

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL SALENTO

SEDE AMMINISTRATIVA DEL DOTTORATO DI RICERCA

*Dipartimento di Ingegneria dell'Innovazione
Dottorato di Ricerca in Sistemi energetici ed Ambiente
XXV Ciclo*

*Analisi fluidodinamica e geomeccanica per la simulazione di un sistema energetico integrato
tra Carbon Capture and Storage (CCS) e Geotermia a bassa entalpia nel sottosuolo della
Regione Puglia*

Coordinatore

Ch.mo Prof. Giovanni Zurlini

Tutor

Ch.mo Prof. Antonio Ficarella

Dottorando

Dott.Geol. Andrea Coccozza

Sommario

Introduzione generale	5
1 Introduzione al modello numerico.....	7
1.1 Modello fluidodinamico	7
1.2 Modello geomeccanico	9
1.3 Modello geomeccanico elastico-lineare	11
1.4 Consolidazione edometrica e meccanismi di scorrimento secondari	21
1.5 Permeabilità e isotropia	24
1.6 Considerazione sul modello elastico-lineare.....	24
1.7 Fattori e condizioni limite che influenzano il modello elastico-lineare.....	25
1.8 Caratteri strutturali dei terreni coesivi	26
1.9 Pressione osmotica e consolidazione	29
1.10 Fattori che influenzano la compressibilità dei terreni coesivi.....	30
1.11 Distribuzione di carico: modello fluidodinamico	33
1.12 Modelli agli elementi finiti: il codice di calcolo TOUGH2 – T2WellECO2N.....	36
1.13 Definizione dei dati di ingresso	36
1.14 Modello Comsol Multiphysics v.3.5	38
1.15 Definizione del modello.....	38
1.16 Equazioni che governano il flusso e condizioni al contorno.....	38
1.17 Relazione per determinare permeabilità e porosità.....	40
1.18 Distribuzione di carico: analisi geomeccanica dell’acquifero-serbatoio	48
1.19 Calcolo del cedimento totale di consolidazione primaria	49
1.20 Analisi parametrica.....	51
2 Introduzione al sistema energetico.....	56
2.1 Distribuzione delle sovrappressioni neutre nel <i>caprock</i>	57
2.2 Portata di un pozzo di aspirazione nel <i>caprock</i> geopressurizzato.....	61
2.3 Tecniche di miglioramento della conducibilità idraulica del <i>caprock</i>	63
2.4 Decremento di dilatazione del <i>caprock</i> per emungimento dei fluidi interstiziali.	65
3 Introduzione all’analisi geologica.....	67
3.1 Evoluzione tettonico-sedimentaria	68
3.2 Assetto strutturale	70
3.3 Reservoir e copertura	70
3.4 Idrogeologia dell’area	72
3.5 Potenzialità geotermiche	74
3.6 Individuazione dell’area di studio.....	75
3.7 Analisi geologica	76

3.8	Metadati adottati per l'elaborazione del modello tridimensionale.....	84
3.9	Condizioni per l'utilizzo della risorsa geotermica.....	85
	Considerazioni conclusive e sviluppi futuri	87
	BIBLIOGRAFIA	92
	ALLEGATO A.....	99
	ALLEGATO B.....	117

Introduzione generale

La ricerca svolta nel corso di dottorato ha riguardato la definizione delle potenzialità delle strutture geologiche del sottosuolo della Regione Puglia per l'applicazione di un sistema energetico integrato tra CCS (Carbon Capture and Storage) e Geotermia a bassa entalpia.

Il punto di partenza è stato l'analisi numerica per la simulazione del fronte di CO₂ all'interno di una formazione geologica che ha le caratteristiche di un acquifero salino profondo. In particolare si è simulato il campo di pressioni associato all'iniezione di CO₂ per comprendere sia le deformazioni indotte all'interno dello stesso acquifero che sul caprock di copertura e valutare l'azione del carico applicato, in termini di sovrappressioni interstiziali all'interno del caprock e/o di acquiferi secondari porosi saturi sovrapposti.

Il modello di distribuzione della pressione di poro insieme al modello di simulazione del campo di pressioni nell'acquifero sottostante ci ha permesso di quantificare in base alle diverse caratteristiche idrogeologiche del caprock, la portata di una potenziale opera di captazione che vada a drenare i fluidi in sovrappressione all'interno dello stesso caprock o in formazioni geologiche limitrofe all'acquifero-serbatoio ma non in continuità idrogeologica con quest'ultimo.

Una volta definito il modello matematico più idoneo a simulare le condizioni di dominio reali si è valutata le potenzialità del sottosuolo pugliese all'applicazione di questo tipo di sistema energetico che utilizza l'immagazzinamento della CO₂ in pressione come input per la risalita di fluidi geotermici, conseguendo in questo modo una doppia finalità ambientale.

Certamente lo studio non è esaustivo, non dimostra che l'applicazione di questa tecnologia sia priva del tutto di rischi sismici e idrogeologici, ma può essere un buon inizio per un ulteriore approfondimento supportato da nuove tecniche di analisi e elaborazione dei dati in conseguenza del modello di simulazione fluidodinamico e geomeccanico applicato.

Per riassumere il lavoro di tesi può essere suddiviso in tre fasi principali:

- 1) Elaborazione di un modello fluidodinamico del flusso di CO₂ come input per un modello geomeccanico disaccoppiato e confronto con il software agli elementi finiti TOUGH2 nello specifico con il modulo T2Well_ECO2N del Lawrence Berkeley National Laboratory dell'Università della California;
- 2) Elaborazione di un modello geomeccanico di distribuzione delle deformazioni elastico-lineari sul comportamento del terreno sia dal punto di vista micro – meccanicistico che sulla base della più generale teoria della consolidazione dei terreni, per giungere all'applicazione di un modello di distribuzione delle sovrappressioni interstiziali nel caprock di copertura;
- 3) Individuazione delle formazioni geologiche potenzialmente idonee alla cattura e allo sviluppo di un sistema energetico integrato con elaborazione di modelli 2D e 3D per la definizione della risorsa geotermica.

La metodologia utilizzata ha visto l'implementazione dei modelli fluidodinamici suddetti in fogli di calcolo che hanno permesso il rapido riscontro con diversi algoritmi e con modelli di simulazione agli elementi finiti quali lo specifico software TOUGH2 e il più generico COMSOL Multiphysics v.3.5.

Il modello fluidodinamico definitivo così testato, è stato poi utilizzato come input per il modello geomeccanico, pervenendo in ultima analisi alla simulazione della portata di un'opera di captazione sia a sviluppo orizzontale che verticale a seconda delle caratteristiche stratigrafico – strutturali e idrogeologiche delle formazioni.

La caratterizzazione idrogeologica e geotermica è stata sviluppata attraverso l'analisi dei dati di perforazione eseguiti per la ricerca di idrocarburi nel quarantennio 1960-1990 e reperibili sul portale del Ministero dello Sviluppo Economico (Progetto VIDEPI).

L'interpretazione dei dati disponibili al pubblico ha permesso di elaborare con l'ausilio di strumenti GIS una serie di sezioni geologiche 2D e 3D, elaborate nello specifico con il software ArcGIS v.10 della ESRI e con le applicazioni ad hoc "Xacto Cross Section e 3D Borehole" sviluppate dal Servizio geologico dell'Illinois (USA).

L'elaborazione in GIS di un modello geologico tridimensionale ha permesso di interpretare al meglio le correlazioni tra le diverse formazioni geologiche, ottenendo una visione d'insieme di tutte le componenti necessarie al funzionamento di questo complesso sistema energetico.

L'aspetto più rilevante dell'attività di ricerca è stato quello di aver individuato, nelle potenzialità del sottosuolo regionale, le condizioni geologiche strutturali idonee a dar vita a un sistema energetico che integra CCS e geotermia. Si sfrutta, l'iniezione di CO₂ in acquiferi salini profondi per generare un campo di pressioni che facilita la risalita dei fluidi geotermici. La captazione di questi fluidi favorisce il dissiparsi delle sovrappressioni e, nello stesso tempo, il cedimento di consolidazione primaria delle formazioni sovrastanti l'acquifero soggetto allo spostamento elastico verticale. Si preserva in questo modo l'equilibrio del sistema e si mostra come la CCS possa avere una doppia finalità: da una parte ridurre le emissioni di CO₂ in atmosfera, e dall'altra fornire un contributo energetico con lo sfruttamento di una fonte di energia rinnovabile.

Sotto questo aspetto molti progetti di cattura e sequestro della CO₂ che oggi stentano a decollare, risulterebbero molto più appetibili in un'economia incentrata sulla minimizzazione del rapporto costi-benefici. La cattura e lo stoccaggio della CO₂, di per sé processi dispendiosi, associati a scopi geotermici possono costituire, in condizioni geologiche favorevoli, un'ottima occasione di sviluppo in presenza di alti livelli di emissioni in atmosfera per paesi (come quelli occidentali) impossibilitati nell'immediato a cambiare radicalmente il loro modello economico e che intendono avviarsi verso un nuovo scenario di sviluppo eco-compatibile. Essi potrebbero addirittura sfruttare in direzione inversa, quegli stessi processi produttivi (poli siderurgici, cementifici, raffinerie, centrali termoelettriche, etc...) che per anni hanno prodotto impatti ambientali decisi e oramai apparentemente insormontabili.

1 Introduzione al modello numerico

Il processo relativo al sequestro geologico della CO₂ consiste nell'iniezione della CO₂, catturata con tecniche di pre o postcombustione, in condizione supercritica all'interno di riserve coperte da formazioni a bassa permeabilità (*caprock*) in grado di impedire il flusso di risalita del fluido iniettato, che allo stato supercritico è meno denso dell'acqua e tenderebbe a galleggiare portandosi verso la superficie. In una situazione realistica di sequestro in un impianto industriale, la velocità di iniezione deve essere tale da permettere lo smaltimento di tutta la CO₂ catturata; in quest'ottica risulta fondamentale la valutazione della massima pressione a cui è possibile eseguire l'iniezione senza che si generino fenomeni di rottura nei materiali, che potrebbero creare vie di fuga per il gas, e non provochino deformazioni in superficie tali da compromettere l'integrità delle strutture preesistenti.

A tal scopo, la ricerca nel settore della CCS (*Carbon Capture and Storage*) ha concentrato la sua attenzione sull'implementazioni di modelli fluidodinamici agli elementi finiti che accoppiati ad un'analisi geomeccanica, danno una previsione sulla diffusione del fluido iniettato. Questa associata ad un incremento (variabile nel tempo e nello spazio) dell'originaria pressione del fluido, provoca una variazione dello stato di sollecitazione e di deformazione dello scheletro solido del terreno.

I modelli di comportamento del terreno più utilizzati in letteratura sono a tutt'oggi quello elasto-plastico di Lade e quello elastico-lineare basato sulla teoria della consolidazione unidimensionale di Terzaghi [1925] poi integrata da Biot [1941].

Entrambi i modelli si basano su un approccio macro meccanicistico, che vede la prova edometrica di laboratorio come banco di prova per prevedere il comportamento macroscopico dei terreni coesivi. Le analisi con i due diversi modelli di comportamento portano a risultati confrontabili in termini di variazione dello stato di sforzo efficace, ampliando l'estensione del dominio di calcolo non solo all'acquifero poroso ma soprattutto al *caprock*.

A questo approccio si contrappone quello micro meccanicistico che basandosi sulla teoria di Gouy-Chapman giunge a prevedere il comportamento macroscopico di questi terreni, attraverso una attenta analisi parametrica di fattori che descrivono la natura e le proprietà microscopiche della fase solida e delle sue interazioni con la fase fluida, indipendentemente dalla disponibilità dei risultati delle prove di laboratorio.

L'apporto dato alla ricerca è stato quello di applicare questa teoria detta anche del "doppio strato" che fa dipendere i comportamenti osservati a livello macroscopico, come le deformazioni dello scheletro solido del terreno soggetto alla pressione di un fluido, da quanto accade a livello microscopico e successivamente, dal confronto e dalla validazione di quest'ultima con le teorie della deformazione elastico-lineare di Terzaghi [1925] e di Biot [1941].

E' da sottolineare inoltre, come l'applicazione di entrambe le teorie ad un modello fluidodinamico lineare disaccoppiato, derivante dalla soluzione di Thiem [1906] e Cooper e Jacob [1946] secondo l'approccio di Nordbotten et al. [2005], abbia permesso sotto determinate assunzioni di localizzare nello spazio e nel tempo, le criticità strutturali del *caprock* generate da un flusso dinamico di CO₂.

1.1 Modello fluidodinamico

Il modello fluidodinamico adottato come input per il modello di deformazione volumetrica dell'acquifero serbatoio e delle formazioni adiacenti è dato dalla soluzione di Cooper & Jacob

(1946) secondo il modello di propagazione di Nordbotten et al. [2005] che simula l'avanzare del plume di CO₂. L'approccio di Nordbotten (2005) per il calcolo della pressione di fluido all'interno dell'acquifero serbatoio calcola questo valore come un'aliquota da sommare alla pressione idrostatica:

$$p_0 = p_{t_0} + \rho_w g \left(\frac{d}{2} \right) \quad (1.1)$$

che rappresenta la pressione del fluido (H₂O) mediata verticalmente prima dell'iniezione e dove P_{t_0} è la pressione iniziale al top dell'acquifero.

Sono state apportate alcune modifiche sostituendo la pressione P_0 del fluido (H₂O) mediata verticalmente con la pressione idrostatica P_w che varia con la profondità. Dobbiamo tener conto che questo modello si applica ad un acquifero confinato con estensione laterale infinita. Da un certo punto di vista la soluzione potrebbe rappresentare una semplificazione del problema, dal momento che in natura, non esistono acquiferi con estensione laterale infinita (in termini di caratteristiche idrogeologiche e circolazione idrica) ma potrebbe rappresentare invece, come vedremo nel confronto con modelli più complessi detti agli elementi finiti, una soluzione plausibile nelle condizioni iniziali di propagazione del flusso, molto prima che questo raggiunga il limite idrogeologico dell'acquifero-serbatoio, ed anche nei casi di sistemi idrogeologici complessi in cui la circolazione idrica sotterranea è presente senza soluzione di continuità (caso del Tavoliere delle Puglie dove le lenti sabbiose plioceniche sono trasgressive sui calcari della Piattaforma Apula).

Tornando al modello fluidodinamico, nella soluzione di Cooper & Jacob (1946) compare come fattore determinante il raggio di influenza R . il raggio di influenza R rappresenta la dimensione del cono di pressione generato dall'iniezione ed controllato dal coefficiente di immagazzinamento specifico S_s , oltre che dal coefficiente di permeabilità k dell'acquifero.

$$R = \sqrt{\frac{2.25k\rho_w g t}{\mu_w S_s}} \quad (1.2)$$

Infatti nell'ipotesi di estensione laterale infinita dell'acquifero e allo scopo di calcolare l'accumulo di pressione, questo sistema comprimibile infinito può essere sostituito da un sistema incomprimibile, il cui raggio cresce come determinato dal confronto tra la soluzione di Thiem (stato stazionario) (Thiem 1906) e la soluzione di Jacob (regime transitorio) (Cooper and Jacob 1946) [Vilarrasa et al 2009].

$$\Delta p_w = \frac{Q_0 \mu_w}{4\pi k d} \ln \left(\frac{2.25k\rho_w g t}{\mu_w r^2 S_s} \right) \quad (1.3)$$

dove Q_0 è la velocità di flusso volumetrica, μ_w è la viscosità dell'acqua, k è la permeabilità intrinseca dell'acquifero, d è lo spessore dell'acquifero, r è la distanza radiale, g l'accelerazione di

gravità, t il tempo ed S_s il già menzionato coefficiente di immagazzinamento specifico definito come:

$$S_s = \frac{\alpha}{KB} \quad (1.4)$$

dove:

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (1.5)$$

Questa equazione relaziona la costante poro elastica k , alle costanti elastiche tradizionali, E e ν . E , il modulo di Young, e ν , il rapporto di Poisson, sono misurate sotto condizioni drenate (cioè, quando la pressione dei pori è nulla), α è il coefficiente di Biot-Willis e B è il coefficiente di Skempton. Quindi il coefficiente d'immagazzinamento elastico-specifico è pari al volume di acqua che può essere estratto da un acquifero per unità di superficie sotto una variazione unitaria della pressione neutra.

Di fatto, il coefficiente di immagazzinamento di un acquifero a falda libera corrisponde virtualmente alla porosità specifica, perché più o meno tutta l'acqua viene drenata per gravità e solo una parte estremamente piccola deriva dalla compressione dell'acquifero e dall'espansione dell'acqua.

In acquiferi a falda confinata, l'acqua non viene ceduta dagli spazi porosi con un semplice drenaggio per gravità, perché non c'è superficie della falda ed il mezzo rimane saturo. Sul rendimento influiscono altri fattori come il consolidamento dell'acquifero e l'estensione della falda dopo l'abbassamento della superficie piezometrica. Utilizzando l'espressione del coefficiente di immagazzinamento elastico specifico proposta da Bear J., e Verruijt A.(1987):

$$S_s = \rho_w g \left(\frac{\partial \phi}{\partial p_w} + \phi \beta \right) \quad (1.6)$$

Si può osservare come questo coefficiente sia funzione della variazione della porosità dell'acquifero con la pressione del fluido interstiziale.

1.2 Modello geomeccanico

Il modello geomeccanico in questo lavoro ha due obiettivi principali:

1) quello di calcolare la deformazione elastica dell'acquifero-serbatoio soggetto alla pressione del flusso di CO_2 e di definire il coefficiente di immagazzinamento specifico, da cui dipende la produttività di un acquifero ad immagazzinare un fluido interstiziale.

2) quello di calcolare la risultante delle deformazioni verticali che si manifestano nel caprock e comunemente indicata con il termine *cedimento*, di cui nella pratica ingegneristica, interessa di solito conoscere sia l'entità sia l'evoluzione nel tempo.

I principali meccanismi che contribuiscono allo sviluppo dei cedimenti sono:

- compressione e inflessione delle particelle di terreno per incremento delle tensioni di contatto (tale fenomeno produce deformazioni in gran parte reversibili, ovvero elastiche);
- scorrimento relativo dei grani indotto dalle forze di taglio intergranulari (tale fenomeno produce deformazioni in gran parte irreversibili, ovvero plastiche);
- frantumazione dei grani in presenza di elevati livelli tensionali (le conseguenti deformazioni sono irreversibili);
- variazione della distanza tra le particelle di minerali argillosi, dovuta a fenomeni di interazione elettrochimica (le conseguenti deformazioni sono in parte reversibili e in parte irreversibili in relazione alle caratteristiche del legame di interazione);
- compressione e deformazione dello strato di acqua adsorbita (le conseguenti deformazioni sono in gran parte reversibili, ovvero elastiche).

In definitiva, le deformazioni volumetriche (e quindi i cedimenti) conseguono direttamente alla:

1. compressione delle particelle solide (incluso lo strato di acqua adsorbita);
2. compressione dell'aria e/o dell'acqua all'interno dei vuoti;
3. espulsione dell'aria e/o dell'acqua dai vuoti.

Nell'ipotesi che il caprock non sia mai stato sottoposto in passato a pressioni maggiori di quella corrispondente al carico attuale, la deformabilità delle particelle solide è trascurabile. Inoltre, se il terreno è saturo, come spesso accade per i terreni a grana fine, anche la compressibilità del fluido interstiziale può essere trascurata, essendo l'acqua praticamente incompressibile. Pertanto, la deformazione volumetrica dei terreni è dovuta prevalentemente al terzo termine ed in particolare all'espulsione dell'acqua dai vuoti.

Via via che l'acqua viene espulsa dai pori, le particelle di terreno si assestano in una configurazione più stabile e con meno vuoti, con conseguente diminuzione di volume.

Il processo di espulsione dell'acqua dai vuoti è un fenomeno dipendente dal tempo (ovvero dal coefficiente di permeabilità del terreno), l'entità della variazione di volume è legata alla rigidità dello scheletro solido.

Nella realtà la deformazione volumetrica (cedimento) del caprock è la combinazione di più meccanismi precedentemente descritti che portano a distinguere due concetti, la compressibilità e la consolidazione.

Compressibilità è la risposta in termini di variazione di volume di un terreno sottoposto ad un incremento dello stato tensionale (efficace, in base al principio delle pressioni efficaci). È necessario studiare la compressibilità di un terreno per stimare le deformazioni volumetriche ed i conseguenti cedimenti.

Consolidazione è la legge di variazione di volume del terreno nel tempo. È necessario studiare la consolidazione per stimare il decorso delle deformazioni volumetriche e dei conseguenti cedimenti, nel tempo.

Sebbene in linea di principio si possono applicare i concetti di compressibilità e di consolidazione sia a terreni granulari che a terreni a grana fine, in pratica interessano soprattutto questi ultimi, e

particolarmente le argille, perché di norma responsabili di cedimenti maggiori e di tempi di consolidazione molto più lunghi.

1.3 Modello geomeccanico elastico-lineare

Il mezzo poroso viene quindi assimilato, dal punto di vista meccanico, a due mezzi continui sovrapposti e mutuamente interagenti (lo scheletro solido e l'acqua) che occupano la stessa regione dello spazio.

Il modello che adotteremo, limitandoci per semplicità al caso di un terreno saturo, è costituito da un corpo poroso, omogeneo, isotropo e dotato di elasticità lineare, completamente saturato da un liquido incompressibile. Supporremo inoltre che il liquido obbedisca alla legge di Darcy (1856) e che la sostanza costituente lo scheletro solido sia di per sé incomprimibile, sì che ogni variazione di volume avvenga solo a causa di una corrispondente variazione della porosità.

Le ipotesi di omogeneità, isotropia, saturazione potrebbero agevolmente essere rimosse, almeno in linea di principio mentre l'ipotesi di elasticità lineare è il fondamento della trattazione e rappresenta indubbiamente una semplificazione molto accentuata dell'effettivo comportamento del terreno.

Tuttavia occorre subito dire che a tale ipotesi si fa ricorso invariabilmente in quanto le difficoltà cui si andrebbe incontro per tener conto delle effettive relazioni sforzi-deformazioni dei terreni sarebbero enormi ed uno sforzo in tal senso sarebbe probabilmente sproporzionato all'approssimazione con cui sono attualmente misurabili i parametri caratteristici dei terreni.

D'altra parte la semplice ipotesi elastica risulta di grande utilità per la comprensione di alcuni fenomeni e molto spesso permette di ottenere risultati sufficientemente approssimati per un gran numero di problemi di ricerca ed applicativi [Skempton e Bjerrum, 1957; Davis e Poulos, 1963; Gibson, Knight e Taylor, 1963; Schultze, 1963].

Giova qui richiamare brevemente alcuni concetti già noti della meccanica del mezzo poroso bifase. Considerando un elemento di superficie nell'interno di un tale mezzo, si ha:

σ la tensione normale totale, che assumeremo positiva se di compressione;

σ' la componente normale delle azioni intergranulari per unità di superficie, o sollecitazione effettiva;

p_n la pressione dell'acqua interstiziale, o pressione neutra.

Come è noto, vale la relazione:

$$\sigma' = \sigma - p_n \quad (1.7)$$

quanto alle sollecitazioni tangenziali, esse vengono naturalmente trasmesse solo attraverso lo scheletro solido.

Terzaghi ha mostrato che il comportamento meccanico di un terreno è governato dalle sollecitazioni effettive, ed è pertanto a queste ultime che dovremo far riferimento. Ciò comporta l'introduzione di una ulteriore incognita, la pressione neutra che si aggiunge alle incognite, componenti di deformazione e di tensione, dei problemi relativi ai mezzi monofase; è inoltre necessario introdurre anche un'altra variabile indipendente, il tempo, in aggiunta alle variabili geometriche.

La teoria di Terzaghi fu ricavata nel caso monodimensionale sulla base di alcune ipotesi semplificative: isotropia ed omogeneità del mezzo, comportamento elastico della matrice porosa, piccole deformazioni ed incompressibilità del fluido.

Altri autori Nur & Byerlee [1971] hanno proposto la seguente relazione:

$$\sigma = \sigma' + \delta p \quad (1.8)$$

in cui σ è la pressione totale, σ' la pressione effettiva, p la pressione mentre, δ un coefficiente adimensionale pari a:

$$\delta = 1 - \frac{K}{K_s} \quad (1.9)$$

K e K_s rappresentano i moduli di rigidezza, riferiti alla deformazione volumetrica, rispettivamente dello scheletro solido in condizione drenate (K), e delle particelle solide (K_s).

Qualora la comprimibilità effettiva dell'aggregato sia molto più grande della comprimibilità intrinseca dei granelli solidi ($K \ll K_s$), il coefficiente δ risulta prossimo all'unità. In questo caso l'equazione precedente si riduce alla classica espressione di Terzaghi:

$$\sigma = \sigma' + p \quad (1.10)$$

il rapporto fra i moduli K e K_s non è trascurabile nel caso di rocce lapidee e terreni sciolti fortemente preconsolidati: di conseguenza, per tali materiali non è possibile applicare rigorosamente la (1.3) nei problemi di deformazioni (Skempton, 1961).

Successivamente Biot (per materiali isotropo e anisotropo rispettivamente) estese in modo rigoroso questa teoria al caso tridimensionale proponendo un sistema di equazioni alle derivate parziali che combina l'equilibrio elastico della matrice porosa con l'equazione di continuità del flusso. La principale novità rispetto al principio di Terzaghi fu l'introduzione nella relazione:

$$\sigma = \sigma' + p i \quad (1.11)$$

di un coefficiente $\alpha[-]$, successivamente chiamato di Biot, a moltiplicare la pressione:

$$\sigma = \sigma' + \alpha p i \quad (1.12)$$

in cui $\sigma'^T = [\sigma'_x, \sigma'_y, \sigma'_z, T_{xy}, T_{yz}, T_{zx}]$ è la forma vettoriale del tensore dello stress efficace [Pa], p è la pressione agente nei pori del mezzo [Pa], $i = [1, 1, 1, 0, 0, 0]$ è la forma vettoriale del δ di Kronecker. Il significato del coefficiente di Biot può essere mostrato scrivendo, in un sistema di riferimento principale la (1.5) in termini incrementali a partire da uno stato equilibrato ed introducendovi la relazione costitutiva tra tensioni efficaci e deformazioni:

$$\begin{aligned}\sigma'_x &= 2G\varepsilon_x + \lambda\varepsilon_v - \alpha p \\ \sigma'_y &= 2G\varepsilon_y + \lambda\varepsilon_v - \alpha p \\ \sigma'_z &= 2G\varepsilon_z + \lambda\varepsilon_v - \alpha p\end{aligned}\tag{1.13}$$

in cui:

$$G = \frac{E}{[2(1+\nu)]}\tag{1.14}$$

è il modulo di taglio [Pa],

$$\lambda = \frac{\nu E}{[2(1-2\nu)(1+\nu)]}\tag{1.15}$$

è la costante di Lamè [Pa]

E è il modulo di Young [Pa],

ν è il modulo di Poisson [-],

$\varepsilon_v = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z$ è la deformazione volumetrica [-].

Si noti come nello scrivere la relazione costitutiva si sia ipotizzato un comportamento elastico del materiale. L'ipotesi non risulta restrittiva, in quanto trattandosi di equazioni scritte in forma incrementale, tali incrementi possono essere considerati sufficientemente piccoli da poter linearizzare la relazione anche in casi più generale.

Assumendo che l'incremento delle tensioni totali sia nullo, dalla somma delle tre equazioni (1.13) risulta:

$$0 = 2G(\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z) + 3\lambda\varepsilon_v - 3\alpha p\tag{1.16}$$

Che, semplificando e sostituendo le espressioni di G e λ , dà:

$$\frac{E\varepsilon_v}{[3(1-2\nu)]} = \left(\frac{1}{C_b}\right)\varepsilon_v = \alpha p \quad (1.17)$$

Con

$$C_b = \frac{3(1-2\nu)}{E} \quad (1.18)$$

modulo di deformazione volumetrica in condizioni drenate [1/Pa].

Introducendo l'ipotesi di grani compressibili con modulo C_r [1/Pa], una variazione di pressione neutra senza alcun incremento o diminuzione delle forze esterne agenti sul campione, comporta che la variazione volumetrica complessiva sia dovuta alla deformazione dello scheletro solido in condizioni drenate meno la variazione volumetrica dei grani.

Uguagliando le due espressioni si ricava:

$$\varepsilon_v = (C_b - C_r)p = C_b\alpha p \Rightarrow \alpha = 1 - \frac{C_r}{C_b} \quad (1.19)$$

Quindi ritorniamo alla relazione (1.9).

Il mezzo poroso viene assimilato, dal punto di vista meccanico, a due mezzi continui sovrapposti e mutuamente interagenti (lo scheletro solido e l'acqua) che occupano la stessa regione dello spazio. Come è ovvio, occorre che sia verificato l'equilibrio di ciascuno dei due mezzi e del loro insieme. Quest'ultima condizione si esplica imponendo che siano soddisfatte le equazioni indefinite dell'equilibrio o di Cauchy, esse si scrivono:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma'_x}{\partial x} + \frac{\partial T'_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial T'_{zx}}{\partial z} + \gamma_w \frac{\partial h}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial \sigma'_y}{\partial y} + \frac{\partial T'_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial T'_{yz}}{\partial z} + \gamma_w \frac{\partial h}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \sigma'_z}{\partial z} + \frac{\partial T'_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial T'_{xz}}{\partial x} + \gamma_w \frac{\partial h}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \quad (1.20)$$

Le (1.20) descrivono l'equilibrio dello scheletro solido sotto l'azione delle tensioni effettive e delle forze di trascinamento (o "forze di filtrazione") che l'acqua o qualsiasi altro fluido in moto esercita su di esso. Queste ultime sono assimilabili ad un sistema di forze di massa di componenti: $\gamma_w \frac{\partial h}{\partial x}, \gamma_w \frac{\partial h}{\partial y}, \gamma_w \frac{\partial h}{\partial z}$; in un mezzo a permeabilità isotropa, hanno la direzione del vettore velocità di filtrazione.

Il campo della quota piezometrica h può essere studiato a partire dalla legge di Darcy (1856) generalizzata che, per un mezzo isotropo si scrive in notazione vettoriale:

$$\vec{V} = k\Delta(-h) \quad (1.21)$$

→
Ove \vec{V} rappresenta il vettore velocità di filtrazione, di componenti V_x , V_y , e V_z , e k il coefficiente di permeabilità o conduttività idraulica. In termini scalari la (1.21) si scrive:

$$V_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}; V_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}; V_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1.22)$$

A questo punto occorre ricordare che il coefficiente di permeabilità k delle rocce sciolte può variare entro limiti estremamente ampi, passando da valori fino a 10 cm/s per terreni a granulometria grossolana a valori fino a 10^{-9} cm/s per argille omogenee. Questi valori sono riferiti a terreni ubicati a profondità di poche decine di metri dal piano campagna, mentre per le profondità in questione, adatte allo stoccaggio della CO₂ in condizioni supercritiche, la permeabilità sia degli acquiferi serbatoio che delle formazioni impermeabili si attestano, per effetto della addensamento in seguito al considerevole carico litostatico, su ordini di grandezze nettamente inferiori. Ci riferiamo a valori compresi tra 10^{-11} e 10^{-13} m/s per gli acquiferi salini profondi e 10^{-15} e 10^{-17} m/s per gli acquitardi.

Nel caso di terreni affioranti o comunque di acquiferi poco profondi, la variazione è di ben 100 miliardi di volte, una proprietà che non trova riscontro in nessun'altra caratteristica fisica dei materiali e che è all'origine di una profonda differenza nell'interazione fra le due fasi di un mezzo poroso a seconda che si tratti di un "terreno a grana grossa" (sabbie e ghiaie, con $k \geq 10^{-4}$ cm/s) oppure con un "terreno a grana fina" (limi ed argille, con $k \leq 10^{-6}$ cm/s).

Nel primo caso, a causa dell'elevata permeabilità del mezzo, lo studio del regime di tensioni e deformazioni dello scheletro solido e del regime di pressioni e velocità dell'acqua possono essere disaccoppiati. In questo caso, infatti, il moto vario dell'acqua derivante da deformazioni volumetriche dello scheletro solido avviene in tempi brevissimi, e può quindi essere trascurato; l'acqua o qualsiasi altro fluido si trova in quiete o in moto permanente e le caratteristiche del suo moto sono costanti nel tempo e funzione solo delle condizioni idrauliche al contorno. Anche un eventuale moto vario provocato da una variazione nel tempo delle condizioni di contorno può essere trattato come una successioni di moti permanenti.

In queste condizioni la continuità della fase fluida richiede che si abbia:

$$\text{div} \vec{V} = 0 \quad (1.23)$$

ed essendo:

$$\text{div} \vec{V} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (1.24)$$

ricordando la (1.22) si ottiene:

$$\Delta^2 h = 0 \quad (1.25)$$

La (1.25) mostra che la quota piezometrica h è una funzione armonica; con le opportune condizioni al contorno, essa consente di calcolare il valore di h , e quindi di u , in ogni punto del mezzo.

Le forze di filtrazione appaiono allora come termini noti nelle (1.20); esse ammettono un potenziale, il che semplifica la soluzione delle (1.20).

Per i terreni a ridotta permeabilità, è il caso sia dell'acquifero serbatoio che del *caprock*, il moto transitorio provocato dalle deformazioni volumetriche dello scheletro solido è di lunga durata e non può essere trascurato; ne consegue un accoppiamento fra regime di tensioni e deformazioni nello scheletro solido e regime di pressioni e velocità dell'acqua.

La condizione di continuità si scrive in luogo della (23):

$$\operatorname{div} \vec{V} = \frac{\partial}{\partial t} (\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z) \quad (1.26)$$

ove, come è noto, il primo invariante delle dilatazioni lineari rappresenta la variazione del volume unitario.

Se ammettiamo che lo scheletro solido del terreno sia assimilabile ad un mezzo elastico di costanti E e ν , si ha:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z) = \frac{1-2\nu}{E} \frac{\partial}{\partial t} (\sigma'_x + \sigma'_y + \sigma'_z) = \frac{1-2\nu}{E} \frac{\partial}{\partial t} (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z - 3u) = \frac{1-2\nu}{E} \left(\frac{\partial T}{\partial t} - 3 \frac{\partial u}{\partial t} \right) \quad (1.27)$$

in cui con T si è indicato il primo invariante delle tensioni totali:

$$T = \sigma_x + \sigma_y + \sigma_z \quad (1.28)$$

dalle (1.26) e (1.27) si ottiene:

$$\frac{kE}{3\gamma_w(1-2\nu)} \Delta^2 u = \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{3} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1.29)$$

La (1.29), da risolvere insieme alle (1.20), rappresenta la formulazione della teoria della consolidazione di un mezzo elastico poroso saturo, o teoria di Biot e Mandel (Biot, 1941; Mandel, 1950). La necessità di una soluzione simultanea del sistema di equazioni differenziali (1.20) e (1.29) riflette l'accoppiamento del problema.

È stato mostrato (Cryer, 1963; Gibson et al., 1963) che, anche in presenza di carichi esterni costanti, il termine T/t nella (29) è, in generale, diverso da zero (effetto Mandel-Cryer). In via approssimata il termine può essere ritenuto nullo; la formulazione che ne risulta non rispetta la congruenza, ma permette una trattazione disaccoppiata del problema (teoria pseudo-tridimensionale di Terzaghi-Rendulic).

La (1.29) si riduce infatti a:

$$\frac{kE}{3\gamma_w(1-2\nu)} \Delta^2 u = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (1.30)$$

Tale espressione consente lo studio della sola u in dipendenza delle condizioni al contorno nello spazio e nel tempo; ancora una volta, quindi, le (20) possono essere risolte trattando le forze di filtrazione come termini noti.

Il termine:

$$C_3 = \frac{kE}{3\gamma_w(1-2\nu)} \quad (1.31)$$

Viene detto coefficiente di consolidazione; l'indice 3 indica che esso è relativo ad un processo di consolidazione tridimensionale.

Per un problema di deformazione piana nel piano xz ($\epsilon_y=0$), può mostrarsi che la (1.29) diviene:

$$C_2 = \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} (\sigma_x + \sigma_z) \quad (1.32)$$

ove il termine:

$$C_2 = \frac{kE}{2\gamma_w(1-\nu-2\nu^2)} \quad (1.33)$$

rappresenta il coefficiente di consolidazione del processo bidimensionale.

Per un problema di deformazione monoassiale in direzione z ($\epsilon_y = \epsilon_x = 0$) si ottiene invece:

$$C_1 = \frac{kE(1-\nu)}{\gamma_w(1-\nu-2\nu^2)} = \frac{kE_{ed}}{\gamma_w} \quad (1.34)$$

ritrovando la formulazione della nota teoria unidimensionale di Terzaghi.

Appare evidente, dalle semplici considerazioni esposte, come il parametro “coefficiente di consolidazione”, che caratterizza il materiale nei riguardi del processo di consolidazione combinandone la deformabilità e la permeabilità, sia dipendente dalle condizioni di deformazione del processo di consolidazione esaminato. Essendo quindi le forze di massa un contributo costante nel tempo, esse possono essere eliminate dal sistema (1.20) ottenendo:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial T_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial T_{zx}}{\partial z} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial T_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial T_{yz}}{\partial z} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial T_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial T_{zy}}{\partial y} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (1.36)$$

Poiché si è interessati al campo di spostamento ed alla deformazione del mezzo, occorre effettuare ancora qualche sviluppo sul sistema (1.36). Utilizzando nuovamente l'ipotesi di linearità del materiale si possono scrivere le tensioni efficaci in funzione dei parametri di deformazione:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= 2G\varepsilon_x + \lambda\varepsilon_v & T_{xy} &= G\gamma_{xy} \\ \sigma_y &= 2G\varepsilon_y + \lambda\varepsilon_v & T_{yz} &= G\gamma_{yz} \\ \sigma_z &= 2G\varepsilon_z + \lambda\varepsilon_v & T_{zx} &= G\gamma_{zx} \end{aligned} \quad (1.37)$$

con i parametri di deformazione definiti come:

$$\begin{aligned} \varepsilon_x &= \frac{\partial u}{\partial x}; & \gamma_{xy} &= \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \\ \varepsilon_y &= \frac{\partial v}{\partial y}; & \gamma_{zx} &= \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \\ \varepsilon_z &= \frac{\partial w}{\partial z}; & \gamma_{xy} &= \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{aligned} \quad (1.38)$$

Essendo u , v e w gli spostamenti lungo i tre assi coordinati. Sostituendo le (1.38) in (1.37) e poi in (1.36) si ricava:

$$\begin{aligned}
 G \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + G \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) + \lambda \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial x} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \\
 G \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) + G \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) + \lambda \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial y} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \\
 G \left(\frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \omega}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2} \right) + G \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) + \lambda \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial z} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial z}
 \end{aligned} \tag{1.39}$$

Ricordando l'espressione della deformazione volumetrica ε_v è l'espressione dell'operatore di Laplace:

$$\nabla^2 = \nabla * \nabla = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z^2} \tag{1.40}$$

si perviene infine alle equazioni di equilibrio elastico espresse in termini di spostamento:

$$\begin{aligned}
 G \nabla^2 u + (\lambda + G) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial x} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \\
 G \nabla^2 v + (\lambda + G) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial y} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \\
 G \nabla^2 \omega + (\lambda + G) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial z} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial z}
 \end{aligned} \tag{1.41}$$

Nella forma che contempla le forze di massa e in funzione della temperatura θ , le equazioni di equilibrio elastico espresse in termini di spostamento diventano:

$$\begin{aligned}
 G \nabla^2 u + \left(K + \frac{G}{3} \right) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial x} + \rho g_x &= \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + 3\beta'_s K \frac{\partial \theta}{\partial x} \\
 G \nabla^2 v + \left(K + \frac{G}{3} \right) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial y} + \rho g_y &= \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + 3\beta'_s K \frac{\partial \theta}{\partial y} \\
 G \nabla^2 \omega + \left(K + \frac{G}{3} \right) \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial z} + \rho g_z &= \alpha \frac{\partial p}{\partial z} + 3\beta'_s K \frac{\partial \theta}{\partial z}
 \end{aligned} \tag{1.42}$$

dove:

$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$ è la costante poro elastica;

$3\beta'_s$ è il coefficiente di espansione termico volumetrico della fase solida, preso tre volte sotto l'assunzione di comportamento isotropo.

L'insieme delle equazioni differenziali alle derivate parziali rappresentano la forma non-isotermica delle equazioni originali di Biot (1941). Nel caso di sistemi multi falda, tali equazioni possono essere estese a mezzi trasversalmente isotropi con il tensore dell'elasticità C_{dr} dipendente da 5 parametri meccanici indipendenti.

In alcune applicazioni, la complessità del modello può essere ridotta. Differenziando la prima equazione della (1.42) rispetto a x , la seconda rispetto ad y e la terza rispetto a z , e aggiungendo i risultati, si ottiene:

$$\left(K + \frac{4G}{3}\right) \nabla^2 \varepsilon_v = \alpha \nabla^2 p + 3\beta'_s K \nabla^2 \theta \quad (1.43)$$

Dall'integrazione della relazione precedente, otteniamo:

$$\left(K + \frac{4G}{3}\right) \varepsilon_v = \alpha p + 3\beta'_s K \nabla^2 \theta + h(x, y, z) \quad (1.44)$$

Dove h è una generica funzione armonica, cioè $\nabla^2 h = 0$ ad ogni tempo t .

Una espressione esplicita per h è stata ottenuta da Verruijt (1969) in problemi di flusso in acquifero disperdente. In particolare quando $h=0$ nell'equazione precedente, vale la seguente relazione per ε_v :

$$\varepsilon_v = C_m \alpha p + 3\beta'_s k \theta \quad (1.45)$$

dove:

$$C_m = \frac{1}{\left(K + \frac{4G}{3}\right)} \quad (1.46)$$

La (1.45) è la compressibilità verticale uniassiale della matrice porosa.

Il campo di variabilità di ν per i terreni è apparentemente $-0.1 \div 1.00$ [Bowles 1988]; di fatto, quando $\nu > 0.5$ il terreno non si trova più in campo elastico e questo parametro diviene essenzialmente una comodità introdotta ai fini del calcolo in quanto consente di utilizzare le equazioni della Teoria dell'Elasticità fino a quando il terreno raggiunge la sua resistenza ultima.

La relazione (1.45) ci permette di calcolare l'aliquota elastica del cedimento, mentre nella realtà per i terreni coesivi-argillosi il cedimento non è legato esclusivamente al comportamento elastico

dello scheletro solido quando anche ad un gran numero di movimenti di rotolamento, scivolamento e scorrimento di particelle negli spazi vuoti che sono, in larga parte, irreversibili qualora il carico venga rimosso.

Quindi rimane da definire la pressione intergranulare p che compare nella penultima relazione. In alcuni modelli di simulazione fluidodinamica, pressione dell'acqua e pressione del gas vengono considerate variabili tra loro interconnesse dal grado di saturazione di una fase rispetto all'altra, ma quest'ultima prescinde dalla conoscenza della pressione di una delle due fasi durante l'iniezione di CO₂.

Inoltre nell'ipotesi di iniezione del fluido in condizioni supercritiche quindi con proprietà in parte analoghe a quelle di un liquido (ad esempio la densità) ed in parte simili e quelle di un gas (ad esempio la viscosità) ci permettono di considerare indistintamente la pressione di poro come un'unica pressione di fluido presente all'interno dell'acquifero.

Nella soluzione riportata da Villarasa et al. (2009), la pressione di poro è funzione solo della posizione dell'interfaccia del plume di CO₂ che a sua volta è funzione della viscosità e densità del fluido. Tale approccio nella simulazione fluidodinamica è presente anche nella teoria di Terzaghi che contempla solo il caso di flusso monofase saturo e nella successiva estensione di Biot, pur ammettendo la possibile presenza di bolle d'aria nell'acqua, non vi è fatta alcuna distinzione tra pressione della fase liquida e pressione della fase gassosa.

Per riassumere, possiamo dire che il concetto di modello geomeccanico su cui si costruisce l'idea di un sistema energetico integrato tra iniezione di CO₂ e risalita di fluidi geotermici, oltre a prescindere dalle condizioni geologico-strutturali e idrogeologiche, ha come input il modello fluidodinamico di tipo lineare derivato dalla soluzione di Cooper & Jacob (1946) in cui il coefficiente di immagazzinamento specifico S_s è considerato il parametro in cui è concentrato il comportamento meccanico del terreno sotto l'azione di un flusso monofase.

1.4 Consolidazione edometrica e meccanismi di scorrimento secondari

La diminuzione di volume dei terreni coesivi-argillosi sotto l'effetto di un aumento di carico avviene molto lentamente. La lentezza del fenomeno è dovuta non solo al graduale aggiustamento della posizione dei granuli – ragione che vale sia per le sabbie che per le argille – ma, per queste ultime in particolare, è dovuta alla bassissima permeabilità del materiale e quindi al lungo tempo necessario perché l'acqua in eccesso venga eliminata. Si intende per *consolidazione* il fenomeno della graduale diminuzione del contenuto d'acqua sotto un carico costante.

Se in via teorica è possibile calcolare la compressibilità verticale uni assiale della matrice porosa per una sabbia così come per una argilla, la velocità di consolidazione di un campione di argilla può essere determinata in laboratorio con la prova edometrica, o prova di consolidazione o prova di compressione ad espansione laterale impedita.

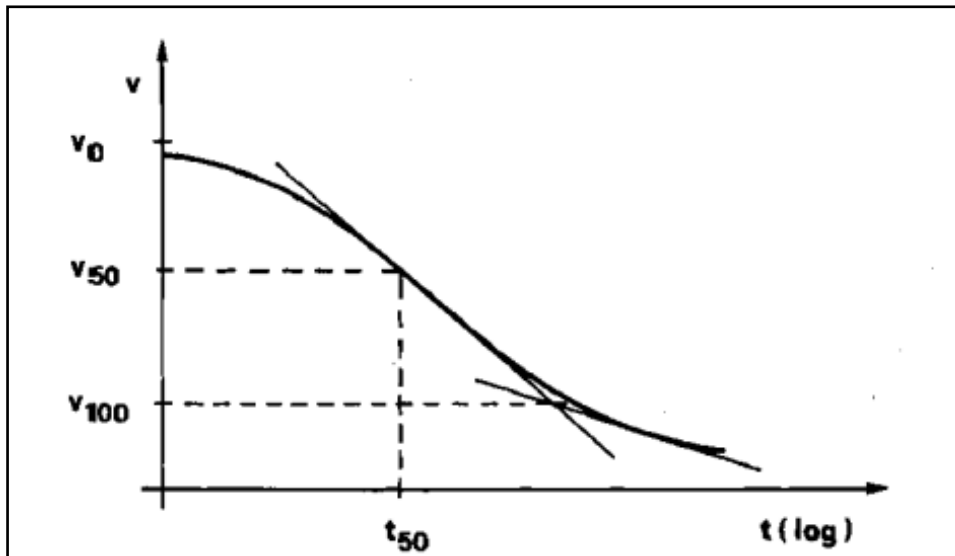


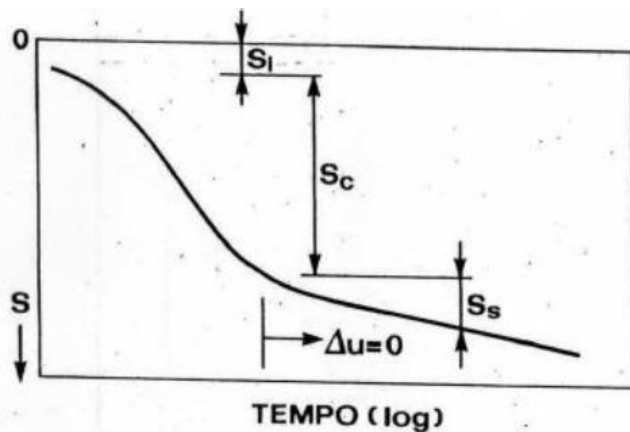
Figura 1.1-Costruzione grafica per la determinazione del coefficiente di consolidazione da una curva (v,t) ottenuta da una prova edometrica.

Dal grafico di figura 1.1 viene rappresentata la curva sperimentale tempo (t)-volume specifico (v) che indica il grado di consolidazione. Il termine corrispondente alla consolidazione idrodinamica o *consolidazione primaria* quindi al valore v_{100} viene determinato, convenzionalmente, dall'intersezione della retta tangente nel punto di flesso della curva (v, log t) con quella che rappresenta l'andamento asintotico delle deformazioni viscosi o *consolidazione secondaria* o *effetto secondario nel tempo* (costruzione di Casagrande).

Tale consolidazione secondaria è probabilmente conseguenza del fatto che la diminuzione di spessore di uno strato di argilla è dovuta anche a movimenti di slittamento dei granuli. Poiché i legami tra questi ultimi sono costituiti da veli di acqua adsorbita ad altissima viscosità, la resistenza al taglio ritarderebbe la diminuzione di spessore degli strati di argilla anche se il ritardo dovuto alla bassa permeabilità fosse trascurabile. Nella consolidazione primaria, il ritardo è provocato unicamente dalla resistenza contro la rapida fuoriuscita dell'acqua in eccesso, mentre la consolidazione secondaria inizia solo dopo l'esaurimento del processo di consolidazione primaria (fig. 1.2).

I risultati delle prove edometriche eseguite su campioni di argilla hanno rivelato alcune semplici relazioni. Il tempo necessario per raggiungere un determinato grado di consolidazione aumenta nelle argille proporzionalmente al quadrato dello spessore dello strato. In due strati di eguale spessore, ma costituiti da argille differenti, il tempo necessario per raggiungere un determinato grado di consolidazione aumenta proporzionalmente al rapporto m_v/k , dove m_v è il coefficiente di compressibilità volumetrica e k è il coefficiente di permeabilità. Si definisce *coefficiente di consolidazione* [cm^2/sec] il rapporto:

$$C_v = \frac{k}{m_v \gamma_w} \quad (1.47)$$



S_i = cedimento immediato
 S_c = cedimento di consolidazione
 (o primario)
 S_s = cedimento secondario

Figura 1.2- Curva del cedimento in funzione del tempo. Secondo la teoria della consolidazione, la curva dovrebbe tendere ad un asintoto orizzontale, invece possiamo notare come per effetto della consolidazione secondaria quest'ultimo tenda ad un asintoto inclinato.

Al diminuire dell'indice dei vuoti, diminuiscono rapidamente sia k che m_v , ma il rapporto k/m_v rimane pressoché costante per un ampio intervallo di pressioni.

