



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Nell'interpretazione delle anomalie di gravità ci si ritrova a dover risolvere un “**problema inverso**”:
dati i valori della gravità in superficie, determinare le caratteristiche del corpo perturbante sottostante. Il problema nei suoi termini generali non è risolvibile nel senso che *infinite sono le distribuzioni di massa* che possono dare gli stessi valori di gravità in superficie.

Le informazioni che si possono ottenere dall'esame delle anomalie di gravità in superficie sono:

1. Forma geometrica del corpo perturbante
2. Dimensioni geometriche
3. Densità di contrasto con il materiale circostante
4. Profondità

I punti 2 e 3 non possono essere risolti indipendentemente, mentre il punto 4 è generalmente risolto con buona approssimazione.

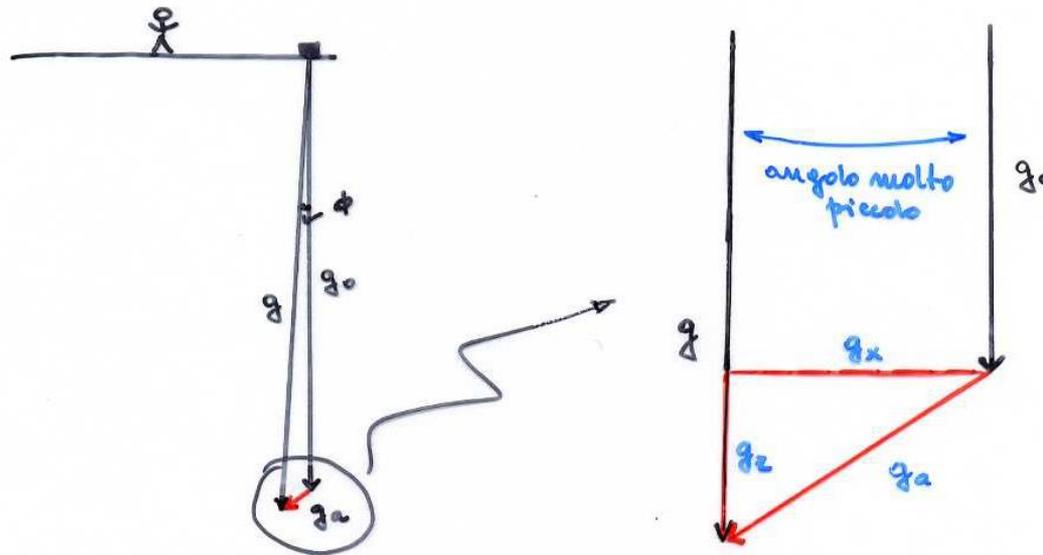
Al fine di ottenere una buona interpretazione della struttura sottostante in esame è necessario **vincolare** l'interpretazione gravimetrica con **dati indipendenti** di altra natura (geologia, perforazioni, geometria del corpo ricavate in base ad esperimenti di sismica attiva...)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Data l'entità piccola dell'anomalia gravimetrica locale rispetto al valore di gravità, i gravimetri misurano la componente verticale del campo gravitazionale anomalo sommato alla gravità attesa.



Andiamo pertanto a calcolare la componente verticale della gravità nel caso di corpi perturbanti con geometria semplice.



SFERA

Abbiamo già visto che il campo gravitazionale delle sfera è dato da:

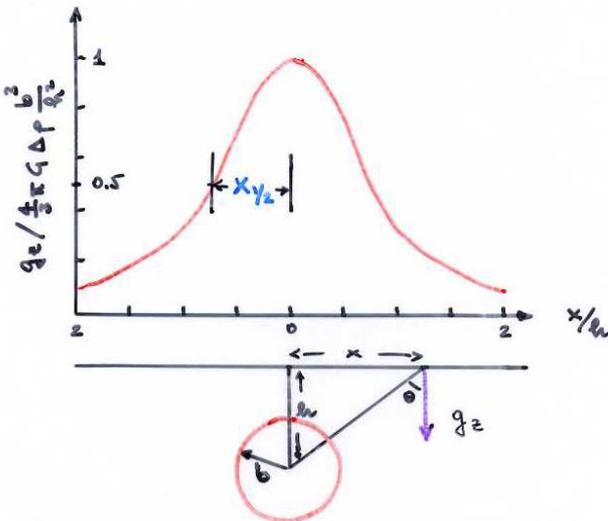
$$g = \frac{GM}{r^2}$$

Per cui la sua componente verticale sarà:

$$g_z = g \cos \Theta = \frac{GM}{r^2} \frac{h}{r} = \frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

Con h la profondità del centro della sfera. Se il contrasto di densità con il mezzo circostante è $\Delta\rho$ ed il raggio della sfera è b , avremo che l'anomalia sarà:

$$g_z = \frac{4\pi G h \Delta\rho b^3}{3(x^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{4\pi G \Delta\rho b^3}{3h^2 \left[\left(\frac{x}{h}\right)^2 + 1 \right]^{3/2}}$$



L'anomalia è simmetrica rispetto al centro della sfera ed è essenzialmente confinata entro un raggio uguale due o tre volte la profondità del centro della sfera.

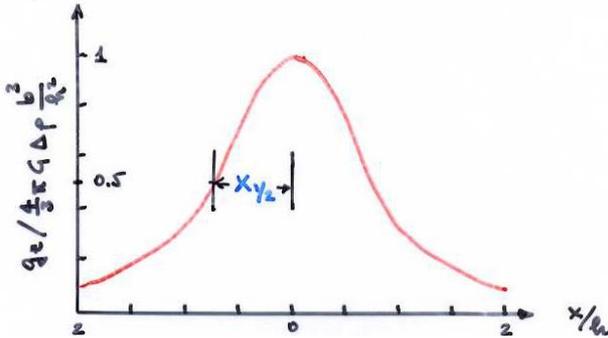
NB: $2\pi G \approx 42 \text{ mgal/km}/(\text{g/cm}^3)$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

La semilarghezza $x_{1/2}$ di una anomalia simmetrica è definita come la distanza dal centro dell'anomalia (valore massimo) ed il punto in cui l'anomalia ha valore metà del massimo



$$g_z(x_{1/2}) = \frac{1}{2} g_{\max}$$

$$\frac{1}{2} = \left[1 + \left(\frac{x_{1/2}}{h} \right)^2 \right]^{-3/2}$$

$$x_{1/2} = \left[2^{2/3} - 1 \right]^{1/2} h$$

$$h = 1.305 x_{1/2}$$

Quest'ultima relazione è molto utile per una rapida determinazione della profondità delle sorgenti anomale approssimativamente equidimensionali.

Esempio:

Un duomo salino forma una struttura favorevole per giacimenti di petrolio o gas naturali. Se modelliamo tale struttura come una sfera di raggio 4 km centrata a 6 km di profondità con un contrasto di densità di -0.2 g/cm^3 rispetto ai sedimenti circostanti il picco di gravità direttamente sopra il duomo salino avrà il valore di

$$g_{\max} = \frac{4\pi G \Delta \rho b^3}{3h^2}$$

$$g_{\max} = \frac{2}{3} \cdot 42 \text{ mgal / km} / (\text{g / cm}^3) \cdot (-0.2 \text{ g / cm}^3) \cdot (4 \text{ km})^3 / (6 \text{ km})^2 = -10 \text{ mgal}$$



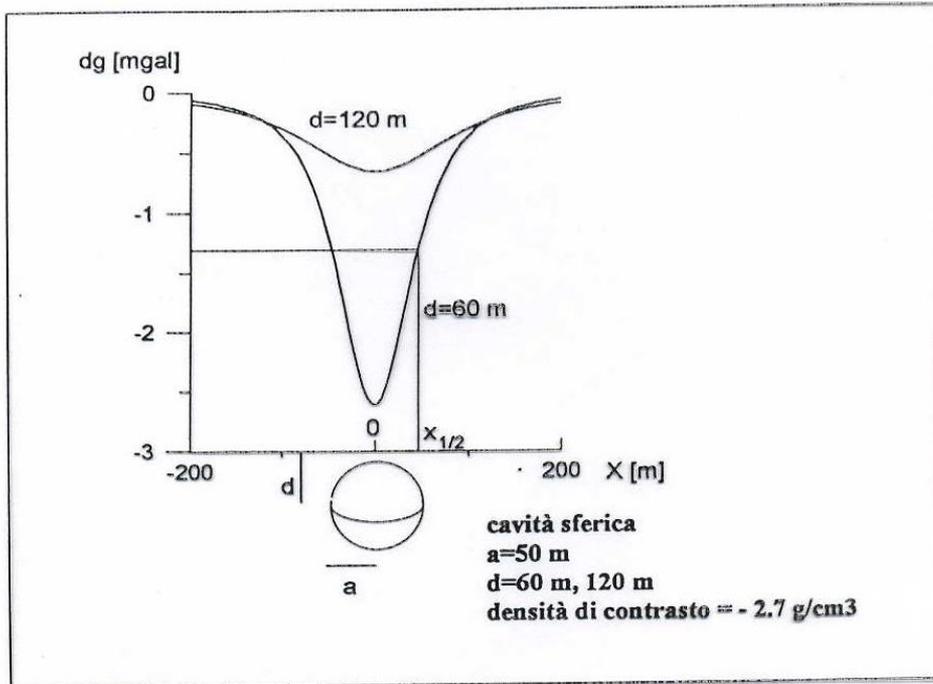
ESEMPIO CAVITA' SFERICA

Raggio $a = 50\text{m}$

Densità di contrasto : $\Delta\rho = -2.67\text{g/cm}^3$

Profondità $d_1 = 60\text{m}$, $d_2 = 120\text{m}$

$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{cm}^3/\text{gs}^2$



Effetto gravimetrico in $x=0$

Per $d=d_1=60\text{m}$

$$\delta g_1(0) = G4 / 3\pi\rho r^3 / d^2 = 2.6\text{mgal}$$

Effetto gravimetrico in $x=0$

Per $d= d_2=120\text{m}$

$$\delta g_2(0) = G4 / 3\pi\rho r^3 / d^2 = 0.65\text{mgal}$$

Variazione geoidica: come esempio di interesse speculativo viene calcolata la variazione geoidica massima prodotta dalla sfera. La variazione geoidica h in $x=0$ viene calcolata dalla variazione di potenziale e dal valore

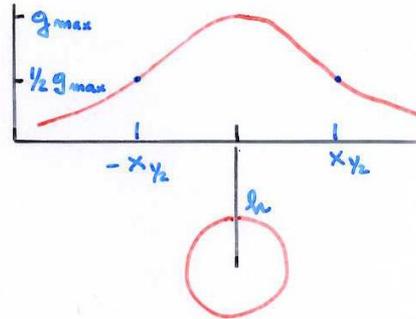
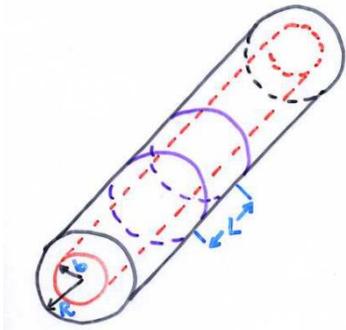
Effetto gravimetrico prodotto da una cavità sferica di raggio= a posta alla profondità d_1 e d_2



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Molte forme geologiche hanno una direzione pronunciata e sono a sezione quasi costante (anticlinali, valli sedimentarie in profondità nel basamento, intrusioni estese...). La gravità di una struttura cilindrica infinita si ottiene rapidamente mediante la legge di Gauss.



Considerando una superficie cilindrica di raggio R e lunghezza L attorno al corpo, la gravità sarà radiale e perpendicolare alla superficie. Non ci sarà flusso attraverso le estremità. La massa nel cilindro sarà $\rho\pi b^2L$ e la legge di Gauss ci dà:

$$\oint g dS = 2\pi RLg = 4\pi GM$$

$$g = \frac{2GM}{RL} = 2\pi G\Delta\rho \frac{b^2}{R}$$

La componente verticale di gravità sarà:

$$g_z = \frac{2\pi G\Delta\rho b^2 h}{(x^2 + h^2)} = \frac{2\pi G\Delta\rho b^2}{h \left[\left(\frac{x}{h}\right)^2 + 1 \right]}$$

Anche questa anomali è simmetrica e si trova che $h=x_{1/2}$.



Piastra infinita

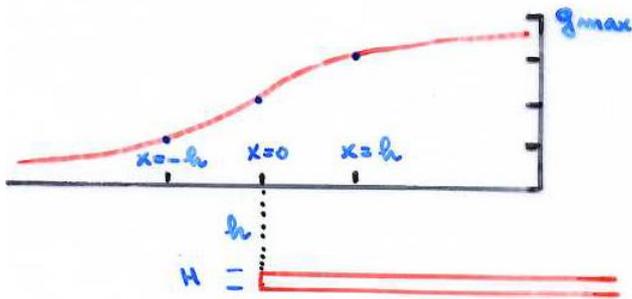
Già calcolato il campo nel caso della correzione di Bouguer

$$g_z = 2\pi G\rho h$$

con H spessore della piastra. Da notare che l'attrazione non dipende dalla posizione! Applicabili in regioni a strutture piane e da una buona stima dello spessore (per un particolare contrasto di densità) necessario a spiegare una certa anomalia.

Piastra semi-infinita

Ad esempio una struttura piana interrotta da una faglia verticale (l'altra metà erosa o a grandi profondità)

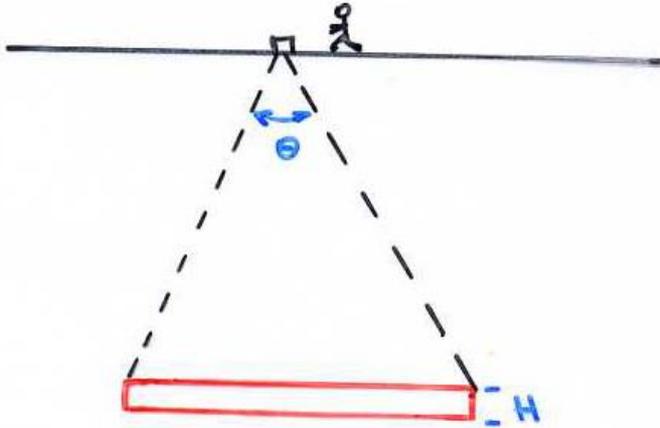


$$g_z = 2G\rho h \left[\frac{\pi}{2} + a \tan\left(\frac{x}{h}\right) \right]$$



Piastra finita

L'anomalia di gravità è proporzionale all'angolo sotteso dalle estremità nel punto di osservazione ed allo spessore della piastra.

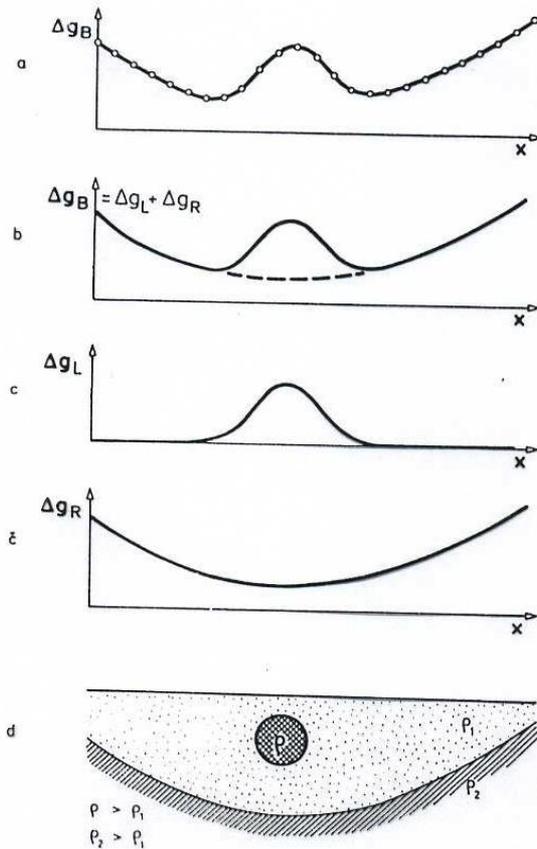


$$g_z = 2\rho GH\Theta$$

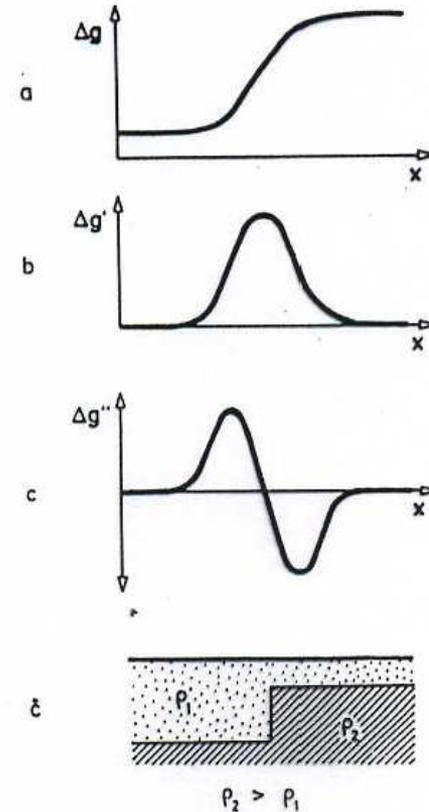
$$g_z = 2\rho GH \left[a \tan\left(\frac{x_1}{h}\right) - a \tan\left(\frac{x_2}{h}\right) \right]$$



Interpretazione anomalie di gravità



Scomposizione anomalie in campo regionale e locale



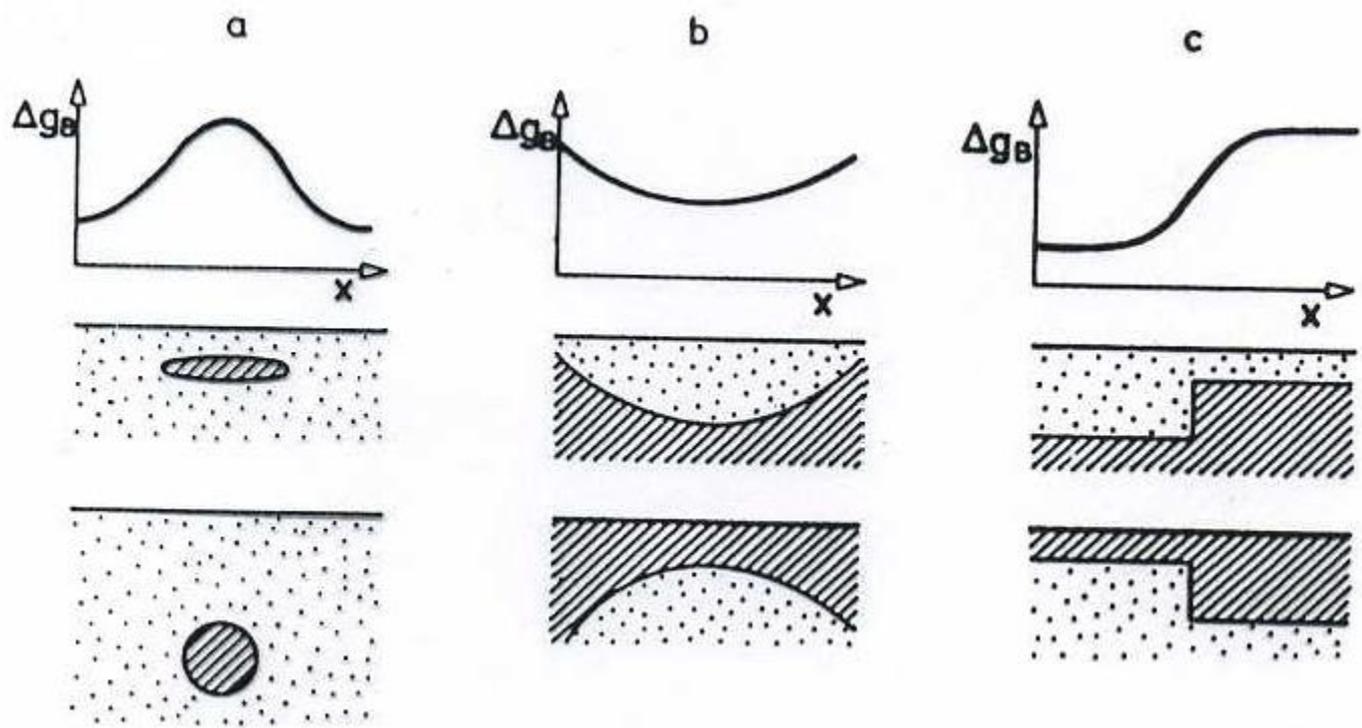
Uso della derivata prima e seconda nell'interpretazione delle anomalie del campo di gravità.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Interpretazione anomalie di gravità



