

Committente: SILEA HOLDING Srl



REGIONE TOSCANA

***Permesso di ricerca di risorse geotermiche
"TERRAFINO"***

Relazione Tecnica-Geologica

LUGLIO 2016

Sommario

1. PREMESSA	2
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELL'AREA DEL PERMESSO DI RICERCA	5
3. CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO-STRUTTURALE	13
3.1 - Inquadramento geologico-strutturale dell'Appennino Settentrionale.....	13
3.2 - Inquadramento geologico-strutturale della bassa Valle dell'Arno.....	16
3.1 - Formazioni geologiche presenti nel permesso di ricerca	19
4. CARATTERIZZAZIONE IDROGEOLOGICA	22
4.1 - Sistema alluvionale della piana di Empoli.....	25
4.2 - Acquifero dell'Elsa	32
4.3 - Salvaguardia delle falde acquifere superficiali	38
5. CONSULTAZIONE DEI DATI GEOGNOSTICI DISPONIBILI.....	39
5.1. - Dati di pozzo	41
5.2. - Dati Sismici	42
5.3. - Informazioni sul tetto del potenziale serbatoio	45
6. CARATTERIZZAZIONE GEOTERMICA	46
6.1. - Inquadramento geotermico della Toscana.....	46
6.2. - Caratterizzazione geotermica della piana di Empoli e della Val d'Elsa	52
7. POSSIBILITÀ TECNICO-ECONOMICHE DI UTILIZZAZIONE DEI FLUIDI GEOTERMICI ED OBIETTIVI FINALI DELLA RICERCA	56
8. BIBLIOGRAFIA	62

1. PREMESSA

Il presente documento, redatto su incarico di SILEA HOLDING SRL, costituisce la relazione tecnica e geologica a supporto del programma dei lavori di ricerca allegato all'istanza per ottenere il permesso di ricerca per risorse geotermiche denominato "**Terrafino**", che si estende nei **Comuni di Vinci, Cerreto Guidi ed Empoli, in provincia di Firenze e San Miniato, in provincia di Pisa** ai sensi del D. Lgs. 11 febbraio 2010 n. 22 e dell'art. 8 del D.P.R. 395 del 27 maggio 1991.

La relazione tecnica e geologica, oltre agli aspetti geografici e geologico-strutturali specifici dell'area di ricerca, esplicita i temi di ricerca che si intendono sviluppare con il presente Permesso di Ricerca, per la verifica dell'esistenza, la delimitazione e le caratteristiche geo-strutturali ed idrogeologiche del giacimento del fluido geotermico ricercato.

Vengono infine descritte in via preliminare le possibilità tecnico-economiche di utilizzazione e coltivazione dei fluidi geotermici eventualmente rinvenuti nella ricerca.

La ricerca in oggetto intende verificare quanto già trovato ed individuato da precedenti ricerche di Agip dell'ordine dei – 2.500 m, con verifica diretta della presenza del serbatoio geotermico, con l'esecuzione di una nuova perforazione esplorativa.

Nel dettaglio, l'area del permesso di ricerca è di 47,26 Km²; su tale area saranno raccolte tutte le informazioni generali di carattere geologico, geochimico, geofisico, gravimetrico e strutturale senza interventi diretti sul territorio, per la prima fase fino alla definizione del modello geologico strutturale atteso e del modello geotermico preliminare.

Per verifica le caratteristiche del fluido geotermico presente nel sottosuolo saranno utilizzati dati provenienti dalla precedente esplorazione di AGIP relativi ai pozzi "Certaldo 001", "Certaldo 002", "Certaldo 003", "Certaldo 004", "Certaldo sud 001 dir" realizzati a partire dagli anni '60. Particolare attenzione sarà posta sul pozzo "Certaldo 004" che ha intercettato, alla profondità di circa -2.217 m, il serbatoio geotermico calcareo, attraverso l'acquisizione dei dati di pozzo direttamente da Eni.

Tutte le suddette attività di ricerca verranno eseguite senza alcuna attività diretta sul territorio.

Successivamente, dopo aver acquisito specifica autorizzazione ambientale, si procederà con la perforazione di nuovo pozzo esplorativo della profondità di circa 3.500 m, adottando tutti i sistemi di sicurezza per gli operatori e per l'ambiente.

L'esatta ubicazione del nuovo pozzo esplorativo non è puntualmente definita in questa fase, ma sarà stabilita in relazione all'esito dei risultati dei dati raccolti con le indagini preliminari.

Una volta completato il pozzo saranno eseguite le prove di produzione e re-iniezione della durata di pochi giorni, al fine di verificare la quantità e la qualità della risorsa, entrare adeguatamente nel serbatoio di interesse e consentire la totale re-iniezione in condizioni di sicurezza.

In caso di esito positivo della ricerca si procederà con la realizzazione della seconda perforazione esplorativa della profondità di circa 3.500 m. L'esatta ubicazione del secondo pozzo esplorativo sarà stabilita in relazione all'esito dei risultati raccolti con le indagini preliminari.

Al completamento del secondo pozzo si procederà all'esecuzione di lavorazioni interne al foro per consentire l'esecuzione di prove di produzione e re-iniezione di breve durata.

Per tutte le attività sopradescritte, il richiedente presenterà specifica istanza di V.I.A., ai sensi del D. Lgs. 152/2006 e s.m.i. e L.R. 10/2010 (modificata dalla L.R. 17/2016).

In caso di esito positivo della ricerca si procederà quindi, previa ulteriore acquisizione di specifica autorizzazione ambientale, alla successiva fase di richiesta di concessione per lo sfruttamento geotermico.

Una volta individuata e classificata la risorsa geotermica, sia sotto il profilo qualitativo che quantitativo, e verificata la possibilità di poter eseguire anche la totale re-iniezione, senza pregiudicare le matrici ambientali e senza rischi per l'ambiente, le popolazioni ed il territorio, sarà progettato l'eventuale sfruttamento geotermico, a ciclo binario senza nessuna emissione in atmosfera e con totale re-immissione del fluido nel serbatoio di origine.

In caso di esito negativo, si procederà alla chiusura mineraria dei pozzi utilizzati nella fase di ricerca e al totale ripristino ambientale delle aree oggetto della ricerca stessa, senza procedere alla richiesta successiva dell'eventuale concessione per lo sfruttamento.

Per quanto riguarda l'aspetto sismico verranno rispettate le linee guida del MISE che, per il caso in esame, prevede interventi antecedenti alla fase di coltivazione.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELL'AREA DEL PERMESSO DI RICERCA

Il Permesso di Ricerca, oggetto della presente relazione, si colloca nella porzione Centro Orientale della Regione Toscana (Fig. 1), in prossimità dell'abitato di Empoli. E esso dista circa 30 km da Firenze (ad Est) e circa 30 km da Pontedera. Il Permesso di Ricerca ricade all'interno dei limiti amministrativi della Provincia di Firenze e di Pisa e nel dettaglio, nei territori comunali di Vinci, Cerreto Guidi ed Empoli, in Provincia di Firenze, e nel Comune di San Miniato, in Provincia di Pisa.

La superficie occupata dal Permesso di Ricerca si estende per una superficie totale di 47,26 Km² come visualizzabile in Fig. 2.

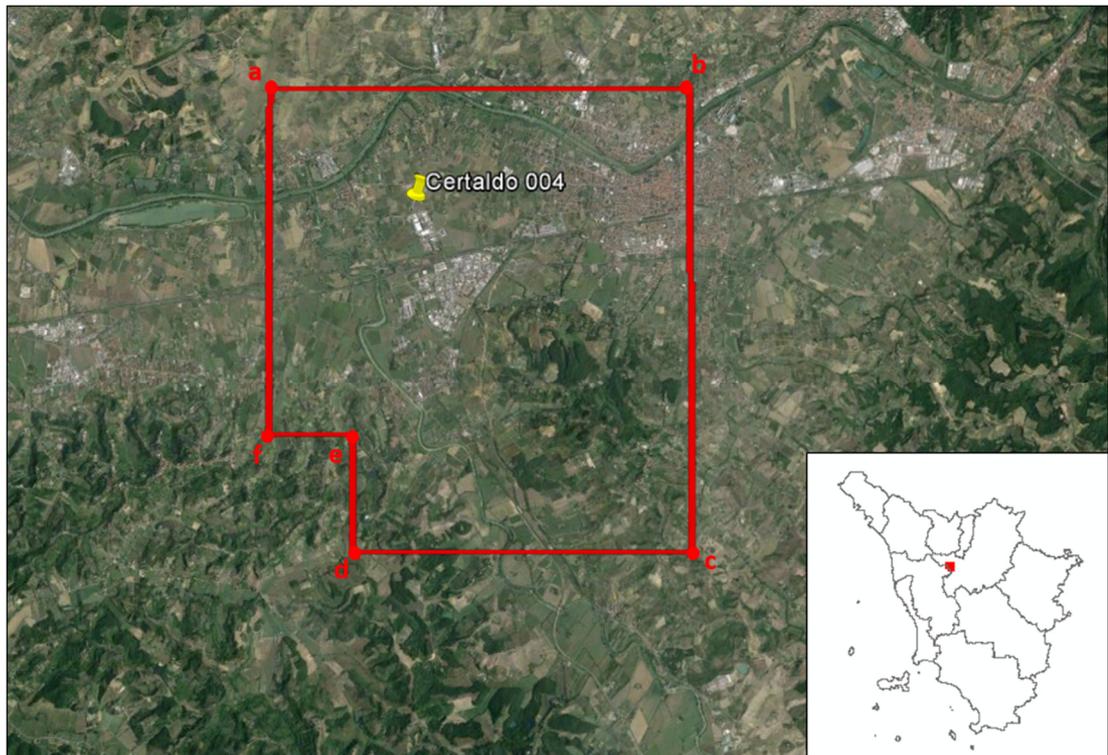


Fig. 1 - Area del Permesso di ricerca su immagine da GOOGLE EARTH.

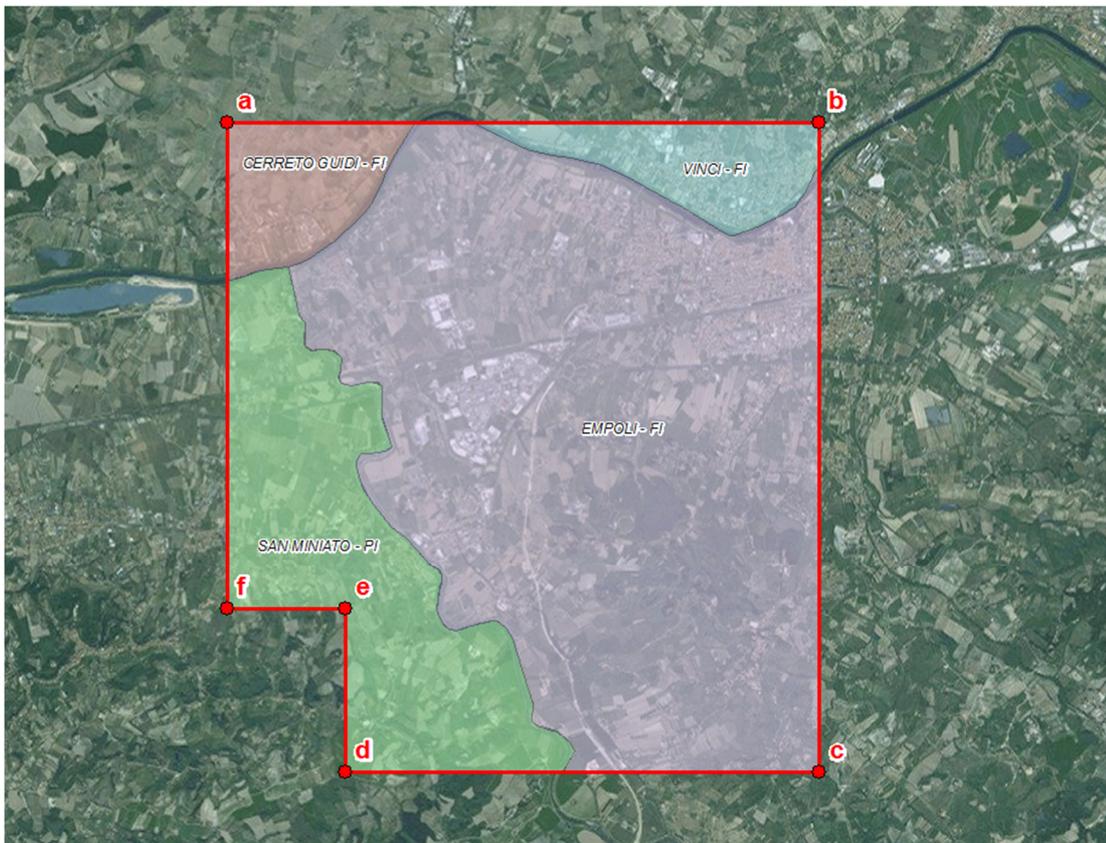


Fig. 2 - Area del Permesso di ricerca con indicazione dei limiti comunali (base Google Earth).

Nel dettaglio l'area è definita dai seguenti vertici (Tabella 1 e fig.3) espressi in coordinate geografiche (Roma 40):

Vertice	Longitudine W	Latitudine E
a	-1°35'	43°44'
b	-1°30'	43°44'
c	-1°30'	43°40'
d	-1°34'	43°40'
e	-1°34'	43°41'
f	-1°35'	43°41'

Tab. 1. Elenco coordinate dei vertici del permesso di ricerca.

L'area del Permesso di Ricerca è stata definita in base ai criteri dell'art. 9 del D.P.R. 27/05/1991 n. 395; secondo quanto riportato dai termini di legge al comma 1, l'area

risulta quindi delimitata da archi di meridiano e di parallelo di lunghezza pari ad un primo o ad un multiplo di esso.

L'area così definita risponde inoltre ai requisiti del comma 2 del sopracitato articolo, secondo i quali la distanza tra i vertici estremi del P.R. (10 Km) non deve essere superiore a quattro volte la lunghezza media dell'area, intesa come altezza del rettangolo equivalente avente per base tale distanza.

Ai sensi del punto e) del comma 2 dell'art. 6 del D.P.R. n° 395 del 27/5/1991 si precisa che il perimetro sopra definito non confina con altri permessi di ricerca o concessioni geotermiche; non si rilevano inoltre intersezioni con la frontiera dello Stato, né con la linea costiera.

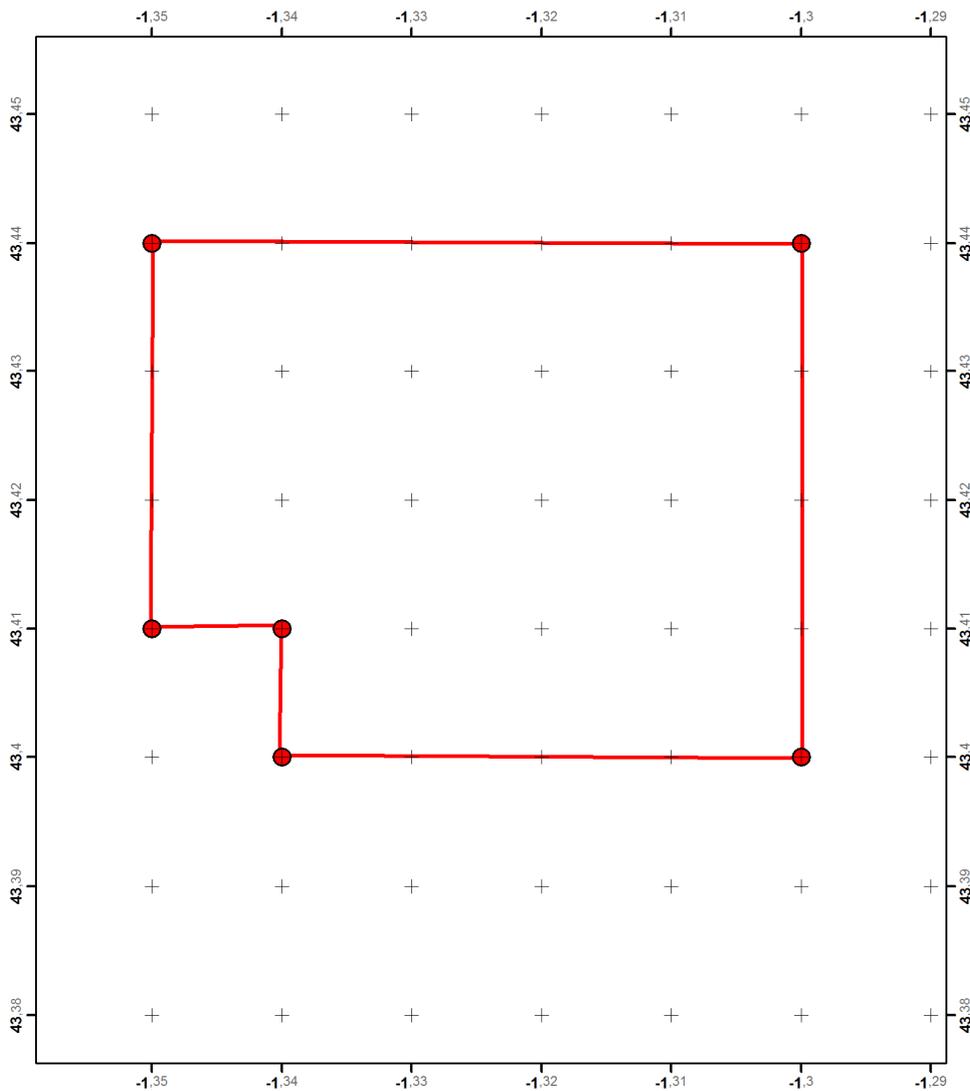


Fig. 3. Area del Permesso di ricerca con indicazione dei vertici (su reticolo geografico).

Il territorio del PR denominato "Terrafino" è stato esplorato con indagini geologiche e sismiche di sottosuolo, a partire dagli anni '80, con l'obiettivo di ricerche di metano. Dal 1980, anno di conferimento, al 1988, anno di cessazione, una vasta porzione del territorio della Val d'Elsa è stato interessato dal Permesso di Ricerca EMPOLI di AGIP, dal quale è poi derivata la concessione MARCIGNANA di AGIP, cessata nel 2001, con dimensioni più ridotte e circoscritte alla località Terrafino – Empoli (Fig.4).

Attualmente l'area di interesse non si sovrappone ad alcun permesso di ricerca in auge (Fig.5).

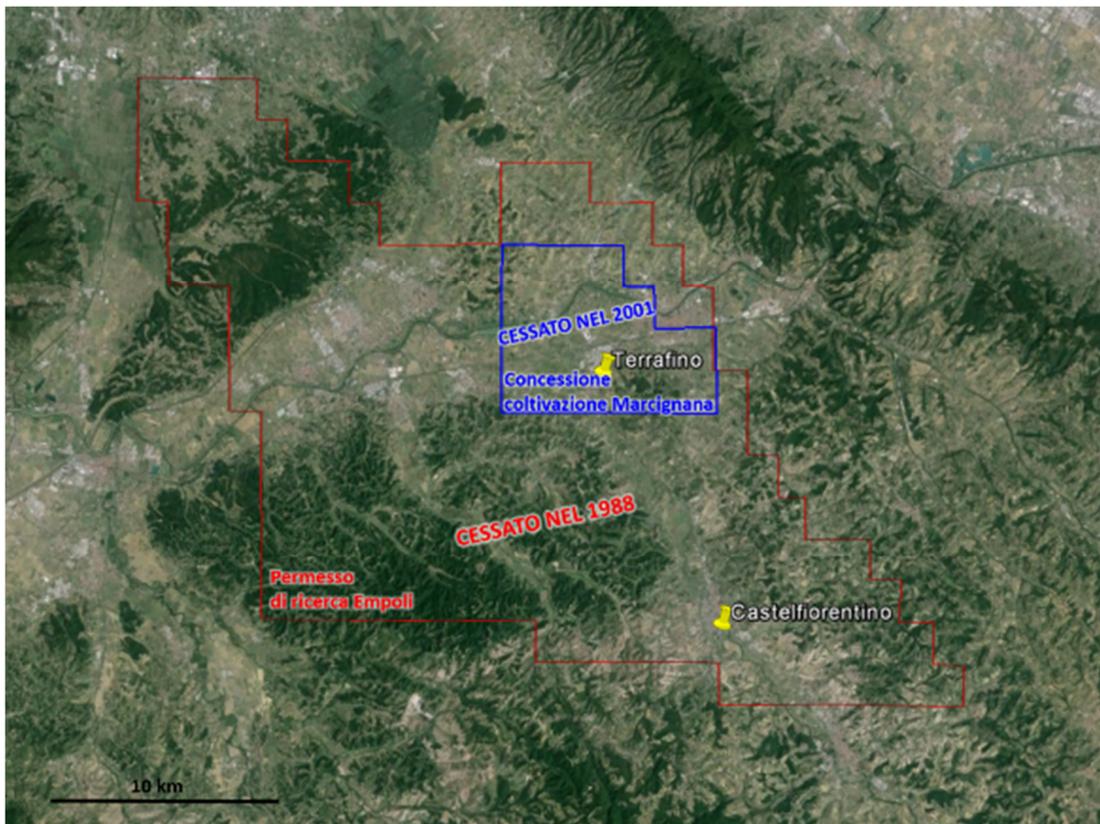


Fig. 4 - Permesso di ricerca Empoli (poligono rosso) e Concessione di coltivazione Marcignana (poligono blu) per estrazione di metano di AGIP, cessati rispettivamente nel 1988 e nel 2001.

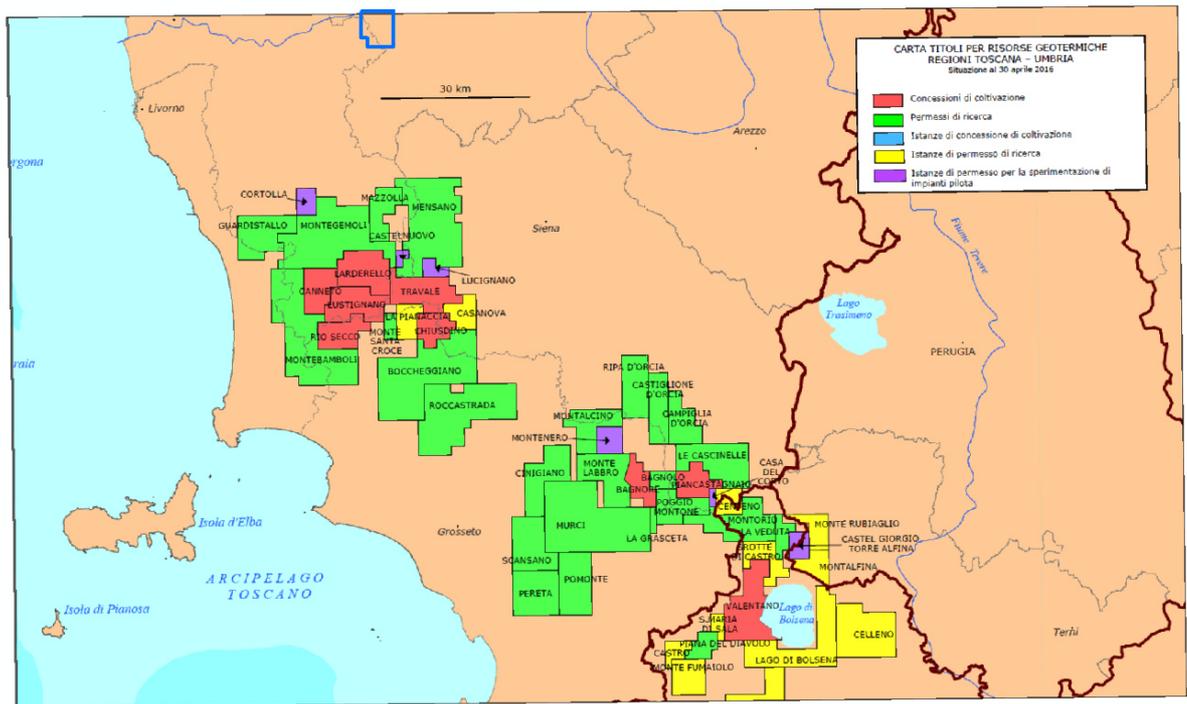


Fig. 5 - Carta dei Titoli Minerari per ricerca di risorse geotermiche vigenti in Toscana. In blu l'ingombro del PR "Terrafino" per ricerca di risorse geotermiche (fonte UNMIG).

