SULLA POTENZIALE SISMICITÀ INDOTTA NEL CAMPO PETROLIFERO DI CAVONE: ANALISI DEI DATI GEOLOGICO-GEOFISICI E MODELLIZZAZIONE GEOMECCANICA

Luciana Astiz - University of California San Diego

James H. Dieterich - University of California Riverside

Cliff Frohlich - University of Texas at Austin

Bradford H. Hager - Massachusetts Institute of Technology

Ruben Juanes - Massachusetts Institute of Technology

John H. Shaw –Harvard University

SULLA POTENZIALE SISMICITÀ INDOTTA NEL CAMPO PETROLIFERO DI CAVONE: ANALISI DEI DATI GEOLOGICO-GEOFISICI E MODELLIZZAZIONE GEOMECCANICA

Luciana Astiz

Associate Director of IGPP Real Time Data Array, Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla, CA 92093-0225, USA

James H. Dieterich

Distinguished Professor of Geophysics, Graduate Division, Department of Earth Sciences, University of California, Riverside, CA 92521, USA

Cliff Frohlich

Associate Director, Institute for Geophysics, University of Texas at Austin, Austin, TX 78758, USA

Bradford H. Hager

Director, Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA

Ruben Juanes

Associate Professor, Department of Civil and Environmental Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA

John H. Shaw

Chair, Department of Earth & Planetary Sciences, Harry C. Dudley Professor of Structural & Economic Geology, Harvard University, Cambridge MA 02138, USA

INDICE

EXECUTIVE SUMMARY **5**

INTRODUZIONE **9**

1 INQUADRAMENTO TETTONICO DEI TERREMOTI AVVENUTI NEL 2012 IN EMILIA-ROMAGNA **11**

1.1 ASSETTO SISMOTETTONICO 11
1.1.1 SISMICITÀ STORICA NELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA 12
1.2 STRUTTURA DI CAVONE 18
1.3 EVIDENZA GEOLOGICA DELL'ATTIVITÀ SISMICA DELLE STRUTTURE NELL'ARCO FERRARESE-ROMAGNOLO 23
1.4 ANALISI SISMOTETTONICA 25
1.5 RILEVAZIONI GPS DEI MOVIMENTI TETTONICI - VELOCITÀ DELLE DEFORMAZIONI REGIONALI PRE-TERREMOTI 29
1.6 CONCLUSIONE DELLE ANALISI SISMOTETTONICHE E GEODETICHE 31

2 SISMICITÀ NELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA E NELLA PIANURA PADANA **33**

2.1 ATTIVITÀ SISMICA REGIONALE PRIMA DEL MAGGIO 2012 34
2.2 LA SEQUENZA DELL'EMILIA-ROMAGNA DEL MAGGIO 2012 COME RIPORTATO DALL'ISC 43
2.3 ATTIVITÀ SISMICA REGIONALE NEL GIUGNO 2012 – GIUGNO 2014 48
2.4 DEFORMAZIONE CO-SISMICA E STIMA DELLE PROPRIETÀ DELLA SORGENTE SISMICA 53
2.5 VARIAZIONI DEGLI SFORZI DI COULOMB E TERREMOTI INNESCATI 57
2.6 CONCLUSIONI SULLA SISMICITÀ NELLA REGIONE VICINA AL POZZO CAVONE 14 64

3 MECCANISMI DI INDUZIONE DEI TERREMOTI E LORO APPLICABILITÀ AL CAMPO DI CAVONE **66**

3.1 TERREMOTI LEGATI ALL'INIEZIONE DI FLUIDI NEL SOTTOSUOLO 66
3.1.1 MECCANISMO 66
3.1.2 CARATTERISTICHE DELLA SISMICITÀ INDOTTA E INNESCATA DALL'INIEZIONE DI FLUIDI 68
3.1.3 PRESSIONE DEI FLUIDI NEI PORI E VOLUME DI INIEZIONE A CAVONE 71
3.1.4 L'INIEZIONE A CAVONE HA AVUTO EFFETTI SUGLI SFORZI DI COULOMB CHE HANNO INNESCATO IL TERREMOTO DEL 29 MAGGIO 2012? 75
3.2 SISMICITÀ INDOTTA DALLE INTERAZIONI POROELASTICHE 78
3.2.1 VARIAZIONI NEGLI SFORZI DI COULOMB DALLA PRODUZIONE DEL GIACIMENTO DI CAVONE 79
3.3 SISMICITÀ INDOTTA DAL RECUPERO ISOSTATICO 80
3.4 SISMICITÀ INDOTTA DALLO SFORZO TERMOELASTICO 82
3.5 CONCLUSIONI 83

4 INTERPRETAZIONE DELLE PROVE DI INIEZIONE E MODELLISTICA DI GIACIMENTO 85

4.1 INTERFERENZA DELLA PERMEABILITÀ EFFICACE PER UN INTERVALLO DI VALORI SPAZIALI E TEMPORALI 93
4.2 MODELLIZZAZIONE FLUIDO-GEOMECCANICA DEL GIACIMENTO 96
4.2.1 MODELLO STATICO DEL GIACIMENTO DI CAVONE 96
4.2.1.1 MODELLO STRATIGRAFICO 96
4.2.1.2 *MESH* GEOMECCANICA 98
4.2.2 MODELLO DINAMICO DEL GIACIMENTO DI CAVONE 101
4.2.2.1 MODELLIZZAZIONE ACCOPPIATA FLUIDO-GEOMECCANICA 101
4.2.2.1.1 INTRODUZIONE 101
4.2.2.1.2 FORMULAZIONE MECCANICA DELLA POROMECCANICA MULTIFASE ACCOPPIATA 103
4.2.2.1.3 POROMECCANICA DELLE FAGLIE 108
4.2.2.1.4 PRESSIONE DI FAGLIA NEL CRITERIO DI ROTTURA 109
4.2.2.1.5 IMPLEMENTAZIONE ALL'INTERNO DI UN SOFTWARE DI SIMULAZIONE 111
4.3 SINTESI E CONCLUSIONI DELLA MODELLISTICA DINAMICA 127

BIBLIOGRAFIA 131

EXECUTIVE SUMMARY

La produzione di ingenti volumi di idrocarburi all'interno di aree tettonicamente attive, quali la California meridionale e l'Italia settentrionale, è stata condotta sin dai primi anni del XX secolo, senza casi documentati di sismicità innescata. Tuttavia, il recente incremento dell'attività sismica nelle aree più interne di placche stabili come gli Stati Uniti centrali, dove sono in corso imponenti attività di sfruttamento di giacimenti di olio e gas non convenzionali, ha sollevato la preoccupazione che l'attività antropica possa innescare dei sismi. Sebbene la quasi totalità dei casi di sismicità innescata sia associata all'iniezione di ingenti volumi di fluidi, senza produzione netta, è naturale e prudente chiedersi fino a che distanza la produzione di idrocarburi possa innescare i terremoti.

In particolare, una sequenza di terremoti importanti avvenuti nel maggio 2012 in prossimità del campo petrolifero di Cavone solleva la questione se questi terremoti possano essere stati innescati o, in caso contrario, se le attività future possano innescare altri eventi devastanti. Questo report si propone dunque di tentare di rispondere a queste domande alla luce dell'attuale stato delle conoscenze ed utilizzando tecniche allo stato dell'arte della sismologia, geologia strutturale, geodesia tettonica, simulazione del flusso nel giacimento e geomeccanica.

Dal momento che la probabilità di innescare i terremoti dipende prima di tutto dallo stress tettonico in atto e dal tasso di carico dato dalle deformazioni in corso nella crosta terrestre, lo studio esamina dapprima il contesto sismotettonico del campo. Sono stati analizzati dati sismici e studi condotti in precedenza al fine di determinare il tasso, andamenti e stili delle deformazioni registrate nelle osservazioni geologiche di pieghe e faglie. E' stato anche esaminato il tasso delle deformazioni in atto per mezzo di GPS, così come il tasso storico al quale avvengono terremoti comparabili a quelli del maggio 2012. I tre approcci forniscono risultati consistenti (tra loro), restituendo tassi di deformazione dell'ordine di circa 1 mm/anno per distanze di decine di kilometri, tassi di accumulo dello stress elastico dell'ordine di 0.02 bar/anno ed il rilascio di tale stress elastico con terremoti con tempi di ritorno di circa uno per secolo, da qualche parte nell'area, con magnitudo M_w=6.

Al fine di comparare i tassi tettonici di accumulo degli sforzi con i tassi di carico derivanti dalla produzione di olio e l'associato quantitativo minore di acque di risulta iniettate nel giacimento di Cavone, sono state effettuate simulazioni modellistiche di giacimento che non solo includono le variazioni di pressioni associate al flusso dei fluidi nei pori, ma anche le variazioni regionali

dello stress risultanti dalla sollecitazione volumetrica del giacimento. Sono state inoltre identificate la geometria e lo stile tettonico delle faglie potenzialmente sismogenetiche.

Sono a disposizione accurate registrazioni dei volumi di olio ed acqua prodotti ed iniettati per ciascun pozzo del campo di Cavone, sin dall'inizio della sua produzione nel 1980. Per stimare le variazioni della pressione dei fluidi, così come le variazioni dello sforzo sulle faglie dell'area, è necessario determinare le proprietà del giacimento. La più importante è la distribuzione della permeabilità, ma giocano un ruolo fondamentale anche la distribuzione della porosità e della compressibilità. Queste proprietà possono essere dedotte da misure sui campioni di roccia (carote), dalle prove di iniezione sui pozzi e delle variazioni storiche della pressione nei pozzi in periodi che vanno dalle settimane alle decadi. La variazione di queste proprietà in funzione della posizione è più difficile da determinare, rendendo necessario l'impiego di studi di sensitività modellistica.

L'analisi dell'iniezione e delle prove di interferenza condotte durante il maggio e giugno 2014 nel pozzo di iniezione Cavone 14 fornisce dei vincoli sull'andamento della permeabilità nel giacimento. I test suggeriscono la presenza di fratture che intersecano il pozzo, risultanti in un aumento della trasmissività all'interno di un'area di molte decine di metri attorno al pozzo (*skin effect* negativo). A distanze di diverse centinaia di metri dal pozzo, una permeabilità media efficace di 1.1 mD è da ritenersi appropriata. A distanze superiori è evidente la presenza di alcuni ostacoli al flusso, con una permeabilità efficace ridotta a 0.27 mD. Dal profilo di temperatura acquisito in questo pozzo è poi evidente che le acque iniettate penetrano al di sotto del pozzo, in comunicazione con l'acquifero sottostante, che fornisce parziale pressione di supporto al giacimento.

Un modello analitico semplice, che assume che l'iniezione e la produzione avvengano in corrispondenza della sommità di un semi-spazio poroso uniforme sovrastato da uno strato impermeabile, ricostruisce le variazioni di pressione osservate nei pozzi di iniezione e produzione. Questo semplice modello indica che le variazioni delle pressioni dei fluidi e le risultanti variazioni dello sforzo di Coulomb sulle faglie agli ipocentri della scossa principale del 20 maggio 2012 e della scossa di assestamento del 29 maggio sono entrambi negativi, nonché decisamente piccoli. Per quanto riguarda la modellistica dinamica, le variazioni dello sforzo di Coulomb nella regione vicina all'ipocentro del 29 maggio sulla faglia di Mirandola risultano molto piccole (<0.01 bar), evidenziando l'assenza di effetti all'ipocentro derivanti da produzione e iniezione. L'ipocentro del 20 maggio è su una faglia differente e più lontana dal campo di Cavone, al di fuori del dominio dello studio geomeccanico e per il quale si prevede

che le variazioni di pressione derivanti dalle operazioni nel campo siano nulle in entrambe le simulazioni modellistiche dinamiche.

Al fine di esaminare le variazioni dello stress a distanze di diversi kilometri dai pozzi, è stato sviluppato un modello geomeccanico accoppiato flusso/poroelastico. E' stata dunque costruita una *mesh* che onora le strutture maggiori del reservoir, così come la faglia di Mirandola. Sono state effettuate differenti simulazioni, sia con supporto idraulico da parte dell'acquifero al di sotto del giacimento, che senza. Una permeabilità superiore limite di 1 mD è stata impostata per definire un confine superiore conservativo alla distanza alla quale le variazioni di pressione potrebbero propagarsi ed influenzare lo stato dello sforzo. Il modello onora la reale storia produttiva ed iniettiva dei pozzi nel campo di Cavone.

Ad eccezione delle poche centinaia di metri dal pozzo iniettore Cavone 14, la pressione dei fluidi all'interno del giacimento è dominata dall'estrazione netta del campo. Quindi, oltre poche centinaia di metri dal pozzo di iniezione, la pressione decresce considerevolmente, diminuendo dunque la possibilità di accadimento dei terremoti nella regione in comunicazione idraulica con il giacimento. Al di fuori, ma all'interno di una distanza di pochi kilometri dal giacimento, le sollecitazioni risultanti dalla contrazione del giacimento risultano favorevoli all'attività sismica, tuttavia, il tasso di incremento dello sforzo di Coulomb derivante dalla pressione dei fluidi e dallo sforzo poroelastico, <0.02 bar/anno, è comparabile con il tasso al quale si accumula lo sforzo di tipo tettonico ed è estremamente più piccolo dei tassi di carico che, in altri casi, hanno aumentato l'attività sismica. Inoltre, l'analisi dell'ubicazione delle scosse di assestamento della sequenza del maggio 2012 mostra l'assenza di eventi nell'area dove lo stress derivante dalla contrazione del giacimento è maggiore. Questa assenza di attività sismica osservata all'interno di 1-2 km dal giacimento indica che la produzione nel campo di Cavone non è un fattore rilevante per la sismicità.

Oltre a ciò, dal momento che la riduzione della pressione dei fluidi favorisce la stabilità delle faglie, non esiste ragione fisica per sospettare che le variazioni di pressione nei relativi ipocentri associate alle attività di produzione o reiniezione nel campo di Cavone possano aver innescato la sequenza sismica del maggio 2012.

INTRODUZIONE

Mediante l'analisi dei dati geologici e geofisici e la modellizzazione geomeccanica, questo report esamina la sismicità in Emilia-Romagna, una regione dell'Italia settentrionale, con riferimento alle operazioni di estrazione e produzione di idrocarburi nell'area del giacimento di Cavone.

La letteratura sismologica utilizza comunemente i termini "indotto" e "innescato" per descrivere i terremoti causati da azioni umane. In alcune pubblicazioni entrambi i termini sono utilizzati in modo intercambiabile mentre, in altre, i terremoti indotti sono eventi in cui le attività antropiche sono responsabili di quasi tutti i movimenti crostali causati dal terremoto. Al contrario, i terremoti innescati sono eventi dove lo stress su una faglia è di origine tettonica, ma le attività umane perturbano leggermente la forza d'attrito o lo stress sulla faglia stessa, procurando il verificarsi del terremoto prima del suo accadimento naturale. Una difficoltà ovvia dell'uso di questi termini è che molti terremoti in cui le attività antropiche hanno un ruolo non sono né puramente indotti né puramente innescati da esse. Studi delle tensioni crostali evidenziano generalmente che la crosta terrestre è sottoposta a stress quasi ovunque, anche all'interno delle aree continentali lontane dai bordi delle placche tettoniche, e anche dove i terremoti sono rari (Zoback and Zoback, 1980; Barton et al., 1995; Zoback and Townend, 2001). Quindi, in molti, e forse nella maggior parte dei casi, le sollecitazioni tettoniche svolgono un ruolo importante nei terremoti, anche se le attività umane possono avere contribuito in maniera significativa sia per la creazione che per il rilascio delle tensioni dei terremoti. Per raggiungere gli obiettivi di questo documento, utilizzeremo i termini "indotto" e "innescato" in modo intercambiabile. Inoltre, in accordo con il comune utilizzo del termine *terremoto innescato* nella letteratura scientifica, useremo questo termine per indicare terremoti puramente tettonici che si sono verificati in conseguenza a perturbazioni naturali dello stato di stress, come le onde sismiche, gli sforzi di marea (sulla terra o per carico oceanico) e sforzi statici di Coulomb trasferiti da terremoti vicini che generano scosse di assestamento.

La stima del potenziale della sismicità indotta coinvolge necessariamente una serie di componenti. Questi comprendono:

1) Caratterizzazione dell'inquadramento sismo-tettonico, inclusi i tassi di deformazione della crosta e l'attività sismica di fondo dovuta a processi tettonici. Tutto questo è necessario per fornire una base per la valutazione della futura attività sismica. Al campo di Cavone, tali valutazioni risulteranno in qualche modo complicate dalle continue scosse di assestamento dei terremoti di maggio 2012.

2) Caratterizzazione strutturale e valutazione delle faglie potenzialmente soggette a terremoti che potrebbero essere attivate o influenzate dalle attività di campo.

3) Caratterizzazione della pressione dei fluidi e delle variazioni poroelastiche del volume nel giacimento e nel suo intorno e relativa variazione nel tempo. Questo è necessario per valutare gli effetti che le variazioni di stress causate da attività antropiche possono avere sulle faglie fino a causare terremoti. Al campo di Cavone si è attualmente impegnati allo sviluppo di un modello dettagliato del giacimento.

4) Implementazione dei modelli su base fisica, concettuali e/o quantitativi, della sismicità indotta al fine di effettuare proiezioni relative all'attività futura in funzione di scenari specifici di produzione/iniezione e per valutare l'attività sismica che potrà essere osservata in futuro.

Il **Capitolo 1** di questo report raccoglie e rivede tutte le informazioni disponibili riguardo l'inquadramento tettonico della regione, che comprende la sismicità storica, la caratterizzazione delle strutture tettoniche e l'evidenza delle deformazioni tettoniche recenti e in corso nel campo di Cavone e nel suo intorno.

Il **Capitolo 2** illustra dettagli tecnici rilevanti in merito ai terremoti avvenuti nel maggio 2012 e all'attività sismica negli anni precedenti tali eventi.

Il **Capitolo 3** rivede i meccanismi fisici per l'induzione degli eventi sismici proposti dalla letteratura scientifica. Questo comprende la valutazione della possibile rilevanza di tali meccanismi nel contesto delle condizioni e strutture relative al campo di Cavone e alle aree circostanti.

Il **Capitolo 4** descrive lo sviluppo dei modelli delle variazioni di pressione e degli sforzi associati alle attività di produzione di idrocarburi e iniezione di acque di risulta nella regione del giacimento di Cavone, inclusi i vincoli sulle proprietà del giacimento a partire dalle variazioni di pressione osservate, associate alle attività produttive.

1 INQUADRAMENTO TETTONICO DEI TERREMOTI AVVENUTI NEL 2012 IN EMILIA-ROMAGNA

1.1 ASSETTO SISMOTETTONICO

La sequenza sismica del Nord Italia del maggio 2012 è localizzata nella porzione orientale della Pianura Padana, una regione tettonicamente attiva compresa tra gli Appennini a Sud e le Alpi a Nord. Gli accorciamenti crostali avvenuti durante il Miocene hanno generato una serie di catene a "piega-sovrascorrimento" che limitano a Nord e a Sud la Pianura Padana. A partire dal tardo Miocene, tuttavia, le deformazioni sono state localizzate maggiormente nella porzione Sud della Pianura Padana, che rappresenta l'avampaese degli Appennini (Pieri, 1983). La porzione Sud della Pianura Padana contiene tre principali archi tettonici, o salienti, che si estendono verso Nord a partire dagli Appennini.

Il campo di Cavone e la sequenza sismica del Nord Italia del maggio 2012 sono localizzati nella porzione più a Est di questi salienti, conosciuta come arco Ferrarese-Romagnolo (Figura 1.1.1).

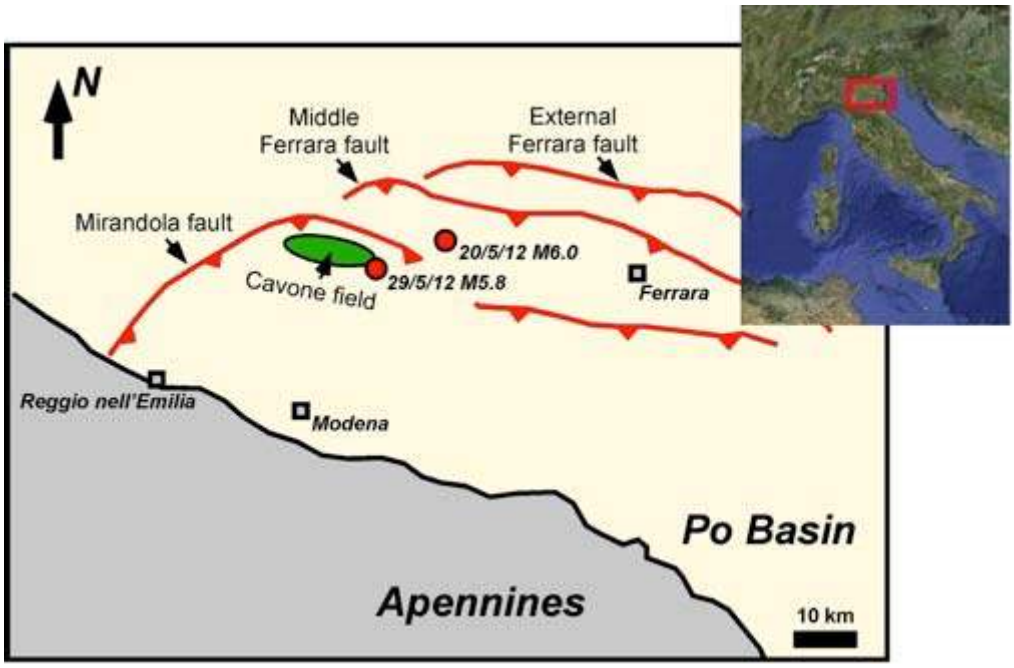

Figura 1.1.1: Mappa della regione con l'ubicazione del campo di Cavone, degli epicentri dei due terremoti principali dell'Emilia-Romagna e dei principali piani di faglia.

Le strutture dell'arco Ferrarese-Romagnolo comprendono faglie inverse che presentano pieghe di propagazione nel loro tetto (Pieri, 1983; Ciaccio e Chiarabba, 2002; Bonini, 2013). Queste strutture coinvolgono una sequenza di piattaforme carbonatiche (dal Triassico al Cretaceo), che costituiscono i maggiori *reservoir* di idrocarburi, sovrastate da uno strato clastico del Terziario. Gli strati sintettonici del Pliocene o più recenti sono localmente più potenti di 6 km e in genere confinano superiormente i sistemi "pieghe-faglie".

Come risultato, le faglie inverse attive sono tipicamente cieche. Le faglie cieche non raggiungono la superficie, ma hanno tuttavia spostamenti che decrescono verso l'alto fino ai nuclei delle soprastanti pieghe di propagazione delle faglie (ad esempio, Stein e Yeats, 1989; Shaw e Suppe, 1994). Le pieghe dello strato sintettonico sovrastante registrano l'attività del Pliocene e del Quaternario di queste faglie inverse (Shaw e Suppe, 1994, 1996; Pratt et al., 2002; Dolan et al., 2003).

La Pianura Padana, in cui è ubicato l'arco Ferrarese-Romagnolo, è sismicamente attiva. Le fonti storiche riportano che all'interno dell'arco Ferrarese-Romagnolo si è sviluppata una serie di eventi vicino alla città di Ferrara. Il terremoto storico più significativo è stato percepito nella prima mattinata del 17 novembre 1570 e ha causato il crollo di molti balconi e camini. L'evento iniziale è stato seguito da una serie di eventi che sono stati fortemente percepiti, con il maggiore avvenuto alle 19:10 (GMT) che ha causato ingenti danni alle costruzioni, chiese e torri di Ferrara. Documenti di questo grande terremoto di magnitudo stimata M_e 5.5, indicano che l'epicentro fosse approssimativamente 44.817° N, 11.633° E, (http://storing.ingv.it/cfti4med/). L'estensione dell'area in cui è stato percepito il terremoto di Ferrara del 1570 è simile a quella riportata dall'USGS per il terremoto del 20 maggio 2012.

1.1.1 SISMICITÀ STORICA NELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA

Riepilogo dell'attività storica

Una ricerca dal catalogo dei più forti terremoti in Italia (http://storing.ingv.it/cfti.4med/) indica che storicamente si sono verificati 103 eventi percepiti nella città di Ferrara prima del 1997; 26 di questi, elencati nella Tabella 1.1.1, hanno una magnitudo stimata M_e>4.0.

Il più grande evento storico avvenuto nella regione Emilia-Romagna prima della sequenza di terremoti del 2012 è il terremoto del 1570 di Ferrara (M_e 5.5) preceduto nel 1411 (M_e 5.1) e nel 1346 (M_e 4.9) da due terremoti verificatisi in prossimità del città di Ferrara, così come tutti gli eventi avvenuti prima del 1787. Un evento sismico avvenne il 1 Agosto 1574 (M_e 3.5) in una posizione molto simile a quella del terremoto del 9 gennaio 1411 con M_e 5.1 ed epicentro nelle vicinanze della citta di Ferrara, approssimativamente in corrispondenza delle coordinate 44.833° N, 11.617° E.

Ad Est di Ferrara si sono verificati tre eventi, due nel 1922 (M_e 3.7, 2.9) e uno nel 1931 (M_e 4.8) nella regione Ferrarese. A Ovest di Ferrara, ovvero verso le aree dell'Emilia-Romagna interessate dalla sequenza sismica avvenuta nel maggio 2012, sono riportati diversi terremoti: vicino alla città di Cento nel 1916 (M_e 3.7), più a Ovest nei pressi di Finale Emilia si sono

verificati due eventi, nel 1908 (M_e 4.3) e più recentemente nel 1963 (M_e 4.1) entro i 10 km dall'epicentro M_w 6.0 del 20 maggio 2012. I terremoti del 1910 (M_e 3.9) e 1912 (M_e 3.2) nei pressi di Mirandola sono avvenuti a 10 km dall'epicentro del 20 maggio e a meno di 5 km da quello del 29 maggio 2012 (M_w 5.8). La magnitudo stimata assegnata a questi terremoti storici è strettamente correlata alla distribuzione della popolazione, al grado di percepimento e ai danni riportati.

Tabella1.1.1: Eventi storici con M_w > 4.0, tratto dal sito http://storing.ingv.it/cfti.4med/

Date	Time	Lat	Lon	Rel	Io	Imax	Sites	Me	Location
1978 12 30	10:38:46	44.867	11.05	b	4.5	4.5	7	4	Bassa mantovana
1978 12 25	22:53:41	44.85	10.983	b	5	5.5	28	4.5	Bassa mantovana
1970 11 02	08:42:12	44.85	11.167	b	4.5	5.5	3	4.1	Bassa modenese
1963 04 05	13:49:42	44.833	11.267	b	4.5	5.5	6	4.1	Finale Emilia (MO)
1931 03 27	***02:46:57***	***44.817***	***11.767***	***b***	***6***	***6***	***7***	***4.8***	***Ferrarese***
1922 05 25	04:23	44.867	11.517	b	3.5	4.5	5	3.7	Ferrarese
1922 05 24	21:17:25	44.817	11.4	b	4	4.5	7	3.9	Ferrarese
1916 06 20	19:30	44.783	11.45	b	3.5	4	2	3.7	Cento (FE)
1912 02 24	09:30	44.883	11.067	b	2.5	2.5	12	3.2	Mirandola (MO)
1910 03 22	23:29	44.817	11.167	b	5	5.5	15	4.3	Bassa modenese
1910 03 22	23:32	44.833	11.133	b	4	4	1	3.9	San Felice sul Panaro (MO)
1908 06 28	03:19:58	44.833	11.333	b	5	6	15	4.3	Finale Emilia (MO)
1901 01 20	06:34:20	44.883	11.083		5	5	12	4.2	Bassa modenese
1901 01 20	06:30	44.9	11.1		4	4	10	4	Bassa modenese
1787 07 26	***07:15***	***44.833***	***11.617***	***b***	***6.5***	***6.5***	***1***	***4.9***	***Ferrara***
1787 07 16	10:00	44.833	11.617	b	5.5	6.5	3	4.5	Ferrara
1678 07 15	-	44.833	11.617	b	5	5	1	4.3	Ferrara
1594 10 03	-	44.833	11.617	b	5	5	1	4.3	Ferrara
1574 08 01	-	44.833	11.617		3	3	1	3.5	Ferrara
1570 11 17	***19:10***	***44.817***	***11.633***	***b***	***7.5***	***8***	***60***	***5.5***	***Ferrara***
1561 11 24	01:25	44.783	11.45	b	5.5	6.5	5	4.5	Ferrara
1411 01 09	***02:00***	***44.833***	***11.617***	***b***	***7***	***7***	***1***	***5.1***	***Ferrara***
1409 08 17	00:35	44.833	11.617	b	6	6	1	4.7	Ferrara
1409 08 14	08:45	44.833	11.617	b	4	4	1	3.9	Ferrara
1346 02 22	***11:00***	***44.833***	***11.617***	***b***	***6.5***	***7.5***	***5***	***4.9***	***Ferrara***
1339 11 16	14:10	44.833	11.617	b	6	6	1	4.7	Ferrara

Si noti che l'epicentro dell'evento sismico del 1970 è quasi equidistante (~6 km) dai terremoti del 20 e del 29 maggio 2012. La sismicità storica nella regione circostante a quella degli eventi sismici del maggio 2012 indica chiaramente che questa regione è tettonicamente e sismicamente attiva.

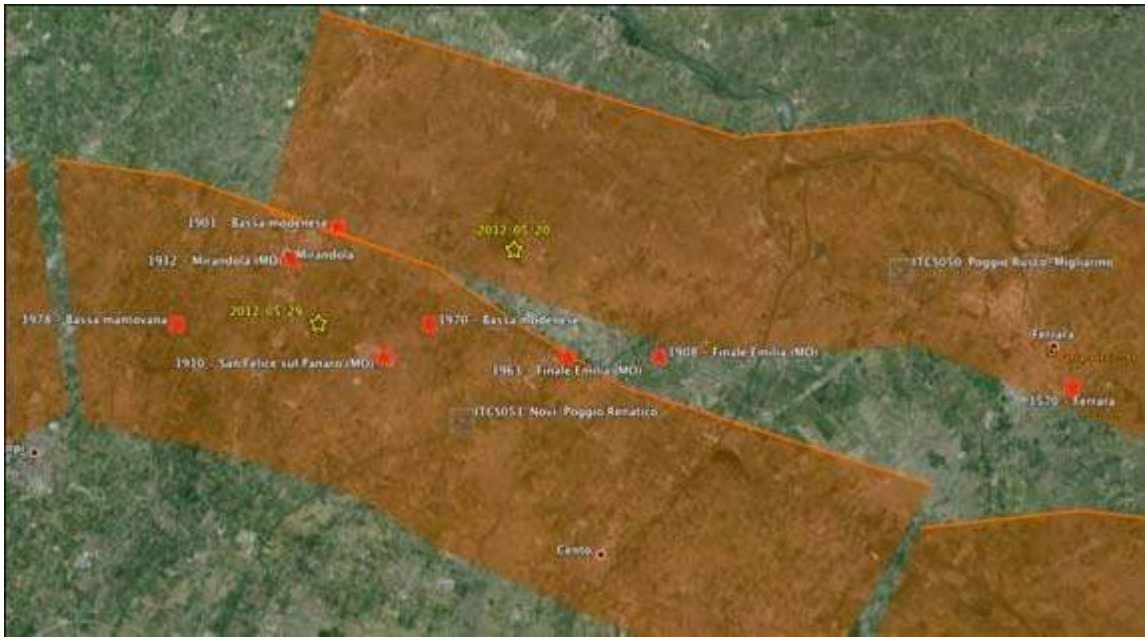

Figura 1.1.2: Le stelle gialle indicano la posizione dei terremoti del 20 e del 29 maggio 2012, mentre le stelle rosse localizzano gli eventi sismici verificatisi prima del 1997 nella regione Emilia-Romagna. La superficie arancione a Nord rappresenta le faglie Media ed Esterna Ferrarese e quelle a Sud la faglia di Mirandola (DISS, 2007).

Uno studio più dettagliato della sismicità storica in Emilia-Romagna è stato elaborato da Castelli et al. (2012) al fine di verificare la completezza del catalogo storico italiano a partire dal catalogo storico nell'area di Mirandola; la loro conclusione preliminare fu che il 15 dicembre 1761 furono avvertiti forti scuotimenti a Mirandola, ma non furono riportati danni. Tuttavia, questo evento venne avvertito anche a Carpi e Modena. Nessuna magnitudo è stata stimata per questo evento.

Tutti gli eventi sismici elencati nella tabella sopra e nella Figura 1.1.2 si sono verificati prima della costituzione del campo petrolifero di Cavone nel 1982.

Relazione di quanto avvertito durante il terremoto del 1570 nei pressi di Ferrara, Italia

La seguente descrizione del terremoto di Ferrara del 1570 è stata estrapolata da: http://storing.ingv.it/cfti4med/. '*Le fonti ferraresi ricordano concordemente una lunga serie di scosse iniziata nelle prime ore del 17 novembre e continuata per tutta la giornata. Le quattro più forti sono ricordate con precisione oraria: la prima avvenne alle ore 9:30 italiane (1:40 GMT ca.) e causò il crollo di molti merli, terrazzini e comignoli, che cadendo danneggiarono molti tetti. Numerose repliche si susseguirono durante la stessa notte e nella mattinata successiva; fra queste le più forti furono quella delle ore 20 italiane (12:10 GMT ca.), che scosse violentemente le case, lesionando leggermente le murature, e quella delle ore 24 (16:10*

GMT ca.), che causò il crollo di comignoli e cornicioni e gravi lesioni nelle murature. La scossa principale avvenne alle ore 3 (19:10 GMT ca.), colpì edifici già notevolmente lesionati e sconnessi e causò i danni più gravi. A Ferrara fu danneggiata soprattutto la parte medievale della città, dove alcuni edifici crollarono totalmente e quasi tutti gli altri subirono caduta di muri e tetti, lesioni e sconnessioni di pareti, che resero in gran parte inagibili sia gli edifici pubblici, sia le abitazioni private. I danni maggiori riguardarono gli edifici sviluppati in altezza: chiese campanili, palazzi con soffitti a volta. Le scosse colpirono soprattutto gli edifici posti all'estremità delle vie, che non erano sostenuti da altre costruzioni. Diversi dettagli si hanno anche sull'edilizia privata: risulta danneggiato circa il 40% delle abitazioni. Fuori dalla città, in un raggio di circa 15-20 km, notevoli danni subirono circa 30 paesi e villaggi della campagna, dei quali sono documentati soprattutto i danni agli edifici religiosi. La scossa fu sentita in una vasta area comprendente le principali città emiliane, Milano, Padova e Venezia a Nord; Pesaro a Sud. Il quadro complessivo degli effetti è cumulativo delle scosse del 17 novembre. Numerosissime e frequenti furono le repliche ricordate e descritte dalle fonti fino ai primi mesi del 1572; qualche scossa fu avvertita anche nel 1573 e nel 1574.'

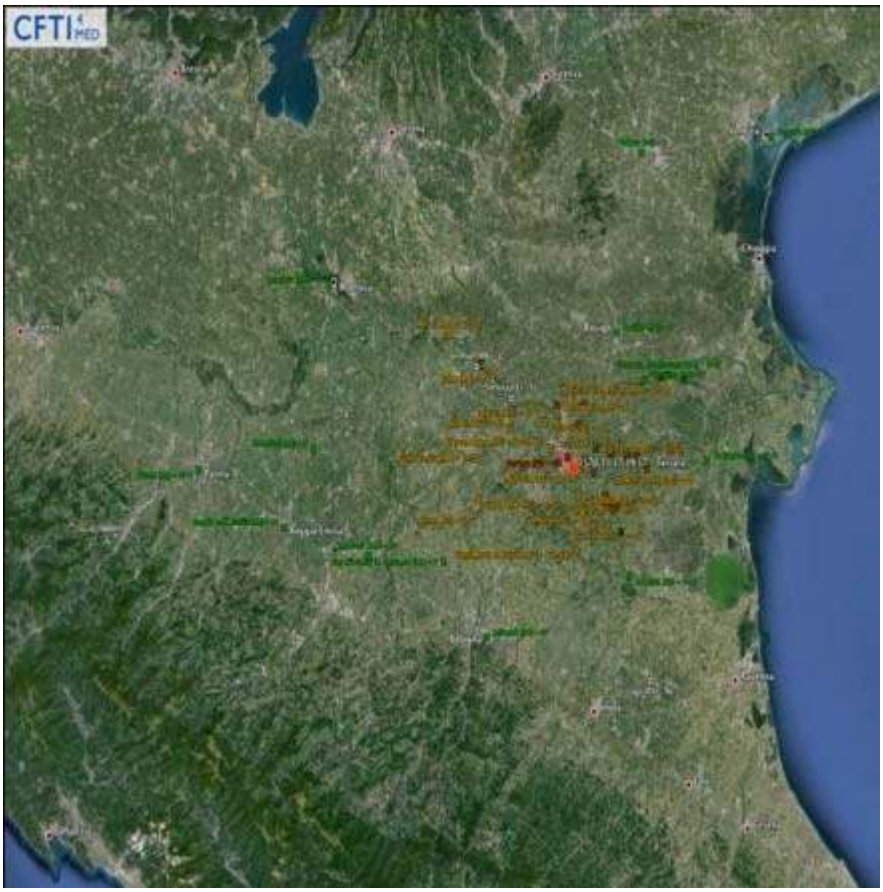

Figura 1.1.3: Il cerchio rosso indica la posizione del terremoto di Ferrara del 1570, il nome delle città e cittadine dove i danni furono gravi (I>5) sono mostrati in arancione, le etichette verdi indicano i luoghi dove il sisma fu avvertito.

La zona in cui sono stati avvertiti i terremoti del 20 e del 29 maggio 2012 mostrata nella mappa degli scuotimenti dell'USGS in Figura 1.1.4 e Figura 1.1.5 illustra andamenti simili a quelli illustrati in Figura 1.1.3 per il terremoto di Ferrara del 1570, ossia un'area danneggiata concentrata e una vasta regione in cui il sisma è avvertito che indica che il terremoto del XVI secolo probabilmente si è verificato nella faglia cieca esterna dall'arco Ferrarese-Romagnolo.

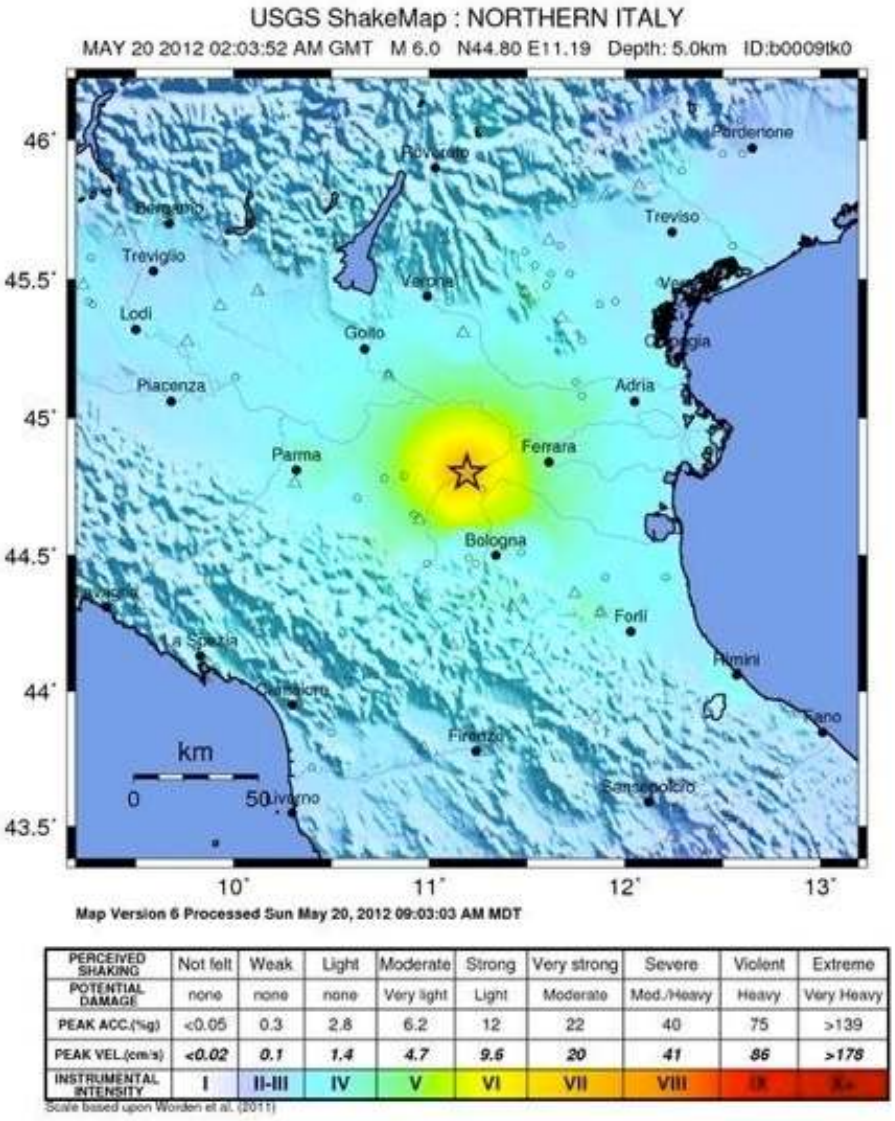

Figura 1.1.4: Mappa degli scuotimenti del terremoto del 20 maggio 2012 (M_w 6.0).

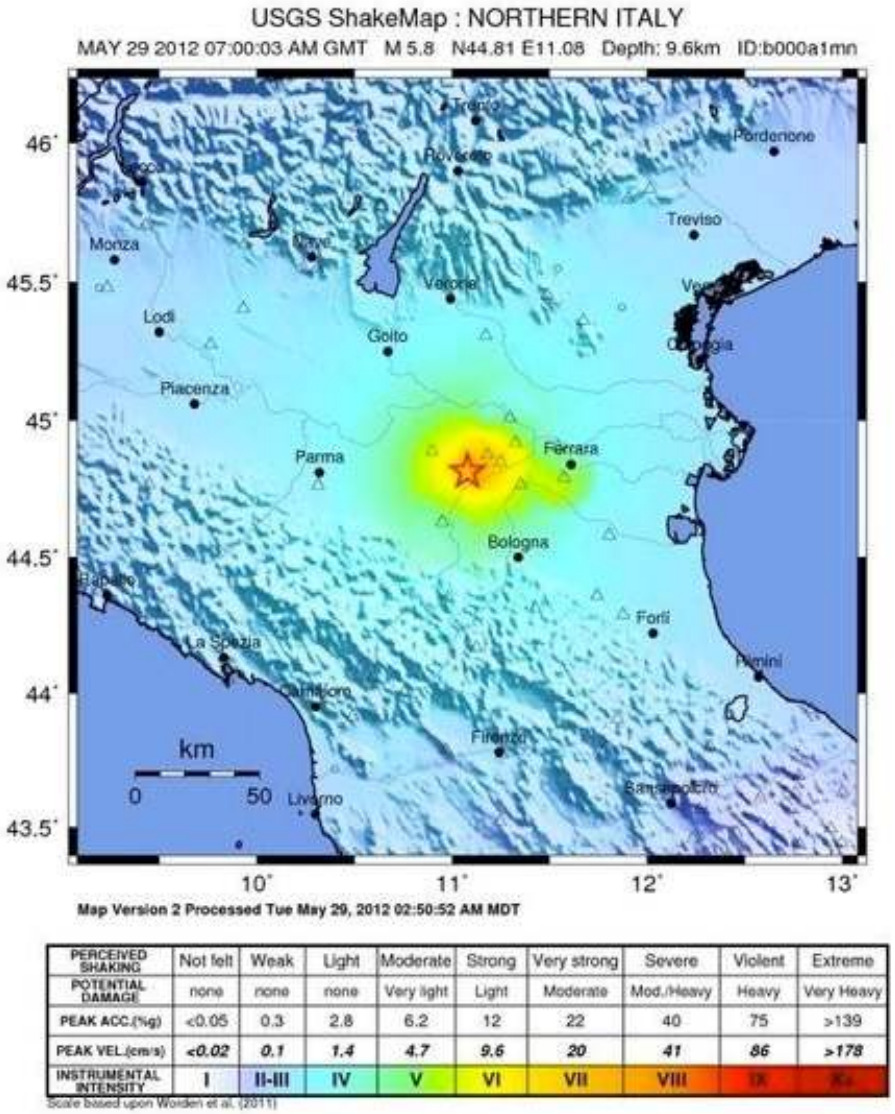

Figura 1.1.5: Mappa degli scuotimenti del terremoto del 29 maggio 2012 (M_w 5.8)

1.2 STRUTTURA DI CAVONE

Nel presente studio, la geometria e l'attività tettonica della struttura di Cavone e degli altri piani di faglia nell'arco Ferrarese-Romagnolo sono state indagate utilizzando profili di riflessione sismica e dati di pozzo forniti dall'Operatore della concessione di Mirandola (Figura 1.2.1). Questi dati sono stati valutati unitamente ai meccanismi focali forniti da INGV e USGS (Tabella 2.2.1), in maniera tale da generare una serie di sezioni trasversali e modelli tridimensionali che definiscono l'ubicazione e la geometria della struttura di Cavone e altri elementi tettonici nella regione (Figura 1.2.2).

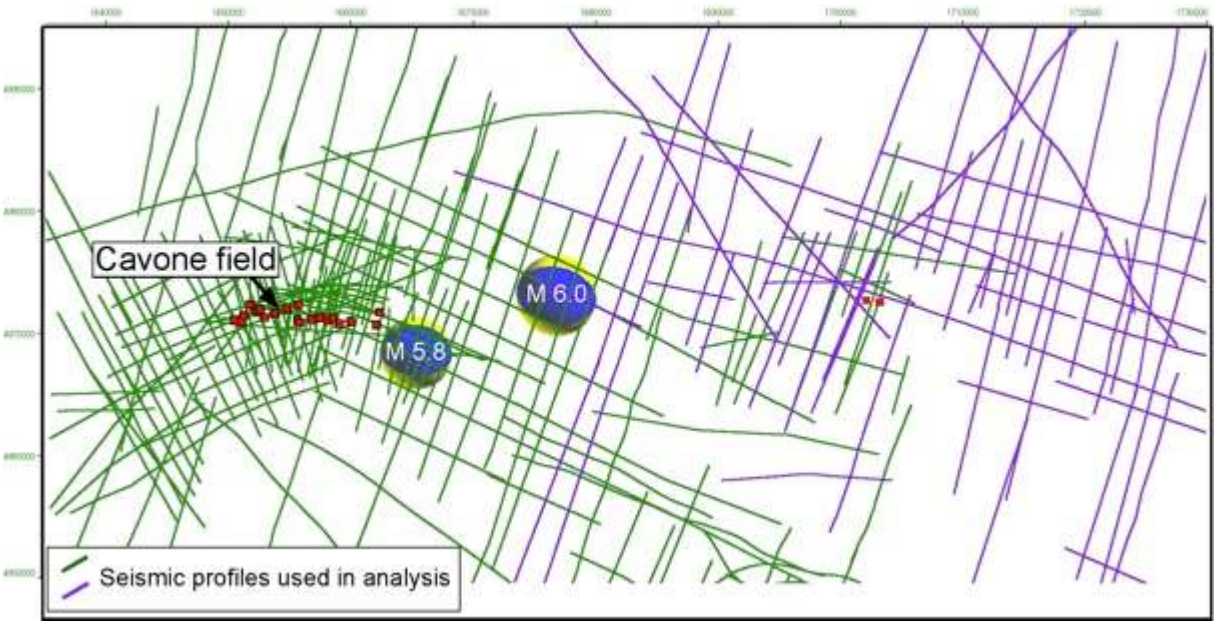

Figura 1.2.1: Mappa di base dell'area di studio in cui sono riportati le tracce di sismica a riflessione, i pozzi dell'area di Cavone, l'ubicazione degli eventi di magnitudo M 6.0 e M 5.8 del 2012 (INGV-Tabella 2.2.1).

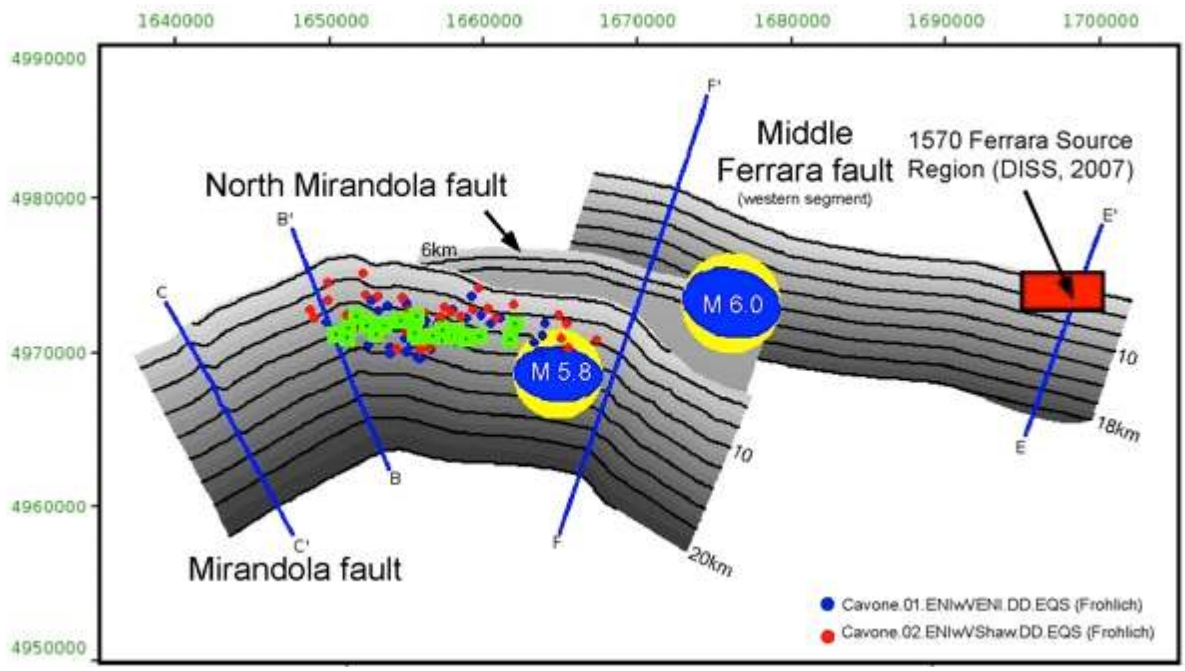

Figura 1.2.2: Mappa in cui sono riportati l'ubicazione e la geometria della faglia di Mirandola e delle adiacenti strutture coinvolte negli eventi sismici (INGV – Tabella 2.2.1) del 2012 nel Nord Italia (M 6.0 e M 5.8) e alcune scosse di assestamento rilocalizzate. Sono inoltre riportate le tracce di sismica a riflessione e le sezioni trasversali considerate nel presente studio.

La struttura di Cavone è rappresentativa delle modalità di deformazione dell'arco Ferrarese-Romagnolo, che consiste in una piega di propagazione della faglia vergente a Nord che giace sopra una ripida faglia inversa immergente a Sud (faglia di Mirandola). I profili di riflessione sismica forniti dagli operatori sono di alta qualità ai limiti Ovest e Est della piega, e permettono di individuare la geometria della piega, nonché l'ubicazione e l'immersione della faglia (Figura 1.2.3).

La piega di Cavone è caratterizzata da un fianco Sud (*backlimb*) moderatamente inclinato (≈ 45°) e un fianco Nord (*forelimb*) a ripida inclinazione (≥60°). Gli strati sintettonici del Pliocene giacciono in *onlap* sul fianco Nord e si assottigliano verso la cresta della struttura. Questi strati sono sovrastati da una serie quaternaria che è lievemente deformata sulla cresta della piega. La faglia di Mirandola è sottostante al fianco Nord della piega e, sulla base dei troncamenti nelle riflessioni sismiche, si immerge verso Sud di circa 60° fino a profondità maggiori di 10 km.

Al tetto della faglia di Mirandola è individuabile una serie inspessita degli strati del Triassico (Figura 1.2.4). Ciò suggerisce che la faglia inversa di Mirandola abbia riattivato una faglia normale del Triassico, consistente con la sua ripida immersione. Una serie di faglie secondarie e retroscorrimenti sono visibili al tetto della faglia di Mirandola. Queste faglie secondarie sembrano confluire nella faglia principale a profondità tra 7 e 12 km.

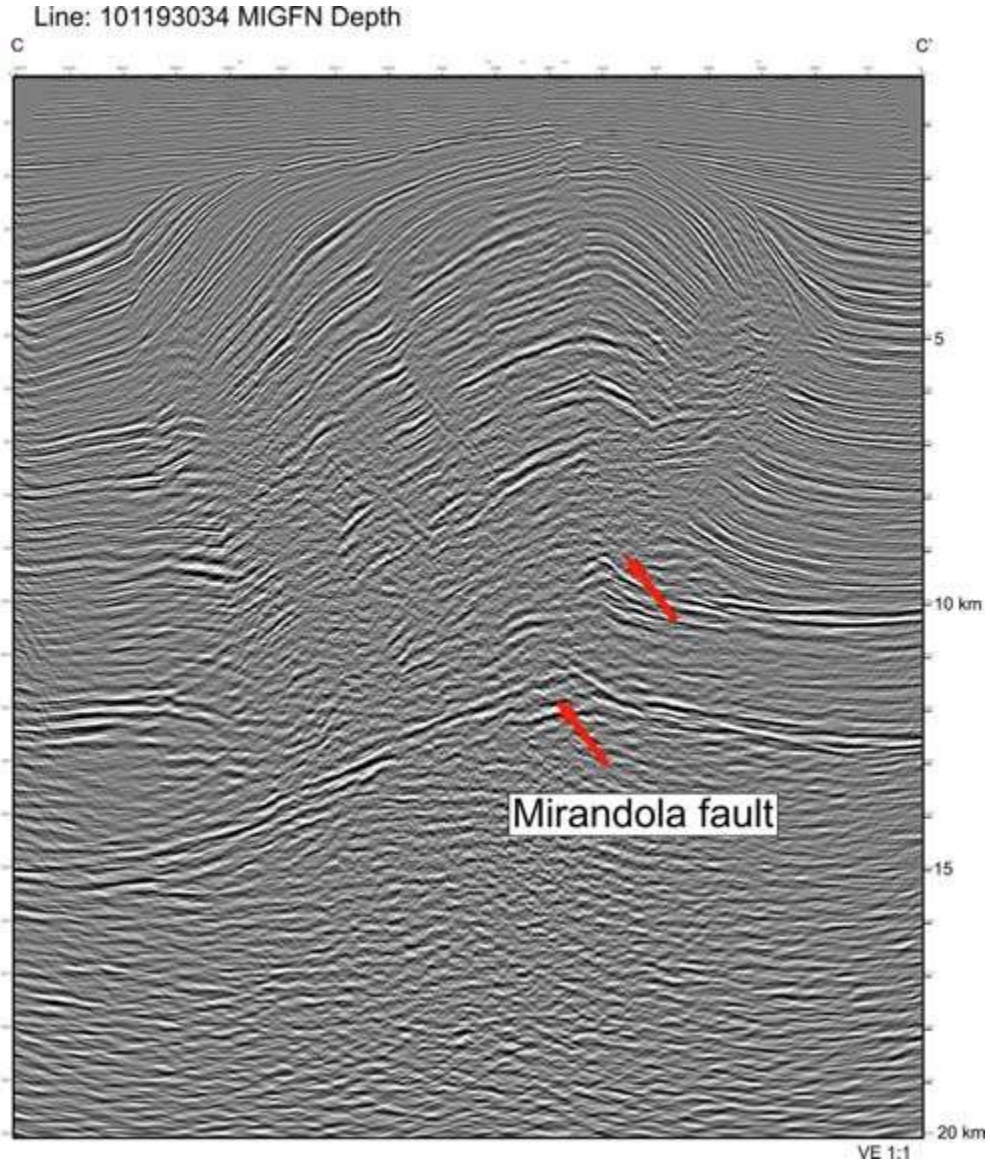

Figura 1.2.3: Sezione C-C' della porzione occidentale della struttura di Cavone, ottenuta tramite sismica a riflessione, migrata e convertita in valori di profondità, in cui si individua la localizzazione e l'immersione della faglia di Mirandola. La sezione sismica è stata convertita in valori di profondità utilizzando modelli di velocità derivati dai log sonici nel Campo di Cavone.

