



Impianto Pilota Geotermico “Montenero”

Documentazione Tecnica per il Riconoscimento del Carattere Nazionale della Risorsa Geotermica

Inquadramento Geologico, Modello Geotermico e Modellazione Numerica del Serbatoio

Estratto dal documento "ID:2777 Risposte alle richieste di integrazioni del 29/05/2015 (MATTM)" trasmesso per conoscenza il 26 Agosto 2015 anche al Ministero dello Sviluppo Economico - Dipartimento per l'energia - Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche

Preparato per:
Gesto Italia Srl

Luglio 2016

Revisione: 0

STEAM
Sistemi Energetici Ambientali
Lungarno Mediceo, 40
I – 56127 Pisa
Telefono +39 050 9711664
Fax +39 050 3136505
Email : info@steam-group.net



STEAM

GESTO Italia S.r.l.

Impianto Pilota Geotermico “Montenero”

Documentazione Tecnica per il Riconoscimento del Carattere Nazionale della Risorsa Geotermica

*Inquadramento Geologico, Modello Geotermico e
Modellazione Numerica del Serbatoio*



Ing. Riccardo Corsi
Project Director



Dott. Riccardo Caranova
*Coordinatore Generale
del Progetto*

Progetto	Rev.	Preparato da	Rivisto da	Approvato da	Data
P15_GES_015	0	PB, GB, AF	GB	RC, RC	08/07/2016

INDICE

1	INTRODUZIONE	1
2	SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOSCIENTIFICHE (GEOLOGICHE, GEOFISICHE, GEOCHIMICHE)	2
2.1	<i>PREMESSA</i>	2
2.2	<i>INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELL'AREA MONTENERO - MONTE AMIATA</i>	3
2.3	<i>DATI GEOFISICI</i>	7
2.4	<i>ASSETTO STRUTTURALE PROFONDO DELL'AREA DI MONTENERO</i>	10
2.5	<i>INFORMAZIONI GEOLOGICHE E GEOTERMICHE DERIVANTI DAI POZZI DELLA CONCESSIONE DI COLTIVAZIONE BAGNORE (DI ENEL GREEN POWER).</i>	12
3	SINTESI DEL MODELLO GEOTERMICO	16
4	DETERMINAZIONE DEL CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO GEOTERMICO DI MONTENERO	18
4.1	<i>CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO SUPERFICIALE</i>	18
4.2	<i>CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO PROFONDO</i>	18
5	MODELLAZIONE NUMERICA DEL SERBATOIO GEOTERMICO	20
5.1	<i>MODELLO FISICO DEL SISTEMA GEOTERMICO</i>	21
5.2	<i>RISULTATI DELLA MODELLAZIONE</i>	23
5.3	<i>CONCLUSIONI</i>	28
	BIBLIOGRAFIA	30

ELENCO ANNESSI

Annesso A: Carta Geologica Recente (Pandeli et al., 2005)

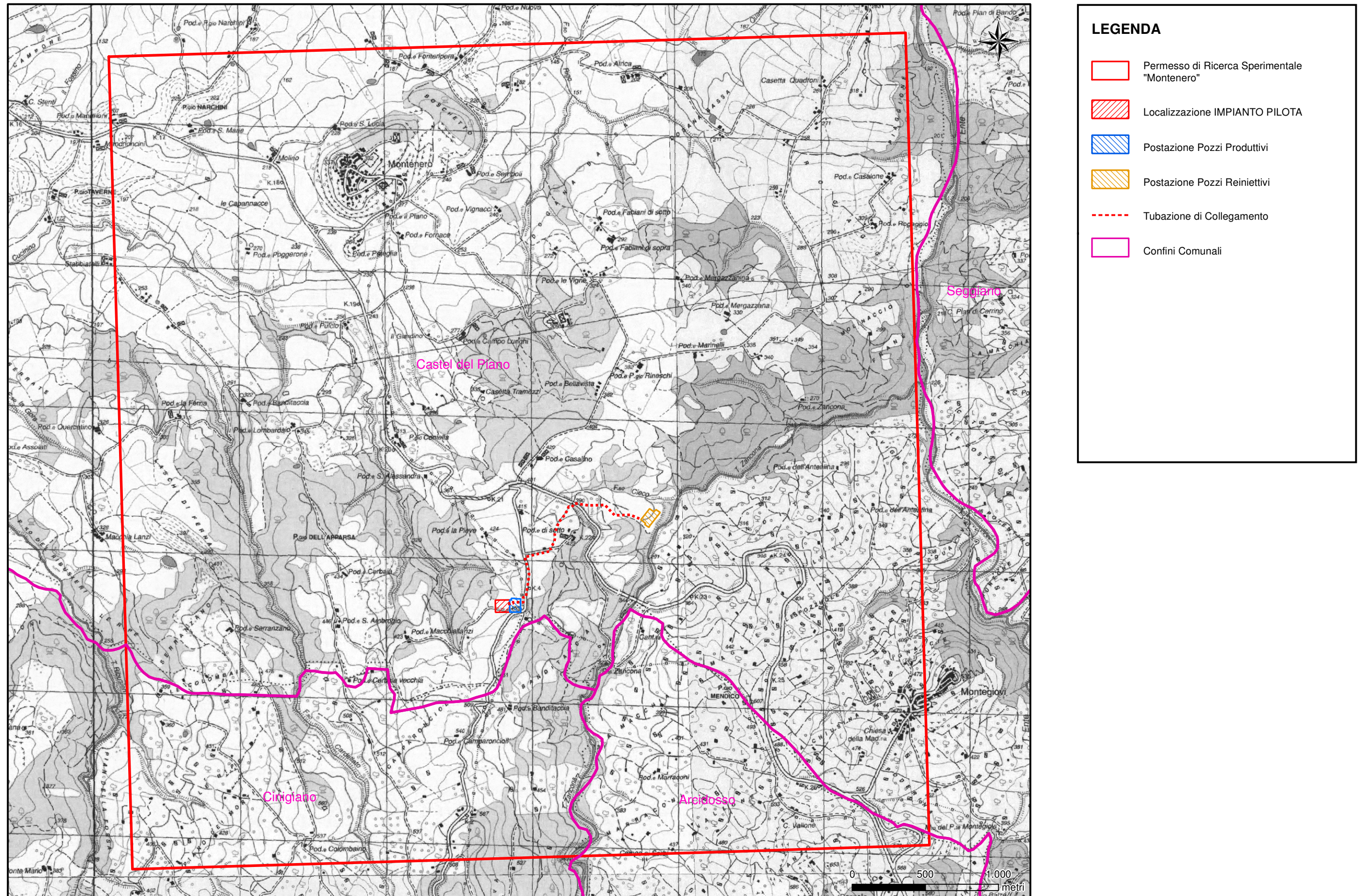
La presente relazione costituisce un aggiornamento dell'inquadramento geologico-strutturale regionale e geotermico dell'area interessata dall'Impianto Pilota Geotermico "Montenero".

Una analoga relazione, secretata, era già inserita nel Progetto Definitivo sottoposto a VIA; la presente versione è stata integrata con gli elementi conoscitivi contenuti nelle richieste di integrazioni formulate dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM) con protocollo U.prot. DVA-2015-0014408 del 29/05/2015.

L'impianto pilota e i pozzi geotermici in progetto, ricadono all'interno dell'area del Permesso di Ricerca Montenero, nella parte Sud-orientale della Regione Toscana (Provincia di Grosseto), in particolare nel Comune di Castel del Piano.

In *Figura 1a* è riportata l'ubicazione del Permesso di Ricerca "Montenero", dell'impianto pilota e delle postazioni di produzione e reiniezione.

Figura 1a Ubicazione del Progetto in scala 1:25.000



LEGENDA

- Permesso di Ricerca Sperimentale "Montenero"
- Localizzazione IMPIANTO PILOTA
- Postazione Pozzi Produttivi
- Postazione Pozzi Reinniettivi
- Tubazione di Collegamento
- Confini Comunali

2 *SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOSCIENTIFICHE (GEOLOGICHE, GEOFISICHE, GEOCHIMICHE)*

2.1 *PREMESSA*

L'area interessata dell'Impianto Pilota Sperimentale è situata a circa 10 km a Nord Ovest del campo geotermico di Bagnore, compreso nella omonima Concessione di coltivazione di Enel Green Power.

L'area di Bagnore è ancora oggetto di coltivazione geotermica iniziata nei primi anni '60 da parte di Enel Green Power. Nel corso degli anni l'area è stata oggetto di numerosi studi minerari, geologici, geofisici, geochimici e di fisica del serbatoio, che sono stati più volte pubblicati in specifici lavori (i principali sono riportati nella bibliografia).

L'area geotermica di Bagnore (la Concessione di Bagnore e l'ubicazione dei pozzi sono riportate in *Figura 2.1a*) è parte di quella più vasta del Monte Amiata, caratterizzata dalla presenza di un edificio vulcanico (circa 300 ka) e da un'ampia anomalia gravimetrica negativa attribuita ad una intrusione granitica situata a circa 6 km di profondità e responsabile della vasta anomalia geotermica positiva presente al di sopra di essa. L'area del Monte Amiata corrisponde ad una struttura geologica sollevata costituita, ben oltre i margini degli affioramenti delle vulcaniti (*Bertini et al., 2008; Barelli et al., 2010*), dalle Unità Liguri, dalla Unità del Dominio Toscano (Falda Toscana) e dalla Unità di Monticiano - Roccastrada (substrato metamorfico).

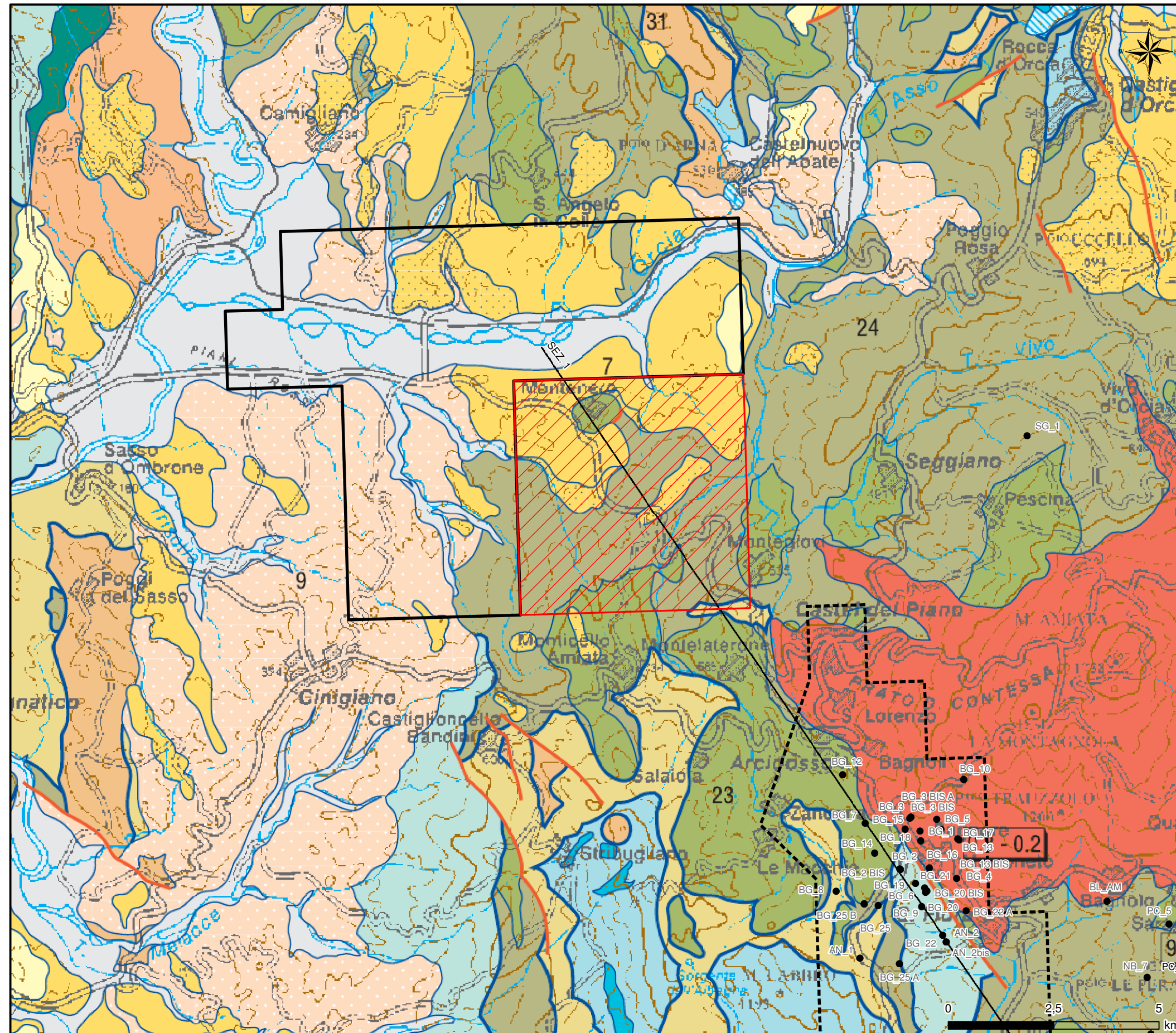
Nell'ampia area geotermica del Monte Amiata si collocano i due campi di Piancastagniaio ad Est e di Bagnore ad Ovest, che distano circa 10 km l'uno dall'altro. In particolare, nella zona di Bagnore il tetto del serbatoio geotermico si trova a circa 400 - 500 m di profondità, in corrispondenza di una struttura positiva della Falda Toscana, composta prevalentemente dalla Formazione calcareo anidritica di Burano e che qui costituisce il primo e più superficiale serbatoio del sistema geotermico presente in profondità.

Il secondo serbatoio, con distribuzione idrostatica delle pressioni in equilibrio con il serbatoio sovrastante, è ospitato all'interno delle formazioni metamorfiche. I due serbatoi sono separati da un setto di rocce metamorfiche a ridotta permeabilità, che mantiene la connessione idraulica e, in presenza di una scarsa circolazione dei fluidi, consente una ripresa del gradiente geotermico e quindi temperature più elevate (> 300 °C) nella parte più profonda (*Barelli et al., 2010*).

I serbatoi superficiali dei campi geotermici in coltivazione di Bagnore e Piancastagniaio sono ospitati in due strutture geologiche con locale cupola

Figura 2.1a

Stralcio della Carta Geologica della Toscana in Scala 1:250.000 (Scala 1:100.000)



LEGENDA

- Permisso di Ricerca "Montenero" (GESTO ITALIA Srl)
- Permisso di Ricerca "Montalcino" (GESTO ITALIA Srl)
- Concessione "Bagnore" (ENEL GREEN POWER)

Depositi Continentali e Costieri Pliocenici e Quaternari

- 1 - Sabbie, Ciottolami e Limi (Quaternario)
- 2 - Travertini (Pliocene - Olocene)
- 3 - Conglomerati, Arenarie, Siltiti, Argille e Calcarei di Ambiente Fluvio - Lacustre (Rusciniano - Villafranchiano)

Rocce Magmatiche Neogeniche e Quaternarie

- 5 - Rocce Effusive e Depositi Piroclastici (Neogene - Quaternario)

Depositi Marini Pliocenici e Quaternari

- 7 - Argille, Argille Siltoso - Marnose (Zancleano - Piacenziano)
- 8 - Conglomerati, Arenarie, Calcarei Organogeni (Zancleano - Piacenziano)

Depositi Lacustri e Lagunari Evaporitici e Post - Evaporitici Messiniani

- 9 - Argille, Argille Lignitifere, Conglomerati, Arenarie, Calcarei, Travertini, Breccie (Messiniano Sup.)

Depositi Lacustri del Turoliano Inf.

- 12 - Conglomerati, Arenarie, Argille Ignitifere, Marne, Siltiti, Calcarei Dolomitici, Olistostromi di Materiale Ligure (Tortoniano Sup. - Messiniano Inf.)

Dominio Ligure Interno

- 18 - Flysh Arenacei: Arenarie e Siltiti (Cretaceo)
- 20 - Ofoliti (Giurassico)

Dominio Ligure Esterno

- 23 - Arenarie, Siltiti, Ruditi (Cretaceo Sup.)
- 24 - Argilliti, Arenarie, Conglomerati (Cretaceo - Paleocene)

Dominio Subligure

- 27 - Argilliti, Calcarei, Siltiti (Paleocene - Eocene)

Dominio Toscano

- 31 - Flysh Arenacei Interni: Arenarie, Siltiti con Olistostromi (Chattiano - Langhiano)
- 32 - Argilliti e Marne, Calcilutiti Silicee e Calcareniti a Nummuliti (Cretaceo Inf. - Oligocene)
- 33 - Marne, Argilliti, Calcarei Nodulari, Calcarei Selciferi, Diaspri, Calcilutiti e Calcareniti (Lias Inf. - Cretaceo Inf.)

- Faglie
- Contatti tra le Unità Tettoniche Principali
- Contatti Stratigrafici
- Tracce di Sezione Geologica
- Pozzi Geotermici (da sito UNMIG)

(trappole), in equilibrio con un unico acquifero regionale, la cui quota piezometrica è a +230 m; tale quota corrisponde anche alla piezometrica dei serbatoi geotermici profondi di Bagnore e Piancastagnaio (*Barelli et al., 2010*).

Il campo di Bagnore ha prodotto inizialmente un fluido con contenuto di gas > del 90% in peso; con la produzione, il gas è poi diminuito stabilizzando il rapporto gas/vapore a circa 8%.

In seguito alla esplorazione profonda, iniziata negli anni '80, i pozzi produttivi hanno erogato dal serbatoio profondo una miscela bifase acqua – vapore alla pressione di circa 2 MPa con un rapporto in peso del gas/vapore pari a circa 6 - 8% (*Cappetti et al., 2010*).

