

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI “FEDERICO II”

in consorzio con

**SECONDA UNIVERSITÀ DI NAPOLI
UNIVERSITÀ “PARTHENOPE” NAPOLI**

in convenzione con

**ISTITUTO PER L’AMBIENTE MARINO COSTIERO – C.N.R.
STAZIONE ZOOLOGICA “ANTON DOHRN”**

Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare

XVII ciclo

Tesi di Dottorato

**INTEGRAZIONE DI DATI MAGNETICI E MORFOBATIMETRICI IN AREE
MARINE VULCANICHE E NON VULCANICHE**

Candidato: Dott. Salvatore Passaro

Relatore: Dott. Giovanni de Alteriis
Co-Relatore: Prof.ssa Vittoria Ferreri

Il Coordinatore del Dottorato: Prof. Bruno D’Argenio

ANNO 2005

A mio padre, che per mano ho accompagnato alla morte

A mia figlia, che per mano ho accompagnato alla vita

A mia moglie, che mi ha tenuto per mano

INTRODUZIONE	4
CAPITOLO 1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	9
1.1 ISOLE FLEGREE	9
1.1.1 <i>Geologia e geologia marina delle Isole Flegree</i>	9
1.1.2 <i>Allineamento dei principali centri eruttivi e moti verticali</i>	10
1.1.3 <i>Geomorfologia marina</i>	11
1.1.4 <i>Piattaforma continentale</i>	11
1.1.5 <i>Canyons e canali di detrito</i>	12
1.1.6 <i>Secche del Canale d'Ischia</i>	13
1.1.7 <i>Banco d'Ischia; Banco Gaia, Banco di Misen</i>	14
1.1.8 <i>Fondale a blocchi (topografia hummocky)</i>	14
1.2 BANCO DI GORRINGE	15
1.2.1 <i>Basamento igneo</i>	16
1.2.2 <i>Sedimentologia</i>	18
CAPITOLO 2 RILIEVI MORFOBATIMETRICI “MULTIBEAM ECHOSOUNDERS” (MBES)	20
2.1 PRINCIPI FONDAMENTALI DELLA DIFFUSIONE DEL SUONO IN ACQUA	20
2.2 METODI DI GEOFISICA MARINA BASATI SULL'ACUSTICA	21
2.3 RILIEVO MORFOBATIMETRICO MULTIFASCIO O “MULTIBEAM”	22
2.3.1 <i>Panoramica sul concetto di multibeam</i>	22
2.3.2 <i>Strumentazioni “multibeam”</i>	24
2.3.3 <i>Sorgenti e ricevitori</i>	25
2.3.4 <i>Spazzata e frequenza</i>	26
2.3.5 <i>Sensori di assetto</i>	26
2.3.6 <i>Calibrazione del sistema</i>	27
2.3.7 <i>Il concetto di “footprint”</i>	28
2.4 PROCESSING DEI DATI.....	28
2.4.1 <i>Panoramica sul processing</i>	28
2.4.2 <i>Correzione del disturbo mareale</i>	31
2.4.3 <i>Correzione della navigazione</i>	31
2.4.4 <i>Rimozione degli spikes</i>	31
2.4.5 <i>Correzione del profilo di velocità del suono</i>	32
2.4.6 <i>Elaborazione dati e restituzione cartografica</i>	33
2.5 CAMPAGNE DI ACQUISIZIONE	33
2.5.1 <i>Rilievi batimetrici delle Isole Flegree</i>	33
2.5.2 <i>Rilievo batimetrico del Banco di Gorringe (Gettysburg ed Ormonde)</i>	35
2.6 ELABORATI ED INTERPRETAZIONE.....	36
2.6.1 <i>Isole Flegree</i>	36
2.6.2 <i>Seamount Gettysburg</i>	45
2.6.3 <i>Seamount Ormonde</i>	49

CAPITOLO 3 - MAGNETOMETRIA*	54
3.1 CENNI SUL METODO MAGNETICO	54
3.1.1 <i>Equazioni di Maxwell</i>	55
3.1.2 <i>Equazioni del CMT</i>	58
3.1.3 <i>Componenti del campo magnetico terrestre</i>	59
3.1.4 <i>Magnetizzazione delle rocce</i>	60
3.1.5 <i>Anisotropia magnetica</i>	62
3.1.6 <i>Variazioni temporali del campo magnetico</i>	63
3.1.7 <i>Paleomagnetismo</i>	67
3.1.8 <i>Magnetostratigrafia</i>	70
3.1.9 <i>Forme delle anomalie magnetiche</i>	73
3.2 MAGNETOMETRI	75
3.2.1 <i>Magnetometri a precessione protonica</i>	75
3.2.2 <i>Magnetometri "Overhauser"</i>	76
3.2.3 <i>Magnetometri a vapori di cesio</i>	76
3.3 ACQUISIZIONE DATI	77
3.4 PRE-ELABORAZIONE	77
3.5 CENNI SULLE METODOLOGIE DI ANALISI UTILIZZATE PER L'INTERPRETAZIONE DEL SEGNALE MAGNETICO	82
3.5.1 <i>Analisi di Fourier</i>	82
3.5.2 <i>Continuazione nella regione armonica</i>	83
3.5.3 <i>Equazione di Poisson</i>	84
3.5.4 <i>Riduzione al polo (RTP)</i>	84
3.5.5 <i>Cenni sui metodi interpretativi</i>	85
3.5.6 <i>Segnale analitico</i>	86
3.6 ELABORAZIONE DATI	87
3.6.1 <i>Seamount Gettysburg</i>	87
3.6.2 <i>Ormonde</i>	93
3.6.3 <i>Isole Flegree</i>	98
3.7 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	105
3.7.1 <i>Ischia</i>	105
3.7.2 <i>Seamount Gettysburg</i>	106
3.7.3 <i>Ormonde</i>	108
CAPITOLO 4 - INTEGRAZIONE MAGNETO-BATIMETRICA	110
4.1 CONFRONTO SU PROFILO	110
4.1.1 <i>Ischia</i>	111
4.1.2 <i>Gettysburg</i>	112
4.1.3 <i>Ormonde</i>	113
4.2 CONFRONTO NELLO SPAZIO	114
4.2.1 <i>Ischia</i>	114
4.2.2 <i>Gettysburg</i>	119
4.2.3 <i>Ormonde</i>	121

Sommario

4.3 RIEPILOGO DELLE CONCLUSIONI	123
4.3.1 <i>Ischia</i>	123
4.3.2 <i>Gettysburg</i>	125
4.3.3 <i>Ormonde</i>	126
<i>RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI</i>	129

Introduzione

L'integrazione delle metodologie magnetica e morfo-batimetrica (“*Multibeam swath bathymetry*”) produce un significativo miglioramento nell'individuazione potenziale di facies vulcaniche sommerse. La batimetria multifascio è considerata come il metodo più efficace di esplorazione dei fondali, ma non sempre gli elementi forniti dall'analisi morfologica di una zona possono sciogliere tutti i dubbi sulla natura vulcanica di eventuali alti strutturali. D'altro canto, l'importanza nello studio delle anomalie magnetiche residue di una determinata zona e le geometrie delle sorgenti ad esse correlate vengono estremamente rafforzate dal confronto con elementi morfologici acquisiti con altri tipi di indagini (ad es., indagini basate sull'acustica come sismica a riflessione multicanale per riflessioni molto profonde, sismica monocanale “*sparker*”, “*chirp*” o “*subbottom*” per facies sub-affioranti, *multibeam* o “*side scan sonar*” per facies affioranti sommerse). Lo scopo di questa tesi di dottorato risiede nel tentativo di confrontare acquisizioni effettuate con tecniche d'indagine geofisica diverse (metodi magnetico e multibeam) e di valutare eventuali elementi di discussione creati dalla fusione dei contenuti informativi delle due metodologie di indagine. A tal fine sono stati confrontati tre datasets (sia magnetici che batimetrici) relativi a tre situazioni geologiche diverse, ovvero:

1. Isole Flegree, con particolare attenzione ad Ischia
2. Gettysburg seamount (Banco di Gorringe, Horseshoe basin, Oceano Atlantico Orientale)
3. Ormonde (Banco di Gorringe, Horseshoe basin, Oceano Atlantico Orientale).

I seamounts che costituiscono la catena sommersa “Horseshoe” (Atlantico nord-orientale) sono di origine vulcanica ad eccezione del Banco o “dorsale” di Gorringe localizzato a 36°30'N 11°30'W a circa 150 miglia a SW del Capo di Sao Vicente (Portogallo). La struttura, allungata in direzione NE-SW per circa 200 km è articolata in due sommi secondari: il Gettysburg a SW e l'Ormonde a NE separati da una sella morfologica posta a circa 1000 m di profondità. E' costituita essenzialmente da serpentiniti, e rappresenta uno dei rari casi di affioramento di rocce metamorfiche del mantello (“*diapirismo*” delle serpentiniti).

Il seamount Gettysburg è costituito da serpentiniti del mantello, con presenza di rocce vulcaniche non abbondanti. Sebbene il banco di Gorringe possieda complessivamente una natura simile al Gettysburg, l'Ormonde è invece costituito essenzialmente da rocce vulcaniche sostanzialmente effusive (basaltiche).

Le aree dei Campi Flegrei e le isole d'Ischia, Procida e Vivara sono di natura vulcanica, condividono lo stesso ambiente tettonico ed un'origine comune dei magmi lungo il margine orientale tirrenico. Esse sono costituite da magmi eterogenei che vanno da basalti alcalini alle latiti, fino alle trachiti peralcaline. Sono quasi completamente assenti, comunque, tipi più spiccatamente sottosaturi in SiO₂ come le fonoliti o le leuciti che sono caratteristiche dei magmi del Somma - Vesuvio.

Quindi, ci si trova di fronte alle tre seguenti situazioni geologiche:

1. Un'area vulcanica in senso stretto (le isole Flegree)
2. Un'area costituita in prevalenza da rocce del mantello terrestre (Gettysburg)
3. Un'area costituita da rocce vulcaniche basaltiche (Ormonde), intercalata alle rocce del mantello (peridotiti e gabbri) che caratterizzano il Banco di Gorringe.

Di seguito viene riportato lo schema delle operazioni, ovvero la sequenza operativa utilizzata per il trattamento dati. Sostanzialmente, si sono processati ed interpretati separatamente i diversi insiemi di dati batimetrici e magnetometrici, rispettando ove possibile le fasi classiche del processing relative a queste due tecniche geofisiche, prima di procedere alla fase finale di integrazione (e confronto) dei risultati ottenuti.

1. Batimetria
 - A Acquisizione dei dati batimetrica
 - B Elaborazione con programmi dedicati, con:
 - riduzione degli errori di acquisizione (eliminazione degli "spikes")
 - applicazione della correzione di marea
 - rimozione degli errori locali di posizionamento (dovuti a locale perdita di qualità dei segnali GPS o DGPS)
 - Applicazione della corretta curva di velocità del suono in acqua

- Creazione di nuovi applicativi per la rifinitura del DTM (ulteriore miglioramento del rapporto segnale/disturbo)
 - Generazione del DTM (Digital Terrain Model) e della relativa cartografia tematica (carte della pendenza, immagini del rilievo ombreggiato, mappe a curve di livello, etc.)
 - Interpretazione
2. Magnetometria
- A Acquisizione dei dati
- B Processing con softwares dedicati e con nuovi applicativi, con
- Correzione di “*layback*” sul posizionamento
 - Correzione temporale diurna, con l’uso di dati relativi ad una stazione di riferimento scelta (non effettuata per il Banco di Gorringe; stazione utilizzata per le isole Flegree: Osservatorio Geomagnetico dell’Aquila, INGV)
 - Residuaione rispetto al campo di bassa frequenza scelto (IGRF).
 - Controllo statistico degli shift agli incroci per ogni stadio delle correzioni precedenti e relativo livellamento (“*leveling*”) finale
 - Generazione delle carte di anomalie magnetiche residue
 - Computazione delle trasformate pseudogravimetrica, di riduzione al polo, segnale analitico e relativa cartografia

- Acquisizione dati batimetrici multibeam
 - Processing con softwares commerciali (PDS2000, Caris HIPS, etc.)
 - Sviluppo di softwares per l'aumento del rapporto segnale/disturbo
 - Generazione del DTM (Digital Terrain Model)
 - Interpretazione morfo-strutturale
- Acquisizione dati magnetometrici
 - Pre-processing (layback, correzione temporale diurna, residuazione rispetto al campo IGRF, calcolo degli errori di "cross-over", "decorrugation")
 - Riduzione al polo
 - Boundary analysis (Segnale analitico)



Interpretazione integrata

L'utilizzo degli algoritmi di boundary analysis (il segnale analitico in questo caso) consente una determinazione dei margini delle sorgenti magnetiche nel piano orizzontale. Il tentativo d'integrazione è stato operato sull'estensione di questi margini, sovrapponendoli al DTM derivante dall'acquisizione batimetrica e valutando eventuali analogie. Anomalie magnetiche non correlate ad elementi morfo-strutturali saranno da ascrivere a sorgenti sepolte dalla sedimentazione, mentre le sorgenti superficiali dovrebbero produrre una disposizione sovrapposta dei segnali magnetici sui livelli batimetrici. Elementi aggiuntivi circa la sovrapposizione saranno discussi separatamente.

Capitolo 1
Inquadramento geologico

Capitolo 1 Inquadramento geologico

1.1 Isole Flegree

1.1.1 Geologia e geologia marina delle Isole Flegree

L'intera regione (Figura 1:1) appartiene al margine orientale tirrenico, situato su litosfera continentale assottigliata e di transizione verso l'area più propriamente oceanica che caratterizza

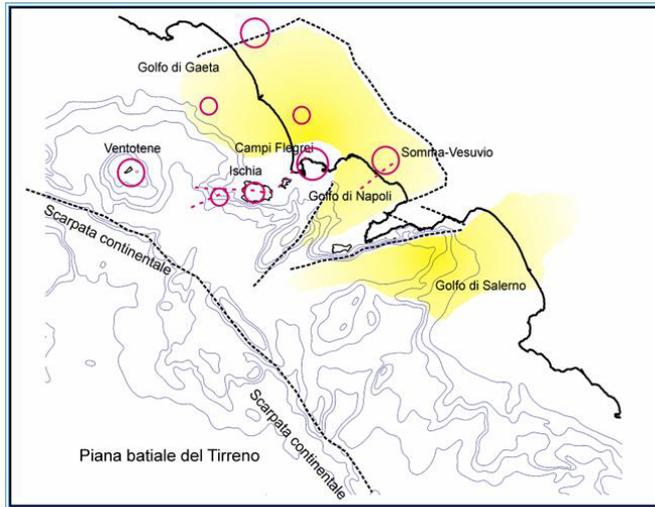


Figura 1:1 Collocazione geografica delle Isole Flegree

le pianure batiali del Tirreno, profonde circa 3500 m. L'estensione litosferica del margine tirrenico in Campania è provata almeno dal Pleistocene inferiore (1.8 Ma) e si è tradotta nella crosta superiore in una tettonica verticale imponente e in risalita di magma con vulcanismo. L'intera Piana Campana del sottosuolo napoletano e flegreo può considerarsi una depressione risultante dallo sprofondamento del basamento carbonatico meso-cenozoico, che

rappresenta l'ossatura della catena appenninica. Lungo il profilo costiero tale basamento affiora nella penisola sorrentina sotto forma di una monoclinale che immerge verso NW e riemerge al monte Massico (a N del fiume Volturno). La risalita di magmi è avvenuta lungo direzioni "anti-appenniniche" (NE-SW), cioè perpendicolari all'asse generale della catena appenninica, come nel caso della dorsale Ischia-Procida-Campi Flegrei.

Il golfo di Napoli è limitato ad ovest da una moltitudine di vulcani monogenici allineati secondo una direttrice regionale ENE-WSW, che va dall'isola d'Ischia ai Campi Flegrei, passando per l'isola di Procida. L'origine dei magmi è comune a quella dei vulcani napoletani, con magmi alcalino-potassici a loro volta suddivisi in un ceppo ultra-potassico ed uno potassico. Il ceppo ultra-potassico è caratterizzato da un alto tenore in K_2O che si traduce in lave a leucite (leucititi e leuco-tefriti) per il Somma-Vesuvio e lave mediamente sature in silice ma appena meno ricche in K_2O , come le trachiti, i basalti alcalini e le latiti, che sono caratteristiche di Ischia, Procida e dei Campi Flegrei.

Nell'ambito locale del magmatismo flegreo-ischitano il grado di differenziazione può essere più o meno elevato a seconda del tempo di stazionamento in serbatoi magmatici, della loro profondità e dell'immissione di liquidi. Da qui si spiega la discreta eterogeneità dei tipi petrografici che includono basalti alcalini, latiti e trachiti peralcaline. Sono quasi completamente assenti, comunque, tipi più spiccatamente sottosaturi in SiO_2 come le fonoliti o le leuciti, che sono caratteristiche dei magmi del Somma-Vesuvio.

Fatte salve alcune grandi eruzioni ignimbritiche e non, avvenute nella regione ogni 20 mila anni circa (Ignimbrite Verde di Ischia, datata 55mila anni; Ignimbrite Campana, 35mila anni; Tufo Giallo Napoletano, circa 12-15 mila anni), la maggior parte degli eventi esplosivi possono considerarsi di media e piccola entità. La stragrande maggioranza delle eruzioni non ha prodotto lave se escludiamo i fenomeni di risalita lungo intrusioni (dicchi) e duomi, caratteristica ridondante e dominante della vulcanologia di Ischia, e sporadiche cupole laviche a Procida e nei Campi Flegrei dove al contrario predominano le forme idromagmatiche.

1.1.2 Allineamento dei principali centri eruttivi e moti verticali

L'allineamento di centri eruttivi che hanno dato origine alle isole flegree si accorda con due direzioni strutturali regionali anti-Appenniniche: la prima, che sembra più antica, e orientata E-W, mentre la seconda è orientata ENE – WSW, così come la direttrice Ischia-Procida-Campi Flegrei. Anche nel canale d'Ischia e nelle aree ad esso prospicienti, sia l'andamento della topografia marina che la distribuzione dei centri eruttivi sommersi e affioranti sembra aderire allo stesso trend regionale ENE-WSW. Alla deformazione regionale si aggiunge l'interferenza con il campo di sforzi locale che ad Ischia è dominato dalla risalita quasi rigida del blocco dell'Epomeo, lungo faglie perimetrali N-S, E-W e NW-SE (Acocella e Funicello, 1999; Tibaldi e Vezzoli, 1998).

Vari indicatori, in particolare geomorfologici (terrazi marini sollevati e spiagge fossili; Cinque et al., 1997), testimoniano fenomeni di subsidenza e di innalzamento in vari settori dell'Isola d'Ischia, che hanno comportato una risalita complessiva del blocco dell'Epomeo di circa 700 m, sia antecedenti che successivi alla messa in posto della formazione del tufo verde (55k anni). In particolare, su basi geologiche-geocronologiche, Gyllot et al., (1982) hanno datato la risalita dell'Epomeo a 33.000 anni.