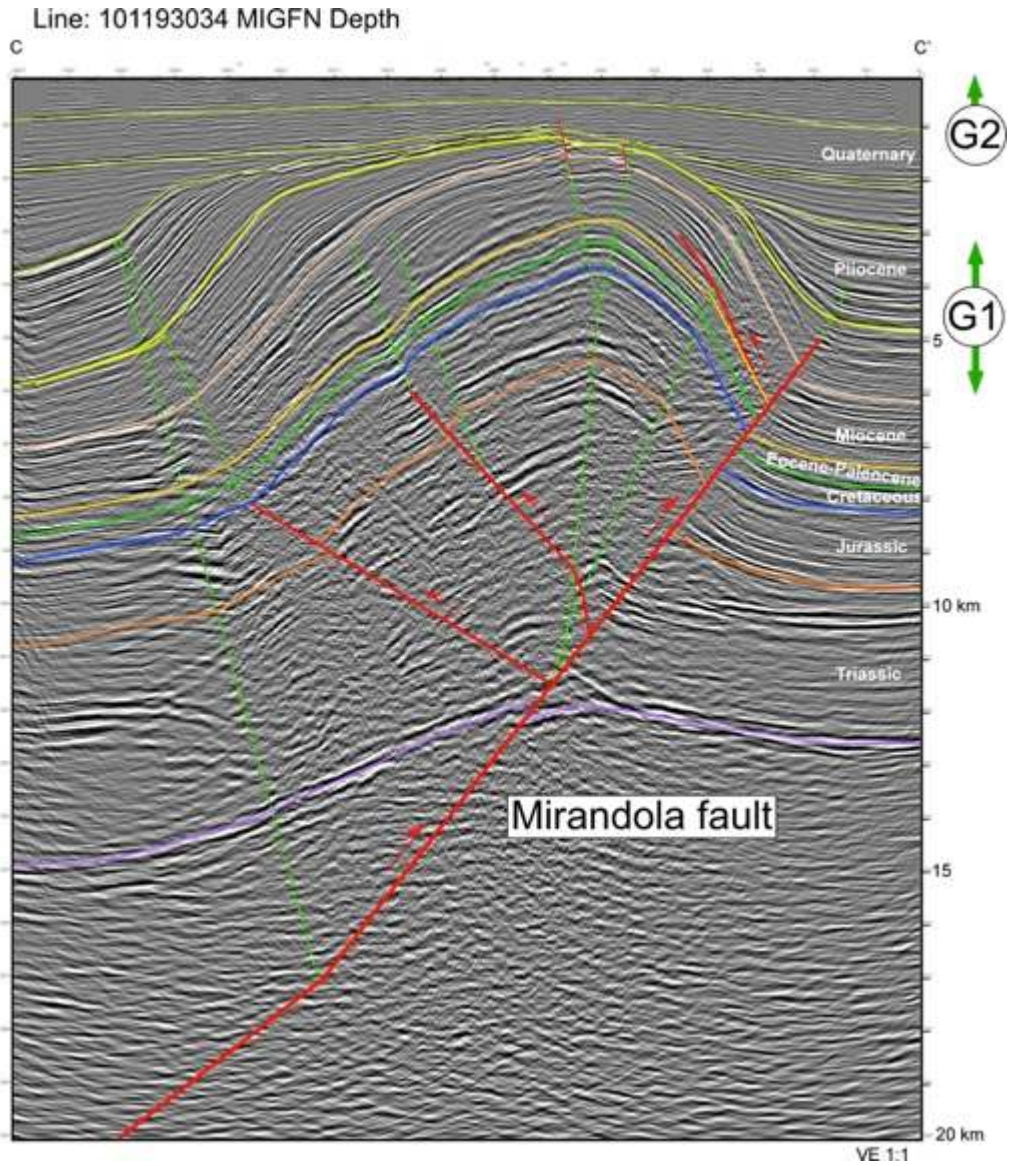

Figura 1.2.4: Versione interpretata della sezione C-C' che mostra la geometria della faglia di Mirandola e della sovrastante piega di propagazione della faglia.

L'ampiezza della piega cresce verso il centro della struttura di Cavone formando la trappola strutturale che costituisce il giacimento (Figura 1.2.5). Sulla base dell'interpretazione ricostruita nel presente studio, la faglia di Mirandola ha una forma ricurva, concava verso Sud, e si estende per circa 30 km lungo la direzione del piano (Figura 1.2.2). Altre tre faglie inverse (chiamate faglia di Mirandola Nord e faglie Media ed Esterna di Ferrara, secondo Pezzo et al., 2013) si sviluppano verso Nord-Est nel letto della faglia di Mirandola in una struttura di tipo *en echelon.* Queste sono caratterizzate da sovrastanti pieghe di propagazione. La faglia di Mirandola Nord sembra convergere nella faglia di Mirandola a profondità crostali intermedie (5-10 km); mentre le faglie Media ed Esterna di Ferrara si estendono chiaramente in profondità in una struttura distinta.

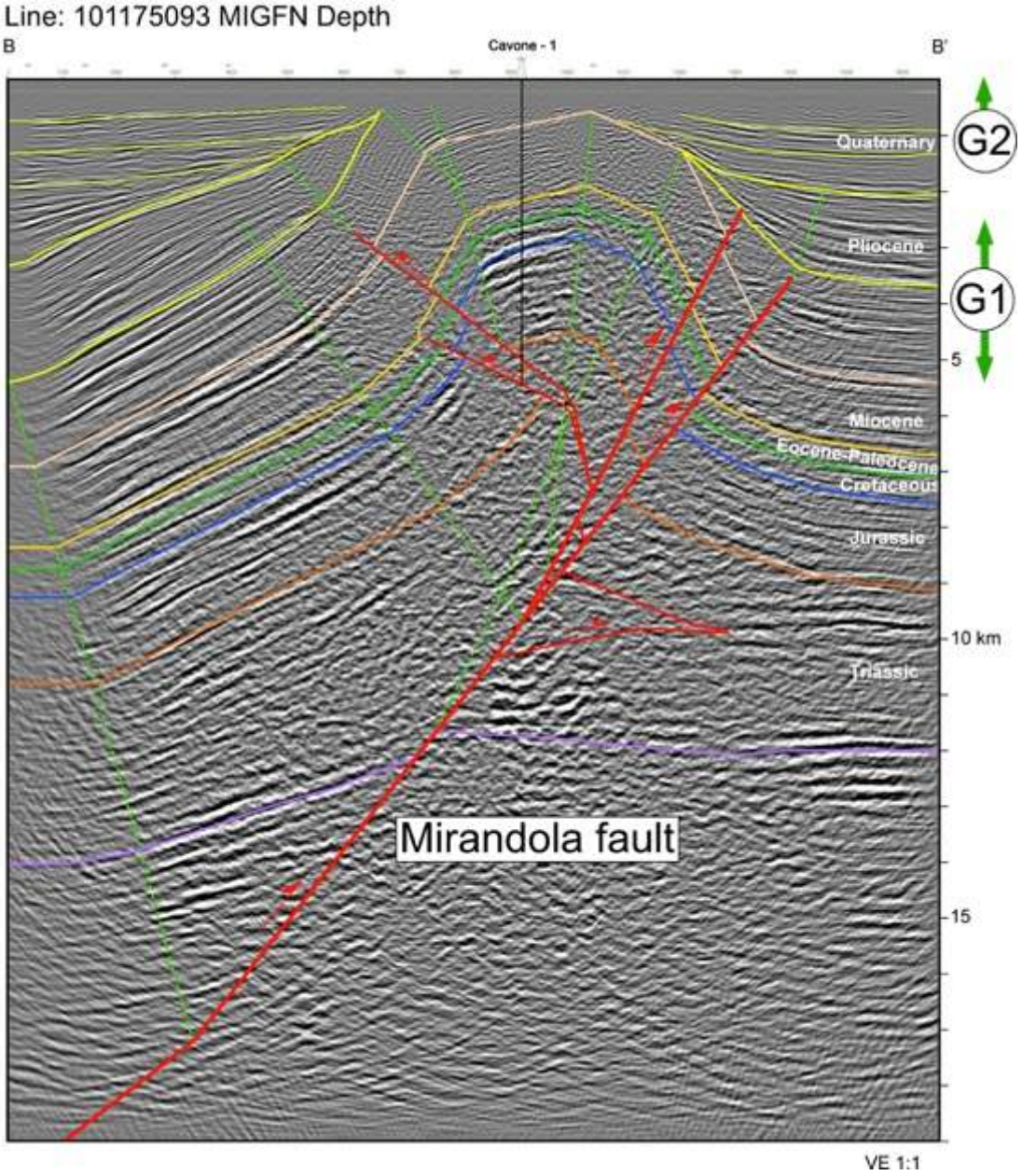

Figura 1.2.5: Profilo B-B' ottenuto tramite sismica a riflessione, migrato e convertito in valori di profondità, che illustra la geometria della faglia di Mirandola e la soprastante piega di propagazione di Cavone. La sezione sismica è stata convertita in valori di profondità utilizzando modelli di velocità derivati dai log sonici nel campo di Cavone.

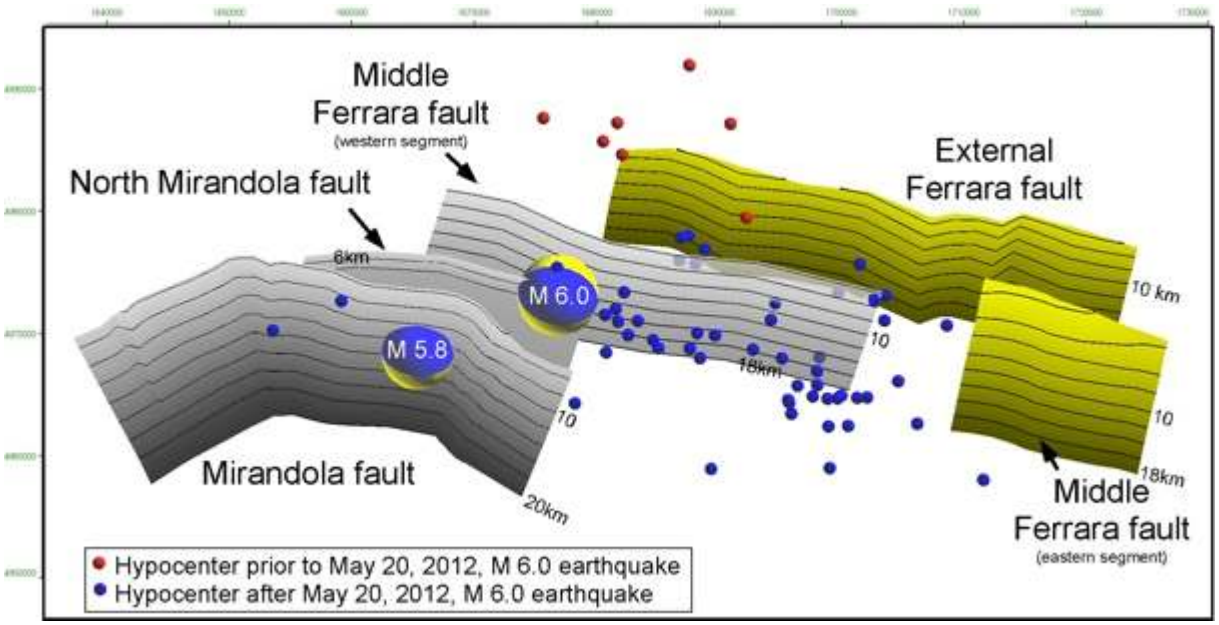

Figura 1.2.6: Mappa rappresentante la posizione e le geometrie delle strutture maggiori nell'area di studio. Gli epicentri sono rappresentati dalla rete locale del Comune di Ferrara prima e dopo il terremoto del 20 maggio (da marzo 2010 a settembre 2013).

1.3 EVIDENZA GEOLOGICA DELL'ATTIVITÀ SISMICA DELLE STRUTTURE NELL'ARCO FERRARESE-ROMAGNOLO

Dato che le faglie nell'arco Ferrarese-Romagnolo sono generalmente cieche, i tradizionali metodi paleo-sismologici (realizzazione di trincee lungo le scarpate di faglia) non permettono di determinare l'attività della faglia. Tuttavia, la deformazione e la traslazione verso l'alto degli strati sintettonici ubicati al di sopra delle pieghe che giacciono ai tetti di questi piani di faglia, hanno registrato l'attività della faglia e la velocità di sollevamento. Questi strati sintettonici indicano che la struttura di Mirandola-Cavone cresce in due distinte fasi di deformazione (Figura 1.2.4 e Figura 1.2.5).

L'iniziale periodo di attività tettonica (G1) avvenne nel Pliocene, come evidenziato dalla giacitura in *onlap* degli strati piegati del Pliocene sopra i due fianchi della struttura. Questi strati del Pliocene raggiungono una potenza di più di 5 km da Nord a Sud della struttura, ma sono completamente assenti sulla maggior parte della cresta della piega. Gli strati del Pliocene e quelli più tardivi sono sovrastati da sedimenti quaternari in discordanza, che si estendono lungo la cresta della piega e ricoprono la struttura. I sedimenti del Quaternario inferiore giacciono in *onlap* sulla cresta della piega e sembrano mantenere il loro spessore anche sulla cresta della piega. Ciò implica un periodo di ridotta attività o quiescenza tettonica della faglia di Mirandola. L'intera serie quaternaria è, tuttavia, deformata lungo la sinclinale fino alla terminazione della faglia di Mirandola e curvata in corrispondenza della cresta della piega. Ciò implica una seconda fase di attività della faglia di Mirandola e della piega di Cavone (G2) dal medio al tardo Quaternario.

Questa seconda fase più recente di attività tettonica è consistente con lo studio di Scrocca et al. (2007), che utilizza schemi di strati di crescita deformati per definire l'attività del tardo Quaternario della faglia di Mirandola (Figura 1.3.1). Questo studio si basa sulla compattazione sedimentaria degli strati di crescita (un processo che può produrre rilievi strutturali degli orizzonti in assenza di attività tettonica) e definisce una velocità di innalzamento tra 0.16 e 0.53 mm/anno negli ultimi 1.4 milioni di anni.

Inoltre, altri studi eseguiti nella regione hanno dedotto l'attività tettonica di sovrascorrimenti ciechi della Pianura Padana meridionale. Burrato et al. (2003) hanno identificato diverse anomalie del reticolo fluviale nell'arco Ferrarese-Romagnolo che sono stati interpretati in modo da riflettere il sollevamento attivo delle anticlinali delle faglie cieche. Tre delle anomalie di drenaggio si verificano al di sopra del sistema di faglie di Mirandola e Media ed Esterna di Ferrara, suggerendo un'attività tettonica di questa struttura nel tardo Quaternario. Così, entrambi i modelli di crescita deformata degli strati e andamenti del reticolo idrografico forniscono la prova geologica della recente attività tettonica della faglia nell'arco Ferrarese-Romagnolo.

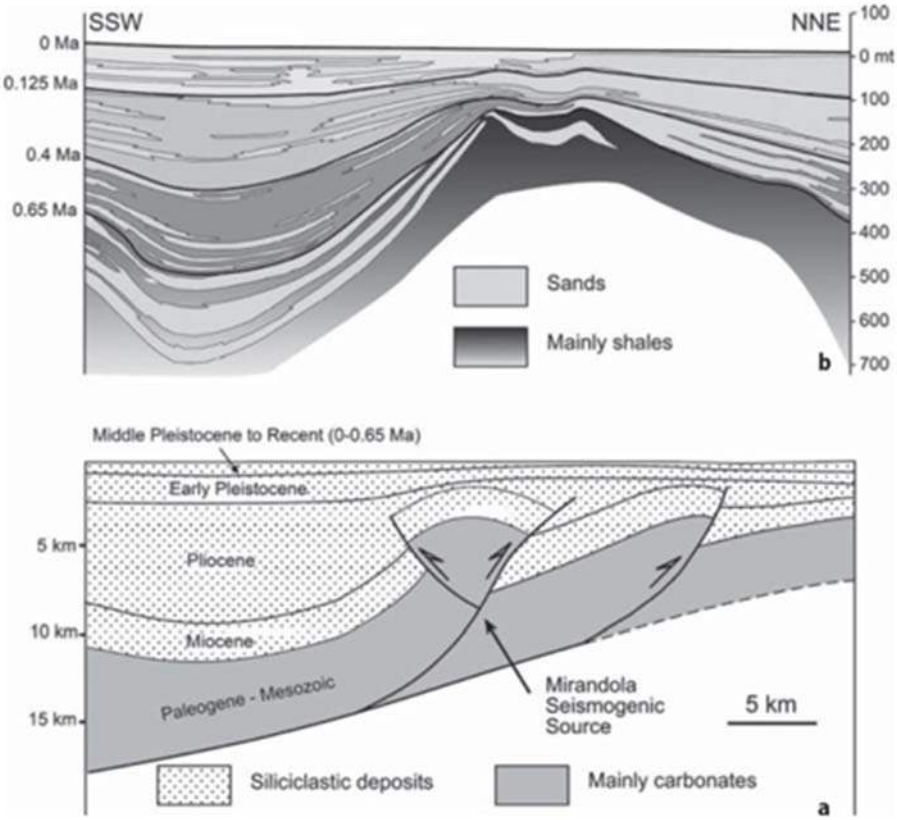

Figura 1.3.1: Sezione trasversale della struttura di Mirandola, ubicata a Est della faglia di Mirandola nell'arco Ferrarese-Romagnolo. Il rilievo strutturale degli strati del tardo Quaternario sopra la cresta della piega mostra la recente attività della stessa ed è utilizzato per definire le velocità di scorrimento della faglia (da Scrocca et al, 2007).

Sulla base della mappa sismica ricostruita in questo studio e sull'analisi delle velocità, la struttura di Cavone mostra un rielevo strutturale di più di 500 m per la base della serie quaternaria. Assumendo un'età massima per la serie quaternaria di 2.6 milioni di anni e data l'immersione della faglia pari a 60°, la velocità di scorrimento della faglia di Mirandola può essere calcolata usando un semplice modello di traslazione di blocco rigido. Con questo approccio, un rilievo strutturale di 500 m per la base della sezione quaternaria implica una velocità di scorrimento di 0.2 mm/anno per la faglia di Mirandola, valore che ricade all'interno dell'intervallo delle velocità di innalzamento definito da Scrocca et al. (2007).

In sintesi, questo studio suggerisce che lo schema di crescita degli strati sintettonici può descrivere l'attività tettonica del tardo Quaternario della faglia di Mirandola, in accordo con le precedenti analisi della altre strutture nella regione. L'attività del tardo Quaternario delle faglie nell'arco Ferrarese-Romagnolo è anche consistente con gli eventi sismici storici registrati in questa regione che precedono le attività di estrazione moderne (DISS, 2007).

1.4 ANALISI SISMOTETTONICA

La localizzazione del terremoto del 29 maggio 2012 di magnitudo M_w 5.8 nel Nord dell'Italia e le successive scosse di assestamento rilocalizzate considerate in questo studio, suggeriscono che l'evento è stato generato dalla faglia di Mirandola (Figura 1.2.2). Le scosse di assestamento sono raggruppabili tra 5 e 10 km lungo l'estensione della faglia di Mirandola, delle sue faglie secondarie e dei suoi retroscorrimenti (Figura 1.4.1). La correlazione spaziale tra i terremoti e la faglia di Mirandola è visibile per gli ipocentri rilocalizzati utilizzando sia il modello di velocità fornito dall'Operatore della concessione di Mirandola sia un ulteriore modello che è stato sviluppato a partire dai dati dei pozzi del campo. L'evento principale del 29 maggio 2012 di M 5.8 rilocalizzato dall'INGV è ubicato sul fianco Sud della piega circa 2 km a Sud della faglia di Mirandola proiettata nella sezione B-B'. Considerate le incertezze nella localizzazione di questo evento, è plausibile che la scossa principale avvenne in corrispondenza della faglia di Mirandola. In aggiunta, la ripida immersione verso Sud di uno dei piani nodali del meccanismo focale INGV è consistente con l'immersione della faglia di Mirandola. Considerato questo, la generale localizzazione dell'evento di M 5.8 e le sue scosse di assestamento, così come la soluzione del meccanismo focale, implica che l'evento del 29 maggio 2012 di Mw 5.8 si è verificato lungo la faglia di Mirandola.

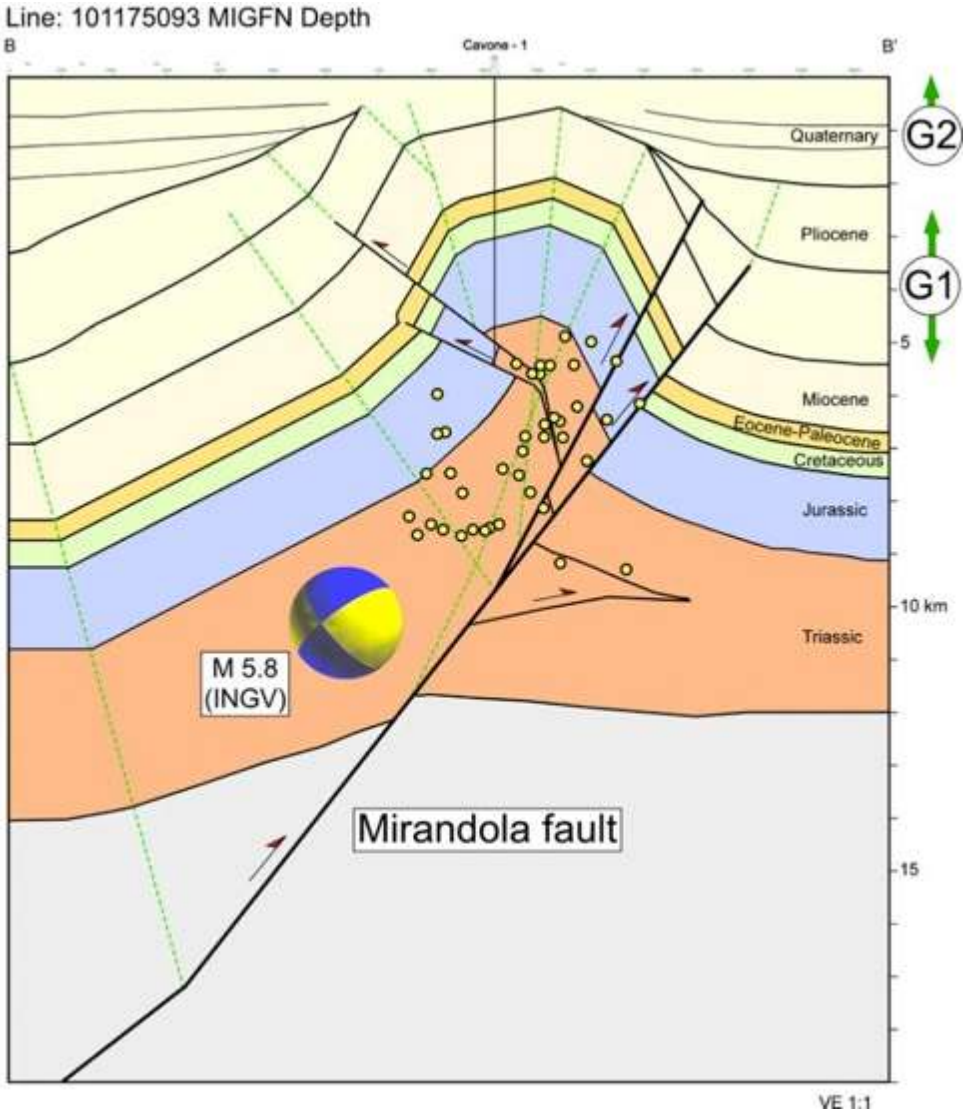

Figura 1.4.1: Sezione geologica B-B' con la localizzazione e il meccanismo focale dell'evento del 29 maggio 2012 di M 5.8 (INGV) e le scosse di assestamento rilocalizzate considerate in questo studio (Cavone.01.EniwVEni.DD.eqs).

L'evento sismico del 20 maggio 2012 di M 6.0 del Nord Italia si è verificato a circa 10 km dall'evento sismico del 29 maggio 2012 M 5.8 (Figura 1.2.2). Sulla base della localizzazione dell'evento e sulle geometrie di faglia mappate, è chiaro che l'evento sismico di M 6.0 non si sia verificato lungo la faglia di Mirandola. Piuttosto, questo evento sismico è accaduto sul segmento occidentale della faglia Media di Ferrara (Pezzo et al., 2013), in funzione della profondità del suo ipocentro e della distribuzione delle scosse di assestamento (Figura 1.4.2). Anche la ripida immersione verso Sud del piano nodale dell'evento di M 6.0 è compatibile con la geometria mappata della faglia Media di Ferrara. Quindi, concludiamo che gli eventi di M 6.0 del 20 maggio e di M 5.8 del 29 maggio sono avvenuti su faglie inverse cieche *en echelon* separate.

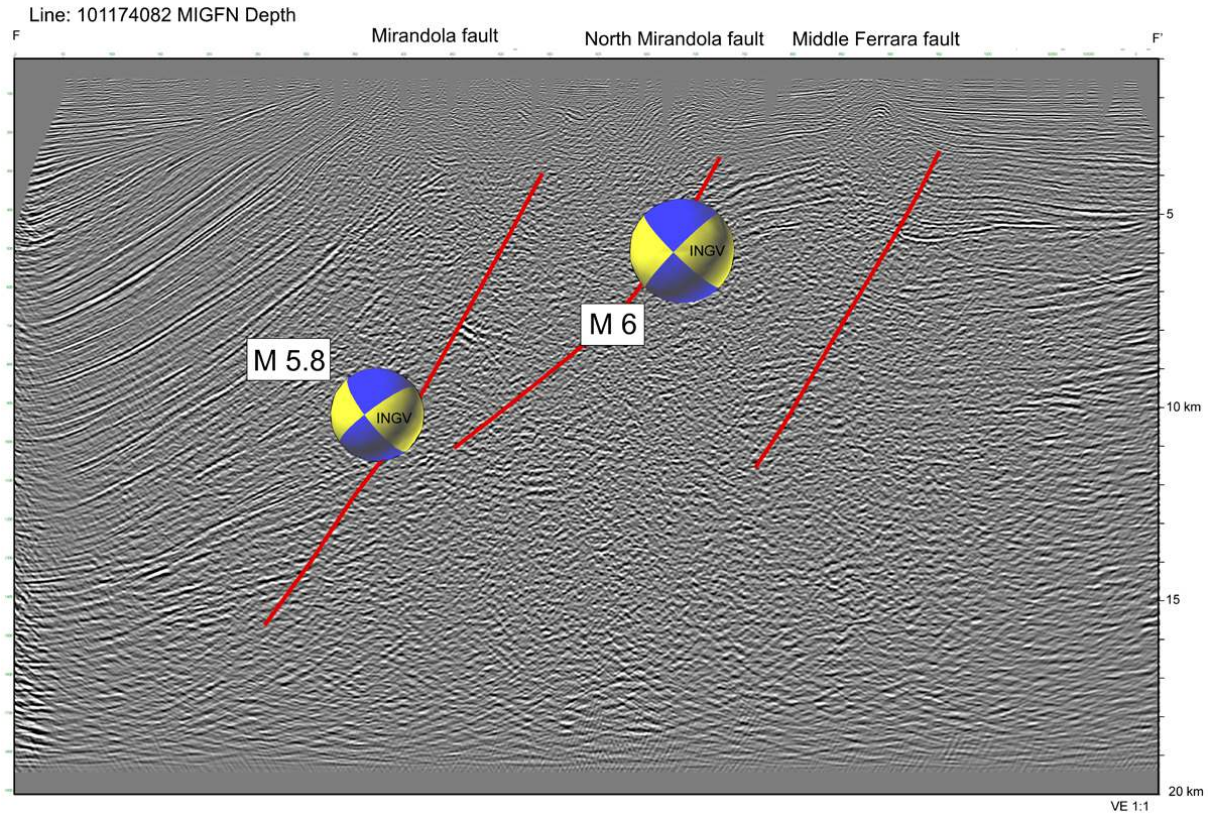

Figura 1.4.2: Sezione sismica F-F', migrata e convertita in valori di profondità, che illustra le localizzazioni e i meccanismi focali degli eventi del 20 maggio di M 6.0 e del 29 maggio di M 5.8 (INGV).

E' stata analizzata l'associazione spaziale della sismicità registrata dalla rete locale del Comune di Ferrara (da marzo 2010 a settembre 2013) e i maggiori sistemi di faglie. In particolare, non ci furono eventi registrati dalla rete locale prima del terremoto del 20 maggio 2012 (M_w 6.0) ubicati all'interno della piano della faglia Media di Ferrara. Dopo il sisma del 20 maggio, è evidente una distribuzione degli eventi all'interno del piano della faglia Media di Ferrara che si propaga dalla posizione della scossa principale verso Est (Figura 1.4.2). Inoltre, notiamo che i dati di sismicità forniti da INGV (Cavone.00.ISCall.eqs, da gennaio 2011 a febbraio 2013) suggeriscono che le scosse di assestamento del sisma del 20 maggio 2012 (M_w 6.0) si manifestano lungo l'intera estensione del segmento occidentale della faglia Media di Ferrara. Il limite orientale di tali scosse di assestamento coincide con il confine della faglia Media di Ferrara che abbiamo identificato nella nostra mappatura (Figura 1.4.3). Questo suggerisce che il terremoto del 20 maggio 2012 (M_w 6.0) ed annesse scosse di assestamento rompono il segmento occidentale di questa faglia, e che il confine geometrico limita l'estensione verso Est della rottura.

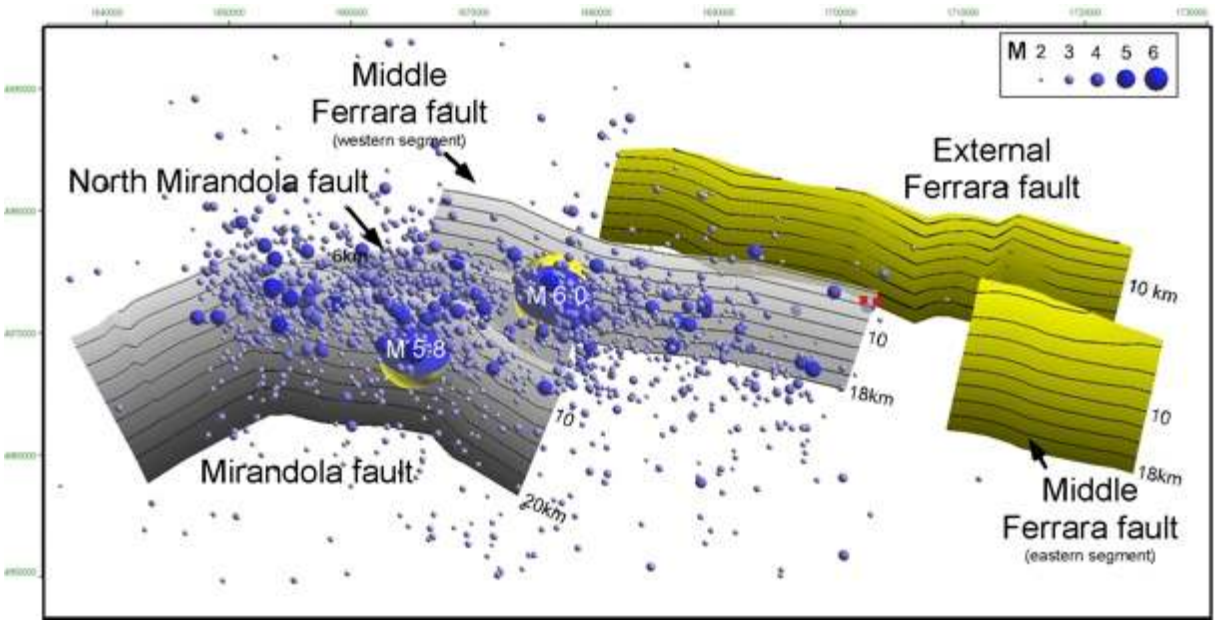

Figura 1.4.3: Mappa rappresentante gli epicentri estrapolati dal catalogo dei terremoti dell'INGV (Cavone.00.ISCall.eqs, da gennaio 2011 a febbraio 2013) relativi ai maggiori sistemi di faglia nell'area di studio.

Il terremoto di Ferrara del 1570 sembra aver causato la rottura lungo la porzione Est della faglia Media di Ferrara o la Esterna di Ferrara, sulla base della regione ipocentrale di origine definita da DISS (2007) (Figura 1.2.2). La struttura in questa regione è anche descritta dai profili di sismica a riflessione forniti dall'Operatore della concessione di Mirandola ed è consistente con una faglia inversa avente ripida immersione verso Sud sovrastata da una piega di propagazione della faglia vergente verso Nord (Figura 1.4.4). Similmente alla struttura di Cavone-Mirandola, la struttura di Ferrara mostra evidenze di due fasi di attività tettonica, una individuabile nel Pliocene e una seconda individuabile nel tardo Quaternario, sulla base di schemi di strati di crescita sintettonici. Quindi, lo schema strutturale delle regioni di origine degli eventi di Ferrara del 1570 e dell'Emilia del 2012 sono simili (si veda il Capitolo 1.1.1). Presi insieme, questi eventi sono caratterizzati dalla propagazione verso Ovest della rottura lungo un sistema *en echelon* di faglie inverse cieche tettonicamente attive (Figura 1.2.2).

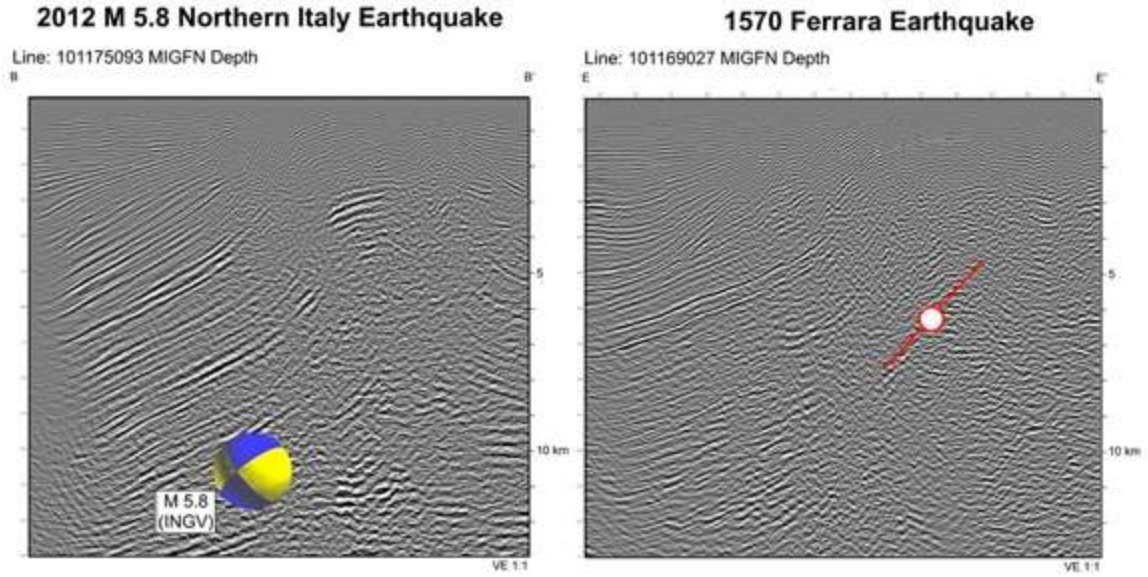

Figura 1.4.4: Sezione B-B', migrata e convertita in valori di profondità, mostrante la localizzazione dell'origine dell'evento del 29 maggio 2012 M 5.8 determinata da INGV(sinistra); sezione E-'E, migrata e convertita in valori di profondità, mostrante la localizzazione dell'origine dell'evento del 1570 a Ferrara determinata da DISS (2007) (destra).

1.5 RILEVAZIONI GPS DEI MOVIMENTI TETTONICI - VELOCITÀ DELLE DEFORMAZIONI REGIONALI PRE-TERREMOTI

La deformazione superficiale della regione Emilia-Romagna è stata misurata attraverso la combinazione di campagne di rilievo in continuo tramite GPS effettuate a partire dal 1991. Serpelloni et al. (2006) hanno analizzato una combinazione di campagne di monitoraggio in continuo effettuate tra il 1991 e il 2002 e hanno stimato una convergenza lungo tutta la regione di meno di 1 mm/anno. Devoti et al. (2011) presentano un campo di velocità più preciso ottenuto da più di 300 stazioni GPS di misurazione in continuo in Italia per il periodo tra il 1998 e il 2009. Di particolare rilevanza sono sia i vettori di velocità GPS che le grandezze della velocità proiettate lungo una sezione trasversale appena a Est della sequenza sismica (Figura 1.5.1), che mostrano una convergenza di circa 1 mm/anno a circa 50 km dalla regione epicentrale. La Figura 1.5.1 mostra che l'area è interessata da una deformazione consistente con l'intero schema regionale, senza caratteristiche anomale localizzate all'interno della regione di epicentro.

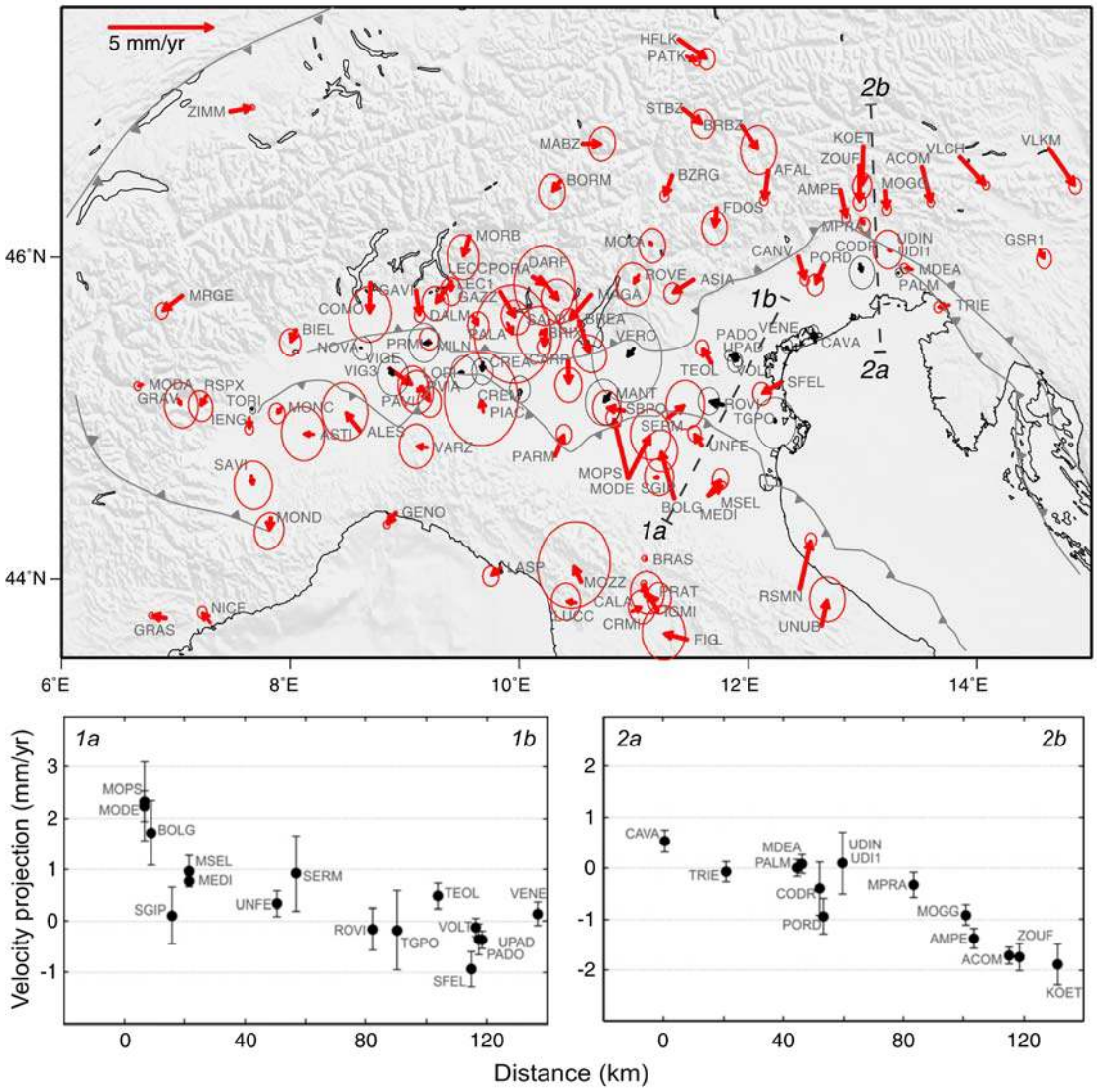

Figura 1.5.1: (Figura 6 da Devoti et al., 2011): Campo di velocità nel Nord Italia espresso rispetto a una microplacca adriatica immobile definito dai siti localizzati nella Pianura Padana (frecce nere), le ellissi di velocità presentano errore di confidenza 1-sigma. Le linee tratteggiate mostrano le tracce dei profili di velocità riportati sui riquadri sottostanti.

La deformazione di ~1 mm/anno misurata tramite GPS su dieci anni e la deformazione registrata nelle sequenze geologiche per un milione di anni sono paragonabili. Come discusso nel Paragrafo 1.3, la stima geologica (~1 Ma) della velocità di sollevamento è 0.2 mm/anno, ma per una sola delle tre strutture adiacenti. L'attività sismica mostra che almeno due, e forse tutte e tre, di queste strutture sono attive. Similmente, Scrocca et al. (2007), stimano velocità di sollevamento di 0.16-0.53 mm/anno nella struttura di Mirandola, ubicata verso Est.

Risulta d'interesse calcolare il tasso di sismicità che sarebbe necessario se queste convergenze fossero "compensate" da eventi sismici della grandezza dei maggiori eventi della sequenza dell'Emilia-Romagna. Le proprietà delle zone sorgente degli eventi sismici, stimate dai dati geodetici di Pezzo et al. (2013), portano a uno spostamento cosismico medio di 340 mm per l'evento del 20 maggio e di 180 mm per l'evento del 29 maggio. I massimi spostamenti sono di 1280 mm e 550 mm rispettivamente. Assumendo che i tipici grandi terremoti hanno una magnitudo M_w di circa 6 e selezionando questi spostamenti per una velocità di spostamento 1 mm/anno, è possibile considerare che, a qualsiasi longitudine, il tempo di ritorno di eventi simili dovrebbe essere dell'ordine delle centinaia di anni. Queste stime sono commisurate al tasso storico di accadimento di terremoti nella regione.

1.6 CONCLUSIONE DELLE ANALISI SISMOTETTONICHE E GEODETICHE

- *Sulla base della coerenza dell'ipocentro della scossa principale, meccanismo focale, distribuzione delle scosse di assestamento e mappatura della geometria della faglia, concludiamo che il segmento occidentale della faglia Media di Ferrara generò il terremoto del 20 maggio 2012 (M_w 6.0). Questo terremoto è ubicato a circa 20 km dai pozzi di iniezione di Cavone e Casaglia. Oltretutto, il terremoto del 20 maggio è separato dal pozzo di Cavone da due piani di faglia.*

- *Sulla base della distribuzione delle scosse di assestamento, sembra che il limite orientale della rottura per il terremoto del 20 maggio 2012 (M_w 6.0) sia stato controllato da un confine geometrico nella faglia Media di Ferrara.*

- *La faglia inversa cieca di Mirandola ha generato il terremoto del 29 maggio 2012 di M 5.8. Perciò, gli eventi del 20 (M_w 6.0) e 29 (M_w 5.8) maggio sono avvenuti su faglie differenti.*

- *La faglia di Mirandola e le strutture adiacenti mostrano evidenze di attività tettoniche tardo quaternarie sulla base degli strati di accrescimento e delle deviazioni del reticolo fluviale. Sulla base dei modelli di accrescimento degli strati del Quaternario, la faglia di Mirandola è stata attiva almeno per gli ultimi 650 mila anni (Scrocca et al., 2007). Se tutto il rilievo strutturale degli orizzonti Quaternari della piega Cavone si fosse manifestato in eventi di M 6.0, sarebbe stato necessario che diverse migliaia di eventi simili si fossero verificati nella faglia Mirandola negli ultimi 650 mila anni.*

- *La convergenza di ~1 mm/anno misurata tramite GPS su dieci anni e la convergenza registrata nelle serie geologiche per un milione di anni circa lungo queste strutture sono comparabili. Ciò suggerisce che il tasso di attività sismica in questa regione è comparabile con il tasso verificatosi nell'ultimo milione di anni.*

- *Gli eventi sismici di Ferrara del 1570, del 2012 di M_w 6.0 e del 2012 di M_w 5.8 presentano una propagazione verso Ovest della sequenza di rottura su tre distinte faglie inverse cieche en echelon nell'arco Ferrarese-Romagnolo.*

- *La velocità dell'attività sismica calcolata, data la velocità di convergenza osservata tramite GPS, e assumendo che lo scorrimento e l'area della faglia degli eventi di M_w ~6 nella sequenza del maggio 2012 sono tipici, è confrontabile con il tasso storico.*

2 SISMICITÀ NELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA E NELLA PIANURA PADANA

In questa sezione viene discussa la sismicità regionale registrata prima ed a seguito della sequenza sismica dell'Emilia-Romagna del 2012, focalizzandosi sull'attività avvenuta in prossimità del pozzo Cavone 14, che ha iniettato acqua nel sottosuolo dal 1993. In una certa misura la presente analisi della sismicità ricalca indagini precedentemente pubblicate (ad esempio Scognamiglio et al 2012, Lavecchia et al, 2012). Tuttavia, nella presente indagine sono considerate anche le registrazioni delle stazioni sismiche gestite dagli operatori nel campo di Cavone, ovvero informazioni non pubblicate in precedenza.

Una questione importante riguarda la distanza massima rispetto ad un pozzo di iniezione dalla quale è plausibile che possa avvenire l'innesco dei terremoti. Nella letteratura scientifica riguardante la sismicità indotta/innescata, la stragrande maggioranza degli eventi è localizzata a meno di 5 km dal sito di iniezione; poche sequenze anomale hanno eventi ubicati a distanze maggiori (es. sezioni in Hsieh e Bredehoeft, 1981, e Herrmann et al., 1981, illustrano alcuni terremoti riferiti al sito di Rocky Mountain Arsenal a 7 km di distanza). La distanza massima riportata (per contesti dove è ragionevole supporre che sia avvenuto l'innesco) è 17 km, nella Paradox Valley, Colorado, U.S.A. (Ake et al., 2005). Nella Paradox Valley, l'iniezione iniziò nel 1991, innescando quasi immediatamente terremoti in prossimità del pozzo. Successivamente è avvenuta una progressione di terremoti via via più distanti dal pozzo; nel 1995 questi avvennero a distanze di 4 km; ad 8 km di distanza nel 1998, 12 km nel 2001, 16 km nel 2002 e 17 km nel 2007. In prossimità di Jones, Oklahoma, U.S.A., una serie di terremoti avvenuti tra il 2008 ed il 2013 include eventi situati a distanze pari a 35 km dai pozzi di iniezione (Keranen et al., 2013, 2014). Tuttavia, la situazione dell'Oklahoma è anomala dal momento che i volumi di iniezione sono straordinariamente alti, mediamente ~500.000 m^3/mese dal 2009. Sebbene i volumi di iniezione a Cavone 14 non abbiano mai superato i 18.000 m^3/mese, e l'innesco a distanze oltre pochi km appaia altamente improbabile, per completezza in questa sezione vengono presi in considerazione eventi sismici avvenuti a distanze fino a 40 km dal pozzo di iniezione.

Una seconda importante questione riguarda l'accuratezza delle localizzazioni riportate nei cataloghi. Sulla base delle informazioni disponibili sulla sismicità regionale a partire dal 1964 e sulla sequenza nell'Emilia-Romagna del 2012, ci basiamo sugli ipocentri riportati dal Centro Sismologico Internazionale (*International Seismological Centre* - ISC). L'ISC combina le informazioni riportate da varie organizzazioni, compresa l'INGV, in merito alla sismicità e quindi per la maggior parte delle regioni i loro cataloghi e gli epicentri sono completi e accurati come le altre sorgenti di informazioni disponibili, a meno che un'indagine specifica sia stata intrapresa dopo il manifestarsi degli eventi.

Tuttavia, spesso per molti eventi riportati nei cataloghi, sia le profondità focali riportate che le localizzazioni relative (rispetto ad altri sismi) non sono affidabili. Le localizzazioni relative tra cluster di eventi sono più accurate quando gli eventi sismici sono rilocalizzati utilizzando una serie di stazioni vicine comuni e circostanti il cluster. Le profondità focali sono più accurate per eventi dove sono disponibili letture ben registrate delle fasi P ed S in stazioni a pochi km dall'epicentro. In molte regioni la distribuzione delle stazioni varia da anno ad anno e la qualità dei dati è differente tra gli eventi.

Per questi motivi, in questo studio sono stati rilocalizzati terremoti selezionati in prossimità di Cavone 14, avvenuti tra il 2001 ed il 2012; questi sono eventi particolarmente ben registrati, rilevati dalle stazioni sismografiche gestite dall'Operatore e forniscono dati non disponibili all'ISC. Per questi eventi sono state considerate le fasi riportate dall'ISC insieme ai dati registrati dalle stazioni locali, qualora disponibili. Per questi ipocentri rilocalizzati sono disponibili informazioni affidabili sulle profondità focali. Al contrario, una frazione significativa degli ipocentri riportati nel catalogo dell'ISC ha profondità fissate arbitrariamente a zero, 5 km o 10 km, e per i restanti ipocentri c'è una notevole dispersione di profondità (si veda Figura 2.1.1).

In aggiunta, sono stati presi in considerazione eventi sismici avvenuti tra l'agosto 2013 ed il giugno 2014 registrati dalla rete dell'Operatore all'interno o in prossimità di questa e localizzati dai sismologi della stessa compagnia (si veda Sezione 2.3). La quasi totalità degli eventi hanno avuto una magnitudo pari a o inferiore M 2.0 e non sono stati riportati dall'ISC; tuttavia gli epicentri e le profondità focali ottenute dai sismologi sono affidabili, poiché questi eventi sono avvenuti in prossimità o all'interno della rete locale.

La Sezione include anche una descrizione delle deformazioni co-sismiche e post-sismiche nella regione, così come la modellizzazione delle variazioni dello sforzo di Coulomb a seguito del sisma del 20 maggio, al fine di definire il suo ruolo nell'innesco dell'evento del 29 maggio.

2.1 ATTIVITÀ SISMICA REGIONALE PRIMA DEL MAGGIO 2012

La Sezione 1.1.1 descrive la sismicità storica della Pianura Padana e della Regione Emilia-Romagna, dove il terremoto storico più significativo è stato percepito nella prima mattinata del 17 novembre 1570 e ha causato il crollo di molti balconi e camini, con una magnitudo stimata M_e pari a 5.5. L'estensione dell'area in cui è stato percepito il terremoto di Ferrara del 1570 è simile a quella riportata per il terremoto del 20 maggio 2012 (Figure 1.1.3 e 1.1.4).

Altri eventi storici regionali includono i terremoti del 1411 (M_e 5.1) e del 1346 (M_e 4.9) verificatisi in prossimità del città di Ferrara. Ad Est di Ferrara si sono verificati tre eventi, due nel 1922 (M_e 3.7, 2.9) e uno nel 1931 (M_e 4.8) nella regione Ferrarese. A Ovest di Ferrara, come per la sequenza sismica avvenuta a maggio 2012 nell'area dell'Emilia-Romagna, sono riportati

diversi terremoti: vicino alla città di Cento nel 1916 (M_e 3.7), più a Ovest nei pressi di Finale Emilia si sono verificati due eventi, nel 1908 (M_e 4.3) e più recentemente nel 1963 (M_e 4.1) entro i 10 km dall'epicentro M_w 6.0 del 20 maggio 2012. I terremoti del 1910 (M_e 3.9) e 1912 (M_e 3.2) nei pressi di Mirandola sono avvenuti a 10 km dall'epicentro del 20 maggio e a meno di 5 km da quello del 29 maggio 2012 (M_w 5.8). Inoltre, l'analisi della sismicità storica nella Regione effettuata da Castelli et al. (2012) ha identificato un evento avvenuto in prossimità della città di Mirandola nel 1971, per il quale non è riportato un valore di magnitudo stimata.

Anche i terremoti registrati strumentalmente nell'area circostante il pozzo Cavone 14 sono numerosi: tra il 1964 e l'aprile 2012 l'ISC riporta più di 1200 epicentri con magnitudo M 2.5 o maggiore all'interno dell'area mappata in Figura 2.1.1. La maggior parte degli eventi in un raggio di 40 km dal pozzo Cavone 14 (Figura 2.1.2) sono scosse di assestamento di 2 eventi: uno era il terremoto del 2 maggio 1987 di magnitudo M 4.7, ovvero anni prima dell'inizio delle attività di iniezione nel pozzo Cavone 14; l'altro era l'evento del 15 ottobre 1996, M 5.3; uno avvenne a circa 30 km a Sud-est e l'altro si è manifestato ad una distanza di circa 20 km a Sud-Ovest del pozzo. Per il terremoto del 1987 non si sono riportate scosse preliminari nel mese precedente alla sua manifestazione; nessuna delle scosse di assestamento di tale evento è stata registrata a meno di 7 km dal pozzo Cavone 14. Nello stesso modo, l'evento del 1996 non ha mostrato scosse preliminari e solo alcune scosse di assestamento di piccola intensità avvennero entro una distanza di 10 km.

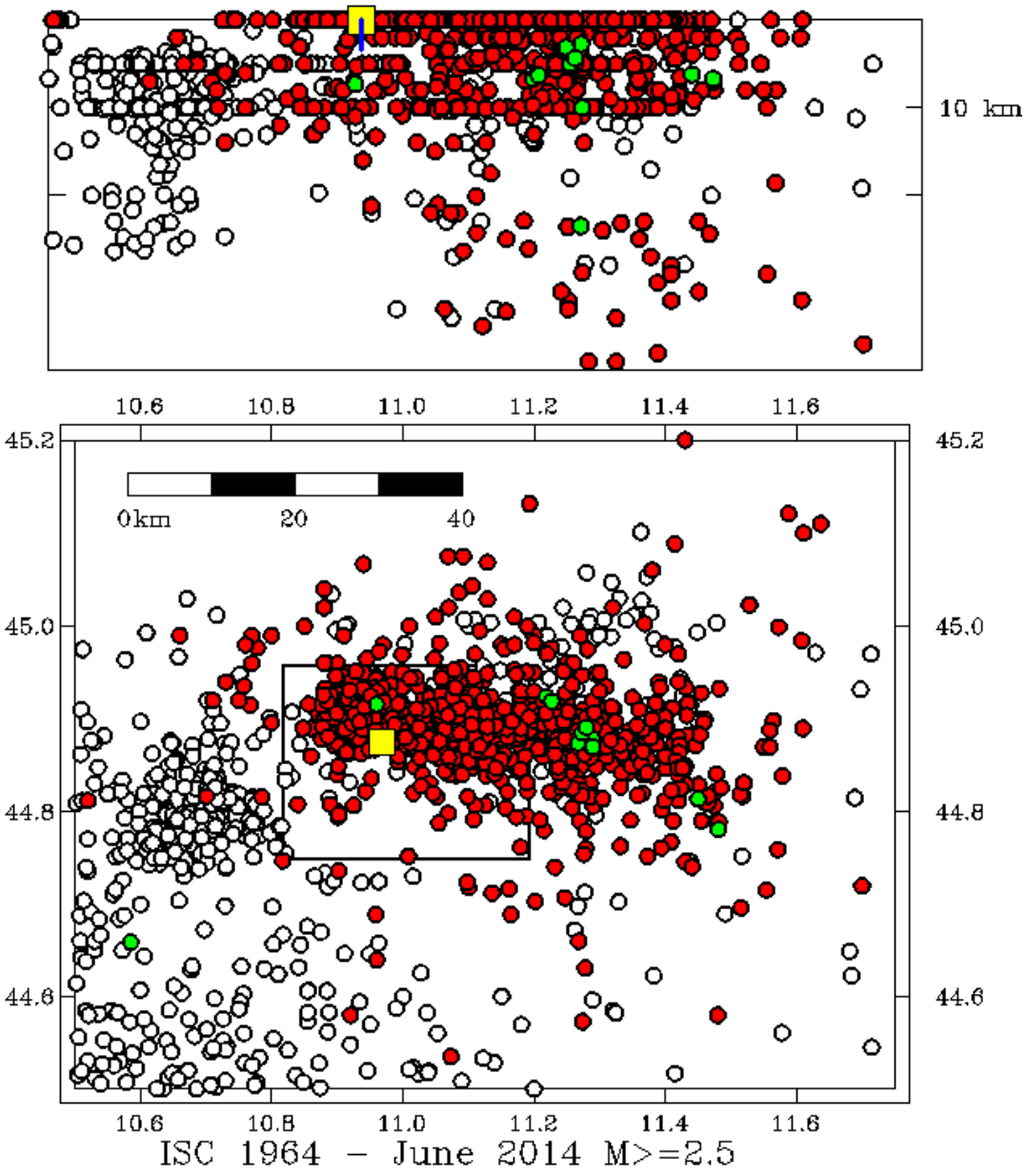

Figura 2.1.1: Mappa e sezione Est-Ovest dei sismi (cerchi) con magnitudo pari o superiori a M 2.5 avvenuti tra il 1964 ed il giugno 2014, come riportato da ISC. Cerchi bianchi: sismi tra il 1964 e l'aprile 2012; Cerchi rossi: sismi del maggio-giugno 2012; Cerchi verdi: sismi tra il luglio 2012 ed il giugno 2014. Il quadrato giallo rappresenta il pozzo Cavone 14. Il rettangolo indica l'area inclusa in Figura 4.2.1. La sezione include solo eventi tra 44.7°N e 45.1°N.

