



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra - XXVII Ciclo

I reservoir carbonatici nello stoccaggio geologico di anidride carbonica: modellazione e caratterizzazione

Settore Scientifico - disciplinare GEO/03

Dottoranda

Maria Chiara Tartarello

Docente Guida

Dott. ssa Sabina Bigi

Correlatore

Prof. Salvatore Lombardi

Indice

Introduzione	2
Lo stoccaggio geologico dell'anidride carbonica	6
1.1 La cattura.....	7
1.2 Il trasporto.....	8
1.3 Lo stoccaggio geologico (GCS)	8
1.3.1 Meccanismi di intrappolamento.....	9
1.3.2 Tipi di confinamento	11
1.4 La selezione del sito.....	12
1.5 Processi geomeccanici associati a GCS	13
1.6 I reservoir carbonatici fratturati nel GCS	15
Modelli concettuali ed analoghi naturali	18
2.1 Analoghi naturali.....	18
2.2 I reservoir fratturati	19
2.3 Architettura di una zona di faglia	21
2.4 Modelli di migrazione dei gas.....	23
Metodologie.....	26
3.1 Rilevamento geologico-strutturale	26
3.1.1 Analisi della fratturazione	26
3.2 Discrete Fracture Network (DFN)	29
3.3 Campionamento ed analisi di gas del suolo	29
3.2.1 Elaborazione di dati geochimici relativi ai gas del suolo.....	30
Il Bacino del Sulcis	33
4.1 Inquadramento geologico.....	34
4.2 Evoluzione strutturale.....	40
4.3 Rilevamento geologico-strutturale	42
4.4 Analisi della fratturazione	45
4.4.1 <i>Scan lines</i>	46
4.4.2 <i>Scan areas</i>	61
4.5 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN	71
4.6 I gas del suolo	76
4.6.1 Elaborazione geostatistica	79
4.7 Discussione dei risultati.....	84
Il Bacino di Vasto	87
5.1 Inquadramento geologico.....	88
5.2 Analisi della fratturazione	90
5.3 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN	97
5.4 I gas del suolo	104
5.4.1 Elaborazione geostatistica	106
5.5 Discussione dei risultati.....	109

Il Bacino di Forenza - Maschito	112
6.1 Inquadramento geologico.....	113
6.2 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN	115
6.3 I gas del suolo	121
6.3.1 Elaborazione geostatistica	124
6.4 Discussione dei risultati.....	126
Discussioni finali e conclusioni	130
Bibliografia.....	136

Introduzione

Introduzione

L'attuale processo di riscaldamento globale, guidato dalla costante e crescente emissione di gas serra, come l'anidride carbonica e il metano, è uno dei temi più discussi sia in ambito scientifico, sia a livello governativo. In particolare, secondo l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *“il riscaldamento del sistema climatico è inequivocabile e, dal 1950 ad oggi, molti dei cambiamenti osservati sono senza precedenti. L'atmosfera e gli oceani si sono riscaldati, la massa di neve e ghiaccio è diminuita, il livello del mare è aumentato”* (IPCC, 2014). Gran parte di questi cambiamenti sono imputabili a fattori antropici, ed in particolare alle elevate emissioni di gas serra. Il tema del cambiamento climatico si è lentamente affacciato nel dibattito internazionale a partire dagli anni '70, come conseguenza della sempre più accurata raccolta e diffusione di dati scientifici che consentono di capire meglio l'evoluzione del clima e le sue interazioni con i sistemi ecologici, sociali ed economici. La prima e più importante risposta a livello internazionale a questo problema globale si è avuta nel 1992 con la firma della *United Nations Framework Convention on Climate Change* (UNFCCC), sottoscritta a conclusione della Conferenza di Rio de Janeiro su ambiente e sviluppo. Questa prima convenzione è un accordo che non prevede misure concrete per contrastare il cambiamento climatico, che verranno invece assunte nel 1997 con il *Protocollo di Kyoto*. Quest'ultimo mira alla riduzione delle emissioni globali di gas serra del 5,2% prendendo come livello di riferimento il 1990; questo obiettivo doveva essere raggiunto entro il 2012. Purtroppo, il Protocollo non venne firmato da importanti Paesi come USA, Cina e India, e inoltre non è stato rispettato da alcuni dei Paesi firmatari. Verso la fine del 2008 un ulteriore ed importante impulso alle strategie del Protocollo di Kyoto è stato dato dall'Unione Europea che ha approvato il *“Pacchetto clima ed energia 20 20 20”*. Questo accordo prevede entro il 2020 nei Paesi membri una riduzione delle emissioni di gas serra pari al 20%, un aumento dell'efficienza energetica del 20% e il raggiungimento della quota del 20% di fonti di energia alternative. Proprio sotto l'impulso dei nuovi accordi ratificati, si è iniziato a sviluppare e sperimentare tecnologie “pulite” sempre più all'avanguardia, in grado di raggiungere gli obiettivi fissati. Nonostante queste tecnologie a zero emissioni siano valide, esse non sono ancora applicabili a larga scala in un breve tempo, in quanto gli interessi legati all'uso dei combustibili fossili sono ancora molto forti.

Di conseguenza, molte compagnie petrolifere operanti in UE, incoraggiate anche dalla possibilità di poter accedere a particolari benefit (*carbon credits*), hanno iniziato ad investire risorse umane e finanziarie sullo studio e sviluppo dello stoccaggio geologico dell'anidride carbonica (CCS). D'altra parte, la Commissione Europea ha confermato l'importanza del CCS, finanziando numerosi progetti di ricerca, mirati alla conoscenza di ogni aspetto tecnico, di impatto ambientale, sociale ed economico legato a questa tecnologia.

In questi anni, gli studi condotti mediante la cooperazione tra Università, centri di ricerca, servizi geologici e compagnie petrolifere hanno ottenuto risultati incoraggianti, che mettono in evidenza il fatto che, sebbene il CCS sia un processo complesso, esso rappresenta probabilmente l'unica soluzione rilevante per ridurre le emissioni di gas serra in atmosfera nel breve termine, considerando sia i costi che la tecnologia disponibile. Già nel 2005, l'IPCC identificava lo stoccaggio di CO₂ come una delle tecnologie capaci di mitigare il cambiamento climatico (EPA, 2010).

La tecnologia CCS (*Carbon Capture and Storage*) consiste nella cattura dell'anidride carbonica da impianti industriali e/o di produzione di energia elettrica e nel conseguente trasporto e stoccaggio in formazioni geologiche profonde. La CO₂ rimane intrappolata per un lungo periodo di tempo a causa di processi fisici e geochimici che avvengono all'interno della formazione. I tipi di reservoir utilizzabili a questo scopo sono:

- Giacimenti di olio e gas depleti e/o in via di esaurimento (con la possibilità di EOR – *Enhanced Oil Recovery*);
- Acquiferi salini profondi;
- Strati di carboni non sfruttabili (con possibilità di ECBM – *Enhanced CoalBed Methane Recovery*).

L'*International Energy Agency* (IEA) ha stimato che il CCS contribuisce al 14% del totale delle riduzioni di CO₂ legate all'energia necessarie per raggiungere gli obiettivi del 2050 (*IEA, 2014*), costituendo al tempo stesso un "ponte" tra l'uso di combustibili fossili e quello di energie rinnovabili. L'importanza del CCS, pertanto, risiede nella sua capacità di ottenere un uso sostenibile dell'energia, in particolare utilizzando risorse abbondanti, ma rimanendo in linea con gli obiettivi di mitigazione del cambiamento climatico. Ciò è molto importante soprattutto nei Paesi in via di sviluppo, dove l'utilizzo di carbone e di tecnologie non all'avanguardia possono portare ad un aumento di emissioni in atmosfera senza controllo (*Global CCS Institute, 2014*).

Attualmente nel mondo ci sono 22 progetti CCS a larga scala (operativi o in costruzione), mentre numerosi altri progetti sono nella fase pilota o di dimostrazione.

In un sito di stoccaggio, uno degli aspetti più importanti è quello riguardante la sicurezza dell'impianto, soprattutto nell'ambito di accettazione pubblica. Infatti, la possibilità di *leakage* dal reservoir costituisce la maggiore preoccupazione per la cittadinanza, ma anche per gli operatori. Per questo motivo è necessaria un'ottima conoscenza delle caratteristiche del sito, per poter elaborare un piano di *risk assessment*. L'obiettivo di questo piano è ridurre al minimo la possibilità di perdite future, selezionando siti con caratteristiche geologiche adeguate e mantenendo l'integrità di tutti i pozzi esistenti nell'area di stoccaggio.

Le domande chiave riguardanti la gestione del rischio possono essere sintetizzate come segue:

- Dove verrà iniettata la CO₂ nel sottosuolo?
- Cosa ci assicura che la CO₂ iniettata rimarrà stoccata in modo sicuro nel reservoir? Quali sono i metodi di monitoraggio?

Il *risk management* è ormai una prassi consolidata in molti settori industriali, mediante il quale la società può cogliere nuove opportunità di crescita (utilizzando nuove tecnologie), conoscendo i rischi e come gestirli. Per i progetti di stoccaggio di CO₂, il processo di gestione inizia fin da subito, con la fase selezione del sito, ed è rilevante durante tutta la vita del progetto. A tal fine è di fondamentale importanza conoscere i processi idrologici, geochimici e geomeccanici che avverranno nel reservoir, attraverso una caratterizzazione del sito più dettagliata possibile (*Rutqvist, 2012*).

Nei principali siti industriali, come Sleipner, ma anche in quelli pilota, l'anidride carbonica viene solitamente iniettata in reservoir costituiti da rocce porose, come arenarie, con un caprock di tipo argilloso. La scelta di questo tipo di roccia-serbatoio è dettata principalmente dalla facilità di selezione del sito e da criteri di capacità di stoccaggio, nonché da criteri economici. Com'è noto in letteratura, negli acquiferi salini possono essere stoccate enormi quantità di CO₂, a causa di processi geochimici di interazione acqua-roccia-gas (*IPCC, 2005*). In queste formazioni, la quantità di fluido che può essere iniettata dipende essenzialmente dalla loro porosità e permeabilità, oltre che dalla presenza o meno di altri fluidi (acqua di formazione, olio o gas).

D'altra parte, però, esistono anche i reservoir carbonatici fratturati, ben noti in campo petrolifero, ma il cui utilizzo ai fini dello stoccaggio di CO₂ è ancora limitato. Infatti, essi sono caratterizzati da una disomogeneità nella distribuzione della porosità e permeabilità, legata alla presenza di faglie e/o fratture. Inoltre, nelle rocce carbonatiche vi è anche la difficoltà di prevedere i processi geochimici legati all'interazione dell'anidride carbonica con la roccia stessa.

Nonostante le difficoltà che possono incorrere durante la fase di selezione e caratterizzazione del sito, l'utilizzo di questi reservoir consentirebbe di aumentare la capacità volumetrica di stoccaggio a livello globale.

La caratterizzazione di un reservoir carbonatico fratturato passa attraverso un'accurata definizione delle caratteristiche petro-fisiche e geomeccaniche dei carbonati, l'individuazione di lineamenti tettonici sia in profondità, che in affioramento, la valutazione del tipo di copertura del reservoir e la valutazione della possibilità di *leakage* di CO₂ dal reservoir attraverso l'individuazione delle vie di migrazione preferenziali dei gas.

Esempi di reservoir carbonatici fratturati sono riconoscibili anche in Italia, in diversi scenari geologico-strutturali. Con la presente tesi di dottorato sono state individuate tre aree con caratteristiche geologiche tali da essere considerate dei potenziali siti di stoccaggio di CO₂. Infatti, come accennato precedentemente, alcuni delle strutture utilizzabili a questo scopo sono rappresentate da giacimenti depleti di idrocarburi, o semplicemente da trappole di tipo strutturale, o ancora da giacimenti di carbone non sfruttabili. Nel nostro Paese, questi contesti geologici sono presenti nelle avansosse adriatica e bradanica, dove sono state identificate diverse strutture della Piattaforma apula sepolte al di sotto della coltre silico-clastica plio-pleistocenica, spesso sede di reservoir a gas e/o ad olio, ben studiate dall'industria petrolifera e che potrebbero essere utilizzate per un impianto CCS. Negli ultimi anni, diversi Istituti di ricerca hanno posto l'attenzione sul bacino del Sulcis in Sardegna, in quanto la posizione strategica e le caratteristiche geologiche di questo sito lo rendono ideale per lo sviluppo del primo impianto di cattura e stoccaggio di anidride carbonica in Italia. Infatti, nell'area è presente una successione cenozoica, costituita da calcari e letti di carbone (sfruttati nella miniera di Nuraxi Figus), in cui potrebbe essere iniettata la CO₂ proveniente dal distretto industriale di Portovesme.

L'obiettivo di questa tesi di dottorato è la caratterizzazione di tre diversi reservoir carbonatici, situati in diversi contesti geodinamici, al fine di valutare la potenzialità del sito per un impianto di stoccaggio dell'anidride carbonica. In questo lavoro, verranno realizzati dei modelli geologici di reservoir carbonatici, mediante l'analisi ed interpretazione di dati geologico-strutturali di superficie e di sottosuolo, l'interpretazione di dati sismici, stratigrafie di pozzo e cartografia tematica. Attraverso l'analisi meso- e micro-strutturale del campo di fratturazione superficiale verranno estrapolati i dati necessari alla costruzione di modelli di fratturazione per ciascun sito, attribuendo ad ognuno una densità di fratturazione, in modo da ricreare un *Discrete Fracture Network* (DFN). Rispetto ai modelli puramente statistici, l'utilizzo di DFN può aiutare a diminuire i rischi legati alla errata valutazione della distribuzione delle fratture nel volume considerato, dovuta alla scarsità di osservazioni dirette. I modelli di fratturazione elaborati in questo modo consentiranno una stima della capacità di stoccaggio del reservoir carbonatico, in cui la porosità secondaria legata alla fratturazione andrà a sommarsi a quella primaria. L'integrazione dei dati del sottosuolo con quelli superficiali derivanti dal rilevamento geologico-strutturale e dalla prospezione geochimica dei gas del suolo, permetterà una valutazione della tenuta delle coperture, l'individuazione di aree a maggiore circolazione dei fluidi, che potrebbero causare una perdita dal reservoir.

Capitolo 1

Lo stoccaggio geologico dell'anidride carbonica

Attualmente, le emissioni di anidride carbonica in atmosfera attribuibili ad effetti antropici ammontano a circa 49 GtCO₂ eq./yr (*IPCC, 2014*). È stato calcolato che tra il 1750 e il 2011, le emissioni complessive di CO₂ dovute all'utilizzo di combustibili fossili è stato di 2040 ± 310 GtCO₂; di queste, circa il 40% è rimasto intrappolato in atmosfera (880 ± 35 GtCO₂), contribuendo all'aumento dell'effetto serra, mentre la restante parte è stata dispersa nello spazio, oppure assorbita da piante, suoli e oceani (circa il 30%), causando un'acidificazione delle acque. Nel periodo 1970-2010, le emissioni correlabili direttamente con l'utilizzo di combustibili fossili e processi industriali hanno contribuito per il 78% all'aumento delle concentrazioni di gas serra in atmosfera, ed una percentuale simile si è avuta nel decennio 2000-2010 (*IPCC, 2014*).

Nella *United Nations Framework Convention on Climate Change* del 1992 venne identificato come obiettivo quello di "stabilizzare le concentrazioni di gas serra in atmosfera a livelli che impediscano interferenze di origine antropica dannose con il sistema climatico". In questa prospettiva, il CCS rientra nelle azioni che possono essere intraprese per ridurre le emissioni di anidride carbonica in atmosfera. Inoltre, molti scenari sull'uso dell'energia globale stimano un aumento sostanziale della concentrazione di CO₂, in assenza di azioni specifiche atte a mitigare il cambiamento climatico (*IPCC, 2005*).

Negli ultimi anni sono state messe a punto diverse strategie, mirate sia alla riduzione dell'utilizzo di energia, sia al suo utilizzo sostenibile. In particolare, le azioni necessarie per ridurre le emissioni di CO₂ in atmosfera sono (Fig. 1):

- Aumento dell'efficienza nella produzione di energia elettrica;
- Riduzione del consumo di energia;
- CCS;
- Utilizzo di energie rinnovabili e nucleare;
- Efficienza energetica.

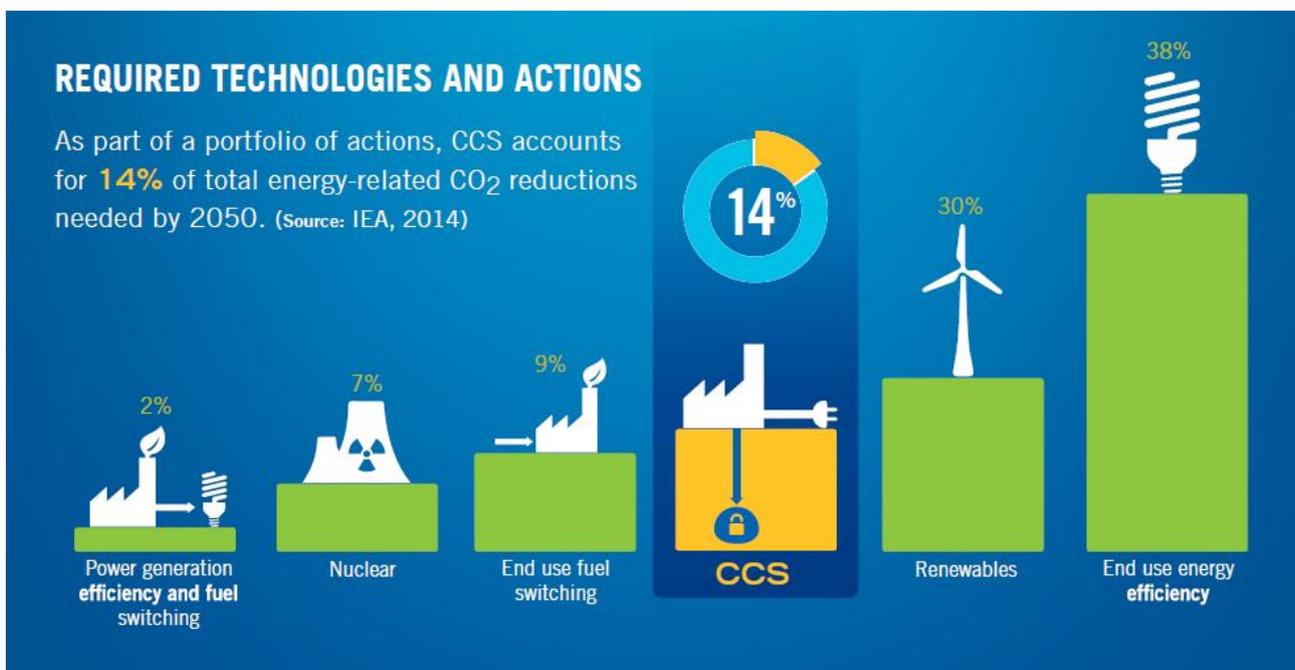


Figura 1 – Azioni e tecnologie necessarie per la riduzione delle emissioni di CO₂ entro il 2050. Il CCS contribuisce nella misura del 14% (da *Global CCS Institute, 2014*).

L'anidride carbonica viene prodotta, in quantità anche notevoli, da processi naturali (ad esempio in aree vulcaniche) e, in generale, può essere considerata una sostanza naturale di importanza fondamentale per la biosfera. Come parte del ciclo naturale del carbonio, durante il processo di respirazione gli animali e l'uomo inalano ossigeno per espirare CO_2 , mentre le piante assorbono quest'ultima nel processo di fotosintesi, producendo a loro volta ossigeno: gli oceani giocano un ruolo fondamentale nella regolazione degli scambi tra acqua e atmosfera (Levin, 2012). Questi processi erano in grado di garantire un equilibrio tra tutte le specie gassose presenti in atmosfera; con l'avvento dell'era industriale, la combustione di fonti fossili ha comportato l'immissione in atmosfera di quantità di CO_2 tali da provocare un'alterazione di tali equilibri, aumentando in questo modo l'effetto serra e di conseguenza, contribuendo al cambiamento climatico.

La cattura e stoccaggio di CO_2 (CCS) è un processo che consiste nella separazione della CO_2 da sorgenti industriali e/o legate alla produzione di energia, nel suo trasporto in un sito di stoccaggio e nell'isolamento dall'atmosfera a lungo termine. Sebbene questa tecnologia da sola non basti a ridurre il riscaldamento globale, attualmente essa rappresenta l'unica soluzione capace di ridurre in modo significativo e rapidamente le emissioni di gas serra in atmosfera, con costi accettabili e tecnologie disponibili (IPCC, 2005).

Il CCS è un processo multi-fase, in cui l'anidride carbonica subisce diversi processi (Fig. 2):

- Cattura e separazione;
- Compressione;
- Trasporto;
- Iniezione.

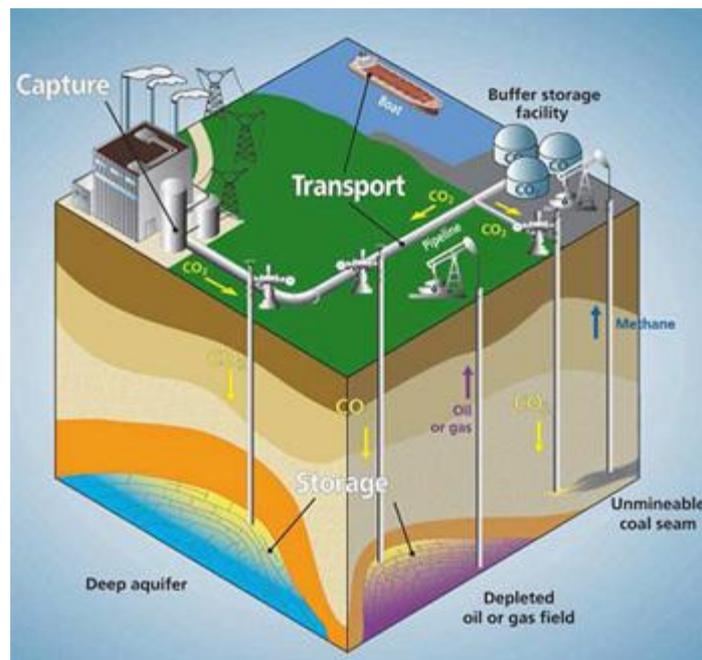


Figura 2 – Schema esemplificativo di un sito di stoccaggio di CO_2 in cui sono riassunte le tre fasi essenziali del processo: cattura, trasporto e iniezione/stoccaggio.

1.1 La cattura

La cattura di CO_2 può essere applicata a sorgenti di tipo puntuali, che includono impianti che utilizzano combustibili fossili o biomasse, grandi impianti industriali, impianti di estrazione di gas naturale, i quali emettono in modo pressoché costante CO_2 in atmosfera.

In questa fase, l'obiettivo principale è di produrre un flusso gassoso ad elevata concentrazione di CO₂, che può essere trasportato al sito di stoccaggio. Sebbene, in teoria, si potrebbe iniettare anche una miscela gassosa composta da diversi gas, con un certo grado di impurità, nella pratica si preferisce “purificare” la CO₂ da eventuali altre sostanze presenti, in modo da rendere il gas meno corrosivo ed evitare costi ulteriori nella fase di iniezione.

La separazione dell'anidride carbonica può avvenire attraverso diversi processi industriali, ognuno dei quali applica una specifica tecnologia. Di seguito sono elencate le principali tecniche utilizzate:

- *Post-combustion*: la CO₂ viene separata al termine della combustione;
- *Pre-combustion*: partendo da fonti fossili, si attiva prima un processo di gassificazione, durante il quale viene separata la CO₂, mentre l'idrogeno ottenuto dalla separazione viene utilizzato come combustibile nel processo produttivo;
- *Oxyfuel combustion*: durante la combustione, invece che aria viene utilizzato ossigeno; al termine della combustione si ottengono vapore acqueo e CO₂.

In tutti i processi sopra elencati, si ha la separazione della CO₂ da ossigeno, azoto, eventuale vapore acqueo e/o altri composti (come ad esempio i composti dello zolfo e dell'azoto, oppure metano), mediante l'utilizzo di solventi o membrane. La CO₂ verrà poi compressa e trasportata fino al sito di stoccaggio.

1.2 Il trasporto

L'utilizzo di condotte (*pipeline*) rappresenta il metodo più comune per trasportare la CO₂. L'anidride carbonica solitamente viene compressa ad una pressione superiore a 8 MPa, allo scopo di ottenere una fase liquida e di aumentare la densità del gas, che in questo modo viene trasportato più facilmente. Quando la CO₂ si trova nella sua “fase densa”, essa occupa un volume che è circa lo 0.2% del suo volume in condizioni di temperatura e pressione ambiente.

Se la quantità di anidride carbonica da trasportare è elevata e su distanze lunghe (maggiore di 1000 km), si preferisce il trasporto mediante condotte; per quantità inferiori a qualche milione di tonnellate di CO₂ all'anno, o per impianti off-shore distanti dalla costa, l'utilizzo di navi è economicamente più fattibile. In alcuni casi (soprattutto per i piccoli impianti) si preferisce il trasporto su gomma.

L'uso di condotte risulta abbastanza favorevole nel caso esse siano già presenti sul territorio (ad es. se ci si trova in un campo petrolifero); infatti la CO₂ pura, depurata da altri contaminanti chimici e dal vapore, non è corrosiva, e ciò consente il riutilizzo delle infrastrutture preesistenti (*IPCC, 2005*).

1.3 Lo stoccaggio geologico (GCS)

L'accumulo di anidride carbonica nel sottosuolo è un fenomeno geologico tutt'altro che raro; infatti sono noti veri e propri giacimenti di questo gas negli scenari geologici più diversi. L'anidride carbonica che forma questi accumuli deriva principalmente da attività vulcanica o da reazioni chimiche e/o termo-metamorfiche tra rocce carbonatiche e fluidi profondi (in forma liquida, gassosa o in fase supercritica). Essa può rimanere intrappolata nel sottosuolo anche per centinaia di milioni di anni; ciò permette di considerare la tecnologia del GCS fattibile a larga scala.

Sebbene esistano differenze sostanziali tra i giacimenti naturali e lo stoccaggio antropico, si stima che il 99% della CO₂ iniettata in un sito adeguato rimanga intrappolata nel sottosuolo per almeno 1000 anni (*IPCC, 2005*).

Lo stoccaggio geologico consiste nell'iniezione di un gas in forma densa nel sottosuolo. I principali target per lo stoccaggio sono formazioni porose che contenevano (nel caso di reservoir ad olio e gas depleti) o che contengono fluidi, come gas naturale, olio o brine, oppure in letti di carbone. I

reservoir possono trovarsi sia *on-shore*, sia *off-shore* in bacini sedimentari. Non tutti i bacini sedimentari sono adatti ai fini del GCS; alcuni sono troppo superficiali, altri hanno dei reservoir costituiti da rocce poco permeabili o con confinamento scarso. Le caratteristiche ideali di un sito di stoccaggio sono:

- Reservoir costituito da una roccia porosa in cui sia presente un acquifero salino;
- Un *caprock* costituito da sedimenti poco permeabili (tipo argille, evaporiti), con uno spessore rilevante;
- Stile strutturale semplice.

La zona di iniezione è una formazione geologica (con sufficiente estensione areale, spessore, porosità e permeabilità) all'interno della quale la CO₂ viene iniettata e sequestrata. Il sistema confinante è una formazione geologica, o gruppo di formazioni, a bassa permeabilità, con la funzione di barriera alla migrazione verso l'alto della CO₂ iniettata ([EPA, 2010](#)).

Le proprietà fondamentali della zona di iniezione che influenzano il tasso di iniezione di CO₂ includono la permeabilità, lo spessore e l'eterogeneità della formazione (ad esempio, faglie, fratture, strati o laminazioni possono rappresentare delle vie di migrazione preferenziali per la CO₂).

1.3.1 Meccanismi di intrappolamento

L'efficacia dello stoccaggio dipende essenzialmente dalle caratteristiche del sito e dai meccanismi di intrappolamento chimico-fisico che possono avvenire. L'intrappolamento di tipo stratigrafico avviene subito dopo l'inizio dell'iniezione, mentre gli intrappolamenti geochimici e minerali richiedono tempi molto lunghi, ma garantiscono uno stoccaggio permanente della CO₂ nel sottosuolo (Fig. 3).

Lo stoccaggio di CO₂ può avvenire ad una profondità maggiore di 800 m, dove le condizioni di pressione e temperatura sono tali per cui la CO₂ passa da uno stato gassoso ad uno supercritico. In queste condizioni, la densità della CO₂ aumenta fino a divenire tra il 50 e l'80% della densità dell'acqua; questo valore è simile a quello di alcuni petroli, per cui la forza di galleggiamento tende a far migrare la CO₂ verso l'alto.

Una volta iniettata nella formazione, i meccanismi che controllano il movimento della CO₂ nel reservoir includono: la migrazione dei fluidi dovuta ai gradienti di pressione e idraulico; il galleggiamento causato dalla differenza di densità tra fluidi di formazione e CO₂; diffusione; dissoluzione; mineralizzazione; intrappolamento nei pori e adsorbimento ad opera della materia organica.

Intrappolamento fisico: stratigrafico e strutturale

Inizialmente, l'intrappolamento avviene al di sotto di una vera e propria barriera fisica a bassa permeabilità, che impedisca all'anidride carbonica di migrare verso l'alto. In questa fase, è la forza di galleggiamento a governare l'ascesa verticale del gas nel reservoir, influenzata a sua volta dalla differenza di densità con i fluidi di formazione (acque saline, olio). Di conseguenza, è necessario un *cap-rock* impermeabile per assicurare un intrappolamento permanente della CO₂.

Le trappole strutturali includono strutture piegate e/o fagliate ([Salvi et al., 2000](#)), mentre quelle stratigrafiche sono caratterizzate da variazioni di permeabilità delle rocce. Questo tipo di trappole sono ben note in campo petrolifero. Nonostante le faglie vengano tipicamente considerate una via preferenziale per la migrazione dei gas ([King et al., 1996](#); [Fountain & Jacobi, 2000](#); [Lewicki et al. 2003](#); [Annunziatellis et al., 2008](#)), esse talvolta possono agire come barriera, a causa della giustapposizione di litologie a differente permeabilità, o per la presenza di un *core* impermeabile.

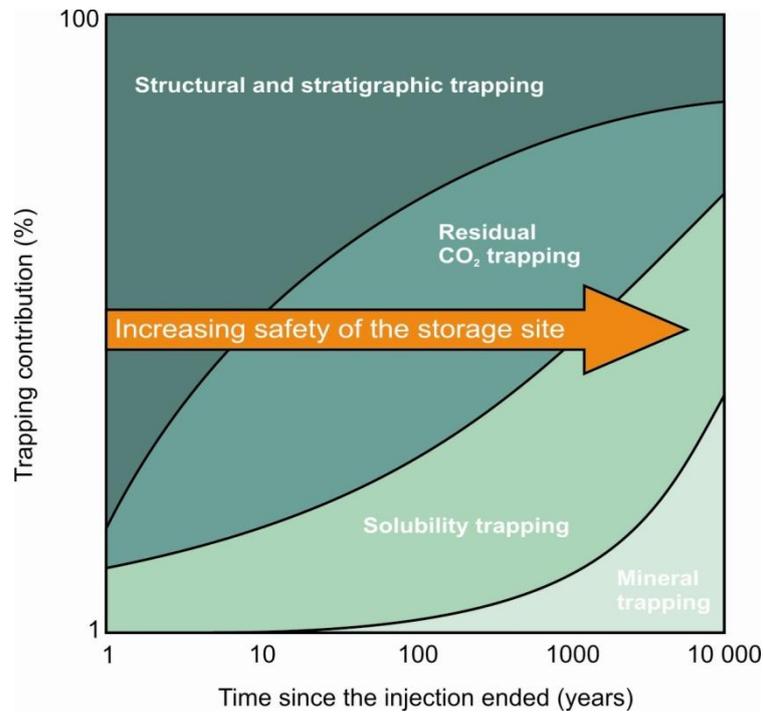


Figura 3 – Meccanismi di intrappolamento dell'anidride carbonica nel reservoir.

Intrappolamento fisico: idrodinamico

Una volta iniettata, la CO₂ comprime e riempie i pori, spostando parzialmente il fluido presente; essa migra così su grandi distanze in tempi molto lunghi. A causa della forza di galleggiamento, la CO₂ tende a migrare verso l'alto, al di sotto del caprock, continuando poi a muoversi lateralmente. Le tensioni capillari presenti all'interfaccia *reservoir-seal* fanno sì che il gas rimanga intrappolato come fase residuale.

Intrappolamento geochimico

L'intrappolamento geochimico si ha quando la CO₂ reagisce con i fluidi in situ e con la roccia. Inizialmente, l'anidride carbonica si dissolve nell'acqua; la dissoluzione riduce la presenza di una fase separata meno densa nel reservoir, riducendo in questo modo la spinta di galleggiamento e la migrazione della CO₂ verso l'alto. La reazione di dissoluzione più comune è la seguente:



L'acqua arricchita in CO₂ diventa più densa (con tempi dell'ordine da centinaia a migliaia di anni) e tende ad affondare all'interno della formazione (invece che andare verso il top). Col passare del tempo, il pH dell'acqua di formazione tende ad abbassarsi progressivamente, creando le condizioni di un'interazione anche con la roccia del reservoir. Dalle reazioni tra le specie ioniche presenti si formano dei minerali, così che una parte della CO₂ iniettata viene convertita in minerali della famiglia dei carbonati (sulla scala dei milioni di anni). L'H₂CO₃ prodotto dalla precedente reazione all'equilibrio può reagire con altri elementi, quali potassio, magnesio, calcio e minerali silicatici in generale.



Un particolare tipo di intrappolamento avviene in presenza di carbone o di argille ricche in materia organica, dove la CO₂ viene adsorbita, rimpiazzando in taluni casi il metano.

1.3.2 Tipi di confinamento

Reservoir ad olio e gas

I reservoir depleti di idrocarburi sono stati i primi candidati per i progetti GCS per diverse ragioni. L'olio e/o il gas sono rimasti accumulati per milioni di anni in queste strutture, dimostrando così l'integrità e sicurezza del sito; inoltre le loro caratteristiche geologiche sono note e sono già presenti modelli di predizione del comportamento dei fluidi all'interno del reservoir. Infine, nell'area sono già presenti infrastrutture che potrebbero essere riutilizzate per iniettare la CO₂. Nel caso i giacimenti siano in via di esaurimento, l'anidride può essere iniettata per *Enhanced Oil Recovery* (EOR), in modo da ripressurizzare il sistema (inducendo anche una diminuzione della viscosità dell'olio), e quindi ottimizzare la produzione di idrocarburi.

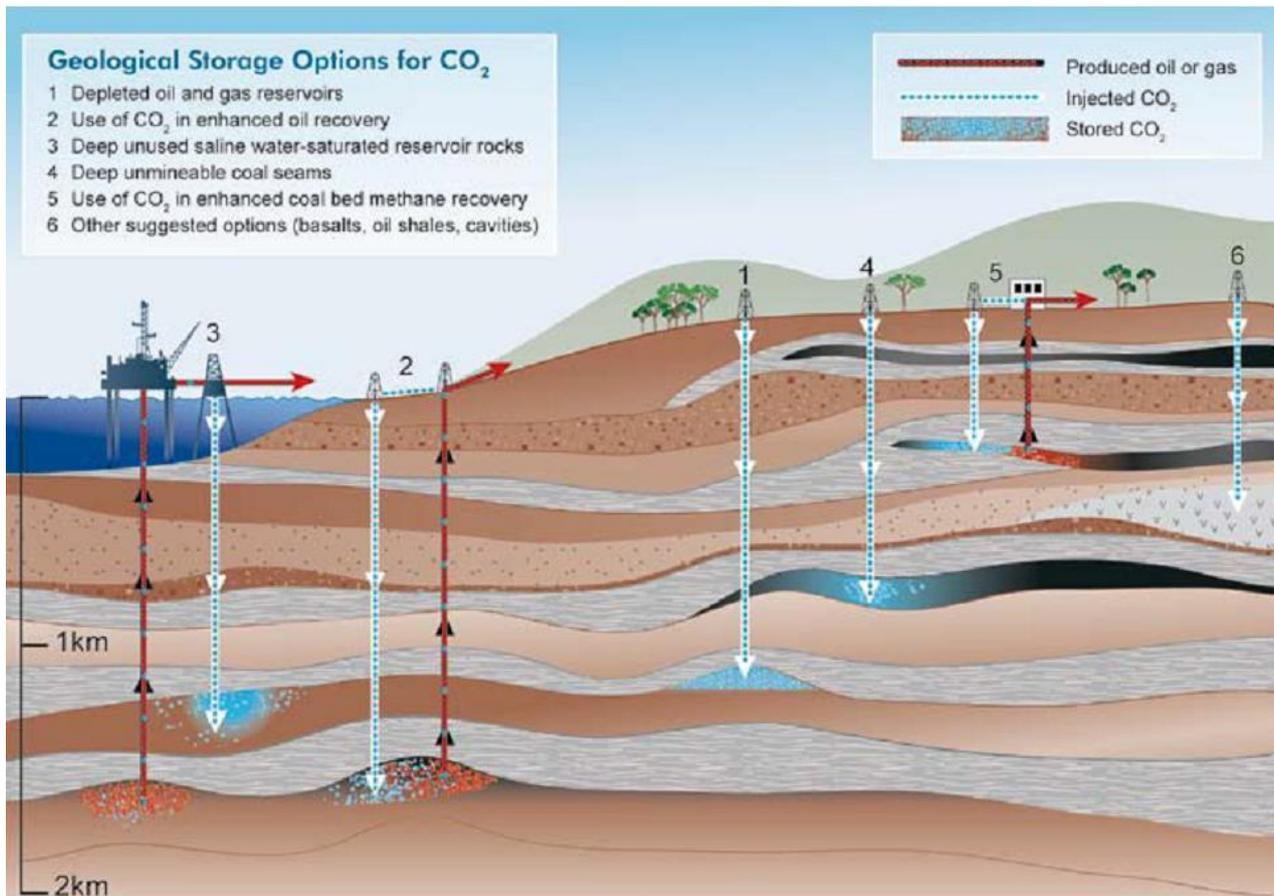


Figura 4 – Tipi di confinamento previsti per lo stoccaggio geologico di anidride carbonica (da IPCC, 2005).

Formazioni saline profonde

Per formazioni saline si intendono formazioni geologiche profonde nelle quali sono presenti brine o acque di formazione con un elevato contenuto di sali disciolti. Queste formazioni sono considerate le principali candidate per il GCS per le loro caratteristiche, come profondità ed estensione; inoltre spesso si trovano nei medesimi bacini in cui sono noti giacimenti di idrocarburi, per cui hanno caratteristiche stratigrafiche note. La capacità di stoccaggio stimata per questi reservoir è molto elevata se paragonata alle altre. Inoltre queste formazioni generalmente sono molto profonde rispetto ad altri contesti geologici.

Strati di carbone

I giacimenti di carbone non coltivabili poiché troppo profondi o sottili possono essere utilizzati per il GCS poiché la CO₂ ha un'elevata affinità con il carbone e può essere adsorbita nei pori. Il carbone, infatti, presenta un'elevata micro-porosità che permette l'adsorbimento di gas a suo interno. La

fattibilità tecnica dipende essenzialmente dalla presenza o meno di un caprock, dalla permeabilità del carbone lungo tutta la durata del progetto e dal grado di maturità del carbone. Inoltre, si può avere il rilascio di metano e altri gas, che vengono de-adsorbiti e sostituiti dalle molecole di CO₂. In questo caso, si può associare al CCS anche un progetto di *Enhanced Coal-Bed Methane Recovery* (ECBM), in cui viene estratto il metano rilasciato dagli strati di carbone.

1.4 La selezione del sito

La selezione e la caratterizzazione sono di importanza cruciale per il successo di un progetto GCS. In generale, un sito di stoccaggio deve avere le seguenti caratteristiche:

- Adeguata capacità e iniettività;
- Un contenimento efficace (inteso sia come confinamento orizzontale, sia come integrità del *caprock*);
- Un ambiente geologico sufficientemente stabile, per evitare di compromettere l'integrità del sito.

Capacità

La definizione del volume dei pori disponibile per lo stoccaggio dipende da cinque parametri:

- Spessore della formazione;
- Area del sito;
- Porosità della roccia serbatoio;
- Densità dell'anidride carbonica (alle condizioni di pressione e temperature presenti nel reservoir);
- Fattore di efficienza dello stoccaggio: riflette una frazione del volume totale dei pori che è saturato dall'anidride carbonica.

Il fattore di efficienza dello stoccaggio rimane relativamente costante, mentre gli altri parametri possono variare. La porosità è un parametro chiave nella valutazione della capacità; nei reservoir costituiti da rocce clastiche la porosità ideale è superiore al 15%, mentre in rocce carbonatiche dovrebbe essere intorno al 10%. Per quanto riguarda lo spessore del reservoir, normalmente deve avere uno spessore di almeno 20 metri, anche se la continuità laterale della litologia ad elevata porosità è di gran lunga più importante nella valutazione della capacità di stoccaggio (*CO₂ Capture Project, 2009*).

Iniettività

L'iniettività è un parametro che dipende essenzialmente dalla permeabilità della roccia serbatoio. Idealmente, lo stoccaggio di CO₂ richiede elevate permeabilità (>100 mD) per assicurare una buona iniettività nei pori all'intorno del pozzo. Questa viene determinata mediante l'analisi di carote e l'interpretazione di log di pozzo.

L'iniettività può cambiare nel tempo a causa dei processi geochimici di dissoluzione e precipitazione dovuti all'interazione CO₂-acqua-roccia. Generalmente, la permeabilità aumenta maggiormente nei carbonati, anche se nelle formazioni clastiche l'effetto della dissoluzione può dimostrarsi più pervasivo, soprattutto in presenza di brine dall'elevata salinità.

Efficacia del confinamento

Il confinamento dell'anidride carbonica dipende essenzialmente dalla geometria e dalla distribuzione delle litologie del reservoir, oltre che dal sistema di pressioni che può localmente limitarne il flusso. Infatti, variazioni di porosità e/o permeabilità verticali e laterali possono favorire una compartimentazione del reservoir, in cui possono generarsi sovrappressioni.

Il ruolo delle faglie e delle fratture e il loro impatto sull'efficacia del confinamento è complicato e spesso è tutt'altro che chiaro. La presenza di faglie non implica la certezza di un possibile *leakage*

dal reservoir; in molte faglie, infatti, si osserva una riduzione di porosità e permeabilità, e in questi casi esse agiscono come *seal*. La criticità sta nel capire se queste strutture fungeranno da via preferenziale di migrazione per la CO₂ e come reagiranno al cambiamento del regime delle pressioni. Quando la CO₂ viene iniettata in un reservoir poroso, essa esercita nei pori una pressione maggiore di quella della formazione circostante. Questa pressione può causare delle deformazioni sia della roccia serbatoio, sia della copertura, il cui risultato può essere la riapertura di fratture o la formazione di nuove. Per questi motivi, lo studio del campo di stress e della geomeccanica del sito è di primaria importanza, soprattutto nei reservoir fratturati.

Dimostrare l'efficacia del confinamento implica la comprensione del sistema geologico, nel quale le possibilità di leakage di anidride carbonica lungo faglie e/o fratture risultano minime (nelle condizioni di stress attuali).

Nella selezione del sito è necessario innanzitutto uno studio a carattere regionale, che identifichi un'area target su cui concentrare un'accurata ed approfondita caratterizzazione geologica, in cui sia possibile determinare le caratteristiche del *cap-rock* e della formazione serbatoio (*CO₂ Capture Project, 2009*). Gli obiettivi principali della caratterizzazione sono: definire il volume di CO₂ stoccabile nel sito (che dovrà essere compatibile con quello della sorgente di CO₂) e dimostrare che il sito soddisfi tutti i criteri di sicurezza, legali, economici e ambientali (*Oldenburg, 2008*).

Nella fase di selezione del sito possono essere usate le tecniche di prospezione note in campo petrolifero; molti dei dati necessari sono *site-specific* e sono utilizzati per produrre modelli geologici. Questi ultimi saranno la base dei modelli di predizione e simulazione delle performance del sito (*IPCC, 2005*). Infatti, senza una comprensione più ampia possibile delle proprietà delle rocce e dei fluidi presenti nel sito selezionato, risulta impossibile prevedere il comportamento della CO₂ durante l'iniezione.

La caratterizzazione del sito prevede lo studio del sito dal punto di vista geologico, idrogeologico, geochimico e geomeccanico (assetto strutturale e deformazioni in risposta ai cambiamenti dello stato di stress). Per fare ciò può essere utilizzata una grande varietà di dati: dati sismici (e geofisici in genere), logs di pozzo, campioni di carote e di fluidi provenienti da pozzi, prove di portata, misure di pressione e temperatura in foro, rilevamenti geologici su analoghi del reservoir. Le informazioni serviranno alla costruzione di un modello geologico tridimensionale, in cui saranno presenti sia parametri noti, sia dati estrapolati alla scala appropriata.

Inoltre nella valutazione del sito è importante anche identificare la presenza di pozzi abbandonati, e l'integrità dei *casing* e dei tappi utilizzati per sigillarli, i quali possono fungere da via di migrazione per l'anidride carbonica.

Durante la fase di caratterizzazione del sito, vengono anche valutati i potenziali rischi per la popolazione e l'ecosistema associati alla possibilità di leakage dal reservoir. Una eventuale fuga di CO₂ potrebbe portare alla contaminazione di acquiferi superficiali, oppure interferire con altre risorse minerali, o avere effetti letali su piante e animali. Il rilascio di elevate quantità in atmosfera può, inoltre, creare problemi locali per la sicurezza e la salute pubblica. Per questi motivi è richiesta un'accurata caratterizzazione del sito e una concomitante stesura di un piano di *risk assessment* che preveda un monitoraggio adeguato al tipo di rischio, ed eventualmente l'implementazione di misure di mitigazione nel caso di fuoriuscite anomale dal sito (*IPCC, 2005*).

1.5 Processi geomeccanici associati a GCS

Come detto precedentemente, l'iniezione di anidride carbonica nel sottosuolo comporta una variazione del regime delle pressioni presenti nel reservoir. Studi recenti, come quelli effettuati nel sito di In Salah in Algeria, hanno mostrato che durante l'iniezione possono avvenire cambiamenti geomeccanici significativi, dipendenti dalla pressione di iniezione e dalle condizioni

geomeccaniche del sito ([Rutqvist, 2012](#)). L'importanza della geomeccanica è cresciuta notevolmente poiché sono divenuti più evidenti i cambiamenti di pressione in vari reservoir dove vengono effettuati stoccaggi a larga scala, oltre che episodi di micro sismicità indotta ([Zoback, 2010](#)).

In un reservoir, si possono avere dei cambiamenti dal punto di vista geomeccanico non solo nell'immediato intorno del punto di iniezione, ma anche in un'area molto più vasta rispetto al *plume* (Fig. 5a). Infatti, ogni alterazione (sebbene piccola) delle condizioni di pressione e temperatura del reservoir induce delle variazioni nello stato tensionale della roccia, e quindi può portare a deformazioni ([Rutqvist, 2012](#)). Come risultato di queste variazioni, in superficie si possono osservare delle deformazioni al livello del suolo, oltre che piccoli microtremori attribuibili alla pressione dei fluidi indotta dall'iniezione (Fig. 5b).

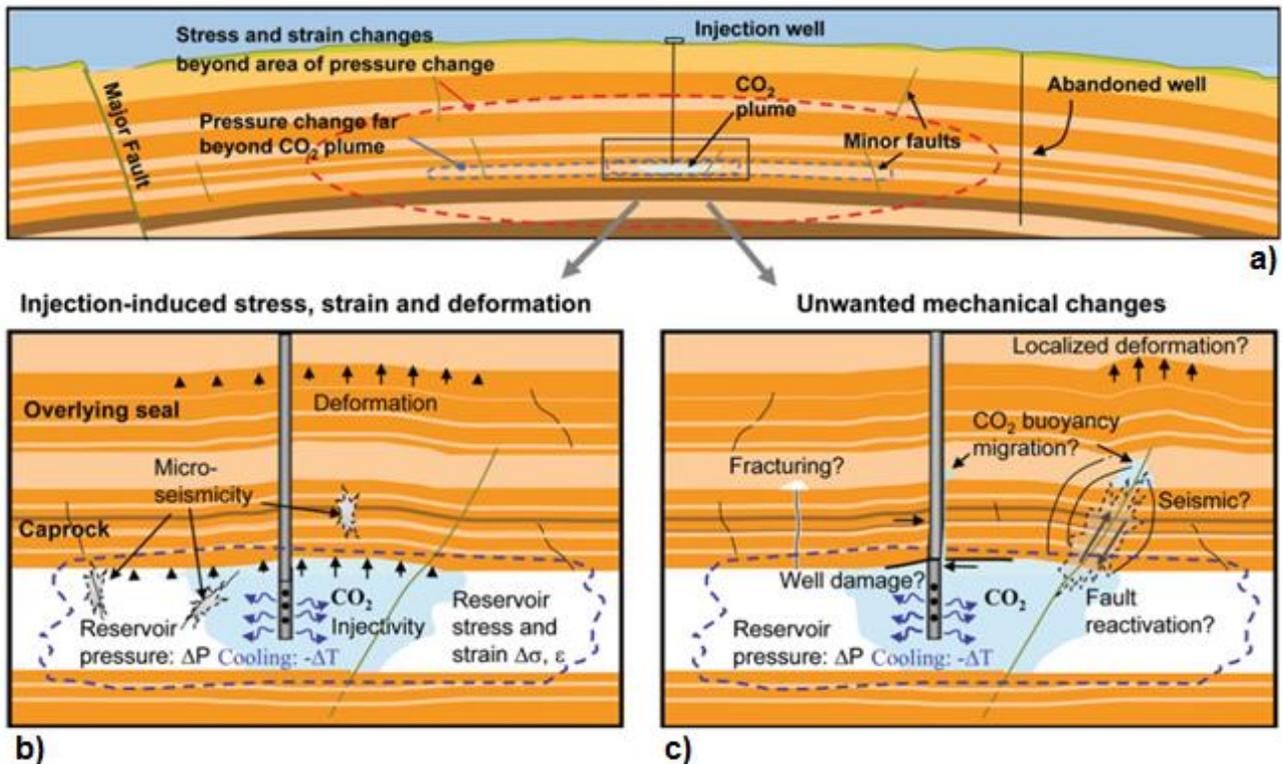
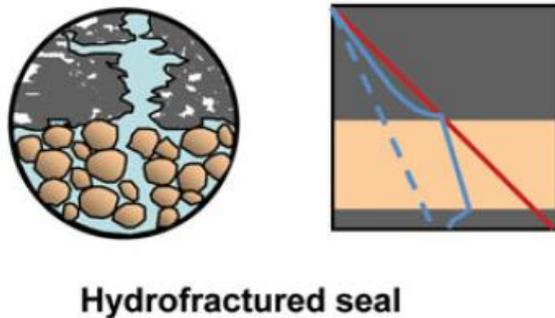
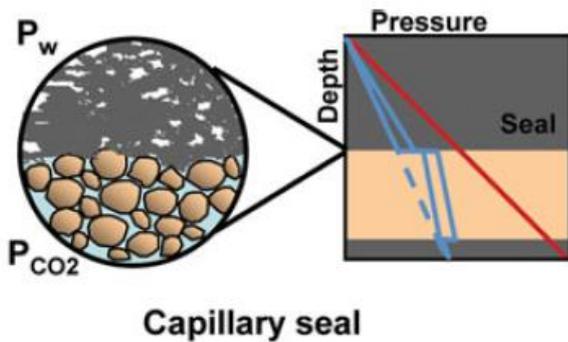


Figura 5 – Processi geomeccanici associati all'iniezione di CO₂ in un reservoir (da [Rutqvist, 2012](#)).

In un sito GCS, come precedentemente detto, la differenza di densità tra l'anidride carbonica iniettata allo stato supercritico e i fluidi (acqua, olio o gas) presenti nella formazione serbatoio porta alla formazione di un *plume* di CO₂ al di sotto del *caprock* del reservoir. Nei reservoir di idrocarburi, la capacità di contenere il gas spinto dalla forza di galleggiamento è nota ([Schowalter, 1979](#)), ma per lo stoccaggio in acquiferi salini è necessario conoscere le proprietà di *sealing* della roccia di copertura.

Idealmente, la roccia di copertura dovrebbe essere plastica, con un'elevata pressione capillare in entrata e bassa permeabilità ([Chadwick et al., 2008](#)). Infatti, il *sealing* per pressione capillare è uno dei meccanismi più efficaci per prevenire la migrazione verticale di gas.



La sovrappressione dei fluidi all'interno del reservoir può compromettere l'integrità di un qualsiasi tipo di barriera (Fig. 6). In generale, in caso di sovrappressioni, si osservano due tipi di fenomeni (*Kovscek, 2002*):

- Fratturazione idraulica del caprock, se la pressione della CO₂ diventa abbastanza elevata da provocare al fratturazione della roccia;
- Riattivazione di faglie.

Figura 6 – Integrità del caprock in un sito GCS. Sealing per pressione capillare: all'interfaccia roccia serbatoio-copertura si osserva una netta incremento di pressione, che ostacola la forza di galleggiamento della CO₂, e di conseguenza la migrazione verso al superficie. Caprock idro-fratturato: la pressione della CO₂ diventa troppo elevata, e provoca una fratturazione della roccia di copertura, e quindi il *leakage* dal reservoir (modificato da *Rutqvist, 2012*).

Se la pressione del reservoir diviene sufficientemente elevata, possono verificarsi cambiamenti irreversibili dello stato meccanico della roccia, come ad esempio la formazione di nuove fratture, la riattivazione di faglie esistenti nel reservoir, ma anche nella copertura. Questo può favorire la formazione di nuove vie di migrazione preferenziale per i gas che tenderanno a migrare verso la superficie. Un ulteriore rischio è quello relativo alla riattivazione di faglie minori (faglie di una lunghezza di qualche centinaio di metri e rigetti dell'ordine del metro), che spesso non sono visibili in sismica, ma che possono interferire con la zona di iniezione (*Rutqvist, 2012*). Esse possono avere un'architettura abbastanza complessa, con *core* impermeabili di pochi centimetri e una *damage zone* di alcune decine di centimetri su ogni lato (*Constantin et al., 2004*). Il network di fratture della *damage zone* inizialmente potrebbe essere costituito da mineralizzazioni di vario tipo, ed essere in questo modo impermeabile, ma con l'aumento della pressione, i fluidi potrebbero propagarsi all'interno del network e riaprire le fratture, creando una nuova via di migrazione all'interno della *damage zone*.

Il monitoraggio delle variazioni geomeccaniche in un sito di stoccaggio di anidride carbonica comprendono soprattutto misure della pressione di iniezione, monitoraggio delle deformazioni superficiali, come ad In Salah (*Iding & Ringrose, 2010; Rutqvist et al., 2010*), o della micro sismicità associata all'iniezione (*Myer & Daley, 2001; Zhou et al., 2010; Verdon et al., 2011*).

1.6 I reservoir carbonatici fratturati nel GCS

Attualmente, la maggior parte dei progetti di stoccaggio geologico a larga scala utilizzano reservoir porosi, costituiti perlopiù da arenarie; in rari casi, come a Weyburn, la CO₂ viene iniettata in rocce carbonatiche. Eppure, i reservoir carbonatici possiedono delle caratteristiche molto interessanti per il GCS (*Bachu et al., 1994*): dopo l'iniezione, la CO₂ dissolve parzialmente la roccia carbonatica (aumentandone la porosità e la permeabilità, e di conseguenza aumentando l'iniettabilità), mentre nel lungo termine la brina satura di CO₂ reagisce con i minerali carbonatici, favorendo la precipitazione di nuovi minerali, assicurando in questo modo un intrappolamento minerale permanente dell'anidride carbonica (*Alcade et al., 2014*).

La posizione del fronte di dissoluzione, ove sia presente un forte gradiente di concentrazione, può spostarsi in funzione del tasso di iniezione, della porosità e delle condizioni di temperatura – pressione – salinità, finché la CO₂ non sarà disciolta completamente e l'equilibrio tra roccia e fluidi non sarà ristabilito. Come risultato, il reservoir è soggetto a differenti processi geochimici, che agiscono localmente, e che inducono cambiamenti in modo eterogeneo all'interno di esso ([Gouze & Luquot, 2011](#)). I processi di dissoluzione avvengono principalmente all'interno delle fratture, le quali rappresentano le vie di movimento principali per i fluidi, soprattutto quando la roccia presenta una porosità primaria bassa. L'alterazione della superficie delle fratture comporta una conseguente variazione delle proprietà meccaniche e idrodinamiche della frattura stessa ([Elkhoury et al., 2013](#)).

Normalmente, i processi sopra descritti avvengono in rocce carbonatiche che costituiscono la roccia serbatoio, ma talvolta essi possono propagarsi anche alla roccia di copertura. Ciò avviene quando nel *caprock* sono presenti, oltre che minerali argillosi, anche minerali solubili in ambiente acido (ad es. carbonati). In questo caso, la propagazione di queste fratture e l'evoluzione idrodinamica del sistema può determinare un rischio di migrazione verticale di gas ([Deng et al., 2013](#)). La dissoluzione dei minerali può comportare anche un certo grado di compattazione della roccia, la quale determina una variazione dello stress e dello strain nel reservoir, con possibili fenomeni di subsidenza ([Rutqvist, 2012](#)).

Una corretta caratterizzazione del network di fratture gioca un ruolo essenziale nell'elaborazione di un modello geologico di un sistema di stoccaggio geologico di CO₂, e successivamente nelle simulazioni. Infatti, il comportamento idraulico di un reservoir fratturato è controllato in primo luogo dalla fratturazione, la quale controlla la permeabilità della roccia, soprattutto in reservoir con una bassa porosità ([Guerriero et al., 2013](#)).

Capitolo 2

Modelli concettuali ed analoghi naturali

Il comportamento a lungo termine dell'anidride carbonica nel sottosuolo, incluse l'interazione tra CO₂-acqua-roccia e l'identificazione di possibili vie di migrazione, necessitano una valutazione critica per ciascun sito di stoccaggio. Ciò viene effettuato mediante i seguenti metodi:

- Valutazione geometrica, strutturale e geochimica del sito;
- Pianificazione di una strategia di monitoraggio;
- Esperimenti di laboratorio sia sulla roccia serbatoio, sia su quella di copertura;
- Modellazione del comportamento geochimico della CO₂;
- Studio di analoghi naturali di CO₂.

Gli esperimenti di laboratorio aiutano a capire in che maniera la CO₂ può modificare il reservoir e il caprock, soprattutto durante il primo periodo di iniezione, ma non riescono a fornire previsioni sul comportamento della CO₂ nel medio-lungo termine (da centinaia a migliaia di anni). La modellazione, d'altro canto, utilizza i parametri ricavati da esperimenti di laboratorio, ma rappresenta comunque una semplificazione della realtà. Inoltre, l'*up-scaling* delle proprietà e processi dalla scala microscopica a quella del reservoir richiede calcoli complessi e software specifici. Negli analoghi naturali, l'anidride carbonica è rimasta a contatto con il reservoir e il caprock per un periodo di tempo molto lungo (talvolta superiore a 10 milioni di anni), per cui lo studio di questi siti consente di capire quali sono i processi che possono avvenire nel sottosuolo, quali potrebbero essere gli effetti di una fuoriuscita di CO₂ dal serbatoio e quali sono i meccanismi di migrazione ([Miocic et al., 2013](#)).

I reservoir naturali di CO₂ sono diffusi soprattutto in bacini sedimentari e presentano caratteristiche del tutto simili ai reservoir di idrocarburi. L'origine dell'anidride carbonica è ascrivibile a diversi fenomeni, quali il degassamento del mantello, il metamorfismo delle rocce carbonatiche, vulcanismo o la degradazione della materia organica ([Wycherley et al., 1999](#)). La CO₂ può rimanere intrappolata nel reservoir per milioni di anni, oppure migrare verso la superficie, dando luogo a *gas vents* oppure a sorgenti minerali. Capire il perché in alcuni ambienti geologici l'intrappolamento è più efficace che in altri può aiutarci durante la fase di selezione e progettazione del sito GCS ([Stevens, 2005](#)).

2.1 Analoghi naturali

Come precedentemente detto, lo studio di sistemi naturali simili a quelli progettati dall'uomo per le più svariate applicazioni fornisce le informazioni mancanti, che vengono determinate sperimentalmente o attraverso modelli. L'utilizzo di questi analoghi fu utilizzato per la prima volta negli anni '70 per capire meglio la sicurezza a lungo termine delle scorie radioattive ([Lombardi et al., 2008](#)). In questo ambito, l'analogo naturale venne definito come "... *la presenza di materiali o processi che somigliano a quelli che ci si aspetta in un sito di stoccaggio di scorie...*" ([Côme & Chapman, 1986](#)). Il concetto di analogo attualmente è utilizzato in campo petrolifero, così come per lo stoccaggio di anidride carbonica ([Pearce et al., 1996](#); [Van Dijk et al., 2000](#); [Marchegiani et al., 2006](#); [Lewicki et al., 2007](#); [Annunziatellis et al., 2008](#), tra gli altri).

Gli analoghi naturali per i siti GCS possono essere suddivisi in due categorie: quelli che sono perfettamente sigillati, e quelli che invece presentano evidenze di *leakage*. Mentre i reservoir appartenenti alla prima categoria ci aiutano a capire quali sono i processi che isolano la CO₂ e/o gli altri gas nel sottosuolo, gli altri sono studiati per comprendere i meccanismi di migrazione lungo le faglie e gli impatti sulla biosfera ([Annunziatellis et al., 2008](#)). Alcuni degli analoghi più studiati sono il Colorado Plateau, il St. Johns Dome, Bravo Dome (USA), Latera e Panarea in Italia ([Bickle et al., 2013](#)).

Per i reservoir fratturati, la difficoltà maggiore nella caratterizzazione sta nel determinare quali sono le caratteristiche effettive del reticolo di fratture e quali sono i parametri determinanti per *up-scaling*. I modelli di predizione permettono di simulare alla scala del reservoir il flusso di fluidi all'interno del reticolo di fratture. Il successo dei modelli è fortemente dipendente dall'accuratezza con la quale i parametri vengono determinati (*Odling et al., 1999*). Sebbene siano disponibili numerosi dati derivanti dai pozzi esplorativi, questi rappresentano comunque dei dati puntuali che forniscono informazioni limitate circa la lunghezza e l'apertura delle fratture, la clusterizzazione e la connettività. Per questo motivo lo studio degli analoghi dei reservoir contribuisce alla conoscenza dei sistemi fratturati, ed in particolare per predire la distribuzione di faglie e fratture alla scala sub-sismica e realizzare modelli di flusso con dati realistici (*Marchegiani et al., 2006*). Per esempio, gli affioramenti dei carbonati della Maiella vengono utilizzati come analogo naturale dei reservoir ad idrocarburi dell'Adriatico.

2.2 I reservoir fratturati

Un reservoir fratturato è definito come un reservoir nel quale esistono naturalmente delle fratture che hanno, o si prevede che avranno, un effetto significativo sulla permeabilità della roccia serbatoio e sul flusso dei fluidi al suo interno. A seconda della permeabilità della frattura rispetto alla matrice, gli effetti possono essere positivi o negativi (*Nelson, 2001*). I reservoir fratturati sono molto difficili da valutare, in quanto essi presentano una distribuzione di porosità e permeabilità non omogenea. Per questo motivo, è necessario caratterizzarli eseguendo un certo numero di analisi, che permettano di riconoscere il ruolo del network di fratture nella fluido-dinamica del reservoir.

Più del 50% dei giacimenti di idrocarburi al mondo si trovano in rocce carbonatiche, e la maggior parte di questi sono naturalmente fratturati. I reservoir naturalmente fratturati (NFR) sono costituiti da un mezzo con una doppia porosità, dove le fratture rappresentano la via principale di movimento per i fluidi. Molte di queste fratture sono assimilabili a fratture di origine diagenetica, o legate a cementazione precoce dei carbonati, e perciò sono distribuite in modo pressoché uniforme all'interno della roccia (*Vitale et al., 2012*).

I NFR presentano però un paradosso: se da una parte essi includono dei reservoir con un recupero di idrocarburi molto basso (inizialmente si ha un'elevata produttività, ma quest'ultima declina molto rapidamente), dall'altra a questa tipologia di reservoir sono riconducibili alcuni dei più grandi giacimenti della Terra.

In rocce carbonatiche, il network delle fratture crea una porosità secondaria che permette la comunicazione tra le compartimentalizzazioni del reservoir. Reticoli di fratture sono stati riconosciuti anche nei reservoir silico-clastici, complicando apparentemente il sistema dominato da una porosità primaria della matrice. Inoltre, i network di fratture rappresentano il principale fattore che permette lo sfruttamento di risorse non convenzionali, come *shale gas* o metano da letti di carbone (CBM) (*Bratton et al., 2006*).

I reservoir fratturati, come accennato sopra, sono caratterizzati da porosità e permeabilità duplici: quelle relative alla matrice e quelle dovute ai processi di fratturazione. Il grado di fratturazione e soprattutto il tipo di fratture influenzano il movimento dei fluidi nel reservoir stesso; infatti non tutte le fratture permettono il passaggio di fluidi, ma in taluni casi esse rappresentano addirittura una barriera.

In funzione dell'interazione tra la porosità e permeabilità della matrice e del network di fratture, *Nelson (2001)* classifica i reservoir fratturati come segue (Fig. 7):

- Tipo 1: le fratture sono essenziali per la porosità e la permeabilità del reservoir;
- Tipo 2: il reservoir ha una matrice poco porosa e permeabile; le fratture ne aumentano solo la permeabilità;

- Tipo 3: il reservoir ha una matrice molto porosa; il network di fratture ne aumenta la permeabilità;
- Tipo 4: le fratture non forniscono nessun miglioramento alle proprietà del reservoir, ma creano delle anisotropie (barriere);
- Tipo M: la matrice ha elevate porosità e permeabilità, per cui le fratture aperte possono aumentarne la permeabilità, ma spesso provvedono solo a complicare il reticolo attraverso cui i fluidi possono muoversi.