Da un punto di vista idraulico regionale, i serbatoi di Bagnore e Piancastagnaio sono connessi, ma i dati di produzione non hanno dimostrato alcuna interferenza reciproca.

La coltivazione del serbatoio geotermico profondo di Bagnore e Piancastagnaio ha registrato l'assenza di interferenza tra le due aree e tra i due sistemi sovrapposti (serbatoio superficiale e profondo).

La coltivazione del primo serbatoio geotermico superficiale a Bagnore (come pure a Piancastagnaio) ha esclusivamente interessato la cappe a vapore e gas presenti. Lo sfruttamento della sola fase aeriforme ha prodotto variazioni di pressione interna alle cappa senza alcuna influenza sul livello piezometrico di riferimento della falda acquifera geotermica circostante (+230 m s.l.m.; *Barelli et al., 2010*).

Le opere, oggetto della presente relazione, si collocano nel bordo nordoccidentale della grande anomalia geotermica del Monte Amiata. Le conoscenze geotermiche note relative all'assetto termico strutturale ed alle caratteristiche termodinamiche del fluido del Campo di Bagnore possono essere ragionevolmente estrapolate lateralmente con continuità verso l'area di Montenero, che dista circa 10 km.

La presente sintesi aggiornata è basata sui documenti pubblicati relativi a studi, prospezioni e perforazioni eseguiti nel corso degli anni (vedi bibliografia) e a ricerche inedite condotte da Gesto Italia nell'ambito delle ricerche effettuate nei limitrofi permessi di ricerca di Ricerca geotermica di Cinigiano e Montalcino.

2.2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELL'AREA MONTENERO - MONTE AMIATA

Le ricerche geotermiche nell'area condotte dall'ENEL nel corso degli anni, hanno consentito di ricostruire l'assetto geologico-strutturale di una ampia area attorno al Vulcano del Monte Amiata. Infatti, i dati pubblicati di tali ricerche (geologiche, idrogeochimiche e geofisiche) hanno stimolato la comunità scientifica ad effettuare approfondimenti tematici che, con nuove interpretazioni geologico - strutturali, sono stati oggetto di ulteriori pubblicazioni.



PROGETTO

P15_GES_015

TITOLO

GESTO ITALIA SRL:

IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO MONTENERO (GR):

DOCUMENTAZIONE TECNICA PER IL RICONOSCIMENTO DEL CARATTERE NAZIONALE DELLA RISORSA GEOTERMICA

REV.

0

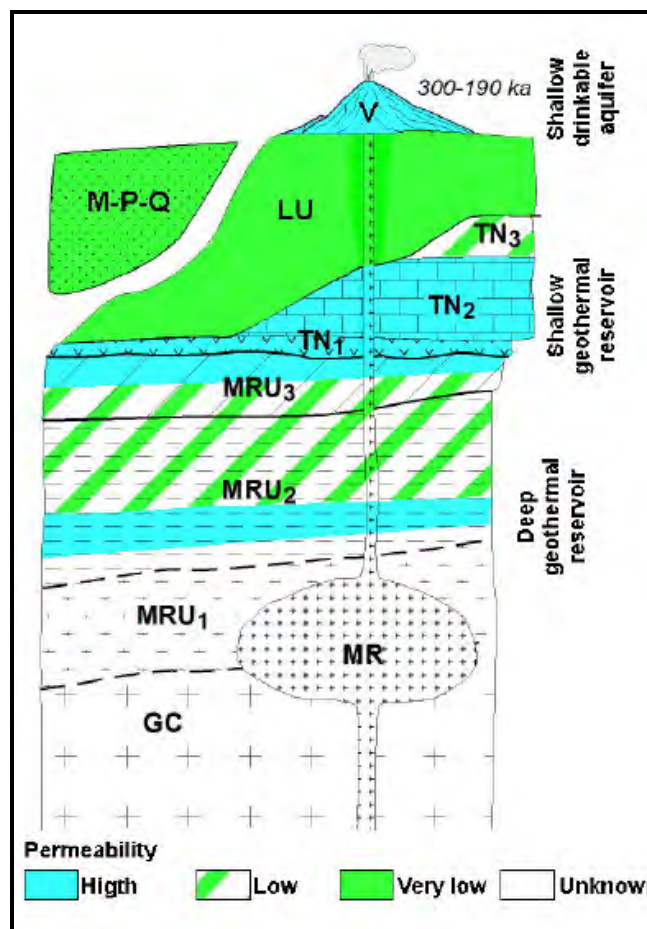
Pagina

3

La geologia superficiale è illustrata nella precedente *Figura 2.1a*; la stratigrafia dell'area in esame è costituita dall'alto verso il basso dalla seguente successione strutturale - stratigrafica (*Figura 2.2b* - *Barelli et al., 2010*). Le sigle inserite nel testo, se numeri si riferiscono alla carta Geologica della Regione Toscana 1:250.000, se lettere si riferiscono al blocco diagramma di *Figura 2.2b*.

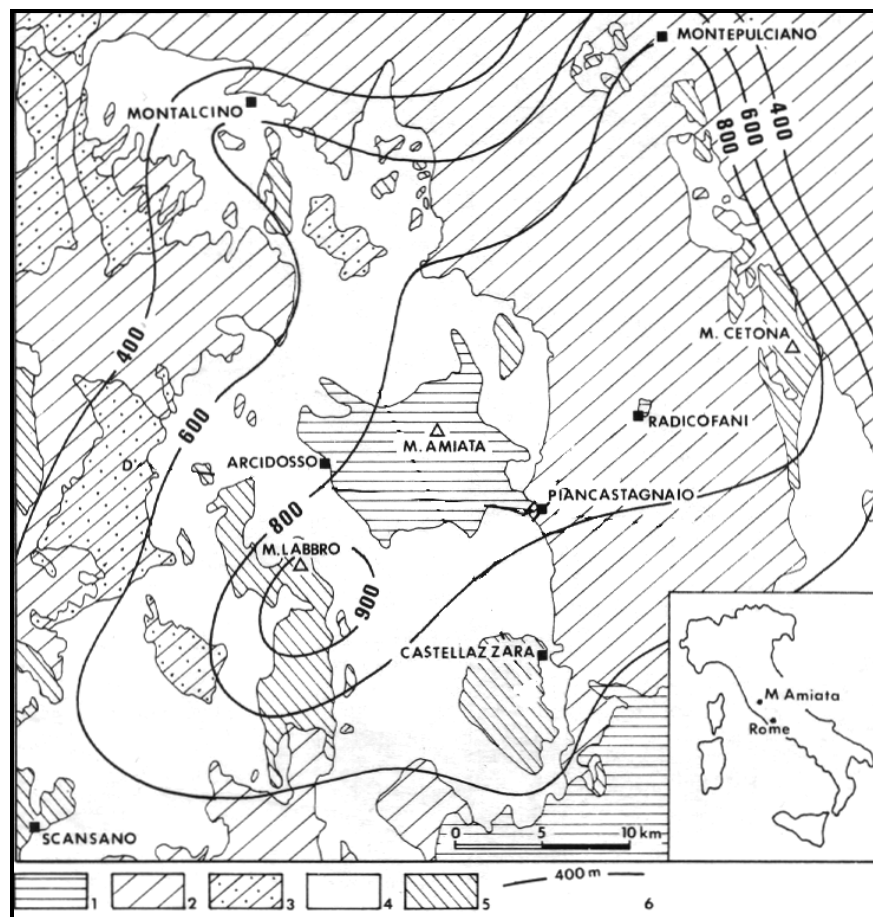
- Complesso Vulcanico del Monte Amiata (5; **V**; lave da trachiti-daciti a olivinitiche, datate da 0,3 a 0,19 Ma - Ferrara, Tonarini 1985; Ferrari et al., 1996).
- Complesso Quaternario e Neogenico (1-2-3-7-8-9-12; **M-P-Q**), costituito da depositi terrigeni marini e continentali.
- Le Unità Liguri (**LU**), dall'alto verso il basso, comprendono l'Unità Ofiolitica (18 - Formazione delle Argille a Palombini - Cretaceo inferiore; 20 Ofioliti - Giurassico), l'Unità di S. Fiora (24 - Formazione calcareo-marnoso-argillosa di S.Fiora - Cretaceo; 23 - Formazione arenacea della Pietraforte - Cretaceo). E' presente anche un'altra Unità sub-Ligure o di Canetolo (27 - riferita ad un bacino più esterno, paleogeograficamente intermedio tra quello di bacino oceanico e quello di margine continentale) e costituita da litotipi argillitici e calcarei di età Paleocenica-Eocenica (*Pandeli et al. 2005*).
- L'Unità Toscana (Falda Toscana), tettonicamente sottostante alle precedenti unità, è costituita dall'alto verso il basso dai depositi arenaceo torbiditici dell'Oligocene (31), dai litotipi calcareo argillitici del Cretaceo – Paleogene (32 - **TN3**), dalla successione pelagica calcareo silicea (33 - Giurassico – Cretacico), dai calcari massicci di piattaforma del Lias inf. (**TN2**), ed infine dalle dolomie e anidridi evaporitiche del Trias sup. (Formazione di Burano; **TN1**).
- Il Complesso Metamorfico Toscano (Paleozoico - Trias medio) attraversato dai pozzi nella zona di Bagnore - Piancastagnaio, è correlato alla Unità di Monticiano Roccastrada (**MRU**). Questa è articolata in Gruppo Mesozoico – Paleozoico del Verrucano (**MRU3** - quarziti e filladi con calcari e dolomie), Gruppo Paleozoico Filladico Quarzítico (**MRU2**) e Gruppo dei Micascisti e Gneiss del Paleozoico (**MRU1**).
- Un corpo intrusivo anatectico (Rocce Magmatiche - **MR**) è stato ipotizzato all'interno del Complesso Metamorfico Toscano.

Figura 2.2b Blocco Diagramma Schematico delle Principali Unità Tettoniche - Stratigrafiche e loro Caratteristiche di Permeabilità (da Batini et al., 2003 con modifiche; Barelli et al., 2010)



Il Vulcano del Monte Amiata si trova al centro di un'area fortemente sollevata (Figura 2.2c), come testimoniato dalla presenza di sedimenti marini Mio-Pliocenici a quote comprese tra 600 e 1.000 m. Il sollevamento crostale ha interessato tutta la spalla occidentale del bacino neogenico di Radicofani (graben), praticamente coincidente con l'alto strutturale Montalcino-Castellazzara.

Figura 2.2c Sollevamento Pliocenico dell'Area del Monte Amiata (da Gianelli et al., 1988). 1) Vulcaniti quaternarie; 2) Sedimenti Pliocenici; 3) Sedimenti Miocenici; 4) Liguridi; 5) Falda Toscana; 6) Sollevamento dei sedimenti neogenici (m s.l.m.)



Il sollevamento della zona amiatina è conseguente alla risalita di una grande intrusione magmatica anatettica, lunga 50 km e larga 35 km, all'interno delle successioni del Basamento Metamorfico (Gianelli et al., 1988); questo sollevamento è precedente alla messa in posto delle vulcaniti amiatine e posteriore alla sedimentazione pliocenica nel Bacino di Radicofani ad Est (Brogi, 2007). Questo corpo, attualmente in raffreddamento e conseguente solidificazione, è situato ad una profondità ipotizzata fra i 4 ed i 7 km (Batini et al., 1986; Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993; Acocella, 2000).

La dorsale dell'alto strutturale di Montalcino Castellazzara deriva dall'attività tettonica compressiva sin-collisionale, occorsa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene medio, che ha determinato la sovrapposizione delle liguridi s.l. al di sopra della Falda Toscana (a sua volta avanscorsa sulle unità metamorfiche) ed anche dall'attività di sistemi di faglie normali ad alto angolo, sviluppatasi durante le successive fasi tettoniche distensive nel Miocene superiore-Pliocene.

In particolare, per quanto riguarda la tettonica sin-collisionale sono evidenti nell'area numerose superfici di sovrascorrimento che non solo portano

all'impilamento delle Unità Liguri e sub-Ligure sulla Falda Toscana, ma anche a raddoppi tettonici all'interno delle suddette unità (*Brogi & Lazzarotto, 2002; Pandeli et al., 2005*).

Questo stile tettonico sembra anche caratterizzare la sequenza paleozoica del sottostante "Basamento Metamorfico". Nell'ambito della dorsale del Monte Amiata, il basamento metamorfico dei campi geotermici di Bagnore e Piancastagnaio è caratterizzato da strutture tipo "Duplex" (*Bertini et al., 1995; Pandeli et al., 1988*).

Questo complesso strutturale è stato interessato a partire dal Miocene medio superiore da fenomeni estensionali sin e post collisionali che, con sistemi di faglie normali a basso angolo, hanno disarticolato non solo le formazioni del Dominio Toscano (Falda Toscana - nella quale sono presenti localmente vistose elisioni tettoniche – Serie Toscana Ridotta Auct.), ma anche quelle della più complessa sequenza tettonica delle Liguridi e sub - liguridi (*Pandeli et al., 2005*).

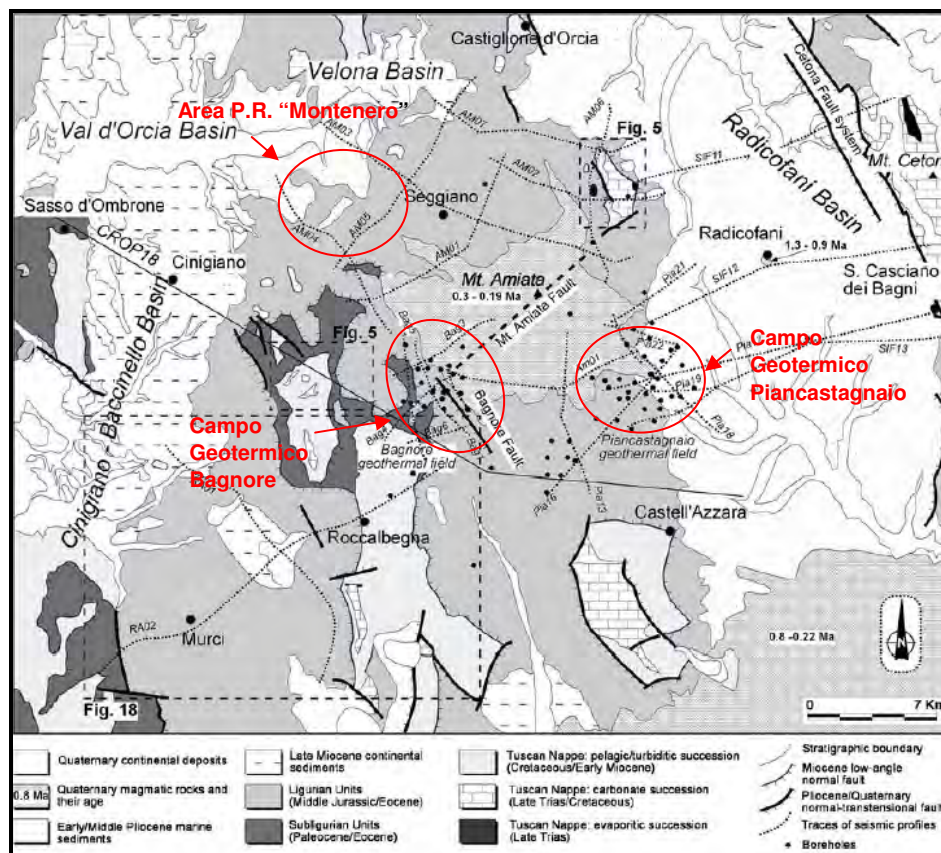
2.3

DATI GEOFISICI

L'area dell'impianto pilota in oggetto è compresa nel settore Nord Ovest di una più ampia area, nel mezzo della quale è collocato il Vulcano del Monte Amiata ed i campi geotermici di Piancastagnaio ad est e Bagnore ad Ovest, è stata oggetto di campagne di prospezioni geofisiche condotte dall'Enel per l'esplorazione e la coltivazione delle risorse geotermiche nei suddetti campi.

Nell'area del Monte Amiata sono stati effettuati numerosi profili sismici che hanno contribuito al miglioramento delle conoscenze geologiche dell'area (*Figura 2.3a*). La parte sud ed occidentale dell'area è stata anche attraversata da un profilo sismico crostale (CROP 18b), che ha permesso di acquisire interessanti informazioni soprattutto riguardanti le strutture profonde. Parte dei risultati di tali prospezioni sono stati pubblicati; per quanto riguarda gli altri, sono stati utilizzati dagli autori per le ricostruzioni strutturali profonde che verranno in seguito illustrate (*Enel, 1995 e 2009; Brogi, 2004, 2004 e 2007; Pandeli et al., 2005*).

Figura 2.3a Schema Geologico Semplificato dell'Area Amiatina, con la Distribuzione delle Linee Sismiche Realizzate dall'Enel. (da Brogi, 2008).



