National Research Council of Italy
ISTITUTO DI GEOSCIENZE E GEORISORSE
Institute of Geosciences and Earth Resources
Via G. Moruzzi, 1 - 56124 PISA (Italy) web-page: www.igg.cnr.it e-mail: igg@igg.cnr.it

Consiglio Nazionale delle Ricerche

STUDIO DEI SISTEMI TERMALI DI MONTECATINI E MONSUMMANO TERME

Relazione finale

Maggio 2011

Attuazione del protocollo d'intesa Regione/CNR Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) di Pisa per il monitoraggio delle risorse termali (DGR n° 1007/2207)
Attivazione ricerca /studio nell'area termale Valdinievole-Montecatini-Monsummano.

Responsabile scientifico: Sergio Grassi *

Partecipanti: Marco Doveri*, Alessandro Ellero*, Francesco Palmieri**, Luca Vaselli*, Enrico Calvi*, Sandra Trifirò*

* Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) - CNR-Pisa

** Centro Ricerche Sismologiche (CRS) Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS)-Trieste

INDICE

INTRODUZIONE 1

AREA DI STUDIO 3

STUDIO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'AREA TERMALE
DI MONTECATINI E MONSUMMANO TERME 4

Premessa 4
Inquadramento geologico regionale dell'Appennino Settentrionale 4
Il Bacino di Montecarlo 4
Assetto strutturale dei nuclei carbonatici 9
Colle delle Panteraie 9
Colle di Monsummano Alto 12
Marliana 16
I travertini della Valdinievole 20
Discussione ed interpretazione dati 21
Considerazioni Conclusive 21

INDAGINE GRAVIMETRICA E MODELLI GEOLOGICI INTERPETRATIVI 24

Premessa 24
Operazioni di campagna 24
Anomalia di Bouguer 25
Mappa delle anomalie di Bouguer 26
Separazione delle anomalie e filtraggi 29
Residuazione polinomiale 29
Filtraggio passa-basso 30
Gradiente orizzontale 36
Modellazione delle anomalie 38
Modellazione dei profili 38
Interpretazione Geologica 41
Considerazioni conclusive 48

INDAGINI GEOCHIMICHE ED OSSERVAZIONI IDROGEOLOGICHE 51

Premessa 51
Campionamento 51
Analisi chimiche 53
Analisi isotopiche 53
Inquadramento idrochimico 60
Rocce serbatoio 62
Chimismo e temperature 65
Andamenti stagionali 66
Isotopi dell'acqua 69
Acque d'infiltrazione 70
Chimismo, ^{18}O e quote di alimentazione 72
Tempi di residenza 73
Considerazioni conclusive 75

MODELLI CONCETTUALI ED AREE D' INTERESSE 76

Aree pedemontane e termalismo *78*
Montecatini 81
Monsummano 78
Bilancio termico e dimensioni dei sistemi *84*
Aree d'interesse 85

PIOGGE, LIVELLI E PORTATE 86

Elementi climatologici 86
Ciclicità pluviometrica ed utilizzazione della risorsa 88

CRITICITA' E MONITORAGGIO 97

CONCLUSIONI 100

BIBLIOGRAFIA 104

INTRODUZIONE

La relazione in oggetto si riferisce all'attuazione del protocollo d'intesa Regione/CNR Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) di Pisa per il monitoraggio delle risorse termali (DGR n° 1007/2207) - Attivazione ricerca /studio nell'area termale Valdinievole-Montecatini-Monsummano.

Lo studio prevedeva una serie di interventi sui sistemi termali di Montecatini e di Monsummano quali: l'attualizzazione delle conoscenze geologiche, la caratterizzazione chimico fisica delle varie emergenze, la valutazione delle quote delle aree di ricarica dei sistemi termali, la definizione dei modelli concettuali di circolazione, la verifica di possibili interferenze fra sistemi termali e falde di pianura, il confronto fra trend storici della pioggia e della portata, nonché l'effettuazione di prove di portata atte a definire i parametri idraulici dell'acquifero e a mettere in evidenza possibili interferenze fra punti d'acqua diversi. Le finalità di queste attività, opportunamente integrate, erano quelle di: evidenziare possibili criticità ambientali, individuare altre possibili aree di interesse per eventuali future utilizzazioni delle acque calde, mettere a punto un programma di monitoraggio della risorsa, oltre logicamente al miglioramento delle conoscenze sul termalismo di queste aree.

La ricerca iniziata a ottobre 2008 ha subito un immediato arresto per difficoltà insorte con la Società Terme di Montecatini S.p.A, difficoltà che sono state in parte risolte a maggio dell'anno successivo, mese in cui praticamente si è dato inizio ai lavori. Ulteriori difficoltà, di carattere pratico, sono sorte durante le fasi di campionamento dei pozzi della pianura le caratteristiche chimico fisiche dei quali sono fondamentali per la valutazione delle relazioni esistenti fra acque termali ed acquiferi freddi. Le complicazioni sono state determinate dalla frequente discrepanza fra la documentazione esistente e situazioni di campo, non disponendo la zona di un database attendibile dei pozzi presenti e delle relative caratteristiche di costruzione. Oltre a ciò, frequentemente, i proprietari hanno negato l'accesso ai pozzi che, fra l'altro, sono spesso sigillati e non consentono quindi misure di livello, utili alla definizione della circolazione idrica sotterranea nella pianura. Nonostante due campagne della durata complessiva di circa 30 giorni, sono stati campionati solo 19 pozzi. L'attività di indagine nella pianura è stata quindi successivamente abbandonata, non disponendo di una adeguata rete di osservazione. Anche per quanto riguarda l'effettuazione di prove di portata vi sono state delle difficoltà alla loro esecuzione determinate da problemi tecnici, a quanto riferitoci dalla società Terme di Montecatini S.p.A. Per Monsummano sono stati invece utilizzati e interpretati i dati di un test condotto nel 2004 fornitici dal Dr. Nannucci della Regione.

Se alcune attività previste sono state solo parzialmente sviluppate per le ragioni anzidette, altre sono state invece ampliate come nel caso di quella relativa alle caratteristiche geo-strutturali dell'area. Oltre infatti alla verifica della situazione generale e all'approfondimento conoscitivo delle strutture locali, comprensivo dell'analisi dei trend della fatturazione, anche se non previsto dal programma convenuto, si è proceduto a due campagne di indagini geofisiche nella pianura, di cui la prima di magneto-tellurica e la seconda di gravimetria. Purtroppo, date le caratteristiche di urbanizzazione dell'area (Fig.1), è stato possibile utilizzare solo un numero limitato di stazioni per la magneto-tellurica, ed i risultati piuttosto approssimativi , già a suo tempo presentati alla Regione con la relazione intermedia, non vengono discussi nel presente lavoro onde evitare possibili ambiguità. Per quanto riguarda la gravimetria sono state ubicate e successivamente misurate oltre 190 postazioni su un area di circa 25 km^2. Le indagini gravimetriche sono state condotte da ricercatori del Centro di Ricerche Sismologiche dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica

Sperimentale-OGS di Trieste che, successivamente, in collaborazione con i geologi strutturali dell'IGG hanno redatto alcune sezioni significative dell'area di studio. Nella presente relazione vengono riassunte le principali caratteristiche dello studio gravimetrico, mentre tutti gli elaborati ed il relativo rapporto tecnico vengono forniti in allegato in formato elettronico.

Per quanto riguarda le acque sono stati selezionati 15 punti caldi fra pozzi e sorgenti, campionati ed analizzati sei volte nel periodo Maggio '09- Febbraio '11. Le analisi chimiche ed isotopiche, tranne quelle del $\delta^{34}S$, sono state eseguite presso i laboratori dell'IGG. Sono state, inoltre, selezionate e campionate circa 20 sorgenti situate a quote diverse nell'area che va da Montecatini alla Doganaccia per la definizione della realzione $\delta^{18}O$/ quota, nonché il torrente Lima spesso ritenuto alimentare il sistema termale di Montecatini. Nel complesso sono stati eseguiti oltre 200 campionamenti e 1500 determinazioni di laboratorio di cui circa 200 riguardanti gli isotopi.

AREA DI STUDIO

L'area di studio (Fig.1) vera e propria comprende le zone di Montecatini Terme e Monsummano Terme dove sono presenti acque termali con temperature sino a 34°C che scaturiscono in prossimità di affioramenti delle rocce mesozoiche della Falda Toscana. Complessivamente l'area ha un estensione di circa 25 km^2, comprendendo anche la pianura antistante alle cittadine menzionate, nella quale sono state condotte le misure di gravimetria, oltre al campionamento delle acque di alcuni pozzi.

Fig. 1 - Area di studio in cui vengono segnalate le posizioni delle principali emergenze calde o gruppi di emergenze come nel caso di Montecatini.

E' logico che le indagini si sono estese ben al di la dei limiti di figura. La necessità di avere un significativo numero di sorgenti ubicate a quote diverse, utili alla definizione della relazione quota/$\delta^{18}O$, ci ha spinto infatti sino alla Doganaccia e a Pian di Novello. Nel contempo sono state effettuate osservazioni sugli andamenti della fatturazione nella zona di Marliana dove esistono importanti affioramenti di calcari appartenenti alla Falda Toscana.

STUDIO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'AREA TERMALE DI MONTECATINI E MONSUMMANO TERME

PREMESSA

L'obiettivo di questa tipologia di indagini è quello di approfondire le conoscenze relative all'assetto geologico-strutturale delle unità carbonatiche affioranti nell'area oggetto di studio ed individuare le principali discontinuità strutturali presenti, al fine di fornire le informazioni necessarie ai fini dello studio idrogeologico.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino Settentrionale è una catena orogenetica che si origina nel corso del Terziario come conseguenza della subduzione e collisione tra il margine continentale della microplacca adriatica e la placca europea (Molli, 2008 con bibliografia). L'architettura dell'edificio a falde dell'Appennino Settentrionale è il risultato dell'impilamento di unità tettoniche di origine sia oceanica che continentale. La deformazione crostale iniziata nell'Eocene, ha interessato prima i domini oceanici più interni (Ligure s.l.), per poi continuare nell'Oligocene Superiore – Miocene Inferiore coinvolgendo i settori prossimali (Dominio Toscano) e distali (Dominio Umbro) del margine continentale adriatico. Il processo di delaminazione della crosta continentale subdotta, associato al *roll-back* della litosfera adriatica verso Est, ha determinato l'assottigliamento tettonico del cuneo di accrezione appenninico con esumazione delle unità metamorfiche nelle porzioni interne della catena e migrazione verso Est del fronte di raccorciamento.

Sin dal Miocene Medio, la formazione di bacini sedimentari delimitati da sistemi di faglie a basso ed alto angolo ha interessato il margine interno dell'Appennino Settentrionale. Lo sviluppo di questi bacini neogenico-quaternari viene generalmente messo in relazione ad un prevalente regime tettonico di tipo estensionale associabile all'apertura del Mar Tirreno (Patacca et al., 1990; Carmignani et al., 1994). Tuttavia alcuni autori propongono una storia deformativa neogenico-quaternaria più complessa, nella quale rivestono importanza regimi compressivi attivi nel corso di stadi evolutivi anche molto recenti della catena (Boccaletti et al., 1992; Cerrina Feroni et al., 2004).

IL BACINO DI MONTECARLO

In generale i bacini sedimentari neogenico-quaternari presenti nel margine interno dell'Appennino Settentrionale sono regolati da sistemi di faglie ad alto angolo che separano le aree depresse da alti strutturali costituiti da unità tettoniche appartenenti ai domini Ligure, Sub-Ligure e Toscano.

L'area oggetto di studio ricade lungo il margine nord-orientale di uno di questi bacini, denominato Bacino di Montecarlo (Cantini et al., 2001).

Come mostrato nelle Figg. 2 e 3, il Bacino di Montecarlo è limitato dalla dorsale del Monte Albano ad E, e da quella dei Monti Pisani ad W, mediante sistemi di faglie ad alto angolo orientate prevalentemente NW-SE ed immergenti, rispettivamente, verso W e verso E. Un sistema di faglie dirette da NW-SE a E-W definisce invece il limite settentrionale del bacino, mentre quello meridionale può essere posto in corrispondenza della porzione settentrionale della valle del Fiume Arno. All'interno del Bacino di Montecarlo la dorsale delle Cerbaie-Montecarlo individua due bacini rappresentati, rispettivamente, dalla piana di Lucca, ad W, e da quella di Monsummano-Montecatini, ad E.

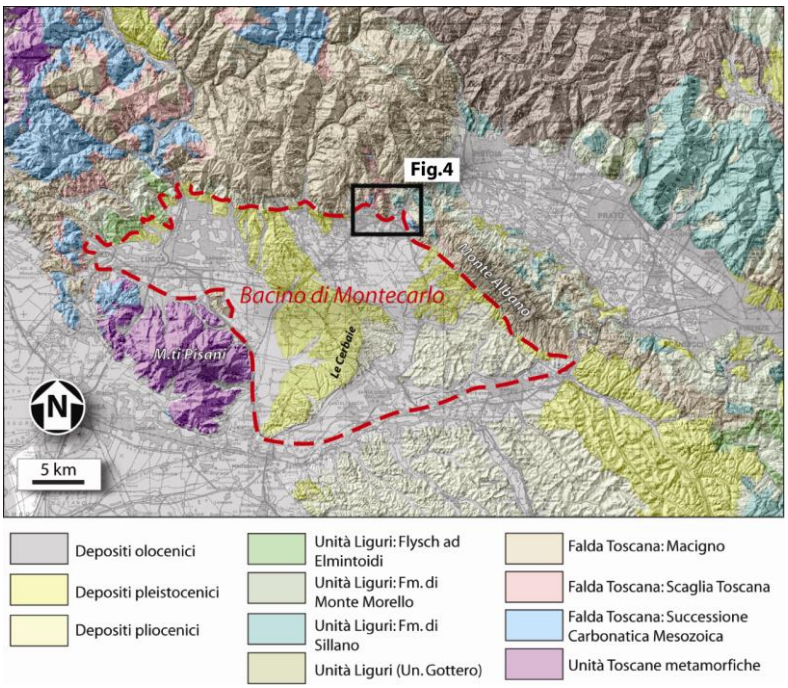


Fig. 2 – Schema geologico del settore dell'Appennino settentrionale nel quale ricade il Bacino di Montecarlo.

La successione sedimentaria che caratterizza la depressione tettonica del Bacino di Montecarlo può essere suddivisa in cinque principali unità stratigrafiche. I sedimenti autoctoni più antichi sono conosciuti sulla base di sondaggi (pozzi Cerbaie-1, Certaldo-2 e Certaldo-3, in Ghelardoni et al., 1968) ubicati nel settore meridionale del bacino. Essi sono costituiti da argille marnose e sabbie siltose di origine fluvio-lacustre attribuibili al Miocene Superiore. Questi depositi sono seguiti verso l'alto da sedimenti di ambiente marino e marino-transizionale del Pliocene Inferiore e Medio (Caredio et al., 1995), al di sopra dei quali poggiano in discordanza depositi fluvio-lacustri con faune del Villafranchiano Medio-Superiore (Pliocene Superiore – Pleistocene Inferiore). Seguono i conglomerati a prevalenti clasti di quarziti e filladi della Fm. di Montecarlo e della Fm. delle Cerbaie. Quest'ultima sulla base di correlazioni stratigrafiche con litologie simili affioranti a S del Fiume Arno (Fm. Casa Poggio ai Lecci) è stata attribuita al Pleistocene Medio (Federici & Mazzanti, 1988).

La successione sedimentaria termina con i depositi terrazzati di ghiaie la cui composizione varia in funzione dell'apporto locale. Questi corpi alluvionali, discordanti sui sopra menzionati depositi del Bacino di Montecarlo e sulle unità dell'Appennino Settentrionale, sono riferibili al Pleistocene Superiore.

La successione neogenico-quaternaria del Bacino di Montecarlo appoggia sulle unità alloctone dell'Appennino Settentrionale. Il substrato affiora lungo i margini del bacino in corrispondenza dei principali alti strutturali ed è rappresentato dalle seguenti unità (dall'alto verso il basso):

i) Unità Liguri, rappresentate da litotipi pelitico-arenacei (Unità Gottero), e calcareo-marnosi (Unità dei Flysch ad Elmintoidi ed Unità Monte Morello). Lungo il margine nord-orientale del bacino, le unità Liguri sono costituite prevalentemente dai termini della successione dell'Unità di Monte Morello,

rappresentata da un flysch calcareo-marnoso (Fm. di Monte Morello), depositatosi al di sopra di un complesso di base prevalentemente argillitico (Fm. di Sillano).

ii) Falda Toscana, all'interno della quale possono essere distinte in modo schematico due serie principali:

a. una serie carbonatica, rappresentata da litotipi prevalentemente carbonatici del Trias Superiore – Cretaceo Inferiore (F.ne Calcare Cavernoso, Calcari a Rhaetavicula Contorta, Calcare Massiccio, Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero di Limano, Marne a Posidonomya, Calcare Selcifero della Val di Lima, Diaspri e Maiolica)

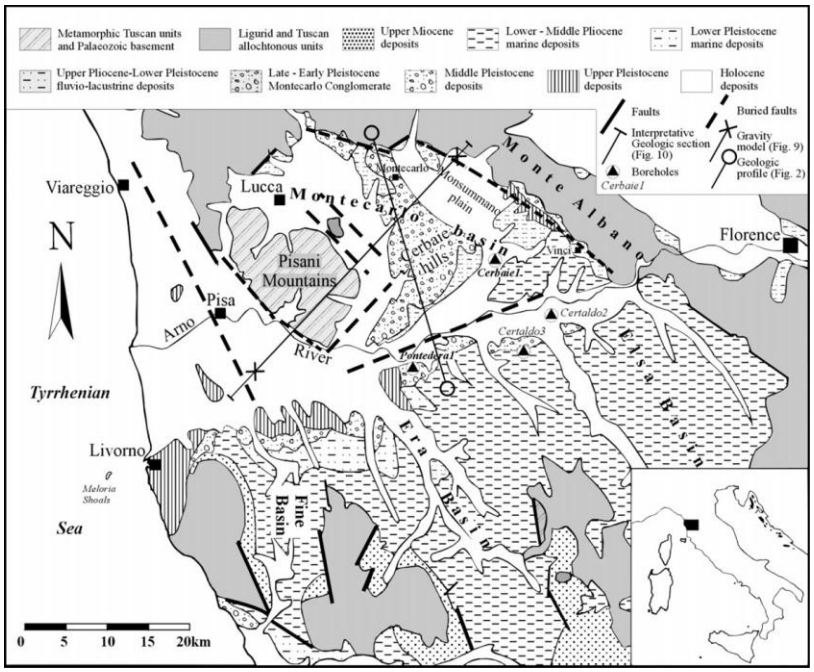


Fig. 3 – Schema geologico del Bacino di Montecarlo (da Cantini et al., 2001)

b. una serie argillitico-arenacea, costituita da litotipi appartenenti alle formazioni della Scaglia (Cretaceo-Eocene) e del Macigno (Oligocene Superiore-Miocene inferiore).

iii) Unità metamorfiche toscane rappresentate da metasedimenti silicoclastici (fm. Verrucano), anidriti e dolomie del Trias Superiore, seguiti da una successione metasedimentaria analoga a quella osservata nella Falda Toscana.

Sulla base di uno studio delle anomalie gravimetriche misurate nel Bacino di Montecarlo, Cantini et al. (2001) hanno proposto un modello che mette in evidenza la presenza di discontinuità ad alto angolo dirette NW-SE in corrispondenza del bordo sud-occidentale della dorsale del Monte Albano e lungo il limite nord-orientale dei Monti Pisani (Fig. 3).

Un'altro sistema di discontinuità diretto SW-NE viene individuato in corrispondenza del limite sud-orientale dei Monti Pisani e lungo il margine settentrionale della valle del Fiume Arno.

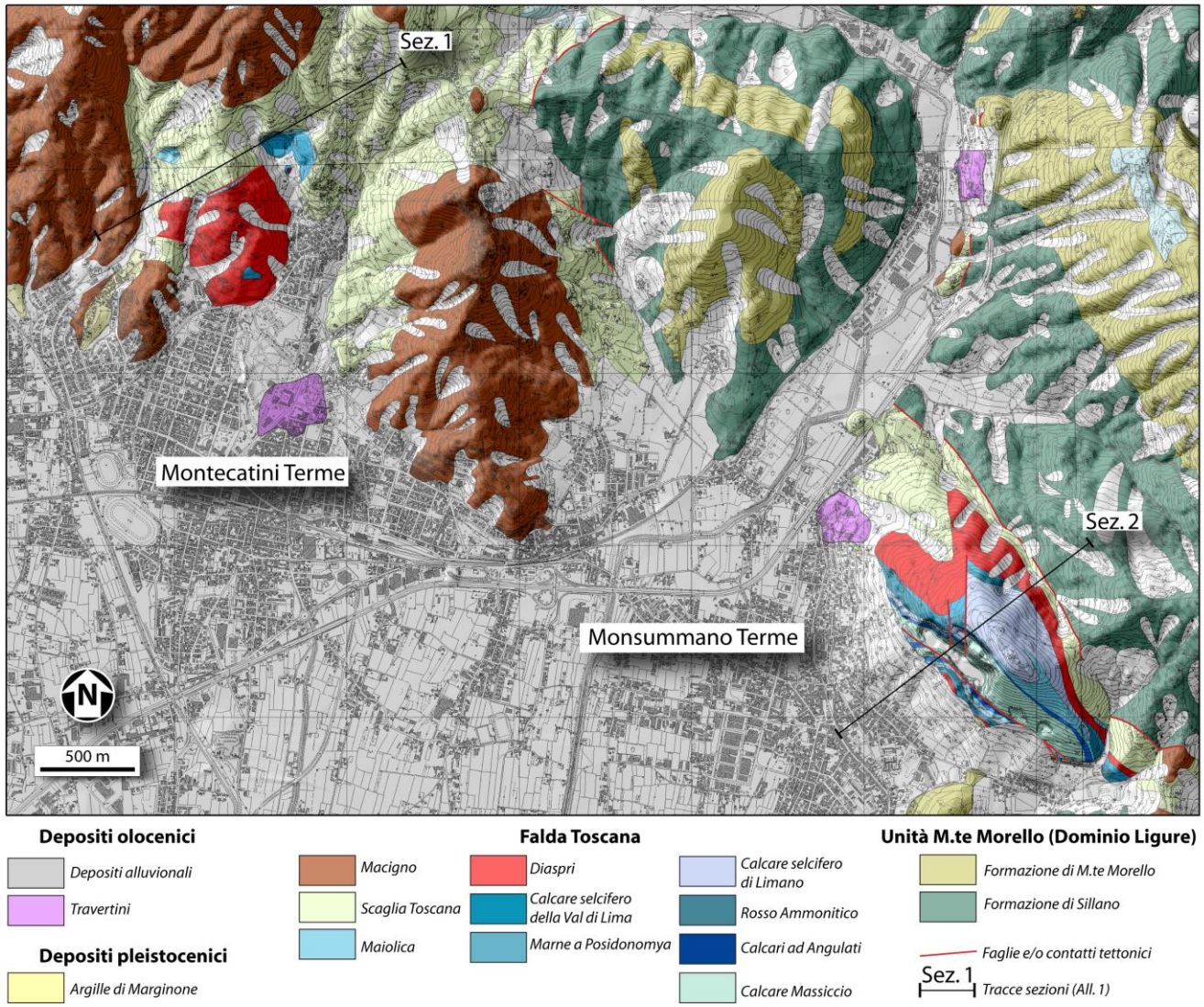


Fig. 4 – Carta geologica dell'area oggetto di studio

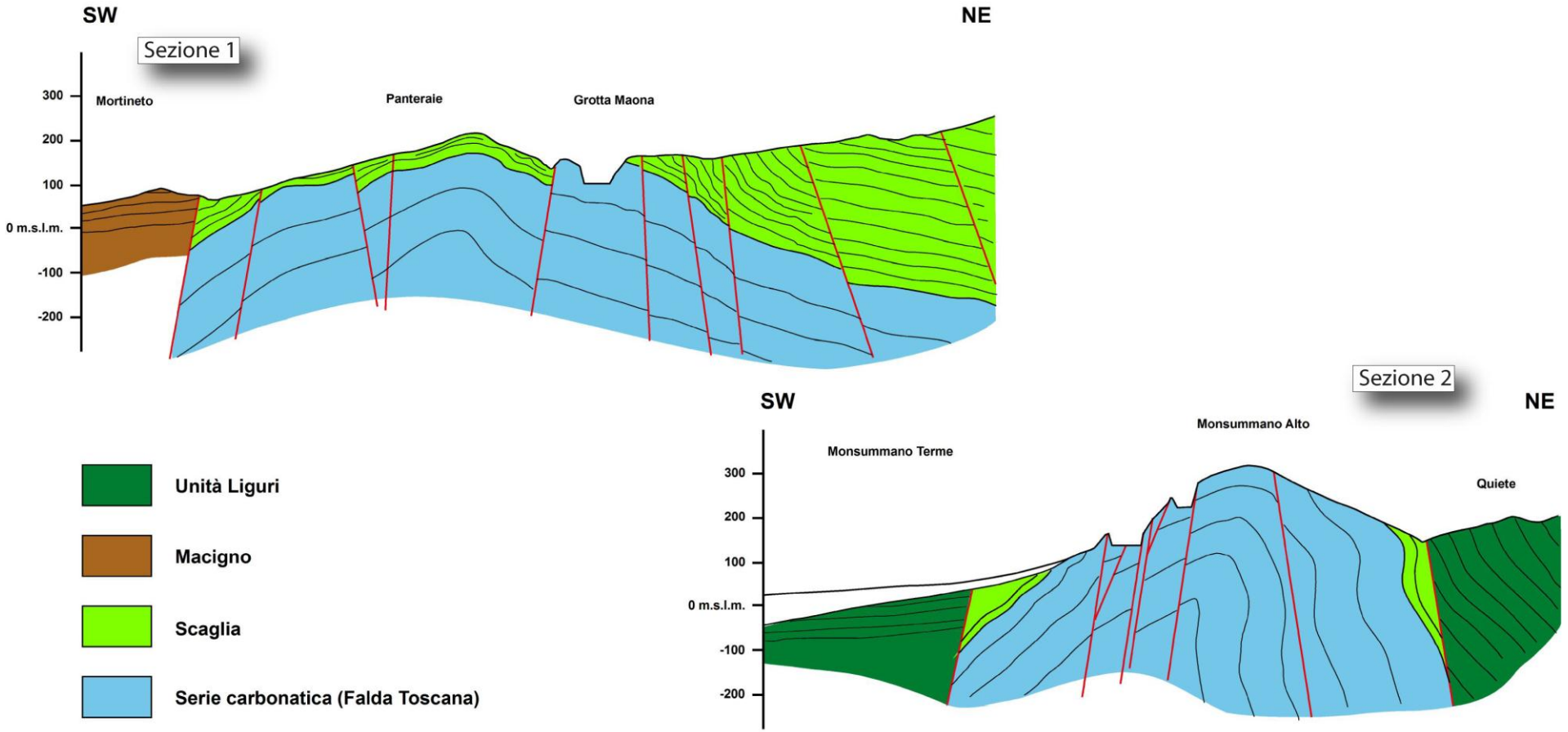


Fig. 5 – Sezioni geologiche (tracce delle sezioni in Fig. 4)

ASSETTO STRUTTURALE DEI NUCLEI CARBONATICI

Al fine di caratterizzare l'assetto strutturale dei principali nuclei carbonatici affioranti nell'area oggetto di studio (Figg. 4 e 5) e definire l'orientazione delle principali strutture fragili presenti, le attività di rilevamento geologico-strutturale sono state focalizzate in corrispondenza del colle delle Panteraie (nelle immediate vicinanze di Montecatini Terme), del colle di Monsummano e dell'abitato di Marliana (5 km a N di Montecatini Terme – fuori carta).

COLLE DELLE PANTERAIE

Le misure raccolte e le osservazioni strutturali effettuate hanno riguardato principalmente i fronti abbandonati della Cava Maona (Fig. 6) e gli affioramenti presenti lungo la strada immediatamente sopra la cava.

In quest'area la base della successione stratigrafica affiorante è rappresentata dalla formazione del Calcare selcifero della Val di Lima (spessore affiorante circa 40 m), al di sopra della quale si trovano livelli di radiolariti e di calcari con selce (rispettivamente, F.ne Diaspri e F.ne Maiolica) caratterizzati da uno spessore totale che non supera i 20 m. Seguono le argilliti e marne della Scaglia e quindi le arenarie del Macigno.

Come mostrato nella sezione geologica realizzata (Fig.5), l'assetto strutturale generale è quello di una blanda antiforme con un asse diretto circa NNW e debolmente inclinato verso N. Localmente lungo il fianco orientale è possibile osservare assetti sub-verticali o verticali della stratificazione. Questi assetti sono associabili ai fianchi corti di pieghe asimmetriche di dimensioni da metriche a decametriche vergenti verso E (Fig. 7). Al contrario, Il fianco occidentale della struttura in esame è caratterizzato da un'assetto monoclinale con una giacitura dei piani di stratificazione mediamente inclinata a basso angolo verso W-NW.

Fatta eccezione per le argilliti e marne della Scaglia, tutti i litotipi osservati sono caratterizzati da un grado di fratturazione medio-alto. Sulla base dell'elaborazione statistica delle misure raccolte in corrispondenza dei fronti abbandonati della Cava Maona è stato possibile riconoscere 4 principali sistemi di discontinuità denominati K_1, K_2, K_3 e K_4 ed orientati, rispettivamente, SW-NE, N-S, SE-NW e E-W (Fig. 8). Si tratta prevalentemente di fratture ad alto angolo (inclinazione >70°) senza indicatori di movimento (joint). Alcune superfici di faglia disposte *en echélon*, inclinate ad alto angolo ed orientate NNW-SSE e NNE-SSW, sono state osservate lungo i fronti di scavo.

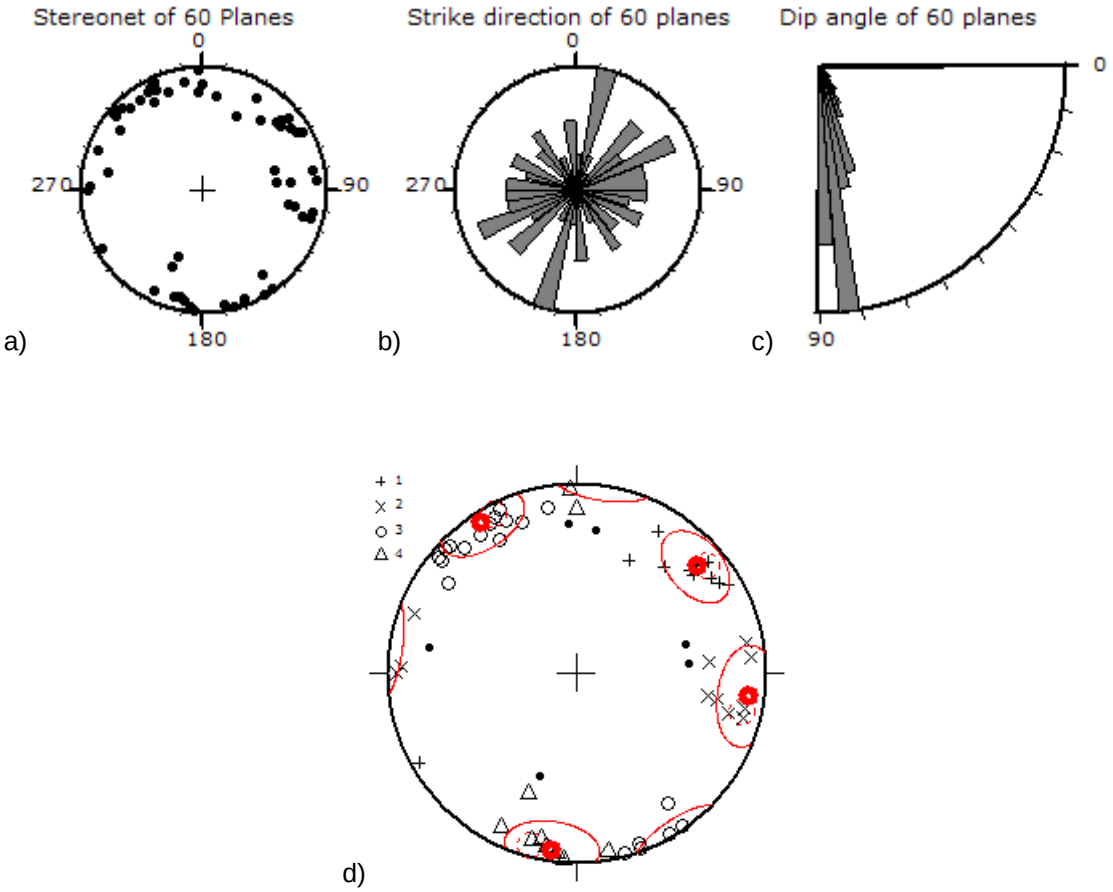
In base all'analisi degli indicatori cinematici presenti, queste superfici di scivolamento possono essere classificate come faglie di tipo normale e/o normale-obliquo. Nessun marker stratigrafico è stato invece possibile utilizzare per stimarne il possibile rigetto.

Inoltre, un sistema di superfici di faglia inclinate a basso angolo ed immergenti verso NE è stato osservato in corrispondenza delle porzioni più alte dei fronti di scavo (Fig. 9).

Fig. 6 – Panoramica fronti abbandonati della Cava Maona, a Nord di Montecatini Terme.

Fig. 7 – Livelli di calcari con selce (Calcari Selciferi della Val di Lima) coinvolti in pieghe di dimensioni metriche vergenti verso E, osservabili in corrispondenza dei fronti orientali della Cava Maona.

DATA SET COLLE DELLE PANTERAIE (N Montecatini Terme)



Subset	***Nucleus***	***Aver.Orient.***	***95% Conf.Cone***	***Data***	***Discontinuità***
1	84/152	84/148	14.9	20	K_1
2	79/283	81/278	16.7	13	K_2
3	78/230	74/228	14.4	11	K_3
4	83/015	83/008	15.3	10	K_4

Fig. 8 – Totale delle misure raccolte nell'area del Colle delle Panteraie. Relativi stereonet dei poli dei piani di frattura (a); diagrammi a rosa della direzione (b) e dell'inclinazione (c); analisi dei cluster (d). Tabella riassuntiva dei risultati derivanti dell'analisi statistica (in basso).

Fig. 9 – Panoramica dei fronti superiori Cava Maona dove sono osservabili superfici di discontinuità inclinate a basso angolo.

COLLE DI MONSUMMANO ALTO

Una successione stratigrafica relativamente più completa caratterizza il nucleo carbonatico affiorante nell'area di Monsummano Alto. Anche in questo caso le osservazioni riguardano principalmente i fronti di scavo delle cave abbandonate ubicate lungo il versante occidentale del colle di Monsummano Alto (Fig. 10).

Fig. 10 – Panoramica dei fronti abbandonati delle cave occidentali del colle di Monsummano Alto

La successione stratigrafica inizia con i calcari e calcari dolomitici della fm. del Calcare Massiccio che raggiunge in affioramento uno spessore di circa 150 m. Seguono tutti i termini della successione della Falda Toscana con spessori più o meno ridotti (F.ne Calcari ad Angulati, Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero di

Limano, Marne a Posidonomya, Calcare Selcifero della Val di Lima, Maiolica) fino alle argilliti e marne della Scaglia che affiorano lungo il versante settentrionale ed orientale del rilievo. Il nucleo carbonatico di Monsummano è coinvolto in una piegha anticlinale (Fig.5) vergente verso NE con piano assiale ad alto angolo ed asse con direzione NW-SE ed immergente verso NW. Assetti da sub-verticali a rovesciati dei contatti geologici sono osservabili lungo il fianco orientale della piega e rappresentano i fianchi corti di pieghe secondarie

Anche il fianco occidentale della struttura risulta coinvolto in pieghe minori che si caratterizzano per cerniere da aperte a chiuse e per una vergenza verso W-SW. In generale, la superficie di inviluppo dei contatti geologici osservati lungo questo fianco risulta immergere costantemente verso SW. Un sistema di faglie ad alto angolo orientate NW-SE taglia il fianco occidentale della struttura. Un piano di faglia principale appartenente a questo sistema è osservabile in corrispondenza dei piazzali all'ingresso della cava (Fig. 11 e 12).

Fig. 11 – Superficie di faglia principale in prossimità dei piazzali all'ingresso della cava inferiore (colle di Monsummano Alto).

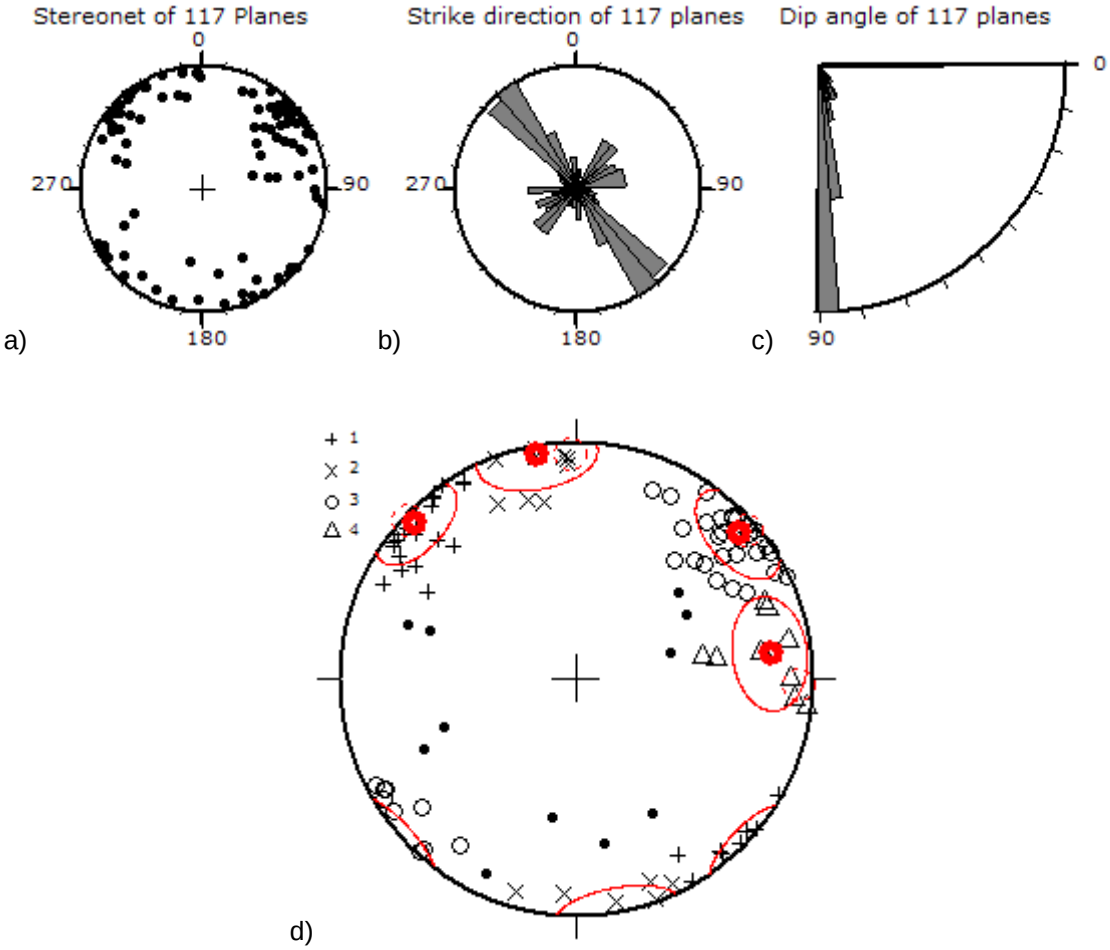
Si tratta di una superficie all'incirca sub-verticale che mostra sulla base di indicatori cinematici di vario tipo (scalini su roccia, strie di tipo ridges and grooves e fibre di crescita costituite essenzialmente da calcite) le evidenze di riattivazioni successive con la sovrapposizione di movimenti di tipo normale e/o normale obliquo (strie dirette lungo la massima pendenza e/o oblique) su movimenti di tipo trascorrente (strie sub-orizzontali). Lo spessore della zona di danneggiamento associabile a questa struttura è nell'ordine delle decine di metri ed al suo interno la deformazione risulta distribuita attraverso una serie di faglie minori, joint e fratture s.l. associate allo sviluppo della faglia stessa. In particolare, è interessante notare la presenza di numerose vene di calcite a blocchi di spessore pluricentimetrico in parte riattivate come faglie di tipo normale (Fig. 13).

Fig. 12 – Particolare della superficie di faglia principale con evidenti strie orientate lungo la massima pendenza. Sulla sinistra rocce cataclastiche sviluppate lungo il piano di scivolamento.

Fig. 13 – Zona di danneggiamento in corrispondenza del sistema di faglie principale, lungo il quale si osservano faglie secondarie, joint e vene di calcite a blocchi riattivate come faglie normali (freccia).

L'elaborazione delle misure raccolte lungo i fronti di scavo abbandonati (misure raccolte prevalentemente nel Calcare Massiccio e nei Calcari ad Angulati) mostrano anche in questo caso la presenza di 4 principali sistemi di discontinuità orientati NW-SE (K1), SW-NE (K2), E-W (K3) e N-S (K4) (Fig. 14).
Inoltre, sulla base di sistematiche osservazioni relative alle relazioni di sovrapposizione tra i diversi sistemi di discontinuità è stato possibile riconoscere come i sistemi K2, K3 e K4 interrompano la continuità del sistema K1 (Fig. 15).

DATA_SET Monsummano Alto (4 km SE Montecatini Terme)



Subset	*Nucleus*	*Aver.Orient.*	*95% Conf.Cone*	*Data*	*Discontinuità*
1	85/229	82/228	13.9	51	K_1
2	88/133	85/134	12.9	29	K_2
3	84/178	86/170	15.4	15	K_3
4	84/272	72/263	15.9	10	K_4

Fig. 14 – Totale delle misure raccolte nell'area di Monsummano Alto. Relativi stereonet dei poli dei piani di frattura (a) diagrammi a rosa della direzione (b) e dell'inclinazione (c), analisi dei cluster (d). Tabella riassuntiva dei risultati derivanti dell'analisi statistica (in basso).

Fig. 15 – Relazione di sovrapposizione tra sistemi di frattura osservati lungi i fronti della cava inferiore. Il sistema di joint orientato NW-SE è tagliato da un sistema di vene cronologicamente più recenti orientato SW-NE.

MARLIANA

Nell'area di Marliana una successione stratigrafica costituita (dal basso verso l'alto) dalle Fm. del Calcare Selcifero di Limano, Marne a Posidonomya, Calcare Selcifero della Val di Lima e Diaspri affiora al di sotto delle arenarie e argilliti del Macigno e della Scaglia della Falda Toscana.

Fig. 16 – Zona di faglia sviluppata all'interno della Fm. Scaglia (Fosso della Torbola).

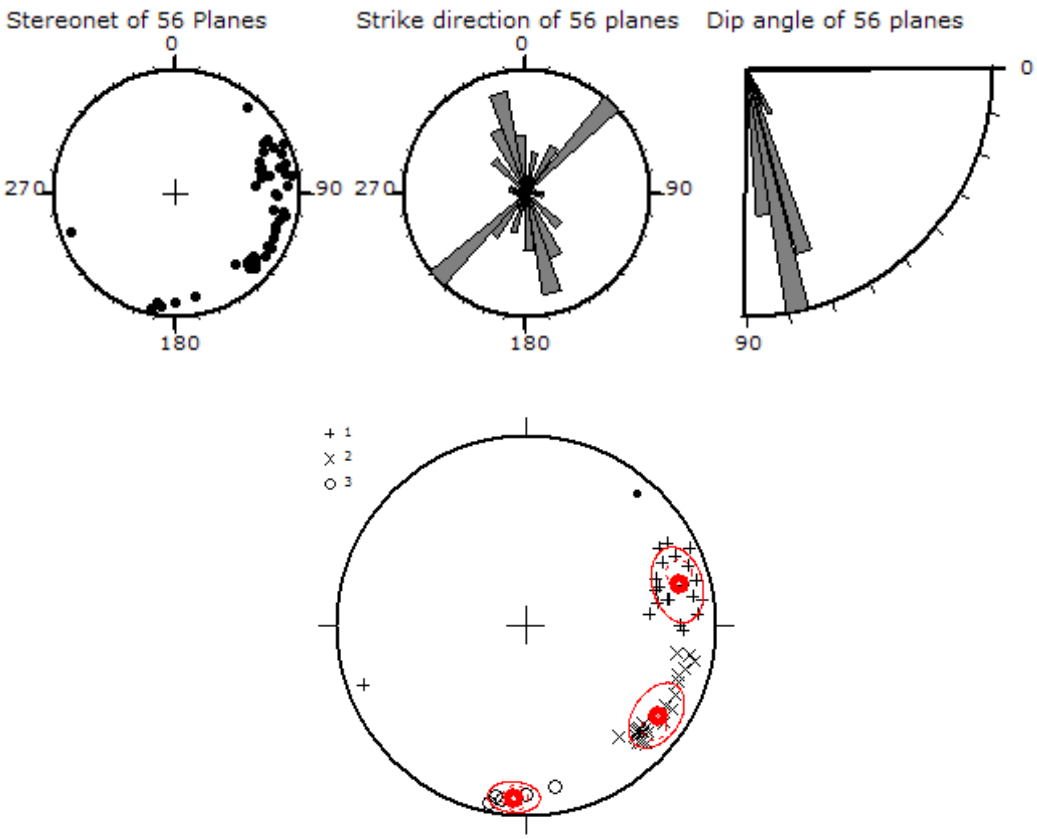
Queste formazioni risultano coinvolte in una piega antiforme di dimensioni pluriettometriche caratterizzata da una vergenza verso E e da assi orientati circa N-S. In corrispondenza del tratto orientato circa N-S del Fosso della Torbola è possibile osservare il fianco verticalizzato della struttura in esame caratterizzato dalla presenza di faglie ad alto angolo e sistemi di fratture associate orientate da SSE-NNW a N-S.

Fig. 17 – Zona di faglia sviluppata all'interno della Fm. Diaspri (Fosso del Gattone).

Fig. 18 – Network di fratture definito dai sistemi K_1 e K_2 osservabile all'interno della Fm. delle Marne a Posidonomya (Fosso del Gattone).

Superfici di faglia principale orientate SE-NW definiscono una zona di faglia localizzata in corrispondenza della parte alta del Fosso della Torbola (Fig. 16). Queste discontinuità nel complesso delimitano verso N la distribuzione in affioramento della serie carbonatica della Falda Toscana. Un sistema di faglie disposte en echelon dirette SW-NE è osservabile in corrispondenza della parte inferiore del Fosso del Gattone (Fig. 17). In base all'analisi degli indicatori cinematici presenti, sulle superfici di scivolamento appartenenti ai sistemi di faglie sopra descritti è possibile riconoscere prevalenti movimenti di tipo normale e/o normale-obliquo. Nessun marker stratigrafico è stato invece possibile utilizzare per stimarne il possibile rigetto. In base all'elaborazione delle misure raccolte lungo il Fosso del Gattone (misure raccolte prevalentemente nelle Marne a Posidonomya – Fig.18) è possibile individuare 2 principali sistemi di discontinuita (Fig. 19) orientati, rispettivamente, SW-NE (K1) e SSE-NNW (K2). Un terzo sistema (K3), statisticamente meno rappresentato, è caratterizzato da direzioni circa E-W (Fig. 19).

DATA SET MARLIANA (5 km Nord Montecatini Terme)



Subset	Nucleus	Aver.Orient.	95% Conf.Cone	Data	Discontinuità
1	75/309	73/304	12.4	26	K_1
2	74/251	73/304	13.3	23	K_2
3	80/004	80/004	8.6	5	K_3

Fig. 19 – Totale delle misure raccolte nell'area di Marliana. Relativi stereonet dei poli dei piani di frattura (a) diagrammi a rosa della direzione (b) e dell'inclinazione (c), analisi dei cluster (d). Tabella riassuntiva dei risultati derivanti dell'analisi statistica (in basso).