Il numero di stazioni sismografiche in prossimità del pozzo Cavone 14 è cambiato considerevolmente tra il 1964 ed oggi. L'assenza di stazioni nelle vicinanze spiega in modo chiaro la quasi assenza di terremoti con M<4 registrati prima del 1976. Successivamente, negli

anni ’80, sono state installate stazioni regionali; nel 2005 l’INGV fece delle modifiche alla rete regionale, ed è evidente che molti sismi con magnitudo pari o inferiore a M 2.5 sono stati registrati e catalogati, mentre molti eventi sismici simili non sono stati riportati in precedenza.

Oltre a questo, sono presenti sismografi in funzione in prossimità del campo di Cavone, sebbene non continuativamente, già a partire dal 1980. Tra il 2000 ed il giugno 2012 molte stazioni sismiche furono attive in diverse posizioni all’interno del campo di Cavone. Numerosi eventi sono stati localizzati, spesso integrando dati registrati dalle proprie stazioni con sismogrammi dalle stazioni regionali dell’INGV. Ci furono problemi alla rete a seguito dei terremoti del 2012 e non sono disponibili dati tra la metà del giugno 2012 e il luglio 2013. Tra l’agosto 2013 ed oggi ci sono state quattro stazioni sismografiche che hanno registrato eventi sismici avvenuti in prossimità del pozzo Cavone 14; le localizzazioni determinate a partire da questi dati sono discusse nella Sezione 2.3 del presente rapporto.

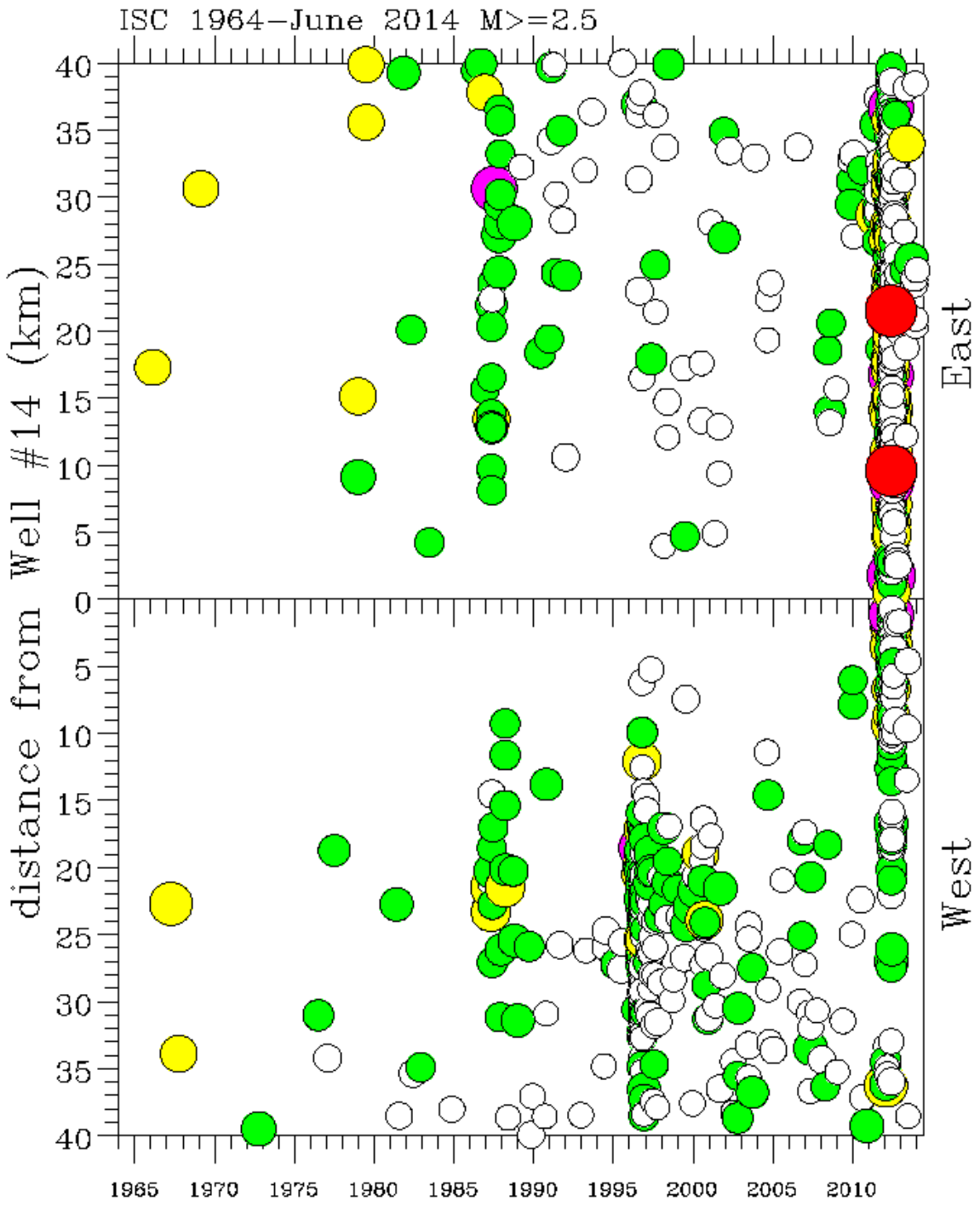

Figura 2.1.2: Grafico spazio-tempo degli epicentri riportati da ISC (cerchi; epicentri con magnitudo uguale o superiore a 2.5 sono gli stessi della Figura 2.1.1) per gli anni 1964 – giugno 2014. L'ordinata mostra la distanza epicentrale dal pozzo Cavone 14; la porzione superiore del grafico rappresenta terremoti ad Est del pozzo; la parte inferiore rappresenta terremoti ad Ovest del pozzo. Colori e dimensioni dei cerchi indicano la magnitudo rilevata; bianco: M<3; verde: 3<M<4; giallo: 4<M<5; rosa: M>5; rosso: eventi maggiori del 20 e 29 maggio

Il numero di terremoti catalogati dall'ISC aventi M<3 in questa regione crebbe significativamente in questa regione negli anni '80, come conseguenza dell'installazione di una rete di stazioni regionali da parte di INGV. L'analisi dei segnali sismici riportati da ISC per eventi fino a 10 km di distanza dal pozzo Cavone 14 (inclusi alcuni con M<2.5, si veda Figura 2.1.3) indica che la maggioranza dei sismi non ha epicentri ben definiti e profondità focali poco affidabili (cioè la loro ubicazione è stata determinata usando segnali di arrivo da 2 o meno stazioni all'interno di una distanza di 100 km).

Dal momento che le localizzazioni "di routine" riportate da ISC e INGV sono a volte poco affidabili, in questo studio è stato rilocalizzato un gruppo selezionato di eventi in prossimità del pozzo Cavone 14 (Figure 2.1.4 e 2.1.5). I dati utilizzati sono una combinazione di onde di arrivo P e S riportate da ISC, a cui si aggiungono onde di arrivo P e S registrate in quattro stazioni (ROCE, SGIA, ROVE e CORR) gestite privatamente nell'area Cavone. L'Operatore ha fornito dati di onde di arrivo per 126 terremoti manifestatisi tra il 2000 e il 2012; di questi, 67 sono avvenuti tra il 2001 e il 2011, e 59 hanno avuto luogo in maggio o giugno 2012 durante la sequenza dell'Emilia-Romagna. Per i sismi avvenuti nel periodo 2001-2011, 28 soddisfano il requisito per il quale il più grande *gap* azimutale tra epicentro e stazione tra le stazioni di registrazione era di 200° o meno. In sostanza, questi requisiti garantiscono che posizioni epicentrali saranno ben limitate, con minimi errori sistematici causati da ipotesi non corrette o per eterogeneità nella struttura crostale regionale, consentendo di ottenere epicentri e profondità focali credibili. Per determinare gli epicentri rilocalizzati, è stato utilizzato il metodo di localizzazione chiamato *double-difference* (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Tale metodo è progettato per ottenere ubicazioni relative molto accurate in un gruppo di eventi all'interno di un'area geografica ristretta. Mediante la comparazione dei tempi di arrivo in ciascuna stazione per eventi locali, il metodo è in grado di minimizzare i problemi legati alla lettura dei dati di arrivo e dall'assenza di letture in stazioni sensibili, particolarmente se il modello di velocità crostale assunto è poco accurato o se la velocità crostale è eterogenea. La risoluzione delle ubicazioni risultanti, è generalmente superiore nell'identificazione di terremoti in raggruppamenti o lineazioni.

La maggior parte di questi 28 ipocentri rilocalizzati (cerchi verdi nelle Figure 2.1.4 e 2.1.5), relativi ad eventi avvenuti ben prima della sequenza dell'Emilia-Romagna del 2012, si trovano a circa 8 km dal pozzo Cavone 14. La vicinanza con il pozzo non deve stupire, dato che la procedura di selezione degli eventi (ossia la selezione di eventi registrati da stazioni locali) si concentra nella zona del campo di Cavone. Con una sola eccezione, le profondità focali sono comprese tra 4.6 km e 10.3 km. Nella sezione trasversale rivolta a Ovest (Figura 2.1.5, sotto), esse appaiono situate lungo un piano Sud-immergente che è grosso modo coincidente con il piano nodale del terremoto del 20 maggio 2012. Tutti tranne due degli eventi ricollocati si sono verificati negli anni 2004-2009.

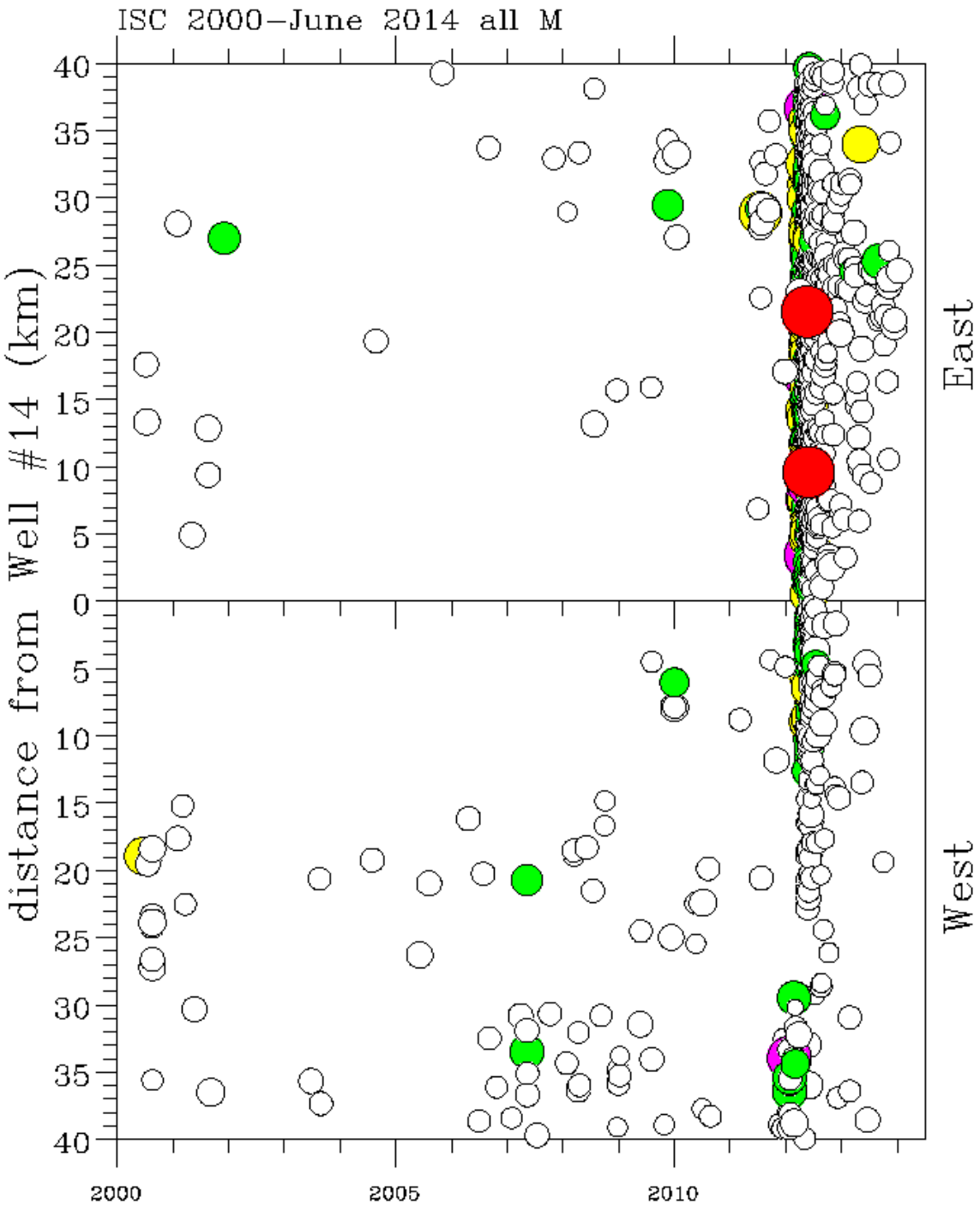

Figura 2.1.3: Grafico spazio-tempo di tutti gli epicentri riportati da ISC (cerchi; il grafico include eventi con M<2.5) per gli anni 2000 – giugno 2014. L'ordinata mostra la distanza epicentrale dal pozzo Cavone 14; terremoti ad Est del pozzo (sopra); terremoti ad Ovest del pozzo (sotto). Colori e dimensioni dei cerchi indicano la magnitudo rilevata; bianco: M<3; verde: 3<M<4; giallo: 4<M<5; rosa: M>5; rosso: eventi maggiori del 20 e 29 maggio

Tabella 2.1.1: Localizzazioni ISC per terremoti significativi discussi nel presente report che si sono manifestati prima o durante la sequenza del 2012 nell'Emilia-Romagna.

Data	***Ora***	***Lat °N***	***Long °E***	***Profondità (km)***	***Magnitudo***	***Distanza da Cavone 14***	***Agenzia***
02 Mag 1987	2042	44.8082	10.7124	14.1	m_b 4.7	22 km	ISC
15 Ott 1996	095	44.7740	10.7811	6.7	m_b5.3	19 km	ISC
18 Mag 2012	1940	44.9027	11.2094	-	m_b2.9	19 km	ISC
19 Mag 2012	1709	44.8946	11.2215	-	m_b2.5	20 km	ISC
19 Mag 2012	2313	44.9054	11.2046	-	m_b4.2	19km	ISC
19 Mag 2012	2342	44.9014	11.2271	-	m_b2.2	21 km	ISC
20 Mag 2012	0203	44.9000	11.2400	10	M_W6.0	22 km	ISC
29 Mag 2012	0700	44.851	11.086	10.2	M_W5.8	10 km	ISC

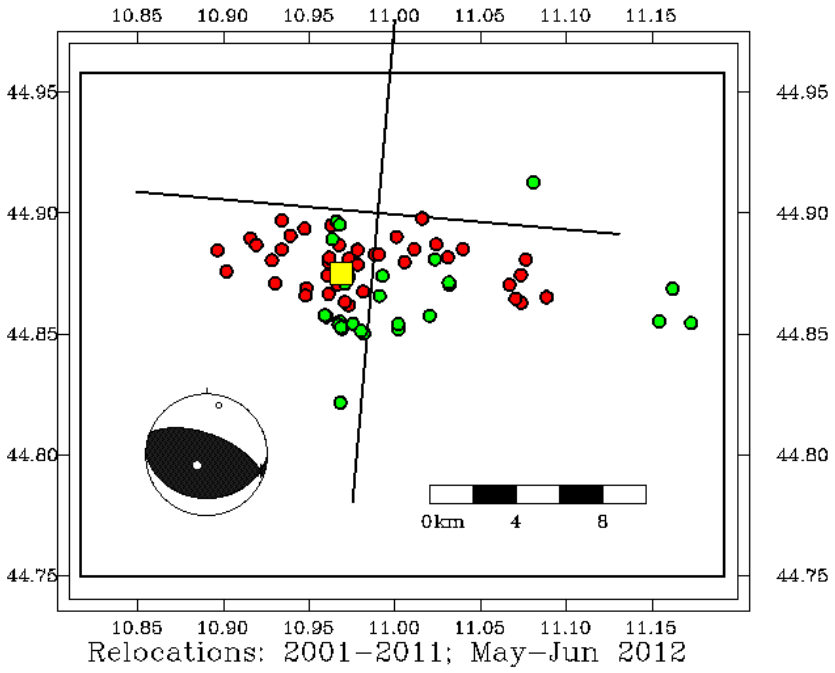

Figura 2.1.4: Mappa dei sismi rilocalizzati per i sismi selezionati (cerchi) attorno al pozzo Cavone 14 (quadrato giallo). Cerchi verdi: 28 eventi avvenuti tra il 2001 ed il 2011; cerchi rossi: 41 eventi avvenuti nel maggio-giugno 2012. Lo stereogramma è il meccanismo focale GCMT globale per l'evento del 20 maggio. Le linee marcate intersecanti indicano le tracce delle sezioni della Figura 2.1.5. Il rettangolo rappresenta la regione mappata in Figura 4.2.1.

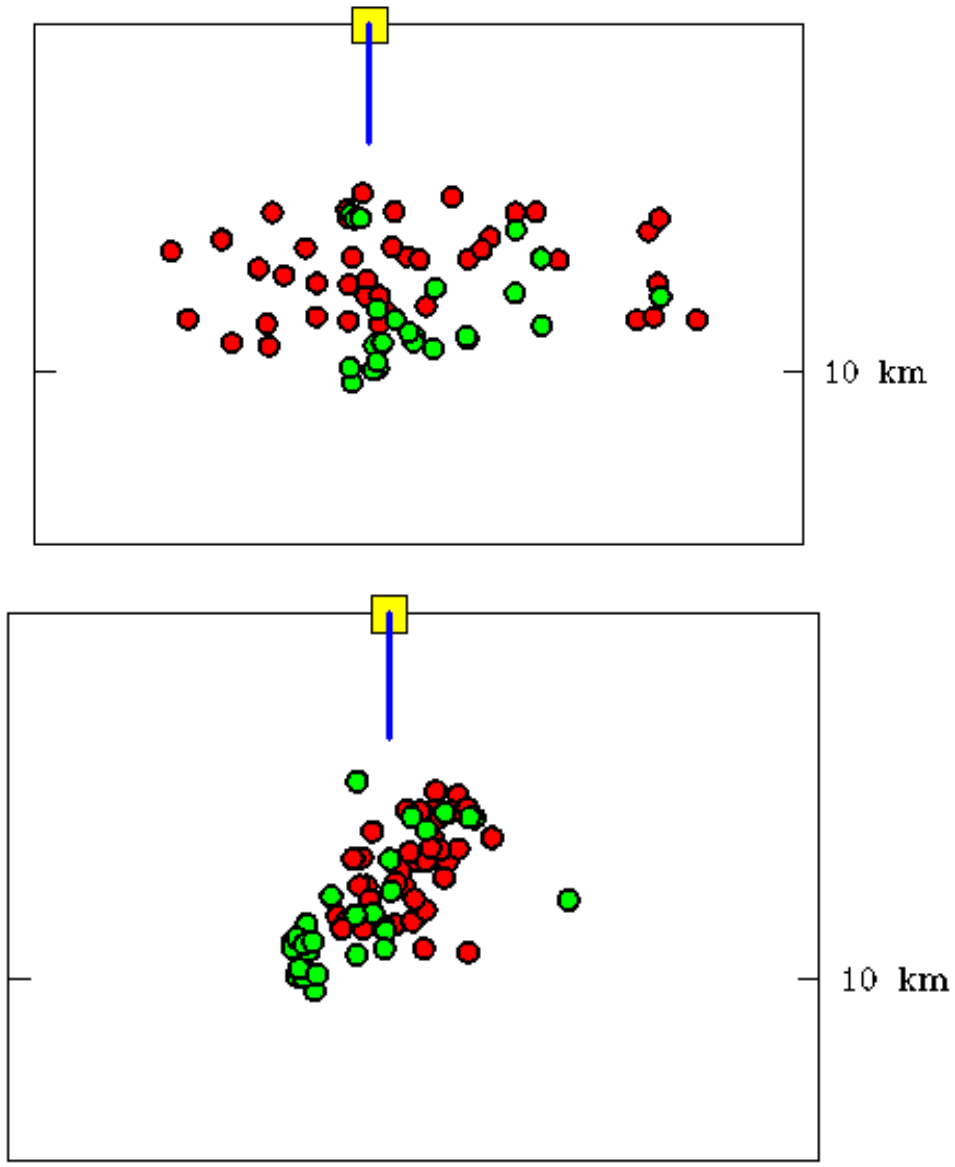

Figura 2.1.5. Sezione per i sismi rilocalizzati selezionati (cerchi) attorno al pozzo Cavone 14 (quadrato giallo con linea blu). Cerchi verdi: 28 eventi avvenuti tra il 2001 ed il 2011; cerchi rossi: 41 eventi avvenuti nel maggio-giugno 2012. Si noti che la maggior parte dei terremoti sta a profondità comprese tra 5 e 10 km.

2.2 LA SEQUENZA DELL'EMILIA-ROMAGNA DEL MAGGIO 2012 COME RIPORTATO DALL'ISC

La sequenza sismica dell'Emilia-Romagna fu molto simile a una serie in cascata di scosse e repliche comuni ai terremoti tettonici. Essa ha avuto inizio con un evento di magnitudo m_b 2.9 del 18 maggio. Questo evento è stato seguito da 3 terremoti con m_b 2.5, 4.2, e 2.2 rispettivamente in data 19 maggio. I due principali eventi del maggio 2012 della sequenza dell'Emilia-Romagna avevano magnitudo di M_w 6.0 e 5.8, e si sono manifestati il 20 e il 29 maggio 2012 (Tabella 2.1.1). I modelli sorgente degli eventi del 20 e 29 maggio riportati da Cesca et al., (2012) e Piccinini et al., (2012) indicano un'origine complessa per il terremoto del 20 maggio ed il possibile innesco statico dell'evento del 29 maggio (Ganas et al., 2012,).

L'evento del 20 maggio M_w 6.0 (02:03) si è manifestato con una distanza epicentrale di meno di 3 km dalla scossa del 19 maggio, m_b 4.2 e circa 22 km dal pozzo Cavone 14. Questo evento ha scatenato una vigorosa sequenza di scosse di assestamento (Figura 2.3.1) con numerosi epicentri raggruppati ad una distanza di 8-25 km ad Est del pozzo (Figura 2.3.2). Durante il periodo 20-28 maggio tutta l'attività si è manifestata a più di 8 km dal pozzo.

La seconda sequenza sismica M_w 5.8 (07:00) del 29 maggio 2012 (Figura 2.2.1 e Figura 2.2.2), ha avuto inizio circa 10 km ad Est del pozzo 14. Le ubicazioni delle scosse di assestamento riportate da ISC inclusero numerosi eventi nelle vicinanze del pozzo Cavone 14. Ci furono anche numerosi eventi verso Est che sembrano essere continue scosse di assestamento dell'evento del 20 maggio. Dopo il 29 maggio le scosse di assestamento si estesero verso Ovest, fino a 10-15 km dal pozzo. Oltre a ciò, ci furono diversi terremoti con magnitudo compresa tra 3 e 4 a distanze di 15-30 km ad Ovest del pozzo.

Come esposto in Sezione 2.1, al fine di ottenere accurate e credibili (ovvero affidabili) profondità focali, sono stati rilocalizzati 41 eventi selezionati della sequenza del maggio-giugno 2012 (cerchi rossi in Figura 2.1.4 e 2.1.5). I dati utilizzati sono una combinazione di onde di arrivo P e S riportate da ISC, a cui si aggiungono onde di arrivo P e S registrate in quattro stazioni locali. Tutti gli eventi selezionati furono registrati da stazioni circostanti gli epicentri, con gap azimutale non superiore a 120°. Gli ipocentri rilocalizzati occupano una regione della dimensione di circa 15 km allungata in direzione Est-Ovest e situata al di sotto del pozzo Cavone 14. Le profondità focali variano tra 4.8 e 9.6 km.

La Tabella 2.2.1 elenca tutti i terremoti di magnitudo $M \geq 4.0$ che si sono verificati nel maggio e giugno 2012 in Emilia-Romagna. In questa tabella sono riportate ubicazione e magnitudo stimate, secondo differenti agenzie. Per eventi per i quali sono stati identificati differenti ubicazioni e magnitudo, la nostra ipotesi più accreditata è in grassetto-corsivo. Per eventi moderati come quelli qui riportati, le soluzioni derivanti da registrazioni regionali (rCMT) forniscono stime di profondità dell'ipocentro migliori rispetto a quelle ottenute con le registrazioni di stazioni situate in tutto il mondo (gCMT).

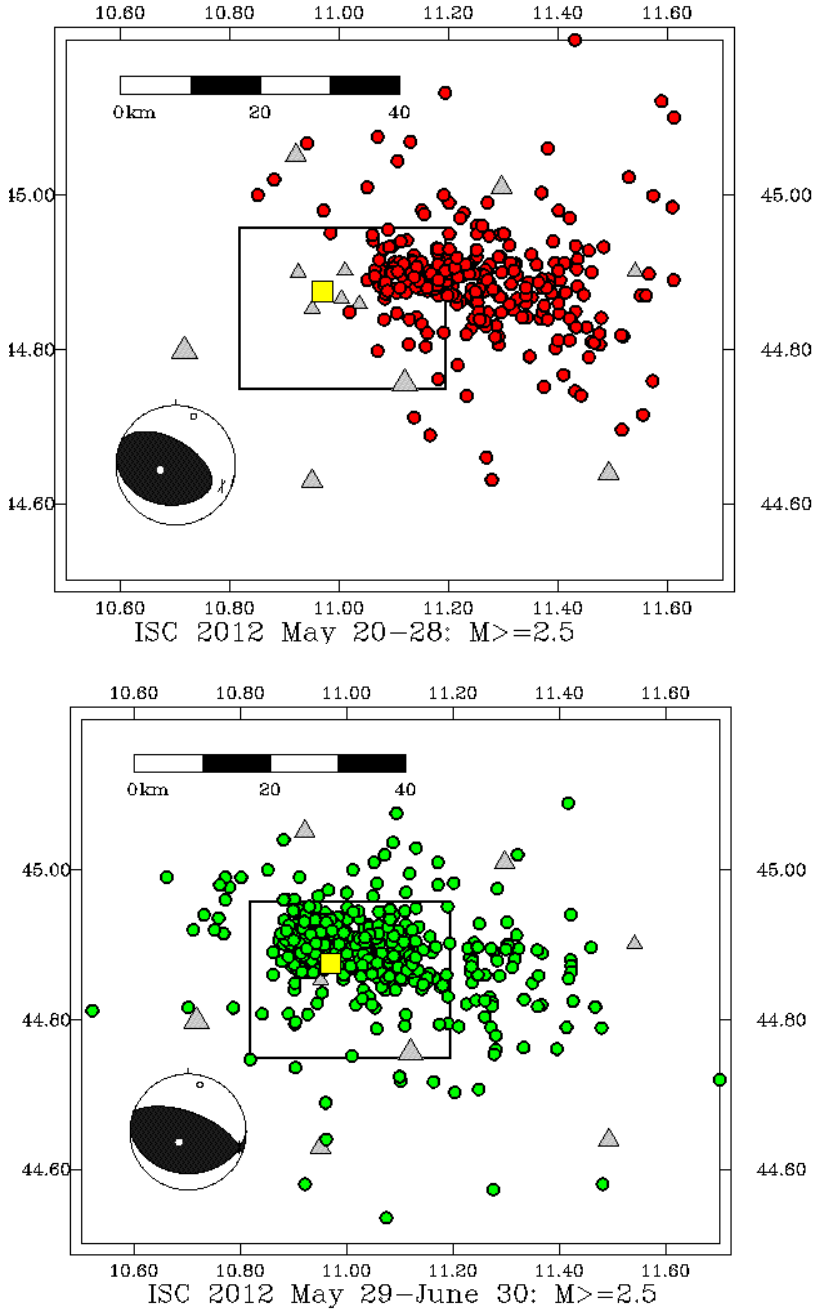

Figura 2.2.1. Mappa con gli epicentri e repliche dell'evento del 20-28 maggio 2012 (0203)(sopra, cerchi rossi) e 29 maggio-30 giugno 2012 (sotto, cerchi verdi). Gli epicentri rappresentati hanno magnitudo uguale o maggiore di M 2.5 così come riportati da ISC. Il quadrato giallo è il pozzo Cavone 14. I triangoli sono le stazioni sismografiche. Il rettangolo indica la regione mappata in Figura 4.2.1. Gli stereogrammi rappresentano il meccanismo focale (global GCMT).

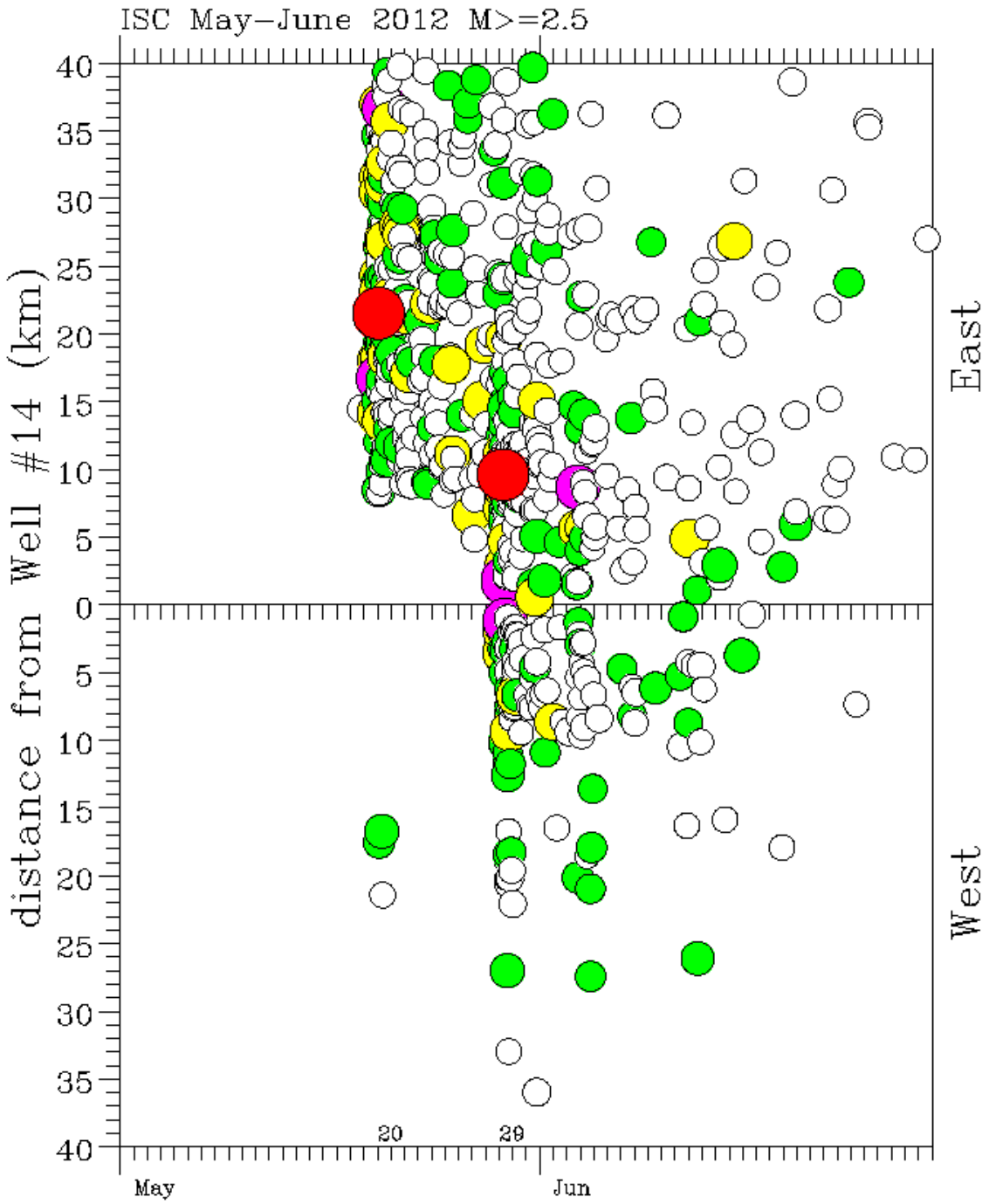

Figura 2.2.2: Grafico spazio-tempo degli epicentri riportati da ISC (cerchi; il grafico include eventi con M<2.5) del maggio-giugno 2012. L'ordinata mostra la distanza epicentrale dal pozzo Cavone 14; terremoti ad Est del pozzo (sopra); terremoti ad Ovest del pozzo (sotto). Colori e dimensioni dei cerchi indicano la magnitudo rilevata; bianco: M<3; verde: 3<M<4; giallo: 4<M<5; rosa: M>5; rosso: eventi maggiori del 20 e 29 maggio.

Tabella 2.2.1: Terremoti di magnitudo M ≥ 4 verificatisi in Emilia-Romagna nel 2012

Ubicazione (ipocentro / centroide)							**Soluzione del Tensore Momento**			
					Magnitudo			Piano nodale 1	Piano nodale 2	**Autore**
2012/ **M/D**	HH:MM:SS.	Lat. N	Lon. E	Prof.	Ml	**Mlbest/ *Mw***	Mw	Strike/Dip/Rake	Strike/ Dip/ Rake	
01/25	***08:06:37.09***	***44.871***	***10.510***	***29.0***	***5.0***					INGV-bollsi
				33.0			4.91	76/ 63/-120	307/ 40/-46	rCMT-INGV
	08:06:36	44.854	10.538	26.0			4.81	82/ 80/-118	335/ 30/-20	rCMT-SLU
05/19	***23:13:27.00***	***44.898***	***11.258***	***6.2***	4.1					INGV-sisbas
						4.0	3.98	84/ 44/ 78	280/ 47/ 101	rCMT-INGV
				5.0			3.96	100/ 40/ 90	280/ 50/ 90	rCMT-SLU
05/20	***02:03:52.00***	***44.889***	***11.228***	**6.3**	5.9					ROM
				5.0			5.85	103/ 46/ 93	279/ 45/ 87	rCMT-INGV
				5.0		***6.0***	5.94	105/ 45/ 95	278/ 45/ 85	rCMT- SLU
	02:03:56.2	44.89	11.44	12.0 – fix			6.1	88/ 35/ 60	304/ 61/ 109	gCMT-usgs
05/20	***02:06:30.00***	***44.886***	***11.189***	***7.7***	***4.8***					INGV-sisbas
05/20	***02:07:31.00***	***44.883***	***11.370***	***5.0***	***5.1***					INGV-sisbas
05/20	***03:02:50.00***	***44.860***	***11.095***	***10.0***	4.9					INGV-sisbas
				5.0		***4.8***	4.85	88/ 27/ 81	279/ 64/ 95	rCMT-INGV
				5.0			4.82	105/ 40/ 100	272/ 51/ 82	rCMT- SLU
	03:02:51.1	44.95	11.32	12.0 – fix			5.1	94/ 22/ 49	316/ 74/ 105	gCMT-usgs
05/20	***13:18:02.00***	***44.831***	***11.490***	**4.7**	5.1					INGV-sisbas
				5.0	5.0	***5.0***	4.96	111/ 41/ 90	290/ 50/ 85	rCMT-INGV
				5.0			4.97	118/ 40/ 96	290/ 50/ 85	rCMT- SLU
	13:18:04.1	44.81	11.49	12.0 – fix			5.1	100/ 32/ 66	308/ 61/ 104	gCMT-usgs
05/23	**21:41:18.00**	**44.868**	**11.251**	***4.8***	4.3					INGV-sisbas

				6.0		***3.9***	3.88	91/48/88	274/42/92	rCMT-INGV
				6.0			3.92	97/45/95	270/45/85	rCMT- SLU
05/29	***07:00:03.00***	***44.851***	***11.086***	***10.2***	5.8	***5.8***				INGV-sisbas
	07:00:06.9	44.92	11.15	12.0 – fix			5.9	91/29/72	291/63/99	gCMT-usgs
05/29	***07:09:54.00***	***44.926***	***11.036***	***10.4***	***4.1***					INGV-sisbas
05/29	***08:25:51.00***	***44.901***	***10.943***	***3.2***	***4.5***					INGV-sisbas
05/29	***08:27:23.00***	***44.854***	***11.106***	***10.0***	***4.7***					INGV-sisbas
05/29	***08:40:58.00***	***44.892***	***10.962***	***5.3***	***4.2***					INGV-sisbas
05/29	***09:30:21.00***	***44.892***	***11.053***	***1.2***	***4.2***					INGV-sisbas
05/29	***10:55:57.00***	***44.888***	***11.008***	***6.8***	5.3	***5.4***				INGV-sisbas
	10:55:58.8	44.90	11.02	12.0-fix			5.5	91/29/72	291/63/99	gCMT-usgs
05/29	***11:00:02.00***	***44.873***	***10.950***	***11.0***	***4.9***					INGV-sisbas
05/29	***11:00:25.00***	***44.879***	***10.947***	***5.4***	5.2					INGV-sisbas
	11:00:26.7	44.84	10.95	12.0-fix		***4.9***	4.9			gCMT-usgs
05/31	***19:04:04.00***	***44.891***	***10.980***	***8.7***	***4.2***					INGV-sisbas
06/03	***19:20:43.00***	***44.899***	***10.943***	***9.2***	5.1					INGV-sisbas
	19:20:47.7	45.12	10.95	12.0 – fix		***5.0***	5.0	107/11/99	278/79/88	gCMT-usgs
06/04	***06:55:49.00***	***44.926***	***10.980***	***5.0***	***4.0***					INGV-sisbas
06/12	***01:48:36.00***	***44.880***	***10.888***	***10.8***	***4.3***					INGV-sisbas

INGV – Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia, Italia ;

USGS – United States Geological Survey;

SLU – Saint Louis University, Missouri;

sisbas – Istituto Sismologico di Siena

bolsi – Istituto Sismologico di Bologna

gCMT – Global Cetroid Moment Tensor

rCMT – Regional Centroid Moment Tensor

2.3 ATTIVITÀ SISMICA REGIONALE NEL GIUGNO 2012 – GIUGNO 2014

Dal Maggio 2012, le scosse di assestamento relative ai sismi del 20 e 29 maggio sono continuate nel 2013 e 2014 (Figura 2.3.1). La frequenza dei terremoti riportati tra il giugno 2012 ed il giugno 2013 fu significativamente più alta che tra il 2005 ed il 2011 (Figura 2.1.3). Tuttavia, come tipico delle sequenze di assestamento, il tasso di attività sismica ha subito un decremento a partire dal giugno 2012 (es. Figura 2.5.5). La durata delle sequenze di assestamento è controllata dai tassi di sforzo tettonico (Dieterich 1994, Toda et al., 2002), per il quale bassi tassi di sforzo risultano in sequenze di scosse di assestamento di lunga durata. Sulla base di un verosimile tempo di ritorno di circa 1000 anni per grandi eventi in una qualsiasi longitudine lungo l'arco Ferrarese-Romagnolo (Sezione 1.5) e la relazione di durata delle scosse di assestamento di Dieterich (1994), tali assestamenti relativi al sisma del 20 maggio 2012 sono previsti per diverse decadi, ma con un alto tasso di decrescita. Insieme alla diminuzione del tasso di accadimento delle scosse di assestamento, decresce anche la probabilità di accadimento di forti scosse di assestamento. Tuttavia, c'è una piccola, ma reale possibilità di assistere a forti scosse. Nel 2013 e 2014 nessuno degli eventi riportati da ISC all'interno di 20 km dal pozzo ha avuto una magnitudo superiore a M 3, e dal giugno 2013 l'ISC non ha riportato eventi avvenuti entro 10 km dal pozzo Cavone 14.

Per il periodo compreso tra l'agosto 2013 ed il giugno 2014, le informazioni migliori in merito alla sismicità attorno al pozzo di Cavone provengono dalle localizzazioni effettuate dai sismologi dell'Operatore, sulla base dei dati raccolti dalle loro stazioni (Figure 2.3.4, 2.3.5, 2.3.6 e 2.3.7). Tra il luglio 2012 ed il luglio 2013 la rete sismografica locale a Cavone non era operativa, ma la rete fu riparata ed è stata in funzione a partire dall'agosto 2013.

Tra l'agosto 2013 ed il 20 giugno 2014, i sismologi hanno localizzato 75 ipocentri utilizzando i dati della rete locale. Tutti gli eventi tranne 9 hanno avuto una magnitudo pari o inferiore a M 2; tutti ad eccezione di uno hanno avuto una magnitudo inferiore a M 2.6. L'eccezione fu il terremoto avvenuto il 19 giugno 2014, al quale è stata assegnato un valore di M 3.4 dai sismologi dell'Operatore (44.8702°N, 11.0247°E, 14 km di profondità); sebbene l'ISC abbia riportato una localizzazione preliminare per questo evento (44.92°N, 11.28°E, nessuna profondità assegnata), la loro ubicazione fu circa a 20 km più ad Est della localizzazione dell'Operatore, ben al di fuori dei confini mappati in Figura 2.3.4.

La maggior parte degli ipocentri riportati dalla rete locale ha una profondità focale compresa tra circa 4 km e 10 km, e forma un raggruppamento allungato (Figura 2.3.5, sotto) che è all'incirca coincidente con la struttura planare visibile per gli ipocentri rilocalizzati del periodo 2001-giugno 2012 (Figura 2.1.5, sotto). Con il tempo, gli eventi non mostrano una evidente relazione con il pozzo Cavone 14 (Figura 2.3.7), ovvero non c'è nessuna evidenza che questi si spostarono vicino a, o si distanziarono, dal pozzo.

Durante il periodo temporale compreso tra l'agosto 2013 ed il giugno 2014, sia l'ISC che l'INGV hanno riportato ipocentri all'interno dell'area mappata in Figura 2.3.4 (ISC: 3 sismi; INGV: 45 sismi). Questi inclusero sismi non localizzati dall'Operatore (un evento ISC e 38 eventi INGV). Soltanto uno degli eventi riportati da INGV era di magnitudo superiore a M 3 (4 settembre, 07:03, M 3.3).

Tuttavia, diverse evidenze suggeriscono che le localizzazioni basate sulla rete locale sono affidabili. Ci sono infatti meno valori anomali tra le localizzazioni basate sulla rete locale rispetto a quelle riportate da INGV; l'Operatore localizzò due dei tre terremoti riportati da ISC ed in entrambi i casi le localizzazioni della rete locale ed ISC differiscono di circa 8 km, ma le localizzazioni basate sulla rete locale sono presumibilmente di qualità superiore dal momento che le stazioni erano prossime agli epicentri. Infine, come detto in precedenza, le localizzazioni registrati dalla rete locale occupano una regione che è simile a quella degli eventi rilocalizzati del periodo 2001 - giugno 2012 (si compari Figura 2.1.5 con Figura 2.3.5).

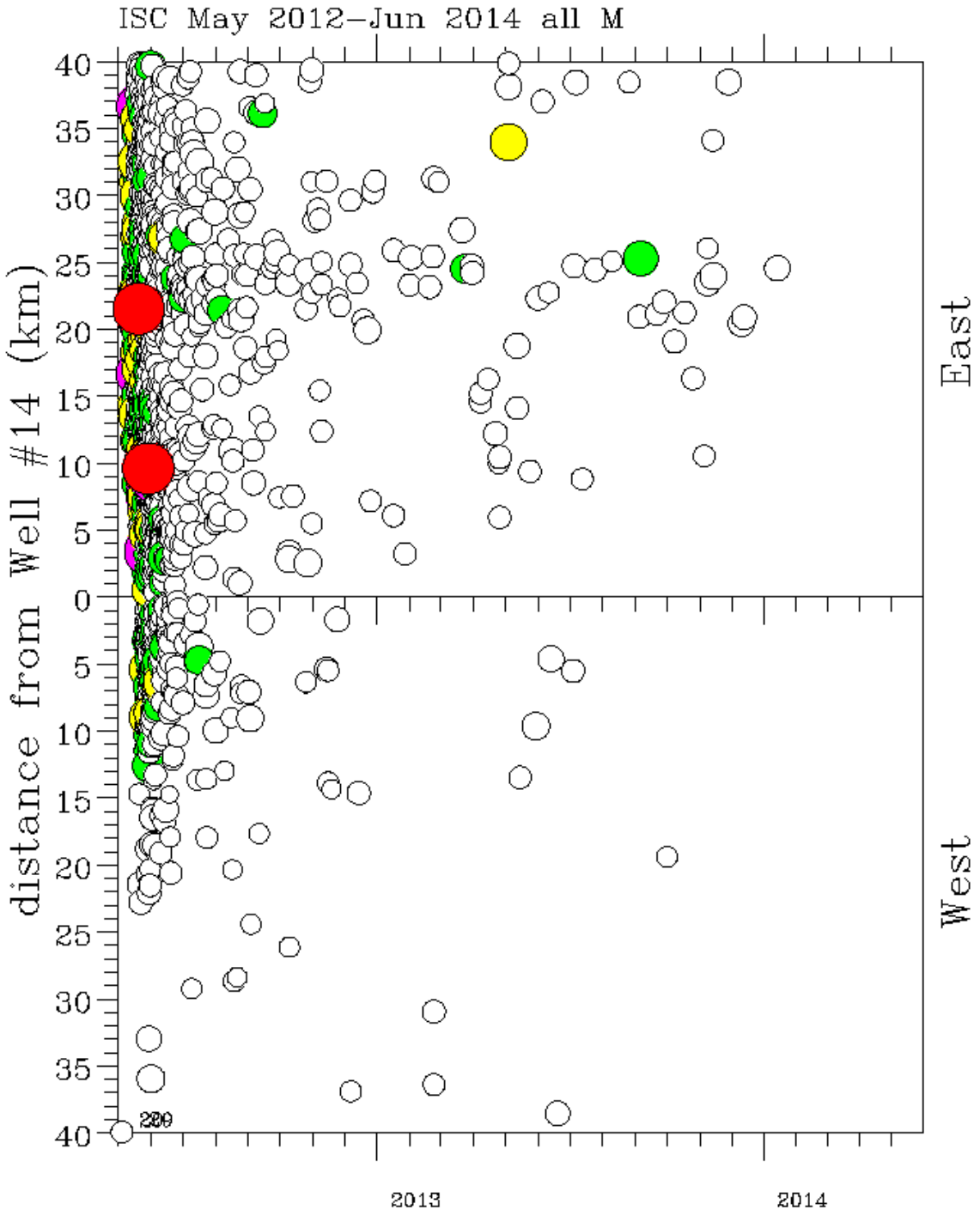

Figura 2.3.1: Grafico spazio-tempo degli epicentri riportati da ISC (cerchi; il grafico include eventi con M<2.5) per il periodo maggio 2012-giugno 2014. L'ordinata mostra la distanza epicentrale dal pozzo Cavone 14; terremoti ad Est del pozzo (sopra); terremoti ad Ovest del pozzo (sotto). Colori e dimensioni dei cerchi indicano la magnitudo rilevata; bianco: M<3; verde: 3<M<4; giallo: 4<M<5; rosa: M>5; rosso: eventi maggiori del 20 e 29 maggio.

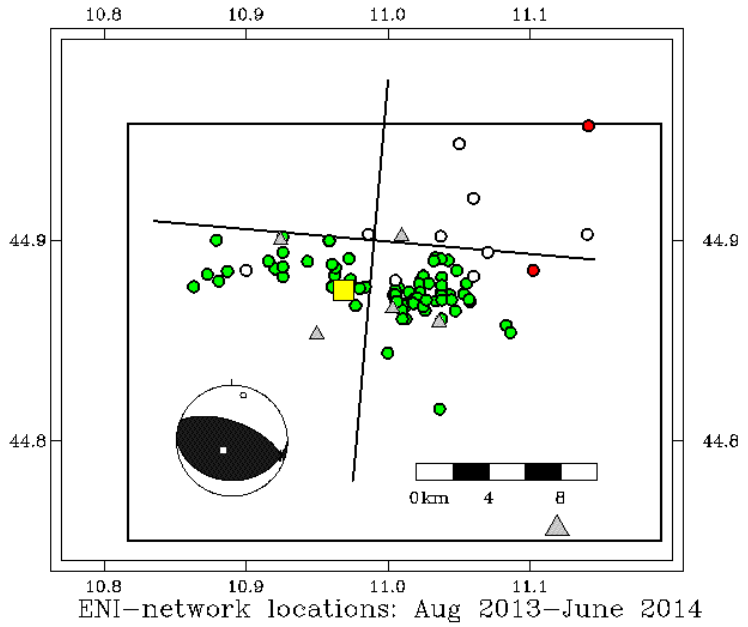

Figura 2.3.2. Mappa degli epicentri (cerchi) attorno al pozzo Cavone 14 (quadrato giallo) tra l'agosto 2013 ed il giugno 2014. Cerchi verdi: localizzazioni a partire dalla rete locale; cerchi bianchi: localizzazioni a partire dalla rete temporanea INGV; cerchi rossi: due eventi riportati sia da ISC che dall'Operatore. I triangoli rappresentano le stazioni sismografiche. Lo stereogramma è il meccanismo focale GCMT globale per l'evento del 29 maggio.

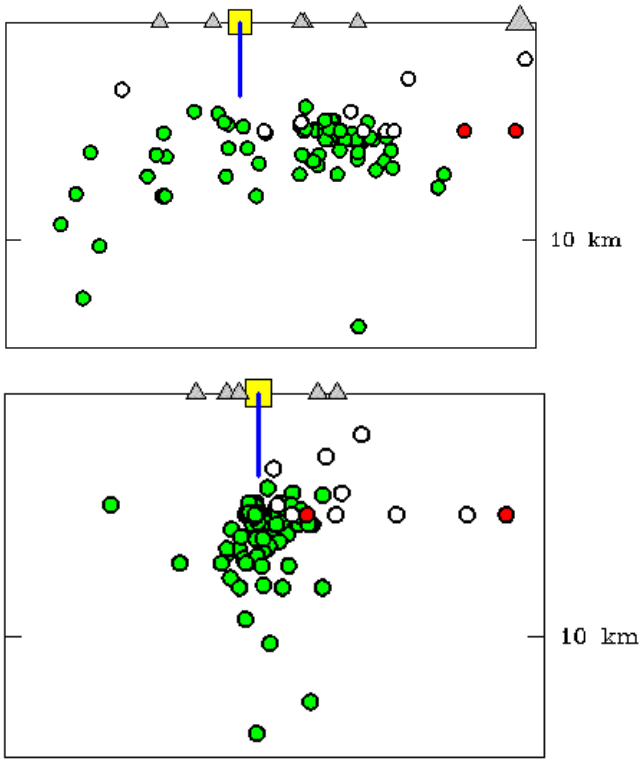

Figura 2.3.3. Rappresentazione in sezione degli eventi mappati in Figura 2.3.4. Il quadrato giallo con linea blu è il pozzo Cavone 14. Cerchi verdi: localizzazioni a partire dalla rete locale; cerchi bianchi: localizzazioni a partire dalla rete temporanea INGV; cerchi rossi: due eventi riportati sia da ISC che dall'Operatore. I triangoli rappresentano le stazioni sismografiche.

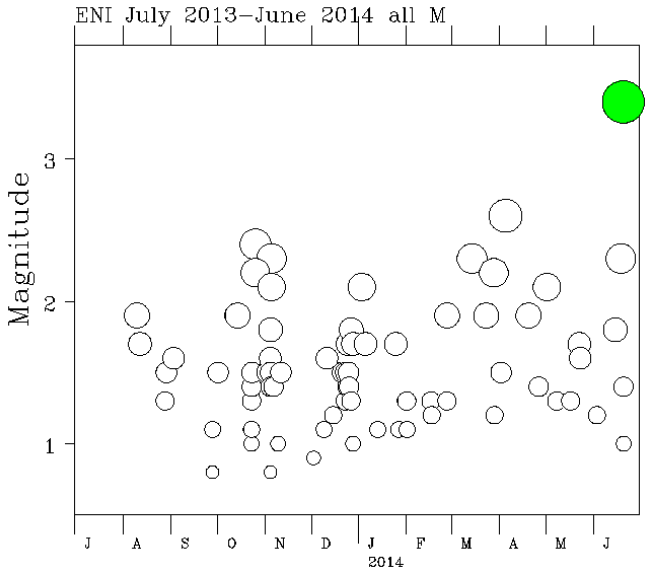

Figura 2.3.4. Grafico tempo-magnitudo per le localizzazioni degli eventi registrati dalla rete locale e mappati in Figura 2.3.2. Il cerchio verde è il terremoto del 19 giugno 2014, 22:43, con magnitudo di M 3.4 assegnata dai sismologi dell'Operatore.

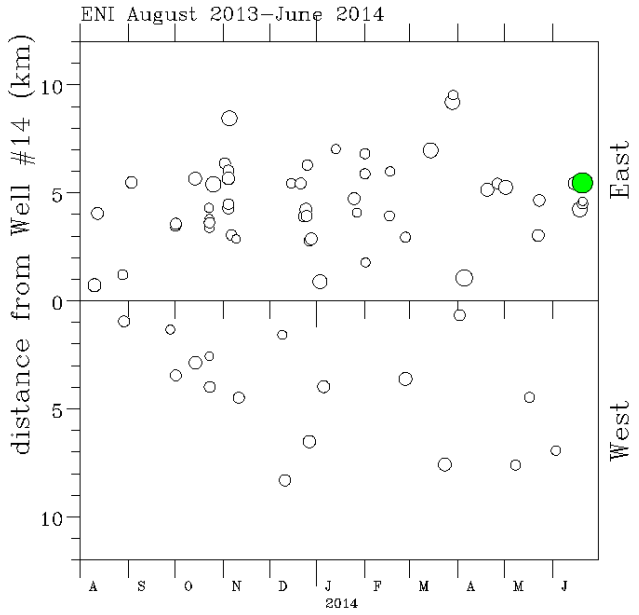

Figura 2.3.5: Grafico spazio-tempo degli eventi registrati dalla rete locale e mappati in Figura 2.3.2. Il cerchio verde è il terremoto del 19 giugno 2014, 22:43, con magnitudo di M 3.4 assegnata dai sismologi dell'operatore.

2.4 Deformazione Co-Sismica E Stima Delle Proprietà Della Sorgente Sismica

Pezzo et al. (2013) hanno pubblicato uno studio dettagliato delle deformazioni co-sismiche per il terremoto dell'Emilia-Romagna che includono dati GPS e osservazioni InSAR sia da Radarsat-1, sia da COSMO-SkyMed. Stimano anche le proprietà della sorgente attraverso l'inversione dei dati geodetici, utilizzando le formule di Okada (1985) per la deformazione da spostamenti in un emi-spazio elastico uniforme. La copertura geodetica per questi eventi è stata molto buona, come descritto da Serpelloni et al. (2012), dunque Pezzo et al (2013) hanno potuto determinare modelli-sorgente relativamente dettagliati.

La Figura 2.4.1 fornisce una buona sintesi delle osservazioni InSAR delle deformazioni, di quella prevista dai loro modelli e la deformazione residuale non pronosticata. Osservazioni ripetute da COSMO Sky-Med (*top row*) tra il 19 e il 23 maggio 2012 forniscono un'eccellente visione della deformazione sul bordo orientale della zona di rottura del 20 maggio, mostrando una variazione della *Line Of Sight* (LOS) fino a 14 cm. Nello stesso modo le osservazioni ripetute dal COSMO Sky-Med (*bottom row*) tra il 27 maggio e il 4 giugno 2012 forniscono un'eccellente visione della deformazione sull'intera zona di rottura degli eventi del 29 maggio, mostrando una variazione della LOS fino a 22 cm. Infine attraverso la sottrazione di questi da ripetute osservazioni da Radarsat-1, il 12 maggio e il 4 giugno 2012, è stato possibile effettuare una stima della deformazione sull'intera zona di rottura per il terremoto del 20 maggio (*middle*

row). E' stata inoltre ottenuta una stima delle deformazioni co-sismiche fino a 13 siti GPS (terza colonna).