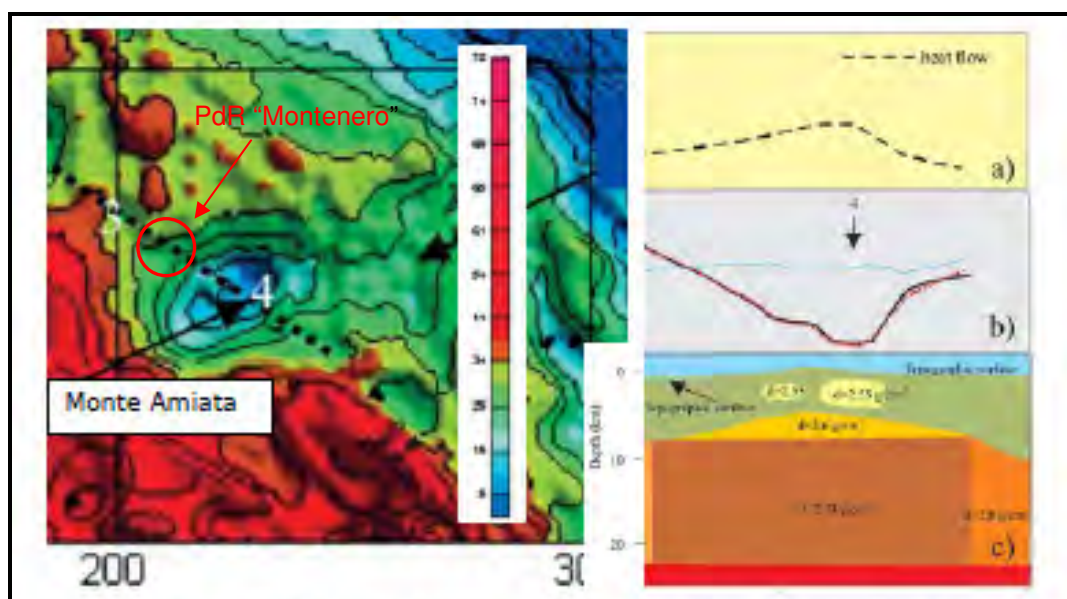
In particolare è stato ricostruito l'andamento di un marker sismico continuo, avente caratteristiche del tutto simili a quelle del marker "K", presente nel sottosuolo di Larderello (Batini et al., 1986). Questo orizzonte K presenta una culminazione al di sotto del massiccio vulcanico a profondità di circa 4.000 m e ed una maggiore profondità (5.000 – 6.000 m) nelle aree più esterne; si suppone che tale marker possa corrispondere alla parte superiore della intrusione granitica precedentemente menzionata (Batini et al., 2003).

I dati gravimetrici disponibili nella Regione Toscana sono stati nel tempo oggetto di aggiornamenti, mediante campagne condotte da Enel e dal CNR; sono state pubblicate diverse mappe ed interpretazioni delle strutture geologiche sepolte.

Uno degli ultimi modelli gravimetrici elaborati per l'area del Monte Amiata, utilizza la particolare tecnica dello "stripping" (Orlando, 2005), che si basa sull'eliminazione dall'anomalia di Bouguer dell'effetto gravimetrico delle formazioni più superficiali a densità e geometria sufficientemente note, come quelle dei bacini sedimentari neogenici. I risultati evidenziano (Figura 2.3b) in corrispondenza dell'area vulcanica alcuni corpi più leggeri all'interno del Basamento Paleozoico. La presenza di un'anomalia gravimetrica negativa a grandi profondità può essere giustificata dalla presenza di una grande intrusione granitica a profondità > 4.000 m, all'interno del Basamento Paleozoico (Gianelli et al., 1988; Batini et al., 2003).

Le dimensioni e la forma di questa intrusione granitica, sembrano in accordo con il marker sismico “K”, in analogia con l’interpretazione formulata da Bertini et al. 2006, per il campo geotermico di Larderello. I corpi a densità più bassa posti sopra il marker “K” possono essere correlati ai serbatoi geotermici (Bertini et al., 2008).

Figura 2.3b Carta dell’Anomalia Gravimetrica Residua e dell’Inversione Gravimetrica 2-3/4 D. Il punto 4 indica la posizione del Monte Amiata; a) Flusso di calore, b) dati gravimetrici osservati e teorici, C) modello di densità. (Orlando 2005, con modifiche da Bertini et al. 2008).

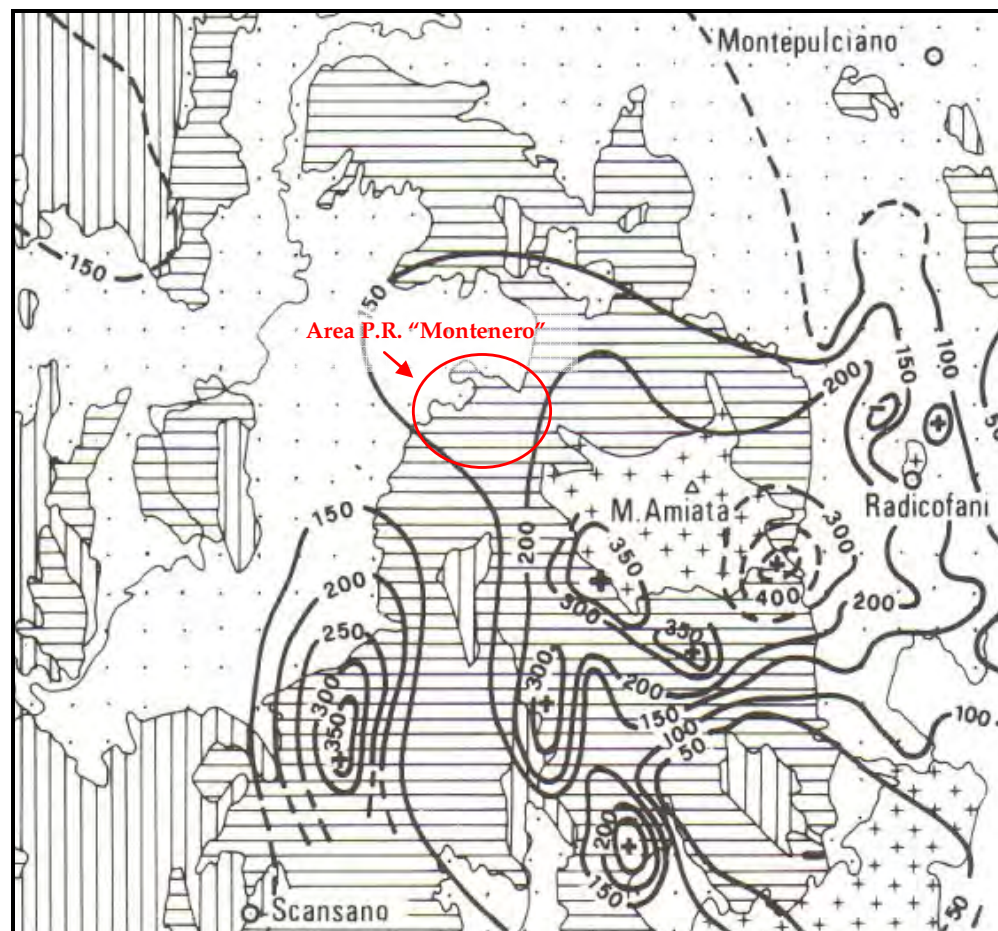


Le considerazioni sulla profondità del marker sismico K e sulla dimensione dell’anomalia gravimetrica, in corrispondenza di un vasto corpo magmatico in raffreddamento, le cui dimensioni e la forma si estendono anche verso N del campo geotermico di Bagnore, testimoniano la effettiva presenza in profondità di una comune sorgente termica profonda anche nella zona di Montenero.

Inoltre, l’area geotermica di Montenero, come i campi di Bagnore e Piancastagnaio, si collocano nella porzione centrale dell’importante anomalia termica amiatina, come evidenziato dalla Mappa del Flusso di Calore (Baldi et al., 1994) riportata in Figura 2.3c.

In particolare la linea di isoflusso 150 mW/m² abbraccia tutto il sistema noto dei campi geotermici in coltivazione, e l’area geotermica destinata al Progetto di Montenero.

Figura 2.3c Mappa del Flusso di Calore nella Toscana Meridionale (Baldi et al., 1994)



2.4

ASSETTO STRUTTURALE PROFONDO DELL'AREA DI MONTENERO

La ricostruzione degli elementi geologici e strutturali profondi, per l'area di interessata dal Permesso di ricerca "Montenero", è stata basata sull'interpretazione di tutti i dati disponibili in un areale molto più ampio che va dalla Concessione di "Bagnore" dell'Enel, ad Est, ai Permessi di Ricerca "Montalcino" e "Cinigiano" di Gesto Italia, ad Ovest.

I dati della Concessione "Bagnore" sono essenzialmente quelli disponibili nelle varie pubblicazioni o documenti pubblicamente accessibili e riguardano dati di pozzo e vari rilievi geofisici (geolettrici, gravimetrici, sismici, termometrici). I dati disponibili per i Permessi di Ricerca "Montalcino" e "Cinigiano", oltre ai lavori bibliografici reperibili, derivano da indagini geofisiche e sono tutti di nuova acquisizione.

In particolare, nei suddetti due Permessi di Ricerca sono stati acquisiti 120 sondaggi Magnetotellurici, con oltre 10 sondaggi eseguiti anche all'interno dell'area di "Montenero".

Tali dati sono stati processati e modellati con procedure 3D che hanno consentito di ottenere, per un'area molto vasta, un dettagliato modello 3D di resistività dal quale è stata ricostruita la mappa del tetto del substrato resistivo. Questo, in prima approssimazione, viene associato al serbatoio carbonatico che costituisce il target geotermico di interesse per tutte le aree.

Per diminuire l'ambiguità interpretativa, basata su un solo parametro geofisico, sono stati acquisiti dall'Università di Trieste i dati digitali gravimetrici estratti dalla carta gravimetrica d'Italia. In particolare UNITS ha fornito i dati estratti, con una densità di stazioni "virtuali" di $1/\text{km}^2$, dalla Carta dell'Anomalia di Bouguer con $d=2.67 \text{ g/cm}^3$.

Tali dati sono stati rielaborati ed utilizzati come supporto per l'interpretazione integrata con i dati MT di nuova acquisizione per la ricostruzione del più attendibile modello geotermico dell'area. L'elaborazione ha fornito un nuovo contouring dell'Anomalia gravimetrica di Bouguer che è stata modellata con procedure 3D.

Il modello 3D ottenuto con i dati MT è stato integrato con i dati gravimetrici, eseguendo un confronto tra le modellazioni per verificare la relazione e la coerenza tra variazioni di resistività e di densità che possono vincolare la ricostruzione del top del potenziale serbatoio geotermico.

Infine, sono stati anche acquisiti da ISMAR-CNR di Bologna i dati digitali delle tratte delle linee sismiche CROP_03 e CROP_18b che attraversano il settore settentrionale dei PR Cinigiano e Montalcino e lambiscono a Sud ed a Nord l'area del Permesso di Ricerca di "Montalcino".

Tali linee sono state rielaborate allo scopo di migliorare la definizione di riflessioni sismiche più superficiali, che possano rappresentare il target di potenziale interesse per l'esplorazione geotermica.

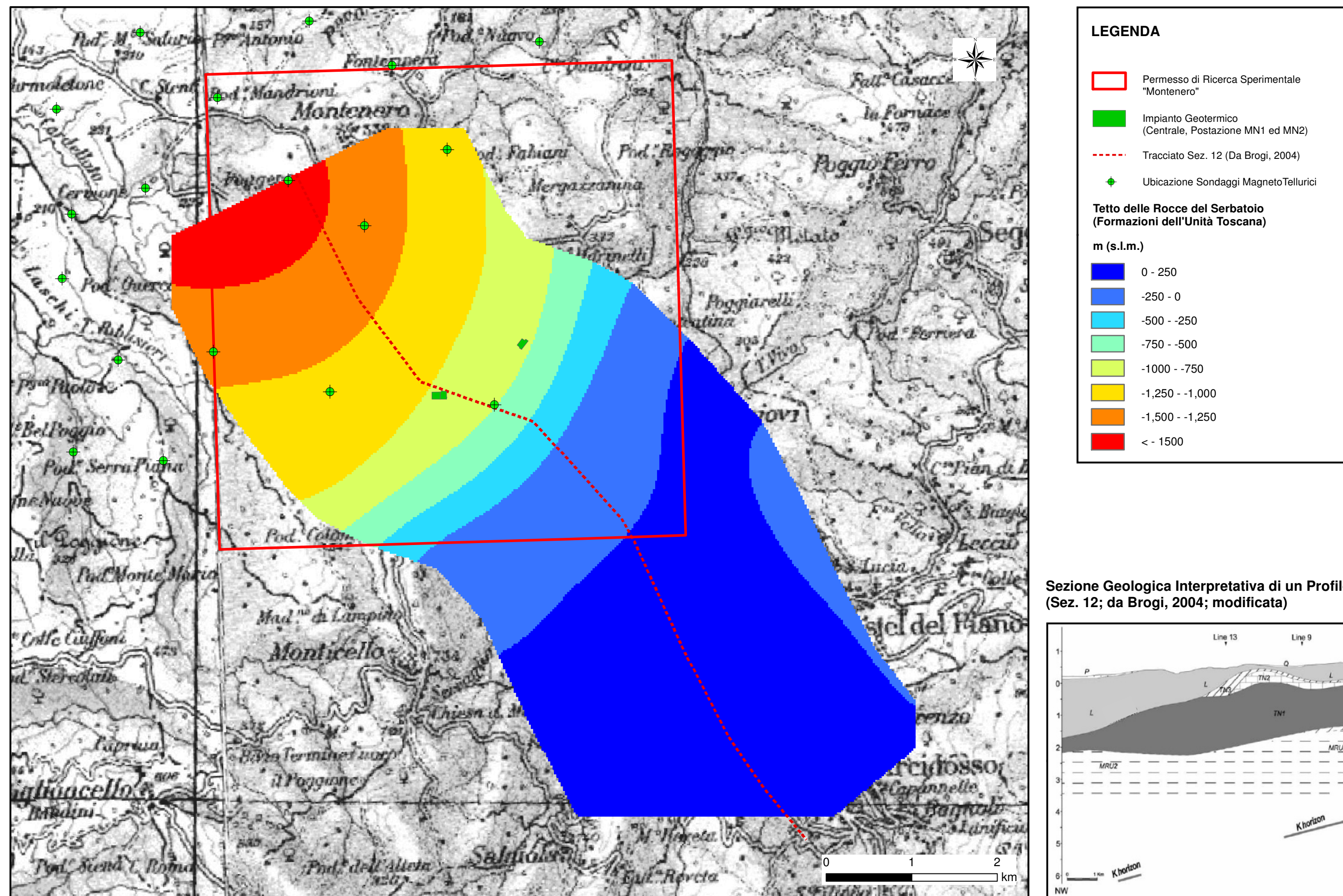
Il data re-processing è stato focalizzato, in particolare, sui primi 6 secondi twt (*two way time*) dell'intero e originale range temporale registrato, evidenziando le riflessioni sismiche presenti nei primi 10-12 km di profondità.

Sulla base dell'analisi integrata, dei dati geofisici acquisiti da Gesto Italia e di quelli precedentemente esistenti, è stata ricostruito l'andamento del potenziale serbatoio geotermico (corrispondente alle Formazioni calcareo dolomitiche dell'Unità Toscana) di una vasta area comprendente l'area del Monte Amiata in senso stretto e quella dei Permessi di Ricerca di "Cinigiano" e "Montalcino".

Nella *Figura 2.4a* è riportato uno stralcio della carta del tetto delle Rocce del Serbatoio riguardante il Permesso di Ricerca di "Montenero".

L'approfondimento del serbatoio dall'area geotermica di Bagnore verso quella di Montenero è, inoltre, ben evidenziato anche dal profilo sismico effettuato in passato da Enel e pubblicato in Brogi, 2004d, che mette bene in evidenza la prosecuzione, senza soluzione di continuità, verso Nord-Ovest dell'assetto strutturale profondo di Bagnore.

Figura 2.4a Andamento del Tetto delle Rocce del Serbatoio Geotermico (TN1, TN2 e TN3)



2.5

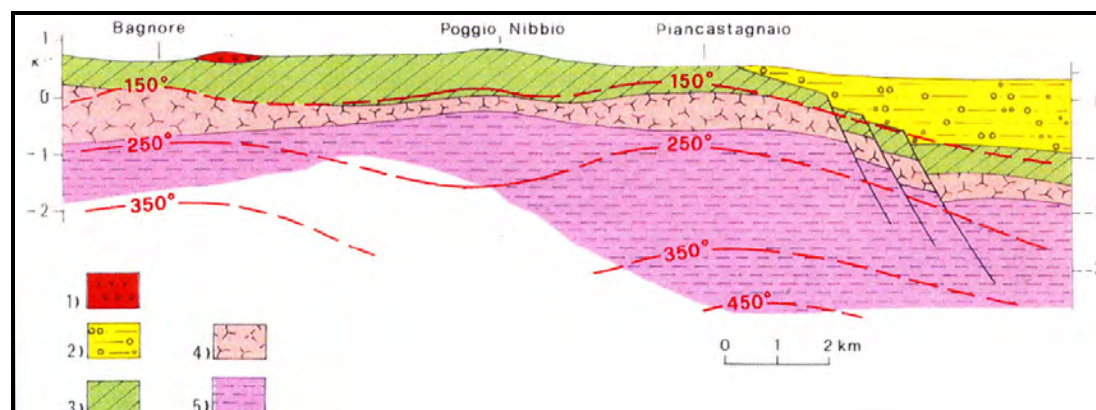
INFORMAZIONI GEOLOGICHE E GEOTERMICHE DERIVANTI DAI POZZI DELLA CONCESSIONE DI COLTIVAZIONE BAGNORE (DI ENEL GREEN POWER).

Nell'area geotermica di Bagnore sono stati perforati tra la fine degli anni '50 e l'inizio dei '60 circa una ventina di pozzi, molti con esito positivo.

Dopo più di 30 anni di esplorazione e coltivazione dei fluidi geotermici, le informazioni acquisite permettono di descrivere con un dettaglio soddisfacente le caratteristiche produttive del campo di Bagnore e dei singoli pozzi (Enel, 1995; Barelli et al., 2010; sito UNMIG, 2011 - *Inventario delle Risorse Geotermiche*).