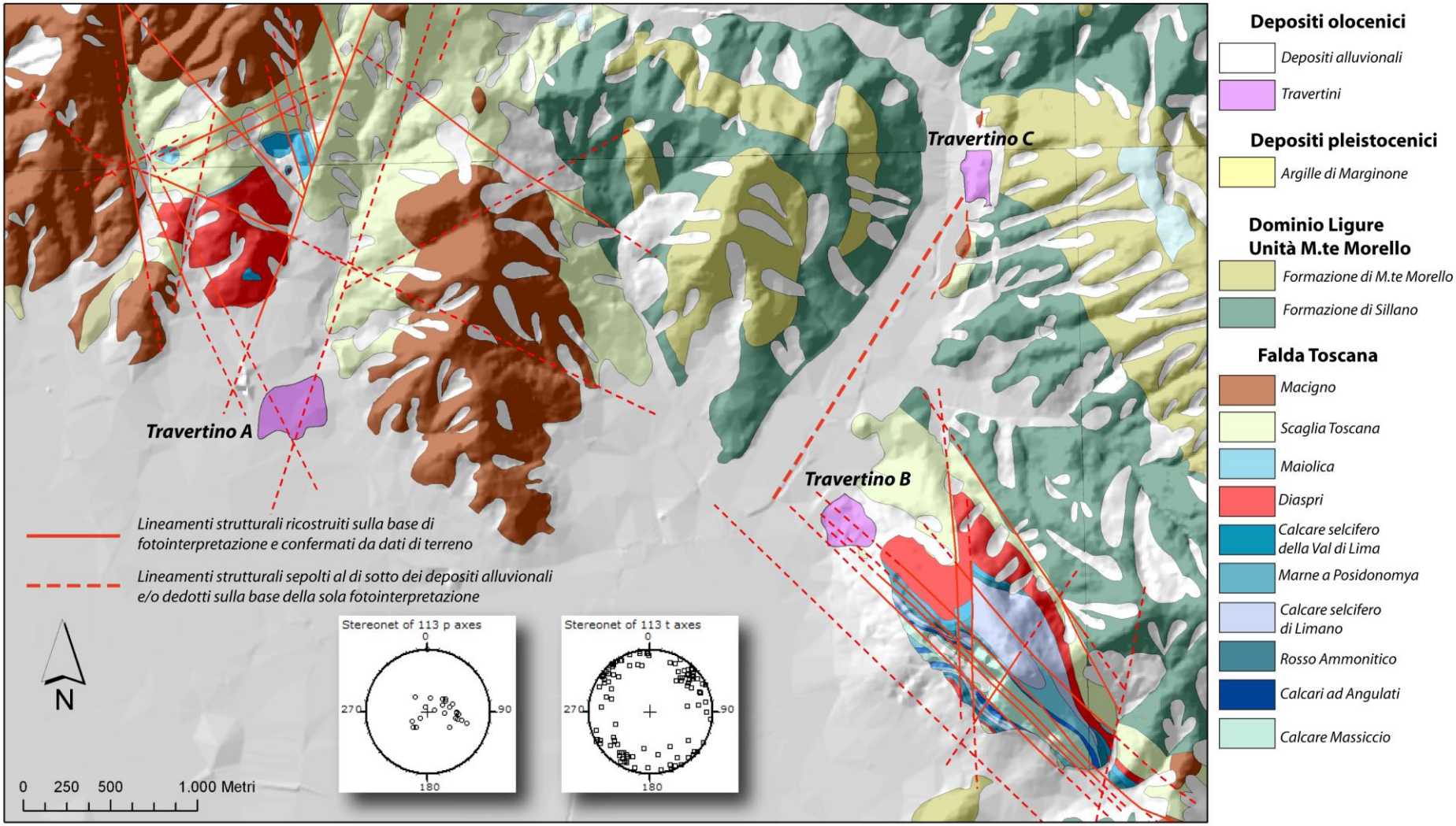


Fig. 20 – Principali lineamenti strutturali riconosciuti nell'area oggetto di studio mediante fotointerpretazione e studio di terreno. Elaborazione statistica delle direzioni di massimo raccorciamento e massima estensione

I TRAVERTINI DELLA VALDINIEVOLE

I travertini sono depositi carbonatici continentali che si formano da acque sature o sovrassature in carbonato di calcio ($CaCO_3$) e per questo motivo la loro distribuzione è strettamente collegata alla presenza di rocce carbonatiche. In relazione ai processi genetici e agli ambienti deposizionali differenti tipologie di travertino possono essere riconosciute (es: calcari concrezionari deposti in ambiente lacustre e/o fluvio-lacustre, oppure, precipitati da acque carbonatate calde in corrispondenza di sorgenti termali, o da acque carbonatate fredde in corrispondenza di sorgenti carsiche). Tuttavia nella recente letteratura scientifica con il termine travertino vengono identificati esclusivamente depositi carbonatici con fabric primario cristallino precipitati nelle immediate vicinanze di sorgenti idrotermali (Ford & Pedley, 1996; Riding, 2002). Inoltre negli ultimi anni diversi autori hanno evidenziato una stretta correlazione tra depositi di travertino e geometria dei sistemi di faglia presenti (Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzoli, 2009).

Nell'area termale di Valdinievole-Montecatini-Monsummano sono 3 i principali depositi di travertino conosciuti (Travertino A, B e C; Fig. 20). Si tratta di depositi in parte rimaneggiati e caratterizzati da un'estensione relativamente limitata (inferiore a 0,15 km^2). Essi si trovano in corrispondenza del centro abitato di Montecatini Terme (loc. la Fortuna, Travertino A) e lungo il versante in sinistra idrografica del Fiume Nievole (loc. Pieve a Nievole, Travertino B e loc. Ponte di Serravalle, Travertino C; Fig. 21). Analizzando la distribuzione spaziale di questi depositi in relazione alla localizzazione delle principali faglie individuate è possibile osservare come i travertini siano associati a zone verosimilmente caratterizzate da un'intensa fratturazione (es: zone di terminazione laterale di faglie e/o zone di incrocio tra differenti sistemi di faglie).

Fig. 21 – Affioramento di travertino in Valdinievole (travertino C nel testo).

Questo è particolarmente evidente per i depositi di travertino di Montecatini Terme (Travertino A) che si estendono al di sopra di un'area caratterizzata dall'intersezione di sistemi di faglie diretti SE-NW e SSW-NNE. Analogamente, i travertini della Valdinievole (Travertini B e C) possono essere interpretati come

depositi formatisi nelle immediate vicinanze di sorgenti termali localizzate in corrispondenza di zone di terminazione laterale e/o di incrocio tra differenti sistemi di faglie (Fig. 20).

DISCUSSIONE ED INTERPRETAZIONE DATI

Diversi sistemi di discontinuità ad alto angolo caratterizzano il nucleo carbonatico del Colle delle Panteraie (Fig. 5). Sebbene non sia stato possibile osservare direttamente le caratteristiche strutturali di tali superfici di discontinuità, la giustapposizione attraverso di esse di rocce appartenenti a formazioni e/o unità tettoniche differenti indica chiaramente che queste discontinuità rappresentano delle faglie principali. Tali sistemi di faglia, per i quali è possibile ipotizzare prevalenti movimenti di tipo normale e/o trascorrente, sono orientati secondo 3 principali direzioni, rispettivamente, NNW-SSE, NNE-SSW e SW-NE. In particolare, due superfici di faglia orientate NNW-SSE e NNE-SSW, ubicate in corrispondenza, rispettivamente, del Fosso Grande, a W, e del Fosso della Moto, ad E, sembrano interrompere la continuità delle altre discontinuità individuate, delimitando di fatto lateralmente la distribuzione in affioramento della serie carbonatica della Falda Toscana (Fig. 20). Inoltre, sul prolungamento verso S delle due strutture in esame si osservano le principali manifestazioni idrotermali di Montecatini Terme. Infine ai sistemi di discontinuità a basso angolo potrebbe essere dovuto l'assetto incompleto della successione stratigrafia affiorante nell'area investigata.

Analogamente, la serie carbonatica della Falda Toscana affiorante nell'area di Monsummano è interessata da due principali sistemi di discontinuità orientati, rispettivamente, NW-SE e circa N-S (Fig. 20). In questo caso i dati strutturali raccolti in corrispondenza delle principali superfici di scivolamento osservate hanno permesso di riconoscere un'evoluzione polifasica della deformazione fragile, con faglie caratterizzate dalla sovrapposizione di movimenti di tipo normale e/o normale-obliquo su movimenti di tipo trascorrente. In particolare, al sistema di faglie orientato NW-SE sono da collegare le sorgenti termali di Grotta Giusti e di Grotta Parlanti (Fig. 20).

Infine, il nucleo carbonatico di Marliana mostra un assetto geologico-strutturale confrontabile con quelli descritti nella zona di Montecatini Terme e Monsummano Alto. In particolare, in corrispondenza della zona di confluenza tra il Fosso della Torbola ed il Fiume Nievole l'interazione tra le superfici di contatto tra serie carbonatica, Scaglia e Macigno, verticalizzate lungo il fianco orientale della piega principale, ed i sistemi di faglie ad alto angolo definiscono una zona principale di discontinuità orientata circa N-S che può assumere particolare importanza ai fini della definizione del modello idrogeologico a scala regionale.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I risultati relativi alle indagini geologico-strutturali effettuate nell'area termale di Valdinievole – Montecatini - Monsummano Terme permettono di evidenziare come le serie carbonatiche della Falda Toscana affioranti a N (Colle delle Panteraie e Marliana) e a SE di Montecatini Terme (Monsummano Alto) siano strutturate a nucleo di pieghe antiformi più o meno pronunciate vergenti verso E, con fianchi orientali localmente rovesciati. Questi nuclei carbonatici sono interessati da sistemi di faglie normali e trascorrenti diretti prevalentemente circa NW-SE e SW-NE che di fatto delimitano la loro distribuzione in affioramento. Sulla base delle caratteristiche cinematiche dei sistemi di faglia riconosciuti è possibile individuare una principale direzione di massimo raccorciamento verticale associata ad una direzione di massima estensione orientata da SW-NE a NW-SE (Fig. 20).

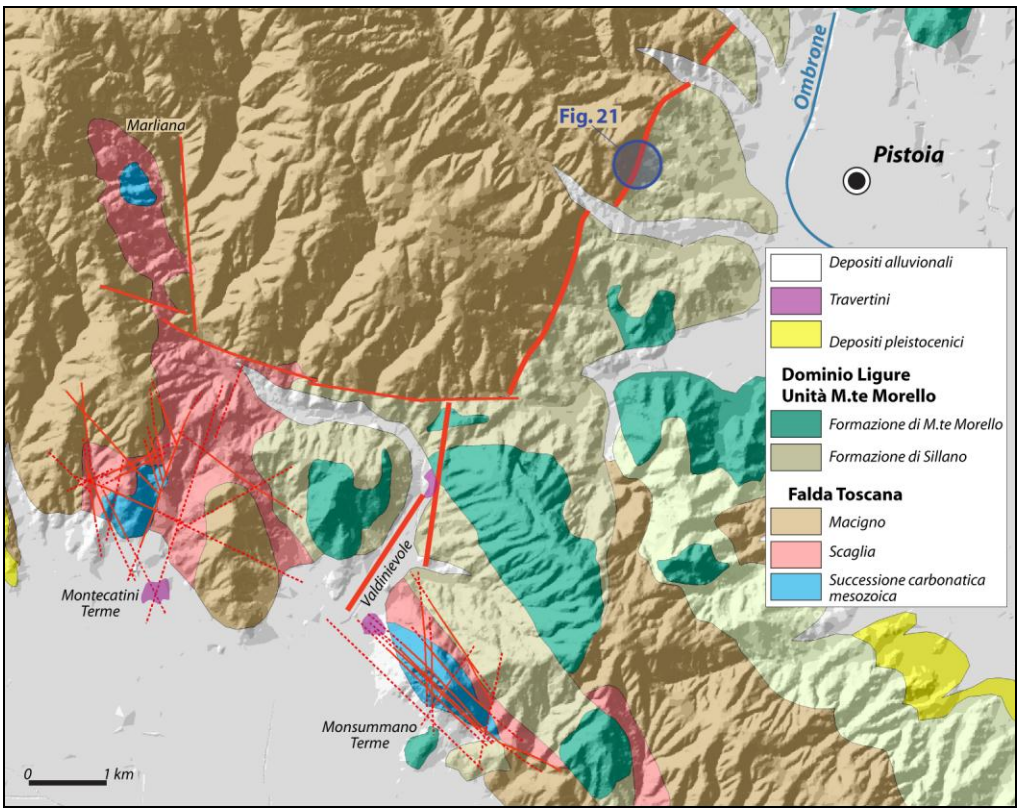


Fig. 22 – Sistemi di faglie della Valdinievole e loro prolungamento verso NE.

L'alto strutturale del Colle delle Panteraie è dovuto alla presenza di due sistemi principali di faglie orientati NNW-SSE e NNE-SSW che si intersecano al di sotto dei depositi alluvionali e fluviali in corrispondenza dell'area di Montecatini Terme.

Il versante occidentale del colle di Monsummano Alto può essere interpretato come l'espressione morfologica di una zona di faglia principale diretta NW-SE che potrebbe trovare il suo prolungamento verso S nella faglia che delimita il fianco occidentale della dorsale del Monte Albano, evidenziata dall'analisi delle anomalie gravimetriche (Cantini et al., 2001).

Nell'area oggetto di studio le forti eterogeneità spaziali legate ai rapporti geometrici tra i due sistemi di faglie potrebbero quindi rappresentare dei corridoi preferenziali per la risalita di fluidi circolanti nel sottosuolo, localizzandoli in settori relativamente ristretti. Questa ipotesi sembra essere avvalorata dalla correlazione spaziale riscontrata tra le principali discontinuità strutturali individuate e la distribuzione dei depositi di travertino e delle principali emergenze idrotermali.

I nuclei carbonatici del Colle delle Panteraie e di Monsummano Alto, assieme a quello affiorante poco più a N nei dintorni di Marliana, definiscono un allineamento di unità carbonatiche mesozoiche che risulta in parte disassato in corrispondenza della Valdinievole (Fig. 22).

Il dislocamento dei diversi nuclei carbonatici sembra suggerire la presenza di una discontinuità principale con orientazione antiappenninica localizzata in corrispondenza della Valdinievole. Questa ipotesi è avvalorata dal ritrovare, in prossimità del Travertino di Ponte di Serravalle (Travertino C in Fig.20), elementi di Macigno e Scaglia della Falda Toscana giustapposti a termini della successione ligure (F.ne di Sillano) lungo faglie ad alto angolo. Analoghi rapporti tra le due unità si osservano più a NE, lungo i rilievi ad occidente della piana dell'Ombrone (Fig. 22), dove, anche in questo caso, Macigno e F.ne di Sillano sono in contatto mediante superfici ad alto angolo (Fig. 23).

Fig. 23 – Contatto ad alto angolo tra il Macigno della Falda Toscana e la Formazione di Sillano dell'Unità M. Morello. La localizzazione dell'affioramento è mostrata in Fig. 22.

Queste osservazioni sembrano quindi in accordo con l'ipotesi della presenza di un sistema di faglie importante, appartenente al sistema ad orientazione SW-NE individuato mediante l'analisi strutturale alla mesoscala, che si sviluppa dalla bassa Valdinievole ai margini occidentali della piana dell'Ombrone.

INDAGINE GRAVIMETRICA E MODELLI GEOLOGICI INTERPETRATIVI

PREMESSA

La prospezione gravimetrica si basa sul presupposto che la distribuzione laterale della densità nel sottosuolo non sia omogenea e che i singoli effetti legati alle disomogeneità possano essere identificati e separati a partire dal campo sperimentalmente misurato in superficie. Inoltre, la modellazione dei campi di potenziale gravitazionale consente di determinare i parametri delle sorgenti, quali profondità, dimensioni, forma e densità, e di calcolarne l'effetto gravitazionale, così prodotto, sulla superficie terrestre.

L'interpretazione geologica delle mappe e modelli realizzati sulla base dei dati acquisiti con questa tipologia di indagine può quindi consentire di ottenere informazioni circa la geometria e lo spessore delle unità geologiche presenti e più in generale di giungere ad una migliore definizione dell'assetto geologico-strutturale dell'area investigata.

Il rilievo gravimetrico è stato eseguito dal Centro di Ricerche Sismologiche (CRS) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale-OGS curatore inoltre dell'elaborazione dei dati acquisiti e dell'analisi delle anomalie misurate. Una serie di profili gravimetrici selezionati sono stati successivamente modellati dal CRS in collaborazione con il personale dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG-CNR) di Pisa.

OPERAZIONI DI CAMPAGNA

Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area di circa 25 km^2 nella zona di Montecatini Terme e Monsummano Terme. Le operazioni di campagna sono state effettuate nei mesi di novembre/dicembre 2010, utilizzando un gravimetro LaCoste-Romberg mod. D munito di feedback ideato dalla ZLS (Zero Lenght Spring) di Austin (Texas, Usa). Preliminarmente alle attività di acquisizione dei dati gravimetrici è stata svolta una campagna di taratura del gravimetro con lo scopo di verificare l'attendibilità del fattore di scala impiegato e la sua stabilità nel range globale di misura. Inoltre è stata istituita una "Rete di I° Ordine" (Fig. 24) costituita da 3 stazioni. Per la definizione del "datum" gravimetrico è stato utilizzato un punto eccentrico della stazione gravimetrica assoluta di Palazzo al Piano (Si). I valori di gravità, così ottenuti, hanno rappresentato i valori di riferimento per la successiva acquisizione nelle reti gravimetriche di dettaglio.

A partire dalle stazioni gravimetriche della "Rete del I° Ordine" sono stati organizzati dei circuiti chiusi per l'acquisizione dati nelle stazioni gravimetriche di dettaglio. In totale sono stati istituiti 28 circuiti gravimetrici per un totale di 194 stazioni gravimetriche (Fig. 25).

L' acquisizione dei dati gravimetrici è avvenuta secondo una serie di circuiti chiusi.

Nel corso di ogni lettura sono stati annotati, nei fogli di campagna, i seguenti parametri:

- BSN: sigla della stazione;
- DIAL READING: valore di lettura, *costante*, della stazione;
- GMT: ora, riferita a Greenwich, dell'osservazione gravimetrica;
- FDB_COR: "feedback force" applicata per rendere orizzontale l'equipaggio mobile del LCR;
- ET_COR: valore della correzione lunisolare;
- GVAL: valore di gravità, espresso in mGal, risultante dall'espressione: DIAL READING*k + FDB_COR*k + ET_COR (k è la costante di scala del gravimetro);

- Δg: differenza di gravità fra due stazioni gravimetriche consecutive.

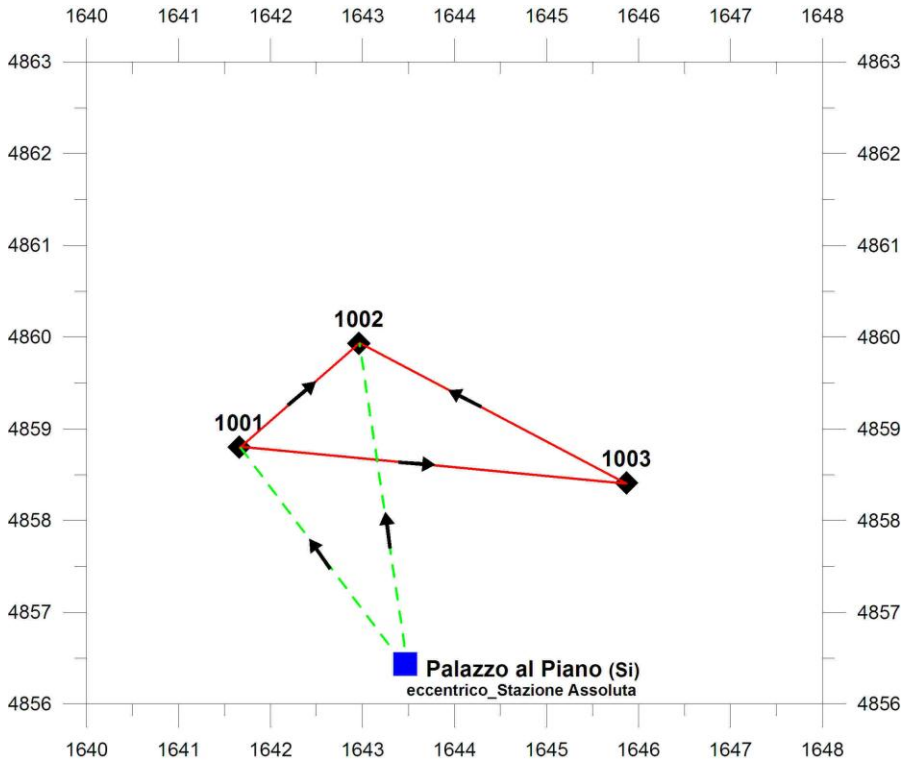


Fig. 24 – Schema Rete I° Ordine

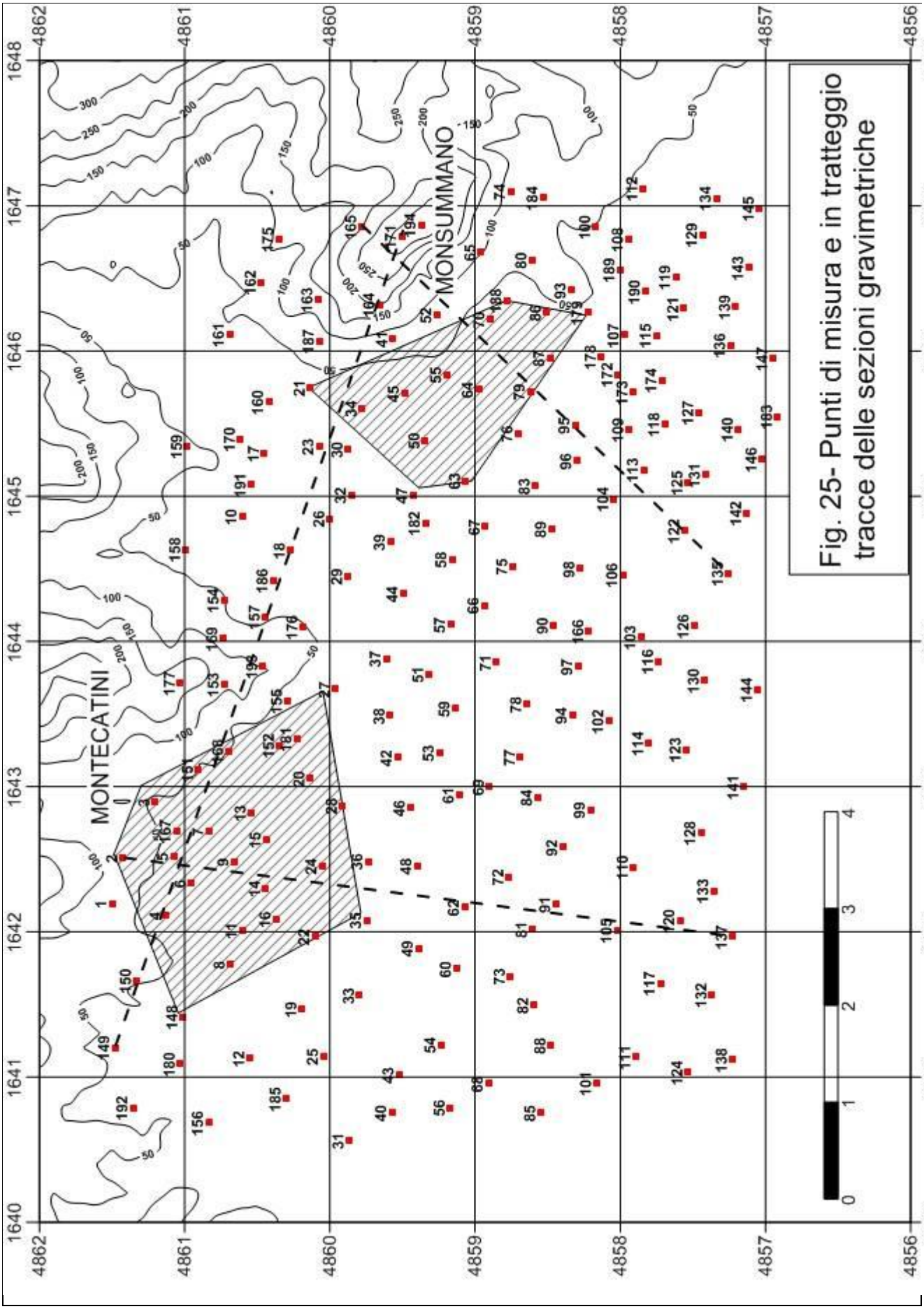
Ai parametri sopra riportati è stata inoltre aggiunta la stima della correzione topografica per un intorno di 10 m.

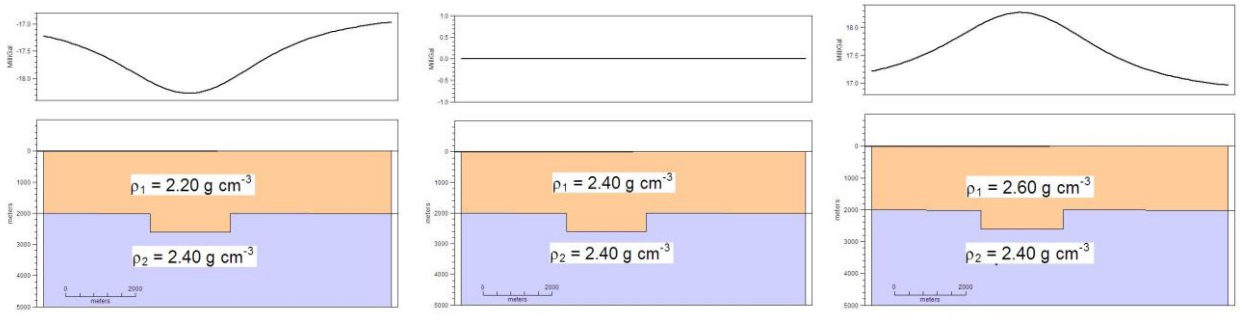
ANOMALIA DI BOUGUER

L'anomalia di gravità o di Bouguer al punto di misura (g_{geol}) è definita come la differenza tra la gravità osservata (g_{oss}) e la gravità teorica (g_{teor}) del punto di misura calcolata su un modello "teorico" di Terra ed opportunamente corretta (CF= correzione di Faye, CB = correzione di Bouguer, CT= correzione topografica):

$$g_{geol} = g_{oss} - (g_{teor} + CF - CB + CT)$$

Il segno dell'anomalia di Bouguer è legato al segno del contrasto laterale di densità ($\Delta\rho$): con riferimento alla Figura 26, l'anomalia di Bouguer è negativa per $\rho_1 < \rho_2$, (a); nulla per $\rho_1 = \rho_2$, (b); positiva per $\rho_1 > \rho_2$, (c).


MONTECATINI
MONSUMMANO
Fig. 25- Punti di misura e in tratteggio tracce delle sezioni gravimetriche



(a) *(b)* *(c)*

Fig. 26 – Anomalia di Bouguer in funzione del contrasto di densità ($\Delta\rho=\rho_1-\rho_2$)

Per ogni stazione sono stati quindi calcolati i valori di gravità teorica, in accordo con GRS80 (Geodetic Reference System 1980), della correzione di Faye, considerando la formula del GRS80, della correzione di Bouguer, utilizzando la formula che contempla anche la curvatura della Terra (termine di Bullard) e della correzione topografica, calcolata fino a 20 km, adottando una densità di 2.40 g cm^{-3}, ricavata applicando ai dati sperimentali il metodo di Jung.

Considerando gli errori di misura gravimetrici e altimetrici e la loro influenza sulle riduzioni di Faye e Bouguer, l'errore da attribuire alle anomalie è risultato essere uguale a ±0.032 mGal, pertanto anomalie di Bouguer con un'ampiezza di ±0.096 mGal presentano una significatività del 99.7%.

MAPPA DELLE ANOMALIE DI BOUGUER

La mappa delle anomalie di Bouguer (Fig.27) è stata ottenuta interpolando i dati con il metodo del kriging con un passo pari a 0.100 km, tramite il software commerciale Surfer Version 9.11.947.

Nella mappa vengono indicati, con lettere, i più importanti caratteri presenti. In essa si osserva un marcato e uniforme trend positivo SW-NE (**A**), con valori dell'anomalia compresi nell'intervallo -4.000 e +4.000 mGal, che interessa la zona a Sud della direttrice definita dai punti X=1641.000 / Y=4859.500, X=1644.500 / Y=4859.500 e X=1647.000 / Y=4857.000.

Nell' area a Nord di questa direttrice si nota che gli allineamenti delle anomalie assumono direzioni SE-NW, nella parte orientale della mappa, e E-W nella parte centro-occidentale della mappa. In questo settore si manifestano 3 zone con massimi, compresi nell'intervallo +6.500 e +8.800 mGal, che sono localizzabili nelle aree centrate sulle coordinate approssimative X=1641.500 / Y=4861.300 (**B**), X=1643.300 / Y=4860.800 (**C**), in corrispondenza dell'alto topografico che poi prosegue in direzione di Montecatini Alto, e X=1646.800 / Y=4859.500 (**D**), che corrisponde all'alto topografico di Monsummano Alto. Questi massimi sono separati da zone di minimi relativi che si dispongono secondo direzioni N-S, X=1642.500 / Y=4861.000 (**E**), localizzabile a N di Montecatini Terme, e NNE-SSW, X=1645.200 / Y=4860.600 (**F**), che, localizzabile con la Valdinievole, risulta essere molto più accentuato ed elongato del primo.

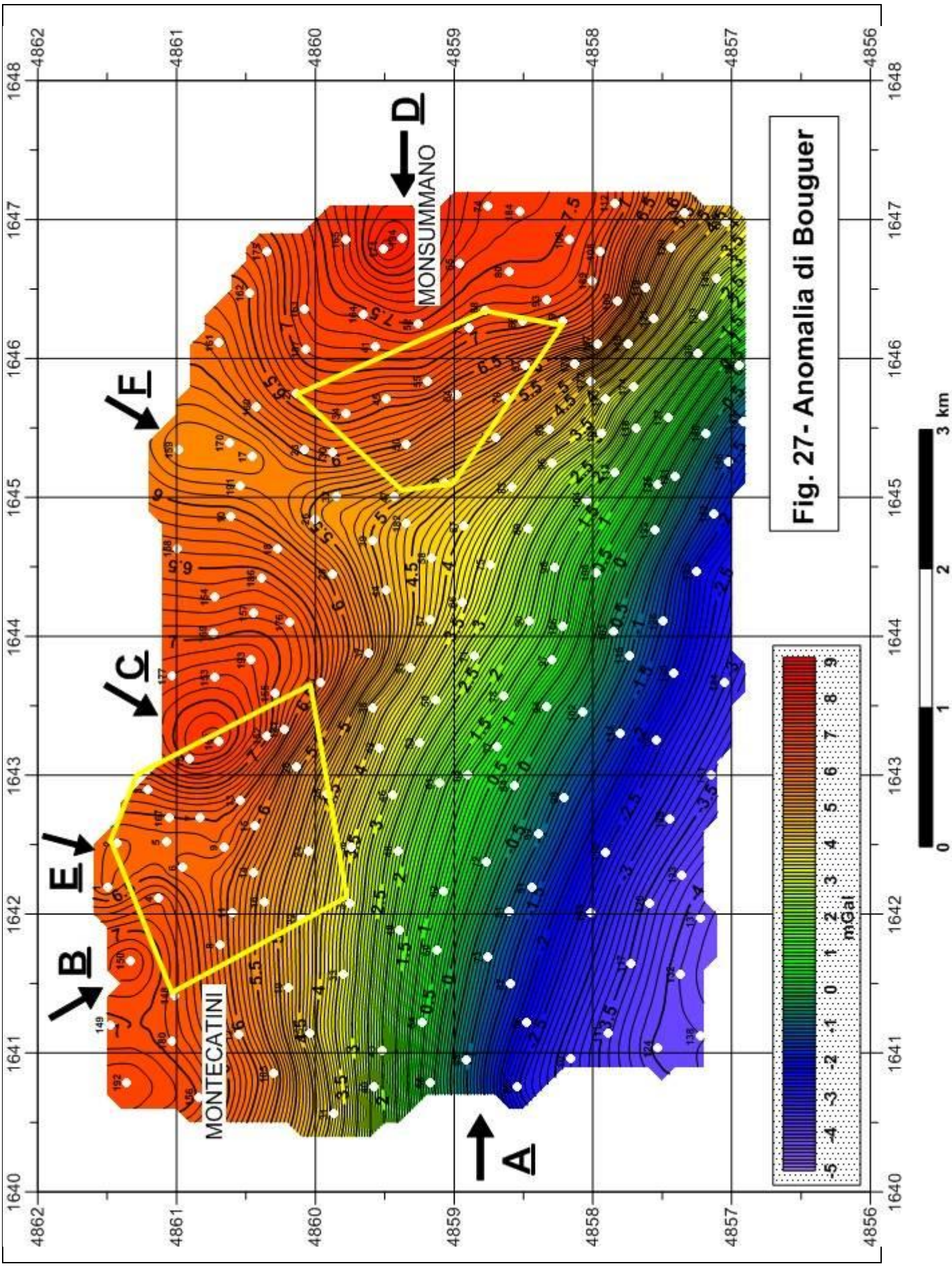


Fig. 27- Anomalia di Bouguer

SEPARAZIONE DELLE ANOMALIE E FILTRAGGI

La mappa delle anomalie di Bouguer è il risultato della sovrapposizione di anomalie di diversa origine ed entità. Una qualsiasi sorgente (potenziale) contribuirà al campo potenziale, per cui, una distribuzione complessa di sorgenti all'interno della Terra, darà luogo ad un campo (potenziale) che, per scopi interpretativi, deve essere decomposto nelle sue componenti *regionale* e *locale*.

Al fine di separare le anomalie e per esaltare il contributo di sorgenti poste a differenti profondità sono stati applicati diversi metodi:

- residuazione polinomiale
- filtraggi passa-basso e passa-alto
- gradiente orizzontale

Di seguito sono riportati e commentati i risultati ritenuti più significativi di tali elaborazioni.

RESIDUAZIONE POLINOMIALE

Matematicamente, le anomalie residue possono essere definite dall'espressione:

$$R = G - z$$

dove R è il campo *residuo*, G è il campo osservato e z è il campo *regionale.*

Per la separazione delle due componenti si procede ad un'approssimazione polinomiale del campo regionale z. I dati dell'anomalia di Bouguer, G, vengono utilizzati per calcolare, mediante il metodo dei minimi quadrati in modo che $\sum R^2$ = minimo, la superficie matematica che genera il miglior "fit" con i dati sperimentali (Agocs, 1951). Questa superficie è considerata il campo *regionale* ed il *residuo* è la differenza tra l'anomalia di Bouguer e il campo regionale così calcolato. Aumentando l'ordine del polinomio, diminuisce la lunghezza d'onda che definisce il campo regionale e quindi si considerano effetti sempre più superficiali e di minore ampiezza, Figura 28.

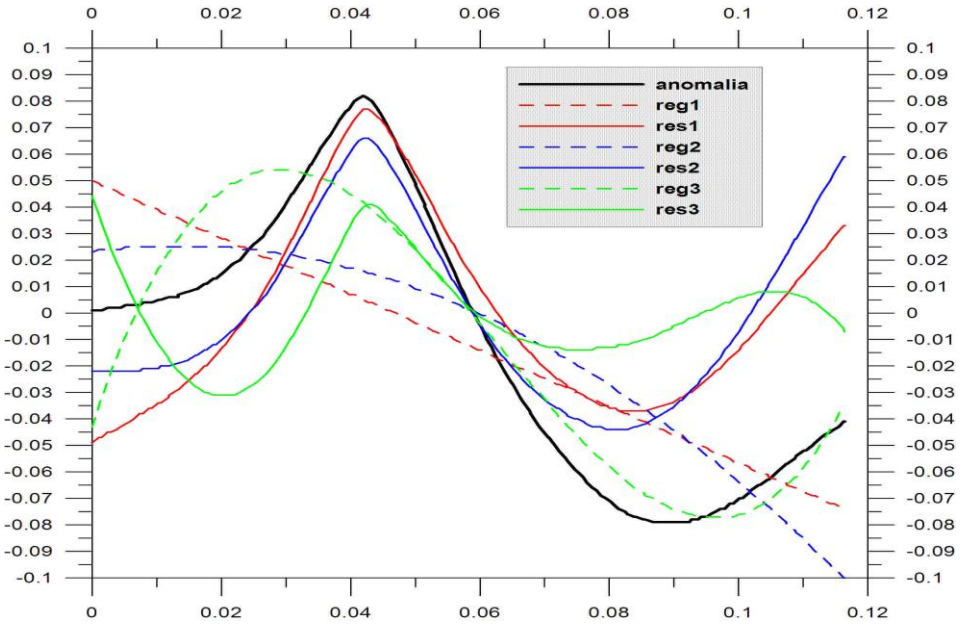


Fig. 28 – Relazione fra anomalia, campo regionale e residui di ordine crescente

Per evidenziare sia le sorgenti più superficiali che quelle più profonde, a partire dalla mappa delle anomalie di Bouguer, il campo regionale z è stato approssimato mediante un polinomio del I° definito dall'equazione:

$$z = Ax + By + C = 0.8344444993x+1.7492583099y-9868.4309592546 \text{ (x,y =coordinate)}$$

ed è rappresentato (Fig. 29) da un piano inclinato che presenta un gradiente SSW–NNE di circa 1.950 mGal km^{-1}.

La mappa delle anomalie residue così ricavata (Fig. 30), in cui con le medesime lettere della (Fig. 27) sono indicate le zone di maggiore interesse e che riporta le tracce delle sezioni modellate in 2D, mostra ancora gli stessi caratteri generali e gli stessi trend descritti nella mappa delle anomalie di Bouguer, anche se risultano maggiormente evidenziate le 3 zone di massimi relativi. La più orientale (**D'**), centrata approssimativamente sulle coordinate X=1646.500 / Y=4858.000, presenta un'elongazione SE-NW e un massimo di circa 3.600 mGal. Quella centrale (**C**), localizzabile alle coordinate X=1643.200 / Y=4860.700, presenta la medesima elongazione, SE-NW, della precedente e un massimo di circa 2.300 mGal. Infine, quella occidentale (**B'**), localizzabile alle coordinate X=1641.000 / Y=4859.800, presenta un'elongazione, E-W, un massimo di circa 3.800 mGal e rispetto alla mappa delle anomalie di Bouguer, risulta spostata più a W. Queste 3 zone di massimo sono separate da 2 zone di minimo: una particolarmente accentuata (**F**), andamento SSW-NNE, definita dalla direttrice X=1644.500 / Y=4859.000 e X=1645.500 / Y=4861.000, che separa i massimi orientali e centrale, e un'altra (**E**), con andamento N-S, che separa i massimi occidentali e centrali. È inoltre sempre presente l'area fortemente negativa, con un minimo di -2.500 mGal, a Sud della direttrice (**A**), già identificata nella mappa delle anomalie di Bouguer, definita dai punti X=1641.000 / Y=4859.500, X=1644.500 / Y=4859.500 e X=1647.000 / Y=4857.000.

FILTRAGGIO PASSA-BASSO

Sono stati effettuati dei filtraggi passa-basso dell'anomalia di Bouguer ponendo come limite inferiore le lunghezze d'onda $\lambda =$ 1.000 km, $\lambda = 2.000$ km e $\lambda = 3.000$ km, in questo modo sono state prodotte mappe per rappresentare sorgenti il cui effetto, dipendente da profondità ed estensione presenta una lunghezza d'onda maggiore di 1.000, 2.000 e 3.000 km.

La mappa con l'anomalia filtrata con $\lambda <$ 1.000 km (Fig. 31) è, qualitativamente, identica alla mappa delle anomalie di Bouguer, quindi valgono le considerazioni relative a quest'ultima. Avendo eliminato le lunghezze d'onda che possono rappresentare un 'rumore' gravimetrico ad alta frequenza, le isoanomale evidenziano un carattere più addolcito.

La mappa con l'anomalia filtrata con $\lambda <$ 2.000 km (Fig. 32) denota i consueti caratteri generali della mappa delle anomalie di Bouguer (**A.1**), anche se il massimo occidentale (**B**) e il minimo (**E**) posto immediatamente ad Est di esso scompaiono.

La mappa con l'anomalia filtrata con $\lambda <$ 3.000 km (Fig. 33) evidenzia il solito quadro dominante cioè il trend regionale (**A**) SW-NE, il massimo orientale (**D**), anche se risulta spostato leggermente più a Nord, X=1646.500 / Y=4859.000, il minimo (**F**), con andamento SSW-NNE, definito dalla direttrice X=1644.500 / Y=4859.000 e X=1645.500 / Y=4861.000; mentre il massimo centrale (**C**) tende a fondersi con l'andamento regionale E-W.