Profili dei cambiamenti delle LOS osservati e modellati lungo i profili indicati in Figura 2.4.1 sono mostrati in Figura 2.4.2, insieme alle proiezioni dei piani di faglia da modello. La congruenza complessiva dei dati dei modelli in queste due figure è molto buona. La principale discrepanza è che i modelli mostrano un andamento maggiormente lineare dei dati osservati. Questa discrepanza può essere il risultato dell'assunzione di un semi-spazio elastico uniforme, piuttosto che un modello elastico più realistico adeguato alla geologia e alla sismologia dell'area. Tuttavia, per gli scopi del presente studio, questi modelli sono probabilmente sufficienti.

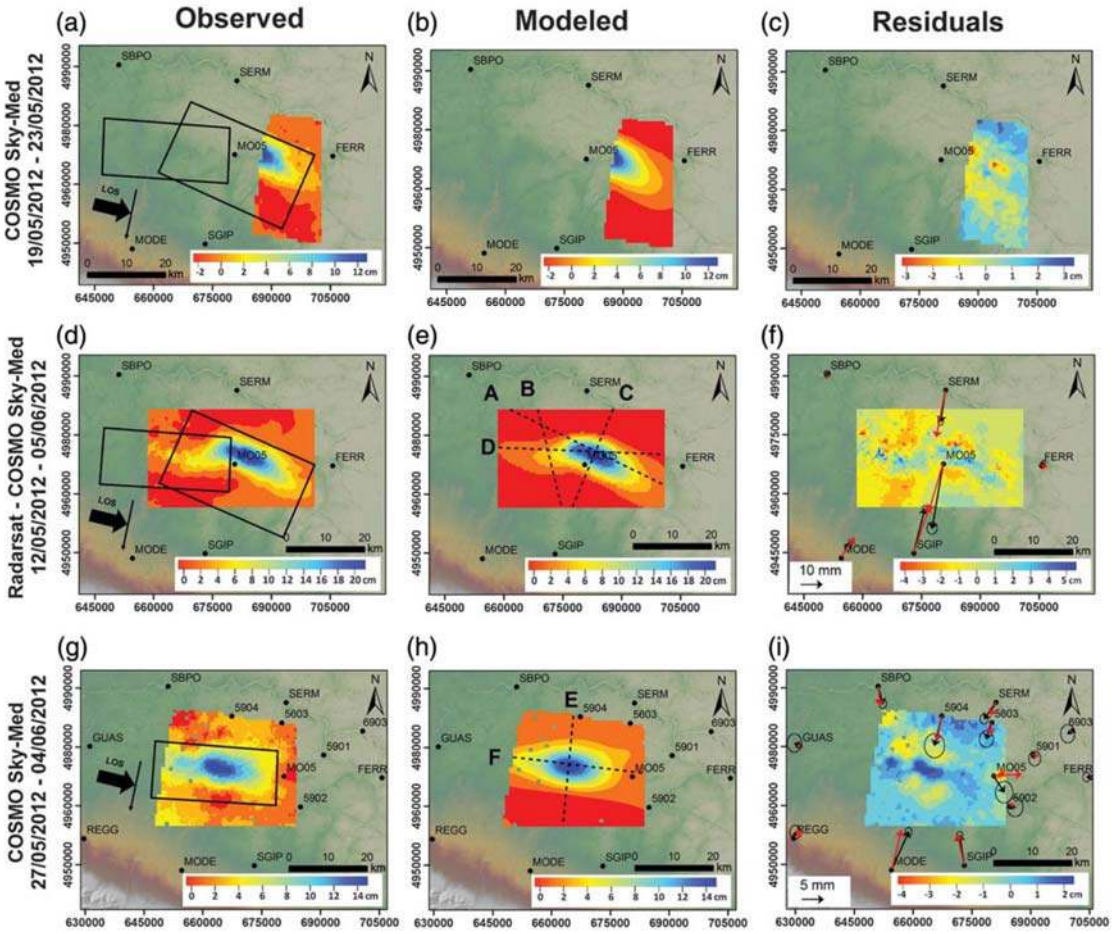

Figura 2.4.1: (Figura 3 di Pezzo et al., 2013) (a, d, g) osservati, (b, e, h) modellati, e (c, f, i) mappe di spostamento residuo di due interferogrammi COSMO-SkyMed e mappa di un Radarsat meno COSMO-SkyMed relativi ai terremoti del 20 maggio (a-f) e 29 maggio (g-i). Percorsi del stellite e direzioni della LOS sono mostrati in (a, d, g); i quadrati neri sono le superfici di proiezioni delle faglie modellate; le linee tratteggiate nere tracciano i profili mostrati in Figura 2.4.2. In (f, i) mostriamo lo spostamento GPS modellato (rosso) e osservato (nero) per gli eventi del 20 e 29 maggio.

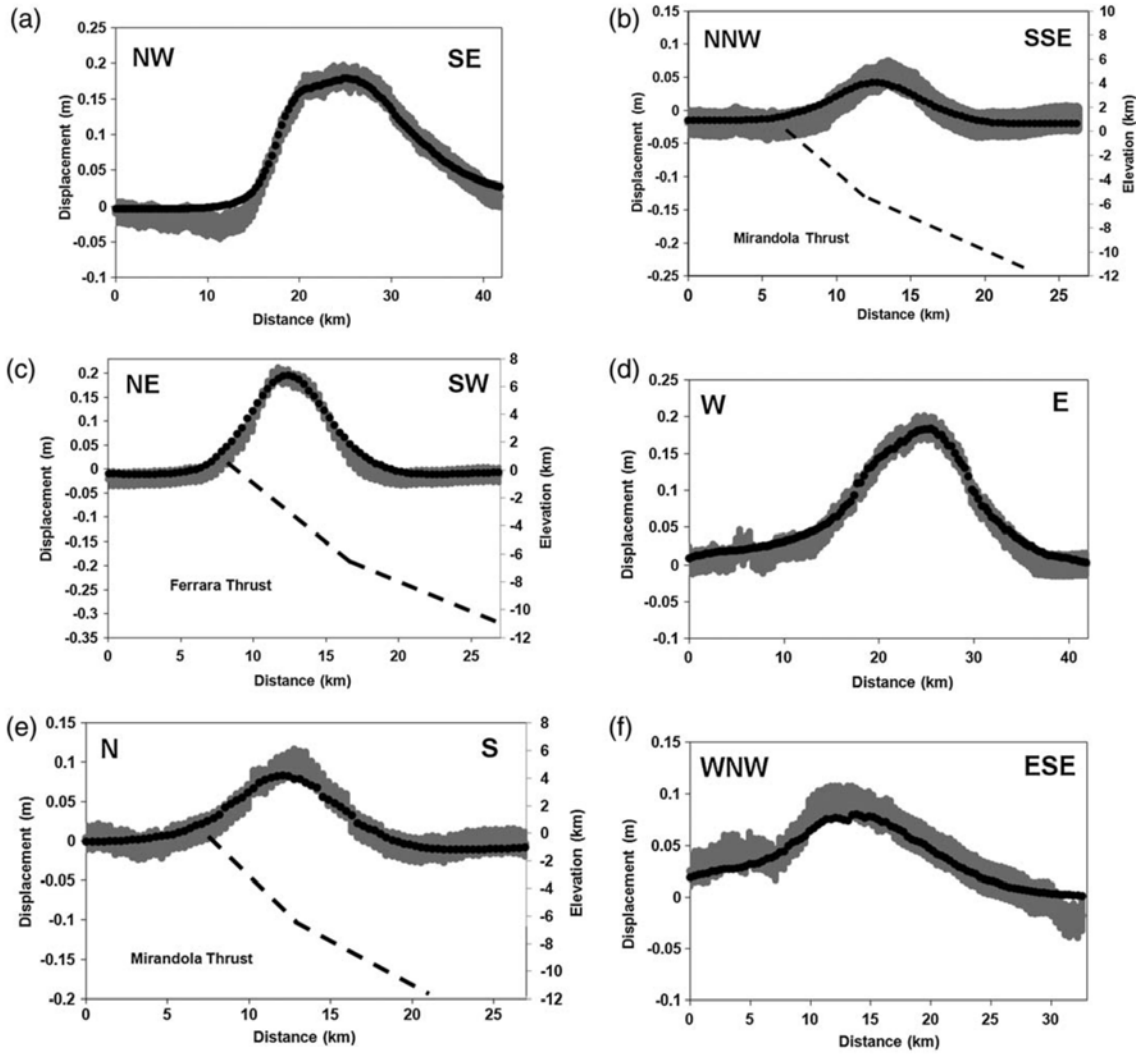

Figura 2.4.2: (Figura 5 di Pezzo et al., 2013) profili di spostamento in grigio (osservato) e nero (modellato) per gli eventi sismici del 20 maggio (a-d) e del 29 maggio (e-f). La barra di errore medio di 1,5 cm è associata con il dato SAR. Le linee tratteggiate nere illustrano i piani di faglia modellati. Le tracce dei profili sono mostrati in Figura 2.4.1 e, h.

I modelli delle sorgenti sismiche di Pezzo et al. (2013) furono stimati usando un approccio *two-step*. Per primo fu risolto il problema non lineare della stima dell'ubicazione della faglia, della sua estensione e orientazione, usando una singola dislocazione con spostamento uniforme per ognuno dei due eventi. Secondo, per ogni evento, la faglia fu parametrizzata conformemente alla struttura geologica usando un piano di faglia superficiale molto inclinato ed uno più profondo meno inclinato (vedi Figura 2.4.2). Ognuna di queste faglie fu discretizzata in maglie di 1,5 x 1,5 km con la distribuzione della dislocazione (considerata lineare) stimata usando un'inversione lineare smorzata. Una visione complessiva delle soluzioni ottenute è mostrata in Figura 2.4.3. Il piano orientale corrisponde al piano di rottura principale dell'evento del 20

maggio mentre il piano occidentale corrisponde al piano principale di rottura degli eventi del 29 maggio. E' da notare comunque che la dislocazione (forse a-sismica), si è manifestata probabilmente sul piano occidentale prima del 27 maggio in risposta all'evento del 20 maggio, ma precedendo gli eventi del 29 maggio.

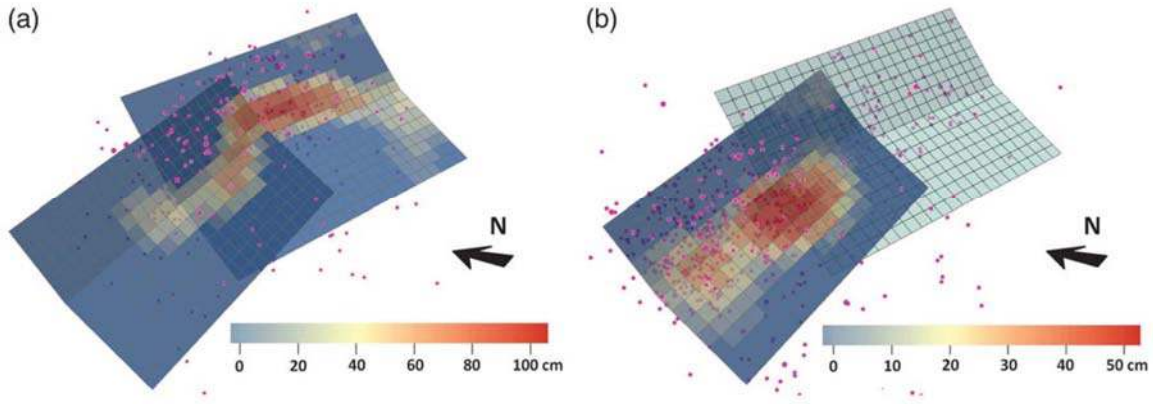

Figura 2.4.3: (dalla Figura 6, Pezzo et al., 2013): La distribuzione della dislocazione (copertura 1:5 × 1:5 km) lungo le sorgenti del 20 e del 29 maggio rispettivamente i cerchi viola rappresentano gli ipocentri (http://iside.rm.ingv.it; ML >2 durante i seguenti intervalli temporali: (a) 17-28 maggio 2012 and (b) 29 maggio - 11 giugno 2012.

Per l'evento del 20 maggio la massima dislocazione (circa 1200 mm) si è manifestata a 5 km di profondità sulla faglia Nord-est (sovrascorrimento di Ferrara). C'è anche una dislocazione sul supposto piano di faglia dell'evento del 29 maggio. Per tale evento il modello di dislocazione mostra 2 principali picchi. La massima dislocazione (540 mm) si è manifestata nella parte centrale della faglia ad una profondità di circa 6 km. C'è un massimo secondario (di circa 300 mm) sul lato Ovest a circa 5 km di profondità.

La profondità di 5 km dove è stata stimata la massima dislocazione è paragonabile con la profondità ipocentrale del sisma del 20 maggio, che raggiunge i 6 km. Tuttavia, la profondità di 5-6 km, dove si stima che siano avvenute le massime dislocazioni durante l'evento sismico del 29 maggio, sono sostanzialmente più superficiali delle profondità ipocentrali di circa 10 km ipotizzate dalla sismica. Questo potrebbe indicare che questa rottura è cresciuta in magnitudo durante la loro propagazione verso la superficie dalla porzione più profonda. In alternativa, le stime geodetiche potrebbero essere troppo superficiali a causa dell'assunzione di un semi-spazio elastico uniforme nel modello utilizzato.

2.5 VARIAZIONI DEGLI SFORZI DI COULOMB E TERREMOTI INNESCATI

Una delle più importanti scoperte nello studio dei terremoti tettonici ricorrenti di origine naturale è la scoperta che una rilevante frazione dei terremoti sono innescati non solo dal lento svilupparsi di sforzi tettonici, ma anche da più rapidi cambiamenti negli sforzi generati da precedenti terremoti (Stein, 1999, 2003, per una recente revisione, si veda Freed, 2005). Un esempio è l'attivazione nel Sud della California nel Giugno del 1992 del terremoto di *Landers* di M 7.3 da parte del terremoto di *Joshua Tree* dell'Aprile 1992 di M 6.1. Questo, a sua volta, ha attivato il terremoto di *Big Bear* di M 6.3, tre ore e mezza più tardi (Figura 2.5.1). Un esempio in Turchia è l'attivazione nell'Ottobre del 1999 del terremoto di *Düzce* di M 7.1 da parte del terremoto di *Izmit* di M 7.4, accaduto tre mesi prima. Ci sono diversi altri esempi. L'inclusione di questi sforzi di transizione nei modelli di propagazione delle faglie è diventata una parte importante nello sviluppo di una nuova generazione di modelli di predizione in real-time dei terremoti.

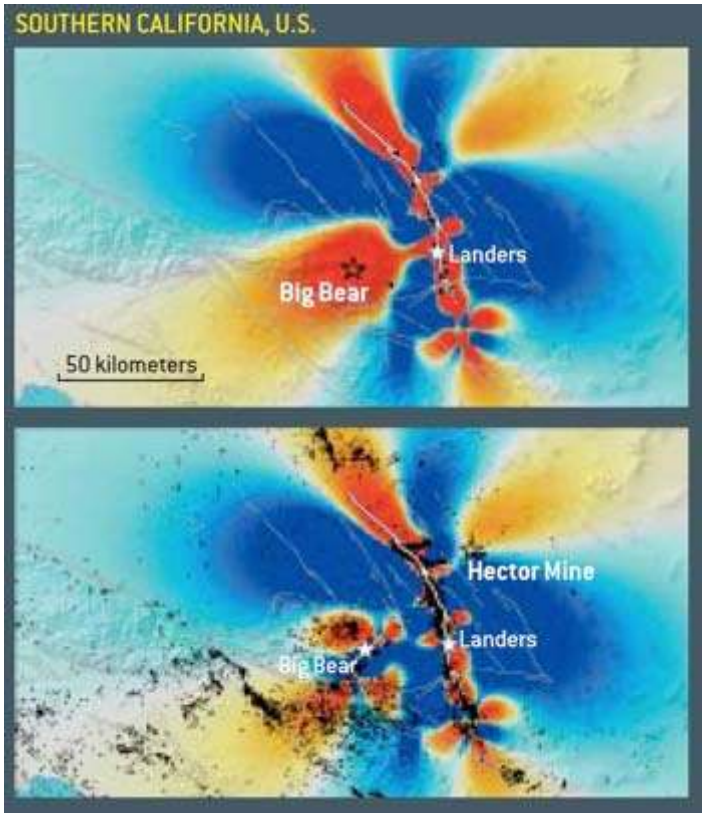

Figura 2.5.1: Un terremoto di M 7.3 nel deserto della California vicino a Landers nel 1992 ha aumentato il tasso di accadimento previsto dei terremoti nel Sud-Est, dove il terremoto di Big Bear di M 6.5 si è verificato tre ore più tardi (sopra). Gli sforzi applicati dalla combinazione di entrambi gli eventi sismici coincidono con le regioni in cui la maggior parte dei tremori si è verificata negli ultimi sette anni, culminando con il terremoto di M 7.1 di Hector Mine nel 1999 (sotto) (Stein, 2003).

I terremoti tipicamente si verificano a causa di una rapida rottura per taglio, in cui le rocce di entrambi i lati di una faglia scorrono in direzioni opposte. La classica interpretazione, corretta al primo ordine, è che la rottura accade quando lo sforzo di taglio sul piano di rottura, τ, aumenta fino a un valore dato dal criterio di rottura di Mohr-Coulomb:

$$\tau_f = \mu_s(\sigma - p) \qquad \text{Eq. 1}$$

Dove μ_s è il coefficiente di attrito statico, σ è lo sforzo normale sul piano di rottura (positivo per compressione), p è la pressione dei fluidi nei pori. L'equazione (Eq. 1) assume che lo sforzo di rottura della faglia sia trascurabile per le faglie attive come quelle oggetto del presente studio. Una volta che la faglia ha incominciato a scorrere, tipicamente si indebolisce, e il coefficiente di attrito diminuisce fino al valore dinamico, μ_d. Le faglie che sono sul punto di iniziare a scorrere sono sottoposte ai così detti "sforzi critici". Il criterio di Mohr-Coulomb funziona bene in laboratorio su piccoli campioni (Byerlee, 1978; Lockner e Beeler, 2003) e sembra essere consistente con i limiti degli sforzi registrati nella crosta se vengono considerati gli effetti della pressione nei pori (Townend e Zoback, 2001).

Cambiamenti in uno qualsiasi dei parametri di Eq. 1 dovrebbero favorire il movimento di una faglia vicina alla rottura. Sfortunatamente, nessuno di questi parametri è conosciuto con sufficiente accuratezza per prevedere quando una data faglia o segmento di faglia sta per raggiungere lo sforzo di rottura, τ_f. Tuttavia, possiamo stimare quando i cambiamenti nelle condizioni di una faglia aumentano o diminuiscano la probabilità che la faglia inizi a scorrere. Questo effetto è quantificabile definendo la variazione dello sforzo di Coulomb, $\Delta\tau_c$ anche conosciuto come *Coulomb Failure Function* CFF:

$$\Delta\tau_c = \Delta\tau - \mu_s(\Delta\sigma - \Delta p) - \Delta\tau_0 \qquad \text{Eq. 2}$$

(Si noti che per i materiali poroelastici, le variazioni dello sforzo medio normale, $\Delta\bar{\sigma}$, e la pressione, sono correlate, per esempio, in condizioni non drenate, $\Delta p = B\Delta\bar{\sigma}$, dove B è il coefficiente di Skempton. A causa di ciò, le variazioni nello sforzo normale possono continuare anche quando il materiale drena). Nelle faglie dove $\Delta\tau_c$ è positivo e $\tau_f - \tau \leq \Delta\tau_c$, i terremoti dovrebbero spostare lo stato della faglia vicino a, od allo stato di rottura, mentre con $\Delta\tau_c$ negativo le faglie dovrebbero allontanarsi dallo stato di rottura. Tipicamente la risposta non è istantanea, ma si sviluppa in accordo alla legge di Omori. I fenomeni come la fluidificazione o gli effetti di secondo ordine di attrito sono descritti di seguito e possono spiegare il tempo di ritardo tra gli sforzi dovuti a $\Delta\tau_c$ e l'induzione dei terremoti.

I modelli quasi-statici di variazione nel *near-field* dello sforzo di Coulomb, $\Delta\tau_c$, (ignorando le variazioni della pressione dei fluidi nei pori) sono stati applicati ai terremoti tettonici (Hardebeck et al., 1998; Stein, 1999; Toda et al., 2002; Toda et al., 2005; Toda et al., 2012). Il fatto che i terremoti sono innescati nel *far-field,* dove le variazioni degli sforzi statici sono piccole, fornisce una forte evidenza che l'innesco dinamico possa anche essere altrettanto

importante (Van der Elst e Brodsky, 2010, 2003; Husen et al., 2004; Wang et al., 2004; West et al., 2005) e può indurre tra il 15% e il 60% degli eventi innescati nel *near-field* (VanDerElst et al., 2010). I meccanismi proposti per spiegare l'innesco dinamico includono l'aumento della pressione dei fluidi nei pori, facilitata dall'aumento di permeabilità, a sua volta indotto dai movimenti ondulatori (Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al. 2006a; Manga et al., 2012), e l'indebolimento dinamico del *gauge* della faglia, che porta a una diminuzione del coefficiente d'attrito (Johnson and Jia, 2005; Parsons, 2005; Taira et al., 2009).

Convertito et al. (2013) suggeriscono che la maggior parte delle scosse di assestamento nella sequenza sismica dell'Emilia-Romagna vennero innescate dallo sforzo dinamico associato agli scuotimenti generati dai precedenti sismi della sequenza. Sebbene questa ipotesi sia interessante, nel presente studio non viene preso in considerazione tale aspetto dal momento che l'attenzione è rivolta alla valutazione degli sforzi generati dalla produzione, che sono quasi-statici, e sulla possibilità che questi possano aver avuto un'influenza nell'induzione della sequenza.

Il tempo di ritardo dell'innesco sismico può essere dovuto al fatto che il coefficiente di attrito, μ, è una funzione della velocità di scorrimento della faglia e della storia dello scorrimento, in maniera tale da generare una risposta agli sforzi dipendente dal tempo (Dieterich, 1994; Marone, 1998; Scholz, 1998). Si verifica quindi uno "stato di attrito variabile" quando il coefficiente di attrito, μ, non è costante, ma ha piccole, ma importanti, variazioni dipendenti dalla velocità di scorrimento della faglia, V, e lo "stato" in evoluzione della faglia θ, dove θ è una misura del tempo di contatto (Dieterich e Kilgore 1994). Ci sono diverse descrizioni empiriche dello "stato di attrito variabile" (Marone 1998); quella illustrata di seguito è dovuta a Dieterich (1979a), (si veda anche Dieterich, 1979b; Linker e Dieterich 1992):

$$\mu = \mu_0 + a\ln(V/V_0) + b\ln\left(\frac{V_0\theta}{D_c}\right); \qquad d\theta = \left[\frac{1}{V} - \frac{\theta}{D_c}\right]d\delta - \left[\frac{\alpha\theta}{b\sigma}\right]d\sigma; \quad V = \dot{\delta} \qquad \text{Eq. 3}$$

dove a e b sono parametri che descrivono gli effetti della velocità di scorrimento, V, e lo "stato" di evoluzione, θ, V_0 è la velocità di riferimento, D_c è la distanza caratteristica di scorrimento che varia in funzione di θ, e α è un parametro che varia tra 0,25-0,5 (Linker e Dieterich, 1992). Se una faglia scorre a una determinata velocità V_1 che aumenta istantaneamente a V_2, il coefficiente d'attrito, μ (dell'ordine di 0,6 per i materiali della crosta), viene istantaneamente aumentato di un fattore $A\ln(V_2/V_1)$. Il coefficiente d'attrito diminuisce poi di un coefficiente pari a $B\ln(V_2/V_1)$ nel momento in cui lo "stato" evolve oltre la distanza D_c per raggiungere un nuovo valore stazionario di μ, ridotto di un fattore $(A\text{-}B)\ln(V_2/V_1)$ rispetto al suo valore iniziale. Quando $b>a$, l'"attrito dinamico" è minore dell'"attrito statico", questo comportamento è detto "velocità di indebolimento" (per esempio per il granito o per il legno). Tuttavia, se $a>b$, si ha che aumenti di V comportano un aumento del valore di μ allo stato stazionario e la faglia scorre in modo costante, questo comportamento è detto "velocità di rafforzamento" (per esempio per la serpentinite o il Teflon sull'acciaio).

Il parametro di attrito (*a-b*) determina se la superficie di faglia è instabile, e quindi scatena terremoti, o stabile, e induce quindi un *creep* di faglia. (*a-b*) è sensibile a molti parametri, tra cui la mineralogia, la temperatura e la pressione. Sebbene di solito si associ lo scorrimento delle faglie allo scatenarsi di un terremoto, il movimento della faglia avviene a scatti o secondo uno scorrimento costante, in funzione del fatto che μ diminuisce o aumenta con la velocita di scivolamento, tanto quanto della rigidità effettiva del sistema. Perciò la frazione di spostamento totale della faglia legata al sisma non è conosciuta a priori.

Indipendentemente dal fatto che le variazioni di stress e/o pressione siano statiche o dinamiche, lo "stato di attrito variabile" induce un ritardo tra le variazioni nel tempo di sforzo (o tasso di sforzo) e le variazioni nella velocità dell'attività sismica. Dieterich (1994) e Kanamori e Brodsky (2004) hanno fornito esaurienti spiegazioni, nelle quali hanno mostrato come l'evoluzione temporale dello scorrimento possa essere determinata per qualsiasi sequenza di sforzo. A scopo illustrativo, si supponga che esista di fondo una velocità di sforzo costante $\dot{\tau}_r$ in una determinata area e che la distribuzione del tasso di sforzo sulla faglia sia tale da indurre un tasso di sismicità costante, *r0*. La Figura 2.5.3 (Toda et al., 2002) mostra come il sistema di faglie risponde alle variazioni degli sforzi e del tasso di sforzo. Dal momento che l'attrito della faglia evolve con lo scorrimento, le risposte allo sforzo e le variazioni del tasso di sforzo non sono istantanee, ma accadono in un tempo finito. Quindi lo "stato di attrito variabile" permette di comprendere il ritardo tra l'applicazione degli sforzi e l'attività sismica.

Nel contesto della sequenza sismica dell'Emilia-Romagna, devono essere considerate due ipotesi. La prima è che gli eventi abbiano un'origine tettonica, tenendo in considerazione la sequenza a cascata di scosse di replica del maggio 2012. La Figura 2.5.2 mostra nei riquadri *c* e *d* come le scosse di replica possono avvenire in seguito a un'improvvisa variazione di sforzi. La seconda è che la sequenza sismica sia il risultato di una variazione nel tasso di sforzo associato con l'estrazione, come ad esempio nel campo di Cavone. In questo secondo caso, la Figura 2.5.3a e la Figura 2.5.3b mostrano come il grado di sismica tettonica può variare in funzione delle variazioni del tasso di sforzo di Coulomb associate all'estrazione, l'altro parametro di fondamentale importanza è la variazione dello sforzo di fondo associato con l'accumulo di tensione tettonica. A un tasso di deformazione tettonica di circa 1 mm/anno su una distanza di circa 50 km (Figura 1.5.1) e un modulo di Young di 8 10^5 bar è associato un tasso tipico di sforzo pari a circa 0,02 bar/anno.

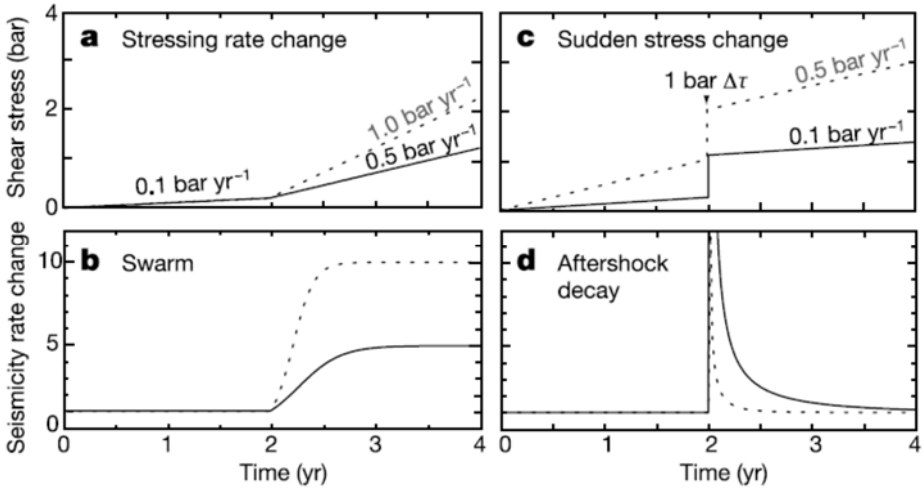

Figura 2.5.2: (Da Toda et al., 2002): La variazione dello stato di sforzo in sismica. Un cambiamento nel tasso di sforzo (a) causa uno sciame di onde sismiche (b). Un'improvvisa variazione dello sforzo, $\Delta\tau$ (c), induce una sequenza di scosse di replica che decade nel tempo(d). Il confronto delle linee continue e tratteggiate mostra che più è elevato il tasso di sforzo, più velocemente il grado di sismicità raggiunge l'equilibrio.

Come mostrato nella Tabella 2.1.1, la sequenza sismica dell'Emilia-Romagna è incominciata con 4 scosse premonitrici due giorni prima dell'evento di M_w 6.0 del 20 maggio 2012. Dopo una serie di scosse di replica, sono avvenuti l'evento sismico di M 5.8 e un altro importante evento intenso quasi quanto il precedente. Ciò comporta le domande di quanto intense fossero le variazione nello sforzo di Coulomb tra le scosse premonitrici del 19 maggio e l'evento del 20 maggio, e quanto grandi fossero le variazioni nello sforzo di Coulomb tra l'evento principale del 20 maggio e quello del 29 maggio. In questo studio è stato utilizzato il software Coulomb 3.3 del USGS. (Lin e Stein, 2004; Toda et al., 2005) per calcolare le variazioni nello sforzo di Coulomb nell'area della scossa principale del 20 maggio 2012 dalla scossa premonitrice di mb 4.2 del giorno precedente (Figura 2.5.3), assumendo che il meccanismo focale dei due eventi fosse lo stesso. Le ubicazioni riportate in Tabella 1.1.1 indicano che gli ipocentri di questi due eventi furono molto prossimi, con scossa premonitrice nominalmente <2,5 km WNW e 0,1 km più superficiale della scossa principale. I colori caldi indicano variazioni di sforzo che porterebbero una faglia inversa vicino alla riattivazione. La variazione dello sforzo indotta dalla scossa premonitrice è di diversi bar e nella direzione adeguata ad innescare la scossa principale, sebbene lo sforzo vari su distanze piccole comparate alle incertezze nella relativa ubicazione degli eventi. Dal momento che variazioni dello sforzo di Coulomb >0.1bar sono coerenti con i livelli usati altrove nel contesto dell'ipotesi dell'innesco di Coulomb (Hardebeck et al., 1998), è assolutamente plausibile che la scossa principale del 20 maggio sia stata innescata dalla scossa premonitrice del 19 maggio. Diversamente, gli sforzi dinamici dalla scossa premonitrice all'ipocentro dell'evento principale sono sufficientemente grandi, tanto che l'innesco dinamico possa aver causato la scossa principale.

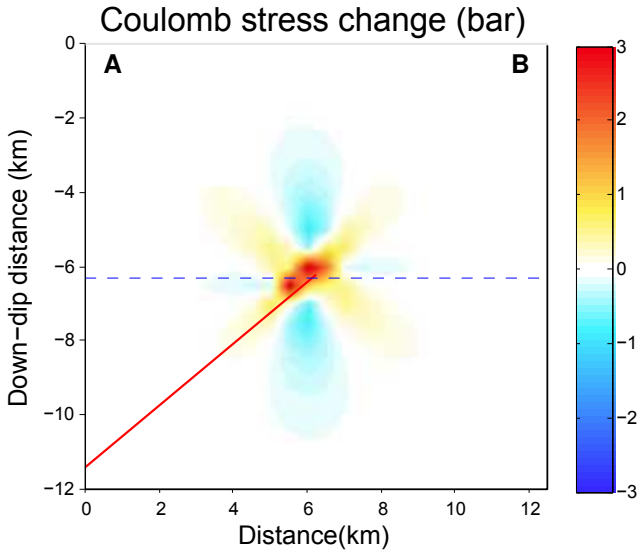

Figura 2.5.3 Variazioni dello sforzo di Coulomb indotte dalla scossa premonitrice del 19 maggio in prossimità dell'ipocentro della scossa principale del 20 maggio. Il grafico è una sezione su un piano che interseca l'ipocentro della scossa principale del 20 maggio ed è perpendicolare all'azimut del relativo piano di faglia. L'ipocentro della scossa principale si trova all'intersezione tra la linea continua rossa e la linea tratteggiata blu, circa a metà della figura. Il punto B si trova a NE dell'ipocentro ed il punto A a SW. I colori caldi indicano variazioni dello sforzo che tendono a favorire terremoti su faglie inverse con immersioni di 40°, l'immersione del piano di faglia della scossa principale (linea rossa). La variazione massima dello sforzo è 3.2 bar.

Pezzo et al. (2013) hanno studiato se le variazioni statiche nello sforzo associato con la scossa principale del 20 maggio erano sufficientemente intense per spiegare il verificarsi della maggior scossa di replica del 29 maggio. I risultati di tale studio (Figura 2.5.4) sono piuttosto definitivi. Le variazioni nello sforzo di Coulomb superano i 6 bar nella porzione Est del piano di faglia della scossa di replica (più grandi delle variazioni che sono state usate per motivare altri terremoti tettonici). In questo modo, la scossa di assestamento del 29 maggio è spiegabile nel modo più semplice come il risultato di cambiamenti di stress dovuti all'evento del 20 maggio.

In realtà, l'intera sequenza dell'Emilia-Romagna ha la classica sembianza di una cascata di terremoti. La Figura 2.5.5 mostra il numero giornaliero di scosse in funzione della grandezza relative a questa sequenza. Questa elaborazione può essere spiegata come la somma di tre sequenze di scosse di assestamento di tipo attrito velocità-dipendente rappresentato in Figura 2.5.2d. L'attività ha avuto inizio con le scosse dei giorni 18 e 19 maggio, le quali hanno innescato la scossa principale del 20 maggio. Il numero di terremoti aumenta subito dopo la scossa principale, poi diminuisce (prima sequenza) fino alla scossa di assestamento del 29 maggio. La scossa di assestamento del 29 maggio era grande abbastanza per far scattare una seconda sequenza di scosse di assestamento, in diminuzione fino al 3 giugno (seconda sequenza). In quel momento, una ulteriore grande scossa di assestamento ha innescato una terza sequenza, seguita dalla riduzione del tasso di sismicità.

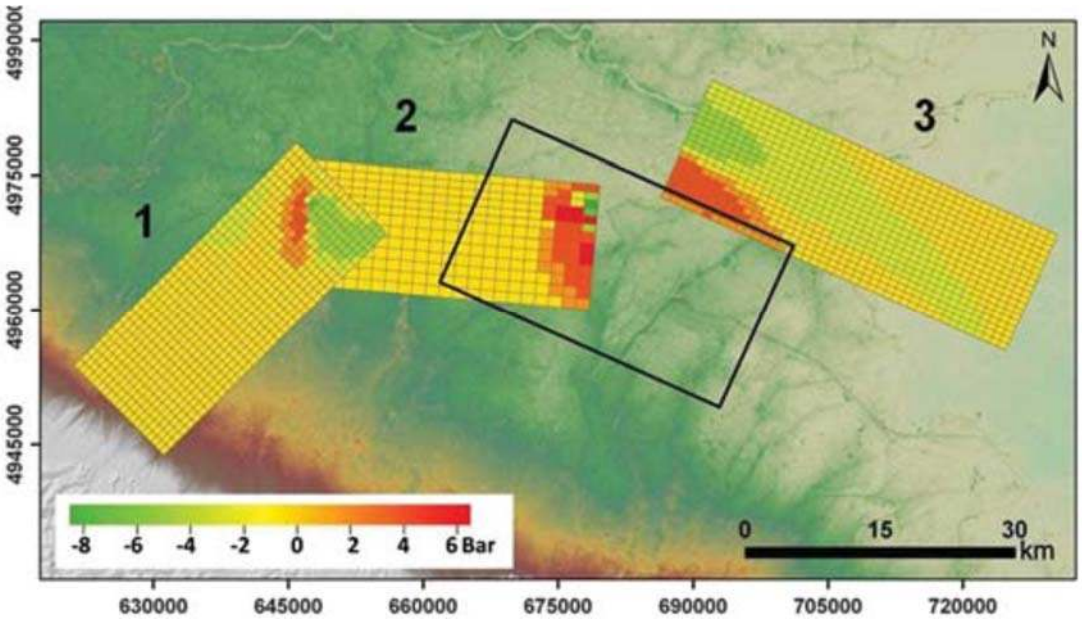

Figura 2.5.4: (Figura 7 da Pezzo et al., 2013): risultati dell'analisi CFF per tre differenti piani di faglia. Rettangolo nero: l'origine dell'evento sismico del 20 maggio è stato usata per calcolare le variazioni dello sforzo di Coulomb sul piano del 29 maggio (faglia 2). La larghezza della griglia è 1,5 x 1,5 km. Entrambe le faglie del 20 e del 29 maggio sono state usate per calcolare il parametro ΔCFF sulla rampa occidentale del sovrascorrimento di Mirandola (faglia 1), definita sulla base di dati geologici (Boccaletti et al., 2010), e sul sovrascorrimento esterno della catena di pieghe di Ferrara (faglia 3; Boccaletti et al., 2010). Per le faglie 1 e 3 la dimensione della griglia è 1 x 1km.

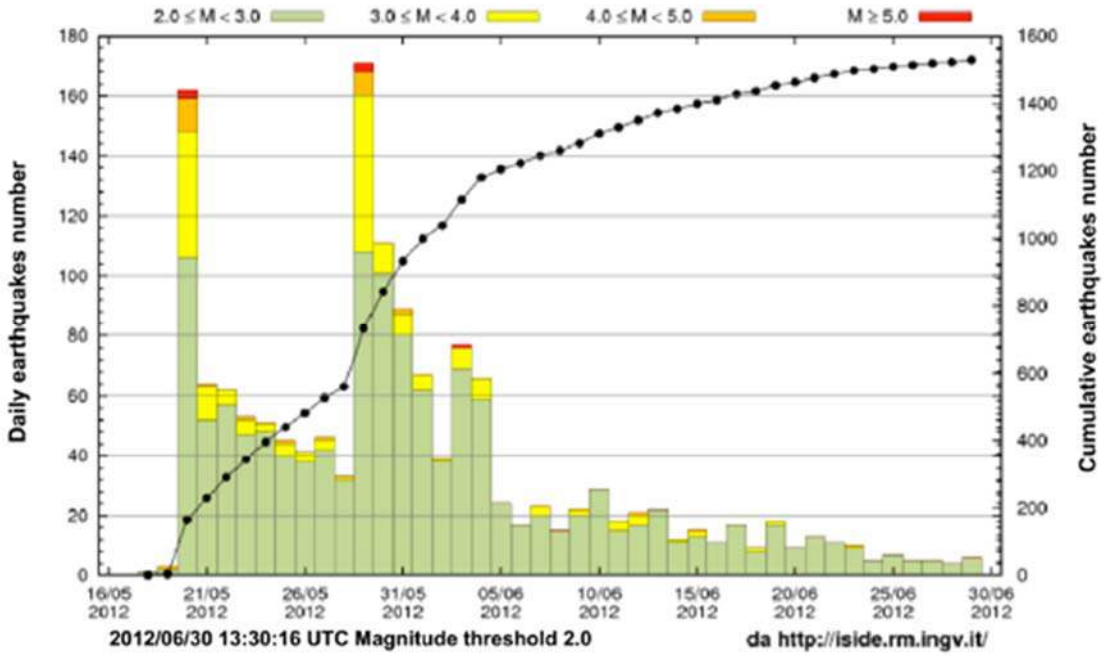

Figura 2.5.5: Grafico del numero di terremoti giornalieri di varie magnitudo durante la sequenza di terremoti dell'Emilia-Romagna. Sono evidenti tre rapidi incrementi dell'attività sismica, seguiti da un graduale decremento della stessa come in Figura 2.5.2d.

2.6 CONCLUSIONI SULLA SISMICITÀ NELLA REGIONE VICINA AL POZZO CAVONE 14

- *Tra il 1964 ed oggi, la copertura della rete sismografica regionale è cambiata varie volte nella regione circostante il pozzo Cavone 14; a partire circa dal 2005 questa ha permesso di rilevare e localizzare un numero crescente di sismi di modesta magnitudo (M<2.5), non registrati in precedenza.*

- *Una rete sismografica a quattro stazioni gestita localmente attorno al campo di Cavone ha permesso ai sismologi dell'Operatore di localizzare molti sismi con M<2, non presenti nel catalogo ISC.*

- *Le registrazioni storiche mostrano che la regione compresa in 40 km dal pozzo Cavone 14 è stata interessata da diversi terremoti importanti, in particolare nel 1570 e nel 2012 e probabilmente nel 1761 nei pressi della città di Mirandola.*

- *Come riportato nel catalogo ISC, a partire dal 1964 l'attività sismica è dominata dalle scosse di assestamento relative ai terremoti del 1986 di M 5 e a quelli di M 6.0 e M 5.8 del 20 e 29 maggio 2012.*

- *La sequenza del terremoto del 20 maggio 2012 si è scatenata a circa 20 km dal campo di Cavone e si è estesa entro circa 10 km ad Est del pozzo Cavone 14. La sequenza di terremoti del 29 maggio 2012 è partita a circa 10 km a Est del pozzo Cavone 14 e si è estesa verso Ovest, terminando almeno 12 km a Ovest del pozzo Cavone 14. Alcuni altri eventi, siano essi scosse di assestamento o eventi causati dalle variazioni degli sforzi associati al sisma del 29 maggio, avvennero a distanze di 15-30 km ad Ovest del pozzo.*

- *Al fine di ottenere profondità focali accurate relative ai terremoti rappresentativi nella regione, sono stati rilocalizzati sismi selezionati sulla base di dati registrati sia dalla rete locale che dai sismografi regionali. Questi terremoti selezionati, registrati con grande precisione ed avvenuti tra il 2001 ed il giugno 2012, hanno una profondità focale compresa tra circa 5 e 10 km e sono situati lungo un piano di faglia Sud-immergente che coincide approssimativamente con la probabile superficie di rottura dei terremoti del maggio 2012.*

- *Il terremoto del 20 maggio 2012 ha prodotto cambiamenti negli stress di Coulomb in prossimità dell'ipocentro della scossa di assestamento del 29 maggio 2012, stimati grandi abbastanza (6 bar) da aver innescato questa scossa di assestamento. In letteratura, variazioni negli stress di Coulomb di un ordine di grandezza minore rispetto a tale valore, hanno dimostrato di poter provocare scosse di assestamento.*

- *Le scosse di assestamento relative ai sismi del maggio 2012 continuano anche oggi. Tra il giugno 2013 ed il giugno 2014, i sismologi dell' hanno localizzato 75 terremoti entro circa 10 km dal pozzo Cavone 14. La maggior parte di questi eventi sono di piccola entità (M<2) e soltanto tre di questi sono riportati anche nel catalogo ISC.*

3 MECCANISMI DI INDUZIONE DEI TERREMOTI E LORO APPLICABILITÀ AL CAMPO DI CAVONE

Sono stati proposti alcuni meccanismi di innesco o induzione di terremoti, sia per effetto dell'iniezione che dell'estrazione di fluidi. Il meccanismo relativo all'iniezione risulta ben conosciuto e studiato, grazie alla pubblicazione di diversi lavori di ricerca relativi al laboratorio, al campo e ad approcci teorici. La maggioranza dei casi largamente conosciuti di sismicità indotta presso campi petroliferi è relativa a tale meccanismo. Inoltre, sono stati anche proposti due meccanismi quali causa di terremoti attraverso l'estrazione di fluidi dal sottosuolo. Il primo si basa sugli stress che vengono indotti intorno al giacimento per effetto delle interazioni poroelastiche, nel momento in cui i fluidi sono estratti e le rocce del giacimento si compattano (Segall 1985; Segall 1989; Grasso 1992). Il secondo meccanismo si basa sul recupero di tipo isostatico, necessario a bilanciare la rimozione della massa dal giacimento (McGarr, 1991). Un ulteriore meccanismo, rilevante principalmente in campi geotermici, è la possibilità che la rimozione di calore dalla formazione costituente il giacimento geotermico causi sollecitazioni termoelastiche (per contrazione della formazione). Nel seguito viene analizzato ciascuno di questi possibili meccanismi, nel contesto del campo di Cavone.

3.1 TERREMOTI LEGATI ALL'INIEZIONE DI FLUIDI NEL SOTTOSUOLO

3.1.1 MECCANISMO

Un terremoto è il risultato di uno scivolamento improvviso lungo una faglia, guidato dallo sforzo di taglio agente lungo la superficie della faglia stessa. Un terremoto si verifica quando lo sforzo di taglio supera la resistenza della faglia. Nella sua formulazione più semplice, la relazione tra sforzo di taglio, resistenza della faglia e pressione dei fluidi all'interno della superficie di taglio, è data dal criterio di Coulomb modificato per scivolamenti di faglia:

$$\tau = \mu(\sigma - P) \qquad \text{Eq. 4}$$

dove τ e σ sono rispettivamente lo sforzo di taglio e lo sforzo normale che agiscono sulla superficie di faglia, mentre μ è il coefficiente di frizione e P è la pressione dei fluidi nei pori. Questa è data in forma leggermente diversa nell'equazione (Eq. 1). Tipicamente, μ ha valori compresi tra 0,5 e 0,7. La quantità $\sigma_{eff} = (\sigma - P)$ rappresenta lo sforzo normale efficace. Questa relazione è stata largamente validata in modo quantitativo da un'innumerevole quantità di studi di laboratorio e di casi reali (ad esempio Byerlee, 1978; Lockner e Beerler, 2003). Ad eccezione dei brevi momenti durante il terremoto, una faglia sismogenetica si trova normalmente in condizioni di sforzo stabili e stazionarie, ovvero $\tau < \mu(\sigma - P)$. Dall'equazione (Eq. 4) si è visto come una faglia possa essere portata a condizioni instabili (cioè tali da determinare il sisma) attraverso l'aumento dello sforzo di taglio τ, la diminuzione dello sforzo normale σ, l'incremento della pressione dei fluidi nei pori P, o combinazioni varie dei tre fattori.

L'effetto dello scivolamento lungo un piano di faglia è quello di ridurre lo sforzo di taglio τ, che riporta la faglia in condizioni di stabilità. Quindi, si ritiene che l'attività sismica di tipo tettonico derivi prevalentemente da incrementi dello sforzo di taglio a carattere regionale.
Inoltre, variazioni dello sforzo normale σ giocano certamente un ruolo nella generazione di terremoti lungo faglie di tipo *dip-slip*. Si pensa che alcuni terremoti naturali, e in particolare gli sciami sismici, siano associati a possibili incrementi della pressione dei fluidi, forse anche per effetto della risalita verso l'alto da parte di fluidi profondi.

Un'analisi completa degli effetti delle variazioni di pressione dei pori sull'induzione di terremoti può essere piuttosto complessa, anche a causa del fatto che la pressione dei fluidi accresciuta – oltre a ridurre lo sforzo normale efficace – altera direttamente sia τ che σ nell'Eq. 4 attraverso effetti di tipo poroelastico. Tali effetti vengono trattati nel Capitolo 3.2. Tuttavia, le variazioni di sforzo diretto per effetto della poroelasticità sono ridotte se confrontate con la variazione stessa di pressione dei fluidi nei pori, e gli effetti poroelastici sono in genere trascurati quando si valutano i possibili casi di innesco o induzione dei terremoti per iniezione dei fluidi. Questa assunzione è conservativa, in quanto le variazioni di sforzo dovute ad effetti poroelastici di solito agiscono per stabilizzare la faglia entro il volume di roccia dove si incrementa la pressione dei fluidi nei pori. In altre parole, un incremento di pressione P determina un piccolo incremento di σ, che riduce a sua volta leggermente l'effetto destabilizzante sulla faglia generato dall'incremento di pressione dei pori nell'equazione (Eq. 4).
L'equazione (Eq. 4) determina significative implicazioni per le operazioni di iniezione dei fluidi che normalmente avvengono nei campi petroliferi. L'estrazione di olio e gas, in assenza di iniezioni, riduce la pressione dei fluidi nei pori, all'interno e nell'intorno del giacimento. A causa di questo, a Cavone ci sono effetti opposti di riduzione della pressione correlati all'estrazione, e di incremento della pressione correlati all'iniezione. Per causare un terremoto, le operazioni di iniezione dovrebbero incrementare la pressione dei fluidi nei pori fino oltre alle condizioni ambientali circostanti preesistenti all'estrazione. In generale, quindi, operazioni di iniezione di fluidi tali da mantenere condizioni di pressione dei fluidi pari o inferiori a quelle preesistenti la produzione di olio o gas sono ritenute non in grado di indurre eventi sismici, attraverso la riduzione dello sforzo normale efficace.

Questo è un importante principio che fu verificato per la prima volta attraverso esperienze di campo presso il giacimento Rangely in Colorado (Raleigh et al., 1976) e successivamente validato da studi sui terremoti indotti in altre regioni. A Rangely, una sequenza di terremoti lungo una faglia che attraversa il campo petrolifero iniziò appena dopo l'inizio delle operazioni di *water flooding*. Tali operazioni determinarono l'incremento della pressione dei fluidi nei pori fino a 290 bar in prossimità della faglia. La pressione iniziale pre-produzione era di 170 bar. Misure di campo e di laboratorio furono condotte sui parametri dell'equazione (Eq. 4) e fu determinato che una pressione dei fluidi nei pori pari a 257 bar sarebbe stata sufficiente a riattivare la faglia. Esperimenti di campo che variarono le pressioni dimostrarono che gli eventi simici indotti potevano effettivamente essere attivati e disattivati alla pressione limite sopra determinata.

Il superamento della pressione iniziale di pre-produzione è una condizione necessaria ma non sufficiente per causare terremoti per effetto dell'iniezione di fluidi. Come illustra l'esempio di Rangely Colorado, ci deve anche essere una faglia opportunamente orientata rispetto alle condizioni di sforzo preesistenti, e gli sforzi agenti sulla faglia devono essere sufficienti per attivare lo scivolamento lungo la faglia una volta raggiunta la pressione soglia. Nelle vicinanze del campo di Cavone, oltre alle maggiori faglie trascorrenti che originarono i terremoti del maggio 2012, ci sono faglie secondarie non modellizzate che potrebbero originare terremoti di più piccola entità.

3.1.2 CARATTERISTICHE DELLA SISMICITÀ INDOTTA E INNESCATA DALL'INIEZIONE DI FLUIDI

Dal momento che dati sulla pressione del fluido e sulle tensioni profonde sono piuttosto incerti, molte istanze circa l'induzione di terremoti sono state avanzate sostanzialmente sulla base del confronto tra gli eventi sismici registrati e le caratteristiche dei casi riconosciuti di sismicità indotta. *Le seguenti caratteristiche dei terremoti indotti da operazione di iniezione sono generalizzazioni, e non regole scritte.*

1) Distribuzioni spazio-temporali. I terremoti indotti e innescati generalmente prendono la forma di tassi di sismicità localmente elevati, che iniziano non appena inizia l'iniezione di fluidi nel sottosuolo. In altre parole, i terremoti formano una sequenza di eventi spazialmente e temporalmente ben definita dove i punti di rottura iniziali (ipocentri) nella sequenza sono in genere sia temporalmente che spazialmente correlati con la magnitudo dell'incremento di pressione lungo la faglia di origine. La maggior parte dei terremoti che sono presumibilmente innescati o indotti dall'iniezione di fluidi si verificano a una distanza di qualche kilometro dal pozzo di iniezione, dove le pressioni di iniezione raggiungono i valori più elevati. Infine, nei casi in cui i tassi di iniezione variano nel tempo, si osservano corrispondenti variazioni nelle frequenze degli eventi sismici. In quei casi in cui i terremoti correlati ad iniezione si verificano a distanza superiore a circa 5 km dal pozzo, in realtà i terremoti stessi si generano a pochi km dal pozzo per poi migrare a distanze maggiori, seguendo la zona di espansione delle sovrappressioni. Nei rari casi in cui la presunta attività sismica legata ad iniezione è avvenuta a distanze superiori a circa 10 km, l'iniezione è stata generalmente protratta per decadi o più (es., Paradox Valley in Colorado, U.S.A., si veda Ake et al., 2005; Block et al, 2014).

   Sebbene l'iniezione sia stata effettuata per più di 20 anni nel campo di Cavone, non si è notata tale migrazione dei terremoti verso l'esterno a partire dal pozzo di iniezione primario Cavone 14. Infatti, in prossimità di Cavone, i terremoti migrano a profondità >5km verso il campo (ma non all'interno del giacimento) dopo il terremoto del 20 maggio 2012. Sulla base dei dati ISC (Capitolo 2.2) antecedenti il 2012, la maggior parte degli eventi sismici verificatisi entro 20 km dal Pozzo 14 di Cavone, dopo l'inizio della sua attività, (Figura 2.1.2) sembrano scosse di assestamento del terremoto di

magnitudo M5.3 del 15 Ottobre 1996. L'evento sismico si è verificato ad una distanza di circa 20 km a Sud-Ovest del pozzo Cavone 14 e 2-3 km più profondo del giacimento. L'ubicazione del terremoto del 29 maggio a Ovest di quello del 20 maggio lungo la direzione della faglia sembra seguire il tipico comportamento secondo cui si trasferisce lo sforzo di Coulomb del 20 maggio fino alla sezione della faglia che si è mossa nell'evento successivo del 29 maggio (Pezzo et al., 2013) (Sezione 2.5).

A seguito dei sismi del Maggio 2012, l'attività sismica nelle vicinanze del campo di Cavone è fortemente dominata dalla scosse di assestamento. La rilocalizzazione di alcune scosse di assestamento selezionate e ben registrate nella sequenza dell'Emilia-Romagna (Figura 2.3.3, Figura 2.3.4 e Figura 2.3.5) conferma che alcune rotture nelle sequenze del 20 e 29 maggio si siano estese fino a distanze di qualche kilometro dal pozzo di iniezione Cavone 14. Tali scosse indicano anche che in prossimità del pozzo Cavone 14 l'attività di assestamento si sia verificata a profondità maggiori di 1-2 km al di sotto dei 3.4 km di profondità del fondo del pozzo stesso.

2) Magnitudo dei terremoti indotti. La magnitudo dei terremoti correlati alle attività di iniezione spesso si accresce progressivamente nel tempo seguendo l'accrescimento della zona in cui si espandono i fluidi che risultano in sovrappressione. Questo effetto è ragionevole se si considera che la magnitudo di un terremoto è direttamente proporzionale all'area della faglia coinvolta nello scivolamento. Pertanto, più estesa è la regione di una faglia portata allo stato critico di Coulomb dall'iniezione di fluidi e maggiore sarà la magnitudo del sisma derivante.

   Un effetto relativo a quanto sopra è l'apparente correlazione tra il volume totale dei fluidi iniettati e la massima magnitudo registrata (NRC, 2012; McGarr, 2014). La Figura 3.1.2 rappresenta i dati di volume iniettato e massima magnitudo registrata per terremoti indotti raccolti dal NAS/*NRC Committee on Induced Seismicity Potential in Energy Technologies* (NRC, 2012). La Figura è stata modificata rispetto all'originale per mostrare esclusivamente casi di sismicità legata ad iniezione di fluidi per recupero secondario da giacimenti o smaltimento di acque reflue. I due maggiori sismi dell'Emilia-Romagna registrati nel maggio 2012 sono stati aggiunti al grafico (in colore rosso), considerando i volumi di iniezione a Cavone fino all'aprile 2012 (Capitolo 3.1.3). Anche i dati relativi al terremoto di Oklahoma del 2011, che in una recente pubblicazione (Keranen et al., 2013, 2014) è stato proposto come indotto, sono stati aggiunti al grafico per confronto (in colore verde).

   Diverse variabili incerte possono incidere sulla relazione tra il volume iniettato e la massima area di rottura lungo una faglia di un terremoto indotto. Tuttavia, anche consentendo un certo grado di incertezza, i terremoti dell'Oklahoma si collocano al di fuori della distribuzione degli altri casi considerati nel grafico. La magnitudo di questi eventi risulta infatti da 1,7 a 2,0 volte più grande rispetto a quanto atteso, sulla base dei precedenti casi di terremoti indotti a parità di volumi iniettati. La differenza di magnitudo nell'ordine di 1,7 – 2,0 volte corrisponde ad aree di rottura lungo la faglia nell'ordine di 50-100 volte maggiori rispetto a quanto atteso per volumi di iniezione di

altri casi di sismicità correlata ad attività di iniezione. Assumendo che l'area della faglia che si è rotta durante un terremoto per effetto dell'iniezione sia contenuta entro un volume roccioso con elevata pressione dei fluidi, un incremento di magnitudo di 1,7-2,0 volte implica iniezione di volumi che sono maggiorati di un fattore compreso tra 350 e 1000. Nel caso dei terremoti dell'Oklahoma, l'inconsistenza può essere spiegata con una caratteristica unica dei giacimenti e delle faglie sismogeniche (Keranen et al., 2013, 2014), i fluidi sono stati iniettati direttamente nei piccoli volumi di reservoir compartimentati della faglia (supposti avere alte pressioni dei fluidi) che pressurizzano direttamente sezioni relativamente piccole della faglia.