Il coefficiente di consolidazione è determinato dalla pendenza del tratto di curva S_c nel diagramma $S - \log t$ di figura 1.3, che ci permette di ricavare per sostituzione il valore del coefficiente di compressibilità volumetrica, m_v che rappresenta il cedimento unitario di uno strato di argilla provocato da un aumento di pressione pari all'unità.

Se H è lo spessore di un letto di argilla sottoposto ad una pressione p , un aumento di pressione da p a $p+\Delta p$ ne riduce lo spessore di:

$$S_c = H \Delta p m_v \quad (1.48)$$

Il cedimento secondario è calcolato facendo riferimento alla relazione:

$$S_s = H_c C_\alpha \log \frac{T}{T_{100}} \quad (1.49)$$

in cui:

H_c è l'altezza dello strato in fase di consolidazione;

C_α è il coefficiente di consolidazione secondaria come pendenza nel tratto secondario della curva cedimento-logaritmo tempo;

T tempo in cui si vuole il cedimento secondario;

T_{100} tempo necessario all'esaurimento del processo di consolidazione primaria.

1.5 Permeabilità e isotropia

Le equazioni di Biot (1941) sono applicabili, in condizioni ideali a sistemi multi falda trasversalmente isotropi. Nella realtà i terreni naturali sono raramente isotropi nei riguardi della permeabilità sia alla scala dell'elemento di volume, sia e soprattutto alla scala del problema al finito per l'influenza della macrostruttura dei depositi naturali.

È noto, ad esempio, che un'alternanza regolare di strati con permeabilità k_1 e k_2 , se attraversati dal moto di filtrazione in direzione perpendicolare alla stratificazione, presentano una permeabilità equivalente prossima al più ridotto dei due valori. Se il moto avviene in direzione parallela alla stratificazione, la permeabilità equivalente è prossima a quella del materiale più permeabile. La presenza di una stratificazione, quindi, costituisce sempre motivo di anisotropia della permeabilità.

La stessa anisotropia della permeabilità, eventualmente accentuata da un'anisotropia della deformabilità, produce anisotropia del coefficiente di consolidazione.

È evidente che i risultati di un calcolo del cedimento non saranno nemmeno approssimativamente corretti se le condizioni idrauliche al contorno non corrispondono alla situazione reale del terreno. Ogni vena continua di sabbia o limo situata all'interno dello strato di argilla agisce da drenaggio ed accelera la velocità di consolidazione; non producono invece questo effetto le lenti di sabbia o di limo. Se i sondaggi rivelano la presenza di sabbia o di limo nell'argilla, è molto difficile stabilire se si tratti di vene continue o meno. In questi casi la teoria della consolidazione può essere usata soltanto per determinare i limiti superiore ed inferiore della velocità di assestamento: i valori effettivi non potranno essere conosciuti che attraverso l'osservazione diretta.

Per il *caprock* è necessaria una attenta ricostruzione stratigrafica, che risulterà molto più attendibile se si farà uso di prospezioni geofisiche al fine di individuare i rapporti stratigrafici tra le varie unità geologiche.

Nel caso dell'acquifero-serbatoio, lo considereremo come un mezzo con permeabilità isotropa nella direzione di propagazione del flusso di CO_2 , ma rimane da annotare che in un progetto preliminare sarebbero indispensabili misure direzionali della permeabilità e delle caratteristiche di consolidazione.

Si può concludere su tale argomento affermando che, nello studio di un processo di filtrazione o di consolidazione come forse in nessun altro problema di Ingegneria Geotecnica, la capacità di previsione attendibile è condizionata in modo preminente dalla affidabilità del modello che si pone a base della previsione. Sono quindi necessarie, ma non sufficienti, misure corrette ed esaurienti delle caratteristiche dei materiali; altrettanto, se non più importante è la accurata definizione della stratigrafia, della struttura dei terreni, delle condizioni al contorno.

1.6 Considerazione sul modello elastico-lineare

Nel modello elastico-lineare le deformazioni e la rottura di un terreno saturo sono provocate da variazioni della differenza fra le tensioni totali agenti sul complesso scheletro solido-acqua e la pressione dell'acqua interstiziale o pressione neutra. In termini di teoria del doppio strato le deformazioni e la rottura sono provocate dalla variazione di pressione osmotica, che per terreni a grana fine assume il significato di tensione interparticellare. Nell'ipotesi che il *caprock* sia completamente impermeabile ai fluidi circolanti nell'acquifero sottostante e totalmente saturo in modo che tutti i suoi vuoti siano riempiti d'acqua, l'applicazione di un carico tradotto in termini di iniezione di CO_2 nell'acquifero, apporterebbe una pressione all'interfaccia tra l'acquifero serbatoio

e il *caprock* di copertura, con conseguente variazione di volume di entrambe le formazioni. Considerando l'acqua praticamente incompressibile, una variazione di volume comporta un moto di filtrazione dell'acqua interstiziale: in allontanamento dall'elemento di terreno se il volume si riduce (caso del *caprock*), in entrata nell'elemento se il volume aumenta (caso dell'acquifero in cui è la CO₂ iniettata in pressione ad sostituirsi all'acqua interparticellare e a determinare l'aumento di volume). All'interno del *caprock* si può dire che il processo di espulsione dell'acqua dai pori avviene, quando, per effetto del carico applicato (pressione del fluido iniettato all'interfaccia *caprock-acquifero* e della conseguente espansione verticale dello scheletro solido dell'acquifero), si genera, un campo di sovrappressioni neutre, Δu (incremento della pressione osmotica p_0 nei termini della teoria di *Gouy-Chapman*), variabile da punto a punto. La conseguente differenza di carico idraulico, rispetto alle condizioni di equilibrio, provoca l'instaurarsi di un flusso dell'acqua in regime transitorio dai punti ad energia maggiore verso i punti a energia minore, e in particolare verso l'esterno della zona interessata dall'incremento delle pressioni interstiziali. Come anticipato in precedenza, via via che l'acqua viene espulsa dai pori, le particelle si deformano e si assestano in una configurazione più stabile e con meno vuoti, con conseguente diminuzione di volume. Come ben descritto dalla teoria della consolidazione, la velocità di questo processo dipende dalla permeabilità della formazione.

Detto ciò il comportamento del *caprock* si delineerebbe come una diminuzione di volume protratta nel tempo sotto l'azione di una pressione che agisce dal basso verso l'alto per effetto della minore densità della CO₂ e dalle deformazioni indotte dal flusso sullo matrice solida dell'acquifero (fig.1.1).

1.7 Fattori e condizioni limite che influenzano il modello elastico-lineare

Abbiamo più volte espresso l'importanza del coefficiente di permeabilità k che per le rocce sciolte gioca un ruolo fondamentale nello studio delle interazioni tra scheletro solido e acqua. Infatti esso può variare entro limiti estremamente ampi. Per le profondità di applicazione della tecnologia CCS, i valori di permeabilità rispettivamente del *caprock* e dell'acquifero vanno da 10^{-17} a 10^{-13} m² (tabella 2 - da Rutqvist e Tsang [2001]) per effetto dell'addensamento dovuto all'enorme carico litostatico che grava alle profondità di iniezione. Come abbiamo visto nel caso di terreni ad alta permeabilità, lo studio del regime di tensioni e deformazioni dello scheletro solido e del regime di pressioni e velocità dell'acqua possono essere disaccoppiati, mentre per i terreni a ridotta permeabilità, il moto transitorio provocato dalle deformazioni volumetriche dello scheletro solido è di lunga durata e non può essere trascurato; ne consegue un accoppiamento fra regime di tensioni e deformazioni e regime di pressioni e velocità dell'acqua.

In realtà, sotto determinate condizioni questo processo può considerarsi disaccoppiato e cioè quando le sollecitazioni esterne sono costanti e se il carico applicato è distribuito su di un'area la cui dimensione caratteristica è molto più grande rispetto allo spessore dello strato in consolidazione.

Di conseguenza, la variazione di u cioè della pressione di poro o pressione neutra nel tempo è indipendente da quella di σ_z e pertanto tali variabili sono in questo senso disaccoppiate.

Ciò non avviene nei casi bi e tri-dimensionali per i quali, anche se le sollecitazioni esterne rimangono costanti nel tempo, non necessariamente risulta:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = 0 \quad (1.50)$$

nell'interno del mezzo durante il processo di consolidazione. Poiché le variazioni di u e di p sono interdipendenti, il problema della consolidazione a più di una variabile geometrica risulta di tipo accoppiato. Una notevole semplificazione nell'analisi si ottiene se si ammette (ipotesi di Rendulic) che il termine $\frac{\partial p}{\partial t}$ sia trascurabile (teoria pseudo tridimensionale). In questo caso le variabili u e p tornano ad essere disaccoppiate e il problema della consolidazione viene risolto in termini di sole pressioni interstiziali (problema di diffusione), indipendentemente dalle condizioni di equilibrio.

Nell'ipotesi di disaccoppiamento del problema, abbiamo sottolineato la necessità che l'incremento di carico sia costante cioè che la pressione del flusso di CO₂ nell'acquifero sottostante cresca con incrementi costanti in funzione del tempo.

Come vedremo il modello fluidodinamico adottato si basa sulla soluzione di Cooper e Jacob (1946) integrata dal modello di propagazione di Nordbotten et al. (2005) (Villarasa et al. 2009), con andamento di propagazione di tipo logaritmico e dunque ad un primo incremento di pressione non lineare segue un andamento asintotico costante (figura 1.8).

La relazione di Cooper e Jacob (1946) è funzione del raggio di influenza R (1.2) del cono di pressione generato dal modello di propagazione della CO₂. Il cono di pressione si diffonde in funzione della permeabilità della formazione, ben oltre il fronte di propagazione della CO₂ e quindi anche il carico applicato è distribuito su di un'area molto più grande rispetto allo spessore dello strato in consolidazione.

1.8 Caratteri strutturali dei terreni coesivi

Abbiamo definito quale sia l'importanza del parametro permeabilità nella previsione dei processi fluidodinamici e di consolidazione, e come questo dipenda principalmente dalla struttura del terreno come mezzo poroso. La struttura di un terreno, infatti, può essere spiegata sul piano teorico ricorrendo ad uno dei molti modelli di mezzo poroso, fra i quali il più semplice è quello che assimila il mezzo ad un fascio di tubi capillari. Appare quindi evidente come il fattore largamente dominante, anche se non l'unico, nel determinare la permeabilità di un terreno sia la sua granulometria.

Nel passare dalle argille omogenee alle ghiaie il d_{10} (luce della maglia dello staccio che lascia passare il 10% in peso del materiale) varia di 4 - 5 ordini di grandezza e la permeabilità, di conseguenza, di 8 - 10 ordini di grandezza. I terreni argillosi sono caratterizzati dal possedere un comportamento idrogeologico e geotecnico molto diverso rispetto ad un terreno sabbioso incoerente, inoltre il suo particolare tipo di struttura, tessitura e grado di umidità lo caratterizza nel possedere un particolare tipo di forza con cui le particelle terrose sono legate tra loro e si oppongono al distacco, questa forza è detta *coesione*.

Un terreno coesivo può essere definito come un aggregato di particelle costituite per un certo ammontare di minerali argillosi la cui presenza conferisce coesione e condiziona il comportamento di tutta la massa. Il gruppo dei cosiddetti *minerali argillosi* è costituito prevalentemente da tre sottogruppi *caoliniti*, *illiti* e *montmorilloniti*.

La presenza anche modesta di una percentuale di questi minerali che varia tra il 10-15%, rende il terreno impermeabile all'acqua e dunque anche ad un'eventuale iniezione di fluidi nelle formazioni limitrofe a questa. È di fondamentale importanza nell'individuazione di un sito di stoccaggio, la presenza di una struttura geologica che vede un acquifero serbatoio sormontato da una formazione a bassissima permeabilità, costituita in parte da terreni coesivi e che prende il nome di *caprock*. Come è noto, le proprietà meccaniche e le caratteristiche idrauliche di questi terreni dipendono

dalla struttura molecolare delle particelle di argilla che si presentano appiattite e con una distribuzione di cariche negative sulle due facce.

Ciascuna particella di argilla è costituita generalmente da numerose lamelle disposte una sull'altra; poiché ogni lamella ha uno spessore ben definito, mentre le altre sue dimensioni sono variabili, le particelle di argilla hanno forma piana a terrazze (fig. 1.3). Mentre le superfici piate portano cariche elettriche residue negative, gli spigoli possono presentare cariche positive o negative a seconda delle caratteristiche dell'ambiente circostante.

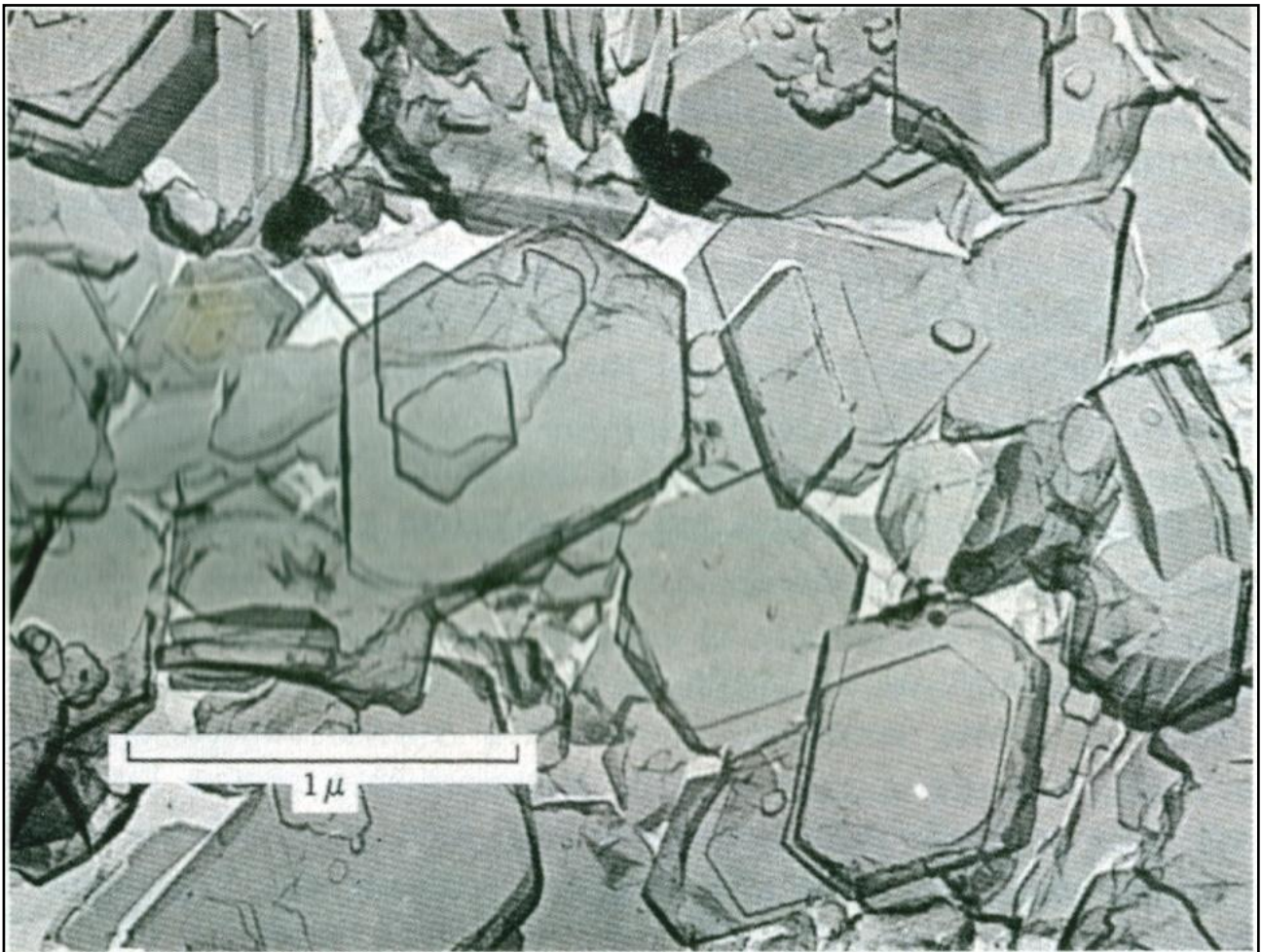


Figura 1.3 - Microfotografia elettronica di particelle di terrazze di caolinite (da Terzaghi & Peck [1967])

Esse sono quasi sempre idratate, cioè, circondate da strati di molecole d'acqua (acqua adsorbita) fortemente attratta dalla particella e contenente ioni metallici. I cationi adsorbiti da una particella di minerale argilloso sono in movimento incessante per effetto dell'agitazione termica e si distribuiscono statisticamente, in prossimità della superficie della particella, secondo una densità che decresce con l'aumentare della distanza dalla superficie medesima, mentre gli anioni crescono con l'aumentare della distanza da questa per effetto anche delle attrazioni e repulsioni tra cariche elettriche.

I cationi creano una zona o strato, carico positivamente, che insieme alla superficie della particella che presenta cariche negative, costituisce il cosiddetto *doppio strato elettrici*. I doppi strati elettrici di due particelle a facce parallele si respingono con forze la cui grandezza dipende dalla natura e

dalla concentrazione degli ioni sciolti nell'acqua. La teoria del doppio strato si limita a considerare l'interazione di una singola particella con la soluzione di elettroliti che la circonda. Per un'applicazione pratica di questa teoria è invece necessario considerare l'interazione tra due o più particelle contigue, ove le interazioni fra micelle presiedono alla formazione della tessitura e le variazioni di spessore del doppio strato inducono modifiche delle proprietà dei terreni e delle caratteristiche d'interesse ingegneristico. Uno studio in tal senso è stato condotto da Verwey & Overbeek [1948] che considerano due particelle di argilla disposte parallelamente e costrette da una forza esterna a divenire prossime tra di loro, fino ad una distanza $2d$, pari a due volte l'estensione del doppio strato $2/\chi$, e tale che i due campi di potenziale di sovrappongano (fig. 1.4). Questa forza esterna, che può essere di varia natura (meccanica, chimica, elettrochimica ecc.), costringe i doppi strati delle due particelle ad interagire, non consentendone quindi lo sviluppo completo. Poiché la carica di superficie rimane invariata, il potenziale di superficie $\varphi(0)$ è lo stesso che nel caso di superficie libera. A causa della simmetria e della natura dissipativa del potenziale a grande distanza delle particelle, la sovrapposizione dei potenziali comporta che questi presentino un minimo a metà distanza dalle superfici, cioè per $x=d$. Perché si configuri questa disposizione delle particelle è necessaria l'azione di una forza esterna, il cui lavoro assume un significato particolare e di grande rilevanza per la comprensione di molti fenomeni.

Ad esempio se la pressione che agisce su di un strato di terreno aumenta, a causa di ulteriori sedimentazioni o di carichi estranei, il suo contenuto d'acqua diminuisce, le particelle vengono compresse ed il terreno *consolida*. Nel processo di consolidazione del sedimento distinguiamo il lavoro che provoca la rottura della struttura della massa flocculare dal lavoro esercitato contro le forze repulsive esistenti fra le particelle e da quello speso per produrre deformazioni elastiche delle particelle stesse. Se, in un qualsiasi momento di questo processo ed in presenza di acqua, la pressione sul terreno viene ridotta, il contenuto d'acqua ed il volume aumentano; il fenomeno è noto come *rigonfiamento*. L'energia recuperata per effetto di esso è costituita in parte dal lavoro compiuto dalle forze di repulsione ed in parte dalla restituzione elastica.

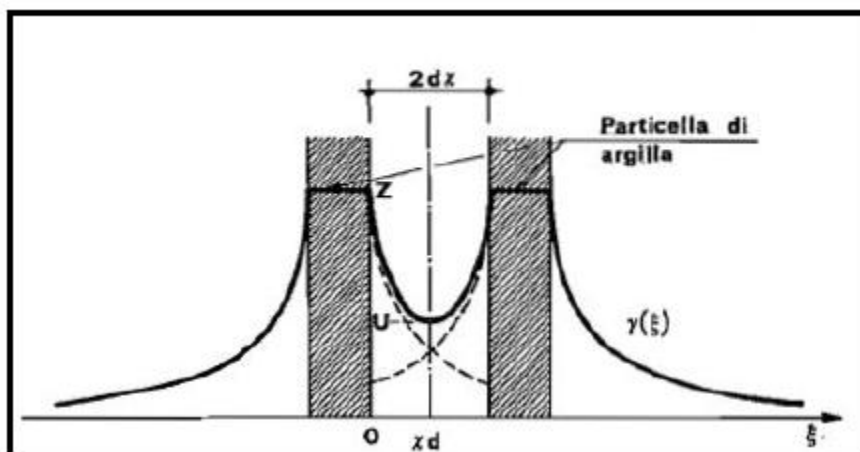


Figura 1.4 - Sovrapposizione dei doppi strati nell'interazione tra due particelle disposte parallelamente [da Klausner, 1991].

Nel caso in cui la forza agente non sia un carico applicato dall'esterno ma la pressione interna legata al flusso di CO_2 nell'acquifero confinato, il processo di consolidazione del caprock soprastante non è immediato ma si traduce in un aumento di *pressione neutra* u (per le

dimensioni interessate è meglio parlare di *pressione osmotica*) per effetto dell'avvicinamento delle particelle cariche negativamente e ricoperte dai cationi in soluzione che si respingeranno, provocando un aumento di volume. Ciò avviene in conseguenza del fatto che l'acqua non ha possibilità di fuoriuscire se non su lunghi tempi a causa della scarsissima permeabilità del mezzo. Quindi se la pressione che agisce su uno strato di terreno a scarsissima permeabilità aumenta, l'effetto sarà quello di un incremento istantaneo di volume che potrà essere ridotto o annullato in seguito alla diminuzione del contenuto d'acqua e/o della concentrazioni di ioni disciolti.

Alcuni studi condotti su argille marine della Scandinavia e del Canada orientale sono caratterizzati da una sensibilità straordinariamente elevata, che ha valso loro la denominazione di *argille mobili*. Sembra che la loro elevata sensibilità sia da attribuire al diminuire della concentrazione di ioni di sodio nell'acqua interstiziale a causa del dilavamento, teoria suffragata sia da elementi raccolti in situ che da risultati di esperimenti di laboratorio (Terzaghi & Peck 1967). Al momento della sedimentazione, gli spazi intergranulari di tali argille erano occupati da acqua marina ad alto contenuto salino; la concentrazione può avere raggiunto i 35g per litro. Analisi chimiche eseguite su varie argille mobili scandinave hanno dimostrato invece che, al momento attuale, la loro acqua interstiziale contiene ben poco sale, o nulla addirittura, mentre l'acqua contenuta in altre argille marine, simili alle prime e rinvenute negli stessi luoghi, ma di modesta sensibilità, presenta un'alta concentrazione salina. Si può dire quindi che, per le argille marine della Scandinavia, una sensibilità poco elevata è normalmente accompagnata da un alto contenuto salino (Skempton e Northey, 1952).

Questo aspetto potrebbe essere di notevole importanza, dal momento che le formazioni geologiche interessate (Tavoliere delle Puglie) sono sature o parzialmente sature di acqua salata e/o salmastra proveniente, come vedremo, da un complesso circuito di alimentazione sotterranea. Un'eventuale captazione di questi fluidi apporterebbe una diminuzione delle concentrazioni ioniche sul breve periodo, e ad una ricarica di acque connate dal substrato calcareo profondo.

1.9 Pressione osmotica e consolidazione

Nel paragrafo precedente è stata definita la pressione osmotica, che è una pressione repulsiva, derivante dall'effetto combinato di attrazione elettrostatica e dalla diffusione di ioni. Se la distanza tra due particelle decresce per effetto di una causa esterna (applicazione di un carico come l'iniezione di un fluido immiscibile nella formazione sottostante), l'acqua fuoriesce dagli spazi interparticellari ed il volume del sistema acqua terreno decresce. Questo processo richiede tempo, e al passare del tempo le particelle si portano da una distanza $2d'$ ad una distanza $2d''$. Nell'intervallo di tempo necessario perché questo avvenga, la pressione osmotica si porta dal valore $p_{o'}$ al valore $p_{o''}$, che è in equilibrio con la forza esterna che ha provocato la variazione. Ciò sta a significare che al crescere della pressione di consolidazione δp_m , si ha un avvicinamento delle particelle e quindi un incremento di pressione osmotica al termine del processo transitorio. Da quanto detto appare evidente la coincidenza tra pressione osmotica e pressione effettiva [Klausner, 1991]. Pertanto la pressione osmotica assume il familiare significato di pressione intergranulare, avendone d'altra parte lo stesso comportamento.

Questo processo è la somma degli effetti che sono alla base dei concetti di compressibilità e consolidazione. Da tutto ciò appare chiaro che al crescere della concentrazione elettrolitica si ha una diminuzione del potenziale ϕ , dovuto all'aumentare delle forze di repulsione con conseguente aumento delle dimensioni del doppio strato. Ciò comporta un incremento di pressione osmotica e quindi, a parità di ogni altra condizione, una minore compressibilità del sistema, il che si ottiene

molto semplicemente aggiungendo o sottraendo acqua al sistema. Al contrario, con l'applicazione di un carico, se l'acqua avesse possibilità di fuoriuscire rapidamente si avrebbe come conseguenza una diminuzione della pressione osmotica e l'aumento della compressibilità della formazione geologica.

1.10 Fattori che influenzano la compressibilità dei terreni coesivi

La compressibilità dei terreni coesivi è influenzata dalla concentrazione degli ioni presenti in soluzione, e poiché le superfici piatte dei minerali argillosi portano sempre cariche elettriche negative, i cationi, compreso l' H^+ fornito dall'acqua stessa, sono attirati da tali superfici; si dice che essi vengono *adsorbiti*. La capacità di adsorbire cationi differisce ampiamente a seconda dei diversi minerali argillosi in funzione del rapporto B/s (μ eg/mg) tra capacità di scambio cationico B (μ eg/g) e superficie specifica s (m q/g), nonché dai valori della concentrazione cationica $n(\infty)[10^{-4} - 10^{-1} M]$. Nella tabella 1.1 sono riportati i valori di queste proprietà per i tre principali sottogruppi dei minerali argillosi.

Tabella 1.1 - Proprietà delle argille e valori della concentrazione considerati nello studio parametrico di Esposito [1994].

tipo di argilla	capacità di scambio cationico B (μ eg/g)	superficie specifica s (m q/g)	B/s (μ eg/mg)	Valori della concentrazione $n(\infty)$ - Molarità (M)
Caolinite	30	15	2,00	0,1 - 0,0001
Illite	400	100	4,00	0,1 - 0,0001
Montmorillonite	1000	800	1,25	0,1 - 0,0001

Per calcolare la compressibilità di una formazione geologica costituita da terreni argillosi qual è il *caprock* sotto l'azione del flusso di CO_2 nell'acquifero sottostante, supponiamo di utilizzare i dati ricavati mediante prove di compressione ad espansione laterale impedita.

I risultati della prova vengono tradotti in un diagramma che riporta sulle ordinate l'indice dei vuoti e in scala naturale, e sulle ascisse la pressione p (in questo caso la pressione efficace p corrisponde alla pressione osmotica p_0) sia in scala naturale – ed allora la curva risultante viene indicata come curva $e-p$ – che in scala logaritmica – ed in questo caso si ha la curva $e-\log p$ (fig. 1.5).

Il diagramma di figura 1.5 rappresenta il risultato di prove edometriche (o ad espansione laterale impedita) eseguita su campioni di argilla rimaneggiata ed indisturbata che non sono mai state sottoposte in passato a pressioni maggiori di quella corrispondente al carico attuale, queste sono dette argille *normalmente caricate*. Nella figura le coordinate del punto a rappresentano l'indice naturale dei vuoti e_0 del campione e la pressione effettiva p_0 esercitata dal carico sovrastante sul terreno alla profondità D . Tale pressione è pari alla somma del peso sommerso del terreno situato tra il piano orizzontale a profondità D ed il piano di falda e del peso totale del terreno e dell'acqua capillare che si trovano al di sopra del livello di falda.

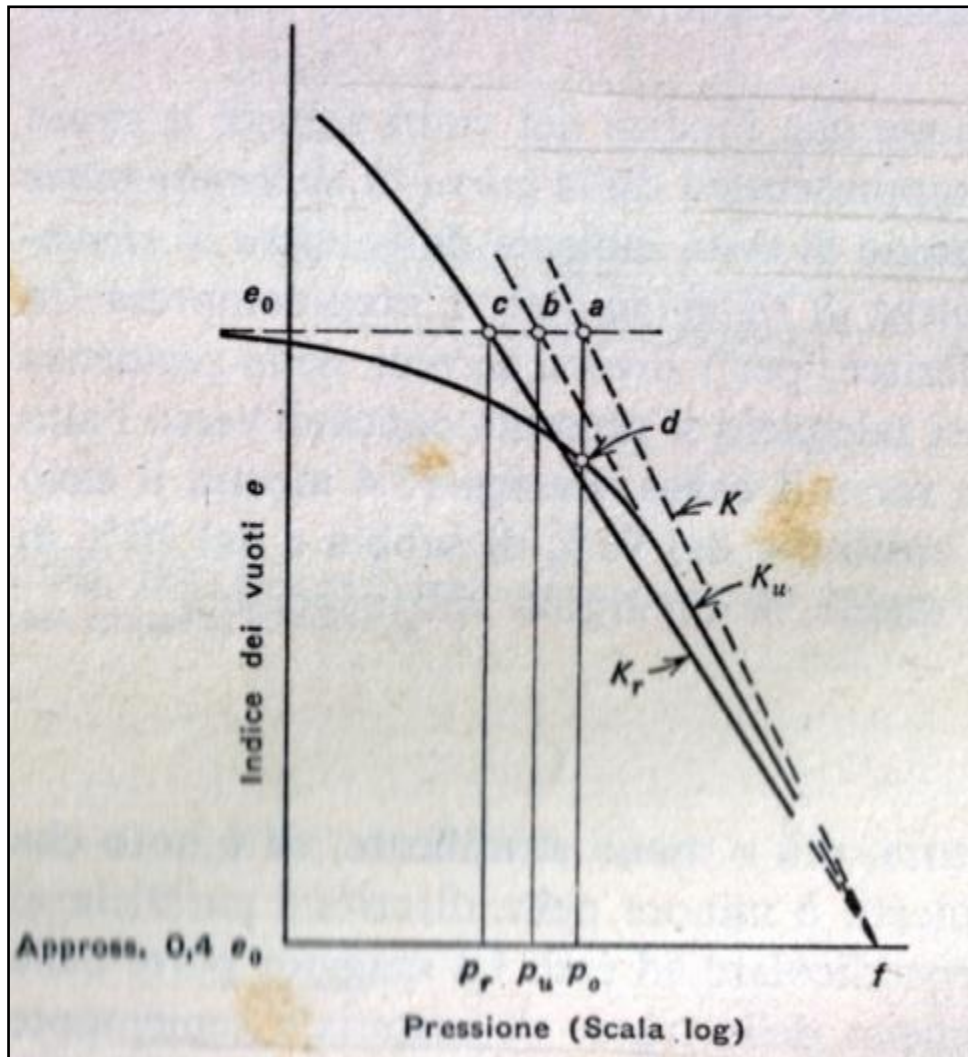


Figura 1.5 - Curve e - $\log p$ per argille di normale sensibilità. la K_r corrisponde a campioni rimaneggiati, la K_u a campioni indisturbati e la K a terreni allo stato normale (da Terzaghi & Peck, 1967).

Per quanto riguarda la pressione di iniezione, questa si può considerare come un carico agente in direzione opposta al carico litostatico (fig. 1.6), quindi in condizioni di carico inverse, ma riconducibili alle condizioni di carico di una generica prova edometrica.

Durante le operazioni di campionatura, la pressione esercitata dal carico sovrastante l'argilla che costituisce il campione si riduce ad un valore minimo, mentre il contenuto d'acqua rimane pressoché inalterato. Nella figura 1.5 tale processo è rappresentato dalla linea tratteggiata ae_0 . Se, durante la prova edometrica, la pressione viene nuovamente aumentata, l'indice dei vuoti delle argille di media e debole sensibilità diminuisce all'aumentare del carico, come indicato dalla linea K_u . la parte curva di tale linea costituisce una curva di ricomprensione, e continua poi secondo una linea retta. La prosecuzione verso l'alto di quest'ultima retta corrisponde alla tangente db ed interseca nel punto b la linea orizzontale passante per a . L'esperienza mostra che nelle argille normalmente caricate il punto b si trova sempre alla sinistra del punto a .

Se trasformiamo il campione di argilla in una pasta densa, mescolandolo con acqua, e lo lasciamo consolidare gradualmente sotto una pressione progressivamente crescente, otteniamo la linea K_r nel diagramma $e - \log p$. Tale linea è pressoché retta al di sotto del punto c , ha una pendenza appena minore di quella della parte retta di K_u e, con la sua prosecuzione verso il basso, interseca

la proiezione della K_u nel punto f , corrispondente ad un indice dei vuoti pari a circa $0,4 e_0$ (Schmertmann, 1953).

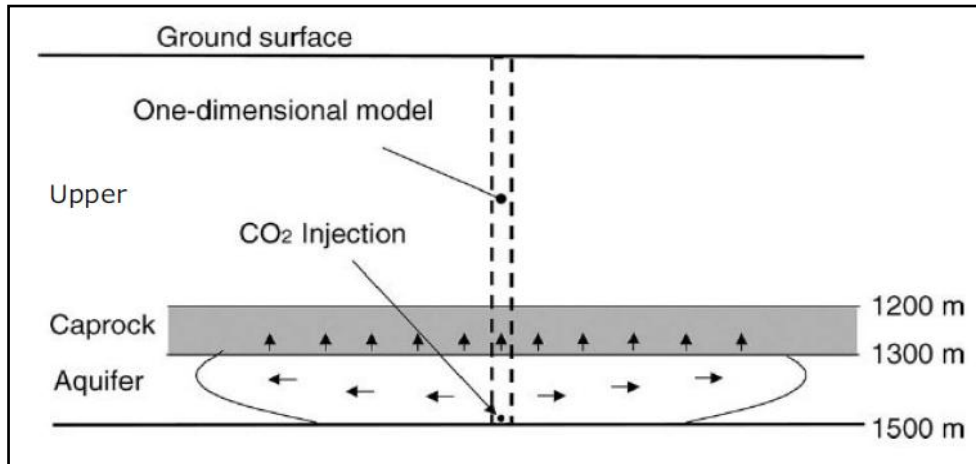


Figura 1.6 - Modello unidimensionale semplificato del processo di iniezione (ERSE [2010]).

La linea di consolidazione che rappresenta la relazione fra e e $\log p$ nel terreno in situ è la K , passante per il punto a , attraverso il quale invece non passano le linee K_u e K_r ottenute in laboratorio; per determinarla, dunque, è necessario adottare un procedimento in qualche modo simile alla estrapolazione, dai risultati delle prove di laboratorio. Se le due linee K_u e K_r sono rette e si intersecano a circa $e=0,4 e_0$, è ragionevole presumere che la curva $e - \log p$ del terreno in situ sia anch'essa una retta, che passa attraverso il punto a e che interseca anch'essa la orizzontale $e= 0,4 e_0$ nel punto f ; essa è detta *linea di consolidazione in situ*. Qualora non sia possibile ottenere campioni indisturbati, il punto f può essere determinato con sufficiente esattezza dalla curva $e - \log p$ di un campione rimaneggiato, sempreché sia stato caricato fino ad almeno 20 kg/cm^2 .

La linea di consolidazione in situ K viene utilizzata nel calcolo dell'assestamento delle strutture situate al di sopra di uno strato confinato di argilla normalmente caricata. Il peso di un rilevato o di una struttura, infatti, fa aumentare la pressione sull'argilla dal valore iniziale p_0 al valore $p_0 + \Delta p$, così come la pressione del flusso di CO_2 nell'aquifero sottostante si trasferisce come carico applicato all'interfaccia *acquifero-caprock*, mentre il corrispondente indice dei vuoti diminuisce da e_0 ad e .

La curva di consolidazione in situ K delle argille più comuni si presenta, nel diagramma semilogaritmico, come una retta e può quindi essere rappresentata dall'equazione:

$$e = e_0 - C_c \log_{10} \frac{p_0 - \Delta p}{p_0} \quad (1.51)$$

dove C_c (adimensionale) è l'indice di compressibilità, pari al valore della tangente dell'angolo formato dall'orizzontale e dalla parte retta della linea K . il valore di C_c è una costante e l'equazione (1.51) che lo contiene è valida per un intervallo di pressioni piuttosto largo.

Sridaran e Jayadeva [1982] hanno proposto una relazione per C_c , determinata attraverso la correlazione tra i risultati di prove edometriche e i vari tipi di argilla, quindi secondo il valore B/s , e la concentrazione ionica $n(\infty)$ [$10^{-4} - 10^{-1} \text{ M}$], che per terreni poco compressibili, cioè per $n(\infty)$

elevato (10^{-1} M o superiore), è determinabile direttamente attraverso la seguente relazione lineare:

$$C_c = \frac{G\gamma_w s 10^{-6}}{0,4367 \left[n \left(\frac{n(\infty)}{DT} \right) \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (1.52)$$

Si rileva dalla espressione precedente come il valore di C_c sia funzione del tipo di argilla attraverso la superficie specifica s , e del tutto indipendente dal valore del rapporto dei vuoti.

Mentre per terreni molto comprimibili, con bassa concentrazione [$n(\infty) = 10^{-4}$ M], la determinazione di C_c è strettamente legata al valore di e , che è funzione di p_0 , secondo la relazione (1.53):

$$C_c = -G\gamma_w s(-1,21d) = 1,21 e \quad (1.53)$$

Quindi per bassi valori della concentrazione il coefficiente di compressibilità è solo funzione del rapporto dei vuoti e .

Con la (1.51) e sostituendo al valore di C_c la (1.52) si ottiene la variazione del rapporto dei vuoti e quindi dello spessore di uno strato confinato di argilla normalmente caricata, indipendentemente dalle prove di laboratorio.

1.11 Distribuzione di carico: modello fluidodinamico

Dalle considerazioni riportate in precedenza, si denota l'importanza dell'applicazione di un modello fluidodinamico, per simulare la distribuzione di pressione all'interfaccia *caprock-acquifero*. L'incremento di pressione di poro dovuto all'iniezione di CO_2 nell'acquifero è stata assimilata alle condizioni che si creano durante una prova di pompaggio per una falda artesianica (falda confinata o in pressione) che meglio rappresenta il sistema *acquifero-caprock* (fig. 1.6).

Nell'ipotesi di estensione laterale infinita dell'acquifero, si è scelto come soluzione per il calcolo dell'incremento di pressione, l'equazione (1.3) che deriva dal confronto tra la soluzione di Thiem (dello stato stazionario) (Thiem [1906]) e la soluzione di Jacob (del regime transitorio) (Cooper e Jacob [1946]) : dove R è definito raggio di influenza e rappresenta le dimensioni del cono di pressione generato dall'iniezione di CO_2 ed è controllato dal coefficiente di immagazzinamento specifico S_s , oltre che dalla permeabilità dell'acquifero.

Questa equazione integrata con l'approccio di Nordbotten et al. [2005] (V.Vilarrasa et al.[2009]) ci permette di calcolare l'incremento di pressione generato dall'iniezione di CO_2 nella zona d'acquifero dove si trova solo acqua, nella zona di interfaccia netta tra CO_2 e H_2O e nella zona dove tutto il fluido presente è CO_2 (fig. 1.7).

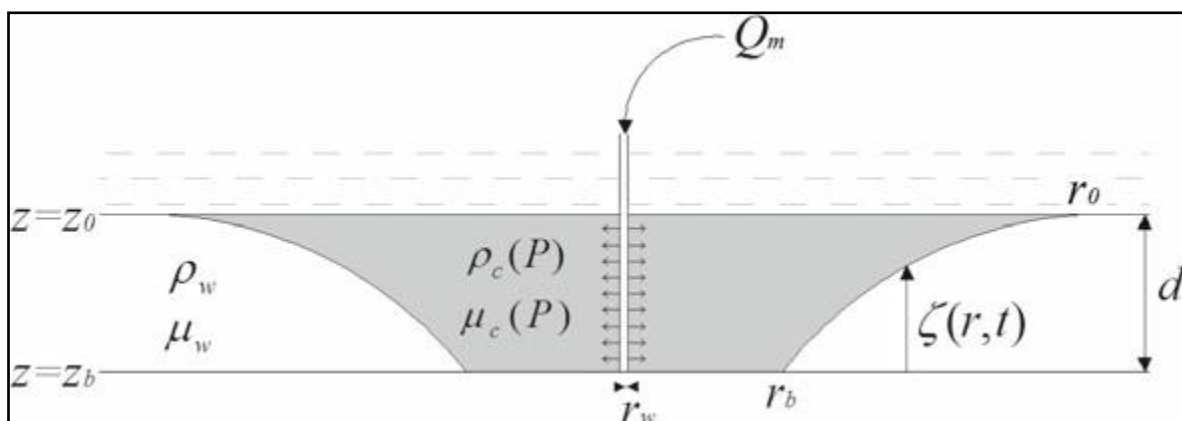


Figura 1.7 – Schema semplificato di iniezione di CO_2 in un acquifero salino profondo con suddivisione del bacino idrogeologico all'avanzare del plume (Villarasa et al. 2009.)

In questo modello fluidodinamico lineare gli effetti del flusso sulla matrice porosa sono disaccoppiati, mentre a rigore i due processi andrebbero affrontati simultaneamente e la soluzione cercata dovrebbe soddisfare in ogni istante temporale tutti e cinque le equazioni differenziali che descrivono questo processo (due per il modello di flusso e tre per il modello strutturale). In realtà in questo modello, il comportamento strutturale del terreno è, come abbiamo visto, concentrato in un unico parametro, il coefficiente di immagazzinamento elastico specifico S_s , ed il vantaggio risiede nel dover risolvere un'unica equazione lineare che rappresenta l'incremento di pressione dovuto all'iniezione. I risultati del modello di flusso diventano poi i dati di ingresso per il modello strutturale.

Nel diagramma di figura 1.8, è riportato il profilo di pressione presente dell'acquifero serbatoio alla distanza massima raggiunta dal *plume* per un tempo di iniezione pari ad un anno, mentre nel diagramma di figura 1.9 i profili di pressione per distanze inferiori alla massima distanza raggiunta dal *plume* nel tempo prescelto si ottengono per interpolazione lineare di valori calcolati per distanze inferiori all'avanzata massima del *plume*.

Si può osservare come il raggio di influenza R del cono di pressione sia propaghi ampiamente rispetto al fronte della CO_2 , ciò vuol dire che la sovrappressione cresce con l'avanzare del *plume* dal punto di iniezione e si trasferisce alla colonna d'acqua antistante l'interfaccia CO_2 - H_2O . In questa zona dell'acquifero la pressione di poro è regolata dalla pressione dell'unico fluido presente cioè dall'acqua che risente durante tutta la simulazione della spinta in entrata del fluido di iniezione.

Essendo l'equazione della pressione funzione di due variabili, distanza del *plume* dal pozzo di iniezione e tempo di simulazione, nel diagramma di figura 1.8 in cui è riportato il profilo di pressione in funzione del tempo, il valore di distanza (600 m) prescelto è tale che per i tempi di simulazione impostati (365 giorni), questo non è stato ancora raggiunto dal fronte del *plume*. L'andamento del profilo è crescente nei primi 180 giorni di iniezione per poi tendere a valori asintotici costanti, quest'ultima condizione essenziale per l'applicazione della teoria della consolidazione. Per simulare in funzione del tempo, la pressione interstiziale a distanza comprese tra $r_b \leq r \leq r_0$ e $r \leq r_b$ abbiamo tracciato le linee di tendenza per diversi valori del tempo interpolando per valori di pressioni compresi nelle tre zone in cui è fluidodinamicamente suddiviso l'acquifero (fig. 1.7).

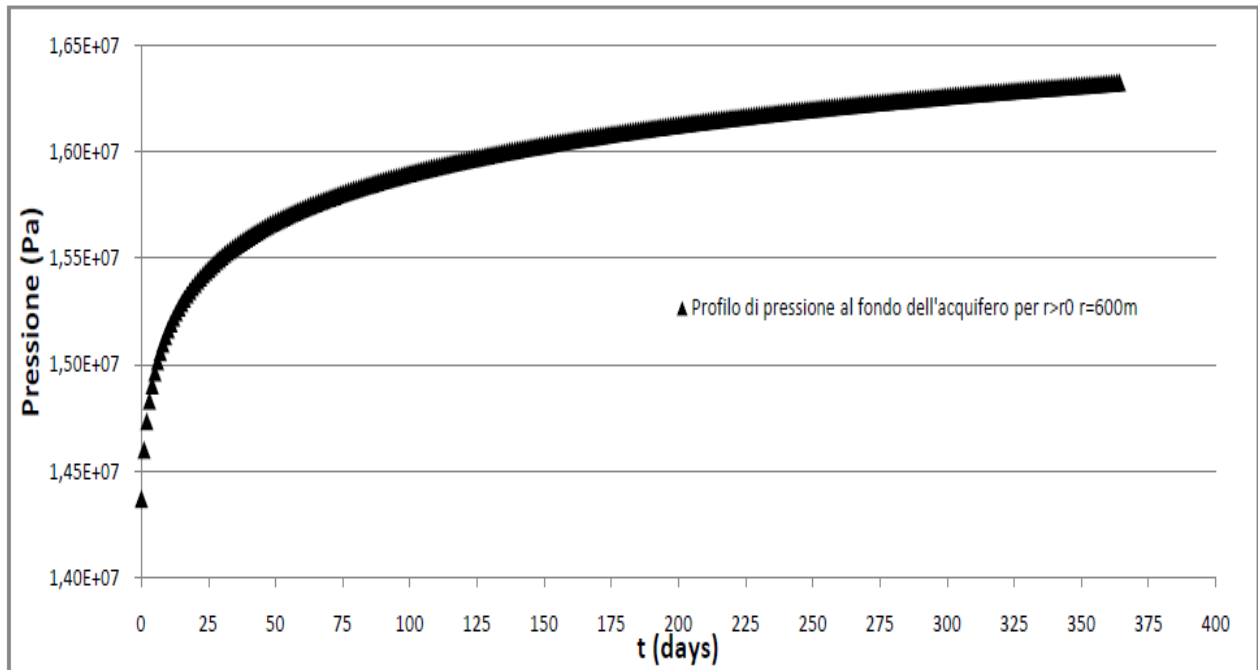


Figura 1.8 - Profilo di pressione di poro in funzione della distanza dal pozzo per un anno di iniezione in un acquifero di 200 m di spessore alla profondità di 1500 m da p.c.

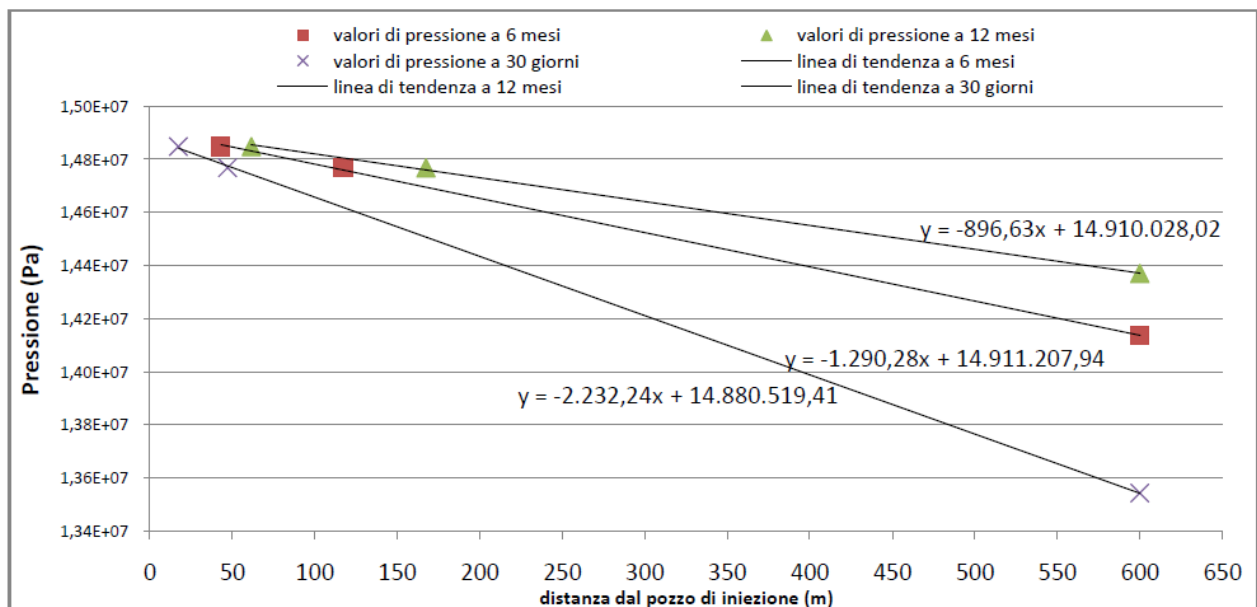


Figura 1.9 - Grafico dei profili di pressione della CO_2 ottenuti per interpolazione lineare dei valori calcolati per distanze inferiori all'avanzata massima del plume.

1.12 Modelli agli elementi finiti: il codice di calcolo TOUGH2 – T2WellECO2N

La soluzione del modello lineare è stata confrontata con quella di un modello agli elementi finiti, il software Tough2-TWellECO2N sviluppato dal Lawrence Berkeley National Laboratory, dell'Università della California. È il software utilizzato al livello mondiale per problematiche connesse alla fluidodinamica.

TOUGH2 è un programma di simulazione numerica per il flusso non isoterma e chimicamente non reattivo di fluidi multifase e multicomponente in mezzi permeabili (porosi e fratturati), anche in condizioni di equilibrio liquido-gas. Risolve equazioni di bilancio di massa ed energia, che descrivono il flusso di fluidi e del calore in sistemi multifase e multicomponente.

I fenomeni di trasporto del fluido simulati sono l'avvezione, tramite una estensione della legge di Darcy al mezzo multifase, ed il trasporto di massa diffusivo in tutte le fasi. Il trasporto di calore avviene per conduzione e convezione, quest'ultimo include gli effetti sia del calore sensibile che del calore latente. La descrizione delle condizioni termodinamiche è basata sull'assunzione dell'equilibrio termodinamico delle fasi.

Le variabili spaziali e temporali continue che intervengono nella simulazione numerica, sono discretizzate. La discretizzazione spaziale è eseguita direttamente dalla forma integrale sulla base delle equazioni di conservazione, senza convertirle in equazioni differenziali parziali.

