



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE
DOTTORATO DI RICERCA IN GEOLOGIA

**MECCANISMI DI DEFORMAZIONE IN ROCCE CARBONATICHE
STRATIFICATE: IMPLICAZIONI PER LA CIRCOLAZIONE DEI
GEOFLUIDI**

GEO/03 (Geologia strutturale)

TESI DI
GIUSEPPE NAPOLI

COORDINATORE DEL DOTTORATO
PROF. ENRICO DI STEFANO

TUTOR
PROF. PIETRO RENDA

CICLO XXIV – A.A. 2013

DOTTORATO



INDICE

RIASSUNTO	pag.	3
SUMMARY	pag.	9
1. INTRODUZIONE	pag.	15
1.1- Metodologie	pag.	17
2. ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	pag.	19
2.1- Area di catena esterna e avampaese deformato: Sicilia occidentale	pag.	32
2.2- Area di avampaese indeformato e/o poco deformato: Sicilia sudorientale (<i>plateau</i> ibleo)	pag.	35
3. AREE DI STUDIO	pag.	40
3.1- Gli affioramenti in Sicilia occidentale: Monte Maranfusa e Montagna Grande	pag.	40
3.1.1 – Monte Maranfusa	pag.	46
3.1.2 – Montagna Grande	pag.	53
3.2 – Altopiano ibleo centromeridionale	pag.	54
4. PROPRIETÀ PETROFISICHE DELLE FORMAZIONI STUDIATE	pag.	66
4.1 - Descrizione al microscopio ottico	pag.	66
4.2 - <i>Image – analysis</i>	pag.	76
5. ANALISI STRUTTURALE	pag.	78
5.1- Principali caratteristiche strutturali dei tre siti studiati	pag.	78
5.1.1 - Monte Maranfusa	pag.	78
5.1.2 – Montagna Grande	pag.	87
5.1.3 – Altopiano ibleo	pag.	95
5.2 – Proprietà dimensionali dei differenti <i>set</i> di <i>joint</i> nelle Formazioni carbonatiche studiate	pag.	109
5.2.1 – Breve introduzione sulla metodologia di analisi utilizzata e i parametri considerati	pag.	109
5.2.2 – Analisi dei dati raccolti mediante le <i>scan line</i>	pag.	112
5.2.2.1 – Formazione Inici	pag.	114
5.2.2.2 – Formazione Amerillo	pag.	121
5.2.2.3 – Formazione Ragusa	pag.	128
5.2.2.3.1 – Membro Leonardo	pag.	129
5.2.2.3.2 – Membro Irminio (porzione inferiore)	pag.	136

5.2.2.3.3 – Membro Irminio (porzione mediana)	pag. 143
5.3 – Connettività delle fratture	pag. 147
5.4 – Analisi della fratturazione lungo le zone di faglia	pag. 148
6. DISCUSSIONE	pag. 159
6.1 – Ambienti deposizionali ed evoluzione diagenetica delle tre formazioni studiate	pag. 159
6.2 - Geometria, cinematica e <i>timing</i> della deformazione	pag. 162
6.3 - Densità della fratturazione e proprietà scalari dei <i>joint</i>	pag. 165
6.4 - Controllo delle superfici di faglia sulla distribuzione della fratturazione dilatante	pag. 172
7. CONCLUSIONI	pag. 174
BIBLIOGRAFIA	pag. 178

RIASSUNTO

Nel presente lavoro è stata condotta un'analisi quali/quantitativa degli elementi strutturali che caratterizzano alcuni affioramenti carbonatici presenti nella zona di catena esterna della Sicilia occidentale (Monte Maranfusa e Montagna Grande), e nella zona di avampaese in Sicilia sud-orientale (Monti Iblei).

Le proprietà petrofisiche delle rocce carbonatiche (porosità, permeabilità), sono strettamente legate all'evoluzione diagenetica di quest'ultime e cambiano in funzione della natura, dell'organizzazione e della forma degli elementi che le costituiscono (grani, pori, cemento, minerali, ecc.). Tali proprietà sono inoltre fortemente condizionate dalla natura delle discontinuità tettoniche, costituite principalmente da *crack*, vene, stiloliti e zone di faglia (CAINE ET AL., 1996; EVANS ET AL., 1997; BOUR & DAVY, 1998; AYDIN, 2000), che interessano i differenti litotipi carbonatici.

Attraverso l'analisi delle proprietà scalari di alcuni elementi strutturali (*joint*) che caratterizzano tre litotipi carbonatici diversi per età, litologia, caratteristiche petrofisiche e composizionali nonché storia deformativa (calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi – Fm. Inici di età infraliassica; calcilutiti e calcilutiti marnose a foraminiferi planctonici – Fm. Amerillo del Cretaceo superiore; calciruditi e calcareniti a macroforaminiferi – Fm. Ragusa di età miocenica), si è cercato di fornire elementi utili alla comprensione dei processi deformativi che interessano ammassi rocciosi carbonatici stratificati presenti in differenti contesti tettonici, e delle eventuali implicazioni nei meccanismi di circolazione/accumulo dei geofluidi.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Nei tre siti studiati è stata condotta un'analisi geologico-strutturale volta alla definizione delle caratteristiche principali dei tre affioramenti. Le tre aree si trovano in differenti contesti tettonici: i) zona di catena esterna i due affioramenti in Sicilia occidentale (Monte Maranfusa e Montagna Grande) e ii) zona di avampaese l'affioramento in Sicilia sud-orientale (altopiano ibleo centromeridionale).

In Sicilia occidentale affiorano diffusamente le successioni di piattaforma carbonatico-pelagica preorogeniche, riferibili alle porzioni occidentali del Dominio Ibleo Pelagiano, che a partire dall'Oligocene superiore vengono parzialmente coinvolte nella formazione della catena. Queste potenti successioni carbonatiche sono ben esposte, sotto forma di alti strutturali, delimitate da faglie trascorrenti e transpressive che danno luogo a strutture di espulsione (*flower structures*) come nel caso di Monte Maranfusa, o bordati da superfici di

sovrascorrimento o faglie che le mettono a contatto con i depositi terrigeni Oligo-Miocenici (Montagna Grande).

Il *plateau* ibleo rappresenta la parte emersa del Blocco Pelagiano, il promontorio più settentrionale dell'avampaese africano. Le successioni affioranti e quelle più profonde, conosciute solo da dati di pozzo, danno vita ad una potente sequenza meso-cenozoica prevalentemente carbonatica interessata da ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche e dalla presenza di numerose faglie. Gli Iblei nel loro complesso rappresentano un alto morfostrutturale allungato in senso NE-SO. Il suo settore centromeridionale è rappresentato dall'altipiano ragusano s.s. un *horst* prevalentemente carbonatico allungato in direzione NNE-SSW dissecato nella porzione centrale da una zona di taglio trascorrente nota in letteratura come "Scicli-Ragusa" (GHISSETTI & VEZZANI, 1980).

Il rilievo geologico di campagna ha consentito di delineare le caratteristiche litologiche e strutturali peculiari dei tre siti studiati.

A Monte Maranfusa in corrispondenza di una cava in disuso è stato possibile osservare l'intera successione carbonatico-pelagica Mesozoica. In quest'area lo studio si è concentrato sui calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi della Fm. Inici (Hettangiano-Sinemuriano).

A Montagna Grande la presenza di due cave abbandonate sul versante nord-orientale del rilievo ha permesso di studiare le calcilutiti e calcilutiti marnose a foraminiferi planctonici della Fm. Amerillo (Cretaceo Sup.).

Mentre nell'altipiano ibleo centromeridionale lo studio è stato condotto sui due membri della Fm. Ragusa: le calcisiltiti alternate a marne e calcari marnosi del M.bro Leonardo (OLIGOCENE SUP.); le calcareniti e calciruditi alternate a livelli calcari marnosi della porzione inferiore del M.bro Irminio (Aquitano-Burdigaliano Inf.); e l'alternanza di calcareniti e calcari marnosi della porzione mediana del M.bro Irminio (Burdigaliano Sup.-Langhiano Inf.)

PROPRIETÀ PETROFISICHE

Per ognuna delle tre formazioni studiate sono stati raccolti dei campioni di roccia indisturbati. Sono state ricavate delle sezioni sottili orientate dai vari campioni, le quali sono state studiate al microscopio ottico e, successivamente, processate con un programma di *image analysis* (*Image J*), al fine di studiarne le caratteristiche petrofisiche (porosità).

Le osservazioni al microscopio delle sezioni sottili hanno evidenziato nei carbonati della Fm. Inici una tessitura da grano a fango-sostenuta (*wackestone-packstone*) ed un abbondante presenza di fossili (soprattutto alghe calcaree e foraminiferi bentonici), che inducono ad

ipotizzare un ambiente deposizionale di laguna moderatamente aperta, in prossimità della piana tidale. Inoltre l'abbondante quantità di cemento secondario riscontrato all'interno delle cavità fenestrali e dei fossili calcarei, testimonia l'esposizione subaerea dei suddetti carbonati. Le sezioni sottili ricavate dalla Fm. Amerillo mostrano una granulometria molto fine, con pochi clasti costituiti da gusci/frammenti di gusci di foraminiferi planctonici di dimensioni maggiori immersi in una matrice carbonatica (*wackestone*). Le caratteristiche litologiche e petrografiche della roccia indicano un'ambiente deposizionale di mare profondo, caratterizzato da scarsa energia del moto ondoso, riconducibile ad un'area di raccordo tra la piattaforma e l'adiacente bacino.

Mentre nell'area di avampaese le caratteristiche litologiche e petrografiche dei due membri della Fm. Ragusa inducono ad ipotizzare un'ambiente deposizionale di rampa esterna. I risultati delle osservazioni effettuate al microscopio indicano una tessitura matrice-sostenuta in entrambi i membri..

I risultati del calcolo eseguito, mediante *Image J*, sulle fotografie delle sezioni sottili ricavate dai campioni di roccia hanno mostrato come i valori di porosità calcolati all'interno dei campioni della Fm. Ragusa sono molto più alti (almeno un ordine di grandezza) rispetto a quelli calcolati nei campioni della Fm. Inici e della Fm. Amerillo. Le porosità medie, comunque, risultano essere molto basse in tutte e tre le Formazioni, con un *range* di variabilità che va da un minimo 0,02% nella Fm Amerillo a un massimo di 4,25% nella parte inferiore del M.bro Irminio (Fm. Ragusa).

ANALISI STRUTTURALE

La successione carbonatico-pelagica di Monte Maranfusa è dissecata da un sistema di dicchi nettuniani prodotti durante la fase estensionale Giurassica, la quale ha smembrato il margine settentrionale della placca africana. Tali dicchi attraversano i depositi della Formazione Inici e sono spesso associati a piani di taglio che, nel tempo, hanno dissecato la successione coinvolgendo sedimenti più recenti. Sulla base delle giaciture, sono state individuate quattro famiglie principali di dicchi nettuniani: i) NW-SE, ii) NE-SW; iii) N-S; iv) E-W.

L'analisi dei riempimenti dei diversi dicchi ha permesso d'identificare sedimenti di diverse età. Sulla base delle caratteristiche dei riempimenti, possono essere distinti due tipologie principali di strutture. Una prima tipologia è costituita da dicchi che presentano un riempimento omogeneo, mentre la seconda tipologia presenta invece riempimenti che appaiono essere polifasici e zonati parallelamente allo spessore dei singoli dicchi.

I movimenti avvenuti lungo alcuni dei dicchi studiati, desunti dalla dislocazione di strati guida e dall'analisi degli indicatori cinematici, unitamente alle età dei riempimenti di cui sopra

hanno permesso di ipotizzare il susseguirsi di diverse fasi di riempimento legate a diversi episodi tettonici.

Nell'area di Montagna Grande, le calcilutiti e calciluti marnose della Formazione Amerillo (Scaglia) sono state interessate da due *set* di stiloliti: uno parallelo alla stratificazione (con inclinazioni di pochi gradi), un altro con inclinazioni maggiori (da 20° a 40°) con direzione circa NW-SE. Le stiloliti appartenenti a quest'ultimo *set* sono probabilmente legate alla tettonica compressiva Oligo-miocenica testimoniata nell'area dai sovrascorrimenti che bordano il rilievo carbonatico e dalle superfici di taglio a basso angolo caratterizzate da cinematica inversa. La direzione del *set* NW-SE di stiloliti sembra essere compatibile cinematicamente con la direzione dei sovrascorrimenti, i quali suggeriscono una direzione del trasporto tettonico verso sud e sudovest (NIGRO & RENDA, 2002b).

Le faglie a cinematica diretta riscontrate nell'area sono state suddivise in due famiglie principali sulla base degli angoli d'inclinazione: faglie dirette a basso angolo (inclinazione < 30°) e faglie dirette ad alto angolo (inclinazione > 45°). Le prime mostrano due direzioni azimutali principali: i) circa NE-SW e ii) circa E-W. Queste strutture sarebbero compatibili con una fase estensionale post-orogena documentata da diversi autori (GIUNTA ET AL., 2002a; GIUNTA ET AL., 2002b; NIGRO & RENDA, 2002b).

Le faglie dirette ad alto angolo sembrano invece essere legate ad una fase transtensionale pre-orogena di età Cretacica, la quale è testimoniata in tutta la Sicilia occidentale (NIGRO & RENDA, 2002b) da una tettonica sinsedimentaria che ha prodotto spessi depositi di megabrecce lungo le aree di raccordo tra piattaforme carbonatiche e i bacini pelagici (ABATE ET AL., 1982; CATALANO & D'ARGENIO, 1978–1982; NAPOLI ET AL., 2012; TORTORICI ET AL., 2001).

Infine, la presenza di chiari indicatori cinematici di trascorrenza su alcune superfici di taglio orientate NE-SW che dislocano le suddette strutture indicano una fase tettonica trascorrente di età Plio-pleistocenica.

Nell'area iblea il rilevamento strutturale realizzato sul terreno ha permesso di individuare due *set* principali di faglie: i) faglie circa N-S; ii) faglie circa NE-SW. Un terzo *set*, poco presente nell'area di studio, è orientato circa E-W/NW-SE. Sulla base delle lunghezze e dei rigetti, sono state caratterizzate 4 tipologie di faglie caratterizzate da architetture differenti: (i) “Faglie incipienti”, (ii) “Faglie piccole”, (iii) “Faglie medie” e (iv) “Faglie grandi”.

Le “Faglie incipienti” sono costituite da fratture preesistenti, perlopiù *joint*, andati in taglio.. Le “Faglie piccole” sono formate da nuclei di faglia (*core*) isolati e discontinui costituiti da breccia di faglia attraversati da piccole superfici di taglio. Le “Faglie medie” risultano essere

caratterizzate da sottili *core* con andamento discontinuo formati da brecce di faglia o, più raramente, da cataclasiti. Infine, le “Faglie maggiori” sono caratterizzate da un *fault core* ben sviluppato costituito da cataclasiti e da numerose superfici principali di taglio. I *fault core* sono delimitati lateralmente da *damage zone* spesse e ben sviluppate.

Le orientazioni principali delle faglie normali sembrano essere compatibili con il campo di *stress* (σ_1 orizzontale orientato circa NE-SW) determinato dallo *spreading* crostale che, a partire dal Messiniano, ha interessato l’area del Canale di Sicilia e che ha portato alla formazione del *rift* di Pantelleria (BIANCHI ET AL., 1987; BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990; REUTHER ET AL., 1993). Anche i principali *set* di faglie aventi una cinematica trascorrente destra (NNE-SSW e NE-SW) e sinistra (E-W) sono compatibili con lo stesso campo di *stress*. Al contrario, il *set* di faglie trascorrenti sinistre orientato NE-SW potrebbe essere correlato al campo di *stress* attuale (σ_1 orizzontale orientato circa NW-SE) dovuto al progressivo avanzamento del fronte della catena Maghrebide sulle zone di avampaese (CATALANO ET AL., 2008; ROMAGNOLI ET AL., 2008).

ANALISI DELLA FRATTURAZIONE E PROPRIETÀ SCALARI DEI *JOINT*

Lontano dalle zone di faglia principali, nelle tre formazioni sono state eseguite tre *scan line* orientate parallelamente alla stratificazione in strati di differente spessore. I dati così raccolti sono stati elaborati al computer (*software* Windows Excel) al fine di ottenere, in modo statistico, indicazioni sul possibile controllo meccanico esercitato dai singoli strati sulla formazione e lo sviluppo delle discontinuità tettoniche. All’interno delle tre formazioni studiate è stata documentata la presenza di due *set* di *joint* perpendicolari agli strati e, più o meno, ortogonali tra di loro. Le modalità di formazione dei due *set* di *joint* sono diverse nelle tre formazioni in funzione delle diverse storie deformative che i tre siti hanno subito. Non vi è una chiara correlazione tra la densità di fratturazione (FD), intesa come numero di fratture per metro, dei litotipi indagati e lo spessore dei singoli strati. Mentre sembra esserci una correlazione tra la densità di fratturazione e la posizione delle diverse formazioni considerate all’interno dell’edificio tettonico.

Mediamente, la Formazione Amerillo e la Formazione Inici mostrano valori maggiori di FD relativamente ai tre litotipi della Formazione Ragusa. Questo dato può essere ricondotto alle differenti storie deformative delle due aree, che nel tempo sono state sottoposte a diversi eventi tettonici, caratterizzati da differenti modalità deformative e differenti intensità della deformazione. La distribuzione della fratturazione all’interno delle formazioni carbonatiche, tuttavia è controllata anche dalle caratteristiche petrofisiche dei litotipi studiati. I valori di saturazione (S/T) ricavati nelle tre formazioni considerate, non sembrano mostrare una stretta

correlazione con la posizione tettonica dei siti ma suggeriscono, invece, il possibile controllo esercitato dalla composizioni dei litotipi e dai valori di granulometria e porosità sulla spaziatura dei *joint*. Infatti, i *joint* perpendicolari alla stratificazione tendono ad essere mediamente meno spazati (sovrassaturi) all'interno dei litotipi aventi una minore porosità (ad esclusione della formazione Amerillo). Questa relazione sembra essere in accordo con i risultati di BAI & POLLARD (2000a), i quali hanno dimostrato che la spaziatura dei *joint* perpendicolari agli strati sia inversamente proporzionale alla rigidità (modulo di Young, E) degli strati. La proporzionalità inversa tra rigidità della roccia e spaziatura delle fratture all'interno degli strati, come riportato anche da RUSTICHELLI ET AL. (2013), spiegherebbe inoltre la maggiore spaziatura riscontrata all'interno della Fm. Amerillo a dispetto di valori di porosità molto bassi, che potrebbe essere dovuta alla presenza nella roccia di una componente marnosa che ne abbasserebbe la rigidità. Allo stesso modo, l'abbondante presenza di cemento all'interno della Formazione Inici potrebbe spiegare i valori molto bassi di S/T, così come indicato dagli stessi autori. Infine, dai dati relativi alla connettività delle fratture riscontrate nelle tre formazioni si è visto come all'interno del Membro Leonardo prevalgano le fratture isolate, mentre il membro Irminio è caratterizzato soprattutto da fratture accoppiate o interconnesse. La stessa cosa si può dire sia per la Formazione Amerillo che per la Fm. Inici, con una netta prevalenza di fratture interconnesse nella Fm. Amerillo. Questo in termini di circolazione dei geofluidi significa che negli strati del Membro Leonardo la deformazione, non crea le condizioni ideali per la migrazione dei geofluidi, che invece è favorita sia nel membro Irminio sia nelle altre due formazioni studiate. Allo stesso modo l'architettura delle zone di faglia può giocare un ruolo importante nella migrazione e/o accumulo dei geofluidi. In funzione delle caratteristiche degli elementi che compongono una superficie di taglio (*core zone, damage zone*), questa di volta in volta può agire o come barriera o come condotto, favorendo o meno la circolazione dei geofluidi all'interno dell'ammasso carbonatico.

SUMMARY

In this paper we carried out a qualitative and quantitative analysis of the structural elements that characterize the carbonate succession outcrops in the external chain area of western Sicily (Monte Maranfusa and Montagna Grande), and in the foreland area in south-eastern Sicily (Hyblaean Mounts).

The petrophysical properties of carbonate rocks (porosity, permeability), are closely linked to their diagenetic evolution and they change following the nature, the organization and the structure of their constituent elements (grains, pores, cement, minerals, etc..).

These properties are also strongly influenced by the nature of tectonic discontinuities, consisting primarily of cracks, veins, pressure solution and fault zones (CAINE ET AL., 1996; EVANS ET AL., 1997; BOUR & DAVY, 1998; AYDIN, 2000), affecting the different carbonate lithologies.

Through the analysis of scaling properties of some structural elements (joint) that characterize three carbonate rocks different in age, lithology, petrophysical and compositional features and deformation history (limestones and dolomitic limestones with algae and bivalve – Inici Fm. of Lias age; marly limestones with planktonic foraminifera – Amerillo Fm. of Late Cretaceous time ; grainstones/packstones with macro-foraminifera – Ragusa Fm. of Miocene time), we have tried to provide some elements useful to understand the deformation processes affecting carbonate layered rock outcrops in different tectonic settings, and the possible implications in the mechanisms of geofluid migration and storage.

GEOLOGICAL AND STRUCTURAL SETTING

In the three studied areas a geological-structural analysis has been conducted. This analysis aimed to define the main characteristics of the three outcrops. The three areas are located in different tectonic settings: i) the two outcrops in western Sicily (Monte Maranfusa and Montagna Grande) are placed in the external chain area; ii) the outcrop in south-eastern Sicily (south-central Hyblean plateau), is located in the foreland area.

The pre-orogenic successions of pelagic carbonate platform, which can be referred to the western portions of the Hyblean Pelagian domain, widely outcrop in western Sicily. These successions, since Late Oligocene, are partially involved in the chain building process.

These thick carbonate successions are well exposed as structural highs, bounded by strike-slip faults and transpressive structures leading to flower structures as for the Monte Maranfusa, or bounded with thrust faults putting them in contact with the Oligo-Miocene terrigenous deposits (Montagna Grande).

The Hyblean plateau represents the emerged portion of the Pelagian Block, the northernmost headland of the African foreland. The outcropping successions and the deeper successions, known only from well data, lead to a thick Meso-Cenozoic carbonate sequence mainly affected by repeated basic volcanic rocks intercalations and by numerous faults. Generally, Hyblaeon Mounts represent a morphostructural high ground, NE-SW oriented. Its south-central sector is represented by the Ragusa plateau s.s., a carbonate horst, NNE-SSW oriented, crosscut by a large-scale strike-slip fault system, named Scicli-Ragusa (GHISSETTI & VEZZANI, 1980).

The geological survey made possible to delineate the lithological and structural features of the three studied areas.

In the area of Monte Maranfusa in an inactive quarry it was possible to observe the entire Mesozoic pelagic-carbonate succession. In this area, the study focused on the limestone and dolomitic limestone with algae and bivalve of the Inici Fm. (Hettangian-Sinemurian).

In the area of Montagna Grande the presence of two abandoned quarries on its north-east flank, made possible to study the marly limestones with planktonic foraminifera of the Fm. Amerillo Fm. (Upper Cretaceous.).

In the south-central Hyblean plateau the study concerned two members of Fm. Ragusa: the wackestones intercalated with marl-rich mudstones of the Leonardo Mb. (Upper Oligocene); the graistone/packstone intercalated with thin marly limestone of the lower portion of the Irminio Mb. (Aquitanian-Lower Burdigalian); and the grainstone/packstone and marly limestones of the middle portion of the Irminio Mb. (Upper Burdigalian-Lower Langhian).

PETROPHYSICAL PROPERTIES

For each of the three studied formations, blank rock samples have been collected.

Oriented thin sections were obtained from various samples, which have been observed by optical microscope, and subsequently processed with an image analysis program (Image J), in order to study the petrophysical characteristics (porosity).

The microscopic observations of thin sections have showed, in the Inici Fm. carbonates, a grain-to-mud supported texture (wackestone-packstone) and an abundance of fossil (mainly calcareous algae and benthic foraminifera), which lead to suppose a moderately open lagoon depositional environment. In addition, the rich amount of secondary concrete in the faenestral structures and in the cavities of fossils, shows the subaerial exposure of these carbonates.

Thin sections obtained from Fm. Amerillo show a very fine particle size, with few clasts consisting in planktonic foraminifera shells/fragments of shells drowned in a carbonate matrix (wackestone). The lithological and petrographic features of the rock point out a deep sea

depositional environment, characterized by low energy, due to an area of connection between the platform and the adjacent basin.

Otherwise, in the foreland area, the lithological and petrographic characteristics of two members of Fm. Ragusa lead to hypothesize an outer ramp depositional environment. The results of the observations made by microscope show a matrix-supported texture in both sides. The results of the evaluation performed by Image J, on the photographs of thin sections obtained from some samples of rock, shown that the porosity values of the Ragusa Fm. are much higher (at least an order of magnitude) than Inici Fm. and Amerillo Fm. ones. The average porosity, however, appear to be very low in all of the three Formations, with a variability that ranges from a minimum value of 0.02% in Amerillo Fm., to a maximum value of 4.25% in the lower part of the Irminio Mb. (Ragusa Fm.).

STRUCTURAL ANALYSIS

The pelagic-carbonate succession of Monte Maranfusa is dissected by a system of Neptunian dikes as a result of the Jurassic extensional phase, which has dissected the northern margin of the African plate. These dykes crosscut the deposits of the Inici Fm. and are often associated with fault planes that, in the course of time, have dissected the sequence involving younger sediments. On the basis of their orientation, we identified four main sets of Neptunian dykes: i) NW-SE, ii) NE-SW iii) N-S iv) E-W.

The analysis of the infill of the various dikes has allowed the identification of sediments of different ages. On the basis of the characteristics of the infill, two main kind of structures can be distinguished. A first kind is constituted by dikes which present a homogeneous infilling, while the second type presents fills that appear to be zoned in parallel to the thickness of each dykes.

The displacement occurred in some of the studied dikes, shown by the dislocation of marker layer and by the analysis of kinematic indicators, together with the age of the infills, allowed us to assume the succession of different infilling stages related to different tectonic episodes.

In the area of Montagna Grande, the marly limestones of Amerillo Fm. have been affected by two sets of stylolites: one set is parallel to the bedding (with few degrees of inclination), and other one with greater inclinations (from 20° to 40°) having an approximately NW-SE direction. The stylolites belonging to the second sets are probably related to tectonic compression in the Oligo-Miocene, endorsed by the thrust faults bordering the carbonate relief and the low-angle inverse faults. The NW-SE stylolites set seems to be kinematically compatible with the direction of the thrust, suggesting a tectonic transport direction oriented towards south and southwest (NIGRO & RENDA, 2002b).

The normal faults in the area have been divided into two main families depending on their angle of inclination: low-angle normal faults (inclination $<30^\circ$) and high-angle normal faults (inclination $>45^\circ$). The first family shows two azimuth directions: i) approximately NE-SW and ii) approximately EW. These structures would be compatible with a post-orogenic extensional phase documented by several authors (GIUNTA ET AL., 2002A; GIUNTA ET AL., 2002B; NIGRO & RENDA, 2002B).

The high-angle normal faults seem to be related to a pre-orogenic transtensional phase of Cretaceous age, which can be found in all western Sicily (NIGRO & RENDA, 2002b) by a synsedimentary tectonics which produced thick deposits of megabreccias along the areas of connection between carbonate platforms and pelagic basins (ABATE ET AL., 1982; CATALANO & D'ARGENIO, 1978–1982; NAPOLI ET AL., 2012; TORTORICI ET AL., 2001).

Finally, the presence of clear kinematic indicators show a strike-slip displacement on some NE-SW trending faults, which indicate a Plio-Pleistocene tectonics phase.

In the Hyblean area, the surveys have led to identify two main sets of faults : i) approximately N-S , ii) approximately NE -SW. A third set, hardly present in the studied area, was approximately E-W/NW-SE oriented. Measuring geological offsets and analyzing kinematics indicators, we have identified four kinds of faults characterized by different architectures: (i) "Incipient Faults"; (ii) "Small Faults"; (iii) "Medium Faults"; (iv) "Major Faults".

"Incipient Faults" consist of sheared pre-existing fractures, mostly joint. "Small Faults" are made up of through-going slip surfaces and isolated and discontinuous fault breccias. "Medium Faults" contain thin but discontinuous fault breccias and, more rarely, cataclasis. Finally, "Major Faults" are characterized by a well-developed fault core consisting of cataclasis and several main slip surfaces. The fault core are delimited laterally by thick and well developed damage zones.

The main orientations of normal faults appear to be compatible with the stress field (horizontal σ_1 , approximately NE-SW oriented) determined by crustal spreading that, starting from the Messinian, has affected the area of the Sicily Channel, which has led to the formation of Pantelleria rift (BIANCHI ET AL., 1987; BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990; REUTHER ET AL., 1993). Also the main set of right-lateral faults (NNE-SSW and NE-SW) and the E-W trending left-lateral fault are compatible with the same stress field. In contrast, the NE-SW trending left-lateral fault, could be related to the actual field stress (horizontal σ_1 approximately NW-SE oriented) due to the progressive development of the front of the chain on the Maghrebid foreland areas (CATALANO ET AL., 2008; ROMAGNOLI ET AL., 2008).

FRACTURE ANALYSIS AND SCALING PROPERTY OF JOINT

Away from the major fault zones, in the three formations were performed three scans line parallel to the bedding in layers with different thickness. The resulting data were processed by Windows Excel, in order to obtain a statistical indication of the possible mechanical control exercised by each layer on the formation and development of tectonic discontinuities. Within the three formations studied, the presence of two sets of joint has been detected: these set are perpendicular to the layers and, more or less orthogonal between them. The process of formation of the two sets of joint are different in the three Formation according to the different deformational history they went through. There is not a clear connection between the fracturing density (FD) - the number of fractures per meter - of the studied rock and the thickness of each layers. Contrarily, it seems that the fracturing density and the tectonic position of the different Formations within the chain are linked.

Generally, the Amerillo Fm. and the Inici Fm. show higher values of FD than the three rock types of Ragusa Fm. This evidence can be due to the different deformation history of the two areas, which all over the time have been affected by different tectonic events characterized by different deformation intensity and different deformation modes. The distribution of fractures within the carbonate formations, is also controlled by the petrophysical properties of the rock. The saturation values (S/T) obtained in the three studied Formation, do not show a strictly correlation with the tectonic position of the outcrop. On the other hand, they suggest a possible control exerted by the rock compositions, the grain size values and the porosity on the joint spacing.

As a matter of fact, the joints which are perpendicular to the bed, seem to be less spaced in rock types having a lower porosity (excluding the Amerillo Fm.). This conclusion does not differ from the results of BAI & POLLARD (2000a), who demonstrated that the spacing of the joint perpendicular to the layers is inversely proportional to the stiffness (Young's modulus, E) of the rock.

The inverse relationship between the rock stiffness and the fractures spacing, as reported by RUSTICHELLI ET AL. (2013) also explains the increased spacing observed in Amerillo Fm., in spite of very low porosity values, which could be due to the presence of marl component, reducing stiffness, in the rock. Similarly, the abundant presence of concrete in Inici Fm. could explain the very low values of S/T, as indicated by the same authors. Finally, the data referring to the fractures connectivity observed in the three Formations have shown as within the Leonardo Mb. isolated fractures prevail, while the Irminio Mb. is mainly characterized by coupled or interconnected fractures. The same thing can be said for both the Amerillo Fm. and

Inici Fm., with a prevalence of interconnected fractures in the first one. In terms of migration of geofluids, it means that in the layers of the Leonardo Mb. the ideal conditions for the migration of geofluids are not created, while they are favored in both the Irminio Mb. and the other two studied Formations. Furthermore, the fault zones architecture can play an important role in geofluid migration and/or accumulation. In function of the characteristics elements of a fault zone (core zone, damage zone) , the fault can act either as a barrier or as a conduit, favoring or not the circulation of geofluids within the carbonate rock.

1. INTRODUZIONE

A scala globale, circa il 60% del petrolio (all'incirca tre miliardi di barili) e il 40% di gas (più di tremila miliardi di metri cubi) è contenuto all'interno di rocce carbonatiche (Schlumberger Market Analysis, 2007).

Queste rocce, inoltre, costituiscono importanti *reservoir* naturali di geofluidi di notevole interesse economico quali acque minerali, idrotermali e fluidi geotermici.

E' ovvio, quindi, che da anni vi sia un interesse crescente nello studio dei carbonati e delle loro caratteristiche sedimentologiche, stratigrafiche, petrofisiche e meccaniche al fine di comprendere meglio come queste possano influenzare i meccanismi di circolazione ed accumulo di geofluidi. Lo studio e una migliore definizione dei suddetti meccanismi assumono un'importanza fondamentale per lo sfruttamento di queste risorse naturali.

Le rocce carbonatiche sono caratterizzate da una notevole variabilità di litotipi, i quali cambiano in funzione della natura, dell'organizzazione e della forma degli elementi che le costituiscono (grani, pori, cemento, minerali, ecc.). Questi fattori determinano un alto *range* di valori di porosità e permeabilità primaria delle rocce carbonatiche, anche in relazione alla loro evoluzione diagenetica (TIAB & DONALDSON, 1996; LUCIA, 1999).

Durante la diagenesi, infatti, sia la porosità sia la permeabilità possono subire notevoli variazioni in funzione dei processi biologici e chimici che controllano composizione e tessitura dei sedimenti originari (AMTHOR ET AL., 1994; TIAB & DONALDSON, 1996; LUCIA, 1999; MACHEL, 2005). In generale, i calcari massivi e micritici, così come la maggior parte delle dolomie, hanno bassi valori di porosità e formano strutture poco permeabili mentre i *packestone* e *grainstone* (sensu DUNHAM, 1962) hanno alti valori di porosità e permeabilità.

Le suddette proprietà petrofisiche delle rocce carbonatiche sono inoltre fortemente condizionate dalla natura delle discontinuità tettoniche, costituite principalmente da *crack*, vene, stiloliti e zone di faglia (CAINE ET AL., 1996; EVANS ET AL., 1997; BOUR & DAVY, 1998; AYDIN, 2000), che interessano i differenti litotipi carbonatici.

Nelle rocce carbonatiche meno porose, tali discontinuità vanno a costituire una rete di canali preferenziali per la localizzazione e la migrazione dei geofluidi, facendone aumentare sia la porosità totale che la permeabilità (SIBSON, 1996; CELLO ET AL., 2001; RAWLING, 2001; AGOSTA & KIRSCHNER, 2003; BILLI, 2005).

Viceversa, le rocce carbonatiche caratterizzate da alti valori di porosità primaria contengono discontinuità tettoniche che, generalmente, costituiscono delle barriere per la migrazione dei geofluidi (TONDI ET AL., 2006; TONDI, 2007). Attraverso le varie fasi di enucleazione e crescita delle discontinuità tettoniche all'interno di litotipi carbonatici porosi si attiva il

processo di cataclasi, che si manifesta nella continua rotazione e traslazione dei grani. Il perdurare di tale processo provoca il collasso dei pori della roccia e la dissoluzione intergranulare, conducendo ad una riduzione della porosità (TONDI, 2007).

I meccanismi deformativi che controllano la formazione delle diverse tipologie di discontinuità tettoniche sono profondamente legati sia alle caratteristiche primarie delle rocce carbonatiche, controllate dagli ambienti sedimentari e dall'evoluzione diagenetica, nonché alle condizioni di temperatura e pressione.

Par tale motivo, quindi, assume un interesse rilevante lo studio dei processi deformativi che coinvolgono rocce carbonatiche di diversa natura e la caratterizzazione quali/quantitativa delle diverse tipologie di strutture che si formano ed evolvono all'interno dell'ammasso roccioso in diversi contesti tettonici e differenti condizioni di temperatura e pressione.

Negli ultimi anni sono stati prodotti numerosi lavori sui diversi meccanismi di deformazione nelle rocce carbonatiche (WILLEMSE ET AL., 1997; MOLLEMA & ANTONELLINI, 1999; SALVINI ET AL., 1999; AGOSTA & AYDIN, 2006; TONDI ET AL., 2006; TONDI, 2007; ANTONELLINI ET AL., 2008) e sull'interazione tra le proprietà dimensionali (spaziatura, lunghezza, ecc.) e petrofisiche delle fratture (BILLI ET AL., 2003; MARCHEGIANI ET AL., 2006; MICARELLI ET AL., 2006; AGOSTA ET AL., 2007; ODONNE ET AL., 2007; AGOSTA ET AL., 2009; AGOSTA ET AL., 2012; TONDI ET AL., 2012).

Tuttavia tra questi lavori solo pochi riguardano le successioni carbonatiche presenti in Sicilia (TONDI, 2007; TONDI ET AL., 2012) e sono tra l'altro limitati ad alcuni affioramenti di *grainstone* carbonatici Plio-Pleistocenici presenti in Sicilia nordoccidentale (San Vito lo Capo) e nell'isola di Favignana.

L'attuale assetto geologico strutturale della Sicilia è il risultato del progressivo coinvolgimento nella formazione della catena Appennino-Maghrebide di una serie di successioni lito-stratigrafiche deposte in diversi domini paleogeografici che nel Trias costituivano il margine frastagliato della placca africana.

Tale margine era costituito da un sistema di alti strutturali a sedimentazione neritica (piattaforme carbonatiche) separate da depressioni a prevalente sedimentazione pelagica.

Questa particolare configurazione paleogeografica dell'area si riflette oggi in una variabilità di litotipi carbonatici, che affiorano estesamente su tutta l'isola, formati in differenti condizioni diagenetiche e che sono stati sottoposti nel tempo a differenti eventi deformativi.

Le successioni di piattaforma carbonatica Mesozoiche derivanti dal margine settentrionale della placca africana sono state il primo obiettivo dell'esplorazione petrolifera in Sicilia (TORTORICI ET AL., 2001). Tali successioni in Sicilia occidentale sono state coinvolte nei

processi di formazione della catena e oggi affiorano, sotto forma di alti strutturali, in diverse aree della porzione occidentale dell'isola. Diversamente nel *plateau* ibleo i carbonati di piattaforma mesozoici si riscontrano nel sottosuolo ricoperti dalle successioni carbonatiche di margine oligo-mioceniche (Fm. Ragusa).

In questo senso, questo lavoro ha avuto come obiettivo principale l'analisi quali/quantitativa degli elementi strutturali che caratterizzano alcuni affioramenti carbonatici presenti nella zona di catena esterna della Sicilia occidentale (Monte Maranfusa, Montagna Grande), e nella zona di avampaese (Monti Iblei).

Questa ricerca è stata condotta attraverso l'analisi delle proprietà scalari di alcuni elementi strutturali (*joint*) che caratterizzano tre litotipi carbonatici diversi per età, litologia, caratteristiche petrofisiche e composizionali nonché storia deformativa (calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi – Fm. Inici di età infraliassica; calcilutiti e calcilutiti marnose a foraminiferi planctonici – Fm. Amerillo del Cretaceo superiore; calciruditi e calcareniti a macroforaminiferi – Fm. Ragusa di età miocenica).

Scopo del presente lavoro è quello di fornire elementi utili alla comprensione dei processi deformativi che interessano ammassi rocciosi carbonatici stratificati presenti in differenti contesti tettonici, e delle eventuali implicazioni nei meccanismi di circolazione/accumulo dei geofluidi.

1.1 - Metodologie

Il lavoro durante il progetto di ricerca è stato suddiviso in diverse fasi operative.

La prima fase è consistita nella ricerca del materiale bibliografico costituito, sia da articoli scientifici di carattere geologico-strutturale, sedimentologico, stratigrafico, sismologico e sismotettonico, riguardanti la Sicilia occidentale e sudorientale, sia da articoli riguardanti i meccanismi deformativi propri delle rocce carbonatiche.

Nella seconda fase dello studio si è proceduto al corposo lavoro di campagna, finalizzato al riconoscimento e caratterizzazione delle litologie affioranti, all'acquisizione dei dati giacitureali ed alla caratterizzazione strutturale dei principali lineamenti tettonici. Sulla base dei suddetti dati, sono state redatte con l'ausilio del software ArcGis 10 le carte geologiche delle aree studiate a diverse scale (1:25.000 per gli Iblei e 1:10.000 per Monte Maranfusa e Montagna Grande).

In campagna sono state anche ricostruite e misurate delle sezioni stratigrafiche: una per l'area Iblea e una per l'area di Monte Maranfusa.

La terza fase di lavoro è stata rivolta allo studio dei campioni raccolti. In corrispondenza di alcuni strati delle tre formazioni studiate, lungo i quali sono state realizzate le *scan line*, sono stati raccolti dei campioni di roccia indisturbata.

In laboratorio, sono state ricavate delle sezioni sottili orientate dai vari campioni, le quali sono state studiate al microscopio ottico e, successivamente, processate con un programma d'*image analysis (Image J)*, al fine di studiarne le caratteristiche petrofisiche (porosità), e nel caso di Monte Maranfusa al fine di determinare la natura dei riempimenti dei dicchi nettuniani presenti.

La quarta e ultima fase di lavoro è stata svolta sia in campagna sia in laboratorio. Sul terreno sono stati raccolti dei dati strutturali puntuali, tramite la realizzazione di *scan-line* all'interno della Fm. Ragusa, della Fm. Inici e della Fm. Amerillo. Nelle tre formazioni, sono state effettuate un totale di 15 *scan line*, tre nella Fm. Inici, tre nella Fm. Amerillo e nove nella Fm. Ragusa, poiché quest'ultima è suddivisa in diversi membri aventi caratteristiche litologiche differenti. Le *scan line*, per ogni formazione o membro sono state realizzate in corrispondenza di strati di spessore differente, in modo da valutare la distribuzione della deformazione di fondo (*background*) lontano dalle zone di faglia principali. Tale fase di acquisizione di dati strutturali ha anche interessato delle zone di faglia presenti all'interno della Fm. Ragusa, al fine di caratterizzare sia la struttura interna delle zone di faglia (*core e damage zone*, sensu CAINE, 1996) che la distribuzione delle discontinuità tettoniche all'interno di ognuna di esse; e all'interno della Fm. Inici, in corrispondenza di alcuni dei dicchi nettuniani che interessano la successione, al fine di valutare se e come queste strutture abbiano influenzato la distribuzione delle fratturazione all'interno dell'ammasso carbonatico. Lungo ogni *scan-line* effettuata per ogni discontinuità tettonica sono stati raccolti i seguenti dati: (i) distanza dall'origine (cm), (ii) tipologia di struttura, (iii) immersione ed inclinazione, (iv) apertura (mm), (v) persistenza (cm), (vi) presenza o meno di strie, (vii) cinematica, ove possibile, (viii) riempimento, (ix) morfologia e (x) connettività. Quindi con l'ausilio di un programma di elaborazione dati (Excel), i dati raccolti in campagna sono stati analizzati in modo statistico in maniera da ottenere informazioni sulle relazioni che intercorrono tra le proprietà sedimentologiche, e petrofisiche delle formazioni carbonatiche e le strutture tettoniche che insistono su di esse (stratigrafia meccanica).

In particolare sono state analizzate le relazioni intercorrenti tra la spaziatura delle discontinuità perpendicolari agli strati e lo spessore degli stessi, le proprietà dimensionali delle fratture (distribuzione cumulativa della spaziatura e della lunghezza), la connettività delle fratture e la distribuzione della fratturazione all'interno delle zone di faglia.

2. ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La Sicilia occupa un settore del Mediterraneo centro-occidentale e a causa della sua posizione geografica costituisce l'area di raccordo tra la catena Appenninica e le Maghrebidi Tunisine (Fig. 2.1). E' limitata a nord dal bacino Tirrenico, area sottoposta ad assottigliamento crostale a partire dal Tortoniano (MOUSSAT ET AL., 1985; MALINVERNO & RYAN, 1986; REHAULT ET AL., 1987) per processi di estensione (GIUNTA ET AL., 2000b; PEPE ET AL., 2000; NIGRO & RENDA, 2001-2004) e trascorrenza di significato regionale (BOCCALETTI ET AL., 1982; FINETTI & DEL BEN, 1986; NIGRO, 1998; GIUNTA ET AL., 2000a; GUEGUEN ET AL., 2002;), e verso sud dal Canale di Sicilia, area di avampaese sottoposto a processi transtensionali di *rifting* intraplacca (REUTHER & EISBACHER, 1985; GRASSO & REUTHER, 1988; REUTHER, 1987).

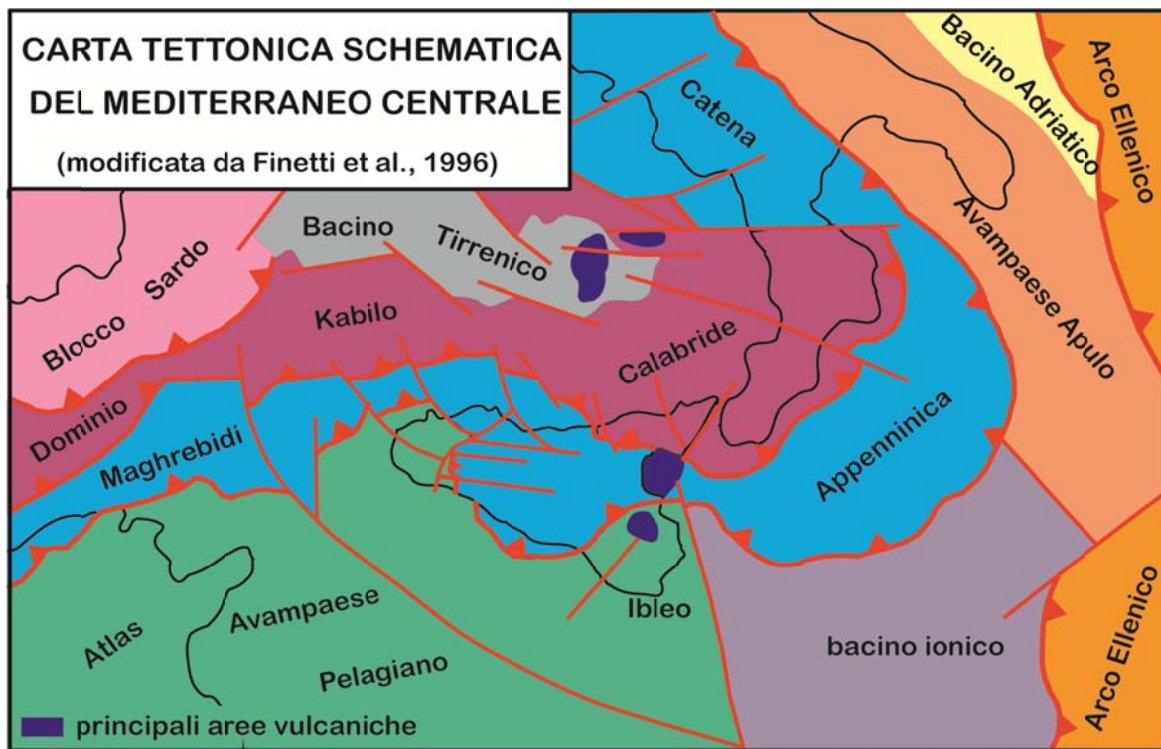


Figura 2.1 – Schema tettonico del Mediterraneo centrale (da FINETTI ET AL., 1996)

L'area del Mediterraneo centrale rappresenta quindi un punto di fondamentale importanza per la comprensione dei meccanismi di collisione tra la placca africana e quella euroasiatica.

I processi che hanno portato alla formazione della catena Maghrebide e della sua prosecuzione siciliana sono, tuttavia, tutt'altro che semplici.

L'attuale geometria degli elementi strutturali che costituiscono l'isola siciliana e le aree ad essa limitrofe è imputabile alle variazioni crostali che caratterizzavano la parte settentrionale della placca africana durante le prime fasi di collisione con quella europea. Se nell'*offshore* dello Ionio si ha la subduzione della crosta oceanica ionica al di sotto del basamento

continentale dell'arco calabro, più ad Ovest nel Canale di Sicilia e nella parte più meridionale dell'isola la collisione avviene tra la crosta continentale africana rappresentata dal Blocco Pelagiano (BUROLLET ET AL., 1978), che si estende dal *Plateau* ibleo-maltese al Banco Avventura, fino alla piattaforma orientale tunisina (REUTHER, 1987) (Fig. 2.2), e la restante parte dell'arco calabro che si estende ad Ovest della Calabria nell'*offshore* nord-siciliano (BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990).

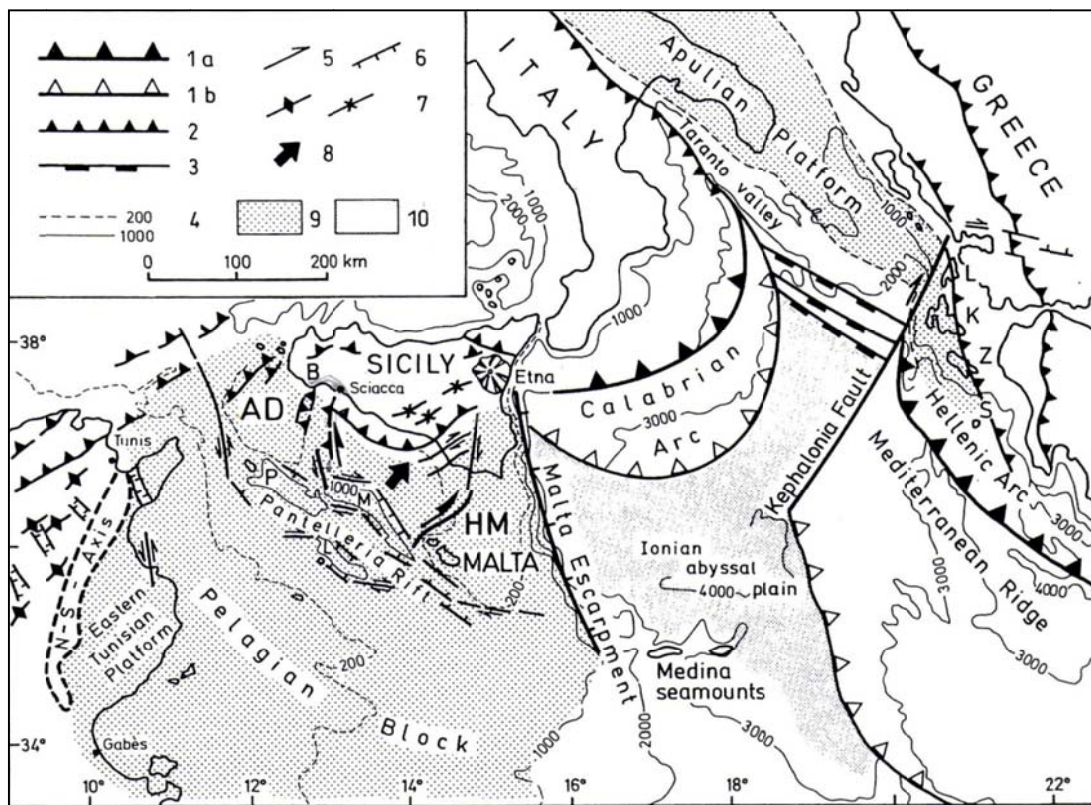


Figura 2.2 – Mappa delle strutture tettoniche della regione centrale del Mediterraneo: 1a) zone in subduzione; 1b) fronte delle zone di accrezione; 2) collisione continentale; 3) antichi margini Mesozoici passivi; 4) linee isobate; 5) movimenti orizzontali; 6) faglie normali; 7) anticlinali e sinclinali; 8) direzioni di *spreading*; 9) zone di piattaforma; 10) crosta oceanica ionica. Sulla carta: B) Valle del Belice; AD) Banco Avventura; HM) *plateau* ibleo-maltese; P) Pantelleria-, M) Malta- e L) Linosa *graben* del "Rift di Pantelleria". (Da REUTHER ET AL., 1993).

La crosta continentale presente al di sotto della costa meridionale siciliana e del Canale di Sicilia, presenta caratteristiche reologiche diverse che si manifestano in una segmentazione dell'area interessata dalla collisione.

Il *plateau* ibleo-maltese e, molto probabilmente, l'*offshore* di Sciacca (Banco Avventura) sorgono su una crosta di tipo continentale con caratteristiche differenti (meno densa e più leggera) rispetto a quella presente nel resto del Blocco Pelagiano. Tali variazioni crostali lungo il margine settentrionale della placca africana spiegherebbero il motivo per cui le aree di avampaese saccense e ragusano sarebbero preservate dalla deformazione che invece, dall'Oligocene sup., ha agito sull'intero fronte della catena nella zona settentrionale dell'isola. Queste due zone, che per le loro caratteristiche reologiche resistono alla subduzione, sono

separate dalla rimanente parte del Blocco Pelagiano compresa tra di esse da due zone di collegamento orientate circa N-S; lungo il margine occidentale del *plateau* ibleo si riscontra una zona caratterizzata da trascorrenza destra (“*the dextral Western Hyblean Transform margin*” GRASSO & REUTHER, 1988), mentre il margine orientale del banco avventura è caratterizzato da una zona transpressiva sinistra (ANTONELLI ET AL., 1988; REUTHER ET AL., 1993). La restante parte del Blocco Pelagiano, compresa tra questi due lineamenti, tende invece a subdurre al di sotto della catena Maghrebide affiorante in Sicilia, a causa della spinta prodotta dallo *spreading* messiniano che s’innescia nel Canale di Sicilia e porta alla formazione del *rift* di Pantelleria (Fig. 2.3).

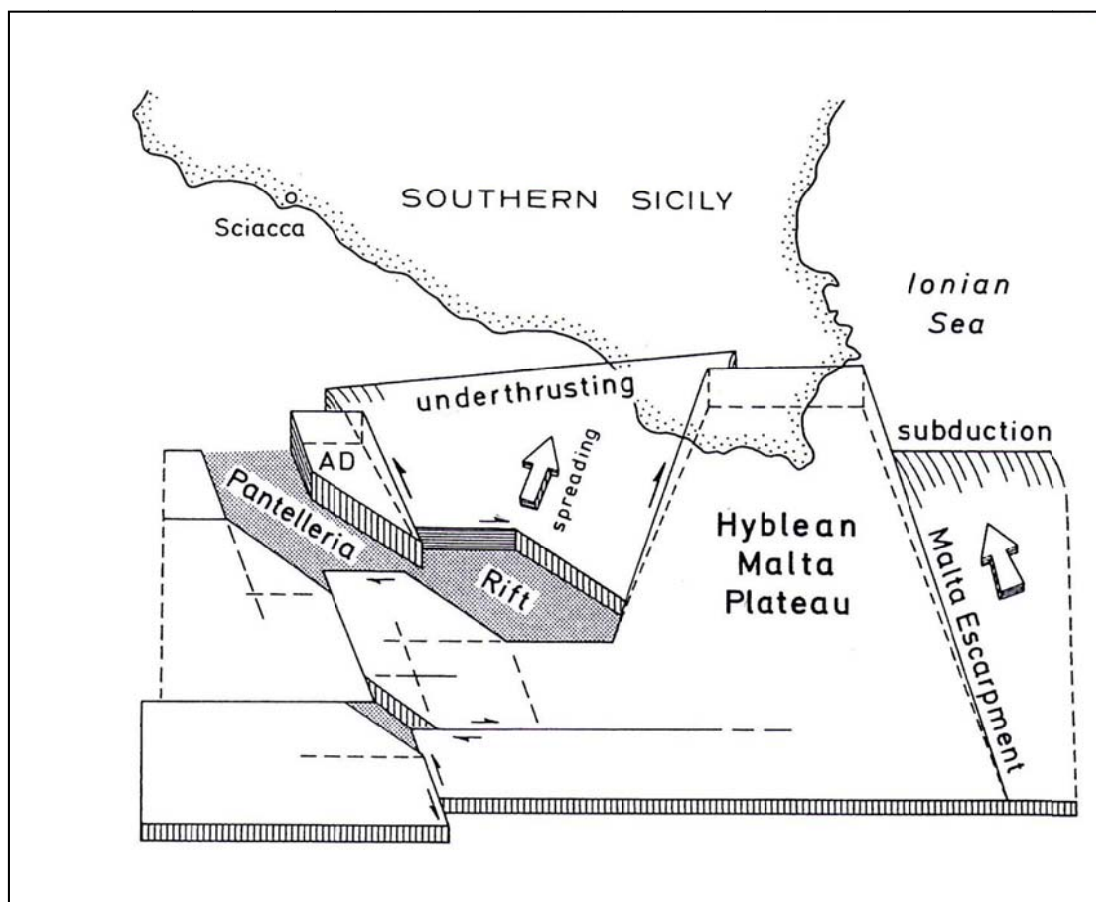


Figura 2.3 – Modello concettuale che mostra la segmentazione della crosta nell’area a Sud della Sicilia (da REUTHER ET AL., 1993).

Le differenti caratteristiche crostali, confermate anche da studi di carattere gravimetrico e magnetico (BIANCHI ET AL., 1987; BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990; FEDI ET AL., 1997) (Fig. 2.4), permettono di suddividere questa zona di collisione in tre elementi principali: il Mar Ionio ad Est, il *Plateau* ibleo-maltese ed il resto del Blocco Pelagiano più ad Ovest. Questi tre elementi sono separati tra loro da importanti lineamenti tettonici: lungo il margine occidentale del *plateau* si sviluppa un’ampia zona di *shear* con componente destra (GHISSETTI & VEZZANI, 1980; GRASSO ET AL., 1986; GRASSO & REUTHER, 1988), mentre quello orientale (la scarpata

di Malta) è caratterizzato da un grande lineamento a componente normale che ribassa notevolmente (circa 3000 m di dislocazione verticale) la crosta oceanica nel profondo bacino dello Ionio (Fig. 2.5; BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990).

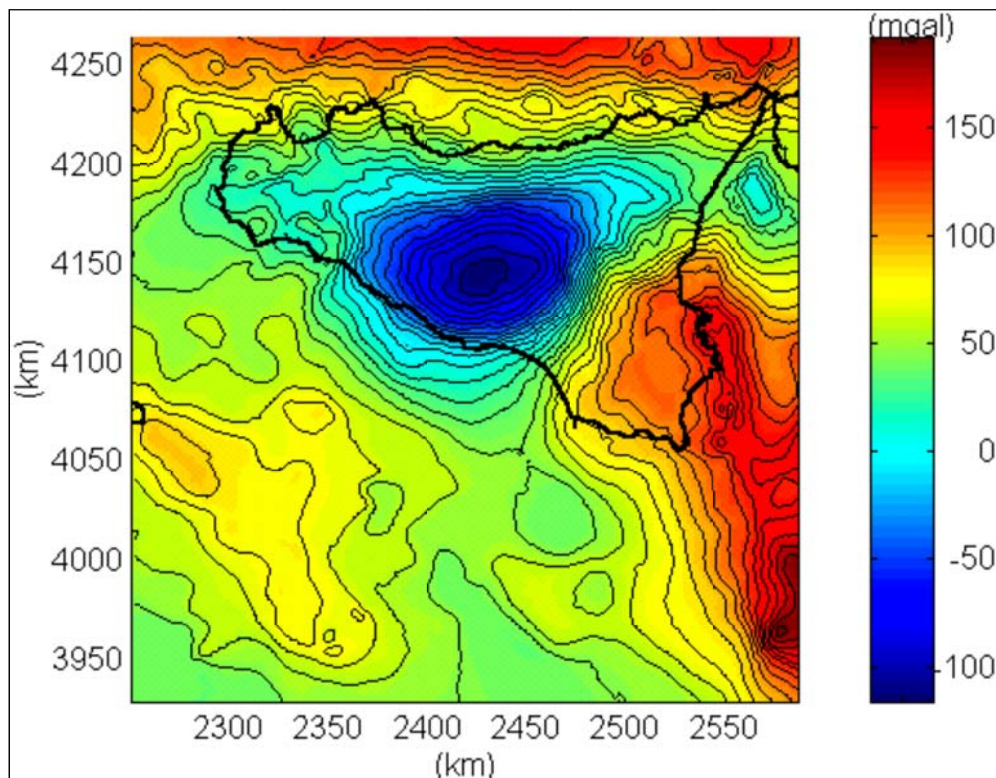


Figura 2.4 - Mappa delle anomalie gravimetriche di Bouguer (da FEDI ET AL, 1997).

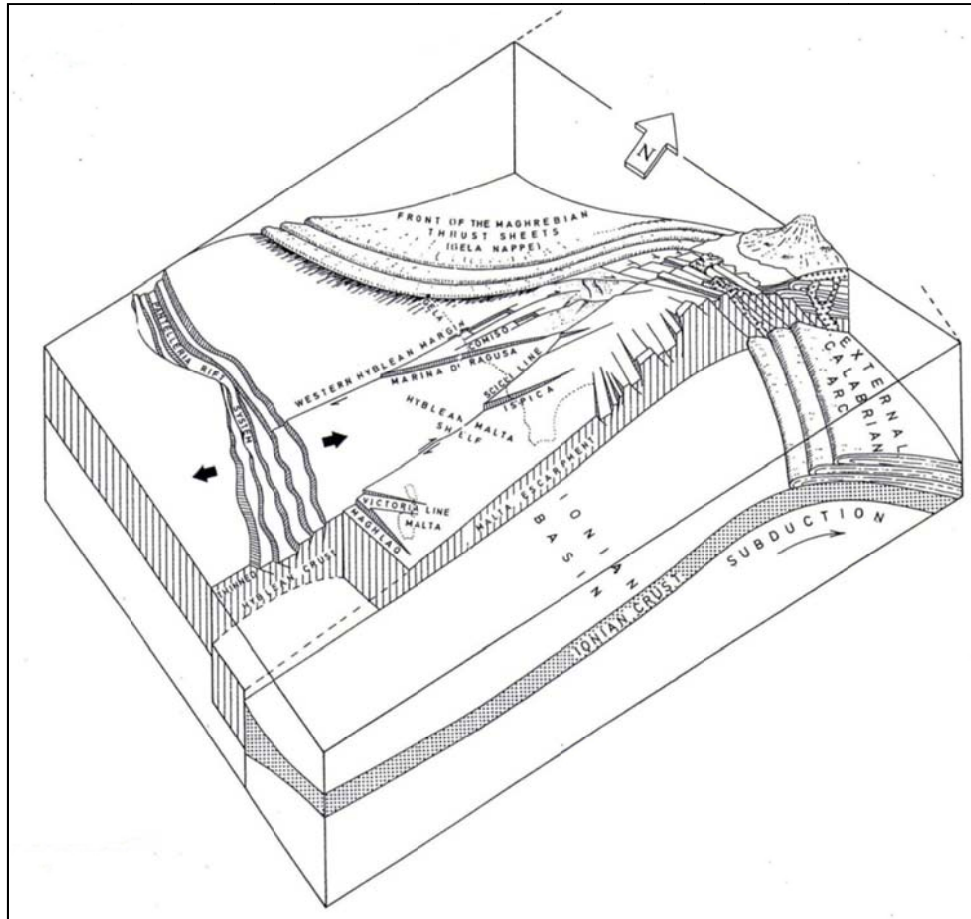


Figura 2.5 – Schema concettuale dei maggiori lineamenti tettonici che interessano il *plateau* ibleo-maltese (da BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990).

La zona di *shear* destra che borda il margine occidentale del *plateau* ibleo e quella sinistra che caratterizza il margine orientale del Banco Avventura fungono da zone di collegamento tra l'area di *spreading* crostale agente a Sud, nel Canale di Sicilia e l'area, più a Nord, dove avviene la collisione lungo la Catena Maghrebide (REUTHER ET AL., 1993). Questi importanti lineamenti regionali che configurano un assetto fisiografico pre-orogenico del blocco Ibleo-Pelagiano articolato ed irregolare si riflettono a terra sulla geometria arcuata del fronte dei sovrascorrimenti (LICHORISCH ET AL., 1999; NIGRO & RENDA, 2002b).

L'attuale assetto strutturale della Sicilia è definito da tre distinti settori (Fig. 2.6 A e B):

- a) l'avampaese poco deformato, che caratterizza la Sicilia Sud-orientale (*Plateau Ibleo*) ed il Canale di Sicilia;
- b) l'avanfossa plio-pleistocenica, rappresentata dai Bacini di Castelvetro, Caltanissetta e Gela - Catania;
- c) la catena Siculo-Maghrebide, scomponibile in un settore geometricamente più profondo, che rappresenta il segmento siciliano delle Maghrebidi Tunisine e che attraversa l'isola da Ovest ad Est dai Monti di Palermo sino ai Monti Nebrodi; ed un settore

geometricamente più interno ed elevato rappresentato dall'elemento austroalpino (Monti Peloritani) (NIGRO & RENDA, 2000 e bibliografia).

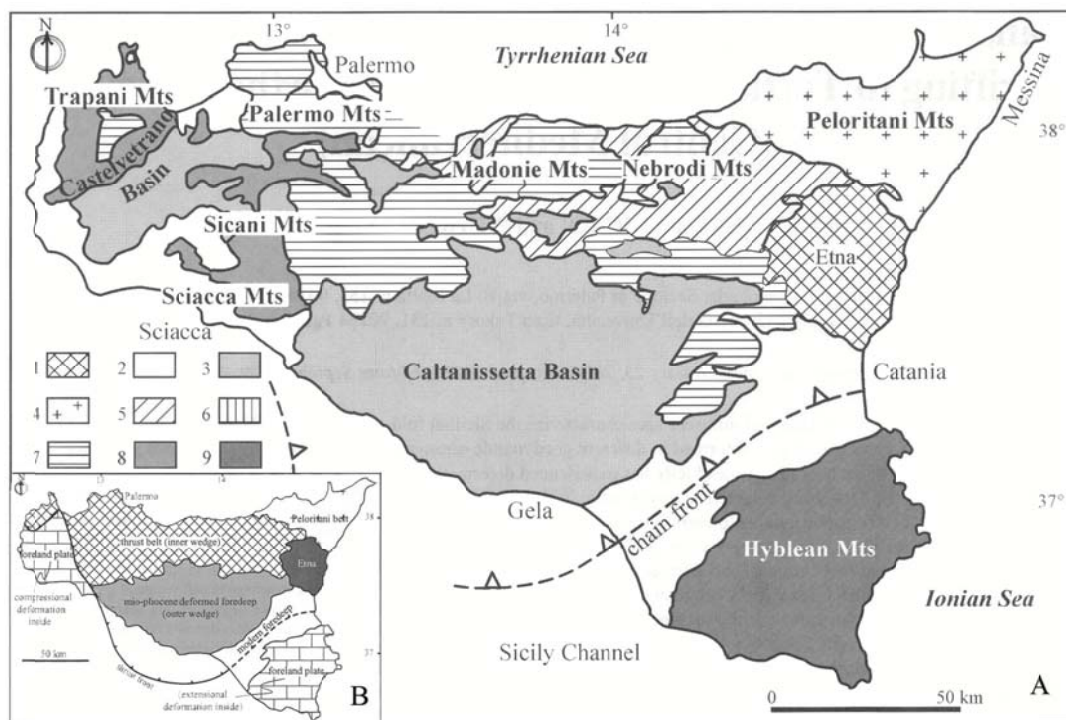


Figura 2.6 – A. Schema stratigrafico - strutturale della Sicilia: 1) Etna; 2) depositi Plio-Pleistocenici (avanfossa in Sicilia meridionale); 3) avanfossa deformata Miocenica – Pliocenica; 4) unità Peloritane e relativi depositi sintettonici Oligo-Miocenici; 5) unità Sicilidi e relativi depositi sintettonici Oligo-Miocenici; 6) depositi carbonatici dell'unità Panormide e relativi depositi sintettonici Oligo-Miocenici; 7) carbonati pelagici delle unità Imeresi-Sicane e relativi depositi sintettonici Oligo-Miocenici; 8) unità derivate dal settore occidentale del Blocco Ibleo Pelagiano e relativi depositi sintettonici Oligo-Miocenici; 9) settore orientale del Blocco Ibleo Pelagiano (avampaese). - B. Schema tettonico semplificato della Sicilia (modificata da Nigro & Renda, 2005).

Le unità tettoniche che compongono l'edificio a pieghe e sovrascorrimenti delle Maghrebidi Siciliane derivano dalla deformazione di successioni meso-cenozoiche (Fig. 2.7), deposte lungo il margine continentale africano durante le fasi tettoniche distensive mesozoiche (SCANDONE ET AL., 1974). Nelle Maghrebidi Siciliane la deformazione dei domini paleogeografici inizia nell'Oligocene sup., quando il processo di inversione tettonica, da estensionale a compressionale (CATALANO & D'ARGENIO, 1978-1982), conduce all'individuazione di nuovi ambienti sedimentari lungo il margine continentale Africano e ad un drastico cambiamento dei meccanismi deposizionali e delle caratteristiche litologiche, da carbonatiche a silico-clastiche (Fig. 2.7). Questi domini erano rappresentati da piattaforme carbonatiche e bacini pelagici che per tutto il Mesozoico hanno caratterizzato il margine continentale Africano.

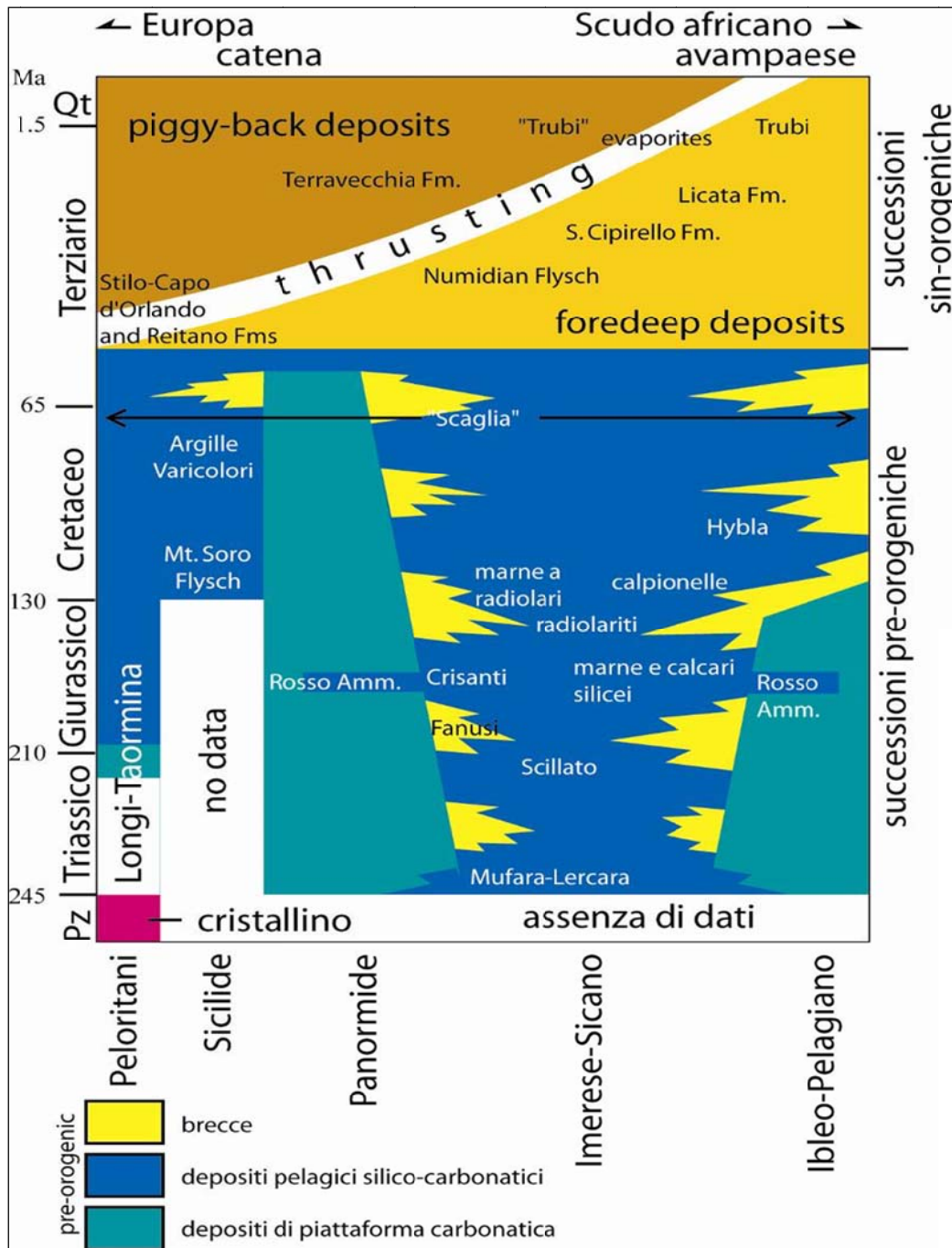


Figura 2.7 - Stratigrafia pre- e sin-orogenica dell'area siciliana (modificata da NIGRO & RENDA, 2000)

L'assetto paleogeografico dell'area siciliana durante il Mesozoico è stato delineato da diversi autori che, a partire dagli anni 60, hanno proposto differenti modelli .

Il primo schema formulato in chiave moderna viene proposto da OGNIBEN (1960) per la Sicilia centro-orientale. Esso prevede l'esistenza durante il Mesozoico di un "massiccio interno" (rappresentato dal "Complesso Calabride"), di una "eugeosinclinale" (rappresentata dal "Complesso Sicilide"), di una "miogeoanticlinale" (rappresentata dal "Complesso Panormide", dominio a sedimentazione prevalentemente neritica carbonatica), di una "miogeosinclinale" (rappresentata dal "Complesso Basale", dominio a sedimentazione

pelagica), dal "mesoautoctono" e dall'avampaese, costituito dal Complesso Basale in facies "Trapanese" ed "Iblea". L'età della deformazione viene riferita all'intervallo Oligocene-Miocene e l'edificio strutturale sarebbe costituito dal Complesso Basale geometricamente più profondo, sovrascorso sull'avampaese, dal Complesso Panormide sovrapposto al Complesso Basale come "intercalazione tettonica" nei livelli oligocenici del Flysch Numidico, dal Complesso Sicilide, tettonicamente sovrapposto al Complesso Panormide ed al Complesso Basale, e dal Complesso Calabride, unità geometricamente più elevata dell'edificio tettonico. Durante gli anni '60 e '70 diversi autori francesi (BROQUET, 1968, 1972; CAIRE, 1970; DUÉE, 1970; MASCLE, 1979), propongono per la Sicilia Occidentale dei modelli più o meno simili tra loro che, dai settori più interni verso quelli più esterni prevedono le seguenti "zone": Massiccio Peloritano, zona del Flysch interno, zona Panormide, zona di Sagana, zona di Sclafani, zona di Vicari, zona di Cammarata e zona di Sciacca. Queste zone risultano complessivamente correlabili con le aree geosiclinali di OGNIBEN (1960). L'assetto paleogeografico della Sicilia Occidentale viene ridefinito da GIUNTA & LIGUORI (1973) e da SCANDONE ET AL. (1974), i quali propongono un modello che da nord verso sud prevede l'esistenza di "zone interne", della piattaforma carbonatica Panormide, del bacino Imerese e della "piattaforma Intermedia" (non presente nello schema di OGNIBEN, 1960). Quest'ultimo dominio costituirebbe una zona a sedimentazione carbonatica neritica che avrebbe separato per tutto il Mesozoico ed inizio del Terziario il bacino Imerese dal più esterno bacino Trapanese, corrispondente alla porzione più interna e deformata dell'avampaese di OGNIBEN (1960). Anche il bacino Sicano corrisponderebbe in parte all'avampaese deformato di OGNIBEN (1960), mentre la "piattaforma Esterna" o di Sciacca, avrebbe il suo equivalente nella porzione più esterna dell'avampaese di OGNIBEN (1960).

L'assetto paleogeografico e l'evoluzione tettonica durante il mesozoico ed il Terziario vengono descritte da CATALANO & D'ARGENIO (1978, 1982) i quali prevedono dall'attuale nord verso sud l'esistenza di un:

- Dominio Sicilide, l'area a sedimentazione pelagica più interna;
- Dominio Panormide, interpretato come un'area di piattaforma carbonatica;
- Dominio Imerese, interpretato come un'area a sedimentazione pelagica interposta tra il dominio Panormide ed il dominio Trapanese;
- Dominio Trapanese, un dominio che costituirebbe un elemento paleogeografico di piattaforma pelagica intermedia tra il dominio Imerese ed il più esteso dominio Sicano;
- Dominio Saccense, che rappresenta il dominio più esterno debolmente deformato, interpretato come un'area di piattaforma carbonatica evolvente a piattaforma carbonatica

pelagica.

Più in dettaglio GIUNTA (1985) e MONTANARI (1986;1987;1991) ricostruiscono l'evoluzione terziaria della catena siciliana. Il primo autore propone un'evoluzione paleotettonica caratterizzata dalla presenza di un ampio bacino a sedimentazione terrigena (Bacino Numidico), impostato su settori a differente spessore crostale, espressione dell'incipiente coinvolgimento nei processi collisionali del margine Siculo-Maghrebide. Per MONTANARI (1986;1987;1991) la distribuzione delle litofacies siciliane per tutto l'intervallo Mesozoico-Paleogene invece sarebbe stata regolata dalla tettonica trascorrente, connessa con i movimenti relativi tra le placche europea ed africana. Durante gli stadi di costruzione della catena, lo sviluppo della sedimentazione silico-clastica avrebbe risentito dell'antica disposizione fisiografica dei domini e quindi della diversa risposta ai processi deformativi dei settori a diverso spessore crostale. In tal senso, le paleostrutture tettoniche avrebbero esercitato un controllo nello sviluppo dei fronti cinematici della catena in via di costruzione.

CATALANO & DI MAGGIO (1996) e CATALANO ET AL. (1996) hanno proposto un nuovo modello paleogeografico per il mesozoico in cui viene prevista l'esistenza di un'unica piattaforma carbonatica passante ad un'ampia area bacinale. In quest'ottica, l'attuale configurazione della catena sarebbe costituita da una serie di unità tettoniche, derivanti dalla deformazione delle successioni pelagiche Imeresi e Sicane geometricamente sovrapposte ad unità derivanti dalla deformazione di successioni di piattaforma carbonatica (Unità Panormidi, Trapanesi e Saccensi). Infine, ROURE et al., 1990 per la Sicilia orientale e NIGRO & RENDA (1999) per la Sicilia Occidentale propongono uno schema che prevede per tutto il Mesozoico ed inizio del Terziario l'esistenza di un dominio a sedimentazione pelagica (Bacino Imerese-Sicano), interposto tra due aree a prevalente sedimentazione carbonatica neritica: il Dominio Ibleo-Pelagiano, in posizione esterna, ed il Dominio Panormide in posizione più interna, a sua volta separato dai settori peloritani da un dominio pelagico interno o Sicilide. Gli autori ricostruiscono l'architettura dell'edificio tettonico della Sicilia centro-occidentale, derivante da meccanismi deformativi attivatisi secondo una sequenza rappresentata da una progressione delle deformazioni dai settori più interni verso quelli di avampese (Fig. 2.8).

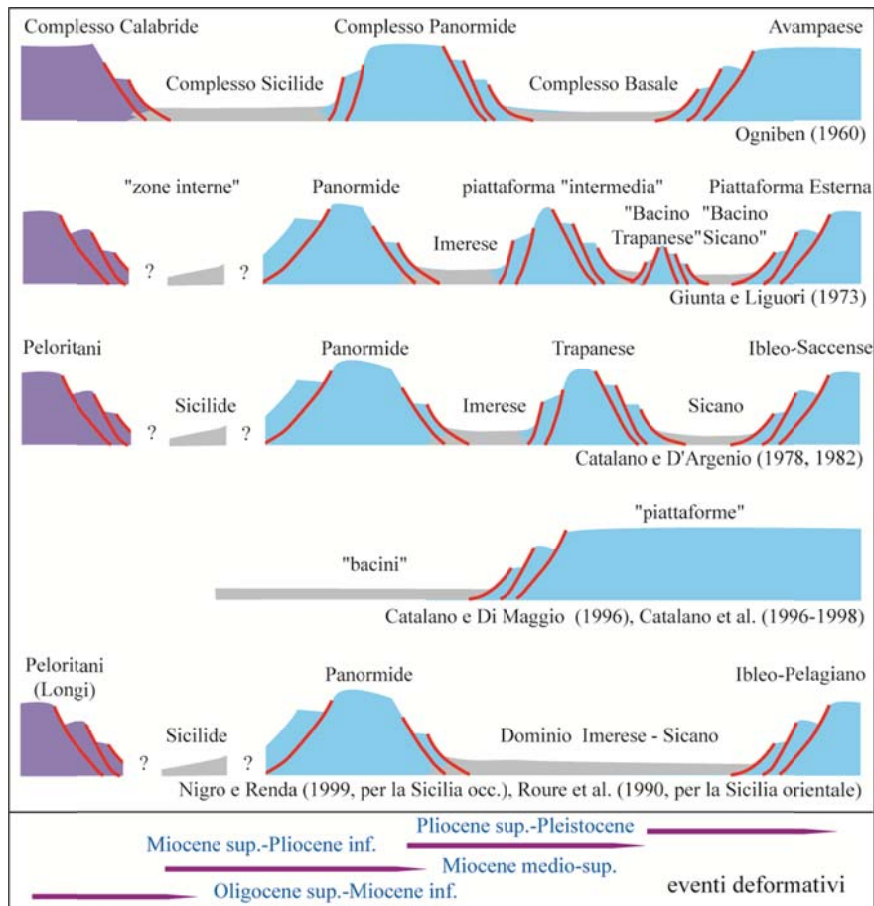


Fig. 2.8 - Confronto tra i modelli relativi alla disposizione dei domini paleogeografici siciliani durante il Mesozoico per l'area siciliana e progressione delle deformazioni orogeniche neogeniche (modificato da NIGRO & RENDA, 2000)

Il sistema della catena siciliana può essere schematicamente suddiviso in tre settori principali (Fig. 2.9): la catena interna (Inner Sicilian Chain, ISC), la catena centrale (Middle Sicilian Chain, MSC) e la catena esterna (Outer Sicilian Chain, OSC) (TAVARNELLI ET AL., 2003; NIGRO E RENDA, 2004).

La catena interna si estende prevalentemente in direzione E–W in Sicilia settentrionale ed è il risultato della tettonica a *thrust* che dall'Oligocene sup.-Miocene inferiore ha caratterizzato le prime fasi di collisione tra Africa e Europa (OGNIBEN, 1960; GIUNTA, 1991; ROURE ET AL., 1990; CATALANO ET AL., 2000). La catena centrale e la catena esterna sono invece costituite principalmente da depositi di avanfossa dell'Oligocene-Pleistocene affioranti in Sicilia centrale e meridionale, che sono stati progressivamente coinvolti nella deformazione (BROQUET ET AL., 1966; GRANDJACQUET E MASCLE, 1978; GIUNTA, 1985; NIGRO E RENDA, 2000) a partire dal Serravalliano. La crescita del cuneo frontale della Catena Siciliana a partire dal Pliocene, generato dall'accrescimento di depositi sintettonici, è rappresentata da una pila di scaglie tettoniche conosciuta come la "falda di Gela" (BENEO, 1958), che appartengono alla catena esterna.