Esempi di non-univocità nell'interpretazione



Fisica Terrestre 2024-2025

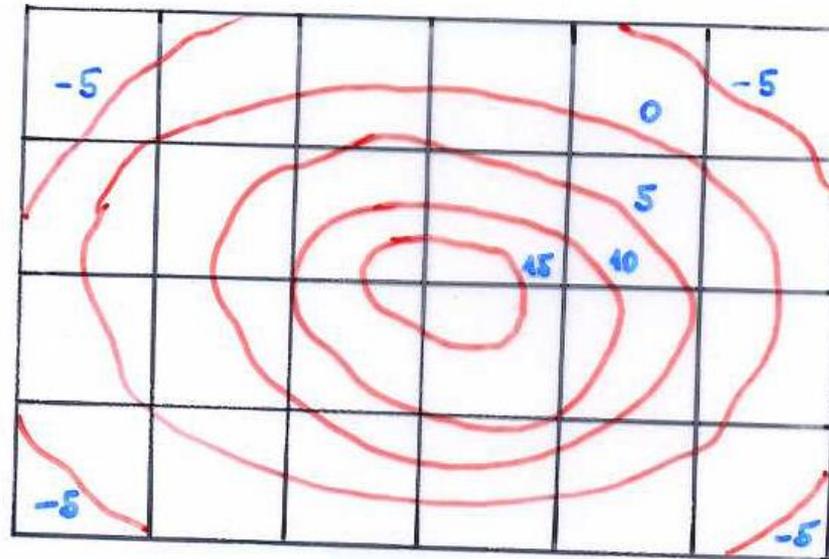
Giovanni Costa

Stima della massa totale anomala (massa di contrasto)

Avendo a disposizione i valori delle anomalie di gravità su un'area sufficientemente vasta della superficie terrestre, ove sia stata isolata l'anomalia locale di gravità, si può ricavare il valore della massa sottostante M che la produce, ricorrendo al teorema di Gauss nell'ipotesi semplificata di una superficie piana

$$\int_{\text{superficie}} g_z dS = 2\pi GM$$

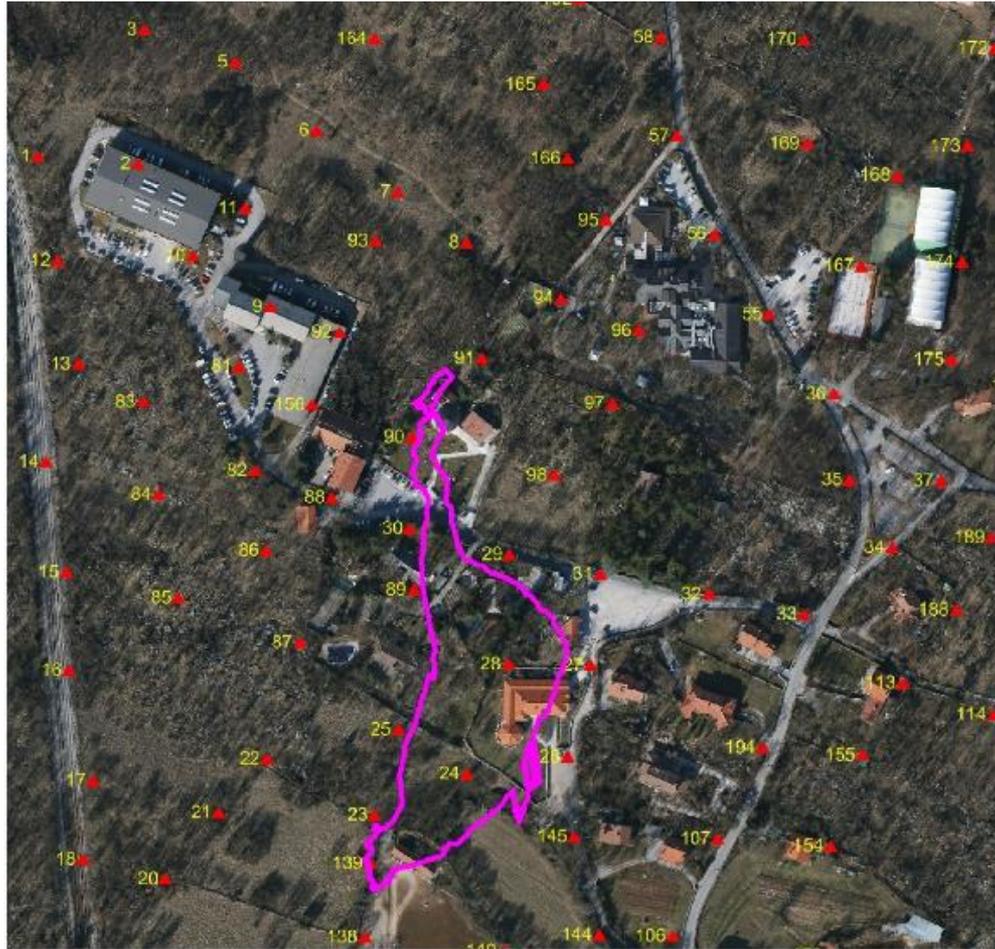
La formula può essere applicata rapidamente ponendo una griglia sulla mappa dell'anomalia di gravità e sommando l'anomalia cella per cella.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

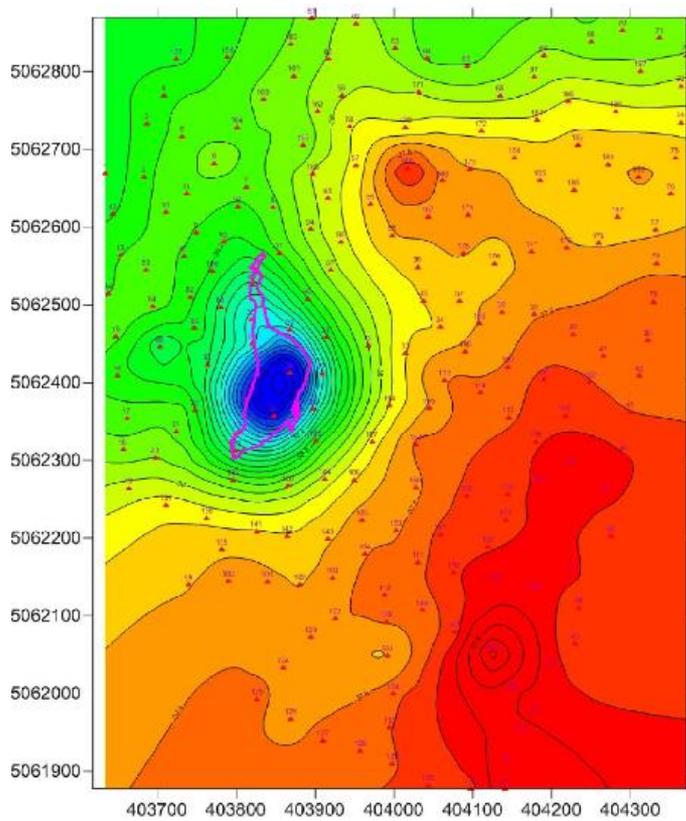


Posizione delle misure gravimetriche
Position of gravimetric measurements

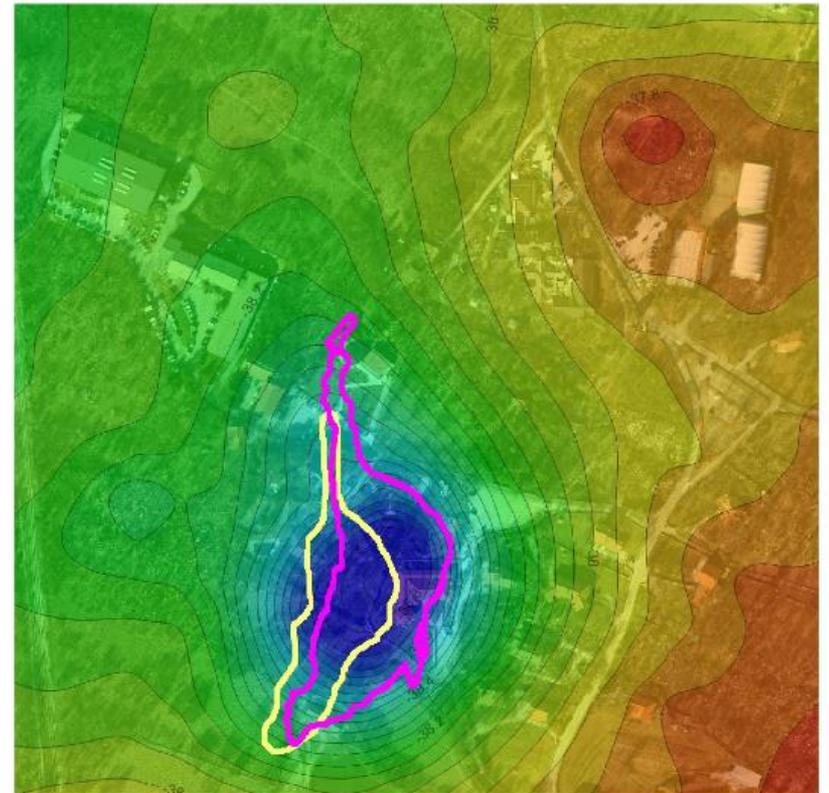
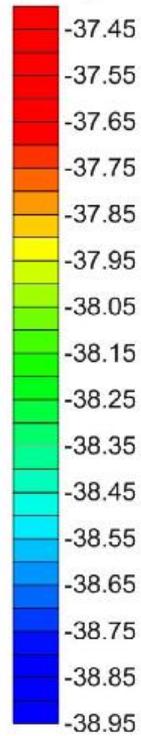


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Valori dell'anomalia di Bouguer (mGal)

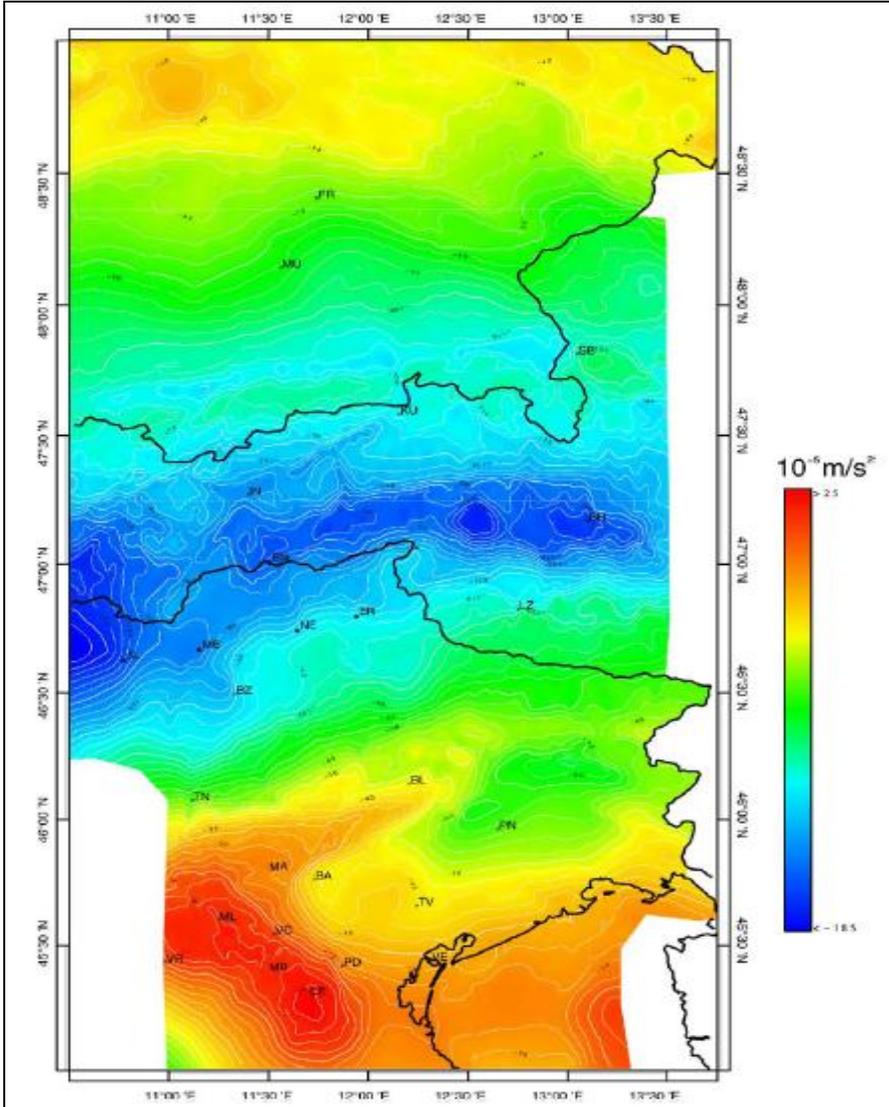




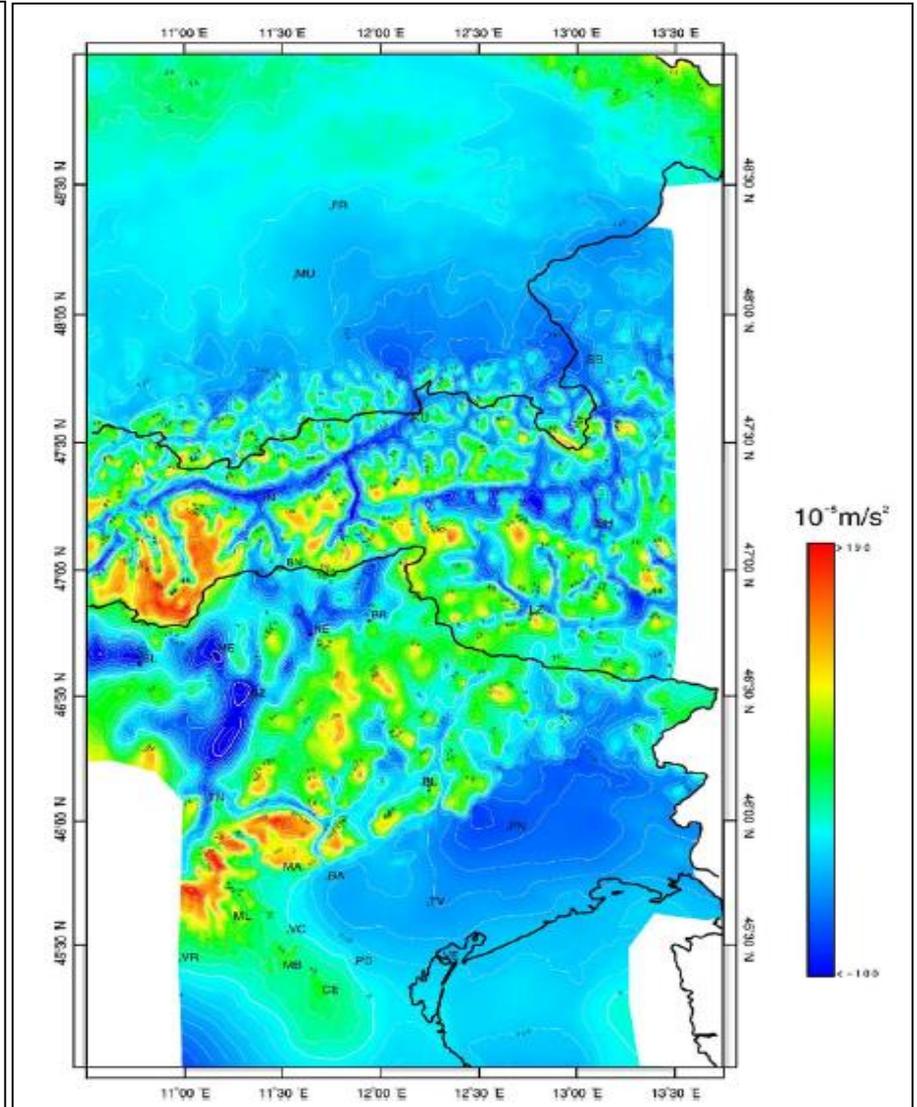
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Bouguer map



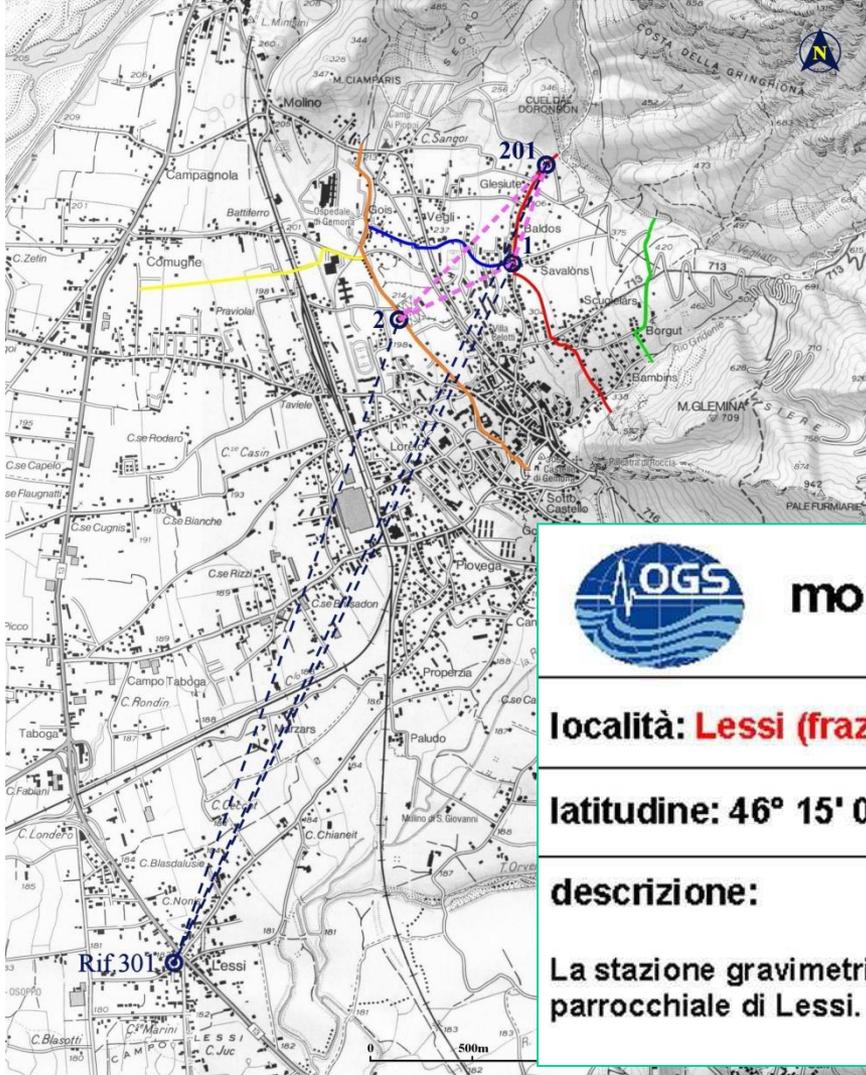
Free air map





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



monografia stazione gravimetrica n° 301

località: Lessi (fraz. di Gemona del Friuli, Ud)

data: 06 / 2003

latitudine: 46° 15' 08"

longitudine: 13° 07' 00"

descrizione:

gravità: 980622.564 ± 0.0017 mGal

La stazione gravimetrica si trova sulla soglia dell'ingresso posteriore della chiesa parrocchiale di Lessi.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

