



Ricerca di Sistema elettrico

Elaborazione del modello geologico statico di un area di faglia

A. Plaisant, D. Multineddu, V. Anardu
M.C. Tartarello , S. Bigi

ELABORAZIONE DEL MODELLO GEOLOGICO STATICO DI UN'AREA DI FAGLIA

A. Plaisant, D. Multineddu, V. Anardu (Sotacarbo S.p.A.)
M.C.Tartarello , S. Bigi (Università La Sapienza, CERI)

Settembre 2017

Report Ricerca di Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA

Piano Annuale di Realizzazione 2016

Progetto: *Tecnologie e metodologie low carbon e Edifici a energia quasi zero (nZEB) - CUP: I12F16000180001*

Obiettivo: Parte A – Tecnologie per l'impiantistica energetica 'low carbon'

Tema B: Monitoraggio e confinamento geologico della CO2

Task 6: Elaborazione del modello geologico statico di un'area di faglia e popolazione del modello geologico statico area vasta con i dati di fratturazione (modello di distribuzione della permeabilità)

Responsabile del Progetto: dott.ssa Franca Rita Picchia ENEA

Il presente documento descrive le attività di ricerca svolte all'interno dell'Accordo di collaborazione "*Tecnologie e metodologie low carbon e Edifici a energia quasi zero (nZEB)*"

Responsabile scientifico ENEA: ing. Paolo Deiana

Responsabile scientifico SOTACARBO: ing. Enrico Maggio

Indice

SOMMARIO	4
1 INTRODUZIONE	5
2 DESCRIZIONE DELLE ATTIVITÀ SVOLTE E RISULTATI	6
3 ALLEGATI.....	8

Sommario

Questo lavoro si inserisce nell'ambito dell'Accordo di Programma MSE-ENEA sulla Ricerca di Sistema Elettrico, Piano Annuale di Realizzazione 2016, relativamente al tema di ricerca PARTE A Titolo B "Monitoraggio e confinamento geologico della CO₂" e riguarda l'attività del task 6 "Elaborazione del modello geologico statico di un area di faglia e popolazione del modello geologico statico area vasta con i dati di fratturazione (modello distribuzione della permeabilità)".

Lo studio ha previsto lo sviluppo del modello geologico di un area di faglia del sottosuolo della Piana di Matzaccara, realizzato attraverso dati di superficie e integrato con dati geofisici di profili sismici ed elettromagnetici acquisiti in passato.

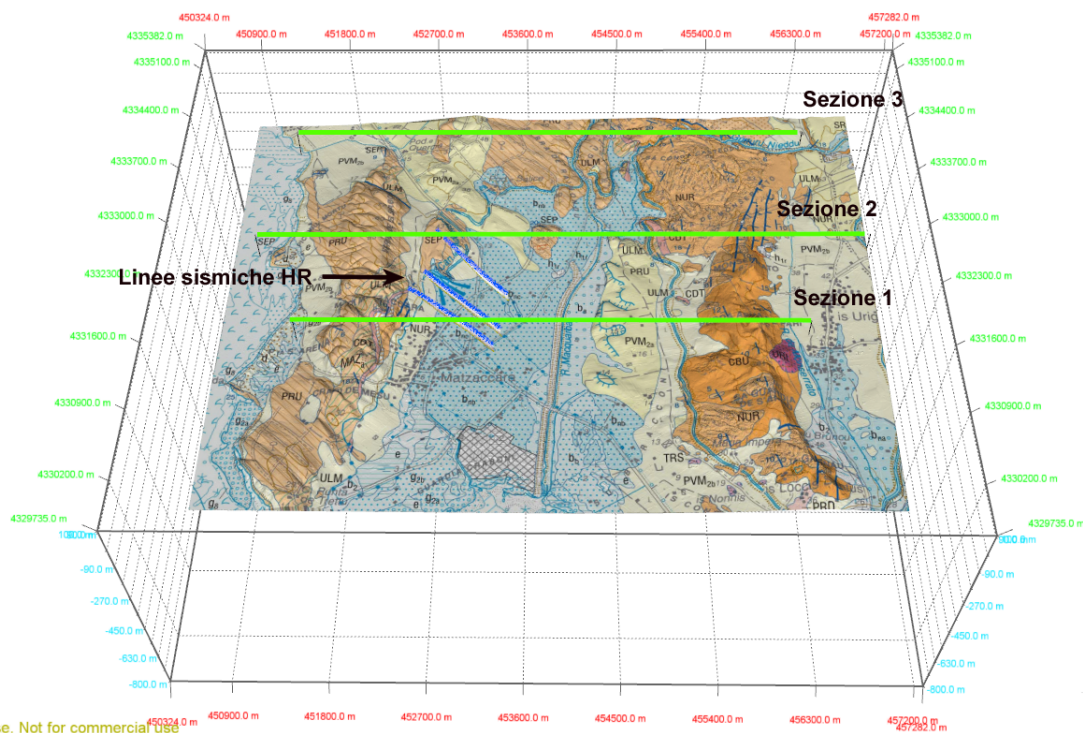
1 Introduzione

Il presente studio fa parte delle attività di ricerca per la caratterizzazione geologico- strutturale del bacino del Sulcis ai fini dello stoccaggio geologico di CO₂. Lo studio riguarda l'elaborazione di un modello geologico del sottosuolo della Piana di Matzaccara, allo scopo di ricostruirne l'assetto geologico-strutturale.

Questo studio è alla base degli studi di caratterizzazione del sito. In particolare, la ricostruzione tridimensionale del sottosuolo consente la definizione della geometria delle litologie e faglie presenti, indispensabile durante la fase di progettazione dei pozzi per il test di iniezione.

Questo lavoro rappresenta la prosecuzione delle varie campagne di rilevamento geologico-strutturale nell'area, che hanno previsto l'analisi delle deformazioni superficiali, principalmente nelle rocce di copertura, e l'individuazione dei principali sistemi di fratturazione e la loro distribuzione nelle diverse formazioni.

L'elaborazione di un modello geologico 3D offre anche la possibilità di popolare i volumi definiti con i dati di fratturazione disponibili dal precedente rilevamento strutturale, in modo da poter così valutare la porosità e la permeabilità secondarie delle formazioni interessate dal test di iniezione.



Academic License. Not for commercial use

Figura 1 vista 3D dell'area di Matzaccara

2 Descrizione delle attività svolte e risultati

Questo rapporto descrive i risultati del modello geologico del sottosuolo di un'area di faglia nell'area del Sulcis.

Il modello geologico è stato redatto alla luce dei dati sismici messi a disposizione da Sotacarbo. Si è proceduto all'interpretazione delle linee sismiche ad alta risoluzione, utilizzando gli spessori delle formazioni desunti dai dati superficiali. In questa fase, si è proceduto a rimodulare ed integrare la geometria degli orizzonti precedentemente tracciata nelle sezioni geologiche, soprattutto laddove i dati risultavano mancanti (ad esempio, al centro della piana, ove affiorano soltanto i depositi quaternari).

I limiti geologici presenti nel F° Carbonia sono stati digitalizzati in ambiente GIS e riportati nel 3D come shapefile, proiettandoli sulla topografia del DTM. Sono state inoltre digitalizzate anche le giaciture delle varie formazioni, anch'esse proiettate sulla superficie topografica. Sulla base dei vincoli geologici superficiali, sono stati quindi costruiti 3 profili geologici.

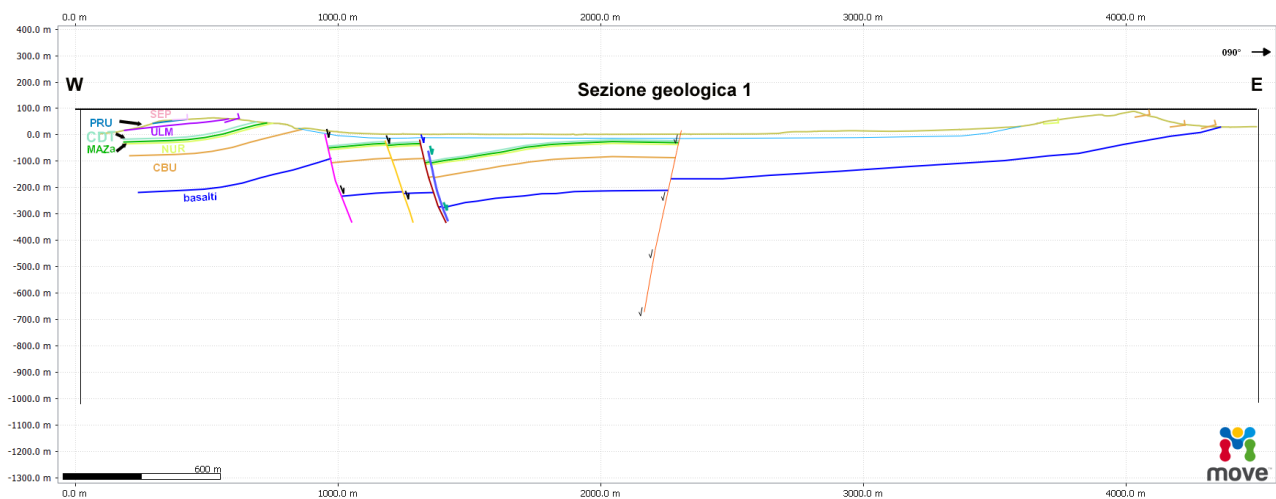
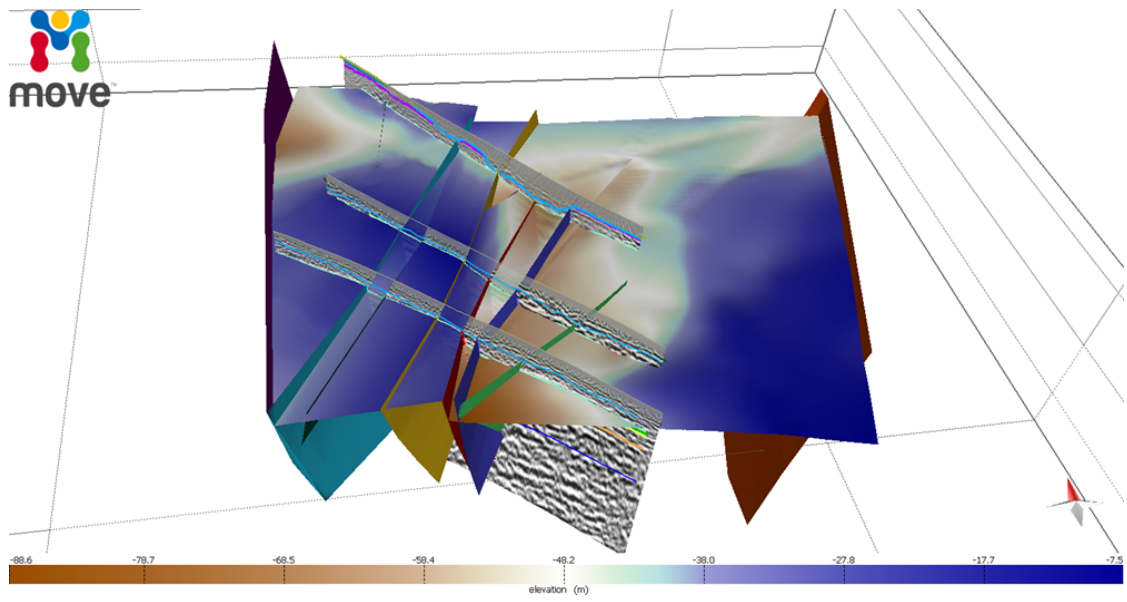