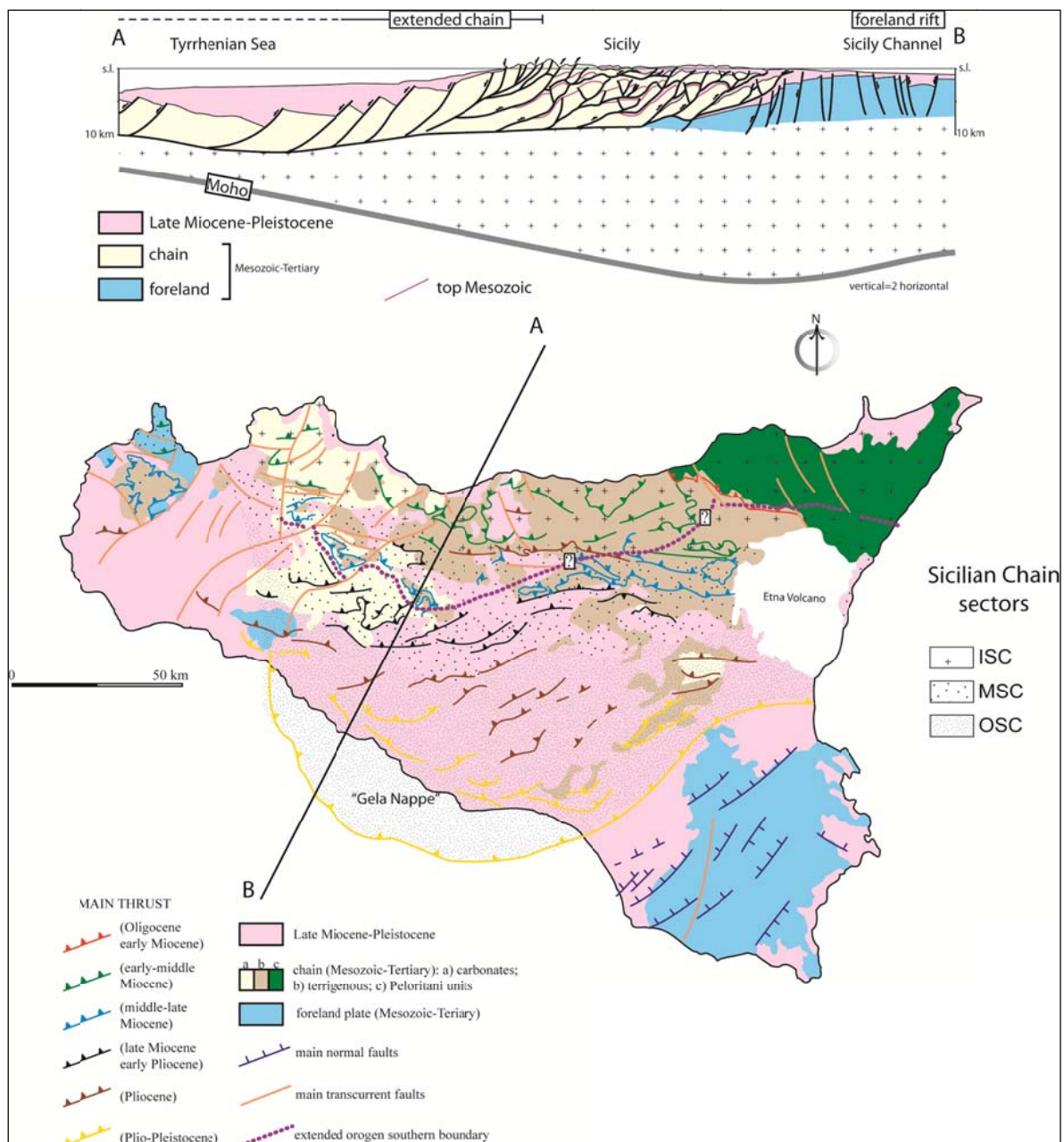


Figura 2.9 – Schema strutturale della Sicilia e sezione geologica interpretativa, con la suddivisione dei tre settori della catena. (modificato da NIGRO & RENDA, 2004)

Le modalità di messa in posto dell'edificio a falde sono state analizzate da diversi autori (CATALANO ET AL., 1978; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; GIUNTA, 1991; NIGRO & RENDA, 2000), i quali hanno proposto un modello in cui la progressione dei sovrascorrimenti è avvenuta dagli attuali settori interni verso quelli più esterni della catena (Figg. 2.9 e 2.10).

Procedendo dai settori più interni verso quelli esterni, le unità tettoniche (a partire da quelle geometricamente più elevate) sono costituite da successioni di derivazione peloritana, sicilide, panormide ed imerese-sicana; quest' ultime sovrascorse sul margine settentrionale del blocco Ibleo-Pelagiano, che si immerge con andamento monoclinale verso i settori interni dell'orogene siciliano. Il settore deformato del Blocco Ibleo-Pelagiano, costituisce le unità

tettoniche dei Monti di Sciacca e di Trapani, si deprime verso la Sicilia centro-meridionale e riemerge nel settore dei Monti Iblei, dove le deformazioni al suo interno sono rappresentate per lo più da sistemi transtensionali neotettonici (BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990; GRASSO ET AL., 1990 – Figg. 2.1; 2.6B).

Il fronte dei sovrascorrimenti mostra una geometria arcuata, sia nelle aree emerse che in quelle sommerse antistanti la costa meridionale dell'isola. In affioramento, esso è compreso tra due spessi elementi di piattaforma carbonatica meso-cenozoica, che rappresentano i settori siciliani occidentale e sud-orientale del Blocco Ibleo-Pelagiano (NIGRO & RENDA, 2002b). Il settore occidentale del Blocco Ibleo-Pelagiano è coinvolto in deformazioni di tipo compressivo, mentre il settore sud-orientale è soggetto a deformazioni estensionali tipiche di avampaese (Figg. 2.1; 2.6 e 2.10) (LICHORISCH ET AL., 1999; NIGRO & RENDA, 2002b).

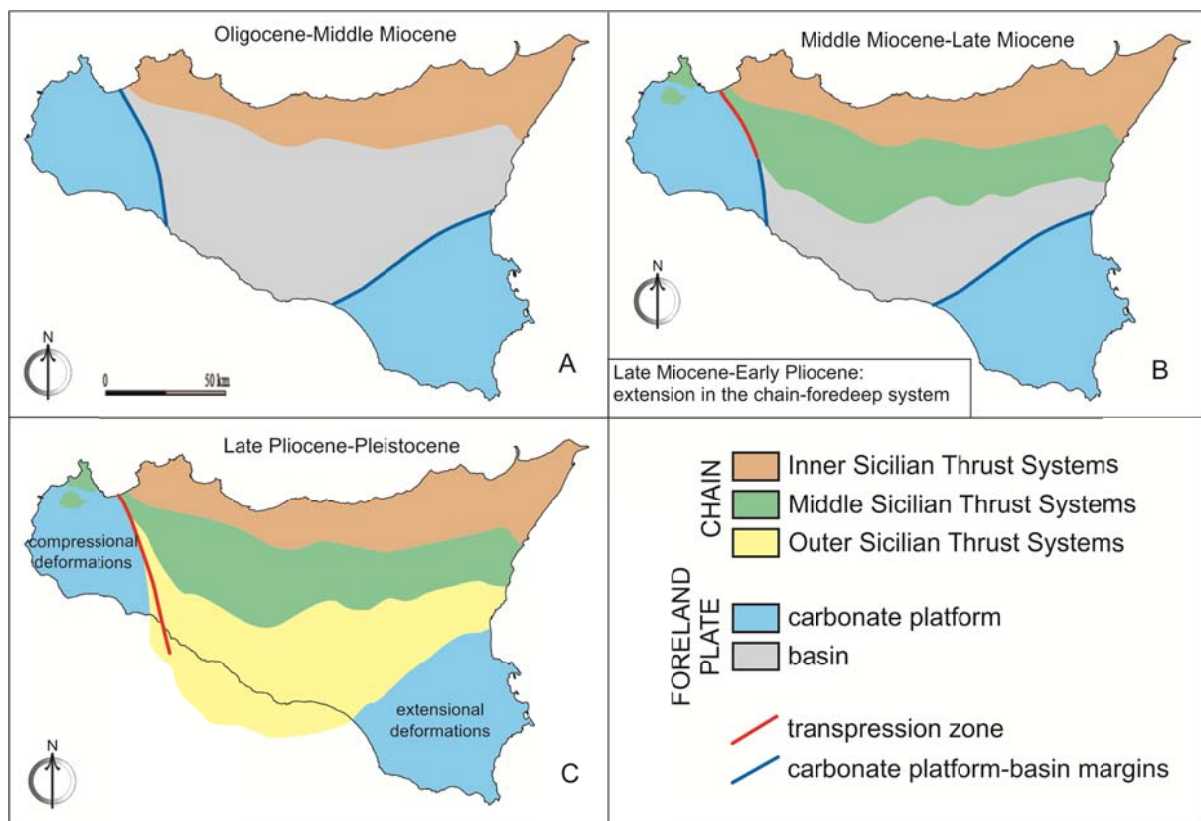


Figura 2.10 – Evoluzione strutturale schematica della catena siciliana (NAPOLI ET AL., 2012)

L'andamento arcuato del fronte di sovrascorrimento della catena siciliana, secondo gli stessi autori è imputabile alla morfologia irregolare e frastagliata dell'avampaese stabile (Blocco Ibleo-Pelagiano) che a partire dal Miocene, si oppone all'avanzamento del fronte della catena controllando lo sviluppo della deformazione compressiva (Fig. 2.11).

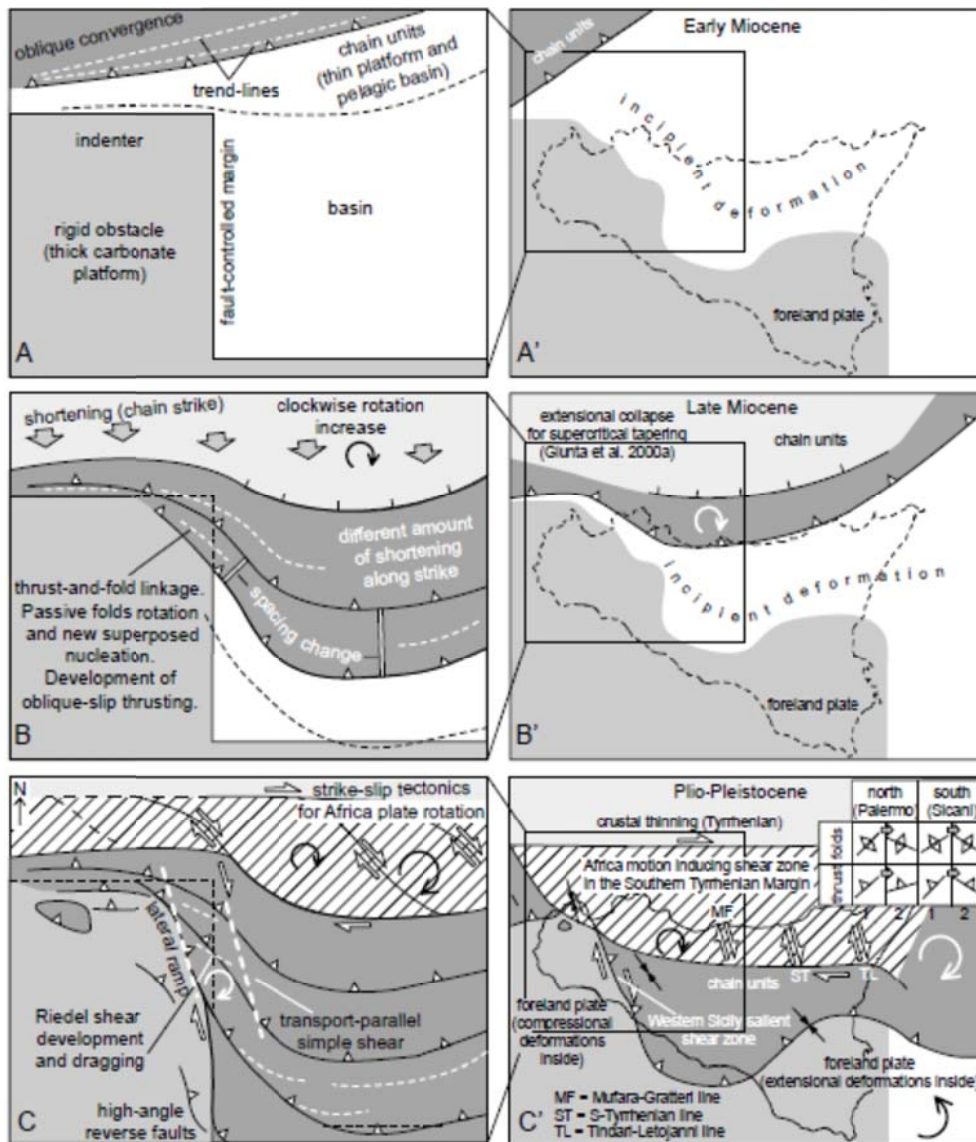


Figura 2.11 – Schema semplificato dell’evoluzione cinematica della catena siciliana condizionata dalla geometria articolata del margine dell’avampaese (da NIGRO & RENDA, 2002b)

Nelle aree più esterne della catena, NIGRO & RENDA (2000) e NAPOLI ET AL. (2012) hanno documentato un’inclinazione elevata delle superfici di sovrascorrimento, a differenza delle aree più interne della catena dove l’inclinazione delle superfici di sovrascorrimento è di pochi gradi (Fig 2.12). Le aree di avampaese, infine, sono caratterizzate, per lo più, da un’architettura tettonica costituita prevalentemente da sistemi di faglie transtensive.

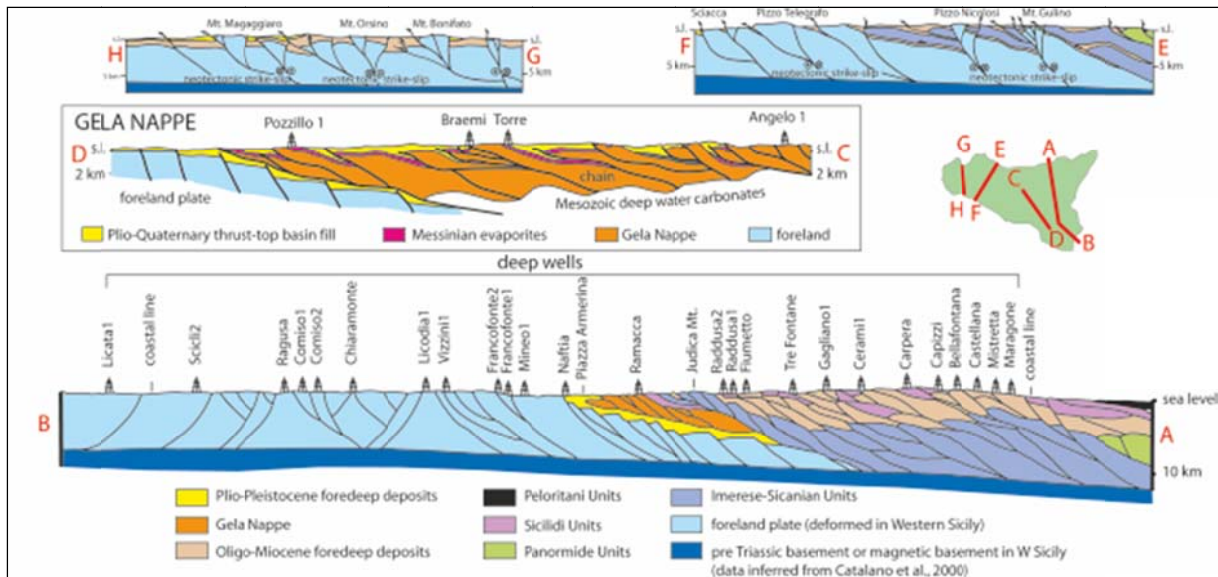


Fig. 2.12 – Sezioni schematiche interpretative attraverso la catena siciliana (da NAPOLI ET AL., 2012).

Nonostante i differenti stili deformativi, le unità tettoniche che costituiscono le successioni deformate affioranti nelle aree esterne di catena appaiono connesse fisicamente alle successioni mesozoico-terziarie iblee che costituiscono l'avampaese e che affiorano nella porzione sud-orientale dell'isola (NIGRO & RENDA, 2000).

2.1 - Area di catena esterna e avampaese deformato: Sicilia occidentale

Le successioni pre-orogeniche affioranti nell'area sono costituite prevalentemente da associazioni carbonatiche e marnose di piattaforma carbonatica e di bacino pelagico appartenenti rispettivamente ai domini Panormide e Ibleo-Pelagiano, e Imerese-Sicano (Fig. 2.7). Durante il Trias sui domini di piattaforma si depositano sedimenti di mare basso (depositi evaporitici, di laguna, depositi di scogliera), mentre le aree bacinali sono interessate dalla deposizione di sedimenti carbonatici e silicei pelagici. A partire dal Lias le aree di piattaforma vengono sommerse e anche su di esse si instaura una sedimentazione di tipo pelagico (ABATE ET AL. 1982). Lungo le scarpate che bordano le piattaforme si ha la formazione a diversi livelli stratigrafici di spessi corpi di breccie risedimentate. Per tutto il Giurassico (Rosso Ammonitico) e il Cretaceo (Fm. Hybla e Scaglia) continua la deposizione dei sedimenti pelagici sui depositi neritici. A partire dal Cretaceo superiore la fisiografia del margine africano tende ad uniformarsi, si instaura una sedimentazione di natura calcareo marnosa (Scaglia) che progressivamente ricopre sia i depositi pelagici che le successioni carbonatiche neritiche (Fig. 2.7).

Dall'Oligocene queste successioni vengono coinvolte nel processo di formazione della catena, in seguito alla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso (CHERCHI & MONTADERT, 1982).

Si ha un netto cambiamento nei processi sedimentari che portano alla formazione di un sistema di avanfossa costituito prevalentemente da depositi silico-clastici e subordinatamente da depositi di natura carbonatica (NAPOLI ET AL., 2012). Le unità della catena più interne (unità della piattaforma carbonatica Panormide e le unità del bacino Imerese-Sicano) si sovrappongono a partire dal Miocene sup. alle unità del blocco Ibleo-Pelagiano lungo un fronte di sovrascorrimento orientato circa NO-SE (NIGRO & RENDA, 2002a e 2002b - Fig. 2.11). In queste aree, queste unità (equivalenti unità Trapanesi, nord-Trapanesi e di “Sciacca” di GIUNTA & LIGUORI, 1973; unità Trapanesi e Saccensi di CATALANO & D’ARGENIO, 1982; unità Ibleo-Pelagiane di NIGRO & RENDA, 1999) sono limitate verso oriente da un allineamento orientato circa N-S, che si snoda dal settore occidentale dei Monti di Palermo fino a Sciacca, oltre il quale affiorano unità tettoniche intensamente deformate (eq. unità Panormidi, Imeresi e Sicane di GIUNTA & LIGUORI, 1973 e di CATALANO & D’ARGENIO, 1982; unità Panormidi ed Imeresi-Sicane di NIGRO & RENDA, 1999). Questo importante lineamento tettonico, (“*Segesta Transfer Fault*” CASERO & ROURE, 1994 – Fig. 2.13) si imposterebbe lungo un paleomargine che separerebbe due blocchi distinti, caratterizzati da differenti facies (DI STEFANO ET AL. 2008) e da differenti stili deformazionali (Fig. 2.10C).

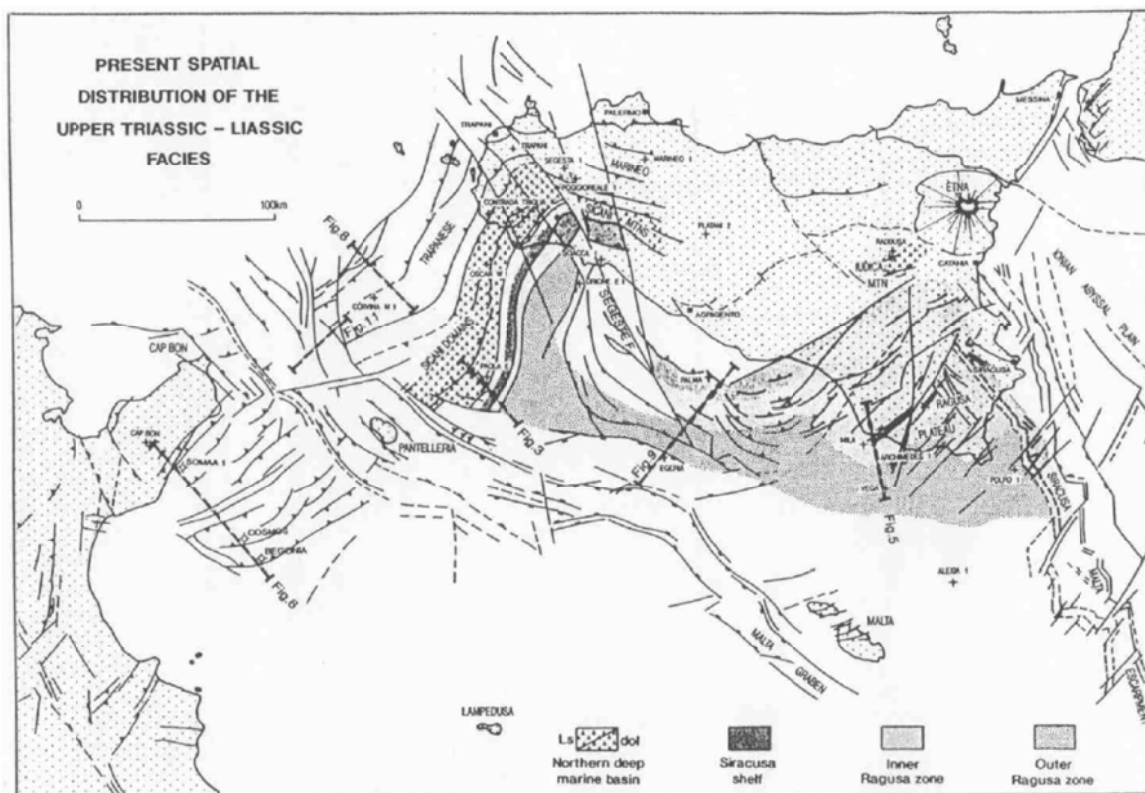


Figura 2.13 - Schema geologico strutturale della Sicilia con l'indicazione della “Segesta Transfer Fault” (da CASERO E ROURE, 1994)

Durante il Mesozoico questo margine sembra essere stato controllato dalla tettonica estensionale sia verso Nord (Monti di San Vito e Trapani, Montagna Grande) sia verso Est e Sud-Est (Monte Kumeta, Rocca Busambra, Monte Maranfusa, Monte Magaggiaro- Fig. 2.14).

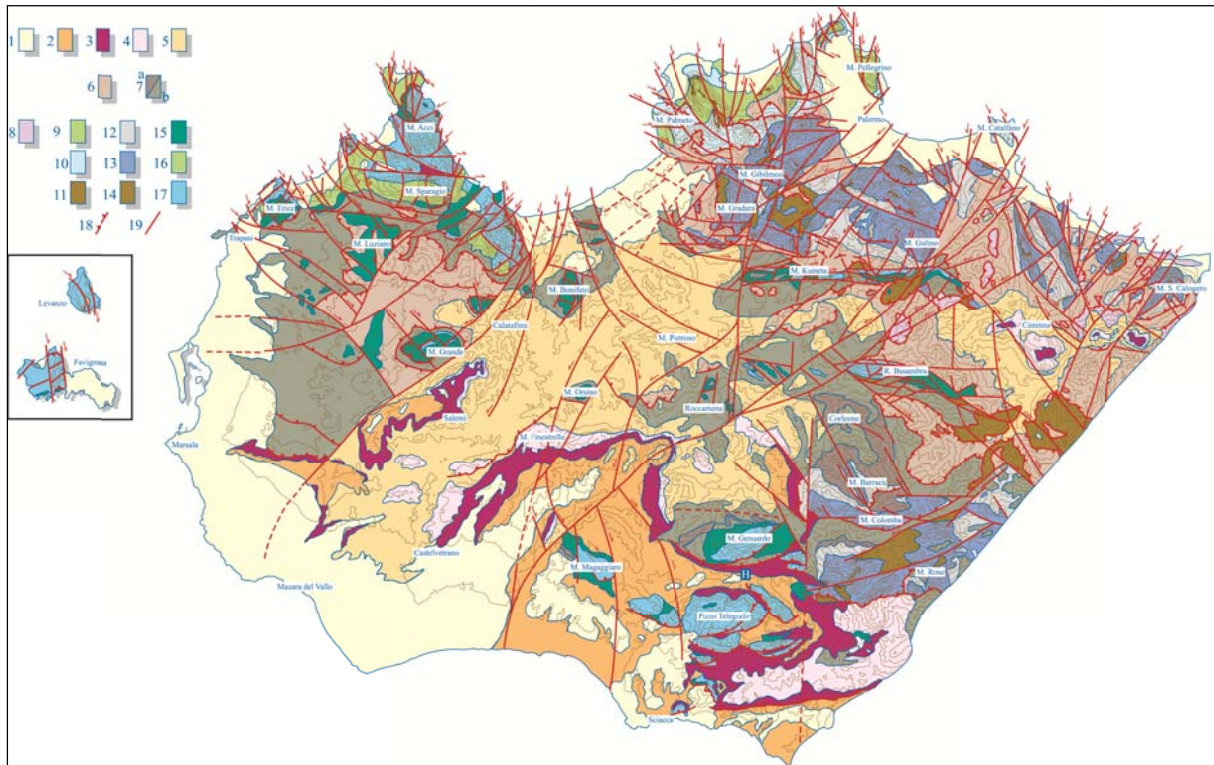


Figura 2.14 – Carta geologica schematica della Sicilia occidentale. 1 - marne, sabbie ed argille sabbiose (Pleistocene); 2 – marne, sabbie ed arenarie (Pliocene inf.-medio); 3 – marne a globigerine “Trubi” (Pliocene inf.); 4 – Tripoli, calcari evaporitici, gessi ed argille gessose (Messiniano); 5 – conglomerati, sabbie, argille e calcari di scogliera (Tortoniano sup.-Messiniano inf.). Successioni numidiche: 6 – argille, arenarie quarzose e peliti sabbiose “Flysch Numidico s.s.” (Oligocene sup.-Langhiano sup.); 7 – successioni numidiche “esterne”: a) argille, marne ed arenarie quarzose; b) calcareniti, calciruditi ed arenarie glauconitiche, argille e marne a foraminiferi planctonici (Oligocene sup.-Tortoniano). Successioni Sicilidi: 8 - argille varicolori, calcilutiti e calcisiltiti a foraminiferi planctonici “Argille scagliose” e Fm. Polizzi (Cretaceo sup.-Oligocene). Successioni del Dominio Panormide: 9 – dolomie stromatolitiche e loferitiche, biolititi a coralli, spugne, etc., calcilutiti a foraminiferi planctonici (Giurassico sup.-Cretaceo sup.); 10 – calcari nodulari ad ammoniti, dolomie stromatolitiche e loferitiche, biolititi a coralli, spugne, alghe, etc. (Trias sup.-Giurassico); 11 – argille, marne, calcilutiti e calciruditi intercalate (Fm. Mufara, Trias sup.). Successioni del Dominio Imerese-Sicano: 12 – argilliti silicee, calcareniti silicizzate, calcilutiti a foraminiferi planctonici e livelli di megabrecce carbonatiche intercalate. Lave basaltiche e pillows (Lias-Trias sup.); 13 – calcari dolomitici a lamellibranchi pelagici, dolomie e breccie dolomitiche, calcari nodulari (Lias-Trias sup.); 14 – argilliti rossastre, arenarie quarzose, lave a pillows e breccie carbonatiche paleozoiche intercalate (Fm. Lercara, Trias inf.-medio); argille, marne, calcilutiti e calciruditi (Fm. Mufara, Trias sup.). Successioni del Dominio Ibleo-Pelagiano: 15 – calciruditi e calcareniti a macroforaminiferi, calcilutiti e marne a foraminiferi planctonici (eq. Scaglia auct.), con intercalazioni di breccie carbonatiche, marne ad aptici, calcilutiti a calpionelle (Giurassico sup.-Oligocene); 16 – biolititi ad alghe, coralli, spugne etc., dolomie stromatolitiche e loferitiche (Cretaceo inf.-Giurassico sup.); 17 – calcari nodulari ad ammoniti, dolomie stromatolitiche e loferitiche a lamellibranchi, alghe, etc. (Trias sup.-Dogger). 18 – sovrascorrimenti principali; 19 – faglie trascorrenti principali (modificata da NIGRO & RENDA, 2001).

La tettonica estensionale è testimoniata sia dalla presenza di faglie normali sinsedimentarie e da depositi tipici di scarpata, caratterizzati dalla presenza di breccie risedimentate (NIGRO & RENDA, 2002b) che dalla presenza di dicchi nettuniani all’interno delle successioni di piattaforma carbonatica (WENDT, 1965; TRUILLET, 1966; BERNOULLI & JENKYNS, 1974; MASCLE, 1970, 1979; BOUILLIN ET AL., 1992; DI STEFANO ET AL., 2002).

L'inversione tettonica oligo-miocenica è testimoniata, nei settori settentrionali e orientali dalla presenza di faglie inverse e sovrascorrimenti (Fig. 2.9 e 2.14), mentre i settori più occidentali e meridionali sono dominati da strutture trascorrenti accompagnate da faglie inverse e pieghe macroscopiche (Fig. 2.9 e 2.14). Le deformazioni compressive migrano progressivamente verso gli attuali quadranti meridionali durante il Miocene ed il Pliocene (Fig. 2.10). Le unità di derivazione panormide sovrascorrono sui terreni imeresi di età compresa tra il Langhiano sup. ed il Serravalliano-Tortoniano inf. (OGNIBEN, 1960; CATALANO ET AL., 1978), le unità di derivazione imerese-sicana sovrascorrono sui terreni del Tortoniano nei Monti di Palermo e su terreni progressivamente più recenti, fino a coinvolgere nella deformazione i "Trubi" del Pliocene inf. nei Monti Sicani e di Sciacca (CATALANO ET AL., 1978). L'attuale assetto geologico-strutturale della Sicilia occidentale è, quindi costituito da una serie di unità tettoniche Meso-Cenozoiche derivanti dalla deformazione di successioni riferibili al dominio di piattaforma carbonatica Panormide (Monti di Palermo e Madonie) al dominio pelagico Imerese-Sicano e al dominio Ibleo-Pelagiano (Monte Kumeta, Montagna Grande, Rocca Busambra, Monte Maranfusa, Monte Magaggiaro), progressivamente coinvolti nella deformazione compressionale a partire dai settori più interni, e ricoperti da successioni clastiche del Pliocene sup.-Pleistocene e dalle successioni di avanfossa del Miocene sup.-Pliocene inf. (Fig. 2.9 e 2.14).

2.2 – Area di avampaese indeformato o poco deformato: Sicilia sud-orientale (*plateau ibleo*)

Il *plateau* ibleo (Fig. 2.15) rappresenta la parte emersa del Blocco Pelagiano, il promontorio più settentrionale dell'avampaese africano che si estende dalla scarpata ibleo-maltese attraverso buona parte del Canale di Sicilia fino alle coste africane (piattaforma orientale tunisina). A Nord Ovest l'avampaese si flette al di sotto della Falda di Gela che rappresenta il fronte più esterno della catena. Esso è costituito da un alto morfostrutturale delimitato a NO da due sistemi di faglie normali neogenico-quadernari Acate-Margi-Mineo e Pedagaggi-Lentini-Agnone; verso Ovest e SO dal sistema S. Croce Camerina-Comiso-Chiaramonte, anch'esso caratterizzato prevalentemente da cinematica normale (GRASSO ET AL. 2000; TORTORICI ET AL. 2006); verso SE dal sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini che ribassa la successione iblea al di sotto dei terreni postorogenici affioranti più ad Est (GHISSETTI & VEZZANI, 1980); e infine a NE, nell'area ionica, da due sistemi di faglie normali orientati NW-SE e WNW-ESE che bordano, rispettivamente, il Bacino di Augusta e il Bacino di Florida (ROMAGNOLI ET AL., 2008) (Fig. 2.15).

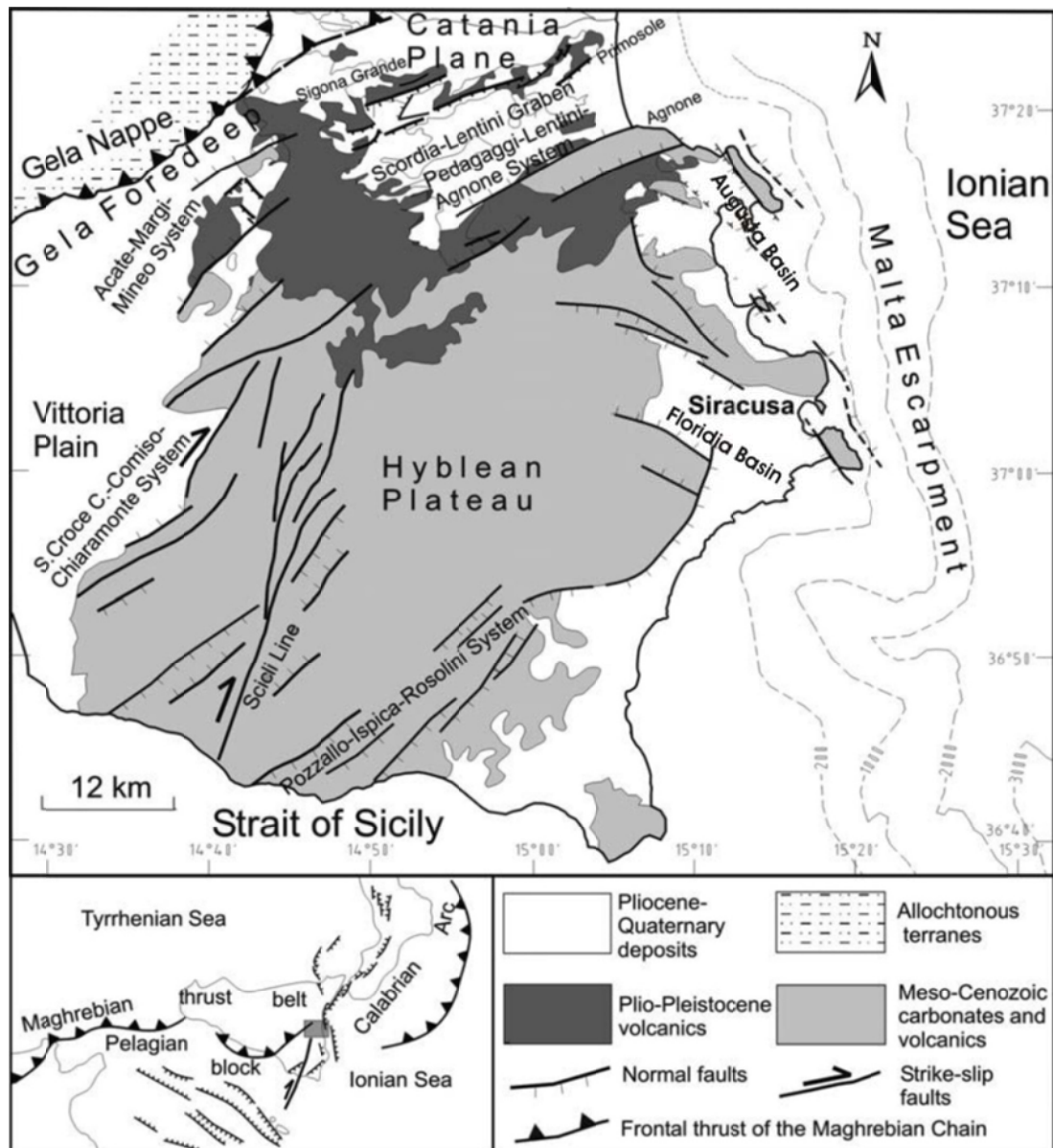


Figura 2.15 – Schema strutturale della Sicilia Sud-orientale (da TORTORICI ET AL., 2006, modificato).

Le successioni affioranti e quelle più profonde, conosciute solo da dati di pozzo, danno vita ad una potente sequenza meso-cenozoica prevalentemente carbonatica interessata da ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche e dalla presenza di numerose faglie.

Le caratteristiche litostratigrafiche delle successioni non affioranti, secondo Patacca et al. (1979), consentono di distinguere nell'area, durante il Trias sup.-Lias med., due domini paleogeografici: a Sud un bacino fortemente subsidente (*Ragusa belt*), bordato a Nord e ad Est da una piattaforma carbonatica caratterizzata da persistenti condizioni di mare basso (*Siracusa belt*). La differenza tra i due domini diventa molto meno netta dopo il Lias medio, quando la piattaforma sprofonda al di sotto della zona fotica in seguito alla fase distensiva che interessa il Mediterraneo in questo periodo.

Questa fase estensionale è testimoniata anche dalla diffusa presenza di vulcaniti medio liassiche riscontrate nei pozzi esplorativi localizzati nell'area.

Da questo momento in poi l'area è caratterizzata da una sedimentazione tipicamente di mare aperto che dura fino all'Eocene.

Nell'Oligocene sup. i processi di inversione tettonica da estensionale a compressiva, imprimono un drastico cambiamento nei processi sedimentari (NIGRO & RENDA, 2000). Le condizioni di sedimentazione diventano tipiche di piattaforma carbonatica distale (nell'area più ad Ovest) e scarpata/rampa (più ad Est). Questo nuovo assetto è testimoniato dalla presenza di intensi fenomeni di *slump* nelle calcilutiti del M.bo Leonardo della Fm. Ragusa affioranti nell'area centrale del *plateau* e dalla presenza di depositi risedimentati nel M.bo Irminio provenienti dai quadranti orientali dell'area, dalle zone di scarpata o di rampa. Nel Messiniano, in seguito all'abbassamento del livello del mare che porta al disseccamento di vaste aree del Mediterraneo, il *plateau* ibleo si ritrova in condizioni subaeree. Da questo momento in poi la parte centrale del *plateau* (altopiano Ragusano) non sarà mai più ricoperta dalle acque che in diversi momenti del Quaternario, in seguito a variazioni eustatiche del livello del mare, andranno invece a ricoprire le aree più orientali (zona di Siracusa e Augusta) ed occidentali (piana di Vittoria) (Fig. 2.15). Durante il Pliocene inf. isolate inondazioni marginali causano la deposizione dei Trubi, soprattutto nei quadranti meridionali. L'evento di trasgressione marina ha durata molto ridotta cosicché il Pliocene sup., nelle aree Nord-orientali, è in parte rappresentato da sedimenti continentali e breccie calcaree (GRASSO ET AL., 2000).

I lineamenti tettonici più antichi riscontrati nell'area iblea sono rappresentati dai sistemi di faglie normali orientati ENE-WSW e NW-SE che sembrano essere attivi fin dal Trias sup. (GHISSETTI & VEZZANI, 1980). Questi movimenti distensivi, che interessano tutto il *plateau*, sono accompagnati da vulcanesimo mafico fissurale che ad intermittenza persiste per tutto il Cretaceo fino al Campaniano, localizzandosi soprattutto in corrispondenza dei lineamenti principali. A partire dall'Oligocene sup. nell'area mediterranea si verifica un cambiamento dello stile tettonico, che da estensionale diventa compressionale, e che porterà alla formazione della catena siculo-maghrebide. L'avampaese risente dell'avanzamento del fronte cinematico della catena in formazione ed inizia ad inarcarsi progressivamente per rialzo periferico, attivando una serie di faglie estensionali immergenti verso l'orogene (NIGRO & RENDA, 2000). Nel Miocene sup., in seguito allo *spreading* che si innesca nel canale di Sicilia, l'area iblea è interessata da un nuovo regime compressivo che instaura movimenti destri lungo i sistemi di faglie dirette preesistenti orientati da N 10° E a N 50° E. Tra queste la Scicli-Ragusa, orientata

N 10-20° E, è sicuramente la zona di faglia più importante, al cui movimento destro sono legati, secondo diversi autori, la formazione del *graben* di Scordia-Lentini e del *semi-graben* di Marina di Ragusa (Fig. 2.16). L'attività della Scicli-Ragusa molto probabilmente continua fino in tempi recenti in quanto le faglie che bordano il *graben* di Scordia-Lentini, orientate circa NE-SW, rigettano anche i depositi pleistocenici.

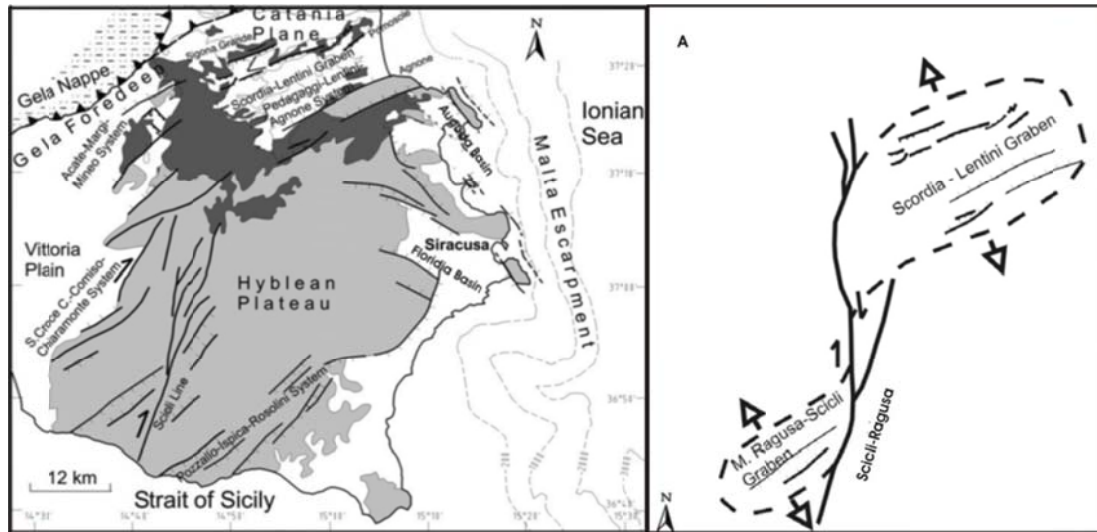


Figura 2.16 – Schema tettonico della Sicilia Sud-orientale: (A) modello cinematico dei *graben* associati alla Scicli-Ragusa. (mod. da CATALANO ET AL., 2006)

Nell'area sono presenti anche alcune strutture plicative molto blande con direzione assiale parallela o sub parallela alla direzione della faglia principale. La più importante tra queste, l'anticlinale di Ragusa (KAFKA & KIRKBRIDE, 1960), costituisce la trappola del *reservoir* carbonatico presente nell'area e si estende per circa 6 km con un *trend* medio dell'asse orientato NNE-SSW. La struttura è ben visibile nei livelli apicali delle dolomie triassiche (dati di pozzo) ma risulta meno evidente in superficie dove coinvolge i depositi della Fm. Ragusa ma con inclinazioni molto blande, dell'ordine di 5-10°. Nel *plateau* si riscontrano diverse altre pieghe di dimensioni minori come quelle di Giarratana, Licodia Eubea, Palazzolo Acreide, Siracusa, Vittoria, Noto, Buccheri e Streppenosa (Fig. 2.17). Tali pieghe non sono tutte ascrivibili ad una singola fase tettonica in quanto alcune di esse (Ragusa, Giarratana e Licodia Eubea) sono strutture sinsedimentarie positive formatesi dal Mesozoico al Miocene, mentre le altre sono imputabili ad una fase tettonica post-Miocene (GHISSETTI & VEZZANI, 1980).

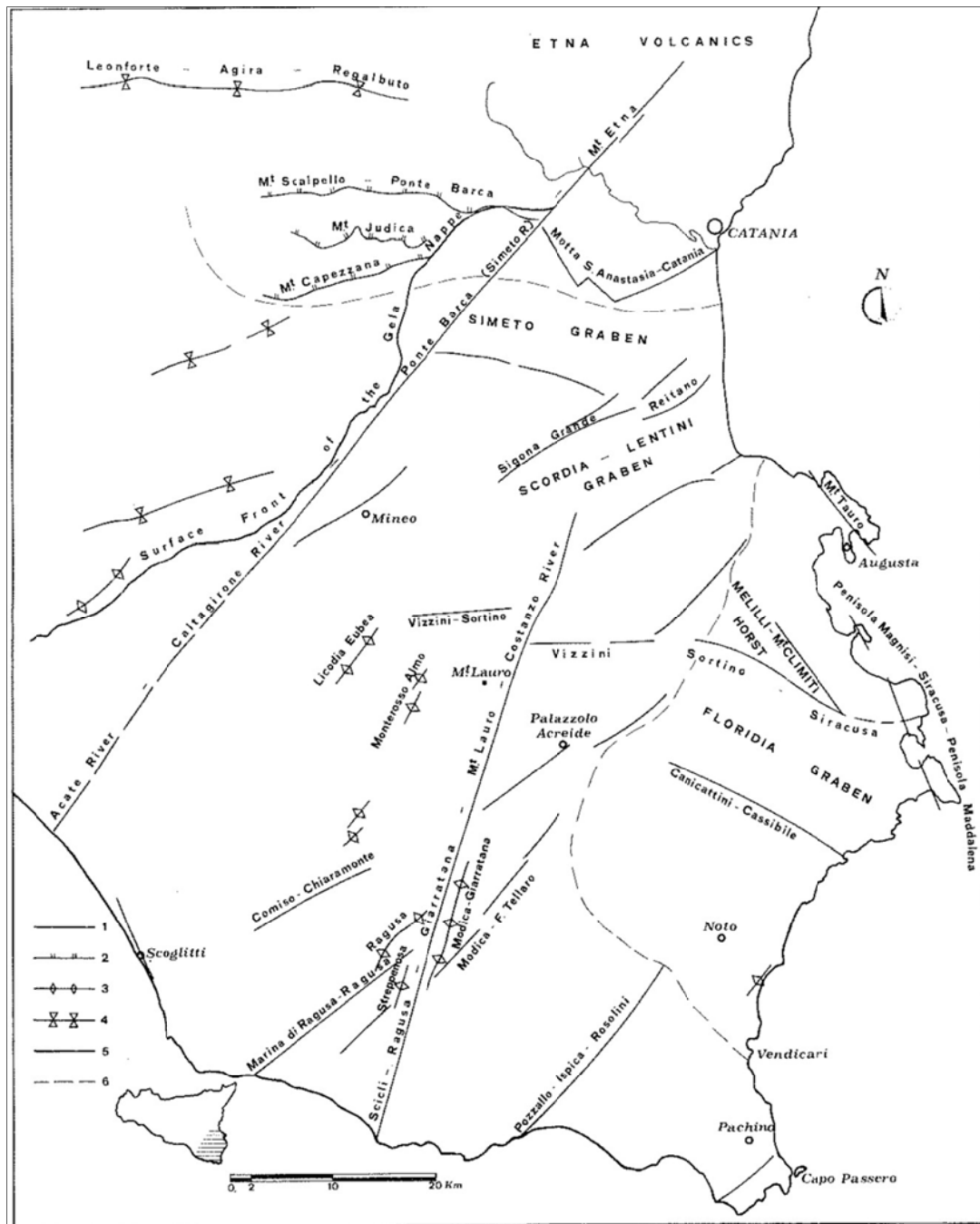


Figura 2.17 – Schema strutturale della Sicilia Sud-orientale: 1) faglie dirette e trascorrenti, 2) sovrascorrimenti, 3) assi di anticlinali, 4) assi di sinclinali, 5) fronte della Falda di Gela, 6) limite tra zone differenti (da GHISETTI & VEZZANI, 1980).

3 - AREE DI STUDIO

In questa sezione vengono delineate le caratteristiche geologico-strutturali principali delle tre aree studiate in Sicilia occidentale e sud-orientale caratterizzate dalla presenza di potenti successioni carbonatiche rispettivamente di età Giurassico-Cretacica e Oligo-Miocenica.

3.1 – Gli affioramenti in Sicilia occidentale: Monte Maranfusa e Montagna Grande

I due affioramenti studiati in Sicilia occidentale ricadono nelle tavolette I.G.M. (Fig. 3.1) 258 III NE Monte Bruca e 258 IV SE Camporeale (Monte Maranfusa); e 257 I NO Ummari e 257 I SO Vita (Montagna Grande).

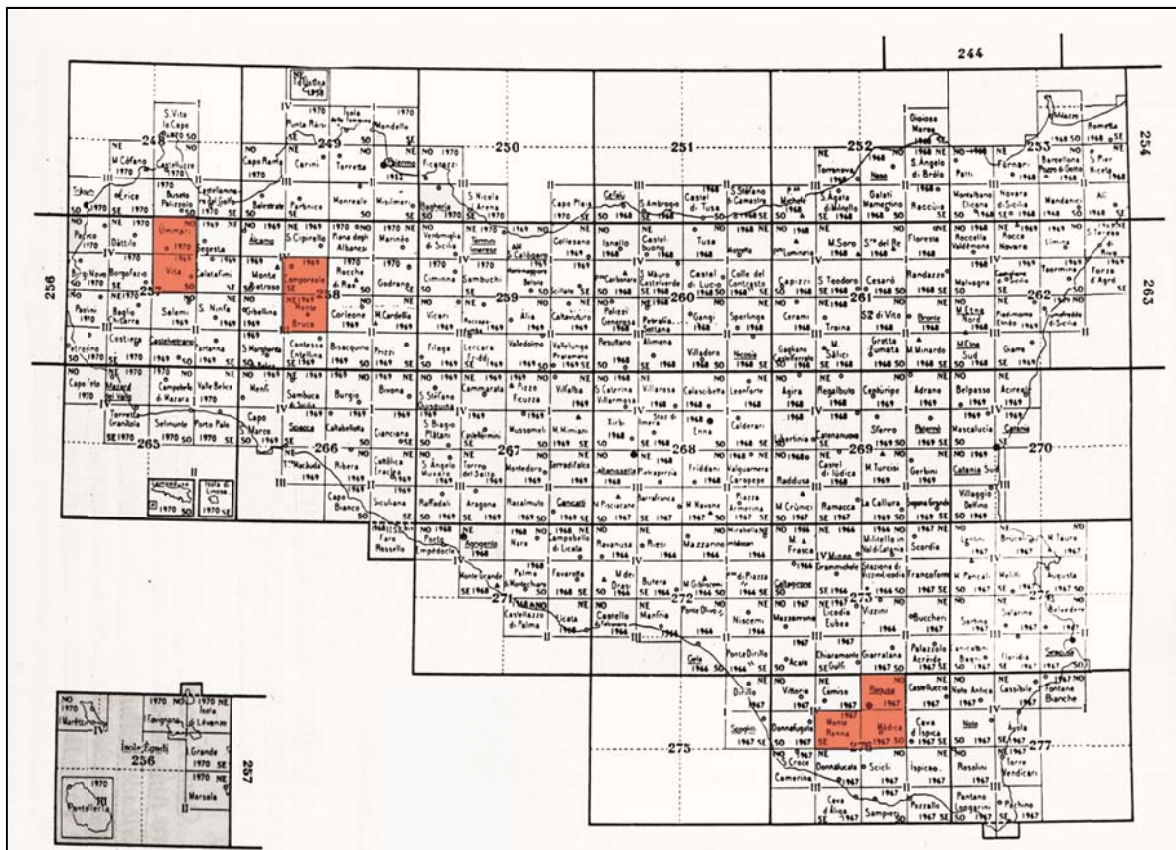


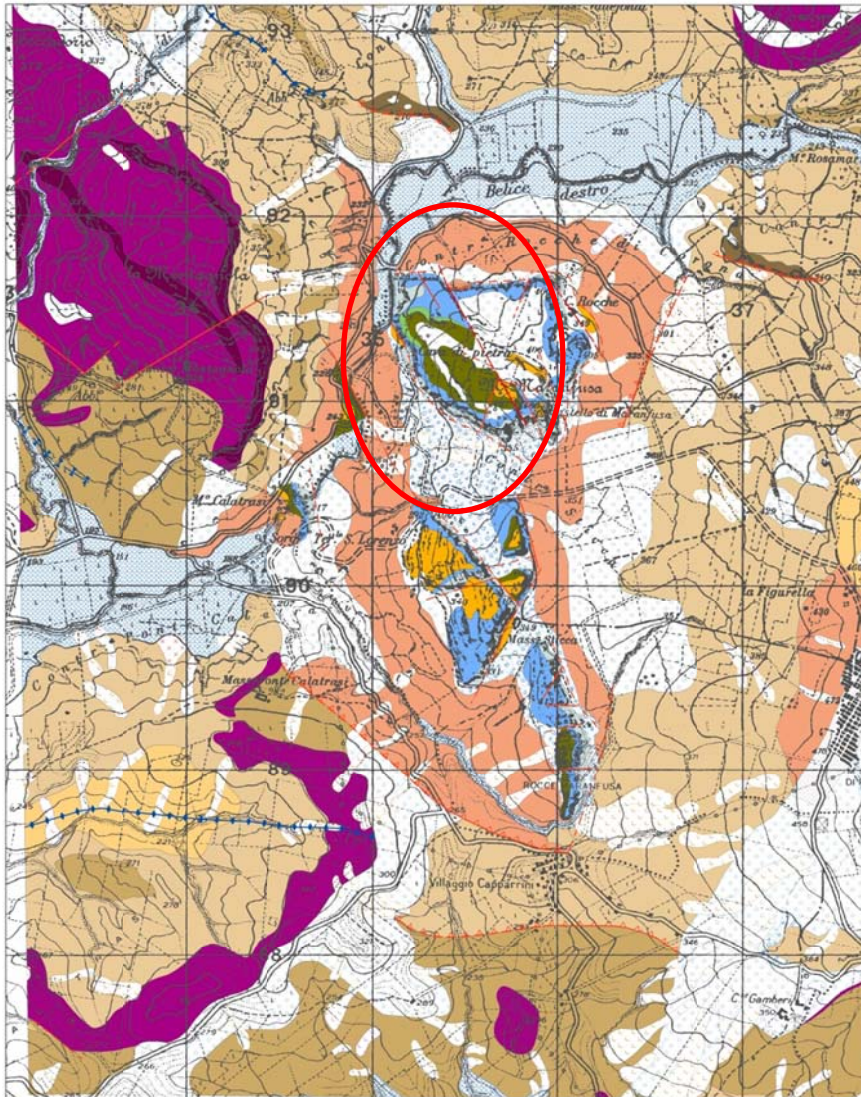
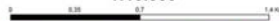
Figura 3.1 - Quadro d'unione delle tavolette I.G.M. relative alla Sicilia: in rosso le tavolette in cui ricadono le aree studiate.

Come già accennato nei precedenti paragrafi in queste aree affiorano diffusamente le successioni di piattaforma carbonatico-pelagica preorogeniche, riferibili alle porzioni occidentali del Dominio Ibleo Pelagiano, che a partire dall'Oligocene superiore vengono parzialmente coinvolte nella formazione della catena (*Middle Sicilian Chain* e *Outer Sicilian Chain*). Queste potenti successioni carbonatiche sono ben esposte, sotto forma di alti strutturali, delimitate da faglie trascorrenti e transpressive che danno luogo a strutture di espulsione (*flower structures*) come nel caso di Monte Maranfusa (Fig. 3.2), o bordati da

superfici di sovrascorrimento o faglie che le mettono a contatto con i depositi terrigeni Oligo-Miocenici (Montagna Grande – Fig.3.3).

CARTA GEOLOGICA DEL SETTORE DI MONTE MARANFUSA

1:10.000



LEGENDA

Coperture

- Deposito di origine antropica
- Coltre eluvio-colluviale
- Deposito alluvionale
- Detrito di laida
- Deposito di frana
- Deposito di frana antica
- Deposito di origine mista

Fm. Terravecchia

- Membro sabbioso: arenarie sabbiose da giallastre a grigie, con stratificazione incrociata, alternate a peliti sabbiose. Intersezioni di torbiditi calcareo-arenacee (a). Contengono pelecipodi frammentari bentonici, rari foraminiferi planctonici e nanofossili calcarei. Spessori 50-250 metri. TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

Fm. Castellana Sicula

- Argille giallo-rossastre e peliti sabbiose con rari foraminiferi planctonici e frequenti foraminiferi bentonici, con intercalazioni di arenarie e microconglomerati fangosostenuti generalmente sterili (a). Spessori 20-250 metri. SERRAVALLIANO SUPERIORE-TORTONIANO INFERIORE

Flysch Numidico

- Membro di Portofino Colla: peliti ed argille bruno manganese alternate verso l'alto a rari banchi di arenarie quarzose con giacitura canalizzata. Spessore massimo affiorante 300 metri. CHATTIANO ACQUITANIANO INFERIORE

Argille e Calcari di Case Sepia

- Argille verdastre e biancastre a foraminiferi planctonici e nanofossili calcarei intercalate a biocalcarei a macroforaminiferi e frammenti di corali. Spessore 30-50 m. EOCENE SUPERIORE - OLILOCENE INFERIORE

Successione di Piattaforma Carbonatica e Carbonatico-Pelagica

Marne di San Cipirello

- Argille, marne argillose e sabbiose grigio-azzurrognole con foraminiferi planctonici e nanofossili calcarei. Spessore massimo 180 metri. SERRAVALLIANO - TORTONIANO INFERIORE

Calcarei di Corleone

- Biocalcarei, biocalcarei ed arenarie glauconitiche a laminazione incrociata ed alternanza di marne sabbiose bruno-verdastre. Spessore 5-40 metri. BURDIGALIANO - LANGHIANO

Fm. Amerillo

- Calcarei setiferi bianco latte sottilmente stratificati. Verso l'alto calcari massivi passanti a calcari cerosi a grana finissima alternati calcilutiti bianco-rosate. Megabreccie carbonatiche ad elementi di piattaforma carbonatica mesozoica. Spessore fino a 200 metri. CRETACICO SUPERIORE - EOCENE

Fm. Hybla

- Calcilutiti marnose setifere e marne verdastre a plancton calcareo, foraminiferi bentonici e radiolari, con intercalati livelli ricchi di materia organica. Spessore 20-80 metri. VALANGIANIANO SUPERIORE-ALBIANO

Fm. Buccheri

- Calcarei rossi nodulari, calcari pelagici, radiolari e selci stratiformi, calcari pseudonodulari bianco-rosati. TOARCIANO-TITONICO

Fm. Inici

- Calcarei e calcari dolomitici bianchi ad alghe e molluschi, alternati a calcari stromatolitici e litorali in banchi con sequenze shallowing upward (colci peritrali). Verso l'alto calcareoni sottico-bioclastiche con alghe, foraminiferi, gasteropodi, crinoidi. Spessore 400-500 m. HETTANGIANO-SINEMURIANO

- Faglia
- Faglia presunta
- Faglia diretta
- Faglia diretta presunta
- Sincinale presunta
- Faglia trascorrente
- Faglia trascorrente presunta
- Faglia inversa
- Faglia inversa presunta
- Anticlinale
- Anticlinale presunta

Figura 3.2 – Carta geologica (1:10.000) del settore di Monte Maranfusa con indicazione dell'area oggetto di studio

CARTA GEOLOGICA DEL SETTORE DI MONTAGNA GRANDE

1:10.000

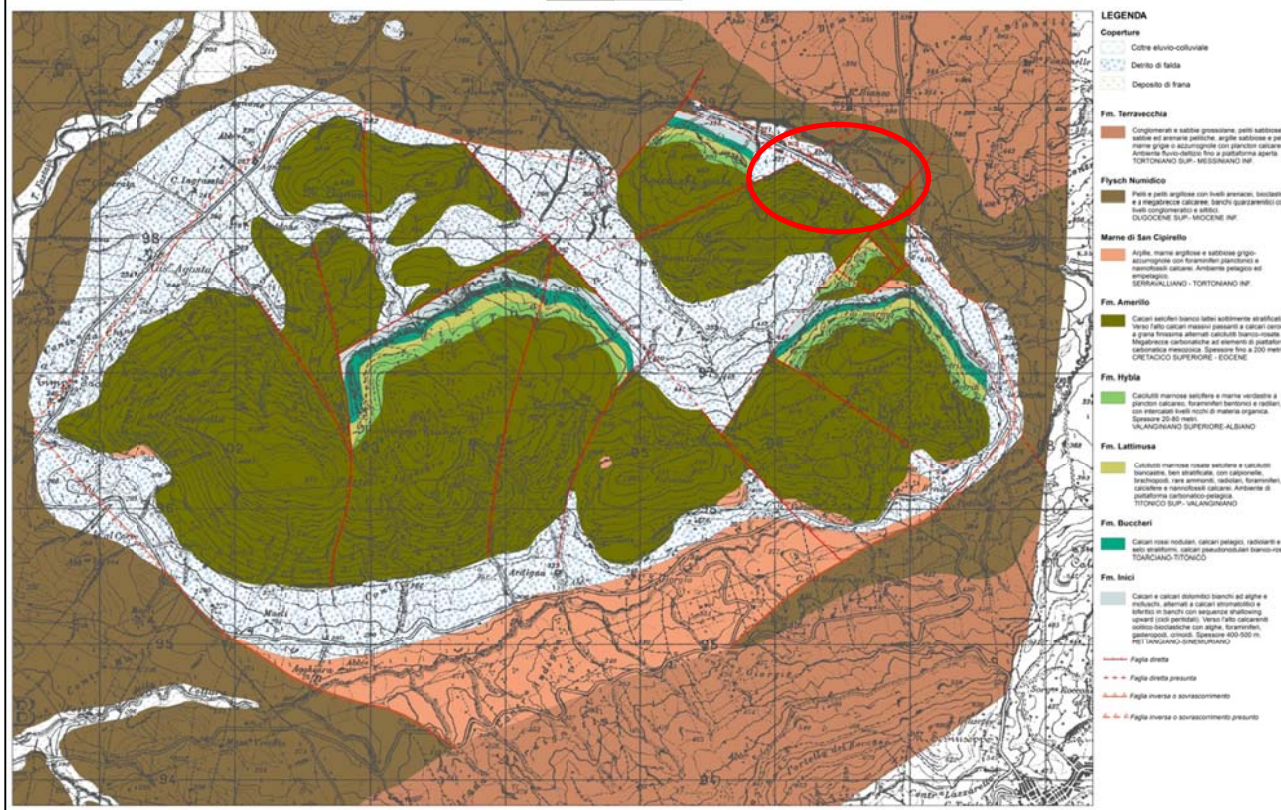


Figura 3.3 – Carta geologica (1:10.000) del settore di Montagna Grande con indicazione dell'area oggetto di studio

La successione stratigrafica tipo dell'area, ricostruita sulla base della cartografia geologica esistente (Foglio CARG n. 607 Corleone, CATALANO R. ET AL. 2009; Carta Geologica del Foglio 606 Alcamo DI BOMMARITO ET AL., 1995) - è data dal basso stratigrafico verso l'alto da:

✓ **Formazione Inici** – Calcari e calcari dolomitici bianchi ad alghe (biozone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* ed a *Paleodasycladus mediterraneus*) e molluschi, alternati a calcari stromatolitici e loferitici in banchi con sequenze *shallowing upwards* (cicli peritidali). Verso l'alto calcareniti oolitico-bioclastiche con alghe, foraminiferi, gasteropodi, crinoidi. Spessore 400-500 m. Al tetto della formazione fitto reticolo di filoni sedimentari polifasici colmati da depositi giurassico-miocenici. Ambiente di piattaforma carbonatica interna (laguna di retroscogliera e piana tidale) e di margine sabbioso.

Età: HETTANGIANO-SINEMURIANO

✓ **Calcari a Crinoidi** – Calcareniti encrinitiche bianco-rosate con geometrie lenticolari, per lo più massive, con stratificazione incrociata a basso angolo e croste nerastre ferromanganesifere. Spessore 0-20 m. Limite inferiore discordante o erosivo sulla Fm. Inici. Ambiente di piattaforma esterna-scarpata superiore.

Età: PLIENSBACHIANO SUPERIORE

✓ **Formazione Buccheri (Rosso Ammonitico)** – Calcari rossi nodulari, calcari pelagici, radiolariti e selci stratiformi, calcari pseudonodulari bianco-rosati. Contenuto faunistico dato da: ammoniiti, belemniti, *Saccocoma* sp., *Globochaete* spp., radiolari, brachiopodi e tintinnidi primitivi. Ambiente di piattaforma carbonatico-pelagica.

Età: TOARCIANO-TITONICO

✓ **Lattimusa (eq. Fm. Chiaramonte)** – Calcilutiti marnose rosate selcifere e calcilutiti biancastre, ben stratificate, con calpionelle (biozone a *Crassicoelaria*, a *Calpionella*, a *Calpionellopsis* ed a *Calpionellites*), brachiopodi (*Pygope* spp.), rare ammoniti, radiolari, foraminiferi, calcisfere e nannofossili calcarei (*Nannoconus steinmannii*). Spessore massimo 20 m. Limite inferiore graduale e continuo sulla Fm. Buccheri. Ambiente di piattaforma carbonatico pelagica.

Età: TITONICO SUPERIORE-VALANGINIANO

✓ **Formazione Hybla** – Calcilutiti marnose selcifere e marne verdastre a plancton calcareo, foraminiferi bentonici e radiolari, con intercalati livelli ricchi di materia organica. Contenuto fossilifero dato da: nannoplancton calcareo e da foraminiferi planctonici (biozone a *Ticinella primula*, *Schackoina cabri*, *Globigerinelloides algerianus*). Spesso 20-80 metri.

Limite inferiore graduale e continuo sulla Lattimusa. Ambiente di piattaforma carbonatico pelagica.

Età: VALANGINIANO SUPERIORE-ALBIANO

✓ **Formazione Amerillo (Scaglia)** – Calcari selciferi bianco lattei sottilmente stratificati. Verso l'alto calcari massivi passanti a calcari ceroidi a grana finissima alternati a calcilutiti bianco-rosate. Megabrecce carbonatiche ad elementi di piattaforma carbonatica mesozoica. Spessore totale fino a 200 m. Contengono foraminiferi planctonici quali *Globorotalia* sp., *Globotruncana* sp. Limite inferiore graduale e concordante con la Fm. Hybla o discordante sulla Fm. Buccheri e Fm. Inici. Ambiente di piattaforma pelagica.

Età: CRETACICO SUPERIORE-EOCENE

✓ **Calcareniti di Corleone** – Biocalciruditi, biocalcareniti ed arenarie glauconitiche a laminazione incrociata ed alternanze di marne sabbiose bruno-verdastre. Spessore valutabile 5-40 m. Contengono foraminiferi planctonici delle biozone a *Globoquadrina dehiscens dehiscens* – *Catapsydrax dissimilis*, a *Globigerinoides trilobus*, a *Praeorbulina glomerosa* s.l.. Limite inferiore discordante ed erosivo sulla Fm. Amerillo, Fm. Buccheri e Fm. Inici. Ambiente di piattaforma aperta.

Età: BURDIGALIANO-LANGHIANO

✓ **Marne di San Cipirello** – Argille, marne argillose e sabbiose grigio-azzurrognole con foraminiferi planctonici e con nannofossili calcarei. Spessore massimo 180 metri. Limite inferiore graduale sulla Calcareniti di Corleone, netto e discordante sulla Fm. Amerillo, Fm. Buccheri e Fm. Inici. Ambiente pelagico ed emipelagico.

Età: SERRAVALLIANO-TORTONIANO INFERIORE

In contatto tettonico sui depositi di piattaforma carbonatico-pelagica e sui depositi neogenici descritti si rinvengono le facies sintettoniche del:

✓ **Flysch Numidico** – Peliti e peliti argillose con intercalazioni di livelli arenacei, biocalcareniti e megabrecce carbonatiche, banchi quarzarenitici, con livelli microconglomeratici ed argillo-siltiti sabbiose.

Età: OLIGOCENE SUPERIORE-BURDIGALIANO

O in discordanza angolare le successioni a componente terrigena mioceniche:

✓ **Formazione Castellana Sicula** – Argille giallo-rossastre e peliti sabbiose con rari foraminiferi planctonici e frequenti foraminiferi bentonici con intercalazioni di arenarie e microconglomerati fangosostenuti generalmente sterili. Spessori 20-250 m. Ambiente di piattaforma esterna e scarpata.

Età: SERAVALLIANO SUPERIORE-TORTONIANO INFERIORE

✓ **Formazione Terravecchia** – Conglomerati, sabbie, peliti e marne. Potenza compresa tra 300 e 600 m. Ambiente deposizionale da paralico-continentale a francamente marino.

Età: TORTONIANO SUPERIORE-MESSINIANO INFERIORE

La successione descritte sono a luoghi ricoperte da depositi continentali quaternari costituiti prevalentemente da:

- ✓ depositi di fondovalle e colluviali
- ✓ detriti di falda attuali ed accumuli di materiali eterometrici di spessore variabile
- ✓ depositi di frana

3.1.1 - Monte Maranfusa

Monte Maranfusa costituisce una emergenza strutturale delimitata da faglie NNE-SSW e NW-SE. Qui la successione carbonatica è quasi interamente esposta, in corrispondenza di una cava inattiva, sul versante occidentale del rilievo, nella quale la presenza di diversi piani di coltivazione permette l'accesso a varie altezze stratigrafiche (Fig. 3.4), fino alla formazione Amerillo.

Il rilievo carbonatico è disseccato da tre principali famiglie di faglie a carattere estensionale o trascorrente: i) la prima famiglia mostra un *range* di direzione variabile da NW-SE a NNW-SSE ed è ben rappresentato nell'area; ii) la seconda possiede direzione NE-SW ed è meno presente; iii) la terza è orientata circa E-W ed anch'essa è poco rappresentata nell'area (Fig. 3.2)

Le successioni Oligo-mioceniche che circondano i rilievi carbonatici sono interessate prevalentemente da sovrascorrimenti con polarità meridionale e sud-occidentale e da faglie inverse immergenti verso N e N-E. In questi depositi si rinvengono anche anticlinali e sinclinali a grande scala le cui superfici assiali sono orientate prevalentemente NW-SE e in misura minore NE-SW (Fig. 3.2).



Figura 3.4 – Cava in disuso sul versante occidentale di Monte Maranfusa. Sono ben visibili i diversi piani di coltivazione.

Sui diversi piani di coltivazione è stato quindi possibile riconoscere e analizzare le litologie affioranti.

I depositi più antichi sono dati da calcari biancastri ben stratificati ad alghe e molluschi, alternati a calcari stromatolitici e loferitici in banchi (spessi fino a più di 1 m) con sequenze *shallowing upwards* (cicli peritidali) della Fm. Inici (Fig. 3.5). Lo spessore medio è di circa 40-50 m. L'età Hettangiano-Sinemuriano.



Figura 3.5 – Formazione Inici sul terzo piano di coltivazione della cava. Si vede anche il contatto con i soprastanti calcari pelagici ad ammoniti (Rosso Ammonitico) Fm. Buccheri

Sui calcari della Fm. Inici poggiano con un limite discordante o erosivo (Figg. 3.5 e 3.7a) le calcilutiti grigie e grigio-crema ad ammoniti, radiolari, *Saccocoma* sp. e *Bositra* sp., della Formazione Buccheri (Toarciano-Titonico – Figg. 3.5 e 3.6), il così detto “Rosso Ammonitico” che si presentano come una serie di facies pelagiche non condensata spessa circa 30-40 metri (Fig. 3.7a).



Figura 3.6 – Rosso Ammonitico sul terzo piano di coltivazione della cava.

Sia i calcari della Fm. Inici che le calcilutiti pelagiche del Rosso Ammonitico sono dissecate da una serie di dicchi nettuniani (SMART ET AL., 1988 - Fig. 3.7a) riempiti da materiale di diverse età dei quali si tratterà più in dettaglio nei capitoli successivi.

JENKYNS, (1970b), al top della Fm. Inici segnala la presenza di un livello discontinuo di calcari a crinoidi del Pleisbachiano. Questo livello non è stato rinvenuto durante il lavoro di campagna, tuttavia ne è stata riscontrata la presenza all'interno del riempimento di alcuni filoni, durante l'analisi al microscopio delle sezioni sottili.

Il limite tra la Fm. Inici e le calcilutiti pelagiche della Fm. Buccheri è segnato dalla presenza di un *hardground* nero ferromanganesifero, spesso da 5 a 10 cm (Fig. 3.7b), in corrispondenza del quale sono stati riscontrati anche cristalli di pirite (Fig. 3.7c).

La successione carbonatica prosegue con circa 3 metri di calcilutiti marnose selcifere e marne verdastre a plancton calcareo, foraminiferi bentonici e radiolari della Formazione Hybla (Valanginiano superiore-Albiano) e circa 4 metri di calcari e calcilutiti biancastre stratificate, in livelli da centimetrici a decimetrici, con liste e noduli di selce, ascrivibili alla Formazione Amerillo (Cretaceo superiore-Eocene) (Fig. 3.8).

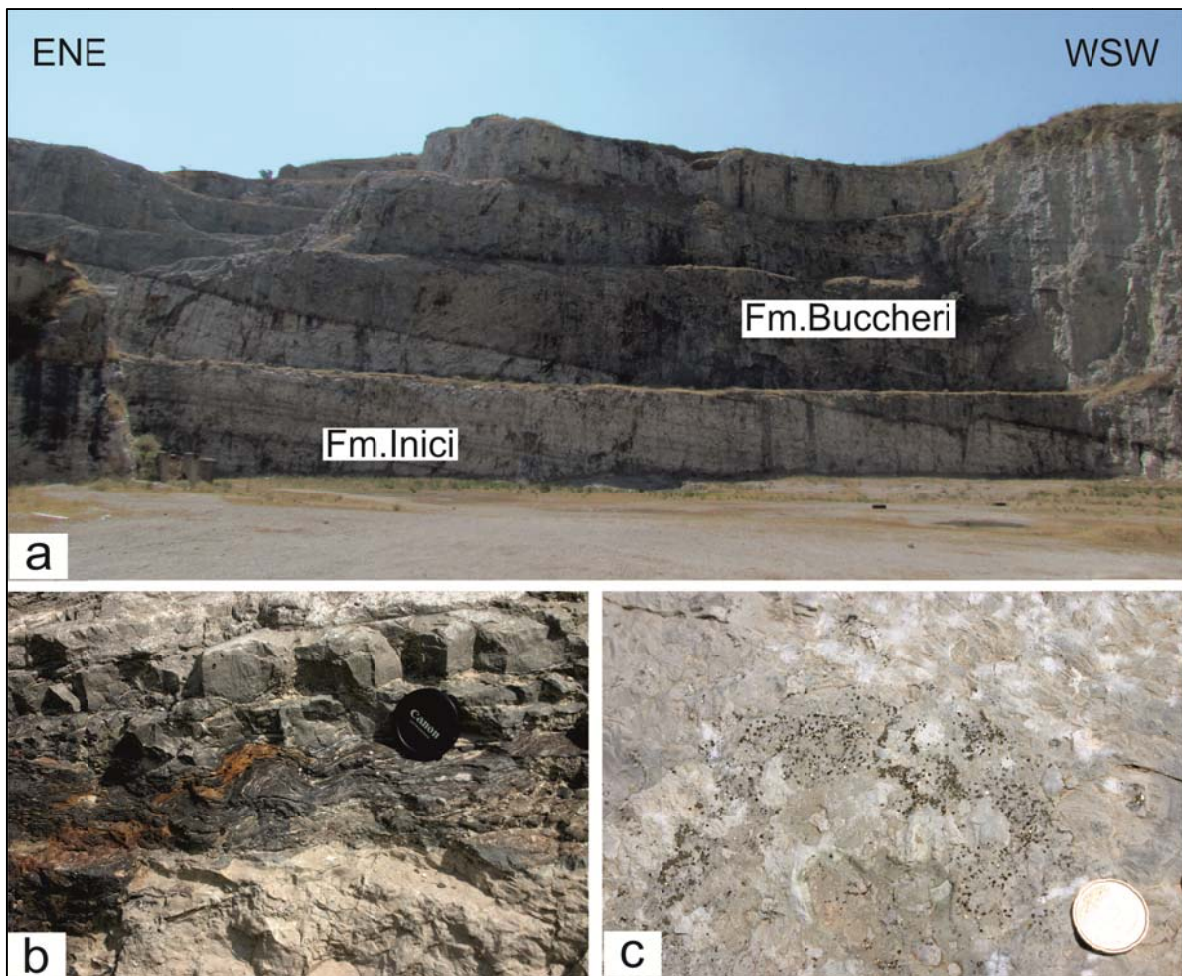


Figura 3.7 –a) Panoramica del fronte della cava: è ben visibile il passaggio tra la Fm. Inici e la Fm. Buccheri, segnato dalla presenza di un *hardground* ferromanganesifero, spesso 5-10 cm (b), in corrispondenza del quale si riscontrano anche cristalli di pirite (c).

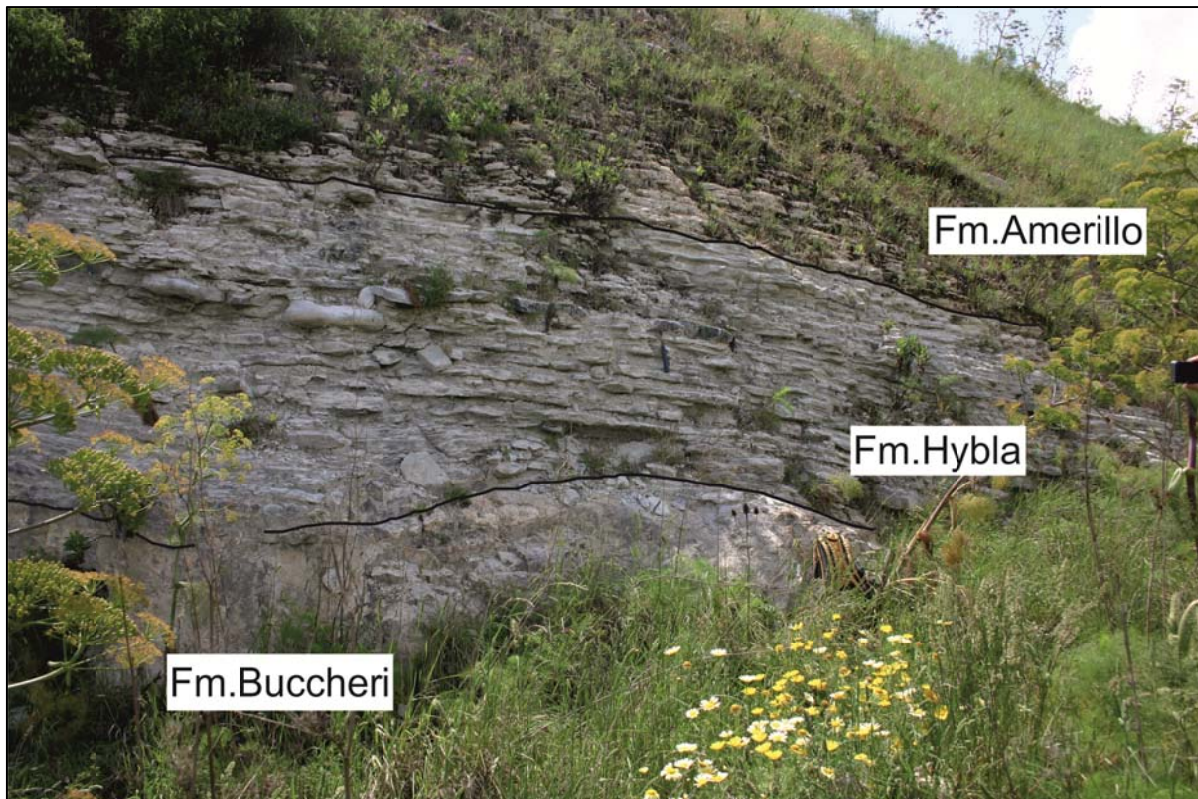


Figura 3.8 – Contatto tra le Fm. Buccheri, Fm. Hybla e F. Amerillo su uno dei piani di coltivazione più alti della cava.

Sulla base degli spessori misurati in campagna e dei dati presenti in bibliografia è stata quindi ricostruita una sezione stratigrafica dei depositi carbonatici affioranti nella cava (Fig. 3.9).

Considerando gli obiettivi del presente lavoro sono stati raccolti dei campioni indisturbati all'interno della Fm. Inici e dei campioni del riempimento di alcuni filoni.

I primi, per studiare le caratteristiche sedimentologiche e petrofisiche della Formazione Inici, quelli nei filoni per determinarne la natura e se possibile l'età.

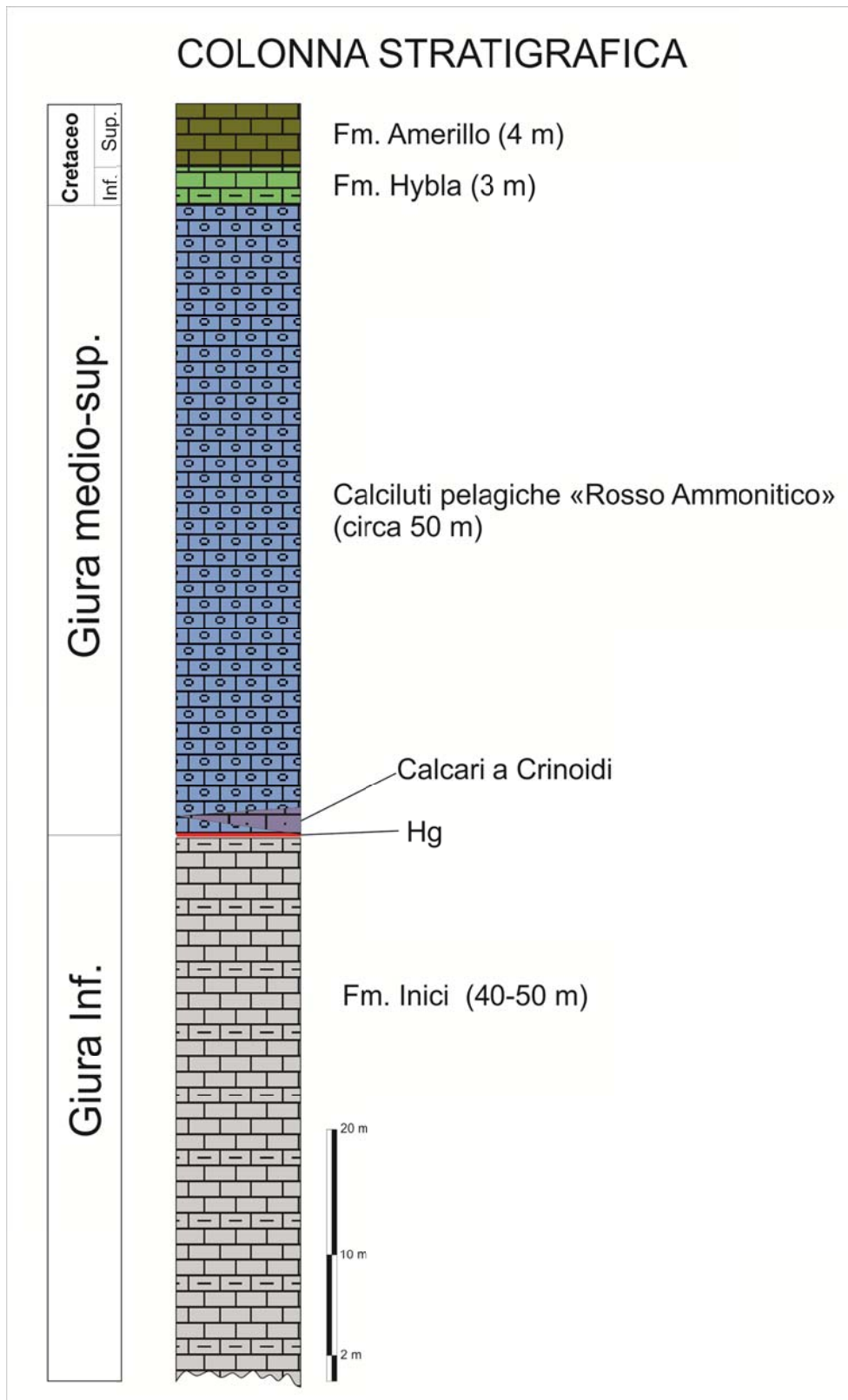


Figura 3.9 – Colonna stratigrafica ricostruita all'interno della cava.