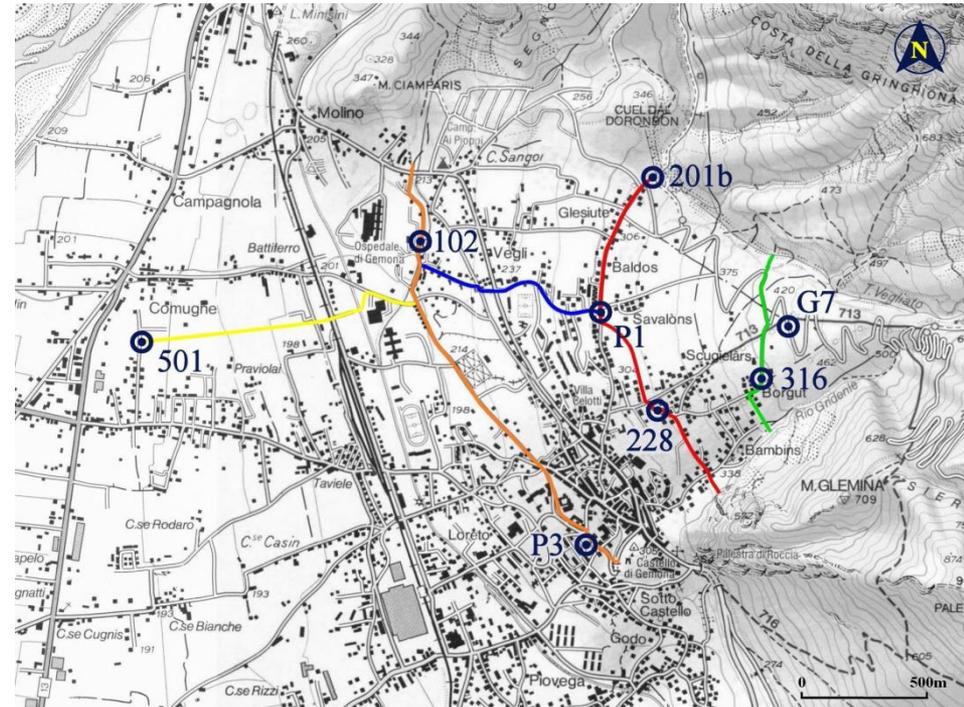
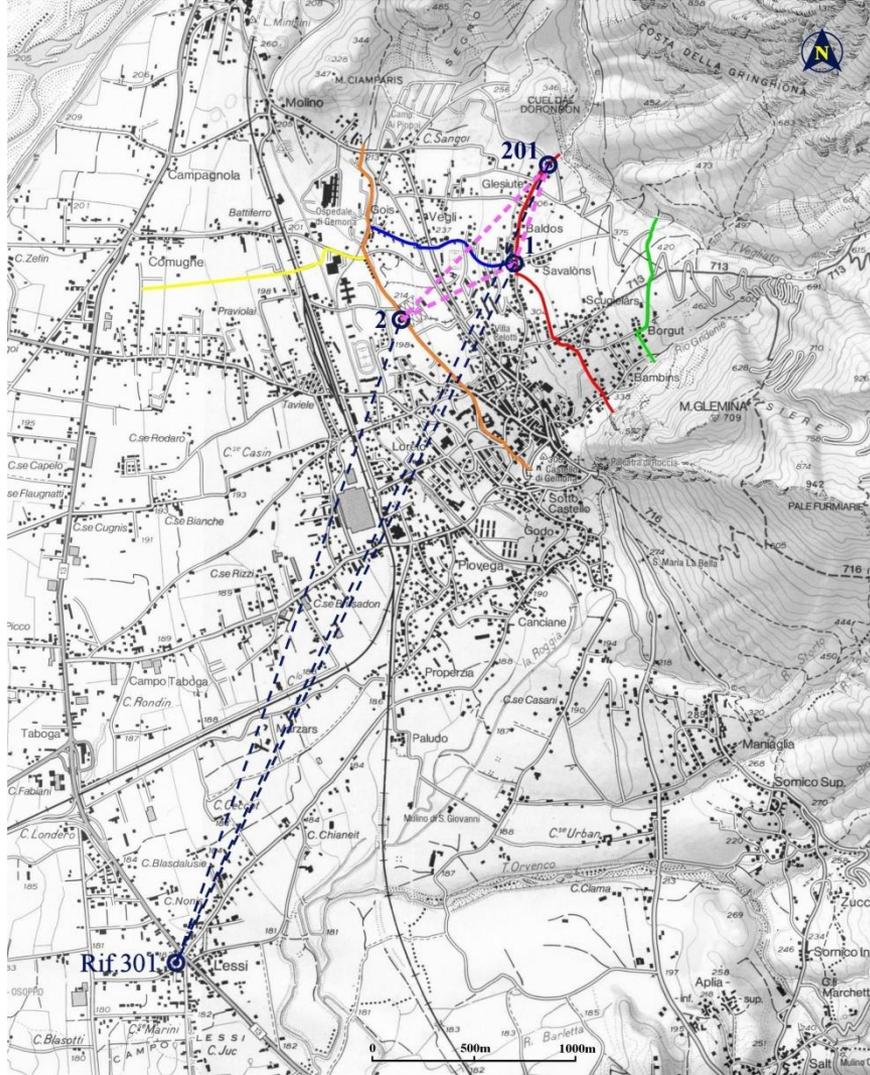


Misura gravimetrica del punto 201. Si può vedere tutto l'apparato sperimentale: il piatto-treppiede, il gravimetro, il contenitore con dentro il computer tascabile. La freccia indica la borchia IGM.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

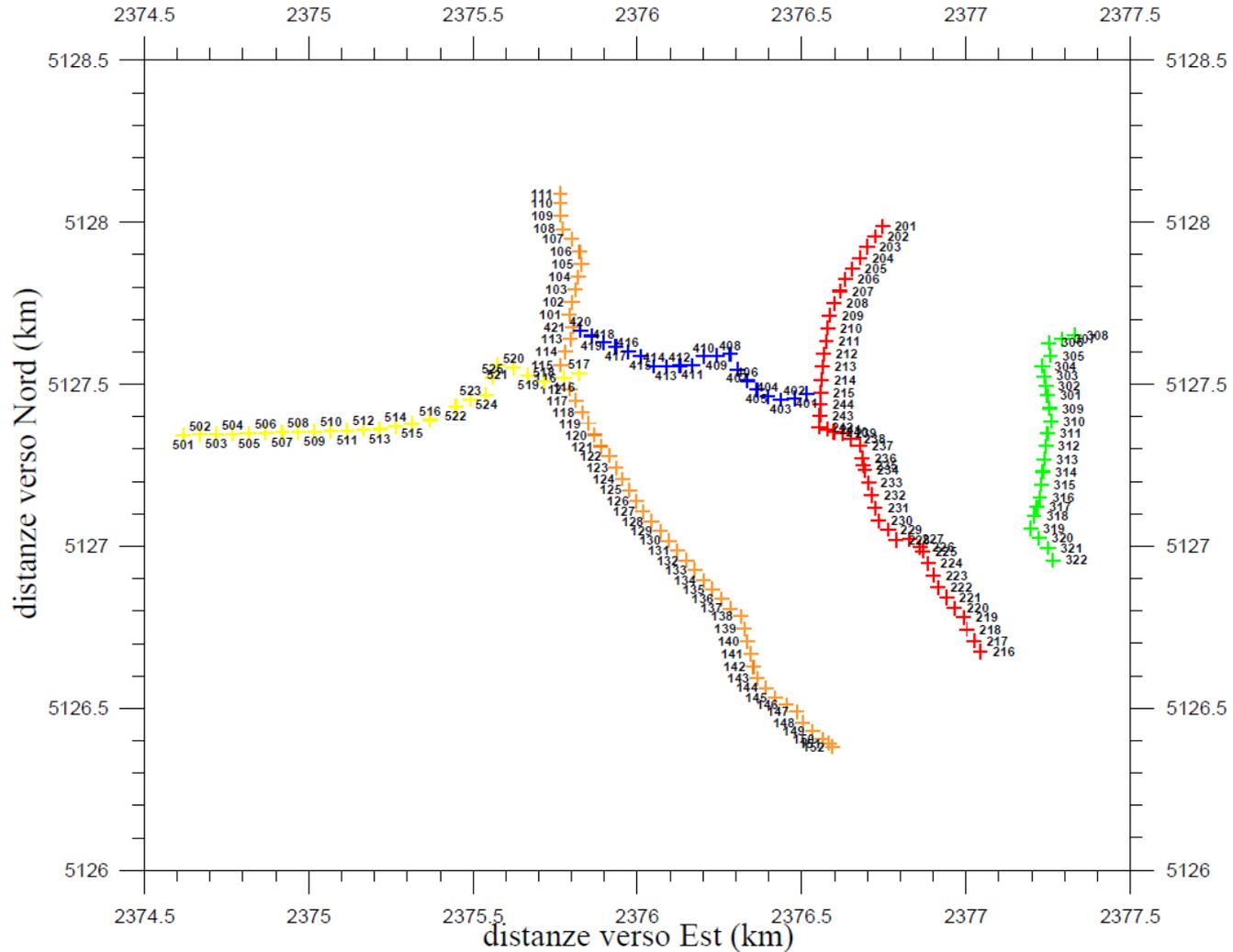
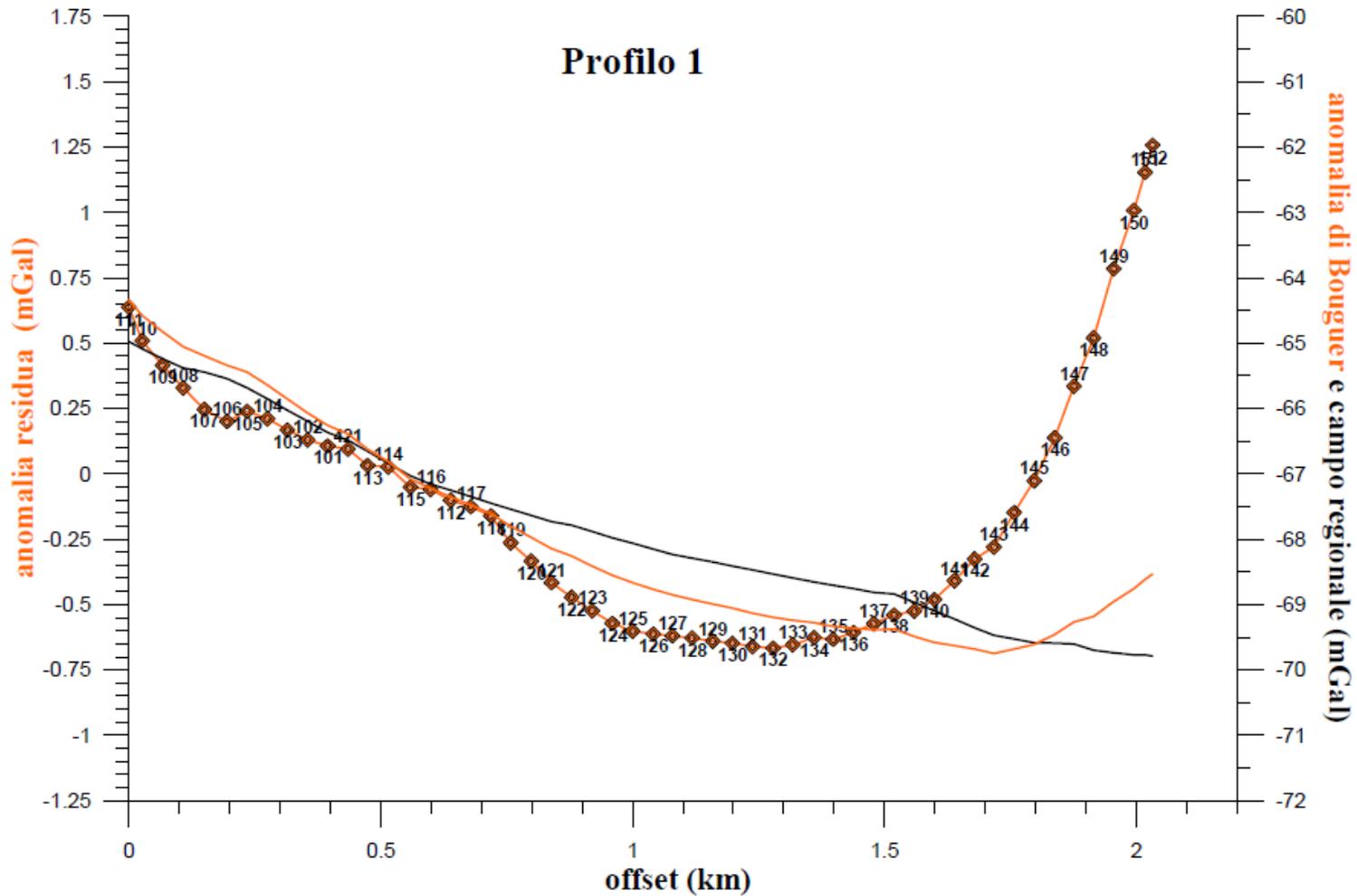


fig. 4.12 Disposizione planimetrica dei punti dei 5 profili gravimetrici



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



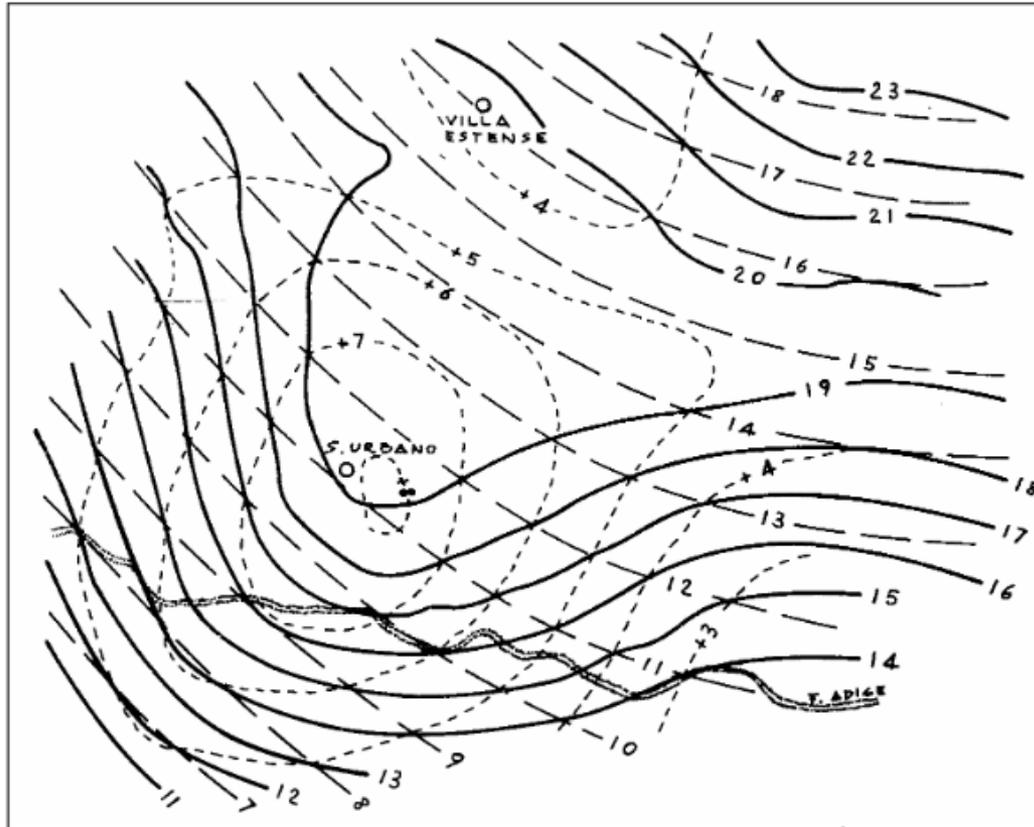


Fig.1 – Isoanomale di Bouguer (linea continua), regionali (a tratto lungo) e residue (a tratteggio)

[da Norinelli]



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

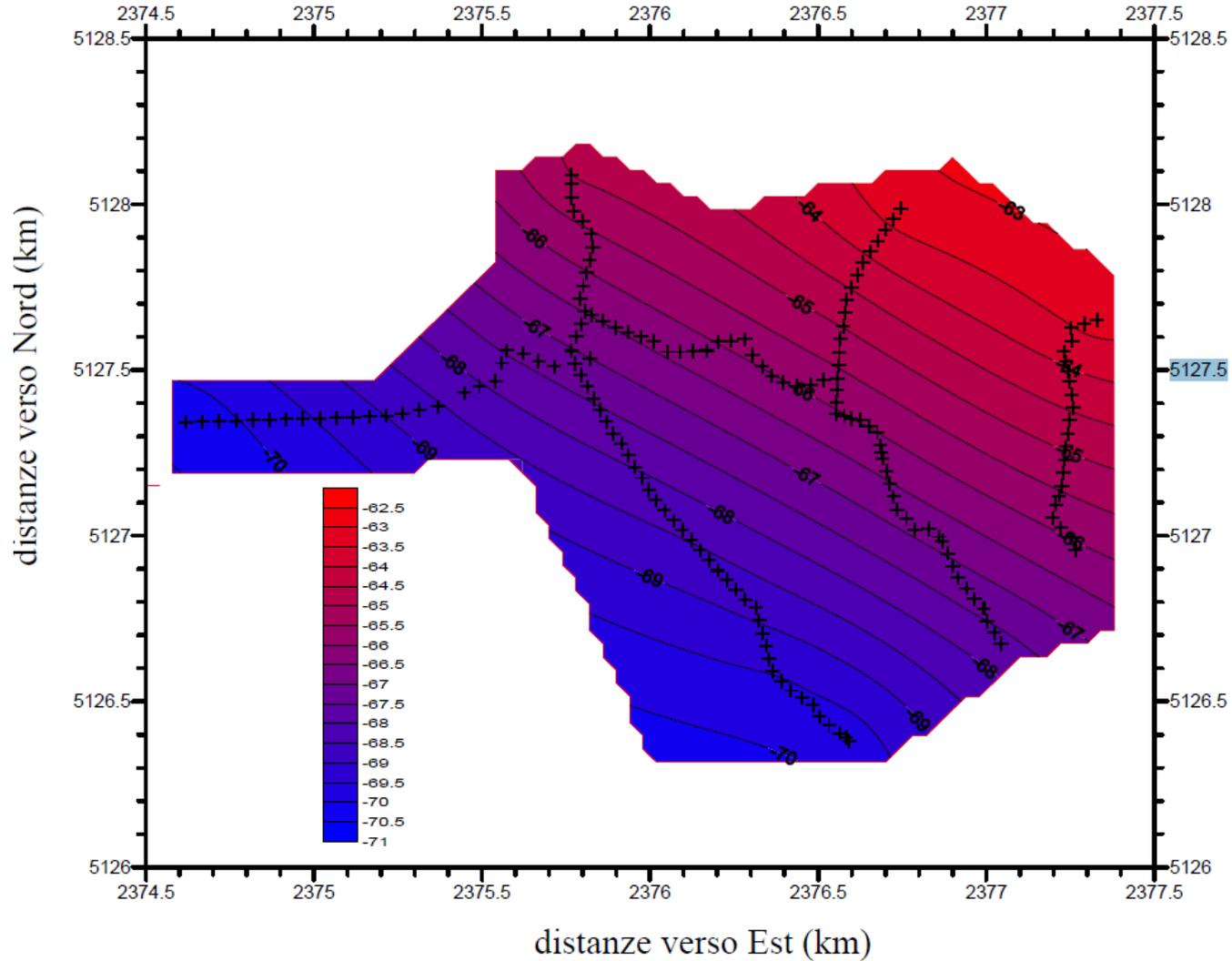
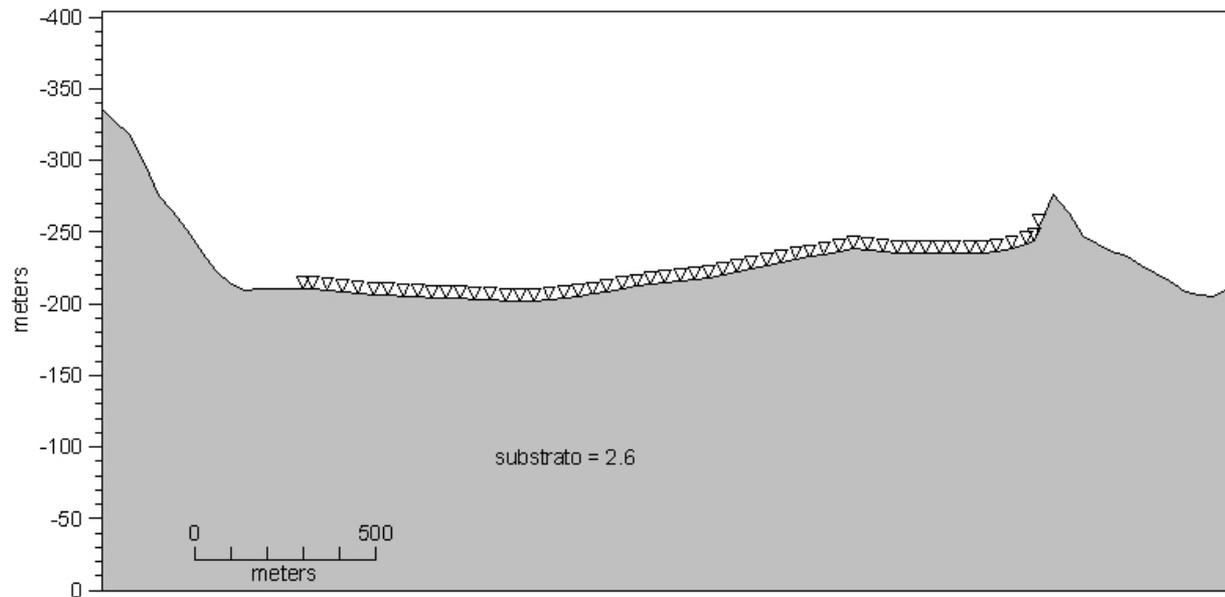
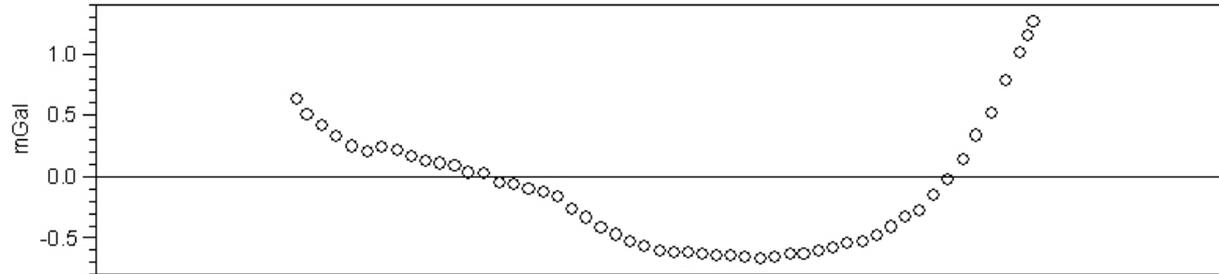