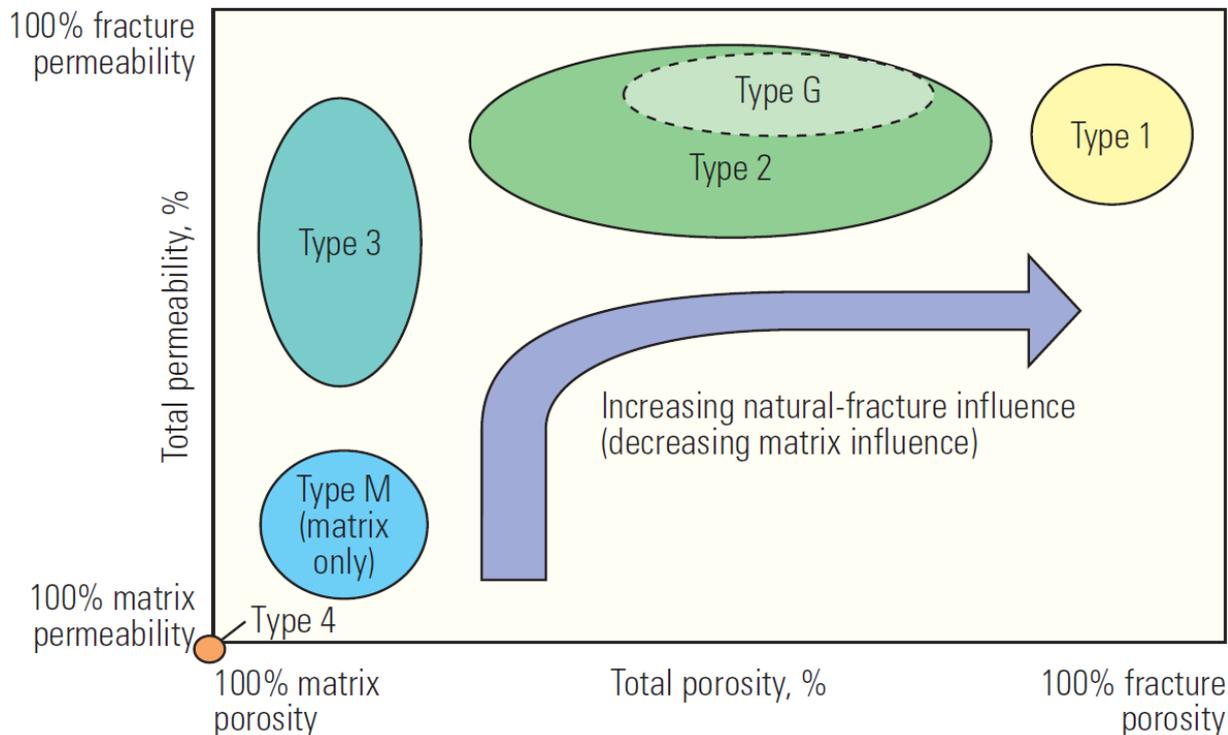


Figura 7 – Classificazione delle tipologie di reservoir fratturati naturalmente, in funzione delle permeabilità e porosità della matrice e del network di fratture (da Nelson, 2001)

Generalmente, la porosità secondaria dovuta a fratturazione è un numero abbastanza piccolo se comparato alla porosità “normale” della matrice. Alcuni dei reservoir fratturati migliori possiedono meno dell'1% di porosità per fratturazione. Qualsiasi roccia con un sistema di fratture che dia una porosità secondaria superiore al 2%, sicuramente ha subito anche processi di dissoluzione lungo i piani di frattura, che hanno permesso la formazione di una quantità sufficiente di spazi vuoti (ad esempio, episodi di paleo-carsismo) (Nelson, 2001).

La morfologia delle fratture può influenzare la permeabilità della roccia, ed in particolare, le variazioni mostrano sempre una certa direzionalità. In generale, le fratture di tipo aperto aumentano drasticamente la permeabilità del reservoir parallelamente al piano delle fratture; viceversa, le fratture con un riempimento (di tipo argilloso) la riducono, soprattutto nella direzione perpendicolare al piano (Aydin, 2000; Nelson, 2001).

Per quanto riguarda la distribuzione statistica delle fratture, essa normalmente è di tipo frattale; numerosi autori (Barton & La Pointe, 1995; Cowie et al., 1996; Berkowitz & Hadad, 1997; Bonnet et al., 2010) negli ultimi decenni hanno dimostrato che la distribuzione delle popolazioni di fratture, delle dimensioni delle faglie, così come quella degli attributi (lunghezza, rigetto, spessore, spaziatura, ecc.) è spesso descritta da una relazione di tipo *power-law*:

$$N(L) = kL^{-D}$$

dove N è il numero di oggetti di lunghezza L , k è una costante e D è la dimensione frattale ([Mandelbrot, 1983](#)). Plottando su un diagramma log-log le grandezze sopra indicate (derivate di solito da *scan area*), si otterrà il parametro D , che è il coefficiente angolare della retta ([Cello et al. 2003](#)). Di conseguenza, un'analisi sistematica delle popolazioni di faglie e fratture permette di ricavare (e modellare) la giusta relazione di scala tra i vari attributi di faglie e fratture. Questo diagramma fornisce anche il grado di maturità della struttura ([Cello, 1997](#)).

2.3 Architettura di una zona di faglia

Il reticolo di fratture in un ammasso roccioso descrive lo stato di stress locale nel momento in cui è avvenuta la fratturazione. Perciò, oltre ad identificare e caratterizzare il network di fratture nel reservoir, è interessante anche conoscere quali sono le caratteristiche delle faglie in esso presenti, se queste interessano anche la roccia di copertura e come influenzano il movimento dei fluidi nel sottosuolo. In una zona di faglia, [Caine et al. \(1996\)](#) distinguono tre componenti (Fig. 8):

- Zona di *core*, in cui viene accomodato la maggior parte del movimento lungo il piano;
- *Damage zone*, che rappresenta l'area che è meccanicamente correlata con la crescita della faglia;
- Protolite o *host rock*, cioè la roccia non deformata dalla struttura in esame.

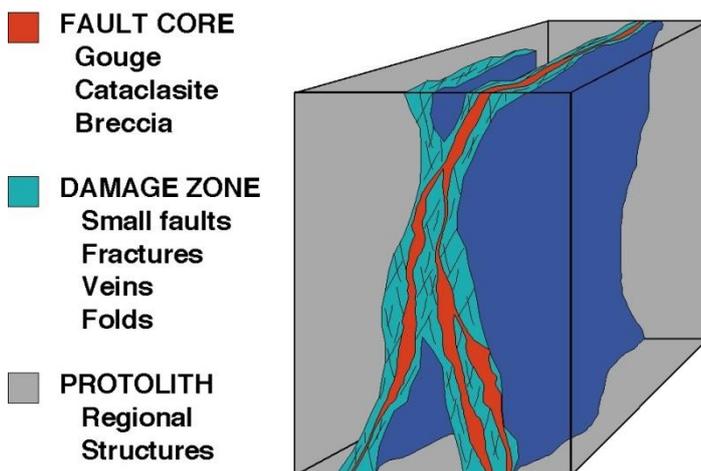


Figura 8 Modello concettuale di una zona di faglia (modificato da [Caine et al., 1996](#)).

L'estensione e la distribuzione di ciascuna componente sono i fattori che controllano il movimento dei fluidi nelle zone di faglia. La permeabilità del *core* e della *damage zone* non è una proprietà statica, ma essa varia nel tempo in funzione del grado di maturità della struttura. Per esempio, nella prima fase deformativa il *core* può agire da condotto, mentre successivamente, in seguito alla precipitazione di minerali che ne riducono la porosità, sarà considerato una barriera al flusso dei fluidi ([Caine et al., 1996](#)).

La riduzione di granulometria e/o la precipitazione di minerali rende il *core* meno poroso e permeabile della roccia adiacente ([Antonellini & Aydin, 1994](#)), e di conseguenza esso agisce come una barriera. La *damage zone*, invece, è costituita da un network di strutture secondarie (piccole faglie, vene, fratture) che aumentano la permeabilità rispetto sia al *core*, sia al protolite ([Cello et al., 2003](#)) (Fig. 9).

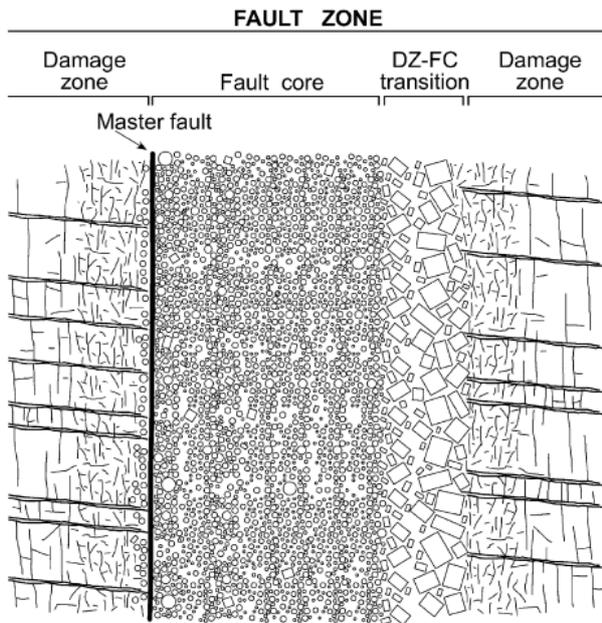


Figura 9 – Schema concettuale di una sezione lungo una zona di faglia, che mostra le variazioni granulometriche tra core e damage zone (da *Billi et al., 2003*)

La geometria e l'entità del contrasto di permeabilità tra il *core* e la *damage zone* sono i principali fattori di controllo sul comportamento barriera/*conduit* di una faglia (Fig. 10). In particolare, in sistemi immaturi, la circolazione di fluidi avviene tutta nella *damage zone* in corrispondenza del piano di faglia, dove prevalgono fratture di tipo aperto e la connettività è alta; con l'evoluzione del sistema, la progressiva riduzione di granulometria nei pressi del piano di scorrimento principale, favorisce lo sviluppo di un *core* impermeabile, per cui si osserva un movimento di fluidi soltanto nella parte più permeabile della *damage zone* (*Billi et al., 2003*).

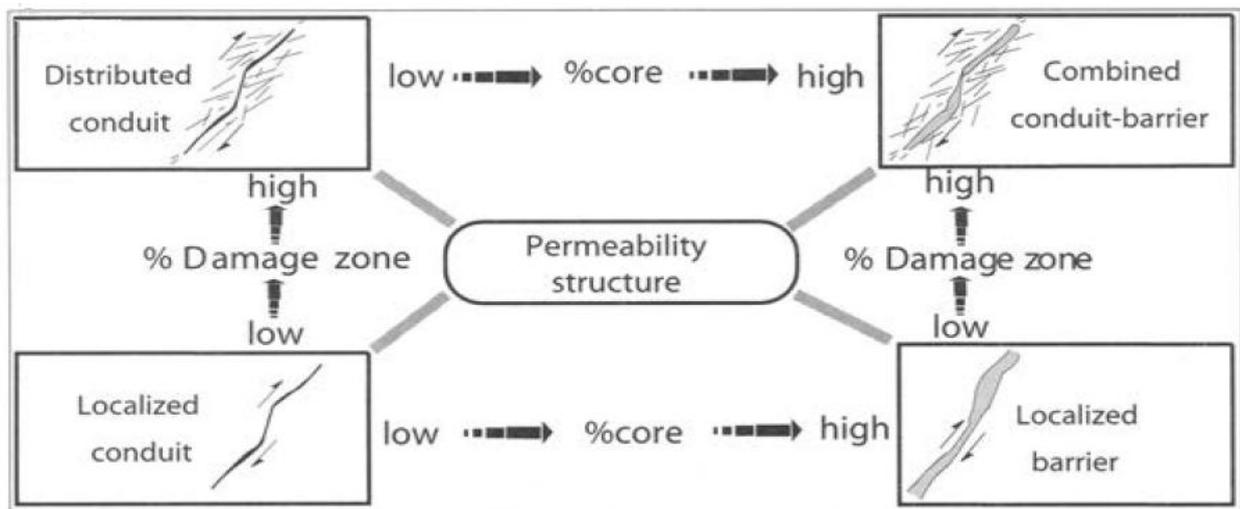


Figura 10 – Schema concettuale della relazione tra architettura di una faglia (e permeabilità) e movimento di fluidi.

Un altro importante parametro nella caratterizzazione di una zona di faglia in funzione delle sue proprietà idrauliche è la connettività (*Ortega & Marret, 2000*). Il flusso di fluidi all'interno del network di fratture dipende dalle proprietà geometriche (apertura, lunghezza, spaziatura, morfologia della superficie, ecc.) e dal grado di interconnessione (*Cello et al., 2003*).

2.4 Modelli di migrazione dei gas

Il degassamento terrestre è un processo attraverso il quale i gas di origine profonda migrano verso la superficie (ed il suolo in particolare) attraverso il mantello e la crosta. La maggior parte delle manifestazioni superficiali di questo processo avviene soprattutto in aree vulcaniche o con gradienti geotermici anomali (*Klusman, 1993; Ciotoli et al., 2004*).

Diversi meccanismi sono stati suggeriti da vari autori per spiegare il modo in cui avviene la migrazione (*Gold & Soter, 1980; Etiope & Martinelli, 2002*; tra le altre), anche se appare evidente che la maggior parte del degassamento avviene lungo vie preferenziali di migrazione, rappresentate da faglie e sistemi di fratture (*Duddridge et al., 1991; Lombardi et al., 1996; Ciotoli et al., 1997*).

Le faglie hanno un'architettura complessa che può aumentare e/o impedire la migrazione dei fluidi, siano essi idrocarburi, o gas di altra origine. Il comportamento della faglia (barriera o *conduit*) dipende dai processi specifici che avvengono durante la fagliazione e dall'impatto che essi hanno sulle componenti dell'architettura di una faglia (Fig. 11). Altri parametri, quali entità del rigetto, cementazione, stato di stress e tempo, sono anch'essi cruciali per la valutazione dell'efficienza del sistema di circolazione di fluidi lungo una faglia (*Aydin, 2000*).

Le zone di faglia attive, o con attività recente, comunemente presentano un arricchimento di alcune specie gassose nei suoli (elio, radon, anidride carbonica, metano); questi gas sono chiamati "*fault soil gases*" (*Ciotoli et al., 2004*). Inoltre, laddove sono presenti giacimenti di idrocarburi, è molto comune trovare concentrazioni anomale anche di altri idrocarburi gassosi (*Jones & Drodz, 1983*).

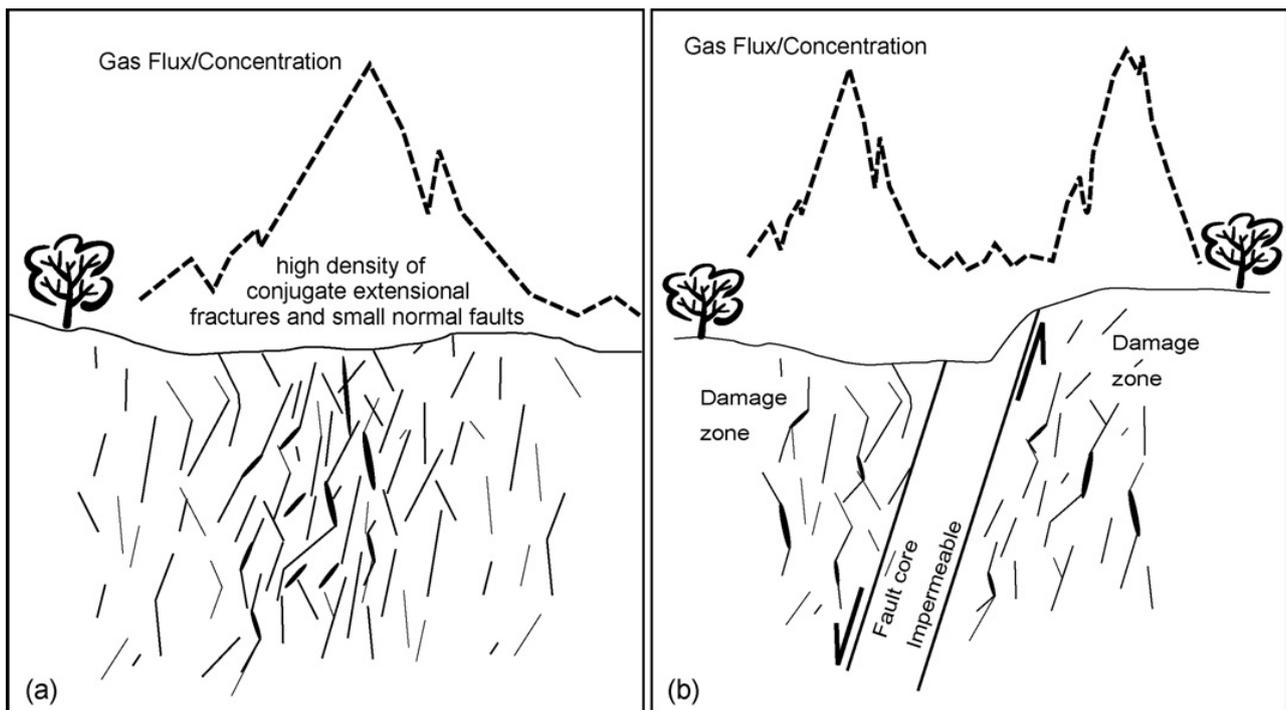


Figura 11 – Diagramma schematico che mostra la relazione tra grado di maturità di una faglia (rappresentato dallo sviluppo di un core impermeabile) e degassamento superficiale (da *Annunziatellis et al., 2008*).

Irwin & Barnes (1980) suggeriscono che un degassamento per un lungo periodo di tempo ed in modo pressoché costante, indica una zona di faglia altamente permeabile e porosa che permette il drenaggio (*Lombardi & Voltattorni, 2010*). Le concentrazioni anomale di gas, così come i flussi di gas, possono mostrare distribuzioni spaziali diverse lungo una stessa struttura. Ciò è imputabile non solo a alle diverse caratteristiche fisico-chimiche dei gas e dal tipo di sorgente, ma anche dalla complessità strutturale, idrologica e litologica dell'area studiata. Per questo motivo, si sceglie

sempre di studiare l'associazione di gas, ciascuno dei quali fornisce informazioni sul sottosuolo (inteso come sistema sorgente-via preferenziale di migrazione).

Metodologie

L'obiettivo del presente lavoro è quello di ricostruire i modelli geologici di tre aree campione in Italia, che rappresentano dei possibili reservoir per lo stoccaggio geologico dell'anidride carbonica, e di identificare la presenza di eventuali vie di migrazione per i gas lungo faglie e fratture. Le aree oggetto di indagine sono ubicate lungo l'avanfossa adriatica (bacino di Vasto), l'avanfossa bradanica (bacino di Forenza) e nel bacino carbonifero del Sulcis. Per ciascun sito sono stati costruiti dei *Discrete Fracture Network* (DFN), in modo da rendere possibile una rappresentazione del *network* di fratture, partendo da dati di campagna.

I modelli geologici di partenza sono stati derivati da dati sismici e stratigrafie di pozzo pubblicati sul portale VIDEPI, mentre per la cartografia ci si è avvalsi di quella ufficiale, ed in particolare delle carte alla scala 1:100.000 e 1:50.000 del Servizio Geologico d'Italia.

I dati di profondità sono stati integrati con quelli derivanti dalle attività di campagna, che hanno seguito un duplice indirizzo:

- Riconoscimento di elementi strutturali alla scala dell'affioramento e rilevamento geologico-strutturale, mediante l'esecuzione di *scan lines* e *scan areas*;
- Prospezione dei gas del suolo, mirata all'individuazione di vie di migrazione preferenziale.

L'insieme dei dati raccolti ed utilizzati per la costruzione dei modelli geologici del sottosuolo costituiscono la base di partenza per una caratterizzazione di ciascun sito potenziale per il GCS, con particolare attenzione alla stima della capacità volumetrica del reservoir, all'efficacia del confinamento (intesa come buona tenuta del *cap-rock*) e all'individuazione di vie di migrazione preferenziale dei fluidi verso la superficie. La valutazione di queste caratteristiche *site-specific* è essenziale per la quantificazione dei rischi associati all'iniezione di CO₂ nel sottosuolo, in quanto consente di prevedere, ed eventualmente prevenire, eventuali fughe dal serbatoio che potrebbero causare danni alla popolazione e all'ambiente.

Di seguito verranno descritte brevemente le metodologie utilizzate per i rilevamenti e per le elaborazioni successive.

3.1 Rilevamento geologico-strutturale

Il rilevamento geologico-strutturale ha previsto una revisione critica dei dati esistenti, basata sulla cartografia ufficiale e sul riesame dei dati regionali in campagna. Gran parte di questa revisione è alla base della modellazione geologica dei reservoir elaborata con l'ausilio del software *Move 2013* della Midland Valley.

Successivamente è stata svolta un'analisi della deformazione fragile, raccogliendo dati sulla fratturazione e sulla fagliazione. Per le faglie affioranti, dove possibile, sono stati misurati gli elementi della zona di faglia al fine di una classificazione qualitativa della distribuzione di permeabilità (densità di fratturazione nei pressi del piano di faglia, tipo di fratture, eventuali evidenze di circolazione di fluidi associati alla deformazione).

3.1.1 Analisi della fratturazione

L'analisi della fratturazione si propone di fornire una serie di parametri statistici in grado di descrivere il pattern della fratturazione di un dato volume roccioso. A tale scopo, sono state effettuate sia misure lungo le *scan lines*, sia attraverso le *scan areas*.

La spaziatura delle fratture è stata valutata lungo gli affioramenti, talvolta fagliati, lungo i quali sono stati misurati i seguenti parametri: orientazione (dip ed azimuth), lunghezza e tipo di terminazione delle fratture (in roccia, in frattura o su strato); inoltre, è stato osservato anche il tipo di riempimento delle fratture, laddove presente.

La densità di fratturazione ottenuta dalle *scan lines* viene espressa comunemente come il numero di fratture su una data lunghezza (*Hennings et al., 2000*):

$$P10 = \frac{1}{L}$$

dove L è la lunghezza della *scan line*.

La misura delle fratture è stata effettuata utilizzando una fettuccia metrica posta lungo l'affioramento (Fig. 12), e avendo cura di acquisire la misura lungo la normale al piano della frattura, in modo da evitare errori di orientazione e di minimizzare la correzione di Terzaghi (*Terzaghi, 1965*).



Figura 12 – Esempio di *scan line* misurata sui calcari metamorfosati appartenenti alla Formazione di Gonnese, Barbusi (Sardegna).

La densità areale, invece, è stata misurata attraverso l'analisi delle *scan areas* (Fig 13); essa viene espressa come il numero di fratture o la lunghezza totale delle fratture per unità di area. Nell'analisi delle *scan areas*, vengono misurate le orientazioni di tutte le possibili fratture visibili sulla superficie di strato (*Van Dijk, 2000*). Le immagini delle *scan areas* sono sottoposte ad una elaborazione che prevede una fase di rettificazione dell'immagine e la conta delle fratture. Questa analisi viene eseguita usando il software *ArcGis*, che permette di impostare la dimensione reale alla immagine (imponendo delle coordinate metriche fittizie), di misurare la lunghezza delle fratture mappate e il valore della somma delle loro lunghezze. Questo tipo di analisi fornisce dati sulla densità areale e sulla distribuzione delle lunghezze delle fratture. Quest'ultimo parametro è richiesto nella costruzione del DFN.



Figura 13 – Esempio di *scan area* misurata sui calcari eocenici appartenenti alla Formazione del Miliolitico, Carbonia (Sardegna).

3.2 Discrete Fracture Network (DFN)

Un *Discrete Fracture Network* (DFN) è una rappresentazione stocastica di un reticolo di fratture che viene utilizzato ampiamente per la caratterizzazione di reservoir naturalmente fratturati. La generazione di fratture avviene su base statistica, partendo dalle misure di campagna. Tipicamente, i DFN vengono utilizzati per stimare la densità di fratturazione e la sua variabilità, oltre che per conoscere la permeabilità a scala regionale. Le applicazioni di questo tipo di modelli sono molteplici, e vanno dalla valutazione di reservoir, alla geomeccanica degli ammassi rocciosi, all'idraulica. Questi aspetti sono particolarmente importanti nei reservoir carbonatici, nei quali la porosità secondaria dovuta alla fratturazione e fagliazione determina la permeabilità del reservoir ([Bigi et al., 2014](#)).

Il DFN viene ottenuto distribuendo i dati di fratturazione derivanti dal rilevamento geologico-strutturale (*scan lines*) in un modello geologico tridimensionale, utilizzando il software *Move 2013* della Midland Valley. In particolare, con il modulo *Fracture Modelling* è possibile integrare completamente le analisi strutturali con la modellazione, consentendo di costruire e testare dei sistemi di fratture validi tanto quanto quelli elaborati mediante tecniche statistiche avanzate.

I volumi considerati nella modellazione vengono realizzati a partire dalle superfici del top del reservoir carbonatico, le quali a loro volta derivano dall'interpretazione ed interpolazione di numerosi dati di superficie e del sottosuolo (dati sismici, stratigrafie di pozzo, mappe di isocrone e/o isobate di orizzonti di interesse, profili geologici). I volumi vengono poi convertiti in griglie tridimensionali, costituite da celle di dimensione nota.

I parametri di input per la costruzione del DFN sono essenzialmente parametri geometrici che riguardano i set di fratture: orientazione, lunghezza, *aspect ratio* (rapporto tra lunghezza della frattura e spessore dello strato), apertura, intensità di fratturazione (P32).

Al termine dell'elaborazione del DFN, il software fornisce i valori di alcune proprietà del modello, quali permeabilità, porosità e P32. Il calcolo del tensore della permeabilità è basato sulla legge di Darcy e prende in considerazione l'area di ogni frattura nella cella, la sua apertura e l'orientazione; il risultato è rappresentato dal valore di permeabilità nelle tre dimensioni XYZ. La porosità, invece, è data dal rapporto tra il volume dei poligoni delle fratture (area per apertura della frattura) e il volume di ciascuna cella.

3.3 Campionamento ed analisi di gas del suolo

La prospezione dei gas del suolo consiste nella raccolta e analisi di campioni di gas dalla zona vadosa del suolo, al fine di misurarne la concentrazione.

La metodologia di campionamento adottata nella ricerca venne proposta per la prima volta negli anni '70 dall'U.S. Geological Survey del Colorado ([Brady & Rice, 1977](#)) e in seguito utilizzata presso il Laboratorio di Chimica dei Fluidi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza" di Roma ([Lombardi et al., 1984; 1996; Ciotoli et al., 1993; 1998; Ciotoli, 1997; Annunziatellis et al., 2003; Beaubien et al., 2003](#)).

Il prelievo di gas dal suolo viene effettuato ad una profondità compresa tra 0.7 m e 1 m, a seconda della consistenza e dello spessore del suolo stesso, mediante l'utilizzo di sonde portatili (Fig. 15) lunghe 150 cm, costituite da un tubo cavo di acciaio dal diametro esterno di 10 mm ed interno di 4 mm. La profondità di infissione della sonda è determinata, oltre che dalle caratteristiche del terreno in precedenza dette, anche dalla presenza di falde superficiali; essa comunque non deve essere mai inferiore a 60 cm, per evitare la contaminazione con l'aria atmosferica ([Hinkle, 1990](#)). I campioni di gas sono quindi introdotti in appositi contenitori, costituiti da una valvola a tenuta di gas e da un cilindro d'acciaio, in cui è stato precedentemente fatto il vuoto di circa 10^{-2} mbar. I campioni prelevati vengono poi analizzati in laboratorio per gas-cromatografia o spettrometria di massa. In genere le analisi comprendono: idrocarburi gassosi, anidride carbonica, ossigeno, azoto

ed elio. In situ vengono determinate le concentrazioni di CO_2 , CH_4 , O_2 , H_2S e H_2 , attraverso l'utilizzo di un dispositivo per le misure all'infrarosso.

Per le misure del flusso esalativo di anidride carbonica viene utilizzata una scatola di accumulo: una scatola in plexiglass di volume noto è posta a contatto col terreno; essa è collegata ad un sensore a infrarosso in grado di misurare le variazioni di concentrazione di CO_2 nell'intervallo di tempo e di memorizzare i risultati. La frequenza di campionamento è di una lettura al secondo. La miscela di gas presente nel suolo è aspirata da una pompa e convogliata nel sensore, che ne determina la concentrazione.

Il sensore del flussimetro ha un range di misura che va da 0 a 3000 ppm, con un'accuratezza di 1 ppm. Le misure ottenute in questo modo vengono rielaborate con un software per ottenere i valori di flusso effettivo.



Figura 15 - Campionamento di gas del suolo; la sonda presenta nella parte terminale fori per l'entrata dei gas e alla sommità un sistema di prelievo (vedi figura) fornito di setto impermeabile ai gas. Il gas, dopo lavaggio, viene estratto mediante una siringa di 50 cc.

3.2.1 Elaborazione di dati geochimici relativi ai gas del suolo

Al fine di formulare ipotesi sull'origine delle specie gassose rilevate nell'ambiente superficiale, i dati possono essere interpretati sia rispetto alla loro composizione sia rispetto alla concentrazione.

La multivariabilità dovuta al condizionamento di fattori geologici e ambientali rende l'interpretazione della distribuzione delle concentrazioni in superficie molto complessa.

In particolare, la concentrazione delle specie gassose minori e in traccia è spesso caratterizzata da un'elevata variabilità legata alla presenza di più popolazioni statistiche. Ai fini interpretativi è importante separare queste popolazioni e stabilire quali di esse appartengono ai valori di *background*, ai valori anomali (*outliers*), oppure sono errori metodologici (errori di campionamento e di analisi) (Ciotoli & Finoia, 2005). La popolazione di *background* comprende l'intervallo di concentrazioni "normali" di gas per una data area, e dipende dal tipo di roccia e/o suolo; le anomalie regionali sono dovute a concentrazioni di poco superiori a quelle del *background*, ma non riferibili a una sorgente ben identificata; le anomalie locali, infine, sono dovute a concentrazioni molto elevate di un certo gas, che si possono riferire a una sorgente ben individuata.

L'analisi dei dati viene effettuata utilizzando alcune tecniche appartenenti alla statistica classica (*Exploratory Data Analysis*), con lo scopo principale di definire le soglie di anomalia delle variabili geochimiche ([Astorri et al., 2002](#); [Ciotoli et al., 2005, 2007](#); [Klusman, 1993](#)). Dalla fine degli anni Novanta, per evitare soggettività nella selezione delle soglie di anomalie nella distribuzione dei dati, sono stati suggeriti diversi metodi. Alcuni autori hanno proposto l'utilizzo del *Normal Probability Plot* (NPP) o del *Quantile-Quantile Plot* (QQ Plot) per analizzare la distribuzione in termini di variabilità. La presenza di differenti popolazioni è evidenziata sia da cambiamenti di pendenza della curva, sia da lacune nella continuità della distribuzione ([Sinclair, 1991](#); [Miesch, 1981](#); [Ciotoli et al., 2003, 2005](#)). Per questo tipo di elaborazione, è stato utilizzato il software *Statistica 8*.

La variabilità spaziale dei dati è stata, invece, rappresentata mediante mappe di isoconcentrazione dei gas, elaborate con metodi geostatistici in ambiente GIS.

Il Bacino del Sulcis

L'area oggetto di studio nel presente capitolo è localizzata nella porzione sud-occidentale della Sardegna, e più in particolare nel bacino carbonifero del Sulcis (Fig. 16). La zona è stata interessata da studi geologici fin dall'inizio del Novecento, in quanto sede di giacimenti di carbone, sfruttati poi dall'inizio degli anni '40; questa rappresenta l'unica riserva di carbone con potenzialità estrattive rilevanti per l'Italia.

In tempi più recenti, diversi gruppi di ricerca (tra cui l'ENEA e l'Università di Cagliari) hanno posto l'attenzione sulla possibilità di creare un sito per lo stoccaggio di anidride carbonica, in quanto le caratteristiche geologiche sembrano essere adatte a questo scopo.

Infatti, la successione terziaria è caratterizzata da una sequenza sedimentaria di transizione da ambiente lacustre a marino di età eocenica, in cui è appunto presente la formazione lignitifera, denominata "Produttivo" o "Lignitifero". Questa formazione ha uno spessore di circa 150 metri ed immerge verso SSW con un'inclinazione di circa 8-10°; la potenza del Lignitifero aumenta da N verso S, approfondendosi via via verso il Golfo di Palmas. Questo approfondimento risulta molto interessante ai fini dello stoccaggio di CO₂, in quanto il carbone non è estraibile e la profondità è tale da consentire il passaggio dell'anidride carbonica dallo stato gassoso a quello supercritico.

Al tetto del Lignitifero è presente una spessa copertura terrigena a bassa permeabilità, costituita da un'alternanza di depositi conglomeratici e argilloso-siltosi, appartenente alla Formazione del Cixerri. Questa costituisce l'eventuale *caprock* del reservoir.

Oltre alle considerazioni geologiche, l'area è considerata adatta anche perché nelle vicinanze è presente il polo industriale della zona di Portovesme, in cui vi sono un impianto di produzione elettrica dell'ENEL, un impianto di raffinazione che produce idrogeno per uso interno (oltre che CO₂) e uno stabilimento dell'Alcoa. Tutti questi stabilimenti potrebbero essere utilizzati come sorgente di anidride carbonica, da iniettare nel reservoir.

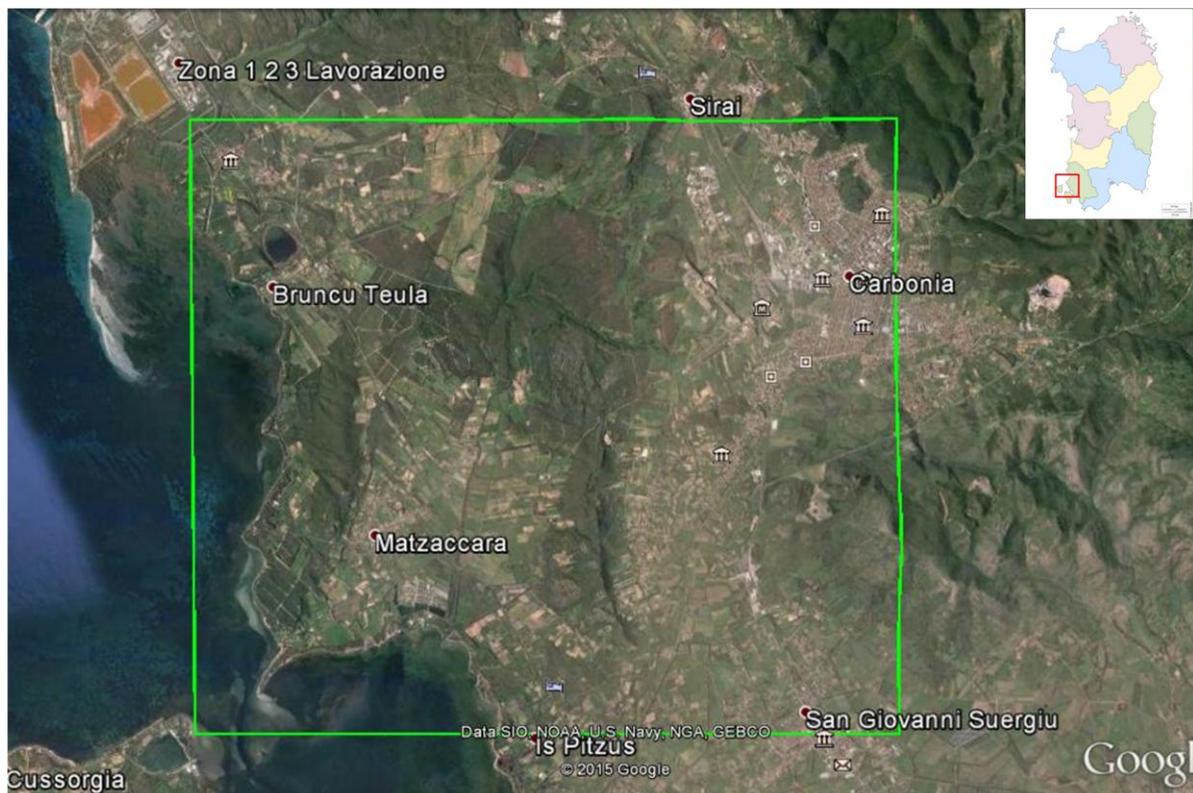


Figura 16 – Localizzazione geografica del bacino del Sulcis.

I primi studi effettuati al fine del CCS erano mirati soprattutto alla creazione di un sito ECBM (*Enhanced Coal-bed Methane Recovery*), cioè iniettare CO₂ nei letti di carbone per estrarne il metano. Tuttavia, durante la fase di *screening* iniziale è emerso che il giacimento non presenta le caratteristiche ideali per la tecnologia ECBM, in quanto gli strati di carboni non mostrano una continuità areale per aree sufficientemente estese e spesso la loro geometria è complicata da motivi strutturali plicativi e/o dalla presenza di faglie con rigetti talora rilevanti; inoltre il carbone Sulcis non ha un contenuto in metano rilevante, così che le prospettive di una produzione di gas rilevante sembra poco probabile.

Per tutti questi motivi, la possibilità di un impianto ECBM è stata accantonata, a favore invece di un possibile stoccaggio di CO₂ nel reservoir delle formazioni carbonatiche sottostanti il Lignitifero.

In questo capitolo saranno presentati i dati e le analisi relativi al rilevamento geologico-strutturale dell'area, effettuata su tutti i litotipi di interesse (basamento paleozoico, carbonati mesozoici, successione terziaria comprendente Miliolitico, Lignitifero e Cixerri, coperture vulcaniche) e l'analisi della fratturazione relativa, la modellazione del potenziale reservoir e il *Discrete Fracture Network* costruito con i dati disponibili. Inoltre, i dati strutturali saranno messi in relazione con quelli relativi alla prospezione dei gas del suolo, per evidenziare le zone a maggiore permeabilità.

4.1 Inquadramento geologico

Nell'area in esame affiorano rocce che coprono un intervallo temporale piuttosto ampio (dal Paleozoico ad oggi) e che forniscono testimonianze di diverse fasi deformative, alcune delle quali ancora oggetto di diverse interpretazioni ([Conti et al., 2001](#); [Carosi et al., 2004](#)).

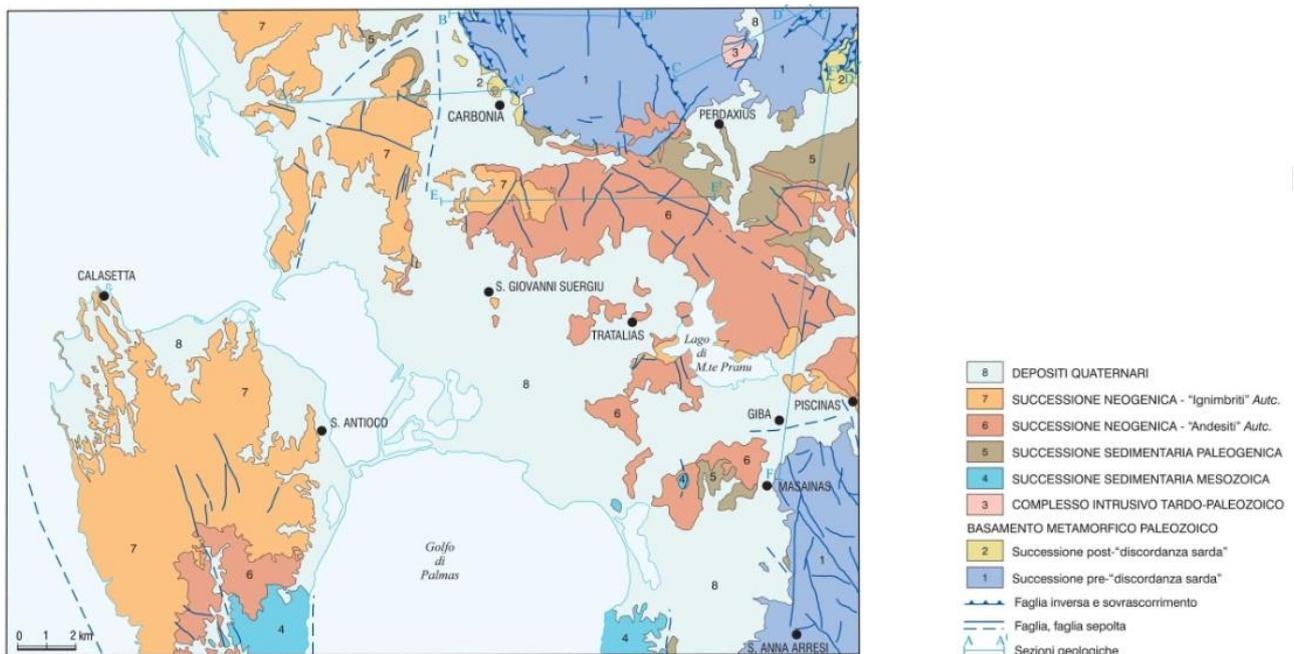


Figura 17 – Schema tettonico della carta geologica alla scala 1:50000 F°564 – Carbonia.

Sulla base dei dati pubblicati recentemente nel Foglio n° 564 – Carbonia alla scala 1:50.000 ([ISPRA, in stampa](#); Fig. 17), che costituiscono un'ottima sintesi della geologia dell'area, è possibile suddividere la successione sedimentaria in sei gruppi principali (Fig. 18):

- Depositi quaternari;
- Successione vulcanica miocenica;
- Successione sedimentaria paleogenica;
- Successione sedimentaria mesozoica;

- Successione vulcanica e sedimentaria tardo-paleozoica;
- Basamento metamorfico paleozoico.

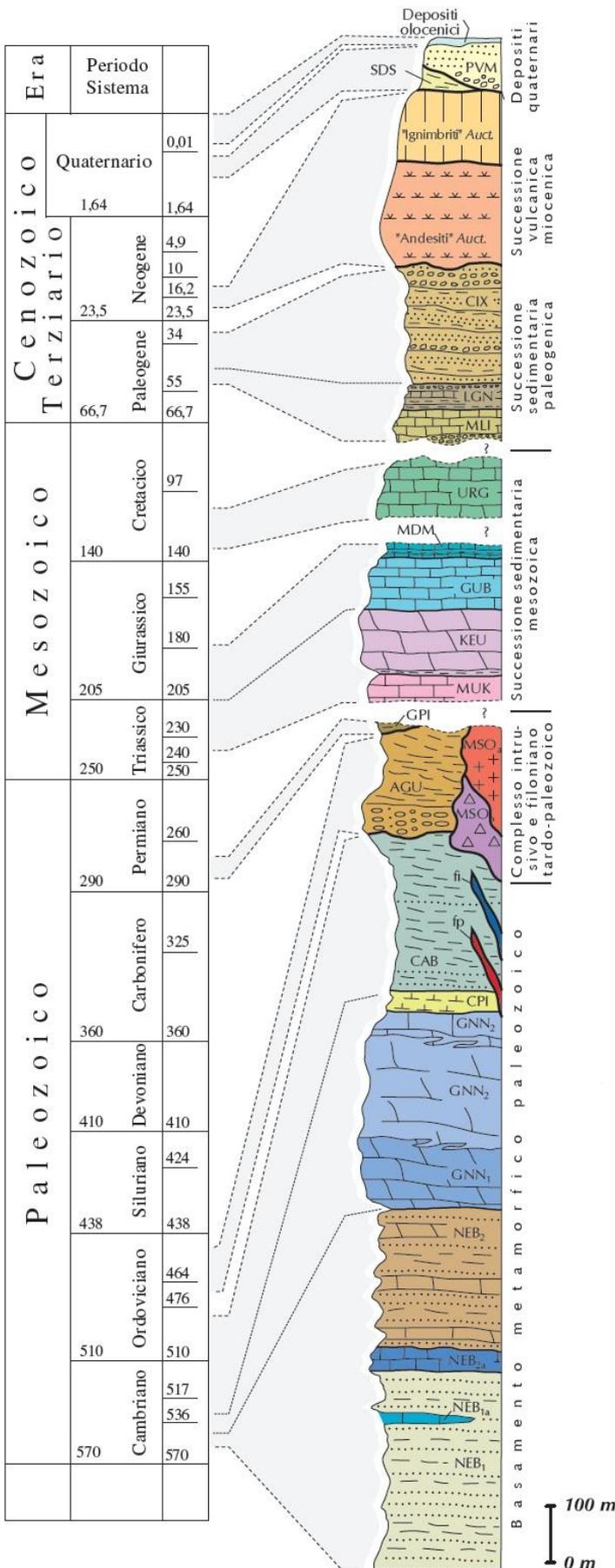


Figura 18 – Colonna stratigrafica del F° 564 – Carbonia.

Il basamento metamorfico paleozoico appartiene alla Zona esterna del segmento sardo della catena ercinica e affiora estesamente ad est della zona in esame. Esso è caratterizzato da un metamorfismo di grado molto basso, i cui effetti sono più visibili sulle arenarie e siltiti, piuttosto che su calcari e dolomie. La successione è interrotta da una discordanza angolare che separa le formazioni del Cambriano – Ordoviciano Inferiore (F.ne di Nebida, F.ne di Gonnese, F.ne di Campo Pisano e F.ne di Cabitza) da quella dell'Ordoviciano medio-superiore (F.ne di Monte Argentu). Essa è nota in letteratura come "discordanza sarda" (ISPRA, in stampa).

La successione pre-discordanza sarda si compone di depositi clastici con intercalazioni di rocce carbonatiche (Formazione di Nebida; Fig. 20a) ai quali seguono sedimenti carbonatici (Formazione di Gonnese; Fig. 20b), carbonatico-terrigeni (Formazione di Campo Pisano) e infine prevalentemente terrigeni (Formazione di Cabitza).

La discordanza sarda costituisce un limite discordante netto, che testimonia importanti movimenti tettonici di età eocaledoniana, anche se la strutturazione del basamento vera e propria avviene durante l'orogenesi ercinica. La successione sedimentaria post-discordanza è costituita prevalentemente da metasedimenti clastici, ed in particolare metaconglomerati e metasiltiti appartenenti alla Formazione di Monte Argentu (Fig. 21).

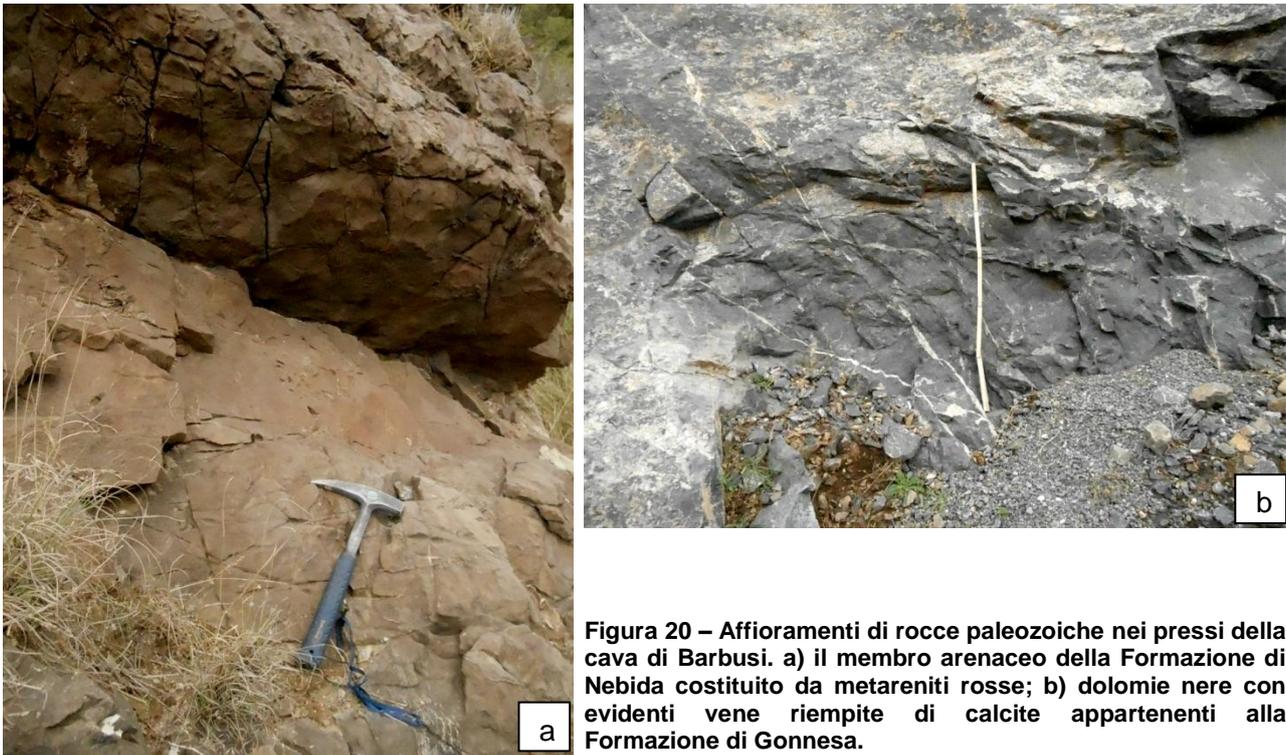


Figura 20 – Affioramenti di rocce paleozoiche nei pressi della cava di Barbusi. a) il membro arenaceo della Formazione di Nebida costituito da metareniti rosse; b) dolomie nere con evidenti vene riempite di calcite appartenenti alla Formazione di Gonnese.

La deformazione duttile associata alla storia paleozoica di queste rocce è importante perché definisce il fabric della roccia. La struttura di queste rocce, costituita da foliazione metamorfica, è marcatamente anisotropa e può controllare anche la geometria delle strutture generate nelle successive fasi deformative.



Figura 21 – Particolare di un affioramento di metasiltiti appartenenti alla Formazione di Monte Argentu presso Colle Rosmarino (Carbonia).

Il vulcanismo tardo-paleozoico è di tipo calcalkalino, ma nell'area di studio è limitato a qualche filone all'interno del basamento metamorfico.

Il ciclo sedimentario mesozoico affiora soltanto nella parte meridionale del F° Carbonia, ed in particolare a Sant'Antioco e nei pressi di Porto Pino. Esso comprende le formazioni triassiche trasgressive sulla catena ercinica peneplanata e le successioni del margine continentale sud-europeo instauratosi a partire dal Giurassico Medio. Nel Sulcis, la successione triassica è caratterizzata da "facies germaniche", con carbonati di ambiente neritico del *Muschelkalk*, seguiti

da sedimenti di ambiente evaporitico (*Keuper*). Nel Giurassico medio si instaura un'ampia piattaforma carbonatica; si ha quindi un brusco cambiamento di facies, con calcari bioclastici, spesso dolomitizzati, di rampa carbonatica (*Formazione di Guardia Sa Barracca*; Fig. 22b). Con la *Formazione di Medau Mereu* si assiste ad un progressivo annegamento della piattaforma, fino a condizioni pelagiche, in cui le facies diventano sempre più marnose. Dopo una fase regressiva, testimoniata da livelli bauxitici, la sedimentazione carbonatica riprende in condizioni di ambiente sublitorale e neritico (*Urgoniano*; Fig. 22a). Alla fine del Cretacico, la piattaforma emerge completamente.

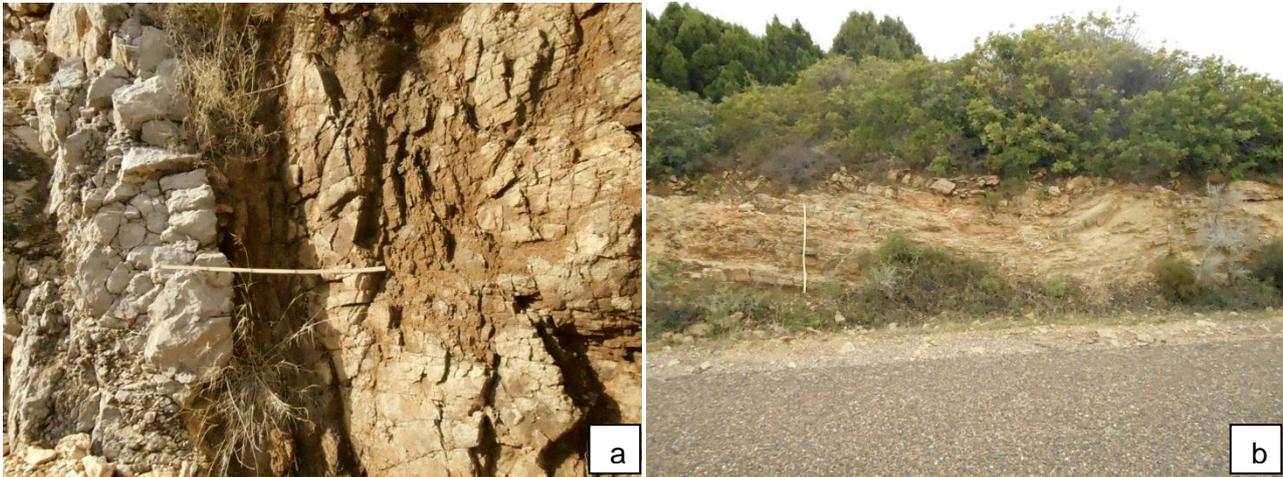


Figura 22 – Affioramenti della successione carbonatica mesozoica: a) contatto tra Urgoniano e un filone andesitico in una cava nei pressi di Maladroxia; b) pieghe nella Formazione di Guardia Sa Barracca.

La successione cenozoica (Fig. 18 e 23) rappresenta, invece, un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo, composto da termini carbonatici (Calcari a Macroforaminiferi e Miliolitico) che passano verso l'alto a sedimenti di ambiente paralico (Lignitifero) e a depositi terrigeni (F.ne del Cixerri). Il termine più antico della successione eocenica (*Calcari a Macroforaminiferi*) è conosciuto solo in sondaggio, ed è costituito da sedimenti marini litorali e calcari con abbondanti macroforaminiferi (alveolinidi, orbitolidi, miliolidi).

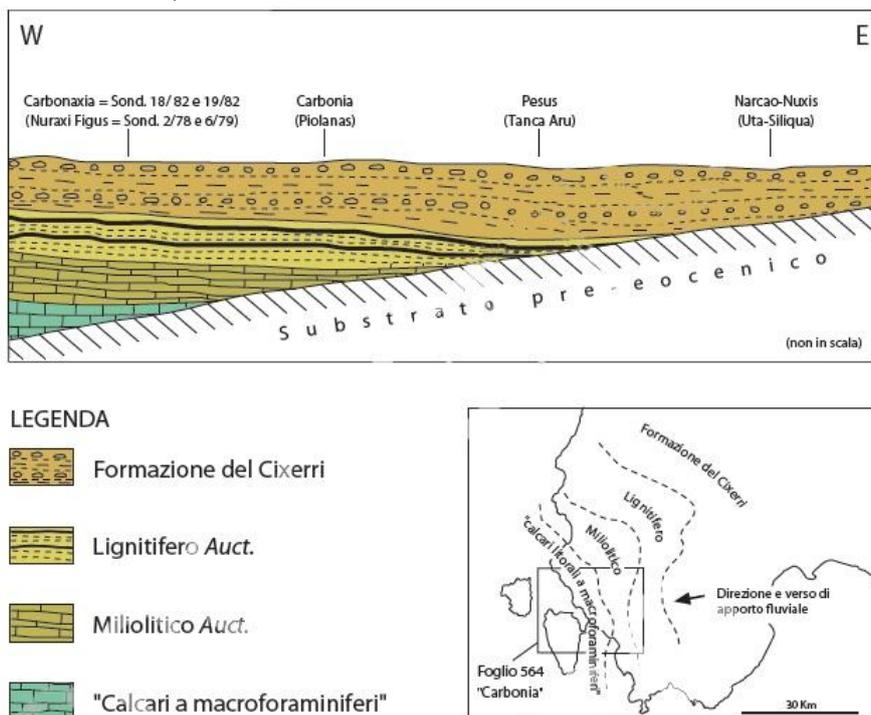


Figura 23 – Schema dei rapporti stratigrafici di aggradazione delle formazioni paleogeniche sul substrato pre-eocenico (da *ISPRA, in stampa*).



Figura 24 – Affioramento di Miliolitico presso Caput Aquas.

Il *Miliolitico* (Fig. 24) è una formazione costituita principalmente da sedimenti carbonatici che poggiano sia su sedimenti conglomeratico-arenacei (*Arenarie di Monte Margiani* sensu [Barca & Costamagna, 2000](#)), sia direttamente sul basamento paleozoico, o sui Calcari a Macroforaminiferi. Questi autori interpretano il membro inferiore della formazione come derivante dallo smantellamento del cuneo orogenico del settore pirenaico, sedimentato in un paesaggio morfologicamente articolato, con la presenza discontinua di corpi di conoide alluvionale; nelle parti più rilevate di questo bacino si sarebbero depositati, invece, i sedimenti carbonatici del *Miliolitico*. I calcari del *Miliolitico* s.s. hanno uno spessore medio di circa 50 metri ed hanno un contenuto fossilifero abbastanza variabile, che dipende essenzialmente dalle variazioni ambientali (da ambiente transazionale, a litorale di bassa profondità), in cui predomina la fauna a Miliolidi.

Il progressivo approfondimento del bacino è denotato dagli apporti detritici silico-clastici sempre più frequenti, fino all'instaurarsi di un ambiente palustre con il *Lignitifero* (o *Produttivo*; Fig. 25a) ([Barca & Costamagna, 2000](#)). Esso è costituito da alternanze ritmiche di argille spesso carboniose, calcari marnosi, calcari bituminosi, livelli di lignite, arenarie, marne e microconglomerati. Il *Lignitifero* rappresenterebbe la fase di colmamento del bacino. Al tetto di questa formazione troviamo una successione potente circa 300 metri, costituita da un'alternanza di conglomerati, arenarie, argille siltose e marne (*F.ne del Cixerri*; Fig. 25b). L'ambiente di sedimentazione varia da conoide alluvionale a piana alluvionale con canali di tipo *braided*.

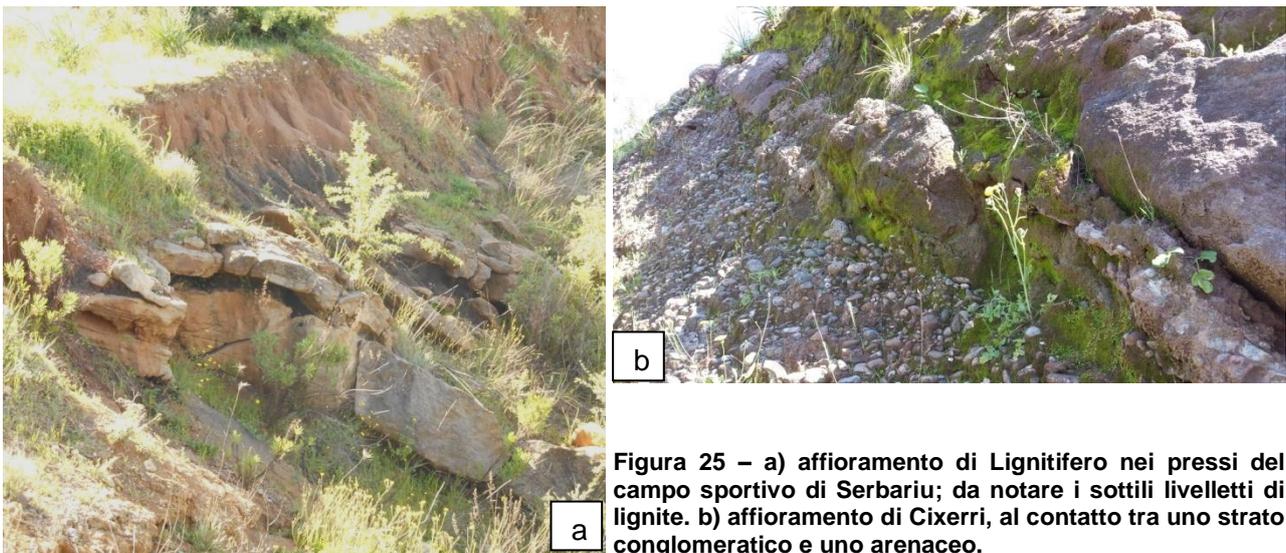


Figura 25 – a) affioramento di *Lignitifero* nei pressi del campo sportivo di Serbariu; da notare i sottili livelletti di lignite. b) affioramento di *Cixerri*, al contatto tra uno strato conglomeratico e uno arenaceo.

La successione vulcanica miocenica è piuttosto complessa e comprende una notevole quantità di litotipi. Per una suddivisione speditiva si possono distinguere però due grandi gruppi a diversa

composizione: quello a composizione intermedia, costituito da andesiti, e uno a composizione più acida (rioliti e ignimbriti).

I depositi quaternari, infine, coprono in discordanza tutti i depositi descritti finora. Sono distinguibili tre unità deposizionali, separate da superfici di erosione corrispondenti a fasi di incisione e terrazzamento e di età comprese tra il Pleistocene medio e l'Olocene.

4.2 Evoluzione strutturale

I suddetti cicli sedimentari scandiscono le principali fasi deformative del bacino del Sulcis. Esse possono essere riassunte come segue:

- Tettonica paleozoica, che determina la maggior parte della deformazione duttile del basamento;
- Tettonica oligo-miocenica, responsabile della formazione del bacino del Sulcis;
- Tettonica distensiva associata al vulcanismo miocenico.

La tettonica paleozoica ha determinato un assetto strutturale piuttosto complesso, in quanto diverse sono state le fasi deformative: la prima di età eo-caledoniana e le altre di età ercinica. A queste si associa un metamorfismo di basso grado, che determina una foliazione nelle siltiti e una riduzione della porosità primaria in tutto il basamento paleozoico. Le principali strutture sono rappresentate da pieghe blande con assi orientati E-W (fase eo-caledoniana) e pieghe e sovrascorrimenti con direzione prima E-W, e poi N-S nella fase ercinica. I piani di sovrascorrimento sono associati a fasce deformative molto ampie, completamente silicizzate e sede di mineralizzazioni. Le deformazioni tardive associate sempre all'orogenesi ercinica sono costituite da faglie a direzione N-S, con cinematica normale o trascorrente. Anche queste strutture hanno zone di faglia con mineralizzazioni, che quindi mostrano un comportamento idraulico di tipo barriera. Inoltre queste strutture sono di età paleozoica e quindi coperte in discordanza dei depositi dei cicli sedimentari successivi. Tuttavia esse rappresentano delle discontinuità nel basamento che potrebbero essere state riattivate dalle fasi tettoniche successive. In parte riattivati sono i filoni magmatici associati a queste fasi.

La fase tettonica oligo-miocenica ha controllato la deposizione del ciclo sedimentario cenozoico (Fig. 26). Infatti, il Sulcis-Iglesiente rappresenta un alto strutturale costituito da rocce del basamento con modeste coperture mesozoiche, delimitato ad E dalla Faglia del Campidano e a W dalla gradinata di faglie della piattaforma occidentale sarda ([Lecca et al., 1986](#)). I principali elementi strutturali terziari di quest'area sono costituiti da due depressioni tettoniche dirette circa E-W: i bacini di Narcao e del Cixerri ([ISPRA, in stampa](#); Fig. 26A).

In questa fase tettonica si riconoscono strutture compressive (pieghe e faglie inverse) con due direzioni principali: N-S le più antiche, che coinvolgono la successione meso-cenozoica, ed E-W le più recenti. Queste ultime grandi pieghe regionali ad assi E-W avrebbero controllato lo sviluppo del bacino che ospita la F.ne del Cixerri, senza però interessare le coltri vulcaniche burdigaliane.

Il vulcanismo miocenico si sviluppa in un arco di tempo compreso tra l'Aquitano e il Miocene medio; durante questo periodo di tempo sono documentabili diversi sistemi di faglie contemporanei con questa attività vulcanica (Fig. 26B). Le faglie sono perlopiù di tipo normale, con rigetti da 50 a 100 m circa. Gran parte della fratturazione rintracciabile nei depositi vulcanici è da associare all'attività di queste strutture. Si distinguono diversi sistemi: un sistema NE-SW e N-S che interessa le andesitiche ed è associato alla messa in posto di strutture filoniane; un sistema NW-SE che interessa gli stessi terreni; un sistema NW-SE e NNE-SSW associato alla messa in posto delle piroclastiti associate al vulcanismo riolitico-dacitico.

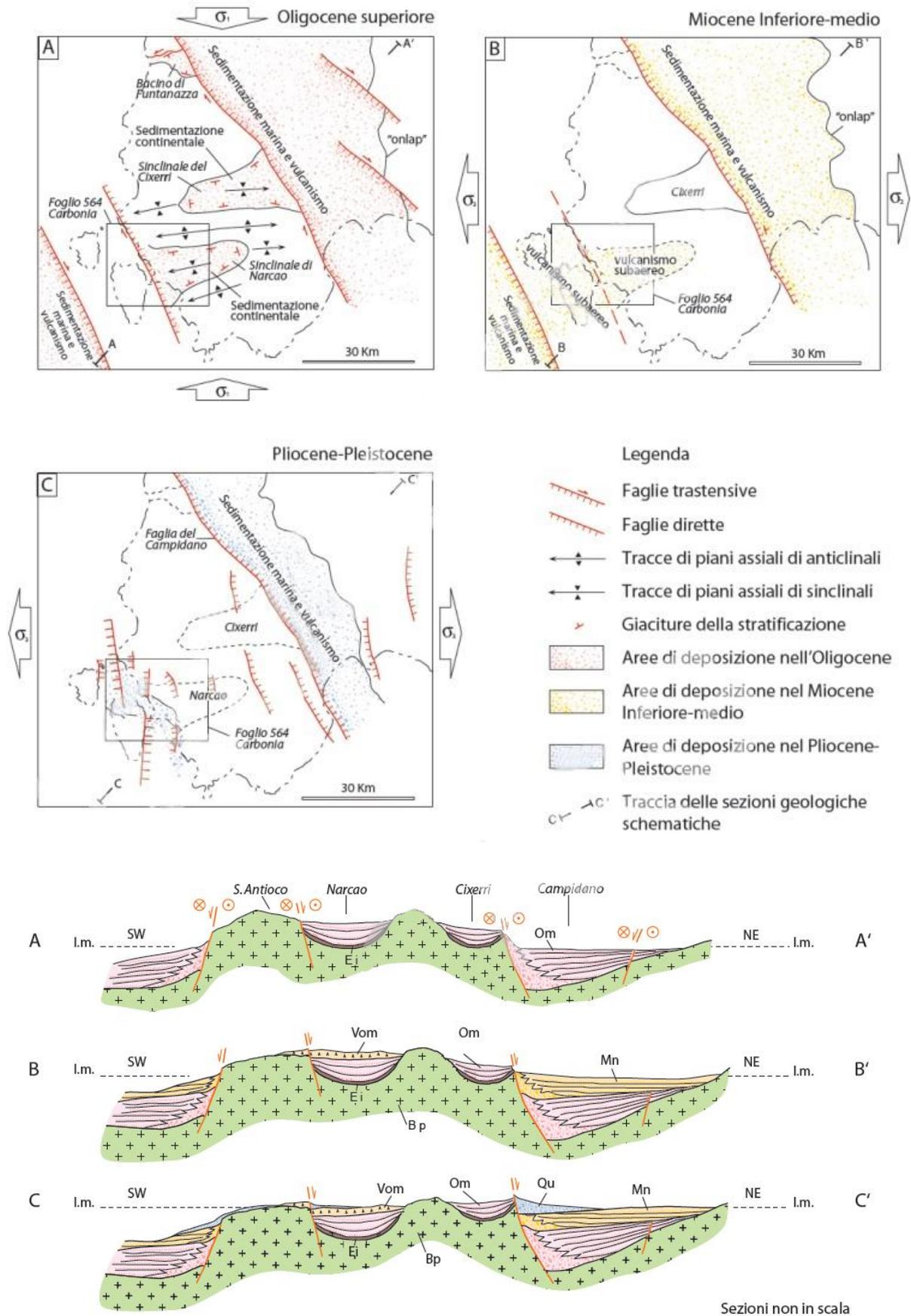


Figura 26 – Schema dell'evoluzione tettonico-sedimentaria della Sardegna SW nell'Oligocene superiore (A), nel Miocene medio (B) e nel Pliocene (C). Bp: basamento paleozoico; Ei: depositi dell'Eocene inferiore; Om: depositi oligo-aquitainiani; Vom: vulcaniti mioceniche; Mn: depositi marini miocenici; Qu: depositi quaternari (da ISPRA, in stampa).

Queste faglie risultano di solito sigillate dai depositi vulcanici miocenici più recenti. Sono tuttavia segnalate altre faglie che hanno attività successiva, a principale direzione N-S (Fig. 26C). Tra queste la struttura principale prende il nome di Faglia di Maladroxia, e passa immediatamente ad est dell'isola di S. Antioco. A questa sono associati inspessimenti della successione quaternaria di circa 240 m (*Bertorino et al., 1981, Cristini et al., 1982*) e sorgenti termali (con temperature di circa 40°C), presso la spiaggia di Maladroxia, che indicano un controllo sulla circolazione dei fluidi.