La fig.5 riporta la carta dei titoli minerari per risorsa geotermica presenti nella Regione Toscana, aggiornata al 30 Aprile 2016 ed estratta dal sito dell'UNMIG, modificata con l'inserimento del PR denominato "Terrafino".

Il permesso di ricerca ricade all'interno del Foglio 150 - Lucca in scala 1:100.000 della cartografia IGM. La lunghezza massima del Permesso di ricerca è di circa 7,5 Km in direzione Nord-Sud ed una larghezza massima di circa 6,7 Km in direzione Est-Ovest.

Dal punto di vista geomorfologico, l'area si presenta pianeggiante ed è attraversata dal fiume Arno, nella sua porzione nord, e dal Fiume Elsa, che attraversa il Permesso di Ricerca in oggetto in direzione NO – SE.

Dal punto di vista infrastrutturale (fig. 6), il Permesso di Ricerca è tagliato trasversalmente dalla SGC Firenze-Pisa- Livorno. A contorno del suddetto asse

infrastrutturale principale è presente la seguente rete di strade, statali e provinciali che collegano i principali insediamenti abitativi.

- SR429 (ex SS429) che collega l'abitato di Ponte a Elsa all'abitato di Poggibonsi;
- SS67 che collega l'abitato di Ravenna all'abitato di Pisa;
- SP5 che collega l'abitato di Empoli all'abitato di Calcinaia;
- SP10 che collega l'abitato di Ponte a Elsa all'area industriale di Bassa;
- SP11 che collega l'abitato di Empoli a Ponte Cappiano;
- SP40 che collega l'abitato di Marcignana all'abitato di San Miniato;
- SP43 che collega l'abitato di Empoli all'abitato di Carmignano;
- SP128 che collega l'abitato di Sovigliana-Spicchio all'abitato di Empoli;

Tutto il Permesso di Ricerca è poi interessato da una viabilità secondaria, costituita da strade comunali, che mettono invece in comunicazione anche i piccoli agglomerati rurali.

Oltre alla viabilità automobilistica, all'interno del Permesso di Ricerca sono presenti due tratti ferroviari: il primo ad andamento circa Est-Ovest che collega Empoli a Pisa e l'altro, ad andamento circa Nord Sud che collega Empoli a Siena.

Da un punto di vista idrografico (fig.7), tutto il territorio è attraversato da una rete piuttosto fitta di corsi d'acqua minori (fossi e rii). I principali assi drenanti all'interno dell'area del Permesso di Ricerca in oggetto sono rappresentati dal fiume Arno, posto in prossimità del margine settentrionale del Permesso di Ricerca, con andamento prevalentemente Est-Ovest e il fiume Elsa, affluente di sinistra del fiume Arno che taglia l'area del Permesso di Ricerca in oggetto da Sud a Nord prevalentemente nella porzione occidentale.

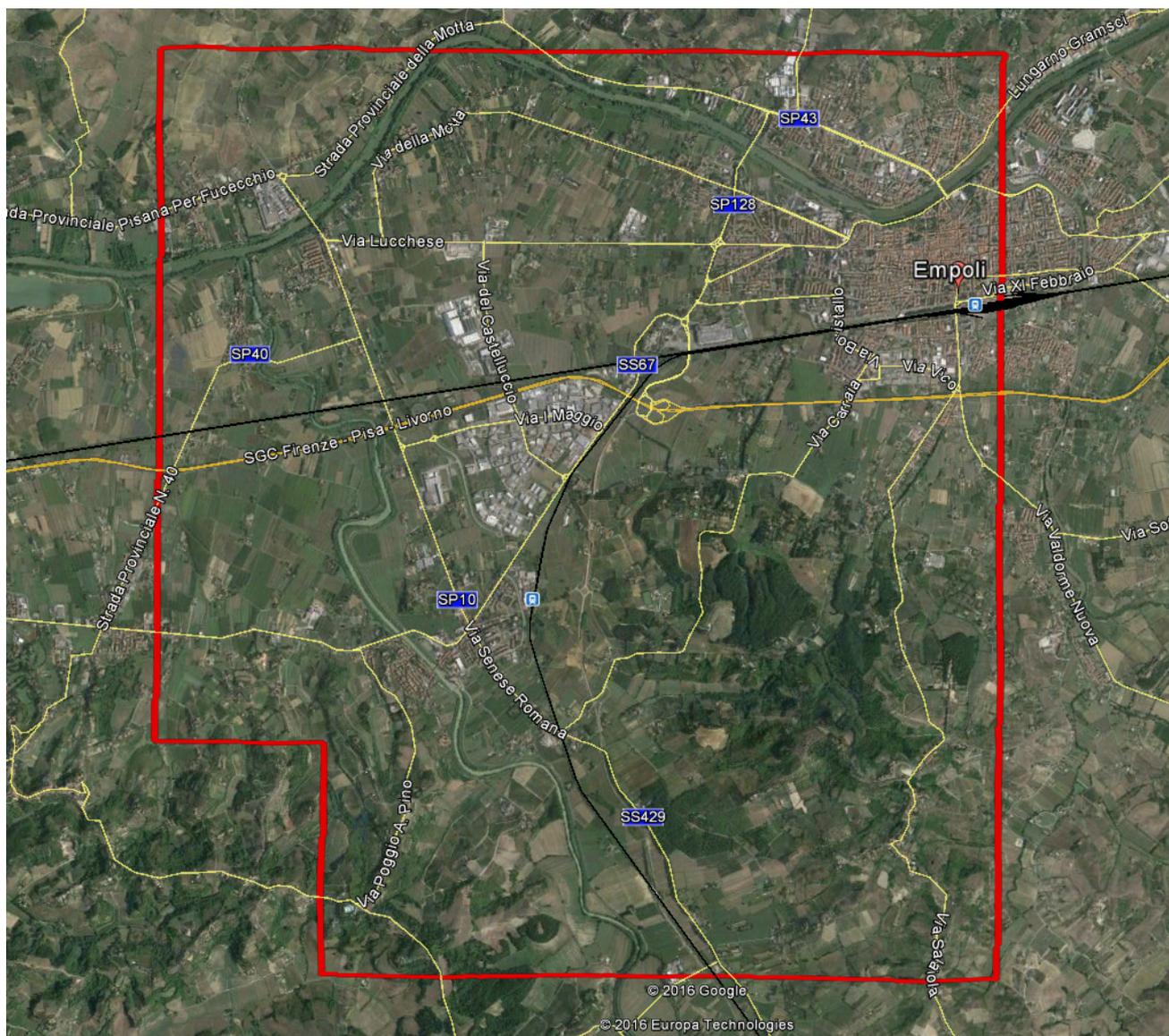


Fig. 6. Rete infrastrutturale presente all'interno del Permesso di Ricerca "Terrafino" (base Google Earth)

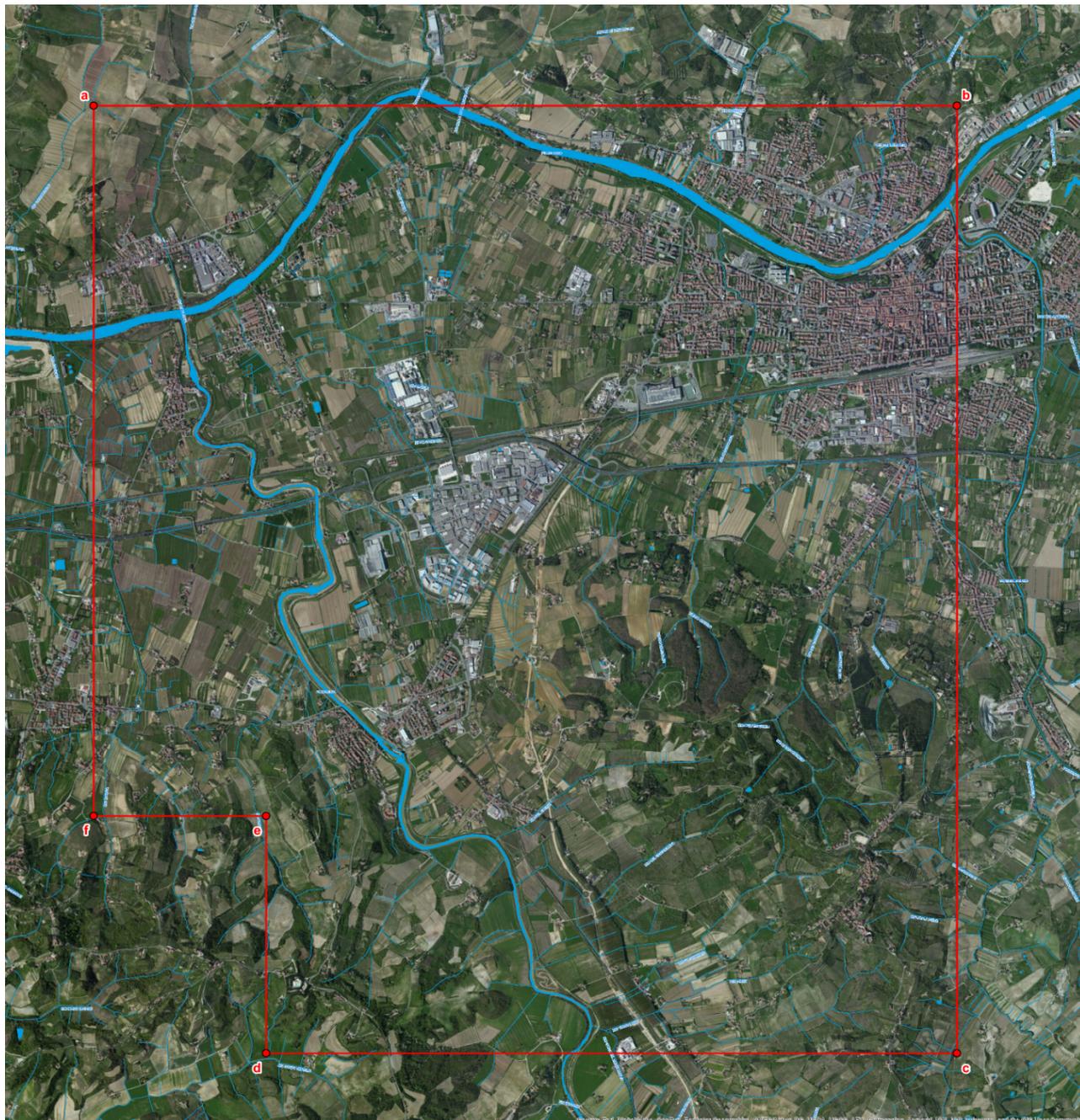


Fig. 7. Rete idrografica presente all'interno del Permesso di Ricerca "Terrafino" (base Google Earth)

3. CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO-STRUTTURALE

3.1 - Inquadramento geologico-strutturale dell'Appennino Settentrionale

Molti autori si sono occupati dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale che può essere considerato come un frammento della cintura orogenica alpina (Sestini, 1970; Boccaletti et al. 1980; Carmignani and Kligfield, 1990; Fazzuoli et al. 1994; Bertini et al. 1994; Principi and Treves, 1984; Doglioni et al. 1998; Vai & Martini, 2001). Questa catena è il risultato della fase tettonica compressiva consistita nella convergenza (avvenuta nel Tardo Cretaceo-Eocene), dalla collisione (Oligocene-Miocene Inferiore) e dal serrage (Miocene Medio) dei margini continentali europeo (Blocco Sardo-Corso) ed africano (Microplacca Adria) in risposta alla subduzione dell'interposto dominio oceanico giurassico Ligure-Piemontese della Tetide occidentale (Abbate et al. 1994; Fazzuoli et al. 1994; Bortolotti et al. 2001). L'attuale assetto tettonico dell'Appennino Settentrionale consiste nell'impilamento di unità oceaniche (Liguri non metamorfiche e Schistes Lustrés metamorfici di alta temperatura e bassa pressione), già arrangiati in un prisma di accrezione oceanico durante il Tardo Cretaceo-Eocene (Principi & Treves, 1984) sopra le differenti unità tettono-stratigrafiche derivate dal margine deformato ed accreto adriatico (Complesso Metamorfico Toscano, Falda Toscana, Unità Cervarola-Falterona, Cervarola-Falterona e Unità Umbre) dando origine ad un complesso sistema thrust-nappe (Carmignani and Kligfield, 1990 - Fig. 8). La più profonda delle unità adriatiche è il Complesso Metamorfico Toscano che fu interessato da metamorfismo tettonico polifasico fra alta pressione (HP) e bassa temperatura (LT) sino alla facies degli scisti verdi. Regionalmente affiorano nelle finestre tettoniche prevalentemente allineate lungo la così detta Middle Tuscan Ridge (= MTR, i.e. l'allineamento Alpi Apuane-Monti Pisani-Iano-Montagnola Senese/Mt. Leoni alignement) o come frammenti disomogeneamente distribuiti (e.g. Elba Orientale, Promontorio dell'Argentario, Monti Romani - Fig. 9).

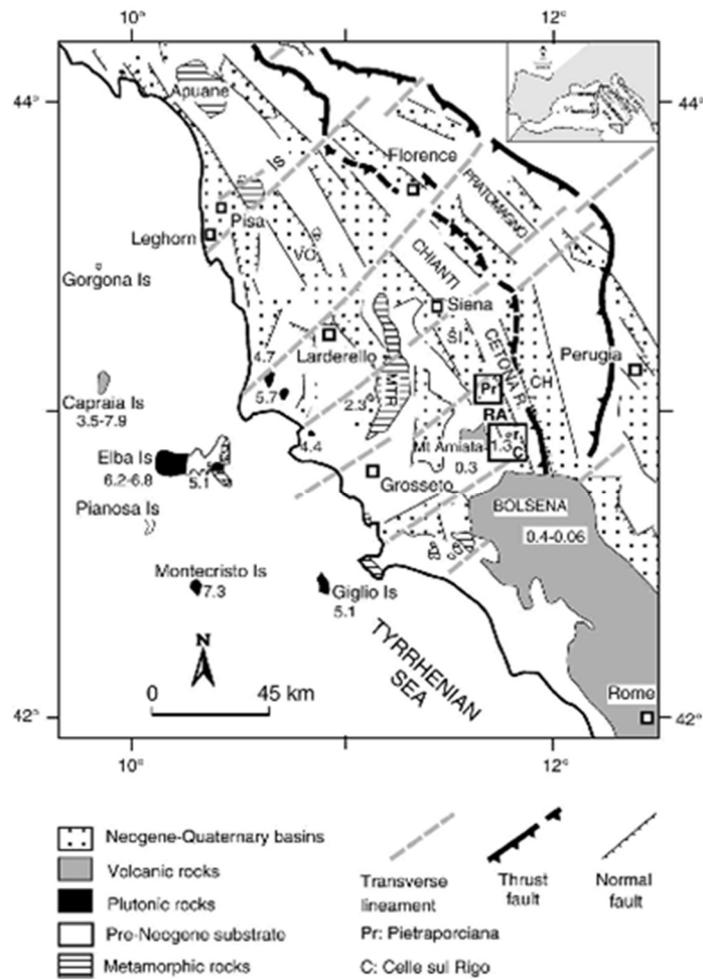


Fig. 8 – Mappa schematica strutturale dell’Appennino Settentrionale (Carmignani and Kligfield, 1990). Pr: Pietraporciana; C: Celle sul Rigo; r: rocce vulcaniche di Radicofani; CH: Val di Chiana; SI: Bacino di Siena; VO: Bacino di Volterra; Is: lineamento Livorno-Sillaro; MTR: Middle Tuscan Ridge; 1.3, ecc. età dei magmi in Ma.

La maggior parte degli autori sostiene che la successiva fase tettonica estensionale ha inizio durante il Miocene nel settore interno della catena attraverso faglie a basso angolo, seguita successivamente da faglie ad alto angolo (Lavecchia, 1988; Carmignani and Kligfield, 1990; Bertini et al. 1991, 1994; Decandia et al. 2001) che progressivamente andavano a spostarsi verso est, tracciando la migrazione del fronte orogenico con vergenza adriatica (Elter et al. 1975). I processi di fagliatura a basso angolo hanno prodotto un ri-arrangiamento dell’impilamento nell’Appennino Settentrionale attraverso elisioni tettoniche che hanno in particolare interessato la Falda Toscana (il così detto fenomeno della “Serie Ridotta” della Toscana meridionale: Lavecchia et al., 1984; Bertini et alii, 1991; Decandia et al., 1993, 2001; Elter & Sandrelli, 1994). Questo ha permesso la diretta sovrapposizione delle Liguridi

sulle Evaporiti Triassiche Basali (Anidriti di Burano) o sul sottostante Complesso Metamorfico Toscano. Gli eventi estensivi hanno portato ad un importante assottigliamento crostale nella Toscana meridionale (sino a 20-22 km: Boccaletti et al. 1985; Morelli, 1998), alla formazione del Mar Tirreno settentrionale e ai bacini con andamento tettonico principalmente orientato in direzione NO-SE (Fig. 8).

Questi ultimi sono stati riempiti da sedimenti fluvio-lacustri e marini dal Tardo Miocene al Quaternario (Carmignani et al., 1995; Bartole, 1995; Martini & Saggi, 1993; Bossio et al. 1993). Localmente, essi sono stati segmentati in direzione NNO-SSE da lineazioni tettoniche trasversali (Boccaletti et al., 1977; Fazzini & Gelmini, 1982; Figg. 8 & 9) e considerate come delle transfer faults (Liotta, 1991) o strike-slip faults (Castellarin et al. 1986; Boccaletti et al., 1990).

La risalita astenosferica al di sotto della Toscana meridionale e il Mar Tirreno settentrionale è contemporanea a quest'evento ed ha portato allo sviluppo di un magmatismo di natura mantellica e crostale (la così detta Provincia Magmatica Toscana; Fig. 9), ad anomalia di flusso di calore (>1000 mW/m² presso il campo geotermico di Larderello; Mongelli & Zito, 1991; Mongelli et al. 1998), ed alla formazione di skarn e depositi idrotermali (Tanelli, 1983), ed emissioni geotermali (e.g. Larderello-Travale e Monte Amiata geothermal fields: Durand Delga et al. 2001; Batini et al. 2003). La messa in posto di plutoni ha localmente prodotto fenomeni di sollevamento (Trevisan, 1950, 1951; Marinelli et al. 1993) che sono i risultati di un processo regionale connesso di detachment e fagliatura ad alto angolo (Gianelli et al. 1988; Pasquarè et al. 1983; Pandeli et al., 2009). Altri autori hanno invece associato la complessa evoluzione geologica dei bacini del Tardo Miocene-Quaternario a ripetute riattivazioni del regime compressivo (Bernini et al. 1990; Sani et al. 1992) o alla loro natura di "piggy-back" o "top-thrust" (Boccaletti & Sani, 1998; Bonini et al. 2001) a causa della persistenza del raccorciamento appenninico sino all'attuale parte recente dell'orogenesi (Finetti et al. 2001; Bonini & Sani, 2002).

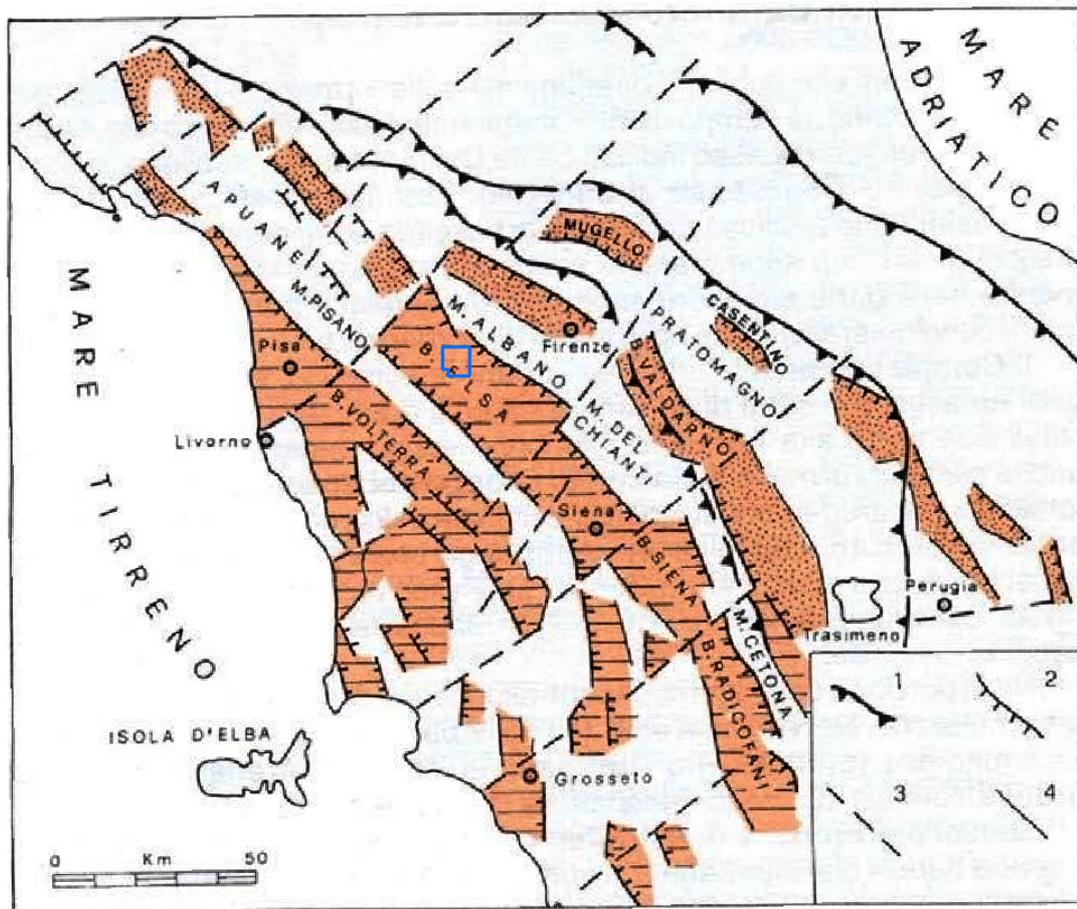


Fig. 9 -- Bacini della Toscana post-fase distensiva. La direzione preferenziale dei bacini è NNO-SSE e segmentati in direzione anti-appenninica da lineazioni tettoniche trasversali. In blu il Permesso di Ricerca Terrafino.