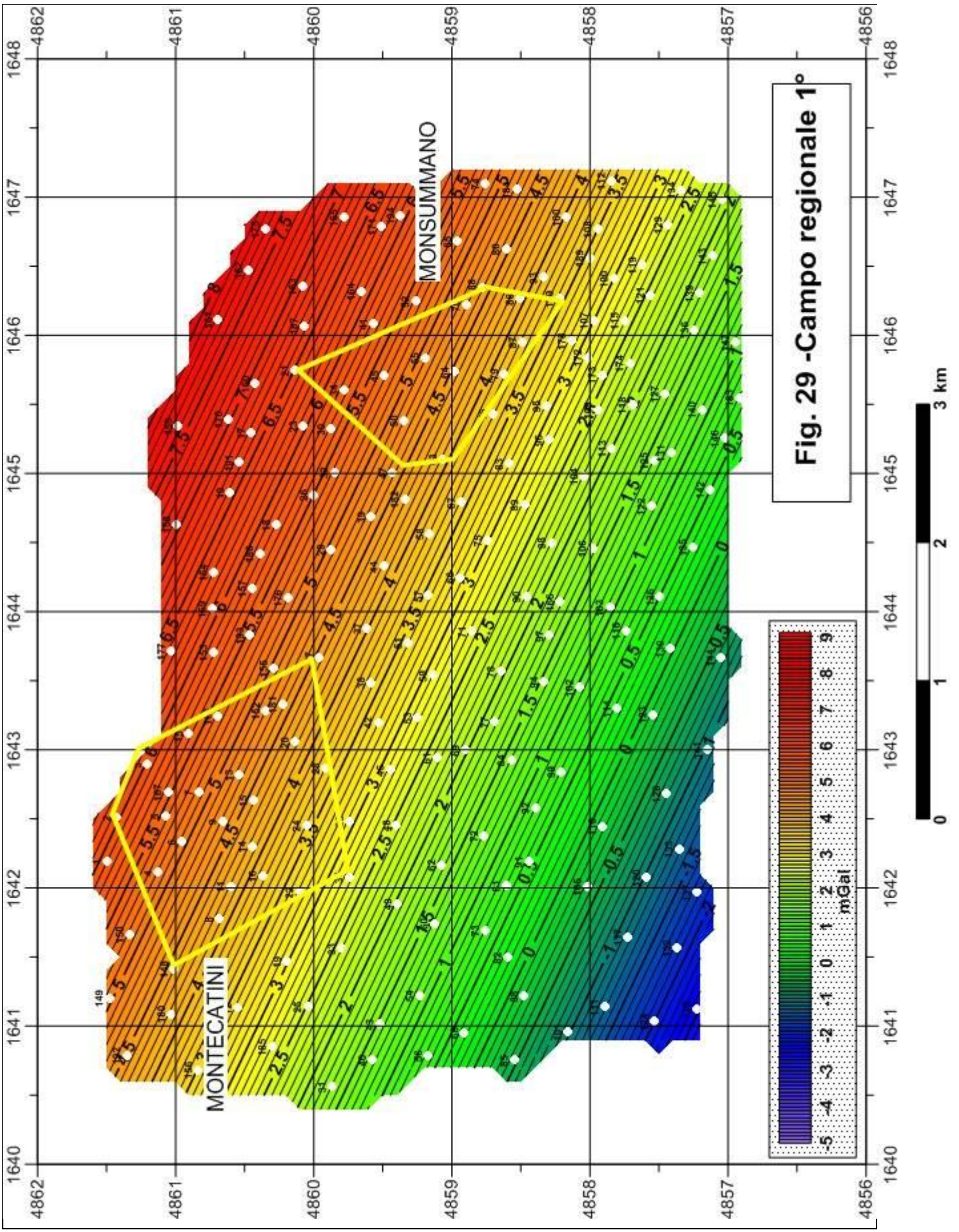


Fig. 29 -Campo regionale 1°

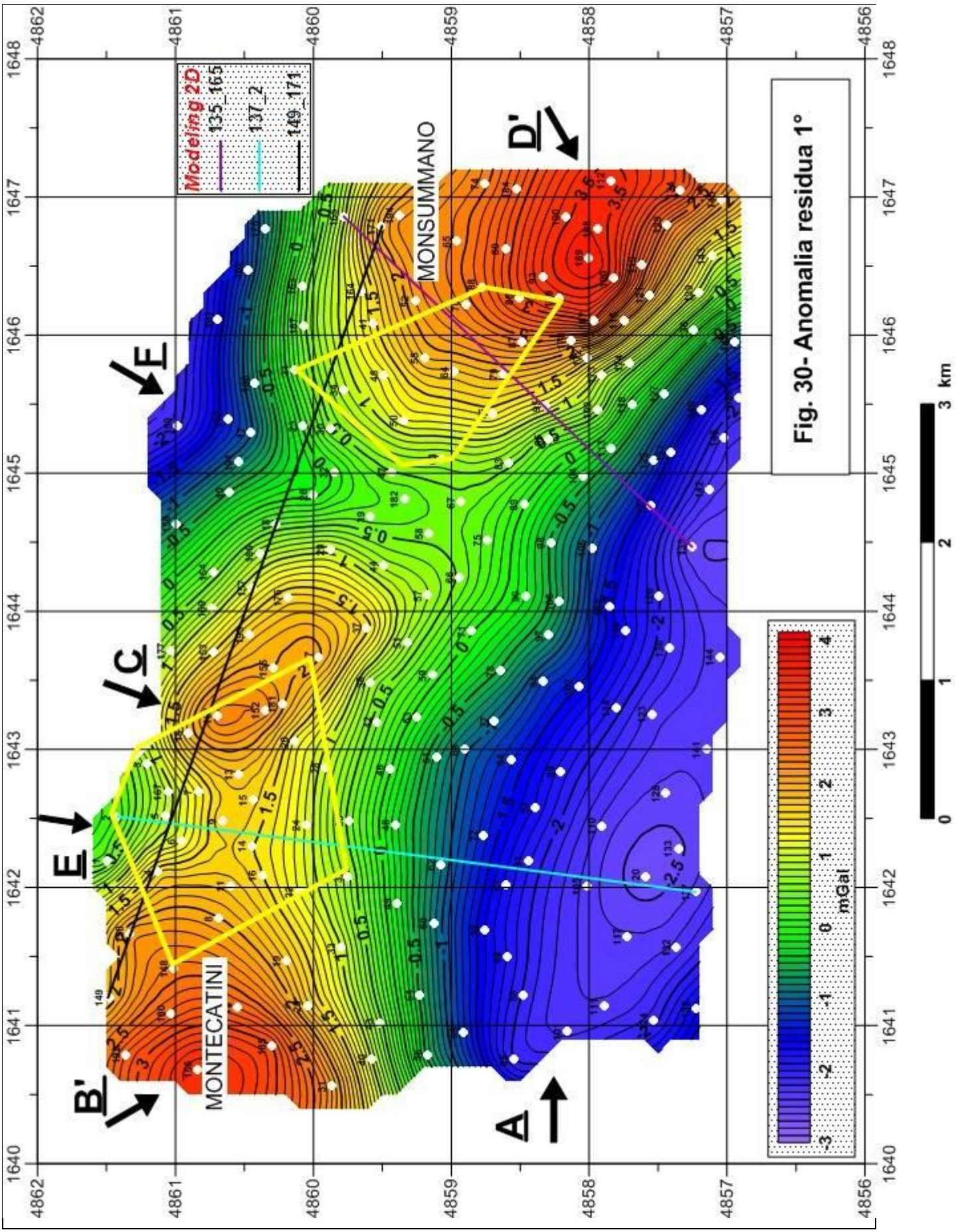


Fig. 30- Anomalia residua 1°

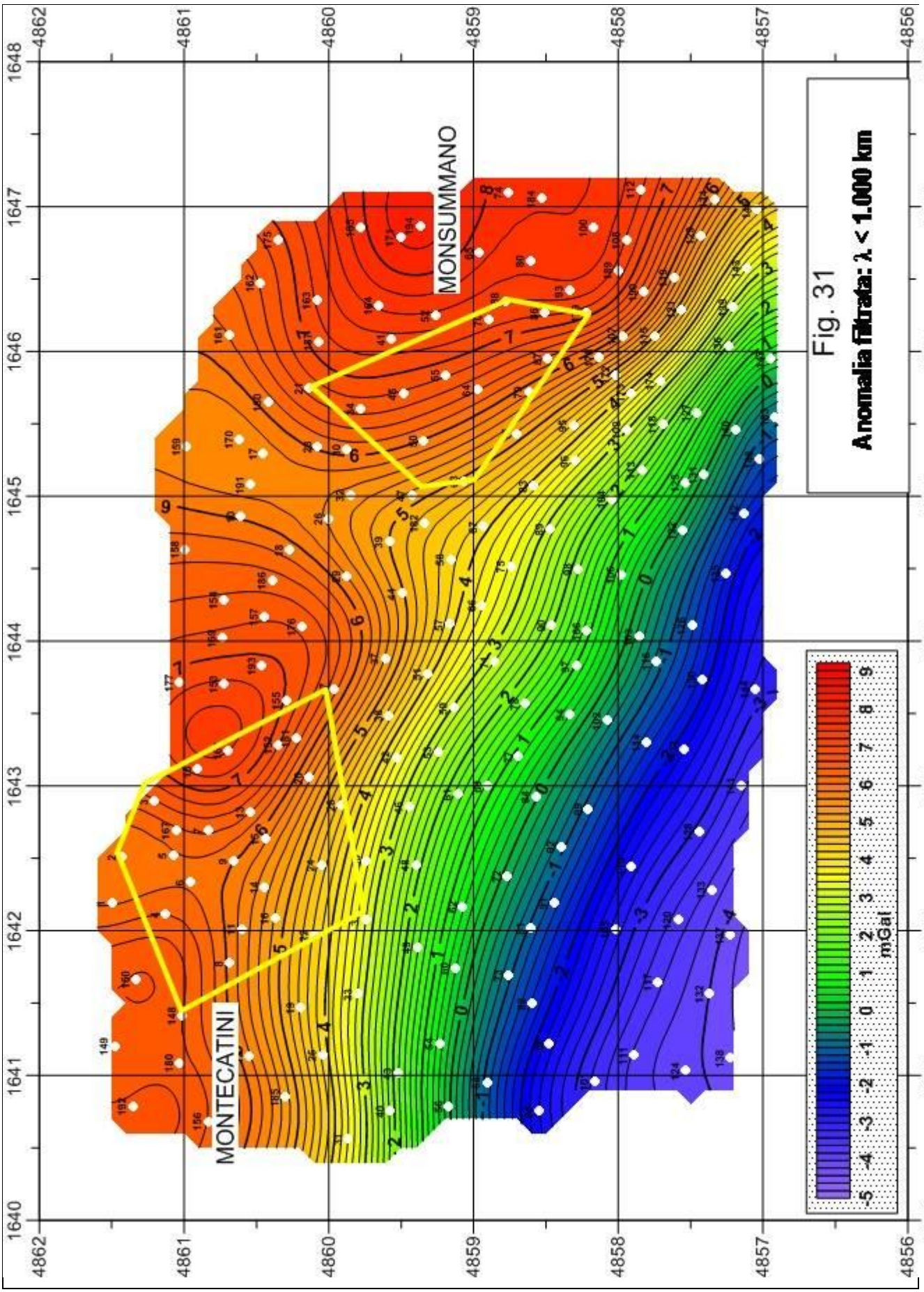
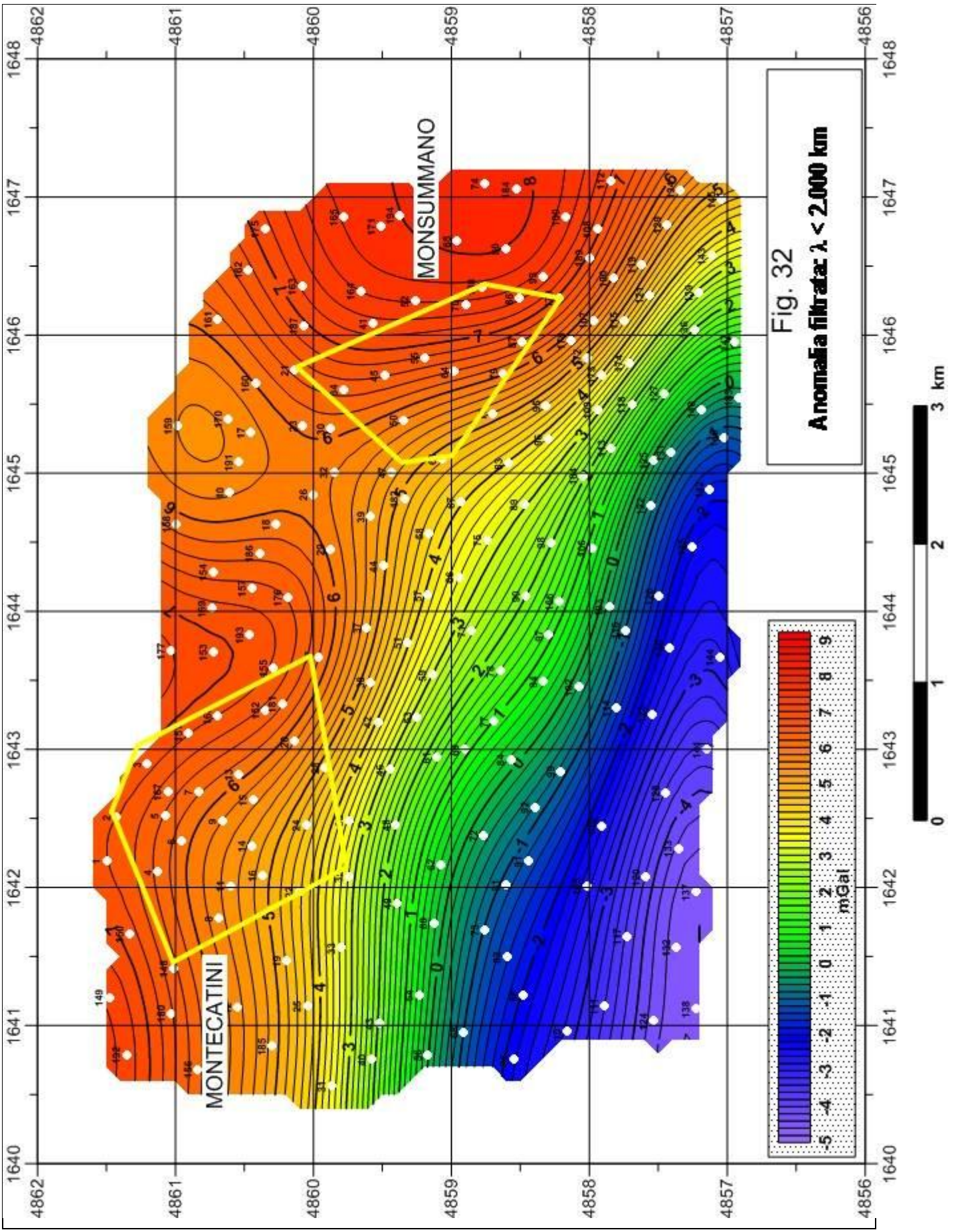
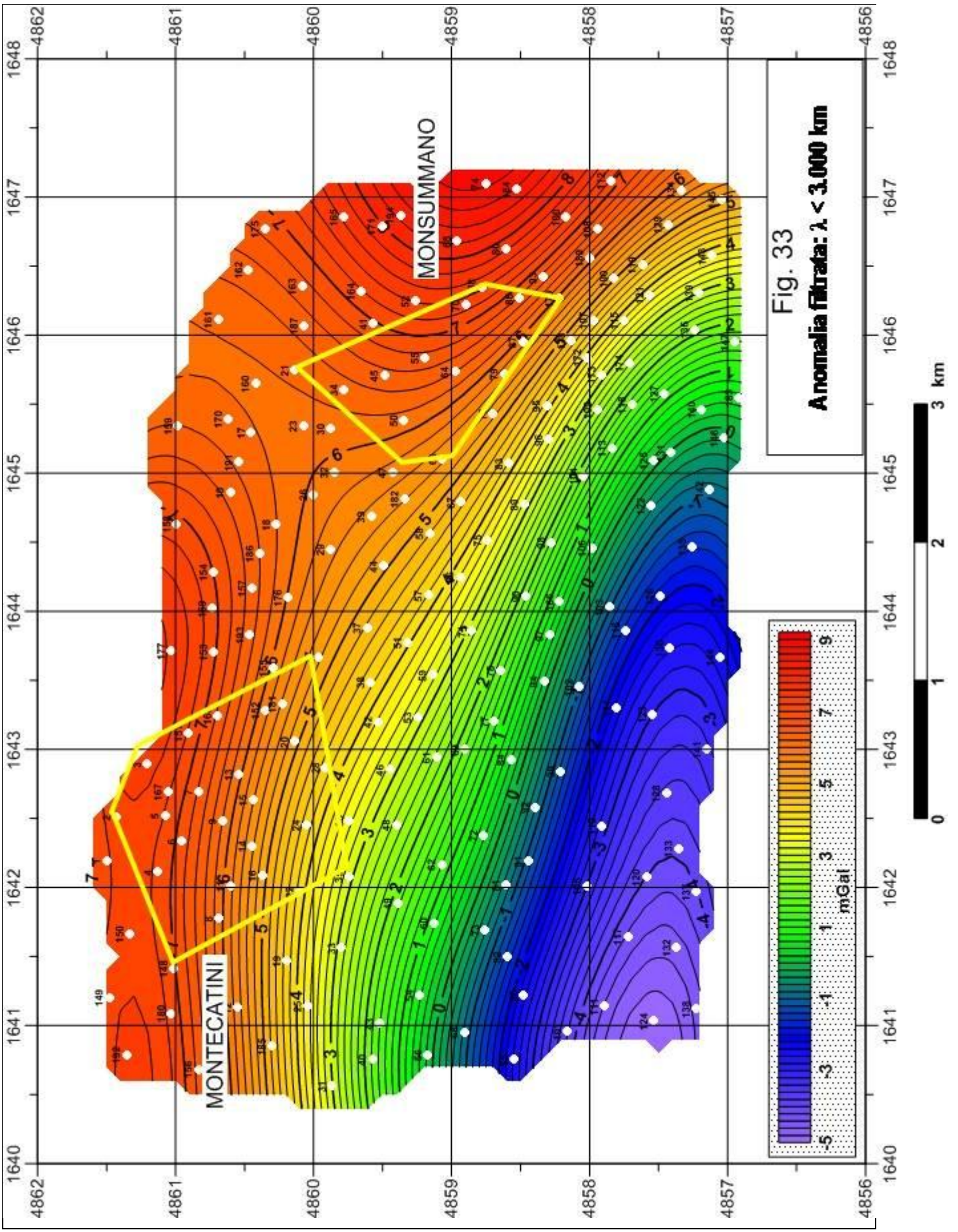

MONSUMMANO
MONTECATINI
Anomalia filtrata: λ < 1.000 km
mGal
0
1
2
3 km

Fig. 31


MONSUMMANO
MONTECATINI
Fig. 32
Anomalia filtrata: λ < 2.000 km
mGal
-5 -4 -3 -2 -1 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9
0 1 2 3 km
4862 4861 4860 4859 4858 4857 4856
1648 1647 1646 1645 1644 1643 1642 1641 1640


MONSUMMANO
MONTECATINI
Fig. 33
Anomalia filtrata: λ < 3.000 km
mGal
km

GRADIENTE ORIZZONTALE

Il gradiente orizzontale dell'anomalia di Bouguer, espresso in mGal km^{-1}, viene utilizzato per identificare lineamenti strutturali, delineare discontinuità laterali, e, ove queste siano verticali, definirne la posizione planimetrica: infatti le sorgenti potenziali producono anomalie con un gradiente orizzontale massimo in corrispondenza dei bordi, (Fig. 34). Se il contatto è invece inclinato, il massimo risulta spostato nella direzione dell'immersione

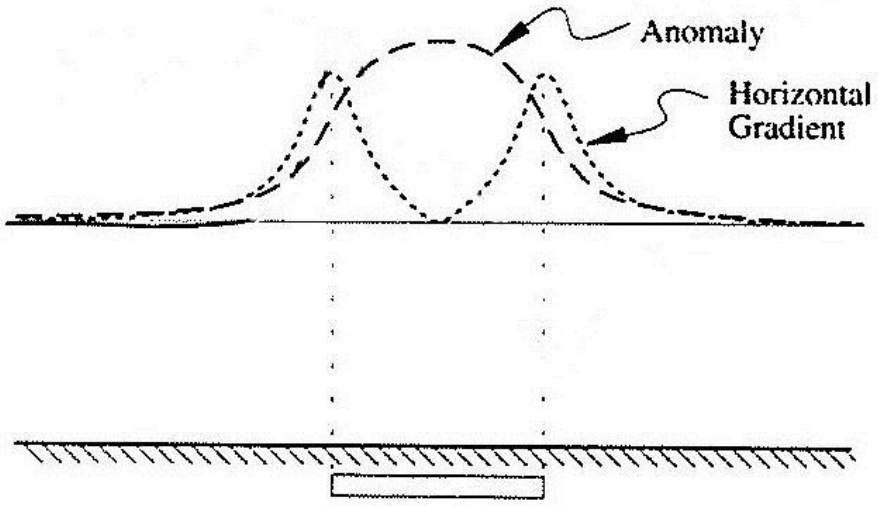
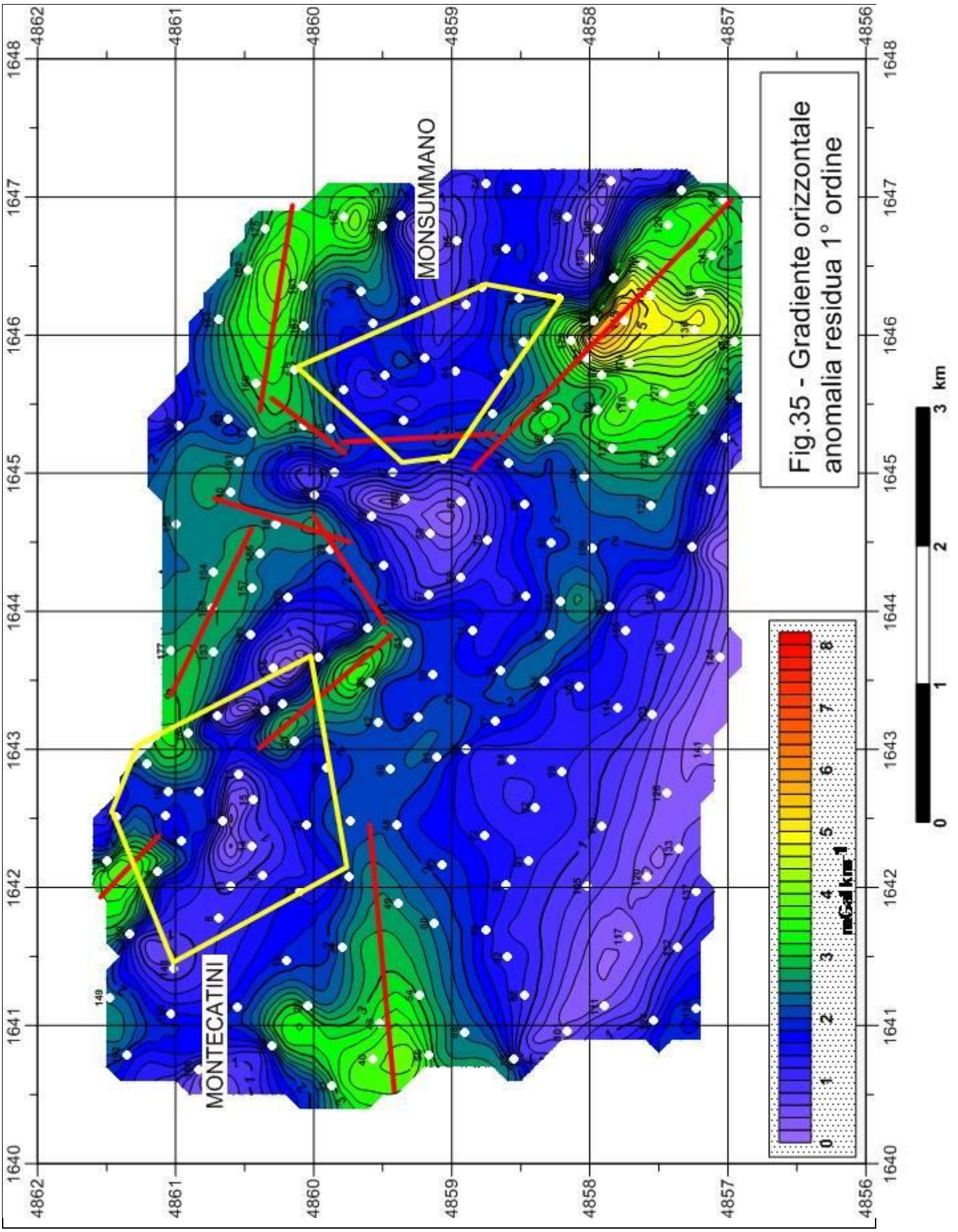


Fig. 34 –Relazione fra anomalia di Bouguer e gradiente orizzontale per un corpo tabulare

La mappa del gradiente orizzontale dell'anomalia di Bouguer (Fig. 35) evidenzia tre lineamenti di massimi, individuati dalle direttrici: X=1646.500 / Y=4857.300 e X=1645.800 / Y=4858.100, andamento SE-NW; X=1643.800 / Y=4859.300 e X=1643.000 / Y=4860.100, andamento SE-NW; e X=1642.300 / Y=4859.500 e X=1640.500 / Y=4859.500, andamento E-W. Questi allineamenti ripropongono gli andamenti SE-NW e E-W già notati e commentati nella mappa delle anomalie di Bouguer.

La mappa del gradiente orizzontale delle anomalie residue (Fig.35) evidenzia una serie di massimi, riportati con delle linee rosse, allineati secondo le usuali direttrici SE-NW ed E-W e talvolta anche secondo la direttrice SW-NE.

In particolare, l'andamento SE-NW risulta separato in tre spezzoni tra loro inframmezzati da minimi che corrispondono ai minimi già discussi nella mappa dei residui (Fig. 30). Risultano, altresì identificabili, in quanto delimitate da allineamenti SW-NE, SE-NW, le zone di massimo, centrale e orientale, individuate e discusse nella mappa dei residui. Nella porzione occidentale della mappa si ritrova il consueto allineamento E-W.


MONSUMMANO
MONTECATINI
Fig.35 - Gradiente orizzontale anomalia residua 1° ordine
mGal km-1
0 1 2 3 4 5 6 7 8
0 1 2 3 km
4862 4861 4860 4859 4858 4857 4856
1640 1641 1642 1643 1644 1645 1646 1647 1648

MODELLAZIONE DELLE ANOMALIE

La modellazione dei campi di potenziale gravitazionale consiste nel determinare i parametri delle sorgenti, quali profondità, dimensioni, forma e densità, che approssimano le strutture geologiche dell'area investigata e nel calcolarne l'effetto gravitazionale, così prodotto, sulla superficie terrestre.

Per la modellazione delle anomalie in 2D è stato utilizzato il software GM-SYS 2D Profile Modeling (Geosoft Inc).

MODELLAZIONE DEI PROFILI

Sulla base dell'andamento delle anomalie residue (Fig.30), ottenute approssimando il campo regionale con un polinomio del I°, sono stati selezionati e modellati 3 profili.

La modellazione, mirata ad ottenere la migliore corrispondenza possibile tra curva sperimentale e curva calcolata, è stata condotta tenendo conto delle caratteristiche geologiche e strutturali dell'area rilevata. Le geometrie ed i contrasti di densità dei corpi gravimetrici modellizzati rispettano quindi i vincoli derivanti da:

- dati geologico-strutturali raccolti nell'area del rilievo (tipologia di rocce affioranti e loro distribuzione spaziale, rapporti geometrici tra unità tettoniche, presenza ed orientazione di strutture plicative e/o discontinuità, etc.)
- dati relativi a perforazioni di pozzi eseguite nell'area del rilievo;
- dati derivanti da precedenti lavori di carattere gravimetrico che interessano l'area del rilievo (Cantini et al., 2001).

Il processo di modellazione è stato condotto inserendo inizialmente un numero limitato di corpi (da 2 a 3 corpi gravimetrici) in modo da simulare il più semplice assetto geometrico ipotizzabile lungo i 3 profili selezionati (es: depositi di bacino al di sopra di un bedrock costituito dalle unità tettoniche delle Liguridi e/o Falda Toscana). Tali soluzioni si sono però rilevate insoddisfacenti, ovvero, non hanno consentito di ricostruire un'anomalia gravimetrica comparabile a quella misurata. E' stato quindi necessario articolare maggiormente i modelli iniziali sia attraverso l'inserimento di altri corpi gravimetrici (es. serie carbonatica della Falda Toscana e/o Basamento paleozoico e serie evaporitica triassica), sia attraverso la definizione di limiti ad alto angolo che interrompono la continuità laterale dei corpi stessi.

Corpo gravimetrico	Contrasto di densità (g/cm^3)
C_1	-0.25
C_2	+0.00
C_3	+0.05
C_4	+0.10
C_5	-0.10
C_6	-0.05
C_7	-0.07
C_8	+0.17

Tabella 1 – Corpi gravimetrici modellati e relativi contrasti di densità

Questo procedimento ha portato quindi all'elaborazione di modelli complessi, costituiti da 5 corpi gravimetrici lungo i profili 135-165 e 137_2, 5 e da 6 corpi lungo il profilo 149-171. In generale per l'area esaminata è

stata ipotizzata la presenza di 8 corpi gravimetrici (**C_1**-**C_8**) caratterizzati dai contrasti di densità riportati in Tabella 1.

Ogni singolo corpo è stato omogeneamente caratterizzato da un unico contrasto di densità ($\Delta\rho$), in tale maniera si è mediato l'incremento della densità, con la profondità, dovuto al carico litostatico e al costipamento dei depositi di bacino.

Nei commenti seguenti, le profondità dei vari corpi sono sempre riferite al livello del mare e non alla superficie topografica.

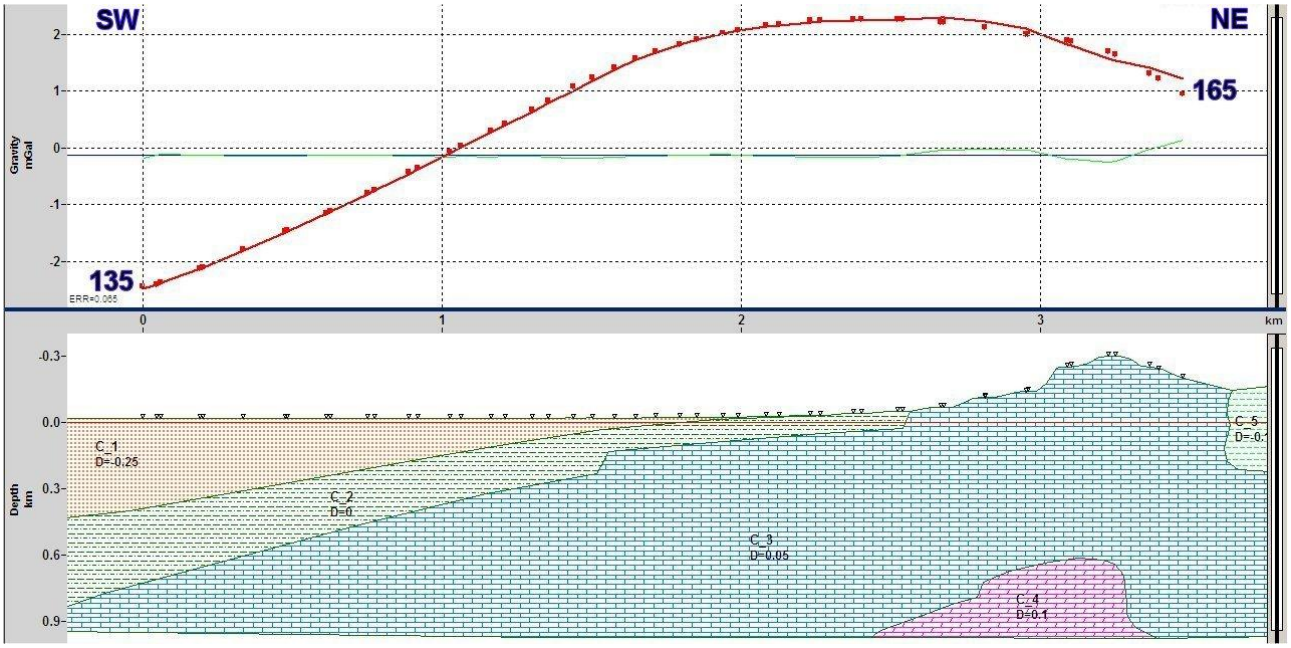


Fig. 36 – Modellazione gravimetrica del profilo 135_165.

- **profilo 135_165**: le coordinate dei punti estremi sono, rispettivamente, X_{135}=1644.468 / Y_{135}=4857.254 e X_{165}=1646.855 / Y_{165}=4859.780.

Il profilo, lunghezza km 3.475, ha una direzione SW-NE e, partendo dalla piana di Monsummano Terme, interessa il margine NW del massimo gravimetrico orientale (**D'**) presente nella mappa dei residui. Tale scelta, ovvero di non attraversare l'area che presentava l'alto gravimetrico, è stata dettata dalla significatività della lunghezza del profilo, che altrimenti sarebbe risultato troppo corto.

Il profilo dell'anomalia residua denota un carattere monotonamente crescente, da -2.40 a +2.00 mGal, procedendo in direzione SW-NE nei primi 2 km, per poi assumere valori di poco superiori a +2.00 mGal per circa 1 km, e quindi scendere fino a +1.00 mGal nell'ultimo tratto lungo 0.500 km.

Il modello gravimetrico proposto, che presenta uno scarto quadratico medio (sqm) di 0.065 mGal tra curva sperimentale e curva calcolata, è riportato nella Figura 36.

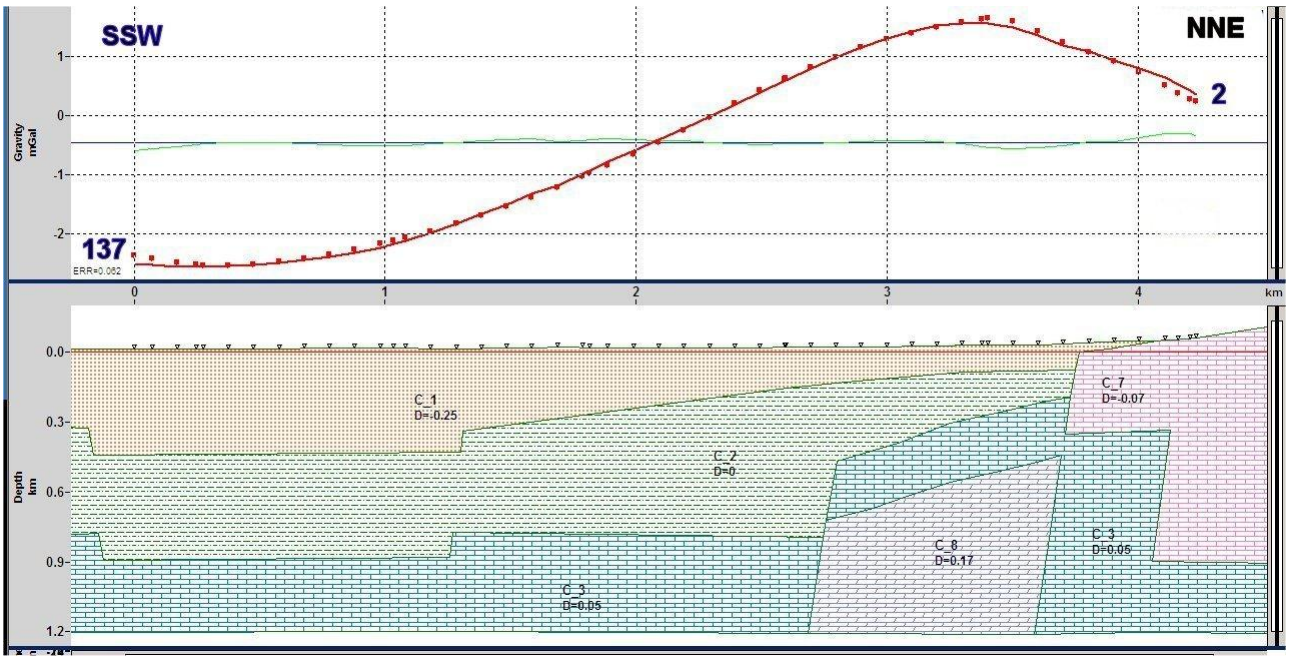


Fig. 37 – Modellazione gravimetrica del profilo 137_2.

- **profilo 137_2**: le coordinate dei punti estremi sono, rispettivamente, X_{137}=1641.968 / Y_{137}=4857.227 e X_2=1642.509 / Y_2=4861.424.

Il profilo, lunghezza km 4.232, ha una direzione SSW-NNE e, partendo dalla piana a Sud di Montecatini Terme, attraversa il minimo (**E**) che in questa disposizione tende ad assumere il valore di un massimo relativo.

Il profilo dell'anomalia residua mostra un andamento lievemente decrescente, da -2.35 a -2.55 mGal, nel primo tratto di 0.400 km, cui fa seguito un aumento graduale e uniforme fino al km 2.800, +1.00 mGal, per poi presentare un tratto a campana, dal km 2.800 al km 3.800, con un massimo di +1.60 mGal, ed un un successivo ulteriore decremento sino a circa +0.25 mGal, dal km 3.800 alla fine del profilo. Il modello gravimetrico proposto, che presenta uno sqm di 0.062 mGal tra curva sperimentale e curva calcolata, è riportato nella figura 37.

- **profilo 149_171**: le coordinate dei punti estremi sono, rispettivamente, X_{149}=1641.205 / Y_{149}=4861.480 e X_{171}=1646.790 / Y_{171}=4859.505.

Il profilo, lunghezza km 5.924, ha una direzione NW-SE e, intersecando il margine settentrionale dei 3 massimi gravimetrici (**B'**), (**C**) e (**D'**), interessa le 2 zone di minimo (**E**) e (**F**) fra essi compresi.

Il profilo dell'anomalia residua ha, conseguentemente, un andamento più complesso: fino al km 0.500, l'andamento è crescente da +1.90 a +2.15 mGal, corrispondente al massimo (**B'**), poi decrescente fino al km 1.400 con un minimo relativo di +1.02 mGal, minimo (**E**), poi nuovamente crescente dal km 1.400 al 2.200 con un massimo di +2.20 mGal, corrispondente al massimo (**C**), poi segue, dal km 2.320 al km 4.050 si nota un decremento dell'anomalia residua sino ad un minimo relativo di -0.210 mGal, minimo (**F**), per poi ritornare, dal km 4.200 sino alla fine del profilo, a crescere intersecando il massimo (**D'**).

Esso s'incrocia con i profili, sopra descritti, nei seguenti punti:

profilo 149_171: *km 1.360* # profilo 137_2: *km 3.840*

profilo 149_171: km *5.764* # profilo 135_165: *km 3.150*

Il modello gravimetrico proposto, che presenta uno sqm di 0.081 mGal tra curva sperimentale e curva calcolata, è riportato nella Figura 38.

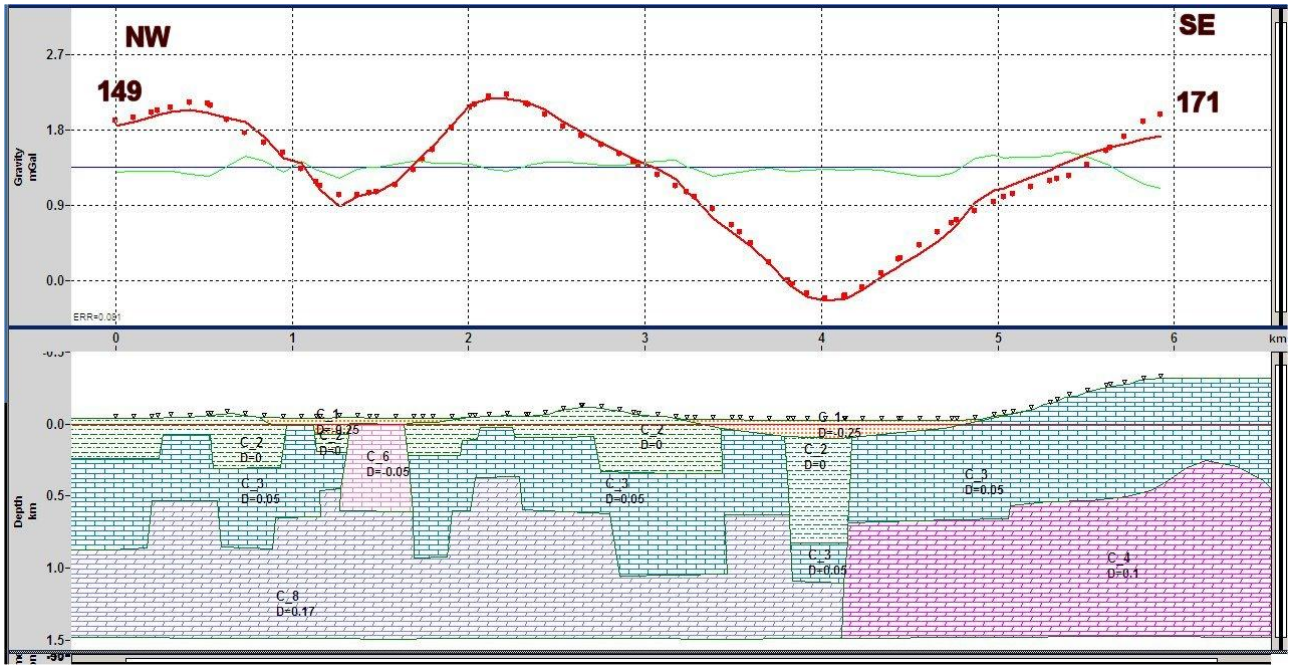


Fig. 38 – Modellazione gravimetrica del profilo 149_171.

INTERPRETAZIONE GEOLOGICA

Sulla base dei modelli elaborati lungo i tre profili prescelti (profili 135-165, 137-2 e 149-171; Fig. 39), sono state realizzate 3 sezioni geologico-strutturali interpretative (Tav. 1), con l'obiettivo di attribuire un significato geologico ai diversi corpi gravimetrici distinti. Un primo passaggio per la ricostruzione delle sezioni geologico-strutturali è consistito nella conversione dei corpi gravimetrici in "unità geologiche" (Tabella 2 e Fig. 40), costituite da una o più formazioni geologiche e caratterizzate da diversi valori di densità media. Analogamente, ogni singolo corpo gravimetrico è stato interpretato come corrispondente ad una o più unità geologiche, sulla base di considerazioni di carattere geologico-regionale e dei contrasti di densità derivanti dalla modellazione gravimetrica. Per i corpi gravimetrici superficiali l'interpretazione è ben vincolata, grazie ai dati di terreno raccolti ed alle informazioni derivanti dalle stratigrafie disponibili di pozzi perforati nell'area in esame. Più complessa risulta invece l'interpretazione dei corpi gravimetrici profondi, per i quali, non esistendo informazioni dirette, è possibile unicamente avanzare delle ipotesi sulla base delle conoscenze circa l'assetto geologico-strutturale regionale di questo settore di Appennino settentrionale.

In generale i contrasti di densità, le geometrie e le profondità che caratterizzano i diversi corpi gravimetrici modellati (corpi C_1 – C_8) permettono di evidenziare quanto segue:

- i corpi modellati mostrano differenze nei contrasti di densità poco significative ($-0.25 < \Delta\rho < 0.17$ g/cm^3) e questo è in accordo con le caratteristiche litologiche delle unità geologiche affioranti nell'area investigata;

– i corpi C_1 e C_8 caratterizzati dai maggiori contrasti di densità (rispettivamente Δρ pari a -0.25 e 0.17 g/cm^3) si trovano in corrispondenza, rispettivamente, dei settori topograficamente meno elevati (piana di Monsummano-Montecatini, Valdinievole) e delle porzioni più profonde dei modelli gravimetrici realizzati;

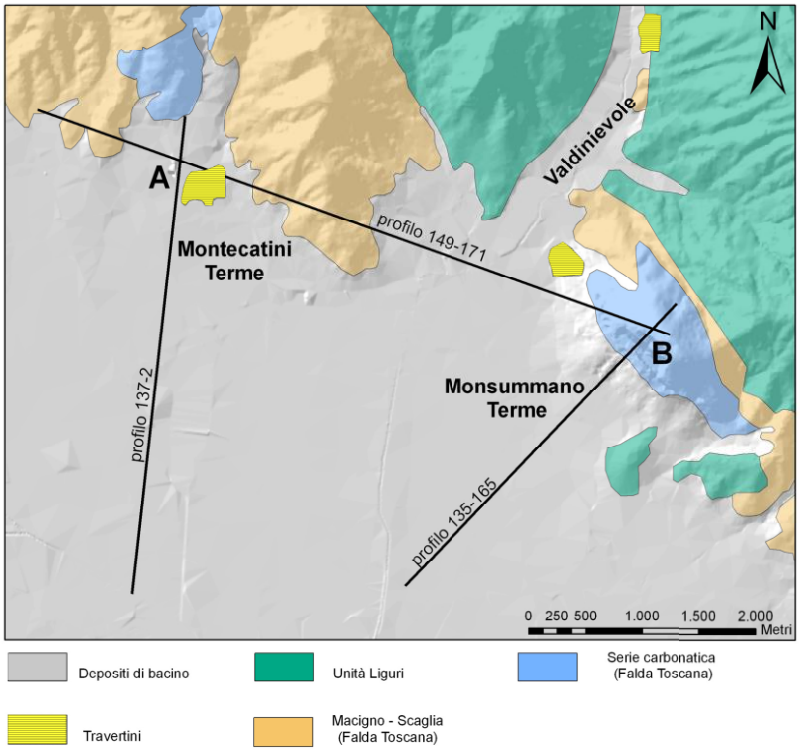


Fig. 39 – Carta geologica schematica dell'area compresa tra Montecatini Terme e Monsummano Terme, nella quale vengono indicati i profili lungo i quali è stata realizzata l'elaborazione dei modelli gravimetrici. A e B rappresentano i punti di incrocio tra i diversi profili

– in ogni modello la continuità laterale dei corpi gravimetrici è interrotta da limiti ad alto angolo che trovano corrispondenza con le principali discontinuità tettoniche osservate e/o supposte sulla base dei dati strutturali raccolti;

– i corpi gravimetrici modellati sono caratterizzati da profondità e spessori confrontabili con quelli misurati e/o ipotizzati per le unità geologiche presenti nell'area investigata;

– la distribuzione spaziale dei corpi gravimetrici ed in particolare le relative relazioni di sovrapposizione sono in accordo con l'assetto strutturale dell'area in esame, con unità geologiche superficiali relativamente meno dense al di sopra di unità più profonde caratterizzate da valori di densità crescenti.

L'analisi dei profili modellati in corrispondenza dei relativi punti di intersezione (punti A e B in Figg. 39 e 40) permette di osservare come localmente siano presenti alcune incongruenze circa i contrasti di densità e/o profondità dei corpi gravimetrici. Tali incongruenze possono essere spiegate considerando i limiti intrinseci del processo di modellazione. La modellazione 2D non permette infatti di valutare l'effetto di eterogeneità tridimensionali sul valore delle anomalie calcolate, ma consente solamente di definire all'interno del piano (profilo) scelto le geometrie ed i contrasti di densità che meglio approssimano l'andamento del campo gravitazionale generato da una distribuzione tridimensionale di densità. In relazione alle complessità del

Unità geologica	Descrizione unità	Densità media ρm (g/cm^3)	Corpo gravimetrico	Contrasto di densità Δρ (g/cm^3)
U_1	Depositi di bacino	2.25	C_1 (profili 135-165; 149-171; 137-2)	-0.25
U_2	Formazione di Monte Morello – Formazione di Sillano (Unità Liguride)	2.50	C_2 (profilo 135-165)	0.00
			C_2 p.p. (profilo 149-171)	0.00
			C_2 p.p. (profilo 137-2)	0.00
U_3	Macigno – Scaglia (Falda Toscana)	2.50 – 2.55	C_3 p.p. (profilo 135-165)	0.05
			C_2 p.p. (profilo 149-171)	0.00
			C_2 p.p. (profilo 137-2)	0.00
U_4	serie carbonatica (Falda Toscana)	2.43 - 2.55	C_3 p.p. (profilo 135-165)	0.05
			C_3 (profilo 149-171)	0.05
			C_6 (profilo 149-171)	-0.05
			C_7 (profilo 137-2)	-0.07
			C_3 p.p. (profilo 137-2)	0.05
U_5	Calcare Cavernoso - dolomie e anidriti (Trias Sup.) – Basamento paleozoico	2.55 – 2.67	C_8 (profilo 149-171)	0.17
			C_3 p.p. (profilo 137-2)	0.05
			C_8 (profilo 137-2)	0.17
U_6	Calcare Cavernoso (Trias Sup.) - Basamento paleozoico	2.60	C_4 (profili 135-165; 149-171)	0.10
U_7	Formazione di Sillano (Unità Liguride)	2.40	C_5 (profilo 135-165)	-0.10

Tabella 2 – Relazioni tra corpi gravimetri modellati e unità geologiche individuate.

campo gravitazionale, tale procedura determina inevitabilmente l'insorgenza di apparenti incongruenze, particolarmente evidenti quando vengono confrontati differenti modelli 2D in corrispondenza dei punti di intersezione (punti A e B di Figg 39 e 40). Nel caso specifico è possibile osservare come tali differenze non siano tuttavia particolarmente significative. Infatti, una differenza nel contrasto di densità pari a 0.02 g/cm^3 caratterizza i corpi C_6 (profilo 149-171) e C_7 (profilo 137-2) al punto di intersezione A (Fig. 40), mentre nel punto di intersezione B il corpo C_4 è caratterizzato da una profondità di circa 0.65 km lungo il profilo 135-165 ed una profondità di circa 0.55 km lungo il profilo 149-171 (Fig. 40). Al contrario, in corrispondenza del

punto di intersezione A maggiori risultano essere le differenze tra i corpi gravimetrici più profondi modellati. Nel profilo 149-171 è infatti possibile osservare ad una profondità di circa 0.60 km il corpo C_8 caratterizzato da un contrasto di densità 0.17 g/cm^3, mentre nel profilo 137-2 si trova alla stessa profondità il corpo C_3 con un contrasto di densità 0.05 g/cm^3 (Fig. 40). Le unità geologiche (U_1 - U_7) attribuite ad ogni corpo gravimetrico modellato ed i relativi valori di densità media sono riportati nella Tabella 2. Tali valori di densità sono il frutto del contributo delle diverse formazioni/litotipi facenti parte dell'unità geologica stessa e sono stati assegnati sia sulla base dei valori medi riportati in letteratura per litologie affini a quelle affioranti nell'area di studio (Telford et al., 1990). Inoltre i valori di densità indicati sono in accordo con i contrasti di densità attribuiti ai diversi corpi gravimetrici modellati.

L'unità geologica U_1 è rappresentata dai depositi neogenico-quaternari del Bacino di Montecarlo caratterizzati da valori di densità media relativamente più bassi (2.25 g/cm^3). Le unità geologiche U_2 e U_3 sono costituite, rispettivamente, dai flysch calcareo-marnosi (Fm. di Monte Morello) ed argilliti (Fm. di Sillano) appartenenti alle unità del Dominio Ligure e dalle arenarie e argilliti di Macigno e Scaglia della Falda Toscana. Queste unità mostrano densità medie comprese tra 2.50 e 2.55 g/cm^3. Le formazioni prevalentemente carbonatiche della Falda Toscana (Calcare Cavernoso, Calcari a *Rhaetavicula contorta*, Calcare Massiccio, Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero di Limano, Marne a Posidonomya, Calcare Selcifero della Val di Lima, Diaspri e Maiolica) sono raggruppate all'interno dell'unità U_4 caratterizzata da densità medie che variano da 2.43 a 2.55 g/cm^3.

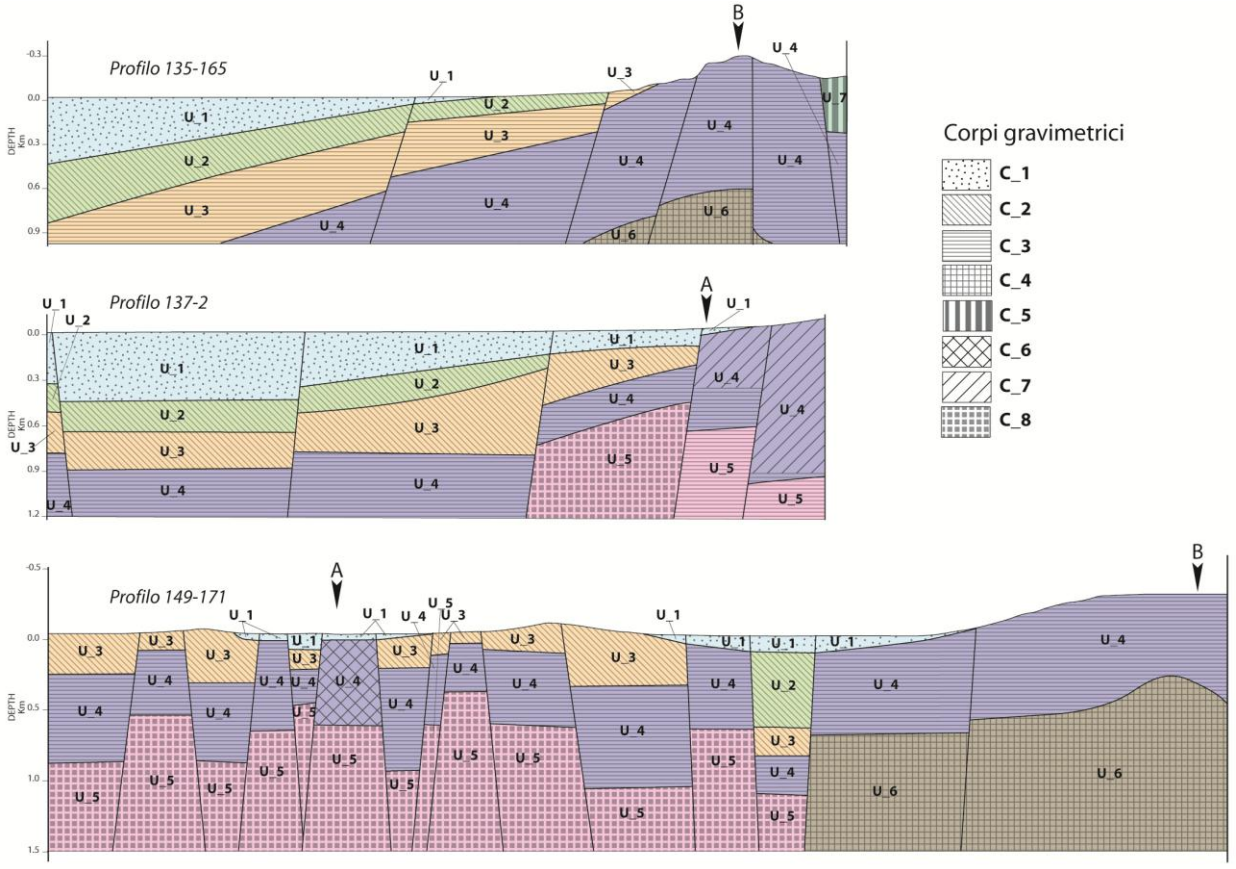


Fig. 40 – Interpretazione in Unità Geologiche dei modelli gravimetrici realizzati lungo i profili 135-165, 137-2 e 149-171. Con A e B sono indicati i punti di incrocio tra i diversi profili.

Alle unità geologiche U_5 e U_6 corrispondono le rocce con i valori di densità media relativamente più alti. In particolare, lungo i profili 149-171 e 137-2 l'unità geologica U_5 (corpo C_8 e parte del corpo C_3) è stata interpretata come costituita da rocce del basamento paleozoico (es: filladi, quarziti e metarenarie) al di sopra delle quali si trova una serie evaporitica ben sviluppata che include, dall'alto verso il basso, i calcari e calcari dolomitici del Calare Cavernoso ed un'alternanza di evaporiti (anidriti), dolomie e calcari dolomitici dello spessore di circa 300-350 m. Alti valori di densità caratterizzano in genere le rocce anidritiche e le dolomie (densità medie di 2.8 – 2.9 g/cm^3), mentre valori relativamente più bassi (2.5 – 2.6 g/cm^3) possono essere supposti per il Calcare Cavernoso e per le rocce del basamento paleozoico. Nel complesso quindi a questa unità geologica è stata assegnata una densità media compresa tra 2.55 di 2.67 g/cm^3.

All'interno del Bacino di Montecarlo la serie evaporitica sopra descritta può trovare corrispondenza nelle alternanze tra calcari scuri e anidriti al di sopra delle metarenarie e quarziti del Verrucano, attraversate per uno spessore di circa 350 m da un sondaggio eseguito presso la località Pontetetto, circa 2 km a Sud-Ovest di Lucca (Giannini & Nardi, 1965). Nel resto dell'Appennino Settentrionale affioramenti di successioni evaporitiche analoghe a quelle sopra descritte sono piuttosto limitati a Nord dell'Arno (es: Sassalbo, Passo del Cerreto, Soraggio e Val Secchia), mentre in Toscana meridionale livelli di evaporiti, caratterizzati da spessori che talvolta superano i 500-600 m, sono ben conosciuti in sottosuolo in quanto attraversati da numerosi sondaggi ed alcune gallerie minerarie (es: zona di Larderello, Massa Marittima, M. Amiata, Capalbio). In letteratura queste alternanze di anidriti, dolomie e calcari, correlabili sia per facies che per età (Norico, Passeri, 1975) alle Anidriti di Burano della successione umbro-marchigiana (Martinis & Pieri, 1964), sono interpretati come i depositi evaporitici del Trias Superiore dai quali a seguito di fenomeni di idratazione, brecciazione (autoclastica e non) e dissoluzione si sarebbe originato il Calcare Cavernoso alla base della Falda Toscana (Trevisan, 1955; Vighi, 1958; Giannini & Nardi, 1965; Trevisan et al, 1971). Livelli di salgemma alternati alle anidriti sono segnalati in sondaggio all'interno della formazione delle Anidriti di Burano (Trevisan, 1955; Martinis & Pieri, 1964).

L'unità U_6, corrispondente al corpo C_4 modellato lungo il profilo 135-165, è invece costituita dal basamento paleozoico al di sopra del quale è presente una serie evaporitica poco sviluppata, caratterizzata prevalentemente da Calcare Cavernoso. Questa unità presenta densità medie di 2.6 g/cm^3. Infine, l'unità U_7 è costituita dalle argilliti del complesso di base della Fm. di Sillano con densità media relativamente bassa pari a 2.40 g/cm^3.

L'analisi dei modelli gravimetrici e la loro interpretazione in chiave geologica sembrano confermare a grandi linee la presenza dei principali sistemi di faglie osservati e/o ipotizzati durante il rilevamento di campagna, suggerendo inoltre la presenza di ulteriori discontinuità tettoniche, interpretabili sempre come faglie ad alto angolo, non individuate nel corso del rilevamento geologico in quanto sepolte al di sotto dei depositi di pianura. In Tav. 1 sono riportate singolarmente tutte le faglie principali riconosciute durante lo studio svolto.

In particolare, 25 faglie (contraddistinte dalle lettere da A a Y; Tab. 3 e Tav. 1) interessano i profili lungo i quali sono stati elaborati i modelli gravimetrici. Di queste 25 faglie, 13 sono state individuate in base ai risultati della sola modellazione gravimetrica, mentre per 8 è possibile verificare una corrispondenza tra modello gravimetrico ed osservazione di campagna. Solo 4 faglie cartografate durante le attività di rilevamento non sono evidenziate dai risultati della modellazione gravimetrica (profilo 135-165). In generale le faglie individuate appartengono a due principali sistemi di discontinuità orientati secondo direzioni comprese, rispettivamente, tra SE-NW e SSE-NNW e tra SSW-NNE a SW-NE. Nel settore sud-orientale dell'area investigata (Monsummano Terme) il sistema di faglie orientato SE-NW/SSE-NNW risulta

dominante, mentre nella parte centrale e nord-occidentale (Valdinievole e Montecatini Terme) sono maggiormente sviluppate le faglie appartenenti al sistema diretto SSW-NNE/SW-NE.