3.1.2 - Montagna Grande

Montagna Grande costituisce l'affioramento più occidentale studiato.

Esso sorge in prossimità dell'abitato di Calatafimi dando luogo ad una struttura positiva orientata NNW-SSE, sradicata dal suo substrato e trasportata verso sud-ovest (CATALANO ET AL., 2000) durante le fasi tettoniche mioceniche.

Il massiccio carbonatico di Montagna Grande è disseccato da tre famiglie principali di faglie: i) la prima orientata NE-SW possiede prevalente cinematica diretta; ii) la seconda orientata da NW-SE a NNW-SSE a cinematica diretta e trascorrente; iii) la terza poco rappresentata nell'area, è orientata circa N-S ed anch'essa mostra cinematica diretta e trascorrente. Il rilievo carbonatico è in contatto con i terreni del Flysch oligo-miocenici tramite un sistema di sovrascorrimenti e faglie inverse che lo circondano per tutto il suo perimetro (Fig. 3.3).

L'affioramento studiato si trova sul versante nord-orientale del rilievo, dove le pareti di due cave dismesse mettono alla luce circa 10-20 metri di calcilutiti e calcilutiti marnose a noduli e liste di selce della Fm. Amerillo (Fig. 3.10).



Figura 3.10 – Panoramica di una delle due cave presenti sul versante nordorientale di Montagna Grande.

La “ Scaglia” presenta una facies molto caratteristica, costituita da strati calcilutitici di spessore variabile da 10-15 cm fino a 60-70 cm all'interno dei quali, ad intervalli irregolari, sono presenti noduli e liste di selce abbastanza continue (Fig. 3.11).

Anche in questo affioramento sono stati prelevati diversi campioni di roccia indisturbata per studiarne le caratteristiche sedimentologiche e petrofisiche.



Figura 3.11 – Tipica facies della “Scaglia”: calcilutiti e calcilutiti marnose ben stratificate con liste e noduli di selce.

3.2 – Altopiano ibleo centromeridionale

Gli Iblei nel loro complesso rappresentano un alto morfostrutturale allungato in senso NE-SO, la cui parte centrale, la più elevata, costituisce un altipiano carbonatico delimitato ad Ovest e Nord-Ovest dal sistema di faglie noto in letteratura come “S. Croce Camerina-Comiso-Chiaramonte” che ribassano gli iblei verso la piana di Gela-Catania, ad Est e Sud-Est è limitato dai sistemi di faglie di “Pozzallo-Ispica-Rosolini” che ribassano verso la Scarpata di Malta mentre il settore centromeridionale è rappresentata dall’altipiano ragusano s.s. un *horst* prevalentemente carbonatico allungato in direzione NNE-SSW dissecato nella porzione centrale da una zona di taglio trascorrente nota in letteratura come “Scicli-Ragusa”. (GHISSETTI & VEZZANI, 1980)” che taglia interamente tutto l’altipiano con cinematica trascorrente destra (GHISSETTI & VEZZANI, 1980,1981).

Lungo il percorso della fascia deformata sono state riconosciute evidenze di trascorrenza destra con sovrapposti indicatori di movimenti più recenti sinistri. (CATALANO ET AL., 2006, 2010).

L’età di questo sistema deformativo sarebbe riferibile al Plio-Pleistocene con indizi di riattivazioni recenti (GRASSO M. & REUTHER C.D., 1988 ; MONACO ET AL., 2003 ; CATALANO ET AL., 2010 con bibliografia). Essa è stata interpretata, insieme alla zona di taglio “Comiso-Chiaramonte” come continuazione *onshore* del sistema trasforme destro, orientato

SSO-NNE, che nel canale di Sicilia ha accomodato l'apertura del rift di Pantelleria durante il Plio-Pleistocene. (GHISSETTI & VEZZANI, 1980; GRASSO ET AL. , 1986; GRASSO & REUTHER, 1988, MONACO ET AL., 2003).

L'area oggetto di studio ricade nelle tavolette I.G.M: 276 I NO Ragusa, 276 I SO Modica e 276 IV SE M.te Renna (Fig. 3.1).

La successione stratigrafica affiorante nell'area oggetto di studio è stata ricostruita anche con l'ausilio della "Carta Geologica del settore centro-meridionale dell'altopiano ibleo" (GRASSO,1999).

Essa è costituita, dai depositi più antichi a quelli più recenti, da:

✓ **Formazione Amerillo** – in affioramento è visibile solo la parte ed è costituita da calcilutiti marnose bianco-crema a frattura concoide ("Scaglia") con lenti di selce bruna, in strati da 10 a 30 cm per uno spessore complessivo di circa 35-40 m. Associazioni faunistiche: *Globorotalia spinulosa*, *Hantkenina aragonensis*, *Globigerina senni*. **EOCENE MEDIO**.

✓ **Formazione Ragusa - Mb. Leonardo** - Alternanza di calcisiltiti biancastre, potenti 30-100 cm e di marne e calcari marnosi biancastri di 5-20 cm di spessore. L'intervallo basale è caratterizzato da imponenti ed estesi fenomeni di *slumping*. Nell'area di Ragusa e Modica affiora un'alternanza di calcilutiti in strati di 20-30 cm e di marne di 10-15 cm di colore bianco-crema (conosciuta localmente come "Pietra di Comiso"). Lo spessore medio complessivo affiorante è di circa 100 m. Associazioni faunistiche: i livelli basali contengono *Globorotalia opima opima*, *G. opima nana*, *Globigerina angulisuturalis*, *G. venezuelana*, *G. ciperoensis*, *Catapsidrax unicavus* e *Globoquadrina praedehiscens*. Nella parte alta sono presenti *Globigerina ciperoensis*, *G. praebulloides*, *Globorotalia siakensis*, *G. opima nana* e *Globigerinoides primordius*.

Nella zona di Scicli si osservano calcilutiti in livelli di 20 cm alternate a marne grigio-verdastre spesse in media 40 cm. Associazioni microfaunistiche in quest'area sono riconducibili a *Globigerina ciperoensis*, *Globigerina tripartita*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerina sellii*, *Catapsydrax dissimilis* e *Globorotalia opima opima*. **OLIGOCENE SUP**.

✓ **Formazione Ragusa – Mb. Irminio**: l'intervallo inferiore di questo membro è costituito da calcareniti e calciruditi bianco-grigiastre o bianco-giallastre di media durezza, in banchi di spessore variabile talvolta fino a 10 m, separati da sottili livelli marnoso-sabbiosi. Localmente presenta stratificazione incrociata con struttura a spina di pesce o *hummocky*. Lo spessore massimo in affioramento non supera i 75 m circa. Contiene, nella parte alta, un *hardground* fosfatifero di spessore da pochi centimetri fino a qualche decimetro (Hg), di colore giallo-brunastro. Microfaune scarse e non determinabili ad eccezione di *Miogypsina* sp.

e *Amphystegina* sp. e rari echinoidi indicative di un'età compresa tra l'*AQUITANIANO-BURDIGALIANO INFERIORE*.

✓ **Formazione Ragusa – Mb. Irminio:** la parte mediana comprende strati di calcareniti grigiastre spesse in media da 30 a 60 cm in alternanza con strati calcareo-marnosi di uguale spessore. Lo spessore totale varia da una decina di metri nelle aree meridionali del *plateau* ibleo fino a circa 60 metri nelle aree a Nord di Ragusa. Gli strati calcareo-marnosi contengono faune planctoniche a *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina sicana* del *BURDIGALIANO SUPERIORE-LANGHIANO INFERIORE*.

✓ **Formazione Ragusa – Mb. Irminio:** la parte apicale del Mb. Irminio superiore è poco rappresentata in affioramento ad eccezione della zona a Nord e Nord-Est dell'area centromeridionale dell'altipiano. La successione è costituita da marne biancastre a frattura concoide in strati di spessore metrico, alternate a strati calcareo-marnosi grigiastri di spessore medio di 50-60 cm. Lo spessore complessivo è intorno a 50-60 metri. *LANGHIANO*.

✓ **Formazione Tellaro:** marne grigio-azzurre a frattura sub-concoide. Lo spessore affiorante varia da poche decine di metri nelle aree meridionali ad alcune centinaia di metri nelle aree più settentrionali (alto bacino del Fiume Irminio). Associazioni faunistiche: le marne contengono faune a *Sepia* spp. e coralli; alla base della Fm. sono presenti *Orbulina suturalis* e *O. universa*. *SERRAVALLIANO-TORTONIANO SUPERIORE*.

✓ **Formazione Tellaro:** il membro superiore è costituito da una alternanza di calcari marnosi e marne giallastre presenti in lembi discontinui lungo la falesia da Scoglitti a Punta Braccetto, nei dintorni di Scicli e nella Piana di Ispica-Pachino. Poggiano su membro inferiore con contatto concordante e graduale. Al di sopra si rinvencono, talvolta, lembi di gessi. Le marne giallastre contengono *Globigerinoides obliquus extremus*, *Turborotalita multiloba* e *Neogloboquadrina acostaensis*. *MESSINIANO INFERIORE*.

Queste successioni a tratti sono ricoperte da depositi continentali pliopleistocenici costituiti prevalentemente da:

✓ Alluvioni fluviali terrazzate, in vari ordini, costituite da ciottoli carbonatici arrotondati in abbondante matrice sabbiosa generalmente arrossata, che raggiungono spessori fino a oltre 10 m. *PLEISTOCENE MEDIO-OLOCENE*.

✓ Frane di crollo e detrito di falda ubicati ai piedi di scarpate di faglia. Si tratta di breccie ad elementi carbonatici con matrice carbonatica a granulometria sabbiosa, a volte parzialmente stabilizzate per fenomeni di cementazione dovuta a circolazione vadosa di acque. *PLEISTOCENE SUPERIORE- OLOCENE*.

✓ Alluvioni fluviali, fondi palustri recenti ed attuali. Sabbie fini e limi bruni costituiscono i componenti prevalenti dei fondi lacustri. Le alluvioni sono costituite da ciottoli carbonatici di dimensioni variabili, da centimetriche a decimetriche, in matrice sabbioso-limosa giallo-brunastra. *OLOCENE*.

L'area studiata si estende dalla zona a Nord dell'abitato di Ragusa, fino a Cozzo Streppenosa immediatamente a SW dell'abitato di Modica, seguendo l'andamento della zona di faglia Scicli-Ragusa (Fig. 3.12).

Le strutture di dimensioni maggiori presenti nell'area sono riconducibili a tre *range* principali di orientazioni: i) il primo orientato circa N 10°-20° E, si riscontra, da Nord a Sud, soprattutto nella parte centrale dell'area. Le faglie, caratterizzate da movimenti prevalentemente transtensivi destri, fanno parte dell'allineamento "Scicli-Ragusa"; ii) il secondo con direzione circa N 40°-50° E, molto diffuso in tutta l'area e caratterizzato da movimenti normali e transtensivi destri; iii) il terzo orientato circa N 270°-300° E è caratterizzato da cinematica prevalentemente sinistra ed è presente soprattutto nei dintorni di Modica (Fig. 3.12).

Le successioni affioranti nell'area studiata sono prevalentemente di natura carbonatica. I depositi più antichi sono le calcilutiti marnose bianco-crema della Fm. Amerillo -" Scaglia"- (Eocene medio). Gli affioramenti di questa formazione sono molto limitati in tutto il *plateau* e nell'area di studio sono circoscritti all'area di Cozzo Streppenosa (Ovest di Modica). Qui un cuneo di "scaglia" disposto in direzione NNW-SSE e strati verticali o molto inclinati (da 45° a 70°) da luogo ad una struttura positiva in contatto con i sovrastanti terreni della Fm. Ragusa che affiorano sia ad Est che ad Ovest del cuneo con inclinazioni minori (sub-orizzontali ad Est, da 10° a 45° ad Ovest) (Figg. 3.13 e 3.14).

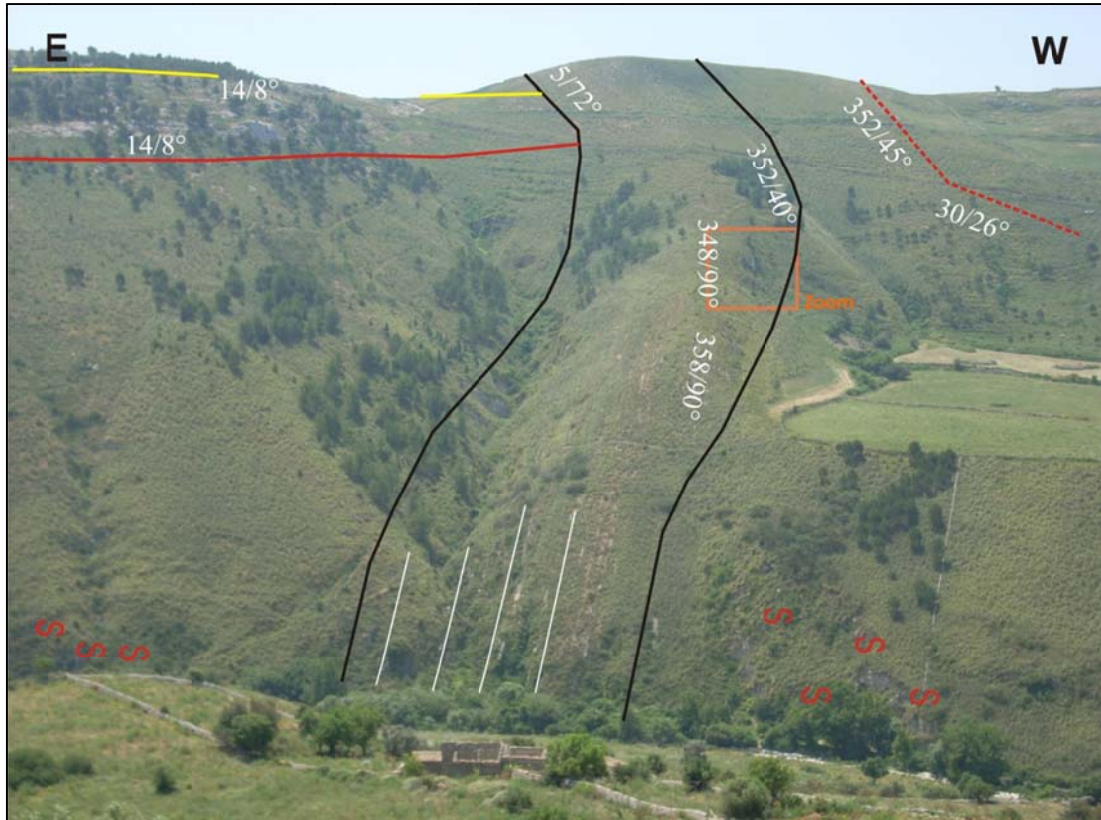


Figura 3.13 – Cozzo Streppenosa. In nero i limiti delle calcilutiti della Fm. Amerillo; in rosso il top del Mb. Leonardo (Fm. Ragusa); in giallo il top del Mb. Irminio inf. (Fm. Ragusa); S = slump; ZOOM = Fig. 2.30. Le misure in bianco si riferiscono a immersione e inclinazione degli strati.



Figura 3.14 – Particolare degli strati verticali della Fm. Amerillo.

Sopra la Fm. Amerillo (in sequenza stratigrafica, da dati di pozzo) seguono i calcari e calcari marnosi della Fm. Ragusa (Oligocene sup. – Langhiano). Le litologie, ascrivibili alla suddetta formazione, affiorano diffusamente in tutta l'area oggetto di studio. Le numerose incisioni fluvio-carsiche in corrispondenza del fiume Irminio e degli altri torrenti presenti nell'area, formano dei canyon (localmente indicati col nome di cave) che a luoghi superano il centinaio di metri di profondità, lungo le cui pareti sono ben esposti i due membri della Fm. Ragusa (RIGO & BARBIERI, 1959): i) Mb Leonardo (Oligocene sup.), costituito da un'alternanza di calcisiltiti di colore biancastro potenti 30-100 cm e di marne e calcari marnosi biancastri di 5-20 cm di spessore (GRASSO, 1999) (Fig. 3.15). Lo spessore degli strati calcisiltitici varia da zona a zona. Nei dintorni di Ragusa e Modica non superano quasi mai i 50-60 cm di spessore.



Figura 3.15 – Mb. Leonardo (Cava Misericordia): le linee evidenziano i sottili livelli di marne e calcari marnosi che separano gli strati calcisiltitici.

ii) Mb. Irminio (Aquitano – Langhiano) a sua volta suddiviso in tre intervalli: inferiore, medio e superiore. L'intervallo inferiore (Aquitano – Burdigaliano inf.) è formato da calcareniti e calciruditi bianco-grigiastre di media durezza, in banchi di spessore variabile talvolta fino a 10 m, separati da sottili livelli marnoso-sabbiosi (GRASSO, 1999). In affioramento, soprattutto su tagli freschi, i banchi calcarenitici mostrano delle variazioni granulometriche visibili anche ad occhio nudo. Si presentano come un'alternanza di strati calcarenitici più o meno compatti e cementati (Fig. 3.16). Nei dintorni di Ragusa (“Cava”

Tabuna e C/da Streppenosa) questi livelli meno compatti e cementati sono sede di impregnazioni bituminose (Fig. 3.17).

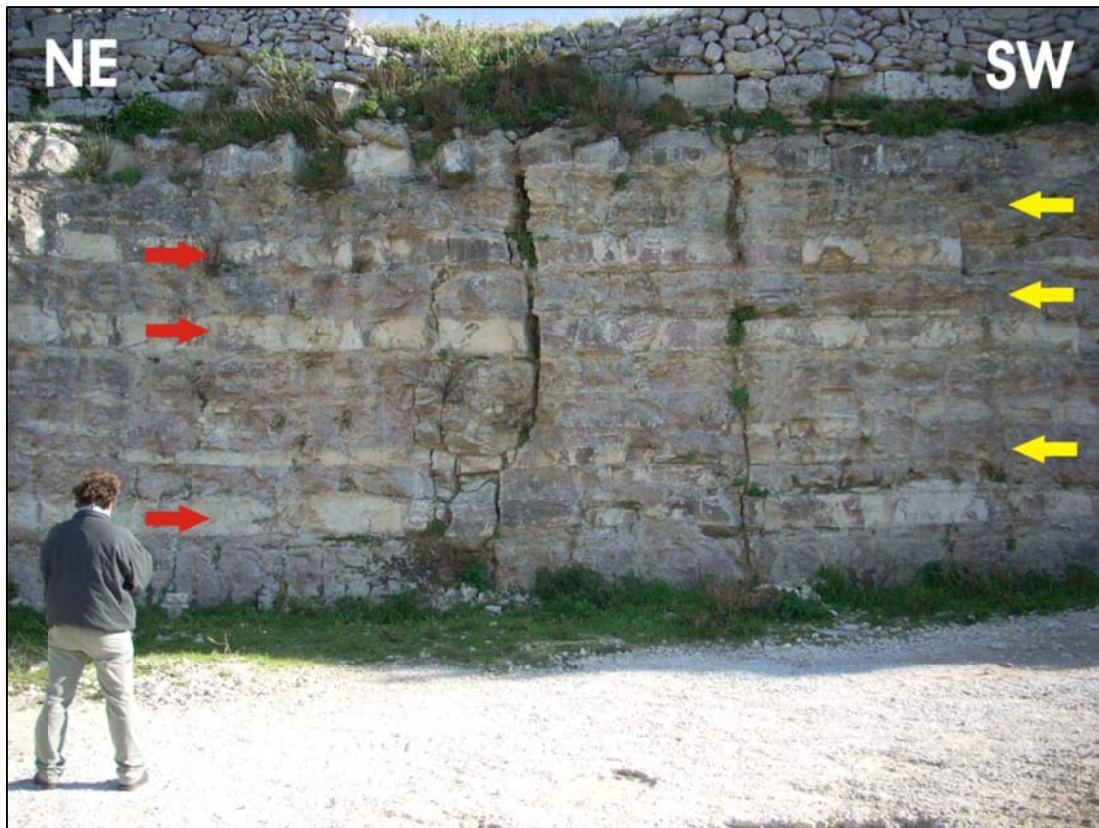


Figura 3.16 – Mb. Irminio – intervallo inferiore (Cava Misericordia). Parete sulla quale si riesce ad osservare l'alternanza tra gli strati calcarenitici più compatti e cementati (freccie rosse) e quelli meno (freccie gialle).

Nella parte alta di questo intervallo si riscontra un *hardground* fosfatifero che marca il passaggio alla parte mediana del Membro Irminio. Questo livello, considerato da diversi autori correlabile ad una variazione eustatica a scala regionale, è presente quasi sempre al passaggio tra i due sotto-membri. In alcuni casi, tuttavia, è difficile da osservare in quanto i meccanismi di formazione e deposizione sono differenti da zona a zona (CARBONE ET AL., 1987). In affioramento, a volte è continuo e spesso (da 5 a 15-20 cm), con ciottoli fosfatizzati di notevole diametro (da 1 a 5 cm) (Fig. 3.18A); altre, invece è molto sottile e più discontinuo, con ciottoli di dimensioni minori (da 5 mm ad 1-2 cm) (Fig. 3.18B); in altre ancora si rinviene disperso in un strato calcarenitico marnoso con grani fosfatizzati di dimensioni millimetriche (Fig. 3.18C e 3.18D).



Figura 3.17 – Mb. Irminio - intervallo inferiore (Miniera La Tabuna): impregnazioni bituminose.

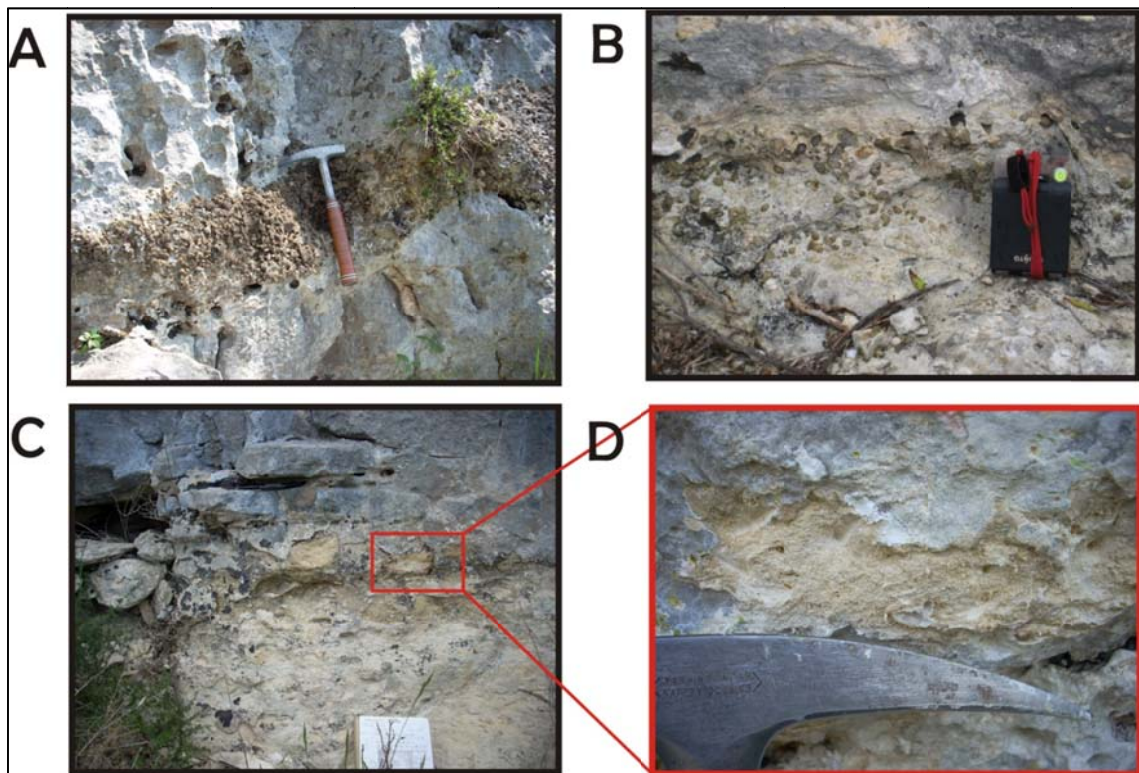


Figura 3.18 - Diverse forme in cui si presenta l' *hardground* fosfatifero: A) C/da San Giuliano (Modica), Hg molto continuo con ciottoli fosfatici di notevoli dimensioni; B) Cava San Leonardo (Ragusa), Hg discontinuo con ciottoli fosfatici di dimensione minore; C) Cava Misericordia (Ragusa), Hg immerso in una matrice calcarenitico-marnosa con grani fosfatici di dimensioni millimetriche; D) particolare grani fosfatici.

La parte mediana del Mb. Irminio (Burdigaliano sup.-Langhiano inf.) è formato da un alternanza di calcareniti grigiastre spesse mediamente da 30 a 60 cm e strati calcareo-marnosi dello stesso spessore (Grasso, 1999) (Fig. 3.19). In diverse zone gli strati calcarenitici sembrano avere una granulometria più sottile, si presentano alla vista simili alle calcisiltiti del Mb. Leonardo. La parte apicale della Fm. Ragusa (Langhiano), affiora diffusamente nelle aree più settentrionali del *plateau*. Esso è costituito da marne biancastre a frattura concoide in strati di spessore metrico, alternate a strati calcareo-marnosi grigiastri di spessore medio di 50-60 cm (Grasso, 1999).



Figura 3.19 – Mb. Irminio - parte mediana (C/da S. Antonio di Modica). Le frecce rosse indicano gli strati calcareo-marnosi, quelle gialle gli strati calcarenitici.

Durante i rilievi di campagna, tenendo conto degli obiettivi del presente lavoro, particolare attenzione è stata rivolta ai litotipi carbonatici della Formazione Ragusa. Sono state eseguite otto sezioni stratigrafiche e in corrispondenza di una di queste sono stati prelevati alcuni campioni indisturbati dei due membri della Formazione per meglio comprenderne le caratteristiche sedimentologiche e petrofisiche. Le sezioni stratigrafiche sono state distribuite su tutta l'area studiata tenendo conto innanzitutto della possibilità di rinvenire in affioramento l'intera Formazione o almeno buona parte di essa. Come abbiamo già visto la Formazione Ragusa è suddivisa in due Membri, Mb. Leonardo e Mb. Irminio a sua volta suddiviso in tre intervalli. Per questo lavoro sono stati studiati l'intervallo inferiore e quello medio, in quanto

la parte apicale del Membro Irminio risulta essere poco esposta nell'area studiata. A tal proposito si è cercato di individuare i punti più idonei alla realizzazione delle sezioni sulle pareti degli impluvi che incidono il *plateau*. Qui l'azione erosiva dell'acqua ha portato a giorno sia il Mb. Leonardo sia i primi due intervalli del Mb. Irminio. I suddetti impluvi scorrono principalmente nei dintorni di due dei principali centri abitati presenti nell'area: Ragusa, Modica sviluppatasi entrambi in prossimità di corsi d'acqua.

Ad Est di Ragusa scorre il Fiume Irminio mentre Modica è attraversata dalla Fiumara di Modica. In secondo luogo, di volta in volta, si è cercato di scegliere dei siti in cui la realizzazione delle sezione avrebbe potuto fornire indicazioni finalizzate alla migliore comprensione dei rapporti relativi tra i membri della Formazione e i due intervalli del Membro Irminio, nonché agli eventuali rapporti tra la sedimentazione e la tettonica dell'area (evidenze di tettonica sinsedimentaria).

Nonostante la possibilità di osservare quasi interamente la Fm. Ragusa in successione stratigrafica, nelle sezioni stratigrafiche si è potuto misurare la reale potenza solo per l'intervallo inferiore del Mb. Irminio, l'unico di cui è stato possibile individuare il *top* (Hg fosfatifero) e la base (contatto con il Mb. Leonardo).

Sulla base degli spessori misurati nelle otto sezioni stratigrafiche è stata ricostruita una sezione stratigrafica riassuntiva dei tre membri osservati in campagna, dove sono indicati gli spessori mediati rispetto alle otto sezioni misurate (Fig. 3.20).

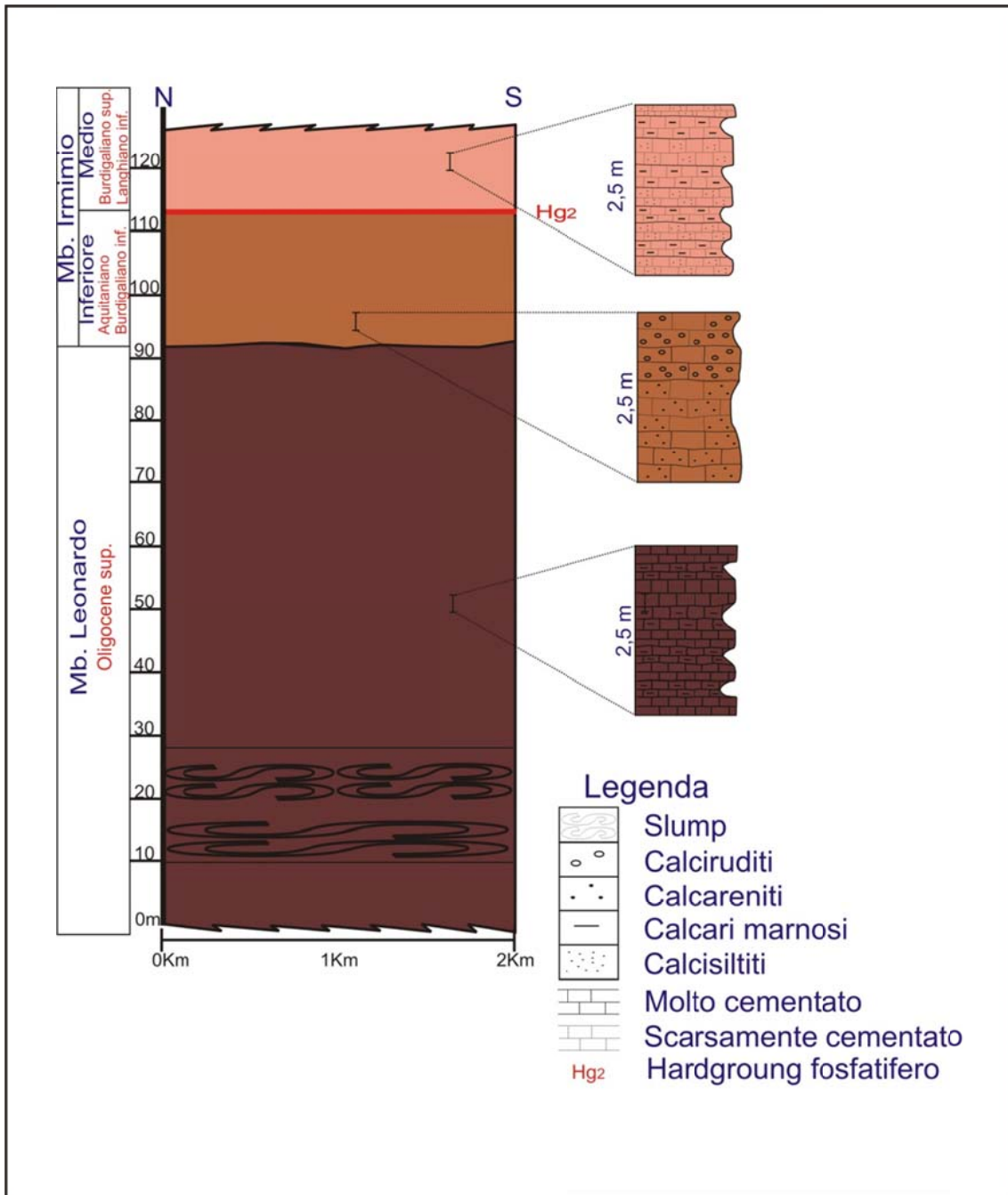


Figura 3.2 'o

7 k

60RTQRTIGVC)'RGVTQHKUEJ G'FGNNG'HQTO C\ IQPKUVWF KCVG

In questo capitolo viene riportata una descrizione delle caratteristiche petrofisiche delle tre Formazioni studiate.

Per ognuna delle tre Formazioni studiate sono stati prelevati dei campioni di roccia indisturbata dai quali sono state successivamente ricavate delle sezioni sottili; uno nella Fm. Inici (MM_1), uno nella Fm. Amerillo (MG_1). Mentre per quanto riguarda la Fm. Ragusa, come è stato già discusso nei precedenti capitoli, è suddivisa in due membri, il superiore dei quali, il Mb Irminio è a sua volta suddiviso in tre parti, inferiore, media e superiore. Per i motivi già esposti nei precedenti capitoli, per questo lavoro, la parte apicale del Membro Irmino non è stata studiata, quindi nella Fm. Ragusa sono stati prelevati un totale di sei campioni di roccia indisturbata; due nel Mb. Leonardo (C.M.L. 1 e C.M.L. 2), due nella porzione inferiore del Mb. Irminio (C.M.B. 1 e C.M.B. 2), e due nella parte mediana (C.M.A. 1 e C.M.A. 2).

La necessità di prelevare due campioni per ogni membro è dovuta al fatto che, come è stato già descritto nel capitolo precedente, ogni membro è formato da un'alternanza di strati aventi caratteristiche differenti. Il Mb. Leonardo si presenta in strati alternati di calcisiltiti (campione C.M.L.1) e marne e calcari marnosi (campione C.M.L.2); la parte inferiore del Mb. Irminio è costituito da strati di calciruditi e calcareniti che presentano diverso grado di cementazione (campione C.M.B.1 ben cementato, C.M.B.2 poco cementato); e la parte mediana del Mb. Irminio è formata da un'alternanza di calcareniti (campione C.M.A.1) e calcari marnosi (campione C.M.A.2).

Per ogni campione prelevato sono state eseguite, due sezioni sottili, una secondo la direzione (D) del campione e una secondo l'immersione (I).

Le sezioni sottili ottenute sono state utilizzate per descrivere le caratteristiche qualitative delle diverse litologie quali: tessitura, granulometria e contenuto in fossili.

Sulle sezioni sottili, inoltre, è stata effettuata, tramite l'uso del *software* ImageJ, una *image-analysis* che ha permesso di quantificare la porosità 2D di ogni campione.

4.1 - Descrizione al microscopio ottico

Il campione MM_1 (Fm. Inici) presenta una granulometria poco classata con granuli di dimensione variabile. I clasti, costituiti soprattutto da peloidi e intraclasti micritizzati, sono perlopiù a contatto tra loro, la presenza di matrice è limitata ad alcune zone della sezione, dove si vedono i clasti più scuri circondati da un materiale molto fine più chiara. Abbondante la presenza di cemento ricristallizzato (diagenesi tardiva), che si riscontra sia all'interno delle cavità fenestrali, sia all'interno dei fossili e che occlude quasi completamente i pori (Fig. 4.1).

Il contenuto faunistico è dato da alghe (*Paleodasycladus mediterraneus*, *Cayeuxia* sp. – Fig. 4.2) e foraminiferi bentonici.

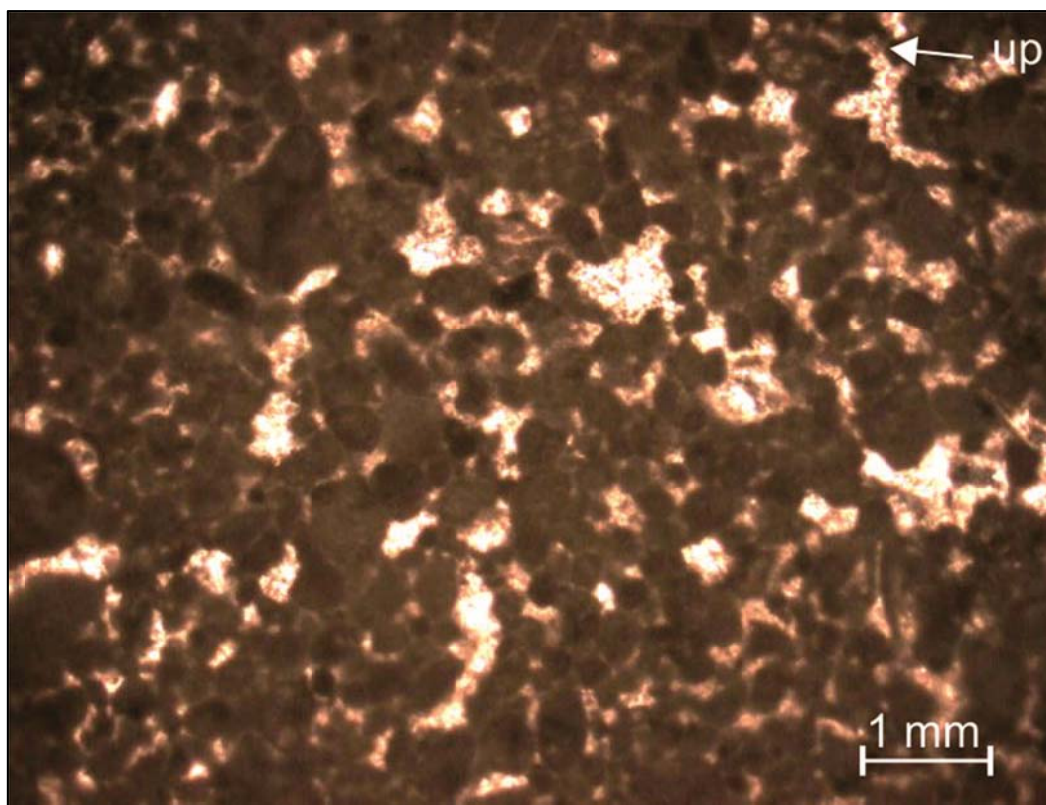


Figura 4.1 – Foto a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione MM_1: si nota la presenza di abbondante cemento.

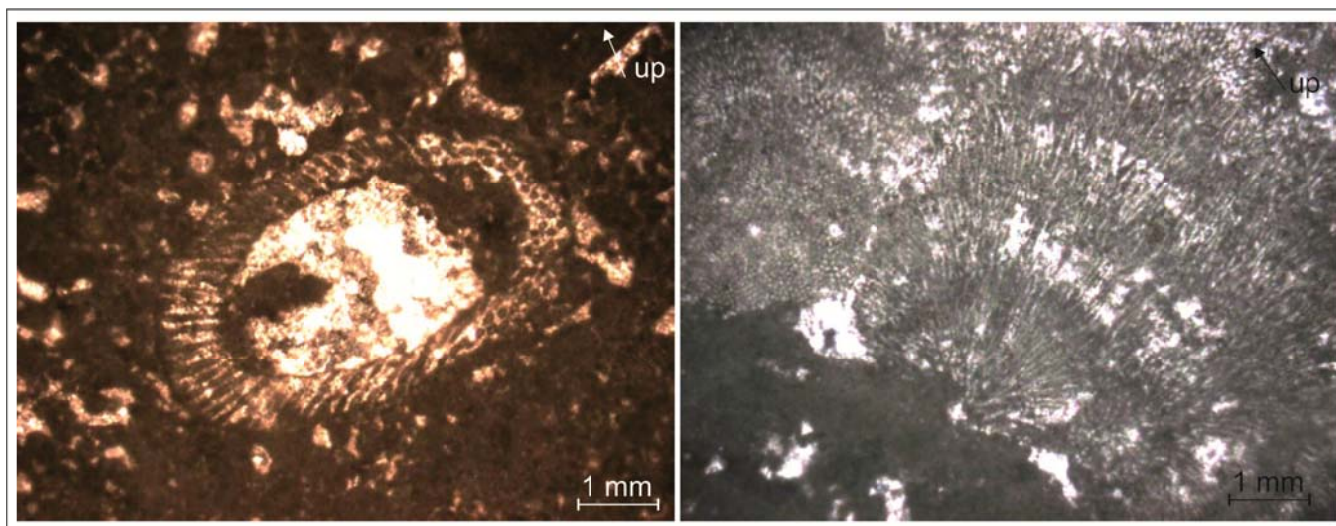


Figura 4.2 – Foto a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione MM_1: a sinistra *Paleodasycladus mediterraneus*, a destra *Cayeuxia* sp.

Il campione MG_1 (Fm. Amerillo) ha una granulometria molto fine. I clasti sono immersi in una matrice molto sottile. Si nota anche la presenza in diverse parti della sezione di cemento ricristallizzato che occlude buona parte dei pori. Le associazioni faunistiche sono date esclusivamente da foraminiferi planctonici (*Globorotalia* spp.– Fig. 4.3).

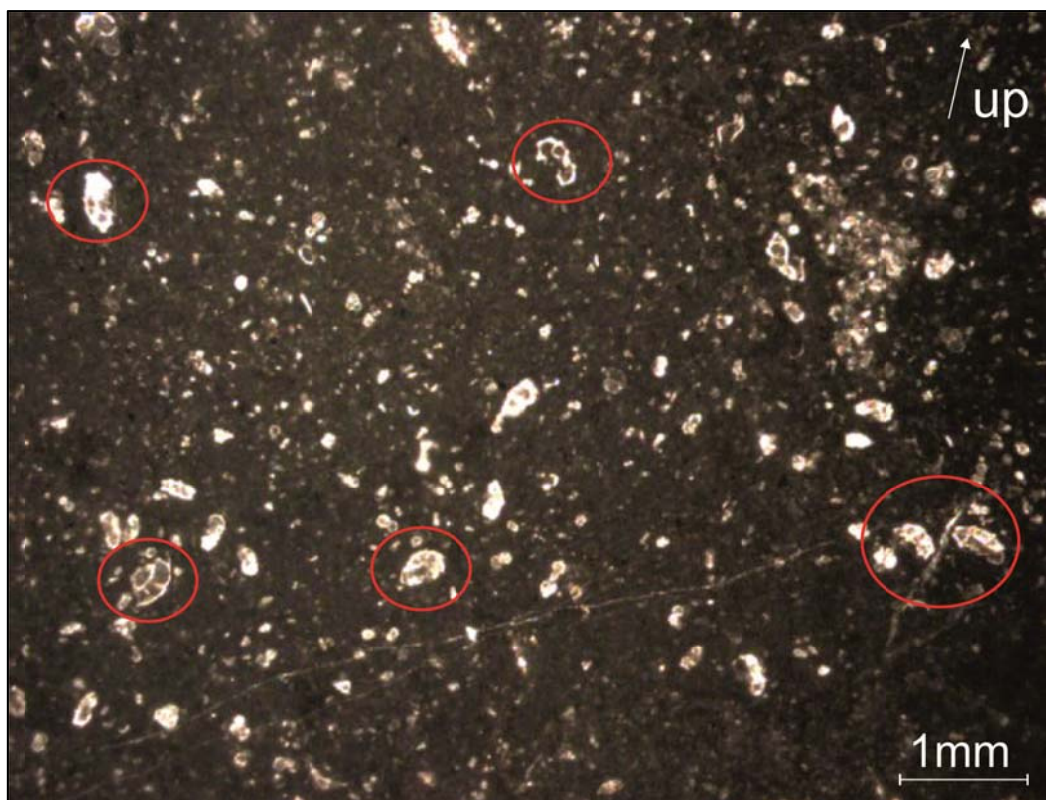


Figura 4.3 – Foto a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata al campione MG_1: nei cerchi rossi sono evidenziati diversi gusci di foraminiferi planctonici (*Globotrucana* spp.).

Il campione C.M.L. 2 (Fm. Ragusa – Mb. Leonardo - Fig. 4.4) presenta una granulometria molto fine. I clasti sono immersi in una matrice molto sottile. In alcune zone della sezione si nota la presenza di microspareite. Il contenuto faunistico è molto scarso e composto da rare spine di echinodermi (Fig. 4.4).

Il campione C.M.L.1 (Fm. Ragusa-Mb. Leonardo) mostra una granulometria molto fine. I clasti sono quasi sempre a contatto tra loro, la matrice è scarsa. Si nota la presenza di cemento riprecipitato che va a riempire i pori preesistenti. Le associazioni faunistiche sono date soprattutto da foraminiferi planctonici (Fig. 4.5).

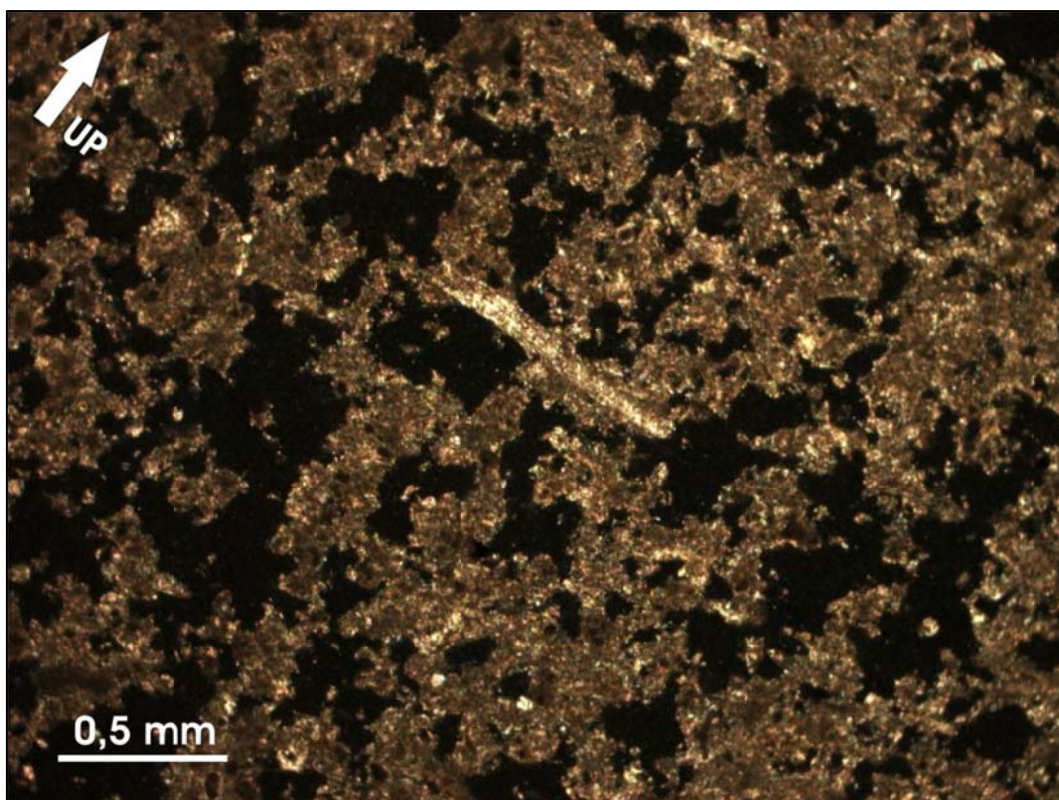


Figura 4.4- Foto a nicols incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.L.2: al centro della foto si vede una spina di echinoderma.

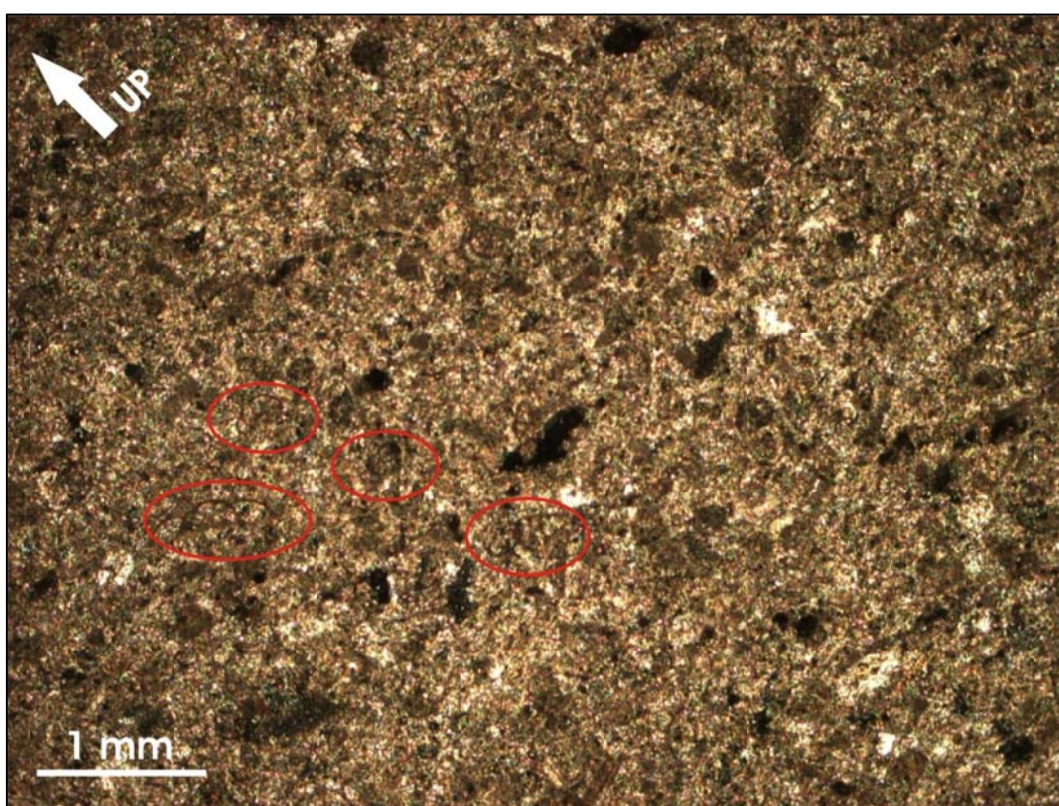


Figura 4.5 – Foto a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata all'interno del campione C.M.L.1. Nei cerchi rossi foraminiferi planctonici.

Il campione C.M.B.2 (Fm. Ragusa-Mb. Irminio, porzione inferiore) risulta avere una granulometria fine e mediamente ben classata. La maggior parte dei clasti che lo compongono

sono a contatto tra loro, localmente si vedono però zone in cui si nota una notevole quantità di matrice. Sono presenti pori di piccole dimensioni spesso riempiti da cemento ricristallizzato (diagenesi tardiva). Sono presenti anche tracce di glauconite (di colore arancione-verdastro) e grani fosfatizzati (Fig. 4.6). Le associazioni faunistiche sono date da foraminiferi bentonici e rare piastrine di echinidi (rispettivamente Fig. 4.7 e Fig. 4.8).

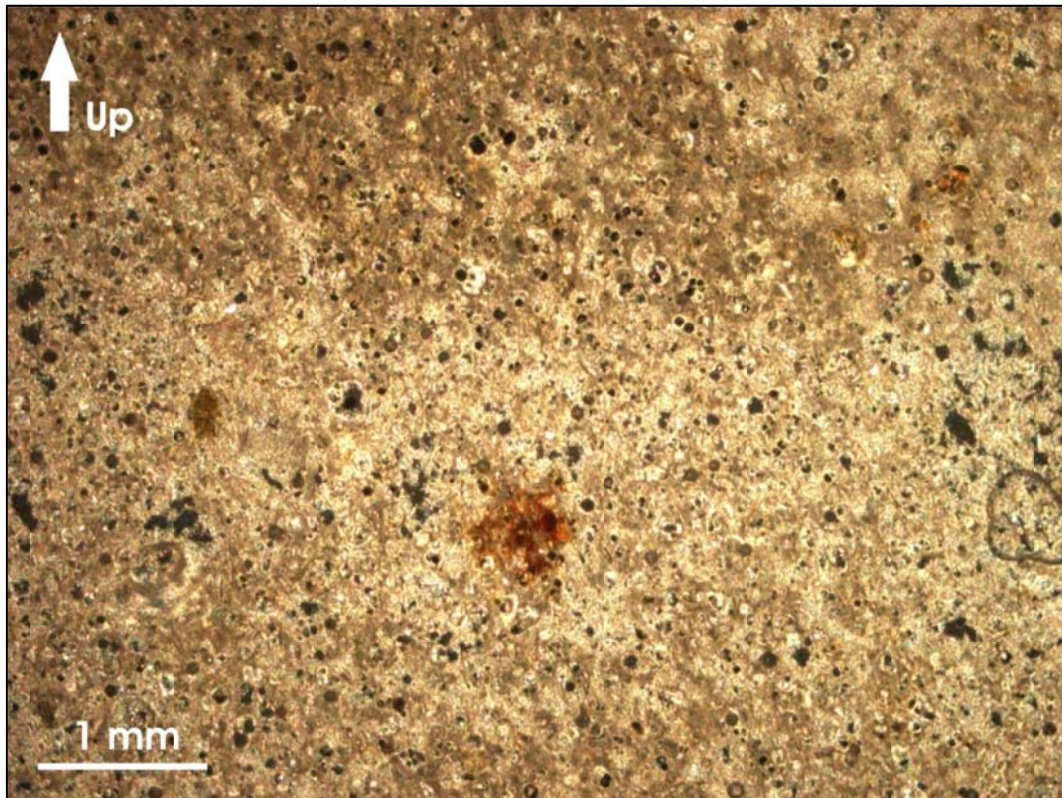


Figura 4.6 – Fotografia a *nichols* incrociati di una sezione sottile ricavata all'interno del campione C.M.B.2: tracce di glauconite e grani fosfatizzati (in marrone al centro della foto).

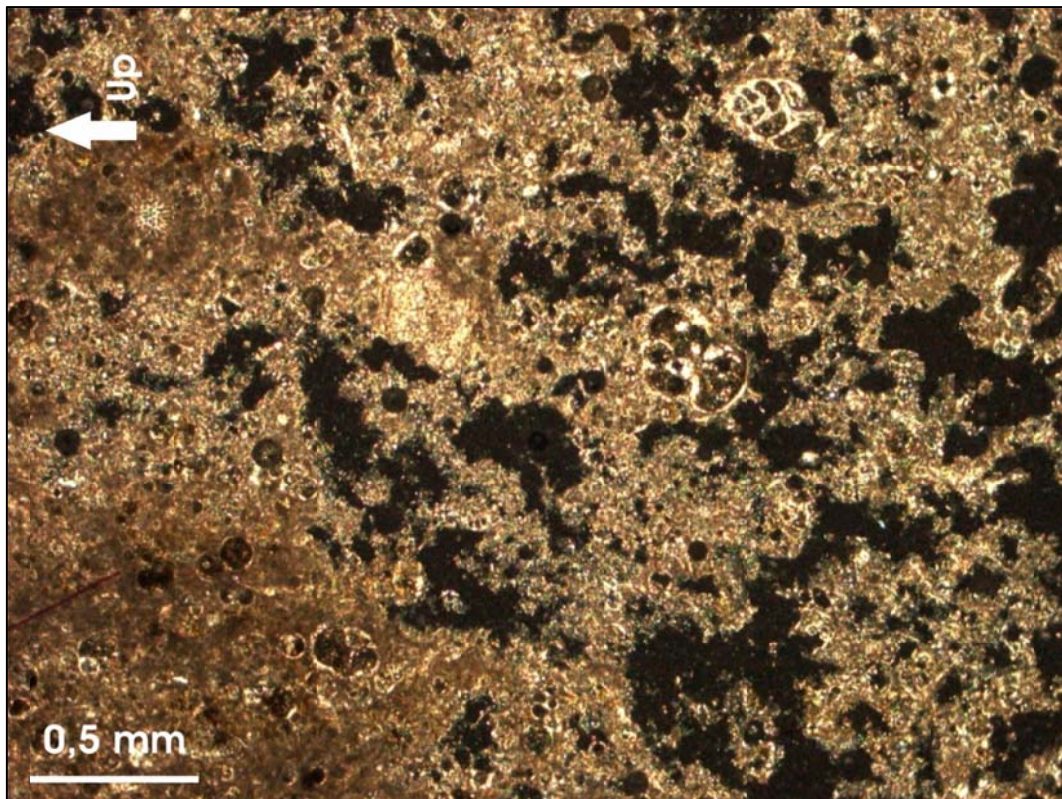


Figura 4.7 – Foto a nicols incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.B. 2: si vedono diversi gusci di foraminiferi bentonici e planctonici.

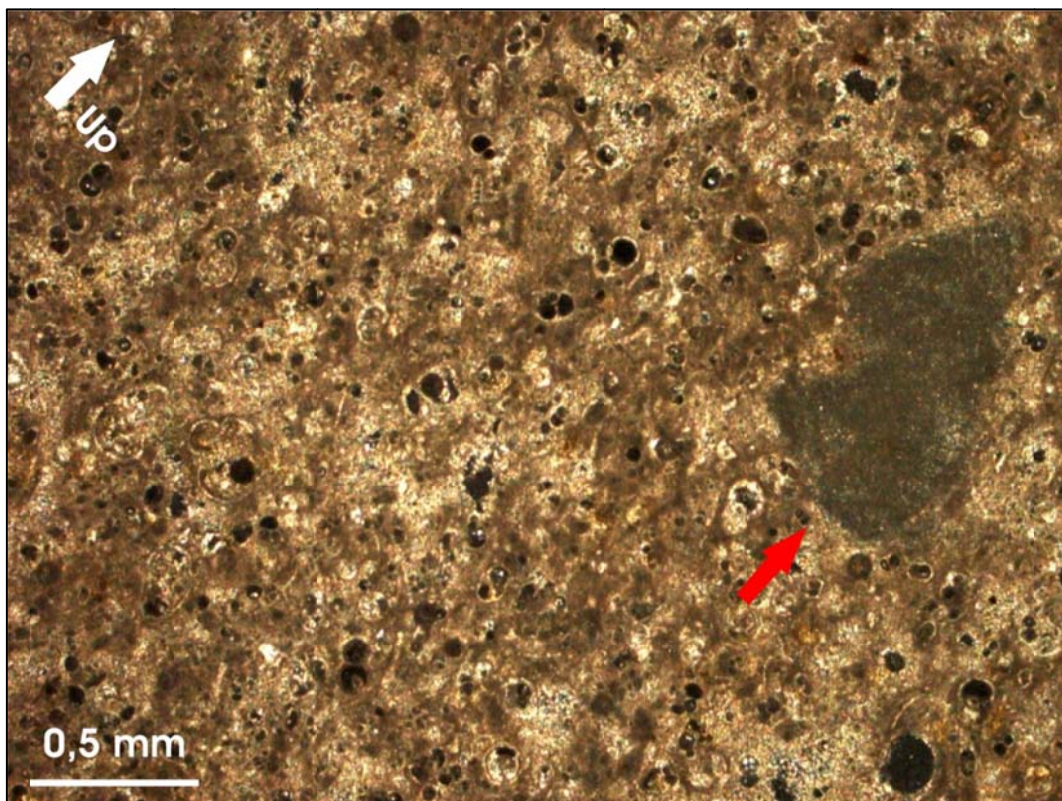


Figura 4.8 – Foto a nicols incrociati di una sezione ricavata dal campione C.M.B.2: la freccia rossa indica una piastrina di echinide estinta.

Il campione C.M.B.1 (Fm. Ragusa-Mb. Irminio, porzione inferiore - Fig. 4.9) presenta una granulometria fine e ben classata. E' presente molta matrice, tuttavia in alcune parti delle

sezioni si notano delle zone grano sostenute. Il cemento, quando presente, occlude i pori preesistenti. Le associazioni faunistiche sono scarse, costituite soprattutto da frammenti di foraminiferi bentonici (Fig. 4.10).

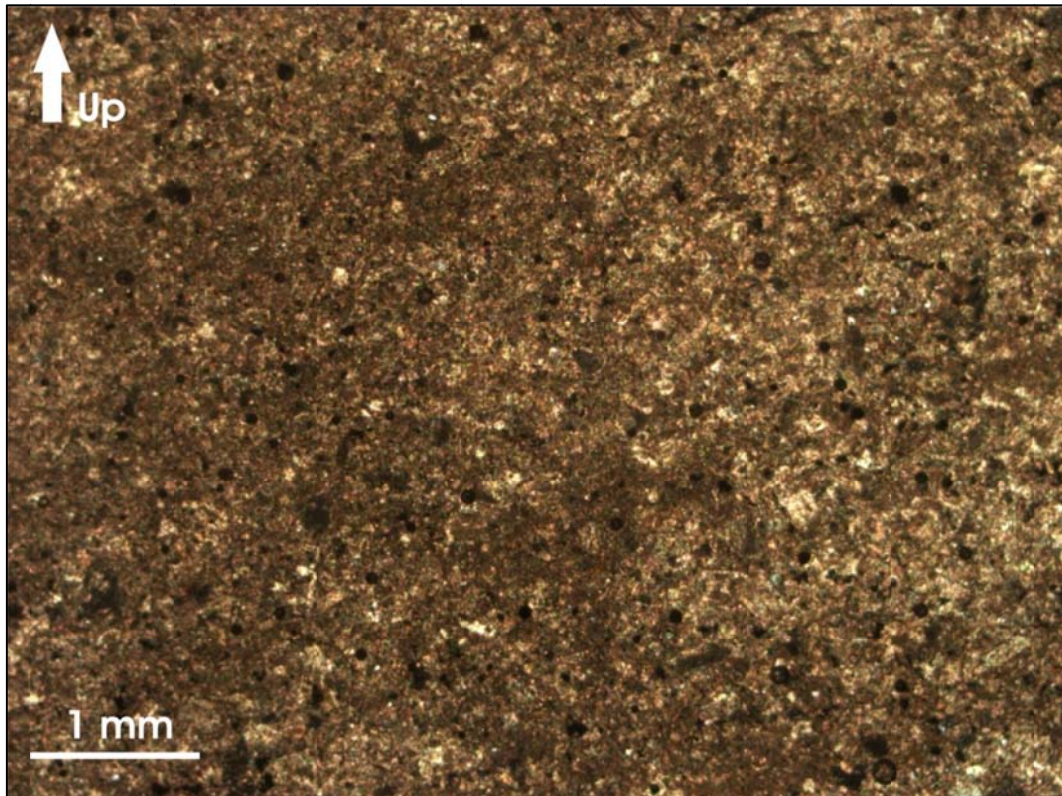


Figura 4.9 – Fotografia a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.B.1.

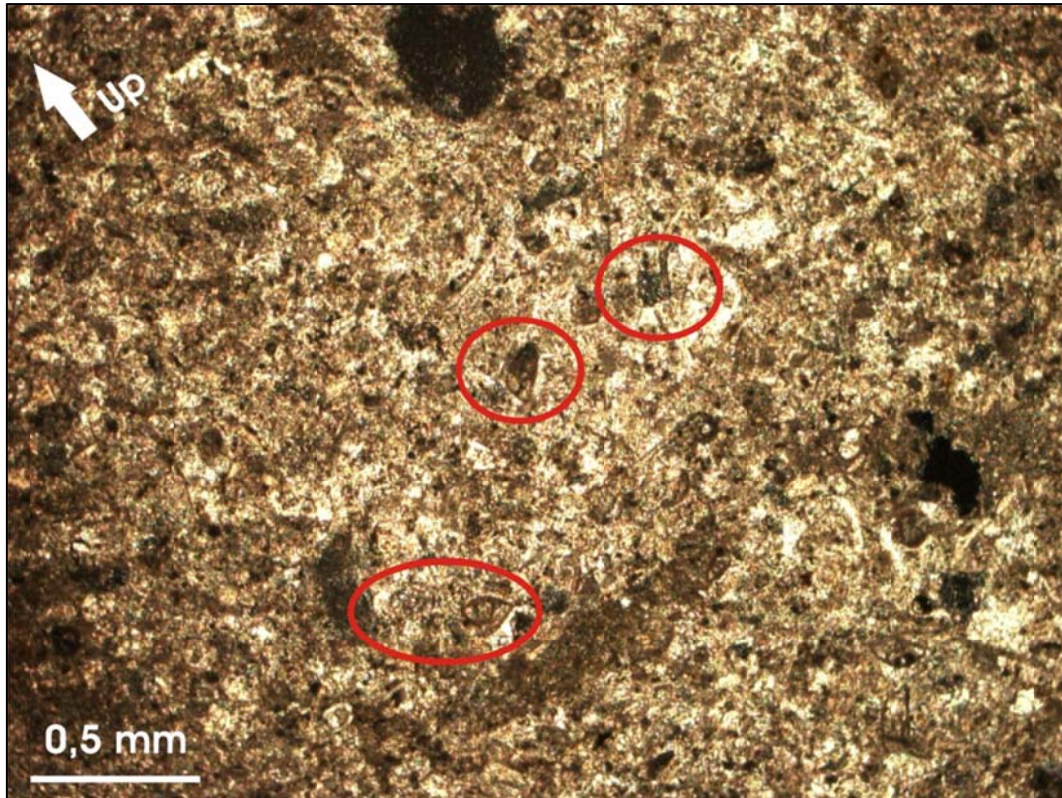


Figura 4.10 – Fotografia a nicols incrociati del campione C.M.B.1: nei cerchi rossi si vedono frammenti di foraminiferi bentonici.

Il campione C.M.A.2 (Fm. Ragusa-Mb. Irminio, parte mediana - Fig. 4.11) presenta una granulometria medio-fine, con clasti di dimensione variabile. Alcuni grani sembrano essere glauconitici. E' presente matrice ed una notevole quantità di piastrine di echinodermi con cemento sintassiale. Altre associazioni faunistiche sono date da frammenti di foraminiferi bentonici (Fig. 4.12).

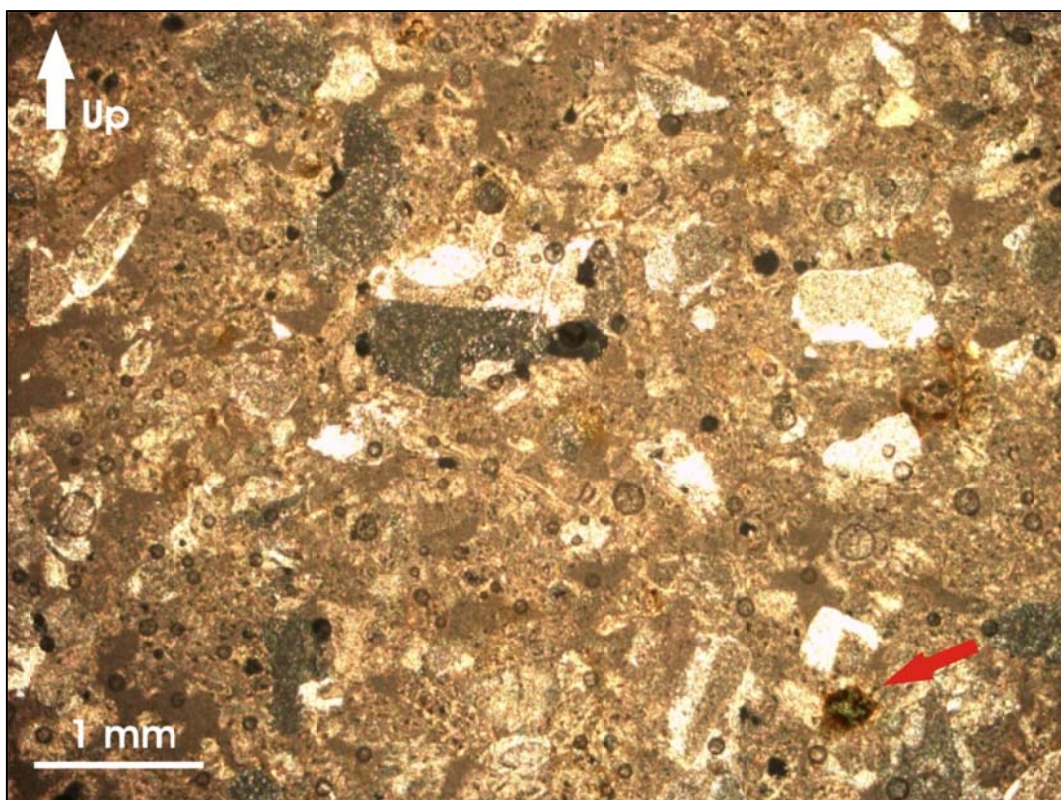


Figura 4.11 – Fotografia a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.A.2: si vedono diverse piastrine di echinodermi, alcune estinte altre no. La freccia rossa indica un grano di glauconite.

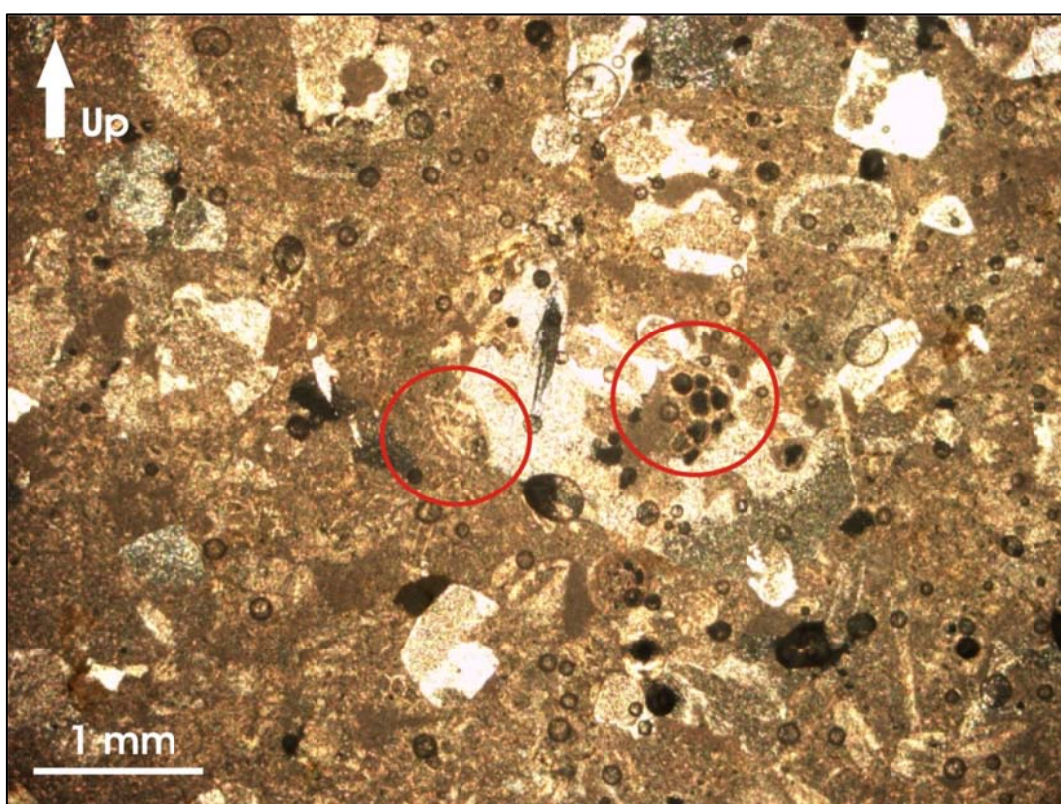


Figura 4.12 – Fotografia a *nicols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.A.2: nei cerchi rossi frammenti di foraminiferi bentonici.

La granulometria del campione C.M.A.1 (Fm. Ragusa-Mb. Irminio, parte mediana - Fig. 4.13) si presenta abbastanza fine. La matrice è in quantità minore rispetto al campione C.M.A.2.

Anche qui sono presenti piastrine di echinodermi con cemento sintassiale. Le associazioni faunistiche sono date da frammenti di foraminiferi bentonici (Fig. 4.14).

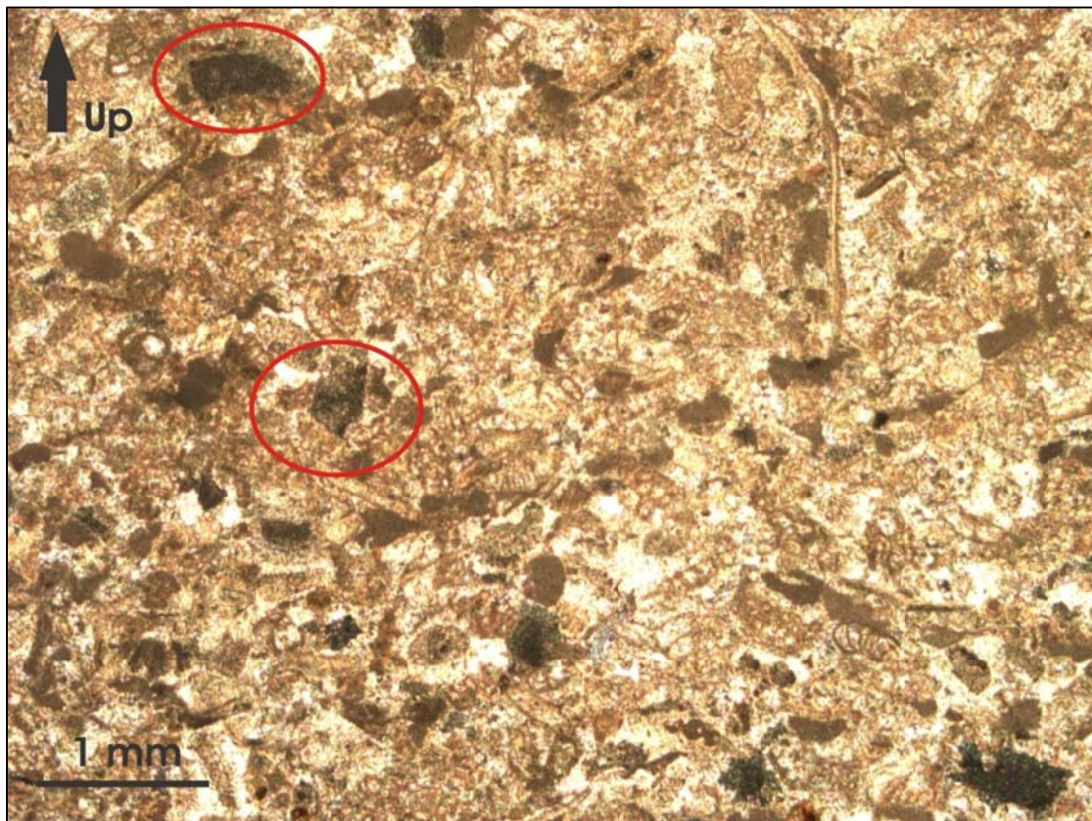


Figura 4.13 – Fotografia a *nichols* incrociati di una sezione sottile ricavata dal campione C.M.A.1: nei cerchi rossi alcune piastrine di echinodermi in estinzione.

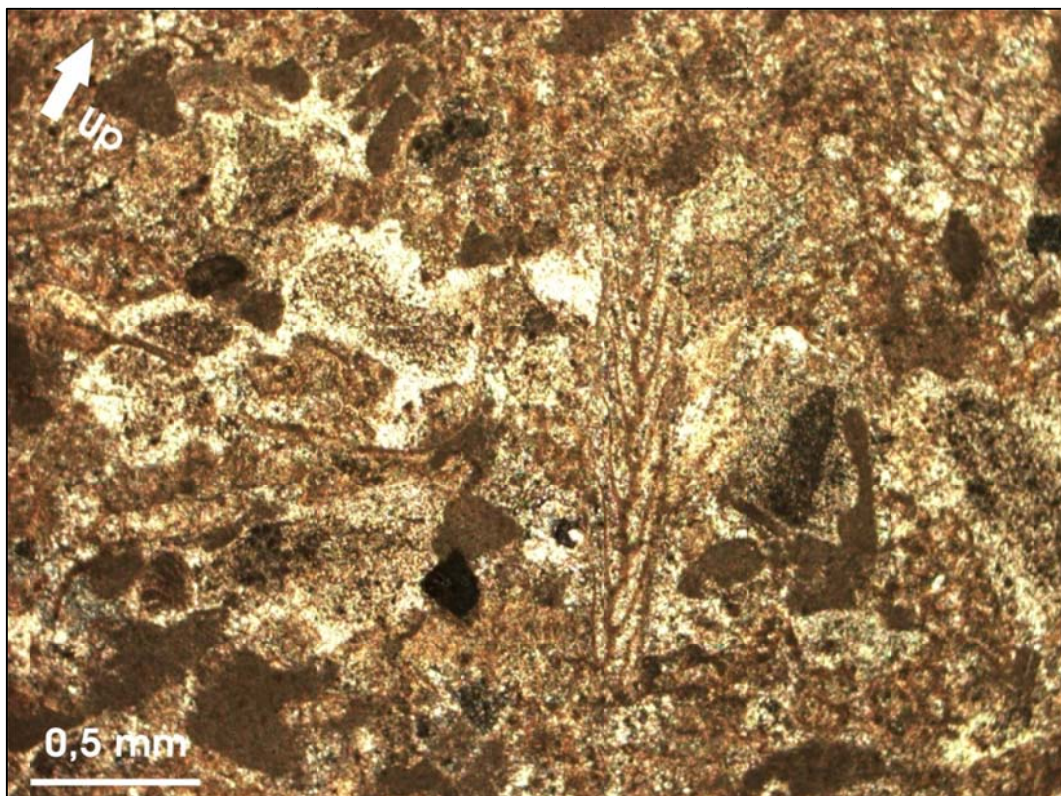


Figura 4.14 – Fotografia a *nichols* incrociati di una sezione ricavata dal campione C.M.A.1: particolare di un frammento di foraminifero bentonico.

4.2 - Image-analysis

Mediante l'ausilio del programma *ImageJ* è stata effettuata un'analisi delle immagini, ottenute fotografando le sezioni sottili, relative ai campioni raccolti. Per ogni sezione sottile sono state scattate otto o dieci foto (a secondo della qualità della sezione) con ingrandimento 20x. Per le sezioni CML2-D, CML2-I e CMA2-I non è stata eseguita nessuna misura in quanto notevole componente marnosa contenuta nei campioni le ha rese inutilizzabili per questo tipo di analisi.

Il programma è in grado di riconoscere la frequenza corrispondente al nero (colore di cui appaiono i pori se osservati a *nicols* incrociati) e consente di selezionare e misurare le aree che appaiono di tale colore (Fig. 4.15). Le aree così distinte sono state sommate. Questa sommatoria è stata rapportata all'area totale della foto, ottenendo di conseguenza la percentuale di pori all'interno dell'immagine. Il fornitore del *software* garantisce che questo strumento di calcolo possieda un margine d'errore dell'ordine dell'1%.

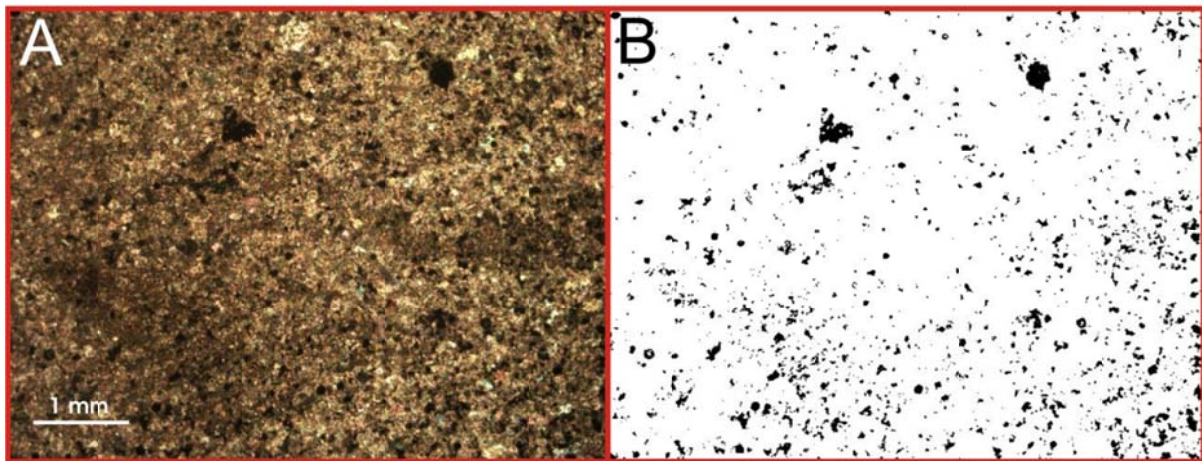


Figura 4.15 – Sezione CMB1-D: A) fotografia a *nicols* incrociati; B) immagine elaborata con *ImageJ* (il nero rappresenta i pori).

I risultati del calcolo eseguito sulle fotografie delle sezioni sottili dei campioni di roccia sono riportati nella tabella 4.1. Le porosità medie calcolate risultano essere molto basse, hanno un *range* di variabilità che va da un minimo 0,02 % (sezione MG_1-I) a un massimo di 4,25 % (sezione CMB1-D). I valori massimi di porosità sono stati riscontrati nelle sezioni ricavate dal campione C.M.B.1, prelevato all'interno dell'intervallo medio della Fm. Ragusa mentre i valori più bassi si riscontrano nelle sezioni ricavate dal campione MG_1, prelevato all'interno della Fm. Amerillo.

In tabella 3.1 si può vedere anche come i valori di porosità calcolati all'interno dei campioni della Fm. Ragusa sono molto più alti (almeno un ordine di grandezza) rispetto a quelli calcolati nei campioni della Fm. Inici e della Fm. Amerillo. Queste ultime due formazioni

presentano valori di porosità 2D comparabili anche se mediamente i valori all'interno dei campioni della Fm. Inici sono leggermente più alti.

Sigla del campione	Misura 1 (%)	Misura 2 (%)	Misura 3 (%)	Misura 4 (%)	Misura 5 (%)	Misura 6 (%)	Misura 7 (%)	Misura 8 (%)	Misura 9 (%)	Misura 10 (%)	Media (%)
ML1-D	1,3	0,8	1	0,8	1,2	0,8	0,7	0,7	1	1,5	0,38
ML1-I	0,7	1,2	0,5	0,4	0,4	0,6	0,7	0,7	-	-	0,65
ML2-D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ML2-I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MB1-D	3,6	4,4	2,5	0,5	1,4	6,2	11,2	4,2	-	-	4,25
MB1-I	1,5	1,2	0,8	1	0,6	1	1,2	0,8	1,3	2,6	1,2
MB2-D	2	0,8	1,2	1,7	1,9	0,2	0,8	0,7	0,4	0,7	1,04
MB2-I	0,5	0,4	2,5	1,1	1,2	0,6	0,7	0,8	-	-	0,975
MA1-D	0	0,2	0,2	0,4	0	0,2	0,3	0,5	0,8	1,1	0,37
MA1-I	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	0,1	0,2	0,3	0,18
MA2-D	0,8	0,4	1	0,8	0,5	0,7	1,2	0,4	0,3	1,8	0,79
MA2-I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MM_1-D	0,055	0,092	0,106	0,13	0,052	0,069	0,056	0,014	0,04	0,044	0,07
MM_1-I	0,215	0,055	0,046	0,066	0,055	0,054	0,099	0,068	0,07	0,047	0,08
MG_1-D	0,047	0,067	0,054	0,035	0,033	0,032	0,039	0,044	0,049	0,031	0,04
MG_1-I	0,017	0,004	0,03	0,028	0,008	0,02	0,038	0,047	0,033	0,012	0,02

Tab. 4.1 – Valori di porosità 2D calcolati mediante il software Image J.