Figura 2 sezione geologica

Per la ricostruzione del modello geologico, si è proceduto a tracciare le superfici di faglie e top di formazione, utilizzando tutti gli orizzonti e le faglie interpretati, ricostruendone l'andamento geometrico nello spazio 3D. Innanzitutto è stata ricostruita la geometria delle faglie, interpolando quelle riconosciute nelle sezioni sismiche. Move® 2017 consente di utilizzare diversi tipi di algoritmi di interpolazione, che possono essere scelti a seconda del dato di input (dati puntuali, lineari, o misti) e del tipo di superficie che si vuole ottenere. Nel caso delle faglie, è stato utilizzato un metodo lineare, che permette di unire i punti di controllo nell'intorno con una linea, producendo una griglia di triangolo tra essi.



.Figura 3 Ricostruzione tridimensionale dell'andamento del top delle Rioliti di Monte Crobu (CBU) e delle faglie.

3 Allegati

Elaborazione del modello geologico statico di un'area di faglia.

*M.C. Tartarello & S. Bigi
Centro di ricerca Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici - CERL*

Settembre, 2017



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Sommario

1. Introduzione	2
2. Inquadramento geologico	2
3. Stratigrafia di riferimento.....	4
Gruppo del Monte Sirai	5
Rioliti di Monte Crobu (CBU)	5
Rioliti di Nuraxi (NUR).....	5
Daciti di Matzaccara (MAZ).....	6
Gruppo di Cala Lunga	6
Comenditi di Cala Saboni (CDT)	6
Rioliti iperalcaline di Monte Ulmus (ULM)	6
Rioliti di Paringianu (PRU).....	6
Rioliti di Serra di Paringianu (SEP).....	7
Subsistema di Portoscuso (PVM ₂)	7
Depositi alluvionali terrazzati (b _n).....	7
4. Modello geologico 3D dell'area di Matzaccara.....	7
Dati utilizzati	8
Costruzione del modello	9
Sezioni geologiche.....	11
Interpretazione delle sezioni sismiche.....	15
Superfici.....	17
Volumi	18

1. INTRODUZIONE

Il presente studio fa parte delle attività di ricerca per la caratterizzazione geologico-strutturale del bacino del Sulcis ai fini dello stoccaggio geologico di CO₂. Lo studio riguarda l'elaborazione di un modello geologico del sottosuolo della Piana di Matzacara, allo scopo di ricostruirne l'assetto geologico-strutturale.

Questo studio è alla base degli studi di caratterizzazione del sito. In particolare, la ricostruzione tridimensionale del sottosuolo consente la definizione della geometria delle litologie e faglie presenti, indispensabile durante la fase di progettazione dei pozzi per il test di iniezione.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La formazione del bacino carbonifero del Sulcis è da ricondursi al Cenozoico, ed in particolare al Paleogene. Dopo una fase di emersione della piattaforma carbonatica cretacea della Sardegna occidentale, testimoniata da superfici di disconformità con i successivi depositi paleogenici, si assiste ad un graduale sprofondamento dell'area. La prima fase può essere attribuita allo sviluppo di un *peripheral bulge* dovuto all'avanzare delle coltri pirenaiche, mentre la seconda potrebbe essere connessa all'aumento del carico litostatico oppure alla formazione di un bacino di *pull-apart* (Barca & Costamagna, 2000). Queste due ipotesi (compressione o trazione) sono state oggetto di dibattito nella comunità scientifica, poiché entrambe presentano indizi a favore e a sfavore. Infatti, l'ipotesi compressiva presenta delle forti analogie con i bacini di avampaese delle successioni iberiche legate alla "fase pirenaica", per cui il bacino rappresenterebbe l'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese. D'altro canto, l'ipotesi trazionale non ha il supporto di particolari evidenze di terreno (nell'area del Sulcis-Iglesiente non sono state individuate grandi faglie trascorrenti), anche se situazioni simili sono presenti in Sardegna Nord-Orientale. Queste faglie trascorrenti avrebbero la medesima direzione della faglia trasforme N-pirenaica (prima della rotazione del blocco sardo-corso) e potrebbero essersi attivate già durante l'Eocene (Chabrier & Mascle, 1975; Letouzey et al., 1982; Cherchi & Montadert, 1982).

All'inizio dell'Eocene, il mare inizia a trasgredire nella Sardegna, consentendo il deposito prima di depositi terrigeni (*Arenarie di Monte Margiani*), passanti a depositi di mare aperto (*Calcarei a Macroforaminiferi*), testimoniando così un veloce approfondimento del bacino. Questa condizione determina l'instaurarsi di una sedimentazione di tipo carbonatica (*Miliolitico*). Tuttavia, questa fase evolve da condizioni paraliche e di mare basso ad ambienti palustri, con la sedimentazione di depositi ricchi in materia organica, marne ed argille (*Lignitifero*). Nell'Oligocene superiore-Miocene Inferiore, il blocco Sardo-Corso subisce gli effetti della collisione tra il margine sud-europeo e la placca apula (Carmignani et al., 1994); in questo periodo è attiva un'importante tettonica trascorrente, che porterà alla formazione di numerosi bacini di *pull-apart*, che verranno colmati dai depositi derivanti dallo smantellamento del prisma pirenaico (*Formazione del Cixerri*).

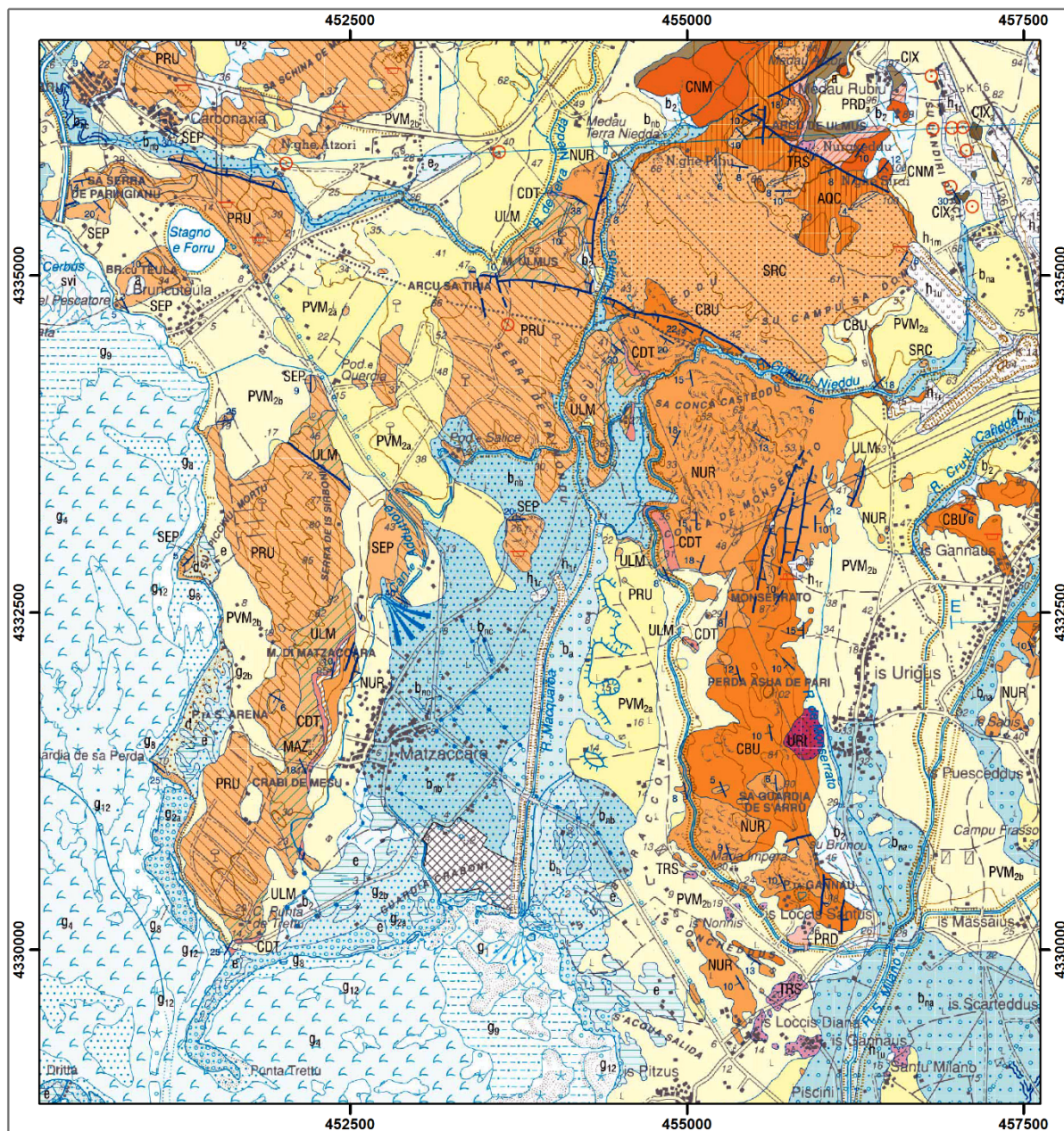


Figura 1 – Stralcio della carta geologica alla scala 1:50.000 – F°564 Carbonia.