1.1.3 Geomorfologia marina

Le isole flegree rappresentano un divisorio fisiografico, oltre che geografico, tra il Golfo di Gaeta a nord ed il Golfo di Napoli a sud. Infatti, il complesso vulcanico Ischia-Procida-Campi Flegrei è localizzato in corrispondenza di un importante elemento strutturale ENE-WSW, che ha controllato l'allineamento dei maggiori centri eruttivi. Nell'area oggetto dello studio sono compresi tre grandi areali fisiografici, ognuno caratterizzato da un intervallo di profondità ben definito:

- A) *la piattaforma continentale*, compresa tra la linea di costa e all'incirca l'isobata dei 140-150 m.
- B) *la scarpata continentale superiore*, posta tra il ciglio della piattaforma e l'isobata dei 600 metri circa.
- C) *la scarpata continentale inferiore*, posta a più di 600 metri di profondità.

Un raccordo tra questi tre areali è rappresentato dai grossi canyon sottomarini (Canyon Magnaghi, Canyon di Cuma) o da canali ad essi tributari detti canali di detrito.

A loro volta questi areali includono, spesso a brevissima distanza tra loro, svariati elementi morfologici, ognuno rappresentativo di un processo tettonico e sedimentario dominante o di un evento vulcanico. In piattaforma, così come a profondità maggiori, si possono quindi riconoscere:

- A) terrazzi di abrasione e/o di deposizione a luoghi colonizzati da praterie a Posidonia Oceanica
- B) morfologie relitte o integre di edifici vulcanici
- C) morfologia caotica a blocchi ("*hummocky*"), indizio di eventi franosi generalmente di tipo catastrofico come le valanghe di detrito ("*debris avalanches*").

1.1.4 Piattaforma continentale

Ha pendenza media molto bassa (minore di 1°) e orlo deposizionale attestato a profondità "standard" di 150-170 m, a luoghi erosi. L'allineamento Ischia-Procida-Monte di Procida ha costituito e costituisce ancora un vero sbarramento morfologico tra la piattaforma continentale nel Golfo di Gaeta antistante il litorale domizio ed il Golfo di Napoli, caratterizzato da profondità mediamente maggiori. La soglia morfologica è interrotta in corrispondenza dei canali di Ischia e di Procida. In questi passaggi avviene grande transito di masse d'acqua e sedimenti ed elevato idrodinamismo sui banchi sommersi come, ad esempio, sulla secca delle Formiche di

Vivara. Nel golfo di Gaeta la piattaforma continentale, alimentata da sedimenti clastici provenienti dal Volturno, è ben sviluppata. Il ciglio deposizionale (“*shelf break*”) risulta parzialmente eroso in corrispondenza di alcune testate di canyons attivi come il canyon di Cuma e a WNW di Punta Cornacchia la testata trapezoidale di un canyon situata vicino al Banco di Forio.

Lungo tutto l’offshore meridionale dell’isola d’Ischia la piattaforma continentale è ridottissima o addirittura assente. Sono presenti varie superfici terrazzate sub-orizzontali con rotture del pendio eroso in corrispondenza di testate di canyons o localizzato a profondità non standards per movimenti vulcano-tettonici dell’isola. Il terrazzo antistante il litorale Maronti è del tutto peculiare perché il suo ciglio si trova ad appena –25 m (più superficiale delle superfici contigue antistanti Cava Grado ad ovest e la Scarrupata di Barano ad est) e gravemente eroso da fenomeni di crollo continui o catastrofici.

1.1.5 Canyons e canali di detrito

I canyons che si osservano in terraferma sono delle incisioni morfologiche dovute a forte erosione su un substrato sottostante e caratterizzati da pareti estremamente acclivi se non subverticali. In genere la loro origine è dovuta a un repentino abbassamento del livello di base dell’erosione, che può interpretarsi come il livello di minimo potenziale (generalmente il livello del mare) dove convergono tutti i corsi d’acqua. Questo si realizza, ad esempio con un abbassamento del livello marino o con un innalzamento relativo della terraferma, ad esempio ad opera della tettonica, o di aggiustamenti isostatici della crosta terrestre. L’origine dei canyons sottomarini è, per certi versi simile a quella terrestre quindi ad una variazione relativa del livello marino anche se la loro morfologia non è così aspra. Un altro fattore molto importante che induce la formazione di canyons lungo le piattaforme e le scarpate continentali sommerse a prescindere dalle oscillazioni del livello marino, è rappresentato da una variazione del regime sedimentario ad esempio dovuta all’aumento dall’apporto solido da parte dei corsi d’acqua, a grandi eruzioni etc.. Nel Tirreno i maggiori canyons si riscontrano quasi sempre in corrispondenza di aree tettonicamente instabili come ad esempio l’Arco Calabro che è in risalita di varie centinaia di metri da almeno 120 ka. Nel golfo di Napoli l’origine dei canyons Magnaghi e Dohrn è alquanto differente. Infatti pur non escludendosi una componente sicuramente legata alla tettonica (in particolare per quanto riguarda il tratto finale del canyon Dohrn) la nascita di queste due incisioni è stata controllata in buona parte dall’enorme aggradazione vulcano-

sedimentaria del Pleistocene superiore-Olocene. Tutto l'offshore meridionale di Procida è dominato dalla presenza del Canyon Magnaghi (dal nome dell'ammiraglio omonimo direttore dell'Istituto Idrografico della Marina nel secolo scorso). La sua testata trilobata (a forma di zampa di gallina) parte dal ciglio della piattaforma a profondità di circa 130-140 m. Il canyon ha una larghezza media di circa 700-800 m, che si allarga verso lo sbocco fino a 2 km.

1.1.6 Secche del Canale d'Ischia

Insieme con altre secche all'interno del canale d'Ischia, i "Ruommoli", e "La Catena" le "Formiche di Vivara", sono costituite da resti di apparati vulcanici idromagmatici, costituiti in buona parte da ialoclastiti che indicano messa in posto subacquea.

La Secca delle Formiche di Vivara è costituita dai resti di un edificio vulcanico parzialmente smembrato la cui età di formazione è probabilmente anteriore a quella del vulcano di Vivara. La maggior parte dell'affioramento è costituita da tufi gialli che poggiano su una base di breccie vulcaniche. La parte più alta è formata da lava il cui spessore supera i 7 m. La Secca è caratterizzata dalla presenza di diverse cavità sommerse di dimensioni variabili. La grotta studiata in maggior dettaglio è stata denominata "Grotta Grande delle Formiche", ed è ubicata sul lato orientale della secca. La genesi della cavità principale (Grotta Grande delle Formiche di Vivara), è stata favorita dall'azione morfo-selettiva esercitata sulle breccie sottostanti i tufi stratificati e più facilmente erodibili, raggiungendo uno sviluppo di circa 50 m tra le profondità di 6 m e 16 m, che trafora la secca da un lato all'altro (Ferranti et al., 1994; de Alteriis et al., 1994).

La secca della Catena si trova nella parte marginale del Canale d'Ischia, 1,5 miglia marine a SE della Secca delle Formiche di Vivara, sul fianco di una scarpata del fondo marino che, in direzione NW-SE, va da 40 m a 100 m nello spazio di 800 m circa. Tale secca si innalza su un fondale inclinato, da 75 m a W e a 110 m a E e arriva rapidamente a 24-25 m sotto il livello del mare. È stata studiata da 25 m a 40 m; ha una forma lievemente arcuata allungata in direzione NE-SW. È costituita da ialoclastite litoide di colore giallo-bruno; a circa 40 m di profondità è coperta di limo. Scende molto rapidamente sul versante di NW, mentre quello di SE è meno inclinato. La morfologia della parte terminale della secca può rappresentare un settore di cratere ialoclastico e la pendenza del versante SE è molto simile a quella rinvenibile nei crateri di Vivara e Solchiaro. (Di Girolamo e Rolandi, 1976).

A NW di Procida vanno segnalate le secche prospicienti Punta del Faro che indicano lo smantellamento del centro eruttivo costituito da lava e scorie omonimo e quella che giace secondo una direzione WNW-ESE sulla continuazione di Punta Serra molto probabilmente costituita da piroclastiti.

1.1.7 Banco d'Ischia; Banco Gaia, Banco di Miseno

Si tratta di un edificio appiattito troncoconico a fianchi ripidi che termina con una piattaforma piuttosto regolare ad una profondità che varia da 28 m a 30 m. Ha un diametro di poco più di un miglio marino e si inabissa sul lato meridionale fino a 300 m di profondità. L'età di formazione di tale vulcano monogenico (a parte un piccolo edificio parassita su fianco orientale) non è conosciuta per via diretta cioè in base a datazioni assolute. Alcuni autori (Vezzoli et al., 1988) hanno indicato il Banco d'Ischia come centro eruttivo di alcuni depositi piroclastici da caduta e da flusso localizzati nella parte orientale di Ischia di età molto recente (Formazione di "Piano Liguori", età inferiore a 6-8.000 anni) anche se in via assolutamente ipotetica. Più di un profilo sismico attraverso la struttura non ha mostrato se l'attuale superficie spianata sommitale è il risultato dall'erosione marina (magari a seguito dell'ultima caduta eustatica del livello marino) di un cono vulcanico inizialmente emerso oppure si tratta di una morfologia tronco-conica congenita con il cratere interrato. Da notare la forte analogia morfologica con il banco di Nitida, anche esso tronco-conico seppure con la sommità posta a -70 m.

1.1.8 Fondale a blocchi (topografia hummocky)

Lo studio dell'evoluzione geo-vulcanologica del complesso ischitano sta ricevendo un enorme impulso dalle ricerche di geologia marina realizzate negli ultimi 5 anni a partire dalla prima osservazione con side-scan sonar deep-tow (TOBI) di facies hummocky sui fondali profondi a sud dell'isola (Chiocci et al., 1998). L'innesco di debris avalanches, prodotti dalla sismicità (e non necessariamente associati a eventi eruttivi) è stato un fenomeno non isolato negli ultimi 55 ka cioè successivamente all'eruzione del Tufo Verde dell'Epomeo (Gillot et al., 1982). Sia grazie al progetto GNV che (in misura minore) ad altre fonti di finanziamento per la cartografia marina tematica (Ministero dell'Ambiente, Budillon et al., 2003) sono stati investigati con grande dettaglio ampi settori dei fondali circostanti l'isola. Molte caratteristiche morfologiche prima ignote sono state rivelate grazie all'utilizzo sistematico di rilievi batimetrici multibeam

(multifascio) che, al contrario del fascio singolo, permettono di insonificare la totalità del fondale con un bassissimo grado di interpolazione.

1.2 Banco di Gorringe

Il Banco di Gorringe (Figura 1.2, localizzato a 36°30'N 11°30'W a circa 150 miglia a SW del Capo di Sao Vicente, Portogallo) è situato lungo il margine di placca trascorrente Acores-Gibilterra, fra le placche Eurasiatica ed africana, a ridosso delle Piane Abissali di Tagus ed Horseshoe (Sartori et al., 1994). Esso appartiene alla catena montuosa sottomarina denominata “Horseshoe”, costituita essenzialmente da alti strutturali relativi di origine vulcanica (Josephine, Ampere, Coral Patch & Unicorn seamounts), ma si distingue dagli altri seamounts della catena per la sua natura petrografica, essendo essenzialmente costituita da rocce del mantello ultrabasiche (Ryan et al., 1973). Rappresenta, quindi, una forte anomalia:

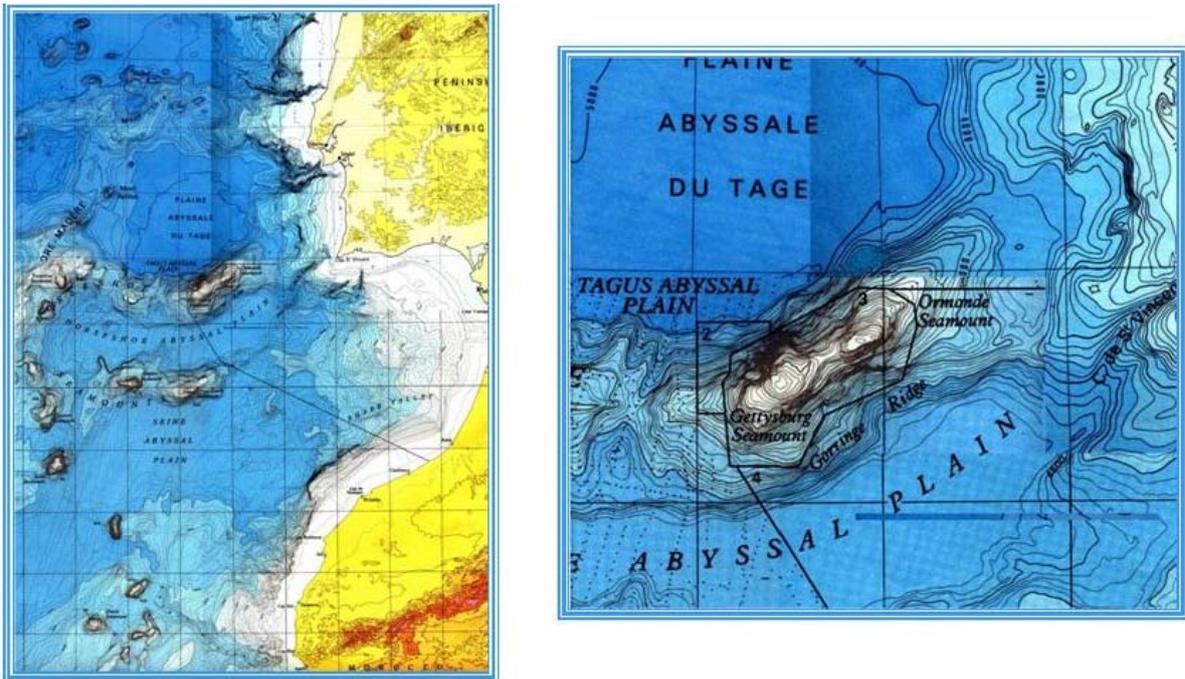


Figura 1:2 Collocazione geografica del Banco di Gorringe

- dal punto di vista batimetrico, in quanto si estende dai circa -5500 m di profondità delle circostanti Piane Abissali di Tagus ed Horseshoe, ai -27 metri circa di profondità del tetto sul Seamount Gettysburg

- dal punto di vista composizionale, in quanto sono rari i casi di affioramenti così superficiali di rocce del mantello (ad es., Cipro).

Le numerose investigazioni sul Gorringe sono iniziate più di 30 anni fa (Ryan et al., 1973; Pritchard & Mitchell, 1979; Auzende et al., 1978 e 1979; Girardeau et al., 1998), ma hanno riguardato in particolare l'investigazione a grande scala del Banco, orientata sia al chiarimento del significato dell'anomalia composizionale sia alla modellizzazione delle caratteristiche sismogenetiche delle zona di frattura. I dati batimetrici esistenti sul Banco sono frutto di acquisizioni a grande scala (Beuzart et al., 1979, batimetria acquisita dall'Ifremer e restituita in scala 1:100.000), fatta eccezione per l'acquisizione relativa alla campagna Gorringe_2003 (de Alteriis et al., 2003) il cui trattamento è presentato in questa tesi. Non sono noti, inoltre, datasets magnetici di dettaglio antecedenti a quelli acquisiti nel 2003 e trattati in questa tesi.

La struttura, allungata in direzione NE-SW per circa 200 km è articolata in due sommi secondari: il Gettysburg a SW e l'Ormonde a NE separati da una sella morfologica posta a circa 1000 m di profondità. La morfologia del Gettysburg mostra un seamount di forma quasi perfettamente circolare (appena allungato in senso meridiano) con diametro variabile da 10 a 8 km. Tale andamento circolare può attribuirsi ad una rottura del pendio sicuramente di origine deposizionale che raccorda l'area sommitale tra -30 m e -175 m alla scarpata esterna. Al centro dell'area sommitale si erge un "carapace" costituito dall'affioramento di serpentiniti secondo patterns allungati in senso meridiano e precisamente N 10°W. Al contrario il seamount Ormonde ha andamento ellittico con asse maggiore disposto in direzione regionale (N60°E). Anche qui la sommità è limitata da uno shelf break (molto meno marcato) e visibile con flesso coincidente con l'isobata dei 160-180 m. L'asse maggiore è lungo circa 16-18 km mentre quello minore varia da 4 a 7 km.

1.2.1 Basamento igneo

1.2.1.A Seamount Gettysburg

Sebbene la forma del Seamount Gettysburg a grande scala richiami la morfologia dei tipici "guyot" pacifici, si può senz'altro escludere la presenza di un vulcano sommerso e propendere, invece, per quella di un diapiri di serpentiniti. Del resto, la serpentinnizzazione delle peridotiti è stata ampiamente documentata nel corso di esplorazioni dirette eseguite con batiscafi (Auzende et al., 1979; Lagabrielle e Auzende, 1982, Figura 1:3). Localmente le serpentiniti sono risultate

incrostate da sedimento calcareo biogenico. Ancora la campagna Gorringe_2003 ha messo in luce la presenza di una “*fabric*” (termine inglese intraducibile, che indica sia la struttura che la tessitura ed in sostanza fornisce una valutazione del grado di orientazione preferenziale dei minerali costituenti) strutturale principale sul top del Gettysburg con orientazione N-10°W, che rappresenta probabilmente il segno tangibile della risalita e messa in posto plastica, a causa dell’alta temperatura, di harzburgiti (Lagabrielle, dati non pubblicati; su de Alteriis et al., 2004). La continuità di questa *fabric* è interrotta dalla presenza di una struttura lunga circa 300 metri ed orientata N- 20°E, interpretata come un probabile dicco doleritico (de Alteriis et al., 2003). Sono inoltre presenti degli allineamenti con orientazione N-S sul margine orientale del seamount.

1.2.1.B Seamount Ormonde

Nel caso del seamount Ormonde, il basamento igneo sembra costituito da rocce vulcaniche alcaline e da gabbri piuttosto che da serpentiniti. La forma è all’incirca ellittica, con dimensione del semiasse maggiore di 16-18 Km e di 4-7 Km per il semiasse minore, con andamento che segue quello complessivo del Banco di Gorringe (N60° E).

L’area di shelf è suddivisibile in due settori separati da una depressione, controllata tettonicamente, avente direzione NNW-SSE.

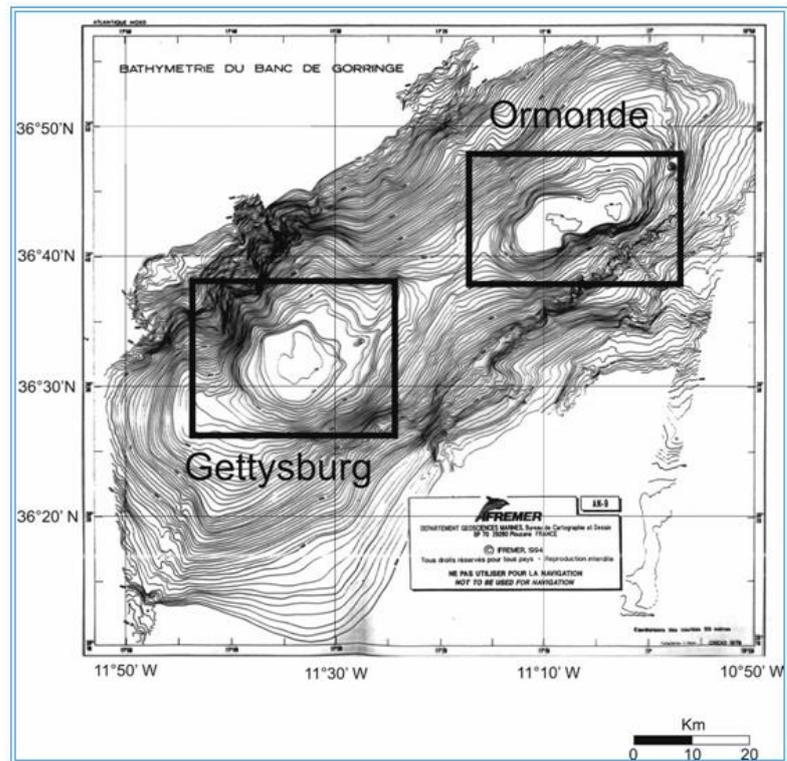


Figura 1:3 Batimetria del Banco di Gorringe in scala 1:100.000 (Auzande et al., 1978)

Contrariamente a quanto visto sul seamount Gettysburg, il pattern strutturale preminente risulta essere N 25°W, cioè grossolanamente ortogonale all’orientazione strutturale principale della zona e del Banco di Gorringe (N 60°W). Altri lineamenti orientati N 90°E e N 100°E sono

visibili sull'affioramento roccioso occidentale. Uno di questi è costituito da un megadacco verticale, bordato da una scarpata di 150 metri, spesso circa 50-60 metri e lungo circa 700.

