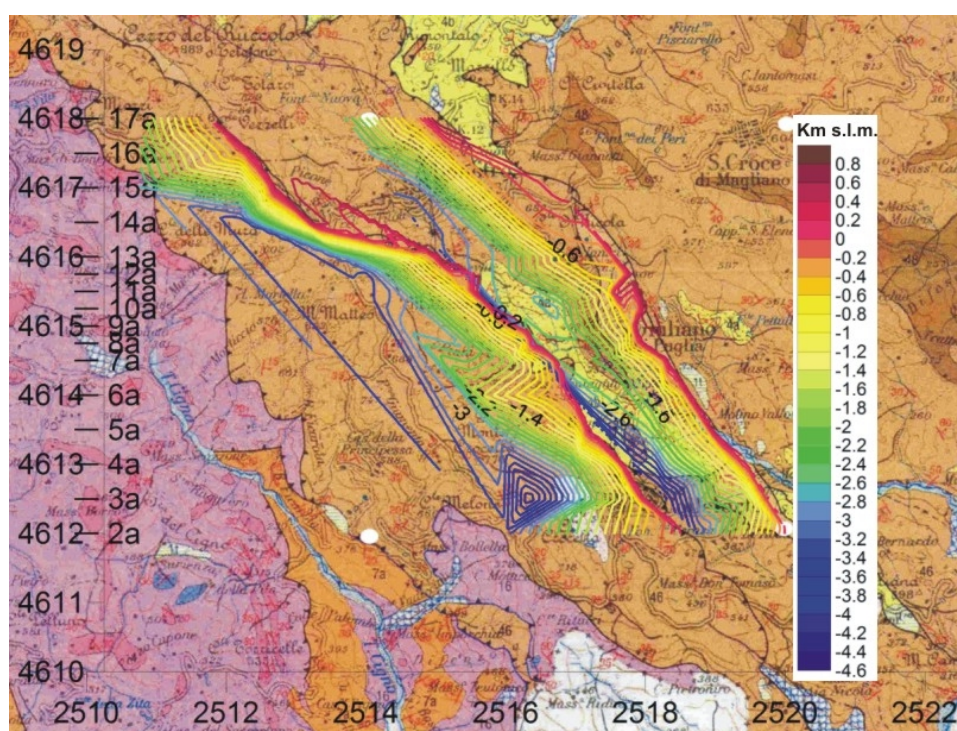


Progetto S3

Rilievo gravimetrico di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (CB)



Rapporto redatto da: Francesco Palmieri, Laura Marelllo e Enrico Priolo

Il Direttore del Dipartimento CRS: Dr. E. Priolo

Enrico Priolo



REL. 2006/92-CRS 24

d.d. 30/10/2006

INDICE

INTRODUZIONE	p. 1
1. ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	p. 3
2. GRAVIMETRIA	p. 5
2.1 L'accelerazione di gravità	p. 5
3. OPERAZIONI DI CAMPAGNA	p. 9
3.1 Rete I° Ordine	p. 9
3.1.1 Compensazione della Rete del I° Ordine	p. 11
3.2 Stazioni di dettaglio	p. 14
3.2.1 Compensazione delle stazioni di dettaglio	p. 15
4. ANOMALIA DI BOUGUER	p. 18
5. SEPARAZIONE DELLE ANOMALIE E FILTRAGGI	p. 25
5.1 Residuazione polinomiale	p. 26
5.2 Filtraggio passa-basso e passa-alto	p. 27
5.3 Prolungamento analitico verso l'alto	p. 29
5.4 Gradiente verticale	p. 30
5.5 Gradiente orizzontale	p. 31
5.6 Terrazzamenti	p. 32
6. MODELLAZIONE ED INTERPRETAZIONE DELLE ANOMALIE	p. 33
6.1 Georeferenziazione delle mappe di anomalie	p. 34
6.2 Inversione gravimetrica	p. 35
6.3 Sezioni modellate	p. 35
6.4 Modello crostale profondo	p. 36
6.5 Modello definitivo	p. 40
6.6 Accuratezza del modello	p. 46
6.7 Considerazioni finali sulla modellistica gravimetrica 3D	p. 48
7. CONCLUSIONI	p. 52
BIBLIOGRAFIA	p. 54



INTRODUZIONE

Nell'ambito del Progetto S3, il Centro di Ricerche Sismologiche dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale-OGS ha condotto una campagna gravimetrica di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (Cb) con lo scopo di dedurre, dalle anomalie del campo gravitazionale, la distribuzione delle densità nel sottosuolo, cioè la geometria, lo spessore, l'assetto tettonico, etc, degli elementi geologici che caratterizzano questo sito.

Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area, centrata sull'abitato di San Giuliano di Puglia, di circa 36 km². Sono state effettuate misure in 248 punti, che sono stati successivamente elaborati, applicando le correzioni standard con densità media di 2.1 g cm⁻³, per ottenere la mappa delle anomalie di Bouguer. Per separare le anomalie, nelle sue componenti regionale e residua, sono state applicati diversi metodi quali il polinomiale, il filtraggio, il prolungamento analitico, etc. La mappa dei residui, ottenuta approssimando il campo regionale con un polinomio del 1°, è stata modellata in 3D con il programma di modellazione interattiva IGMAS (Interactive Gravity and Magnetic Application System).

Il rapporto si articola in sette capitoli e due appendici. Nel primo capitolo è illustrato sinteticamente l'assetto geologico strutturale dell'area. Successivamente, dopo una breve sintesi sui principi alla base della gravimetria (capitolo 2), sono descritte le operazioni di campagna svolte nell'area di S. Giuliano (capitolo 3) e le elaborazioni effettuate sui dati per calcolare le anomalie di Bouguer (capitolo 4) ed evidenziare gli effetti dovuti alle variazioni laterali di densità (capitolo 5). Nel capitolo 6, vero cuore del rapporto, è descritta la costruzione del modello gravimetrico per l'area di S. Giuliano e vengono fornite indicazioni sugli errori conseguenti alla modellazione. Le conclusioni, infine sono tracciate nel capitolo 7. Le appendici A e B contengono rispettivamente le figure relative alle elaborazioni di interpolazione e filtraggio di cui ai capitoli 4 e 5, e tutte le sezioni del modello gravimetrico di cui al capitolo 6.

L'indagine qui presentata ha permesso di evidenziare l'andamento del basamento calcareo e dei piani di faglia interni alla formazione del Faeto —un'unità litologica tipica dell'area e caratterizzata da un notevole grado di disomogeneità— che definiscono le falde di ricoprimento appenninico di un sistema in sovrascorrimento. Queste faglie ospitano alla

superficie dei bacini, come quello su cui poggia in parte l'abitato di S. Giuliano, costituiti da marne argillose o depositi di calcareniti e conglomerati misti a sabbie, che possono raggiungere lo spessore di qualche centinaio di metri e che possono rappresentare l'elemento di maggiore interesse per quanto riguarda la risposta sismica dell'area. E' chiaro che, data la dimensione ridotta di questi corpi, l'indagine gravimetrica fin qui svolta permette di riconoscerne la presenza e di indicarne una possibile forma, ma non consente assolutamente di definirne la geometria di dettaglio. Se dunque, questo studio definisce l'assetto del modello strutturale per calcolare la risposta sismica in caso di terremoti, è altresì chiaro che sarebbe estremamente importante riuscire a vincolare sia l'estensione dei corpi superficiali sia la determinazione dei valori di velocità delle onde sismiche lungo qualche sezione con indagini indipendenti (es. prospezioni sismiche). A queste potrebbe seguire un'ulteriore indagine gravimetrica di massimo dettaglio locale nell'area dell'abitato di S. Giuliano.

Si ringraziano: il professor Rinaldo Nicolich (Università di Trieste, Dipartimento di Ingegneria Civile) per la collaborazione e le informazioni fornite in sede di interpretazione; l'architetto Marcello Vitiello (Regione Molise, Servizio Statistico e Cartografico Territoriale – Direzione Generale I) per aver fornito il modello digitale del terreno del Molise; il professor Francesco Silvestri e il dr. Rodolfo Puglia per i dati e le informazioni di carattere geotecnica; la professoressa Sabine Schmidt per i suggerimenti sulla modellazione gravimetrica.

1. ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La geologia (Carta Geologica del Molise, Vezzani et al., 2004, scala 1:100000) dell'area interessata dal rilievo gravimetrico è rappresentata nella fig. 1.1.

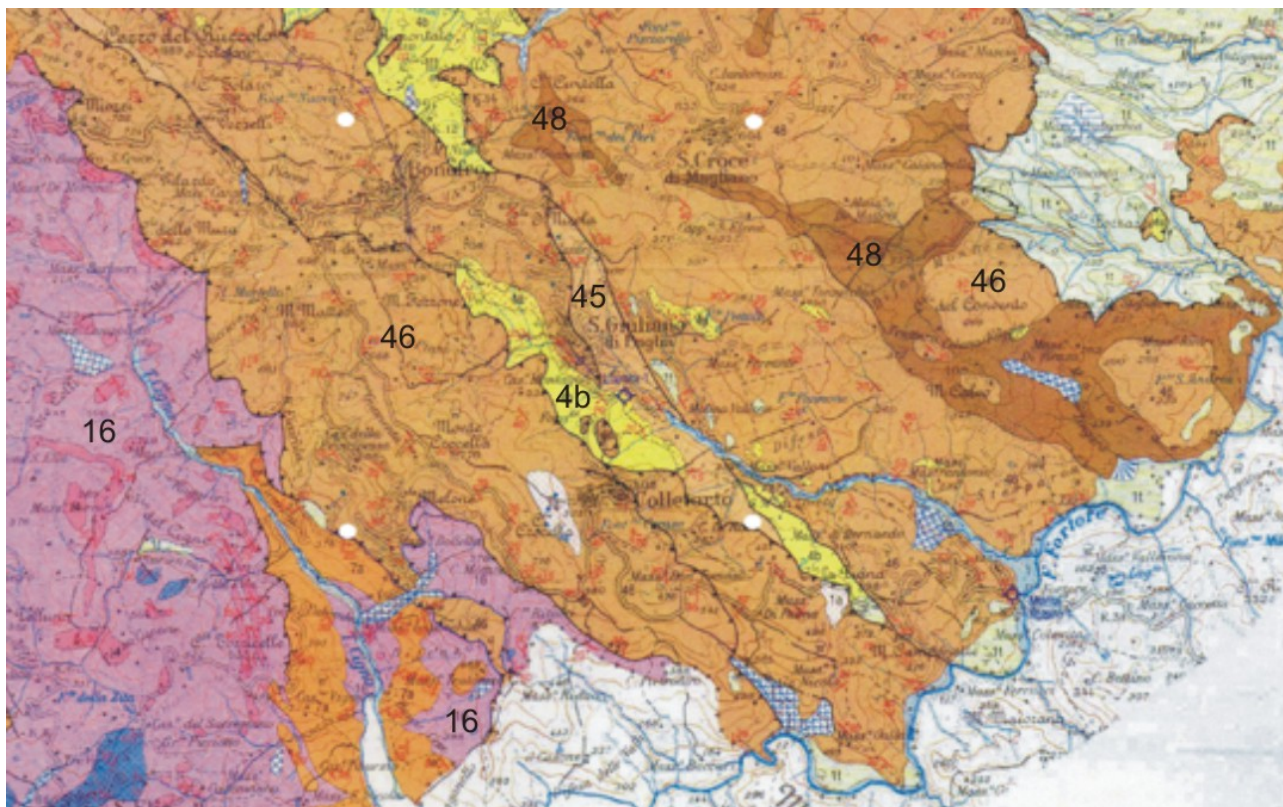


Figura 1.1 – Particolare della Carta Geologica del Molise. Gli indici indicano: 4b. Successione di Palombaro, Casalanguida e Larino; 45. Formazione di Vallone Ferrato; 46. Formazione di Faeto; 48. alternanza di argille e marne varicolori; (Vezzani et al. 2004).

In accordo con tale carta, le formazioni affioranti sono:

- Successione di Palombaro, Casalanguida e Larino. Calcareni organogene, conglomerati e sabbie giallastre.
Pliocene Medio-Inferiore
- Formazione di Vallone Ferrato. Marne e marne argillose grigie, spesso laminate, con rare e sottili intercalazioni di arenarie e siltiti giallastre.
Messiniano-Tortoniano.
- Formazione di Faeto. Calcarei marnosi e marne bianche con sottili intercalazioni di biocalcareni e di calciruditi torbiditiche. Alla base sono presenti grossi banchi di

torbiditi calcarenitiche e calciruditiche, con sottili intercalazioni di marne chiare.

Tortoniano-Serravalliano

Da un punto di vista strutturale, l'area è interessata da una serie di falde di ricoprimento appenniniche caratterizzate da un sistema di sovrascorrimenti solitamente con andamento NW-SE o WNW-ESE.

Considerando la sezione n° 3 della Carta Geologica del Molise che rappresenta la struttura crostale dell'area del Molise più vicina all'area studio (fig. 1.2), queste falde di ricoprimento, costituite da uno spesso strato (spessori massimi oltre i 3000m) di depositi soffici terrigeni (Plio-Pleistocene) che costituiscono il bacino di riempimento dell'avampaese appenninico (Patacca e Scandone, 2004), poggiano su un basamento rigido di dolomie e calcari (Mesozoico-Triassico), che affiorano nel promontorio del Gargano, nel basso Molise e a Nord dell'area di Capitanata,

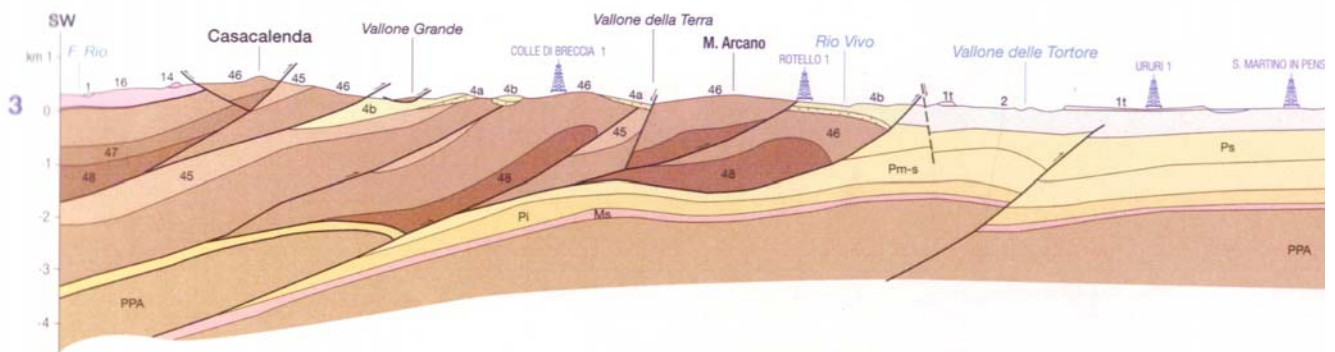


Figura 1.2 – Carta Geologica del Molise, Sezione n° 3. Sono ben visibili le falde di ricoprimento. Gli indici indicano: 45. Formazione di Vallone Ferrato; 46. Formazione di Faeto; 47. flysch numidico; 48. alternanza di argille e marne varicolori; 4°/b. Successione di Palombaro, Casalanguida e Larino; 2. ciclo trasgressivo-regressivo del Pleistocene inferiore; Ps. Argille marnose di età pleistocene superiore; Pm-s. argille Marnose Pliocene medio-superiore; Pi. Argille marnose Pliocene Inferiore; Ms. Messiniano; PPA. Successione Pre-Pliocenica dell'avampaese Apulo (Vezzani et al. 2004).

2. GRAVIMETRIA

2.1 L'accelerazione di gravità

La forza di gravità è la risultante tra la forza d'attrazione terrestre, dovuta alla massa terrestre e diretta verso in centro della Terra, e la forza centrifuga, dovuta alla rotazione terrestre e avente una direzione normale all'asse di rotazione, fig. 2.1.

In quanto vettore la forza di gravità ha una direzione ed un modulo: la direzione è, per definizione, la verticale ed è sempre perpendicolare alla superficie equipotenziale di riferimento, chiamata geoid.

Il modulo è la gravità ed ha le dimensioni di un'accelerazione la cui unità di misura è il Gal (10^{-2} m s^{-2}), in geofisica si utilizzano i sottomultipli mGal (10^{-5} m s^{-2}) e μGal (10^{-8} m s^{-2}).

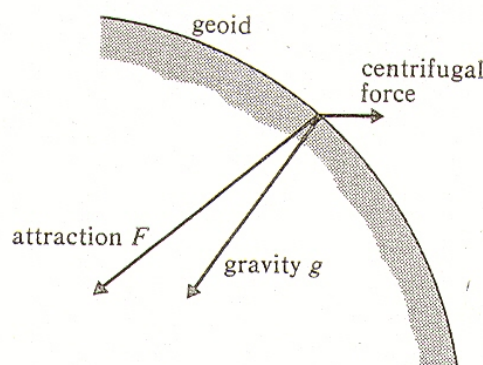
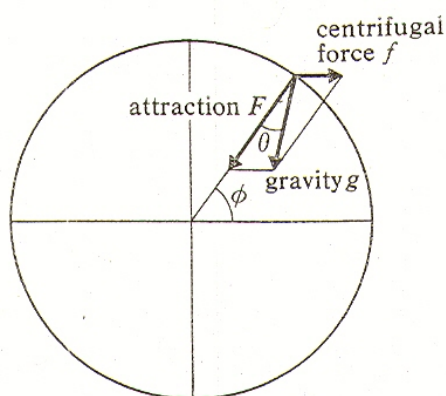


Figura 2.1 – relazione tra attrazione gravitazionale, forza centrifuga, gravità e geoid

L'accelerazione di gravità varia da punto a punto (variazioni spaziali di gravità) e, nel medesimo punto, può variare nel tempo (variazioni temporali di gravità).

I principali fattori che influenzano le variazioni spaziali di gravità sono:

1) la latitudine: poiché la Terra non è una sfera ed il suo raggio e la forza centrifuga diminuiscono in direzione dei Poli, il valore di g aumenta con la latitudine (φ), secondo la generica relazione:

$$\Delta g = 0.8122 \sin(2\varphi) \quad (\text{mGal/km})$$

In fig. 2.2 è rappresentata questa variazione sia in termini di mGal/km (linea rossa) che di km/mGal (linea verde):

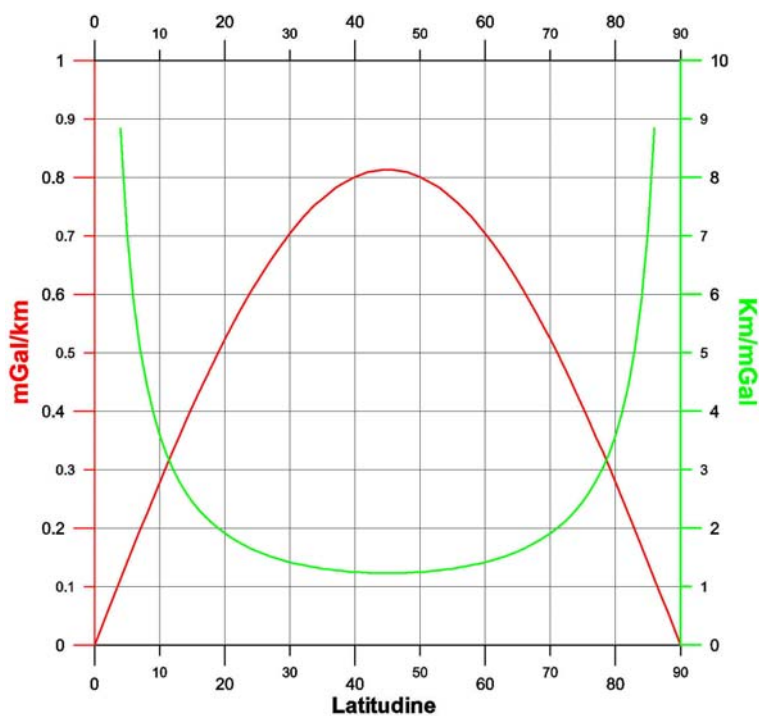


Figura 2.2 – variazione della gravità con la latitudine

In fig. 2.3 viene visualizzata la variazione dei valori di gravità con la latitudine in accordo con la formula del Geodetic Reference System 1980.

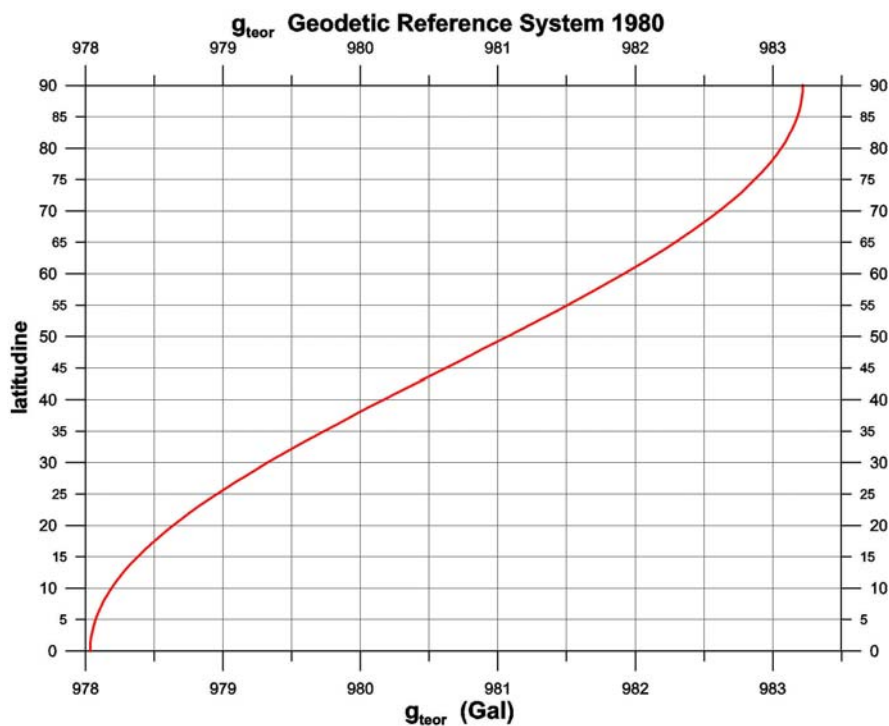


Figura 2.3 – variazione dei valori di gravità con la latitudine

2) la quota: innalzandosi rispetto alla superficie del geode, aumenta il raggio terrestre con conseguente diminuzione della forza d'attrazione terrestre e della forza centrifuga, il valore di g diminuisce secondo la relazione:

$$\Delta g_F = 0.3086 * h \quad (\text{mGal/km})$$

dove 0.3086 è il gradiente teorico ed h è la quota del punto. Tuttavia, questa diminuzione del valore di g viene parzialmente compensata dalla presenza di una “piastra”, di spessore h e di densità ρ il cui valore numerico è definito dalla relazione:

$$\Delta g_B = -0.04192 * h * \rho$$

Questi due effetti possono essere combinati nella seguente relazione che prende il nome di “fattore di elevazione”:

$$\Delta g_E = -(0.3086 - 0.04192 * \rho) * h$$

In fig. 2.4, è rappresentato il “fattore di elevazione”, in termini di mGal/m, per differenti densità.

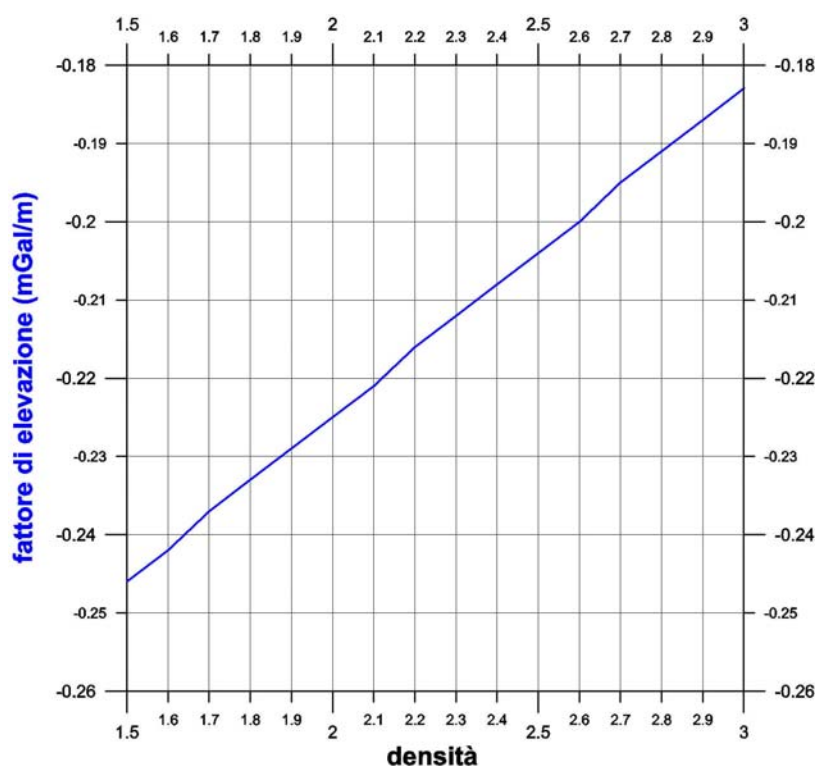


Figura 2.4 – fattore di elevazione

3) le masse circostanti: la presenza di irregolarità topografiche, siano esse colline, montagne, avvallamenti, edifici, etc, determina una diminuzione del valore dell'accelerazione di gravità, il cui valore numerico può essere calcolato, discretizzando l'andamento topografia circostante in celle di varia forma geometrica, con algoritmi particolari.

4) variazioni laterali, a livello superficiale o crostale, di densità delle rocce: si riflettono sull'andamento del campo gravitazionale locale e regionale e rappresentano lo scopo primario della prospezione gravimetrica poiché dall'esame dell'andamento del campo gravitazionale si ipotizza la distribuzione di densità nel sottosuolo che lo determina .

I principali fattori che influenzano le variazioni temporali di gravità sono:

5) maree terrestri: l'ineguale attrazione gravitazionale prodotta dal Sole, per la sua massa, e dalla Luna, per la sua vicinanza, sui punti della superficie terrestre e sul centro di massa della Terra. Possono essere calcolate, in funzione delle coordinate geografiche e del tempo (correzione lunisolare), secondo diversi modelli teorici sviluppati da diversi autori.

6) variazioni di densità: sono dovute a processi idrologici che determinano variazioni del livello della falda freatica, a processi geodinamici e sismo-tettonici, a processi isostatici, a compattazione di bacini sedimentari, a processi vulcanici, che implicano, a livello crostale, una redistribuzione interna della massa terrestre, Inoltre anche le attività umane, quali sfruttamento di risorse minerarie (geotermiche, petrolifere, attività estrattive), idriche, possono indurre delle variazioni di densità a livello più superficiale.

7) variazione della pressione atmosferica: determina una variazione nella massa della colonna d'aria soprastante il punto di misura: un incremento della pressione atmosferica, Δp , causa un decremento della gravità osservata e viceversa. Il valore numerico è definito dalla relazione:

$$\Delta g_p = -0.36 * \Delta p \text{ (}\mu\text{Gal/millibar)} \quad \text{o} \quad \Delta g_p = -3.6 * \Delta p \text{ (}\mu\text{Gal/kPa)}$$

3. OPERAZIONI DI CAMPAGNA

Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area di circa 36 km² avente come estremi le seguenti coordinate chilometriche Gauss-Boaga: longitudine dal km 2514 al km 2520 e, in latitudine, dal km 4612 al km 4618.

Le operazioni di campagna sono state effettuate nel periodo 08.06 - 22.06.2006, utilizzando un gravimetro LaCoste-Romberg mod. D munito di feedback ideato dalla ZLS (Zero Length Spring) di Austin (Texas, Usa).

Nella prospezione gravimetrica e microgravimetrica, in particolare, l'uso di gravimetri operanti con feedback è cruciale perché, in questo modo, si sopprimono gli errori periodici dovuti alle imperfezioni del cosiddetto gear-system che trasferisce, per mezzo di un sistema di leve demoltiplicanti, il movimento della vite di misura (Dial) all'equipaggio mobile.

3.1 Rete I° Ordine

Poiché i gravimetri misurano solo differenze di gravità è evidente che, prescindendo dagli errori sistematici, l'errore accidentale aumenterà quanto più grande sarà il numero n delle singole differenze successive misurate, secondo la regola che dopo la n^{ma} tratta l'errore della singola misura viene moltiplicato per $\sqrt{n}$. Pertanto, non è opportuno partire sempre e soltanto da un caposaldo di riferimento, ma conviene istituire una serie di capisaldi, che costituiscono la "Rete di I° Ordine", omogeneamente distribuiti nell'area da rilevare, direttamente e ripetutamente collegati tra di loro secondo lo schema del "passo del pellegrino" che prevede la seguente sequenza di misure: ABABCBCD. Per rafforzare la struttura della "Rete di I° Ordine" si devono effettuare, sempre secondo lo schema del "passo del pellegrino", anche collegamenti fra stazioni non consecutive.

La "Rete del I° Ordine" nell'area di San Giuliano di Puglia è costituita da 5 stazioni, e lo schema dei collegamenti è raffigurato nella fig. 3.1.

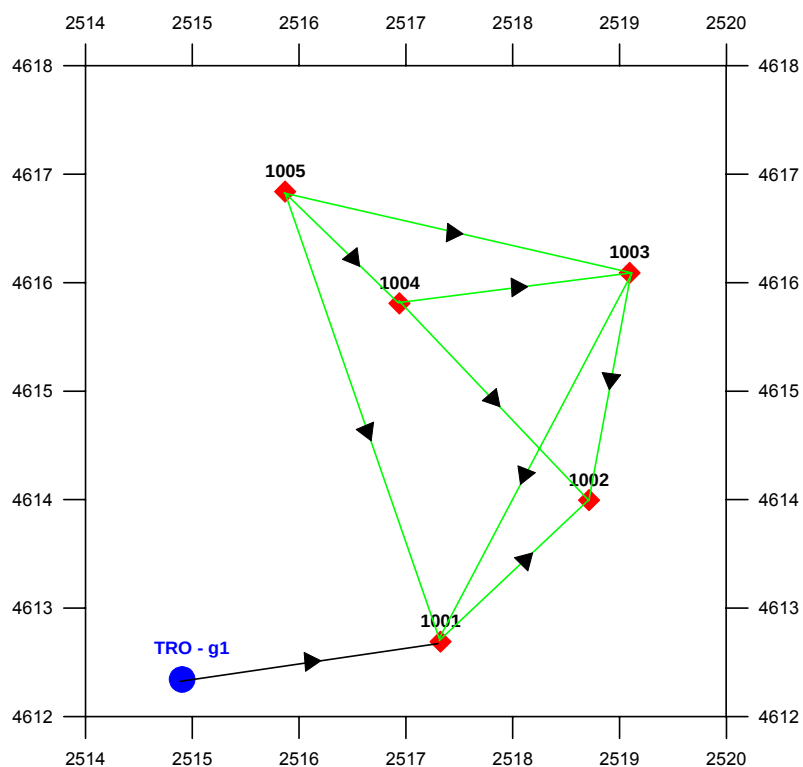


Figura 3.1 – schema Rete I° Ordine

Per la definizione del “datum gravimetrico” nell’area investigata, la stazione 1001 è stata collegata con il punto TRO–g1 che rappresenta un eccentrico della stazione assoluta di Troia (Fg), ubicata all’interno della Cattedrale.