TOUGH2 è stato sviluppato con una struttura modulare, in cui il modulo principale del flusso e del trasporto possono interfacciarsi con i moduli delle diverse proprietà dei fluidi.

Il codice di TOUGH2 è strutturato in base a due array, che contengono, rispettivamente, le variabili termodinamiche primarie per tutti i blocchi della griglia e tutti gli altri parametri termo-fisici necessari per assemblare le equazioni che governano il trasporto ed il flusso.

In TOUGH2 tutti gli array, contenenti informazioni distribuite spazialmente, assumono la forma di blocchi denominati COMMON.

Nello specifico il modulo T2WellECO2N è un'estensione dello standard TOUGH2/ECO2N che simula la dinamica di iniezione di CO₂ e le possibili fughe attraverso tali pozzi. Può essere applicato per simulare scenari di stoccaggio geologico CO₂ con flusso discendente (iniezione) associato a possibili flussi ascendenti (ad. fughe di CO₂). Questo simulatore integra un unico sistema pozzo-serbatoio assegnando al pozzo e al serbatoio due diverse sotto-domini, in cui il flusso è controllato da opportune leggi fisiche. Nel serbatoio geologico, il modello di flusso utilizzato è quello standard multifase di Darcy. Nei pozzi, si usa il modello Drift-Flux con equazioni di conservazione correlati per descrivere flusso bifase non-isotermico di miscela CO₂-acqua. La massa e le equazioni di bilancio di energia termica vengono risolte numericamente da un sistema alle differenze finite con trasmissione di calore dal pozzo alla roccia circostante. L'equazione di bilancio per il flusso nel pozzo è risolto numericamente con uno schema semi-esplicito.

1.13 Definizione dei dati di ingresso

I dati necessari a caratterizzare il sistema includono parametri idrologici e relazioni costitutive del mezzo permeabile (permeabilità assoluta e relativa, porosità, pressione capillare), proprietà termo-fisiche dei fluidi, condizioni iniziali ed al contorno, pozzi e sorgenti.

Inoltre il codice TOUGH2 richiede la definizione della geometria discretizzata dello spazio, i parametri computazionali ed le informazioni sulla discretizzazione temporale.

I dati in ingresso, in assenza di una apposita interfaccia devono essere forniti in formato ASCII, con struttura fissa dei records, come richiesto dalla versione originale del codice programmata in fortran 77 (fig. 1.10).

La sequenza dei records contenenti i dati è poi strutturata a blocchi funzionali, in cui ciascun blocco, identificato da una propria parola chiave, contiene i dati necessari alla attivazione di una funzione specifica del codice, e termina con la parola chiave del blocco successivo o con una scheda bianca nel caso di blocchi di lunghezza variabile.

Per quanto riguarda i dati geometrici, come in altri codici alle differenze finite integrali la geometria del flusso è definita da una lista di elementi volumetrici (blocchi della griglia) e da una lista di connessione; questo consente di gestire facilmente geometrie di flussi regolari ed irregolari in una, due e tre dimensioni. In particolare, possono essere specificati sistemi con porosità singola e multipla (mezzi porosi e fratturati). Sempre con riferimento ai blocchi funzionali di figura 1.10, in TOUGH2 i volumi degli elementi e l'identificazione del dominio sono definiti tramite i blocchi ELEM, mentre il blocco CONNE è utilizzato per fornire i dati di connessione, incluse le aree all'interfaccia, le distanze nodali tra le interfacce, e l'orientazione della linea nodale rispetto alla verticale; è però possibile omettere i blocchi ELEM e CONNE e fornire i dati di geometria direttamente tramite il file di sistema MESH, generato da un apposito generatore di *mesh* (Meshmaker).

Nella simulazione di cui si riporta un confronto in figura 11, la *mesh* di calcolo è costituita da un *reservoir* avente uno spessore di 100 m ed un'estensione areale di 1 km per 1 km. È completamente perforato da un pozzo di diametro 0.18 m e le condizioni iniziali prevedono una pressione idrostatica e una temperatura di 45° C. Uno strato impermeabile si trova sia al di sopra che al di sotto dell'acquifero. La permeabilità della formazione è 10^{-13} m² e la portata di iniezione è di 100 kg/s a temperatura di 60°C. La *mesh* è bidimensionale simmetrica radiale con 416 celle di dominio e 31 celle pozzo.

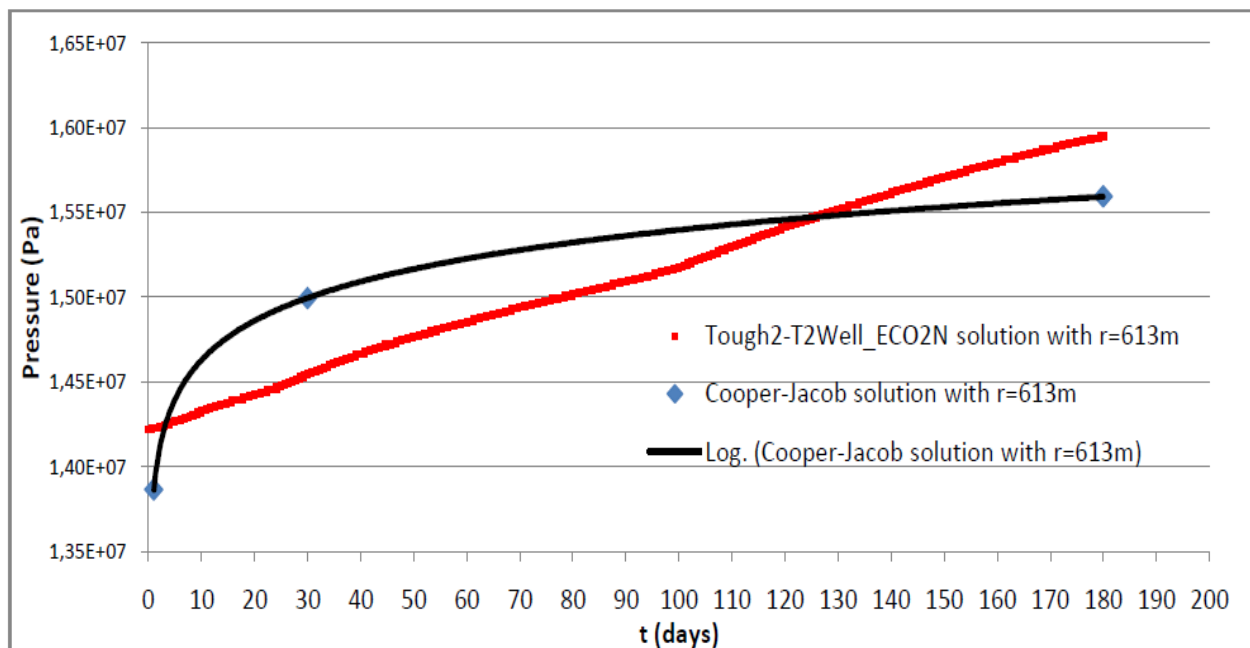


Figura 1.10 - Confronto tra i profili di pressione calcolati con il modello lineare ed il codice di calcolo TOUGH2-T2WellECO2N.

Si può osservare dal confronto come l'incremento di pressione sia completamente diverso per i due modelli. Il modello lineare elaborato per un acquifero ad estensione laterale infinita ha incremento di pressione di tipo logaritmo, mentre nel *reservoir* limitato lateralmente e discretizzato agli elementi finiti, l'incremento di pressione è inferiore alla soluzione lineare per i primi 120 giorni di simulazione aumentando successivamente con andamento costante. Si potrebbe dedurre che l'incremento di pressione per il modello agli elementi finiti aumenta considerevolmente una volta raggiunto i confini del dominio nella *mesh* di calcolo, così come per un *reservoir* infinito, la soluzione lineare rispecchia le condizioni al contorno.

Quindi entrambe le soluzioni possono simulare al meglio il profilo della pressione di poro a seconda dell'estensione laterale del dominio di calcolo, che in termini idrogeologici corrispondono a variazioni nei parametri idrogeologici.

1.14 Modello Comsol Multiphysics v.3.5

I modelli finora descritti sono stati confrontati con un modello bi-fase in un mezzo poroso in ambiente di calcolo Comsol Multiphysics v.3.5. Questo modello si basa su due fluidi che non si mescolano simultaneamente nel mezzo e che rappresentano la chiave di lettura di molti processi che avvengono a livello industriale e ambientale. Inoltre le analisi multifase sono complicate dalla necessità di risolvere una molteplicità di variabili dipendenti insieme e da una varietà di incognite. Quindi a partire dal modello di base sono state implementate le variabili che descrivono le proprietà idrauliche delle fasi secondo le funzioni di van Genuchten e Brooks and Corey.

1.15 Definizione del modello

Per descrivere il fenomeno è stato considerato un dominio bidimensionale di spessore uniforme pari a quello dei modelli precedenti ed estensione pari ad 1 km. Si è scelto queste dimensioni, compatibilmente con il numero di elementi costituenti la *mesh* per rendere il calcolo più idoneo alle prestazioni della macchina in uso e nello stesso momento per confrontare le soluzioni con i modelli implementati in Excel.

Nella prima parte si imposta il modello bifasico che risolve le equazioni delle pressioni dei due fluidi in studio. Il grado di saturazione varia con la soluzione come ci attenderemo che sia dal momento che il grado di saturazione è funzione della pressione capillare. Quest'ultima a sua volta è ricavata come differenza dai valori di pressione delle fasi.

La CO₂ in entrata (che rappresenta la fase non-wetting per questa coppia di fluidi) spinge l'acqua (la fase di wetting) dalle parte opposta. In teoria l'acquifero viene considerato come un dominio infinito limitato al top e al fondo da una formazione impermeabile.

1.16 Equazioni che governano il flusso e condizioni al contorno

I flussi bi-fase nei mezzi porosi seguono equazioni separate per i fluidi della fase wetting e non-wetting:

$$\theta_s \frac{\partial S_{e_w}}{\partial t} + \nabla \left[-\frac{k_{int} k_{r,w}}{n_w} (\nabla p_w + \rho_w g \nabla D) \right] = 0 \quad (1.54)$$

$$\theta_s \frac{\partial S_{e_{nw}}}{\partial t} + \nabla \left[-\frac{k_{int} k_{r,nw}}{n_{nw}} (\nabla p_{nw} + \rho_{nw} g \nabla D) \right] = 0 \quad (1.55)$$

dove θ_s è la porosità totale o frazione di volume saturo; S_e è la funzione di saturazione effettiva; t è il tempo [s]; k_{int} è la permeabilità intrinseca del mezzo poroso [m^2]; k_r è la funzione per la permeabilità relativa di un dato fluido; η è la viscosità dinamica del fluido [$kg/(ms)$]; p è la pressione delle fasi [$kg/(ms^2)$]; ρ è la densità del fluido [kg/m^3]; g è l'accelerazione di gravità; e D è la coordinata (per esempio, x , y , o z) dell'elevazione verticale (m).

Se la distribuzione del fluido è continua, non sempre riempie completamente il mezzo poroso, dando in ogni momento una frazione di volume per la fase wetting, θ_w , e per la fase non-wetting, θ_{nw} . Per la fase wetting, θ varia fra zero o un piccolo valore residuale θ_r sulla porosità totale, θ_s . La saturazione effettiva, S_e , viene scalata a θ e rispetto a θ_s e a θ_r e così varia da 0 a 1. Entrambe θ e S_e sono funzioni delle pressioni di tutti i fluidi del sistema.

Definiamo la pressione capillare come

$$p_c = p_{nw} - p_w \quad (1.56)$$

lo spazio poroso può essere completamente riempito con un solo fluido ad un dato momento attraverso la relazione:

$$S_{e_w} + S_{e_{nw}} = 1 \quad (1.57)$$

Attraverso la variazioni della saturazione efficace con la pressione capillare, si ha:

$$C_{p,w} = -C_{p,nw} = \theta_s \frac{\partial S_{e_w}}{\partial p_c} \quad (1.58)$$

dove C è la capacità specifica, e l'indice "p" indica l'unità di pressione.

Sostituendo l'equazione (1.56), (1.57), e (1.58) nelle equazioni (1.54) e (1.55) queste diventano:

$$C_{p,w} \frac{\partial}{\partial t} (p_{nw} - p_w) + \nabla \left[-\frac{k_{int} k_{r,w}}{n_w} (\nabla p_w + \rho_w g \nabla D) \right] = 0 \quad (1.59)$$

$$C_{p,w} \frac{\partial}{\partial t} (p_{nw} - p_w) + \nabla \left[-\frac{k_{int} k_{r,nw}}{n_{nw}} (\nabla p_{nw} + \rho_{nw} g \nabla D) \right] = 0 \quad (1.60)$$

Dopo di che si risolve questo sistema di equazioni simultaneamente per p_w e p_{nw} .

L'assunzione che si fa è considerare i fluidi incomprimibili. Inizialmente l'acqua all'interno dell'acquifero segue la distribuzione idrostatica.

Le condizioni al contorno prevedono che per la fase nw (non-wetting) vi sia:

- 1) al top una condizione di flusso nullo entrante;
- 2) al fondo di pressione idrostatica;
- 3) dalla lato opposto all'immissione, di flusso nullo/simmetria;
- 4) per il lato che funge schematicamente da asse del pozzo di iniezione abbiamo una velocità di flusso entrante normale alla superficie N_0 (m/s) nulla, con conduttanza esterna R_b (m^2s/kg) pari a $100kg/sm^2$, pressione esterna p_b pari a circa 17 MPa e una quota esterna D_b (m) di 1620 m, quest'ultima quota di fondo acquifero.
- 5) ed infine le condizioni iniziali $p_{nw}(t_0)$ del dominio devono avere un valore pari alla pressione idrostatica

Mentre per la fase wetting le uniche condizioni al contorno che cambiano sono:

- 1) di flusso nullo/simmetria per tutti i confini del dominio;
- 2) mentre le condizioni iniziali $p_w(t_0)$ del dominio devono avere un valore pari alla pressione idrostatica.

1.17 Relazione per determinare permeabilità e porosità

Le espressioni scalari per il calcolo dei vari parametri idrogeologici, dipendenti dalle variazioni di pressione, sono quelli derivate dalle funzioni di van Genuchten-Mualem che riportiamo di seguito:

1) per la fase wetting:

$$H_c = (p_{nw} - p_w) / (\rho_{water} * g_w) \quad (1.61)$$

$$S_{e_w} = (1 + \text{abs}(\alpha * H_c)^M)^{-N} * (H_c > 0) + 1 * (H_c \leq 0) \quad (1.62)$$

$$\theta_{w} = (\theta_r + S_{e_w} * (\theta_s - \theta_r)) * (H_c > 0) + \theta_s * (H_c \leq 0) \quad (1.63)$$

$$k_{r_w} = ((S_{e_w}^L * (1 - (1 - S_{e_w}^{1/N})^N)^2) + \epsilon) * (H_c > 0) + 1 * (H_c \leq 0) \quad (1.64)$$

$$C_w = ((\alpha * N / (1 - N) * (\theta_s - \theta_r) * S_{e_w}^{1/N} * (1 - S_{e_w}^{1/N})^N)) / (\rho_{water} * g_w) * (H_c > 0) \quad (1.65)$$

$$s_w = Se_w*(1-s_{wr}-s_{nr})+s_{wr} \quad (1.62)$$

2) per la fase non-wetting:

$$Se_{nw} = 1-Se_w \quad (1.63)$$

$$\theta_{nw} = \theta_s - \theta_w \quad (1.64)$$

$$kr_{nw} = ((1-Se_w)^L * (1-Se_w^{1/N})^{(N^2)}) * (H_c > 0) + \epsilon \quad (1.65)$$

$$C_{nw} = -C_w \quad (1.66)$$

$$s_{nw} = 1-s_w \quad (1.67)$$

Dove α , N , M , e L sono i parametri di van Genuchten che indicano le caratteristiche del suolo. Li riportiamo nella seguente tabella insieme alle proprietà dei fluidi:

Tabella 1.2 - Costanti e proprietà idrauliche per il calcolo delle variabili secondo il modello di van Genuchten

Variabile	valore	Unità di misura
Theta_s	0.15	
Theta_r	0.09	
Kap_s	1e-013	[m ²]
alpha	0.000182	[1/m]
N	0.857	
M	1/(1-N)	
L	0.5	
C	0.9	
s_wr	0.204	
s_nr	0.08	
SPH	1	[h/s]
rho_water	1000	[kg/m ³]
rho_w	1000	[kg/m ³]
etaw	0.0001	[Pa*s]*SPH
rho_nw	600	[kg/m ³]
etanw	0.00001	[Pa*s]*SPH

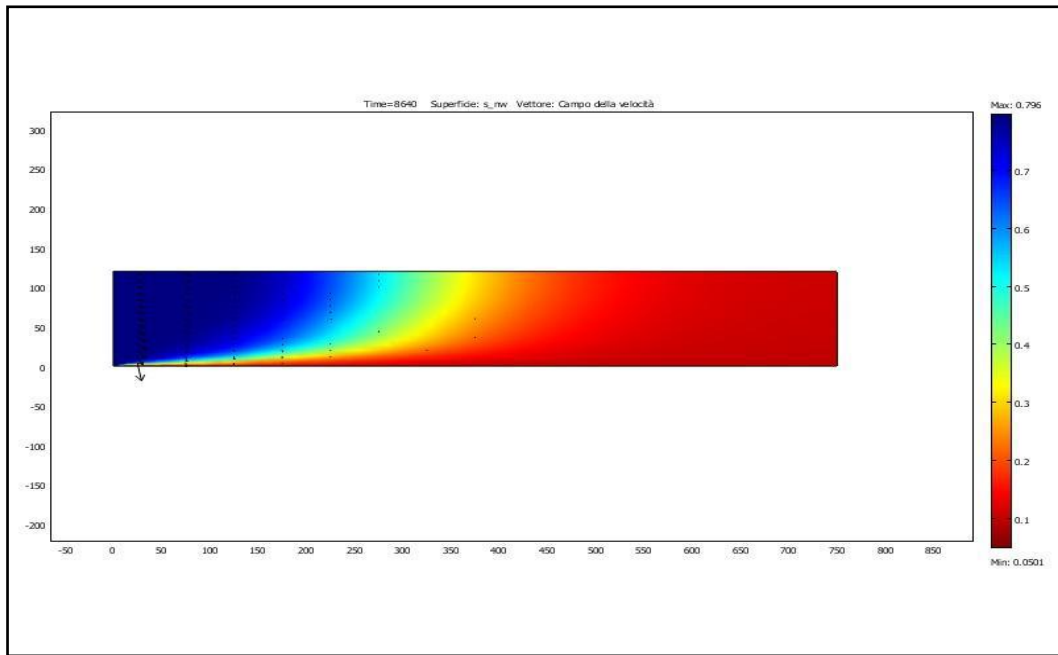


Figura 1.11 - Evoluzione del grado di saturazione della CO₂ nell'arco di tempo di 1 anno. Si può notare come la saturazione raggiunga valori massimi in corrispondenza del punto di immissione e valori minimi non inferiori al grado di saturazione residuale dell'acqua oltre i 550 m dal pozzo.

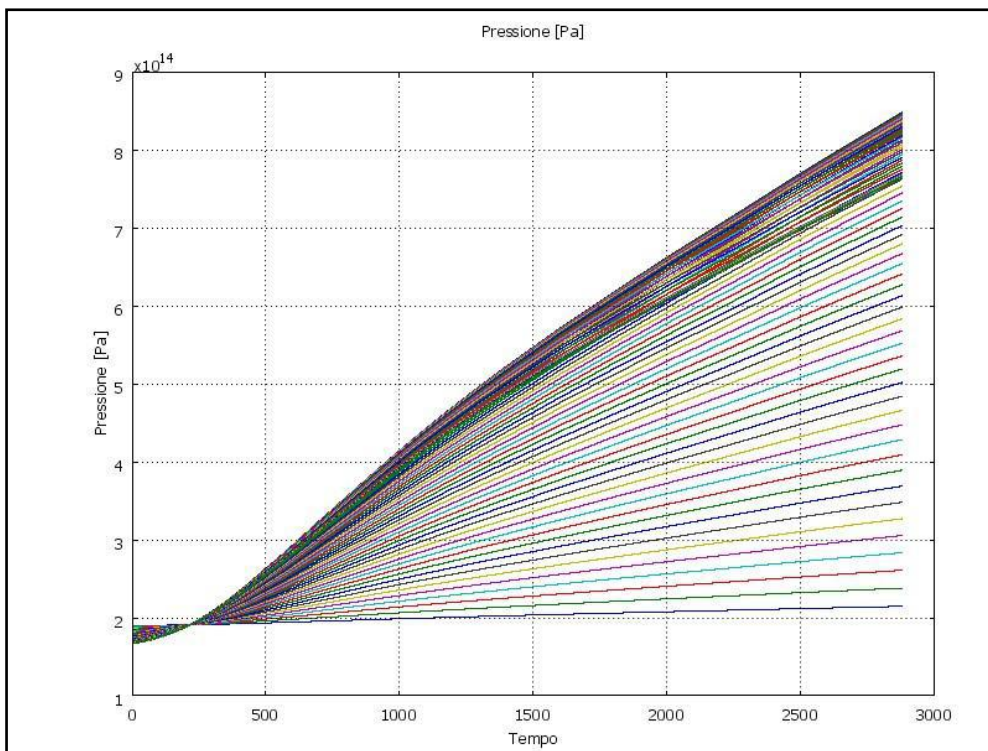


Figura 1.12 - Andamento delle pressioni della CO₂ all'interno dell'acquifero. Dal momento che le variabili scalari (in particolar modo l'accelerazione di gravità) viene moltiplicata per un fattore SPH [h/s]=3600 sec tale che, l'unità base della variabile tempo si converte nel modello da secondi a ore.

Tutte le volte che compare nell'interfaccia utente e nei risultati l'unità tempo in secondi sia in maniera esplicita come m/s o implicita $Pa=(kg/m*s^2)$ – dobbiamo considerarle ore. Il valore della pressione riportato nel diagramma va diviso per 12960000 sec., in questo modo avremo l'ordine di grandezza delle pressioni in tempo reale.

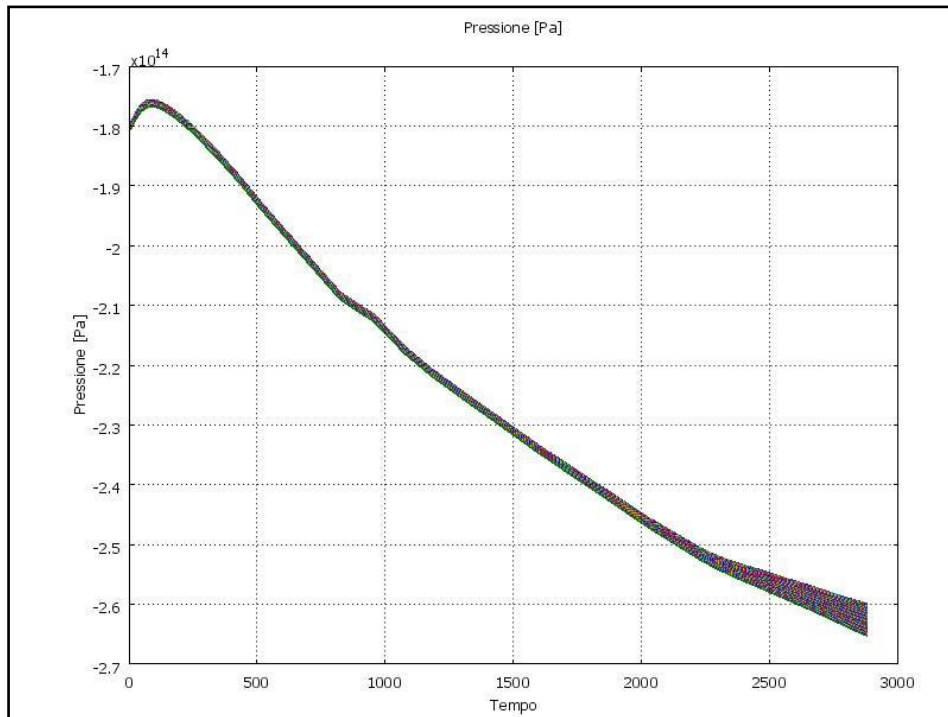


Figura 1.13 - Campo delle pressioni per la fase acquosa. si nota che l'andamento diminuisce costantemente per l'intero acquifero dal valore iniziale di pressione idrostatica.

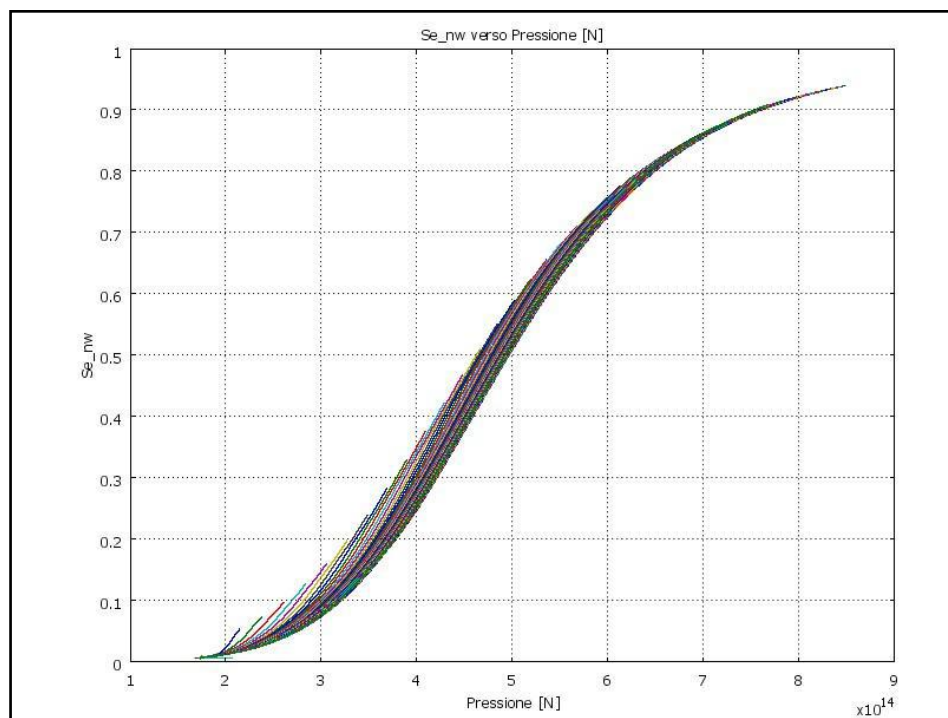


Figura 1.14 - Diagramma della pressione della CO₂ in funzione del suo grado di saturazione efficace nell'acquifero.

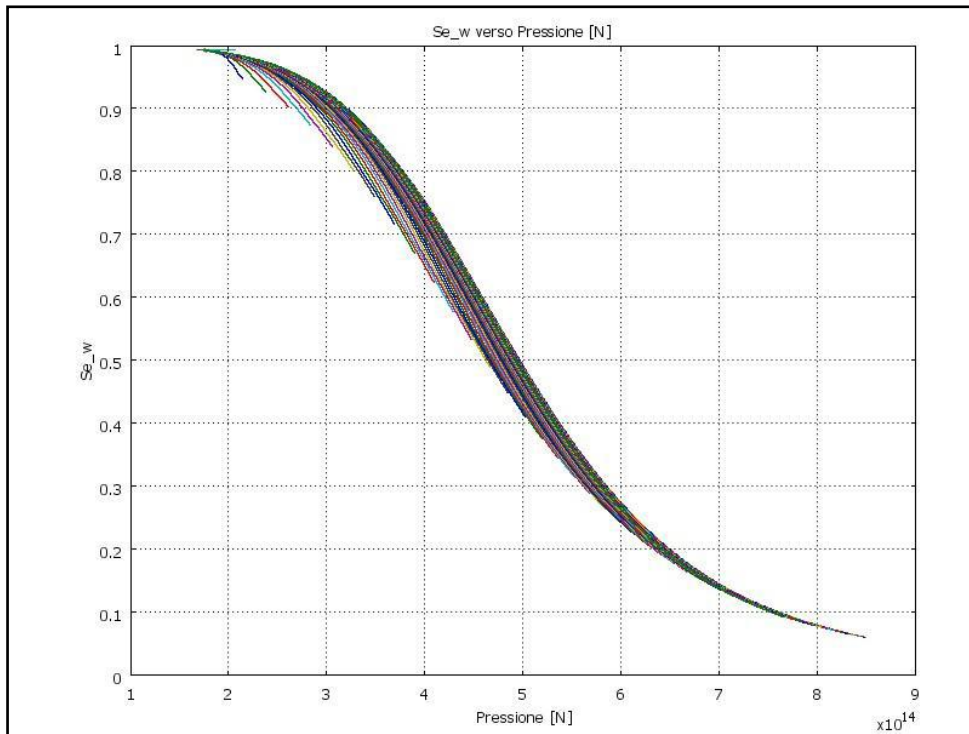


Figura 1.15 - Diagramma della pressione della H₂O in funzione del suo grado di saturazione efficace nell'acquifero.

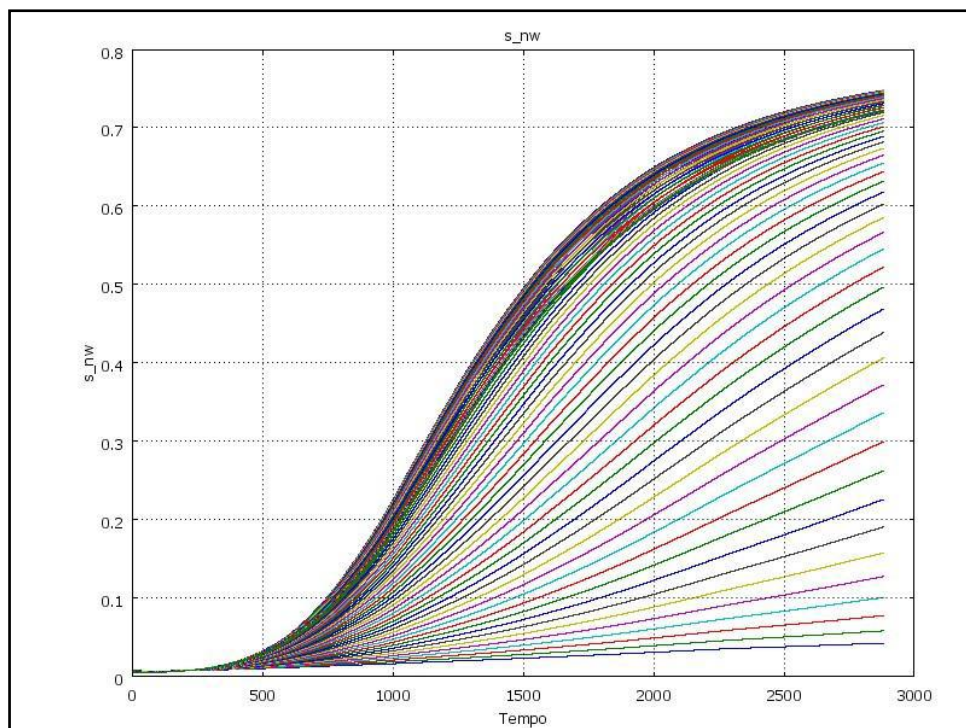


Figura 1.16 - Diagramma del grado di saturazione della CO₂ nel tempo (4 mesi) riferite a sezioni dell'acquifero disposte a distanza crescente dall'asse del pozzo di iniezione.

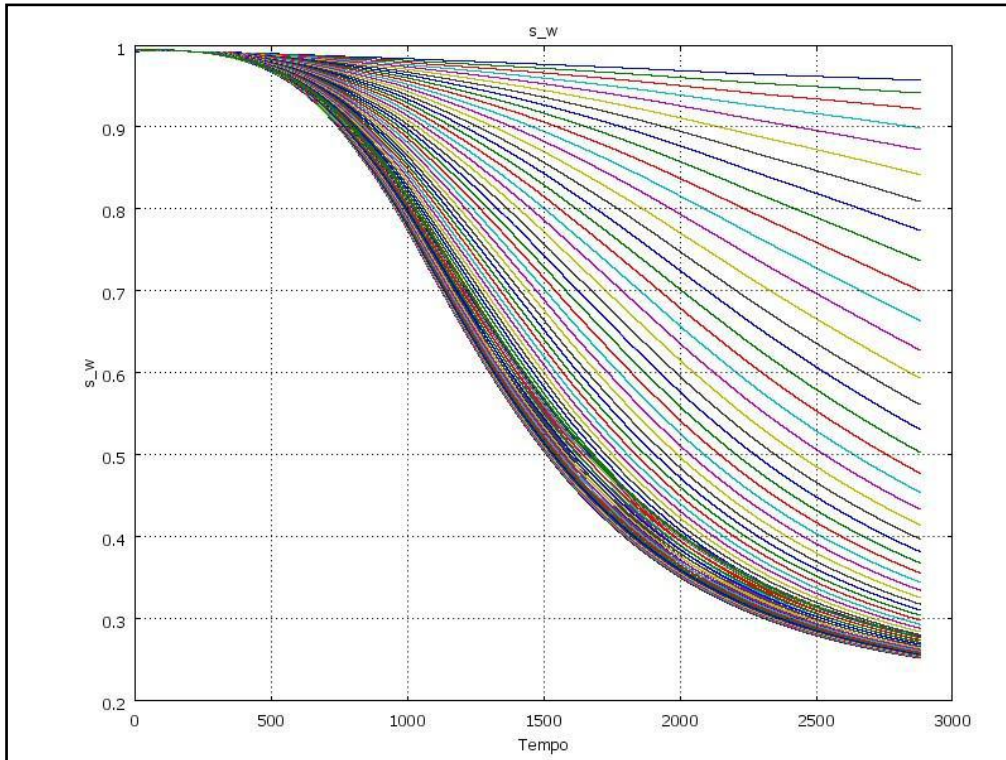


Figura 1.17 - Diagramma del grado di saturazione della H_2O nel tempo (periodo di iniezione di 4 mesi), riferite a sezioni dell'acquifero disposte a distanza crescente dall'asse del pozzo di iniezione.

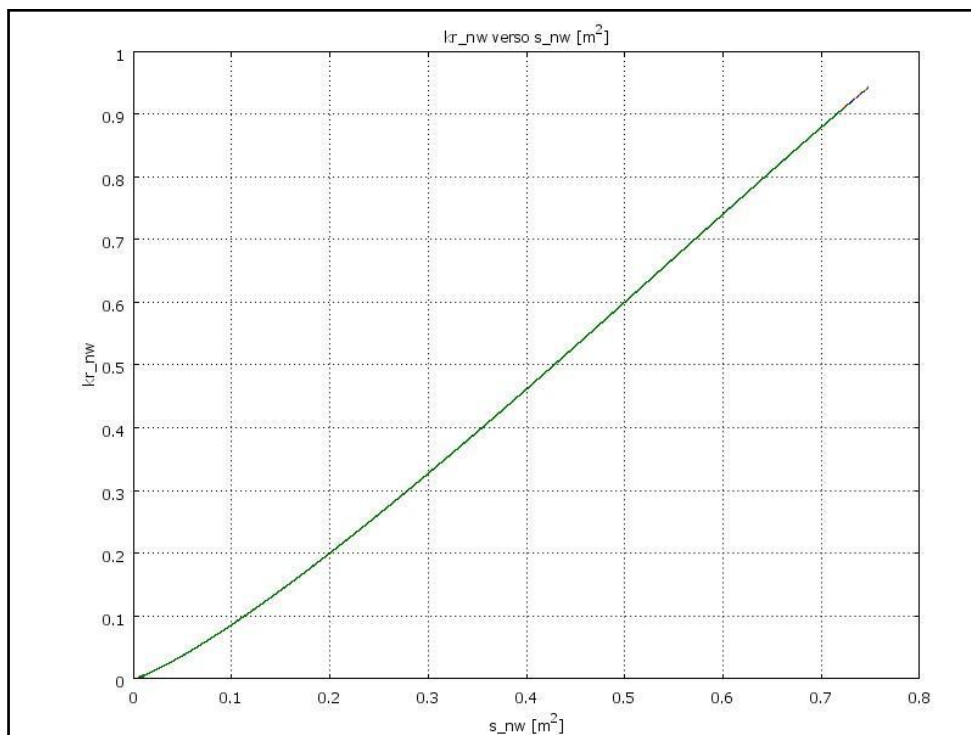


Figura 1.18 - Permeabilità relativa della CO_2 in funzione del suo grado di saturazione secondo la formula di van Genuchten (1980).

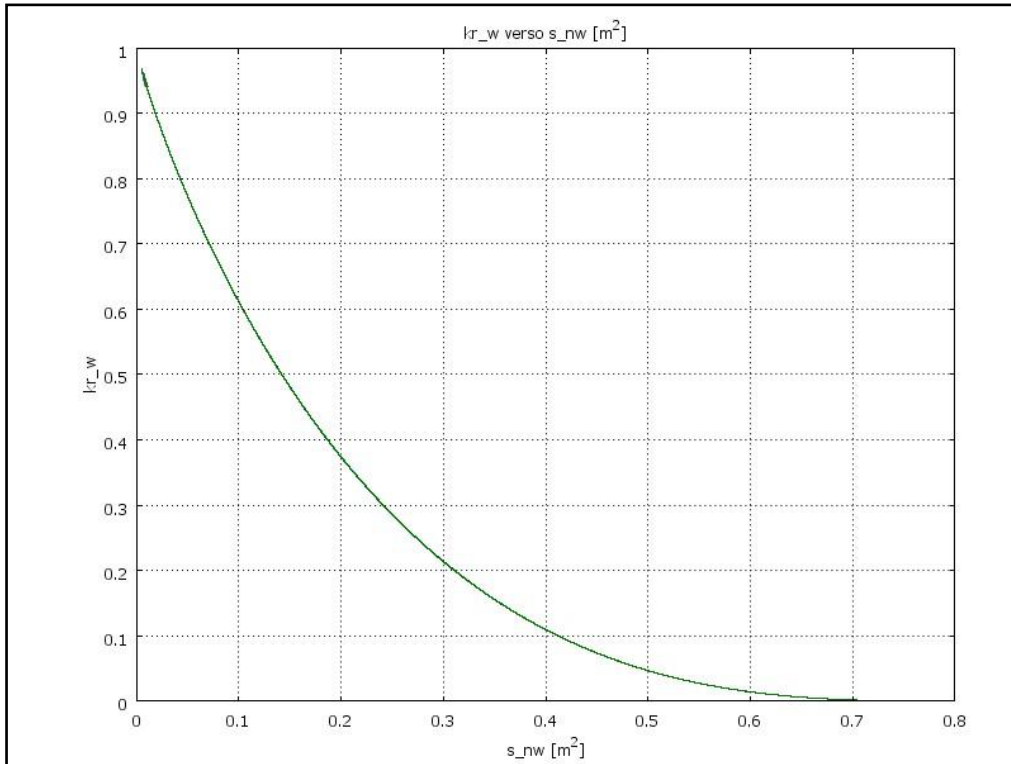


Figura 1.19 - Permeabilità relativa della H₂O in funzione del grado di saturazione della CO₂ secondo le formula di van Genuchten (1980).

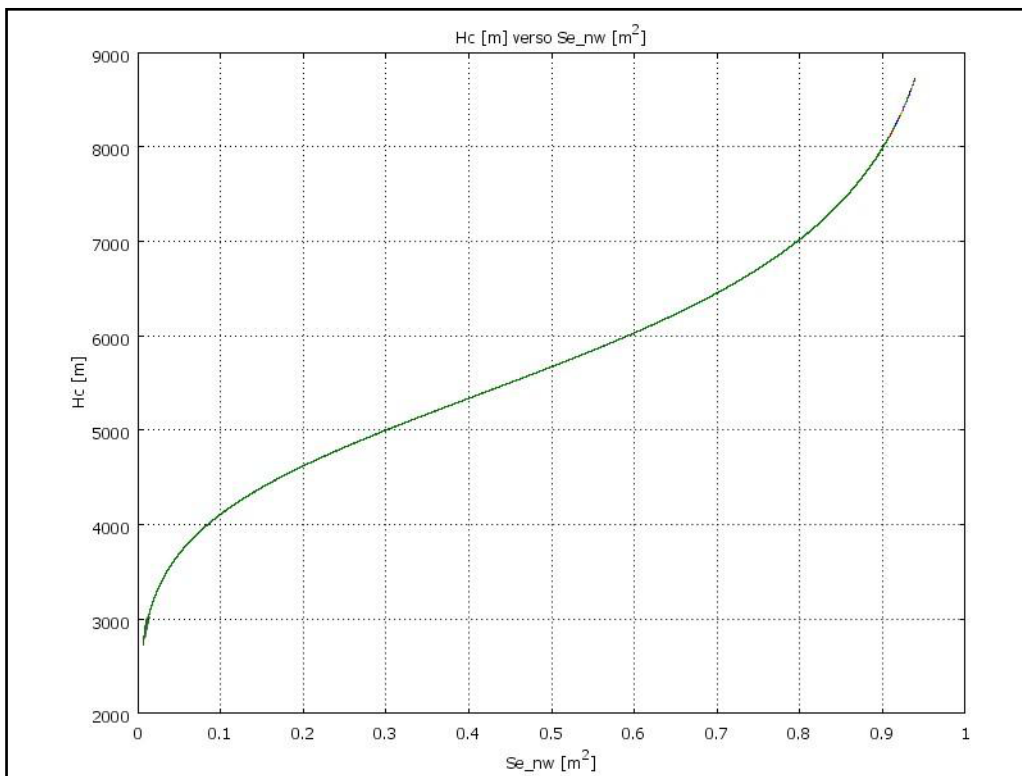


Figura 1.20 - Diagramma della pressione capillare dell'acquifero in funzione del grado di saturazione della CO₂ secondo le formula di van Genuchten (1980).

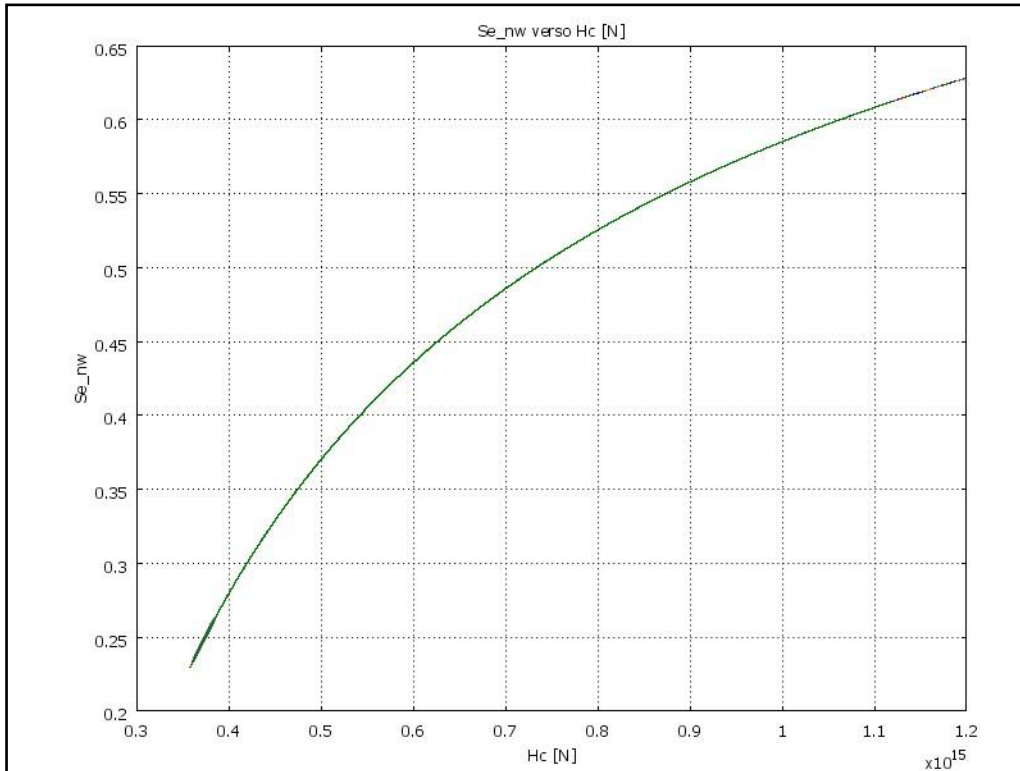


Figura 1.21 - Diagramma della pressione capillare dell'acquifero in funzione del grado di saturazione della CO_2 secondo il modello di Brooks & Corey (1964).

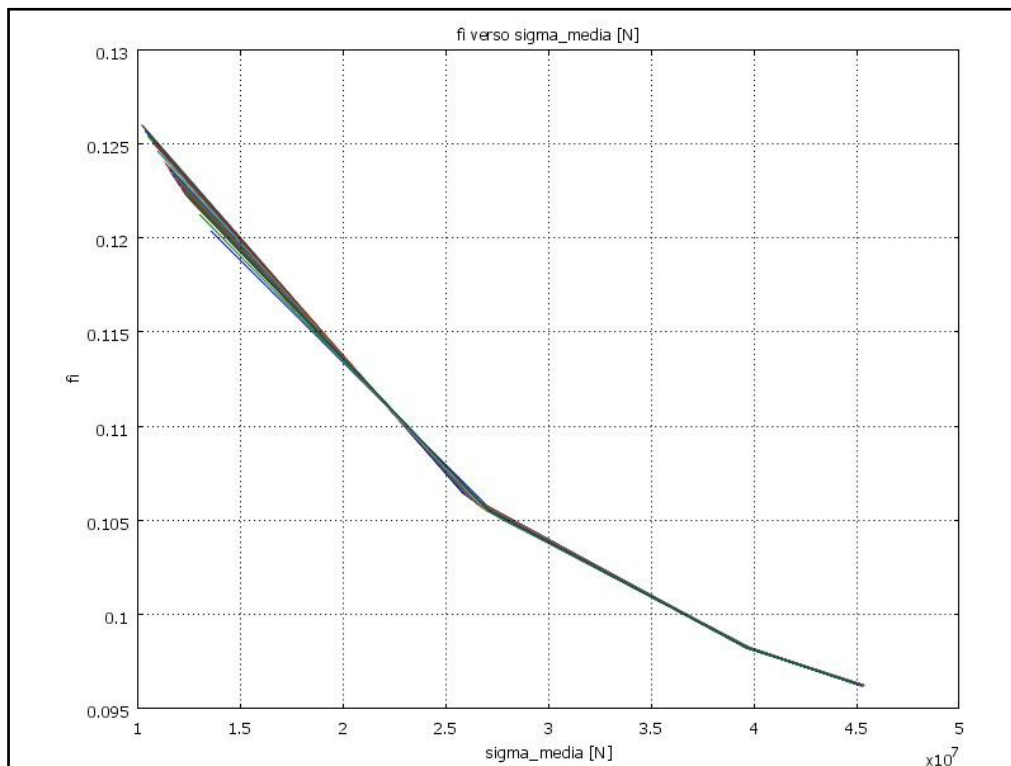


Figura 1.22 - Diagramma della porosità intrinseca dell'acquifero in funzione del carico medio effettivo di confinamento σ' . I valori sono ottenuti implementando in Comsol le correlazioni di Davis & Davis (1999).

1.18 Distribuzione di carico: analisi geomeccanica dell'acquifero-serbatoio

Nel determinare il carico applicato all'interfaccia *caprock-acquifero*, vi è da considerare anche la deformazione meccanica che l'acquifero subisce per effetto del processo fluidodinamico. Per questa analisi si è assunto un legame costitutivo elastico-lineare la cui soluzione lineare è data dall'equazione (1.45). In questo modello, schematicamente riportato in figura (1.6), alla base inferiore della colonna è stato impedito lo spostamento verticale, mentre l'estremità superiore è libera. Le caratteristiche fisiche (porosità e permeabilità) e meccaniche (modulo elastico e coefficiente di Poisson) dei materiali sono ripresi da un lavoro di Rutqvist e Tsang [2001] (tab. 1.3). Nel diagramma di figura (1.23) è riportato lo spostamento in sommità risultante dall'analisi (68):

$$\varepsilon_v = \frac{\Delta H}{H} \quad (1.68)$$

e tenendo conto della relazione (1.10) è stato calcolato l'aliquota di carico dovuta allo spostamento verticale in sommità all'interfaccia *caprock-acquifero* (fig. 1.24), e tale valore aggiunto alla pressione di poro generata dal flusso di CO₂.

Tabella 1.3 - Proprietà dei materiali da Rutqvist e Tsang [2001].

Property	Upper	Cap	Aquifer	Basement	Fault
Young's modulus, E (GPa)	5	5	5	5	2,5
Poisson's ratio, ν (-)	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Biot's parameter, α (-)	1	1	1	1	1
Saturated rock density, ρ_s (kg/m ³)	2,260	2,260	2,260	2,260	2,260
Zero stress porosity, ϕ_0 (-)	0.1	0.01	0.1	0.01	0.1
Residual porosity, ϕ_r (-)	0.09	0.009	0.09	0.009	0.05
Zero stress permeability, k_0 (m ²)	1×10^{-15}	1×10^{-17}	1×10^{-13}	1×10^{-17}	1×10^{-12}
Corey's irreducible gas saturation, S_{gi} (-)	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Corey's irreducible liquid saturation, S_{li}	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
van Genuchten's air-entry pressure, P_0 (kPa) (at zero stress)	196	3,100	19.6	3,100	1
van Genuchten's exponent, m	0.457	0.457	0.457	0.457	0.457

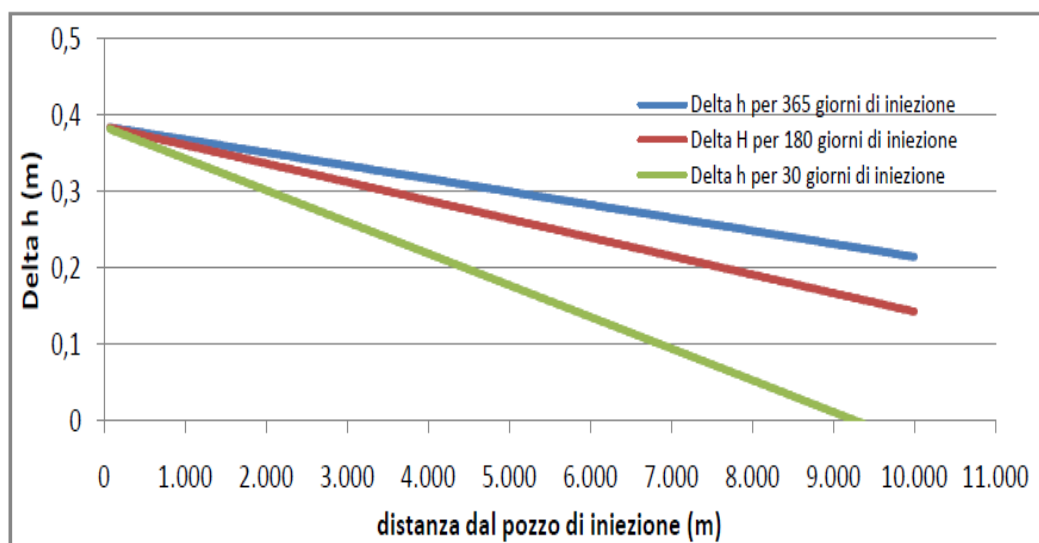


Figura 1.23 - Spostamento verticale dell'acquifero per diversi intervalli temporali.