1.2.2 Sedimentologia

Entrambi i seamounts (Gettysburg ed Ormonde) che costituiscono il Banco di Gorringe presentano un drappeggio di sedimenti bioclastici spesso sulla parte sommatiale ed assottigliato man mano che ci si allontana dal top. I campioni prelevati nella campagna "Gorringe_2003" sono costituiti essenzialmente di sabbie e ghiaie bioclastiche, in cui le forme incrostanti (foraminiferi, vermetidi e alghe) ed i briozoi rappresentano la percentuale prevalente, mentre i litoclasti generalmente sono assenti o fortemente subordinati. La tanatocenosi è stata suddivisa in in due tipi:

- a) nel primo tipo prevalgono forme incrostanti come foraminiferi (gr. Homotrema-Miniacina), alghe vermetidi, briozoi, celenterati, serpulidi, e solo secondariamente bivalvi arcidi, limidi, pectinidi e gasteropodi. Inoltre i foraminiferi bentonici prevalgono sui planctonici;
- b) nel secondo tipo i bioclasti risultano intensamente bioerosi (alghe, funghi e probabilmente secondariamente foraminiferi e spugne). Il rapporto benthos/plancton nei foraminiferi è quasi sempre invertito o paritario (benthos/plancton 20 a 80 al Gettysburg e 50 a 50 all'Ormonde).

In alcuni campioni provenienti dal Gettysburg tra i clasti sono stati trovati diversi aptici e rare ammoniti. L'intervallo stratigrafico riconosciuto sulla base di questi fossili è compreso tra il Giurassico superiore e l'Hauteriviano superiore. Date le profondità di ritrovamento dei fossili cretacici e di quelli giurassici, il rimaneggiamento risulta coerente con la sovrapposizione stratigrafica e supporta la tesi di un rimaneggiamento in situ facendo escludere qualsiasi meccanismo di alloctonia (Conti et al., 2004).

I bioclasti riempiono anche lo spazio fra le creste del basamento igneo, in particolare sul Seamount Gettysburg dove è evidente la presenza di canali di sabbia. Tutto il materiale bioclastico è prodotto nell'ecosistema bentonico, fra i -90 m ed il top poco profondo delle strutture. Sui margini dello shelf sono visibili alcune forme arrotondate giacenti fra i -100m ed i -150 m di profondità ed elevate dai 10 ai 20 m, interpretabili come biocostruzioni.

Capitolo 2

Rilievi morfobatimetrici “multibeam echosounders” (MBES)

Capitolo 2 Rilievi morfobatimetrici “multibeam echosounders” (MBES)

2.1 Principi fondamentali della diffusione del suono in acqua

Il suono viaggia in acqua muovendosi in una serie di fronti di pressione noti come *onde di compressione*. La velocità di propagazione dipende da parametri fisici e chimici quali la salinità, la pressione e la temperatura. In un tipico ambiente oceanico, la velocità del suono è di circa 1500 metri al secondo(m/s).

La distanza fisica tra i fronti di pressione di un onda sonora è la lunghezza d’onda, mentre il fronte dell’onda è il luogo dei punti raggiunti nello stesso istante dall’onda stessa. Il numero di fronti di pressione che passano in un punto stazionario per unità di tempo rappresenta la frequenza dell’onda.

Quando un’onda sonora incontra un cambiamento nella velocità locale del suono, la sua lunghezza d’onda cambia, ma la sua frequenza rimane costante. Per tale motivo le onde sonore sono generalmente descritte in termini della loro frequenza.

Si definisce ampiezza dell’onda l’oscillazione legata alla stessa. L’energia di un’onda sonora per unità di tempo (potenza) è proporzionale al quadrato della sua ampiezza.

Nel propagarsi, un’onda di pressione perde parte della sua energia acustica, in parte a causa dell’aumento delle dimensioni del fronte (divergenza sferica del fronte d’onda), in parte a causa dell’attrito, per cui una frazione di energia si perde per generare calore. La riduzione dell’ampiezza dell’onda è detta *attenuazione*. All’attenuarsi dell’onda di pressione si riduce l’ampiezza della stessa.

Il livello di attenuazione di un’onda sonora è inversamente proporzionale alla sua frequenza, ovvero l’attenuazione cresce all’aumentare della frequenza. Per esempio, un’onda acustica a 12 kHz perde per attenuazione metà della sua energia in circa 3000m.

Nell’attraversamento di mezzi diversi dall’acqua vanno considerati nuovi parametri: l’*impedenza* del materiale (il prodotto della densità del materiale per la velocità del suono), l’*angolo di incidenza* col quale il suono colpisce il mezzo e la sua *ruvidità*. Parte dell’energia verrà riflessa (in una direzione che dipende dall’angolo di incidenza), parte viene rifratta all’interno del nuovo mezzo e parte viene scatterata in ogni direzione. Le quantità in gioco dipendono dalle caratteristiche dei materiali e dall’angolo di incidenza. L’energia che non è trasmessa nel nuovo mezzo e che ritorna in acqua è chiamata *eco*. L’eco mantiene le stesse caratteristiche in frequenza dell’onda sonora di partenza.

La frazione di energia incidente per unità di area che viene riflessa nella direzione del proiettore è chiamata "backscattering" del fondale.

2.2 Metodi di geofisica marina basati sull'acustica

Essenzialmente consistono nel generare un'onda acustica di forma, ampiezza e frequenza opportuna che attraversa spessori di acqua o di altri materiali, e nel misurare i tempi di ritorno tramite specifici ricevitori, che vengono disposti secondo geometrie prefissate. La caratteristica dei materiali è quella di comportarsi come un filtro passa-bassa, per cui la quantità di colonna d'acqua o di roccia che devono essere investigate è il parametro sui cui si basa la scelta dello spettro di frequenze emesso dalla sorgente. Per misure di profondità di fondo mare in acque basse si utilizzeranno frequenze elevate, nell'ordine delle centinaia di KHz, fino a decine di KHz per profondità elevate, mentre la penetrazione dei livelli rocciosi si ottiene con l'utilizzo di frequenze più basse (pochi KHz per alte risoluzioni con scarsa penetrazione, fino a pochi Hz per la sismica a riflessione profonda). Lo schema seguente riassume le tecniche più utilizzate in funzione delle frequenze:

Tecnica di indagine	Obiettivo	Penetrazione (interfaccia acqua roccia)	Frequenze
Multibeam ad alta risoluzione	Misura della profondità del fondale in acque basse	Non desiderata	500-250 KHz circa
Rilievi "Side scan sonar"	Immagini acustiche di fondo mare basati su misure di energia di back scatter	Non desiderata	400-100 KHz circa
Rilievi multibeam su fondali a profondità intermedie	Misura della profondità del fondale in acque con profondità massima di circa 1000 m	Non desiderata	>250 KHz fino a 100 KHzcirca
Rilievi multibeam su fondali a profondità elevate	Misura della profondità del fondale in acque con profondità superiore a 1000 m	Non desiderata	>100 KHz fino a poche decine di KHz
Rilievi "Subbottom profiler"	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	20 KHz > Freq > 1 KHz
Rilievi con frequenza modulata ("Chirp")	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	3,5 KHz

Rilievi "Sparker"	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	100 – 1000 Hz
Rilievi sismici a riflessione mono e multicanale	Indagini penetrative	Lo spessore investigato aumenta al diminuire delle frequenze in gioco	Centinaia di Hz fino a pochi Hz

2.3 Rilievo morfobatimetrico multifascio o "multibeam"

2.3.1 Panoramica sul concetto di multibeam

La tecnica di rilievo acustico multifascio ("multibeam bathymetry" o "swath bathymetry", Figura 2:1) utilizza l'energia acustica per acquisire misure della profondità del fondale marino e

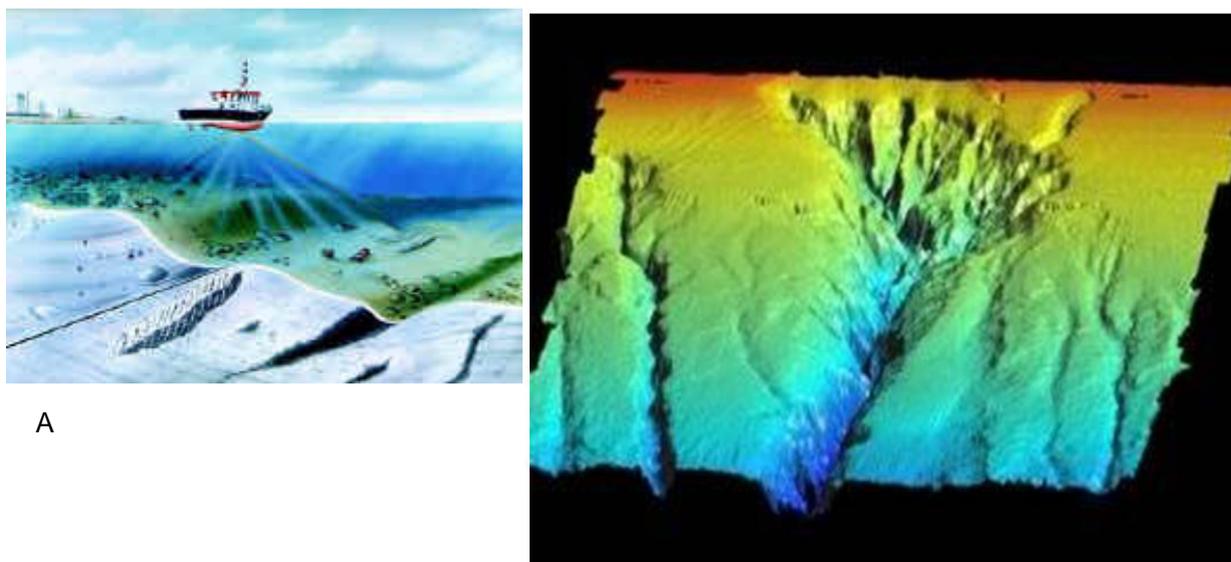


Figura 2:1 Tecnica di acquisizione multibeam. Il fondale viene insonificato per spazzate, in modo da ottenerne la copertura totale (A, dal sito della compagnia "Seafloor Systems") e i dati organizzati in formato di modello digitale del terreno (DTM, B; dal sito della compagnia "Marine Geosolutions")

rappresenta uno fra i metodi più efficaci di rilievo morfo-batimetrico, in quanto consente, in tempi relativamente brevi, di ottenere una notevolissima quantità di informazioni correttamente georeferenziate sui fondali investigati. Rispetto ai limiti dell'ecoscandaglio a fascio singolo, l'ecoscandaglio multifascio (MBES *multibeam echosounder*) offre sostanzialmente la possibilità di "riconoscere" e posizionare tutti gli arrivi laterali, sia quelli dovuti al moto della nave che

quelli legati alla morfologia irregolare del fondo. Per fare ciò il MBES realizza una spazzata (swath) acustica del fondale, la cui estensione è una funzione delle caratteristiche intrinseche dello strumento (numero di beams, ampiezza in gradi della spazzata) e della profondità del fondale investigato. Gli impulsi acustici vengono emessi da un trasduttore (o proiettore) e ricevuti in modo separato ("beams") da una serie di ricettori (generalmente più di 100) montati generalmente lungo un arco. Per ogni ciclo di misura il proiettore genera un fascio acustico molto ampio (fino a 160°) mentre in ricezione viene formato un numero di fasci acustici uguale a quello dei ricettori. Ad esempio un MBES con una spazzata di 155° e 101 ricettori intercetta 101 fasci ognuno ampio 1,5°. L'intersezione di ogni singolo fascio acustico sul fondo determina l'impronta del MBES, detta "footprint", che esprime il grado di risoluzione spaziale che può ottenersi a una certa profondità. L'ampiezza dell'intera spazzata sul fondo è naturalmente proporzionale alla profondità, generalmente di un fattore che va da 4 a 7 volte. Ad esempio un MBES che lavora a 100 m con una spazzata di 130° insonifica una striscia di fondo di circa 420 m, cioè circa 4 volte la profondità. Il metodo di misura della distanza tra il trasduttore ed il fondo si basa sull'analisi interferometrica che permette di calcolare la profondità in funzione sia dell'ampiezza che della fase dei segnali ricevuti. Alla distanza misurata vengono apportate, in tempo reale, anche le correzioni necessarie a compensare il movimento dell'imbarcazione e le variazioni della velocità del suono nell'acqua. La misura della distanza tra i ricettori ed il fondo è affidata all'analisi interferometrica, che permette di valutare l'arrivo dei segnali sulla base della loro fase (oltre che dell'ampiezza). Questo è alla base della tecnologia MBES, in quanto se le riflessioni fossero percepite solo sulla base della loro ampiezza (cosa che avviene per gli ecoscandagli a fascio singolo) pochissima energia acustica verrebbe percepita dai settori laterali. Generalmente i MBES rilevano l'eco a seconda che questo sia percepito meglio in ampiezza o in fase. I fasci centrali sono rilevati in ampiezza, mentre l'utilizzo della fase subentra allontanandosi dal nadir.

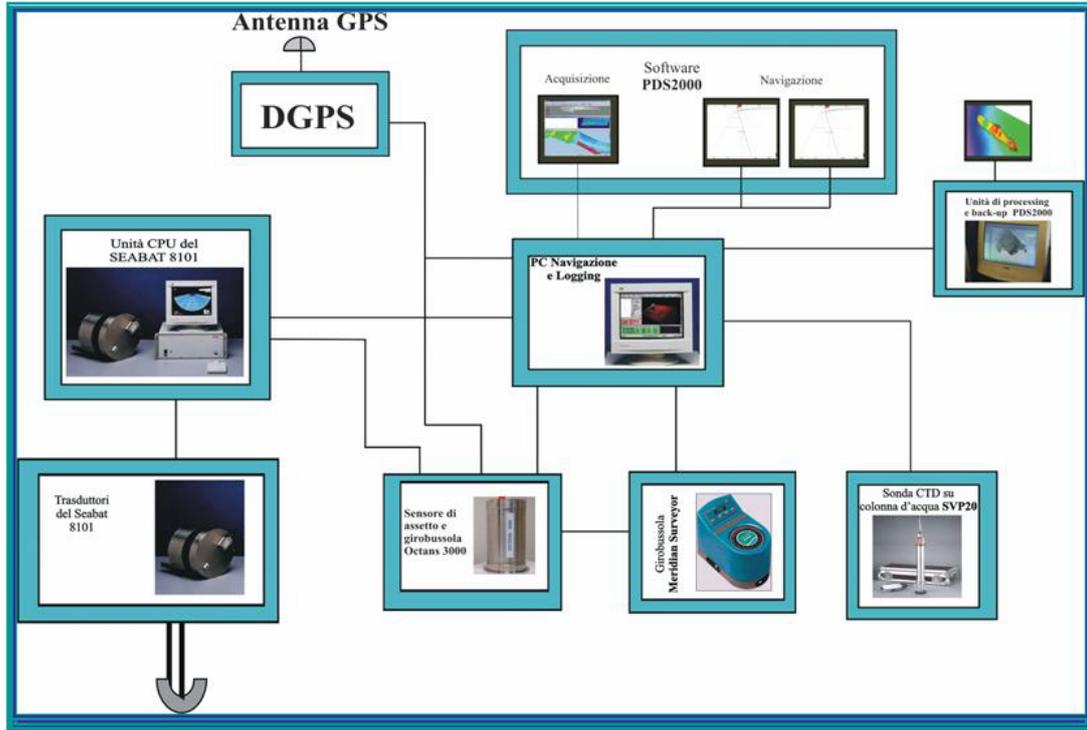


Figura 2:2 Schema operativo del multibeam Seabat 8111 (Reson – Thales) installato sulla N/O Thetis

2.3.2 Strumentazioni “multibeam”

Un sistema MBES (Figura 2:2) consiste sostanzialmente di un trasduttore-ricevitore, di una CPU (Computer processing Unit) e di un computer dove viene gestita l'acquisizione dei dati. La CPU è a sua volta interfacciata con l'antenna GPS di navigazione (quasi sempre con correzione differenziale DGPS) e con il sensore di assetto. I moderni softwares per l'acquisizione MBES includono naturalmente la navigazione e permettono il monitoraggio in tempo reale della copertura del fondo e della qualità dei dati, oltre che la modifica di alcuni parametri di acquisizione. Durante il rilievo viene eseguita a intervalli circa regolari (6-8 ore) la misura della velocità del suono tramite una sonda CTD che rileva le caratteristiche termo-aline lungo la colonna d'acqua (conducibilità e quindi salinità e temperatura, profondità). Variazioni anche piccole nella velocità del suono inducono infatti errori anche di decine di metri sul valore della profondità.

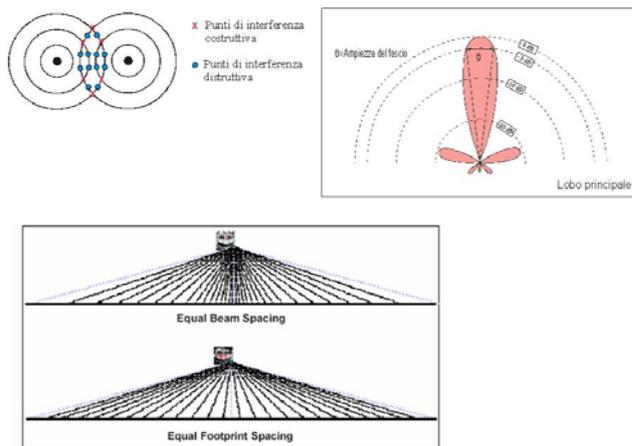


Figura 2:3 Caratteristiche delle sorgenti: A) zone di interferenza costruttiva e distruttiva nell'emissione di due beam adiacenti; B) Concentrazione dell'energia nel lobo principale ("main lobe"); C) Sistemi di array ad uguale spaziatura angolare (il nadir footprint risulta, in questo caso, progressivamente minore del footprint riguardante i beams esterni) e uguale footprint (l'angolo fra due fasci si riduce lateralmente) Questi ultimi consentono normalmente una modifica "on-board" dell'angolo di apertura della spazzata. (Manuali informativi della Communications Sea Beam Technologies)

2.3.3 Sorgenti e ricevitori

Un sistema MBES richiede un insieme di proiettori capace di riprodurre un impulso acustico con caratteristiche ripetibili, precise e controllabili. Vengono utilizzati insiemi di proiettori formati da elementi ceramici piezo-elettrici, detti "array di trasduttori", costituiti da un materiale capace di mutare la sua dimensione (di una quantità piccola e misurabile) nel momento in cui viene sottoposta ad una differenza di potenziale. In questo modo viene generato un fronte sferico uguale in tutte le direzioni, con una perdita di energia dovuta alla divergenza sferica del fronte d'onda ed all'assorbimento del mezzo attraversato (l'acqua) che viene

detta complessivamente "transmission loss". Sebbene vengano generate onde ad espansione isotropa, la complessa architettura dell'array di trasduttori, tramite l'insieme di interferenze costruttive e distruttive, genera insonificazioni non isotrope. Il processo che utilizza array di trasduttori e ricevitori per produrre dei fasci viene detto "beam forming". La maggior parte dell'energia si concentra, a seguito delle interferenze fra fasci contigui, nel "lobo principale" ("main lobe", Figura 2:3) per ogni singolo beam. Questo processo consente di determinare una "direttività" in fase di ricezione dell'impulso trasmesso, la cui importanza deriva dalla necessità di associare i tempi di arrivo alle direzioni di provenienza, in quanto fondali a morfologia complesse (ad esempio, in prossimità di una scarpata) possono produrre arrivi laterali precoci rispetto ai beams centrali. Il "beam steering" rappresenta il processo di determinazione della direttività, effettuato con l'utilizzo del tempo di ritardo ("time delay") o del ritardo di fase ("phase delay").