Durante il Burdigaliano-Langhiano si sviluppa una tettonica estensionale, legata alla rotazione del blocco Sardo-Corso e all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale. In concomitanza, si ha una delle attività vulcaniche più importanti del Mediterraneo occidentale, caratterizzata da colate laviche, domi lavici e piroclastiti messi in posto in condizioni subaeree e da epiclastiti e filoni, associata ad una subduzione oceanica (Lecca et al., 1997; Savelli, 2002; Speranza et al., 2002). Infatti il chimismo delle serie magmatiche varia dalla serie calcalkalina a quella andesitica. Il vulcanismo andesitico del Burdigaliano Superiore è quello volumetricamente più importante nell'area di Carbonia, responsabile della messa in posti di edifici lavici di centinaia di metri di spessore. Durante questa prima fase, gli apparati vulcanici erano del tipo "strato-vulcano", caratterizzati da una buona continuità laterale e da uno spessore delle unità pressoché costante. Col proseguire

dell'attività, questi edifici hanno iniziato a frammentarsi (probabilmente per una concomitante attività tettonica), con conseguente deposizione in discordanza delle formazioni vulcaniche successive. Una fase erosiva ha caratterizzato la fase di quiescenza tra la deposizione del ciclo andesitico e quello delle successive ignimbriti. A partire dal Langhiano, una nuova attività vulcanica, a carattere prevalentemente esplosivo, interessa l'area; la distribuzione delle piroclastiti è fortemente controllata dall'energia e dai volumi emessi dalle eruzioni, oltre che dalla paleomorfologia dei rilievi andesitici preesistenti. Le piroclastiti volumetricamente più consistenti e con un grado di frammentazione maggiore sono le "Rioliti di Nuraxi" e le "Rioliti di Monte Crobu", le quali hanno anche un'estensione molto ampia. Il controllo paleo-morfologico è evidente fino alla deposizione delle Rioliti di Monte Crobu; le varie unità mostrano rapporti stratigrafici di tipo *onlap* nella valle avente direzione NW-SE (sia longitudinalmente, che in direzione trasversale). In particolare, le rioliti di Monte Crobu mostrano variazioni di spessori anche dieci volte superiori a quelli osservati in altre aree. Inoltre, le giaciture della base delle rioliti mostra un andamento radiale attorno ai rilievi andesitici, indicando questi ultimi come una barriera morfologica. I rapporti giacitureali, le variazioni di spessore, nonché i criteri di prossimalità e distalità dei flussi piroclastici, indicano una provenienza dei prodotti piroclastici da NW e da N rispetto a Sant'Antioco, nell'area a W di Portoscuso. Questi prodotti piroclastici sono interessati da una blanda attività tettonica distensiva, con rigetti che al massimo raggiungono i 50 metri. Il Quaternario nell'area oggetto di studio è rappresentata da depositi alluvionali, sabbie e ghiaie di spiaggia e sabbie eoliche (ISPRA, Note illustrative F°564).

3. STRATIGRAFIA DI RIFERIMENTO

Per la ricostruzione del modello geologico della piana di Matzaccara, è stata utilizzata come base stratigrafica quella della Carta Geologica alla scala 1:50.000 del Foglio 564 – Carbonia. In particolare, sono stati ricostruiti gli orizzonti riconducibili alle varie unità piroclastiche del ciclo vulcanico miocenico (Figura 2). Le formazioni presenti nell'area di studio appartengono al "Gruppo del Monte Sirai" e al "Gruppo di Cala Lunga". L'attività vulcanica è prevalentemente di tipo esplosivo, con produzione di depositi piroclastici (perlopiù da flusso) a composizione dacitico-riolitica. Questa attività segue un periodo di quiescenza non meglio determinato e testimoniato dall'appoggio delle unità inferiori su superfici di erosione o su paleosuoli. Le formazioni del "Gruppo di Cala Lunga" poggiano in discordanza su quelle del "Gruppo del Monte Sirai", e sigillano le faglie dirette che tagliano il gruppo sottostante. In prossimità delle discordanze, gli spessori variano notevolmente a causa della paleomorfologia articolata e controllata dalle faglie (ISPRA, Note illustrative F°564).

Le Formazioni utilizzate nella costruzione del modello geologico sono descritte qui di seguito, dal basso verso l'alto.

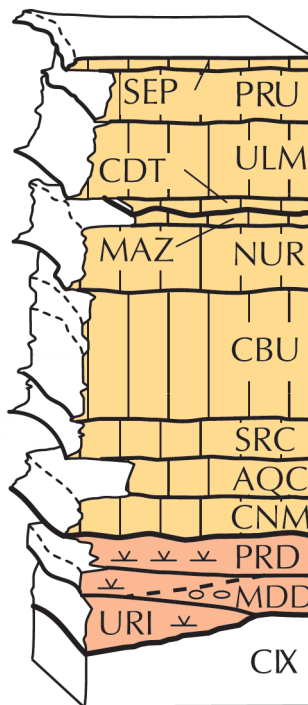


Figura 2 – Stratigrafia schematica del ciclo vulcanico miocenico, ed in particolare del “Gruppo del Monte Sirai”.

Gruppo del Monte Sirai

Rioliti di Monte Crobu (CBU)

Come detto precedentemente, le Rioliti di Monte Crobu rappresentano l'unità più diffusa e volumetricamente più consistente di tutta l'area. Esse poggiano in discordanza sulle lave riolitiche del gruppo di “Su Ruvu Mannu” e sulle andesiti, oltre che sulle Rioliti di Seruci (SRC). L'unità è riconducibile ad un'unità di flusso piroclastico a composizione riolitica, che comprende localmente anche piroclastiti da caduta e da flusso non saldate di spessore metrico, e depositi pomicei da caduta di spessore decimetrico alla base del flusso principale. Alla base si distingue un livello vitrofirico con spessore variabile da qualche centimetro a 1 metro, seguito da depositi da moderatamente a densamente saldati, a tessitura eutassima, con laminazioni di flusso, fiamme vescicolate e strutture reomorfe con alternanze di bande vescicolate e non, di colore variabile dal bruno-rossastro al violaceo. Si riconoscono cristalli di sanidino e plagioclasio. Lo spessore varia da qualche metro ad alcune decine di metri; eccezionalmente può raggiungere anche più di 100 m (ad es. a Monte Crobu), a causa di elementi paleo-morfologici.

Rioliti di Nuraxi (NUR)

Deposito piroclastico di flusso a composizione riolitica, con colore da grigio a rosso-violaceo, da densamente a moderatamente saldato, con una notevole quantità di cristalli e/o aggregati di feldspati. La caratteristica principale di questa formazione è la marcata foliazione. Esse poggiano su un paleosuolo spesso qualche decina di centimetri, talora arrossato. Alla base della formazione si ha un deposito di pomici da caduta, sovrastato da uno strato vitrofirico. Seguono verso l'alto strati con fiamme molto allungate e cristalli e/o

aggregati di cristalli (plagioclasio e sanidino) con dimensioni fino a 5-6 mm. Lo spessore è di circa 20 metri.

Daciti di Matzaccara (MAZ)

Le Daciti di Matzaccara affiorano in maniera molto discontinua nell'area. Esse poggiano sempre sulle Rioliti di Nuraxi e comprendono depositi piroclastici di flusso da moderatamente a densamente saldati e depositi di flusso e da caduta non saldati (MAZ_a). nell'area di Matzaccara affiorano esclusivamente le piroclastiti non saldate (MAZ_a), costituite da tufi e tufi a lapilli da caduta, con subordinati depositi piroclastici da flusso non saldati, intercalati a epiclastiti e paleosuoli. Le pomice che costituiscono il deposito sono ben classate e con gradazione inversa. Lo spessore massimo misurato nell'area di Matzaccara è di 10 m, anche se lo spessore totale arriva anche a 20 m.

Gruppo di Cala Lunga

Comenditi di Cala Saboni (CDT)

Anche questa unità affiora in maniera discontinua nell'area. È composta da depositi piroclastici non saldati sia da flusso, che da caduta, depositi da flusso saldati ed epiclastiti. I depositi densamente saldati si rinvencono soltanto a Sant'Antioco. Quelli non saldati, invece, sono più frequenti e sono composti da tufi a grana fine e grossolana e tufi a lapilli. La composizione è riolitica ad affinità iperalcalina, con variazioni da termini alcalini a comenditici. Per quanto riguarda gli spessori, essi sono alquanto variabili. Infatti, gli affioramenti variano da circa 10 m fino a 0 in corrispondenza di paleoversanti. In sondaggio, invece, sono stati documentati spessori anche superiori a 50 metri.

Rioliti iperalcaline di Monte Ulmus (ULM)

Le rioliti di Monte Ulmus si compongono di un deposito piroclastico da flusso principale e da subordinati depositi non saldati. La porzione basale si presenta di un colore rossastro, densamente saldata, con una tessitura vitrofirica. In questa porzione, si riconoscono delle vescicole da millimetriche a centimetriche, caratteristiche dell'intera formazione. Al di sopra, la roccia è caratterizzata da un'evidente foliazione con spaziatura molto sottile; sulle superfici di foliazione spesso si notano delle direzioni di flusso. Verso l'alto il deposito diventa massivo e densamente saldato. Al di sopra del flusso principale sono presenti tufi e tufi a lapilli pomicei non saldati. La composizione è riolitica ad affinità iperalcalina. Gli spessori sono molto variabili, con massimi fino a 50 metri (ad es. Monte Ulmus), che però diminuiscono nell'arco di qualche centinaio di metri. Nelle zone interne, invece, gli spessori misurati sono più costanti (circa 5 m).