I valori di gravità, così ottenuti, rappresentano, pertanto, i valori di riferimento per la successiva acquisizione nelle reti gravimetriche di dettaglio.

Nel corso di ogni lettura sono stati registrati ed 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 calcolato con la formula di Tamura;
- GVAL: valore di gravità, espresso in mGal, risultante dall’espressione: $DIAL\ READING \cdot k + FDB_COR \cdot k + ET_COR$ (k è la costante di scala del gravimetro);
- Δg : differenza di gravità fra due stazioni gravimetriche consecutive.

3.1.1 Compensazione della Rete del I° Ordine

I dati acquisiti sono stati compensati rigorosamente con il metodo dei minimi quadrati, mediante la risoluzione di un sistema lineare costituito dalle equazioni d'osservazione (metodo delle osservazioni indirette).

Gli errori nelle misure gravimetriche possono accadere sia nel punto di misura, sia durante il trasferimento da una stazione all'altra. Ovviamente questi errori avranno una componente casuale ed una sistematica.

Gli errori che si possono commettere nel punto di misura sono errori di lettura o derivanti dall'imperfetta messa in bolla dello strumento, errori indotti da cause esterne di tipo ambientale quali vibrazioni meccaniche, microsismi, effetti magnetici, ecc.

Durante il trasferimento, da una stazione all'altra, particolarmente critiche risultano le vibrazioni meccaniche che inducono variazioni nel comportamento o nelle proprietà del gravimetro.

Questi cambiamenti di lettura, già corretta per il termine dell'attrazione lunisolare, nel tempo vengono designati sotto il nome di deriva strumentale, che è considerata come una componente lineare della variazione di lettura tra due stazioni ed è inclusa come incognita nelle equazioni d'osservazione.

L'errore non sistematico più importante ha origine tra due stazioni per cui, allo scopo di eliminare gli errori più rilevanti, le osservazioni sono trattate come differenze di gravità tra coppie di stazioni consecutivamente occupate. Si considera che le differenze tra gli errori casuali delle due stazioni abbiano una distribuzione stocastica.

Le componenti sistematiche, tipo fattore di scala, sono incluse nella equazione d'osservazione che assume la forma generica:

$$\sqrt{P_n}(g_i - g_j - k_m \Delta g_{ij} - d_m \Delta T_{ij} = \varepsilon_{ij}) \quad (1)$$

dove:

P_n peso dell'osservazione

g_i valore di gravità, incognito, dell' i-esima stazione

g_j valore di gravità, incognito, della j-esima stazione

k_m fattore di scala, incognito, per l' m-esimo collegamento

Δg_{ij} differenza di gravità, misurata, tra l' i-esima e la j-esima stazione

ΔT_{ij} intervallo di tempo tra l' i-esima e la j-esima stazione

d_m termine di deriva

ε_{ij} residuo

La soluzione, con il metodo dei minimi quadrati, del sistema lineare di equazioni d'osservazione (che sono tante quanto il numero di differenze di gravità misurate) porta alla compensazione dei valori di g .

Allo scopo di spiegare il modello matematico trascuriamo il termine di deriva e la (1) si semplifica in:

$$g_i - g_j - k_m \Delta g_{ij} = \varepsilon_{ij} \quad (2)$$

partendo dai termini noti g_i^0 , g_j^0 , e k_m^0

$$g_i^0 + x_i = g_i \quad (3)$$

$$g_j^0 + x_j = g_j \quad (3')$$

$$k_m^0 + x_m = k_m \quad (3'')$$

dove x_i , x_j e x_m sono le correzioni (incognite) da apportare ai termini noti g_i^0 , g_j^0 e k_m^0 , pertanto la (2) assumerà la forma:

$$(g_i^0 + x_i) - (g_j^0 + x_j) - (k_m^0 + x_m) \Delta g_{ij} = \varepsilon_{ij}$$

dai termini noti g_i^0 , g_j^0 e considerando $k_m^0 = 1$

$$g_i^0 - g_j^0 - k_m^0 \Delta g_{ij} = l_{ij}$$

la (2) si semplifica ulteriormente in:

$$x_i - x_j - x_m \Delta g_{ij} + l_{ij} = \varepsilon_{ij}$$

o in notazione matriciale:

$$AX + L = V \quad (4)$$

dove:

A è la matrice $n \times r$ delle r -incognite (x_i, x_j, x_m) dovute alle n -differenze gravimetriche misurate: i coefficienti della matrice sono $+1$ per x_i , -1 per x_j e $-\Delta g_{ij}$ per x_m .

X è il vettore delle r -correzioni (incognite)

L è il vettore degli n -errori calcolati con i termini noti g_i^0 , g_j^0 e k_m^0

V è il vettore degli n -residui

per soddisfare il metodo dei minimi quadrati deve sussistere la relazione:

$$V^T V = \min$$

definendo la seguente matrice

$$R = A^T A$$

si ottengono le incognite x_i, x_j, x_m dall'espressione

$$X = R^{-1} A^T L \quad (5)$$

e i residui ε_{ij} da

$$V = AX - L$$

perciò per mezzo della (5) è possibile calcolare le correzioni da inserire nelle (3),(3') e (3'') allo scopo di ottenere i valori di gravità.

La determinazione dei valori di gravità viene raggiunta con metodi iterativi: dopo ogni iterazione i nuovi valori approssimati vengono calcolati e, quindi, utilizzati per l'iterazione successiva, mentre vengono rigettati tutti i collegamenti i cui residui ε_{ij} eccedono il limite $3\sigma_0$ dove σ_0 , standard deviation dell' unità di peso, è legata alla varianza teorica dell'unità di peso σ_0^2 dalla relazione:

$$\sigma_0 = \sqrt{\sigma_0^2} = \sqrt{\frac{\sum V^T V}{n - r}}$$

dove n è il numero dei collegamenti accettati e r è il numero delle incognite; in questo modo un numero esiguo di collegamenti con errori notevoli viene separato dagli altri che hanno una distribuzione normale degli errori.

Per il calcolo della standard deviation σ delle singole stazioni si utilizzano gli elementi diagonali r_{ii} della matrice R e si applica la relazione:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_0^2 * r_{ii}}$$

I valori di gravità sono stati definiti mediante il collegamento con la stazione ubicata a Troia (Fg). I risultati, in termini valori di gravità, di standard deviation σ e dei "pesi" della compensazione sono raffigurati nella tab 3.1:

Standard deviation for unit weight 0.0029 mGal			
BSN	g	σ	Wt.
	mGal	mGal	
1001	980212.179	0.0000	10
1002	980244.069	0.0023	10
1003	980203.541	0.0023	10
1004	980193.246	0.0024	8
1005	980185.003	0.0022	8

Tabella 3.1 – valori di gravità, standard deviation e “pesi” delle stazioni della “Rete del I° Ordine”

3.2 Stazioni 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 25 circuiti gravimetrici per un totale di 248 stazioni gravimetriche, quanto più omogeneamente distribuite nel territorio, con una densità media di circa 7 stazioni per km².

Per avere una maggiore definizione del campo gravitazionale locale, nell’area di San Giuliano di Puglia detta densità è risultata superiore, inversamente, in altre zone, è risultata inferiore a causa dell’assenza di strade d’accesso.

Nella fig. 3.2 è schematicamente rappresentata la distribuzione dei punti gravimetrici.

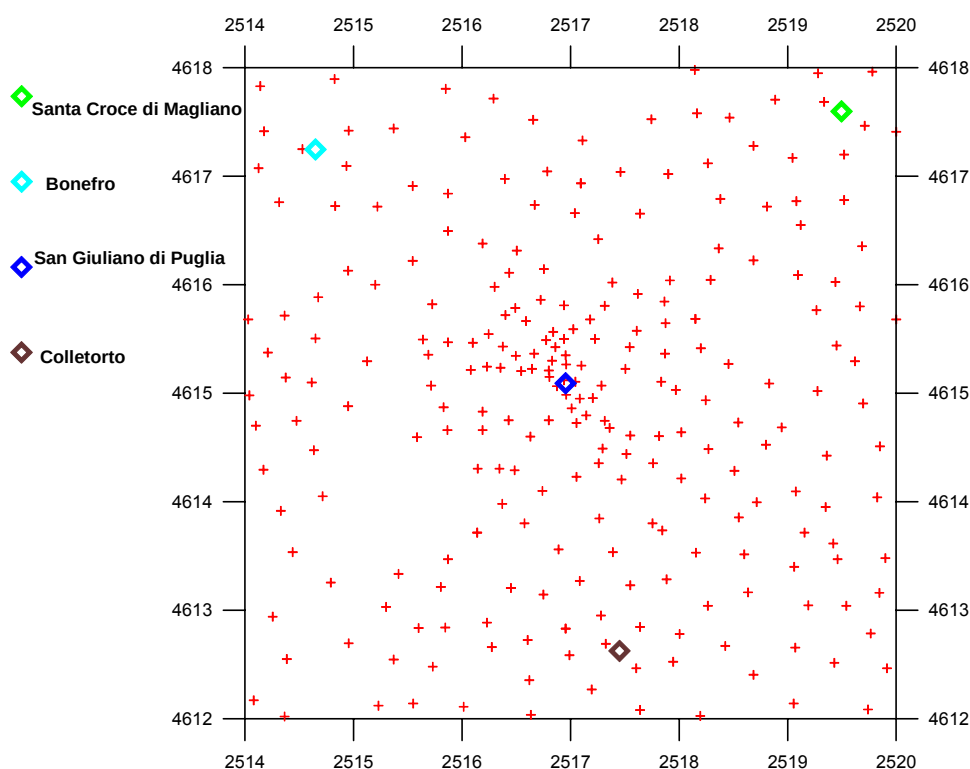


Figura 3.2 – ubicazione punti sperimentali

L'acquisizione dei dati gravimetrici è avvenuta secondo una serie di circuiti chiusi, aventi il seguente schema **100i.B.C.D.E.F.100k.100i.F.G.**, con le stazioni **100i** e **100k** appartenenti alla "Rete del I° Ordine" e le rimanenti B,C,D,E, F, G etc, appartenenti alla rete di dettaglio. La chiusura nella medesima stazione **100i** permette di calcolare il termine di deriva strumentale, mentre la chiusura nella stazione **100k** permette il calcolo dell'errore di chiusura (ε) del circuito gravimetrico.

Nel corso di ogni lettura sono stati registrati ed annotati, nei fogli di campagna, gli stessi parametri descritti nel § 3.1.

3.2.1 Compensazione delle stazioni di dettaglio

Prima di effettuare la compensazione delle stazioni gravimetriche di dettaglio è necessario distribuire, linearmente in funzione del tempo, il termine di deriva strumentale, la cui determinazione avviene ripetendo la misura, nella medesima stazione **100i**.

L'andamento delle derive strumentali, rappresentato nella fig. 3.3, evidenzia come circa il 40% dei circuiti presenti una deriva strumentale compresa nell'intervallo -0.001 e $+0.001$ mGal/h.

stazioni di dettaglio

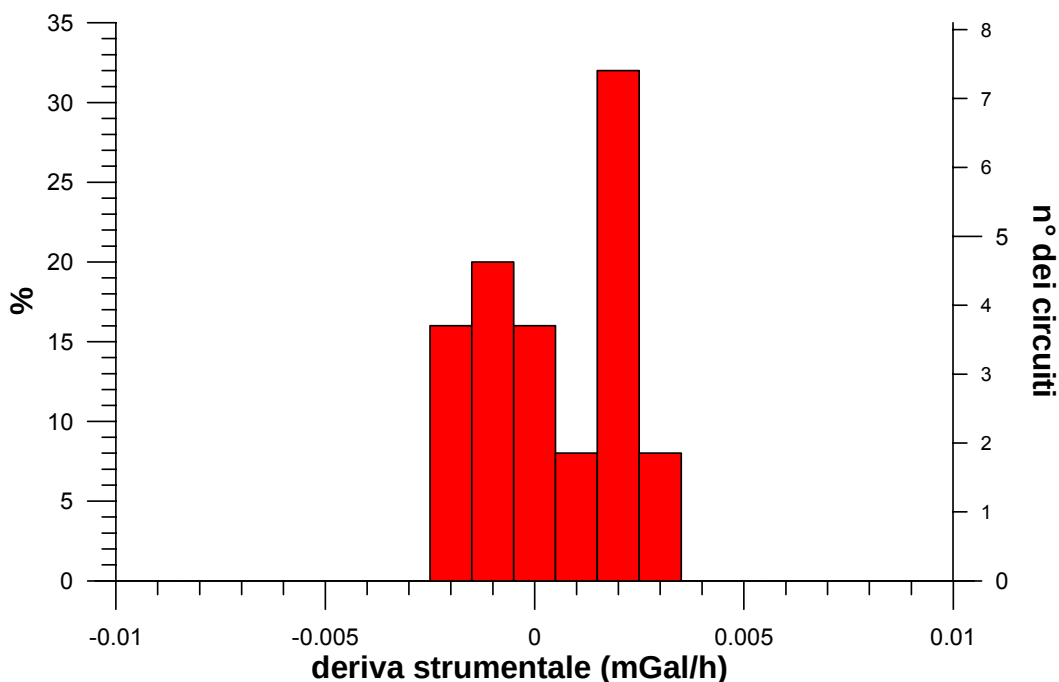


Figura 3.3 – stazioni di dettaglio: andamento della deriva strumentale

Le Reti di dettaglio sono state compensate dividendo semplicemente l'errore di chiusura (ε), definito come differenza fra il $\Delta g_{teorico} - \Delta g_{misurato}$, per il numero delle tratte (t) costituenti il circuito gravimetrico partendo dai GVAL corretti per il termine di deriva (considerato come una funzione lineare del tempo).

Tuttavia, poiché la correzione ($\frac{\varepsilon}{t}$) viene arrotondata al μGal , la somma di tutte le correzioni deve essere uguale a $-\varepsilon$ e non è possibile rispettare questa uguaglianza: pertanto si è proceduto nel modo seguente: divisa la ε (espressa in μGal) per t si è moltiplicato il quoziente per 1, poi per 2, fino a t . Ogni volta che il risultato, arrotondato all'unità, passava ad un'unità successiva si assegnava 0.001 mGal (cioè 1 μGal) di correzione (con il dovuto segno).

Gli errori di chiusura (ε) di tutti i 25 circuiti gravimetrici sono rappresentati nella fig. 3.4, da cui si ricava che sono compresi tra -0.004 e $+0.003$ mGal, a tal riguardo, si evidenzia che la formula utilizzata per il calcolo della tolleranza negli errori di chiusura è stata $0.003\sqrt{n}$, ove n è il numero delle stazioni del circuito, perciò, considerando il numero minimo e massimo delle stazioni dei vari circuiti, la tolleranza ammessa era compresa negli intervalli ± 0.006 e ± 0.0013 .

stazioni di dettaglio

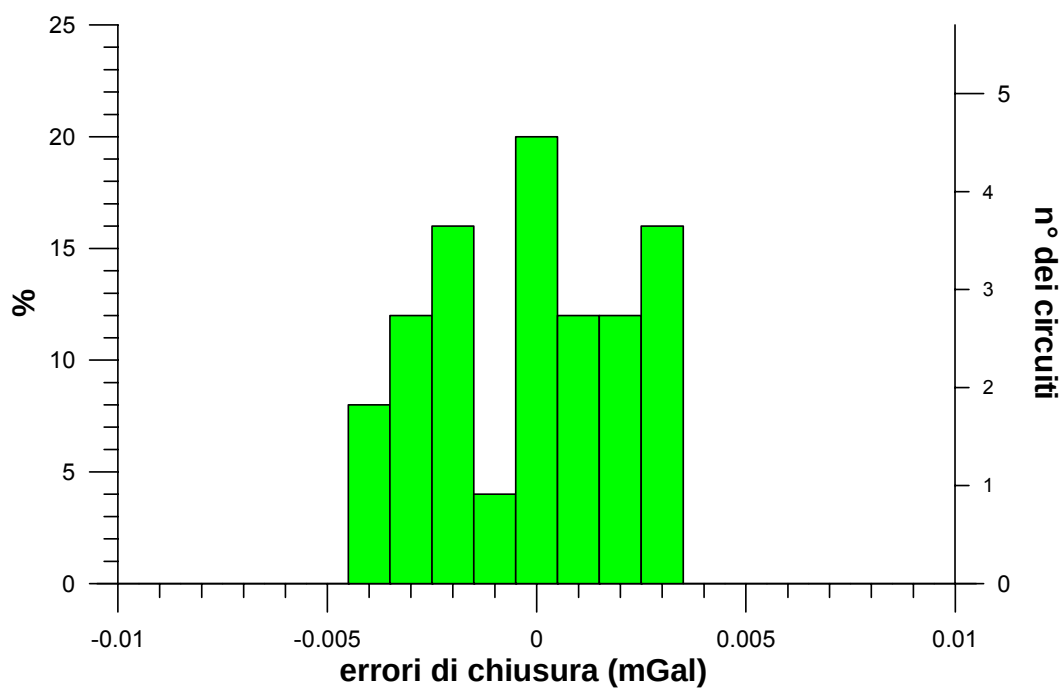


Figura 3.4 – stazioni di dettaglio: errori di chiusura dei circuiti

4. ANOMALIA DI BOUGUER

Il metodo gravimetrico si basa sulla misura dei valori dell'accelerazione di gravità (g_{oss}) in punti distribuiti sulla superficie terrestre. Questi valori vengono confrontati con quelli teorici (g_{teor}), calcolati secondo formule standardizzate, opportunamente corretti (CF, correzione di Faye, CB, correzione di Bouguer, CT, correzione topografica, CA eventuali correzioni aggiuntive):

$$g_{geol} = g_{oss} - (g_{teor} \pm CF \mp CB - CT - CA) \quad (a)$$

la loro differenza (g_{geol}) viene definita come **anomalia di gravità o di Bouguer al punto di misura** e rispecchia le variazioni laterali di densità all'interno della Terra. Pertanto l'anomalia di Bouguer può essere definita come la differenza tra la gravità osservata e la gravità teorica, opportunamente corretta, del punto di misura calcolata su un modello "teorico" di Terra. E' importante sottolineare che, come scritto in vari testi di geofisica applicata, la gravità misurata (g_{oss}) non viene "ridotta", o spostata, ad una particolare superficie (geoide) per essere confrontata gli altri valori, ma viene "ridotto" il valore di gravità teorico.

g_{teor} : gravità teorica o normale

La Terra è riferibile ad un ellissoide di rotazione, a distribuzione di densità omogenea, definito da parametri (semiasse equatoriale terrestre, schiacciamento, prodotto della massa terrestre per la costante gravitazionale e velocità angolare) che, nel corso degli anni e grazie soprattutto alle misure delle orbite satellitari ed all'estendersi delle misure di carattere geodetico, sono andati via via raffinandosi. La gravità teorica è quindi la gravità che si misurerebbe in un determinato punto della superficie di un ellissoide di riferimento. La formula utilizzata per il calcolo della gravità normale fa riferimento al Geodetic Reference Sistem 1980:

$$g_{teor} = 978032.67715 * (1 + 0.0052790414 \sin^2 \varphi + 0.0000232718 \sin^4 \varphi + 0.00000001262 \sin^6 \varphi + 0.0000000007 \sin^8 \varphi)$$

CF: Correzione di Faye o in aria libera

calcola l'effetto della distanza verticale tra la stazione di misura e la superficie equipotenziale di riferimento senza tener conto delle masse interposte: viene calcolata mediante l'espressione:

$$CF = (0.30855 + 0.000223 \cdot \cos 2\varphi) \cdot h - 7.25 \cdot 10^{-8} \cdot h^2$$

ove:

φ = latitudine del punto di misura

h = quota del punto di misura

CB: Correzione di Bouguer

Calcola l'effetto delle masse interposte tra la quota della superficie di riferimento e quella di misura, considerando una piastra di densità costante e di spessore h , fig.4.1.

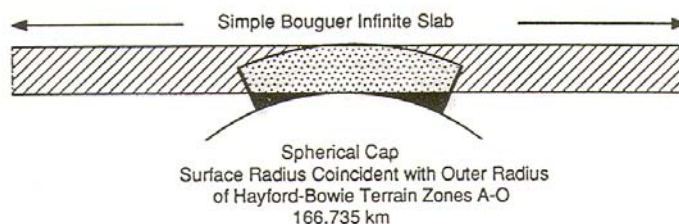


Figura 4.1 – correzione di Bouguer

E' stata calcolata in due fasi, che si sommano fra di loro:

$$CB = CP + BB$$

La prima (CP), nota come correzione di Bouguer o della piastra, valuta l'effetto di una piastra orizzontale di lunghezza infinita ed è definita dalla formula:

$$CP = 2\pi\gamma\rho h$$

La seconda (BB), nota come termine di Bullard, riduce la piastra infinita, di spessore h , in una calotta emisferica di raggio uguale a 166.735 km, ed è definita dalla formula:

$$BB = 2\pi\gamma\rho(\mu * h + \lambda * R)$$

ove:

γ = costante gravitazionale

ρ = densità

μ e λ = coefficienti adimensionali che tengono conto della curvatura terrestre, nell'area interessata dal rilievo μ varia da -0.00000010 a -0.00000014 , λ varia da -0.00000797 a -0.00001061

h = quota del punto di stazione

R = raggio terrestre del punto di stazione

Per tale riduzione è stato assunto un valore di densità ρ di 2.10 g cm^{-3} .

Questo valore è stato ricavato applicando il metodo di Nettleton, secondo cui la densità "media" più realistica è quella che evidenzia una correlazione nulla tra anomalie di Bouguer e quote topografiche, fig 4.2. Il metodo di Nettleton è stato applicato sia considerando solamente la correzione di Bouguer, cui è risultata una densità di 1.93 g cm^{-3} , sia considerando entrambe le correzioni, densità risultante 2.11 g cm^{-3} , valore che risulta in accordo con i dati delle prove geotecniche.

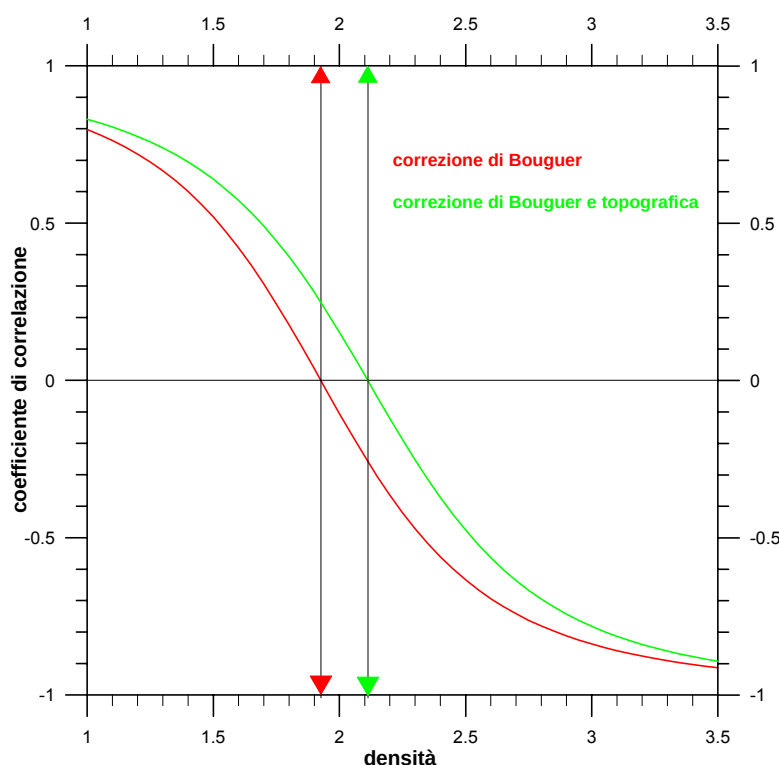


Figura 4.2 – metodo di Nettleton per il calcolo della densità

CT: Correzione topografica

Tiene conto delle irregolarità topografiche che riducono il valore di gravità, fig. 4.3.

La riduzione di Bouguer presuppone che la superficie topografica sia piana: se questa condizione non è soddisfatta bisognerà tener conto sia degli avallamenti (masse introdotte con la riduzione di Bouguer, ma in realtà inesistenti) come pure delle colline o montagne sporgenti ed aventi una quota superiore alla quota della stazione (masse di cui non si è tenuto conto nella riduzione di Bouguer).

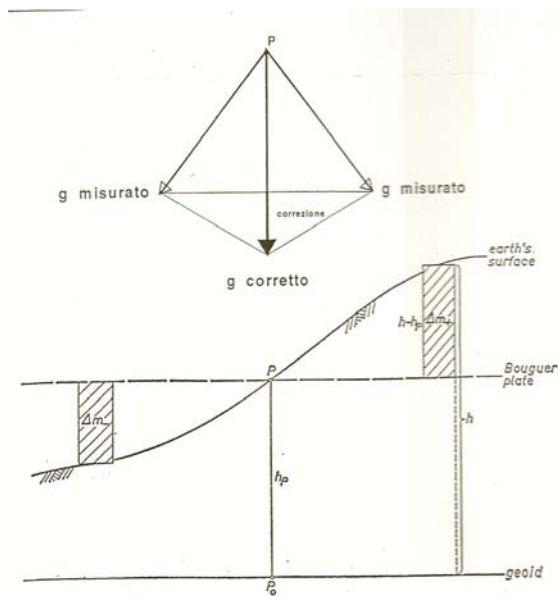


Figura 4.3 – influenza della topografia sul valore di gravità

A tale scopo la superficie topografica, fig. 4.4, viene suddivisa, sotto forma matriciale, in prismi verticali, definite celle, con maglie (dx , dy) di differenti dimensioni a seconda della distanza dalle stazioni di misura ed aventi un'altezza pari alla quota media del compartimento.

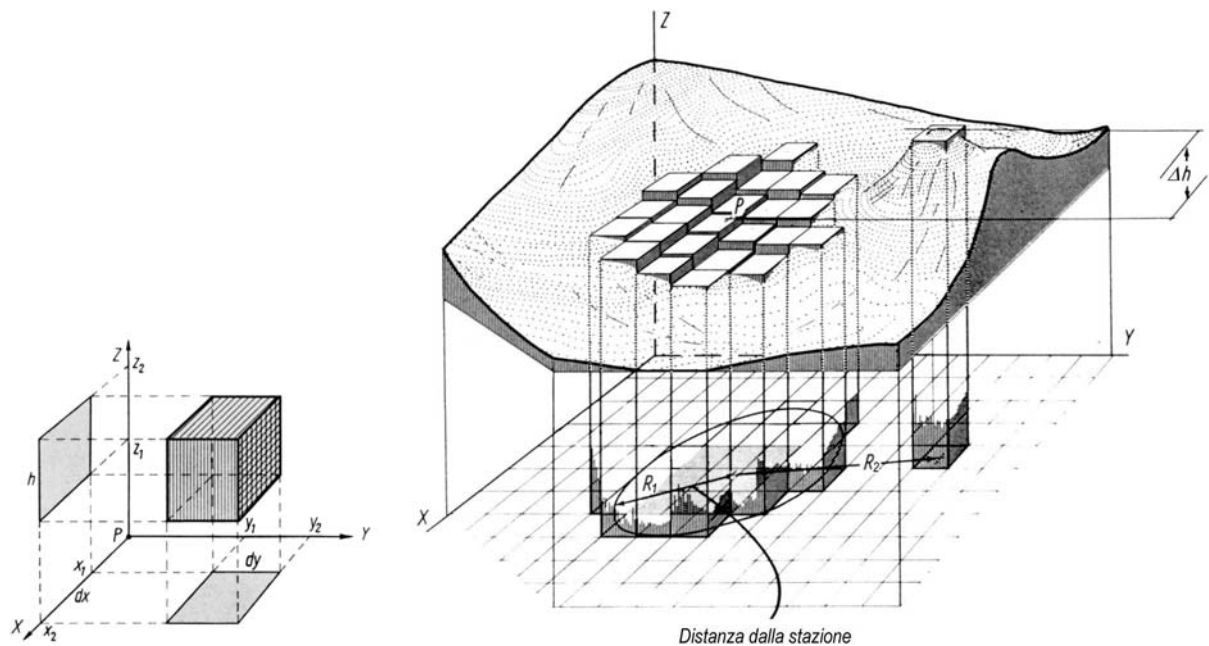


Figura 4.4 – correzione topografica

Il calcolo del contributo della componente verticale dell'attrazione dei compartimenti è stato eseguito con l'ausilio del seguente algoritmo (Banerjee-Das Gupta, 1977):

$$CT = \gamma \rho \left[x \ln \left(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) + y \ln \left(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) - z t g^{-1} \frac{xy}{z \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right] \begin{vmatrix} x_2 & y_2 & z_2 \\ x_1 & y_1 & z_1 \end{vmatrix}$$

Il processo di calcolo della correzione topografica è stato suddiviso in tre fasi distinte utilizzando, per diversi intervalli (RMIN e RMAX) di distanze dal punto di misura, differenti dimensioni della griglia delle quote medie.

1) Nell'intorno da 0.005 (RMIN) a 1.500 (RMAX) km è stato ricavato un database di quote medie, ottenute interpolando i dati altimetrici delle stazioni gravimetriche con le quote del DTM fornito dalla Regione Molise committente, secondo prismi aventi un lato ($dx=dy$) di 20 metri.

In totale, in questo intorno, sono stati utilizzati, per il calcolo della correzione topografica, 250000 prismi.

Per verificare l'attendibilità di questo database sono state calcolate le differenze altimetriche tra le quote delle stazioni gravimetriche e le quote della cella in cui si trovava la stazione gravimetrica. Come si nota dalla fig. 4.5, i Δh sono concentrati nell'intervallo

± 4.00 metri, presentando circa 70% dei casi nell'intervallo ± 1.00 metro. Certe differenze sono dovute alla morfologia accidentata di certe zone.