4.3 Rilevamento geologico-strutturale

Nella zona in esame sono state effettuate 63 stazioni di analisi strutturale che hanno permesso di riconoscere le principali direzioni di fratturazione e fagliazione presenti nell'area (Fig. 27).

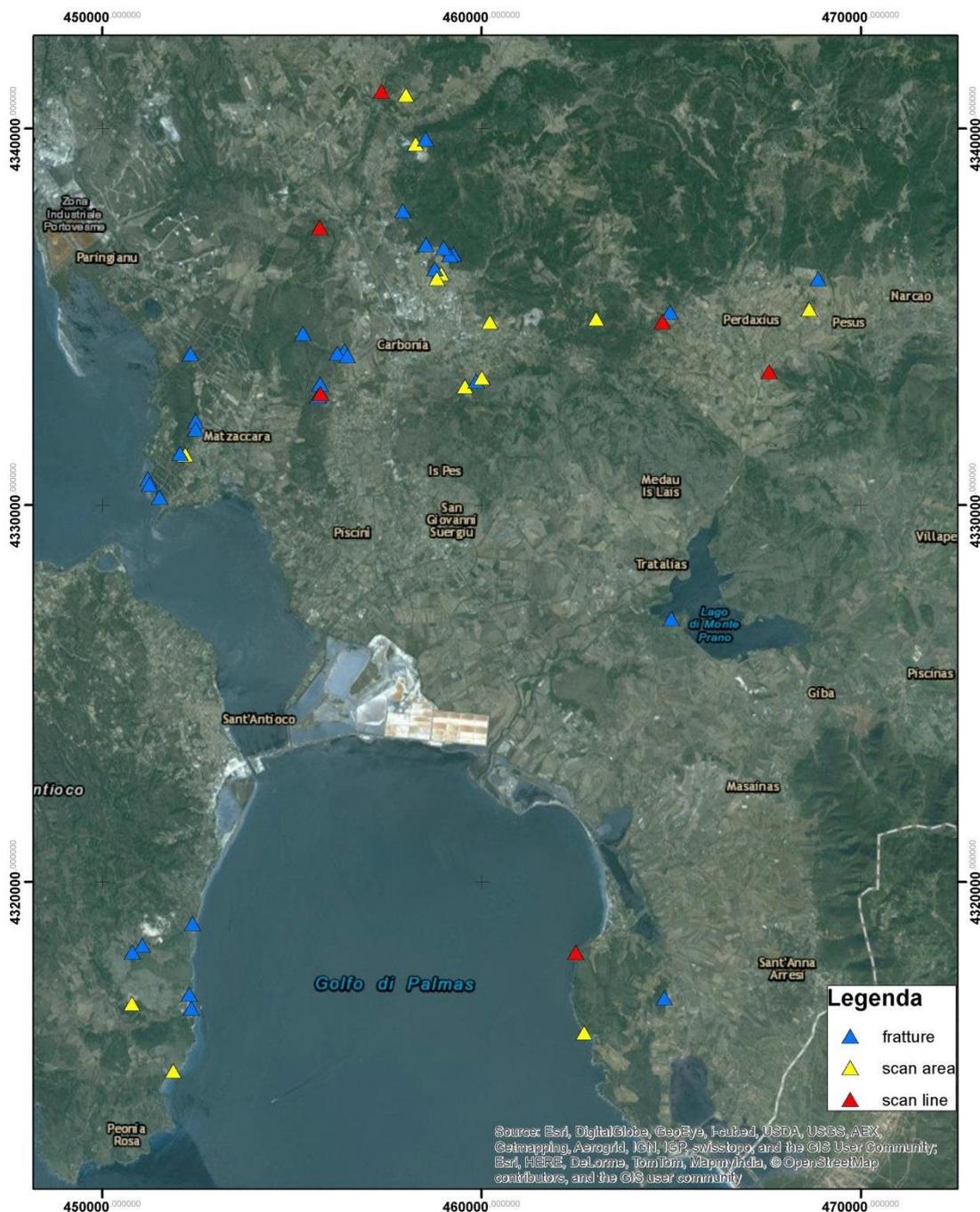


Figura 27 – Sintesi dei punti in cui sono state effettuate osservazioni durante il rilevamento geologico-strutturale.

Come direzioni principali, queste seguono la distribuzione delle faglie regionali. Gran parte delle fratture estensionali e di taglio hanno direzione N-S ed E-W, ma sono presenti, anche se non in tutti gli affioramenti direzioni NW-SE e NE-SW. Queste direzioni sono anche quelle che si ripetono nei diversi set di fratture selezionati dal software per la costruzione del DFN.

Poiché in questo studio è importante valutare le caratteristiche idrauliche delle faglie, l'analisi di queste ultime si è basata sulla misura degli spessori della zona di faglia, dai quali è stato possibile ricavare l'indice F , un parametro che illustra qualitativamente la distribuzione delle permeabilità delle faglie (Caine et al., 1996). Esso rappresenta il rapporto tra lo spessore totale della faglia e lo spessore del core della stessa faglia. Questo parametro, il cui valore è compreso tra 0 e 1, permette una stima del comportamento idraulico delle strutture. Nel caso di valori vicini ad 1 infatti, lo spessore totale della faglia corrisponde quasi totalmente al core della stessa. In questo caso la struttura ha un comportamento di tipo barriera, cioè impermeabile ai fluidi (acqua o gas); per queste strutture è importante definire quindi le caratteristiche della *damage zone*, che potrebbe essere mineralizzata (in questo caso la faglia è completamente impermeabile) o meno. In quest'ultimo caso la permeabilità avrà una forte anisotropia, essendo massima parallelamente al piano della faglia e nulla nella direzione perpendicolare. Bisogna inoltre tenere presente che sia gli spessori della *damage zone* che del *core* variano lungo la direzione della faglia, soprattutto in strutture immature. Nella zona in esame trattandosi per gran parte dei casi di strutture antiche ed escludendo le evidenze di riattivazione successive, gli spessori medi tendono ad essere più rappresentativi.

In questo lavoro il parametro F è stato misurato per circa 20 faglie in diverse litologie, appartenenti al *seal* e al potenziale reservoir. I valori di F calcolati per ciascuna faglia sono riportati nel grafico di figura 28.

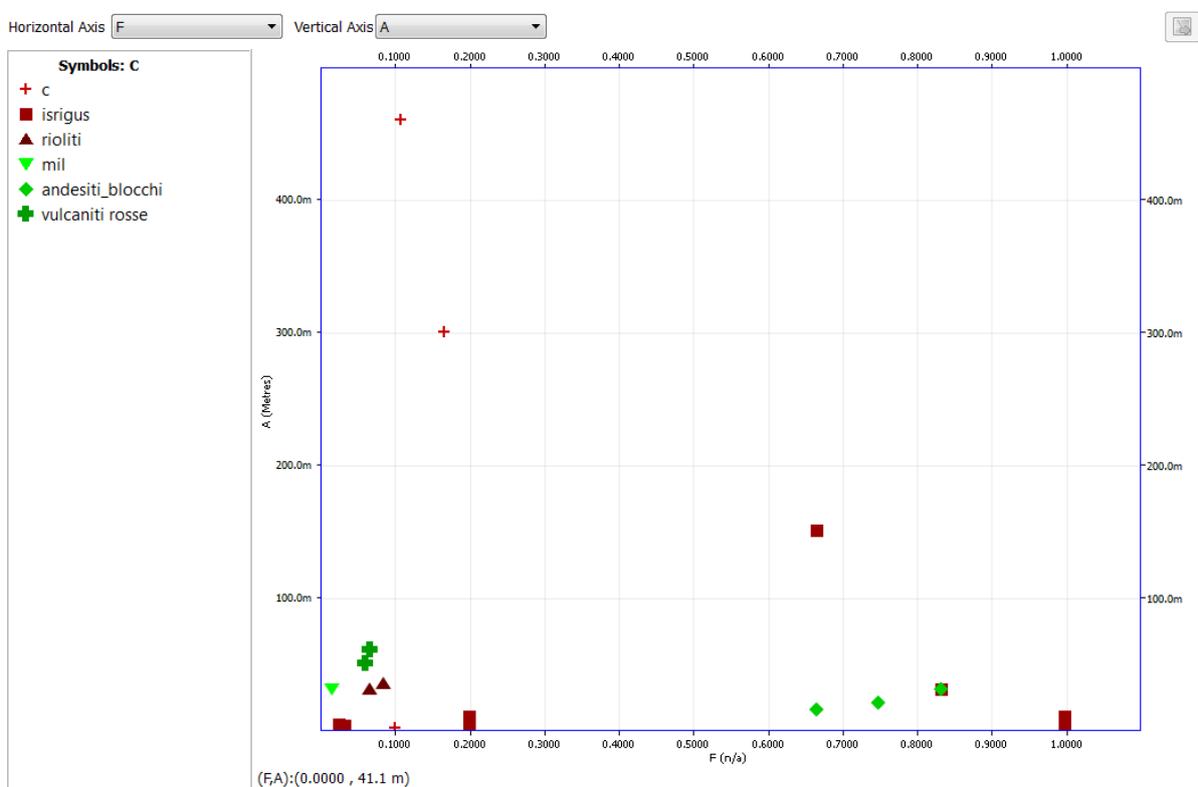


Figura 28 – Diagramma della distribuzione del valore di F , cioè del rapporto tra lo spessore totale della zona di faglia e lo spessore del core (da Caine et al., 1996). In ascisse è riportato il valore di F e in ordinate l'ampiezza della zona di faglia.

Le faglie della figura 28 sono state misurate nelle formazioni sedimentarie del Cixerri (c) e del Miliolitico (mil), e nelle formazioni vulcaniche delle lave riolitiche (Riolititi di Monte Crobu), delle ignimbriti riolitiche grigie (Isrigus), delle andesiti (andesiti a blocchi) e delle rioliti rosse.

Nella F.ne del Cixerri le faglie presentano una zona di faglia piuttosto ampia, di qualche metro (figura 29). La zona di fratturazione si presenta sempre alterata, anche in funzione della variabilità dei litotipi, ma in generale essa costituisce gran parte della zona di faglia. Non sono state osservate mineralizzazioni diffuse e fratture aperte e connesse tra loro. Il *core* invece, pur avendo spessori apprezzabili, ha dimensioni ridotte rispetto al resto della zona deformata. Esso è costituito in generale da materiale a granulometria ridotta, compattato e alcune volte in rilievo erosivo. I valori di F ricavati sono bassi, ad indicare una permeabilità alta parallelamente al piano di faglia.



Figura 29 - Faglia nella formazione di Cixerri; da notare l'ampiezza della zona fratturata rispetto alla zona di *core*.

Analoghe considerazioni si possono fare per la F.ne del Miliolitico, che presenta un'ampia zona fratturata, mentre il *core* ha dimensioni molto ridotte. Questo dato però, relativo a una sola faglia osservata nella zona meridionale, richiederebbe ulteriori approfondimenti.

Per quanto riguarda invece le formazioni vulcaniche, queste possono essere distinte in base alla mineralogia, ma anche della litologia. Come già detto, si dividono in due grandi gruppi, andesiti e rioliti, ma all'interno di ciascuno sono presenti litotipi molto differenti, essenzialmente distinguibili in lave e depositi piroclastici.

Per quanto riguarda le andesiti, quelle filoniane sono state osservate nella zona di Predaxius, dove i contatti per intrusione con le rocce paleozoiche sono riattivati e presentano indicatori cinematici (figura 30); inoltre i filoni presentano direzioni N-S, NW-SE e E-W.



Figura 30 – Contatto tra le andesiti filoniane e i calcari paleozoici a sinistra. Il filone ha quasi 1 metro di spessore e ha direzione NW-SE. Il contatto è alterato e presenta indicatori cinematici.

Le andesiti si distinguono in lave e breccie clastiche e auto-clastiche. Queste ultime sviluppano piani di faglia con una deformazione molto localizzata, per cui la zona di faglia è quasi completamente costituita dal *core*. Il risultato sono valori del parametro F piuttosto alti (vicini ad 1), che indicano un comportamento idraulico di tipo barriera.

Lo stesso vale per le rioliti, che in alcuni affioramenti sono lave, in altre piroclastiti. Come si vede nel plot di figura 28, le rioliti dette di Is Irigus comprendono entrambi i gruppi, uno con valori vicini ad 1, corrispondente alle piroclastiti; l'altro gruppo corrisponde alle lave, con valori bassi, in cui si trovano anche tutte le altre lave considerate (sia riolitiche che andesitiche).

Le faglie nelle piroclastiti si presentano come piani di taglio alla meso-scala, con una spaziatura di qualche metro, con una deformazione concentrata sul piano di faglia e una zona rimaneggiata molto sottile rispetto alla zona di faglia. Queste strutture si comportano da barriera, anche se, data la litologia, la permeabilità è da considerarsi molto bassa in tutto il corpo roccioso (figura 31).

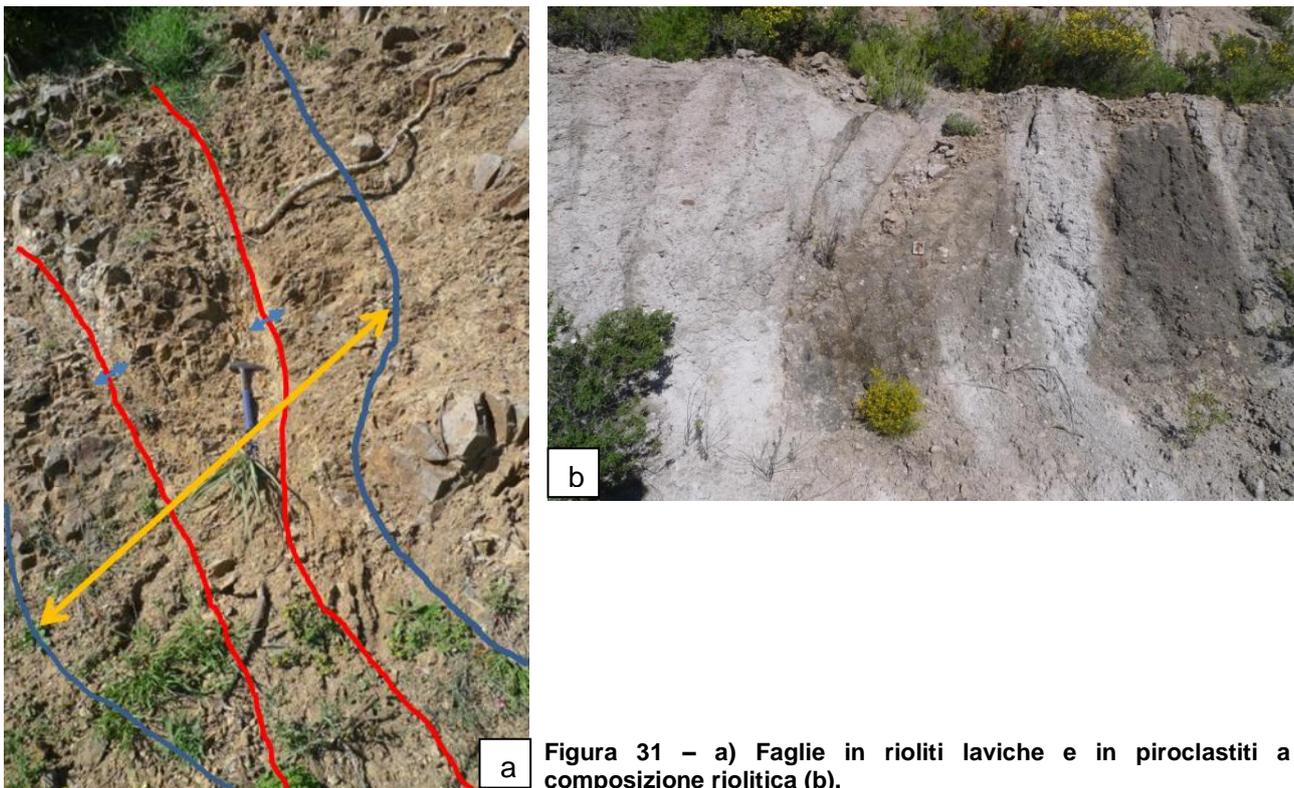


Figura 31 – a) Faglie in rioliti laviche e in piroclastiti a composizione riolitica (b).

In generale le faglie che presentano maggiore permeabilità sono quelle sviluppate nelle lave (sia riolitiche che andesitiche), poiché queste litologie sono molto competenti, e caratterizzate da una forte localizzazione della deformazione.

Le faglie osservate hanno attività documentate nel Miocene (in base a rapporti di separazione stratigrafica), e solo in alcuni casi sono presenti evidenze di riattivazione successiva, con più indicatori cinematici sullo stesso piano e con piani di taglio che ne tagliano altri.

Nello schema considerato non sono presenti queste evidenze, che però assumono una certa importanza nella valutazione delle faglie come vie di migrazione, in quanto le strutture attive o più recenti mostrano una zona di fratturazione più sviluppata e non mineralizzata.

4.4 Analisi della fratturazione

Oltre alle osservazioni sulle caratteristiche generali e qualitative delle litologie affioranti, sono state anche acquisite misure quantitative sulle rocce che costituiscono il potenziale reservoir e roccia di copertura. In particolare, sono state misurate 10 *scan lines* e 20 *scan areas*.

4.4.1 Scan lines

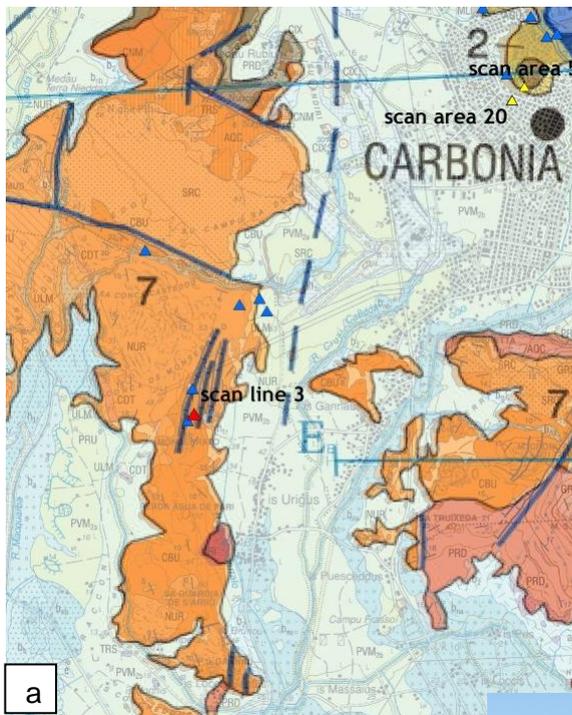
La prima fase, realizzata per tutte le *scan lines* eseguite in campagna riferite alle diverse litologie, consiste nella proiezione dei dati su uno stereo plot. In base alla distribuzione relativa dei dati, il programma permette di definire diversi cluster in base all'orientazione delle fratture stesse. Per ogni set è stata applicata la correzione di Terzaghi, per ottenere una riduzione dell'errore, dovuta alla differente orientazione delle fratture rispetto a quella della *scan line* (si veda il paragrafo 3.1.1). Per ottenere questa correzione, il software *Move* attribuisce un "peso" ad ogni frattura misurata rispetto alla direzione della *scan line*. Questa operazione è rappresentata di seguito per tutti i set di fratture definiti. Questi nuovi valori sono quindi utilizzati per ricalcolare il *Mean Resultant Orientation (Spherical Mean)* e il valore di *k* (distribuzione di Fisher) parametri che saranno utilizzati per la costruzione del DFN.

Di seguito saranno presentati i dati relativi alla orientazione dei piani e la spaziatura dei set di fratture per ciascuna *scan line*, tenendo conto della sequenza stratigrafica.

Scan line 3 – Rioliti di Nuraxi

Depositi piroclastici di flusso densamente saldati, di colore rossastro (Miocene Medio).

La direzione della parete è N80°W e sono state misurate 53 fratture in 5.5 metri (Fig. 32b).



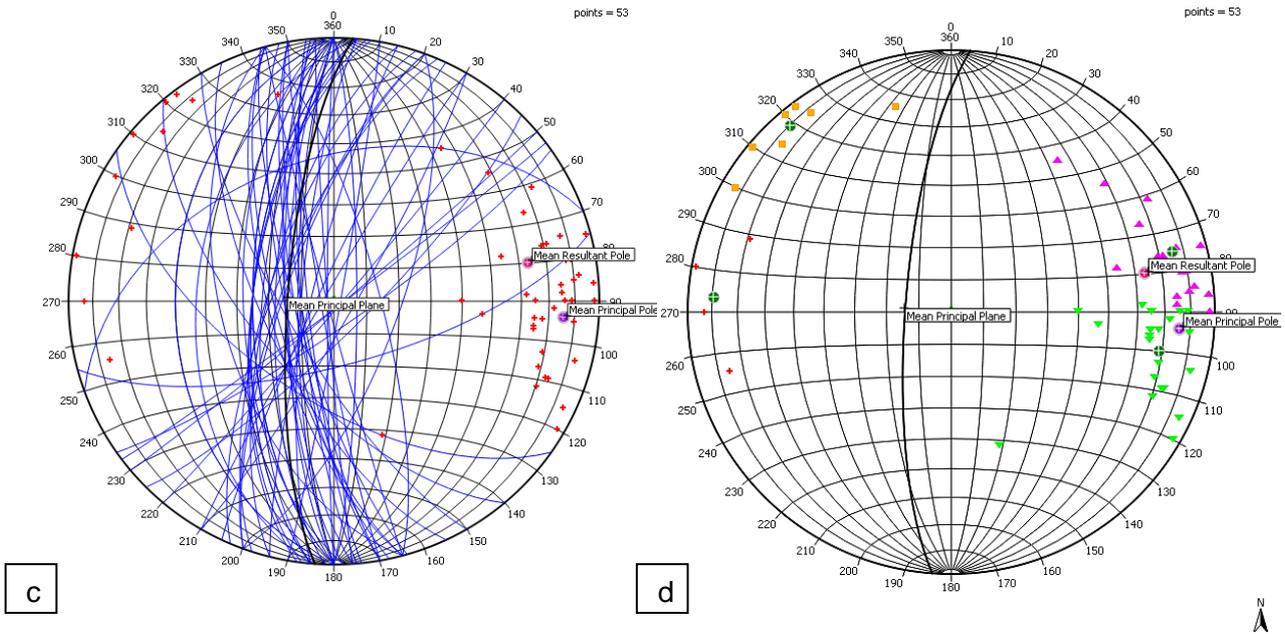


Figura 32 - a) Stralcio dello schema geologico con localizzazione della *scan line* 3; b) affioramento delle rioliti; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 set di fratture (Tab. 1), la cui spaziatura è riportata in figura 33.

Tabella 1 – Orientazione dei set di fratture relativi alla *scan line* 3; sono riportati anche la *Mean Resultant Orientation* (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	76.04	256.82	1.46	75.63/257.28	34.59
1	68.18	282.54	1.93	67.42/280.25	29.46
2	80.27	99.04	0.41	79.62/98.83	18.70
3	82.73	142.73	0.28	85.13/139.00	129.10

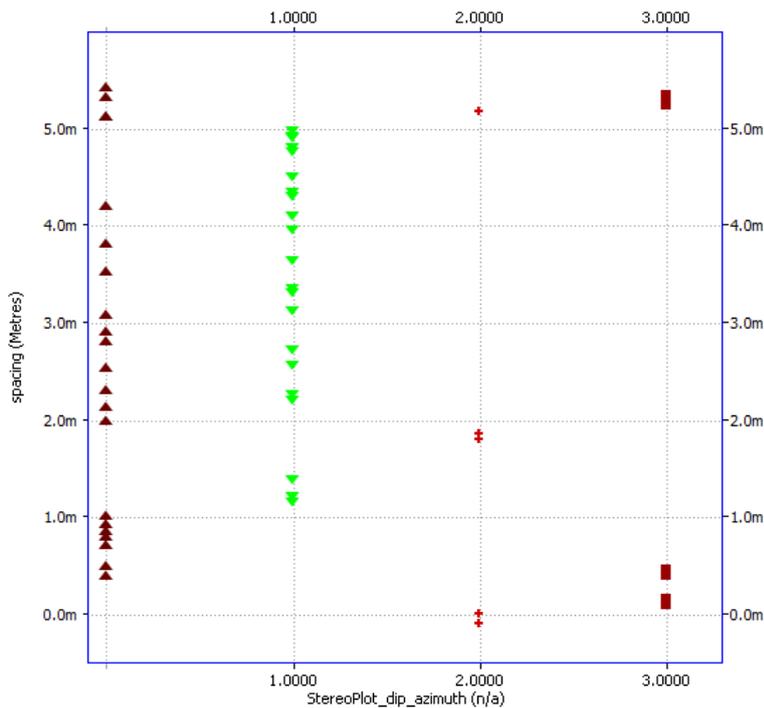


Figura 33 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 1 – Ignimbriti (Daciti di Corona Maria)

Depositi piroclastici densamente saldati, talora porfirici, di colore bruno (Miocene Inferiore).

La direzione della parete è N35°E e sono state misurate 46 fratture in 6 metri di lunghezza (Fig. 34).

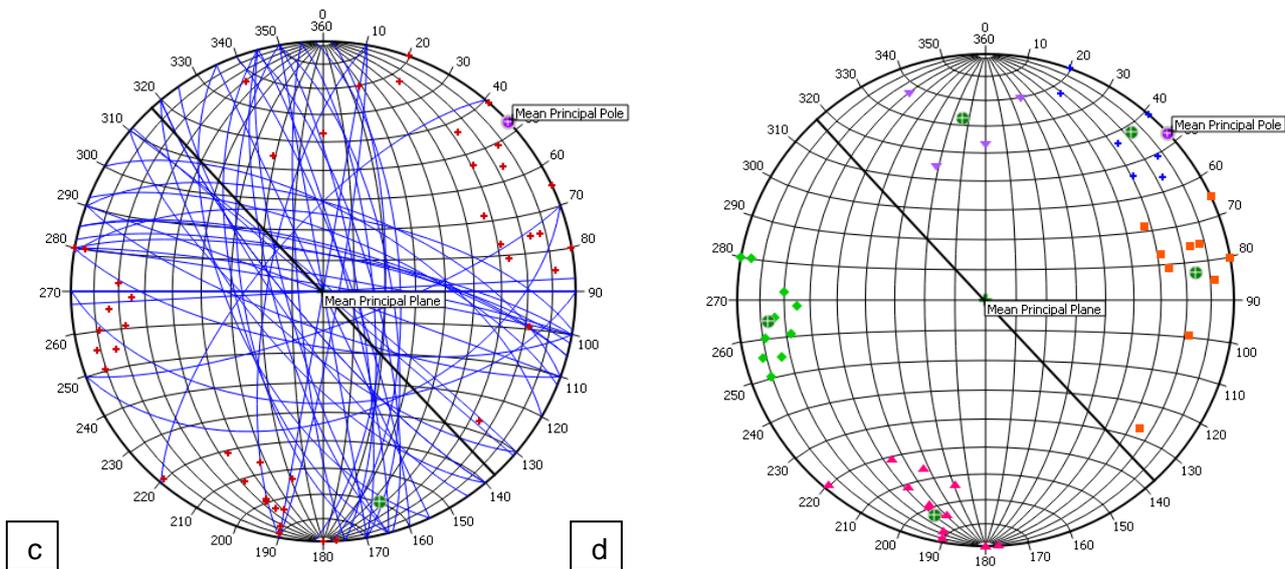
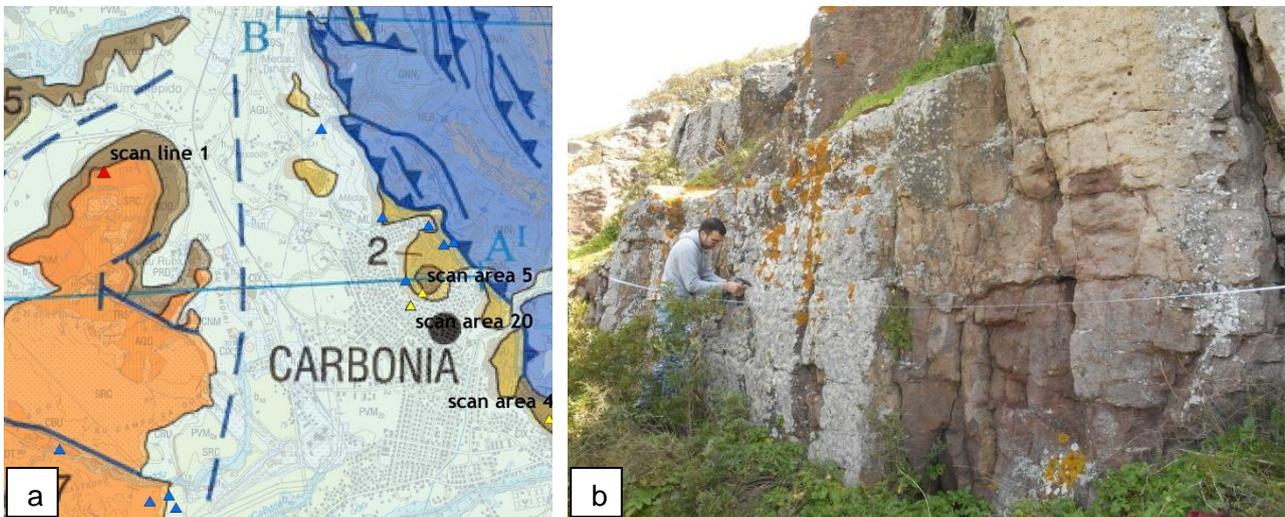


Figura 34 – a) Stralcio dello schema geologico (per la legenda si veda fig. 17) con localizzazione della scan line 1; b) misura delle fratture lungo la parete; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati distinti 5 set di fratture (Tab. 2), la cui spaziatura è rappresentata in figura 35. Da questo grafico si può notare che i set 2 e 3 hanno una spaziatura più regolare rispetto agli altri.

Tabella 2 – Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 1; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	72.22	220.7	0.51	77.2/227.77	69.80
1	74.45	262.6	1.17	73.84/260.03	27.18
2	63.45	172.8	0.35	62.75/172.5	
3	78.76	13.34	0.91	77.8/10.93	34.71
4	76.91	84.4	0.46	76.88/88.12	37.79

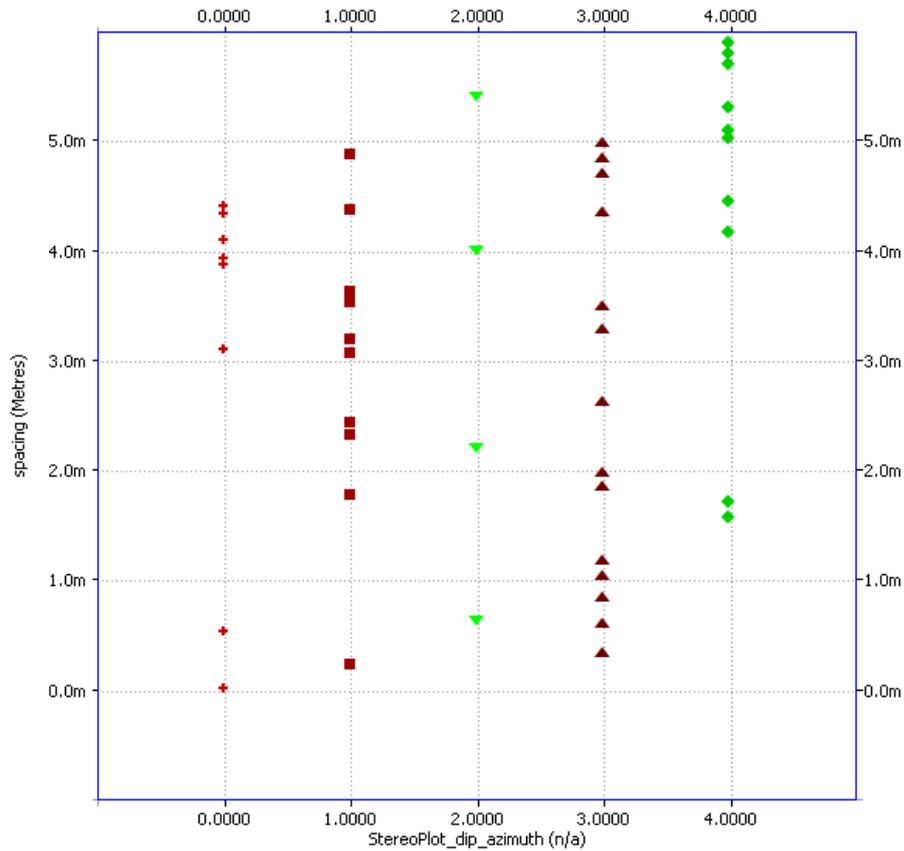


Figura 35 – Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 2 – Formazione del Cixerri

Alternanza di arenarie quarzose e conglomerati (Fig. 36a). Questa formazione rappresenta il *caprock* del sito di stoccaggio.

La direzione della parete della *scan line* è N60°E e sono state misurate 49 fratture in 7.5 metri.



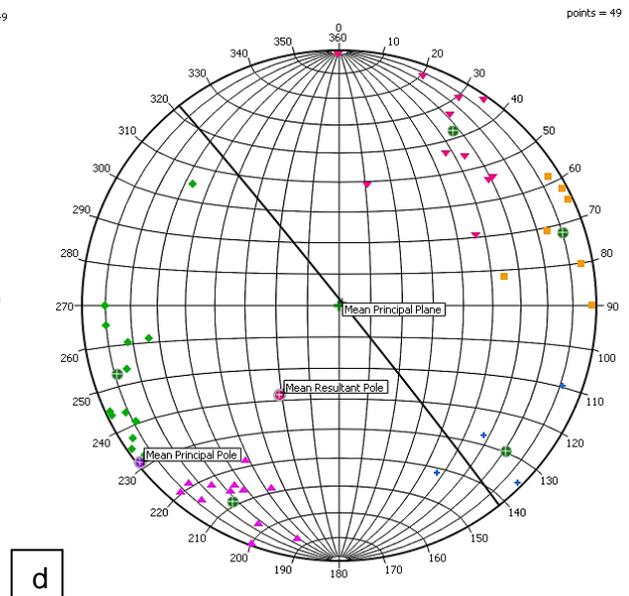
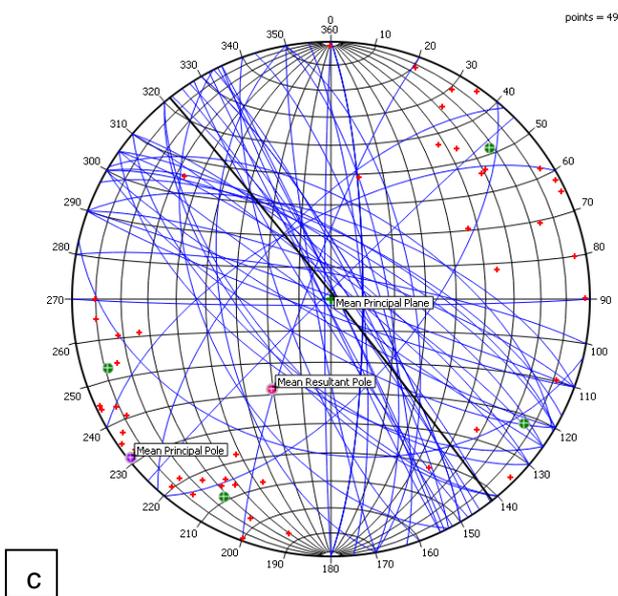
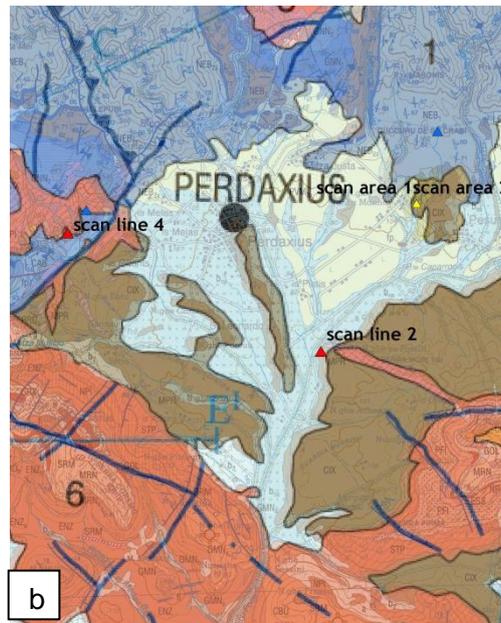


Figura 36 – a) Affioramento della Formazione del Cixerri; b) Stralcio dello schema geologico con localizzazione della scan line 2; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati distinti 5 set di fratture (Tab. 3).

Tabella 3 – Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 2; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	75.12	246.9	0.98	71.13/243.68	17.87
1	76.07	28.19	0.51	74.87/29.28	49.67
2	75.24	311.4	0.35	75/311.75	
3	74.07	205.71	0.90	78.48/204.34	19.44
4	79.45	72.6	1.72	79.97/70.16	30.10

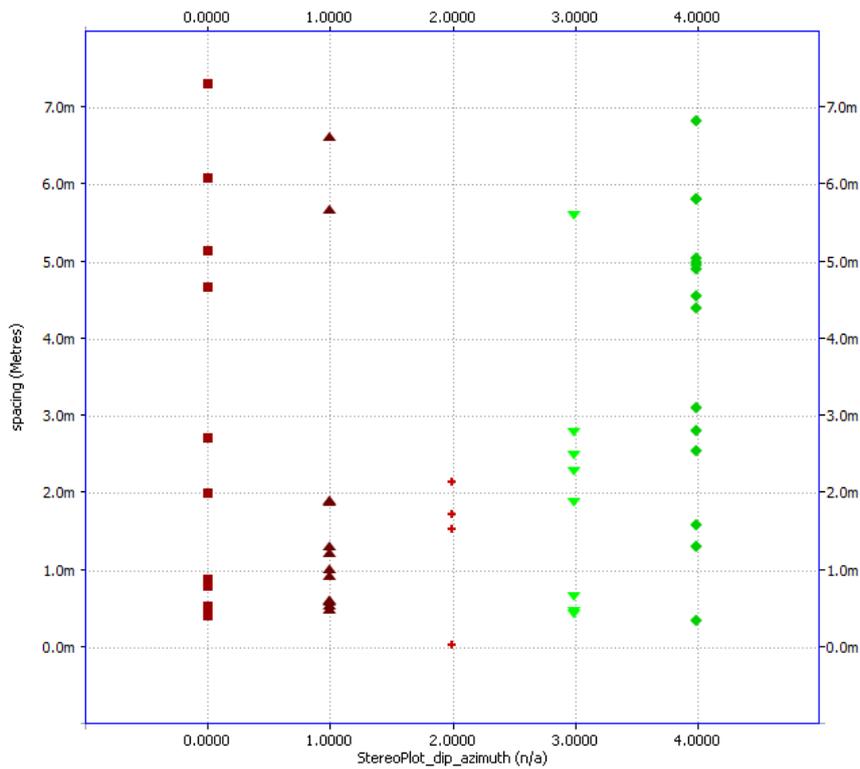
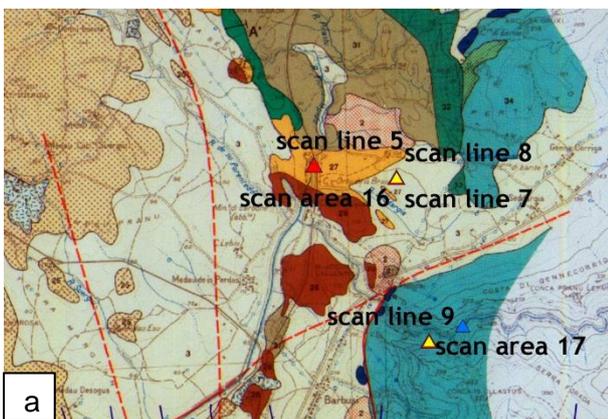


Figura 37 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 5 – Miliolitico

Calcari in bancate di circa 2 metri, con intervalli marnosi di circa 40 cm, fittamente stratificati (Fig. 38a). Questa formazione rappresenta il target principale per il reservoir carbonatico. La direzione della *scan line* è N15°W e gli strati immergono di 22/160. Sono state misurate 89 fratture in 4 metri.



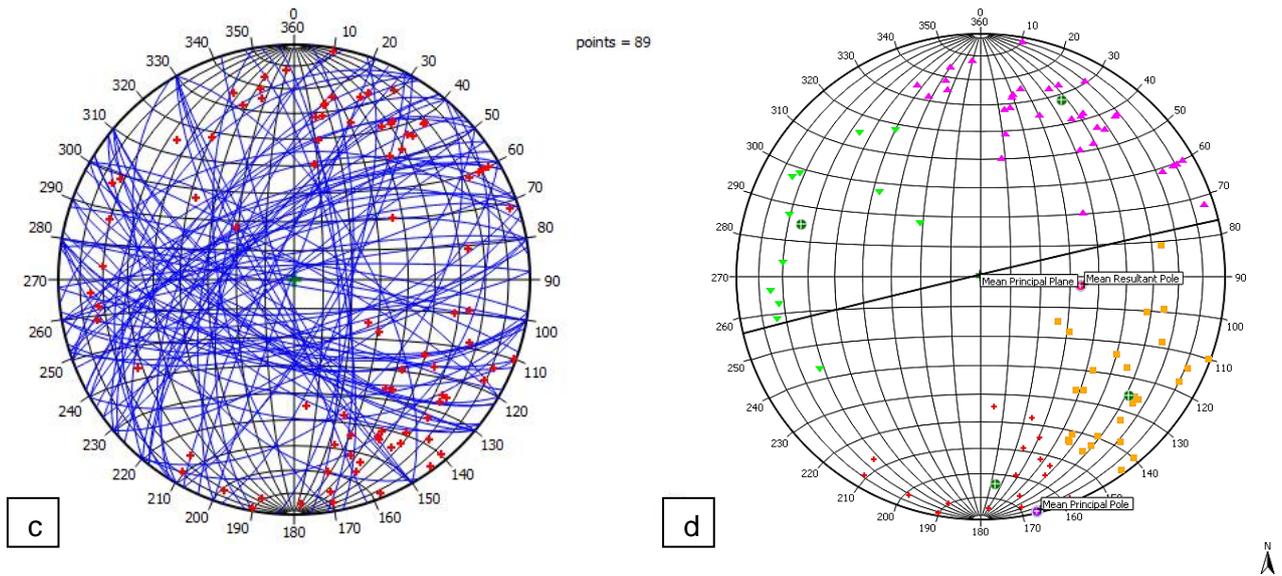


Figura 38 – a) Stralcio della carta geologica fornita da Carosulcis S.p.A. (per la legenda si veda figura 19) con localizzazione delle *scan lines* 5, 7 e 8; b) parete lungo la quale sono state misurate le fratture della *scan line* 5; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster relative alla *scan line* 5.

Sono stati distinti 4 set di fratture (Tab. 4). La spaziatura di ciascun set di fratture è piuttosto piccola e regolare (fig. 39).

Tabella 4 – Orientazione dei set di fratture relativi alla *scan line* 5; sono riportati anche la *Mean Resultant Orientation* (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	73.8	348	3.06	71.6/345.04	18.26
1	65.6	302	2.6	60.5/300.88	16.23
2	68.9	204.5	5.85	66.9/205.28	14.74
3	65.5	106.2	2.53	68.96/98.86	17.64

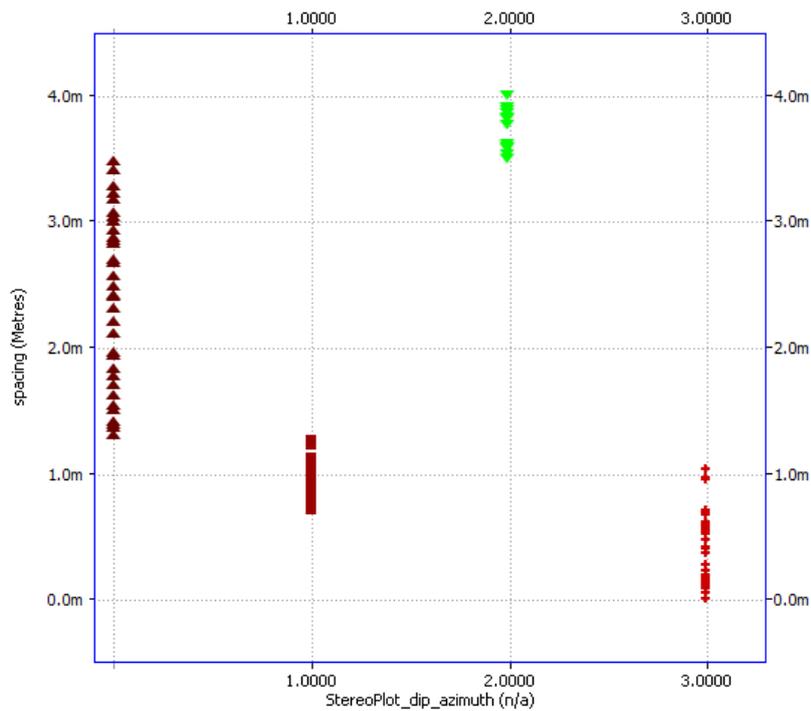


Figura 39- Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 7 – Miliolitico

La direzione della *scan line* è N8°E e sono state misurate 59 fratture in 1,50 metri (per la posizione della *scan line* si veda la figura 38). Gli strati hanno un'immersione di 190/12 (Fig. 40a).

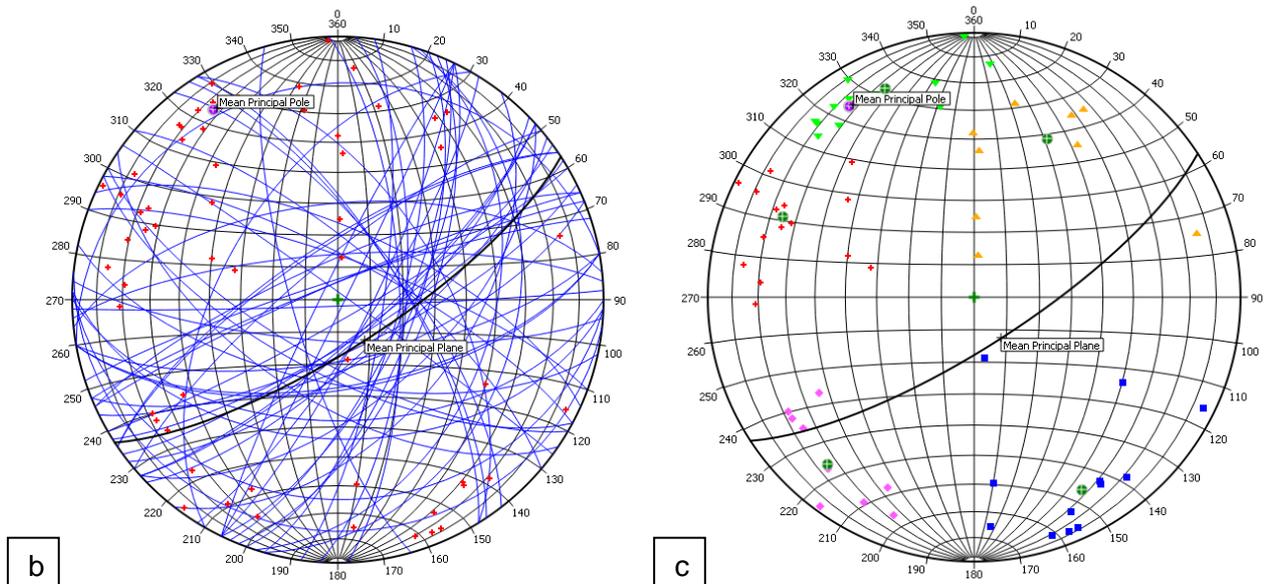


Figura 40 – a) Affioramento di Miliolitico nei pressi di Caput Aquas; b) proiezione dei piani delle fratture e c) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 5 set di fratture (Tab. 5). La spaziatura appare abbastanza regolare per tutti i set riconosciuti (Fig. 41).

Tabella 5 - Orientazione dei set di fratture relativi alla *scan line* 7; sono riportati anche la *Mean Resultant Orientation* (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	74.6	157	1.12	73.08/149.6	36.32
1	72.4	330.9	2.07	72.44/318.49	12.82
2	72.8	41.0	0.65	71.05/43.75	24.7
3	55.4	204.4	1.84	45.47/195.51	11.97
4	66.8	112.9	1.45	68.07/110.83	24.69

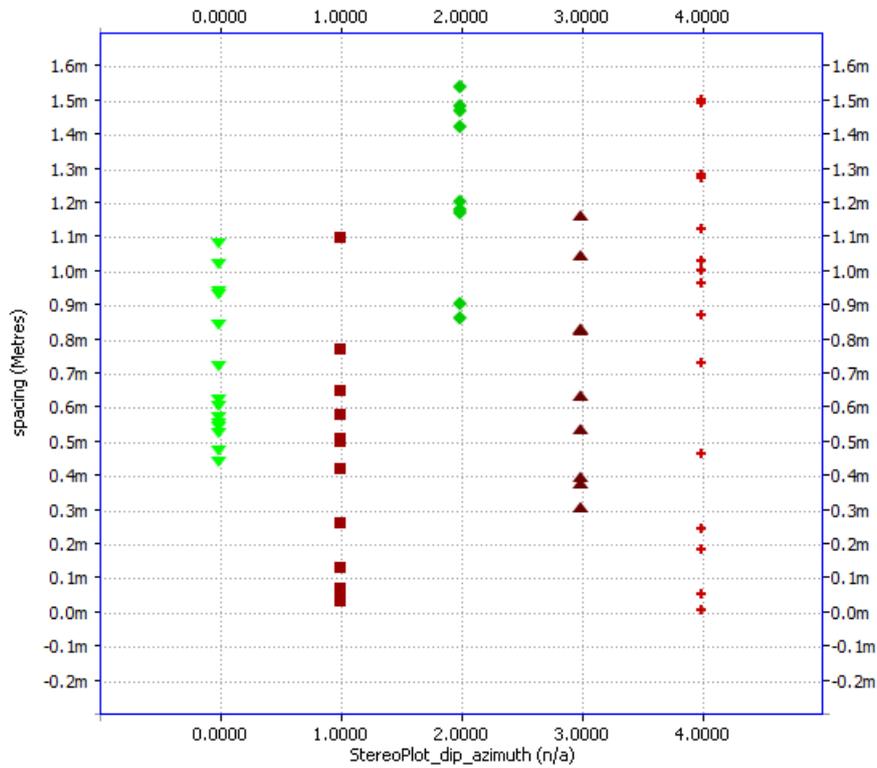
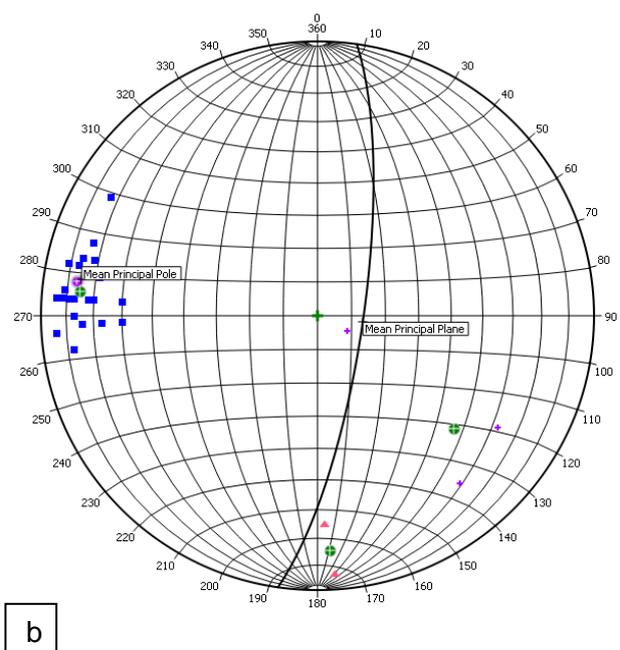
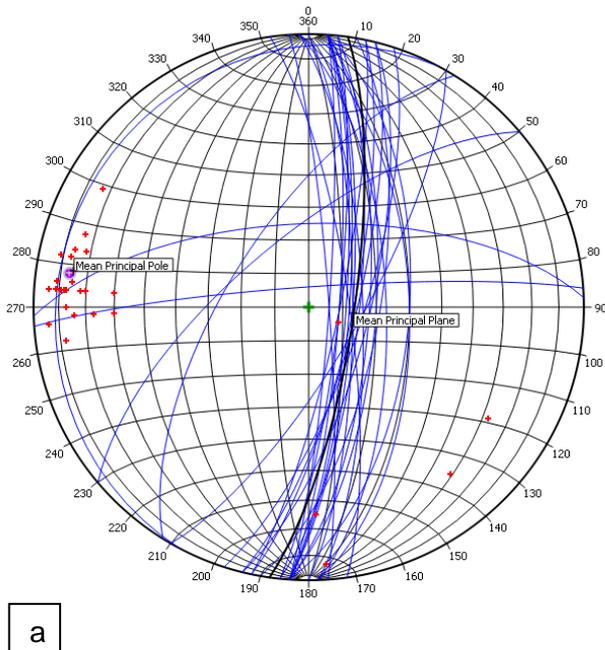


Figura 41 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 8 – Miliolitico

La direzione della *scan line* è N58°W ed è circa ortogonale alla *scan line* 7. Sono state misurate soltanto le orientazioni dei piani di 28 fratture in un metro di lunghezza (Fig. 42c). Lo strato immerge di 190/13.



a

b



Figura 42 – a) Proiezione dei piani delle fratture e b) divisione in cluster; c) posizione della scan line n° 8.

Sono stati riconosciuti 3 set di fratture (Tabella 6).

Tabella 6 - Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 8; sono riportati solo la MRO e il coefficiente di Fisher per il set 0.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	74.9	95.9	0.69	75.3/94.78	87.84
1	54.3	309.97	0.65		
2	74.72	356.9	0.06		

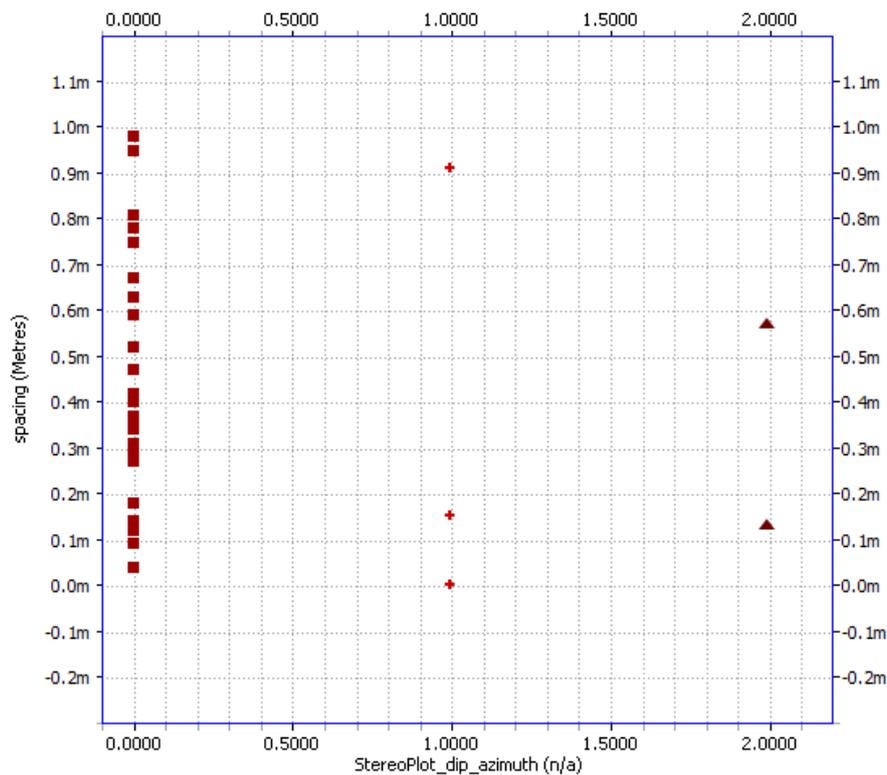


Figura 43 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 6 – Urganiano

Calcari compatti, fossiliferi, con strati di circa un metro di spessore; sono presenti evidenti vene e stiloliti (Cretacico Inferiore).

La direzione della parete è N8°W, mentre gli strati immergono a 38/274. Sono state misurate 84 fratture in 2 metri (Fig. 44b).

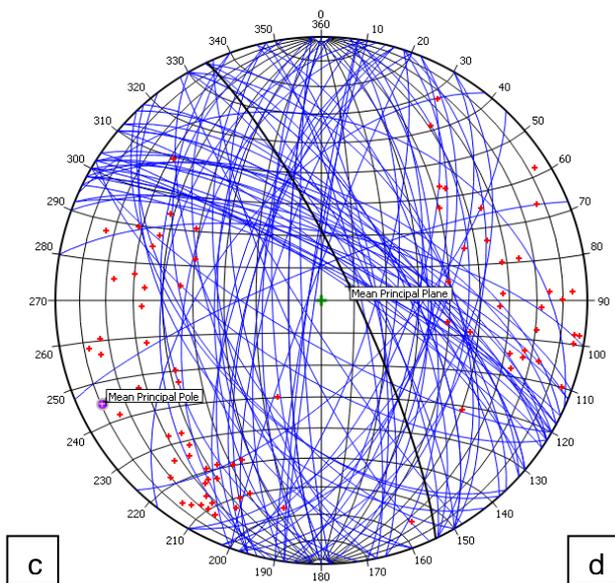
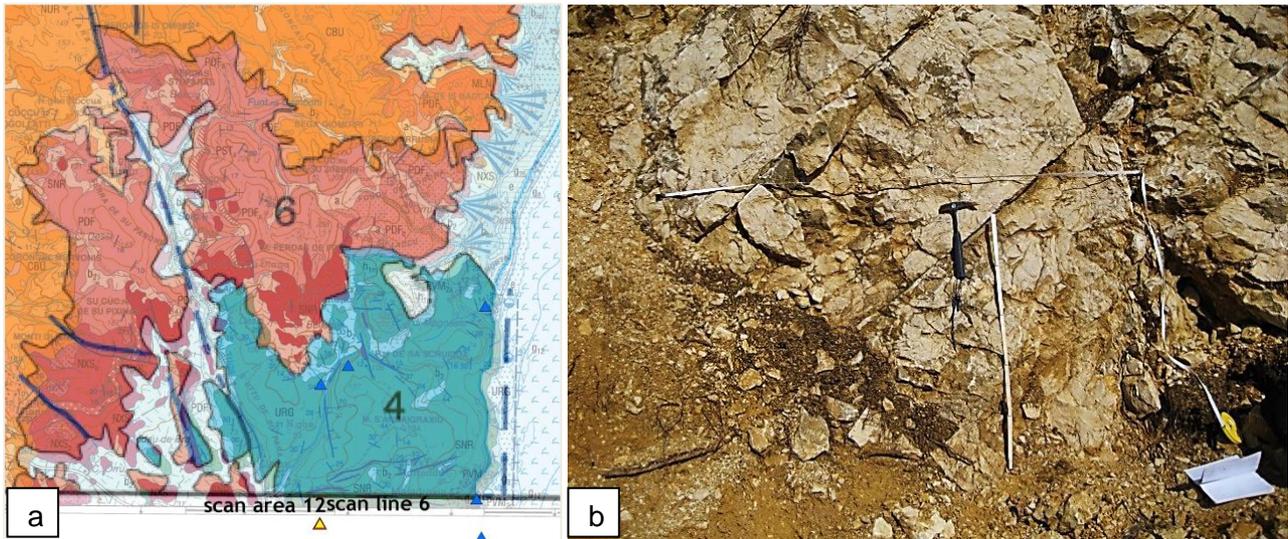


Figura 44 – a) Stralcio dello schema geologico con localizzazione delle scan line 6; b) affioramento dei calcari dell’Urgoniano; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 set di fratture (Tab. 7). La spaziatura delle fratture è piuttosto piccola e abbastanza regolare, soprattutto per il set 3 (Fig. 45).

Tabella 7 - Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 6; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	61.14	238.6	1.37	59.4/241.16	19.21
1	70.9	282.7	2.27	72.06/279.01	30.86
2	60.62	99.5	1.61	58.43/98.7	20.49
3	68.37	37.3	2.68	65.96/42.35	42.35

points = 54

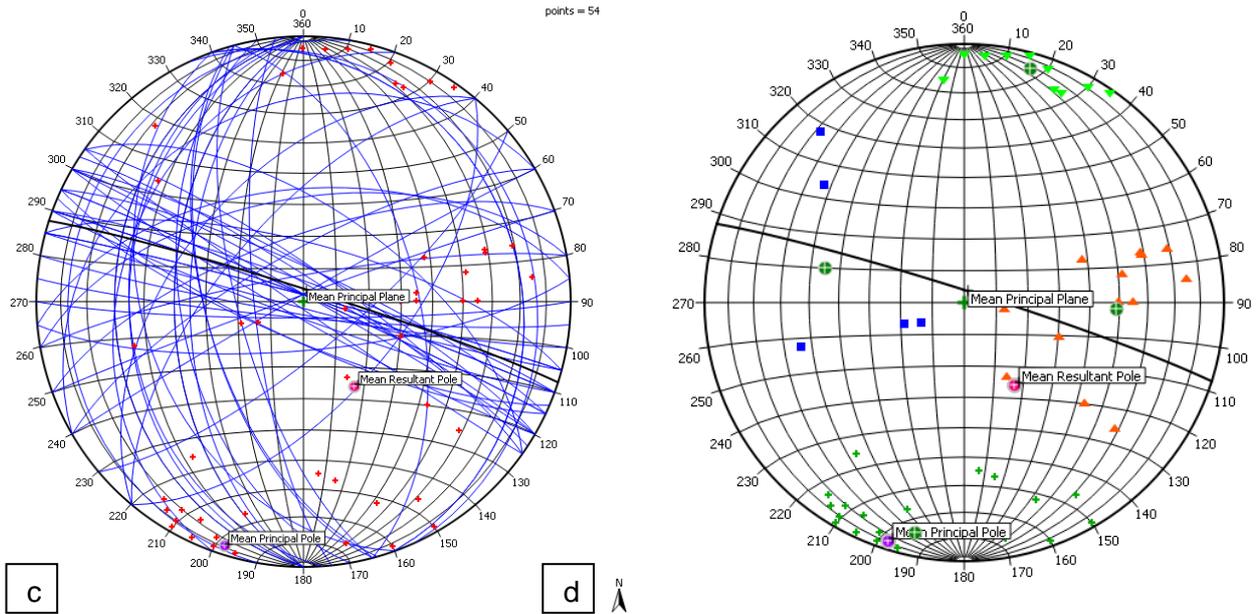


Figura 46 – a) Stralcio dello schema geologico con localizzazione della *scan line 4*; b) affioramento dei calcari della F.ne di Gonnese; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 set di fratture (Tabella 8). In figura 47 si nota come i set di fratture, ad eccezione del cluster 1, abbiano una spaziatura pressoché costante.

Tabella 8 – Orientazione dei set di fratture relativi alla *scan line 4*; sono riportati anche la *Mean Resultant Orientation (MRO)* e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	80.09	11.93	3.38	79.7/13.08	13.94
1	45.87	104.09	1.55	36.08/104.09	6.02
2	83.32	195.8	0.51	83.65/195.86	54.18
3	49.13	272.71	2.4	40.44/278.78	13.92

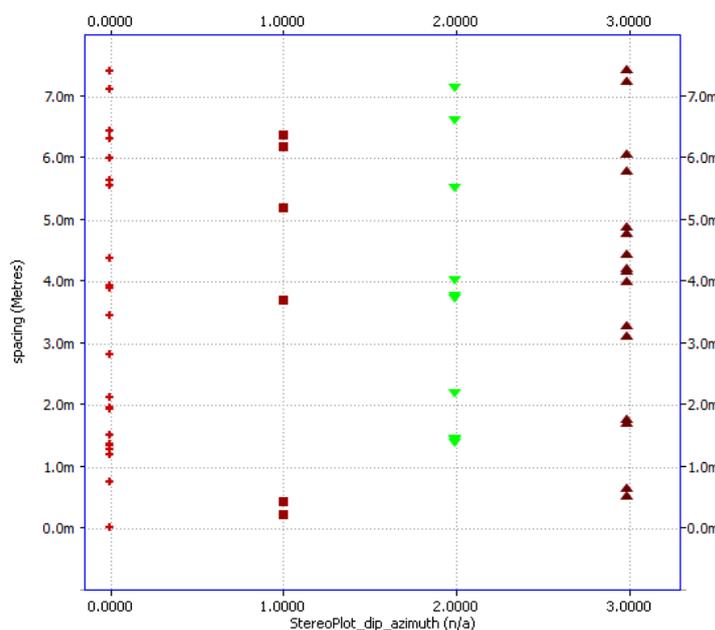


Figura 47 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 9 – Calcarei dolomitizzati (Formazione di Gonnese)

Calcarei e dolomie metamorfosate, intensamente fratturati e deformati, con vene di calcite aventi uno spessore variabile da 3 mm a decine di cm (Fig. 48b).

La *scan line* ha una direzione di N6°W, mentre gli strati immergono di 346/29. La *scan line* attraversa anche una zona di faglia, avente una giacitura di 164/81 e uno spessore della *damage zone* di 88 cm. Sono state misurate 130 fratture in 2 metri di lunghezza.