2.3.4 Spazzata e frequenza

La sorgente insonifica il fondale con una serie di spazzate perpendicolari alla navigazione dell'imbarcazione e registra gli echi di riflessione in direzione parallela all'avanzamento (“*Mill's cross*”). Viene prodotta una spazzata (“*swath*”) la cui ampiezza dipende dalle caratteristiche strumentali, ma normalmente è diverse volte superiore alla profondità della colonna d'acqua. La frequenza strumentale, invece, incide sulla risoluzione verticale del sistema. Un sistema a frequenza molto elevata garantisce una risoluzione verticale estrema, ma l'insonificazione viene perduta rapidamente con l'aumentare della profondità (a causa dell'aumento dell'assorbimento, che risulta maggiore per frequenze elevate). La scelta dello strumento, quindi, deve essere necessariamente determinata in funzione dell'obiettivo della campagna di acquisizione (si sceglieranno un multibeam a frequenze elevate per campagne di acquisizione in acque basse oppure a bassa frequenza in acque a profondità elevate). Di seguito vengono riportate le caratteristiche operative di frequenza-profondità investigata e copertura relative ai multibeam della serie SeaBat della Reson-Tales.

Modello SeaBat	Frequenza	Range di profondità	Copertura della spazzata
9001	455 kHz	140 metri	Da 2x a 4x profondità della colonna d'acqua
9003	455 kHz	140 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8125	455 kHz	120 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8101	240 kHz	300 metri	7.4x profondità della colonna d'acqua
8124	200 kHz	400 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8111	100 kHz	600 metri	7.4x profondità della colonna d'acqua
8160	50 kHz	3000 metri	Maggiore di 4x profondità della colonna d'acqua
8150	12 e/o 24 kHz	12,000 metri	5x profondità della colonna d'acqua

2.3.5 Sensori di assetto

Per poter posizionare e riconoscere ogni beam è evidente che il sistema necessita di un sensore di assetto, cioè una piattaforma inerziale in grado di comunicare in tempo reale la posizione della nave o dell'imbarcazione rispetto ai tre assi cartesiani: rollio (“*roll*”), beccheggio (“*pitch*”), e azimuth cioè la “prua” rispetto al nord (“*heave*”), a cui vanno aggiunti il posizionamento della nave sia sul piano (coordinate XY) che sulla verticale. Questo ultimo parametro di elevazione (“*heave*”) dipende da variazioni della linea del galleggiamento durante la navigazione (estremamente improbabili durante un rilievo) e dal moto ondoso che produce oscillazioni in senso anche verticale dell'imbarcazione (Fig. 2:4). In tal modo il sistema che gestisce i dati è in

grado di restituire la corretta posizione di ogni singola misura, sulla base di semplici calcoli trigonometrici effettuati sulle coordinate polari.

I sensori di assetto più comuni sono girobussole e giroscopi (analoghi a quelli utilizzati in campo aeronautico). Recentemente sono stati introdotti sensori di assetto a fibre ottiche che hanno risposte immediate al moto.

2.3.6 Calibrazione del sistema

Per la grande precisione del sistema diventa critica la fase di calibrazione, che viene eseguita dal software di acquisizione mediante un modulo per il calcolo dei parametri di compensazione necessari al corretto funzionamento del multibeam. La calibrazione viene eseguita effettuando delle linee di acquisizione specifiche, con un confronto ricursivo di tipo prova-errore sui profili acquisiti che consente di valutare i corretti parametri iniziali di "yaw", "pitch", "roll" ed "heave" dell'imbarcazione, e di correggere il posizionamento georeferenziato di ogni singolo beam.

Sono previste:

1. La misura degli offset della strumentazione in relazione allo scafo (offset orizzontali e verticali dell'antenna GPS rispetto ad un sistema di coordinate scelto, etc.)
2. Una calibrazione della strumentazione e del sistema di acquisizione per roll, pitch, yaw, tempo di ritardo e velocità del suono, operata svolgendo percorsi di navigazione specificatamente consigliati dalla guida del PDS2000

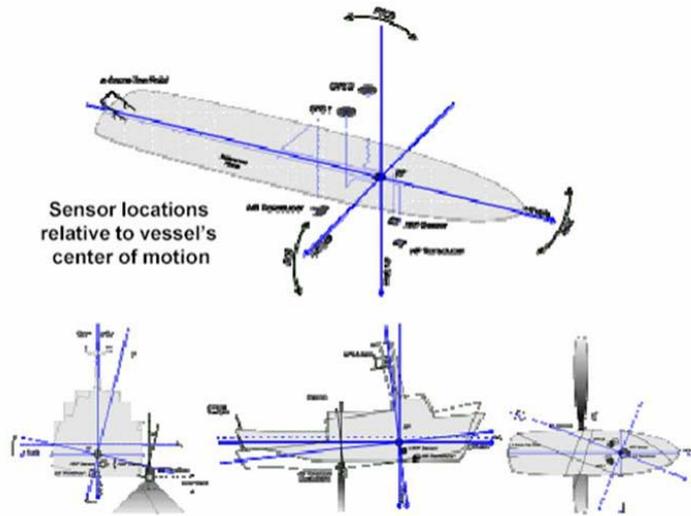


Figura 2:4 Schema dell'assetto dell'imbarcazione. In basso sono rappresentati (da sinistra verso destra) le tre componenti: "roll", "pitch" e "yaw". L'"heave" è la componente di oscillazione verticale

2.3.7 Il concetto di "footprint"

L'area dell'elemento di fondale insonificata da ogni singolo beam dipende dalla profondità del fondo e dall'ampiezza acustica dei beams stessi e, quindi, dalla geometria del trasduttore. Nel caso di un trasduttore piatto l'ampiezza acustica trasversale di ogni beam non è costante, ma aumenta con l'aumentare dell'angolo di inclinazione rispetto alla verticale. Tale valore, che viene detto "footprint", può essere calcolato con le seguenti formule:

$$\text{footprint angolare (Nadir)} = \text{tg}(\text{numero di beam} / \text{ampiezza del fascio})$$

$$\text{footprint areale (Nadir)} = \text{Profondità} * \text{footprint angolare}$$

La misura di profondità acquisita da un beam, quindi, rispecchia la media dell'area insonificata, per cui non può essere ritenuta strettamente puntuale. Il footprint, sostanzialmente, rappresenta per questo motivo una misura della potenziale risoluzione strumentale orizzontale ad una determinata profondità (Figura 2:5).

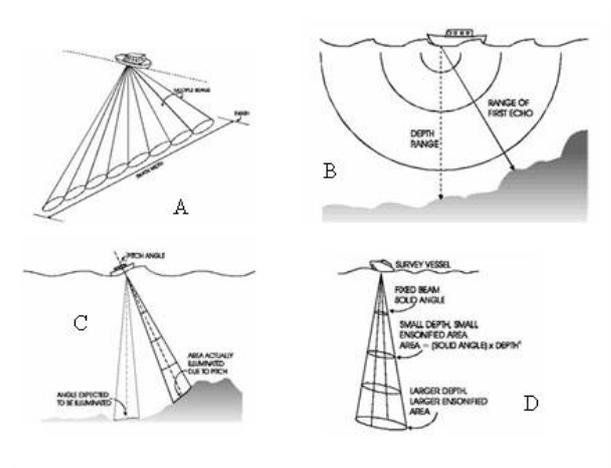


Figura 2:5 Caratteristiche dell'acquisizione: **A)** Spazzata di acquisizione; **B)** Ritorno dell'eco da direzioni non verticali (è per questo motivo che si necessita della direzionalità dell'ascolto); **C)** Importanza del sensore di assetto: l'insonificazione avviene con direzione dipendente dall'angolo di inclinazione dell'imbarcazione; **D)** Footprint: a parità di angolo si registra un aumento all'aumentare della profondità. . (Manuali informativi della Communications Sea Beam Technologies)

2.4 Processing dei dati

2.4.1 Panoramica sul processing

Lo scopo finale dell'elaborazione dei dati multibeam è quello di raggiungere la più onesta e quanto più accurata possibile rappresentazione del fondale marino sotto forma di modello digitale del terreno (DTM). La dimensione della cella elementare che caratterizza il DTM finale deve necessariamente essere coerente con i limiti dell'accuratezza, spaziale e verticale, imposti dalle caratteristiche strumentali, nonché dai parametri di acquisizione. Come già definito in precedenza, la risoluzione verticale dipende solo dalla frequenza della strumentazione e dalla velocità del suono nella colonna d'acqua, mentre quella orizzontale dipende dalle caratteristiche strumentali e dalla profondità. Tipiche fonti di errore possono essere:

- un'errata calibrazione strumentale

- un errore nel posizionamento dell'imbarcazione (salti di GPS o salti della correzione differenziale)
- mancata (oppure incompleta) correzione dell'assetto dell'imbarcazione (Pitch, roll, yaw, heave)
- problemi legati alla marea ed al profilo di velocità del suono
- problemi connessi all'insonificazione in senso stretto.

Di seguito viene riportato uno schema riassuntivo del tipo di errore, delle possibili cause e delle soluzioni che possono essere applicate per rimuovere o ridurre gli effetti (da de Alteriis et al., 2004, modificato).

Tipo di errore	Effetti sull'acquisizione e sul DTM	Possibili accorgimenti
Errata calibrazione dei sensori (di moto e di offset)	Spazzate “tiltate” rispetto alle reali inclinazioni	Ripetizione della calibrazione ed applicazione dei nuovi parametri a tutti i records
Errato posizionamento	“Salti” nella ricezione, bassa qualità o salti nella correzione differenziale del segnale GPS	Editing della navigazione con software specifici
mancata o incompleta correzione dell'assetto dell'imbarcazione (Pitch, roll, yaw, heave)	Distorsione della contiguità delle spazzate. Oscillazioni perpendicolari al “vessel track” (percorso seguito dalla nave)	Aumento delle dimensioni di cella del Grid oltre quelli suggeriti dal footprint
Insonificazione acustica (bassa energia di ritorno)	Dislivelli fra spazzate contigue	Rimozione delle misure errate (“spikes”) con l'utilizzo di softwares specifici (Ad es., PDS2000 Swath-model editor)
Errori connessi al profilo di velocità del suono nella colonna d'acqua (CTD)	Problemi di “spikes” in particolare nella parte distale della spazzata Possibili forme curve nelle spazzate (concave o convesse)	Plyback dei dati ed applicazione di nuove CTD
Marea	Dislivelli verticali, in particolare su spazzate vicine in senso spaziale ma acquisite in momenti differenti	Correzione del disturbo mareale effettuato con l'utilizzo di softwares specifici (Ad es., PDS2000 tide editor)
Spikes random occasionali (Ostacoli sul “beam pattern”, cattiva qualità generale del beam in acquisizione)	Falsi picchi sul DTM	Eliminazione effettuata con l'utilizzo di softwares specifici (Ad es., PDS2000 Swath-model editor)

I dati sono stati processati in ambiente PDS2000 (Reson-Thales; Figura 2:6) in accordo con gli standards di elaborazione dettati dall'“International Hydrographic Organisation” (IHO). La

classificazione della qualità del rilievo può essere valutata ancora rispetto agli standard IHO, di seguito riportati (International Hydrographic Bureau, 1998; de Alteriis et al., 2004):

Classi	"Special"	1°Ordine	2°Ordine	3°Ordine
Esempi di aree tipiche	Porti, zone di ormeggio e canali tipici associati	Porti, percorsi raccomandati ed alcune aree costiere con profondità maggiori di 100	Aree non implementate nelle classi "Special" e "1° Ordine", oppure aree con profondità maggiore di 200 m	Aree non descritte in "Special", "1° Ordine" e "2° Ordine"
Precisione in orizzontale	2m	5m + 5% della profondità	20m + 5% della profondità	150m + della profondità
Precisione in verticale	a=0.25 m b=0.0075	a=0.5m b=0.013	a=1.0m b=0.023	Come nel "2°Ordine"
100% di copertura del fondale	Obbligatoria	Richiesto in determinate aree	Potrebbe essere richiesta in determinate aree	Non richiesta
Capacità di detezione del sistema	Oggetti cubici > 1 m	Oggetti cubici > 1 m a profondità minori di 40 m; 10% della profondità oltre i 40m	Come nel "1°Ordine"	Non richiesta
Massima spaziatura fra le linee	Non definita	3 x la profondità media (massima 25m)	3-4 x profondità media (massima 200m)	4 x profondità media

*) Il *limite di accuratezza* viene definito come:

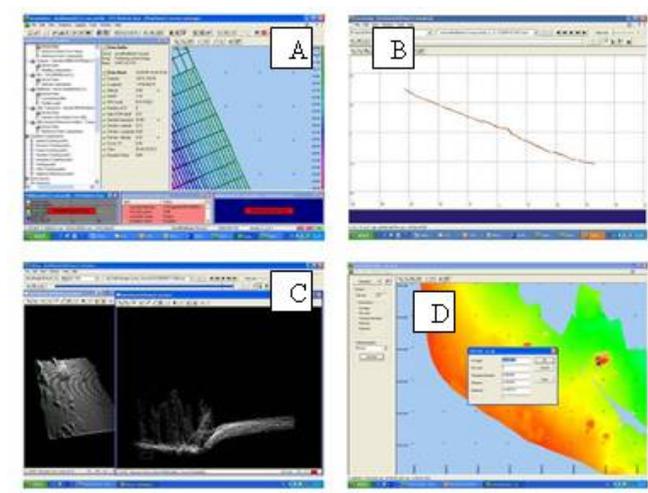


Figura 2:6 Software PDS200 (Reson - Thales).
A) Finestra di acquisizione; B) Controllo e correzione della navigazione; C) "Swath model editor" (utilizzato per il "despiking"); D) "Grid model editor" (per la rifinitura del "Grid")

$$Accuratezza = \pm \sqrt{[a^2 + (bD)^2]^3}$$

dove a rappresenta gli errori costanti sulla profondità (ovvero, la somma di tutte le costanti d'errore) e b è un parametro moltiplicativo. I DEM delle Isole Flegree, del Seamount Gettysburg e dell'Ormonde vengono inquadrati, secondo questa classificazione, come rilievi del 1° ordine.

2.4.2 Correzione del disturbo mareale

I dati acquisiti vengono corretti rispetto al livello medio delle basse maree sigiziali. Per l'acquisizione del livello di marea (eseguito sui dati del banco di Gorringe) è stata utilizzata una stazione mareografica a pressione portatile "Valeport" D740" per i DTM relativi al Banco di Gorringe (Figura 2:7).

Questa correzione è effettuata in ambiente software PDS2000 (Reson-Thales). Il gap fra alta e bassa marea nel periodo di acquisizione ha raggiunto il valore di 2 metri.

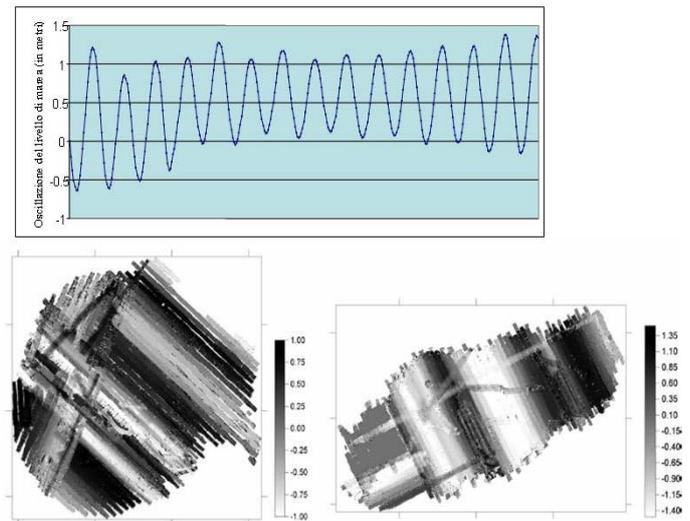


Figura 2:7 Correzione del disturbo mareale: A) Segnale di marea misurata sul Banco di Gorringe con l'utilizzo di mareografo Valeport D740; B) e C): rappresentano la distribuzione delle differenze fra i DTM prima e dopo la correzione di marea

2.4.3 Correzione della navigazione

I dati di tutte le campagne sono stati acquisiti con sistema di posizionamento satellitare differenziale DGPS. La correzione delle linee di navigazione è stata effettuata in ambiente software PDS2000 ("Position editor view"), che riposiziona automaticamente le spazzate una volta spostati i punti di navigazione (fix).

2.4.4 Rimozione degli spikes

La rimozione degli spikes locali e laterali (Figura 2:8) è stata eseguita con la rimozione delle misure errate in una fase di editing specifica, evitando quindi l'utilizzo di filtri di tipo statistico in accordo con gli standard internazionali IHO. Sono stati utilizzati:

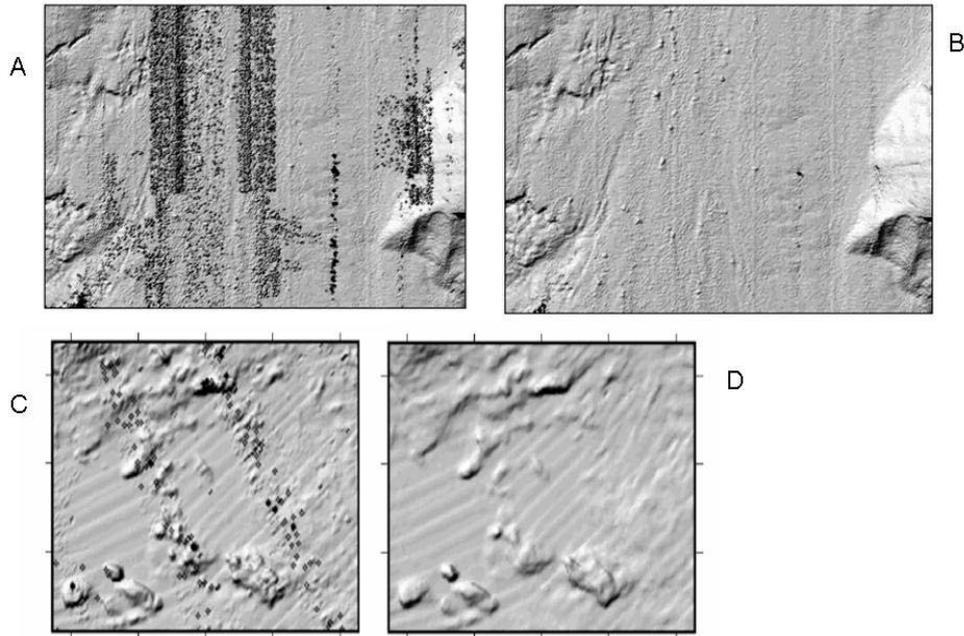


Figura 2:8 Rimozione degli spikes locali e laterali: A) e B): esempio dal DTM delle Isole Flegree; C e D: Esempio dal Seamount Gettysburg

- *Swath model editor*, che consente l'editing grafico di numerose spazzate contemporaneamente, dalle quali è possibile eliminare le misure errate
- *Grid model editor*, che invece si occupa della griglia di valori interpolati sui quali l'operatore interviene per celle

Il vantaggio dello *Swath model editor* risiede nella precisione, poichè consente di eliminare i soli valori errati, mentre col *Grid model editor* l'annullamento del valore di una cella presuppone l'eliminazione di tutte i beams il cui posizionamento cade all'interno della cella stessa. Ovviamente un processing effettuato sulle spazzate richiede tempi maggiori e processori molto potenti.