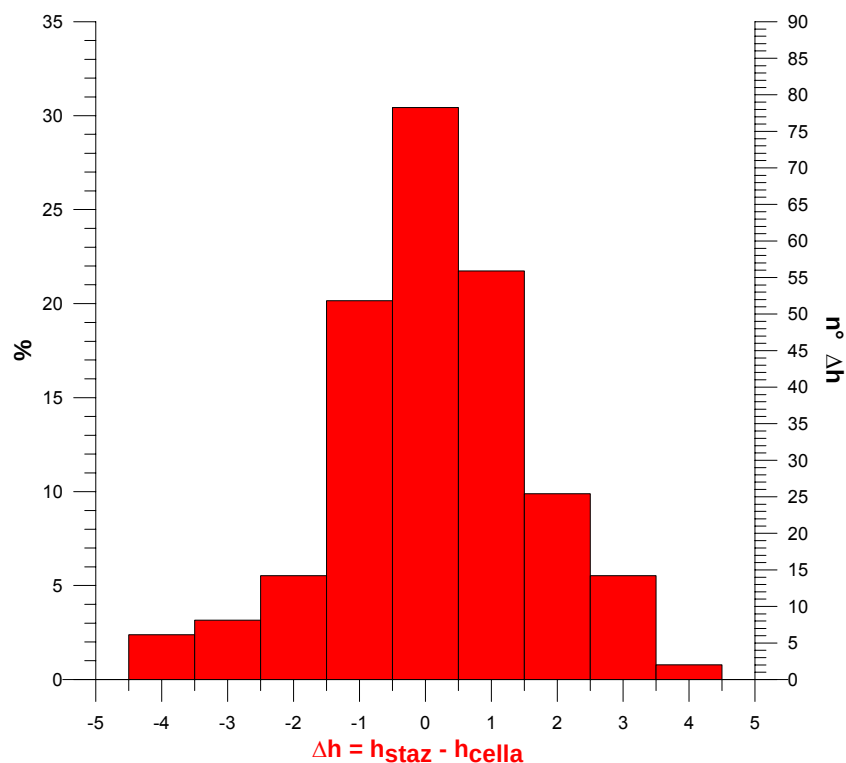


Figura 4.5 – Δh fra la quota della stazione gravimetrica e la quota della cella

2) Nell'intorno da 1.500 (RMIN) a 3.000 (RMAX) km è stato ricavato un database di quote medie, ottenute interpolando i valori delle quote del DTM della Regione Molise, secondo prismi aventi un lato ($dx=dy$) di 40 metri.

In totale, in questo intorno, sono stati utilizzati, per il calcolo della correzione topografica, 90000 prismi.

3) Nell'intorno da 3.000 (RMIN) a 25.000 (RMAX) km è stato utilizzato l'archivio delle quote medie italiane le cui celle hanno una dimensione di circa 230x230 metri.

In totale, in questo intorno, sono stati impiegati, per il calcolo della correzione topografica, 115200 prismi.

I contributi dei prismi verticali, aventi una densità di 2.10 g cm^{-3} compresi tra RMIN e RMAX vengono sommati considerando solo la componente verticale e questa somma rappresenta la correzione topografica entro un determinato intervallo di distanze dal punto di misura.

Per valutare l'ampiezza delle anomalie che presentano una significatività del 99.7% (regola del 3σ), si considerano gli errori di misura gravimetrici e altimetrici e la loro influenza sulle riduzioni di Faye e Bouguer:

L'errore di misura gravimetrico della rete del I° Ordine (par. 3.2.1) è stato stimato essere di ± 0.002 mGal, quello delle stazioni di dettaglio di ± 0.005 mGal, l'errore di misura altimetrico di ± 0.05 cm.

Applicando le formule per il calcolo delle riduzioni di Faye e Bouguer e utilizzando una densità di 2.10 g cm^{-3} , si ottiene un contributo di 0.2206 mGal/m , cioè, considerando l'errore altimetrico di ± 0.05 cm, l'errore è di $\pm 0.011 \text{ mGal}$.

Gli errori planimetrici, ± 0.30 cm, sono trascurabili poiché il gradiente secondo la latitudine è di $\pm 0.000807 \text{ mGal/m}$.

L'errore da attribuire alle anomalie è, quindi, dato da:

$$err_{anomalie} = \sigma = \sqrt{0.002^2 + 0.005^2 + 0.05^2 + 0.011^2} = 0.051 \text{ mGal}$$

pertanto le anomalie di Bouguer con un'ampiezza di $\pm 0.150 \text{ mGal}$ presenteranno una significatività del 99.7%.

La mappa delle anomalie di Bouguer ([A.1](#)) è caratterizzata da un marcato trend positivo in direzione SW–NE con valori dell'anomalia che variano da circa -8 a $+10 \text{ mGal}$: ciò è dovuto all'andamento del margine sepolto della piattaforma Apula che passa da una profondità di -4.700 km , a SW, a -1.500 km a NW, per poi affiorare 4 km più a E della zona investigata. Questo trend presenta il gradiente più accentuato nella zona centrale ove viene definita una direttrice SE–NW, indicativa di una struttura tettonica che interessa tutta l'area del rilievo, che nelle zone estreme tende a ruotare rispettivamente verso NE e verso W, e nella zona SW del rilievo.

Inoltre, sono presenti una marcata anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, dei massimi relativi coincidenti con gli abitati (centri storici) di Colletorto e San Giuliano di Puglia. In ogni caso la complessità geologica-strutturale della zona viene evidenziata anche da una serie di locali distorsioni del campo la cui origine sembra avere un'origine non profonda.

Purtroppo, la mancanza di misure nelle aree centrate sulle coordinate E 2515.5 – N 4614 e E 2515 – N 4615.8 non permette una completa e dettagliata analisi dell'andamento delle anomalie, anche se in quest'ultima area si nota un trend SW–NE.

5. SEPARAZIONE DELLE ANOMALIE E FILTRAGGI

La prospezione gravimetrica si basa sul presupposto che la distribuzione laterale della densità non sia omogenea e che i singoli effetti legati alle disomogeneità possano essere identificati e separati a partire dal campo sperimentalmente misurato in superficie.

Pertanto, la mappa gravimetrica ottenuta dopo aver apportato le correzioni, sopra brevemente descritte, 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*.

Il campo *regionale* è costituito da isoanomale a piccola curvatura che evidenziano un trend regolare e, perciò, un gradiente costante in una direzione su un'area molto estesa: questa anomalia, a bassa frequenza spaziale o grande lunghezza d'onda, è causata da eterogeneità profonde, in rapporto alla scala del problema. Sovrapposte o mascherate da questo campo possono sussistere anomalie, ad alta frequenza o piccola lunghezza d'onda, paragonabili a distorsioni del campo regionale, che sono caratterizzate da una irregolarità spaziale e da una maggiore curvatura delle isoanomale: esse sono determinate da masse "locali", sempre in rapporto alla scala del problema, d'interesse per scopi di prospezione: queste anomalie definiscono il campo *locale* o *residuo*.

In ogni caso, bisogna, altresì, sottolineare che questa distinzione non è sempre vera, nel senso che grandi lunghezze d'onda possono essere dovute anche a sorgenti superficiali, ma di grande estensione o da più sorgenti superficiali i cui effetti si sommano per formare un'unica anomalia.

Non esistendo un criterio univoco per separare le anomalie, sono state applicati diversi metodi:

- residuazione polinomiale
- filtraggi passa-basso e passa-alto
- prolungamenti analitici verso l'alto
- gradiente verticale
- gradiente orizzontale
- terrazzamenti

5.1 Residuaione 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 $\sum R^2 = \text{minimo}$, la superficie matematica che genera il miglior "fit" con i dati sperimentali.

Questa superficie è considerata il campo *regionale* ed il *residuo* è la differenza tra l'anomalia di Bouguer e il campo regionale così calcolato.

Il campo regionale Z è stato approssimato mediante polinomi di I°, II° e III° definiti dalle espressioni:

$$\text{I}^\circ \quad z = A + Bx + Cy$$

$$\text{II}^\circ \quad z = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2$$

$$\text{III}^\circ \quad z = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2 + Gx^3 + Hx^2y + Jxy^2 + Kx^3$$

i cui coefficienti sono riportati nella tab. 5.1 :

Coefficienti polinomiali			
	I°	II°	III°
A	-10162.249923456144	2038295.758586611600	2244708.375973873770
B	1.106188138093	1016.479267741111	-1360.090570124106
C	1.599065764420	-1439.960071727916	-153.681947214471
D		-0.223321422555	0.470750401547
E		0.023583847414	0.275701091796
F		0.149754282267	-0.218993054613
G			-0.000062225241
H			-0.000046104160
J			-0.000001276070
K			0.000028240396
fit	75.8%	79.04%	79.05%

Tabella 5.1 – coefficienti polinomiali calcolati per la definizione del campo regionale

Il campo regionale, definito da un polinomio del I°, è rappresentato (A.2) da un piano inclinato che presenta un gradiente SW–NE di $1.815 \text{ mGal km}^{-1}$. La mappa delle anomalie residue del I° (A.3) ripropone, in maniera meno evidente, il trend SW–NE, che caratterizza la mappa delle anomalie di Bouguer (A.1). Risulta infatti interessato da anomalie molto locali localizzabili a SE di San Giuliano di Puglia.

Evidenzia ulteriormente la marcata anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano.

Particolarmente evidente e realmente estesa è anche il massimo che si riscontra nell'area di Colletorto che tende ad assumere una forma ellittica con andamento SE–NW. E' ancora presente il massimo relativo nei pressi San Giuliano di Puglia, cui fa riscontro un minimo nell'area immediatamente ad W. S'identificano, nella zona di Bonefro, un minimo con andamento WSW–NNE e un allineamento S–N nella parte più orientale del rilievo.

All'aumentare del grado del polinomio diminuisce l'ampiezza dell'anomalia residua, cioè si evidenziano sorgenti sempre più superficiali, ma si accentua la complessità dell'andamento dei residui anche perché si esalta pure un "noise" gravimetrico.

Infatti, sia la mappa delle anomalie residue del II° (A.5) che quella del III° (A.7), ottenute a partire dai campi regionali rappresentati in (A.4) e (A.6), pur presentando gli stessi caratteri della (A.3) eliminano l'andamento S–N e modificano l'allineamento del minimo di Bonefro.

5.2 Filtraggio passa-basso e passa-alto

Come accennato nel §5, il contenuto in frequenza delle varie sorgenti è legato alla loro profondità ed estensione, pertanto è possibile, mediante varie tecniche di filtraggio, utilizzando le FFT, separare a livello qualitativo i diversi contributi, considerando varie "frequenze di taglio" (ω_c), di cui la massima frequenza risolvibile, detta frequenza di

Nyquist, è uguale a $\frac{1}{2\Delta x}$, ove con Δx si indica il passo di campionamento della matrice dell'anomalia interpolata; alla frequenza di Nyquist corrisponde una lunghezza d'onda (λ) di 0.400 km che è la minima lunghezza d'onda risolvibile.

Sono stati effettuati dei filtri passa-basso dell'anomalia di Bouguer ponendo come limite inferiore le lunghezze d'onda $\lambda = 1.000 \text{ km}$, $\lambda = 2.000 \text{ km}$, $\lambda = 3.000 \text{ km}$, in questo

modo sono state prodotte mappe per rappresentare sorgenti il cui effetto presenta una lunghezza d'onda maggiore di 1.000, 2.000 e 3.000 km.

Sono stati effettuati dei filtri passa-alto dell'anomalia di Bouguer ponendo come limite superiore le lunghezze d'onda $\lambda = 1.000$ km, $\lambda = 2.000$ km, $\lambda = 3.000$ km, in questo modo sono state prodotte mappe per rappresentare sorgenti il cui effetto presenta una lunghezza d'onda minore di 1.000, 2.000 e 3.000 km.

Per ridurre l'effetto di Gibbs, queste lunghezze d'onda limite sono state centrate tra due lunghezze d'onda comprese tra ± 0.100 km rispetto al limite stesso (esempio: per $\lambda = 1.000$ km sono state utilizzate $\lambda_0 = 0.900$ km e $\lambda_1 = 1.100$ km).

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda > 1.000$ (A.8) ricalca gli stessi andamenti e caratteri presenti nella mappa delle anomalie di Bouguer, pur risultando evidente l'eliminazione di un "rumore" gravimetrico ad alta frequenza.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda > 2.000$ (A.9) rimarca ulteriormente la presenza del gradiente SW–NE, dell'andamento SE–NW, identificabile come l'elemento strutturale più importante dell'area, dell'anomalia circolare positiva spostata, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517.5 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, del massimo relativo nei pressi di Colletorto, cui fa riscontro, a ENE, una zona con un minimo relativo.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda > 3.000$ (A.10) presenta sempre l'allineamento SE–NW, un'ampia zona fortemente positiva che interessa l'area NE del rilievo, ove è ora confluita l'anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, che mostra quindi un'estensione limitata, il minimo posto a SW assume un andamento S–N più marcato, il massimo relativo nei pressi di Colletorto e il minimo relativo a ENE di quest'ultimo centro.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda < 1.000$ (A.11) non presenta particolari caratteri facendo perciò supporre che le anomalie più significative abbiano una lunghezza d'onda superiore.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda < 2.000$ (A.12) mostra degli aspetti già evidenziati, cioè l'allineamento SE–NW che tende a ruotare verso W nella parte più settentrionale, il massimo tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, i massimi relativi nei pressi degli abitati (centri storici) di Colletorto e San Giuliano di Puglia, i minimi a W e a N di San Giuliano di Puglia, il massimo nei pressi di Colletorto, con associati un altro massimo ad

WNW di che presenta una forma ellittica con andamento SE–NW e un minimo accentuato, con andamento SE–NW, a NE.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda < 3.000$ (A.13) esalta maggiormente i caratteri generali della (A.12) con particolare riguardo al massimo ad WNW di Colletorto, ai minimi a W e N di San Giuliano di Puglia, inoltre sono riscontrabili delle zone di minimo a E di Bonefro, andamento E–W, a SE di Santa Croce di Magliano, con una forma circolare.

5.3 Prolungamento analitico verso l'alto

Con questa trasformazione si calcola il campo a quote superiori rispetto a quello di misura; poiché più alta è la quota di continuazione più forte è l'attenuazione del segnale nelle sue componenti a più alta frequenza, il prolungamento analitico verso l'alto può essere considerato come un filtro di tipo passa-basso.

Giacché le anomalie gravimetriche sono definite sulla superficie topografica e non su una superficie di riferimento (tipo geoide o ellissoide), è necessario determinare una “sorgente equivalente” il cui effetto gravitazionale approssimi, quanto più esattamente possibile, le anomalie osservate.

Il concetto di “sorgente equivalente” (Dampney, 1969) si basa sul fatto che ci sono un'infinità di distribuzioni di densità (sorgenti) per una data anomalia, ma una distribuzione di densità determina una e una sola anomalia.

Per “sorgente equivalente” s'intende, pertanto, una distribuzione di masse puntiformi, tante quanti sono i punti interpolati e ubicate su un piano orizzontale, detto “strato equivalente”, posto ad una profondità inferiore della superficie topografica.

E' stato utilizzato un approccio iterativo (Xia et al, 1993) basato sulle trasformate dirette ed inverse di Fourier: una distribuzione di densità, che può anche essere uguale a zero, viene assegnata ad un piano orizzontale posto ad una profondità inferiore della superficie topografica. L'effetto gravitazionale di questa distribuzione di densità viene calcolato sulla superficie topografica e sottratto dal campo osservato; il campo residuo (differenza tra campo osservato e campo così modellato) viene convertito nuovamente in una distribuzione di densità che è poi sommata alla iniziale distribuzione “equivalente” di densità. Il calcolo viene ripetuto fino a che la rms della differenza tra anomalia di Bouguer e l'effetto gravitazionale della “sorgente equivalente” risulta inferiore ad un certo valore (es 0.050 mGal).

Considerando che, nell'area investigata, le quote variavano da -0.260 a -0.757 km è stata scelta una quota di -0.250 km per lo "strato equivalente" (il segno, per convenzione, è negativo poiché l'asse z è positivo verso il basso). L'anomalia dovuta alla distribuzione della "sorgente equivalente" è rappresentata in (A.14), mentre la differenza fra l'anomalia osservata e l'anomalia generata dalla "sorgente equivalente" è in (A.15).

Da un punto di vista computazionale si evidenzia come dopo 32 iterazione la rms tra le differenze delle due anomalie sia uguale a 0.035 mGal e che le differenze sono comprese nel range -0.330 e $+0.266$ mGal, peraltro localizzate in zone marginali.

Alzando, cioè abbassando rispetto al livello del mare, la quota dello "strato equivalente" si osserva un marcato peggioramento della rms e un aumento del range delle differenze.

Nota la distribuzione della "sorgente equivalente", questa può essere utilizzata per prolungare il campo su una qualunque superficie che giace ad una quota inferiore, cioè superiore rispetto al livello del mare, dello strato equivalente.

Alla quota di prolungamento di -0.800 km (A.16) il quadro delle anomalie si semplifica evidenziando solamente il trend SW–NE, la marcata anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, il massimo relativo nei pressi di Colletorto ed l'area di minimo a ENE di questo paese.

Alla quota di prolungamento di -1.000 km (A.17) si notano il trend SW–NE, l'inclusione della anomalia circolare positiva, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, in un contesto più regionale, cioè più profondo, e, appena accennato il massimo relativo nei pressi di Colletorto.

Alla quota di prolungamento di -1.500 km (A.18) si evidenzia solamente il trend SW–NE, con la conseguente scomparsa di tutti gli altri caratteri.

5.4 Gradiente verticale

Il gradiente verticale della gravità è definito dall'espressione:

$$VGG = \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{\partial g}{\partial z}$$

e rappresenta, da un punto di vista fisico, la variazione dell'anomalia gravimetrica lungo la verticale e, da un punto di vista geometrico, la pendenza del quadro delle isoanomale.

Il metodo del gradiente verticale viene utilizzato sia per il suo maggiore potere risolutivo, rispetto all'anomalia di Bouguer, sia per la sua accentuazione degli effetti dovuti a corpi più superficiali, quindi agisce in pratica come un filtro passa-alto.

Nella mappa (A.19) si ritrovano gli stessi caratteri, già ampiamente descritti, riscontrabili nelle mappe dei residui; confermando ulteriormente il carattere superficiale delle sorgenti di tali anomalie, in particolare si evidenziano l'area circolare positiva, localizzabile nella zona aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, una serie di aree negative molto locali e di limitata estensione a WSW di San Giuliano di Puglia, a E di Bonefro e a ENE di Colletorto, aree positive si trovano nell'area di Colletorto e WNW dello stesso paese.

5.5 Gradiente orizzontale

Il gradiente orizzontale della gravità è definito dall'espressione:

$$HGG = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$$

dove le due componenti, indicando con V il campo potenziale, secondo le direzioni x e y , sono date da:

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} \qquad \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z}$$

Il gradiente orizzontale, 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; inoltre, le sorgenti poco profonde presentano un gradiente orizzontale più elevato di quelle più profonde, pertanto i trend a grandi lunghezze d'onda vengono attenuati.

La mappa (A.20) definisce in maniera chiara l'andamento, SE–NW, della struttura principale, un gradiente, già visibile in (A.1) molto marcato ubicato a SW dell'anomalia circolare positiva, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, un gradiente significativo a NE di Bonefro, identificabile con i caratteri presenti in (A.7), (A.13) e (A.19), un gradiente elevato a W di Colletorto, confrontabile con i caratteri presenti in (A.1) e (A.13) e, infine, nella zona con coordinate medie 2514.5 – 4615.5 si nota un'area, con

allineamento NW—SE, la cui significatività andrebbe verificata con un maggior numero di punti sperimentali.

5.6 Terrazzamenti

Con questo termine s'intende un operatore (L. Cordell, A.E. McCafferty, 1989) che determina una serie di domini uniformi, definiti terrazzamenti ed espressi in mGal, separati da confini netti con i domini adiacenti. Questi domini possono fornire una stima della distribuzione di densità che causa le anomalie residue e la loro rappresentazione, con scale di colori, permette di simulare la mappa del campo potenziale in un formato comparabile con la mappa geologica.

Il terrazzamento è un processo iterativo mediante il quale ciascun punto della matrice dell'anomalia residua viene confrontato con i suoi quattro punti adiacenti (a Nord, Est, Sud e Ovest): se il punto centrale presenta un valore minore della media dei quattro punti adiacenti, riceverà un nuovo valore uguale a quello più piccolo dei quattro punti adiacenti, viceversa se è più alto, se il suo valore è al di fuori del range di quelli adiacenti, rimane inalterato. Operando iterativamente, in questa maniera si accentuano i gradienti orizzontali molto elevati e si appiattiscono le aree con un gradiente più piccolo.

L'ubicazione dei limiti dei domini corrisponde a zone con un elevato gradiente orizzontale e, quindi il terrazzamento può fornire, idealmente, un'indicazione sull'ubicazione planimetrica dei bordi dei corpi geologici che determinano le anomalie residue.

Gli elementi che caratterizzano la mappa ([A.21](#)) sono, al solito, la struttura tettonica SE—NW, i due massimi localizzati tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano e a WNW di Colletorto, e una serie di minimi nella zona di Bonefro, a NE di Colletorto e a WSW di San Giluliano di Puglia.

6. MODELLAZIONE ED INTERPRETAZIONE DELLE ANOMALIE

L'interpretazione dei campi di potenziale gravitazionale consiste nel determinare i parametri delle sorgenti, quali profondità, dimensioni, forma e densità.

Principalmente, i processi di modellazione sono di tipo indiretto, cioè calcolano l'effetto prodotto da corpi semplici che approssimano la struttura geologica dell'area investigata. La soluzione viene definita attraverso un processo interattivo associato e una visualizzazione grafica; tale processo consiste nel confronto tra la curva di valori misurati e la curva rappresentativa dell'effetto modellato prodotto in successione fino a raggiungere un risultato soddisfacente.

Per l'interpretazione delle anomalie è stato utilizzato il software IGMAS Interactive Gravity and Magnetic Application System (Götze 1984; Götze e Lahmeyer, 1988; Schmidt e Götze, 1998). Si tratta di un programma di modellazione 3D interattiva dei campi di potenziale (gravimetrico e magnetico) che si basa su una definizione dei corpi come poliedri con facce triangolari e non sulla scomposizione dei corpi, a geometria complessa, in forme semplici e regolari.

La struttura è definita su piani verticali fra loro paralleli, su ogni uno dei quali i corpi, che sono caratterizzati dalle stesse proprietà fisiche (densità, suscettibilità), sono dei poligoni chiusi limitati da vertici. La geometria 3D viene modellata e costruita attraverso collegamenti tra i piani con superfici triangolari, le quali limitano i domini con densità o suscettività costanti: è possibile perciò la ricostruzione quasi reale delle strutture geologiche, fig. 6.1. L'effetto di gravità del poliedro omogeneo è calcolato attraverso una somma d'integrali di volume e integrali lineari.

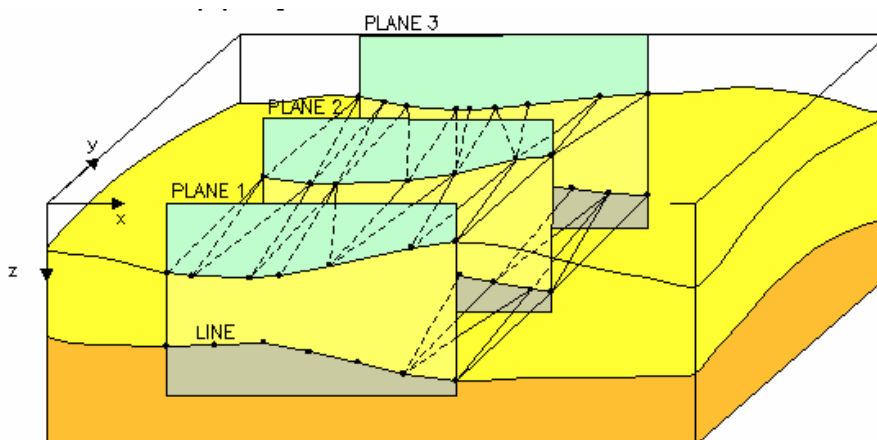


Figura 6.1 – Schematizzazione della geometria con piani paralleli, linee e facce triangolari che delimitano i corpi. (IGMAS-Homepage Schmidt, 2000)

6.1 Georeferenziazione delle mappe di anomalie

La prima fase dello studio è consistita nel geo-referenziare le anomalie residue (pol. I°) e i sondaggi profondi. Questi e le successive elaborazioni sono rappresentati graficamente rispetto alla Carta Tecnica della Regione Molise, fig. 6.2, ed alla Carta Geologica del Molise (Vezzani et al, 2004).

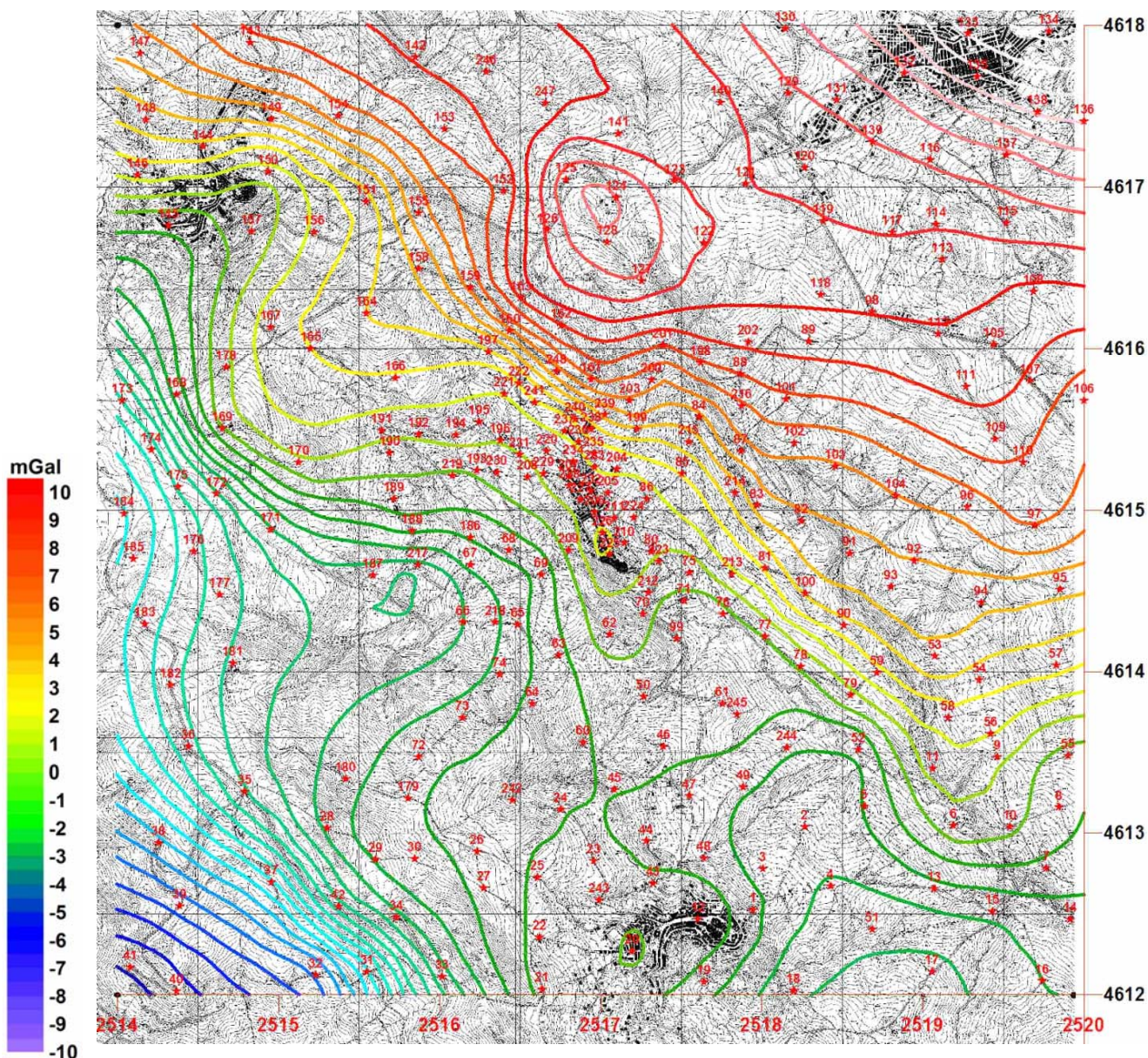
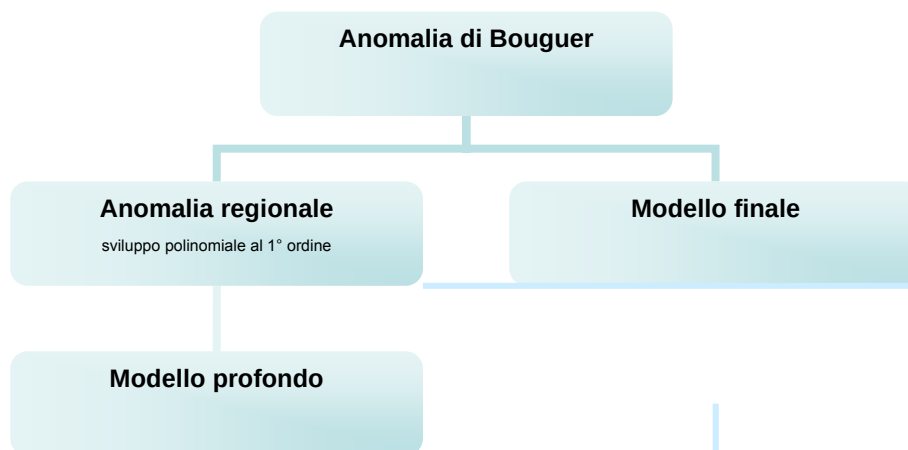


Figura 6.2 – Mappa dell'area studio estratta dalla Carta Tecnica della Regione Molise con sovrapposte le anomalie gravimetriche di Bouguer (valori visibili nella scala a fianco). I punti in rosso rappresentano i punti di misura gravimetrici.

6.2 Inversione gravimetrica

L'inversione è stata effettuata considerando l'anomalia di Bouguer costituita da un'anomalia regionale, definito da uno sviluppo polinomiale del 1°, e da un termine di anomalia residua, ottenuto sottraendo il campo regionale dall'anomalia complessiva (§5.1). Assumendo che il campo regionale (ovvero l'anomalia regionale) è influenzato principalmente dalle masse profonde, si è creato con IGMAS un primo modello rappresentativo della struttura crostale generale e in particolare degli strati più profondi, fino ad una profondità massima di circa 10 km. Nella seconda fase di inversione, sono stati aggiunti, alla geometria profonda già definita, corpi superficiali e si è cercato di ridurre il residuo su scala locale differenziando via via questi ultimi.



6.3 Sezioni modellate

Considerando la geologia superficiale, l'andamento delle principali strutture si è convenuto di orientare i piani da modellare lungo un asse E–W. L'area è stata sezionata da 16 piani caratterizzati da una distanza interplanare di 500 m nelle aree a N e a S, mentre nell'area centrale, che comprende l'abitato di San Giuliano, è stato adottato un campionamento maggiore con distanza ridotta a 250 m. Per controllare e ridurre gli effetti di bordo del modello, l'area studio è stata inserita in un'area di dimensioni molto maggiori di circa 100 km di lato. Di conseguenza, i piani sono virtualmente prolungati fino a raggiungere i bordi del modello e sono stati introdotti due piani aggiuntivi di controllo agli estremi N e S del modello. In fig. 6.3 sono rappresentate le tracce delle sezioni e i punti di misura sulla Carta Geologica del Molise.