5. ANALISI STRUTTURALE

In questo capitolo vengono presentati i dati raccolti in campagna, e successivamente elaborati al computer, riguardanti le diverse tipologie di elementi strutturali presenti nei tre siti studiati, nonché quelli raccolti mediante le *scan line* nelle tre Formazioni carbonatiche analizzate.

Nella prima parte, per ognuno degli affioramenti indagati vengono mostrate le caratteristiche delle diverse strutture rilevate, le loro orientazioni e dove è stato possibile determinarla, mediante l'osservazione degli elementi che, di volta in volta, si riscontravano in affioramento (rigetti di orizzonti stratigrafici guida; indicatori cinematici presenti lungo le superfici di faglia, quali strie e gradini in fibra; strutture secondarie associate ai piani di faglia principali), la loro cinematica.

I dati raccolti sono stati plottati in stereogrammi dei poli utilizzando il *software* OpenStereo.

Nella seconda parte del capitolo vengono mostrati i dati relativi alle proprietà dimensionali (spaziatura, lunghezza) di alcuni *sets* di *joint* rilevati nelle tre Formazioni carbonatiche, in relazione allo spessore degli strati (stratigrafia meccanica).

Questi dati raccolti mediante la realizzazione di *scan line* in strati di diverso spessore, e lungo alcune zone di faglia nella Fm. Inici e nella Fm. Ragusa sono stati poi elaborati utilizzando il software Microsoft Excel.

5.1 – Principali caratteristiche strutturali dei tre siti studiati

5.1.1 – Monte Maranfusa

Nell'affioramento di Monte Maranfusa durante il lavoro di campagna sono stati riscontrati principalmente *joint* e faglie. I *joint*, fratture estensionali nelle quali il movimento avviene perpendicolarmente alle pareti della frattura (modo-I, POLLARD & AYDIN, 1988), a volte risultano non essere confinati dai giunti di strato, ma tendono ad attraversare queste discontinuità raggiungendo dimensioni considerevoli (dell'ordine del metro, a volte raggiungono i 2 metri), altre volte invece sono confinati all'interno dei singoli strati (Fig. 5.1). Lo stereogramma di figura 5.2 mostra le orientazioni dei diversi *set* di *joint* rilevati. Sono stati individuati tre *set* di *joint*: i) il primo orientato circa W-E con valori di inclinazioni molto elevati (sempre maggiori di 80°); ii) il secondo ha orientazioni variabili da N-S a NNE-SSW e valori di inclinazione variabili da circa 60° fino a maggiori di 80°; iii) il terzo *set* è orientato circa NW-SE e anch'esso mostra inclinazioni variabili da 60° fino a più di 80°. Nello stereogramma si vede anche come alcuni *joint* aventi direzione NW-SE mostrino valori di inclinazione più bassi tra i 40° e i 50°.



Figura 5.1 – Due set di *joint* perpendicolari al *bedding* che tagliano la Fm. Inici (le misure si riferiscono a immersione e inclinazione): il set che immerge ad Est (74/84°) attraversa i giunti di strato, mentre quello immergente a SSW (194/84°) sembra essere confinato all'interno dello strato.

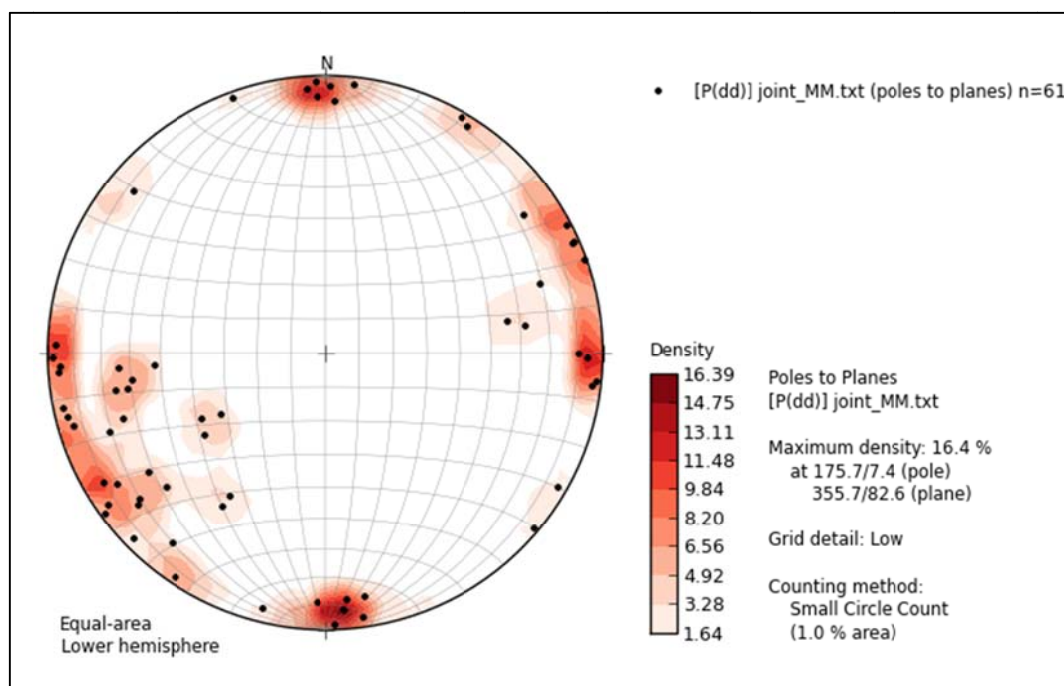


Figura 5.2 – Stereogramma riassuntivo dei joint rilevati a Monte Maranfusa che mostra i poli e le isodensità (1%) dei diversi set rilevati.

Per quanto riguarda le faglie, come si evince dallo stereogramma di figura 5.3, mostrano quattro direzione preferenziali: i) un primo *set* molto rappresentato in affioramento ha orientazione NW-SE e valori di inclinazione variabili da circa 60° fino a valori prossimi ai 90°; un secondo *set* orientato circa NE-SW, con valori di inclinazione compresi tra 70° e 90°, meno rappresentato in affioramento; iii) un *set* orientato circa W-E, con valori di inclinazione che si attestano tra i 70° e 90°; iv) un *set* orientato circa N-S, con valori di inclinazione mediamente più bassi rispetto agli altri *set*, compresi tra circa 50° e 70°.

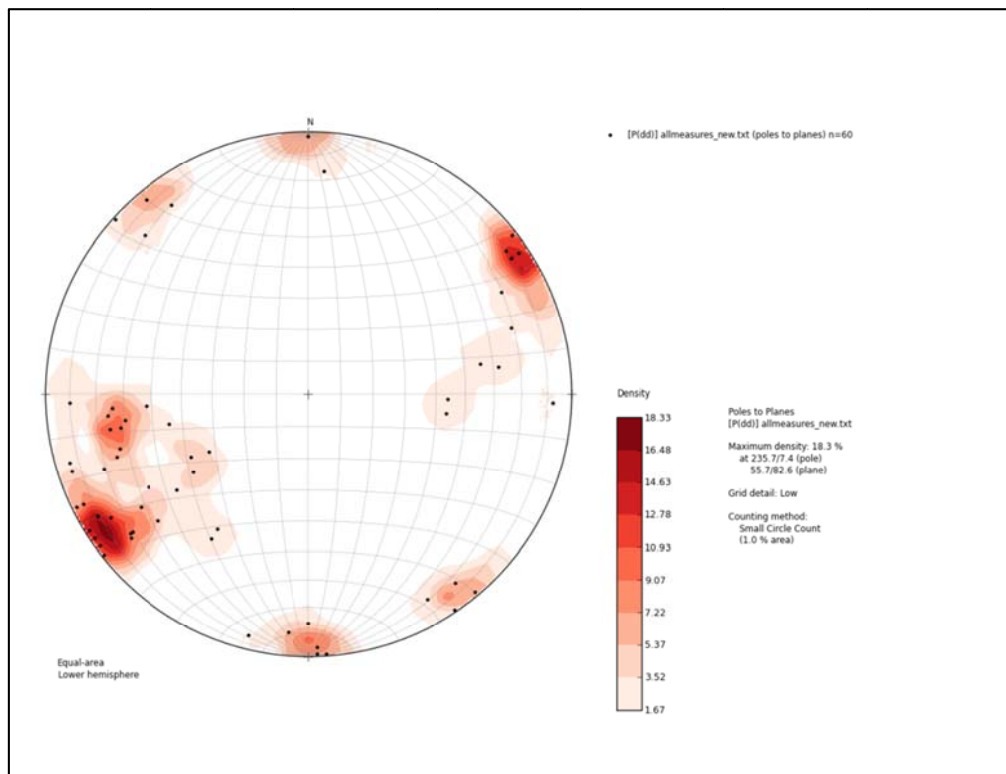


Figura 5.3 – Stereogramma riassuntivo delle faglie rilevate a Monte Maranfusa che mostra i poli e le isodensità (1%) dei diversi set di faglie.

Le faglie sono spesso associate a dicchi nettuniani, fessure aperte presenti sul fondo di bacini sommersi che vengono riempiti da sedimenti più recenti di quelli che costituiscono la roccia incassante (SMART ET AL. 1988), che presentano differenti riempimenti riconducibili ai diversi depositi carbonatici soprastanti. I dicchi nettuniani sono una caratteristica peculiare delle piattaforme carbonatiche sviluppatesi lungo il margine della placca africana durante il Trias superiore-Lias. Comunemente la genesi di queste strutture è ricondotta a meccanismi di estensione tettonica anche se i meccanismi alternativi come lo scivolamento per gravità di grossi masse di deposito e shock sismici sono stati anche considerati (CASTELLARIN, 1966, 1982a). Le scarpate controllate dalla fagliazione sono considerati comunque dei siti preferenziali per la formazione dei dicchi nettuniani (CASTELLARIN, 1982B; LEHNER, 1991) e i principali meccanismi di genesi possono essere dati da:

- Distacco e scivolamento verso il basso di masse rocciose di grosse dimensioni già consolidate che genera fessure in prossimità della zona di distacco (Fig. 5.4a)
- Fagliazione e *tilting* degli ammassi rocciosi (Fig. 5.4b)

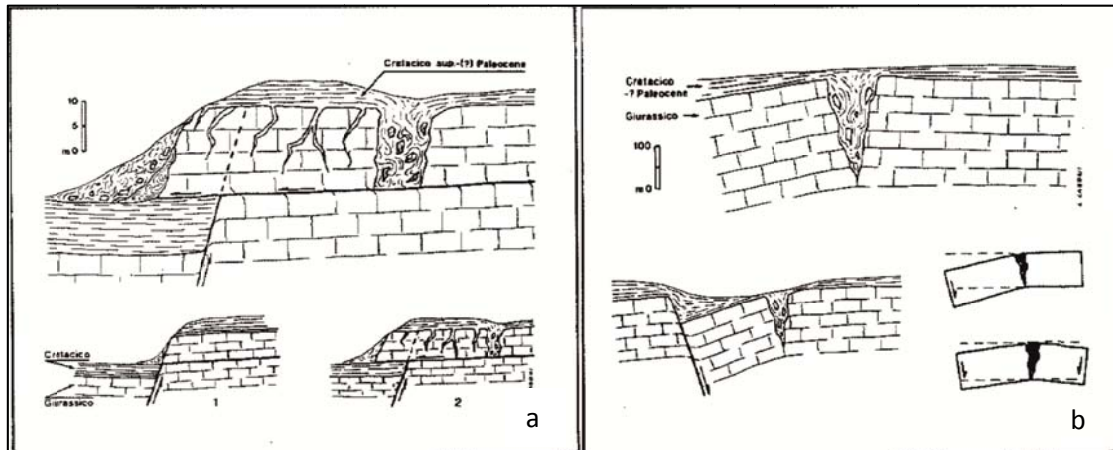


Figura 5.4 – Schema che mostra i principali meccanismi di formazione dei dicchi nettuniani (da CASTELLARIN, 1982b)

Il successivo riempimento delle fratture generate da parte dei sedimenti sciolti soprastanti può avvenire:

- per lenta ricaduta libera (CASTELLARIN, 1982a; COLACICCHI ET AL., 1970; WENDT, 1966) o;
- per iniezione dovuta a:
 - ✓ carico dei sedimenti
 - ✓ pressione idrostatica della colonna d'acqua
 - ✓ fenomeni di risucchio per pressione negativa instaurata dalla formazione del vuoto (CASTELLARIN, 1982a).

Alcune di queste faglie associate ai dicchi tagliano solo la parte bassa della successione carbonatica affiorante (Fm. Inici e parte bassa della Fm. Buccheri – Fig. 5.5), altre invece, tenuto conto anche dei riempimenti dei dicchi, sembrano continuare attraverso tutta la successione fino a coinvolgere i depositi più recenti della Fm. Hybla e della Fm. Amerillo (Fig. 5.6), configurando la possibilità di ripetute riattivazioni delle superfici di taglio e il conseguente riempimento polifasico dei dicchi.

In questo senso è stata condotta un'analisi dettagliata dei diversi dicchi presenti nella cava e dei relativi riempimenti.

Per ognuno dei dicchi rilevati sono stati misurati i dati giacitureali, lo spessore del riempimento, l'eventuale rigetto risolto, e ove possibile la cinematica. Inoltre sono state

prelevati alcuni campioni dei diversi sedimenti presenti all'interno dei dicchi, dai quali sono state realizzate delle sezioni sottili, successivamente analizzate al microscopio ottico.



Figura 5.5 – Panoramica del fronte di cava di Monte Maranfusa: sono visibili diversi dicchi nettuniani che tagliano la successione carbonatica (le misure indicano direzione e immersione).

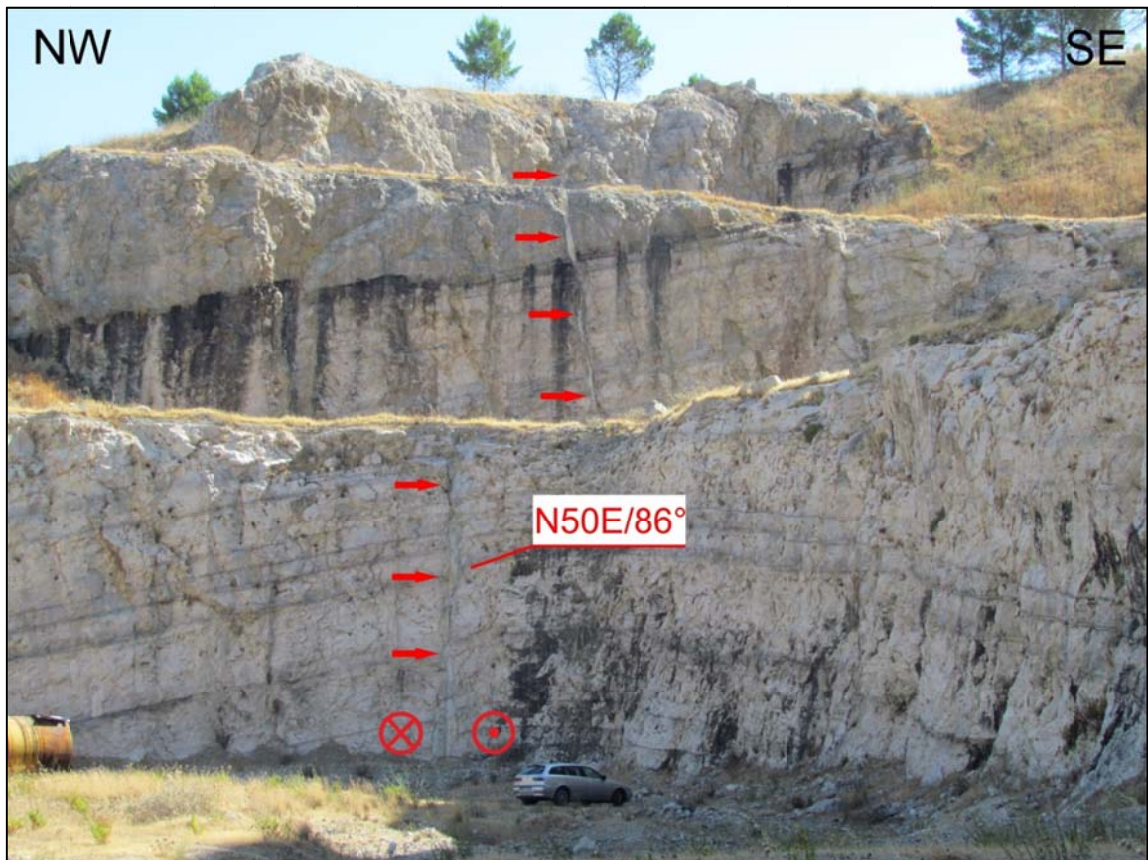


Figura 5.6 – Esempio di dicco nettuniano che sembra tagliare anche le parti più alte della successione carbonatica (le misure indicano direzione e inclinazione).

Come si vede in figura 5.7 sono stati rilevati quattro *set* principali di dicchi: i) un *set* orientato circa NW-SE, che mostra evidenze di cinematica diretta, trascorrente sinistra e in misura

minore trascorrente destra; ii) un *set* orientato circa NE-SW, con cinematica trascorrente destra; iii) un *set* orientato circa N-S; iv) un *set* orientato circa E-W. Questi ultimi due *set* sono stati classificati come modo- I, in quanto non sono state riscontrate evidenze di movimenti di taglio. Tutti i quattro *set* hanno valori di inclinazione elevati (maggiori di 70°).

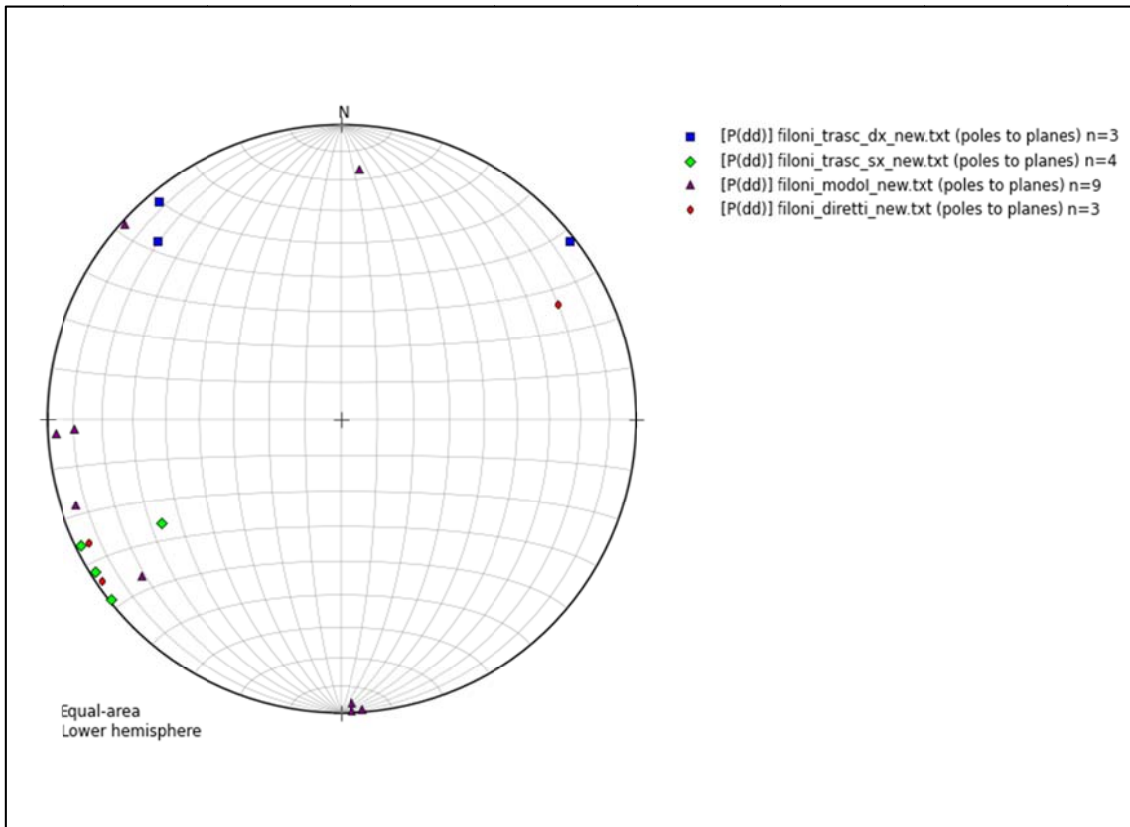


Figura 5.7 – Stereogramma riassuntivo dei poli dei *set* di dicchi rilevati: in rosso i dicchi con evidenze di cinematica diretta, in verde i dicchi con evidenze di cinematica trascorrente sinistra, in blu trascorrente destra e in viola i dicchi con movimento modo-I.

I filoni appartenenti al *set* NW-SE, mostrano spessore molto variabile, da poche decine di centimetri (Fig. 5.8a e 5.8b), fino a 170 cm (Fig. 5.8c); gli strati guida indicano movimenti sia diretti che trascorrenti sinistri, con rigetti che variano nei diversi dicchi da 20-30 cm fino a circa 2 m (Figg. 5.8a, 5.8c, 5.9a); i riempimenti di questo *set* di filoni sono generalmente di due tipi:

- uniforme, costituito prevalentemente da un'unica tipologia di sedimento (Fig. 5.8b e 5.8c);
- eterogeneo, costituito da diverse tipologie di sedimento che riempiono il dicco in più fasi (Fig. 5.9a e 5.9b).

I riempimenti omogenei sono costituiti o da “Rosso Ammonitico” (Fig. 5.8d e 5.8e) o da calcilutiti e calcilutiti marnose con foraminiferi planctonici, la così detta “Scaglia” (Fig. 5.8f).

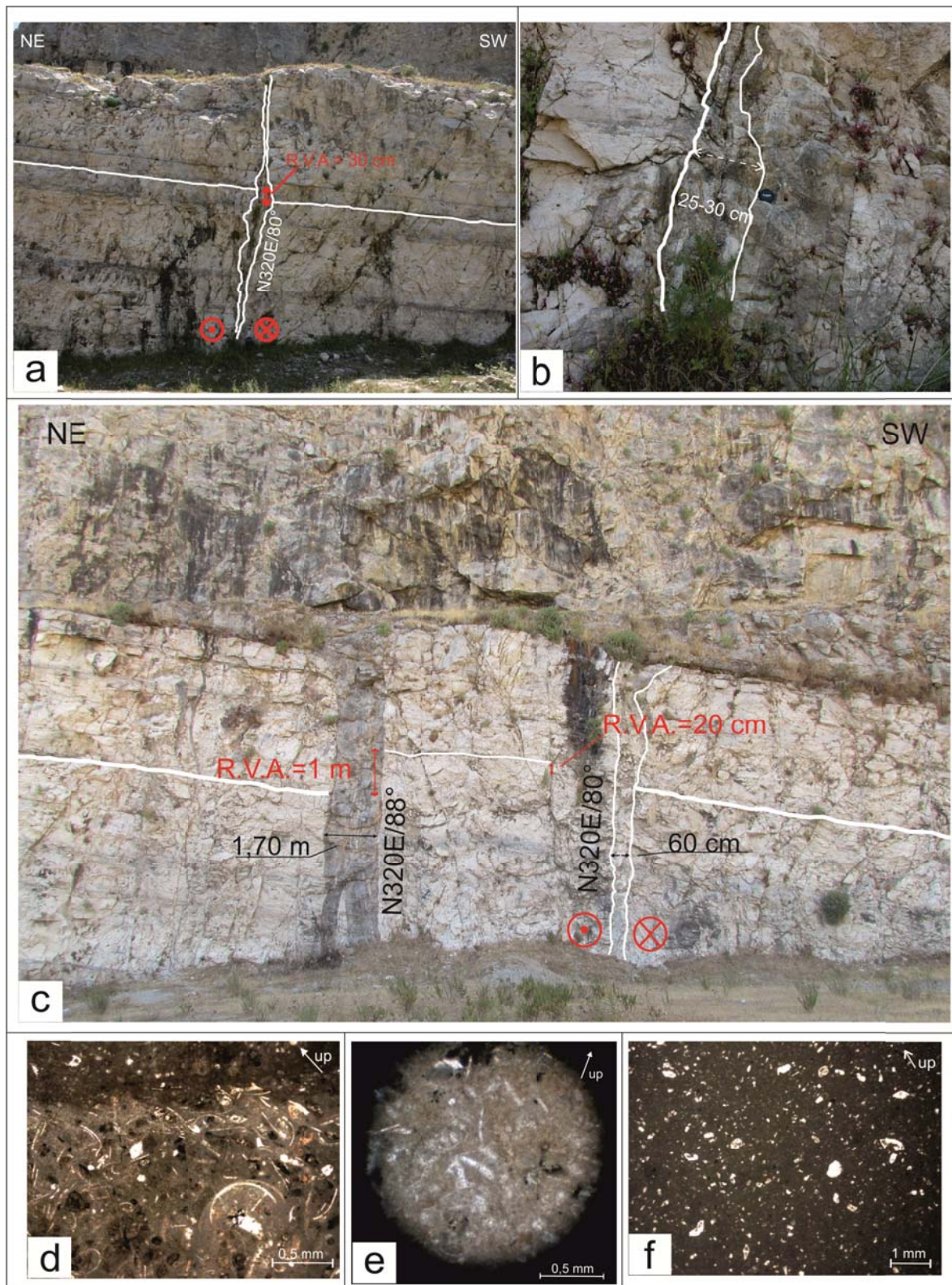


Figura 5.8 – Esempi di dicchi con orientazione NW-SE (le misure indicano direzione e inclinazione) con riempimento omogeneo: a) gli strati guida indicano un movimento trascorrente sinistro e un rigetto verticale apparente di circa 30 cm; b) particolare del riempimento del dicco di figura “a”, lo spessore è di circa 25-30 cm; c) due dicchi orientati circa NW-SE che mostrano diverse cinematiche, spessori, e rigetti; d) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato dal filone di figura “a”, si vedono le associazioni faunistiche tipiche del “Rosso Ammonitico: *Bositra* sp., foraminiferi planctonici e frammenti di aptici; e) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato nel filone di sinistra della figura “c”: al centro della foto è visibile un frammento di *Saccocoma*; f) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato nel filone di destra della figura “c”: tipica associazione faunistica a foraminiferi planctonici della Fm.Amerillo.

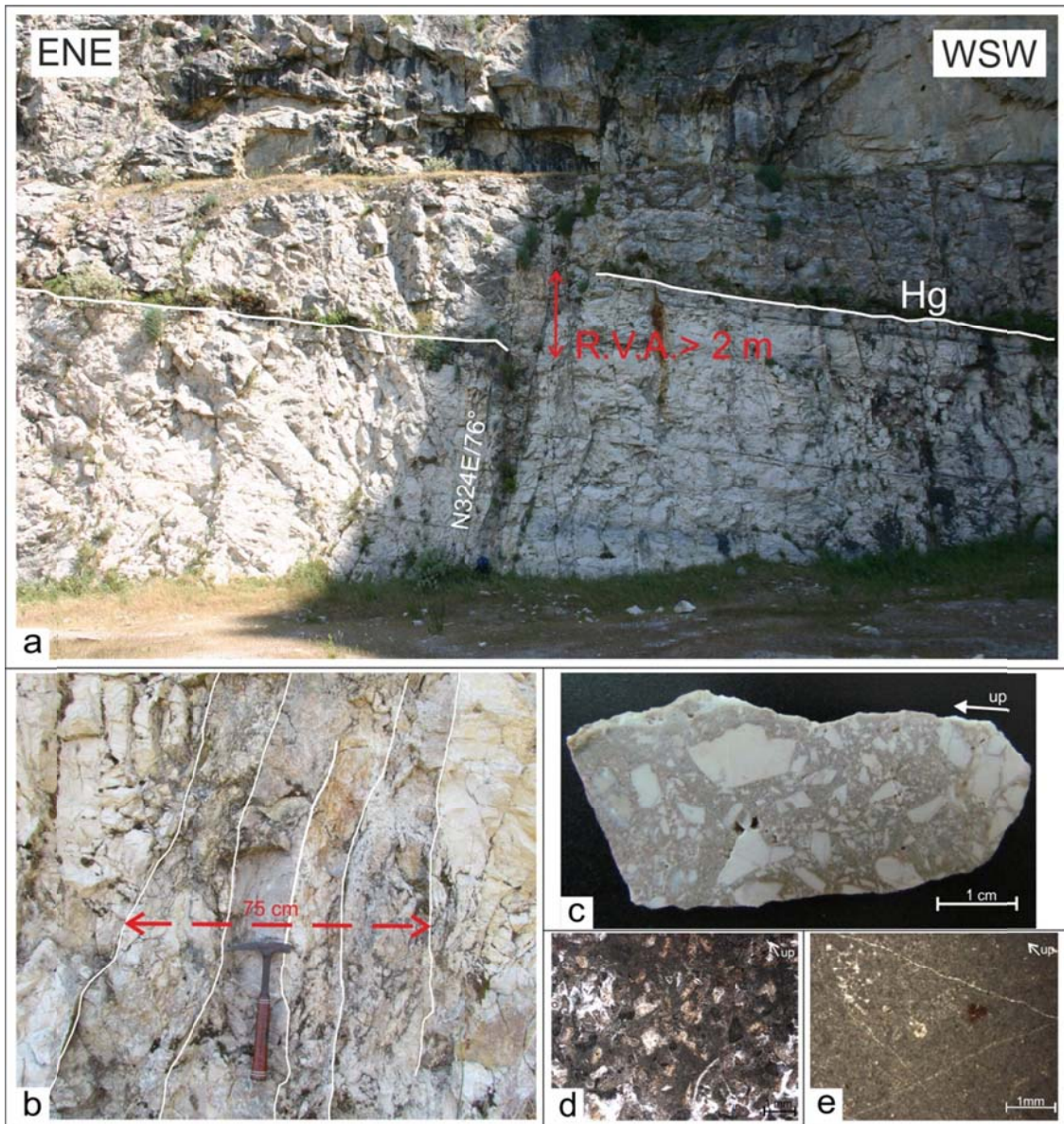


Figura 5.9 – Esempio di filone orientato NW-SE (le misure indicano direzione e inclinazione) con riempimento eterogeneo: a) il dicco mostra un rigetto verticale apparente di circa 2 metri, ben visibile in corrispondenza dell' Hg; b) particolare del riempimento polifasico, che mostra uno spessore di circa 75 cm; c) foto di uno *slab* di roccia ricavato da un campione prelevato nella parte centrale del filone dove si nota la facies brecciata; d) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato al contatto con la roccia incassante: si notano diverse piastrine di crinoidi; e) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato al centro del dicco: al centro della foto si vede un guscio di *Ticinella* riconducibile alla Fm. Hybla.

Mentre all'interno dei dicchi con riempimento eterogeneo (Fig. 5.9a e 5.9b) è stata riscontrata la presenza di micrite pelagica a crinoidi ai lati del filone (Fig. 5.9b e 5.9d) e di materiale brecciato al centro (Fig. 5.9b e 5.9c), all'interno del quale sono stati osservati clasti di calcilutiti pelagiche riconducibili alla Fm. Hybla (Fig. 5.9e).

I dicchi appartenenti al set orientato NE-SW (Fig. 5.10a), meno diffusi in affioramento, presentano per lo più un riempimento eterogeneo (Fig. 5.10b), costituito da "Scaglia" (Fig. 5.10d), che si rinviene sotto forma di due sacche omogenee ai lati del filone (Fig. 5.10b), e da un materiale brecciato che occupa la parte centrale del filone (Fig. 5.10b e 5.10c), all'interno

del quale sono stati riscontrati clasti di “Scaglia” e clasti glauconitici (Fig. 5.10e) che fanno pensare ad un riempimento più recente, riconducibile alle Calcareniti di Corleone del Miocene inferiore.

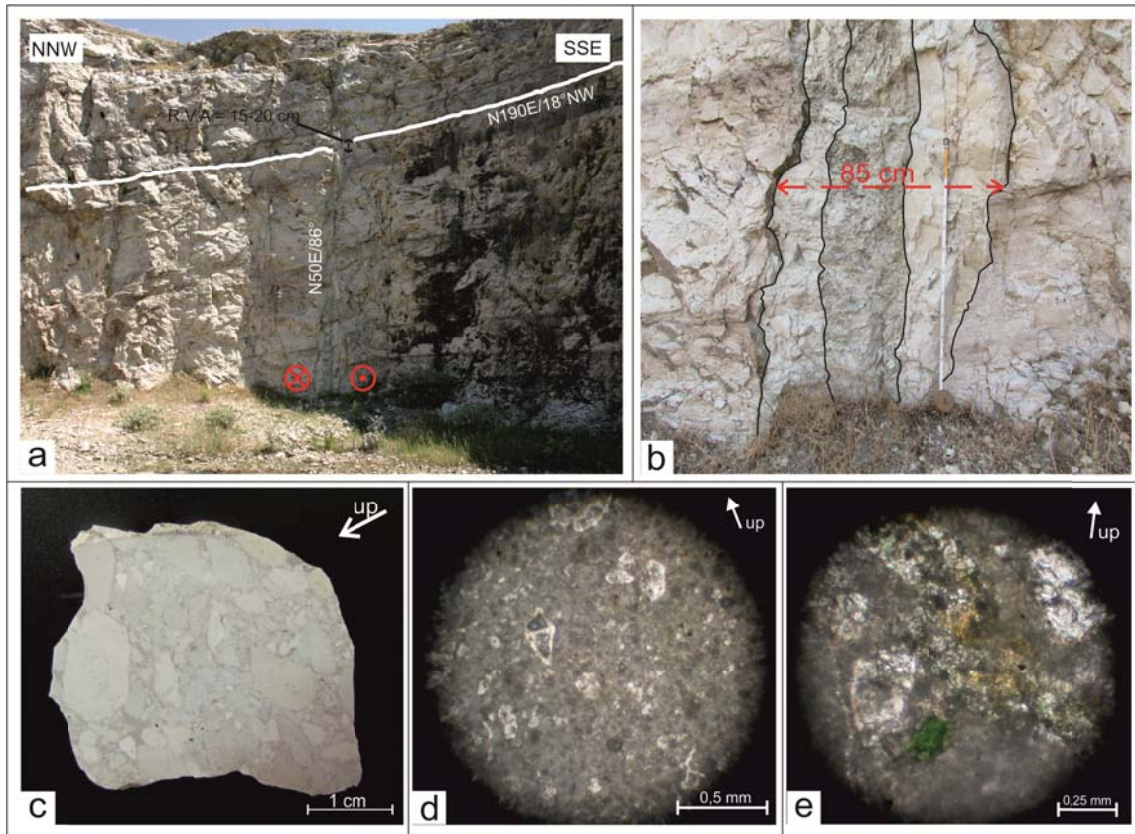


Figura 5.10 – Esempio di filone orientato NE-SW (le misure indicano direzione e inclinazione) con riempimento eterogeneo: a) gli strati guida indicano movimento trascorrente destro, con un rigetto che si attesta attorno 15-20 cm; b) particolare del riempimento (spessore 85 cm), con ai lati calcilutiti e calcilutiti marnose delle Fm. Amerillo e al centro del materiale brecciato; c) foto di uno *slab* di roccia ricavato da un campione prelevato dalla parte centrale del filone; d) foto di una sezione sottile ricavata da un campione prelevato dal riempimento ai lati del dicco: si vedono diversi gusci di foraminiferi planctonici (*Globotruncana* sp.); e) foto di una sezione sottile ricavata dal campione di figura “c”: si vedono diversi clasti di glauconite, di colore verdastro, riconducibili alle Calcareniti di Corleone.

Lo spessore di questo *set* di filoni risulta essere più uniforme (da 60 cm a 85 cm), probabilmente anche in funzione del minor numero di filoni riscontrati, mentre il rigetto verticale apparente misurato è di circa 15-20 cm.

Infine, i set di dicchi orientati N-S e E-W (Fig. 5.11a, 5.11b e 5.11c), presentano spessori di pochi cm (3-5 cm, massimo 10 cm) e sono riempiti esclusivamente da “Rosso Ammonitico” (Fig. 5.11d), come già accennato in precedenza queste strutture non sembrano aver risolto movimento parallelo alla loro direzione.

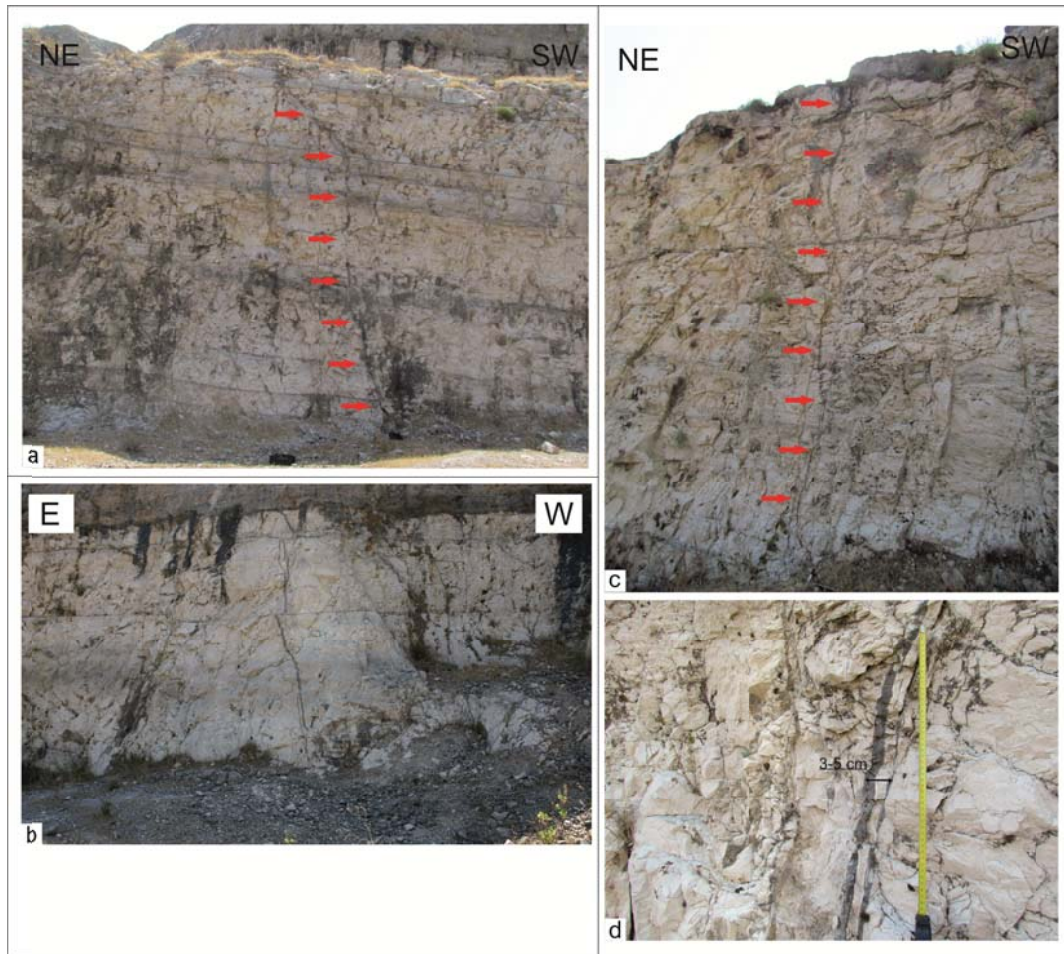


Figura 5.11 – Esempi di filoni con riempimento omogeneo appartenenti ai *set* orientati circa E-W (foto “a” e “c”) e N-S (foto “b”), d) particolare del riempimento del filone della foto “c”, lo spessore è di pochi centimetri.

5.1.2 – Montagna Grande

Nel sito di Montagna Grande sono stati rilevati stiloliti, *joint* e faglie.

Le stiloliti, strutture tabulari dovute a processi di presso-soluzione che si verificano soprattutto nelle rocce carbonatiche (FLETCHER & POLLARD, 1981), mostrano due *set* principali (Fig. 5.12): uno parallelo alla stratificazione, orientato circa NE-SW e con valori di inclinazione molto bassi (attorno ai 10°) e uno con valori di inclinazione mediamente più elevati (da 20° fino a 40°) orientato circa NW-SE. In alcuni casi le stiloliti parallele alla stratificazione sono molto ben sviluppate e coincidono con i giunti di strato (Fig. 5.13). Spesso i due *set* si trovano associati all’interno di uno strato con il *set* più ad alto angolo che termina sul *set* parallelo alla stratificazione (Fig. 5.13).

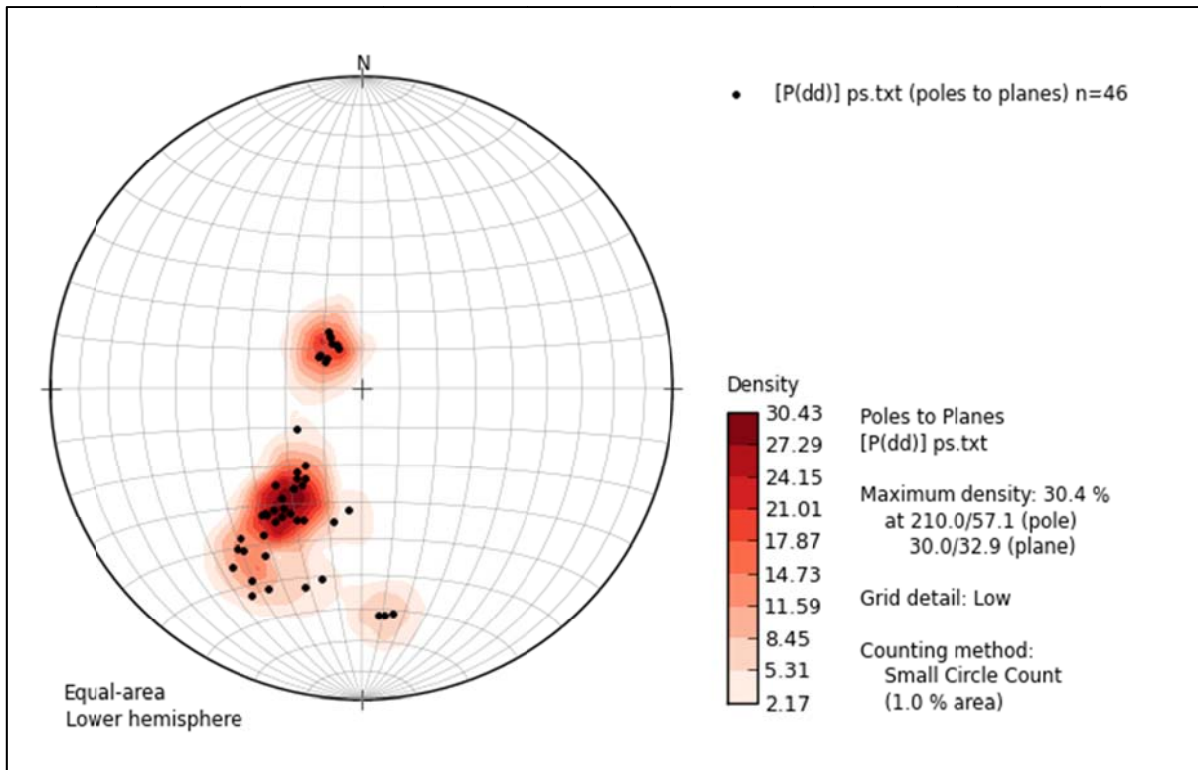


Figura 5.12 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativo alle stiloliti rilevate a Montagna Grande: in nero i poli delle strutture, in rosso le isodensità (1%).

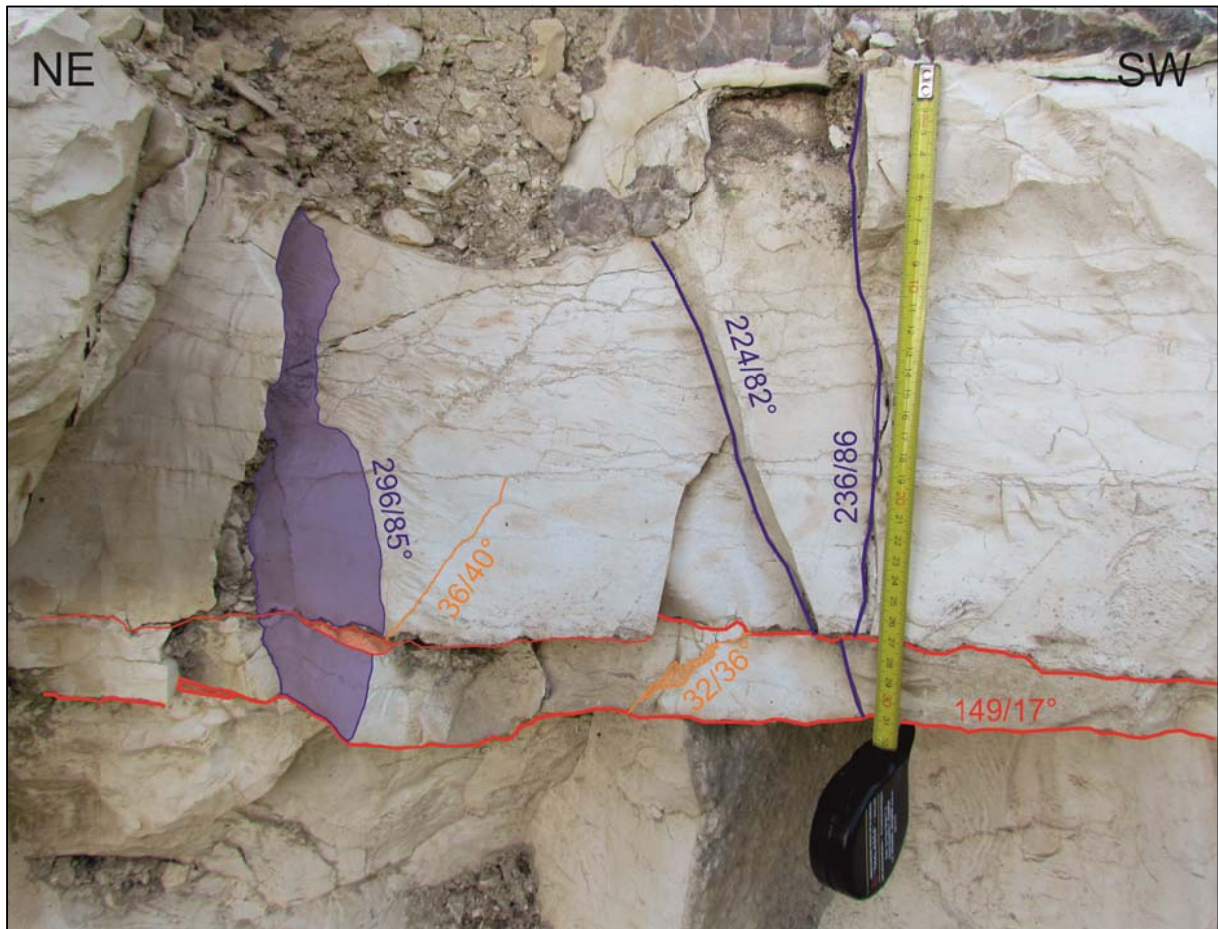


Figura 5.13 – Esempio di relazioni relative tra i diversi set di strutture. In rosso due stiloliti parallele alla stratificazione molto ben sviluppate. Le stiloliti inclinate (in arancio) sono spesso comprese tra due stiloliti parallele alla stratificazione. I due set di joint (in blu) sembrano alternativamente tagliare o interrompersi sulle stiloliti a basso angolo.

I *joint*, come si vede nelle stereogramma di figura 5.14 mostrano tre direzioni preferenziali: il *set* maggiormente rappresentato in affioramento ha direzione NW-SE e inclinazioni elevate (da 70° a 90°); gli altri due *set* riscontranti sono meno rappresentati del precedente e sono orientati circa: i) NNE-SSW e ii) W-E, anche questi due *set* hanno angoli di inclinazione abbastanza elevati.

I *joint* a volte terminano o sui giunti di strato o sulle stiloliti (Fig. 5.13), altre volte invece sono molto sviluppati e attraversano diversi strati della formazione carbonatica, raggiungendo dimensioni notevoli, anche di alcuni metri (Fig. 5.15)

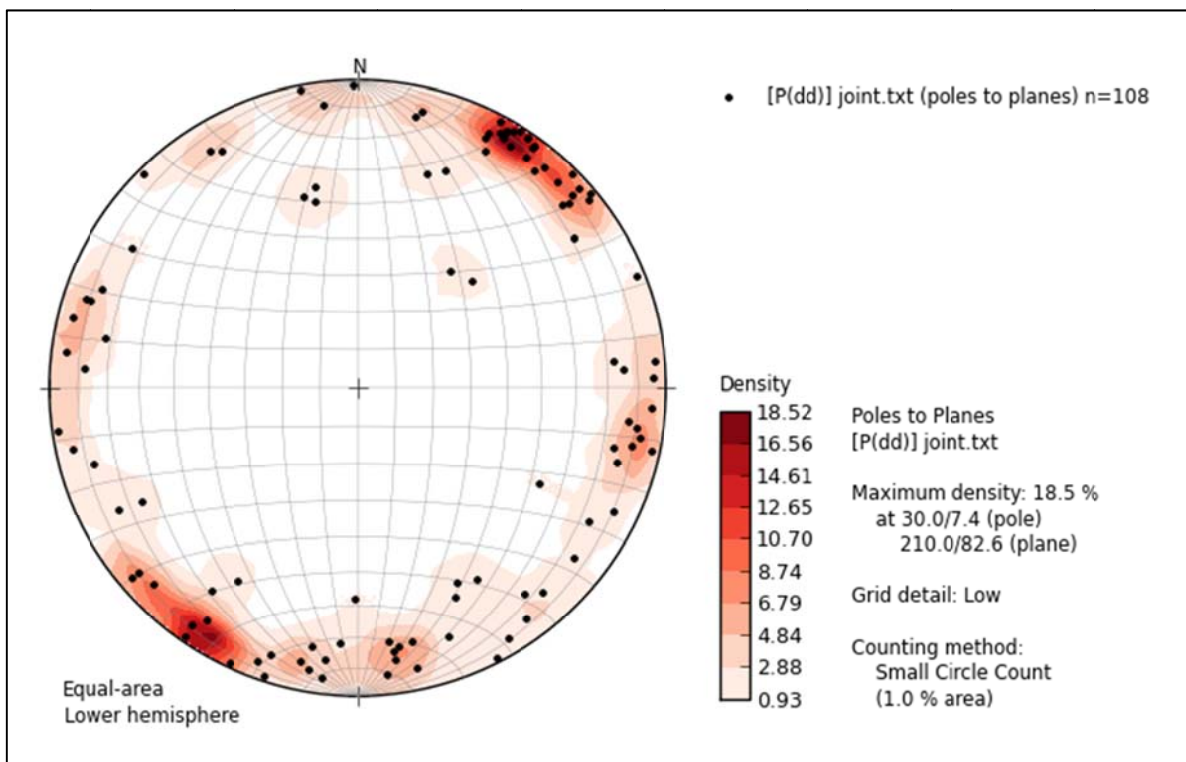


Figura 5.14 - Stereogramma riassuntivo dei dati relativo ai *joint* rilevati a Montagna Grande: in nero i poli delle strutture, in rosso le isodensità (1%).

Per quanto riguarda le faglie, nelle cave di Montagna Grande sono state rilevate per lo più faglie dirette e in misura minore faglie trascorrenti. Sulla base dei valori di inclinazione sono state distinte due principali tipologie di faglie dirette: una famiglia con angoli di inclinazione molto bassi < 30° e una con angoli di inclinazione più elevati > 30°.

Lo stereogramma di Fig. 5.15 mostra come le faglie diretta a basso angolo abbiano prevalentemente due direzioni preferenziali: i) circa NE-SW, molto rappresentata nello stereogramma, i cui piani immergono più o meno in egual misura o verso NW o verso SE; ii) e un secondo *set* orientato circa E-W, i cui piani immergono o verso N/NNW o verso S.

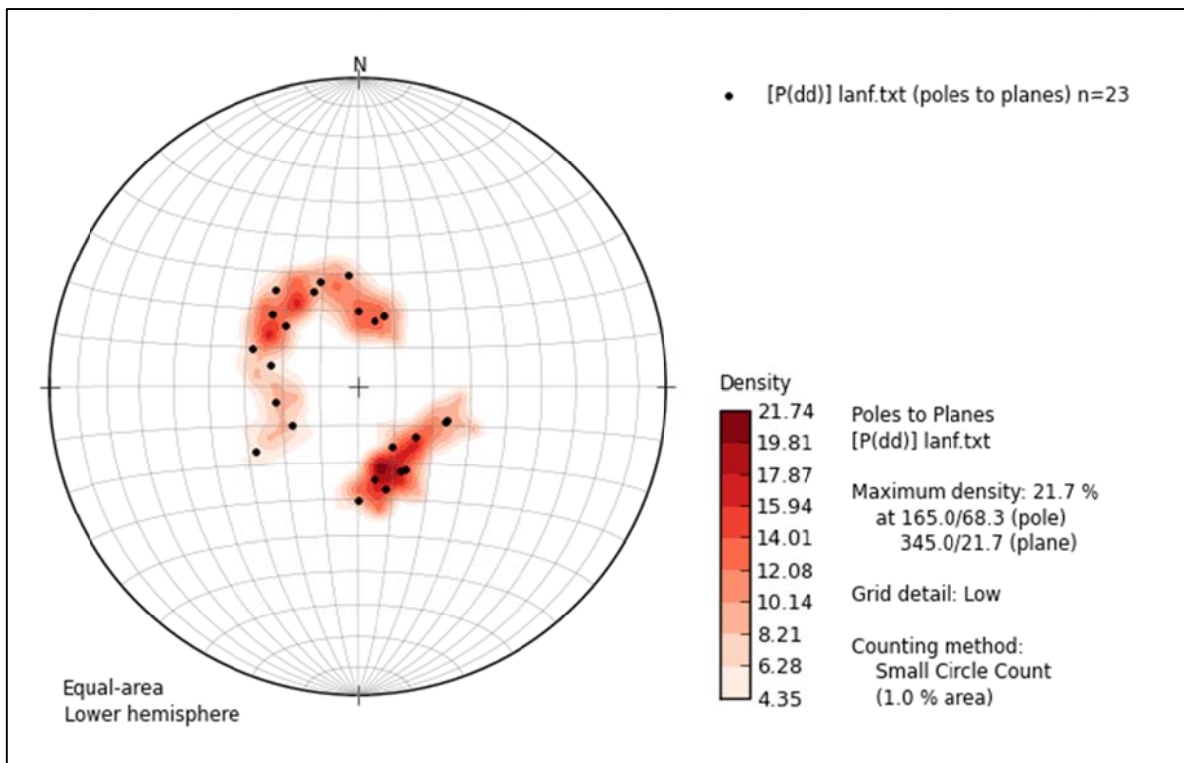


Figura 5.15 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativo alle faglie dirette a basso angolo rilevate a Montagna Grande: in nero i poli delle strutture, in rosso le isodensità (1%).

Queste superfici sembrano assottigliare la formazione carbonatica affiorante, mostrando una morfologia del piano di faglia costituita da porzioni più inclinate (*ramp*) e porzioni meno inclinate (*flat*) che spesso si raccordano con i giunti di stratificazione (Fig. 5.16a, Fig. 5.17 e Fig. 5.18). Lungo le porzioni più inclinate è possibile osservare il rigetto di alcuni orizzonti guida (Fig. 5.16b e 5.16c), che tuttavia a causa dell'impossibilità di un'osservazione diretta non è facilmente misurabile. Lungo le porzioni più a basso angolo dei piani di faglia il rigetto sembra diminuire, fino ad esaurirsi, in alcuni casi tuttavia, è stato possibile osservare alcuni *joint* e vene dislocate di pochi centimetri (Fig. 5.17). Sui piani di faglia, inoltre sono state riscontrate spesse croste di calcite (Fig. 5.19a) sulle quali sono visibili diverse generazioni di strie che indicano movimenti sia di tipo *net slip* che *dip slip* (Fig. 5.19b, 5.19c e 5.19d). In alcuni casi queste superfici lungo le quali si hanno movimenti diretti sembrano aver ripreso ed invertito precedenti superfici di faglie inverse a basso angolo (Fig. 5.16a), associate ai sovrascorrimenti presenti nell'area (Fig. 3.3).

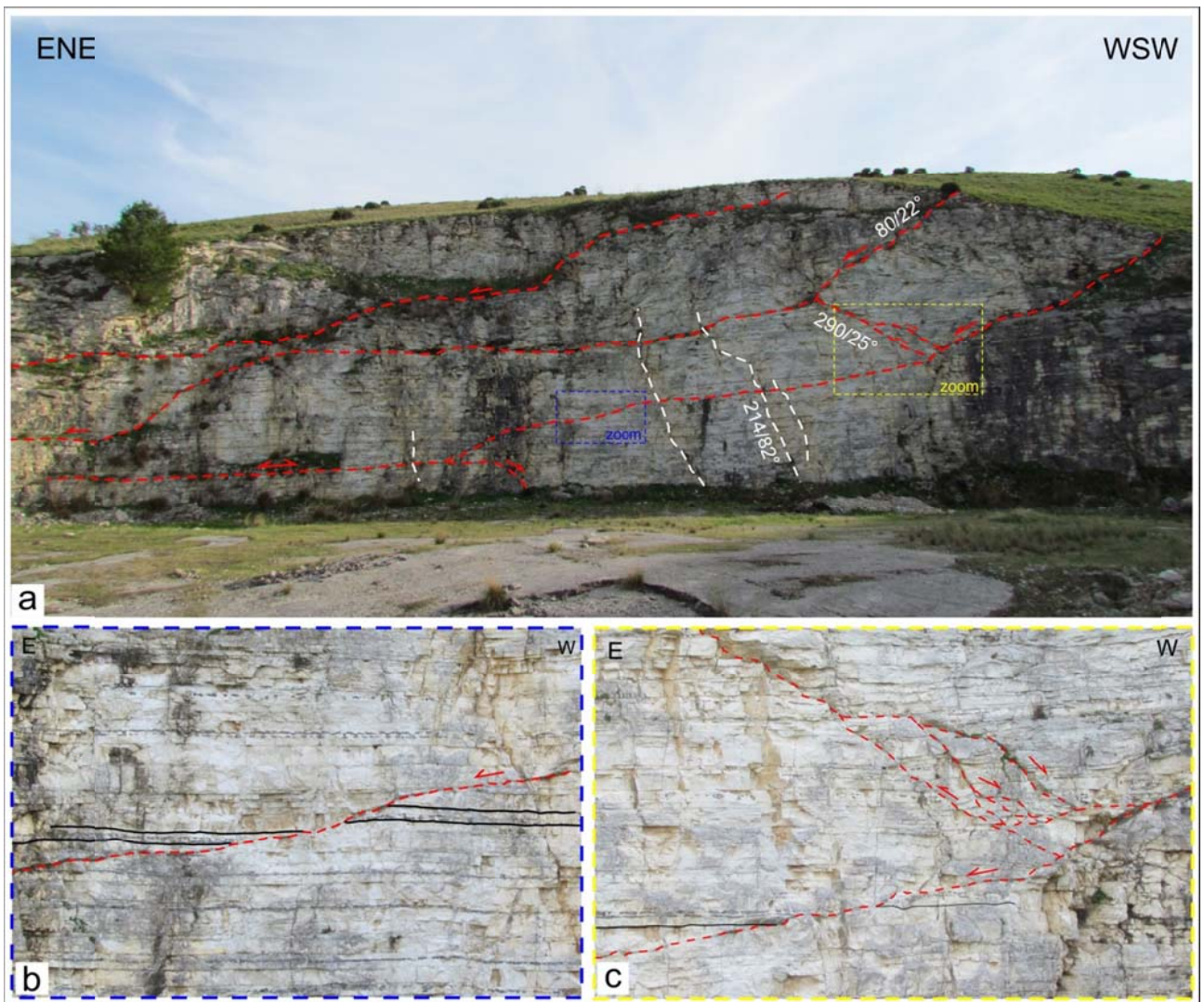


Figura 5.16 – a) Esempio di faglie dirette a basso angolo che assottigliano la successione carbonatica Cretacica (le misure indicano immersione e inclinazione); b) e c) particolari del rigetto in corrispondenza di due strati guida.

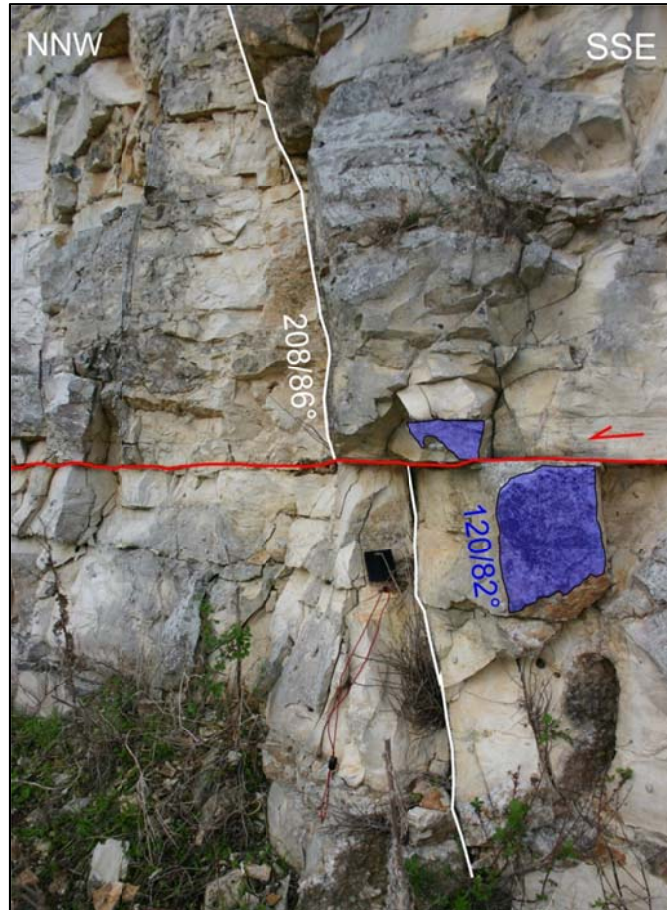


Figura 5.17 – Due set di joint: i) orientato circa WNW-ESE (in bianco), ii) orientato circa NE-SW (in blu), dislocati in corrispondenza di una delle faglie dirette a basso angolo della figura precedente (le misure si riferiscono a immersione e inclinazione).



Figura 5.18 – Esempio di joint orientati circa NE-SW (in bianco). Alcuni sembrano interrompersi in corrispondenza della faglia diretta a basso angolo (a destra nella foto), altri sembrano invece attraversarla (a sinistra nella foto).

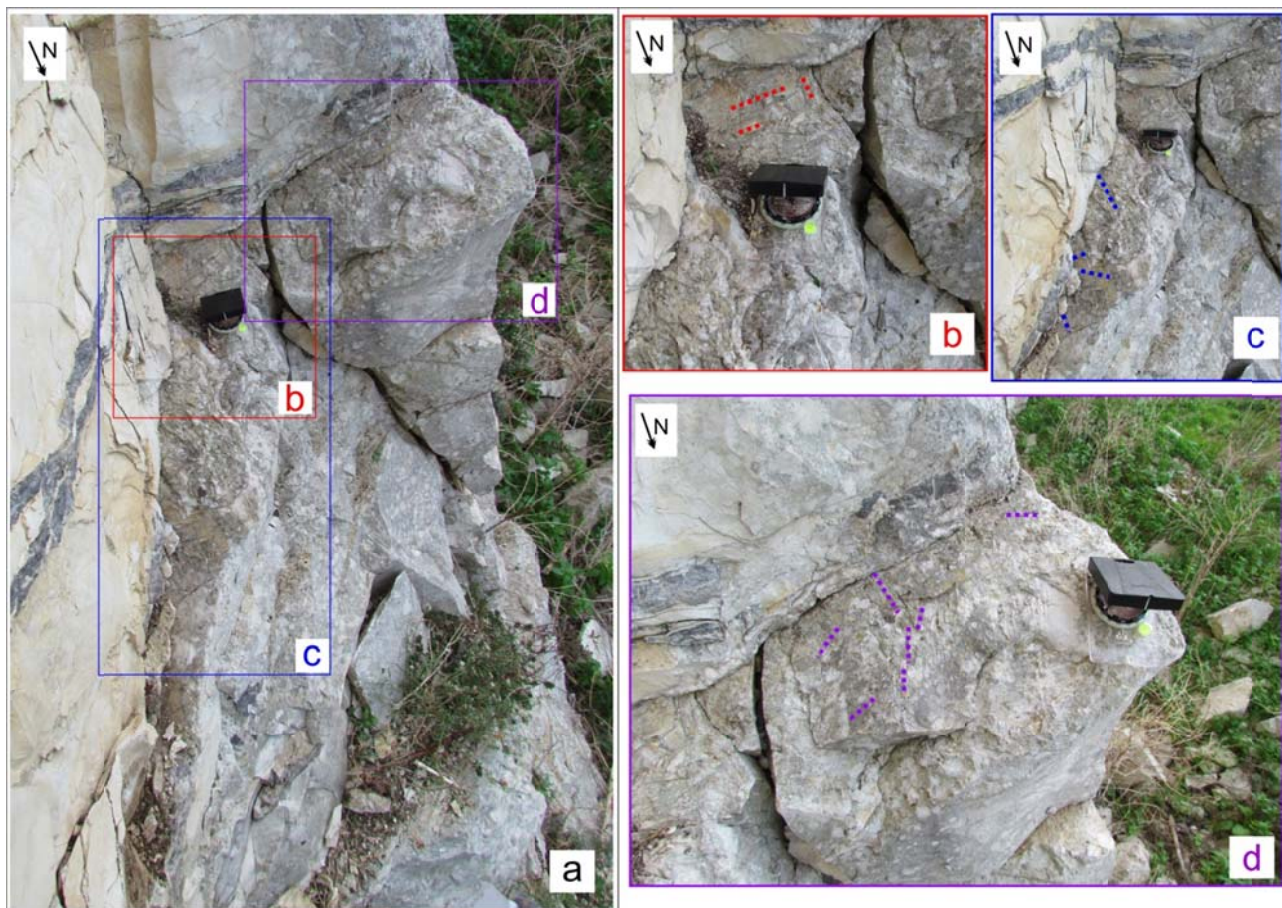


Figura 5.19 – a) Spessa crosta di calcite sulla superficie di una delle faglie dirette a basso angolo: b), c) e d) particolari di diverse parti della superficie della foto a) dove si notano diverse famiglie di strie che indicano diverse direzioni di movimento.

Le faglie dirette ad alto angolo, come si evince dallo stereogramma di figura 5.20 mostrano quattro set principali: i) orientato circa NW-SE, con valori di inclinazione maggiori di 80° ; ii) orientato circa NE-SW, con valori di inclinazione di circa $50^\circ/60^\circ$; iii) con orientazione circa W-E e inclinazioni comprese tra 40° e 60° ; iv) orientato circa N-S con valori di inclinazione abbastanza elevati, sempre maggiori di 70° .

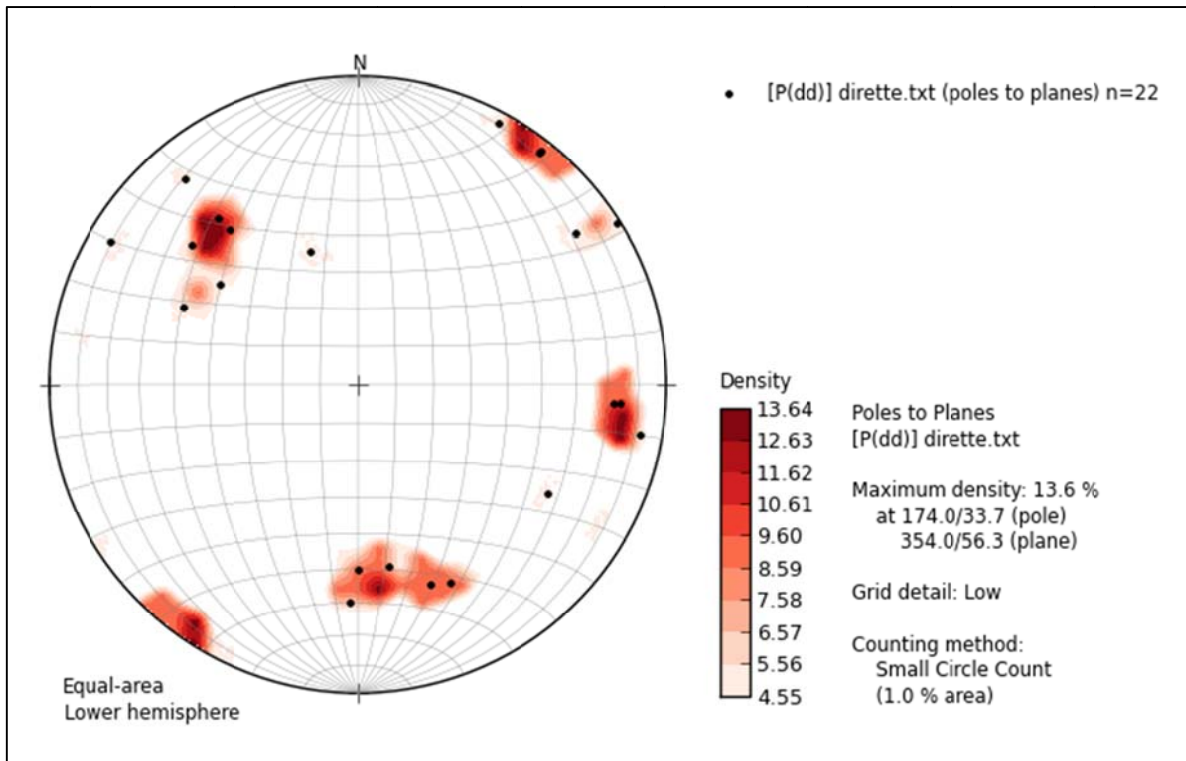


Figura 5.20 - Stereogramma riassuntivo dei dati relativo alle faglie dirette ad alto angolo rilevate a Montagna Grande: in nero i poli delle strutture, in rosso le isodensità (1%).

Anche per queste strutture non sempre è stato possibile misurare con precisione il rigetto, che tuttavia sembra essere sempre inferiore al metro (Fig. 5.21a).

Infine, sono state rilevate anche alcune strutture che mostrano una chiara cinematica trascorrente sinistra. Sono orientate NE-SW e sembrano tagliare tutte le altre famiglie di strutture (Fig. 5.21a e 5.21b).

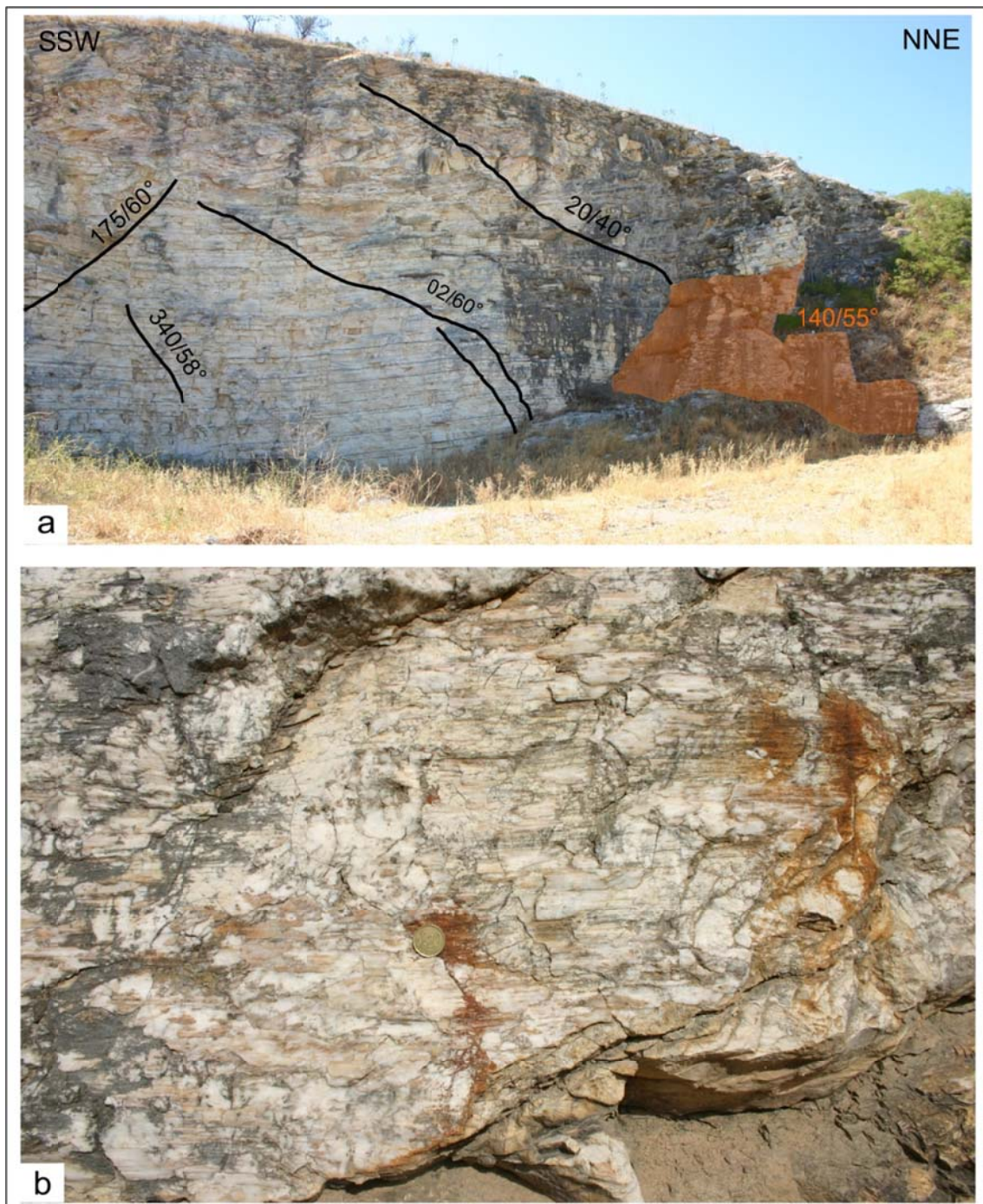


Figura 5.21 – a) Faglie dirette ad alto angolo (in nero) e una faglia che mostra indizi di cinematica trascorrente destra (in arancio), le misure indicano immersione e inclinazione; b) particolare delle strie orizzontali e dei gradini in fibra.

5.1.3 – Altopiano ibleo

I principali elementi strutturali presenti nell'area iblea consistono in *joint*, stiloliti, *deformation band* e faglie. I *joint* risultano spesso essere confinati all'interno dei singoli strati carbonatici (Fig. 5.22) o da altre strutture tettoniche (Fig. 5.23). Come si evince dallo stereogramma di Fig. 5.24, si hanno quattro principali *set* di *joint*: i) il primo è orientato circa NNW-SSE, con un *range* da N 335° a N 350° e inclinazione media di 81°; ii) il secondo *set* è orientato circa E-W, con un *range* da N 80° e N 100° e inclinazione media di 87°; iii) il terzo

è orientato circa NNE-SSW, con un *range* compreso tra N 10° e N 25°; l'inclinazione media è 83°; iii) il quarto è orientato circa NE-SW, con un *range* compreso tra N 30° e N 55°; l'inclinazione media è 84°. Nello stereogramma si nota anche come siano presenti alcuni *joint* aventi bassi angoli di inclinazione.



Figura 5.22 – Due *set* di *joint* perpendicolari al *bedding* confinati all'interno degli strati carbonatici (le misure si riferiscono a immersione e inclinazione).

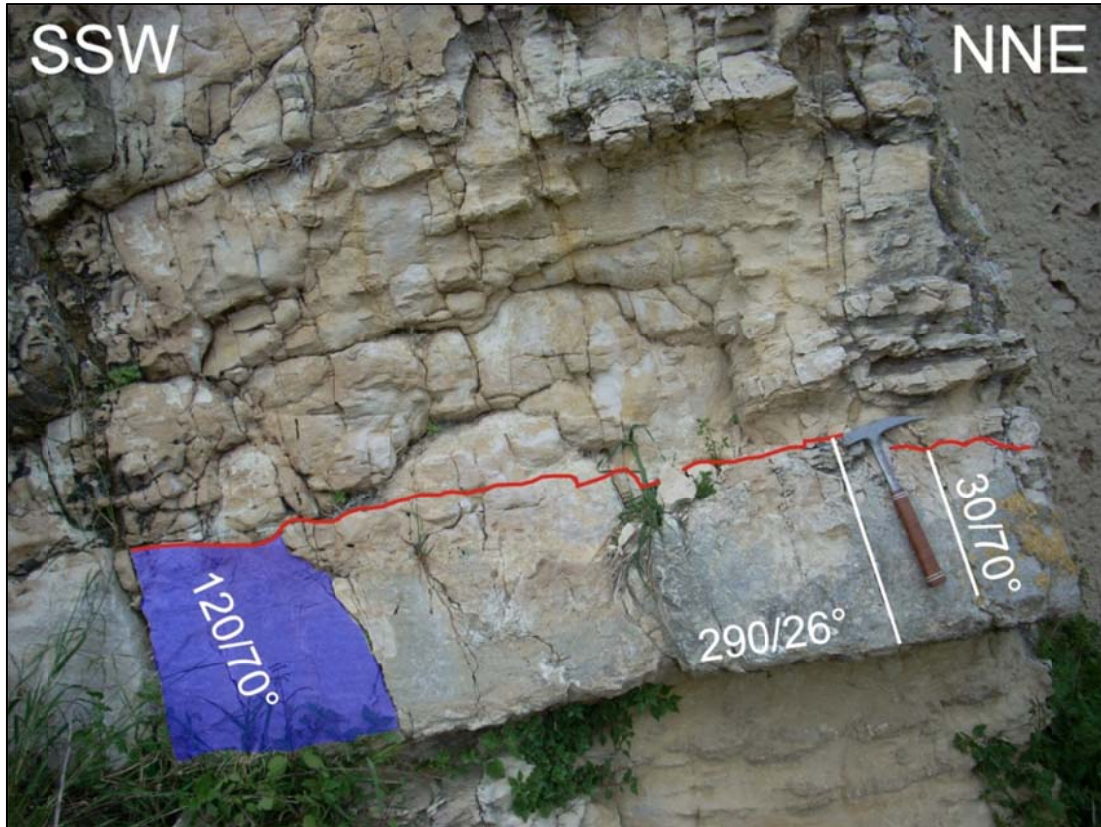


Figura 5.23 – Due set di joint limitati nella loro parte alta da una stilolite parallela al bedding (le misure si riferiscono a immersione e inclinazione).

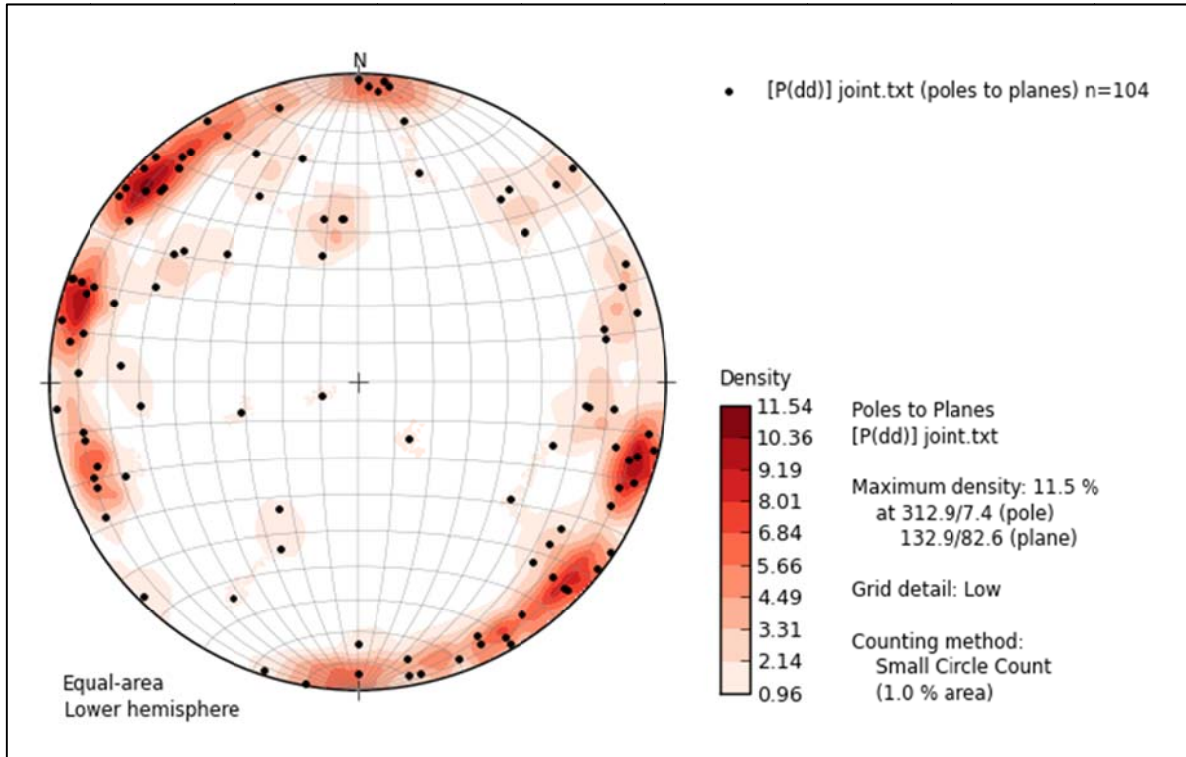


Figura 5.24 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativi ai joint: in nero i poli delle singole strutture, in rosso le isodensità (1%).

Le stiloliti sono spesso orientate parallelamente alla stratificazione (Fig. 5.23). Nello stereogramma (Fig. 5.25) è possibile individuare due *set* principali: i) orientato circa N-S sub-orizzontale; ii) WNW-ESE con angoli di inclinazione elevati.

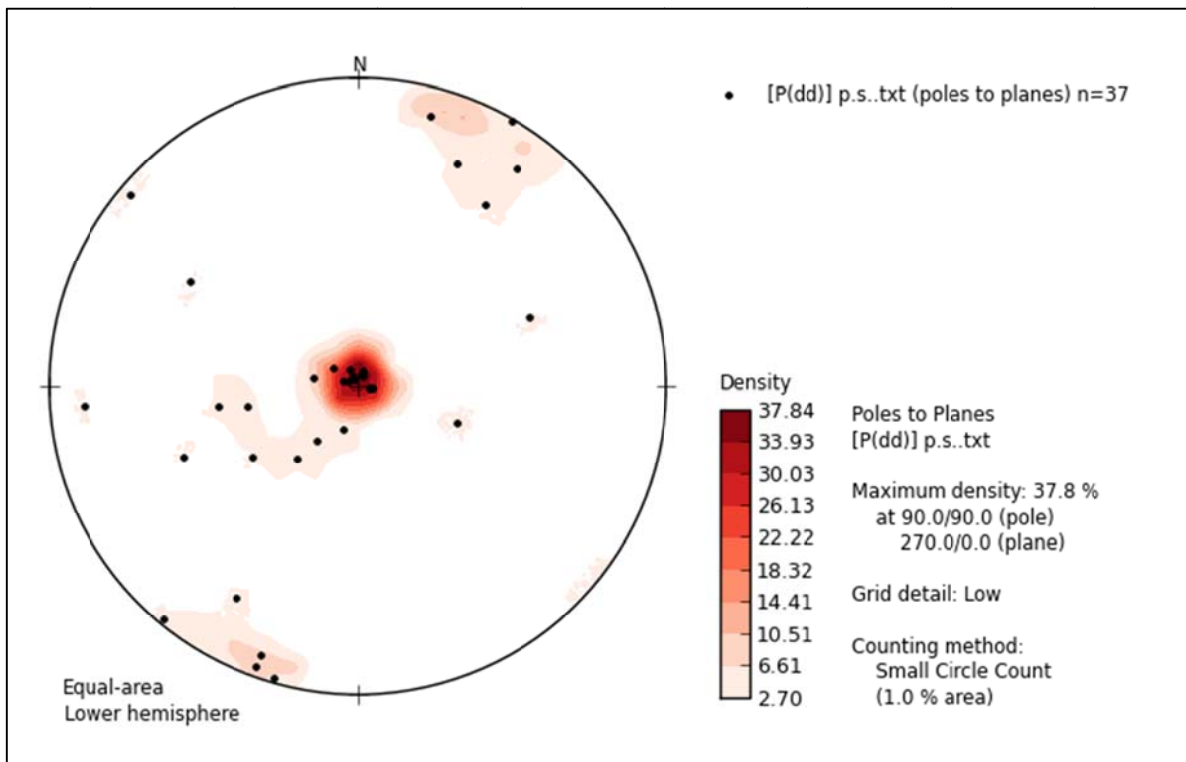


Figura 5.25 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativi alle stiloliti: in nero i poli delle singole strutture, in rosso le isodensità (1%).