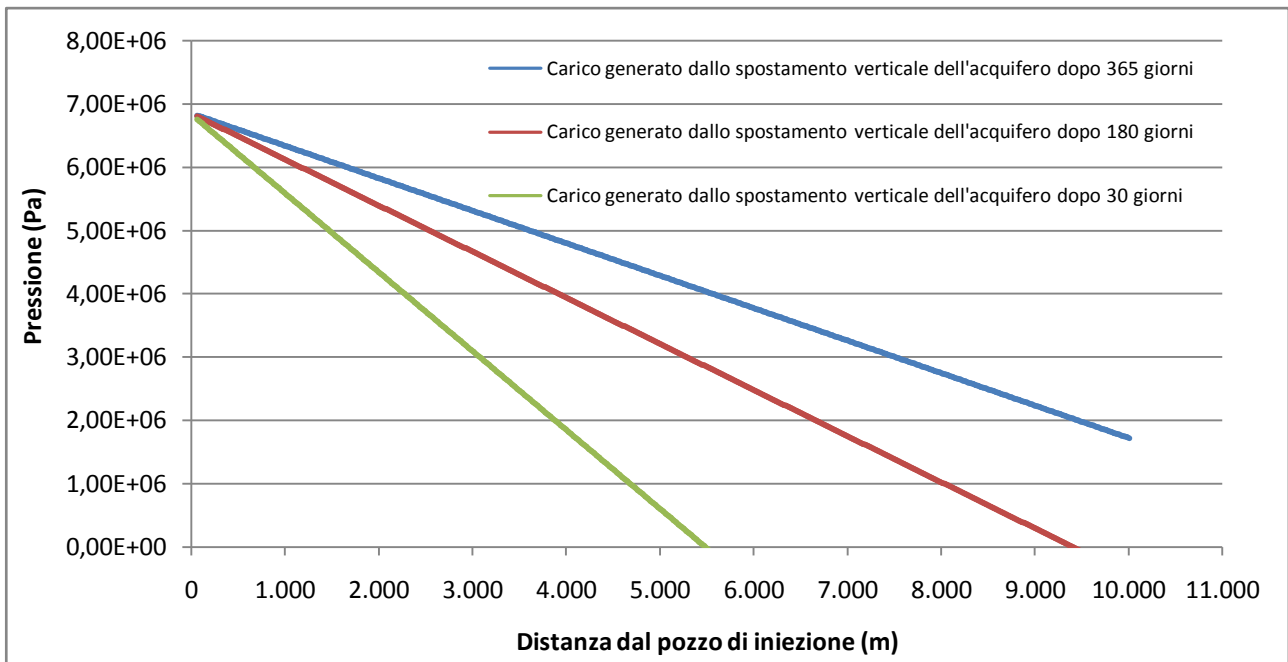


Figura 1.24 - Carico generato dallo spostamento verticale dell'acquifero all'interfaccia con il caprock.

1.19 Calcolo del cedimento totale di consolidazione primaria

Determinata la distribuzione di carico $\Delta\sigma_v$, è stato possibile calcolare il cedimento primario del *caprock*, nel caso in cui si possa ritenere soddisfatta l'ipotesi di deformazione monodimensionale. In realtà la pressione all'interfaccia acquifero-caprock non è uniforme (non si comporta come un carico costante) ma varia nel tempo in funzione dell'avanzamento del fluido di iniezione nell'acquifero.

Nella simulazione del flusso, il range di pressione è stato comunque assunto come un carico costante dal momento che il raggio di influenza R del cono di pressione è molto più ampio dello spessore dello strato di caprock sin dall'inizio delle attività di iniezione, ed inoltre l'incremento di pressione, dato dalla soluzione lineare, diventa costante dopo circa 120 giorni di iniezione assumendo un andamento asintotico.

Queste condizioni fanno sì che il carico applicato si possa assumere costante sia lungo tutto lo spessore che lungo l'interfaccia acquifero-caprock (fig. 1.25).

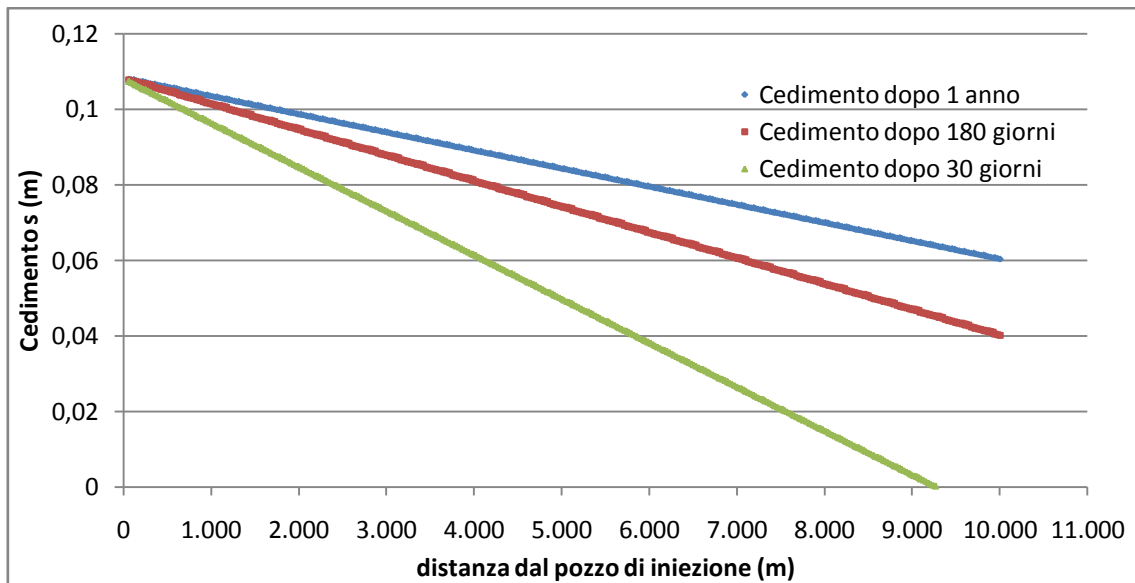


Figura 1.25 - Simulazione del cedimento del caprock secondo la teoria dell'elasticità.

Nella pratica del calcolo abbiamo considerato un valore univoco del coefficiente di compressibilità C_c per gli n strati in cui è stato suddiviso il caprock e successivamente abbiamo sommato gli n cedimenti per ottenerne il valore complessivo. Questo perché in presenza di strati di elevato spessore e non omogenei, è opportuno per una stima migliore del cedimento, suddividere lo strato in più sottostrati, eventualmente differenziando i parametri di compressibilità del terreno (laddove siano disponibili un certo numero di prove edometriche eseguite su provini estratti a differenti profondità).

In pratica il comportamento dello strato viene assimilato a quello di un provino sottoposto ad una prova edometrica, assumendo che i parametri di compressibilità dello strato siano uguali a quelli determinati per il provino, nel nostro caso al coefficiente di compressibilità C_c (1.52) ottenuto secondo la teoria di Gouy-Chapman per terreni coesivi poco-comprimibili.

Ricordando che in condizioni edometriche per un terreno normalconsolidato:

$$\Delta e = C_c \log \frac{\sigma'_{v_0} + \Delta \sigma_v}{\sigma'_{v_0}} \quad (1.69)$$

e quindi:

$$\Delta H = \frac{H_0}{1+e_0} C_c \log \frac{\sigma'_{v_0} + \Delta \sigma_v}{\sigma'_{v_0}} \quad (1.70)$$

Nel grafico di figura (1.26) è riportato il profilo del cedimento per un terreno coesivo costituito esclusivamente da montmorillonite, un particolare minerale argilloso.

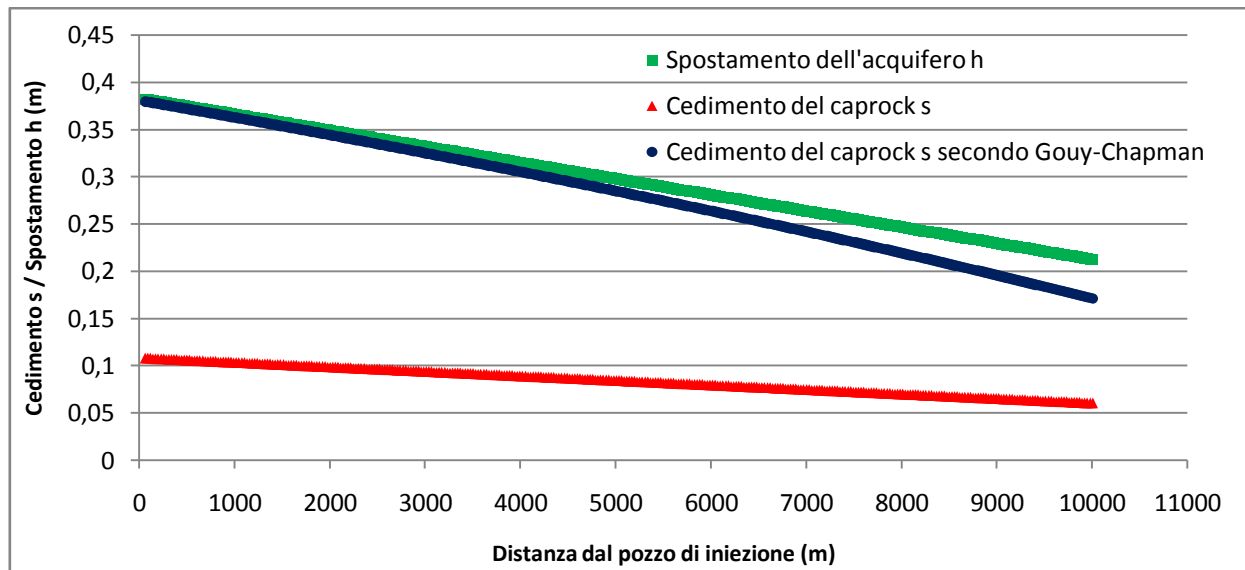


Figura 1.26 -Confronto tra cedimento del caprock calcolato con la teoria dell'elasticità e con un ν (rapporto di Poisson) di 0,4 e il cedimento di una formazione geologica idealmente e interamente costituita da montmorillonite in funzione della distanza dal pozzo e per 1 anno di iniezione, utilizzando un coefficiente di compressibilità C_c derivante dalla teoria di Gouy-Chapman per terreni poco comprimibili (Sridaran e Jayadeva [1982]).

1.20 Analisi parametrica

È stato poi condotto in accordo con lo studio di Esposito [1994], una analisi parametrica per altre due tipi di minerali argillosi, la caolinite e l'illite, in modo tale da ottenere valori del cedimento prossimi a quelli della montmorillonite. Nello studio sono stati fatti variare solo i parametri che compaiono nell'equazione (1.52) del coefficiente di compressibilità C_c ed in particolare la concentrazione ionica della soluzione volumetrica $n(\infty)$ che insieme al parametro della superficie specifica s , fanno variare le forze di repulsione e quindi le dimensioni del doppio strato (G. Dente, L. Esposito [1990]). La costante dielettrica e la temperatura per tutti i fini pratici sono stati considerati delle costanti. Infatti la costante dielettrica ha un'influenza limitata perché per il terreno saturo in condizioni normali, l'acqua è l'unico fluido esistente (Esposito [1994]). Per quanto concerne la temperatura da risultati sperimentali (Sridaran e Jayadeva [1982]) si rileva che la distanza di equilibrio d varia dell'1-2% per una variazione di temperatura di 15°C. Dallo studio originario di Esposito [1994] si è ritenuto di far variare solo la concentrazione ionica $n(\infty)$ e non la superficie specifica s che dipende dal tipo di argilla e che potrebbe variare solo se lo strato di *caprock* risultasse composto da due o più di queste. I campi di valori di queste grandezze adottati nell'analisi parametrica che è stata condotta, sono riportati in tabella (1.4).

Il secondo caso di confronto è stato effettuato sulla stessa colonna monodimensionale di figura (1.6), solo che questa volta il cedimento è stato calcolato utilizzando la (1.45) e conferendo come parametri fisici e meccanici (modulo elastico E , e coefficiente di Poisson ν) quelli della letteratura specialistica (tab. 1.3 – "Materialproperties" da Rutqvist e Tsang [2001]).

La simulazione è stata poi condotta utilizzando un valore del rapporto di Poisson $\nu=0.4$ per differenziare il comportamento elastico dell'acquifero da quello naturalmente plastico del caprock ma rimanendo sempre e comunque in campo elastico-lineare per rendere fruibile l'equazione (1.7) e provarne la congruenza con la teoria del doppio strato, nell'ordine di grandezza dei risultati.

Il punto di forza di questo approccio è aver ottenuto sulla variazione di pressione osmotica o interparticellare che si voglia, un valore del cedimento differito nel tempo secondo una distribuzione del carico generata dal flusso di CO₂ e dalle relative deformazione della matrice solida secondo le seguenti ipotesi semplificative:

- 1) il coefficiente di permeabilità k è il medesimo per tutti i punti dello strato e per ogni stadio della consolidazione;
- 2) il coefficiente di compressibilità volumetrica C_v è il medesimo per tutti i punti dello strato e per ogni stadio della consolidazione;
- 3) l'acqua in eccesso fluisce secondo traiettorie verticali;
- 4) il ritardo nella diminuzione di spessore dello strato è causato esclusivamente dalla bassa permeabilità del materiale.

Si trascura di conseguenza l'effetto della consolidazione secondaria, il cui coefficiente di compressione secondaria C_s si ricava dalla pendenza del tratto finale della curva *cedimenti/log tempo* nelle prove edometriche. Tale consolidazione secondaria è probabilmente conseguenza del fatto che la diminuzione di spessore di uno strato di argilla è dovuta anche a movimenti slittamento dei granuli. Poiché i legami tra questi ultimi sono costituiti da veli di acqua adsorbita ad altissima viscosità, la resistenza al taglio ritarderebbe la diminuzione di spessore degli strati di argilla anche se il ritardo dovuto alla bassa permeabilità fosse trascurabile. Per questo motivo tali cedimenti non sono elastici come quelli che si ottengono comprimendo una colonna di acciaio o calcestruzzo, ma derivano dalla somma di un gran numero di movimenti di rotolamento, scivolamento e scorrimento di particelle negli spazi vuoti e sono, in larga parte irreversibili qualora il carico venga rimosso. Ciò può causare temporaneamente una sovratensione interstiziale, a seconda della quantità e della distribuzione dell'acqua presente nei pori.

Tabella 1.4 – Proprietà delle argille e valori della concentrazione considerati nello studio parametrico.

Tipo di argilla	Capacità di scambio cationico B (μ eg/g)	Superficie specifica s (m q/g)	B/s (μ eg/mg)	Valori della concentrazione $n(\infty)$ – Molarità (M)
Caolinite	30	15	2.00	9.00e-14
Illite	400	100	4.00	4.5e-12
Montmorillonite	1000	800	1.25	2.5e-10

Tabella 1.5 - Parametri adottati nella simulazione fluidodinamica e geomeccanica.

Spessore dello strato di acquifero (m)	200
Spessore dello strato di caprock (m)	100
Porosità iniziale dell'acquifero ϕ_0	0,113
Permeabilità dell'acquifero (m ²)	1,00E-13
Compressibilità dell'acquifero (m ² /N) (variazione volumetrica dei grani C_r)	1,00E-12
Durata temporale dell'iniezione (anni) (decisione variabile)	1
Intervallo di passo temporale (s) (minimo 1 giorno)	86400
Portata di iniezione della CO ₂ (kg/s) (decisione variabile)	100

Raggio dei pozzi attestati nel caprock r_w (m)	0,3
Mobilità totale dell'acquifero (1/Pa*s)	15
Mobilità H ₂ O dell'acquifero (1/Pa*s)	20
Saturazione residuale dell'acqua salmastra (brine) alle spalle del fronte di avanzamento (/)	0,08
Costante gravitazionale (m/s ²)	9,81
Densità H ₂ O (kg/m ³)	1000
Densità CO ₂ (kg/m ³)	600
Viscosità CO ₂ (Pa*s)	0,00005
Viscosità H ₂ O (Pa*s)	0,0005
Profondità del fondo dell'acquifero (m)	1500
Permeabilità iniziale relativa della CO ₂	0,0001
Permeabilità iniziale relativa dell'H ₂ O	1
Saturazione iniziale dell'acqua	1
Massima velocità di iniezione della CO ₂ (kg/s)	100
Massima quantità di CO ₂ da sequestrare (kg)	5,00E+11
Tempo massimo di iniezione (anni)	30
Frazione di massa di CO ₂ in acqua β_1 (%)	5,10
Frazione di massa di H ₂ O in Brine β_2 (%)	2,40
Grado irriducibile dell'H ₂ O (S_{wr}) (valori di Van Genuchten (1980))	0,204
α parametro della curva di Van Genuchten	5,40E-06
n parametro della curva di Van Genuchten	4,20
m esponente di Van Genuchten per la funzione della Pressione capillare	0,457
air-entry pressure di Van Genuchten (Pa) P_o	19600
Grado irriducibile della CO ₂ (S_{gr}) (valori usati da Weir et al.(1995) e Pruess et al. (2001))	0,05
Grado irriducibile dell'H ₂ O (S_{wr}) (valori usati da Weir et al.(1995) e Pruess et al. (2001))	0,3
Densità litostatica media dello strato di acquifero (kg/m ³)	2260
α parametro di Biot (1941) del carico effettivo per l'acquifero	0,996666667
Distanza massima di intersezione del plume al top dell'acquifero r_0 (m) per l'intervallo di iniezione	458,07
Distanza massima di intersezione del plume al fondo dell'acquifero r_b (m)	123,0699985
Distanza dal pozzo di iniezione per $r < r_b$ (m)	61,45
Distanza dal pozzo di iniezione per $r_b < r < r_0$ (m)	167,2726047
Distanza dal pozzo di iniezione per $r > r_0$ (m)	613
Coefficiente di immagazzinamento elastico specifico per l'acquifero S_s (1/m)	5,98E-10

Larghezza massima dal campo pozzi (km)	22,5
Porosità residuale dell'acquifero ϕ_r	0,08
Modulo elastico dell'acquifero E (Pa)	5,00E+09
Rapporto di Poisson dell'acquifero (ν)	0,25
Coefficiente di Skempton (B)	0,5
Temperatura media ambientale in °C (θ_0)	15
Temperatura media dell'acquifero in °C (θ)	52,5
Pressione media in superficie o atmosferica (P_0) (Pa)	100000
Coefficiente di dilatazione termica volumetrica della fase solida per l'acquifero ($3\beta'_s$) (1/C°)	9,00E-06
Coefficiente di dilatazione termica volumetrica della CO2 ($3\beta'_c$) (1/C°)	4,00E-04
Coefficiente di dilatazione termica volumetrica della H2O ($3\beta'_w$) (1/C°)	4,52E-04
Compressibilità della fase solida dell'acquifero (β_s) (1/Pa)	1,00E-12
Compressibilità della CO ₂ (β_c) (1/Pa)	9,22E-10
Compressibilità della H ₂ O (β_w) (1/Pa)	9,22E-10
Costante dielettrica dell'acqua (D)	7,85E+01
Temperatura media in °C del caprock (θ)	47,50
Concentrazione ionica della soluzione volumetrica $n(\infty)$ (M)(Molarità)	1,10E-11
Peso specifico unitario dello strato di caprock (kg/m ³)	2,26E+03
Superficie specifica (m q/g)	1,00E+02
Porosità del caprock	9,40E-03
Permeabilità del caprock (m ²)	1,00E-13
Modulo elastico del caprock E (Pa)	5,00E+09
Rapporto di Poisson del caprock (ν)	0,4
Compressibilità della fase solida del caprock (β_s) (1/Pa)	1,00E-15
α parametro di Biot (1941) del carico effettivo per il caprock	0,999991667
Coefficiente di dilatazione termica volumetrica della fase solida per il caprock ($3\beta'_s$) (1/C°)	9,00E-06
Costante di Boltzmann (N*m/k)	1,38E-23
Distanza massima di azzeramento della pressione del plume sul caprock (km)	1,00E+01
Intervallo di non produzione h (m) rispetto allo spessore totale a partire dal fondo del caprock	5,00E+01
Viscosità del fluido all'interno del caprock (μ) (Pa*s)	1,00E-04
Fattore di volume del fluido all'interno del caprock B (RB/STB)	9,00E-01
Raggio di drenaggio fissato r_e (m)	3,00E+03
Raggio di skin r_s (m)	5,00E+00
Danneggiamento di penetrazione K_s (m ²)	1,00E-14
Densità del fluido all'interno del caprock (ρ) (kg/m ³)	1,00E+03

Pressione media dei pori del caprock prima dell'iniezione dei fluidi geotermici (Mpa)	
Coefficiente di immagazzinamento elastico specifico per il caprock S_s (1/m)	2,40E-10
Quantità in m da sommare al valor di R per verifica dell'incremento di pressione nel caprock in seguito all'iniezione dei fluidi geotermici per $r > R$ (m)	10
α coefficiente per il calcolo dell'incremento di pressione nel caprock a seguito dell'iniezione di fluidi geotermici il cui valore è pari 0,66 (se il filtro di lunghezza l non raggiunge il substrato impermeabile) o varia tra 1,32 ed 1,60 (se il filtro è attestato sul substrato impermeabile)	0,66
Flusso di calore costante (cal/cm ² *sec)	7,66E-07
Conduktività termica λ (W/m*K)	1,7
Coefficiente di convezione α_c (W/m ² *K)	25
Percentuale della portata di iniezione dei fluidi geotermici nel caprock rispetto alla massima portata emunta da un pozzo di emungimento a sviluppo orizzontale	10

2 Introduzione al sistema energetico

In questa fase del lavoro, viene discusso il contributo che la Carbon Capture and Storage (CCS) può apportare allo sviluppo di un sistema energetico integrato doppiamente, attento alla salvaguardia ambientale. Esso, infatti è concepito per l'utilizzo combinato di fluidi geotermici come sorgente di energia a seguito dell'immagazzinamento della CO₂ in strati profondi in luogo dell'emissione dello stesso gas in atmosfera. Perché questo sistema possa trovare reale applicazione è necessario che siano soddisfatte alcune condizioni geologico-strutturali. È indispensabile che vi sia la presenza di un acquifero saturo permeabile per porosità, che rappresenti il complesso idrogeologico idoneo a contenere la CO₂, tamponato superiormente da una formazione geologica impermeabile chiamata *caprock* estesa fino in superficie (piano campagna) o alternata a strati meno permeabili o ad acquiferi secondari saturi con il ruolo di serbatoi di fluidi geotermici. Una rappresentazione schematica e semplificativa è riportata (in natura le condizioni strutturali possono essere molto più complesse – fig.2.1) in figura (1.6).

A partire dai risultati delle simulazioni fluidodinamiche e geomeccaniche si può affermare come l'iniezione di CO₂ in acquiferi salini profondi generi un campo di pressioni in tutto l'acquifero, con inclusione di quella parte dello stesso acquifero non ancora interessata dall'avanzare del *plume* di CO₂. La sovrappressione interstiziale generata insieme alla deformazione elastica indotta nell'acquifero-serbatoio, si trasmette come un carico uniformemente distribuito all'interfaccia tra acquifero e *caprock*, inducendo nel fluido contenuto negli strati geologici sovrastanti l'acquifero un campo di pressioni variabile con la distanza dal punto di applicazione del carico.

A causa delle proprietà idrogeologiche di queste formazioni impermeabili, caratterizzate da un valore di permeabilità molto basso dell'ordine di 10⁻¹⁵-10⁻¹⁷ m², questo campo di pressioni non si dissipa rapidamente nel tempo. La scarsa *trasmissività*, cioè la ridotta tendenza alla dissipazione delle sovrappressioni provoca lo spostamento verticale del sistema *acquifero-caprock*, risultato della deformazione elastica dell'acquifero soggetto alla pressione di iniezione della CO₂.

La captazione diretta dei fluidi è, allora, necessaria affinché vengano dissipate per altra via le sovrappressioni generate dall'iniezione di CO₂ con il risultato di preservare l'equilibrio strutturale del sistema *acquifero-caprock*.

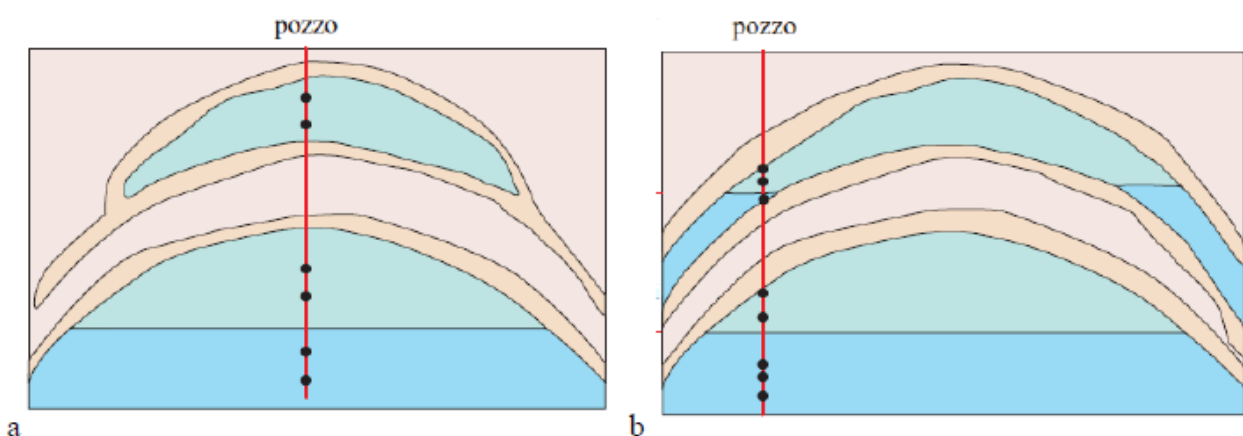


Figura 2.1 - (a)-Giacimento lenticolare; (b)-giacimenti separati con un unico acquifero regionale (Treccani [2008]).

In presenza di uno strato impermeabile come il *caprock*, il fluido in esso contenuto è immagazzinato nelle piccole fratture e nei pori di piccolissime dimensioni. Per migliorarne la conducibilità idraulica e permettere l'estrazione dei fluidi si procede alla generazione di fratture

strette e lunghe attraverso la tecnica della fatturazione idraulica che incrementa la superficie drenante, penetrando a fondo nel serbatoio geotermico. In anni recenti, l'utilizzo di questa tecnologia è stato maggiore nel settore geotermico e in quello petrolifero, dove le necessità di incremento di *trasmissività* idraulica delle fratture e delle superfici di scambio termico è fondamentale per estrarre una portata di fluido difficilmente estraibile, comunque, in scarse quantità.

Da questo punto di vista il *caprock* è assimilabile ad un *EGS (Enhanced Geothermal System)* che in geotermia è definito come un complesso di rocce competenti sepolte, con permeabilità naturale scarsa o quasi nulla, ubicati in aree con o senza anomalie termiche regionali, a temperatura dipendente dalla sola profondità.

2.1 Distribuzione delle sovrappressioni neutre nel *caprock*

Il flusso di CO₂ all'interno dell'acquifero serbatoio (figura 1.6) induce un carico applicato (pressione di poro + deformazione dello scheletro solido) [Cocozza et al. 2013] al tempo t=0 e genera una distribuzione di sovrappressione neutra *u* nel fluido che satura il *caprock* oltre che una distribuzione di sollecitazione sullo scheletro solido. Il sovraccarico per unità di superficie che provoca la consolidazione viene chiamata pressione di consolidazione. Al momento in cui viene applicata, tale pressione è quasi interamente supportata dall'acqua interstiziale, per cui, all'inizio del processo, vi è nell'acqua una sovrappressione pressoché pari all'intera pressione di consolidazione. Con l'andar del tempo la sovrappressione nell'acqua diminuisce, e aumenta invece la pressione media effettiva sullo strato. Dopo un lungo periodo di tempo, la sovrappressione idrostatica si annulla e l'intera pressione di consolidazione diviene una sollecitazione effettiva trasmessa da grano a grano.

È da osservare che lo scheletro solido non può subire istantaneamente alcuna variazione di volume; infatti, stante la supposta incomprimibilità della sostanza solida e liquida, ogni variazione di volume, comporterebbe il movimento di una certa quantità di acqua; per valori finiti della permeabilità tale movimento non può, però, avvenire in un tempo nullo.

Ciò significa che le pressioni neutre generate istantaneamente dall'applicazione dei carichi esterni assumono nei vari punti del corpo valori tali da rendere nulla la divergenza di \vec{V} ; detta \vec{V} la velocità di filtrazione, la quantità di acqua che esce dall'unità di volume *dt* è data, come è noto, da *div* \vec{V} *dt* ed essendo, per la legge di DARCY,

$$\vec{V} = k \nabla h = - \left(\frac{k}{\gamma_w} \right) \nabla u \quad (2.1)$$

si ha:

$$\text{div} V dt = - \frac{k}{\gamma_w} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) dt = - \frac{k}{\gamma_w} \nabla^2 u dt \quad (2.2)$$

quindi la precedente condizione equivale a dire:

$$\nabla^2 u_{(t=0)} = 0 \quad (2.3)$$

Questa relazione permette di risalire ai valori della sovrappressione neutra. Essa venne ricavata da BIOT [1941] ed è stata risolta per alcuni casi particolari da FLORIN [SCOTT, 1963] con un procedimento applicabile solo nei casi in cui i carichi agiscano normalmente al piano limite di un semispazio (fig. 2.2).

Si può osservare però che la condizione di variazione di volume nulla comporta, oltre all'assenza di movimento di acqua, anche quella che le variazioni di volume dello scheletro solido siano a loro volta nulle. Avremo cioè che l'invariante di dilatazione cubica dello scheletro solido dovrà soddisfare la condizione:

$$\varepsilon_{(t=0)} = 0 \quad (2.4)$$

In altre parole le sollecitazioni effettive che si generano nello scheletro solido all'atto dell'applicazione dei carichi devono essere tali che il coefficiente di dilatazione cubica sia nullo. Ricordando che è:

$$\varepsilon = \frac{T'(1-2\nu)}{E} \quad (2.5)$$

la condizione precedente si tramuta in:

$$T'_{(t=0)} = 0 \quad (2.6)$$

ma poiché:

$$T' = T - 3u \quad (2.7)$$

si ottiene in definitiva:

$$u_{(t=0)} = \frac{T_{(t=0)}}{3} \quad (2.8)$$

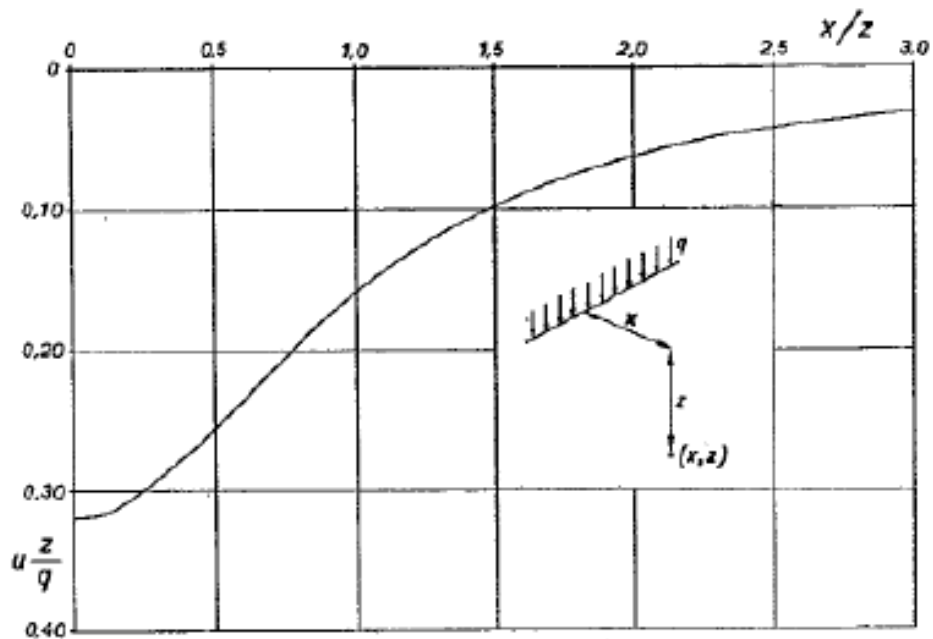


Figura 2.2 - Distribuzione delle sovrappressioni neutre indotte da un carico verticale uniformemente ripartito su di una retta (da Viggiani 1967).

La (2.8) offre così un'altra via per il calcolo delle sovrappressioni neutre iniziali e permette di utilizzare soluzioni già esistenti per la distribuzione delle sollecitazioni in un semispazio sottoposto a carichi di vario tipo. A questo proposito si noterà che nel calcolare l'invariante delle pressioni totali $T(t=0)$ occorrerà introdurre per il modulo di Poisson il valore $m=2$ che traduce la già descritta proprietà del terreno saturo di non subire variazioni di volume all'atto dell'applicazione dei carichi. Una delle suddette soluzioni che meglio approssima la distribuzione di sovrappressione nel serbatoio geotermico è data dal carico verticale variabile con legge triangolare su di una striscia. Con riferimento alla figura (2.3) il carico agente sulla linea di spessore infinitesimo $d\xi$ ed a distanza ξ dal bordo scarico della striscia vale $p(\xi/B)d\xi$; esso induce in un generico punto di coordinate x, z , una sovrappressione che vale, per il caso più generale di un carico uniformemente ripartito su di una retta:

$$du = \frac{pz}{\pi B} \frac{\xi d\xi}{z^2 + (x-\xi)^2} \quad (2.9)$$

La sovrappressione neutra indotta dal carico agente su tutta la striscia varrà allora:

$$u = \int_0^B du = -\frac{px}{B\pi} \left(\arctg \frac{x}{z} - \arctg \frac{x-B}{z} \right) + \frac{pz}{2B\pi} \ln \frac{z^2 + (x-B)^2}{z^2 + x^2} \quad (2.10)$$

In tali circostanze la pressione del fluido contenuto nei pori sarà superiore al valore idrostatico anche se non vi è la presenza di *acqua gravifica* nelle argille e, quindi, la porosità della roccia risulterà essere più elevata rispetto al valore che ci attenderebbe per quella data profondità di giacitura, in quanto i sedimenti sono sottoposti a tensioni effettive minori di quelle che avrebbero supportato in presenza di pressioni normali (si possono attribuire le condizioni di un terreno sottoconsolidato) e di conseguenza manifestano caratteristiche meccaniche e fisiche diverse rispetto agli stessi terreni consolidati normalmente; le argille, inoltre, tendono a espandersi nel foro, là dove non siano adeguatamente contrastate da una sufficiente pressione del fango impiegato nella perforazione. Negli acquiferi secondari sovrapposti al *caprock*, prima dell'iniezione della CO₂ nell'acquifero serbatoio-sottostante, la pressione del fluido in esso contenuto è prossima o uguale a quella idrostatica. È tuttavia possibile che in particolari situazioni geologiche, i fluidi si trovino in condizioni di pressione anomala, ovvero a una pressione inferiore (sottopressione) o superiore (sovrapressione) a quella idrostatica.

Qui di seguito riportiamo la simulazione della pressione neutra cioè della pressione generata da fluidi interni del *caprock* per un modello monodimensionale schematizzato in figura (1.6). Si può notare come la pressione di poro decresca linearmente al fondo del *caprock* con distanza dal punto di applicazione del carico, mentre al top la pressione cresce fino ad una certa distanza per poi decrescere linearmente per sovrapporsi a quella di fondo (fig. 2.4).

I parametri che influenzano la pressione di poro sono in particolare il carico applicato che è funzione della portata di iniezione di CO₂ nell'acquifero sottostante e nello stesso tempo i parametri idrogeologici di quest'ultimo quali la permeabilità, e tutti quei parametri, elencati in precedenza, che sono indispensabili nella determinazione del coefficiente di immagazzinamento.

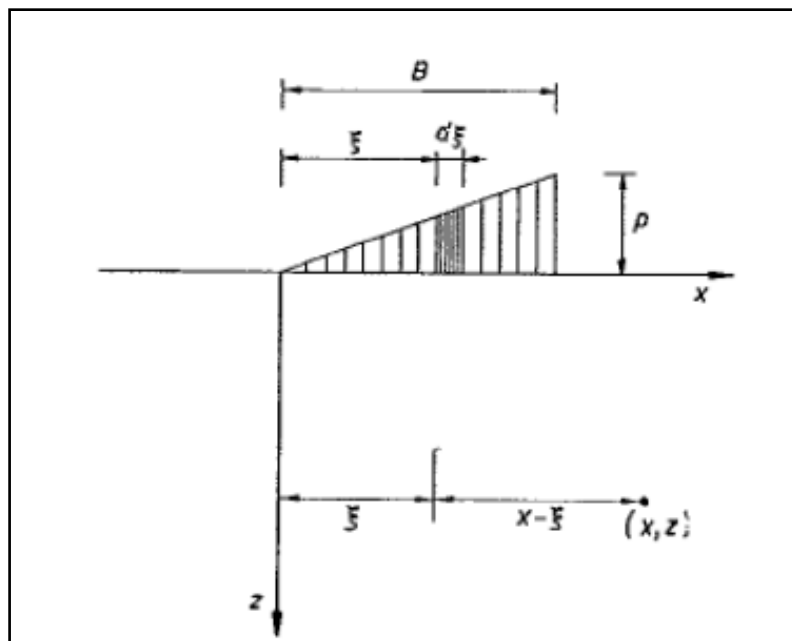


Figura 2.3 – Carico variabile verticale con legge triangolare su di una striscia (Viggiani 1967).

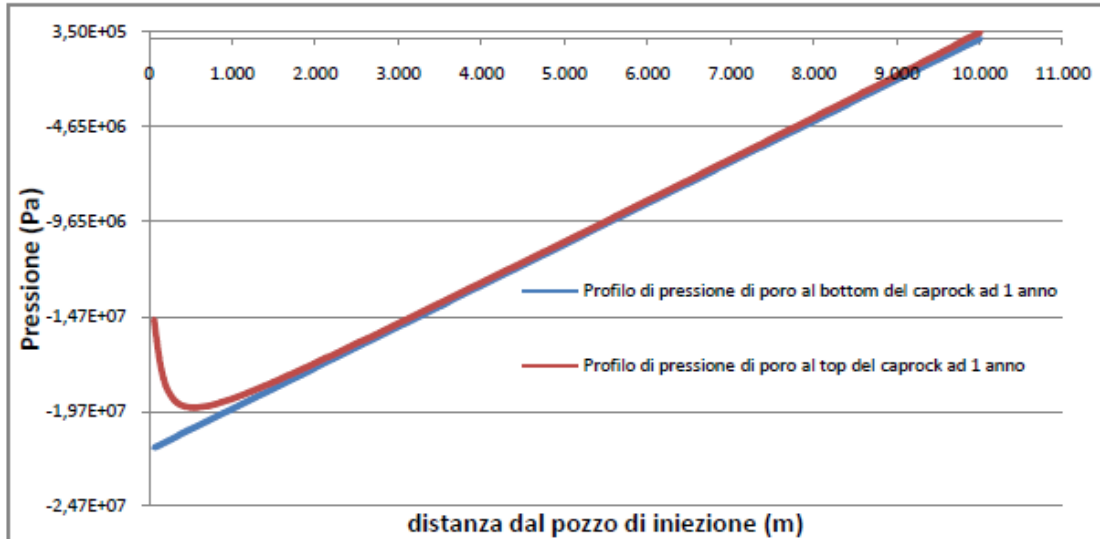


Figura 2.4 - Distribuzione delle sovrappressioni neutre indotte nel caprock da un carico verticale variabile generato dal flusso di CO₂ dopo un anno di iniezione.

2.2 Portata di un pozzo di aspirazione nel caprock geopressurizzato

Con la presenza di una sovrappressione neutra nel *caprock* e in regime di flusso stazionario monofase, per mezzo dell'equazione (2.11) si può calcolare la portata q di fluido del pozzo, nel quale si ipotizzano condizioni al di sotto della saturazione (gas in soluzione), pressione costante p_e del giacimento con un raggio di drenaggio fissato r_e e inoltre viene presa in considerazione la caduta di pressione in prossimità del pozzo dovuta al danneggiamento della formazione (perdita di permeabilità dovuta ai danni provocati dalla perforazione e dal completamento del pozzo), chiamato *effetto skin (skineffect)*:

$$q = \frac{kh(p_e - p_{wf})}{141,2B\mu \left[\ln\left(\frac{r_e}{r_w}\right) + s \right]} \quad (1.11)$$

In cui:

- k (m²) è la permeabilità assoluta di formazione;
- h (m) l'intervallo di produzione;
- p_{wf} (Pa) la pressione di erogazione a fondo pozzo;
- r_w (m) il raggio del pozzo;
- B il fattore di volume del fluido;
- s il fattore di *skin*.

Quest'ultimo fattore tiene conto dell'ulteriore caduta di pressione per vincere la resistenza al flusso della zona a permeabilità ridotta (causata dall'invasione da parte del fango di perforazione), dell'effetto di una penetrazione parziale o dell'effetto dell'angolo di penetrazione della struttura del pozzo.

La figura (2.5) mostra il raggio r_s della zona caratterizzata dall'effetto *skin* rispetto al raggio di drenaggio. È possibile mettere in relazione il fattore di *skin* al danneggiamento della permeabilità k , al danneggiamento di penetrazione k_s e al raggio del pozzo r_w , mediante l'espressione:

$$S = \left(\frac{k}{k_s} - 1 \right) \ln \frac{r_s}{r_w} \quad (1.12)$$

Nelle figure 2.6 e 2.7 sono riportati i diagrammi di portata rispettivamente per un pozzo a sviluppo verticale ed orizzontale attestati in un *caprock* geopressurizzato. Si nota come la portata per un pozzo verticale sia notevolmente inferiore a quella del pozzo orizzontale sia per piccole differenze nei parametri idrogeologici, che per quelle grandezze che caratterizzano il pozzo.

E' da sottolineare che i parametri idrogeologici e di pozzo danno il loro contributo ma lo sviluppo di un'opera di captazione in senso orizzontale è decisamente più incisiva per ottenere una portata che possa soddisfare anche nel tempo i fabbisogni richiesti. Non si dimentichi che, nell'ipotesi di un flusso di iniezione radiale, la geopressurazione del *caprock* avanza contestualmente all'avanzare del flusso di CO₂ nell'acquifero sottostante.

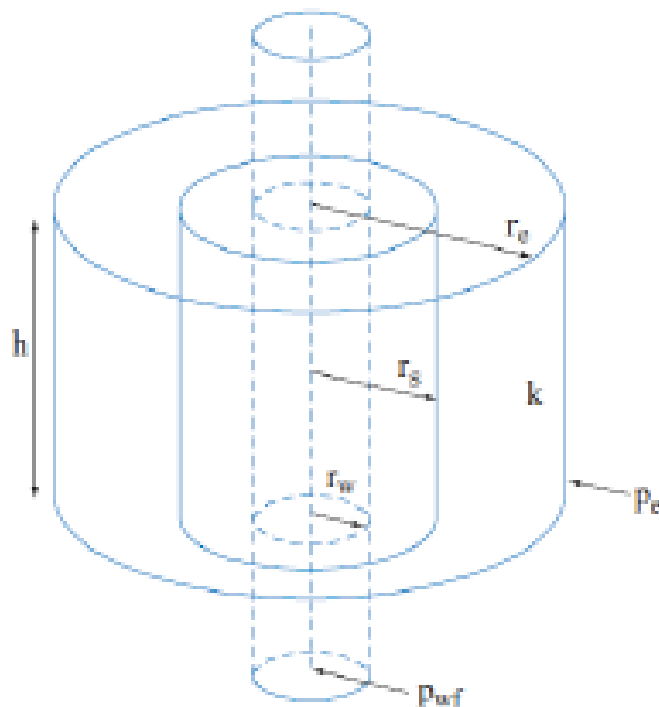


Figura 2.5 - Grandezze rilevanti che caratterizzano il pozzo: per una distanza r_e , r_w è il raggio del pozzo, r_s il raggio di skin, p_e la pressione del giacimento, p_{wf} la pressione di erogazione a fondo pozzo, k la permeabilità effettiva dello strato di spessore h .

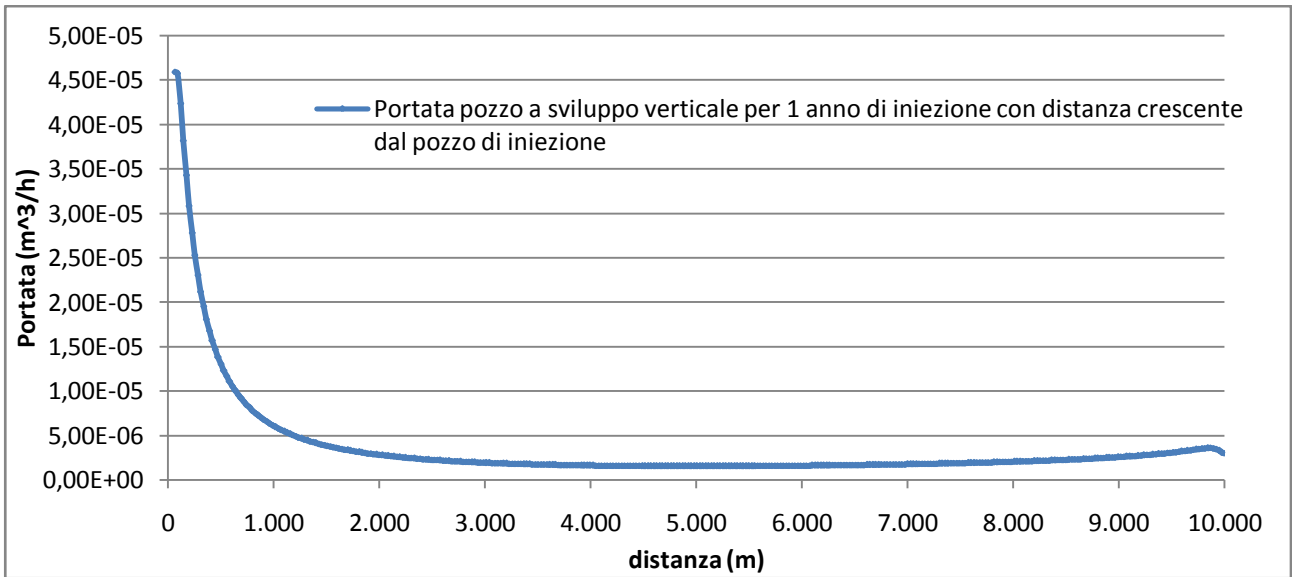


Figura 2.6 - Portata dei fluidi interstiziali presenti nel caprock per un pozzo a sviluppo verticale dopo un anno di iniezione con portata esigua e parametri idrogeologici $k=10^{-15} \text{ m}^2$ e $S_s=1,2^{-6} \text{ m}^{-1}$.

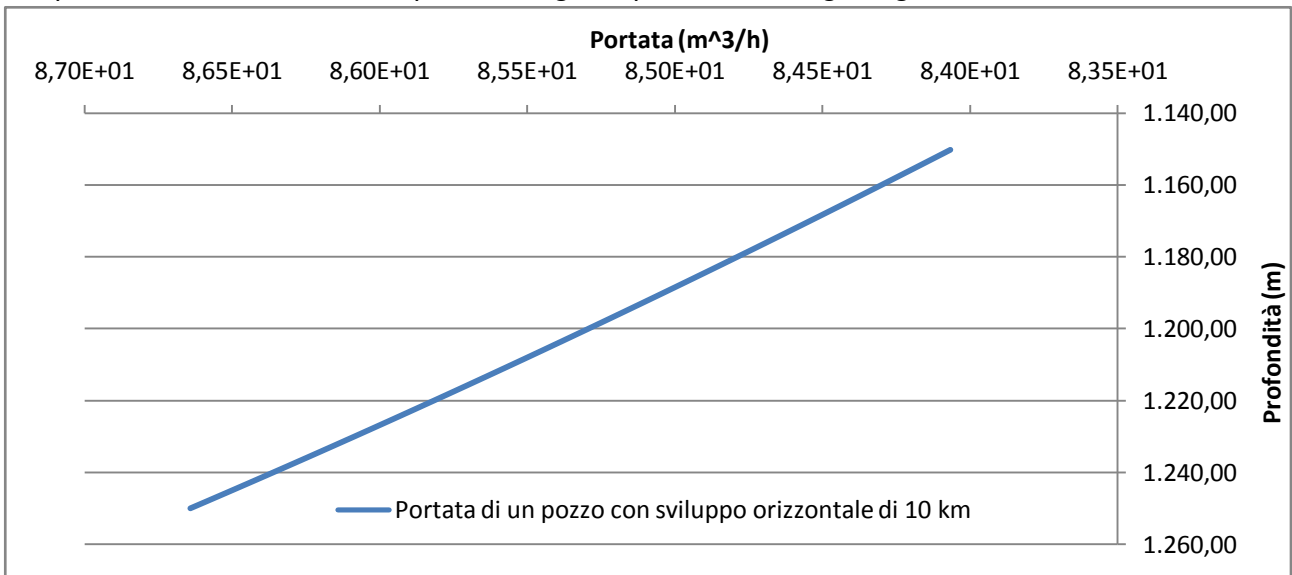


Figura 2.7 - Portata dei fluidi interstiziali presenti nel caprock ($k=10^{-13}$, $k_s=10^{-14}$ e $r_s=5 \text{ m}$) per un pozzo a sviluppo orizzontale dopo un anno di iniezione e in funzione della quota di imposta del pozzo.