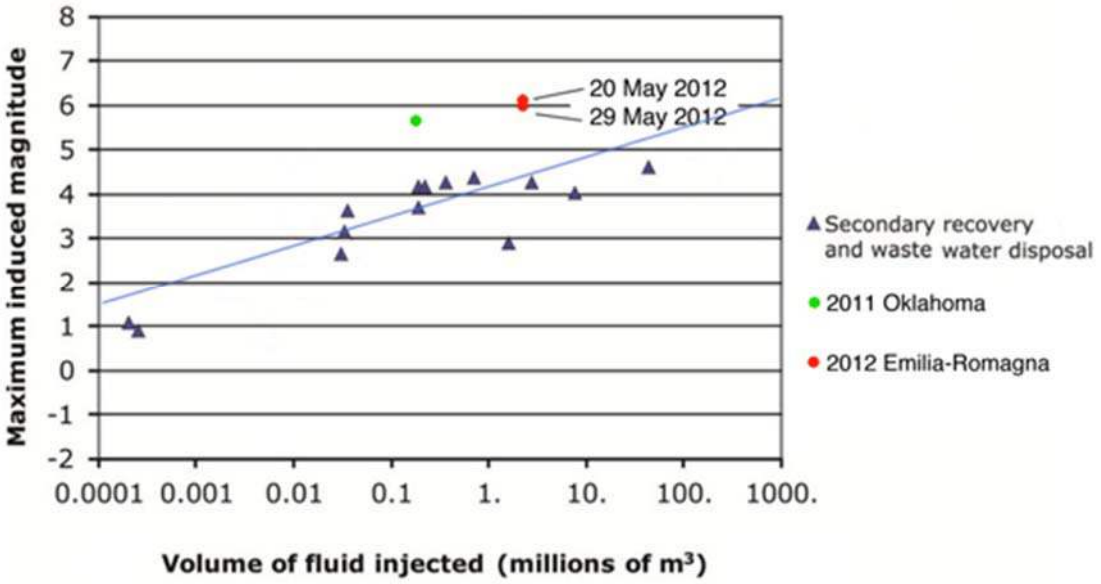

Figura 3.1.2: Dati globali di casi certi e meno certi di sismicità indotta. Il grafico mostra la massima magnitudo vs il volume di fluidi iniettati. La figura è modificata da NRC (2012) al fine di rappresentare solo terremoti collegati all'iniezione di fluidi per recupero secondario o smaltimento di reflui. Il volume dei fluidi iniettati deve pressurizzare (di alcuni quantitativi fissi) il volume di crosta che include la rottura del terremoto indotto, scalato di $V \propto 10^{1.5M}$*, che in questo grafico ha una pendenza di 2/3 (linea blu).*

Il catalogo ISC delle ubicazioni (Sezione 2) non fornisce evidenza di un progressivo aumento della magnitudo dei terremoti in prossimità del campo Cavone, successivamente all'inizio delle operazioni di iniezione. Inoltre l'applicazione della regressione statistica della Figura 3.1.2 assume che le condizioni fisiche necessarie affinché avvenga l'induzione dei terremoti per iniezione di fluidi (ovvero un incremento della pressione dei fluidi, Capitolo 3.1.1) siano soddisfatte. Dal momento che nel Capitolo 3.1.3 sono analizzate le pressione dei fluidi a Cavone, possiamo asserire in maniera definitiva che le pressioni medie dei fluidi in prossimità del campo decrebbero visto che i volumi di produzione eccedono quelli di iniezione.

3) Parametro *b* magnitudo-frequenza: Una presumibile, ma ancora non quantificata, correlazione tra insoliti valori di *b* per terremoti indotti è stata trattata in alcune pubblicazioni scientifiche. Il parametro *b* magnitudo-frequenza sismica è una misura della riduzione di frequenza dei terremoti con l'incremento della magnitudo. Il parametro mostra una certa variabilità, ma in media assume valori prossimi a 1.0 per terremoti tettonici rilevati a scala globale. Alcune sequenze di sismi indotti mostrano valori più elevati fino a *b*~2.0 (NRC, 2012). La distribuzione della frequenza delle magnitudo si suppone sia condizionata dall'eterogeneità delle condizioni sulle faglie che producono i terremoti – un valore maggiore di b per alcune sequenze sismiche potrebbe risultare da alti gradienti degli sforzi efficaci che aumentano dai gradienti di pressione dei fluidi non in equilibrio.

   La distribuzione della magnitudo delle sequenze degli eventi per il periodo 1982 – aprile 2012 è prossima a b=1.0, e le scosse di assestamento delle sequenze del 20 e 29 maggio hanno valori di b pari a ~0.80. Tali valori non sono inusuali per terremoti tettonici, anche se alcune sequenze di sismi indotti mostrano anch'esse valori simili. Quindi la distribuzione osservata di frequenza-magnitudo per la sequenza sismica nelle vicinanze di Cavone non fornisce evidenze sia a favore sia contro l'ipotesi che questa sia stata indotta. Tuttavia, se in futuro si osserveranno valori di b inusuali per questo campo, questo potrà essere considerato come elemento a supporto dell'evidenza di sismicità innescata da operazioni di iniezione.

3.1.3 PRESSIONE DEI FLUIDI NEI PORI E VOLUME DI INIEZIONE A CAVONE

Se si prende in considerazione la possibilità di causare o indurre un terremoto mediante iniezione ed estrazione di fluidi, bisogna rispondere alle domande: la pressione interstiziale dei pori, all'ora e nel luogo del terremoto, superava la pressione ambientale locale precedente alle attività, e, quindi, rappresenta un possibile nesso causale tra le operazioni e il terremoto? O, in alternativa, la produzione ha portato a una netta diminuzione della pressione riducendo così la tendenza della faglia a scivolare? Oltre alle variazioni della pressioni, possono avere un ruolo importante anche cambiamenti nel tensore degli sforzi causati dall'espansione o contrazione del reservoir. Variazioni nel tensore degli sforzi possono portare a variazioni degli sforzi normali e di taglio su potenziali piani di rottura anche in regioni dove la pressione dei fluidi non cambia.

Il calcolo dei cambiamenti nella pressione di fluido nei pori e degli sforzi nella regione che comprende un giacimento necessitano di una modellistica geomeccanica che simuli sia il flusso dei fluidi che le deformazioni risultanti. Le proprietà rilevanti dei materiali, come la permeabilità, porosità, modulo elastico, così come variazioni legate all'iniezione o estrazione di fluidi devono essere incluse nella formulazione del modello. Le proprietà dei materiali sono tipicamente eterogenee e misurate direttamente, nella migliore delle ipotesi, solo in alcune posizioni. Questo rende l'inferenza esatta sulla pressione dei pori e sullo stato di stress un problema difficile da risolvere nella pratica. Tuttavia, mentre la precisione assoluta non è raggiungibile, è possibile fissare limiti utili sulle variazioni di pressione dei fluidi e degli sforzi associati ad iniezione e produzione.

La Sezione 4 del presente report descrive nel dettaglio lo sviluppo di un modello analitico e la modellizzazione numerica delle variazioni di pressioni e sforzi associati alla produzione di idrocarburi e all'iniezione di acque di risulta nell'area del giacimento di Cavone. Nella Sezione 4.1 si riportano le informazioni disponibili relativamente alle proprietà dei materiali derivate da carote di roccia, da prove di iniezione e da misure della pressione effettuate durante l'intera vita del campo. Viene anche trattato come è possibile estrapolare queste informazioni pressoché superficiali per le regioni potenzialmente interessate dagli ipocentri. In questa sezione vengono sintetizzati i risultati del modello analitico che fornisce dei limiti superiori ragionevoli sulla distribuzione delle variazioni di pressione alle profondità ipocentrali al momento della sequenza sismica del maggio 2012. Dal momento che alcune informazioni non sono effettivamente ottenibili, non è possibile includere dettagli sulla variazione spaziale delle proprietà in un modello regionale. Tuttavia, considerato che le dimensioni delle sezioni aperte dei pozzi sono piccole se comparate con le distanze e profondità di queste sorgenti sismiche, i risultati non dipendono in modo importante da questi dettagli. L'analisi presentata qui considera le zone di produzione ed iniezione come puntuali ed un semi-spazio sovrastato da uno strato impermeabile. Viene utilizzata la soluzione di Wang (2000) modificata per un semi-spazio sovrastato da uno strato impermeabile. Siccome la permeabilità può variare molto di più rispetto alla viscosità, porosità o compressibilità, teniamo fissi gli ultimi tre parametri rispettivamente a 0.4 mPa s, 3%, e 1.3 10^{-9} Pa^{-1}, e variamo la permeabilità k tra 0.1 mD e 3 mD.

Le statistiche di produzione ed iniezione per i pozzi nel campo fino a giugno 2014 sono riportate in Tabella 3.1.1. I primi 5 pozzi produttori, ordinati per volume totale di fluidi prodotti, sono Cavone 2 (temporaneamente chiuso), 13 (temporaneamente chiuso), 7, 17, e 4 (temporaneamente chiuso). Cavone 14 domina i volumi di iniezione, con quantitativi veramente limitati per Cavone 11 e 5 (entrambi permanentemente chiusi). Dai valori di produzione mensili forniti, è stato calcolato che tra il marzo 1980 ed il giugno 2014, sono stati prodotti dal campo di Cavone circa 3.1 x10^6 m^3 di olio. Tra il gennaio 1993 ed il giugno 2014, oltre 3.1x10^6 m^3 di acqua sono stati iniettati, con un valore di acqua prodotta di circa 3.2x10^6 m^3 . Il volume netto prodotto, tolti i volumi iniettati, è 3.1 x10^6 m^3.

Lo studio include una analisi semplificata e preliminare delle pressioni a Cavone al momento dei terremoti del maggio 2012. Tra il marzo 1980 ed il maggio 2012 sono stati prodotti oltre 2.9x10^6 m^3 di olio nel campo di Cavone. Tra il gennaio 1993 ed il maggio 2012 sono stati iniettati 3.0x10^6 m^3 di acqua, con 3.0x10^6 m^3 di acqua prodotti. Il volume netto prodotto, tolti i volumi iniettati, è 2.9x10^6 m^3. La Figura 3.1.3 illustra i risultati del calcolo della pressione dei fluidi con questo modello analitico 3D al momento del terremoto del 29 maggio. Le pressioni calcolate a Cavone 14 e all'ipocentro sono riportate in Tabella 3.1.2 per valori di permeabilità compresi tra 0.1 e 3 mD. Le pressioni a Cavone 14 sono prossime ai valori osservati discussi nel Capitolo 4.1 per k=0.27 mD, piuttosto alti per k = 0.2 mD e troppo bassi per k=0.3 mD.

Tabella 3.1.1 Intervalli e volumi di estrazione e iniezione (m^3)

Pozzo	Data di inizio	Data di fine	Produzione totale di olio	Produzione totale di acqua	Produzione totale	Totale reiniettato
Cavone 1	Lug-82	Lug-88	4,289	463	4,752	
Cavone 2	Mar-80	Dic-12	535,090	853,528	1,388,618	
Cavone 3	Mar-83	Gen-90	8,846	15,613	24,458	
Cavone 4	Lug-80	Mag-12	234,079	181,597	415,675	
Cavone 5	Mar-94	Set-97			0	85,773
Cavone 7	Giu-82	Giu-14	506,975	241,372	748,347	
Cavone 8	Giu-81	Giu-14	86,700	253,622	340,323	
Cavone 9	Dic-80	Giu-14	640,466	329,911	970,377	
Cavone 10	Giu-83	Set-93	8,908	1,798	10,706	
Cavone 11	Ago-82	Feb-98	22,697	8,761	31,458	254,056
Cavone 12	Nov-82	Ott-87	8,067	4,192	12,259	
Cavone 13	Lug-84	Mag-12	474,414	604,500	1,078,914	
Cavone 14	Gen-93	Giu-14			0	2,788,899
Cavone 15	Giu-87	Apr-95	15,904	31,441	47,345	
Cavone 16	Ott-87	Giu-04	70,871	142,363	213,234	
Cavone 17	Dic-87	Giu-14	293,247	405,123	698,371	
Cavone 19	Set-87	Ago-02	121,412	23,643	145,055	
Cavone 21	Ago-88	Nov-89	1,805	4,723	6,528	
S. Giac. 1	Mar-01	Mag-12	18,243	82,770	101,013	
Totale			3,052,013	3,185,420	6,237,433	3,128,729

* Dati fino al 30 giugno 2014, con Cavone 7, 8, 9, 14, e 17 in continua produzione.

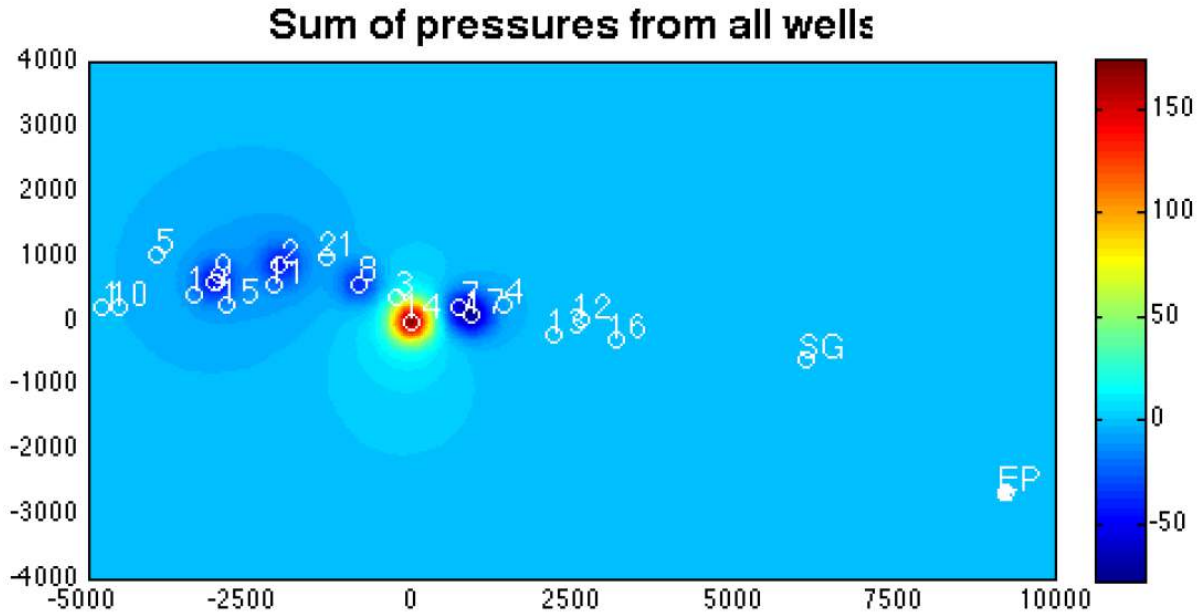

Figura 3.1.3: Pressione del campo calcolata il 29 maggio 2012 alla sommità del giacimento di Cavone, presupponendo una permeabilità uniforme di 0.2 mD. Le posizioni dei pozzi sono indicate dai cerchi bianchi, l'epicentro (EP) della scossa di assestamento di magnitudo 5.8 del 29 maggio indicato con l'asterisco. Gli assi sono espressi in metri a Est e a Nord del pozzo Cavone 14. La pressione è in bar.

Tabella 3.1.2: Variazioni della pressione calcolata ai pozzi di Cavone e all'ipocentro del 29 maggio

Permeabilità (mD)	**P @ Cavone 14** (bar)	**P @ Cavone 2** (bar)	**P @ hypocenter** (bar)
0.1	815	-205	-0.3
0.2	282	-52	-0.4
0.3	151	-35	-0.3
1.0	22.1	-6.6	-0.1
3.0	3.0	-1.9	-0.04

La Tabella 3.1.2 mostra che, nonostante la variazione della pressione calcolata nei pozzi sia piuttosto sensibile al valore presunto di permeabilità, la variazione della pressione negli ipocentri non è invece affatto sensibile. La variazione di pressione è sempre negativa perché l'estrazione è maggiore dell'iniezione e, di conseguenza, le variazioni del flusso netto del fluido sono negative. L'entità della diminuzione della pressione all'ipocentro della scossa di assestamento del 29 maggio è sempre <1 bar, mentre per l'evento del 20 maggio, che avvenne più in lontananza, la diminuzione di pressione è sempre <0.04 bar. Per un dato flusso di fluido, la pressione al pozzo aumenta alla diminuzione della permeabilità. Ma la caduta di pressione con la distanza è più rapida per permeabilità minori. Gli ipocentri del 29 e 20 maggio sono a ~10 - 30 km dal campo; a queste distanze, i due effetti si annullano approssimativamente, rendendo ancora più valide le stime della grandezza della diminuzione della pressione. Sulla

base della modellizzazione del flusso, non c'è ragione di aspettarsi che la produzione nel campo di Cavone abbia innescato questi eventi.

3.1.4 L'INIEZIONE A CAVONE HA AVUTO EFFETTI SUGLI SFORZI DI COULOMB CHE HANNO INNESCATO IL TERREMOTO DEL 29 MAGGIO 2012?

Nonostante l'evidenza a disposizione indichi che i terremoti dal 20 al 29 maggio non sono stati direttamente innescati o indotti dalle operazioni nel campo petrolifero del Cavone (Capitolo 2.5), esaminiamo un'ultima possibilità che consideri che le attività umane possano aver indirettamente modificato il tempo di accadimento del terremoto del 29 maggio. La questione è la seguente: può l'iniezione di fluidi al campo del Cavone influenzare l'innesco del terremoto del 29 maggio attraverso le interazioni degli sforzi di Coulomb derivanti dal terremoto del 20 maggio? Questo scenario, piuttosto complicato, si configura sulla base dei seguenti punti. 1) L'evidenza a disposizione indica l'origine tettonica dei terremoti del 20 e del 29 maggio. 2) Come discusso nella Capitolo 2.5, il terremoto del 20 maggio ha innescato il terremoto del 29 maggio attraverso il trasferimento dello sforzo di Coulomb. 3) Siccome il ritardo tra il terremoto del 20 e quello del 29 maggio dipende dalle condizioni all'ipocentro del terremoto del 29 maggio, si potrebbe sostenere che le piccole perturbazioni dello sforzo o della pressione del fluido originate dall'attività umana abbiano influenzato l'innesco, in sostanza, anticipando l'evento del secondo terremoto in prossimità del campo del Cavone. Siccome la variazione diretta dello sforzo dovuto alla produzione di fluidi è da considerarsi trascurabile (Capitolo 3.2), quanto di seguito indicato considera solo l'effetto della variazione dello sforzo normale efficace indotto dalle ipotetiche variazioni della pressione dei fluidi nei pori in prossimità dell'ipocentro del terremoto del 29 maggio.

La relazione spazio-tempo dei due più vasti terremoti nella sequenza dell'Emilia-Romagna (magnitudo M_w 6.0 del 20 maggio 2012 e magnitudo M_w 5.8 del 29 maggio 2012) è una caratteristica comune dei terremoti di origine tettonica (Kagan and Jackson, 1991) risultanti dal trasferimento dello sforzo dal primo terremoto alla faglia dove il secondo terremoto si è generato. Pezzo et al. (2013) hanno calcolato il trasferimento dello sforzo di Coulomb dal terremoto del 20 maggio, di entità pari a circa 6 bar, alla faglia di Mirandola nell'area dove il terremoto del 29 maggio ha avuto origine (Sezione 2, Figura 2.5.4). La perturbazione dello sforzo di Coulomb di 6 bar è ampiamente eccedente ogni possibile perturbazione generabile dell'iniezione o produzione di fluidi. Poiché il piano di rottura del terremoto del 29 maggio si è esteso lungo la faglia di Mirandola fino a regioni dove la variazione dello sforzo di Coulomb del 20 maggio era da considerarsi trascurabile, ad Ovest dell'ipocentro, ci può essere un vago dubbio sul fatto che la faglia stessa fosse sotto sforzo tettonico critico prima del 20 maggio 2012. Questo, unitamente alla presenza di un costante sforzo tettonico nella regione, indica che il terremoto avrebbe potuto generarsi comunque in un futuro non troppo distante, anche se l'evento sismico di innesco del 20 maggio non fosse avvenuto.

Il tempo di ritardo tra l'evento di innesco e il verificarsi di un terremoto (incluse le scosse di assestamento) può essere inteso come una proprietà di rottura tempo-dipendente delle faglie del terremoto (Dieterich, 1994). Come precedentemente discusso nel Capitolo 2.5, le equazioni di "stato di attrito variabile" (Eq. 3) rappresentano in maniera efficace le caratteristiche tempo-dipendenti delle faglie. Utilizzando queste equazioni e soluzioni relative alla nucleazione dei terremoti basate sulle equazioni di Dieterich (1992, 2007), è possibile valutare gli effetti delle ipotetiche variazioni di pressione dovute delle operazioni di iniezione al campo del Cavone sui tempi di ritorno del terremoto della faglia di Mirandola. I calcoli appropriati sono da riferirsi all'evoluzione delle condizioni di nucleazione (velocità di scorrimento della nucleazione) all'ipocentro del 29 maggio sulla faglia di Mirandola. La procedura consiste preliminarmente nell'analisi a ritroso del processo di trasferimento dello sforzo di Coulomb del terremoto avvenuto il 20 maggio, che ha indotto una certa velocità di scorrimento della nucleazione, nel periodo immediatamente precedente il terremoto del 20 maggio stesso. Successivamente la velocità di direzione di nucleazione si è adattata allo scopo di eliminare gli effetti di una ipotetica perturbazione della pressione dei fluidi nei pori, poi le condizioni si sono evolute verso, e attraverso, il trasferimento dello sforzo del 20 maggio fino al nuovo verificarsi di un terremoto nella faglia di Mirandola.

Una variazione in positivo della pressione dei fluidi riduce lo sforzo normale efficace sulla faglia, promuovendo lo scivolamento dei piani di faglia. Quindi, sottraendo l'effetto della pressione dei fluidi in positivo, aumenta il periodo di tempo in cui il terremoto avrebbe potuto manifestarsi (la pressione dei fluidi ha causato una anticipazione del terremoto). L'opposto si riscontra con il verificarsi della diminuzione della pressione dei fluidi all'ipocentro – il terremoto avrebbe potuto innescarsi prima (anticipazione negativa) se la pressione sulla faglia non fosse stata abbassata dalla produzione. L'anticipazione del terremoto nella faglia di Mirandola come una funzione di una ipotetica variazione di pressione è mostrata in Figura 3.4.1.

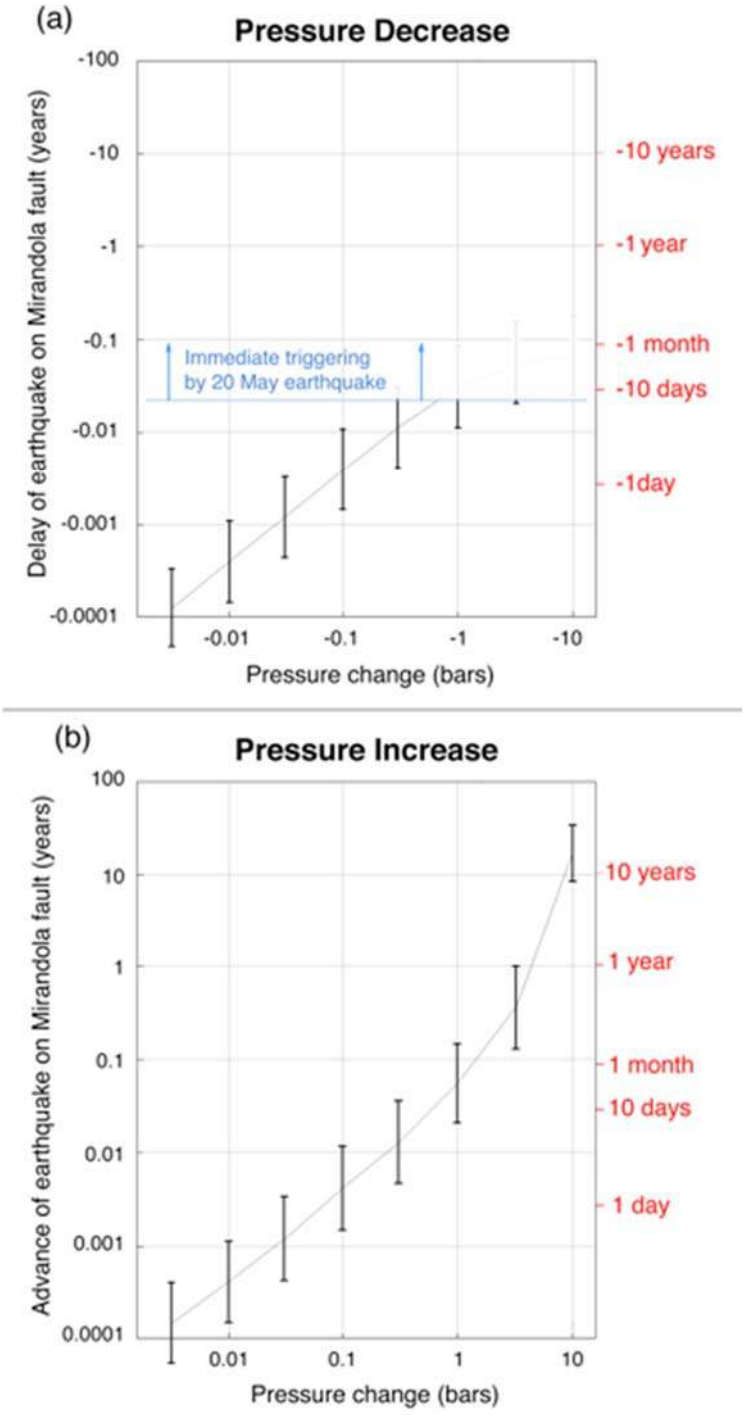

Figura 3.1.4: Anticipazione del terremoto del 29 maggio 2012 sulla faglia di Mirandola dovuta ad una ipotetica variazione della pressione dei fluidi nei pori all'ipocentro del terremoto. Questo calcolo assume uno sforzo di innesco nell'intervallo di 5-7 bar nella scossa principale del 20 maggio 2012 (Pezzo et al., 2013). I segmenti verticali forniscono i limiti dei tempi di anticipo ottenuti utilizzando un intervallo di valori plausibile tenuto conto dell'incertezza dei parametri utilizzati nei calcoli. a) Effetti di un decremento nella pressione dovuti alla produzione di olio. Un decremento della pressione significa che la produzione di idrocarburi ha ritardato i tempi del terremoto (variazione negativa). Un ritardo maggiore di 9 giorni non è possibile in quanto il terremoto del 20 maggio avrebbe immediatamente innescato uno scivolamento sulla faglia di Mirandola. b) Un incremento di pressione anticipa il verificarsi del terremoto.

Questo risultato è sensibile ai parametri utilizzati nel calcolo stesso. Le barre verticali in Figura 3.1.4 indicano i limiti delle variazioni del tempo utilizzando un intervallo di valori plausibile tenuto conto dell'incertezza dei parametri stessi. Siccome la produzione di fluidi eccedeva il volume iniettato al campo di Cavone, è molto più plausibile che la pressione dei fluidi sia diminuita in qualche modo in corrispondenza dell'ipocentro del terremoto del 29 maggio 2012,

fatto che avrebbe ritardato il tempo di innesco nel terremoto del 29 maggio. Una diminuzione della pressione dei fluidi di 0,1 bar avrebbe ritardato il terremoto di un periodo compreso tra 0,53 e 3,9 giorni. Siccome il terremoto della faglia di Mirandola è stato innescato da un'ampia variazione dello sforzo di Coulomb di 5-7 bar dal terremoto del 20 maggio, il massimo ritardo sul terremoto che un incremento di pressione connesso alla produzione avrebbe potuto generare è di un intervallo di circa 9 giorni tra i terremoti del 20 e del 29 maggio. Perciò, se la pressione è diminuita di circa 1 bar, o più, dovuto alla produzione, senza la produzione lo stesso calcolo indicherebbe che il terremoto del 20 maggio avrebbe immediatamente innescato un terremoto di scivolamento nella faglia di Mirandola.

Come illustrato dal modello preliminare delle pressioni, è piuttosto improbabile che la pressione dei fluidi in corrispondenza dell'ipocentro del 29 maggio sia aumentato in seguito all'iniezione. Comunque un aumento di 0,1 bar all'ipocentro avrebbe potuto generare il terremoto del Cavone 0,6 – 4,2 giorni prima di quello che avrebbe avuto luogo senza iniezione. Un aumento di pressione di 1 bar anticipa l'innesco di circa 7,5 – 40 giorni.

3.2 SISMICITÀ INDOTTA DALLE INTERAZIONI POROELASTICHE

La produzione totale di fluidi a Cavone è circa il doppio del volume dei fluidi reiniettati. Quindi, i meccanismi di induzione della sismicità basati sulla produzione netta di fluidi possono essere rilevante per le attività di Cavone. Usando la teoria della poroelasticità, Segall (1985, 1989) mostra che la rimozione di fluidi da un giacimento indurrà variazioni volumetriche che indurranno sforzi direttamente nella regione circostante il giacimento stesso (variazione dei termini τ e σ dell'Eq. 4). Segall (1989, 1992) e Grasso (1992) suggeriscono che il meccanismo potrebbe coinvolgere numerosi esempi di aree sismiche circostanti o al di sotto di aree petrolifere produttive nel mondo.

L'assetto tettonico del campo Cavone e le relative localizzazioni dei terremoti del maggio 2012 sono simili, per molti aspetti, a parecchi casi di studio presentati da Segall e Grasso. Il campo produttivo Cavone è situato in una piega attiva ed un complesso di sovrascorrimenti; il sisma si è manifestato nei pressi del campo produttivo ma a profondità ben superiori. In un giacimento orizzontale, la regione al di sotto del campo di produzione di olio è in condizioni di compressione orizzontale, mentre la regione alla medesima profondità del giacimento è in condizioni di estensione orizzontale. Quindi, la rilevanza di sforzi poroelastici per il campo Cavone e per il meccanismo di sovrascorrimento del sisma (inclusi gli eventi maggiori del maggio 2012) dipendono dalle loro posizioni relativamente al campo di estrazione.

Con questo meccanismo i cambiamenti degli sforzi di Coulomb sono direttamente correlati con i cambiamenti volumetrici di compattazione del giacimento. Tuttavia, tali sollecitazioni sono approssimativamente proporzionali alle variazioni di pressione nel giacimento. Generalmente gli stress poroelastici che favoriscono la generazione di sovrascorrimenti al di sotto del

giacimento sono inferiori al 5% della diminuzione della pressione nel giacimento. Come tutte le perturbazioni degli sforzi guidate da una sorgente locale, questi effetti si riducono rapidamente allontanandosi dalla sorgente. Per esempio, nei sette casi esaminati da Grasso (1992) la massima variazione dello sforzo alle profondità dei terremoti oscilla fra 0.4% e 2.8% la variazione di pressione nel giacimento. Dato che le magnitudo di questi sforzi sono molto piccole in confronto al rilascio di stress che si manifesta durante il sisma (nell'ordine di 1% o meno della diminuzione degli stress del terremoto), Grasso (1992) e Segall (1992) concludono entrambi che questo meccanismo può essere efficace nell'innescare terremoti solo se la regione era già essenzialmente sottoposta a sforzo critico per produrre un terremoto. Quindi, questo meccanismo può apparire al massimo come un fattore di contributo allo sforzo della faglia che può accelerare il tempo di manifestazione di un terremoto tettonico, ma non essere la causa scatenante. Nel caso del 2 maggio 1983 nel terremoto di Coalinga M=6.4, Segall (1985) stima che gli effetti poroelastici probabilmente accelerarono il tempo di manifestazione del sisma da 1-2 anni a 10-20 anni (in funzione delle assunzioni del tasso di sforzo tettonico esercitato).

3.2.1 VARIAZIONI NEGLI SFORZI DI COULOMB DALLA PRODUZIONE DEL GIACIMENTO DI CAVONE

Il volume netto prodotto a Cavone (produzione totale meno acque reiniettate) è circa $3x10^6$ m^3 al maggio 2012, valore che è molto piccolo, di un fattore compreso tra 1/67 ed 1/400, rispetto ai volumi prodotti nei casi esaminati da Grasso e Segall. Di conseguenza, le variazioni degli sforzi poroelastici in prossimità di Cavone si prevede siano molto piccoli rispetto alle già piccole variazioni di stress citate negli esempi citati da Grasso e Segall.

Calcoli analitici della variazione degli sforzi indotti dalla produzione dei giacimenti e dei loro effetti sugli inneschi dei terremoti (ad es., Segall, 1989; 1992) sono tipicamente effettuati mediante l'integrazione della sorgente definita sorgente di Geertsma (Geertsma, 1973) con la funzione di Greens per la contrazione di un elemento infinitesimo rispetto al volume del giacimento. Sebbene non sia ancora ben riconosciuta, la sorgente di Geertsma è identica alla ben conosciuta "sorgente di Mogi" usata in campo vulcanologico. Il software USGS Coulomb3.3, per il calcolo delle variazioni negli sforzi di Coulomb, include la sorgente di Mogi come opzione.

Come già discusso in precedenza, il volume di fluidi prodotto nell'area Cavone al maggio 2012 è $3x10^6$ m^3 ad una profondità di ~3 km. Il volume appropriato da usare nel calcolo della variazione degli sforzi di Coulomb è il risultato della variazione del volume nel giacimento, che è data dal prodotto del coefficiente di Skempton *B* per la variazione di volume nel fluido. Per una tipica arenaria B ~0.5 (Wang, 2000), suggerendo una variazione nel volume del giacimento di $1.5\ 10^6$ m^3.

L'ordine di grandezza nello sforzo per Geertsma/Mogi diminuisce drasticamente come $1/R^3$, dove R è la distanza tra la sorgente di volume e la faglia. Per il sisma principale del 20 maggio, R >20 km quindi i dettagli della geometria del giacimento non sono rilevanti e si può assumere che il giacimento si comporti come una sorgente puntuale. Le variazioni nello sforzo di Coulomb sul piano di faglia del sisma principale sono positive come risultato del leggero decremento degli sforzi normali. Si noti che la massima variazione dello sforzo di Coulomb nella sezione trasversale è <0.005 bar, mentre la variazione nello sforzo di Coulomb alla profondità ipocentrale (5 km) è meno di un millibar! Variazioni di stress dovute alle maree (es. Lambert et al., 2009) e perfino al carico di pressione atmosferica sono maggiori di questo, portando alla netta conclusione che le variazioni di stress poroelastico associate con la produzione di fluidi presso il campo di Cavone sono trascurabili ai fini dell'induzione della scossa principale.

Nei pressi del campo Cavone, la magnitudo degli sforzi normali sulle faglie aumenta. Tuttavia, il segno dello sforzo varia, dato dalla riduzione dello sforzo di Coulomb sul piano di faglia delle repliche del 29 maggio. Tale comportamento avviene perché la contrazione del giacimento implica primariamente un decremento negli sforzi di taglio sulla faglia sovrascorrente a Nord del campo, facilitando scorrimenti normali e non inversi. Ciò significa che la produzione del campo Cavone ha indotto una limitazione nell'intensità e/o un ritardo delle repliche del 29 maggio.

3.3 SISMICITÀ INDOTTA DAL RECUPERO ISOSTATICO

Il meccanismo di induzione dei terremoti da recupero isostatico è stato proposto da McGarr (1991). L'idea centrale è che l'estrazione di petrolio da un *field* produca la rimozione di una massa che genera un aggiustamento isostatico sotto forma di un terremoto.

Per quantificare questo concetto, McGarr, in primo luogo, deduce un'espressione del valore dello spessore della crosta necessario per bilanciare isostaticamente la rimozione della massa dovuta all'estrazione del petrolio (il concetto è che il sovrascorrimento al di sotto del giacimento agisce in maniera efficace per ispessire la crosta che "galleggia" sul più denso mantello). Utilizza poi questo risultato per determinare l'equivalente momento sismico richiesto per restaurare le presunte condizioni isostatiche che esistevano in precedenza all'estrazione.

$$M_0 = \frac{2G\Delta m\gamma}{\rho_c} \qquad \text{Eq. 5}$$

Dove, G è il modulo di taglio, Δm è la variazione di massa, ρ_c è la densità media della crosta e γ è la frazione di crosta che è sismogenica.

McGarr esamina tre terremoti che sono accaduti nell'ambito di attività di estrazione di petrolio (Coalinga 1983, Kettleman N. Dome 1985, Whittier Narrows 1987). In ognuno di questi casi il momento richiesto per la compensazione isostatica (Eq. 5) concorda con i momenti dei terremoti (i momenti individuali e complessivi delle sequenze associate sono compresi tra il 12% e il 29% rispettivamente del momento di galleggiamento). McGarr intende questo risultato come una conferma del meccanismo proposto – infatti afferma che un collasso abbinato ai momenti invaliderebbe l'applicazione della sua teoria a questi terremoti.

Usando questo modello (Eq. 5) si trova un momento equivalente alla rimozione della massa a Cavone nel 2012 pari a circa $M_0 = 4.1 \times 10^{16}$ Nm. I momenti degli eventi di M_w 6.0 del 20 maggio e di M_w 5.8 del 29 maggio 2012 sono 1.0×10^{18} Nm e 5.0×10^{17} Nm rispettivamente. Quindi, i momenti dei terremoti individualmente e cumulativamente eccedono il momento di galleggiamento di un fattore pari a circa 24 e 12 rispettivamente per l'evento di M_w 6.0 del 20 maggio e l'evento di M_w 5.8 del 29 maggio 2012. Il fattore aumenta a circa 50 per la somma dei momenti dell'intera sequenza del maggio 2012. Secondo i criteri definiti da McGarr (1991) questo meccanismo non può essere responsabile dei terremoti nelle vicinanze del campo di Cavone.

Possiamo inoltre fornire una analisi maggiormente quantitativa attraverso il calcolo della variazione dello sforzo di Coulomb risultante dalla rimozione di massa data dalla produzione nel campo Cavone. Mindlin (1936) ha fornito delle espressioni analitiche per gli stress e gli spostamenti risultanti da un punto di forza all'interno di un semi-spazio elastico. Abbiamo utilizzato queste espressioni per calcolare il cambiamento nello sforzo di Coulomb nel punto in cui si è verificata la scossa di assestamento del 29 maggio di magnitudo M 5,8. Siccome l'ipocentro della scossa di assestamento è ubicato a 8,7 Km E-SE del pozzo Cavone 14, ad una profondità di 10,2 km e almeno 7 km più in profondità dei livelli di iniezione e produzione, l'approssimazione della rimozione di massa come un punto di carico di forza è da ritenersi adeguato. Abbiamo considerato il cambiamento di massa netto (produzione – iniezione) di 2,4 milioni di tonnellate, la direzione e inclinazione di faglia rispettivamente di 95° e di 45° (Pezzo et al., 2013). Questo alleggerimento ci ha portato ad un incremento dello sforzo di Coulomb nell'ipocentro di 9 Pa (0,09 millibar). Questo può essere considerato un cambiamento di sforzo estremamente ridotto, inferiore alle variazioni giornaliere della pressione atmosferica.

I piccoli sforzi che si ottengono evidenziano un problema fondamentale con il modello di McGarr. Come notato da Segall (1985) l'effetto diretto degli sforzi dovuto alla rimozione della massa è trascurabile paragonato agli effetti poroelastici. A loro volta gli sforzi poroelastici sono più piccoli paragonati agli effetti della pressione dei fluidi nei pori. Le variazioni degli sforzi nei casi considerati da McGarr per altri campi di estrazione sono più grandi di un ordine di grandezza rispetto a quelle di Cavone, ma ancora troppo piccole per essere considerate rilevanti nell'induzione dei terremoti.

3.4 SISMICITÀ INDOTTA DALLO SFORZO TERMOELASTICO

Per completezza, è stata anche esaminata la sismicità indotta dagli sforzi termoelastici risultanti dall'iniezione di acqua fredda in rocce calde. Secondo questo meccanismo il raffreddamento dovuto all'estrazione di fluidi caldi e reiniezione di acqua raffreddata nel giacimento causa una contrazione termica, che induce cambiamenti degli sforzi all'interno del giacimento e delle regioni circostanti. E' necessario considerare la termoelasticità perché le variazioni di volume dovute a variazioni di temperatura di ~1° C sono comparabili a quelle causate da variazioni di pressione di ~2 bar.

Questo meccanismo è stato proposto come causa della vasta sismicità indotta osservata nel campo geotermico denominato Geysers nel Nord della California, USA (NRC 2012). A Geysers, la sismicità è strettamente associata spazialmente e temporalmente con i pozzi di iniezione (Figura 3.4.1). Ad oggi la magnitudo massima dei terremoti indotti a Geysers è di M 4.6. In contrasto con questo modello, il *clustering* dei terremoti vicino al pozzo di iniezione a Cavone è completamente assente.

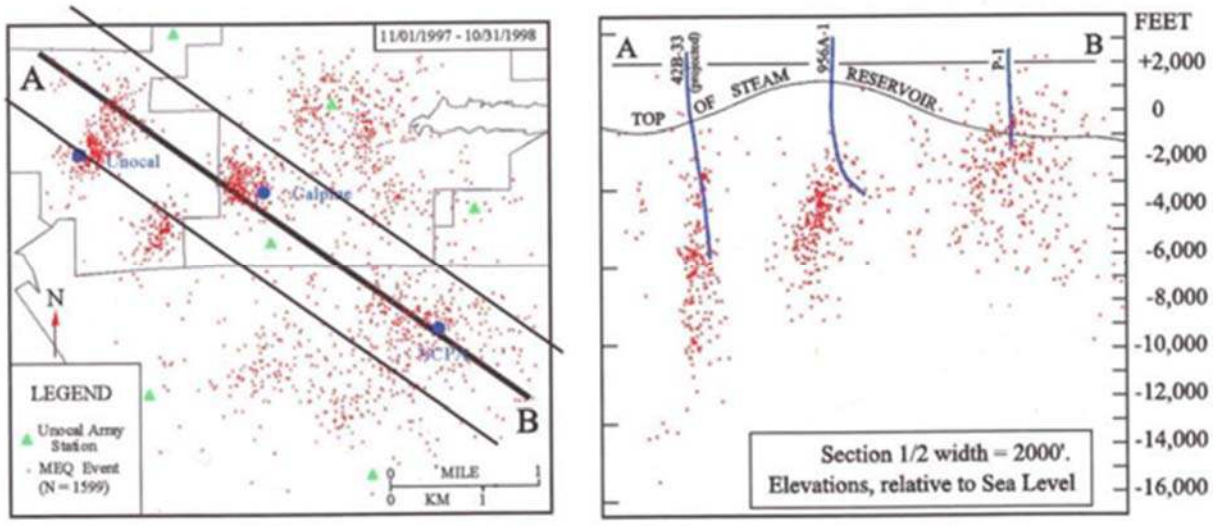

Figura 3.4.1: Sismicità nel campo geotermico Geysers, ubicato nel Nord della California, USA. L'immagine di sinistra illustra la posizione dei pozzi di iniezione (blu), tutti i terremoti localizzati negli anni 1997-1998 (rosso) e la traccia della sezione. L'immagine di destra è una sezione trasversale che mostra pozzi di iniezione e le profondità dei terremoti. Immagini da NRC (2012), fonte: Beall et al. (1999).

A partire dai valori riportati in Tabella 3.1.1, 2.9 10^6 m^3 di acqua sono stati iniettati nel campo di Cavone. La temperatura alla sommità del pozzo Cavone 14 è ~25° C, mentre quella alla base del pozzo è ~50° C.

Quindi, c'è un raffreddamento netto della regione in prossimità del pozzo di reiniezione Cavone 14 dovuto al fatto che l'acqua iniettata è circa 25°C più fredda dell'ambiente di formazione. Assumendo una porosità del 3%, 2.9 10^6 m^3 di acqua occuperebbero 0.09 km^3 di roccia, pari ad

un cilindro centrato sul pozzo di altezza 100 m e raggio di 500 m. Assumendo una densità di 2,5 g/cm^3 ed un calore specifico di 0.22 cal/(g°C) questo porta ad un raffreddamento della massa rocciosa di 1.4 °C. Per un coefficiente di dilatazione termica volumetrica di 2,4 10^{-5}/°C, la roccia che circonda il pozzo sarebbe contratta di 3.4 10^{-5}, o del 0,0034%, dando una riduzione di volume di 3.0x10^3 m^3.

In definitiva, gli effetti termoelastici a Cavone sono di entità estremamente limitata, molto più piccoli degli effetti poroelastici a Cavone e possono dunque essere sicuramente ignorati.

3.5 CONCLUSIONI

- *Siccome i volumi di iniezione sono circa la metà del totale del volume dei fluidi estratti dal campo del Cavone, e poiché la pressione di iniezione era prossima o comunque inferiore alle pressioni di pre-produzione, le simulazioni modellistiche indicano chiaramente decrementi della pressione media dei fluidi in prossimità del campo. Incrementi locali della pressione dei fluidi avvengono in prossimità del pozzo di iniezione, ma sono estremamente localizzati a distanze di 1-2 km dal pozzo iniettore.*

- *Il confronto dei modelli spazio-temporali dei terremoti avvenuti in prossimità del campo di Cavone con casi noti di terremoti indotti o innescati, non supporta le ipotesi di terremoti connessi a iniezione.*

- *Le variazioni della tempistica di accadimento, dovuta a cambiamenti nella pressione dei fluidi che possono aver anticipato o ritardato il tempo di accadimento dei terremoti di origine tettonica, appare trascurabile nelle aree degli ipocentri del maggio 2012.*

- *L'ordine di grandezza delle variazioni dello sforzo di Coulomb risultanti dalla compattazione del giacimento di Cavone indotte dalla produzione di idrocarburi (~0.001 bar) è inferiore di un fattore 100 rispetto al valore minimo riconosciuto per innescare dei terremoti causati da variazioni negli sforzi statici e di un fattore 10-20 più piccoli rispetto alle fluttuazioni della marea. In prossimità del campo di Cavone, le variazioni dello sforzo di Coulomb sul piano di faglia della scossa di assestamento del 29 maggio risultanti dalla compattazione del giacimento di Cavone dovuta a produzione, tendono ad inibire la rottura.*

- *Le variazioni dello sforzo di Coulomb dovuti alla riduzione di peso ("effetto isostatico") del giacimento di Cavone in conseguenza della produzione di idrocarburi, e la contrazione termoelastica causata dall'iniezione di fluidi più freddi della formazione circostante sono trascurabili in confronto ai già piccoli sforzi dovuti alla compattazione poroelastica.*

4 INTERPRETAZIONE DELLE PROVE DI INIEZIONE E MODELLISTICA DI GIACIMENTO

Se si prende in considerazione la possibilità di causare o indurre un terremoto mediante iniezione ed estrazione di fluidi, bisogna rispondere alle domande: la pressione dei fluidi nei pori, all'ora e nel luogo del terremoto, superava la pressione ambientale locale di pre-produzione in misura tale da rappresentare un possibile nesso causale tra le operazioni e il terremoto? O, in alternativa, la produzione ha portato a una netta diminuzione della pressione riducendo così la tendenza della faglia a scivolare? Quali sono le variazioni nello sforzo di Coulomb, inclusi sia gli effetti della variazione nella pressione del fluido e gli stress risultanti dall'espansione o contrazione del giacimento? Per rispondere a queste domande è necessario un modello di flusso nel mezzo poroso relativo al giacimento e alle regioni circostanti che si trovano in comunicazione idraulica con il giacimento, insieme ad un modello geomeccanico.

Le variazioni di pressione associate all'estrazione e all'iniezione di fluidi in un mezzo poroso sono descritte da un'equazione differenziale (Wang, 2000):

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p + {}^{Q}/_{\varphi c} \qquad \text{Eq. 6}$$

nella quale la diffusività è $\kappa = k/(\mu\varphi c)$, dove k rappresenta la permeabilità, μ la viscosità del fluido nei pori, φ la porosità, e c rappresenta la compressibilità totale del fluido nei pori e della matrice. Q è il volume di fluido iniettato. Va notato che l'equazione di diffusività della pressione è isomorfa rispetto all'equazione di diffusività termica che sta alla base del trasporto di calore in un corpo solido.

Nei problemi di diffusibilità, la distanza caratteristica, d_c, che viene propagata in un lasso di tempo caratteristico, t_c, è data da:

$$d_c = \sqrt{4\kappa t_c} = \sqrt{\frac{4kt_c}{\mu\phi c}} \qquad \text{Eq. 7}$$

I tempi caratteristici per il campo di Cavone variano da giorni, per via delle variazioni del volume estratto e dei test sui pozzi, a decenni – la durata di vita del campo. Come spiegato nella Sezione 4.1, i valori di permeabilità, viscosità, porosità e compressibilità preferiti sono rispettivamente 1 mD, 0,4 mPa s, 3% e 1,3 10^{-9} Pa^{-1}. Per questi valori, κ = 0,062 m^2/s. Per questo valore di κ, la pressione si diffonde di circa 150 m in un giorno, 400 m in una settimana, 3 km in un anno e 10 km in un decennio.

Al fine di calcolare il campo di pressione, abbiamo bisogno di sapere la variazione spaziale di κ (cioè di k, ϕ, μ e c) e la distribuzione spaziale e temporale delle sorgenti e dei pozzi di iniezioni di fluido, Q (i pozzi). Sebbene siano disponibili registrazioni relativamente a produzione ed iniezione, ci sono poche informazioni disponibili per quanto riguarda la distribuzione tridimensionale di κ. Per questa ragione usiamo le informazioni disponibili riguardanti la struttura geologica e compariamo i dati della pressione di iniezione, specialmente nel pozzo Cavone 14, per stimare le variazioni plausibili di κ che controllano la distribuzione della pressione.

Per prima cosa consideriamo la struttura geologica e la stratigrafia. La Figura 4.0.1 mostra le sezioni stratigrafiche intersecate da ciascun pozzo nel campo di Cavone, per i quali sono a disposizione le misurazioni di porosità e permeabilità per molte delle unità (cavone oilfield table_rev1.xlsx). Ci sono ampie variazioni in queste proprietà. Abbiamo indicato la variazione e la mediana nella struttura (minimo – massimo, media). La Scaglia Calcarea (non mostrata in Figura 4.0.1, vedere Figura 4.0.2) costituisce la roccia di copertura del giacimento. Sebbene la sua permeabilità non sia riportata, il fatto che costituisca la roccia di copertura fa supporre che abbia una permeabilità molto bassa. La formazione Marne Del Cerro (in marrone chiaro) ha una porosità di 0,01 – 5,0%, 1,8% e una permeabilità di 0 – 6,4 mD; 0,2 mD. Le Brecce di Cavone (in rosso) sono un giacimento con porosità di 0,01 – 20%, 2% e permeabilità 0 – 410 mD, 1 mD. Maiolica, Malm e Dogger (in verde) sono rocce sottili, con porosità 0,01 – 3%, 1% e permeabilità 0 – 13 mD, 0,1 mD. Il giacimento sottostante, nei Calcari di Noriglio, è diviso in numerosi livelli: Oolitico (rosso), con porosità 0,01 – 5%, 1% e permeabilità 0 – 1,6 mD, 0,2 mD; Noriglio A (blu), con porosità 0,01 – 5%, 1% e permeabilità 0 – 3,2 mD, 0,3 mD; il Marker radiogenico (viola), con porosità 0,01 – 5%, 1% e permeabilità 0 – 3,2mD, 0,4 mD; e Noriglio B (giallo), con porosità 0,01 – 5%, 1% e permeabilità 0 – 26 mD, 0,8 mD.

In Tabella 4.0.1 sono riportati per confronto i parametri determinati da test meccanici su carote e *cuttings,* e i risultati ottenuti dalle prove di interferenza/iniezione del Laboratorio Cavone (*Risultati del Programma di Prova di interferenza/iniettività*). Si nota una variazione sostanziale nei valori di porosità e permeabilità ottenuti da queste due fonti, probabilmente dovuta alla sostanziale distribuzione eterogenea di questi parametri.

Tabella 4.0.1: Parametri rappresentativi del flusso per il campo di Cavone

Formazione	Porosità media %	Spessore netto m	Spessore medio m	Permeabilità media mD	Note
Brecce	5--23	0,75--17	11--105	100--1000	non presente ad Est
Maiolica	3--20	0,3--25	ND	5--55	Non presente ai pozzi 14-7-17
Malm	1--5	1,0--19,5	ND	ND	Spessore che aumenta verso Ovest
Dogger	3--7	2,5--20	ND	1--60	Spessore che aumenta verso Ovest
Oolitico	1--7	0,6--11	10	20--40	
NOR-A	1--3	10--39	120	2--20	
NOR-B	1--3	9--122	ND	2--20	

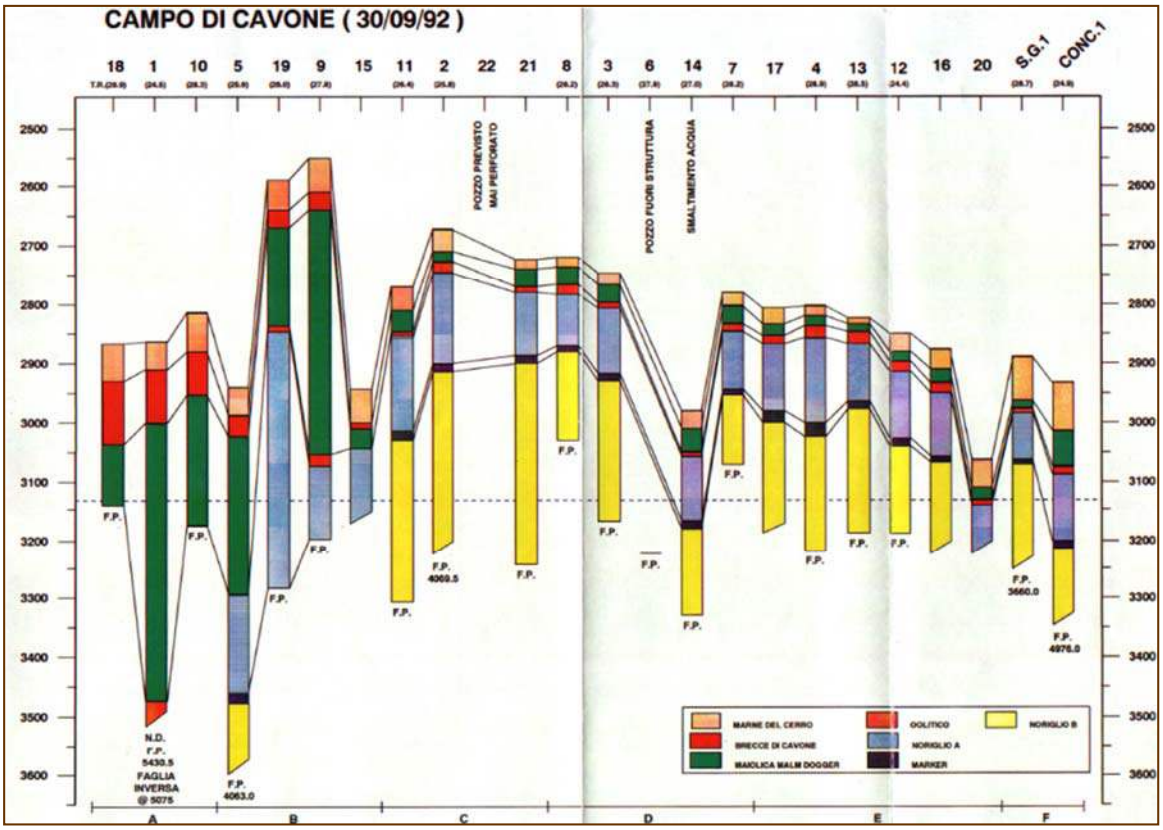

Figura 4.0.1: Stratigrafie e correlazione tra i pozzi nel campo di Cavone.

La Figura 4.0.2 è una sezione trasversale in corrispondenza del pozzo Cavone 2, il pozzo di estrazione più produttivo del campo. Come si può vedere, il fondo del pozzo si trova nel livello Noriglio B che si estende fino ad almeno 600 m al di sotto dell'interfaccia acqua-olio. Una struttura e una stratigrafia simile si applica ad altri pozzi importanti.