Le *deformation band* tipiche di materiali granulari (AYDIN, 1978; AYDIN ET AL., 2006, TONDI ET AL., 2006; TONDI, 2007) sono presenti solo in alcuni livelli, poco compatti e cementati, della porzione inferiore del Membro Irminio. Esse consistono in zone di taglio localizzate aventi una geometria tabulare e caratterizzate, presumibilmente, da una componente di compattazione. Infatti, in affioramento queste strutture mostrano una morfologia positiva dovuta alla loro maggiore resistenza all'erosione, con spessori dell'ordine di pochi cm (Fig. 5.26). In campagna è stato possibile osservare anche le cosiddette zone di *deformation band* (TONDI ET AL. 2006; TONDI 2007), le quali consistono in due o più *deformation band* singole aventi una tipica geometria anastomizzata (Fig. 5.27).



Figura 5.26 – *Deformation band* nel Sotto-Mb. Irminio inf. (in rosso immersione e inclinazione).

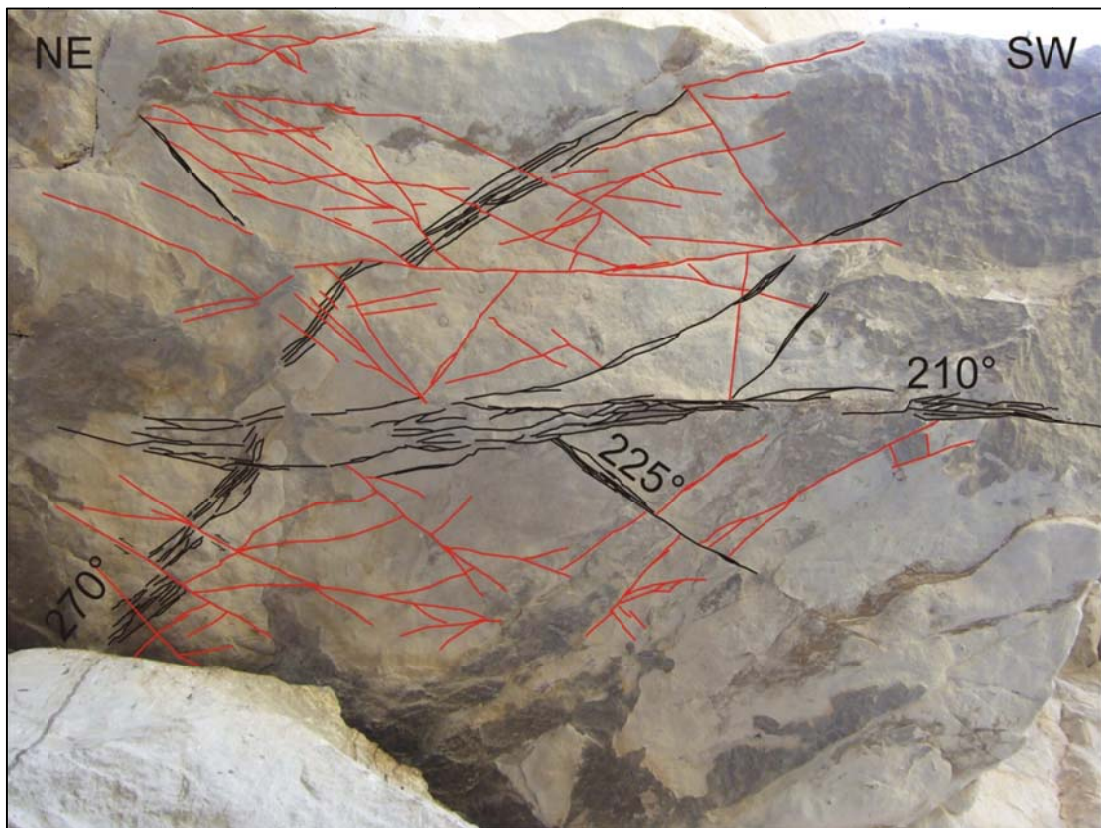


Figura 5.27 – Zone di *deformation band* (in nero) e singole *deformation band* (in rosso) presenti sul tetto di una cava impostata sul Sotto-Mb. Irminio Inf. (le misure indicano la direzione).

Per quanto riguarda le faglie, nell'area studiata sono state riconosciute prevalentemente faglie dirette e transtensive sinistre (rispettivamente 26 e 17), in egual misura trascorrenti pure destre e transtensive destre (13) e trascorrenti pure sinistre (12). La figura 5.28 mostra lo stereogramma dei poli delle strutture appena citate: i) □ dirette; ii) ▲ trascorrenti destre; iii) ◆ transtensive destre; iv) ■ trascorrenti sinistre; v) ● transtensive sinistre.

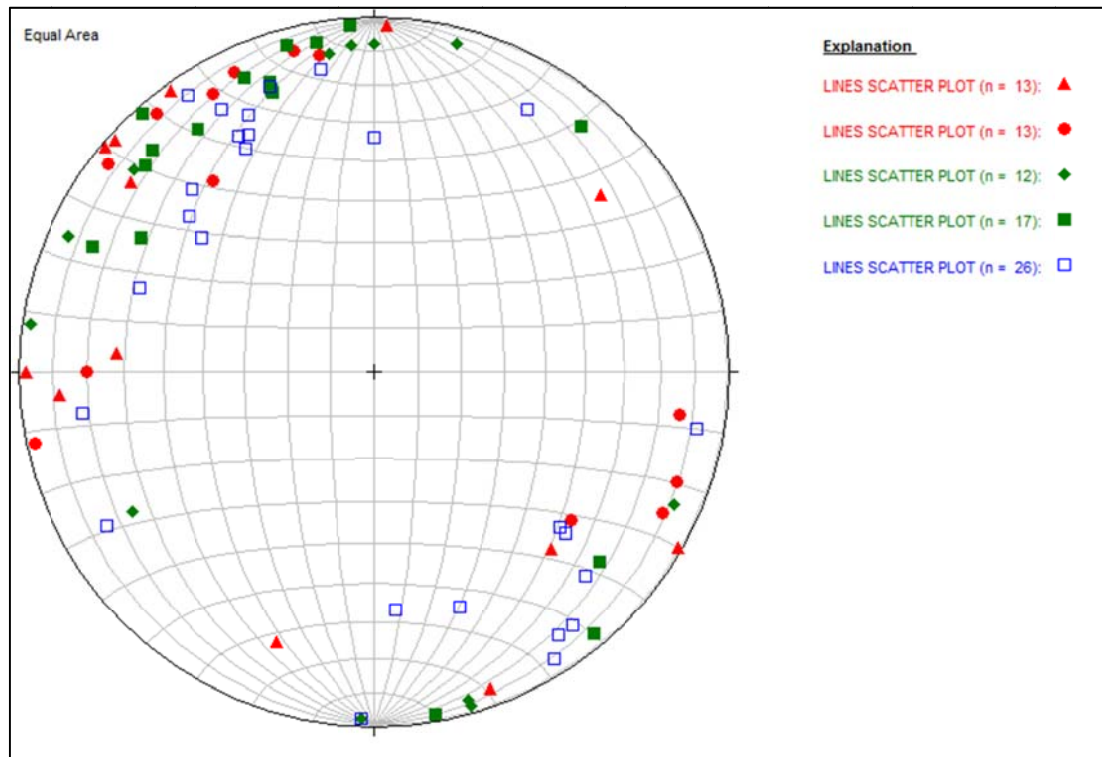


Figura 5.28 – Stereogramma dei poli delle diverse tipologie di faglie.

Considerando che queste strutture hanno mediamente angoli di inclinazione elevati (sub-verticali) (Fig. 5.28), sono state rappresentate graficamente mediate dei diagrammi a rosa (Figg. 5.29 e 5.30). Ogni petalo del diagramma rappresenta un *range* di direzioni di 10° , mentre la sua estensione, dal centro del diagramma fino al cerchio massimo, corrisponde alla percentuale di direzioni immesse per un determinato *range*. Alla destra di ogni diagramma è indicata la percentuale a cui equivale il cerchio massimo.

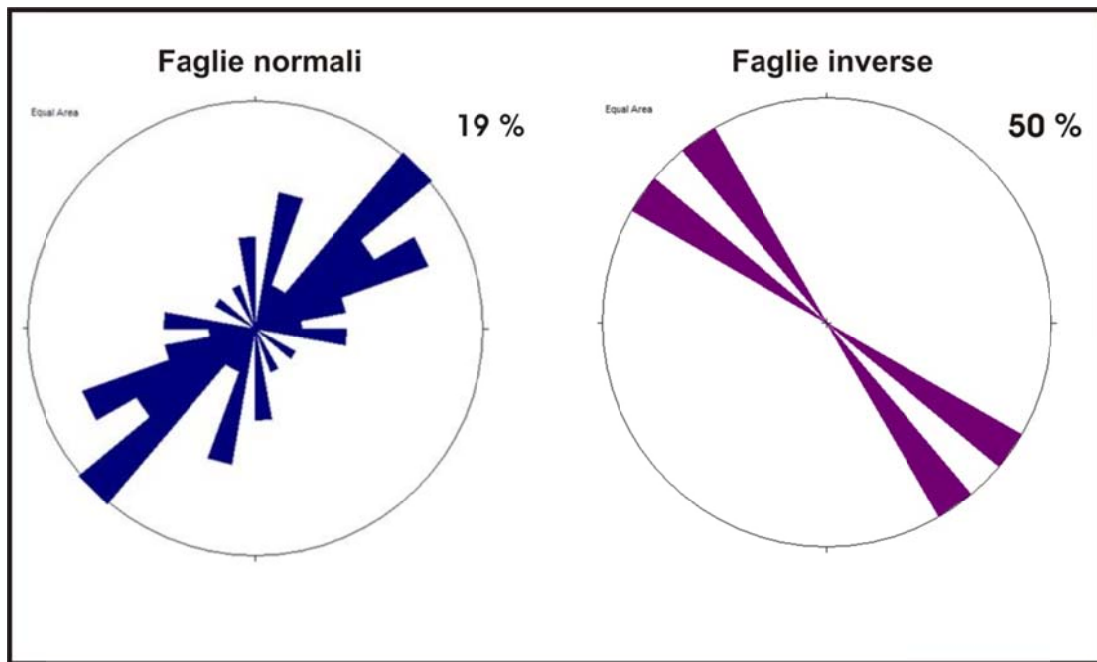


Figura 5.29 – Diagrammi a rosa relativi a faglie normali (#26) e inverse (#2).

Le faglie normali presentano un *set* principale orientato circa NE-SW e un secondo *set* con minore persistenza orientato circa N-S. Il *set* NE-SW ha un *range* di orientazioni che varia tra N 40° e N 70°, quello N-S presenta un *range* di direzioni compreso tra N 350° e N 20°. Quelle inverse sembrano avere direzione NW-SE, tuttavia lo scarso numero di strutture di questo tipo rilevate (solo due), rende il dato poco significativo.

Le faglie trascorrenti destre mostrano due *set* principali di orientazione: i) NE-SW con *range* di orientazioni compreso tra N 30° e N 50°; ii) NNE-SSW con un *range* di orientazioni che varia da N 360° a N 10°. Nel diagramma a rosa relativo alle faglie transtensive destre si vedono tre *set* principali: i) orientato circa NE-SW con un *range* di direzioni che varia da N 30° a N 50°; ii) orientato circa ENE-WSW con un *range* di direzioni compreso tra N 60° e N 90°; iii) orientato circa N-S con direzioni che variano da N 360° a N10°. Le faglie trascorrenti sinistre sono caratterizzate da due *set* principali, uno orientato circa NE-SW ed un altro orientato circa E-W. Il *set* NE-SW ha un *range* di direzioni che varia tra N 30° e N 40°, mentre le direzioni del *set* E-W variano tra N 70° e N 100°. Nel grafico relativo alle faglie transtensive sinistre si distinguono due *set* principali, uno orientato circa NE-SW e un secondo orientato circa ENE-WSW. Quello NE-SW ha direzioni che variano tra N 40° e N 60°, mentre il *set* ENE-WSW ha un *range* di direzioni compreso tra N 70° e N 90°.

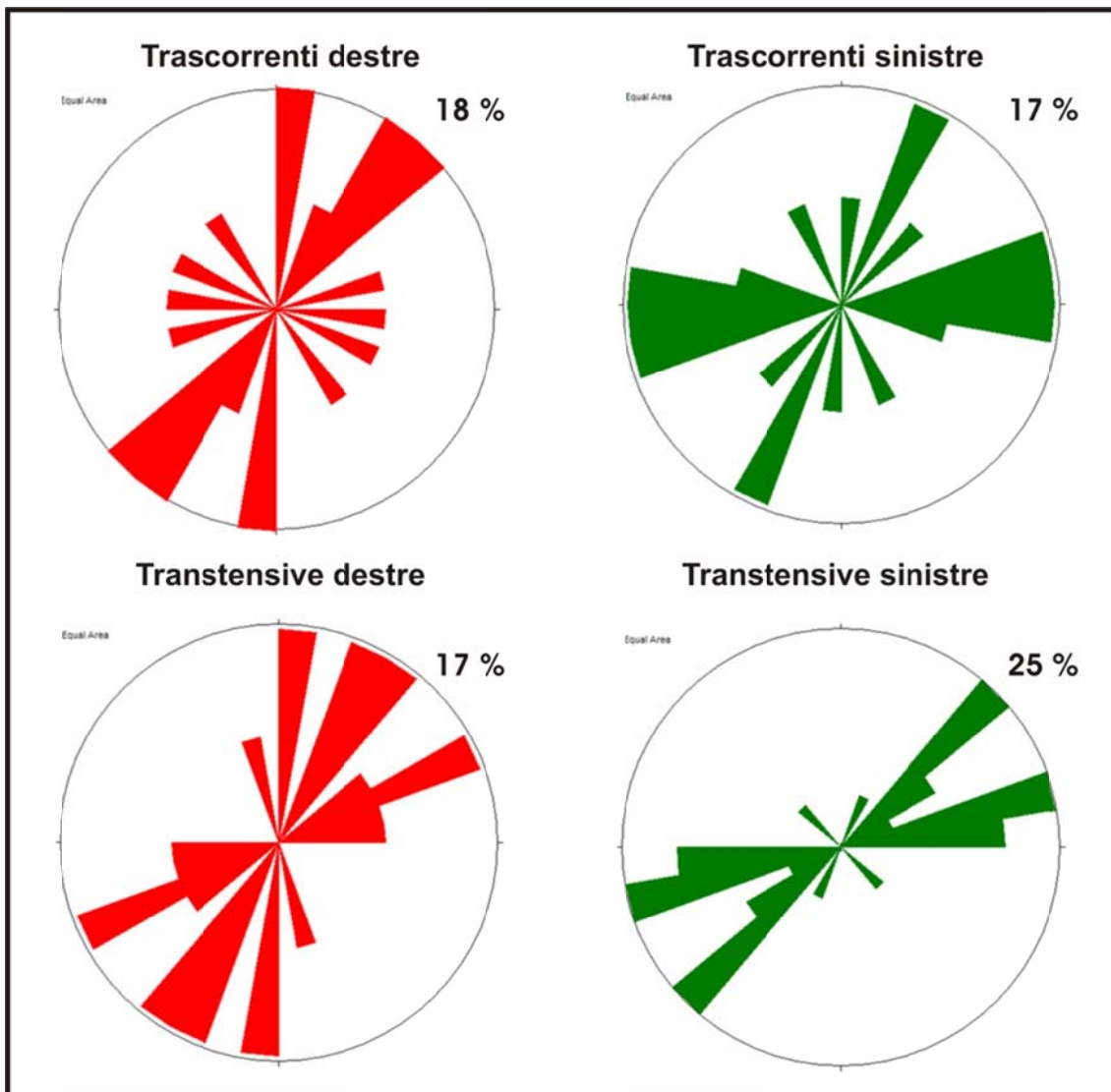


Figura 5.30 – Diagrammi a rosa relativi alle faglie trascorrenti dx (#13), trascorrenti sx (#12), transtensive dx (#13) e transtensive sx (#17).

In base alle caratteristiche dimensionali (lunghezza/rigetto) ed alla struttura dei volumi di faglia (estensione di *fault core* e *damage zone*, CAINE ET AL., 1996; presenza o meno di roccia di faglia) è stato possibile raggruppare le faglie in quattro categorie principali: i) “Faglie incipienti” (Fig. 5.31), costituite da fratture preesistenti, perlopiù *joint*, andati in taglio. Tali strutture restano confinate all’interno dei singoli strati carbonatici e risolvono rigetti massimi inferiori a 10 cm. Nello stereogramma di Fig. 5.32 sono rappresentate le orientazioni dei *set* principali individuati per questa tipologia di strutture; ii) “Faglie piccole” (Figg. 5.33 e 5.34), formate da *core* isolati e discontinui costituiti da breccia di faglia e attraversati da piccole superfici di taglio, hanno lunghezze di diversi metri e risolvono rigetti fino ad alcune decine di cm. Per questa tipologia di strutture sono stati individuati quattro *set* principali che sono rappresentati in Fig. 5.35; iii) “Faglie medie” (Fig. 5.36), caratterizzate da sottili *core* con andamento discontinuo formati da brecce di faglia o, più raramente, da cataclasiti. Si possono riscontrare più superfici di taglio circoscritte all’interno delle *damage zone*. Le faglie medie

sono lunghe diverse centinaia di metri ed hanno rigetti dell'ordine delle decine di metri; iv) “Faglie maggiori” (Figg. 5.37 e 5.38), caratterizzate da un *fault core* ben sviluppato costituito da cataclasiti e da numerose superfici principali di taglio. I *fault core* sono delimitati lateralmente da *damage zone* spesse e ben sviluppate, queste faglie raggiungono lunghezze massime dell'ordine dei km (fino a 18 km il segmento di Scicli secondo AZZARO & BARBANO, 2000a) e rigetti di centinaia di metri.



Figura 5.31 – Esempio di “Faglie incipienti” coniugate (le misure indicano immersione e inclinazione).

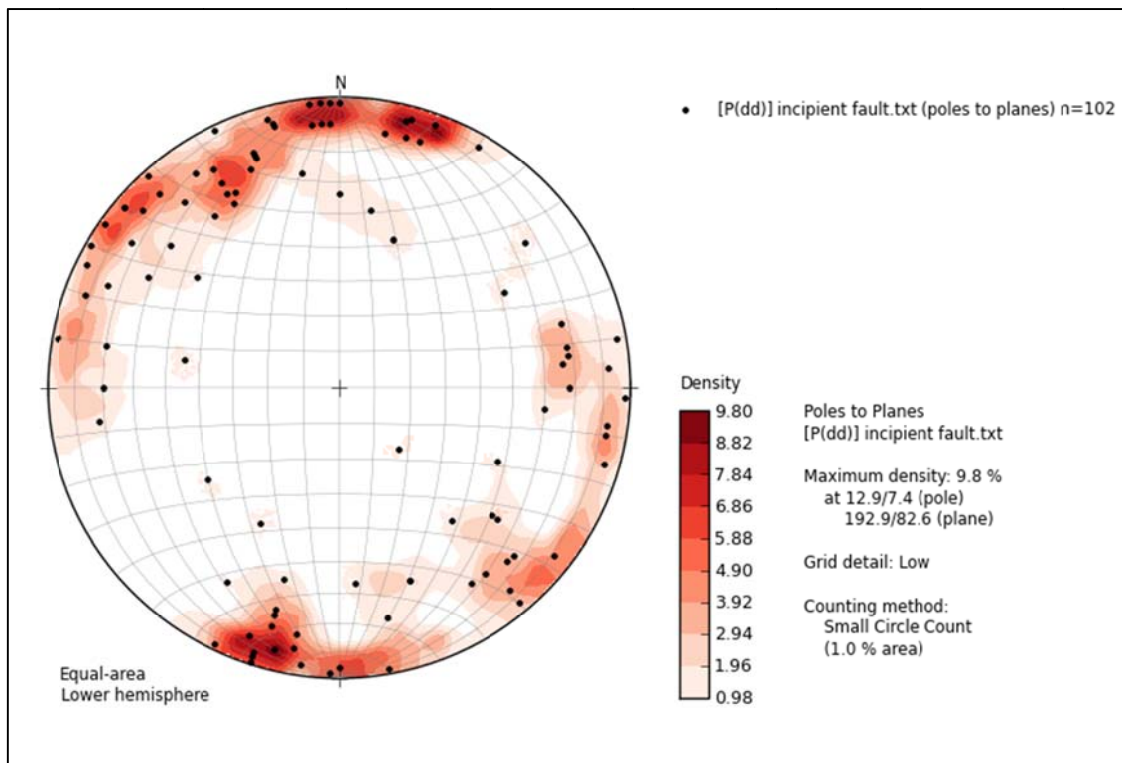


Figura 5.32 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativi alle “Faglie incipienti”: in nero i poli delle singole fratture, in rosso le isodensità (1%).

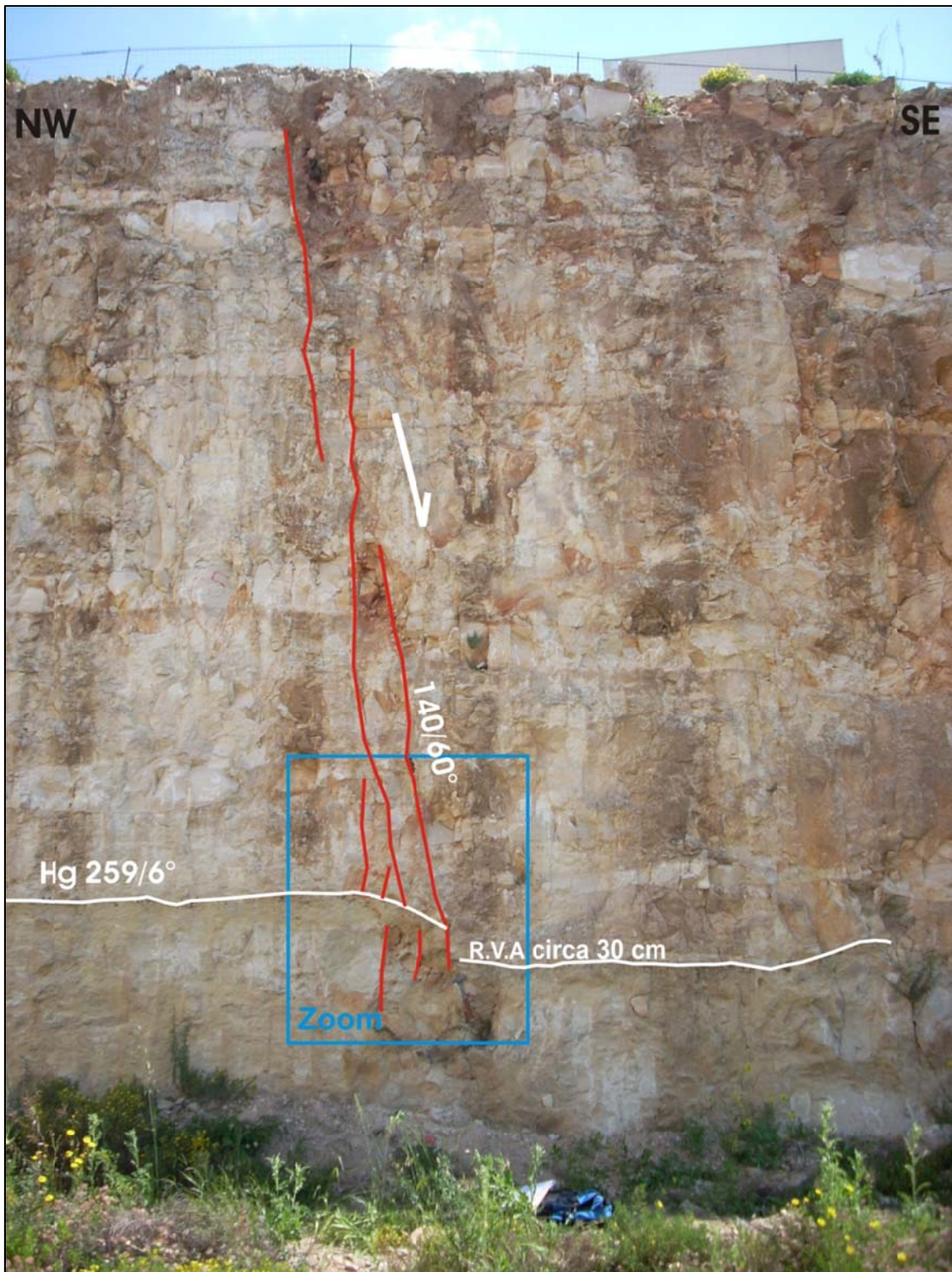


Figura 5.33 – Esempio di “Faglia piccola” : in rosso le superfici di taglio (le misure indicano immersione e inclinazione); il rigetto è stato misurato in corrispondenza dell’ Hg (linea bianca); Zoom = Fig. 5.34.



Figura 5.34- Particolare delle modeste quantità di roccia di faglia (in giallo) che si riscontrano in questa tipologia di strutture.

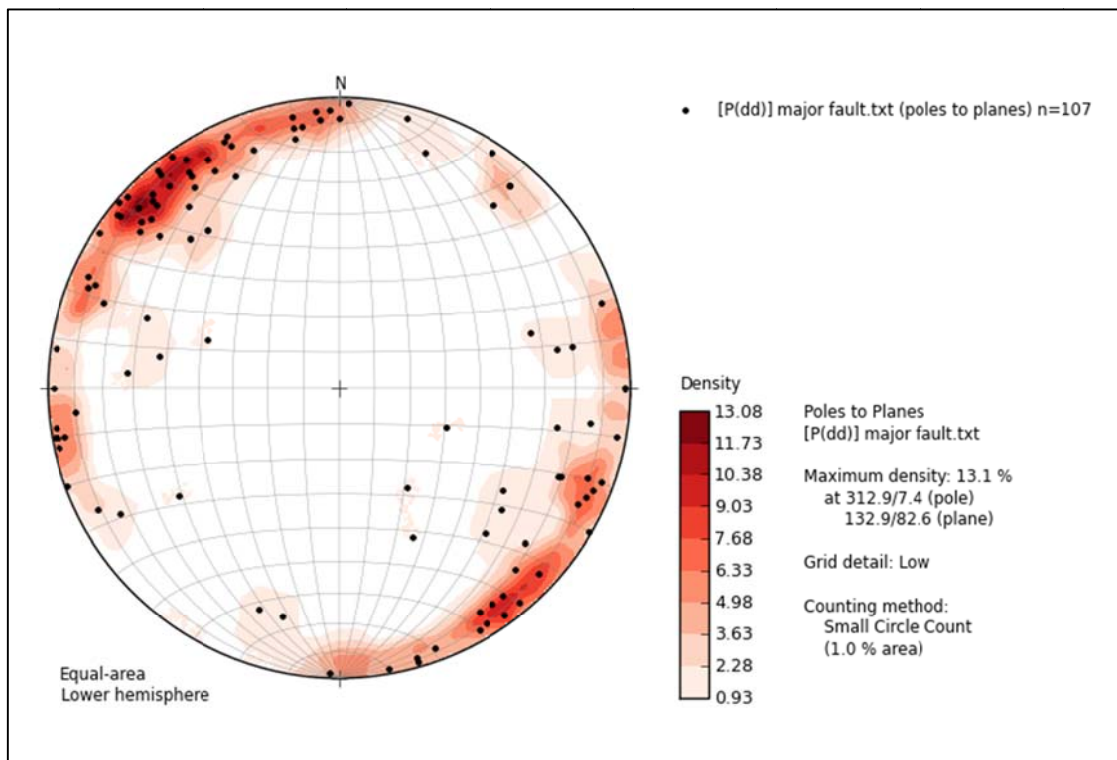


Figura 5.35 – Stereogramma riassuntivo dei dati relativi alle “Faglie piccole”: in nero i poli delle singole strutture, in rosso le isodensità (1%).



Figura 5.36 – Esempio di “Faglia media” (le misure indicano immersione e inclinazione): la linea rossa indica la superficie di taglio, tra questa e le linee arancioni si vede la *core zone*, le linee tratteggiate gialle limitano la *damage zone*.



Figura 5.37 – Piano di faglia di uno dei più grandi segmenti (circa 8 km) che compongono l’allineamento della “Scicli-Ragusa” (le misure indicano immersione e inclinazione). Le linee bianche e rosse indicano due set di superfici di taglio minori che si intersecano vicendevolmente. Le linee tratteggiate gialle indicano le strie presenti sul piano di faglia.



Figura 5.38 – Particolare della *fault core* della faglia di figura 5.37 (le misure indicano immersione e inclinazione): le matite colorate indicano due diverse superfici di taglio secondarie; in rosso cataclasi lungo la superficie di taglio principale.

5.2 - Proprietà dimensionali dei differenti sets di joint delle Formazioni carbonatiche studiate

In questo paragrafo sono mostrati i risultati di un'analisi quantitativa dei set di joint rilevati nelle tre formazioni carbonatiche studiate: i) Formazione Inici (Giurassico Inferiore); ii) Formazione Amerillo (Cretaceo sup.-Eocene); iii) Formazione Ragusa (Oligocene superiore-Langhiano). Questa metodologia di analisi statistica è utilizzata per quantificare le caratteristiche dimensionali (orientazione, spaziatura, lunghezza, apertura, ecc.) di una rete di fratture all'interno di ammassi rocciosi fagliati e fratturati (Bonnet et al., 2001).

5.2.1 - Breve introduzione sulla metodologia di analisi utilizzata e i parametri considerati

La reale configurazione in 3D di una frattura all'interno di un ammasso roccioso non può essere osservata in modo diretto.

Quello che può essere rilevato in affioramento (una parete naturale o artificiale di roccia, il tetto di uno strato, il piano di faglia, ecc) o su una rappresentazione digitale o analogica del mezzo (un'immagine satellitare, una sezione sismica, ecc) è l'intersezione della traccia della frattura con la superficie data. Quindi qualsiasi sistema di fratture può essere descritto e studiato mediante tecniche di raccolta dati in 1D o 2D.

La raccolta di dati lungo una direzione, generalmente definita *scan line*, consiste nel misurare le caratteristiche delle fratture riscontrate lungo una linea ideale parallela all'affioramento che generalmente viene tracciata, o perpendicolarmente ad una superficie di faglia per caratterizzare i diversi elementi che la compongono (*damage zone e fault core* – CAINE ET AL. 1996; YELDING ET AL 1996; CELLO ET AL., 2003; MARCHEGANI ET AL., 2006; DE JOUSSINEAUX & AIDYN, 2007), o all'interno di strati con differente spessore (ORTEGA ET AL., 2006) per determinare il controllo della stratificazione sulle caratteristiche delle fratture (spaziatura, lunghezza, apertura).

Nelle tecniche di misura in 2D vengono caratterizzate tutte le fratture presenti all'interno di una determinata area. In questo caso non vengono raccolte informazioni sulla spaziatura delle fratture ma vengono rilevate solo orientazione e lunghezza (BONNET ET AL., 2001 e citazioni all'interno). Quando questa tecnica è utilizzata in affioramento i dati sono raccolti sulle superfici di strato (FLODIN & AYDIN, 2004; DE JOUSSINEAUX & AYDIN, 2007; DE JOUSSINEAUX ET AL., 2007), considerando solamente le fratture all'interno dell'area considerata.

I dati raccolti mediante queste tecniche sono elaborati al computer per ottenere diverse tipologie di grafici. In linea di massima vengono realizzati due tipologie di grafici: istogrammi e grafici a dispersione, a seconda se si vuole evidenziare quanti elementi corrispondono ad una determinata categoria (istogrammi) o se si vuole attenzionare la variabilità di due parametri del set di dati considerato, ottenendo una linea di *best fit* dei dati plottati (grafici a dispersione).

I parametri più utilizzati per determinare le caratteristiche di spaziatura di un *set* di fratture sono:

- la “densità delle fratture” o “intensità delle fratture” (DERSHOWITZ & HERDA, 1992) che è data dall’equazione:

$$F = \frac{N}{L},$$

dove N è il numero di fratture rilevate lungo una distanza definita L che è uguale alla lunghezza della *scan line*;

- la “spaziatura media” che è l’inverso di F ed è data dall’equazione:

$$S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i,$$

dove N è il numero di fratture rilevate e $\sum_{i=1}^N S_i$ è la sommatoria pesata delle spaziature:

- il “coefficiente di variazione” (GILLESPIE ET AL., 1993, MARCHEGIANI ET AL., 2006; ODONNE ET AL., 2007) che è dato dall’equazione:

$$Cv = \frac{\sum_{i=1}^n S_i}{S_n},$$

dove $\sum_{i=1}^n S_i$ è la deviazione standard della spaziatura e S_n la spaziatura media. Questo parametro definisce il grado di variazione della spaziatura media; valori di $Cv < 1$ definiscono una distribuzione della fratturazione non clasterizzata, più o meno omogenea all’interno dell’ammasso roccioso. Valori di $Cv > 1$, al contrario, indicano una distribuzione della fratturazione clasterizzata, il che significa che esistono marcate differenze nella distribuzione della fratturazione all’interno degli ammassi rocciosi.

Un altro tipo di analisi particolarmente usata nell’elaborazione di dati puntuali raccolti mediante *scan line* è la distribuzione cumulativa, che permette di tracciare tutti i dati raccolti in un unico grafico. I punti tracciati nei grafici vengono successivamente interpolati da una linea la cui equazione definisce la variabilità di questa distribuzione (generalmente spaziatura, lunghezza o apertura). Il grafico è costruito utilizzando tutti i dati, in ordine dal più grande al più piccolo, e poi numerati in ordine crescente. Successivamente, i dati vengono tracciati in un grafico a dispersione, in cui gli assi x ed y rappresentano rispettivamente, i numeri assegnati e i dati misurati. Al fine di rappresentare dati di differenti ordini di grandezza, gli assi solitamente hanno una scala logaritmica.

I punti rappresentati nei grafici appena descritti, possono essere interpolati da diverse distribuzioni. Le più comuni sono: i) *power law*; ii) *exponential law*; iii) *lognormal law*; iv) *gamma law*;

- i)" la distribuzione *power law* in geologia strutturale, è stata usata per descrivere la distribuzione dei rigetti di faglia (SCHOLZ & COWIE, 1990), lunghezza e spaziatura da faglia e fratture

(CELLO ET AL, 2003;. MARCHEGIANI ET AL, 2006), la distribuzione delle dimensioni delle particelle in rocce di faglia (SAMMIS ET AL., 1987; STORTI ET AL, 2003), e l'apertura delle fratture (MARRETT ET AL 1999; ORTEGA ET AL., 2006). Questa legge riflette l'invarianza di scala della caratteristica considerata. L'equazione della linea di interpolazione è:

$$n(w) = A_1 w^{-a} \quad (5.3)$$

*****dove $n(w)$ è il numero di elementi caratterizzati dalla proprietà w , a è l'esponente

*****caratteristico della legge e A_1 è una costante.

- ii) la distribuzione *esponenzial law* è utilizzata per descrivere le distribuzione di fratture la cui propagazione può essere confrontato con un processo di Poisson (GILLESPIE ET AL., 1993). L'equazione che la definisce è:

$$n(w) = A_2 \exp(-w/w_0) \quad (5.4)$$

*****dove A_2 è una costante, e w_0 la scala di osservazione, per esempio lo spessore di uno strato.

- iii) La distribuzione *lognormal law* è stata utilizzata sia per descrivere la lunghezza delle fratture (PRIEST & HUDSON, 1981; ROULEAU & GALE, 1985) che la distanza (DE JOUSSINEAU & AYDIN, 2007).

*****L'equazione è:

$$n(w) = 1/(w\sigma\sqrt{2\pi}) \exp\left(-\frac{[\log(w) - \langle \log(w) \rangle]^2}{2\sigma^2}\right) \quad (5.5)$$

*****e i parametri $\log(w)$ e σ sono la media logaritmica e la varianza della proprietà considerata

***** (ad esempio lunghezza o rigetto delle faglie).

- i) La distribuzione *gamma law* (che può essere considerata come una *power law* con una coda esponenziale) è solitamente usata per l'analisi di faglie e terremoti per analisi di rischio sismico (DAVY, 1993; MAIN, 1996; SORNETTE & SORNETTE, 1999). Non è particolarmente usata per l'analisi delle fratture. L'equazione che la governa è:

$$n(w) = A_3 w^{-a} \exp(-w/w_0) \quad (5.6)$$

*****dove A_3 è una costante, a è l'esponente della *power law*, w la proprietà considerata e w_0 la

*****scala di osservazione (lo spessore della crosta o della zona sismogenetica, ad esempio).

5.2.2 - Analisi dei dati raccolti mediante *scan line*

Lontano dalle zone di faglia principali, nelle tre formazioni sono state eseguite tre *scan line* orientate parallelamente alla stratificazione in strati di differente spessore. I dati così raccolti sono stati elaborati al computer (*software* Windows Excel) al fine di ottenere, in modo statistico, indicazioni sul possibile controllo meccanico esercitato dai singoli strati sulla formazione e lo sviluppo delle discontinuità tettoniche.

Lungo le *scan line*, come già accennato nel primo capitolo, per ogni discontinuità tettonica sono stati raccolti i seguenti dati: (i) distanza dall'origine (cm), (ii) tipologia di struttura, (iii) immersione ed inclinazione, (iv) apertura (mm), (v) persistenza (cm), (vi) presenza o meno di strie, (vii) cinematica, ove possibile, (viii) riempimento, (ix) morfologia e (x) connettività. Per ogni Formazione o Membro è stato calcolato l'indice FD (densità di fratturazione), relativo a tutte le fratture riscontrate lungo ogni *scan line*. Questo valore è stato successivamente plottato su un grafico in relazione allo spessore dei singoli strati analizzati.

Successivamente, una volta individuati i diversi *set* di fratture, per ognuno di essi, dai valori di distanza dall'origine è stata calcolata, tramite una semplice sottrazione (alla distanza dall'origine di ogni discontinuità si sottrae il valore della discontinuità precedente), la **spaziatura apparente** tra la singole discontinuità appartenenti allo stesso *set*. Ai valori così ottenuti è stata applicata una correzione trigonometrica [1] in modo da ottenere la **spaziatura reale**:

$$[1] \quad d = d' \cdot \sin(\alpha) \cdot \sin(\beta) \quad \text{dove:}$$

d = spaziatura reale

d' = spaziatura apparente (misurata lungo la *scan line*)

α = angolo tra la direzione della *scan line* e la direzione media del *set* di fratture considerato

β = angolo tra l'inclinazione della *scan line* e l'inclinazione media del *set* di fratture considerato

Dai valori di spaziatura reale dei diversi *set* di *joint* individuati, sono stati calcolati dei parametri statistici (media, mediana, deviazione standard, moda) che messi in relazione agli spessori dei tre strati considerati ci permettono di definire le proprietà scalari delle fratture. Per ogni singolo *set* di *joint* sono stati realizzati i seguenti grafici:

i) grafico FSR (*Fracture Spacing Ratio*) - FSI (*Fracture Spacing Index*). Il FSR è il rapporto tra lo spessore dello strato e la spaziatura mediana del *set* di *joint* considerato (Gross, 1993). Esso è dunque un parametro proprio di ogni singolo strato. L'inclinazione della retta interpolante i vari FSR corrisponde all'indice FSI, che è quindi proprio della litologia investigata (NARR & SUPPE,

1991). Questi due indici costituiscono i parametri principali adoperati in letteratura per quantificare il possibile controllo dello spessore degli strati sulla spaziatura delle fratture.

ii) grafico S/T (*spacing to thickness ratio*). Esso rappresenta il rapporto tra la spaziatura media e lo spessore dello strato (WU & POLLARD, 1995). Secondo il modello di *stress shadow* (LACHENBRUCH, 1961; NUR, 1982; POLLARD & SEGALL, 1987; GROSS ET AL., 1995), dal momento in cui si forma un *joint* (frattura modo-I, POLLARD & AYDIN, 1988), intorno ad essa si crea una zona entro cui la formazione di una nuovo *joint*, in risposta ad uno stress di natura tensile, è inibita. La dimensione dell'ombra di pressione è direttamente proporzionale all'estensione del *joint* e, quindi, anche allo spessore degli strati confinanti le fratture stesse. Quanto detto prelude che esiste uno spazio minimo compreso tra due *joint* (*critical spacing*, BAI & POLLARD, 2000a) entro il quale la formazione di un nuovo *joint* è inibita. Secondo quest'ultimi autori per valori di $0,8 \leq S/T < 1,2$, inoltre si possono formare, all'interno dello strato considerato, *joint* orientati perpendicolarmente agli strati ed ortogonali ai *joint* preesistenti senza che vi sia una rotazione del campo di *stress* regionale (BAI & POLLARD, 2002). Questo meccanismo è stato definito come *stress state transition* (transizione dello stato di *stress*). Sulla base di questo modello il rapporto S/T regola le condizioni di saturazione degli strati rispetto alla fatturazione. Gli autori individuano quattro *range* di valori di S/T:

- Range I: $S/T > 1,2$
- Range II: $0,8 \leq S/T < 1,2$
- Range III: $0,3 \leq S/T < 0,8$
- Range III: $S/T < 0,3$

Per valori di $S/T > 1,2$ si hanno condizioni di sottosaturazione, il *range* valori di $0,8 \leq S/T < 1,2$ corrisponde ad un valore critico prossimo o corrispondente al valore di saturazione per un dato *set* di *joint*. Per valori di $S/T < 0,8$ si hanno condizioni di sovrassaturazione nelle quali la formazione di nuovi *joint*, in risposta ad un *stress* tensile che rimane invariato è inibita e si dilatano quelli già esistenti.

Per gli altri due *range* di S/T gli autori concludono che la formazione di nuovi *joint* tra due *joint* preesistenti è possibile se si verifica una perturbazione del campo di *stress* agente all'interno dello strato, in corrispondenza per esempio di piccoli *crack* o imperfezioni della roccia, o l'instaurarsi di sovrappressioni fluide all'interno dello strato.

La perturbazione dello *stress* agente all'interno dello strato può essere dovuta ad un incremento della deformazione (*strain*) in funzione di un trasferimento dello *stress* dagli strati adiacenti (BAI & POLLARD, 2000a).

In questo modo in corrispondenza delle eventuali imperfezioni della roccia all'interno dell'ombra di pressione tra due *joint* adiacenti si possono instaurare le condizioni per la formazione di una nuova frattura (BAI & POLLARD, 2000a).

ii) Grafico Cv (coefficiente di variazione). Questo parametro è dato dal rapporto tra la deviazione standard della spaziatura e la spaziatura media (GILLESPIE et al., 1993; ODONNE et al., 2007).

Grafico della distribuzione cumulativa delle spaziature delle fratture normalizzato per lo spessore degli strati.

v) Grafico della distribuzione cumulativa delle lunghezze delle fratture normalizzato per lo spessore degli strati.

Di seguito vengono presentati i dati raccolti ed elaborati relativi alle tre formazioni.

5.2.2.1 - Formazione Inici

Nella cava abbandonata sul versante sud-est di Monte Maranfusa sono state realizzate tre *scan line* in strati aventi spessore: i) A = 67 cm; ii) B = 90 cm; iii) C = 200 cm.

In figura 5.39 vengono mostrati i valori di FD per i tre strati considerati, considerando tutte le fratture riscontrate lungo le *scan line*: (A) = 10,78; (B) = 14,19; (C) = 13,14.

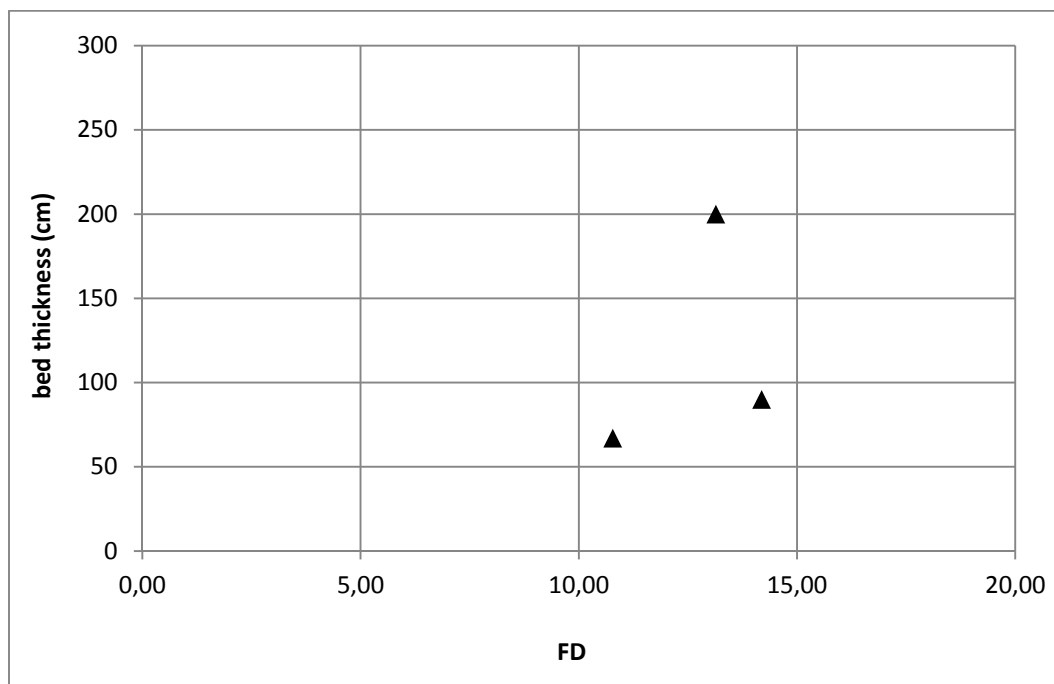


Figura 5.39 – Spessore degli strati vs. densità della fratturazione (FD)

I dati giacitureali, relativi alle fratture, raccolti lungo le tre *scan line* sono stati plottati in uno stereogramma al fine di individuare i *set* principali di *joint* perpendicolari alla stratificazione.

Sono stati riconosciuti due *set* principali di *joint*: i) orientato circa NNW-SSE con un *range* di direzioni pari a N 145°-185°; ii) orientato WSW-ENE/ W-E con un *range* di direzioni variabile da N 245° a N 285° (Fig. 5.40).

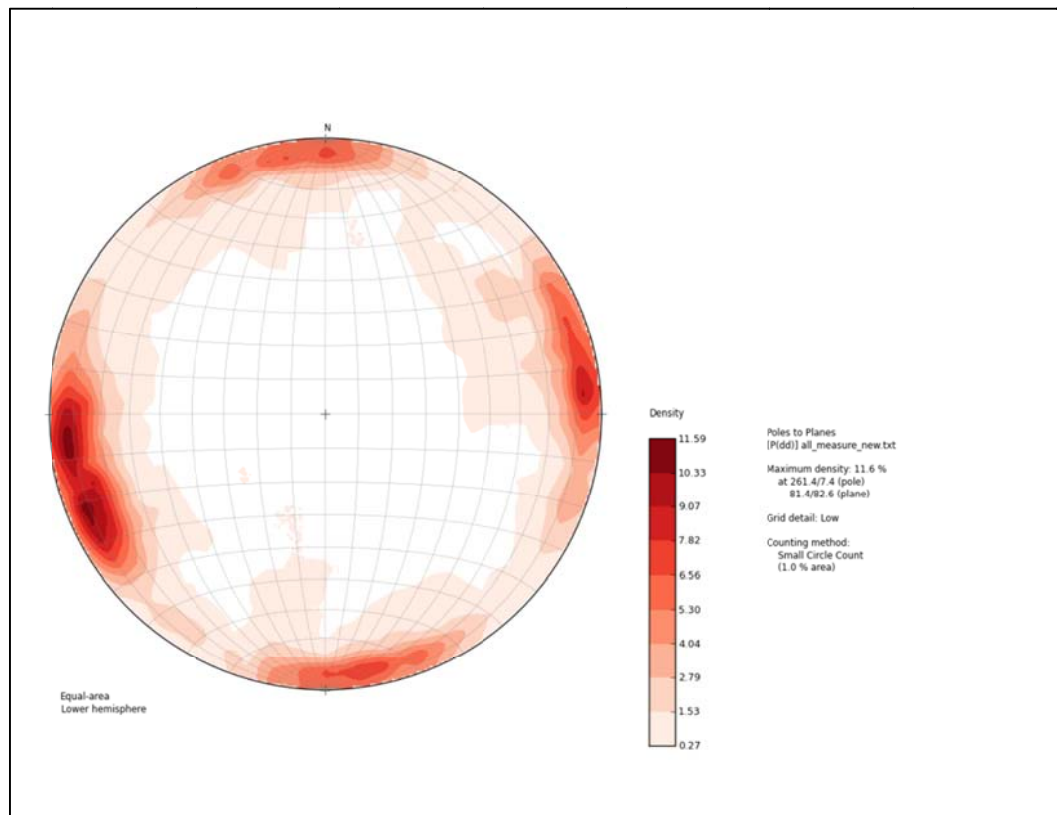


Figura 5.40 - Stereogramma relativo alle misure raccolte nelle *scan line* realizzate nella Fm. Inici (isofrequenza al 1%).

- *Set* NNW-SSE (*range* di direzioni N 145°-185°)

I valori di FSR sono: 6,6 per lo strato A; 12,9 per lo strato B e 17,2 per lo strato C. La retta di interpolazione FSI ha valore negativo pari a 19,1 con un coefficiente R^2 (indice di determinazione lineare) = 0,4097 (Fig. 5.41) Il grafico di figura 5.42 mostra i valori di S/T (*spacing to thickness ratio*) per i tre strati e la relativa linea di interpolazione. Si può vedere come i valori di S/T dei singoli strati sono molto bassi; gli strati A e B hanno valori inferiori a 0,5, mentre lo strato C mostra un valore di S/T inferiore a 0,1. La linea di interpolazione ha S/T = 0,023 con un R^2 molto basso, pari a 0,2972. Il grafico di figura 5.43 mostra che i valori del coefficiente di variazione (Cv) dei tre strati si attestano intorno a 1: Cv(A) = 1,1336; Cv(B) = 1,0005; Cv(C) = 1,0648.

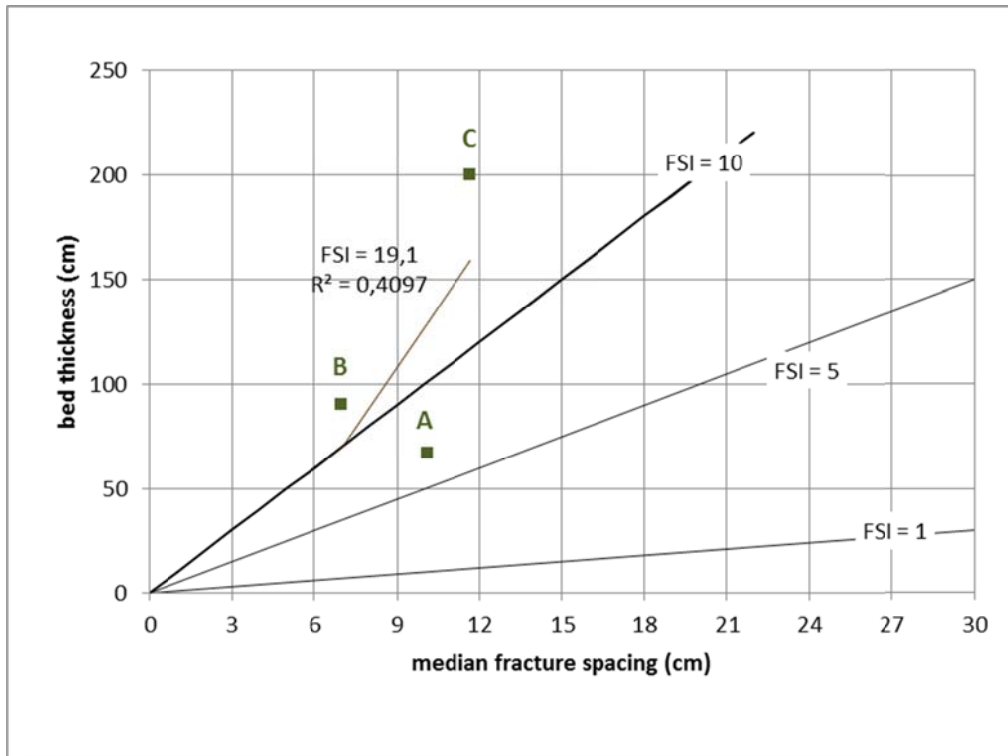


Figura 5.41 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

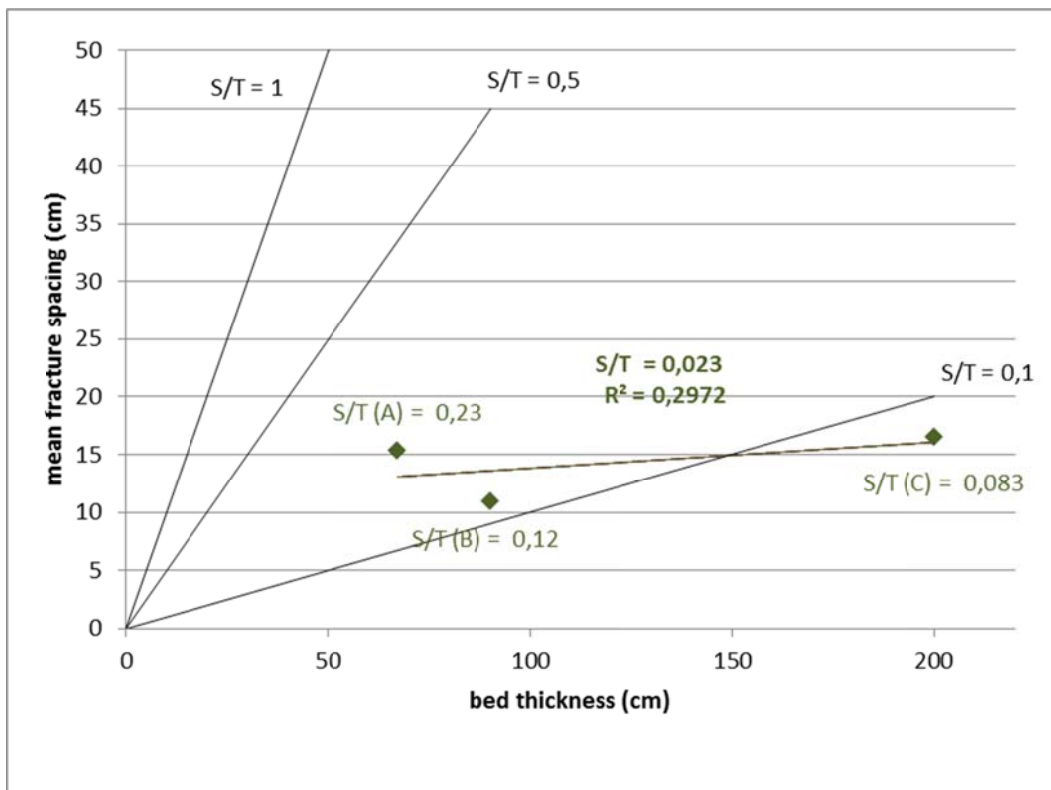


Figura 5.42 - Spaziatura media dei joint vs. spessore dello strato (S/T).

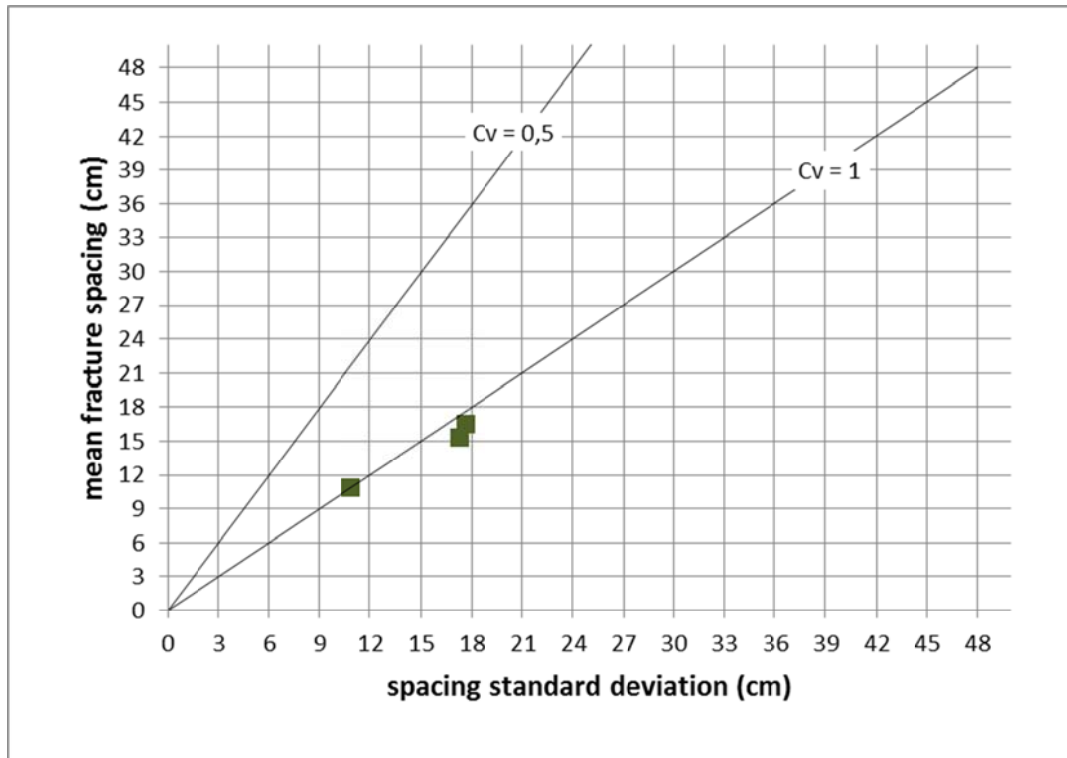


Figura 5.43 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

Nel grafico di figura 5.44 è rappresentata la distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati. Dal grafico si evince una distribuzione poissoniana dei dati, in quanto questi sono meglio interpolati da una funzione esponenziale negativa ($R^2 = 0,9376$) rispetto ad una funzione di potenza ($R^2 = 0,8083$). In figura 5.45 è mostrata la distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati. I dati presentano una distribuzione poissoniana con $R^2 = 0,9878$, si nota anche come diversi dati si allineano in corrispondenza del valore 1 (lunghezza dei *joint* pari allo spessore dello strato nel quale sono stati misurati) e altri hanno valore maggiore di 1.

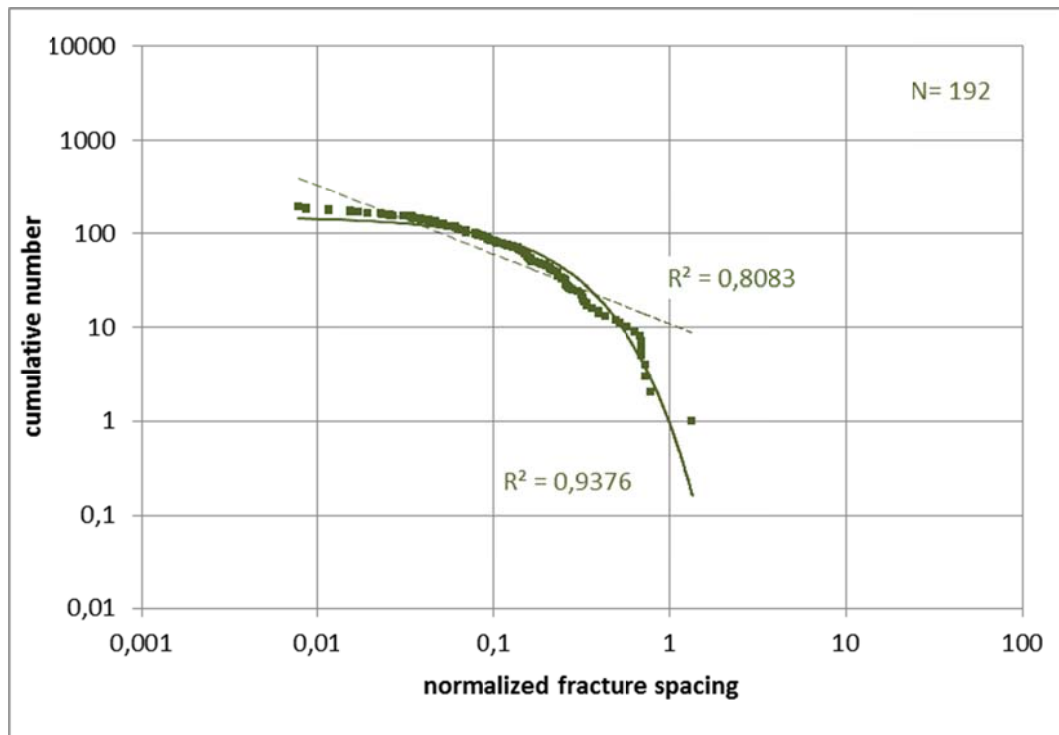


Figura 5.44 - Distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzata per lo spessore degli strati.

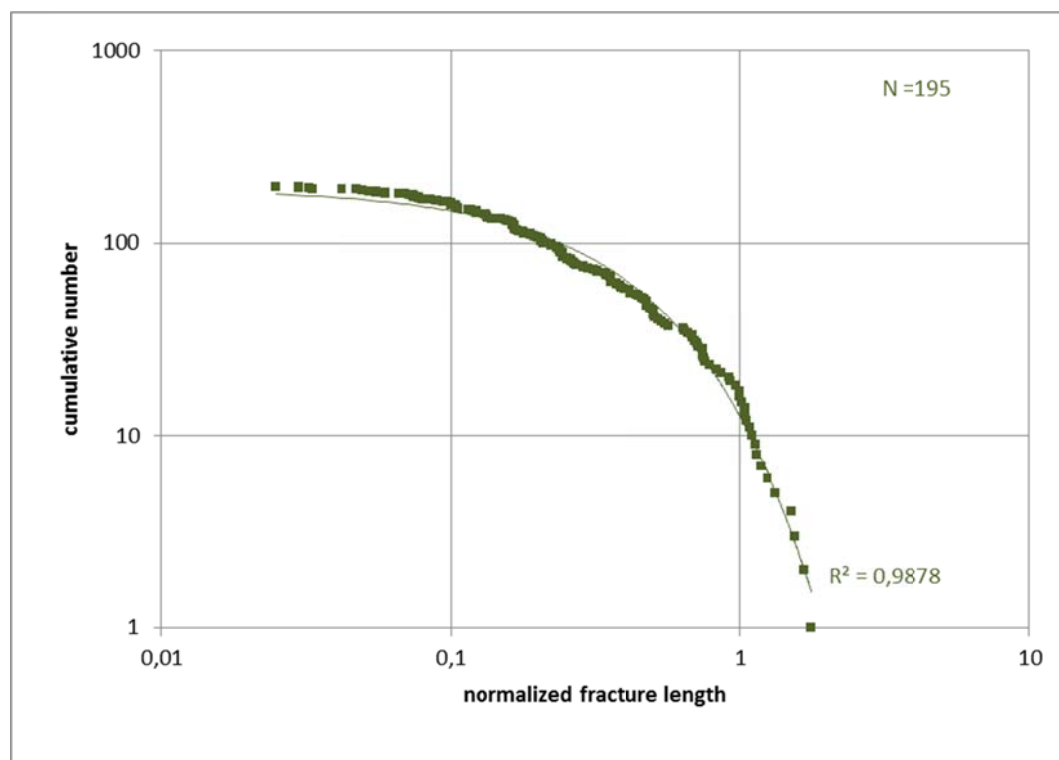


Figura 5.45 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

- *Set WSW-ENE/W-E (range di direzioni N 245° - 285°)*

Per questo set di joint i valori di FSR sono: 4,16 per lo strato A, 6,98 per lo strato B e 18,81 per lo strato C. La linea di interpolazione mostra un valore negativo, FSI = - 23,1 con un R^2 abbastanza alto pari a 0,8008 (Fig. 5.46).

In figura 5.47 si può vedere come anche per questo set i valori di S/T siano molti bassi e ancora una volta minori di 0,5 per gli strati A (S/T = 0,46) e B (S/T = 0,20); e minore di 0,1 per lo strato C (S/T = 0,087). La linea di interpolazione ha S/T negativo, pari a -0,072 con un valore di $R^2 = 0,4384$.

I valori di Cv sono: per lo strato A, Cv = 1,4; per lo strato B, Cv = 1,06; per lo strato C, Cv = 0,9 (Fig. 5.48).

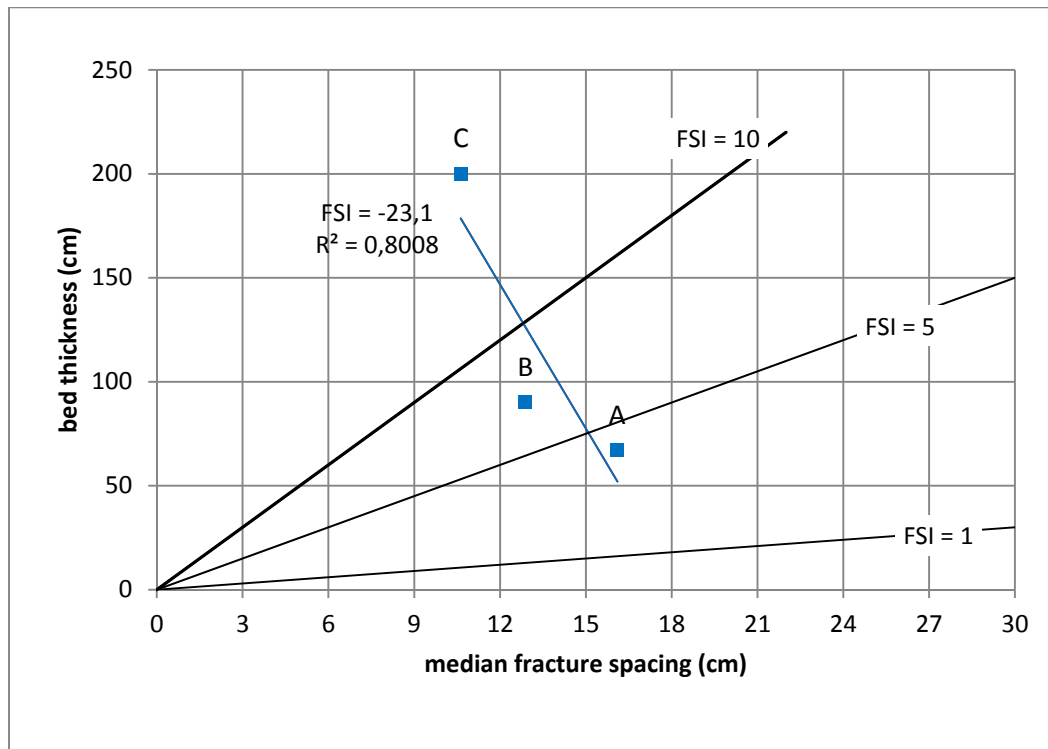


Figura 5.46 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

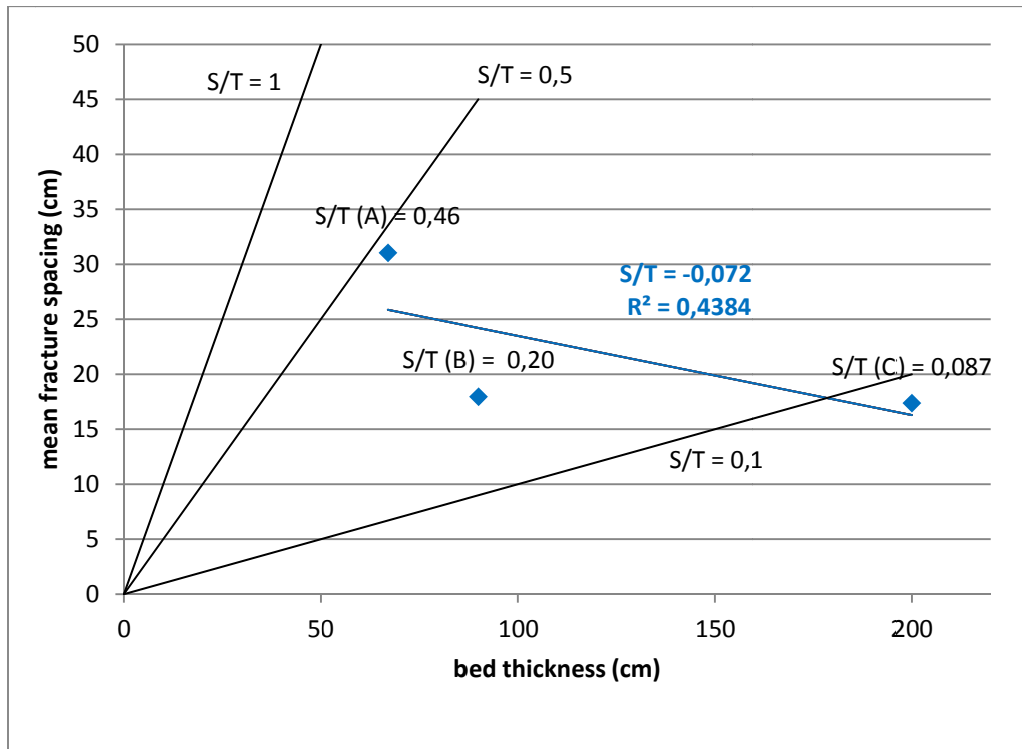


Figura 5.47 - Spaziatura media dei *joint* vs. spessore dello strato (S/T).

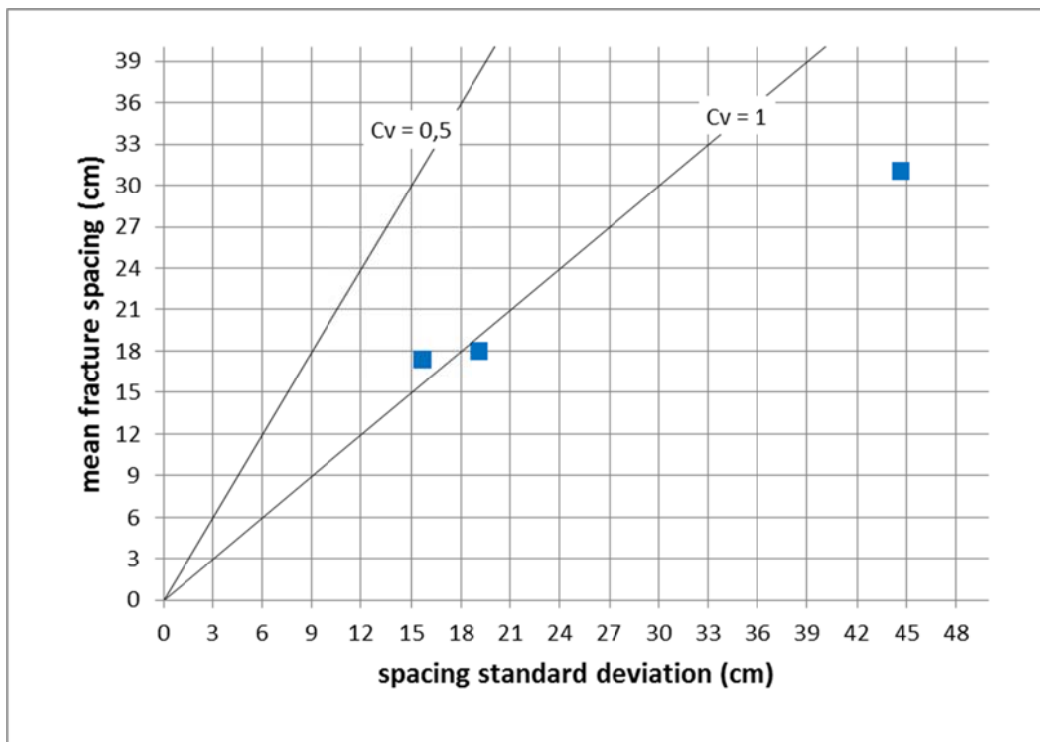


Figura 5.48 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

Dal grafico di figura 5.49 si evince che la distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati è meglio interpolata da una funzione di potenza ($R^2 = 0,8534$) rispetto ad un funzione esponenziale negativa ($R^2 = 0,7695$). La distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.50) mostra una distribuzione poissoniana dei dati con un valore R^2 molto alto pari a 0,9933, si nota anche

come per questo set di joint non ci sono dati allineati in corrispondenza del valore 1 (lunghezza dei *joint* pari allo spessore dello strato nel quale sono stati misurati).

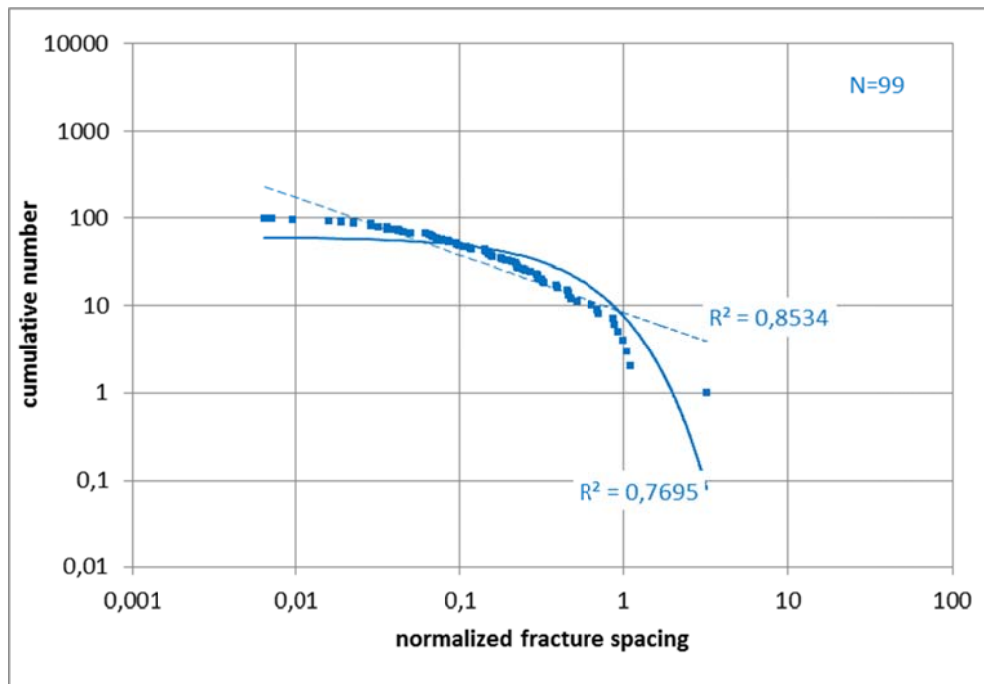


Figura 5.49 - Distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzata per lo spessore degli strati.

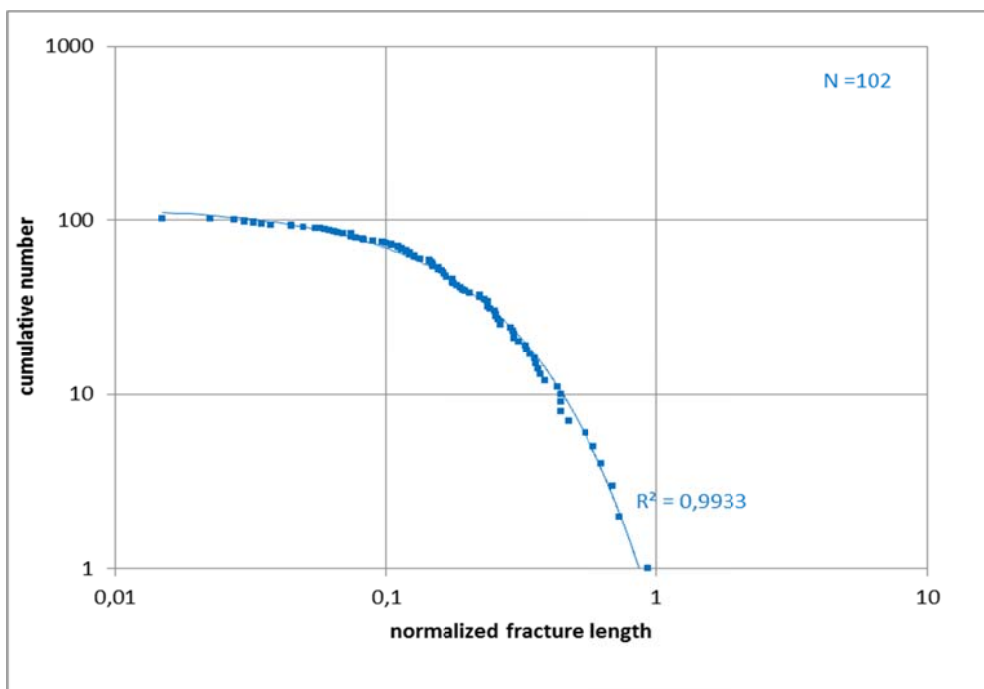


Figura 5.50 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

5.2.2.2 - Formazione Amerillo

Nella cava abbandonata sul versante Nord-Ovest di Montagna Grande sono state realizzate tre *scan line* in strati aventi spessore: i) A = 15,5 cm; ii) B = 31 cm; iii) C = 60 cm.

I valori di FD per i tre strati considerati, considerando tutte le fratture riscontrate lungo le *scan line* sono : (A) = 12,03; (B) = 11,77; (C) = 10,47 (Fig. 5.51).

Anche qui sono stati riconosciuti due set principali di *joint*, uno orientato NNE-SSW con un *range* di direzioni pari a N 360°-40° e uno orientato circa NW-SE con un *range* di direzioni pari a N 115°-155° (Fig. 5.52).

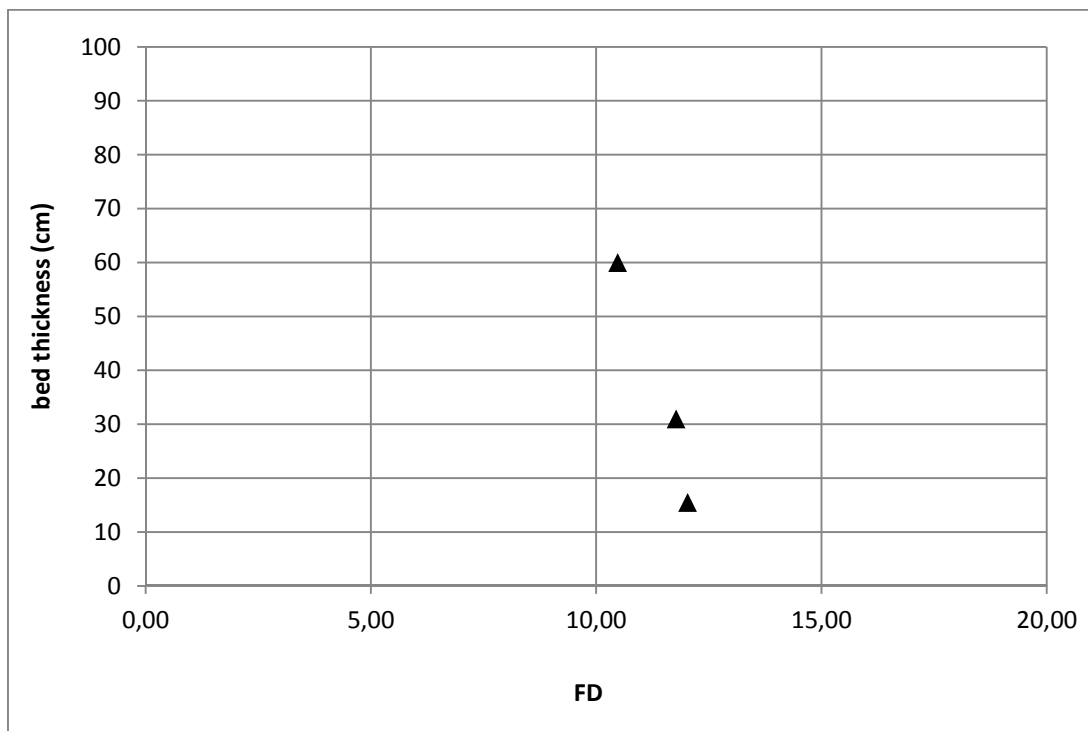


Figura 5.51 - Spessore degli strati vs. densità della fratturazione (FD).

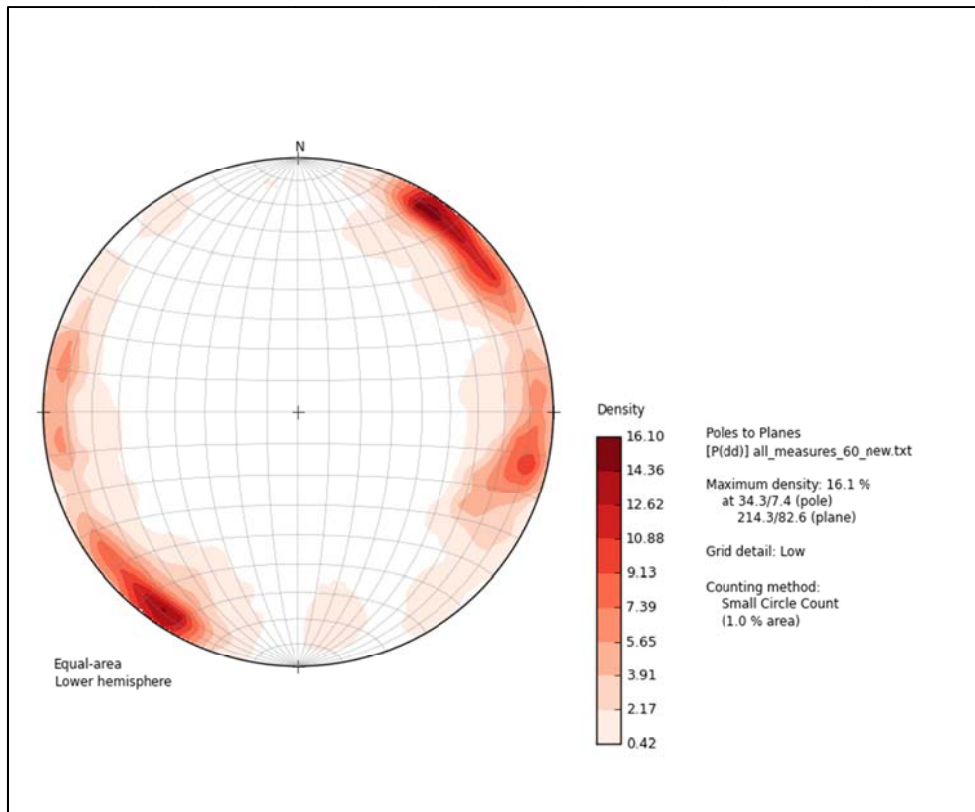


Figura 5.52 - Stereogramma relativo alle misure raccolte nelle *scan line* realizzate nella Fm. Amerillo (isofrequenza al 1%).