2.3 Tecniche di miglioramento della conducibilità idraulica del caprock

Come si può notare, dall'andamento della portata per un pozzo a sviluppo verticale (fig. 2.6), la portata è fortemente influenzata dal fattore di danneggiamento k_s e dal raggio di skin r_s (fig. 2.5). Con fratturazione idraulica, questi due parametri vengono migliorati. Infatti dall'esperienza dei campi per l'estrazione di gas da scisto, la coltivazione di un giacimento non convenzionale con pozzi verticali prevede un considerevole numero di perforazioni per ottimizzare i costi in funzione della produzione. Vengono, quindi utilizzati esplosivi all'interno degli strati per creare delle piccole fratture mediante la perforazione dei tubi di rivestimento (*casing*).

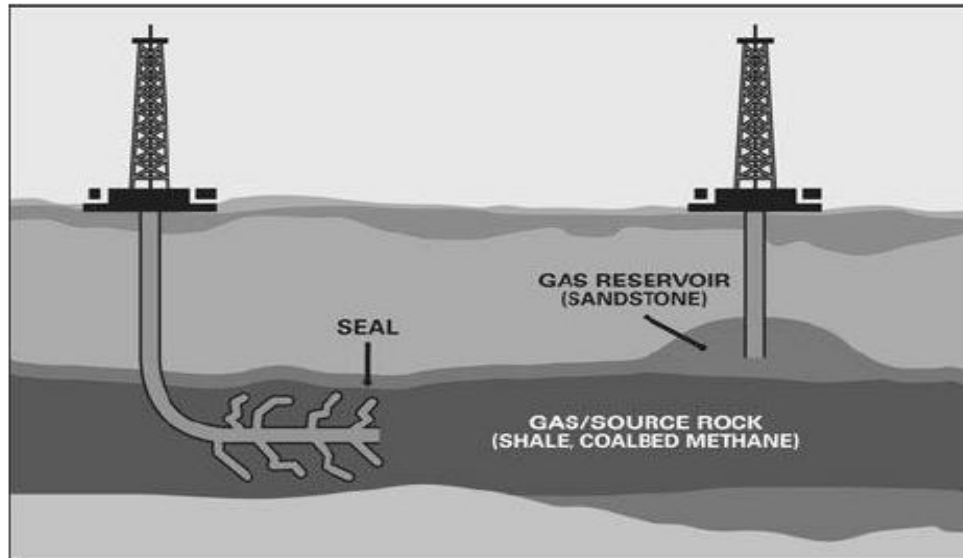


Figura 2.8 - Rappresentazione schematica della tecnologia dell'idrofratturazione utilizzata per l'estrazioni di gas dagli scisti e da cupole di rocce contenenti gas libero, in formazioni ad estensione prevalentemente longitudinale e con pozzi orizzontali

Queste fratture sono allargate artificialmente tramite iniezione di acqua ad alta pressione. Il numero di fratture artificiali, la loro lunghezza e il loro posizionamento all'interno dello strato (verticale o orizzontale) dipendono dalle caratteristiche della formazione. Tali caratteristiche hanno un impatto sulla lunghezza delle fessure artificiali, sul distanziamento dei pozzi (i pozzi verticali hanno una densità maggiore di quelli orizzontali) e sul consumo di acqua. Si deve inoltre tener presente che la scelta di pozzi orizzontali è da preferire nel caso di iniezione di CO₂ nell'acquifero sottostante, dal momento che l'avanzare del *plume* dal pozzo di iniezione geopressurizza il *caprock* con la distanza dal punto di applicazione del carico. Al fine di evitare un rapido depauperamento della portata di un pozzo a sviluppo verticale per soprappiù incremento di pressione nell'acquifero (*caprock*) circostante (si ricordi che il flusso di CO₂ è considerato radiale dal punto di iniezione), la scelta dell'opera di captazione dovrebbe ricadere verso un pozzo a sviluppo orizzontale con recapito a distanza massima dal punto di iniezione della CO₂. Con questa disposizione delle opere di captazione e col miglioramento della permeabilità ad opera dell'idrofratturazione (fig. 2.8) i fluidi interstiziali perverrebbero con portate cospicue e costanti all'avanzare della *geopressurizzazione*. Proprio quest'ultimo aspetto favorisce la risalita "spontanea" di questi fluidi con effetto considerevole sui costi energetici degli impianti di pompaggio. Questa risalita può essere calcolata, risolvendo l'equazione per l'energia meccanica (1.13) che descrive il flusso del fluido in un pozzo di diametro D in funzione della risalita Δz :

$$\Delta z = \frac{p_1 - p_2}{g\rho} + \frac{S^2}{2g} (Q_1^2 - Q_2^2) + \frac{2f_f S^2 Q_2^2 dl}{Dg\rho} \quad (1.13)$$

In cui:

- ρ è la densità del fluido; - S è la sezione areale del pozzo; - g l'accelerazione di gravità; - $\Delta p = p_1 - p_2$ è la caduta di pressione su una distanza infinitesima dl del pozzo; - f_f è il fattore di attrito di Fanning; - Q_1 e Q_2 le portate rispettivamente ai valori di pressione p_1 e p_2 generati dalla geopressurizzazione nel serbatoio geotermico.

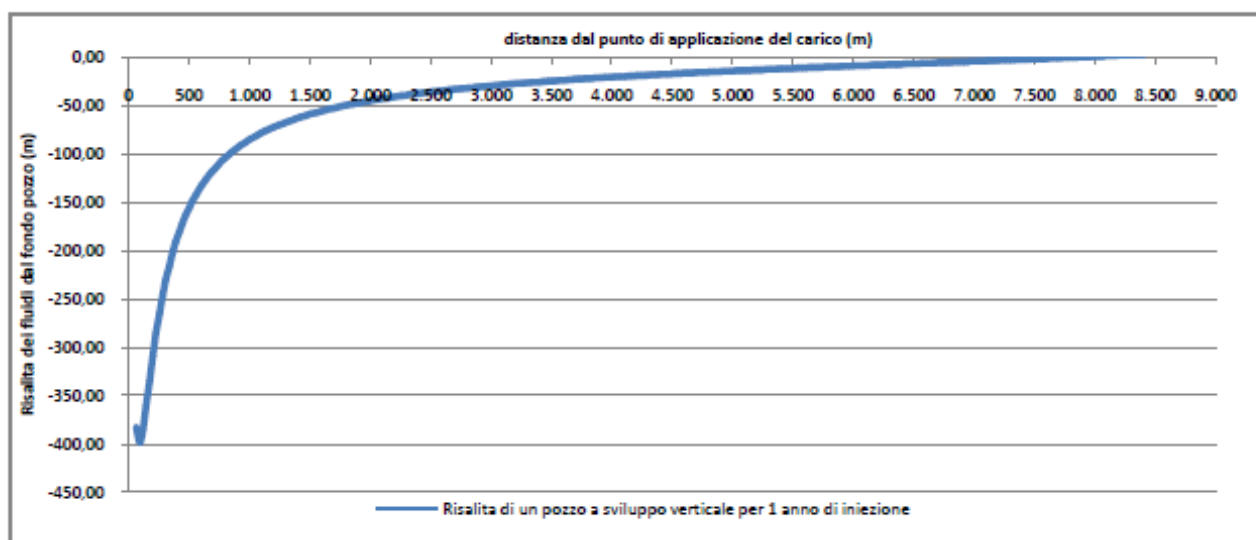


Figura 2.9 - Risalita dei fluidi interstiziali da un pozzo con sviluppo verticale attestato nel caprock e in funzione della distanza dal pozzo della CO₂ per un anno di iniezione nell'acquifero sottostante.

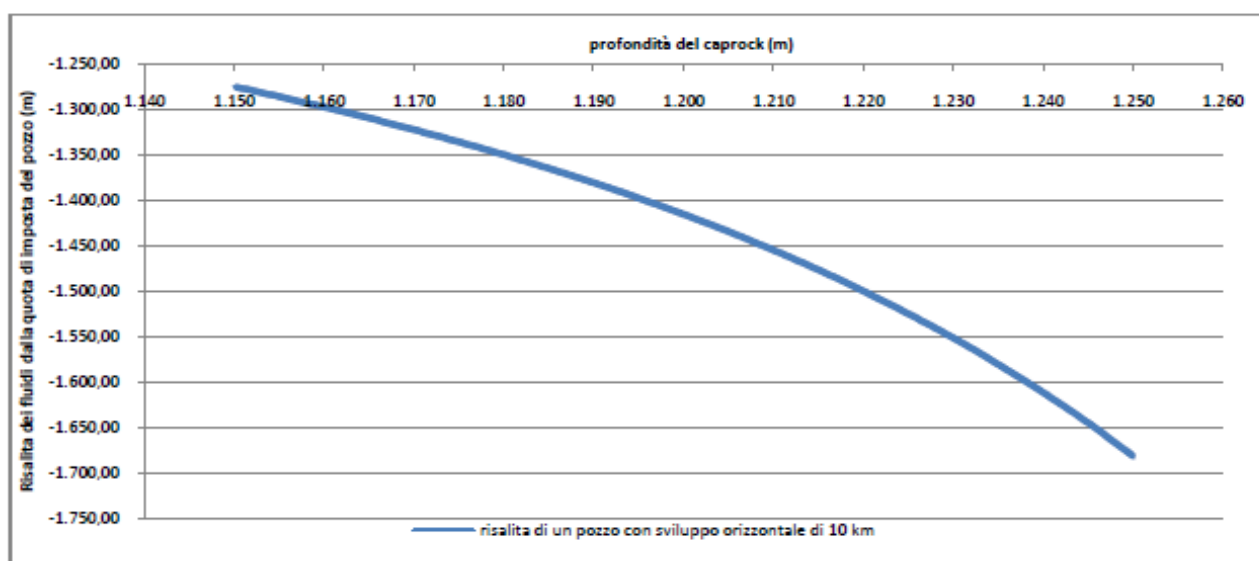


Figura 2.10 - Risalita dei fluidi interstiziali da un pozzo con sviluppo orizzontale attestato nel caprock e in funzione della profondità a seguito dell'iniezione di CO₂ per un anno (i parametri della simulazione sono riportati in tabella 1.5).

2.4 Decremento di dilatazione del caprock per emungimento dei fluidi interstiziali.

Con la soluzione di Cooper a Jacob [1946] (1.3) è possibile determinare il decremento di pressione per un acquifero confinato sottoposto a un emungimento costante e calcolare sia la dilatazione in assenza di emungimento, soggetta alla sola pressione di poro o interstiziale, e sia la dilatazione in seguito a decremento di pressione per effetto dell'emungimento.

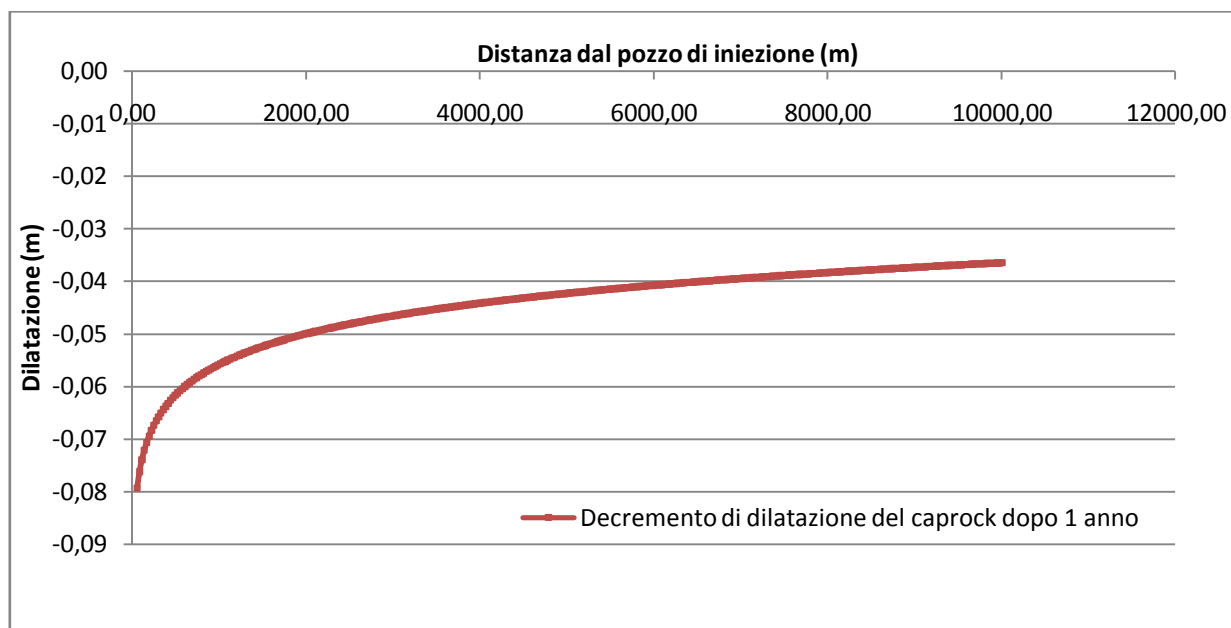


Figura 2.11 - Dilatazione del caprock in assenza di emungimento in funzione della pressione interstiziale generata dall'iniezione di CO₂ nell'acquifero sottostante e con emungimento di fluidi dopo un anno di attività.

Per la dilatazione del *caprock*, il coefficiente di immagazzinamento S_s e i parametri da cui deriva, in particolare il coefficiente di Skempton (tab. 2.1), rappresentano da una parte la disponibilità dei fluidi presenti nel *caprock*, dall'altra lo stato di sollecitazione e il decorso delle tensioni subito da quest'ultimo nella sua storia geologica. Il coefficiente di Skempton può essere determinato sperimentalmente, mediante prove triassiali non drenate.

Il raggiungimento di valori negativi di A per le argille fortemente sovraconsolidate (si dice di quei terreni argillosi che sono stati sottoposti ad una pressione efficace maggiore del carico litostatico attuale) è la manifestazione dello stesso fenomeno fisico per cui il percorso delle tensioni efficaci interseca, quello delle tensioni totali, fenomeno che, in condizioni drenate, è anche alla base del comportamento dilatante di tali materiali. Da qui, risulta di notevole importanza, conoscere la storia geologica, in termini di sollecitazione, dei terreni che compongono il sito per prevederne il comportamento sotto l'azione dei carichi applicati.

Tabella 6 – Valori medi del coefficiente A di Skempton per alcune argille.

Tipo di terreno	A
Argilla normalmente consolidata	0.5 : 1.0
Argilla leggermente sovra consolidata	0 : 0.5
Argilla fortemente sovra consolidata	-0.5 : 0

3 Introduzione all'analisi geologica

Questa terza fase dell'attività di ricerca ha avuto l'obiettivo di individuare nel sottosuolo della Regione Puglia le formazioni geologiche idonee all'immagazzinamento, sulla base delle condizioni geologico-strutturali indispensabili all'applicazione di questo tipo di tecnologia.

L'individuazione di questi complessi geologici è stata effettuata grazie ad un considerevole numero di pozzi per la ricerca di idrocarburi realizzati negli anni 60-70-80 (allegato A). In particolare nell'area della cosiddetta Avanfossa Bradanica si sono individuate diversi complessi che ad un'analisi preliminare risultano idonei al contenimento, per profondità di allocazione e intrappolamento stratigrafico-strutturale.

I dati di pozzo sono stati organizzati in un GIS (Geographic Information System) nel sistema di riferimento WGS84 UTM33N che ha permesso di individuarne l'area di studio. Questa area è localizzata in corrispondenza dell'Avanfossa Bradanica che nel contesto geologico regionale rappresenta un bacino di sedimentazione di età pliocenica e pleistocenica, compreso tra l'Appennino meridionale ad Ovest e L'Avampaese Apulo (Murge Settentrionali) ad est, localizzato dal fiume Fortore allo Ionio (Golfo di Taranto) (fig. 3.1).

Un tale assetto strutturale di questo bacino ha da sempre suscitato grande interesse nelle maggiori compagnie petrolifere soprattutto per quanto concerne le ricerche di idrocarburi fossili sia per il suo assetto strutturale che per i favorevoli caratteri stratigrafico-sedimentologici.

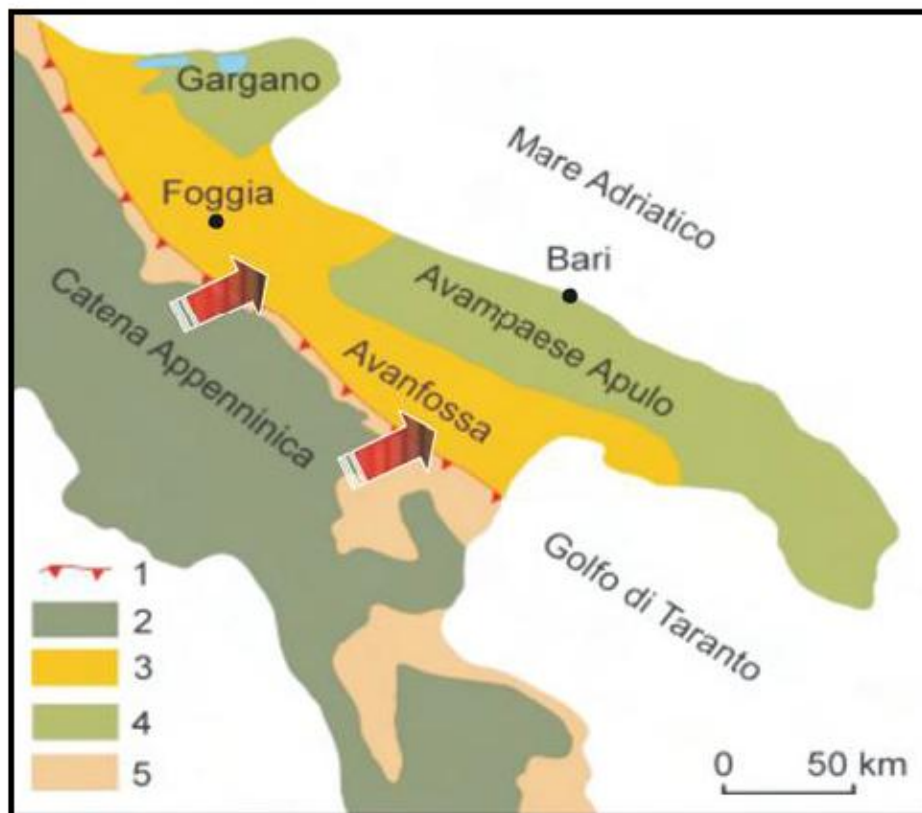


Figura 3.1 - Rappresentazione semplificata dei domini strutturali in Italia meridionale. Legenda: 1) Fronte dell'alloctono affiorante; 2) Dominio di catena; 3) Depositi di avanfossa; 4) Dominio d'avampaese calcareo; 5) Fronte esterno della catena e bacini di *piggy back* (Lazzari – 2008).

3.1 Evoluzione tettonico-sedimentaria

L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'Avanfossa Appenninica, 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 (Casnedi, 1988a). 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. In particolare, nell'area considerata vengono distinte due successioni, una per il margine appenninico l'altra per il margine murgiano.

La prima successione è caratterizzata dalla presenza di una coltre alloctona, interpostasi alla successione argilloso-sabbiosa pliocenica e pleistocenica in seguito alla fase tettonica medio-pliocenica, e da sedimenti trasgressivi sul substrato carbonatico; la seconda è rappresentata solo da depositi trasgressivi sui calcari murgiani (fig. 3.2).

Il riempimento di tale bacino ha inizio durante la parte alta 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 della successione, infrapliocenico-infrapleistocenica, è principalmente caratterizzata da un complesso-torbiditico (Casnedi, 1988; 1991), mentre la parte affiorante quaternaria, è costituita da argille siltose emipelagiche, relativi sia alle ultime fasi di riempimento dell'avanfossa (Ricchetti, 1967) sia al successivo sviluppo di depositi marini terrazzati (Vezzani, 1967).

Questa successione forma un cuneo sedimentario poggiante in discordanza su calcari mesozoici della Piattaforma Apula. Lo spessore della serie terrigena, massimo a SW, si rastrema verso NE fino agli affioramenti calcarei delle Murge.

Per tale successione (Balduzzi et alii., 1982b) hanno delineato un quadro stratigrafico che contempla tre intervalli sedimentari, ovvero:

- Un intervallo argilloso-marnoso di base (pretorbiditico), trasgressivo su un substrato pre-pliocenico, sedimentatosi dal Pliocene inferiore al Pleistocene; questo intervallo precede la fase di massima subsidenza dell'avanfossa;
- Un intervallo sabbioso-argilloso intermedio (torbiditico), corrispondente alla fase di riempimento, di età compresa tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inferiore;
- Un intervallo delle argille e sabbie sommitali (post-torbiditico), di età pleistocenica, che rappresenta il deposito di colmamento dell'avanfossa in connessione al sollevamento del bordo esterno dell'Appennino Lucano.

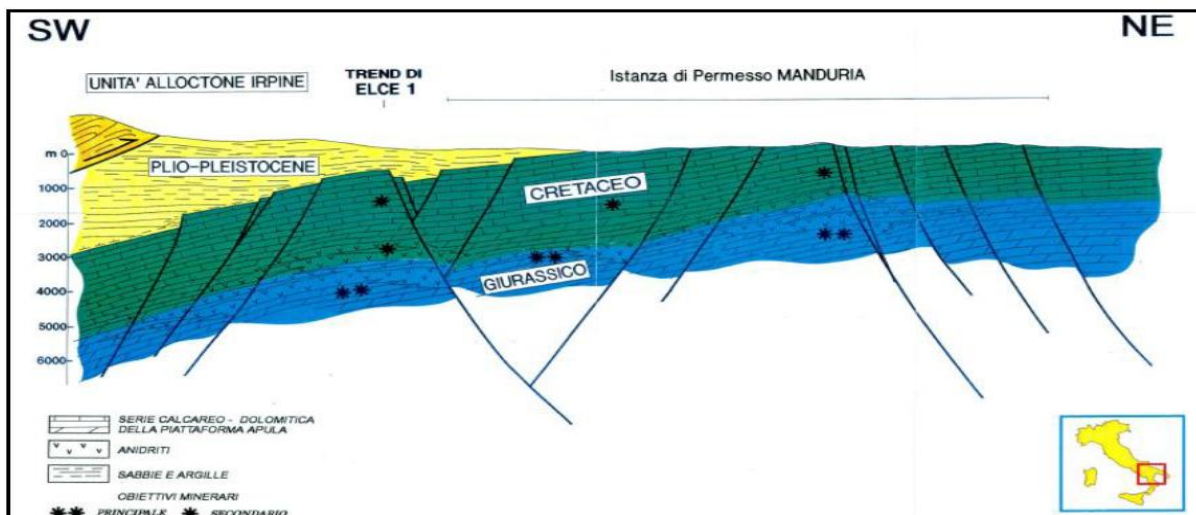


Figura 3.2 - Sezione geologica schematica abbinata al permesso di ricerca Manduria (ENI S.p.A. 1996).

Recenti studi (Lazzari & Pieri, 2002) hanno dimostrato che il momento tipico della storia evolutiva del bacino d'avanfossa bradanico è avvenuto tra la fine del Pliocene ed il Pleistocene inferiore, quando il fronte dei thrusts appenninici sepolto veniva inibito nella sua propagazione verso est dalla rampa tettonica regionale della Piattaforma carbonatica apula ribassata verso ovest a causa della subduzione litosferica.

La parte più interna dell'intera successione di riempimento è caratterizzata dalla presenza del cosiddetto "alloctono" un complesso di terreni caotici (Monti della Daunia) di età compresa tra il Cretaceo sup. ed il Pliocene medio che si interpone ai depositi di avanfossa sovrapponendosi a quelli torbiditici di età pliocenico-infrapleistocenica (Casnedi et alii, 1982).

La parte alta affiorante della successione plio-pleistocenica, spesso all'incirca 600 m, è rappresentata da depositi argillosi emipelagici passanti in alto a una serie di depositi generalmente grossolani. Al di sotto delle due successioni del margine appenninico e del margine murgiano si trova la serie carbonatica della Piattaforma Apula, spesso mediamente 7000 m, è il risultato di una deposizione in ambiente di piattaforma carbonatica persistente durato dal Triassico sup. a tutto il Cretaceo. Se ne riporta di seguito la stratigrafia essenziale (fig. 3.3):

Triassico Superiore – Alternanze di dolomie ed anidriti (formazione Burano) depostesi in ambiente tipo sabkha o piana di marea. Poggiano in discordanza su sedimenti continentali del Permiano-Triassico inf.

Giurassico – nell'area in esame si instaura un ambiente di piattaforma carbonatica poco profonda con subsidenza compensata dal tasso di sedimentazione. A partire dal Lias una fase tettonica distensiva determina l'articolazione della piattaforma in aree più depresse, con normale sedimentazione carbonatica, alternate ad aree sollevate nelle quali si instaura un ambiente di tipo sabkha, con deposizione di evaporiti (prevalentemente anidriti) intercalate con calcari e dolomie talvolta ricche in sostanza organica.

Cretaceo – L'ambiente di sedimentazione instauratosi nel Giurassico permane fino al Neocomiano mentre, con l'inizio del Barremiano torna in tutta l'area un ambiente di piattaforma carbonatica franca che da luogo alla deposizione di calcari talvolta dolomitizzati. In alcune aree, a partire dall'Aptiano, all'interno della serie carbonatica sono intercalati, livelli di breccie e/o argille residuali

che individuano episodi di emersione. Tra questi uno dei più importanti è il “livello bauxitico” al passaggio Cenomaniano/Turoniano.

3.2 Assetto strutturale

Per quanto riguarda l’assetto tettonico, secondo Ricchetti et alii (1988), le spinte orogeniche che hanno portato al sollevamento della catena appenninica meridionale non sembrano aver interessato i carbonati della Piattaforma Apula che invece risultano caratterizzati da uno stile tettonico distensivo con faglie normali e sub-verticali (a bassa entità di rigetti), a direzione NW-SE, risultato delle varie fasi tettoniche connesse con l’evoluzione della piattaforma carbonatica e del sistema avampaese/avanfossa (fig. 3.2). La prima fase tettonica, probabilmente Liassica, ha determinato linee di debolezza e sistemi deposizionali diversificati lungo le quali spesso si sono impostati i movimenti tettonici successivi. L’assetto strutturale che ne è derivato è caratterizzato da horst e graben allungati in direzione NW-SE e subordinatamente E-W.

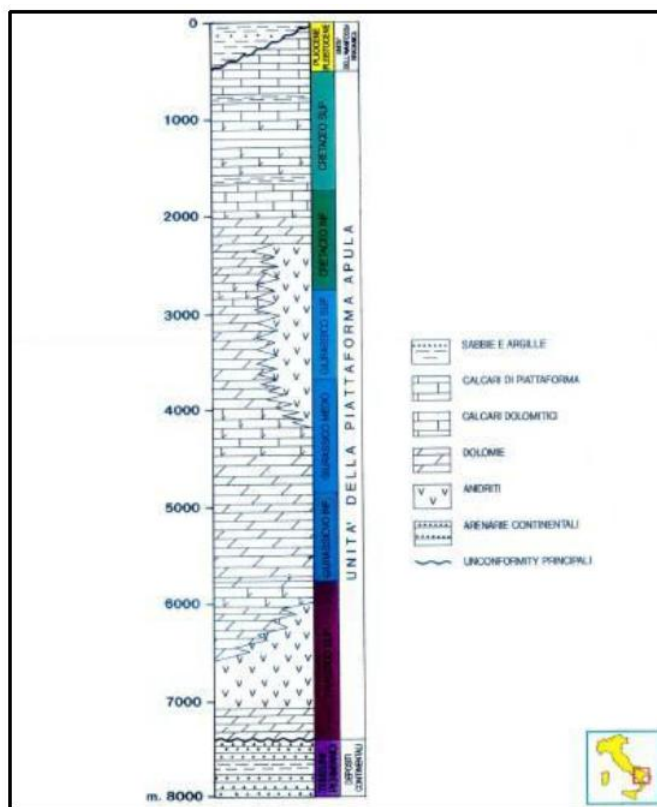


Figura 3.3 - Serie stratigrafica di riferimento della Piattaforma carbonatico Apula (ENI S.p.A. 1996).

3.3 Reservoir e copertura

Da questa ricostruzione stratigrafico-strutturale pervenutaci attraverso l’analisi dei dati di sottosuolo si individuano due successioni idonee al contenimento della CO₂. La prima è rappresentata dall’intervallo sabbioso-argilloso intermedio (torbidoitico), corrispondente alla fase di

riempimento di età compresa tra il Pliocene medio inferiore, la cui copertura è caratterizzata dalla presenza della coltre alloctona, interposta alla successione argilloso-sabbiosa pliocenica e pleistocenica in seguito alla fase tettonica medio pliocenica. Per il margine murgiano o più esterno del bacino di sedimentazione della fossa Bradanica, il reservoir è dato sempre dall'intervallo sabbioso-argilloso, ma in questo caso il caprock di copertura è rappresentato dall'intervallo delle argille e sabbie sommitali (post-torbiditico) di età pleistocenica. Logicamente l'idoneità del reservoir è dovuta anche alla profondità di allocazione di questi intervalli, così come per il substrato calcareo che in parte potrebbe risultare idoneo come reservoir. I calcari della piattaforma apula sono dislocati a partire da profondità dal p.c. che vanno dai 6000 m in corrispondenza del margine appenninico fino ad affiorare nel margine murgiano e nella penisola garganica, l'unico problema di non poco conto che ci viene confermato dagli studi di idrogeologici è che i complessi calcari (Gargano, Murge e Salento) rappresentano un dominio idrogeologico a sé stante e possono ritenersi in connessione idraulica per quanto riguarda la circolazione di fondo. (Maggiore e Pagliarulo, 2004). In questo caso le trappole possono essere sia di tipo strutturale, riconducibili in particolare ad host e blocchi tiltati, oppure stratigrafiche per terminazione dei livelli calcareo-dolomitici contro l'intervallo argilloso-marnoso di base (pretorbiditico), soprattutto verso nord dove il substrato è più profondo, mentre avanzando verso sud e verso l'area murgiana risalendo, va in contatto con l'alloctono che funge in questo caso da copertura.

Nell'ambito di tale successione si ritiene che la porosità vari mediamente dal 2 al 5% per raggiungere localmente, in presenza di livelli biocostruiti, valori anche superiori al 10%.

Un terzo complesso reservoir-caprock è stato individuato in seguito ai risultati del pozzo ELCE 1 (coordinate piane WGS84 UTM 33N: Lat. NORD 4492763,092 - Long. EST 615906,979) ubicato a circa 50 km a sud dell'area di studio ed altrettanti dal golfo di Taranto. Questo sondaggio che aveva come obiettivo originario quello di esplorare la successione calcareo-dolomitica della piattaforma Apula, evidenziava invece, al disotto dei carbonati cretacici fortemente lacunosi, una successione anidritica di età compresa tra il Neocomiano e il Giurassico superiore, che nell'area avrebbe potuto rappresentare un seal estremamente efficace (fig. 3.4).

Ulteriori indagini indirette effettuate in questi anni dall'ENI con i permessi Massafra e Manduria hanno evidenziato una forte discontinuità laterale dei corpi in sottosuolo possibilmente correlabili con le anidriti di ELCE.

Per quel che riguarda l'elemento reservoir, la qualità del serbatoio carbonatico (nella vicina Val d'Agri la permeabilità è garantita dall'intensa fatturazione) potrebbe risultare scadente poiché l'area è debolmente interessata da fenomeni di stress tettonico.

Il dato sismico disponibile nell'area di Elce consente la definizione di una struttura efficace al top delle anidriti, mentre presenta grosse incertezze al top del reservoir a causa della perdita di risoluzione del dato sismico al di sotto della sequenza anidritica, con conseguente difficoltà di interpretazione.

Ad oggi, di fronte alla preclusione da parte degli enti locali riguardo la proposta di un programma di acquisizione magnetotellurica, ENI ha ritenuto di non proseguire con l'acquisizione di nuovi dati. Infatti i vincoli paesaggistici e naturali presenti nell'area costituiscono un problema enorme per l'acquisizione di un nuovo rilievo sismico che rappresenta la condizione necessaria per proseguire nell'indagini.

Tale difficoltà potrebbe essere superata qualora queste campagne di indagine integrative siano prospettate per trovare una soluzione ai problemi di carattere socio-ambientale che affliggono l'area industriale e la stessa città di Taranto.

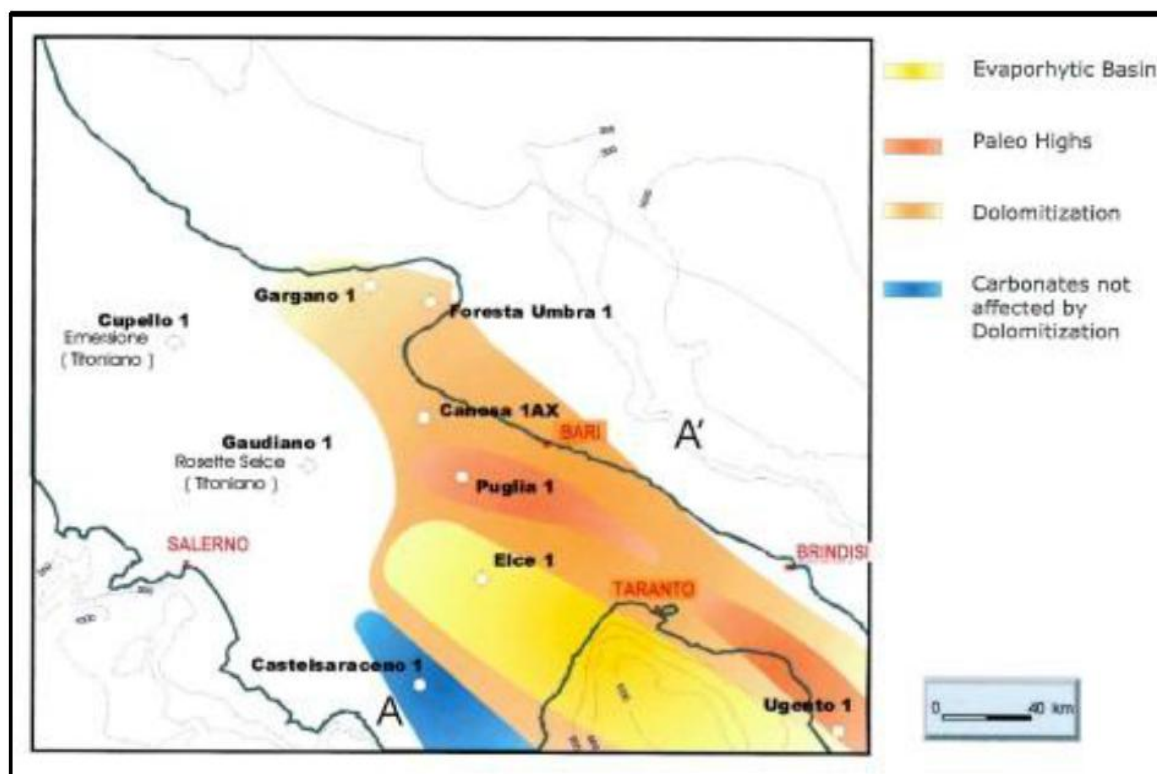


Figura 3.4- Mappa di facies durante il Giurassico superiore (ENI S.p.A. – 2010).

3.4 Idrogeologia dell'area

Compatibilmente con le formazioni idonee allo stoccaggio, si possono riconoscere altrettante unità idrogeologiche a diversa profondità.

Procedendo dal basso verso l'alto, la successione è la seguente:

acquifero fessurato-carsico profondo;

acquifero poroso profondo;

acquifero poroso superficiale;

l'acquifero fessurato-carsico profondo è costituito da calcari fratturati e carsificati del substrato prepliocenico dell'Avanfossa appenninica. Nell'insieme, i calcari della piattaforma apula che vanno dal Gargano, alle Murge fino al Salento, permeabili per fratturazione e carsismo, rappresentano un dominio idrogeologico a sé stante e possono ritenersi in connessione idraulica per quanto riguarda la circolazione di fondo (fig. 3.5) (Maggiore e Pagliarulo, 2004). Inoltre la circolazione idrica sotterranea è fortemente condizionata dai caratteri strutturali, ed in particolare dalla presenza di numerose faglie che determinano direttrici di flusso preferenziali, nonché dalle caratteristiche idrauliche dell'acquifero che variano da zona a zona in funzione dello stato di fratturazione e carsismo della roccia (Grassi e Tadolini, 1992). Nelle rocce mesozoiche della piattaforma apula, l'acqua dolce di falda è sostenuta, in virtù della minore densità, dall'acqua marina di intrusione continentale, più densa, mentre nei depositi ghiaioso – sabbiosi dell'avanfossa, di età quaternaria, la base della circolazione idrica è rappresentata dalle Argille subappennine (altresì note come "argille grigio – azzurre"), di età plio – pleistocenica (Maggiore e Pagliarulo, 2004).

Al centro tra l'acquifero carbonatico e quello poroso superficiale troviamo l'acquifero poroso profondo che rappresenterebbe per condizioni stratigrafico - strutturali l'optimum del serbatoio di stoccaggio. Infatti è costituito dagli interstrati di sabbie limose e subordinatamente di ghiaie, presenti a diverse altezze, nella successione argillosa plio-pleistocenica. In particolare le sabbie argillose del Pliocene medio – inferiore al disotto della coltre alloctona rappresentano quelle più idonee nella formazione (fig.3.5).

Le caratteristiche di questo tipo di acquifero sono poco conosciute soprattutto per quel che riguarda la geometria e la distribuzione spaziale dei corpi idrici, la connessione idraulica tra i diversi livelli e le altre falde del Tavoliere, le modalità di alimentazione e di deflusso (Maggiore et alii, 2004). Grazie agli studi condotti da diversi autori (Cotecchia et alii, 1995; Maggiore et alii, 1996) e alla consultazione delle stratigrafie di pozzi perforati in zona, sia per la ricerca di acqua che di idrocarburi, è stato possibile ricostruire i caratteri salienti.

I livelli acquiferi sono costituiti da corpi discontinui di forma lenticolare, localizzati a profondità variabili tra 150 e i 2000 metri dal piano campagna ed il loro spessore in molti casi superficiali non supera le poche decine di metri, mentre per le sabbie limose – argillose del Pliocene medio – inferiore gli spessori variano da 100 ai 300 metri.

Un aspetto peculiare della circolazione idrica sotterranea in alcune zone della Puglia, al passaggio tra i terreni dell'avanfossa appenninica e le formazioni calcaree dell'avampaese, è rappresentato dalla presenza di acque contraddistinte da temperature elevate, rilevabili sia nell'area pedegarganica che lungo il margine bradanico delle Murge. Tale fenomeno è stato spiegato con la risalita di fluidi caldi e profondi attraverso il substrato carbonatico prepliocenico dell'avanfossa appenninica (Pagliarulo, 1996) che si attuerebbe per effetto delle spinte tettoniche dovute alla convergenza delle coltri appenniniche verso l'avampaese apulo. Tra le evidenze principali a supporto di tale ipotesi, oltre alle temperature elevate delle acque sotterranee, alla loro elevata salinità e particolare chimismo, è stato rilevato l'elevato flusso di calore che si registra nelle aree dell'avanfossa situate a ridosso del Gargano e delle Murge (fig. 3.6).

Anche i rapporti stratigrafici indicano che le lenti sabbiose del Pliocene medio – inferiore sono in parte trasgressive sul substrato calcareo e quindi in continuità idrogeologica con quest'ultimo.

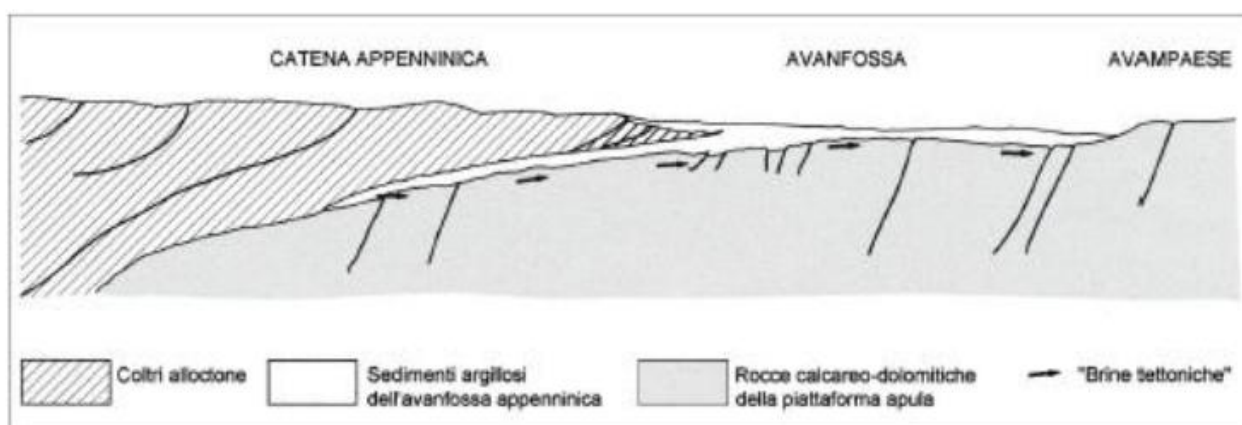


Figura 3.5 – Schema di circolazione delle “salamoie tettoniche” attraverso il substrato dell’Avanfossa appenninica, lungo una sezione del sistema catena – avampaese riportata in Mostardini e Merlini (1986).

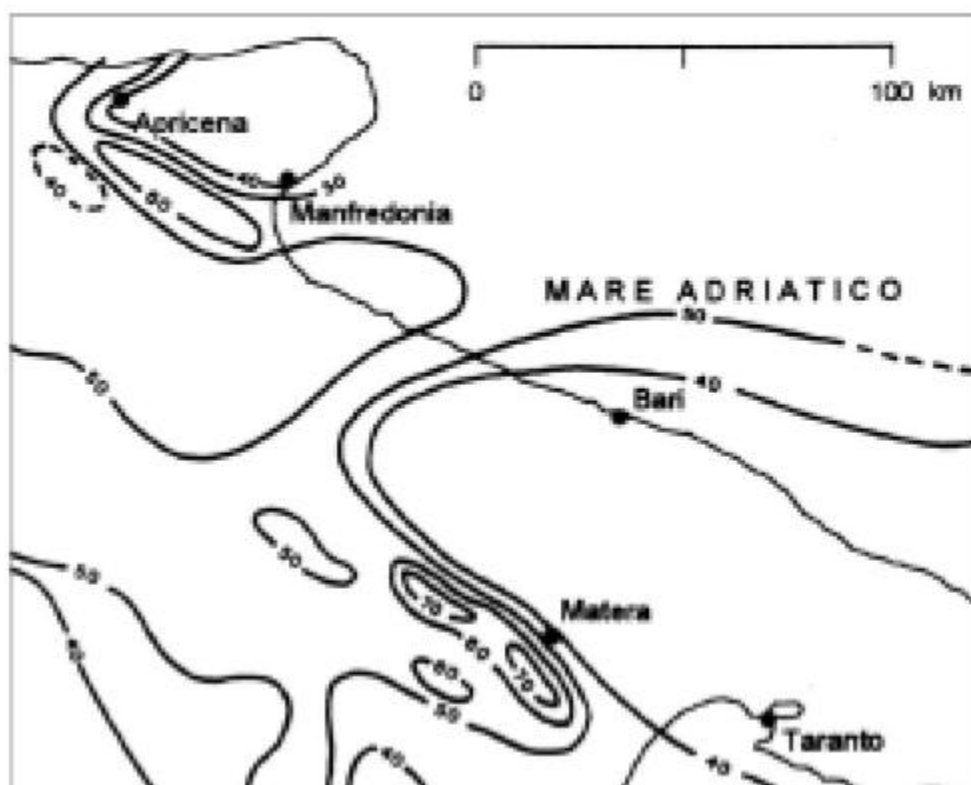


Figura 3.6 – Mappa del flusso di calore ($W/m^2 * 10^{-3}$) nell'area tra la catena appenninica e l'avampaese apulo [da Rakotoarimanga et al., 1992, modificato).

3.5 Potenzialità geotermiche

In base ai dati raccolti e alle elaborazioni prodotte per l'Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali, da ENI-AGIP per conto del Ministero dell'Industria si è potuto suddividere il territorio della Regione in settori le cui caratteristiche geotermiche possono essere sintetizzate come segue:

- settore appenninico, in cui i complessi di flysch non possono costituire serbatoi geotermici per mancanza di permeabilità e temperatura mentre i sottostanti acquiferi carbonatici presentano caratteristiche di potenziali reservoirs, ma non raggiungono valori di $60^{\circ}C$ a 2000 m di profondità;
- Fossa Bradanica, in cui i potenziali serbatoi a componente clastica vengono regolarmente alimentati dalle acque meteoriche; il sottostante serbatoio carbonatico, che si approfondisce da Est verso Ovest, presenta temperature inferiori a $60^{\circ}C$ a 2000 m nella parte orientale, valori di poco superiori ai $60^{\circ}C$ presso il margine appenninico;
- settore orientale, dove sono presenti i massicci carbonatici del Gargano e le Murge nonché il substrato carbonatico mesozoico sepolto a piccole profondità del Tavoliere: essi sono sede di importanti falde di fondo, alimentate direttamente dalle precipitazioni meteoriche e poggianti su acque salmastre di intrusione marina. Tali condizioni impediscono alla falda di raggiungere valori interessanti di termalità.

In sintesi la zona di maggiore interesse potenziale è una fascia NNW – SSE situata ad W di Foggia, ove a temperature discrete si abbinano un substrato calcareo non troppo profondo oppure depositi clastici di coperture purché abbastanza permeabili (fig. 3.7).

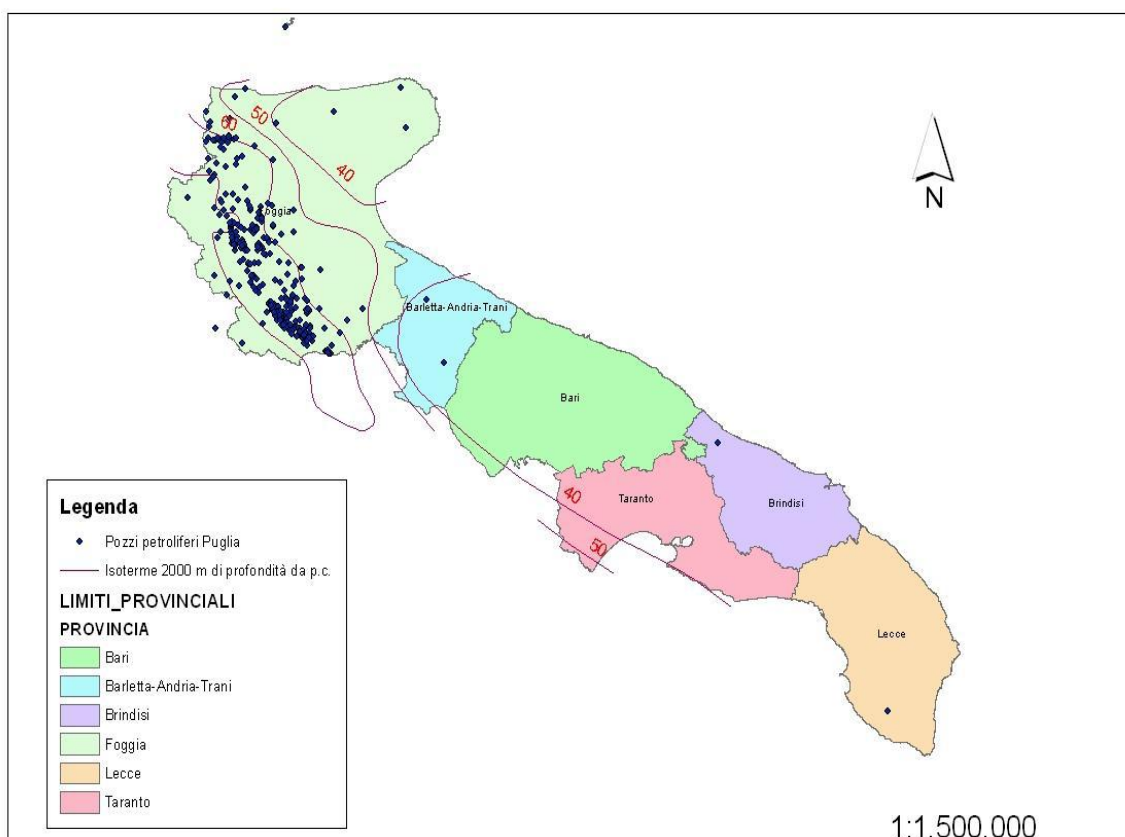


Figura 3.7 - Isotherme a 2000 m da piano campagna per la Regione Puglia (Inventario delle risorse geotermiche nazionali – CNR – ENEA – ENEL – AGIP modificato).

3.6 Individuazione dell'area di studio

L'area di studio ricade in quel territorio comunemente denominato "Tavoliere delle Puglie". È un territorio situato nel nord della Puglia, che occupa quasi la metà della Capitanata (regione geografico – culturale delle Puglia che ha costituito una unità amministrativa sotto il Regno delle due Sicilie) si estende per circa 4000 km² tra i Monti Dauni a ovest, il promontorio del Gargano e il mare Adriatico a est, il fiume Fortore a nord e l'Ofanto a sud (fig. 3.8).

Dal punto di vista strettamente geologico, il Tavoliere di Puglia corrisponde alla parte settentrionale dell'Avanfossa adriatica meridionale, nota in letteratura anche come Fossa Bradanica.

Per la definizione dei caratteri idrogeologici e strutturali di quest'area si è pertanto reso necessario un lavoro di analisi della letteratura specialistica e la consultazione dei dati stratigrafici relativi alle perforazioni eseguite a scopi geognostici e per la ricerca di idrocarburi (Agip, 1971; 1994).

È qui che la concentrazione di dati (stratigrafie da pozzi petroliferi) ha permesso l'elaborazione di 25 sezioni geologiche, di cui 15 con orientamento NE-SW e 8 con orientamento NW-SE, e di poter descrivere la complessità della struttura di quest'area, con la realizzazione di un modello geologico tridimensionale.



Figura 3.8 - Suddivisione geografica del territorio della Regione Puglia.

3.7 Analisi geologica

La sezione geologica AA' (Allegato B - fig. B.1), la cui traccia è riportata in figura (3.9), illustra schematicamente i rapporti di posizione tra le diverse unità idrogeologiche.

Sulla base dei caratteri litostratigrafici e idrogeologici, in questa sezione si individuano due complessi lenticolari costituiti da sabbie di età pliocenica medio - inferiore, sature per la presenza di acqua salmastra, di estensione trasversale all'asse del bacino di sedimentazione dell'Avanfossa Bradanica pari a circa 5-7 km e di spessore medio pari a circa 300 metri.