L'assetto termico strutturale e le caratteristiche termodinamiche del serbatoio superficiale e profondo sono stati descritti in numerose pubblicazioni (riportate in bibliografia). Analoghe descrizioni sono state fatte per il campo geotermico di Piancastagnaio, distante circa una decina di chilometri ad Est (Figura 2.5a).

Figura 2.5a Sezione Geologica da Ovest ad Est, dal Campo di Bagnore al Campo di Piancastagnaio. 1) Vulcaniti; 2) Complesso Quaternario e Neogenico; 3) Unità Liguri; 4) Falda Toscana; 5) Complesso Metamorfico Toscano. E' riportata anche la distribuzione della temperatura (in °C) in profondità. (Benelli et al. 2008)

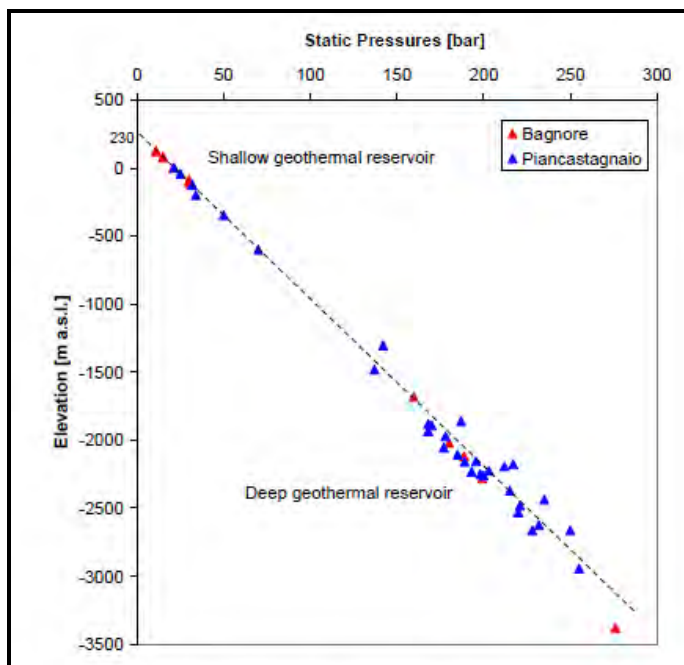


Ambedue i campi geotermici di Bagnore e Piancastagnaio, appartenenti al sistema geotermico del Monte Amiata (vedi Figura 2.3a) presentano il primo serbatoio in corrispondenza delle formazioni della Falda toscana, a partire da 500 e 1.000 m. Le condizioni strutturali e idrologiche permettono la presenza di cappe di gas, nella posizione geometricamente più elevata (Barelli et al., 2010).

La coltivazione dei campi con la perforazione di pozzi profondi ha permesso di accertare la continua presenza di un ulteriore serbatoio geotermico più profondo (circa 2.000 m ed oltre) nelle sottostanti formazioni metamorfiche.

I due serbatoi, quello superficiale e quello profondo sono in equilibrio piezometrico come dimostra la distribuzione della pressione idrostatica (Figura 2.5b).

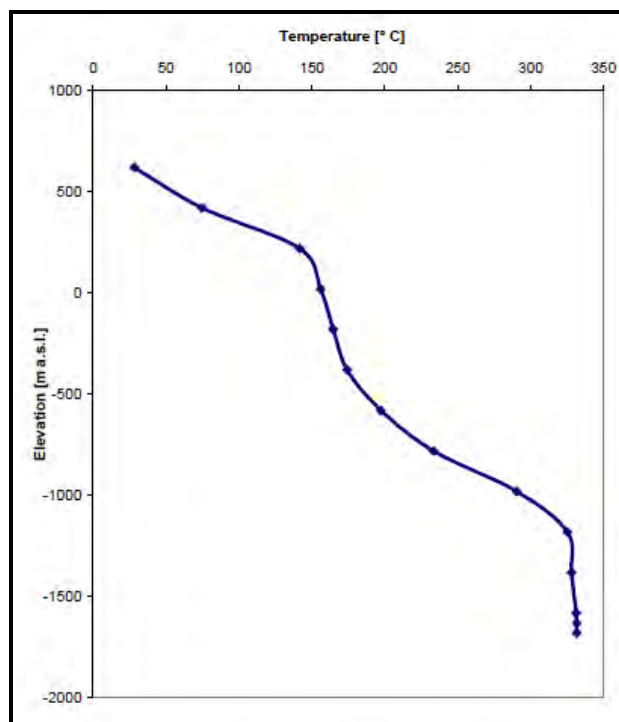
Figura 2.5b Distribuzione della Pressione Statica con la Profondità, nei Pozzi dei Campi Geotermici di Bagnore e Piancastagnaio (Barelli et al., 2010).



La temperatura del primo serbatoio presenta valori tra 150 °C (Bagnore) e 230 °C (Piancastagnaio); il serbatoio profondo presenta temperature maggiormente uniformi, e superiori a 300 °C, (Bertini et al., 1995).

I due serbatoi sono separati da uno spessore variabile (da alcune centinaia a circa 1.000 m) di rocce metamorfiche a minore permeabilità, come illustrato in un profilo termico tipico di un pozzo profondo (Figura 2.5c).

Figura 2.5c Andamento delle Temperature Profonde in un Pozzo del Campo di Bagnore (Barelli et al., 2010; maggiori dettagli sono riportati in Enel, 2009)

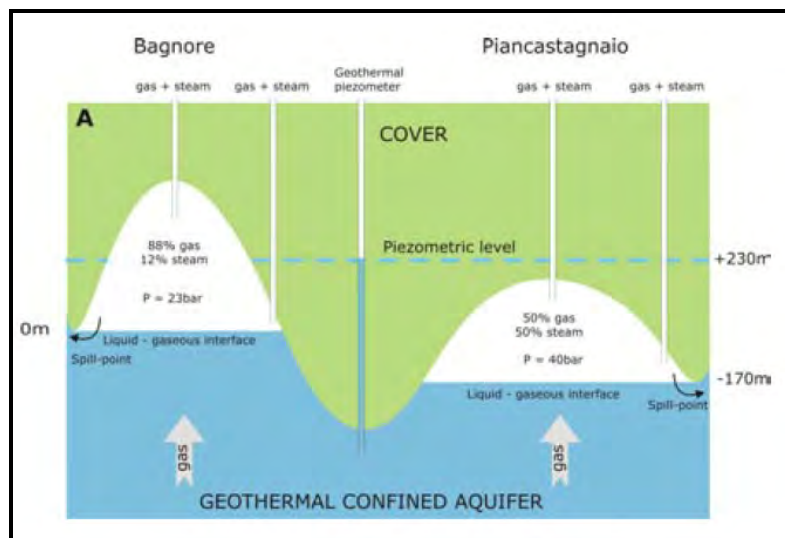


In *Figura 2.5c* i tratti prossimi alla verticale testimoniano la presenza di un basso gradiente geotermico, in presenza di circolazione convettiva dei fluidi e quindi all'interno del primo e secondo serbatoio geotermico. Tra i due è visibilmente presente un intervallo di alcune centinaia di metri a maggiore (pendenza) gradiente geotermico, in corrispondenza perciò di un setto a minore permeabilità e trasferimento di calore principalmente per conduzione.

I serbatoi più superficiali di Bagnore e Piancastagnaio corrispondono a due strutture cumuliformi simili. Questa sorta di trappole (*Figura 2.5d*) ha permesso l'accumulo di vapore e gas, la cui pressione è la somma della pressione parziale del vapore in equilibrio con la temperatura dell'acqua e quella del gas liberato dalla stessa soluzione acquosa. Inoltre, la pressione della cupola a gas e vapore è funzione della differenza tra il livello piezometrico e la quota dell'interfaccia liquido-gas; questa ultima risulta uguale alla quota del punto di sfioro della struttura a cappa (*spill point*), che a sua volta è determinata dall'assetto idrogeologico strutturale locale (*Barelli et al., 2010*).

In altre parole, la fase gassosa, prevalentemente CO₂, satura l'acquifero geotermico e si accumula nella parte superiore aeriforme della struttura, spingendo verso il basso l'interfaccia con l'acqua; la pressione della cappa di gas è perciò in equilibrio con quella idrostatica corrispondente alla quota dell'interfaccia.

Figura 2.5d Schema delle Trappole Gas / Liquido dei Campi di Bagnore e Piancastagnaio (Barelli et al., 2010).



Tutti gli acquiferi geotermici dell'area del Monte Amiata (primo e secondo serbatoio) presentano il medesimo livello piezometrico a +230 m sul livello del mare (vedi *Figura 2.5a*); tale valore è risultato costante in tutto il periodo di emungimento dei fluidi geotermici.

Alla fine degli anni '50, all'inizio della coltivazione geotermica, la pressione nelle due strutture a gas e vapore era di 23 bar a Bagnore e 40 bar a Piancastagnaio. Tale differenza dipende dalla differente situazione locale, delle caratteristiche strutturali e di permeabilità, che determinano la quota del punto di sfioro, pari al livello del mare a Bagnore, ed a -170 m a Piancastagnaio (*Figura 2.5d*).

La coltivazione delle due strutture, protrattasi per decenni, ha causato la diminuzione della pressione della trappola a vapore-gas (4 bar a Bagnore e 22 bar a Piancastagnaio) e la conseguente risalita della tavola d'acqua. E' molto importante rilevare che, malgrado l'innalzamento della quota dell'interfaccia vapore-gas e acqua, la pressione del sottostante serbatoio ad acqua sia rimasta nel tempo costante (livello piezometrico a +230 m).

Ai fini della ricostruzione dell'assetto stratigrafico e termico del sottosuolo del P.R. di Montenero, è di estremo interesse la documentazione Enel 2009. E' stata effettuata la ricostruzione del tetto del primo serbatoio (Falda Toscana) e la distribuzione delle temperature sia nelle formazioni di copertura che nel serbatoio geotermico.

La documentazione prodotta in Enel del 2009 contiene carte, ricavate da modelli matematici, relative soprattutto alla distribuzione della temperatura in profondità. La lettura della distribuzione delle temperature a - 1.000 m permette di individuare la temperatura indicata per l'area di Montenero in circa 140 °C, al tetto del serbatoio geotermico.

L'area di Montenero, oggetto del presente progetto sperimentale, è caratterizzata dalla presenza di un assetto termico, idrogeologico e strutturale molto simile a quello dei campi in coltivazione di Bagnore e Piancastagnaio.

L'assetto tettonico, strutturale, stratigrafico idrogeologico e termico del campo di Bagnore trova una naturale prosecuzione verso Nord Ovest, nell'area di Montenero verso la quale è possibile, sulla base di quanto esposto, estrapolare le caratteristiche termiche e strutturali. In particolare, il campo geotermico di Bagnore dista circa 10 km dall'area indiziata per la perforazione dei pozzi profondi del presente progetto sperimentale di Montenero.

In questa zona è presente lo stesso acquifero profondo di importanza regionale ospitato nelle rocce carbonatiche Mesozoiche sepolte della Falda Toscana. Tale acquifero è sepolto sotto una coltre di rocce a bassa permeabilità rappresentata dai flysch Liguri, costituiti da argilliti, siltiti, arenarie, marne, e calcari. Le Liguridi s.l. sono tettonicamente sradicate dal loro originario substrato e, completamente disarticolate, risultano inglobate in una matrice prevalentemente argillitica, che nell'insieme ne determina una permeabilità molto bassa; le Liguridi quindi fungono da acquicludi.

L'acquifero carbonatico del primo serbatoio, invece, come testimoniato nel campo geotermico di Bagnore, è costituito dalle formazioni prevalentemente calcaree mesozoiche e dalle evaporiti triassiche della Formazione di Burano.

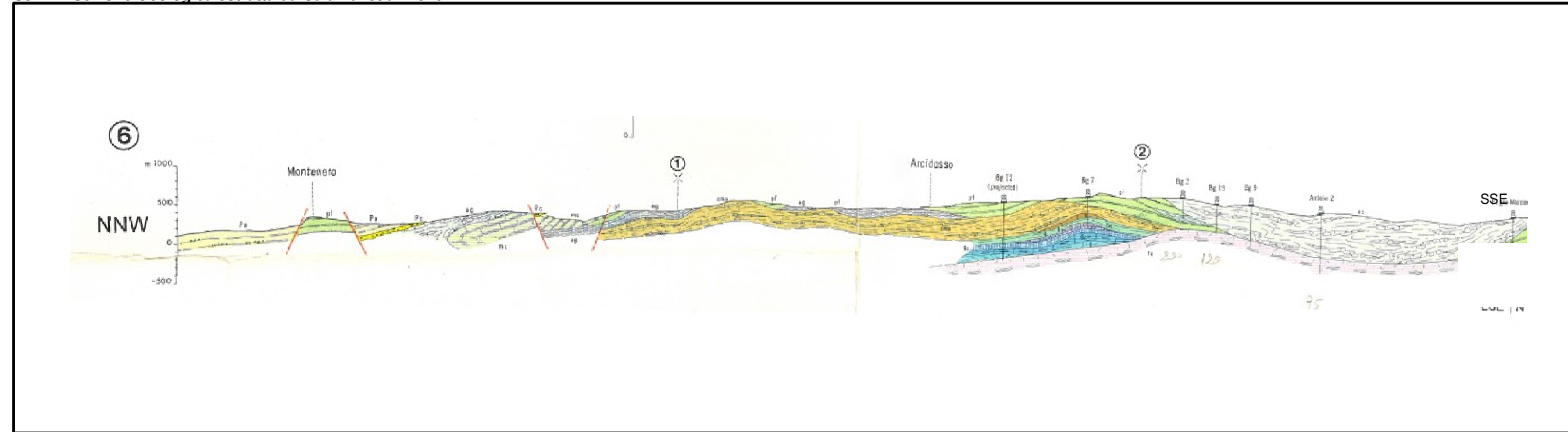
Facendo riferimento alla carta geologica dell'area (con sezioni allegate, *Annesso A*) di più recente pubblicazione (*Pandeli et al., 2005*), è stato ricostruito l'assetto termico strutturale profondo, illustrato nelle sezioni della *Figura 3a*.

In tale figura sono presenti due differenti *Sezioni Geologiche* sullo stesso tracciato: la prima è estratta da Calamai et al. 1970 (corrispondente alla Sez. 6 della Plate 2) e la seconda, è stata costruita sulla base della cartografia superficiale geologica più aggiornata contenuta in Pandeli et al., 2005, ed utilizzando le ricostruzioni strutturali disponibili in bibliografia, e mostra anche la ricostruzione della distribuzione delle temperature in profondità.

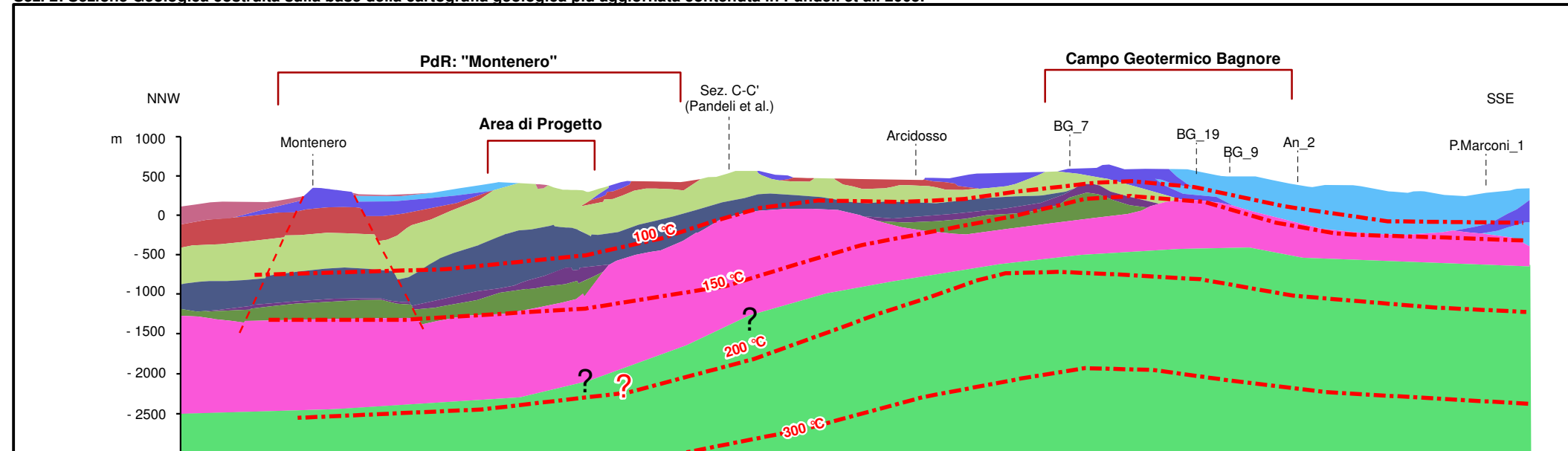
Nella sezione 2 di Figura 3a viene ipotizzata la presenza della *Falda Toscana*. Questa è presente nella struttura affiorante, a Sud dell'area del permesso, lungo la dorsale Castiglioncello Bandini – Montelabbro; la presenza della Falda Toscana è stata evidenziata anche nelle due sezioni interpretative, dei profili sismici CROP 18B e CROP 03 posizionati rispettivamente a Sud e a Nord dell'area di studio (*Brogi, 2004a,b,c; Brogi et al., 2005*).

Figura 3a Sezioni Geologiche

Sez. 1: Sezione Geologica estratta da Calamai et al. 1970



Sez. 2: Sezione Geologica costruita sulla base della cartografia geologica più aggiornata contenuta in Pandeli et al. 2005.