3.2 - Inquadramento geologico-strutturale della bassa Valle dell'Arno

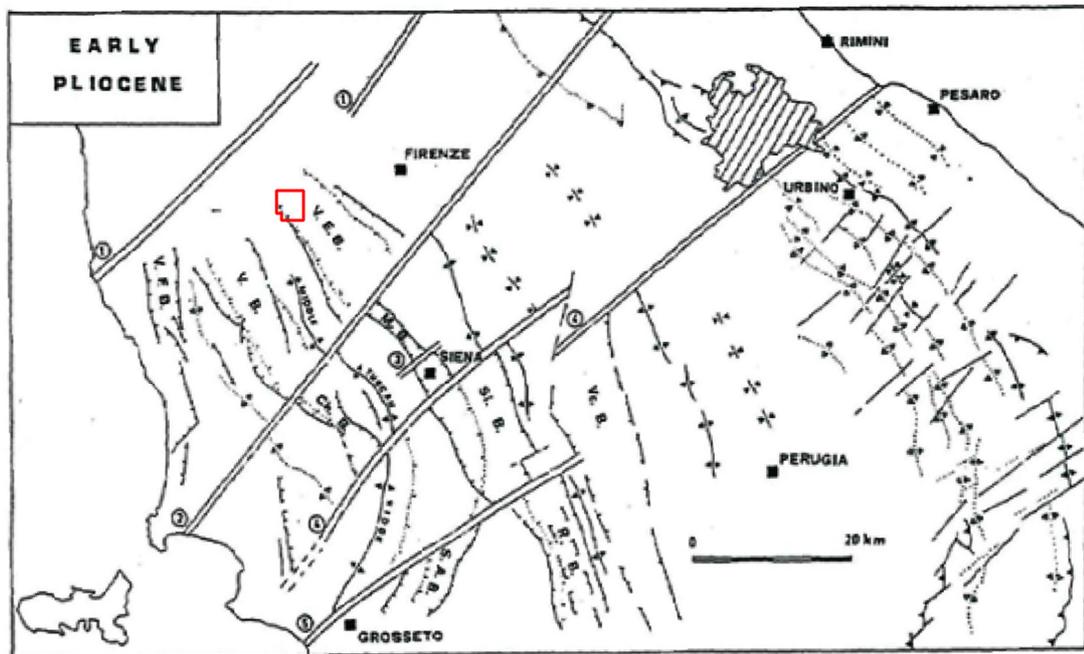
La bassa valle dell'Arno, da Empoli fino al mare, è costituita da un'ampia depressione, ricolma di depositi neoautoctoni neogenici e quaternari e di alluvionali recenti. Le strutture osservabili in superficie continuano in profondità, mantenendo le direttrici tettoniche rilevabili in affioramento (Ghelardoni et al., 1968).

Il substrato pre-neogenico della bassa valle dell'Arno e delle zone circostanti è caratterizzato da una serie di depressioni e rilievi, orientati nell'insieme in senso appenninico (Fig. 9).

Il bacino della Val d'Elsa, all'interno del quale ricade il permesso di ricerca Terrafino, costituisce un segmento di una lunga fossa di origine neogenica ad andamento appenninico ovvero NO-SE, che dalla Valle del Serchio si estende verso

SSE. Esso è limitato a Nord dai rilievi di Montecatini Terme, ad Est dal Monte Albano – Colline dell'Impruneta e dal Chianti, a Sud dal rilievo di Monte Maggio ed ad Ovest dalla Dorsale di Iano, facente parte della Dorsale medio-toscana, che giunge sino alla Montagnola Senese. (Costantini et alii, 1998).

Dal punto di vista tettonico, il bacino del Fiume Elsa è il risultato dell'antica orogenesi appenninica, la quale ha avuto uno sviluppo molto complesso a partire dal Cretaceo Superiore. In sintesi, successivamente alle fasi compressive che hanno completato la struttura dell'Appennino Settentrionale, dando origine ad un edificio tettonico a falde, caratterizzato dall'impilamento delle unità liguri sovrascorse su quelle toscane metamorfiche e non, iniziarono delle fasi distensive connesse all'apertura del Tirreno settentrionale, durante le quali l'edificio strutturale venne interessato da dislocazioni in blocchi rigidi lungo faglie dirette. Si formarono così una serie di depressioni tettoniche allungate in direzione appenninica, nelle quali si sono depositi, in cicli sedimentari successivi, i sedimenti neoautoctoni continentali e marini (Fig. 10).



Paleo-struttural sketch of the Early Pliocene. Hatched: the Val Marecchia lunette. V.F.B. = Val di Fine Basin; V.L. = Volterra Basin; V.E.B. = Val d'Elsa Basin; Ch.B. = Chiusdino Basin; M.B. = Montepulciano Basin; S.B. = Siena Basin; S.A.B. = Sant'Aniceto Basin; R.B. = Radentani Basin; Ve.B. = Val di Chiara Basin. Circumscribed numbers: 1) = Livorno-Sillano Line; 2) = Piombino-Faenza Line; 3) = Belluno-Monteriggioni Line; 4) = Arbia-Val Marecchia Line; 5) = Grosseto-Pienza Line. Dashed and light Lines: structures existing prior to the period under study. For symbols, see Figure 2.

Fig. 10 – Schema strutturale semplificato (Fonte: Liotta, 1991).

Studi geologici piú recenti, Benvenuti et al. (2014), mostrano la mappa strutturale dei bacini della Val d'Elsa, Casino e di Siena di Fig. 11.

Oltre alle informazioni legate alla geologia di superficie, la Fig. 10Fig. sintetizza i risultati di studi che analizzano anche dati geologici di sottosuolo (dati di sismica a riflessione e dati di pozzi profondi di ricerca per scopi petroliferi eseguiti in val d'Elsa) e che permettono l'individuazione del sollevamento preneogenico di tutte le strutture sepolte, con conseguente innalzamento del top del serbatoio calcareo di interesse.

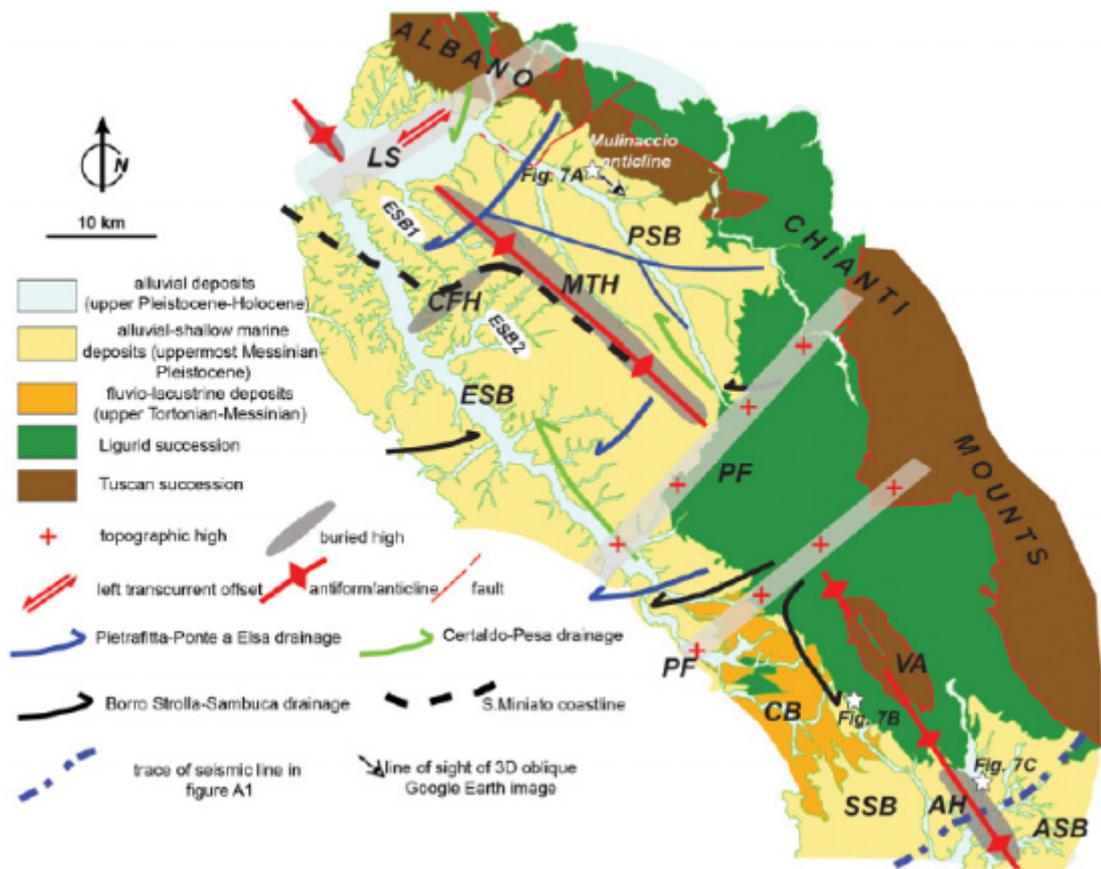


Fig. 11 – Mappa strutturale e del drenaggio dei Bacini della Val d'Elsa, di Casino e di Siena (fonte: Benvenuti et al., 2014). LS – lineamento Livorno-Sillano, PF – lineamento Piombino-Faenza, CFH – alto di Castelfiorentino, MTH – alto di Montespertoli-Tavarnelle, AH – alto di Arbia, VA – anticlinale di Vagliagli, PSB – sottobacino Pesa, ESB – sottobacino Elsa, CB – Bacino di Casino,

3.1 - Formazioni geologiche presenti nel permesso di ricerca

Entrando nel dettaglio di ciò che affiora all'interno del Permesso di Ricerca, questo risulta caratterizzato da depositi di origine fluviale riferibili al Quaternario, terreni detritici recenti e depositi marini pliocenici, rilevati in affioramento (Fig. 12).

Caratteristica dei terreni pliocenici è l'estrema eterogeneità granulometrica a testimoniare le variazioni degli ambienti di sedimentazione che passano, sia da Ovest verso Est, che dal basso verso l'alto, da un ambiente di piattaforma ad ambienti litorali e sub-litorali con caratteri deltizi.

Al di sopra si trovano i depositi fluviali quaternari e detritici recenti.

In considerazione di quanto sopra espresso la successione stratigrafica dell'area in esame viene così ad essere costituita dall'alto verso il basso in ordine geometrico dalle seguenti unità litologiche:

- *Depositi detritici – (dt)*
- *Alluvioni (all-2)*
- *Sabbie e Argille (Ps-ag)*

I *Depositi detritici (dt)* consistono in materiali caoticizzati a composizione prevalentemente sabbioso-argillosa mobilizzati per effetto della gravità e depositatisi successivamente al piede del punto di distacco. La suddetta unità è cartografata in affioramento alla base dei rilievi pliocenici, in modesti spessori.

L'unità litologica dei *depositi alluvionali (all-2)* è formata da depositi recenti prevalentemente coerenti, costituiti da argille, limi e sabbie fini, con livelli incoerenti o pseudocoerenti, quali sabbie, ciottoli e ghiaie (prevalenza depositi del fiume Elsa – *all-2*). Tali depositi si rilevano estesamente nella pianura alluvionale. Lo spessore varia notevolmente in ragione sia dell'incisione che i sedimenti hanno subito dai corsi d'acqua che della vicinanza del substrato pliocenico.

L'unità litologica delle *Sabbie e Argille (Ps-ag)*, definita di transizione, è costituita da depositi di origine marina a tessitura che passa dalle sabbie limose alle argille di color grigio od ocra.

Lo spessore degli strati rilevati risulta essere molto variabile (tra 0.005 e 2 metri). Sia le sabbie che le argille presentano una colorazione prevalente grigia se inalterati.

Questi terreni presentano un debole grado di cementazione nei termini incoerenti ed alta coesione in quelli coerenti. Tali depositi si rilevano prevalentemente nella porzione pedecollinare ed estesamente sui rilievi collinari.

In la carta geologica estratta dal database geologico della Regione Toscana disponibile sul portale Geoscopio (<http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/geologia.html>).

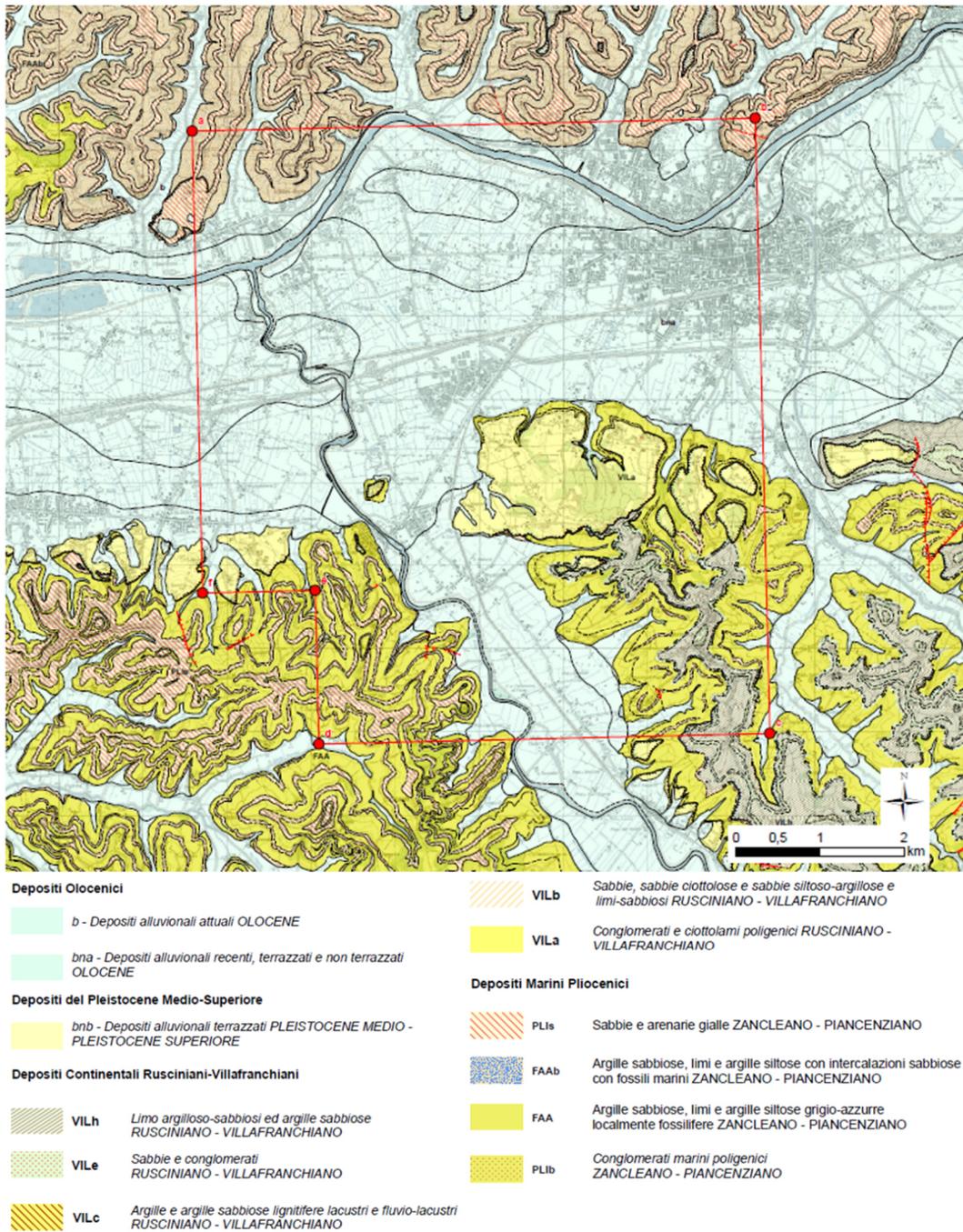


Fig. 32 – Estratto Carta geologica regionale (fonte: <http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/geologia.html>).

4. CARATTERIZZAZIONE IDROGEOLOGICA

Il territorio empolese è delimitato ad Ovest dal Fiume Elsa e a Nord dal Fiume Arno. Come riportato dal sito dell’Autorità di Bacino del Fiume Arno (<http://www.adbarno.it>), i due Fiumi sono stati caratterizzati nel tempo da fenomeni di piena di diversa entità. Sono inoltre presenti rii minori, tutti con sbocco finale in Arno, il cui deflusso è strettamente collegato al livello di deflusso nel Fiume Arno e che sono stati spesso causa di allagamenti con effetti sia di carattere generalizzato che locale.

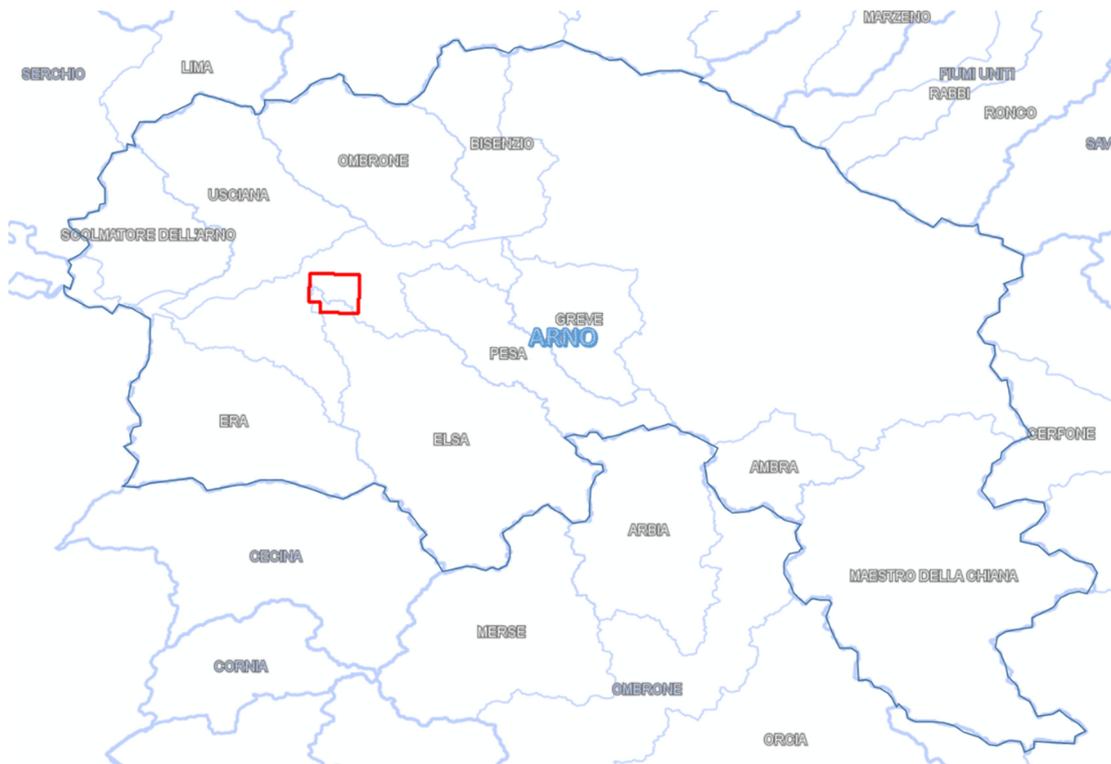


Fig. 13 – Bacino idrografico fiume Arno e sottobacini. In rosso il Pr Terrafino.

L’area del Permesso di Ricerca denominato “Terrafino” ricade all’interno del bacino idrografico del fiume Arno, interessando in parte il sottobacino della Val. d’Elsa (Fig. 13).

Il bacino del fiume Arno ha un’estensione areale di circa 8.228 kmq. Il territorio del bacino interessa la Regione Toscana (98,4%) e la Regione Umbria (1,6%) ed in particolare le province di Arezzo, Firenze, Pistoia, Prato, Pisa e, marginalmente, Siena, Lucca, Livorno e Perugia.

L'Arno ha origine dal versante meridionale del M. Falterona alla quota 1.385 m. sul mare. Dopo un primo tratto percorso con direzione prevalente Nord-Ovest-Sud-Est, l'Arno lascia il Casentino e, attraverso la stretta di S. Maria, sbocca nella piana di Arezzo. A circa 60 Km dalle sorgenti, nei pressi del bordo occidentale della piana, si congiunge con il Canale Maestro della Chiana. Entra quindi nel Vardarno Superiore dove scorre con direzione Sud-Est-Nord-Ovest sino a Pontassieve fino alla confluenza con la Sieve, suo principale affluente di destra. Da qui piega decisamente verso Ovest e mantiene tale direzione fino alla foce. È in questo ultimo tratto che confluiscono i restanti importanti affluenti di destra e sinistra.

Le formazioni geologiche, presenti all'interno del bacino dell'Arno, sono in prevalenza impermeabili costituite da argille, marne, scisti argillosi, calcari marnosi e arenarie compatte. La parte prevalentemente permeabile del bacino non supera il 5% dell'intera superficie. La copertura alluvionale, quasi ovunque di spessore modesto, è presente sul 23% della superficie. Nel complesso le rocce costituenti il bacino dell'Arno sono facilmente erodibili. La stessa colorazione, generalmente giallastra, delle acque fluenti, è indice di un forte trasporto solido. Ciò determina una denudazione piuttosto intensa del bacino, nonostante che tutta la Toscana sia una delle regioni più ricche di bosco rispetto alla superficie complessiva agraria e forestale. L'erosione in alveo è stata favorita dalla sottrazione di materiali, effettuata nelle numerose vasche o cave destinate all'immagazzinamento delle acque torbide di morbida e di piena dell'Arno, che depositano i materiali trasportati in sospensione. A ciò si aggiunge il prelevamento di materiali di fondo, come ghiaie o sabbie, eseguito per le necessità costruttive, soprattutto vicino ai centri abitati.

Dall'esame dei dati pluviometrici riportati negli Annali Idrologici del Ministro dei Lavori Pubblici si deduce che le precipitazioni atmosferiche nell'ambito del bacino sono generalmente distribuite nell'arco dell'anno in due periodi.

Nel primo, compreso tra i mesi di gennaio e maggio inclusi, si hanno precipitazioni abbondanti e di norma regolari, nel secondo, che va da ottobre a dicembre, si hanno precipitazioni rilevanti ed intense ma irregolarmente distribuite nel tempo. Tra questi due periodi piovosi si inserisce un intervallo caratterizzato da scarse, e a volte scarsissime, piogge.

Il mese con più abbondanti precipitazioni è risultato quello di novembre, mentre in luglio si sono registrate le minori quantità di piogge. Per quanto concerne la distribuzione dei giorni piovosi si può affermare che per tutto il bacino gli eventi meteorici sono distribuiti in parti pressoché uguali nelle stagioni autunnali, invernali e primaverili, in ragione del 90% circa del totale annuo. Relativamente alla distribuzione areale delle piogge sul bacino si nota una spiccata interdipendenza tra quantità di pioggia caduta e orografia, in special modo in destra idrografica. Infatti nel Valdarno Superiore e su un'ampia zona allungata e parallela al crinale appenninico, le precipitazioni non scendono al di sotto dei 1.000 mm, e raggiungono, con gradiente sempre più ripido, valori intorno ai 2.000 mm sullo spartiacque tra il Pescia ed il Bisenzio, 1.400 – 1.900 mm lungo il crinale sino al M. Falterona ed infine sul Pratomagno valori intorno ai 1.700 mm.

In anni con elevate precipitazioni nelle zone suddette si possono toccare rispettivamente valori superiori a 3.000 mm, 2.000 mm e 2.500 mm. Sempre facendo riferimento all'anno medio, le precipitazioni raggiungono e superano di poco i 1.000 mm in zone ristrette dell'alto bacino della Chiana e dell'Era. Nella parte restante del bacino le precipitazioni sono generalmente livellate intorno a valori oscillanti tra 800 – 900 mm nel Valdarno Medio e Inferiore, e tra 700 – 900 mm nella Chiana ove peraltro si riscontrano le zone a minore piovosità. Infine le precipitazioni nevose sono, escluse le zone montuose, di assai modesta entità e rivestono carattere di eccezionalità, soprattutto nelle zone vicine al mare. Da quanto esposto in precedenza, il tipo pluviometrico nel bacino del fiume Arno può essere classificato sub-litoraneo appenninico nelle parti più elevate del bacino e marittimo nella fascia più prossima alla costa tirrenica.