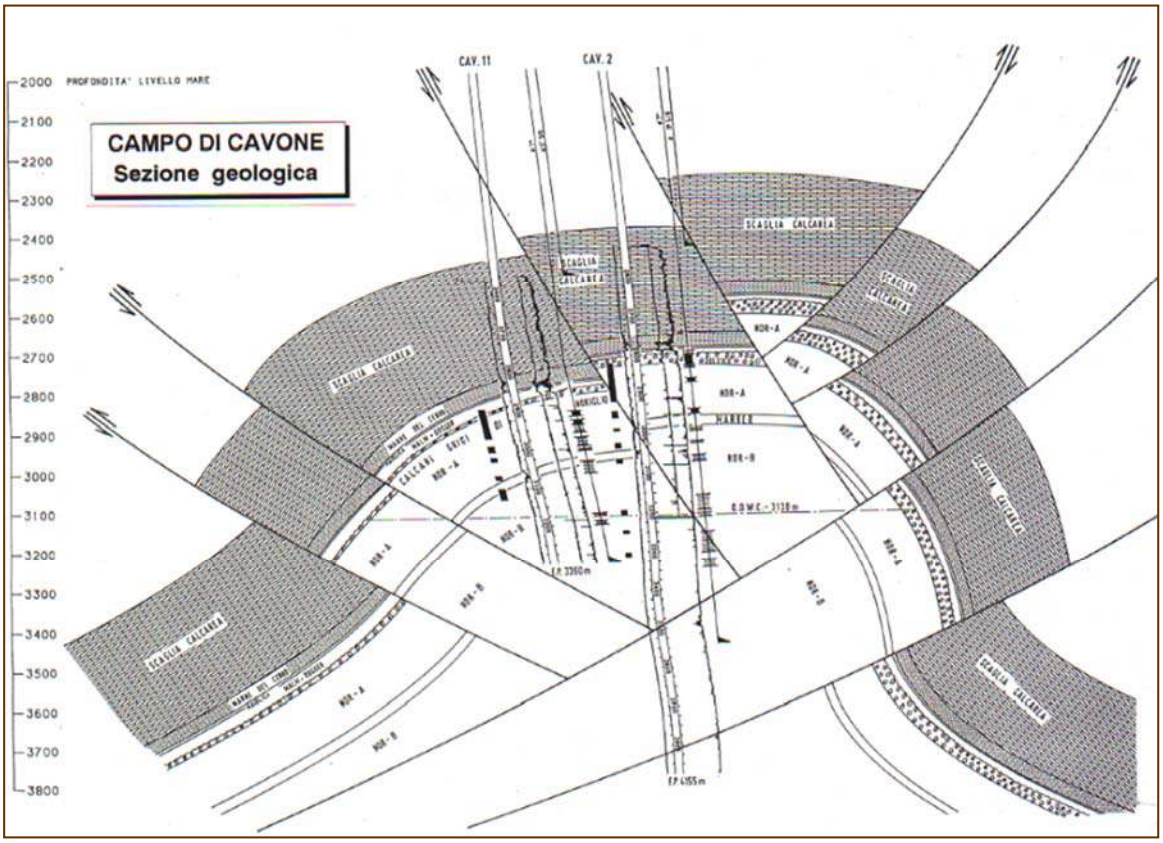

Figura 4.0.2: Sezione trasversale in corrispondenza dei pozzi Cavone 2 e 11.

Le registrazioni delle pressioni, insieme ai tassi di produzione ed iniezione, possono essere utilizzati per la formulazione realistica di proprietà su scala spaziale e temporale applicabili alla regione vicina al pozzo, al giacimento e alle zone circostanti per stimare le proprietà idrauliche delle zone oltre i 3900 m di profondità. Quindi, la relazione tra la pressione e le portate di fluido (Eq. 6) fornisce un limite chiave sulle caratteristiche medie del giacimento al di sotto della roccia di copertura.

In occasione delle prove di interferenza/iniezione condotte per 32 giorni, a partire dal 13 maggio 2014, sono state ottenute le registrazioni delle variazioni di pressione per il pozzo di iniezione Cavone 14 su scale temporali da minuti a giorni. L'iniezione è stata interrotta al giorno 1 e sono stati installati *memory gauges* per la registrazione di pressione e temperatura a fondo pozzo. Le attività di iniezione sono riprese al giorno 8 con una portata costante di 600 m^3/giorno per 96 ore. L'iniezione è stata poi interrotta fino al giorno 31. Inoltre sono state monitorate le attività di produzione nei pozzi Cavone 7, 8, e 17 per osservare eventuali interferenze. Questi pozzi si trovano rispettivamente alla distanza di 581 m, 946 m e 810 m dal pozzo Cavone 14. Non sono stati riportati eventi di interferenza, ponendo delle limitazioni sulla permeabilità della regione tra i pozzi.

La Figura 4.0.3 mostra la variazione di pressione a fondo pozzo misurata durante l'esecuzione della prova. La pressione è diminuita in risposta alla cessazione dell'attività di iniezione, è aumentata durante la fase di iniezione durata 96 ore ed è tornata a diminuire nuovamente nel restante periodo di misurazione.

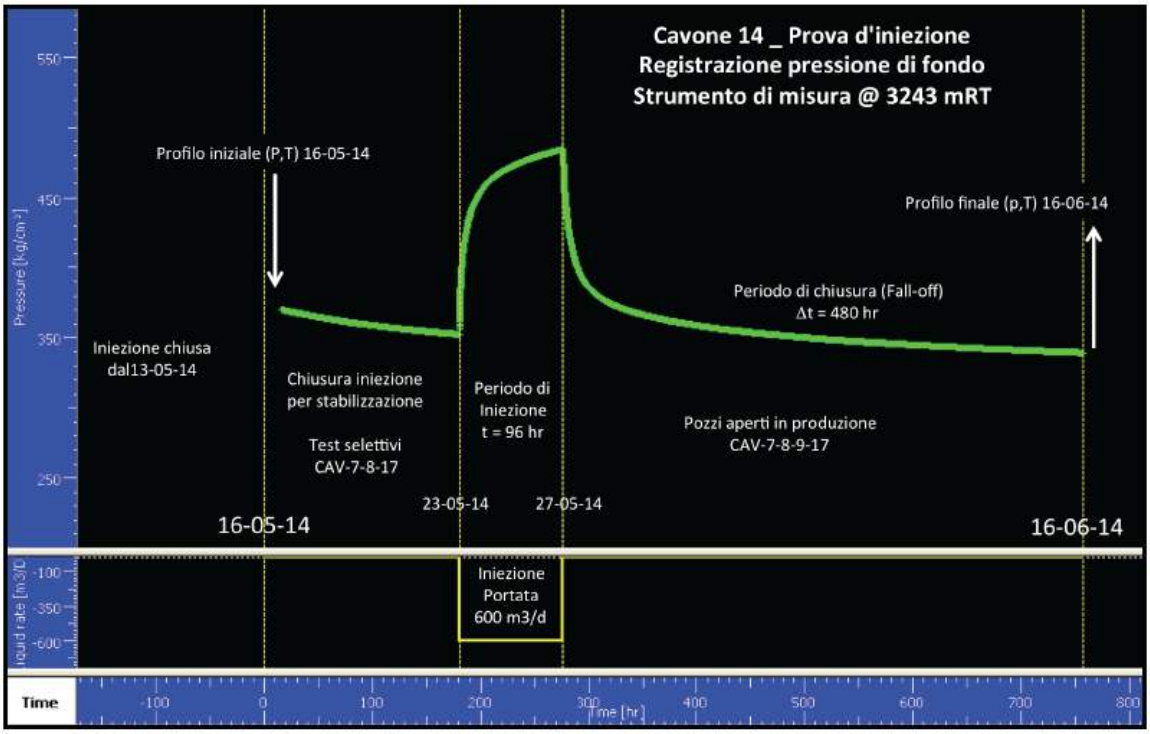

Figura 4.0.3. Registrazioni dettagliate delle pressioni a fondo pozzo a Cavone 14 nel corso della prova di interferenza/iniezione. Le attività di iniezione sono state sospese in data 13 maggio 2014 per tutta la durata della prova, ad eccezione della finestra temporale di 96 ore compresa tra i giorni 23 e 27 maggio, durante la quale sono stati iniettati 600 m^3/giorno.

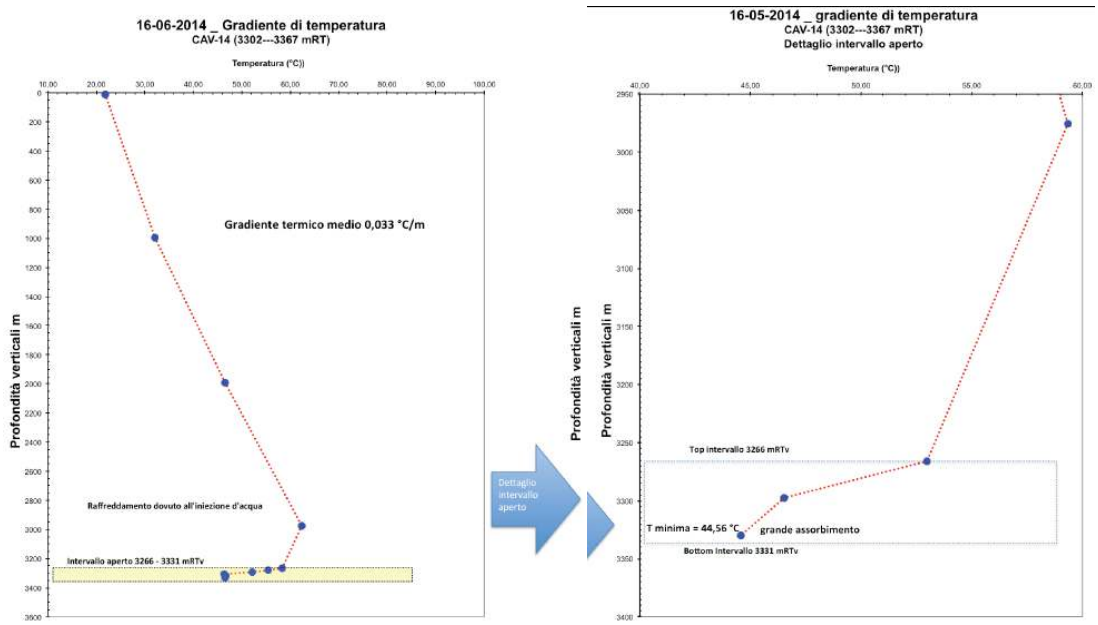

Figura 4.0.4. Profili della temperatura al pozzo Cavone 14 in funzione della profondità dalla superficie. a) Pozzo completo. b) Ingrandimento in una delle regioni vicine al fondo pozzo.

La Figura 4.0.4a mostra la variazione di temperatura misurata a profondità comprese tra la superficie e 1 metro dal fondo del pozzo Cavone 14, mentre la Figura 4.0.4b mostra l'ingrandimento relativo alla parte più profonda del pozzo. Per la maggior parte della profondità, il profilo della temperatura aumenta con il gradiente geotermico. Nell'area di iniezione, le rocce circostanti si sono raffreddate con l'iniezione di acqua più fredda, perciò il profilo della temperature diminuisce con la profondità. È interessante notare che questa inversione di temperatura non è simmetrica nel corso dell'intervallo di iniezione. Questo profilo della temperatura fornisce la prova che la roccia al di sotto del pozzo è stata raffreddata dalle attività di iniezione.

La risposta della pressione nel pozzo rispetto all'effettiva struttura di permeabilità su scala kilometrica può risultare vincolata da misurazioni a lungo termine. Sono a disposizione buone registrazioni relative a pressione e flusso per il pozzo di iniezione Cavone 14, per il quale abbiamo valori giornalieri per un intervallo superiore ai 15 anni, dal 1 aprile 1999 al 30 giugno 2014 (i grafici mensili dell'intervallo più lungo sono a disposizione sull'intervallo maggiore dato in Tabella 3.1.1). Il volume di acqua iniettata quotidianamente è mostrato in Figura 4.0.5a, nella quale risulta che l'iniezione giornaliera è stata, salvo eccezioni minori, limitata a 600 m^3/giorno. Tuttavia, anche se non evidente in questo grafico, ci sono stati molti giorni durante i quali non è avvenuta nessuna iniezione di acqua. La variabilità a lungo termine del tasso di iniezione è maggiormente visibile quando i tassi di iniezione mensile sono plottati sullo stesso intervallo temporale, in Figura 4.0.5b. La registrazione giornaliera della pressione di iniezione alla sommità del pozzo (338 bar inferiore rispetto alla pressione a fondo pozzo) è mostrata in Figura 4.0.5c. Nel 2004-2008 il tasso di iniezione mensile è stato approssimativamente di 16,000 m^3/mese, con la pressione piuttosto stabile a ~200 bar. Durante il 2009-2012, il tasso di

iniezione è stato solitamente di 600 m^3/giorno quando è stata effettuata iniezione, ma l'operazione di iniezione non è avvenuta all'incirca per 1/3 dei giorni. Dato che il tasso di iniezione è stato inferiore in quest'ultimo intervallo di tempo, con un tasso medio di iniezione mensile di circa 10,000 m^3/mese, anche la pressione media è scesa a ~160 bar. A causa della natura diffusiva del flusso nei pori, la pressione varia meno rapidamente rispetto al volume iniettato. Considerando queste informazioni ci aspettiamo che una pressione di 160 bar nel pozzo Cavone 14 fornisca una buona taratura per il modello utilizzato per stimare la pressione su scala regionale, inclusi i calcoli riportati al paragrafo 3.1.3.

Oltre alle registrazioni relative alle pressioni per il pozzo Cavone 14, ci sono scarse informazioni relative alle pressioni per i pozzi di estrazione nei periodi in cui la produzione era stata sospesa, ad esempio, per interventi di manutenzione. Le diminuzioni massime di pressione connesse alle attività di estrazione arrivano fino a 15 – 20 bar.

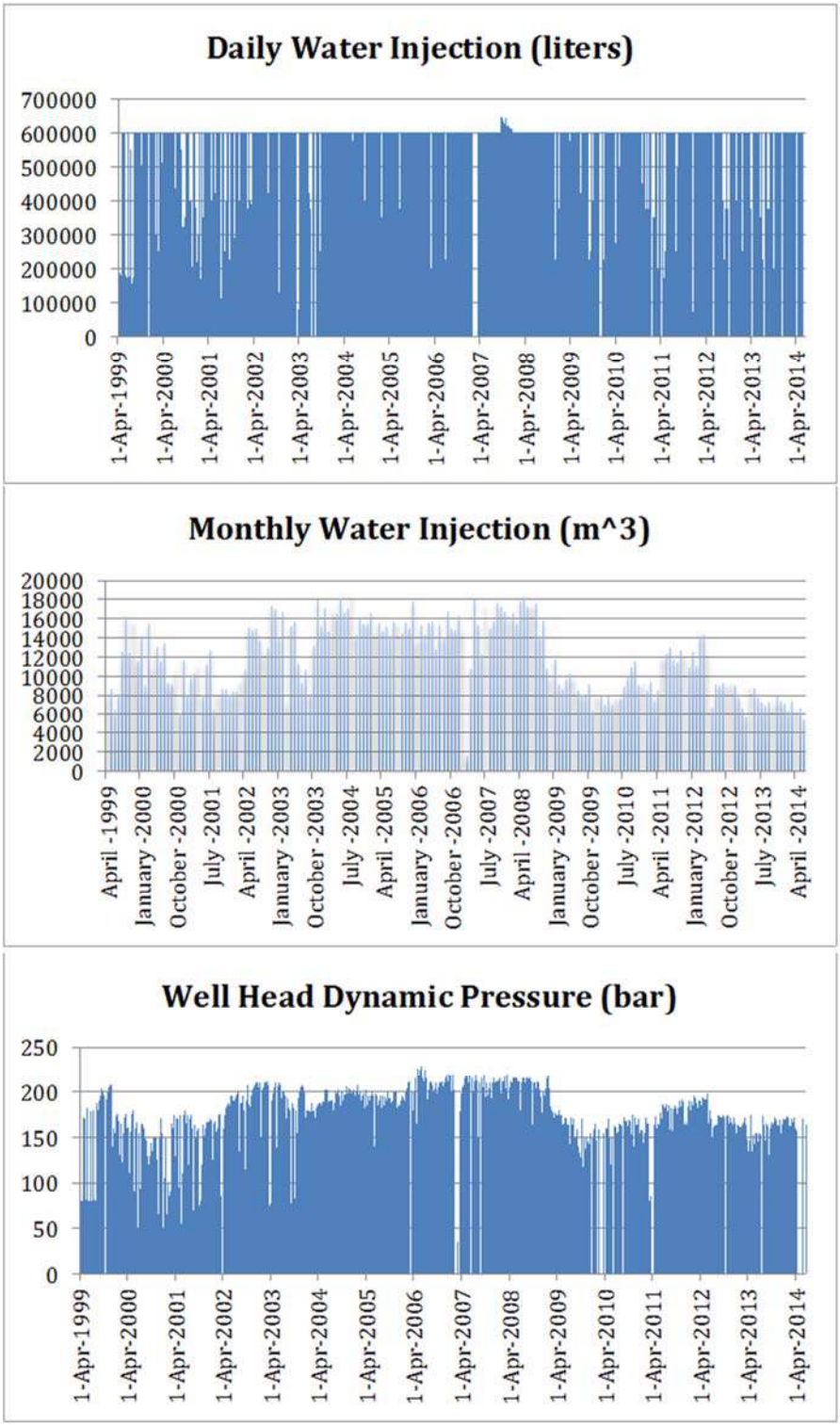

Figura 4.0.5: a) Registrazione giornaliera del volume di acqua iniettata nel pozzo Cavone 14 tra il 1 Aprile 1999 e il 30 Giugno 2014, b) Corrispondente registrazione mensile del volume di acqua iniettata nel pozzo Cavone 14, c) Corrispondente registrazione giornaliera relativa alla pressione di reiniezione alla sommità del pozzo Cavone 14.

4.1 INTERFERENZA DELLA PERMEABILITÀ EFFICACE PER UN INTERVALLO DI VALORI SPAZIALI E TEMPORALI

In questo paragrafo, per prima cosa si discutono risultati della prova di interferenza/iniezione condotta tra maggio - giugno 2014 (*Risultati del Programma di Prova di interferenza/iniettività*), successivamente si analizzano le proprietà desunte dal confronto con le registrazioni di lungo periodo delle variazioni di pressione associate alle attività di produzione ed iniezione. Vengono utilizzati dei modelli analitici che considerano una diffusività uniforme o variabile al massimo in tre regioni centrate sul pozzo di iniezione. Abbiamo studiato gli effetti al variare di questa diffusività sul campo di pressione calcolato, sia nel giacimento che a distanze fino a decine di km da esso.

Nel pozzo Cavone 14, il fluido viene iniettato in un intervallo aperto spesso 65 m nell'unità Noriglio B, ad una profondità compresa tra 3266 e 3331 m. La prova di iniezione è durata 4 giorni; usando l'esempio della diffusività riportato in precedenza, si stima che la perturbazione della pressione derivante dalle attività di iniezione entri per ~250 m nel corso di questa prova – una distanza di circa quattro volte la lunghezza della zona di iniezione. Il modello di riferimento teorico utilizzato nell'interpretazione delle prove di iniezione è quello di Theis (1935). Questo modello idrologico presuppone che un pozzo entri completamente in un giacimento con spessore *H*. Si assume simmetria cilindrica con gli assi al centro del pozzo.

Secondo Theis, il cambiamento di pressione *p* rispetto al tempo *t* in funzione della distanza *r* da un pozzo in cui si inietta fluido a portata pari a, *Q*, è dato da:

$$p(r,t) = \frac{\mu Q}{4\pi kH}\mathrm{Ei}(x);\ x = \frac{\phi\mu c r^2}{4kt} \qquad \text{Eq. 8}$$

dove *k* è la permeabilità, μ è la viscosità del fluido dei pori, ϕ è la porosità, *c* è la compressibilità totale del fluido dei pori più la matrice, e *Ei(x)* è l'integrale esponenziale. L'espansione asintotica $\mathrm{Ei}(x) = \log(1/x)$ è corretta per $x < 0{,}01$.

L'andamento della pressione raffigurato in Figura 4.0.3 viene dettagliatamente analizzato nel documento *Risultati del Programma di Prova di interferenza/iniettività*. La curva può essere sovrapposta sia durante la fase di iniezione che durante la fase di *fall-off* per mezzo di un modello a tre regimi di permeabilità. La risposta all'inizio della fase transitoria può essere riprodotta inserendo uno *skin effect* geometrico negativo come risulterebbe dall'intersezione delle fratture con il pozzo, comportando un aumento della permeabilità effettiva rispetto al valore nominale. Un modello a doppia porosità spiega il comportamento relativo all'intervallo

compreso tra le 2 e le 96 ore dall'inizio dello stato transitorio. L'andamento evolutivo della pressione per periodi che variano da molti giorni a settimane è all'incirca quanto ci si aspetta dal modello di Theis con valori dei parametri simili a quelli già menzionati. I valori utilizzati di permeabilità, viscosità, porosità, e compressibilità sono rispettivamente pari a circa 1.1 mD, 0.4 mPa s, 3%, and 1.3 10^{-9} Pa^{-1}. Verso la fine della fase di *fall-off*, la pressione diminuisce più lentamente di quanto previsto dall'equazione Eq (4), che il report attribuisce ad una costrizione geometrica del flusso su tre lati ad una distanza di circa 500 m dal pozzo di iniezione. Sebbene questo modello spieghi le osservazioni nella finestra temporale delle prove, non è l'unico che può farlo. Per esempio, anche una diminuzione simmetrica radiale di un quarto della permeabilità ad una distanza di circa 500 m potrebbe spiegare quanto osservato.

Un'altra prova di consistenza interna consente di determinare se il modello di Theis, usando i parametri desunti dalla prova di interferenza, risulta in linea con le registrazioni dei valori di pressione ed iniezione riportati in Tabella 3.1.1 e in Figura 4.0.5. Dato che le pressioni calcolate dall'equazione di Theis variano col $\log(1/r^2)$ in prossimità del pozzo, e dato che le prove di iniezione e *fall-off* mostrano un alto valore di permeabilità efficace vicino al pozzo, dobbiamo tenere conto di questo alto valore efficace della permeabilità. Per fare questo, si calcola un raggio effettivo dal pozzo che soddisfi l'aumento di pressione di 132 bar registrato dopo l'iniezione di 600 m^3/giorno per 96 ore. Il valore del raggio effettivo del pozzo risulta pari a 30 m.

Utilizzando il volume di iniezione riportato in Tabella 3.1.1 per Cavone 14, ossia 2.8 10^6 m^3 iniettati in oltre 21 anni, si ha un flusso medio mensile di 8.000 m^3/mese, molto simile al volume medio mensile iniettato pari a 8,066 m^3/mese nel periodo compreso tra il 1 giugno 2012 e il 30 giugno 2014. Considerando un valore di permeabilità di 1.1 mD, come si evince dalla prova di iniezione durata 96 ore, l'Eq (3) prevede che dopo 21 anni di iniezione, la pressione a 30 m di distanza dall'asse del pozzo sia di 174 bar, che diminuisce fino a 27 bar a 5 km di distanza dal pozzo. Considerando un valore di permeabilità di 0.27 mD, sulla base della variazione di pressione nel periodo di *fall-off* l'Eq (3) calcola che dopo 21 anni di attività di iniezione, la pressione a 30 m dall'asse del pozzo sia 616 bar, che diminuisce fino a 41 bar a 5 km di distanza dal pozzo. Una pressione dinamica di 174 bar al pozzo risulta in linea con i valori tipici di pressione mostrati in Figura 4.0.5, ma una pressione dinamica di 616 bar è eccessivamente grande. Il conflitto tra la permeabilità necessaria per modellare una prova di *fall-off* lunga 3 settimane e la storia di iniezioni lunga 3 decenni suggerisce che il modello potrebbe essere migliorato. Per questo motivo, è stato sviluppato un modello numerico più realistico nel Capitolo 4.2.

Inoltre, il profilo relativo alla temperatura mostrato in Figura 4.0.4 indica la presenza di un flusso di acqua nella regione al di sotto del pozzo. Per certo, il modello geologico mostrato in Figura 4.0.2 indica che la formazione Noriglio B si estende molto al di sotto rispetto al fondo dell'intervallo di iniezione. Dato che l'intervallo aperto del pozzo di iniezione è molto inferiore rispetto allo spessore della formazione di Calcari di Noriglio, un modello più appropriato per il giacimento di Cavone tratta l'iniezione come sorgente puntuale in un semi-spazio sovrastato da

un livello impermeabile. Wang (2000, p. 112) indica la formula per la pressione in un dominio uniforme e illimitato nel tempo, *t*, e ad una distanza, *R*, da un'iniezione istantanea con un volume definito *V* a *t*=0 e *R*=0. Per simmetria, nessun fluido scorre attraverso un piano passante per la sorgente. Poiché nella formula di Wang la metà del fluido scorre verso l'alto e metà scorre verso il basso, possiamo ottenere la formula per l'iniezione/estrazione sulla superficie dell'intervallo sovrastato da un livello impermeabile raddoppiando il volume, *V,* nell'espressione di Wang, ottenendo così:

$$p(R,t) = \frac{V}{4\varphi c(\pi\kappa t)^{3/2}} exp\left(-\frac{R^2}{4\kappa t}\right) \qquad \text{Eq. 9}$$

La pressione del campo che risulta dall'attività di iniezione alla portata costante Q, iniziata al tempo t = 0, può essere calcolata integrando questa risposta impulsiva:

$$p(R,t) = \frac{0.1593Q\mu}{kR} erf\left(\frac{R}{\sqrt{4\kappa t}}\right)$$

Considerando una permeabilità di 1,1 mD, come ricavato dalla prova di iniezione durata 96 ore, l'Eq (9) prevede che dopo 29 anni di iniezione, la pressione a 30 m dall'asse del pozzo sia pari a 42 bar, che scende fino a 0,4 bar ad una distanza di 5 km dal pozzo. Considerando un valore di permeabilità di 0,27 mD, l'Eq (4) prevede che dopo 29 anni di iniezione, la pressione a 30 m dall'asse del pozzo sia pari a 167 bar, che diminuisce fino a 1,7 bar alla distanza di 5 km dal pozzo. Perciò, per le iniezioni all'interno di un acquifero spesso, le pressioni associate alle registrazioni delle attività di iniezione di lungo termine condotte per oltre 3 decenni risultano in linea con la permeabilità desunta dalla prova di riduzione durata 3 settimane.

Riassumendo, la struttura della permeabilità del campo di Cavone e della regione circostante possono essere vincolate dalla struttura geologica e dalle registrazioni dei tassi di iniezione e dai corrispondenti valori di pressione per scale temporali da minuti a decenni. Per scale temporali da minuti a giorni, le prove di interferenza/iniezione mostrano una chiara testimonianza dell'influenza delle fratture e della doppia porosità. Ma, su scale temporali da settimane a decenni, non sono necessarie queste complicanze per far coincidere queste osservazioni. Dal profilo della temperatura per il pozzo Cavone 14, si ha la prova che l'acqua iniettata entra nella formazione al di sotto del fondo del pozzo di iniezione, suggerendo che il flusso non è limitato ad uno strato dello stesso spessore della sezione aperta del pozzo. Le registrazioni delle pressioni di lungo termine possono essere spiegate da un modello comprendente il flusso attraverso la formazione al di sotto del pozzo.

Sebbene i modelli semplificati presentati in questo paragrafo siano sufficientemente robusti per supportare la conclusione che le perturbazioni di pressione associate alle attività di produzione ed iniezione siano di piccolo entità per distanze comparabili alle dimensioni del campo, questi non risultano adeguati alla formulazione di previsioni riguardanti le perturbazioni di pressioni in regioni entro parecchi km dal campo. Al fine di determinare le variazioni di pressione nel *near-field*, si rende necessario un approccio numerico, come descritto nel paragrafo seguente.

4.2 MODELLIZZAZIONE FLUIDO-GEOMECCANICA DEL GIACIMENTO

4.2.1 MODELLO STATICO DEL GIACIMENTO DI CAVONE

4.2.1.1 MODELLO STRATIGRAFICO

Al fine di facilitare la prima fase della simulazione e modellizzazione geomeccanica del giacimento del campo di Cavone, abbiamo sviluppato un nuovo modello di giacimento che include i principali elementi stratigrafici e strutturali della regione (Figura 4.2.1). Il nuovo modello si basa su un precedente modello riferito alla struttura sommitale del giacimento di Cavone, che però è stato esteso per comprendere tutti i pozzi di produzione ed iniezione e la faglia di Mirandola. Abbiamo prestato molta attenzione nel definire le precise relazioni strutturali tra le unità del giacimento e la faglia di Mirandola così da permettere alla simulazione e al modello geomeccanico di esaminare il modo in cui le operazioni di campo potrebbero influenzare la pressione del fluido e gli stress che agiscono sulla faglia. La parte superiore del giacimento corrisponde al livello "Breccia Top" e la base al "Nor_B bottom", in linea con il modello iniziale. Utilizzando l'interpretazione dei dati relativi alla sismica a riflessione 2D, già descritti in precedenza, abbiamo esteso questi orizzonti a partire dalla sommità della piega di Cavone. Questi dati sismici sono stati convertiti in profondità utilizzando un modello di velocità basate sulle log sonici acquisiti nel campo di Cavone. Con questa mappatura, guidata dall'analisi strutturale a pieghe-faglie, è stata definita la struttura della parte anteriore dell'anticlinale di Cavone, la quale scende in modo ripido (>50°) verso Nordest ed è interrotta da ramificazioni della faglia di Mirandola. Sono stati definiti sia i tagli del tetto, che del letto di faglia dei livelli del giacimento. Inoltre, abbiamo esteso gli orizzonti del giacimento in profondità lungo il fianco posteriore della piega e lungo la parte allungata della piega di Cavone. In questo modello, non abbiamo espressamente incluso gli spostamenti delle faglie secondarie nell'anticlinale di Cavone, ma piuttosto le abbiamo rappresentate come abbassamenti ed innalzamenti localizzati all'interno dei livelli del giacimento. In particolare, sia il modello iniziale sia il nostro modello esteso mostrano variazioni significative lungo la direzione della faglia nei livelli del giacimento che possono influenzare il flusso del fluido e le variazioni di pressione a causa delle attività di produzione ed iniezione.

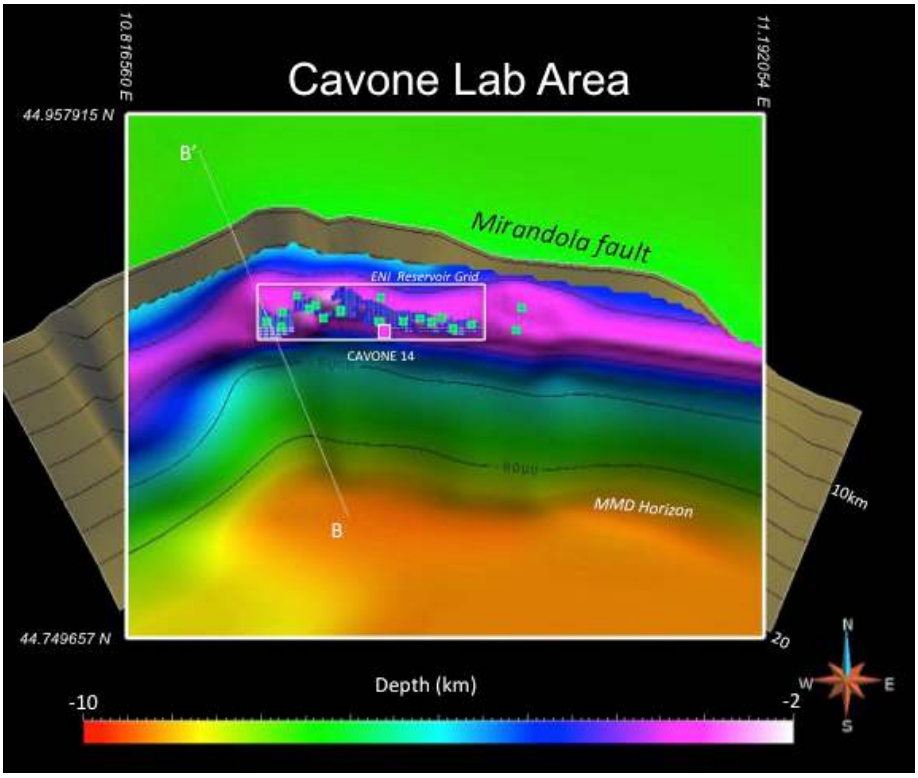

Figura 4.2.1: Mappa dell'area del Laboratorio Cavone, che mostra le isoipse riferite alla parte sommitale del giacimento. Il rettangolo bianco mostra l'estensione del giacimento nel modello iniziale, che è stato ampliato fino ad includere la faglia di Mirandola. La sezione B-B' è mostrata in Figura 1.2.5.

Sono state elaborate delle superfici triangolari relative agli orizzonti stratigrafici e faglie (Figura 4.2.2) poi usate come base per lo sviluppo di una *mesh* esaedrica utilizzata per i calcoli. Elaborare una rete volumetrica regolare è stato difficoltoso, considerando i ripidi abbassamenti degli strati e le interruzioni con la faglia di Mirandola. Pertanto, questo processo ha richiesto ripetuti semplificazioni e affinamenti del modello strutturale iniziale al fine di sviluppare una rete che supportasse l'analisi computazionale. In particolare, è stata semplificata la geometria del giacimento nel letto di faglia di Mirandola che, come già anticipato, ha poca influenza sui calcoli.

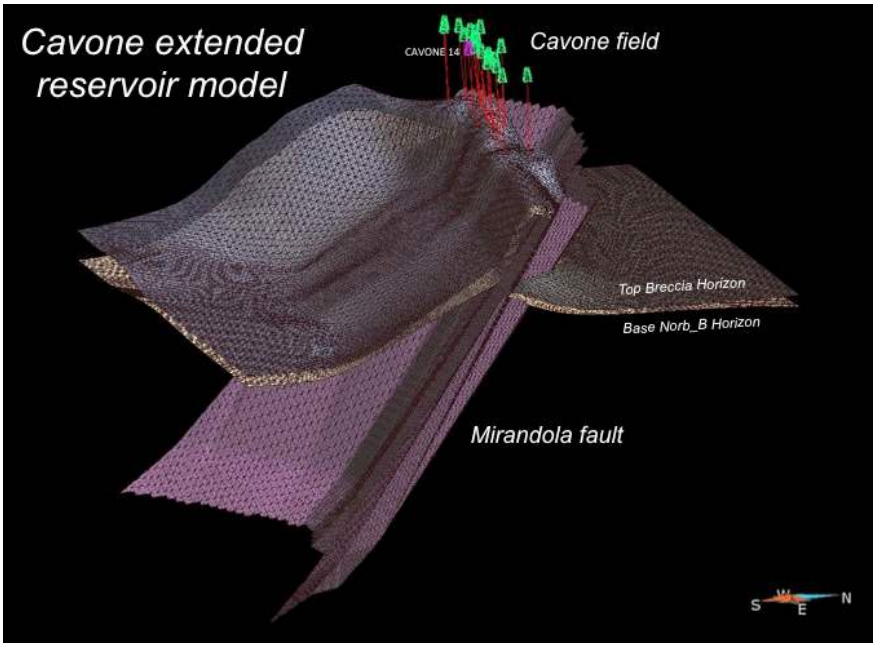

Figura 4.2.2: Vista in prospettiva del modello esteso relativo al giacimento di Cavone che mostra gli orizzonti superiore ed inferiore del giacimento e la faglia di Mirandola.

Una seconda fase di modellizzazione del giacimento potrebbe comprendere rappresentazioni ancora più dettagliate delle unità stratigrafiche all'interno della sequenza del giacimento e delle faglie secondarie. Come dettato dalla risoluzione di questa modellizzazione, al modello del giacimento potrebbero essere aggiunti i livelli Maiolica, Malm, Dogger, Oolitico, Nor_A e Nor_B (parte superiore), così come ramificazioni della faglia di Mirandola e *backthrust* presenti nel tetto di faglia. Questo permetterebbe di rifinire il modello geomeccanico del giacimento e di valutare come le attività di campo possano influenzare la pressione dei fluidi e gli stress che agiscono su queste faglie secondarie che si trovano più vicine ai pozzi.

4.2.1.2 *MESH* GEOMECCANICA

Il passo successivo nello studio geomeccanico di Cavone è la costruzione di una *mesh* geomeccanica, basata sulle superfici identificate durante la fase di modellazione stratigrafica. Sono state utilizzate le seguenti superfici: le superfici sul lato del tetto di faglia dei livelli "Breccia Top" e "Nor_B Bottom" e la superficie della faglia di Mirandola estesa fino al livello del terreno con pendenza media della faglia. Per creare la griglia di forma esaedrica che onori queste tre superfici, abbiamo utilizzato il software Trelis (CUBIT, 2013).

Il flusso di lavoro per la creazione della *mesh* è il seguente. Le superfici vengono esportate da Gocad usando la rappresentazione a sfaccettature, nella quale ogni superficie è composta da triangoli, e le coordinate delle intersezioni dei triangoli, o sfaccettature, vengono esportate in un file. Questo è un esempio di *mesh* basata sulla geometria nella quale gli oggetti geometrici,

come superfici e curve, sono rappresentati come sfaccettature. Per esportare le superfici triangolate è stata utilizzata una risoluzione di 250 m sia per la direzione x (Est-Ovest), che per la direzione y (Nord-Sud). Al fine di costruire un modello solido e per permettere la disgregazione geometrica (*surface cuts*), si è dovuto convertire la geometria su griglia in una formato geometrico solido come CAD o ACIS. Utilizzando la funzione non uniforme *b-spline* (NURBS) in Trelis, abbiamo creato delle superfici solide che attraversano le intersezioni delle facce. Questo processo è stato notevolmente impegnativo per i seguenti motivi: ripida inclinazione delle superfici delle unità Breccia Superiore e Nor_B, assottigliamento del giacimento in corrispondenza dell'avvicinamento delle due superfici alla faglia di Mirandola e vicinanza della sommità della piega di Cavone alla faglia.

Una volta create le superfici, abbiamo generato un dominio 3D di dimensioni 29 km x 23,75 km x 20 km contenente le superfici e l'area di interesse. Abbiamo sezionato il dominio con le superfici delle faglie e riprodotto le superfici del giacimento sul blocco della faglia a Sud. Successivamente abbiamo unito tutte le geometrie e fatto combaciare le superfici confinanti. Infine, è stata creata la *mesh* per l'intero volume 3D. E' stata dunque effettuato un controllo di qualità della *mesh* (numeri di condizionamento delle celle esaedriche) e ripetuto il processo fino ad ottenere una qualità soddisfacente. Si noti che la qualità della *mesh* è molto importante per l'integrazione numerica delle equazioni, per la convergenza e per l'accuratezza della simulazione fluido-geomeccanica accoppiata.

La Figura 4.2.3 e la Figura 4.2.4 mostrano la *mesh* utilizzata per lo studio geomeccanico. Sebbene presenti un certo grado di approssimazione, questa permette di testare l'intera metodologia, dalla costruzione della *mesh* alla simulazione accoppiata, obiettivo della prima fase dello studio geomeccanico accoppiato. La maglia è stata esportata nel formato Exodus, un tipo di formato di *mesh* ad elementi finiti direttamente implementabile nel simulatore accoppiato utilizzato nel presente studio.

Abbiamo elaborato la *mesh* Exodus usando il linguaggio Matlab per esportare le coordinate dei baricentri e delle dimensioni delle celle, che vengono lette dal simulatore di flusso per creare la *mesh* di volume finito equivalente.

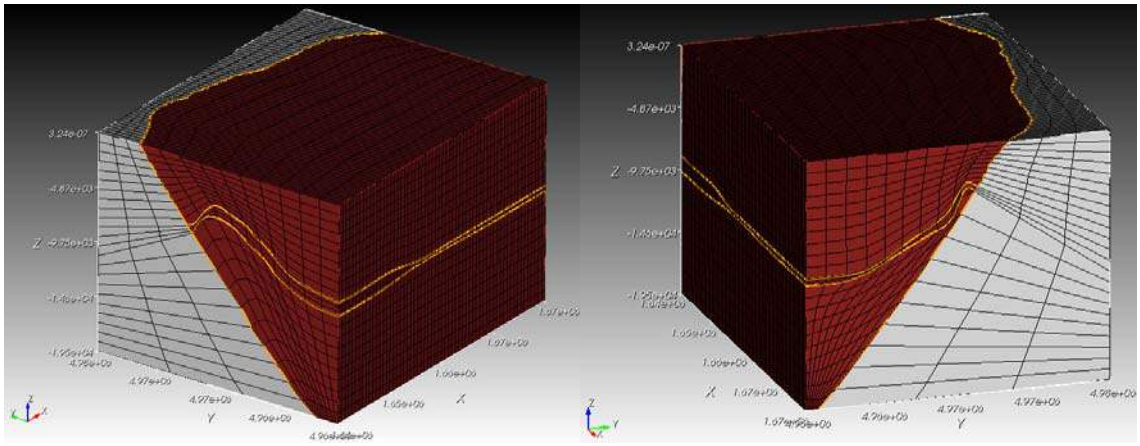

Figura 4.2.3: Mesh geomeccanica elaborata utilizzando le tre superfici (Breccia Top, Nor_B e faglia di Mirandola). Il colore rosso indica il tetto di faglia, mentre il colore chiaro indica il letto di faglia. Il sistema di coordinate è tale per cui l'asse delle x è orientato verso Est, l'asse delle y è orientato verso Nord e l'asse delle z rappresenta l'elevazione espressa in metri. A sinistra: griglia vista verso Est, a destra: griglia vista verso Ovest.

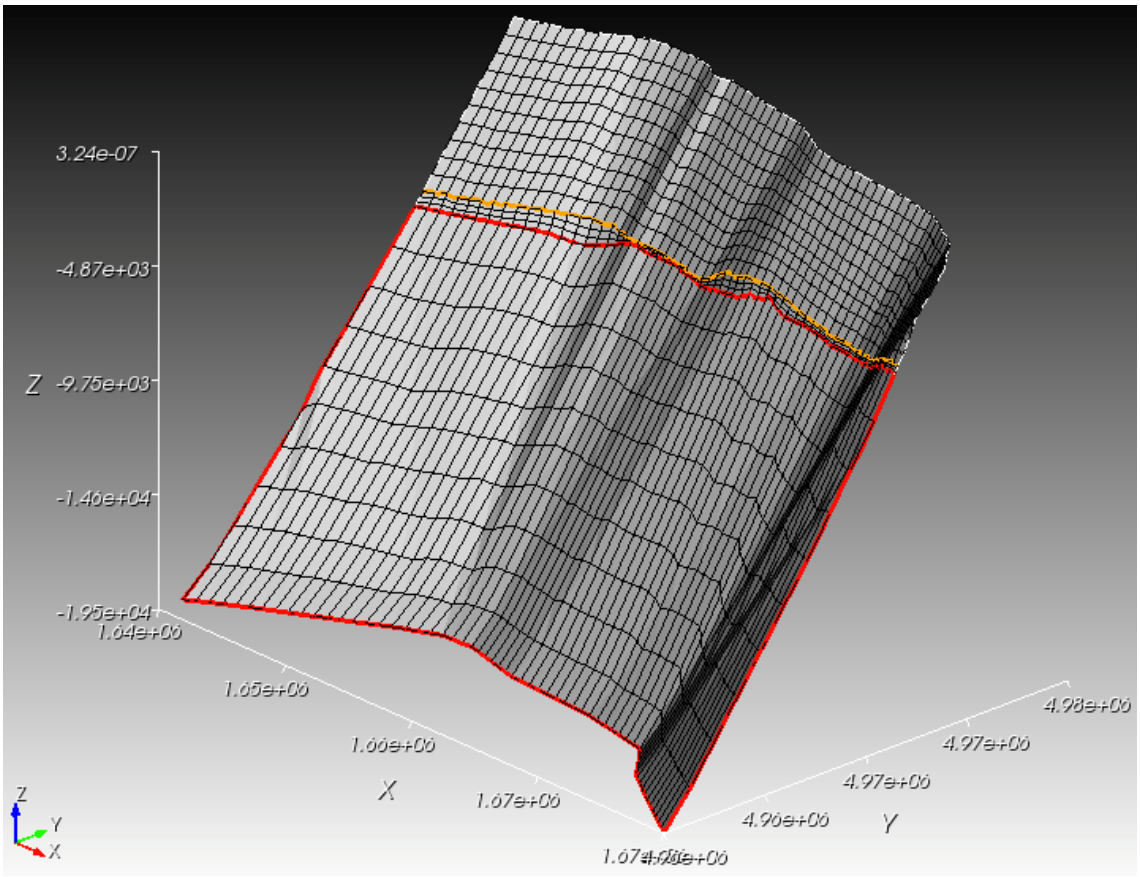

Figura 4.2.4: Rappresentazione della superficie della faglia di Mirandola nella mesh geomeccanica di Cavone. È evidenziato lo strato del giacimento, definito dalle superfici di "Breccia top" e "Nor_B bottom".

4.2.2 MODELLO DINAMICO DEL GIACIMENTO DI CAVONE

4.2.2.1 MODELLIZZAZIONE ACCOPPIATA FLUIDO-GEOMECCANICA

4.2.2.1.1 INTRODUZIONE

L'accoppiamento tra il flusso dei fluidi la deformazione meccanica nei mezzi porosi riveste un ruolo importante nell'idrologia sotterranea, nell'estrazione degli idrocarburi e nell'attività sismica nella crosta terrestre. La subsidenza derivante dall'emungimento delle acque sotterranee è stata per molti anni oggetto di studio, ma in molte parti del mondo continua a rappresentare una sfida. (Geertsma, 1973; Gambolati e Freeze, 1973; Bear e Corapcioglu, 1981; Mossop e Segall, 1997; Galloway et al., 1998; Gambolati et al., 2000; Galloway e Burbey, 2011). Le attività di produzione ed iniezione di fluidi nei campi petroliferi e geotermici, sono state inoltre associate alla subsidenza superficiale e ai terremoti lungo faglie preesistenti (Raleigh et al., 1976; Yerkes e Castle, 1976; Lofgren, 1981; Segall, 1989; Fialko e Simons, 2000; Ellsworth, 2013; Brodsky e Lajoie, 2013). Sono stati riportati terremoti innescati a causa dell'emungimento di acque sotterranee (Gonzalez et al., 2012), formazione di bacini idrici artificiali (Carder, 1945; Lomnitz, 1974; Gupta, 2002), e smaltimento delle acque reflue (Keranen et al., 2013; van der Elst et al., 2013), come anche le fluttuazioni del livello delle acque sotterranee in seguito ai terremoti (Roeloffs, 1996; Wang et al., 2001).

Di recente, l'accoppiamento delle informazioni fluido-geomeccaniche ha inoltre attirato attenzione dato il proprio ruolo nell'ambito dello stoccaggio geologico di lungo periodo di anidride carbonica negli acquiferi salini, largamente considerato come una tecnologia promettente nel supporto alla mitigazione dei cambiamenti climatici mediante la significativa riduzione delle emissioni in atmosfera di CO_2 di origine antropica (e.g., Lackner, 2003; Pacala e Socolow, 2004; IPCC, 2005; Orr, 2009; Szulczewski et al., 2012). L'iniezione di CO_2 richiede lo spostamento o la compressione delle acque sotterranee locali e la sovra pressurizzazione dell'acquifero target, che potrebbe/potrebbero fratturare la roccia di copertura, (Birkholzer e Zhou, 2009), innescare sismicità e provocare sforzo di taglio su faglie preesistenti (Rutqvist et al., 2007, 2008; Chiaramonte et al., 2008; Rutqvist et al., 2010; Morris et al., 2011a, 2011b; Cappa and Rutqvist, 2011a, 2011b) e compromettere potenzialmente la roccia di copertura mediante l'attivazione delle faglie (Zoback e Gorelick, 2012a).

Uno dei problemi fondamentali irrisolti è l'abilità di descrivere il comportamento meccanico e idraulico delle faglie e l'influenza del tensore degli sforzi e della variazione di pressione sugli scivolamenti della faglia. Le attività di produzione ed iniezione di fluidi da un giacimento geologico inducono variazioni nello stato di stress, sia all'interno che all'esterno del giacimento, e questo può influenzare la stabilità delle faglie preesistenti. Gli effetti dell'iniezione e della produzione di fluidi dipendono dallo stato di stress iniziale, dai moduli elastici delle strutture geologiche e dalle proprietà di frizione della faglia. Gli effetti non sono sempre intuitivamente ovvi e andrebbero quantificati con l'utilizzo di modelli geomeccanici.

Questo richiede lo sviluppo di una nuova generazione di modelli geomeccanici che include l'accoppiamento tra il flusso del fluido e il movimento della faglia.

Attualmente, i modelli geomeccanici considerano le faglie come delle zone di cedimento discretizzate come elementi tridimensionali nei quali è permesso che la reologia sia diversa (ad esempio, plastica con indebolimenti) rispetto al resto del dominio (ad esempio, elastoplastica con legge di consolidamento) (Rutqvist et al., 2008; Cappa e Rutqvist, 2011a, 2011b). Questo approccio ha molte limitazioni, inclusa l'incapacità di modellizzare gli scivolamenti reali lungo la superficie di discontinuità e la dipendenza dei risultati della simulazione dal livello di dettaglio della *mesh*. Altri modelli rappresentano le faglie come superfici, utilizzando elementi di interfaccia (e.g., Ferronato et al., 2008), ma questi modelli fino a un certo punto non sono accoppiati al flusso e modellano lo scivolamento della faglia utilizzando un metodo di tipo *penalty* (Glowinsky e Le Tallec, 1989). Tali metodi richiedono una selezione a priori dei parametri di penalizzazione della faglia e, di conseguenza, non possono rappresentare l'evoluzione della forza della faglia in modo dinamico, come ad esempio i modelli *slip-weakening* o *rate- and state-friction* (Dieterich, 1979). Gli elementi di interfaccia sono stati inoltre utilizzati per modellizzare le fratture di trazione nel corso della simulazione del flusso e della deformazione accoppiata nei mezzi fratturati (Segura e Carol, 2004, 2008a, 2008b).

Le interazioni tra la geomeccanica e il flusso sono state modellizzate in modo computazionale utilizzando diversi schemi di accoppiamento (Dean et al., 2006; Jeannin et al., 2007; Jha e Juanes, 2007; Mainguy e Longuemare, 2002; Minkoff et al., 2003; Settari e Mourits, 1998; Settari e Walters, 2001; Thomas et al., 2003; Tran et al., 2004, 2005; Kim et al., 2011a, 2011b, 2011c, 2013). Nel metodo implicito, il sistema di equazioni non lineari discrete accoppiate solitamente viene risolto in modo simultaneo utilizzando lo schema Newton-Raphson (Sukirman and Lewis, 1993; Pao and Lewis, 2002; Lewis et al., 2003; Li et al., 2005; Ferronato et al., 2010). Se il problema matematico è ben posto, il metodo implicito garantisce stabilità incondizionata, ma la simulazione del flusso e della geomeccanica per campi realistici diventa molto onerosa a livello di calcolo (Settari e Mourits, 1998; Thomas et al., 2003; Jha e Juanes, 2007). Gli approcci sequenziali per la modellizzazione accoppiata del flusso e della geomeccanica sono molto allettanti, in quanto offrono la flessibilità di usare simulatori separati per ogni sotto problema (Felippa e Park, 1980; Samier e Gennaro, 2007; Minkoff et al., 2003; Rutqvist et al., 2002). La progettazione e l'analisi dei metodi sequenziali con proprietà di stabilità adatte per poromeccanica e termomeccanica ha una lunga storia (Zienkiewicz et al., 1988; Armero e Simo, 1992, 1993; Armero, 1999; Settari e Mourits, 1998; Mainguy e Longuemare, 2002; Jeannin et al., 2007).

Di recente, è stato proposto e analizzato (Kim et al., 2011a, 2011b, 2013) un nuovo metodo sequenziale per la modellistica fluido-geomeccanica accoppiata, chiamato "*fixed-stress split*". Le analisi di convergenza e stabilità hanno mostrato che il *fixed-stress split* eredita le proprietà di dissipazione del problema continuo ed è quindi incondizionatamente stabile, sia nel regime lineare (poroelastico) che in quello non lineare (poroelastoplastico). Le analisi hanno mostrato che il *fixed-stress split* gode di eccellenti proprietà di convergenza, anche nel limite quasi-

incompressibile. È stato inoltre recentemente dimostrato che le proprietà di convergenza e stabilità del *fixed-stress split* per flussi a fase singola vengono riportate ai sistemi multifase nel caso si utilizzi una definizione appropriata di pressione di poro, la "pressione di poro equivalente" (Coussy, 2004; Kim et al., 2013).

In questo paragrafo, si descrive il metodo computazionale utilizzato nello studio per l'accoppiamento del flusso e della geomeccanica dei giacimenti fagliati. E' stato accoppiato un simulatore di flusso con un simulatore geomeccanico usando il *fixed-stress scheme* (Kim et al., 2011b). Viene utilizzata una precisa formulazione di geomeccanica non lineare multifase (Coussy, 1995) basata sull'incremento di massa della fase fluida, invece del più comune, ma meno accurato, schema basato sulla variazione di porosità (Settari e Mourits, 1998; Minkoff et al., 2003; Thomas et al., 2003; Tran et al., 2004, 2005; Rutqvist et al., 2002). Questa formulazione non lineare è necessaria per modellizzare in modo adeguato sistemi ad alta compressibilità o forte capillarità (Coussy, 1995), come nel caso dello stoccaggio geologico di CO_2 (Rutqvist et al., 2007, 2008), dell'estrazione di acque sotterranee da acquiferi non confinati (Gambolati e Freeze, 1973; Gonzalez et al., 2012) e della produzione di *shale gas* (Engelder, 2012). Per spiegare l'effetto che gli stress di superficie hanno lungo le interfacce fluido-fluido, utilizziamo la pressione di poro equivalente nella definizione dello stress efficace multifase (Coussy, 2004; Kim et al., 2013). Modellizziamo le faglie come superfici di discontinuità utilizzando degli elementi interfaccia (Aagaard et al., 2012, 2013). Questo ci permette di modellizzare il comportamento *stick-slip* sulla superficie della faglia per l'evoluzione dinamica della forza della faglia.

4.2.2.1.2 FORMULAZIONE MECCANICA DELLA POROMECCANICA MULTIFASE ACCOPPIATA

Leggi di equilibrio

Utilizziamo una classica rappresentazione in continuo nella quale i fluidi e lo scheletro solido sono visti come un continuo sovrapposto (Bear, 1972; Coussy, 2005). Le equazioni governanti per la geomeccanica e il flusso accoppiato si ottengono dalla conservazione della massa e dal bilanciamento del momento lineare. Supponiamo che le deformazioni siano piccole, che il geomateriale sia isotropo e che le condizioni siano isotermiche. Sia Ω il nostro dominio di interesse e sia $\partial\Omega$ il suo limite più prossimo. Nell'ipotesi quasistatica relativa agli spostamenti terrestri, l'equazione governante per l'equilibrio del momento lineare del sistema solido/fluido può essere espresso come

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \rho_b \boldsymbol{g} = \mathbf{0}, \qquad \text{Eq. 10}$$

dove $\boldsymbol{\sigma}$ è lo stress tensore totale di Cauchy, $\boldsymbol{g}$ è il vettore di gravità e $\rho_b = \phi \sum_{\beta}^{n_{\text{phase}}} \rho_\beta S_\beta + (1-\phi)\rho_s$ corrisponde alla densità di volume, ρ_β e S_β rappresentano la densità e la saturazione della fase fluida β, mentre ρ_s corrisponde alla densità della fase solida, ϕ è la porosità reale e n_{phase} corrisponde al numero di fasi liquide. La porosità reale si definisce come il rapporto tra il volume dei pori e la densità di volume nella configurazione attuale (deformata). Assunto che i fluidi sono immiscibili, l'equazione della conservazione della massa per ogni fase α è

$$\frac{dm_\alpha}{dt} + \nabla \cdot \boldsymbol{w}_\alpha = \rho_\alpha f_\alpha, \qquad \text{Eq. 11}$$

dove il termine di accumulazione dm_α/dt descrive la variazione nel tempo della massa fluida relativa al movimento della matrice solida, $\boldsymbol{w}_\alpha$ corrisponde al flusso della massa della fase fluida α relativa alla matrice solida e f_α è il termine della sorgente volumetrica per la fase α. Le due equazioni di equilibrio (10) e (11) sono accoppiate in virtù della poromeccanica. Da un lato, le variazioni nella pressione dei pori portano a cambiamenti dello stress efficace e inducono deformazioni nel materiale poroso – come ad esempio la subsidenza del suolo causata dall'emungimento delle acque sotterranee, mentre dall'altro, la deformazione del mezzo poroso influenza il contenuto della massa e della pressione del fluido. Il modello più semplice di questo accoppiamento *two-way* è la teoria macroscopica della poroelasticità di Biot (Biot, 1941; Geertsma, 1957; Coussy, 1995). Nel resto di questo capitolo, forniamo la descrizione matematica della poroelasticità dei sistemi fluidi multifase.