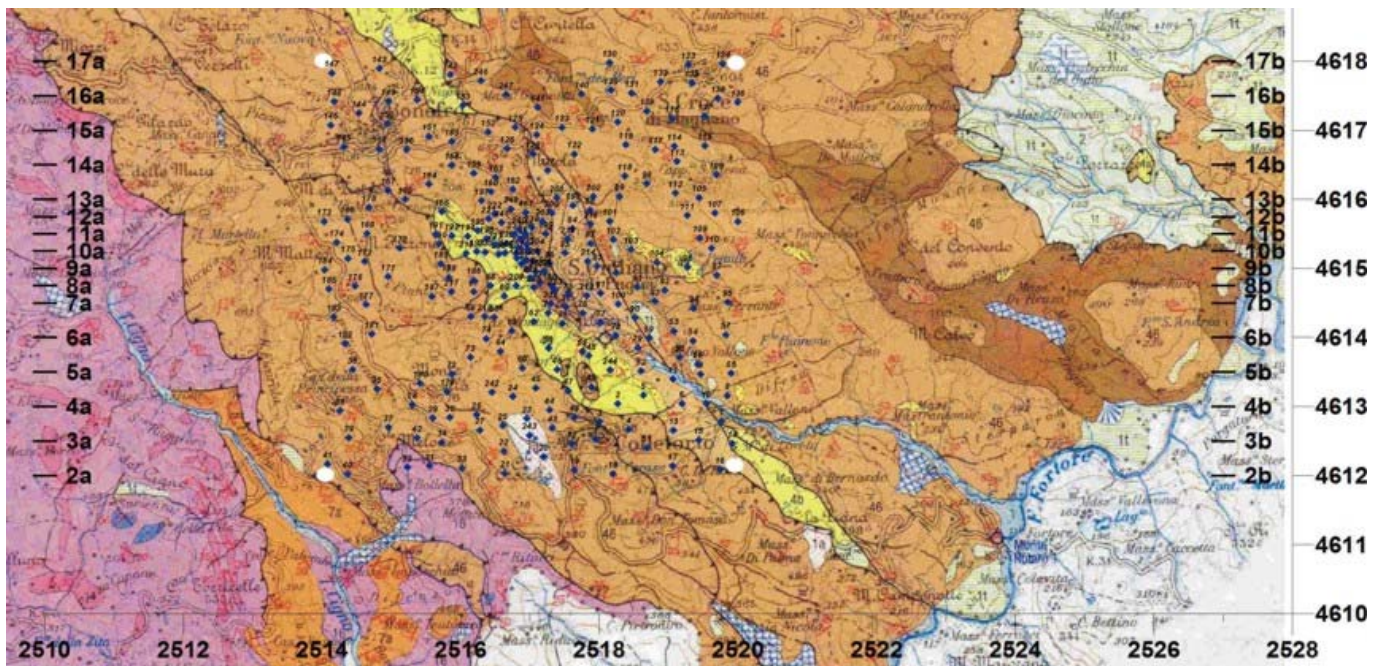


Figura 6.3 – Estratto della Carta Geologica del Molise in scala 1:100.000 con sovrimposti gli estremi delle tracce modellate (ai lati, con i numeri che identificano i piani) e l'ubicazione dei punti di misura.

6.4 Modello crostale profondo

Con riferimento alla fig. 1.2, che rappresenta la struttura crostale dell'area del Molise più vicina all'area studio, e considerando le limitate dimensioni dell'area, risulta plausibile una correlazione tra il trend regionale dell'anomalia e l'andamento del margine sepolto della piattaforma Apula, costituita dai Carbonati Mesozoici-Triassici e Sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici. Si è creato così un primo “modello profondo”, fig. 6.4, costituito da tre corpi, che in linea di massima corrispondono alle seguenti unità litologiche:

- piattaforma carbonatica dell'avanpaese apulo (Carbonates);
- sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici (Plio);
- falde di ricoprimento appenniniche (Faeto).

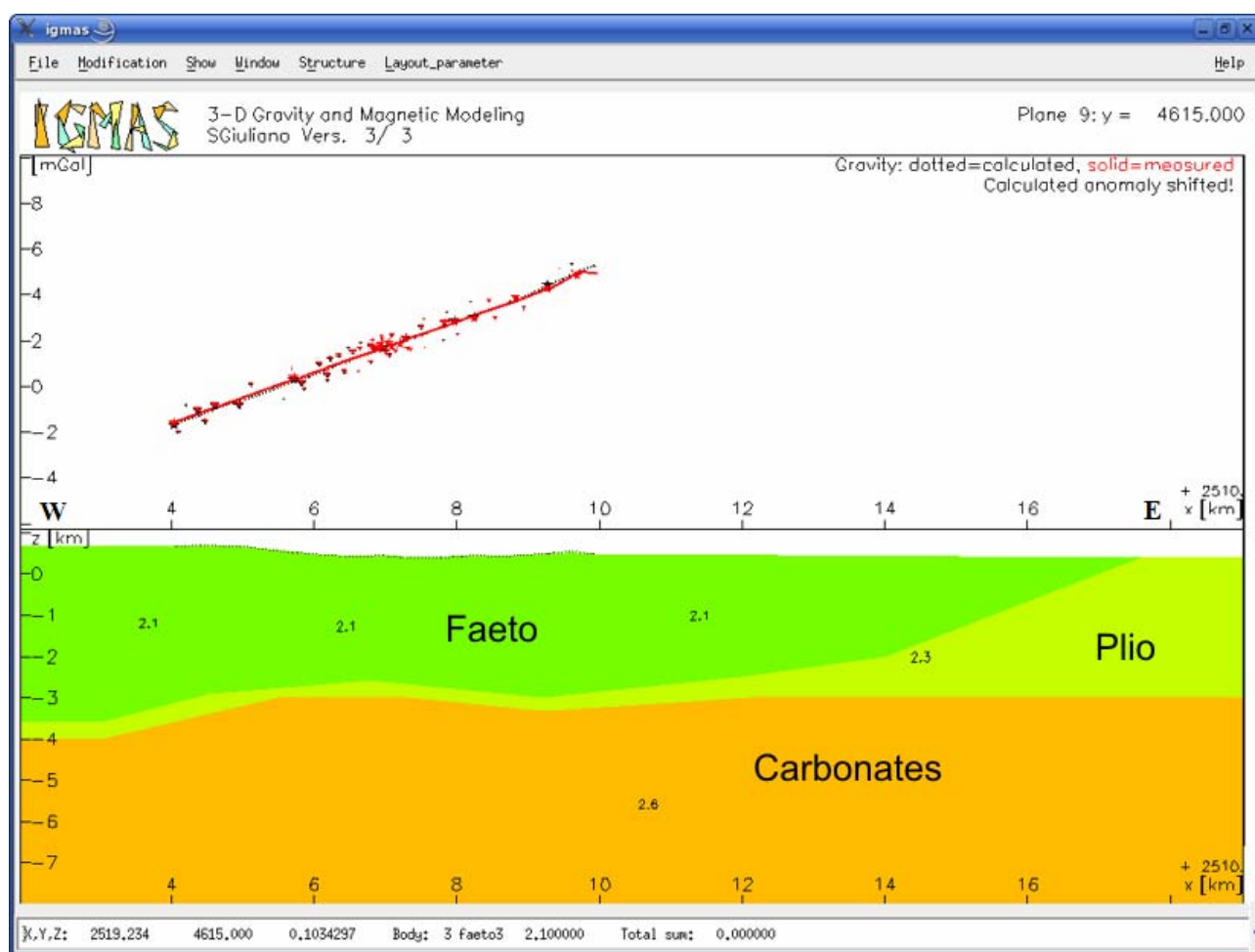


Figura 6.4 - Piano numero 9 del modello profondo. Orientazione E-W. Sono evidenziati i corpi con diverso colore e i valori di densità con i numeri (unità in g cm^{-3}). Verde: Faeto (2.1 g cm^{-3}); verde chiaro: sedimenti terrigeni del Plio-Pleistocene (2.3 g cm^{-3}); arancione: carbonati Mesozoici Triassici (2.6 g cm^{-3}).

I corpi sono stati modellati sui 18 piani. I perimetri dei corpi sui piani verticali sono stati definiti considerando le geometrie rilevate da sezioni sismiche nell'area a S e a N di San Giuliano. I punti di contatto tra le unità in superficie, e in modo particolare il confine dei sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici con le falde di ricoprimento, sono stati desunti dalla Carta Geologica del Molise 1:100.000 e rappresentano dei vincoli geometrici.

Il basamento carbonatico Mesozoico Triassico definito nel modello raggiunge profondità massime di 5 km, in accordo alle sezioni sismiche disponibili per l'area. Il valore di densità di 2.6 g cm^{-3} ad esso attribuito è stato definito sulla base dei valori associati alla stessa formazione in aree poco distanti (R. Nicolich, 2006, com. pers.). In fig. 6.5 viene riportato il modello dedotto da una sezione sismica che interessa l'area pochi chilometri a S

dell'abitato di S. Giuliano di Puglia (Nicolich, 2006, com. personale), e che è stato utilizzato per definire l'andamento delle principali strutture nell'area.

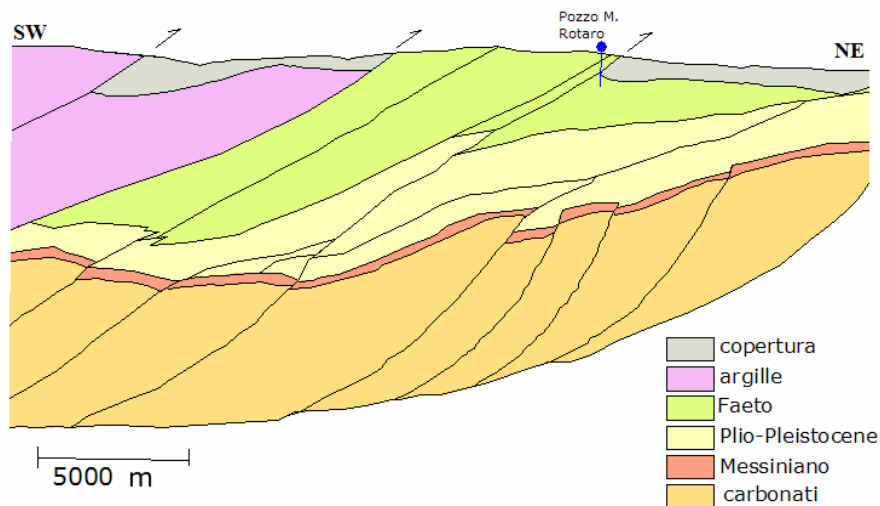


Figura 6.5 - Sezione SW-NE dedotta da un profilo sismico ubicato pochi chilometri a S dell'abitato di S. Giuliano di Puglia (R. Nicolich, com. pers. 2006).

Poiché le anomalie sono generate da contrasti di densità, nel processo di inversione si assume una densità di riferimento per l'intero modello. Per questo modello è stato scelto il valore di 2.1 g cm^{-3} , cioè quello delle falde di ricoprimento. Tale assunzione implica che l'effetto di gravità modellato è dovuto principalmente ai due corpi profondi che corrispondono alla piattaforma Apula sepolta (unità dei carbonati, Messiniano e plio-Pleistocene in fig. 6.5).

Il modello finale è stato determinato, al solito, con un processo di approssimazioni successive attraverso il confronto tra un campo di anomalia modellato con un polinomio del primo ordine e quello misurato.

In fig. 6.6 viene visualizzata la mappa delle differenze fra i due campi e un istogramma delle deviazioni tra i due. Il modello gravimetrico a 3 corpi risultante da questa fase di ricostruzione del modello profondo presenta uno scostamento massimo rispetto al campo regionale (A.2) di circa $+0.025 \text{ mGal}$ con deviazione standard di 0.11 mGal

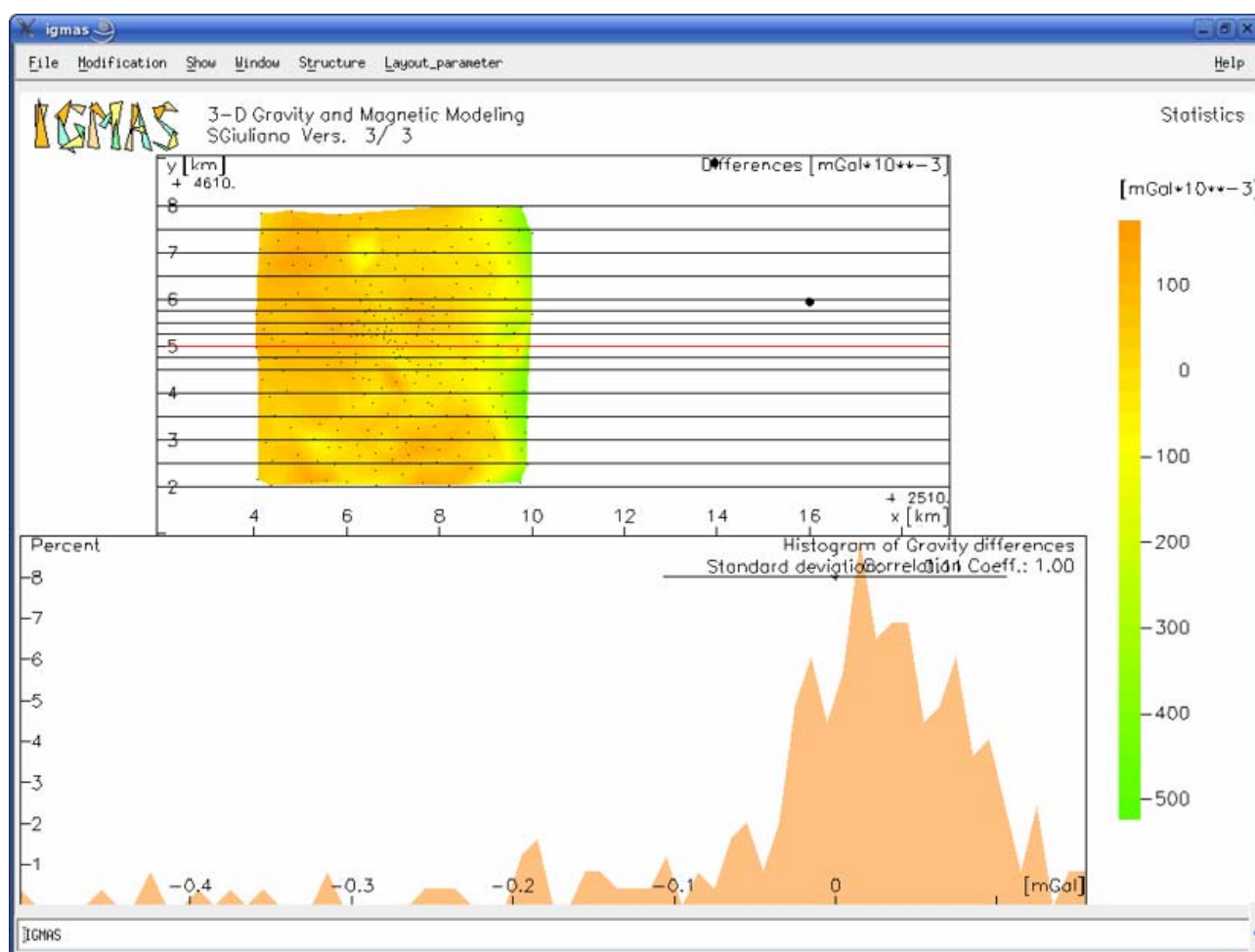


Figura 6.6 - Statistica effettuata sul primo modello a tre corpi. Nell'area superiore è rappresentata la mappa delle differenze tra il trend del campo di anomalia misurato e quello modellato. Nell'area inferiore è riportato il grafico dell'istogramma delle differenze tra i due campi di gravità. La sezione evidenziata in rosso è rappresentata in Figura 6.3.

L'andamento del margine sepolto della piattaforma Apula, risultato di questa prima fase di modellazione, è visualizzato in fig. 6.7. Si può ben individuare il trend SW–NE presente nella mappa dell'anomalia di Bouguer. Le quote sono riferite al tetto della copertura terrigena Plio-Pleistocenica modellata. Nell'area interessata dalla campagna gravimetrica, i valori massimi di -1.500 km s.l.m. di quota sono stati rilevati nell'estremo nord orientale, mentre i valori minimi, corrispondenti a profondità massime, sono di -4.700 km s.l.m. nell'estremo sud occidentale.

Si può rilevare, inoltre, dalla Carta Geologica del Molise che il Plio-Pleistocene affiora circa 4 km più a E dall'area di misura.

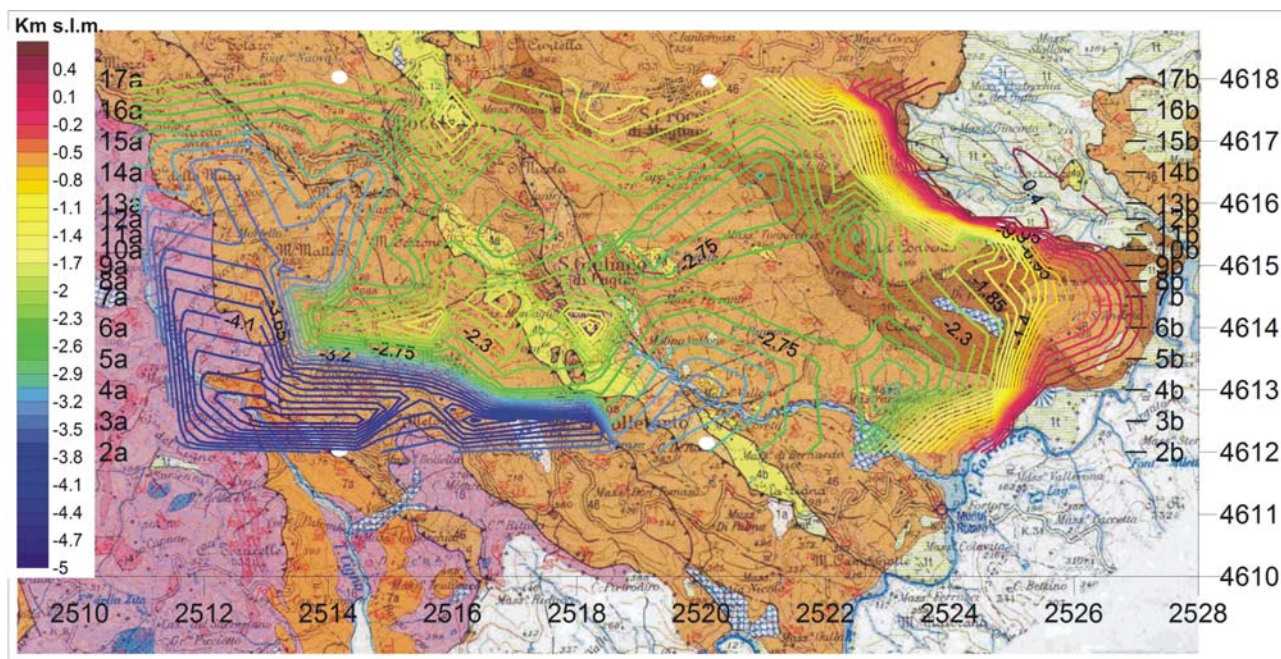


Figura 6.7 - Carta Geologica del Molise con sovrimposte le tracce delle sezioni modellate, gli assi con le coordinate in km, e i vertici bianchi che racchiudono l'area coperta dalla campagna gravimetrica. Le isoipse raffigurate rappresentano il tetto della copertura terrigena Plio-Pleistocenica. A sinistra viene riportata la scala relativa alle quote.

6.5 Modello definitivo

Per definire un modello che riproduca in modo più verosimile possibile l'anomalia di Bouguer sono stati apportati ulteriori dettagli considerando altre formazioni: la Formazione di Faeto e due corpi superficiali di deposito che interessano l'area di S. Giuliano di Puglia.

- La formazione di Faeto costituita da calcari marnosi e marne bianche con sottili intercalazioni di biocalcareni e calciruditi torbiditiche datate Tortoniano-Serravalliano (Vezzani et al. 2004). Sulla base della carta Geologica della Regione Molise sono stati tracciati i principali piani di sovrascorrimento che scompongono il corpo superficiale in 3 falde ("Faeto1", "Faeto2" e "Faeto3"). La densità per tale formazione è stata assunta inizialmente 2.25 g cm^{-3} , sulla base dei dati geotecnici raccolti nell'area. In seguito tali valori sono stati affinati sull'anomalia in base a un processo di inversione. Si sono così ottenuti dei valori tra loro leggermente distinti (nel range di $2.25 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$) per i tre corpi "Faeto1", per "Faeto2" e per "Faeto3".
- Il corpo litologico chiamato "clays" corrisponde alla Formazione di Vallone Ferrato (Marne argillose di Toppo Capuana). Esso è costituito da marne e marne argillose

grigie, spesso laminate con rare e sottili intercalazioni di arenarie e siltiti giallastre del Messiniano-Tortoniano (Vezzani et al. 2004). A questo corpo è stata attribuita una densità di 2.1 g cm^{-3} sulla base del valore medio del peso di volume calcolato in diversi campioni nell'area.

- Il terzo corpo, definito nella modellazione come “melange”, corrisponde alla Successione di Palombaro, Casalanguida e Larino costituita da calcareniti organogene, conglomerati e sabbie giallastre talora glauconitiche con lenti di microconglomerati passanti verso l'alto e lateralmente a argille marnose azzurre o con microfratture. Per tale elemento geologico è stata utilizzata una densità 2.20 g cm^{-3} , sulla base dei dati geotecnici disponibili.

I confini superficiali di questi nuovi corpi sono stati definiti sulla base della Carta Geologica del Molise 1:100.000 geo-referenziata, che tuttavia risulta di troppo basso dettaglio, considerando le ristrette dimensioni dell'area studio. Ove possibile, questi dati sono stati affinati sulla base di Carte Geologiche più dettagliate (Carta Geologica di San Giuliano di Puglia, R. Puglia, com. pers.; Carta Geologica di Colletorto, R. Nicolich, com. pers.). Si è così ottenuto un modello a sette corpi geologici e più un corpo di riferimento.

I corpi geologici sono:

- carbonates: piattaforma carbonatica Mesozoica-Triassica
- Plio-Pleistocene: sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici
- Faeto1: Falda di ricoprimento più a Ovest
- Faeto2: Falda di ricoprimento Centrale comprensiva dell'abitato di S.Giuliano di Puglia
- Faeto3: Falda di ricoprimento Orientale, fronte dell'Appennino
- clays: Marne argillose di Toppo Capuana
- melange: deposito di calcareniti organogene, conglomerati e sabbie

In tab. 6.1 vengono brevemente riassunti i parametri di densità considerati per definire i parametri fisici del modello. In questo nuovo modello le densità delle falde di ricoprimento non coincidono più con la densità del corpo di riferimento, e ciò implica che il campo modellato risenta maggiormente dell'effetto dei corpi superficiali. La densità del corpo di riferimento assunta pari a 2.1 g cm^{-3} , medesimo valore utilizzato per il calcolo delle correzioni Bouguer e topografica.

Bibliografia	Località	litotipi	Densità o peso volume
Deliverable D8	S.Giuliano (modello medio)	Argille marnose di Topo Capuana (0/300m)	21.2 [kN/mc]
		Flysch di Faeto (0/400m)	22 [kN/mc]
Deliverable D8	Bonefro (sondaggio S1)	Riporto (0-40 m)	1.8 g/cm ³
		Argilla limoso_marnosa (4 -8 m)	2.0 g/cm ³
		Formazione Tufillo (8-30 m)	2.0 g/cm ³
Attività di microzonazione sismica: relazione descrittiva (studio di geologia applicata)	Colletorto (dati medi relativi a 32 sondaggi geognostici con profondità di investigazione tra i 12 e i 30m)	Unità di substrato: L2B1s. Materiale lapideo intensamente tettonizzato, costituito da più litotipi stratificati con scarsa	tra 1,89 e 2.05 g/cm ³
		Unità di substrato: L4. Materiali coesivi sovraconsolidati	tra 1.92 e 2.01 g/cm ³
		Litotipi di copertura	tra 1.89 e 1.93 g/cm ³
Attività di microzonazione sismica (Colombo A.,2005):	Bonefro: Sondaggio 2	4.60-5.10m	1.99 g/cm ³
		12.0-12.5 m	2.01 g/cm ³
		18.0-18.5 m	2.01 g/cm ³
	Bonefro: Sondaggio 3	7.0-7.5 m	2.03 g/cm ³
		26.0-26.5 m	2.00 g/cm ³
	Bonefro: Sondaggio 4	4.10-4.60 m	1.95 g/cm ³
		15.00-15.5 m	1.99 g/cm ³
	Bonefro: Sondaggio 5	4.5-5.0 m	2.01 g/cm ³
		8.10-8.60 m	1.99 g/cm ³
		15.50-16.0 m	1.97 g/cm ³

Tabella 6.1 - Descrizione e parametri usati per le formazioni litologiche nella costruzione del modello gravimetrico a sette corpi.

Sempre attraverso un processo interattivo, sono stati modellati i margini sepolti dei due nuovi corpi inseriti, “clays” e “melange”, mantenendo come parametri di densità quelli definiti dalle indagini geotecniche. Nella modellazione di “Faeto1”, “Faeto2” e “Faeto3” le geometrie dei contatti profondi con i sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici sono stati mantenuti inalterati, mentre si è invece scelto di differenziare i valori di densità con un processo di inversione.

In fig. 6.8 viene riportato a titolo di esempi il modello a 7 corpi ottenuto per il piano 9, che attraversa l’abitato di S. Giuliano. La collocazione di questo piano si ricava dalla fig. 6.3. Le curve sperimentale e calcolata sono rappresentate rispettivamente in rosso e in nero, e come si può notare, presentano una buona correlazione specialmente nella parte centrale. Le linee che dividono i corpi “Faeto1”, “Faeto2” e “Faeto3” coincidono con i principali piani di sovrascorrimento rilevati nell’area e sono state tracciate considerando l’angolo d’immersione medio di 30° e la direzione caratteristica SW e WSW del margine esterno della carena Appenninica (Patacca e Scandone, 2004).

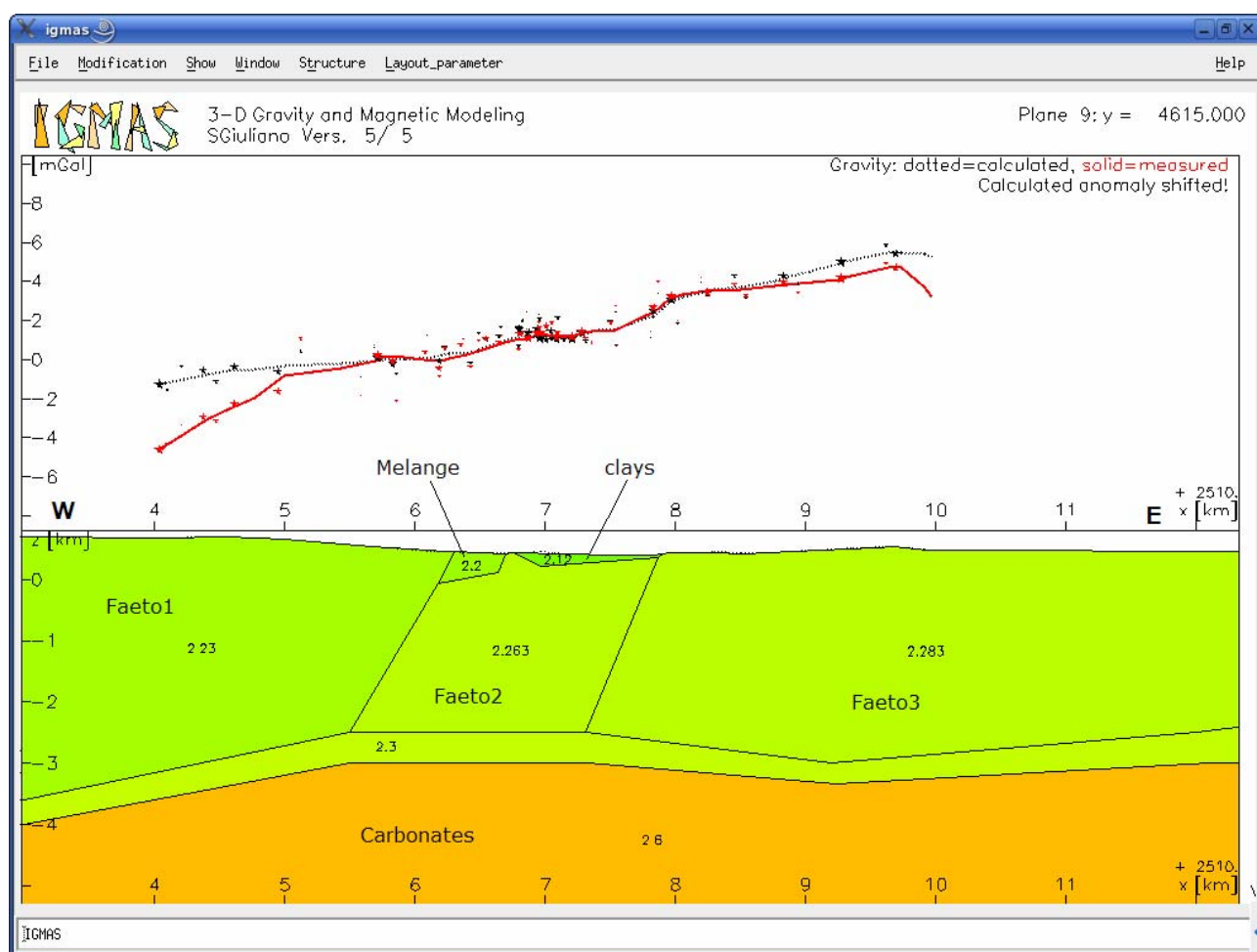


Figura 6.8 - Modello a 7 corpi del piano 9 ($y=4615.000$ km). Le due curve rappresentano il campo d'anomalia misurato (in rosso) e modellato (in nero). I nomi si riferiscono alla nomenclatura scelta per definire i singoli corpi nelle modellazione e sulla sezione di ogni corpo sono riportati i valori di densità in g cm^{-3} .

La differenza tra il campo modellato con 7 corpi e quello misurato hanno una deviazione standard di 1.13 mGal, fig. 6.9. Il coefficiente di correlazione tra i due campi é di 0.94.