Rioliti di Paringianu (PRU)

Questa formazione è composta da flussi piroclastici non saldati, litificati, con una struttura massiva e non gradata, di colore biancastro. È scarsamente porfirica e con scarsi litici. La porzione sommitale si presenta pedogenizzata. Nell'Isola di Sant'Antioco, sono presenti anche alternanze di depositi da caduta e da flusso. Gli spessori sono minimi nell'Isola, mentre sono più costanti nell'entroterra (circa 10 m).

Rioliti di Serra di Paringianu (SEP)

Le rioliti di Serra di Paringianu si compongono di rocce piroclastiche densamente saldate, con abbondanti fenocristalli. Alla base si riconosce un deposito vitrofirico, con spessore fino a 1 m, che poggia su un paleosuolo. Il deposito si presenta con tessitura eutassitica, con fiamme color grigio chiaro, finemente vescicolate. Lo spessore massimo è di 18-20 a S. Antioco, mentre altrove gli spessori non superano la decina di metri.

Subsintema di Portoscuso (PVM₂)

Il subsintema di Portoscuso è costituito da depositi di ambiente alluvionale, di ambiente eolico e di versante, spesso intercalati tra loro, di età pliocenica.

I depositi alluvionali (PVM_{2a}) sono in genere grossolani (ghiaie grossolane), con clasti a spigoli da sub-angolosi a sub-arrotondati; ad essi sono intercalati lenti e livelli di sabbie e silt. Lo spessore totale di questi sedimenti può superare i 10 metri, ma di solito è solo di alcuni metri.

I depositi eolici (PVM_{2b}) sono costituiti da sabbie e arenarie medie e grossolane, a stratigrafia incrociata planare. Spesso si rinvencono intercalazioni di livelli detritici di versante. Gli spessori massimi osservati sono di 20 metri.

Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Questi depositi costituiscono le piane alluvionali e sono costituiti da ghiaie grossolane con lenti e livelli di sabbie, ghiaie fini a stratificazione incrociata, e ghiaie massive matrice-sostenute. Talvolta sono presenti anche sabbie medio-fini di composizione quarzítico-feldspatica. In alcune aree della piana di Matzaccara si osservano anche materiali fini, limosi e argillosi, che costituiscono il riempimento di antichi meandri. Lo spessore è difficilmente determinabile, ma può superare i 5 m.

4. MODELLO GEOLOGICO 3D DELL'AREA DI MATZACCARA

L'utilizzo di modelli geometrici tridimensionali per comprendere meglio la geologia è ormai una pratica ben consolidata, sia nel campo della ricerca, sia in quello dell'esplorazione petrolifera e mineraria, come dimostrato dai numerosissimi lavori pubblicati in letteratura (*Houlding 1994; Mallet 2002; Wijns et al 2003; Wu Qiang et al., 2005; Ren et al., 2017; Zhang et al., 2017; von Däniken & Frehner, 2017*).

La modellazione non è nient'altro che la rappresentazione della realtà (nel caso di un modello geologico, è la ricostruzione della geometria del sottosuolo), anche in presenza di pochi dati disponibili (*Calcagno et al., 2008*). Infatti, spesso si hanno a disposizione sezioni sismiche e/o pozzi, i quali hanno entrambi dei limiti. Se da un lato le sezioni sismiche consentono di seguire l'andamento dei vari orizzonti e delle faglie, esse nella maggior parte dei casi danno una scarsa risoluzione per quanto riguarda eterogeneità, variazioni sedimentologiche o dello stato di fratturazione. D'altro canto i pozzi esplorativi danno un elevato grado di risoluzione, ma hanno un'estensione puntuale, quindi limitata. L'integrazione di diversi tipi di dati, compresi quelli della geologia superficiale, può portare all'elaborazione di un modello che consente una visione più organica dell'assetto geologico. Il modello geologico può essere l'obiettivo finale dell'elaborazione, oppure, come nella

maggior parte dei casi, essere un input per le simulazioni utilizzate per quantificare i processi fisici.

La metodologia appropriata per lo sviluppo di modelli dipende essenzialmente da due fattori:

- La complessità geologica dell'area;
- La disponibilità dei dati.

Per la ricostruzione del modello geologico dell'area di Matzaccara è stato utilizzato il software *Move*[®] 2017 (Midland Valley), sia per la sua versatilità (possibilità di importare i dati in diverso formato), sia per la possibilità di poter utilizzarlo per modellazioni successive (ad esempio, per elaborare modelli di fratturazione o di analisi di stress su faglie).

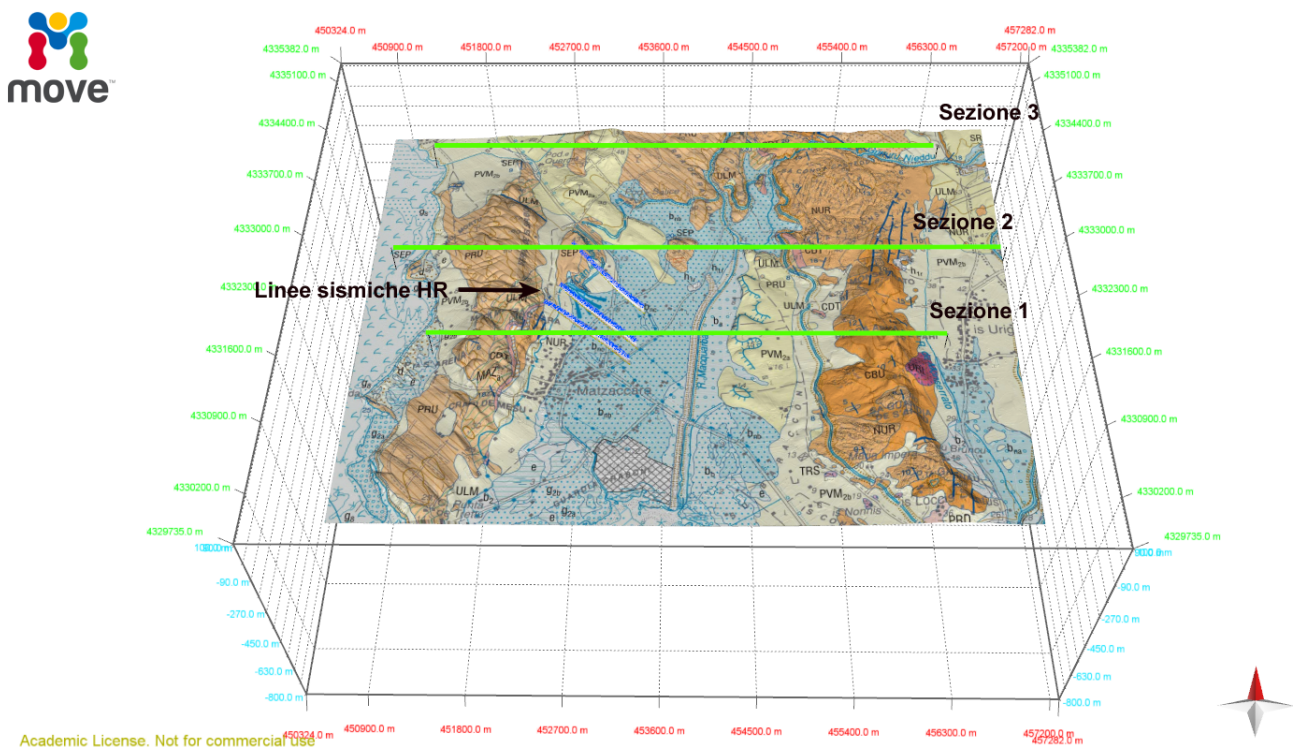


Figura 3 – Vista 3D dell'area di Matzaccara. La carta geologica è proiettata sulla topografia del DTM. Le linee in verde rappresentano l'ubicazione dei profili geologici orientati E-W; in blu le linee sismiche ad alta risoluzione.

Dati utilizzati

I dati che sono stati presi in considerazione per la ricostruzione della geometria tridimensionale della piana di Matzaccara sono:

- Modello digitale di terreno (DTM), scaricabile dal Geoportale della Regione Sardegna;
- Carta geologica alla scala 1:50.000 F° 564 - Carbonia (ISPRA);
- Carta geologica del Bacino carbonifero del Sulcis, fornita da Carbosulcis S.p.A.;
- 3 linee sismiche ad alta risoluzione, acquisite e processate da OGS;
- Mappa delle faglie interpretate da OGS;

- Profili di resistività elettrica, acquisiti e processati dall'Università di Cagliari;
- valori misurati in campagna (giaciture, faglie).

Costruzione del modello

I limiti geologici presenti nel F° Carbonia sono stati digitalizzati in ambiente GIS e riportati nel 3D come shapefile, proiettandoli sulla topografia del DTM. Sono state inoltre digitalizzate anche le giaciture delle varie formazioni, anch'esse proiettate sulla superficie topografica. Sulla base dei vincoli geologici superficiali, sono stati quindi costruiti 3 profili geologici (Figura 3 **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**).

Poiché nella zona affiorano esclusivamente i membri vulcanici del ciclo miocenico e mancano del tutto i logs di pozzo, sono stati ricostruiti soltanto gli orizzonti che sono compresi tra le rioliti di Serra di Paringianu (SEP) e le Rioliti di Monte Crobu (CBU) (si veda il paragrafo 3). Gli spessori delle formazioni sono stati in parte calcolati dai dati del F° 564 – Carbonia, e in parte desunti dalle note illustrative dello stesso Foglio geologico (Figura 4). Per quanto riguarda i lineamenti tettonici, le tracce sono state disegnate a partire dalle tracce della Carta geologica fornita da Carbosulcis S.p.A..

In una prima fase di lavoro, non avendo a disposizione le linee sismiche (acquisite in un secondo momento), una prima elaborazione del modello geologico è stata fatta utilizzando soltanto i dati della carta geologica, ed in particolare costruendo tre profili geologici paralleli ad andamento E-W, trasversali quindi alla piana. L'ubicazione dei profili è stata scelta in base alla presenza di limiti geologici e/o di giaciture che permettessero di tracciare gli orizzonti in profondità. Sono state inoltre tracciate le principali faglie bordiere della piana, in accordo anche con le interpretazioni dei dati geochimici degli anni precedenti.