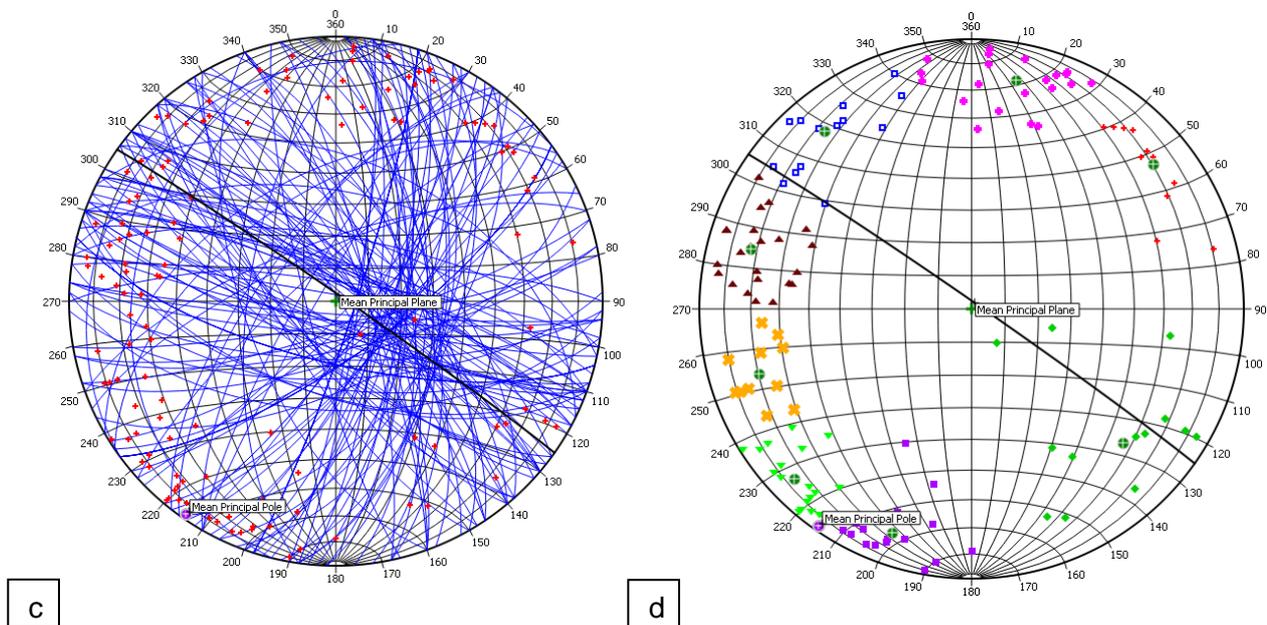
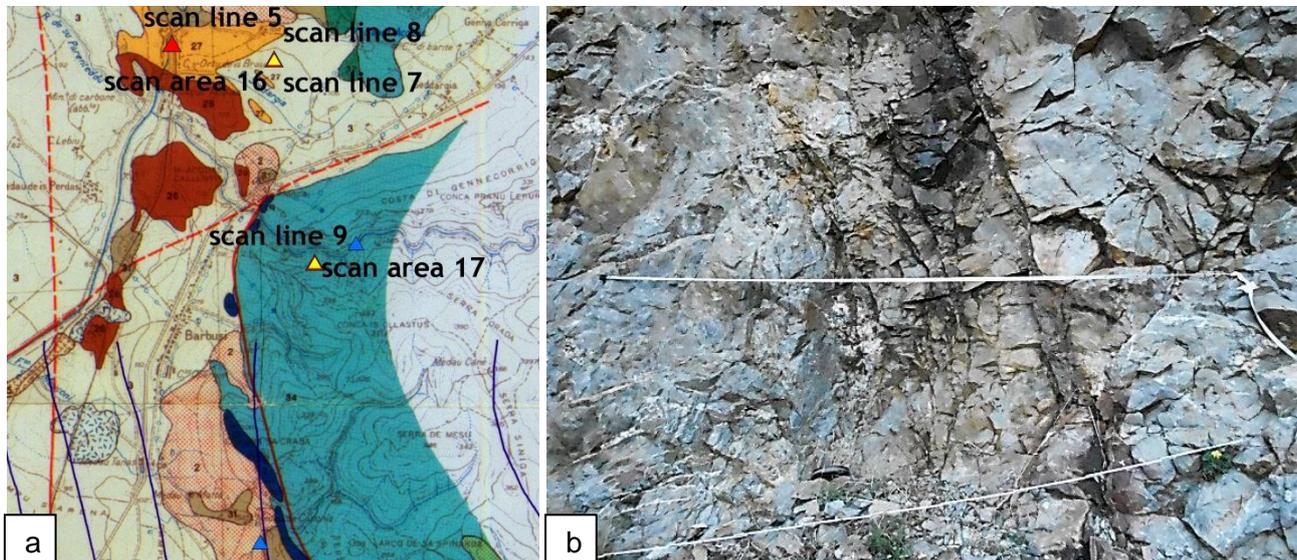


Figura 48 – a) Stralcio della carta geologica con localizzazione delle *scan line* 9; b) vista della parete di calcari dolomitizzati; c) proiezione dei piani delle fratture e d) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 8 set di fratture (Tabella 9). In figura 49 è riportata la spaziatura di ciascun set di fratture; come si può notare, l'intervallo di spaziatura è piuttosto piccolo e denota un elevato grado di fratturazione.

Tabella 9 - Orientazione dei set di fratture relativi alla *scan line* 9; sono riportati anche la *Mean Resultant Orientation* (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	77.1	19.3	0.91	80.06/19.89	64.41
1	74.3	231.3	0.54	74.52/228.38	75.70
2	79.6	45.7	0.58	80.81/47.56	68.89
3	64.0	311.7	2.42	68.82/308.15	18.86
4	72.9	105.3	1.33	76.86/104.66	74.43
5	75.0	191.0	1.42	74.45/193.94	59.08
6	74.0	140.7	0.92	75.06/137.33	76.91
7	70.6	72.8	0.36	72.94/71.68	75.02

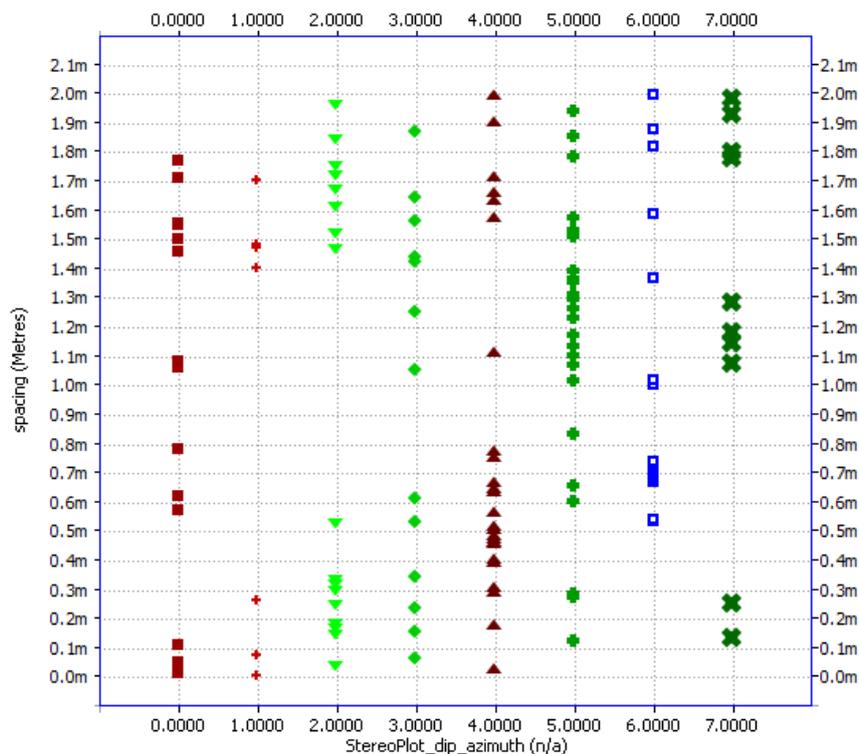


Figura 49 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Per ciascuna *scan line* è stato calcolato anche il valore di spaziatura media e la saturazione. Questo parametro indica il grado di maturità del sistema fratturato, ed in particolare la relazione tra spaziatura e *strain*. Infatti, **Wu & Pollard (1995)** hanno osservato sperimentalmente che la spaziatura delle fratture decresce all'aumentare della deformazione, fino a raggiungere un valore costante. Quindi, più è basso il valore di saturazione, più il sistema di fratture è maturo, e quindi presenta una spaziatura più regolare.

In generale, i valori di spaziatura sono piuttosto alti (Tab. 10) soprattutto nelle formazioni di copertura (*scan lines* 1, 2, 3), con valori di saturazione abbastanza bassi, soprattutto per la *scan line* 3 (Rioliti), che rappresenta il sistema più maturo tra quelli esaminati. Per le altre litologie, invece, i sistemi sono molto immaturi, sebbene abbiano una spaziatura abbastanza piccola. Ciò significa che la fratturazione non ha raggiunto la sua massima saturazione. La spaziatura media probabilmente risente della presenza di alcune faglie, che nonostante abbiano una dimensione

piccola, presentano comunque una zona di deformazione fragile che aumenta localmente l'intensità di fratturazione.

Tabella 10 – Tabella riassuntiva dei valori di spaziatura media, di saturazione e di connettività misurata per le 9 scan lines.

Scan line	Spaziatura media (cm)	Saturazione	Connettività
3 (rioliti)	10.61	0.49	19.8%
1 (ignimbriti)	13.11	0.51	48.9%
2 (F.ne Cixerri)	20.28	1.21	32.6%
5 (Miliolitico)	4.54	0.58	60.1%
7 (Miliolitico)	2.65	0.84	33.0%
8 (Miliolitico)	3.62	0.38	-
6 (Urgoniano)	2.38	0.66	78.0%
4 (F.ne Gonnese)	14	0.79	62.0%
9 (F.ne Gonnese)	1.55	1.77	90.8%

Un altro valore calcolabile utilizzando le *scan lines* è quello della connettività, cioè del grado di connessione tra le fratture. È un valore espresso in percentuale di terminazioni in fratture rispetto al valore totale. Nella tabella 10 sono riportati i valori di connettività misurati per le *scan lines*. In generale sono percentuali molto alte, ad indicare una notevole connettività del sistema di fratture, che terminano nella maggior parte dei casi in altre fratture.

4.4.2 Scan areas

Le *scan areas* sono state eseguite dove l'affioramento permetteva l'osservazione delle superfici di stratificazione, o per definire variazioni dovute alla stratificazione secondo sezioni verticali. In ogni caso la giacitura della superficie è stata misurata.

Sono state eseguite 20 *scan areas*, in diverse formazioni: 4 nella Formazione del Lignifero, 4 negli scisti/arenarie paleozoiche, 2 nelle andesiti, 1 nelle rioliti, 2 nell'Urgoniano, 4 nel Miliolitico, 1 nella Formazione di Gonnese e 2 sulla Formazione di Guardia Sa Barracca. Qui di seguito sono elencati i risultati ottenuti in termini di densità areale P20 e P21. Tali valori sono riportati sia sotto forma grafica mediante istogrammi, sia con i valori numerici ricavati dalla distribuzione delle lunghezze (il P21 è rappresentato dal numero di fratture, mentre il P22 dalla somma delle lunghezze).

La distribuzione delle lunghezze è uno dei parametri determinanti nella costruzione del DFN ed è inoltre un parametro difficile da definire, in quanto la distribuzione statistica dei valori dovrebbe teoricamente coprire diverse scale di osservazione, dalla scala regionale a quella sub-metrica. Poiché questo è possibile solo in alcune situazioni geologiche molto favorevoli (continuità di affioramento, omogeneità delle litologie ecc.) che non è il caso dell'area esaminata, l'approccio statistico permette di ottenere ugualmente un valore attendibile di questo parametro considerando la dimensione frattale della popolazione di lunghezze disponibile. Questo valore, che definisce una distribuzione statistica detta *Power law* ([Bense et al., 2013](#), e citazioni incluse), permette di riprodurre popolazioni di misure che presentano la stessa distribuzione di valori a diverse scale.

Scan area 11 – Rioliti di Paringianu

Depositi piroclastici sia di caduta che di flusso, non saldati, talora litificati (Miocene Medio) (Fig. 50).

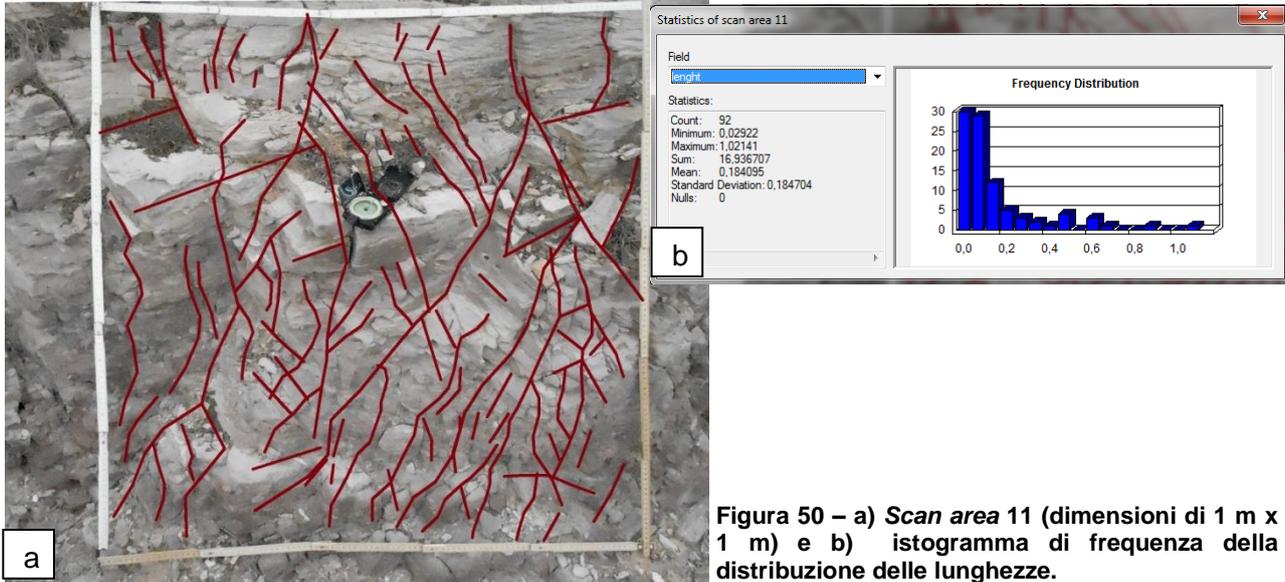


Figura 50 – a) Scan area 11 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 11 - Tabella riassuntiva della scan area 11 misurata sulle rioliti. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area).

Scan area	P20	P21
11	92	16.9367

Scan area 6-7 – Andesiti

Lave andesitiche in colate massive e breccie laviche autoclastiche (Miocene Inferiore).

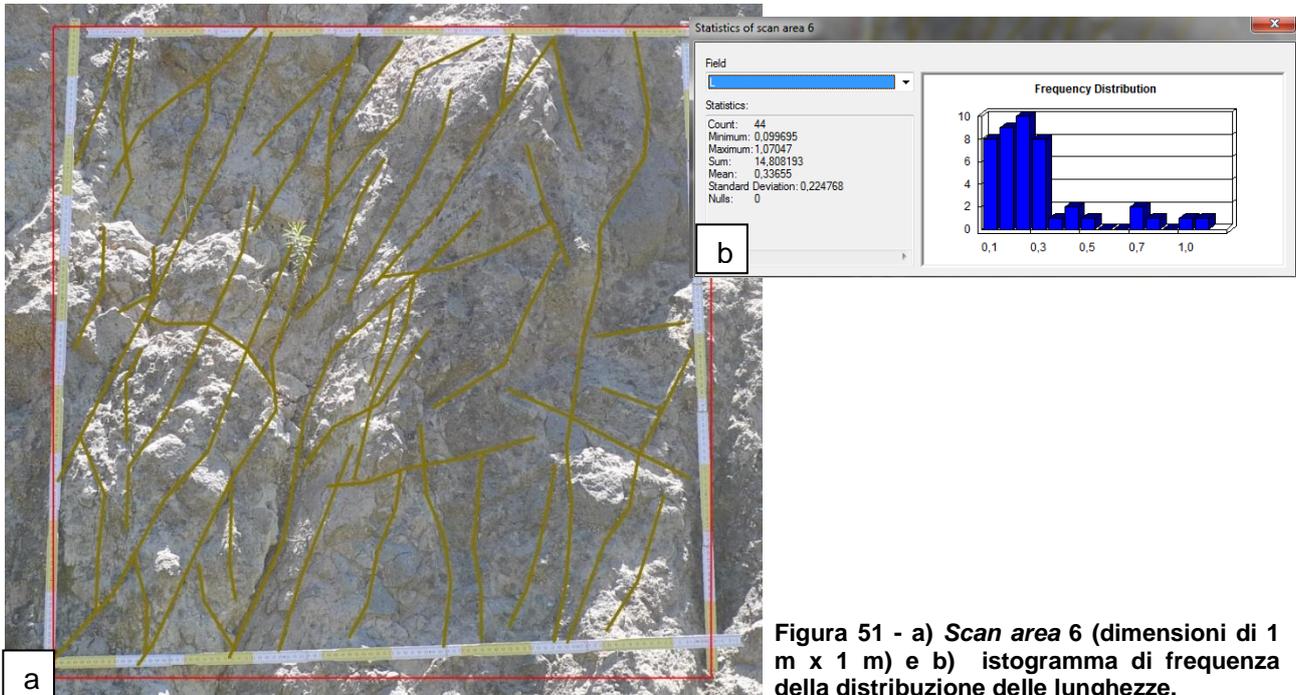


Figura 51 - a) Scan area 6 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

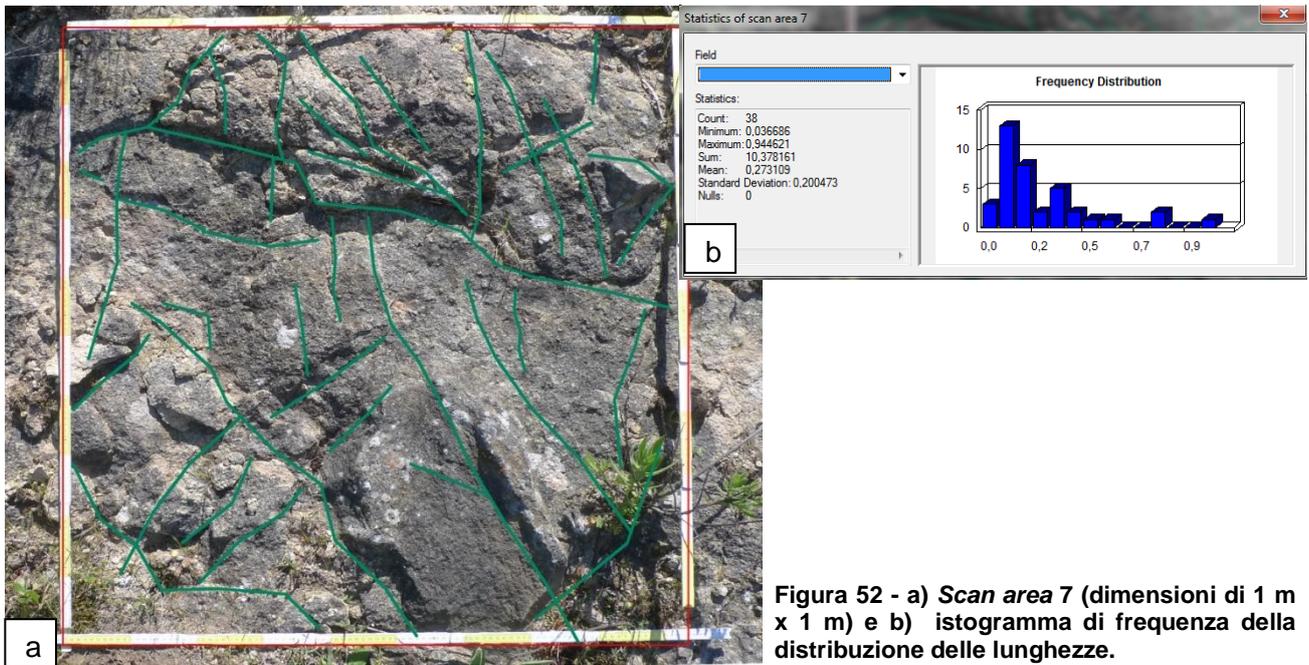


Figura 52 - a) *Scan area 7* (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 12 - Tabella riassuntiva delle *scan areas* misurate sulle andesiti. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna *scan area*.

Scan area	P20	P21
6	44	14.8081
7	38	10.3781

Scan areas 1-2-3-4 – Lignifero

Argille, calcari marnosi, marne, arenarie, con abbondante materia organica e depositi di lignite (Eocene Inf. – Medio).

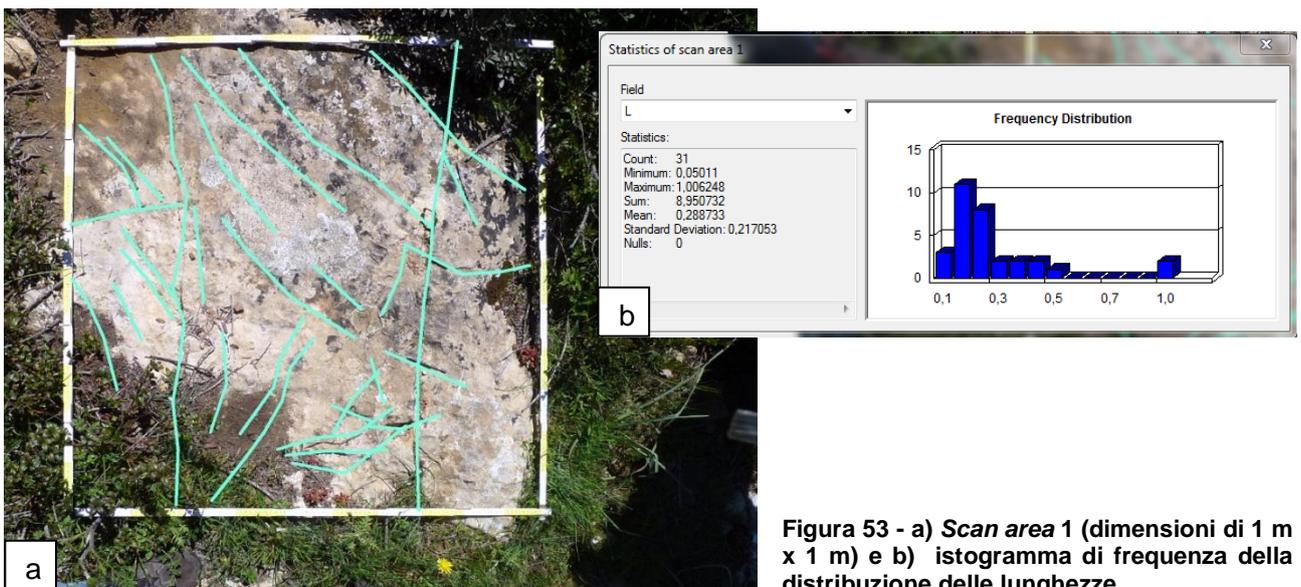


Figura 53 - a) *Scan area 1* (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

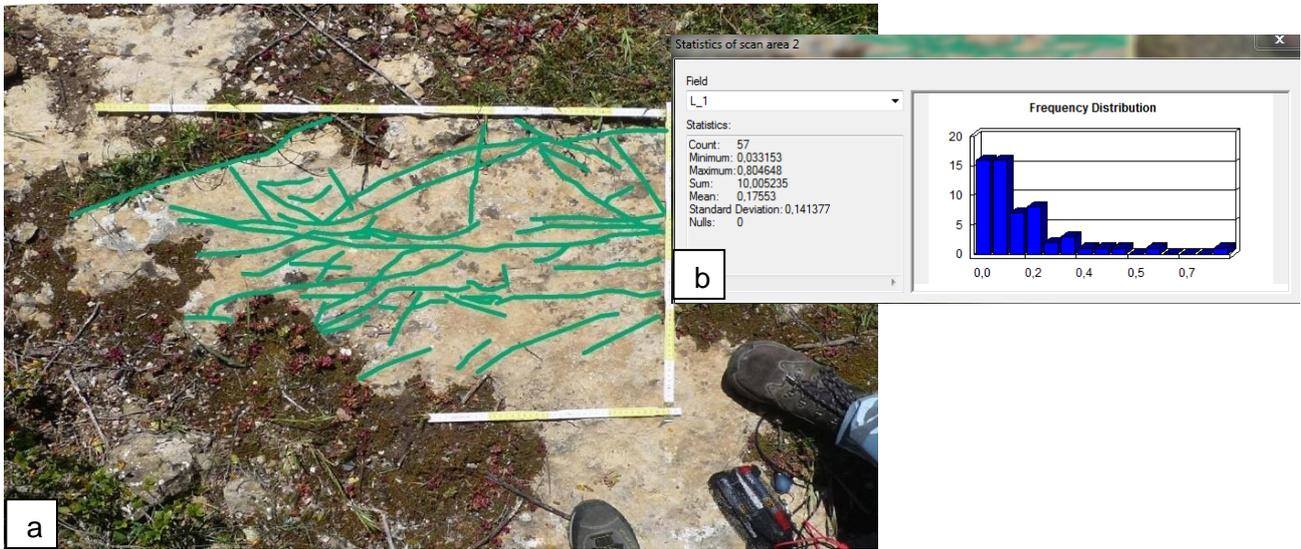


Figura 54 - a) Scan area 2 (dimensioni di 1 m x 0.60 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

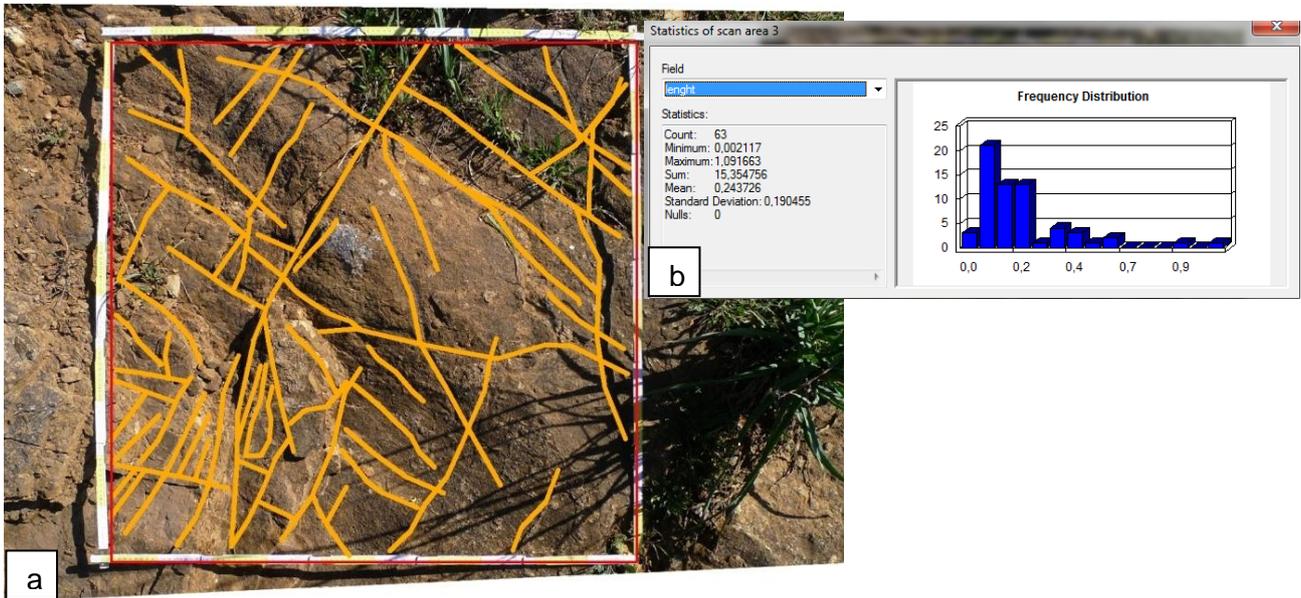


Figura 55 - Scan area 3 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

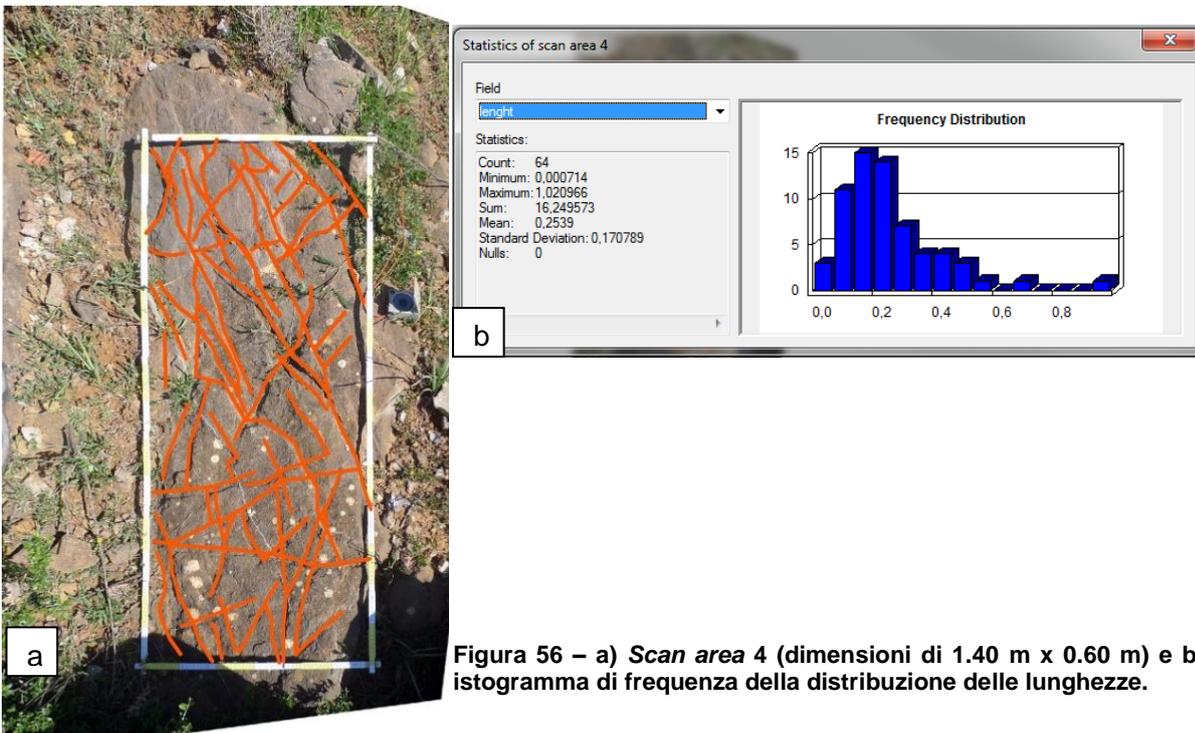


Figura 56 – a) Scan area 4 (dimensioni di 1.40 m x 0.60 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 13 – Tabella riassuntiva delle scan areas misurate sul Lignifero. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna scan area.

Scan area	P20	P21
1	31	8.9507
2	57	10.0052
3	63	15.3547
4	64	16.2495

Scan areas 14-15-16-20 – Miliolitico

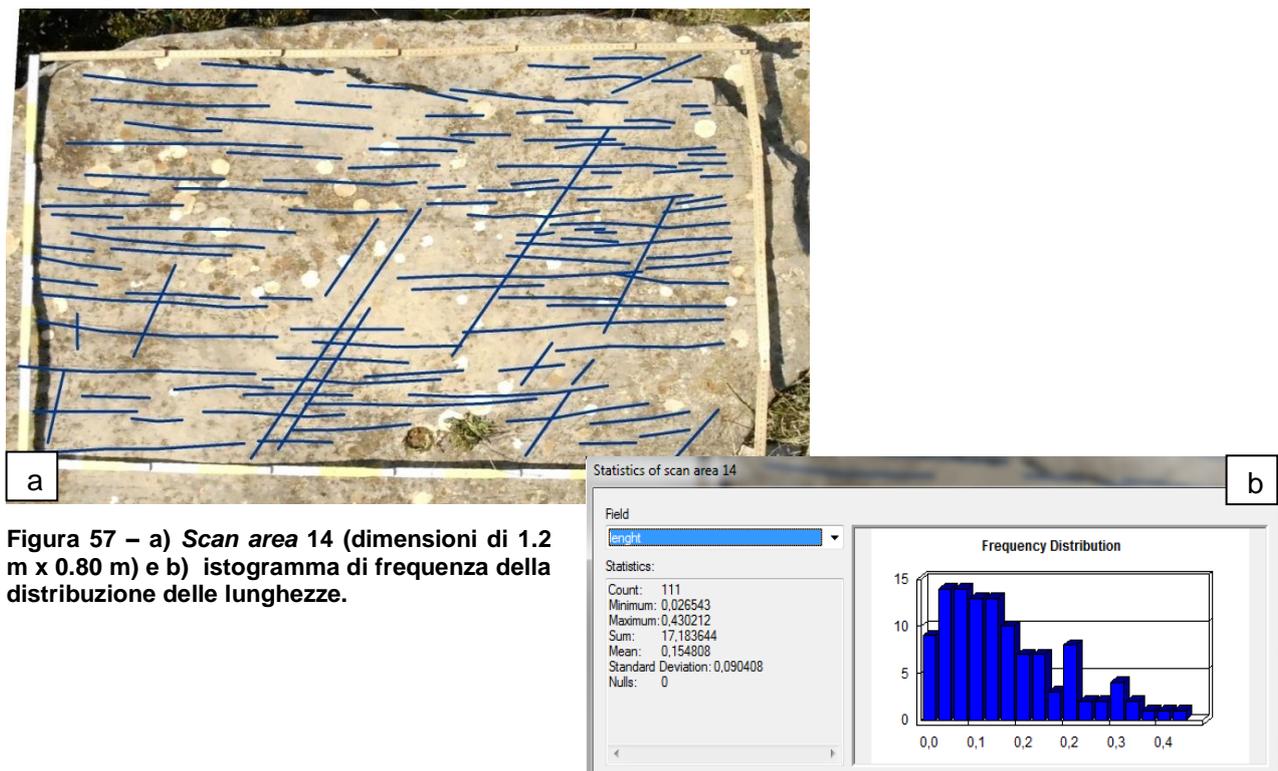


Figura 57 – a) Scan area 14 (dimensioni di 1.2 m x 0.80 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

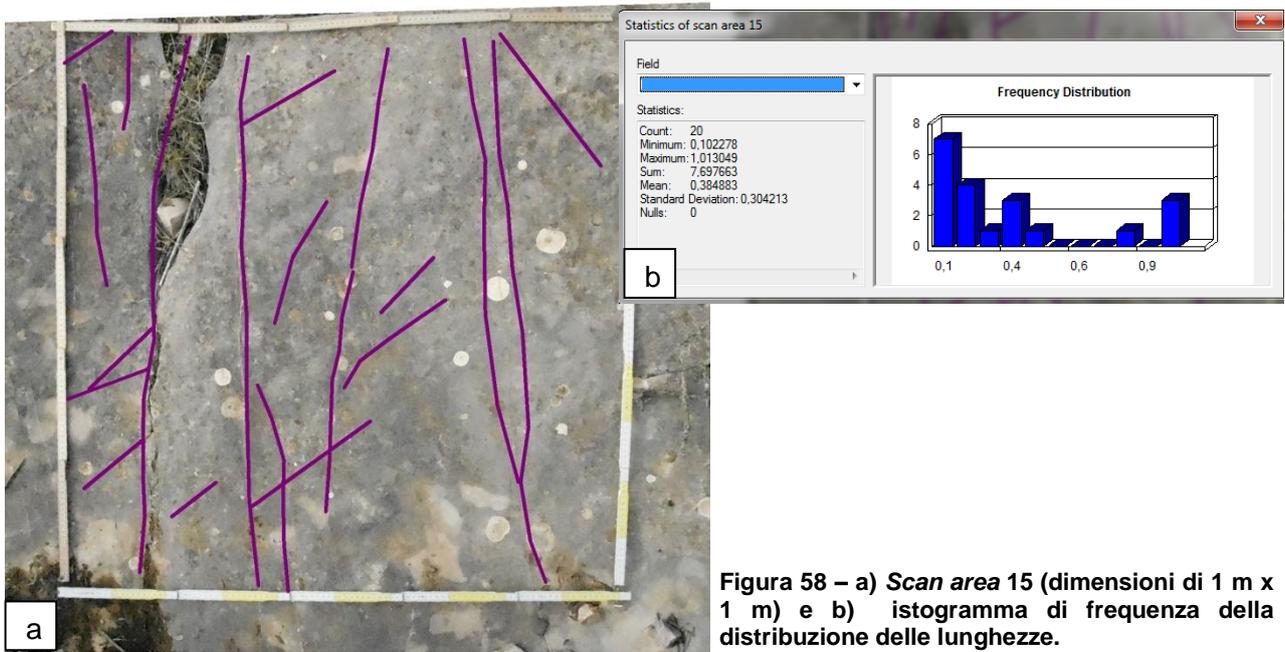


Tabella 14 - Tabella riassuntiva delle *scan areas* misurate sui calcari eocenici del Miliolitico (potenziale reservoir). Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna *scan area*.

Scan area	P20	P21
14	111	17.1836
15	20	7.6977
16	40	9.4098
20	37	10.7310

Scan areas 12-13 – Urganiano

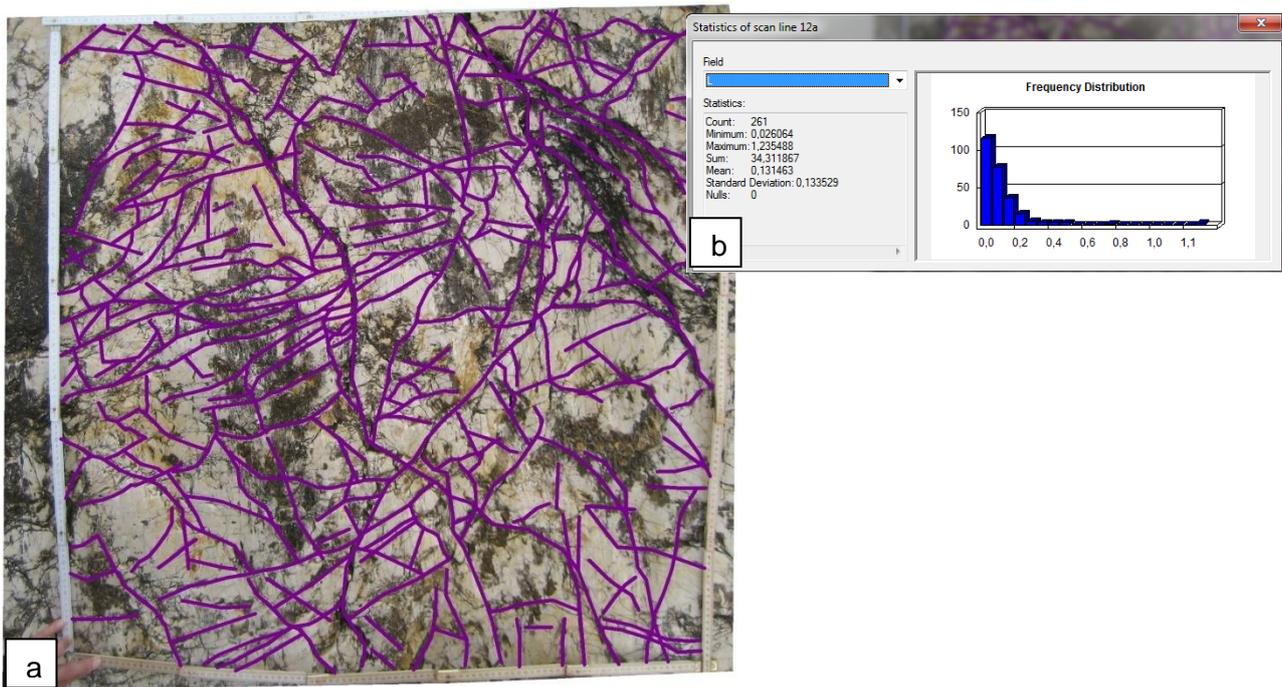


Figura 61- a) *Scan area* 12 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.



Figura 62 – a) *Scan area* 13 (dimensioni di 1 m x 0.60 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 15 - Tabella riassuntiva delle *scan areas* misurate sui calcari mesozoici dell'Urgoniano. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna *scan area*.

Scan area	P20	P21
12	261	34.3118
13	66	10.6144

Scan areas 18-19 – Formazione di Guardia Sa Barracca

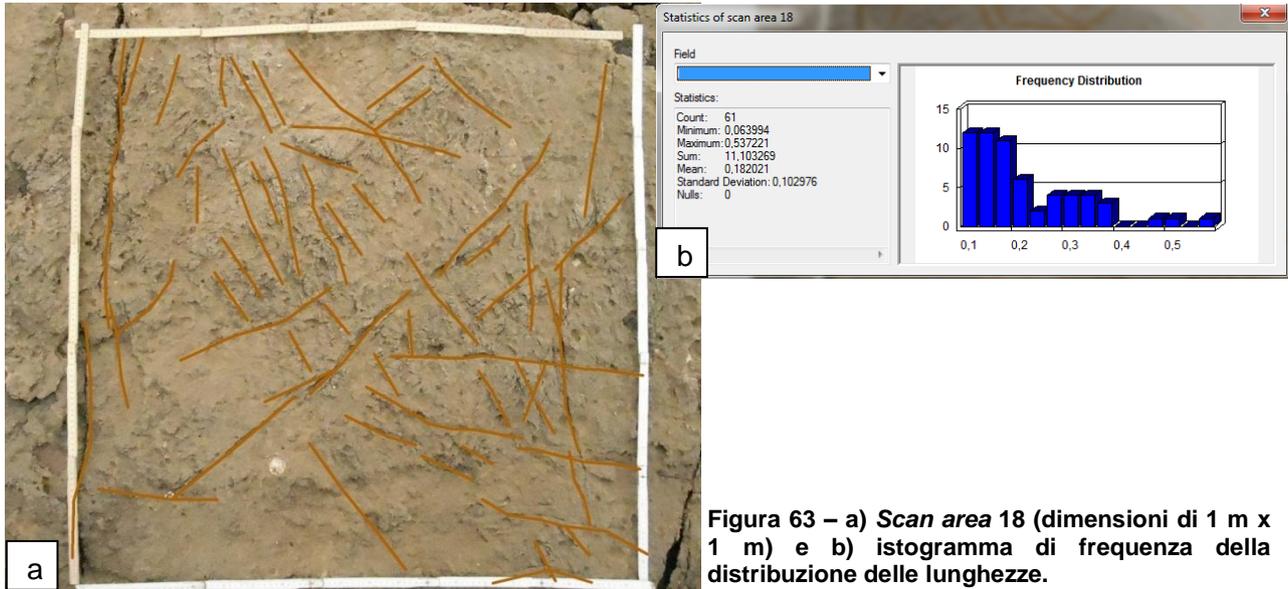


Figura 63 – a) *Scan area* 18 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

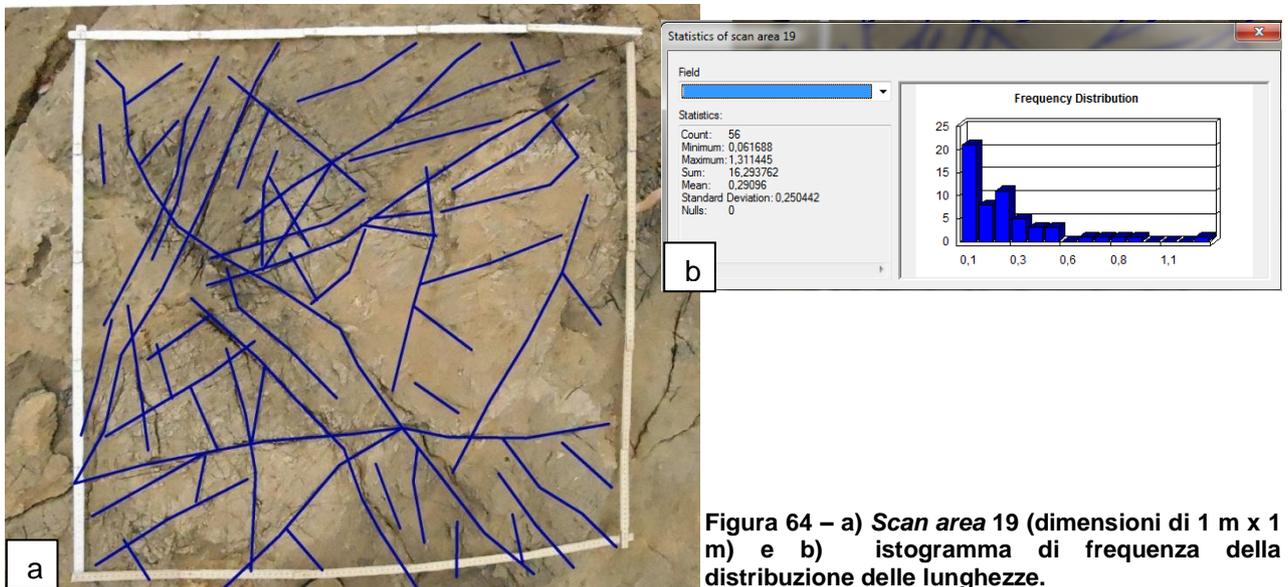
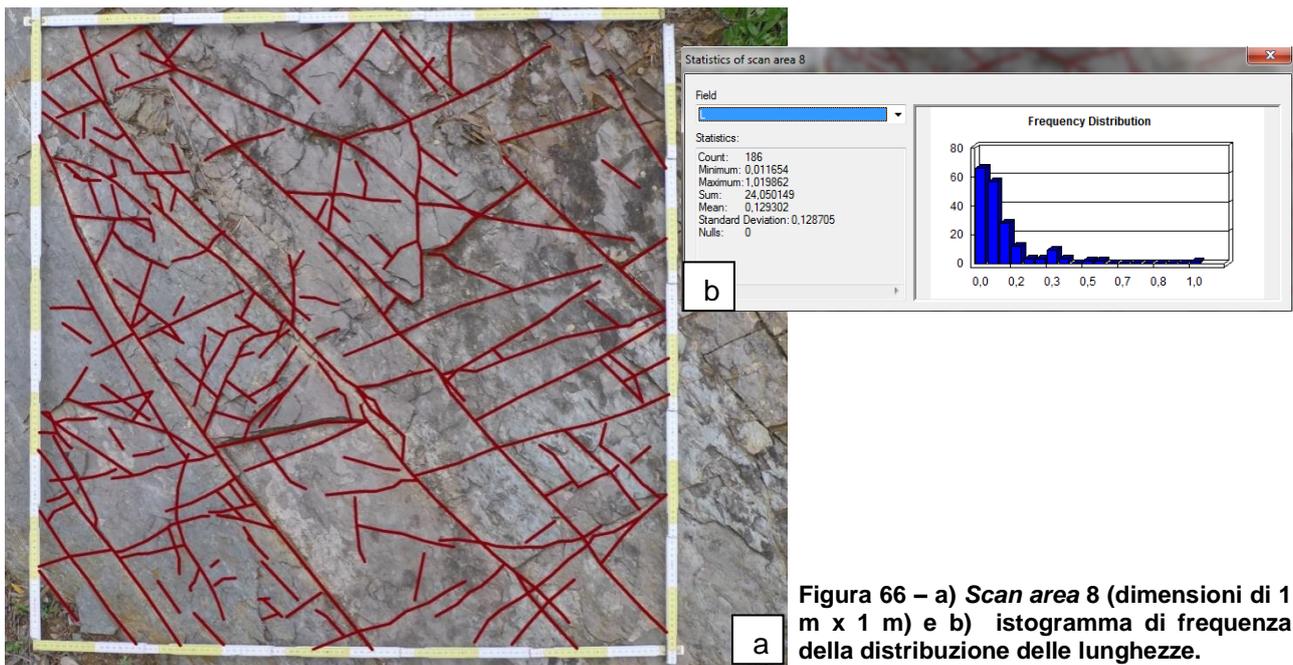
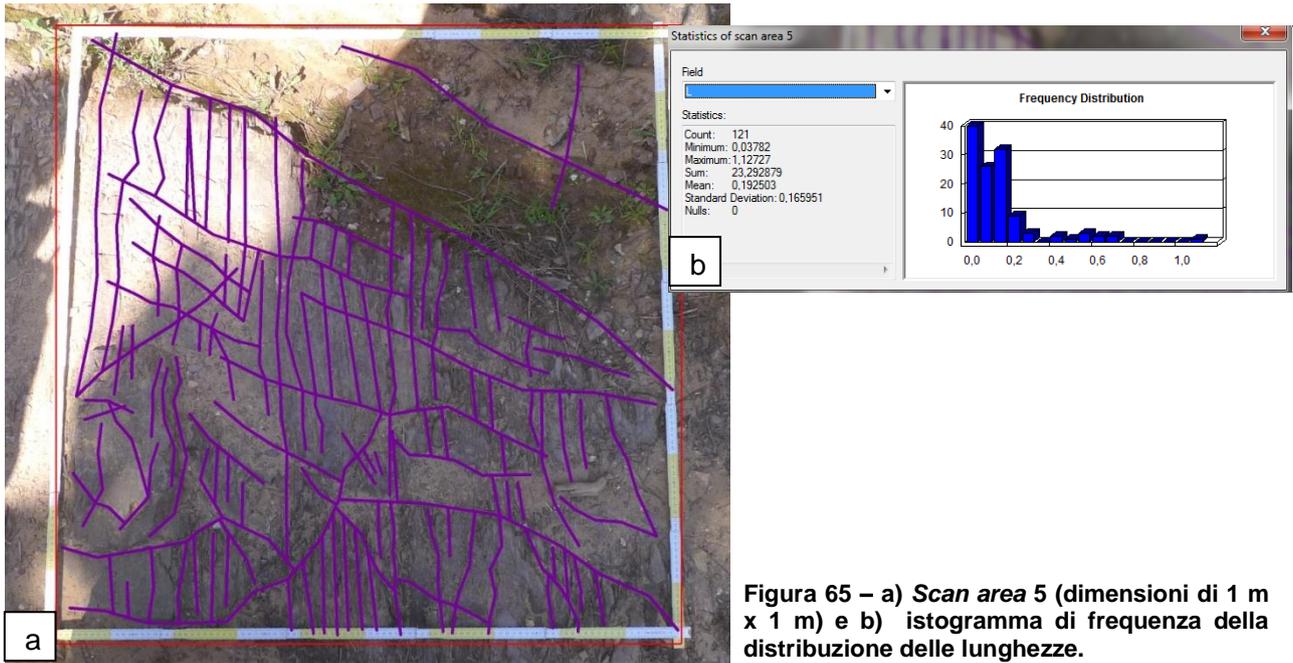


Figura 64 – a) *Scan area* 19 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 16 - Tabella riassuntiva delle *scan areas* misurate sui calcari giurassici della F.ne di Guardia Sa Barracca. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna *scan area*.

Scan area	P20	P21
18	61	11.1033
19	56	16.2937

Scan areas 5-8-9-10 – Metasiltiti (Formazione di Monte Argentu)



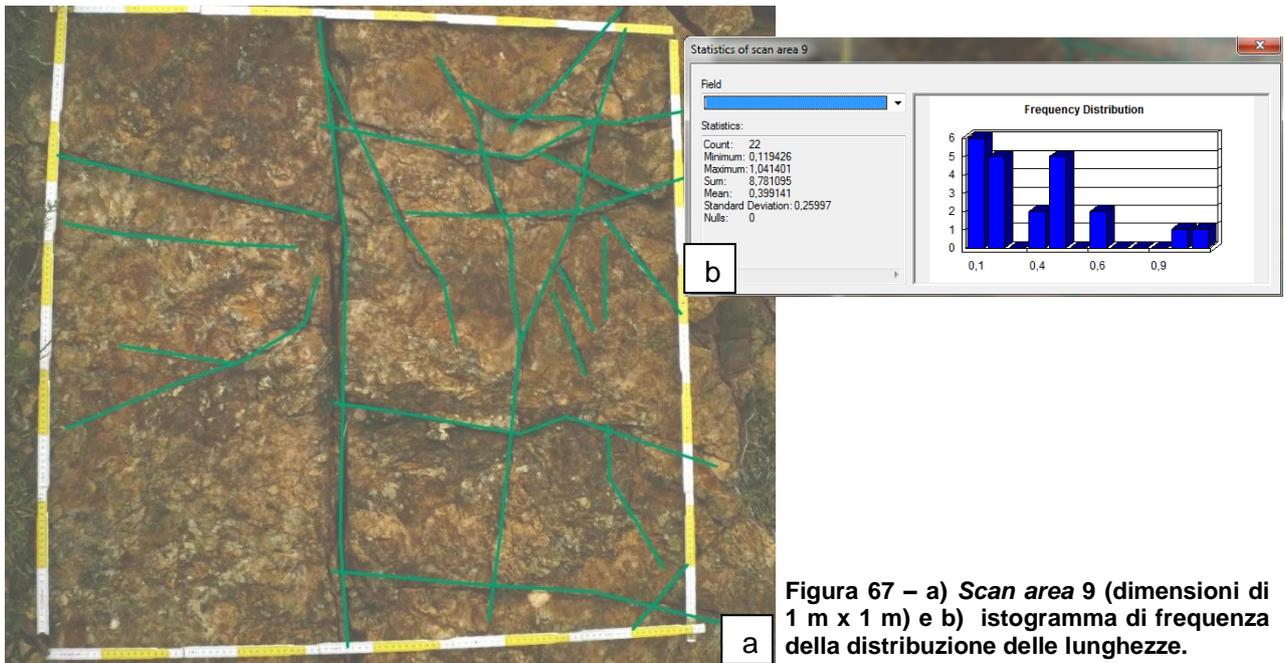


Figura 67 – a) Scan area 9 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

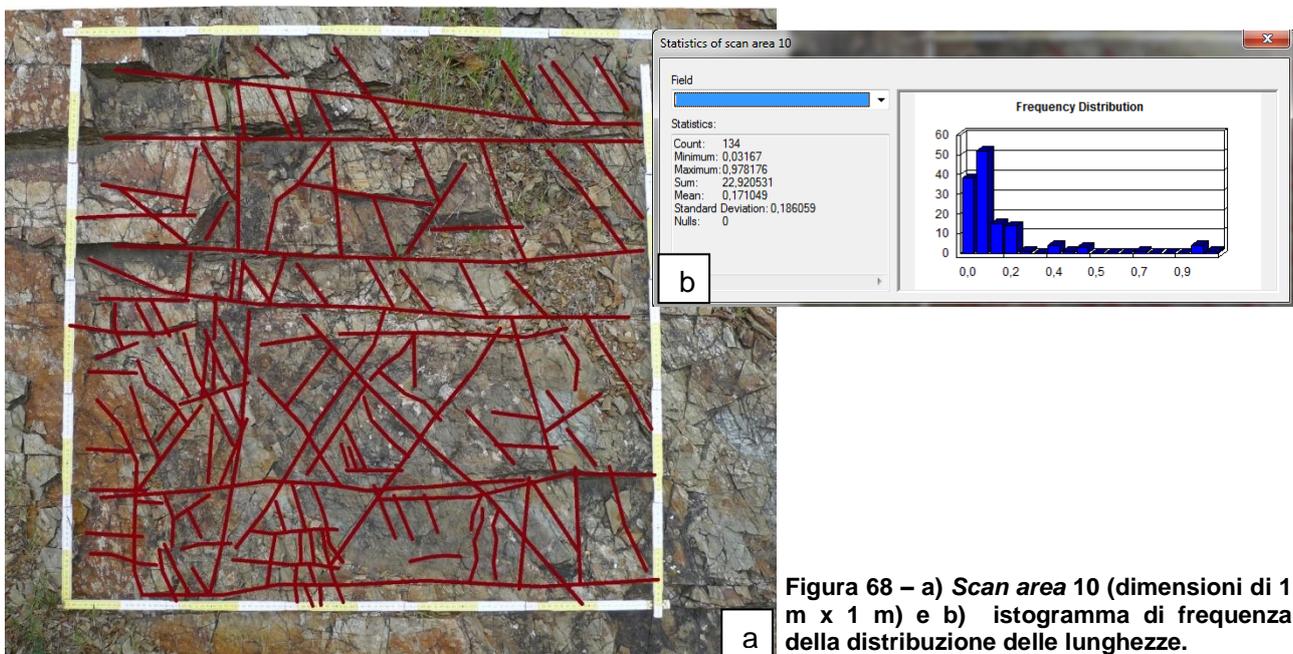


Figura 68 – a) Scan area 10 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 17 - Tabella riassuntiva delle scan areas misurate sulle metasiltiti della Formazione di Monte Argentu. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area) relativi a ciascuna scan area.

Scan area	P20	P21
5	121	23.2928
8	186	24.0501
9	22	8.7811
10	134	22.9205

Scan areas 17 – Formazione di Gonnese

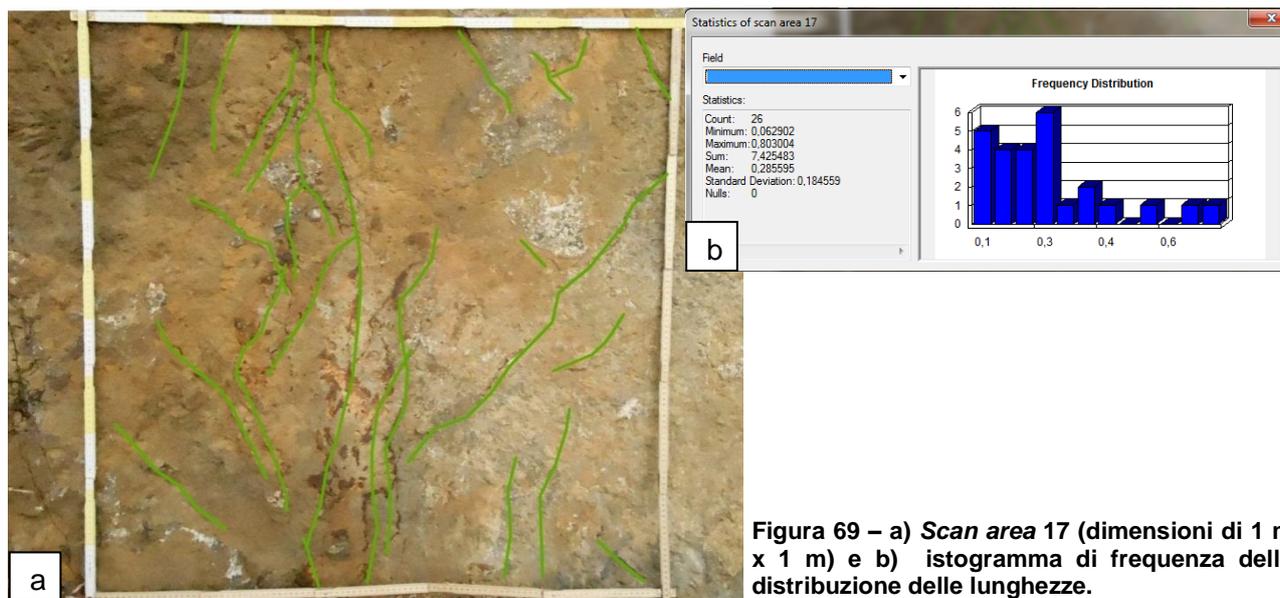


Figura 69 – a) *Scan area* 17 (dimensioni di 1 m x 1 m) e b) istogramma di frequenza della distribuzione delle lunghezze.

Tabella 18 - Tabella riassuntiva della *scan area* misurata sui calcari dolomitizzati della F.ne di Gonnese. Sono riportati i valori di P20 (n° di fratture per area) e P21 (lunghezza delle fratture per area).

Scan area	P20	P21
11	92	16.9367

L'analisi delle *scan areas* permette di fare una serie di osservazioni che riguardano il rapporto tra la lunghezza delle fratture e il loro numero. Nella F.ne del Lignitifero (Tab. 13), il numero di fratture non è alto, anche perché molte di queste sono mineralizzate e quindi non inseribili nel computo, inoltre i valori di P21, cioè della lunghezza totale sono bassi. Questo indica che le fratture hanno, in proporzione, delle lunghezze contenute. Le *scan areas* nelle vulcaniti (Tabelle 11 e 12) sono state considerate nelle piroclastiti e nelle lave, e presentano valori comparabili; anche per loro la somma totale è bassa rispetto al numero di fratture indicando delle lunghezze ridotte della singola frattura.

Molto diversa invece è la densità di fratturazione degli scisti (Tab. 17), che presentano i valori più alti, sia come numero sia come lunghezze. Negli scisti si sviluppano, infatti, sistemi di joint sistematici con una spaziatura molto bassa, come possibile vedere nelle *scan areas* 5, 8 e 10, che presentano infatti i valori più alti misurati. I calcari mesozoici (Tabelle 15 e 16) ed eocenici (Tab. 14) presentano anch'essi dei valori di P20 e P21 comparabili, anche se in un caso (*scan area* 12) entrambi gli indici sono molto più alti. Questo in parte è dovuto alla presenza di faglie e all'intrusione di un dicco basico che potrebbero aver provocato una fratturazione più intensa. Queste considerazioni sui calcari sia mesozoici, sia paleozoici, sono importanti al fine della valutazione del reservoir poiché potrebbero costituire un'estensione del reservoir stesso verso il basso.

4.5 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN

Il modello geologico che viene presentato è il risultato della sintesi di tutti i dati disponibili, ed è stato realizzato utilizzando il software *Move* della Midland Valley, che permette la gestione nello stesso ambiente di diversi tipi di dati (geofisici, mappe geologiche, dati di perforazioni, etc.). Questo è ovviamente un modello preliminare, in cui manca la conferma da parte di dati geofisici

come le linee sismiche e di sottosuolo più dettagliati. Esso costituisce comunque una valida piattaforma di lavoro, pronta per essere migliorata via via che nuove informazioni saranno disponibili.

I dati utilizzati sono (Fig. 71):

- Carte geologiche (F°564 – Carbonia e Carta geologica del bacino carbonifero del Sulcis, fornita da Carbosulcis S.p.A);
- Stratigrafie di pozzo;
- Profili geologici pubblicati;
- Linee sismiche in formato raster (*Brancolini et al., 2009*) acquisite nell'ambito del Progetto Europeo "SiteChar";
- Mappa delle isobate del Produttivo fornita da Carbosulcis S.p.A..

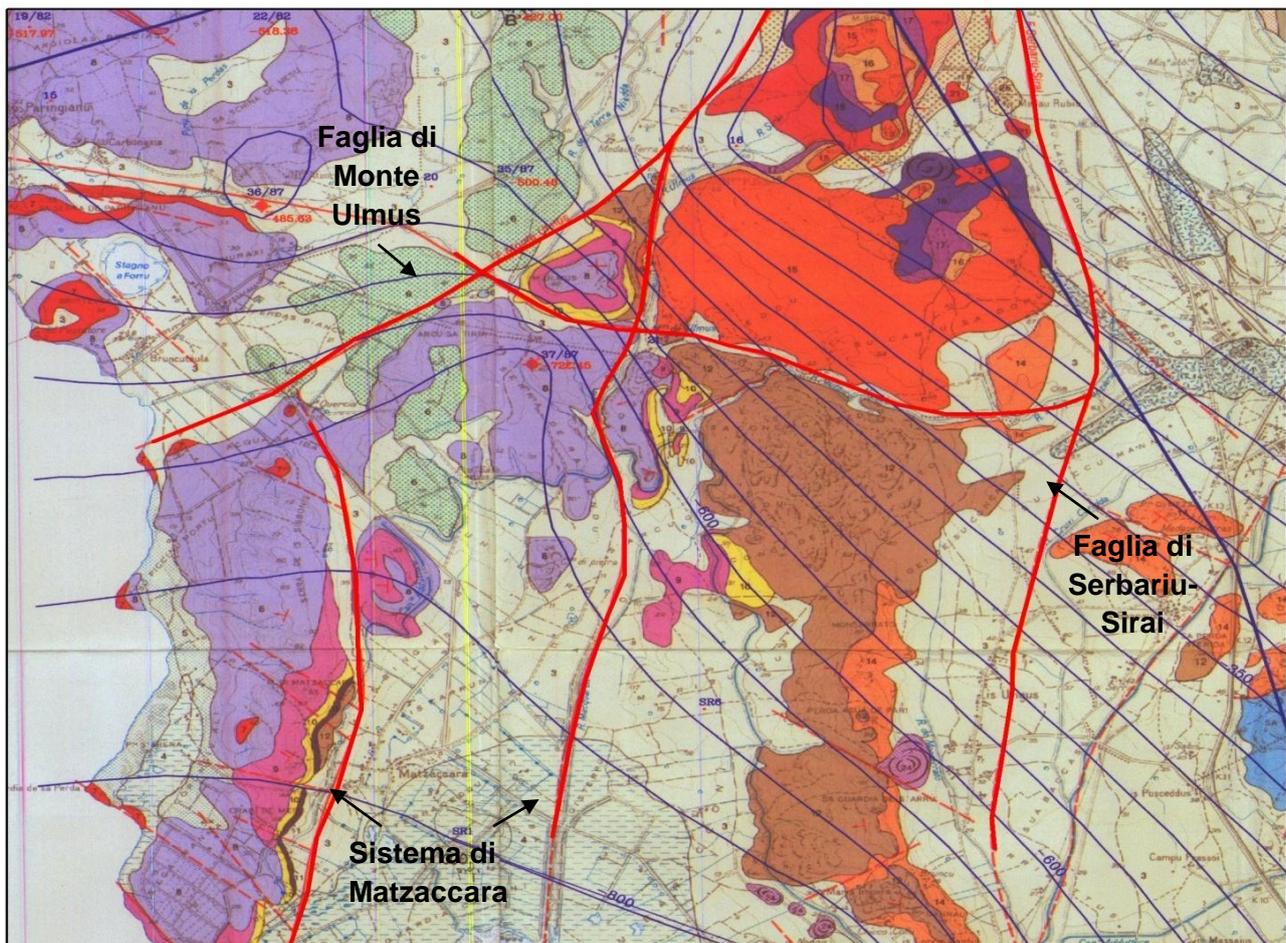


Figura 70 – Stralcio della carta geologica del Bacino Carbonifero del Sulcis della Carbosulcis S.p.A.. sono messe in evidenza le faglie principali utilizzate nella costruzione del modello geologico. Le isolinee in blu rappresentano, invece, le isobate del top del Lignitifero.

Come prima cosa, si è cercato di ricostruire l'andamento del top del Lignitifero, poiché è la formazione meglio documentata nell'area. A tale scopo sono stati usati tutti i pozzi esplorativi disponibili sia da letteratura, sia dalla carta Carbosulcis e le isobate presunte presenti nella medesima carta. Le superfici così ricostruite sono poi state interpolate con i profili geologici e con le sezioni sismiche OGS mostrati in figura 71; in questo modo si è cercato di estendere arealmente le superfici. Basandosi sulla carta Carbosulcis, infine, sono state tracciate le faglie a carattere regionale, tra le quali le più importanti al fine della caratterizzazione del sito sono quelle del cosiddetto "sistema di Matzaccara", la faglia di Serbariu-Sirai e la faglia di Monte Ulmus (Fig. 70).

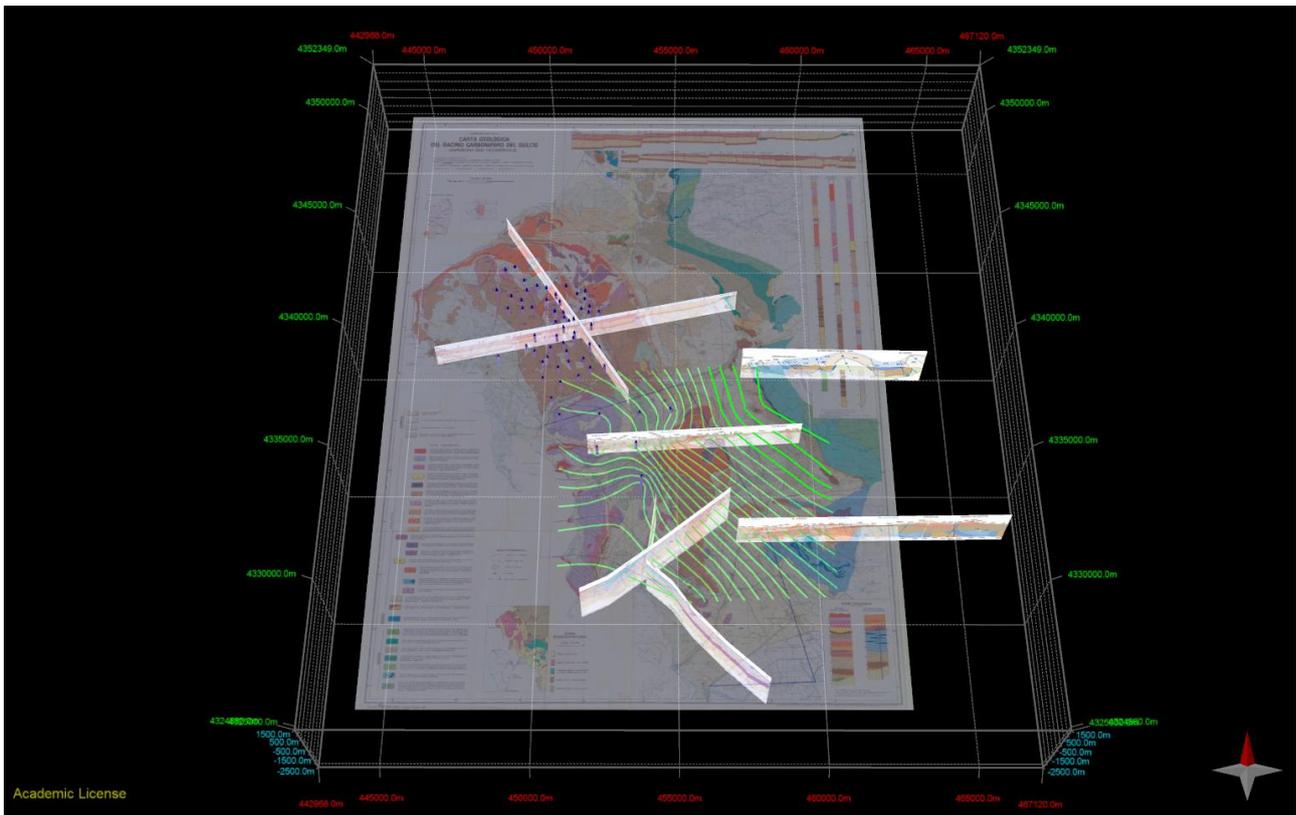


Figura 71 – Vista 3D dei dati utilizzati per la modellazione. Si può vedere la localizzazione dei sondaggi, dei profili geologici e sismici; in verde sono riportate le isobate del top del Produttivo; la base cartografica è quella della Carbusulcis.