fig. 4.17 Anomalia regionale, densità 2.6 g/cm³



Fisica Terrestre 2024-2025

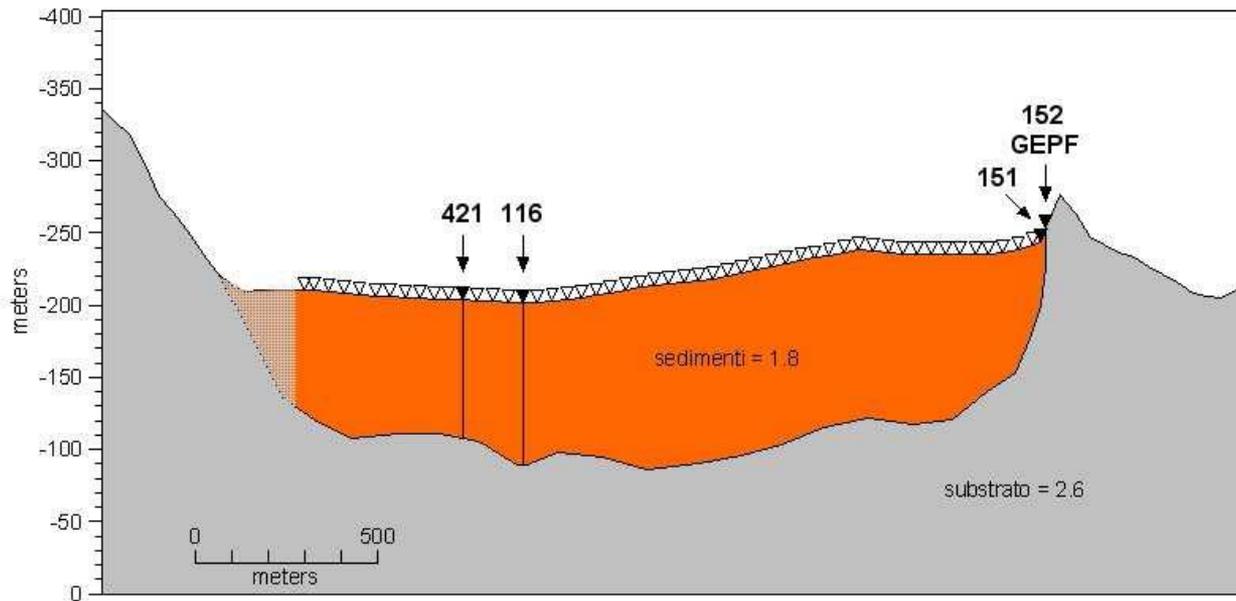
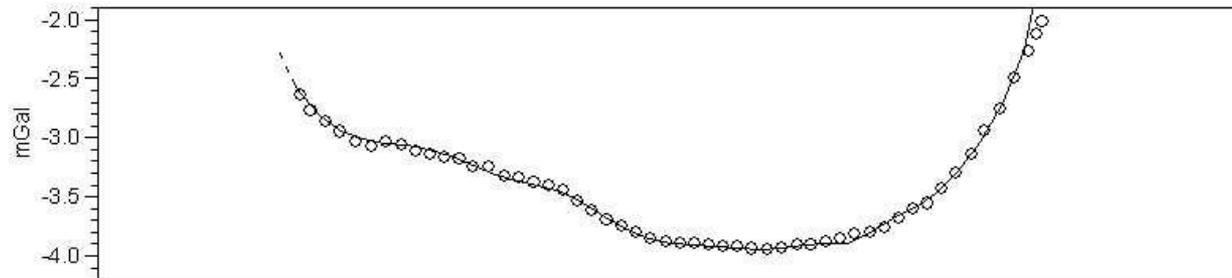
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

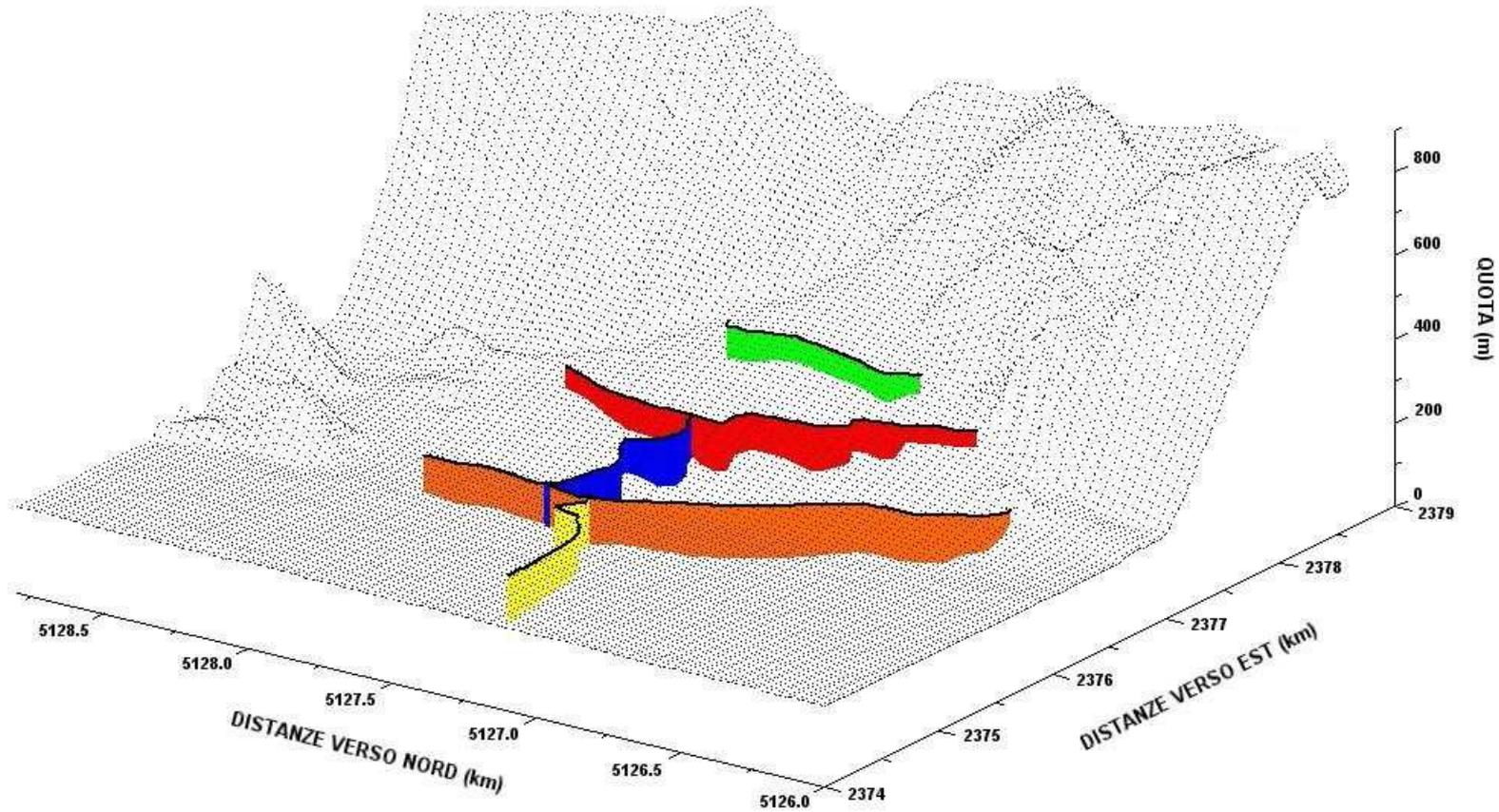
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



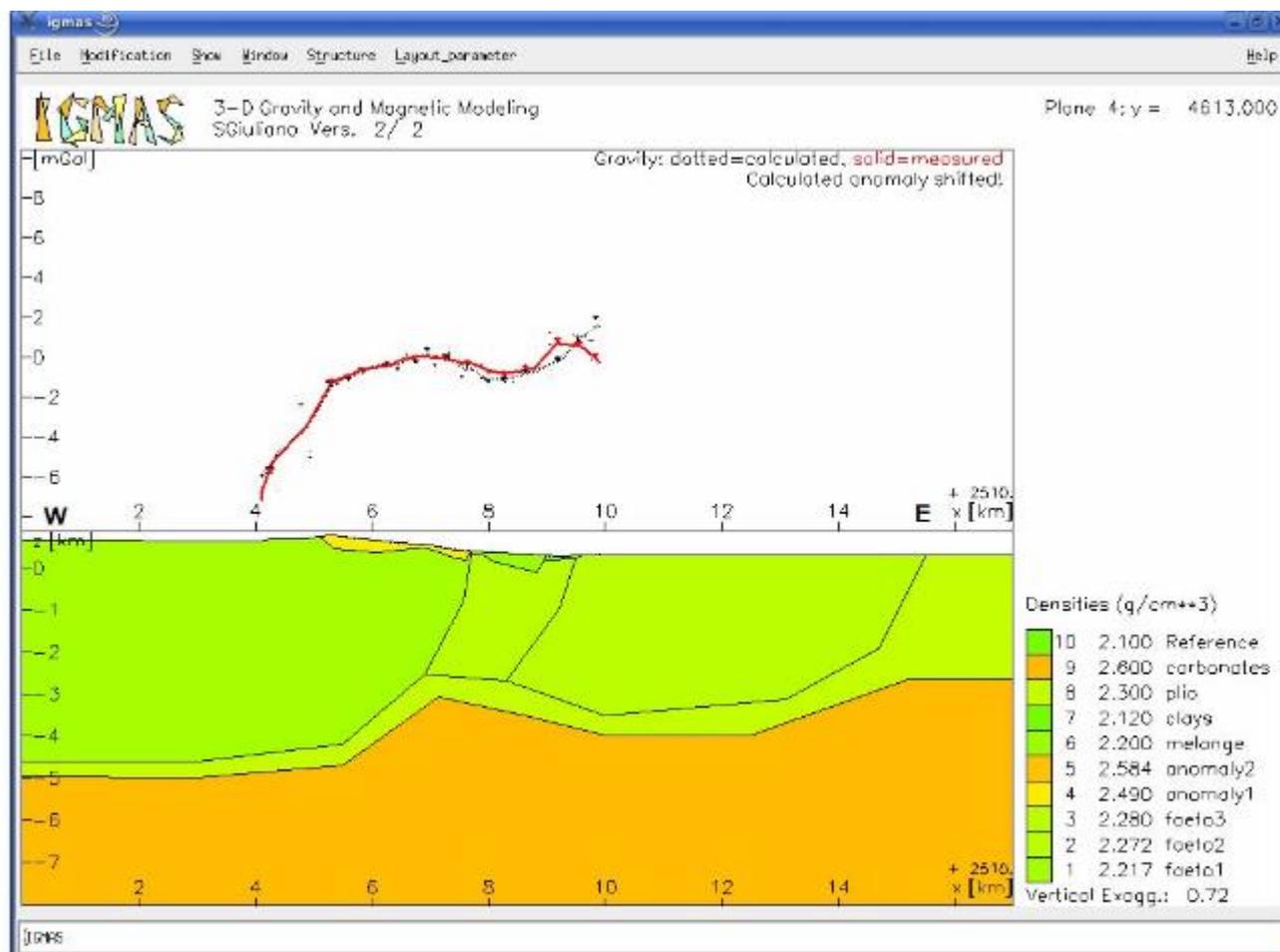


Figura 6.10 - Modello finale a 9 corpi del piano 4 ($y = 4613.000$ km). Altri dettagli come in Figura 6.8.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

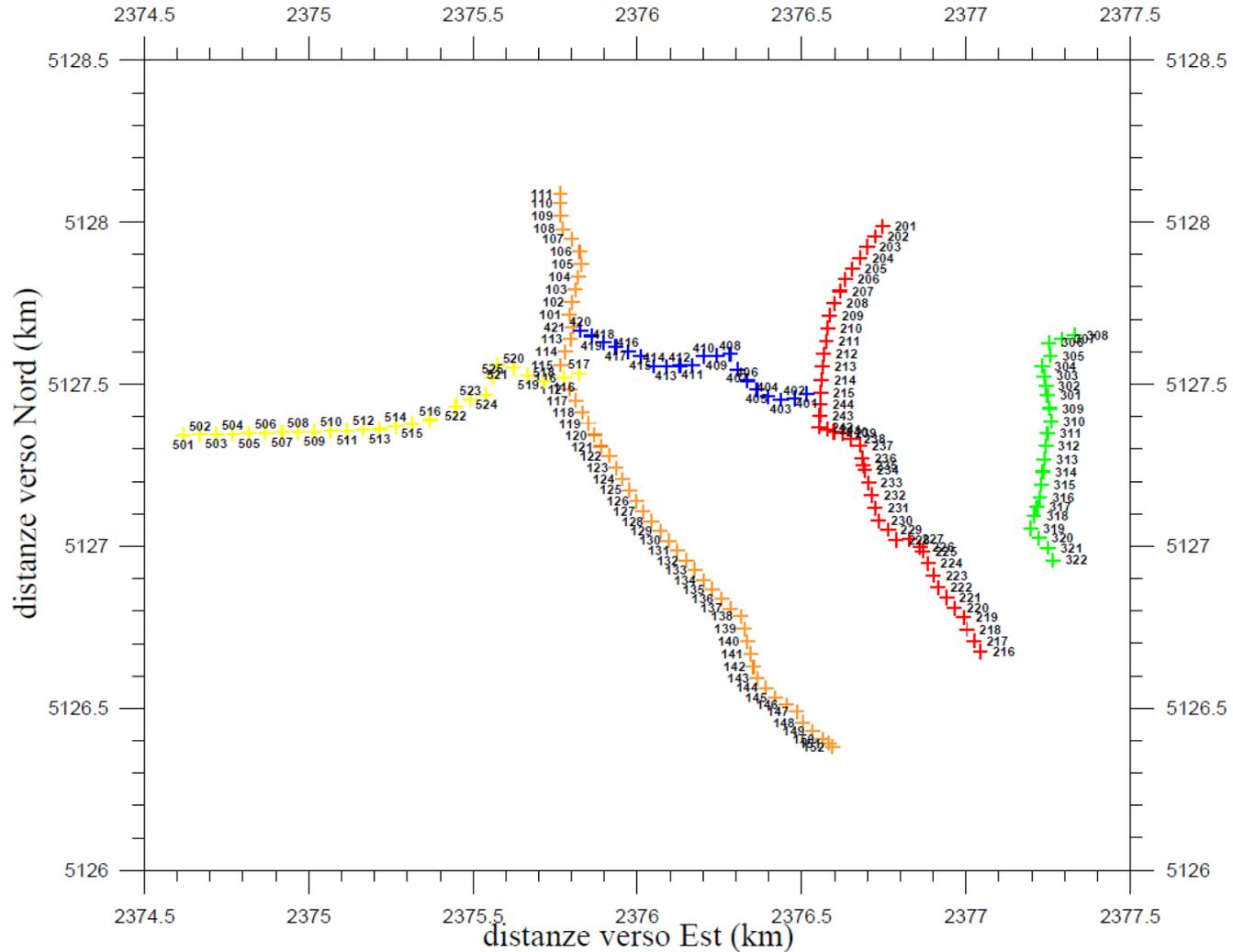
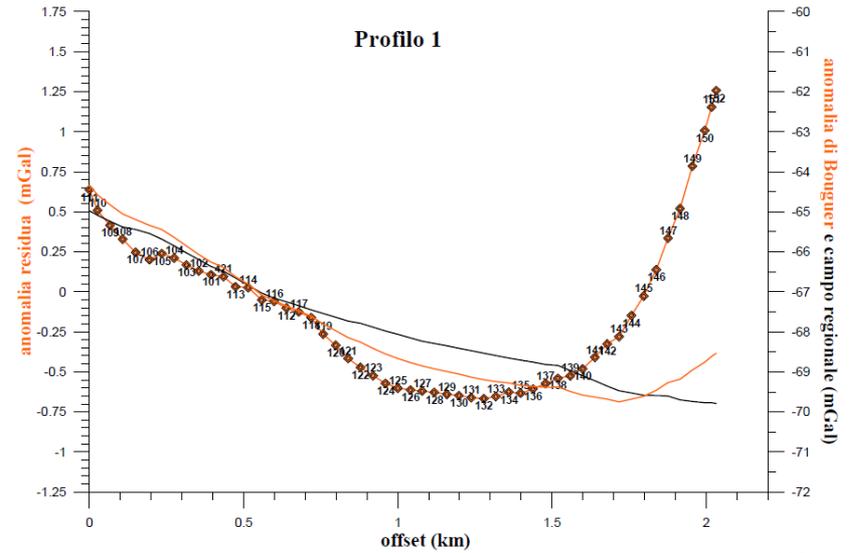
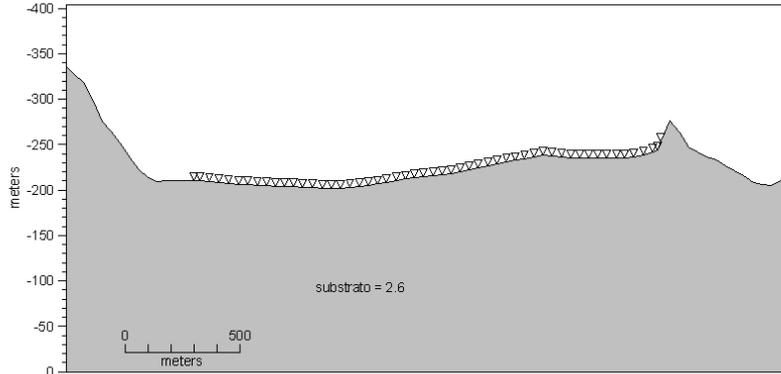
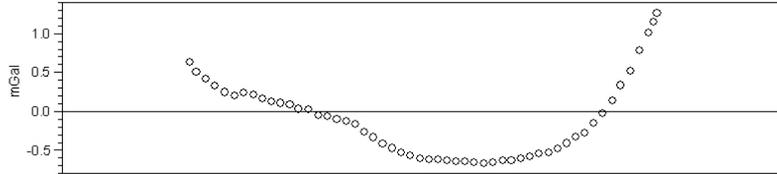


fig. 4.12 Disposizione planimetrica dei punti dei 5 profili gravimetrici



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



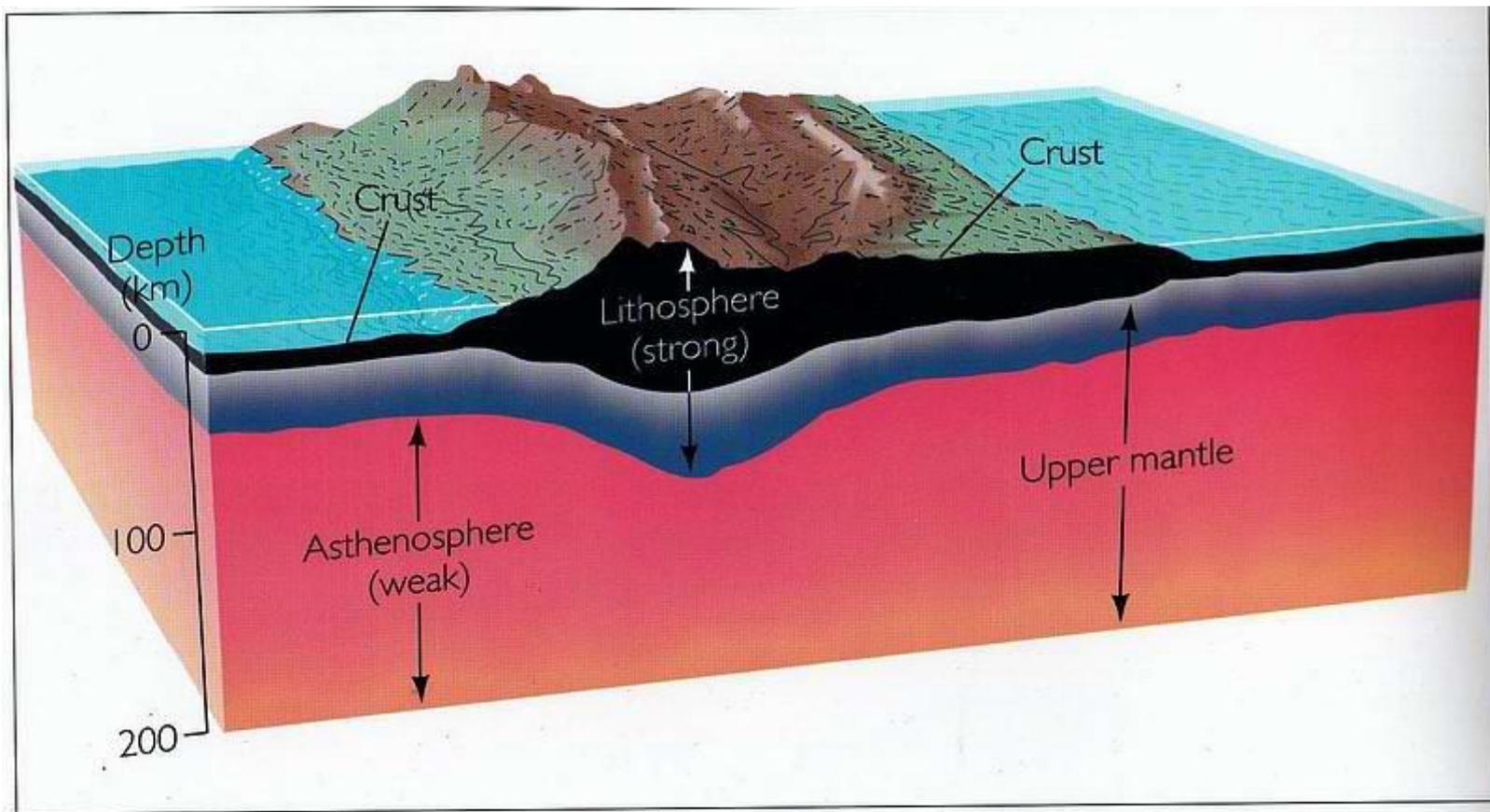


Il principio dell'isostasia

L'isostasia è il principio secondo cui i grandi blocchi di crosta, oceanica o continentale, si pongono in equilibrio gravitazionale secondo la loro densità e il loro spessore (applicazione del principio di Archimede alle rocce). In altre parole, poiché i blocchi di crosta presentano una differenziazione laterale di composizione e spessore, tendono a comportarsi come dei corpi in galleggiamento sulla zona sottostante, che assume un comportamento plastico, per cui si elevano o sprofondano rispetto alla linea di galleggiamento. La crosta oceanica è più sottile e densa, perciò emerge poco, mentre le catene montuose, meno dense e più spesse, sporgono maggiormente dal mantello. Quanto più la montagna è alta, tanto più ha radici profonde, come dimostra anche la disposizione della Moho. Man mano che la montagna si erode, per riequilibrare il peso si solleva progressivamente, mentre dove si accumulano sedimenti si ha un abbassamento della Moho.