LEGENDA

Sez 1 Sez 2

Pa **PI** Conglomerati, Sabbie, Argille e Calcarei (Pliocene Inferiore)

UNITA' LIGURIDI

Unità Ofolitica

ac **AP** Argille a Paolombini (Cretaceo Inferiore)

Unità di S. Fiora

pf **PI** Formazione di Pietraforte (Cretaceo Superiore)

ag **Amv** Formazione delle Argille Manganesifere Varicolori (Cretaceo Inferiore)

mc **SF** Formazione di S. Fiora (Cretaceo Superiore)

UNITA' DI CANETOLO

cma **CU** Argilliti, Marne e Calcarei (Paleocene - Eocene)

UNITA' TOSCANA

e Calcareniti e Calcilutiti (Cretaceo Superiore)

ce **ST** Formazione della "Scaglia Toscana" (Cretaceo Sup. - Oligocene)

Fcs Formazioni Calcarea - Silicee (Lias Inferiore)

ta **BA** Formazione delle "Anidridi di Burano" (Trias Superiore)

BASAMENTO METAMORFICO

BM Quarziti e Filladi Triassiche (Verrucano)

Filladi (Paleozoico)

--- Faglie Presunte

--- Isotherme (°C)

La Descrizione delle Unità riportate in legenda è riferita principalmente alla Carta Geologica di Pandeli et al. 2005.

Il tetto del primo serbatoio geotermico, nell'area prevista dalla realizzazione dell'impianto pilota geotermico denominato Montenero, è previsto ad una profondità di circa 1.300 m dal piano campagna; tale serbatoio presenta una temperatura di circa 140 °C ed una pressione idrostatica con livello piezometrico a circa +230 m sul livello del mare.

Il fluido geotermico contiene CO₂ disciolta, similmente a quello riscontrato nella struttura di Bagnore, la quale presenta una cappa di gas con pressione totale indisturbata di circa 23 bar, di cui circa 3,6 bar di vapore e di circa 19 bar di gas).

Il primo serbatoio geotermico di Montenero dovrebbe avere uno spessore di circa 1.000 – 1.200 m, al di sotto del quale potrebbe essere presente un intervallo a bassa permeabilità, con un gradiente geotermico simile a quello superficiale, dello spessore sufficiente di almeno 1.500 m per permettere un incremento della temperatura fino a circa 300 °C, al tetto del serbatoio profondo (*Tabella 3a*).

Tabella 3a Descrizione dell'Assetto Tettonico Stratigrafico e Termico dell'Area del Permesso di Ricerca "Montenero"

da – a (m da p.c.)	Stratigrafia	Spessore (m)	T (°C) alla base
0 - 1300	Flysch ligure	1300	130 – 140 °
1300 - 2500	Falda Toscana	1200	130 -140° (temperatura tetto 1° serbatoio)
2500 - ?	Basamento Metamorfico	?	300° a circa 3500 m (2° serbatoio)

La temperatura di progetto (140 °C) è stata assunta quale valore medio della temperatura del primo serbatoio di Montenero, la quale potrebbe essere compresa tra circa 130 °C al tetto e circa 155 °C alla base.

4 *DETERMINAZIONE DEL CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO GEOTERMICO DI MONTENERO*

La valutazione del contenuto di incondensabili è importante ai fini della progettazione dell'impianto sperimentale perché definisce la pressione minima da garantire nel circuito di superficie del fluido geotermico al fine di mantenere i gas incondensabili disciolti nella soluzione liquida.

La determinazione del contenuto di incondensabili presente nel serbatoio geotermico dell'area del progetto è stata effettuata a partire dai dati disponibili in letteratura; in particolare tali dati si riferiscono all'area di Bagnore, in cui è documentata la presenza:

- di un serbatoio superficiale (1° serbatoio), ad una profondità di circa 500 m dal piano campagna, contenente fluido geotermico ad una temperatura di circa 150 - 160 °C e una pressione, della trappola di gas-vapore sopra il liquido, di circa 23 bar (come precedentemente descritto);
- di un serbatoio profondo (2° serbatoio), ad una profondità maggiore di 3.000 m, ad acqua dominante con una temperatura di circa 300 °C, da cui viene prodotto attualmente il fluido geotermico per alimentare la centrale ENEL di Bagnore.

4.1 *CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO SUPERFICIALE*

Il serbatoio superficiale di Bagnore presenta una trappola di gas-vapore ad una pressione totale di circa 23 bar (di cui 19 bar di CO₂ e 4 di vapore); questa informazione consente di determinare il contenuto di CO₂ del liquido geotermico in equilibrio con la cappa di gas. Applicando la legge di Henry per soluzioni saline ideali 1 M di NaCl disponibile da Michels (1981), considerando una temperatura del fluido di 150 °C ed una pressione parziale di CO₂ di 19 bar, si deduce un contenuto di CO₂ disciolta nel fluido di circa 0,8%.

4.2 *CONTENUTO DI INCONDENSABILI DEL SERBATOIO PROFONDO*

Il calcolo del contenuto di incondensabili presente nel fluido geotermico del serbatoio profondo è stato condotto considerando le seguenti fonti:

- Scheda con caratteristiche di produzione della Centrale Bagnore 3 (ARPAT, 2009);
- Caratteristiche del fluido delle centrali di Bagnore (Cappetti et al., 2010).

Da queste fonti risulta noto che la corrente di vapore in uscita dal separatore posto a testa-pozzo, che opera alla pressione di 20 bar, presenta un contenuto di incondensabili del 6 - 8% in peso. Tali incondensabili sono costituiti da circa il 99,7% di CO₂ e lo 0,3% di H₂S. Noto che il serbatoio geotermico ad acqua dominante ha una temperatura di 300 °C, a cui corrisponde un'entalpia di 1.354kJ/kg, attraverso un bilancio di materia e di entalpia tra le condizioni di fondo pozzo e le condizioni della corrente in uscita dal separatore posto a testa-pozzo, è stato possibile risalire al contenuto di CO₂ disciolta a fondo pozzo, corrispondente a circa 1,8%.

Applicando anche in questo caso la legge di Henry ad una soluzione ideale 1 M di NaCl, considerando una temperatura del fluido di 300 °C ed una concentrazione di CO₂ disciolta nel fluido geotermico di 1,8% in peso, è possibile dedurre una pressione di CO₂ di circa 45 bar.

Per il serbatoio geotermico di Montenero, si assume che il contenuto di incondensabili risulta compreso nel range individuato di 0,8 – 1,8 %, a cui corrisponde il range di pressione di CO₂ di 19 – 45 bar. Quindi, applicando un approccio di tipo conservativo, per il riferimento progettuale si assume un valore più prossimo al caso del serbatoio profondo, considerando una pressione di CO₂ di circa 40 bar.

La scelta della pompa da collocare in pozzo consentirà di mantenere tale pressione nel circuito del fluido geotermico, in modo da garantire che la CO₂ presente nel serbatoio si mantenga disciolta nel liquido.

E' stata effettuata una modellazione previsionale degli effetti potenziali dovuti della coltivazione prevista nel Permesso di Ricerca per risorse geotermiche finalizzato alla sperimentazione di impianto pilota denominato "Montenero".

Di seguito viene presentato un set di simulazioni numeriche mirato a studiare gli effetti dell'iniezione ed emungimento di fluidi all'interno del reservoir geotermico in esame, dal punto di vista delle variazioni di pressione e di temperatura indotte, nonché degli effetti di deformazione del suolo. I dati ricavati dalle simulazioni saranno utilizzati anche per l'analisi della possibile sismicità correlata alla re-iniezione dei fluidi.

Le simulazioni sono eseguite utilizzando il codice di calcolo numerico TOUGH2®.

TOUGH2 permette il calcolo degli scambi di massa e di calore dovuti al flusso tridimensionale di miscele multifase (gas e liquidi) di varie specie chimiche all'interno di un mezzo poroso di permeabilità assegnata, assumendo l'equilibrio locale tra fluidi e matrice rocciosa. Le equazioni di conservazione della massa e dell'energia, che descrivono le condizioni termodinamiche del sistema, vengono discretizzate nella loro forma integrale, in uno schema detto metodo delle differenze finite integrali (Edwards, 1972). Le soluzioni consistono in un insieme di valori di due variabili termodinamiche indipendenti (nel nostro caso pressione P e temperatura T) che definiscono univocamente lo stato del sistema. Queste variabili vengono stimate, in funzione del tempo, nei centri delle celle in cui il volume discretizzato è stato suddiviso.

I flussi di fluidi sono descritti tramite l'equazione di Darcy, espressa in una forma multifase e multicomponente:

$$\mathbf{F} = -K \frac{\rho}{\mu} (\nabla P - \rho \mathbf{g}) \quad (\text{equazione di Darcy})$$

$$F_{\beta} = -K \frac{k_{r\beta} \rho_{\beta}}{\mu_{\beta}} (\nabla P_{\beta} - \rho_{\beta} \mathbf{g}) \quad (\text{equazione di Darcy multicomponente})$$

Dove, F è il flusso di massa attraverso l'unità di superficie, K è la permeabilità assoluta, μ la viscosità, ρ la densità, ∇P il gradiente di pressione e g l'accelerazione di gravità. Nell'equazione multicomponente β indica la fase liquida o gassosa, il coefficiente $k_{r\beta}$ rappresenta un fattore di riduzione della permeabilità effettiva all'interno dei pori nei quali è presente la fase β . La permeabilità relativa è funzione della frazione dei pori occupata dalla fase fluida.

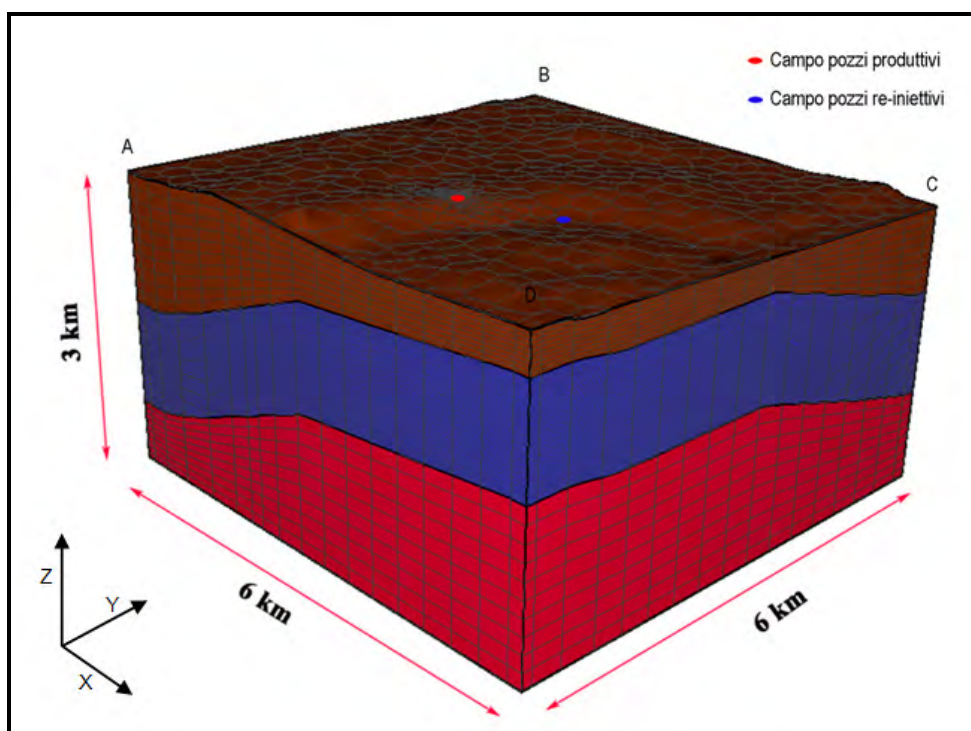
Il flusso di calore viene descritto considerando termini conduttivi e convettivi. La natura e le proprietà delle misture di fluidi che scorrono nel mezzo poroso vengono considerate nelle equazioni attraverso i parametri fisici (densità, viscosità, entalpia), calcolati in funzione delle condizioni termodinamiche stimate.

5.1 MODELLO FISICO DEL SISTEMA GEOTERMICO

Per la realizzazione del modello tridimensionale della zona in esame sono stati utilizzati i dati geologici, geofisici e di sottosuolo dei pozzi disponibili in letteratura.

L'area è stata approssimata considerando un dominio con una superficie complessiva approssimativamente di 6 km * 6 km ed uno spessore di 3 km. In particolare, la superficie topografica è stata modellata tramite un'estrapolazione 3D del modello digitale del terreno mentre il sistema è stato approssimato come una sequenza di tre strati rappresentanti rispettivamente un cap impermeabile, il reservoir vero e proprio ed un basamento sottostante (Figura 5.1a).

Figura 5.1a Modello tridimensionale di riferimento utilizzato durante le simulazioni numeriche. Il dominio considerato consta di un prisma di 6 km * 6 km * 3 km. La topografia, il top del Reservoir e del Bedrock sono stati impostati alle opportune quote del Volume.



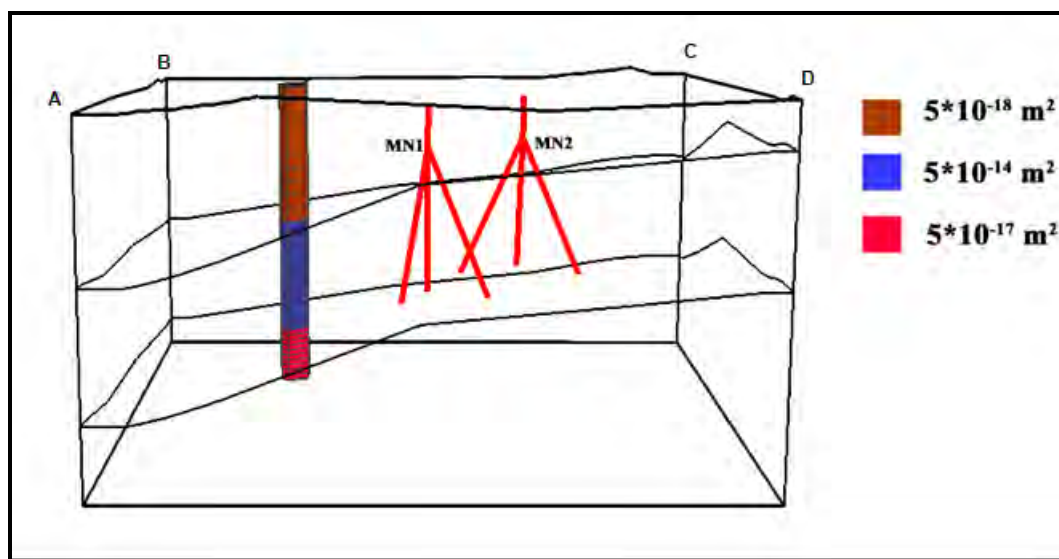
Il tetto del serbatoio geotermico è previsto ad una profondità di circa 1.300 m dal p.c.; tale serbatoio presenta una temperatura di circa 140 °C ed una pressione idrostatica col livello piezometrico a circa +230 m sul livello del mare. Il serbatoio ha uno spessore di circa 1.200 m al di sotto del quale è presente uno strato a

bassa permeabilità con un gradiente termico tale da permettere un incremento della temperatura fino a circa 300 °C, a profondità di 3.500 m.

Il volume così composto è stato suddiviso in una griglia di 39.240 celle trapezoidali elementari di area massima pari ad 80.000 m², ridotta in prossimità dei pozzi a 500 m². Il sistema di riferimento considerato prevede l'asse X in direzione WE, l'asse Y in direzione NS e l'asse Z orientato verso l'alto.

I tre strati geologici in cui è stato suddiviso il volume considerato vengono caratterizzati da una permeabilità ipotizzata pari, rispettivamente, a $5 \cdot 10^{-18}$ m², $5 \cdot 10^{-14}$ m² e $5 \cdot 10^{-17}$ m² (Figura 5.1b). È stata supposta una porosità del 10% per la copertura impermeabile, del 2% per il reservoir e del 1.5% per il basamento (Enel, 2009). La conducibilità termica della matrice rocciosa in ogni strato è stata considerata rispettivamente pari a 2.3, 5 e 3.25 Wm⁻¹°C⁻¹. La densità della matrice rocciosa è stata considerata pari rispettivamente a 2.400, 2.700 e 2.650 kg/m³. Il calore specifico è stato considerato pari a 1000 Jkg⁻¹°C⁻¹.

Figura 5.1b Profilo di permeabilità caratteristico del modello considerato e geometria dei pozzi)



Le condizioni al bordo prevedono che temperatura e pressione siano fissate in superficie e sul fondo del modello. La simulazione tiene conto della traiettoria dei pozzi, così configurati: n° 3 pozzi di emungimento (MN1, MN1/A e MN1/B) con profondità verticale massima di 1.800 m dal p.c. e deviazione a 400 m circa dal p.c.; scostamento orizzontale massima tra fondo pozzo e l'asse verticale del pozzo pari a 600 m; n° 3 pozzi di reiniezione (MN2/a, MN2/B e MN2/C) con le stesse caratteristiche.

La configurazione dei pozzi è riportata nella precedente Figura 5.1b. I pozzi di emungimento avranno una zona di pescaggio dal reservoir (casing finestrato) tra 1.300 m e 1.800 m di profondità rispetto al livello del mare, i pozzi di reiniezione avranno lo stesso range di profondità di re-immissione in serbatoio dei fluidi. La temperatura di emungimento è pari a 140 °C mentre quella di re-iniezione è pari a circa 70 °C.