Questo quadro sembra essere confermato anche dall'analisi delle mappe delle anomalie gravimetriche elaborate in precedenza. In particolare, i massimi presenti nella carta dei gradienti orizzontali delle anomalie residue mostrano chiaramente che discontinuità strutturali principali (interpretabili come faglie ad alto angolo) orientate SE-NW bordano i limiti del bacino, sia nell'area di Monsummano che in quella di Montecatini Terme.

Faglia	**Orientazione**	**Rilevamento geologico-strutturale**	**Modellazione gravimetrica**
A	SSE-NNW		X
B	SSE-NNW		X
C	SSE-NNW	X	X
D	SE-NW	X	X
E	SE-NW	X	X
F	SSW-NNE	X	X
G	SSW-NNE	X	X
H	SSW-NNE		X
I	SSW-NNE		X
J	SSW-NNE		X
K	SSW-NNE		X
L	SSW-NNE		X
M	SW-NE		X
N	SW-NE		X
O	SE-NW	X	X
P	SE-NW	X	
Q	N-S	X	
R	N-S	X	
S	SE-NW	X	
T	SE-NW	X	X
U	SE-NW	X	X
V	SE-NW		X
W	SW-NE		X
X	SW-NE		X
Y	WSW-ENE		X

Tabella 3 – Orientazione delle faglie principali che interessano i profili gravimetrici modellati.

In quest'ultimo settore questi lineamenti risultano interrotti da zone di minimo. Questa situazione è particolarmente evidente in corrispondenza della Valdinievole dove si osserva una marcata zona di minimo delimitata da massimi allungati in direzione da SSW-NNE a SW-NE, che suggeriscono la presenza di un sistema di faglie antiappenniniche ben sviluppato. Il carattere profondo del sistema di faglie in esame è evidenziato dalle mappe gravimetriche realizzate attraverso filtraggi passa-basso dell'anomalia di Bouguer (λ = 1.000 km, λ = 2.000 km, λ = 3.000 km), che mostrano come il segnale prodotto sia ancora apprezzabile anche analizzando lunghezze d'onda maggiori di 3.000 km.

In tutte le mappe elaborate si osserva nel settore di Monsummano un costante trend positivo diretto SW-NE che, nella zona di Montecatini Terme, tende ad assumere un andamento E-W.
Sulla base delle osservazioni di terreno effettuate le faglie appartenenti al sistema SSW-NNE a SW-NE risultano essere cronologicamente più recenti rispetto a quelle del sistema SE-NW e SSE-NNW.
Questo andamento riflette il generale approfondimento delle unità geologiche più dense (vedi U_5 ed U_6) muovendosi in direzione della piana di Monsummano–Montecatini associato al progressivo ispessimento dei depositi neogenico-quaternari.
Le sezioni geologico-strutturali realizzate sulla base dell'interpretazione dei modelli gravimetrici in esame (profili 135-165, 137-2 e 149-171) sono riportate in Tav. 1.
Va sottolineato come, soprattutto in corrispondenza delle sezioni 1 e 2, a SW dei sistemi di faglie che bordano la Piana di Monsummano (faglie U ed E rispettivamente nelle sezioni 1 e 2 di Tav. 3), non esistano dati oggettivi provenienti da affioramenti e/o sondaggi che consentano di vincolare la ricostruzione in profondità al di sotto dei depositi di pianura. La scelta adottata per la ricostruzione delle sezioni geologiche è stata di tipo "conservativo", ipotizzando cioè una sostanziale continuità dell'edificio strutturale in profondità. In realtà, gli scarti ridotti tra i valori di densità media delle diverse unità geologiche, lasciano aperta la possibilità di ricostruzioni alternative, che, nel caso della sezione 1, sembrano in effetti essere avvalorate da informazioni provenienti da considerazioni di tipo idrogeologico e per le quali si rimanda al capitolo relativo ai modelli di circolazione.

- In Sezione 1 la struttura più evidente è rappresentata dalla piega antiforme di dimensioni chilometriche, vergente verso NE, che caratterizza il rilievo di Monsummano Alto. Tale struttura, in accordo con la sezione geologica schematica riportata in Fig.5, coinvolge le formazioni prevalentemente carbonatiche appartenenti alla Falda Toscana con al nucleo le rocce del basamento paleozoico e ridotti spessori di Calcare Cavernoso. Il fianco orientale della struttura in esame presenta assetti da sub-verticali a rovesciati delle superfici di contatto tra le diverse formazioni geologiche ed è tagliato da una faglia ad alto angolo immergente verso E (faglia O; Tab. 3 e Tav. 1). Un sistema di faglie da verticali ad alto angolo (faglie Q, R, S, T, U e V; Tab. 3 e Tav. 1) delimita verso W la piega di Monsummano Alto, determinando il progressivo approfondimento della serie carbonatica della Falda Toscana e del basamento paleozoico allontanandosi dai margini del bacino.
Lungo questa sezione i depositi neogenico-quaternari raggiungono uno spessore di 400-450 m.

- La sezione 2 mostra l'assetto geologico-strutturale dell'area di Montecatini Terme. In particolare, è possibile osservare come, in corrispondenza del Colle delle Panteraie e dell'area termale di Montecatini (loc. la fortuna), la serie carbonatica della Falda Toscana, la sottostante successione evaporitica e le rocce del basamento paleozoico siano interessate da faglie ad alto angolo (faglie E, F e Y) orientate, rispettivamente, SE-NW, SSW-NNE e WSW-ENE. La faglia E coincide con quella già conosciuta (Trevisan et al., 1954; Brandi et al., 1967) in corrispondenza della sorgente Leopoldina. Queste discontinuità, caratterizzate da movimenti sia di tipo trascorrente che normale, dislocano a diversa profondità le superfici di contatto tra le unità geologiche, determinando nell'area termale di Montecatini Terme la presenza della serie evaporitica a profondità relativamente superficali (profondità di 450-650 m sotto il livello del mare). Attraverso la faglia Y si verifica invece un significativo approfondimento della serie evaporitica (profondità superiori ai 1200 m) associato ad un ispessimento dei depositi neogenico-quaternari che raggiungono lungo la sezione analizzata uno spessore di circa 400 m.

- La sezione 3, orientata ad alto angolo rispetto alle precedenti, sintetizza l'assetto geologico-strutturale dell'area investigata, che si caratterizza per la presenza di pieghe pluriettometriche da blande a rovesciate verso E, tagliate e dislocate da un complesso sistema di faglie ad alto angolo. In particolare, da W verso E è possibile osservare una prima blanda piega antiforme in corrispondenza della zona di Montecatini Terme seguita da una blanda sinforme con a nucleo Macigno e Scaglia della Falda Toscana in corrispondenza di Montecatini Alto. Ancora più ad E, come gia descritto per la sezione 1, si trova la struttura plicativa più evidente rappresentata dalla piega antiforme di Monsummano Alto. Le faglie presenti interrompono la continuità di queste strutture a pieghe e dislocano a diversa profondità le superfici di contatto tra le diverse unità geologiche. Questa situazione è particolarmente evidente in corrispondenza della Valdinievole dove due faglie principali dirette SW-NE (Faglie M e N; Tav. 1) determinano la giustapposizione delle unità geologiche geometricamente più superficiali (Unità Ligure costituita dalla Fm. di Monte Morello e dalle argilliti della Fm. di Sillano e porzione superiore della Falda Toscana rappresentata dalle argilliti e arenarie della Scaglia e del Macigno) con la serie carbonatica della Falda Toscana. Mediante questa zona di faglia principale sembrano inoltre essere giustapposti due blocchi caratterizzati da alcune differenze nei termini basali della successione stratigrafica della Falda Toscana. In effetti, a NW della Valdinievole, la serie evaporitica del Trias superiore al di sopra del basamento paleozoico sembra essere ben sviluppata, con il Calcare Cavernoso associato a livelli di evaporiti (anidriti) alternate a dolomie e calcari dolomitici. A SE della Valdinievole invece, tra il basamento paleozoico e la successione carbonatica mesozoica della Falda Toscana, sembra essere presente il solo Calcare Cavernoso.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nell'area di Montecatini Terme e Monsummano Terme è stato effettuato un rilievo gravimetrico con lo scopo di dedurre dalle anomalie del campo gravitazionale, dovute a variazioni laterali della densità, la geometria e lo spessore delle diverse unità geologiche e quindi l'assetto tettonico/strutturale dell'area. A partire dalla "Rete del I° Ordine" costituita da 3 stazioni, collegate alla stazione eccentrica della stazione assoluta di Palazzo al Piano (Si) che ha rappresentato il 'datum' gravimetrico, sono stati organizzati 28 circuiti gravimetrici per l'acquisizione dati nelle stazioni gravimetriche di dettaglio. In totale, è stato determinato il valore di gravità in 194 punti.

Per ottenere la mappa delle anomalie di Bouguer, i dati sperimentali sono stati successivamente elaborati, applicando le correzioni standard con densità media di 2.40 g/cm^{-3}. La mappa delle anomalie di Bouguer è caratterizzata dalla presenza di un marcato e uniforme trend positivo SW-NE che, nella parte centro-occidentale della mappa, tende ad assumere un andamento E-W. Questo trend è determinato dall'andamento del basamento e delle formazioni affioranti nella parte settentrionale dell'area indagata e dall'aumento dello spessore dei depositi di bacino che, in corrispondenza della piana di Monsummano-Montecatini, aumenta in direzione SW. Inoltre, nella mappa sono evidenti tre zone che presentano massimi gravimetrici localizzabili in aree ove affiorano i termini della serie carbonatica toscana. Ad essi sono intercalate due zone di minimo causate dalla presenza di depositi di bacino e di altre formazioni aventi una densità inferiore a quelle circostanti. Di queste la prima, disposta secondo un allineamento NNE-SSW, è identificabile con la Valdinievole e la seconda, ad andamento N-S, si trova a N di Montecatini Terme.

La mappa delle anomalie residue presenta sostanzialmente gli stessi caratteri della mappa delle anomalie di Bouguer.

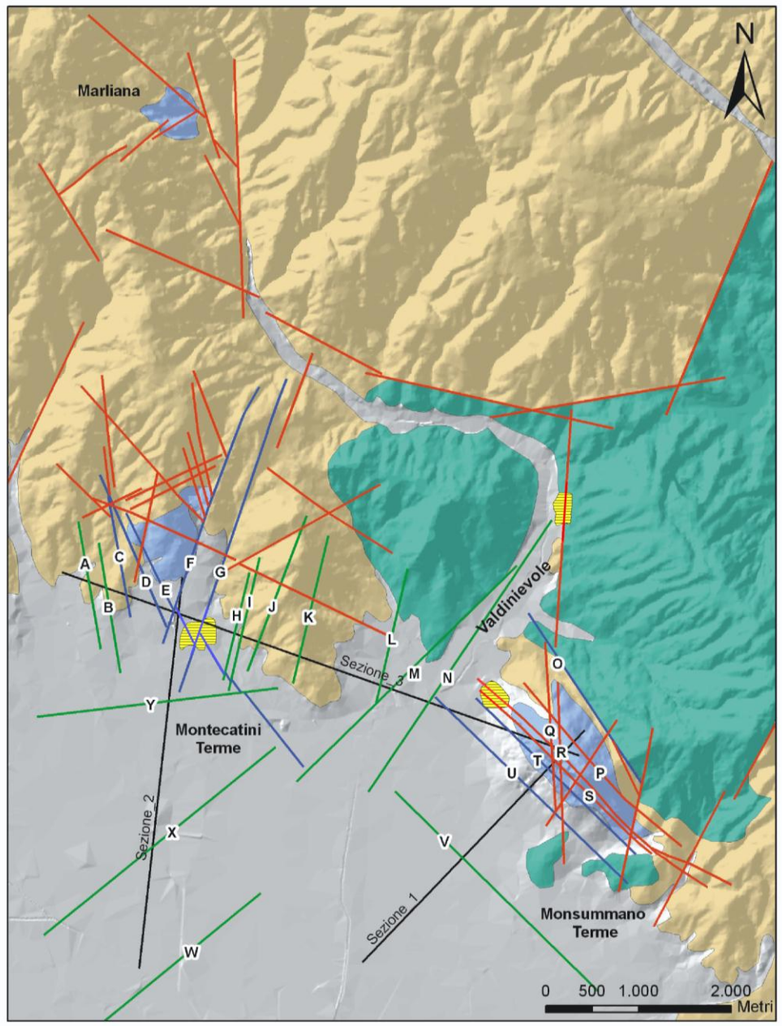
Per separare le anomalie e/o per esaltare il contributo di sorgenti poste a differenti profondità sono state usate varie tecniche di filtraggio. I risultati che ne conseguono evidenziano che la sorgente del segnale dominante ha una direzione SW-NE e che geologicamente è ascrivibile all'andamento del basamento e alla parte basale della serie carbonatica della Falda Toscana. A questo segnale si sovrappongono quelli la cui origine è più superficiale che vanno attenuandosi utilizzando filtraggi passa-basso.

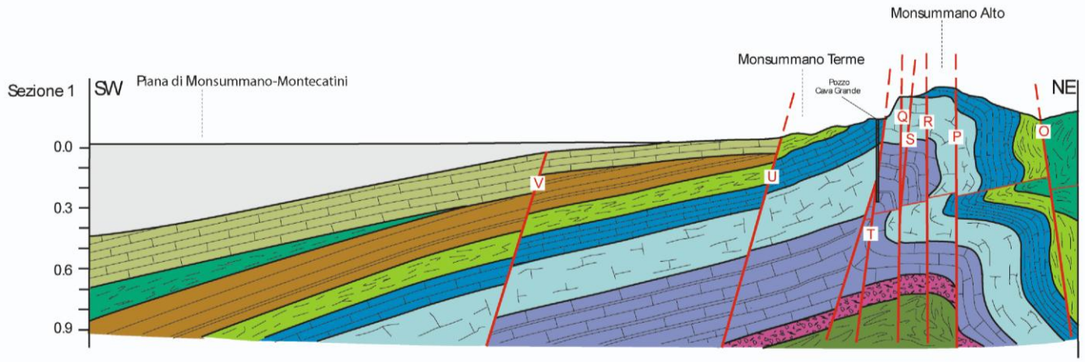
I gradienti orizzontali hanno permesso di definire alcuni allineamenti SE-NW, che ben s'accordano con i risultati del rilevamento geologico-strutturale dell'area, e che risultano interrotti dai minimi gravimetrici della Valdinievole e della zona a N di Montecatini Terme.

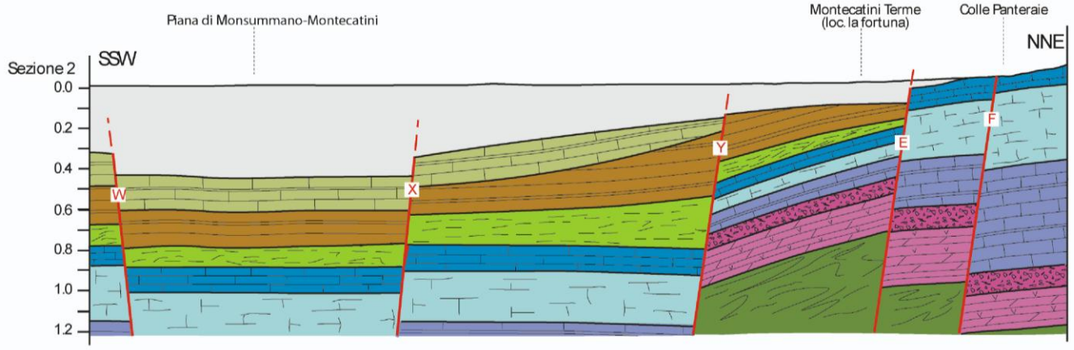
Dalla mappa delle anomalie residue sono stati selezionati e modellati 3 profili aventi direzioni SW-NE, S-N e NNW-SSE con i quali è stato possibile determinare i parametri, quali profondità, dimensioni, forma e contrasto densità, dei corpi gravimetrici che approssimano le strutture geologiche dell'area investigata.

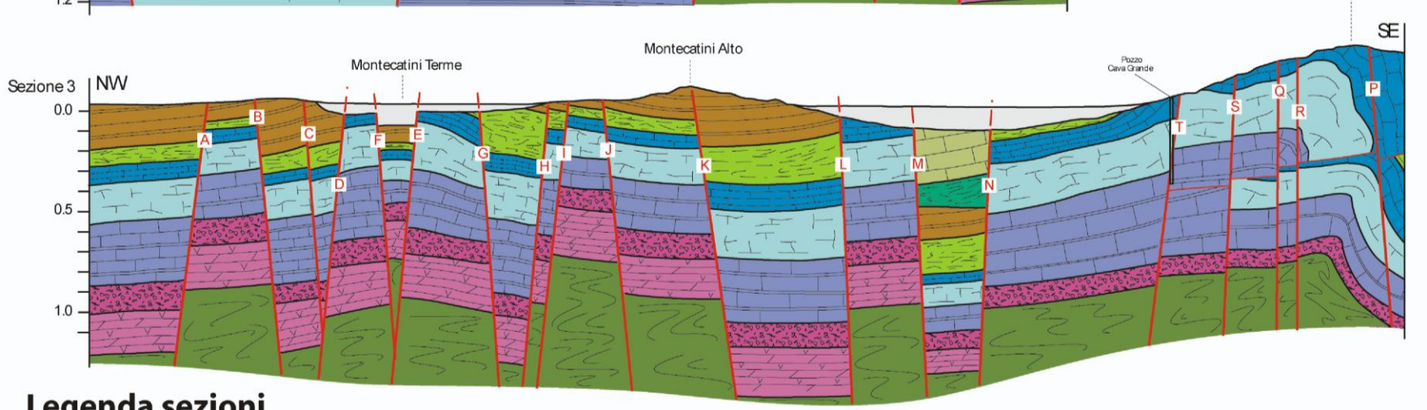
Sulla base dello studio geologico strutturale e dell'interpretazione geologica dei risultati del rilievo gravimetrico condotto nell'area di Montecatini e Monsummano Terme possono essere tratte alcune indicazioni significative. L'analisi strutturale condotta sul terreno, la fotointerpretazione e la modellazione geologica dello studio gravimetrico concordano nell'evidenziare e definire la presenza di un complesso sistema di faglie, all'interno del quale possono essere distinti due insiemi principali di discontinuità, uno a direzione appenninica e l'altro a direzione antiappenninica. L'importanza che questi sistemi di faglie rivestono per la circolazione di fluidi profondi sembra essere confermata, oltre che naturalmente dalle sorgenti termali di Montecatini e Monsummano, anche dalla presenza di travertini in coincidenza o nelle immediate vicinanze di settori nei quali è ipotizzabile l'intersezione dei due sistemi di discontinuità e quindi caratterizzati da un'intensa fratturazione. Tra le discontinuità individuate, la faglia a direzione antiappenninica localizzata lungo la Valdinievole, ipotizzata sulla base del rilevamento geologico-strutturale e confermata dai risultati del rilievo gravimetrico, potrebbe rivestire un significato particolare per eventuali ricerche di acque termali. Questo lineamento sembra inoltre separare due settori che presentano caratteri differenti alla base della successione della Falda Toscana. In particolare, il settore di Montecatini Terme è caratterizzato da corpi a profondità variabile tra i 400 e 1000 m., con spessori intorno ai 300 m, che presentano valori di densità media tali da poterli interpretare come possibili livelli di evaporiti alla base dei termini carbonatici mesozoici della Falda Toscana. Al contrario, nel settore di Monsummano, i valori di densità media dei vari corpi modellizzati suggeriscono un diretto contatto dei carbonati della Falda Toscana sul basamento filladico con limitati spessori di calcare cavernoso.

Infine, l'interpretazione geologica dei modelli gravimetrici sembra suggerire che, in corrispondenza del lineamento della Valdinievole, i settori di Montecatini e Monsummano siano almeno in parte separati da un setto relativamente poco permeabile, in quanto tra i carbonati dei due settori si interpone per faglie un blocco costituito da formazioni liguridi (F.ne di M. Morello e F.ne di Sillano) e dai termini più recenti della Falda Toscana (Macigno e Scaglia) (Sez. 3 in Tav. 1).

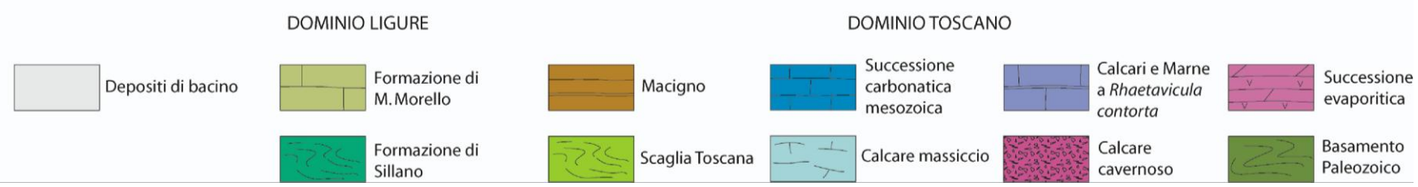








Legenda sezioni



TAV. 1 – SEZIONI GEOLOGICO-STRUTTURALI INTERPETRATIVE DEI PROFILI GRAVIMETRICI

INDAGINI GEOCHIMICHE ED OSSERVAZIONI IDROGEOLOGICHE

PREMESSA

L'indagine geochimica svolge un ruolo determinante nello studio dei sistemi acquiferi, siano essi caldi o freddi, consentendo di mettere in evidenza le principali caratteristiche dei vari circuiti, le loro relazioni, la tipologia dei serbatoi attraversati, nonché l'evoluzione temporale delle circolazioni sotterranee. Nel contempo l'uso degli isotopi dell'acqua fornisce un contributo alla definizione delle aree di alimentazione dei sistemi acquiferi, attraverso la determinazione delle quote d'infiltrazione, nonchè riguardo ai tempi di residenza della circolazione sotterranea, mediante l'utilizzo del trizio.

Lo studio in oggetto ha previsto l'esecuzione di una serie di campagne di campionamento e di analisi chimiche ed isotopiche relative alle acque termali di Montecatini e di Monsummano ed a pozzi e sorgenti dislocati rispettivamente nella pianura antistante alle due aree termali e sui rilievi settentrionali sino alla Doganaccia. I pozzi della pianura sono stati presi in esame allo scopo di verificare le eventuali connessioni tra i sistemi termali ed il sistema acquifero della pianura stessa, mentre l'esame delle sorgenti dislocate sui rilievi ha consentito di caratterizzare da un punto di vista isotopico le acque d'infiltrazione nelle aree potenzialmente alimentanti i sistemi termali in esame. A tal fine è stato preso in esame anche il T. Lima in corrispondenza degli affioramenti carbonatici sui quali scorre ed attraverso i quali può fornire significativi contribuiti alla circolazione idrica sotterranea. Come anticipato nell'introduzione, il limitato numero di pozzi che è stato possibile reperire nella pianura non consente di sviluppare appropriatamente le tematiche previste dal programma di lavoro. Da un punto di vista idrogeochimico, le informazioni che si possono ottenere sono piuttosto limitate a causa sia della scarsa densità dei punti di misura, sia delle caratteristiche di questi ultimi. Di fatto, in molti casi si tratta di pozzi di limitata profondità e quindi poco adatti allo scopo di evidenziare eventuali contributi al sistema della pianura da parte dei circuiti termali.

CAMPIONAMENTO

Nelle zone di Monsummano e Montecatini sono stati presi in esame rispettivamente 3 e 12 punti d'acqua termominerale, nell'ambito di 6 campagne di campionamento condotte a Maggio e Ottobre 2009, a Gennaio, Aprile e Novembre 2010 ed a Febbraio 2011.

Il campionamento riveste un'importanza capitale sia per l'acquisizione di dati di campagna, fondamentali per la comprensione dei fenomeni in atto, sia per la preservazione del campione da avviare ai laboratori. Il campione prelevato è soggetto infatti a rapide modifiche delle sue caratteristiche fisico-chimiche, quali temperatura, pH, conducibilità, Eh, nonché alla variazione del contenuto dei gas disciolti con precipitazione di composti dalla soluzione. Il campione deve essere, pertanto, opportunamente trattato in modo da impedire le modifiche di cui sopra, nel lasso di tempo che intercorre tra il campionamento e l'analisi di laboratorio. Direttamente in situ sono stati misurati la temperatura, il pH, la conducibilità elettrica e l'alcalinità. Per ogni sito di campionamento sono state prelevate le seguenti aliquote secondo modalità standard:

- ✓ Aliquota tal quale (contenitore in PE da 125 ml), per la determinazione degli anioni principali;
- ✓ aliquota filtrata (0.45 µm, contenitore in PE da 50 ml) con l'aggiunta di 1 ml di HNO_3 per la determinazione dei cationi principali;
- ✓ aliquota tal quale (contenitore in PE da 50 ml) per la determinazione della composizione isotopica del ^{18}O;

- ✓ aliquota tal quale (contenitore in PE da 1000 ml) per la determinazione della concentrazione del trizio;
- ✓ aliquota tal quale (contenitore in PE da 2000 ml) per la determinazione della composizione isotopica del ^{34}S e del ^{13}C

Le campagne svolte nella pianura sono state due (Ottobre 2009 e Aprile 2010) ed hanno interessato in totale 20 pozzi, nonché il Fosso Salseto (lungo il quale vanno a confluire le acque termali di Montecatini dopo il loro utilizzo) in 3 punti diversi. Anche per questi punti d'acqua sono stati determinati direttamente in campagna i parametri fisico-chimici sopra citati e prelevati campioni per le analisi di laboratorio. Relativamente ai punti d'acqua dislocati sui rilievi sono state condotte 4 campagne, rispettivamente nei periodi Ottobre 2009 e Gennaio, Aprile e Giugno 2010. Si tratta di 20 sorgenti e di 2 punti di prelievo sul T. Lima. Per queste acque sono stati determinati in situ: il pH, la conducibilità elettrica e la temperatura. Le analisi di laboratorio condotte sui campioni prelevati hanno riguardato la sola determinazione del $\delta^{18}O$. Complessivamente sono stati effettuati oltre 200 campionamenti.

L'ubicazione di tutti i punti presi in esame è rappresentata in Tav. 2, mentre nella Tav. 3 si riporta il dettaglio contenente i punti d'acqua della pianura e delle due zone termali.

Tabella - 4 Tecniche analitiche, strumentazione e loro prestazioni in termini di ripetibilità e limiti di rilevabilità, utilizzate nelle analisi chimiche.

ANALISI CHIMICHE				
Elemento chimico	**Metodo analitico**	**Strumento**	**Limite di rilevabilità* (µg/l)**	**Riproducibilità (RSD%)**
Calcio	Spettrometria Ottica di Emissione atomica al Plasma Accoppiato Induttivamente	Perkin Elmer "Optima 2000 DV"	0.05	<1
Magnesio	Spettrometria Ottica di Emissione atomica al Plasma Accoppiato Induttivamente	Perkin Elmer "Optima 2000 DV"	0.04	<1
Sodio	Spettrometria Ottica di Emissione atomica al Plasma Accoppiato Induttivamente	Perkin Elmer "Optima 2000 DV"	0.5	<1
Potassio	Spettrometria Ottica di Emissione atomica al Plasma Accoppiato Induttivamente	Perkin Elmer "Optima 2000 DV"	1.0	<1
Solfati	Cromatografia Ionica (CI)	Dionex DX100	100	2
Nitrati	Cromatografia Ionica (CI)	Dionex DX100	100	2
Cloruri	Cromatografia Ionica (CI)	Dionex DX100	100	2
Boro	Spettrometria Ottica di Emissione atomica al Plasma Accoppiato Induttivamente	Perkin Elmer "Optima 2000 DV"	1	<1

ANALISI CHIMICHE

I campioni prelevati sono stati analizzati presso i laboratori dell'IGG, seguendo le tecniche riportate in tabella 4. Le analisi risultano tutte di buona qualità, presentando valori dell'errore, espresso come

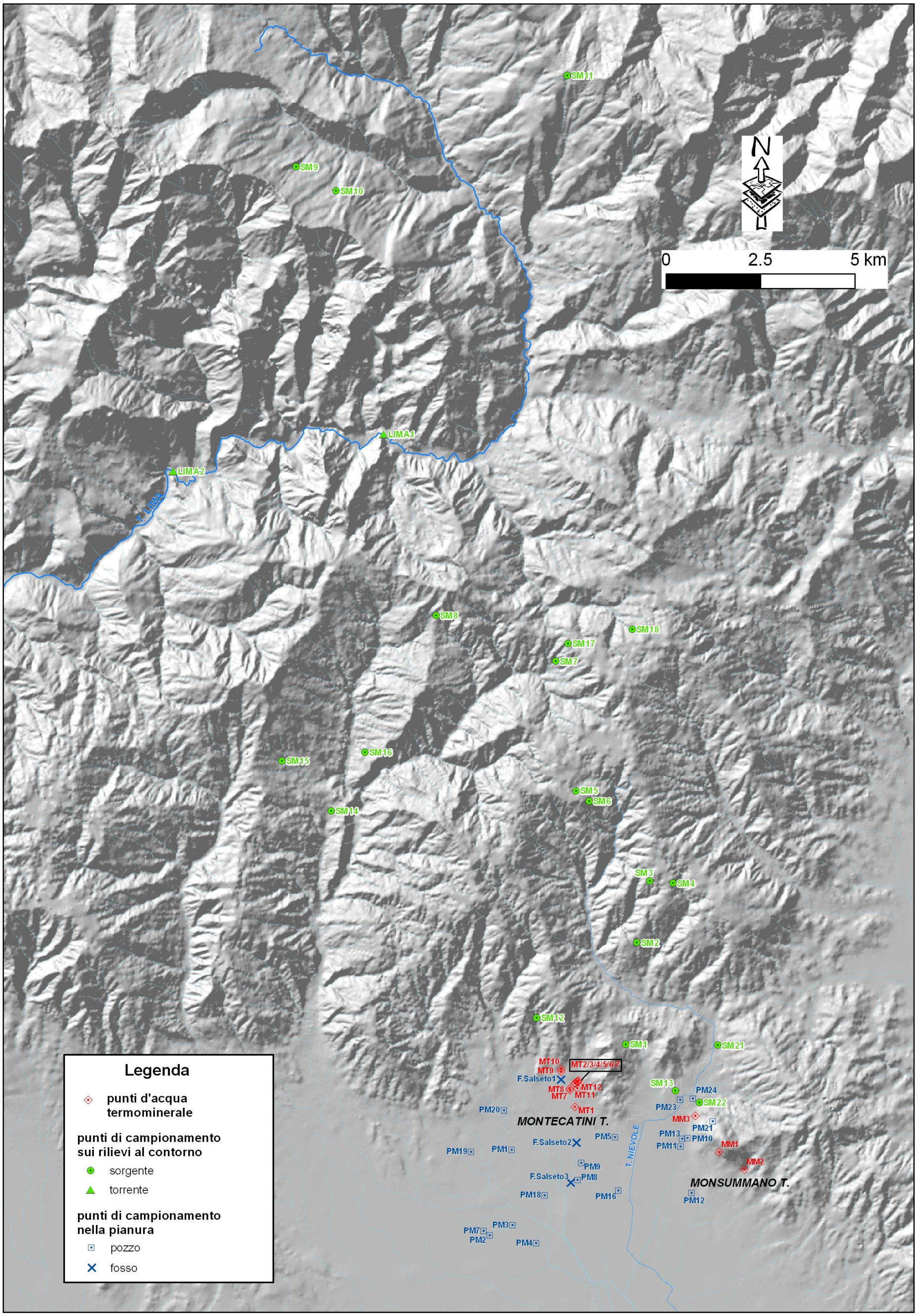
(somma cationi- somma anioni)/ (somma cationi+ somma anioni)x100

inferiori al 5%. Nel complesso sono state effettuate oltre 1300 determinazioni fisico-chimiche.

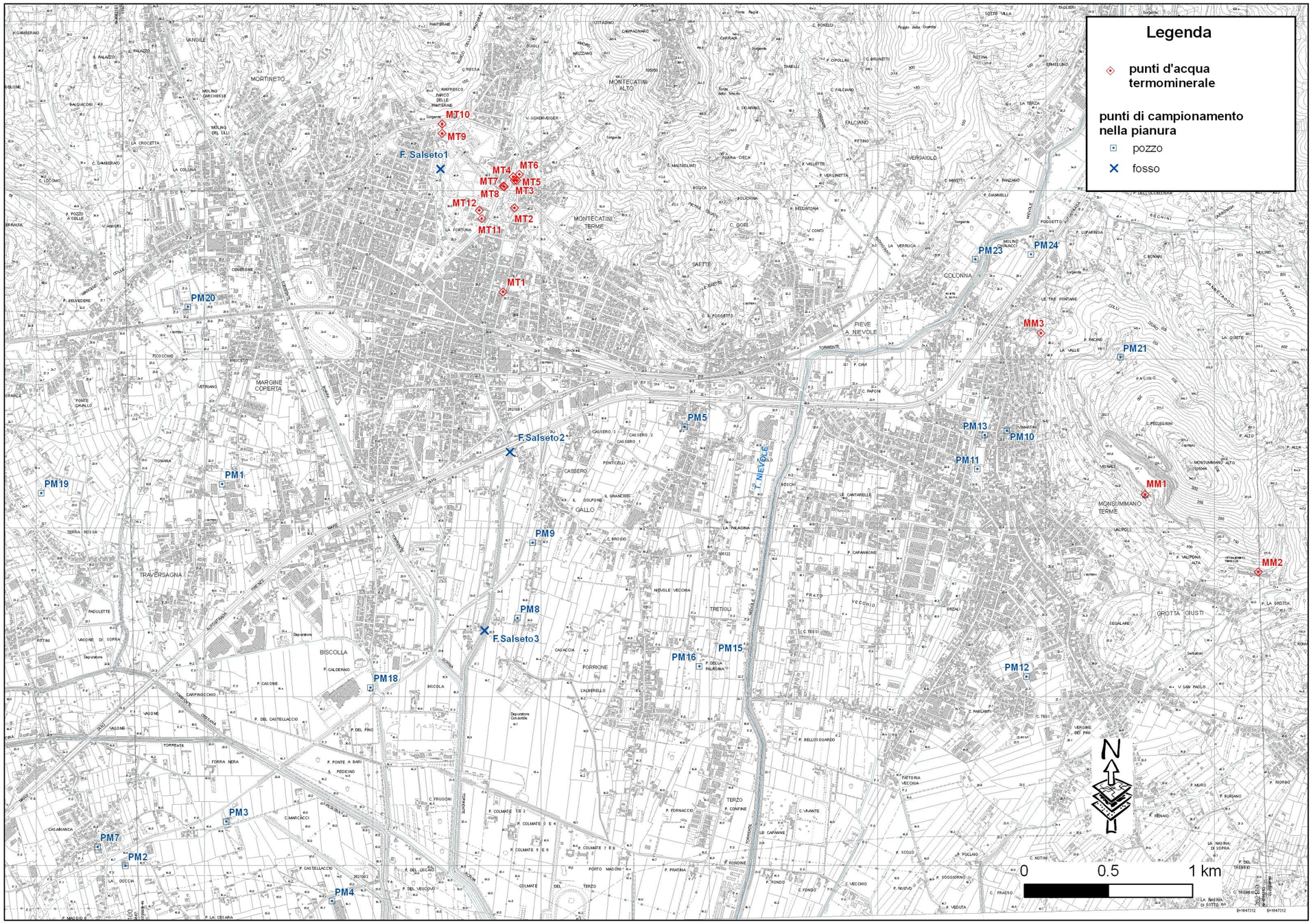
ANALISI ISOTOPICHE

I campioni prelevati sono stati tutti analizzati presso i laboratori del IGG tranne 4 campioni inviati all'Enivronmental Isotope Laboratory dell'Università di Waterloo in Canada per la determinazione del $\delta^{34}S$. La composizione isotopica del ^{18}O (espressa come $\delta^{18}O$ in ‰ vs Vienna SMOW) viene determinata dopo equilibrazione acqua-CO_2 a 25° (Epstein e Mayeda 1953) sottoponendo poi la CO_2 ad analisi spettrometrica (Geo 20-20 Europa Scientific Mass Spectrometer). L'errore analitico è $\pm$ 0.1‰. La composizione isotopica del ^{34}S viene determinata attraverso spettrometria TC-CF-IRMS (thermal conversion-contiunuous flow-ion ratio spectrometry) su campioni di $BaSO_4$ separati chimicamente dall'acqua. I valori ottenuti di $\delta^{34}S$ sono riportati in ‰ rispetto allo standard rappresentato alla troilite di Canon Diablo (Vienna CDT). La precisione della determinazione è $\pm$ 0.2‰. La composizione isotopica del carbonio inorganico disciolto (DIC), espressa come $\delta^{13}C$ in ‰ vs. lo standard costituito dalla Pee Dee Belemnite (Vienna – PDB), è stata misurata attraverso spettrometria di massa (Geo 20-20 Europa Scientific Mass Spectrometer) sulla CO_2 estratta dopo trattamento del campione con acido fosforico. La precisione analitica è di $\pm$ 1 ‰. Il contenuto di trizio (^3H) nelle acque è stato determinato usando il metodo di Cameron (1967), ed è qui espresso in unità trizio (UT), cioè in termini di atomi di trizio per 10^{18} atomi d'idrogeno nel campione. La precisione analitica è 1 UT.
Complessivamente sono state eseguite oltre 230 determinazioni isotopiche.
I dati chimici ed isotopici sono contenuti in tabella 5 per le acque termali ed il fosso Salseto, ed in tabella 6 per le acque di pozzo. In tabella 6 sono contenuti anche gli elementi significativi del T. Lima . Nelle tabelle sono riportate le sigle (ID) di ciascun punto d'acqua e la relativa denominazione che, per comodità di lettura dei vari elaborati, vengono riassunte nella tabella sottostante per le sole acque termali.

Area	**Sigla**	**Denominazione**
Montecatini	MT1	Imperiale
"	MT2	Regina
"	MT3	Papo II
"	MT4	Papo I
"	MT5	Papo III
"	MT6	Padulette I
"	MT7	Tettuccio I-II
"	MT8	Tettucco III
"	MT9	Rinfresco
"	MT10	Giulia
"	MT11	Leopoldina II
"	MT12	Leopoldina II
Monsummano	MM1	Pozzo Cavagrande
"	MM2	Grotta Giusti
"	MM3	Grotta Parlanti



Tav. 2 – Punti d'acqua campionati.



Tav. 3 – Punti d'acqua campionati nelle zone di Montecatini e Monsummano.

Tabella 5. Dati chimici ed isotopici per le acque termali. Le concentrazioni sono in mg/l. La temperatura, la conducibilità, il pH e la concentrazione di HCO3 sono misure di campagna.

ID	DENOMIN	Data	T (°C)	pH	cond_25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	B	TDS	$\delta^{18}O$‰	$\delta^{13}C$‰	Trizio	$\delta^{34}S$
MM1	Pozzo Cavagrande	28/05/2009	34.0	6.46	2890	206	15.4	379.5	83.8	655.9	320.0	752.7	0.4	2413	-6.17			
MM1	Pozzo Cavagrande	08/10/2009	34.0	6.35	2830	202	14.3	382.1	81.1	634.5	323.9	752.9	0.4	2391	-6.27	5.6	1.6	
MM1	Pozzo Cavagrande	19/01/2010	33.5	6.27	2840	198	14.4	393.9	82.7	658.9	308.2	722.4	0.4	2379	-6.27		1.4	
MM1	Pozzo Cavagrande	02/04/2010	33.5	6.31	2880	199	13.7	359.7	79.8	619.3	308.6	721.7		2301	-6.24			
MM1	Pozzo Cavagrande	23/11/2010	33.6	6.4	2830	194	14.1	353.3	77.9	634.4	292.9	709.4		2276	-6.32			
MM1	Pozzo Cavagrande	02/02/2011	33.5	6.45	2810	200	15.2	360.5	79.7	652.7	300.4	724.9		2333	-6.35			16.55
MM2	Grotta Giusti	28/05/2009	32.6	6.66	2770	192	13.8	355.9	78.7	665.0	300.0	690.2	0.4	2296	-6.21			
MM2	Grotta Giusti	08/10/2009	32.5	6.53	2840	203	14.3	376.8	82.8	652.8	308.7	723.6	0.4	2362	-6.33		1.4	
MM2	Grotta Giusti	19/01/2010	32.2	6.52	2370	159	12.7	320.1	66.8	628.4	253.8	585.6	0.3	2027	-6.26		1.9	
MM2	Grotta Giusti	02/04/2010	32.7	6.50	2820	190	13.4	350.2	77.4	634.5	297.9	694.2		2258	-6.26			
MM2	Grotta Giusti	23/11/2010	32.6	6.5	2580	172	12.9	322.0	71.1	575.5	260.9	632.7		2047	-6.28			
MM2	Grotta Giusti	02/02/2011	32.8	6.44	2650	183	14.0	336.2	74.1	634.4	275.8	673.9		2192	-6.29			
MM3	Grotta Parlanti	28/05/2009	30.6	6.37	2580	171	12.4	320.5	71.5	597.9	267.0	630.2	0.4	2071	-6.24			
MM3	Grotta Parlanti	21/01/2010	30.3	6.46	2390	162	11.9	328.0	68.1	530.8	252.6	576.7	0.3	1930	-6.22	-0.4		
MM3	Grotta Parlanti	29/04/2010	30.4	6.55	2874	178	12.6	329.6	72.9	421.0	295.1	689.5		1999	-6.24			
MT1	Imperiale	26/05/2009	16.0	6.94	4430	587	26.4	341.2	25.1	585.7	1060.0	221.5	0.7	2847	-5.45	-8.7		
MT1	Imperiale	06/10/2009	20.0	7.24	4280	590	26.4	328.7	22.8	567.4	1012.2	213.2	0.7	2761	-5.45		2.6	
MT1	Imperiale	19/01/2010	15.4	7.17	4450	598	27.0	336.0	23.4	555.2	1060.0	228.7	0.7	2828	-5.44			
MT1	Imperiale	07/04/2010	14.9	7.47	3290	598	26.6	319.4	22.5	543.0	1071.2	228.9		2810	-5.55			
MT1	Imperiale	23/11/2010	17	6.9	4200	574	27.0	294.6	21.0	548.6	1013.7	207.2		2687	-5.58			
MT1	Imperiale	02/02/2011	14.6	7.48	4190	561	27.3	298.0	20.6	552.1	981.6	210.4		2651	-5.58			
MT2	Regina	26/05/2009	27.4	6.31	28300	5628	142.6	700.9	128.8	674.2	9110.0	1456.2	4.4	17841	-6.32	7.9		
MT2	Regina	06/10/2009	26.9	6.30	26830	5602	142.1	702.0	126.4	671.1	8940.0	1368.9	4.5	17553	-6.45			
MT2	Regina	19/01/2010	26.9	6.34	27500	5551	141.1	701.7	131.1	677.2	8862.0	1367.9	4.4	17432	-6.48			
MT2	Regina	07/04/2010	25.8	6.42	27900	5559	141.3	630.0	122.6	662.0	8495.0	1393.2		17003	-6.51			
MT2	Regina	23/11/2010	27.2	6.53	27300	5494	151.6	611.3	113.8	606.2	8989.0	1353.7		17320	-6.59			
MT2	Regina	02/02/2011	27.2	6.25	26600	5402	153.1	609.6	113.6	652.7	8769.0	1363.1		17063	-6.61			
MT3	Papo II	26/05/2009	24.0	6.66	10290	1933	50.3	291.0	48.5	475.9	3040.0	515.8	1.8	6355	-6.43			
MT3	Papo II	06/10/2009	23.0	6.59	10210	1974	51.3	282.3	47.2	451.5	3070.0	507.6	1.9	6383	-6.43			
MT3	Papo II	19/01/2010	23.4	6.83	10900	1871	49.9	272.4	45.3	451.5	2982.0	484.1	1.7	6157	-6.39		3.7	
MT3	Papo II	07/04/2010	23.2	6.95	10390	1918	48.3	252.0	44.9	439.3	2845.0	482.9		6031	-6.33			
MT3	Papo II	23/11/2010	23.6	6.87	9030	1755	49.7	216.7	37.0	410.5	2550.0	443.7		5462	-6.48			
MT3	Papo II	01/02/2011	23.8	6.8	9320	1781	48.7	217.2	36.3	436.2	2615.2	447.3		5581	-6.45			
MT4	Papo I	06/10/2009	23.4	6.84	8690	1645	43.1	242.8	40.0	414.9	2515.0	420.3	1.6	5321	-6.37		2.7	
MT4	Papo I	26/05/2009	24.2	6.83	8780	1625	43.2	246.8	40.4	414.9	2545.0	417.6	1.6	5333	-6.51	-2.6		

ID	DENOMIN	Data	T (°C)	pH	cond_25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	B	TDS	$\delta^{18}O$‰	$\delta^{13}C$‰	Trizio	$\delta^{34}S$
MT4	Papo I	19/01/2010	23.3	6.98	8420	1583	42.9	237.8	38.2	408.8	2420.0	404.7	1.5	5135	-6.35			
MT4	Papo I	07/04/2010	23.2	7.13	8870	1590	42.0	225.4	37.3	408.8	2398.8	402.1		5104	-6.38			
MT4	Papo I	23/11/2010	23.6	7.01	7960	1459	44.1	403.4	68.1	402.8	2249.0	386.8		5014	-6.44			
MT4	Papo I	02/02/2011	23.7	6.82	8080	1465	41.8	196.0	32.1	424.0	2300.0	447.3		4907	-6.43			
MT5	Papo III	26/05/2009	22.9	6.93	13650	2582	64.3	378.5	64.4	512.5	4170.0	679.2	2.3	8451	-6.36			
MT5	Papo III	06/10/2009	22.7	6.70	13790	2662	67.6	379.5	66.7	494.2	4250.0	676.0	2.3	8596	-6.44			
MT5	Papo III	19/01/2010	21.1	6.88	13750	2657	66.5	400.5	65.5	488.1	4264.0	666.3	2.3	8608	-6.37			
MT5	Papo III	07/04/2010	21.3	6.96	14270	2647	64.5	351.8	61.7	488.1	4081.0	664.7		8359	-6.52			
MT5	Papo III	23/11/2010	21.4	6.95	12260	2432	87.9	307.2	54.4	464.2	3659.3	617.8		7623	-6.46			
MT5	Papo III	02/02/2011	20.4	6.86	12240	2374	67.6	298.3	51.2	491.1	3556.3	600.9		7439	-6.46			
MT6	Padulette I	26/05/2009	20.0	7.14	4960	854	23.9	153.4	23.8	378.3	1281.0	233.0	0.9	2947	-6.30			
MT6	Padulette I	06/10/2009	20.1	6.98	4960	881	24.4	151.9	23.8	372.2	1311.3	246.7	0.9	3011	-6.51			
MT6	Padulette I	19/01/2010	19.7	6.90	4720	812	23.0	151.7	22.8	372.2	1238.0	222.2	0.8	2842	-6.30		3.8	
MT6	Padulette I	07/04/2010	19.4	7.12	1980	804	23.3	148.2	22.0	363.0	1210.2	220.5		2791	-6.34			
MT6	Padulette I	23/11/2010	19.8	7.2	4550	766	26.4	135.7	20.4	360.6	1135.1	49.3		2494	-6.26			
MT6	Padulette I	02/02/2011	19.5	7.24	4460	773	24.8	130.8	19.1	375.2	1112.2	214.2		2649	-6.35			
MT7	Tettuccio I-II	26/05/2009	26.6	6.81	19580	4108	102.6	538.8	95.7	585.7	6480.0	1023.5	3.4	12934	-6.28			
MT7	Tettuccio I-II	06/10/2009	26.5	6.63	20790	4275	108.3	540.8	96.8	585.7	6760.0	1082.2	3.5	13449	-6.50		3.0	
MT7	Tettuccio I-II	19/01/2010	26.4	6.60	16520	3356	89.5	435.7	74.4	536.9	5405.0	835.9	3.0	10734	-6.45		3.1	
MT7	Tettuccio I-II	07/04/2010	25.2	6.74	16500	3129	81.6	370.9	66.8	524.7	4704.0	772.3		9650	-6.35			
MT7	Tettuccio I-II	23/11/2010	25.4	6.39	13710	2809	82.7	335.7	60.4	468.1	4280.0	689.6		8726	-6.49			
MT7	Tettuccio I-II	02/02/2011	25.5	6.65	13560	2668	98.5	329.5	56.9	503.3	4126.5	694.5		8477	-6.51			
MT8	Tettucco III	26/05/2009	25.9	6.83	14120	2788	72.2	372.9	66.2	512.5	4400.0	729.3	2.4	8941	-6.36			15.68
MT8	Tettucco III	06/10/2009	25.7	6.64	15000	2980	74.1	396.6	71.0	524.7	4710.0	757.6	2.6	9514	-6.44	1.1	3.1	
MT8	Tettucco III	19/01/2010	25.3	6.80	12470	2478	64.6	335.0	55.0	482.0	3842.0	620.0	2.2	7877	-6.43	-2.7	2.9	15.66
MT8	Tettucco III	07/04/2010	25.3	6.89	12690	2360	61.4	287.9	52.4	460.6	3481.0	597.5		7301	-6.33			
MT8	Tettucco III	23/11/2010	25.5	6.95	11040	2127	64.9	267.1	46.3	437.4	3192.2	540.1		6675	-6.5			
MT8	Tettucco III	02/02/2011	25.3	6.75	10640	2099	63.5	264.0	44.5	466.7	3137.3	549.4		6624	-6.44			
MT9	Rinfresco	26/05/2009	26.2	6.82	6840	1184	32.8	190.7	31.1	405.7	1797.8	301.9	1.2	3944	-6.29			
MT9	Rinfresco	06/10/2009	26.0	6.88	6250	1146	31.0	185.5	29.9	366.1	1744.2	300.0	1.1	3803	-6.39	-0.3	4.5	
MT9	Rinfresco	19/01/2010	26.0	6.86	6200	1124	30.8	194.8	29.5	366.1	1740.0	302.0	1.1	3787	-6.47			
MT9	Rinfresco	07/04/2010	25.9	7.07	6560	1112	30.2	172.1	28.1	347.8	1683.0	305.0		3678	-6.42			
MT9	Rinfresco	23/11/2010	26.1	6.97	5910	1070	34.3	166.7	26.7	353.0	1575.5	281.1		3507	-6.47			
MT9	Rinfresco	02/02/2011	26.2	7.15	5580	960	15.5	158.8	24.0	359.9	1493.1	273.3		3285	-6.47			

ID	DENOMIN	Data	T (°C)	pH	cond_25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	B	TDS	$\delta^{18}O$‰	$\delta^{13}C$‰	Trizio	$\delta^{34}S$
MT10	Giulia	26/05/2009	27.5	6.89	7840	1418	38.4	195.0	35.6	387.4	2270.0	368.2	1.4	4712	-6.44			
MT10	Giulia	06/10/2009	27.2	6.82	7500	1384	38.0	212.1	35.2	372.2	2141.4	355.6	1.3	4538	-6.44		3.0	
MT10	Giulia	19/01/2010	26.6	6.87	7560	1391	38.2	227.1	35.6	372.2	2190.0	374.9	1.3	4629	-6.42			
MT10	Giulia	07/04/2010	26.4	7.07	7790	1354	36.9	199.7	33.3	372.2	2073.1	364.9		4434	-6.38			
MT10	Giulia	23/11/2010	26.3	6.99	7070	1256	42.3	185.9	31.1	368.3	1922.4	340.3		4146	-6.58			
MT10	Giulia	02/02/2011	26.8	7.08	7160	1286		187.6	30.2	390.4	1977.4	354.7		4227	-6.48			
MT11	Leopoldina II	26/05/2009	33.6	6.57	26800	5579	144.1	648.9	121.2	597.9	8905.0	1362.1	4.6	17358	-6.51			
MT11	Leopoldina II	06/10/2009	32.9	6.51	25790	5541	143.2	635.7	119.4	634.5	8790.0	1345.5	4.4	17210	-6.40	4.5	2.5	16.34
MT11	Leopoldina II	19/01/2010	33.5	6.43	28300	5525	144.0	660.4	120.7	652.8	8975.0	1380.6	4.4	17458	-6.63		2.7	
MT11	Leopoldina II	07/04/2010	33.4	6.54	28880	5544	144.2	606.1	120.5	640.6	8485.0	1406.5		16947	-6.46			
MT11	Leopoldina II	23/11/2010	33.4	6.73	27700	5470	165.4	612.2	115.9	636.9	8930.0	1360.0		17290	-6.55			
MT11	Leopoldina II	02/02/2011	32.9	6.48	27100	5400	162.0	574.6	110.4	655.8	8900.0	1376.1		17179	-6.54			
MT12	Leoplodina III	19/01/2010	33.3	6.50	28300	5656	144.5	652.1	119.6	646.7	8890.0	1382.3	4.4	17491	-6.48		2.1	
MT12	Leoplodina III	07/04/2010	33.4	6.52	28600	5515	141.3	604.1	121.5	616.2	8477.0	1372.0		16847	-6.51			
MT12	Leoplodina III	23/11/2010	33.5	6.53	27300	5339	163.8	602.9	117.7	625.3	8737.0	1373.5		16959	-6.56			
MT12	Leoplodina III	02/02/2011	33.4	6.31	26900	5265	162.7	576.5	109.2	668.0	8517.0	1361.4		16660	-6.57			
F. Salseto1	Fosso Salseto1	07/04/2010	20.2	8.28	4860	795	21.6	138.6	22.3	305.1	1220.0	219.5		2722	-6.35			
F. Salseto1	FossoSalseto1	27/10/2009	15.7	7.4	3850	648	19.1	124.7	18.4	305.1	1008.6	165.8		2290	-6.36			
F. Salseto2	FossoSalseto2	20/10/2009	22	7.67	16130	3181	84.5	402.5	73.7	460.6	5085.0	815.5	2.8	10103	-6.34			
F. Salseto3	Fosso Salseto 3	07/04/2010	16.4	7.79	4240	982	26.0	152.1	29.2	262.4	1563.2	266.2		3281	-6.46			
F. Salseto3	FossoSalseto3	15/10/2009	20.8	7.42	16340	3164	83.5	397.2	72.7	421.0	5017.0	802.8	2.8	9958	-6.22			

Tabella 6. Dati chimici ed isotopici per le acque dei pozzi della pianura e dtai significativi del T.Lima. Le concentrazioni sono in mg/l. La temperatura, la conducibilità, il pH e la concentrazione di HCO3 sono misure di campagna.