2.4.5 Correzione del profilo di velocità del suono

È stato effettuato in tempo reale, con applicazione in acquisizione dei profili di velocità rilevati (Figura 2:9) ogni 6-8 ore circa con l'utilizzo di una sonda di velocità SVP Navitronic.

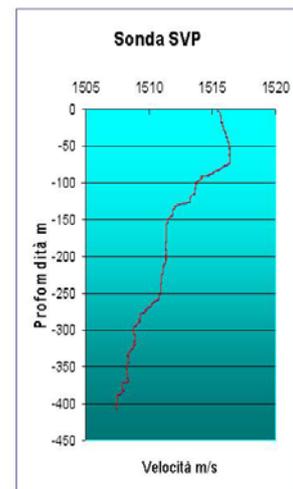


Figura 2:9 Esempio di profilo di velocità del suono (digramma profondità/velocità misurata) acquisito nelle acque antistanti Ischia

2.4.6 Elaborazione dati e restituzione cartografica

Uno dei principali vantaggi consiste nella possibilità di generare un modello digitale del terreno (DTM, acronimo di Digital Elevation Model) della topografia reale con una risoluzione che dipende sia dalle caratteristiche dell'ecoscandaglio che dall'altezza della colonna d'acqua. Contrariamente al rilievo terrestre, la compilazione del DTM marino normalmente richiede tempi più lunghi sia per quanto concerne l'acquisizione a bordo sia per la fase di processing successivo. Tale sintesi è stata realizzata sostanzialmente in tre fasi di elaborazione:

1. estrazione delle terne xyz di diversa provenienza (rilievi multibeam parziali, topografia vettoriale IGM per il terrestre, batimetria a fascio singolo IIM per il marino poco profondo)
2. georeferenziazione di tali terne in un sistema geodetico unitario;
3. interpolazione dei dati e generazione di un "Modello Numerico (o Digitale) del Terreno";
4. generazione di un mappa a curve di livello e del rilievo ombreggiato, oltre a carte tematiche (ad es., carta delle pendenze) tutte con relativo allestimento cartografico (Proiezione, Scala, *editing* grafico)
5. Carte e profili (nelle zone di maggiore interesse) interpretativi

2.5 Campagne di acquisizione

2.5.1 Rilievi batimetrici delle Isole Flegree

Nella tabella seguente sono riportati i vari rilievi effettuati per la compilazione del DTM delle isole flegree (si tratta di 5 differenti acquisizioni)

Campagna o dataset e mezzo navale	Ente finanziatore	Progetto e coordinatore
1 Ottobre 1997, nave oceanografica "Urania"	Servizio Geologico Nazionale, Roma	Cartografia geologica 1: 50.000, B. D'Argenio, M. Sacchi (IAMC)
2 Febbraio 2000, imbarcazione "RedFish"	Regione Campania	Indagine Litorale dei Maronti (Ischia), E. Marsella, G. de Alteriis (IAMC)

3 Maggio_giugno 2000 e 2001, motobarca "MedMa"	Ministero dell'Ambiente Ispettorato generale Difesa del mare	Istituzione Parchi Marini isole flegree (in coop. con Stazione Zoologica "A. Dohrn") M. De Lauro (IAMC), B. D'Argenio, M. C. Gambi (SZN)
4 Settembre 2001, nave oceanografica "Thetis"	IAMC	Progetto Geosed Collaudo strumentazione M. De Lauro
5 Novembre 2001, nave oceanografica "Thetis"	GNV-INGV (Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia)	Indagine settori sommersi dei vulcani italiani G. de Alteriis (IAMC)
6 cartografia numerica	Istituto Geografico Militare	
7 rilievi a fascio singolo	Istituto Idrografico della Marina	

Per una maggiore completezza i rilievi sono stati integrati con:

- Sonde eseguite sotto costa con ecoscandaglio a fascio singolo ("single-beam") dall'Istituto Idrografico Militare (IIM) aventi distribuzione casuale;
- Topografia numerica fornita dall'Istituto Geografico Militare con passo 20x20 per le aree emerse.

I dati dell'Istituto Geografico Militare consistono in un DTM della terraferma, originato dalla digitalizzazione di tavolette 1:25.000 in dotazione alla Regione Campania. Tale DTM ha un passo 20x20 m. I dati a fascio singolo dell'Istituto Idrografico della Marina (in dotazione anch'essi alla Regione Campania) sono serviti a riempire le aree non coperte dai rilievi multifascio, in particolare quelle attorno all'isola di Procida tra la costa e l'isobata dei 10 metri e quella analoga a Ischia a parte il settore dei Maronti e quello sud-occidentale.

L'equispaziatura delle celle elementari che costituiscono il DTM delle Isole Flegree è di 20 x 20 m, come risultato dell'integrazione di "grid" differenti con dimensioni delle celle variabili da 2.5X2.5 m in acque basse a 25X25 m a grandi profondità.

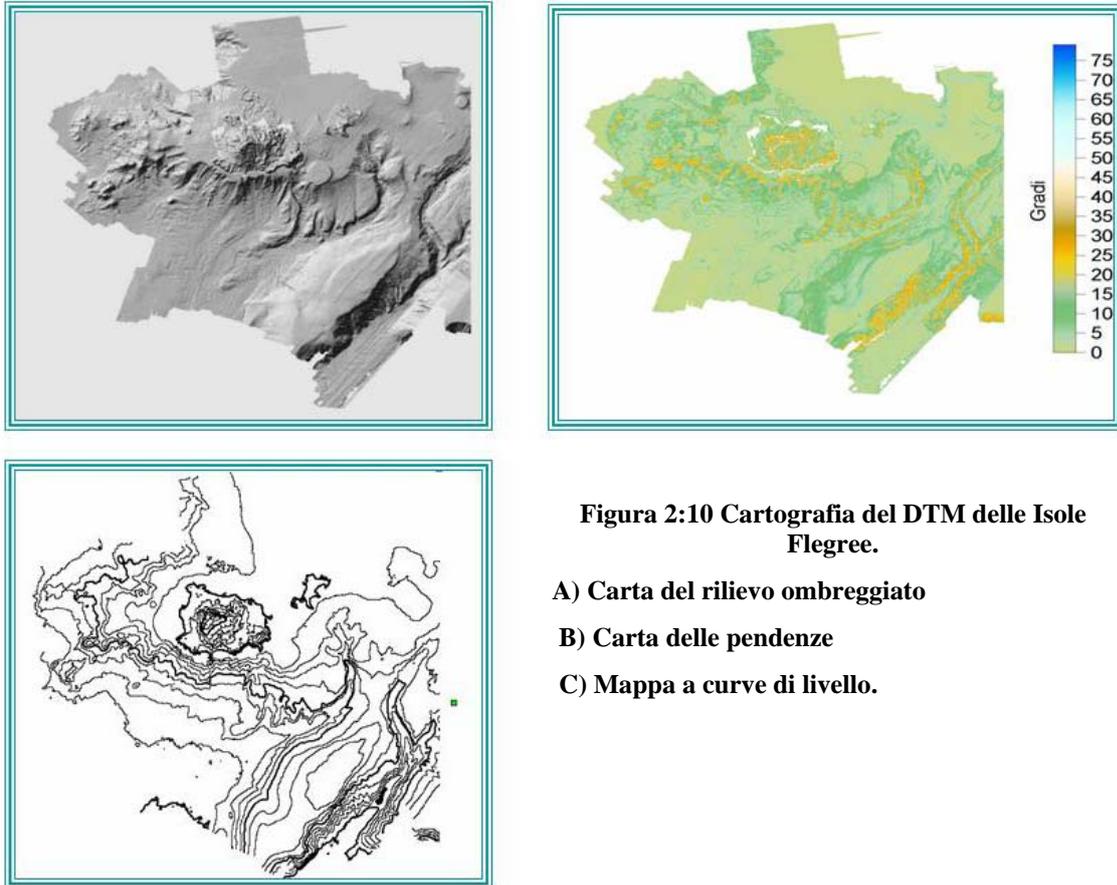
2.5.2 Rilievo batimetrico del Banco di Gorringe (Gettysburg ed Ormonde)

I rilievi che caratterizzano le acquisizioni sui seamount Gettysburg e Ormonde sono stati eseguiti a bordo della R/V Urania fra dicembre del 2002 e gennaio 2003. La campagna, denominata "Gorringe_2003", è stata organizzata dall'IAMC (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero), Sede di Napoli, del CNR (Consiglio Nazionale per le Ricerche). I dati sono stati acquisiti con l'utilizzo di una strumentazione multibeam Reson Seabat 8101, dotata di 101 beams con ampiezza del fascio complessiva di 150°, frequenza di 240 KHz e intervallo di profondità investigabile 0-500m. Il sistema è stato interfacciato con sensore di assetto *Octans 3000*, con girobussola *Meridian surveyor* e sistema di navigazione PDS2000. I profili CTD sono stati acquisiti con l'utilizzo della sonda *Seatronic SVP20*.

L'equispaziatura delle celle elementari che costituiscono il DTM dei seamount Gettysburg e Ormonde è di 10 x 10 m, benché la bassa profondità delle parti sommatiali dei due rilievi consentirebbe un passo di cella con risoluzione di 2.5 x 2.5 metri.

2.6 Elaborati ed interpretazione

2.6.1 Isole Flegree



2.6.1.A Elaborazione cartografica

È possibile tracciare, sulla base dell'elaborazione cartografica (Figura 2:10) un quadro completo della geomorfologia delle Isole Flegree. Gli elementi sostanziali che riguardano il DTM sono connessi alla presenza di alti strutturali relativi di origine vulcanica ed alla loro disposizione geometrica rispetto all'isola, ed alla topografia a blocchi, che assume particolare interesse a sud e ad ovest dell'isola d'Ischia, sebbene sia presente anche a nord.

2.6.1.B Cartografia degli alti strutturali relativi (edifici vulcanici relitti) a sud ovest e ad ovest di Ischia

I rilievi geofisici eseguiti nel 2000 e nel 2001, il cui processing viene presentato in questa tesi, hanno rivelato per la prima volta l'importanza degli edifici vulcanici relitti che si trovano a W e

SW dell'isola, in corrispondenza di un grosso campo di anomalie magnetiche. Si tratta di resti di apparati vulcanici e/o subvulcanici poco o per nulla coperti dalla sedimentazione emipelagica recente, fortemente interessati da faglie ad andamento NE-SW e E-W. Tali morfologie (Figura 2:11) definiscono, in definitiva, due dorsali che si dipartono dall'isola e che ricordano le morfologie “stellate” caratteristiche dei seamounts oceanici: ogni braccio della stella rappresenta una grossa intrusione interpretabile come un megadicco, e quindi come una possibile via preferenziale di risalita magmatica. In particolare sono state individuate due “dorsali”: la prima NE-SW è lunga circa 10 km ed include un primo alto morfologico che si eleva di circa 300-400 metri e con la sommità quasi priva di sedimenti (a poco più di 500 m) fortemente interessato da faglie; segue una sella ed un altro gruppo di vulcani o resti di vulcani con profondità medie tra i 300 e i 500m. L'altra “dorsale” invece è allineata E-W, lunga circa 12 km ed include una serie di apparati più coperti dalla sedimentazione tra i quali il più vicino all'isola è il vulcano della Secca di Forio, che dista circa 1,5 miglia marine da Forio in direzione WSW, innalzandosi dal fondo per oltre 60-70 m e raggiungendo la quota di 38 m sotto il livello del mare. Si tratta di un edificio vulcanico monogenico piroclastico di tipo tuff-cone con cratere sommitale ancora parzialmente conservato e parzialmente riempito di sedimenti.

Le caratteristiche morfologiche dei principali banchi di origine presumibilmente vulcanica sono riassunte nella seguente tabella.

<i>Nome</i>	<i>Posizione</i>	<i>Collocazione</i>	<i>Forma</i>	<i>Escursione batimetrica</i>	<i>Dimensione</i>
Banco d'Ischia	40°42'N 13°59'E	SW rispetto all'Isola d'Ischia (a ridosso della punta di San Pancrazio)	Tronco-conica quasi perfettamente piatta	120 m	diametro di 2.5 km circa
Banco Gaia	40° 42'N 14°04'E	W rispetto al Banco d'Ischia	Tronco di cono rovescio. Il top è marcatamente convesso	110 m	1,2 Km, circa
Banco di Miseno	40° 45'N 14°05'E	N rispetto al Banco Gaia	Conica rovescia, interrotta da lineazioni SW-NE	60-80 m	1,69 km
Banco di Capo Grosso	40° 38'N 13°56'E	Circa 7 Km a sud della Punta di Capo Grosso	A “banana”, la parte finale è ellittica con andamento E-W	150 m	2,7 x 1,85 km

Banco di Libeccio	40° 40'N 13°48'E	Allineamento con forme erosive fino a Punta Imperatore (a 6,5 Km)	Tronco-conica rovescia, con una cresta marcata con orientazione SW-NE	190 m	850 m
Banco Rittmann	40° 41'N 13°42'E	Il margine orientale fortemente correlato con altri banchi (G. Buchner, P. Buchner)	Articolata, con creste marcate con orientazione SW-NE	450 m	2,63 x 2,15 km
Banco G. Buchner	40° 43'N 13°47'E	Vedi Banco Rittmann	Quasi circolare, con rotture di pendenza dovute a forme erosive nella parte sud	100 m	1 Km
Banco P. Buchner	40° 42'N 13°46'E	Vedi Banco Rittmann	Quasi circolare con una cresta ellittica a pendenza moderata orientata SW-NE	170 m	1,19 x 1,2 km
Banco Pithecusa	40° 45'N 13°44'E	Circa 7 Km ad W del Banco di Forio	Quasi circolare con una cresta ellittica a pendenza accentuata con orientazione N 60° W	120 m	1,9 x 1,5 Km
Banco L. Mazzella	40° 45'N 13°48'E	1,5 Km a NW del Banco di Forio	Pseudo-rettangolare (controllata dal canalone di Forio), con due creste marcate con orientazione N-45° E e N – 135° W (di estensione maggiore)	80 m	1,2 x 1 km
Banco di Forio	40° 44'N 13° 49'E	Circa 2, Km ad W di Punta del Soccorso	Cono rovescio	80 m	500 x 500 m

2.6.1.C Disposizione relativa dei Banchi di origine vulcanica e motivi strutturali ricorrenti

La disposizione reciproca dei centri eruttivi, gli allineamenti fra i banchi e le statistiche riguardanti il "terrain aspect", suggeriscono la conferma dei motivi strutturali E-W e SW – NE come predominanti (Figura 2:12).

Il "terrain aspect", ovvero la direzione verso la quale un elemento del grid è inclinato, viene calcolato punto per punto in termini di azimuth rispetto al Nord utilizzando la seguente equazione:

$$A_t = 270 - \frac{360}{2\pi} \times \tan 2 \left[\frac{\partial L}{\partial y}, \frac{\partial L}{\partial x} \right]$$

Le statistiche relative a questo parametro possono fornire elementi circa la direzione media delle pendenze in una carta. I dati relativi al DTM delle Isole Flegree mostrano una leggera prevalenza delle componenti appenniniche ed antiappenniniche su quelle NS ed EW, anche se le due "famiglie" sembrano sostanzialmente equivalersi (Figura 2:13). Suddividendo in due zone (sud e ovest) i dati, si evincono:

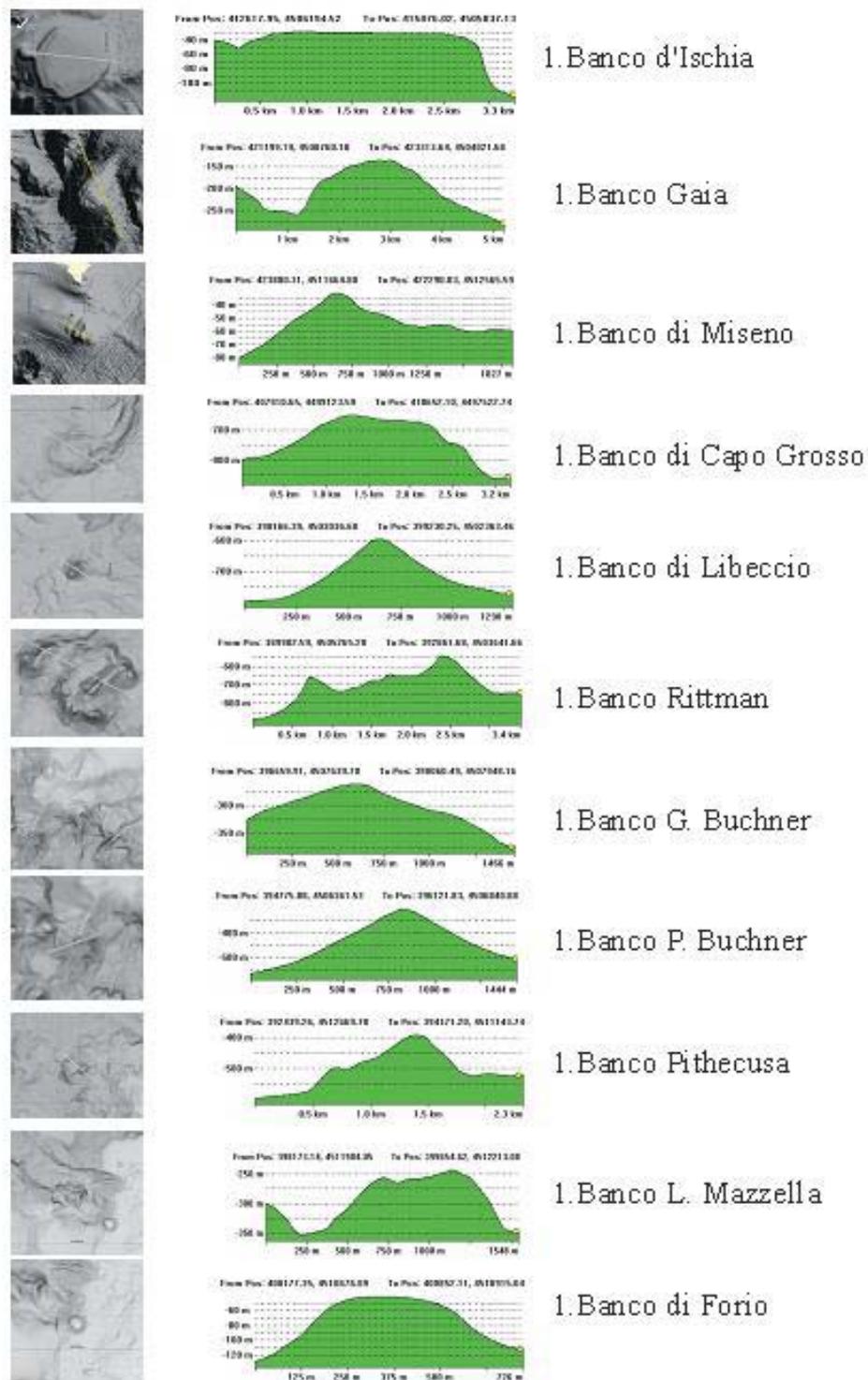


Figura 2:11 Dettaglio del rilievo ombreggiato e profili significativi estratti per i principali banchi di origine vulcanica rilevati nel DTM delle Isole Flegree