La quota di localizzazione si attesta intorno a 1900 m, per quanto riguarda la lente sabbiosa in contatto con la formazione alloctona, mentre per quella in trasgressione con il substrato calcareo le quote variano tra i 500 e i 1000 m da piano campagna.

L'idoneità al contenimento della CO₂, per la prima lente (quella più profonda) è assicurata dalla quota di collocazione e dalla impermeabilità delle formazioni alloctone (Cretaceo – Pliocene medio). Infatti queste unità della Catena Appenninica costituenti il limite occidentale del Tavoliere, sono rappresentate dalle associazioni litologiche in facies di flysch, a giacitura caotica e a prevalente componente argillosa, e da litotipi sabbiosi e conglomeratici.

Data l'analogia delle modalità di traslazione e messa in posto, tali unità vengono raggruppate sotto il generico termine di alloctono (Balduzzi et al. 1982) individuato geograficamente nel "Subappennino dauno".

Lo spessore di queste unità oltrepassa i 3 km spingendosi per oltre 2.5 km sotto il livello del mare. Non si può escludere che questa lente possa essere in trasgressione sul substrato calcareo, dal

momento che non è possibile ricostruire la loro forma ed estensione laterale da dati puntuali quali quelli derivanti dalle stratigrafie di pozzo.

La trasgressione sul substrato calcareo pone le lenti sabbiose in continuità idrogeologica con quest'ultimo, favorendo la circolazione della acque connate, provenienti dalle zone più profonde del substrato.

Insieme alla formazione alloctona anche il complesso delle Unità del Tavoliere contribuiscono a tamponare queste lenti sabbiose.

Le unità del Tavoliere sono costituite dai depositi di riempimento, di età pliocenica e pleistocenica e sono il prodotto dell'intensa attività sedimentaria, tipica di un bacino subsidente, che ha interessato L'Avanfossa appenninica a partire dal Pliocene inferiore (Ciaranfi et al., 1979; Ricchetti et al. 1988). Si tratta di argille, indicate con il generico termine di "Argille grigio azzurre" per via del loro colore tipico che, nella parte più superficiale, tende al giallastro a causa dei fenomeni di alterazione, ed è all'interno della successione argillosa a diverse altezze stratigrafiche che si ritrovano gli interstrati sabbiosi formanti corpi lenticolari di modesto spessore.

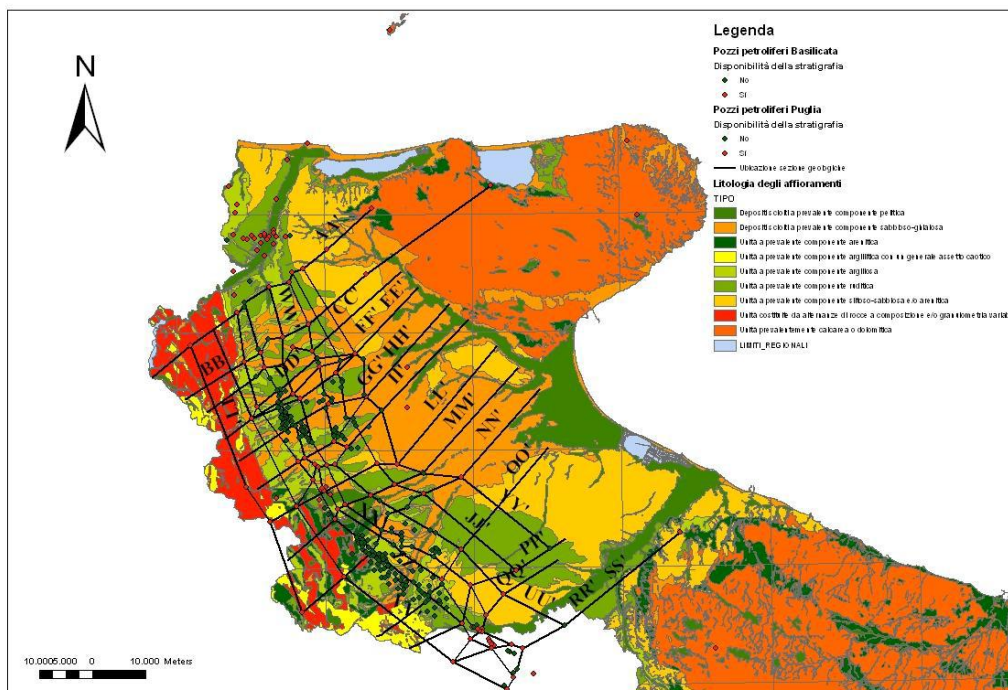


Figura 3.9 - Carta geolitologica con individuazione delle sezioni geologiche.

Nella sezione BB' (Allegato B - fig. B.2), si osserva la presenza di due sistemi lenticolari sabbiosi in continuità con i sistemi presenti in sezione AA'. Entrambi sono in contatto con le formazioni alloctone e in trasgressione sui carbonati della Piattaforma Apula. Dallo stralcio del modello 3D (Allegato B - fig. B.3) si può notare in trasparenza come la lente più profonda (Allegato B - fig. B.1 - Sez. AA') sia in risalita a SW verso le formazioni alloctone. Il Monte Chiancone 1 (Allegato B - fig. B.2 – Sez. BB'), al di sotto del Pliocene – Quaternario e del complesso alloctono, ha rinvenuto parte delle sabbie del Pliocene medio, da m 1573 a m 2196. La parte superiore di queste sabbie è assente perché sostituita dall'alloctono; esse sono ben correlabili con quelle rinvenute al Montestillo 1 da m 1105 a m 2270 e risultano acquifere. Nel sottostante Pliocene inferiore, interessato per m 400, è ben individuabile il "complesso poroso superiore" da m 2322 a m 2523

correlabile con i pozzi del vicino campo di Roseto-Montestillo, ma in facies marnoso – arenacea e quindi praticamente impermeabile.

Nella sezione CC' (Allegato B - fig. B.4) è riportata un'intercalazione sabbiosa individuata dal sondaggio "Montedoro_002". Il profilo litostratigrafico della serie di copertura è in continuità stratigrafica con il complesso porosi del Pliocene inferiore e medio superiore riportati in sezione CC' e con i pozzi "Lucera 2" e "Ponte Casanova 3" rispettivamente nelle sezioni EE' e FF' (Allegato B - fig. B.6). I vari livelli sabbiosi del Pliocene medio superiore e quelli arenacei del Pliocene inferiore contengono acqua salata, come già rilevato nei pozzi succitati dove gli strati appaiono in posizione più elevata (Allegato B - fig. B.7).

Il substrato calcareo del Miocene medio superiore è stato rinvenuto a m. 2712 e risulta acquifero. Esso viene a trovarsi un centinaio di metri più alto che al Ponte Casanova 3 e nei confronti di quest'ultimo risulta alquanto più poroso.

I calcari del Cretaceo superiore compaiono a m. 2755 e rispetto al Ponte Casanova 3 conservano lo stesso innalzamento denunciato da quelli miocenici.

Anche il complesso a quota superiore risulta in continuità con l'intercalazione sabbiosa individuata nelle precedenti sezioni (Allegato B - fig. B.6/B.7).

Il sondaggio "Celenza 2" (Allegato B - fig. B.8 – sez. DD'), dopo aver attraversato sedimenti neo-autoctoni argillosi con qualche livello di sabbia acquifera del Pliocene superiore e terreni marnoso – argillosi parautoctoni del Pliocene inferiore, ha interessato da m 1885 a m 4535 una serie di terreni alloctoni appartenenti al gruppo di Rapolla e al complesso caotico di Masseria Spartosa.

Litologicamente detta serie appare in prevalenza costituita da calcari, talora anche porosi ma invasi da acqua salata.

La serie autoctona ha inizio a m 4535 con depositi evaporitici di anidrite, alternate a marne e con livelli di calcare, più evidenti nella parte basale.

Detti terreni poggiano sui calcari fossiliferi del Miocene medio e inferiore, ravvisabili da m 4667 a m 4755. La formazione calcarea del Cretacico superiore, preceduta da sedimenti trasgressivi marnoso-argillosi dell'Eocene inferiore, è stata rinvenuta a m 4795.

Nella sezione DD' non avendo a disposizione le stratigrafie dei pozzi Montestillo 027 e Montestillo 022 e 022 DIR abbiamo estrapolato il complesso idrogeologico attraverso l'analisi della sezione WW' longitudinale al bacino di sedimentazione (Allegato B - fig. B.9/B.10).

Più avanti nella sezione incontriamo il pozzo "Montedoro 001" la cui realizzazione aveva lo scopo di esplorare una culminazione del substrato calcareo messa in evidenza dal rilievo sismico. Infatti il pozzo "Lucera 4", perforato 1650 metri più a sud, aveva accertato la presenza di gas alla sommità del substrato calcareo miocenico.

Il profilo del sondaggio appare sostanzialmente analogo a quello del "Lucera 4". Nella serie pliocenica i livelli sabbiosi di m. 243 – 760, contenenti acqua dolce e salata, sono correlabili con quelli di m. 207,50-721 del "Lucera 4" e rispetto a quest'ultimo si trovano più bassi di circa 20 metri. Gli strati sabbiosi acquiferi del Pliocene basale, ravvisabili a m. 1090 – 1250, trovano corrispondenza con quelli di m. 1092 – 1309 del "Lucera 4" (Allegato B - fig. B.9). Detti strati hanno un andamento pressoché sub orizzontale e nei confronti del citato sondaggio si presentano meno porosi e ridotti nella parte inferiore per la posizione strutturale più alta del substrato calcareo.

La presenza di gas nel substrato calcareo fa supporre che in corrispondenza dei bassi strutturali possa esserci una così detta trappola strutturale idonea al contenimento di sostanze sia allo stato liquido che gassoso. Non è il caso riportato in sezione DD' dove i calcari del Miocene sono stati incontrati a m. 1278, più alti di 66 metri nei confronti del "Lucera 4" ed invasi da acqua salata.

La sezione EE' (Allegato B - fig. B.11) come la DD' parte dal pozzo "Celenza 2" per continuare con "Lucera 2". Il sondaggio realizzato nel 1961 aveva il compito di esplorare i termini porosi del Pliocene e di interessare il substrato calcareo fino alla sommità del Cretaceo superiore.

Il Pliocene medio superiore comprende numerose bancate di sabbia tutte ad acqua salata, mentre il Pliocene inferiore è ravvisabile a m. 2140-2340 ed anch'esso saturo.

Il Miocene, costituito da calcari marnosi appare in generale compatto, mentre i sottostanti calcari del Cretaceo superiore sono risultati impermeabili.

Anche in questo caso le sabbie plioceniche sono in continuità stratigrafica lungo l'asse di sedimentazione del bacino di avanfossa (Allegato B - fig. B.12).

Avanzando lungo la sezione incontriamo il "Lucera 4" perforato in corrispondenza di un alto strutturale (horst) del substrato calcareo, messo in evidenza dal rilievo sismico nell'area del permesso "Foggia" (Tedeschi e Dondi 1963). Il sondaggio ha rinvenuto mineralizzazione a gas in seno ai calcari detritico - organogeni del Miocene, da m. 1340,50 a m. 1365 m. Il cretaceo è interessato da acqua salata così come le intercalazioni porose plioceniche.

Le correlazioni fra le intercalazioni porose vedono il livello a m. 436 - 989 del pozzo "Lucera 1" trovarsi nel sondaggio "Lucera 4" alle profondità di m. 362-900 (tutte le profondità sono riferite al piano campagna), in posizione sub orizzontale.

Il complesso di m. 1157 - 1599 presente nel pozzo 1, sarebbe rappresentato nel "Lucera 4" dall'intervallo di m. 1092 - 1309, più alto di m. 14 e privo di livelli porosi più bassi per l'elevata posizione strutturale del substrato calcareo.

Sempre a causa di questo innalzamento, nel "Lucera 4" mancano i sedimenti del Pliocene inferiore, presenti nei pozzi 1-2 e 3 rispettivamente alle quote di m. 1466, m. 1836 e di m. 1785.

Il substrato calcareo si trova più alto di m.250 nei confronti del "Lucera 1" (dove è rappresentato da calcari cretatici acquiferi) e di m. 1447 rispetto al "Lucera 2" (dove il Cretaceo, impermeabile, è preceduto da un livello di Miocene in facies calcareo marnosa ed evaporitica), mentre il "Lucera 3" si è arrestato nei terreni del Pliocene inferiore.

In questo sondaggio i calcari fossiliferi del Miocene sono stati rinvenuti gassiferi e l'intervallo mineralizzato a gas si attesta a m. 1340,50 -1365 (q. -1222,90-1247,40) (Tedeschi e Dondi 1963).

Nella sezione FF' come per le sezioni EE' e GG' è presente il sondaggio "Celenza 2" e si prosegue con i sondaggi non disponibili di "Montestillo 017 Bis" e "Montestillo 016" fino ad incontrare il sondaggio "Ponte Casanova 003" ubicato nell'omonimo permesso. In base a rilievi sismici effettuati in quest'area risulta che vi è un alto strutturale del substrato calcareo chiuso come è possibile osservare nel modello 3D. Il profilo del sondaggio è correlabile con quello del vicino "Lucera 2", in particolare i livelli sabbiosi-arenacei del Pliocene inferiore, ravvisabili a m. 2121 - 2305, corrispondono perfettamente a quelli di m. 2140 - 2340 del "Lucera 2" dove si trovano leggermente più bassi. Detti livelli si riscontrano chiaramente anche più a SW nei pozzi Ponte Casanova 1 - 2 ed in quelli di Montestillo (SNIA) dove risultano in posizione alquanto più elevata (Allegato B - fig.B.15).

I calcari miocenici, preceduti da un deposito di breccia calcarea marnosa, sono stati incontrati a m. 2820 e vengono a trovarsi circa 30 metri più alti che la Lucera 2. Il sottostante Cretaceo, nei confronti di quest'ultimo, si presenta più alto di una cinquantina di metri.

La sezione è stata completata con i dati del sondaggio "Lucera 5" realizzato con lo scopo di esplorare una culminazione del substrato calcareo messa in evidenza dai dati sismici.

Sotto la coltre quaternario-pliocenica acquifera, la formazione calcarea inizia a m. 1233 con terreni del Miocene. Questi si estendono fino a m. 1287 e sono caratterizzati da calcari detritici porosi con alla base il noto livello brecciato e sostanzialmente impermeabile. Il Cretaceo è stato intaccato per una decina di metri. Il substrato risulta più alto di m. 91 rispetto al "Lucera 4"; tuttavia ha

manifestato soltanto acqua salata. Detto risultato è certamente imputabile a dislocazioni fra i due sondaggi.

Nei terreni pliocenici, il complesso poroso di m. 567 – 893 (q. -466,40 – 792,40) sembra correlabile con quello di m. 583,50 – 900 (q. -466 – 782,50) del pozzo “Lucera 4”.

I livelli sabbiosi di base, compresi fra m. 1072 e m. 1212, risultano anch’essi in posizione sub orizzontale con quelli del pozzo “Lucera 4”, ove si trovano a m. 1092 – 1309 e più sviluppati nella parte inferiore per la posizione strutturale più bassa del substrato calcareo.

La sezione geologica GG’ (Allegato B – fig. B.16) è estrapolata dalla stratigrafia del sondaggio “Lucera 3” che attraversa fino a m. 2060 i terreni del Pliocene medio - superiore e successivamente quelli del Pliocene inferiore. In seno a quest’ultimi il sondaggio si arresta ed i termini porosi che attraversa sono generalmente interessati da acqua salata. Nel Pliocene medio – superiore il tratto di m. 1420 – 1836, costituito da sabbia più o meno cementata e argilla, è correlabile con quello di m. 1547 – 1945 del “Lucera 2” del quale risulta 219 metri più alto. Allo stesso modo si possono correlare i complessi porosi del Pliocene inferiore con quelli del “Lucera 2” (Tedeschi e Dondi 1962).

Proseguendo, la sezione continua sul sondaggio “Lucera 1”. Questa perforazione, dopo aver interessato per un centinaio di metri il Quaternario marino, ha attraversato fino a m. 1635 i sedimenti del Pliocene medio – superiore in cui si ravvisano frequenti intercalazioni sabbiose acquifere.

Il Pliocene inferiore compare per pochi metri ed è trasgressivo sui calcarei cretacei.

Questi ultimi, rinvenuti a m. 1642 (-1473 dal l.m.m.), sono riferibili al Cretaceo superiore fino a m. 1877 ca. e contengono acqua salata (Tedeschi e Balduzzi 1961).

Nella serie quaternaria – pliocenica attraversata dal sondaggio “Lucera 6” i termini porosi di m. 204 – 695 corrispondono a quelli di m. 208-695 del Lucera 5 e sono invasi da acqua dolce e salata. I livelli sabbiosi di base incontrati al “Lucera 5” non figurano nel profilo del “Lucera 6”, a causa della variazione di facies e per la posizione strutturale più elevata del substrato calcareo.

Il substrato del Cretaceo superiore è stato rinvenuto a m. 1156; esso viene a trovarsi 134 metri più alto che al pozzo “Lucera 5” e come in quest’ultimo contiene acqua salata.

La formazione calcarea del Miocene risulta qui assente; essa compare invece nei pozzi vicini ed in particolare nel “Lucera 4” è mineralizzata a gas nella parte superiore.

La sezione HH’ è l’impronta delle precedenti sezioni. Qui l’alloctono viene individuato dalle perforazioni “Montesanto 001” e Montealvino 001” al di sotto del quale si incontrano i complessi porosi del Pliocene inferiore per il “Montesanto 001” mentre nel “Montealvino 001” al di sopra del complesso inferiore si incontra anche il Pliocene poroso medio – superiore (Allegato B - fig. B.17).

Proseguendo si incontra la perforazione “Lucera 7” il cui profilo si può avvicinare a quello del “Lucera 3”. Nel Pliocene medio – superiore i termini porosi di m. 1575 – 2007 potrebbero corrispondere a quelli di m. 1513 – 2004 del pozzo n. 3, più bassi di circa 120 metri.

I livelli sabbiosi di m. 2085 – 2361, appartenenti al Pliocene inferiore, troverebbero corrispondenza con quelli rinvenuti al “Lucera 3” da m. 2125 a m. 2371. Nei confronti di quest’ultimo essi dimostrano una porosità maggiore ed in sommità appaiono più bassi di circa 25 metri.

I calcari del Cretaceo superiore sono stati attraversati soltanto per m. 12,50. Tutti i termini porosi del Pliocene medio – superiore che del Pliocene inferiore, risultano acquiferi.

Il pozzo “Lucera 6” è stato ubicato in corrispondenza di un alto del substrato messo in evidenza dal rilievo sismico ed indipendente da quello interessato dal n°5, perforato 7,2 km. Più a nord-ovest.

Il sondaggio aveva lo scopo di esplorare la sommità dei calcari miocenici e cretacei ed accertare contemporaneamente le eventuali possibilità minerarie della serie argilloso – sabbiosa del Quaternario e Pliocene.

Nella serie quaternaria – pliocenica i termini porosi di m. 204 – 695 corrispondono a quelli di m. 208 – 695 del Lucera 5 nei confronti di quest'ultimo appaiono leggermente più alti e sono invasi da acqua dolce e salata.

I livelli sabbiosi di base incontrati al Lucera 5 non figurano nel profilo del ns. sondaggio, causa variazione di facies e per la posizione strutturale più elevata del substrato calcareo.

Il substrato del Cretaceo superiore è stato rinvenuto a m. 1156, esso viene a trovarsi 134 metri più alto che al pozzo n°5 e come in quest'ultimo contiene acqua salata.

La formazione calcarea del Miocene risulta qui assente; essa compare invece nei pozzi vicini ed in particolare nel "Lucera 4" è mineralizzata a gas nella parte superiore.

Nella sezione II' (Allegato - fig. B.18) il sondaggio "Orsara 1" ha attraversato in prevalenza terreni alloctoni e si è arrestato in seno ad essi alla profondità di m. 1592 poiché, nell'intenzioni dell'esecutore (Agip 1966) un ulteriore approfondimento sarebbe stato poco significativo tenendo anche in considerazione l'impossibilità di formulare previsioni circa la potenza dei terreni alloctoni. Le sabbie che compaiono nella parte alta del profilo sono invase da acqua dolce ed i terreni costituenti il complesso alloctono si presentano pressoché impermeabili.

Il sondaggio successivo "Serra dei Bisi 1" è stato perforato in prossimità del margine orientale delle formazioni alloctone, in corrispondenza di una anomalia positiva indicata dal rilievo sismico riferibile al substrato calcareo.

Sotto la coltre alloctona sono state rinvenute le assise autoctone del Pliocene inferiore comprensive di livelli sabbiosi; questi sono risultati acquiferi.

Nel sondaggio "Monte Cigliano 1" incontriamo dopo le formazioni alloctone anche il Pliocene superiore acquifero e più in basso quello inferiore già presente nel Serra dei Bisi 1". Altrettanto nei sondaggi "Troia 2" "Troia 4" e Troia 4 DIR" dopo aver attraversato il margine più esterno delle formazioni alloctone si incontra il complesso poroso del Pliocene superiore dove terminano le perforazioni.

Per i sondaggi "Troia 1" e "Troia 3" dopo aver attraversato i complessi porosi del Pliocene medio superiore ed inferiore giungono al substrato calcareo. Si sottolinea la presenza nel sondaggio "Troia 3" di un livello poroso a m. 825 – 1042 che può essere correlato col "Lucera 7" a m. 748 – 876, così altrettanto per il "Tavernazza 1".

Nella sezione LL' (Allegato B - fig. B.19) tutti i complessi porosi, ad eccezione del più superficiale, compresi gli spessori attraversati dei sottostanti calcari sono saturi ad acqua salata.

Nella sezione MM' (Allegato B - fig. B.20) i sondaggi "Montefedele 1 e 2" individuano dopo le formazioni alloctone i complessi porosi del Pliocene inferiore e superiore saturi ad acqua salmastra. Lo spessore del poroso inferiore risulta assottigliarsi verso il substrato calcareo, mentre per i termini superiori, questi risultano alternati da livelli di argille stratificate.

All'altezza del "Calenda 12" il termine alloctono è già assente mentre è presente l'alternanza dei complessi porosi inferiori e superiori.

Col sondaggio "Calvello 1", l'esecutore voleva accertarsi della possibile produttività mineraria del blocco calcareo rialzato in seguito ad una monoclinale fagliata in seno al substrato calcareo, mentre per la serie pliocenica, in questa zona, presentava una evidente riduzione di spessore per cui si potevano rinvenire eventuali trappole stratigrafiche in corrispondenza di livelli porosi previsti nella formazione.

I sedimenti del Pliocene medio – superiore si presentano largamente porosi ed interessati da acqua dolce e salmastra fino a m. 786, indi da acqua salata.

Il Pliocene inferiore appare scarsamente poroso e privo di interesse minerario.

I calcari del Miocene superiore, rinvenuti a m. 2250 (q. – 2054), hanno uno spessore di 45 metri e contengono acqua salata. Essi poggiano sopra una formazione di tufi basaltici la cui potenza non è stata accertata (Tedeschi e Dondi 1964).

Chiude la sezione il sondaggio “Cervaro 1” che attraversa tutta la successione clastica plio-pleistocenica senza incontrare i termini porosi superiori. La perforazione si è arrestata alla profondità finale di m. 1310 dopo aver attraversato i carbonati messiniani in facies di tidal flat.

La sezione NN’ (Allegato B – fig. B.21) parte con il sondaggio “S. Agata 1” che si è arrestato alla profondità di m. 3517, ed ha interessato dalla superficie al fondo pozzo il complesso alloctono. I costituenti litologici della coltre alloctona si presentano nel complesso impermeabili ad eccezione delle sabbie più o meno cementate e dei conglomerati, localizzati nella parte alta del profilo, che appaiono invasi da acqua dolce.

Proseguendo la stratigrafia della sezione è stata estrapolata sulla base della sezione MM’ dal momento che le stratigrafie dei sondaggi successivi non sono di dominio pubblico, così si giunge al sondaggio “Ordone 2”, ubicato in corrispondenza di un alto del substrato messo in evidenza dal rilievo sismico, con il compito di esplorare le assise calcaree fino ad intaccare il Cretaceo per riconoscerne i fluidi contenuti (Tedeschi e Dondi 1965). A tal proposito il pozzo “Ordone 1”, perforato 7,8 km più a Sud-Est in una analoga situazione strutturale, aveva rinvenuto idrocarburi gassosi al top del substrato calcareo.

Per quanto riguarda il sondaggio in questione i risultati minerari sono stati negativi, infatti sia il substrato che i sovrastanti termini porosi della copertura contengono acqua salata.

Nella serie quaternario – pliocenica i livelli sabbiosi che figurano da m. 671 a m. 1110 trovano corrispondenza con quelli rinvenuti “dall’Ordone 1” a m. 540 – 1004 dove risultano in posizione strutturale più elevata. In particolare le sabbie argillose di m. 875 – 940 (q. -714 -779) sono correlabili con quelle di m. 757 – 844 (q. – 590 – 677) del pozzo n°1. Tali complessi sono saturi ad acqua poco salata (NaCl = 4,08 gr/l). Il substrato calcareo miocenico risulta 230 metri più basso che al n°1 ed è privo di interesse minerario come il sottostante del Cretaceo. Quest’ultimo, preceduto da una formazione di tufi basaltici (Allegato B - fig. B.21 - TB nella legenda) notoriamente azoica, non ha datazione poiché inserita fra due diversi piani stratigrafici. Detta formazione non si riscontra nel profilo “Ordone 1”; essa compare nel pozzo “Calvello 1” (10 km. Ad Ovest) al di sotto dei calcari miocenici ed anche qui è priva di datazione in quanto non è stata completamente attraversata. Chiudiamo la sezione con il sondaggio “Spartivento 1” che nell’intenzioni dell’esecutore (AGIP 1964) doveva esplorare una culminazione del substrato calcareo. Il pozzo “Ordone 1” aveva rinvenuto mineralizzazione a gas in una analoga situazione strutturale dei calcari. I terreni della copertura si presentano per la maggior parte impermeabili; si nota qualche intercalazione sabbiosa, invasa da acqua dolce, in seno al Quaternario.

I calcari del Miocene sono stati incontrati a m. 986 (q. -902) e contengono acqua salata.

Nel pozzo “Ordone 1”, perforato 11,5 km. Più a Sud-Ovest, la stessa formazione viene a trovarsi 36 metri più bassa ed è mineralizzata a gas alla sommità (q. -938 -963).

I terreni del Cretaceo, rinvenuti a m. 1140 (q. -1056), sono stati attraversati per metri 37 ed hanno messo in evidenza acqua debolmente salata. Detti terreni nel pozzo Ordone 1 si trovano 28 metri più alti per riduzione di potenza dei calcari miocenici (Tedeschi e Dondi 1964).

Nella sezione OO’(Allegato B - fig. B.22) scompare il complesso poroso del Pliocene inferiore per dislocazione del sottostante substrato calcareo. Verso Est compare la formazione superficiale delle sabbie pleistoceniche saturate ad acqua dolce. La presenza di acqua dolce in questo complesso poroso superficiale è indicativo di un sistema di alimentazione della falda di tipo superficiale a differenza dei complessi porosi di copertura e del substrato calcareo che sono in continuità idrogeologica all’interno di un sistema di alimentazione che ha origine nella zona più profonda

dell'avanfossa Bradanica. Anche l'inclusione marina nel sistema di circolazione profondo contribuisce ad innalzare il contenuto salino della falda profonda.

Nella sezione PP' (Allegato B - fig. B.23) ricompare con spessore esiguo il complesso poroso del Pliocene inferiore in trasgressione sul sottostante substrato calcareo. Per quanto riguarda i complessi porosi superiori, questi sono interessati da una fitta alternanza di strati impermeabili che possono produrre trappole stratigrafiche (pozzo "Corleto 1") con l'accumulo sia di idrocarburi che di altre sostanze. Tra questi sistemi quello con spessore maggiore alla base della fitta alternanza è correlabile con i complessi che si trovano alle medesime profondità.

La sezione QQ' (Allegato B - fig. B.24) inizia con il sondaggio "Melfi 1" quasi interamente realizzato nei terreni alloctoni per poi passare verso Est al "Lavello 3" ubicato a 3200 metri a Sud-Ovest del Lavello 2. Al di sotto della coltre alloctona, di notevole sviluppo, il sondaggio ha rinvenuto a m. 1622 la serie pliocenica, alquanto più bassa che ai pozzi n° 1 e 2. Con i citati sondaggi non si possono effettuare correlazioni di una certa attendibilità.

Gli orizzonti sabbiosi del Pliocene si presentano in genere scarsamente permeabili a causa del loro grado di cementazione. Nella parte basale del profilo, dove la permeabilità è più evidente, essi appaiono acquiferi (Tedeschi e Dondi 1962).

Nel "lavello 2" la serie sabbiosa del Pliocene medio – superiore è risultata totalmente acquifera. Nei confronti del "Lavello 1" essa trovasi ribassata di circa 100 metri e alquanto ridotta di spessore.

Il substrato calcareo, rinvenuto a m. 1510 (q. – 1337), è stato attraversato fino a m. 2626,50. Esso comprende termini del Miocene, Eocene e Cretaceo superiore. Questo ultimo, incontrato a m. 2384 (q. – 2211), contiene acqua salata come le zone porose dei calcari sovrastanti.

Il top della formazione calcarea miocenica si trova molto più alto che al Lavello 1, dove era stata riscontrata anche la serie evaporitica (Tedeschi e Dondi 1962).

La sezione chiude con il sondaggio "la Torre 1" che attraverso per intero i terreni di copertura terminando nei sottostanti calcari, senza incontrare livelli porosi.

La sezione RR' (Allegato B - fig. B.25) si apre con il sondaggio "Melfi 1" interamente nella formazione alloctona per poi proseguire da m. 2440 a 2560 nei calcari del Miocene medio e terminare a profondità 2687 m. nei calcari dell'Eocene medio. Il sondaggio "Rendina 1" dopo aver attraversato il margine esterno delle formazioni alloctone, giunge nel complesso poroso del Pliocene superiore sostituito in parte con i terreni alloctoni e correlabile con il "Lavello 4". Al di sotto sono presenti i termini porosi del Pliocene inferiore con spessori molto esigui in trasgressione sul substrato calcareo in risalita.

Il "Lavello 4", ubicato 6,4 km. circa a SE del Lavello 2, attraversa i primi 65 metri di terreno alluvionale, per poi interessare le argille siltose del Quaternario marino fino a m. 450 e fino a m. 1230, le argille e le sabbie argillose – arenacee del Pliocene medio – superiore. Da m. 1230 a m. 1300 compaiono i calcari marnosi e detritico – organogeni del Miocene ai quali fanno seguito, fino a m. 1629 (f.p.), i calcari marnosi e fossiliferi con intercalazioni di marna dell'Eocene.

Le intercalazioni porose plioceniche al "Lavello 4" sono più sviluppate che al "Lavello 2" e, in particolare, il complesso di m. 869 – 1223, risultato acquifero, si può correlare con quello di m. 1105 – 1392 del pozzo n° 2 del quale risulta più alto di circa 230 metri.

I calcari miocenici, pur trovandosi 273 metri più alti di quelli del Lavello 2, contengono anch'essi solo acqua salata (Tedeschi e Papetti 1962).

La sezione chiude con "Lavello 6", ubicato 2200 metri a Sud – Est del "Lavello 4".

La serie quaternario – pliocenica appare priva di interesse minerario poiché impermeabile. La sottostante formazione calcarea dell'Eocene contiene CO₂ alla sommità e precisamente fino a

m.606; al di sotto la porosità degli strati è interessata da acqua salata. I calcari cretacei sono invasi da acqua salmastra.

Nel vicino pozzo n°4 i sedimenti del Pliocene medio – superiore, più sviluppati che al n°6, presentano una facies eminentemente sabbiosa e sono a contatto dei calcari miocenici. Al n°4 verrebbe pertanto a mancare il Pliocene inferiore, ravvisato invece al “Lavello 6 da m. 485 a m. 576 e giacente sui calcari eocenici in quanto la formazione miocenica risulta qui assente.

Il substrato calcareo dell’Eocene incontrato a m. 576 (q.-366) viene a trovarsi 768 metri più alto che al “Lavello 4” in seguito, probabilmente, ad una dislocazione.

I calcari del Cretaceo superiore rinvenuti a m. 897 (q. -687) non sono stati raggiunti dal n°4 essendosi arrestato in seno all’Eocene (Tedeschi e Dondi 1963).

La sezione SS’ (Allegato B - fig. B.26) si apre con il sondaggio “Lavello 005” che attraversa la colata alloctona fino a m. 1840 circa, comprensiva di intercalazioni porose (calcaree e sabbiose) saturate da acqua salata.

Alla luce di questi dati lito-stratigrafici è stato rivisto il profilo del “Lavello 1”, dove si è riconosciuta una formazione alloctona fino alla profondità di m. 1680, anch’essa comprendente intercalazioni sabbiose acquifere inizialmente considerate in posto.

Per quanto riguarda la serie calcarea, il profilo stratigrafico e litologico-minerario non si differenzia da quello del “Lavello 1”, perforato circa km. 2,5 a N-NE. Anche se più alto di 77 metri, il substrato è interessato da acqua salata (Tedeschi e Papetti 1962).

Il “Lavello 1” ha interessato fino a m. 426 sedimenti quaternari e quindi, fino a m. 1680, una formazione alloctona in cui si osservano livelli di conglomerato e di calcare brecciato.

La sottostante serie pliocenica è risultata prevalentemente argillosa con episodi sabbioso-arenacei saturati ad acqua salata. Il substrato calcareo del Miocene medio – superiore, preceduto da una serie gessoso – marnosa, è ravvisabile a m. 2128. Al di sotto, e precisamente tra m. 2388 e m. 2580 si riscontra una formazione di età imprecisabile dove compaiono dei livelli di breccia calcarea. Detta formazione giace sui calcari eocenici, completamente impermeabili (Tedeschi e Dondi 1962).

La sezione viene chiusa con il sondaggio “Lavello 6” ubicato 2200 metri a Sud-Est del “Lavello 4” in corrispondenza dell’alto strutturale del substrato calcareo.

3.8 Metadati adottati per l’elaborazione del modello tridimensionale.

I dati di base hanno compreso l’analisi del profilo stratigrafico di circa 50 pozzi (Allegato A) per la ricerca di idrocarburi (Agip, 1971; 1994) e l’ausilio della carta del “Tetto dei Carbonati” fornita dal Ministero dell’Industria e elaborata dal CNR, ENEL, ENEA, ENI-AGIP, e successivamente digitalizzata oltre alla CTR regionale (Carta Tecnica Regionale) vettorializzata, al DTM (Digital Elevation Model) in formato raster e ai vari strati informativi socio-ambientali della carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia e del PPTR (Piano Paesaggistico Territoriale Regionale).

La metodologia di ricostruzione del modello ha visto come primo passo la conversione delle coordinate geografiche di ubicazione dei pozzi dal sistema Gauss Boaga – Roma 40 (Roma Monte Mario 1940) a coordinate piane Gauss – Boaga fuso Est. A questa prima conversione se ne è aggiunta una successiva in coordinate piane UTM WGS 84 (World Geodetic System 1984) nel fuso 33 N, ciò per rendere immediata l’elaborazione sui tematismi di base forniti dal S.I.T. Puglia (www.sit.puglia.it). Tale operazione è stata effettuata con il software di conversione delle coordinate TRASPUNTO sviluppato dal Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio (www.mondogis.com/traspunto.html).

Il posizionamento dei pozzi profondi sugli strati informativi di base è stato effettuato in ambiente ArcGIS ver.10.0 della ESRI, ciò ha permesso dopo l'operazione di georeferenziazione la successiva vettorializzazione delle carte tematiche elaborate dall'AGIP. In particolare dalla digitalizzazione della carta del Tetto dei Carbonati si è ottenuto un modello tridimensionale del sottosuolo derivato da un TIN (Triangulated Irregular Network), utilizzando come dato sorgente le isoipse di profondità del substrato calcareo.

Con l'applicativo X-acto-section sviluppato dal servizio geologico dell'Illinois (USA) e utilizzando come layers di input minimi richiesti un DTM o DEM (rispettivamente Digital Terrain Model e Digital Elevation Model) che rappresenta il modello digitale del terreno in formato raster e che, in virtù del suo modello di dati, è molto più gestibile, sia per quanto riguarda la velocità di visualizzazione sia per quella di elaborazione e un raster di base generato dalla conversione del TIN rappresentante il substrato calcareo oltre ad una polilinea che individua piani metricamente la sezione geologica, si è ottenuti 25 profili topografici con ubicazioni delle stratigrafie da pozzo. Di questi 17 hanno un orientamento NE-SW quindi trasversalmente al fronte alloctono della Catena Appenninica, mentre le restanti 8 sono orientate in direzione NW-SE longitudinalmente al bacino di avanfossa e al fronte alloctono.

Dalle stratigrafie di pozzo disponibili, dal momento che ancora molte di queste sono soggette a vincolo di riservatezza da parte dei titolari delle concessioni minerarie, sono stati estrapolata una distribuzione spaziale di massima dei reservoirs e dei caprock.

Con l'applicativo Convert_3d e 3d_Borehole del Servizio geologico dell'Illinois (USA) gli shapefile delle sezione geologiche sono stati convertiti in formato 3d, permettendo l'importazione e la visualizzazione di questi insieme al TIN del substrato calcareo e ai pozzi convertiti in formato 3d, in ArcScene di ArcGIS 10 per la visualizzazione tridimensionale.

Il modello tridimensionale mostra la particolare condizione strutturale di questo settore del bacino d'avanfossa e il posizionamento a diverse profondità di acquiferi porosi sovrapposti. In particolare la sovrapposizione con le isoiete a 2000 m dal piano campagna.

3.9 Condizioni per l'utilizzo della risorsa geotermica

Le informazioni utilizzate per la compilazione dell'inventario delle risorse geotermiche della Regione provengono essenzialmente dalle operazioni di ricerca per idrocarburi sviluppate dall'AGIP negli ultimi decenni, in esclusiva od in Joint Venture. La conoscenza e valutazione delle risorse geotermiche disponibili in una data area non può prescindere dalla profondità cui si può economicamente spingere la coltivazione. Allo stato attuale tale profondità è valutabile intorno ai 2000 – 2500 m nel campo della bassa entalpia.

Per valutare la redditività della risorsa geotermica è necessario conoscere temperatura, portata e qualità del fluido geotermico. La temperatura del fluido all'origine deve essere la più elevata possibile, in modo da consentire un salto termico (ΔT) significativo rispetto alla temperatura di restituzione; naturalmente le calorie fornite dal fluido geotermico sono proporzionali, oltre che al salto termico ΔT , alla portata di erogazione (Q) del fluido dal pozzo o dalla captazione. Circa la qualità dell'acqua geotermica, se il contenuto salino è elevato, tale da impedire la immissione in un corpo d'acqua superficiale, l'acqua, dopo l'impiego, deve essere reintrodotta nel sottosuolo, e richiederà pertanto la perforazione di un pozzo di reiniezione accanto al pozzo di produzione; il costo della risorsa cresce quindi notevolmente. Un ulteriore elemento essenziale per assicurare la fattibilità di un progetto geotermico per usi non elettrici è la concomitanza di risorse ed utenze, non essendo economico il trasporto a distanza dell'acqua calda.

Un altro vincolo da prendere in considerazione per valutare la economicità di un progetto geotermico è la portata di erogazione-reiniezione dei pozzi. Allo stato attuale si può affermare che la portata di un singolo pozzo comincia a diventare interessante quando supera la soglia dei 100 m³/h in presenza delle condizioni: livelli produttivi a profondità di 1500 – 2000 m; livello statico delle falde idriche a profondità di 100 m; necessità di iniettare l'acqua geotermica dopo il prelievo di calore; gradiente geotermico da 2°C a 3°C/100 m; abbassamento di livello di 100 m in corso di produzione. Condizioni più favorevoli, naturalmente, possono consentire l'economicità di un progetto anche con portate proporzionalmente inferiori.

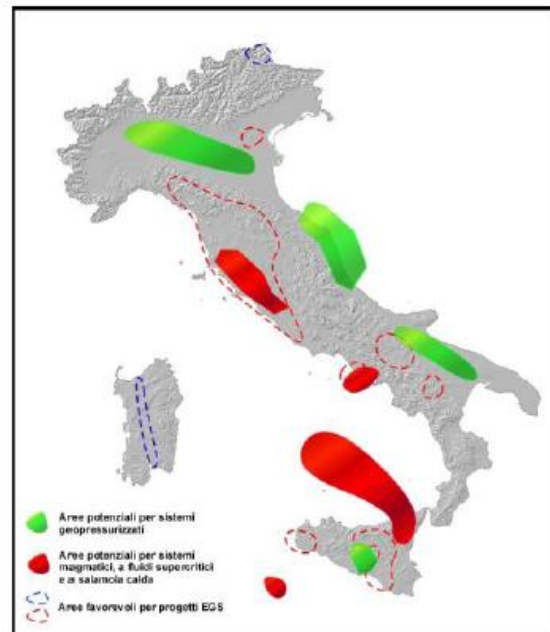


Figura 3.10 - Risorse geotermiche non convenzionali (UGS) presenti in Italia entro 2-5 km di profondità.

Considerazioni conclusive e sviluppi futuri

L'idea di un sistema energetico integrato tra CCS e geotermia si è sviluppata nel corso degli studi a partire dalla simulazione del comportamento (deformazione elastica) del caprock sottoposto al flusso di CO₂ in un acquifero saturo profondo.

Il concetto fisico su cui si basa questo sistema può essere riassunto con l'ausilio dello schema esemplificativo di figura (1.6), dove la presenza delle frecce dirette verso l'alto, indicano che la pressione del plume di CO₂ è diretta dal basso verso l'alto come se sull'interfaccia acquifero-caprock agisca un carico applicato. Basti pensare a quello che succede quando su un terreno poggiamo le fondazioni di un manufatto, lo stesso avviene nel caso del caprock, in ultima analisi l'effetto si riassume in un cedimento del terreno.

L'unica differenza, rispetto ai classici problemi geotecnici, è il verso di azione del carico (dal basso verso l'alto) oltre al carico applicato che non è costante (il plume della CO₂ avanza all'interno dell'acquifero-serbatoio) e quindi a causa di questa condizione, la nota Teoria della consolidazione di Terzaghi per il calcolo dell'aliquota elastica del cedimento non potrebbe essere applicata.

In realtà il modello numerico lineare si basa sull'ammissione, che il cono di pressione generato dal plume di CO₂ (la figura 1.6 - indica che il carico applicato all'interfaccia caprock-acquifero si eserciti sin dove giunge il plume, mentre in realtà la pressione del plume si estende ben oltre l'interfaccia di saturazione H₂O-CO₂ e di conseguenza anche il carico applicato al caprock) si propaghi abbastanza rapidamente (dipende dalle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero-serbatoio di CO₂) superando in estensione lo spessore del caprock (spessore che di solito è nell'ordine di 1-2 km se ci troviamo nel caso in cui le formazioni sovrastanti siano completamente impermeabili sino a piano campagna) permettendo di considerare il carico applicato come costante nel tempo (carico assimilabile a quello di una platea di fondazione).

Passando al calcolo del cedimento, abbiamo visto che il carico applicato all'interfaccia acquifero-caprock è somma della pressione del plume (pressione che avanza per tutto il raggio del cono di pressione all'interno dell'acquifero) e dello spostamento elastico verticale (considerato uniassiale) dello scheletro solido dell'acquifero generato dalla pressione del plume stesso.

Questa deformazione elastica (da assimilare al comportamento di un palloncino quando viene riempito d'aria) non è altro che un aumento di volume del serbatoio geologico, che si trasmette come pressione o carico applicato sullo scheletro solido delle formazioni geologiche sovrastanti siano esse formazioni impermeabili (caprock) o permeabili (acquiferi secondari sovrapposti - caso del Tavoliere delle Puglie). Tale deformazione volumetrica viene calcolata con la teoria di Terzaghi considerando l'acquifero un terreno dalle caratteristiche idrogeologiche (permeabilità) e geofisiche (modulo di Young e coefficiente di Poisson) isotrope.

Nel caso di un terreno ad elevata permeabilità come l'acquifero serbatoio di CO₂ e gli acquiferi secondari, lo studio del regime di tensioni e deformazioni dello scheletro solido e del regime di pressioni e velocità dell'acqua sono stati considerati disaccoppiati.

Il moto vario dell'acqua o della CO₂ (in condizioni supercritiche) derivante da deformazioni volumetriche dello scheletro solido avviene in tempi brevissimi, e può quindi essere trascurato; l'acqua si trova in quiete o in moto permanente e le caratteristiche del suo moto sono costanti nel tempo (il flusso di CO₂ deve avvenire con portata costante nel tempo) e funzione solo delle condizioni idrauliche al contorno.

Per le formazioni geologiche a ridotta permeabilità (caprock), invece, il moto transitorio provocato dalle deformazioni volumetriche dello scheletro solido è di lunga durata e non può essere trascurato; ne consegue un accoppiamento fra regime di tensioni e deformazioni e regime di pressioni e velocità dell'acqua.

Si è aggirato tale ostacolo adottando la trattazione disaccoppiata del problema proposta nella soluzione in via approssimata della teoria pseudo-tridimensionale di Terzaghi-Rendulic, che consente lo studio della pressione neutra interstiziale presente nei pori del terreno in dipendenza delle sole condizioni al contorno nello spazio e nel tempo.

Adottando queste semplificazioni nel modello di simulazione e considerando l'incompressibilità della materia (particelle solide) che compone lo scheletro solido e dei fluidi contenuti nei pori del terreno si è calcolato il cedimento del caprock, come somma di diversi meccanismi.

Riporto qui di seguito quelli che sono i principali meccanismi che contribuiscono allo sviluppo dei cedimenti e che sono reperibili nella maggior parte dei test che trattano di geotecnica.

I principali meccanismi che contribuiscono allo sviluppo dei cedimenti sono:

- 1) compressione e inflessione delle particelle di terreno per incremento delle tensioni di contatto (tale fenomeno produce deformazioni in gran parte reversibili, ovvero elastiche);
- 2) scorrimento relativo dei grani indotto dalle forze di taglio intergranulari (tale fenomeno produce deformazioni in gran parte irreversibili, ovvero plastiche);
- 3) frantumazione dei grani in presenza di elevati livelli tensionali (le conseguenti deformazioni sono irreversibili);
- 4) variazione della distanza tra le particelle dei minerali argillosi, dovuta a fenomeni di interazione elettrochimica (le conseguenti deformazioni sono in parte reversibili e in parte irreversibili in relazione alle caratteristiche del legame di interazione);
- 5) compressione e deformazione dello strato di acqua adsorbita (le conseguenti deformazioni sono in gran parte reversibili, ovvero elastiche);

Le deformazioni volumetriche (e quindi i cedimenti) conseguono direttamente alla espulsione dell'aria e/o dell'acqua dai vuoti, dal momento che abbiamo considerato la matrice solida e i fluidi interstiziali incompressibili.

Quindi la domanda che ci poniamo è: quali dei meccanismi descritti contribuisce all'espulsione dell'aria e/o dell'acqua dai pori del terreno contribuendo all'insorgere dei cedimenti? I meccanismi 3 e 5 sono da scartare per gli ovvi motivi già espressi, dunque i meccanismi imputabili sono l'1 e il 2, di cui il primo contribuisce alle deformazioni volumetriche quasi istantaneamente all'applicazione del carico, mentre il secondo entra in gioco quando l'acqua è stata oramai espulsa dai pori del terreno.

Bisogna precisare che per quanto riguarda il primo meccanismo, questo non genera nell'immediato, come si potrebbe pensare, una diminuzione di volume. Al contrario una parte delle tensioni di contatto si trasmettono all'acqua presente nei vuoti del terreno generando un'aumento di volume a causa della bassissima trasmissività del terreno che non favorisce il dissiparsi repentino delle sovrappressioni neutre negative.

Nell'immediato, invece di avere un cedimento del caprock, si ha un aumento di volume di quest'ultimo che si somma allo spostamento elastico verticale dell'acquifero serbatoio di CO₂.

Solo col tempo, via via che l'acqua viene espulsa dai pori, le particelle di terreno si assestano in una configurazione più stabile e con meno vuoti, con conseguente diminuzione di volume.

Il processo di espulsione dell'acqua dai vuoti è un fenomeno dipendente dal tempo (ovvero dal coefficiente di permeabilità del terreno), l'entità della variazione di volume è legata alla rigidità dello scheletro solido.

Con la teoria della consolidazione di Terzaghi si è calcolato quell'aliquota elastica del cedimento attraverso il "coefficiente di consolidazione", che caratterizza il materiale nei riguardi del processo di consolidazione combinandone la deformabilità (il coefficiente dipende dal modulo di Young e dal rapporto di Poisson) e la permeabilità.

È stato possibile valutare la compressibilità del caprock in termini di variazione di volume di un terreno sottoposto ad un incremento dello stato tensionale (efficace, in base al principio delle pressioni efficaci), ma non è stato possibile conoscere il decorso dei cedimenti nel tempo per la mancanza di dati da prove edometriche su campioni di terreno indisturbati.

Ciò vuol dire che siamo stati in grado di simulare la compressibilità del caprock nella sua totalità come cedimento primario utilizzando i parametri geofisici (modulo di Young e rapporto di Poisson) e idrogeologici (permeabilità) attraverso dati provenienti dalla letteratura specialistica.

A questo punto si è tentato di confrontare i risultati con quelli ottenuti utilizzando un coefficiente di compressibilità del caprock derivato dalla teoria del doppio strato diffuso o teoria di Gouy-Chapman basata su fenomeni di interazione elettrochimica

La relazione di Sridaran e Jayadeva (1982) ci ha permesso di ricavare il coefficiente di compressibilità C_c per terreni poco comprimibili (è il caso di un caprock che si trova ad oltre 800 m di profondità). Anche se la correlazione è stata studiata per terreni superficiali, si è pensato di utilizzarla per i nostri scopi, ricavando i valori di compressibilità attraverso i dati ottenuti dai logs geofisici in modo da proporre un'alternativa alle prove edometriche di laboratorio.

Le incognite da cui dipende il coefficiente C_c sono la superficie specifica s del tipo di argilla che compone la formazione impermeabile, la costante dielettrica D dell'acqua alla profondità di indagine, la temperatura T (°K) alla stessa profondità ed infine la concentrazione ionica del fluido che pervade gli spazi tra le particelle.