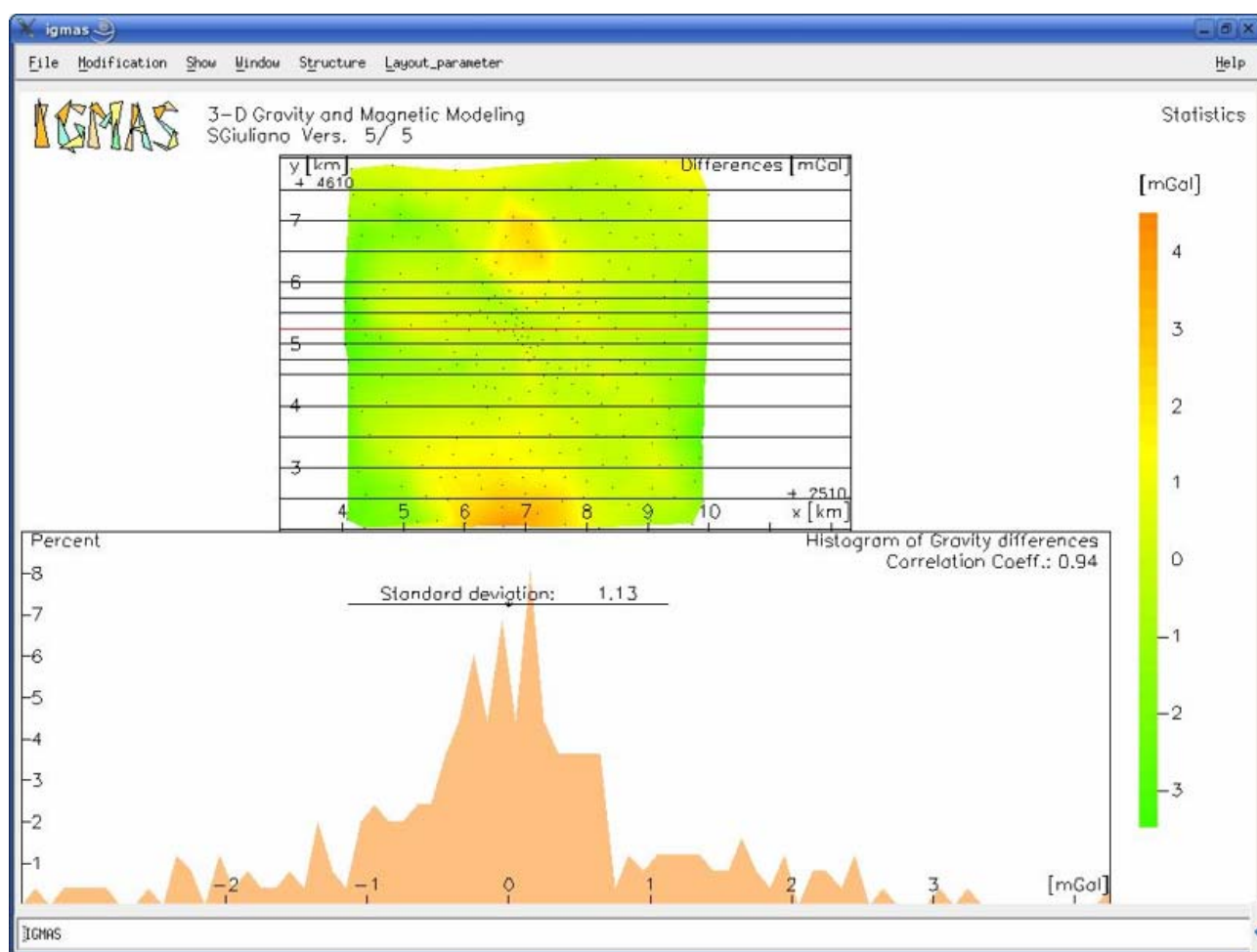


Figura 6.9 - Statistica effettuata sul modello a sette corpi. Dettagli come in Figura 6.6. La sezione evidenziata in rosso è rappresentata in Figura 6.3

Come si può notare dalla mappa dei residui (A.3), sono evidenti due aree di massimo, una più estesa a sud dell'abitato di San Giuliano di Puglia, l'altra più piccola a nord. Con l'obiettivo di giustificare tali anomalie sono stati inseriti due corpi chiamati "anomaly1" e "anomaly2". La loro geometria è stata definita considerando la geodinamica dell'area, mentre i valori di densità sono stati calcolati con un processo di inversione. Si è così giunti al modello finale definito dai seguenti 9 corpi:

- Faeto1 (densità= 2.217 g cm⁻³)
- Faeto2 (densità= 2.272 g cm⁻³)
- Faeto 3 (densità= 2.280 g cm⁻³)
- anomaly1 (densità=2.490 g cm⁻³)
- anomaly2 (densità=2.584 g cm⁻³)

- melange (densità=2.200 g cm⁻³)
- clays (densità=2.100 g cm⁻³)
- Pio-Pleistocene (densità=2.300 g cm⁻³)
- Carbonates (densità=2.600 g cm⁻³)

Il modello finale 3D a 9 corpi, che descrive la geometria complessiva dell'area studio, è stato definito su 18 piani da un totale di 763 vertici e 1761 triangolazioni. Utilizzando i 9 corpi, la deviazione standard della differenza fra il campo misurato e quello modellato è stata ridotta a un valore di 0.71 mGal, e l'indice di correlazione è salito a 0.97, fig. 6.11. Come si può notare confrontando tra loro le fig 6.8 e 6.11, i residui del modello a 9 corpi sono sensibilmente inferiori rispetto a quello a 9 corpi, si manifestano maggiormente lungo l'asse NW-SE, e in due zone ristrette ai bordi dell'area studio.

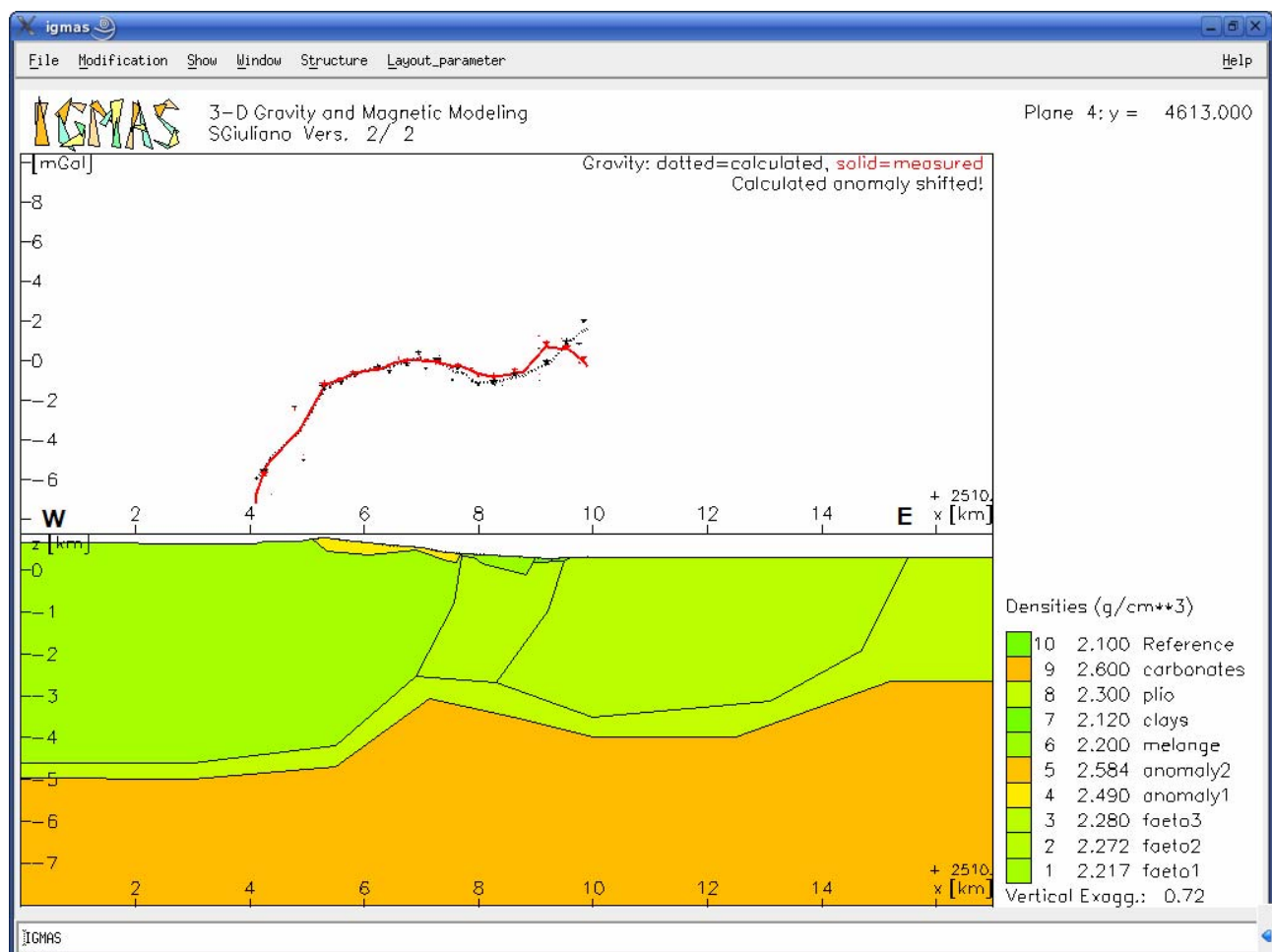


Figura 6.10 - Modello finale a 9 corpi del piano 4 ($y = 4613.000$ km). Altri dettagli come in Figura 6.8.

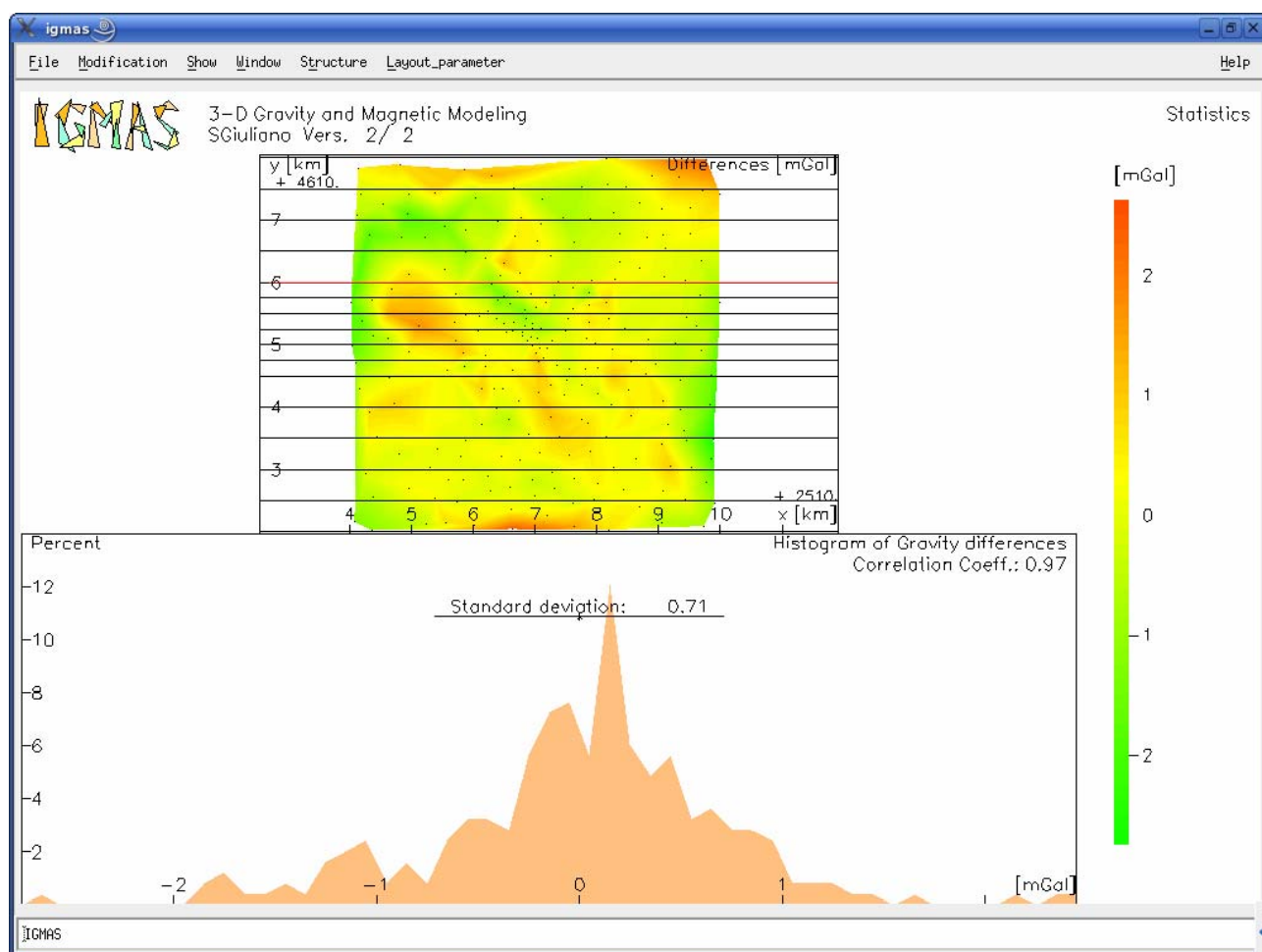


Figura 6.11 - Statistica effettuata sul modello a sette corpi. Dettagli come in Figura 6.6.

6.6 Accuratezza del modello

L'accuratezza del modello finale è stata valutata effettuando alcuni test sui corpi "clays", "melange" e "Faeto2", in quanto sono i corpi situati nell'area di maggior interesse per il progetto. Nella modellazione 3D i dati di densità utilizzati sono la media di un notevole numero di sondaggi geotecnici effettuati nell'area, pertanto sono accurati e stati assunti come vincoli.

Per quanto riguarda il corpo "clays", si è riscontrato che variazioni di densità di $\pm 0.1 \text{ g cm}^{-3}$ implicano variazioni di spessore di circa $\pm 10 \text{ m}$.

Per il corpo "melange", una variazione di densità di $+0.1 \text{ g cm}^{-3}$ implica un aumento di spessore notevole (in certe aree prossimo ai 200 m), mentre una variazione di densità di –

0.1 g cm^{-3} comporta riduzioni di spessore che anche se prossimi alla topografia non sono sufficienti a giustificare l'effetto di anomalia misurata.

Per il corpo "Faeto2", infine, si è visto che modificando la densità di $\pm 0.05 \text{ g cm}^{-3}$ gli spessori di entrambi i corpi superficiali possono variare di circa $\pm 100 \text{ m}$. Il valore di densità di questa formazione è stato definito sulla base di dati geotecnici, ma considerando la tettonica, l'estensione e soprattutto lo spessore può essere soggetto a diversificazioni interne al corpo. Per quantificare l'entità di queste variazioni sono stati definiti i parametri dei corpi modellati ("Faeto1", "Faeto2" e "Faeto3") attraverso un processo di inversione, tali differenze risultano essere dell'ordine di $\pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$.

Pertanto l'accuratezza della geometria del modello è proporzionale a tale variazione e per i corpi superficiali è dell'ordine di circa 60 m .

Tali risultati mettono in evidenza come anche piccole modificazioni del parametro di densità su corpi estesi influenzano l'anomalia, e come piccole modifiche del valore di densità di corpi molto superficiali implicino delle forti differenze sul risultato della modellazione.

6.7 Considerazioni finali sulla modellistica gravimetrica 3D

Il processo interattivo di interpretazione ha permesso di definire, attraverso un modello gravimetrico 3D, le geometrie e i parametri di densità, inizialmente desunti dalla letteratura, di nove corpi geologici e uno di riferimento. La struttura 3D è stata definita su 18 piani paralleli che tagliano l'area in esame con andamento E-W.

Gli elementi che definiscono il modello finale sono riassunti in tab. 6.2.

piani modellati	18
corpi modellati	9
Vertici	763
numero delle triangolazioni	1761
	densità
Faeto1	2.217
Faeto2	2.272
Faeto 3	2.280
anomaly1	2.490
anomaly2	2.584
Melange	2.200
Clays	2.100
Plio-Pleistocene	2.300
Carbonates	2.600
corpo di riferimento	2.100

Tabella 6.2 – Dati riassuntivi del modello finale.

Il campo modellato e quello misurato mostrano un coefficiente di correlazione pari a 0.97. La loro differenza è caratterizzata da massimi e minimi a basse lunghezze d'onda, attribuibili a variazioni di densità superficiali dovute molto probabilmente ai corpi "Faeto1", "Faeto2" e "Faeto3", formazioni che sono molto variabili, e che sono state rappresentate in modo semplificato ai fini della modellazione come omogenee. Un'ulteriore ipotesi che giustifica tali variazioni potrebbe essere la presenza di piccoli bacini di deposito superficiali, non riportati nella Carta Geologica del Molise per le loro ridotte dimensioni o la variazione, su scala non estesa, della profondità della superficie che delimita il tetto della formazione carbonatica. Questo tipo di dettaglio può essere risolto solo attraverso altre indagini.

L'analisi dell'andamento di alcune superfici di discontinuità tra i corpi modellati permette di comprendere più facilmente l'assetto della geometria finale. Come già visto in fig. 6.5 il tetto del corpo definito "Plio" (copertura terrigena del Plio-Pleistocene), varia tra quota -1.500 km s.l.m. nell'area NE e -4.700 km s.l.m. nella zona SW. Al di sopra di tale

superficie si trovano le falde di ricoprimento scomposte, secondo i due sovrascorrimenti principali, nei tre corpi definiti “Faeto1”, “Faeto2” e “Faeto3”.

In fig. 6.12 vengono riportate, sulla Carta Geologica, le superfici delle due principali faglie, che immergono a SW con un andamento sub-parallelo tra di esse fino a una profondità di –4.600 km s.l.m.

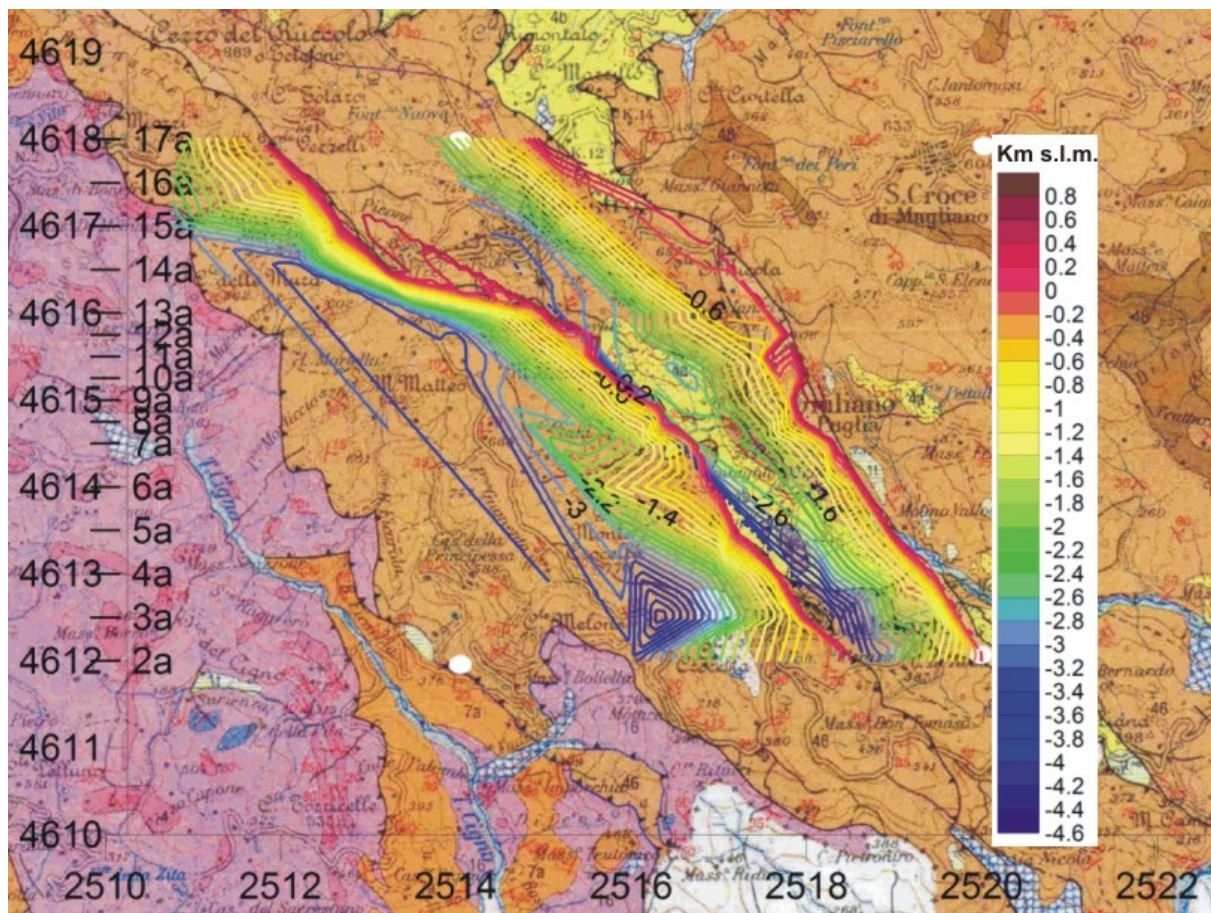


Figura 6.12 - Andamento dei piani di faglia che, nella modellazione, suddividono il corpo chiamato Faeto nelle tre falde di ricoprimento definite Faeto1, Faeto2 e Faeto3

Al tetto del corpo definito “Faeto2” poggiano le argille definite “clays”, la cui base sepolta, risultato della modellazione, presenta dei valori minimi di –0.380 km s.l.m. nell’area a NE dell’abitato di Colletorto e dei valori medi di 0.300 km s.l.m. poco a SE dell’abitato di S. Giuliano di Puglia, fig. 6.13). Tali valori sono in accordo sia con i dati di tomografie elettriche che individuano una possibile base delle argille a circa 300 m di profondità, considerando una quota topografica media di 500 m s.l.m., sia con i risultati provenienti dalle interpretazione degli *aftershocks* (Silvestri et al. 2004).

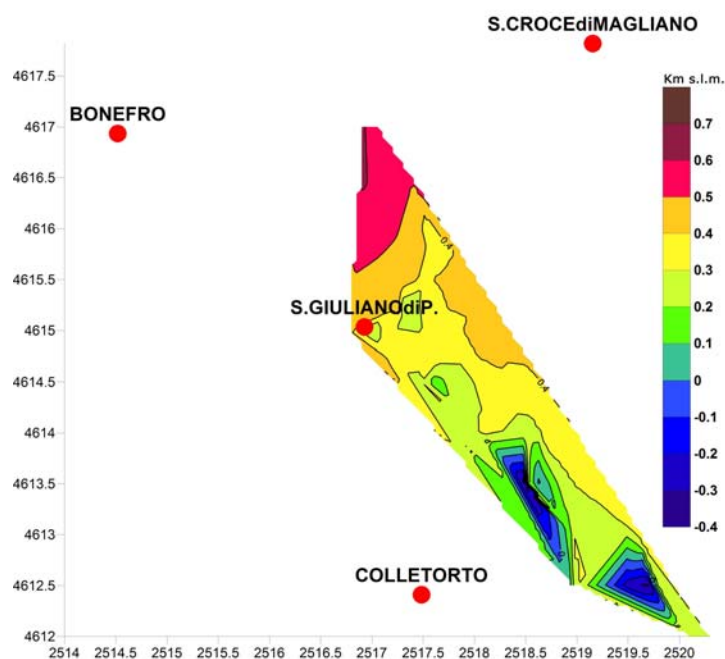


Figura 6.13 - Andamento della base delle argille ("clays"). Sono indicate le quote in km s.l.m. I punti e i nomi indicano le località.

Allo stesso modo il corpo definito "melange" ricopre quello definito "Faeto2". L'andamento della sua superficie inferiore è mostrato in fig. 6.14. Essa è caratterizzata da una quota media di circa 0.300 km s.l.m. con quote massime di 0.650 km s.l.m. nell'area NW di S. Giuliano, di Puglia corrispondenti agli spessori minimi, e quote minime di -0.400 km s.l.m. a SE.

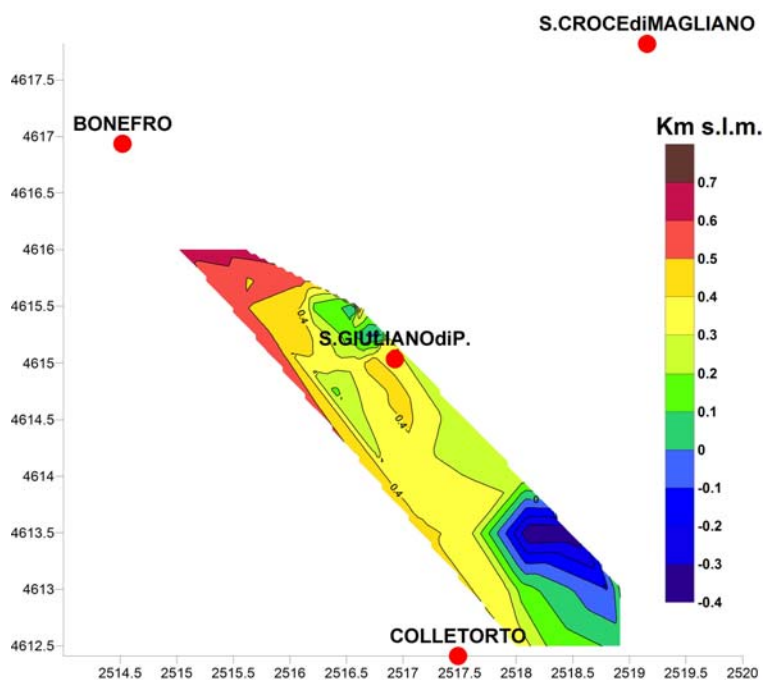


Figura 6.14 - Andamento della base del corpo definito "melange". Dettagli come in Figura 6.13.

Il modello finale presenta un massimo locale del campo modellato non giustificabile variando unicamente la geometria profonda dei corpi “melange” e “clays” (ad esempio, si vedano in proposito le sezioni 10, 11 e 12 in Appendice 2). Tale residuo, potrebbe tuttavia essere riprodotto variando la geometria superficiale dei corpi, che è stata interamente desunta dalla Carta Geologica 1:100.000 ed ha costituito un forte vincolo per questo modello. In questo senso, sarebbe necessario per il futuro verificare nell’area l’estensione affiorante dei corpi “melange” e “clays” con un rilievo geologico di maggior dettaglio.

I corpi definiti “anomaly1” e “anomaly2” sono stati inseriti nel modello, durante l’ultimo passo del processo di inversione, per giustificare i residui massimi. Essi sono caratterizzati da geometrie che in pianta riflettono la forma dei residui.

La fig. 6.15 rappresenta l’andamento del loro margine inferiore.

Il corpo “anomaly1”, posto a S, ha una forma piuttosto regolare e spessore mediamente ridotto. La quota media del corpo è di 0.270 km s.l.m. e una profondità minima di –0.390 km s.l.m.. Il corpo “anomaly2” presenta dimensioni minori in pianta, ma raggiunge profondità dell’ordine di –2.000 km s.l.m. e una quota media di –0.300 km s.l.m.

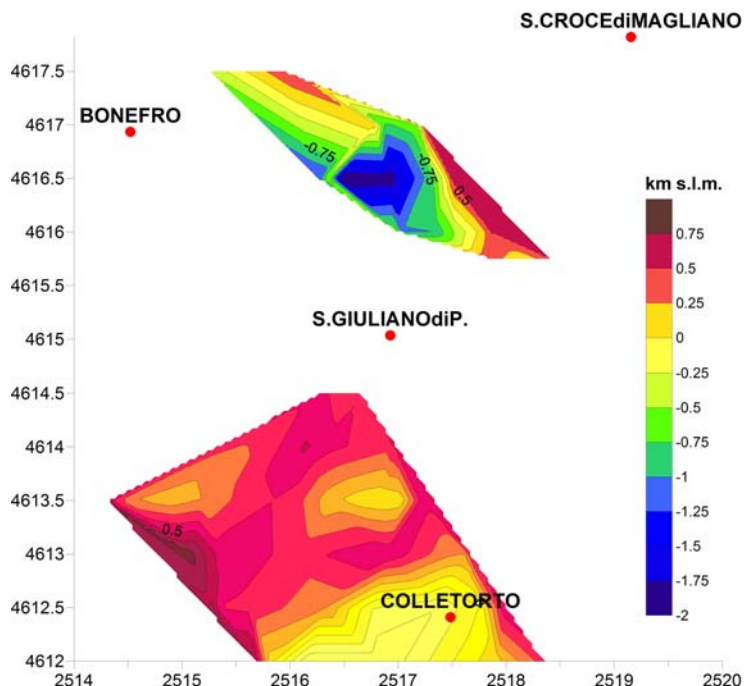


Figura 6.15 – Andamento dei margini inferiori dei corpi “anomaly1” (più a S) e “anomaly2” (più a N). Altri dettagli come in Figura 6.13.

7. CONCLUSIONI

Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area, centrata sull'abitato di San Giuliano di Puglia, di circa 36 km² avente come estremi le seguenti coordinate chilometriche Gauss-Boaga: longitudine dal km 2514.000 al km 2520.000 e, in latitudine, dal km 4612.000 al km 4618.000.

In totale, sono state effettuate misure in 248 punti sperimentali riferiti, come "datum" gravimetrico, all'eccentrico della stazione assoluta di Troia (Fg); la mappa delle anomalie di Bouguer è stata ottenuta applicando le correzioni classiche (Faye, Bouguer, considerando il termine di Bullard, e topografica, calcolata fino a 25 km) con una densità di 2.1 g cm⁻³ desunto con il metodo di Nettleton, tale valore è risultato in accordo con i risultati ottenuti nelle prove di laboratorio su campioni. L'errore attribuibile alle anomalie così calcolate è risultato essere di ± 0.051 mGal.

La mappa delle anomalie di Bouguer e quelle prodotte nell'ambito del processo di separazione regionale-residua, utilizzando varie tecniche quali la residuazione polinomiale, il filtraggio, il prolungamento analitico verso l'alto, i gradienti verticale e orizzontale e i terrazzamenti, hanno permesso di delineare un quadro geologico-strutturale caratterizzato dall'estrema eterogeneità, in termini geometrici, spaziali e di densità, delle formazioni presenti nell'area.

La mappa dei residui, ottenuta approssimando il campo regionale con un polinomio del 1°, è stata modellata in 3D con il programma di modellazione interattiva IGMAS (Interactive Gravity and Magnetic Application System).

L'effetto gravimetrico più evidente è rappresentato da una componente regionale, rispetto alla scala del problema, con trend SW-NE, la cui origine è stata ricercata e correlata con un possibile modello dell'andamento dei sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici sovrastanti la piattaforma carbonatica dell'avampaese apulo. Il tetto della copertura terrigena Plio-Pleistocenica, ovvero il letto della formazione del Faeto, così modellato presenta valori che variano da -1.500 km s.l.m. di quota nel settore NE a -4.700 km s.l.m di quota nella zona SW.

La componente residua è stata modellata considerando il contributo delle masse sovrastanti la piattaforma Apula. La formazione del Faeto è stata scomposta, secondo i principali piani di sovrascorrimento, in tre falde ("Faeto1", "Faeto2" e "Faeto3") e, inoltre, sono stati definiti due corpi superficiali di deposito che interessano l'area di S. Giuliano di Puglia.

Il primo, posto al tetto del corpo definito “Faeto2”, è rappresentato dalle marne argillose di Toppo Capuana (clays), la cui base sepolta, modellata, presenta dei valori minimi di – 0.380 km s.l.m. nell’area a NE dell’abitato di Colletorto e dei valori medi di 0.300 km s.l.m. poco a SE dell’abitato di S. Giuliano di Puglia.

Il secondo, sempre posto al tetto del “Faeto2”, è rappresentato da depositi di calcareniti organogene, conglomerati e sabbie (melange), è caratterizzato da una superficie inferiore minima di –0.400 km s.l.m. a SE e da valori medi di quota di 0.300 km s.l.m.

Da test effettuati sul modello si è stimato che l’ordine d’errore possibile nel definire le profondità dei corpi “melange” e “clays” è di circa 60 m.