5.2 RISULTATI DELLA MODELLAZIONE

In condizioni indisturbate, un serbatoio geotermico presenta condizioni termodinamiche costanti nel tempo e generalmente dipendenti dalla profondità. La prima parte della modellazione ha avuto l'obiettivo di ricostruire tale stato 'imperturbato' del sistema, inteso come condizione di quasi equilibrio (stato stazionario) in cui gli andamenti della pressione e della temperatura siano compatibili con quelli previsti prima dell'inizio dello sfruttamento geotermico dei pozzi. La stazionarietà di tale condizione va intesa nel senso in cui i cambiamenti naturali siano trascurabili rispetto a quelli indotti dalla coltivazione.

Le condizioni che caratterizzano lo stato stazionario sono riportate in *Figura 5.2a* per la Pressione ed in *Figura 5.2b* per la Temperatura. La differenza di temperatura tra i dati disponibili sperimentalmente e quelli ottenuti con la simulazione risulta compatibile con una buona affidabilità dei risultati.

Figura 5.2a Andamento caratteristico delle isobare all'interno del sottosuolo allo stato stazionario (tempo simulato 100 milioni di anni).

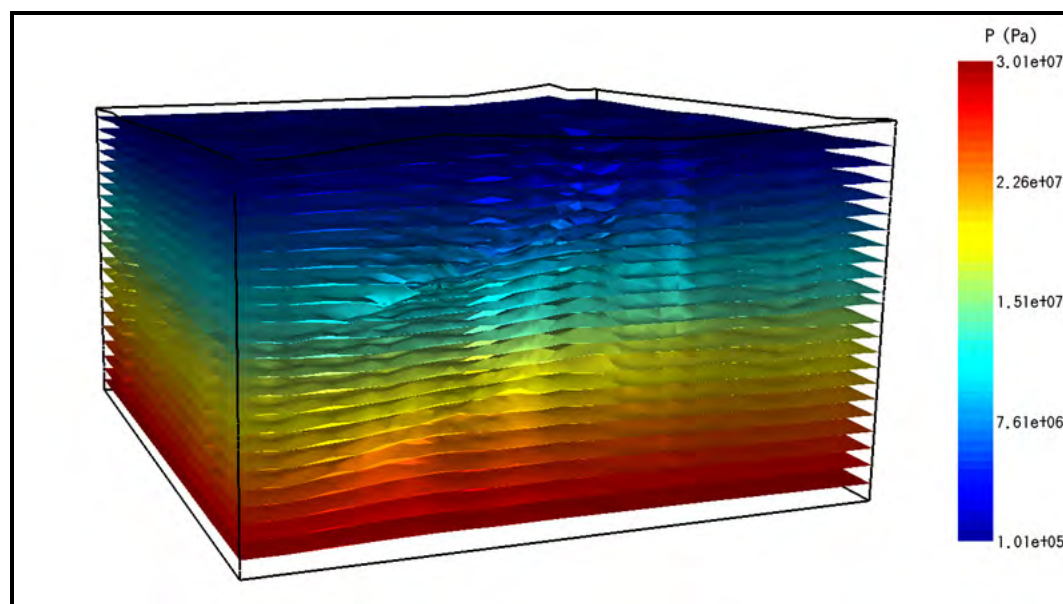
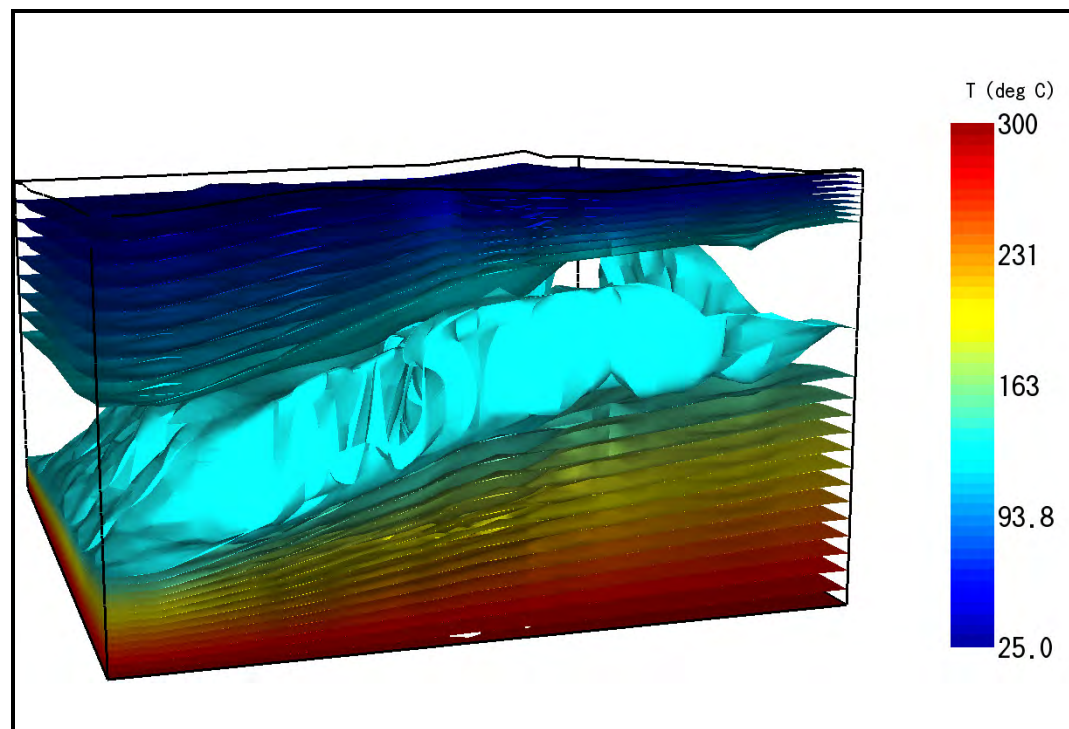


Figura 5.2b Andamento caratteristico delle isoterme all'interno del sottosuolo allo stato stazionario (tempo simulato 100 milioni di anni).



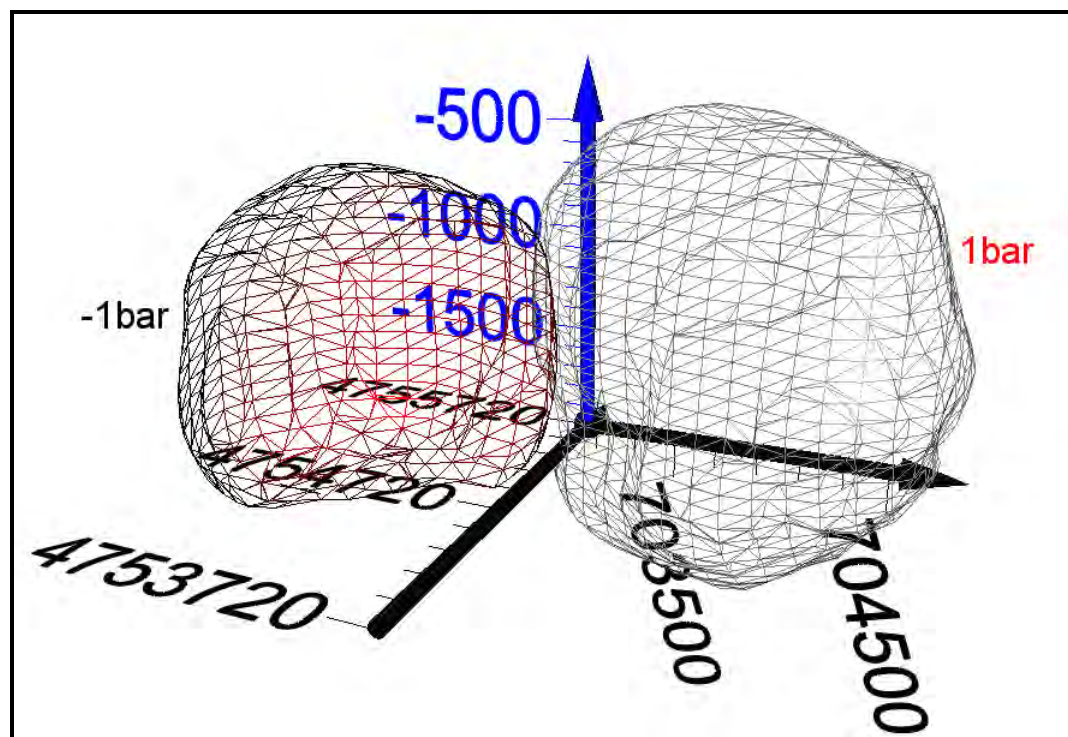
Partendo dalla soluzione stazionaria, sono stati introdotti nel modello i pozzi di produzione e re-iniezione previsti nel progetto pilota Montenero, per valutare la sostenibilità di coltivazione del campo mediante impianti geotermoelettrici a re-iniezione totale del fluido. Ogni volta che un serbatoio subisce l'iniezione o l'estrazione di fluido si innesca una reazione nel campo di pressione.

Tale reazione è composta da due fasi consecutive. La prima fase è detta di regime transitorio (non stazionario) mentre la seconda fase è detta di regime stazionario o pseudo-stazionario a seconda delle condizioni al contorno. Le portate di prelievo imposte, come previste dal progetto, sono state di 230 t/h per ciascun pozzo di prelievo e di 230 t/h per il pozzo di re-iniezione. Il tempo di coltivazione simulato è di 100 anni, che rappresenta il tempo in cui vengono ripristinate le condizioni stazionarie.

Tuttavia, considerata l'età media di funzionamento dell'impianto di almeno 30 anni, per le valutazioni successive relative alla possibile sismicità e subsidenza correlata alla coltivazione del campo geotermico di Montenero, sono stati presi i valori variazione di pressione e temperatura che avvengono nell'arco di 50 anni.

Variazioni negative di pressione sono ovviamente localizzate intorno alle zone di emungimento dei pozzi, mentre variazioni positive nella zona di reiniezione. In particolare in *Figura 5.2c* sono stati individuati due volumi principali, all'interno dei quali si verificano le variazioni negative e positive uguali o superiori (in valore assoluto) a -1 bar e +1 bar rispettivamente.

Figura 5.2c Isosuperfici delle variazioni di pressione generate dal campo pozzi di prelievo e re-iniezione per un periodo di sfruttamento delle risorse di cinquanta anni, relative a +1 bar e -1 bar.

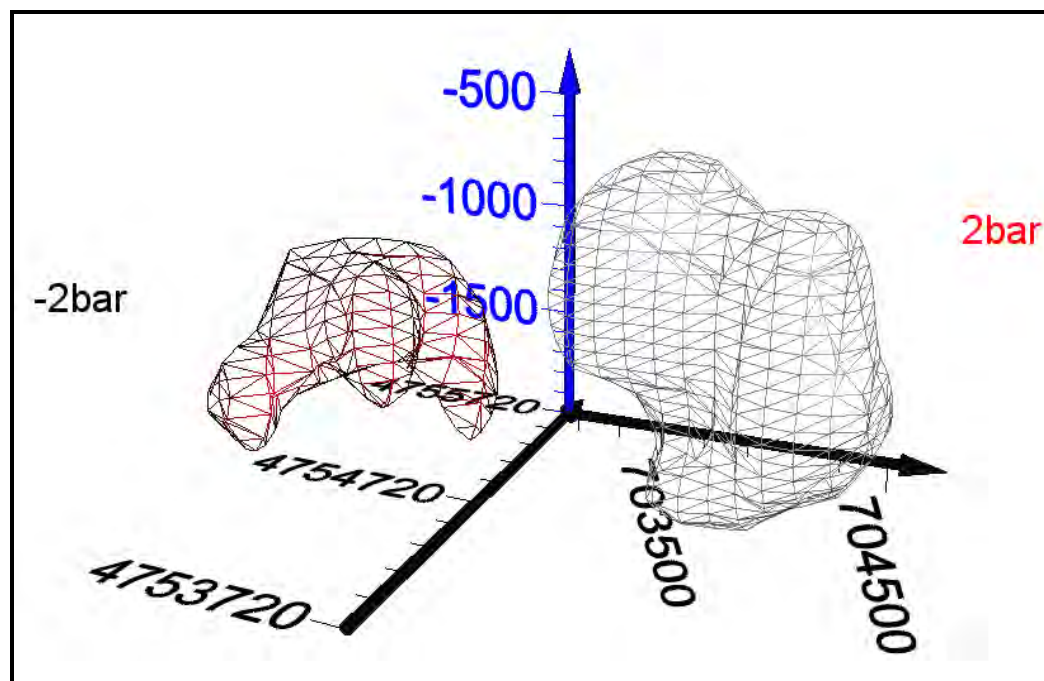


Tale valore di +/- 1bar rappresenta la variazione limite di pressione che si verifica all'interno di volumi (quello relativo al dominio dei pozzi di emungimento e di re-iniezione rispettivamente) che non interferiscono fra di loro; è stato osservato che per valori inferiori i volumi coinvolti cominciano ad interferire tra loro.

I volumi relativi a variazioni di 1bar sono pari a: $3.7 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ per variazioni di +1 bar nella zona di re-iniezione; $1.09 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ per variazioni di -1 bar nella zona di produzione.

A titolo di esempio, in *Figura 5.2d* si riportano i volumi che contengono variazioni di pressione pari a +/- 2bar, da cui si evince la loro completa indipendenza (non interferenza).

Figura 5.2d Isosuperfici delle variazioni di pressione generate dal campo pozzi di prelievo e re-iniezione per un periodo di sfruttamento delle risorse di cinquanta anni, relative a +2 bar ed a -2 bar.



In *Figura 5.2e* si mostra l'evoluzione nel tempo, durante i 100 anni di esercizio simulati, delle variazioni di pressione nelle zone di fondo dei pozzi, sia di produzione che di re-immissione, che corrispondono alle zone di massima variazione. Le variazioni massime, pari a circa 5bar avvengono a fondo pozzo ed interessano in sostanza soltanto la base di ogni pozzo, in volumi estremamente piccoli e trascurabili.

In *Figura 5.2f* si mostra l'evoluzione nel tempo, durante i primi 180 giorni di esercizio simulati, delle variazioni di pressione nelle zone di fondo dei pozzi, sia di produzione (linea rossa) che di re-iniezione (linea blu), che corrispondono alle zone di massima variazione. Come si evince, il tempo necessario per la conclusione della fase transitoria che consente l'instaurarsi di un regime di flusso stazionario nell'intorno dei pozzi di produzione e di re-iniezione è pari a circa 10 giorni.

Figura 5.2e Simulazione dopo 100 anni dell'andamento della variazione di pressione al fondo della zona dei pozzi di emungimento (rosso) e di reiniezione (blu).

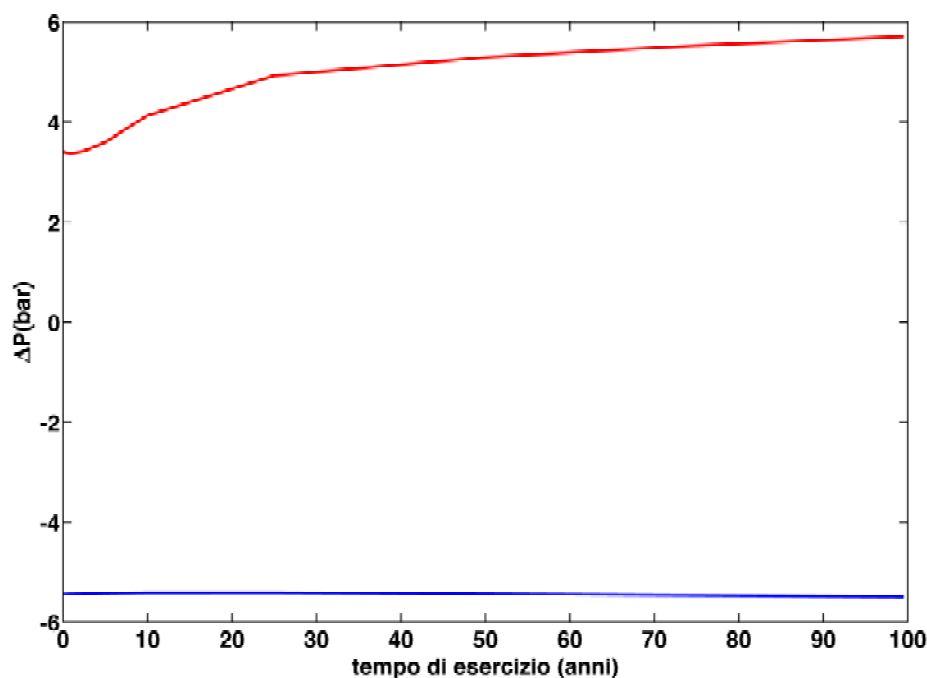
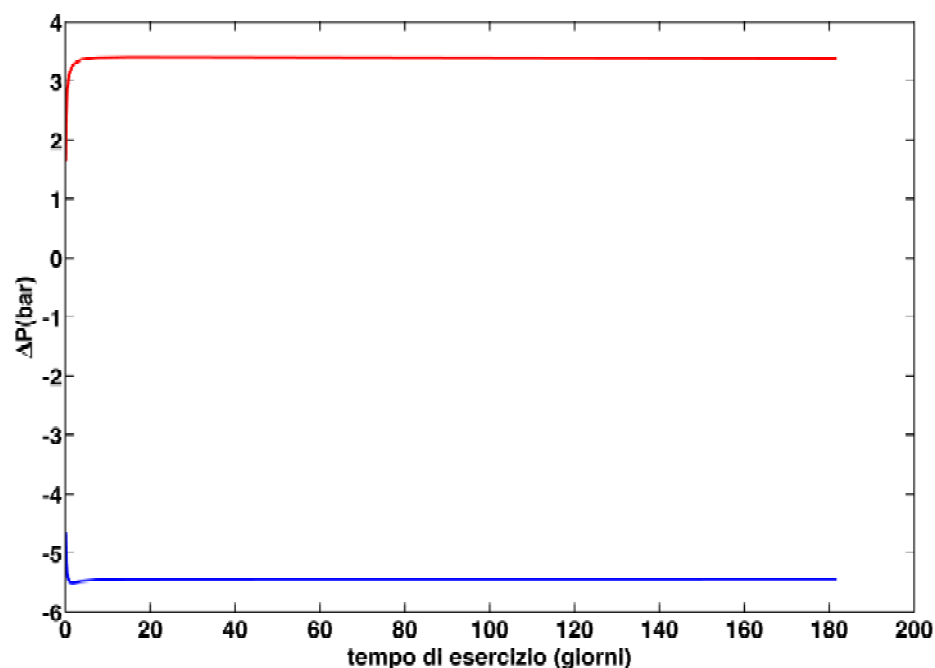


Figura 5.2f Simulazione dopo 180 giorni dell'andamento della variazione di pressione al fondo della zona dei pozzi di emungimento (rosso) e di reiniezione (blu).