ID	Data	T (°C)	pH	cond_25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	B	TDS	$d^{18}O‰$	$d^{13}C‰$	Trizio
PM1	13/10/2009	21	7.27	1244	107	1.0	40.7	54.8	189.1	279.3	20.0	<0.05	692	-5.58		
PM1	20/04/2010	14.7	6.55	1153	101	0.9	40.6	50.2	207.4	255.7	22.1		678	-5.60		
PM2	13/10/2009	16.4	6.99	811	110	0.8	28.5	18.2	225.7	143.2	7.2	<0.05	533	-5.78		0.0
PM2	20/04/2010	14.9	7.10	818	109	0.6	30.8	18.3	250.2	141.7	7.5		558	-5.72		
PM3	13/10/2009	16.6	7.3	660	91	0.7	31.2	13.8	286.8	77.5	1.4	<0.05	503	-6.11	-16.8	0.0
PM3	20/04/2010	15.1	7.05	733	97	0.7	34.0	14.8	292.9	86.7	1.6		527	-6.24		
PM4	13/10/2009	16.4	7.35	4092	457	2.3	211.4	118.5	299.0	1160.0	89.2	0.09	2338	-6.17	-14.8	
PM4	20/04/2010	15.8	6.96	4800	497	2.6	250.9	124.8	286.8	1341.4	131.2		2635	-6.13		
PM6	13/10/2009	19.1	6.75	884	55.0	2.93	113.1	18.68	402.68	58.0	56.06	0.36	706	-5.91	-11.4	3.8
PM7	14/10/2009	16.5	6.75	553	85	0.6	12.4	12.0	189.1	84.3	5.3	<0.05	389	-5.69		
PM7	20/04/2010	16.1	6.53	587	90	0.6	13.2	12.9	207.4	87.0	5.3		416	-5.71		
PM8	14/10/2009	16.1	7.16	1760	250	4.0	104.1	20.8	421.0	328.0	67.8	0.29	1196	-5.37		
PM8	20/04/2010	13.6	7.20	1021	74	3.9	102.1	16.4	268.5	109.9	126.0		701	-6.38		
PM9	14/10/2009	17.5	7.02	4.65	763	4.1	182.9	39.2	402.7	1277.2	159.0	0.59	2828	-5.52		
PM9	20/04/2010	12.8	6.77	4940	767	6.3	194.4	39.7	366.1	1278.7	198.2		2850	-5.80		
PM10	15/10/2009	19.9	7.65	647	25	2.2	105.7	9.6	335.6	37.4	34.5	<0.05	550	-6.33		
PM10	20/04/2010	15.1	7.37	570	19	1.0	88.7	7.7	280.7	28.2	23.7		449	-6.48		
PM11	14/10/2009	19.4	6.67	975	51	9.0	136.2	17.2	457.6	57.2	66.9	0.29	795	-5.62		4.7
PM11	02/04/2010	13.7	6.60	1053	47	5.4	148.7	19.6	488.1	46.9	94.4		850	-5.98		
PM12	14/10/2009	18.1	7.01	870	31	0.7	142.1	13.6	442.3	42.4	40.0	<0.05	712	-5.65	-8.1	
PM12	02/04/2010	18.0	7.03	960	54	1.1	116.5	10.8	390.5	60.5	55.4		689	-5.82		
PM13	14/10/2009	16.6	7.02	763	25	1.4	122.5	9.2	344.7	45.6	36.6	<0.05	585	-5.93		
PM13	02/04/2010	16.7	6.64	729	25	1.4	114.7	9.0	341.7	46.8	32.1		571	-5.90		
PM16	15/10/2009	16.9	6.94	871	50	2.3	88.5	30.1	317.3	55.6	99.4	<0.05	643	-5.67	-12.0	3.9
PM16	20/04/2010	14.2	6.94	763	37	1.7	78.0	25.6	262.4	42.1	84.9		531	-6.07		
PM18	20/10/2009	20.3	6.61	3680	562	1.3	91.9	78.5	338.6	963.3	118.7	0.18	2154	-5.68	-12.6	
PM18	20/04/2010	16.2	6.69	3150	419	1.3	90.3	77.7	280.7	790.9	106.5		1766	-5.77		
PM19	20/10/2009	16	7.07	1070	211	1.5	46.5	16.8	616.2	149.8	2.0	0.09	1044	-6.21	-6.0	0.0
PM19	20/04/2010	15.4	7.23	860	132	0.6	30.0	14.8	311.2	125.1	0.2		614	-5.95		
PM20	20/10/2009	16.2	7.23	448	59	1.2	22.2	9.8	204.4	36.8	10.5	0.05	344	-5.89		0.4
PM20	20/04/2010	16.1	7.01	465	59	1.0	23.7	10.4	231.8	34.3	10.2		370	-5.88		
PM21	27/10/2009	19.2	7.3	413	14	1.2	63.6	4.6	213.5	27.2	8.4		333	-6.26		
PM21	02/04/2010	19.0	7.01	380	18	1.1	45.9	3.7	152.5	22.4	8.9		253	-6.08		
PM23	07/04/2010	17.9	7.91	741	171	2.3	31.9	8.1	439.3	69.8	26.5		749	-6.30		
PM24	07/04/2010	15.3	7.38	402	23	0.7	82.4	7.3	247.1	33.7	23.3		418	-6.16		
LIMA1	09/10/2009			288										-7.80		
LIMA1	09/10/2009			218										-8.07		
LIMA1	20/01/2010			172										-8.73		
LIMA1	11/06/2010			242										-8.38		
LIMA2	09/10/2009			354										-7.81		
LIMA2	20/01/2010			474										-7.44		
LIMA2	02/04/2010			306										-8.16		
LIMA2	11/06/2010			424										-7.59		

INQUADRAMENTO IDROCHIMICO

Nelle figure 41 e 42 sono riportati rispettivamente il diagramma di classificazione delle acque di Piper (1944), nel quale i punti sono inseriti in funzione delle abbondanze percentuali dei soluti principali, ed un diagramma binario in cui vengono messe a confronto le concentrazioni (meq/l) in cloruri e la somma delle concentrazioni in bicarbonati e solfati. Essendo questi anioni i principali nelle soluzioni analizzate, il secondo diagramma fornisce indirettamente indicazioni anche sulla salinità delle acque (TDS= total dissolved solids), espressa in meq/l. In particolare, come evidenziato nel grafico, i segmenti che congiungono valori uguali sui due assi rappresentano linee di isosalinità e, nello specifico, l'insieme dei punti con uguale valore di TDS/2, visto che si prende in considerazione la sola frazione anionica delle soluzioni.

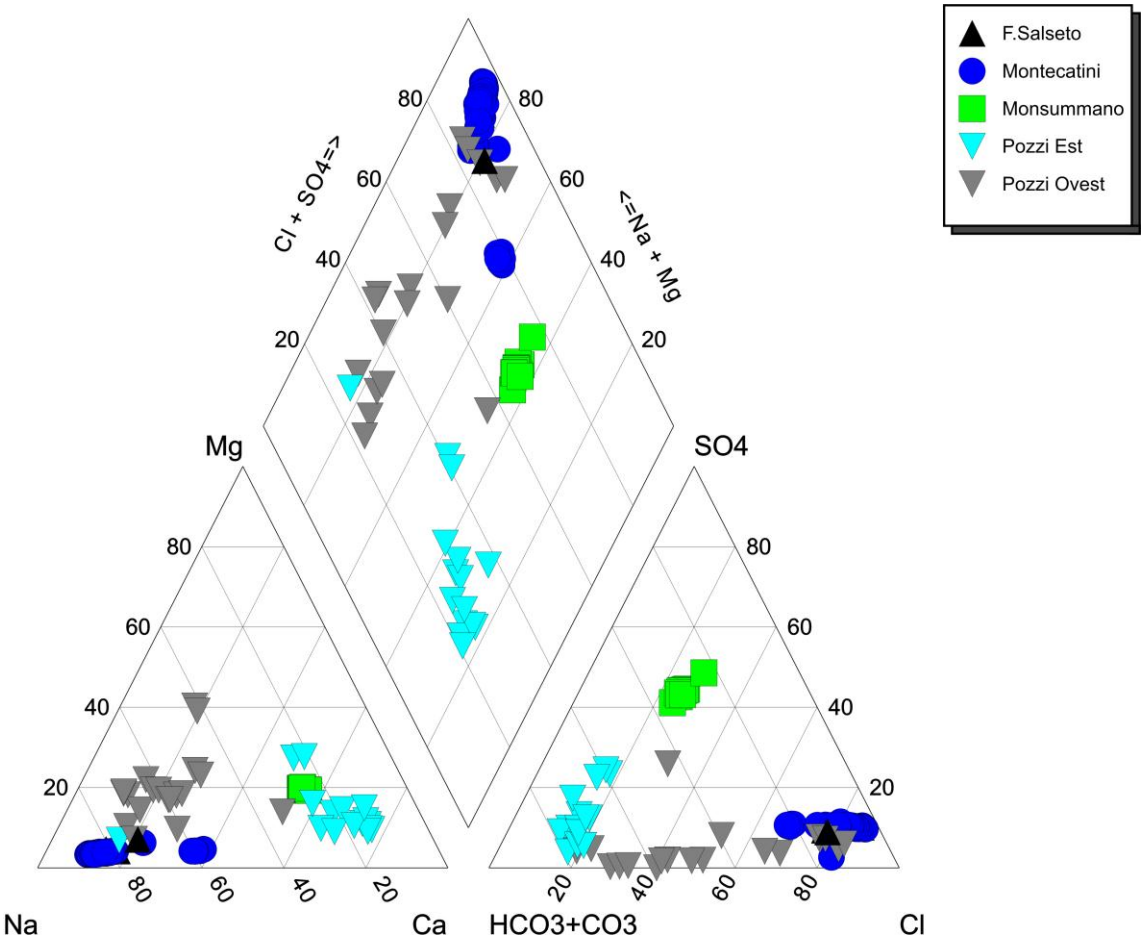


Fig. 41 - Diagramma di Piper relativo alle acque analizzate. I punti sono riportati in funzione delle percentuali della concentrazione in meq/l .

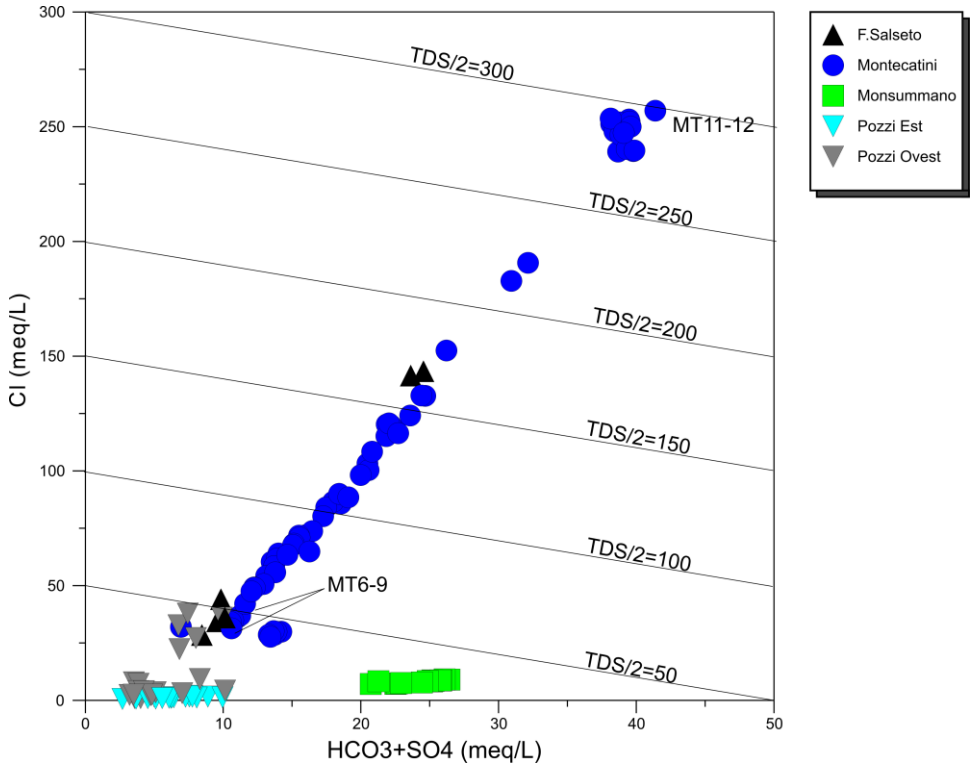


Fig.42 - Cloruri vs. solfati+bicarbonati nelle acque termominerali ed in quelle dei pozzi della pianura

Sulla base dei due diagrammi è possibile puntualizzare i seguenti aspetti:

- le acque termominerali si raggruppano in due facies idrochimiche distinte. La prima, cui appartengono tutte le acque prelevate a Montecatini, è del tipo clorurato-sodica (Na-Cl), mentre la seconda, nella quale rientrano i tre punti d'acqua di Monsummano, è del tipo solfato-calcica (Ca-SO_4), con significative percentuali di bicarbonati e di cloruri. Da notare che, nonostante i punti d'acqua di Montecatini nel loro insieme coprano un range di salinità molto ampio, nella quasi totalità dei casi il chimismo è nettamente clorurato-sodico, come indica il raggruppamento dei punti in un campo estremamente ristretto nel diagramma di Piper. Tra quelle analizzate, costituiscono un'eccezione le acque del pozzo Imperiale (MT1) che, pur rimanendo a facies clorurato-sodica, si distinguono per la maggior presenza di calcio e bicarbonato. E' possibile che tale punto d'acqua, ubicato nella parte più meridionale del campo termale di Montecatini e che eroga le acque più diluite fra quelle del campo stesso, possa rappresentare, in realtà, un termine appartenente ad una circolazione superficiale nei sedimenti incoerenti, arricchito in Ca ed HCO_3 dalla possibile risalita di CO_2 dal serbatoio termale, nonostante la PCO_2 del serbatoio, calcolabile in base ai dati chimici del pozzo Leopoldina 2, risulti essere solo intorno a 0.25 bar;
- esiste un netto allineamento dei punti relativi a Montecatini nel diagramma di Fig. 42, il quale indica chiaramente che le acque del campo termale sono il prodotto del miscelamento conservativo fra un'acqua notevolmente salina, riferibile ai pozzi Leopoldina 2 e 3 (MT11 e MT12) ed un'acqua relativamente diluita da identificarsi nelle sorgenti Paduletto (MT6) e Rinfresco (MT9); I punti d'acqua relativi a Monsummano anche nel diagramma di Fig. 42 rimangono confinati entro un campo ristretto, caratterizzato da una variazione del contenuto di HCO_3+SO_4.

- tra le acque prelevate dai pozzi della pianura, si individua un gruppo con chimismo variabile da bicarbonato/clorurato-sodico a clorurato-sodico (o sodico/magnesiaco) ed un secondo gruppo con chimismo a facies bicarbonato-calcica. Questa differenziazione idrochimica corrisponde ad una diversa distribuzione dei punti nella pianura. Di fatto tutte le acque prelevate dai pozzi ubicati in corrispondenza ed ad Ovest del Fosso Salseto, appartengono al primo gruppo, mentre tutte quelle campionate nel settore orientale della pianura rientrano nel secondo. Il chimismo bicarbonato-calcico delle acque di quest'ultimo gruppo, caratterizzato in genere da salinità relativamente basse (250-850 mg/l), suggerisce un limitato grado di interazione prevalentemente con i depositi alluvionali della pianura. Le caratteristiche chimiche di alcuni campioni del primo gruppo di acque potrebbero riflettere processi fisico-chimici quali: la riduzione dei solfati e lo scambio ionico. I primi, messi in evidenza in particolar modo dall'assenza o quasi di solfato dei punti PM2, PM3, PM7 e PM19, si sviluppano per l'azione di sintesi della materia organica da parte dei batteri in condizioni riducenti, ed oltre a consumare i solfati in soluzione determinano una produzione di ioni bicarbonato nella stessa. I secondi, suggeriti dall'eccesso di cloruri rispetto al sodio nei campioni PM1 e PM4, consistono in un vero e proprio passaggio di cationi dalla soluzione alla superficie di minerali argillosi e viceversa . Tenendo conto di questi processi è possibile affermare che le acque prelevate nel settore centro-occidentale della pianura sono caratterizzate da un chimismo di base sostanzialmente di tipo clorurato-sodico, sebbene con notevoli differenze nelle concentrazioni assolute, ovvero nella salinità, che passa dai circa 80-90 meq/l (≈ 2400-2800 mg/l) nei PM4 e PM9, ai circa 9-11 meq/l (≈ 340-380 mg/l) nei PM7 e PM20. Vista l'ubicazione di questi punti d'acqua nelle vicinanze del Fosso Salseto, per alcuni di essi e specialmente per quelli caratterizzati da elevata salinità (PM9, PM18, PM8 e, probabilmente, PM4),è plausibile ipotizzare una alimentazione da parte del corso d'acqua, nel quale vanno a confluire i fluidi termominerali di Montecatini. Per gli altri pozzi, il chimismo clorurato-sodico non può ricondursi ad apporti indiretti di fluidi termominerali tramite il Fosso Salseto, e la sua origine è da ricercare principalmente nella natura e nella composizione mineralogica dei depositi coinvolti. Le salinità relativamente basse delle acque di detti pozzi sembrano fondamentalmente sostenere questa ipotesi. Nello specifico, in accordo anche con l'evoluzione paleogeografica della zona, è del tutto plausibile che le acque dei pozzi in questione siano rappresentative di una circolazione sviluppata in terreni di origine palustre o fluvio-palustre, in grado, appunto, di fornire le caratteristiche idrochimiche riscontrate.

ROCCE SERBATOIO

Le due facies principali individuate per le acque termominerali di Montecatini e Monsummano sono, in entrambi i casi, indicative di una interazione delle acque con formazioni di natura evaporitica. Le differenze di chimismo evidenziano, però, che la circolazione relativa a Montecatini interagisce con una serie evaporitica completa, contenente quindi, oltre a gesso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) e/o anidrite ($CaSO_4$), anche salgemma (NaCl), mentre la circolazione relativa a Monsummano attraversa evaporiti costituite essenzialmente da minerali di solfato di calcio e, solo in minima parte, di cloruro di sodio. Queste differenze indicano che i serbatoi pertinenti alle due aree termali sono sostanzialmente differenti.

In entrambi i casi, nonostante le concentrazioni di SO_4 siano diverse nei due sistemi termali in esame, sembrerebbe che le acque di Montecatini e di Monsummano più ricche in SO_4, siano prossime alla saturazione in gesso, come indica il diagramma di Fig. 43, in cui si riporta l'indice di saturazione (SI) delle acque rispetto a questo minerale in funzione della concentrazione in SO_4.

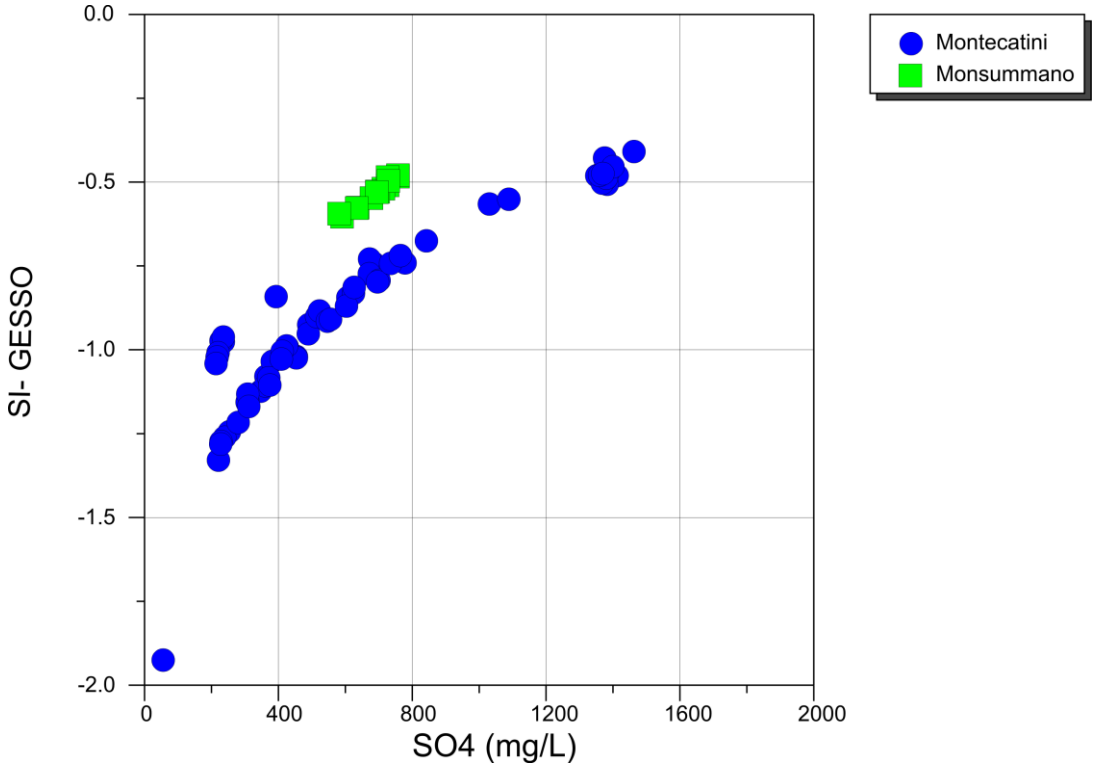


Fig. 43 - Grado di saturazione in gesso in funzione del contenuto di SO4 delle acque termali analiizzate

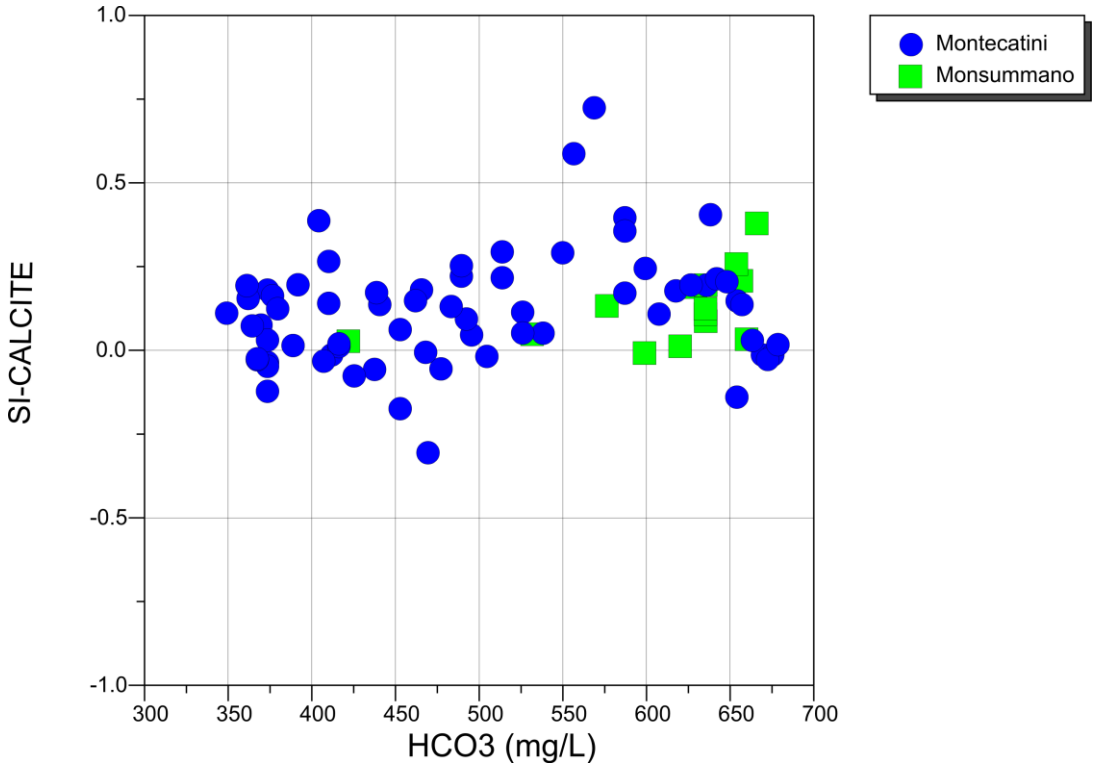


Fig. 44 - Grado di saturazione in calcite in funzione del contenuto di HCO3 delle acque termali analizzate

In genere si ritiene satura in una certa sostanza X la soluzione che presenta SI(x) compreso nell'intervallo ± 0.5. Analogamente tutte le acque termali risultano da sature a leggermente soprassature in calcite (Fig. 44), in grado quindi, dove vi sia perdita di CO_2, di depositare $CaCO_3$.

Che il solfato nelle acque termali derivi certamente dall'interazione con rocce evaporitiche triassiche viene confermato dai valori del $\delta^{34}S$ intorno a 16‰, tipico della serie anidritica triassica (14.6÷16.7‰; Dinelli et al., 1999; Boschetti et al., 2005) e prossimo a quelli che si trovano nelle acque di altre sorgenti termali della Toscana (Grassi e Cortecci, 2005; Boschetti et al., 2005).

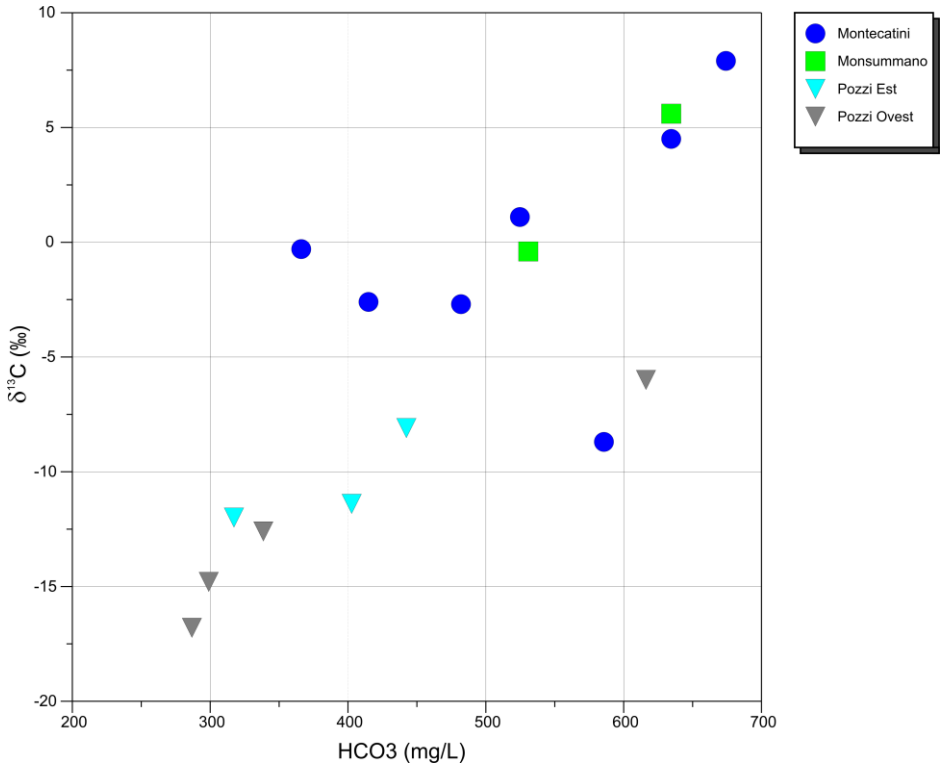


Fig. 45 - $\delta^{13}C$ in funzione della concentrazione in HCO_3

E' inoltre interessante osservare la relazione fra $\delta^{13}C$ e HCO_3 (Fig. 45), la quale mette in evidenza valori dell'isotopo stabile del carbonio variabile fra - 17 e + 8‰. I valori più negativi, che si rinvengono nelle acque della pianura, indicano probabili interazioni con sostanza organica, corroborando così l'ipotesi dell'interazione delle acque con depositi palustri. I valori di $\delta^{13}C$ fra 1 e 4‰ possono essere spiegati con un'origine del carbonio da dissoluzione di calcari marini, con composizione essenzialmente calcitica (Land, 1989). Con riferimento alla Falda Toscana, i valori di composizione isotopica $\delta^{13}C$ della componente calcitica delle rocce carbonatiche sono risultati compresi fra -1.9 e 3.2‰, mentre quelli della frazione dolomitica sono più elevati e compresi fra 3.3 e 4.5‰ (Cortecci e Lupi, 1994). Queste considerazioni potrebbero render conto di buona parte dell'intervallo isotopico, osservato per le acque di Montecatini e Monsummano considerata la composizione calcitico-dolomitica delle rocce serbatoio. L'arricchimento ulteriore in ^{13}C a coprire l'intero intervallo dei valori di $\delta^{13}C$ potrebbe essere spiegato con degassamento apprezzabile di CO_2 dai fluidi in fase di risalita dal serbatoio, con conseguente e progressivo arricchimento in ^{13}C del bicarbonato in soluzione (Deines et al., 1974; Ohmoto e Rye, 1979) ed, in teoria, con la presenza negli acquiferi di livelli carbonatici di origine diagenetica, riconducubili a processi metanogenici (fermentazione batterica della materia organica in

condizioni riducenti), con produzione collaterale di CO_2 con elevati valori di $\delta^{13}C$ (≈15‰; e.g. Irwin et al., 1977). In ragione dei valori di $\delta^{13}C$ osservati, è indubbio che anche gli elevati contenuti in Cl che caratterizzano le acque di Montecatini siano da ricondurre alla serie evaporitica Triassica e non a depositi evaporitici eventualmente presenti nella pianura come ipotizzato da Chetoni (2002). Tutti gli elementi considerati indicano quindi che il serbatoio termale principale per i due sistemi in esame è ascrivibile alla serie carbonatica Mesozoica della falda Toscana alla cui base è presente il complesso delle dolomie ed anidriti del Trias superiore il quale, come evidenziato in precedenza, presenta, però, composizioni diverse nelle due aree.

CHIMISMO E TEMPERATURE

Generalmente esiste una buona correlazione fra chimismo delle acque e temperatura delle stesse: maggiore è la temperatura, maggiore è di solito il grado di interazione acqua/roccia. Bisogna comunque sfatare l'assunto secondo cui la temperatura delle acque termali sia legata al processo di idratazione dell'anidrite, il quale, sviluppando calore, riscalderebbe l'acqua sino alle temperature osservate all'emergenza. D'altronde è sufficiente il confronto fra sistemi termali diversi come Montecatini e, ad esempio, Bagni di San Filippo che hanno contenuti in SO_4 di 1400 mg/l e 1300 mg/l e temperature di 34 e 48°C rispettivamente, a suggerire che i fenomeni che regolano la temperatura delle acque siano altri. Sono, in effetti, l'evoluzione geologica regionale e le condizioni di flusso termico esistenti a determinare le caratteristiche termali di una certa area. Un anomalo flusso termico, associato alla presenza di formazioni acquifere importanti, come ad esempio le formazioni carbonatiche mesozoiche toscane, determina l'origine di manifestazioni termali quali le sorgenti. E' un dato di fatto che in Toscana, regione a chiara vocazione geotermica, come testimonia la presenza di 3 campi geotermici ad alta temperatura, ricade circa il 25% di tutte le sorgenti termali italiane.

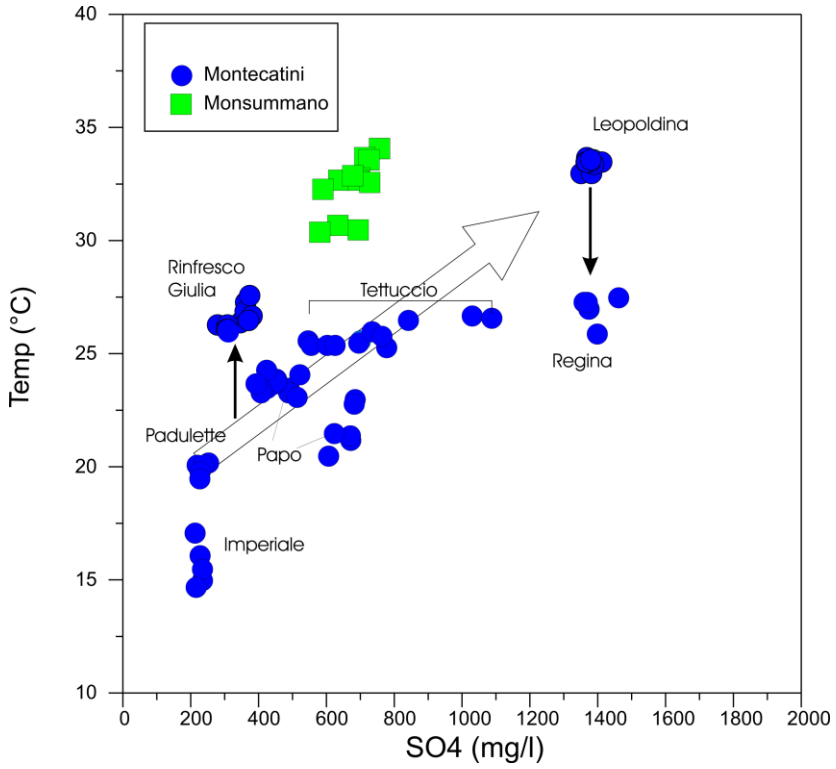


Fig. 46 - Temperatura dei vari punti d'acqua termale di Montecatini e Monsummano

Ad ulteriore riprova di quanto sopra asserito si riporta il diagramma SO_4/temperatura (Fig. 46) per le acque di Montecatini e Monsummano. Come si può osservare, nonostante esistano sensibili differenze di concentrazione in SO_4, le massime temperature misurate sono praticamente le stesse nei due sistemi. Il diagramma di Fig 46 ci consente di fare alcune considerazioni sulla circolazione idrica nel campo termale di Montecatini. Rispetto al trend di miscelamento conservativo, messo in evidenza precedentemente dalle caratteristiche chimiche delle varie emergenze e a cui si riferisce la freccia congiungente le acque della sorgente Padulette con il gruppo dei punti delle Leopoldine (MT11, MT12), il quadro termico che si presenta risulta piuttosto articolato in relazione alle circolazioni che si sviluppano nel serbatoio in roccia e negli acquiferi termali della copertura alluvionale. Si osserva innanzitutto un sensibile raffreddamento delle acque passando dalle Leopoldine alla sorgente Regina, mentre permangono costanti le caratteristiche chimiche dei fluidi prodotti. Questo processo, che avremmo potuto mettere in evidenza altrettanto efficacemente utilizzando il Cl, dato che esiste una correlazione perfetta (r =0.999) fra Cl e SO_4 per le acque di Montecatini, deve essere attribuito a fenomeni di perdita di calore prevalentemente conduttivo nella risalita dei fluidi attraverso i materiali fini della copertura. L'andamento del gruppo del Tettuccio (MT7 e MT8), caratterizzato da notevole variazione del contenuto in SO_4, evidenzia, rimanendo praticamente costante la temperatura, un possibile miscelamento delle acque tipo Regina con un termine intermedio del miscelamento Padulette-Leopoldine, mettendo in evidenza l'esistenza di circolazioni entro la copertura. Le sorgenti Papo (MT3, MT4, MT5) cadono in prossimità del trend di miscelamento indicato dalla freccia e potrebbero essere indicative sia di contributi minori da parte del serbatoio principale, sia di significativi apporti delle acque del Tettuccio; in effetti le acque della sorgente Papo III (MT5), spostate a destra nel diagramma, mostrando un debole trend verso le acque del Tettuccio, sembrano supportare maggiormente la seconda ipotesi. Restano, infine, le acque delle sorgenti Rinfresco e Giulia che mostrano temperature maggiori rispetto a quelle che ci dovremmo aspettare in base alle caratteristiche chimiche delle acque. E' possibile che tale fenomeno sia attribuibile alla posizione di queste sorgenti le quali, ubicate al piede del rilievo, risentono del minore spessore della copertura, venendo cosi riscaldate non solo da apporti diretti di fluido dal serbatoio principale, ma anche conduttivamente dallo stesso.

ANDAMENTI STAGIONALI

I dati di conducibilità elettrica relativi al pozzo Cavagrande (MM1) e a Grotta Giusti (MM2) ed i livelli misurati presso quest'ultima rispetto a un punto fisso sono messi a confronto in Fig. 47 con la pioggia utile, pari alla differenza fra evapotraspirazione e precipitazioni ed indicativa dell'infiltrazione (vedi capitolo successivo), in funzione del tempo per il periodo Maggio 2009 – Aprile 2010. E' evidente che, per quanto riguarda Monsummano, esiste una relazione inversa fra alimentazione meteorica e conducibilità elettrica (direttamente proporzionale alla salinità totale dei fluidi): quanto maggiore è l'alimentazione meteorica, ben evidenziata dalla risalita dei livelli durante le fasi piovose, tanto maggiore è la diluizione delle acque. I fenomeni di diluizione, particolarmente evidenti a Grotta Giusti ed in minor misura al pozzo Cavagrande, il quale, grazie al pompaggio, tende ad omogeneizzare i fluidi prodotti, sono generalmente accompagnati da deboli diminuzioni anche della temperatura (Tab. 5).

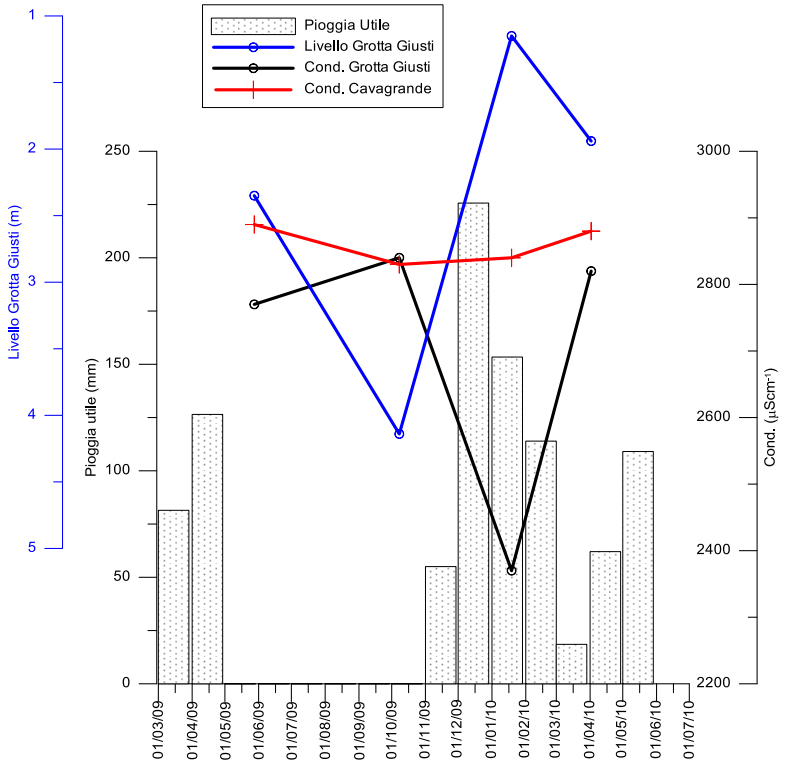


Fig. 47 – Andamento dei parametri riportati in legenda nel periodo Maggio2009 - Aprile 2010.

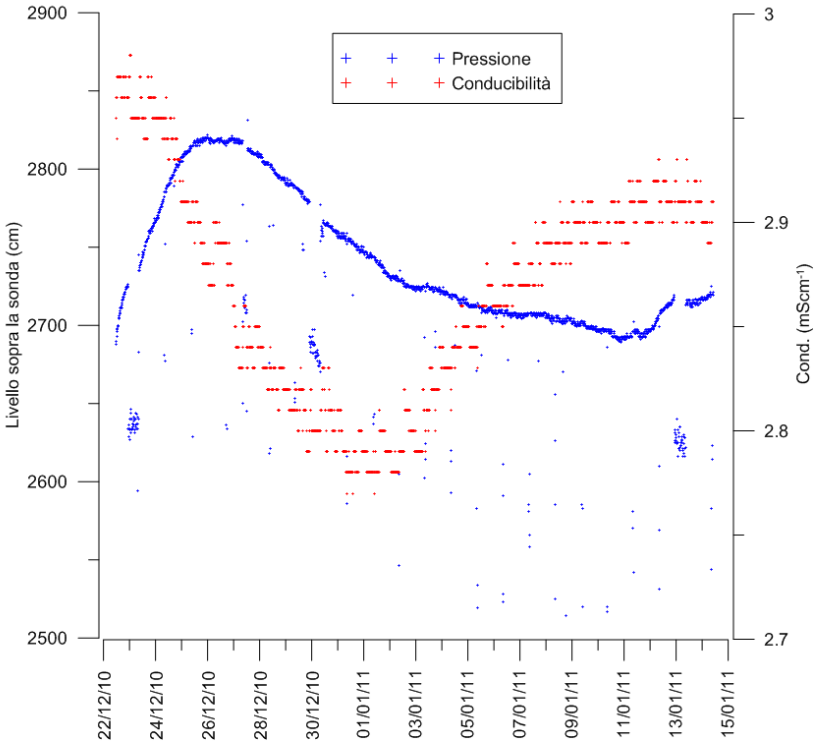


Fig. 48- Andamento del livello e della conducibilità elettrica al pozzo Cavagrande nel periodo 22/12/10-15/01/11.

Nel sistema termale di Monsummano, sistema fondamentalmente freatico, vi è quindi un trasferimento diretto delle acque d'infiltrazione alle fratture in tempi brevi. Il processo di trasferimento può essere meglio analizzato attraverso il diagramma di Fig. 48, che riporta i dati di conducibilità elettrica e di livello misurati in continuo nel pozzo Cavagrande, in cui è stata immersa una sonda CTD Diver nel periodo 22/12/10-14/01/11. In relazione ad abbondanti piogge dal 18 al 24 dicembre (con valori giornalieri che superano i 100 mm nei giorni 22 e 23) si osservano i massimi livelli nel pozzo il 26 ed il 27, cui subentra una lunga fase di diminuzione degli stessi sino all'11/01/11. La conducibilità, invece, tende a diminuire progressivamente, raggiungendo i valori minimi solo il 1-2 /01/11. Vi è quindi uno sfasamento di circa 3-4 giorni fra livelli e conducibilità. Questo indica che inizialmente, grazie all'infiltrazione vi è un aumento, relativamente veloce, della pressione nella rete di fratture e che solo successivamente la massa diluente dell'acque meteoriche si propaga entro l'acquifero fratturato. Un comportamento del tutto analogo è stato riscontrato anche alla Grotta Giusti.

Diverso e più complesso è il comportamento del sistema termale di Montecatini, come mostra la Fig. 49. Il pozzo Leopoldina presenta le minime concentrazioni ad Ottobre 2009, al termine, ovvero, della fase di magra e le massime ad Aprile 2010, quando cioè i sistemi acquiferi raggiungono il massimo immagazzinamento annuale, verso la fine della primavera. Ciò indica che, all'aumento del carico idraulico nelle aree di alimentazione, si ha un approfondimento dei circuiti ed una mobilizzazione di acque caratterizzate da un maggior grado di interazione acqua/roccia, evidenziando così un tipico comportamento a "pistone", come già sottolineato da Brandi et al. (1967).

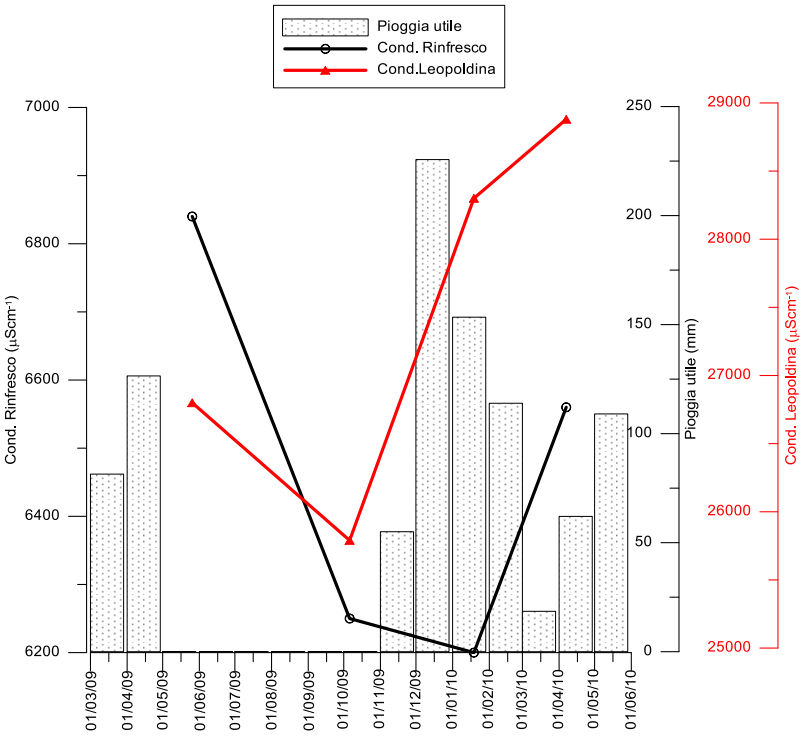


Fig. 49 – Andamento della conducibilità elettrica del pozzo Leopoldina 2 e del Rinfresco nel periodo Maggio2009 - Aprile 2010 messa a confronto con la pioggia utile

Un meccanismo più articolato si osserva per il Rinfresco, il cui minimo di conducibilità viene registrato a Gennaio 2010, analogamente a quanto si verifica a Monsummano, mentre il massimo si misura a Maggio

del 2009, ovvero alla fine della fase di ricarica meteorica, quando, teoricamente, dovremmo aspettarci una significativa diluizione delle acque. E' possibile che, data l'interconnessione fra acquifero in roccia e quello superficiale, durante il periodo piovoso, in corrispondenza dell'aumento di carico nel primo, vi sia un trasferimento di fluidi più salini entro il secondo. Tali fluidi potrebbero poi manifestarsi con un certo ritardo al Rinfresco e nelle altre captazioni in dipendenza delle inerzie della circolazione nei livelli acquiferi superficiali.