Per giustificare due “massimi” locali, ubicati l’uno a nella zona di Colletorto e l’altro tra Bonefro e Santa Croce di Magliano, sono stati inseriti i due corpi rispettivamente “anomaly1”, quota media 0.270 km s.l.m. e minima – 0.390 km s.l.m., e “anomaly2”, quota media –0.300 km s.l.m. e minima –2.000 km s.l.m.

Il modello finale presenta un coefficiente di correlazione di 0.97 e una deviazione standard di 0.71 mGal, per migliorare e affinare il modello finale sarebbe auspicabile l’integrazione dei dati gravimetrici con quelli derivanti anche da altre metodologie geofisiche, sismica in particolare, la cui futura pianificazione potrà essere guidata dai risultati ottenuti da questo rilievo.

Inoltre, sarebbe necessario verificare nell’area l’estensione affiorante dei corpi “melange” e “clays” con un rilievo geologico di maggior dettaglio al fine di accertare la presenza dei “massimi” locali non giustificabili con la sola variazione della profondità di questi due corpi.

Il presente lavoro ha permesso di definire, pur con alcune incertezze residue la morfologia e i parametri di densità dei principali corpi geologici dell’area e ha, pertanto, fornito una migliore definizione e un ulteriore contributo per la comprensione degli aspetti geologico-strutturali della zona.

Per concludere, viene dimostrata l’efficacia del metodo gravimetrico, quale metodo di prospezione economico, rapido e non invasivo per integrare studi finalizzati alla valutazione delle caratteristiche dell’ amplificazione sismica.

Bibliografia

- Banerjee B., Das Gupta S.P., 1977, "*Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped*", Geophysics, vol. 42, n°5, pp. 1053-1055
- Colombo A., 2005. "*Relazione geotecnica per l'attività di microzonazione sismica nel comune di Bonefro*".
- Cordell L., McCafferty A.E., 1989, "*A terracing operator for physical property mapping with potential field data*", Geophysics, vol. 54, n°5, pp. 621-634
- Dampney C.N.G. 1969, "*The equivalent source technique*", Geophysics, vol. 34, n°1, pp. 39-53
- Fazoli D., 2005. "*Comune di Colletorto (CB). Attività di microzonazione sismica: relazione descrittiva*" (studio di geologia applicata).
- Götze H. J., 1984. "*Über den Einsatz interactive Computer graphic im Rahmen 3-dimensionalen Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik*", Habil. Thesis Univ. of Clausthal
- Götze H.J., Lahmeyer B., 1988, "*Application of three-dimensional interactive modelling in gravity and magnetics*", Geophysics, vol. 53, n°8, pp. 1096-1108
- LaCoste-Romberg: "*G&D Instruction manual*"
- Morelli C., 1968, "*Gravimetria*". Del Bianco, Udine,
- Nettleton L.L., 1976, "*Gravity and magnetics for oil prospecting*". McGraw Hill, New York
- Patacca E., Scandone P., 2004. "*The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): identification and characterization of the causative fault*", Journal of Seismology, n° 8: pp 259-273.
- Sazhina C., Grushinsky N., 1971, "*Gravity prospecting*". Mir Publishers, Moscow
- Schmidt S., Götze H.J., 1998, "*Interactive visualization and modification of 3D models using GIS function*", Physics and Chemistry of the Earth, vol. 23, n° 8, pp289-295
- Silvestri F., D'Onfrio A., Guerricchi A., Lanzo G., Pagliaroli A., Puglia R., Santucci de Magistris F., Sica S., Eva C., Ferretti G., Di Capua G., 2004. "*Modelli Geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano. Deliverable D8-Molise-Task3*". Progetto S3-Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico. (responsabili Pacor F. e Muciarelli M.)
- Tamura Y., 1987, "*A harmonic development of the tide-generating potential*", Bull. d'Inform. Marr. Terr., P.Melchior (ed.), Brussels, 99, 6813-6855,
- Torge W., 1969, "*Gravimetry*". De Gruyter, Berlin



Xia J., Sprowl D.R., Adkins-Heljeson D., 1993, "*Correction of topographic distortions in potential data: a fast and accurate approach*", *Geophysics*, vol. 58, n°4, pp. 515-523

Vezzani L., Ghisetti F. e Festa A., 2004. *Carta Geologica del Molise*.

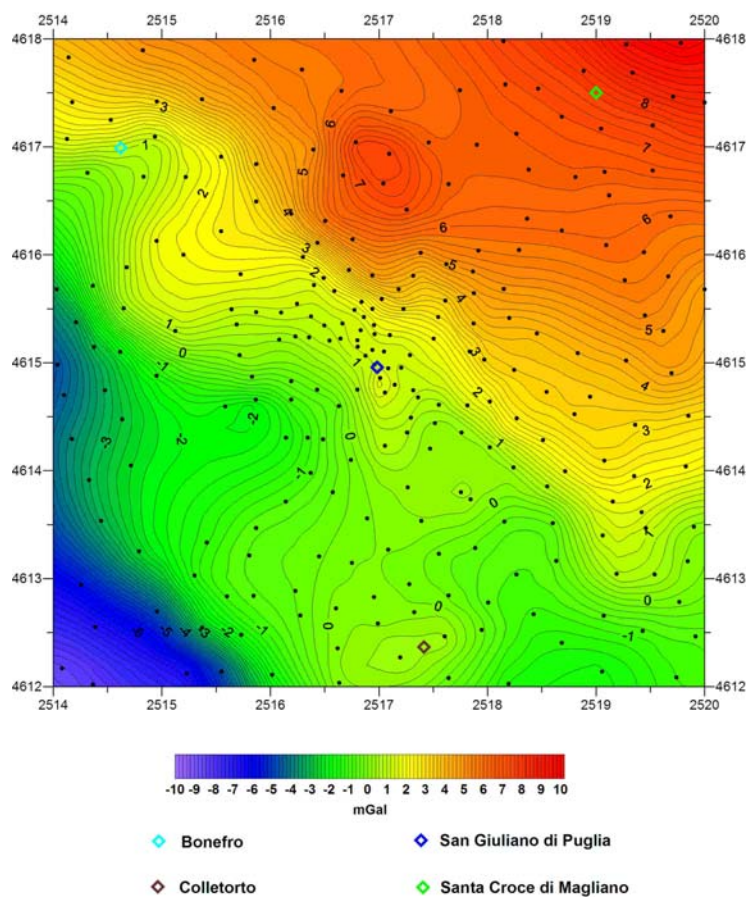
Progetto S3

Rilievo gravimetrico di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (CB)

Allegato A

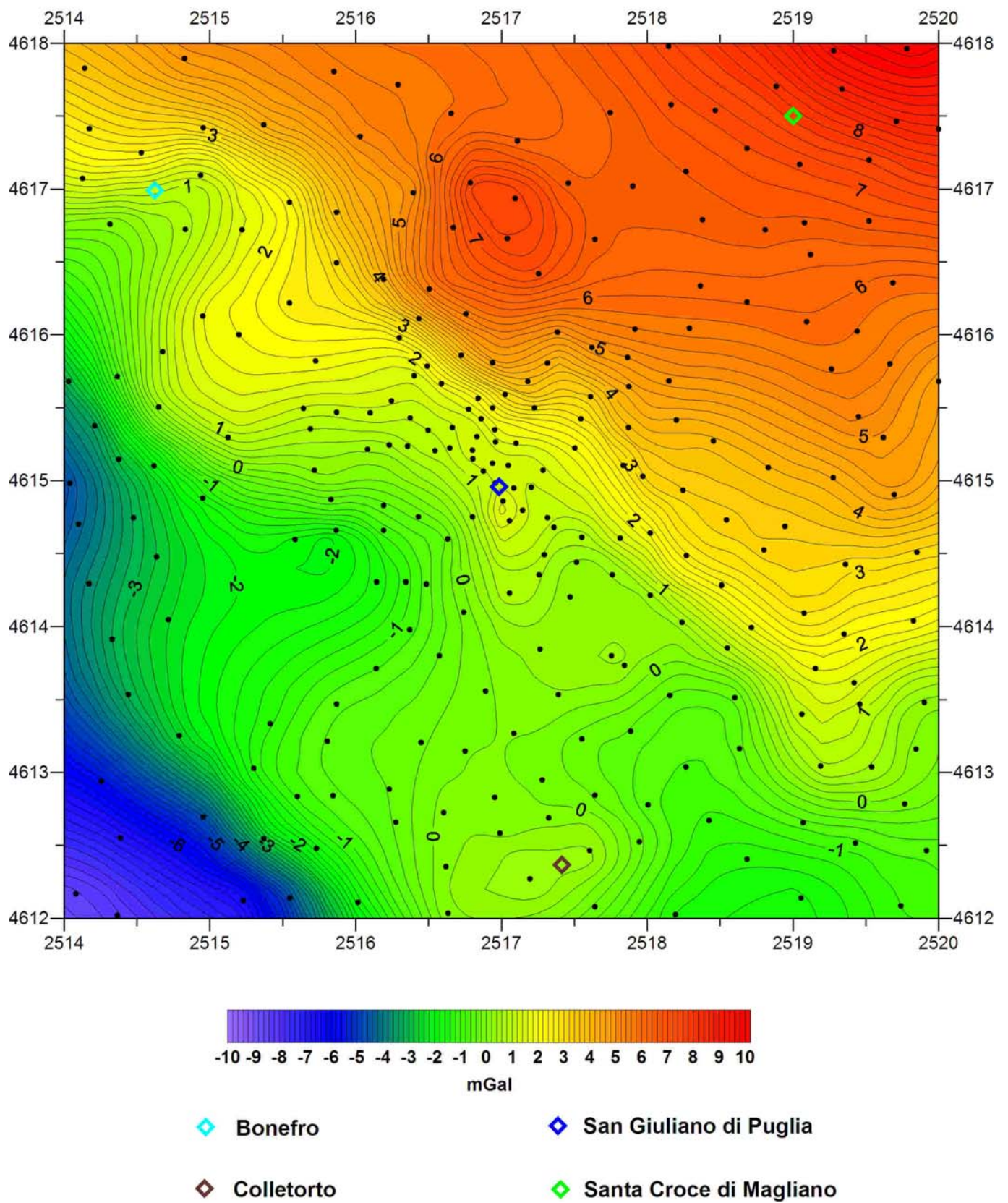
Mappe gravimetriche

A1: mappa delle anomalie di Bouguer

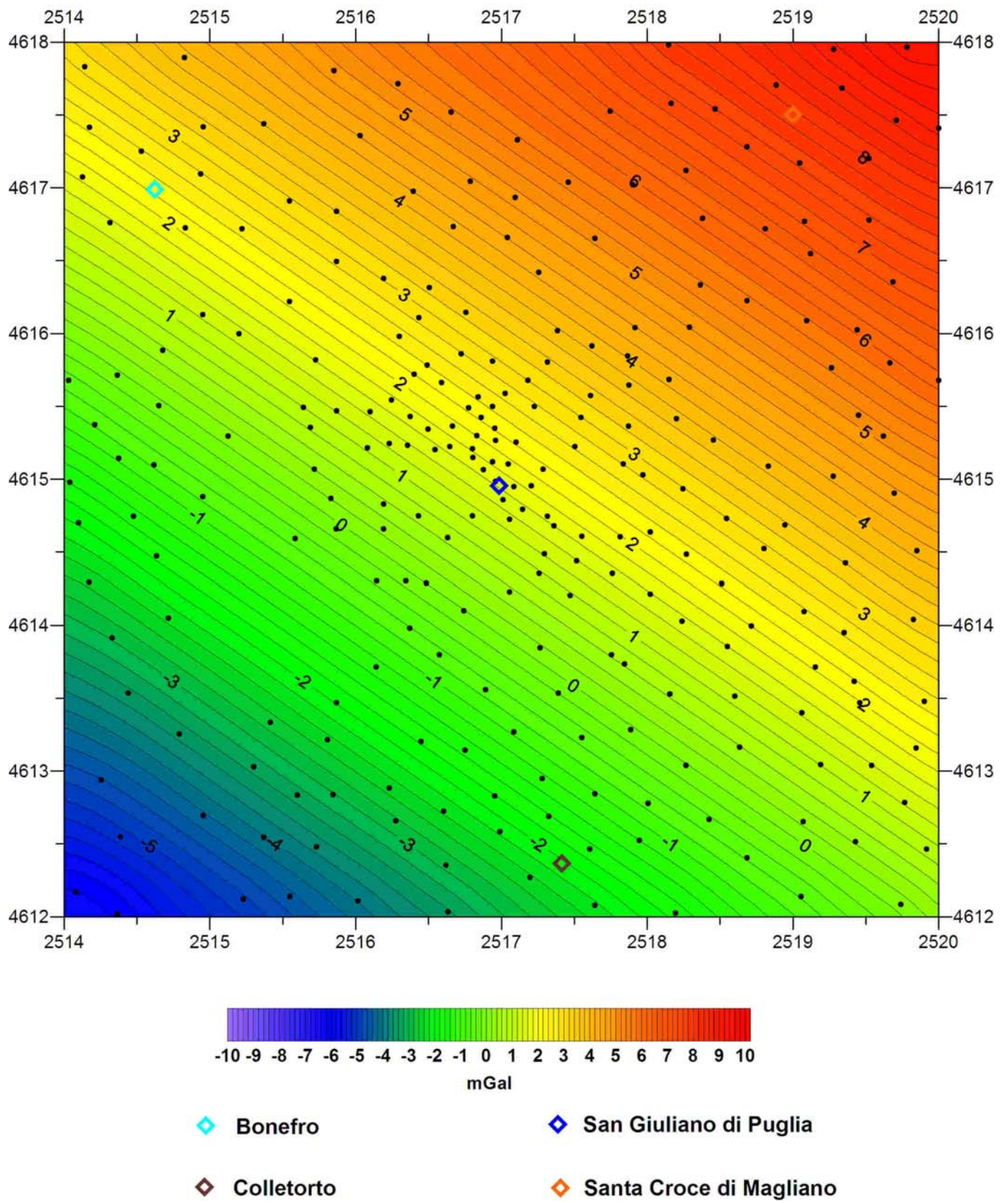


ALLEGATO al rapporto n. 2006/92-CRS 24 d.d. 30/10/2006

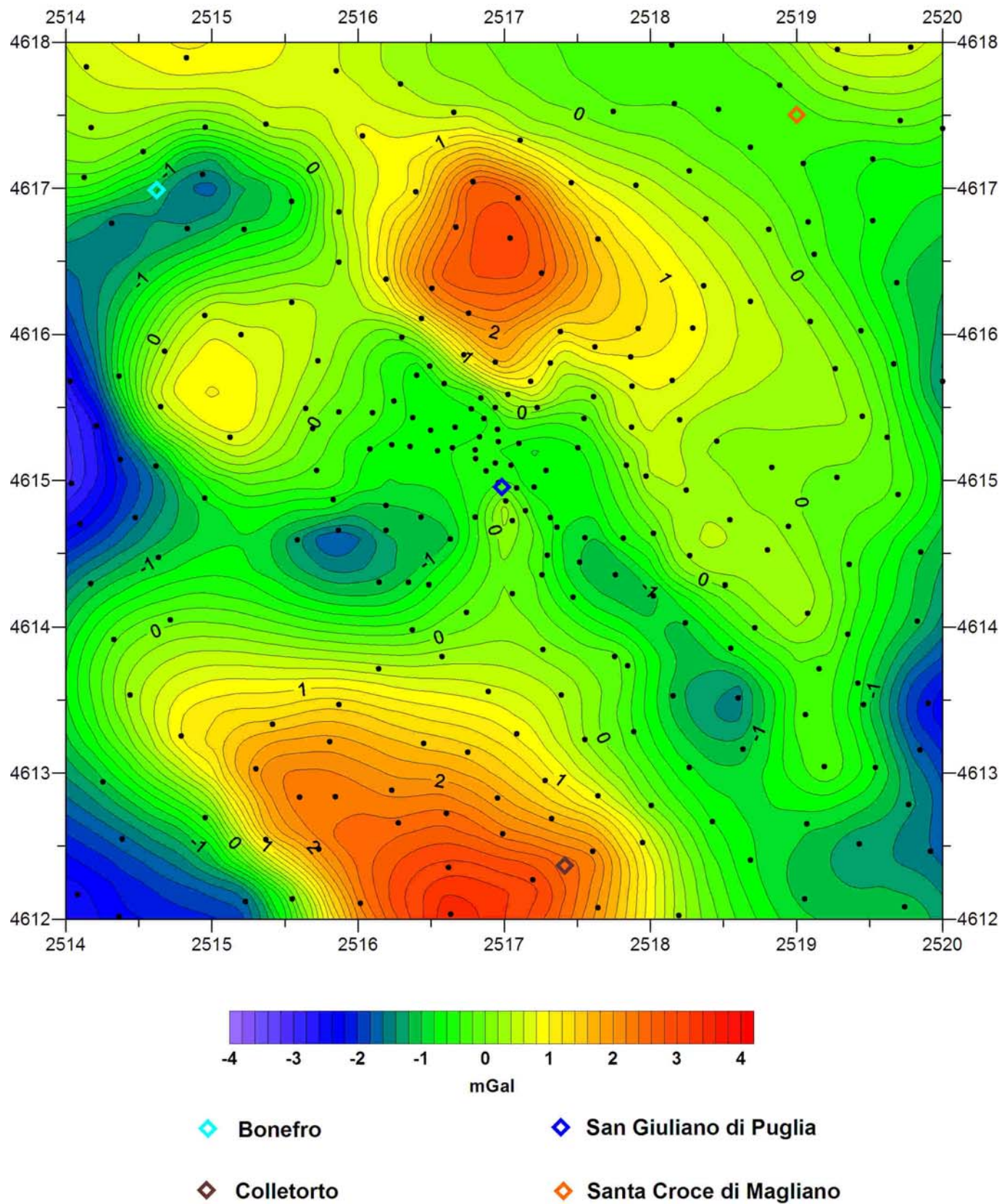
A1: mappa delle anomalie di Bouguer



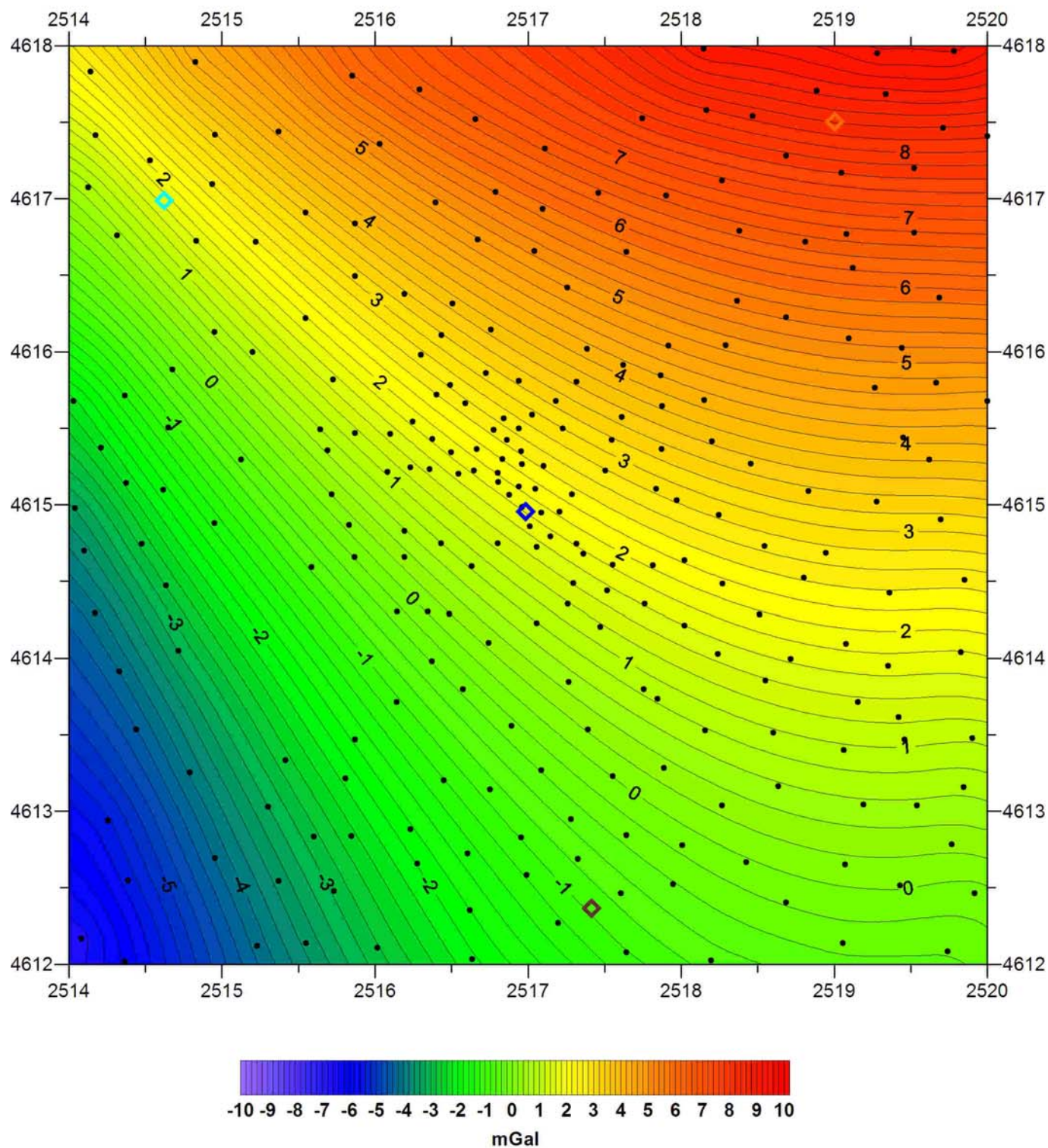
A2: campo regionale (pol. I°)



A3: anomalia residua (pol. 1°)

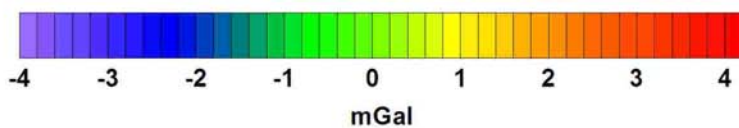
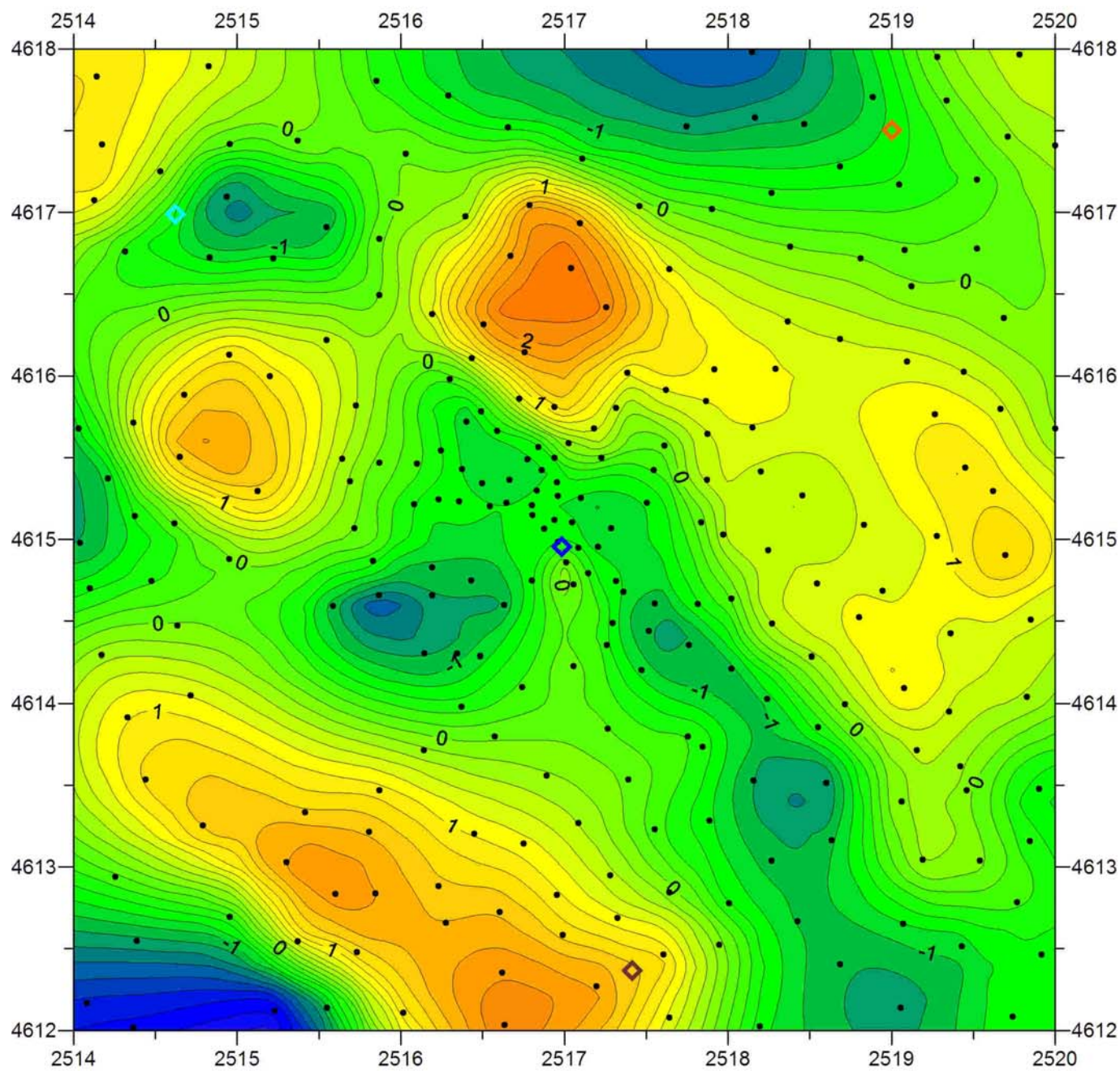


A4: campo regionale (pol. II°)



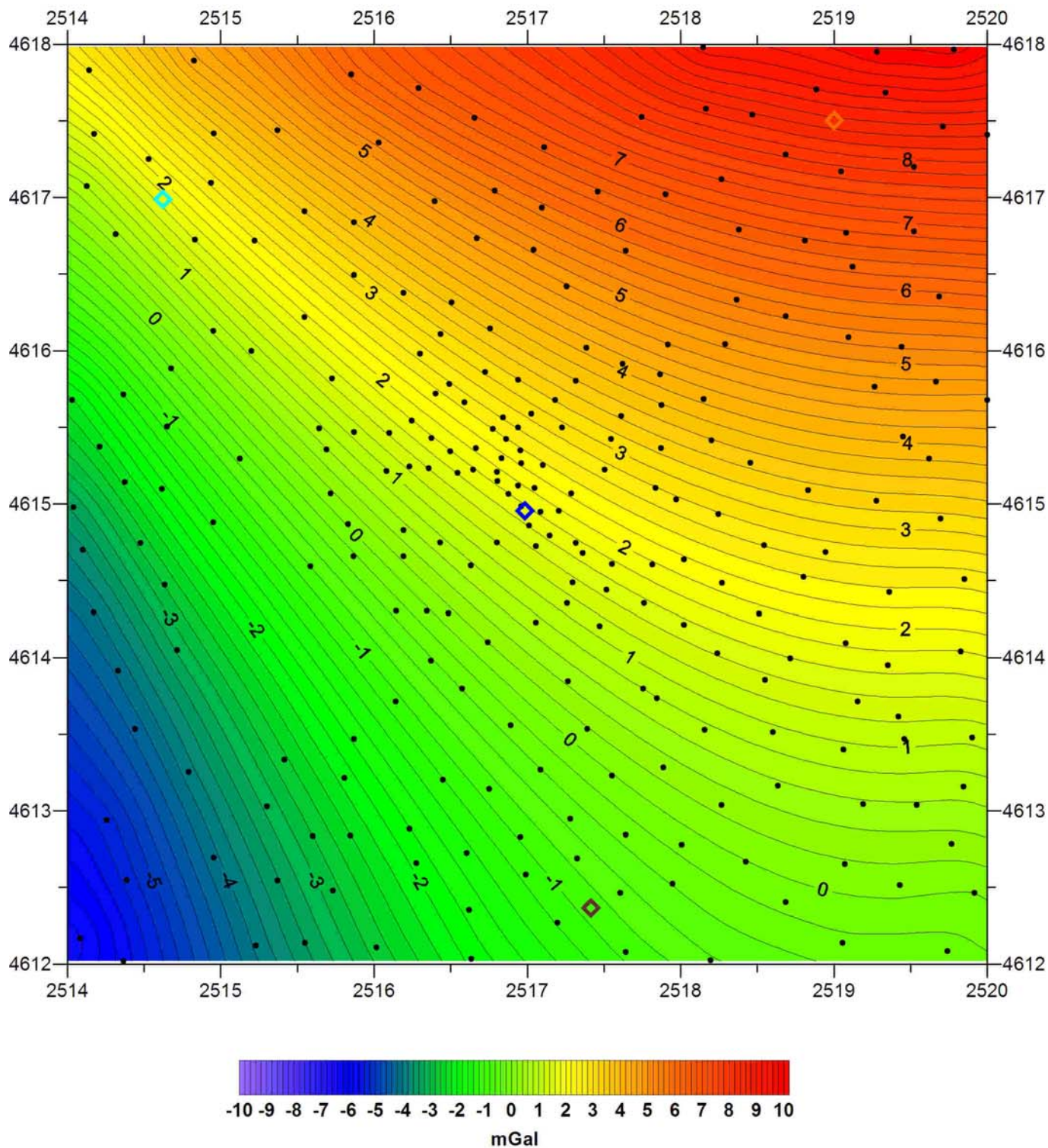
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A5: anomalia residua (pol. II°)