Poromeccanica multifase

Nel sistema fluido multifase o parzialmente saturo, non è possibile linearizzare le equazioni della poroelasticità intorno ad uno stato di riferimento in quanto (Coussy, 1995):

1. i gas sono molto comprimibili,
2. gli effetti della pressione capillare sono intrinsecamente non lineari, e
3. le saturazioni di fase variano tra 0 e 1 e, quindi, un problema tipico è rappresentativo dell'intera gamma di non linearità.

Di conseguenza, seguendo Coussy (1995), utilizziamo la formulazione incrementale della poromeccanica per sistemi multifase, che non presuppongono la linearizzazione fisica dello stress totale a partire dallo stato iniziale fino a quello attuale (deformato). Facciamo una ipotesi di modellizzazione che ci permette di esprimere la deformazione di un materiale poroso multifase in termini di incremento negli stress totali applicati e di pressione interna dei fluidi. Adottiamo la formulazione effettiva dello stress nella poromeccanica multifase (Bishop, 1959; Bishop e Blight, 1963) perché la modellizzazione costitutiva dei materiali porosi è solitamente fatta in termini di stress efficaci. Con questa formulazione, dividiamo in due parti lo stress totale sul materiale poroso: una parte responsabile della deformazione della matrice solida (lo stress efficace) e un'altra componente responsabile delle variazioni nelle pressioni dei fluidi,

$$\delta\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{C}_{dr}\colon \delta\boldsymbol{\varepsilon} - \sum_{\beta} b_{\beta}\, p_{\beta}\mathbf{1}, \qquad \text{Eq. 12}$$

dove b_β sono i coefficienti di Biot per le single fasi, come $\sum_\beta b_\beta = b$, dove b è il coefficiente di Biot per il materiale poroso saturo. È comune supporre inoltre che b_β siano proporzionali alle rispettive saturazioni S_β (Lewis e Sukirman, 1993; Coussy et al., 1998; Lewis e Schrefler, 1998).

Il concetto dello stress efficace ci permette di trattare un mezzo poroso multifase come un continuum meccanicamente equivalente a fase singola (Khalili et al., 2004; Nuth e Laloui, 2008). La forma adatta per l'equazione dello stress efficace in un sistema multifase è ancora un'area attiva di ricerca (Gray e Schrefler, 2001; Coussy et al., 2004; Nuth e Laloui, 2008; Vlahinic et al., 2011; Nikooee et al., 2013; Kim et al., 2013). Qui usiamo il concetto della pressione equivalente (Coussy et al., 2004) nell'equazione dello stress efficace (Eq. 12),

$$p_E = \sum_{\beta} S_\beta p_\beta - U, \qquad \text{Eq. 13}$$

nella quale $U = \sum_\beta \int p_\beta dS_\beta$ è l'energia interfacciale calcolata dalle relazioni di pressione capillare (Kim et al., 2013). La pressione equivalente spiega l'energia dell'interfaccia nell'energia libera del sistema e porta alla descrizione, matematicamente ben posta e termodinamicamente coerente, della risposta del fluido multifase alla deformazione solida (Kim et al., 2013). Per un sistema con due fasi, la fase *wetting w* e la fase *non-wetting o*, la pressione capillare è

$$P_c(S_w) \equiv P_{wo}(S_w) = p_o - p_w, \qquad \text{Eq. 14}$$

e l'energia interfacciale è $U = \int_{S_w}^{1} P_{wg} dS$. Supponendo $b_\beta = bS_\beta$ (Lewis e Sukirman, 1993; Coussy et al., 1998; Lewis e Schrefler, 1998), e usando l'Eq. (13) nell'Eq. (12), otteniamo che le relazioni tra stress e strain per la poroelasticità lineare multifase è:

$$\delta\boldsymbol{\sigma} = \delta\boldsymbol{\sigma}' - b\delta p_E\mathbf{1}, \qquad \delta\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{C}_{dr}\colon \delta\boldsymbol{\varepsilon}. \qquad \text{Eq. 15}$$

Una volta ottenuta la definizione dello stress efficace nei sistemi multifase, esprimiamo la variazione nella massa del fluido in termini di deformazione meccanica e la variazione nelle pressioni del fluido. Nella configurazione deformata, il volume della fase α per unità di volume del mezzo poroso è

$$m_\alpha = \rho_\alpha S_\alpha \phi(1 + \varepsilon_v), \qquad \text{Eq. 16}$$

Si noti che, per definizione, la somma di tutte le saturazioni della fase fluida arriva a 1. Per i sistemi multifase (Coussy, 1995, 2004), abbiamo

$$\left(\frac{dm}{\rho}\right)_\alpha = b_\alpha d\varepsilon_v + \sum N_{\alpha\beta} dp_\beta, \qquad \text{Eq. 17}$$

dove $\boldsymbol{N} = \boldsymbol{M}^{-1}$ è l'inverso del modulo di Biot. In un sistema multifase, il modulo di Biot è un tensore simmetrico positivo finito $\boldsymbol{M} = \left[M_{\alpha\beta}\right]$, e il coefficiente di Biot è un vettore. Per determinare i coefficienti accoppiati $N_{\alpha\beta}$ in funzione delle variabili primarie (pressione, saturazioni e spostamenti) e delle proprietà delle rocce e dei fluidi, sviluppiamo un'espressione alternativa per l'incremento differenziale nel volume del fluido. Usando l'Eq. (16),

$$dm_\alpha = d\big(\rho_\alpha S_\alpha \phi(1 + \varepsilon_v)\big), \qquad \text{Eq. 18}$$

che può essere ampliata come

$$\left(\frac{dm}{\rho}\right)_\alpha = \phi \frac{\partial S_\alpha}{\partial P_{\alpha\beta}} dP_{\alpha\beta} + \phi S_\alpha c_\alpha dp_\alpha + \phi S_\alpha d\varepsilon_v + S_\alpha d\phi, \qquad \text{Eq. 19}$$

dove c_α è la compressibilità della fase fluida α, e $\partial S_\alpha / \partial P_{\alpha\beta}$ è la pressione capillare inversa derivativa. Sopra, gli indici ripetuti non implicano la sommatoria e supponiamo deformazioni infinitesimali. Possiamo esprimere l'aumento di porosità $d\phi$ come una funzione dello stress volumetrico efficace $d\sigma'_v$ per ottenere un'espressione in forma chiusa dell'Eq. (19). Supponiamo essere $V_s = V_b - V_p$ il volume della matrice solida e $d\varepsilon_{sv} = dV_s/V_s = d\sigma_{sv}/K_s$ la

dilatazione volumetrica della matrice solida, dove σ_{sv} è lo stress della matrice volumetrica. Da un ampliamento di ϕ possiamo scrivere la forma incrementale della divisione dello stress come

$$(1-\phi)d\varepsilon_v = (1-\phi)d\varepsilon_{sv} + d\phi. \qquad \text{Eq. 20}$$

Allo stesso modo, lo stress totale di Cauchy può essere suddiviso nello stress volumetrico della matrice e della pressione del fluido come

$$d\sigma_v = (1-\phi)d\sigma_{sv} - \phi dp_E. \qquad \text{Eq. 21}$$

Sostituendo $d\sigma_{sv}$ dall'Eq. (21) nell'Eq. (20), otteniamo

$$d\phi = \frac{b-\phi}{K_{dr}}(d\sigma'_v + (1-b)dp_E). \qquad \text{Eq. 22}$$

L'equazione (22) implica che un aumento nella porosità sia collegato ad aumenti nello stress volumetrico efficace e alla pressioni dei fluidi. Sostituire $d\varepsilon_v$ dall'Eq. (15) e $d\phi$ dall'Eq. (22) nell'Eq. (19) ci permette di esprimere l'aumento del volume di fase come una funzione degli aumenti dello stress volumetrico totale e delle pressioni di fase. Se consideriamo questo uguale all'Eq. (18) risultano le espressioni desiderate per l'accoppiamento dei coefficienti $N_{\alpha\beta}$.

In ultimo, l'equazione del flusso multifase per la fase α in un mezzo poroso poroelastico si ottiene sostituendo le due relazioni costitutive, l'equazione dello stress efficace, Eq. (15) e l'equazione dell'incremento del volume del fluido, Eq. (17), all'interno dell'equazione dell'equilibrio volumetrico, Eq. (11):

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\rho_\alpha \sum_\beta \left(N_{\alpha\beta} + \frac{b_\alpha b_\beta}{K_{dr}}\right)p_\beta\right) + \frac{1}{K_{dr}}\frac{\partial}{\partial t}(\rho_\alpha b_\alpha \sigma_v) + \nabla \cdot \boldsymbol{w}_\alpha = \rho_\alpha f_\alpha, \qquad \forall \alpha = 1, \dots, n_{\text{phase}}$$

Eq. 23

Il ruolo di N e b in qualità di coefficienti di accoppiamento tra le diverse fasi dei fluidi e la fase solida è evidente dell'equazione sopra riportata. La densità di volume, ρ_b, nell'equazione dell'equilibrio meccanico, Eq. (10), agisce anche come parametro di accoppiamento in quanto

rappresenta una funzione della porosità e delle saturazioni di fase. Siccome si suppone che i fluidi siano immiscibili, il flusso di massa della fase α è $\boldsymbol{w}_\alpha = \rho_\alpha \boldsymbol{v}_\alpha$, nella quale si adotta la comune estensione della legge di Darcy per i flussi multifase (Muskat, 1949; Bear, 1972):

$$\boldsymbol{v}_\alpha = \frac{\boldsymbol{k} k_\alpha^r}{\mu_\alpha}(\nabla p_\alpha - \rho_\alpha \boldsymbol{g}), \qquad \text{Eq. 24}$$

dove μ_α e k_α^r rappresentano la viscosità dinamica e la permeabilità relativa della fase α in presenza di altre fasi fluide.

4.2.2.1.3 POROMECCANICA DELLE FAGLIE

Esistono due approcci di base per rappresentare le faglie in un mezzo tridimensionale: come una zona a faglie tridimensionali (ad esempio, Rutqvist et al., 2008) o come una superficie di faglia a due dimensioni (ad esempio, Juanes et al., 2002; Molinero et al., 2002; Ferronato et al., 2008). Il vantaggio di rappresentare le faglie come superfici di discontinuità è che queste riescono a rappresentare più fedelmente gli spostamenti localizzati (discontinui) della faglia e che si possono incorporare i modelli della forza di attrito dinamico (come il modello di attrito *rate and state*) in grado di riprodurre lo scivolamento della faglia, tipica dei terremoti. Inoltre, inserire le superfici discontinue di faglia non esclude la modellizzazione dalla zona di faglia adiacente con l'apposita reologia.

Una caratteristica centrale di questo lavoro è che trattiamo le faglie come superfici di discontinuità inserite in un continuum, nel quale lo spostamento risulta discontinuo per riconoscere la possibilità di scivolamenti di faglia (Fig. 4.2.5). Per rappresentare le superfici di faglia usiamo elementi piatti, conosciuti anche come interfacce o elementi coesivi nella letteratura degli elementi finiti (Goodman et al., 1968; Beer, 1985; Carol et al., 1985; Gens et al., 1988; Lei et al., 1995). Matematicamente, la superficie di faglia viene trattata come un limite interno tra i due domini adiacenti. I due lati della superficie di faglia, che devono essere piani, sono indicati come lato '+' e lato '−', e il vettore normale della faglia, $\boldsymbol{n}$, è orientato dal lato negativo al lato positivo. Lo scivolamento sulla faglia rappresenta lo spostamento del lato positivo verso il lato negativo,

$$(\boldsymbol{u}_+ - \boldsymbol{u}_-) - \boldsymbol{d} = \boldsymbol{0} \quad \text{on} \quad \Gamma_f, \qquad \text{Eq. 25}$$

nella quale $\boldsymbol{u}_+$ e $\boldsymbol{u}_-$ rappresentano gli spostamenti sui due lati della superficie di faglia indicata da Γ_f, e $\boldsymbol{d}$ è il vettore di scivolamento della faglia. Lo scivolamento della faglia è governato dalla stress efficace sulla faglia, che è una funzione dei tensori dello sforzo efficace su entrambi

i lati della faglia, della direzione normale della faglia e della legge costitutiva della faglia. Imponiamo lo stress agente sulla faglia introducendo il moltiplicatore di Lagrange, $\boldsymbol{l}$, che è una forza per unità di area necessaria a soddisfare l'equazione di equilibrio per un dato spostamento relativo, $\boldsymbol{d}$, attraverso la faglia. L'entità dello stress normale efficace agente sulla faglia è

$$\sigma'_n = \boldsymbol{l} \cdot \boldsymbol{n}. \qquad \text{Eq. 26}$$

Un valore positivo di σ'_n indica che uno stress di trazione efficace è trasmesso attraverso la superficie della faglia. Le condizioni meccaniche di contatto di Kuhn-Tucker vengono rispettate cosicché non avvenga nessuna penetrazione e che lo stress normale efficace rimanga compressivo in corrispondenza della superficie di contatto. Lo stress di taglio è, per definizione, tangente alla superficie della faglia è la sua grandezza è

$$\tau = |\boldsymbol{l} - \sigma'_n \boldsymbol{n}|. \qquad \text{Eq. 27}$$

Usiamo la teoria di Mohr-Coulomb per definire il criterio di stabilità per la faglia (Jaeger e Cook, 1979). Quando lo stress di taglio sulla faglia risulta inferiore allo stress di attrito, $\tau \leq \tau_f$, la faglia non scivola. Quando lo stress di taglio è maggiore dello stress di attrito, $\tau > \tau_f$, si risolve il problema del contatto per determinare i moltiplicatori di Lagrange e lo scivolamento sulla faglia, cosicché i moltiplicatori di Lagrange risultino compatibili con lo stress di attrito.

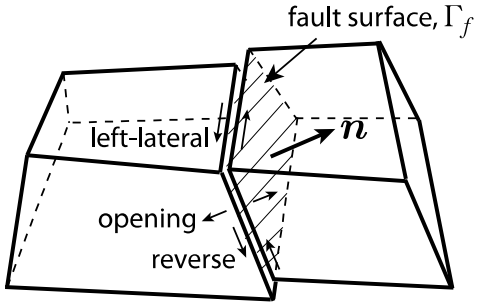

*Figura 4.2.5: Schema bidimensionale di una superficie di faglia in un dominio 3D. La discontinuità degli spostamenti attraverso la faglia viene illustrata mediante il vettore di scivolamento, **d**, sulla faglia. Qui, si suppone che lo scivolamento sia sulla faglia piana senza aperture. Il vettore normale della faglia **n**, l'angolo di strike ψ, l'angolo di dip δ, e l'angolo di slip rake γ sono definiti nel sistema di coordinate globale. Il sistema di coordinate della faglia è definito in termini di moto normale e tangenziale sulla faglia con valori positivi associati a movimenti laterali verso sinistra, inversi e di apertura.*

4.2.2.1.4 PRESSIONE DI FAGLIA NEL CRITERIO DI ROTTURA

Tradizionalmente, nella teoria Andersoniana del movimento di faglia (Anderson, 1951) lo scivolamento di faglia è modellizzato in un "ambiente secco" ovvero in assenza di fluidi. Mentre in alcuni casi la presenza di fluidi è stata riconosciuta attraverso il concetto di stress

efficace, le dinamiche di flusso non sono state incluse per ragioni si semplicità concettuale e computazionale, in aggiunta alla convinzione che il flusso fluido giochi un ruolo secondario nel rilascio degli stress tettonici (Hubbert e Rubey, 1959; Reasenberg e Simpson, 1992). L'effetto della pressione dei pori è stata spiegata modificando il coefficiente d'attrito di faglia μ_f (Harris e Simpson, 1992; Harris et al., 1995), un approccio successivamente proposto come "imprudente" (Beeler et al., 2000). Nel caso di faglie mature, la permeabilità del nucleo della faglia può essere bassa a causa della comminuzione della matrice, mentre la permeabilità delle rocce incassanti può essere alta a causa delle fratture (Sibson, 1977, 1986; Chester et al., 1993; Caine and Forster, 1999). Inoltre, durante il ciclo sismico la permeabilità può variare sostanzialmente all'interno della faglia (Sibson, 1981, 1990). Come risultato, la pressione dei pori può essere significativamente differente all'interno della faglia (Sibson, 1994; Rice, 1992; Chester et al., 1993).

Una differenza nella pressione dei fluidi all'interno della faglia porta ad un salto di pressione $[\![p]\!]_{\Gamma_f} = p_+ - p_-$, dove p_+ e p_- sono le pressioni multifase equivalenti (Eq. 13) al lato "positivo" e "negativo" della faglia. Una delle caratteristiche chiave della rappresentazione 2D delle faglie è la possibilità di riprodurre un salto finito di pressione , $[\![p]\!]_{\Gamma_f}$, attraverso la faglia. Questo salto di pressione porta ad una discontinuità nello sforzo efficace attraverso la faglia, così che lo stress totale sia continuo, requisito per il bilancio della quantità di moto sulla faglia.

$$\boldsymbol{\sigma'}_- \cdot \boldsymbol{n} - bp_-\boldsymbol{n} = \boldsymbol{\sigma'}_+ \cdot \boldsymbol{n} - bp_+\boldsymbol{n}, \qquad \text{Eq. 28}$$

Questo solleva la questione di come incorporare il salto di pressione attraverso la faglia nella formulazione. Questo è importante in quanto determina la stabilità della faglia.

La stabilità di faglia può essere stimata valutando per ognuno dei lati della faglia ed in modo separato, il criterio di stabilità. Il lato della faglia dove si realizza prima tale criterio determina la stabilità della faglia. Allo stesso modo questo può essere raggiunto definendo una pressione di faglia che è funzione della pressione nei due lati, p_+ e p_-. L'introduzione della pressione di faglia ci permette di definire in modo univoco lo stress efficace normale sulla faglia σ'_n, e di determinare l'attrito di faglia τ_f. Poiché il criterio di stabilità $\tau \leq \tau_f$ è prima di tutto violato con la pressione più alta, definiamo la pressione di faglia , p_f, come

$$p_f = \max(p_+, p_-). \qquad \text{Eq. 29}$$

La nostra definizione di pressione di faglia è il risultato naturale della nostra rappresentazione della faglia, piuttosto che una assunzione conservativa. Si noti che stimando la pressione di faglia come la media aritmetica delle pressioni nei due lati, come proposto nel caso delle fratture dovute a trazione (Segura and Carol, 2004, 2008a, 2008b), può non correttamente ritardare

l'inizio delle rotture di taglio. Mediante la definizione univoca della pressione alla faglia (Eq. 29), viene anche definita univocamente lo stress efficace sulla faglia (il moltiplicatore di Lagrange $\boldsymbol{l}$), necessaria al fine di valutare il criterio di stabilità della faglia.

4.2.2.1.5 IMPLEMENTAZIONE ALL'INTERNO DI UN SOFTWARE DI SIMULAZIONE

Nel presente studio è stato sviluppato un simulatore accoppiato multifase fluido-geomeccanico, combinando il simulatore di flusso *General Purpose Research Simulator* (GPRS) (Cao, 2002; Pan and Cao, 2010) con il simulatore meccanico PyLith (Aagaard et al., 2012, 2013). Vengono descritti di seguito i passi principali nello sviluppo di questo simulatore accoppiato.

Il simulatore di flusso

Il *General Purpose Research Simulator* GPRS è un simulatore di giacimento a scopo generale, *object oriented*, per i flussi sotterranei multifase/multicomponente. Questo considera le connessioni tra elementi per mezzo di una lista di connessione generale, che permette di considerare sia *mesh* strutturate che non strutturate. GPRS è in grado di gestire scenari complessi di iniezione e produzione nel campo, come pozzi perforati a profondità multiple con flussi con tasso variabile e controlli di pressione. Il simulatore generale (Cao, 2002; Pan and Cao, 2010) non rappresenta la deformazione meccanica, e modella il comportamento meccanico del sistema attraverso la compressibilità della roccia fornita dall'utente (Aziz and Settari, 1979). In questo studio è stato dunque modificato ed esteso il codice originale al fine di implementare l'accoppiamento con il simulatore meccanico. Nello specifico, è stata implementata la funzionalità di calcolare il termine di accumulo modificato nella fase fluida delle equazioni del bilancio di massa. E' stata anche modificata l'organizzazione del sistema lineare per implementare gli step di flusso dello schema risolutivo sequenziale a *fixed-stress split* (Kim et al., 2011a).

Il simulatore geomeccanico

PyLith è un codice ad elementi finiti per la simulazione dei problemi di deformazione statica e dinamica a larga scala (Aagaard et al., 2012, 2013). La maggior parte del suo sviluppo è stato dettato della modellizzazione della fisica dei terremoti; tuttavia, la sua applicabilità si estende a problemi di qualsiasi scala, come quella di giacimento o di laboratorio. Tra i vantaggi offerti da PyLith: (1) è un codice open-source e può essere modificato per scopi specifici; (2) è scritto utilizzando i linguaggi C++ e Python ed è estendibile; (3) è idoneo per elaborazioni in parallelo; (4) consente deformazioni localizzate lungo elementi discreti, come le faglie; (5) si integra bene con codici utilizzati per produrre *mesh*, come il LaGriT per le *mesh* tetraedriche (LaGriT, 2013) ed il CUBIT per *mesh* sia tetraedriche che esaedriche (CUBIT, 2013). PyLith utilizza una formulazione implicita per risolvere problemi quasi-statici e una formulazione esplicita per risolvere i problemi legati a rottura dinamica. Inizialmente, PyLith non è accoppiato con nessun modello di flusso del fluido. È stato quindi modificato il codice PyLith, versione 1.8.0 ed accoppiato con il simulatore di flusso GPRS. Nello specifico, è stata implementata una classe C++, iGPRS, che consente la comunicazione tra i simulatori, di flusso e meccanico. iGPRS

fornisce la funzionalità richiesta per lo scambio di informazioni (pressioni, saturazioni e sforzo volumetrico totale) tra i due simulatori.

PhLith supporta la parallelizzazione di memoria distribuita (*Message Passing Interface,* o MPI), mentre la parallelizzazione di GPRS si basa sull'architettura a memoria condivisa (*Multiprocessing,* o OpenMP). Sono stati integrati i due in modo da utilizzare il simulatore accoppiato su un cluster con nodi di calcolo multipli (memoria distribuita) mentre i nodi individuali hanno nuclei multipli o processori (memoria condivisa).

Mesh

È stata utilizzata una *mesh* singola sia per GPRS che PyLith. La mesh è stata generata utilizzando i software CUBIT (CUBIT, 2013) o LaGriT (LaGriT, 2013). Durante la fase di generazione della geometria sono state definite le superfici geologiche, regioni fisiche e assottigliamenti. È stata dunque creata la mesh del dominio con elementi esaedrici utilizzando una mesh fine nel dominio del giacimento, diminuendone il dettaglio nelle regioni dell'*overburden*, *underburden* e *sideburden*. La *mesh* è stata esportata in un formato ad elementi finiti (formato Exodus-II, CUBIT, 2013), per PyLith. Questa poi è stata processata tramite l'utilizzo di uno script Matlab al fine di generare la *mesh* del volume finito equivalente nel dominio con le coordinate dei baricentri degli elementi, densità di volume e trasmissibilità delle facce nel formato Corner Point Geometry (Schlumberger, 2009). Ciascun elemento della mesh giacente al di fuori della regione di interesse del fluidi (cioè *overburden* e *underburden*) può essere disattivato durante la soluzione del problema di flusso. GPRS utilizza la mesh del volume finito per simulare il flusso nella regione di interesse. I due simulatori scambiano informazioni nella regione relativamente a pressione, saturazione e stress volumetrico.

Implementazione delle faglie

Al fine di supportare il movimento relativo attraverso le superfici di faglia, PyLith modifica la topologia della *mesh* per creare elementi della faglia a spessore nullo ed inserire gradi di libertà aggiuntivi per avere i moltiplicatori di Lagrange ed i vettori di scorrimento della faglia ai nodi di Lagrange (Aagaard et al., 2012, 2013) (Figure 4.2.5 e 4.2.6). PyLith risolve il problema di contatto iterativamente in due step. Nel primo, il problema dell'elasticità è risolto sull'intero dominio, per aggiornare gli spostamenti e gli stress agenti sulla faglia (moltiplicatori di Lagrange) corrispondenti all'attuale stima dello scorrimento. I moltiplicatori di Lagrange sono comparati con gli sforzi di frizione sulla faglia e sono resi compatibili con il modello costitutivo della faglia. Nel secondo step, lo scorrimento della faglia è aggiornato in funzione della modifica dei moltiplicatori di Lagrange, mentre si assume che la deformazione dovuta a scorrimento sia localizzata sugli elementi adiacenti alla faglia, ovvero spostamenti su nodi non-faglia non cambiano dai loro valori nell'attuale iterazione di Newton.

Se la faglia scorre nell'intero dominio, in modo che l'assunzione che la deformazione sia limitata sugli elementi adiacenti non sia rispettata, la convergenza dello schema iterativo è limitata. Inoltre, se il coefficiente di frizione della faglia cambia significativamente con lo

scorrimento (per esempio, nei modelli *rate- and state-dependent*), questo porta a importanti cambiamenti in τ_f per ciascuna iterazione e la convergenza può degenerare. Per migliorare la convergenza, è utilizzata la routine *line-search* come parte di uno schema iterativo per individuare la perturbazione ottimale nei moltiplicatori di Lagrange che minimizzi il disaccoppiamento combinato tra la frizione e lo stress di taglio della faglia, in tutti i nodi relativi a questa (Aagaard et al., 2013). È stata modificata la routine *line-search* originale di PyLith così da onorare sempre il vincolo di disuguaglianza, $\tau \leq \tau_f$.

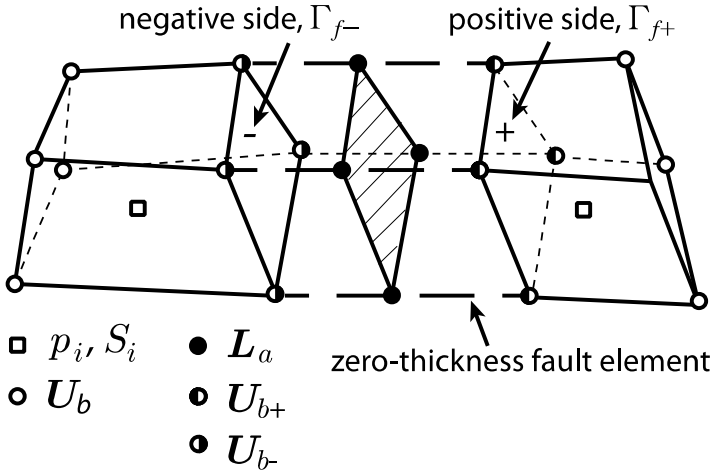

Figura 4.2.6. Vista esplosa della rappresentazione computazionale di una faglia, illustrante differenti tipi di nodi, la posizione delle diverse variabili e lo spessore nullo degli elementi della faglia. La pressione dei fluidi p_i e le saturazioni S_i sono ubicate nei centri degli elementi dato che sono discretizzati adottando il metodo a volume finito. Ci sono due tipi di nodi nel dominio: i nodi di spostamento e i nodi di Lagrange. I nodi di spostamento portano gli spostamenti $\boldsymbol{U}_{br}$ ai nodi regolari, gli spostamenti $\boldsymbol{U}_{b+}$ sul lato positivo della faglia e gli spostamenti $\boldsymbol{U}_{b-}$ sul lato negativo della faglia. I nodi di Lagrange portano due tipi di variabili di faglia: il moltiplicatore di Lagrange $\boldsymbol{L}_b$ (riferito alle trazioni della faglia) e lo scorrimento della faglia $\boldsymbol{D}_b$. I nodi di scorrimento sui lati positivi e negativi, ed i nodi di Lagrange sono ubicati nella mesh iniziale.

4.2.2.2 Simulazione Accoppiata Flusso-Geomeccanica del Giacimento di Cavone

Consideriamo un sistema *Black Oil* a due fasi con poroelasticità lineare. I pozzi operano all'interno del giacimento; tuttavia, la simulazione accoppiata è eseguita sull'intero dominio per spiegare l'effetto del flusso sulla stabilità della faglia. Assumiamo un regime di faglia inversa: lo stress verticale come stress principale minimo e stress principale massimo orientato in direzione Nord-Sud di intensità pari a due volte lo stress verticale. La faglia viene considerata impermeabile al flusso, tuttavia, si potrebbero eseguire delle analisi di sensitività modificando i valori di permeabilità della faglia, sia lungo che attraverso essa. Allo stesso modo possiamo effettuare delle *sensitivies* sull'influenza del supporto fornito dall'acquifero. Di seguito discutiamo le condizioni iniziali e le condizioni al contorno nel modello.

Il modello di flusso è stato lanciato seguendo una delle simulazioni dell'*history match* del campo di Cavone (CAV2001_HIS_2_SAVE). Abbiamo avviato le pressioni in modo idrostatico con una pressione al datum di 290,1 bar (4207,5 psi) ad una profondità di 2990 m (9809,6 ft), densità dell'olio di 22° API e densità dell'acqua di 1,0 gm/cc. Le saturazioni sono state inizializzate assumendo una saturazione dell'acqua irriducibile di 0,38 e una saturazione residua dell'olio di 0,17. Per questo studio geomeccanico, abbiamo scelto un contatto olio-acqua (*oil-water contact*, OWC) che è più profondo dell'OWC a 10270 ft presente nella simulazione Eclipse dell'*history match*. Abbiamo scelto questi valori cosicché il modello sia in grado di rispettare i tassi storici di produzione e iniezione per i valori di porosità e permeabilità stabiliti. Dato che nelle nostre simulazioni l'OWC è più profondo, le pressioni dalla simulazione accoppiata sono più alte delle pressioni nella simulazione storica. Tuttavia, siamo più interessati alla variazione di pressione per valutare la variazione negli sforzi di Coulomb sulla faglia.

Gli spostamenti iniziali sono ovunque pari a zero. Gli stress iniziali sono stabiliti per essere litostatici in direzione verticale, il doppio del valore litostatico in direzione Nord-Sud e 1,5 volte il valore litostatico in direzione Est-Ovest. Il gradiente litostatico è calcolato sulla base della densità di volume (*bulk*) che dipende dalla densità della matrice solida, supponendo che questa sia pari a 2600 kg/m^3, dalle densità della fase fluida, dalle saturazioni dei fluidi e dalla porosità.

Applichiamo la compressione pari al doppio del valore litostatico sul confine settentrionale e applichiamo condizioni al contorno di tipo *roller* sui confini ad Est, Ovest, Sud e alla base. Il top del modello è una superficie senza trazioni. Vengono assunte condizioni di flusso nullo su tutti i lati del modello.

Ora trattiamo la distribuzione delle proprietà della roccia e del fluido nel modello accoppiato. Per questo studio, supponiamo una distribuzione uniforme delle proprietà con valori che si attestano nell'intervallo di valori utilizzati nella simulazione dell'*history match*: porosità = 0,1, permeabilità = 1 md, modulo di Young = 55 GPa, e coefficiente di Poisson = 0,28. Le proprietà elastiche sono tratte da Cavone11_Geomech_Report.pdf, Carota no. 10, intervallo profondo 2966-2975 m.

Usiamo i seguenti dati PVT per il fluido:

```
PHASE_NAME OIL
STANDARD_DENS 57.548
# P      BO       VISC     RGW
# PSI    RB/BBL   CP       SCF/STB
14.7      1.2000 8.4      0.0
812.211   1.1100 8.46     0.0
1116.791 1.1073 8.72     0.0
1479.385 1.1047 9.06     0.0
2219.077 1.0995 9.76     0.0
2958.770 1.0950 10.61    0.0
3698.462 1.0902 11.74    0.0
4423.651 1.0861 12.64    0.0
5801.510 1.0800 13.00    0.0

PHASE_NAME WATER
STANDARD_DENS 62.428
#P         BW          VISC    ROW
#PSI     RB/BBL        CP      STB/SCF
14.7     1.03          1.0      0
4351.13 1.018         0.4      0
```

Usiamo la seguente tabella della permeabilità relativa per l'intero dominio:

```
#SW       KRW      KROW     PCOW (PSI)
0.381    0        0.814    11.60296
0.382    0.022    0.78     10.732738
0.43     0.055    0.68     8.70222
0.51     0.1      0.46     4.35111
0.586    0.15     0.255    2.90074
0.645    0.18     0.121    2.320592
0.688    0.19     0.058    2.030518
0.732    0.21     0.02     1.740444
0.802    0.22     0.002    1.305333
0.833    0.257    0        1.015259
0.87     0.257    0        0.725185
1        0.257    0        0
```

Sia il PVT che i dati della permeabilità relativa provengono da dati esistenti (file petrel eclipse modeling/Cavone_Ecl_model_1996_updt2004/inputRSCTE11.PVT).

Eseguiamo la simulazione dinamica dal 1 marzo 1980 al 31 dicembre 2012 (durata 11994 giorni) stabilendo la portata storica di produzione di olio per i pozzi di produzione e la portata storica di iniezione per i pozzi di iniezione. Nel modello di flusso inseriamo 19 pozzi Cavone con i loro intervalli di completamento e tassi estratti dalla simulazione dell'*history match* (COMPL1.DAT e HIS_01_2005.DAT, rispettivamente). Tutti i pozzi sono ubicati vicino alla sommità dell'anticlinale di Cavone. Quelli elencati qui di seguito sono pozzi di produzione: da CA01 a CA04, da CA07 a CA13, CA15, CA16, CA17, CA19 e CA21. Di seguito i pozzi di iniezione: CA05I, CA11I e CA14I. Il pozzo CA11 cessa la produzione il 31 Maggio 1989 e comincia ad iniettare all'interno dello stesso intervallo di profondità il 31 Agosto 1989.

Con questo modello eseguiamo due simulazioni. La differenza tra le due simulazioni sta nel tipo e nell'intensità del supporto dell'acquifero durante la produzione del giacimento, dato che questo rappresenta una delle incertezze in questo campo che potrebbe avere una qualche influenza nella determinazione della stabilità della faglia di Mirandola. La prima simulazione presenta solamente il supporto laterale dell'acquifero proveniente dai livelli del giacimento al di sotto dell'OWC e si impedisce che il flusso del giacimento entri in comunicazione con i livelli sottostanti dell'acquifero mediante l'uso del moltiplicatore di trasmissibilità verticale. Sebbene si impedisca la comunicazione del flusso, gli effetti elastici e poroelastici sono ancora presenti.

La seconda simulazione ha sia il supporto laterale che quello di base dell'acquifero. Per gli strati al di sopra del giacimento (*overburden*), utilizziamo il moltiplicatore di trasmissibilità in direzione verticale per isolare il giacimento dagli strati superiori. Come discusso nel Capitolo 4.1, abbiamo evidenza sia dalle misure di permeabilità sulle carote che dal profilo di temperatura della prova di iniezione che il flusso si estende nell'acquifero sottostante il giacimento. L'ulteriore complicazione delle variazioni di pressione estese a profondità considerevoli al di sotto del giacimento complica l'interpretazione dei risultati di questo modello. Tuttavia questo è il modello che riteniamo preferibile, in quanto consistente con gli altri vincoli discussi in 4.1.

Caso 1: Solo supporto laterale dell'acquifero

Conduciamo la simulazione dinamica con le portate dei pozzi come descritto in precedenza. In Figura 4.2.7 abbiamo rappresentato le portate simulate per i maggiori pozzi di produzione e per tutti e tre gli iniettori. Non abbiamo tentato di fare un *history match* delle pressioni dei pozzi e dei *water cut*. Ci sono piccole differenze nelle date di inizio delle attività di iniezione rispetto a quelle riportate in Tabella 3.1.3 a causa di alcune prove di iniezione eseguite prima della fase principale di iniezione.

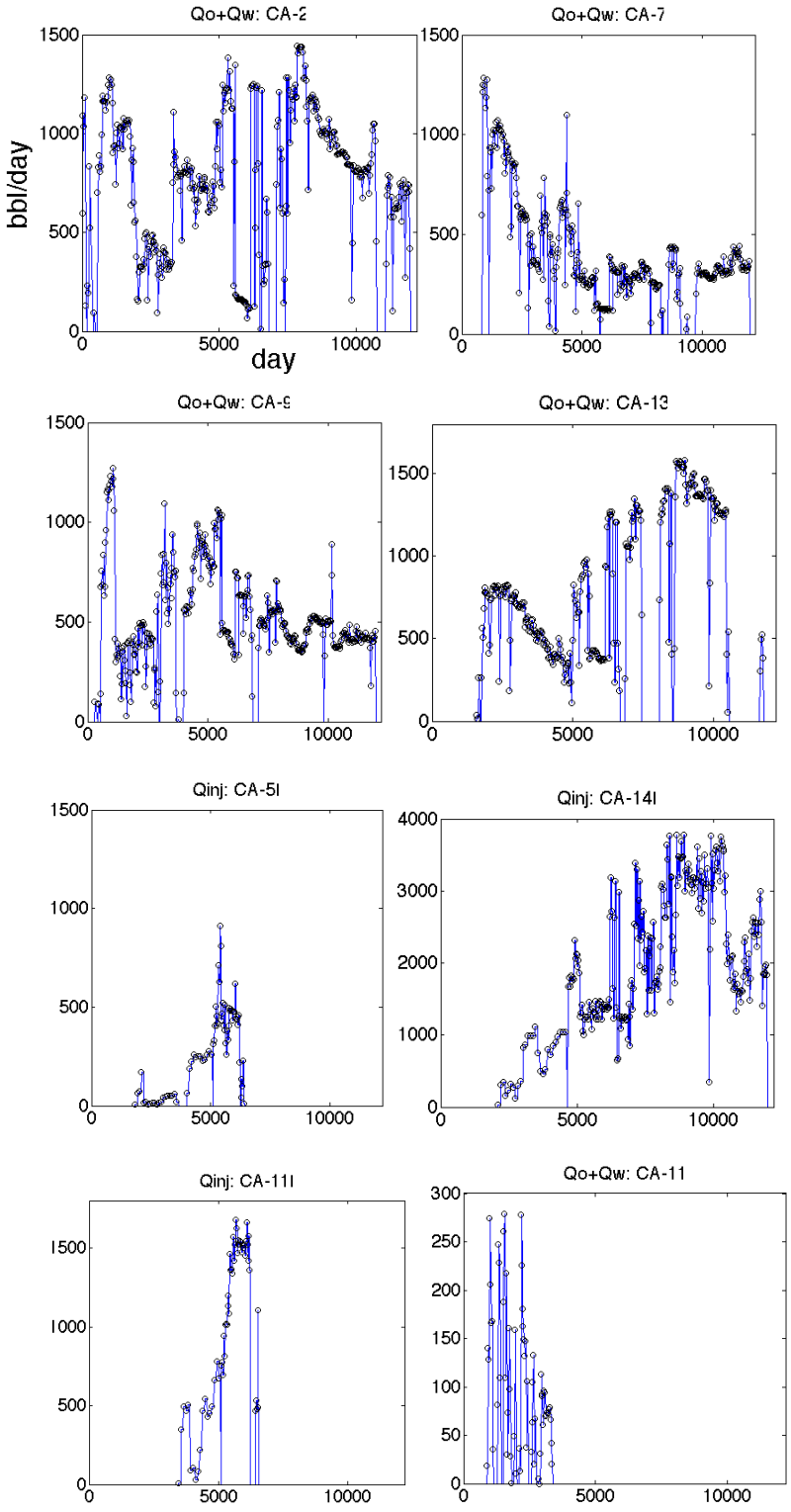

Figura 4.2.7: Tassi di flusso liquido (Qo + Qw) per 5 pozzi produttori (CA-2, CA-7, CA-9, CA-13, CA-11) e 3 pozzi iniettori (CA-5I, CA-14I, CA-11I) dei 19 pozzi di Cavone dalla simulazione accoppiata. I pozzi sono in grado di produrre e iniettare alle portate storiche come dimostra la buona congruenza tra le curve tratteggiate (portate storiche) e le curve solide (portate simulate).

Rappresentiamo la pressione di campo a partire dalla simulazione accoppiata in Figura 4.2.8. Data la piccola dimensione del compartimento di flusso, ossia i tre livelli del giacimento, una significativa depressurizzazione dovuta alle attività di produzione si estende ad una porzione notevole del giacimento. Inoltre, l'entità della depressurizzazione nell'intorno dei pozzi produttori è maggiore rispetto al secondo caso che considera un flusso più profondo. L'aumento di pressione in prossimità del pozzo iniettore CA14 è comparabile con il valore osservato (si veda Figura 4.5), ma la depressurizzazione nella vicinanza dei produttori è di circa un ordine di grandezza più grande dei 15-20 bar discussi nella Sezione 4, suggerendo che il solo supporto laterale è insufficiente a spiegare quanto osservato.

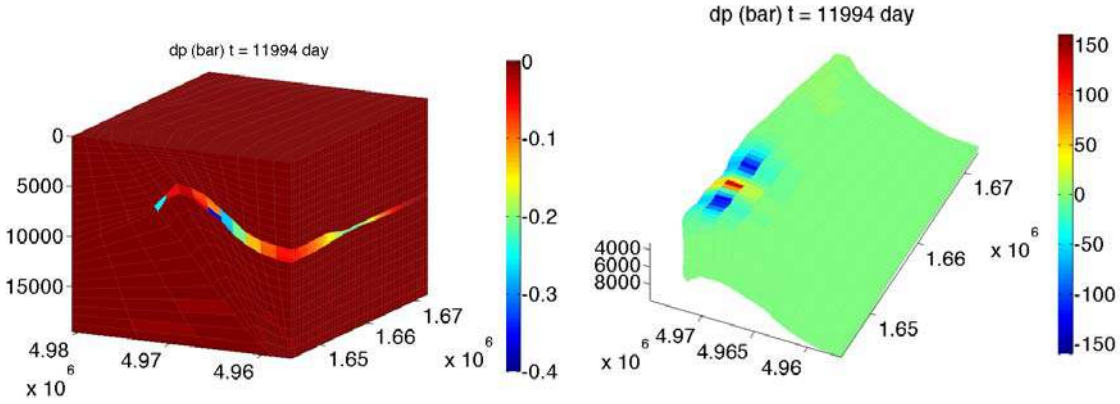

Figura 4.2.8: Variazioni di pressione nel dominio (sinistra) e negli strati del giacimento (destra) nel caso con solo il supporto laterale dell'acquifero.

Le grandi variazioni di pressione in prossimità dei pozzi continua fino all'intersezione del giacimento con la faglia di Mirandola (Eq. 29). In Figura 4.2.9 è graficata la pressione sul tetto della faglia, ovvero il lato sul quale è ubicato il campo di Cavone.

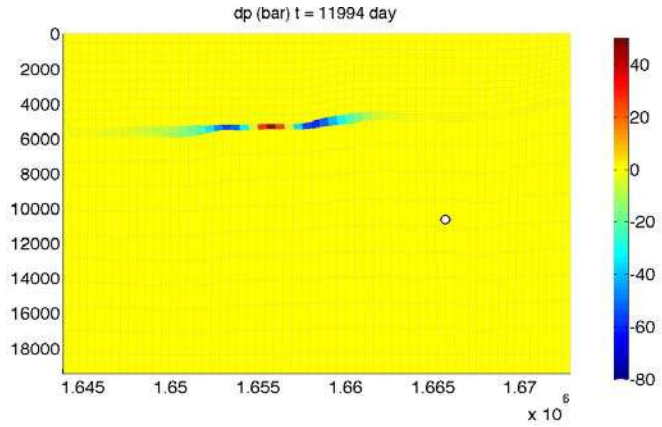

Figura 4.2.9: Variazione di pressione al tetto di faglia, per il caso con supporto laterale dell'acquifero. L'ubicazione dell'ipocentro del 29 Maggio 2012 è mostrato con un cerchio bianco. L'ubicazione dell'ipocentro del 20 Maggio 2012 si trova su una faglia diversa, per il quale la variazione di pressione dovute alle attività presso il giacimento in questo modello è prevista pari a zero.

Per determinare la stabilità della faglia di Mirandola, ci interessa quantificare la variazione dello stress di Coulomb (dCFF) sulla faglia, dovuta alla variazione di pressione e di sforzo (Reasenberg e Simpson, 1992):

$$\mathrm{dCFF} = \Delta\tau + \mu_f \Delta\sigma'_n. \qquad \text{Eq. 30}$$

dove $\Delta\tau$ è la variazione dello stress tangenziale in direzione *up-dip*, $\mu_f = 0{,}6$ è il coefficiente di attrito sulla faglia, e $\Delta\sigma'_n$ è la variazione dello stress normale efficace agente sul piano di faglia. Si noti che, per i nostri segni convenzionali, la trazione è positiva e la compressione è negativa. Un valore positivo di dCFF indica la destabilizzazione della faglia.

La stabilità della faglia può essere indagata valutando separatamente il criterio di stabilità su entrambi i lati della faglia. Il lato della faglia sul quale viene soddisfatto per primo il criterio determina la stabilità della faglia (Jha e Juanes, 2014). Calcoliamo dCFF sulla faglia usando la pressione massima tra le due pressioni dei fluidi sui lati di faglia (letto e tetto di faglia) (Eq. 29).

Rappresentiamo gli stress agenti sulla faglia (stress tangenziale lungo la direzione di immersione e stress normale) e dCFF alla fine della simulazione in Figura 4.2.10. Il giacimento si contrae a seguito della diminuzione della pressione dovuta all'estrazione dei fluidi. Questo influenza sia lo stress tangenziale che lo stress normale sulla faglia. Mentre le variazioni di pressione sono limitate ai *layers* in giacimento, la regione di influenza si estende sopra e sotto di esso a causa del bilanciamento delle forze meccaniche. Al di fuori del giacimento, le contrazioni portano a stress tangenziali *up-dip* sugli strati al di sotto del giacimento e *down-dip* sui livelli al di sopra del giacimento. Intorno al pozzo di iniezione CA-14I, le variazioni sono opposte in quanto l'iniezione porta all'espansione del giacimento.

In riferimento allo stress normale, la compattazione del giacimento porta alla diminuzione dello stress normale compressivo (colore rosso in Figura 4.2.10) nella regione più profonda del giacimento e al di sotto di esso, ad eccezione dell'area vicino a CA-14I dove l'espansione indotta dalle attività di iniezione causa un incremento nello stress normale efficace sopra e sotto il giacimento (blu nella Figura 4.2.10).

La variazione dello stress di Coulomb (dCFF) è una somma della variazione dello stress di taglio *up-dip* e della variazione dello stress normale efficace scalata con il coefficiente di attrito della faglia (Eq. 30). Dalla Figura 4.2.10 si nota che il valore di dCFF è positivo al di sotto del giacimento e negativo al di sopra di esso. I segni si invertono vicino al pozzo di iniezione CA-14I.

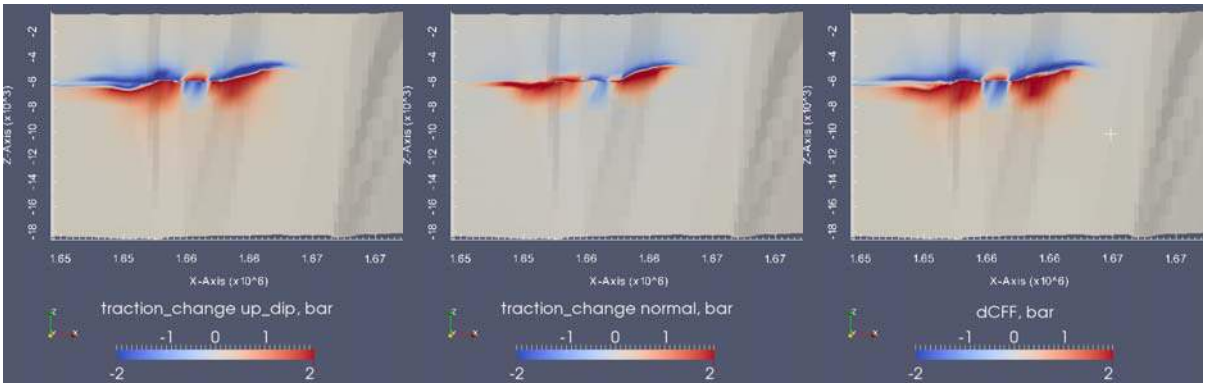

Figura 4.2.10: Variazioni di stress sul piano di faglia (a sinistra: variazione dello stress up-dip; al centro: variazione nello stress normale efficace) e stress di Coulomb (dCFF, a destra) sulla faglia a t = 11994 giorni dalla simulazione con supporto laterale dell'acquifero e senza supporto di fondo dell'acquifero. La regione positiva del dCFF, che indica instabilità della faglia, si è estesa al di sotto del giacimento a causa dell'aumento del valore dello stress di taglio up-dip dovuto alla contrazione del compartimento del giacimento.

L'interpretazione di questi risultati richiede l'attenta considerazione delle variazioni dello stress efficace all'interno e all'esterno del giacimento. L'interpretazione convenzionale delle variazioni di stress correlate alle attività di produzione, è che la pressione diminuisce mentre lo stress totale (*overburden*) rimane costante e, di conseguenza, questo porta ad un incremento dello stress compressivo efficace che virtualmente stabilizza un piano di faglia con qualsiasi orientamento o angolo di immersione. Mentre questa interpretazione convenzionale risulta fondamentalmente corretta all'interno del giacimento, non è necessariamente corretta per le faglie che delimitano il giacimento. Se la faglia non è conduttiva, come si presuppone in questo caso, i cambiamenti di pressione sul lato esterno della faglia sono nulli (Figura 4.2.8). di conseguenza, sul lato esterno della faglia, la produzione di fluido dal giacimento non porta necessariamente ad un aumento dello stress efficace. Le variazioni dello stress efficace sul lato esterno della faglia dipende dagli effetti poroelastici derivanti dall'esaurimento del giacimento (cioè, contrazione del volume del giacimento). Dalla Figura 4.2.10 (al centro), possiamo osservare che l'effetto della produzione netta di fluido è la riduzione dello stress efficace sulla parte esterna della faglia di Mirandola al di sotto del giacimento e l'aumento al di sopra di esso.

L'effetto dell'iniezione di fluidi richiede inoltre l'attenta considerazione delle variazioni dello sforzo efficace. L'iniezione di fluidi porta all'aumento della pressione dei pori all'interno del giacimento e, di conseguenza, ad una tendenza a ridurre lo stress efficace sul lato interno della faglia. Quindi, mentre le argomentazioni precedenti riguardanti gli effetti poroelastici si applicano (con segni invertiti) sopra e sotto il giacimento, l'iniezione di fluidi porterà virtualmente sempre alla riduzione dello stress efficace all'interno degli strati del giacimento, come evidenziato dalla piccola area colorata di rosso mostrata in Figura 4.2.10 (al centro).

Questi calcoli mostrano che la diminuzione della pressione di un giacimento collegata alle attività di produzione, se il giacimento fosse isolato dall'acquifero sottostante, potrebbe portare

a variazioni positive dello stress di Coulomb fino a 2-3 bar sulla faglia che delimita il giacimento entro pochi km dal giacimento stesso, oltre la quale queste calano rapidamente. Le variazioni di questa dimensione dello stress statico tenderebbero a destabilizzare la faglia. Tuttavia, è importante notare che queste variazioni di stress si sono accumulate per oltre due decenni di attività di produzione, portando ad un tasso medio di variazione dello stress di Coulomb paria a <0,15 bar/anno, un valore comparabile al tasso di stress tettonico. Inoltre, l'area interessata da destabilizzazione è limitata ad una regione a <2 km al di sotto del giacimento e largo pochi km; con variazioni molto minori dello stress di Coulomb al di fuori di questa regione. Come si può vedere dalla Figura 4.2.15, l'estensione della regione dipende dall'entità della depressurizzazione, la quale dipende inoltre dal supporto dell'acquifero e dalle barriere di flusso del giacimento.

Sono state inoltre tracciate le variazioni di pressione e di stress in corrispondenza dell'ipocentro (1664840 m, 4968610 m, -10200 m) sulla faglia di Mirandola. L'ipocentro è ubicato nell'acquifero di fondo. Dato che lo strato del giacimento non si trova in comunicazione con l'acquifero di fondo, in questo caso, la variazione di pressione all'ipocentro è pari a zero, il che si traduce in una piccola diminuzione nello stress normale efficace e nello stress di Coulomb all'ipocentro (Fig. 4.2.11). Queste variazioni sono dovute agli effetti poroelastici. L'andamento decrescente del dCFF avviene inizialmente, prima che il segnale della pressione nel giacimento arrivi in prossimità di questo punto. Durante questo periodo, un fenomeno simile all'effetto di Mandel-Cryer (Mandel, 1953; Abousleiman et al., 1996; Jha e Juanes, 2014) è responsabile dell'incremento dello stress normale efficace e insieme della riduzione del dCFF. All'incirca al giorno 5000, l'onda di pressione legata alla produzione arriva fino alla regione del giacimento al di sopra dell'ipocentro e agisce contraendo la regione e portando ad un andamento inverso del dCFF dovuto alla riduzione dello stress efficace sul lato esterno della faglia e alla generazione di piccole trazioni *up-dip*, come spiegato sopra. Si noti che generalmente il dCFF è negativo (suggerendo l'effetto stabilizzante della produzione ed iniezione in questa regione della faglia) e di dimensioni estremamente piccole (<0.01 bar).

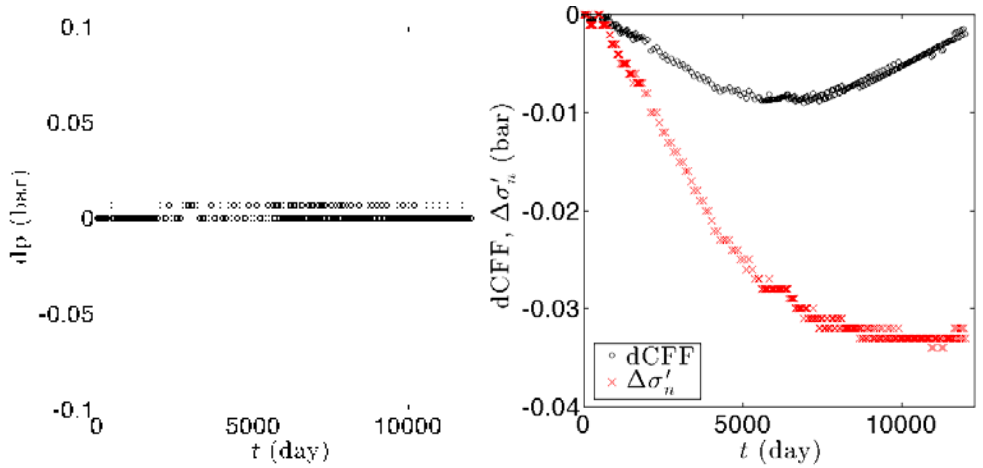

Figura 4.2.11: Variazione della pressione e dello stress di Coulomb (dCFF) in corrispondenza dell'ipocentro del 29 Maggio sulla faglia di Mirandola. La variazione di pressione è pari a zero in quanto non c'è comunicazione tra il giacimento e l'acquifero di fondo. La variazione dello stress di Coulomb è molto ridotto, il che suggerisce, per questo modello, l'assenza di effetti derivanti dalle attività di produzione ed iniezione all'ipocentro.

In Figura 4.2.12 sono rappresentati gli spostamenti in superficie, come dalla simulazione effettuata. Come previsto dalla diminuzione generale del volume di produzione, gli spostamenti *y* (Nord) mostrano un movimento diretto verso il giacimento; la regione sopra il giacimento (lato Est del dominio) mostra una subsidenza generale, ma una subsidenza minore si verifica nell'area sopra il pozzo iniettore Cavone 14I. La subsidenza è minore rispetto al tasso di subsidenza nel campo stimato in 1 mm/anno. Uno dei motivi è che scegliamo un valore costante di 55 GPa per il modulo di Young nell'intero dominio e che in realtà la roccia potrebbe essere notevolmente più comprimibile in prossimità della superficie del suolo.