Il bacino è prevalentemente impermeabile per cui i deflussi seguono le caratteristiche delle precipitazioni nella loro irregolarità di distribuzione. I deflussi sono pure caratterizzati da due massimi (dicembre-marzo) e da un minimo assoluto (agosto). Lo sfasamento del regime dei deflussi da quello delle precipitazioni è dovuto alle condizioni stagionali del terreno e alle portate di esaurimento.

Il deflusso totale medio annuo dell'intero bacino è pari a circa 3 miliardi di mc con una portata media di 100 mc/sec a San Giovanni alla Vena.

4.1 – Sistema alluvionale della piana di Empoli

Secondo quanto riportato nel sito dell'autorità di bacino del Fiume Arno (<http://www.adbarno.it>), il sistema alluvionale della pianura di Empoli è formato da due acquiferi principali:

- l'Acquifero A1 (superiore), da freatico a semi-confinato, è essenzialmente un livello sabbioso, localmente ciottoloso, lenticolare e di spessore variabile fino a 20 m.
- l'Acquifero A2 (inferiore); confinato, è legato ad un livello ciottoloso-ghiaioso presente alla base del ciclo sedimentario, di spessore variabile (fino ad un massimo di 10 metri); il tetto dell'acquifero si trova tra i 10 e i 20 metri dal piano di campagna.

I due acquiferi sono tra loro separati da un setto argilloso di spessore molto variabile: localmente tale livello impermeabile viene a mancare permettendo ai due livelli di venire a contatto.

Lo schema geologico e idrogeologico prima descritto, che caratterizza tutta la pianura del medio Valdarno – zona Empoli, si delinea in particolare nel settore di Arnovecchio, con le alluvioni che si appoggiano sui due fianchi pliocenici argillosi; nella parte centrale della pianura sono presenti i due acquiferi (A1 ed A2), mentre sui bordi essi sono riuniti nell' unico livello indicato come A2.

Lo spessore di A1 è variabile fino a 20 metri, mentre A2 non supera i 10 metri.

L'acquifero inferiore (A2) è l'acquifero principale dell'area, infatti da esso attinge la maggior parte dei pozzi delle centrali acquedottistiche: l'acquifero A1 presenta permeabilità molto variabili in funzione delle variazioni laterali di granulometria, in particolare è a carattere ghiaioso-sabbioso solo in una fascia prossima al fiume o ai paleo meandri più recenti, mentre allontanandosi da questa fascia la granulometria passa a sabbie limose e limi argillosi, fino all'annullamento del suo spessore.

L'acquifero A2 presenta permeabilità abbastanza uniformi e le variazioni di trasmissività seguono le variazioni di spessore, tipiche di paleoalvei incisi nel substrato. La base dell'acquifero A2 è costituita dal substrato pliocenico: alcuni pozzi presenti nell' area sfruttano i livelli acquiferi presenti nei ciottolami pliocenici.

I campi pozzi ad uso acquedottistico attingono in entrambi gli acquiferi nelle zone più vicine al fiume Arno, mentre nelle altre zone viene captato solamente l'acquifero A2.

La profondità dei pozzi che attingono dai livelli alluvionali è in media di circa 30 m, mentre quelli che sfruttano i livelli acquiferi pliocenici hanno una profondità sull'ordine dei 70 – 80 m.

Le fonti di ricarica sono rappresentate, oltre che dall'infiltrazione diretta e dai contributi dei fiumi (in particolare Arno e Pesa) dai contributi sotterranei, lungo il margine collinare, provenienti dalle sabbie e dai conglomerati del substrato pliocenico.

Dal 1986, a cura di Publiser, è attiva una rete di controllo piezometrico che comprende oltre un centinaio di pozzi, la quale, con frequenza almeno trimestrale, consente di tenere sotto controllo l'andamento stagionale dei livelli nei campi pozzi. Da questo controllo emerge che i livelli di falda registrano delle escursioni stagionali ed anche delle variazioni pluriennali legate alla piovosità annuale, senza che ci sia, almeno fino ad ora, una tendenza alla diminuzione delle riserve idriche sotterranee.

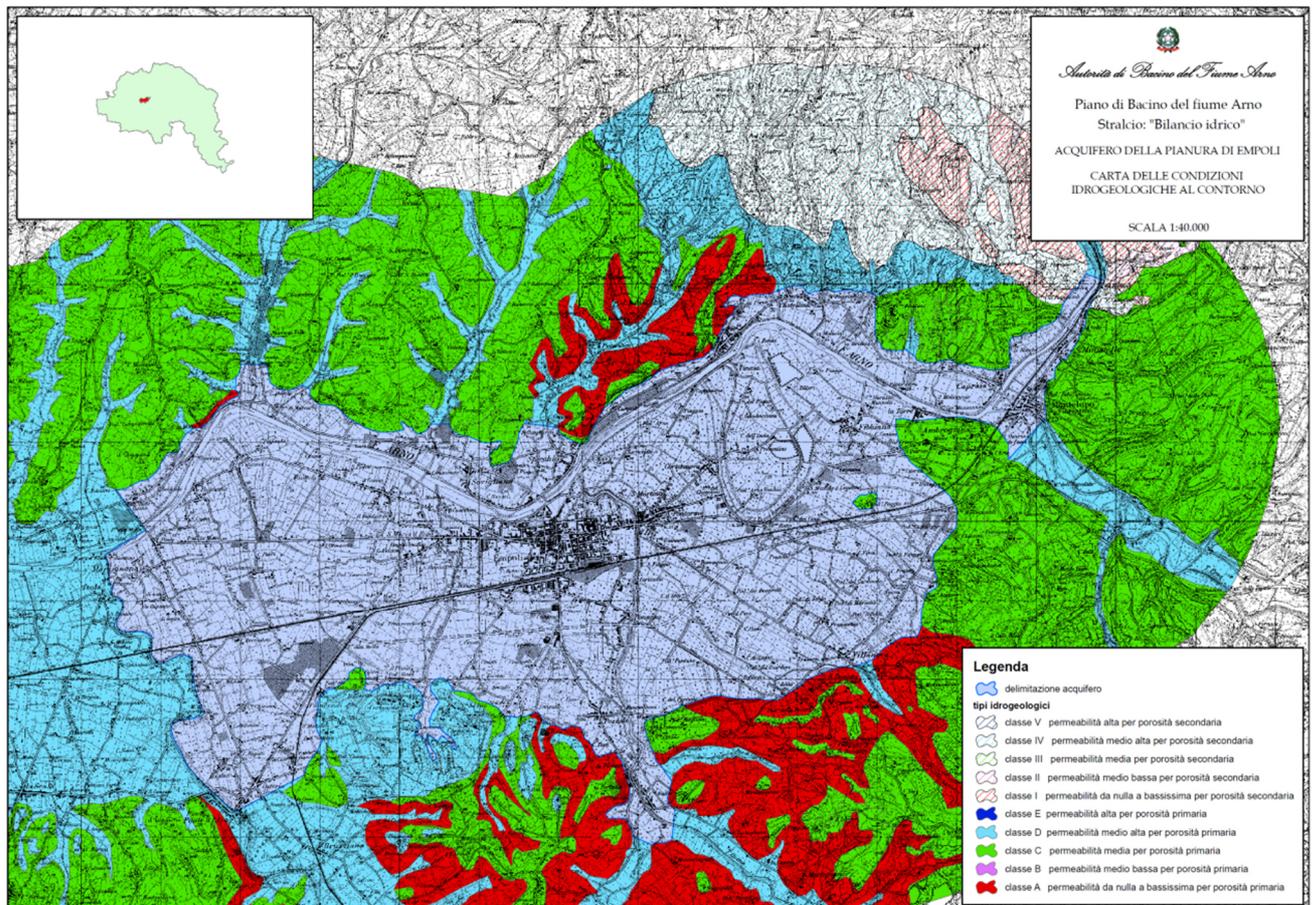


Fig. 14 – Acquifero della pianura di Empoli (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

Tuttavia, anche in questa pianura è opportuno proteggere i campi pozzi ad uso acquedottistico dalla sottrazione d'acqua da parte dei pozzi privati.

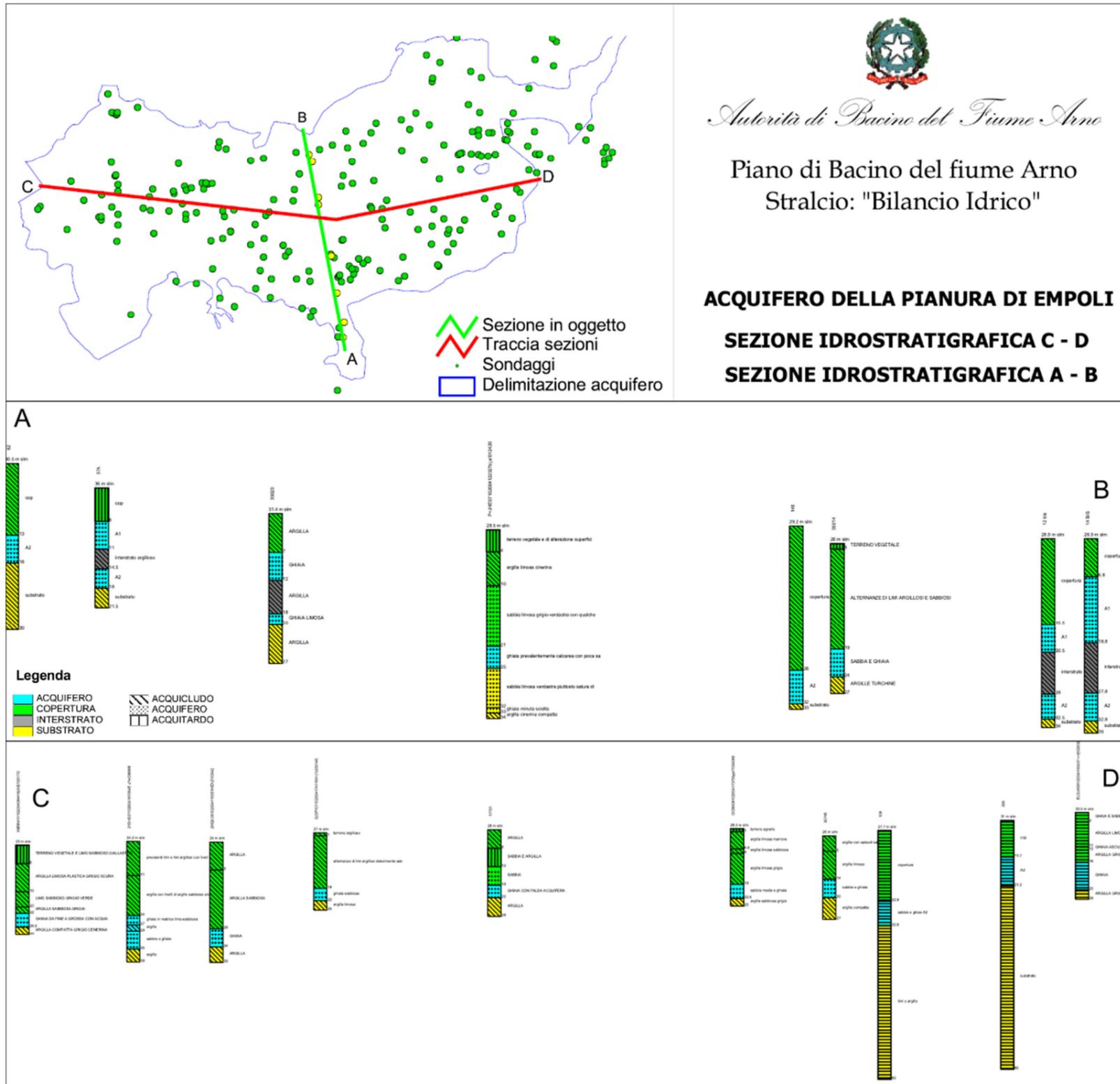


Fig. 15 – Sezioni Idrostratigrafiche della pianura di Empoli (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

Il sistema acquifero descritto è stato rappresentato tramite modello concettuale ed una banca dati stratigrafica, in modo da definire i principali caratteri idraulici ed idrogeologici del corpo idrico, attraverso la realizzazione di carte strutturali (isobate del tetto e del letto e dell'acquifero) e parametriche (quali la permeabilità). In particolare sono stati utilizzati dati che provengono dagli studi commissionati da Publiser per lo sfruttamento di nuovi pozzi ad uso acquedottistico: da questi sono stati ricavati alcuni dei dati di sottosuolo e i coefficienti di permeabilità attribuiti agli acquiferi.

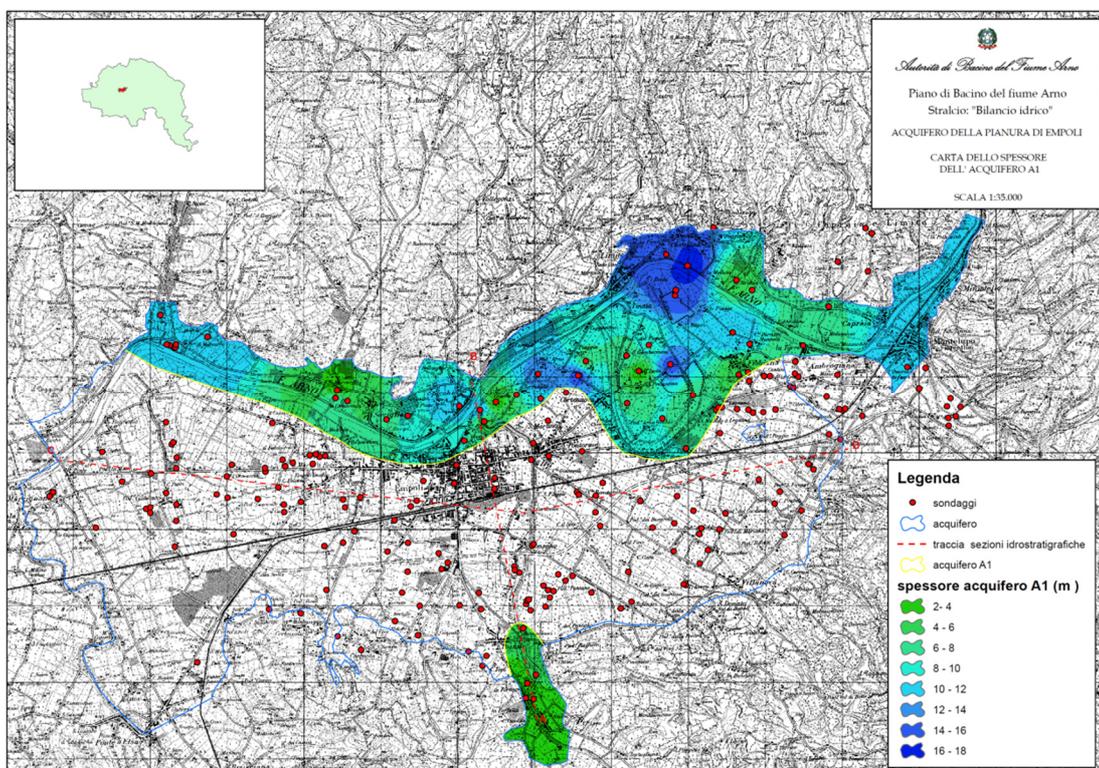


Fig. 16 – Carta dello spessore dell'acquifero A1 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

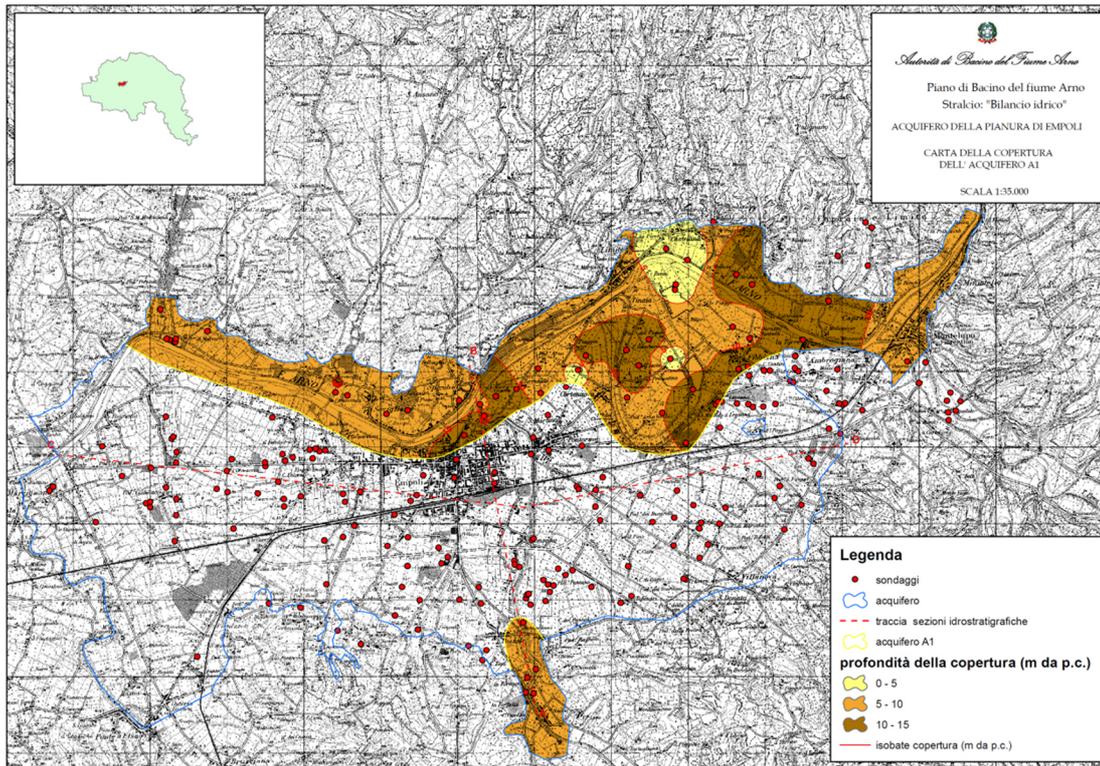


Fig. 17 - Carta della copertura dell'acquifero A1 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

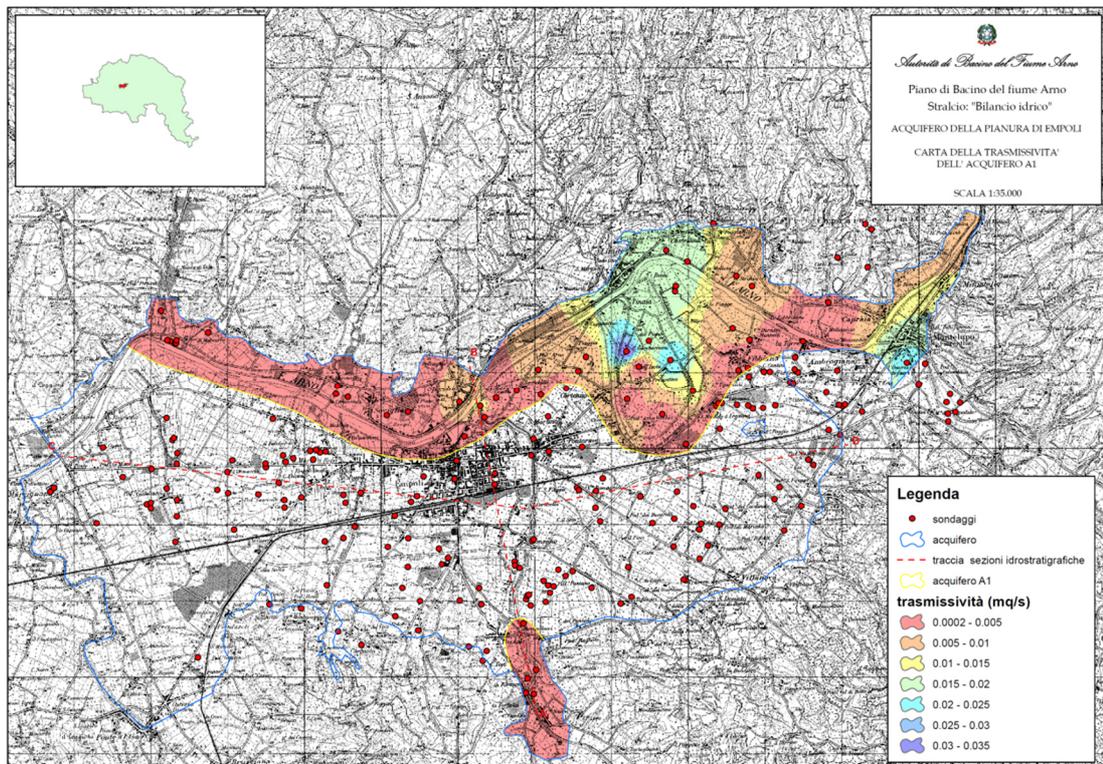


Fig. 18 - Carta della trasmissività dell'acquifero A1 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

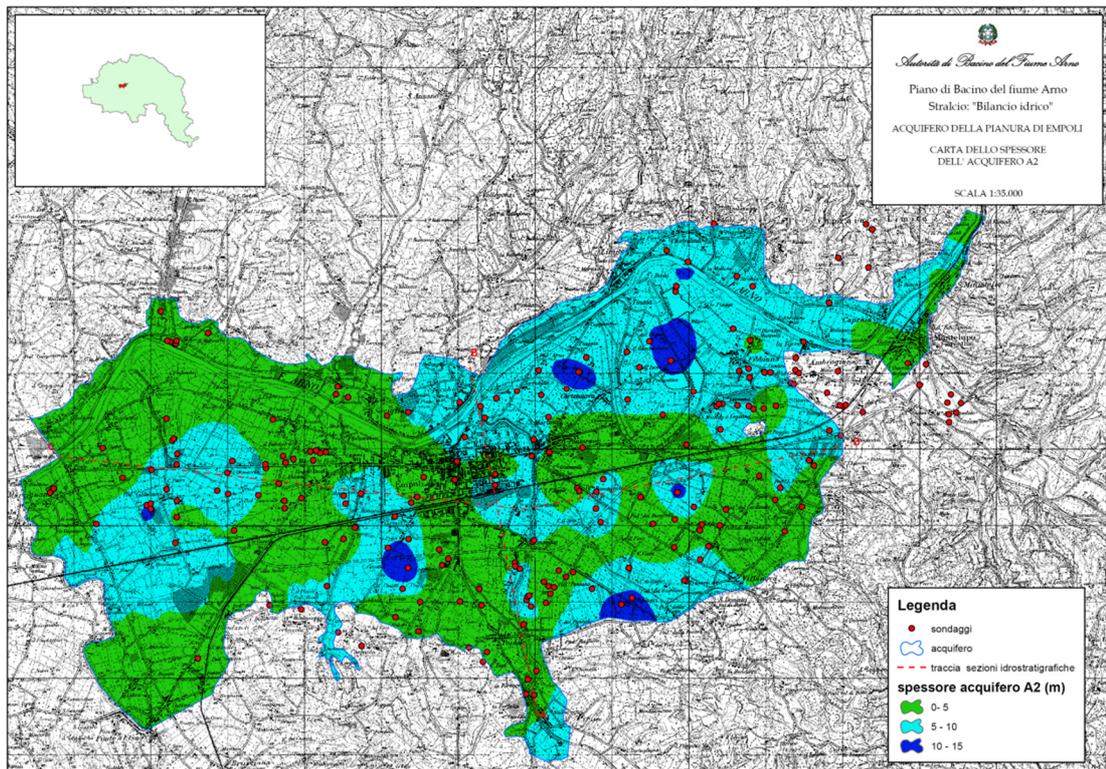


Fig. 19 - Carta dello spessore dell'acquifero A2 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