L’andamento del top del Produttivo ricostruito in *Move* è rappresentato in figura 72. Si può notare un graduale approfondimento della superficie verso SW, probabilmente controllato dai tre sistemi di faglie sopra citati. Infatti, in corrispondenza della faglia di Monte Ulmus si nota un netto approfondimento del bacino, nel quale si rinviene uno spesso strato di andesiti al di sopra della successione eocenica, che invece non è presente nella porzione settentrionale. Dalla ricostruzione delle superfici, si è visto che nel “bacino di Matzaccara”, la profondità del Miliolitico è quella ideale per un sito GCS (circa 800-900 m). Per questo motivo si è scelto questo blocco all’interno del modello per costruire il DFN.

Mediante l’utilizzo del modulo *Fracture Modeling* di *Move* è stato possibile costruire il *Discrete Fracture Network* del potenziale reservoir (Miliolitico). In particolare, inserendo nel modulo alcuni parametri ricavati dai dati di campagna, sono stati ricalcolati i set di fratture su tutto il volume, la porosità secondaria e il P32. I parametri utilizzati sono elencati nella tabella 19.

Tabella 19 – Tabella riassuntiva dei parametri utilizzati per la costruzione del DFN. I dati sono relativi alla *scan line 5* misurata sul Miliolitico.

	Set 0	Set 1	Set 2	Set 3
P32	5.75	5.25	8.25	3
Range di lunghezza (m)	10-1000	10-1000	10-1000	10-1000
Distr. lunghezze	Power law	Power law	Power law	Power law
MRO	71.6/345.04	60.5/300.88	66.9/205.28	68.96/98.86
K di Fisher	18.26	16.23	14.74	17.64
Apertura media (mm)	1.04553	1.04553	1.04553	1.04553
Aspect ratio	0.5	0.5	0.5	0.5

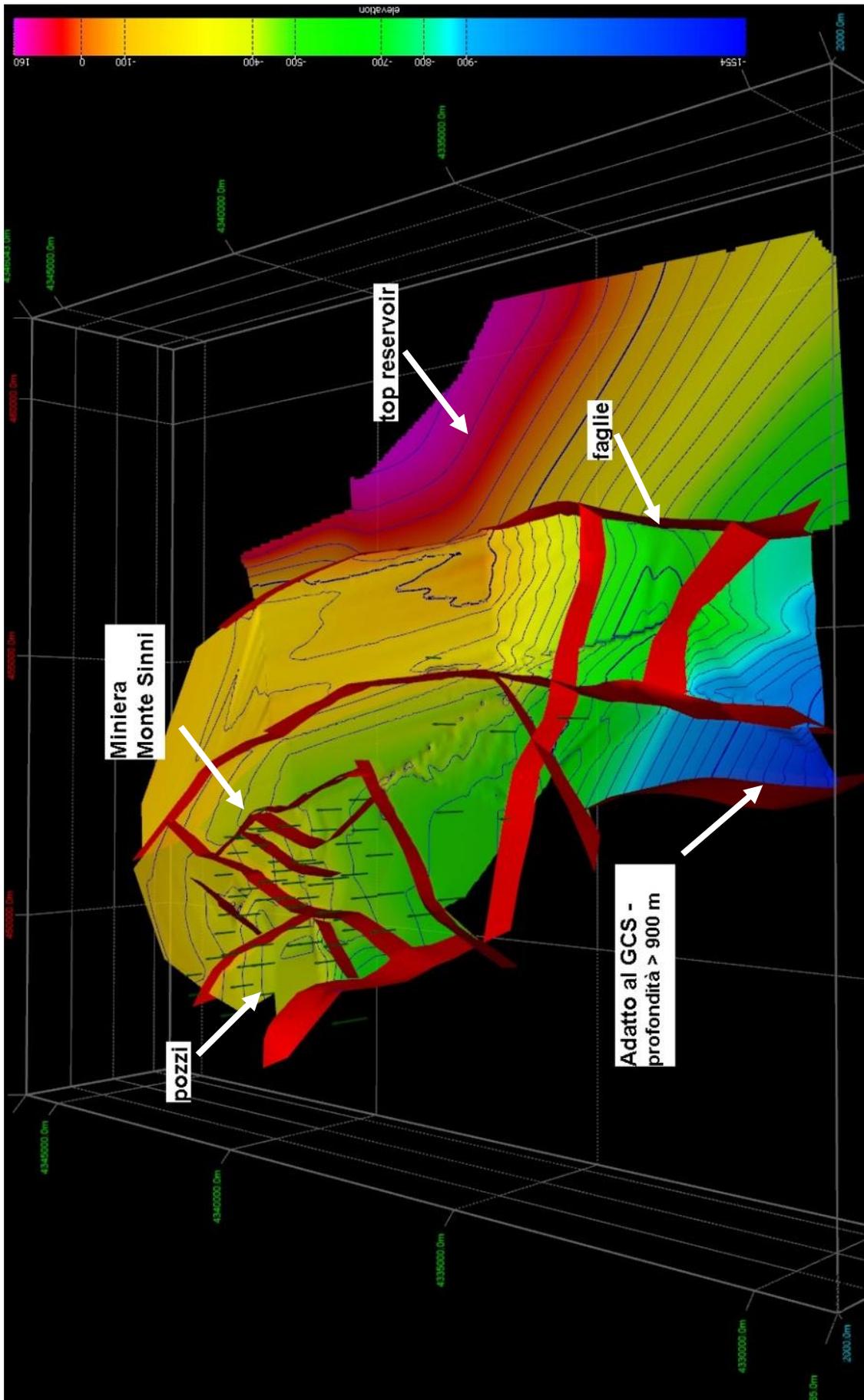


Figura 72 – Ricostruzione della superficie del top del Lignitifero; le isolinee hanno un’equidistanza di 50 m. Le superfici sono in profondità.

Il risultato dell'elaborazione del DFN è riportata nelle figure 73 e 74. Ciascun set di fratture è descritto da un colore differente. Si può notare come il software generi fratture di lunghezza differente, la cui apertura è proporzionale ad essa. Nella modellazione è stato scelto un range di lunghezze da 10 a 1000 metri, per motivi di capacità di calcolo. Questo dato non influenza però il risultato, poiché il P32 non è influenzato dalla lunghezza delle fratture.

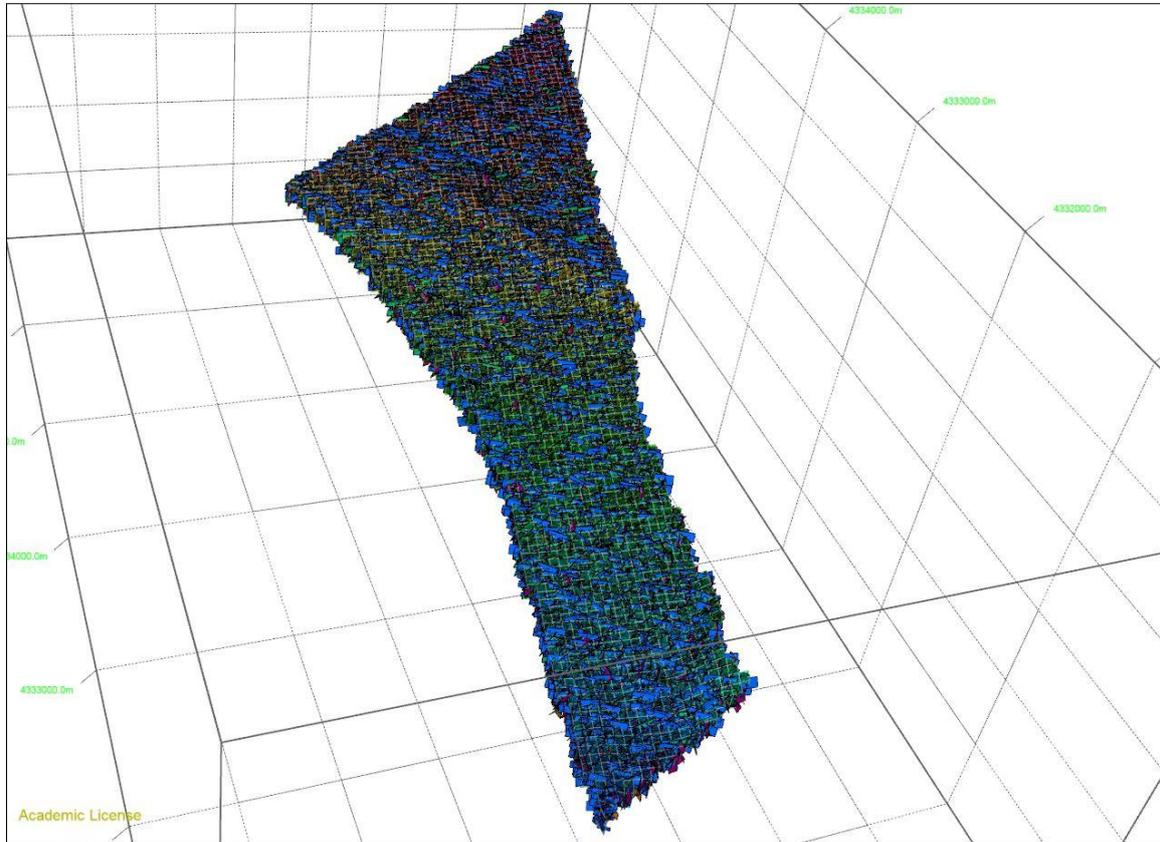


Figura 73 – Insieme delle fratture generate nel DFN. Ogni colore corrisponde ad un di fratture differente.

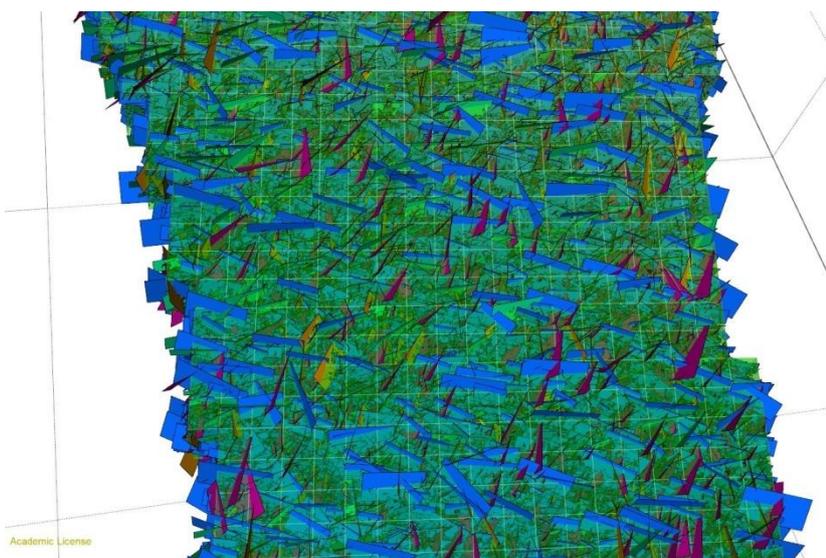


Figura 74 – Dettaglio del DFN.

Le proprietà calcolate per il volume sono la porosità, la permeabilità e il P32 (Tabella 20).

Tabella 20 – Tabella riassuntiva dei parametri calcolati per il DFN.

		min	max
Area fratturata totale (Km ²)	5250,98		
Volume totale delle fratture (Km ³)	0,0151415		
Volume totale del modello (Km ³)	0,489797		
Porosità secondaria	3.09%		
P32 medio (1/m)	10.72		
Apertura media (mm)	2.883		
Porosità (%)		1.033	3.788
Permeabilità (mD)		8.3217	37.219

4.6 I gas del suolo

Per meglio comprendere la circolazione dei fluidi all'interno del bacino minerario del Sulcis, nei pressi dell'abitato di Carbonia è stata eseguita una prospezione dei gas del suolo in cui sono stati raccolti 423 campioni in un'area di circa 15 km² con una densità di campionamento di circa 28 campioni/km² (Fig. 75). Il campionamento è stato eseguito in due valli allungate in direzione circa N-S e localizzate tra la città di Carbonia e la costa occidentale della Sardegna. Al fine di caratterizzare geochimicamente le faglie e per identificare le vie di migrazione principali, si è scelto di operare effettuando:

- un campionamento lungo 6 transetti con direzione E-W di circa 2 km di lunghezza e 0,5 km di ampiezza nella valle nei pressi dell'abitato di Carbonia; i transetti sono stati disposti in modo da ottenere una distribuzione uniforme dei campioni lungo tutta la valle.
- un campionamento secondo 3 profili E-W della lunghezza di circa 2 km e distanziati circa 1 km in direzione N-S. Quest'ultima area era già stata interessata da un campionamento di gas del suolo a scala regionale, e di estremo dettaglio, nel 2009.

Durante la campagna sono stati misurati in situ le concentrazioni di anidride carbonica e di metano, mediante i sensori all'infrarosso, il radon utilizzando una cella di Lucas e il flusso esalativo di CO₂ con il metodo della scatola di accumulo (*Beaubien et al., 2013; Beaubien et al., 2014*). È stato inoltre prelevato un campione di gas, che è stato poi analizzato nel Laboratorio di Chimica dei Fluidi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza", per la determinazione di idrocarburi gassosi, CO₂, ossigeno ed azoto.



Figura 75 – Punti di campionamento della prospezione dei gas del suolo e lineamenti tettonici principali.

In tabella 19 sono riportati i principali indici statistici per le variabili sopra descritte, la cui analisi permette di formulare alcune considerazioni preliminari sulla loro distribuzione statistica.

Tabella 21 – Principali indici statistici delle specie gassose analizzate. Sono riportati anche i valori di riferimento delle concentrazioni in atmosfera.

	N	Media	Mediana	Min	Max	Dev. Std	Valore rif.
CO ₂ %	421	1.68	1.31	0.02	8.44	1.38	0.03
FluxCO ₂ (g/m ² /d)	407	23.01	8.46	0.52	963.7	76.77	
He (ppm)	421	5.95	5.17	4.30	98.17	5.91	5.22
CH ₄ (ppm)	421	2.51	1.37	0.35	69.82	6.50	1.8
Etano (ppm)	421	0.03	0.02	0.00	0.97	0.05	
Propano (ppm)	420	0.03	0.03	0.00	0.20	0.03	
O ₂ %	420	20.1	20.6	10.0	22.2	1.66	20
N ₂ %	420	78.3	78.4	67.6	82.9	1.29	80
Rn (kBq/m ³)	54	12.1	10.0	1.0	42.00	9.30	

La CO₂ mostra una media di 1.68 % ed una mediana di 1.31 %; il range di variabilità non è molto ampio, e la deviazione standard pari a 1.38 indica una distribuzione molto simile ad una distribuzione gaussiana. Per quanto riguarda il flusso di CO₂ si può notare una netta differenza tra il valore medio (23.01) e la mediana (8.46 g/m²/d). Il valore medio dell'elio è di poco superiore a quello atmosferico, anche se sono state misurate concentrazioni molto anomale, fino a 98 ppm. Il metano presenta una media di 2.51 ppm, valore maggiore rispetto a quello di mediana, indice di una distribuzione che risente dei valori anomali. Il suo valore massimo riscontrato, in effetti, è circa quaranta volte il valore atmosferico di riferimento. Il valore minimo risulta essere molto al di sotto del valore atmosferico a causa dei batteri metanotrofici che normalmente nel suolo consumano questa specie gassosa dando come prodotto di scarto anidride carbonica. Da notare la presenza di idrocarburi leggeri superiori, come etano e propano, di origine non biologica, che seppur in quantità ridotta si trovano spesso associati al metano.

Per determinare le soglie di anomalie di ciascuna specie gassosa, si utilizzano i *Normal Probability Plot* (NPP), attraverso il quale vengono distinte le diverse popolazioni statistiche (si veda par. 3.2.1).

Il grafico di probabilità cumulata della CO₂ (Fig. 76a) mostra la presenza di due popolazioni, la prima tra 0% e 2.3%, e la seconda da 2.3% a 5%, mentre valori superiori sono considerati anomali. La presenza di due popolazioni può essere legata, in questo caso, a differenti tipi di suolo, alla presenza o meno di vegetazione, e all'intensità dell'attività biologica. Per quanto riguarda il flusso di CO₂ (Fig. 76b), il grafico di probabilità cumulata dà informazioni sull'esistenza di due popolazioni, una di *background* con valori fino a 50 g/m²/d e una anomala con valori fino a quasi 1000 g/m²/d. Anche l'NPP dell'elio (Fig. 76c) mostra chiaramente l'esistenza di due popolazioni, con la soglia di anomalia fissata intorno a 5.3 ppm, valore molto vicino alla sua concentrazione atmosferica. La distribuzione del metano (Fig. 76d) risulta essere molto simile a quella dell'elio, con la maggior parte delle misure a formare la popolazione di *background* con soglia di anomalia intorno ai 2.5 ppm, mentre risulta però essere più graduale il passaggio ai valori anomali con una presenza di punti intermedi maggiore rispetto a quelli che caratterizzano la distribuzione dell'elio. L'NPP dell'etano (Fig. 76e) ci mostra invece una distribuzione per questa specie gassosa molto raccolta con la presenza di una popolazione di *background* che praticamente raccoglie al suo interno tutti i valori misurati ad eccezione di due punti invece fortemente anomali (*outliers*). Molto interessante la distribuzione del propano (Fig. 76f), idrocarburo leggero di sicura origine non biologica, che mostra la presenza di tre popolazioni, con soglie a 0.05 e 0.08 ppm e un discreto numero di valori anomali.

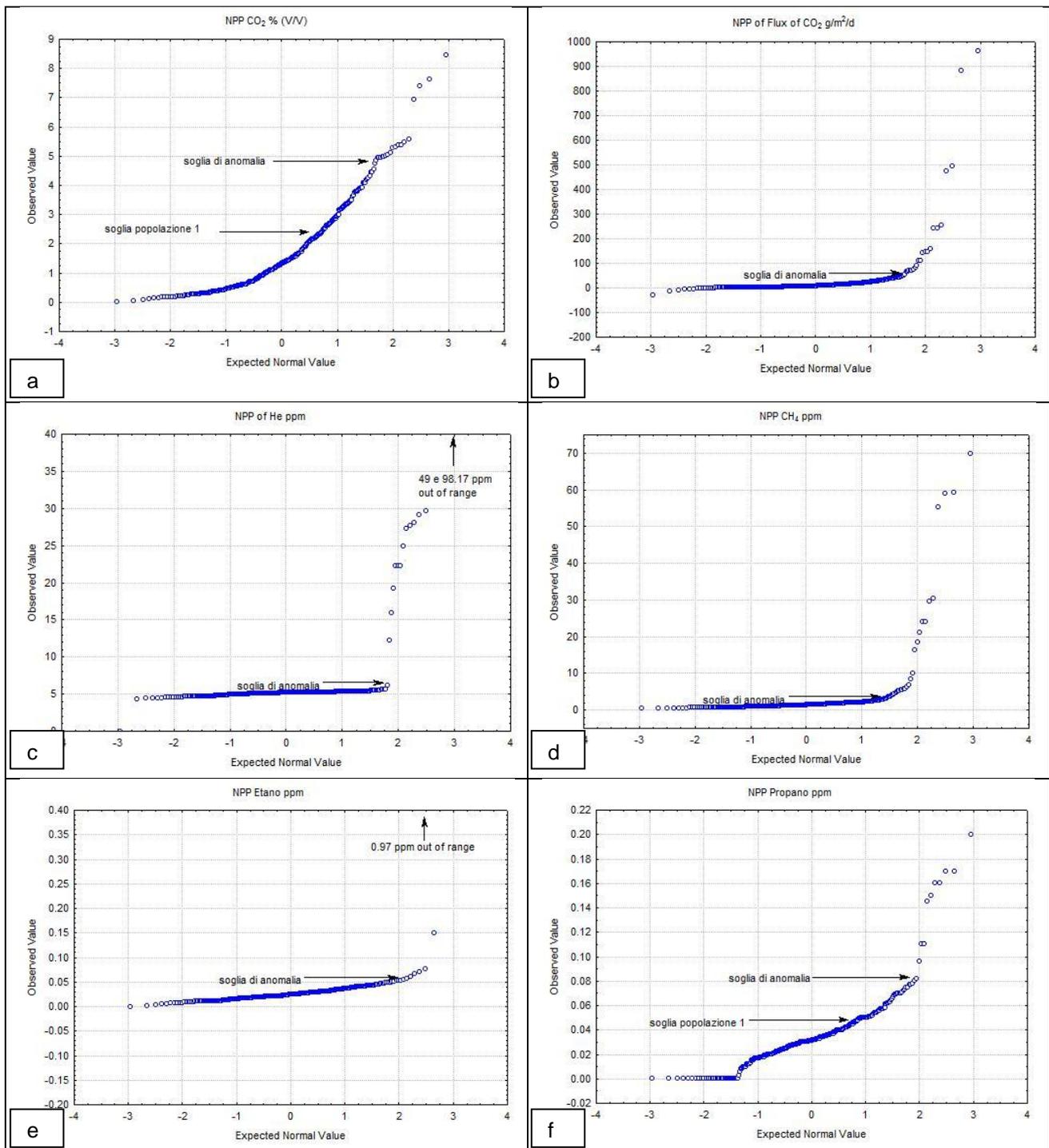


Figura 76 – Grafici di probabilità cumulata calcolati per ciascuna specie gassosa. In ogni grafico sono segnate le soglie di anomalia.

4.6.1 Elaborazione geostatistica

Dopo aver identificato le soglie di anomalia con l'ausilio della statistica descrittiva e dei NPP, si è passati all'analisi spaziale dei dati mediante la costruzione di mappe di distribuzione che permettono di identificare aree a concentrazione anomala, che costituiscono un indizio di una maggiore permeabilità dei terreni.

Le mappe sono state realizzate solo per la piana di Carbonia, mentre nella piana di Matzaccara, dove il campionamento è stato realizzato con 3 profili E-W molto distanti fra loro, ci si limita alla rappresentazione con *classed-post map*. Inoltre in tutte le figure sono state riportate le faglie principali della zona, prese dalla Carta Geologica del Bacino Carbonifero del Sulcis scala 1:25.000

edita dalla Carbosulcis S.p.A, al fine di poter correlare le anomalie superficiali con le zone a maggiore permeabilità.

Sono quindi state realizzate delle *contour map* per le specie gassose più significative per la piana di Carbonia e dei profili a *classified-post map* per la piana di Matzaccara. Per la costruzione delle prime è stato utilizzato come metodo di interpolazione il *Radial Basis Function*. Di seguito vengono riportate le descrizioni delle mappe per ogni singola specie gassosa.

La *contour map* delle concentrazioni di CO₂ (% V/V) (Figura 77) evidenzia due zone anomale principali poste al centro e nel settore meridionale della piana di Carbonia. Sono di tipo spot e seguono abbastanza bene i principali elementi tettonici rilevati. I valori massimi di queste anomalie si aggirano intorno all'8%. Anche nella zona Nord della mappa sono presenti delle anomalie, ma di scarsa entità.

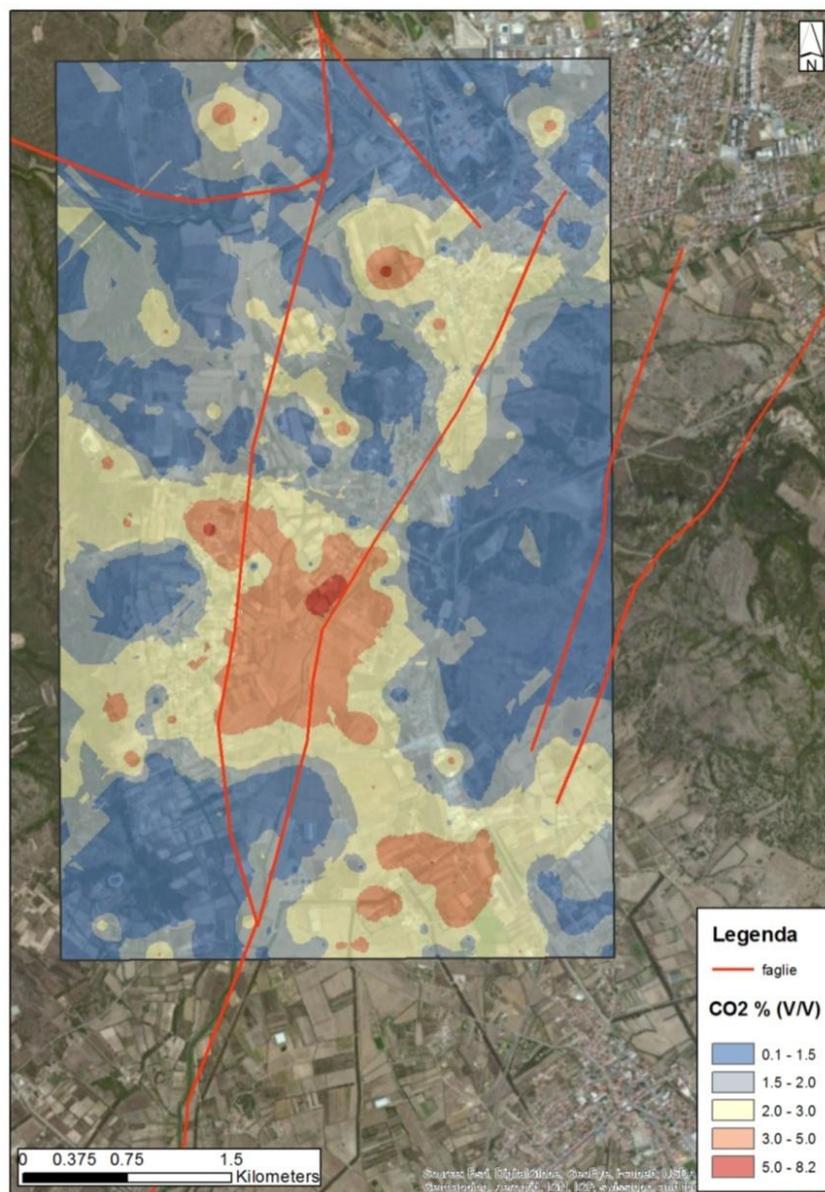


Figura 77 – Mappa di isoconcentrazione dell’anidride carbonica nella valle di Carbonia.

La mappa di isoconcentrazione dell’He nel suolo, espressi in ppm, mostra la presenza di 5 zone anomale con la classica geometria spot, e con un alone di dispersione dell’ordine delle centinaia di metri (Figura 78). Le anomalie sono concentrate nella parte meridionale della mappa, dove tra l’altro seguono molto bene i principali lineamenti tettonici. L’anomalia nella parte nord occidentale della mappa, invece, è leggermente spostata verso W rispetto alla faglia più vicina.

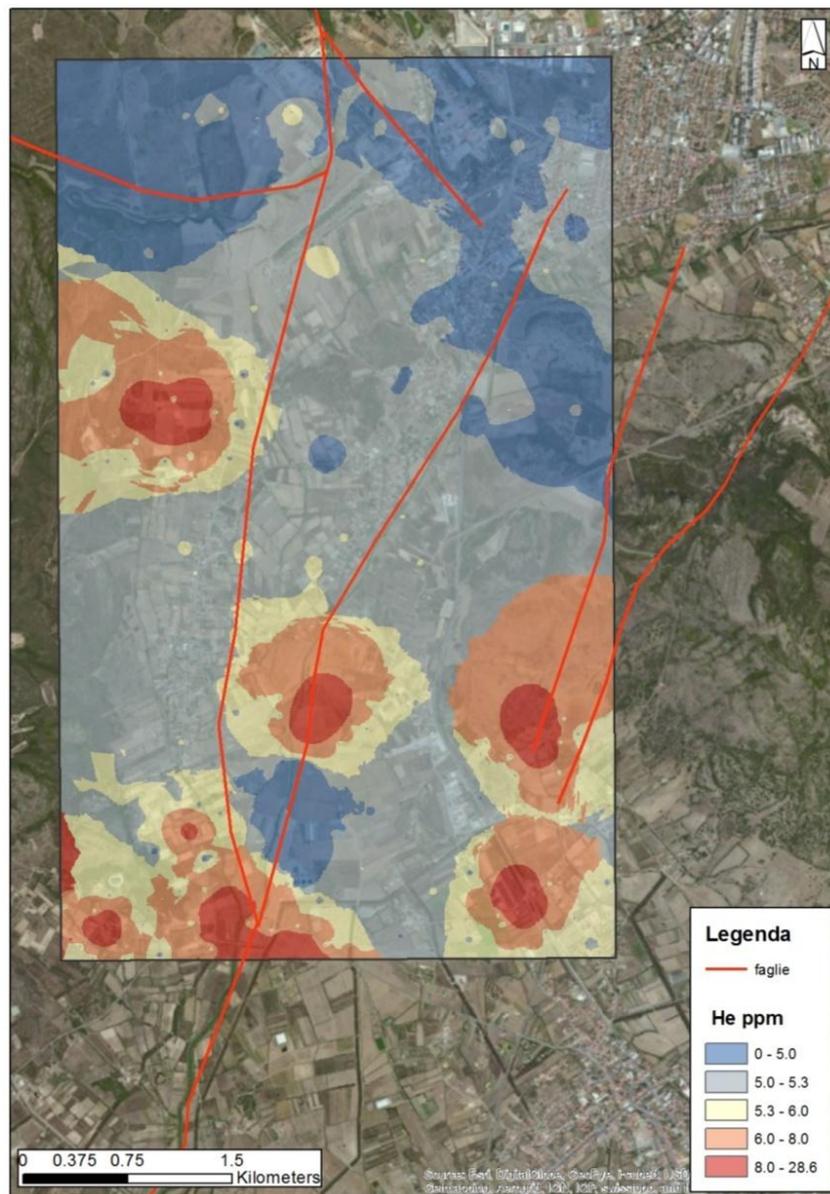


Figura 78 - Mappa di isoconcentrazione dell'elio nella valle di Carbonia.

La *contour map* del metano evidenzia, in rosso, la presenza di 3 zone anomale principali (Figura 79). Le due zone anomale arealmente più grandi nel settore meridionale sono di tipo spot con raggio di dispersione dell'ordine delle centinaia di metri. Entrambe seguono molto bene i principali allineamenti tettonici del settore meridionale. La terza zona anomala si trova all'estremo Nord della mappa, ed è situata in una zona di intersezione fra le faglie presenti in quel settore.

Le concentrazioni del propano evidenziano lievi anomalie (valore massimo 0.2 ppm) dislocate principalmente lungo le faglie che caratterizzano la valle, e sono spesso associate al metano.

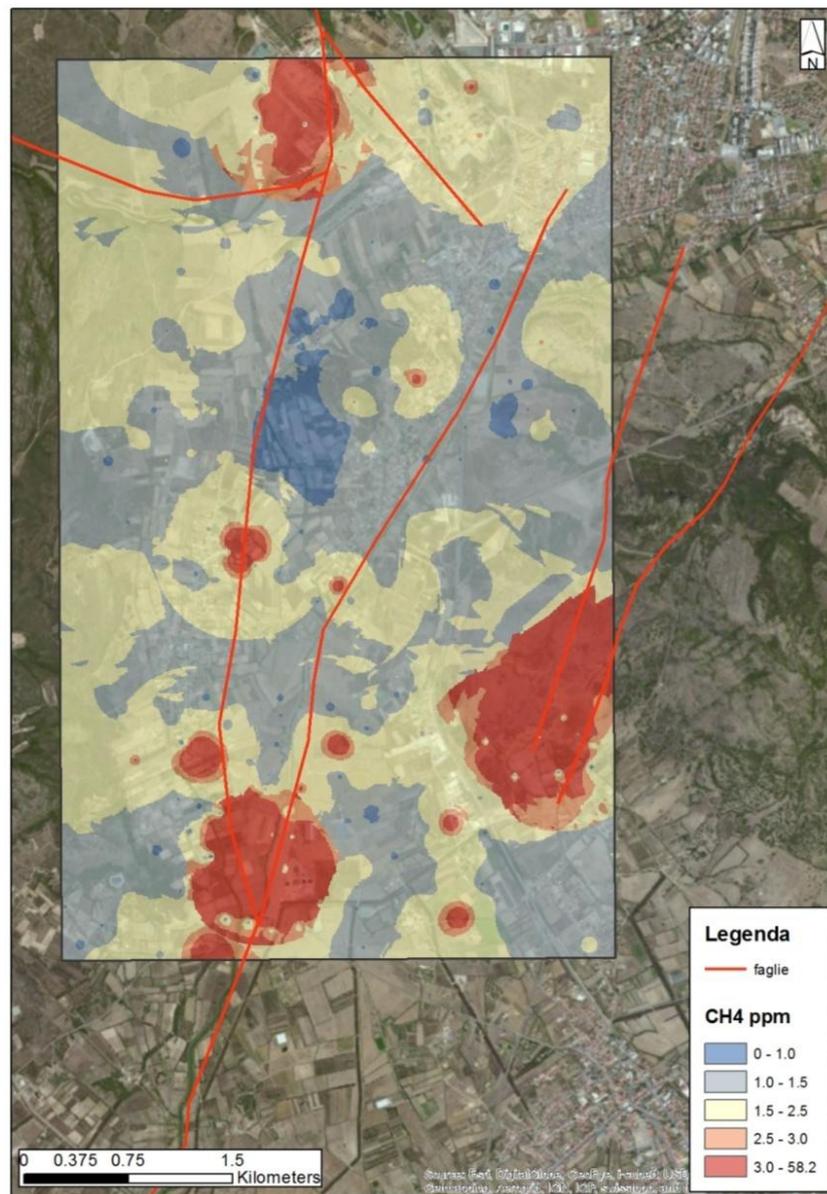


Figura 79 - Mappa di isoconcentrazione del metano nella valle di Carbonia.

Nei pressi dell'abitato di Matzaccara (che corrisponde all'area del DFN) sono stati eseguiti i 3 profili, con i quali sono state elaborate mappe a classe di valori. La misurazione delle concentrazioni di gas lungo le faglie è importante al fine di costruire un modello di migrazione di fluidi attraverso le faglie. Queste due faglie sono state scelte per diverse ragioni: prima di tutto per la loro sospetta giovane attività. Ciò permetterebbe di classificarle come “*gas bearing fault*” (*Etiopie et al., 2005*), cioè strutture che avendo una attività recente mantengono attiva la zona di fratturazione associata e la propria permeabilità parallela al piano di faglia. In secondo luogo perché tali strutture sono “sepolte”, quindi tagliano tutta la successione sedimentaria e vulcanica, escludendo solo le coperture. Infine perché entrambe potrebbero costituire i confini dell'eventuale reservoir.

Nei transetti attraverso le faglie realizzati con le concentrazioni di gas nel suolo, riportati in figura 80, si nota che sono presenti zone anomale, con picchi sia del metano che della CO_2 . Questi non sono costanti lungo la traccia della faglia, ma presentano delle variazioni, perché le faglie sviluppano diversi gradi di permeabilità lungo la direzione che sono appunto evidenziati dalle emissioni gassose (*Annunziatellis et al., 2008*). Nel caso della faglia di Matzaccara Ovest, i valori di picco sono leggermente traslati verso est rispetto alla rottura di pendio che borda i rilievi ad W. I picchi di concentrazione sono quindi localizzati nell'unità di tetto della faglia stessa, che

presumibilmente immerge verso E, a bordare la zona pianeggiante, così com'è stata mappata anche nella sezione sismica n. 105 (*Brancolini et al., 2009*, dati riservati). L'altra faglia è posta a est della precedente e presenta anomalie più basse, ma distribuite in modo più costante lungo la direzione. Questa faglia borda la valle dal lato opposto e presumibilmente immerge verso ovest. Entrambe queste faglie presentano inoltre, nelle zone corrispondenti ai valori più alti, anche concentrazioni anomali di He, un gas molto mobile, spesso presente in alte concentrazioni lungo le faglie attive. Questo fascio di faglie potrebbe essere correlabile con la faglia di Maladroxia, presente più a sud, che rappresenta un importante elemento N-S, considerata come una faglia con evidenze di attività recente, come accennato in precedenza.

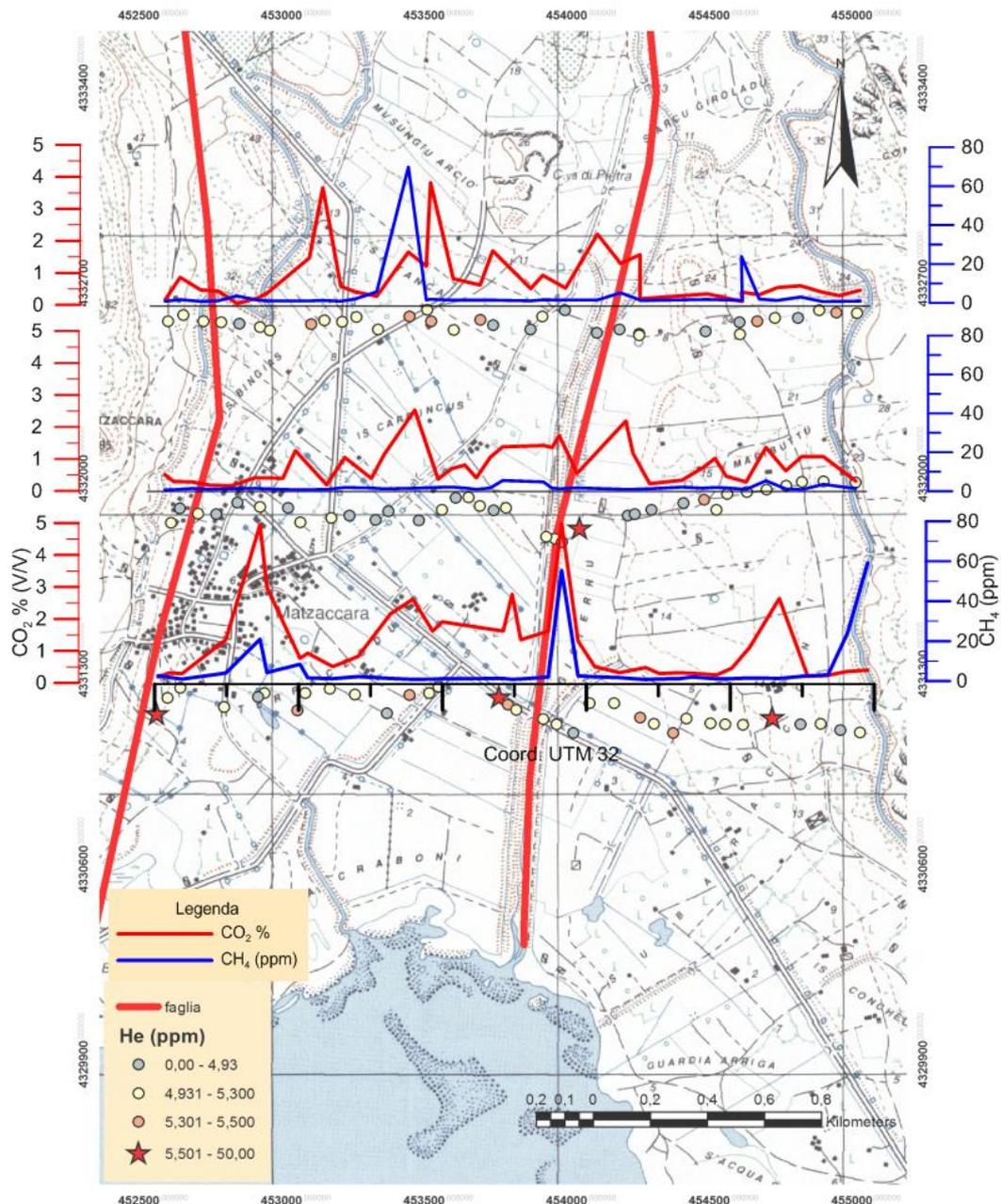


Figura 80 – Profili di concentrazione di anidride carbonica, metano ed elio nella valle di Matzaccara.

4.7 Discussione dei risultati

Il Bacino del Sulcis, la cui geologia è stata oggetto di studio per scopi minerari, presenta un assetto tettono-stratigrafico tutt'altro che semplice. Infatti, la complessità dell'area è legata innanzitutto alla presenza di un basamento paleozoico che ha subito due orogenesi (fase eo-caledoniana e orogenesi ercinica), che hanno deformato profondamente il substrato. Il metamorfismo di basso grado ha alterato il fabric originario sia delle arenarie e siltiti, sia dei calcari, i quali mostrano intensi e pervasivi fenomeni di dolomitizzazione. La deposizione della sovrastante successione carbonatica mesozoica è influenzata fortemente dalla paleo-geografia; infatti si osservano forti variazioni di spessore e gli affioramenti sono talora scarsi e non consentono di fare determinazioni certe. Anche l'analisi di linee sismiche non consente di appurare l'effettiva presenza di questa successione nel bacino, soprattutto nella parte meridionale. Tale fatto ha delle implicazioni importanti sia dal punto di vista stratigrafico, sia da quello della caratterizzazione dei volumi del reservoir, poiché nell'area di Matzaccara si possono fare le seguenti ipotesi:

- la successione cenozoica poggia su quella mesozoica;
- la successione cenozoica è discordante sul basamento paleozoico.

Ai fini di una caratterizzazione dei volumi di reservoir, ciò significa poter considerare un'estensione del serbatoio utilizzabile ai fini dello stoccaggio verso il basso nei calcari dell'Urgoniano (che presentano valori di fratturazione simili al Miliolitico), oppure nei calcari dolomitizzati paleozoici, i quali però hanno una porosità non prevedibile a larga scala.

La situazione geologica è ulteriormente complicata dall'andamento delle rocce di copertura del Miliolitico. Infatti, da una parte bisogna considerare le grandi variazioni di spessore della Formazione del Cixerri, che costituirebbe il principale *sea*/ del serbatoio, mentre dall'altra si hanno dubbi sugli spessori delle andesiti (soprattutto nell'area di Matzaccara). La perforazione del pozzo SR1, infatti, ha raggiunto i 900 metri di profondità, senza però arrivare al tetto del Lignitifero. Ciò significa che questa formazione potrebbe trovarsi a profondità ancora maggiori di quelle previste dal modello geologico ricostruito in questo lavoro.

Per il potenziale sito di stoccaggio nel Sulcis, si è pensato di scegliere il Miliolitico come roccia serbatoio, poiché le caratteristiche petrofisiche osservate finora si prestano a tale scopo. La porosità primaria di questi calcari non è elevata, ma l'elevata dolomitizzazione e la fratturazione diffusa ne incrementano notevolmente la porosità secondaria. [Beretta et al. \(2012\)](#) hanno misurato mediante porosimetria a mercurio valori di porosità compresi tra 0.9 e 5%. A bassi valori di porosità si associano anche bassi valori di permeabilità ed elevati valori di tortuosità. Laddove i campioni presentano dolomitizzazione, invece, la porosità raggiunge valori del 20% e permeabilità di 0.0267 mD.

La presenza di fratture è quindi determinante per la fattibilità di un progetto GCS. In generale, è stato osservato che i sistemi di fratture nel Miliolitico hanno una spaziatura abbastanza piccola ed un'elevata connettività. Il volume derivante dalla porosità secondaria è stato stimato attraverso il calcolo del DFN in 3.09% sul volume totale del reservoir, che sembra un valore discreto per un reservoir carbonatico fratturato.

La fratturazione nella roccia di copertura è meno pervasiva; nella Formazione del Cixerri la spaziatura è abbastanza larga e le fratture non sono molto interconnesse. Nelle vulcaniti, le fratture risultano essere più regolari, ma questo può essere dovuto non solo a fenomeni legati alla tettonica, ma anche a fratturazione termica, dovuta al raffreddamento della roccia nel momento della sua messa in posto.

Il ruolo della Formazione del Lignitifero, infine, potrebbe essere duplice. La presenza di letti di lignite (che hanno un'alta affinità geochimica con l'anidride carbonica) consentirebbe un'ulteriore messa in sicurezza del sito da eventuali *leakage*, che verrebbero "assorbiti" dal carbone ivi

presente. Viceversa, gli strati di calcari e marne potrebbero essere utilizzati come un volume aggiuntivo.

La prospezione dei gas del suolo è stata effettuata al fine di rilevare eventuali variazioni di permeabilità dovute alla presenza di vie di migrazione preferenziale, costituite essenzialmente da faglie. Ciò che è emerso dall'elaborazione dei dati è che nella valle di Carbonia, la faglia di Serbariu-Sirai presenta delle zone a maggiore permeabilità, soprattutto nella sua porzione meridionale, dove interseca una struttura secondaria. Le anomalie puntuali di elio, accompagnate dalla presenza di concentrazioni modeste di CO₂, indicano un flusso di origine profonda, però localizzato. L'associazione, inoltre, con gli idrocarburi gassosi, avvalorano ulteriormente questa ipotesi.

Un medesimo discorso si può fare per l'area di Matzaccara, nonostante siano stati effettuati solo 3 profili E-W; dalla correlazione tra faglie e concentrazioni di CO₂, metano ed elio, si distinguono bene dei picchi di anomalia in prossimità della faglia di Matzaccara. Questi risultano leggermente spostati rispetto alla traccia della faglia, ma è del tutto plausibile che la struttura possa trovarsi al di sotto della piana, spostata leggermente più ad est. La presenza di anomalie di gas lungo la struttura potrebbe mettere a rischio la tenuta del serbatoio, per cui sono necessarie ulteriori valutazioni per capire l'effettiva origine dei gas e come essi migrano verso la superficie. Anche la struttura occidentale presenta una medesima correlazione.

In conclusione, la possibilità di creare un sito di stoccaggio nel bacino del Sulcis sembra essere fattibile. Infatti, nell'area sono presenti industrie che costituirebbero la sorgente di anidride carbonica e le caratteristiche geologiche del sito sembrano ottimali.

Come reservoir potenziale, il Miliolitico presenta un grado di porosità secondaria che va ad incrementare quella primaria in modo determinante ed il volume del serbatoio consentirebbe lo stoccaggio per tutto il tempo di durata dell'impianto. La copertura è assicurata dalla spessa successione arenaceo-argillosa del Cixerri, nonché dalle vulcaniti. Il ruolo delle faglie nella migrazione dei fluidi è determinante poiché esse potrebbero rappresentare l'unica possibilità di *leakage* dal reservoir per la CO₂, anche se i flussi di gas misurati non sembrano indicare un'intensa circolazione di origine profonda.

Capitolo 5

Il Bacino di Vasto

Il Bacino di Vasto si trova nella porzione meridionale dell'Abruzzo, ad Ovest della città di Vasto, e corrisponde grossomodo all'area del F° 148 – Vasto della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Fig. 81). Già a partire dagli anni Cinquanta, il settore abruzzese-molisano esterno è stato oggetto di un'intensa campagna esplorativa finalizzata alla ricerca, sfruttamento e stoccaggio di idrocarburi. Con l'ausilio prima di dati geofisici (gravimetria, sismica a riflessione e rifrazione) sono state identificate le strutture sepolte e successivamente, attraverso numerose perforazioni esplorative, è stato ricostruito in dettaglio l'assetto geologico-stratigrafico e strutturale del sottosuolo, con particolare riguardo agli intervalli plio-pleistocenici del bacino d'avanfossa periadriatico e alle successioni carbonatiche della Piattaforma Apula sepolta (ISPRA, in stampa).

Nell'area di Vasto, i rilevamenti geologici e l'esplorazione del sottosuolo hanno permesso di identificare una spessa successione silico-clastica plio-pleistocenica, nella quale si interpongono le coltri alloctone (*Argille varicolori*). I depositi pliocenici poggiano in discordanza su un substrato rappresentato al tetto da evaporiti messiniane (*Formazione Gessoso-solfifera*) o da calcareniti mioceniche (*Formazione Bolognano*), al di sotto delle quali si rinvencono i calcari mesozoici di piattaforma riconducibili al dominio apulo.

L'esplorazione petrolifera ha portato alla scoperta di una serie di importanti giacimenti a gas (campi di Cupello, San Salvo e Lentella) e ad olio nell'offshore (Campo Rospo Mare). Gli intervalli produttivi si collocano ad una profondità media compresa tra 1000 e 1200 metri, e corrispondono ai livelli sabbiosi del Pliocene medio-superiore.

Il giacimento di Cupello, ormai depleto, è stato riconvertito per lo stoccaggio di gas naturale che viene reimpresso e immagazzinato nel sottosuolo.



Figura 81 – Localizzazione dell'area di studio nel bacino di Vasto.

Sebbene la possibilità di un impianto CCS nella zona non sia ancora stata considerata, nel presente capitolo si propone una ricostruzione del modello geologico 3D del sottosuolo e la modellazione del potenziale reservoir; inoltre verrà presentato anche il DFN costruito sulla base di dati di fratturazione relativi a *scan lines* misurate in Maiella. Il modello geologico verrà poi messo in relazione con i dati di gas del suolo per identificare le vie di migrazioni principali per i fluidi.

5.1 Inquadramento geologico

L'area oggetto di studio è caratterizzata dall'affioramento dei termini più recenti della successione plio-pleistocenica (*Formazione di Mutignano*), e nel bordo SW dei sedimenti costituenti la Coltre alloctona. Per una ricostruzione più dettagliata dell'assetto geologico dell'area e delle variazioni di spessore delle formazioni all'interno del bacino, è necessario servirsi delle stratigrafie di pozzo disponibili e dei dati sismici. La zona si colloca nella porzione più esterna della catena appenninica passante verso est all'avampaese adriatico (Fig. 82). I fronti più esterni, sia affioranti che sepolti, coinvolgono le unità alloctone molisane poste nella zona occidentale del F° 148 Vasto.

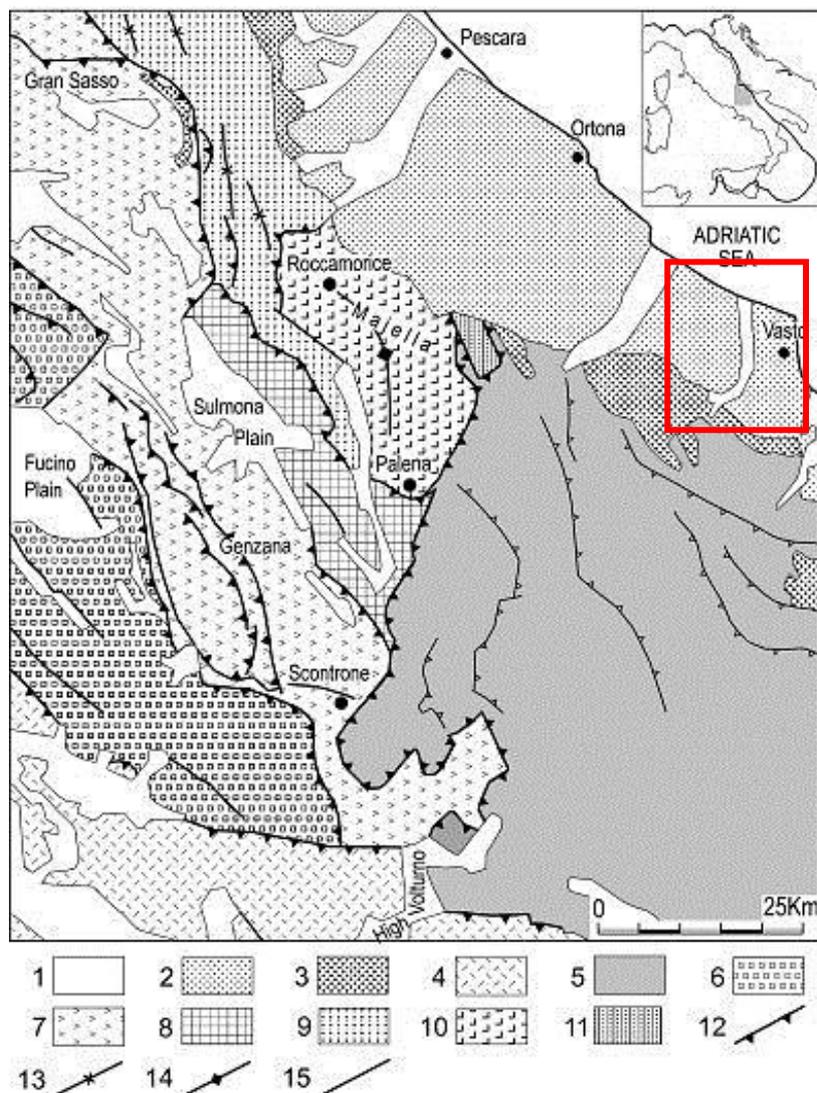


Figura 82 – Schema geologico semplificato di Abruzzo-Molise. 1. Depositi continentali olocenici; 2. Depositi marini e continentali pleistocenici; 3. Depositi marini pliocenici; 4. Unità Simbruini-Matese; 5. Coltri molisane e del Sannio; 6. Unità della Marsica-Meta; 7. Unità del gran Sasso-Genzana e della Montagna dei Fiori; 8. Unità del Morrone-Porrara; 9. Unità del Queglia; 10. Unità della Maiella; 11. Argille plioceniche ed evaporiti messiniane dell'alto strutturale di Casoli-Bomba; 12. Thrust; 13. Assi di sinclinali; 14. Assi di anticlinali; 15. Faglie normali e trascorrenti (da *Patacca et al., 2013*).

L'evoluzione del bacino può essere sintetizzata distinguendo tre serie principali:

- successione plio-pleistocenica;
- complesso alloctono;
- piattaforma carbonatica apula.

In letteratura sono presenti numerose interpretazioni sull'evoluzione del bacino molisano, sui rapporti stratigrafici tra le formazioni, ed in particolare sull'attribuzione paleogeografica e dinamica di messa in posto della "Coltre alloctona" ([Selli, 1962](#); [Accordi, 1966](#); [Catenacci, 1974](#); [Ogniben, 1969](#); [Casnedi, 1981](#); [Mostardini & Merlini, 1986](#); [Patacca et al., 1992](#); [Marsella et al., 1992](#); [Finetti, 2005](#); [Patacca & Scandone, 2007](#); [Patacca et al., 2008](#)).

Il substrato è costituito da una spessa successione carbonatica di piattaforma, costituita da un complesso calcareo-dolomitico di età triassico-giurassica, a cui si sovrappongono calcari cretaci, talora dolomitizzati, aventi uno spessore maggiore di 1100 metri. All'interno di questo intervallo è stato riconosciuto un episodio di emersione, testimoniato da un livello bauxitico e/o brecce calcaree. Al tetto dei calcari cretaci giace in *unconformity* la *Formazione di Bolognano* (Miocene inferiore – Tortoniano), costituita da bio-calcareni, marne e livelli argillosi. Questa litofacies è molto simile a quelle affioranti in Maiella, ed è per questo motivo che essa viene considerata l'analogo naturale dei giacimenti in Adriatico. La successione miocenica è chiusa dai depositi messiniani della *Formazione Gessoso-solfifera*, che consistono in gessi e micriti. Il bacino pliocenico è stato parzialmente colmato e riattivato in tempi successivi con forma e posizioni diverse: si ritiene che il riempimento sia avvenuto in buona parte per correnti di torbida legate allo sviluppo e pro gradazione di conoidi sottomarine ([Casnedi et al., 1981](#)).

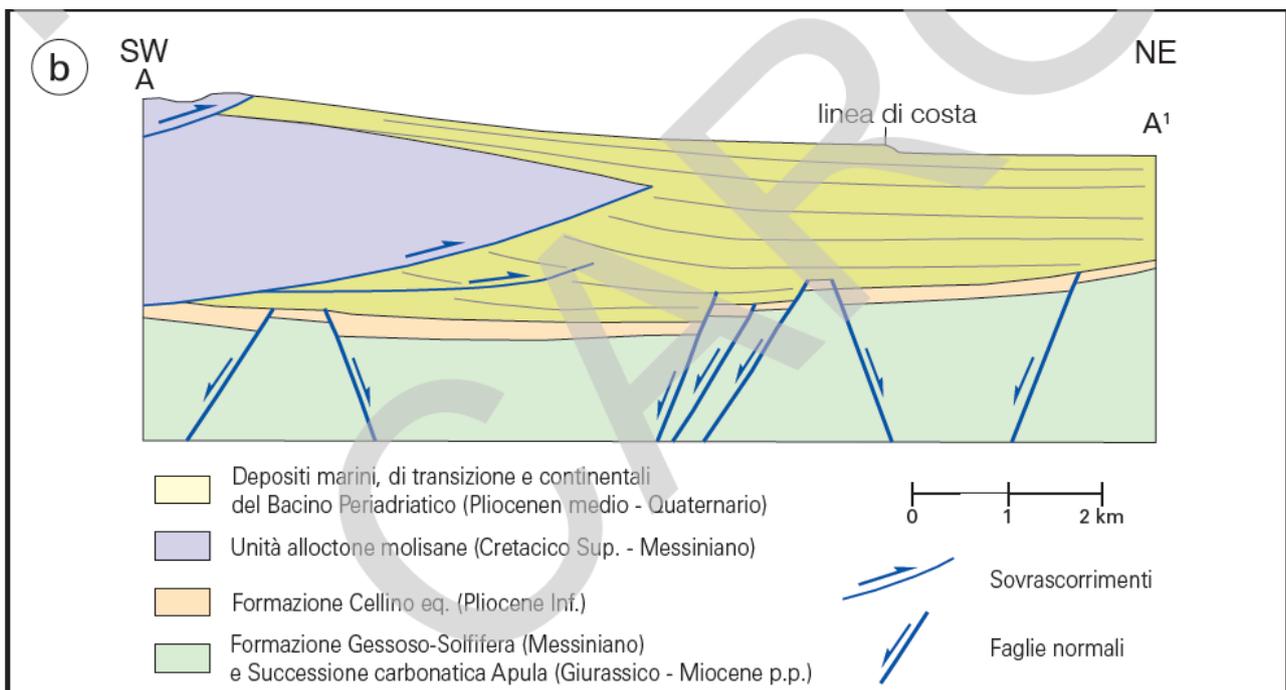


Figura 83 – Profilo geologico schematico attraverso il bacino di Vasto (da [ISPRA, in stampa](#)).

La successione del Pliocene inferiore giace in discordanza sul Messiniano ed è costituita in prevalenza da argilla e silt; il suo spessore decresce progressivamente da W verso E. La continuità stratigrafica di questa successione è interrotta nella zona più interna dalla presenza della Coltre alloctona (nota in letteratura come "Argille Varicolori", "Colata gravitativa dell'Aventino-Sangro", "Coltre molisana", "Sicilidi", "Complesso caotico"), costituita da elementi di varia natura litologica ed età (calcarei cretaci, marne e calcareniti eoceniche, calcari miocenici) dispersi in una

matrice argillosa molto plastica (Fig. 83). In generale, lo spessore dell'Alloctono diminuisce da W a E, e presenta dei massimi che raggiungono anche i 3000 metri di spessore. La messa in posto di queste argille è piuttosto dibattuta, in quanto esistono diverse interpretazioni. Alcuni autori ritengono che queste costituirebbero degli scivolamenti gravitativi di domini bacinali originariamente localizzati nell'area tirrenica ([Selli, 1962](#); [Catenacci, 1974](#)); [Mostardini & Merlini \(1986\)](#) suggeriscono invece una derivazione dal Bacino Lagonegrese; [Patacca et al. \(1992\)](#) attribuiscono al complesso caotico il significato di franamento catastrofico sottomarino avvenuto a spese delle Unità Molisane durante il Pliocene Inferiore. Un ritorno al modello dell'alloctonismo viene proposto da [Marsella et al. \(1992\)](#), secondo i quali le Unità Liguridi, Sicilidi, lagonegresi e molisane sarebbero tutte di derivazione interna e si sarebbero deposte a ridosso di un bacino oceanico localizzato ad Ovest della Piattaforma appenninica. Tali unità avrebbero costituito prima un prisma di accrezione, il quale sarebbe poi stato traslato al di sopra del dominio della piattaforma nel Miocene, per poi essere ritagliato da un accavallamento che ha coinvolto anche la piattaforma stessa.

L'inizio della sedimentazione torbiditica grossolana è collocato nel Pliocene medio; il bacino subisce un approfondimento e un'articolazione in fosse ad orientamento appenninico. Da questo momento si sviluppa nel bacino un cospicuo apporto terrigeno che si intercala alle litofacies argillose. La successione di presenta quindi ben differenziata in livelli a prevalente frazione sabbiosa o argillosa.

Nel Pliocene superiore permangono localmente condizioni di subsidenza, ma in generale il tasso di sedimentazione è maggiore di quello di subsidenza: ne deriva un progressivo colmamento e un'evoluzione verso ambienti di mare meno profondo ([Casnedi et al., 1981](#)). L'emersione in ambiente continentale ha avuto inizio nel Pleistocene inferiore ed è legata a fenomeni di sollevamento regionale, con graduale basculamento verso i quadranti orientali, che hanno determinato la importante fase di regressione a chiusura delle successioni marine plio-pleistoceniche. Al sollevamento si accompagnano evidenze di una tettonica locale post-orogena, che si manifesta in sistemi di fratture e faglie con modesto rigetto ([ISPRA, in stampa](#)).

La sedimentazione in tutto il bacino è influenzata fortemente dalla paleogeografia, ed in particolare dalla struttura ad *horst* e *graben* della piattaforma carbonatica. Questa risulta dissecata da diverse faglie dirette, che si mostrano attive fino al Pliocene inferiore. L'articolazione del substrato carbonatico determina anche le variazioni di spessori dei sedimenti pliocenici, nonché quelli dell'alloctono. Infatti, a Nord del bacino di Cupello, viene individuata una sella (detta di "Villalfonsina – Casoli") che lo limita verso NW, e che funge da barriera per i flussi gravitativi dell'alloctono ([Casnedi et al., 1981](#); [Calamita et al., 2002](#)). Questa situazione si protrarrà per tutto il Pliocene, fino a quando il bacino non verrà colmato del tutto e si instaureranno le condizioni di sedimentazione di tipo neritico durante il Pleistocene.

5.2 Analisi della fratturazione

Per la costruzione del *Discrete Fracture Network* dei calcari di piattaforma del bacino di Vasto si è scelto di misurare alcune *scan lines* in Maiella, area considerata l'analogo naturale dei giacimenti di idrocarburi in Adriatico. In figura 84 sono mostrate le ubicazioni delle due cave in cui sono state misurate le *scan lines*: la cava di Madonna della Mazza e la cava di Pretoro.

Scan line 1 – Madonna della Mazza

La cava di Madonna della Mazza è situata nella parte interna del fianco esterno dell'anticlinale della Maiella. I sedimenti bacinali sono rappresentati da torbiditi calcaree della Formazione dell'Orfento (Campaniano – Maastrichtiano; Fig. 85). Questa formazione è composta da frammenti sub-angolari di rudiste, aventi dimensioni da silt a rudite, ed include alcune intercalazioni di

megabreccia. Essa copre il margine della piattaforma sottostante ed è una successione di rampa, che si inspessisce verso Nord (*Tondi et al., 2006*).

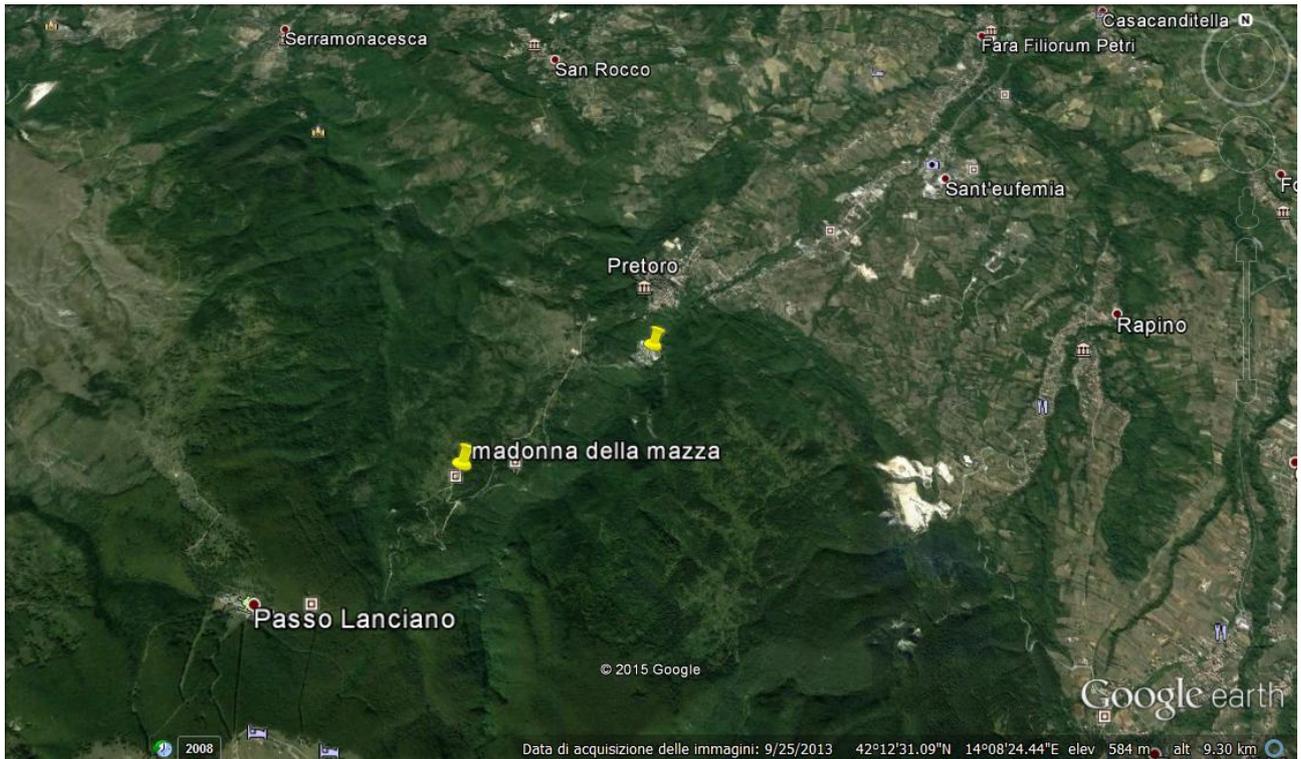


Figura 84 – Ubicazione delle *scan lines* misurate in Maiella presso le cave di Pretoro e Madonna della Mazza.

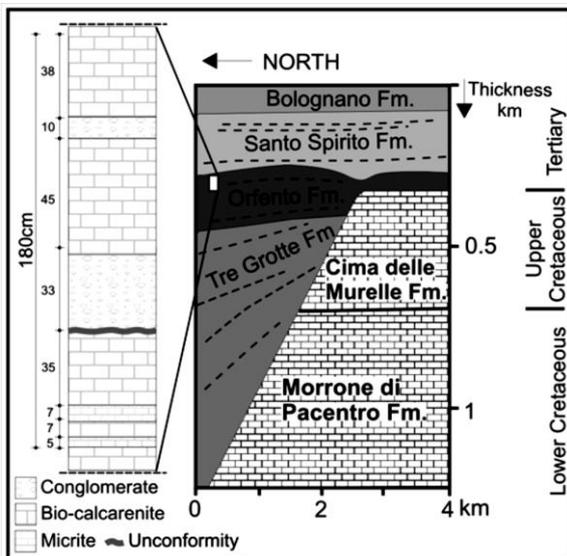


Figura 85 – Colonna stratigrafica schematica del margine di piattaforma della Maiella, ed in particolare della Formazione dell'Orfento esposta nella cava di Madonna della Mazza (da *Tondi et al., 2006*).