La seconda versione del modello geologico è stata redatta alla luce dei nuovi dati sismici messi a disposizione da OGS. Si è proceduto all'interpretazione delle linee sismiche ad alta risoluzione, utilizzando gli spessori delle formazioni desunti dai dati superficiali. In questa fase, si è proceduto a rimodulare ed integrare la geometria degli orizzonti precedentemente tracciata nelle sezioni geologiche, soprattutto laddove i dati risultavano mancanti (ad esempio, al centro della piana, ove affiorano soltanto i depositi quaternari).

Spessore (metri)	Litologia	Formazione
? 25		Rioliti di Serra di Paringianu (SEP)
15-20		Rioliti di Paringianu (PRU)
45-50		Rioliti di Monte Ulmus (ULM)
7-10		Comenditi di Cala Saboni (CDT)
7		Daciti di Matzaccara (MAZa)
50		Rioliti di Nuraxi (NUR)
100-130		Rioliti di Monte Crobu (CBU)

Figura 4 – Colonna stratigrafica relativa alle Formazioni e agli spessori utilizzati nella costruzione del modello geologico.

Sezioni geologiche

Gli orizzonti tracciati sia nelle sezioni geologiche, sia in quelle sismiche si riferiscono al tetto di ciascuna formazione. I colori di ciascuna formazione e i rispettivi spessori sono mostrati in Figura 4.

Dalla sezione geologica 1 (Figura 5) **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** è stato possibile ricostruire molto bene la geometria dei limiti affioranti nella porzione più occidentale della sezione (Monte di Matzaccara), in quanto sono continui e ben esposti; in questo modo sono stati ricavati anche gli spessori medi. Nella parte centrale, invece, si hanno diverse faglie che formano un semi-graben e che dislocano la successione. A colmare il bacino si hanno i sedimenti pleistocenici e quaternari, con una tipica geometria a ventaglio.

Nella sezione geologica 2, posizionata nel centro della piana, si vede come i rigetti delle faglie tendano a diminuire, mentre l'orizzonte corrispondente alle Daciti di Matzaccara tende a chiudersi via via che si procede verso E; infatti non si rinviene in affioramento nella dorsale di Is Urigus, dove invece le Comenditi di Cala Saboni poggiano direttamente sulle Rioliti di Nuraxi (Figura 6). In questa zona è riconoscibile un sistema di faglie distensivo orientato NNE-SSW e immergente ad E che disloca le Rioliti di Monte Crobu e le Rioliti di Nuraxi.

Nella sezione geologica 3, la più settentrionale dell'area, i dati in affioramento e le relative giaciture indicano una certa continuità dei limiti, con i rigetti delle faglie che tendono ad annullarsi (Figura 7); ciò potrebbe essere dovuto a variazioni del rigetto lungo lo strike della faglia. Inoltre bisogna considerare che potrebbero essere presenti nella piana anche faglie trasversali con direzione E-W sulle quali si potrebbe trasferire parte del rigetto (come per esempio, il sistema della faglia di Monte Ulmus). Anche in questa sezione si può notare la totale assenza delle Daciti di Matzaccara, mentre lo spessore delle Comenditi di Cala Saboni risulta inferiore a quello riscontrato nelle sezioni descritte precedentemente.

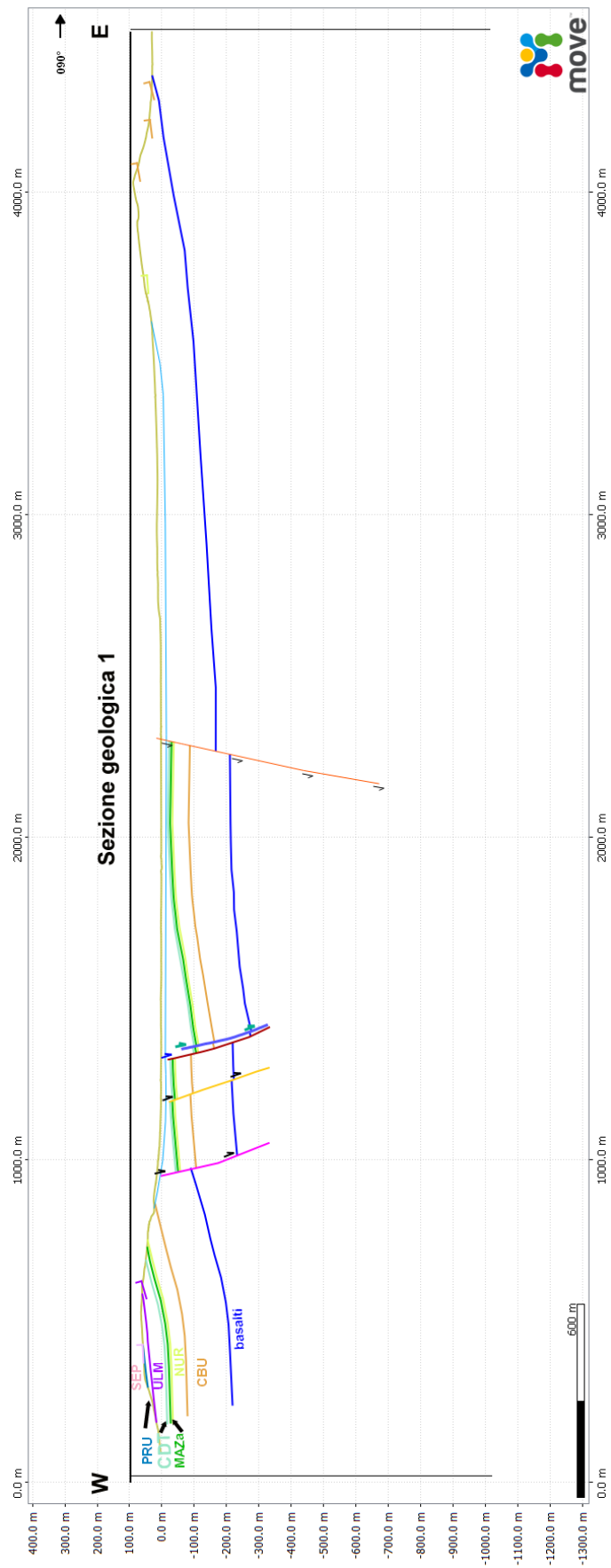


Figura 5 – Sezione geologica 1. Gli orizzonti si riferiscono al tetto delle Formazioni.

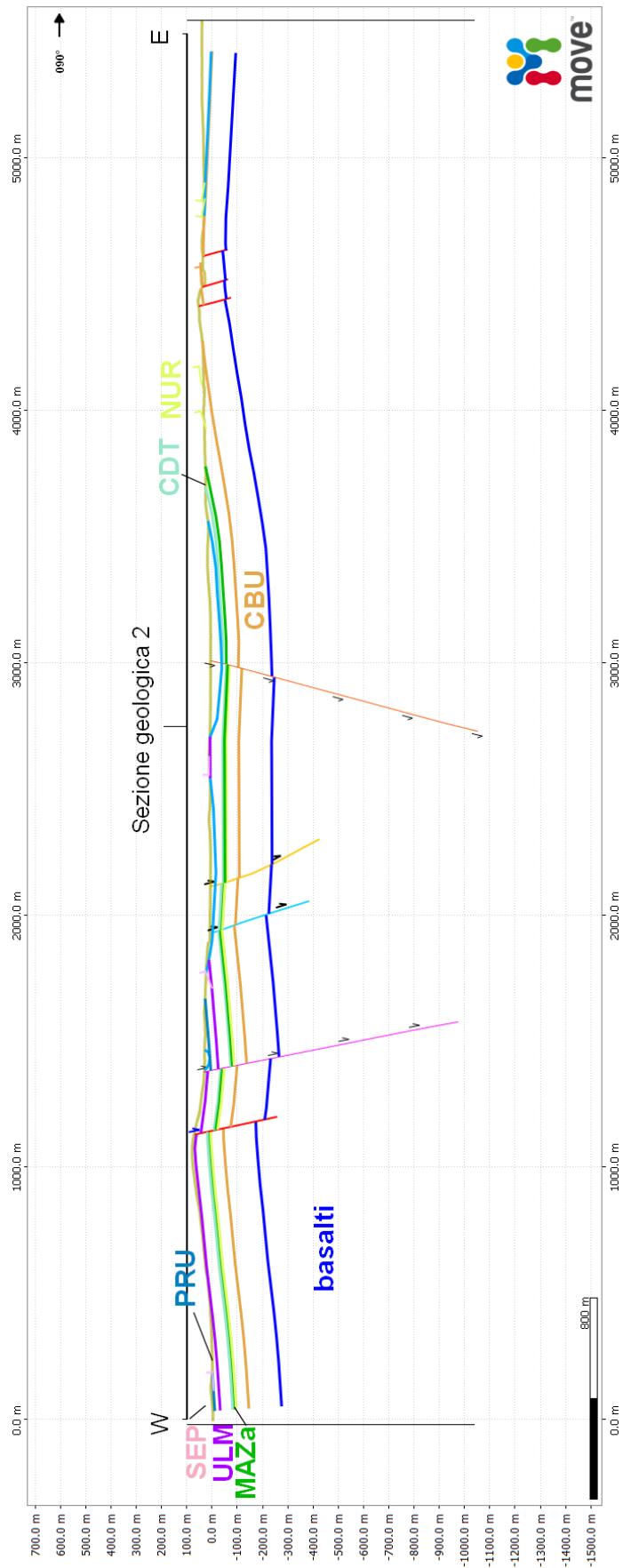


Figura 6 – Sezione geologica 2. Gli orizzonti si riferiscono al tetto delle Formazioni.