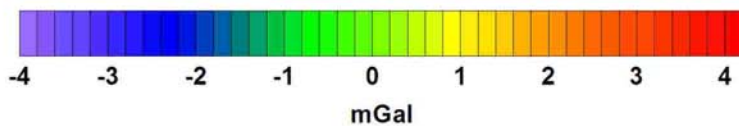
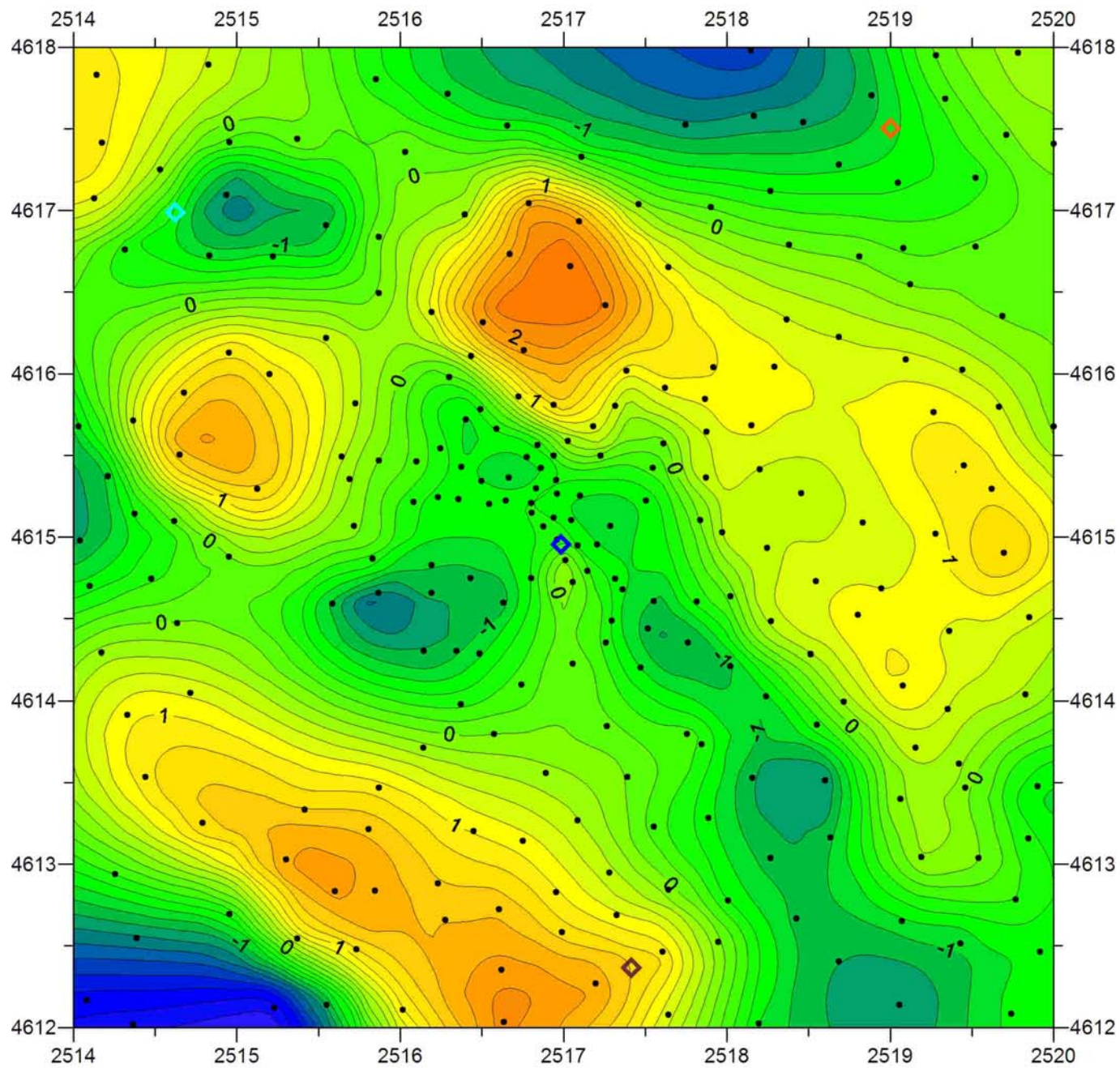
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A6: campo regionale (pol. III°)



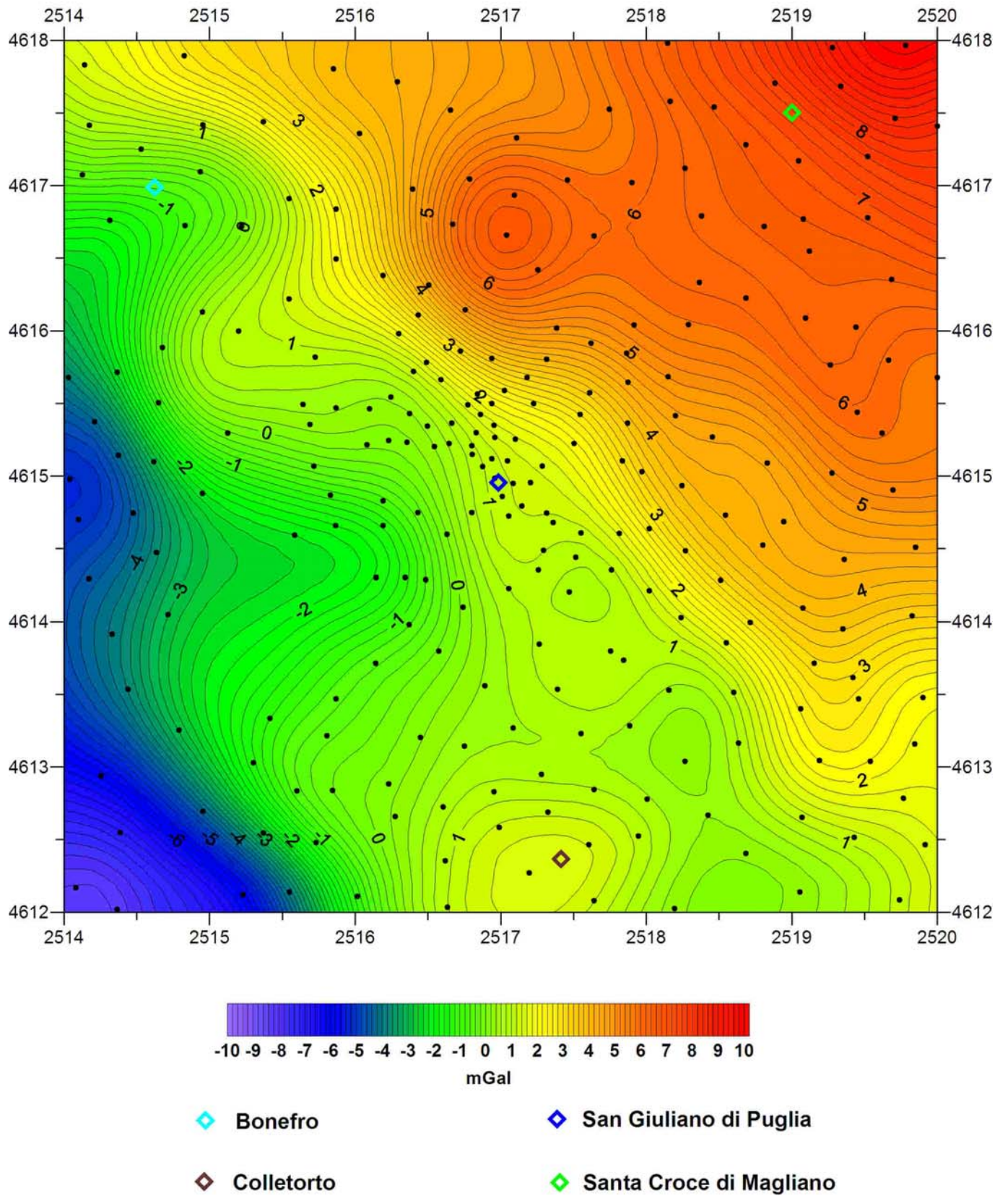
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A7: anomalia residua (pol. III°)

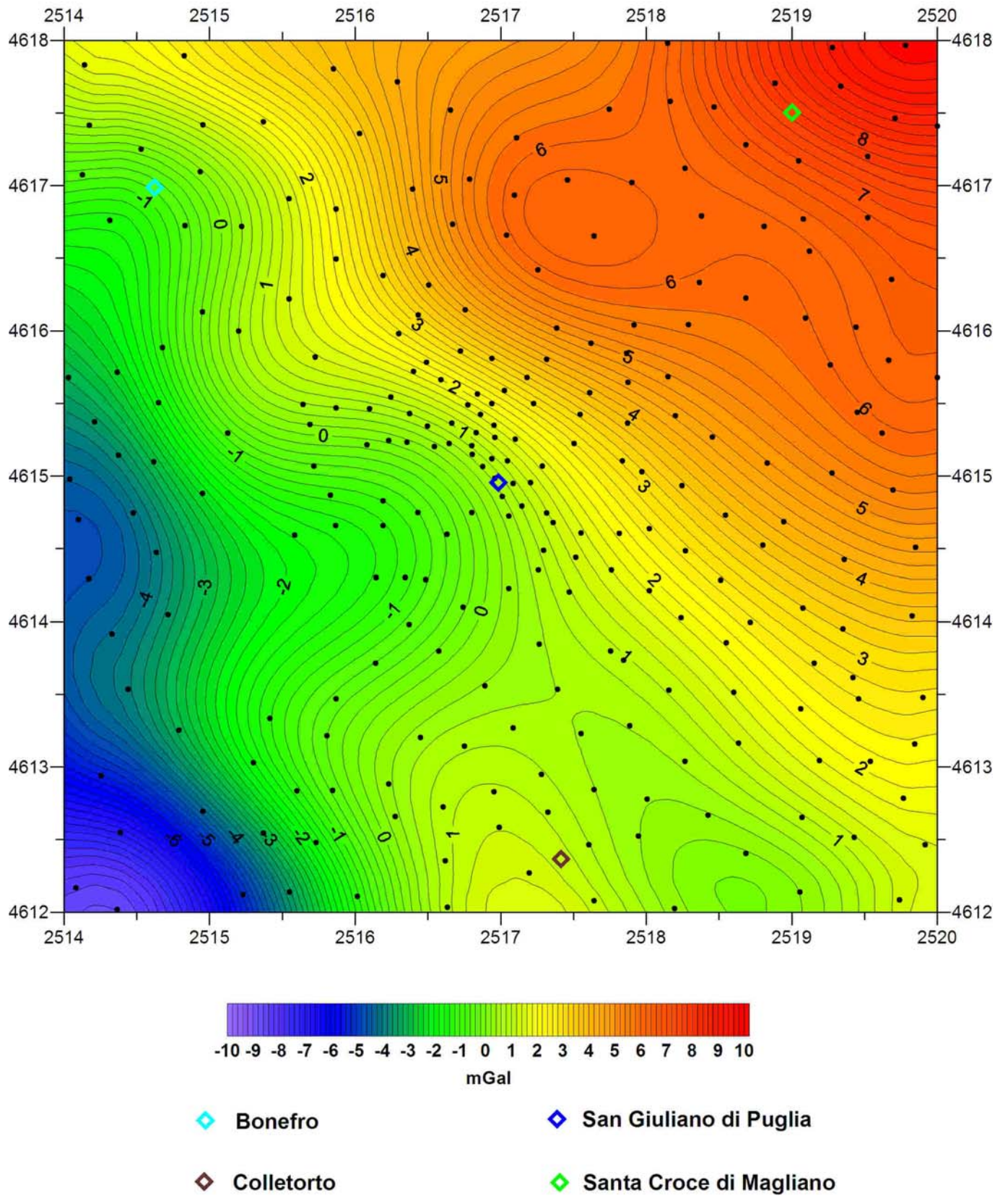


- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

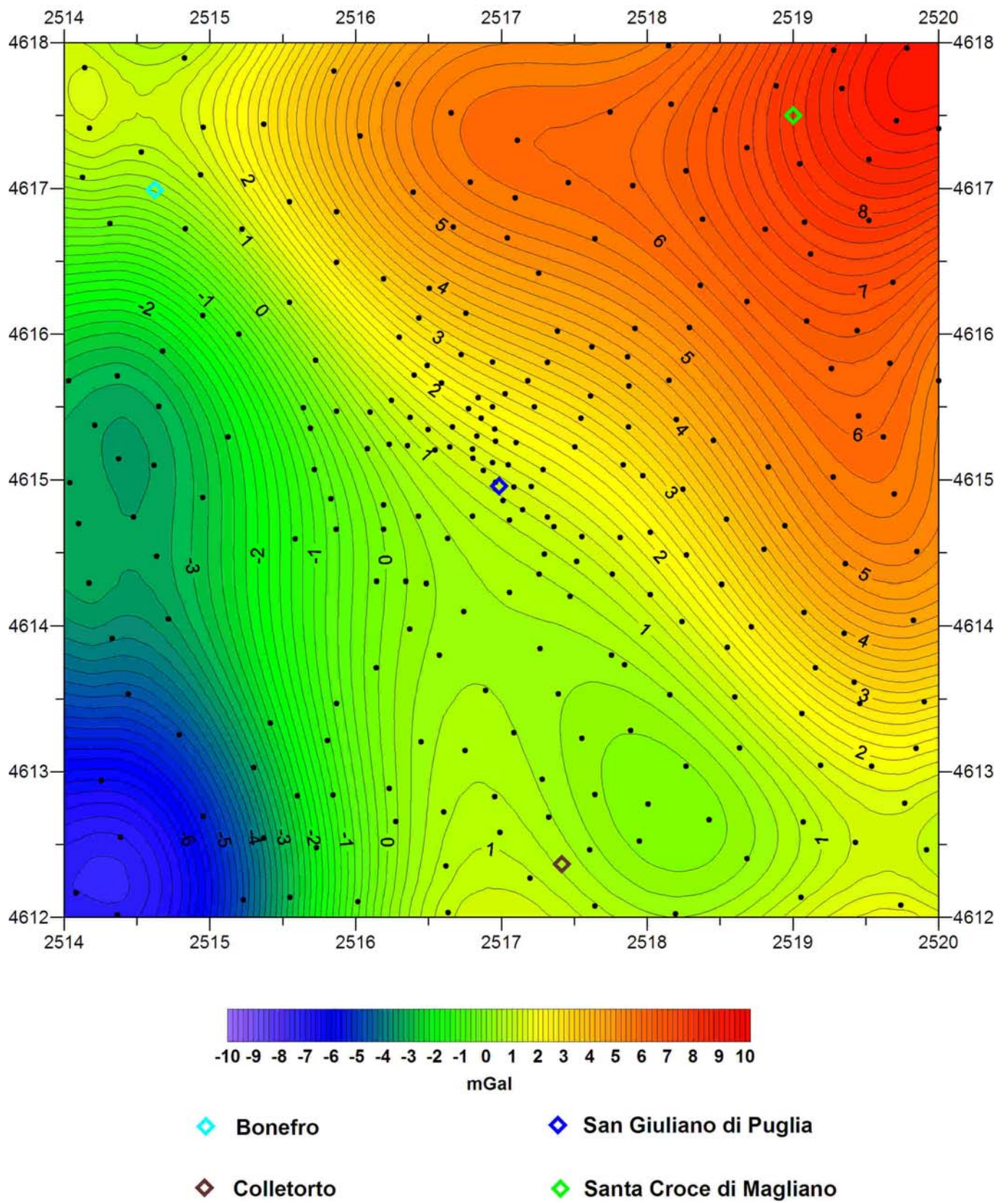
A8: anomalia filtrata con $\lambda > 1.000$ km



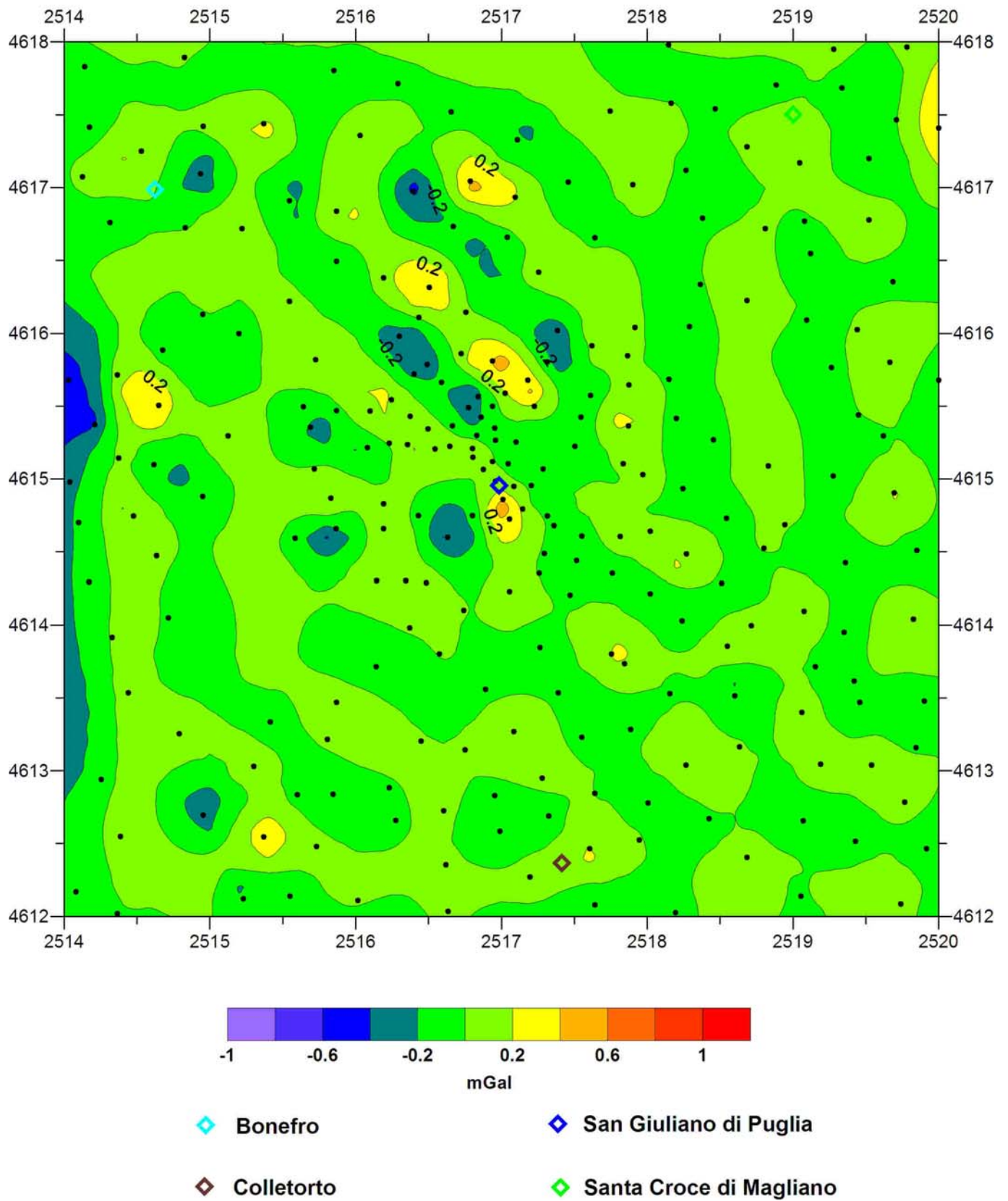
A9: anomalia filtrata con $\lambda > 2.000$ km



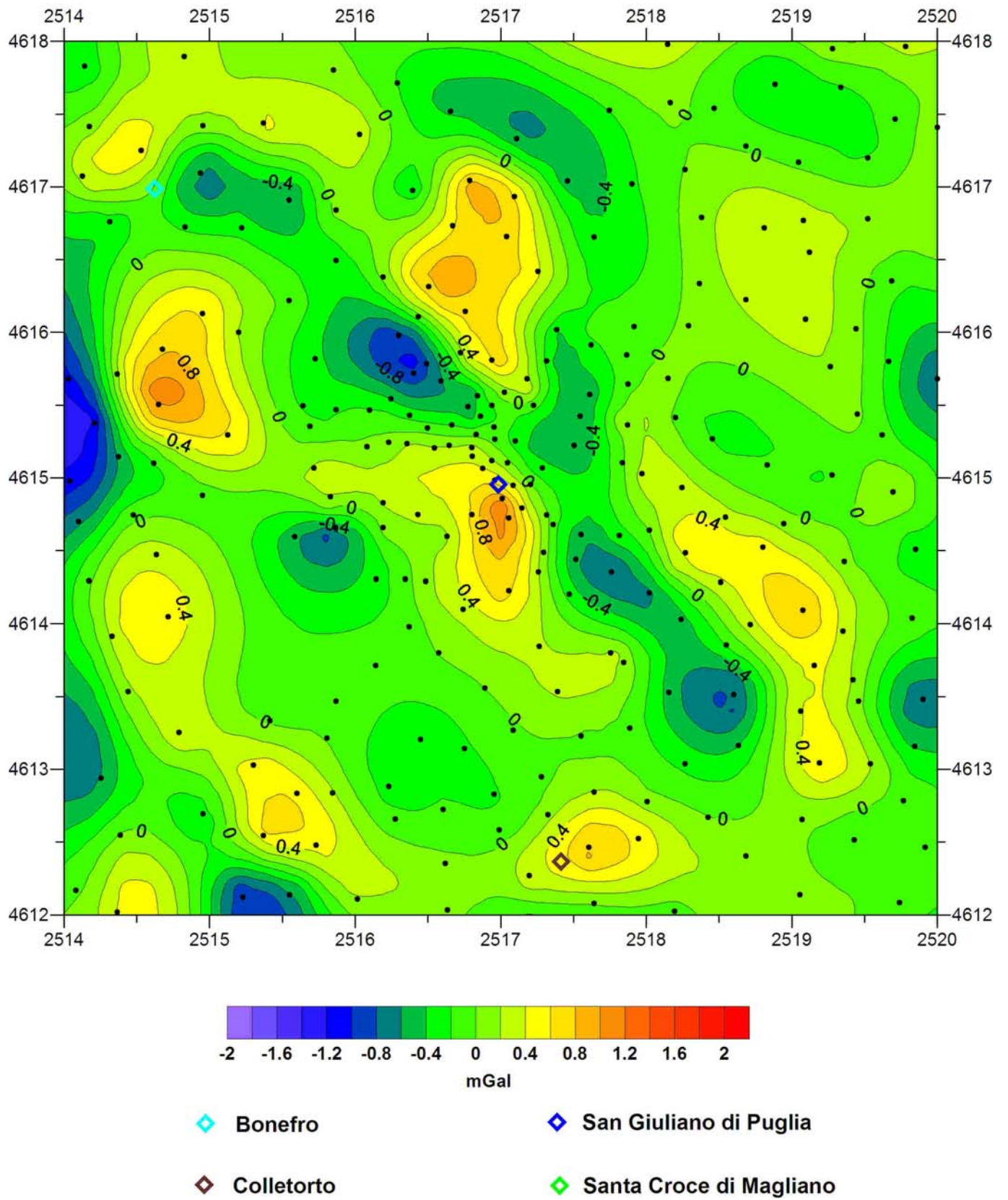
A10: anomalia filtrata con $\lambda > 3.000$ km



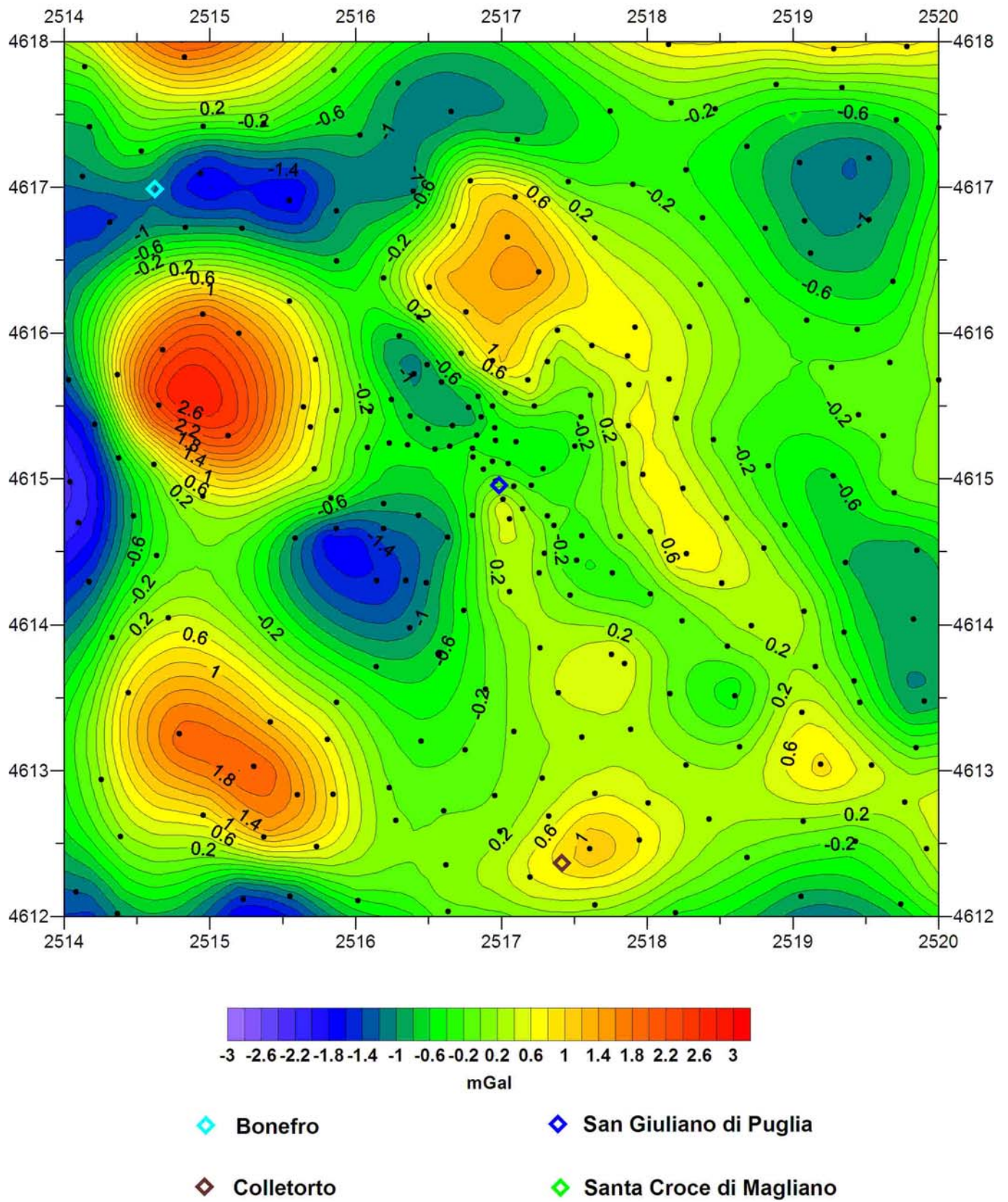
A11: anomalia filtrata con $\lambda < 1.000$ km



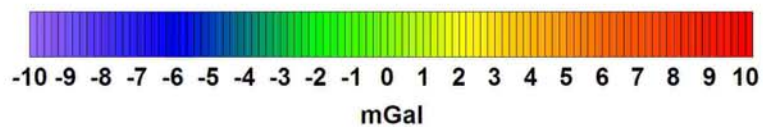
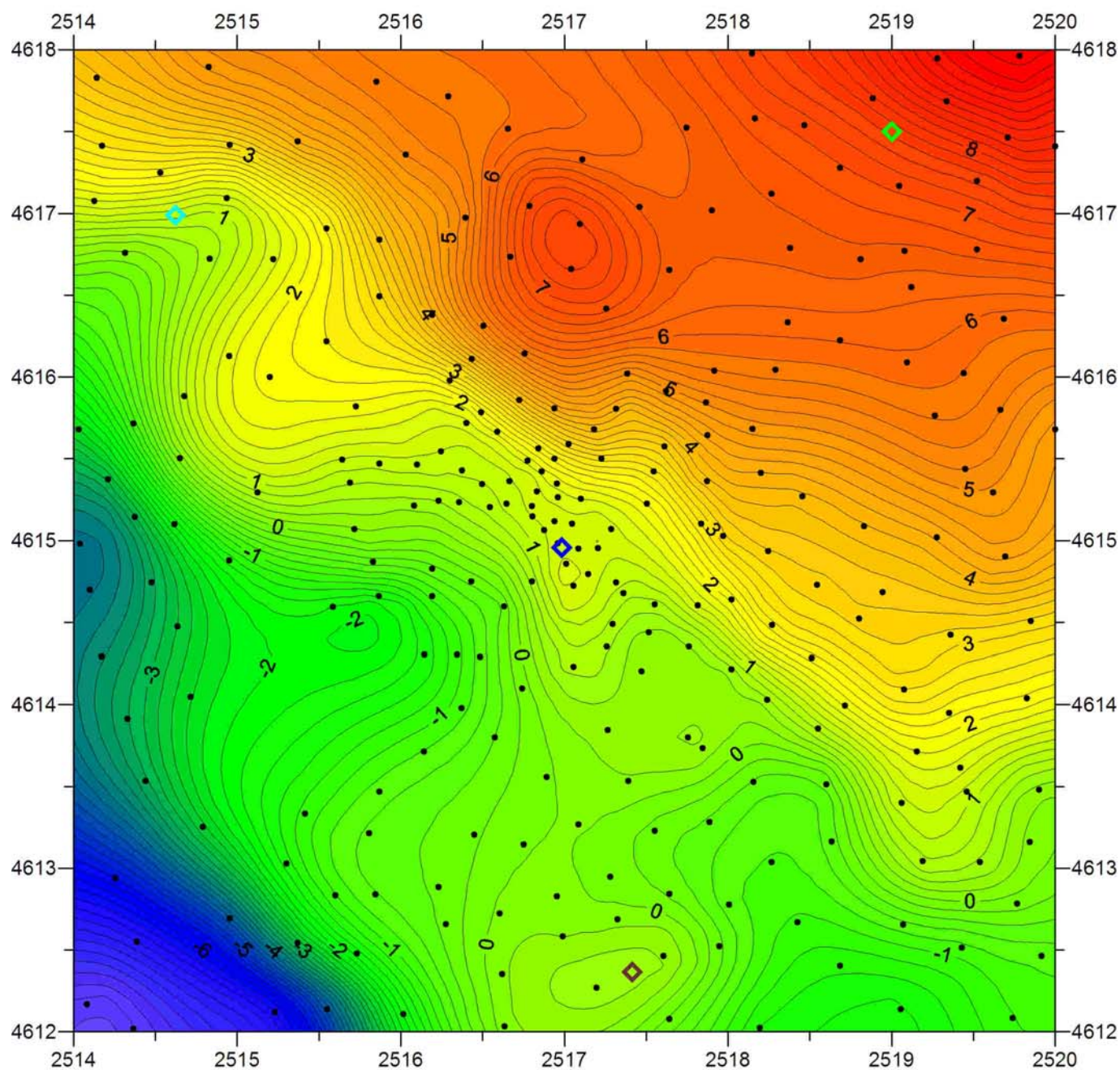
A12: anomalia filtrata con $\lambda < 2.000$ km