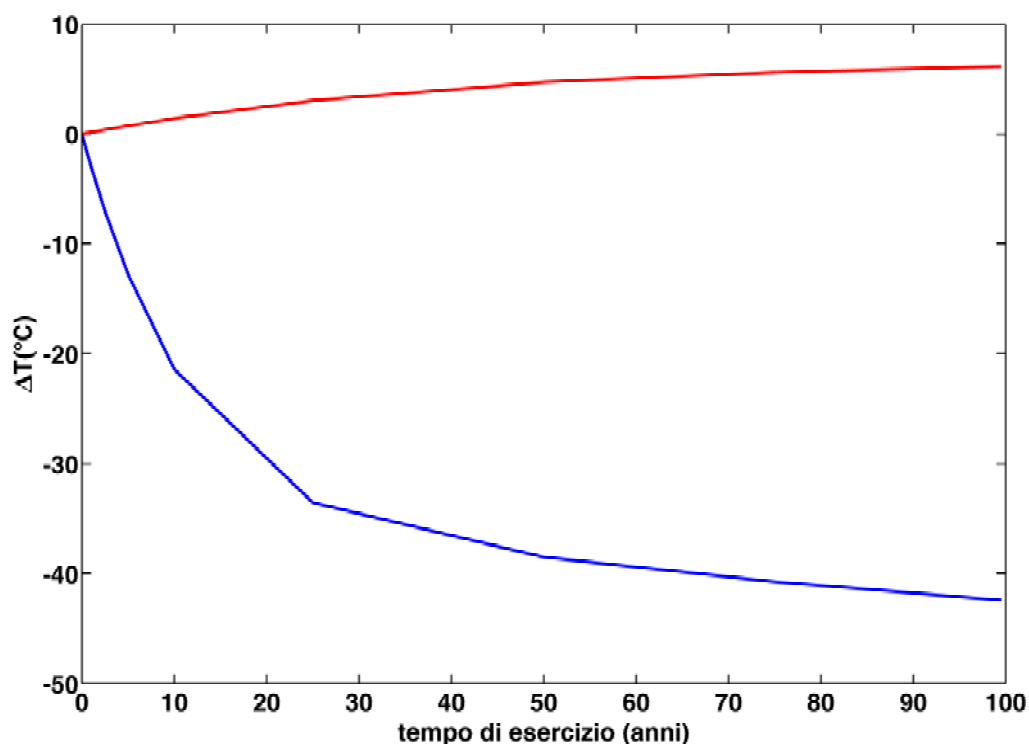
Le variazioni di temperatura dopo 50 anni di simulazione nella zona di emungimento esse risultano poco significative. Più significative sono le variazioni

dello stato termico nella zona di reiniezione. Qui la differenza tra la temperatura del serbatoio di reiniezione, che si è supposto pari a 140 °C, e quella del fluido reiniettato (circa 70 °C) determina una diminuzione della temperatura superiore ai 10 °C in un volume intorno al pozzo (nel range di profondità della zona di reiniezione) dell'ordine di 108 m³.

E' importante sottolineare che dalla simulazione emerge l'assenza di qualsiasi significativa interazione termodinamica tra la zona perturbata dall'emungimento e la zona perturbata dalla reiniezione dei fluidi.

In *Figura 5.2g* si mostra, in fine, l'evoluzione nel tempo, durante i 100 anni di esercizio simulati, delle variazioni di Temperatura nelle zone di fondo dei pozzi, sia di produzione che di reimmissione, che corrispondono alle zone di massima variazione. Si nota una diminuzione massima di temperatura dell'ordine dei 50 °C in corrispondenza dei pozzi di reiniezione.

Figura 5.2g Simulazione dell'andamento della temperatura assoluta al fondo della zona di emungimento (rosso) e di reiniezione dei condensati (blu)



5.3 CONCLUSIONI

Le simulazioni condotte sono state finalizzate a valutare le variazioni termodinamiche del sistema geotermale del campo geotermico di Montenero, a seguito dell'attività di emungimento di fluidi caldi (T≈140 °C) e reiniezione totale del fluido (T=70 °C) dal e nel reservoir geotermico, con portate totali di 700 t/h.

Le simulazioni sono basate su un modello concettuale di serbatoio geotermico, ipotizzato dai dati geologici e geofisici come descritto nel Progetto Definitivo.

Vengono sostanzialmente confermate le considerazioni contenute nel paragrafo 2.4 dello stesso Progetto Definitivo "Previsione degli effetti della produzione /reiniezione sul comportamento del sistema geotermico".

I risultati principali delle simulazioni, eseguite per un periodo di coltivazione della risorsa di 100 anni, possono così essere sintetizzati:

- nel dominio dei pozzi di produzione e dei pozzi di re-iniezione la coltivazione induce un regime transitorio, della durata di circa 10 giorni, seguito da una condizione quasi-stazionaria;
- un incremento di pressione (≥ 1 bar) si osserva nel dominio del pozzo re-iniettivo, in un volume pari a $3.7 \cdot 10^9$ m³. Il valore di +/- 1bar rappresenta la variazione limite di pressione che si verifica all'interno di volumi (quello relativo al dominio dei pozzi di emungimento e di re-iniezione rispettivamente) che non interferiscono fra di loro.
- l'aumento di pressione massimo, registrato in corrispondenza di ogni pozzo (alla base della zona di re-iniezione) è pari a circa 5 bar e interessa solo un ridottissimo spazio alla base di ogni pozzo, in volumi molto piccoli;
- un decremento di pressione (≥ 1 bar) si osserva nel dominio dei pozzi di emungimento, in un volume pari a $1.09 \cdot 10^9$ m³. Il decremento massimo si osserva in corrispondenza dei pozzi di emungimento (alla base della zona di estrazione), poco inferiore a -5 bar, in volumi estremamente piccoli;
- il campo termico non mostra sostanziali variazioni di temperatura nel dominio dei pozzi di emungimento, mentre si osserva una diminuzione della temperatura massima di circa 50 °C, in un volume intorno alla base della zona di re-iniezione pari a circa 104 m³. Variazioni di -10 °C si verificano invece in un volume di circa $9.61 \cdot 10^8$ m³; queste variazioni sono tipiche delle zone di re-iniezione, in ragione dei fluidi più freddi apportati al sistema geotermale.
- non si evidenziano interazioni termodinamiche, se non per valori di pressione molto bassi (<1bar), tra il dominio spaziale delle perturbazioni causate dall'emungimento e il dominio spaziale delle perturbazioni causate dalla reiniezione dei fluidi.

BIBLIOGRAFIA

Autori Vari, (1971). La Toscana Meridionale. Fondamenti Geologico Minerari per una Prospettiva di Valorizzazione delle Risorse Naturali. - Rend. Soc. Ital. Min. e Petr., v. XXVII - Fascicolo Speciale;

Accaino .F, Tinivella U., Rossi G., Nicolich R., (2005a). Imaging of CROP18 Deep Seismic Crustal Data. Boll. Soc. Geol. It. Spec. 3, pp.195-204;

Accaino F., Tinivella U., Rossi G., Nicolich R., (2005b). Geofluid Evidence from Analysis of Deep Crustal Seismic Data (Southern Tuscany, Italy). J. Volc. Geoth. Res 148, pp. 60-80;

Accaino F., Nicolich R., Tinivella U., (2006). Highlighting the Crustal Structures of Southern Tuscany: the Contribution of the CROP18 Project. Boll. Geof. Teor. Appl. 47, pp.425-446;

Arisi Rota F, Brondi A., Dessau G., Franzini M., Monte Amiata Spa Stab. Minerario del Siele, Stea B., Vighi .L., (1971). I Giacimenti Minerari della Toscana Meridionale . Rend. Soc. It. Miner. e Petr. 27, pp.357-544;

Atkinson P., Celati R., Corsi R., Kucuk F., Ramey H.J., (1978). Thermodynamic Behaviour of the Bagnore Geothermal Field. Geothermics, vol. 7, pp 185-208;

Baldi P., Buonasorte G., Cameli G.M., Ceccarelli A., Ridolfi A., Grassi S., Squarci P., Taffi L., (1988). Tuscany - Latium Geothermal Province in "Atlas of "Geothermal Resources" in the European Community, Austria and Switzerland - Publication n. EUR 11026 of the Commission of the European Communities;

Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Rocchi G., Squarci P., Taffi L. (1995). Geothermal Anomalies and Structural Features of Southern Tuscany (Italy). - Proceedings World Geothermal Congress, Firenze, 18-31 Maggio 1995;

Baldi P., Buonasorte G., Ceccarelli A., Ridolfi A., D'offizi S., D'amore F., Grassi S., Squarci P., Taffi L., Boni C., Bono P., Di Filippo M., Martelli M.C., Lombardi M.C. & Toro B., (1982). Contributo alla Conoscenza delle Potenzialita Geotermiche della Toscana e del Lazio - Consiglio Nazionale delle Ricerche, PFE RF15;

Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Squarci P., Taffi L., (1993). Nuovi Dati Geotermici nell'Area ad ovest del Monte Amiata. Atti del 12° Convegno Annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra solida, Roma, 24-26 Novembre, 1993;



Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Squarci P., Taffi L., (1994). Correlazioni tra le Anomalie Termiche ed altri Elementi Geofisici e Strutturali della Toscana Meridionale. Studi Geologici Camerti, 1994, Vol. speciale 1, pp. 139-149;

Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Rocchi G., Squarci P, Taffi L., (1995). Geothermal Anomalies and Structural Features of Southern Tuscany - World Geothermal Congress Proceedings Florence, pp. 1287-1291;

Baldi P., Bellani, S., Buonasorte, G., Fiordelisi, A., and Manzella, A., (1998). Geothermal Exploration in Tuscany (Italy) for High Temperature Resources - World Renewable Energy Congress V (Florence, Italy), Part IV, pp.2733-2736;

Baldi P., Bertini G., Cameli G. M., Decandia F.A., Dini I., Lazzarotto A., Liotta D. (1994). La Tettonica Distensiva Post Collisionale nell'Area Geotermica di Larderello (Toscana Meridionale) - Studi Geologici Camerti, Volume Speciale.1994/1183-193;

Barelli A., Ceccarelli A., Dini I., Fiordelisi A., Giorgi N., Lovari F., Romagnoli P., (2010). A Review of the Mt. Amiata Geothermal System (Italy). Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 Aprile 2010;

Batini F., Bertini G., Gianelli G., Nicolich R., Pandeli E., Puxeddu M., (1986). Deep structure of the Geothermal Region of the Monte Amiata Volcano (Tuscany, Italy). Mem. Soc. Geol. It. 35, pp.755-759;

Batini F., Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Pandeli E., (2003). Geological Features of Larderello.Travale and Mt Amiata Geothermal Areas (Southern Tuscany Italy) - Episodes 26, pp. 239-244;

Bellani S., Gherardi F., (2009). Thermal Modeling of an Area West of the Mt. Amiata Geothermal Field, Italy - GRC, Transactions, Vol. 33;

Benelli M., Benelli M., Franci T., (2008). La Risorsa Geotermica per Usi Elettrici in Italia: Energia, Ambiente e Accessibilità Sociale. Amici della Terra, Firenze – Onlus, 2008;

Benvenuti M., Papini M., Rook L., (2001). Mammal Biochronology UBSU and Paleoenvironment Evolution in a Post-Collisional Basin: Evidence from the Late Miocene Baccinello.Cinigiano Basin in Southern Tuscany, Italy. Boll. Soc. Geol. It. 120, pp. 97-118;

Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M., Dini I., Orlando L., (1995). Gravity Interpretation of the Mt Amiata Geothermal Area (Central Italy) - Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, pp. 859.862;



Bertini G., Cappetti G., Dini I., Lovari F., (1995). Deep Drilling Results and Updating of Geothermal Knowledge of the Monte Amiata area Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, pp. 1283-1286;

Bertini G., Buonasorte G., Cappetti G., Dini I., Ridolfi A., Stefani G., (2002). Tuscan Geothermal Fields. In "Atlas of "Geothermal Resources in Europe" - Publication N. Eur 17811 of The European Commission L. 2985. S. Hurter and R. Haenel Editors, Luxemburg;

Bertini G., Pandeli E., Principe C., Manzella A., (2008). Tettonica Gravitativa nell'Area del Monte Amiata: analisi e commenti. Rapporto intero IGG – CNR n. 10477;

Bettelli G., Bonazzi U., Fazzini P., Fontana D. & Gasperi G., (1990). Carta Geologica del Bacino del Fiume Albegna, S.El.Ca. Firenze;

Bodvarsson, G. (1972), Thermal problems in the siting of reinjection wells. Geothermics, Vol. 1, N.2;

Boncianni F., Callegari I., Conti P., Cornamusini G., Carmignani L., (2005). Neogene Post-Collisional Evolution of the Internal Northern Apennines: Insights from the Upper Fiora and Albegna Valleys (Mt Amiata Geothermal Area Southern Tuscany) . Boll. Soc. Geol. It. Spec 3, pp. 103-118;

Bonini M., Boccaletti M., Moratti G., Sani F., (2001). Neogene Crustal Shortening and Basin Evolution in Tuscany (Northern Apennines) - Ofioliti 26, pp.275-286
Borsi S., Ferrara G., Tongiorgi E., (1967). Determinazione con il Metodo K/Ar della Eta delle Rocce Magmatiche della Toscana - Boll. Soc. Geol. It., 86, pp. 403-410;

Bossio A., Costantini A., Foresi L., Mazzei R., Monteforti B., Radi L., Salvatorini C.F., Sandrelli F., (1994). Carta Geologica del Medio Ombrone (Siena.Grosseto), Selca 1994, Firenze;

Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G.F., Sandrelli F., (1993). Rassegna delle Conoscenze sulla Stratigrafia del Neautoctono Toscano. Mem. Soc. Geol. It. 49, pp.17-98;

Broggi A., (2003). Contributi all'Interpretazione del Profilo Sismico Crostale CROP18: Studi Strutturali di Superficie e Correlazione con i Dati di Sondaggio e di Sismica a Riflessione del Campo Geotermico del Monte Amiata (Toscana Meridionale) PhD thesis, Dipartimento di Scienze della Terra University of Siena, p. 315;

Broggi A., (2004a). Assetto Geologico del Nucleo di Falda Toscana affiorante nel Settore Occidentale del Monte Amiata (Appennino Settentrionale): Strutture pre e Sin-Collisionali Relitte Preservate durante lo Sviluppo della Tettonica Distensiva Post-Collisionale. Boll. Soc. Geol. It. 123, pp.443-461;



Brogi A., (2004b). Seismic Reflection and Borehole Logs as Tools for Tectonic and Stratigraphic Investigations: New Geological Data for the Tuscan Nappe exposed in the Northeastern Monte Amiata (Northern Apennines Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 123, pp.189-199;

Brogi A., (2004c). Miocene Low-Angle Normal Detachments and Upper Crust Megaboudinage in the Mt Amiata Geothermal Area (Northern Apennines Italy) - *Geodinamica Acta* 17, pp.375-387;

Brogi A., (2004d). Miocene Extension in the Inner Northern Apennines: the Tuscan Nappe Megaboudins in the Mt Amiata Geothermal Area and their Influence on Neogene Sedimentation. *Boll. Soc Geol. It.* 123, pp.513-529;

Brogi A., (2005). Contractional Structures as Relicts of the Northern Apennines Collisional Stage Recorded in the Tuscan Nappe of the Mt Amiata Geothermal Area (Italy) - *Boll Soc Geol It* Sepe 4, pp.53-65;

Brogi A., (2006a). Neogene Extension in the Northern Apennines (Italy): Insights from the Southern Part of the Mt Amiata Geothermal Area - *Geodinamica Acta* 19, pp.33-50;

Brogi A., (2006b). Evolution, Formation Mechanism and Kinematics of a Contractional Shallow Shear Zone within Sedimentary Rocks of the Northern Apennines (Italy) . *Ecol. Geol. Helv.* 99, pp.29-47;

Brogi A., (2008). The Structure of the Mt. Amiata Volcano-Geothermal Area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary Compression Versus Extension. *Int. J. Sci.(Geol Rundsch)* 2008, doi 10.1007/s00531-007-0191;

Brogi A., Lazzarotto A., (2002). Deformazioni Sin-Collisionali nella Falda Toscana a Sud-Ovest del Monte Amiata (Toscana Meridionale): il sovrascorrimento di Monte Aquilaia. *Boll. Soc. Geol. It.* 121, pp.299-312;

Brogi A., Liotta D., (2006). Understanding the Crustal Structures of Southern Tuscany: the Contribution of the CROP18 Project - *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 47, pp.401-424;

Brogi A., Liotta D., (2008). Highly Extended Terrains, Lateral Segmentation of the Substratum, and Basin Development: the Middle - lat Miocene Radicondoli Basin - *Tectonics*, vol. 27, TC5002, doi 10.1029/2007TC002 188, 2008;

Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G., CROP18 Working Group (2005a). Crustal Structures in the Geothermal Areas of Southern Tuscany (Italy): Insights from the CROP18 Deep Seismic Reflection Lines - *J Volc Geoth Res* 148, pp.60-80;

Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., CROP18 Working Group (2005b). Structural Features of Southern Tuscany and Geological Interpretation of the CROP18 Seismic Reflection Survey (Italy) . *Boll. Soc. Geol. It. Spec.* 3, pp. 213-236;



Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D. (eds) (2005d). Results of the CROP18 Project . Boll. Soc. Geol. It. 3, p. 239;

Calamai A., Cataldi R., Squarci P., Taffi L., (1970). Geology Geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata Geothermal Field - Geothermics 1, pp.1.9;

Cappetti G., Romagnoli P., Sabatelli F., (2010). Geothermal Power Generation in Italy 2005-2009 Update Report. Proceeding World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia 25-29 Aprile 2010;

Carmignani L., Decandia F. A., Lazzarotto A., Liotta D., Meccheri M., (1994). Tertiary Extension Tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy) - Tectonophysics, pp. 238, 295-315;

Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Sandrelli F., (1988). L'unità di Monticiano Roccastrada fra la Montagnola Senese e il Monte Leoni (Toscana Meridionale) - Atti Tic. Sc. Terra, 31 (1987/1988), pp.382-420;

Carmignani L., Lazzarotto A., (2004). Carta Geologica della Toscana, Direzione Generale delle Politiche Territoriali ed Ambientali, Servizio Geologico . Regione Toscana;

Carobbi G., Rodolico F., (1976). I Minerali della Toscana - Acc. Tosc. di Sc. e Lettere – “La Colombaria” Leo Olschki Editore;

Cataldi R., (1967). Remarks on Geothermal Research in the Region of Monte Amiata (Tuscany – Italy). Bulletin Volcanologique, Tome XXX, 1967, pp. 243 – 270.