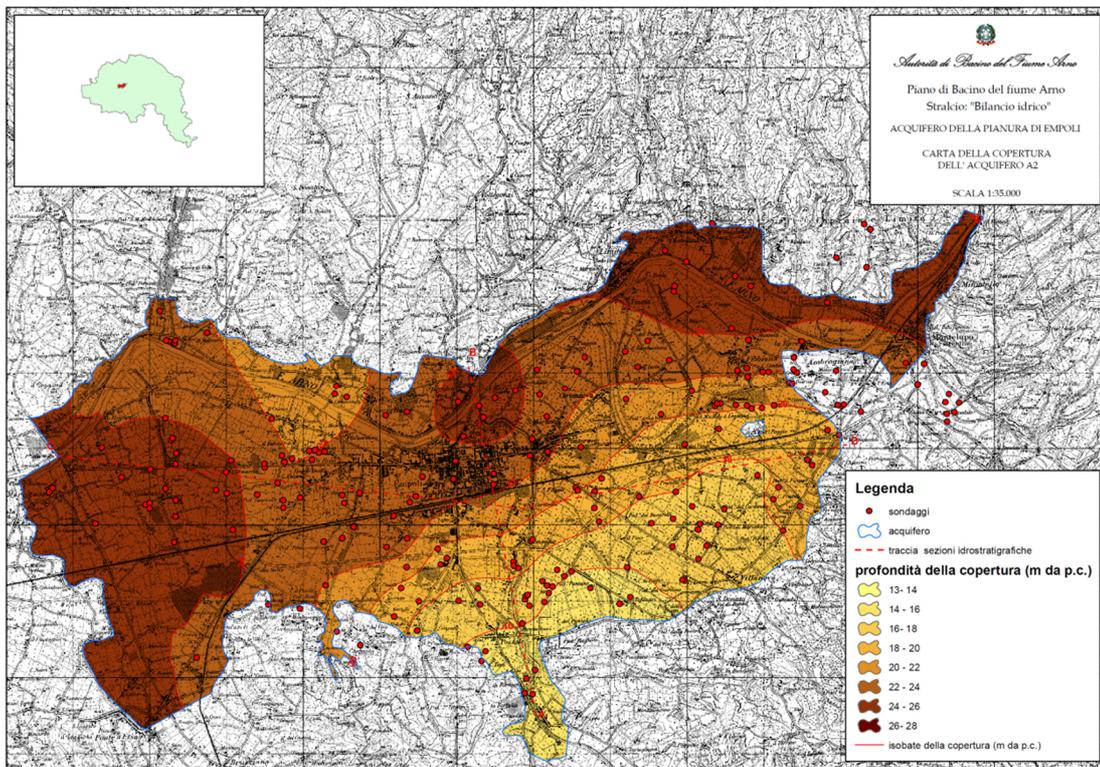


Fig. 20 - Carta della copertura dell'acquifero A2 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

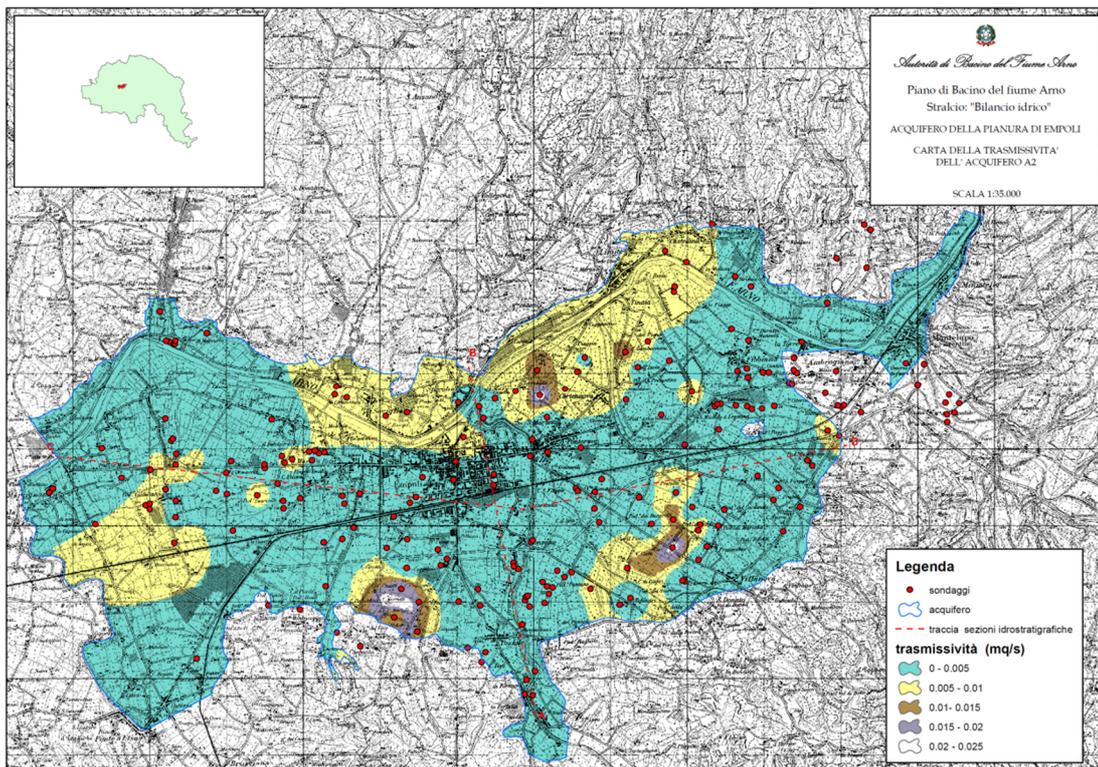


Fig. 21 - Carta della trasmissività dell'acquifero A2 (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

Al fine della ricostruzione geometrica e dell'attribuzione dei parametri idrogeologici degli acquiferi A1 e A2 sono state prodotte le carte della profondità della copertura, dello spessore e delle trasmissività riportati nelle Figg. 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 e 21.

4.2 – Acquifero dell'Elsa

Come visibile in Fig. 13, il permesso di ricerca interessa, prevalentemente nella sua porzione a sud, il sottobacino della Val d'Elsa.

Seguendo le linee di quanto descritto dall'autorità di bacino del fiume Arno, l'acquifero dell'Elsa risiede nei sedimenti alluvionali "Alluvioni recenti". Si tratta di depositi recenti in prevalenza sabbioso-limosi che costituiscono il fondovalle dell'Elsa e dei suoi tributari principali.

La successione stratigrafica nella zona in esame è analoga a tutta la bassa Val d'Elsa: si ha cioè una coltre alluvionale recente spessa mediamente circa 20 metri, costituita in prevalenza da sabbie e ghiaie, che sovrasta il substrato pre-alluvionale costituito da sedimenti marini pliocenici argillosi e argilloso-limosi.

Per quanto riguarda le condizioni al contorno possiamo notare che, ad eccezione del limite nord, in cui la falda acquifera risulta in continuità con l'area di pianura del fiume Arno, lo spessore dell'acquifero si azzerà contro le formazioni plioceniche, queste possono essere sede di falde acquifere di una certa importanza riscontrabili a profondità maggiori di 20 m, l'interazione di queste formazioni con le alluvioni risulta limitata, si può supporre infatti che gli scambi idrici di sottosuolo fra queste formazioni e l'acquifero alluvionale, siano di entità non rilevante.

In analogia con quanto descritto per acquiferi della Piana alluvionale di Empoli, è stato rappresentato un modello concettuale del sistema acquifero che ha permesso la caratterizzazione della ricostruzione geometrica e dei parametri idrogeologici degli acquiferi (Figg. 22, 23, 24 e 25).

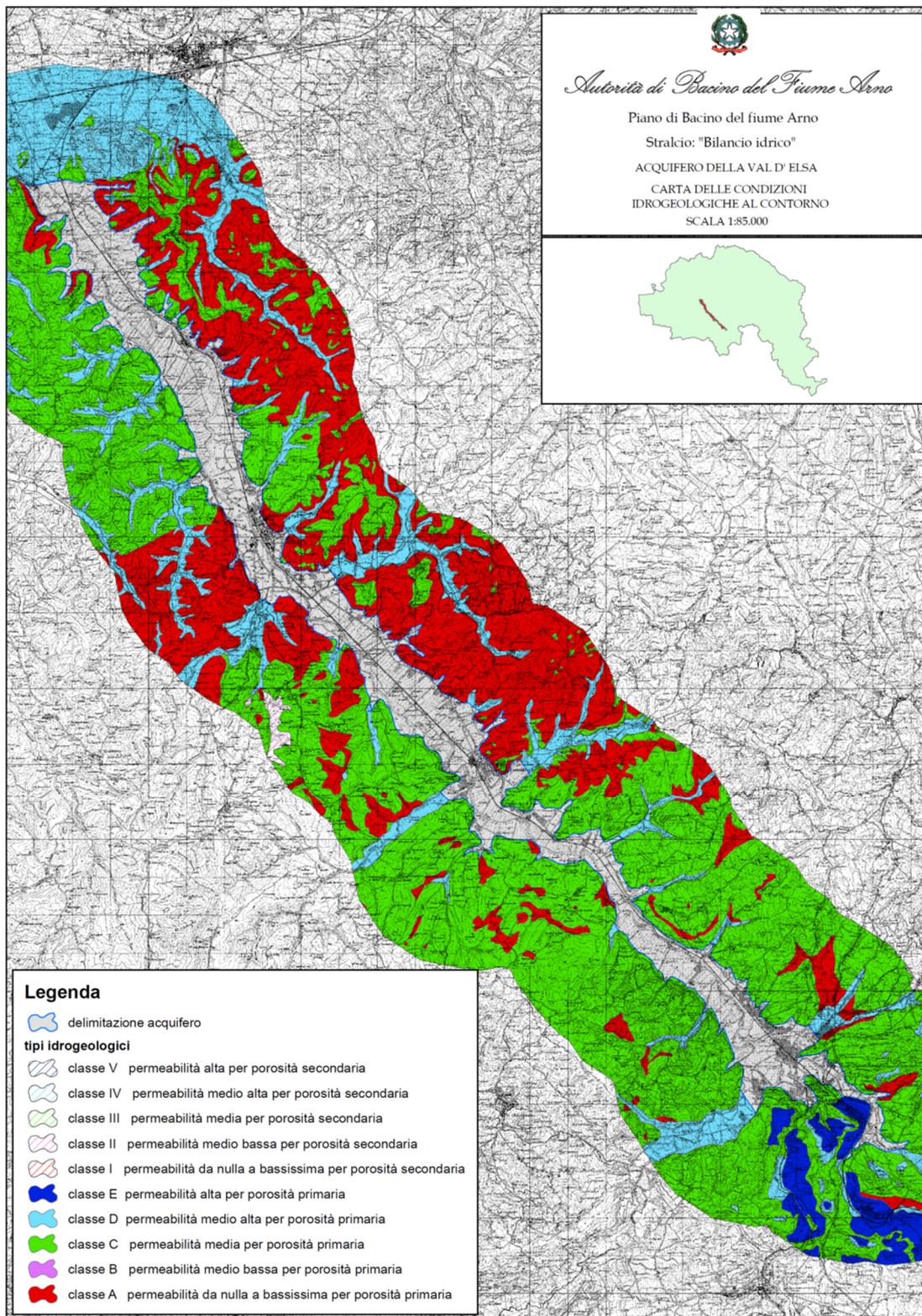


Fig. 22 - Acquifero della Val d'Elsa (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

CORPI IDRICI SOTTERRANEI ALLUVIONALI

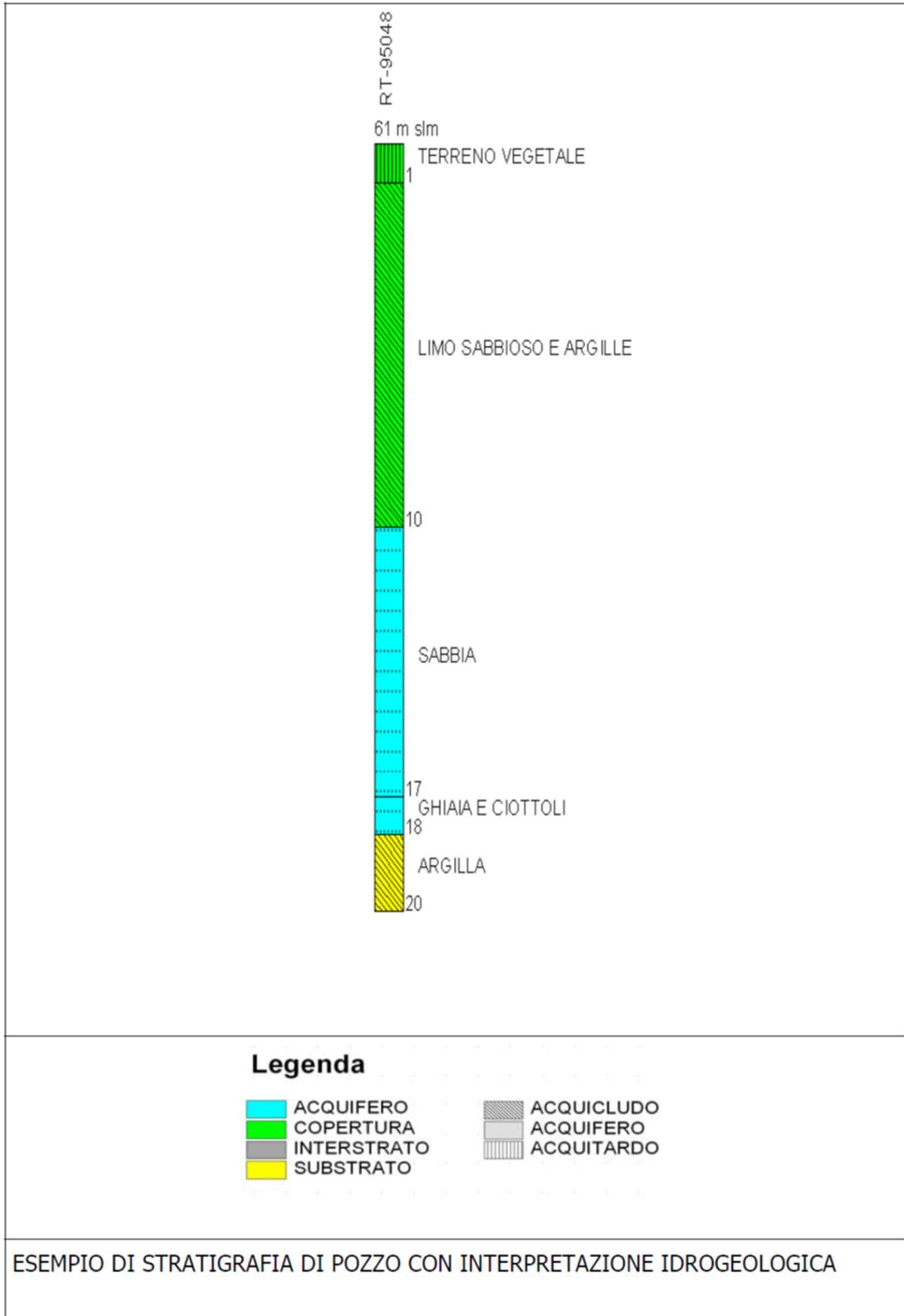


Fig. 23 – Esempio di schema di pozzo con interpretazione geologica, acquifero Val d’Elsa (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

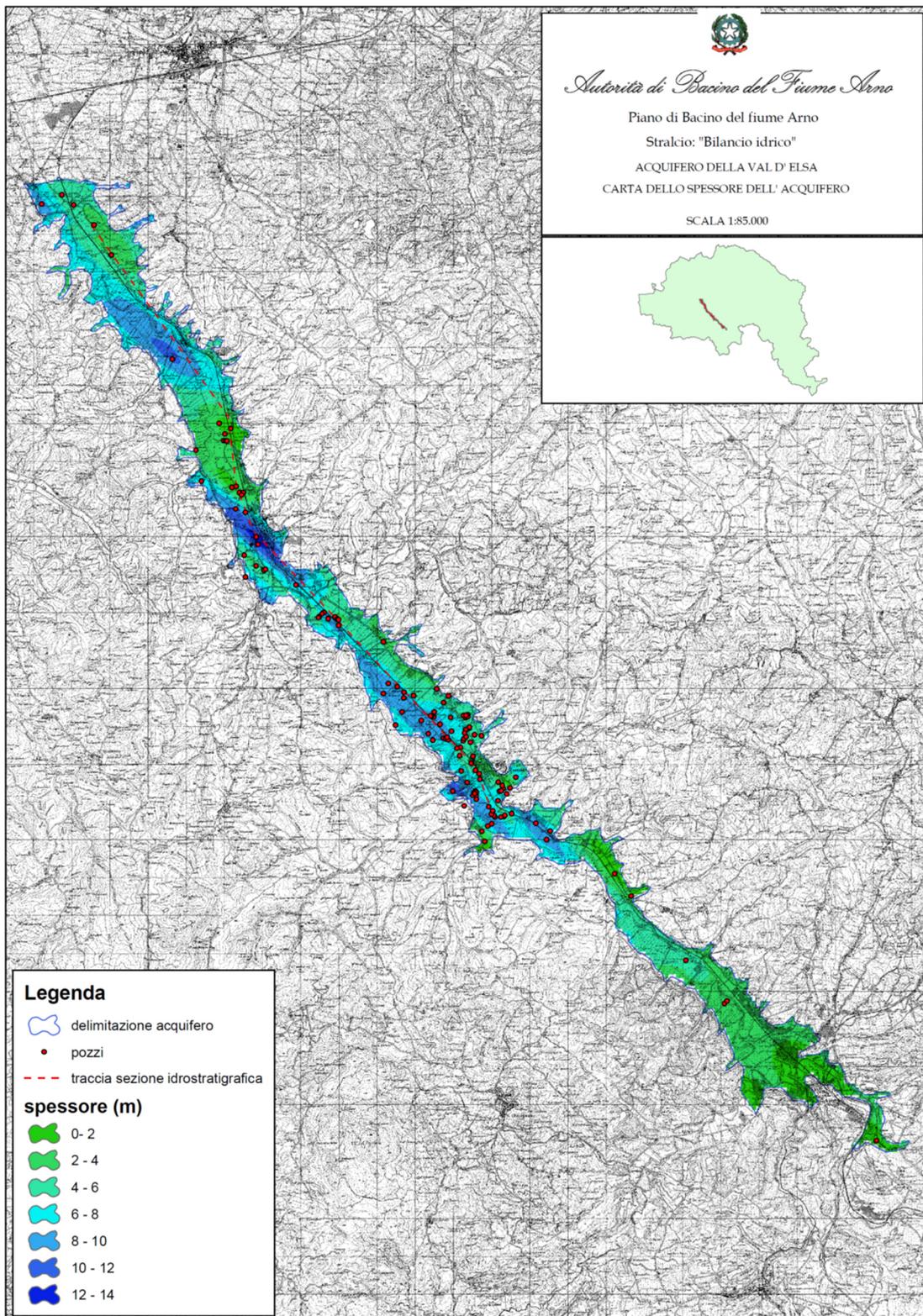


Fig. 24 - Carta dello spessore dell'acquifero dell'Elsa (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

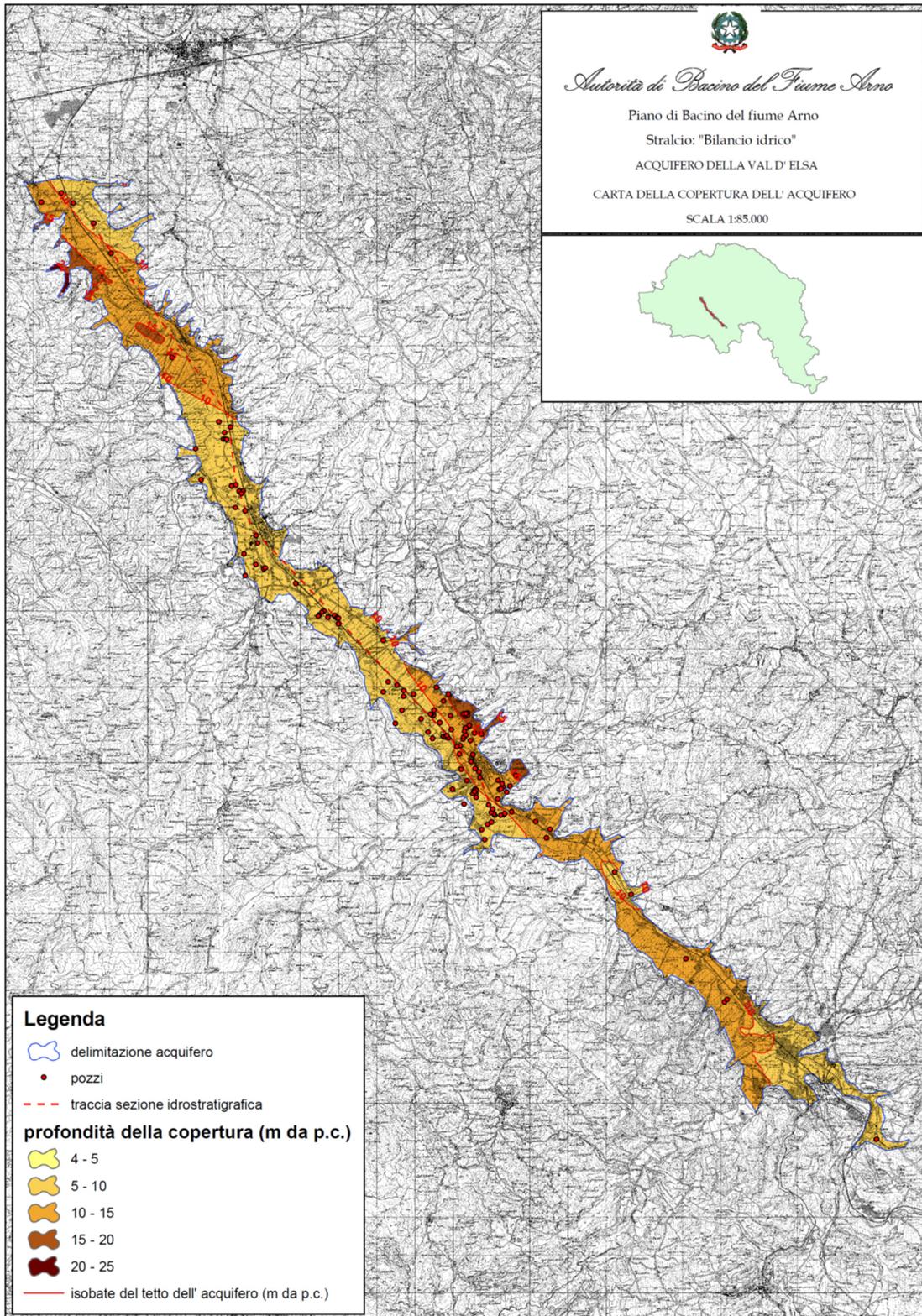


Fig. 25 - Carta della copertura dell'acquifero dell'Elsa (fonte: Autorità di Bacino del Fiume Arno)

4.3 – Salvaguardia delle falde acquifere superficiali

L'analisi degli acquiferi che caratterizzano il territorio empoiese, con maggiore attenzione nell'area circoscritta al Permesso di Ricerca denominato "Terrafino", ha consentito un'analisi degli aspetti che caratterizzano, a livello qualitativo e quantitativo, la risorsa idrica di sottosuolo mettendone in evidenza anche le potenziali criticità del sistema idrogeologico.