A13: anomalia filtrata con $\lambda < 3.000$ km

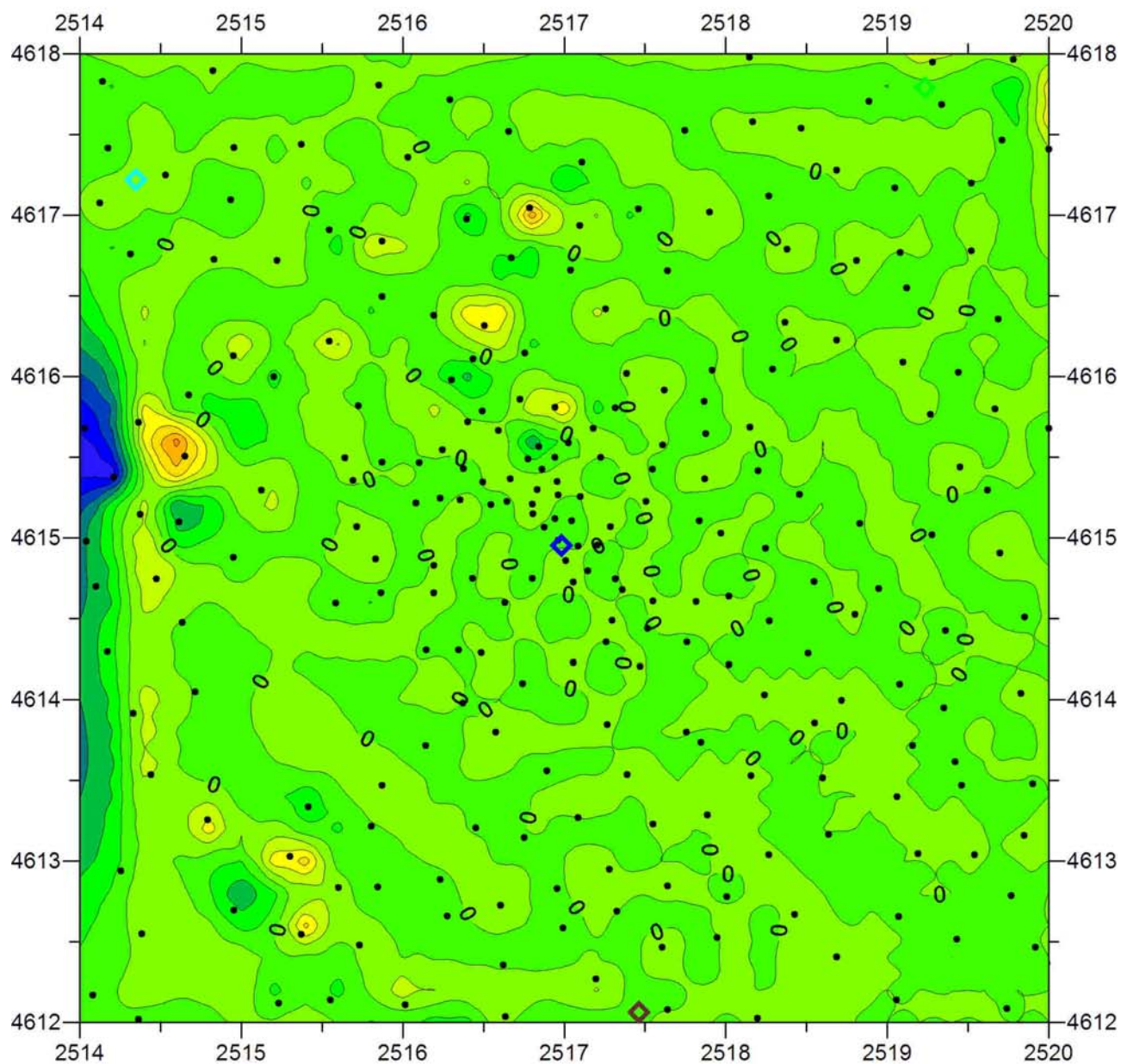


A14: effetto gravitazionale della "sorgente equivalente" ($z = -0.250$ km)



- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A15: differenza tra anomalia di Bouguer e effetto gravitazionale della "sorgente equivalente" ($z = -0.250$ km)



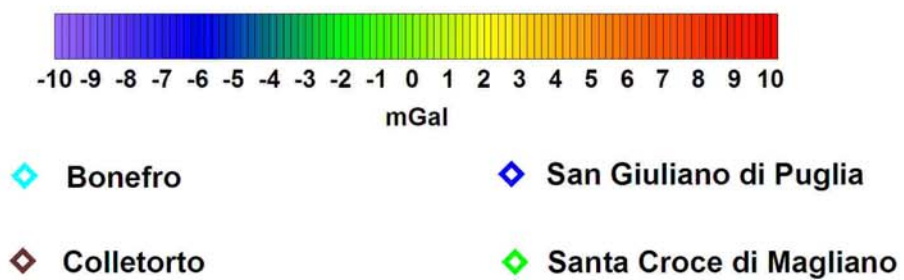
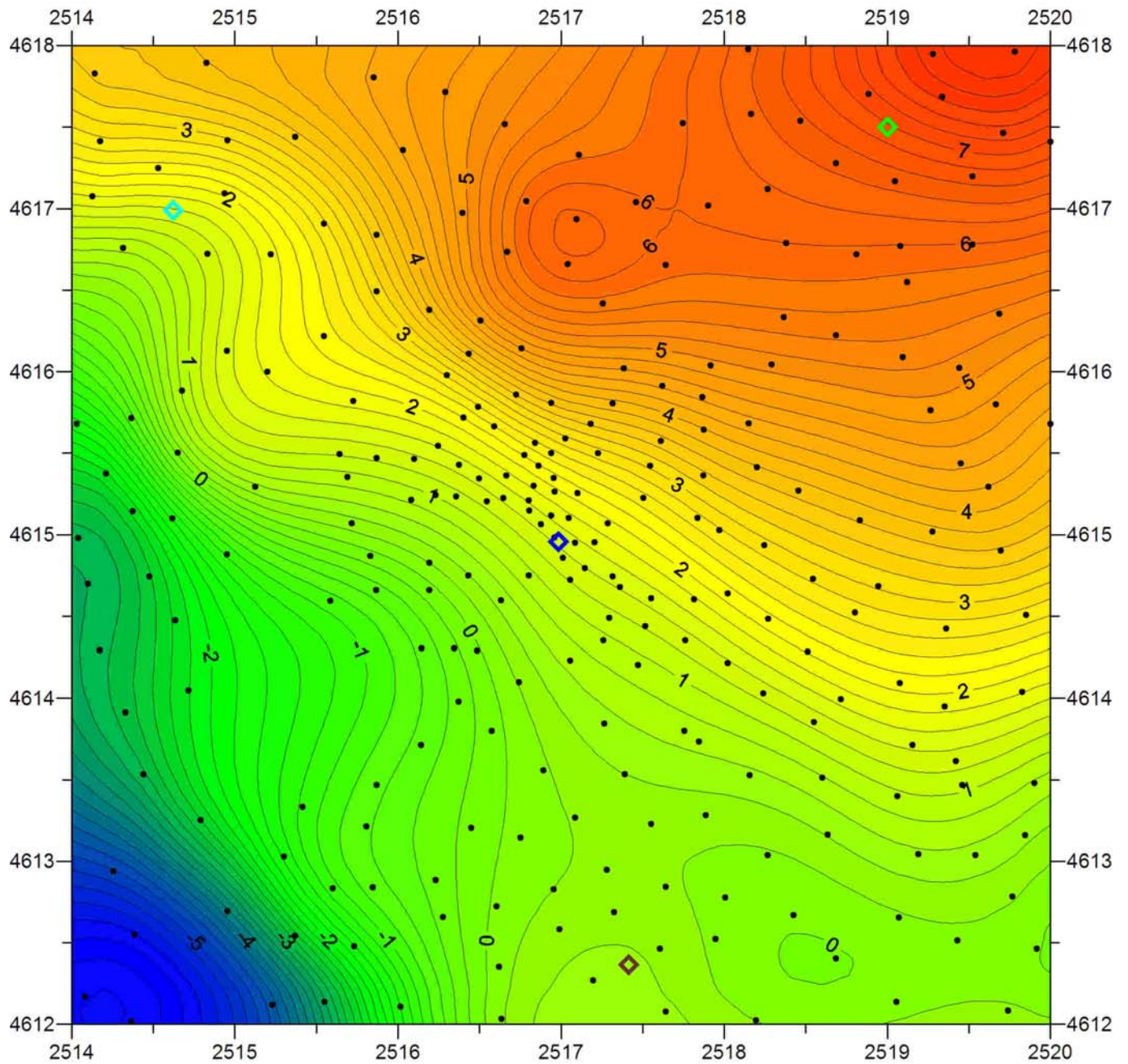
◆ Bonefro

◆ San Giuliano di Puglia

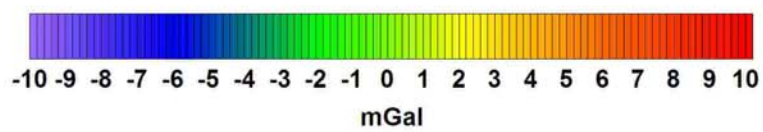
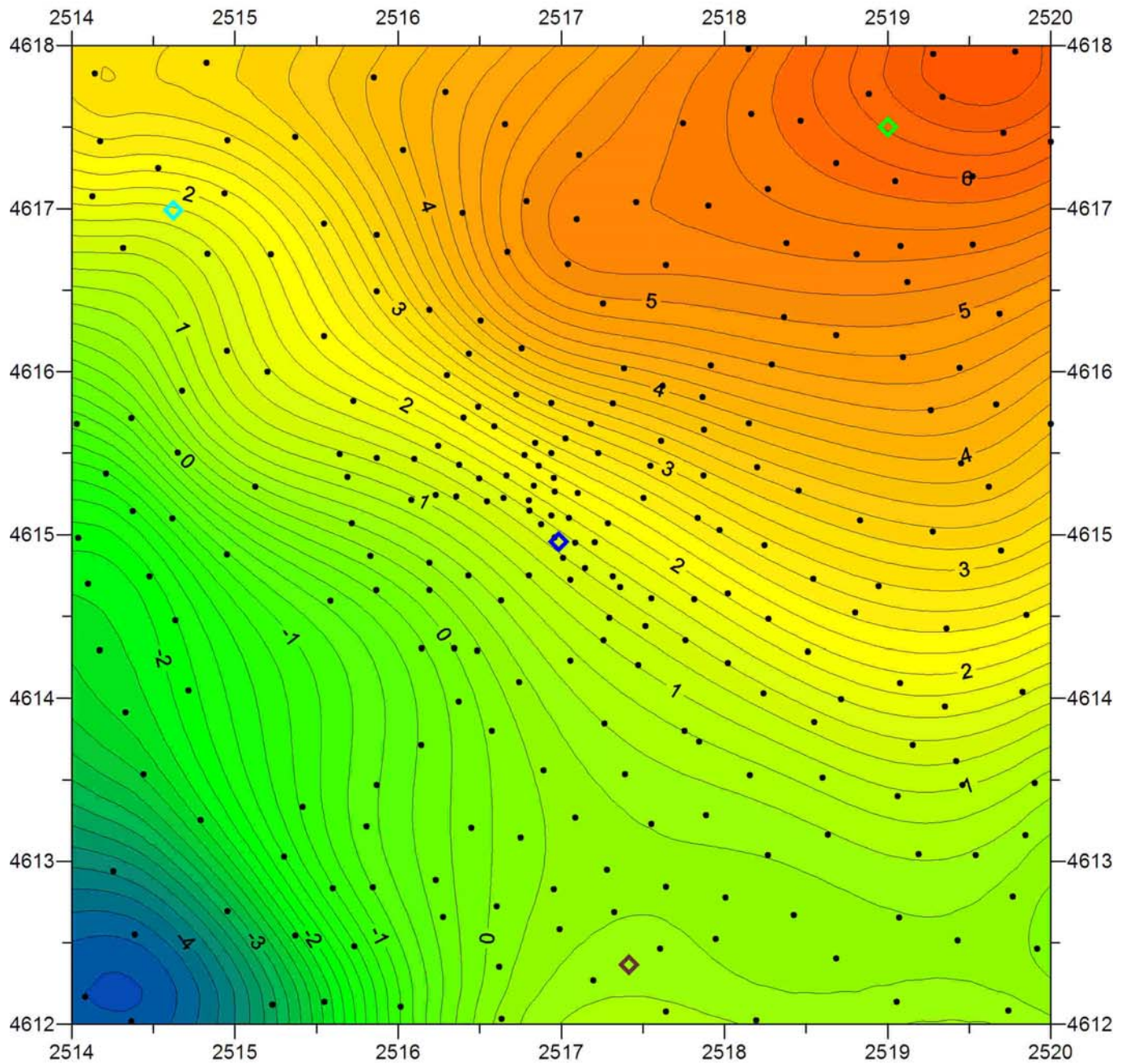
◆ Colletorto

◆ Santa Croce di Magliano

A16: prolungamento verso l'alto ($z = -0.800$ km)

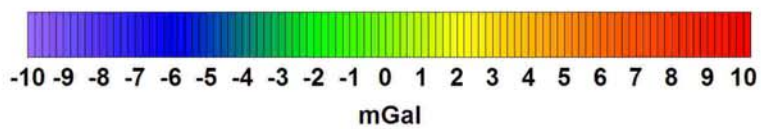
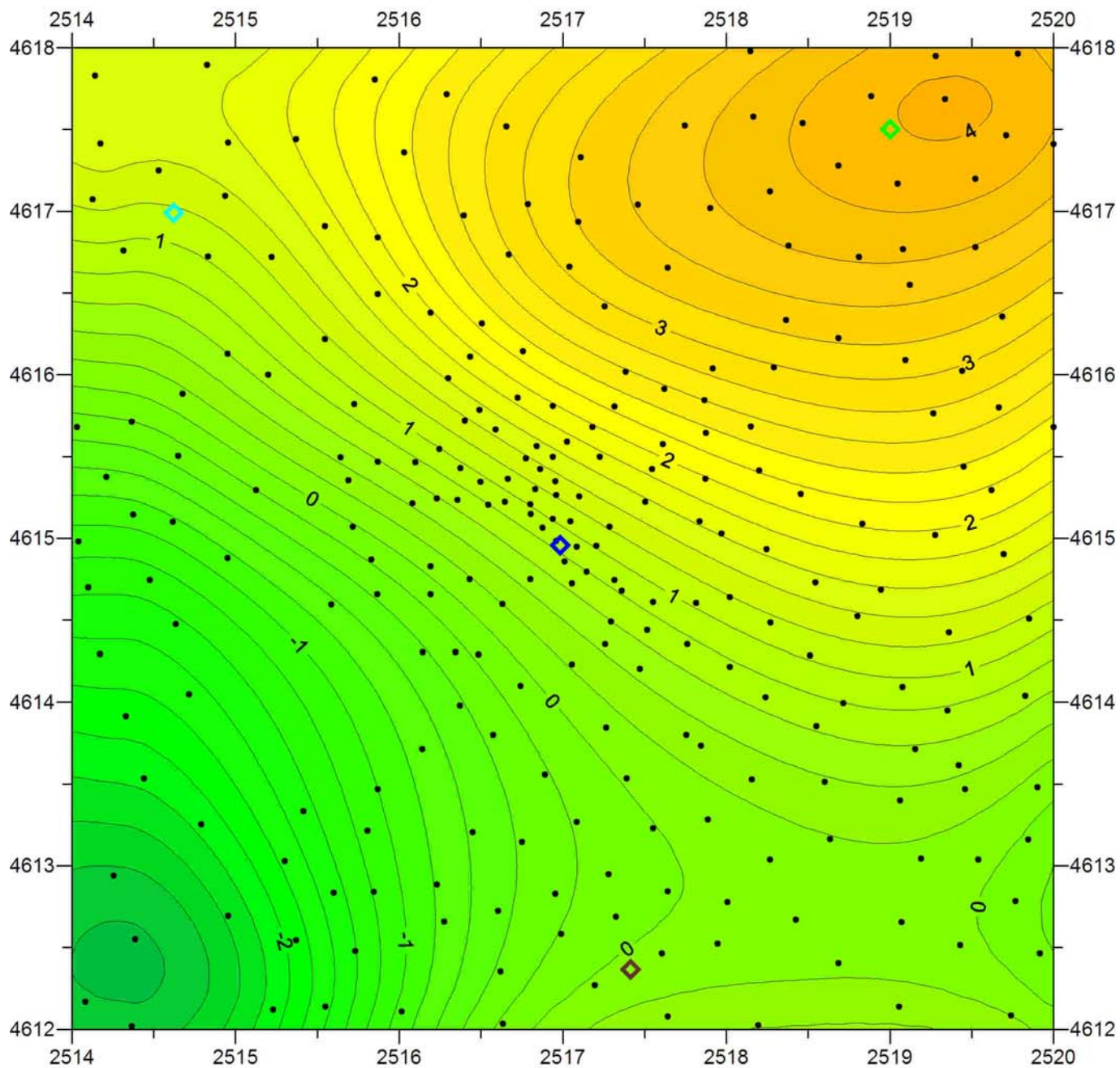


A17: prolungamento verso l'alto ($z = -1.000$ km)



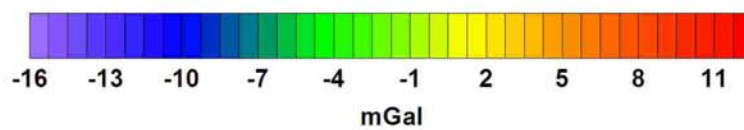
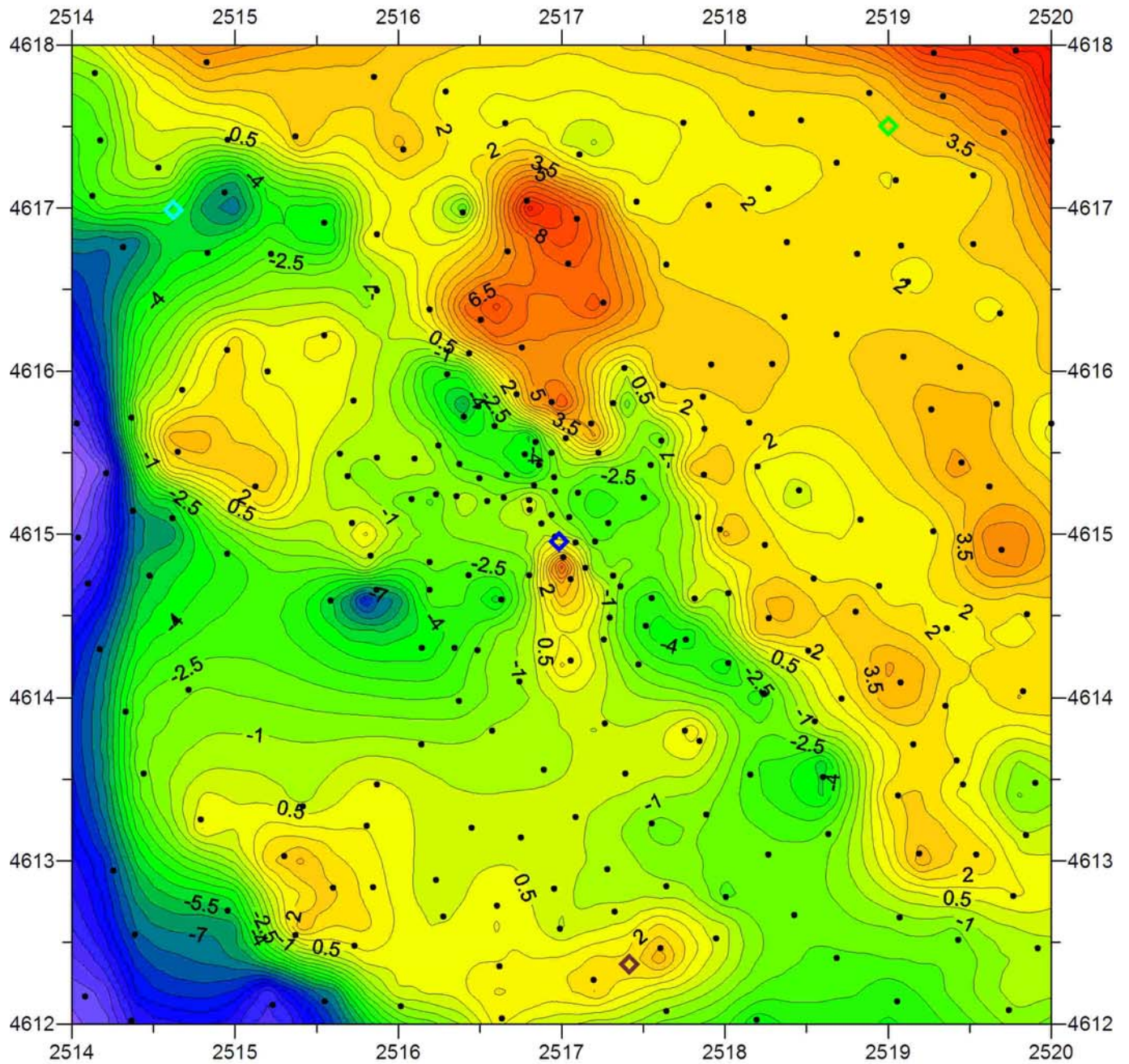
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A18: prolungamento verso l'alto (z= -1500 m)



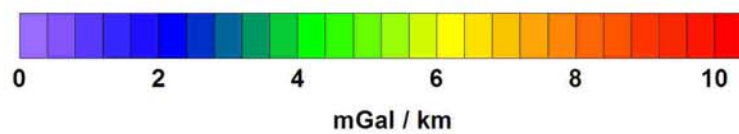
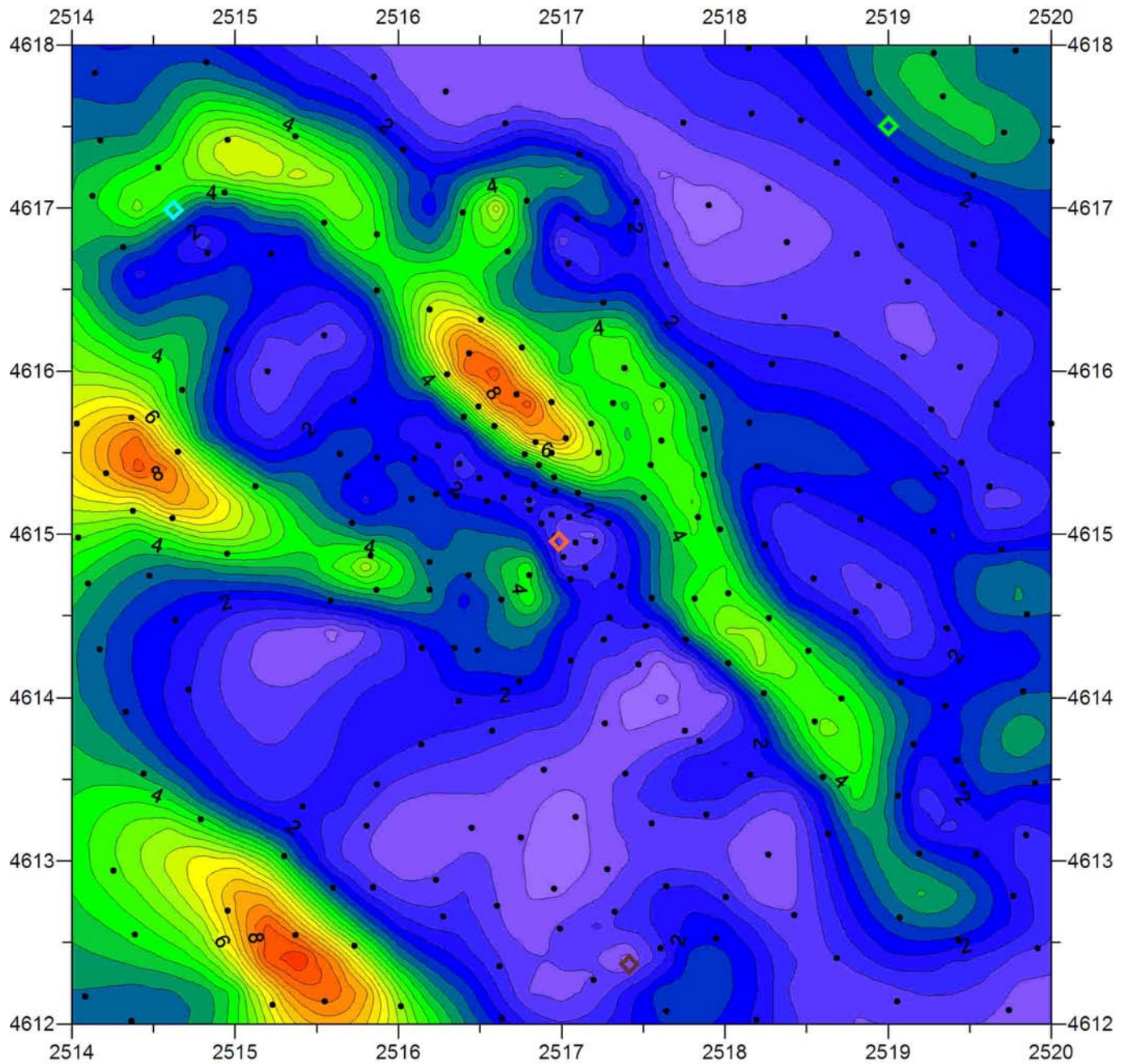
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A19: gradiente verticale



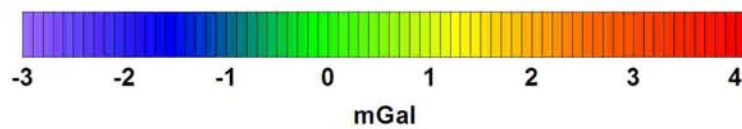
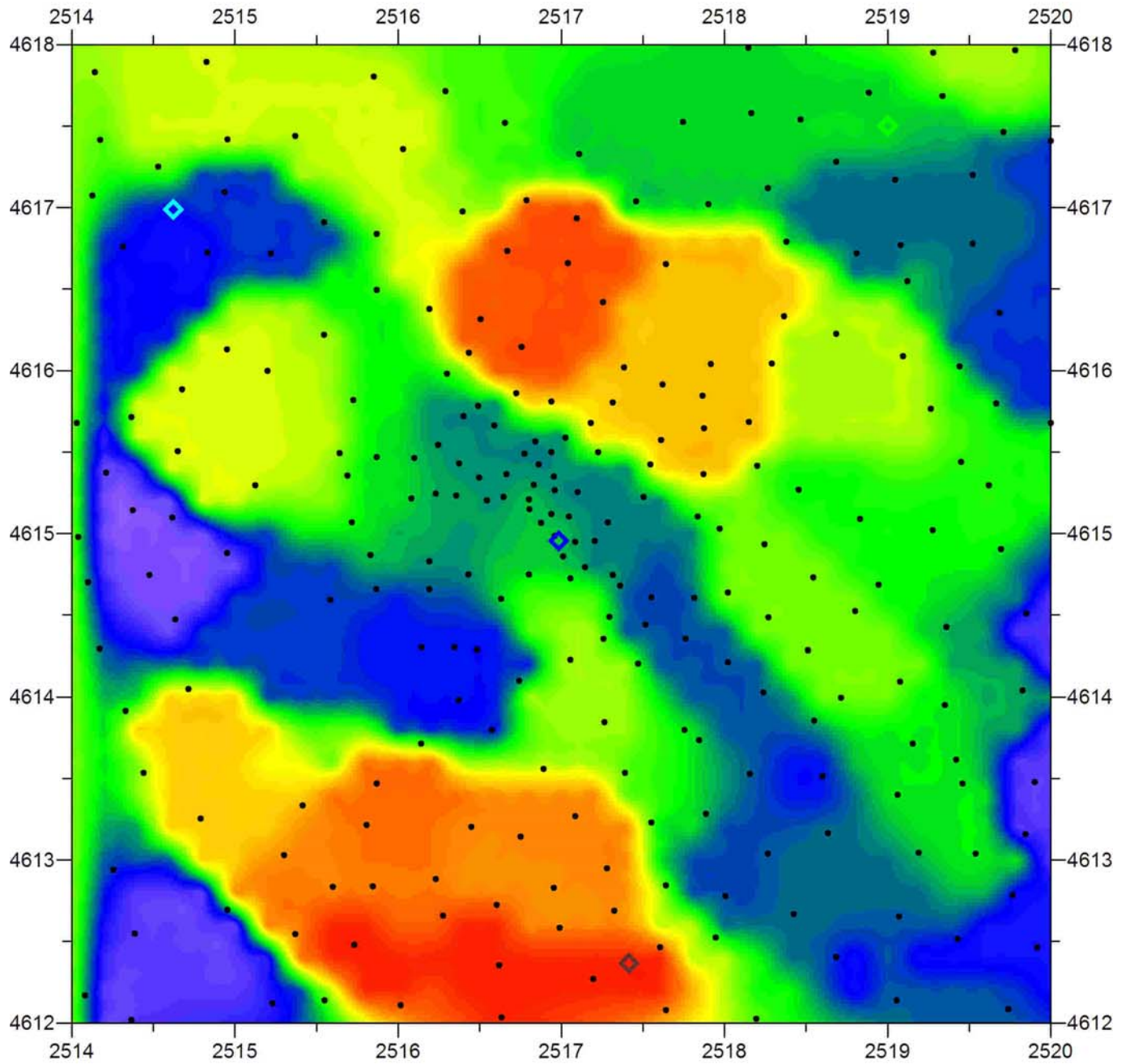
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A20: gradiente orizzontale



- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

A21: terrazzamento del residuo (pol. I°)



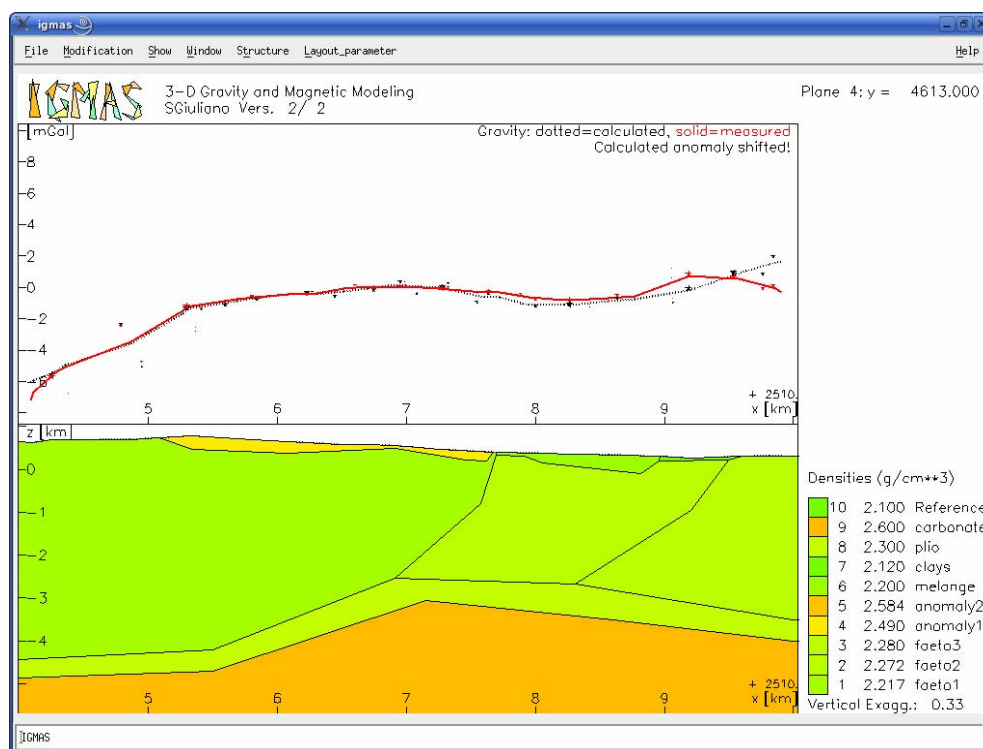
- ◆ Bonefro
- ◆ San Giuliano di Puglia
- ◆ Colletorto
- ◆ Santa Croce di Magliano

Progetto S3

Rilievo gravimetrico di dettaglio nell'area di San Giuliano di Puglia (CB)

Allegato B

Sezioni centrali (n° 3-16) del modello 3D finale



ALLEGATO al rapporto n. 2006/92-CRS 24 d.d. 30/10/2006