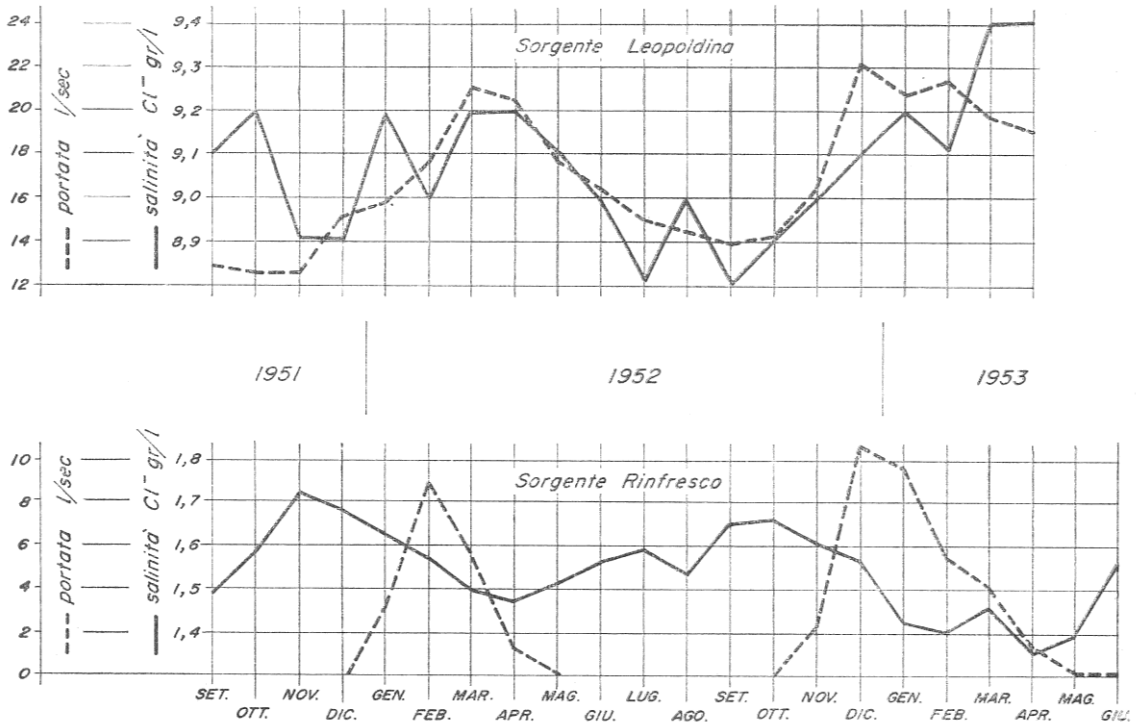


Fig. 50 - Andamento del contenuto in Cl e delle portate della sorgente Leopoldina e del Rinfresco nei primi anni '50 (da Brandi et al.,1967).

D'altronde, considerando la Fig. 50, che riporta i diagrammi per la Leopoldina e per il Rinfresco tratti da Brandi et. al. (1967), si osserva per il Rinfresco uno sfasamento fra massimi di portata e minimi di concentrazione in Cl i quali, in teoria, dovrebbero praticamente coincidere. Essendo il Rinfresco il prodotto del miscelamento di acquiferi diversi risente delle condizioni di carico idraulico e del chimismo di entrambi, probabilmente mediandoli .

E' utile infine segnalare che nel periodo di osservazione si è verificato un sensibile, progressivo decremento della conducibilità e quindi del contenuto in Cl al gruppo delle sorgenti del Tettuccio (vedi Tab. 5). Essendo le nostre misure discontinue nel tempo, non sappiamo se tale comportamento sia da imputare ad apporti crescenti della componente meteorica che naturalmente raggiunge le captazioni, oppure agli effetti delle attività di sperimentazione del nuovo pozzo Leopoldina di cui ignoriamo le modalità di esecuzione. E' un dato di fatto comunque che, in base al rapporto di esecuzione e completamento relativo a quest'ultimo pozzo, durante le prove effettuate dai tecnici della Società delle Terme, la massima diminuzione dei livelli indotta dal pompaggio è stata rilevata proprio presso il gruppo del Tettuccio.

ISOTOPI DELL'ACQUA

Su tutti i campioni prelevati è stato determinato il contenuto in ^{18}O, mentre su un numero selezionato di punti è stato analizzato anche il trizio (^{3}H). L' ossigeno-18 insieme al deuterio (^{2}H - non analizzato) sono isotopi

stabili (non decadono nel tempo), il trizio è invece instabile e la sua concentrazione varia in funzione della legge di decadimento radioattivo .

L'abbondanza relativa degli isotopi stabili viene espressa dal rapporto (R) fra l'isotopo più pesante e quello più leggero: per il ^{18}O R=($^{18}O/^{16}O$).

Il contenuto in isotopi stabili di un campione viene espresso con la notazione δ, già incontrata in precedenza, che esprime la differenza per mille del rapporto isotopico del campione rispetto al rapporto nello standard, ovvero

$$\delta = (R\ campione - R\ standard)/R\ standard \times 1000$$

Dire, ad esempio, che un'acqua ha un δ = - 6.5‰ relativamente al ^{18}O significa che essa ha un contenuto in ^{18}O 6.5 per mille più basso dello standard.

Lo standard utilizzato per il ^{18}O come anche per il ^{2}H è l'acqua di mare, più esattamente la media dell'acqua oceanica (SMOW = standard mean ocean water). Ciò in ragione del fatto che gli oceani: a) raccolgono circa il 97% dell'acqua crustale; b) rappresentano lo stadio iniziale e finale del ciclo idrologico delle acque e, C) hanno composizione pressoché costante. Riferirsi quindi all'oceano significa dare una misura dei fenomeni di frazionamento subiti dal campione dal momento della sua evaporazione dal mare.

Gli isotopi stabili ^{18}O e ^{2}H, che hanno comportamenti analoghi, sono validi strumenti in idrogeologia per la definizione delle quote delle aree di alimentazione dei circuiti (maggiore è la quota di alimentazione minore è il δ), per lo studio di fenomeni di miscelamento, per la definizione dell'origine dell'acqua e nello studio dell'interazione acqua roccia ecc.

Il trizio si misura in UT (unità trizio= pari ad un atomo di trizio ogni 10^{18} atomi di idrogeno). Esso, è instabile e decade in ^{3}He, con tempi di dimezzamento di circa 12.4 anni. In condizioni naturali nell'atmosfera il contenuto in trizio, che si forma a spese del N nella ionosfera, dovrebbe essere intorno alle 4-5 UT. Valori molto elevati sono stati raggiunti nei primi anni 50, in relazione agli esperimenti nucleari condotti dalle varie potenze, raggiungendo concentrazioni di circa 1000 UT nell'emisfero occidentale nel '63. Con la moratoria nucleare e la sospensione dei test il contenuto in questo radiosotopo e' andato progressivamente diminuendo sino ad arrivare e pressoché normalizzarsi intorno alle attuali 4-5 UT nelle piogge.

Il trizio trova applicazione nella datazione delle acque che si siano infiltrate dopo il 1950 circa. Dire che un'acqua è morta in trizio significa che essa si è infiltrata prima del 1950, senza peraltro che sia possibile stabilire se essa si sia infiltrata 10, 100 o 1000 anni prima.

ACQUE D'INFILTRAZIONE

A prescindere dagli obiettivi da raggiungere, una corretta applicazione delle metodologie isotopiche è fortemente dipendente dalla conoscenza di alcuni parametri di carattere locale. Uno dei più importanti è, senza dubbio, il gradiente isotopico verticale, il quale permette, allorché siano noti i contenuti isotopici dei punti d'acqua d'interesse, di stimare la quota media di alimentazione dei circuiti sotterranei drenati dai punti d'acqua stessi. Questi dati di base sono ottenuti esaminando il contenuto in ^{18}O (e/o in ^{2}H) delle acque di precipitazione raccolte mensilmente a diverse quote e per vari anni. In mancanza di una rete pluviometrica ben distribuita, ma anche per ovviare ai lunghi tempi richiesti da questa metodologia, è possibile optare, ottenendo risultati equivalenti, per una serie di prelievi (3-4 ogni anno) da effettuare in corrispondenza di sorgenti alimentate da bacini poco estesi. In questo modo i contenuti in isotopi stabili sono rappresentativi di

quote d'infiltrazione non molto diverse da quelle di emergenza e definibili attraverso l'esame del bacino di alimentazione delle sorgenti stesse.

Seguendo quest'ultimo approccio, per il presente studio sono state selezionate, campionate ed analizzate le 20 sorgenti, cui si è accennato precedentemente. La maggior parte di queste è distribuita sui rilievi appenninici a N di Montecatini, a partire da Montecatini Alto fino alla Doganaccia; l'intervallo di quota coperto è compreso tra 150 e 1680 m s.l.m. Tre scaturigini si collocano invece in prossimità del fondo valle del F. Nievole, con quote d'emergenza inferiori ai 50 m s.l.m. La quasi totalità di queste sorgenti ha mostrato un certo grado di variabilità isotopica nell'intervallo di osservazione. Ciò è legato alla tipica variabilità isotopica, che si osserva nelle precipitazioni nell'arco dell'anno e ad una risposta in tempi relativamente brevi da parte delle sorgenti alle acque d'infiltrazione, in conseguenza del limitato bacino d'alimentazione.

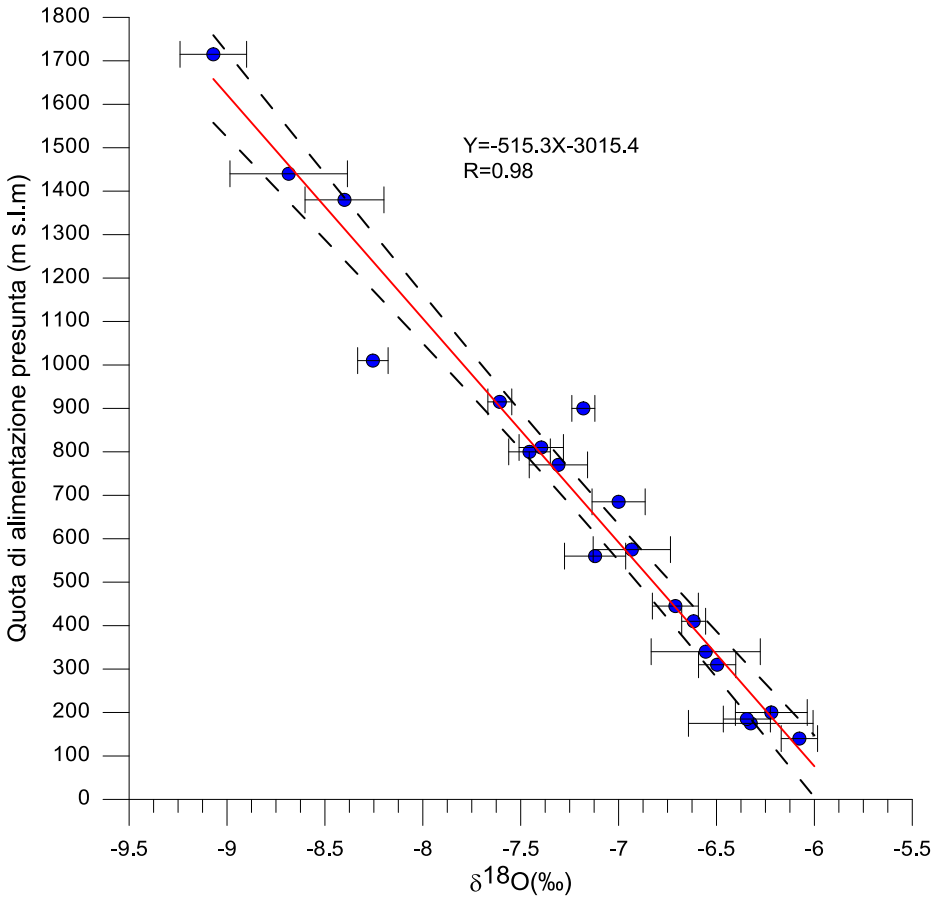


Fig. 51 – Quota di alimentazione presunta vs. $\delta^{18}O$ medio delle sorgenti campionate. La linea rossa rappresenta la correlazione lineare la cui equazione è riportata in figura, le barre orizzontali rappresentano la deviazione standard dei campioni, mentre le linee tratteggiate sono relative all'intervallo di confidenza del 95%.

Per giungere ad una relazione quota d'alimentazione/$\delta^{18}O$, da utilizzare successivamente nello studio delle acque termali, si vanno a considerare le presumibili quote d'alimentazione di queste piccole scaturigini, procedendo con una semplice media tra le quote d'emergenza delle stesse e le quote massime del bacino morfologico che sottendono. Trattandosi essenzialmente di sorgenti ubicate in prossimità di un massimo morfologico, si può considerare minimo l'errore commesso in questa valutazione. Buona è la relazione che si

ottiene come mostra la Fig.51, nella quale vengono riportati, oltre all'equazione descrittiva della relazione quota/$\delta^{18}O$ che presenta coefficiente di correlazione (R) di 0.98, le deviazioni standard dei singoli campioni e l'intervallo di confidenza del 95%. Il gradiente isotopico, che si desume attraverso la procedura applicata è di circa -0.2‰ ogni 100m, del tutto paragonabile a quanto osservato in altre aree della Toscana.

CHIMISMO, ^{18}O E QUOTE DI ALIMENTAZIONE

La Fig. 52 riporta i dati di $\delta^{18}O$ dei vari punti d'acqua di Montecatini, Monsummano e della pianura in funzione del Cl, ione particolarmente conservativo e quindi idoneo a mettere in evidenza possibili fenomeni di miscelamento.

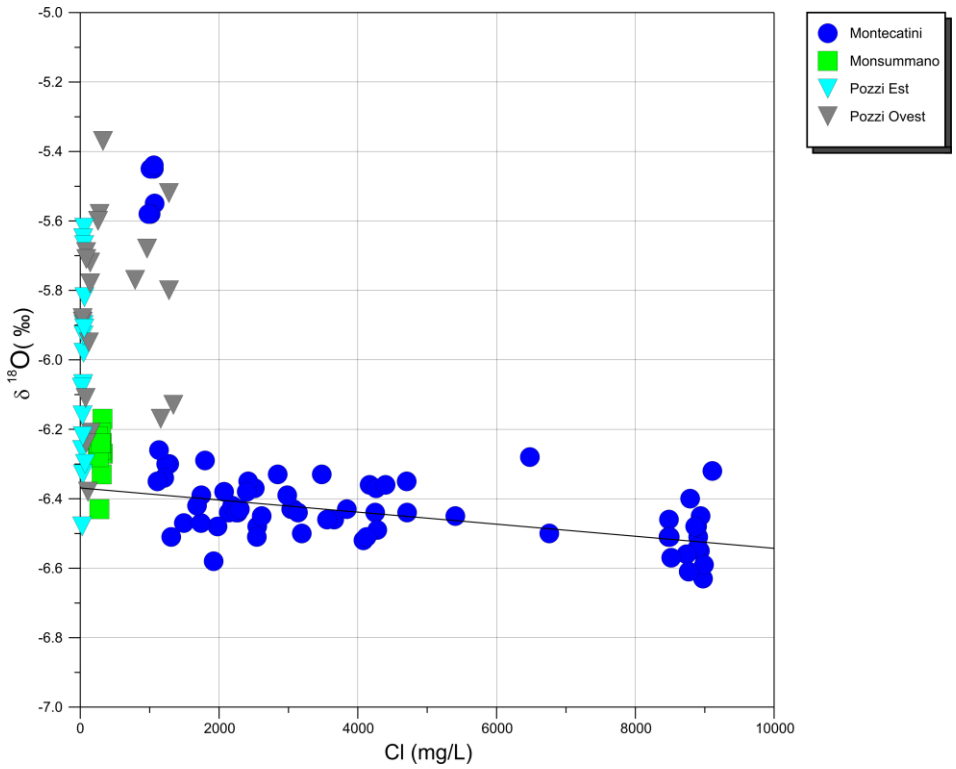


Fig. 52 - $\delta^{18}O$ vs Cl per le acque esaminate.

In essa i punti relativi alle acque termali di Montecatini, con l'esclusione del pozzo Imperiale (MT1), la cui appartenenza alla famiglia delle acque superficiali è corroborata anche dal dato isotopico come si può osservare nel diagramma, sono distribuiti in un gruppo assai disperso lungo l'asse orizzontale, ma contenuto entro un intervallo notevolmente ristretto per quanto riguarda il $\delta^{18}O$. Le acque più concentrate di Montecatini (pozzi Leopoldine 2 e 3) hanno infatti valori di composizione isotopica media di -6.52‰ (dev. st. = 0.064‰), mentre quelle più diluite, Padulette e Rinfresco, sono rispettivamente caratterizzate da un contenuto medio di ^{18}O di -6.34 e -6.41‰ (dev. st =0.32‰ a Padulette e 0.08‰ a Rinfresco), valore prossimo a quello dell'intercetta (-6.37‰) sull'asse y della retta di correlazione riportata in figura. In base alle considerazioni precedenti, si può stimare con discreta approssimazione che le circolazioni, la cui miscelazione governa le caratteristiche delle acque erogate a Montecatini, provengono da quote medie assai simili e comprese nell'intervallo 150 - 450 m circa. Il torrente Lima, spesso ritenuto contribuire all'alimentazione del sistema termale di Montecatini, ha poco a che fare con esso. Questo torrente, ripetutamente campionato durante il

periodo di osservazione (Tab. 6) a monte e a valle della finestra tettonica presente lungo il suo corso, mostra, infatti, contenuti isotopici marcatamente negativi, essendo il valore medio del ^{18}O delle sue acque pari a -8.0‰ (dev. st. =0.43‰).

Per quanto riguarda Monsummano, non si osservano particolari relazioni fra il contenuto isotopico delle acque ed il loro chimismo. I punti relativi a Monsummano costituiscono un gruppo assai ristretto con contenuto medio in ^{18}O di -6.27 ‰ (dev. st =0.07‰) e con quote medie di alimentazione nell'intervallo 150 ÷ 300 m circa, corrispondenti cioè a quelle del locale nucleo carbonatico. L'ultima osservazione relativa alla Fig. 52 riguarda le acque della pianura, che presentano contenuti isotopici variabili fra -5.4 e -6.5‰. I valori più positivi sono prossimi al contenuto medio in ^{18}O delle piogge di Pisa (-5.6‰ Grassi et al. 2005) e in discreto accordo con quanto prevedibile in base alla retta di correlazione di Fig. 51, mentre quelli più negativi risentono, a nostro avviso, di contributi provenienti dalle colline immediatamente a ridosso della pianura. Da sottolineare che le acque della pianura più ricche in Cl niente hanno a che fare con le acque termali e il loro contenuto in Cl è fondamentalmente da attribuire all'interazione con depositi palustri.

TEMPI DI RESIDENZA

La Fig. 53 riporta il contenuto in trizio di alcuni campioni opportunamente selezionati in funzione della concentrazione in SO_4. Tenendo presente che generalmente, fatte salve le dovute eccezioni, minore è il contenuto in trizio, maggiore è l'età delle acque e che le piogge attuali hanno contenuti intorno alle 4-6 UT (come rivelano anche i dati dei pozzi della parte Est della pianura), risulta evidente che i fenomeni di miscelamento, che regolano le caratteristiche di circolazione nei sistemi termali in oggetto, coinvolgono circuiti caratterizzati da tempi di residenza diversi. In entrambi i casi le acque a minor grado di interazione acqua/roccia testimoniano la presenza di acque da attuali a recenti, mentre per quanto riguarda le acque più saline quelle di Monsummano risulterebbero leggermente più vecchie di quelle erogate a Montecatini.

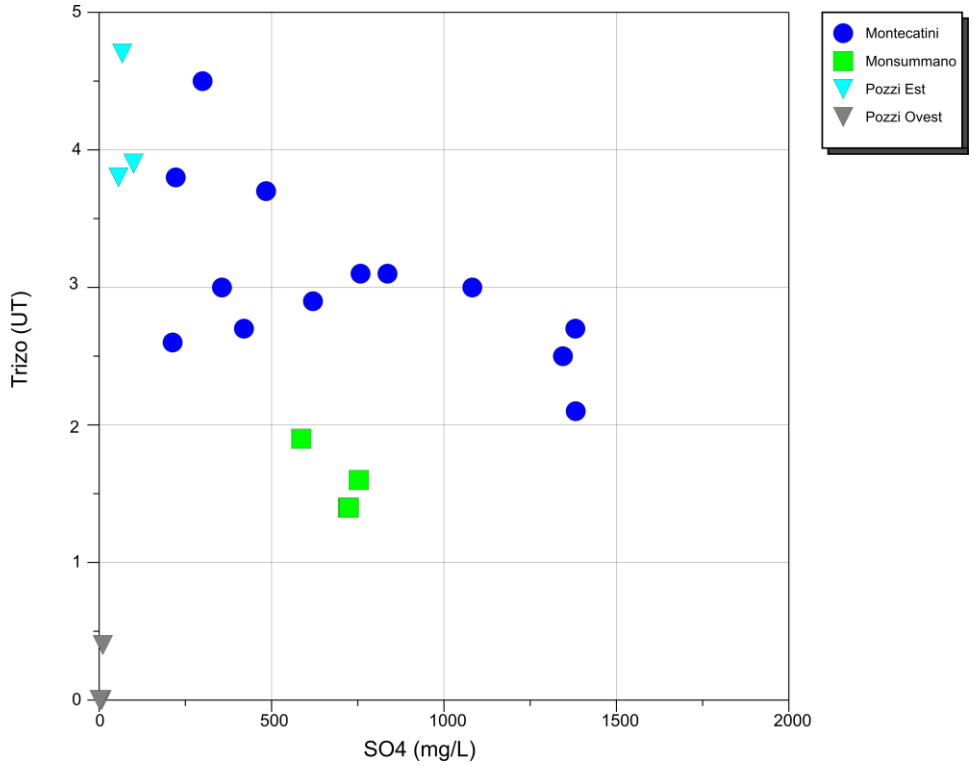


Fig.53 –Trizio in funzione della concentrazione in solfato.

Purtroppo mancano osservazioni pregresse riguardo al contenuto di trizio delle acque termali della Valdinievole, che avrebbero consentito interessanti confronti.

E' possibile comunque dare una stima approssimativa dell'età delle componenti più concentrate, che vengono qui assunte come acqua madre o capostipite (cioè non come prodotto di ulteriori miscelamenti), utilizzando un metodo, che si basa sulla conoscenza dell'andamento nel tempo del trizio nelle piogge e sull'applicazione della legge di decadimento radioattivo ad ogni singolo dato, ovvero attualizzandolo al 2010.

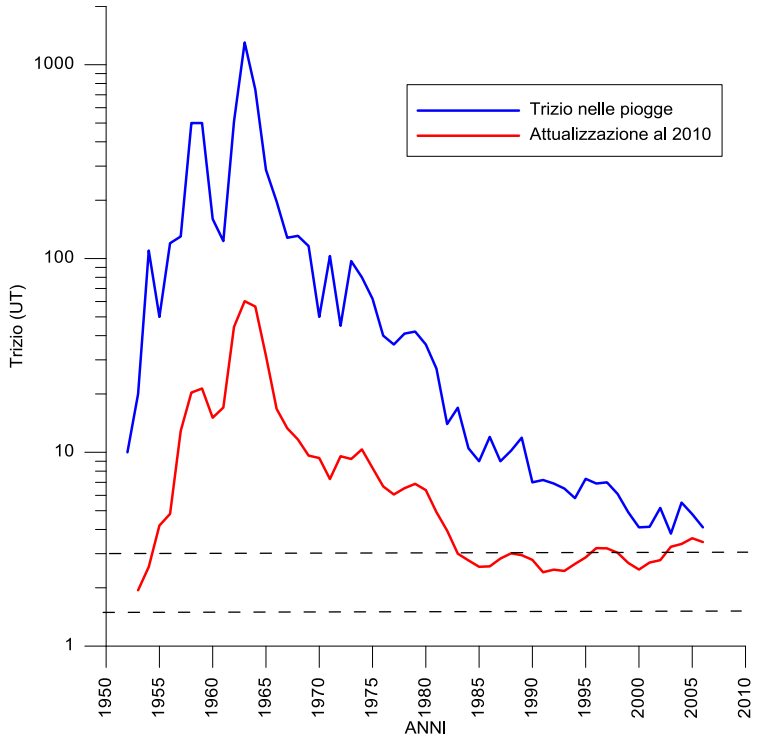


Fig. 54 - Andamento nel tempo del trizio nelle piogge e sua attualizzazione al 2010.

La figura 54 riporta l'andamento nel tempo del trizio nelle piogge in blu, mentre la sua attualizzazione in rosso è espressa come media mobile a 3 anni. Nella figura sono state tracciate due rette in corrispondenza dei valori 1.5 e 3 di trizio, prossimi cioè agli estremi del campo di variabilità delle acque di Montecatini e di Monsummano (si ricorda che l'errore analitico per il trizio è di 1 UT). Queste rette vanno ad intersecare la curva attualizzata nei primi anni '50 e nei primi anni '80 quella relativa a 3 UT. Per Montecatini abbiamo, quindi, due possibilità: le acque più saline si sarebbero infiltrate fra il 1950 ed il 1955 ed in tal caso nei prossimi anni dovremmo assistere ad un aumento del trizio nelle acque termali in oggetto a riprodurre, seppur in maniera notevolmente attenuata, l'andamento nel tempo del trizio nelle piogge, oppure, più verosimilmente, queste acque si sono infiltrate a partire dai primi anni '80 e quindi sono riferibili a processi di infiltrazione relativamente recenti. Più complessa è la situazione di Monsummano per il quale si dovrebbe ipotizzare un alimentazione risalente ai primi anni '50 o antecedente ad essi, che poco si confà con le caratteristiche del carbonatico sin qui evidenziate a meno di non ammettere una circolazione come quella presentata nel prossimo capitolo.

In entrambi i casi comunque un monitoraggio nel tempo del trizio potrebbe meglio chiarire l'età delle diverse acque.

L'ultima osservazione riguardo al trizio è relativa alle acque della parte occidentale della pianura. Come si può osservare nel diagramma di Fig. 53, i tre campioni (PM2, PM3 e PM20 - Tab.6) hanno concentrazioni di SO_4 prossime a 0 e risultano praticamente morte in trizio, suggerendo quindi circolazioni estremamente lente entro i depositi di copertura.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'indagine geochimica condotta ha evidenziato sostanziali differenze fra le acque erogate dai due sistemi termali oggetto dello studio a conferma di una loro separazione fisica come emerso dallo studio gravimetrico-strutturale. Montecatini infatti eroga acque di tipo Na-Cl con salinità fino a quasi 18 g/l e importanti contenuti in SO_4, mentre le acque di Monsummano, di tipo Ca-SO_4 hanno salinità inferiori a 2.5 g/l.

I serbatoi delle acque termali sono identificabili con i carbonati mesozoici della Falda Toscana come indicano anche i dati di $\delta^{13}C$. Per entrambi i sistemi le concentrazioni di Ca e SO_4 delle acque più concentrate indicano condizioni prossime alla saturazione rispetto a gesso e/o anidrite evidenziando così una loro interazione con le formazioni della serie evaporitica triassica della Falda Toscana, come confermano anche i valori del $\delta^{34}S$ intorno a 16‰. La serie evaporitica mostra comunque caratteristiche diverse nelle due aree d'indagine. Nella zona di Montecatini sono necessariamente presenti livelli di salgemma che sembrano invece essere praticamente assenti nell'area di Monsummano..

I dati di $\delta^{18}O$ indicano per le acque di Montecatini quote medie di alimentazione comprese fra 150 e 450 m circa, mentre per quelle di Monsummano le quote medie dovrebbero essere comprese fra 150 e 300 m circa, prossime ovvero a quelle dei locali affioramenti carbonatici. Il ripetuto campionamento delle acque del T. Lima in prossimità della finestra tettonica dove affiorano i carbonati mesozoici della Falda Toscana, ha consentito di escludere qualsiasi relazione di questo torrente con i sistemi termali studiati, dati i valori del $\delta^{18}O$ decisamente negativi delle sue acque.

MODELLI CONCETTUALI ED AREE D' INTERESSE

AREE PEDEMONTANE E TERMALISMO

Le aree pedemontane rappresentano zone preferenziali per la risalita di fluidi termali grazie allo sviluppo di fenomeni di convezione forzata legati alle sensibili differenze di carico idraulico esistenti fra rilievo e pianura.

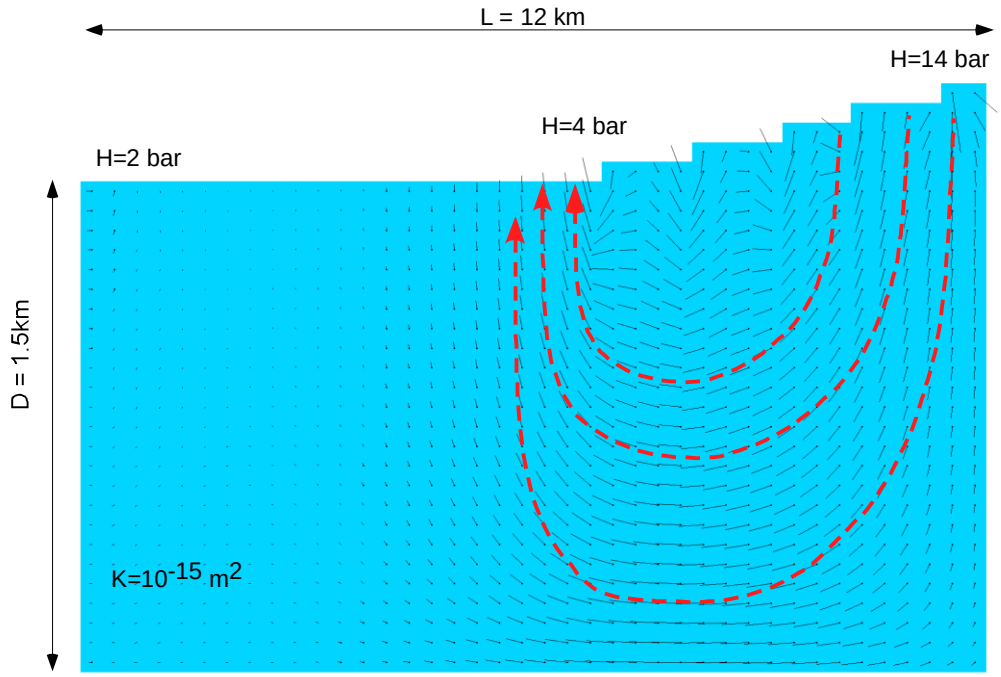


Fig. 55 - Circuiti idrogeologici che si sviluppano fra rilievo e antistante pianura in relazione a fenomeni di convezione forzata determinati dalla differenze di carico idraulico (H) in un acquifero a permeabilità isotropa K, in condizioni di flusso stazionario. I segmenti neri rappresentano i vettori velocità, mentre Il tratteggio rosso sottolinea il carattere sub circolare od ellittico dei circuiti.

Tali fenomeni possono essere messi in evidenza attraverso l'uso di opportuni codici di calcolo. Nel nostro caso abbiamo utilizzato il programma Hydrotherm (Hayba and Ingebritsen, 1994; Kipp et al., 2008) dell'USGS (Servizio Geologico Statunitense), liberamente scaricabile dalla rete, che tratta il flusso sia di massa, che termico in mezzi porosi, in 2D. L'assimilazione del mezzo fratturato al mezzo poroso è valida quando si esaminano sistemi a grande scala come quello di Fig.55, in cui abbiamo ipotizzato un teorico sistema idrogeologico il quale, costituito da soli calcari aventi spessori da 1.5 a 1.9 km e permeabilità isotropa pari a 10^{-15} m^2, si sviluppa per 12 km da un ipotetica pianura a un rilievo circa 400 m più alto. Imponendo condizioni di flusso isotermo, abbiamo ipotizzato valori di pressione (H) variabili nei diversi punti significativi, assumendo una tavola d'acqua 100 m più alta nell'estremo della parte montana rispetto a quella presente al piede della stessa.

Lo schema di circolazione, che si ottiene in condizioni di flusso stazionario, mette chiaramente in luce, attraverso il plottaggio del vettore velocità, come le acque seguano delle linee di flusso o circuiti, evidenziati dal tratteggio rosso, di tipo sub-circolare o sub-ellittico. Questi circuiti, che si sviluppano dal rilievo convogliandosi ed esaurendosi praticamente al piede del medesimo, mostrano che quanto maggiore è la quota di infiltrazione, tanto maggiore risulta sia la profondità di circolazione, sia la lunghezza del circuito stesso. Questo, tradotto in termini idrogeologici e geochimici, significa che, in circoscritte aree di emergenza

dei circuiti (nel nostro modello in un tratto circa 1-1.5 km), si possono avere sorgenti con caratteristiche assai diverse fra loro. Infatti quanto maggiore è la quota d'infiltrazione del circuito che ad esse compete: 1) tanto minore sarà il contenuto in $\delta^{18}O$ delle acque, per le relazioni quota/$\delta^{18}O$ viste in precedenza; 2) tanto minore sarà il contenuto in trizio, considerate le dimensioni dei circuiti e le velocità di flusso che sono pressoché costanti nei vari circuiti; 3) tanto maggiore sarà la salinità dell'acqua erogata, in relazione al maggior grado di interazione acqua/roccia derivante dai maggiori tempi di contatto delle acque con la matrice solida. Oltre a tutto ciò, non è improbabile che, in sistemi acquiferi reali, in funzione della quota di alimentazione, le varie sorgenti possano presentare anche facies chimica diversa in relazione alle litologie che i circuiti incontrano alle diverse profondità

Cosa accade dal punto di vista termico nella situazione appena illustrata? Senza entrare nei dettagli della trasmissione del calore, è qui sufficiente ricordare che essa è funzione della somma di due termini rappresentativi rispettivamente della conduzione e della convezione, o avvezione che dir si voglia (Andersen, 2004). La temperatura di ogni punto dell'acquifero sarà quindi determinata dalla somma di queste due componenti che indicano il calore trasportato rispettivamente dalla roccia e dal flusso idrico entro l'acquifero.

A nostra conoscenza nella zona non vi sono né dati di gradiente geotermico (grad_T), né, tantomeno, di flusso di calore (Φ). Comunque, assumendo un gradiente geotermico di 30°C km^{-1} (pari al valore medio terrestre) ed una conducibilità termica (Kc) media dei calcari di 2.5 W/m°K, dato che $\Phi = Kc \times grad_T$, possiamo valutare in 75 mW/m^2 il valore di Φ dell'area, che approssimiamo a 80 mW/m^2.

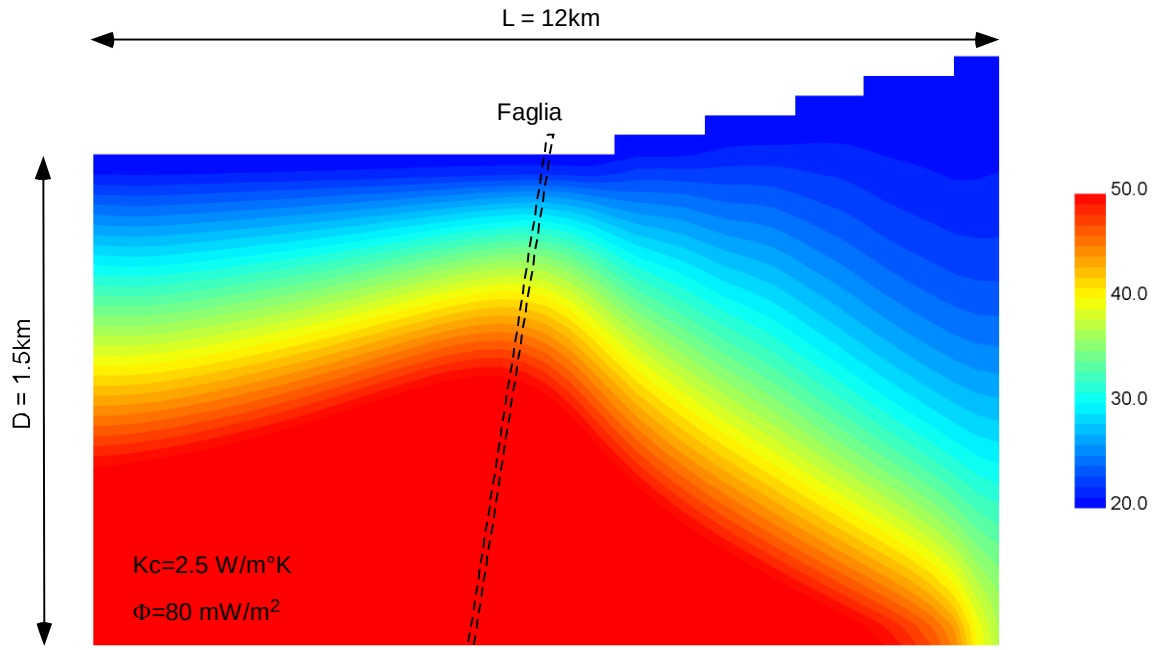


Fig. *56 - Andamento delle temperature relativo al sistema di Fig.55, assumendo un gradiente geotermico di 30°C/km e condizioni di flusso di calore (Φ) e conducibilità termica delle rocce (Kc) come in figura. Se inserissimo una faglia come in figura sarebbe logico aspettarsi la presenza di sorgenti termali in superficie.*

Attribuendo al sistema i dati di gradiente stimato ed alla base il flusso di calore calcolato, otteniamo, per il modello teorico analizzato in condizioni stazionarie, una distribuzione delle temperature come in Fig. 56. E' evidente quindi la formazione di una significativa anomalia termica nella zona sottostante il raccordo pianura/rilievo.

E' utile sottolineare che lo smorzarsi dell'anomalia termica in prossimità della superficie è, in buona parte, influenzato dalle condizioni di "boundary" della faccia superiore, cui è stata imposta una temperatura costante di 20 °C. E' inoltre chiaro che, se inserissimo come in figura una o più faglie, spesso, se non sempre, caratterizzanti i bordi dei rilievi, il drenaggio verso la superficie dei fluidi caldi sarebbe estremamente facilitato, rappresentando queste zone ad altissima permeabilità vie preferenziali di risalita.

MONTECATINI

L'origine del sistema termale di Montecatini deve quindi ricercarsi nella fortunata coincidenza per la quale rocce del serbatoio regionale, costituito dai carbonati mesozoici della Falda Toscana e dai Diaspri soprastanti, emergono ai piedi di un rilievo montuoso che si spinge a quote significative. La differenza di carico idraulico fra monte e valle genera infatti processi di convezione forzata che portano alla formazione di un importante anomalia termica nella zona di Montecatini e probabilmente lungo buona fascia dell'area pedemontana .

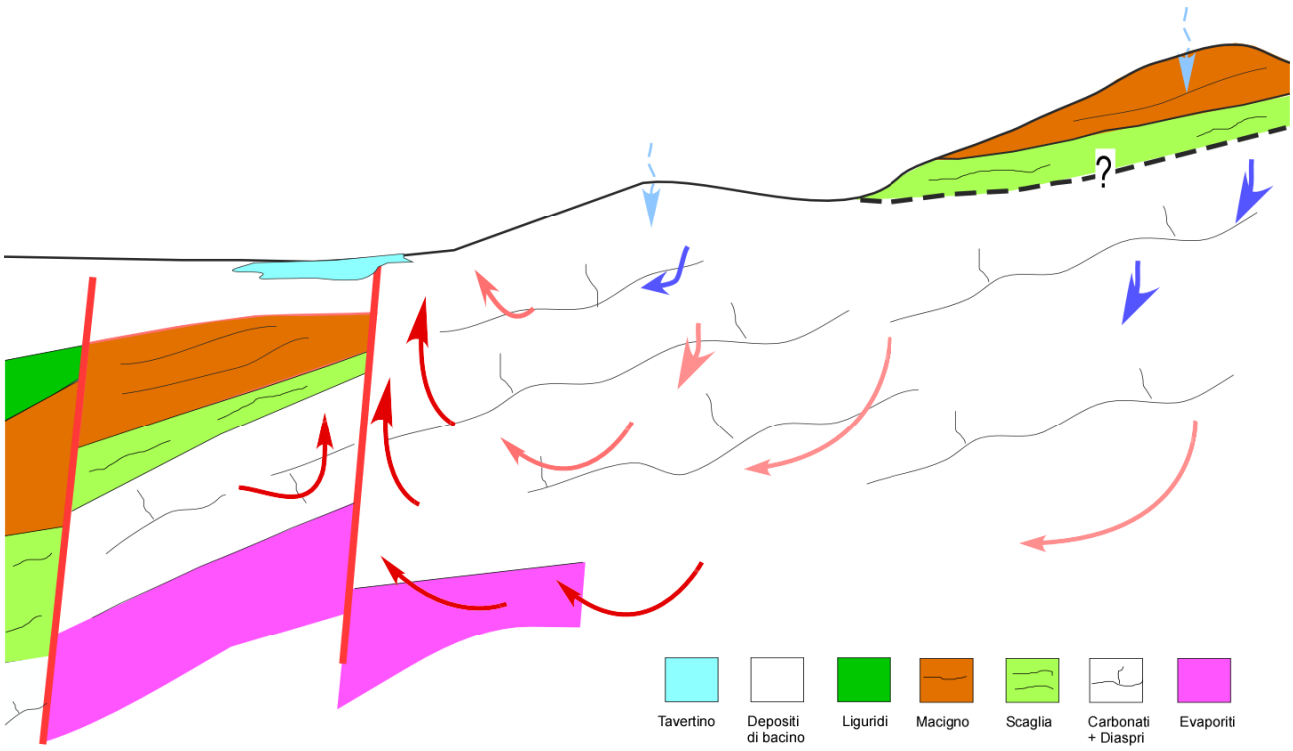


Fig. 57 - Schema concettuale di circolazione delle acque per il sistema termale di Montecatini. Il contatto scaglia/carbonati è segnato in tratteggio e con un punto interrogativo, dato che, tranne che nella zona di Marliana, dove si può stimare uno spessore di circa 80 m per la Scaglia, non vi sono chiare esposizioni per stimare la potenza del materiale argillitico che gioca un ruolo importante nell'isolamento del serbatoio carbonatico dal soprastante Macigno.

Spiegata l'esistenza dell'anomalia termica, siamo ora in grado di procedere alla formulazione di un modello concettuale di circolazione delle acque di Montecatini come mostra la Fig. 57.

Escludendo, come evidenziano i dati di $\delta^{18}O$, una partecipazione alla circolazione delle acque termali da parte delle acque del T. Lima, dobbiamo ricercare l'alimentazione al sistema nelle formazioni a monte del sistema termale stesso, ubicate fra il piede del rilievo e una quota media massima che dovrebbe aggirarsi intorno ai 500 m s.l.m. Tale quota coinvolge necessariamente la formazione del Macigno della Falda Toscana, che può rappresentare sede di circolazioni idriche, seppure non paragonabili a quelle che si sviluppano entro le formazioni calcaree, certamente significative. Le acque d'infiltrazione entro questi terreni clastici possono più o meno facilmente raggiungere le sottostanti formazioni carbonatiche, in funzione degli spessori e del grado di tettonizzazione della Scaglia Toscana.

Questa formazione, ritenuta generalmente impermeabile, presenta spessori estremamente variabili che vanno dai 50 ai 200 m circa con frequenti laminazioni, verificate anche nel presente lavoro, e riduzioni di spessore che possono favorire il passaggio delle acque verso il serbatoio carbonatico. Contributi a quest'ultimo possono logicamente provenire anche dagli affioramenti calcarei della zona di Marliana, date le loro caratteristiche di fratturazione ed altitudine.

La presenza di fratture fondamentalmente sub verticali, messe in evidenza dai dati strutturali, favorisce la penetrazione in profondità delle acque sino ad almeno 600-700 m per poter raggiungere le temperature osservate all'emergenza (assunti un gradiente geotermico di 30°C/km ed una temperatura media esterna di 15°C). Durante la circolazione le acque progressivamente acquisiscono sali in funzione dell'interazione con le tipologie di rocce che incontrano lungo il loro percorso. Si passa, quindi, da acque a basso contenuto salino, in relazione all'interazione con le rocce silico-clastiche, ben poco solubili, ad acque progressivamente più ricche in sali e specialmente in $CaCO_3$, per l'interazione con i carbonati. Al successivo approfondimento della circolazione, segue un arricchimento in $CaSO_4$ e Cl per interazione con le formazioni evaporitiche triassiche, che, come evidenziato, devono necessariamente contenere livelli di salgemma. Nella figura abbiamo posizionato la serie anidritica in prossimità della zona di Montecatini sulla base delle informazioni derivanti dall'interpretazione geologico strutturale trattata in precedenza. Non si può tuttavia escludere che l'interazione da parte delle acque con la serie citata possa avvenire anche più a monte della zona di emergenza in funzione della profondità raggiunta dai circuiti e della situazione geologica incontrata.

Lo schema presentato segue uno sviluppo della circolazione secondo circuiti sub-circolari, simili a quelli evidenziati in Fig. 55. Più alte sono le quote d'infiltrazione, più lunghi e profondi sono i circuiti seguiti dalle acque e maggiore è il loro grado di salinità. Per quanto riguarda la zona di emergenza, si può verificare, in buon accordo con quanto esplicitato relativamente al modello teorico, che le sorgenti prossime ai margini degli affioramenti sono in genere caratterizzate da minori salinità, contenuti di $\delta^{18}O$ più positivi e maggiori contenuti in trizio, indicativi cioè di circuiti a minore sviluppo, rispetto a quelli delle emergenze più esterne, per le quali il contributo dei circuiti più profondi è generalmente più manifesto. Naturalmente uno schema così semplicistico è localmente complicato dalla presenza di faglie e fratture le quali, in relazione alle loro caratteristiche di profondità e permeabilità, possono agevolare più o meno la risalita dei fluidi verso la superficie, drenandoli da rami diversi della circolazione generale.

Un ruolo, a nostro avviso, importante è giocato dal tamponamento della circolazione sia da parte delle formazioni superiori della Falda Toscana e dal complesso Ligure, che limitano il naturale deflusso della circolazione verso la pianura, sia dai materiali alluvionali che si trovano sopra le rocce serbatoio. I depositi alluvionali, spesso palustri, caratterizzati generalmente da bassa permeabilità, come suggeriscono anche i dati di trizio, rappresentano un elemento fondamentale di confinamento dei fluidi verso la superficie (Fig. 58).

Condizioni di carico idraulico considerevole nel serbatoio, associate a riduzioni dello spessore della copertura e/o indebolimento della stessa, potrebbero aver favorito l'originaria fluenza spontanea al "cratere" delle Leopoldine ubicate nei pressi di un importante incrocio di faglie (Tav.1). E' un dato di fatto che considerando la posizione del travertino a Montecatini, esso si rinvenga in mezzo al campo termale e non ai margini dello stesso presso il contatto permeabile/impermeabile, dove, in caso di sorgenti di trabocco, si dovrebbe trovare teoricamente. La copertura inoltre attraverso l'azione di confinamento dei fluidi risalenti da faglie e fratture potrebbe favorire il miscelamento delle acque nelle parti più superficiali del serbatoio.