La conoscenza delle criticità e delle caratteristiche del sistema è di aiuto nella corretta pianificazione di progetti di esplorazione sul territorio, al fine di garantire la tutela assoluta della risorsa idrica superficiale e sotterranea.

In questa sede si intende precisare che il progetto di esplorazione geotermico proposto non mira allo sfruttamento degli acquiferi superficiali sopracitati. La risorsa geotermica di interesse, necessaria al fine dello sfruttamento geotermoelettrico, è prevista a profondità molto maggiori, dell'ordine dei 3-4 km, come più ampiamente descritto nel paragrafo successivo mirato alla descrizione dell'inquadramento geotermico dell'area.

La salvaguardia e tutela delle acque superficiali è garantita dalle moderne tecniche di perforazione che prevedono l'utilizzo di fluidi di circolazione privi di miscele additive nelle porzioni più superficiali della perforazione. Inoltre, sempre al fine di salvaguardare le acque di falda, con l'approfondimento del foro le pareti dei pozzi vengono rivestite con colonne d'acciaio (casing) cementate alle pareti del foro stesso.

La cementazione dei casing rappresenta una delle più importanti ed impegnative operazioni per la realizzazione ed il completamento dei pozzi. La buona riuscita della cementazione degli annulus tra casing interno ed esterno e tra casing esterno e formazione, oltre ad assicurare il sostegno meccanico di quest'ultima, assicurerà il sigillamento totale ad infiltrazioni di fluidi e la totale protezione idrogeologica delle falde superiori.

In relazione al progetto in oggetto preme sottolineare che, secondo quanto riportato nell'elaborato specifico inerente il programma dei lavori, le prime attività connesse all'esplorazione della risorsa geotermica di interesse prevedono la realizzazione di nuove perforazioni esplorative. I pozzi in oggetto saranno dotati di tutti i sistemi di protezione ed isolamento delle falde superficiali sopradescritte

(casing in acciaio, cementazione degli annulus, ecc.), fino alla profondità di circa - 3.500 m da p.c..

In relazione allo sfruttamento geotermico, le operazioni di verifica della presenza del fluido geotermico suddette consentono di non avere interferenze con altri progetti di sfruttamento per idrocarburi o risorse geotermiche.

5. CONSULTAZIONE DEI DATI GEOGNOSTICI DISPONIBILI

L'area della Val d'Elsa è stata esplorata con indagini geologiche e sismiche di sottosuolo, a partire dagli anni '80, con l'obiettivo di ricerca di metano.

Fin dagli anni '80, come già specificato al capitolo 2 (Fig. 4), una vasta porzione del territorio della Val d'Elsa è stato interessato dal Permesso di ricerca EMPOLI di AGIP, dal quale è poi derivata la concessione MARCIGNANA di AGIP, cessata nel 2001, con dimensioni più ridotte e circoscritte alla località Terrafino - Empoli (Fig. 4).

Le pregresse attività geologiche sul territorio hanno consentito il reperimento di una mole consistente di dati, ad oggi di dominio pubblico e consultabili sul sito del Ministero dello Sviluppo Economico (UNMIG e banca dati VIDEPI).

Nel dettaglio sono stati analizzati e laddove possibile reinterpretati:

- Linee di sismica a riflessione:
 - Linea FI-317-80V;
 - Linea FI-324-84V;
 - Linea FI 327-85;
 - Linea FI 328-85;
 - Linea FI 103-89.
- Logs di pozzi esplorativi profondi denominati:
 - Certaldo 001;
 - Certaldo 002;
 - Certaldo 003;
 - Certaldo 004;
 - Certaldo sud 001 dir;
 - Monterappoli 001 dir;
 - Tolomei 1 dir.

La Fig. 26 localizza le indagini sopra elencate. In **Errore**. L'origine riferimento non è stata trovata. sono sintetizzati alcuni dati di base dei pozzi esplorativi.

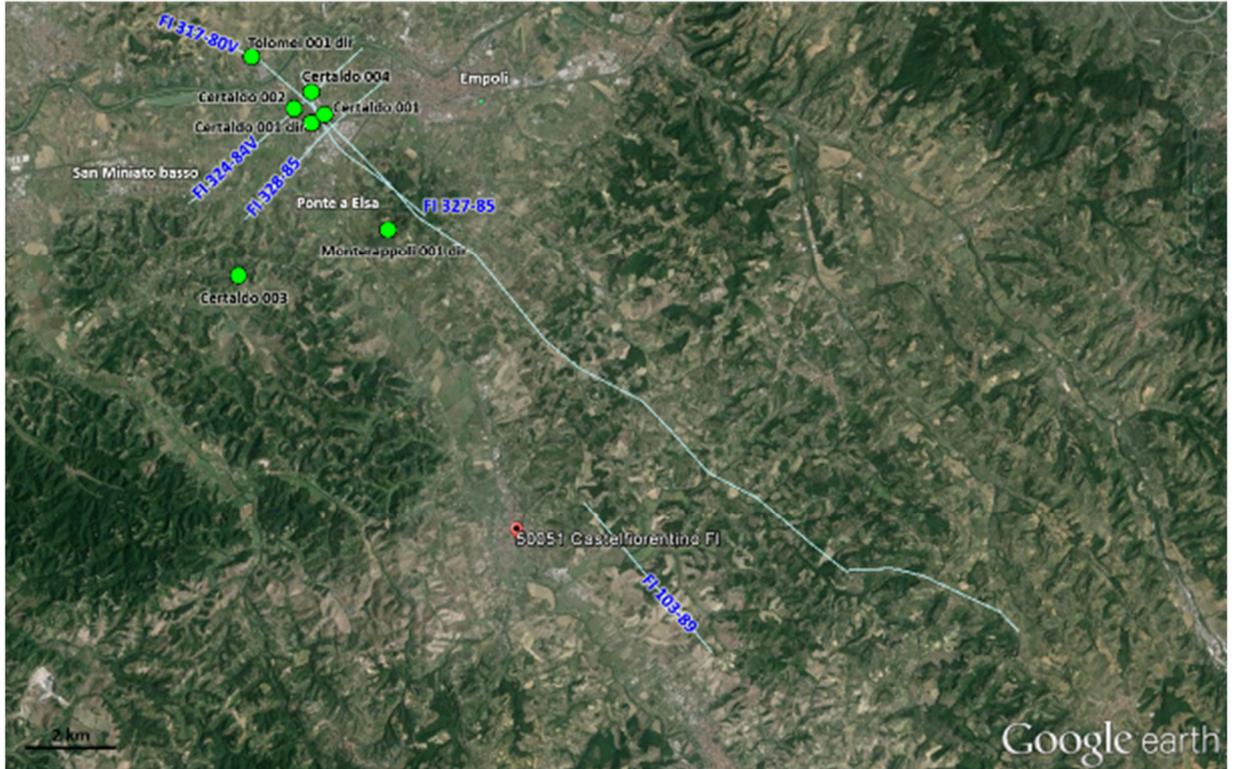


Fig. 26 - Localizzazione dei dati di sottosuolo disponibili. In azzurro le linee sismiche (fonte: VIDEPI), in verde le perforazioni esplorative realizzate da AGIP ed SPI (fonte: UNMIG).

nome pozzo	Certaldo 001	Certaldo 002	Certaldo 003	Certaldo 004	Certaldo sud 001 dir	Monterappoli 001 dir	Tolomei 1 dir
anno	1965	1965	1967	1983	1996	1988	1986
profondità	1738 m	1869 m	1.668 m	2654 m	1695 m	2108 m	1517 m
esito	GAS	Sterile	Sterile	GAS	GAS	Sterile	Indiziato a gas
p.r.	Certaldo	Certaldo	Certaldo	Empoli	Marcignana	Empoli	Empoli
operatore	AGIP	AGIP	AGIP	AGIP	SPI	AGIP	AGIP

Tab. 2 – sintesi dei dati di pozzo estratti da UNMIG.

Tali indagini hanno interessato il territorio dell'empolese, dove si sviluppa lo studio in oggetto. Sempre nell'area empolese e nella zona della Val d'Elsa anche altri operatori, oltre a quelli suddetti, hanno eseguito ricerche geologiche e geofisiche che di fatto hanno avvalorato la ricostruzione geologica del sottosuolo dell'area in esame, fino a profondità di circa 4 km.

5.1. - Dati di pozzo

La consultazione dei dati di pozzo, disponibili sulla banca dati UNMIG, ha permesso:

- la ricostruzione stratigrafica dettagliata del sottosuolo fino a profondità massime di 2.654 m (FP pozzo Certaldo 004);
- acquisizione di informazioni geofisiche legate al potenziale spontaneo (mV) o gamma ray (API units);
- acquisizione di informazioni geofisiche legate alla resistività (ohm m);
- report tecnici su quanto avvenuto in fase di perforazione.

Tra i pozzi citati in Tab. 2, il piú interessante ai fini della caratterizzazione geotermica di sito è risultato il pozzo esplorativo Certaldo 004 che è riuscito ad intercettare il serbatoio calcareo, reservoir geotermico di interesse (Fig. 27).

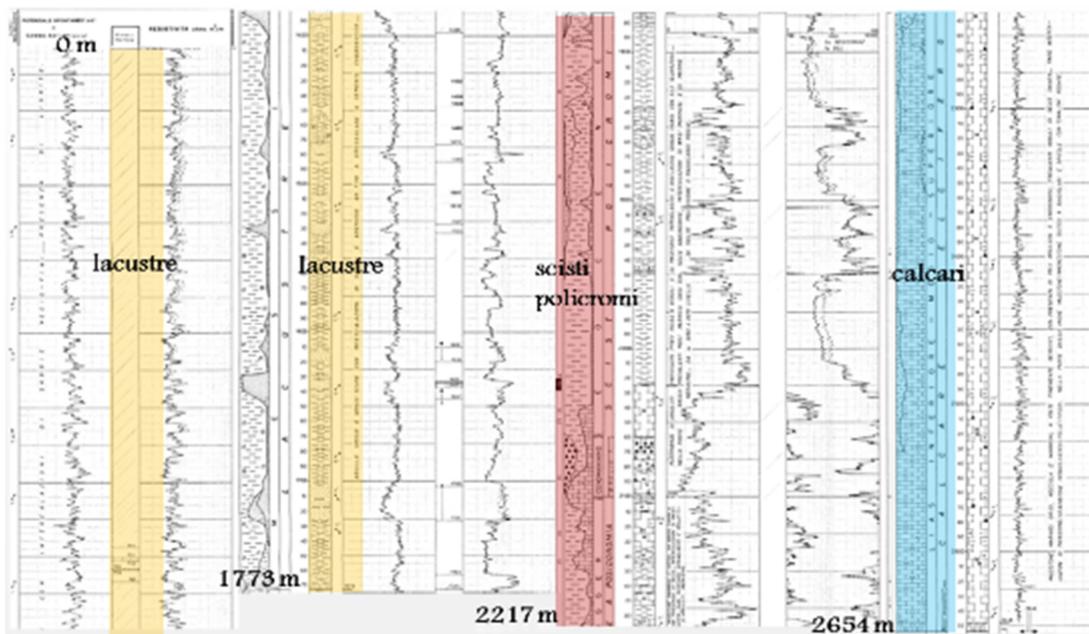


Fig. 27 – Stratigrafia schematica estratta dal pozzo esplorativo Certaldo 004 (fonte – UNMIG)

I pozzi distano circa 2-3 km in linea d'area dall'abitato di Empoli, posto a E-NE delle perforazioni citate, e rappresentano un dato importante di conoscenza puntuale del sottosuolo (Fig. 28). I dati di pozzo, implementati con ulteriori conoscenze geologiche bibliografiche e soprattutto con i dati di sismica a riflessione, consentono di poter

estrapolare un'attendibile ricostruzione delle geometrie del sottosuolo in un raggio territoriale più ampio rispetto a quello più strettamente circoscritto alle perforazioni.

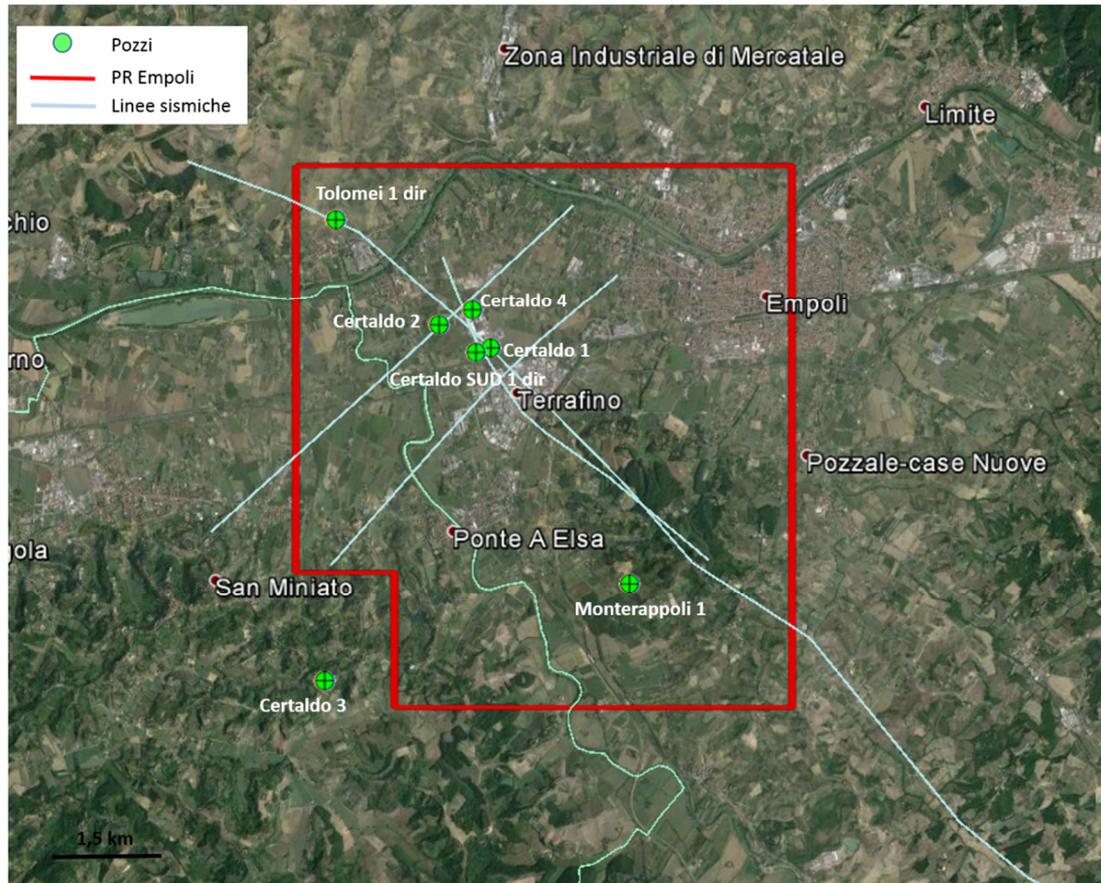


Fig. 28 - Localizzazione dei dati di sottosuolo disponibili e ricadenti all'interno del PR Empoli (poligono rosso). In azzurro le linee sismiche (fonte: VIDEPI), in verde le perforazioni esplorative realizzate da AGIP ed SPI (fonte: UNMIG).

5.2. - Dati Sismici

Il reperimento dalla banca dati pubblica VIDEPI del dato geofisico di sismica a riflessione, per le linee visibili nelle Figg 26 e 28, calibrato con i dati di pozzo sopra menzionati ed interpretato secondo le conoscenze geologiche dell'area (Benvenuti et al., 2014), ha permesso l'estrapolazione del modello geologico di sottosuolo, sufficiente ad investigare le porzioni territoriali di interesse.

Riportiamo ad esempio il lavoro di interpretazione del dato sismico relativo al profilo FI-324-84 in Fig. 29.

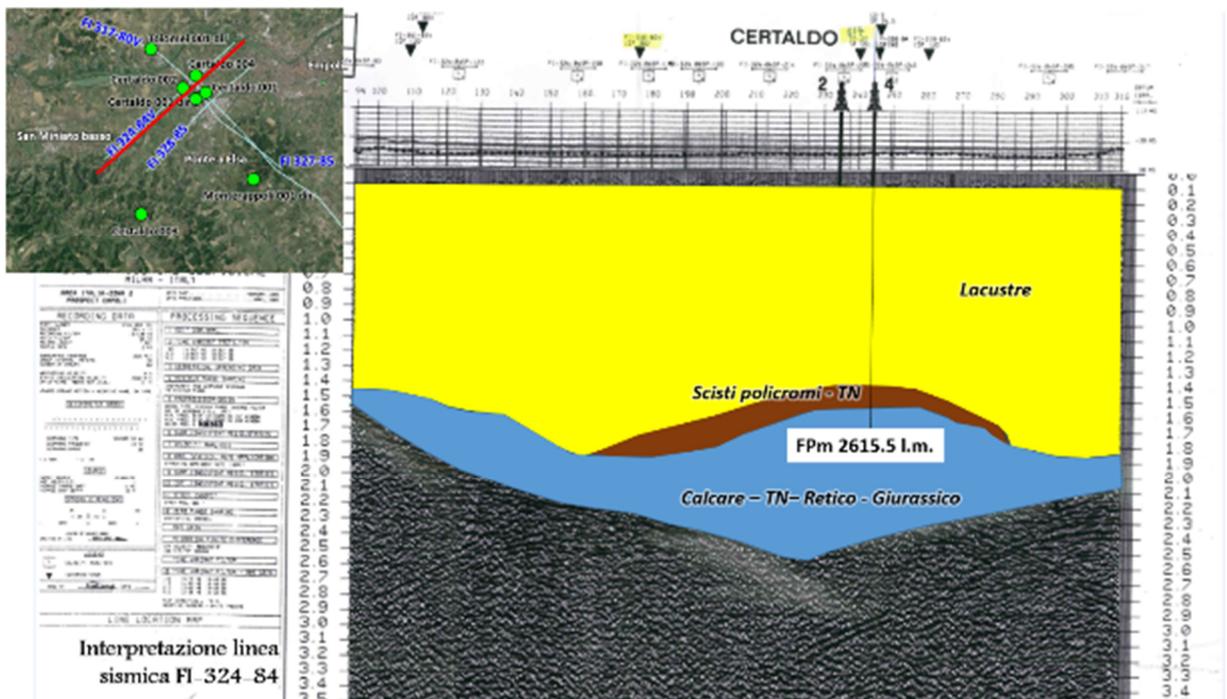


Fig. 29 – Interpretazione linea sismica FI-324-84 (fonte UNMIG) calibrata sui pozzi Certaldo.

Come visibile in Fig. 29, al di sotto di una coltre consistente di depositi alluvionali (lacustre) viene intercettata una diversa facies sismica, interpretata, grazie alle stratigrafie dei pozzi Certaldo 002 e Certaldo 004, come Scisti policromi.

Tale formazione agisce da *cap rock* per lo strato calcareo sottostante, intercettato come sopra evidenziato, dal pozzo Certaldo 004.

A seguire le immagini relative alle ulteriori sezioni sismiche disponibili sul sito del Ministero (Figg. 30, 31, 32 e 33).

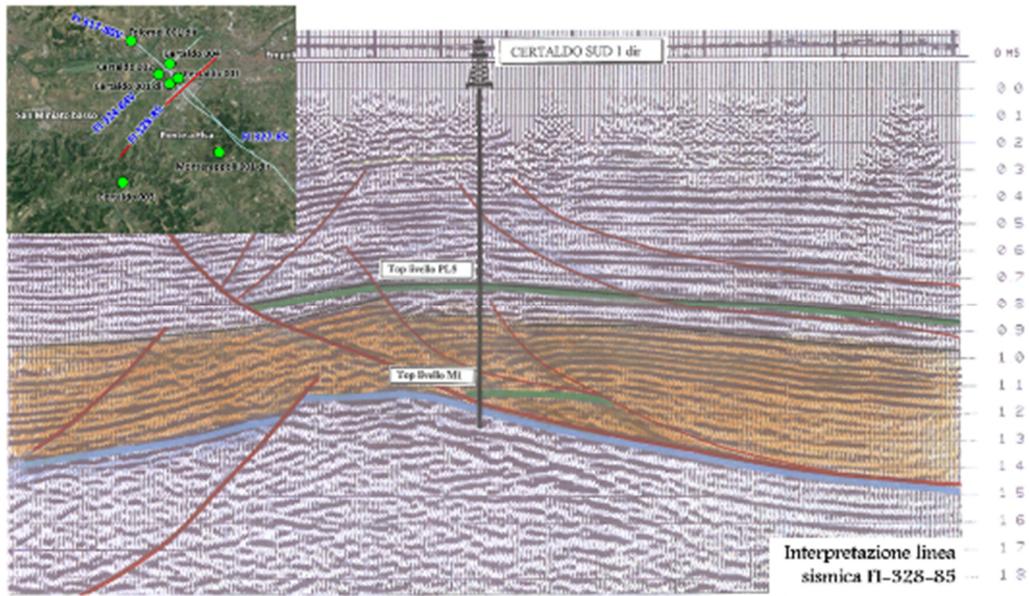


Fig. 30 – Linea sismica FI-328-85 (fonte: ViDEPI)

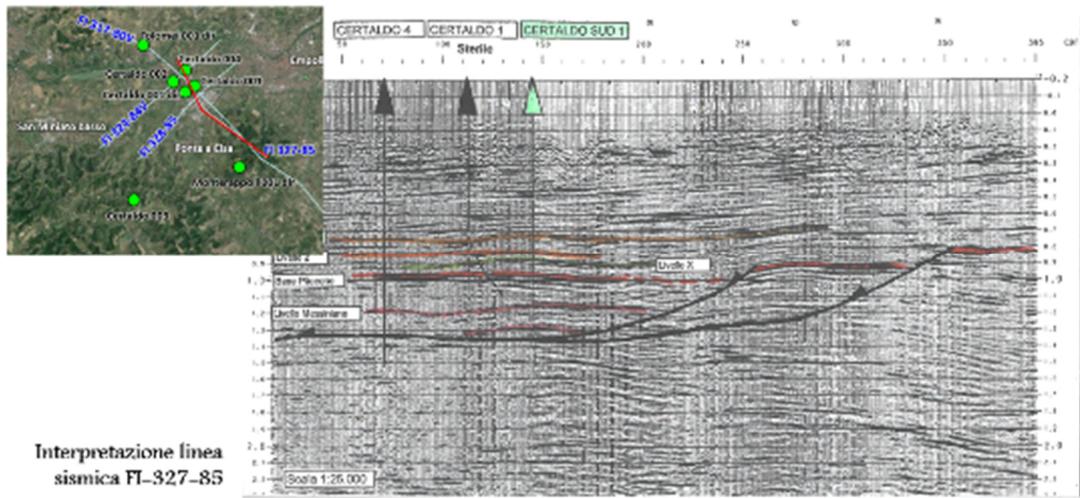


Fig. 31 - Linea sismica FI-327-85 (fonte: ViDEPI)