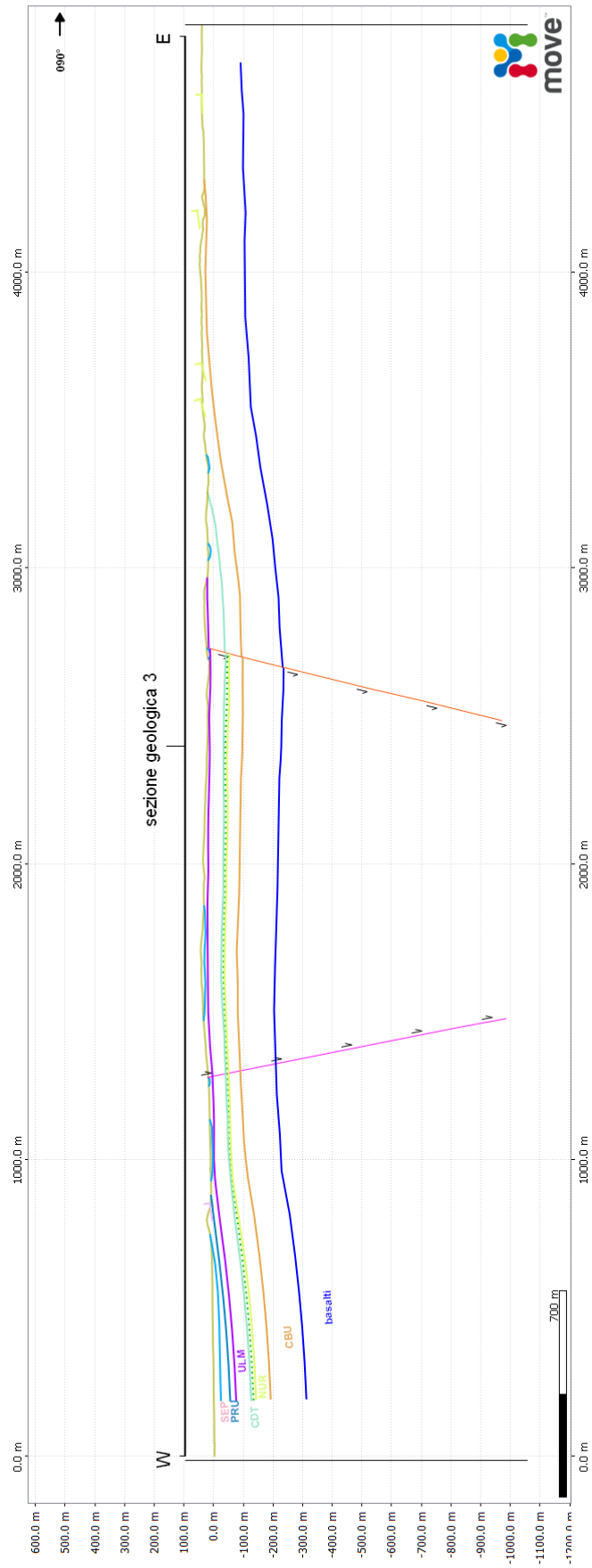


Figura 7 – Sezione geologica 3. Gli orizzonti si riferiscono al tetto delle Formazioni.

Interpretazione delle sezioni sismiche

Come detto precedentemente, 3 linee sismiche ad alta risoluzione sono state acquisite da OGS nel 2015 in un'area della piana di Matzaccara in cui erano state diverse ipotesi circa la presenza di una faglia normale che dislocasse le vulcaniti, e probabilmente in parte anche i depositi quaternari. Alcune evidenze geologiche e geomorfologiche sono state poi in parte confermate dalla prospezione dei gas del suolo di dettaglio, in cui diverse anomalie di CO₂ ed elio sono state associate con un sistema di faglie orientato NE-SW.

Le linee sismiche sono state processate e convertite in profondità da OGS.

Per l'interpretazione, è stata utilizzata la stratigrafia di Figura 4.

La linea HR1, orientata NW-SE (come anche le altre), presenta una serie di riflettori molto forti a circa 30 m dal p.c. nel settore a NW, che viene dislocato da sistema di faglie normali molto evidente, soprattutto nella parte centrale della sezione (Figura 8). Qui il rigetto calcolato è di circa 40 metri e la geometria è quella tipica di un semi-graben. Dall'interpolazione con i dati di superficie, ricostruiti nelle sezioni geologiche, il primo riflettore ad elevato contrasto di impedenza acustica corrisponderebbe al contatto Rioliti di Monte Ulmus (ULM) – Comenditi di Cala Saboni (CDT). Questo potrebbe essere abbastanza verosimile, in quanto si passerebbe da una piroclastite poco saldata, costituita principalmente da tufi (CDT), a un livello densamente saldato, vitrofirico che costituisce la base delle rioliti di Monte Ulmus. Da notare anche come il sistema sia composto da più piani di faglia con la medesima direzione.

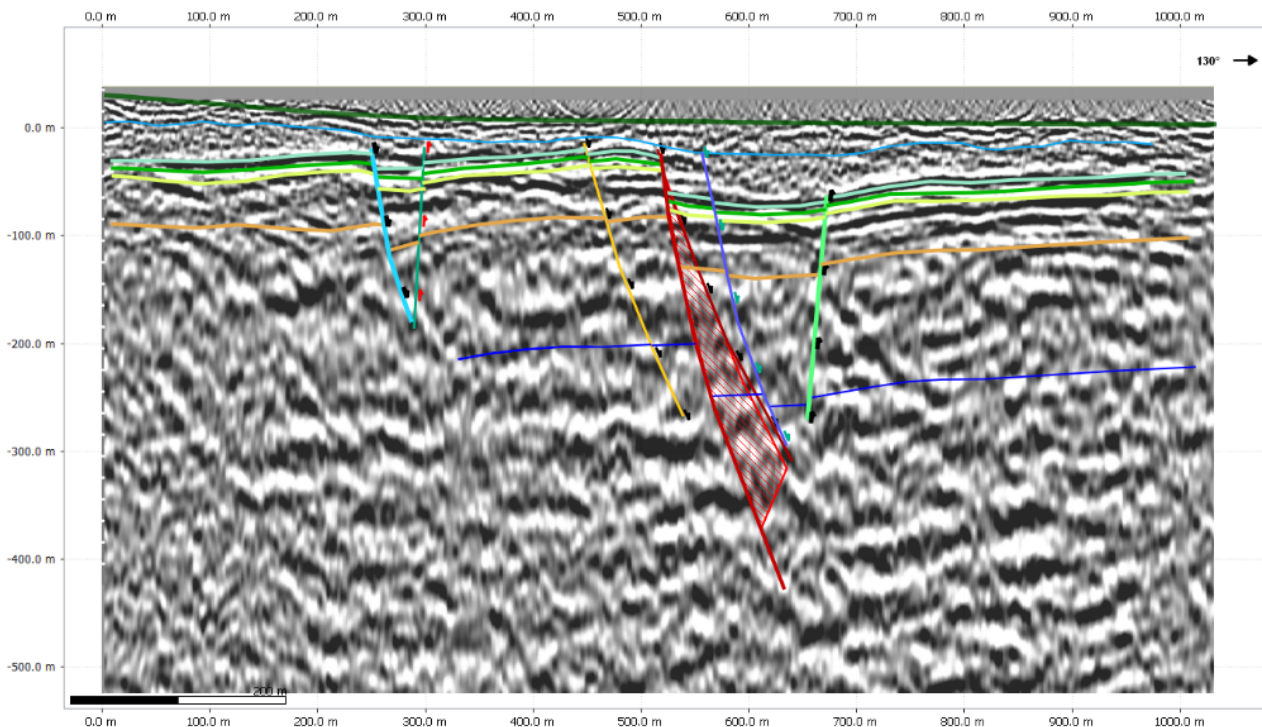


Figura 8 – Linea sismica HR1. Gli orizzonti si riferiscono al top delle Formazioni.

La sezione HR2 presenta il medesimo sistema di faglie, eccezion fatta per la diminuzione del rigetto, che qui è di circa 20 metri. Inoltre non è visibile la faglia immergente a W (Figura 9).

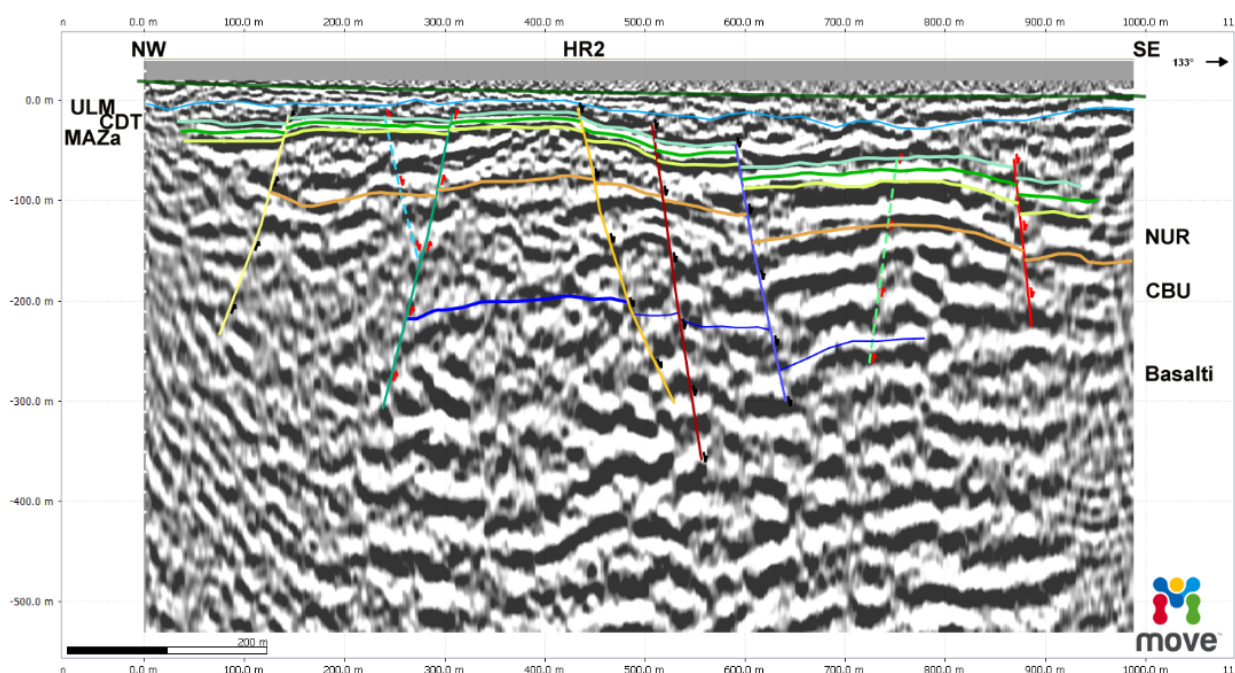


Figura 9 – Linea sismica HR2. Gli orizzonti si riferiscono al top delle Formazioni.