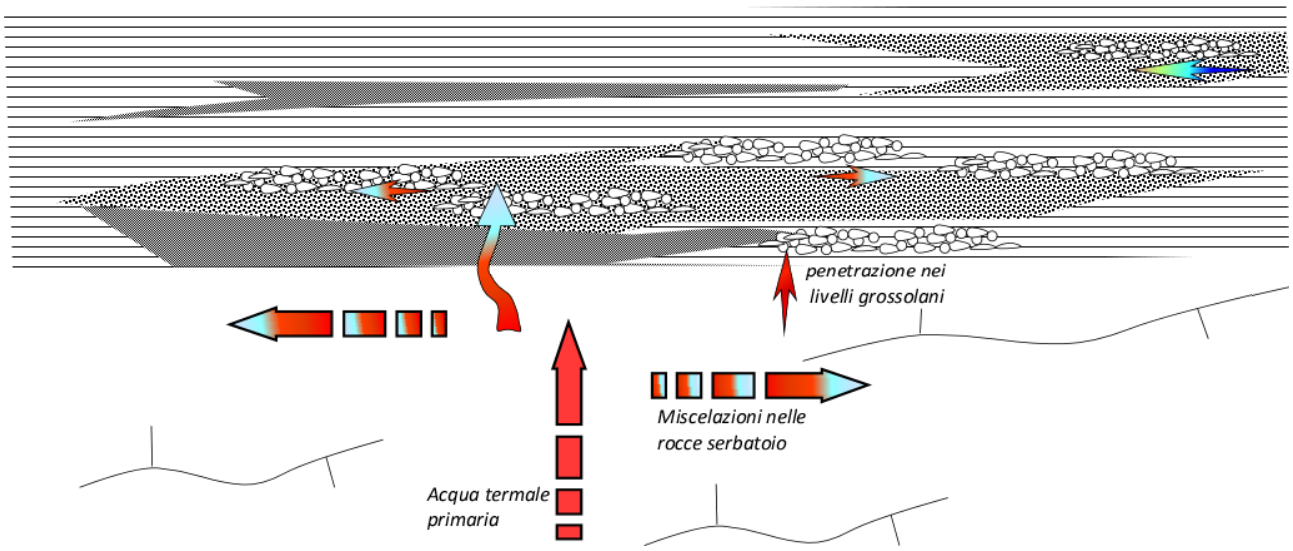


Fig. 58 - *Schema di circolazione delle acque nella zona delle principali emergenze*.

Complessivamente, quindi, il modello proposto, almeno per quanto riguarda le zone di emergenza, è in linea con quello di Brandi et al.1967, anche se, in base ai dati termici osservati, non abbiamo individuato una vera e propria risalita dei fluidi termali entro gli eterogenei depositi di copertura, quanto piuttosto una loro difficoltosa ascesa entro i materiali a bassa permeabilità, durante la quale le acque perdono sensibilmente di calore, come verificato alla sorgente Regina. Ciò non esclude, tuttavia, che tali risalite possano esistere localmente dove i depositi grossolani entrino in contatto, pressoché diretto, con il substrato litoide, come riportato dagli autori citati i quali, in base alla stratigrafie disponibili, segnalavano livelli ciottolosi a diretto contatto con la formazione dei Diaspri.

La filtrazione attraverso i materiali alluvionali è necessariamente accompagnata da perdita di energia da parte delle acque con conseguente diminuzione del carico idraulico rispetto al serbatoio in roccia. Carico idraulico che tuttavia permane importante, data la generale artesianità che caratterizza un po' tutti i punti d'acqua tenuti in osservazione, con i massimi piezometrici che cadono nella zona centrale del campo termale, come evidenziato dai dati raccolti dalla Ecogeo nel 1980. Esiste inoltre una indubbia interconnessione fra le diverse emergenze, che, a nostro parere, dovrebbe essere opportunamente chiarita

attraverso idonee prove di portata, durante le quali tenere sotto osservazione portate, livelli e/o pressioni, temperatura e conducibilità elettrica.

MONSUMMANO

Per quanto riguarda Monsummano tutti gli elementi, sia di carattere geologico strutturale, sia geochimico, tendono ad indicare un sistema distinto e fisicamente separato da quello di Montecatini. Oltre a ciò, di particolare interesse per la definizione delle caratteristiche del serbatoio risulta l'elaborazione dei dati di una prova di portata eseguita nel 2004. Tale prova fu condotta a verifica della sostenibilità dello sfruttamento del sistema con portate di circa 30 l/s, il quale, in precedenza, aveva causato gravi depauperamenti della risorsa e sensibili abbassamenti di livello. I test condotti hanno verificato che le perdite di carico si propagano uniformemente in tutto il massiccio carbonatico, senza che sia possibile osservare il seppur minimo accenno ad un fenomeno di stabilizzazione dei livelli come mostra la Fig. 59.

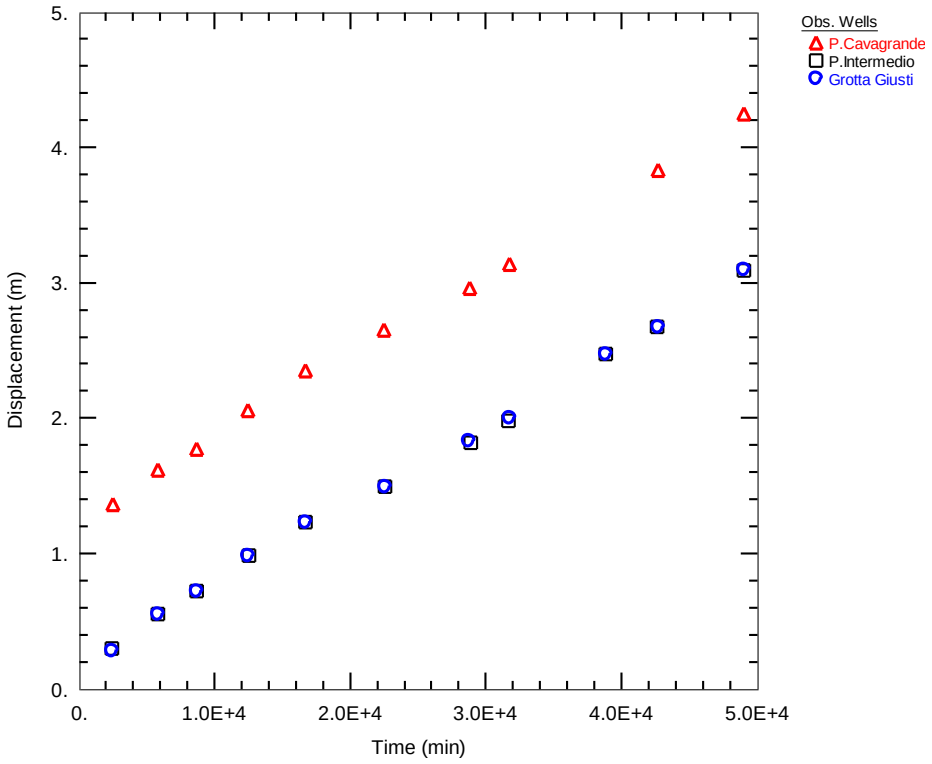


Fig. 59 - Andamento dei livelli nel tempo ai pozzi Cavagrande e Intermedio e al laghetto di Grotta Giusti durante i test di interferenza del 2004. Il pozzo Intermedio ed il laghetto di Grotta Giusti distano rispettivamente 480 e 780 m circa dal pozzo Cavagrande la cui erogazione è stata di 30 l/s.

E' anzi da sottolineare la perfetta (r = 0.97÷1) linearità con cui procede l'abbassamento di livello nel tempo in tutto il sistema, che starebbe ad indicare un serbatoio idrico fondamentalmente chiuso (Bourdet, 2002). Certo che, a conferma di tale caratteristica, sarebbe stato estremamente utile poter disporre di dati di "recovery", interrompendo cioè il pompaggio e registrando l'eventuale risalita dei livelli, se esistente.

In effetti, considerando il serbatoio di Monsummano delimitato entro confini impermeabili corrispondenti ai lati del rettangolo che circoscrive l'affioramento carbonatico, si ottiene un pressoché perfetto "fitting" dei punti con le curve teoriche relative al metodo del Theis (1935) per acquiferi freatici in presenza di "boundaries"

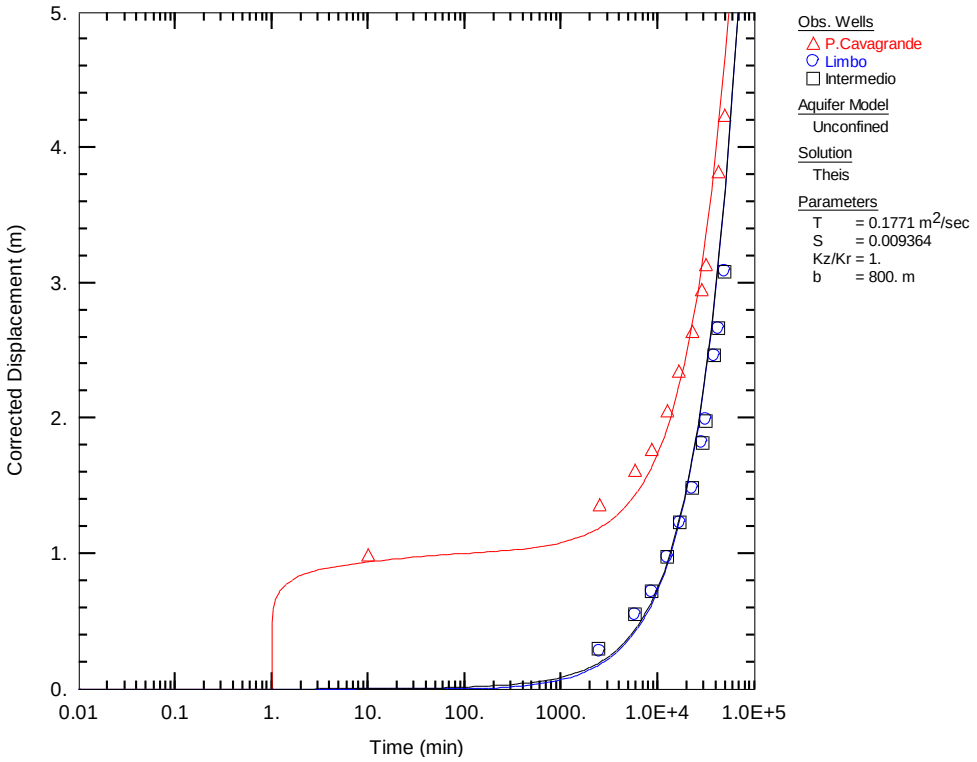


Fig. 60 - Curve interpretative secondo il metodo di Theis (1935) per acquiferi freatici in presenza di bordi impermeabili sui quattro lati. Ottima risulta la corrispondenza fra andamento teorico e dati rilevati durante la prova del 2004.

impermeabili, come mostra la Fig. 60. L'applicazione del metodo citato inoltre fornisce valori di trasmissività (T) di 1.77 10^{-1} m^2s^{-1} e coefficienti di immagazzinamento (S) intorno all'1% per l'acquifero carbonatico.Se i dati geologici e gravimetrici supportano un possibile tamponamento laterale del serbatoio a Nord, Est e Sud, più complicato risulta il suo tamponamento a Ovest. Il modello geologico della Tav.1, che ricordiamo essere interpretativo del modello gravimetrico, metterebbe infatti in evidenza consistenti spessori di carbonati presso il margine occidentale della struttura carbonatica di Monsummano, che sembrano contrastare, almeno in prima approssimazione, con le caratteristiche fisiche del serbatoio indicate dalla prova di emungimento.

Abbiamo provato ad elaborare un ulteriore modello gravimetrico, sostituendo ai carbonati mesozoici (C3) corpi assimilabili alla copertura impermeabile (C2) come mostra la Fig.61, ottenendo uno scostamento con sqm = 0.214. certamente maggiore rispetto a quello della sezione della Fig. 36 che era di 0.0065. Le indicazioni geologico-strutturali e idrogeologiche sembrerebbero contraddittorie, ma lo sono solo all'apparenza. Infatti va sottolineato che le informazioni derivanti dalla prova di portata evidenziano che il serbatoio è chiuso da qualche parte e forniscono indicazioni solo sul primo "boundary" (da identificare con i bordi dell'affioramento calcareo), ma niente possono rivelare sulla posizione del "boundary" più esterno che dovrebbe sigillare la struttura carbonatica, a meno di non condurre prove in regime non influenzato, per lunghissimi tempi, procedendo al completo svuotamento del serbatoio o buona parte di esso. Da tenere presente che, se assumiamo corretta l'indicazione relativa alla porosità del carbonatico fornita dalla prova di portata pari a 1%, l'emungimento, durante il mese di prova, avrebbe causato lo svuotamento di solo 7 m

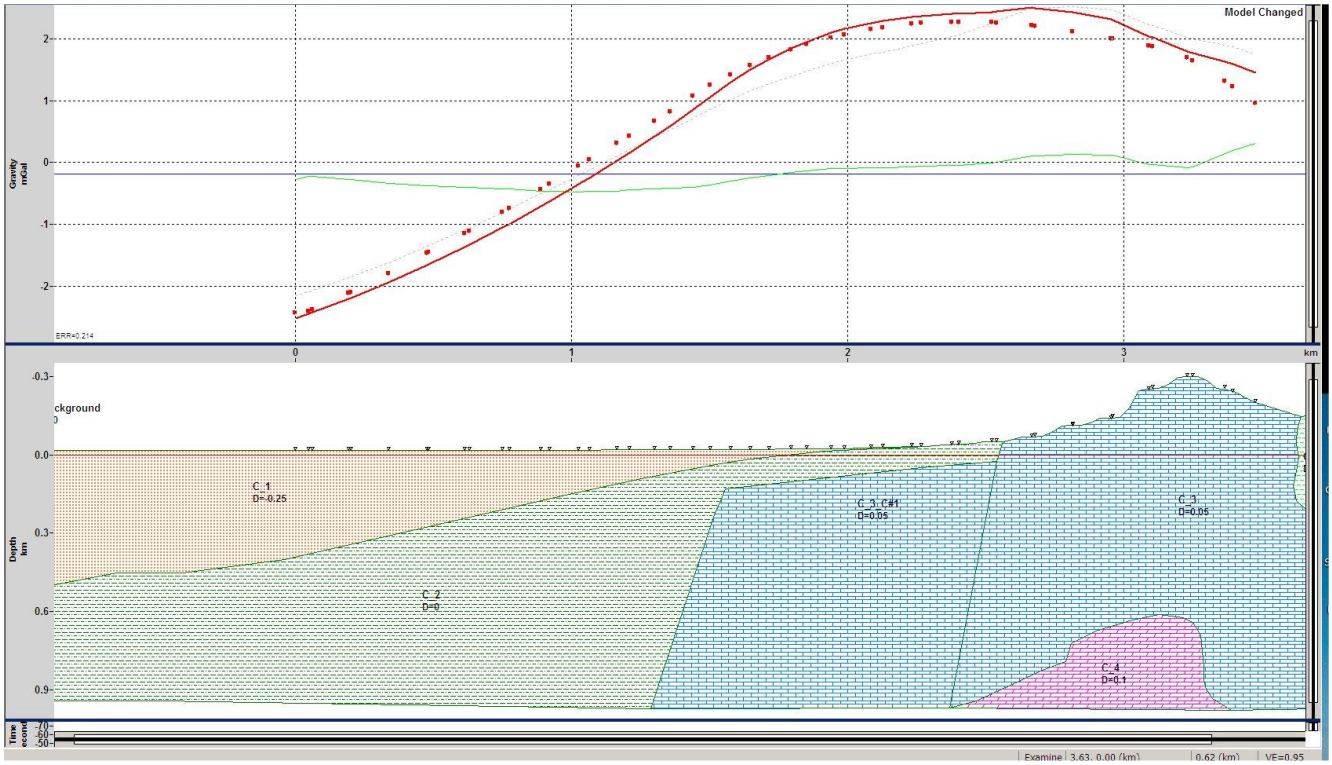


Fig. 61 - Modelli gravimetrici alternativi rispetto a quello di Fig. 36, ottenuti considerando variabili assetti dei materiali (C2) riferibili ai terreni impermeabili del complesso Ligure e delle formazioni clastiche della Falda Toscana rispetto al nucleo carbonatico di Monsummano.

circa di spessore del serbatoio. La prova di portata avrebbe quindi esplorato la parte più pellicolare del corpo carbonatico. Se il sistema è chiuso è logico che l'eventuale portata di esercizio non dovrà in alcun caso superare l'alimentazione meteorica che può essere valutata fra 13 e 20 l/s. Questa valutazione è effettuata sulla base dell'estensione dell'affioramento calcareo (≈1 km^2) e di una possibile infiltrazione del 30-50% della precipitazione media annua che, in base quota media (≈250 m s.l.m.) dei carbonati, può essere stimata intorno a 1200-1300 mm (vedi Fig. 64 prossimo capitolo).

Se il sistema fosse chiuso e di dimensioni ridotte, sarebbe complesso spiegare sia il contenuto in trizio delle acque, che implica tempi piuttosto lunghi di circolazione, sia la presenza di acque termali ai margini dell'affioramento calcareo, che dovrebbe costituire una zona preferenziale di infiltrazione meteorica fredda. Queste difficoltà possono essere superate ammettendo un modello di circolazione come in Fig. 62. In esso le acque di infiltrazione, grazie alla fratturazione prevalentemente verticale e alla loro densità, tendono ad approfondirsi progressivamente, raggiungendo profondità certamente superiori ai 600-700 m, sino al substrato filladico che, relativamente impermeabile, dovrebbe costituire la base dell'acquifero carbonatico. La circolazione dovrebbe progressivamente organizzarsi verso occidente con una componente orizzontale importante, acquisendo facies chimica $CaSO_4$, in relazione all'interazione con il Calcare Cavernoso, e calore, grazie al flusso termico proveniente dal basso, procedendo così sino a raggiungere il margine esterno del serbatoio. Qui la circolazione, tamponata da materiali indistinti, ma poco permeabili, tende a risalire verso la superficie, grazie alla diminuita densità dei fluidi dovuta all'aumento della temperatura. La risalita, logicamente favorita dalla presenza di faglie e macrofratture, oggi drenata

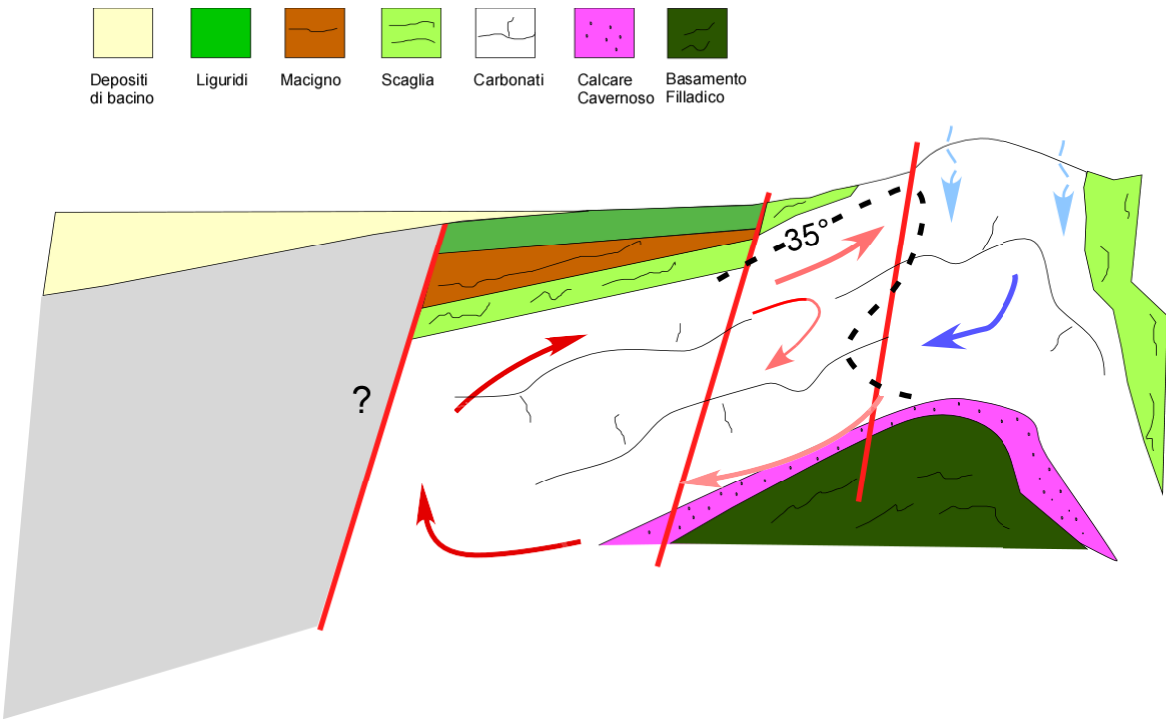


Fig. 62 - *Schema concettuale di circolazione delle acque per il sistema termale di Monsummano. In grigio abbiamo indicato un corpo indistinto a bassa permeabilità che potrebbe tamponare il serbatoio di Monsummano a occidente. La posizione di questo materiale è incerta come sottolineato dal punto interrogativo. In tratteggio il probabile andamento dell'isoterma 35°C che mette in evidenza probabili fenomeni di inversione termica..*

tramite pompa dal pozzo Cavagrande, un tempo emergeva spontaneamente a Grotta Parlanti, che costituiva il punto di drenaggio naturale del sistema, come lascia intendere il locale affioramento di travertino. Secondo il modello prospettato, non deve stupire che eventuali pozzi, superate le faglie o fratture lungo le quali scorrono fluidi caldi, possano trovare circolazioni fredde in corrispondenza di zone di penetrazione delle acque d'infiltrazione, come sottolineato dalla ipotetica isoterma 35° C in Fig. 62. In conclusione, anche in presenza di sistemi chiusi, ma con circuiti piuttosto estesi, potremmo giustificare sia il contenuto in trizio delle acque, dati i maggiori percorsi, sia il loro grado di termalità. Da sottolineare che, escludendo l'effetto della ricarica, le caratteristiche di permeabilità ($\approx 1 \times 10^{-4}$ m/s = 1×10^{-11} m^2, desumibili dalla prova di portata) del mezzo ed un flusso termico di 80 mWm^{-2} potrebbero essere sufficienti a sviluppare anche fenomeni di convezione naturale.

Bilancio Termico e dimensione dei sistemi

Una domanda che spesso viene posta in studi di questo tipo è quale possa essere la dimensione del sistema termale. Tale valutazione può essere fatta, anche se in maniera approssimata, attraverso il bilancio termico che si fonda sul principio di conservazione dell'energia. La relativa procedura si basa sulla conoscenza della temperatura e portata delle sorgenti, del flusso di calore nella zona di studio e sulla temperatura delle acque d'infiltrazione.

Assumendo che la Leopoldina, in condizioni di erogazione naturale abbia una portata di 15 l/s (portate misurate prima dell'esecuzione del pozzo Leopldina 2- vedi prossimo capitolo), dato che la sua temperatura

è di circa 33°C, avremmo che l'energia erogata dalla sorgente, assumendo una temperatura media esterna di 12° al punto di infiltrazione (≈ 450-500 m s.l.m,), è pari a 1.3×10^6 W (= Portata x ΔTemperatura x 4186.8 = fattore di conversione da Kcal a Joule; si ricorda che 1 W = 1 Joule s^{-1}).

Come già detto, non esistono né misure di gradiente geotermico, né di flusso di calore. Assumendo, comunque, come in precedenza, un flusso di calore medio di 80×10^{-3} W m^{-2}, che equivale a 80×10^3 Wkm^{-2}, per avere un output termico come quello della Leopoldina è necessario presumere che l'acqua abbia defluito su una superficie di almeno 17 km^2. Logicamente poco sappiamo sulla portata complessiva dell'acquifero carbonatico nella zona di Montecatini ed il valore stimato deve essere considerato un valore minimo. Questo anche perché il calcolo viene effettuato presumendo che tutto il calore vada alla fase liquida.

Per quanto riguarda Monsummano, dato che la temperatura dell'area d'infiltrazione dovrebbe essere intorno ai 14°C, risulterebbe che, per ogni litro prodotto a temperatura di 33 C°, sarebbe necessario poco meno di un 1 km^2. Tale superficie potrebbe essere ridotta alla metà in considerazione della circolazione a circuito chiuso di Fig.62 in cui esistono due tratti praticamente sub-orizzontali. Se assumiamo quindi che in condizioni di erogazione naturale la portata del sistema fosse uguale alla ricarica media precedentemente stimata in 13-20 l/s, avremmo bisogno da 6 a 10 km^2 di superficie per giustificare l'output termico di Monsummano. L'area minima così calcolata è prossima a quella esistente fra il bordo orientale dell'affioramento carbonatico di Monsummano e la faglia siglata V in Tav.1 che è di 5.4 km^2.

AREE D'INTERESSE

In base alle considerazioni fatte all'inizio del capitolo, è evidente che tutta la zona della pianura al piede del rilievo potrebbe contenere aree termicamente anomale, che dovrebbero essere indagate tramite opportune prospezioni. Ancora più evidente comunque è l'indicazione fornita dal travertino, deposito eminentemente idrotermale. Il travertino siglato C in Fig 20, situato in prossimità dell'abitato di Ponte di Serravalle, indica infatti una area di notevole interesse per il reperimento di acque calde. Esso infatti si trova a valle di un rilievo che, tramite fenomeni di convezione forzata, potrebbe produrre consistenti anomalie termiche e cade in prossimità di importanti lineamenti strutturali. Esso è situato infatti nei pressi di una curva di circa 80° del F. Nievole, lungo il prolungamento della faglie siglate M e N nella tavola 1 che, con andamento SW-NE, tagliano tutta la Valdinievole. Se assumiamo che anche la parte settentrionale della valle, la quale presenta andamento SE-NW, sia regolata strutturalmente, il travertino si troverebbe in prossimità dell'incrocio di due discontinuità tettoniche importanti dove la presumibile notevole fratturazione potrebbe agevolare la risalita di fluidi profondi ed il reperimento degli stessi tramite pozzi. E' logico che per ottenere maggiori informazioni sarebbe necessario condurre apposite campagne che possano meglio evidenziare le caratteristiche geologiche, idrogeologiche e termiche di quest'area.

PIOGGE, LIVELLI E PORTATE

ELEMENTI CLIMATOLOGICI

All'intorno dell'area di studio sono presenti varie stazioni pluviometriche che hanno lavorato in maniera, purtroppo discontinua, nel tempo. A nostro avviso le stazioni più rappresentative degli andamenti pluviometrici nell'area di studio sono quelle di Montecatini, Monsummano, Marliana, S. Marcello Pistoiese, Pescia e Prunetta di cui si dispone di un record storico significativo. Presso il sito dell'Ufficio Idrologico della regione Toscana (http://www.idropisa.it/index.php?s=1) è reperibile la maggior parte dei dati da noi elaborati. La raccolta dei dati inizia nel 1916 per le stazioni di Monsummano e Pescia e, successivamente, a partire dagli anni' 20, per le altre stazioni. La Fig.63 riassume l'operatività nel tempo delle 6 stazioni considerate.

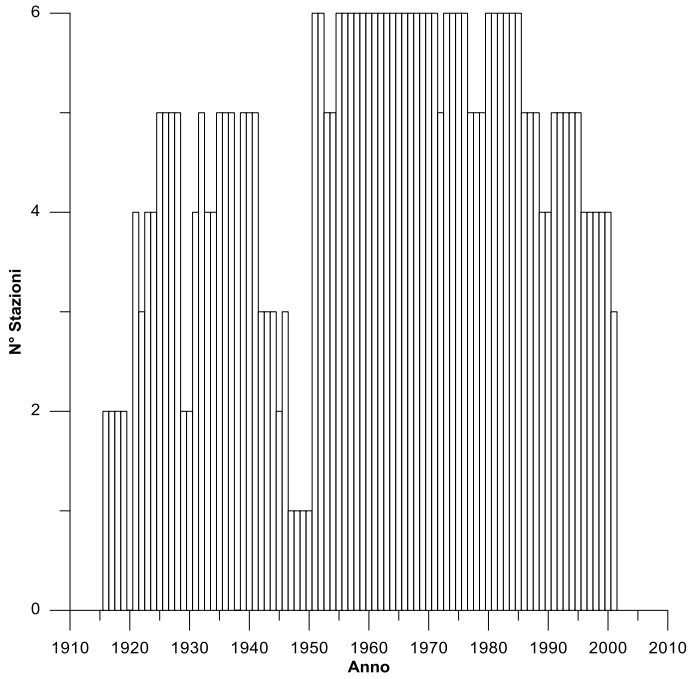


Fig.63 - Operatività nel tempo delle 6 stazioni pluviometriche considerate

La piovosità nell'area è funzione fondamentalmente della quota come mostra la Fig. 64, che lascia intravedere un marcato gradiente precipitazione/quota a direzione fondamentalmente S-N. Le 6 stazioni esaminate ricalcano il classico modello distributivo delle piogge nelle nostre regioni durante il corso dell'anno, con massimi in Novembre e minimi a Luglio (Fig. 65). Con l'esclusione di S.Marcello, mancano purtroppo dati termometrici adeguati per poter fare delle valutazioni della possibile evapotraspirazione per le diverse stazioni e quindi della pioggia utile altrimenti detta pioggia efficace, ovvero la quantità, ottenuta come differenza fra precipitazioni ed evapotraspirazione, che dovrebbe dare origine sia al deflusso superficiale, che all'infiltrazione.

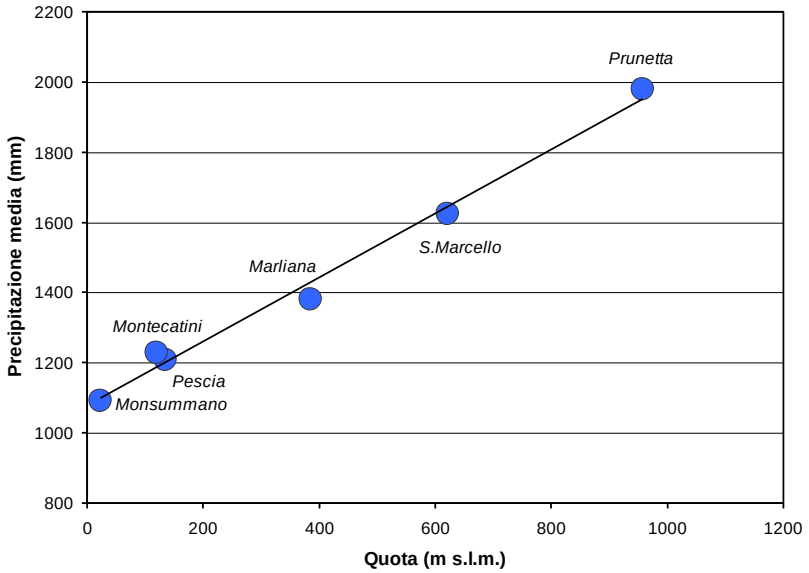


Fig . 64 - Precipitazione media in funzione della quota per le 6 stazioni considerate

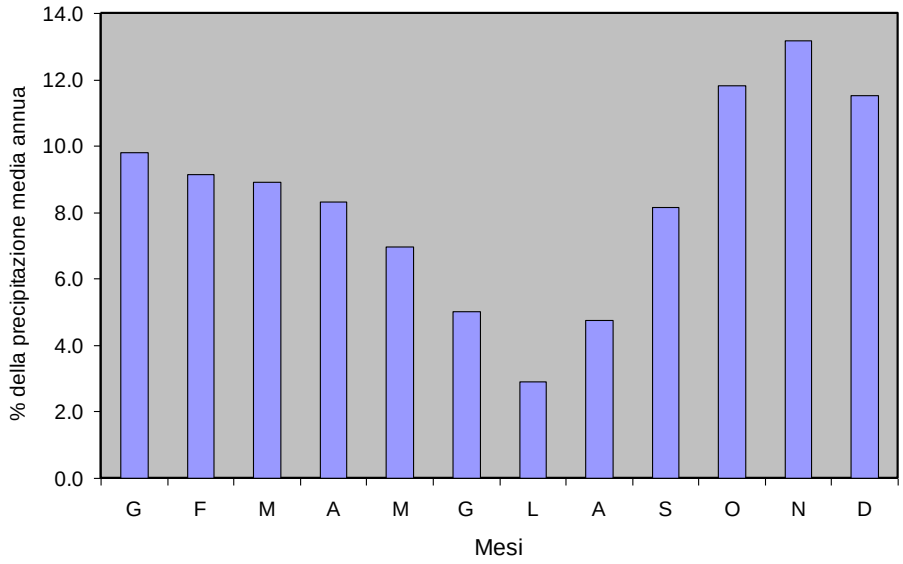


Fig. 65 - Distribuzione percentuale della pioggia media annua nell'area di studio

La Fig. 66 riporta l'andamento delle precipitazioni, dell'evapotraspirazione reale (Eth), calcolata secondo il metodo del Thornthwaite (1948), utilizzando una riserva idrica del suolo di 100 mm e della pioggia utile (P-Eth) per il periodo 1951-2000 per San Marcello (di cui si dispone dei dati necessari) e di Montecatini. Per quanto riguarda Montecatini sono state utilizzate le temperature della stazione di Lucca che rappresenta la stazione termometrica più vicina all'area di indagine con record di dati piuttosto completo. L'influenza della differenza di quota (≈100 m) sulla temperatura dovrebbe essere minima ed intorno ad una sovrastima delle temperature di Montecatini di circa 0.5 °C.

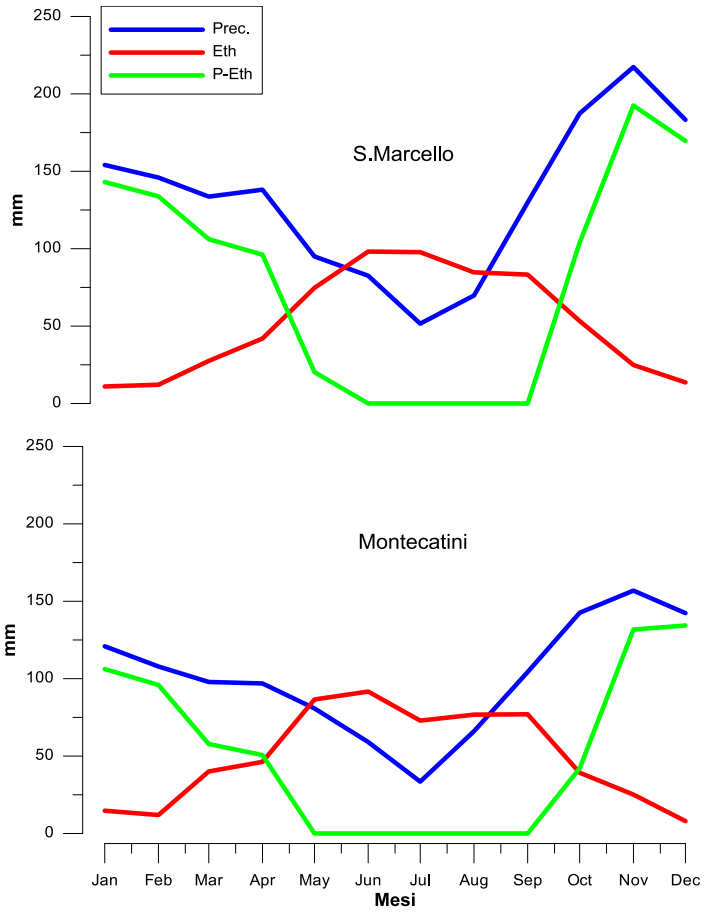


Fig. 66 - Elementi climatici medi a S. Marcello e a Montecatini. Prec= precipitazioni, Eth= evapotraspirazione secondo Thornthwaite, P-Eth =pioggia utile

Come si può osservare dalla figura, il massimo della pioggia utile e quindi della ricarica dei sistemi idrici cade a Novembre- Dicembre, degradando poi, progressivamente, sino a Maggio, per Montecatini, e sino a Giugno per San Marcello, mesi dopo i quali, in entrambe le zone, teoricamente non vi è più acqua sufficiente né per la circolazione superficiale, né, tantomeno, per l'infiltrazione verso le acque sotterranee. Da Maggio-Giugno in poi le eventuali sorgenti entrano nella così detta fase di esaurimento, con portate che decrescono progressivamente secondo leggi esponenziali del tipo $Qt = Q_0 e^{-\alpha t}$ (Qt = portata al tempo t, Qo = portata all'inizio dell'esaurimento, α= coefficiente di esaurimento, t = tempo). Analogamente si comportano i livelli idrici delle falde. In genere i minimi di portata delle sorgenti e dei livelli dei pozzi si registrano, infatti, a fine Settembre – Ottobre e le prime piogge autunnali vanno a ricostituire la riserva idrica del suolo depauperata durante la fase estiva.

CICLICITÀ PLUVIOMETRICA ED UTILIZZAZIONE DELLA RISORSA

In buon accordo con quanto osservato è l'andamento dei livelli del pozzo Cavagrande, utilizzato dagli impianti termali di grotta Giusti, e del Lago del Limbo, come mostra il diagramma di figura 67. In esso, i dati di livello sono messi a confronto con le precipitazioni mensili della stazione di Albano (situata presso

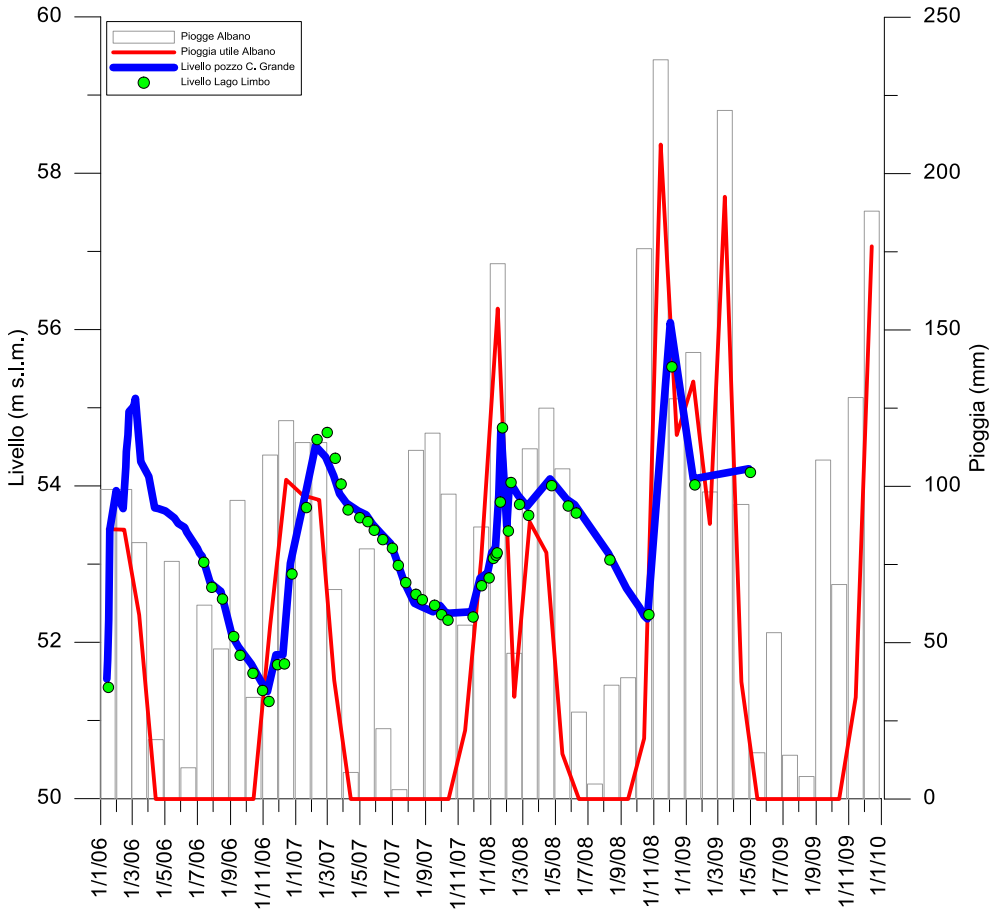


Fig. 67 - Andamento del livello nel pozzo Cavagrande e al lago del limbo nel periodo 2006-2009 messo a confronto con le precipitazioni mensili della stazione di Albano e della relativa pioggia utile.

Monsummano a quote paragonabili a quelle dei locali affioramenti carbonatici) e con la relativa pioggia utile calcolata con le procedure anzidette, utilizzando le temperature del posto. Come si può osservare, esiste un ottimo accordo fra livelli e dati climatologici. E' ben evidente in figura come, alla fine della primavera, il sistema acquifero entri nella fase di depauperamento della risorsa e come tale fase perduri sino ad autunno inoltrato per le ragioni precedentemente esposte. I ritardi che si osservano riguardo ai massimi sono dovuti: a) in parte al fatto che il livello è praticamente monitorato in continuo, mentre la pioggia utile è riferita al 15 di ogni mese ed è quindi possibile che si verifichino deboli sfasamenti dipendenti dal metodo di elaborazione e plottaggio; b) alla normale inerzia del sistema acquifero, che raggiunge il massimo immagazzinamento solo alla fine della stagione piovosa, durante la quale tende ad accumulare risorsa idrica.

Da osservare che nel periodo riportato in figura si nota un generale incremento nel tempo delle precipitazioni e conseguentemente dei livelli e, sebbene sia disponibile un record di dati sicuramente limitato, sembrerebbe che l'attuale sfruttamento della risorsa, il quale è impostato su un prelievo costante di circa 4-5 l/s, sia ben modulato rispetto alla risorsa disponibile. Il diagramma di figura sembra accennare ad un possibile incremento delle precipitazioni nel periodo 2006-2009 compreso, incremento che probabilmente sta ad indicare una ripresa del ciclo pluviometrico pluriennale da una fase siccitosa verificatasi nei primi anni 2000.

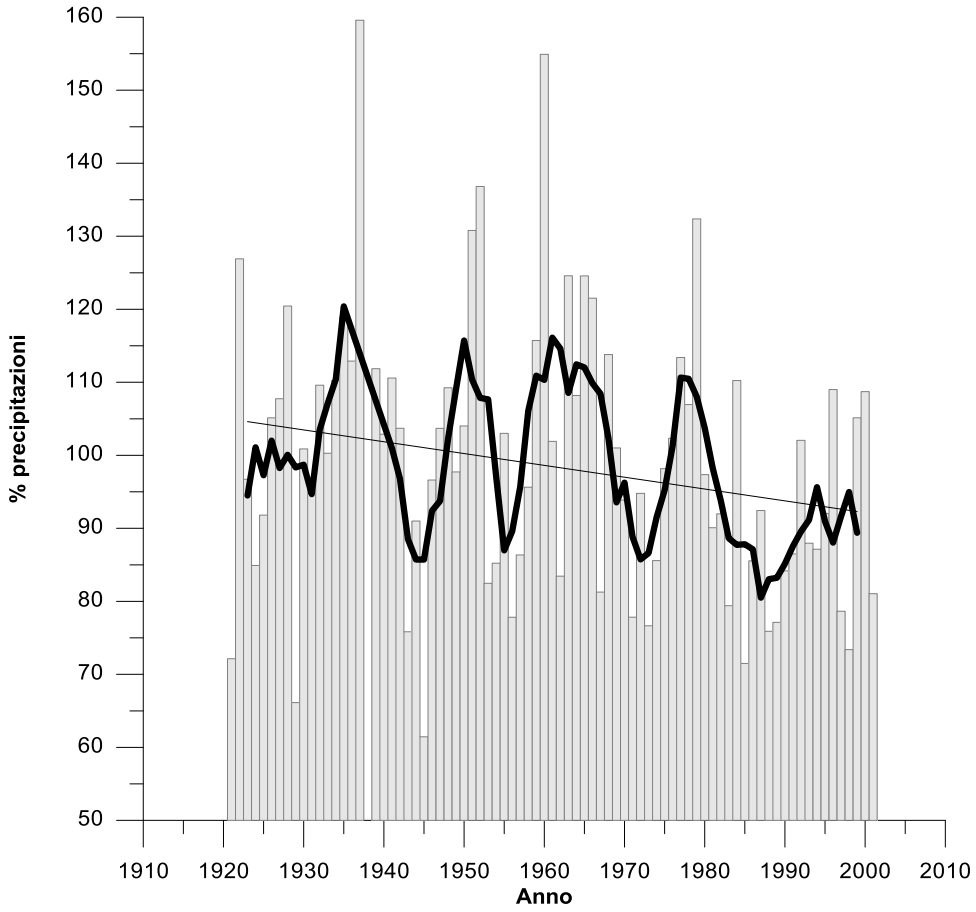


Fig. 68 - Andamento normalizzato delle precipitazioni (in istogramma) nell'area di studio e principali cicli pluviometrici (linea continua) individuabili attraverso media mobile centrale a 5 anni. La linea retta si riferisce alla regressione lineare

L'esistenza di tali cicli, segnalata da vari autori (Brunetti et al., 2004a, Bruneti et al., 2004b, Buffoni et al., Grassi et al., 2007), è evidente anche nella zona oggetto di studio. A tale scopo sono stati utilizzati i dati di precipitazione delle sei stazioni menzionate all'inizio del paragrafo. Di ognuna di esse è stata determinata la media della precipitazione annuale, la quale, posta uguale a 100, ha consentito di determinare la distribuzione % della pioggia annuale per ciascuna stazione considerata nel periodo di operatività. Successivamente è stata determinata la media annuale delle percentuali delle varie stazioni, ottenendo il diagramma di figura 68 in cui, logicamente la media del periodo è 100. Abbiamo preferito utilizzare questa procedura di normalizzazione delle piogge, solo all'apparenza complessa, allo scopo di ridurre il peso delle stazioni a pluviometria estrema. Nel diagramma il dato annuale è riportato in istogramma, mentre, con tratto continuo, viene riportata la media mobile centrale a 5 anni. E' evidente che esistono cicli di durata variabile da 10 a 20 anni circa e che, nel complesso, durante il 1900 sembra si sia instaurata una tendenza progressiva alla diminuzione media della piovosità, stimabile, in base ai dati di figura, intorno al 16% al secolo. Ben poco è noto attualmente riguardo alle ripercussioni di tali cicli e della generica tendenza alla diminuzione delle piogge sulle risorse idriche.

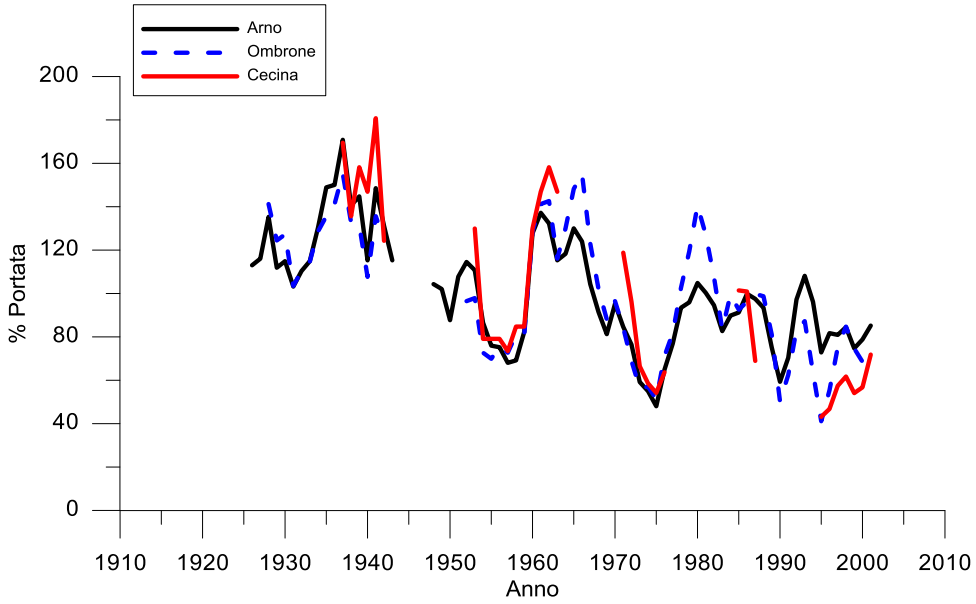


Fig. 69 - Effetti dei cicli pluviometrici sull'andamento delle portate di alcuni fiumi della Toscana (Grassi et al..)

Per quanto riguarda i fiumi, come mostra la Fig. 69, oltre alle evidenti ciclicità, sembrerebbe che la tendenza alla diminuzione della risorsa fosse amplificata rispetto a quella osservata per le piogge (Grassi et. al., 2007). E' d'obbligo, comunque, il condizionale visto che i dati riportati non sono corretti in base ai prelievi.

Per quanto riguarda le acque sotterranee poco si può dire, dato che non esistono, o sono rari, record di dati storici. In alcuni casi, come quello della sorgente dell'Ermicciolo del M. Amiata è stata misurata una diminuzione di portata di circa il 40% dal 1940 alla fine degli anni '80 (Barazzuoli e Salleolini, 1994).

Tutto ciò premesso, possiamo verificare l'andamento nel tempo dei dati di portata istantanea a Montecatini, fornitici dalla società termale, mettendoli a confronto con gli afflussi meteorici. Nel diagramma di Fig. 70 vengono riportati in istogramma gli scarti, o scostamenti, annuali percentuali delle piogge rispetto alla media posta =100 e, con curva continua blu, la loro media mobile centrale a 5 anni indicativa quindi della ciclicità pluviometrica anzidetta e dei suoi scarti rispetto alla media. Per le portate, relative alle sorgenti Rinfresco, Regina, Tettuccio e del pozzo Leopoldina, abbiamo seguito un procedimento di normalizzazione del tutto analogo a quello visto per le piogge. Ovvero abbiamo stabilito la portata media per ciascun punto d'acqua, nel periodo a disposizione; posto =100 questo valore, abbiamo calcolato gli scarti percentuali medi per ogni singola emergenza e di questi è stata fatta la media per i 4 punti di osservazione. I dati relativi sono riportati nel diagramma in istogramma fucsia per ogni misura disponibile, mentre con linea continua di color verde, viene riportata la loro media mobile centrale a 5 misure. Nonostante le misure di portata siano misure istantanee e quindi caratterizzate da un andamento notevolmente irregolare, si osserva, nel complesso, un generale buon accordo, nel lungo periodo, con i cicli pluviometrici precedentemente evidenziati. E' evidente che si sono succeduti nel tempo notevoli variazioni della portata.