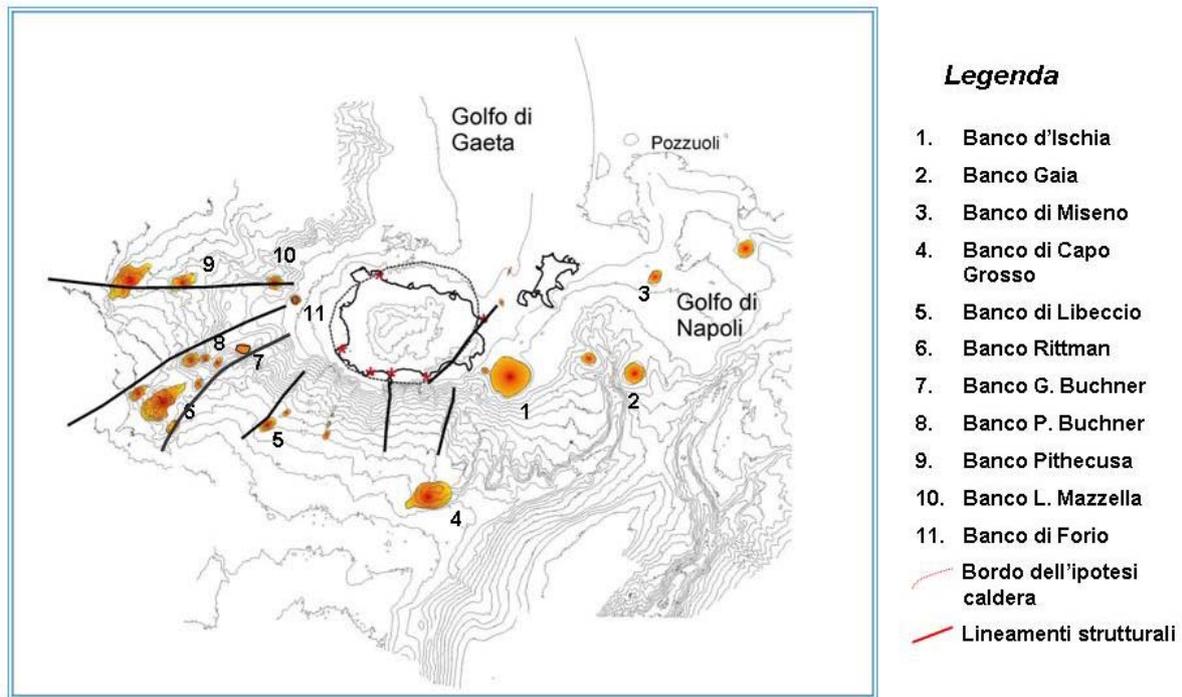


Figura 2:12 Disposizione spaziale dei principali banchi di origine vulcanica relativi al DTM delle Isole Flegree. Viene anche riportato l'insieme delle strutture principali che si evincono nel DTM e "l'orlo calderico" dell'interpretazione classica della vulcanologia dell'Isola d'Ischia

- un aumento della significatività delle componenti NS ed EW prendendo in considerazione i soli dati a sud di Ischia
- un forte predominio del contributo delle componenti appenniniche ed antiappenniniche (NE-SW e NW-SE rispettivamente) per i soli dati ad ovest.

Suddividendo inoltre i dati per classi di pendenza, ad es. dallo 0 al 5%, e diagrammando il valore

del *terrain aspect* separatamente per ciascuna classe, si evince che nell'intervallo 0-5% le componenti appenniniche ed antiappenniniche non solo sono dominanti ma addirittura sembrano esclusive (Figura 2:14).

L'interpretazione morfologica dei controlli strutturali più evidenti, effettuata lungo i margini dei banchi vulcanici e dei duomi, sembra

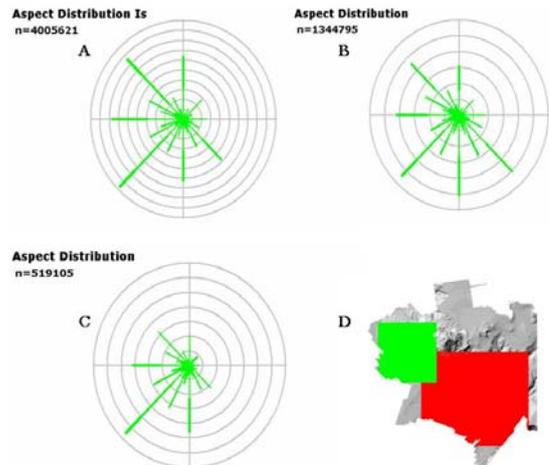


Figura 2:13 A) Distribuzione statistica del Terrain aspect del DTM di Ischia; B) Distribuzione statistica del Terrain aspect Della parte sud (zona rossa in D); C) Distribuzione statistica del Terrain aspect della parte ovest (zona verde in D)

avvalorare questa ipotesi. È da notare che la morfologia non mostra i resti della caldera di collasso ipotizzata da numerosi autori intorno al perimetro dell'isola d'Ischia, soprattutto sulla base della disposizione dei duomi del cosiddetto 1° ciclo di attività (Vezzoli, 1998).

2.6.1.D Ulteriori elementi circa la topografia hummocky

I settori sommersi dell'isola sono sede di fenomeni di instabilità gravitativa con carattere eccezionale (catastrofico) o continuo (ad es. erosione accelerata lungo canyons, canali di detrito o creep). La prima categoria include valanghe di detrito quasi tutte originate dalla risalita del blocco del Monte Epomeo accertata negli ultimi 30mila anni circa (Acocella e Funicciello, 1999). Tra queste la più imponente è sicuramente una valanga di detrito

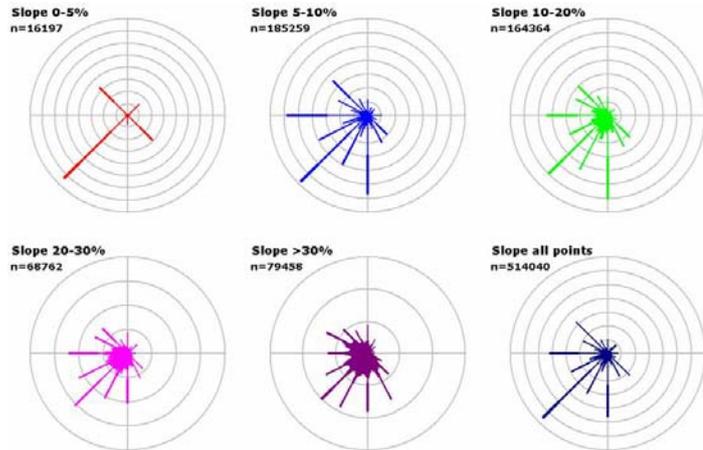


Figura 2:14 Distribuzione del terrain aspect (suddiviso per intervalli di pendenza) nel settore occidentale dell'Isola d'Ischia. Si noti il totale dominio delle componenti appenniniche-antiappenniniche a basse pendenze (0%-5%).

con asse di dispersione meridionale, denominata IDA (Ischia Debris Avalanche) che ha trasportato blocchi fino a 40-50 km dall'isola verso sud. L'origine di tale evento va imputata ad un collasso terra-mare che ha coinvolto il settore meridionale dell'isola, da inquadrarsi nel complesso dei collassi gravitativi su fianchi dei vulcani. La volumetria stimata in base all'analisi del DTM ha fornito valori dell'ordine di 1-2 km³, che convergono con quanto stimato sulla base di prospezioni sismiche e carotaggi (Figura 2:15). Il tentativo di quantificazione volumetrica dell'evento di collasso IDA va ritenuto una determinazione dell'ordine di grandezza dell'evento. Allo stato attuale è stato possibile distinguere varie "lingue" di blocchi e correlarli ad aree sorgenti emerse (Figura 2:16):

- 1) Un debris avalanche meridionale di gran lunga il più esteso e profondo (ovvero il già citato IDA, 40 km e fino a fondali superiori a 1000 m) (Chiocci et al., 1998 e de Alteriis et al., 2001);
- 2) una valanga di detrito occidentale (ovvero una colata gravitativa) estesa 4-5 km e presente ad ovest di Forio fino a circa 150 m di profondità;

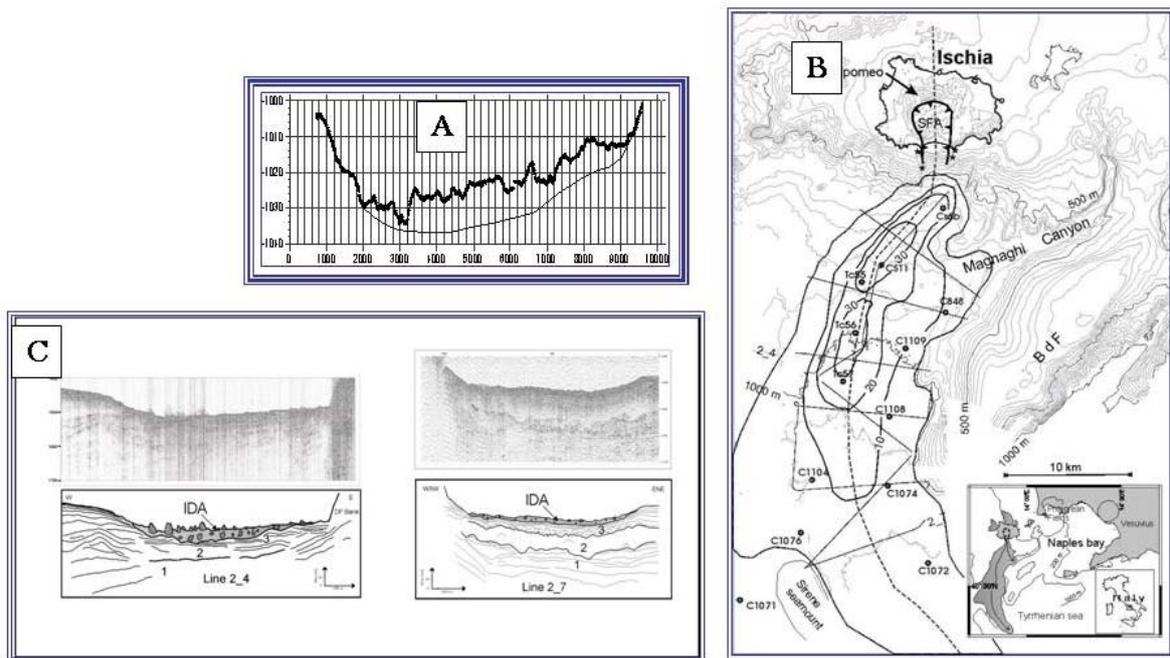


Figura 2:15 Cartografia e volumetria del fenomeno di collasso laterale IDA (Ischia Debris Avalanche). A) Profili interpretativi effettuati sulla base delle dimensioni dei blocchi e dei carotaggi; B) Mappa a curve di livello del deposito; C) Profili sismici che hanno attraversato il deposito. Il volume complessivo è risultato di circa $1,5 \text{ Km}^3$ (de Alteriis et al., dati incorso di pubblicazione)

3) e 4) due depositi analoghi al 2) localizzati a nord dell'isola tra Lacco Ameno e Casamicciola con estensione di 5-6 km fino a circa 200 m di profondità (Budillon et al., 2003; Violante et al., 2003). Non è possibile stabilire una vera e propria cronologia assoluta o relativa di questi eventi. A nord e ad ovest dell'isola sono presenti morfologie a blocchi che suggeriscono fenomeni simili anche se non correlati ad evidenti nicchie di distacco.

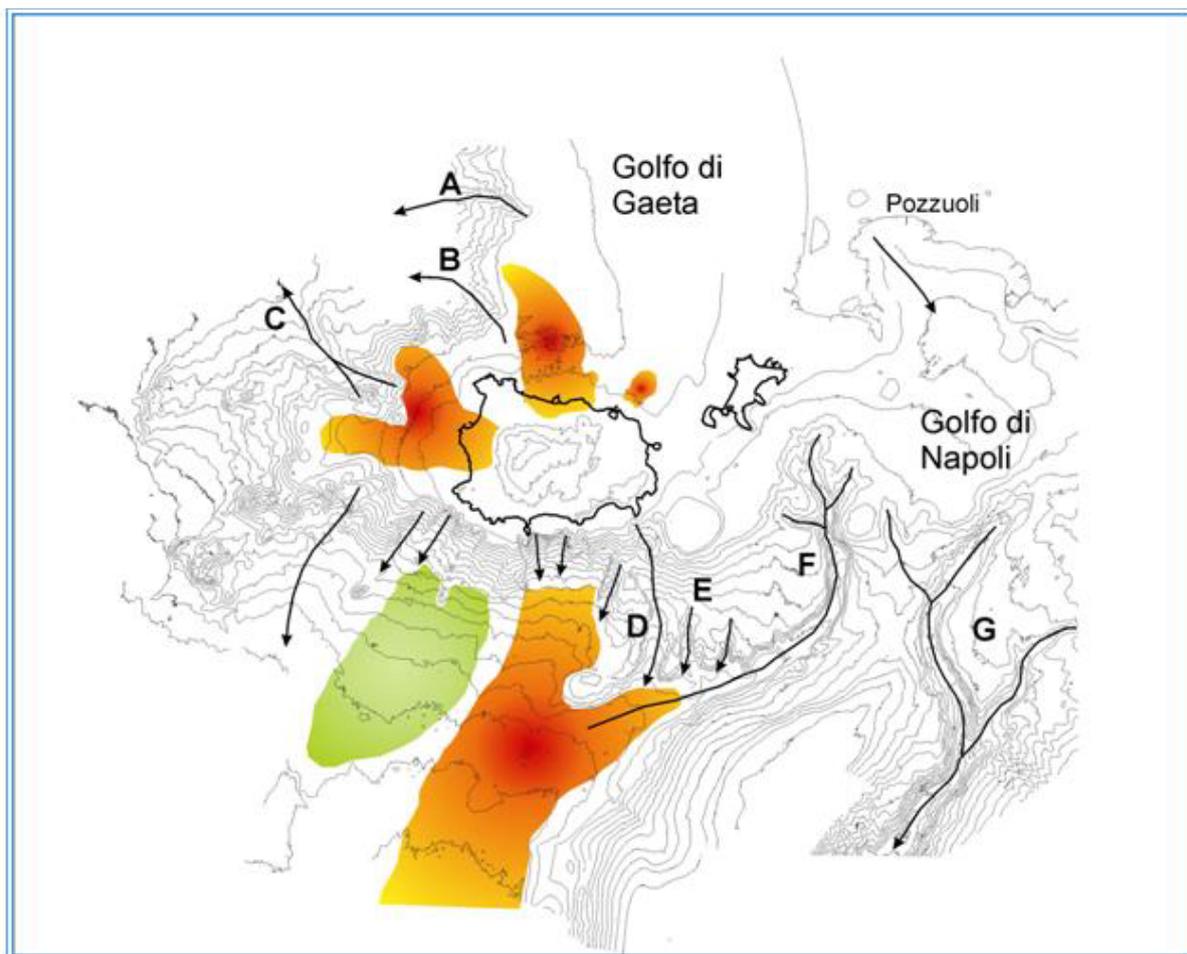


Figura 2:16 Principali fenomeni di collasso gravitativo di tipo veloce (arancione) e lento ("creep", in verde)

2.6.2 Seamount Gettysburg

2.6.2.A Elementi geomorfologici e strutturali

La morfologia del Gettysburg (Figura 2:17) seamount mostra un top perfettamente ellittico, con una dimensione del diametro maggiore (N-S) di circa 10 Km. La parte centrale dell'affioramento è caratterizzata da un affioramento roccioso di rocce del mantello, in gran parte serpentiniti foliate, sotto forma di creste con elevazione di alcune decine di metri ed ampiezza di 50-100 m. L'inclinazione complessiva delle creste conferma le osservazioni dirette effettuate con l'ausilio di batiscafi (Auzande et al., 1979; Lagabrielle e Auzende, 1982). Il pattern N 10° W corrisponde ad una fabric ignea primaria (Figura 2:18) dovuta alla messa in posto plastica delle rocce del mantello; questo motivo strutturale non è stato in seguito significativamente alterato dalla serpentinizzazione.

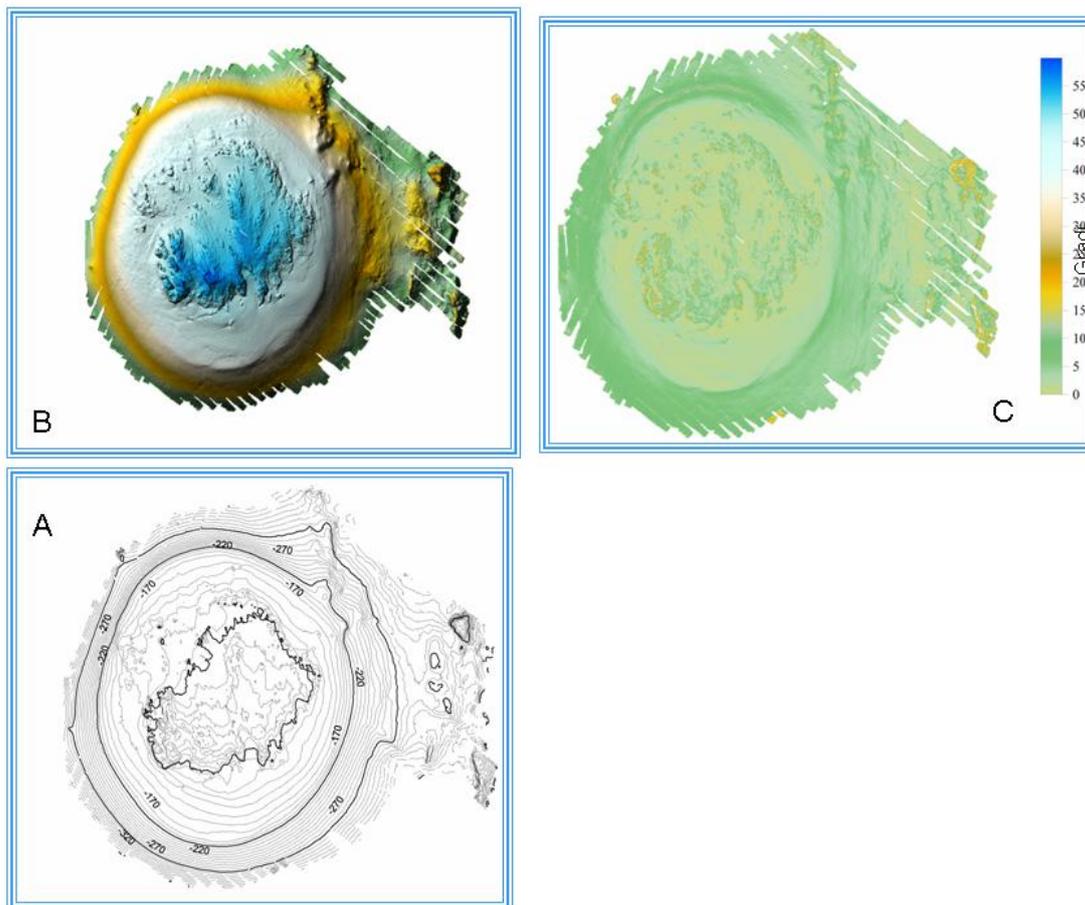


Figura 2:17 Elaborazione cartografica relativa al Seamount Gettysburg. A) Mappa a curve di livello. B) Carta del rilievo ombreggiato e C) Carta delle pendenze

Lineazioni strutturali con andamento N-S compaiono sul fianco nordest del seamount e nella sella che separa il Gettysburg dall’Ormonde. Il top della struttura ha una forma circolare che ricorda molto da vicino i vulcani sottomarini relitti, su cui normalmente si instaura un forte regime deposizionale bioclastico, diffusissimi nel pacifico (i guyot), ma da questi si distingue per la forma convessa in profilo anziché piatta.