La scan line ha una direzione N80E e lungo la parete sono presenti diverse faglie ad essa perpendicolari. In 10 metri sono state misurate 41 fratture (Fig. 86).



Figura 86 – Scan line 1 presso la cava di Madonna della Mazza; si possono vedere alcune delle faglie presenti sulla parete.

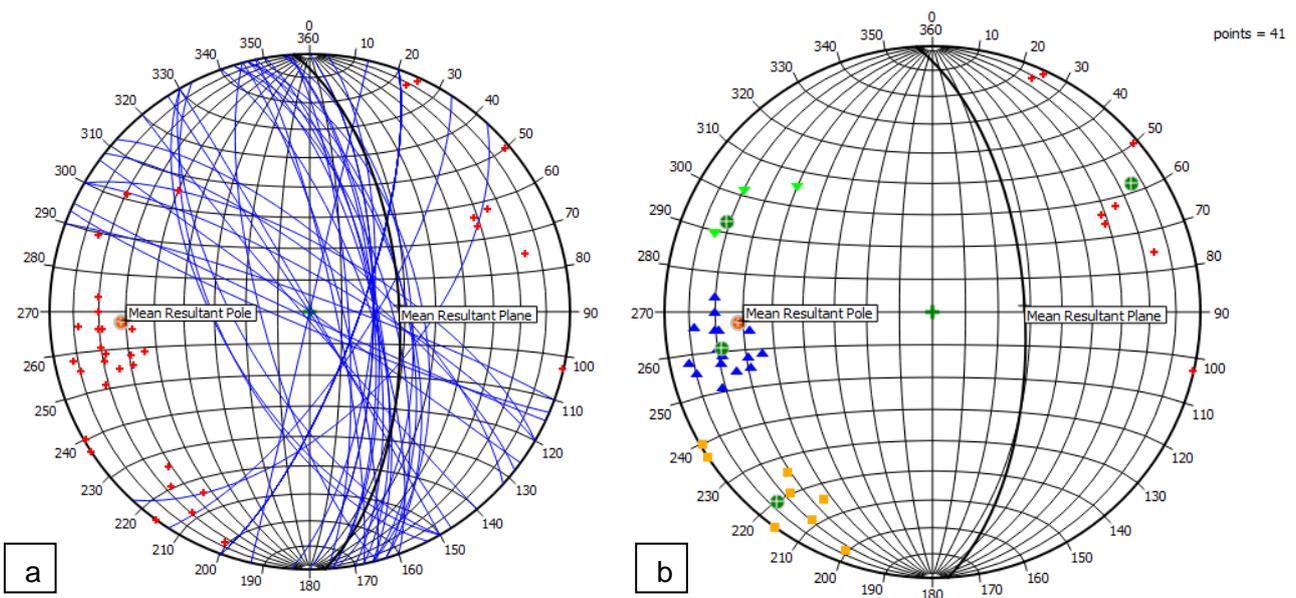


Figura 87 – a) Proiezione dei piani delle fratture della scan line 1 e b) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 cluster di fratture, la cui spaziatura è riportata in figura 88.

Tabella 22 - Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 1; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	72.65	113.53	0.22	71.63/115.0	55.43
1	68.50	79.99	0.44	67.26/80.08	72.40
2	80.78	39.17	0.54	78.34/31.58	52.01
3	76.06	236.97	1.56	76.10/226.31	12.24

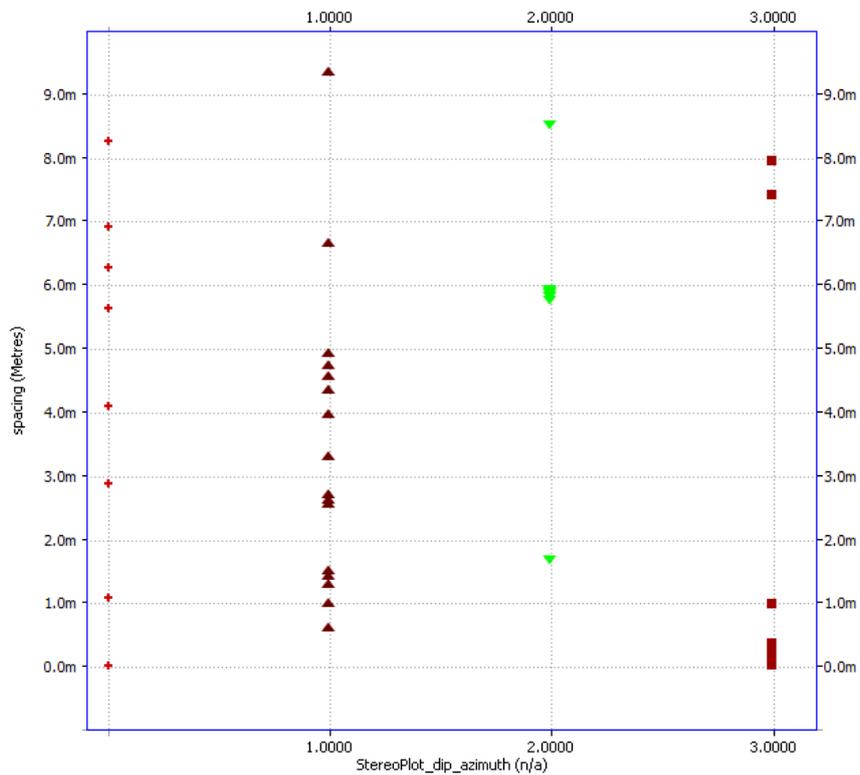


Figura 88 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 2 – Madonna della Mazza

La *scan line 2* è stata misurata lungo una direzione circa perpendicolare alla precedente (N10W), che corrisponde grossomodo alla direzione delle faglie principali. Lungo la parete sono state misurate 41 fratture in 10 metri (Fig. 89).



Figura 89 – Scan line 2 (cava di Madonna della Mazza).

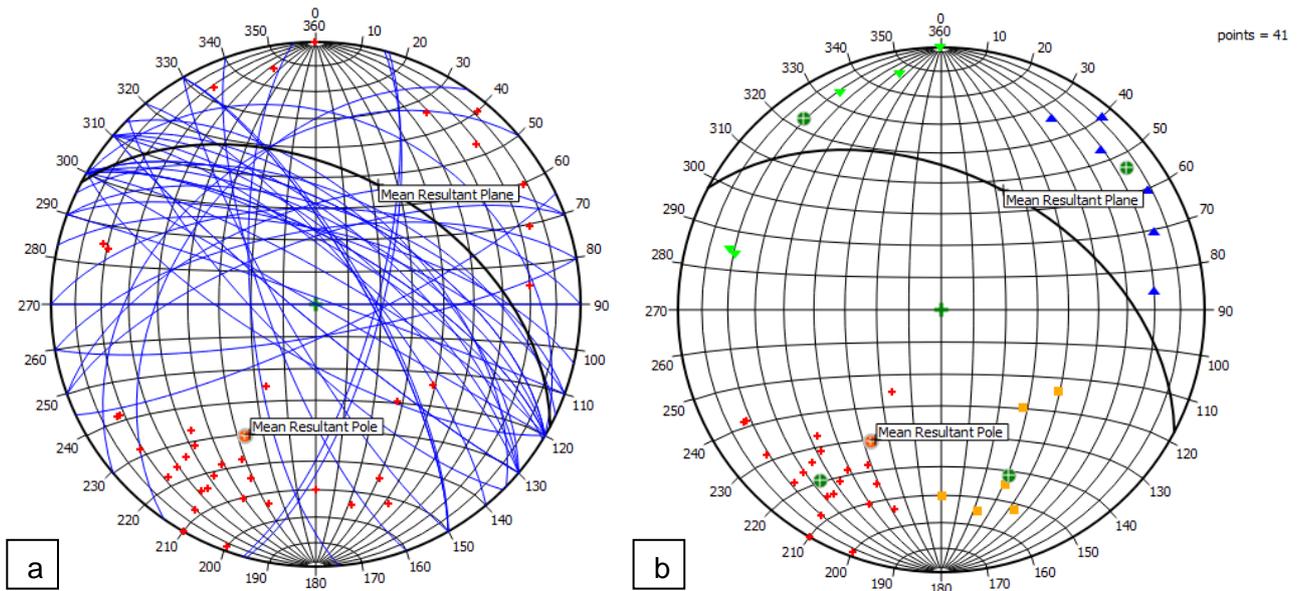


Figura 90 – a) Proiezione dei piani delle fratture della scan line 2 e b) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 cluster di fratture. La spaziatura delle fratture sembra essere grossomodo regolare soltanto per il set 1, mentre negli altri non si nota questa periodicità (Fig. 91)

Tabella 23 - Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 2; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	67.43	35.11	1.93	69.18/39.45	25.16
1	76.44	144.42	1.37	73.42/129.39	5.68
2	55.77	337.94	0.59	52.73/333.71	15.28
3	76.96	232.51	0.69	77.59/237.93	20.47

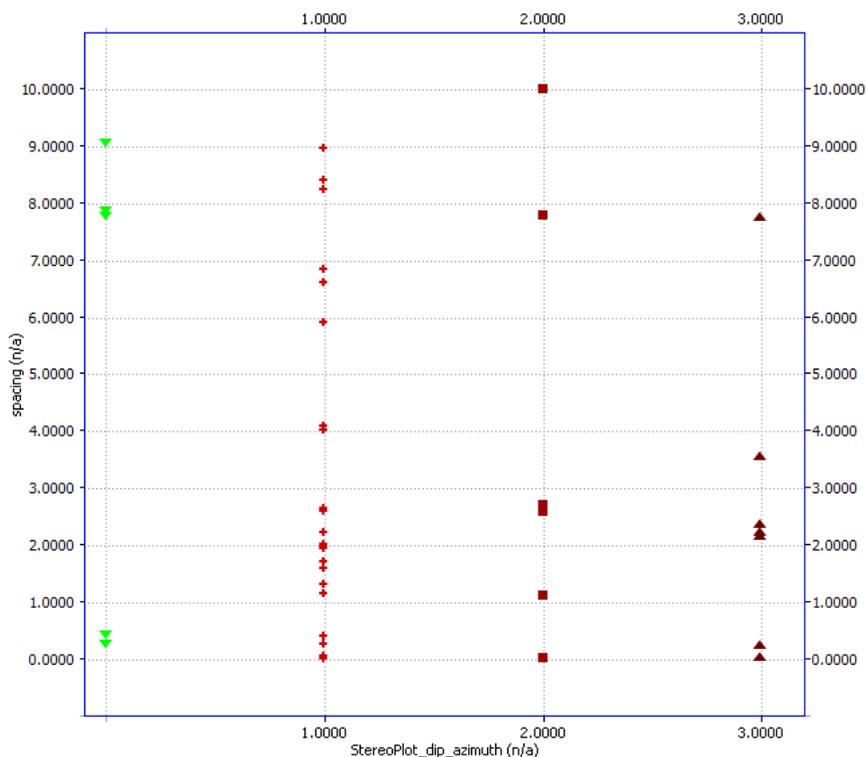


Figura 91 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Scan line 3 – Cava di Pretoro



Figura 92 – Cava di Pretoro; nella foto è possibile vedere le faglie normali ruotate e il contatto tra la Formazione di Tre Grotte e quella dell’Orfento.

La cava di Pretoro è localizzata nel settore nord-orientale dell’anticlinale della Maiella (Fig. 84); in essa è possibile osservare una faglia normale a basso angolo (circa 20°) W-immersa (Fig. 92). La separazione stratigrafica di circa 200 è suggerita dal contatto tettonico tra la Formazione dell’Orfento (Campaniano p.p. – Maastrichtiano p.p.) e la Formazione di Tre Grotte (Turoniano – Campaniano p.p.). Gli indicatori cinematici evidenziano un movimento della faglia di tipo normale; inoltre, gli spessori delle formazioni indicano un’attività sin-sedimentaria precedente al piegamento. Infatti, il piano risulta ruotato a causa del successivo piegamento di tutta la struttura ([Scisciani et al., 2000](#)).

La Formazione di Tre Grotte è rappresentata da differenti litofacies, quali *mudstone-wackestone* a foraminiferi planctonici in strati da sottili a mediamente spessi, *packstone-grainstone* bioclastici frequentemente gradati in strati da medio a spessi, brecce e megabrecce in corpi da metrici a decametrici. Essa poggia in onlap sulle successioni di margine e piattaforma del Cretacico inferiore e superiore delle Unità Morrone di Pacentro e Cima delle Murelle. Questa unità è riferibile ad un ambiente di base della scarpata.

La *scan line* misurata ha una direzione N20°E e sono state misurate 38 fratture.



Figura 93 – Scan line 3 misurata nella cava di Pretoro.

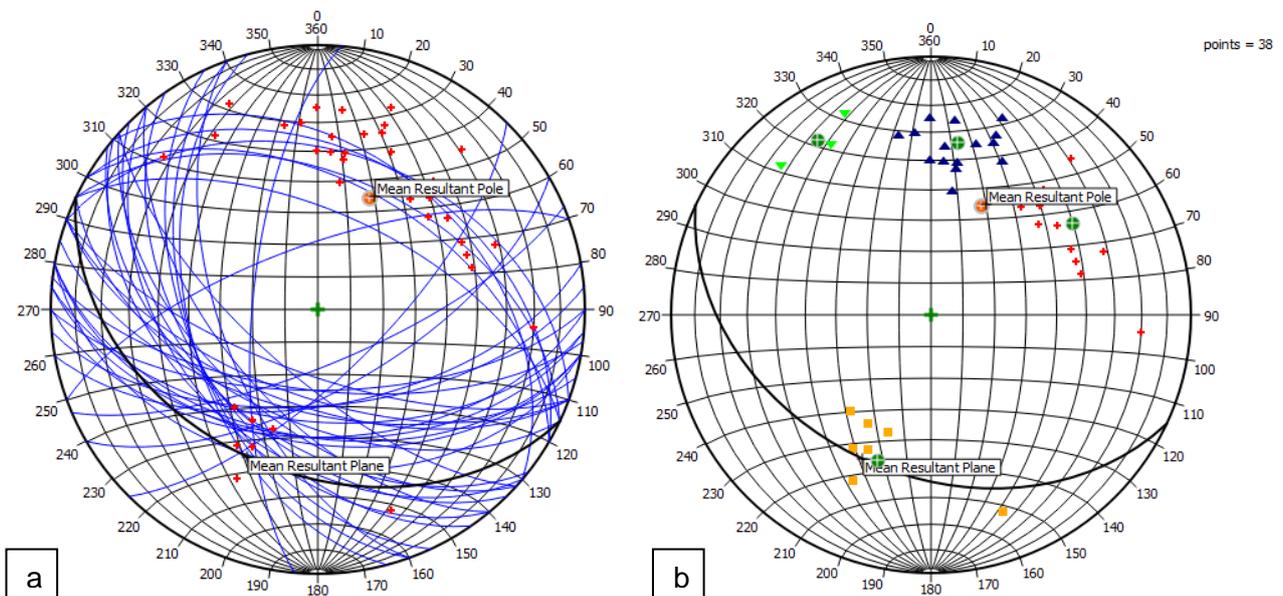


Figura 94 – a) Proiezione dei piani delle fratture della scan line 3 e b) divisione in cluster.

Sono stati riconosciuti 4 set di fratture.

Tabella 24- Orientazione dei set di fratture relativi alla scan line 3; sono riportati anche la Mean Resultant Orientation (MRO) e il coefficiente di Fisher, calcolati dopo la correzione di Terzaghi.

N	Dip	Dip azimuth	Distorsione	MRO	K di Fisher
0	50.51	20.01	0.66	45.29/28.45	79.41
1	56.94	188.87	0.57	55.50/188.44	48.74
2	54.61	237.00	0.96	50.49/236.79	48.42
3	69.37	147.38	0.08		

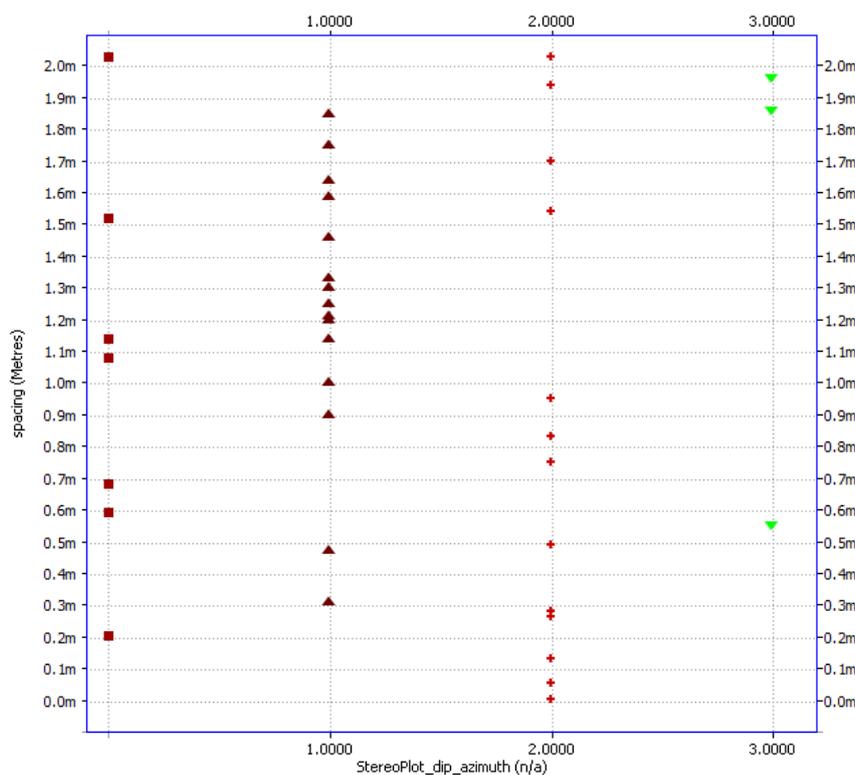


Figura 95 - Rappresentazione della spaziatura per ogni set riconosciuto.

Per ciascuna *scan line* sono stati calcolati la spaziatura media, la saturazione e la connettività. Per la cava di Madonna della Mazza, la spaziatura media tra le fratture è molto alta e il sistema è abbastanza immaturo, come dimostrato dal valore di saturazione. La connettività ha un valore piuttosto basso per la *scan line* misurata lungo l'immersione delle faglie, mentre è più elevata in quella ad essa perpendicolare. Nella cava di Pretoro, invece, il reticolo di fratture risulta più sviluppato, come confermato sia dalla spaziatura piuttosto piccola che dal valore di saturazione molto basso. Nonostante questo, la connettività è piuttosto bassa, poiché quasi la totalità delle fratture termina su strato.

Tabella 25 - Tabella riassuntiva dei valori di spaziatura media, di saturazione e di connettività misurata per le 3 *scan lines*.

Scan line	Spaziatura media	Saturazione	Connettività
1	23,375	0,932	29.27%
2	23,552	2,423	53.66%
3	5,638	0,291	26.31%

5.3 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN

La ricostruzione del modello geologico del sottosuolo è stata effettuata mediante l'interpretazione delle linee sismiche pubbliche disponibili sul portale del Ministero dello Sviluppo Economico *Videpi*. Le linee sono state interpretate utilizzando il software *Move* della Midland Valley ed integrate con le stratigrafie dei pozzi disponibili nell'area (Fig.96). In particolare, sono state utilizzate:

- 18 linee sismiche;
- 17 stratigrafie di pozzo;
- Mappe delle isocrone del top dei calcari miocenici, realizzata da SORI nell'ambito del permesso di ricerca Punta della Penna.

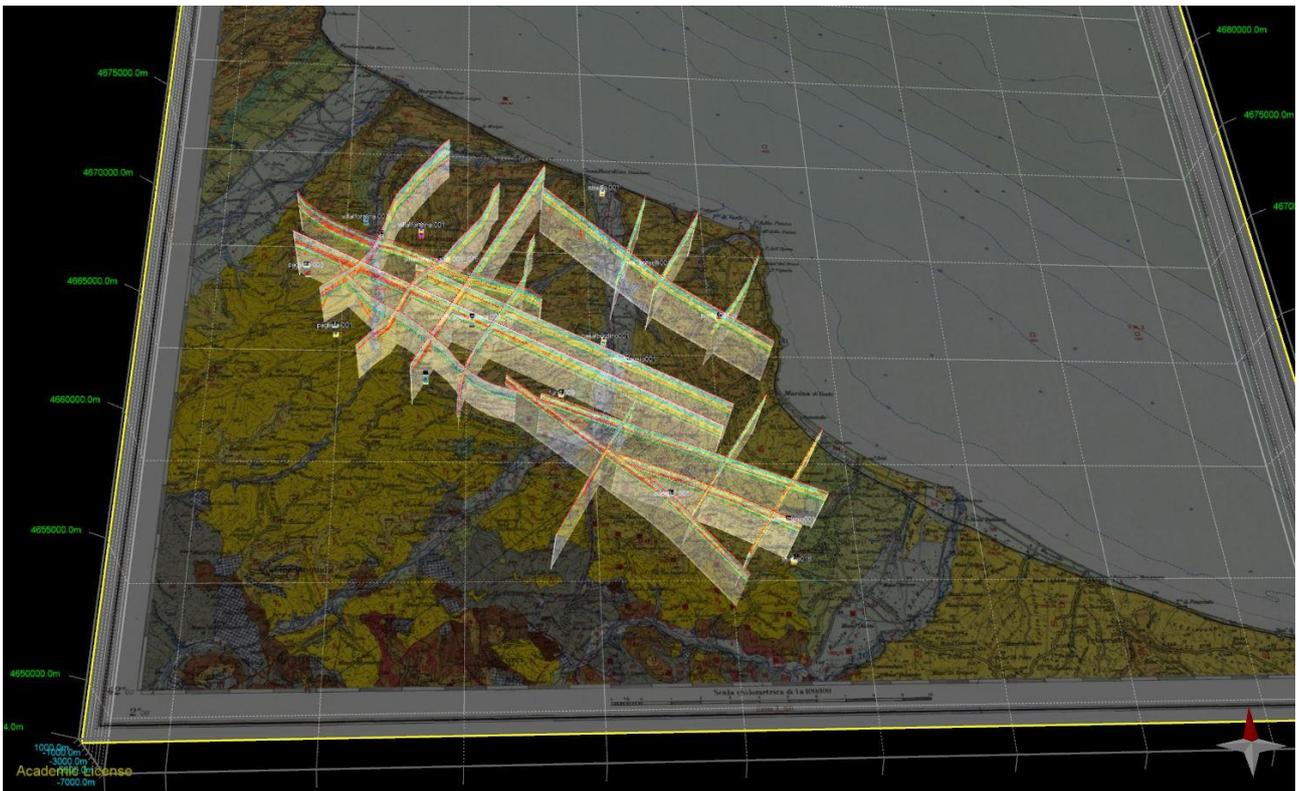


Figura 96 – Rappresentazione dei dati utilizzati per la costruzione del modello geologico del Bacino di Vasto; la base cartografica è costituita dal F° 148 – Vasto alla scala 1:100.000.

Nell'interpretazione delle linee sismiche, sono stati tracciati gli orizzonti che rappresentano (Fig. 97):

- Un'unconformity pleistocenica (in turchese);
- Il top del Pliocene Superiore (in giallo), caratterizzato da riflettori discontinui e alte ampiezze;
- Il top del Pliocene Medio (in arancione), con una facies sismica di medio-alte frequenze, con orizzonti ben marcati, abbastanza continui e ad alta ampiezza;
- Il top del Pliocene Inferiore (in verde chiaro), costituito da argille e marne, è ben riconoscibile data la facies sismica perlopiù trasparente;
- L'alloctono, ben individuabile grazie alla facies caotica e alla presenza di superfici di thrust che ne delimitano le diverse scaglie (in blu);
- Il top dei calcari della piattaforma Apula (in verde), comprendente sia i calcari cretacici, sia la successione carbonatica miocenica pre-messiniana; esso è caratterizzato da una coppia di riflettori con un forte contrasto di impedenza acustica.

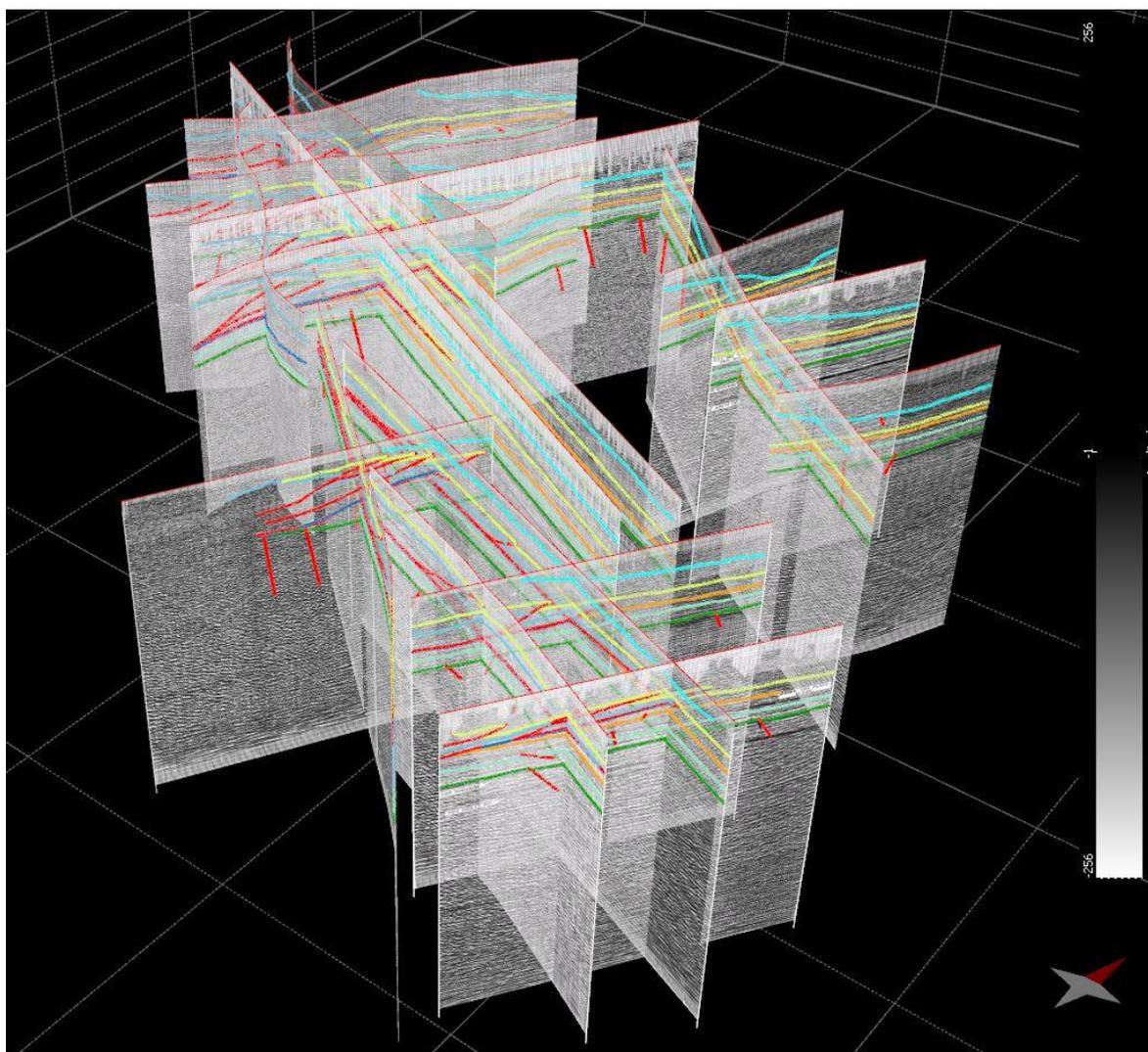


Figura 97 – Interpretazione del set di linee sismiche disponibili nel bacino di Vasto.

La correlazione con i dati di pozzi (opportunamente convertiti in tempi) ha permesso di integrare e migliorare l'interpretazione, soprattutto per la serie pliocenica.

La ricostruzione del modello geologico del bacino ha portato all'identificazione di un substrato pre-pliocenico costituito da una successione carbonatica spessa, con una struttura ad horst e graben, che tende ad approfondirsi verso W. All'interno della successione sono stati individuati durante le prospezioni petrolifere alcuni livelli mineralizzati ad idrocarburi, e per questo motivo rappresenta uno dei target dell'esplorazione. Il top della successione è costituito da anidriti e gessi appartenenti alla Formazione della Gessoso-solfifera; al passaggio Miocene-Pliocene si riscontrano talora breccie calcaree, riconosciute nella maggior parte dei pozzi analizzati.

La successione pliocenica presenta degli spessori che decrescono progressivamente verso la costa (Fig. 98). La sedimentazione delle argille del Pliocene Inferiore è interrotta nel settore occidentale dalla Coltre alloctona (Fig. 99), che talvolta presenta al tetto dei piccoli bacini satelliti in cui continuava la sedimentazione delle medesime argille. Lo spessore dell'Alloctono varia fortemente, ma in generale si osserva una zona interna in cui raggiunge spessori anche superiori ai 1500 metri, mentre va via via assottigliandosi procedendo verso la costa, fino a scomparire del tutto.

Nella sequenza pliocenica, all'interno di corpi sabbiosi, sono stati rinvenuti numerosi piccoli giacimenti a gas, spesso in sovrappressione.

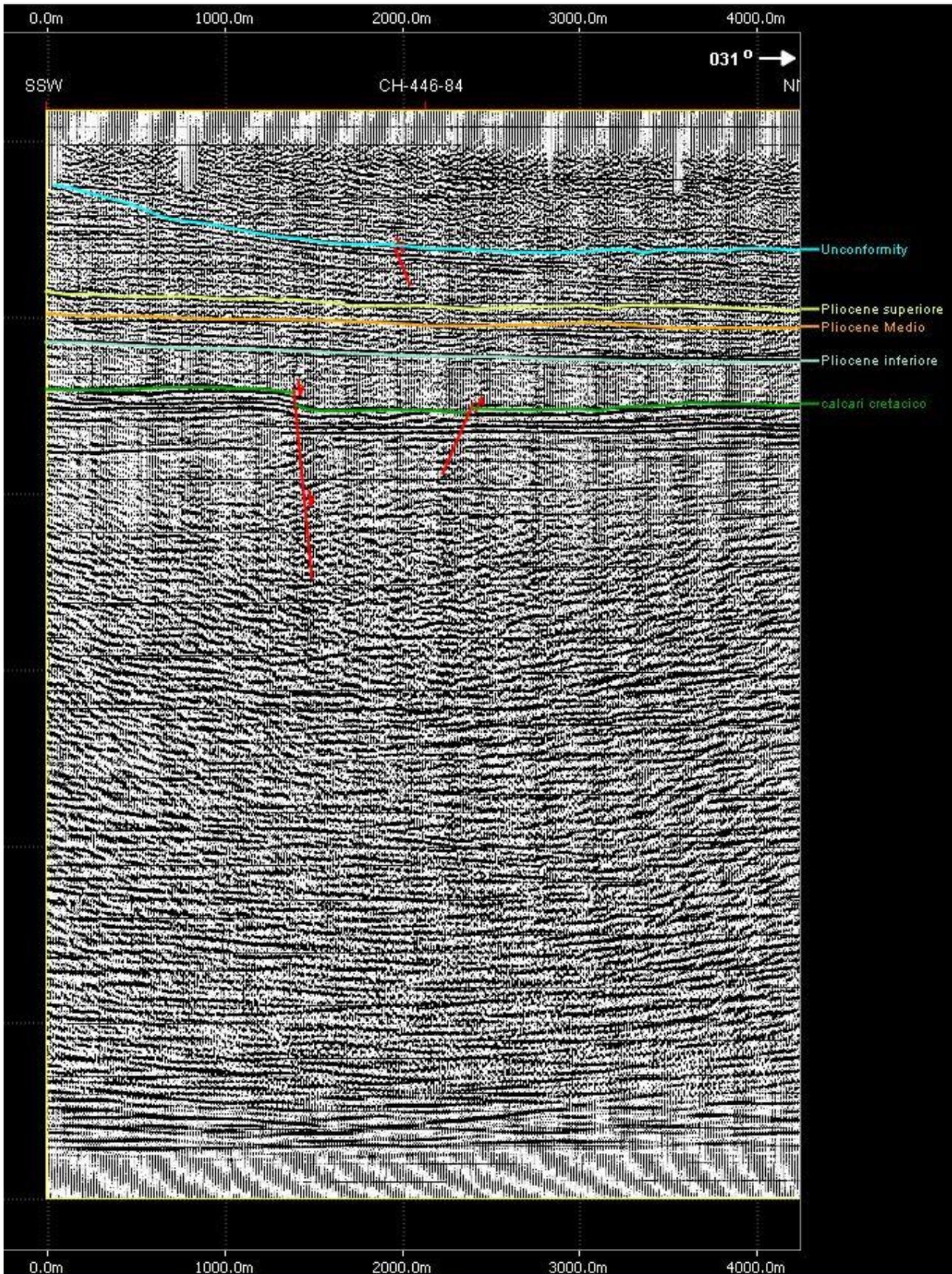


Figura 98 – Linea sismica CH – 446-84; essa rappresenta la zona esterna del bacino, vicino alla costa, ove sono presenti soltanto alcune faglie dirette che dislocano la piattaforma carbonatica. Il resto della successione è pressoché indeformata.

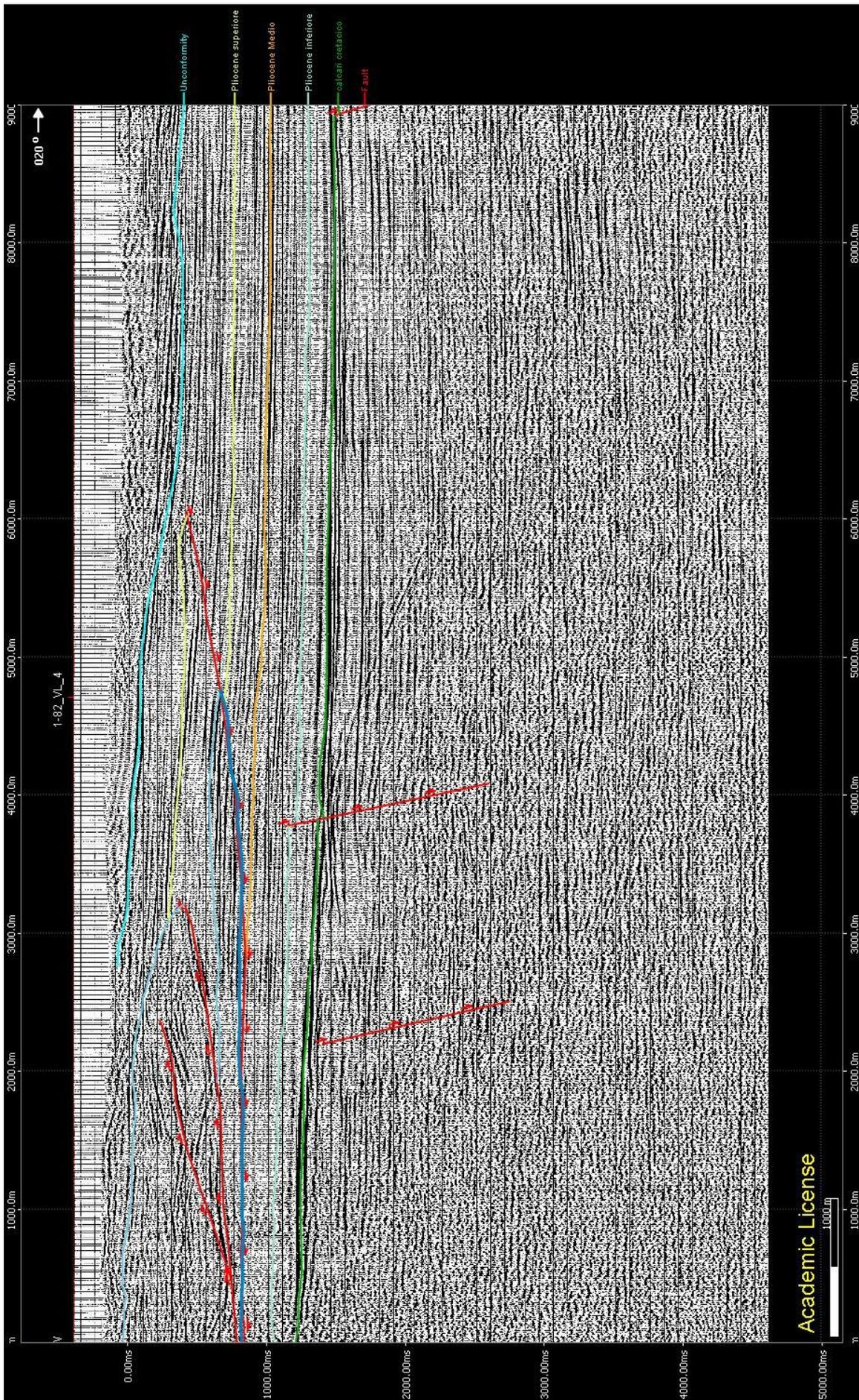


Figura 99 – Linea sismica 1-82 – VL-4; essa rappresenta la zona interna del bacino, dove è presente l'accavallamento della Coltre Alloctona sulla sequenza pliocenica.

Al termine della fase di interpretazione sismica, è stata ricostruita la superficie del top della piattaforma apula, rappresentato dai calcari miocenici, utilizzando anche una mappa delle isocrone di tale orizzonte, disponibile sul portale *Videpi*. La superficie è stata poi intersecata con gli unici lineamenti tettonici principali, aventi un'orientazione NW-SE, ricostruibili attraverso l'interpolazione dei dati derivanti dalla sismica. Si può notare un graduale approfondimento del substrato carbonatico dalle zone interne verso la costa (Fig. 100).

Poiché nella zona interposta tra le due faglie normali è presente il campo a gas di Cupello – San Salvo, è stato scelto questo settore per l'elaborazione del *Discrete Fracture Network*, utilizzando le medesime tecniche descritte nel capitolo precedente.

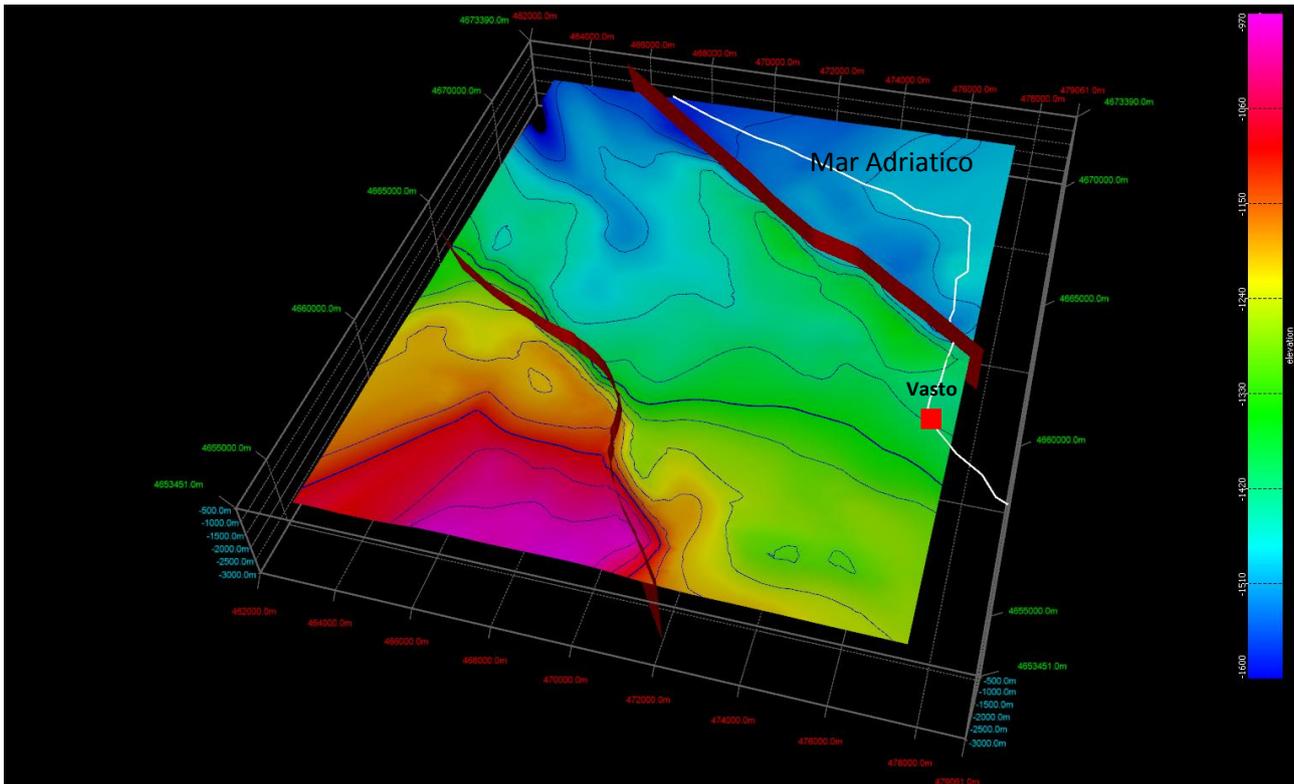


Figura 100 – Ricostruzione del top della Piattaforma Apula e delle due faglie principali, ad andamento NW-SE. Le superfici sono in tempi (TWT) e l'equidistanza delle isolinee è di 50 ms.

I parametri utilizzati per il calcolo del DFN sono mostrati nella tabella 26; essi si riferiscono ai parametri misurati per la *scan line* 1 nella cava di Madonna della Mazza.

Tabella 26 – Tabella riassuntiva dei parametri utilizzati per la costruzione del DFN. I dati sono relativi alla *scan line* 1 misurata sulla Formazione dell'Orfento nella cava di Madonna della Mazza.

	Set 0	Set 1	Set 2	Set 3
P32	0.9	1.6	0.8	0.8
Range di lunghezza (m)	100-1000	100-1000	100-1000	100-1000
Distr. lunghezze	Power law	Power law	Power law	Power law
MRO	71.63/115	67.26/80.08	78.34/31.58	76.10/226.31
K di Fisher	55.43	72.40	52.01	12.24
Apertura media (mm)	1.3	0.5	0.5	0.5
Aspect ratio	0.5	0.5	0.5	0.5

Il risultato dell'elaborazione del DFN è riportato nelle figure seguenti. Ciascun set di fratture è descritto da un colore differente. Si può notare come il software generi fratture di lunghezza differente, la cui apertura è proporzionale ad essa. Nella modellazione è stato scelto un range di lunghezze da 100 a 1000 metri, per motivi di capacità di calcolo. Questo dato non influenza però il risultato, poiché il P32 non è influenzato dalla lunghezza delle fratture.

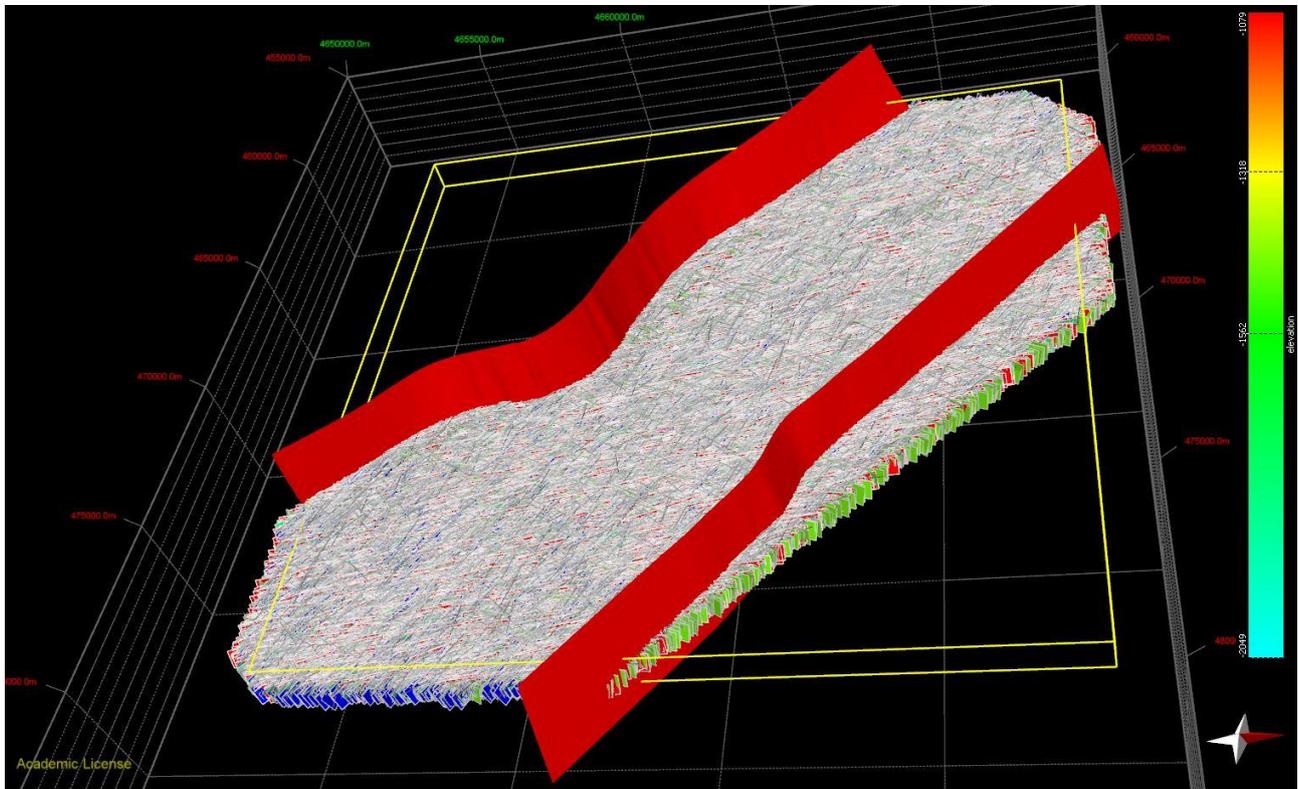


Figura 101 – Insieme delle fratture generate nel DFN. Ogni colore corrisponde ad un di fratture differente.

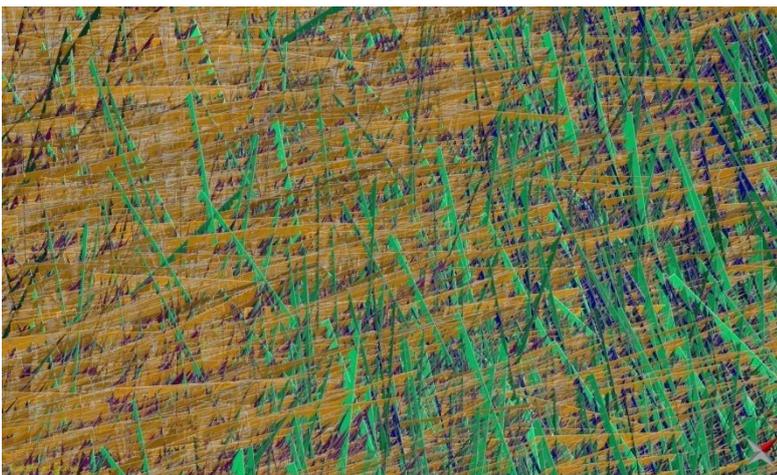


Figura 102 – Dettaglio del reticolo di fratture ricostruito nel DFN.

Le proprietà calcolate sono il P32, la porosità e la permeabilità (Tabella 27).

Tabella 27 – Tabella riassuntiva dei parametri calcolati per il DFN.

	min	max
Area fratturata totale (Km ²)	45980.2	
Volume totale delle fratture (Km ³)	0.0488677	
Volume totale del modello (Km ³)	25.1859	
Porosità secondaria	0.19%	
P32 medio (1/m)	1.82	
Apertura media (mm)	1.06	
Porosità (%)	0.106	0.274
Permeabilità (mD)	0.165	0.867

5.4 I gas del suolo

Nell'area oggetto di studio, durante gli anni '80, e successivamente nel 2004, sono state svolte delle prospezioni dei gas del suolo da parte del Laboratorio di Chimica dei Fluidi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza" al fine di definire l'assetto strutturale del bacino, di identificare discontinuità regionali mascherate dalla spessa copertura argillosa e di capire come la neotettonica influenza la migrazione dei fluidi dai giacimenti di idrocarburi verso la superficie. Parte di questi dati sono già stati pubblicati da [Ciotoli et al. \(2004\)](#) e [Ciotoli et al. \(2006\)](#); nel presente lavoro si propone una rielaborazione dei risultati delle due campagne di prospezione.

Il campionamento dei gas del suolo è stato effettuato a scala regionale in due campagne separate: la prima tra nel 1987-88, durante la quale sono stati raccolti 965 campioni in un'area di circa 650 Km² che va dal fiume Sangro a Termoli; la seconda prospezione è stata effettuata, invece, nel 2004 in un'area più piccola e comprende 554 campioni (Fig. 103). Nelle due campagne è stata misurata la concentrazione di elio nel suolo, mentre solo per la campagna del 2004 sono disponibili anche i dati relativi a CO₂ e metano.

L'elio risulta essere un buon tracciante delle discontinuità tettoniche a causa della sua natura geochemica; esso infatti è un gas inerte, fisicamente stabile, insolubile in acqua ed altamente mobile, capace di passare attraverso migliaia di metri di coperture argillose ([Pogorski & Quirt, 1981](#); [Oliver et al., 1984](#)). L'elio, inoltre, è spesso associato ai giacimenti di idrocarburi ([Pogorski & Quirt, 1981](#); [Roberts, 1981](#); [Cunningham, 1988](#)) poiché rappresenta il prodotto del decadimento radioattivo delle rocce madri di origine marina; l'elio successivamente migra, arricchendosi all'interfaccia olio-acqua. Il 90% dei giacimenti noti mostra anomalie di elio superficiali che indicano la presenza di idrocarburi nel sottosuolo.

Tabella 28 – Principali indici statistici delle specie gassose analizzate nelle due campagne. Sono riportati anche i valori di riferimento delle concentrazioni in atmosfera.

	N	Media	Mediana	Min	Max	Dev. Std	Valore rif.
CO ₂ %	1988 118	0.13	0.04	0.02	2.79	0.37	0.03
	2004 554	1.31	0.71	0.04	12.29	1.56	
He (ppm)	1988 965	5.96	5.65	3.92	16.25	1.06	5.22
	2004 554	5.12	5.19	3.29	10.20	1.06	
CH ₄ (ppm)	2004 554	2.36	2.37	0.12	12.00	1.06	1.8
Propano (ppm)	2004 334	0.09	0.05	0.01	0.99	0.12	
Rn (Bq/L)	1988 149	23.57	12.58	0.37	192.4	31.51	

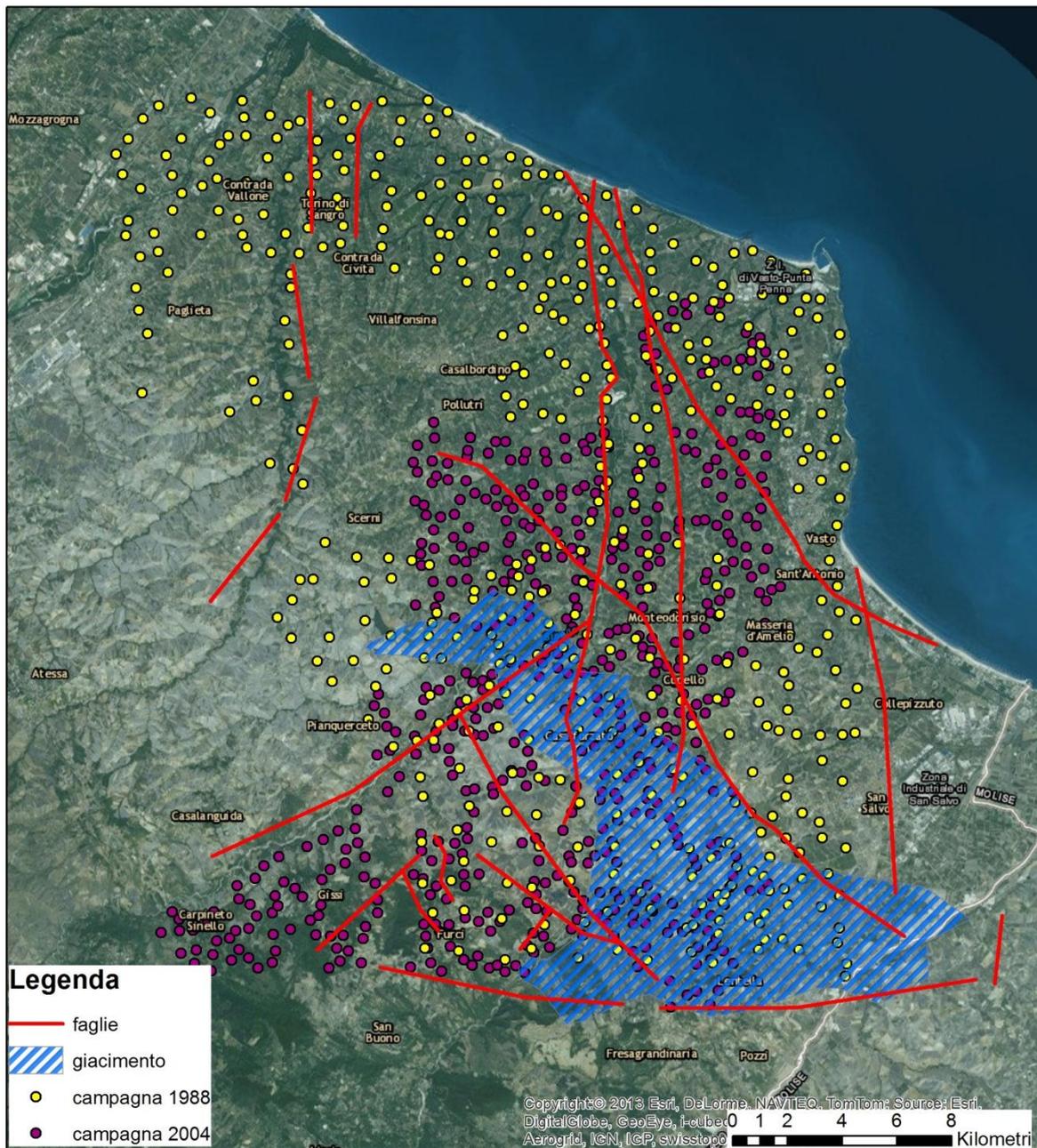


Figura 103 – Prospezioni dei gas del suolo effettuate nel bacino di Vasto nel 1988 e nel 2004; in figura sono riportati anche i lineamenti tettonici principali (da *Ciotoli et al., 2004*) e l'estensione del giacimento di Cupello – San Salvo.

In tabella 28 sono riportati i principali indici statistici relativi alle specie gassose analizzate in ciascuna campagna (1988 e 2004).

Per la prospezione effettuata nel 1988, come detto sopra, il dataset è completo soltanto per l'elio, la cui distribuzione è una gaussiana, con un valore medio simile alla concentrazione atmosferica; il valore massimo misurato è di 12 ppm. L'anidride carbonica non dà informazioni interessanti, poiché le concentrazioni misurate sono nel range dell'origine biologica di questo gas.

Nella campagna del 2004, invece, sono disponibili le analisi per tutte le specie gassose dei 554 campioni. Anche in questo caso, l'elio ha una distribuzione gaussiana, con concentrazioni anomale che hanno valori circa il doppio di quella atmosferica. L'anidride carbonica ha un valore medio dell'1.31%, ma raggiunge concentrazioni di un ordine di grandezza superiore. Le analisi degli idrocarburi gassosi mostrano dei campioni con concentrazioni elevate di metano (fino a 12 ppm), talvolta in associazione con propano, di chiara origine non biologica.

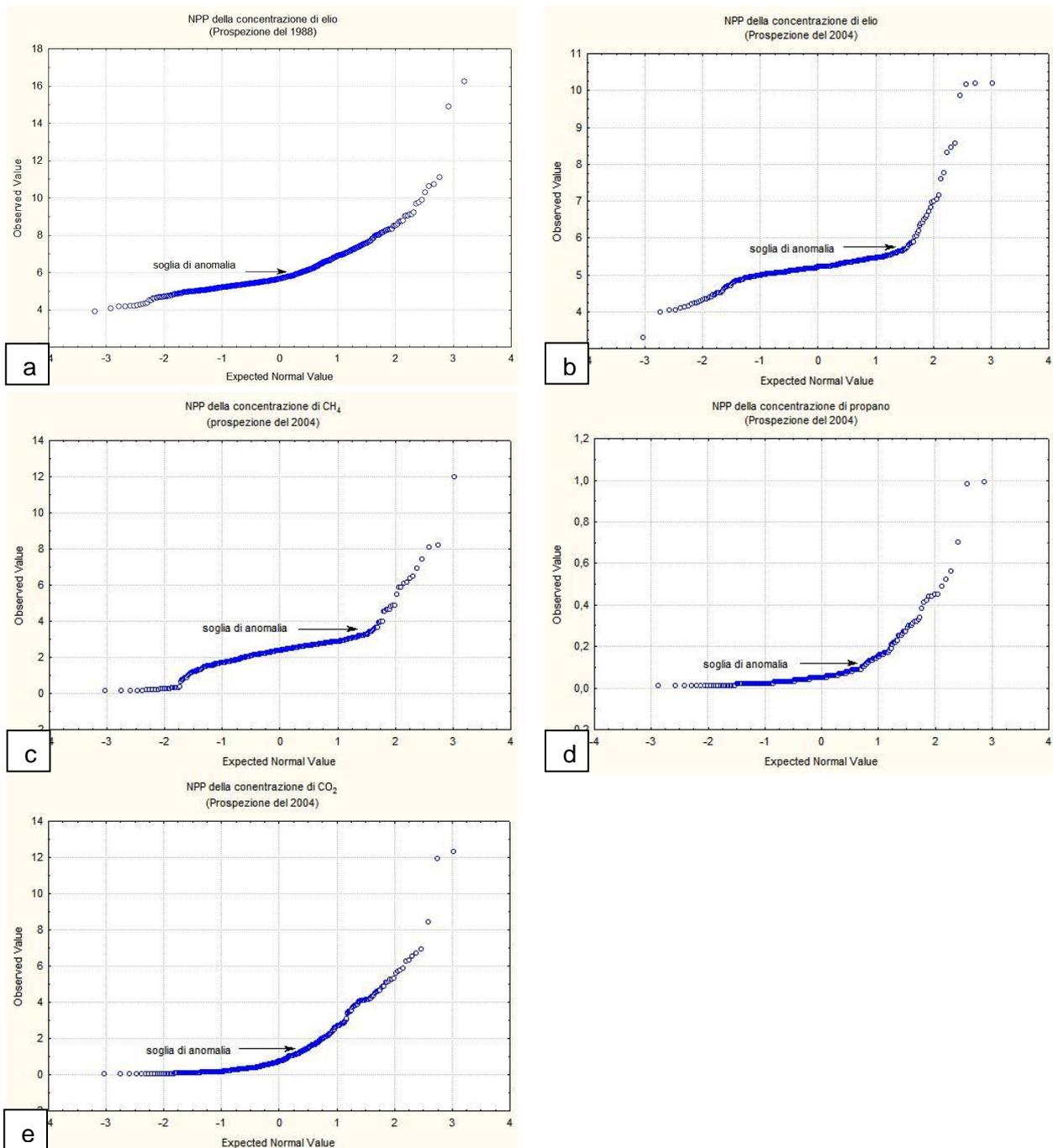


Figura 104 – Grafici di probabilità cumulata calcolati per ciascuna specie gassosa. In ogni grafico sono segnate le soglie di anomalia.

L'analisi dei *Normal Probability Plot* dell'elio relativo alle due campagne (Fig. 104a e 104b) mostra una soglia di anomalia simile in entrambe (5.8 ppm), mentre si differenziano i valori massimi misurati (16.2 ppm nella prima, 10.2 ppm nella seconda). Il metano (Fig. 104c) ha una soglia di anomalia di 3.7 ppm, mentre il propano (Fig. 104d) ha una popolazione di background con limite superiore a 0.12 ppm. Per la prospezione del 2004, l'anidride carbonica ha una soglia di anomalia di 1.8% (Fig. 104e).

5.4.1 Elaborazione geostatistica

L'analisi geospaziale dei risultati delle prospezioni dei gas del suolo è stata effettuata soltanto per le concentrazioni di elio, poiché costituiscono due set di dati confrontabili, che permettono di fare delle considerazioni sulle variazioni osservabili nel tempo intercorso tra lo sfruttamento del giacimento e il suo esaurimento.

Di seguito sono presentate le mappe di iso-concentrazione delle concentrazioni di elio per ciascuna campagna; per il confronto, è stato utilizzato un range uguale per entrambe.

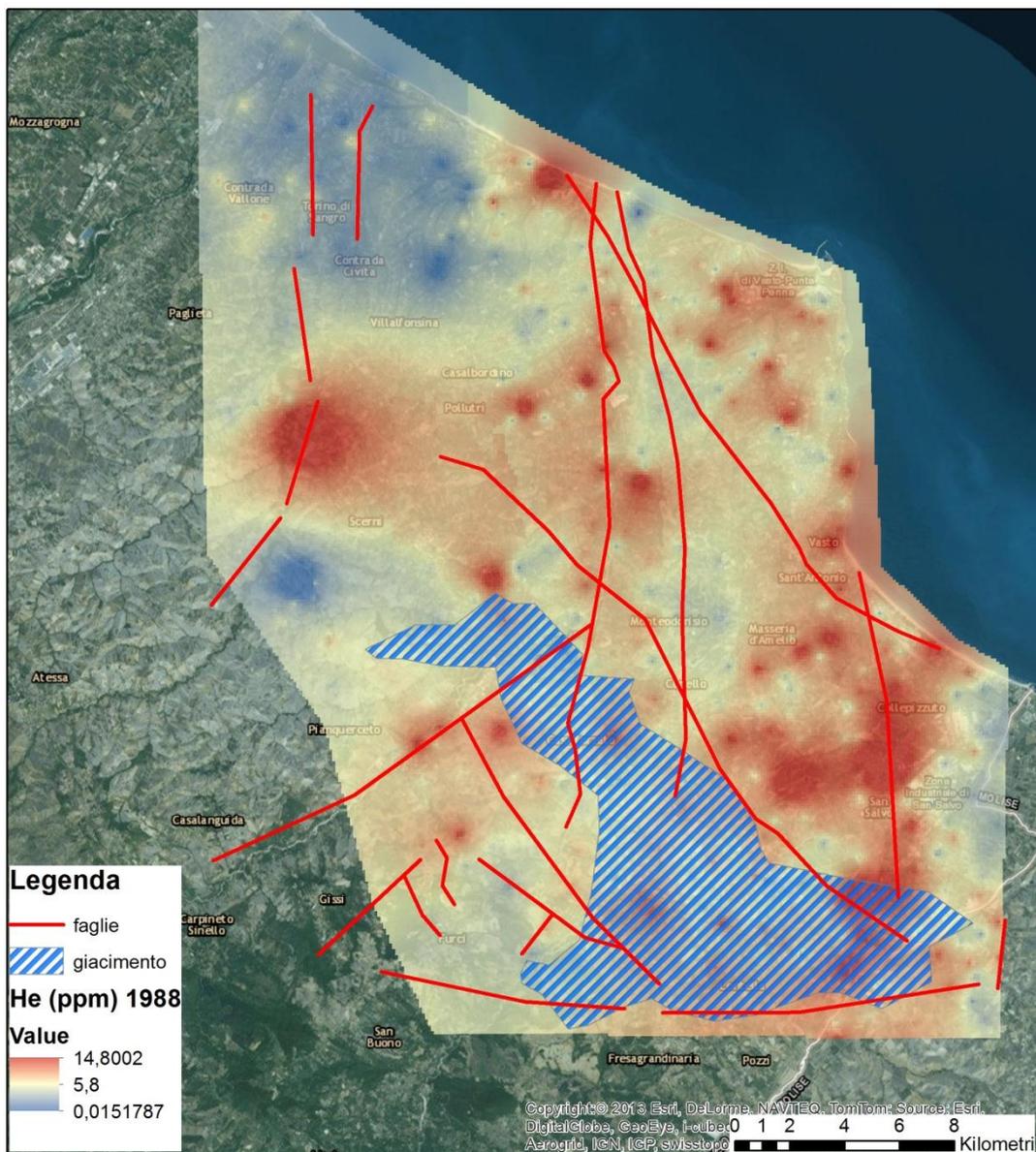


Figura 105 – Mappa di iso-concentrazione dell’elio relativa alla prospezione dei gas del suolo del 1988.

In figura 105 si può notare come la distribuzione spaziale dell’elio sia abbastanza omogenea, nel senso che si denota un alone diffuso, con concentrazioni medio-alte, i cui massimi si hanno in corrispondenza di faglie ad andamento N-S e NW-SE. Ciò è imputabile alla presenza di idrocarburi nel sottosuolo, i quali tendono a concentrare l’elio all’interfaccia acqua – idrocarburi.

La mappa di iso-concentrazione dell’elio relativa alla prospezione del 2004 (Fig. 106), invece, mostra una distribuzione spaziale in cui sono presenti poche anomalie, di tipo puntuale, in prossimità di una faglia orientata NW-SE e nei pressi del giacimento di Cupello – San Salvo.