La sezione sismica più a Nord, la HR3, mostra invece una buona continuità laterale degli orizzonti, che presentano qualche ondulazione. Inoltre qui sono visibili anche le Rioliti di Serra di Paringianu (SEP) che affiorano nella porzione nord-occidentale della sezione, e le sottostanti rioliti di Paringianu. Alcune discontinuità laterali dei riflettori più superficiali hanno fatto presupporre una superficie di erosione, al di sopra della quale sono presenti i depositi quaternari.

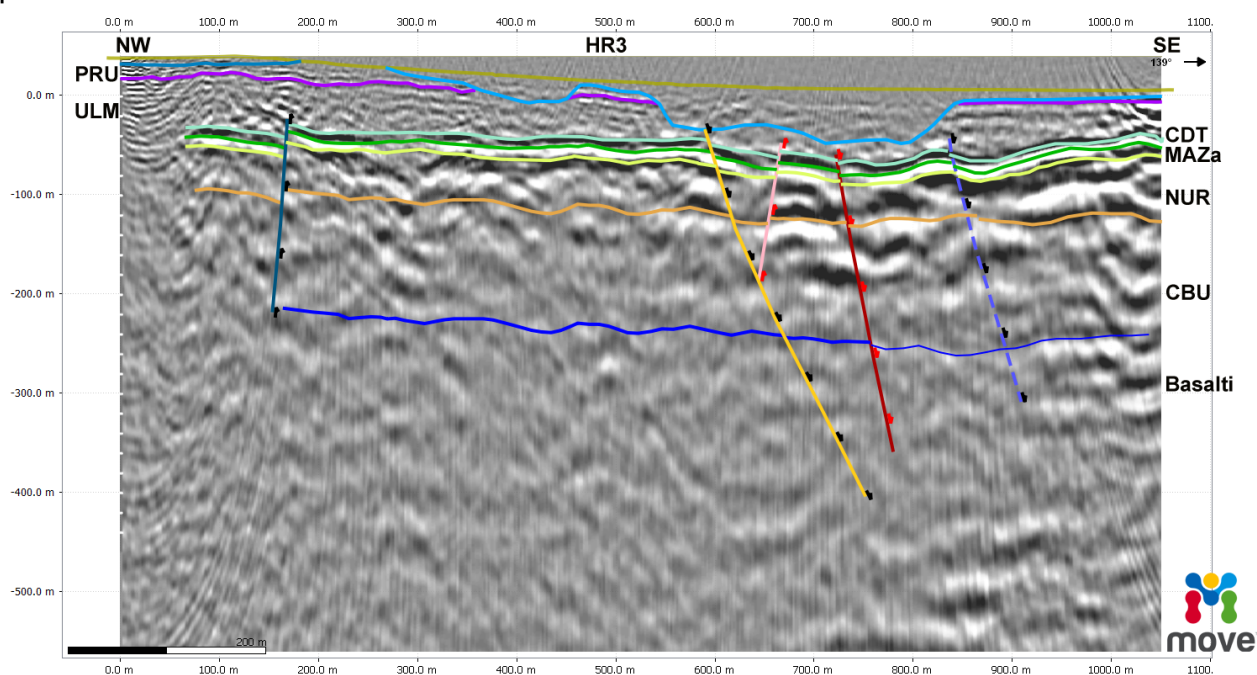


Figura 10 – Linea sismica HR3. Gli orizzonti si riferiscono al top delle Formazioni.

Superfici

Per la ricostruzione del modello geologico, si è proceduto a tracciare le superfici di faglie e top di formazione, utilizzando tutti gli orizzonti e le faglie interpretati, ricostruendone l'andamento geometrico nello spazio 3D.

Innanzitutto è stata ricostruita la geometria delle faglie, interpolando quelle riconosciute nelle sezioni sismiche. Move® 2017 consente di utilizzare diversi tipi di algoritmi di interpolazione, che possono essere scelti a seconda del dato di input (dati puntuali, lineari, o misti) e del tipo di superficie che si vuole ottenere. Nel caso delle faglie, è stato utilizzato un metodo lineare, che permette di unire i punti di controllo nell'intorno con una linea, producendo una griglia di triangolo tra essi.

Dopo aver ottenuto le superfici delle faglie, sono state tracciate anche le superfici relative ai top delle formazioni. Poiché alcuni di essi hanno uno spessore di pochi metri, mentre altri sono presenti soltanto in alcune sezioni (non c'è abbastanza continuità laterale per SEP e PRU), si è scelto di calcolare soltanto le superfici relative al contatto ULM-CDT (base delle Rioliti di Monte Ulmus) e NUR-CBU (la base delle Rioliti di Nuraxi è l'ultimo orizzonte riconoscibile). In questo caso, sono stati utilizzati diversi algoritmi, scegliendo quello con il risultato più coerente con la geometria di input. In Figura 11 è mostrata la superficie relativa al top delle Rioliti di Monte Crobu, mentre in quella successiva vi è la superficie della base delle Rioliti di Monte Ulmus.

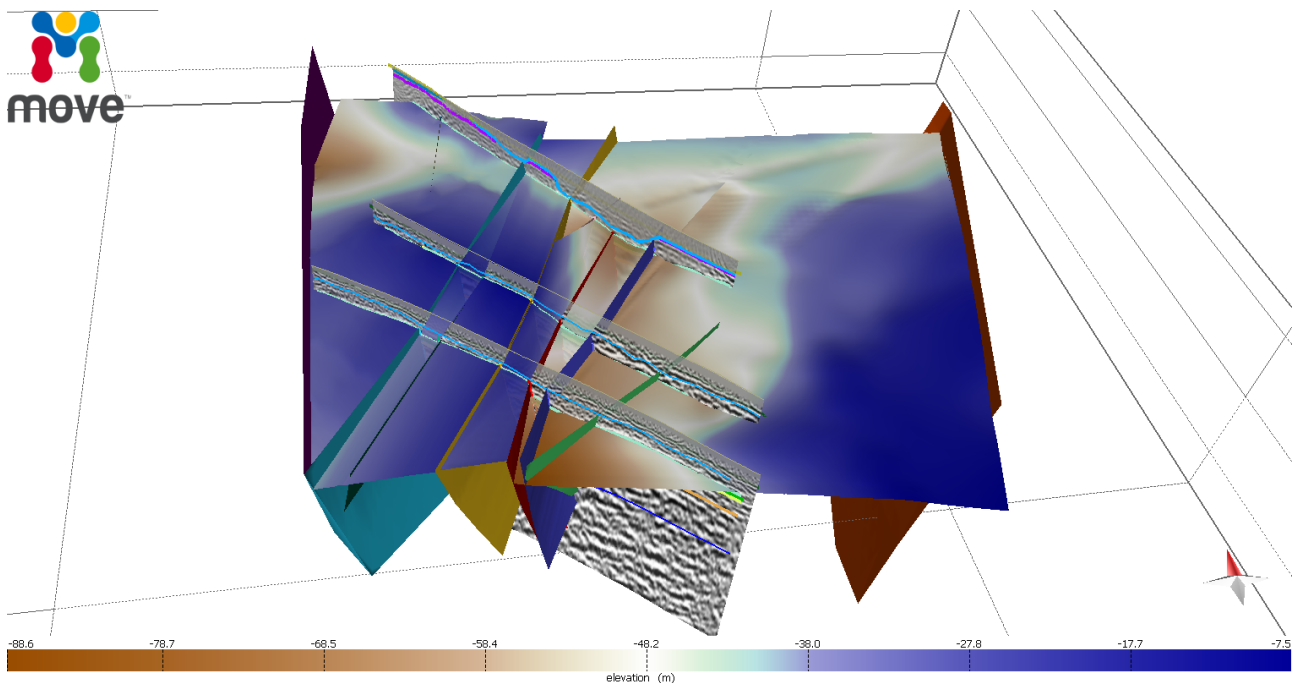


Figura 11 – Ricostruzione tridimensionale dell'andamento del top delle Rioliti di Monte Crobu (CBU) e delle faglie.