Indizi di due piccoli eventi di natura franosa si evincono dalla carta a rilievo ombreggiato nella parte meridionale del top della struttura. La presenza di una contropendenza indotta sembra consentirne la possibile classificazione in eventi tipo “scorrimenti rotazionali” .

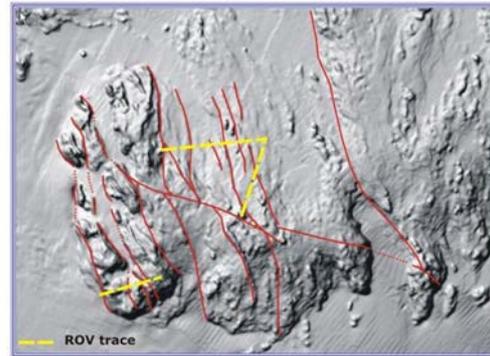


Figura 2:18 Dettaglio del top del Seamount Gettysburg, con l’evidenziazione delle strutture dalla fabric N 10° W

2.6.2.B Indicatori Geomorfologici

La carta delle pendenze relativa al Seamount Gettysburg rivela l’esistenza di uno “shelf break”, ovvero una rottura di pendenza con aumento di inclinazione verso le profondità maggiori, ad andamento radiale rispetto al top del seamount, che sembra attestarsi intorno ai 160-180 metri di profondità. La stessa carta mostra un complessivo basculamento della struttura verso nord, anche se estremamente limitato. Lo shelf brak sembra essere di natura sedimentaria, e rappresenta il ciglio deposizionale dei sedimenti bioclastici che drappeggiano la parte sommitale del seamount (Figura 2:19).

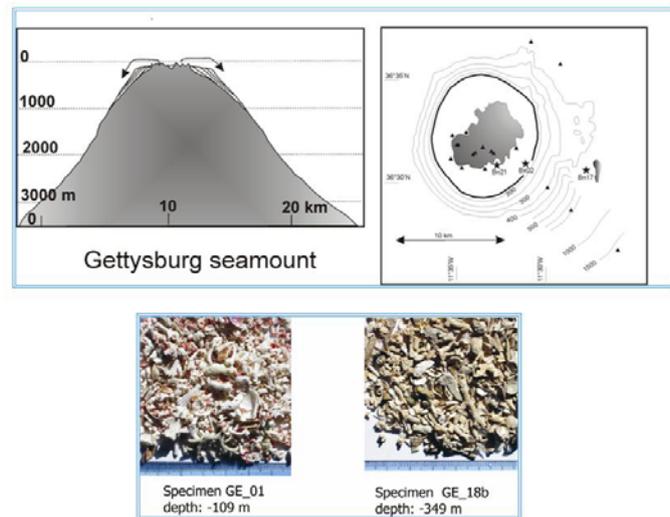


Figura 2:19 A) Cuneo sedimentario che drappeggia il Seamount Gettysburg; B) Cartografia dello “shelf break”; C) Immagine al microscopio di uno dei campioni di sabbia bioclastica prelevati durante la campagna “Gorringe_2003” (da Conti et al., 2004)

L'analisi del DTM consente, inoltre, di determinare la presenza dei resti di superfici sedimentarie sub-orizzontali, interpretabili come terrazzi deposizionali da correlare alle oscillazioni del livello

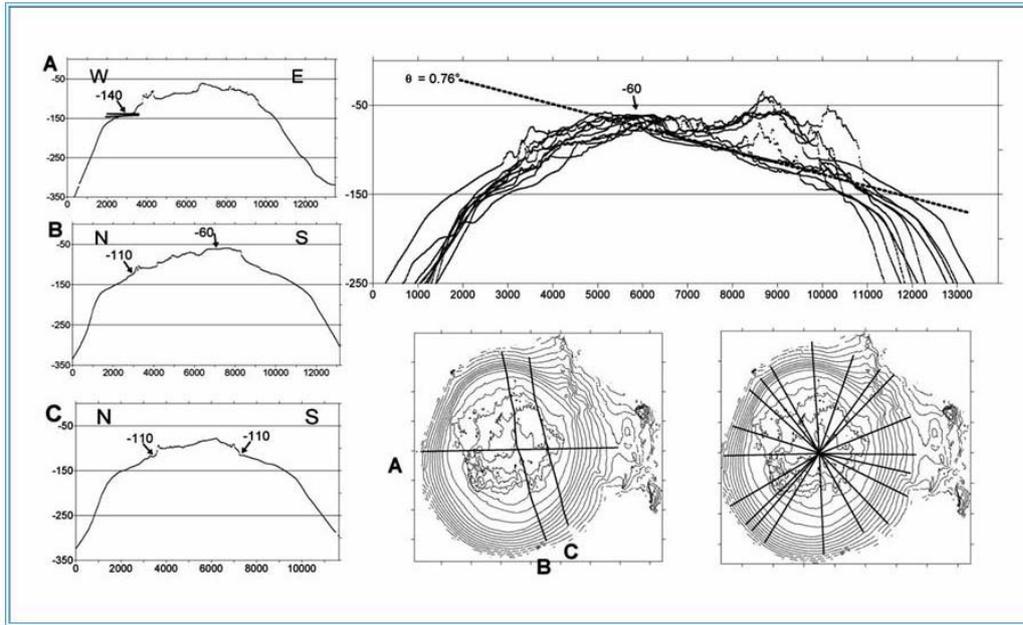


Figura 2:20 Stack dei profili sul Seamount Gettysburg, indicanti le quote dei terrazzi desunte dalla ridondanza di alcuni livelli (da de Alteriis et al., 2004)

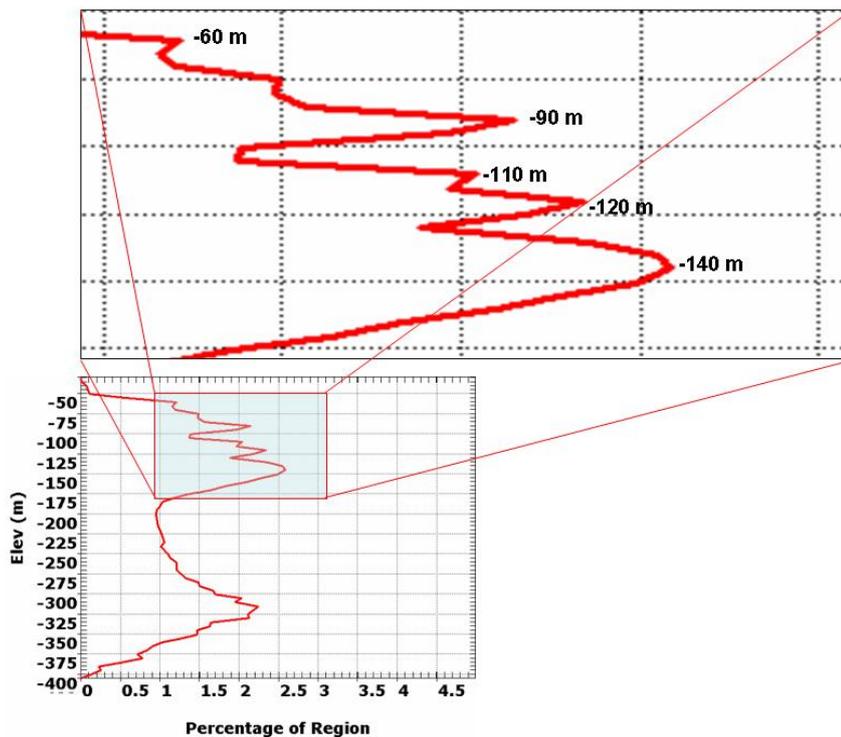


Figura 2:22:2 Diagramma quote profondità/percentuale di presenza , che individua i livelli maggiormente ricorrenti interpretabili come terrazzi (vedi testo)

marino. Le quote dei terrazzi, valutate attraverso uno "stack" di profili sistematici ad andamento radiale effettuati sul top della struttura (Figura 2:20) mettono in luce le seguenti significative profondità:

- Una prima fase di terrazzamento intorno ai -60 m di profondità
- Una fase intermedia fra i -90 ed i -120 m di profondità
- Una terza fase, con profondità media di -140 m, la cui natura è però incerta in quanto la formazione potrebbe essere ascrivibile alla sedimentazione sabbiosa bioclastica

Diagrammando le profondità in funzione della loro presenza quantitativa all'interno del DTM (Figura 2:21) otteniamo risultati che sono perfettamente in accordo con i dati ottenuti dall'analisi effettuata sulla base dei profili.

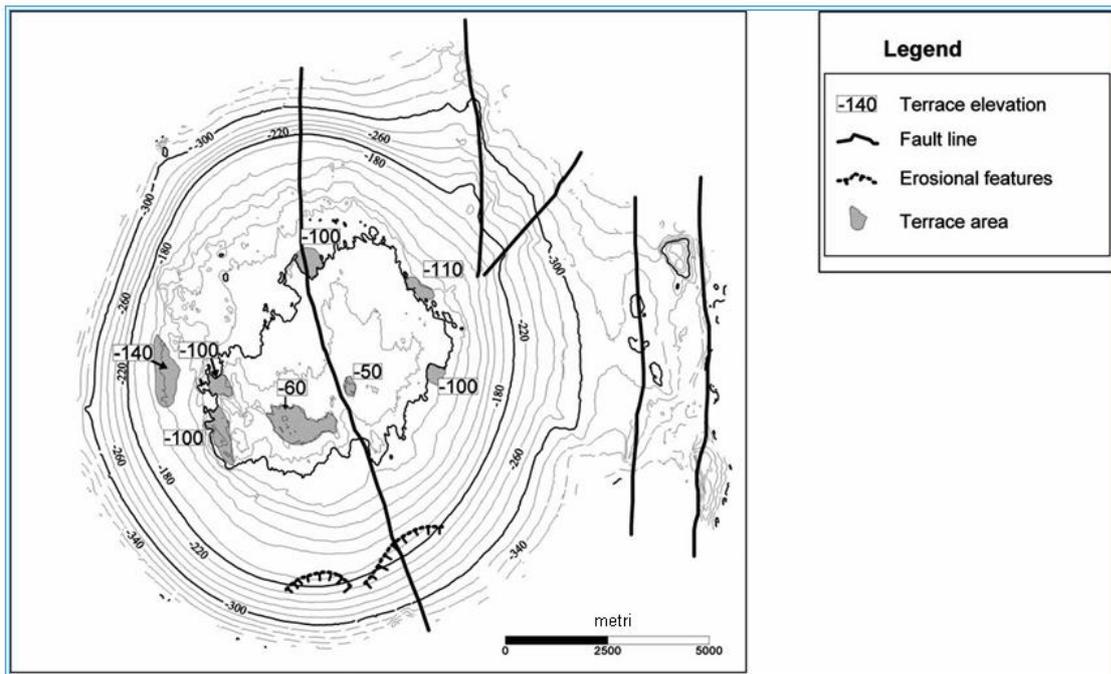


Figura 2:22 Interpretazione morfo-strutturale del top del Seamount Gettysburg. Sono riportati i soli lineamenti principali.

2.6.3 Seamount Ormonde

2.6.3.A Elementi geomorfologici e strutturali

Nel caso dell'Ormonde, il basamento igneo è costituito principalmente da rocce vulcaniche alcaline e da rocce ignee intrusive (gabbri) piuttosto che da serpentiniti (che sono, comunque, presenti). La morfologia (Figura 2:22) mostra

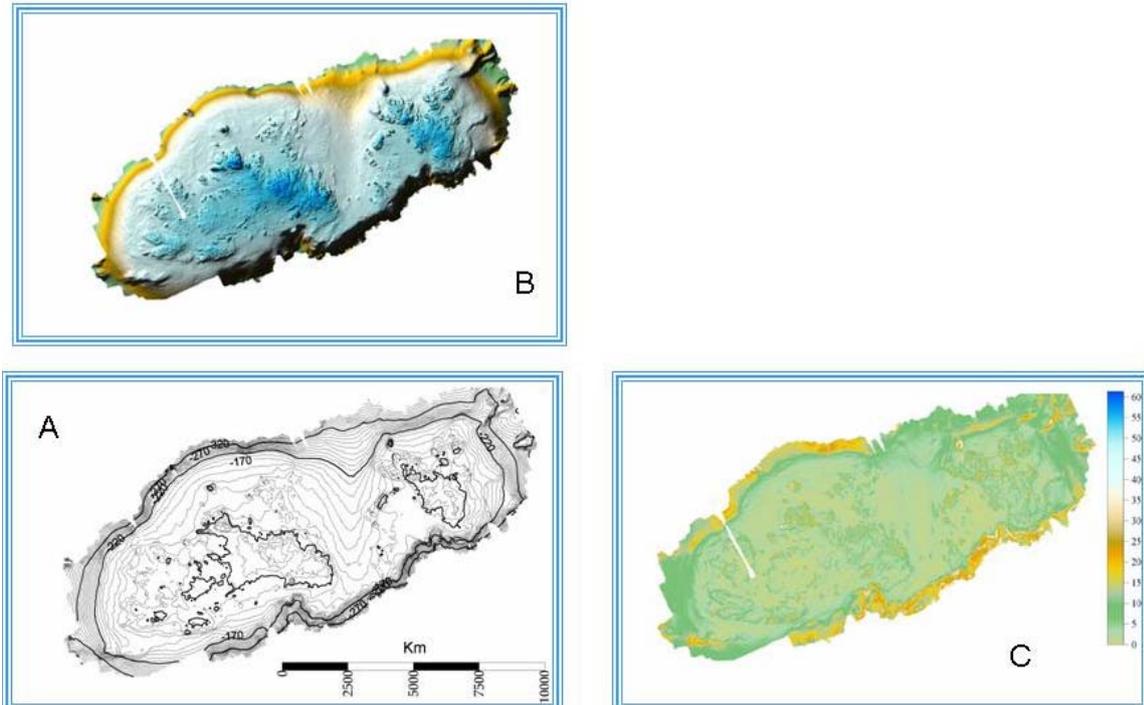


Figura 2:23 Elaborazione cartografica relativa all'Ormonde. A) Mappa a curve di livello. B) Carta del rilievo ombreggiato e C) Carta delle pendenze.

una forma all'incirca ellittica con asse maggiore di circa 16-18 Km ed asse minore fra i 4 ed i 7 km. La direzione dell'ellisse è N 60°E, ed è in accordo con la direttrice strutturale principale che governa l'intero Banco di Gorringe. La forma è controllata dalla presenza di una scarpata di faglia, con orientazione ancora N 60° E, presente sul margine meridionale del seamount. L'intersezione di questa struttura con il motivo strutturale N 25° E, ricorrente sul top, produce la formazione di testate di canyons ad erosione retrograda. La struttura N 60° E è parallela ad una scarpata di faglia di maggior rilievo, di origine probabilmente sismogenetica, rilevata a grande profondità, con osservazione diretta, lungo il margine SE dell'Ormonde (Beuzart et al., 1979; Auzende et al; 1979).

L'area di shelf è separata in due settori da una sella morfologica probabilmente controllata strutturalmente. Essa appare più piatta rispetto allo shelf del Seamount Gettysburg, ed è molto

meno appariscente il motivo strutturale delle rocce ignee del basamento, mentre appare dominante un pattern strutturale con orientazione N-25° W. Sono presenti lineamenti con orientamento N 90° E e N 100°E sull'affioramento roccioso.

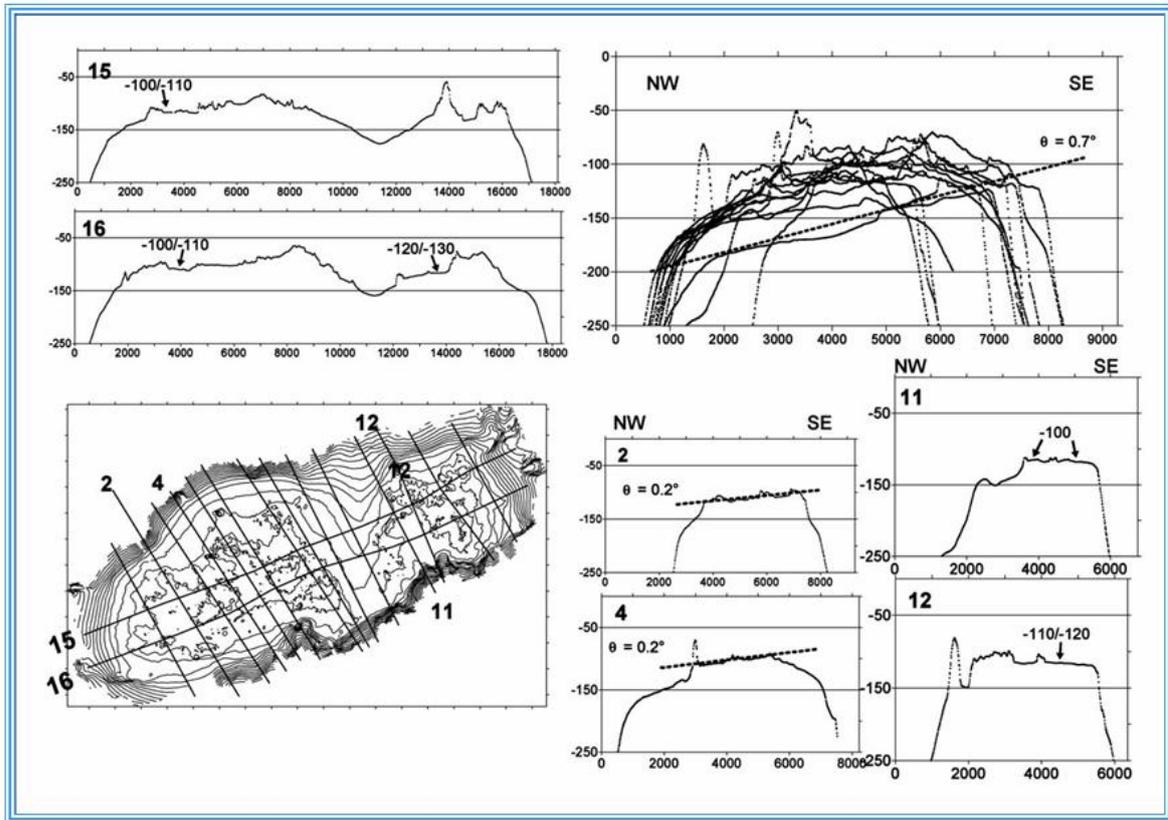


Figura 2:3 Stack di profili sull'Orminde seamount (Vedi testo)

2.6.3.B Indicatori Geomorfologici

L'analisi del DTM sembra denotare un maggiore basculamento della struttura verso nord rispetto a quanto osservato sul Gettysburg.