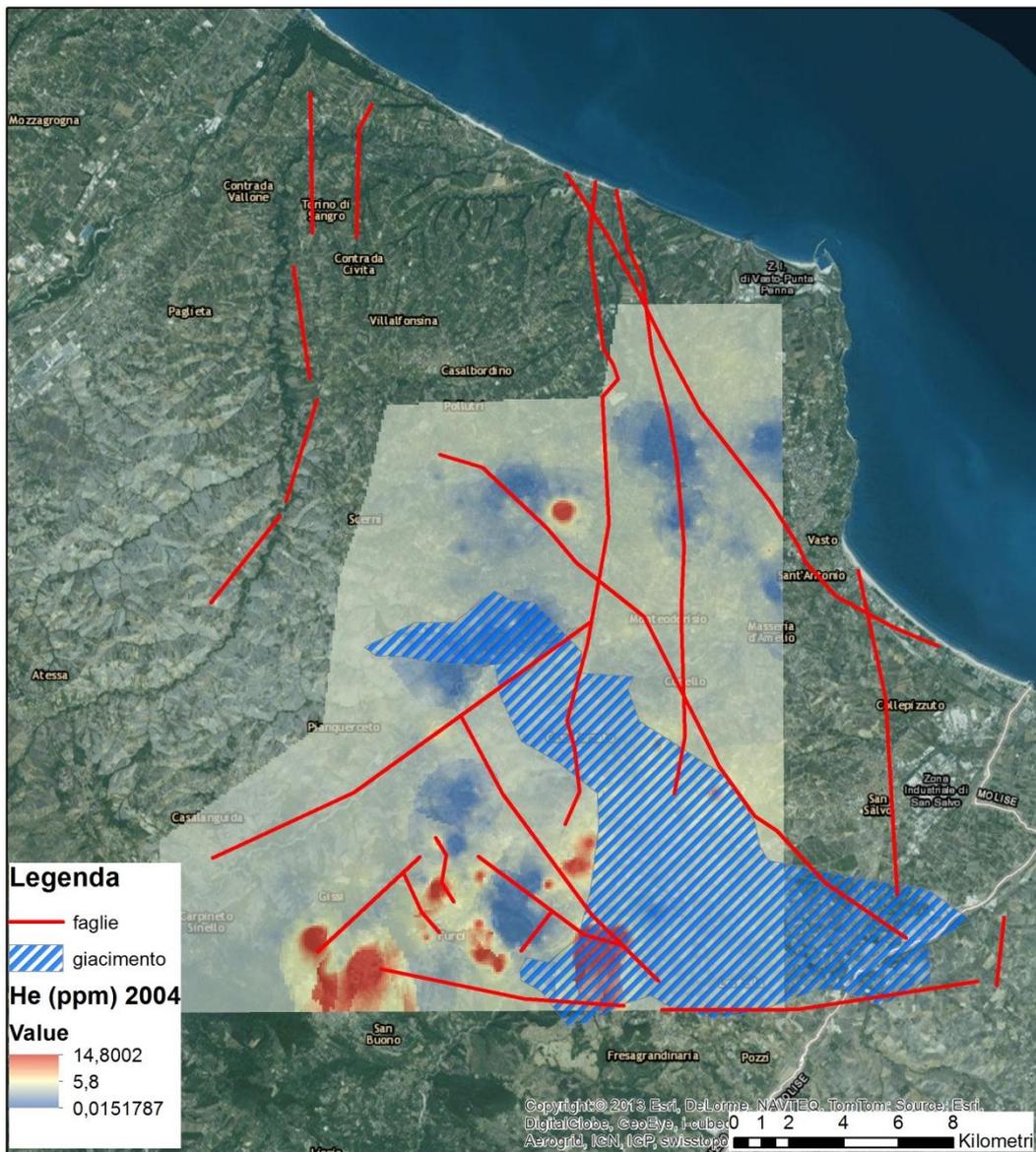


Figura 106 – Mappa di iso-concentrazione dell’elio relativa alla prospezione dei gas del suolo del 2004.

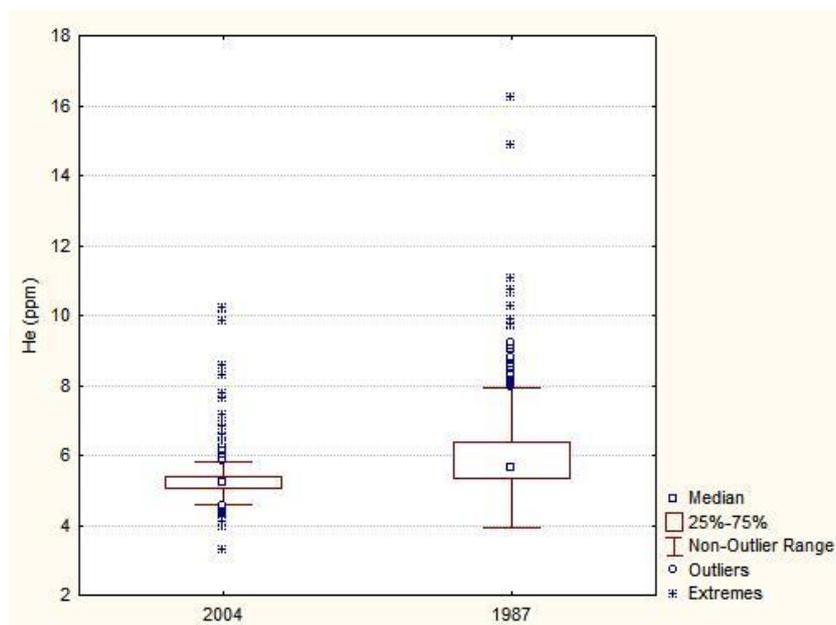


Figura 107 – Box plot relativi alle concentrazioni di elio misurate nelle due prospezioni.

Le differenze nella distribuzione spaziale delle concentrazioni di elio sono state riscontrate anche dall'analisi dei box plot (Fig. 107), i quali mostrano un range di dati più ampio per la campagna del 1988 e con valori più elevati.

5.5 Discussione dei risultati

Il bacino di Vasto si colloca nell'avanfossa adriatica, ove sono presenti giacimenti di idrocarburi (sia ad olio, sia a gas) che sono stati oggetto di prospezione petrolifera sin dagli anni '50. Gli accumuli di idrocarburi si rinvengono sia nei calcari della Piattaforma Apula, sia nei livelli sabbiosi della sequenza pliocenica. Data la posizione esterna alla catena, l'area ha subito una bassa deformazione. Infatti, la piattaforma carbonatica risulta interessata da una fagliazione di tipo normale, che porta alla formazione di una struttura ad *horst* e *graben*. Questa è legata alla flessurazione della placca Adria al di sotto della catena appenninica. La sequenza pliocenica è caratterizzata da una spessa coltre argillosa, all'interno della quale si rinvengono intervalli sabbiosi e torbiditici (soprattutto nel Pliocene Medio). Le uniche deformazioni di tipo compressivo sono quelle legate alla presenza della Coltre Alloctono, costituita da argille e calcari, organizzati in modo caotico, che poggiano in discordanza sui sedimenti del Pliocene Inferiore, e permettono in questo modo di datare l'approfondimento del bacino nel settore occidentale.

L'interesse dell'industria petrolifera per tutto il settore adriatico ha permesso di ottenere una grande quantità di dati utilizzabili per ricostruire un modello geologico del sottosuolo del bacino. In particolare, mediante l'interpretazione di linee sismiche, calibrate con le stratigrafie dei pozzi disponibili, è stato possibile tracciare l'andamento della superficie del top dei calcari miocenici, dislocato da due faglie immergenti verso NE.

Ai fini della caratterizzazione del reservoir per un potenziale sito CCS, si è scelto di utilizzare il settore centrale, bordato dalle due faglie, il quale costituirebbe il prolungamento verso Nord del giacimento di Cupello – San Salvo. I calcari ivi presenti (Calcari di Cupello) hanno un'elevata porosità primaria, che è stata valutata tra 0.14% e 15.3%, poiché sono costituiti da *grainstone* e/o calcareniti. La permeabilità primaria, invece, presenta un range di valori che va da 0.01 a 73.98 mD ([Civile et al., 2013](#)). Le rocce di copertura sono rappresentate dall'intera successione plio-pleistocenica, costituita da alternanze di argille e sabbie con spessori molto elevati (fino a 2000 m); inoltre, nella zona più interna, è presente il Complesso Alloctono, costituito anch'esso da litologie a bassa permeabilità.

Le caratteristiche geologiche del sito associate alla presenza del giacimento depleto fanno di questa zona un potenziale sito di stoccaggio di CO₂.

L'elaborazione del DFN a partire dai dati di fratturazione misurati in due cave della Maiella, che costituisce l'analogo naturale per i giacimenti in Adriatico, ha permesso di valutare che la porosità secondaria non influenza in modo sostanziale il volume disponibile per lo stoccaggio; il volume disponibile dovuto alla fratturazione è pari allo 0.19% del volume totale.

La caratterizzazione della permeabilità lungo le zone di faglia è stata possibile grazie all'ausilio dei dati della prospezione dei gas del suolo relativi a due campagne effettuate nel 1988 (antecedente allo sfruttamento del giacimento di Cupello – San Salvo) e nel 2004. Come detto precedentemente, questi risultati sono in parte stati già pubblicati da [Ciotoli et al. \(2004\)](#), e nel presente lavoro si propone una rielaborazione ed integrazione con la campagna più recente.

Dall'analisi spaziale delle concentrazioni di elio si è visto che le strutture lungo le quali avviene la maggior parte della circolazione sono quelle con orientazione N-S. Nella prima prospezione, le concentrazioni di He erano elevate e diffuse, poiché associate agli idrocarburi, mentre nel secondo campionamento le anomalie di gas si registrano soltanto lungo i lineamenti principali e sono di tipo puntuale.

In conclusione, il bacino di Vasto sembra prestarsi bene ad un ipotetico progetto di stoccaggio di anidride carbonica, poiché il reservoir carbonatico mostra delle caratteristiche di porosità e

permeabilità adeguate allo scopo; la fratturazione sembra avere un ruolo marginale nel controllo del movimento dei fluidi nel reservoir. La spessa copertura impermeabile, non interessata da faglie ad elevata permeabilità garantirebbe la tenuta del serbatoio. La presenza di un giacimento di idrocarburi assicura la buona tenuta del serbatoio, il quale permette la migrazione soltanto agli elementi gassosi più mobili, come l'elio.

Capitolo 6

Il Bacino di Forenza - Maschito

L'area oggetto di studio del presente capitolo è localizzata nella zona di Forenza - Maschito, nella parte settentrionale della Basilicata, al confine con la Puglia (Fig. 108). L'intera zona ricade all'interno del F°187 "Melfi" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Questo bacino, a partire dal 1973, è stato oggetto di numerose prospezioni petrolifere, che però non hanno portato alla scoperta di alcun giacimento di interesse economico.

L'assetto geologico del bacino, tuttavia, fa pensare che esso abbia tutte le caratteristiche per permettere l'intrappolamento di anidride carbonica nel sottosuolo. Infatti, le prospezioni geofisiche hanno identificato un substrato carbonatico, costituito da 7000-8000 metri di carbonati, che costituiscono la piattaforma Apula esterna, sovrastati dalle Unità Lagonegresi nel settore occidentale e dalla sequenza argillosa pliocenica in quello orientale. Al margine dell'area di studio si trova il complesso vulcanico del Vulture, la cui evoluzione è legata alla deformazione tettonica recente del settore orientale dell'Appennino Lucano (*Schiattarella et al., 2005*).

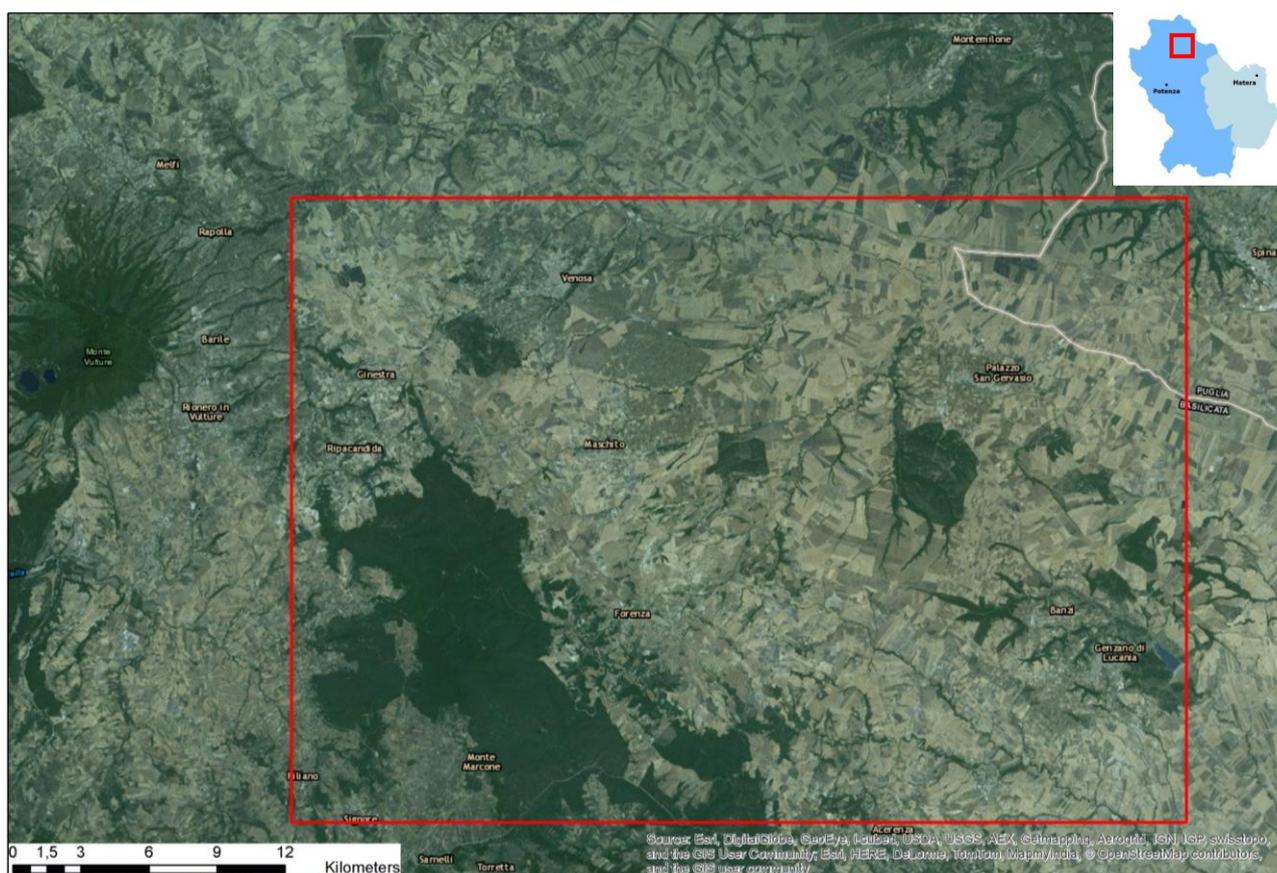


Figura 108 – Localizzazione dell'area di studio nel bacino di Forenza.

La stratigrafia e la struttura del bacino sono simili a quella del bacino di Vasto (descritta nel capitolo precedente), con una piattaforma carbonatica cretacea con struttura ad *horst* e *graben* (*Calcarei di Cupello*), bio-calcareni miocenici al tetto, una copertura impermeabile plio-pleistocenica e una coltre alloctona nel settore W; ciò consente di utilizzare la Maiella come analogo naturale del potenziale reservoir carbonatico.

Di seguito verranno discussi i risultati della ricostruzione del modello geologico, del Discrete Fracture Network e della prospezione dei gas del suolo.

6.1 Inquadramento geologico

L'Appennino Meridionale ha delle peculiarità che lo differenziano dalle tipiche catene oro geniche, come Alpi e Cordigliera andina. Infatti, esso è caratterizzato dall'assenza di una crosta spessa lungo l'asse della catena, dalla coesistenza di sismicità profonda e superficiale, da bassa elevazione strutturale e morfologica e dall'associazione con un bacino di retroarco ([Doglioni et al., 1996](#)). La Fossa Bradanica e il *peripheral bulge* delle Murge sono l'espressione della subduzione della placca Apula.

L'attuale configurazione dell'Appennino Meridionale è il risultato della progressiva deformazione polifasica non-coassiale, caratterizzata dal susseguirsi di differenti regimi di stress (compressivi, distensivi e trascorrenti); questa deformazione ha coinvolto differenti domini paleogeografici, con posizioni progressivamente sempre più esterne ([Casero et al., 1988](#)). L'alternanza di piattaforme carbonatiche e di bacini ha dato luogo a una differenziazione notevole nello stile strutturale delle diverse unità tettono-stratigrafiche. Per esempio, le *Unità Lagonegresi* sono fortemente alloctone e presentano una deformazione interna fragile-duttile su larga scala; viceversa, la successione carbonatica al letto delle unità sopra citate (*Piattaforma Apula Interna*) è soggetta soltanto ad una deformazione di tipo fragile e presenta un limitato raccorciamento ([Menardi Noguera & Rea, 2000](#)). L'attuale avampaese è rappresentato dalla Piattaforma Apula Esterna, costituita da una spessa successione carbonatica (fino a 8000 m). Questa è inclinata verso W con un angolo di circa 10°. Le Murge, infine, rappresentano il limite esterno del sistema deformato durante l'orogenesi ([Patacca et al., 1992](#)). La zona esterna della catena rappresenta la porzione del cuneo orogenico non affetta dalla tettonica estensionale legata all'apertura del bacino di retroarco, che invece coinvolge l'intera Piattaforma Interna e parte della catena. In questa zona, la coltre alloctona è rappresentata dalla parte neogenica delle *Unità Lagonegresi*, che risultano completamente scollate dal substrato (*Complesso Flyshoide esterno*). Il fronte di accavallamento sepolto è stato attivo nella porzione settentrionale dell'Appennino Calabro-Lucano almeno fino alla fine del Pliocene (Zona a G. Inflata). Esso coinvolge anche parte dei sedimenti del Pliocene Superiore, come evidenziato dal pozzo Calvino 1 ([Menardi Noguera & Rea, 2000](#)). La Piattaforma Esterna è interessata da tettonica disgiuntiva ([Sella et al., 1988](#)) dovuta alla flessurazione della placca Apula al di sotto della catena ([Doglioni et al., 1994](#)); queste faglie normali hanno perlopiù un andamento NW-SE.

L'assetto geologico sopra descritto è ben riconoscibile nell'area di Forenza – Venosa; infatti essa presenta in affioramento diverse unità che sovrascorrono l'una sull'altra (Fig. 109). In particolare, nel settore SW si ha l'accavallamento delle *Unità Lagonegresi* sulla *Formazione Marnoso-Arenacea*, la quale sovrascorre a sua volta sulle *Argille Varicolori* e sui depositi torbiditici di avanfossa di età pliocenico-infrapleistocenica ([Lazzari, 2008](#)). La successione plio-pleistocenica è tettonicamente sottoposta alle unità alloctone, e a sua volta giace stratigraficamente sulla piattaforma apula ([Schiattarella et al., 2005](#)).

Le formazioni più profonde sono state riconosciute soltanto in pozzo, e sono rappresentate da calcari e calcari dolomitici appartenenti al *Complesso dolomitico delle Murge* (Cretaceo Inferiore) e ai *Calcari di Cupello*. La successione carbonatica si chiude nell'Eocene, con la sedimentazione di calcari a nummuliti e brecce calcaree con intercalazioni di livelli basaltici (*Brecce di Lavello*). Nello stesso periodo si ha una fase tettonica distensiva che caratterizza il bacino di avanfossa e la piattaforma apula.

Alla fine dell'Eocene si registra un'emersione dell'area che induce una ridotta o assente sedimentazione durante il Miocene, del tutto mancante nell'Oligocene ([Lazzari, 2008](#)).

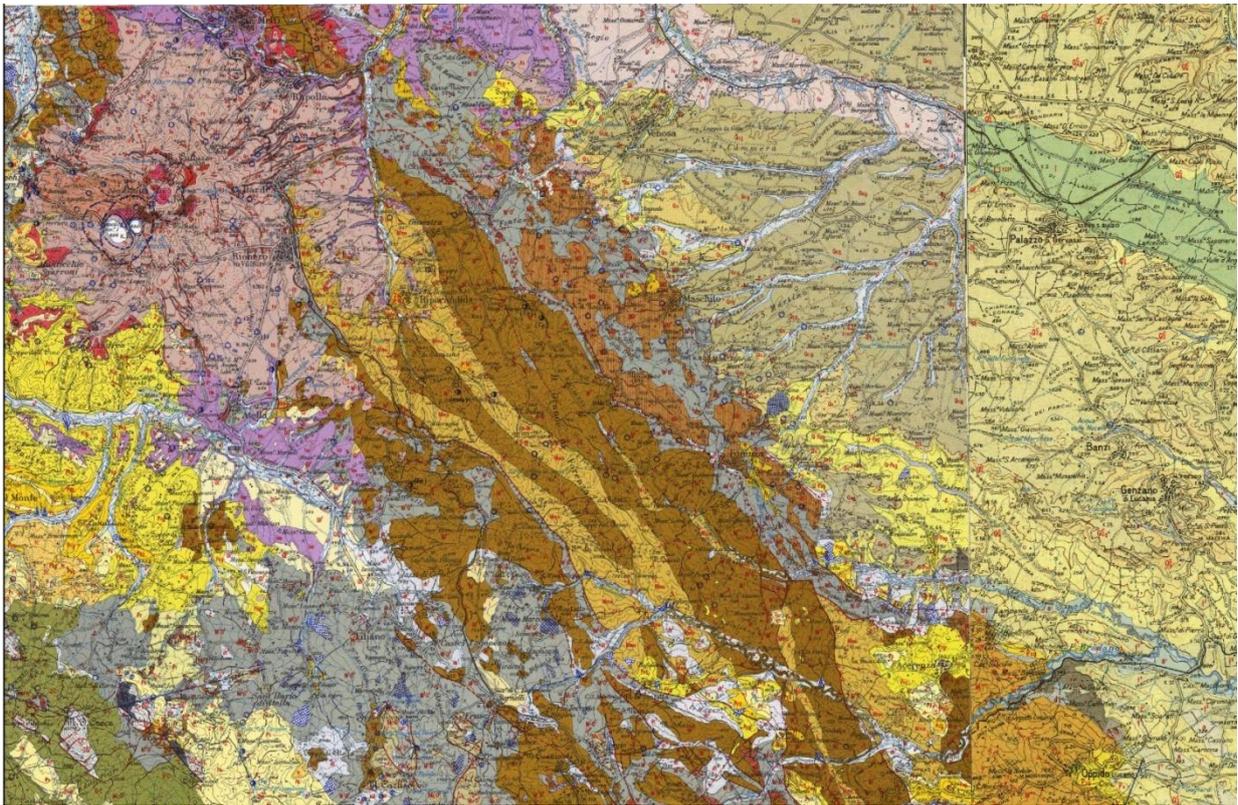


Figura 109 – Stralcio della Carta geologica alla scala 1:100.000 – F°187- Melfi.

Al di sopra del substrato pre-pleiocenico poggia in trasgressione la successione pleiocenica, con livelli via via più recenti verso SE.

L'evoluzione tettono-sedimentaria del segmento meridionale d'avanfossa appenninica preso in esame ha inizio nel Pliocene inferiore, quando, a causa del progressivo avanzamento del fronte appenninico, il bacino è interessato da una generale migrazione verso E degli assi di subsidenza e delle relative depressioni (Fig. 110). Il bacino, si presenta così con un margine interno instabile, con tendenza ad un forte sollevamento, ed un margine esterno subsidente che coinvolge via via, aree d'avampaese già dislocate verso la catena.

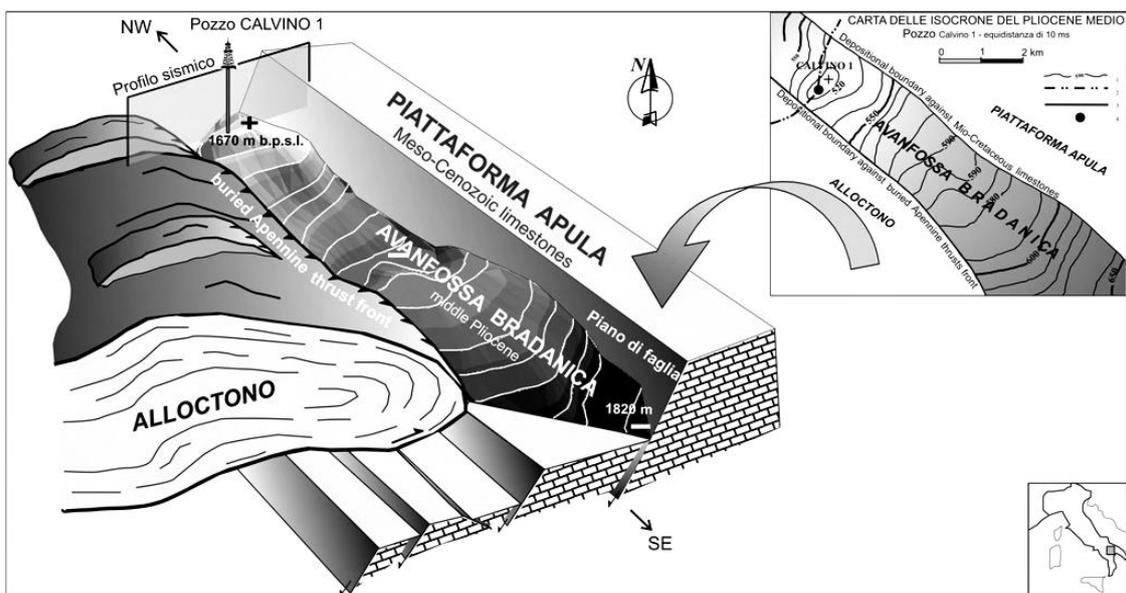


Figura 110 – Modello tridimensionale dell'avanfossa bradanica; si può notare la particolare condizione strutturale di questo settore, in cui i due domini di catena e di avampaese sono estremamente ravvicinati (da Lazzari, 2008).

Il riempimento del bacino ha inizio verso la fine del Pliocene Inferiore-medio, su un'ampia area subsidente dell'avampaese apulo. Lo spessore complessivo della successione bradanica supera i 2000 m; la parte sepolta è caratterizzata principalmente da un complesso torbido, mentre la parte affiorante è costituita da argille siltose emipelagitiche, al di sopra delle quali si rinvengono depositi grossolani di mare basso, silico-clastici, relativi sia alle ultime fasi di riempimento dell'avanfossa, sia al successivo sviluppo di depositi marini terrazzati ([Lazzari, 2008](#)).

6.2 Ricostruzione di un modello geologico 3D e del DFN

Il modello geologico del sottosuolo del Bacino di Forenza è stato ricostruito mediante l'interpretazione di dati sismici pubblici, disponibili sul portale *Videpi*. Il set di dati presenta delle lacune, ma consente comunque di poter tracciare gli orizzonti principali. Nella modellazione sono stati utilizzati i seguenti dati (Fig. 111):

- 13 linee sismiche;
- 8 stratigrafie di pozzo;
- Mappe delle isocrone del top della Piattaforma Apula Esterna.

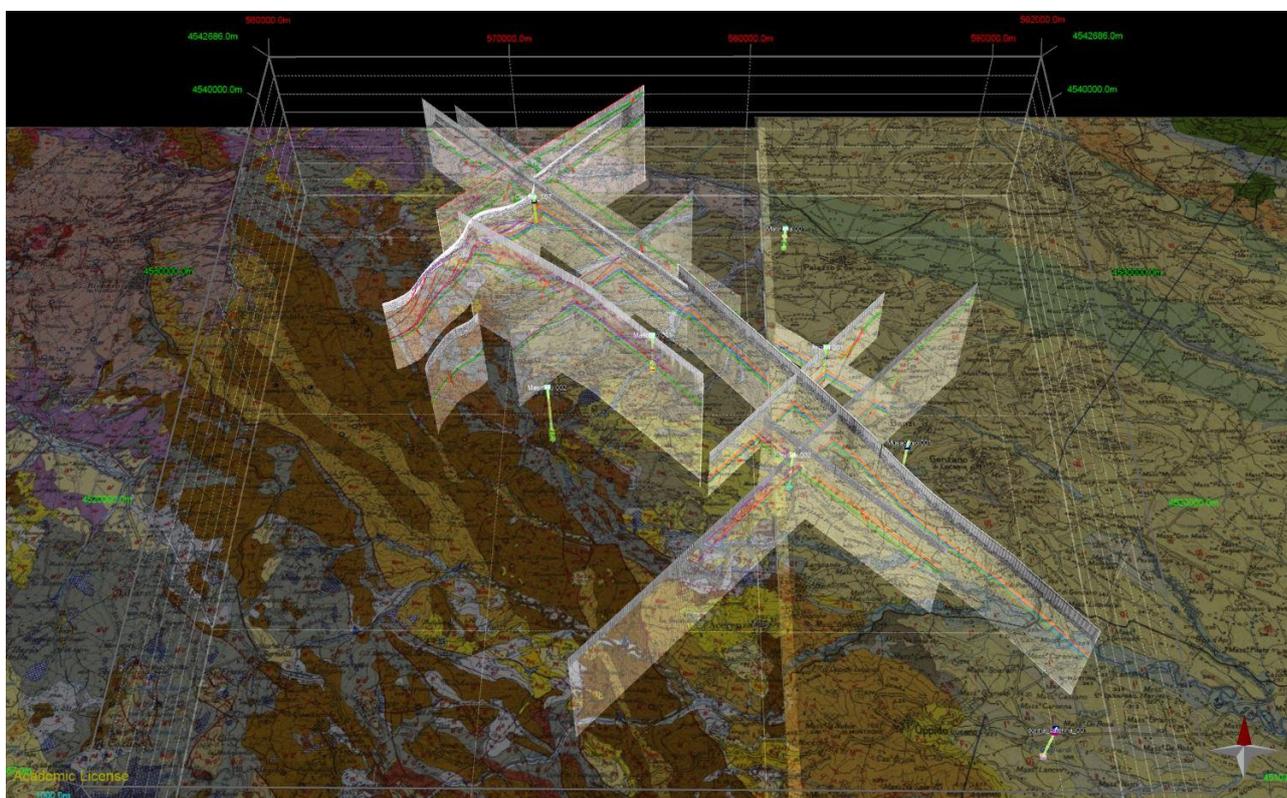


Figura 111 – Rappresentazione dei dati utilizzati per la costruzione del modello geologico del Bacino di Forenza; la base cartografica è costituita dai Fogli 187 - Melfi e 188 – Gravina di Puglia.

Nell'interpretazione delle linee sismiche (Fig. 112), anche attraverso l'utilizzo delle stratigrafie di pozzo, opportunamente convertite in tempi, sono stati riconosciuti e tracciati i seguenti orizzonti:

- *Formazione di Mutignano* (in giallo);
- *Formazione Gessoso-solfifera* (in arancione), con argille e marne verdi e brune e intercalazioni di gessi;
- *Formazione di Bolognano* (in turchese);

- *Complesso Alloctono* (in viola), ben riconoscibile grazie alla facies sismica caotica; esso sovrascorre sul bacino di avanfossa durante il Miocene Inferiore (Formazione di San Ferdinando);
- *Formazione di San Ferdinando* (in blu), di età miocenica, costituita da calcari e calcari marnosi con intercalazioni di argille e marne;
- *Brecce di Lavello* (in verde), che rappresentano il top della successione carbonatica; esse costituiscono l'orizzonte più continuo della zona.

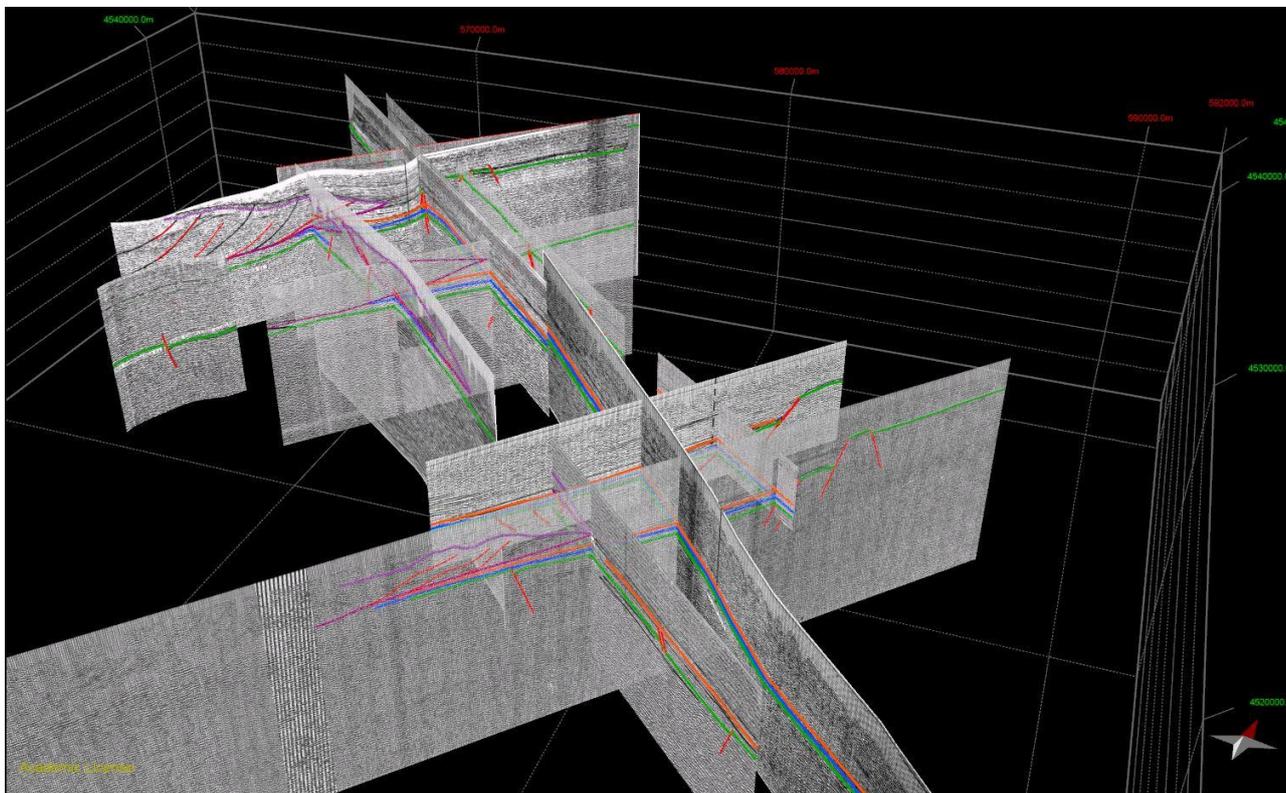


Figura 112 – Interpretazione del set di linee sismiche disponibili nel bacino di Forenza.

Il bacino è strutturato essenzialmente da un substrato carbonatico con una struttura ad *horst e graben*, in cui è ben visibile una faglia ad andamento circa NW-SE, immergente verso W, con un notevole rigetto (circa 700 ms), che disloca il tetto dei carbonati. Nel settore più interno è presente, invece, un complesso caotico, costituito dall'Alloctono che sovrascorre sulla sequenza di avanfossa. Quest'ultima ha una geometria allungata in direzione NW-SE e un'ampiezza molto piccola; si nota infatti che il fronte della catena e l'avampaese sono distanti soltanto qualche decina di chilometri.

Dal punto di vista strutturale si possono distinguere due fasi principali: una distensione pre-pliocenica e una compressione tardo plio-pleistocenica. La prima fase, conseguente alla flessurazione della placca in subduzione, ha portato allo smembramento della piattaforma Apula, con la formazione talvolta di semi-graben. Essa non interessa però la sequenza mio – pliocenica, che colma le porzioni di bacino antistanti la piattaforma e ricopre interamente la struttura. Tuttavia, è possibile riconoscere dei depositi syn-tettonici di età miocenica, in cui sono evidenti variazioni di spessore all'interno del bacino (Fig. 113 e 114). La fase compressiva successiva porta all'avanzamento del Complesso Alloctono nel bacino e alla formazione di pieghe blande, con direzione degli assi NW-SE, che sono ben visibili nel *footwall* della faglia (Fig. 115). In alcune sezioni sismiche si nota un accenno di piegamento anche nella successione pliocenica, soprattutto nel settore più settentrionale dell'area.

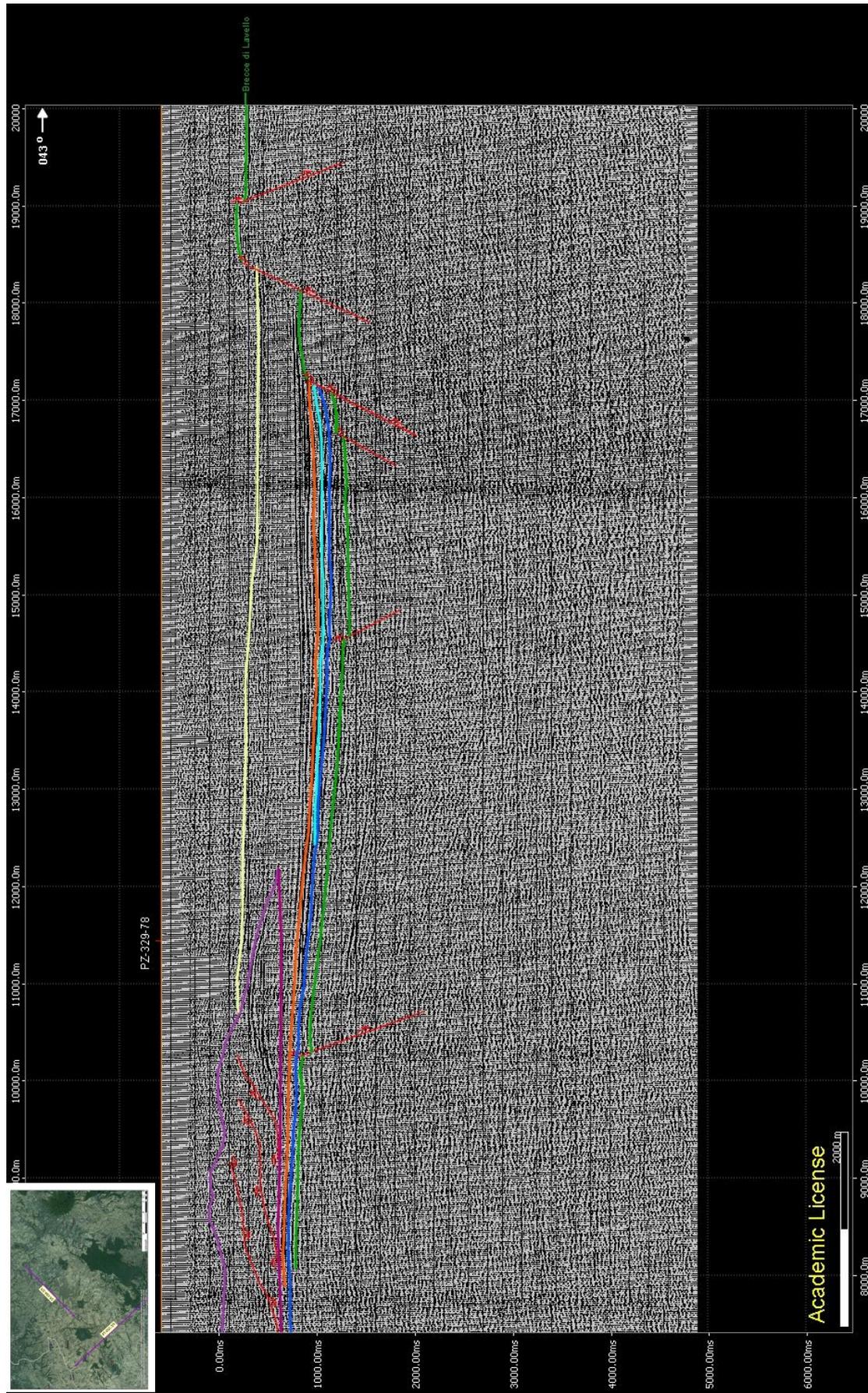


Figura 113 – Linea sismica PZ-329-82; essa ha un'orientazione perpendicolare al bacino (NE-SW). Si distinguono una zona interna in cui è presente l'Alloctono che sovrascorre sulla sequenza d'avanfossa, e una zona esterna, ove la piattaforma Apula è dislocata da una faglia a carattere regionale orientata in senso appenninico.

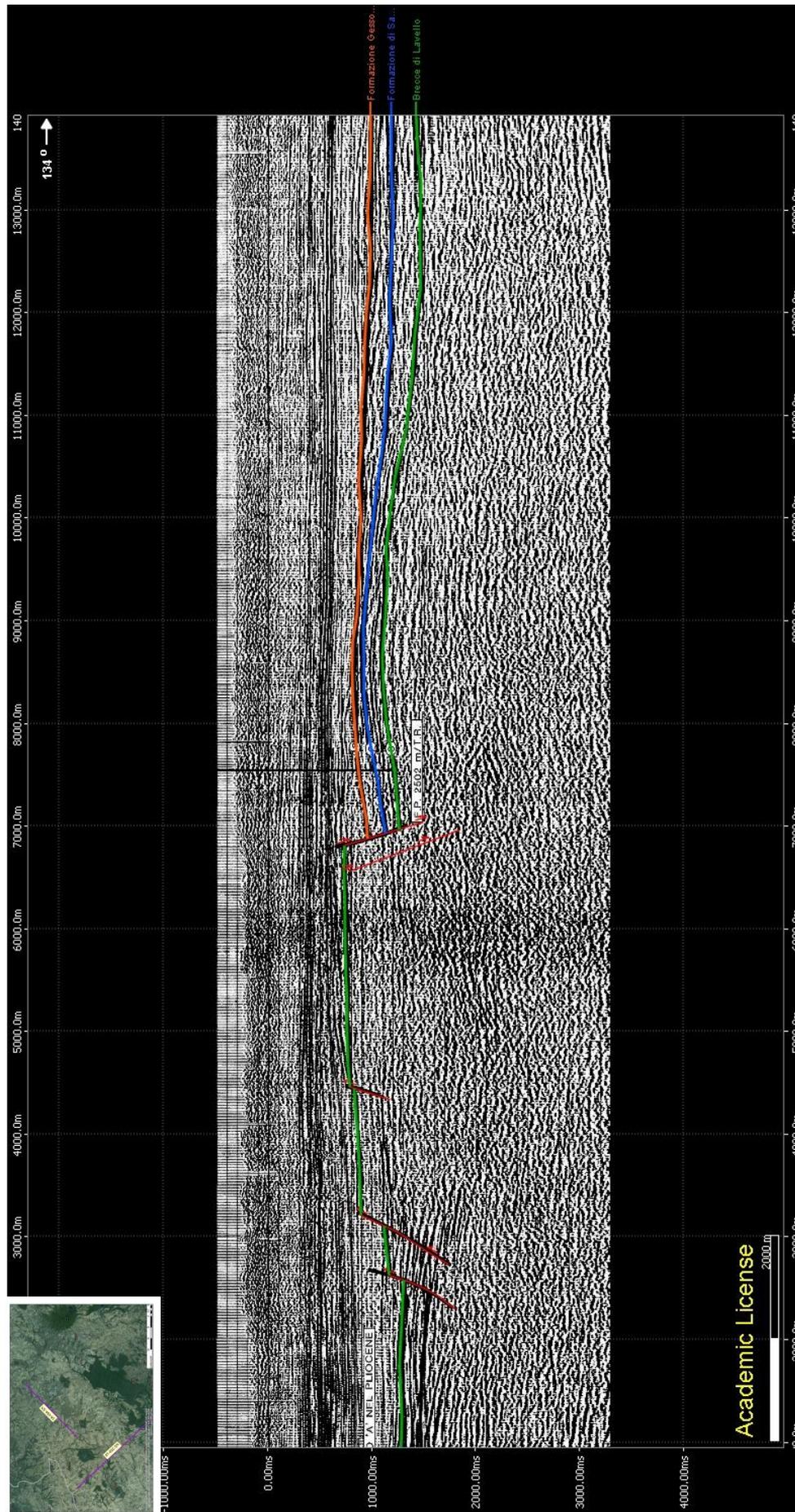


Figura 114 – Linea sismica PZ-483-82, avente una direzione parallela al bacino (NW-SE). In questa sezione è ben visibile la struttura ad *horst e graben* e l'onlap delle formazioni mio-pliceniche sulle faglie che bordano il bacino stesso.

La superficie del tetto dei calcari è stata ricostruita a partire dalla mappa delle isocrone di questo orizzonte, e interpolandola con gli orizzonti tracciati nell'interpretazione delle sezioni sismiche. La superficie è stata poi intersecata con i lineamenti tettonici principali, con orientazione NW-SE ed E-W. In figura 115 è possibile notare il notevole rigetto della faglia principale (circa 700 ms) e la presenza di un'anticlinale nella zona di *footwall*, con un'orientazione circa parallela alla faglia normale. Questa struttura, classica trappola di tipo strutturale, potrebbe essere utilizzata come potenziale reservoir per lo stoccaggio di CO₂. Per questo motivo si è scelto di elaborare il DFN soltanto sulla parte di substrato carbonatico interposto tra la faglia normale e l'anticlinale.

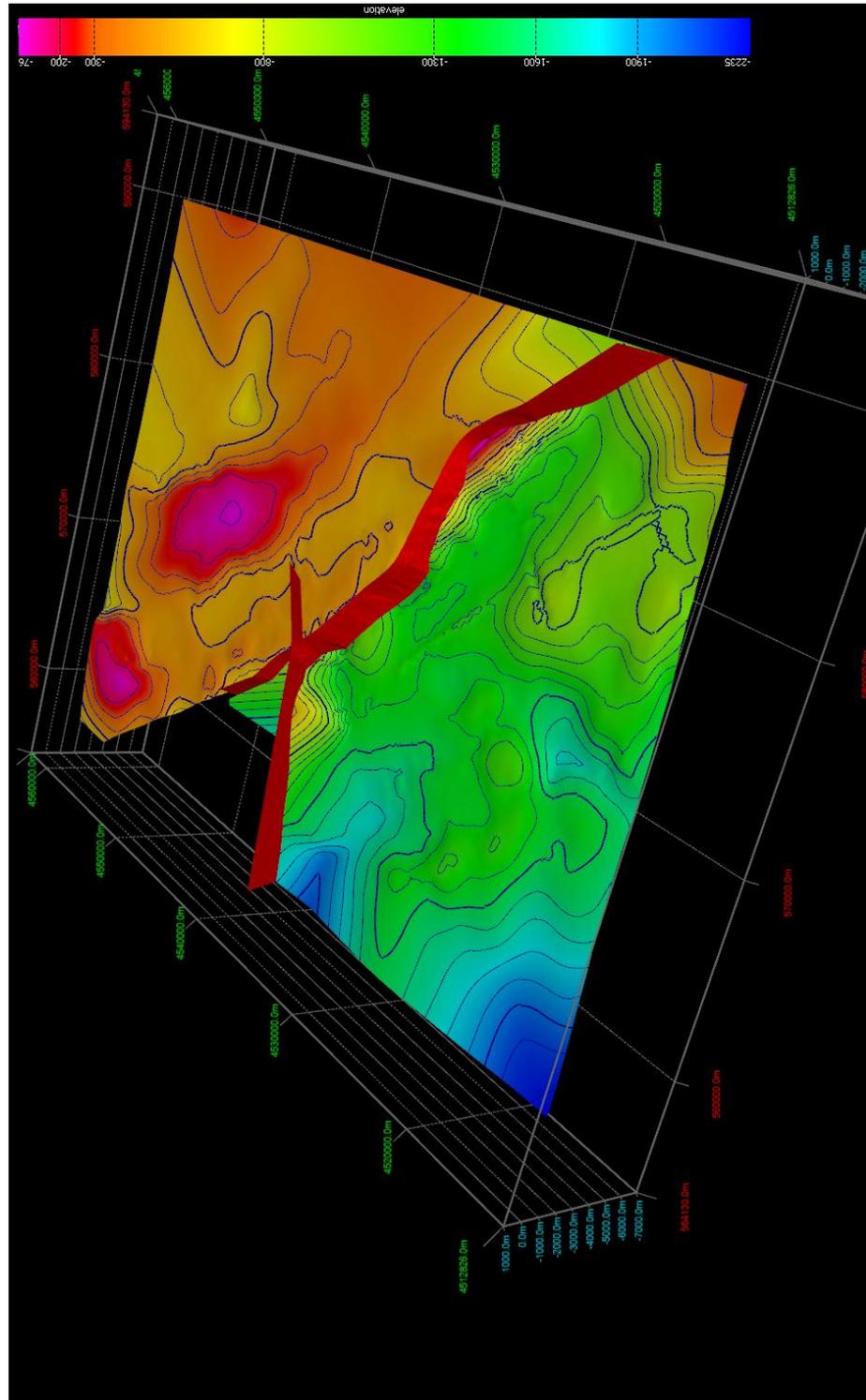


Figura 115 – Ricostruzione del top della Piattaforma Apula (Brecce di Lavello) e delle faglie principali (in TWT), ad andamento NW-SE ed E-W. L'equidistanza delle isolinee è di 100 ms.

Come detto in precedenza, il Bacino di Forenza si trova in una posizione della catena appenninica simile a quella del Bacino di Vasto. Per ciò che concerne le caratteristiche litologiche, petrofisiche e geomeccaniche della successione carbonatica, può ritenersi valida l'ipotesi di considerare la Maiella come analogo naturale di questo reservoir. Perciò, l'elaborazione del DFN verrà effettuata a partire dai dati di fratturazione derivanti dalla *scan line* 1 misurata nella cava di Madonna della Mazza (Tabella 26, capitolo 5).

Il risultato grafico della costruzione del Discrete Fracture Network è riportato nelle figure 116 e 117. Ciascun set di fratture è descritto da un colore differente.

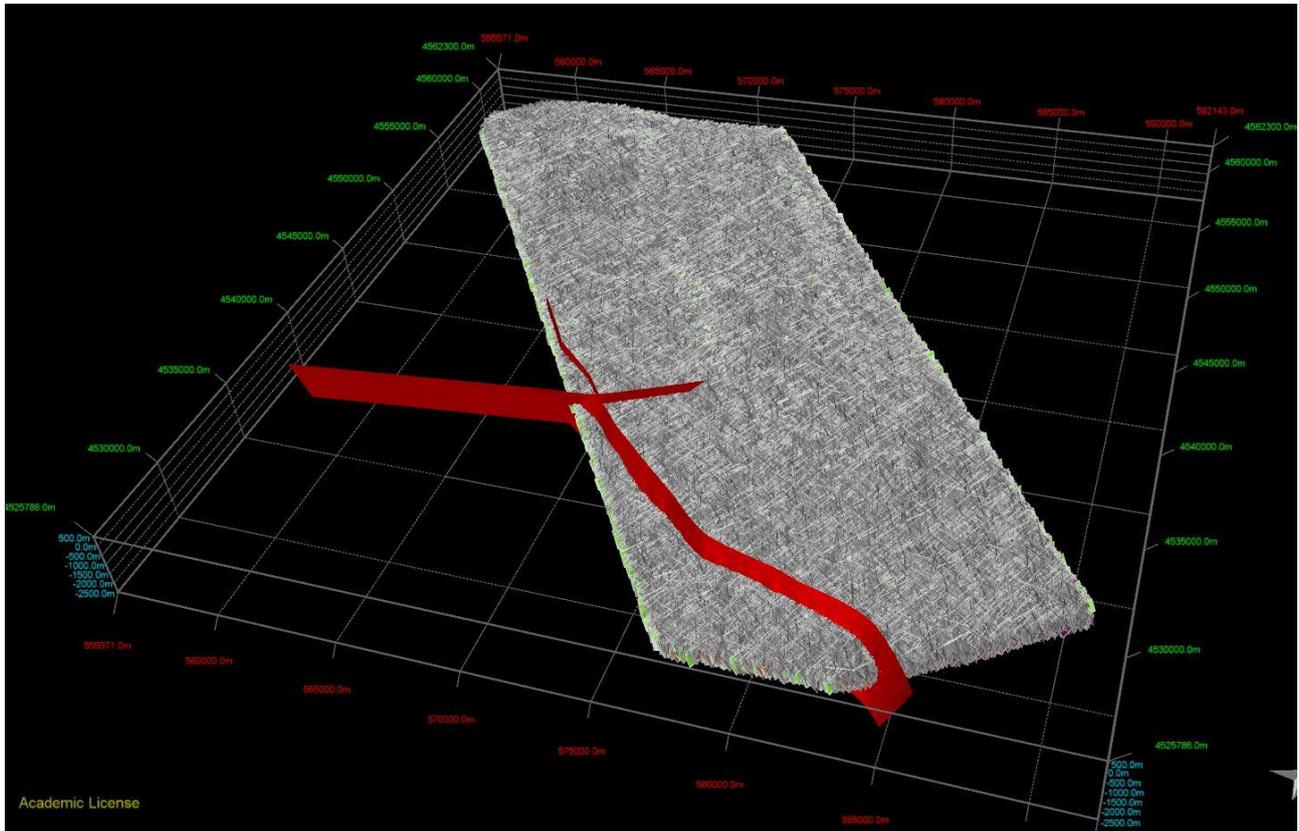


Figura 116 – Insieme delle fratture generate nel DFN.

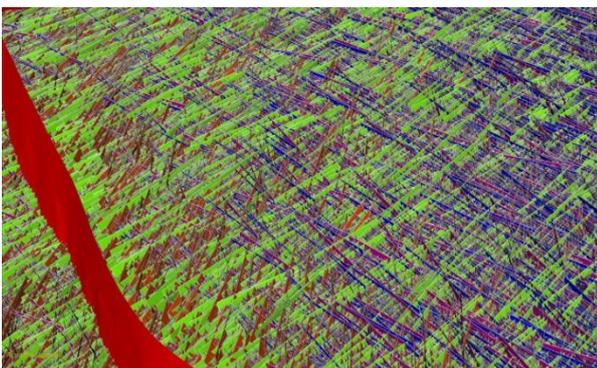


Figura 117 – Dettaglio del reticolo di fratture; ad ogni colore corrisponde un set di fratture differente.

Le proprietà calcolate sono il P32, la porosità e la permeabilità (Tabella 29).

Tabella 29 – Tabella riassuntiva dei parametri calcolati per il DFN.

		min	max
Area fratturata totale (Km ²)	42748.4		
Volume totale delle fratture (Km ³)	0.0511824		
Volume totale del modello (Km ³)	15.6882		
Porosità secondaria	0.33%		
P32 medio (1/m)	2.72		
Apertura media (mm)	1.20		
Porosità (%)		0.147	0.450
Permeabilità (mD)		0.117	1.883

6.3 I gas del suolo

Nell'area di Forenza sono state svolte diverse prospezioni dei gas del suolo (Fig. 118): la prima nel 1994/95, per identificare la presenza di eventuali idrocarburi gassosi nel suolo, indice dell'esistenza di un possibile giacimento nel sottosuolo, e la seconda nel 2013/14 per ampliare il campionamento in tutta l'area compresa dal modello geologico.

Per entrambe le campagne sono state misurate le concentrazioni in situ di anidride carbonica e metano, mentre in laboratorio sono stati analizzati l'elio, gli idrocarburi gassosi, la CO₂, l'ossigeno e l'azoto.

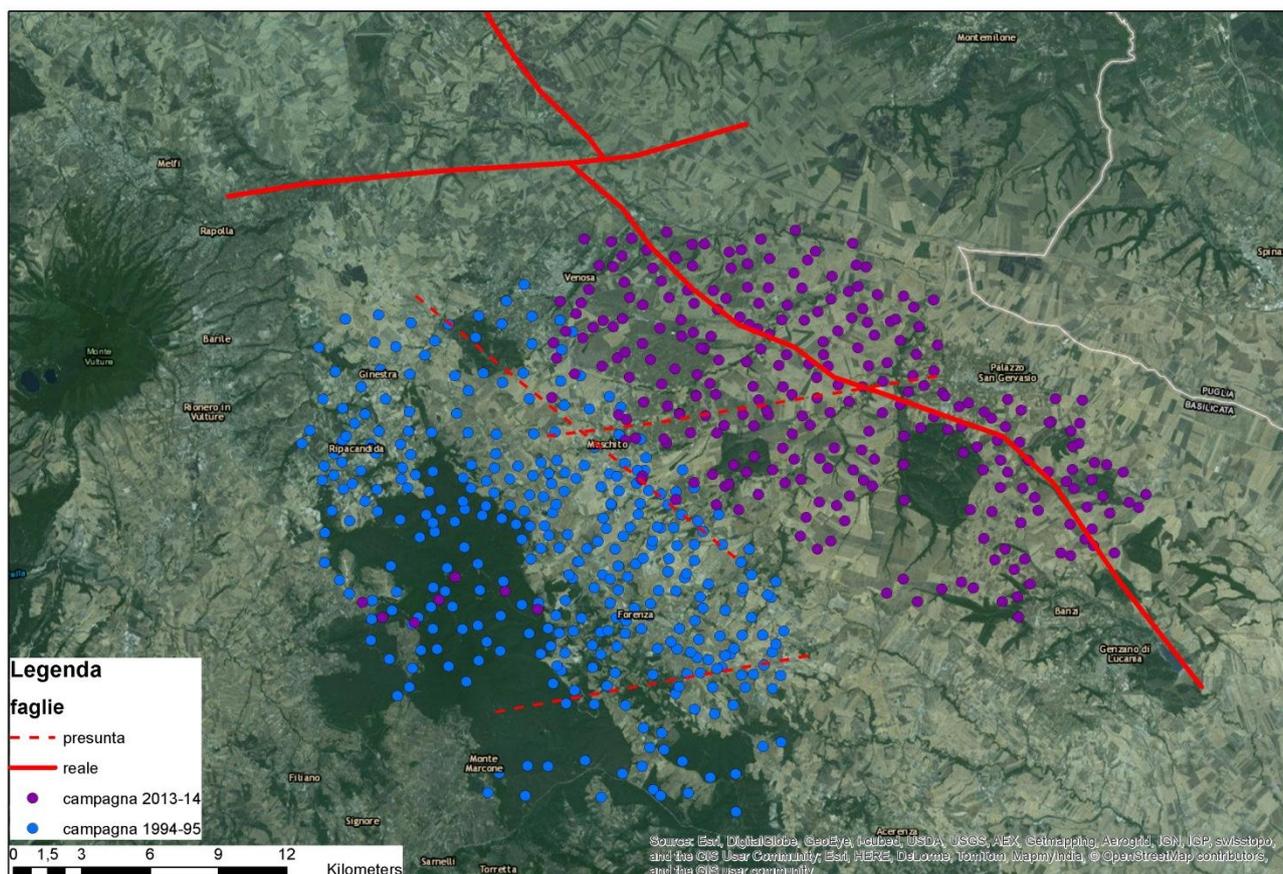


Figura 118 – Prospezioni dei gas del suolo effettuate nel bacino di Forenza nel 1994/95 e nel 2013/14; in figura sono riportate anche le faglie principali tracciate mediante l'elaborazione del modello geologico del sottosuolo.

Durante la prima prospezione sono stati prelevati ed analizzati 319 campioni, a cui si aggiungono i 264 della campagna più recente.

Nella tabella seguente sono riportati i principali indici statistici relativi alle due campagne.

Le distribuzioni statistiche di tutti i gas sono influenzate dalla presenza di concentrazioni molto anomale dovute alla presenza di un gas vent nei pressi di Maschito, la cui composizione è riportata nella tabella 30.

Tabella 30 – Concentrazioni misurate sul gas vent nei pressi dell'abitato di Maschito.

	CO ₂ %	He (ppm)	CH ₄ (ppm)	Etano (ppm)	Propano (ppm)
1994	93.6	-	7550	280	70
1995	91.4	47	6667	264	84
2014	89.5	250	4900	284	171

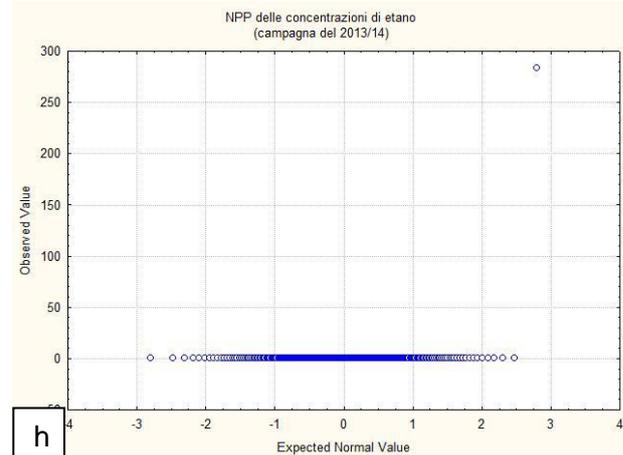
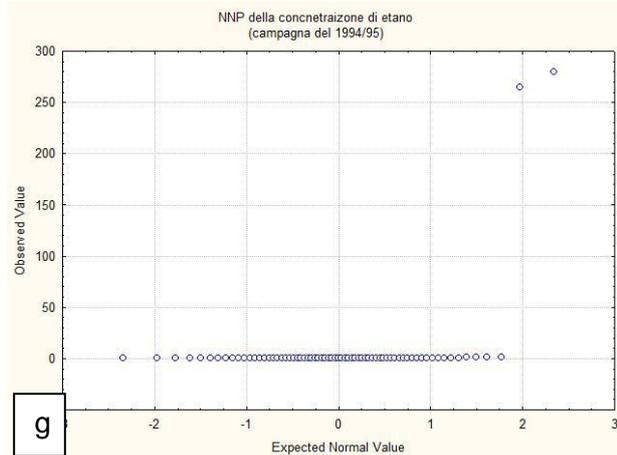
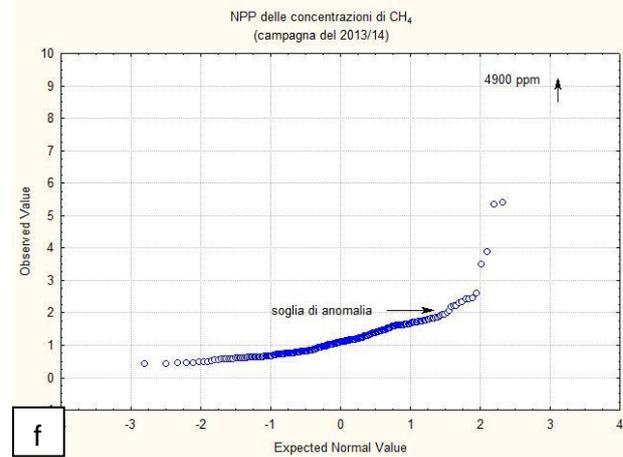
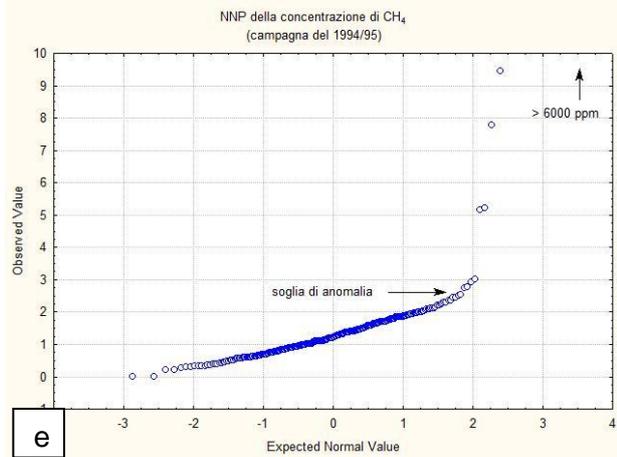
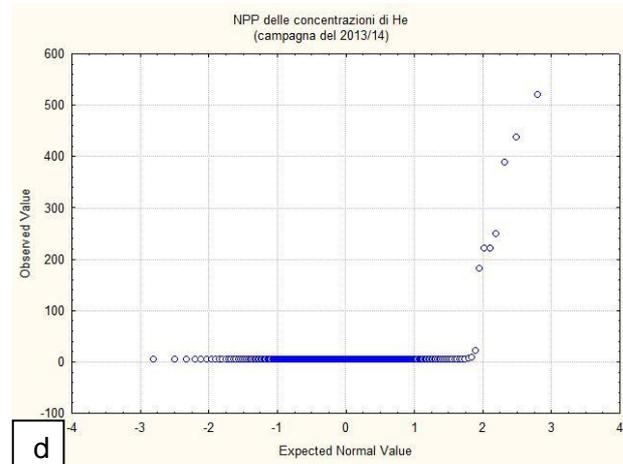
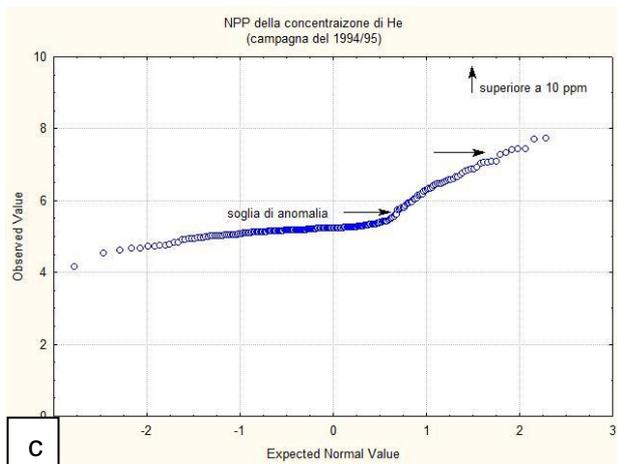
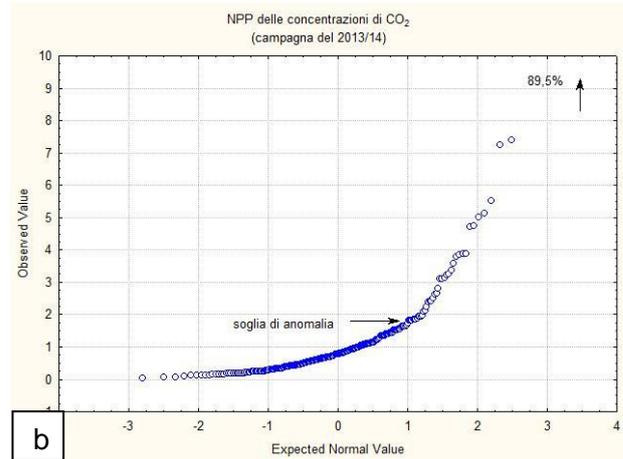
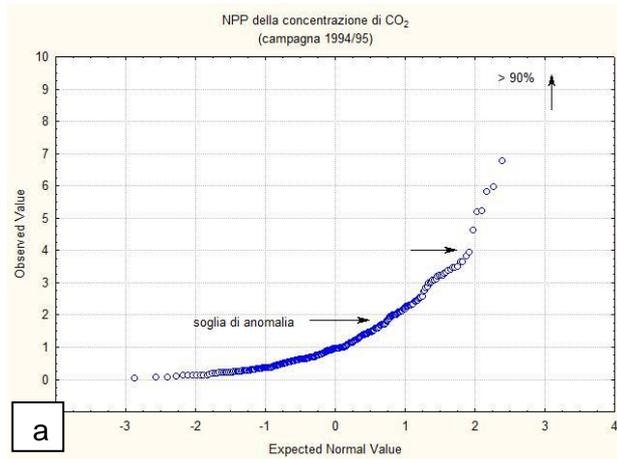
Per quanto riguarda gli altri gas (Tabella 31), essi hanno una distribuzione statistica abbastanza regolare, a parte l'elio che presenta alcuni valori molto anomali nella campagna del 2014. Infatti il suo valore medio è di circa 2 volte superiore a quello della mediana, dimostrando l'influenza di questa popolazione outliers. L'anidride carbonica presenta una distribuzione gaussiana, con un valore medio di 1.82% nella prima campagna e di 1.42% nella seconda.

Gli idrocarburi gassosi mostrano concentrazioni che soltanto in alcuni punti hanno valori anomali. Il metano ha un valore medio di 45 ppm nel 1995 e di 19.9 ppm nel 2014, ma se si guarda la mediana si nota che questa è di gran lunga minore rispetto alla media, poiché non risente appunto della popolazione anomala. Un analogo discorso può essere fatto sia per l'etano, sia per il propano.

Tabella 31 – Principali indici statistici delle specie gassose analizzate nelle due campagne. Sono riportati anche i valori di riferimento delle concentrazioni in atmosfera.

		N	Media	Mediana	Min	Max	Dev. Std	Valore rif.
CO ₂ %	1994/95	319	1.82	0.96	0.04	93.6	7.29	0.03
	2013/14	264	1.42	0.79	0.05	89.5	5.55	
He (ppm)	1994/95	241	5.86	5.22	4.17	55.4	4228	5.22
	2013/14	264	13.49	5.17	4.70	519.5	53.90	
CH ₄ (ppm)	1994/95	319	45.89	1.22	0.21	7550	562.9	1.8
	2013/14	264	19.90	1.09	0.41	4900	301.5	
Etano (ppm)	1994/95	319	8.22	0.3	0.01	280.0	45.98	
	2013/14	254	1.13	0.01	0.01	284.0	17.82	
Propano (ppm)	1994/95	319	1.34	0.09	0.01	84.2	8.81	
	2013/14	230	0.77	0.02	0.01	171.0	11.27	
Rn (Bq/L)	1994/95	236	15.37	10.60	0.37	104.34	14.7	

Il confronto tra i risultati delle due campagne risulta più efficace se si osservano i Normal Probability Plot delle diverse specie gassose (Fig. 119). L'anidride carbonica presenta una soglia di anomalia di 1.8% in entrambe le campagne; anche il range di concentrazione è confrontabile. L'elio ha una popolazione di background che va da 4 a 5.8 ppm; nella seconda campagna si nota una popolazione di outliers, non associati al gas vent, che va da 200 a 520 ppm. Un analogo comportamento si ha per il metano, la cui soglia di anomalia è nel range 2-3 ppm, e per cui si evidenzia una piccola popolazione anomala tra 5 e 10 ppm. L'etano e il propano hanno un'unica popolazione, che corrisponde a quella di background, con qualche valore intorno a 5-10 ppm.