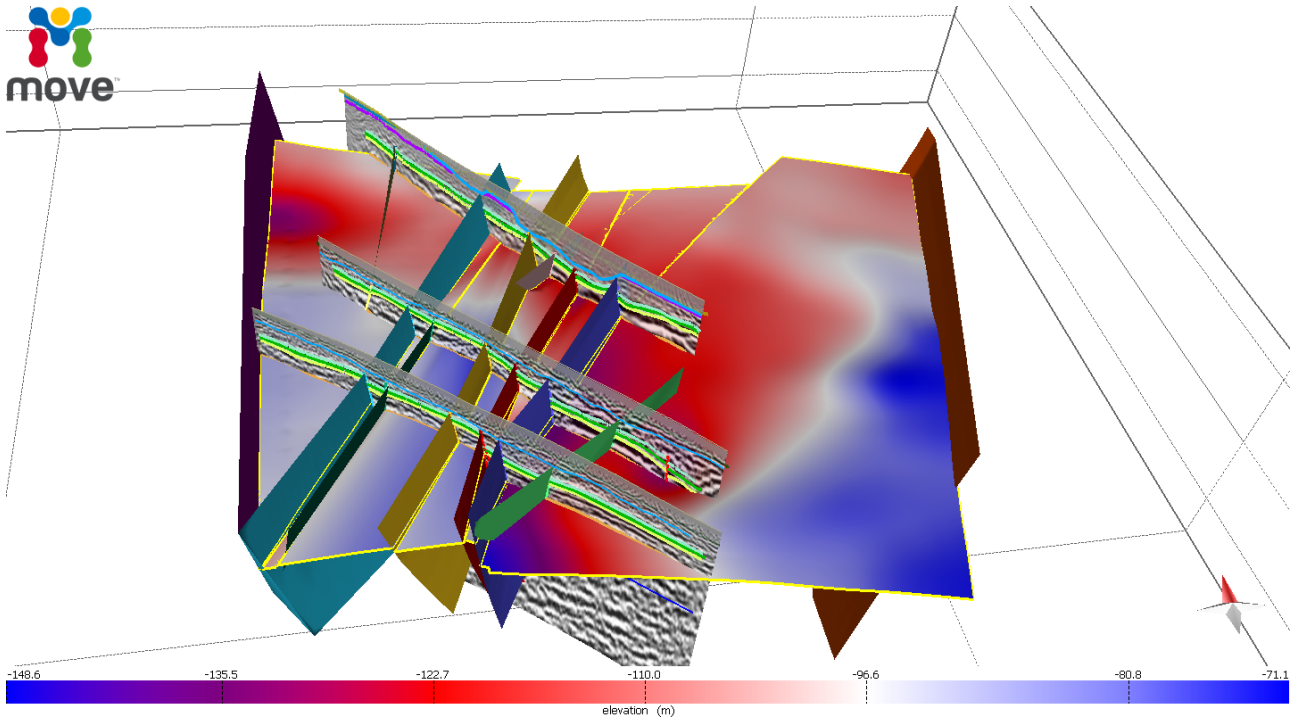


Figura 12 - Ricostruzione tridimensionale dell'andamento della base delle Rioliti di Monte Ulmus (ULM) e delle faglie.

Volumi

Il completamento del modello geologico si ha con la creazione dei volumi. Questo è possibile farlo mediante appositi tool del software Move® 2017, il quale permette di generare due tipi di volumi: *tetravolume* o *geocellular*. Il primo consente di visualizzare un unico attributo, ossia l'elevazione, mentre il *geocellular* è il volume di input per altri tipi di modellazione, quali ad esempio il *Discrete Fracture Network*. Esso consente di visualizzare non solo l'elevazione, ma anche tutte le altre proprietà precedentemente calcolate con altri moduli di Move (permeabilità, porosità, ecc.).

Nel presente lavoro, non avendo calcolato nessuna proprietà dei volumi, sono stati creati soltanto i tetravolume nell'area con maggiori dati (ossia, quella ricadente tra le sezioni geologiche 1 e 2, che comprende anche le linee sismiche).

Per il calcolo, sono state utilizzate come top la base delle rioliti di Monte Ulmus, e come base la superficie delle rioliti di Monte Crobu. La dimensione di ciascuna cella è di 5 m³. Il risultato è mostrato in Figura 13, dove i colori rappresentano l'elevazione di ogni cella.

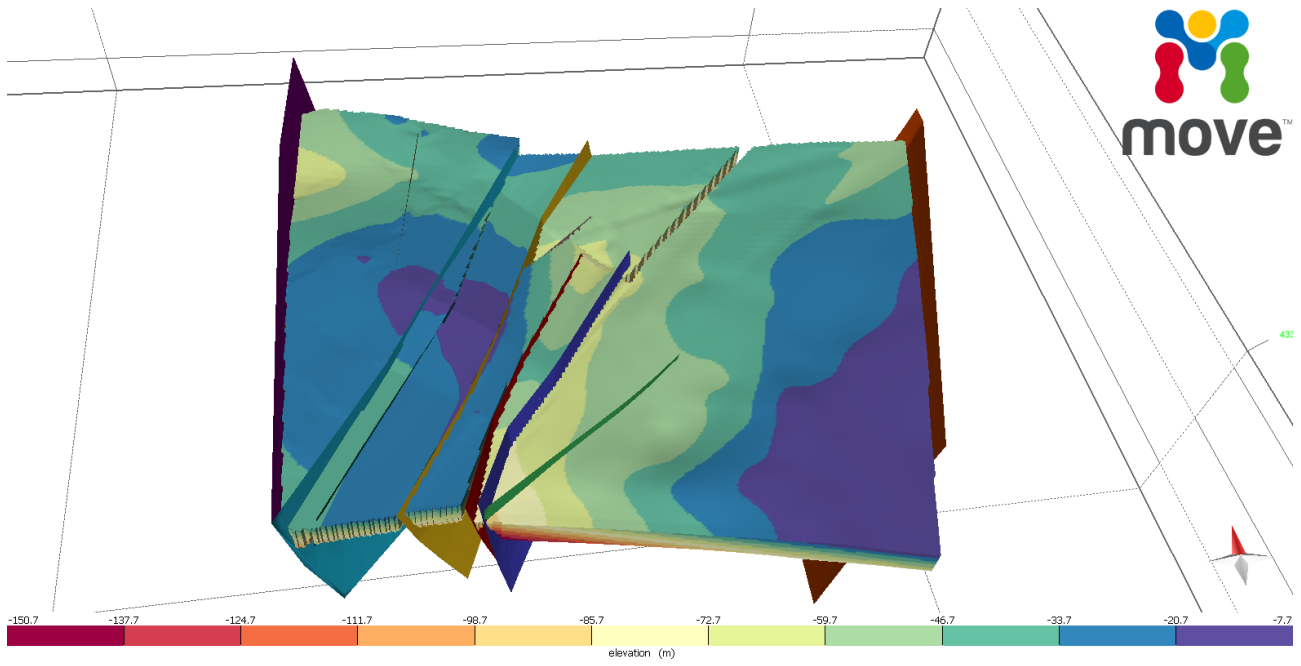


Figura 13 – Ricostruzione dei volumi tra le faglie principali della piana di Matzaccara.

Bibliografia

- Aliverti, E., Biron, M., Francesconi, A., Mattiello, D., Nardon, S., & Peduzzi, C. (2003). Data analysis, processing and 3D fracture network simulation at wellbore scale for fractured reservoir description. *Geological Society, London, Special Publications*, 209(1), 27-37.
- Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and petroleum geology*, 17(7), 797-814.
- Barca, S., & 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), 497-515.
- Bigi S., Tartarello M.C., Ruggiero L., De Angelis D., Sacco P., Lombardi S. (2014). Raccolta delle informazioni, ricostruzione critica delle attività pregresse. Rilievo geostrutturale. Report di Ricerca Sistema Elettrico, Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA.
- Bigi S., Tartarello M.C., Ruggiero L., De Angelis D., Conti A., Romano V., Lombardi S. (2015). Caratterizzazione geo-strutturale dell'area del bacino carbonifero del Sulcis. Report di Ricerca Sistema Elettrico, Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA.
- Bigi S., Tartarello M.C., Ruggiero L. (2016). Caratterizzazione delle rocce di copertura e completamento dell'analisi della fratturazione nelle rocce del potenziale reservoir. Report delle attività nell'ambito del contratto CERI-Sotacarbo.
- Brown, S. R., & Scholz, C. H. (1985). Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B14), 12575-12582.
- Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G., & Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1), 147-157.
- Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G., & Carlo Pertusati, P. (1994). The hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodinamica Acta*, 7(1), 31-47.
- Chabrier, G., & Mascle, G. (1975). Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 17, 121-136.
- Cherchi, A., & Montadert, L. (1982). Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 387-400.
- Houlding, S. W. (1994). 3D geoscience modelling. *Computer techniques for geological characterisation*. ISPRA. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 564 – Carbonia.
- Kulatilake, P. H., Fiedler, R., & Panda, B. B. (1997). Box fractal dimension as a measure of statistical homogeneity of jointed rock masses. *Engineering Geology*, 48(3-4), 217-229.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., & Secchi, F. (1997). Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Periodico di mineralogia*, 66, 7-61.
- Letouzey, J., Wannesson, J., & Cherchi, A. (1982). Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde. *CR Acad. Sci. Paris*, 294(II), 595-602.
- Mallet, J. L. (2002). *Geomodeling*. Oxford University Press.
- Mandelbrot, B. B. (1983). The fractal geometry of nature/Revised and enlarged edition. *New York, WH Freeman and Co.*, 1983, 495 p.
- Marchegiani, L., Van Dijk, J. P., Gillespie, P. A., Tondi, E., & Cello, G. (2006). Scaling properties of the dimensional and spatial characteristics of fault and fracture systems in the Majella Mountain, central Italy. *Geological Society, London, Special Publications*, 261(1), 113-131.
- Raza, A., Rezaee, R., Gholami, R., Bing, C. H., Nagarajan, R., & Hamid, M. A. (2016). A screening criterion for selection of suitable CO₂ storage sites. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 28, 317-327.
- Ren, L., Dai, H., Li, Y., & Wang, E. (2017). Application of Three-Dimensional Geological Modelling in Coal Mining. *Geo-Resources Environment and Engineering (GREE)*, 2, 223-226.
- Rutqvist, J. (2012). The geomechanics of CO₂ storage in deep sedimentary formations. *Geotechnical and Geological Engineering*, 30(3), 525-551.

- Savelli, C. (2002). Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, 34(1), 99-126.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231-251.
- Van Dijk, J. P., Bello, M., Toscano, C., Bersani, A., & Nardon, S. (2000). Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines). *Tectonophysics*, 324(4), 203-237.
- von Däniken, P. A., & Frehner, M. (2017). 3D structural model and kinematic interpretation of the Panixer Pass Transverse Zone (Infrahelvetic Complex, eastern Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 110(2), 653-675.
- Wijns, C., Boschetti, F., & Moresi, L. (2003). Inverse modelling in geology by interactive evolutionary computation. *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1615-1621.
- Wu, Q., Xu, H., & Zou, X. (2005). An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computers & Geosciences*, 31(1), 35-43.
- Zhang, Z., Wang, G., Ma, Z., & Gong, X. (2017). Interactive 3D Modeling by Integration of Geoscience Datasets for Exploration Targeting in Luanchuan Mo Polymetallic District, China. *Natural Resources Research*, 1-32.