In questo approccio si è cercato di svincolarsi dalle prove geotecniche di laboratorio (i cui risultati sono soggetti alla perturbabilità del campionamento), ottenendo in prima analisi, una previsione del comportamento del caprock basata esclusivamente su parametri deducibili dall'interpretazione dei logs. Quindi attraverso l'analisi della geofisica in pozzo si ricavano i parametri per la simulazione del comportamento del caprock secondo due diversi approcci (con la formulazione della nota Teoria della consolidazione di Terzaghi e con il coefficiente di compressibilità C_c ottenuto per via sperimentale dalla teoria di Gouy-Chapman) da cui poi scaturiscono tutti i possibili confronti.

In entrambi gli approcci c'è un fattore comune che caratterizza il comportamento del caprock nei confronti del cedimento e cioè il contenuto d'acqua. Se nella teoria di Terzaghi questo fattore è regolato dal coefficiente di permeabilità della formazione, nella teoria del doppio strato diffuso dipende dalla concentrazione ionica che in termini di maggiore compressibilità della formazione si traduce in diminuzione del contenuto d'acqua interstiziale con conseguente maggiore cedimento.

A questo punto per compensare lo spostamento verticale dell'acquifero è di fondamentale importanza, migliorare la permeabilità del caprock e captare i fluidi in esso contenuti o in alternativa negli acquiferi secondari sovrapposti (caso del Tavoliere delle Puglie) in modo da velocizzare il processo di consolidazione di queste formazioni e contenere le deformazioni generate dal processo di iniezione.

Giunti a definire il comportamento del caprock, si è simulato la risalita dei fluidi geotermici che rappresenta l'aspetto da i risvolti energetici più importante. Il carico applicato all'interfaccia acquifero-caprock manda in pressione i fluidi geotermici (sono stati definiti geotermici, dal momento che consultando la carta delle isobate a 2000 metri di profondità, risulta che nel sottosuolo del Tavoliere abbiamo range di temperatura che variano dai 40-70° C). La simulazione della sovrappressione dei fluidi interstiziali è stata effettuata attraverso la soluzione che meglio approssima la distribuzione di sovrappressione nelle formazioni geologiche e cioè quella data dal carico verticale variabile con legge triangolare su di una striscia.

Necessita precisare che negli acquiferi secondari sovrapposti al caprock, prima dell'iniezione della CO₂ nell'acquifero serbatoio-sottostante, la pressione del fluido in esso contenuto è prossima o uguale a quella idrostatica. È tuttavia possibile che in particolari situazioni geologiche, i fluidi si trovino in condizioni di pressione anomala, ovvero ad una pressione superiore (sovrapressione) a quella idrostatica (caso degli acquiferi medi-superficiali del Tavoliere delle Puglie). Con la presenza di una sovrapressione neutra nel caprock e in regime di flusso stazionario monofase, si è calcolato la portata q di fluido del pozzo, nel quale si ipotizzano condizioni al di sotto della saturazione (gas in soluzione), pressione costante p_e del giacimento con un raggio di drenaggio fissato r_e e inoltre viene presa in considerazione la caduta di pressione in prossimità del pozzo dovuta al danneggiamento della formazione (perdita di permeabilità dovuta ai danni provocati dalla perforazione e dal completamento del pozzo), chiamato *effetto skin (skineffect)*.

Le simulazioni sulle portate emunte sono state effettuate sia su pozzi a sviluppo verticale che orizzontale e si è notato come le portate per quest'ultimi siano nettamente superiori, certo dipendenti sempre dalle caratteristiche idrogeologiche della formazione, ma la scelta di pozzi orizzontali è da preferire, dal momento che l'avanzare del *plume* dal pozzo di iniezione geopressurizza il *caprock* con la distanza dal punto di applicazione del carico.

Sulla base di queste considerazioni, un pozzo a sviluppo verticale sarebbe soggetto ad un rapido depauperamento delle portate per sopraggiunto incremento di pressione nell'acquifero circostante (*caprock* e/o *acquiferi secondari*), considerando un flusso di CO₂ radiale dal punto di iniezione, mentre un pozzo a sviluppo orizzontale con recapito a distanza massima dal punto di iniezione esaurisce progressivamente le sue potenzialità contestualmente all'avanzare della geopressurizzazione. Con questa disposizione delle opere di captazione e col miglioramento della permeabilità ad opera dell'idrofratturazione i fluidi interstiziali giungono con portate cospicue e costanti all'avanzare della geopressurizzazione. Proprio quest'ultimo aspetto favorisce la risalita "spontanea" di questi fluidi con effetto considerevole sui costi energetici degli impianti di pompaggio. La risalita è stata calcolata, risolvendo l'equazione per l'energia meccanica che descrive il flusso di un fluido in un pozzo di diametro D .

Il sistema energetico sviluppato dimostra che i fluidi in pressione nel *caprock* e negli acquiferi secondari sovrapposti possano essere captati, inducendo, per i motivi derivanti della teoria della consolidazioni di Terzaghi, un cedimento del *caprock* se i fluidi vengono captati in questa formazione o degli acquiferi secondari se invece sono questi ad essere interessati dal drenaggio. Nel primo caso il cedimento del *caprock* andrà ad assorbire come un "materasso anelastico" a causa della natura coesiva del terreno che lo compone, lo spostamento verticale dell'acquifero-serbatoio in seguito al decremento di dilatazione subito per effetto dell'emungimento, mentre nel secondo caso il cedimento o decremento di dilatazione degli acquiferi saturi porosi sovrapposti all'acquifero serbatoio e al *caprock* assorbiranno come un "materasso elastico" lo spostamento verticale.

Altro aspetto rilevante dell'attività di ricerca è stato quello di aver individuato, nella potenzialità del sottosuolo regionale, le condizioni geologiche strutturali idonee a dar vita ad un sistema energetico che integra CCS e geotermia. Si sfrutta, l'iniezione di CO₂ in acquiferi salini profondi per generare un campo di pressioni che facilita la risalita dei fluidi geotermici. La captazione di questi fluidi favorisce il dissiparsi delle sovrapressioni e, nello stesso tempo, il cedimento di consolidazione primaria delle formazioni sovrastanti l'acquifero soggetto allo spostamento elastico verticale. Si preserva in questo modo l'equilibrio del sistema e si mostra come la CCS possa avere una doppia finalità: da una parte ridurre le emissioni di CO₂ in atmosfera, e dall'altra fornire un contributo energetico con lo sfruttamento di una fonte di energia rinnovabile, certo la sua applicazione non può prescindere dallo sviluppo di un progetto in scala, tale da simulare le interazioni tra le varie tipologie di terreno.

- Altunin, V.V., Sakhabetdinov, M.A. *Viscosity of liquid and gaseous carbon dioxide at temperatures 220-1300K and pressure up to 1200 bar*. *Teploenergetika*, **8**, 85–89 (1972).
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Tonna M. (1982a) - *Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo del bacino pugliese (Avanfossa Appenninica)*. *Geologica Romana*, 21: 1-28.
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F. & Tonna M. (1982b) - *Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo del bacino lucano (Avanfossa Appenninica)*. *Geologica Romana*, 21: 89-111.
- Battharai D.R. (1980) – *Some geothermal springs of Nepal*. *Tectonophysics*, 62 (1/2), pp. 7-11.
- Ba'ú D., Gambolati G., and Teatini P. (1999). *Residual land subsidence over depleted gas fields in the Northern Adriatic basin*. *Environmental & Engineering Geosciences* 4, 389–405
- Biot M.A. (1941) - *General theory of three-dimensional consolidation*. *J Appl Phys* 12:155–164.
- Biot, M. A. (1956). - *General Solutions of the Equations of Elasticity and Consolidation for a Porous Material*. *J. Appl. Mech.*, 22, 91–96.
- Bolt G.H. (1956) – *Physico-chemical analysis of the compressibility of pure clays*. *Geotechnique*, 6, n.2, pp.86-93.
- Bowles J. (1991) – *Fondazioni* – McGraw-Hill
- Brooks R.H. and A.T. Corey, 1964: *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Buttinelli M., Procesi M., Cantucci B., Quattrocchi F., Boschi E.- *The geo-database of caprock quality and deep saline aquifers distribution for geological storage of CO2 in Italy- Energy* 36 (2011) 2968-2983.
- C.Cangiano, G.Ciampa, R.Guandalini, F.Moia, L.Palmieri - *Selezione di serbatoi atti allo stoccaggio geologico della CO2* - Rapporto CESI Ricerca 08-001014 (Febbraio 2008).
- C.Cangiano, R. Constabile, F. Moia, E. Rondena – *Catalogo dei siti potenzialmente idonei allo stoccaggio della CO2 sul territorio italiano*- Rapporto CESI Ricerca 08-005969 (Febbraio 2009).
- Casnedi R. (1988a) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41: 439-488.
- Casnedi R. (1988b) - *Subsurface basin analysis of fault-controlled turbidite system in Bradano Trough, Southern Adriatic foredeep, Italy*. *AAPG Bull.*, 72 (11): 1370-1380.

Casnedi R. (1991) - *Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating basins of the southern Adriatic Foredeep (Italy)*. In: BOUMA & CARTER (Eds.) "Facies models", 219-233.

Casnedi R., Crescenti U., Tonna M. (1982) – *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., 24: 243-260.

Castelletto N. - *Thermoporoelastic modelling of deep aquifer injection and pumping by mixed finite elements and finite volumes*- Tesi di Dottorato, Università di Padova (2010).

Celia, M.A. and Nordbotten, J.M. (2009) - "Practical modeling approaches for geological storage of carbon dioxide" *Ground Water*, 47(5), 627-638.

Chapman D.L. (1913) – *A contribution to the electrocapillarity*. *Phil. Mag.*, 25, n.6, pp. 475-481.

Cocoza A., Aiello M.A., Ficarella A. - *Application of Gouy-Chapman theory to analyze the deformation of the caprock during the injection of CO₂ in deep saline aquifers*. 7° National Congress AIGE-University of Calabria-Italy (2013).

Cocoza A., Ficarella A - *Enhanced geothermal system geopressurized with CO₂ in deep saline aquifers*. 4th Imeko TC19 Symposium on Environmental Instrumentation and Measurements – (Protecting Environment, Climate Changes and Pollution Control) - June 3-4, 2013, Lecce, Italy

Colacicco G. (1951) – *Carta delle acque sotterranee del Tavoliere*. Arti grafiche Pescatore, pp.1-164, Foggia.

Corey A.T. (1954) - *The interrelation between oil and gas relative permeabilities*. *Producers Monthly* Nov 1954:38–41.

Cotecchia V., Magri G. (1966) – *Idrogeologia del Gargano*. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 1, pp. 1-80.

Cotecchia V., Ferrari G., Fidelibus D.M., Polemio M., Tadolini T., Tulipano L. (1995) – *Considerazioni sull'origine e rinnovabilità delle acque presenti in livelli sabbiosi profondi del Tavoliere di Puglia*. *Quaderni di Geologia Applicata*, pp. 1.163-1.173, Pitagora Ed., Bologna.

Darcy, H., (1956). *Le Fontaines Publique de la Vile Dijon*. Victor Dalmont, Paris, France. Davis JP.,

Davis DK. (1999) - *Stress-dependent permeability: characterization and modeling*. Society of Petroleum Engineers, SPE Paper no 56813.

Dente G., L. Esposito (1984) – *Permeabilità e pressione di rigonfiamento dei terreni coesivi costipati*. *Rivista italiana di Geotecnica* anno 1984 – N.3 – pag.159.

Dentz, M., Tartakovsky, D.M.: *Abrupt-interface solution for carbon dioxide injection into porous media*. *Trans. Porous Media* **79**, 15–27 (2009a).

Dentz, M., Tartakovsky, D.M.: Response to "Comments on abrupt-interface solution for carbon dioxide injection into porous media by Dentz and Tartakovsky (2008)" by Lu et al. *Trans. Porous Media* **79**, 39–41 (2009b).

- Esposito L. (1994) – *La teoria di Gouy-Chapman e la previsione di comportamento dei terreni coesivi*. Rivista italiana di Geotecnica anno XXVIII – N.4.
- G. Faggiani, P. Masarati, S. Pedroni - *La modellazione geomeccanica applicata ai serbatoi di stoccaggio della CO₂* - Rapporto CESI Ricerca 08-005978 (Febbraio 2009).
- Fanelli, M. e Dickson, M. H. (2004), «*Geologia e . . . Geotermia*», CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Area CNR - Pisa.
- Gambolati, G. (1973). - *Equation for One-Dimensional Vertical Flow of Groundwater, 1, The Rigorous Theory*. Water Resour. Res., 9(4), pag.1022–1028.
- Garcia, J.E.: *Fluid Dynamics of Carbon Dioxide Disposal into Saline Aquifers*. PhD thesis, University of California, Berkeley (2003).
- Garcia, J.E., Pruess, K.: *Flow Instabilities during injection of CO₂ into saline aquifers*. Proceedings Tough Symposium 2003, LBNL, Berkeley (2003).
- A. González-Nicolá, Brent Cody, Domenico Baù - *Numerical simulation of CO₂ injection into deep saline aquifers - Hydrology Days 2011*.
- Gouy G. (1910) – *Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte*. J. Physique Ser., 4, n.9, pp.457-467.
- Guandalini R. - *MethodRdS 3.1: Modellatore 3D per la fluidodinamica, geochimica e geomeccanica di un serbatoio geologico* – RSE (Marzo 2011)
- Hauwka C. B. – *Amesh: A Mesh Creating Program for the Integral Finite Difference Method. User's Manual*. Earth Science Division LBNL Report MOL.19990519.0191 (1999).
- Janna C. - *Modellazione numerica del comportamento meccanico delle faglie regionali per il confinamento geologico della CO₂ antropica* – Tesi di dottorato, Università degli Studi di Padova.
- Juanes, R., MacMinn, C.W., Szulczewski, M.L.: *The footprint of the CO₂ plume during carbon dioxide storage in saline aquifers: storage efficiency for capillary trapping at the basin scale*. Trans. Porous Media. doi:[10.1007/s11242-009-9420-3](https://doi.org/10.1007/s11242-009-9420-3) (2009)
- Klausner Y. (1970a) – *Volumetric behaviour of clay soils*. PhD. dissertation, Princeton University.
- Klausner Y. (1970b) – *Pure deviatoric shear test of soils*. Proc. of 5th International Cong. On Rheology, vol. II, University of Tokyo and Park University Press, pp. 591-602.
- Klausner Y. (1991) – *Fundamentals of continuum mechanics of soils*. Springer Verlag. Lindal, B. (1973), «*Industrial and other applications of geothermal energy*», in «*Geothermal Energy*», UNESCO, Paris.

Lazzari M. - *Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d'avanfossa Bradanica durante il Pleistocene inferiore*- Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII (2008), pp. 61 - 76

LAZZARI M. & PIERI P. (2002) - *Modello stratigrafico-deposizionale della successione regressiva infrapleistocenica della Fossa Bradanica nell'area compresa tra Lavello, Genzano e Spinazzola*. Mem. Soc. Geol. It., 57 (1): 231-237.

Lin C. K. - Algorithm for determining optimum sequestration depth of CO₂ trapped by residual gas and solubility trapping mechanisms in a deep saline formation - *Geofluids* (2008) 8, 333–343.

Lindal, B. (1973), «*Industrial and other applications of geothermal energy*», in «*Geothermal Energy*», UNESCO, Paris.

P. Masarati, G. Faggiani - *Simulazione numerica geomeccanica dell'iniezione di CO₂ in un acquifero salino* – Rapporto CESI (Dicembre 2007).

M. Maggiore, P. Pagliarulo - *Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della puglia* - GEOLOGI e TERRITORIO - Periodico dell'Ordine dei Geologi della Puglia - Supplemento al n. 1/2004

Maggiore M. (1993) – *Aspetti idrogeologici degli acquiferi pugliesi in relazione alla ricarica artificiale*. Quad. IRSA, **94**, pp.6.1-6.32, Roma.

Maggiore M., Mongelli F. (1991) – *Hydrogeothermal model of groundwater supply to San Nazario Spring (Gargano, Southern Italy)*. Proc. Int. Conf. On Environmental Changes in karst areas. Quaderni del Dip.di Geografia – Università di Padova, **13**, pp. 307-324.

Maggiore M., Pagliarulo P., Reina A., Walsh N. (1995) – *La vulnerabilità di alcuni centri urbani della Puglia in relazione ai fenomeni di instabilità dei terreni di fondazione nei depositi di copertura quaternari*. Geol. Appl. e Idrogeol., **30** (1), pp. 471-479.

Maggiore M., Nuovo G., Pagliarulo P. (1996) – *Caratteristiche idrogeologiche e principali differenze idrochimiche delle falde sotterranee del Tavoliere di Puglia*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, pp. 669-684.

Moia F. (2009). Documento di sintesi del progetto “*Caratterizzazione dei siti di stoccaggio della CO₂*”. Rapporto RdS n. 08005977.

Mongelli F., Ricchetti G. (1970b) – *The earth's crust and heat flow in the Fossa Bradanica, southern Italy*. Tectonophysics, **10**, pp. 103-125.

Mostardini F., Merlini S. (1986) – *Appennino Centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, pp. 177- 202.

Nordbotten, J.M., Celia, M.A., and Bachu, S. (2004) “*Analytical solutions for leakage rates through abandoned wells*” *Water Resources Research*, 40, W04204.

Nordbotten, J.M., Celia, M.A., Bachu, S. (2005): *Injection and storage of CO₂ in deep saline aquifers: analytical solution for CO₂ plume evolution during injection*. *Trans. Porous Media* 58, 339–360.

- Nordbotten, J.M. and Celia, M.A. (2006) *“Similarity solutions for fluid injection in confined aquifers”* J. Fluid Mech., 561, 307-327.
- Nordbotten, J.M. and Celia, M.A. (2009) *“Model for CO₂ leakage including multiple geological layers and multiple leaky wells”* Environ. Sci. Technol., 43, 743-749.
- Nordbotten, J.M., Kavetski, D., Celia, M.A., Bachu, S.: *A semi-analytical model estimating leakage associated with CO₂ storage in large-scale multi-layered geological systems with multiple leaky wells.* Environ. Sci. Technol. 43(3), 743–749 (2009).
- Oliver J. (1986) – *Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena.* Geology, 14, pp. 99-102.
- Pagliarulo P. (1996) – *Migrazione di fluidi profondi nel substrato prepliocenico del bacino apulo e lucano (avanfossa appenninica).* Mem. Soc. Geol. It., 51, pp. 659-668.
- Pruess K, Garcia J (2001): *Multiphase flow dynamics during CO₂ injection into saline aquifers.* Environ Geol (in press). DOI 10.1007/s00254-001-0498-3.
- Pruess K., Oldenburg C., Moridis G. – *Tough2 User’s Guide. Version 2.0* – LBNL 43134 (November 1999)
- Pan L., Oldenburg C.M., Wu Y. and Pruess K.: *T2Well/ECO2N Version 1.0: Multiphase and Non-Isothermal Model for Coupled Wellbore-Reservoir Flow of Carbon Dioxide and Variable Salinity Water.* User’s guide, LBNL-4291, Lawrence Berkeley National Laboratory, March 2011.
- Pruess, K., C.M. Oldenburg and G.J. Moridis. *TOUGH2 User’s Guide Version 2.* E. O. Lawrence Berkeley National Laboratory Report, *LBNL-43134*, November 1999.
- Relazione tecnica allegata all’istanza di permesso di ricerca di idrocarburi – Manduria A.G.I.P. S.p.A. (1996).
- Relazione tecnica allegata all’istanza di permesso di ricerca di idrocarburi – Massafra A.G.I.P. S.p.A. (1996).
- Ricchetti G. (1965) - *Alcune osservazioni sulla serie della Fossa Bradanica. Le “Calcareniti di M. Castiglione”.* Boll. Soc. Nat. di Napoli, 75: 3-11.
- Ricchetti G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del F. Bradano.* Boll. Soc. Geol. It., 86: 607-622.
- Ricchetti G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge.* Boll. Soc. Geol. It., 99: 421- 430.
- Ricchetti G. & Scandone P. (1979) - *Inquadramento geologico regionale della Fossa bradanica.* Geol. Appl. e Idrogeol., 14: 489-492.

- Ricchetti G., Mongelli F. (1980) - *Flessione e campo gravimetrico della micropiastra apula*. Boll. Soc. Geol. It., 99: 431-436.
- Rutqvist J. & Tsang C. (2001) – *A study of caprock hydromechanical changes associated with CO₂-injection into a brine formation*. Environmental Geology (2002) 42, pp. 296-305.
- Rutqvist J, Wu Y-S, Tsang C-F, Bodvarsson G (2001a) - *A modeling approach for analysis of coupled multiphase fluid flow, heat transfer, and deformation in fractured porous rock*. (submitted to Int J Rock Mech Mineral Sci).
- Skempton, A. W. and D. H. McDonald (1956). *Allowable Settlement of Buildings*. In *Proc. Inst. Civil Eng., Part 3*, volume 5, pp. 727–768.
- Sridaran A. & Jayadeva M.S. (1982) – *Double layer theory and compressibilità of clays*. Géotechnique, 32, n.2, pp. 133-144.
- Stefan Bachu, K. Michael and J.J. Adams - *Effects of In Situ Conditions on Aquifer Capacity for CO₂ Sequestration in Solution* - Alberta Geological Survey, Edmonton, AB, T6B 2X3, Canada.
- Terzaghi, K. (1925). *Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage*. F. Deuticke, Wien.
- Terzaghi k.- Peck R.B. (1974) – *Geotecnica* UTET
- van Genuchten MT (1980) - *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci Soc Am J 44:892–898.
- Vezzani L. (1967) - *I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. In Catania, 18: 159-180.
- Viggiani C. – *Sulle condizioni iniziali del processo di consolidazione di un mezzo elastico poroso saturo*. Associazione geotecnica italiana. (1967)
- Vilarrasa V. et al. (2010) – *Effects of CO₂ compressibility on CO₂ storage in deep saline aquifers*. Transp Porous Media 85, pp. 619-639.
- Vilarrasa, V., Bolster, D., Olivella, S., Carrera, J.: *Coupled hydromechanical modelling of CO₂ sequestration in deep saline aquifers*. Int. J. Greenh. Gas Control (submitted) (2010).

ALLEGATO A

Elenco dei pozzi per la ricerca di Idrocarburi ubicati nel territorio della Regione Puglia (da progetto
VIDEPI-www.sviluppoeconomico.gov.it)

Nome pozzo	Anno	Prof	Pr	Nord-WGS84 UTM33N	Est-WGS84 UTM33N	Quota s.l.m.	Pdf
ALBANITO 001	1983	1.941	FG	4576735,541	540766,332	162,000	Sì
ANZANO 001	1965	796	FG	4552604,827	523482,190	670,000	Sì
ASCOLI SATRIANO 001	1962	2.016	FG	4566249,043	542203,249	200,000	No
ASCOLI SATRIANO 002	1962	2.066	FG	4568508,034	540307,651	200,000	No
ASCOLI SATRIANO 003	1962	2.289	FG	4565431,918	540604,061	220,000	No
ASCOLI SATRIANO 004	1962	1.903	FG	4567646,390	542257,972	205,000	No
ASCOLI SATRIANO 005	1962	2.094	FG	4563705,992	542406,608	218,000	No
ASCOLI SATRIANO 006	1978	1.990	FG	4563652,983	542306,792	240,000	No
ASCOLI SATRIANO 007	1978	2.025	FG	4565071,532	542298,549	260,000	No
ASCOLI SATRIANO 008	1985	2.095	FG	4566905,738	542171,508	200,000	No
ASCOLI SATRIANO 009	1984	2.205	FG	4567758,879	540351,368	215,000	No
ASCOLI SATRIANO 010 DIR	1989	1.647	FG	4562215,989	541791,125	250,000	No
BASTIA 001	1996	2.277	FG	4592198,298	526797,244	220,000	No
BASTIA 002 DIR	1998	1.553	FG	4592493,488	527464,992	200,000	No
BELLADONNA 001 DIR	2001	4.060	FG	4573820,445	526800,197	334,600	No
BERSAGLIO 001	1986	1.900	FG	4590941,100	527969,651	200,000	No
BORGO SEGEZIA 001	1964	1.645	FG	4580602,741	541285,833	148,000	Sì
CALANDRA 001	1994	2.500	FG	4602165,316	515150,642	220,000	No
CALVELLO 001	1964	2.408	FG	4574737,991	536302,108	192,000	Sì
CANDELA 001	1962	2.720	FG	4562551,774	538377,474	340,000	No
CANDELA 002	1964	3.215	FG	4560478,866	537083,886	390,000	No
CANDELA 003	1963	1.068	FG	4560920,105	538898,521	270,000	No
CANDELA 004	1963	1.231	FG	4564115,469	536623,006	390,000	No
CANDELA 005	1963	1.183	FG	4562217,295	539264,226	265,000	No
CANDELA 006	1963	1.172	FG	4564883,741	536083,684	345,000	No
CANDELA 007	1963	1.122	FG	4563555,551	538081,126	350,000	No
CANDELA 008	1963	1.126	FG	4566178,141	535914,326	300,000	No
CANDELA 009	1963	1.140	FG	4563635,328	539163,446	300,000	No
CANDELA 010	1963	1.250	FG	4565500,755	537346,980	385,000	No
CANDELA 011	1965	1.984	FG	4576134,554	527845,765	345,000	No
CANDELA 012	1964	2.259	FG	4572973,128	531508,859	246,000	Sì
CANDELA 013	1964	2.259	FG	4563634,925	532876,622	500,000	No
CANDELA 014	1964	1.807	FG	4567011,386	534122,788	305,000	No
CANDELA 015	1967	1.835	FG	4562828,191	537572,609	430,000	No
CANDELA 016	1967	2.130	FG	4561414,788	539701,777	250,000	No
CANDELA 017	1967	1.670	FG	4562802,834	539191,209	290,000	No
CANDELA 018	1967	1.785	FG	4561719,267	537815,892	400,000	No
CANDELA 019	1967	1.084	FG	4566342,142	534763,688	320,000	No
CANDELA 020	1967	1.647	FG	4561946,103	538725,357	290,000	No
CANDELA 021	1967	1.570	FG	4568053,876	538455,502	240,000	No
CANDELA 022	1968	1.909	FG	4563257,204	536434,050	445,000	No
CANDELA 023	1968	1.257	FG	4566267,317	533942,401	385,000	No
CANDELA 024	1968	1.089	FG	4566759,729	533725,976	335,000	No
CANDELA 025	1968	1.673	FG	4565465,664	534628,208	370,000	No
CANDELA 026	1968	1.136	FG	4564439,708	534833,319	370,000	No
CANDELA 027	1970	1.119	FG	4565742,862	535194,865	340,000	No
CANDELA 028	1970	1.336	FG	4563526,478	537233,705	390,000	No
CANDELA 029	1970	1.665	FG	4564017,508	535529,183	410,000	No
CANDELA 030	1970	1.050	FG	4567116,118	534746,021	290,000	No
CANDELA 031	1971	1.160	FG	4565670,268	534203,574	405,000	No

CANDELA 032	1971	1.569	FG	4563338,964	538529,342	330,000	No
CANDELA 033	1973	1.600	FG	4562584,531	538738,266	295,000	No
CANDELA 034	1973	1.404	FG	4564985,468	534814,409	380,000	No
CANDELA 035	1991	1.162	FG	4565724,884	534664,218	355,000	No
CANDELA 038 DIR	1991	1.242	FG	4563705,353	537235,817	375,000	No
CANDELA 039 DIR	1991	1.235	FG	4563705,353	537235,817	375,000	No
CANDELA 040 DIR	1991	1.244	FG	4563705,353	537235,817	375,000	No
CANDELA 041 DIR	1991	1.238	FG	4563705,353	537235,817	375,000	No
CANDELA 042 DIR	1991	1.234	FG	4563705,353	537235,817	375,000	No
CANDELA 043 DIR	1999	1.682	FG	4563711,505	537946,425	345,000	No
CANDELA 044 DIR	1999	1.148	FG	4563710,599	537950,156	345,000	No
CANDELA 045 DIR	1999	1.197	FG	4563380,705	536890,059	410,000	No
CANDELA 046 DIR	1999	1.205	FG	4563381,302	536886,098	410,000	No
CANDELA 047 DIR	1999	1.193	FG	4563380,109	536894,021	410,000	No
CANDELA 048 DIR	1999	1.197	FG	4562453,979	537901,275	400,000	No
CANDELA 049 DIR	1999	1.186	FG	4562449,973	537901,995	400,000	No
CANDELA 053 DIR	1991	1.162	FG	4565724,884	534664,218	355,000	No
CANDELA 054 DIR	1991	1.164	FG	4565724,884	534664,218	355,000	No
CANDELA 055 DIR	1992	1.168	FG	4565722,671	534198,672	405,000	No
CANDELA 056 DIR	1991	1.166	FG	4565724,884	534664,218	355,000	No
CANOSA 001 AX	1974	4.003	BA	4567796,770	594539,422	110,000	Sì
CANOSA 001 X	1974	2.041	BA	4567754,413	594602,819	110,000	No
CARAPELLE 001	1962	2.277	FG	4564959,194	544147,692	220,000	No
CARAPELLE 002	1964	1.628	FG	4557797,657	545526,387	285,000	No
CARAPELLE 003	1965	1.622	FG	4558355,722	544511,603	250,000	No
CARAPELLE 004	1967	1.841	FG	4560315,217	544208,451	210,000	No
CARRERA 001	1981	1.334	FG	4568185,195	547493,501	160,000	No
CASTELLACCIO 001 DIR	1991	2.009	FG	4583562,297	533982,243	215,000	No
CASTELLUCCIO 001	1962	2.178	FG	4571163,066	539704,420	200,000	No
CASTELLUCCIO DEI SAURI 001	1968	1.100	FG	4563519,006	540444,753	285,000	No
CELENZA 001	1966	801	FG	4599760,956	512579,478	317,000	Sì
CELENZA 002	1968	4.911	FG	4589139,174	513909,113	411,000	Sì
CELOZZI 001	1985	2.200	FG	4610940,717	512652,156	170,000	No
CERIGNOLA 001	1960	476	FG	4564694,769	570090,978	155,000	No
CERVARO 001	1993	1.310	FG	4578927,142	546214,467	110,000	Sì
CHIEUTI 001	1958	410	FG	4630445,129	518569,472	20,000	No
CHIEUTI 002	1960	573	FG	4623450,316	517322,252	33,000	Sì
CHIEUTI 003	1960	477	FG	4623508,408	515763,377	73,700	Sì
CHIEUTI 003 APP	1983	538	FG	4623508,408	515763,377	73,700	No
CHIEUTI 004	1960	687	FG	4622903,343	516861,676	33,000	Sì
CHIEUTI 005	1960	620	FG	4623382,823	518694,127	69,620	Sì
CHIEUTI 006	1960	785	FG	4622895,660	513189,707	126,740	Sì
CHIEUTI 007	1961	1.142	FG	4624661,251	518122,814	31,000	Sì
CHIEUTI 008	1961	786	FG	4623095,712	514570,332	101,820	Sì
CHIEUTI 009	1961	961	FG	4622234,465	515657,598	84,280	No
CHIEUTI 010	1960	742	FG	4623424,225	520301,205	193,300	Sì
CHIEUTI 011	1961	628	FG	4622024,217	518060,161	41,100	Sì
CHIEUTI 012	1962	571	FG	4623651,673	516388,855	65,000	Sì
CHIEUTI 013	1961	1.403	FG	4623807,048	510447,235	206,270	Sì
CHIEUTI 014	1961	874	FG	4622992,997	512441,322	141,000	Sì
CHIEUTI 015	1961	891	FG	4623590,929	513906,594	115,940	Sì
CHIEUTI 016	1987	660	FG	4623913,758	516362,861	68,000	Sì

CHIEUTI 017	1987	781	FG	4624042,880	518119,770	30,000	Sì
COLLE D'ARMI 001	1969	2.156	FG	4609047,763	511202,454	207,000	Sì
COLLE MARTELLO 001	1963	898	FG	4632851,629	509716,923	32,000	Sì
COLLE MARTELLO 002	1966	1.337	FG	4629418,281	511285,847	157,000	Sì
CORLETO 001	1988	1.710	FG	4557719,034	555098,077	315,000	Sì
COTINONE 001	1984	432	FG	4621023,564	528111,104	98,000	No
D'AGNONE 001	1985	3.350	FG	4588269,110	523285,622	218,000	No
DRAGONARA 001 DIR	2005	1.710	FG	4614914,618	513542,130	115,000	No
FARAGOLA 001	1970	1.760	FG	4558796,964	549777,210	350,000	Sì
FARAGOLA 002	1973	1.855	FG	4563116,951	548324,172	360,000	No
FARAGOLA 003	1974	1.510	FG	4564631,515	548377,686	265,000	No
FARAGOLA 004	1974	1.454	FG	4564383,964	549170,950	280,000	No
FARAGOLA 005	1974	1.460	FG	4563774,400	549326,417	320,000	No
FARAGOLA 006	1975	1.466	FG	4564412,329	547878,562	270,000	No
FARAGOLA 007	1975	1.269	FG	4564031,419	548567,944	340,000	No
FARAGOLA 008	1981	2.159	FG	4564669,035	548822,588	260,000	No
FARAGOLA 009	1981	1.854	FG	4568180,778	544564,224	200,000	No
FOGGIA 001	1956	649	FG	4598785,929	543329,693	5,000	No
FOGGIA 002	1957	847	FG	4601323,317	533354,012	68,000	Sì
FOGGIA 003	1956	676	FG	4591137,121	543283,095	265,000	No
FOGGIA 004	1957	1.610	FG	4592175,096	528850,817	280,000	No
FORESTA UMBRA 001	1964	5.912	FG	4627459,730	586434,477	809,000	Sì
FORTORE 001	1961	1.075	FG	4620734,157	514990,970	90,000	Sì
FORTORE 002	1961	1.163	FG	4619700,977	516402,529	140,000	No
FORTORE 003	1963	1.802	FG	4616821,575	510462,134	112,000	Sì
GARGANO 001	1982	4.428	FG	4633008,843	558920,775	73,000	Sì
GARGANO 001 APP	1984	4.853	FG	4633008,843	558920,775	73,000	Sì
GIARDINETTO 001	1972	1.087	FG	4564558,508	553360,639	243,000	Sì
LA TORRE 001	1967	575	FG	4556109,375	561278,185	280,000	Sì
LAVELLO 002	1962	2.626	FG	4549539,035	557297,013	167,000	Sì
LUCERA 001	1961	1.917	FG	4591926,625	528411,135	166,000	Sì
LUCERA 002	1961	3.117	FG	4593738,137	521679,563	178,000	Sì
LUCERA 003	1962	2.502	FG	4587924,767	521650,699	272,000	Sì
LUCERA 004	1963	1.498	FG	4598966,869	526657,071	114,000	Sì
LUCERA 005	1963	1.297	FG	4597792,070	529847,914	97,000	Sì
LUCERA 006	1965	1.170	FG	4593315,013	535489,852	101,000	Sì
LUCERA 007	1966	2.704	FG	4584852,960	529425,756	207,800	Sì
MACCHIONE 001	1981	3.189	FG	4604165,002	517063,517	150,000	No
MAGLIANO 001	1978	3.164	FG	4575793,376	527335,682	315,000	No
MAGLIANO 002	1978	2.149	FG	4575706,812	527032,888	320,000	No
MAGLIANO 003	1978	2.173	FG	4575455,121	527592,666	311,500	No
MAGLIANO 004	1979	2.004	FG	4576085,497	527191,861	316,350	No
MASSERIA DE PALMA 001 DIR	2008	1.554	FG	4593740,258	527521,677	150,000	No
MASSERIA RUTA 001 DIR	1988	1.808	FG	4610107,826	512537,958	185,000	No
MASSERIA SCHIAVONE 001	1987	1.484	FG	4606897,775	524675,275	144,500	Sì
MEZZANELLE 001	1978	1.561	FG	4592910,151	529114,559	180,000	No
MEZZANELLE 002	1981	1.671	FG	4593696,514	527534,597	180,000	No
MEZZANELLE 003	1982	1.518	FG	4592391,532	528989,101	175,000	No
MOFFA 001	1986	861	FG	4616606,085	521621,942	193,100	Sì
MOLINO 001	1984	2.754	FG	4592204,651	524335,095	205,000	No
MONOPOLI 001	1960	1.224	BA	4518379,891	706768,709	94,000	Sì
MONTAGUTO 001	1966	801	FG	4574131,012	518553,327	635,000	No

MONTALVINO 001	1966	2.401	FG	4581754,915	523952,382	281,000	Sì
MONTE CELEZZA 001	1997	2.830	FG	4558007,269	539727,322	342,000	No
MONTE CHIANCONE 001	1969	2.596	FG	4601447,931	515703,445	182,000	Sì
MONTE CHIANCONE 002	1970	2.282	FG	4598689,169	516335,143	227,000	Sì
MONTE CIGLIANO 001	1972	2.497	FG	4580290,951	525994,568	290,000	Sì
MONTE FEDELE 001	1965	1.994	FG	4572020,720	530182,664	305,000	Sì
MONTE FEDELE 002	1966	2.820	FG	4570100,491	529690,487	400,000	Sì
MONTE TAVERNA 001	1980	4.510	FG	4571080,212	528449,948	538,000	No
MONTE TAVERNA 002	1984	4.558	FG	4572279,008	527674,521	370,000	No
MONTE VENTO 001	1966	476	FG	4576154,052	512911,567	735,000	No
MONTEDORO 001	1964	1.405	FG	4600553,712	526268,939	117,300	Sì
MONTEDORO 002	1967	2.974	FG	4599114,258	519798,112	192,000	Sì
MONTESANTO 001	1990	3.350	FG	4581078,816	522779,282	295,000	Sì
MONTESTILLO 001	1959	3.107	FG	4602991,501	516394,762	183,000	No
MONTESTILLO 002	1960	3.298	FG	4596671,518	517336,404	260,000	No
MONTESTILLO 003	1961	3.002	FG	4597036,009	514855,605	300,000	No
MONTESTILLO 004	1962	1.498	FG	4591361,880	515029,754	404,000	Sì
MONTESTILLO 005	1964	2.313	FG	4590418,695	520251,300	235,000	No
MONTESTILLO 006	1964	2.498	FG	4590418,773	520279,137	290,000	No
MONTESTILLO 007	1965	2.359	FG	4593262,353	519216,007	210,000	No
MONTESTILLO 008	1966	2.611	FG	4589637,019	519736,129	300,000	No
MONTESTILLO 009	1967	2.490	FG	4588875,754	519907,602	300,000	No
MONTESTILLO 010	1967	2.470	FG	4588613,911	520012,746	290,000	No
MONTESTILLO 011	1968	2.562	FG	4588723,786	520696,946	283,000	No
MONTESTILLO 012	1968	2.366	FG	4592296,600	519040,016	218,000	No
MONTESTILLO 013	1968	2.530	FG	4589293,716	520486,488	295,000	No
MONTESTILLO 014	1968	2.520	FG	4589045,888	520092,752	300,000	No
MONTESTILLO 015	1968	2.495	FG	4589183,955	519837,142	310,000	No
MONTESTILLO 016	1968	2.408	FG	4591665,921	519609,944	240,000	No
MONTESTILLO 017	1969	2.480	FG	4591140,059	519019,888	250,000	No
MONTESTILLO 017 BIS	1969	2.155	FG	4591140,059	519019,888	250,000	No
MONTESTILLO 018	1969	2.377	FG	4590508,970	519439,121	250,000	No
MONTESTILLO 019 DIR	1992	2.410	FG	4594085,912	519267,130	220,000	No
MONTESTILLO 020	1991	2.210	FG	4594085,912	519267,130	220,000	No
MONTESTILLO 021 DIR	1992	2.590	FG	4594085,912	519267,130	220,000	No
MONTESTILLO 022	1994	2.072	FG	4594610,284	519302,816	225,000	No
MONTESTILLO 022 DIR A	2010	2.064	FG	4594610,278	519300,498	735,000	No
MONTESTILLO 023	1995	1.856	FG	4593824,409	519502,023	210,000	No
MONTESTILLO 024 DIR	1994	1.867	FG	4593824,423	519507,125	210,000	No
MONTESTILLO 025 DIR	1995	1.949	FG	4593824,395	519496,922	210,000	No
MONTESTILLO 026	1995	2.505	FG	4594227,865	520414,451	190,000	No
MONTESTILLO 027	1995	2.140	FG	4594497,748	518732,768	230,000	No
MONTE VENTO 001	1966	476	FG	4557959,636	512944,171	735,000	Sì
ORDONA 001	1963	1.267	FG	4567516,927	548661,046	160,000	No
ORDONA 002	1965	1.597	FG	4574934,245	546356,188	158,000	Sì
ORSARA 001	1966	1.592	FG	4572661,818	522452,288	453,000	Sì
PALINO 001	1964	2.022	FG	4558866,442	541169,574	275,000	No
PALINO 002	1963	1.092	FG	4560857,320	540389,646	250,000	No
PALINO 002 APP	1964	1.649	FG	4560897,409	540389,424	250,000	No
PALINO 003	1963	1.607	FG	4558264,253	543151,316	225,000	No
PALINO 004	1964	1.737	FG	4559205,888	538395,091	335,000	No
PALINO 005	1965	1.895	FG	4562170,933	536283,444	520,000	No
PALINO 006	1964	1.650	FG	4557778,486	542354,874	250,000	No

PALINO 007	1964	1.683	FG	4560039,759	539769,835	287,000	No
PALINO 008	1965	1.654	FG	4558652,756	542088,830	250,000	No
PALINO 009	1965	2.279	FG	4563569,262	535934,196	470,000	No
PALINO 010	1965	1.705	FG	4559871,221	541070,716	250,000	No
PALINO 011	1965	1.649	FG	4557098,582	541568,754	240,000	No
PALINO 012	1965	1.754	FG	4560562,127	538271,479	335,000	No
PALINO 013	1966	1.695	FG	4558596,997	540966,047	280,000	No
PALINO 014	1967	1.581	FG	4557548,822	543155,545	220,000	No
PALINO 015	1967	1.642	FG	4559496,062	539598,065	300,000	No
PALINO 016	1967	1.622	FG	4556956,295	542560,078	240,000	No
PALINO 017	1967	1.681	FG	4556105,617	542639,626	260,000	No
PALINO 018	1971	1.627	FG	4559099,003	539169,186	300,000	No
PALINO 019	1985	2.416	FG	4559088,865	542309,988	220,000	No
PALINO 020	1987	1.785	FG	4559203,507	548097,553	435,000	No
PALINO 021	1986	1.615	FG	4556264,590	549249,075	305,000	No
PALINO 022	1987	1.674	FG	4553467,545	550597,105	265,000	No
PALINO 023	1986	1.600	FG	4552003,121	548391,588	240,000	No
PALINO 024 DIR	1988	1.622	FG	4560543,861	545772,486	250,000	No
PALINO 024 DIR A	1989	1.645	FG	4560543,861	545772,486	250,000	No
PALINO 025 DIR	1990	1.634	FG	4556351,194	545996,449	320,000	No
PALINO 026 DIR	1990	1.677	FG	4556351,194	545996,449	320,000	No
PALINO 027	1989	1.610	FG	4556324,674	545996,616	320,000	No
PALINO 035	1989	1.665	FG	4554543,209	546636,874	340,000	No
PALINO 036	1998	1.700	FG	4557538,675	547465,317	350,000	No
PALINO 036 DIR A	1998	1.600	FG	4557538,675	547465,317	350,000	No
PALINO 037 DIR	2006	1.819	FG	4554541,929	546629,655	340,000	No
PALINO 038 DIR	2006	1.581	FG	4554541,262	546621,731	340,000	No
PALINO 038 DIR	2006	1.581	FG	4554541,262	546621,731	340,000	No
PALMORI 001	1972	1.228	FG	4596285,532	530943,614	130,000	No
PALMORI 002	1974	1.150	FG	4594990,168	530926,025	150,000	No
PALMORI 003	1974	1.360	FG	4596062,948	529345,167	170,000	No
PALMORI 004	1993	1.201	FG	4596100,543	530956,003	138,000	No
PANIZZA 001	1980	4.903	FG	4569594,692	517331,902	850,000	Sì
PECORARO 001	1985	1.806	FG	4569238,554	542925,782	200,000	No
PESCHICI 001	1961	1.275	FG	4641425,488	584514,178	55,000	Sì
PIANO PERRELLO 001	1986	1.683	FG	4622762,213	509402,187	200,000	No
PIETRALUNGA 001	1966	1.622	FG	4555370,279	545466,929	280,000	No
PIETRALUNGA 002	1966	1.638	FG	4552734,782	547104,116	250,000	No
PIETRALUNGA 003	1971	1.642	FG	4555061,990	544485,063	280,000	No
PONTE CASANOVA 001	1966	2.527	FG	4589450,377	521332,888	265,000	No
PONTE CASANOVA 002	1966	2.428	FG	4591222,414	520910,107	210,000	No
PONTE CASANOVA 002 DIR	1966	2.332	FG	4591219,331	520910,116	210,000	No
PONTE CASANOVA 003	1966	2.922	FG	4592925,151	523050,238	173,000	Sì
POSTA PIANA 001	2007	1.147	FG	4578844,666	546386,246	110,000	No
PUGLIA 001	1986	7.070	BA	4545884,445	601342,483	531,000	Sì
REGGENTE 001	1975	1.869	FG	4586498,522	529864,691	200,000	No
REGGENTE 002	1976	1.943	FG	4585855,611	530983,907	190,000	No
REGGENTE 003	1977	1.972	FG	4587322,159	529767,515	180,000	No
REGGENTE 004	1977	1.848	FG	4585176,959	531512,189	175,000	No
REGGENTE 005	1977	2.067	FG	4583477,466	532777,246	150,000	No
REGGENTE 006	1985	1.802	FG	4586265,906	530288,110	195,000	No
REGGENTE 007	1977	1.914	FG	4585734,704	530106,956	200,000	No

REGGENTE 008	1977	1.840	FG	4586438,428	529875,153	200,000	No
REGGENTE 009	1977	1.815	FG	4585902,154	530978,137	190,000	No
REGGENTE 010	1978	1.620	FG	4586228,455	530255,771	197,000	No
REGGENTE 011	1989	1.275	FG	4585681,819	530145,247	205,000	No
REGGENTE 014	1990	1.777	FG	4586857,840	529498,806	200,000	No
REGGENTE 017 OR	1993	1.110	FG	4585898,597	529467,914	200,000	No
ROSETO 001	1964	2.475	FG	4587397,165	520515,103	285,000	No
ROSETO 002	1964	3.264	FG	4587147,736	519541,052	310,000	No
ROSETO 003	1965	2.400	FG	4584991,775	520545,180	285,000	No
ROSETO 004	1964	3.025	FG	4588475,882	520279,980	300,000	No
ROSETO 005	1965	2.803	FG	4586580,726	520795,958	275,000	No
ROSETO 006	1965	2.495	FG	4588104,387	519770,507	300,000	No
ROSETO 006 DIR	1966	2.509	FG	4588073,548	519770,591	300,000	No
ROSETO 007	1966	2.533	FG	4587967,394	520409,049	300,000	No
ROSETO 008	1966	2.540	FG	4588322,876	520698,100	300,000	No
ROSETO 009	1966	2.502	FG	4587056,851	520133,126	300,000	No
ROSETO 010	1991	2.523	FG	4589337,357	519546,699	320,000	No
ROVELLO 001	1988	814	FG	4623652,072	521231,125	150,000	No
S.AGATA 001	1966	3.517	FG	4559418,531	531299,767	752,000	Sì
S.CATERINA 001	1975	1.615	FG	4589248,296	531760,519	145,000	No
S.CATERINA 002	1977	1.565	FG	4589078,154	533016,531	170,000	No
S.CATERINA 002 APP	1985	1.635	FG	4589090,479	533014,154	170,000	No
S.CATERINA 003	1995	1.465	FG	4588509,968	533326,830	170,000	No
S.CATERINA 004	1997	1.513	FG	4587711,819	533656,356	165,000	No
S.GIUSTO 001 DIR	1983	1.957	FG	4580743,009	537607,729	202,000	Sì
S.PAOLO DI CIVITATE 001	1962	839	FG	4617291,003	523642,129	130,000	Sì
S.RAFFAELE 001 DIR	1997	2.047	FG	4549817,056	555526,860	185,500	No
S.RAFFAELE 001 DIR A	1997	2.246	FG	4549817,056	555526,860	185,500	No
S.SEVERO 001	1962	1.155	FG	4616322,495	535526,462	56,000	No
S.SEVERO 001 BIS	1963	1.594	FG	4616322,495	535526,462	56,000	Sì
SANNICANDRO 001	1963	2.502	FG	4628756,643	536514,547	127,000	Sì
SANNICANDRO 002	1963	2.269	FG	4637883,729	520670,167	12,000	Sì
SANTA CATERINA 002 DIR A	2006	1.480	FG	4589099,742	533016,432	170,000	No
SAUDONE 001 DIR	1994	2.041	FG	4573628,996	538039,984	177,000	No
SERRA DEI BISI 001	1966	2.780	FG	4577544,799	525586,114	295,000	Sì
SERRA DEL RIPOSO 001	1963	2.468	FG	4555173,551	550687,849	270,000	No
SERRA DEL RIPOSO 002	1964	1.937	FG	4556468,771	547494,894	290,000	No
SERRA DEL RIPOSO 003	1965	1.605	FG	4555854,447	546442,937	265,000	No
SERRA DEL RIPOSO 004	1966	1.624	FG	4554983,528	547201,500	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 005	1967	1.576	FG	4553489,620	548405,050	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 006	1970	1.625	FG	4555695,896	547201,550	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 007	1984	2.511	FG	4554416,105	549518,028	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 008 DIR	1997	1.620	FG	4554910,398	549193,178	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 009 DIR	2005	1.530	FG	4554912,057	549210,418	300,000	No
SERRA DEL RIPOSO 010 DIR	2005	1.532	FG	4554913,960	549218,099	250,000	No
SERRA DEL RIPOSO 011 DIR	2005	1.538	FG	4554911,980	549198,996	250,000	No
SERRA LA CROCE 001	1967	1.835	FG	4557964,133	549750,275	318,000	No
SERRA S.MERCURIO 001	1968	2.360	FG	4556856,864	545492,633	275,000	No
SERRA SPAVENTO 001	1981	1.852	FG	4549898,198	555894,391	180,000	No
SERRA SPAVENTO 002	1982	1.700	FG	4549469,609	556502,654	170,000	No
SERRA SPAVENTO 003	1982	1.619	FG	4550235,159	556400,385	185,000	No