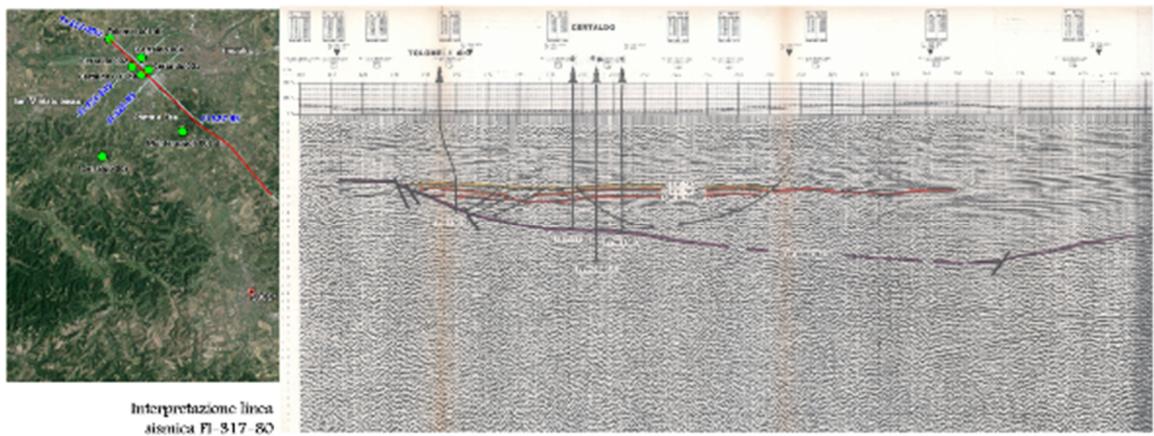


Fig. 32 - Linea sismica FI-317-80 (fonte: ViDEPI)

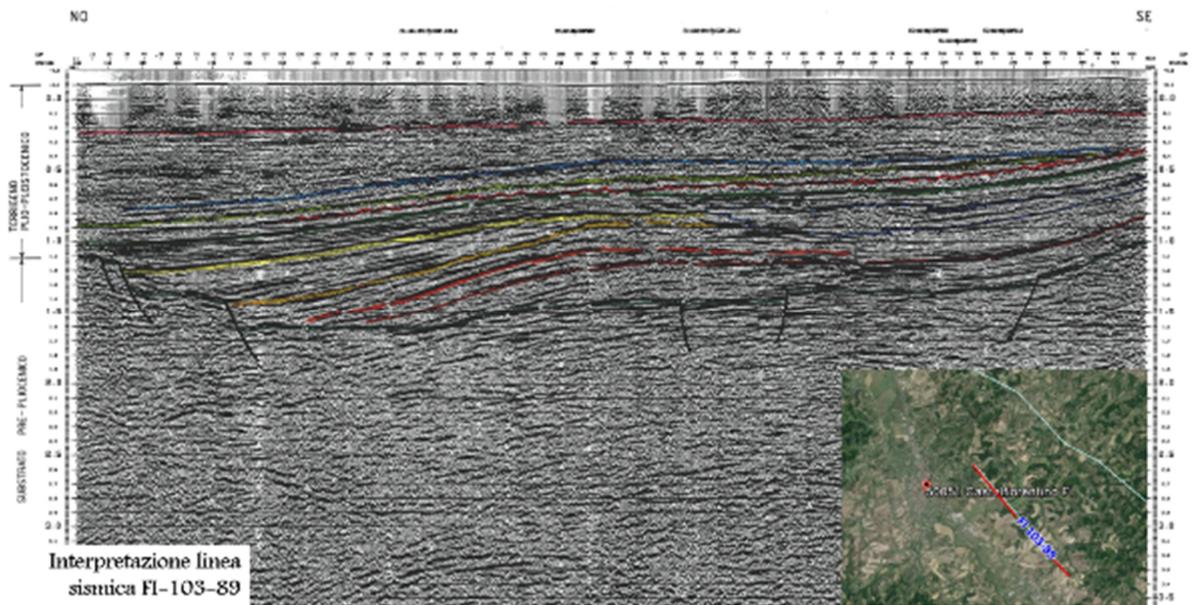


Fig. 33- Linea sismica FI-317-80 (fonte: ViDEPI)

5.3. - Informazioni sul tetto del potenziale serbatoio

Le indagini geologiche di sottosuolo realizzate nell'ambito delle esplorazioni petrolifere eseguite dagli anni '70 hanno consentito di mappare l'andamento del tetto del potenziale serbatoio per tutto il territorio regionale.

Per le zone più circoscritte all'abitato di Empoli, la mappa mostra top del serbatoio a partire da profondità di circa -2.000 m s.l.m.. (Fig. 34).

Questo dato, utile per un inquadramento regionale di estensione del serbatoio, è stato implementato attraverso una interpretazione dei dati disponibili, eseguita dagli scriventi, con un livello di maggiore approfondimento rispetto al suddetto quadro regionale, come di seguito indicato.

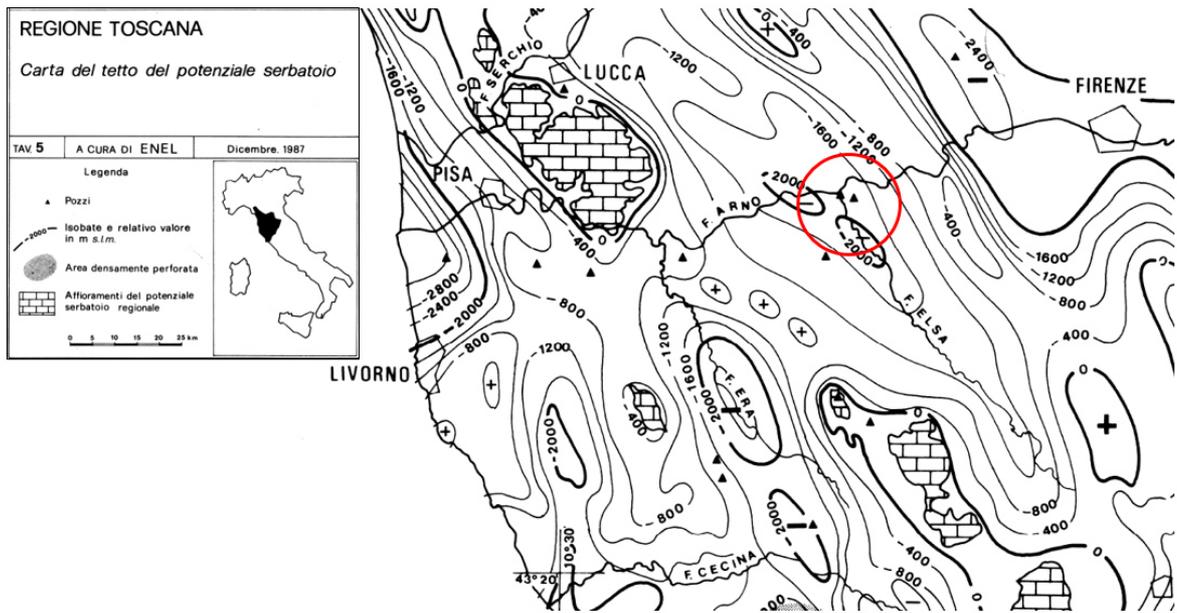


Fig. 34 – Estratto carta del tetto del potenziale serbatoio (fonte: UNMIG). In rosso selezionata l'area di interesse.

6. CARATTERIZZAZIONE GEOTERMICA

6.1. - Inquadramento geotermico della Toscana

La Regione Toscana è caratterizzata dal noto campo geotermico di Larderello-Travale, localizzato nella parte interna dell'Appennino Settentrionale, la cui evoluzione tettonica è riconducibile a due principali fasi, convergente/compressiva e divergente/estensionale (come esplicitato nel precedente capitolo 2), che hanno consentito rispettivamente la sovrapposizione delle unità tettoniche derivanti dai domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale ed il successivo smantellamento delle unità tettoniche appilatesi in precedenza (Brogi et al., 2003; Rossetti et al., 1999; Decandia et al., 2000). Nel dettaglio, durante questa seconda fase tettonica, l'area di Larderello è stata interessata da tre diversi eventi distensivi (Baldi et al., 1994; Manzella et al., 2006). I primi due eventi, verificatesi durante il Miocene, hanno determinato lo sviluppo di faglie normali a basso-angolo, con conseguente sovrapposizione delle formazioni delle Unità Liguri sulle Evaporiti triassiche, sulle formazioni del gruppo del Verrucano o sulle Filladi Paleozoiche. Lo sviluppo di depressioni tettoniche ha portato alla deposizione di sedimenti

continentali e marini del medio-tardo Miocene (Brogi e Liotta, 2008). Il terzo evento distensivo (Pliocene-Attuale) è caratterizzato dallo sviluppo di faglie dirette a più alto angolo, a geometria listrica, immergenti prevalentemente verso NE, al quale è imputabile la messa in posto di corpi magmatici, granitoidi, a profondità variabili e datati da 3.8 Ma a 2.2 Ma circa (Giannelli & Laurenzi, 2001). In questo contesto tettonico, si individuano isolati corpi geologici costituiti da formazioni della Falda Toscana e del Gruppo del Verrucano, relitti delle precedenti strutture compressionali, e nuove depressioni tettoniche nelle quali si depositano sedimenti marini del Pliocene.

La Fig. 38 riporta uno schema dell'evoluzione collisionale e post-collisionale dell'Appennino settentrionale secondo quanto riportato da Brogi e Liotta 2011.

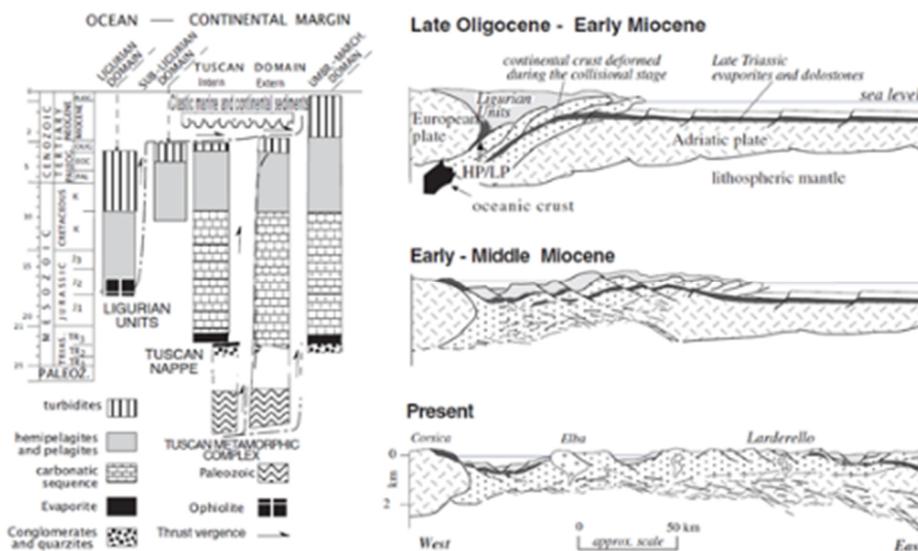


Fig. 38 – Relazioni tra le diverse Unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale, con relativi domini paleogeografici (a sinistra) e sezioni geologiche crostali schematiche relative alle fasi collisionali e post-collisionali dell'appennino Settentrionale (da Brogi e Liotta., 2011).

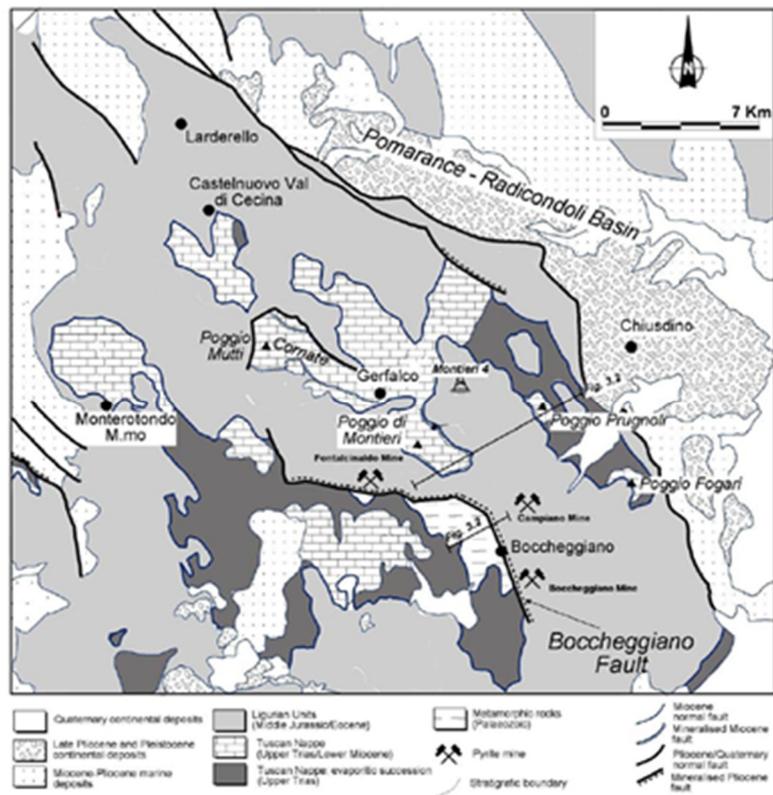


Fig. 39 - Mappa geologica schematica dell'area di Larderello-Travale (da Liotta et al., 2010).

La Fig. 39 riporta una mappa geologica schematica della Toscana meridionale estratta da Liotta et al., 2010.

In base alle suddette informazioni geologiche, dal punto di vista idrogeologico, l'area geotermica può quindi essere schematizzata seguendo il quadro stratigrafico-strutturale presente in tutta l'area di Larderello-Travale (Fig. 40). Il primo serbatoio geotermico superficiale è ospitato dalle formazioni calcareo-dolomitiche della Falda Toscana e, da quelle dolomitiche, anidritiche e filladiche del sottostante Complesso delle Scaglie Tettoniche, caratterizzato da elevata permeabilità; mentre il secondo serbatoio più profondo è ospitato nelle rocce del basamento metamorfico (costituito da filladi, micascisti e gneiss) poste alla profondità dell'ordine dei 3-4 km e caratterizzato da una permeabilità variabile.

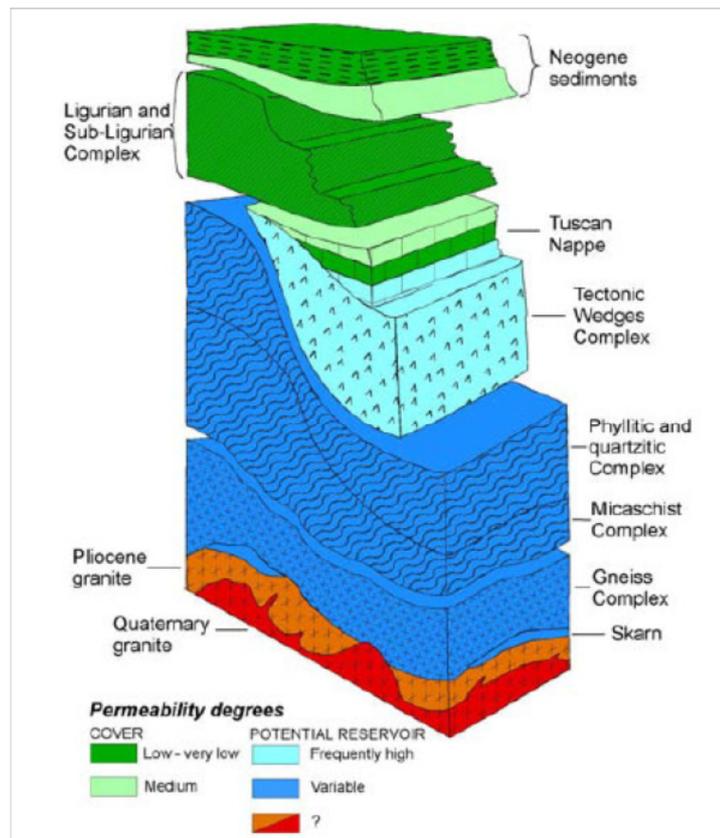


Fig. 40 - Schema idrogeologico dell'area geotermica di Larderello-Travale relazionata allo schema stratigrafico-strutturale (estratto da Arias et al., 2010).

Tali serbatoi sono intervallati da livelli a permeabilità inferiore che agiscono da *cap rock* per la risorsa geotermica più profonda, caratterizzata da filladi, micascisti e gneiss, posto a profondità tra i 3.000 ed i 4.000 m, con una pressione massima di 70 bar e temperature comprese tra 300 e 350°C (Barelli et al., 1995). La presenza di questo serbatoio, sottostante al reservoir più superficiale delle formazioni carbonatiche della falda Toscana, è testimoniata dalla grande anomalia termica profonda che ingloba a più larga scala, le aree produttive di Val di Cornia – Larderello e Travale (Fig. 41).

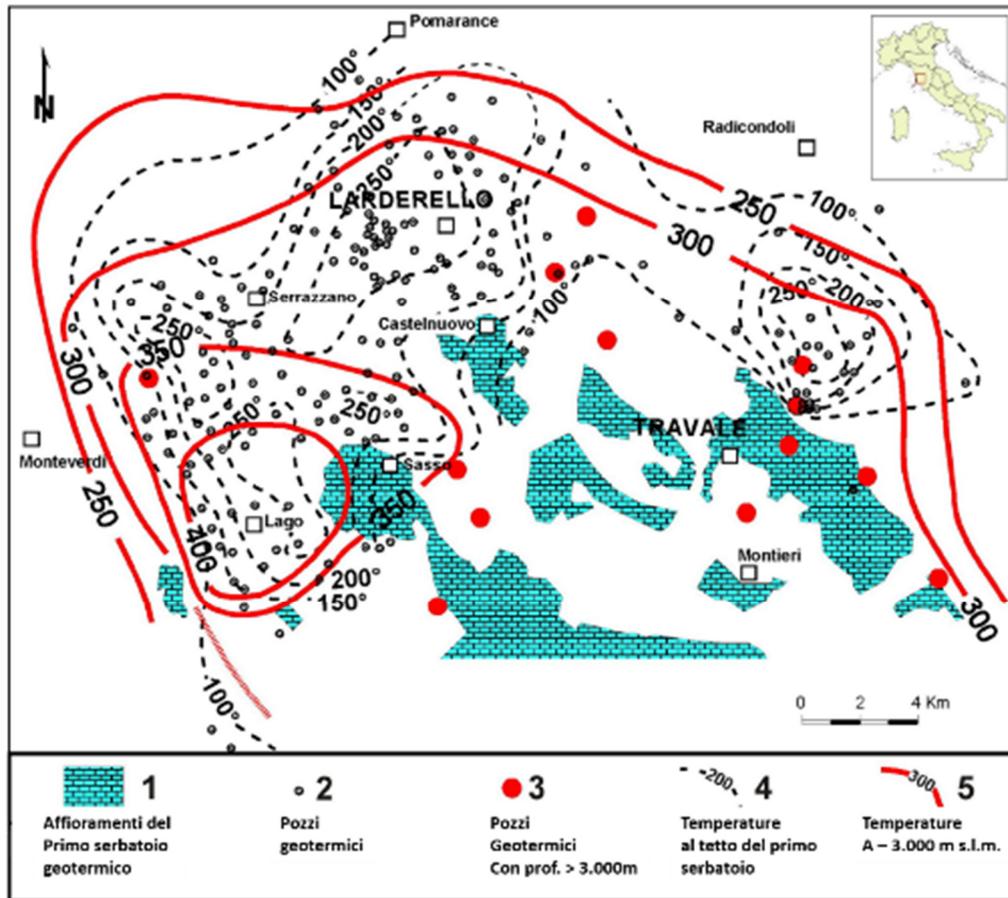


Fig. 41 - Anomalie termiche del sistema Larderello-Travale (estratto da Arias et al., 2010).

Oltre al campo geotermico di Larderello-Travale, la Toscana è caratterizzata anche dal campo geotermico dell'Amiata. Entrambi questi campi sono parzialmente tagliati dai profili sismici del CROP3 e del CROP18 (Fig. 42). I profili sismici crostali del CROP3 (Decandia et al., 1998; Liotta et al., 1998; Barchi et al., 1998; Lavecchia et al., 2004; Accaino et al., 2006) e del CROP18 (Accaino et al., 2005; Brogi et al., 2005 a,b; Tinivella et al., 2005; Brogi & Liotta, 2006) sono stati interpretati in modo da ricostruire le geometrie di sottosuolo visibili nelle sezioni di Fig. 43.

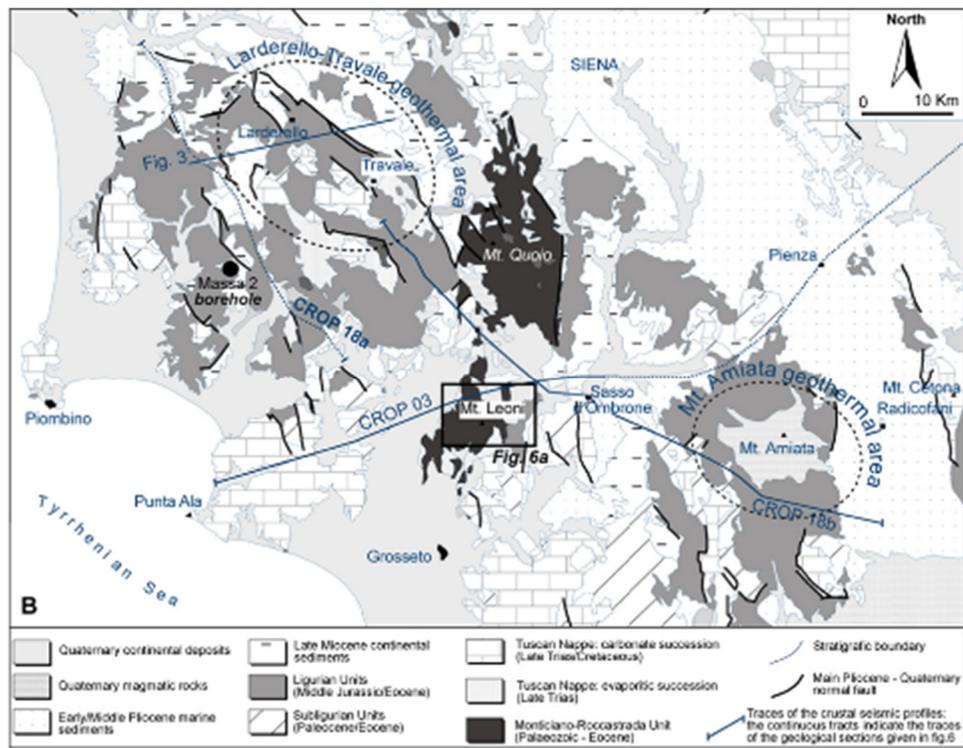


Fig. 42 - Ubicazione dei campi geotermici di Larderello-Travale e dell'Amiata (Decandia et al., 1998; Brogi, 2008).

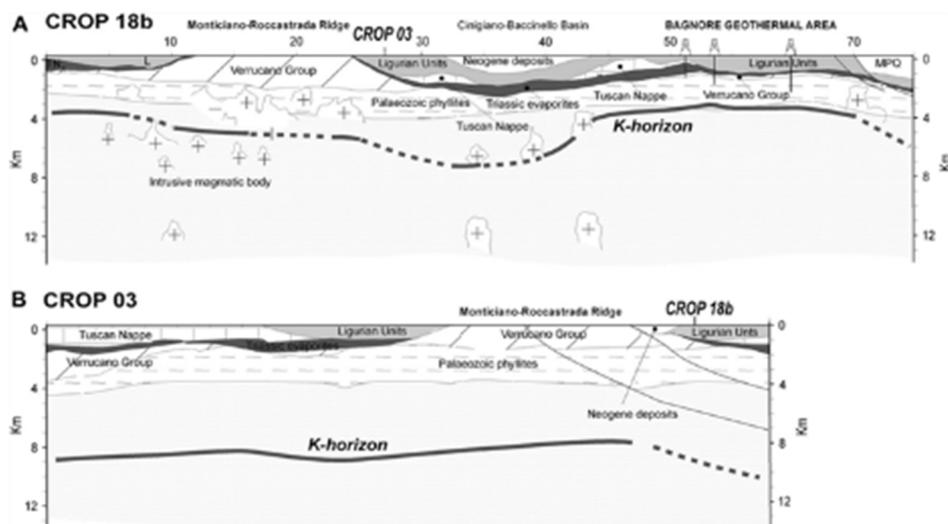


Fig. 43 - Sezione geologica risultante dall'interpretazione dei profili sismici crostali del CROP18 (A) e del CROP3 (B) pubblicati in Brogi et al. (2005a,b) and Decandia et al. (1998), Liotta et al. (1998), Barchi et al. (1998). L'orizzonte-K è un marker sismico caratterizzato da alta impedenza acustica e caratteristiche di bright-spot, interpretato come una zona di shear-zone crustale coincidente con la parte sommitale della zona di transizione fragile-duttile (Liotta & Ranalli, 1999).