- **Set NNE-SSW (range di direzioni N 360°-35°)**

Per questo *set* di *joint* è stato ottenuto un valore di FSI negativo pari a - 0,71, la retta di interpolazione ha un R^2 molto basso pari a 0,046. I valori del FSR sono: 0,9 per lo strato A; 1,07 per lo strato B e 3,6 per lo strato C (Fig. 5.53). Nel grafico S/T di figura 5.54 si vede che lo strato A ha $S/T = 1,83$, lo strato B ha $S/T = 0,95$ mentre per lo strato C il rapporto $S/T = 0,37$. La retta che interpola questi tre valori ha $S/T = - 0,16$ con un valore di R^2 pari a 0,77.

Il coefficiente di variazione C_v ha valori pari a 1,24; 0,94; 1,01 rispettivamente per gli strati A, B e C (Fig. 5.55).

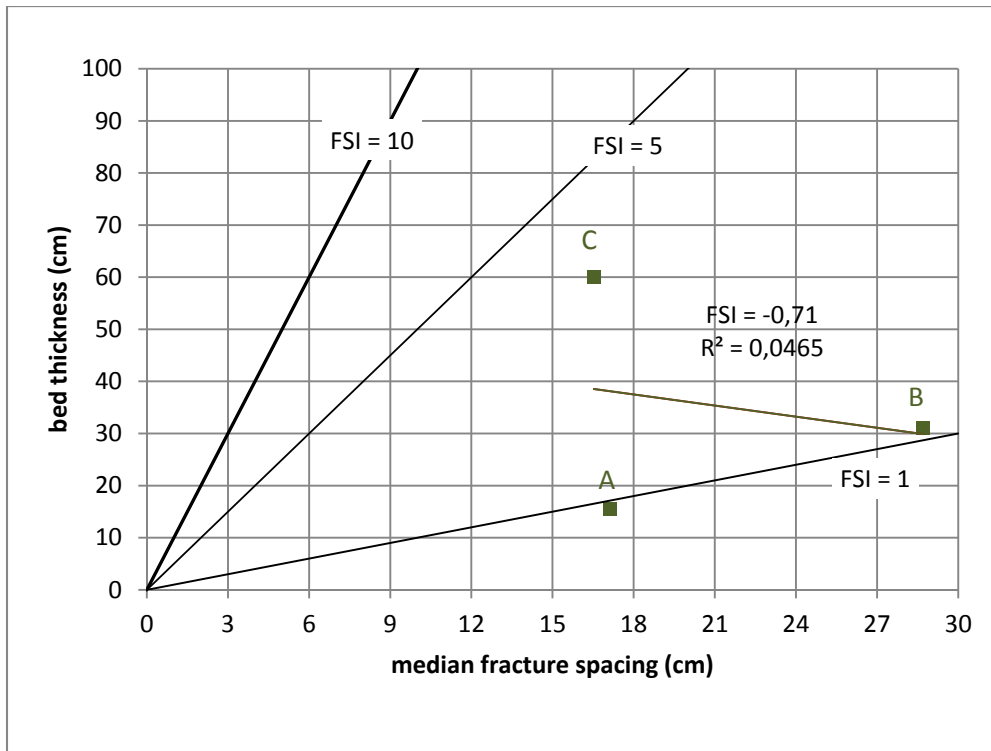


Figura 5.53 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

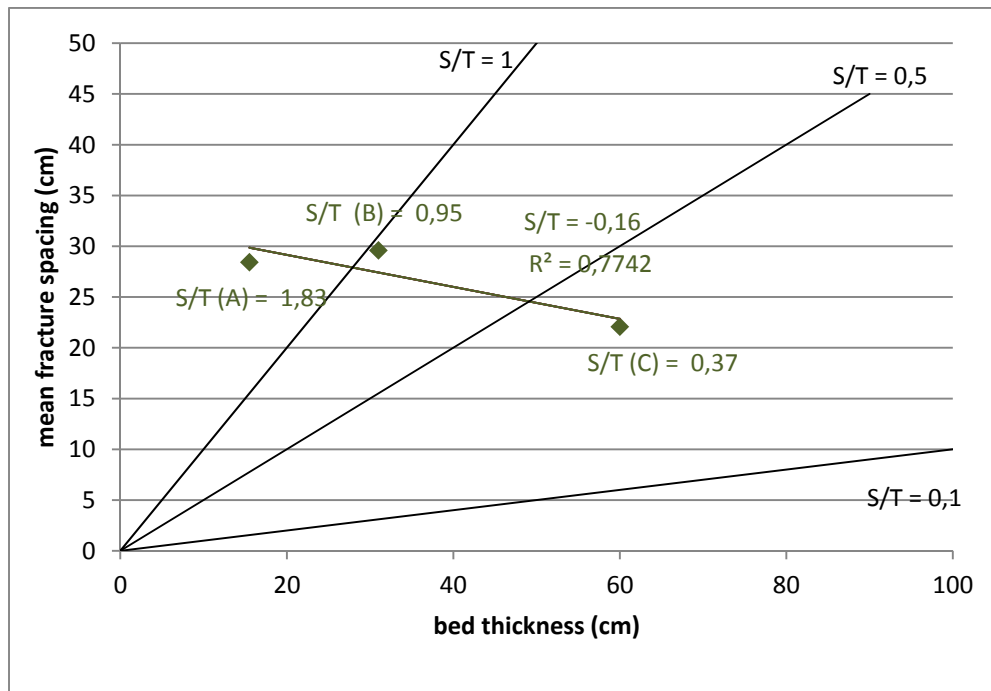


Figura 5.54 - Spaziatura media dei joint vs. spessore dello strato (S/T).

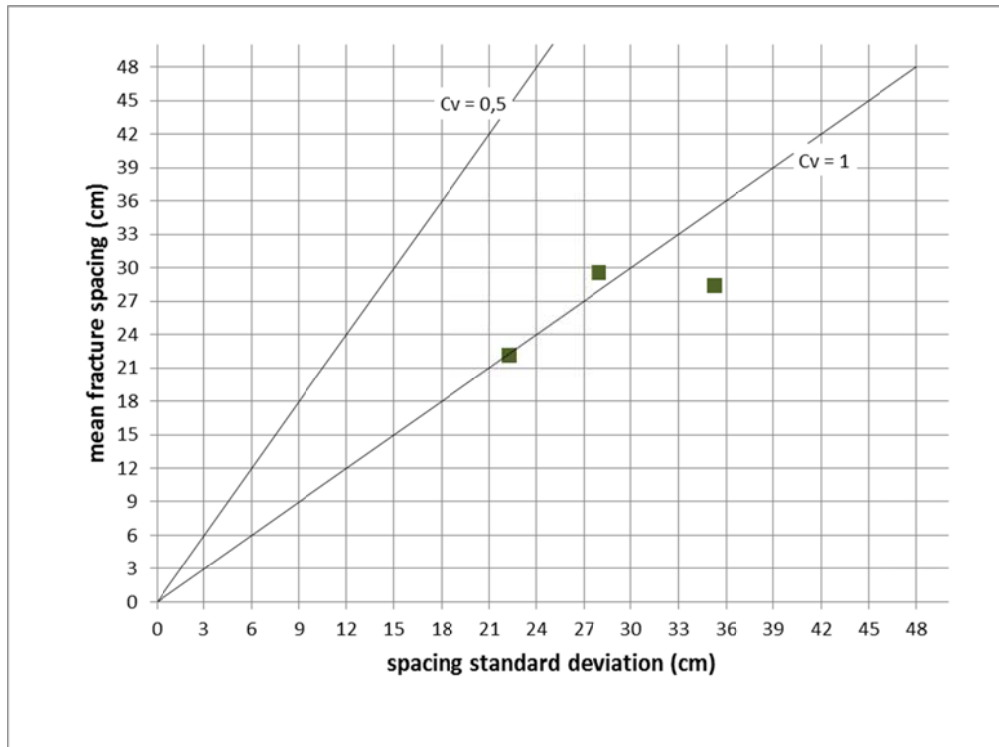


Figura 5.55 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di joint nei singoli strati.

Nel grafico della distribuzione cumulativa delle spaziatore dei joint normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.56) si vede un andamento poissoniano dei dati ($R^2 = 0,9269$ per la curva esponenziale negativa; $R^2 = 0,8158$ per la curva di potenza). La distribuzione delle lunghezze dei joint (Fig. 5.57), mostra invece una curva esponenziale negativa con $R^2 = 0,7524$. Nel grafico si può anche notare come ci siano diversi valori di lunghezza maggiori di 1.

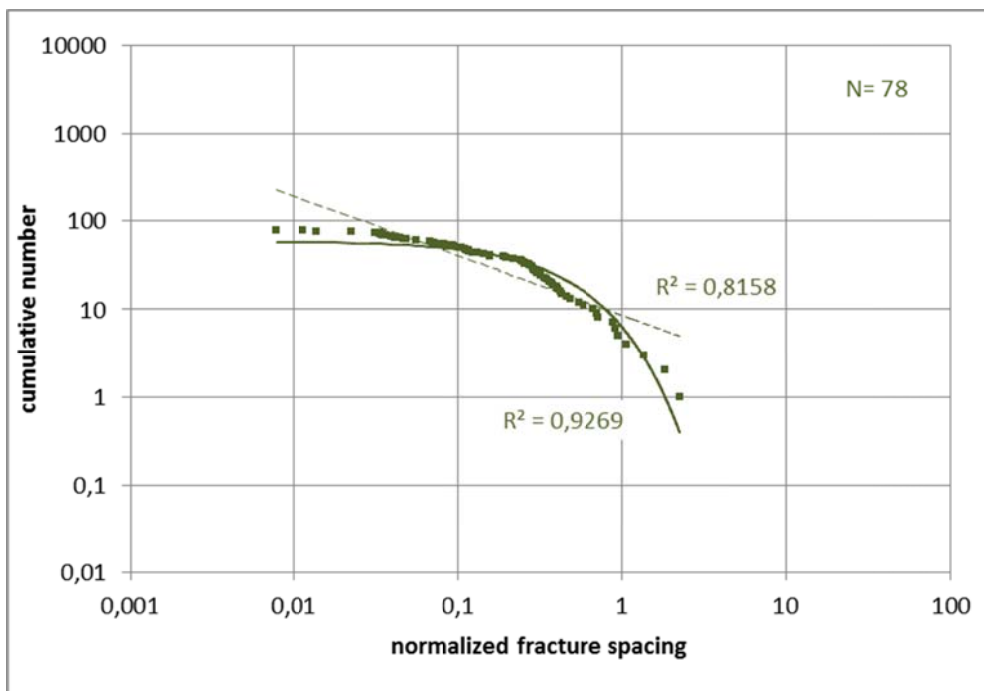


Figura 5.56 - Distribuzione cumulativa delle spaziatore dei joint normalizzata per lo spessore degli strati.

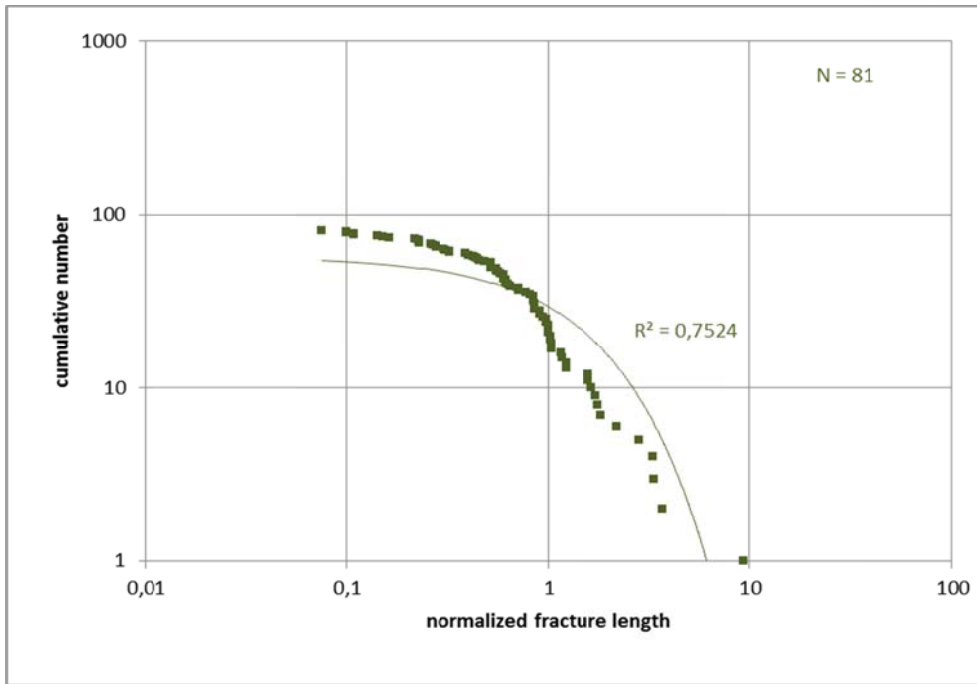


Figura 5.57 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

- *Set* NW-SE (range di direzioni N 115°-155°)

Per questo *set* di *joint* i valori di FSR per i tre strati considerati sono i seguenti: (A) = 1,29; (B) = 1,68; (C) = 3,89 (Fig. 5. 58). Nel grafico si vede come la retta di *best fit* mostri un FSI = 2,69 con R^2 molto basso uguale a 0,1449. Il rapporto S/T dei tre strati è 1,62 per lo strato A, 0,79 per lo strato B e 0,44 per lo strato C. La retta di *best fit* ha $R^2 = 0,642$ e il suo valore di S/T è 0,037 (Fig. 5.59). I valori di C_v sono maggiori di 1 per tutti i tre strati (Fig. 5.60).

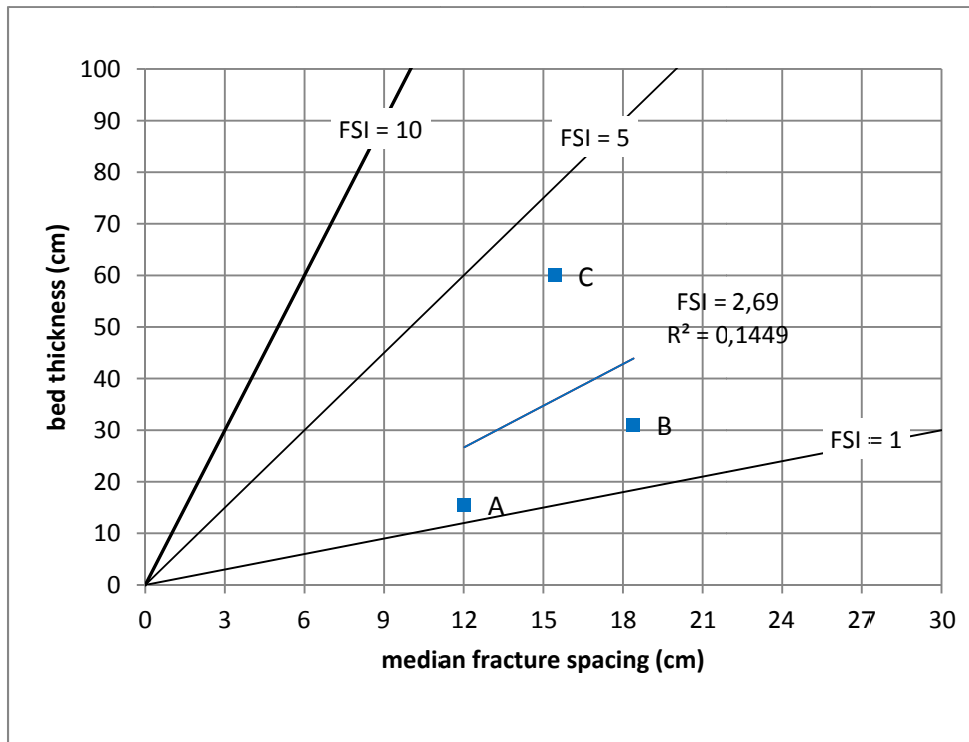


Figura 5.58 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

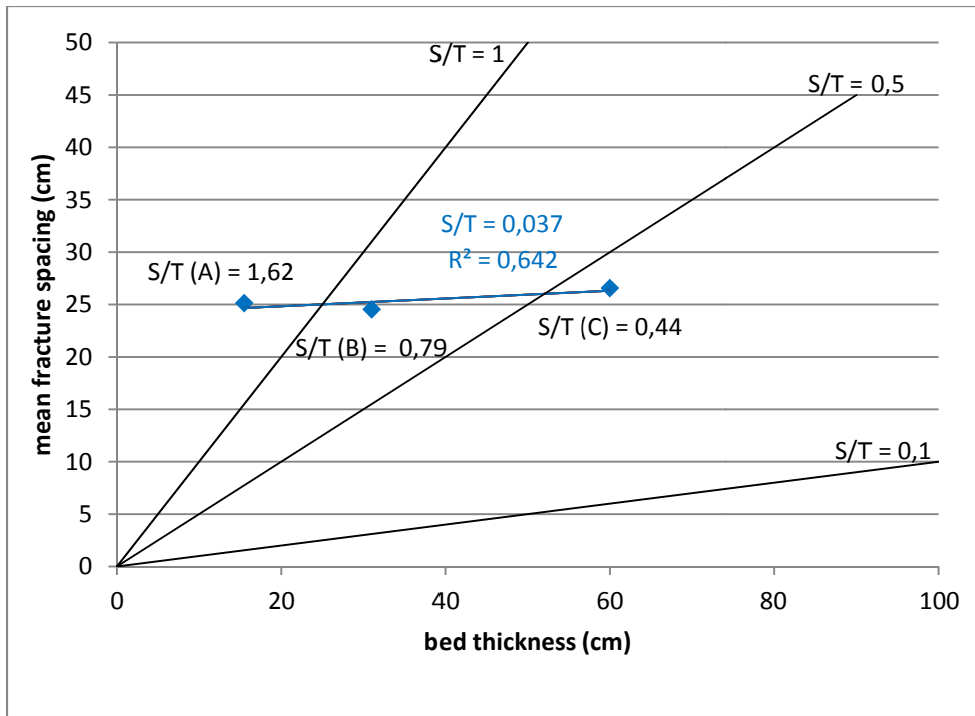


Figura 5.59 - Spaziatura media dei *joint* vs. spessore dello strato (S/T).

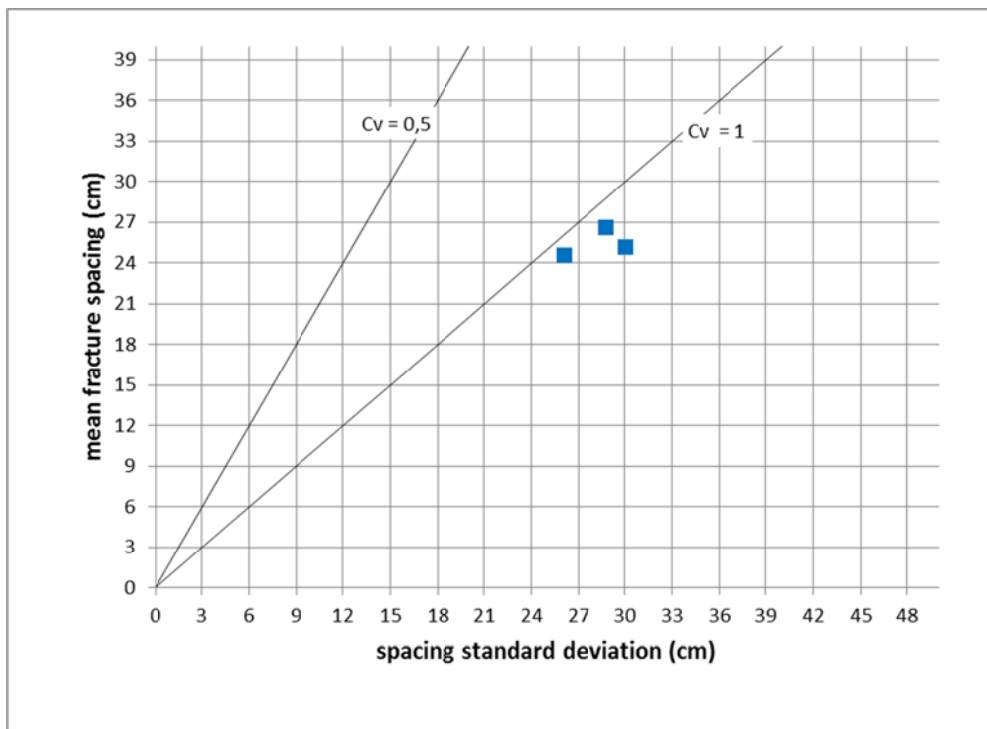


Figura 5.60 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

In figura 5.61 si può vedere come i dati relativi alle spaziatore dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati mostrino una distribuzione poissoniana, la curva esponenziale negativa fitta meglio i dati ($R^2 = 0,9912$). Il grafico delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati mostra una curva esponenziale negativa con $R^2 = 0,6297$ (Fig. 5.62), anche qui ci sono molti dati che superano il valore di lunghezza 1.

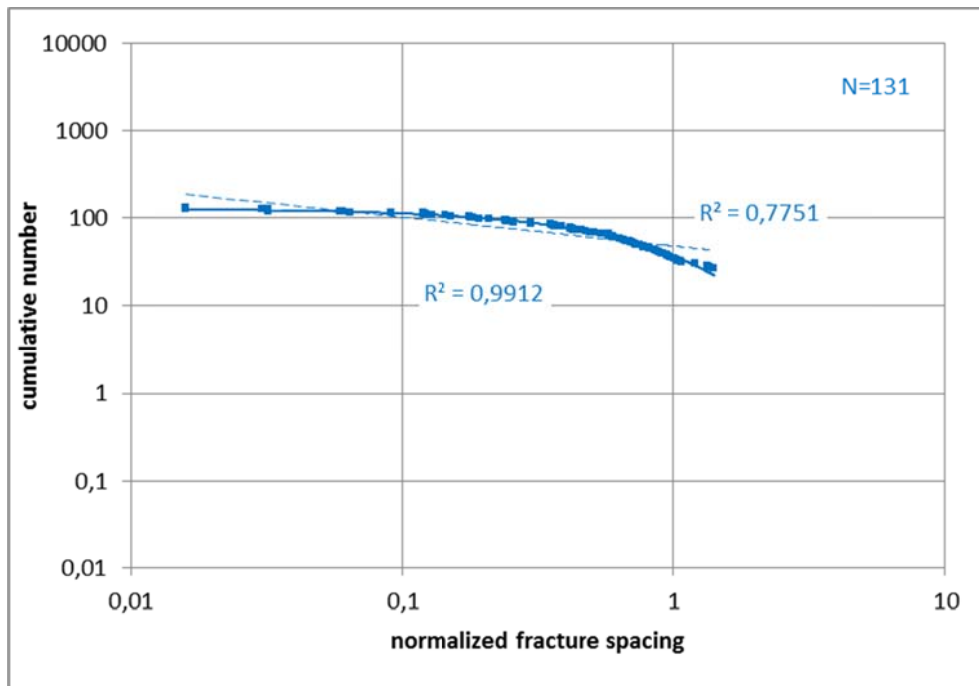


Figura 5.61 - Distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzata per lo spessore degli strati.

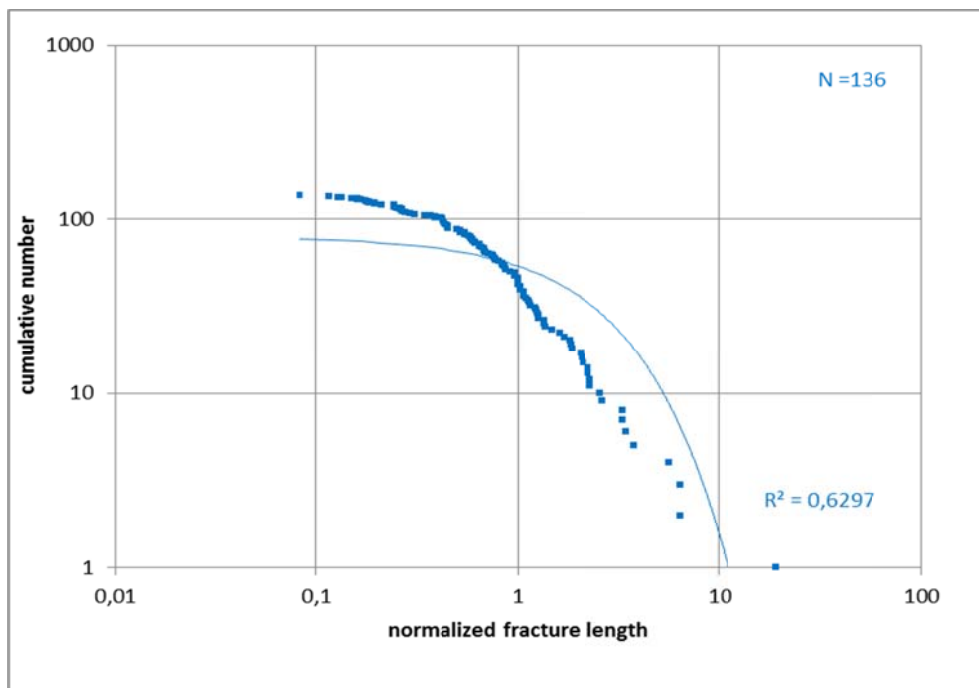


Figura 5.62 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

5.2.2.3 - Formazione Ragusa

Come già evidenziato nei paragrafi precedenti la Formazione Ragusa è suddivisa in due membri: il membro Leonardo (Oligocene superiore) e il membro Irminio (Aquitano-Langhiano). Quest'ultimo a sua volta mostra una variabilità delle caratteristiche sedimentologico-stratigrafiche, tale da essere suddiviso in letteratura in una parte inferiore, una parte mediana e una parte apicale.

In questo lavoro sono stati studiati il membro Leonardo e le parti inferiore e mediana del membro Irminio, in quanto la parte apicale di quest'ultimo non affiora nell'area studiata (area centromeridionale del *plateau*), ma è limitata a pochi affioramenti nelle zone più settentrionali del *plateau*.

Le differenze sedimentologico-stratigrafiche dei due membri e delle diverse parti del membro Irminio hanno reso necessaria un'analisi differenziata per ognuno di essi.

Sono state quindi realizzate tre *scan line* nel membro Leonardo e sei *scan line* nel membro Irminio, tre nella porzione basale e tre in quella mediana.

5.2.2.3.1 - Membro Leonardo

In un affioramento in località Cava Misericordia sono state realizzate tre *scan line* in strati aventi spessore: i) 64 cm (A); ii) 26,4 cm (B); iii) 44,6 cm (C).

In figura 5.63 vengono mostrati i valori di FD, in rapporto allo spessore degli strati, considerando tutte le fratture riscontrate lungo le *scan line*: (A) = 9,26; (B) = 10,63; (C) = 10,54.

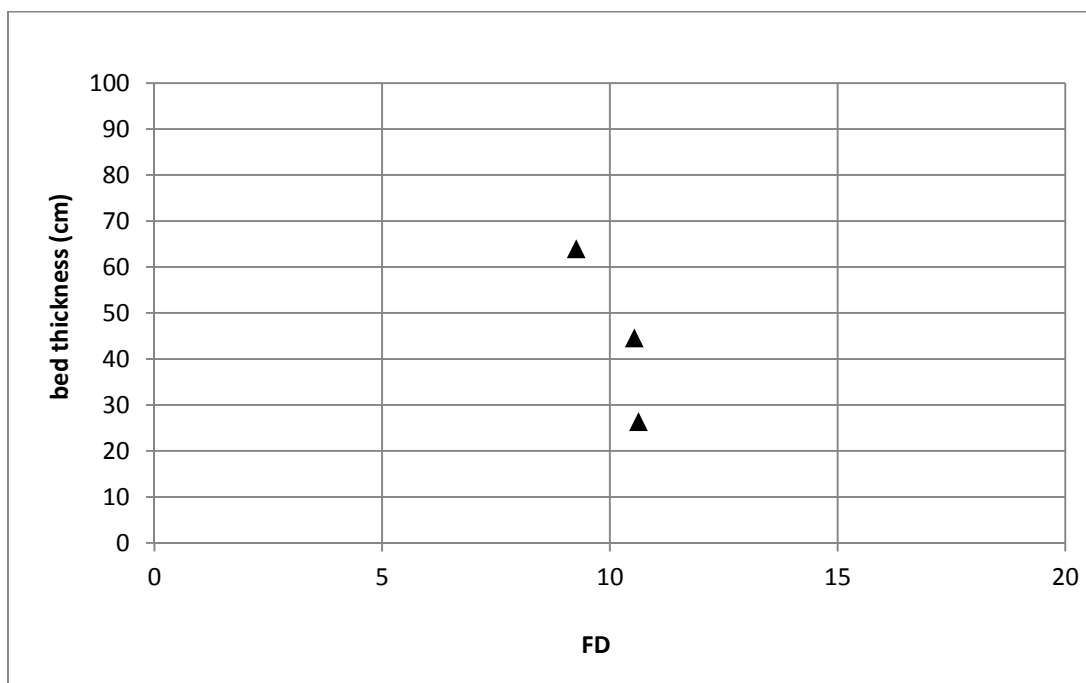


Figura 5.63 - Spessore degli strati vs. densità della fratturazione (FD).

Nel membro Leonardo, si hanno due *set* principali orientati rispettivamente circa NE-SW (*range* di direzioni compreso tra N 15° e N 50°) e circa NW-SE (*range* di direzione N 290°-330°). Questi sono visibili in Fig. 5.64.

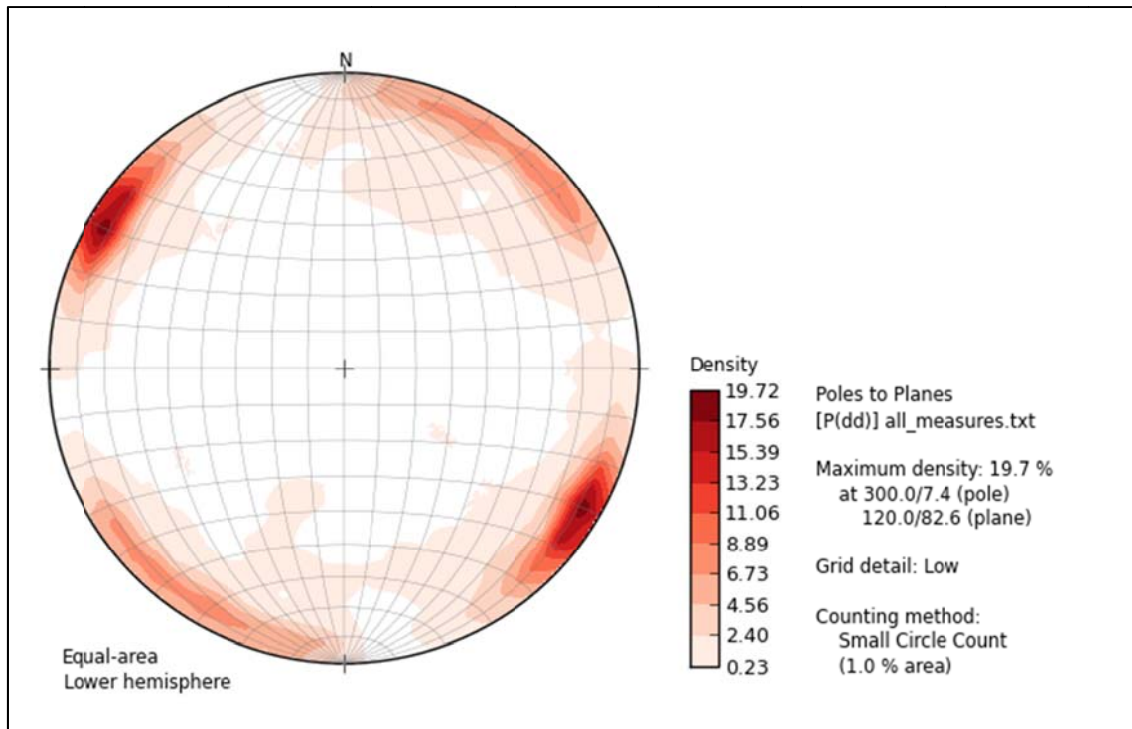


Figura 5.64 - Stereogramma relativo alle misure raccolte nelle *scan line* realizzate nel Mb. Leonardo (isofrequenza al 1%).

- **Set NE-SW (range di direzione N 15°-50°)**

I valori di FSR sono: 10,2 per lo strato A; 4,2 per lo strato B e 7,1 per lo strato C. Nel grafico FSR-FSI di Fig. 5.65 si può notare come i valori di spaziatura mediana siano uguali per i tre strati considerati. Questo non permette di tracciare una linea di interpolazione dei valori (FSI) significativa. Il grafico di Fig. 5.66 mostra i valori di S/T (*spacing to thickness ratio*) per i tre strati e la relativa linea di interpolazione. Si può vedere come i valori di S/T dei singoli strati siano minori di 0,5 mentre la linea di interpolazione abbia addirittura un valore negativo (S/T = -0,011) con un R² (indice di determinazione lineare) molto basso, pari a 0,2458. I tre strati presentano valori del coefficiente di variazione (Cv) inferiori ad 1 (Fig. 5.67).

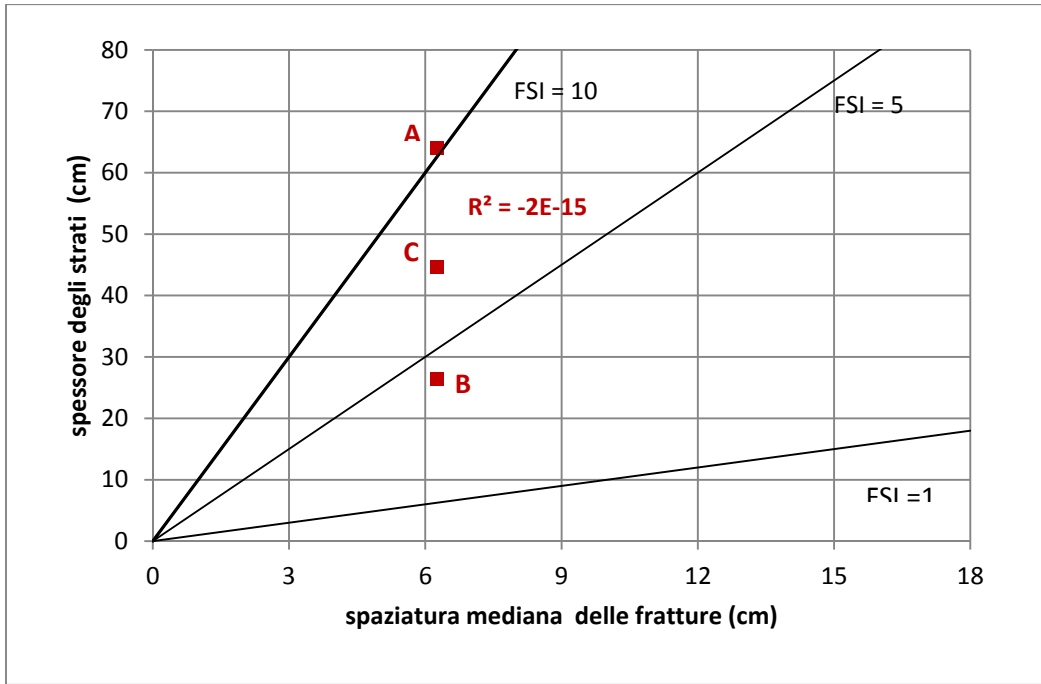


Figura 5.65 – Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

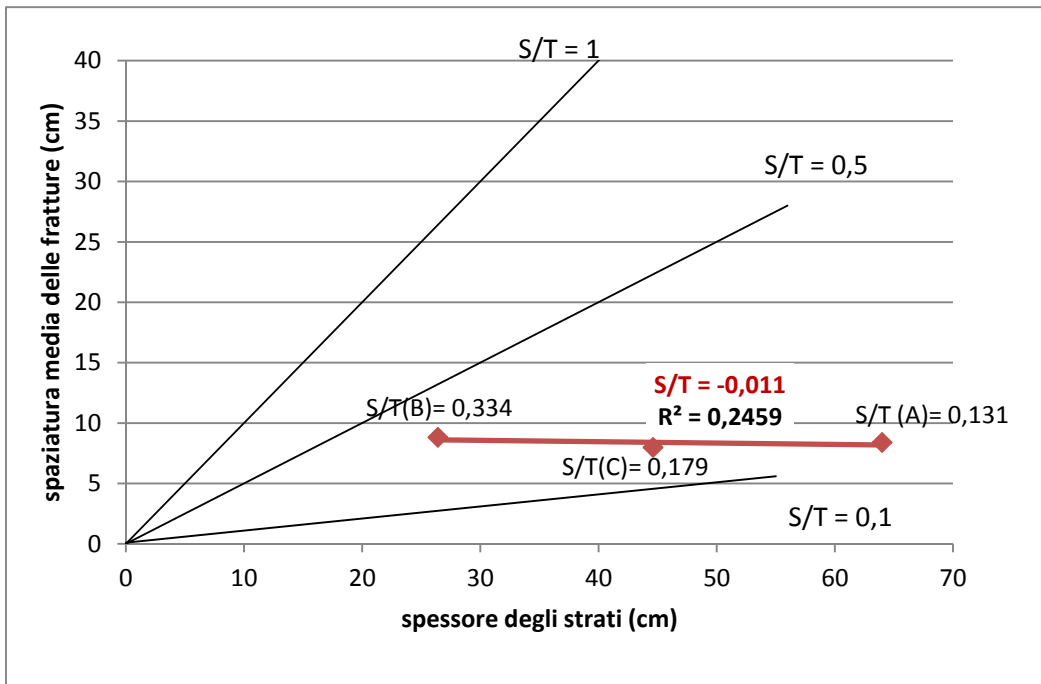


Figura 5.66 – Spaziatura media dei joint vs. spessore dello strato (S/T).

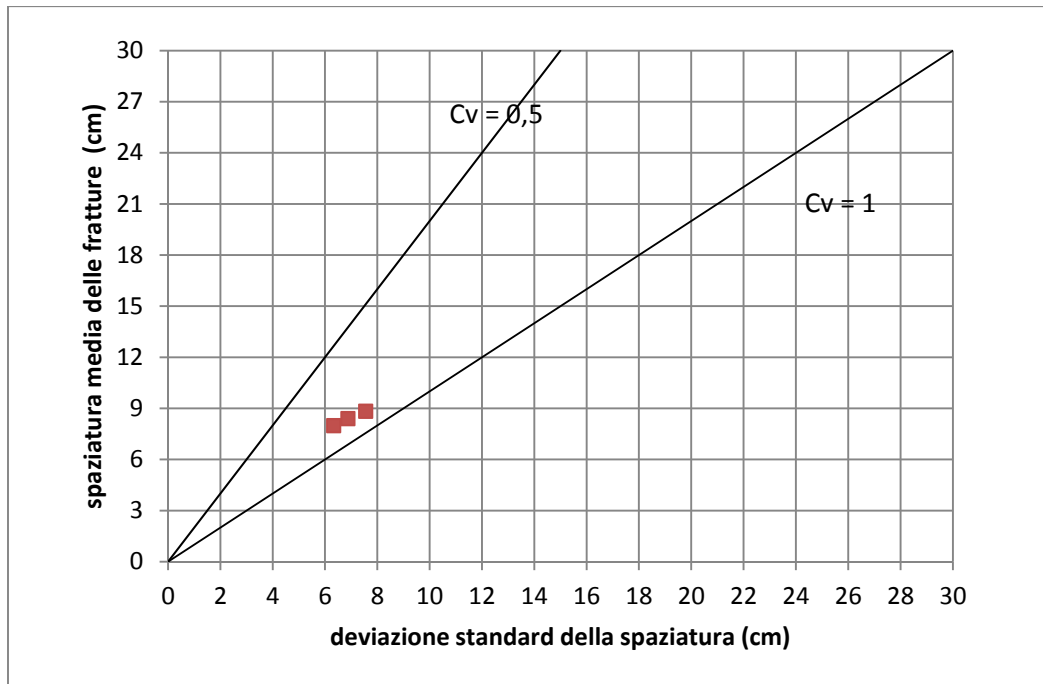


Figura 5.67 – Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

Nel grafico di figura 5.68 è rappresentata la distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati. Dal grafico si evince una distribuzione poissoniana dei dati, in quanto questi sono meglio interpolati da una funzione esponenziale negativa ($R^2 = 0,9703$) rispetto ad una funzione di potenza ($R^2 = 0,7754$). In figura 5.69 è mostrata la distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati. I dati presentano una distribuzione poissoniana con $R^2 = 0,9679$ e si allineano in corrispondenza del valore 1 (lunghezza dei *joint* pari allo spessore dello strato nel quale sono stati misurati).

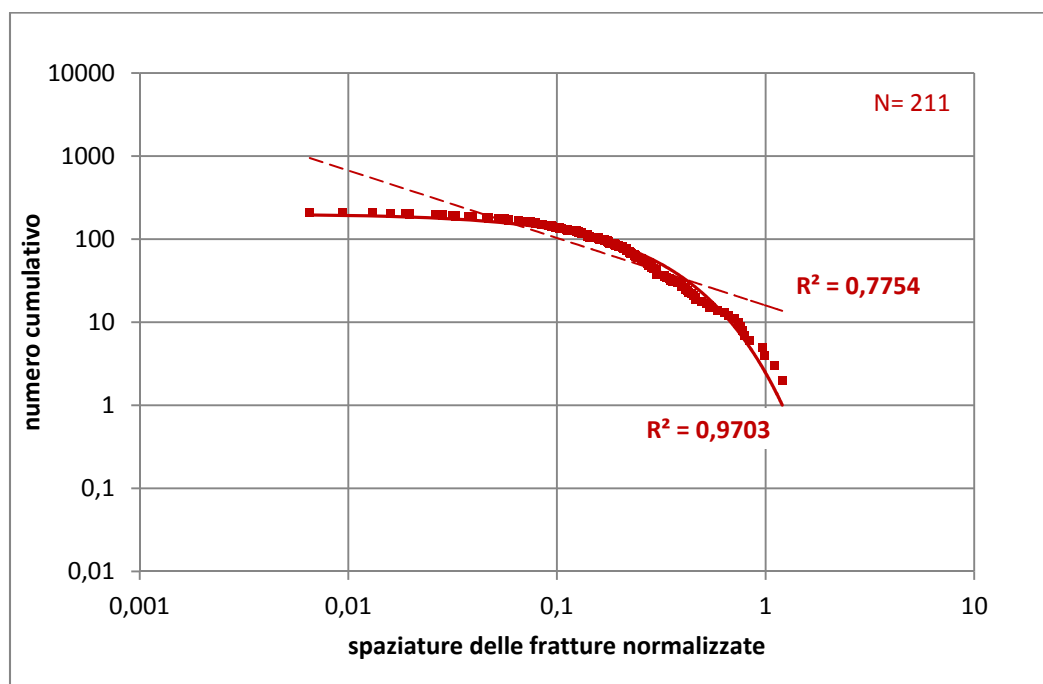


Figura 5.68 – Distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

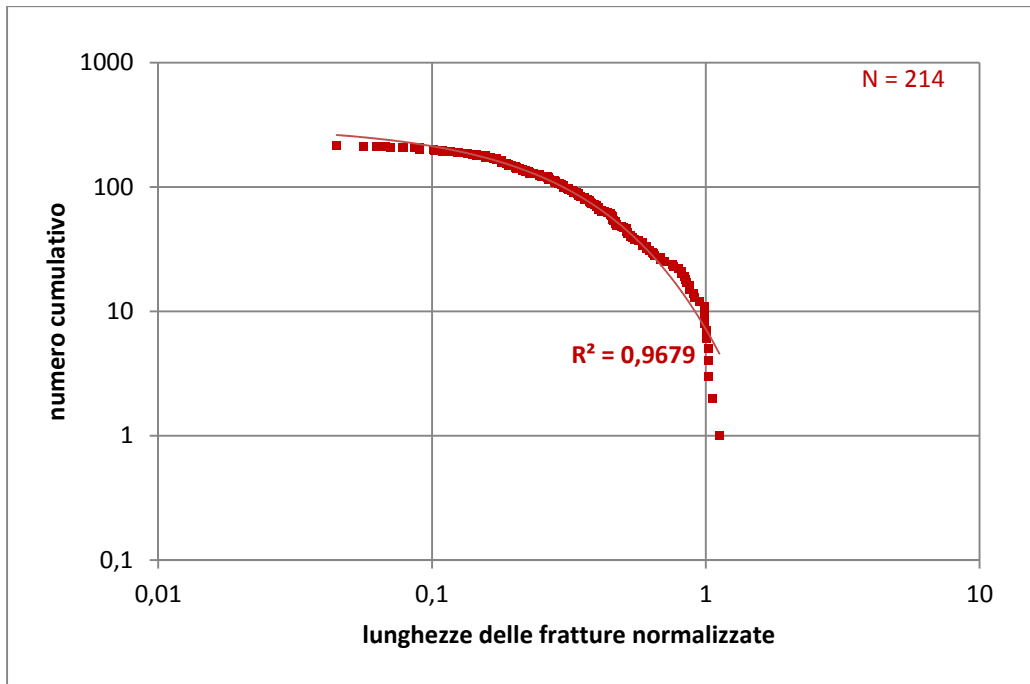


Figura 5.69 – Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

- **Set NW-SE (range di direzione N 290°-330°)**

Per questo *set* di *joint*, i valori di FSR sono i seguenti: 4,37 per lo strato A, 2,45 per lo strato B e 3,62 per lo strato C. Il valore del FSI è pari a 9,65 con un valore di R^2 abbastanza elevato pari a 0,9907 (Fig. 5.70). I valori di S/T sono inferiori a 0,6 per tutti i tre strati. La linea di tendenza che interpola i tre dati ha un S/T = 0,11 con un buon $R^2 = 0,9013$ (Fig. 5.71). Anche per questo *set* di *joint* $C_v < 1$ (Fig. 5.72), indicando che anche questo *set* è caratterizzato da una distribuzione non clusterizzata.

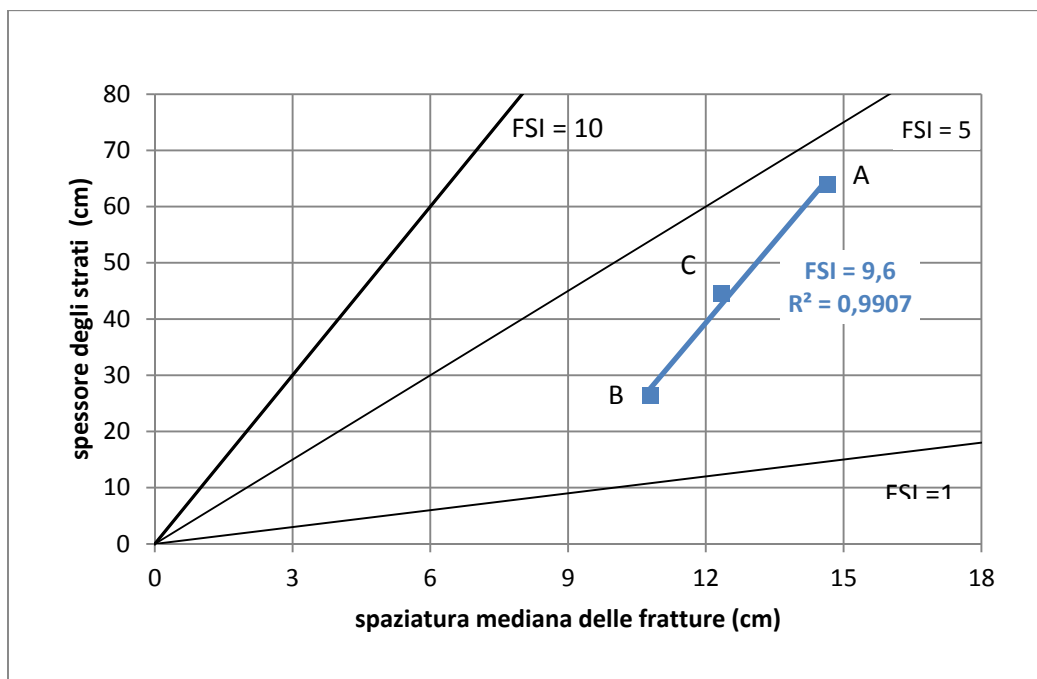


Figura 5.70 - *Fracture Spacing Ratio* (FSR) dei singoli strati e *Fracture Spacing Index* (FSI).

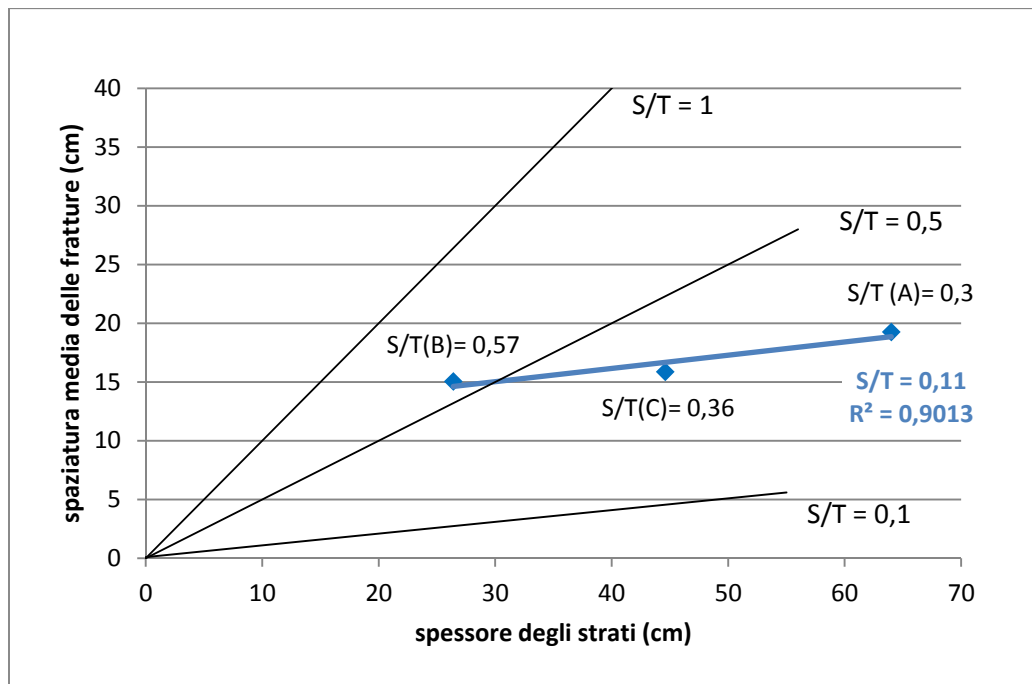


Figura 5.71 - Spaziatura media dei *joint* vs. spessore dello strato (S/T).

Dal grafico della distribuzione cumulativa delle spaziature delle fratture (Fig. 5.73) si evince, che la retta di interpolazione esponenziale negativa fitta meglio i dati ($R^2 = 0,9864$). Anche per questo *set* di *joint* si ha una distribuzione dei dati poissoniana.

La distribuzione cumulativa delle lunghezze ($R^2 = 0,9712$) dei *joint* (Fig. 5.74) mostra un allineamento in corrispondenza del valore 1 (lunghezza dei *joint* pari allo spessore dello strato nel quale sono stati misurati).

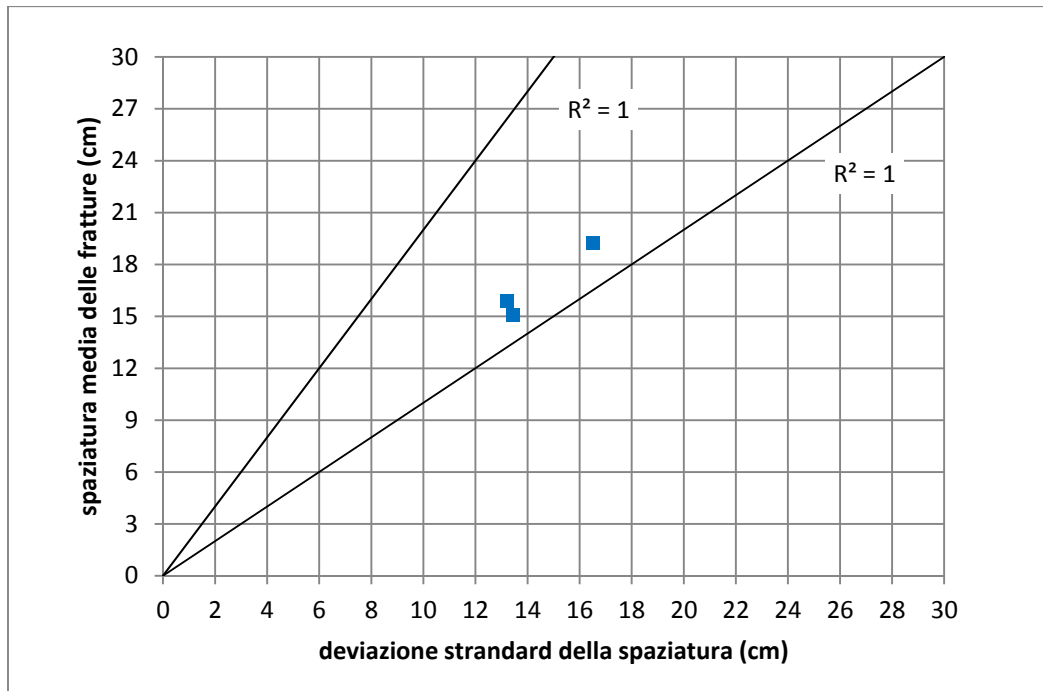


Figura 5.72 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

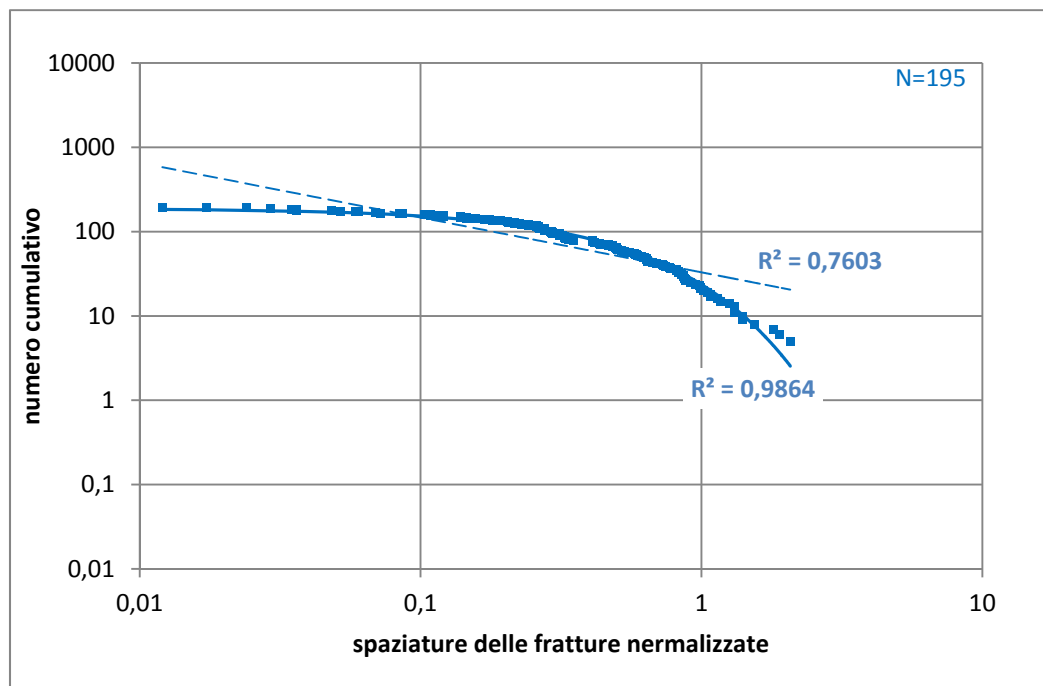


Figura 5.73 - Distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

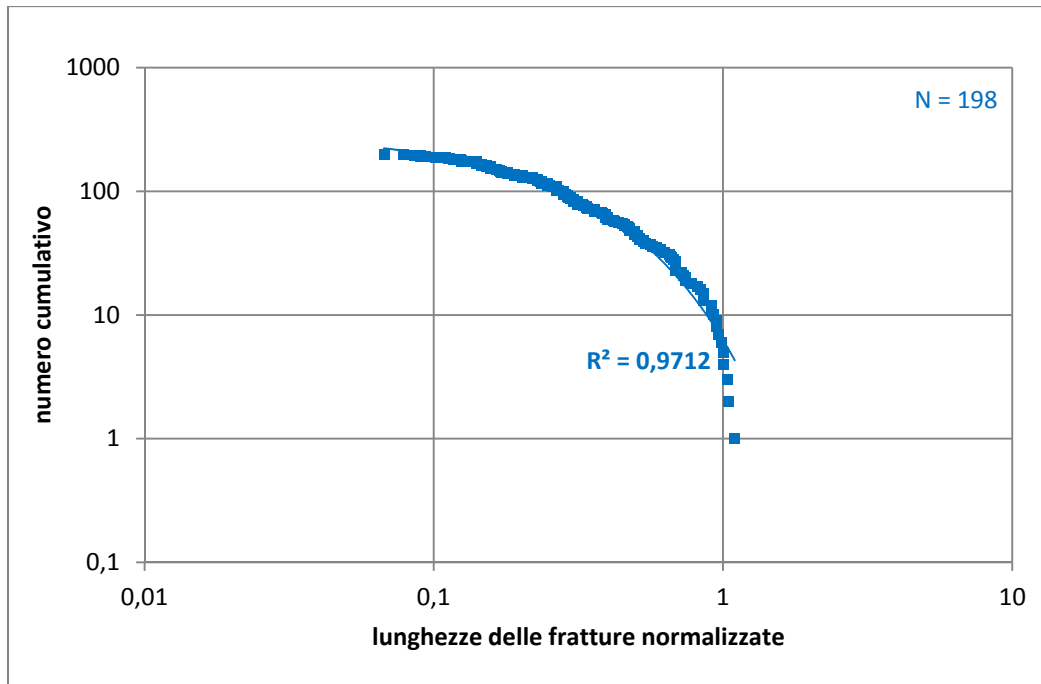


Figura 5.74 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

5.2.2.3.2 - Membro Irminio (porzione inferiore)

Le tre *scan line* sono state realizzate in strati di spessore 39 cm (A), 17 cm (B) e 22 cm (C) affioranti in località “Cava Misericordia”.

I valori di FD per nei tre strati considerati, considerando tutte le fratture riscontrate lungo le *scan line* sono: (A) = 7,53; (B) = 10,73; (C) = 9,79 (Fig. 5.75).

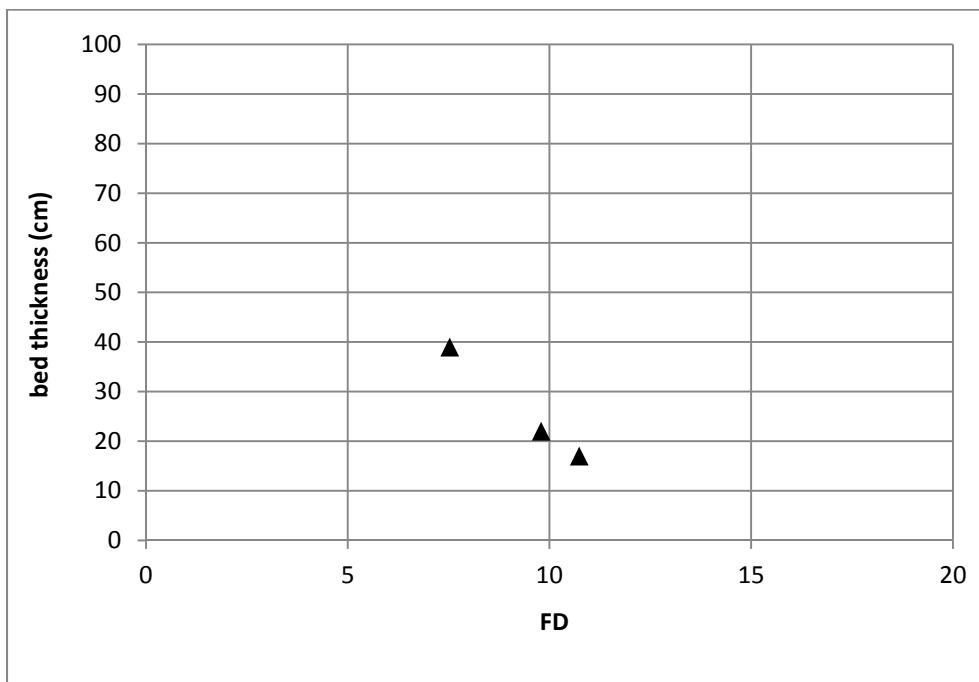


Figura 5.75 - Spessore degli strati vs. densità della fratturazione (FD).

In questo porzione del Mb. Irminio sono stati individuati due *set* di *joint* principali (Fig. 5.76); i) orientato circa NE-SW e più precisamente con direzione N 220°-255°; ii) orientato circa NW-SW (*range* compreso tra N 290° e N 320°). Il primo è perpendicolare agli strati, il secondo mostra valori di inclinazioni un po' più bassi, ma comunque sempre maggiori di 70°.

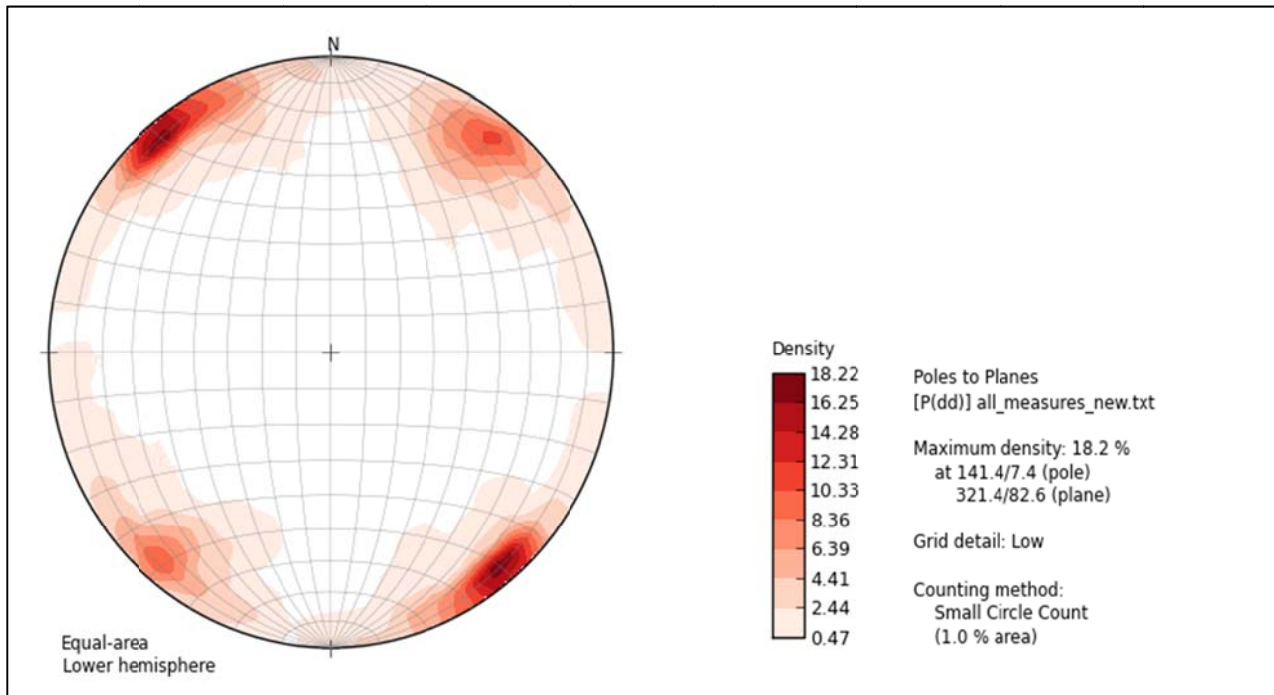


Figura 5.76 – Stereogramma relativo alle misure raccolte nelle *scan line* realizzate nella parte inferiore del Mb. Irminio (isofrequenza 1%).

- **Set NE-SW (range di direzione N 220°-255°)**

Per questo *set* di *joint*, come si vede nel grafico di figura 5.77, è stato ottenuto un valore di FSI pari a 0,8, la retta di interpolazione ha tuttavia un R^2 basso pari a 0,6128. I valori del FSR sono: 1,1 per lo strato A; 0,7 per lo strato B e 1,7 per lo strato C. Nel grafico S/T di figura 5.78 si può vedere che lo strato A ha $S/T = 1.06$, lo strato B ha $S/T = 0,73$ mentre per lo strato C il rapporto $S/T = 1,8$. La retta che interpola questi tre valori ha $S/T = 0,73$ ma mostra un R^2 molto basso pari a 0,1254.

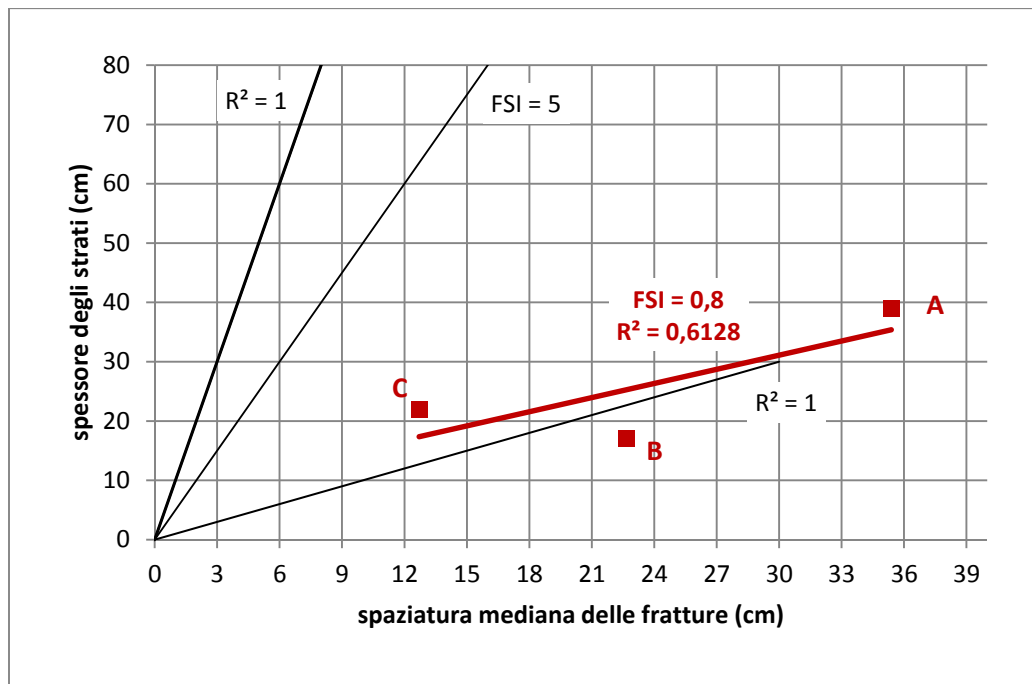


Figura 5.77 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

I valori di C_v sono minori di 1 per tutti i tre strati (Fig. 5.79). La distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.80) mostra un andamento poissoniano ($R^2 = 0,9461$ per la curva esponenziale negativa; $R^2 = 0,7376$ per la curva di potenza). Anche la distribuzione delle lunghezze dei *joint* è poissoniana (Fig. 5.81), avente infatti una curva di *best fit* esponenziale negativa con $R^2 = 0,9033$. Nel grafico si può anche notare come ci siano diversi valori di lunghezza maggiori di 1.

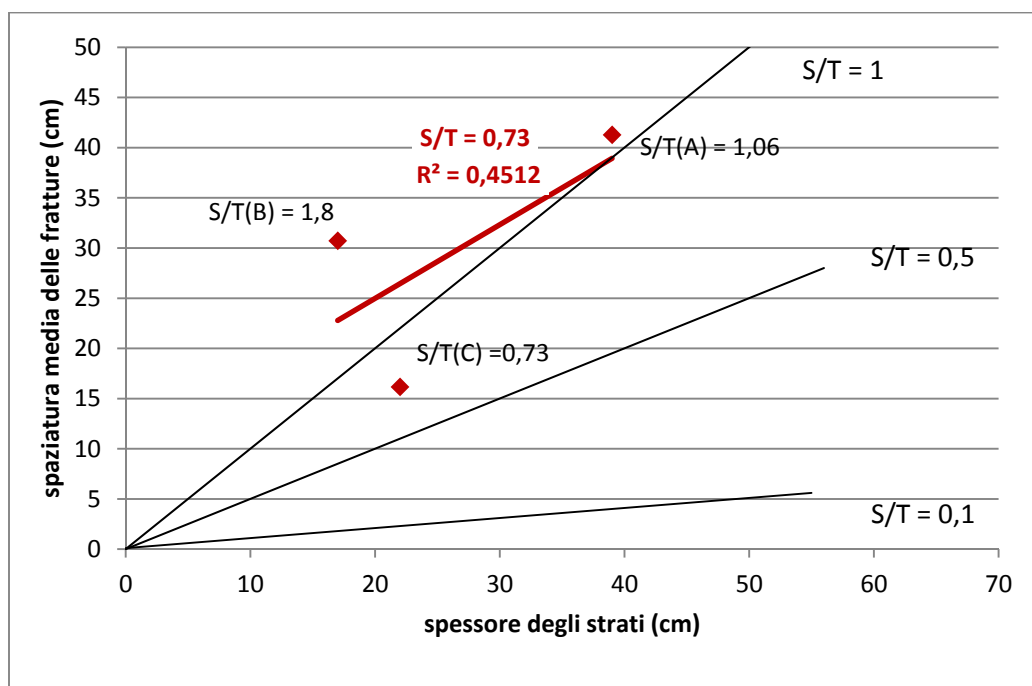


Figura 5.78 - Spaziatura media dei *joint* vs. spessore dello strato (S/T).

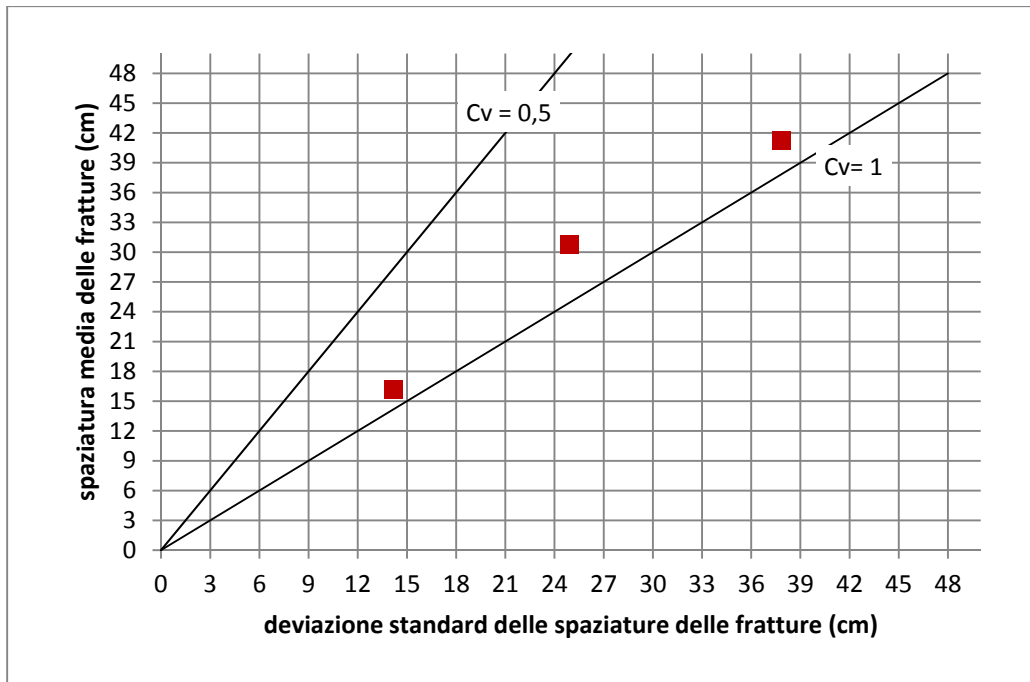


Figura 5.79 - Coefficiente di variazione (Cv) del set di *joint* nei singoli strati.

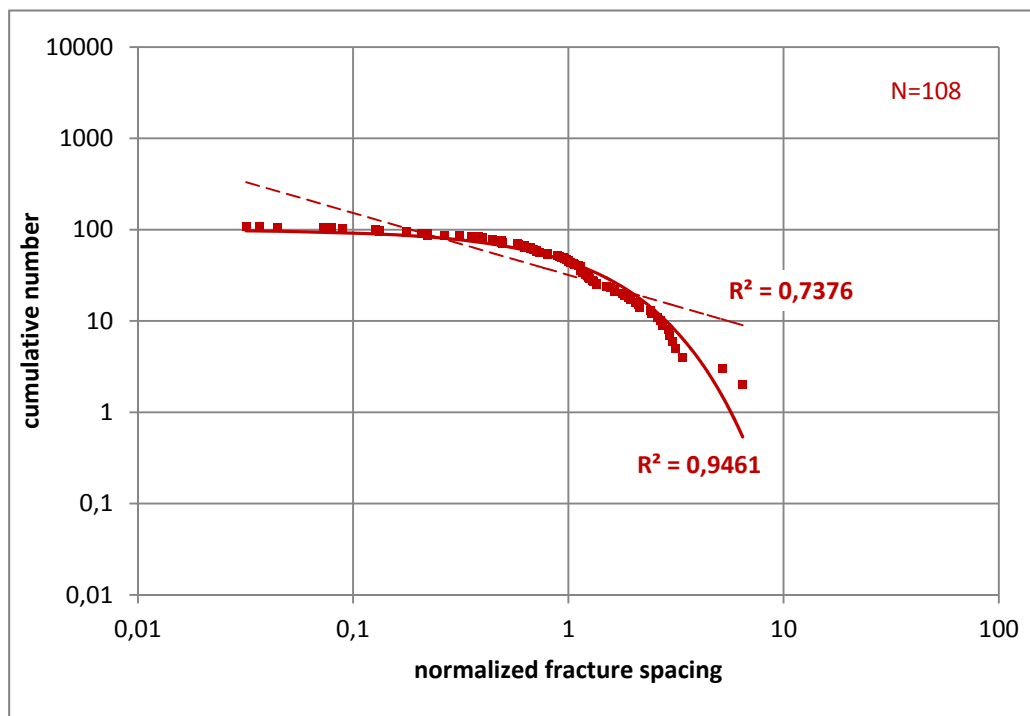


Figura 5.80 - Distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzata per lo spessore degli strati.

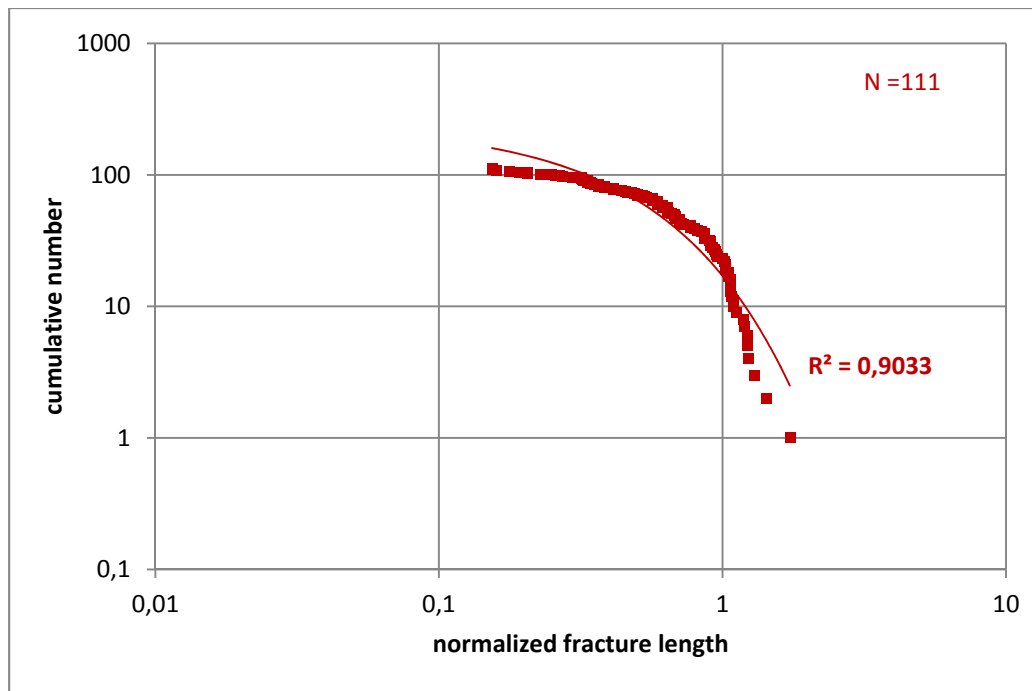


Figura 5.81 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

- **Set NW-SE (range di direzione 290°-320°)**

Per questo *set* i valori di FSR nei tre strati sono i seguenti: (A) = 2,7; (B) = 2,1; (C) = 1,5. La retta di interpolazione che indica un valore di FSI=2 ha un $R^2 = 0,4177$ (Fig. 5. 82). I valori di S/T sono compresi tra 1 e 0,5 per gli strati A e B, mentre lo strato C mostra un rapporto S/T > 1. La linea di *best fit* ha $R^2 = 0,1254$ (Fig. 5.83). I valori di Cv risultano essere maggiori di 1 per tutti i tre strati (Fig. 5.84), il che suggerisce la presenza di *joint* non clusterizzati. I dati relativi alla distribuzione delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.85) sono meglio fittati dalla curva di potenza ($R^2 = 0,8275$) piuttosto che da quella esponenziale negativa ($R^2 = 0,7875$). Il grafico relativo alla distribuzione delle lunghezze dei *joint* e normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.86) mostra una curva di *best fit* esponenziale negativa con $R^2 = 0,9758$.

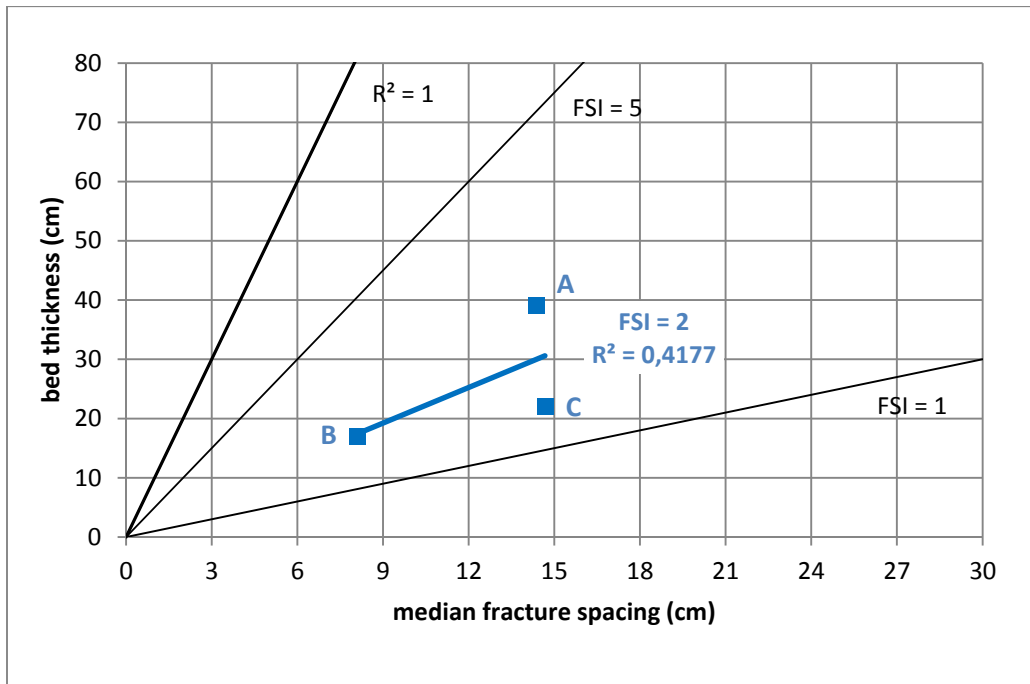


Figura 5.82 - Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

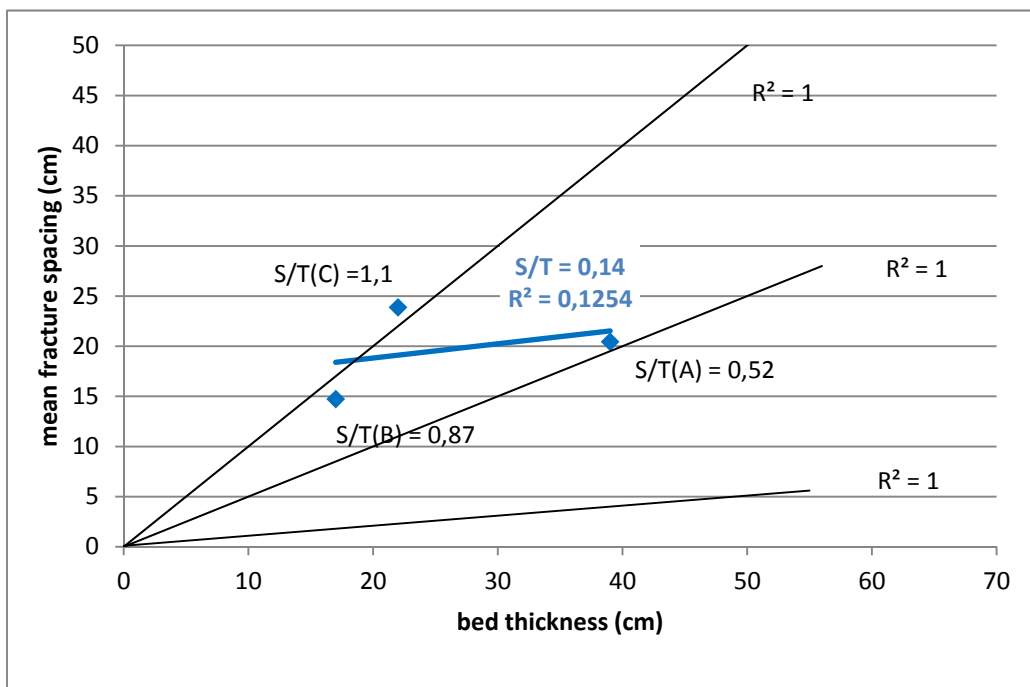


Figura 5.83 - Spaziatura media dei joint vs spessore dello strato (S/T).