**equilibrium of adjacent blocks of brittle crust
“floating” on underlying upper mantle**





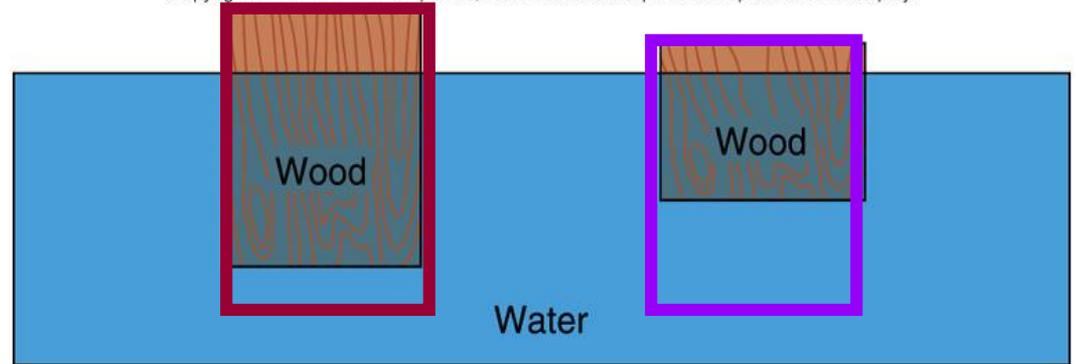
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

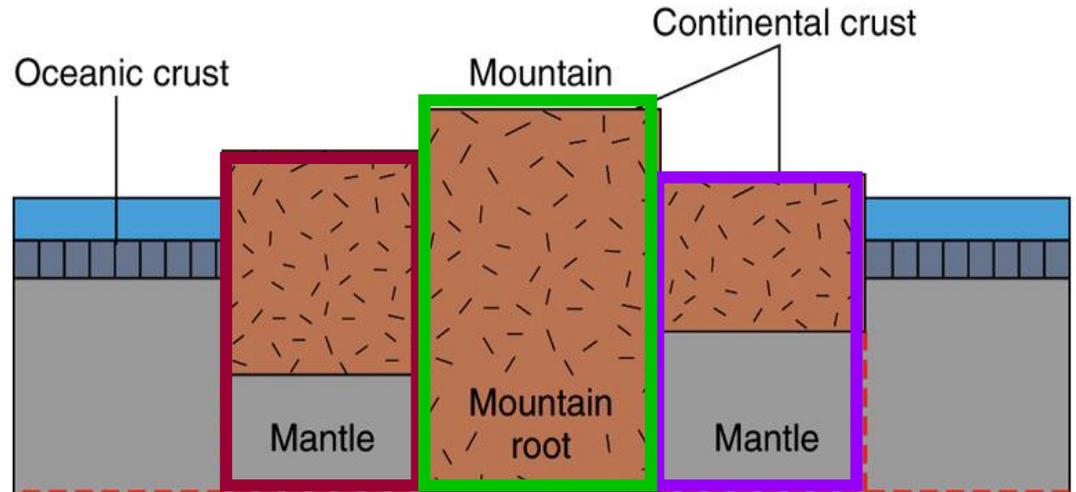
continental crust is
less dense than
oceanic crust

crust is
less dense than
mantle

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



A



compensation depth

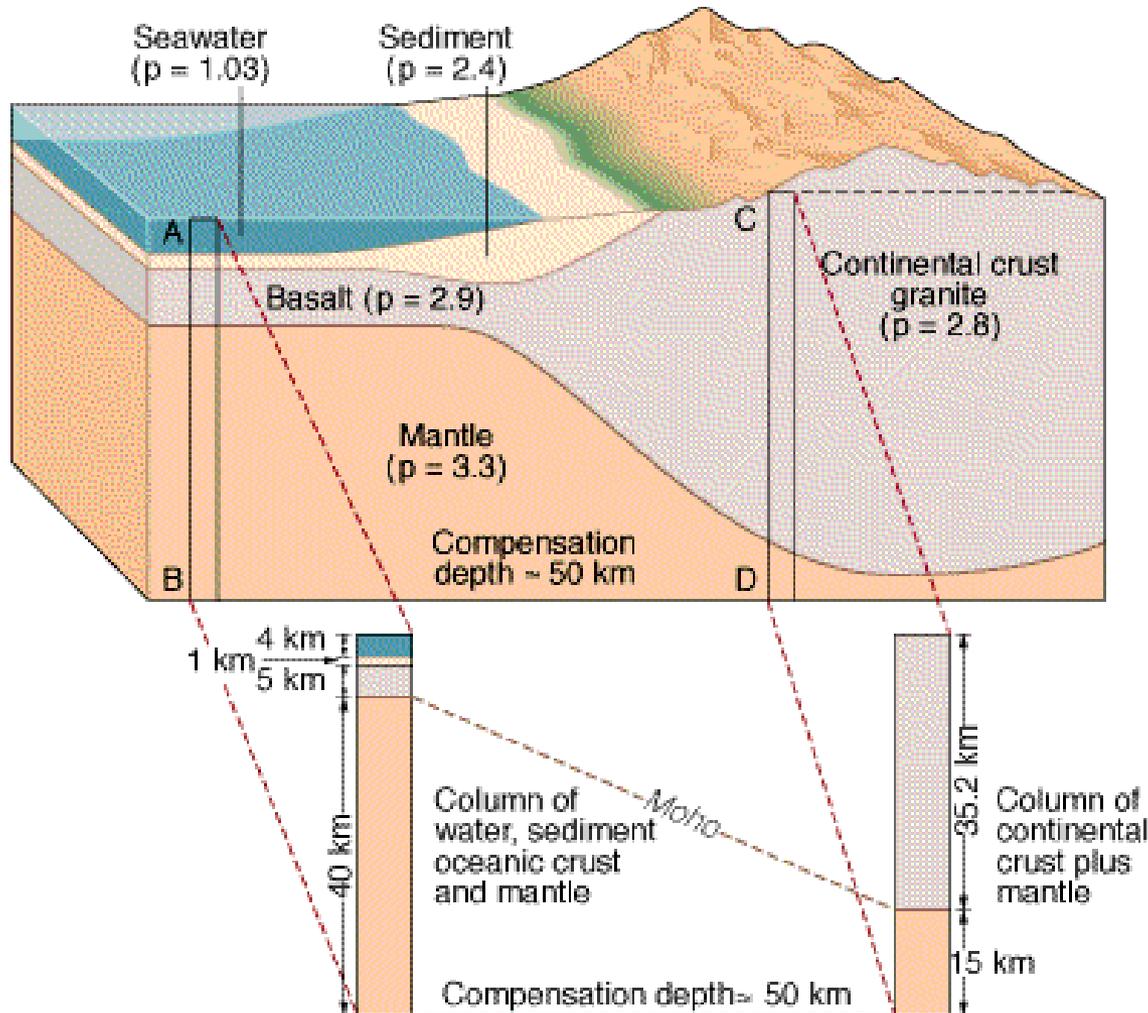


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

isostasy

a more detailed view of density differences

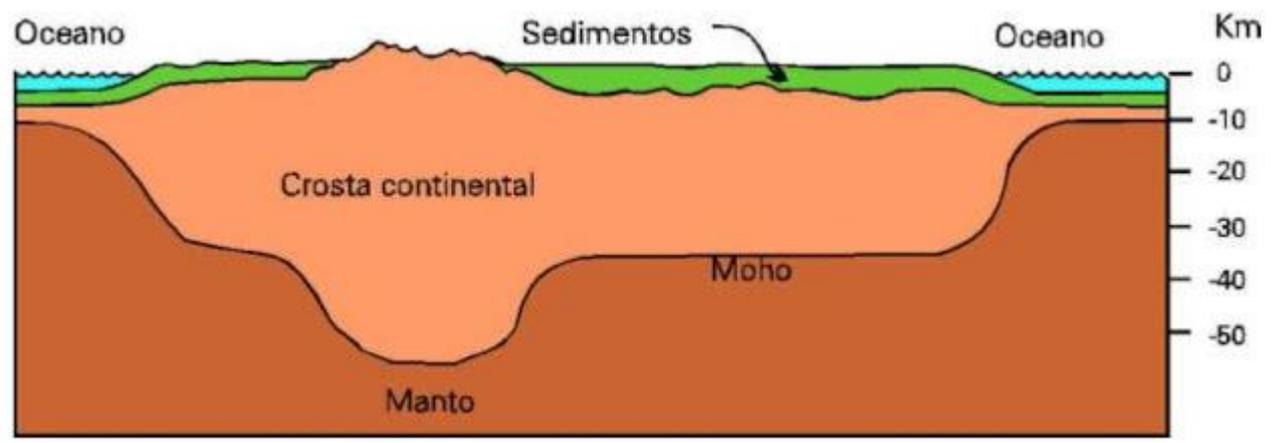
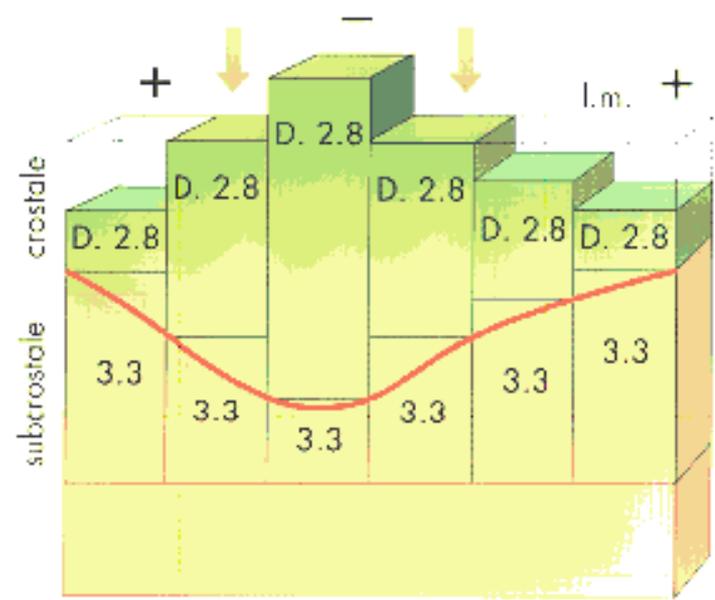


include
sea water
&
sediments

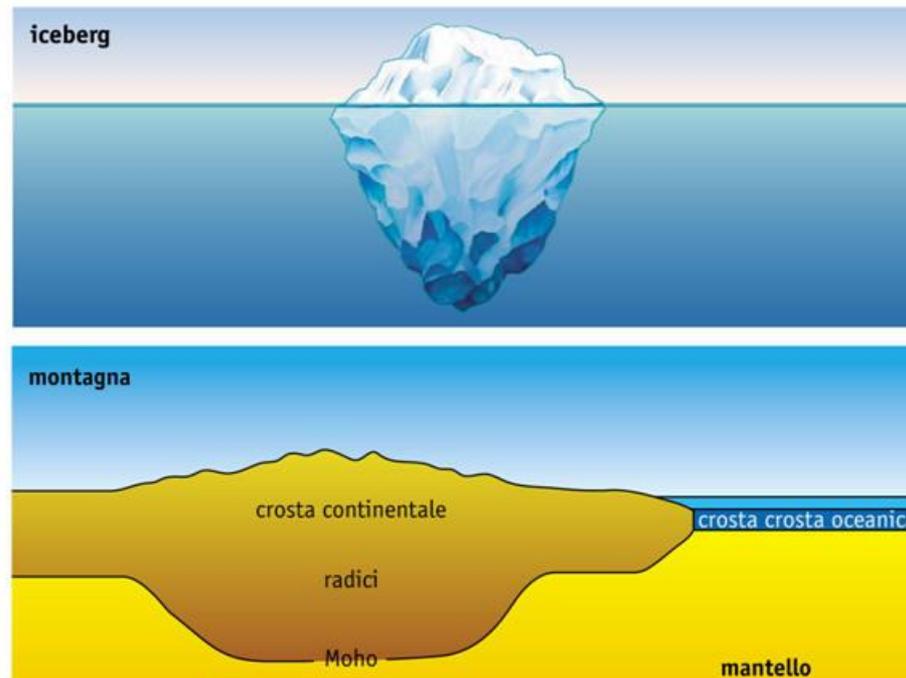


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



La spinta isostatica è paragonabile, concettualmente, a quella che consente il galleggiamento di un iceberg. La crosta continentale con il suo grosso spessore, ma con una densità più bassa, è confrontabile con un iceberg che «pesca» molto e che emerge sulla superficie. La crosta oceanica, più sottile ma anche più densa, è confrontabile con un lastrone di ghiaccio, che pesca meno dell'iceberg e si alza poco sull'acqua. Questo spiega il forte dislivello tra le quote medie dei due tipi di crosta.





CORREZIONE ISOSTATICA

Le riduzioni fin qui considerate sono sufficienti per lo studio di distribuzioni di masse piuttosto superficiali, ma vanno ulteriormente corrette se applicate a regioni molto estese. Abbiamo già visto che l'altezza del geoide non è legata alla topografia e che quindi essa è compensata in profondità. Infatti le maggiori anomalie positive di Bouguer si trovano in corrispondenza degli oceani profondi, quelle negative in corrispondenza delle catene montuose. D'altro canto le anomalie in aria libera fluttua quasi dappertutto intorno allo zero. Ciò suggerisce che le masse esterne al geoide, eliminate nel calcolo delle anomalie di Bouguer, vanno inserite all'interno della Terra con metodo di compensazione detto isostatico.



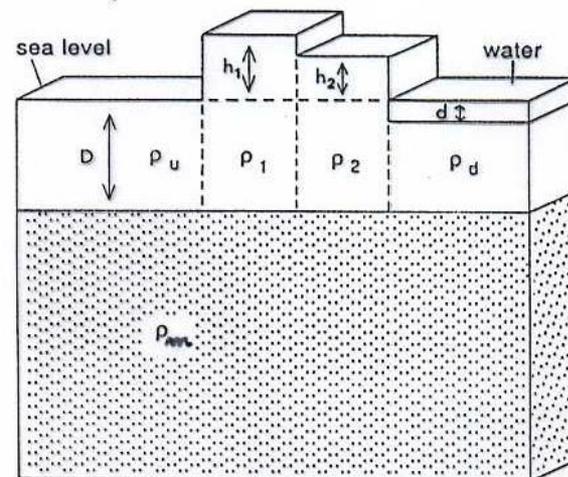
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Il principio dell'**isostasia** si fonda sul fatto che al di sotto di una certa **profondità di compensazione**, la Terra deve essere in equilibrio idrostatico. Ciò significa che il carico esercitato dagli strati sovrastanti la superficie alla profondità di compensazione deve mantenersi costante lungo la superficie stessa. Ad un eccesso di carico superficiale (montagne, dorsali oceaniche) deve corrispondere una riduzione di densità negli strati sottostanti (al di sopra della profondità di compensazione), mentre ad un difetto di carico deve corrispondere un aumento di densità.

RIDUZIONE DI PRATT

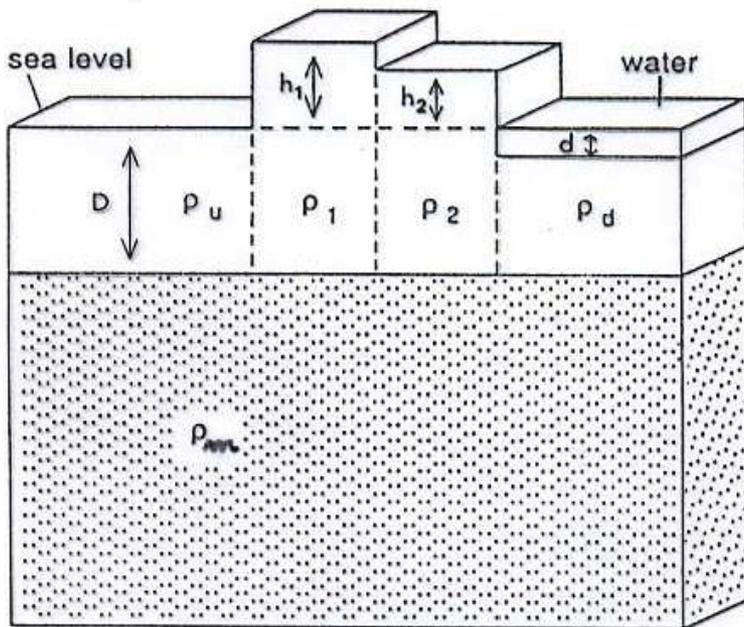
Secondo l'ipotesi di Pratt la superficie di compensazione, a profondità costante, coincide con la discontinuità di Moho. La superficie terrestre può essere suddivisa in zone che corrispondono a sezioni orizzontali di colonne ad asse verticali in modo che la base inferiore sia sulla superficie di compensazione e la base superiore alla quota media della zona in esame. A ciascuna delle colonne compete una densità costante, ma diversa in modo da avere pressione uguale alla profondità di compensazione.





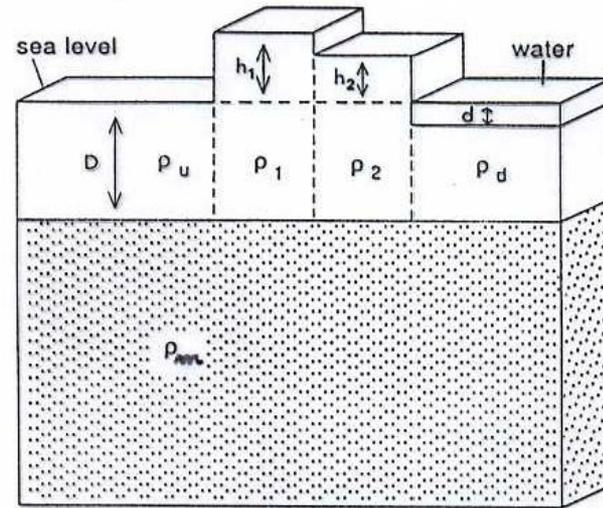
Indicando con D la profondità di compresione e h la quota media della sezione in esame

$$\rho(h + D) = \text{cost}$$



Applicando la relazione alla figura a fianco:

$$\rho_u D = \rho_1(h_1 + D) = \rho_2(h_2 + D) = \rho_w d + \rho_d(D - d)$$



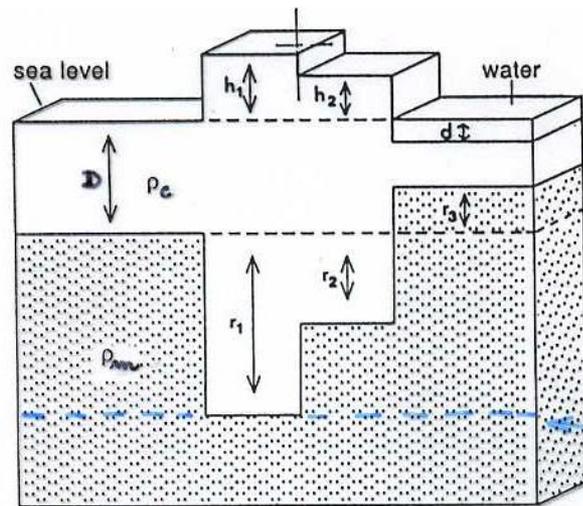
In questo modello la compensazione deriva dal fatto che le montagne e la parte loro sottostante hanno una densità ρ_1 più bassa della densità ρ_u al di sotto di una pianura a livello del mare, mentre sotto gli oceani avremo materiale di densità ρ_d più elevata.

$$\rho_1 = \rho_u \frac{D}{h_1 - D} \quad \rho_d = d \frac{\rho_u D - \rho_w d}{D - d}$$

La profondità di compensazione usate di solito sono 50, 80 113.7 km

RIDUZIONE DI AIRY

Nell'ipotesi di Airy la densità ρ_c della crosta viene Assunta costante e generalmente uguale a 2.67 gr/cm^3 e la densità del mantello ρ_m è Assunta costante con valore 3.27 gr/cm^3 . In questa ipotesi la superficie di compensazione non coincide con la discontinuità crosta mantello.