Corsi R., (1986). Scaling and Corrosion in geothermal equipment: problems and preventive measurements. Geothermics, 15/5.

Corsi R., (1987). Engineering aspects of CaCO₃ and SiO₂ scaling. NATO course on “Geothermal Reservoir Engineering”, Antalya, Turkey, July 1987.

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., (1993). La .Serie Ridotta nel Quadro dell'Evoluzione Geologica della Toscana Meridionale . Mem. Soc. Geol. It. 49, pp.181-190;

Dallmeyer R.D., Decandia F.A., Elter F.M., Lazzarotto A., Liotta D., (1995). Il Sollevamento della Crosta nel Quadro della Tettonica Post-Collisionale dell'Appennino Settentrionale: Nuovi Dati dall'Area di Larderello (Toscana Meridionale) . Stud. Geol. Camert. Spec. 1995/1, pp.337-347;

Delmaier R.D., Liotta D., (1998). Extention, Uplift of Rocks and Cooling Ages in Thinned Custal Province: the Larderello Geothermal Area (Inner Northern Apennines, Italy) - Geol. Mag. 135, (2), pp.193-202;



Damiani A.V., Gandin A., Pannuzi L., (1980). Il Bacino dell'Ombrone - Orcia nel Quadro dell'Evoluzione Paleogeografica e Tettonica della Toscana Meridionale. - Memorie della Società Geologica Italiana, 1980;

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., Cernobori L., Nicolich R., (1998). The Crop3 Traverse: Insights on Post-Collisional Evolution of Northern Apennines - Mem Soc Geol It 52, pp.427-439;

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., (2001). Structural Features of Southern Tuscany Italy - Ofioliti 26, pp.287-300;

Della Vedova B., Bellani S., Pellis G., Squarci P., (2001). Deep temperatures and Surface Heat Flow Distribution In: Vai G.B., Martini I.P. (eds) Anatomy of an Orogen the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins - Kluwer, Dordrecht;

Dessau G., De Stefanis A., (1969). Studio Geologico-Minerario della Zona Mercurifera di Cerreto Piano (Scansano, Provincia di Grosseto) - Mem.Soc.Geol.It.,8 (3). Vol.21, pp. 281-287;

Dessau G., (1971). I Giacimenti dell'Area di Scansano in □\La Toscana Meridionale. - Rend. Soc. Ital. Min. e Petr., v. XXVII - Fascicolo Speciale;

Dini I., Ceccarelli A., Brogi A., Giorgi N., Galleni P., Rossi L., 2010. Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 Aprile 2010;

Edwards, A. L., 1972. Trump: A Computer Program for Transient and Steady State Temperature Distributions in Multidimensional Systems, National Technical Information Service, National Bureau of Standards, Springfield, Va;

Enel, (1995). L'Energia Geotermica in Toscana e nel Lazio Settentrionale. Gaidbooks feeldtreaps World Geothermal Congress 1995, Firenze;

Enel, (2009). Acquiferi del Monte Amiata e Coltivazione Geotermica. Integrazioni Riassetto di Piancastagnaio;

Enel, Eni, CNR, Enea (1988). "Indagine d'insieme sul Territorio Nazionale" in Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali - Rapporto Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, Legge 9.12.1986 n. 896;

Finetti I.R., (2006). Basic Regional Crustal Setting and Superimposed Local Pluton-Intrusion Related Tectonics in the Larderello-Monte Amiata Geothermal Province, from integrated CROP Seismic Data - Boll Soc Geol It 125, pp.117-146

Finetti I.R., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Geletti R., Pipan M., Sani F., (2001). Crustal Section based on CROP Seismic Data across the North Tyrrhenian.Northern Apennines.Adriatic Sea - Tectonophysics 343, pp.135-163

Fiordelisi A., Manzella A., Buonasorte G., Larsen J.C., Mackie R.L., (2000). Mt Methodology in the Detection of Deep Waterdominated Geothermal Systems -



Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000

Gianelli G., Manzella A., Puxeddu M., (1997). Crustal Models of the Geothermal Areas of Southern Tuscany - Tectonophysics 281, pp.221-239;

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E., Nicolich R., (1988). Geological Model of a Young Volcanoplutonic System: the Geothermal Region of Monte Amiata (Tuscany Italy) - Geothermics 17, pp.719-734;

Landi B., Tanini F., Sani F., Carobbi S., (1995). Evoluzione Geologico Strutturale del Bacino di Cinigiano.Baccinello (Toscana Meridionale). Stud. Geol. Camert. Spec. 1995/1, pp.475-488;

Lazzarotto A., (1993). Elementi di Geologia. La Storia Naturale della Toscana Meridionale, Giusti F. Pizzi Editore Edizione fuori commercio, riservata Monte dei Paschi di Siena, 1993;

Lazzarotto A., Liotta D., (1994). Studi Preliminari all'Acquisizione Dati del Profilo CROP18 - Studi Geologici Camerti Volume Speciale, pp. 233;

Liotta D., (1994). Structural Features of the Radicofani Basin along the Piancastagnaio (Mt Amiata) - S. Casciano dei Bagni (Mt Cetona) Cross Section . Mem. Soc. Geol. It. 48, pp.401-408;

Liotta D., Ranalli G. (1999). Correlation between Seismic Reflectivity and Rheology in Extended Lithosphere: Southern Tuscany inner Northern Apennines Italy - Tectonophysics 315, pp.109-122;

Losacco U., (1960). Ricerche Geologiche nella Toscana Meridionale III - Stratigrafia e Tettonica del Poggio Zoccolino (Monte Amiata) - Boll Soc Geol It 78, pp.107-134;

Marinelli G., Barberi F., Cioni R., (1993). Sollevamenti neogenici ed intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale. Mem. Soc. Geol. It. 49, pp.279-288;

Meccheri M., Moretti A., Volterrani S., (1985). La Struttura del Verrucano dei Monti Leoni (Grosseto: Cenni Litostratigrafici e Storia de formativa. In: Evoluzione Stratigrafica, Tettonica e Magmatica, del Paleozoico Italiano (Note brevi e riassunti) - IGCP Project 5 Siena,pp 109-110;

Michels D. E., (1981), CO₂ and Carbonate Chemistry Applied to Geothermal Engineering, Geothermal Reservoir Engineering Management Program, Earth and Science Division, Lawrence Berkley Laboratory, Report LBL-11509, pp 27

Nirta G., Pandeli E., Principi G., Bertini G., Cipriani N., (2005). The Ligurian Units of Southern Tuscany . Boll. Soc. Geol. It. Spec. 3, pp.29-54;



PROGETTO

TITOLO

REV.

Pagina

P15_GES_015

GESTO ITALIA SRL:

IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO MONTENERO (GR):

DOCUMENTAZIONE TECNICA PER IL RICONOSCIMENTO DEL CARATTERE NAZIONALE DELLA RISORSA GEOTERMICA

0

36

Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000 Foglio n.128 "Grosseto" (1969);

Orlando L., Bernabini M., Cameli G.M., Dini I., Bertini G., (1994). Interpretazione Preliminare del Minimo Gravimetrico del Monte Amiata. Stud. Geol. Camert. Spec. 1, pp.175-182;

Orlando L., (2005). Interpretation of Tuscany Gravity Data - Boll. Soc. Geol., Volume Speciale, Result of the CROP 18 Project;

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M., Monechi S., (2005). The Ligurian Subligurian and Tuscan Units of the Monte Amiata Geothermal Region (South-Eastern Tuscany): New Stratigraphic and Tectonic Data . Boll. Soc. Geol. It. Spec. 3, pp.55-71;

Pasquare G., Chiesa S., Vezzosi L., Zanchi A., (1983). Evoluzione Paleogeografica e Strutturale di parte della Toscana Meridionale a partire dal Miocene Superiore . Mem. Soc. Geol. It. 25, pp.145-157;

Provincia di Grosseto, 2010. Piano Territoriale di Coordinamento: norme.

Pruess, K., 1991. TOUGH2 – A General Purpose Numerical Simulator for Multiphase Fluid and Heat Flow. L. B. L. Report. Berkeley, CA. LBL- 29400;

Pruess, K., Oldenburg, C. & Moridis, D., 1999. TOUGH2 User's Guide. Berkeley, California. LBNL-43134;

Serri G., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S., Ferrara G., (1991). Il Magmatismo Neogenico-Quaternario dell'Area Tosco-Laziale Umbra: Implicazioni sui Modelli di Evoluzione Geodinamica dell'Appennino Settentrionale. Stud. Geol. Camert. Spec. 1, pp.429-463;

Tinivella U., Accaino F., Rossi G., Nicolich R., (2005). Petrophysical Analysis of CROP18 Crustal Seismic Data. Boll. Soc. Geol. It. Spec. 3, pp.205-211;

Van Bergen M.J., (1985). Common Trace Elements Characteristics of Crustal and Mantle derived K-Rich Magmas at Mt Amiata (Central Italy). Chem. Geol. 48, pp.125-135;

Van Bergen M.J., Barton M.C., (1984). Complex Interaction of Aluminous Metasedimentary Xenoliths and Siliceous Magma: an Example from Mt Amiata (Central Italy) - Contrib Mineral Petrol 86, pp.347-384;

Università di Siena (2008), Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico ambientale dell'area amiatina;

Zanchi A., Tozzi M., (1987). Evoluzione Paleogeografica e Strutturale recente del Bacino del Fiume Albegna (Toscana Meridionale) - Geologica Romana V XXVI, Roma.



PROGETTO

P15_GES_015

TITOLO

GESTO ITALIA SRL:

IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO MONTENERO (GR):

DOCUMENTAZIONE TECNICA PER IL RICONOSCIMENTO DEL CARATTERE NAZIONALE DELLA RISORSA GEOTERMICA

REV.

0

Pagina

37

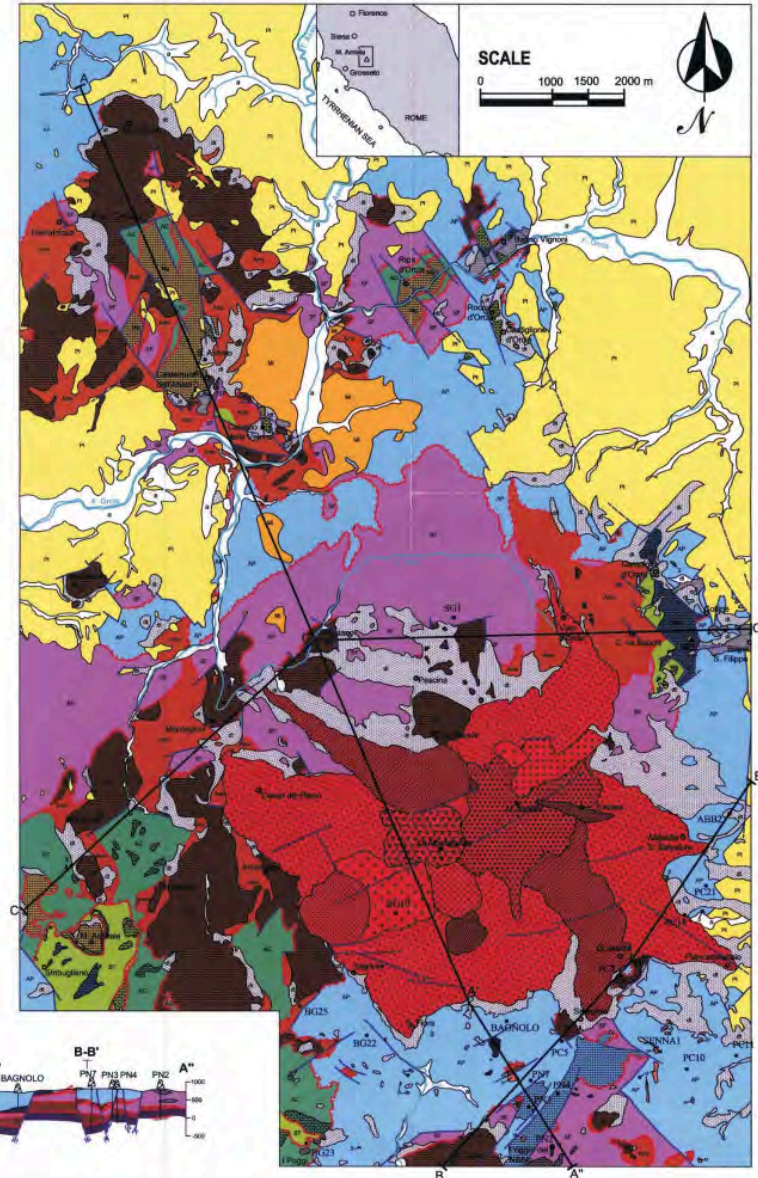
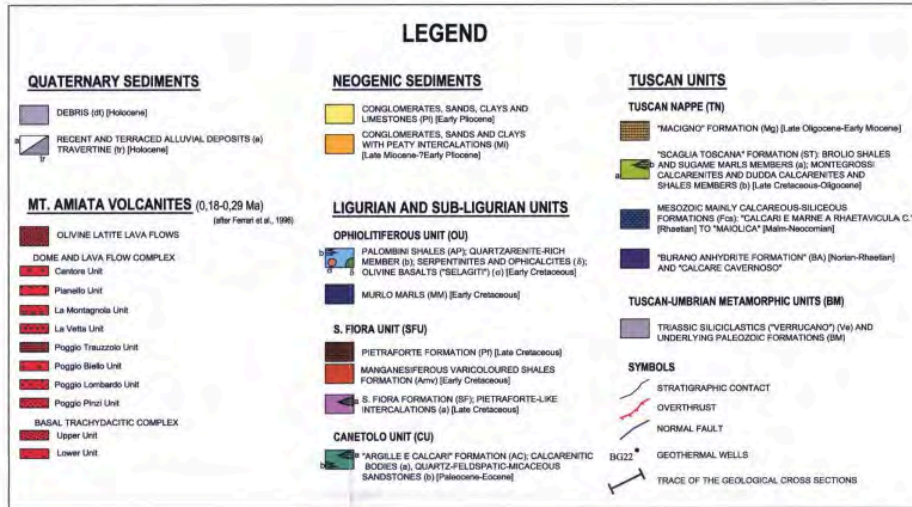
ANNESSO A

Carta Geologica (Pandeli et al., 2005)

GEOLOGICAL MAP OF THE MONTALCINO-MONTE AMIATA AREA (SOUTHERN TUSCANY, ITALY)

Enrico Pandeli,^{1,2} Giovanni Bertini,³ Piero Castellucci,⁴ Marco Morelli^{1,5} & Letizia Orti^{1,5}

1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze - Via G. La Pira 4, 50121 Firenze (pandeli@geo.unifi.it; letizia.orti@geo.unifi.it) 2) CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze - Via G. La Pira 4, 50121 Firenze
 3) ENEL - GEM Produzione Geotermica - Via A. Pisano 120, 56122 Pisa (giovanni.bertini@enel.it) 4) ENEL - Ingegneria Civile ed Idraulica - Lungarno Colombo 54, 50100 Firenze 5) Fondazione Prato Ricerche - Via Galcianese 20/H, 59100 Prato (m.morelli@pratoricerche.it)



Stratigraphic-structural relationships between the units cropping out in the Monte Amiata region. Metamorphic Units: BM = Paleozoic successions, Ve = Triassic siliciclastic cover (Verrucano); Tuscan Nappe (Rhaetan-Early Miocene formations): BA = Triassic evaporites, TN = Inferior Sub-Unit, TN1 = Superior Sub-Unit (represented by the basal evaporites in the Poggio Zoccolino area); CU = Canetolo Unit; Santa Fiora Unit: SF = S.Fiora Fm., PF = Pietraforte Fm.-Manganeseiferous Varicoloured Shales Fm.; OU: Ophiolitic Unit (Palombini Shales); Mi: Miocene deposits; Pi: Pliocene deposits; V: Mt. Amiata Quaternary volcanites.