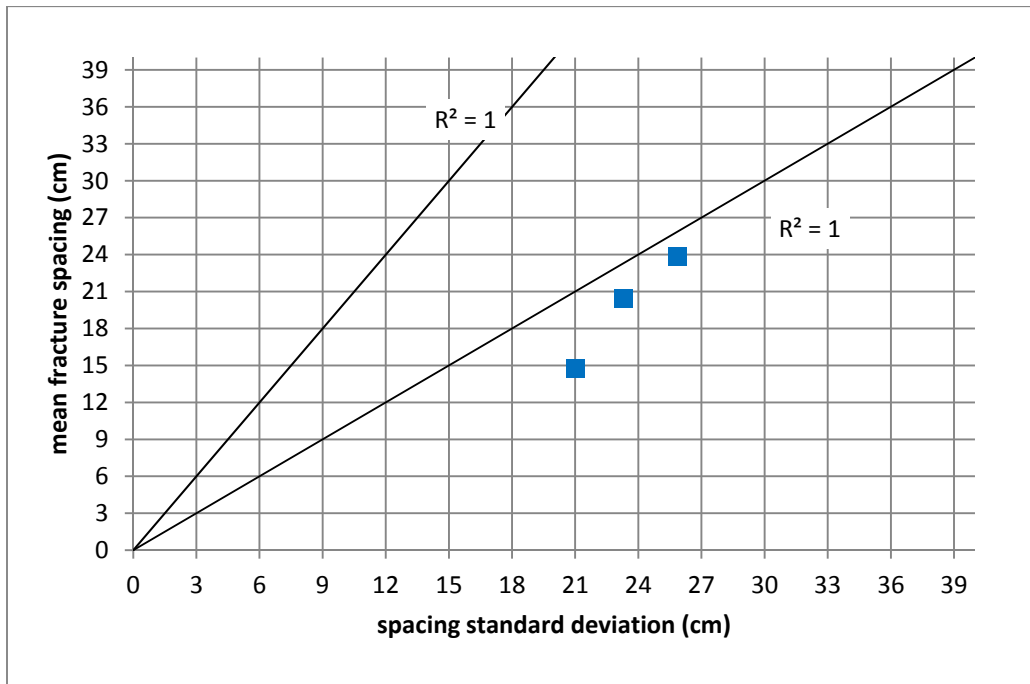


Figura 5.84 - Coefficiente di variazione (Cv) dei *joint* presenti nei singoli strati.

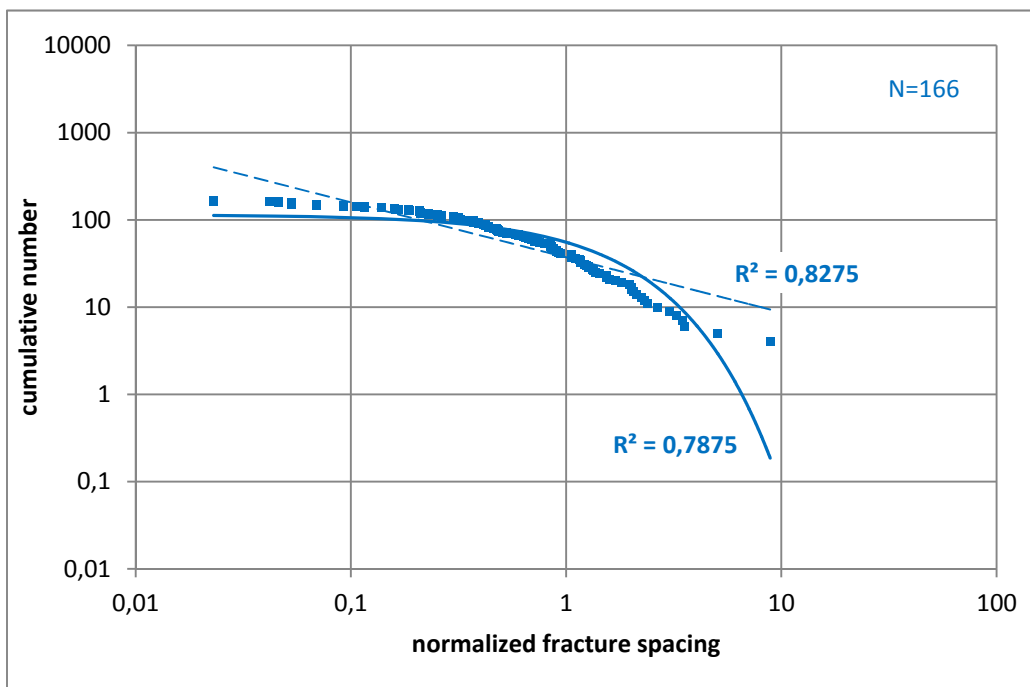


Figura 5.85 - Distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

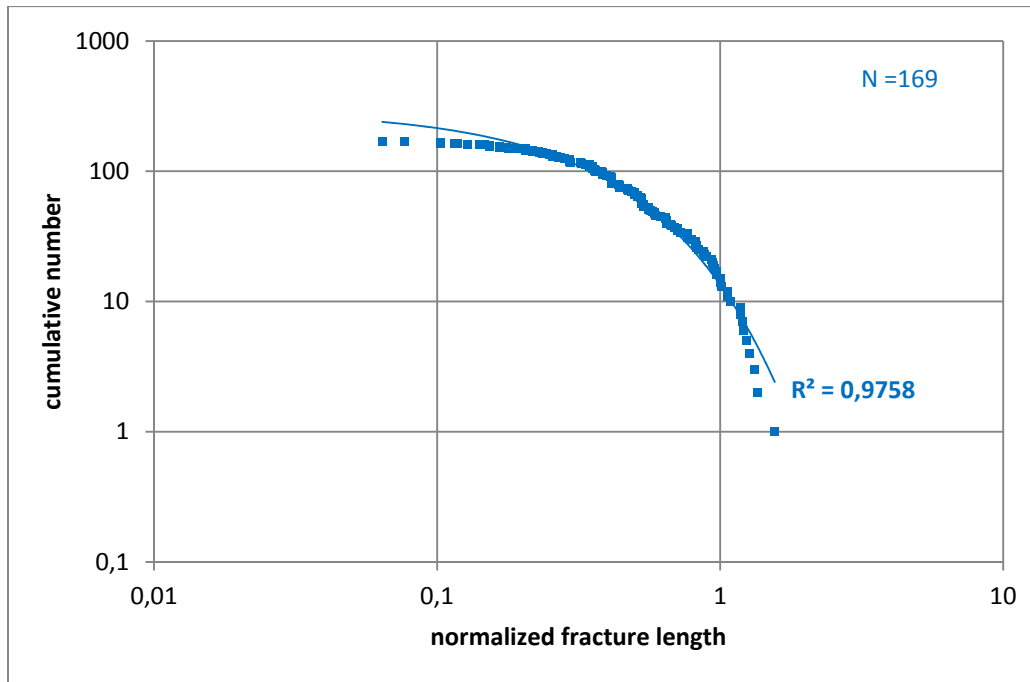


Figura 5.86 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

5.2.2.3.3- Membro Irminio (porzione mediana)

In un affioramento ubicato in c/da S. Antonio di Modica sono state seguite tre *scan line* in strati aventi il seguente spessore: A = 46 cm; B = 26,5 cm e C = 33,4 cm.

I valori di FD per nei tre strati considerati: (A) = 8,23; (B) = 7,65; (C) = 6,86 (Fig. 5.87).

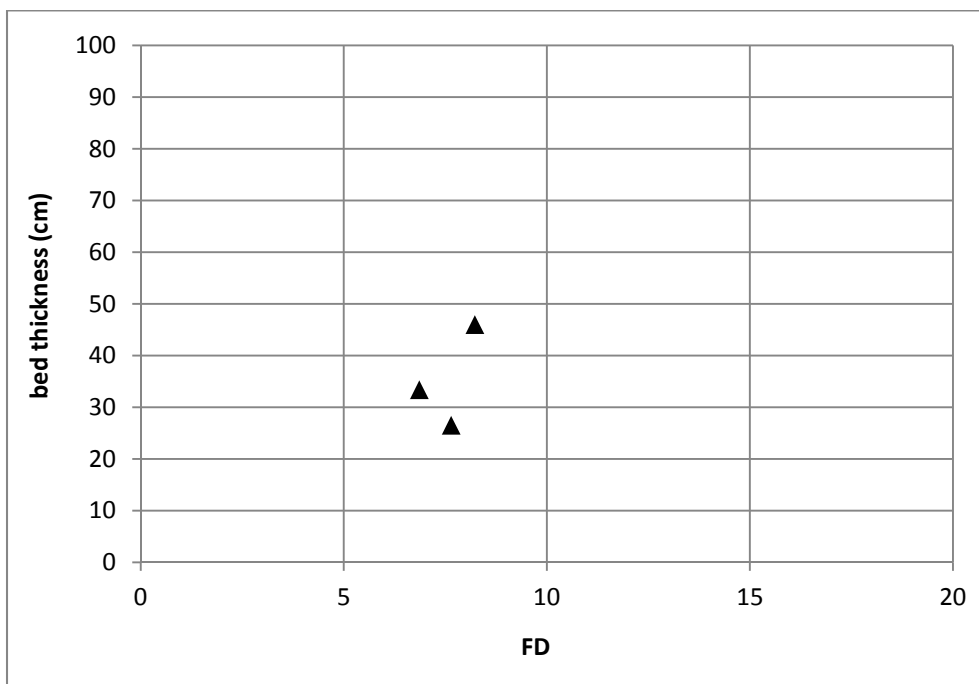


Figura 5.87 - Spessore degli strati vs. densità della fratturazione (FD).

In questa parte del membro Irminio è stato individuato un solo *set* principale di *joint* perpendicolari agli strati orientato N 195°-240° (Fig. 5.88). I valori di FSR per i tre strati

considerati sono i seguenti: (A) = 3,8; (B) = 1,5; (C) = 2,7 (Fig. 5.89). Nel grafico si vede come la retta di *best fit* mostri un FSI = - 2,5 con $R^2 = 0,6333$. Il rapporto S/T dei tre strati è sempre inferiore a 0,8. La retta di *best fit* ha un R^2 molto basso pari a 0,0201 (Fig. 5.90). I valori di Cv sono minori di 1 per gli strati B e C, mentre per lo strato A il $Cv = 1$ (Fig. 5.91). In figura 5.92 si può vedere come i dati relativi alle spazature dei *joint* mostrino una distribuzione poissoniana, la curva esponenziale negativa fitta meglio i dati ($R^2 = 0,8777$). Il grafico delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati mostra una distribuzione perfettamente poissoniana con $R^2 = 0,8831$ (Fig. 5.93).

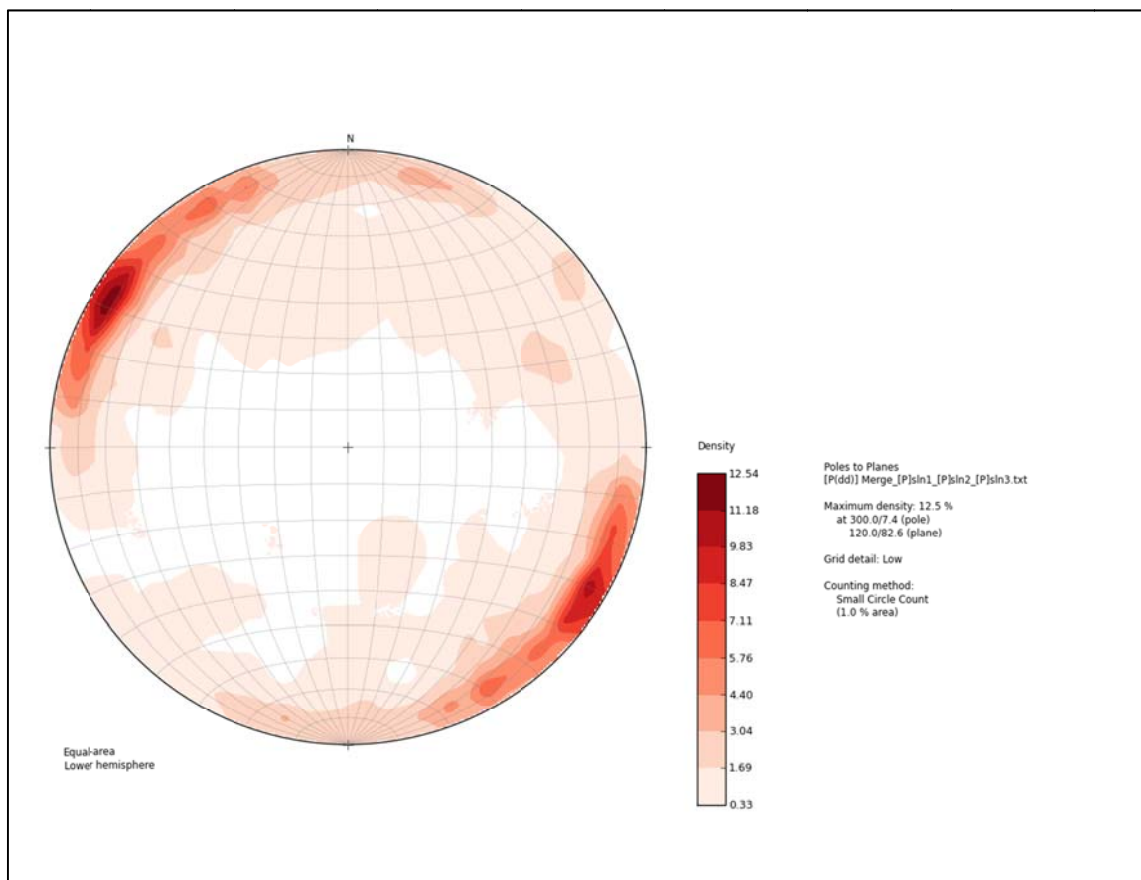


Figura 5.88 - Stereogramma relativo alle misure raccolte nelle *scan line* realizzate nella porzione mediana del Mb. Irminio (isofrequenza 1%).

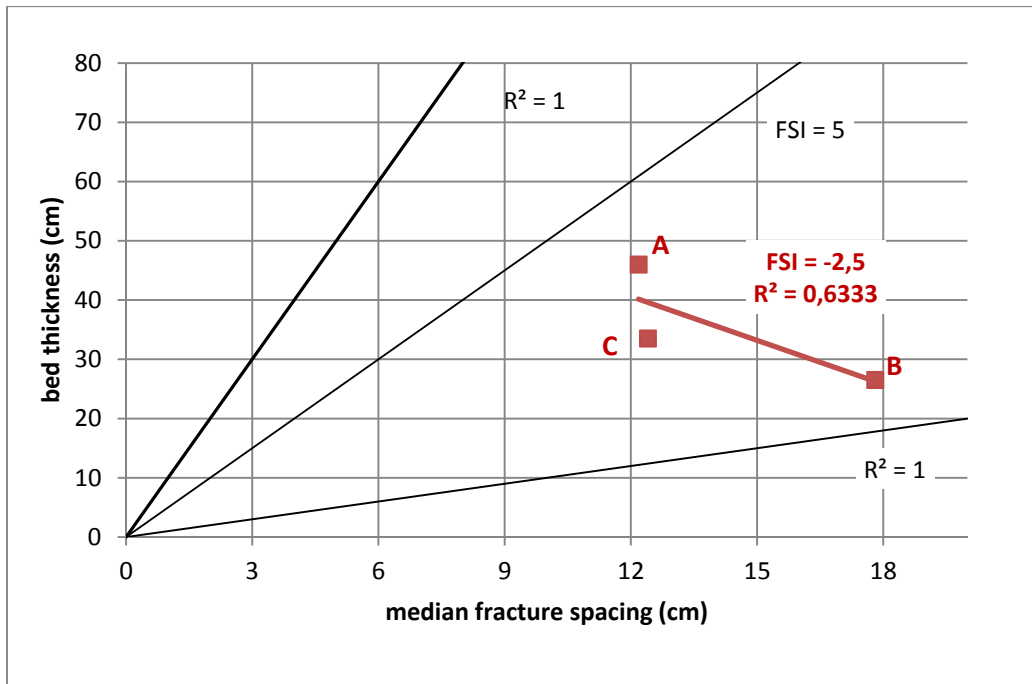


Figura 5.89 – Fracture Spacing Ratio (FSR) dei singoli strati e Fracture Spacing Index (FSI).

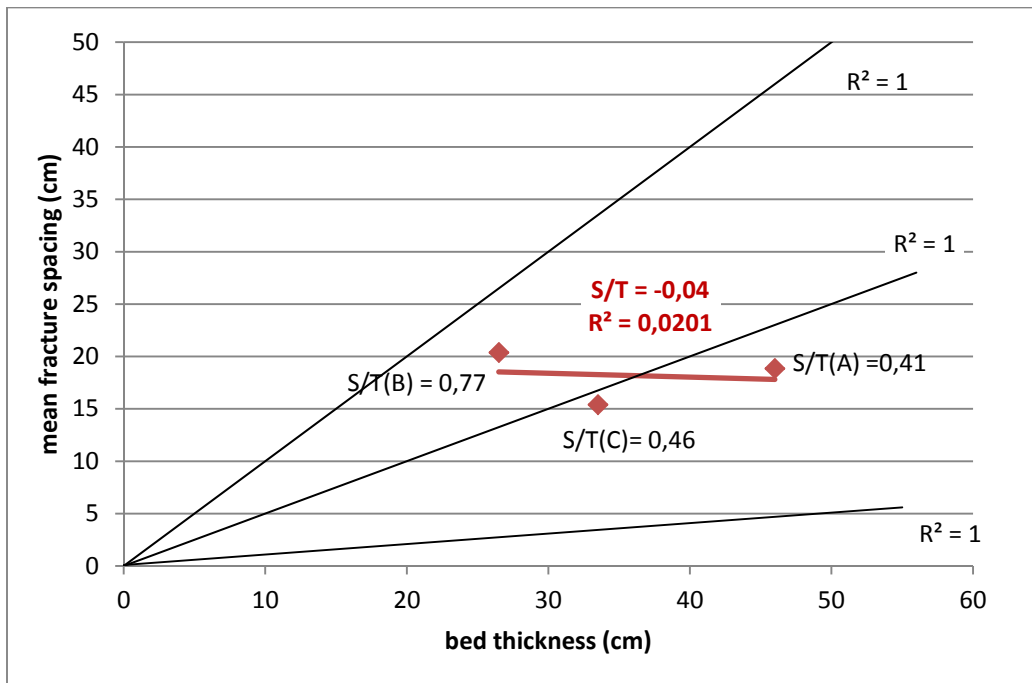


Figura 5.90 – Spaziatura media dei joint vs. spessore dello strato (S/T).

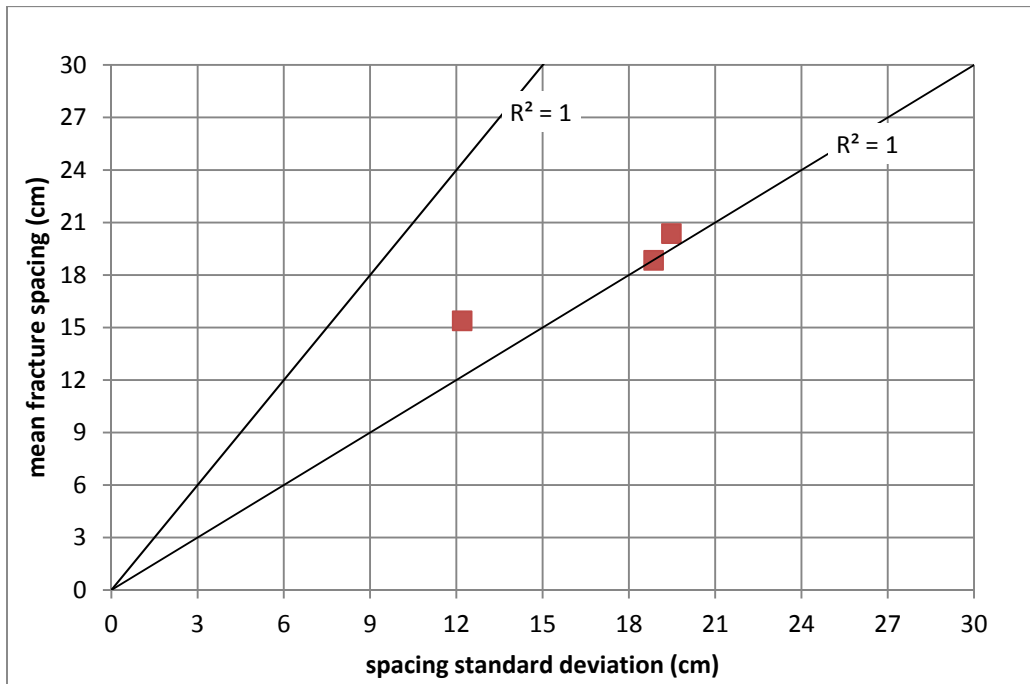


Figura 5.91 – Coefficiente di variazione (Cv) dei *joint* presenti nei singoli strati.

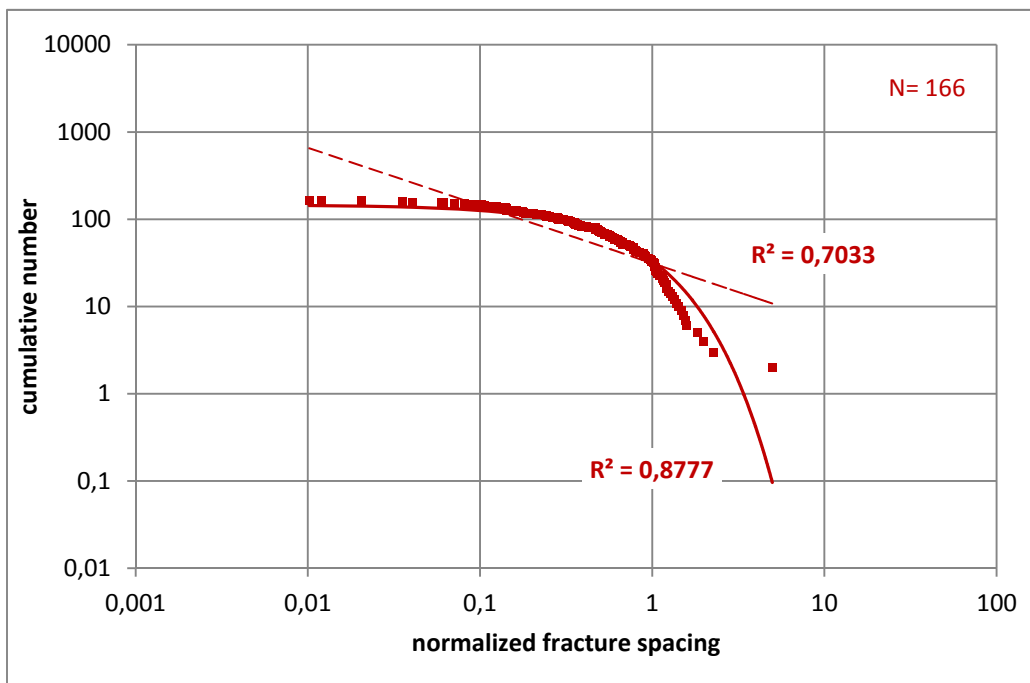


Figura 5.92 – Distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

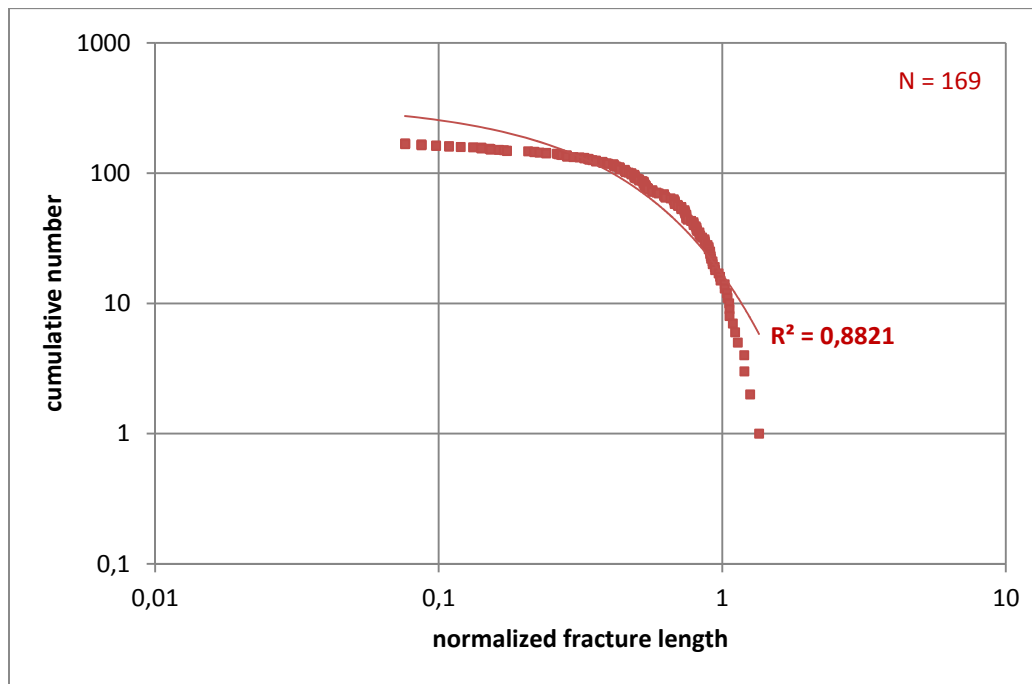


Figura 5.93 - Distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati.

5.3 – Connettività delle fratture

Nelle *scan line* realizzate è stato misurato anche il grado di connettività delle singole fratture riscontrate. La connettività delle fratture è un parametro strutturale fondamentale per stimare le proprietà di circolazione/accumulo dei fluidi all'interno delle rocce fratturate. Sulla base della terminazione delle estremità di una frattura si possono distinguere: i) fratture isolate, nelle quali nessuna delle due estremità della frattura termina su un'altra frattura (tipo I); ii) fratture accoppiate, nelle quali solo una delle estremità della frattura termina su un'altra frattura (tipo II); iii) fratture interconnesse, nelle quali entrambe le estremità della frattura terminano contro un'altra frattura (tipo III) (ORTEGA & MARRET, 2000). Per ogni *scan line* è stata calcolata la percentuale di fratture appartenenti ad ognuna delle tre tipologie in modo da potere esprimere i dati mediante un diagramma triangolare a tre variabili (*software* Triplot). La figura 5.110 mostra la connettività delle fratture riscontrate nelle tre Formazioni.

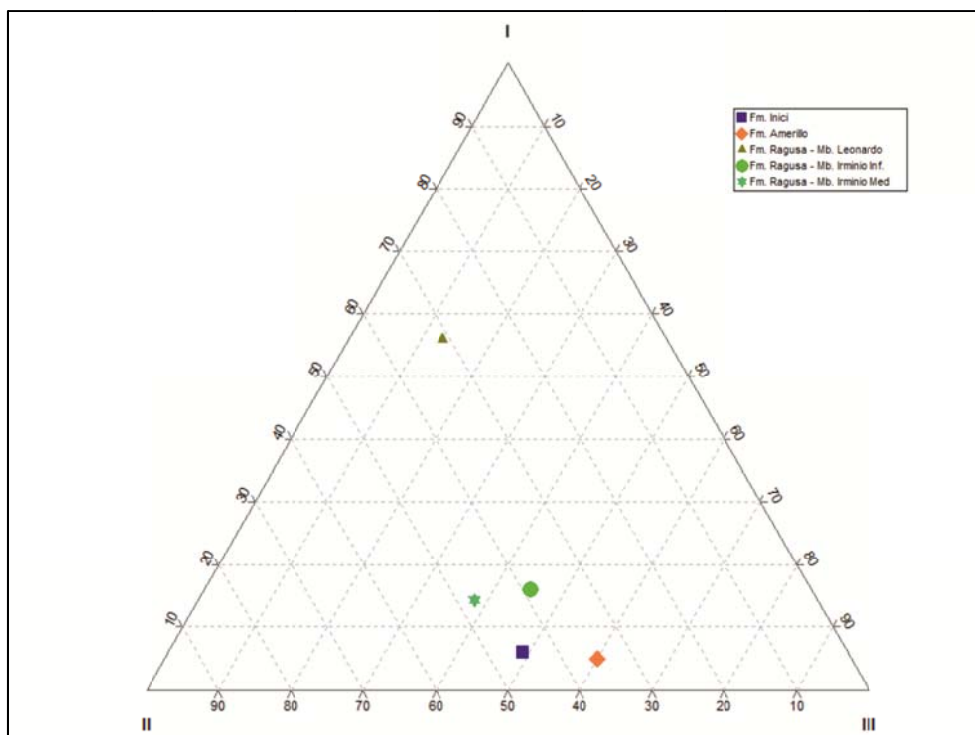


Figura 5.110 - Tipologia di connettività delle fratture rilevate nelle Formazioni studiate.

Dal grafico si vede come la connettività delle fratture riscontrate nel membro Leonardo della Fm. Ragusa mostri un numero elevato di fratture isolate, mentre gli altri due membri della Formazione Ragusa mostrano una percentuale maggiore di fratture con connettività di tipo II e III, valori comparabili con quelli relativi alla Fm. Inici e alla Fm. Amerillo. In quest'ultima Formazione si nota anche una maggioranza di fratture con connettività di tipo III (attorno al 60%).

5.4 - Analisi della fratturazione lungo le zone di faglia

In questo paragrafo vengono esposti i dati raccolti mediante *scan line* eseguite in corrispondenza di due dicchi nettuniani nella Fm Inici, e di due faglie che tagliano il membro Irminio della Fm. Ragusa, una nella porzione inferiore del membro e una in quella mediana.

I dati raccolti lungo le *scan line* sono stati elaborati e plottati su degli stereogrammi in modo da poter individuare i diversi *set* di fratture presenti.

Inoltre, al fine di meglio comprendere la distribuzione spaziale delle fratture attraverso le superfici di taglio indagate, per ognuna di esse sono stati realizzati due istogrammi (*software Excel*), plottando lungo l'asse delle ascisse la distanza dall'origine della *scan line* e lungo l'asse delle ordinate il numero di fratture.

A Monte Maranfusa le *scan line* sono state realizzate lungo due dicchi aventi spessori e tipologie di riempimento differenti al fine di capire se le caratteristiche del riempimento possono avere in qualche modo condizionato la distribuzione della fratturazione lungo le superfici di taglio.

Una *scan line* è stata realizzata in corrispondenza di un dicco con spessore pari a circa 30 cm e riempito da “Rosso Ammontico” (Figg. 5.8a e 5.8b), una seconda *scan line* è stata realizzata invece in corrispondenza di un dicco con spessore pari a 75 cm e con riempimento polifasico costituito da micrite pelagica ai lati e da materiale bracciato al centro (Figg. 5.9a e 5.9b).

Le due *scan line* sono lunghe rispettivamente 8,5 metri (Fig. 5.94) e 9,2 metri (Fig. 5.95).

In corrispondenza del dicco di figura 5.94 sono stati riscontrati quattro *set* di *joint* principali, visibili nello stereogramma di figura 5.96: i) N 310-340°, ii) N 350-15°; iii) N 75-105°; iv) N 40-60°.

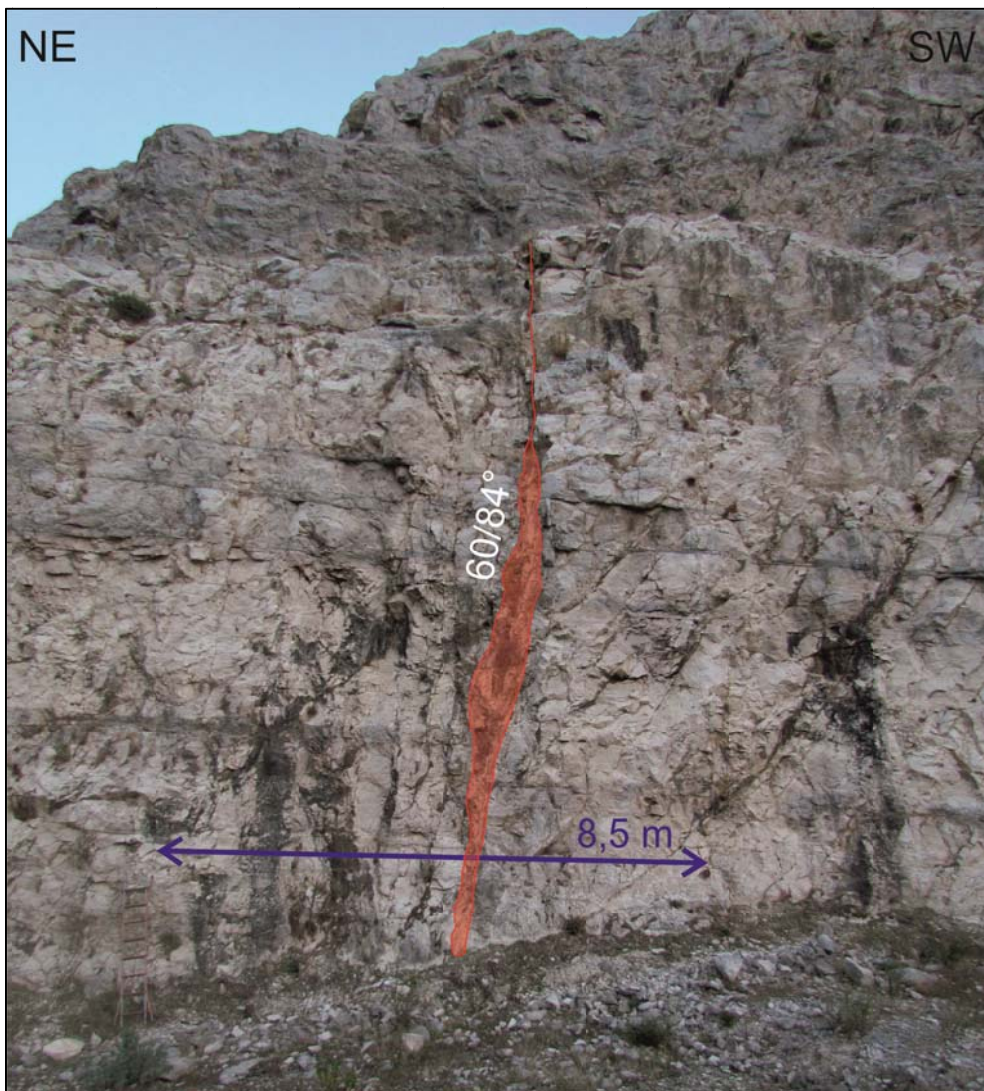


Figura 5.94 – *Scan line* nella Fm. Inici; in rosso lo spessore del dicco (le misure indicano immersione e inclinazione)

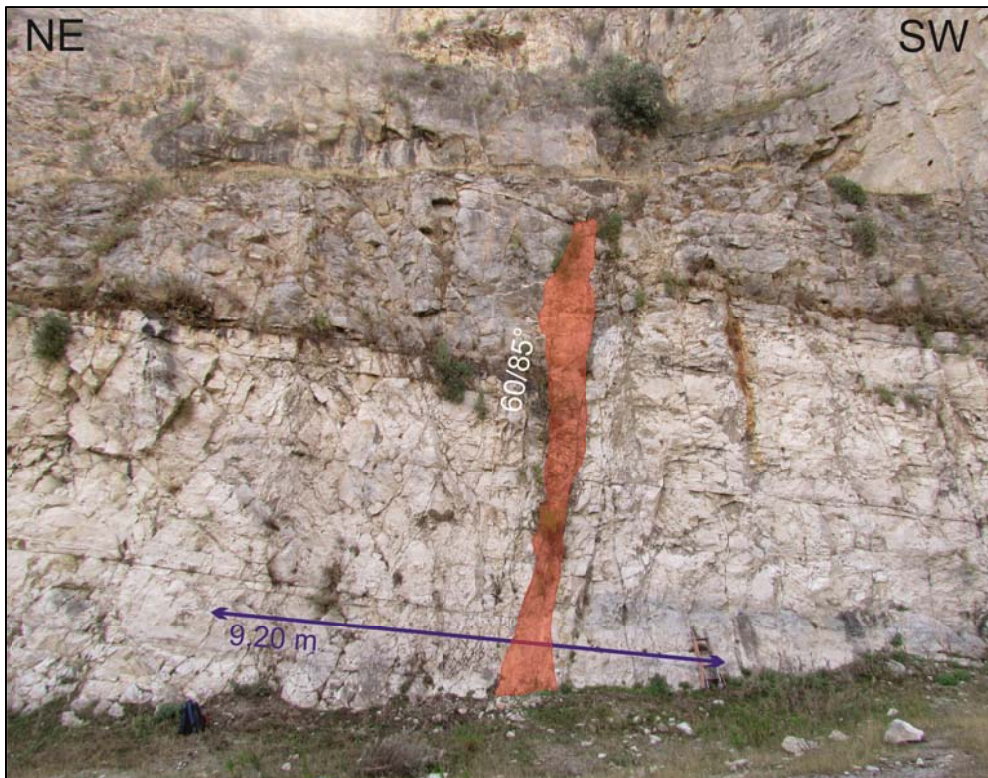


Figura 5.95 – *Scan line* nella Fm. Inici: in rosso lo spessore del dicco (le misure indicano immersione e inclinazione)

L'istogramma di figura 5.97 mostra la distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line* realizzata in corrispondenza del dicco con riempimento omogeneo, mentre in figura 5.98 è visibile la distribuzione spaziale dei diversi *set* di *joint*.

Lo stereogramma di figura 5.99 mostra che in corrispondenza del dicco con riempimento polifasico sono stati individuati tre *set* principali di *joint*: i) N 310-340°; ii) N 345-15°; iii) N 75-105°.

Nelle figure 5.100 e 5.101 viene mostrata, rispettivamente, la distribuzione spaziale di tutti i *joint* rilevati lungo il dicco con riempimento polifasico e quella relativa ai diversi *set* di *joint* individuati.

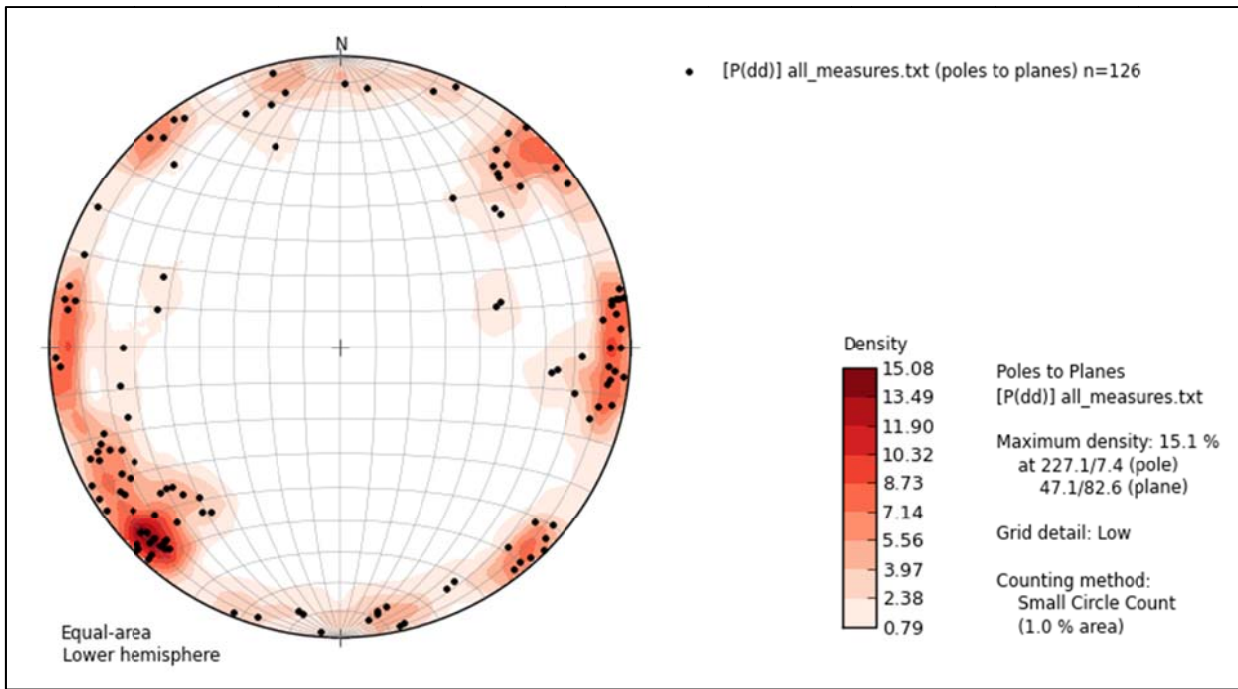


Figura 5.96 – Principali set di *joint* riscontrati lungo la *scan line* realizzata in corrispondenza del dicco con riempimento omogeneo

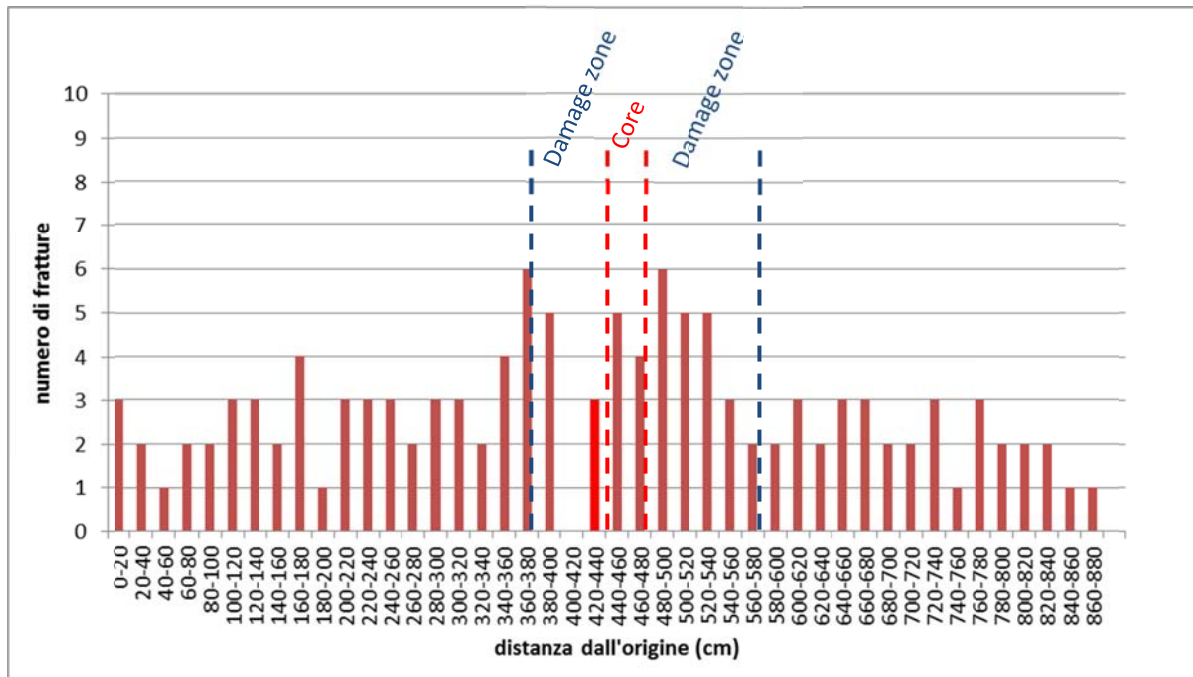


Figura 5.97 – Distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line*; in rosso più acceso le strutture rilevate all'interno del riempimento del dicco.

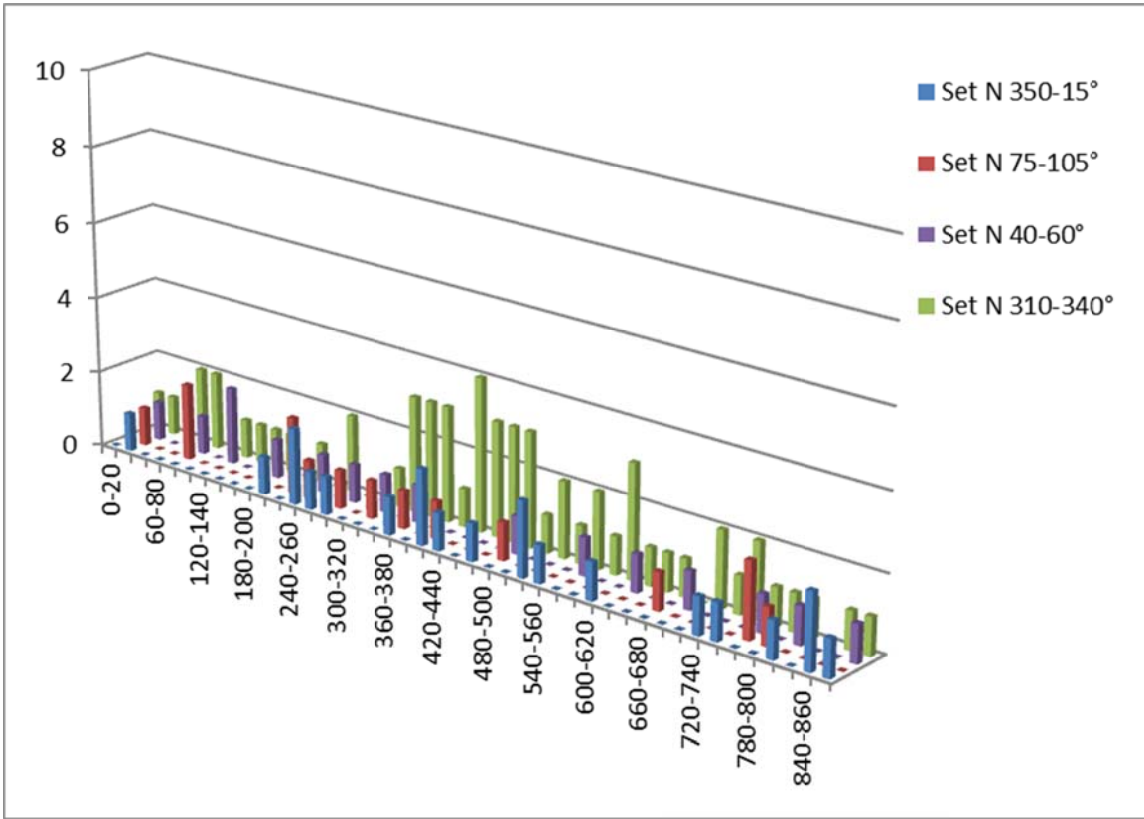


Figura 5.98 – Distribuzione spaziale dei diversi set di joint rilevati

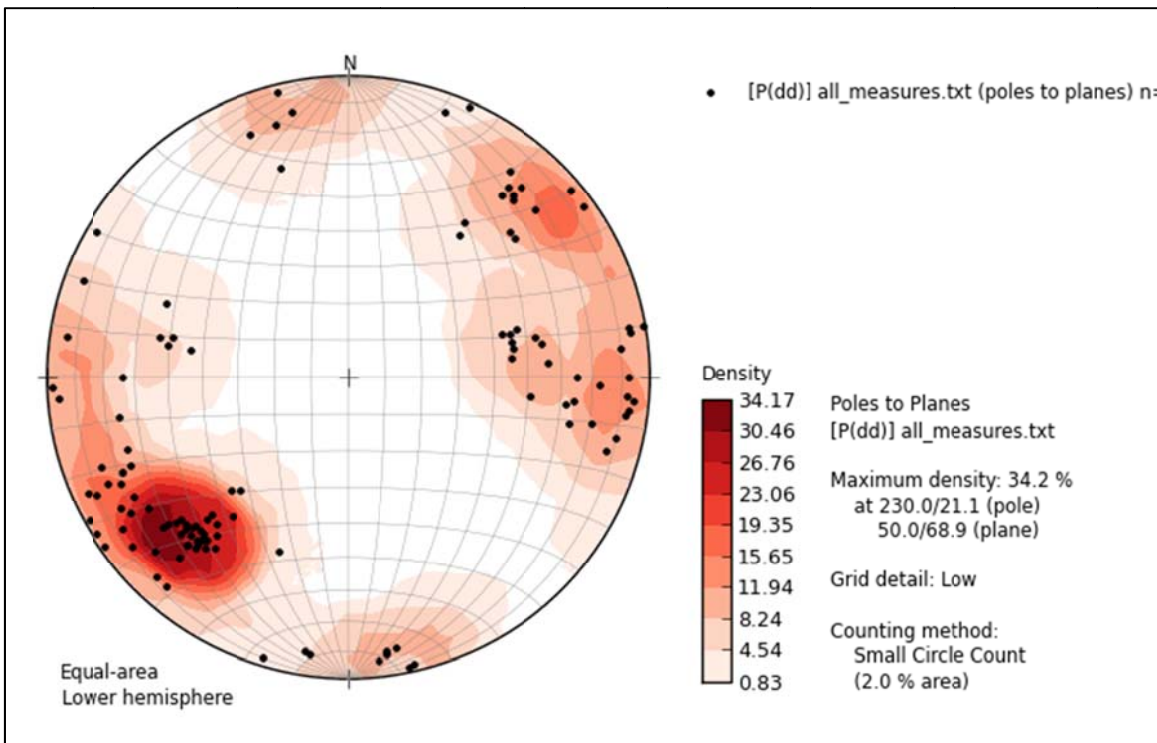


Figura 5.99 – Principali set di joint riscontrati lungo la scan line realizzata in corrispondenza del dicco con riempimento polifasico.

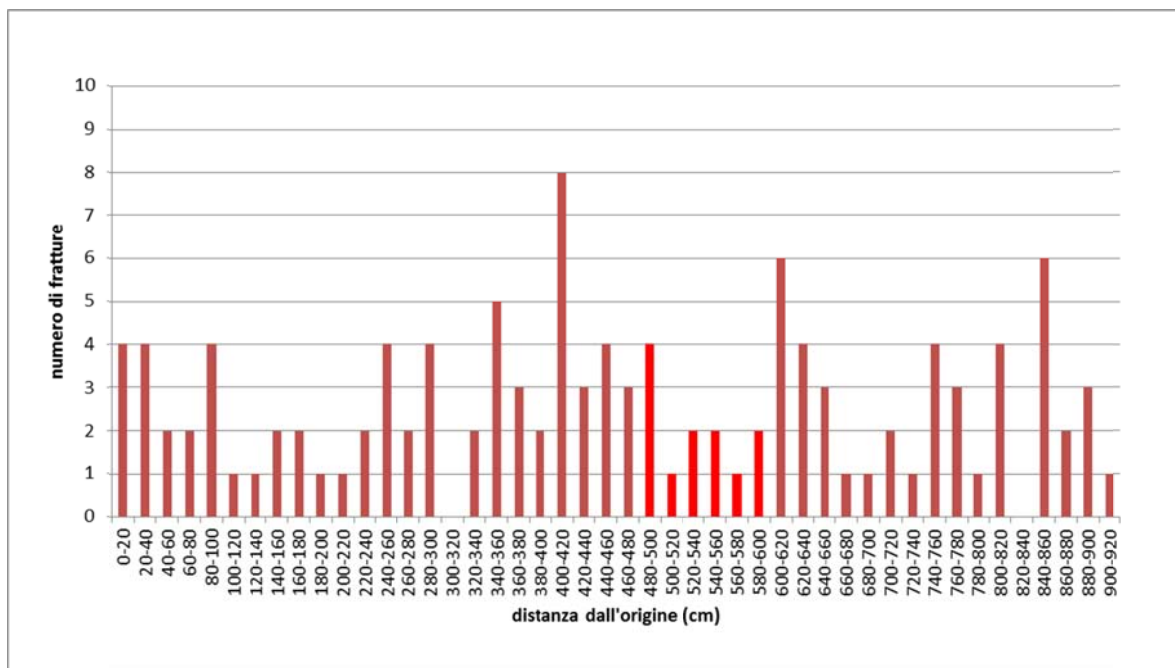


Figura 5.100 – Distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line*; in rosso più acceso le strutture rilevate all'interno del riempimento del dicco

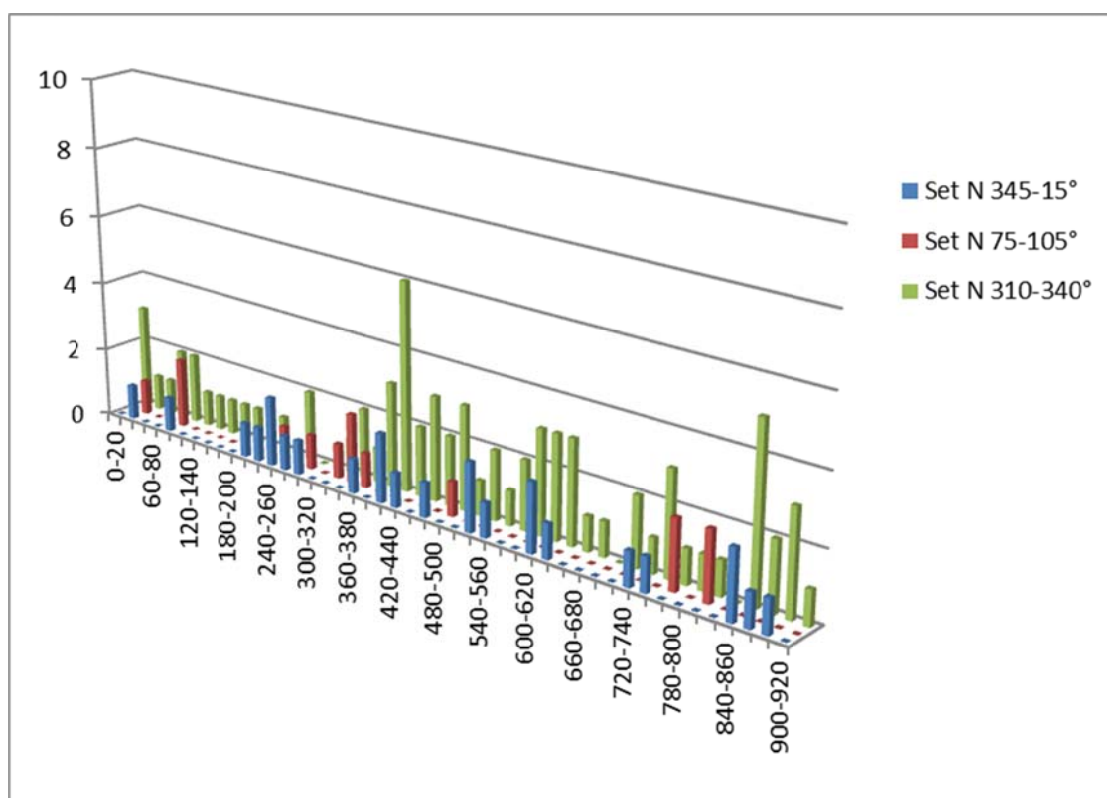


Figura 5.101 - Distribuzione spaziale dei diversi set di *joint* rilevati

Nel membro Irminio della Fm. Ragusa sono state realizzate due *scan line* aventi lunghezza 8,7 metri e 4,4 metri, rispettivamente nella porzione inferiore del membro e in quella mediana (Figg. 5.102 e 5.103), al fine di caratterizzare la struttura interna delle due discontinuità (*core zone* e *damage zone*).

Nel parte inferiore del membro Irminio sono stati individuati cinque *set* principali di *joint* (Fig. 5.104): i) N 20-60°; ii) N 110-125°; iii) N 260-290°; iv) N 195-220° e v) N 150-180°.

Nel parte mediana, invece, sono stati individuati quattro *set* principali di *joint* (Fig. 5.105): i) N 210-230°; ii) N 130-150°; iii) N 160-180° e iv) N 200-225°.



Figura 5.102 – *Scan line* nella porzione inferiore del membro Irminio: in rosso la *core zone*; le linee tratteggiate azzurre limitano la *damage zone*; le misure si riferiscono a immersione e inclinazione.

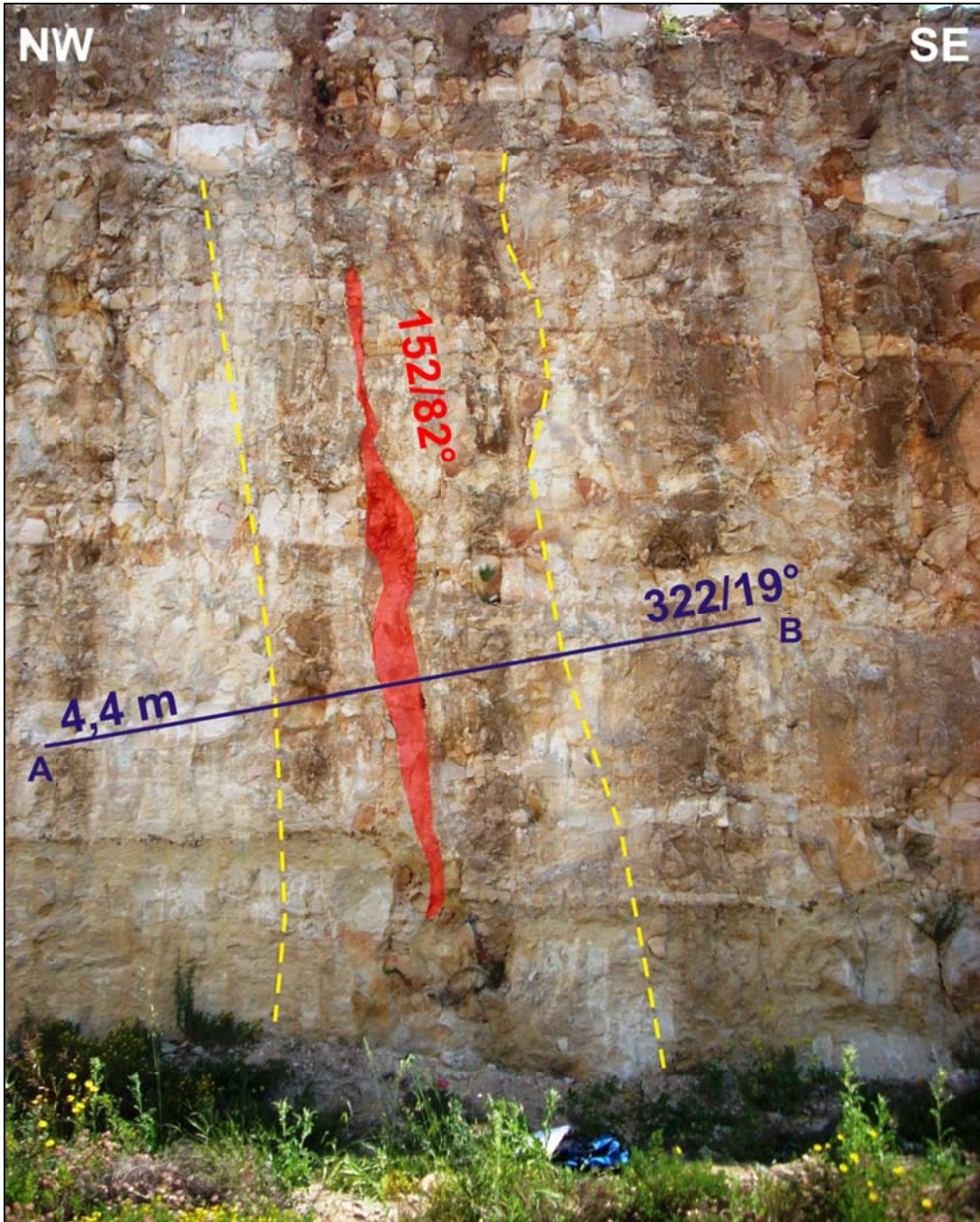


Figura 5.103 – *Scan line* nella porzione mediana del membro Irminio: in rosso la *core zone*; le linee tratteggiate gialle limitano la *damage zone*; le misure si riferiscono a immersione e inclinazione.

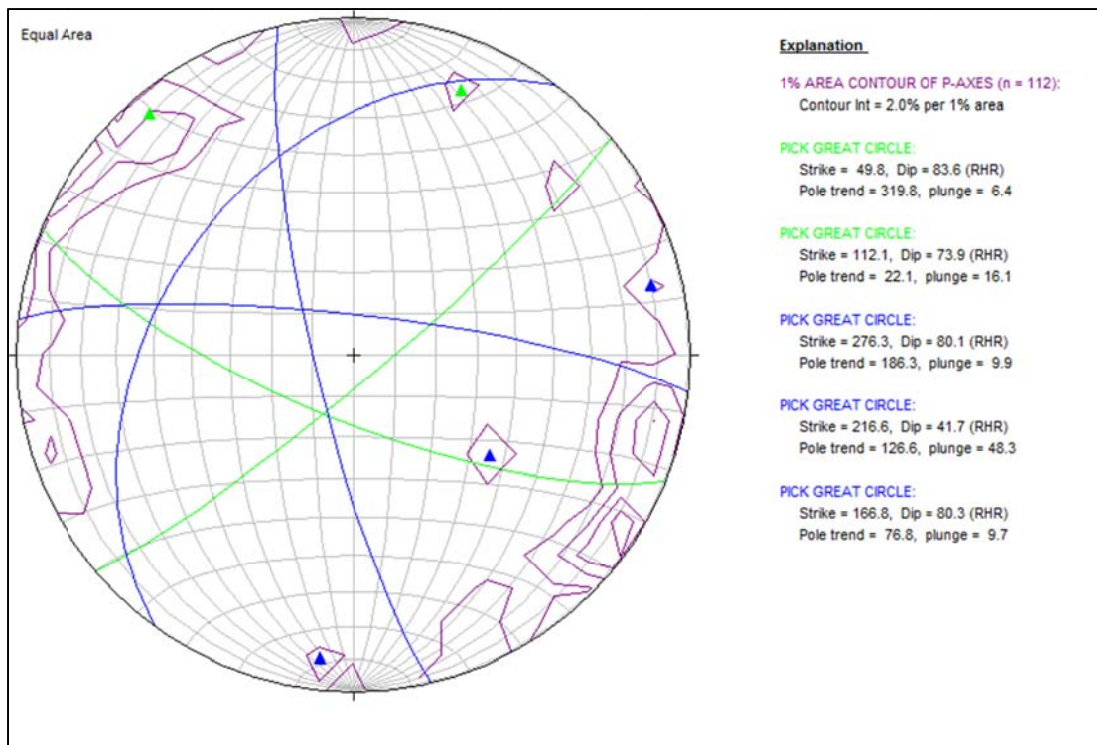


Figura 5.104 – Membro Irminio, porzione inferiore; in verde i set di *background*, in blu quelli legati all'attività della faglia.

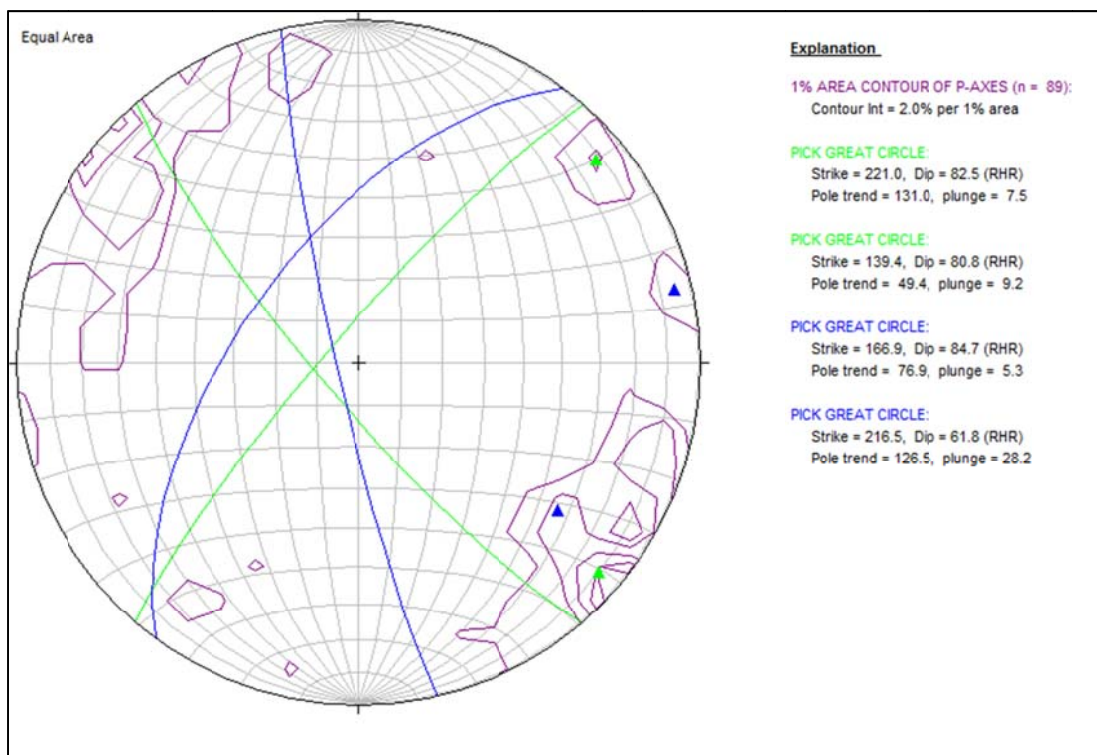


Figura 5.105 – Membro Irminio, porzione mediana; in verde i set di *background*, in blu quelli legati all'attività della faglia.

L'istogramma in figura 5.106 mostra la distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line* realizzata nella parte inferiore del membro Irminio, nel grafico sono anche tracciati i limiti di *core zone* e *damage zone*.

Mentre l'istogramma di Fig. 5.107 mostra la distribuzione spaziale dei singoli *set* di *joint* individuati.

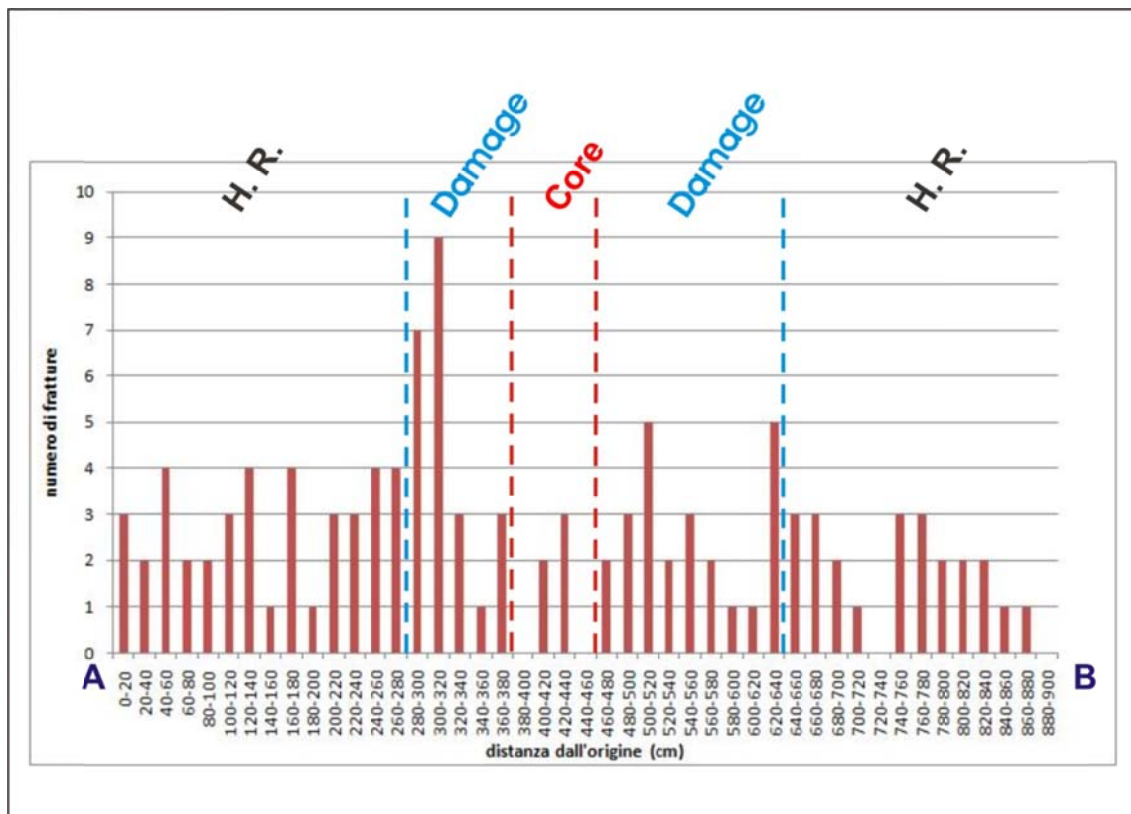


Figura 5.106 – Distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrate lungo la *scan line*. (Membro Irminio, parte inferiore).

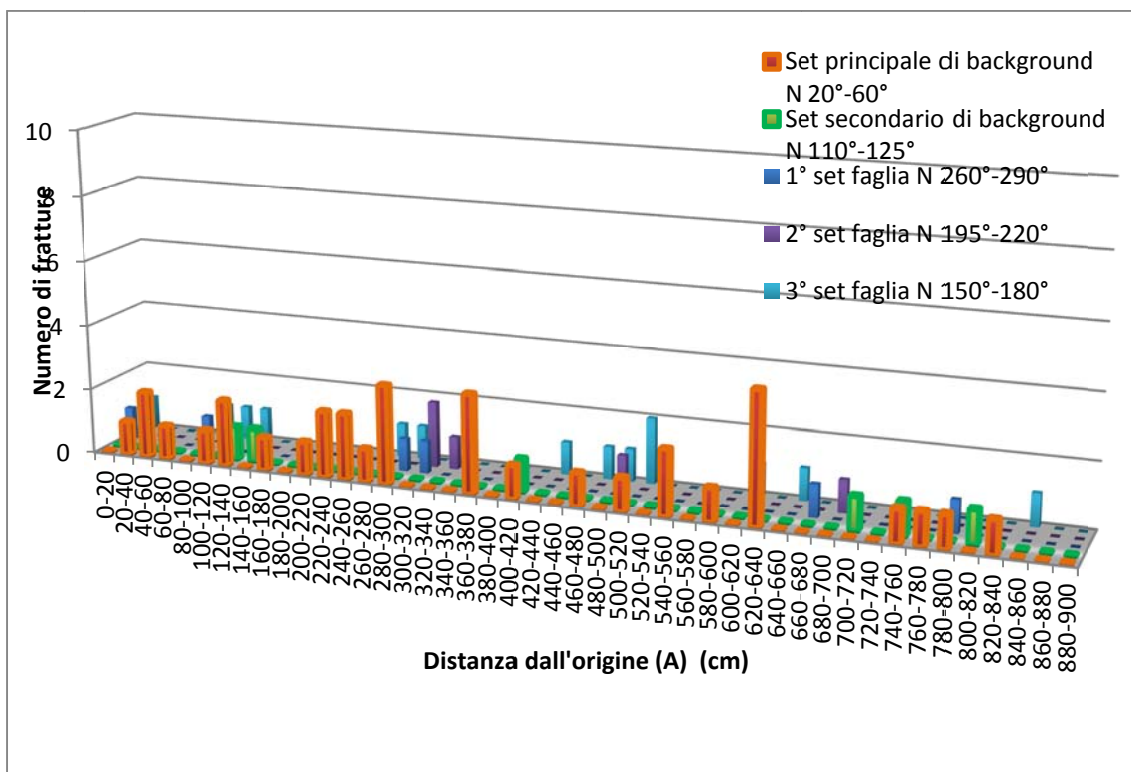


Figura 5.107 – Distribuzione spaziale dei diversi *set* di *joint* individuati (Membro Irminio, parte inferiore)

L'istogramma della distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line* realizzata nella parte mediana del membro Irminio è mostrato in figura 5.108. La distribuzione spaziale dei singoli *set* individuati è invece, visibile nell'istogramma di Fig. 5.109.

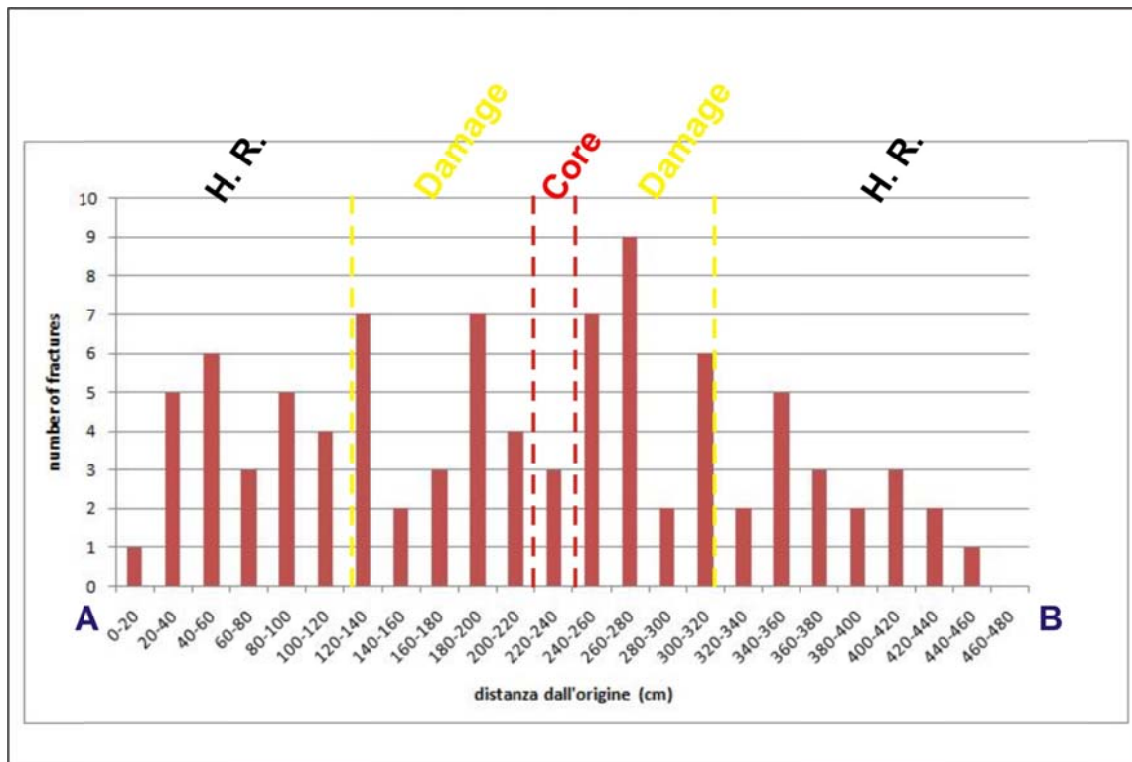


Figura 5.108 – Distribuzione spaziale di tutti i *joint* riscontrati lungo la *scan line*. (Membro Irminio, parte mediana).

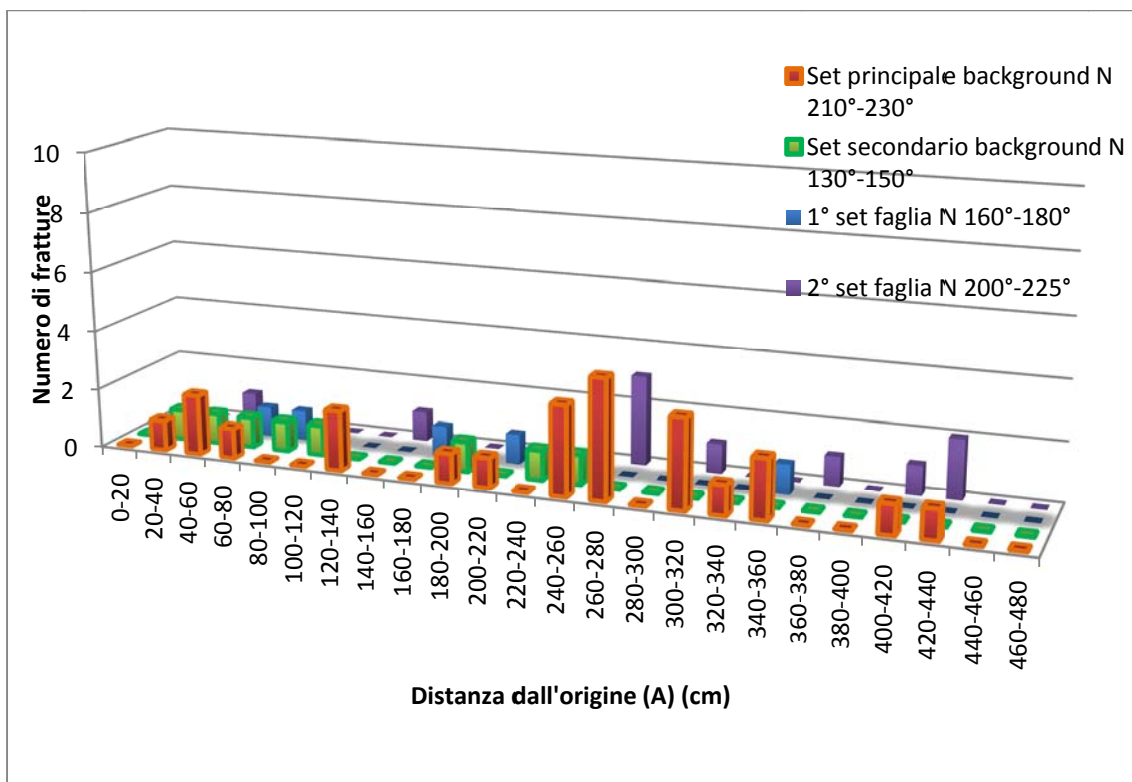


Figura 5.109 – Distribuzione spaziale dei diversi *set* di *joint* individuati (Membro Irminio, parte mediana).

6. DISCUSSIONE

I dati presentati in questo lavoro di ricerca hanno permesso di definire i processi deformativi che interessano tre diverse Formazioni carbonatiche affioranti in Sicilia e di caratterizzare, sia qualitativamente che quantitativamente, gli elementi strutturali che queste contengono. Gli affioramenti studiati sono ubicati in diverse posizioni strutturali dell'edificio tettonico siciliano e, quindi, soggetti ad una diversa intensità di *strain*. In particolare, due ricadono nella porzione di catena esterna meno deformata (Monte Maranfusa e Montagna Grande), uno in una zona di avampaese poco deformato (Altipiano ibleo centromeridionale). Gli affioramenti sono caratterizzati dalla presenza di successioni carbonatiche stratificate, le quali differiscono per età, litologia, caratteristiche petrofisiche e composizionali. Specificatamente, esse sono: (i) Calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi della Fm. Inici, Infralias; (ii) calcilutiti e calcilutiti marnose a foraminiferi planctonici della Fm. Amerillo, Cretaceo superiore; (iii) calciruditi, calcareniti e calciluti a foraminiferi planctonici e macroforaminiferi della Fm. Ragusa, Oligocene-Miocene.

6.1 – Ambienti deposizionali ed evoluzione diagenetica delle tre formazioni studiate

Nell'area di Monte Maranfusa, i carbonati della Fm. Inici si presentano ben stratificati in banconi di spessore variabile, talora superiori al metro. Le osservazioni al microscopio delle sezioni sottili ricavate dai campioni raccolti hanno evidenziato una tessitura da grano a fangosostenuta (*wackestone-packstone* – Fig. 4.1) ed un'abbondante presenza di fossili (soprattutto alghe calcaree e foraminiferi bentonici - Fig. 4.2). Tali tessitura e composizione inducono ad ipotizzare un ambiente deposizionale di laguna moderatamente aperta, in prossimità della piana tidale. L'abbondante quantità di cemento secondario riscontrato all'interno delle cavità fenestrali e dei fossili calcarei (Figg. 4.1 e 4.2), testimonia l'esposizione subaerea dei suddetti carbonati. La roccia carbonatica, allo stato attuale in seguito alla precipitazione dei cementi secondari e della successiva evoluzione diagenetica risulta avere valori di porosità residua molto bassi. Le misure realizzate sulle sezioni sottili (MM_1D e MM_1I), mediante il software di *image analysis* ImageJ, indicano valori medi percentuali pari a 0,07% e 0,08% per le due sezioni (Tab. 4.1). L'*hardground* ferromanganesifero localizzato al *top* della formazione Inici, in corrispondenza del quale è stata osservata anche la presenza di cristalli di pirite (Fig. 3.7b e 3.7c), testimonia una fase di annegamento della piattaforma carbonatica di età Liassica (WENDT, 1969, JENKINS, 1970, CATALANO & D'ARGENIO, 1978). A partire da questo intervallo di tempo, il perdurare della tettonica distensiva conseguente all'apertura della Tetide ha modellato il margine frastagliato della Placca africana determinando un'ulteriore frammentazione ed un rapido annegamento delle piattaforme (CATALANO &

D'ARGENIO, 1982). Sui margini delle piattaforme la sedimentazione è divenuta pelagica, con la deposizione di livelli carbonatici condensati (Rosso Ammonitico) e delle successive facies di ambiente di piattaforma carbonatico-pelagica (Lattimusa, Hybla, e Scaglia) sino all'Eocene.

Nell'area di Montagna Grande lo studio si è focalizzato sulle calcilutiti e calcilutiti marnose cretache della Formazione Amerillo ("Scaglia"). In affioramento le calcilutiti e calcilutiti marnose si mostrano ben stratificate, in strati di spessore variabile all'interno dei quali sono presenti noduli e/o liste di selce. Alcune liste di selce sono abbastanza continue. Al microscopio le calcilutiti mostrano una granulometria molto fine, con pochi clasti costituiti da gusci/frammenti di gusci di foraminiferi planctonici di dimensioni maggiori immersi in una matrice carbonatica (*wackestone* – Fig. 4.3). Le caratteristiche litologiche e petrografiche della roccia indicano un'ambiente deposizionale di mare profondo, caratterizzato da scarsa energia del moto ondoso, il quale poteva formare un'area di raccordo tra la piattaforma e l'adiacente bacino. La porosità misurata dall'analisi delle sezioni sottili (MG_1D e MG_1I) risulta essere molto bassa con valori percentuali inferiori all'unità (Tab. 4.1; 0,04% per la sezione sottile MG_1D, 0,02% per la sezione sottile MG_1I). Il cemento è molto scarso.

Nell'area di avampaese, come illustrato nei precedenti capitoli, la formazione Ragusa è costituita dal Membro Leonardo e dal Membro Irminio. Le caratteristiche litologiche e petrografiche dei due membri inducono ad ipotizzare un'ambiente deposizionale di rampa esterna. I risultati delle osservazioni effettuate al microscopio su sezioni sottili dei campioni di roccia raccolti indicano una tessitura matrice-sostenuta in entrambi i membri della Fm. Ragusa. In alcune sezioni sottili del Membro Irmino, tuttavia, si notano porzioni di roccia in cui la quantità di matrice diminuisce notevolmente fino ad essere, in alcuni casi, quasi completamente assente (Fig. 4.13). L'assenza di matrice all'interno degli strati è indicativa di ambienti deposizionali di acqua poco profonda con un'alta energia del moto ondoso. Tale moto ondoso provoca l'allontanamento delle porzioni più sottili di sedimento, condizione, questa che si verifica nelle zone più interne della rampa. Al contrario, le associazioni faunistiche presenti nelle rocce appartenenti al Membro Leonardo, costituite da rari frammenti di piastrine di echinidi e foraminiferi planctonici (Figg. 4.4 e 4.5), indicano un ambiente deposizionale di mare profondo e scarsa energia del moto ondoso.