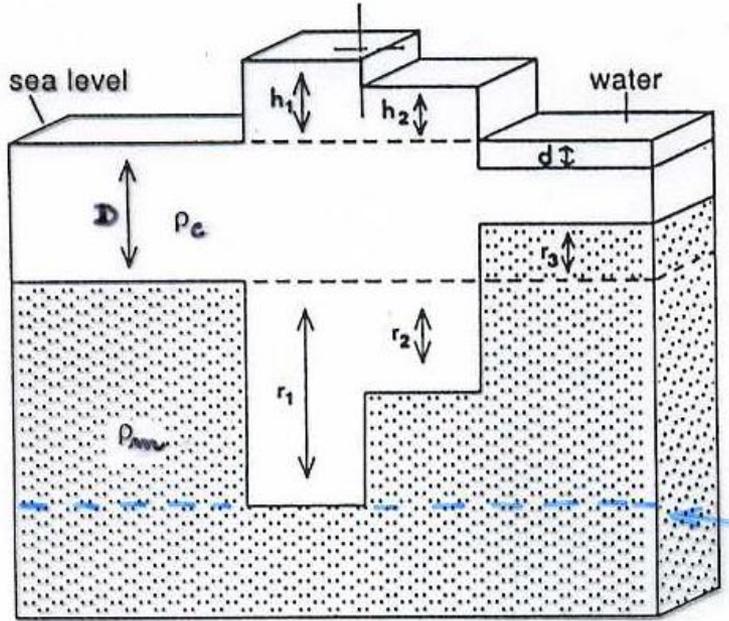




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

La compensazione isostatica si ottiene in modo che ad un aumento di massa in superficie (montagne) corrisponda uno sprofondamento della crosta nel mantello sottostante (radici delle montagne) e che ad una diminuzione di massa in superficie (depression marina) corrisponda un assottigliamento della crosta (antiradici).



Avremo pertanto:

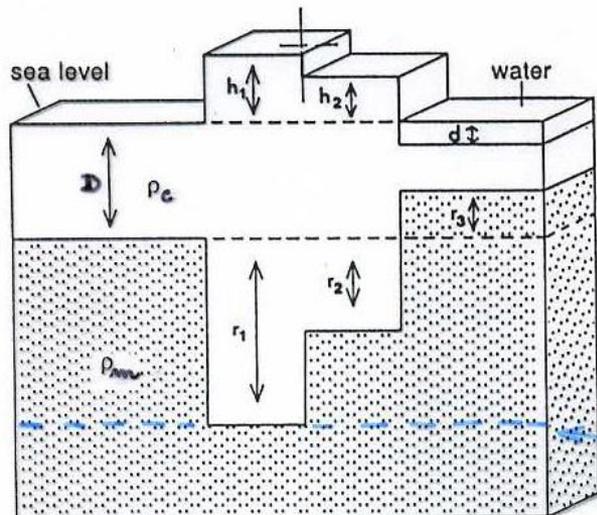
$$\rho_c D + \rho_m r_1 = \rho_c (h_1 + D + r_1) = \rho_c (h_2 + D + r_2) + \rho_m (r_1 - r_2) = \rho_w d + \rho_c (D - d - r_3) + \rho_m (r_1 + r_3)$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$\rho_c D + \rho_m r_1 = \rho_c (h_1 + D + r_1) = \rho_c (h_2 + D + r_2) + \rho_m (r_1 - r_2) = \rho_w d + \rho_c (D - d - r_3) + \rho_m (r_1 + r_3)$$



Una montagna di altezza h_1 avrà pertanto radici di spessore r_1 dato da:

$$r_1 = h_1 \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c}$$

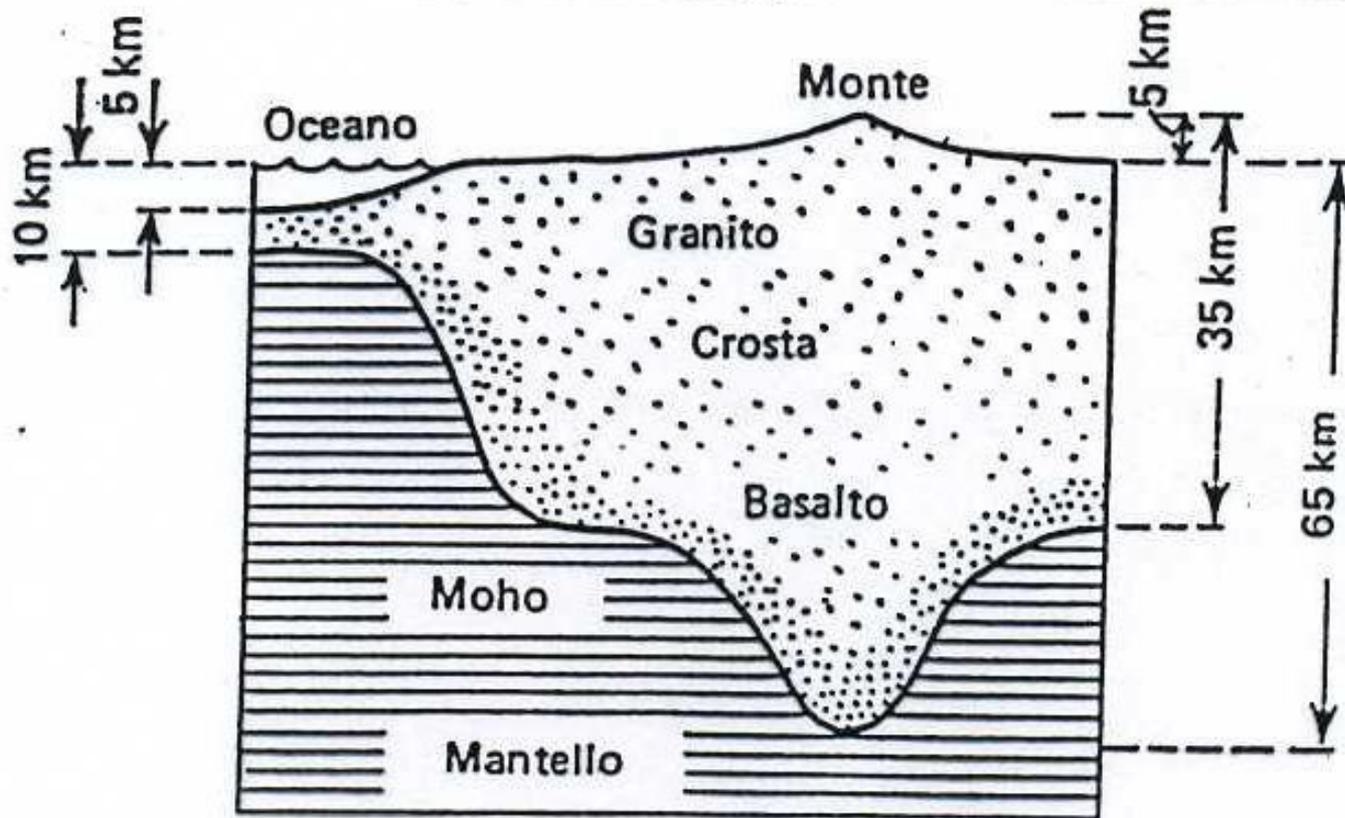
Mentre un oceano di profondità d avrà antiradici di spessore r_3 dato da:

$$r_3 = d \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c}$$



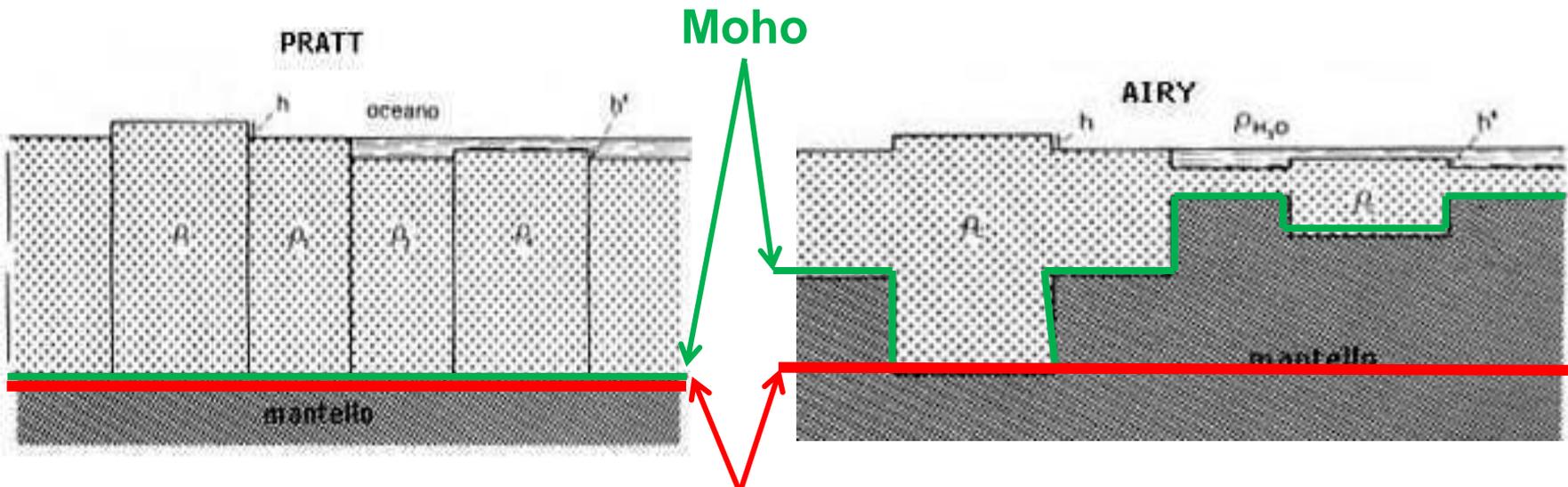
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Equilibrio isostatico tra crosta e mantello.

Le due ipotesi di **Pratt** e di **Airy** sono molto diverse, ma la il determinare quale delle due (o una loro combinazione) opera in una certa regione non è facile. Comunque, secondo studi sulla struttura crostale dalla propagazione delle onde sismiche, si pensa che il modello di Airy sia

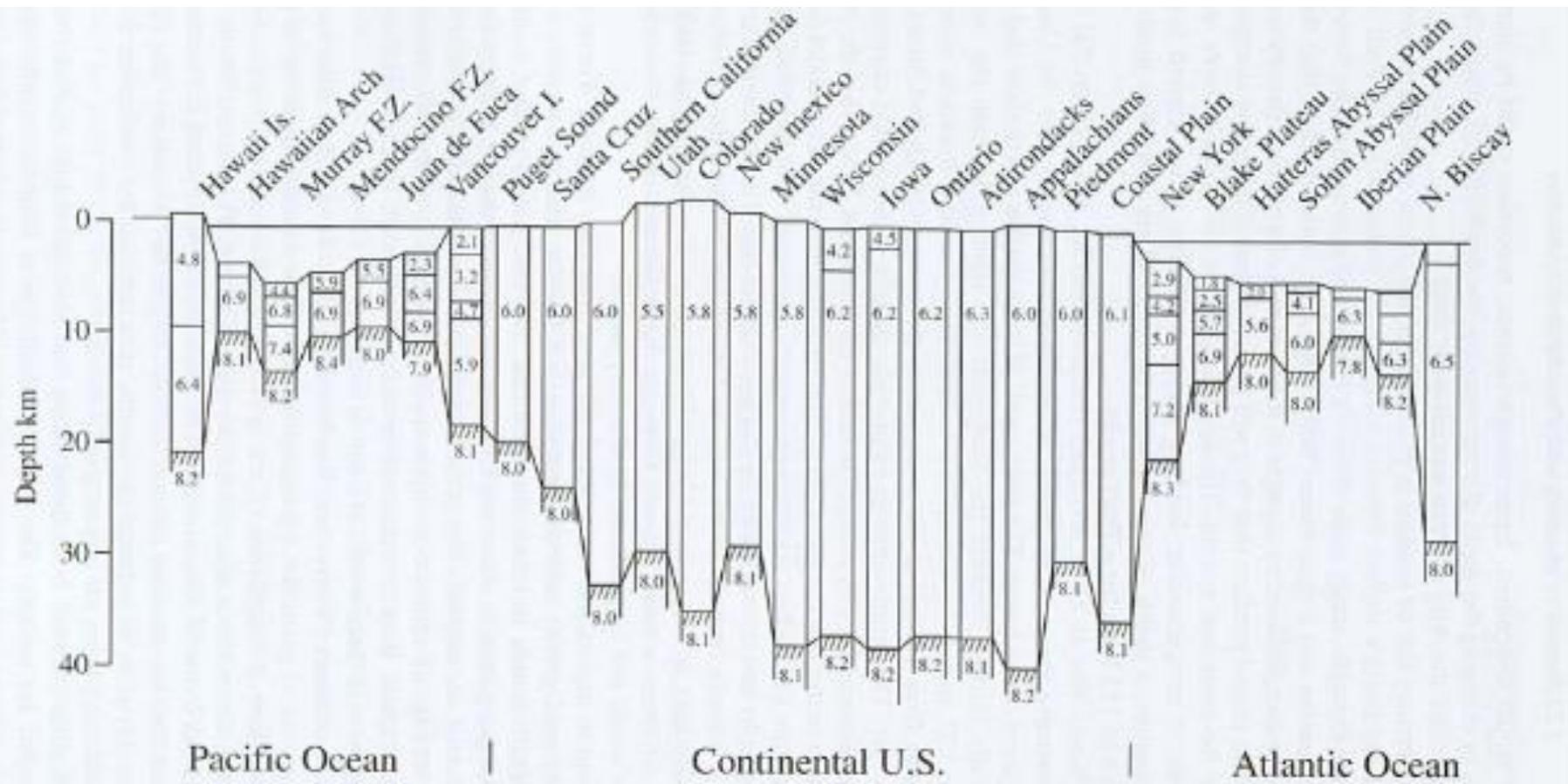


Superficie di compensazione



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



From Watts, 2001

Fig. 1.32. Seismic refraction profile of the crust and upper mantle structure from Hawaii in the west, across the mainland United States, to France. The profile shows striking evidence for the Airy-Heiskanen hypothesis with mountains underlain by thick crust and oceans underlain by thin crust. Reproduced from Fig. 7-5 of Heiskanen and Vening-Meinesz (1958).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

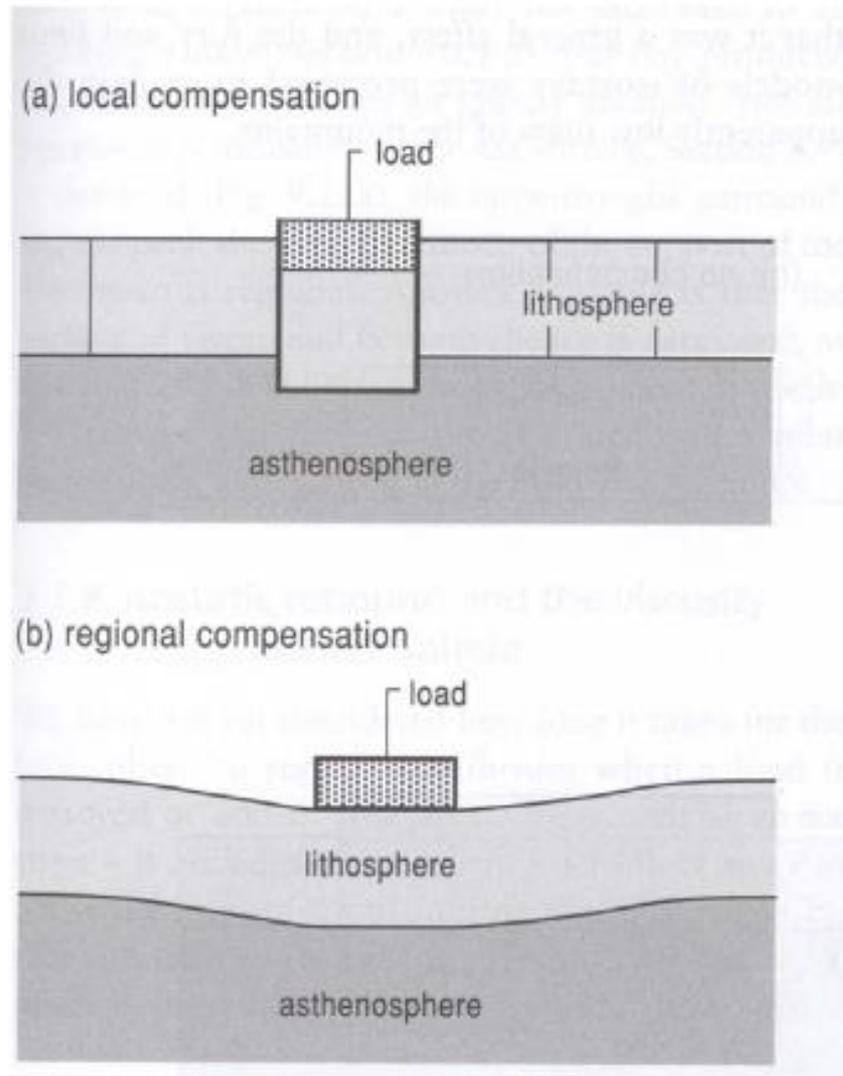
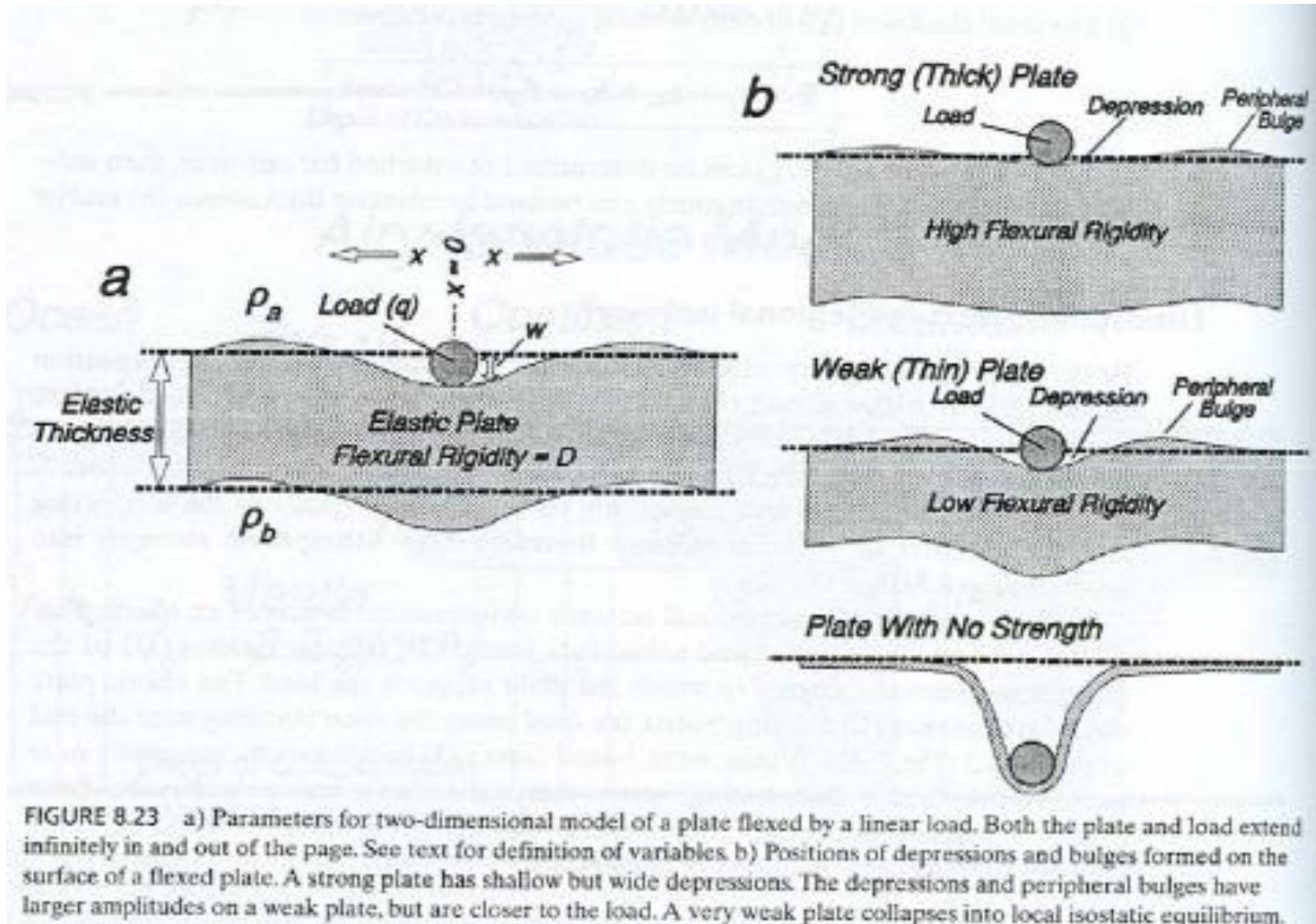


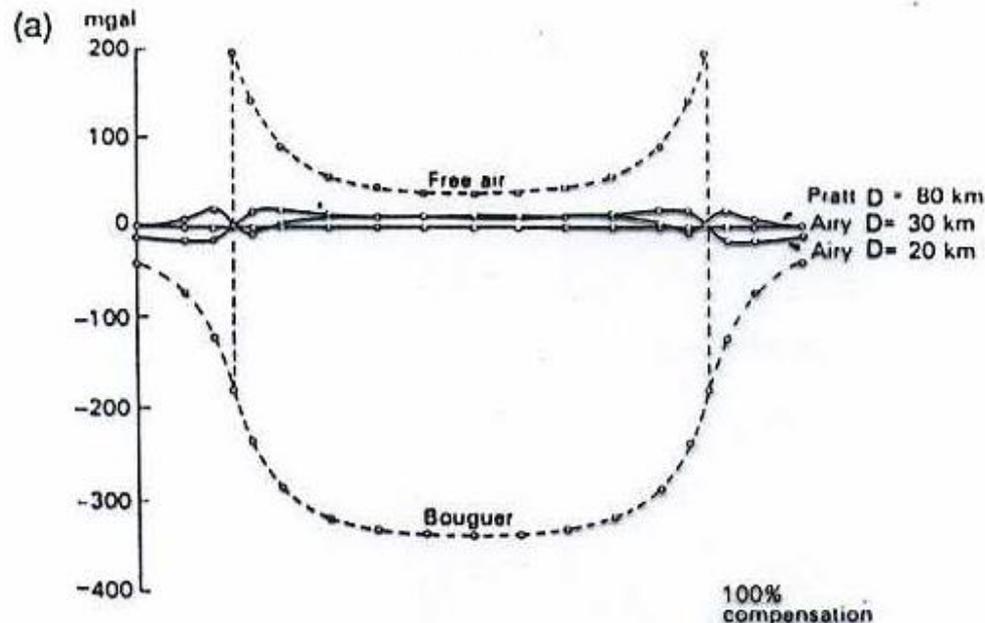
Figure 9.9 Lithosphere without and with lateral strength.