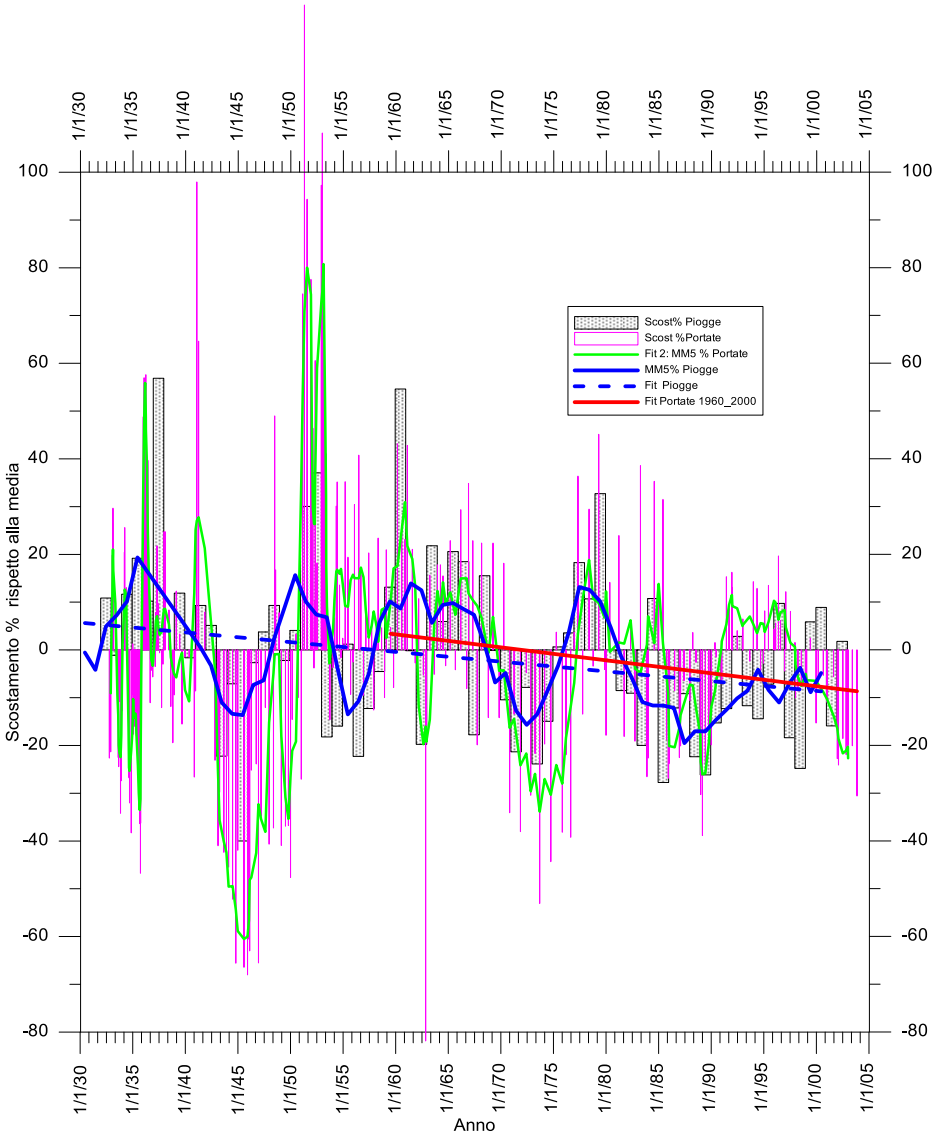


Fig. 70 - Andamento normalizzato delle piogge annuali e delle portate istantanee di Montecatini (istogrammi) e relative medie mobili (curve continue). La linea tratteggiata in blu rappresenta la regressione lineare delle piogge quella continua rossa la retta di regressione delle portate fra 1960 ed il 2003. Per spiegazioni vedi testo.

Se confrontassimo la retta di regressione delle piogge con quella delle portate, calcolata su tutti i dati a disposizione, dovremmo ammettere una totale indipendenza delle portate dalla pioggia, risultando la pendenza della retta relativa essere prossima a 0; la retta di regressione (non mostrata in figura) coinciderebbe infatti con l'asse delle X, indicando quindi una stabilità nel tempo delle portate con oscillazioni cicliche, anche notevoli, intorno ad un valore medio di circa 21 l/s. Tale fatto sarebbe un assurdo idrogeologico.

Analizzando meglio il diagramma, si osserva durante la fase particolarmente siccitosa degli anni 40 che le portate precipitano sino a - 60% circa rispetto al valor medio. Traccia di tali eventi si ritrova nella prefazione al lavoro di Brandi et alii (1967): *"Fu appunto nel 1948 che la sorgente Leopoldina, la più nobile, se così ci è consentito dire, la madre infine delle altre sorgenti del bacino di Montecatini, già esuberantemente ricca di acqua termale, riduceva inopinatamente la sua portata a una quantità che, se il fenomeno avesse perdurato (eravamo per di più in fase persistentemente siccitosa), sarebbe potuta divenire insufficiente anche per l'allora modesto numero di cure balneoterapiche."* Nei primi anni '50 si tenta di porre rimedio ai problemi

connessi con la lunga siccità attraverso una serie di interventi. Nel lavoro citato si riporta l'esecuzione di un sondaggio nel 1951 *"per ripristinare l'erogazione della sorgente Regina che era fortemente diminuita"* ed ancora nel 1952 un ulteriore sondaggio nel Viale delle Carrozze, a cui nel 1953 segue la perforazione del pozzo presso il cratere della Leopoldina. Pozzo, che attestatosi nella formazione dei Diaspri raggiunse una profondità di 53.15 m erogando 60 l/s.

Riportando come in Fig. 71 le portate della Leopoldina e del Rinfresco nel periodo 1943-57, sembrerebbe che, già a partire dal 1948, si tenti di ovviare ai problemi incontrati durante la fase secca precedente. L'erogazione della Leopoldina viene portata in qualche modo inizialmente a 35 e poi intorno a 25 l/s sino a novembre '48. A questa succede una nuova riduzione di erogazione, che viene mantenuta intorno ai 10-14 l/s per tutto il 1949.

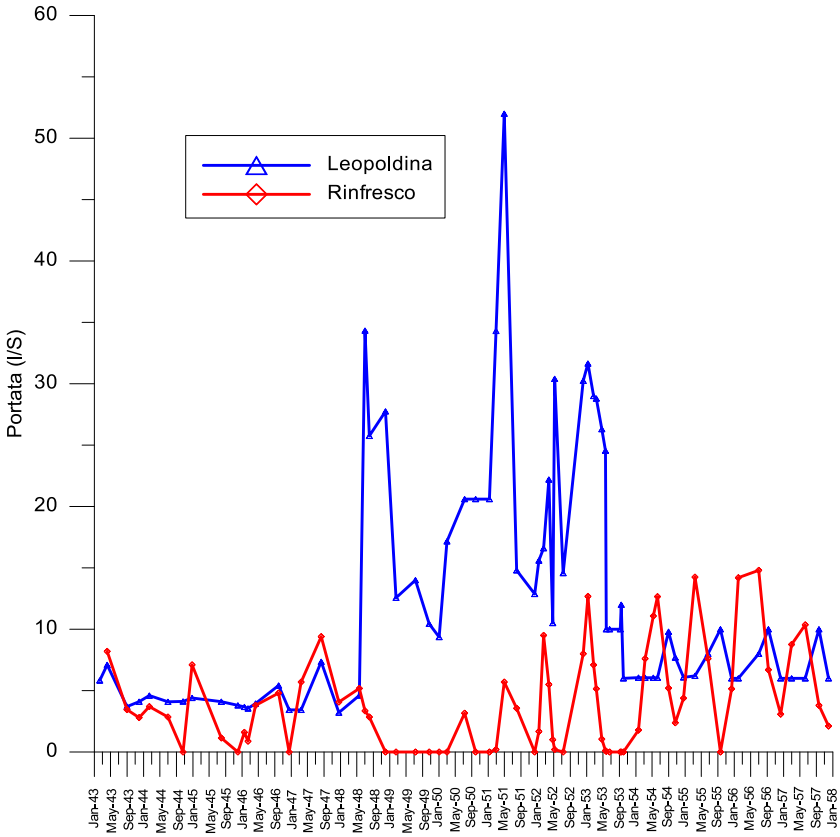


Fig. 71 - Andamenti delle portate della Leopoldina e della sorgente Rinfresco fra il 1943 ed 1957

In questa fase la portata della sorgente Rinfresco diminuisce arrivando a 0, valore su cui si attesta praticamente sino a gennaio '51. Dal '50 sino al '53 la portata della Leopoldina varia sensibilmente in maniera piuttosto irregolare fra 12 e 60 l/s, per poi essere regolata, come riportato nel lavoro menzionato, fra 6 e 12 l/s (fra 6 e 10 l/s secondo i dati in nostro possesso) in funzione della richiesta stagionale delle strutture termali. A partire dal '50, grazie all'aumento delle precipitazioni, la portata della sorgente Rinfresco torna da aumentare progressivamente con tipiche oscillazioni di carattere stagionale. A questo riguardo non si può escludere che, a partire dal 1954, l'aumento della erogazione del Rinfresco sia favorita dalla regolazione della portata della Leopoldina, che viene mantenuta su valori poco superiori a quelli riportati fra il 1943 ed 1948. Le operazioni eseguite durante questa fase, i dati esistenti a loro riguardo, nonché le osservazioni sul comportamento delle sorgenti e/o pozzi, elementi probabilmente presenti presso l'archivio

delle Terme, dovrebbero essere opportunamente approfonditi nel caso si voglia procedere a sviluppi del termalismo nell'area di Montecatini, che prevedano un significativo incremento dello sfruttamento. In mancanza di una cronistoria degli eventi sembrerebbe che negli anni '50, dopo vari tentativi, si sia giunti alla conclusione che l'aumento dell'erogazione potesse in qualche modo danneggiare la sorgente Rinfresco, a meno che non sia, invece, prevalso atteggiamento conservativo nei confronti della risorsa nel suo complesso.

E' un dato di fatto, comunque, che i rapporti fra la Leopoldina e la sorgente Rinfresco (l'erogazione delle quali è pari al 80% della portata totale del sistema termale) cambiano totalmente con gli interventi eseguiti fra il 1948 ed il 1954, come dimostra il diagramma di Fig. 72, in cui si osserva una relazione lineare fra le due sorgenti per il periodo 1930 -1947 ed una completa indipendenza delle stesse a partire dal 1954 in poi.

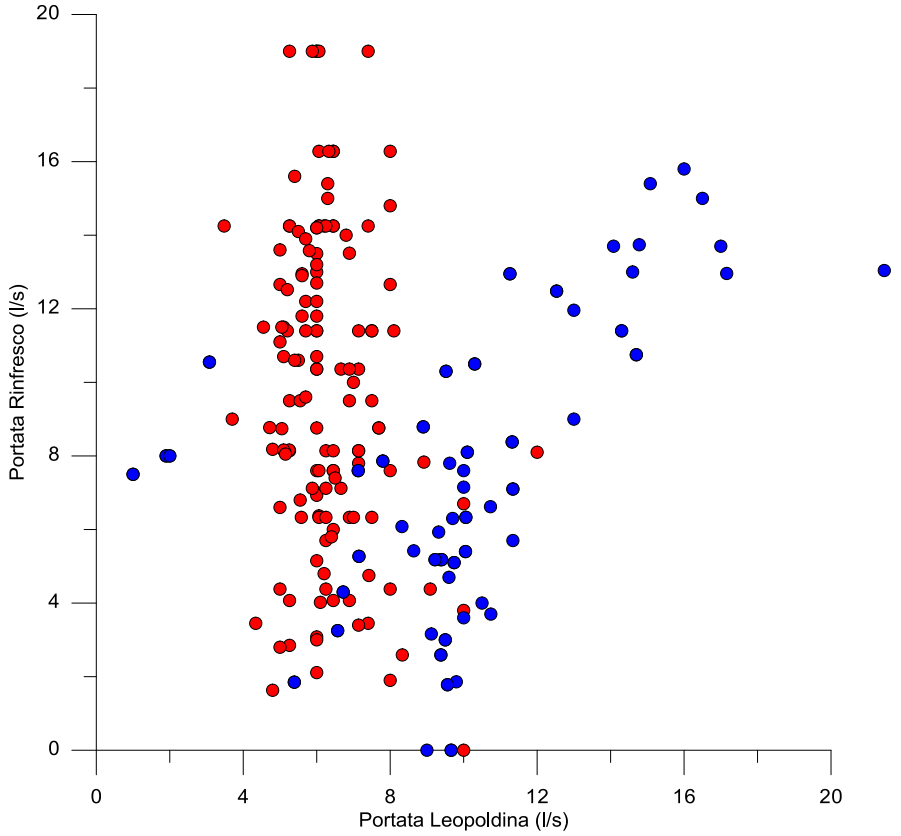


Fig. 72 - Rapporti fra le portate della Leopoldina e del Rinfresco prima del 1948 (in blu) e dopo il 1954 (in rosso).

Il comportamento dopo il 1954, che mostra una limitata variabilità della Lepoldina fra circa 5 e 8 l/s, dipende fondamentalmente dalla regolazione della saracinesca tenuta aperta a circa a metà. In queste condizioni è logico che un parametro indispensabile per lo studio del sistema è costituito dai dati di pressione del serbatoio nel tempo, dei quali si dispone, però, di un record assai limitato.

Ritornando alla discussione del diagramma di Fig. 70, in base alle considerazioni fatte e ritenendo gli anni 50 fondamentalmente di "sperimentazione", abbiamo preferito calcolare la regressione lineare relativa alle portate a partire dal 1960 sino al 2003, escludendo quindi il periodo precedente. La retta relativa che si ottiene, in rosso nel diagramma, mostra un buon parallelismo con quella delle piogge (tratteggio blu) e suggerisce quindi trend evolutivi delle portate simili a quello osservato per le precipitazioni, indicando così una buona regolazione complessiva del sistema termale rispetto alle piogge.

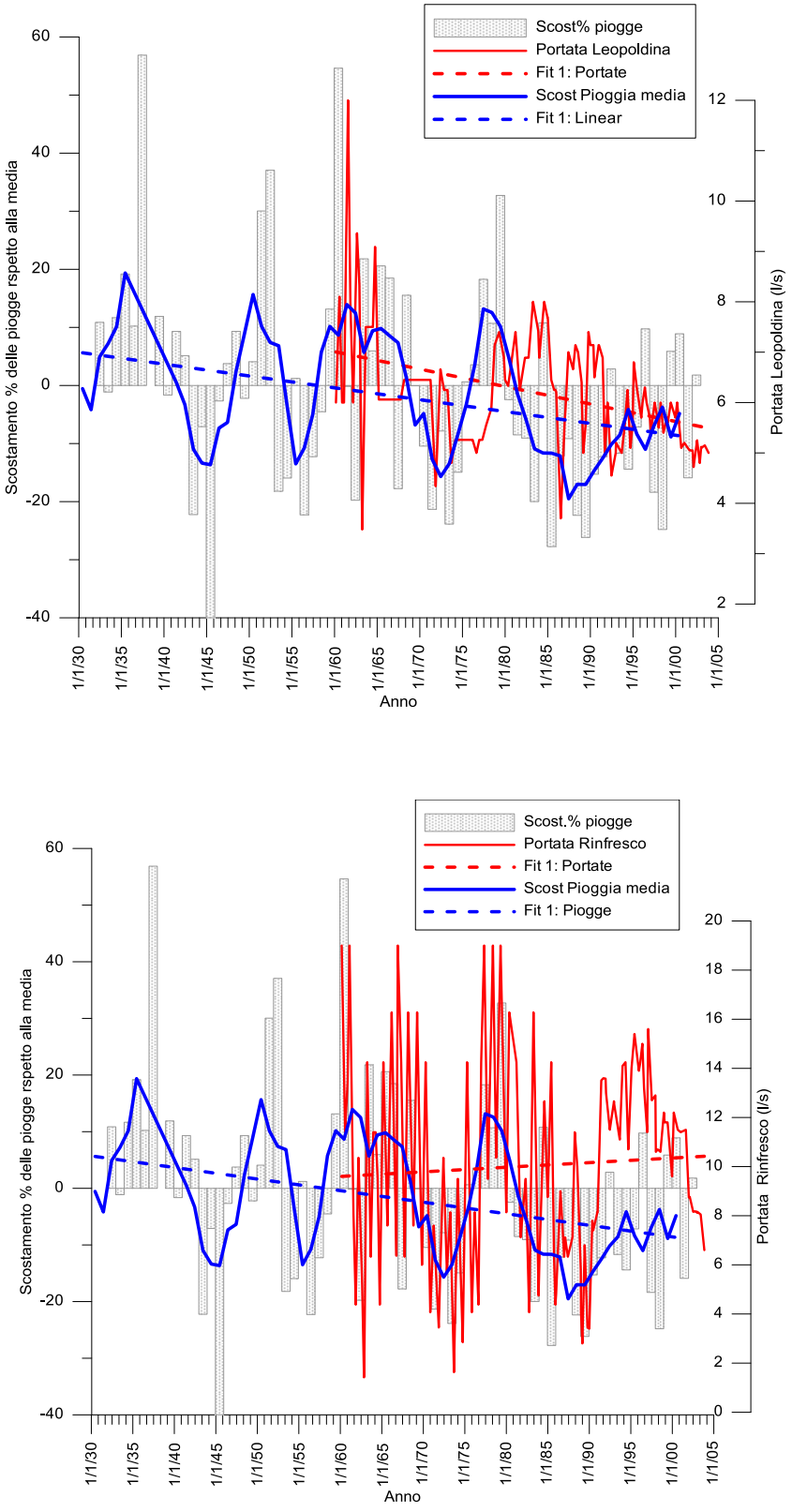


Fig. 73 - Andamenti nel tempo della portata della Leopoldina e del Rinfresco messi a confronto con i dati pluviometrici elaborati. Le linee tratteggiate indicano le tendenze nel tempo dei vari parametri

Come detto, abbiamo utilizzato un metodo di normalizzazione delle portate in modo tale da poter descrivere il comportamento del campo termale nel suo complesso, attribuendo lo stesso peso a tutte le sorgenti. Se comunque andiamo ad analizzare i casi relativi alle due principali emergenze (Fig. 73) vediamo comportamenti assai diversi. La sorgente Leopoldina o meglio il pozzo della Leopoldina, a partire dal 1960 in poi segue un andamento simile a quello che sembra prevalere nel campo termale cioè, al di la delle ciclicità, mostra un trend negativo e prossimo a quello delle piogge, mentre la sorgente Rinfresco evidenzia un trend positivo, opposto cioè a quello delle precipitazioni. Sembrerebbe inoltre che quanto si è perso nel quarantennio alla Leopoldina sia stato guadagnato al Rinfresco.

L'andamento opposto dei trend è poco comprensibile, se non si ammette che, nel tempo, vi siano stati interventi finalizzati a migliorare l'erogazione delle acque presso il Rinfresco. Un'ipotesi alternativa potrebbe essere che, nonostante alla Leopoldina sembri verificarsi un lieve calo di portata nel tempo e quindi probabilmente della pressione, le condizioni di pressione nel serbatoio siano tali che le acque, non trovando sfogo attraverso il citato punto d'acqua, tendano a migrare verso il Rinfresco, secondo circuiti a minore resistenza. Tale processo dovrebbe, però, essere accompagnato da un cambiamento progressivo delle caratteristiche chimiche delle acque del Rinfresco, le quali dovrebbero diventare più ricche in Cl. Confrontando i dati da noi acquisiti nel corso dello studio con quelli dei diagrammi presentati da Brandi et alii (1967) relativi agli anni 1951-1953 (vedi Fig. 49), non sembrano sussistere particolari differenze chimiche che inducano a pensare che siano effettivamente in atto tali processi. Senza informazioni certe riguardo agli interventi succedutesi nel tempo poco si può dire riguardo al comportamento osservato.

A conclusione del paragrafo si vuole sottolineare e ribadire due aspetti:

1) Esiste la necessità di reperire tutte le informazioni relative sia al comportamento delle sorgenti Rinfresco e Leopoldina nel periodo che va da 1947 al 1954, sia delle operazioni eseguite sui diversi punti di captazione, verificando inoltre perché, nonostante una ottima portata (60 l/s) del pozzo perforato nel 1953, sia stato preferito utilizzare il medesimo con erogazioni generalmente contenute fra 5 e 8 l/s.

2) Esiste la reale possibilità, come si è verificato in passato, che, nonostante al momento della redazione del presente rapporto sembri prevalere una tendenza all'aumento delle precipitazioni, nell'arco di pochi anni, l'attuale tendenza possa invertirsi con diminuzioni della piovosità e sensibili decrementi della portata dei punti di erogazione. Tale aspetto dovrà essere tenuto in debita considerazione in fase progettuale per eventuali sviluppi del termalismo.

CRITICITA' E MONITORAGGIO

Al momento non si intravedono particolari condizioni di criticità per entrambi i sistemi termali analizzati. L'attuale sfruttamento risulta piuttosto adeguato all'andamento pluviometrico, anche se sarebbe opportuno per il futuro avere la disponibilità di record di misure nel tempo relative non solo alle portate, ma riguardanti anche i livelli e/o le pressioni pertinenti agli acquiferi sfruttati, nonché di analisi chimiche, che possano rendere conto di eventuali evoluzioni delle caratteristiche dei fluidi utilizzati. Sarebbe inoltre opportuno tenere un registro delle diverse operazioni effettuate sulle sorgenti e pozzi al fine di poter stabilire univocamente se eventuali cambiamenti nel regime di erogazione siano indotti artificialmente, o dipendano da processi naturali.

Per quanto riguarda Montecatini, buone risultano le potenzialità del serbatoio in roccia con notevoli capacità di erogazione, come evidenziato sia dai dati prodotti durante presumibili test negli anni '50, sia dalle prove eseguite al completamento del pozzo Leopoldine 3, che hanno mostrato potenziali erogazioni sino a circa 100 l/s. Quindi, almeno dal punti di vista teorico, potremmo ritenere plausibili sostanziali incrementi della portata delle Leopoldine rispetto ai 6 l/s in media, che ci risultano dai dati conferitici dalla Società delle Terme di Montecatini relativamente al periodo 1980-2003.

Rimane però da capire quale possa essere l'effetto dell'aumento dell'erogazione sui vari punti d'acqua del sistema termale e quali ripercussioni l'eventuale depressione del serbatoio carbonatico possa avere sulle aree circostanti

Da quanto contenuto nella relazione tecnica relativa al pozzo Leopoldina 3 è evidente che esiste un interconnessione fra le varie captazioni. Durante le osservazioni condotte dai tecnici delle terme sono state, infatti, osservate variazioni sensibili dei livelli, anche se, indubbiamente, in corrispondenza di portate notevolmente elevate. Non ci è noto quale sia la possibile portata di esercizio che si vorrà mantenere in futuro, ma, in questa sede, bisogna sottolineare che eventuali criticità potrebbero sorgere in seno al campo termale, per possibile ingressione di acqua fredda, in funzione di possibili decrementi della pressione nel serbatoio in roccia. Questi ultimi potrebbero favorire tale ingressione, con sostanziali modifiche delle caratteristiche chimiche e termiche delle varie emergenze e diminuzione delle loro erogazioni. A tutto ciò si deve aggiungere che un eventuale decremento delle pressioni nel serbatoio in roccia, a cui è logico associare anche una variazione del carico idraulico negli acquiferi nei materiali porosi, si potrebbe tradurre in processi di compattamento di questi ultimi e, in caso di condizioni di erogazione esasperata, perfino in processi di restringimento delle fratture. Tutto ciò potrebbe causare nel tempo fenomeni di subsidenza di carattere praticamente irreversibile, con gravi danni agli edifici circostanti.

E' necessario quindi, prima di metter in esercizio i pozzi, procedere ad uno studio di dettaglio del campo termale, basato su prove di portata di lunga durata (esigenza più volte manifestata alla Direzione Tecnica), durante le quali sarebbe indispensabile tenere in osservazione sia le portate, sia i livelli delle varie emergenze e pozzi presenti nell'area di pertinenza, nonché la pressione del serbatoio termale. Tali prove che, a nostro parere, dovrebbero essere effettuate cautelativamente nel periodo di magra (Settembre – Ottobre) dei sistemi acquiferi, dovrebbero essere inoltre corredate dal rilevamento delle caratteristiche termiche e chimiche delle varie acque (sarebbe probabilmente sufficiente monitorare la conducibilità elettrica dei fluidi per ottenere importanti informazioni riguardo al chimismo)

Sarebbe inoltre utile istituire una rete di monitoraggio per il campo termale di Montecatini, consistente in piezometri e idonei strumenti di misura. A nostro parere sarebbe opportuno disporre di quattro piezometri, due dei quali a ridosso delle aree abitate e due nelle aree circostanti le sorgenti Rinfresco e Padulette-Tettuccio. Tali piezometri avrebbero lo scopo di monitorare, con opportune sonde, sia lo stato della pressione al contorno dell'area di sfruttamento, sia l'evoluzione delle caratteristiche chimiche delle acque in relazione ai pompaggi. Sarebbe, inoltre, opportuno prevedere un ulteriore piezometro, ubicato preferibilmente ad una certa distanza dal pozzo in emungimento, che raggiunga il serbatoio in roccia, nel quale sarebbe importante misurare nel tempo sia l'andamento della pressione, sia quelli della temperatura e della conducibilità elettrica.

Nel caso si opti per un programma di minima, ma si proceda comunque all'incremento dello sfruttamento, si ritiene indispensabile, comunque, disporre due piezometri nei depositi della copertura, a ridosso delle aree edificate nei quali monitorare almeno il livello (o la pressione in caso di fluenza spontanea) ed inserire opportune sonde di misura della conducibilità e della temperatura presso il Rinfresco ed il Tettuccio. In tali condizioni logicamente non avremmo indicazioni sui livelli presso queste ultime emergenze, che hanno carattere di artesianità, e le osservazioni riguardanti la portata dovrebbero essere opportunamente intensificate. Nel contempo, nel caso non si voglia procedere alla perforazione "profonda" relativa al piezometro entro il serbatoio in roccia, sarebbe necessario installare comunque sul pozzo Leopoldina 3 un'opportuna sonda per misurare almeno la pressione accoppiata ad idoneo strumento registratore ed utilizzare il pozzo Leopoldina 2, destinandolo, a patto che ne sussistano le condizioni, a pozzo di osservazione, in cui installare le apparecchiature per il monitoraggio dei principali parametri sin qui evidenziati.

Per quanto riguarda Monsummano, dato che le attività presso la Grotta Parlanti sono interrotte da anni, non si evidenziano particolari conflitti. E' logico comunque che, nel caso la struttura anzidetta dovesse riprendere l'attività termale, i conflitti sarebbero inevitabili, considerato che gli abbassamenti dei livelli prodotti dall'emungimento del pozzo Cavagrande, come qualsiasi altro sfrutti l'acquifero calcareo, si propaga velocemente in tutto il massiccio carbonatico con minime differenze ($\approx$1 m) fra il pozzo in erogazione e le aree periferiche. E' evidente inoltre che eventuali perforazioni all'intorno degli affioramenti carbonatici dovrebbero essere condotte con cautela, evitando di raggiungere il serbatoio calcareo. Considerate le caratteristiche delle acque termali di Monsummano, probabilmente una concentrazione in SO_4 superiore ai 300 mg/l e temperature di 22-25 °C delle acque potrebbero essere elementi indicatori della presenza di acque termali. Infine, nel caso si volesse incrementare la portata di sfruttamento, questa non dovrà assolutamente superare l'alimentazione meteorica nel locale affioramento carbonatico, che grossolanamente stimata nel presente lavoro fra 13 e 20 l/s, dovrebbe essere più accuratamente valutata attraverso opportuni studi di bilancio.

Nella zona di Monsummano ci risultano essere operative delle sonde per la misura di livello sia nel pozzo Cavagrande, sia presso Grotta Giusti. E' fondamentale che queste sonde sino mantenute efficienti nel tempo e non sarebbe sconveniente migliorare il rilevamento dei dati, facendo in modo che esse acquisiscano anche gli elementi relativi a conducibilità e temperatura. Per ciò che riguarda la Grotta Parlanti, la sonda che ci risulterebbe essere attiva, essendo collocata all'interno di una cavità di soli due metri di profondità, è insufficiente a fornire in maniera soddisfacente le informazioni del caso. Sarebbe pertanto opportuno prevedere, in questa parte dell'affioramento carbonatico, un pozzetto di osservazione che si spinga almeno

a 10-15 m al di sotto della tavola d'acqua, nel quale inserire un opportuna sonda che, possibilmente come le altre, registri livello, conducibilità elettrica e temperatura. Risulterebbe, inoltre, utile che il contatore che misura l'erogazione del pozzo Cavagrande venisse affiancato da opportuno registratore. Il monitoraggio nel tempo dei vari parametri nei diversi punti d'osservazione costituirà un fondamentale elemento di controllo per la gestione delle acque termali nella zona di Monsummano.

CONCLUSIONI

Le acque termali di Montecatini e di Monsummano emergono in prossimità di affioramenti di rocce che costituiscono il principale acquifero regionale, comprensivo sia delle formazioni carbonatiche mesozoiche, sia delle sovrastanti formazioni dei Diaspri. Le indagini geologico strutturali condotte hanno evidenziato che le formazioni anzidette sono strutturate a nucleo di pieghe antiformi più o meno pronunciate, vergenti verso E con fianchi orientali localmente rovesciati. I nuclei sono percorsi da sistemi di faglie normali e trascorrenti, diretti prevalentemente NW-SE e SW-NE.

L'alto strutturale del Colle delle Panteraie è legato alla presenza di due sistemi principali di faglie orientati NNW-SSE e NNE-SSW, che si intersecano al di sotto dei depositi alluvionali e fluviali, in corrispondenza dell'area di Montecatini Terme. Analogamente anche la struttura di Monsummano appare regolata da sistemi di faglie, con il versante occidentale del colle di Monsummano Alto interpretabile come l'espressione morfologica di una zona di faglia principale diretta NW-SE, che potrebbe trovare il suo prolungamento verso S nella faglia che delimita il fianco occidentale della dorsale del Monte Albano, evidenziata dall'analisi delle anomalie gravimetriche.

L'indagine strutturale, che ha interessato i nuclei carbonatici del Colle delle Panteraie, del Colle di Monsummano Alto e della zona di Marliana, ha messo in luce l'esistenza di un intricato complesso di fratture a sviluppo prevalentemente sub verticale a direzione variabile nei tre nuclei carbonatici esaminati. E' proprio all'incrocio dei suddetti sistemi di faglie e fratture che sono presenti le principali manifestazioni termali rappresentate sia dalle emergenze calde oggi utilizzate, sia dai depositi di travertino, che, come noto, è prodotto per precipitazione di $CaCO_3$ da acque, fondamentalmente termali, da sature a sovrassature in calcite per perdita di CO_2. Si evidenzia che, oltre ai travertini presenti presso gli affioramenti carbonatici di Montecatini e Monsummano in prossimità delle note emergenze termali, esiste un deposito di travertino nella zona di Ponte di Serravalle, che, sebbene caratterizzato dall'assenza di sorgenti calde, segnala una pregressa attività idrotermale di una certa consistenza.

Nel complesso i nuclei carbonatici del Colle delle Panteraie e di Monsummano Alto, assieme a quello affiorante poco più a N nei dintorni di Marliana, definiscono un allineamento di unità carbonatiche mesozoiche, che risulta in parte disassato in corrispondenza della Valdinievole. Il dislocamento dei diversi nuclei carbonatici suggerisce la presenza di una discontinuità principale, con orientazione antiappenninica, localizzata in corrispondenza della Valdinievole lungo la quale si trova, appunto, il travertino di Ponte di Serravalle.

Conferme dei principali aspetti strutturali sono state fornite dalla prospezione gravimetrica, che si è basata sulla misura del dato gravimetrico relativo a oltre 190 stazioni distribuite su un area di circa 25 km^2. La successiva elaborazione dei dati e la modellazione della anomalia residua lungo tre profili significativi hanno consentito di ricostruire l'assetto principale delle strutture geologiche nell'area di studio e di redigere tre sezioni geologiche interpretative. Nonostante i limiti delle sezioni elaborate, data l'incertezza dei contrasti di densità delle rocce da adottare in relazione alle litologie presenti nella zona di indagine, due indicazioni, a nostro avviso importanti, emergono dall'indagine gravimetrico-strutturale: a) i serbatoi termali, fondamentalmente costituiti dai carbonati mesozoici della Falda Toscana, presentano diversità nelle due aree termali esaminate, essendo quello di Monsummano pressoché privo, o caratterizzato da deboli spessori, della serie evaporitica triassica, che sembra invece essere piuttosto sviluppata nella zona di

Montecatini, dove si pensa possa raggiungere spessori intorno ai 300 m circa; b) i serbatoi appaiono separati in corrispondenza del lineamento della Valdinievole dove viene ipotizzato un setto relativamente poco permeabile, interpostosi per faglia, rappresentato da formazioni liguridi e dai termini più recenti della Falda Toscana.

Le diverse caratteristiche stratigrafiche ipotizzate per la successione carbonatica mesozoica della Falda Toscana che costituisce il serbatoio nei sistemi di Montecatini e Monsummano, come indicato anche dai dati di $\delta^{13}C$, sembrano essere confermate dai dati chimici pertinenti alle due aree. Le acque di Montecatini sono, infatti, di tipo Na-Cl con importanti contenuti in SO_4 e salinità che arrivano a 18 g/l, mentre le acque di Monsummano, di tipo Ca-SO_4 hanno salinità inferiori a 2.5 g/l. E' quindi evidente, data la tipologia dei fluidi erogati, che a Montecatini il serbatoio contiene livelli di salgemma, che sono pressoché assenti a Monsummano, considerato che la massima concentrazione in Cl delle acque di questo sistema termale è poco superiore ai 300 mg/l. Come detto i tenori in SO_4 sono sempre elevati e per entrambi i sistemi le acque più saline risultano pressoché sature in gesso o anidrite, indicando chiaramente un'interazione della circolazione con la serie evaporitica triassica, come supportato anche dal valore $\delta^{34}S$= 16‰ tipico della serie citata.

Che a Montecatini il Cl sia legato al SO_4 è evidente, data la perfetta correlazione fra i due elementi che presenta un coefficiente (r) pari praticamente a 1. Quindi SO_4 e Cl hanno la stessa origine, che deve individuarsi con l'interazione delle acque con i livelli evaporitici triassici della successione toscana. E' quindi da escludere come ipotesi certamente originale, ma altrettanto fantasiosa, quella per cui il Cl deriverebbe dall'interazione delle acque con duomi salini o diapiri presenti nella pianura. La pianura, come comprovato anche dai dati isotopici ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$), ha poco a che fare con la circolazione dei fluidi caldi di Montecatini l'origine dei quali deve ricercarsi nell'infiltrazione di acque meteoriche a monte delle emergenze.

Il ripetuto campionamento ed analisi del contenuto in $\delta^{18}O$ di una serie di piccole sorgenti, opportunamente selezionate a quote variabili fra 100 e 1700 m circa, comprese fra la pianura di Monsummano-Montecatini e la Doganaccia, ci ha consentito di definire un valida relazione $\delta^{18}O$/quota (r =0.98), attraverso la quale è stato possibile fornire utili indicazioni sulla circolazione relativa ai sistemi termali studiati. Essa ci ha, infatti, permesso di definire come principale area di alimentazione meteorica di Monsummano l'affioramento carbonatico ivi presente, mentre per Montecatini ci ha consentito di: a) escludere con certezza qualsiasi relazione delle acque termali con il T. Lima, anch'esso più volte campionato nel corso dello studio, e fino ad oggi ritenuto alimentare in qualche modo il campo termale suddetto; b) stabilire che le quote medie di alimentazione di Montecatini vanno da 150 a 500 m s.l.m. circa, con le acque più saline (gruppo Leopoldine) che provengono dalle quote maggiori e quelle meno saline (Padulette e Rinfresco) da quelle minori.

I dati di trizio, radioisotopo dell'idrogeno utilizzato per datare le acque, lasciano spazio a qualche ambiguità, dato che potrebbero indicare processi di infiltrazione sia recenti (anni 80-90), sia relativamente antichi (anni 50); essi denotano, comunque, acque più vecchie a Monsummano che non a Montecatini e per quest'ultimo sistema indicano che i termini più salini sono caratterizzati da contenuti in trizio minori rispetto ai termini più diluiti.

E interessante, quindi, osservare che per Montecatini maggiore è la salinità delle acque erogate, più elevata è la relativa quota di alimentazione (minore è infatti il loro contenuto in $\delta^{18}O$) e maggiore è la loro età (minore è il loro contenuto in trizio), quindi maggiore è il loro tempo di residenza. Da queste semplici osservazioni deriva un modello di circolazione che, a partire dalle aree di alimentazione situate a monte delle emergenze,

prevede un meccanismo caratterizzato dallo sviluppo di circuiti approssimativamente sub-circolari attraverso i quali le acque che si infiltrano alle quote maggiori tendono a raggiungere le maggiori profondità, con conseguente incremento del loro grado di interazione con la roccia (= maggiore salinità). Durante la loro circolazione, governata da probabili fenomeni di convezione forzata determinati dal divario del carico idraulico fra parte montana e pianura, come suggeriscono semplici modelli numerici, le acque acquisiscono progressivamente calore determinando una zona termicamente anomala al raccordo pianura/rilievo. La risalita dei fluidi verso la superficie dovrebbe successivamente avvenire lungo faglie che consentano un rapido movimento delle acque, con trascurabile perdita di calore durante il tragitto verso la superficie. Una circolazione più complessa avviene a Monsummano. Per questo sistema viene supposta infatti una circolazione a "loop" alimentata dal locale affioramento calcareo, che scaldandosi lungo il percorso tornerebbe in superficie attraverso faglie e macrofratture. Riguardo a tale nucleo carbonatico, di particolare interesse si è dimostrata l'elaborazione dei dati relativi ad una prova di portata di lunga durata, eseguita nel 2004, che evidenzia un serbatoio idrico fondamentalmente chiuso. I dati termici, opportunamente elaborati presumendo ragionevoli condizioni di gradiente geotermico e di flusso di calore, forniscono per Montecatini una superficie minima di scorrimento delle acque di 17 km^2, e per Monsummano un area di pertinenza fra 6 e 10 km^2.

Sono stati, inoltre, elaborati i dati storici relativi alle portate per Montecatini, ed ai livelli per Monsummano, che sono stati messi a confronto con gli andamenti pluviometrici della zona. Sono evidenti, anche per questa parte della Toscana, chiare ciclicità temporali delle piogge, con periodi variabili da 10 a 20 anni ed una generale tendenza alla diminuzione delle precipitazioni nel tempo, valutabile intorno al 16% al secolo. Questi andamenti hanno una logica ripercussione sulle portate delle sorgenti. Durante gli anni quaranta una fase particolarmente siccitosa produsse una riduzione delle portate alle Leopoldine di circa il 60% rispetto alla media. Dopo tale periodo la costruzione del pozzo Leopoldina 2 consentì una regolazione dell'erogazione (tramite opportuna saracinesca), che fu mantenuta entro i 10 l/s, a quanto risulta dai dati fornitici dalla Società Terme di Montecatini S.p.A. Scarseggiano purtroppo i dati storici relativi alle condizioni di pressione del campo termale, che invece sarebbero stati fondamentali, insieme alle portate, per meglio comprendere le relazioni esistenti fra acque termali e alimentazione meteorica. Utilizzando le portate della Leopoldina, nell'assunzione che la saracinesca che regola il deflusso delle acque sia stata mantenuta pressoché fissa, a partire dagli anni '60, attraverso processi di normalizzazione delle portate delle varie emergenze del campo termale di Montecatini, è stato messo in evidenza un generale buon parallelismo fra gli andamenti delle portate e delle piogge. In queste condizioni sarebbe plausibile pensare di poter incrementare anche sensibilmente l'erogazione dal serbatoio in roccia che presenta buone potenzialità produttive. Questo potrà essere fatto solo dopo opportune prove di portata atte a definire sia la sostenibilità dello sfruttamento nel tempo, sia la probabile interferenza fra le diverse captazioni e la possibile modificazione delle loro caratteristiche. A questo riguardo, nel corso del lavoro è stata evidenziata la probabile interferenza fra le Leolpoldine e la sorgente Rinfresco, interferenza che è risultata manifesta durante le prove eseguite dai tecnici della società termale sul nuovo pozzo Leopoldina 3. Durante queste prove, condotte a portate certamente elevate, sensibili variazioni sono state osservate presso le diverse captazioni. Da qui, nel caso si voglia incrementare lo sfruttamento di Montecatini, la necessità di eseguire uno studio di campo accurato, tenendo presenti le indicazioni fornite nel capitolo "Criticità e monitoraggio", che prevedono, oltre alle prove anzidette, sia l'esecuzione di piezometri, sia l'installazione di sonde di misura provviste di apparecchi

registratori. Sfruttamenti eccessivi potrebbero, infatti, produrre criticità, non solo entro il campo termale stesso, ma anche all'esterno di esso, con fenomeni di subsidenza di difficile valutazione.

Per quanto riguarda Monsummano, nonostante si disponga di un record limitato di dati storici, sembrerebbe che le portate siano oggi ben modulate rispetto alle piogge, data la sintonia esistente fra livelli e precipitazioni. Rimanendo Grotta Giusti l'unico utilizzatore delle acque termali non sussistono particolari criticità per questo sistema termale e si potrebbe pensare, nel caso fosse necessario, ad incrementare la portata, tenendo in giusta considerazione comunque che il serbatoio è chiuso e che quindi lo sfruttamento deve essere necessariamente regolato in funzione dell'infiltrazione meteorica nel locale affioramento carbonatico A questo riguardo, sarebbe auspicabile che venisse condotto un apposito studio per la valutazione dell'infiltrazione nelle rocce serbatoio, della quale abbiamo fornito nel corso del lavoro una stima approssimativa, utile a meglio calibrare il rapporto sfruttamento/alimentazione. Anche per questo sistema termale sono state fornite le indicazioni necessarie al monitoraggio della risorsa che consistono fondamentalmente nell'installazione e/o manutenzione di opportune sonde di misura e nell'esecuzione di un piezometro presso la zona di Grotta Parlanti.

Infine, nel caso si voglia procedere a prospezioni indirizzate al reperimento di fluidi termali in zone alternative a quelle di Montecatini e Monsummano, è utile ricordare che è possibile che esistano varie zone con anomalie termiche significative determinati da fenomeni di convezione forzata lungo la fascia pedemontana, ma che la Valdinievole e specialmente la zona di Ponte di Serravalle dove, come abbiamo visto, è presente un deposito di travertino, costituiscono aree di indubbio interesse preferenziale.

BIBLIOGRAFIA

Agocs B., (1951). Least squares residual anomaly separation, Geophysics, vol. 16, n° 4, pp. 686-696

Anderson M.P., (2004). Heat as a Ground Water Tracer. Groundwater, 43, 6, 951-968

Barazzuoli P., Saleolini M., (1994). Modelli di valutazione della risorsa idrica rinnovabile del M.Amiata((Toscana Meridionale). Quaderni di Geologia Applicata, 2, 171-185.

Boccaletti M,. Cerrina Feroni A., Martinelli P., Moratti G., Plesi G. & Sani F. (1992) - Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrenian side of the Northern Apennines. Annales Tectonicae, 6, 214-230

Boschetti T., VenturelliG., Toscani L., Barbieri M., Mucchino C.(2005). The Bagni di Lucca thermal waters (Tuscany-Italy): an example of Ca-SO4 waters with high Na/Cl and Low (Ca/SO4) ratios. Journal of Hydrology 307, 270-293

Bourdet D., (2002). Well test analysys: the use of advanced interpretation models. Elsevier, 426 pp.

Brandi, G.P., Fritz, P., Raggi, G., Squarci, P., Taffi, L., Tongiorgi, E., Trevisan, L., (1967). Idrogeologia delle Terme di Montecatini Collana Scientifica Terme di Montecatini, 39,p. 50.

Brogi A. & Capezzuoli E. (2009) - Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). Int. J. Earth Sci., 98 (4), 931–947

Brunetti M., Buffoni L., Mangianti F., Maugeri M., Nanni T., (2004a). Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. Global and Planetary Change, 40, 141-149.

Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T., (2004b). Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. Journal of Geophysical Research, 109, DO5102.

Buffoni, L. Maugeri M., Nanni T., (1999). Precipitation in Italy from 1833 to 1996. Theor Appl. Climatol. 63, 33-40.

Cameron J,F., (1967). Survey of systems for concentration and low background counting of tritium in water. Radioactive Datings and Methods of Low-Level Counting, 453-573, IAEA, Vienna.

Cantini P., Testa G. & Zanchetta G., Cavallini R. (2001). The Plio–Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy). Tectonophysics 330 ; 25–43.

Caredio F., Esu D. & Testa G., (1995). Il margine orientale del bacino plio–pleistocenico di Lucca–Montecarlo–Vinci: evoluzione stratigrafica e tettonica. Stud. Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1, 235–253.

Carmignani L., Decandia F.A., Fantozzi P.L., Lazzarotto, A., Liotta D. & Meccheri M. (1994). Tertiary extensional tectonics in Tuscany (northern Apennines Italy). Tectonophysics 238, 295–315.

Celati R., Grassi S., Calore C., (1990). Overflow thermal springs of Tuscany (Italy). Journal of Hydrology, 188, 191-207.

Cerrina Feroni A., Ottria G. & Ellero A. (2004) – The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution. In Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. Eds. – "Geology of Italy". Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence - 2004, 15-32.

Chetoni R., (2002). Indagine idrogeologica sul campo termale di Montecatini Terme. Relazione tecnica (Giugno 2002), 52 pp.

Cortecci G., Lupi L., (1994). Carbon, oxygen and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks from the Tuscan Nappe, Italy. Miner. Petrogr. Acta 37, 63-80.

Deines P., Langmuir D., Russell S.H., (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwater. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 1147-1164.

Dinelli, E., Testa, G., Cortecci, G., Barbieri, M., (1999).Stratigraphic and petrographic constraints to trace element and isotope geochemistry of Messinian sulfates of Tuscany.Mem. Soc. Geol. It. 54, 61–74.

Epstein, S., Mayeda, T., (1953). Variation of the ^{18}O content in water from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213-224.

Federici P.R. & Mazzanti R. (1988). L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore. Boll. Soc. Geol. It., Ser. XI (5), 573–615.

Ford T. D. & Pedley H.M. (1996) - A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth Sci. Rev.,41, 117-175.

Ghelardoni R., Giannini E. & Nardi R. (1968). Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici. Mem. Soc. Geol. It. 7, 91–106.

Giannini E., Nardi R. & Tongiorgi M. (1962) - Osservazioni sul problema della Falda Toscana.Bollettino della Società Geologica Italiana, 81 (2): 17–98.

Grassi S.,Cortecci G. (2005). Hydrogeology and geochemistry of the multilayered confined aquifer of the Pisa plain (Tuscany-central Italy). Allied Geochemistry 20, 41-45

Grassi S., Cortecci G., Squarci P., (2007). Groundwater Resource degradation in coastal plains: the example of the Cecina area (Tuscany-Central Italy). Applied Geochemistry, 22, 2271-2289

Hancock P.L., Chalmers R.M.L., Altunel E., Cakir Z. (1999) - Travitonics: using travertines in active fault studies. Journal of Structural Geology, 21, 903-916.

Hayba, D. O., and S. E. Ingebritsen (1994), The computer model HYDROTHERM, a three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperaturerange of 0 to 1, 200°C, U.S. Geol. Surv. Water Resour.Invest. Rep., 94-4045.

Irwin H., Curtis C.D., Coleman M., (1977). Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments. Nature 269, 209-213.

Kipp, K. L., Jr., P. A. Hsieh, and S. R. Charlton (2008), Guide to the revised ground-water flow and heat transport simulator:HYDROTHERM–Version 3, U.S. Geol. Surv. Tech. Methods,6–A25, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.

Land L.S., (1989). The carbon and oxygen isotopic chemistry of surficial Holocene shallow marine carbonate sediment and Quaternary limestone and dolomite. In: Fritz P. and Fontes J.Ch. (eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, v. 3, The Marine Environment, pp.191-217. Elsevier, Amsterdam.

Martinis B. & Pieri M. (1964) - Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. Memorie della Società Geologica Italiana, 4 (1): 649–678.

Molli G. (2008) – Northern Apennine – Corsica orogenic system: an updated overview. Gological Society, London, Special Publications, 298, 413-442.

Ohmoto, H., Rye, R.O., (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed. Wiley, New York, pp. 509–567

Passeri L., (1975) - L'ambiente deposizionale della Formazione Evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico tosco-umbro-marchigiano. Bollettino della Società Geologica Italiana, 94 (1-2): 231–268.

Patacca E. Sartori R. & Scandone P. (1990) – Thyrrenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relation since late Tortonian times. Mem. Soc. Geol. It., 45, 425-451.

Piper A.M. (1944) - A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Am. Geophys. Un. Trans., 25: 914-923.

Riding R. (2002) - Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts andcategories. Earth-Science Reviews, 58, 163-231.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., (1990). AppliedGeophysics, 2nd ed. Cambridge University Press, New York, pp. 10–60.

Theis, C.V., (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, Am. Geophys. Union Trans., vol. 16, 519-524.

Trevisan L., (1951). Una nuova ipotesi sull'origine della termalità di alcune sorgenti della Toscana. In. Min. 2, 41-42

Trevisan L. (1954) – La nuova sorgente Leopoldina di Montecatini Terme e l e condizioni geologiche del sottosuolo. Boll. Ingegn. Firenze, II, n. 8-9. Firenze 1954

Trevisan L. (1955) - Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, 62 (1): 1–30.

Trevisan L., Dallan L., Federici P., Giglia G., Nardi R. & Raggi G. (1971) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 96 - Massa. Servizio Geologico d'Italia, Roma

Vighi L. (1958) - Sulla serie triassica Calcare cavernoso-Verrucano presso Capalbio (Orbetello - Toscana) e sulla brecciatura tettonica delle serie evaporitiche rocce madri del Cavernoso. Bollettino della Società Geologica Italiana, 77 (1): 221–235.