Diverse sezioni sottili ricavate da campioni di roccia provenienti dalle porzioni inferiori ed intermedie del membro Irminio evidenziano la presenza di cemento carbonatico attribuibile ad una diagenesi tardiva (cemento di tipo B), e di frammenti di foraminiferi bentonici (Figg. 4.7 e 4.13). Questi ultimi, assieme alla minore presenza di matrice, indicano un'ambiente

deposizionale più interno della rampa, caratterizzato da una maggiore energia. Il risultato delle analisi al microscopio suggerisce quindi che i sedimenti del Membro Leonardo sono stati depositati nella parte più esterna della rampa, mentre quelli del membro Irminio in zone più interne. Successivamente, questi ultimi sarebbero stati mobilizzati e risedimentati. Quanto detto è confermato dalla granulometria dei campioni di roccia analizzati. Il membro Leonardo presenta una granulometria molto fine (Fig. 4.4 e 4.5) che, procedendo verso l'alto stratigrafico, aumenta progressivamente nella parte inferiore del membro Irminio (Figg. 4.6 e 4.9) ed in quella intermedia (Figg. 4.11 e 4.12)

Questi dati sono in accordo con quanto affermato da diversi autori sull'esistenza, in questo settore del Mediterraneo, a partire dal Cretaceo superiore, di due distinti domini paleogeografici (CARBONE ET AL., 1987; ANTONELLI ET AL., 1988), uno orientale (zona di Siracusa e Augusta) caratterizzato da una sedimentazione tipica di piattaforma carbonatica interna (Fm. Monte Climiti) ed uno occidentale (zona del Ragusano) da una sedimentazione tipica di piattaforma carbonatica esterna (scarpata/rampa), alimentato essenzialmente da risedimenti carbonatici provenienti dalle aree orientali (BIANCHI ET AL., 1987).

La presenza di cemento ricristallizzato, riscontrato anche all'interno del Membro Leonardo, potrebbe spiegare i bassi valori di porosità che caratterizzano i campioni analizzati (Tab. 4.1). Tali valori variano da un massimo di 4,25% (membro Irminio- porzione inferiore, sezione C.M.B. 1-D), ad un valore minimo di 0,18% (membro Irminio- parte mediana, sezione C.M.A.1-I).

Il *top* della parte inferiore del Membro Irminio è marcato da un *hardground* fosfatifero testimoniatore un evento non-deposizionale avvenuto alla fine del Burdigaliano. Tale *hardground*, secondo diversi autori, è presente in tutto il Mediterraneo (CARBONE ET AL. 1987; GRASSO ET AL. 2000) ed è, quindi, correlabile ad un evento non-deposizionale di carattere regionale. In campagna si è avuto modo di osservare come l'*hardground* si presenti con diverse caratteristiche (Fig. 3.19). Esso può essere molto spesso e continuo (Fig. 3.19A), sottile e discontinuo (Fig. 3.19B), o disperso all'interno di strati carbonatici di dimensioni metriche (Figg. 3.19C e 3.19D). Secondo Carbone et al. (1987), queste differenze sono da imputare a due differenti modalità di fosfatizzazione dei sedimenti correlate a due particolari momenti dell'evento non-deposizionale. La presenza di uno strato più o meno continuo di ciottoli fosfatizzati indicherebbe una formazione dovuta alla sostituzione dei sedimenti carbonatici pre-esistenti (forma "autoctona" secondo gli autori), mentre le variazioni di spessore dell'*hardground* sarebbero da imputare ai *burrow* (cunicoli formati da organismi che scavano il sedimento) che hanno permesso al materiale fosfatico di infiltrarsi all'interno dei

sedimenti (Fig. 2.34 A e B). I grani fosfatici dispersi all'interno degli strati carbonatici rappresenterebbero, invece, intraclasti rimaneggiati inglobati all'interno del sedimento alla ripresa della normale sedimentazione (forma "alloctona" secondo gli autori, Figg. 3.19C e 3.19D). In figura 4.11 è possibile vedere uno di questi intraclasti fosfatici presente nella porzione inferiore del membro Irminio.

6.2 – Geometria, cinematica e *timing* della deformazione

La successione carbonatico-pelagica di Monte Maranfusa è dissecata da un sistema di dicchi nettuniani prodotti durante la fase estensionale Giurassica, la quale ha smembrato il margine settentrionale della placca africana. Tali dicchi attraversano i depositi della Formazione Inici e della Formazione Buccheri (Rosso Ammonitico - Figg. 5.5 e 5.6) e sono spesso associati a piani di taglio che, nel tempo, hanno dissecato la successione coinvolgendo sedimenti più recenti. Sulla base delle giaciture, possono essere individuate quattro famiglie principali di dicchi nettuniani. Essendo per lo più sub-verticali, questi vengono classificati sulla base delle direzioni azimutali: i) NW-SE, ii) NE-SW; iii) N-S; iv) E-W.

L'analisi dei riempimenti dei diversi dicchi ha permesso d'identificare sedimenti di diverse età. Sulla base delle caratteristiche dei riempimenti, possono essere distinti due tipologie principali di strutture. Una prima tipologia è costituita da dicchi che presentano un riempimento omogeneo dato da materiale proveniente dalla Formazione Buccheri (Rosso Ammonitico) del Giurassico (Figg. 5.8a, 5.8c, 5.8d, 5.8e e 5.11) oppure da calcilutiti e calcilutiti marnose della Formazione Amerillo (Scaglia) del Cretaceo-Eocene (Figg. 5.8c, e 5.8f). La seconda tipologia presenta invece riempimenti che appaiono essere polifasici e zonati parallelamente allo spessore dei singoli dicchi (Figg. 5.9a, 5.9b, 5.10a e 5.10b). Il riempimento in queste strutture si mostra omogeneo ai bordi dei dicchi, in genere costituito da micrite pelagica a crinoidi del Giurassico inferiore (Figg. 5.9b e 5.9d) oppure da calcilutiti e calciluti marnose a foraminiferi planctonici della Fm. Amerillo (Scaglia - Figg. 5.10b e 5.10d), e marcatamente brecciato e disomogeneo nelle porzioni centrali (Figg. 5.9c e 5.10c). All'interno di queste facies brecciate, oltre alla presenza di clasti riconducibili agli stessi sedimenti delle porzioni laterali contigue, sono stati osservati sia clasti micritici con gusci di *Ticinella* sp. riconducibili alla Fm. Hybla del Valanginiano-Albiano (Fig. 5.9e) che clasti glauconitici (Fig. 5.10e) riconducibili alle Calcareni di Corleone del Miocene inferiore.

I movimenti avvenuti lungo alcuni dei dicchi studiati, desunti dalla dislocazione di strati guida e dall'analisi degli indicatori cinematici (Fig. 5.7), unitamente alle età dei riempimenti di cui sopra permettono di ipotizzare il susseguirsi di diverse fasi di riempimento legate a diversi episodi tettonici. A partire dal Lias superiore, durante la fase di *rifting* (iniziata nel Trias sup.),

un primo evento tettonico puramente distensivo è stato registrato dai dicchi contenenti materiale proveniente dalla Formazione Buccheri (Rosso Ammonitico), lungo i quali sono stati rilevati movimenti estensionali di *dip-slip* (Fig. 5.8c, dicco a sinistra nella foto) o dilatanti (Fig. 5.11). Una successiva fase Cretacica caratterizzata da una componente trascorrente, è registrata dalla formazione di nuovi dicchi riempiti da materiale proveniente dalla Formazione Amerillo (Scaglia, Figg. 5.8c, dicco a destra nella foto e 5.10a) e da sedimenti brecciati (Figg. 5.10b, 5.10c) e dalla riattivazione di dicchi precedentemente formati, i quali presentano riempimenti di età giurassica nelle porzioni laterali (Fig. 5.9a, 5.9b e 5.9d) ed una breccia con frammenti della Fm. Hybla in quelle centrali (Fig. 5.9b, 5.9c e 5.9e). Infine, la presenza di glauconite all'interno di alcuni dicchi (Fig. 5.10c, 5.10e) fa ipotizzare una fase tettonica più recente, post Oligocene, che ha mobilitato materiale proveniente dalle Calcareni di Corleone.

Nell'area di Montagna Grande, le calcilutiti e calcilutiti marnose della Formazione Amerillo (Scaglia) sono state interessate da due *set* di stiloliti: uno parallelo alla stratificazione (inclinazione misurate da pochi gradi fino ad un massimo di 17°), un altro con inclinazioni maggiori (da 20° a 40°) con direzione circa NW-SE (Fig. 5.12). Le stiloliti appartenenti a quest'ultimo *set* sono spesso confinate all'interno di porzioni di roccia compresa tra due stiloliti *bed-parallel* (Fig. 5.13). Tale configurazione permette quindi di interpretare le stiloliti NW-SE come successive a quelle *bed-parallel*, probabilmente legate alla tettonica compressiva Oligo-miocenica testimoniata nell'area dai sovrascorrimenti che bordano il rilievo carbonatico (Fig. 3.3) e dalle superfici di taglio a basso angolo caratterizzate da cinematica inversa rilevate all'interno della Formazione Amerillo (Scaglia). La direzione del *set* NW-SE di stiloliti sembra essere compatibile cinematicamente con la direzione dei sovrascorrimenti, i quali suggeriscono una direzione del trasporto tettonico verso sud e sudovest (NIGRO & RENDA, 2002b).

Le faglie a cinematica diretta riscontrate nell'area sono state suddivise in due famiglie principali sulla base degli angoli d'inclinazione: faglie dirette a basso angolo (inclinazione < 30°) e faglie dirette ad alto angolo (inclinazione > 45°). Le prime mostrano due direzioni azimutali principali: i) circa NE-SW e ii) circa E-W. Entrambe le famiglie di strutture tagliano le pareti delle cave assottigliando la successione carbonatica Cretacica (Figg. 5.15, 5.16 e 5.18). Queste strutture sarebbero compatibili con una fase estensionale post-orogenetica documentata da diversi autori (GIUNTA ET AL., 2002a; GIUNTA ET AL., 2002b; NIGRO & RENDA, 2002b) legata sia al collasso del cuneo di scaglie tettoniche della catena che alle prime fasi di apertura del bacino tirrenico.

Le faglie dirette ad alto angolo sembrano invece essere legate ad una fase transtensionale pre-orogena di età Cretacea, la quale è testimoniata in tutta la Sicilia occidentale (NIGRO & RENDA, 2002b) da una tettonica sinsedimentaria che ha prodotto spessi depositi di megabrecce lungo le aree di raccordo tra piattaforme carbonatiche e i bacini pelagici (ABATE ET AL., 1982; CATALANO & D'ARGENIO, 1978–1982; NAPOLI ET AL., 2012; TORTORICI ET AL., 2001). Questo scenario sarebbe testimoniato nell'area studiata dalle faglie dirette ad alto angolo che, in alcuni casi, risultano confinate all'interno di singoli pacchi di strati (Fig. 5.21a) spesso delimitati da stiloliti.

Infine, la presenza di chiari indicatori cinematici di trascorrenza (Fig. 5.21b) su alcune superfici di taglio orientate NE-SW che dislocano le suddette strutture (Fig. 5.21a) indicano una fase tettonica trascorrente di età Plio-pleistocenica, la quale ha prodotto un'ampia zona di *shear* orientata W-E nel Tirreno meridionale (GIUNTA ET AL., 2002b; NIGRO & RENDA, 2002a; NIGRO & RENDA, 2002b; TAVARNELLI ET AL., 2003). Tale zona di taglio può essere stata associata alla rotazione antioraria della Placca africana (DEWEY ET AL., 1989).

Nell'area iblea il rilevamento strutturale realizzato sul terreno ha permesso di individuare due *set* principali di faglie: i) faglie circa N-S; ii) faglie circa NE-SW. Un terzo *set*, poco presente nell'area di studio, è orientato circa E-W/NW-SE (Fig. 3.12 e 5.28). Sulla base delle lunghezze e dei rigetti, sono state caratterizzate 4 tipologie di faglie caratterizzate da architetture differenti: (i) “Faglie incipienti”, (ii) “Faglie piccole”, (iii) “Faglie medie” e (iv) “Faglie grandi”.

Le “Faglie incipienti” sono costituite da fratture preesistenti, perlopiù *joint*, andati in taglio. Tali strutture restano confinate all'interno dei singoli strati carbonatici e risolvono rigetti massimi inferiori a 10 cm. Le “Faglie piccole” sono formate da nuclei di faglia (*core*) isolati e discontinui costituiti da breccia di faglia attraversati da piccole superfici di taglio, hanno lunghezze di diversi metri e risolvono rigetti fino ad alcune decine di cm. Le “Faglie medie” risultano essere caratterizzate da sottili *core* con andamento discontinuo formati da breccie di faglia o, più raramente, da cataclasi. Si possono riscontrare più superfici di taglio circoscritte all'interno delle *damage zone*. Sono lunghe diverse centinaia di metri ed hanno rigetti dell'ordine delle decine di metri. Infine, le “Faglie maggiori” sono caratterizzate da un *fault core* ben sviluppato costituito da cataclasi e da numerose superfici principali di taglio. I *fault core* sono delimitati lateralmente da *damage zone* spesse e ben sviluppate, queste faglie raggiungono lunghezze dell'ordine dei km e rigetti di centinaia di metri.

I diagrammi a rosa delle faglie rilevate (Figg. 5.29 e 5.30) mostrano come le orientazioni principali delle faglie normali e inverse siano compatibili con il campo di *stress* (σ_1

orizzontale orientato circa NE-SW) determinato dallo *spreading* crostale che, a partire dal Messiniano, ha interessato l'area del Canale di Sicilia e che ha portato alla formazione del *rift* di Pantelleria (BIANCHI ET AL., 1987; BEN-AVRAHAM & GRASSO, 1990; REUTHER ET AL., 1993). Anche i principali *set* di faglie aventi una cinematica trascorrente destra (NNE-SSW e NE-SW) e sinistra (E-W) sono compatibili con lo stesso campo di *stress*. Al contrario, il *set* di faglie trascorrenti sinistre orientato NE-SW potrebbe essere correlato al campo di *stress* attuale (σ_1 orizzontale orientato circa NW-SE) dovuto al progressivo avanzamento del fronte della catena Maghrebide sulle zone di avampaese (CATALANO ET AL., 2008; ROMAGNOLI ET AL., 2008). In corrispondenza di una delle maggiori faglie orientate circa NE-SW (Fig. 5.37) sono stati osservati chiari indicatori cinematici compatibili con una cinematica trascorrente di tipo sinistro. Questi movimenti potrebbero essere correlabili a variazioni locali del campo di *stress* che ha agito sulla faglia in parola e non, come assunto dai precedenti autori, ad uno *stress* remoto regionale.

6.3 – Densità della fratturazione e proprietà scalari dei *joint*

Oltre la caratterizzazione geologico-strutturale delle aree appena descritte, scopo del presente lavoro di tesi è stato anche quello di analizzare le proprietà scalari delle famiglie di fratture presenti all'interno delle formazioni carbonatiche considerate. Attraverso metodologie d'indagine quantitativa, i dati ottenuti da *scan line* orientate parallelamente alla stratificazione sono stati successivamente elaborati statisticamente per determinare il possibile controllo esercitato dai diversi strati calcarei sulla deformazione.

All'interno della Formazione Inici sono stati riscontrati due *set* principali di *joint* perpendicolari alla stratificazione e tra di loro ortogonali: un *set* orientato circa NNW-SSE e uno orientato WSW-ENE/W-E (Fig. 5.40). Il grafico di figura 4.41 mostra che non vi è una buona correlazione tra lo spessore degli strati (T) e la spaziatura del *set* di *joint* NNW-SSE. L'alto valore di FSI non è accompagnato da un buon valore dell'indice di determinazione lineare $R^2 = 0,4$, la retta non fornisce quindi una buona interpolazione dei dati.

I valori dei rapporti S/T (*spacing to tickness ratio* – Fig. 5.42) risultano essere molto bassi per tutti e tre gli strati considerati, addirittura inferiori a 0,1 per lo strato C (S/T=0,08), mostrando una sovrassaturazione molto accentuata per questo *set* di *joint*. Come si vede nel grafico di figura 4.43 i valori del coefficiente di variazione C_v sono per i tre strati prossimi all'unità, o di poco superiori, indicando una distribuzione della fratturazione al limite tra valori clusterizzati e non (GILLESPIE ET AL., 1993). Tuttavia, il grafico della distribuzione cumulativa delle spaziature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati, mostra una distribuzione poissoniana (Fig. 5.44), che sta ad indicare una distribuzione non influenzata da perturbazioni

di *stress* dovute a strutture gerarchicamente superiori (superfici di taglio per esempio). Infine, il grafico di figura 5.45 mostra che questo *set* di *joint* è stato interessato da fenomeni *linkage*, che si esplicano nella presenza di diversi valori di lunghezza normalizzata maggiori di 1 (lunghezza dei *joint* pari allo spessore dello strato nel quale sono stati misurati).

La spaziatura del secondo *set* di *joint* orientato WSE-ENE/W-E non mostra avere nessuna correlazione con lo spessore degli strati, il valore di FSI risulta essere infatti negativo (Fig. 5.46). Anche questo *set* di *joint* risulta essere sovrassaturo in quanto caratterizzato da valori di S/T molto bassi (Fig. 5.47). Il grafico del coefficiente di variazione (Fig. 5.48) mostra una distribuzione clasterizzata per due dei tre strati, mentre il terzo ha valori di $C_v < 1$.

La distribuzione cumulativa della spaziatura normalizzata per lo spessore degli strati mostra una linea di *best fit* di potenza (Fig. 5.49), che indica una distribuzione non casuale delle fratture, controllata dalla presenza di strutture gerarchicamente superiori, probabilmente superfici di taglio.

Il grafico della distribuzione cumulativa delle lunghezze delle fratture normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.50) mostra invece che questo *set* di *joint* non è interessato da fenomeni di *linkage*, tutti i valori di lunghezza degli *joint* normalizzata sono inferiori a 1.

La Formazione Amerillo è anch'essa caratterizzata dalla presenza di due *set* di *joint* perpendicolari agli strati e tra di loro più o meno ortogonali. Uno è orientato circa NNE-SSW, l'altro circa NW-SE (Fig. 5.52).

Dal grafico di figura 5.53 si vede che la spaziatura del *set* orientato NNE-SSW non ha nessuna correlazione con lo spessore degli strati; il valore di FSI risulta essere negativo e il coefficiente $R^2 = 0,0465$. Il grafico S/T di figura 5.54 mostra valori del rapporto S/T molto variabili per i tre strati: lo strato A risulta essere sottosaturo rispetto al *set* di *joint* considerato, lo strato B è in condizioni di saturazione, mentre lo strato C risulta essere sovrassaturo. I valori di C_v (Fig. 5.55) indicano una distribuzione clasterizzata per lo strato A, che ha $C_v = 1,24$, mentre gli altri due strati mostrano una distribuzione casuale delle fratture, con valori di C_v prossimi o inferiori a 1. Nel grafico di figura 5.56 la distribuzione poissoniana delle spaziature normalizzate sembra avvalorare l'ipotesi di una fratturazione non controllata da perturbazioni di *stress* locali. Il grafico della distribuzione cumulativa delle lunghezze dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati di figura 5.57 mostra come questo *set* di *joint* sia stato interessato da fenomeni di *linkage* di fratture preesistenti, come desunto dai valori di lunghezza normalizzata maggiore di 1.

Il *set* di *joint* orientato NW-SE mostra una scarsa correlazione tra la spaziatura (S) e lo spessore degli strati (T); FSI = 2,69 con $R^2 = 0,1449$ (Fig. 5.58). I valori del rapporto S/T (Fig.

5.59) indicano condizioni di sottosaturazione per lo strato A e di sovrassaturazione per gli strati B e C. Il coefficiente di variazione per questo set di *joint* risulta essere maggiore di 1 in tutti e tre gli strati, suggerendo una distribuzione clasterizzata della fratturazione (Fig. 5.60). Questa tendenza tuttavia non si riflette nella distribuzione cumulativa delle spaziature normalizzate dei joint, che mostra un andamento poissoniano (Fig. 5.61), configurando una distribuzione della fratturazione legata all'azione di *stress* remoti. Il grafico di figura 5.62 mostra anche per questo set di *joint* l'esistenza di intensi fenomeni di *linkage* tra le fratture.

Per quanto riguarda i dati raccolti nelle *scan line* realizzate all'interno della Formazione Ragusa, i risultati di una prima indagine qualitativa hanno mostrato come nel Membro Leonardo e nella porzione inferiore del Membro Irminio siano presenti due set principali di *joint* perpendicolari alla stratificazione, uno orientato circa NE-SW ed un altro circa NW-SE (Figg. 5.64 e 5.76). Diversamente, nella porzione mediana del Membro Irminio è stato riscontrato un solo set di *joint* orientato circa NE-SW (Fig. 5.88). Per il Membro Leonardo, dal grafico di Fig. 5.65 si evince che nessuna correlazione esista tra lo spessore degli strati (T) e la spaziatura (S) del set NE-SW dei *joint*. Differentemente, il grafico di Fig. 5.66 mostra come gli strati risultino essere sovrassaturi (valori di S/T che variano da circa 0,1 a 0,3). I valori del coefficiente di variazione (Fig. 5.67) inferiori a 1 suggeriscono una distribuzione non clasterizzata di questi *joint*, che escluderebbe quindi l'azione di *stress* locali. Questa conclusione è avvalorata dalla distribuzione cumulativa delle fratture normalizzata per lo spessore degli strati (Fig. 5.68). Il grafico mostra una distribuzione poissoniana della spaziatura normalizzata delle fratture, consistente con una disposizione "casuale" di quest'ultime all'interno dei singoli strati rocciosi, non controllata quindi da nessuna perturbazione di *stress* causata dalla presenza di strutture "gerarchicamente superiori" quali ad esempio superfici di taglio. Nel grafico di Fig. 5.69, inoltre, si può osservare come il set di *joint* in questione non presenti fenomeni significativi di *linkage*. Pochissime fratture sono riuscite a propagarsi tra strati contigui; infatti, i dati presentano una distribuzione che tende ad 1.

Il set di *joint* orientati NW-SE presenta, nel membro Leonardo, una buona correlazione con lo spessore degli strati $FSI = 9,6$ con $R^2 = 0,9907$ (Fig. 5.70). I bassi valori di S/T (0,3 – 0,6) indicano una sovrassaturazione degli strati rispetto a questo set di *joint* (Fig. 5.71). Il grafico del Cv (Fig. 5.72) mostra per questo set di *joint* una distribuzione non clasterizzata ($Cv < 1$ per tutti i tre strati) che esclude una fratturazione dovuta a *stress* locali. Il grafico di Fig. 5.73 mostra una distribuzione perfettamente poissoniana dei valori cumulativi della spaziatura

normalizzata. L'andamento della distribuzione cumulativa delle lunghezze normalizzate dei *joint* (Fig. 5.74) esclude inoltre la presenza di fenomeni di *linkage* tra le fratture.

Nella porzione inferiore del Membro Irminio la densità del *set* di *joint* NE-SW sembra avere una buona correlazione con lo spessore degli strati (FSI = 0,8; Fig. 5.77) a dispetto di un valore basso di R^2 (0,61). In questa porzione del membro il grafico relativo al rapporto S/T (Fig. 5.78) mostra condizioni di sottosaturazione per lo strato B (S/T = 1,8), mentre gli altri due strati investigati hanno valori di S/T compatibili con condizioni di saturazione. I valori di $C_v < 1$ mostrano una non clasterizzazione dei dati (Fig. 5.79).

La distribuzione cumulativa delle spazature dei *joint* normalizzate per lo spessore degli strati (Fig. 5.80) mostra un andamento poissoniano che sta ad indicare come, anche in questa litofacies, la distribuzione delle fratture è stata controllata da *stress* remoti. Nel grafico di figura 5.81 si vede come il *set* di *joint* NE-SW sia stato interessato da fenomeni di *linkage*, risultando in *joint* aventi valori di lunghezza normalizzata maggiori di 1.

Nella porzione inferiore del membro Irmino il *set* di *joint* NW-SE risulta avere una scarsa correlazione con lo spessore degli strati (FSI = 2; Fig. 5.82). I valori di S/T indicano che solo uno dei tre strati considerati è in condizioni di sovrassaturazione, mentre gli altri due hanno valori di $0,8 < S/T < 1,2$ che indicano condizioni di saturazione (Fig. 5.83). In questo sottomembro il *set* di *joint* NW-SE ha una distribuzione clasterizzata, i valori di C_v risultano essere maggiori di 1 in tutti e tre gli strati investigati (Fig. 5.84). La distribuzione cumulativa delle spazature normalizzate (Fig. 5.85) ha un *best fit* di potenza, risultato dell'azione di *stress* locali probabilmente collegati ai processi di fagliazione. Nel grafico in Fig. 5.86 la distribuzione cumulativa della lunghezza normalizzata dei *joint* indica la presenza di fenomeni di *linkage* tra *joint* presenti in strati contigui.

Nella porzione mediana del membro Irminio la densità di fratturazione del *set* di *joint* NE-SW non presenta alcuna correlazione con lo spessore degli strati (Fig. 5.89) I valori di S/T risultano essere molto bassi (Fig. 5.90) testimoniando, anche per questa porzione del membro, una sovrassaturazione della fratturazione. I valori di C_v mostrano una distribuzione non clasterizzata in due dei tre strati considerati (strati B e C), mentre lo strato A ha un $C_v = 1$ (Fig. 5.91). La distribuzione poissoniana dei dati in Fig. 5.92 indica una disposizione "casuale" degli *joint* all'interno degli strati. Il grafico della distribuzione cumulativa delle lunghezze normalizzate (Fig. 5.93) mostra fenomeni di *linkage*, anche se poco pronunciati.

Alla luce dei dati di stratigrafia meccanica si evince che nella formazione Inici nessuno dei due *set* di *joint* riscontrati mostra una correlazione con lo spessore degli strati. I valori di S/T mostrano una sovrassaturazione molto spinta per entrambi i *set* di *joint*, con valori di S/T

quasi sempre inferiori a 0,3. La non correlazione con lo spessore degli strati e i valori che indicano la sovrassaturazione degli strati rispetto ad entrambi i *set* possono essere dovuti allo sviluppo nell'area di *joint* orientati allo stesso modo dei *set* considerati legati alla formazione dei filoni o di superfici di taglio. Questa interpretazione, nonostante la distribuzione poissoniana delle spazature normalizzate, è confermata per il *set* NNW-SSE dai valori di C_v maggiori di 1, i quali indicano che la distribuzione dei dati non è perfettamente omogenea e, quindi, condizionata dall'azione di *stress* locali e da fenomeni di *linkage*, come evidenziato dalla distribuzione cumulativa normalizzata della lunghezza dei *joint*. Mentre nel *set* WSW-ENE, nonostante questo non sembri aver subito fenomeni di *linkage*, la distribuzione cumulativa della spazatura normalizzata per lo spessore degli strati mostra un *best fit* di potenza che sta ad indicare il possibile controllo di strutture gerarchicamente superiori sulla distribuzione della fratturazione.

I due *set* di *joint* ed i *set* dei dicchi dilatanti e di quelli caratterizzati da una cinematica diretta, caratterizzati da una simile giacitura, potrebbero essersi formati contemporaneamente durante la fase distensiva Triassico-Giurassica. Tuttavia, gli alti valori di saturazione non escludono la possibilità che in tempi successivi altri *joint*, aventi una simile orientazione, possano essersi formati in seguito ad una successiva rotazione del campo degli sforzi, andando a saturare gli strati. Questo scenario potrebbe essersi verificato a partire dall'Oligocene superiore, quando la catena in formazione inizia a scontrarsi con l'area stabile occidentale del Blocco Ibleo Pelagiano (NIGRO & RENDA, 2002b). Il non parallelismo tra il fronte della catena e il margine può aver generato una convergenza obliqua e, quindi, una rotazione oraria del fronte di avanzamento e delle strutture ad esso correlate (pieghe e *thrust* – Fig. 2.10).

Anche nella Formazione Amerillo sono stati riscontrati due *set* di *joint* perpendicolari alla stratificazione. I due *set* non mostrano una chiara correlazione con lo spessore degli strati. Nonostante la distribuzione poissoniana di entrambi i *set* si nota come per il *set* NW-SE i valori di C_v indichino l'azione di *stress* locali, che non sembra essere altrettanto chiara nel *set* NNE-SSW anche se comunque due dei tre valori di C_v sono maggiori di 1. Per entrambi i *set* invece è molto chiara la presenza di pronunciati fenomeni di *linkage*. I *joint* sembrano essersi propagati abbondantemente attraverso gli strati, raggiungendo anche valori dieci volte superiori allo spessore dello strato. I valori di saturazione indicano che per entrambi i *set* di *joint* gli strati con spessore maggiore hanno raggiunto la saturazione, mentre lo strato più sottile sembra essere sottosaturato per entrambi i *set*. Questo potrebbe essere spiegato dalla presenza di stiloliti molto sviluppate, rilevate nell'area, che in alcuni casi possono aver isolato volumi di roccia all'interno di uno strato più spesso in origine dando così un valore di

saturazione sovrastimato. Le relazioni geometriche tra i due *set* di *joint* e la stiloliti parallele alla stratificazione sembrano indicare una formazione coeva degli elementi strutturali in parola, i quali si tagliano vicendevolmente.

Per quanto riguarda invece i due membri della Formazione Ragusa si è visto come il *set* di *joint* orientato NE-SW perpendicolarmente agli strati sembra non avere nessuna relazione con lo spessore degli strati in tutti i tre membri considerati, mentre il *set* orientato NW-SE mostra avere questo tipo di relazione. Sulla base delle relazioni geometriche di *crosscutting* ed *abutting* documentate in campagna, i due *set* ortogonali agli strati sembrano essere coevi. Il *set* orientato NE-SW risulta essere predominante, mentre quello orientato NW-SE è secondario. Il meccanismo che può aver determinato la formazione di due *set* ortogonali tra loro e perpendicolari agli strati, che mostrano condizioni di saturazione/sovrassaturazione, è stato teorizzato e modellizzato numericamente da Bai et al., (2002). Nel suddetto lavoro, gli autori dimostrano come, in condizioni di saturazione del *set* principale di *joint* (WU & POLLARD, 1995), in seguito all'azione di *stress* remoti, si possa formare un *set* secondario di *joint* ortogonale al primo grazie al meccanismo di “*stress-state transition*” in cui, localmente, all'interno di ogni strato, avvenga una permutazione temporanea degli assi principali di *stress* σ_2 e σ_3 .

Il fatto che il *set* principale di *joint* orientato circa NE-SW risulti essere saturo/sovrassaturo all'interno dei singoli strati e che non abbia alcuna relazione con gli strati stessi può essere imputabile alla formazione di *joint* orientati circa NE-SW in relazione all' enucleazione e sviluppo dei *set* di faglie trascorrenti e normali documentate in campagna. Anche se caratterizzati da valori di $C_v < 1$ (*anti-cluster*), i valori di lunghezza cumulativa normalizzata maggiori di 1 riscontrati nei due sotto-membri dell' Irminio dimostrano che fenomeni di taglio e *linkage* hanno interessato i *joint* suddetti.

Riassumendo, all'interno delle tre formazioni studiate è stata documentata la presenza di due *set* di *joint* perpendicolari agli strati e, più o meno, ortogonali tra di loro. Le modalità di formazione dei due *set* di *joint* sono diverse nelle tre formazioni in funzione delle diverse storie deformative che i tre siti hanno subito. Non vi è una chiara correlazione tra la densità di fratturazione (FD), intesa come numero di fratture per metro, dei litotipi indagati e lo spessore dei singoli strati (Figg. 5.39, 5.51, 5.63, 5.75 e 5.87). Come mostrato in figura 6.1, il plot inerente tutti i dati relativi ai litotipi considerati mostra una correlazione tra la densità di fratturazione e la posizione delle diverse formazioni considerate all'interno dell'edificio tettonico.

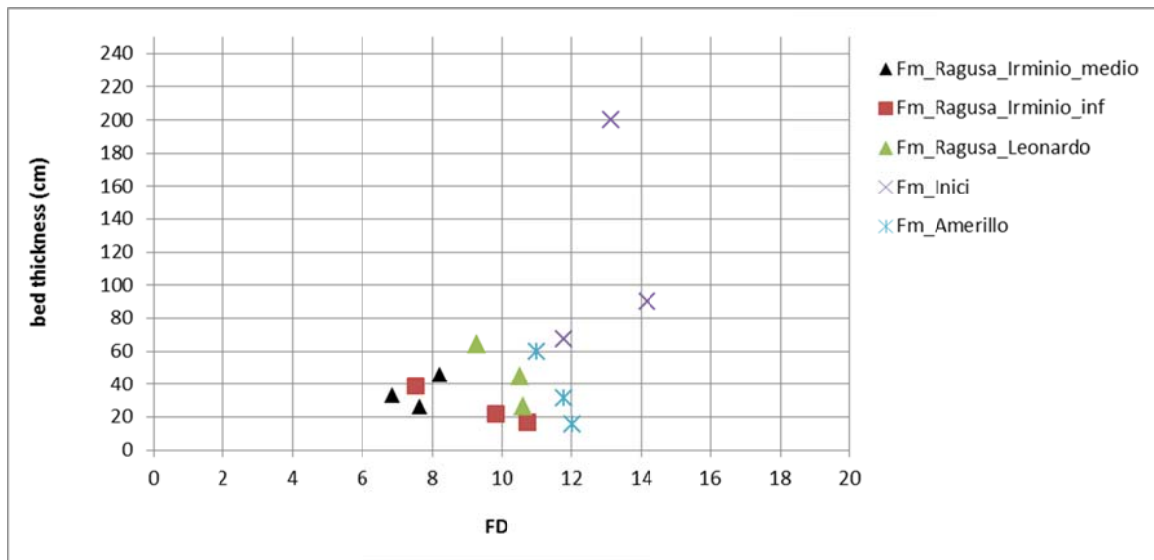


Figura 6.1 – Valori di densità della fratturazione relativi ai diversi litotipi studiati

Nel grafico si vede che, mediamente, la Formazione Amerillo e la Formazione Inici mostrano valori maggiori di FD relativamente ai tre litotipi della Formazione Ragusa. Questo dato può essere ricondotto alle diverse storie deformative delle due aree, che nel tempo sono state sottoposte a diversi eventi tettonici, caratterizzati da differenti modalità deformative e differenti intensità della deformazione. Le Formazioni Inici ed Amerillo ricadono in un'area di catena esterna, parzialmente coinvolta nei processi di formazione della catena, che si esplicano nella presenza di strutture caratteristiche di tettonica compressionale quali pieghe, sovrascorrimenti e faglie inverse, mentre l'area di avampaese dove ricade la Formazione Ragusa, i processi deformativi sono stati legati perlopiù ad una tettonica distensiva e trascorrente. La distribuzione della fratturazione all'interno delle formazioni carbonatiche, tuttavia è controllata anche dalle caratteristiche petrofisiche dei litotipi studiati. Diversamente dalla densità della fratturazione (FD), i valori di saturazione ricavati nelle tre formazioni considerate, non sembrano mostrare una stretta correlazione con la posizione tettonica dei siti ma suggeriscono, invece, il possibile controllo esercitato dalle composizioni dei litotipi e dai valori di granulometria e porosità sulla spaziatura dei *joint*. Infatti, i *joint* perpendicolari alla stratificazione tendono ad essere mediamente meno spazati (sovrassaturi) all'interno dei litotipi aventi una minore porosità (ad esclusione della formazione Amerillo). Questa relazione sembra essere in accordo con i risultati di BAI & POLLARD (2000a), i quali hanno dimostrato che la spaziatura dei *joint* perpendicolari agli strati sia inversamente proporzionale alla rigidità (modulo di Young, E) degli strati. Assumendo quindi una proporzionalità inversa tra porosità e modulo di Young, i risultati ottenuti risultano essere compatibili con il modello proposto dai suddetti autori. La proporzionalità inversa tra rigidità della roccia e spaziatura degli strati, come riportato anche da RUSTICHELLI ET AL. (2013), spiegherebbe inoltre la

maggior spazatura riscontrata all'interno della Fm. Amerillo a dispetto di valori di porosità molto bassi, che potrebbe essere dovuta alla presenza nella roccia di una componente marnosa che ne abbasserebbe la rigidità. Allo stesso modo, l'abbondante presenza di cemento all'interno della Formazione Inici potrebbe spiegare i valori molto bassi di S/T. RUSTICHELLI ET AL, (2013) analizzando la distribuzione dei *joint* perpendicolari alla stratificazione in quattro diverse facies carbonatiche affioranti nel bacino di Granada, Spagna, mostrano come ci sia una correlazione diretta tra porosità e spazatura dei *joint* e tra contenuto di elementi terrigeni nella roccia e spazatura; mentre si nota una correlazione inversa tra contenuto di cemento nella roccia e spazatura e tra sforzo compressivo uniassiale (UCS), quindi rigidità del materiale, e spazatura dei *joint*.

Infine, dai dati relativi alla connettività delle fratture riscontrate nelle tre formazioni (Fig. 5.110) si vede come all'interno del Membro Leonardo prevalgano le fratture isolate, mentre il membro Irminio è caratterizzato soprattutto da fratture accoppiate o interconnesse. La stessa cosa si può dire sia per la Formazione Amerillo che per la Fm. Inici, con una netta prevalenza di fratture interconnesse nella Fm. Amerillo. Questo in termini di circolazione dei geofluidi significa che negli strati del Membro Leonardo la deformazione, costituita, come abbiamo visto, prevalentemente da *joint* perpendicolari alla stratificazione, non crea le condizioni ideali per la migrazione dei geofluidi, che invece è favorita sia nel membro Irminio sia nelle altre due formazioni studiate.

6.4 – Controllo delle superfici di taglio sulla distribuzione della fratturazione dilatante

I dati raccolti lungo le *scan line* realizzate attraverso due dicchi nettuniani a Monte Maranfusa mostrano come la presenza del riempimento abbia alterato la distribuzione della fratturazione lungo le superfici di taglio.

In corrispondenza del dicco con riempimento omogeneo e spessore di circa 30 cm (Fig. 5.94) sono stati riscontrati quattro *set* di *joint* principali (Fig. 5.96): i) N 310-340°, ii) N 350-15°; iii) N 75-105°; iv) N 40-60°. Il riempimento di questo dicco sembra non aver influenzato in modo significativo la distribuzione della fratturazione (Figg. 5.97 e 5.98), lungo la *scan line* si riescono a distinguere gli elementi caratteristici della zona di faglia: la *damage zone* si estende dall'intervallo di distanze 340-360 cm a 380-400 cm da un lato del dicco e dall'intervallo di distanze 440-460 cm a 520-540 cm dall'altro lato. Ciononostante, si nota che in prossimità della superficie di faglia, dove dovrebbe esserci un maggior numero di fratture, queste diminuiscono o si annullano.

In corrispondenza del dicco con riempimento polifasico (Fig. 5.95), avente spessore di circa 75 cm, sono stati riscontrati tre *set* di *joint* (Fig. 5.99): i) N 310-340°; ii) N 345-15°; iii) N 75-

105°. In questo dicco la distribuzione della fratturazione sembra meno legata all'evoluzione della faglia, le fratture sembrano distribuirsi in modo casuale lungo tutta la lunghezza della *scan line* (Figg. 5.100 e 5.101). Questo può essere dovuto al maggiore spessore del dicco e alla sua composizione. La superficie di taglio si attiva in più fasi riempiendo il dicco con materiali che hanno caratteristiche petrofisiche e meccaniche differenti da quelle della roccia incassante, influenzando la distribuzione delle fratture all'interno dello spessore del dicco e nelle immediate vicinanze.

Di contro, nelle *scan line* realizzate in corrispondenza delle faglie della Formazione Ragusa (Figg. 5.102 e 5.103) è stato possibile ricostruire più facilmente l'architettura delle due faglie. Nella porzione inferiore del membro Irmino la faglia si trova a circa 430 cm dall'origine (classe 420-440 cm in figg. 5.106 e 5.107). La faglia, che sembra essere una transtensiva sx, è caratterizzata da una *core zone* di circa 80 cm, all'interno della quale sono presenti notevoli quantità di materiale continentale (terre rosse e detriti) veicolato dalle acque percolanti, mentre la *damage zone* è spessa circa 1,8 m da un lato e circa 1,2 m dall'altro (Figg. 5.102 e 5.106). Dal grafico in figura 5.107, relativo alla distribuzione spaziale dei diversi *set* di *joint* riscontrati, si può vedere come i due *set* di *background* non siano influenzati dalla deformazione. Il *set* NW-SE (*dip immersion* N 110°-125°) ha una distribuzione più o meno costante lungo tutta la *scan line*, con valori mai superiori ad 1, mentre il *set* NE-SW (*dip immersion* N 20°-60°) ha una distribuzione meno regolare con almeno tre picchi di misure che, tuttavia non sembrano legati all'architettura della faglia. I *set* N 150°-180° e N 195°-220° sembrano invece aumentare in prossimità della *damage zone*, quindi sono molto probabilmente legati ai processi di enucleazione e crescita della faglia.

Nella parte mediana del membro Irminio la faglia si trova a circa 210 cm dall'origine (classe 200-220 cm in Fig. 5.108 e 5.109). In questo caso si tratta di una faglia diretta (Fig. 5.103) con una *core zone* di circa 40 cm e una *damage zone* spessa circa 80 cm nell'*hanging wall* e circa 1 m nel *footwall* (Figg. 5.103 e 5.108). Il *set* NE-SW (*dip immersion* N 210°- 230°) è presente lungo tutta la *scan line* e non sembra avere nessuna relazione con gli elementi strutturali della faglia (*core* e *damage zone*), il *set* NW-SE (*dip immersion* N 130°-150°) mostra valori molto bassi lungo tutto lo stendimento (mai superiori a uno). Il *set* N 160°-180° sembra essere più pronunciato nella *damage zone* del *footwall*, mentre il *set* N 200-225° risulta più visibile nell'*hanging wall* (Fig. 5.109).

7. CONCLUSIONI

Sulla base del rilevamento geologico-strutturale, delle caratteristiche litologiche e petrofisiche e delle analisi strutturali di dettaglio, realizzate su tre litotipi carbonatici affioranti in Sicilia, è stato possibile fare alcune considerazioni utili alla comprensione dei meccanismi deformativi che interessano le rocce carbonatiche stratificate e su come questi possono influenzare la circolazione/accumulo dei geofluidi all'interno dell'ammasso roccioso. I dati raccolti hanno consentito di definire sia gli ambienti deposizionali dei sedimenti, che le proprietà petrofisiche delle rocce oggi in affioramento. Questi dati, integrati dai risultati dell'analisi quantitativa della spaziatura delle fratture presenti sia nelle zone di faglia che nella roccia "integra" (non coinvolta dai processi di fagliazione), hanno permesso di caratterizzare le relazioni che intercorrono tra deformazione di tipo fragile, geometria/natura degli ammassi rocciosi coinvolti, e proprietà di contenimento e/o migrazione dei geofluidi.

I valori di porosità dei campioni di roccia raccolti, rappresentativi delle tre Formazioni sono molto bassi (Tab. 4.1). Il valore massimo misurato è di poco superiore al 4 %, (porzione inferiore del Membro Irminio). Mediamente i valori di porosità della Formazione Ragusa si attestano poco al di sotto dell'unità, a differenza dei valori della Formazione Inici e della Formazione Amerillo che risultano essere di almeno un ordine di grandezza inferiori (Tab. 4.1). Tali valori, nel caso delle calcilutiti e calciluti marnose della Fm. Amerillo, sono dovuti ai processi di diagenesi primaria della roccia, che si deposita in un ambiente di mare profondo, a bassissima energia. Mentre nel caso della formazione Ragusa e ancor di più della Formazione Inici sono il risultato di processi di precipitazione e/o diagenesi tardiva di cementi che hanno occluso la porosità primaria delle rocce.

Le tre formazioni che si sono deposte e diagenizzate in ambienti e tempi differenti hanno inoltre subito nel tempo, differenti entità di *strain* in funzione della loro diversa posizione ed evoluzione rispetto ai processi tettonici che a partire dal Trias hanno coinvolto il margine della placca africana nel processo di formazione della catena Siculo-maghrebide fino alla configurazione attuale.

I diversi processi tettonici che hanno coinvolto le porzioni occidentali e orientali del blocco ibleo pelagiano si riflettono, come è stato documentato, nelle diverse architetture strutturali che caratterizzano i tre affioramenti studiati. Infatti mentre le aree di catena esterna della Sicilia occidentale sono caratterizzate da una maggiore entità della deformazione che si esplica nella sovrapposizione di diversi elementi strutturali legati a diversi eventi tettonici, le aree dell'attuale avampese in Sicilia sudorientale, risultano essere meno deformate e caratterizzate da un *pattern* strutturale meno complesso.

Negli affioramenti della Sicilia occidentale, sulla base degli elementi strutturali rilevati, è stato possibile riconoscere il susseguirsi di diverse fasi tettoniche ad iniziare dalle fase distensiva Giurassica registrata dai filoni di Monte Maranfusa. Questi dissecano la Fm. Inici coinvolgendo progressivamente al loro interno sedimenti via via più recenti del Cretaceo inf. (Fm. Hybla), del Cretaceo sup. (Scaglia), fino ad una fase più recente a carattere trascorrente che coinvolge le Calcareniti di Corleone del Miocene inferiore. A Montagna Grande le faglie dirette a basso angolo, a tratti riutilizzano, invertendole, precedenti superfici di faglie inverse, registrando una fase distensiva post-orogenetica, seguita da una fase a carattere trascorrente testimoniata da faglie ad alto angolo che tagliano tutte le strutture preesistenti. Diversamente, le faglie rilevate in Sicilia sudorientale, prevalentemente a cinematica diretta e trascorrente ed alti angoli di inclinazione sembrano legate ad eventi tettonici recenti, quali la spinta del fronte della catena, ancora in atto, o lo *spreading* del canale di Sicilia. Le diverse condizioni di *stress* e *strain* a cui sono state sottoposte le due aree e i risultanti *pattern* strutturali che le caratterizzano, assieme alle caratteristiche sedimentologiche e petrofisiche delle formazioni carbonatiche studiate si riflettono sulle modalità di formazione e sulla distribuzione quantitativa e spaziale delle fratture all'interno degli strati, e di conseguenza sulle proprietà di accumulo/circolazione dei geofluidi all'interno di essi.

La densità della fratturazione (FD) sembra essere correlabile al contesto strutturale in cui sono inseriti i litotipi studiati, infatti mostra valori mediamente più alti all'interno della Fm. Inici e della Fm. Amerillo. Mentre la distribuzione spaziale dei *joint* sembra essere legata in modo più significativo alle caratteristiche proprie delle rocce. Inoltre in accordo con i dati empirici e sperimentali proposti da diversi autori (BAI & POLLARD, 2000; BAI ET AL., 2002; RUSTICHELLI ET AL., 2013), si è visto anche che nei litotipi caratterizzati da bassi valori di porosità si sviluppano *joint* meno spaziate, così come nei litotipi che contengono quantità rilevanti di cemento, mentre la presenza di materiali sottili argillosi tende a far aumentare la spaziatura tra le fratture, nonostante la bassa porosità.

Quanto discusso finora può essere osservato in modo diretto all'interno della Formazione Ragusa. Come visto nel paragrafo 3.2, questa è sede di impregnazioni bituminose, ben esposte all'interno di una cava in c/da Tabuna. Alcuni strati della porzione inferiore del membro Irminio mostrano un colore più scuro dovuto alla presenza diffusa di bitume all'interno, mentre altri sono di colore più chiaro poiché il bitume è concentrato all'interno delle discontinuità. Questa compartimentalizzazione potrebbe essere spiegata dalle differenti caratteristiche litologiche e petrografiche degli strati in questione, differenze di porosità, granulometria, contenuto di cemento, etc.... Il bitume si accumula negli strati meno compatti

e caratterizzati da valori di porosità più alti, mentre all'interno degli strati più compatti con bassi valori di porosità viene veicolato, attraverso i *joint* perpendicolari alla stratificazione, verso gli strati adiacenti (Fig. 3.17).

In questo senso anche la connettività delle fratture può giocare un ruolo fondamentale. I dati relativi alla connettività delle fratture raccolti nelle tre formazioni hanno mostrato che i *set* di *joint* presenti nella Formazione Ragusa determinano le condizioni di accumulo dei geofluidi (maggioranza dei *joint* isolati o poco connessi). Tra questi, i valori più alti di connettività sono stati riscontrati all'interno della porzione inferiore del membro Irminio, nel quale la circolazione dei geofluidi è maggiormente favorita, così come nella Fm. Inici e nella Fm. Amerillo le quali mostrano percentuali di fratture isolate molto basse e una maggiore prevalenza di fratture interconnesse, soprattutto nella formazione Amerillo. Allo stesso modo l'architettura delle zone di faglia può giocare un ruolo importante nella migrazione e/o accumulo dei geofluidi. In funzione delle caratteristiche degli elementi che compongono una superficie di taglio (*core zone*, *damage zone*), questa di volta in volta può agire o come barriera o come condotto. Le faglie di dimensioni minori, poco sviluppate, nelle quali si riscontrano *core zone* caratterizzate dall'assenza di cataclasiti e dalla presenza di breccia di faglia, e nelle quali le strutture ad esse associate sono perlopiù fratture estensionali (*joint*), costituiscono degli elementi ad alta permeabilità all'interno delle quali i geofluidi hanno la possibilità di muoversi e migrare, principalmente, in direzione parallela a quella delle faglie (*fault-parallel-fluid flow*, CAINE ET AL., 1996). Le faglie di dimensioni maggiori, ben sviluppate, al contrario, sono caratterizzate dalla presenza di cataclasiti all'interno della *core zone* che possono aver formato delle barriere per la circolazione dei geofluidi in direzione ortogonale alle faglie (*cross-fault fluid flow*) mentre le *damage zone* circostanti risultano essere deformate da fratture estensionali (*joint*) e faglie di dimensioni minori che hanno facilitato il *fault-parallel fluid flow*. Per tale motivo, le faglie maggiori possono costituire delle strutture idrauliche del tipo barriera-condotto (CAINE ET AL., 1996).

Questi meccanismi nell'area iblea devono aver giocato un ruolo fondamentale nel far migrare gli idrocarburi dalle successioni più profonde (Fm. Taormina – KAFKA & KIRKBRIDE, 1959) a quella più superficiale (Fm. Ragusa).

Mentre a Monte Maranfusa il differente riempimento dei dicchi, come si evince dai dati delle *scan line* realizzate lungo queste strutture, ha influenzato in modo significativo la distribuzione delle fratture all'interno di *core zone* e *damage zone*. Nei dicchi con riempimento di spessore minore le fratture mostrano un aumento significativo in corrispondenza della *damage zone*, dove sarà favorito il *fault-parallel fluid flow*, mentre si

riducono notevolmente in prossimità della *core zone* costituendo delle barriere per la circolazione dei fluidi ortogonalmente alla faglia. Nei dicchi che mostrano spessore maggiore le differenti caratteristiche dei materiali di riempimento rispetto alla roccia incassante si riflettono in un minor numero di fratture all'interno del filone e nelle immediate vicinanze (*damage zone*).

In questo senso i dicchi caratterizzati da maggiore spessore di riempimento possono formare delle barriere per la circolazione dei geofluidi sia in direzione ortogonale alle faglia (*cross-fault fluid flow*), sia in direzione parallela (*fault-parallel fluid flow*).

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO E., DI STEFANO P., LO CICERO G., MONTANARI L., PECORARO C. & RENDA P. (1982)** – *Evoluzione delle zone di cerniera tra piattaforme carbonatiche e bacini nella Sicilia Occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., suppl. A, **24**, 53–76.
- ADAM J., REUTHER C.D., GRASSO M. & TORELLI L. (2000)** – *Active fault Kinematics and crustal stresses along the Ionian margin of southeastern Sicily*. Tectonophysics, **326**, 217-239.
- AGOSTA F., ALESSANDRONI M. & TONDI E. (2007)** – *Meccanismi di formazione e crescita delle faglie in grainstones calcarei miocenici (Lettomanoppello, Abruzzi): implicazioni per il flusso di idrocarburi nei calcari fratturati*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, Nuova Serie, 137.
- AGOSTA F., ALESSANDRONI M. & TONDI E. (2009)** - *Oblique normal faulting along the northern edge of the Majella anticline, central Italy: inferences on hydrocarbon migration and accumulation*. Journal of Structural Geology, **31**, pp. 674-690.
- AGOSTA F. & AYDIN A. (2006)** – *Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy*. Journal of Structural Geology, **28**, 1444-1467.
- AGOSTA F. & KIRSCHNER D.L. (2003)** - *Fluid conduits in carbonate-hosted seismogenic normal faults of Central Italy*. Journal of Geophysical Research, **108** (B4), 2221, doi:10.1029/2002JB002013.
- AGOSTA F., ALESSANDRONI M., TONDI E. & AYDIN A. (2009)** – *Oblique normal faulting along the northern edge of the Majella Anticline, central Italy: inferences on hydrocarbon migration and accumulation*. Journal of Structural Geology, **31**, 674-690.
- AGOSTA, F., RUANO P., RUSTICHELLI A., TONDI E., GALINDO-ZALDÁVAR J. & SANZ DE GALDEANO C. (2012)** - *Inner structure and deformation mechanisms of normal faults in conglomerates and carbonate grainstones (Granada Basin, Betic Cordillera, Spain): inferences on fault permeability*. Journal of Structural Geology, **45**, 4-20.
- ALVAREZ W., ENGELDER T., GEISER P.A. (1978)** - *Classification of solution cleavage in pelagic limestones*. Geology **6**, 263–266.
- AMTHOR J.E., MOUNTJOY E.W. & MACHEL H.G. (1994)** - *Regional-scale porosity and permeability variations in upper devonian leduc buildups - implications for reservoir development and prediction in carbonates*. AAPG Bulletin, **8** (10), 1541-1559.
- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1988)** – *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of Sicily Channel*.

- Proc. 74th Congr. Soc. Geol. It., 79-86.
- ANTONELLINI M. A., AYDIN A. (1995)** - *Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **79**, 642–671.
- ANTONELLINI M., AYDIN A., & POLLARD D. D. (1994)** - *Microstructure of deformation bands in porous sandstone at Arches National Park, Utah*. Journal of Structural Geology, **16**, 941 -95.
- ANTONELLINI M., TONDI E., AGOSTA F. AYDIN A. & CELLO G. (2008)** – *Failure modes in deep-water carbonates and their impact for fault development: Majella Mountain, Central Apennines, Italy*. Marine and Petroleum Geology, doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.10.008
- AYDIN A. (1978)** - *Small faults formed as deformation bands in sandstone*. Pure and Applied Geophysics, **116**, pp. 913-930.
- AYDIN A. (2000)** - *Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow*. Marine and Petroleum Geology, **17** (7), 797-814.
- AYDIN A., BORJA I.R. & EICHHUBL P. (2006)** – *Geological and mathematical framework for failure modes in granular rocks*. Journal of Structural Geology, **28**, 77-88.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000A)** – *Analysis of seismicity of southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Annali di geofisica, **43** (1), 171-188.
- BAI T., MAERTEN L., GROSS M.R. & AYDIN A. (2002)** - *Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation ?* Journal of Structural Geology, **24**, 77–88.
- BAI T. & POLLARD D.D. (2000A)** - *Fracture spacing in layered rocks : a new explanation based on the stress transition*. J. Struct. Geol., **22**, 43-57.
- BECKER A. & GROSS M. R. (1996)** - *Mechanisms for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel*. Tectonophysics, **257**, pp. 223–237.
- BEN-AVRAHAM Z.B. & GRASSO M. (1990)** – *Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the Central Mediterranean*. Annales Tectonicæ, special issue – Vol. IV – n. 2: 131-139.
- BENEO E. (1958)** – *Sull’olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79**, 5–15.
- BERNOULLI D. & JENKYN H. (1974)** – *Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. SEPM Spec. Publ., **19**: 129–160.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987)** – *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 429-458, 8ff., 1 tav. f.t.

- BILLI A., SALVINI F. & STORTI F. (2003)** – *The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability*. Journal of Structural Geology, **27**, 1823-1837.
- BILLI A. (2005)** - *Grain size distribution and thickness of breccia and gouge zones from thin (<1m) strike-slip fault cores in limestones*. Journal of Structural Geology, **27**, 1823-1827.
- BILLI A., PORRECA M., FACCENNA C. & MATTEI M. (2006)** – *Evoluzione non-cilindrica del rialzo periferico dell'avampese Ibleo (Sicilia) da dati magnetici e strutturali*. Rend. Soc. Geol. It., **2**, Nuova Serie, 82.
- BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P. & GOCEV P. (1982)** – *The recent (Miocene-Quaternary) rhegmatic system of western Mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution in a context of plastic/rigid deformation*. J. Petrol. Geol., **5**, 31–49.
- BOMMARITO S. & LA ROSA N. (1962)** - *Ricerche sulla estensione dell'orizzonte fosfatifero nella regione iblea*. Riv. Min. Sic., **13** (76-78), 1-7.
- BOMMARITO S. ET AL (1995)** – *Carta Geologica del Foglio 606 "Alcamo"*. Università degli Studi di Palermo.
- BONNET E., BOUR O., ODLING N.E., DAVY P., MAIN I., COWIE P. & BERKOWITZ B. (2001)** – *Scaling of fractures systems in geological media*. Reviews of Geophysics, **39**, 3, 347-383.
- BOUILLIN J.P., DUMONT T. & OLIVIER P. (1992)** – *Organisation structurale et sédimentaire de la paléomarge nord téthysienne au Jurassique dans les monts Péloritains (Sicile, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, **163** (6), 761–770.
- BOUR O. & DAVY P. (1998)** - *On the connectivity of three-dimensional fault networks*. Water Resources Research, **34** (10), 2611-2622.
- BROQUET P. (1972)** -*Étude géologique de la région des Madonies (Sicile). (sédimentologie et tectonique)*. Geol. Rom., **11**, 1-114.
- BROQUET P., CAIRE A. & MASCLE G. (1966)** – *Structure et evolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani)*. Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, **8**, 994–1013.
- BUROLLET P.F., MUGNIOT J.M. & SWEENEY P. (1978)** – *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania*. The ocean basins and margins, vol. 4/B. The western Mediterranean, pp. 330-359.
- CAINE J.S., EVANS J.P. & FORSTER C.B. (1996)** - *Fault zone architecture and permeability structure*. Geology, **11**, 1025-1028.

- CAIRE A. (1970)** – *Sicily in its Mediterranean setting*. In: “Geology and Hystory of Scily”. Petr. Expl. Soc. of Libya, 145-170
- CARBONE S. & LENTINI F. (1981)** – *Rapporti tra vulcanesimo miocenico e tettonica nel settore orientale dei M. Iblei (Sicilia sud-orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 245-248, 2 ff.
- CARBONE S., COSENTINO M., GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1982)** – *Elementi per una prima valutazione dei caratteri sismotettonici dell'avampese ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 507-520, 6 ff.
- CARBONE S., GRASSO M., LENTINI F. & PEDLEY H. M. (1987)** – *The distribution and palaeoenvironment of early Miocene phosphorites of southeast Sicily and their relationships with the maltese phosphorites*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **58**: 35-53.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1987)** – *Lineamenti geologici del Plateau Ibleo (Sicilia S.E.). Presentazione delle carte geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 127-135, 2 tavv.
- CASERO P. & ROURE F. (1994)** – *Neogene deformation at the Sicilian-North African plate boundary*. Peri-Tethyan Platform. F. Roure (Editor) and Édition Technip, Paris, 27-50.
- CASHMAN S. & CASHMAN K. (2000)** - *Cataclasis and deformation band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California, Geology, 28, 111–114.*
- CASTELLARIN A. (1966)** - *Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino Meridionale)*. Giorn. Geol., **33** (2), 527-546.
- CASTELLARIN A. (1982a)** - *Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico sudalpino)*. In: Castellarin A. & Vai G.B. Eds., Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg., S.G.I., 23-40.
- CASTELLARIN A. (1982b)** - *La scarpata tettonica mesozoica Ballino-Garda (fra Riva e il gruppo di Brenta)*. In: Castellarin A. & Vai G.B. Eds., Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg., S.G.I., 79-95.
- CATALANO R., AVELLONE G., BASILONE L. & SULLI A. (2009)** – *Foglio CARG n. 607 “Corleone”*. ISPRA, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978)** – *An essay of palinspastic restoration across the Western Sicily*. Geol. Rom., **17**, 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982)** – *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R. & D'Argenio B. (eds.), “Guida alla geologia della Sicilia Occidentale”, Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., **24**, 9-41.

- CATALANO R. & DI MAGGIO C. (1996)** - *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia)*. *Natur. Sic.*, **IV**, 20 (3-4), 147-166.
- CATALANO R., DI STEFANO A., SULLI A. & VITALE F. P. (1995)** – *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. *Tectonophysics*, **260**, 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000)** – *Central Western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, 5-16, 8 ff., 1 tab., 2 tavv. f.t.
- CATALANO S., DE GUIDI G., LANZAFAME G., MONACO C., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2006)** – *Inversione tettonica positiva tardo-quadernaria nel Plateau Ibleo (Sicilia SE)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **2**, Nuova Serie, 118-120, 1 f.
- CATALANO S., ROMAGNOLI G., DE GUIDI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2007)** – *Evoluzione neogenico-quadernaria della Linea del Tellaro: relazioni con la dinamica del Plateau Ibleo (Sicilia SE)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**, Nuova Serie, 177-180, 2 ff.
- CATALANO S., ROMAGNOLI G. & TORTORICI G. (2010)** – *Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily)*. *Tectonophysics*, **486**, 1-14.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI L., & INVERNIZZI C. (2001)** - *Fault zone fabrics and geofluid properties as indicators of rock deformation modes*. *Journal of Geodynamics*, **32**, 543– 565.
- CELLO G., TONDI E., VAN DIJK J.P., MATTIOLI L., MICARELLI L. & PINTI S. (2003)** - *Geometry, kinematics and scaling properties of fault and fractures as tools for modelling geofluid reservoirs: example from Apennines, Italy*. In: Nieuwland D.A. (ed) *New insight into structural interpretation and modeling*. Geological Society of London, Special Publication, **212**, 7-22
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982)** – *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin*. *Nature*, **298**: 736–739.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970)** – *Nuovi dati sul giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 839-874.
- DAVY P. (1993)** – *On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system*. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 12,141-12,151.

- DE JOUSSINEAU G. & AYDIN A. (2007)** – *The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics*. Journal of Geophysical Research, **112**, B12401, doi:10.1029/2006JB004711.
- DE JOUSSINEAU G., MUTLU O., AYDIN A. & POLLARD D.D. (2007)** – *Characterization of strike-slip fault-splay relationships in sandstone*. Journal of Structural Geology, **29**, 1831-1842.
- DERSHOWITZ W.S. & HERDA H.H. (1992)** - *Interpretation of Fracture Spacing and Intensity*. Proc. 32nd US Rock Mech. Symp., Santa Fe, NM, p.757-766.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W., KNOTT, S.D., (1989)** - *Kinematics of the western Mediterranean*. Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ. **45**, 265–283.
- DI STEFANO P., ANDREINI G., BARTOLINI A., BALDANZA A., BERTOK C., BUCEFALO PALLIANI R., CARACUEL J., CENSI P., CHIARI M., COPE J.C.W., D'ARPA C., FERLA P., GALACZ A., GULLO M., LOZAR F., MALLARINO G., MARINO M.C., MARINO M., MURARO M., MARIOTTI N., MARTIRE L., MATTIOLI E., MELENDEZ G., MELI C., MINDSZENTY A., MONTAGNINO D., NICOSIA U., NICCHITTA D., PALLINI G., PARISI G., PAVIA G., PETTI F.M., SANTANTONIO M., SARTI C., SPEZIALE S. & VÖRÖS A. (2002)** – An introduction to the Jurassic Geology of western Sicily. In: General Field Trip Guide book (ed. M.Santantonio). VI International Symposium on the Jurassic System, 12–22 September 2002, Palermo, Italy.
- DI STEFANO P., CACCIATORE M.S. & ZARCONE G. (2008)** - *A Triassic carbonate platform edge in the Sciacca zone: implications for the accretion of the Maghreb chain in southwestern Sicily*. Rend. Online SGI, **2**, 79-82.
- DU BERNARD X., EICHHUBL P. & AYDIN A. (2002)** – *Dilation bands: a new form of localized failure in granular media*. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 29, NO. 24, 2176.
- DUÈE G. (1970)** – *The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily*. In: Alvarez W. & Sohrbanalt K.H.A. (eds.), Geology and History of Sicily, Petr. Expl. Soc. Libya, 187-200.
- DUNHAM R. J. (1962)** - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*, in Ham, W. E. ed., *Classification of carbonate rocks: [American Association of Petroleum Geologists](#)* Memoir 1, p. 108-121.
- FEDI M., LENARDUZZI L., PRIMICERI R. & QUARTA T. (1997)** – *Riduzione del noise mediante filtri localizzati nello spazio applicando la trasformata di wavelet*. Atti del Convegno CNGTS, Roma.

- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986)** - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**, 75-155.
- FLETCHER R. & POLLARD D. (1981)** - *Anticrack model for pressure solution seams*. Geology, **9**, pp. 419-424.
- FLODIN E. & AYDIN A. (2004)** – *Evolution of strike-slip fault network, valley of fire, southern Nevada*. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, **116**, 42-59.
- EVANS J. P., FORSTER C.B. & GODDARD J.V. (1997)** - *Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones*. Journal of Structural Geology, **19**, 1393–1404.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980)** – *The structural features of the Hyblean Plateau and the Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 57-102.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1981)** – *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian arc (Southern Italy)*. Journal Structural Geology, **3** (4), 371-381.
- GILLESPIE P.A., HOWARD C.B., WALSH J.J. & WATTERSON J. (1993)** – *Measurement and characterization of spatial distribution of fractures*. Tectonophysics, **226**, 113-141.
- GIUNTA G. (1985)** – *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 239-256.
- GIUNTA G. (1991)** – *Elementi per un modello cinematico delle Maghrebidi Siciliane*. Mem. Soc. Geol.It., **47**, 297-311
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1973)** - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia Nord-Occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 903-924.
- GIUNTA G., NIGRO F. & RENDA P. (2000a)** - *Extensional tectonics during Maghrebides chain building since late Miocene: examples from North-Western Sicily*. Ann. Soc. Geol. Pol., **70**, 21-37.
- GIUNTA G., NIGRO F. & RENDA P. (2000b)** – *The Mesozoic continental break-up geometry of the Sicilian-Tunisian Maghrebides: an updated model*. In: Salem. M. J., Oun K. M. & Seddiq H. M. (eds), “The geology of Northwest Lybya”, 2nd Symp. Sedim. Basins of Libya, Tripoli, Nov. 6-8 2000, 3rd volume, 155-168.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978)** – *The structures of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: The Western Mediterranean (eds. A.E.M. Nairn, W.H. Kaner and F.G. Stehli): 257–329. Plenum Press, New York, **4B**.

- GRASSO M. (1999)** – *Carta geologica del settore centro-meridionale dell’altopiano ibleo. (Provincia di Ragusa, Sicilia Sud-orientale)*. Istituto di Geologia e Geofisica dell’Università di Catania.
- GRASSO M., DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G. (1990)** – *Structures and tectonic setting of the western margin of the Hyblean-Malta shelf, Central Mediterranean*. *Ann. Tectonicae*, **4** (2), 140-154.
- GRASSO M., PHILPS B., REUTHER C.D., GAROFALO P., STAMILLA R., ANFUSO G., DONZELLA G. & CULTRONE G. (2000)** – *Pliocene-Pleistocene tectonics on the western margin of the Hyblean Plateau and Vittoria Plain (SE Sicily)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, 35-44, 9 ff.
- GRASSO M., PEDLEY H.M., MANISCALCO R. & RUGGIERI R. (2000)** – *Geological context and explanatory notes of the «Carta Geologica del settore centro-meridionale dell’Altopiano Ibleo»*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, 45-52, 1 tav. f.t.
- GRASSO M. & REUTHER C.D. (1988)** – *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*. *Ann. Tectonicae*, **2** (2), 107-120.
- GRASSO M., REUTHER C.D., BAUMANN H. & BECKER A. (1986)** – *Shallow crustal stress and neotectonic framework of the Malta Platform and the Southeastern Pantelleria Rift*. *Geol. Romana*, **25**, 191-212.
- GROSS M.R. (1993) – *The origin and spacing of cross joints: example from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline*. *Journal of Structural Geology*, **15**, 6, 737-751.
- GROSS M.R., FISCHER M.P., ENGELDER T. & GREENFIELD, R.J., (1995)** - *Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey formation, USA*. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 92, pp. 215-233.
- GUEGUEN E., TAVERNELLI E., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (2002)** – *The geodynamics of the Southern Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121** (vol. Spec. 1), 77-85.
- KAFKA F.T. & KIRKBRIDE R.K. (1959)** – *The Ragusa oil field, Sicily*. Fifth World Petr. Congr., sect. 1/12. New York.
- LACHENBRUCH, A.H. (1961)** - *Depth and spacing of tension cracks*. *Journal of Geophysical Research* **66**, 4273-4292.

- LICKORISH W. H., GRASSO M., BUTLER R. W. H., ARGNANI A. & MANISCALCO R. (1999)** - *Structural styles and regional tectonic setting of the "Gela Nappe" and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily*. *Tectonics*, **18** (4), 669-685.
- LEHNER B.L. (1991)** - *Neptunian dikes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity?* *Terra Nova*, **3**, 593-602.
- LONGARETTI G. & ROCCHI S. (1990)** - *Il magmatismo dell'Avampese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati stratigrafici e petrologici di sottosuolo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 911-925, 10 ff., 5 tabb. 1 tav.
- LONGARETTI G., ROCCHI S. & FERRARI L. (1991)** - *Il magmatismo dell'Avampese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati di sottosuolo della Piana di Catania dal Pleistocene al Miocene medio*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 537-555, 10 ff.
- LUCIA F.J. (1999)** - *Carbonate Reservoir Characterization*, 226 pp. Springer, New York, NY, USA.
- MACHEL H.G. (2005)** - *Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks*. *Geoscience Canada* **32** (3), 103-128.
- MAIN I.G. (1996)** - *Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard*. *Review of Geophysics*, **34**, 433-462.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986)** - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MARCHEGANI L., VAN DIJK J.P., GILLESPIE P.A., TONDI E. & CELLO G. (2006)** - *Scaling properties of the dimensional and spatial characteristics of fault and fracture systems in the Majella Mountain, central Italy*. Da: CELLO, G. & MALAMUD, B. D. (eds) 2006. *Fractal Analysis for Natural Hazards*. Geological Society, London, Special Publications, **261**, 113-132.
- MARRET R., ORTEGA O. & KELSEY C. (1999)** - *Extend of power-law scaling for natural fractures in rock*. *Geology*, **27**, 9, 799-802.
- MASCLE G. (1970)** - *Geological sketch of western Sicily*. Reprinted from "Geology and history of Sicily. (eds. W. Alvarez and K.H.A. Gohrbandt). *Petrol. Expl. Soc. Lib.*
- MASCLE G. (1979)** - *Etude géologique des Monts Sicani*. *Riv. It. Pal. Strat., Mem.*, **16**.
- MICARELLI L., BENEDICTO A. & WIBBERLEY C.A.J. (2006)** - *Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks*. *Journal of Structural Geology*, **28**, 1214-1227.

- MOLLEMA P.N. & ANTONELLINI M.A. (1996)** – *Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in Aeolian sandstones*. *Tectonophysics*, **276**, 209-228.
- MOLLEMA P.N. & ANTONELLINI M.A. (1999)** – *Development of strike slip faults in the dolomites of the Sella Group, northern Italy*. *Journal of Structural Geology*, **21**, 273-292.
- MONACO C., ALICATA A., DE GUIDI G. & NUCIFORA S. (2003)** - *Tettonica trascorrente pleistocenica lungo il margine occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **122**, 355-364, 10 ff.
- MONTANARI L. (1986)** – *Aspetti tettono-sedimentari dell'oligocene e Miocene in Sicilia e aree contigue*. *Giorn. Geol.*, **48** (1/2), 99-112.
- MONTANARI L. (1987)** – *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 361-406.
- MONTANARI L. (1991)** – *Modelli paleogeografici della Sicilia ed aree contigue dal Trias al Pleistocene*. *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.*, **24**, 337, 87-105.
- MYERS R. & AYDIN A. (2004)** – *The evolution of faults by shearing across joint zones in sandstone*. *Journal of Structural Geology* **26**, 947-966.
- NAPOLI G., NIGRO F., RENDA P., SLACZKA A. & FAVARA R. (2012)** - *Tectonic evolution of the Sicilian Thrust System (central Mediterranean)*. *Geol. Quart.*, **56** (4): 579–600, doi: 10.7306/gq.1043
- NARR W. & Suppe J. (1991)** – *Joint spacing in sedimentary rocks*. *Journal of Structural Geology*, **13**, 1037-1048.
- NIGRO F. (1998)** - *Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening*. *A.S.G.P. Bull.*, **68**, 1-21.
- NIGRO F. & RENDA P. (1999)** - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **118**, 375-388.
- NIGRO F. & RENDA P. (2000)** – *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**, 667-686.
- NIGRO F. & RENDA P. (2001a)** - *Late Miocene-Quaternary stratigraphic record in the Sicilian Belt (Central Mediterranean): tectonics versus eustasy*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **120**, 151-164.
- NIGRO F. & RENDA P. (2001b)**. *Oblique-slip thrusting in the Maghrebide chain of Sicily*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **120**, 187-200.
- NIGRO F. & RENDA P. (2002a)** - *From Mesozoic extension to Tertiary collision: deformation pattern in the northern Sicily chain units*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121**, 87-97.

- NIGRO F. & RENDA P. (2002b)** - *Forced mode dictated by foreland fault-indenter shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121**, 151-162.
- NIGRO F. & RENDA P. (2004)** - *The contribution of the pre-existing structures in mountain belt evolution: the example of the negative inversion in Northern Sicily*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **123**, 175-187.
- NIGRO F. & RENDA P. (2005)** - *Transtensional/extensional fault activity from the Mesozoic rifting to Tertiary chain building in Northern Sicily (Central Mediterranean)*. *Geol. Carpath.*, **56**, 255–271.
- NUR A. (1982)** - *The origin of tensile fracture lineaments*. *Journal of Structural Geology* **4**, 31-40.
- ODONNE F., LEZINE C., MASSONNAT G. & ESCADEILLAS G. (2007)** - *The relationship between joint aperture, spacing distribution, vertical dimension and carbonate stratification: An example from the Kimmeridgian limestones of Pointe-du-Chay (France)*. *Journal of Structural Geology*, **xx**, 1-13.
- OGNIBEN L. (1960)** – *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. *Riv. Min. Sic.*, **64-65**, 183-212.
- OGNIBEN L. (1985)** - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. ENEA, Roma, 357 pp.
- ORTEGA O. & MARRET R. (2000)** - *Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico*. *Journal of Structural Geology*, **22**(5), 571–588.
- ORTEGA O., MARRET R. & LAUBACH S.E. (2006)** – *A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement*. *AAPG Bulletin*, **90**, 2, 193-208.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979)** - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. *Geol. Romana*, **18**, 331-369.
- PATANÈ G. & IMPOSA S. (1987)** – *Tentativo di applicazione di un modello reologico per l'Avampese Ibleo ed aree limitrofe*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 341-359, 8 ff., 1 tab.
- PEACOCK, D.C.P. & AZZAM I.N. (2006)** - *Development and scaling relationships of a stylolite population*. *Journal of Structural Geology*, **28**, pp. 1883-1889.
- PEACOCK D. C. P., SANDERSON D.J., (1995)** - *Pull-aparts, shear fractures and pressure solution*. *Tectonophysics*, **241**, 1–13.

- PEPE F., BERTOTTI G., CELLA F. & MARSELLA E. (2000)** - *Rifted margin formation in the south Tyrrhenian Sea: A high-resolution seismic profile across the north Sicily passive continental margin*. *Tectonics*, **19**, 241-257.
- POLLARD D.D. & AYDIN A. (1988)** - *Progress in understanding jointing over the past century*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1181-1204
- POLLARD D.D. & SEGALL P. (1987)** - *Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces*. In: Atkinson, B.K. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, pp. 277-349.
- PRIEST S.D. & HUDSON J.A. (1976)** – *Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveyes*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, **18**, 183-197.
- RAWLING G.C., GOODWIN L.B. & WILSON, J.L. (2001)** - *Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types*. *Geology*, **29**, 43–46.
- REHAULT J. P., FABBRI A. & MASCLE G. (1985)** - *Evolution geologique de la Mer Tyrrhenienne*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **2** (7), 491-496.
- RENDA P., TAVARNELLI E., TRAMUTOLI M. & GUEGUEN E. (2000)** - *Neogene deformations in the central Madonie Mountains (northern Sicily, Italy) and their significance in the geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian Sea margin*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, 53-59.
- REUTHER C.D. (1987)** – *Extensional tectonics within the Central Mediterranean segment of the Afro-European zone of convergence*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 69-80.
- REUTHER C.D., AVRAHAM Z.B. & GRASSO M. (1993)** - *Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the central Mediterranean*. *Terra Nova*, **5**, 249-257.
- REUTHER C. D. & EISBACHER G.H. (1985)** - *Pantelleria rift-crustal extension in a convergent intraplate setting*. *Geol. Rndsch*, **74**, 585-597.
- RIGO M. & BARBIERI R. (1959)** – *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, **80**, 1-92.
- ROMAGNOLI G., CATALANO S., RIGANO A., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2008)** – *Tettonica estensionale quaternaria del Plateau Ibleo*. *Rend. online SGI*, **1**, Note Brevi, www.socgeol.it 148-152, 3 figg.
- ROULEAU A. & GALE J.E. (1985)** – *Statistical characterization of the fracture system in the Stripa granite, Sweden*. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, **22**, 353-367.
- ROURE F., HOWELL D. G., MULLERC. & MORETTI I. (1990)** – *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. *Journ. Struct. Geol.*, **12** (2), 259-266.
- RUSTICHELLI A., AGOSTA F., TONDI E. & SPINA V. (2013)** – *Spacing and distribution of*

- bed-perpendicular joints throughout layered, shallow-marine carbonates (Granada Basin, southern Spain)*. Tectonophysics, **582**, 188-204.
- SALVINI F., BILLI A. & WISE D.U. (1999)** – *Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata fault zone, Southern Apennines, Italy*. Journal of Structural Geology, **21**, 1731-1794.
- SAMMIS C.G., KING G. & BIEGEL R. (1987)** – *The kinematics of gouge deformation*. Pure and Applied Geophysics, **125**, 777-812.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974)** – *The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 317-323.
- SCHOLZ C. H. & COWIE P. (1990)** – *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. Nature, **346**, 837-838.
- SIBSON R.H. (1996)** - *Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes*. Journal of Structural Geology, **18**, 1031-1042.
- SMART PL, PALMER RJ, WHITAKER F, WRIGHT P (1988)** - *Neptunian dikes and fissure fills: an overview and account of some modern examples*. In: James NP, Choquette PW (eds) Paleokarst. Springer, Heidelberg, pp 149–163.
- SORNETTE D. & SORNETTE A. (1999)** – *General theory of the modified Gutenberg-Richter law for large seismic moments*. Bull. Seismol. Soc. Am., **89**, 1121-1130.
- STORTI F., BILLI A. & SALVINI F. (2003)** – *Particle size distributions in natural carbonates fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis*. Earth and Planetary Science Letters, **206**, 173-186.
- TAVARNELLI E., RENDA P., PASQUI V. & TRAMUTOLI M. (2003)** – *The effects of post-orogenic extension on different scales: an examples from the Apennine-Maghrebides fold-and-thrust belt, NW Sicily*. Terra Nova, **15**, 1–7.
- TIAB D. & DONALDSON E. (1996)** - *Petrophysics – Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Transport Properties*, 706 pp. Gulf Publishing Company, Geneva, AL, USA.
- TONDI E. (2007)** - *Nucleation, development and petrophysical properties of faults in carbonate grainstones: evidence from the San Vito Lo Capo peninsula (Sicily, Italy)*. Journal of Structural Geology, **xx**, 1-15.
- TONDI E., ANTONELLINI M., AYDIN A., MARCHEGIANI L. & CELLO G. (2006)** – *The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy*. Journal of Structural Geology **28**, 376-391.

- TONDI E., CILONA A., AGOSTA F., AYDIN A., RUSTICHELLI A., RENDA P. & GIUNTA G. (2012)** – *Growth processes, dimensional parameters and scaling relationships of two conjugate sets of compactive shera bands in porous carbonate grainstones, Favignana Island, Italy.* *Journal of Structural Geology*, **37**, 53-64.
- TORTORICI G., DE GUIDI G. & STURIALE G. (2006)** – *Evoluzione tettonica quaternaria del margine settentrionale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale).* *Boll. Soc. Geol. It.*, **125**, 21-37, 13 ff.
- TORTORICI L., MONACO C., MAZZOLI S. & BIANCA (2001)** – *Timing and modes of deformation in the western sicilian thrust system, Southern Italy.* *Journal of Petroleum Geology*, **24** (2), 191-211.
- TRUILLET R. (1966)** – *Existence de filons sédimentaires homogènes et granoclassés dans les environs de Taormina (monts Péloritains-Sicile).* *C. R. Som. Soc. Géol. France*, **9**, 354–359.
- WENDT J. (1965)** – *Synsedimentare Bruchtektonik im Jura Westsizilien.* *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 286-311.
- WILLEMSE E.J., PEACOCK, D.C.P. & AYDIN, A. (1997)** – *Nuclation and growth of strike-slip faults in platform carbonates from Somerset. U.K.* *Journal of structural Geology*, **19**, 1461-1477.
- WU H. & POLLARD D.D. (1995)** - *An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness.* *Journal of Structural Geology*, **17**, pp. 887-905.
- YELDING G., NEEDHAM T. & JONES H. (1996)** – *Sampling of fault population using sub-surface data: a review.* *Journal of Structural Geology*, **18**, 135-146.

RINGRAZIAMENTI

A conclusione del mio percorso di ricerca, appena terminato con la realizzazione del presente elaborato, con queste ultime parole colgo l'occasione per ringraziare quanti, a diverso titolo, sono stati partecipi della mia crescita professionale e umana.

Ringrazio innanzitutto il mio tutor, Prof. Pietro Renda, per i continui stimoli scientifici e umani con i quali ha incentivato la mia attività di ricerca.

Ringrazio il Dott. Fabrizio Agosta dell'Università della Basilicata per aver continuamente pungolato la mia curiosità e per le utili discussioni in campagna e telefoniche.

Ringrazio il Prof. Pietro Di Stefano e il Dott. Giuseppe Zarcone per il supporto logistico e soprattutto scientifico fornitomi durante l'analisi delle sezioni sottili.

Ringrazio il Prof. Emanuele Tondi dell'Università di Camerino e il Prof. Stefano Catalano dell'Università di Catania per il tempo dedicato alla revisione del mio manoscritto e per gli utili suggerimenti.