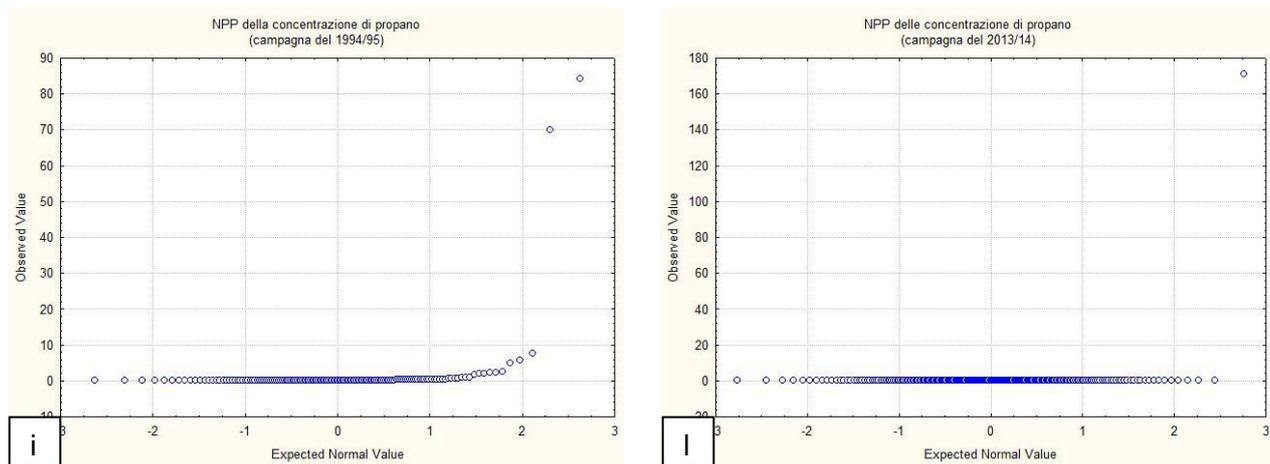


Figura 119 – Grafici di probabilità cumulata calcolati per ciascuna specie gassosa. In ogni grafico sono segnate le soglie di anomalia.

6.3.1 Elaborazione geostatistica

I gas del suolo prelevati durante le due campagne descritte nel precedente capitolo sono stati elaborati anche geostatisticamente, per comprendere il ruolo della fagliazione nei processi di migrazione dei fluidi e per identificare un eventuale controllo litologico da parte delle coperture. Poiché dall'analisi statistica è risultato che i due dataset sono confrontabili sia per soglia di anomalia, sia per range di concentrazione, si è scelto di accorparli in un unico database per ricreare delle mappe di isoconcentrazione. I dati relativi al gas vent di Maschito sono stati filtrati per evitare di mascherare anomalie minori.

L'anidride carbonica presenta un range di concentrazione tra 0.22 e 5.33% (v/v), che rientra in quelli che sono considerati i valori tipici per un'origine biologica. Infatti, le concentrazioni maggiormente anomale sono state misurate nel bosco di Forenza, dove un suolo umido e ricco di materia organica favorisce i processi di degradazione biologica, con conseguente produzione di CO₂. Nella zona esterna (Fig. 120), in prossimità della faglia NW-SE, si nota un allineamento con medesima direzione, che potrebbe essere attribuito alla maggiore fratturazione del footwall della faglia. Infine, anche nell'area prossima a Maschito, ove è ubicato il bacino, si può vedere questo andamento dell'anomalia con direzione appenninica.

Il gas vent di Maschito, con una composizione a prevalente anidride carbonica, è stato interpretato da [Nuccio et al. \(2014\)](#) come un'emissione legata a fluidi termali, con una signature isotopica dell'elio che dà un'origine crostale. Poiché il gas vent si trova in corrispondenza del sistema di faglie orientato E-W del Monte Vulture, gli autori ipotizzano che esso possa essere collegato in qualche modo alla presenza di un corpo magmatico in profondità, che probabilmente causa metamorfismo dei carbonati, e quindi produzione di CO₂.

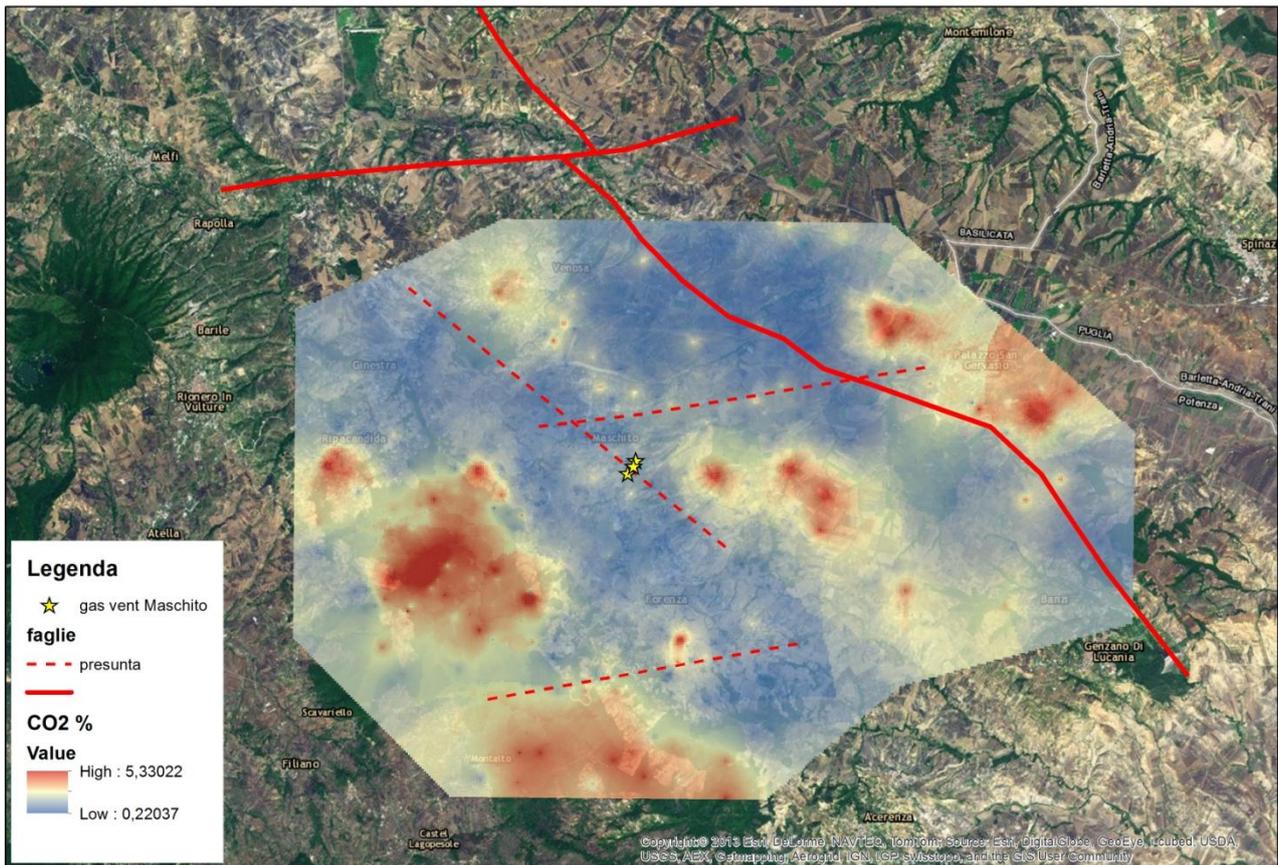


Figura 120 – Mappa di iso-concentrazione dell’anidride carbonica del Bacino di Forenza.

In figura 121 è mostrata la mappa di iso-concentrazione dell’elio. Si nota una popolazione di background in blu, mentre in rosso sono rappresentati i punti che costituiscono gli *outliers* della distribuzione. Questi si allineano lungo una direttrice E-W, che potrebbe appartenere allo stesso sistema di faglie riconosciute nel modello geologico, che disloca la struttura principale. Inoltre, nella zona di Maschito, al contatto tra il fronte dell’alloctono e il bacino pliocenico, si ha una zona mediamente anomala, con delle concentrazioni attorno a 10 ppm, che potrebbero rappresentare una migrazione di elio associata ad idrocarburi nel sottosuolo.

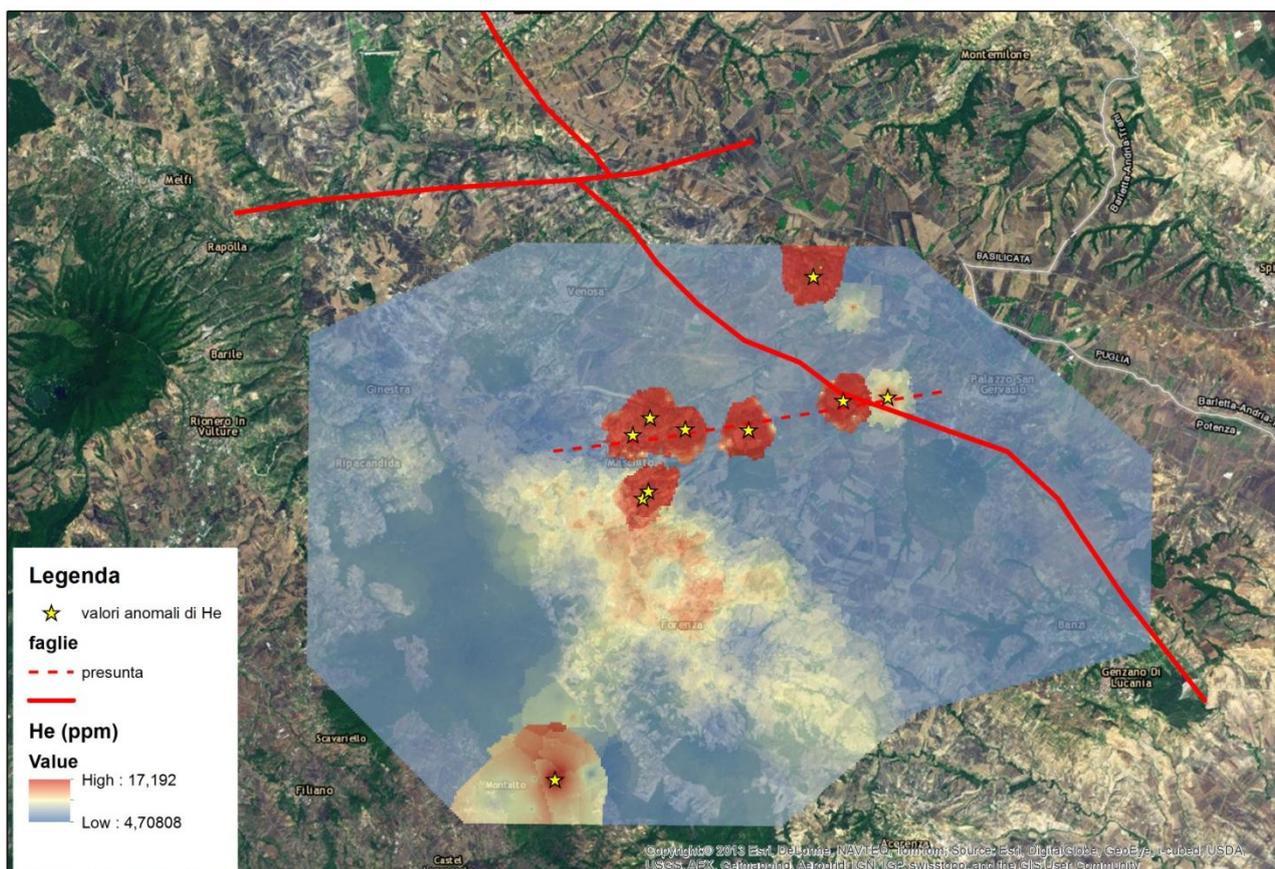


Figura 121 – Mappa di iso-concentrazione dell'elio del Bacino di Forenza.

Questa ipotesi sembra essere suffragata anche dalle concentrazioni di metano (Fig. 122), che benché presentino delle anomalie di tipo puntuale, tendono ad essere allineate su direttrici NW-SE e E-W, soprattutto in corrispondenza del bacino di avanfossa.

6.4 Discussione dei risultati

Il bacino di Forenza si trova nell'avanfossa bradanica, in una posizione che corrisponde strutturalmente sia ai giacimenti petroliferi della Val d'Agri, sia a quelli dell'Abruzzo. Per questo motivo è stato interessato dagli anni '70 in poi da numerose indagini petrolifere, che non hanno però portato alla scoperta di un giacimento di interesse economico.

L'assetto strutturale dell'area è caratterizzato dalla presenza di un substrato carbonatico, appartenente alla Piattaforma Apula Esterna, W-immersa e con una struttura a *horst e graben*. Questa fagliazione di tipo normale è associata alla flessurazione della placca in subduzione. Al di sopra della piattaforma si rinvengono i depositi di avanfossa legati all'evoluzione della catena, di età plio-pleistocenica, che si sono sedimentati in un bacino avente direzione NW-SE ed estensione piuttosto ridotta. Il veloce sollevamento dell'area nel Pleistocene ha portato al rapido colmamento della depressione con sedimenti di acque basse, fino a condizioni continentali. Nel settore occidentale dell'area, invece, si ha la presenza di una spessa coltre di depositi caotici, interessati da deformazione fragile-duttile, appartenenti alle Unità Lagonegresi, che sovrascorrono sulla sequenza di avanfossa.

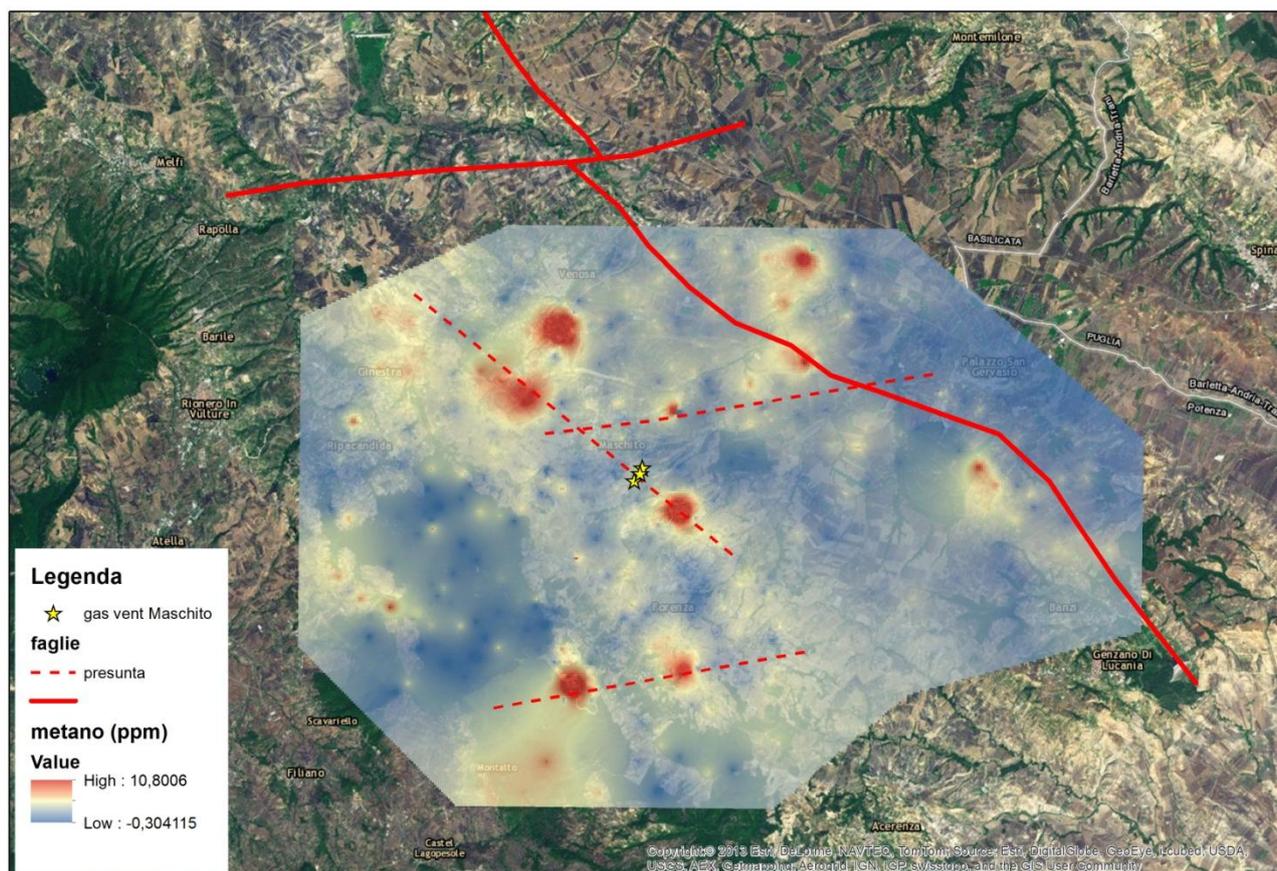


Figura 122 – Mappa di isocontrazione del metano del Bacino di Forenza.

L'interesse di questa area ai fini di un progetto di stoccaggio di anidride carbonica risiede nell'esistenza di una successione carbonatica, che nelle aree contigue è sede di giacimenti di idrocarburi, sovrastata da una sequenza argillosa con uno spessore notevole. La presenza di un blando piegamento, con assi allungati NW-SE, permetterebbe di avere anche una trappola di tipo strutturale.

La caratterizzazione del reservoir carbonatico è stata effettuata mediante una ricostruzione dell'andamento della superficie del top della piattaforma e delle faglie principali, a partire dai dati sismici disponibili. I dati di porosità e permeabilità dei calcari non sono disponibili in letteratura, ma poiché essi sono rappresentati dalla Formazione dei *Calcari di Cupello*, si può ipotizzare che essi abbiano delle caratteristiche simili a quelle descritte per il bacino di Vasto, ovvero una porosità primaria pari a 0.14-15.3% e una permeabilità tra 0.01 e 73.68 mD (*Civile et al., 2013*). La porosità secondaria è stata calcolata mediante l'elaborazione di un DFN, utilizzando i dati di fratturazione misurati in alcune cave in Maiella. Il risultato fornisce una porosità secondaria dello 0.33%, che va ad aggiungersi a quella già buona di *grainstone* e calcareniti.

La presenza di lineamenti tettonici a carattere regionale e di un'area vulcanica vicina comportano la necessità di conoscere se esistono delle condizioni che favoriscono la mobilità dei gas, e che quindi possano aumentare i rischi associati ad un eventuale stoccaggio di CO₂. Per questo motivo sono stati utilizzati i dati dei gas del suolo prelevati durante due prospezioni (1994/95 e 2013/14). I risultati dell'elaborazione di questi dati hanno identificato la presenza di un gas vent nei pressi di Maschito, già noto in letteratura, la cui origine è da associarsi a risalita di fluidi profondi lungo una faglia che interessa anche il vulcano del Vulture. Inoltre, sono stati riconosciuti diversi allineamenti di concentrazioni anomale di gas, soprattutto di elio, con direzione E-W e NW-SE, che implicano un controllo della fagliazione sulla migrazione dei fluidi. In prossimità del contatto tra il fronte dell'Alloctono e la successione di avanfossa sono presenti delle anomalie diffuse di elio e puntuali di metano, che potrebbero far pensare alla presenza di idrocarburi nel sottosuolo, che però non

sono in quantità tale da formare un giacimento di interesse economico. La posizione di queste anomalie potrebbe essere dovuta a un controllo litologico e strutturale sulla migrazione di questi gas. L'assenza di anomalie importanti di anidride carbonica, soprattutto nella zona di *footwall* della faglia principale, fa considerare la copertura plio-pleistocenica abbastanza impermeabile rispetto ai gas con molecole grandi, come proprio la CO₂, mentre le altre specie gassose, a più elevata mobilità, riescono ad attraversare l'intero spessore della copertura.

Discussioni finali e Conclusioni

Discussioni finali e conclusioni

La mitigazione dei cambiamenti climatici negli ultimi decenni sembra essere la nuova sfida per la comunità scientifica, la quale cerca sempre più nuove tecnologie che permettano di fornire l'energia pulita. Oltre all'utilizzo delle energie rinnovabili, un valido contributo (pari al 14% del totale necessario a raggiungere gli obiettivi del 2050) alla riduzione delle emissioni di gas serra in atmosfera viene dato dall'utilizzo della *Carbon Capture and Storage*, che permette di continuare ad utilizzare i combustibili fossili, senza però immettere anidride carbonica in atmosfera. Sebbene il CCS sia un processo complesso, esso probabilmente rappresenta l'unica soluzione rilevante per ridurre le emissioni nel breve periodo, considerando sia i costi, che le tecnologie disponibili. Poiché nel CCS vengono utilizzate le stesse tecniche sviluppate nell'industria petrolifera, essa rappresenta una tecnologia disponibile nell'immediato, e che costituirebbe un "ponte" tra l'uso di combustibili fossili e quello delle energie rinnovabili.

La scelta del sito in cui iniettare anidride carbonica è uno degli aspetti più complessi, ma allo stesso tempo basilare, per un impianto CCS. Infatti, essa richiede non solo un'accurata caratterizzazione geologica, ma anche una modellazione dei possibili scenari evolutivi del *plume* di CO₂ all'interno del reservoir.

Con questo lavoro di dottorato, si è cercato di identificare alcuni siti potenziali in Italia, con alcune caratteristiche geologiche ed ambientali adatte ad un sito di stoccaggio di anidride carbonica. A differenza dei reservoir tipicamente utilizzati nella maggior parte dei siti CCS nel mondo, rappresentati da reservoir porosi in successioni silico-clastiche, in questa tesi sono stati presi in considerazione i reservoir carbonatici fratturati, ben noti in campo petrolifero, ma il cui utilizzo in questo campo è ancora limitato. Le principali difficoltà risiedono nel fatto che nei carbonati è presente una porosità e permeabilità duale, ovvero quella della matrice e delle fratture. La distribuzione di queste proprietà nei reservoir fratturati è disomogenea e dipende essenzialmente dalla presenza di faglie e dall'evoluzione tettonica del bacino. Inoltre, nelle rocce carbonatiche vi è anche la difficoltà di prevedere i processi geochimici legati all'interazione tra i fluidi iniettati e la roccia stessa. Nonostante le difficoltà che possono incorrere durante la fase di selezione e caratterizzazione del sito, l'utilizzo di questi reservoir consentirebbe di aumentare la capacità volumetrica di stoccaggio a livello globale. Per questo motivo, è necessario conoscere il più possibile le caratteristiche del reservoir, del *cap-rock* e le eventuali vie di migrazione preferenziali per i gas. Questi elementi vanno a costituire uno dei pilastri fondamentali del piano di *risk assessment*, attraverso il quale vengono valutati i rischi connessi all'attività di stoccaggio, e soprattutto le possibilità di perdite dal serbatoio, i potenziali impatti sull'uomo e l'ecosistema e le misure di mitigazione da applicare nel caso di fuoriuscita di anidride carbonica.

In Italia la possibilità di stoccare anidride carbonica nel sottosuolo è in fase di valutazione e in questo lavoro sono state prese in esame delle aree campione che rappresentano tre contesti geologici differenti, potenzialmente sfruttabili a tale scopo. Queste aree sono quelle dell'avanfossa adriatica (nell'area di Vasto) e bradanica (bacino di Forenza) e il bacino carbonifero del Sulcis in Sardegna. Esse presentano rocce serbatoio costituite da carbonati, sigillati da copertura impermeabile spessa e continua lateralmente; la presenza di alcune faglie, talora a carattere regionale, potrebbero costituire una via di migrazione preferenziale per i gas. In alcuni casi sono presenti anche trappole strutturali che facilitano l'intrappolamento dei gas nel sottosuolo. Le conoscenze relative al sottosuolo di questi siti derivano dalle attività di prospezione a scopo minerario nel primo caso, e petrolifero negli altri due. In particolare, la posizione strategica e le caratteristiche geologiche del bacino del Sulcis lo rendono ideale per lo sviluppo del primo impianto di cattura e stoccaggio di anidride carbonica in Italia.

L'obiettivo principale di questo lavoro è la caratterizzazione di questi siti potenziali, ed in particolare dei reservoir carbonatici, ponendo una particolare attenzione alla valutazione della capacità di

stoccaggio di ciascun serbatoio e all'efficacia del confinamento, inteso come possibilità di leakage all'interno della copertura. Per raggiungere tale scopo si è pensato di utilizzare ed integrare due approcci differenti: l'analisi della fratturazione e la prospezione dei gas del suolo. La prima permette di valutare il volume disponibile per lo stoccaggio dovuto alle fratture all'interno del reservoir e le caratteristiche geomeccaniche delle rocce di copertura e delle zone di faglia, individuando zone ad alta permeabilità che possono rappresentare vie di migrazione per i gas. Queste ultime vengono identificate e caratterizzate ulteriormente utilizzando la prospezione dei gas del suolo, che permette di riconoscere apporti di fluidi profondi, indicanti zone a maggiore permeabilità che potrebbero rappresentare un elemento di rischio nel sito.

Di seguito verranno presentati in sintesi i principali risultati ottenuti per ciascun sito (discussi estesamente nei relativi capitoli) e un confronto tra i risultati ottenuti (Tab. 32).

Tabella 32 – Caratteristiche dei potenziali siti di stoccaggio oggetto di studio nel presente lavoro. I valori di permeabilità e porosità sono relativi ai lavori di *Beretta et al. (2012)* per il Sulcis e di *Civile et al. (2013)* per Vasto.

		Reservoir	Cap-rock	Permeabilità	Porosità
Sulcis	Carbone non estraibile	Miliolitico (Eocene)	F.ne Cixerri (Oligocene)	0.0267 mD	0.9 - 20%
Vasto	Giacimento depleto	Calcari di Cupello (Cretacico) e F.ne Bolognana (Miocene)	Sequenza pliocenica	0.01 – 73.98 mD	0.14 – 15.3%
Forenza	Trappola strutturale	Calcari di Cupello (Cretacico)	Sequenza plio - pleistocenica	-	-

Il Bacino del Sulcis è sede di attività mineraria sin dall'inizio del secolo scorso, poiché nel sottosuolo sono presenti giacimenti di carbone che costituiscono l'unica riserva di carbone con potenzialità estrattive rilevanti in Italia. Nell'area affiorano rocce che coprono un intervallo temporale piuttosto lungo (dal Paleozoico ad oggi) e che forniscono testimonianze di diverse fasi deformative. Per il potenziale sito di stoccaggio nel Sulcis, si è pensato di scegliere il Miliolitico (Eocene) come roccia serbatoio, poiché le caratteristiche petrofisiche osservate finora si prestano a tale scopo. La porosità primaria di questi calcari non è elevata, ma l'elevata dolomitizzazione e la fratturazione diffusa ne incrementano notevolmente la porosità secondaria. *Beretta et al. (2012)* hanno misurato mediante porosimetria a mercurio valori di porosità compresi tra 0.9 e 5%. A bassi valori di porosità si associano anche bassi valori di permeabilità ed elevati valori di tortuosità. Laddove i campioni presentano dolomitizzazione, invece, la porosità raggiunge valori del 20% e permeabilità di 0.0267 mD.

L'area di Vasto è caratterizzata da sedimenti prevalentemente clastici in affioramento, riferibili al Pliocene ed al Pleistocene. I terreni di età più antica, che presentano facies di flysch ed i depositi gessosi, sono riferibili all'Oligocene ed al Miocene. Il substrato pre-pliocenico dell'attuale Bacino Molisano, correlabile alla Piattaforma Apula, non affiora in superficie nell'area di Vasto, ma da dati di pozzo è stato possibile risalire alla stratigrafia del sottosuolo. Nella zona è presente il giacimento a gas di Cupello-San Salvo, sfruttato a partire dagli anni '90, e ora ormai depleto. La porosità del potenziale reservoir, rappresentato dai Calcari di Cupello e permeabilità, è valutata tra 0.14 e 15.3%, mentre la permeabilità è nel range 0.01-73.98 mD (*Civile et al., 2013*). Le rocce di copertura sono rappresentate, invece, dall'intera successione plio-pleistocenica, costituita da alternanze di argille e sabbie con spessori molto elevati (fino a 2000 m); inoltre, nella zona più interna è presente il Complesso Alloctono, costituito anch'esso da litologie a bassa permeabilità.

Il bacino di Forenza si trova nell'avanfossa bradanica, in una posizione che corrisponde strutturalmente sia ai giacimenti petroliferi della Val d'Agri, sia a quelli dell'Abruzzo. Per questo motivo è stato interessato dagli anni '70 in poi da numerose indagini petrolifere, che non hanno però portato alla scoperta di un giacimento di interesse economico.

L'assetto strutturale dell'area è caratterizzato dalla presenza di un substrato carbonatico, appartenente alla Piattaforma Apula Esterna, W-immersa e con una struttura a *horst e graben*. Questa fagliazione di tipo normale è associata alla flessurazione della placca in subduzione. Al di sopra della piattaforma si rinvengono i depositi di avanfossa legati all'evoluzione della catena, di età plio-pleistocenica, che si sono sedimentati in un bacino avente direzione NW-SE ed estensione piuttosto ridotta. Il veloce sollevamento dell'area nel Pleistocene ha portato al rapido colmamento della depressione con sedimenti di acque basse, fino a condizioni continentali. Nel settore occidentale dell'area, invece, si ha la presenza di una spessa coltre di depositi caotici, interessati da deformazione fragile-duttile, appartenenti alle Unità Lagonegresi, che sovrascorrono sulla sequenza di avanfossa. Il potenziale reservoir è costituito dai Calcari di Cupello aventi una struttura anticlinale nel *footwall* di una faglia a carattere regionale. I dati di porosità e permeabilità non sono disponibili in letteratura, ma è possibile ipotizzare che essi siano simili a quelli determinati per l'area di Vasto. La copertura è rappresentata dalla sequenza torbida plio-pleistocenica, con spessori molto elevati.

Dal confronto tra le caratteristiche dei tre reservoir, si nota che il Miliolitico presenta una porosità mediamente inferiore rispetto a quella dei Calcari di Cupello, che soltanto dove sono presenti processi di dolomitizzazione aumenta anche di due ordini di grandezza. D'altra parte, però, la permeabilità rimane estremamente bassa, per cui la fratturazione assume un ruolo determinante per l'effettivo utilizzo di questo reservoir ai fini del GCS. Anche la permeabilità dei Calcari di Cupello non è elevatissima, ma sommata alla permeabilità secondaria legata a fratturazione, potrebbe rientrare nel range ottimale per un sito di stoccaggio.

Le coperture nei siti di Vasto e Forenza sono rappresentate da una spessa coltre argilloso-sabbiosa di età plio-pleistocenica, che presenta buone caratteristiche geomecchiche. La presenza, infatti, di giacimenti di idrocarburi nel sottosuolo è una conferma della buona tenuta del serbatoio. In Sulcis, invece, la roccia di copertura sarebbe assicurata dalla presenza di letti di carbone e successivamente dalla spessa Formazione del Cixerri, costituita da alternanze di conglomerati, arenarie a bassa permeabilità e argille.

Tabella 33 – Quadro riassuntivo dei principali parametri calcolati mediante l'elaborazione dei *Discrete Fracture Network* di ciascun bacino.

	Volume tot.	P32	Porosità secondaria	Permeabilità	Porosità
Sulcis	0.49 Km ³	10.72	3.09%	8.32 - 37.22 mD	1-3.8%
Vasto	25 Km ³	1.82	0.19%	0.165 – 0.867 mD	0.1-0.3%
Forenza	15.7 Km ³	2.72	0.33%	0.117 – 1.88 mD	0.1-0.4%

Date le caratteristiche petrofisiche dei carbonati, è essenziale conoscere in che modo la fratturazione può aumentarne la porosità e la permeabilità. Per tale motivo, sono stati ricostruiti i volumi di ciascun reservoir e calcolate le proprietà geomecchiche mediante l'elaborazione di *Discrete Fracture Network*, con l'ausilio del software *Move*. In tabella 33 sono riportate i principali parametri calcolati. Si nota come il volume totale del bacino del Sulcis sia notevolmente più piccolo dei reservoir di Vasto e Forenza. Viceversa, i valori del P32 e la porosità secondaria sono di un ordine di grandezza superiori, a causa della maggiore fratturazione del complesso carbonatico del Miliolitico. Ciò aumenta di molto le potenzialità di stoccaggio di anidride carbonica in questo bacino.

Un altro aspetto da considerare nella caratterizzazione e valutazione del sito è la presenza di altre risorse sfruttabili nel sottosuolo. Nel bacino carbonifero del Sulcis, il progetto interesserebbe soltanto una porzione in cui il carbone si trova ad una profondità superiore a 700 metri, e quindi non estraibile. A Vasto, invece, attualmente non si conoscono altri giacimenti di interesse economico nell'area di studio, per cui si potrebbe utilizzare il giacimento di Cupello – San Salvo,

oppure una struttura attigua. Infine, nell'area di Forenza le prospezioni petrolifere non hanno messo in evidenza l'esistenza di giacimenti, per cui se esistono idrocarburi nel sottosuolo, essi sono dispersi o non formano accumuli economicamente sfruttabili.

Come detto precedentemente, nella valutazione del rischio vanno considerate le potenzialità di *leakage* di anidride carbonica dal reservoir. Le vie di migrazione preferenziali dei fluidi sono costituite da faglie e fratture che aumentano localmente la permeabilità della roccia, consentendo quindi il movimento dei gas verso la superficie. Attraverso l'elaborazione dei modelli geologici, si è cercato di identificare le strutture principali nel sottosuolo, il cui comportamento barriera o *conduit* potrebbe influenzare la migrazione dei fluidi. La permeabilità delle faglie è stata determinata integrando i dati geologici con le prospezioni geochemiche, ed in particolare con la prospezione dei gas del suolo. L'identificazione di concentrazioni anomale di gas nel suolo, allineate lungo direzioni specifiche, possono far supporre l'esistenza di strutture permeabili nel sottosuolo che ne facilitano la migrazione. In particolare, l'elio risulta essere un buon tracciante di discontinuità tettoniche poiché ha una chiara origine profonda e un'elevata mobilità, che permette di attraversare anche spessori molto elevati di coperture impermeabili.

Dopo aver identificato nei tre bacini delle strutture principali che tagliano le successioni carbonatiche e/o le coperture attraverso l'elaborazione di mappe di isoconcentrazione delle diverse specie gassose sono state individuate delle zone in cui si hanno concentrazioni anomale di gas, ed in particolare di elio. Il confronto del range di concentrazioni di elio tra le diverse aree è mostrato in figura 123; si può notare che nell'area del Sulcis, il valore della mediana è simile a quello degli altri bacini, ma ha un range piuttosto ridotto e i valori outliers hanno concentrazioni di gran lunga inferiori a quelli dell'area di Forenza. Utilizzando il database del Laboratorio di Chimica dei Fluidi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza", è possibile fare il raffronto con l'interno dataset riguardante il settore dell'avanfossa adriatica e i giacimenti della Basilicata (Val d'Agri, Pisticci e Ferrandina). Il valore mediano dei bacini di Vasto e Forenza è molto simile a quello dei giacimenti ad olio lucani, sebbene soltanto in quello di Forenza sono presenti concentrazioni di He anomale paragonabili. Ciò sembra confermare l'ipotesi di una presenza di idrocarburi liquidi nel sottosuolo. Il bacino del Sulcis, trovandosi in uno scenario geologico non confrontabile con gli altri in esame, si presenta invece unico nelle sue caratteristiche geochemiche (allo stato attuale delle conoscenze in Italia), per cui richiede un approfondimento delle indagini per caratterizzarlo in modo esauriente.

Le faglie identificate sembrano avere un comportamento di tipo *conduit*, anche se nella maggior parte dei casi si osservano soltanto anomalie di elio, mentre il range di concentrazioni degli altri gas non consente di confermare elevati flussi di gas dal sottosuolo. Per questo motivo, in caso di stoccaggio di CO₂, bisognerebbe tenere sotto controllo le pressioni del reservoir, in modo da non generare sovrappressioni che potrebbero facilitare la riapertura delle fratture nella *damage zone* e il danneggiamento del *caprock*.

La selezione di un sito per lo stoccaggio di anidride carbonica è un processo multi-fase che prevede un'analisi con differenti gradi di accuratezza; l'individuazione di bacini con caratteristiche ottimali per tale scopo passa attraverso una caratterizzazione *site-specific* dal punto di vista geologico. Le informazioni ottenute in questa prima fase saranno poi utilizzate nell'elaborazione di modelli statici e dinamici dell'evoluzione del reservoir durante l'iniezione di CO₂. Con questo lavoro, sono state messe in evidenza le potenzialità di tre bacini italiani, con i relativi assetti geologico-strutturali e caratteristiche petro-fisiche e geomeccaniche delle rocce serbatoio e di copertura, nonché le possibilità di *leakage* lungo vie preferenziali. Ciò che emerge dai risultati ottenuti è che i tre bacini possiedono dei reservoir con buone capacità di stoccaggio e *cap-rock* che hanno un alto grado di confinamento. La presenza di faglie potrebbe rappresentare una criticità per i vari siti, ma un monitoraggio costante nel tempo (durante la fase di iniezione) ridurrebbe il rischio di perdite cospicue dal serbatoio. Per questi motivi, queste aree potrebbero essere prese in considerazione per futuri progetti CCS.

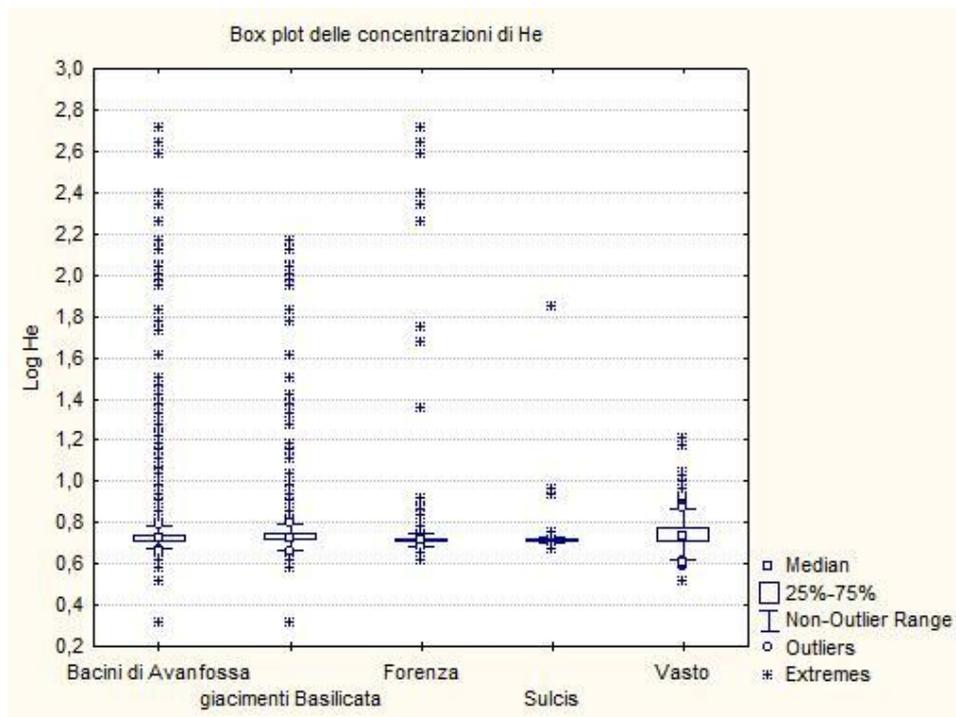


Figura 123 – Box plot delle concentrazioni di elio (la scala è logaritmica) che confronta i bacini del Sulcis, Vasto e Forenza con il dataset relativo all'avanfossa adriatica e ai giacimenti lucani.

In conclusione, in questo lavoro sono stati messi a confronto tre reservoir potenziali per lo stoccaggio di anidride carbonica, ubicati in scenari geologici differenti e aventi caratteristiche litologiche differenti. Nonostante la caratterizzazione di reservoir carbonatici fratturati sia complessa, la misura di numerosi parametri in sito e su analoghi naturali permette di riconoscere delle caratteristiche petro-fisiche e geomeccaniche utili alla valutazione del volume disponibile per lo stoccaggio. Inoltre, la correlazione con i dati geochimici permette di identificare i fattori di rischio legate al potenziale leakage di CO_2 dal reservoir attraverso vie di fuga preferenziale. Quindi, l'associazione di un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio con una prospezione dei gas del suolo areale risulta essere uno strumento efficace per la valutazione dei rischi connessi alle attività di stoccaggio, e di prevenire eventuali incidenti futuri.

Bibliografia

Bibliografia

- ACCORDI, B. (1966) - La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese. *Geologica Romana* 5, pp. 355-406.
- ALCALDE, J., MARZÁN, I., SAURA, E., MARTÍ, D., AYARZA, P., JUHLIN, C., PÉREZ-ESTAÚN, A., AND CARBONELL, R. (2014) - 3D geological characterization of the Hontomín CO₂ storage site, Spain: Multidisciplinary approach from seismic, well-log and regional data. *Tectonophysics*, 627, pp. 6-25.
- ANNUNZIATELLIS A., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NOLASCO F. (2003) – Short- and long-term gas hazard: the release of toxic gases in the Alban Hills volcanic area (Central Italy). *Journal of Geochemical Exploration* 38 (1-2), pp. 13-41.
- ANNUNZIATELLIS, A., BEAUBIEN, S., BIGI, S., CIOTOLI, G., COLTELLA, M., AND LOMBARDI, S. (2008) - Gas migration along fault systems and through the vadose zone in the Latera caldera (central Italy): implications for CO₂ geological storage. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 2 (3), pp. 353-372.
- ANTONELLINI, M., AND AYDIN, A. (1994) - Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, 78 (3), pp. 355-377.
- ASTORRI F., BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S. (2002) – An assessment of gas emanation hazard using a geographic information system and geostatistics. *Health Physics*; 82(3), pp. 358-66.
- AYDIN, A. (2000) - Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, 17 (7), pp. 797-814.
- BACHU, S., GUNTER, W., AND PERKINS, E. (1994) - Aquifer disposal of CO₂: hydrodynamic and mineral trapping. *Energy Conversion and Management*, 35 (4), pp. 269-279.
- BARCA, S., AND COSTAMAGNA, L. G. (2000) - Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW); nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119 (2), pp. 497-515.
- BARTON, C. C., AND LA POINTE, P. R. (1995) - Fractals in petroleum geology and earth processes. *Springer Science & Business Media*.
- BEAUBIEN S. E., CIOTOLI G., LOMBARDI S. (2003) – Carbon dioxide and radon gas hazard in the Alban Hills area (Central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123 (1-2), pp. 63-80.
- BEAUBIEN S. E., JONES D. G., GAL F., BARKWITH A. K. A. P., BRAIBANT G., BAUBRON J. C., CIOTOLI G., GRAZIANI S., LISTER T.R., LOMBARDI S., MICHEL K., QUATTROCCHI F., STRUTT M. H. (2013) - Monitoring of near-surface gas geochemistry at the Weyburn, Canada, CO₂-EOR site, 2001–2011. *international journal of Greenhouse Gas Control* (16), pp. S236-S262.
- BEAUBIEN S. E., RUGGIERO L., ANNUNZIATELLIS A., BIGI S., CIOTOLI G., DEIANA P., GRAZIANI S., LOMBARDI S., TARTARELLO, M. C. (2014) - The Importance of Baseline Surveys of Near-Surface Gas Geochemistry for CCS Monitoring, as Shown from Onshore Case Studies in Northern and Southern Europe. *Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies nouvelles*, pp. 1-19.
- BENSE V.F., GLEESON T., LOVELESS S.E., BOUR O., SCIBEK J. (2013) - Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, pp. 171-192.
- BERGOMI C. & VALLETTA M. (1971) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 148 – Vasto. Servizio Geologico d'Italia.
- BICKLE, M., KAMPMAN, N., AND WIGLEY, M. (2013) - Natural analogues: Reviews. *Mineralogy and Geochemistry*, 77 (1), pp. 15-71.
- BIGI S., MARCHESE M., MEDA M., NARDON S., FRANCESCHI M. (2015) - Discrete fracture network of the Latemar carbonate platform. *Italian Journal of Geoscience*, 134.
- BILLI, A., SALVINI, F., AND STORTI, F. (2003) - The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25 (11), pp. 1779-1794.

- BERKOWITZ, B., AND HADAD, A. (1997) - Fractal and multifractal measures of natural and synthetic fracture networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102 (B6), pp. 12205-12218.
- BERTORINO G., CABOI R., CAREDDA A.M., CIDU R., FANFANI L., SITZIA R., ZANZARI A.R., ZUDDAS P. (1981). Le manifestazioni termali del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). *Period. Min.*, 2/3, pp. 233-255.
- BONNET, E., BOUR, O., ODLING, N. E., DAVY, P., MAIN, I., COWIE, P., AND BERKOWITZ, B. (2001) - Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39 (3), pp. 347-383.
- BRADY B. T., RICE R. S. (1977) – Helium determinations as an exploration technique at the Ambrosia Lake uranium district, McKinley County, New Mexico. Geological Survey, Washington, DC (USA), *Open File Report*, pp. 77-699.
- BRANCOLINI G., GIUSTINIANI M., VAN BERGEN F., VANDEWEIJER V., PLUYMAEKERS M., DI MARZO L. (2009) - Coalbed methane and Enhanced Coalber Methane Recovery and CO₂ Geological Storage Performance Assessment at the Sulcis Basin - Report of WP 2A.4 Seismic Interpretation.
- BRATTON, T., CANH, D. V., VAN QUE, N., DUC, N. V., GILLESPIE, P., HUNT, D., LI, B., MARCINEW, R., RAY, S., AND MONTARON, B. (2006) - The nature of naturally fractured reservoirs. *Oilfield Review*, 18 (2), pp. 4-23.
- CAINE, J. S., EVANS, J. P., AND FORSTER, C. B. (1996) - Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 11, pp. 1025-1028.
- CALAMITA F., SCISCIANI V., MONTEFALCONE R., PALTRINIERI W., PIZZI A. (2002) - L'ereditarietà del paleomargine dell'Adria nella geometria del sistema orogenico centro appenninico: l'area abruzzese esterna. *Memorie Della Societa' Geologica Italiana*, 57; pp. 355-368.
- CAROSI, R., IACOPINI, D., AND MONTOMOLI, C. (2004) - Asymmetric fold development in the Variscan Nappes of central Sardinia (Italy). *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (10), pp. 939-949.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., Muller C. (1988) - Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennine. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, pp. 109-119.
- CASNEDI, R., CRESCENTI, U., D'AMATO, C., MOSTARDINI, F., AND ROSSI, U. (1981) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano. *Geologica Romana*, 20, pp. 1-42.
- CATENACCI, V. (1974) - Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio 147 – Lanciano. Serv. Geol. Ital, pp. 1-87.
- CELLO, G., (1997) - Fractal analysis of a Quaternary fault array in the central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 19 (7), pp. 945-953.
- CELLO, G., TONDI, E., DIJK, J. P. V., MATTIONI, L., MICARELLI, L., AND PINTI, S. (2003) - Geometry, kinematics and scaling properties of faults and fractures as tools for modelling geofluid reservoirs: examples from the Apennines, Italy. *Geological Society*, London, Special Publications, 212 (1), pp. 7-22.
- CHADWICK, A., ARTS, R., BERNSTONE, C., MAY, F., THIBEAU, S., AND ZWEIGEL, P. (2008) - Best practice for the storage of CO₂ in saline aquifers. *British Geological Survey Occasional Publication*, 14, pp. 267.
- CIOTOLI G. (1997) – Introduzione di metodi statistici nell'interpretazione della distribuzione dei gas endogeni nei suoli quale contributo alle indagini strutturali: la Piana del Fucino. Tesi di Dottorato di Ricerca; Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma.
- CIOTOLI G., FINOIA M.G. (2005) – Dalla statistica alla geostatistica: Introduzione all'analisi dei dati geologici e ambientali. Aracne Editrice, Roma.
- CIOTOLI G., ETIOPE G., LOMBARDI S., NASO G., TALLINI M. (1993) – Geological and soil-gas investigations for tectonic prospecting: preliminary results over the Val Roveto Fault (Central Italy). *Geologica Romana* 29, pp. 483-493.
- CIOTOLI, G., LOMBARDI, S., SERAFINI, S., AND ZARLENGA, F. (1997) - The refinement of geomorphological and geochemical statistical techniques in the study of clay-basin tectonics: the Era basin (Central Italy). *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 10 (2), pp. 231-246.

- CIOTOLI G., GUERRA M., LOMBARDI S., VITTORI E. (1998) – Soil gas survey for tracing seismogenic faults: a case study in the Fucino Basin (Central Italy). *J. Geophys. Res.* 103 (B10), pp. 23781-23794.
- CIOTOLI, G., LOMBARDI, S., MORANDI, S., AND ZARLENGA, F. (2004) - A multidisciplinary, statistical approach to study the relationships between helium leakage and neotectonic activity in a gas province: The Vasto basin, Abruzzo-Molise (central Italy). *AAPG Bulletin*, 88 (3), pp. 355-372.
- CIOTOLI, G., ETIOPE, G., GUERRA, M., LOMBARDI, S., DUDDRIDGE, G. A., & GRAINGER, P. (2005) - Migration of gas injected into a fault in low-permeability ground. *Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology*, 38(3), pp. 305-320.
- CIOTOLI, G., LOMBARDI, S., AND ZARLENGA, F. (2006) - Natural leakage of helium from Italian sedimentary basins of the Adriatic structural margin. *Advances in the Geological Storage of Carbon Dioxide*, Springer, pp. 191-202.
- CIOTOLI G., LOMBARDI S., ANNUNZIATELLIS A. (2007) – Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino Plain, central Italy. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*; 112(B5).
- CIVILE, D., ZECCHIN, M., FORLIN, E., DONDA, F., VOLPI, V., MERSON, B., AND PERSOGLIA, S. (2013) - CO₂ geological storage in the Italian carbonate successions. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 19 (0), pp. 101-116.
- CÔME, B., CHAPMAN, N., AND NATURAL ANALOGUE WORKING GROUP (1986) - Second meeting, Interlaken, June, 1986. CEC Nuclear Science and Technology Report, EUR, v. 10671.
- CONSTANTIN, J., PEYAUD, J., VERGELY, P., PAGEL, M., AND CABRERA, J. (2004) - Evolution of the structural fault permeability in argillaceous rocks in a polyphased tectonic context. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29 (1), pp. 25-41.
- CONTI, P., CARMIGNANI, L., AND FUNEDDA, A. (2001) - Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 332 (1), pp. 255-273.
- COWIE, P., KNIPE, R., AND MAIN, I. (1996) - Scaling Laws for Fault and Fracture Populations- Analyses and Applications. *Journal of Structural Geology* special issue 2, v. 3.
- CRISTINI A., FERRARA C., MURRU M. (1982) - Studio sedimentologico e stratigrafico di un sondaggio nell'Istmo di S. Antioco (Sardegna sud-occidentale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, pp. 163-173.
- CUNNINGHAM, K. I. (1988) - Preliminary interpretations of soil gas data and relationship to other hydrocarbon microseepage indicators, Four Corners platform, San Juan basin transitional area, southwest Colorado and northwest Mexico, in J. E. Fassett, ed., *Geology and coalbed methane of the northern San Juan basin, Colorado and New Mexico: Rocky Mountain Association of Geologists*, pp. 305–316
- DENG, H., ELLIS, B. R., PETERS, C. A., FITTS, J. P., CRANDALL, D., AND BROMHAL, G. S. (2013) - Modifications of Carbonate Fracture Hydrodynamic Properties by CO₂-Acidified Brine Flow. *Energy & Fuels*, 27 (8), pp. 4221-4231.
- DERSHOWITZ, W., AND FIDELIBUS, C. (1999) - Derivation of equivalent pipe network analogues for three-dimensional discrete fracture networks by the boundary element method. *Water Resources Research*, 35 (9), pp. 2685-2691.
- DERSHOWITZ, W. S., AND HERDA, H. H. (1992) - Interpretation of fracture spacing and intensity. *Rock mechanics*, pp. 757-766.
- DERSHOWITZ, W. S., LA POINTE, P. R. (1994) - Discrete fracture approaches for oil and gas applications. in: R. A. Nelson and S. Laubach, (Eds.), *Rock mech.*. Rotterdam, Balkema, 19-30.
- DOGLIONI, C., MONGELLI, F., AND PIERI, P. (1994) - The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13 (5), pp. 1309-1321.

- DOGLIONI, C., HARABAGLIA, P., MARTINELLI, G., MONGELLI, F., AND ZITO, G. (1996) - A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism. *Terra Nova*, 8 (6), pp. 540-547.
- DUDDRIDGE, G., GRAINGER, P., AND DURRANCE, E. (1991) - Fault detection using soil gas geochemistry. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 24 (4), pp. 427-435.
- ELKHOORY, J. E., AMELI, P., AND DETWILER, R. L. (2013) - Dissolution and deformation in fractured carbonates caused by flow of CO₂-rich brine under reservoir conditions. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16, Supplement 1, no. 0, pp. S203-S215.
- ETIOPE, G., AND MARTINELLI, G. (2002) - Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the earth and planetary interiors*, 129 (3), pp. 185-204.
- ETIOPE G., GUERRA M., RASCHI A. (2005) Carbon Dioxide and Radon Geohazards over a Gas-bearing Fault in the Siena Graben (Central Italy). *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 14/4, pp. 885-896.
- FINETTI, I. (2005) - Geodynamic evolution of the Mediterranean region from the Permo-Triassic Ionian Opening to the Present, constrained by new lithospheric CROP seismic data. *CROP PROJECT*, Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, Atlas in Geoscience, 1, pp. 767-776.
- FOUNTAIN, J. C., AND JACOBI, R. D. (2000) - Detection of buried faults and fractures using soil gas analysis. *Environmental & Engineering Geoscience*, 6 (3), pp. 201-208.
- GLOBAL CCS INSTITUTE (2014) - The Global Status of CCS: 2014. Melbourne, Australia.
- GOLD, T., AND SOTER, S. (1980) – Deep Earth gas hypothesis. *Sci. Am.*:(United States), 242.
- GOUZE, P., AND LUQUOT, L. (2011) - X-ray microtomography characterization of porosity, permeability and reactive surface changes during dissolution. *Journal of Contaminant Hydrology*, 120–121 (0), pp. 45-55.
- GUERRIERO, V., MAZZOLI, S., IANNACE, A., VITALE, S., CARRAVETTA, A., AND STRAUSS, C. (2013) - A permeability model for naturally fractured carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 40 (0), pp. 115-134.
- HENNINGS, P. H., OLSON, J. E., AND THOMPSON, L. B. (2000) - Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: An example from Wyoming. *AAPG Bulletin*, 84 (6), pp. 830-849.
- HIEKE MERLIN O., LA VOLPE L., NAPPI G., PICCARRETA G., REDINI R., SANTAGATI G. (1971) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Fogli 186 e 187 – S. Angelo de' Lombardi e Melfi. Servizio Geologico d'Italia.
- HINKLE M. E. (1990) – Factors affecting concentrations of helium and carbon dioxide in soil gases. *Geochemistry of Gaseous Compounds*. Theophrastus Publications, S.A. Athens. pp. 421-448.
- IDING M, RINGROSE P (2010) - Evaluating the impact of fractures on the performance of the In Salah CO₂ storage site. *Int J Greenhouse Gas. Control* 4:242–248
- INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (2014) - Tracking clean energy progress 2014: OECD/IEA, France.
- IPCC (2005) - IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. Prepared by Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Metz, B., O. Davidson, H. C. de Coninck, M. Loos, and L. A. Meyer eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 442 pp.
- IPCC (2014) - Climate change 2014: Mitigation of climate change. Prepared by Working group III contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Edenhofer, O., Pichs-Madruga, R., Sokona, Y., Farahani, E., Kadner, S., Seyboth, K., Adler, A., Baum, I., Brunner, S., and Eickemeier, P eds.).UK and New York.
- IRWIN, W. P., AND BARNES, I. (1980) - Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 85 (B6), pp. 3115-3121.
- ISPRA – Servizio Geologico d'Italia (in stampa) – Note illustrative della Carta geologica alla scala 1:50.000 foglio 564 – Carbonia.

- ISPRA – Servizio Geologico d'Italia (in stampa) - Note illustrative della Carta geologica alla scala 1:50.000 foglio 372 – Vasto.
- JONES, V., AND DROZD, R. (1983) - Predictions of oil or gas potential by near-surface geochemistry: *AAPG Bulletin*, 67 (6), pp. 932-952.
- KING, C.-Y., KING, B.-S., EVANS, W., AND ZHANG, W. (1996) - Spatial radon anomalies on active faults in California. *Applied Geochemistry*, 11 (4), pp. 497-510.
- KLUSMAN, R. W. (1993) - Soil gas and related methods for natural resource exploration.
- KOVSEK, A. R. (2002) - Screening criteria for CO₂ storage in oil reservoirs. *Petroleum Science and Technology*, 20 (7-8), pp. 841-866.
- LAZZARI, M. (2008) - Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d'avanzata Bradanica durante il Pleistocene inferiore. Volume in memoria di ALFREDO JACOBACCI "Evoluzione delle conoscenze geologiche dell'Appennino Apulo-Campano e Tosco-Umbro-Marchigiano". *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, 77, pp. 61-76.
- LECCA, L., CARBONI, S., SCARTEDDU, R., SECHI, F., TILOCCA, G., AND PISANO, S. (1986) - Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 36, pp. 31-40.
- LEVIN, I. (2012) - Earth science: The balance of the carbon budget. *Nature*, 488 (7409), pp. 35-36.
- LEWICKI, J., EVANS, W., HILLEY, G., SOREY, M., ROGIE, J., AND BRANTLEY, S. (2003) - Shallow soil CO₂ flow along the San Andreas and Calaveras faults, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 108 (B4).
- LEWICKI, J. L., BIRKHOLZER, J., AND TSANG, C.-F. (2007) - Natural and industrial analogues for leakage of CO₂ from storage reservoirs: identification of features, events, and processes and lessons learned. *Environmental Geology*, 52 (3), pp. 457-467.
- LOMBARDI, S., AND VOLTATTORNI, N. (2010) - Rn, He and CO₂ soil gas geochemistry for the study of active and inactive faults. *Applied Geochemistry*, 25 (8), pp. 1206-1220.
- LOMBARDI S., DI FILIPPO M., ZANTEDESCHI L. (1984) – Helium in Phlegraean Fields soil gases: July 20th-26th- September 19th-25th, 1983. *Bulletin Volcanologique*, 47(2), pp. 259-265.
- LOMBARDI, S., ETIOPE, G., GUERRA, M., CIOTOLI, G., GRAINGER, P., DUDDRIDGE, G., GERA, F., CHIANTORE, V., PENSIERI, R., AND GRINDROD, P. (1996) - The refinement of soil gas analysis as a geological investigative technique. EUR(Luxembourg).
- LOMBARDI, S., ANNUNZIATELLIS, A., BEAUBIEN, S. E., CIOTOLI, G., AND COLTELLA, M. (2008) - Natural analogues and test sites for CO₂ geological sequestration: experience at Latera, Italy. *First break*, 26 (1).
- MANDELBROT, B. B. (1983) - The fractal geometry of nature. Macmillan.
- MARCHEGIANI, L., VAN DIJK, J., GILLESPIE, P., TONDI, E., AND CELLO, G. (2006) - Scaling properties of the dimensional and spatial characteristics of fault and fracture systems in the Majella Mountain, central Italy. *Geological Society, London, Special Publications*, 261 (1), pp. 113-131.
- MARSELLA, E., PAPPONE, G., D'ARGENIO, B., CIPPITELLI, G., AND BALLY, A. (1992) - L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale. *Rend. Acc. Sc. fis. mat. Napoli*, serie IV, 59, pp. 73-101.
- MENARDI NOGUERA, A., AND REA, G. (2000) - Deep structure of the Campanian–Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy). *Tectonophysics*, 324 (4), pp. 239-265.
- MIESCH A.T. (1981) – Estimation of the geochemical threshold and its statistical significance. *J. Geochem. Explor.* 16, pp. 49-76.
- MIOCIC, J. M., GILFILLAN, S. M. V., MCDERMOTT, C., AND HASZELDINE, R. S. (2013) - Mechanisms for CO₂ Leakage Prevention – A Global Dataset of Natural Analogues. *Energy Procedia*, 40 (0), p. 320-328.
- MOSTARDINI, F., AND MERLINI, S. (1986) - Appennino centro meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, pp. 177-202.

- MYER L.R., DALEY T.M. (2011) - Elements of a best practices approach to induced seismicity in geologic storage. *Energy Procedia*, 4, pp. 3707–3713.
- NELSON, R. (2001) - Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Elsevier Science.
- NUCCIO, P., CARACAUSI, A., AND COSTA, M. (2014) - Mantle-derived fluids discharged at the Bradanic foredeep/Apulian foreland boundary: The Maschito geothermal gas emissions (southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 55, pp. 309-314.
- OGNIBEN, L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie Società geologica italiana*, 8, pp. 453-763.
- ODLING, N., GILLESPIE, P., BOURGINE, B., CASTAING, C., CHILES, J., CHRISTENSEN, N., FILLION, E., GENTER, A., OLSEN, C., AND THRANE, L. (1999) - Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 5 (4), pp. 373-384.
- OLDENBURG, C. M. (2008) - Screening and ranking framework for geologic CO₂ storage site selection on the basis of health, safety, and environmental risk. *Environmental Geology*, 54 (8), pp. 1687-1694.
- OLIVER, B., BRADLEY, J. G., AND FARRAR, H. (1984) - Helium concentration in the Earth's lower atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (9), pp. 1759-1767.
- ORTEGA, O., AND MARRET, R. (2000) - Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 22 (5), pp. 571-588.
- PATACCA, E., AND SCANDONE, P. (2007) - Geology of the southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7, pp. 75-119.
- PATACCA, E., SCANDONE, P., BELLATALLA, M., PERILLI, N., AND SANTINI, U. (1991) - La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *Studi Geologici Camerti*, 2 (1992), pp. 417-441.
- PATACCA E., R. SARTORI, P. SCANDONE (1992) - Tyrrhenian and Apennine. Kinematic evolution and related dynamic constraints. *Proceedings of the Course on Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Area*, Erice, September, pp. 1–10.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G.P., PAROTTO M. (2008) – Structural architecture of the central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27 (3).
- PATACCA E., SCANDONE P., CARNEVALE G. (2013) – The Miocene vertebrate-bearing deposits of Scontrone (Abruzzo, Central Italy): stratigraphic and paleoenvironmental analysis. *Geobios*, 46 (1-2), pp. 5-23.
- PEARCE, J., HOLLOWAY, S., WACKER, H., NELIS, M., ROCHELLE, C., AND BATEMAN, K. (1996) - Natural occurrences as analogues for the geological disposal of carbon dioxide. *Energy Conversion and Management*, 37 (6), pp. 1123-1128.
- POGORSKI, L., AND QUIRT, G. (1981) - Helium emanometry in exploration for hydrocarbons. Part I: Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas, II. Southern Methodist University Press, Dallas, pp. 136-149.
- ROBERTS, A. (1981) - Helium emanometry in exploring for hydrocarbons. Part II: Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas II, pp. 135-149.
- RUTQVIST, J. (2012) - The geomechanics of CO₂ storage in deep sedimentary formations. *Geotechnical and Geological Engineering*, 30 (3), pp. 525-551.
- RUTQVIST J., VASCO D., MYER L. (2010) - Coupled reservoir-geomechanical analysis of CO₂ injection and ground deformations at In Salah, Algeria. *Int. J. Greenh. Gas Control*, 4, pp. 225–230.
- SALVI, S., QUATTROCCHI, F., BRUNORI, C. A., DOUMAZ, F., ANGELONE, M., BILLI, A., BUONGIORNO, F., FUNICIELLO, R., GUERRA, M., MELE, G., PIZZINO, L., AND SALVINI, F. (1999) - A Multidisciplinary Approach to Earthquake Research: Implementation of a Geochemical Geographic Information System for the Gargano Site, Southern Italy. *Natural Hazards*, 20 (2-3), pp. 255-278.

- SCHIATTARELLA, M., BENEDEUCE, P., DI LEO, P., GIANO, S., GIANNANDREA, P., AND PRINCIPE, C. (2005) - Assetto strutturale ed evoluzione morfotettonica quaternaria del vulcano del Monte Vulture (Appennino lucano). *Bollettino-Società Geologica Italiana*, 124 (3), pp. 543.
- SCHOWALTER, T. T. (1979) - Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment: *AAPG Bulletin*, 63 (5), pp. 723-760.
- SCISCIANI, V., CALAMITA, F., BIGI, S., DE GIROLAMO, C., AND PALTRINIERI, W. (2000) - The influence of syn-orogenic normal faults on Pliocene thrust system development: the Maiella structure (Central Apennines, Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 55, pp. 193-204.
- SELLA M., C. TURCI, A. RIVA (1988) - Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (Avanfossa della Catena Appenninica meridionale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, pp. 87–107.
- SELLI, R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 3 (7).
- SINCLAIR A. J. (1991) – A fundamental approach to threshold estimation in exploration geochemistry: Probability plots revisited. *J. Geochem. Explor.* 41, pp. 1-22.
- STEVENS, S. (2005) - Natural CO₂ fields as analogs for geologic CO₂ storage. *Carbon dioxide capture for storage in deep geologic formations—results from the CO₂ capture project*, D.C. Thomas and S.M. Benson (Eds.) 2, pp. 687-697.
- TERZAGHI, R. D. (1965) - Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15 (3), pp. 287-304.
- U.S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (2010) - Monitoring plans for geologic sequestration.
- TONDI, E., ANTONELLINI, M., AYDIN, A., MARCHEGIANI, L., AND 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 (3), pp. 376-391.
- VAN DIJK, J. P. (2000) - Analysis and modelling of fractured reservoirs. *SPE International Society of Petroleum Engineering*, 50570, pp. 1-43.
- VAN DIJK, J., BELLO, M., TOSCANO, C., BERSANI, A., AND NARDON, S. (2000) - Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines). *Tectonophysics*, 324 (4), pp. 203-237.
- VERDON J.P., KENDALL J.M., WHITE D.J., ANGUS D.A. (2011) - Linking microseismic event observations with geomechanical models to minimize the risks of storing CO₂ in geological formations. *Earth Planet Sci. Lett.*, 305, pp. 143–152.
- VITALE, S., DATI, F., MAZZOLI, S., CIARCIA, S., GUERRIERO, V., AND IANNACE, A. (2012) - Modes and timing of fracture network development in poly-deformed carbonate reservoir analogues, Mt. Chianello, southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 37 (0), pp. 223-235.
- WU, H., AND POLLARD, D. D. (1995) - An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology*, 17 (6), pp. 887-905.
- WYCHERLEY, H., FLEET, A., AND SHAW, H. (1999) - Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 16 (6), pp. 489-494.
- ZHOU R., HUANG L., RUTLEDGE J. (2010) - Microseismic event location for monitoring CO₂ injection using double-difference tomography. *Lead. Edge*, 29, pp. 201–214.
- ZOBACK, M. D. (2010) - Reservoir geomechanics. Cambridge University Press.