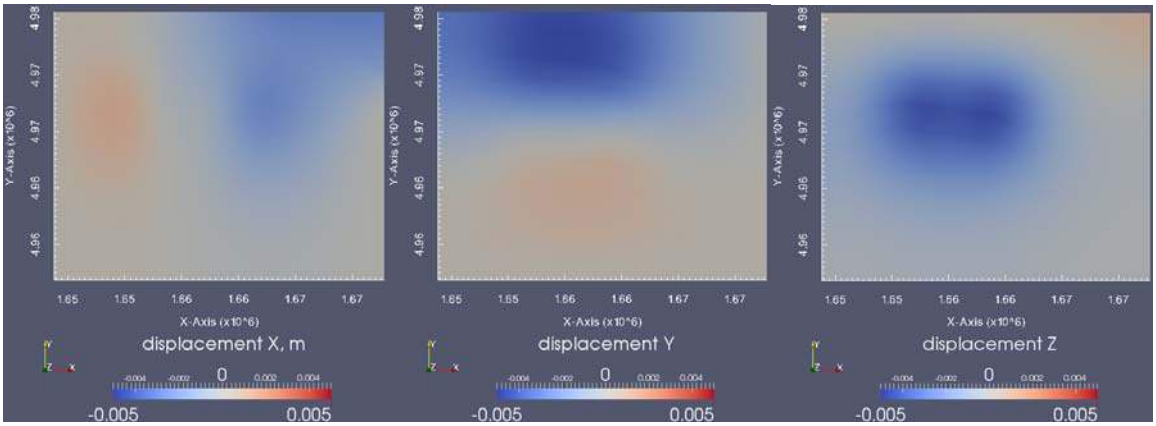

Figura 4.2.12: Campo di spostamento sulla superficie del suolo al termine della simulazione a t = giorno 11994. La diminuzione della pressione nel giacimento porta a subsidenza con andamento circolare sopra l'anticlinale. A sinistra: spostamenti Est-Ovest; al centro: spostamenti Nord-Sud; a destra: spostamento verticale. Le misure sono espresse in metri. La subsidenza massima è di circa 5 mm.

Caso 2: Supporto laterale e di fondo dell'acquifero

In questo caso, come suggerito dalle osservazioni della permeabilità nelle carote e dal profilo di temperatura nella prova di iniezione, supponiamo che il giacimento si trovi in comunicazione con l'acquifero di fondo, che è composto da strati sotto il contatto acqua-olio (Figura 4.2.13). Il supporto di fondo dell'acquifero porta a diminuzioni minori della pressione intorno ai pozzi produttori e ad aumenti minori della pressone intorno ai pozzi iniettori, come si può vedere confrontando Figura 4.2.8 e la Figura 4.2.13. Le diminuzioni di pressioni nei pozzi produttori sono in questo caso più vicine alle diminuzioni di pressioni osservate, sebbene l'incremento della pressione previsto per il pozzo iniettore CA14 sia più piccolo (questo può essere evidenza dell'eterogeneità laterale nella permeabilità della struttura, consistente con le prove di *fall-off*, come discusso nel Capitolo 4.1). In questa simulazione, le variazioni di pressioni sul lato del tetto della faglia di Mirandola legate a produzione-iniezione si propagano più in profondità se comparate con il caso precedente, ma l'ordine di grandezza delle variazioni di pressione è più piccolo (Figura 4.2.14).

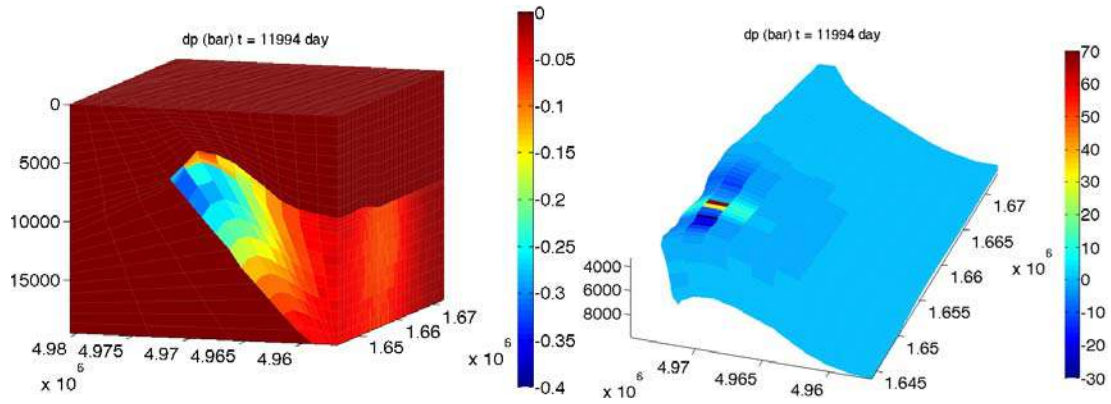

Figura 4.2.13: Variazione di pressione (dp) nel dominio (a sinistra) e all'interno del giacimento (a destra) al termine della simulazione. Il giacimento alla sommità dell'anticlinale riceve supporto di pressione dall'acquifero sottostante, che porta ad una piccola diminuzione di pressione nel giacimento, rispetto al caso senza supporto di fondo dell'acquifero. La pressione dell'acquifero diminuisce con l'innalzamento dell'acqua per supportare lo svuotamento del giacimento. All'interno del giacimento, la pressione è aumentata nelle celle di iniezione ed è diminuita nelle celle di produzione.

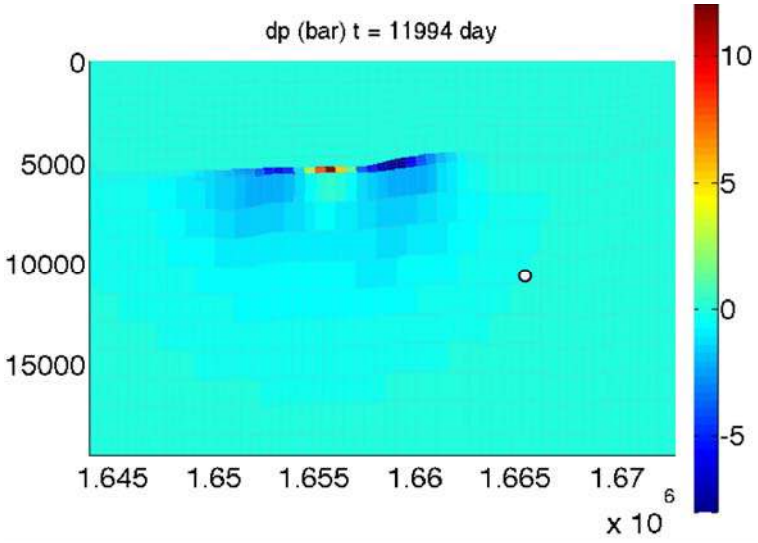

Figura 4.2.14: Variazione di pressione (bar) sul lato de tetto della superficie di faglia. Le variazioni di pressioni sono concentrate negli strati del giacimento attorno al completamento dei pozzi. Tuttavia, le variazioni di pressioni si propagano nell'acquifero sottostante con il passare del tempo. L'ubicazione dell'ipocentro del 29 Maggio 2012 è mostrato con un cerchio bianco. L'ubicazione dell'ipocentro del 20 Maggio 2012 si trova su una faglia diversa, per il quale la variazione di pressione dovute alle attività presso il giacimento in questo modello è prevista pari a zero.

In Figura 4.2.15 abbiamo riportato le variazioni di stress e dello stress di Coulomb (dCFF) sul piano di faglia. In questa simulazione, la regione caratterizzata da instabilità in corrispondenza della faglia, in base alla variazione positiva dello stress di Coulomb, è inferiore sia per dimensione (<0.5 bar) che per estensione spaziale rispetto alla simulazione precedente. Questo avviene perché lo stress di taglio è minore per via di una minore diminuzione di pressione (Figura 4.2.14). In entrambi i casi, le dimensioni delle regioni con le maggiori variazioni dello stress di Coulomb, alcuni km quadrati, sono molto più piccole delle aree di rottura dei terremoti del 20 e 29 Maggio (~250 km^2).

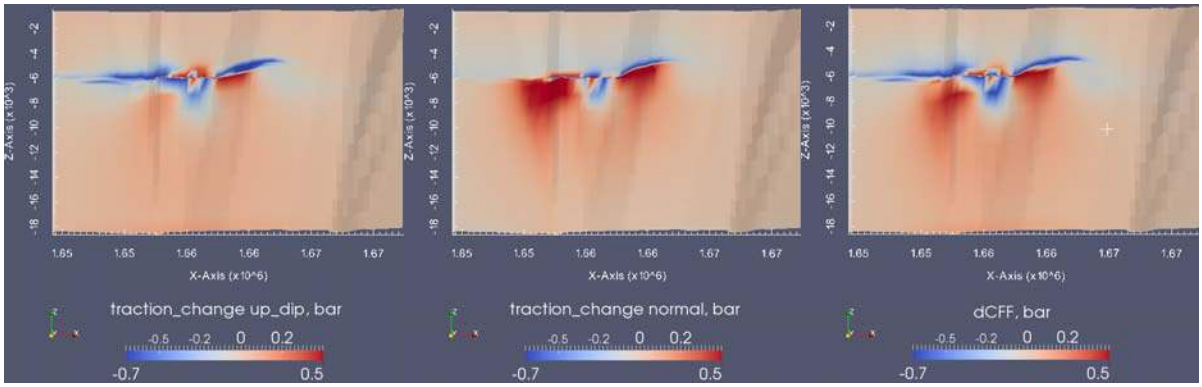

Figura 4.2.15: Variazioni nelle trazioni efficaci e negli stress di Coulomb (dCFF) sulla faglia a t = 11994 giorni, in presenza di supporto di fondo dell'acquifero. La variazione della trazione normale efficace è positiva vicino ai pozzi di produzione e negativa vicina ai pozzi di iniezione perché la diminuzione di pressione porta a contrazioni del giacimento e l'aumento della pressione porta ad un aumento della compressione sula faglia. La croce bianca sulla rappresentazione del dCFF indica l'ubicazione dell'ipocentro.

Per questo modello, i tassi di variazione di ~0.02 bar/anno sono confrontabili ai tassi di carico tettonico, devono dunque avere impatti non rilevanti sulla sismicità rispetto alle variazioni dello sforzo associate alla sequenza di scosse di assestamento del Maggio 2012. Inoltre, lo scivolamento e le variazioni degli stress di Coulomb derivanti da questi grandi eventi potrebbe aver fatto passare completamente in secondo piano le variazioni nello stress di Coulomb derivanti dalle attività di produzione. Tenendo conto di tutto ciò, è utile considerare eventuali limiti osservativi.

In questo senso si rendono utili gli studi dettagliati condotti sulle ubicazioni dei terremoti nell'intervallo di tempo a partire dalla sequenza di terremoti di maggio 2012. Le sezioni trasversali tracciate in Figura 2.3.3 non mostrano alcuna concentrazione nelle regioni di maggiore stress di Coulomb nelle Figure 4.2.10 o 4.2.15. Da questo possiamo concludere che i rapidi cambiamenti nello stress di Coulomb sulla faglia di Mirandola dalla sequenza di terremoti di maggio 2012 erano molto più importanti rispetto alle variazioni di stress accumulatesi lentamente nel corso vita produttiva del campo di Cavone.

In Figura 4.2.16 abbiamo tracciato l'evoluzione temporale della variazione di pressione (dp) e della variazione dello stress di Coulomb (dCFF) in corrispondenza dell'ipocentro della scossa di assestamento del 29 maggio 2012. La variazione dello stress di Coulomb non è zero a causa della comunicazione idraulica tra il giacimento e l'acquifero sottostante. Tuttavia, il dCFF è minore rispetto alla diminuzione di pressione ed ha un andamento non uniforme nel tempo. Per i primi 4000 giorni, la pressione non cambia in modo significativo, mentre lo stress normale efficace e lo stress di Coulomb diminuiscono a causa dell'espansione poroelastica. Dopo 5000 giorni, il fronte di diminuzione della pressione raggiunge l'ipocentro e la pressione inizia a

diminuire. Lo stress normale efficace inizia a diminuire in corrispondenza del lato esterno della faglia a causa della contrazione dell'acquifero e, di conseguenza, aumenta il valore del dCFF.

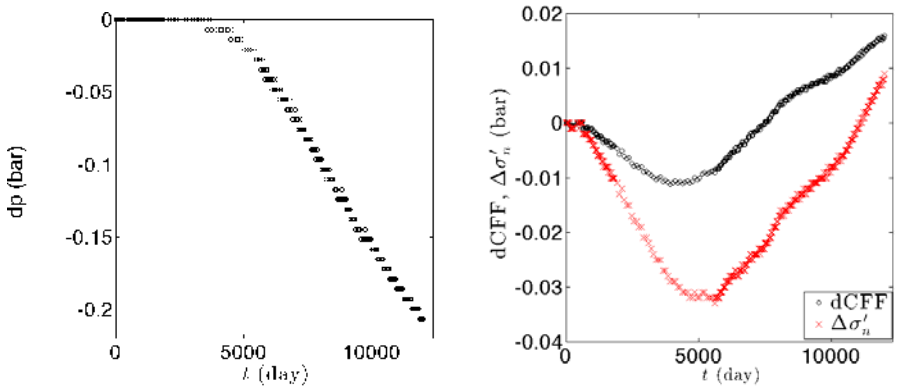

Figura 4.2.16: Evoluzione temporale delle variazioni di pressione e dello stress di Coulomb in corrispondenza dell'ipocentro.

In Figura 4.2.17, abbiamo inoltre rappresentato le mappe degli spostamenti superficiali simulati. La subsidenza risulta minore rispetto al caso precedente perché la diminuzione della pressione è minore in presenza del supporto di fondo dell'acquifero.

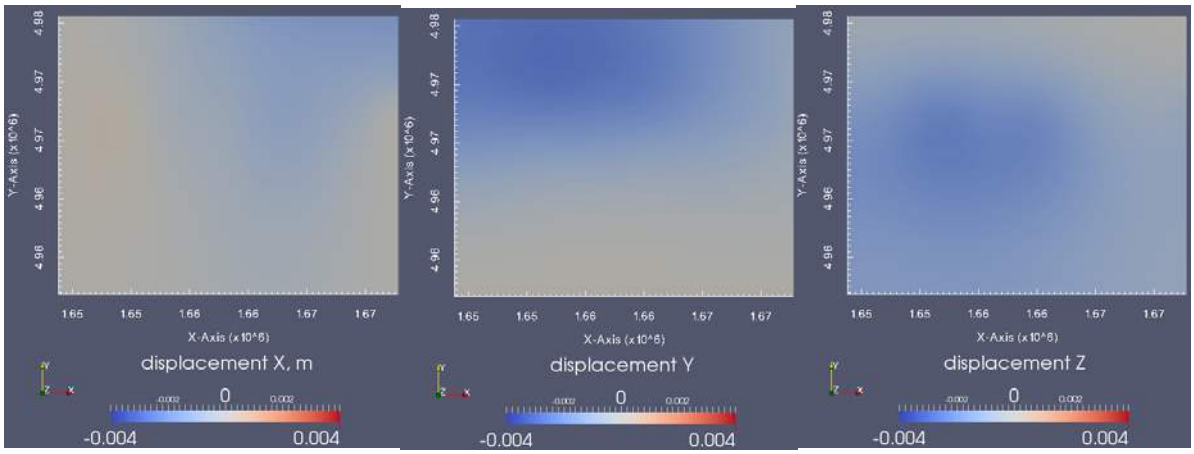

Figura 4.2.17: Campo di spostamento alla superficie al termine della simulazione a t = 11994 giorni. La diminuzione della pressione nel giacimento porta alla subsidenza. A sinistra: spostamento Est-Ovest; al centro: spostamento Nord-Sud; a destra: spostamento verticale. Le misure sono espresse in metri. La subsidenza massima è di meno di 3 mm. Va notato che la subsidenza si espande su una superficie maggiore del blocco del tetto di faglia rispetto alla Figura 4.2.12 perché la pressione diminuisce nell'acquifero di fondo.

4.3 SINTESI E CONCLUSIONI DELLA MODELLISTICA DINAMICA

Il presente studio illustra l'applicazione di tecnologie allo stato dell'arte per la modellizzazione dinamica accoppiata fluido-geomeccanica e le relative implicazioni per l'interpretazione della sismicità indotta. E' stato costruito un modello del campo di Cavone e della struttura geologica circostante al fine di studiare gli effetti della produzione ed iniezione di fluidi all'interno del giacimento e sulla faglia di Mirandola.

La metodologia applicata in questo studio è basata sulla soluzione delle equazioni accoppiate del flusso fluido nel giacimento e delle deformazioni geomeccaniche in presenza di faglie (Jha and Juanes, 2014). Le simulazioni accoppiate del flusso multifase e poromeccanica delle faglie sono state effettuate con un simulatore *two-way* accoppiato che incrocia un simulatore geomeccanico (PyLith) con un simulatore di flusso multifase (GPRS). L'approccio adottato beneficia delle seguenti caratteristiche:

1. E' efficiente dal punto di vista computazionale, dal momento che si basa su una soluzione sequenziale del modello accoppiato *two-way*.
2. E' stabile in maniera incondizionata, dato l'uso della divisione sequenziale *fixed-stress* tra il flusso multifase e la deformazione. Il modello considera rigorosamente gli effetti del flusso multifase per mezzo di una formulazione completa della poromeccanica non lineare.
3. Rappresenta faglie come superfici incluse in un dominio tridimensionale, consentendo dunque un campo di spostamenti discontinuo attraverso la faglia (movimento della faglia). L'approccio adottato spiega il ruolo della discontinuità della pressione attraverso la faglia sulla stabilità della faglia, tramite la definizione della "pressione della faglia".
4. Incorpora un comportamento costitutivo realistico della faglia, come il modello di frizione *rate-state*, capace di simulare scorrimenti delle faglie tipici dei terremoti.

Le seguenti assunzioni sono state adottate, in funzione del tempo a disposizione per lo studio modellistico:

1. Viene considerata soltanto la faglia di Mirandola, sebbene sia risaputo che esistono altre faglie che potrebbero avere un ruolo sia in fase di rilascio dello sforzo che nel contenimento della propagazione delle pressioni.
2. Viene utilizzata una *mesh* di calcolo ragionevolmente semplificata, considerato il costo computazionale intrinseco nella risoluzione del set di equazioni poromeccaniche accoppiate e la necessità di estendere il modello al fine di includere l'*overburden* (dalla superficie), l'*underburden* (fino ad una profondità di 20 km) ed il *sideburden* (fino a distanze per le quali le condizioni al contorno non influenzano significativamente le pressioni e gli sforzi nei siti di interesse).
3. Vengono considerate condizioni iniziali e al contorno con un certo grado di approssimazione, raffinabili specialmente congiuntamente ad una *mesh* più fitta.
4. Vengono considerate proprietà uniformi nel mezzo roccioso.

5. Vengono utilizzati i tassi esatti di produzione e reiniezione, senza effettuare un *histoty match* delle pressioni di fondo pozzo o dei *water cut*.

Anche se la sofisticazione e la fedeltà del modello potrebbero essere estese, crediamo che il modello attuale sia estremamente informativo e che fornisca conoscenze sul comportamento fisico-meccanico che lega la produzione/iniezione di fluidi nel giacimento e il relativo comportamento geomeccanico.

Sono state effettuate simulazioni per due casi alternativi: un primo nel quale il supporto dell'acquifero è limitato allo strato del giacimento (Caso 1), ed un secondo, considerato più realistico sulla base di quanto esposto nel Capitolo 4.1, nel quale il supporto dell'acquifero deriva sia dall'acquifero laterale che da quello basale (Caso 2). Dalle seguenti modellazioni, possiamo desumere le seguenti risultanze e conclusioni:

1. Nel Caso 1, come atteso, le variazioni di pressioni sono limitate al giacimento. La produzione netta porta ad un calo della pressione generale, con incrementi locali della pressione in prossimità del pozzo iniettore Cavone 14 (Figura 4.2.8). L'andamento è riflesso nelle variazioni di pressione nel tetto della faglia di Mirandola (Figura 4.2.9). Tuttavia, nel letto della faglia, le variazioni di pressione sono zero dal momento che la faglia è considerata non conduttiva.
2. Queste variazioni di pressioni legate a produzione/iniezione portano alla caratteristica variazione dello stress *up-dip* e normale sulla faglia di Mirandola. Principalmente, la produzione netta tende a stabilizzare le faglie all'interno dello strato del giacimento. Tuttavia, per una faglia posizionata in corrispondenza del bordo del giacimento, la discontinuità nella pressione dei pori significa che c'è una discontinuità nello stress normale efficace e che dunque il criterio di Coulomb deve essere valutato localmente su entrambi i lati della faglia. La produzione netta porta ad una compattazione che crea (1) sforzi *down-dip* sopra il giacimento e *up-dip* sotto lo stesso e (2) una riduzione nello stress efficace sulla faccia esterna della faglia di Mirandola al di sotto del giacimento ed un incremento sopra il giacimento. Il risultato di questi effetti è il cambiamento dello sforzo di Coulomb (dCFF) che è positivo nell'intervallo di profondità, e al di sotto, del giacimento (Figura 4.2.10) e negativo nella regione sopra il giacimento.
3. Questi calcoli suggeriscono che il decremento della pressione causato dalla produzione nel giacimento può portare al lento accumulo di una variazione positiva dello sforzo di Coulomb fino a 3 bar nelle faglie circostanti il giacimento all'interno di pochi kilometri dal giacimento, oltre i quali decresce rapidamente. Variazioni statiche dello sforzo di questa magnitudo, se avvengono in un breve periodo, tenderebbero a destabilizzare la faglia. La regione virtualmente destabilizzata è limitata ad una regione attorno al giacimento nella quale non si è manifestato nessun incremento della sismicità negli oltre 20 anni di produzione. Le variazioni dello sforzo di Coulomb nella regione prossima all'ipocentro del 29 maggio sulla faglia di Mirandola sono estremamente piccole (<0.01 bar); questo indica che non c'è stato nessun effetto della produzione ed iniezione all'ipocentro. L'ipocentro del 20 maggio è su una faglia differente, più lontana dal campo di Cavone e al di fuori del dominio dello studio geomeccanico.

4. Nel Caso 2 assumiamo, come suggerito nel Capitolo 4.1, che il reservoir sia in comunicazione con l'acquifero sottostante, composto di livelli al di sotto del contatto acqua-olio. Il supporto dell'acquifero sottostante porta ad un minore calo della pressione attorno ai pozzi produttori e ad un minore incremento della pressione attorno al pozzo iniettore, così come visibile comparando Figura 4.2.8 e 4.2.13.
5. La magnitudo della variazione dello sforzo di Coulomb accumulato in oltre due decadi è <0.5 bar. Lo sforzo medio è di circa 0.02 bar/anno, comparabile con lo sforzo di origine tettonica. L'area della regione di instabilità della faglia, sulla base delle variazioni positive dello sforzo di Coulomb, è più piccola nel Caso 2 rispetto al Caso 1. Questo perché lo sforzo di taglio è più piccolo, risultato di un minore calo della pressione (Figura 4.2.14).

In relazione alla stabilità della faglia di Mirandola, questi modelli sono conservativi. La ragione principale è che altre faglie, delle quale si conosce l'esistenza, non sono state incluse. Queste faglie potrebbero sia prevenire che le variazioni di pressione raggiungano la faglia di Mirandola e inoltre possono rilasciare lo sforzo nel caso queste siano attivate prima che un evento sismico avvenga nella faglia di Mirandola.

Ad eccezione di alcune centinaia di metri dal pozzo di iniezione Cavone 14, la pressione dei fluidi all'intero del giacimento è dominata dalla produzione del giacimento. Oltre questa distanza dal pozzo iniettore, la pressione decresce sostanzialmente, diminuendo la probabilità di accadimento dei terremoti tettonici nelle aree connesse idraulicamente con il giacimento. Al di fuori del giacimento, lo sforzo risultante dalla contrazione del reservoir tende a favorire l'attività sismica; tuttavia, il tasso di carico ottenuto nella simulazione preferita, <0.02 bar/anno, è comparabile con il tasso al quale si accumula lo stress tettonico. L'incremento atteso di sismicità è estremamente più piccolo rispetto all'incremento dato dalle variazioni rapide degli sforzi associati alla sequenza sismica del maggio 2012. Inoltre, l'analisi delle localizzazioni delle scosse di assestamento della sequenza del maggio 2012 mostra l'assenza di sismicità nelle aree dove gli stress prodotti dalla contrazione del giacimento sono maggiori. Pertanto possiamo concludere che le rapide variazioni dello sforzo di Coulomb sulla faglia di Mirandola indotte dalla sequenza sismica del maggio 2012 furono di gran lunga più importanti delle variazioni di stress accumulate lentamente durante l'intera vita produttiva del campo di Cavone.

BIBLIOGRAFIA

Aagaard, B., S. Kientz, M. Knepley, L. Strand, and C. Williams (2012), PyLith User Manual, Version 1.8.0, Comput. Infrastruct. for Geodyn., Univ. of Calif., Davis, Calif.

Aagaard, B. T., M. G. Knepley, and C. A. Williams (2013), A domain decomposition approach to implementing fault slip in finite-element models of quasi-static and dynamic crustal deformation, J. Geophys. Res. Solid Earth, 118, 3059–3079, doi:10.1002/jgrb.50217.

Abousleiman, Y., A. H.-D. Cheng, L. Cui, E. Detournay, and J.-C. Roegiers (1996), Mandel's problem revisited, Geotechnique, 46, 187–195.

Ake, J., K. Mahrer, D. O'Connell and L. Block (2005). Deep-injection and closely monitored induced seismicity at Paradox Valley, Colorado, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 95*, 664-683, doi:10.1785/0120040072.

Anderson, E. M. (1951), The Dynamics of Faulting and Dyke Formation With Application to Britain, Oliver and Boyd, New York, N. Y.

Armero, F. (1999), Formulation and finite element implementation of a multiplicative model of coupled poro-plasticity at finite strains under fully saturated conditions, Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 171, 205–241.

Armero, F., and J. C. Simo (1992), A new unconditionally stable fractional step method for non-linear coupled thermomechanical problems, Int. J. Numer. Methods Eng., 35, 737–766.

Armero, F., and J. C. Simo (1993), A priori stability estimates and unconditionally stable product formula algorithms for nonlinear coupled thermoplasticity, Int. J. Plasticity, 9, 749–782.

Aziz, K., and A. Settari (1979), Petroleum Reservoir Simulation, Elsevier, London, U. K.

Barton, C. A., M. D. Zoback, and D. Moos (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock: *Geology*, *23*, 683-686

Beall, J.J. M.A. Stark, J.L. Bill Smith and A. Kirkpatrick. 1999. Microearthquakes in the SE Geysers before and after SEGEP Injection. Geothermal Resources Council, Transactions 23: 253-257.

Bear, J. (1972), Dynamics of Fluids in Porous Media, John Wiley, New York, N. Y.

Bear, J., and M. Y. Corapcioglu (1981), Mathematical model for regional land subsidence due to water pumping, Water Resour. Res., 17, 937–958.

Beeler, N. M., R. W. Simpson, S. H. Hickman, and D. A. Lockner (2000), Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure, J. Geophys. Res., 105, 25,533–25,542.

Beer, G. (1985), An isoparametric joint/interface element for finite element analysis, Int. J. Numer. Methods Eng., 21, 585–600.

Biot, M. A. (1941), General theory of three-dimensional consolidation, J. Appl. Phys., 12, 155–164.

Birkholzer, J. T., and Q. Zhou (2009), Basin-scale hydrogeologic impacts of CO2 storage: Capacity and regulatory implications, Int. J. Greenh. Gas Control, 3, 745–756.

Bishop, A. W. (1959), The principle of effective stress, Tekniske Ukeblad, 39, 859–863.

Bishop, A. W., and G. E. Blight (1963), Some aspects of effective stress in saturated and partly saturated soils, Geotechnique, 13, 177–197.

Block, L.V., C.K. Wood, W.L. Yeck and V.M. King (2014). The 24 January 2013 M_L 4.4 Earthquake near Paradox, Colorado, and Its Relation to Deep Well Injection. *Seism. Res. Lett., May/June 2014, v. 85, p. 609-624, doi:10.1785/0220130188*

Boccaletti, M., G. Corti, and L. Martelli (2010). Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy), *Geol. Rundsch. Z. Allg. Geol.*, *100*, 1331-1348, doi: 10.1007/ s00531-010-0545-y

Bonini, M. (2013) Fluid seepage variability across the external Northern Apennines (Italy): Structural controls with seismotectonic and geodynamic implications, *Tectonophysics, 590*, 151-174.

Brodsky, E. E., E. Roeloffs, E. Woodcock, I. Gall and M. Manga (2003). A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes. *J. Geophys. Res.*, *108*(B8), 2390. doi:doi:10.1029/2002JB002321

Brodsky, E. E., and L. J. Lajoie (2013), Anthropogenic seismicity rates and operational parameters at the Salton Sea Geothermal Field, Science, 341, 543–546.

Burrato, P., F. Ciucci, and G. Valensise (2003). An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting, *Ann. Geophys., 46*, 5.

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks .*Pure Appl. Geophys. 116*, 615–626.

Caine, J. S., and C. B. Forster (1999), Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust, Geophys. Monogr. Ser., vol. 113, edited by W. C. Haneberg et al., AGU, Washington, D. C.

Cao, H. (2002), Development of techniques for general purpose simulators, PhD thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.

Cappa, F., and J. Rutqvist (2011a), Impact of CO2 geological sequestration on the nucleation of earthquakes, Geophys. Res. Lett., 38, L17313, doi:10.1029/2011GL048487.

Cappa, F., and J. Rutqvist (2011b), Modeling of coupled deformation and permeability evolution during fault reactivation induced by deep underground injection of CO2, Int. J. Greenh. Gas Control, 5, 336–346.

Carder, D. S. (1945), Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940–1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity, Bull. Seismol. Soc. Am., ,,,,,,35, 175–192.

Carol, I., A. Gens, and E. E. Alonso (1985), A three dimensional elastoplastic joint element, in Fundamentals of Rock Joints, pp. 441–451, Centek, Lulea, Sweden.

Castelli, V., F. Bernardini, R. Camassi, C. H. Caracciolo, E. Ercolani, and L. Postpischl (2012). Looking for missing earthquake traces in the Ferrara-Modena plain: an update on historical seismicity. *Ann. Geophys. 55, 4, 519-524. doi:10.4401/ag-6110*

Cesca, S. T. Braun, F. Maccaferri, L. Passarelli, E. Rivalta and T. Dahm. (2013). Source modeling of the M 5-6 Emilia-Romagna, Italy earthquakes (2012 May 20-29). *GJI*, *doi:10.1093/gji/ggt069*

Chester, F. M., J. P. Evans, and R. Biegel (1993), Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault, J. Geophys. Res., 98, 771–786.

Chiaramonte, L., M. D. Zoback, J. Friedmann, and V. Stamp (2008), Seal integrity and feasibility of CO2 sequestration in the Teapot Dome EOR pilot: Geomechanical site characterization, Environ. Geol., 54(8), 1667–1675.

Ciaccio, M.G., and C. Chiarabba (2002). Tomographic models and seismotectonics of the Reggio Imilia region, Italy, *Tectonophysics, 344*, 261–276.

Convertito, V., Catalli, F., & Emolo, A. (2013). Combining stress transfer and source directivity: the case of the 2012 Emilia seismic sequence. *Scientific reports*, *3*.

Coussy, O. (1995), Mechanics of Porous Continua, John Wiley, Chichester, U. K.

Coussy, O. (2004), Poromechanics, John Wiley, Chichester, U. K.

Coussy, O. (2005), Poromechanics of freezing materials, J. Mech. Phys. Solids, 53, 1689–1718.

Coussy, O., R. Eymard, and T. Lassabatere (1998), Constitutive modeling of unsaturated drying deformable materials, J. Eng. Mech., 124(6), 658–557.

Coussy, O., P. Dangla, T. Lassabatere, and V. Baroghel-Bouny (2004), The equivalent pore pressure and the swelling and shrinkage of cement-based materials, Mater. Struct., 37, 15–20.

CUBIT (2013), CUBIT 13.2 User Documentation, Sandia Natl. Lab., Albuquerque, N. M.

Dean, R. H., X. Gai, C. M. Stone, and S. E. Minkoff (2006), A comparison of techniques for coupling porous flow and geomechanics, Soc. Pet. Eng. J., 11, 132–140.

Devoti, R ., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R . Pisani, and F. Riguzzi (2011). Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary, *Earth Planet. Sci. Lett. 311*, 230-241, doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.034.

Dieterich, J. H. (1979a). Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, *84*(B5), 2161-2168.

Dieterich, J. H. (1979b). Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics, 211,* 115-134,

Dieterich, J. H. (1992). Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent friction, *Tectonophysics, 211*, 115-134.

Dieterich, J. H. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res. 99*, 2601–2618.

Dieterich, J. H. and B. D. Kilgore (1994). Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties. *Pure Appl. Geophys.*, *143*(1), 283-302.

Dieterich, J. H. (2007). Applications of rate- and state-dependent friction to models of fault slip and earthquake occurrence, *Treatise on Geophysics, Vol 4,* Elsevier, 107-129.

DISS WORKING GROUP (2007) - *Database of Individual Seismogenic Sources (version 3.0.4): A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Available at: http://www.ingv.it/DISS.

Dolan, J., S. Christofferson and J. H. Shaw (2003). Recognition of Paleoearthquakes on the Puente Hills Blind Thrust Fault, California, *Science, 300:* 115-118.

Elkhoury, J. E., E. E. Brodsky and D. C. Agnew (2006). Seismic waves increase permeability. *Nature*, 441(7097), 1135-1138.

Ellsworth, W. L. (2013), Injection-induced earthquakes, Science, 341, 1–7.

Engelder, T. (2012), Capillary tension and imbibition sequester frack fluid in Marcellus gas shale, Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 109(52), E3625.

Felippa, C. A., and K. C. Park (1980), Staggered transient analysis procedures for coupled mechanical systems: Formulation, Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 24, 61–111.

Ferronato, M., G. Gambolati, C. Janna, and P. Teatini (2008), Numerical modeling of regional faults in land subsidence prediction above gas/oil reservoirs, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 32, 633–657.

Ferronato, M., N. Castelletto, and G. Gambolati (2010), A fully coupled 3-D mixed finite element model of Biot consolidation, J. Comput. Phys., 229(12), 4813–4830.

Fialko, Y., and M. Simons (2000), Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry, J. Geophys. Res., 105, 21,781–21,793.

Freed, A. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer: Ann.Rev.*EarthPlanet. Sci*., 33, 335–67, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505

Galloway, D. L., and T. J. Burbey (2011), Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction, Hydrogeol. J., 19, 1459–1486.

Galloway, D. L., K. W. Hudnut, S. E. Ingebritsen, S. P. Phillips, G. Peltzer, F. Rogez, and P. A. Rosen (1998), Detection of aquifer system compaction and land subsidence using interferometric synthetic aperture radar, Antelope Valley, Mojave Desert, California, Water Resour. Res., 34, 2573–2585.

Gambolati, G., and R. A. Freeze (1973), Mathematical simulation of the subsidence of Venice: 1. Theory, Water Resour. Res., 9, 721–733.

Gambolati, G., P. Teatini, D. Bau, and M. Ferronato (2000), The importance of poro-elastic coupling in dynamically active aquifers of the Po river basin, Italy, Water Resour. Res., 36, 2443–2459.

Ganas, A., Z. Roumelioti and K. Chousianitis (2012). Static Stress transfer from the May 20, 2012, M 6.1 Emilia-Romgana (northern Italy) earthquake using a co-seismic slip distribution model. *Ann. Geophys. 55, 4, 655-662. doi: 10.4401/ag-676*

Geertsma, J. (1957), The effect of fluid pressure decline on volumetric change of porous rocks, Trans. AIME, 210, 331–340.

Geertsma, J. (1973a). Land subsidence above compacting oil and gas reservoirs, *Journal of Petroleum Technology, 25*, 734-744.

Geertsma, J. (1973b), A basic theory of subsidence due to reservoir compaction: The homogeneous case, Verhandelingen Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk. Gen., 28, 43–62.

Gens, A., I. Carol, and E. E. Alonso (1988), An interface element formulation for the analysis of soil-reinforcement interaction, Comput. Geotech., 7, 133–151.

Glowinsky, R., and P. Le Tallec (1989), Augmented Lagrangian and Operator-Splitting Methods in Nonlinear Mechanics, Soc. Ind. Appl. Math., Philadelphia, Pa.

Gonzalez, P. J., K. F. Tiampo, M. Palano, F. Cannavo, and J. Fernandez (2012), The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading, Nat. Geosci., 5, 821–825.

Goodman, R. E., R. L. Taylor, and T. L. Brekke (1968), A model for the mechanics of jointed rock, J. Soil Mech., 94, 637–659.

Grasso, J.-R. (1992,). Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons, *Pure Appl. Geophys., 139(3-4),* 507–534.

Gray, W. G., and B. A. Schrefler (2001), Thermodynamic approach to effective stress in partially saturated porous media, Eur. J. Mech.-A/Solids, 20, 521–538.

Gupta, H. K. (2002), A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India, Earth Sci. Rev., 58, 279–310.

Hardebeck, J. L., J. J. Nazareth and E. Hauksson (1998). The static stress change triggering model: Constraints from two southern california aftershock sequences. *J. Geophys. Res.*, *103*(24), 427-37. Retrieved from Google Scholar.

Harris, R. A., and R. W. Simpson (1992), Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, Nature, 360, 251–254.

Harris, R. A., R. W. Simpson, and P. A. Reasenberg (1995), Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California, Nature, 375, 221–224.

Herrmann, R. B., S.-K. Park and C.-Y. Wang (1981). The Denver earthquakes of 1967-1968, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 71*, 731-745.

Hsieh, P. A. and J. D. Bredehoeft (1981). A reservoir analysis of the Denver earthquakes: A case of induced seismicity, *J. Geophys. Res., 86*, 903-920.

Hubbert, M. K., and W. W. Rubey (1959), Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am., 70, 115–166.

Husen, S., R. Taylor, R. B. Smith and H. Healser (2004). Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in yellowstone national park produced by the 2002 M 7.9 denali fault earthquake, alaska. *Geology*, *32*(6), 537-540. doi:doi:10.1029/2002JB002321

International Seismological Centre, *On-line Bulletin*, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2011.

IPCC (2005), Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage, edited by B. Metz et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Jaeger, J. C., and N. G. W. Cook (1979), Fundamentals of Rock Mechanics, Chapman and Hall, London, U. K.

Jeannin, L., M. Mainguy, R. Masson, and S. Vidal-Gilbert (2007), Accelerating the convergence of coupled geomechanical–reservoir simulations, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 31, 1163–1181.

Jha, B., and R. Juanes (2007), A locally conservative finite element framework for the simulation of coupled flow and reservoir geomechanics, Acta Geotech., 2, 139–153.

Jha, B. and R. Juanes (2014), Coupled multiphase flow and poromechanics: a computational model of pore-pressure effects on fault slip and earthquake triggering. Water Resources Research, 50, doi:10.1002/2013WR015175.

Johnson, P. A. and X. Jia (2005). Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering. *Nature*, *437*(7060), 871-4. doi:10.1038/nature04015

Juanes, R., J. Samper, and J. Molinero (2002), A general and efficient formulation of fractures and boundary conditions in the finite element method, Int. J. Numer. Methods Eng., 54(12), 1751–1774.

Kagan, Y.Y. and D. D. Jackson, (1991). Long-term earthquake clustering. Geophys. J. Int. 104, 117-133.

Kanamori, H. and E. E. Brodsky (2004). The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, *67*(8), 1429-1496. doi:10.1088/0034-4885/67/8/R03

Keranen, K. M., H. M. Savage, G. A. Abers and E. S. Cochran (2013). Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA: Links between wastewater injection and the 2011 M_w 5.7 earthquake sequence, *Geology,* doi:10.1130/G34045.1

Keranen, K. M., M. Weingarten, G. A. Abers, B. Bekins, S. Ge (2014). Sharp increase in Oklahoma seismicity since 2008 triggered by massive wastewater injection, Science, doi: 10.1126/science.1255802

Khalili, N., F. Geiser, and G. E. Blight (2004), Effective stress in unsaturated soils: A review with new evidence, Int. J. Geomech., 4, 115–126.

Kim, J., H. A. Tchelepi, and R. Juanes (2011a), Stability and convergence of sequential methods for coupled flow and geomechanics: Drained and undrained splits, Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 200, 2094–2116.

Kim, J., H. A. Tchelepi, and R. Juanes (2011b), Stability and convergence of sequential methods for coupled flow and geomechanics: Fixed-stress and fixed-strain splits, Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 200, 1591–1606.

Kim, J., H. A. Tchelepi, and R. Juanes (2011c), Stability, accuracy and efficiency of sequential methods for coupled flow and geomechanics, Soc. Pet. Eng. J., 16(2), 249–262.

Kim, J., H. A. Tchelepi, and R. Juanes (2013), Rigorous coupling of geomechanics and multiphase flow with strong capillarity, Soc. Pet. Eng. J., 18(6), 1123–1139.

Lackner, K. S. (2003), A guide to CO2 sequestration, Science, 300(5626), 1677–1678.

LaGriT (2013), LaGriT Manual, Los Alamos Natl. Lab., Los Alamos, N. M.

Lambert, A., H. Kao and G. Rogers, 2009. Correlations of tremor activity with tidal stresses in the northern Cascadia subduction zone. Jour Geophys. Res. V. 114. Issue B8, doi: 10.1029/2008JB006038

Lavecchia, G., R. de Nardis, D. Cirillo, F. Brozzetti and P. Boncio (2012). The May-June Ferrara Arc earthquakes (northern Italy): Structural control of the spatial evolution of the seismic sequence and of the surface pattern of coseismic fracture, *Ann. Geophys., 55*, 534-540.

Lei, X. Y., G. Swoboda, and G. Zenz (1995), Application of contact-friction interface element to tunnel excavation in faulted rock, Comput. Geotech., 17, 349–370.

Lewis, R. W., and B. A. Schrefler (1998), The Finite Element Method in the Static and Dynamic Deformation and Consolidation of Porous Media, 2nd ed., John Wiley, Chichester, U. K.

Lewis, R. W., and Y. Sukirman (1993), Finite element modelling of three-phase flow in deforming saturated oil reservoirs, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 17, 577–598.

Lewis, R. W., A. Makurat, and W. K. S. Pao (2003), Fully coupled modeling of seabed subsidence and reservoir compaction of North Sea oil fields, Hydrogeol. J., 11(1), 142–161.

Li, X., Z. Liu, and R. W. Lewis (2005), Mixed finite element method for coupled thermo-hydro-mechanical process in poro-elastic-plastic media at large strains, Int. J. Numer. Methods Eng., 64(5), 667–708.

Lin, J. and R.S. Stein (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *J. Geophys. Res., 109*, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.

Linker, M. F. and J. H. Dieterich (1992). Effects of variable normal stress on rock friction-observations and constitutive equations. *J. Geophys. Res.*, *97*(B4), 4923-4940.

Lockner, D. A., and Beeler, N.M. (2002). Rock failure and earthquakes, *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology part A*, ed W H K Lee et al (San Diego, CA: Academic) pp 505–37.

Lofgren, B. E. (1981), Monitoring crustal deformation in The Geyser Clear Lake region, in Research in The Geysers-Clear Lake Geothermal Area, Northern California, p. 1141, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.

Lomnitz, C. (1974), Earthquakes and reservoir impounding: State of the art, Eng. Geol., 8, 191–198.

Mainguy, M., and P. Longuemare (2002), Coupling fluid flow and rock mechanics: Formulations of the partial coupling between reservoir and geomechanics simulators, Oil Gas Sci. Technol., 57, 355–367.

Mandel, J. (1953), Consolidation of soils (mathematical study), Geotechnique, 3, 287–299.

Manga, M., I. Beresnev, E. E. Brodsky, J. E. Elkhoury, D. Elsworth, E. Ingebritsen, and C.-Y. Wang, (2012). Changes in permeability caused by transient stresses: Field observations, experiments, and mechanisms. *Rev. Geophys.*, *50*(2). doi:10.1029/2011RG000382

Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *26.*

McGarr, A. (1991). On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bull. Seismol. Soc. Amer., 81(3)*: 948-970.

McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection, *J. Geophs. Res., 119, doi:10.1002/2013/2-13JB010597*

Mindlin, R. D., (1936). Force at a Point in the Interior of a SemiInfinite Solid, *Physics, 7*, 195-202; doi: 10.1063/1.1745385

Minkoff, S. E., C. M. Stone, S. Bryant, M. Peszynska, and M. F. Wheeler (2003), Coupled fluid flow and geomechanical deformation modeling, J. Pet. Sci. Eng., 38, 37–56.

Molinero, J., J. Samper, and R. Juanes (2002), Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks, Eng. Geol., 64(4), 369–386.

Morris, J. P., R. L. Detwiler, S. J. Friedman, O. Y. Vorobiev, and Y. Hao (2011a), The large-scale geomechanical and hydrogeological effects of multiple CO2 injection sites on formation stability, Int. J. Greenh. Gas Control, 5(1), 69–74.

Morris, J. P., Y. Hao, W. Foxall, and W. McNab (2011b), A study of injection-induced mechanical deformation at the In Salah CO2 storage project, Int. J. Greenh. Gas Control, 5(2), 270–280.

Mossop, A., and P. Segall (1997), Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys, Geophys. Res. Lett., 24, 1839–1842.

Muskat, M. (1949), Physical Principles of Oil Production, McGraw-Hill, New York, N. Y.

Nikooee, E., G. Habibagahi, S. M. Hassanizadeh, and A. Ghahramani (2013), Effective stress in unsaturated soils: A thermodynamic approach based on the interfacial energy and hydromechanical coupling, Transp. Porous Media, 96, 369–396.

NRC (National Research Council, 2012), *Induced Seismicity Potential in Energy Technologies,* Washington, DC: National Academy Press.

Nuth, M., and L. Laloui (2008), Effective stress concept in unsaturated soils: Clarification and validation of a unified framework, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 32, 771–801.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am. 75, 1135-1154.

Orr, F. M., Jr. (2009), Onshore geologic storage of CO2, Science, 325, 1656–1658.

Pacala, S., and R. Socolow (2004), Stability wedges: Solving the climate problem for the next 50 years with current technologies, Science, 305, 968–972.

Pan, H., and H. Cao (2010), User Manual for General Purpose Research Simulator, Stanford Univ. Pet. Eng. Inst., Stanford, Calif.

Pao, W. K. S., and R. W. Lewis (2002), Three dimensional finite element simulation of three-phase flow in a deforming fissured reservoir, Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 191, 2631–2659.

Parsons, T. (2005). A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering. *Geophys. Res. Lett.*, *32*(4). doi:10.1029/2004GL021811

Pezzo, G., J. P., Merryman Boncori, C. Tolomei, S. Salvi, S Atzori, A. Antonioli, E. Trasatti, F. Novali, E. Serpelloni and L. Candela (2013). Coseismic deformation and source modeling of the May 2012 (Northern Italy) earthquakes, *Seism. Res. Lett., 84*, 645-655.

Piccinini, D., N. A. Pino and G. Saccorotti (2012). Source complexity of the May 20, 2012 Mw 5.9, Ferrara (Italy) event, *Ann. Geophys., 55*, 568-573.

Pieri, M. (1983). Three seismic profiles through the Po Plain. In: Bally, A.W. (Ed.), Seismic Expression of Structural Styles. A Picture and Work Atlas: Am. Assoc. *Pet. Geol. Stud. Geol., 15* (3.4.1/8–3.4.1/26).

Pratt, T. L., J. H. Shaw, J. F. Dolan, S. Christofferson, R.A. Williams, J.K. Odum, and A. Plesch (2002), Shallow seismic imaging of folds above the Puente Hills blind-thrust fault, Los Angeles, California, *Geophys. Res. Lett.*, *29*/18-1.

Raleigh, C. B., J.H. Healy and J.D. Bredehoeft (1976). An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado, *Science 191*, 1230-1237.

Reasenberg, P. A., and R. W. Simpson (1992), Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, Science, 255, 1687–1690.

Rice, J. (1992), Fault Stress States, Pore Pressure Distributions, and the Weakness of the San Andreas Fault, pp. 475–503, Academic Press, London, U. K.

Roeloffs, E. (1996), Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena, Adv. Geophys., 37, 135–195.

Rutqvist, J., Y. S. Wu, C. F. Tsang, and G. Bodvarsson (2002), A modeling approach for analysis of coupled multiphase fluid flow, heat transfer, and deformation in fractured porous rock, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 39, 429–442.

Rutqvist, J., J. T. Birkholzer, F. Cappa, and C. F. Tsang (2007), Estimating maximum sustainable injection pressure during geological seques- tration of CO2 using coupled fluid flow and geomechanical fault-slip analysis, Energy Convers. Manage., 48, 1798–1807.

Rutqvist, J., J. T. Birkholzer, and C. F. Tsang (2008), Coupled reservoir–geomechanical analysis of the potential for tensile and shear failure associated with CO2 injection in multilayered reservoir–caprock systems, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 45, 132–143.

Rutqvist, J., D. W. Vasco, and L. Myer (2010), Coupled reservoir-geomechanical analysis of CO2 injection and ground deformations at In Salah, Algeria, Int. J. Greenh. Gas Control, 4, 225–230.

Samier, P., and S. Gennaro (2007), A practical iterative scheme for coupling geomechanics with reservoir simulation, paper SPE 107077 presented at SPE Europec/EAGE, Society of Petroleum Engineers, London, U. K.

Schlumberger (2009), Eclipse 100 Reference Manual 2009.1, Schlumberger Inf. Solutions, Houston, Tex.

Scholz, C. H. (1989), Mechanics of faulting, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 17, 309–334.

Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, *391*, 37-42.

Scognamiglio, L., L. Margheriti, F. M. Mele, E. Tinti, A. Bono, P. De Gori, V. Lauciani, F. P. Lucente, A. G. Mandiello, C. Marcocci, S. Mazza, S. Pintore and M. Quintiliani (2012). The 2012 Pianura Padana Emiliana seimic sequence: Locations, moment tensors and magnitudes, *Ann. Geophys., 55*, 549-559.

Scrocca, D., E. Carminati, C. Doglioni and D. Marcantoni (2007). Slab retreat and active shortening along the central-northern Apennines. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F.,

Verges, J. (Eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems.* : Frontiers in Earth Sciences. Springer, Berlin, pp. 471–487.

Segall, P. (1985) Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake, *J. Geophys. Res.*, *90*(B8), 6801-6816.

Segall, P. (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction, *Geology* 17, 942-946.

Segall, P. (1992). Induced stresses due to fluid extraction from axisymmetric reservoirs, *Pure Appl. Geophys., 139(3/4)*: 535–560.

Segura, J. M., and I. Carol (2004), On zero-thickness interface elements for diffusion problems, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 28, 947–962.

Segura, J. M., and I. Carol (2008a), Coupled HM analysis using zero-thickness interface elements with double nodes. Part I: Theoretical model, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 32, 2083–2101.

Segura, J. M., and I. Carol (2008b), Coupled HM analysis using zero-thickness interface elements with double nodes. Part II: Verification and application, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 32, 2103–2123.

Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2006). GPS measurement of active strains across the Apennines, *Ann. Geophys. 49, no. 1*, 319-329.

Serpelloni, E. L. Anderlini, A. Avallone, V. Cannelli, A. Cavalier, D. Cheloni, C. D'Amborosio, E. D'Anastasio, A. Espositio, G. Pietrantonio, A. R. Pisani, M. Anzidei, G. Cecere, N. D"Agostino, S. Del Messe, R. Devoti, A. Galvani, A. Massucci, D. Melini, F. Riguzzi, G. Selvaggi, and V. Sepe. (2012). GPS observations of coseismic deformation following the May 20 and 29, 2012, Emilia seismic events (northern Italy): data, analysis and preliminary models. *Ann. Geophys. 55, 4, 759-766 doi: 10.4401/ag-6168*

Settari, A., and F. Mourits (1998), A coupled reservoir and geomechanical simulation system, Soc. Pet. Eng. J., 3, 219–226.

Settari, A., and D. A. Walters (2001), Advances in coupled geomechanical and reservoir modeling with applications to reservoir compaction, Soc. Pet. Eng. J., 6, 334–342.

Shaw, J. and J. Suppe (1994) Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *106/5*, 607-626.

Shaw, J. H. and J. Suppe (1996) Earthquake hazards of active blind-thrust faults under the central Los Angeles basin, California, *J. Geophys. Res.*, *101/B4*, 8623- 8642.

Sibson, R. H. (1977), Fault rocks and fault mechanisms, J. Geol. Soc. London, 133, 191–213.

Sibson, R. H. (1981), Fluid flow accompanying faulting: Field evidence and models, in Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Ser., vol. 4, pp. 593–603, AGU, Washington, D. C.

Sibson, R. H. (1986), Brecciation processes in fault zone: Inferences from earthquake rupturing, Pure Appl. Geophys., 124, 159–175.

Sibson, R. H. (1990), Rupture nucleation on unfavorably oriented faults, Bull. Seismol. Soc. Am., 80, 1580–1604.

Sibson, R. H. (1994), Crustal stress, faulting and fluid flow, Geol. Soc. Spec. Publ., 78, 69–84.

Skempton, A. W. (1954), The pore pressure coefficients A and B, Geotechnique, 4, 143–147.

Stein, R.S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence: *Nature*, *402*, 605–609.

Stein, R.S. (2003). Earthquake conversations, *Scientific American*, *288*, 72-79.

Stein, R. and R. Yeats (1989) Hidden earthquakes, *Scientific American, 260, pp. 48-57.*

Sukirman, Y., and R. W. Lewis (1993), A finite element solution of a fully coupled implicit formulation for reservoir simulation, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 17(10), 677–698.

Szulczewski, M. L., C. W. MacMinn, H. J. Herzog, and R. Juanes (2012), Lifetime of carbon capture and storage as a climate-change mitigation technology, Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 109(14), 5185–5189.

Taira, T., P. G. Silver, F. Niu and R. M. Nadeau (2009). Remote triggering of fault-strength changes on the San Andreas fault at Parkfield. *Nature*, *461*(7264), 636-9. doi:10.1038/nature08395

Thomas, L. K., L. Y. Chin, R. G. Pierson, and J. E. Sylte (2003), Coupled geomechanics and reservoir simulation, Soc. Pet. Eng. J., 8(4), 350–358.

Toda, S., R. R. Stein and T. Sagiya (2002). Evidence from the 2000 Izu Islands swarm that seismicity is governed by stressing rate: *Nature*, *419*, 58-61.

Toda, S., R. S. Stein, K. Richards-Dinger and S. Bozkurt (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J. Geophys. Res., 110*, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.

Toda, S., R. S. Stein, G. C. Beroza and D. Marsan (2012). Aftershocks halted by static stress shadows. *Nature Geoscience*, *5*(6), 410-413.

Townend, J., and M. D. Zoback (2000). How faulting keeps the crust strong, *Geology*, 28, 399–402.

Tran, D., A. Settari, and L. Nghiem (2004), New iterative coupling between a reservoir simulator and a geomechanics module, Soc. Pet. Eng. J., 9(3), 362–369.

Tran, D., L. Nghiem, and L. Buchanan (2005), Improved iterative coupling of geomechanics with reservoir simulation, paper SPE 93244 presented at SPE Reservoir Simulation Symposium, Society of Petroleum Engineers, Houston, Tex.

van der Elst, N. J. and E. E. Brodsky (2010). Connecting near-field and far-field earthquake triggering to dynamic strain. *J. Geophys. Res.*, 115(B7). doi:10.1029/2009JB006681

van der Elst N. J., Savage H. M., Keranen K. M., Abers G.A. (2013). Enhanced Remote Earthquake Triggering at Fluid-Injection Sites in the Midwestern United States. *Science*, **341**: 164-167.

Vlahinic, I., H. M. Jennings, J. E. Andrade, and J. J. Thomas (2011), A novel and general form of effective stress in a partially saturated porous material: The influence of microstructure, Mech. Mater., 43, 25–35.

Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 90, 1353-1368, 2000.

Wang, H. F. (2000). Theory of Linear Poroelasticity, *Princeton University Press*, Princeton, NJ, 287 pp.

Wang, C. Y., L. H. Cheng, C. V. Chin, and S. B. Yu (2001), Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, Geology, 29, 831–834.

Wang, C. -Y., C. H. Wang and M. Manga (2004). Coseismic release of water from mountains: Evidence from the 1999 (mw= 7.5) chi-chi, taiwan, earthquake. *Geology*, 32(9), 769-772.s doi:doi:10.1029/2002JB002321

West, M., J. J. Sánchez and S. R. McNutt (2005). Periodically triggered seismicity at mount wrangell, alaska, after the sumatra earthquake. *Science,* 308(5725), 1144-1146. doi:doi:10.1029/2002JB002321

Yerkes, R. F., and R. O. Castle (1976), Seismicity and faulting attributable to fluid extraction, Eng. Geol., 10, 151–167.

Zienkiewicz, O. C., D. K. Paul, and A. H. C. Chan (1988), Unconditionally stable staggered solution procedure for soil–pore fluid interaction problems, Int. J. Numer. Methods Eng., 26(5), 1039–1055.

Zoback, M. D., and S. M. Gorelick (2012a), Earthquake triggering and large-scale geologic storage of carbon dioxide, Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 109, 10,164–10,168.

Zoback, M. D. and J. Townend (2001). Implications of hydrostatic pore pressure and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere: *Tectonophysics*, *336*, 19-30.

Zoback M. L. and M. D. Zoback (1980). State of stress in the conterminus United States. *J. Geophys. Res., 85*, 6113-6156