SERRA SPAVENTO 004	1983	1.476	FG	4549077,400	557417,296	169,700	No
SERRA SPAVENTO 005	1987	1.429	FG	4549240,410	556929,539	164,000	No
SERRA SPAVENTO 006	1988	1.717	FG	4552058,126	558018,938	330,000	No
SERRA SPAVENTO 007 DIR	1991	1.456	FG	4549469,609	556502,654	169,000	No
SORIANO 001	1987	1.526	FG	4574158,118	544055,538	195,000	No
SORIANO SUD 001	1991	1.597	FG	4572478,270	543185,710	200,000	No
SPARTIVENTO 001	1964	1.177	FG	4578036,585	553482,480	80,000	Sì
STERPARO 001	1998	2.337	FG	4602515,426	521750,991	135,000	No
STORNARELLA 001	1960	769	FG	4560531,570	563761,703	210,000	No
TAVERNAZZA 001	1966	2.058	FG	4583784,001	531879,807	185,000	Sì
TERMOLI MARE 001 DIR	1966	1.591	FG	4641020,125	524491,722	2,000	Sì
TORRE FIORENTINA 001	1972	2.493	FG	4604419,094	519910,748	129,000	Sì
TORREBIANCA 001	1992	1.600	FG	4587547,210	535972,307	130,000	No
TORREBIANCA 001 DIR A	1999	1.425	FG	4587547,210	535972,307	130,000	No
TORREMAGGIORE 001	1982	1.080	FG	4614707,361	520945,640	172,000	Sì
TORRENTE CELONE 001	1990	1.196	FG	4590616,673	538411,524	100,000	No
TORRENTE MANNARA 002	1985	1.497	FG	4627823,528	510913,113	140,900	No
TORRENTE SALSOLA 001	1984	1.206	FG	4599964,452	530722,920	85,000	No
TORRENTE SALSOLA 002	1988	723	FG	4600348,076	534899,106	65,000	No
TORRENTE SALSOLA 003	1993	1.363	FG	4599656,705	526557,663	112,000	No
TORRENTE SALSOLA 004	1995	1.197	FG	4600556,939	526308,308	118,000	No
TORRENTE VULGANO 001	1975	3.341	FG	4585355,993	524581,134	260,000	No
TORRENTE VULGANO 002	1975	2.824	FG	4585922,020	524161,373	260,000	No
TORRENTE VULGANO 003	1975	3.006	FG	4585806,628	523493,225	260,000	No
TORRENTE VULGANO 004	1976	3.550	FG	4586408,906	524048,325	223,000	No
TORRENTE VULGANO 005	1976	2.912	FG	4585554,324	523004,236	265,000	No
TORRENTE VULGANO 006	1977	3.330	FG	4586941,432	523747,145	230,000	No
TORRENTE VULGANO 007	1977	2.898	FG	4584803,561	524822,612	290,000	No
TORRENTE VULGANO 008	1977	2.544	FG	4587356,500	523360,522	230,000	No
TORRENTE VULGANO 009	1977	2.812	FG	4586882,702	523233,479	235,000	No
TORRENTE VULGANO 010	1977	2.795	FG	4587539,133	523942,668	222,000	No
TORRENTE VULGANO 010 DIR	1977	2.449	FG	4587539,133	523942,668	222,000	No
TORRENTE VULGANO 011	1978	2.510	FG	4586789,004	524094,404	222,000	No
TORRENTE VULGANO 012	1978	2.956	FG	4584729,375	525305,307	280,000	No
TORRENTE VULGANO 013	1978	2.508	FG	4586666,565	523627,359	230,000	No
TORRENTE VULGANO 014	1978	2.667	FG	4587915,530	521655,600	275,000	No
TORRENTE VULGANO 015	1979	2.595	FG	4587685,746	522152,689	250,000	No
TORRENTE VULGANO 016	1991	2.610	FG	4588618,164	521486,184	275,000	No
TREMITI 001	1962	536	FG	4662341,926	540016,477	58,000	Sì
TRIOLO 001	1980	1.414	FG	4601895,014	525342,198	166,000	Sì
TROIA 001	1977	3.438	FG	4580422,231	528108,056	324,000	Sì
TROIA 002	1982	1.918	FG	4580593,736	525892,897	305,800	Sì
TROIA 003	1983	3.313	FG	4580483,162	529618,014	299,000	Sì
TROIA 004	1983	1.930	FG	4580037,180	526597,176	317,500	Sì
TROIA 004 DIR	1983	1.374	FG	4580037,180	526597,176	317,500	Sì
UGENTO 001	1959	4.535	LE	4425480,377	772262,720	96,000	Sì
VERDITOLLO 001	1980	2.995	FG	4574858,666	528850,340	275,000	No
VIGNA NOCELLI 001	1992	1.174	FG	4593662,224	535228,431	100,000	No
VOIRAGNI 001	1985	1.222	FG	4613972,214	517296,494	110,050	Sì
VOLTURINO 001	1981	2.903	FG	4612293,010	510729,897	195,000	No

Elenco dei pozzi per la ricerca di Idrocarburi ubicati nel territorio della Regione Basilicata (da progetto VIDEPI - www.sviluppoeconomico.gov.it)

Nome pozzo	Anno	Prof	Pr	Nord WGS84 UTM33N	Est WGS84 UTM33N	Quota s.l.m.	Pdf
ACCETTURA 001	1967	2.381	MT	4489269,719	606651,194	440,000	No
ACCETTURA 001 BIS	1968	2.640	MT	4489269,719	606651,194	440,000	No
ACCETTURA 002	1968	2.652	MT	4489583,684	605524,486	470,000	No
ACCETTURA 003	1968	2.089	MT	4490234,930	606425,665	370,000	No
ACCETTURA 004	1970	2.323	MT	4488556,607	607249,643	410,000	No
ACCETTURA 005	1974	1.875	MT	4489269,719	606651,194	440,000	No
ACCETTURA 005 DIR ST	2007	2.172	MT	4488647,233	606471,862	440,000	No
AGATIELLO 001	1990	1.870	MT	4522207,752	579641,884	442,000	Sì
AGRI 001	2003	4.009	PZ	4475587,225	563501,968	840,000	No
AGRI 001 OR A	2003	3.450	PZ	4475587,225	563501,968	840,000	No
AGRI 001 OR B	2006	3.350	PZ	4475587,225	563501,968	840,000	No
ALLI 001	1998	3.750	PZ	4467060,714	572313,059	635,000	No
ALLI 001 OR A	1998	3.248	PZ	4467060,714	572313,059	635,000	No
ALLI 003 OR	2003	3.215	PZ	4467043,397	572308,036	635,000	No
ALLI 004 OR	2004	3.830	PZ	4470501,366	574441,438	1290,000	No
ANDRIACE 001	1979	2.408	MT	4465823,229	640858,100	123,600	Sì
ANNUNZIATA 001 DIR	1987	1.828	MT	4489262,195	613450,954	585,000	Sì
APPIA 001 DIR	1995	2.143	MT	4492687,104	603378,157	480,000	No
ARCIERI 001	1987	2.050	PZ	4527510,425	582275,928	504,000	Sì
BANZI 001	1964	1.001	PZ	4521787,737	592523,794	364,000	Sì
BASENTELLO 001	1984	891	MT	4496885,087	620716,149	343,540	Sì
BASENTO 001	1962	2.323	MT	4498290,489	601093,803	565,000	Sì
BELLAVEDUTA 001	1987	2.408	PZ	4541039,809	567092,590	360,000	Sì
BRINDISI DI MONTAGNA 001	1968	1.795	PZ	4493551,496	577604,120	952,000	Sì
BURRACCIONE 001	1992	1.868	MT	4469217,518	641690,913	127,000	No
CALCIANO NORD OVEST 001	1991	2.265	MT	4500241,245	597050,142	455,000	No
CALDAROSA 001	1986	4.525	PZ	4473516,058	577030,016	1440,000	No
CALDAROSA 001 DIR A	1989	4.645	PZ	4473516,058	577030,016	1440,000	No
CALDAROSA 001 DIR AST	1997	5.083	PZ	4473516,058	577030,016	1440,000	No
CALDERASI 001	1986	1.609	MT	4499302,818	607535,224	424,000	Sì
CALDERASI 002 DIR	1989	1.117	MT	4510188,705	600252,345	200,000	No
CALDERASI 003 DIR	1991	1.107	MT	4510935,876	599051,492	220,000	No
CALVINO 001	1985	2.502	PZ	4535200,094	571482,642	403,000	Sì
CAMPANARO 001	1962	1.601	MT	4474726,799	632299,493	90,000	Sì
CAMPOMAGGIORE 001	1969	2.782	MT	4494811,147	601517,266	212,000	Sì
CAMPOMAGGIORE 002	1970	2.527	MT	4496050,147	599631,681	340,000	Sì
CAMPOMAGGIORE 003	1972	1.802	MT	4495473,863	602613,071	203,000	Sì
CANALDENTE 001	1980	2.223	MT	4496750,928	601279,264	450,000	No
CAPOROTONDO 001	1962	3.280	MT	4470390,941	613737,623	348,000	Sì
CASALNUOVO 001	1963	2.148	PZ	4430516,115	614944,428	1138,000	Sì
CASTELLANA 001	1988	4.203	PZ	4448650,534	577462,676	929,910	Sì
CASTELLUCCIO 002	1962	1.551	MT	4476807,260	631682,883	47,000	Sì
CASTELLUCCIO FERRANDINA 001	1961	1.917	MT	4479053,181	627790,659	80,000	No
CASTELSARACENO 001	1997	5.530	PZ	4445259,719	582800,170	1230,000	Sì
CAVONE BERNALDA 001	1961	2.094	MT	4461217,510	644416,823	45,000	No
CAVONE BERNALDA 002	1962	1.700	MT	4467823,379	638106,528	157,000	No
CERRETO 001 B A	1943	153	PZ	4488289,145	547823,744	500,000	No
CERRETO CR. 001	1943	359	PZ	4488347,730	547823,367	500,000	No

CERRO FALCONE 001	1992	4.380	PZ	4479133,053	567974,089	1040,000	No
CERRO FALCONE 001 DIR A	1992	3.438	PZ	4479133,053	567974,089	1040,000	No
CERRO FALCONE 001 DIR B	1999	3.665	PZ	4479133,053	567974,089	1040,000	No
CERRO FALCONE 002 X	1996	4.471	PZ	4476596,492	567782,732	1338,000	No
CERRO FALCONE 002 X DIR A	1996	3.928	PZ	4476596,492	567782,732	1338,000	No
CERRO FALCONE 002 X DIR A/B	1997	4.130	PZ	4476596,492	567782,732	1338,000	No
CERRO FALCONE 002 X OR C	2009	3.889	PZ	4476596,492	567782,732		No
CERRO FALCONE 003 X	2000	4.303	PZ	4480414,671	566469,316	1238,000	No
CERRO FALCONE 003 X OR A	2000	3.813	PZ	4480414,671	566469,316	1238,000	No
CERRO FALCONE 004 OR	2009	3.900	PZ	4480412,407	566457,561	1240,000	No
CERRO FALCONE 004 OR A	2009	3.851	PZ	4480412,407	566457,561	260,000	No
CERRO FALCONE 005 OR	2004	3.585	PZ	4476758,594	570633,744	1110,000	No
CERRO FALCONE 006 OR	2005	3.570	PZ	4475584,203	563509,299	840,000	No
CERRO FALCONE 008 OR	2000	4.289	PZ	4476764,814	570639,340	1110,000	No
CERRO FALCONE 008 OR A	2002	3.533	PZ	4476764,809	570638,869	1110,000	No
CERRO FALCONE 009 OR	2004	3.424	PZ	4475590,554	563494,633	840,000	No
CICORVA 001	1986	1.705	MT	4481688,107	614319,821	290,000	Sì
COLABELLA 001	1985	1.470	PZ	4545286,327	562557,327	200,000	No
COLABELLA 002	1986	1.038	PZ	4545406,723	562210,793	200,000	No
COLABELLA 003	1986	1.505	PZ	4544812,046	563348,174	200,000	No
COLABELLA SUD 001	1987	2.190	PZ	4541327,826	563214,836	350,000	No
COLACELLO 001	1987	947	MT	4447345,515	640801,775	10,000	No
COLOBRARO 001	1962	3.108	MT	4450538,250	621263,425	720,000	Sì
COSTA MOLINA 001	1981	4.089	PZ	4465136,545	583558,956	1150,000	No
COSTA MOLINA 002	1983	4.141	PZ	4464340,400	584063,477	1050,000	No
COSTA MOLINA 003 DIR XA	1988	4.418	PZ	4466070,556	584350,881	1250,000	No
COSTA MOLINA 003 X	1988	4.400	PZ	4466070,556	584350,881	1250,000	No
COSTA MOLINA OVEST 001 DIR	1993	3.700	PZ	4464703,290	581175,287	900,000	No
CRACO 001	1988	1.000	MT	4470468,703	618874,246	286,000	Sì
CRETAGNA 001	1983	1.871	MT	4482218,804	621410,682	176,600	Sì
CRETAGNA 002 DIR	1987	1.490	MT	4483790,605	621863,867	276,000	Sì
CUPOLONI 001	1990	1.403	MT	4462918,273	647178,871	15,000	No
CUPOLONI 002 DIR	1995	1.399	MT	4462888,670	647242,512	15,000	No
CUPOLONI 002 DIR A	2007	1.381	MT	4462892,375	647242,675	15,000	No
CUPOLONI 003 DIR	1996	1.329	MT	4462859,175	647311,584	15,000	No
CUPOLONI 004 DIR	1997	1.418	MT	4462933,273	647314,855	15,000	No
CUPOLONI 005 DIR	1998	1.459	MT	4462930,236	647317,276	15,000	No
DEMMA 001	1983	2.510	MT	4483914,041	614662,497	430,000	No
DEMMA 002 X	1986	2.360	MT	4485364,699	613722,112	400,000	No
DIMORA 001	1962	1.255	MT	4469941,896	632428,762	100,000	No
DIMORA 002	1963	2.215	MT	4470670,696	632651,818	100,000	No
DIMORA 003 DIR	1966	2.254	MT	4471919,531	632629,748	310,000	No
DIMORA 004	1982	2.334	MT	4470268,154	630806,964	100,000	No
DINNELLA 001	1991	1.785	MT	4492302,591	610053,231	470,000	Sì
DONNA CATERINA 001	1979	2.091	PZ	4512851,795	588137,962	375,000	Sì
ELCE 001	1996	4.268	MT	4492763,092	615906,979	170,000	No
FARISI CR. 001	1943	291	PZ	4488430,329	548199,218	480,000	No
FERRANDINA 001	1959	1.342	MT	4488087,578	620175,782	500,000	No
FERRANDINA 002	1959	1.170	MT	4435328,236	621922,077	600,000	No
FERRANDINA 003	1959	916	MT	4489933,921	618946,112	290,000	No
FERRANDINA 004	1959	1.229	MT	4487862,028	617637,713	450,000	No
FERRANDINA 005	1959	1.291	MT	4487192,951	620166,656	500,000	No

FERRANDINA 006	1959	1.013	MT	4491231,481	619078,290	170,000	No
FERRANDINA 007	1959	1.273	MT	448885,410	617009,773	550,000	No
FERRANDINA 008	1959	1.237	MT	4487109,701	617849,636	400,000	No
FERRANDINA 009	1959	1.284	MT	4486944,845	621983,042	300,000	No
FERRANDINA 010	1959	1.115	MT	4489123,187	618394,319	400,000	No
FERRANDINA 011	1959	1.304	MT	4488362,847	618100,466	500,000	No
FERRANDINA 012	1960	923	MT	4489006,984	619808,006	300,000	No
FERRANDINA 013	1960	1.283	MT	4488019,264	613858,155	580,000	No
FERRANDINA 014	1960	1.283	MT	4487389,857	617033,235	420,000	No
FERRANDINA 015	1960	1.367	MT	4486626,556	619469,627	500,000	No
FERRANDINA 016	1960	1.716	MT	4483412,013	622853,208	460,000	Sì
FERRANDINA 017	1960	1.365	MT	4488483,045	615933,618	550,000	No
FERRANDINA 018	1961	1.350	MT	4487039,688	615344,110	436,550	Sì
FERRANDINA 019	1961	1.231	MT	4489646,075	617327,235	520,000	No
FERRANDINA 020	1961	956	MT	4490650,520	618040,705	300,000	No
FERRANDINA 021	1963	1.285	MT	4487811,727	622180,686	365,000	No
FERRANDINA 022	1963	1.461	MT	4484999,878	622815,321	485,000	Sì
FERRANDINA 023	1964	1.317	MT	4478027,466	622717,832	125,000	Sì
FERRANDINA 024	1995	1.260	MT	4487416,467	619045,106	500,000	No
FERRANDINA SUD 001	1988	1.419	MT	4485500,758	620429,323	475,000	No
FILICI 001	2006	204	MT	4452718,549	635738,862	140,000	No
FILICI 001	1988	1.600	MT	4452718,549	635738,862	880,000	No
FILICI 001 DIR A	2006	1.062	MT	4452718,549	635738,862	140,000	No
FINESE 001 DIR	1988	2.069	MT	4477620,450	628781,431	100,000	No
FIUME BASENTO 001	1980	1.684	MT	4465605,127	649476,857	6,400	Sì
FIUME BASENTO 002	1984	1.481	MT	4478426,329	632363,729	160,000	Sì
FIUME BASENTO 003	1985	1.604	MT	4471711,552	641056,698	42,500	Sì
FIUME BASENTO 004	1985	2.198	MT	4469593,620	633471,164	80,000	Sì
FIUME BASENTO 005 DIR	1986	1.305	MT	4478836,854	632204,942	157,000	Sì
FIUME BASENTO 006	1986	1.362	MT	4471464,681	640723,305	53,000	Sì
FIUME BASENTO 007 DIR	1987	1.760	MT	4472806,027	635645,082	258,000	Sì
FIUME BASENTO 008	1987	1.807	MT	4471220,395	636807,953	175,000	Sì
FIUME BRADANO 001	1995	1.383	MT	4504720,153	603046,541	480,000	No
FONTANA DEL BARONE 001	1994	2.500	PZ	4504761,650	589501,740	720,000	No
FORENZA 001	1961	3.001	PZ	4523399,035	575027,801	605,000	Sì
FORENZA 002	1963	2.034	PZ	4522816,520	580885,819	448,000	Sì
FORLETO 001 DIR	2000	1.504	PZ	4510305,488	591034,912	330,000	No
FORNACIARA 001	1995	1.107	MT	4454337,606	646800,790	5,000	No
FOSSO DEL BRIGANTE 001	1990	1.885	MT	4466440,720	644748,321	40,000	No
FRANCAVILLA SUL SINNI 001	1963	1.737	PZ	4436712,799	599533,705	424,000	Sì
FRASCAROSSA 001	1992	2.450	MT	4469274,731	628383,165	75,000	Sì
GALGANO 001	1987	2.540	MT	4480384,982	616813,253	160,000	No
GARAGUSO 001	1969	2.273	MT	4490983,923	603326,532	580,000	No
GARAGUSO 002	1972	2.071	MT	4492257,455	603974,419	410,000	No
GAUDIANO 001	1953	2.351	PZ	4550171,806	572899,744	160,000	No
GENZANO 001	1939	1.072	PZ	4520096,376	591682,866	340,000	No
GENZANO 002	1941	1.441	PZ	4521591,189	592835,451	345,000	Sì
GENZANO 003	1943	1.770	PZ	4517739,101	588314,050	320,000	No
GIANO PEPE 001	1998	2.947	PZ	4460586,106	566932,893	910,000	No
GIOIA 001	1997	1.018	MT	4455301,604	642007,872	10,000	No
GIOIA SE 001 DIR A	2006	965	MT	4454867,654	642713,512	10,000	No
GIOIA SUD EST 001 DIR	1999	1.105	MT	4454867,654	642713,512	10,000	No
GOLFO 001	1962	1.115	MT	4495755,565	612494,015	350,000	No

GOLFO 002	1963	1.176	MT	4496455,220	612053,276	400,000	No
GOLFO 003	1963	930	MT	4494557,920	611818,530	150,000	No
GORGOGNONE 001	1997	5.365	PZ	4473873,657	591764,288	1000,000	No
GRASSANO 001	1962	1.143	MT	4504792,020	605090,496	460,000	Sì
GRASSANO 002	1964	1.177	MT	4503499,015	607410,117	370,000	Sì
GROTTOLE 001	1959	648	MT	4493041,297	615509,920	140,000	No
GROTTOLE 002	1959	1.003	MT	4492184,767	618898,385	115,500	Sì
GROTTOLE 003	1959	1.096	MT	4493900,699	615237,933	140,000	No
GROTTOLE 004	1959	1.124	MT	4491758,327	614318,511	380,000	No
GROTTOLE 005	1959	685	MT	4491708,194	618023,924	140,000	No
GROTTOLE 006	1959	773	MT	4494239,187	614186,368	140,000	No
GROTTOLE 007	1959	1.165	MT	4494734,315	616283,035	327,850	Sì
GROTTOLE 008	1959	774	MT	4494638,422	613063,433	170,000	No
GROTTOLE 009	1959	1.022	MT	4490638,089	616664,670	350,000	No
GROTTOLE 010	1959	1.063	MT	4493760,773	616157,160	180,000	No
GROTTOLE 011	1959	807	MT	4493515,407	613245,103	140,000	No
GROTTOLE 012	1959	1.176	MT	4489977,866	615863,326	480,000	No
GROTTOLE 013	1959	797	MT	4492082,462	615336,638	200,000	No
GROTTOLE 014	1959	742	MT	4493270,196	614354,091	140,000	No
GROTTOLE 015	1959	613	MT	4493223,160	616294,888	140,000	No
GROTTOLE 016	1959	900	MT	4494209,146	612211,734	140,000	No
GROTTOLE 017	1959	1.367	MT	4492160,949	613418,586	370,000	No
GROTTOLE 018	1959	693	MT	4494928,675	613893,657	240,000	No
GROTTOLE 019	1959	1.210	MT	4490596,881	615006,790	480,000	No
GROTTOLE 020	1960	987	MT	4491453,424	615546,325	320,000	No
GROTTOLE 021	1960	906	MT	4494928,675	613893,657	240,000	No
GROTTOLE 022	1960	861	MT	4492582,355	614752,705	200,000	No
GROTTOLE 023	1960	1.322	MT	4489921,397	615205,441	560,000	No
GROTTOLE 024	1960	810	MT	4491406,594	616499,722	240,000	No
GROTTOLE 025	1960	1.474	MT	4489954,605	614357,956	560,000	No
GROTTOLE 026	1960	1.334	MT	4489206,779	615863,544	580,000	No
GROTTOLE 027	1960	1.040	MT	4492942,617	613100,956	280,000	No
GROTTOLE 028	1960	1.448	MT	4489317,910	615073,592	560,000	No
GROTTOLE 029	1960	1.400	MT	4490548,520	613866,585	500,000	No
GROTTOLE 030	1960	1.317	MT	4491331,424	613631,158	480,000	No
GROTTOLE 031	1960	1.502	MT	4489934,861	613064,292	587,000	Sì
GROTTOLE 032	1961	1.366	MT	4491580,483	612768,829	480,000	No
GROTTOLE 033	1977	1.220	MT	4489506,746	615317,726	560,000	No
GROTTOLE 034	1977	1.224	MT	4489506,746	615317,726	560,000	No
GROTTOLE 035	1977	1.216	MT	4495057,236	615231,779	300,000	No
GROTTOLE 036	1977	1.221	MT	4488970,211	615526,031	560,000	No
GROTTOLE 037	1977	1.222	MT	4488970,211	615526,031	560,000	No
GROTTOLE 038 DIR	1984	600	MT	4492575,824	616121,566	140,000	No
GROTTOLE 039 DIR	1986	613	MT	4492723,000	615867,624	145,000	No
GROTTOLE 040	1986	625	MT	4492723,000	615867,624	145,000	No
LA FRATTA CR 001	1943	137	PZ	4489999,784	545743,070	460,000	No
LAGONEGRO 001	1961	1.447	PZ	4442161,426	564545,783	730,000	Sì
LAMALUNGA 001	1985	1.170	MT	4482651,726	632510,326	445,000	Sì
LAVELLO 001	1961	2.688	PZ	4540320,045	563151,116	203,000	Sì
LAVELLO 003	1962	2.016	PZ	4547671,707	555094,625	199,000	Sì
LAVELLO 004	1962	1.629	PZ	4546654,666	562804,706	161,000	Sì
LAVELLO 005	1962	2.744	PZ	4538136,104	562013,223	315,000	Sì
LAVELLO 006	1963	924	PZ	4545871,274	564912,357	207,000	Sì

LENNE 001 DIR	1980	2.549	PZ	4505860,520	590216,330	520,000	Sì
LOCANTORE 001	1982	1.947	MT	4486368,373	614813,110	470,000	No
LOCANTORE 002 X	1986	1.887	MT	4487218,432	613929,218	470,000	No
LOCANTORE 003 X	1986	1.684	MT	4486794,822	615465,581	460,000	No
MARCIANO 001	1988	1.545	MT	4483042,937	624240,499	350,000	No
MARCIANO 001 DIR ST	2008	1.563	MT	4483042,937	624240,499	350,000	No
MARCONIA 001 DIR	1997	1.699	MT	4468365,061	643306,818	100,000	No
MARSILIO 001	1992	1.380	MT	4492570,057	611918,953	410,000	No
MASCHITO 001	1967	2.187	PZ	4528092,054	576150,031	464,000	Sì
MASCHITO 002	1968	3.469	PZ	4525557,469	572536,196	640,000	Sì
MASSERIA BOSCONI 001	1988	3.595	MT	4486829,108	604619,710	760,000	No
MASSERIA CANIUCCIO 001	1963	2.339	MT	4469959,454	628110,992	71,500	Sì
MASSERIA CUPOLO 001	1999	1.410	MT	4499515,129	604890,348	330,000	Sì
MASSERIA D'EUFEZIA 001 DIR	1986	1.780	MT	4492854,209	607574,180	230,000	Sì
MASSERIA GALTIERI 001	1988	1.301	MT	4478348,361	625328,295	100,000	No
MASSERIA MORANO 001 DIR	2010	848	MT	4451193,712	637399,544	760,000	No
MASSERIA PEPE 001	1987	1.540	PZ	4510812,020	592830,229	350,000	No
MASSERIA PEPE 001 DIR A	1993	1.281	PZ	4510812,020	592830,229	350,000	No
MASSERIA PETRULLA 001	2001	1.036	MT	4450657,541	640146,697	40,000	No
MASSERIA RIGIRONE 001	1964	2.335	MT	4466101,737	624305,774	193,000	Sì
MASSERIA SANTORO 001	1984	2.316	MT	4497261,030	600915,091	580,000	No
MASSERIA SPAVENTO 001	1982	1.682	PZ	4547008,931	559067,313	192,000	No
MASSERIA SPAVENTO 002	1983	1.522	PZ	4547590,669	558544,515	186,200	No
MASSERIA SPAVENTO 003	1983	1.592	PZ	4546504,095	559561,558	194,500	No
MASSERIA SPAVENTO 004	1987	1.196	PZ	4547023,908	558707,064	187,000	No
MASSERIA SPAVENTO 006 DIR	1992	1.425	PZ	4546606,740	559100,440	196,100	No
MASSERIA SPAVENTO 007 DIR	1992	1.599	PZ	4546606,740	559100,440	196,100	No
MASSERIA SPAVENTO 008 DIR	1992	1.462	PZ	4546606,740	559100,440	196,100	No
MASSERIA VENITA 001 DIR	2002	1.750	MT	4476744,137	626865,797	130,000	No
MASSERIA VIGNOLA 001	1984	1.382	MT	4496042,323	609177,558	295,000	Sì
MASSERIA VIORANO 001	1987	984	PZ	4518121,232	594490,927	310,000	No
MATINELLA 001	1964	1.229	PZ	4533480,984	581145,209	386,000	Sì
MELFI 001	1963	2.687	PZ	4543314,876	551835,006	350,000	Sì
METAPONTO 001	1986	2.012	MT	4468063,257	644651,220	80,000	No
METAPONTO 001 DIR A	2009	1.458	MT	4468063,257	644651,220	780,000	No
METAPONTO 002 DIR	1990	1.861	MT	4467999,263	644643,955	80,000	No
MIGLIONICO 001	1962	998	MT	4486024,162	629578,366	407,400	Sì
MOLTONE 001	1981	3.207	PZ	4509187,084	584638,773	715,000	Sì
MONTE ALPI 001	1988	3.606	PZ	4464569,063	579585,971	820,000	No
MONTE ALPI 001 OR A	2003	5.315	PZ	4464558,748	579572,864	820,000	No
MONTE ALPI 001 OR B FORO 1-2	2010	3.186	PZ	4465470,096	579262,321	560,000	No
MONTE ALPI 002 DIR	1991	3.906	PZ	4464568,963	579576,532	820,000	No
MONTE ALPI 003 DIR	1993	3.590	PZ	4463227,686	579590,741	640,000	No
MONTE ALPI 004 X	1992	3.750	PZ	4462810,498	578037,097	600,000	No
MONTE ALPI 005 OR	1996	3.000	PZ	4463263,886	576849,752	610,000	No
MONTE ALPI 006 OR	2000	3.119	PZ	4462091,703	579362,436	590,000	No
MONTE ALPI 007 OR	2001		PZ	4462084,273	579359,682	590,000	No
MONTE ALPI 008 OR	2001	3.150	PZ	4462076,843	579356,927	590,000	No
MONTE ALPI 009 OR	2001	4.039	PZ	4461580,719	575593,422	620,000	No
MONTE ALPI 009 OR A	2008	4.164	PZ	4461580,719	575593,422		No
MONTE ALPI EST 001	1996	3.070	PZ	4462207,683	581381,684	600,000	No
MONTE ALPI NORD 001	1992	3.850	PZ	4465472,257	579262,534	960,000	No
MONTE ALPI NORD 001 OR A	2003	3.437	PZ	4465472,257	579262,534	960,000	No

MONTE ALPI NORD 001 OR B FORO 2	2010	3.188	PZ	4465472,257	579262,534	560,000	No
MONTE ALPI NORD 001 OR-B	2011	4.941	PZ	4465472,257	579262,534	560,000	No
MONTE ALPI OVEST 001	1994	3.494	PZ	4464557,747	576119,027	650,000	No
MONTE CARNARA 001	1996	2.520	PZ	4428876,746	616128,362	1230,000	Sì
MONTE ENOC 001	1994	4.300	PZ	4469422,654	577803,272	1280,000	No
MONTE ENOC 001 OR	2006	3.064	PZ	4469424,224	577954,209	500,000	No
MONTE ENOC 001 OR A	2006	3.835	PZ	4469424,224	577954,209	1220,000	No
MONTE ENOC 002 OR	1997	3.615	PZ	4470558,715	575943,546	1150,000	No
MONTE ENOC 003 OR	1997	3.525	PZ	4465475,969	579263,675	960,000	No
MONTE ENOC 003 OR A FORO 1-2	2009	3.404	PZ	4465475,969	579263,675		No
MONTE ENOC 004 DIR	1999	3.189	PZ	4464581,166	576086,928	650,000	No
MONTE ENOC 005 OR	2004	3.285	PZ	4465720,992	574499,529	690,000	No
MONTE ENOC 005 OR A FORO 2	2005	3.303	PZ	4465720,992	574499,529	690,000	No
MONTE ENOC 009 OR	1998	3.655	PZ	4470566,128	575944,650	1150,000	No
MONTE ENOC 010 OR	2005	3.833	PZ	4470493,415	574448,121	1290,000	No
MONTE ENOC 010 OR A	2007	3.755	PZ	4470493,343	574440,811		No
MONTE ENOC 010 OR B FORO 3	2010	3.684	PZ	4470493,343	574440,811	315,000	No
MONTE ENOC 010 OR-B	2011	5.952	PZ	4470493,343	574440,811	315,000	No
MONTE ENOC NW 001	1996	4.012	PZ	4470550,689	575942,684	1150,000	No
MONTE ENOC NW 001 DIR A	1996	3.513	PZ	4470550,689	575942,684	1150,000	No
MONTE ENOC OVEST 001	1998	4.010	PZ	4470509,082	574442,069	1290,000	No
MONTE ENOC OVEST 001 OR A	2002	3.909	PZ	4470509,082	574442,069	1290,000	No
MONTE FOI 001	1997	4.912	PZ	4498304,238	559275,664	1105,700	Sì
MONTE GARGARUSO 001	1999	4.338	PZ	4476536,612	551820,091	1103,000	Sì
MONTE GROSSO 001	1999	3.532	PZ	4495660,455	574860,352	1090,000	No
MONTE GROSSO 001 ST	1999	5.028	PZ	4495660,455	574860,352	1090,000	No
MONTE MORRONE 001	1971	1.209	MT	4479628,438	628958,940	140,000	No
MONTE S.VITO 001	1969	1.256	MT	4497334,691	615209,427	450,000	Sì
MONTE S.VITO 002	1969	1.054	MT	4496894,996	619304,920	465,000	Sì
MONTE VERRUTOLI 001	1972	1.845	MT	4500386,217	602333,851	397,710	Sì
MONTEPIANO 001	1941	248	PZ	4489488,007	547721,946	500,000	No
MONTEPIANO CR 002	1942	250	PZ	4489582,631	548050,622	500,000	No
MONTESANO 001 DIR	1997	1.336	MT	4467124,200	636983,863	68,400	Sì
MONTESOTTANO 001	1963	1.983	MT	4469367,620	634821,980	270,000	Sì
MONTESOTTANO 002	1966	2.455	MT	4467869,949	633173,281	45,000	Sì
MUSACCHIO 001	1983	2.886	PZ	4523252,156	584793,993	562,000	Sì
MUSCILLO 001	1982	1.296	PZ	4521706,303	592178,157	368,000	Sì
NOVA SIRI SCALO 001	1961	1.991	MT	4446104,954	639605,938	20,000	No
NOVA SIRI SCALO 002	1964	1.929	MT	4444747,548	636210,218	84,000	Sì
OPPIDO LUCANO 001	1969	1.745	PZ	4516097,733	584841,131	377,000	Sì
ORSINO 001	1984	1.628	PZ	4507080,838	595306,082	300,000	No
PANTANIELLO 001	1979	1.860	MT	4478798,507	629126,418	140,000	No
PERTICARA 001	1997	5.543	PZ	4473784,831	589601,978	730,000	No
PIETRAGALLA 001	1965	2.984	PZ	4521089,687	572931,544	720,000	Sì
PIGNOLA 001	1967	1.169	PZ	4482884,742	559535,238	1075,000	Sì
PISTICCI 001	1960	2.491	MT	4474430,334	624356,478	100,000	No
PISTICCI 002	1961	2.284	MT	4472848,003	629276,213	100,000	No
PISTICCI 003	1961	2.152	MT	4473320,318	629834,040	100,000	No
PISTICCI 004	1961	2.083	MT	4473004,943	627634,491	100,000	No
PISTICCI 005	1961	2.202	MT	4473356,009	628324,176	100,000	No

PISTICCI 006	1961	2.180	MT	4473582,174	628921,624	100,000	No
PISTICCI 007	1961	1.479	MT	4473898,756	630283,840	100,000	No
PISTICCI 008	1961	2.165	MT	4476312,603	625327,026	100,000	No
PISTICCI 009	1961	2.125	MT	4472107,769	628380,922	100,000	No
PISTICCI 010	1961	1.560	MT	4474098,071	629325,394	130,000	No
PISTICCI 011	1961	2.064	MT	4472516,316	628822,033	100,000	No
PISTICCI 012	1961	1.550	MT	4474537,867	630673,564	80,000	No
PISTICCI 013	1961	2.140	MT	4473855,535	627773,279	160,000	No
PISTICCI 014	1961	2.097	MT	4472999,986	628247,730	100,000	No
PISTICCI 015	1961	1.550	MT	4475269,508	631061,600	65,000	No
PISTICCI 016	1962	2.320	MT	4475432,995	625294,598	100,000	No
PISTICCI 017	1962	1.560	MT	4474524,342	629895,708	130,000	No
PISTICCI 018	1962	1.555	MT	4474254,082	628532,801	170,000	No
PISTICCI 019	1962	2.150	MT	4473131,207	628705,345	100,000	No
PISTICCI 019 DIR A	2007	2.038	MT	4473093,374	628693,497	100,000	No
PISTICCI 020	1962	1.633	MT	4474604,219	629163,402	160,000	No
PISTICCI 021	1962	1.600	MT	4476708,536	625945,018	100,000	No
PISTICCI 022	1962	1.695	MT	4474706,131	627912,029	220,000	No
PISTICCI 023	1962	950	MT	4473723,838	629980,328	100,000	No
PISTICCI 024	1962	2.192	MT	4474467,663	626583,937	140,000	No
PISTICCI 025	1977	869	MT	4473531,681	629570,982	100,000	No
PISTICCI 025 DIR	1991	1.558	MT	4473458,735	629633,556	100,000	No
PISTICCI 026	1977	869	MT	4473531,681	629570,982	100,000	No
PISTICCI 026 DIR	1991	1.409	MT	4473458,735	629633,556	100,000	No
PISTICCI 027	1977	897	MT	4473162,671	629636,318	100,000	No
PISTICCI 027 DIR	1991	1.616	MT	4473458,735	629633,556	100,000	No
PISTICCI 028 DIR	1985	2.175	MT	4473761,632	626784,503	115,000	No
PISTICCI 029 DIR	1986	2.151	MT	4474495,394	627292,221	180,000	No
PISTICCI 030 DIR	1986	2.206	MT	4474467,663	626583,937	140,000	No
PISTICCI 030 DIR A	1986	2.128	MT	4474467,663	626583,937	140,000	No
PISTICCI 031	1988	1.700	MT	4475295,253	626275,264	160,000	No
PISTICCI 031 DIR A	1988	1.668	MT	4475295,253	626275,264	160,000	No
PISTICCI 032 DIR	1991	1.697	MT	4473396,270	629231,386	100,000	No
PISTICCI 033 DIR	1991	1.563	MT	4473396,270	629231,386	100,000	No
PISTICCI 034 DIR	1991	1.517	MT	4473396,270	629231,386	100,000	No
PISTICCI 035	1992	1.603	MT	4476605,741	625333,905	100,000	No
PISTICCI 036	1995	1.710	MT	4475295,253	626275,264	160,000	No
PISTICCI 037	1995	1.700	MT	4474116,979	628631,828	160,000	No
PISTICCI 038 DIR	1995	1.693	MT	4474642,968	628726,542	160,000	No
PISTICCI 039	1996	1.650	MT	4476034,611	625854,991	120,000	No
PIZZO CORVO 001	1961	2.123	MT	4484118,421	617885,093	425,000	Sì
POLICORO 001	1991	705	MT	4454780,304	641679,614	10,000	No
POLICORO 001 BIS DIR	1992	1.004	MT	4454784,524	641904,140	10,000	No
POMARICO 001	1959	1.110	MT	4482753,689	629173,524	103,200	Sì
POMARICO 002	1959	988	MT	4482591,841	630862,687	319,800	No
POMARICO 003	1959	1.091	MT	4483536,409	627513,883	61,600	Sì
POMARICO 004	1959	1.184	MT	4480271,684	633966,163	303,500	Sì
POMARICO 005	1960	1.017	MT	4482014,629	631367,444	324,350	Sì
POMARICO 006	1960	1.112	MT	4483290,378	630238,137	392,000	Sì
POMARICO 007	1963	1.053	MT	4486493,498	626368,778	135,000	Sì
POTENZA 001	1966	762	PZ	4496256,043	558030,064	870,000	Sì
PUCCHIETA 001 DIR	1995	1.392	MT	4465032,466	646257,014	18,000	No
RAPOLLA 001	1921	180	PZ	4538779,544	561517,094	270,000	No

RECOLETA 001	1959	2.999	MT	4459776,399	639979,053	120,000	Sì
RENDINA 001	1968	2.250	PZ	4545890,163	559155,721	223,000	Sì
RENDINA 002	1969	1.321	PZ	4550602,348	553570,230	203,000	Sì
RIVOLTA 001	1987	890	MT	4446497,585	640154,880	18,000	No
ROCCA ROSSA 001	1999	3.731	PZ	4447480,801	566709,597	1000,000	Sì
ROTONDELLA 001	1961	2.103	MT	4446503,561	631740,923	250,000	Sì
ROTONDELLA 002	1962	2.335	MT	4443727,195	629031,203	350,000	Sì
ROTONDELLA 003	1962	3.100	MT	4448960,433	633768,226	184,000	Sì
ROTONDELLA 003 BIS	1991	1.210	MT	4449641,328	632147,519	220,000	No
ROTONDELLA 004	1965	4.104	MT	4445232,204	630461,222	382,000	Sì
S.BARBATO 001	1984	2.260	PZ	4541939,531	563905,564	340,000	No
S.BASILIO 001	1960	2.040	MT	4465124,555	644672,381	26,000	Sì
S.BASILIO 002	1961	1.603	MT	4466881,941	650126,816	6,000	Sì
S.BERNARDINO 001	1982	2.525	MT	4476419,248	623392,402	170,000	No
S.CATALDO 001	1962	2.155	MT	4472365,840	629933,120	100,000	No
S.CATALDO 002	1962	1.600	MT	4471647,543	630311,173	100,000	No
S.CATALDO 003	1963	2.196	MT	4471645,086	630169,690	100,000	No
S.CATALDO 004	1963	1.008	MT	4472730,094	631365,446	240,000	No
S.CHIRICO 001	1965	1.912	PZ	4507686,725	590757,277	370,000	Sì
S.CHIRICO 002	1965	1.650	PZ	4505680,647	594584,656	334,000	Sì
S.CHIRICO 003	1965	1.950	PZ	4507297,288	589166,186	324,000	Sì
S.CHIRICO 004	1968	2.358	PZ	4503738,906	590735,335	758,000	Sì
S.FELE 001	1993	5.315	PZ	4515495,009	548661,824	1055,300	Sì
S.TEODORO 001 DIR	1988	1.700	MT	4467942,985	646734,726	70,000	No
SALA 001 DIR	1998	1.578	PZ	4507515,917	589137,746	371,600	Sì
SALA 001 DIR A	1998	1.705	PZ	4507515,917	589137,746	371,600	Sì
SALACARO 001	1986	2.245	MT	4494750,358	602928,678	210,000	No
SALANDRA 001	1961	2.272	MT	4486859,764	612651,964	473,100	Sì
SALANDRA 002	1963	1.727	MT	4489938,114	608088,460	364,000	Sì
SALICE 001	1987	1.780	MT	4469525,531	644465,196	90,000	No
SAN TEODORO 001 DIR A	2003	1.436	MT	4467915,664	646710,007	70,000	No
SANSONE 001	1988	1.185	MT	4473889,321	654563,224	6,000	Sì
SCANZANO 001	1954	1.340	MT	4460274,830	648286,007	10,000	No
SCANZANO 002	1972	915	MT	4460369,200	648378,651	10,000	No
SERRA D'OLIVO 001	1967	2.496	MT	4481055,061	610160,364	327,000	Sì
SERRA D'OLIVO 002	1971	1.500	MT	4483487,934	609912,584	309,000	Sì
SERRA PIZZUTA 001	1965	2.505	MT	4468419,887	630945,343	60,000	Sì
SPINAZZOLA 001	1960	684	PZ	4524023,092	592226,452	435,000	No
STAGLIOZZO 001 DIR	1980	1.874	PZ	4517342,829	564696,128	906,000	Sì
STROMBONE 001	1971	1.601	PZ	4508188,397	589659,991	390,000	Sì
STROMBONE 002 DIR	1978	2.246	PZ	4508095,936	588898,470	343,000	Sì
TAURO 001	1992	1.245	MT	4454873,234	644784,502	6,000	No
TEMPA DEL VENTO 001	1989	4.897	PZ	4463332,292	587592,110	980,000	Sì
TEMPA D'EMMA 001 ST TER	1998	6.186	PZ	4476422,758	590666,025	980,000	No
TEMPA LA MANARA 001	1996	5.384	PZ	4472423,598	583006,272	1090,000	No
TEMPA ROSSA 001 DIR	1989	4.956	PZ	4475076,962	590441,193	1000,000	No
TEMPA ROSSA 001 DIR ST-TER	1992	5.310	PZ	4475076,962	590441,193	1000,000	No
TEMPA ROSSA 002	1991	5.037	PZ	4472309,143	591311,842	1020,000	No
TIMPA ROSSA 001	1986	1.722	MT	4466550,291	636686,289	32,000	Sì
TOLVE 001	1962	1.269	MT	4510592,270	600785,507	210,000	Sì
TORRENTE BILIOSO 001	1962	605	MT	4503615,053	614148,051	175,000	Sì
TORRENTE GRUSO 001	1998	2.298	MT	4476772,749	621204,495	109,000	Sì
TORRENTE SALANDRELLA 001	1978	3.148	MT	4482253,418	611107,090	212,300	Sì

TORRENTE VELLA 001	1988	1.205	MT	4479028,394	624492,196	130,000	No
TRAMUTOLA 001	1940	269	PZ	4463785,858	564851,654	680,000	No
TRAMUTOLA 002	1939	404	PZ	4463977,462	564543,173	640,000	No
TRAMUTOLA 003	1939	934	PZ	4464980,373	565695,607	618,000	No
TRAMUTOLA 004	1940	300	PZ	4463610,925	564947,578	680,000	No
TRAMUTOLA 005	1939	253	PZ	4463884,790	564881,482	680,000	No
TRAMUTOLA 006	1940	387	PZ	4464247,359	565088,396	660,000	No
TRAMUTOLA 007	1941	397	PZ	4463655,687	565131,295	710,000	No
TRAMUTOLA 008	1941	300	PZ	4463598,375	565278,131	720,000	No
TRAMUTOLA 009	1940	376	PZ	4464303,857	564847,177	640,000	No
TRAMUTOLA 010	1940	117	PZ	4463943,503	565251,527	680,000	No
TRAMUTOLA 011	1941	292	PZ	4463452,884	565213,306	730,000	No
TRAMUTOLA 012	1941	412	PZ	4464240,982	565418,868	650,000	No
TRAMUTOLA 013	1942	307	PZ	4463538,004	565427,358	720,000	No
TRAMUTOLA 014	1942	388	PZ	4464361,442	564731,035	640,000	No
TRAMUTOLA 015	1941	300	PZ	4463746,992	565347,647	705,000	No
TRAMUTOLA 016	1941	421	PZ	4463198,133	564637,213	660,000	No
TRAMUTOLA 017	1941	82	PZ	4463919,575	565336,703	680,000	No
TRAMUTOLA 018	1941	105	PZ	4463851,454	565304,253	690,000	No
TRAMUTOLA 019	1942	470	PZ	4464034,793	565111,483	680,000	No
TRAMUTOLA 020	1942	291	PZ	4463672,683	565312,889	715,000	No
TRAMUTOLA 021	1942	280	PZ	4463527,171	565245,706	725,000	No
TRAMUTOLA 022	1941	60	PZ	4464034,875	565120,923	680,000	No
TRAMUTOLA 023	1942	114	PZ	4463897,458	565275,530	690,000	No
TRAMUTOLA 024	1942	63	PZ	4464059,685	565137,228	675,000	No
TRAMUTOLA 025	1943	323	PZ	4463562,012	565351,618	725,000	No
TRAMUTOLA 026	1942	245	PZ	4463506,991	565052,333	720,000	No
TRAMUTOLA 027	1942	198	PZ	4463870,406	565356,013	690,000	No
TRAMUTOLA 028	1943	283	PZ	4463497,036	565326,220	730,000	No
TRAMUTOLA 029	1943	555	PZ	4463178,879	565262,897	760,000	No
TRAMUTOLA 030	1942	180	PZ	4463821,279	565380,043	695,000	No
TRAMUTOLA 031	1943	403	PZ	4463345,317	565254,368	750,000	No
TRAMUTOLA 032	1942	103	PZ	4464035,203	565158,683	680,000	No
TRAMUTOLA 033	1942	89	PZ	4464127,006	565077,640	670,000	No
TRAMUTOLA 034	1943	117	PZ	4463878,547	565228,490	690,000	No
TRAMUTOLA 035	1943	300	PZ	4463788,000	565453,502	690,000	No
TRAMUTOLA 036	1943	282	PZ	4462294,324	564956,611	820,000	No
TRAMUTOLA 037	1943	68	PZ	4464006,879	565092,843	680,000	No
TRAMUTOLA 038	1943	144	PZ	4464093,663	565144,013	670,000	No
TRAMUTOLA 039	1943	145	PZ	4463865,784	565179,036	690,000	No
TRAMUTOLA 040	1943	245	PZ	4463381,681	565180,880	740,000	No
TRAMUTOLA 041	1943	144	PZ	4463986,115	565187,431	680,000	No
TRAMUTOLA 042	1943	76	PZ	4463829,420	565252,519	700,000	No
TRAMUTOLA 043	1943	340	PZ	4464059,153	565075,868	670,000	No
TRAMUTOLA 044	1943	41	PZ	4463754,763	565531,680	680,000	No
TRAMUTOLA 045	1959	2.000	PZ	4463718,474	564904,162	675,000	Sì
TRAMUTOLA CR 001	1943	221	PZ	4462331,108	565286,793	850,000	No
TRAMUTOLA CR 002	1943	20	PZ	4464747,883	565202,052	625,000	No
TRAMUTOLA CR 003	1943	29	PZ	4464769,118	565161,748	625,000	No
TREDICICCHIO 001	1979	1.880	MT	4480344,554	623881,321	140,000	No
TRICCHIANELLO 001	1992	1.200	MT	4455663,176	637585,692	20,000	No
TURSI 001	1961	1.550	MT	4454435,299	629344,861	80,000	Sì
TURSI 002	1962	1.501	MT	4453676,499	627348,213	95,000	Sì

TURSI MONTE S.ARCANGELO 001	1963	3.404	MT	4457044,851	621572,408	465,000	Sì
VALLAURIA 001	1994	484	PZ	4492147,566	547474,437	940,000	No
VALLAURIA 001 BIS	1995	4.329	PZ	4492147,590	547478,199	940,000	No
VARISANA 001	1986	1.893	MT	4479502,685	627017,204	190,000	No
VARISANA 002	1988	1.310	MT	4479507,606	626397,199	190,000	No
VERRACINE 001	1992	1.505	MT	4505008,675	599558,524	345,000	No
VOLTURINO 001 BIS	1998	4.350	PZ	4473130,339	573641,615	1240,000	No
VOLTURINO 001 OR A	1998	3.817	PZ	4473130,339	573641,615	1240,000	No
VOLTURINO 001 OR B	2011	5.475	PZ	4473130,339	573641,615	320,000	No

ALLEGATO B