Compensazione isostatica

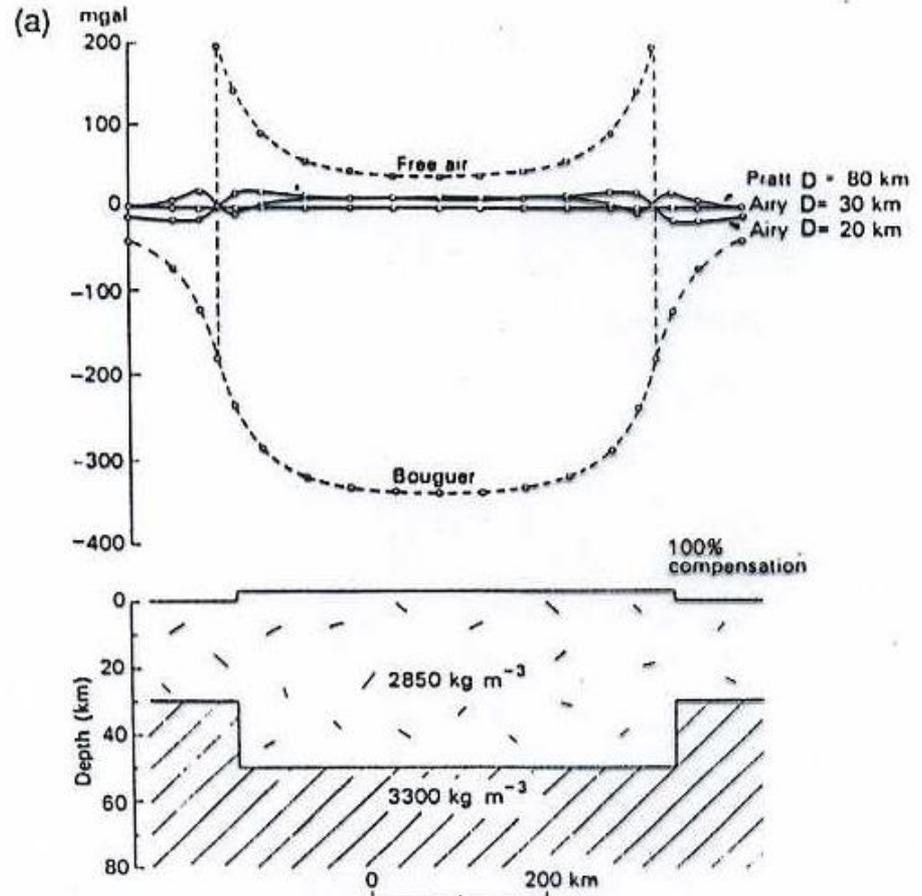
Il modo più semplice di determinare se una grande struttura è in equilibrio isostatico o meno è di considerare l'anomalia in aria libera g_{FA} . Nel caso di strutture compensate g_{FA} è molto piccolo (lontano dai bordi della struttura) se la struttura è estesa per almeno 10 volte la sua profondità m di compensazione.





Compensazione isostatica 100%

Assumiamo una montagna sia in equilibrio isostatico con la pianura vicina. L'anomalia di **Bouguer** sulla montagna sarà **negativa** perchè sotto il geoide c'è una mancanza di massa non eliminata dalla correzione della piastra. L'anomalia in **aria libera** invece sarà **positiva** e molto piccolo. Positiva perchè le montagne sono più vicine al geoide che le strutture di compensazione profonde.





Fisica Terrestre 2024-2025

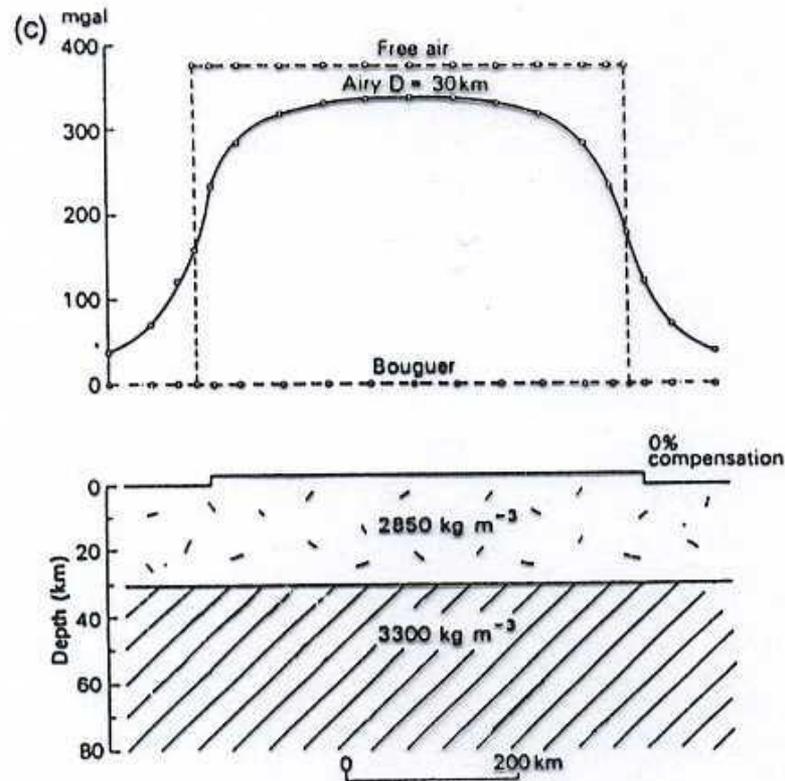
Giovanni Costa

Se non c'è compensazione (o solo compensazione parziale), g_{FA} sarà positive raggiungendo fino a qualche centinaio di milligal. g_{FA} è pertanto quasi un'anomalia isostatica. Essa non assume un meccanismo specifico di compensazione, ma risulta piccolo se la compensazione è completa.

g_B è invece negativa per strutture compensate (parzialmente o totalmente), mentre è zero per strutture non compensate.

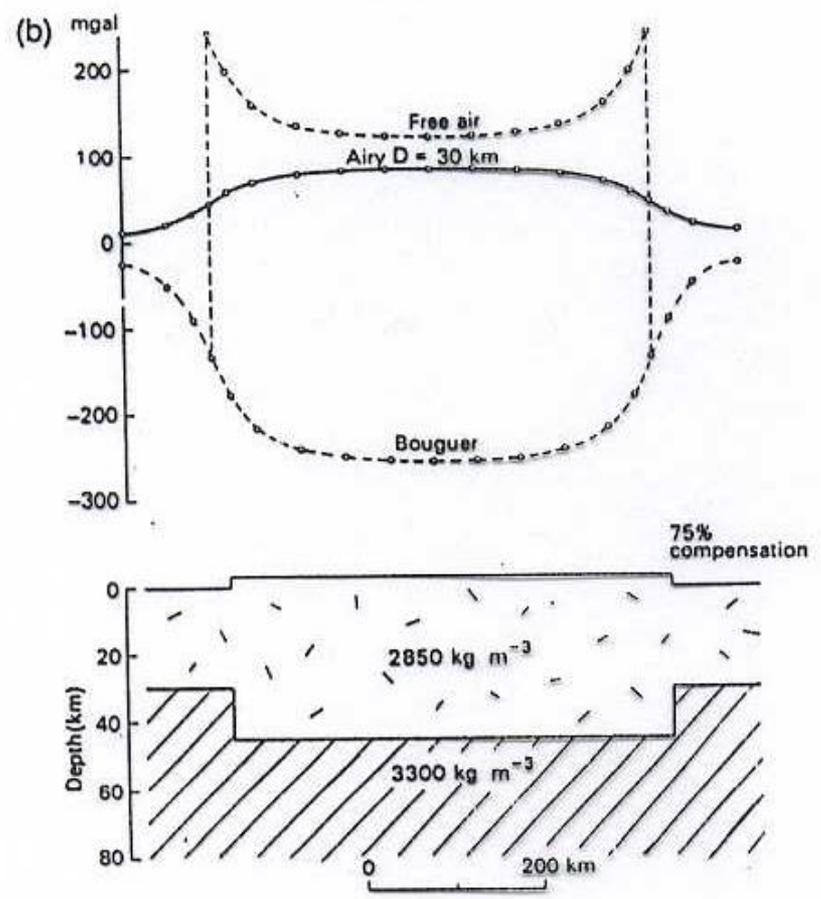


Compensazione Isostatica 0%





Compensazione isostatica 75%





Coefficiente di compensazione approssimato

Possiamo introdurre un coefficiente di compensazione approssimato

$$i = \frac{g_B}{g_B - g_{FA}}$$

Che sarà **0** quando non c'è compensazione ed **1** quando la compensazione è totale.

Per calcolare l'anomalia isostatica g_I bisogna però scegliere un modello di densità. Si avrà allora:

$$g_I = g_m - g_\varphi + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T + \Delta g_I$$

Con Airy:

$$\Delta g_I = 2\pi G \Delta \rho r_h$$

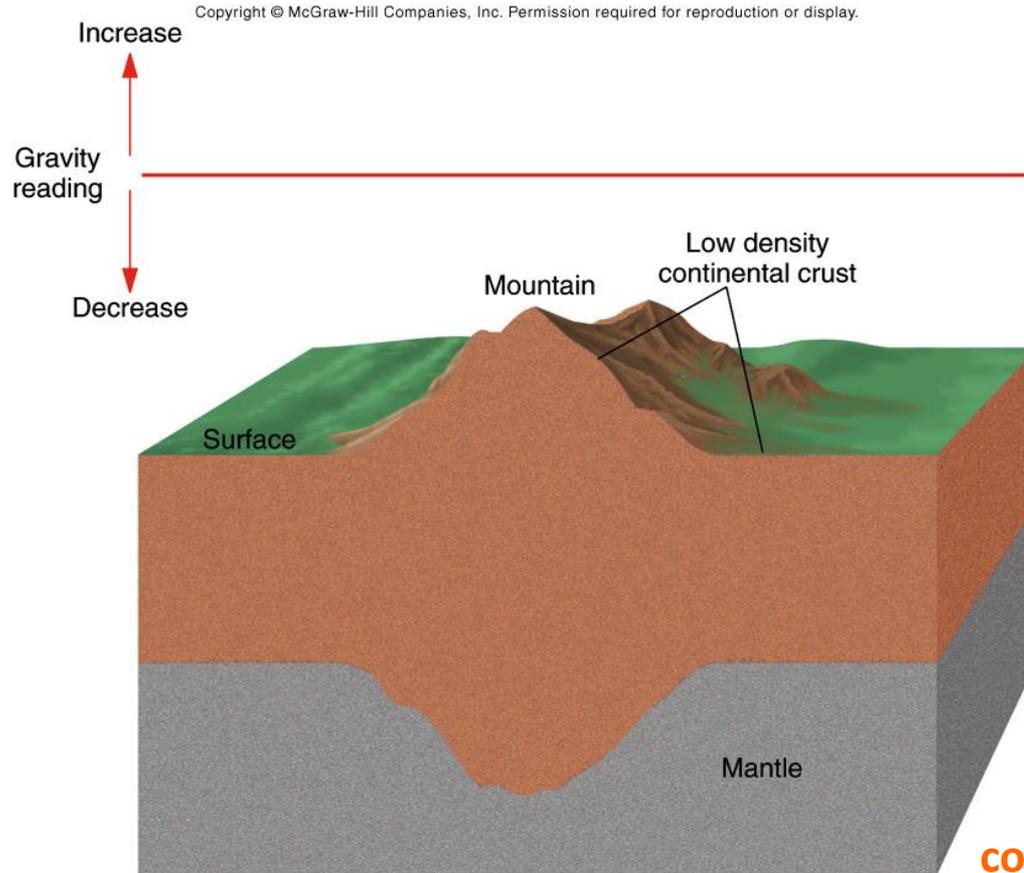
Contrasto di densità tra radici e mantello