6.2. - Caratterizzazione geotermica della piana di Empoli e della Val d'Elsa

L'area del permesso di ricerca si localizza all'interno del sistema idrotermale della piana di Empoli e della Val d'Elsa caratterizzati da serbatoi geotermici costituiti da rocce calcaree nelle quali l'acqua piovana, infiltrandosi in profondità, si scalda circolando con moti convettivi all'interno degli ammassi rocciosi permeabili (convettivo) a contatto con rocce calde (conduttivo). I fluidi, che circolano nelle fratture e nei pori delle rocce permeabili, vengono riscaldati dal calore proviene dal mantello per effetto del gradiente geotermico terrestre. La presenza di serbatoi calcarei al di sotto di coltri di sedimenti quaternari, possono determinare locali aumenti di temperatura negli acquiferi freddi contenuti in tali depositi, oppure rappresentare serbatoi geotermici, i cui fluidi caldi, possono risalire verso la superficie attraverso strutture tettoniche profonde determinando l'originarsi di sorgenti termali.

Nonostante le caratteristiche dei serbatoi appena descritti presentino aspetti molto diversi rispetto alla geotermia ad alta entalpia, che in Toscana caratterizza il noto sistema geotermico di Larderello-Travale (con serbatoi contenuti all'interno di basamenti metamorfici ed i cui fluidi ricevono calore da corpi magmatici, geologicamente recenti, che determinano temperature in profondità variabili da poche centinaia ad alcune migliaia di metri dell'ordine dei 150 – 350 °C e sfruttati già da anni per la produzione di energia elettrica), anche lo sfruttamento di serbatoi del calibro di quelli della piana di Empoli e della Val d'Elsa, rientranti nella categoria a bassa entalpia, hanno suscitato un forte interesse, in quanto ritenuti economicamente vantaggiosi per la gestione di progetti come la produzione geotermoelettrica ed eventuali usi a cascata del calore (teleriscaldamento cittadino, riscaldamento di serre, ecc.). Tali tipi di progetti infatti, necessitano del reperimento di risorsa geotermica a media entalpia, dell'ordine degli 130 °C, e di portate dell'ordine dei 150-200 l/s, allo scopo di produzione geotermoelettrica.

Dati di perforazioni Agip eseguite a partire dagli anni '80 fino ai primi anni 2000, finalizzati per lo più alla ricerca di idrocarburi, hanno permesso la consultazione di una mole consistente di dati del sottosuolo, confermati anche da informazioni geologiche e bibliografiche al contorno, che hanno consentito l'individuazione di un

serbatoio geotermico calcareo, con top localizzato a profondità di circa 2.600 m e bottom a circa 3.500 m di profondità nell'area di intervento, con temperature dell'ordine dei 130°C e che hanno suscitato così l'interesse ad un possibile sfruttamento economico della risorsa stessa.

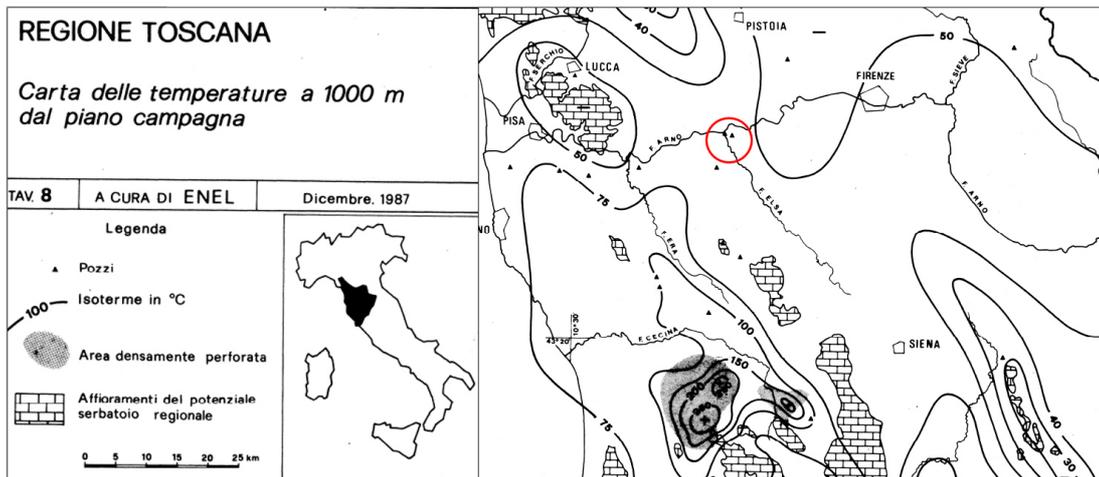


Fig. 44 – Estratto della Carta delle temperature a 1.000 m dal p.c. (fonte: UNMIG). Il cerchio rosso localizza l'area circoscritta all'abitato di Empoli, che risulta incluso tra le isoterme 50°C e 75°C.

La Fig. 44 mostra un estratto della carta delle temperature a -1.000 m dal piano campagna della Regione Toscana (UNMIG), redatta da ENEL nel 1987, che mostra come l'area limitrofa all'abitato di Empoli sia incluso tra le isoterme 50°C e 75°C.

A supporto dei dati di temperatura così ottenuti, la consultazione dei dati di log di pozzo sopramenzionati (fonte: Ministero dello Sviluppo Economico - Ufficio nazionale Minerario per gli idrocarburi e le Georisorse – UNMIG) ha permesso di ricavare informazioni sulle temperature.

Nel dettaglio, ci riferiamo ai pozzi Certaldo sud 001 dir e Certaldo 004 che restituiscono i dati Tab. delle Tabb. 3 e 4

Pozzo Certaldo sud 1 dir			
Prof M	Prof V	T °C	T °C calcolata
838.0	723.8	48.0	
831.0	718.2	49.0	52.5
1843.5	1688.4	77.0	
1843.5	1688.4	80.0	

Tab. 3 – Dati di temperatura ricavati dal pozzo Certaldo sud 1 dir

Pozzo Certaldo 4		
Prof (m)	T °C statica	T °C calcolata
1786.0	76.0	77.0
2651.0	108.0	114.0

Tab. 4 - Dati di temperatura ricavati dal pozzo Certaldo 4

Il pozzo Certaldo 004 è l'unico pozzo perforato che ha attraversato per alcune centinaia di metri il serbatoio calcareo. La stratigrafia schematica di Fig. 45Fig. ha consentito quindi, assieme agli altri dati disponibili in letteratura, di prevedere l'estensione in profondità di un reservoir geotermico calcareo, nel rispetto dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta dei dati descritti nel presente documento.

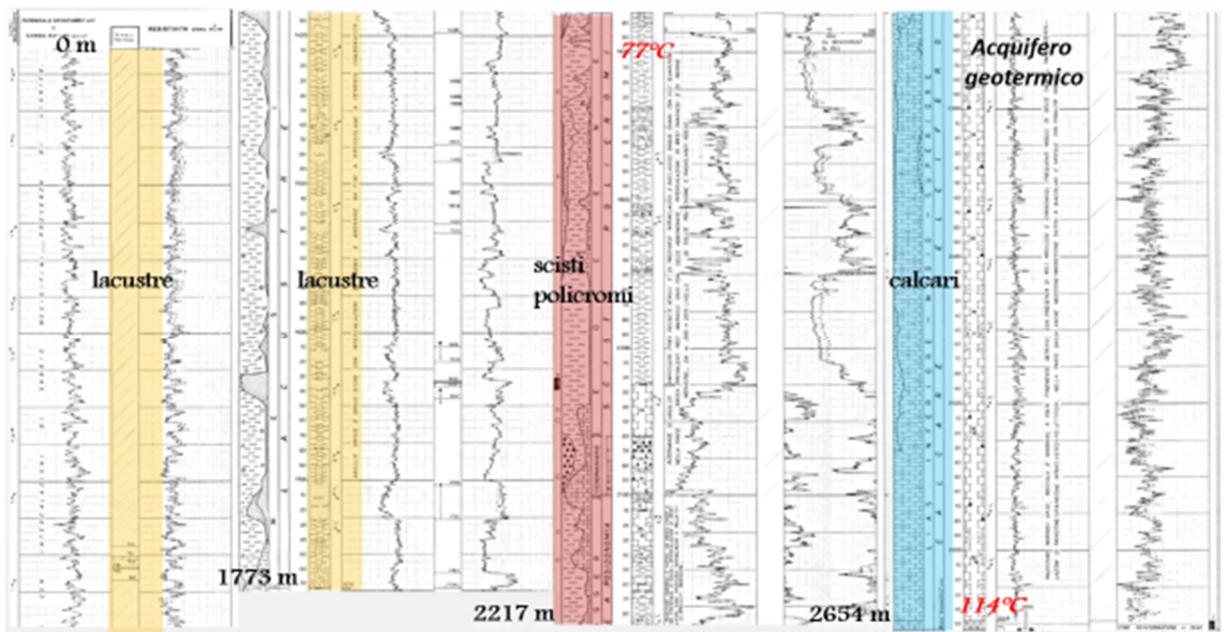


Fig. 45 - Estratto log pozzo Certaldo 004 – acquifero geotermico di interesse per lo sviluppo del progetto di teleriscaldamento cittadino.

Nel dettaglio, il Certaldo 004 individua un serbatoio geotermico per lo spessore di circa 437 m, con temperature documentate di 114° C a fondo pozzo e con tetto posto a profondità di -2.217 m, separato idraulicamente dai depositi lacustri più superficiali da uno strato, spesso circa 440 m, di scisti policromi. La temperatura attesa al top di questo livello è di circa 70° C - 80° C.

Alla luce delle verifiche eseguite sul pozzo Certaldo 004, sui dati bibliografici e sismici disponibili descritti accuratamente nel capitolo 5, l’acquifero sopradescripto è risultato di interesse ai fini dell’esplorazione geotermica in corso, per le temperature attese alla profondità di circa 3.500 m dell’ordine degli 130° C, adatte allo sviluppo di un impianto geotermoelettrico.

Si precisa infine che, l’inquadramento geotermico descritto nel capitolo in oggetto propone una descrizione del sottosuolo che dovrà meglio essere indagata ed investigata a seguito dell’esecuzione delle prove di produzione, che consentiranno la verifica della portata e caratterizzazione del fluido geotermico di interesse, che al momento possono essere solo ipotizzati per analogia con gli altri dati disponibili.

7. POSSIBILITÀ TECNICO-ECONOMICHE DI UTILIZZAZIONE DEI FLUIDI GEOTERMICI ED OBIETTIVI FINALI DELLA RICERCA

Il più comune criterio di classificazione delle risorse geotermiche si basa sull'entalpia dei fluidi, che trasferiscono il calore dalle rocce calde profonde alla superficie. L'entalpia, che può essere considerata più o meno proporzionale alla temperatura, è usata per esprimere il contenuto termico (energia termica) dei fluidi, e dà un'idea approssimativa del loro "valore". Le risorse sono divise in risorse a bassa, media ed alta entalpia (o temperatura), secondo diversi criteri. La Tab. 5Tab. riporta le classificazioni proposte da alcuni esperti. Quando si parla di fluidi geotermici è bene, comunque, indicare la loro temperatura, o almeno un intervallo di temperatura, perché i termini bassa, media o alta possono avere significati diversi e creare errori di interpretazione.

Tab. 5 - Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura (°C).

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
Risorse a bassa entalpia	< 90	<125	<100	=150	=190
Risorse a media entalpia	90-150	125-225	100-200	-	-
Risorse ad alta entalpia	>150	>225	>200	>150	>190

Rif: (a) Muffler and Cataldi (1978). (b) Hochstein (1990). (c) Benderitter and Cormy (1990). (d) Nicholson (1993).
(e) Axelsson and Gunnlaugsson (2000)

Frequentemente viene fatta una suddivisione tra sistemi geotermici ad acqua dominante e sistemi geotermici a vapore dominante o a vapore secco (White, 1973). Nei sistemi ad acqua dominante, l'acqua liquida è la fase continua, che controlla la pressione. Vapore può essere presente, in forma di bolle. Questi sistemi geotermici, la cui temperatura può andare da 125° a 225°C, sono i più diffusi nel mondo. Essi possono produrre, in funzione dalla loro temperatura e pressione, acqua calda, una miscela di acqua e vapore, vapore umido e, in alcuni casi, vapore secco. Nei sistemi a vapore dominante normalmente coesistono nel serbatoio acqua liquida e vapore, che è la fase continua e controlla la pressione. Sono sistemi ad alta temperatura e normalmente producono vapore secco o surriscaldato. I sistemi geotermici di questo

tipo sono piuttosto rari; i più conosciuti sono Larderello in Italia e The Geysers in California.

In riferimento alla classificazione delle risorse geotermiche la normativa vigente in materia ed in particolare il D. Lgs. n. 22 del 11/02/2010 all'art. 1 comma 2 stabilisce quanto segue:

Tab. 1 - Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura (°C) da D.Lgs 22/2010.

Risorse a bassa entalpia	< 90
Risorse a media entalpia	90-150
Risorse ad alta entalpia	>150

Vista la situazione geologica, geostrutturale e geotermica di inquadramento dell'area di ricerca definita nei paragrafi precedenti, la zona ha tutte le caratteristiche per essere presa in considerazione per una ricerca esplorativa che abbia possibilità tecnico-economiche di riuscita.

Il progetto di ricerca in oggetto si pone l'obiettivo di individuare risorse geotermiche di media entalpia ai fini della produzione di energia elettrica con temperatura dell'ordine dei 130 °C e portate variabili, in caso di acqua prevalente, con un valore atteso di 150-200 lt/s (comunque sempre da valutare in relazione ai risultati del pozzo esplorativo).

In via preliminare ed in base ai dati finora disponibili, si può ipotizzare una profondità di circa – 3.500 m per il raggiungimento degli obiettivi della ricerca di fluidi geotermici per la produzione di energia elettrica.

Qualora venga verificata la presenza della risorsa e sia economicamente sfruttabile, per ridurre il potenziale impatto sullo sfruttamento del fluido geotermico e sull'ambiente si prevede fin da ora la re-immissione dei fluidi raffreddati con pozzi di resa da prevedersi eventualmente nella fase di concessione di coltivazione del giacimento.

In via preliminare ed in relazione alle caratteristiche attese dei fluidi geotermici si ritiene che la tecnologia che possa garantire il più basso impatto ambientale per la

produzione di energia elettrica sia quella dei cicli ORC (Organic Rankine Cycle), a zero emissioni in atmosfera, senza tubazioni esterne, con totale reimmissione, basso impatto paesaggistico, da realizzarsi in zona industriale (Loc. Terrafino), in prossimità dei vecchi pozzi perforati da Agip.

La valutazione definitiva dovrà comunque essere eseguita in relazione ai risultati della perforazione esplorativa.

Tali sistemi permettono di sfruttare il calore geotermico per produrre energia elettrica con temperature a media ed alta entalpia (normalmente tra i 110°C e i 220°C) e con minori impatti.

La tecnologia ORC (o ciclo binario -Fig. 46) è una tecnologia ormai matura in quanto è stata applicata con successo nel mondo a partire dagli anni '70.

Tale metodo presenta notevoli vantaggi di tipo ambientale in quanto si tratta di circuito binario chiuso con nessuna emissione verso l'atmosfera di gas condensabili ed incondensabili derivanti dal vapore o acqua del serbatoio geotermico.

Lo sviluppo di centrali per la generazione di energia elettrica da fonte geotermica è oggi basato sullo sfruttamento di campi ad acqua dominante, di gran lunga più diffusi di quelli a vapore dominante.

Una parte sempre maggiore della capacità di generazione propria dei campi ad acqua dominante si compone di unità binarie, basate sull'adozione di un turbogeneratore ORC, particolarmente adatte per risorse a media ed anche ad alta entalpia. Le centrali a ciclo binario offrono numerosi vantaggi:

1 - il minore impatto paesaggistico ed ambientale fra tutti i tipi di centrali geotermiche in quanto il fluido geotermico può essere isolato durante l'intero processo. In questo modo è possibile prevenire il rilascio di gas o di altre sostanze dannose per l'ambiente e virtualmente eliminare totalmente problemi d'inquinamento;

2 - hanno vantaggi termodinamici in termini di produzione di energia rispetto ai convenzionali cicli a singolo flash (nel caso di fonti energetiche a media ed alta entalpia);

3 - per la produzione di elettricità possono essere impiegate fonti energetiche anche a media entalpia non utilizzabili per sistemi a vapore (*flash*);

4 - riducono i problemi associabili ai liquidi incrostanti. Per evitare incrostazioni di carbonati alcalini vengono in genere installate delle pompe sommerse; diversamente, le incrostazioni di silicio vengono ridotte al minimo evitando la concentrazione di fluido geotermico che si genera nella fase di flash;

5 - possono rivelarsi la scelta tecnica ed economica più vantaggiosa, nonostante l'elevato costo unitario per la capacità installata, grazie all'elevato rendimento energetico e alla riduzione dei tempi di costruzione in sito del sistema.



Fig. 46 – Schema semplificato del ciclo ORC.

Viste le suddette considerazioni tecniche previsionali preliminari si ritiene che se verranno verificate le condizioni del giacimento alle profondità sopra indicate vi sono, in linea generale, buone possibilità tecnico-economiche di utilizzazione dei relativi fluidi per la produzione di energia con la realizzazione di impianto, ad esclusiva fonte geotermica, a zero emissioni in atmosfera, con totale reimmissione del fluido.

Tale opportunità favorisce lo sviluppo di energie rinnovabili con riduzione di produzione di CO₂ e consente anche uno sviluppo economico compatibile del territorio interessato dalle ricerche.

In particolare, oltre alla realizzazione di impianto a ciclo binario, senza nessuna emissione in atmosfera, e con restituzione nel sistema delle acque superficiali, previo adeguato impianto di trattamento chimico-fisico, potrà essere prevista la realizzazione di progetti che prevedono l'utilizzo a cascata del calore (teleriscaldamento, climatizzazione, serre ecc.) generando così notevoli ricadute socio-economiche per i territori coinvolti.

LUGLIO 2016

Committente:
SILEA HOLDING Srl

Gruppo di lavoro:



Dott. Geol. Simone Fiaschi

Collaboratori:

Dott. Geol. Alessandro Murratzu

Dott. Geol. Alice Ciulli
Dott. Geol. Alessio Calvetti

8. **BIBLIOGRAFIA**

- Arias, A., Dini, I., Casini, M., Fiordelisi, A., Perticone, I., Dell'Aiuto, P., 2010. Geoscientific feature update of the Larderello-Travale geothermal system (Italy) for a regional numerical modeling. Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia (0614).
- Baldi, P., Bellani, S., Ceccarelli, A., Fiordelisi, A., Rocchi, G., Squarci, P., and Taffi, L., 1995. Geothermal anomalies and structural features of southern Tuscany (Italy). Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Firenze.
- Barelli, A., Bertini, G., Buonasorte, G., Cappetti, G. and Fiordelisi, A., 1995. An update of Travale-Radicondoli geothermal field. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Firenze.
- Barchi, M.R., De Feyter, A.J., Magnani, M.B., Minelli, G., Piali, G. & Sotera, B.M., 1998. Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): evidence from the Crop03 deep seismic reflection line. *Boll. Soc. Geol. It.* 52, 527-538.
- Benvenuti M., Del Conte S., Scarselli N., and Dominic S. (2014) – Hinterland basin development and infilling through tectonic and eustatic processes: latest Messinian-Gelasian Valdelsa Basin, Northern Apennines, Italy. *Basin Research* (2014) 26, 387-402. Doi: 10.1111/bre.12031.
- Brogi, A., 2008. Kinematics and geometry of Miocene low-angle detachments and exhumation of the metamorphic units in the hinterland of the Northern Apennines (Italy). *J. Struct. Geol.* 30, 2-20.
- Brogi, A. & Liotta, D., 2006. Understanding the crustal structures of southern Tuscany: the contribution of the CROP18 Project. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 47, 401-423.
- Brogi, A. & Liotta, D., 2011. Fluid flow paths in fossil and active geothermal fields: the Plio-Pleistocene Boccheggiano-Montieri and Larderello areas. *Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA e della Società Geologica Italiana. Geol. F. Trips*, Vol.3 No.2.2. (2011), 40 pp, 25 figs. (DOI 10.3301/GFT.2011.03).
- Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D. & CROP-18 Working Group, 2005a. Structural features of southern Tuscany and geological interpretation of the CROP 18 Seismic Reflection Survey (Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 3, 213-236.
- Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D. & Ranalli, G. CROP-18 working Group, 2005b. Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): insights from the CROP 18 deep seismic reflection lines. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148, 60-80.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G., Postpischl D., 1985. Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 117, 7–38.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci G., 2004. Carta sismotettonica della regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000. Servizio geologico sismico e dei suoli, Regione Emilia-Romagna. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/geologia/carta-sismotettonica-della-regione-emilia-romagna-in-scala-1-250.000>.
- Boccaletti M., Corti G., Martelli L., 2011. Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 100, 1331–1348, doi 10.1007/s00531-010-0545-y.

- Costantini A., Lazzarotto A., Sardelli F. (1998) - Sulle risorse geotermiche a medio-bassa temperatura nella parte meridionale del bacino neautoctono della val d'Elsa. C.N.R. – Prog. Fin. Energetica – Sottoprogetto Energia geotermica.
- Decandia, F.A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Cernobori, L. & Nicolich, R., 1998. The Crop03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines. Mem.a Soc. Geol. It., 52, 427-439.
- Lazzarotto A. (2000) - Appunti di geologia regionale.
- Liotta D. (1991) - The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines. Eclogae Geol. Helv., 84 (2), 413-430
- Liotta, D., Cernobori, L. & Nicolich, R., 1998. Restricted rifting and its coexistence with compressional structures: results from the Crop03 traverse (Northern Apennines, Italy). Terra Nova 10, 16-20.
- Liotta, D. & Ranalli, G., 1999. Correlation between seismic reflectivity and rheology in extended lithosphere: southern Tuscany, inner Northern Apennines, Italy. Tectonophysics 315, 109-122.
- Manzella, A., Spichak, V., Pushkarev, P., Sileva, D., Oskooi, B., Ruggieri, G., Yu.Sizov, 2006. Deep fluid circulation in the Travale geothermal field area and its relation with tectonic structure investigated by a magnetotelluric survey. Proceedings, Thirty-first workshop on geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30-February 1, 2006, SGP-TR-179.
- Mongelli F. e Zito G. (1991). Flusso di calore nella regione Toscana. In: Pialli G., Barchi M., Menichetti M. (a cura di) Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP03 Punta Ala – Gabicce. Studi Geol. Cam., vol. spec. 1991/1, 91-98.

Siti internet

- Geoscopio Regione Toscana
<http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/cartoteca.html>
- Sito Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - ISPRA
<http://sgi.isprambiente.it/>
- Ufficio nazionale Minerario per gli idrocarburi e le Georisorse – UNMIG
<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/>