Profondità delle radici sotto una montagna di altezza h



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

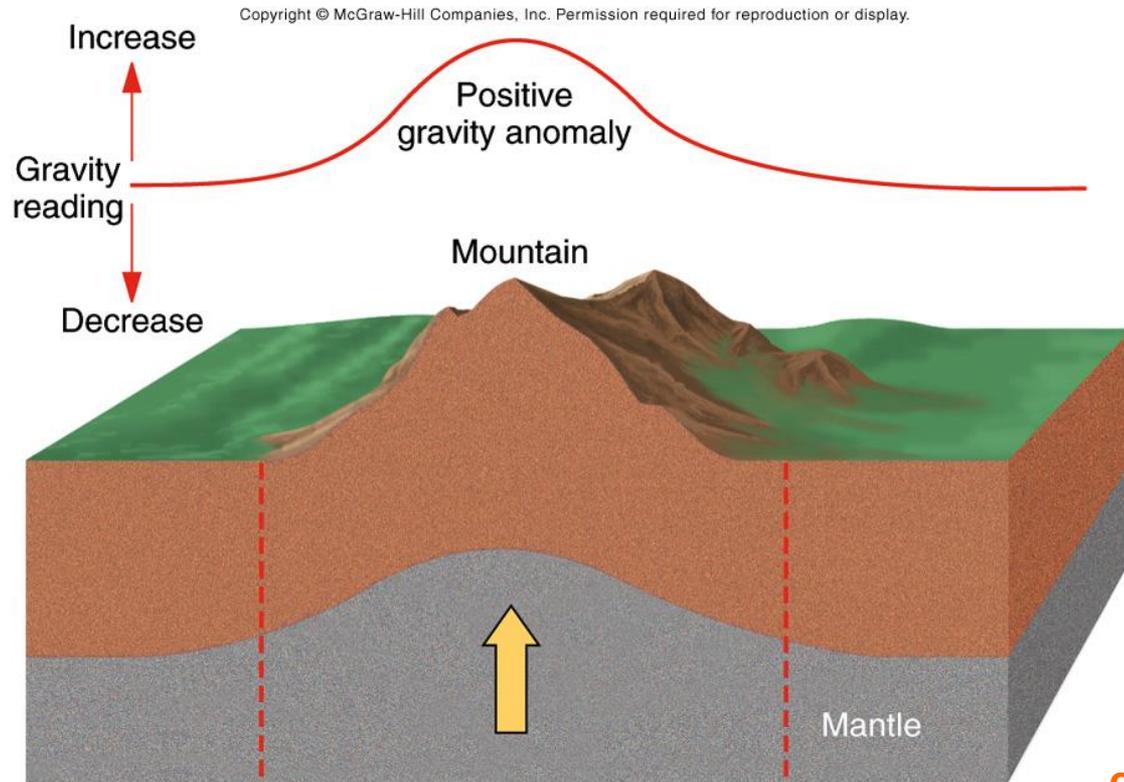


compensation depth



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

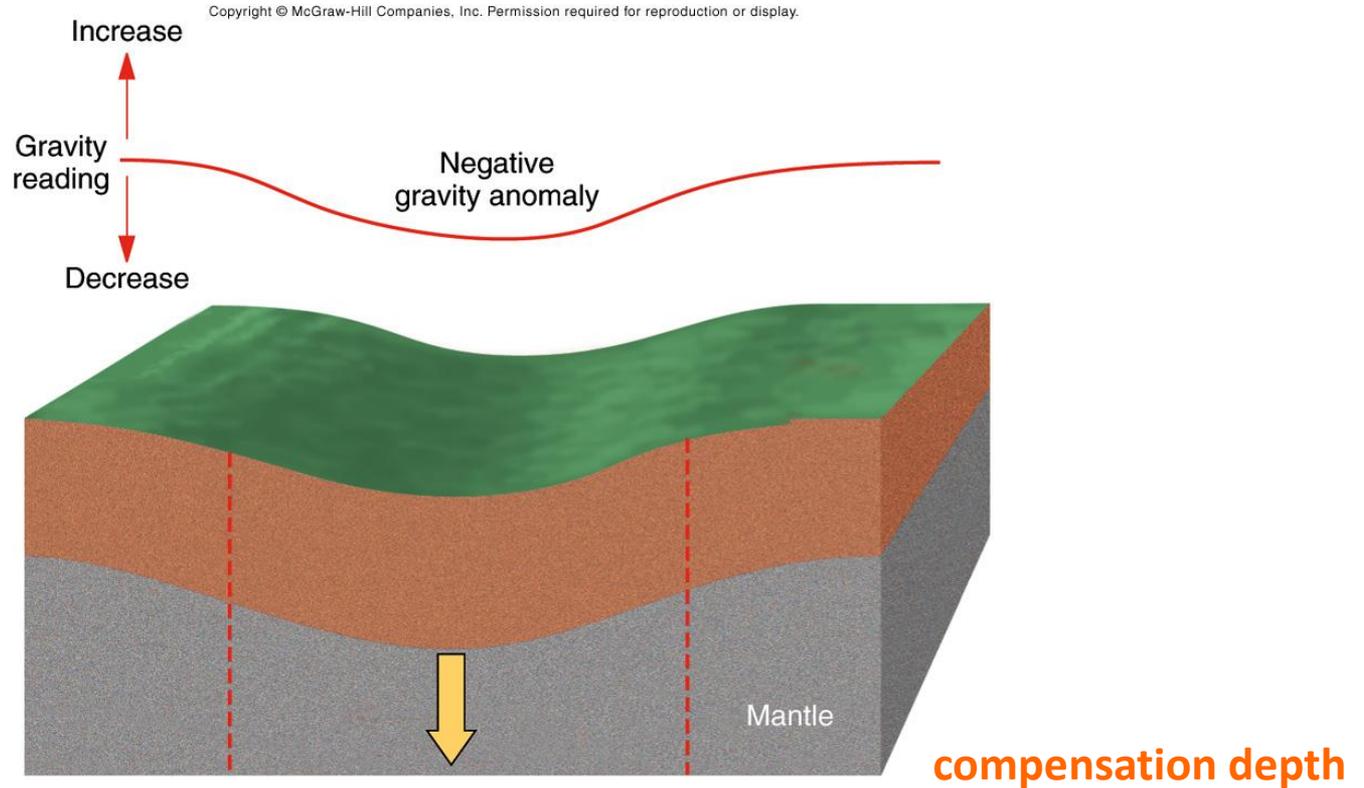


compensation depth



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

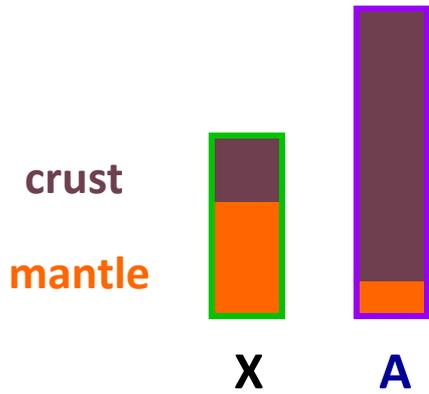




Fisica Terrestre 2024-2025

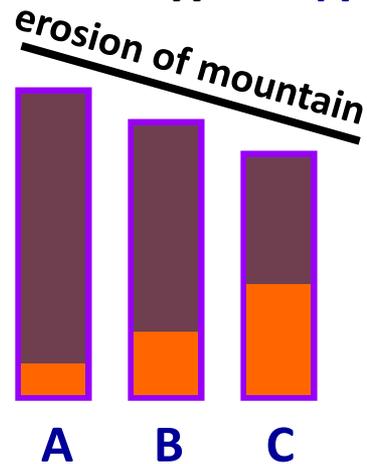
Giovanni Costa

leads to **“isostatic adjustment”** if mass is redistributed



note mountain and crustal root below it

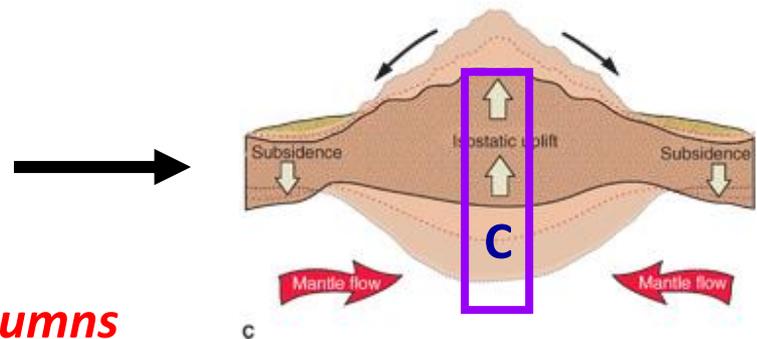
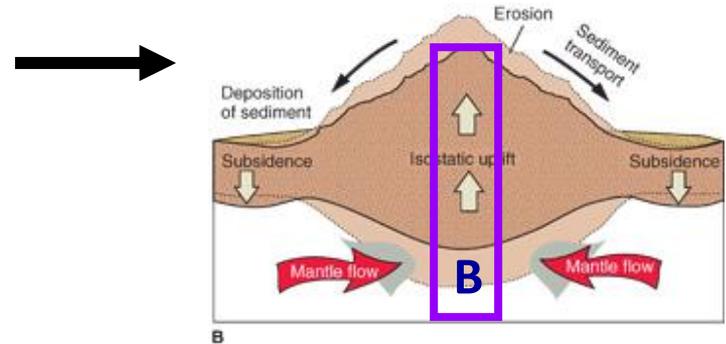
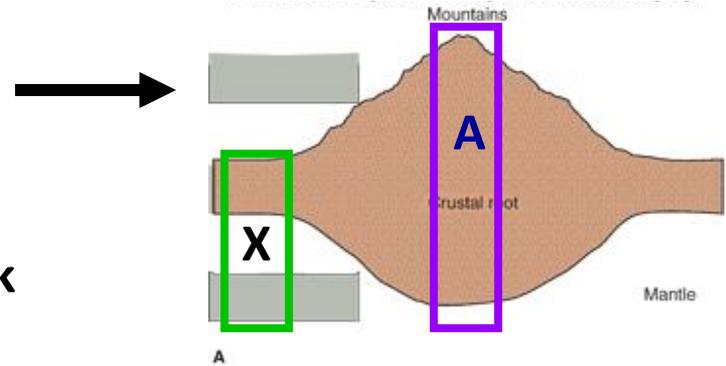
erosion redistributes rock from mountain (high) to sediment deposited in basin (low)



less mass on mountain causes uplift of crust below mountain (thins and rises) and subsidence of basin as mass of sediment is added

as mountain erodes, column becomes shorter thus, mantle mass in column increases over time (mass A = mass B = mass C)

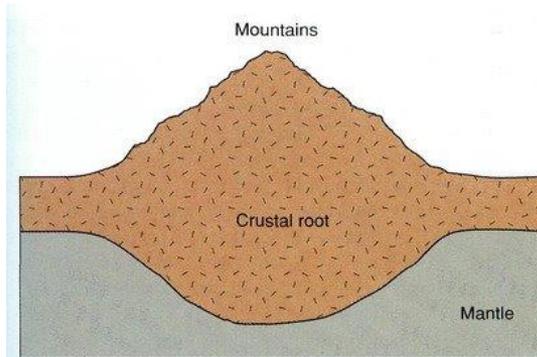
effect on mass columns



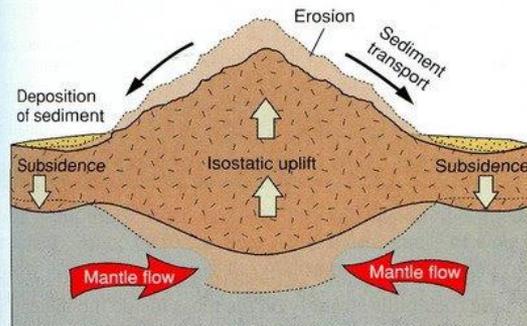


Fisica Terrestre 2024-2025

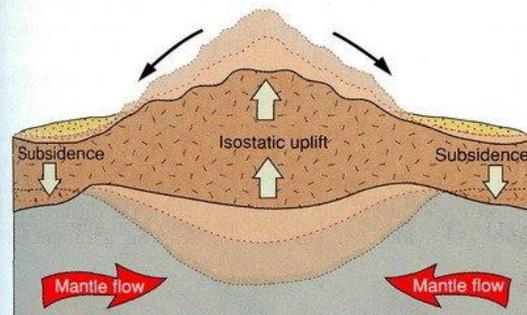
Giovanni Costa



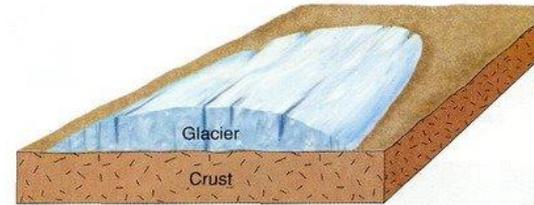
A



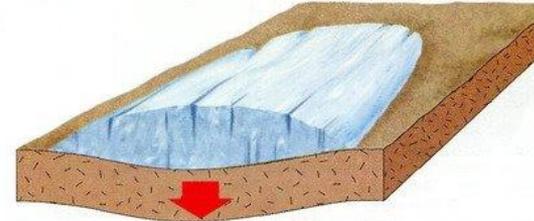
B



C



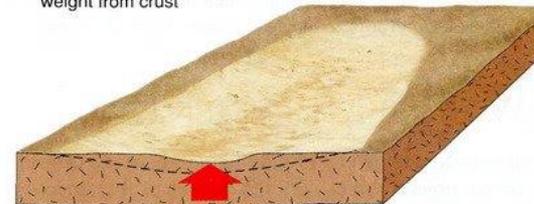
A Glacier forms, adding weight to crust



B Subsidence due to weight of ice



C Ice melts, removing weight from crust



D Crustal rebound as crust rises toward original position

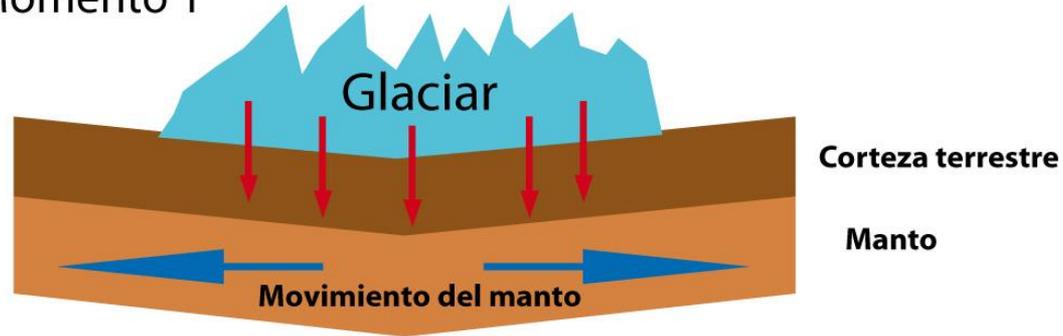


Fisica Terrestre 2024-2025

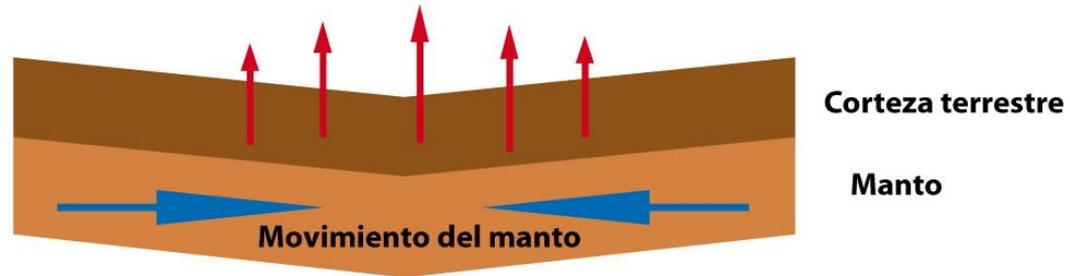
Giovanni Costa

REBOTE ISOSTÁTICO

Momento 1



Momento 2



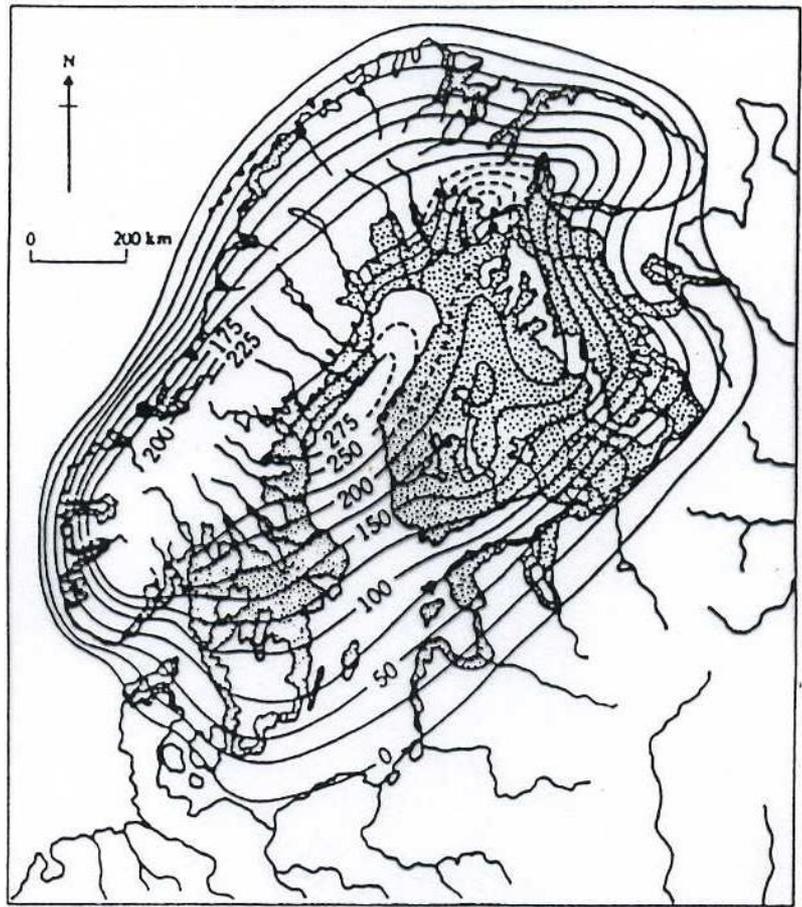
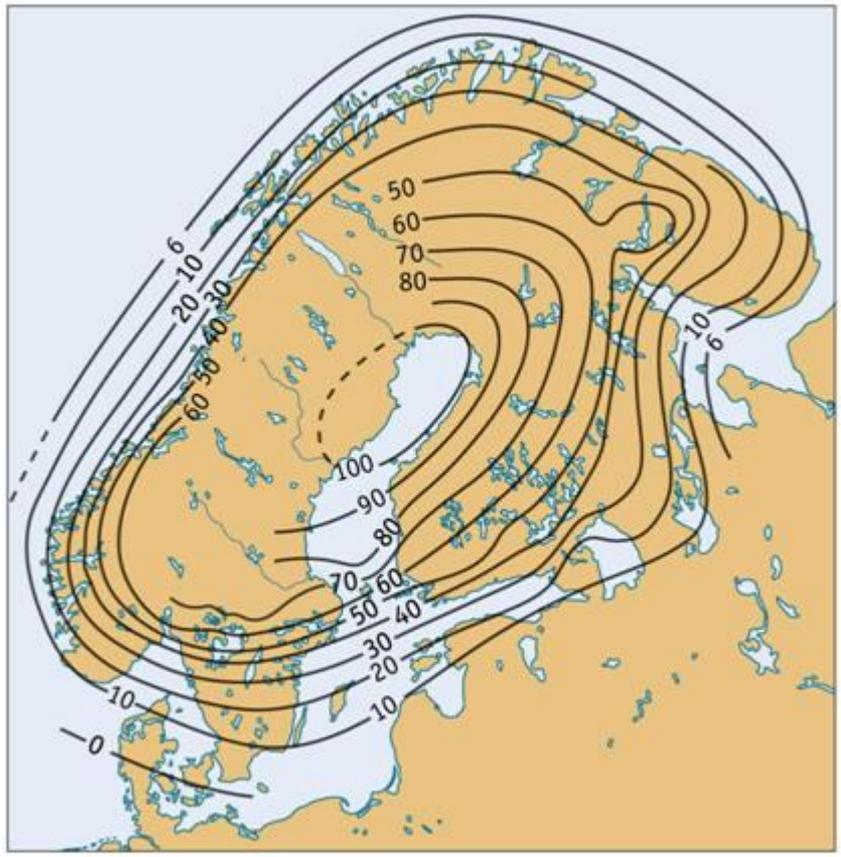
Momento 3





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

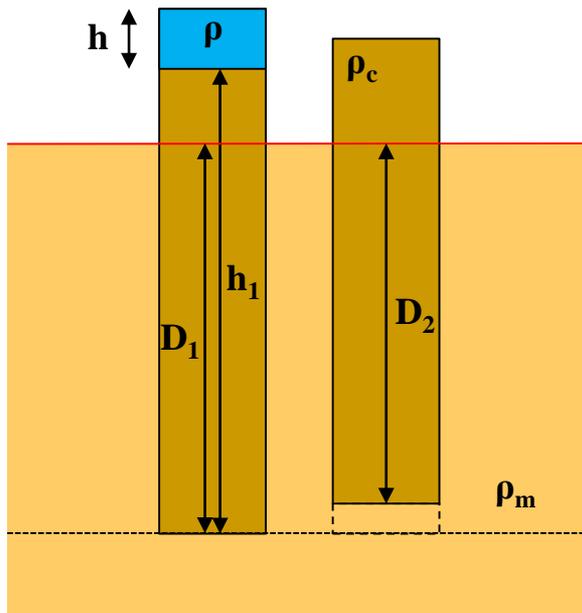




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Il sollevamento può essere spiegato da un riassetamento isostatico dovuto alla scomparsa della coltre glaciale.



La condizione isostatica è alla profondità D_1 ,

$$\rho h + \rho_c h_1 = \rho_c h_1 + \rho_m (D_1 - D_2)$$

$$\rho h = \rho_m (D_1 - D_2)$$

$$h = \frac{\rho_m}{\rho} (D_1 - D_2)$$

Con $D_1 - D_2$ il sollevamento osservato

Prendendo: $\rho = 0.9 \text{ gr/cm}^3$, $\rho_m = 3.0 \text{ gr/cm}^3$, $D_1 - D_2 = 275 \text{ m}$

Si trova: $h = 920 \text{ m}$

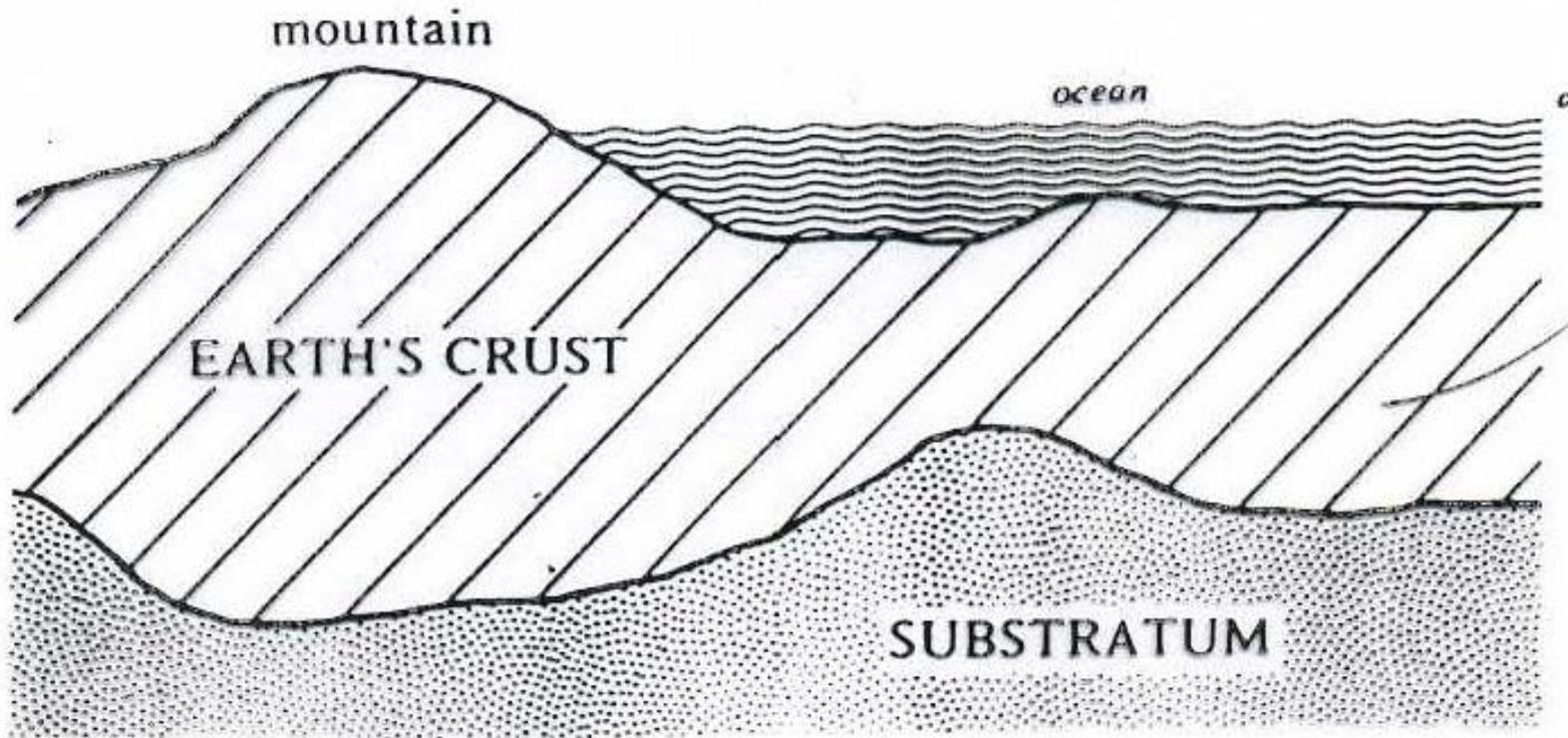


Figure 13.1 Schematic picture of isostasy.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Correzione di EÖTVÖS

Tutte le correzioni precedenti assumono che il punto di osservazione (nel quale si fa la misura) sia fisso su un punto della Terra (e perciò ruoti con essa). Questa assunzione è violata nelle prospezioni marine ed aeree, poichè il punto di osservazione avrà una velocità angolare diversa da quella predetta dalla gravità normale per quella latitudine. Gli errori che ne derivano sono grandi specie se la velocità relativa, V , del punto di osservazione ha una componente nella direzione est-ovest. La correzione di Eötvös è data dalla formula:

Se l'oggetto in movimento ha una componente di velocità verso ovest, l'accelerazione di Eötvös aumenta la gravità misurata. Se le misurazioni della gravità vengono effettuate su una piattaforma mobile (ad esempio, durante una ricerca), la gravità misurata deve essere corretta per consentire l'effetto Eötvös. Per una nave che naviga verso est a 10 km h^{-1} a 45° di latitudine, la correzione di Eötvös è $28,6 \text{ mgal}$; in un aereo che vola verso est a 300 km h^{-1} la correzione è di 856 mgal .

La correzione di Eötvös può essere eseguita in modo soddisfacente nelle indagini sulla gravità marina e i recenti progressi tecnici ora la rendono fattibile nell'aerogravimetria.