Lo shelf break è attestato a profondità variabili fra i -130 e i -170 m, ma è comunque meno marcato che nel caso del Gettysburg. L'utilizzo di uno “stack” di profili ad andamento radiale (Figura 2:23) mostra una significativa coerenza con i dati relativi al Gettysburg circa la presenza di terrazzi (deposizionali/erosionali)

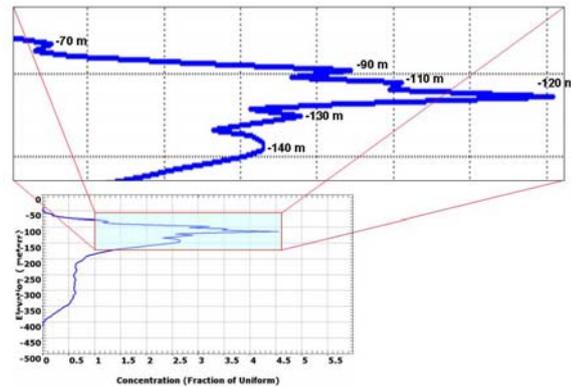


Figura 2:25 Diagramma quote profondità/percentuale di presenza , che individua i livelli maggiormente ricorrenti interpretabili come terrazzi relativamente all’Ormonde (vedi testo)

prodotti da stazionamenti del livello marino. La profondità dei terrazzi risulta variabile fra i 100 e i 120 metri, mentre sembra assente la quota di -60 m ricorrente sul Gettysburg. La stessa analisi, effettuata sulla base della ricorrenza percentuale delle quote (Figura 2:24), mostra invece un maggiore accordo nel confronto fra i due insiemi di valori (Gettysburg e Ormonde), con picchi meno pronunciati sull’Ormonde, ma comunque presenti, a -60 m e -140 m di profondità.

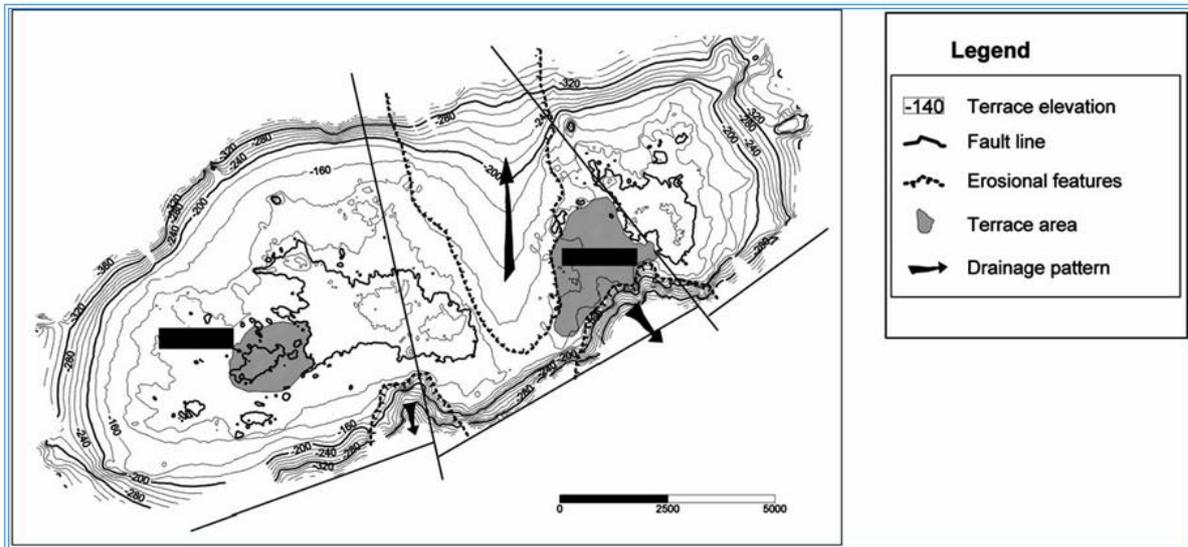


Figura 2:26 Interpretazione morfostrutturale del seamount Ormonde

Allo stato attuale non è possibile correlare, se non in via ipotetica, la formazione di questi terrazzi con la cronologia degli eventi eustatici del tardo-quadernario; le quote di -60m e -100 - 120 m potrebbero essersi formati durante l’ultima ricaduta del livello marino, di un ordine di

grandezza più lento rispetto alla successiva risalita eustatica relativa e, quindi, con maggiori probabilità di stazionamenti. Il basculamento complessivo della struttura (che si evince dal DTM) verso i settori N e NW, i cui effetti risultano particolarmente evidenti nella sella centrale a "graben" che separa il settore occidentale da quello orientale, non sembra eccedere 1° di pendenza. I terrazzi a -100 e -120 m non sembrano essere stati influenzati dal *tilting*, lasciando ipotizzare una formazione più recente.

Capitolo 3
Magnetometria

Capitolo 3 - Magnetometria*¹

3.1 Cenni sul metodo magnetico

L'esistenza di un campo magnetico connesso al globo terrestre è provata, fra l'altro, dalle forze che vengono esercitate su corpi magnetizzati. Un ago magnetico libero di ruotare intorno ad un asse verticale si disporrà secondo un certo angolo dal meridiano geografico del luogo, angolo che viene definito "*Declinazione Magnetica*". La rotazione individuerà un piano rispetto al quale un ago magnetico, libero di ruotare intorno ad un asse orizzontale, si disporrà secondo un angolo detto di "*Inclinazione Magnetica*".

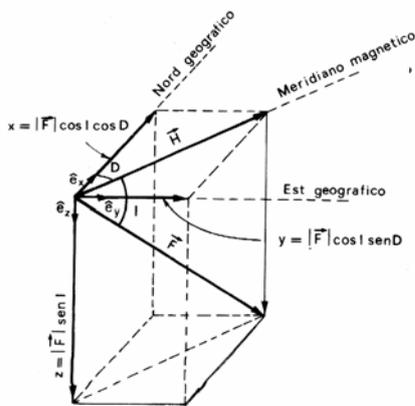


Figura 3:1 Scomposizione vettoriale della parte dipolare del CMT; (da Fedi & Rapolla), 1993)

L'analisi dei valori degli elementi magnetici condotta con opportuni metodi matematici, introdotti da Gauss, ha consentito di stabilire che l'origine del campo magnetico terrestre è per la quasi totalità (96%) interna. La parte restante del campo, detto residuo, è dovuta al contributo delle anomalie magnetiche, a scambi elettrici tra atmosfera e superficie terrestre ed agli "sciame" di particelle cariche provenienti dallo spazio, in particolar modo dal sole. I punti in cui il diametro terrestre (coincidente con la direzione del dipolo) incontra la superficie terrestre vengono detti *poli geomagnetici*:

asse geomagnetico è il diametro terrestre congiungente i due poli, mentre equatore geomagnetico è il cerchio massimo perpendicolare a questo asse e con centro coincidente col centro del dipolo.

Il polo situato nell'emisfero settentrionale, indicato convenzionalmente con B (boreale), ha polarità negativa e si trova a 78°30' N, 69° W, mentre l'altro, indicato con A (australe), risulta positivo, con posizione 78°30' S, 111° E.

L'effetto dovuto al campo magnetico di origine non interna fa sì che i due punti in cui l'inclinazione magnetica risulta di 90° non coincidano con i poli geomagnetici; tali punti

*Molte note e figure utilizzate per la descrizione della parte metodologica, in particolare per quanto concerne la magnetostratigrafia ed il paleomagnetismo, sono tratte dal Sito ufficiale dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, parte riguardante il metodo magnetico)

dove $\vec{\nabla} \cdot$ e $\vec{\nabla} \times$ sono rispettivamente gli operatori differenziali divergenza e rotore espressi tramite l'operatore ∇ , E è il campo elettrico, B il campo magnetico (o di induzione magnetica), ρ la densità di carica e J il vettore densità di corrente. Le costanti ϵ_0 e μ_0 sono dette rispettivamente costante dielettrica del vuoto e permeabilità magnetica del vuoto, e sono legate dalla relazione:

$$\frac{1}{c^2} = \epsilon_0 \mu_0$$

dove c è la velocità della luce. La quarta equazione di Maxwell può dunque essere scritta come:

$$c^2 \vec{\nabla} \times \vec{B} = \frac{J}{\epsilon_0} + \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$$

Quando sono espresse in questa forma, nota anche come microscopica, le equazioni di Maxwell descrivono l'evoluzione dei campi elettromagnetici nel vuoto, una volta assegnate densità di carica e densità di corrente.

3.1.1.B Correzioni nei materiali

Per una corretta descrizione dei campi elettromagnetici all'interno dei mezzi materiali, è necessario tenere conto del fatto che questi interagiscono con i campi esterni polarizzandosi e magnetizzandosi. Poiché la polarizzazione e la magnetizzazione della materia generano a loro volta campo elettromagnetico, diviene praticamente intrattabile il problema di un aggregato di un gran numero di molecole in interazione con il campo; risulta preferibile approssimare il mezzo come un continuo, e dare una descrizione macroscopica dei campi, che vanno intesi come valori medi misurati in una zona di spazio che contenga un numero significativamente elevato di molecole. Le equazioni di Maxwell in forma macroscopica divengono:

$$\begin{aligned}\vec{\nabla} \cdot \vec{D} &= \rho \\ \vec{\nabla} \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \vec{\nabla} \cdot \vec{B} &= 0 \\ \vec{\nabla} \times \vec{H} &= J + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}\end{aligned}$$

dove i nuovi campi \mathbf{D} (*induzione o spostamento elettrico*) e \mathbf{H} (*campo magnetico*) tengono conto dei contributi delle cariche di polarizzazione e delle correnti di magnetizzazione nella materia:

$$\vec{D} = \epsilon_0 \vec{E} + \vec{P}$$

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \vec{M}$$

I vettori \mathbf{P} (*polarizzazione*) e \mathbf{M} (*magnetizzazione*) rappresentano il valor medio del momento di dipolo elettrico e magnetico per unità di volume.

Per risolvere le equazioni di Maxwell macroscopiche è necessario conoscere il valore dei campi \mathbf{P} ed \mathbf{M} . Nel caso più semplice di mezzi lineari e isotropi, in cui i vettori polarizzazione e magnetizzazione sono direttamente proporzionali rispettivamente ai campi elettrico e magnetico, le relazioni fra \mathbf{D} ed \mathbf{E} e fra \mathbf{B} ed \mathbf{H} (note come relazioni costitutive) divengono le seguenti:

$$\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon_r \vec{E}$$

$$\vec{B} = \mu_0 \mu_r \vec{H}$$

dove le costanti di proporzionalità ϵ_r e μ_r sono chiamate rispettivamente costante dielettrica e permeabilità magnetica del mezzo. In realtà, tali costanti esprimono solamente l'auto-interazione dei campi nelle particelle materiali, come valore medio. Prendendo in considerazione le singole particelle restano valide le equazioni generali.

3.1.1.C Forma integrale

Un'altra forma delle equazioni di Maxwell è quella integrale, che viene di seguito riportata nel caso microscopico (\vec{n} è la normale alla superficie S):

$$\int_S \vec{E} \cdot \vec{n} dS = \frac{1}{\epsilon_0} \int \rho dV$$

$$\oint_C \vec{E} \cdot d\vec{C} = -\frac{d}{dt} \int_S \vec{B} \cdot \vec{n} dS$$

$$\int_S \vec{B} \cdot \vec{n} dS = 0$$

$$\oint_C \vec{B} \cdot d\vec{C} = \mu_0 I + \mu_0 \epsilon_0 \int_S \frac{\partial}{\partial t} \vec{E} \cdot \vec{n} dS$$

dove la prima equazione è meglio nota come legge di Gauss, la seconda come legge di Faraday, la quarta come legge di Ampere, mentre la terza è semplicemente l'assenza del monopolo magnetico. Per ricavare le equazioni di Maxwell in forma integrale dalla corrispondente forma locale, è necessario applicare il teorema di Green o il teorema della divergenza.

3.1.2 Equazioni del CMT

L'equazione d'induzione magnetica rappresenta una delle equazioni fondamentali per la comprensione dell'evoluzione temporale del campo magnetico terrestre. In base a questa equazione si ha che:

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \vec{\nabla} \times (\vec{v} \times \vec{B}) + \eta \nabla^2 \vec{B}$$

dove \vec{v} è la velocità dei fluidi interni alla Terra, \vec{B} è il vettore d'induzione magnetica. Il primo termine viene detto *convettivo*, il secondo *diffusivo*.

Nell'approssimazione di campo medio per la quale il campo magnetico può essere scritto come somma di un termine stazionario (\vec{B}_0) e di uno fluttuante (\vec{B}_1):

$$\vec{B}(t) = \vec{B}_0 + \vec{B}_1(t)$$

Si dimostra che:

$$\frac{\partial^2 \vec{B}_1}{\partial t^2} = \vec{\nabla} \times \left(\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} \times \vec{B}_0 \right)$$

Un modo comune di descrivere il campo magnetico terrestre è quello di rappresentare, in corrispondenza della superficie terrestre, le differenti componenti vettoriali o angolari, quali ad esempio l'intensità totale o la declinazione del campo. Si ottengono in questo modo le carte isomagnetiche cioè mappe in cui punti di uguale intensità sono uniti attraverso delle linee chiuse. Si avranno carte isocline nel caso in cui vengano riportati i valori dell'inclinazione, carte isodinamiche qualora sia restituita graficamente una qualunque componente intensiva del campo (X, Y, Z, H, F) e di isogone nel caso della declinazione.

Per le componenti del CMT valgono le seguenti relazioni (vedi Figura 3:1):

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$$

$$X = H \cos(D)$$

$$Y = H \sin(D)$$

$$Z = \sqrt{F^2 - H^2}$$

$$H = F \cos(I)$$

$$X = F \cos(I) \cos(D)$$

$$Y = F \cos(I) \sin(D)$$

$$Z = F \sin(I)$$

Dove:

X = componente del vettore nel piano orizzontale, diretta verso il Nord geografico

Y = componente del vettore nel piano orizzontale, diretta verso l'Est geografico;

Z = componente verticale, assunta positiva quando è diretta verso l'interno della Terra;

H = componente orizzontale totale;

F = intensità totale del campo;

D = declinazione magnetica, ovvero l'angolo tra la direzione di H e il meridiano geografico passante per O, assunta positiva quando H punta ad est del Nord geografico;

I = inclinazione magnetica, angolo tra la direzione del vettore F ed il piano orizzontale, assunta positiva quando F è diretto verso l'interno della Terra.

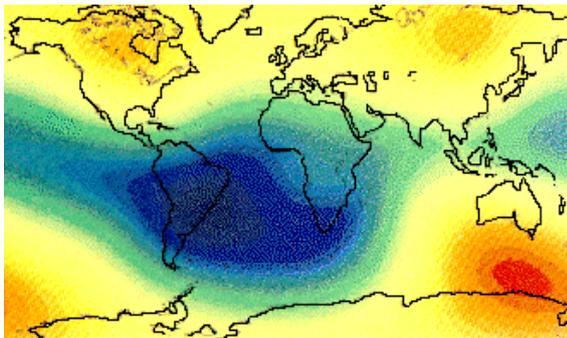


Figura 3:4 Campo IGRF relativo all'anno 1990
(area in rosso: 68000 nT, in blu: 24000 nT. In
Italia il valore è di circa 45500 nT).

3.1.3 Componenti del campo magnetico terrestre

Quando si effettua la misura del campo magnetico in un determinato punto della superficie terrestre, questa fornisce un valore che è il risultato della sovrapposizione di contributi aventi origine diversa. Questi contributi possono essere considerati separatamente e ciascuno di essi corrisponde ad un diverso campo:

1. Campo principale, generato nel nucleo fluido tramite il meccanismo di geodinamo
2. Campo crostale, generato dalle rocce magnetizzate della crosta terrestre;
3. Campo esterno, generato da correnti elettriche che fluiscono nella ionosfera e nella magnetosfera come conseguenza dell'interazione tra il vento solare e il campo geomagnetico
4. Campo d'induzione elettromagnetica, generato da correnti indotte nella crosta e nel mantello dal campo esterno variabile nel tempo.

L'IGRF (*"International Geomagnetic Reference Field"*, Figura 3:4) è un modello globale del campo geomagnetico e vuole rappresentare il contributo del solo campo principale. La parte residua

all'IGRF osservata in superficie rappresenta il contributo delle anomalie del campo geomagnetico, ossia le deviazioni rispetto all'andamento teorico del campo principale. Andando più in dettaglio, le anomalie si possono a loro volta dividere schematicamente in anomalie regionali, aventi estensioni di migliaia di chilometri, e anomalie locali, aventi estensioni inferiori.

Il CMT viene rappresentato tramite una funzione basata sullo sviluppo in serie di funzioni armoniche sferiche, di cui il primo ordine, che da solo giustifica l'80% del campo totale, rappresenta la parte dipolare. Lo sviluppo viene correlato a termini di origine profonda (nucleo) fino al 12° ordine, e molto più superficiali (crostali) dal 13° ordine. Importanti proprietà del campo magnetico sono connesse al fatto che, al contrario di quanto accade ad esempio per le cariche elettriche, non esistono monopoli magnetici. Le linee di forza di un qualsiasi campo magnetico, quindi, non possiedono né pozzi né sorgenti, ed il campo magnetico non ammette potenziali scalari, non essendo assolutamente indipendente dalle traiettorie in esame; ammette, invece, un potenziale vettoriale. Nel caso in cui la traiettoria sia "semplicemente" connessa con la sorgente, ovvero nella porzione di spazio priva di sorgenti, esso ammetterà un potenziale scalare.

3.1.4 Magnetizzazione delle rocce

Dal punto di vista della magnetizzazione i materiali possiedono comportamenti diversi che vengono distinti in:

- diamagnetici
- paramagnetici
- ferromagnetici

Per questi ultimi esiste una soglia oltre la quale la magnetizzazione diviene rimanente (ciclo di isteresi). La natura della magnetizzazione nelle rocce può essere: termorimanente (T.R.M.), isoterma (I.R.M.), viscosa (V.R.M.), anisteretica (A.R.M.), chimica (C.R.M.), di sedimentazione o detritica (D.R.M.).

I principali minerali magnetici contenuti nelle rocce terrestri sono:

- La Magnetite
- L'Ematite
- La Maghemite
- La Goethite

- La Pirrotina
- La Greigite

I principali parametri magnetici che caratterizzano i suddetti minerali e che ne consentono l'individuazione nelle rocce sono:

1. la temperatura di Curie;
2. le eventuali temperature di transizione di fase;
3. i parametri di isteresi.

I parametri di isteresi includono:

- la magnetizzazione di saturazione (ovvero la magnetizzazione misurata durante l'azione del campo magnetico di saturazione: J_s per unità di massa, M_s per unità di volume)
- la magnetizzazione rimanente di saturazione (ovvero la magnetizzazione residua che si misura a campo magnetico nullo una volta che è stato rimosso il campo di saturazione: per unità di volume M_r)
- il campo magnetico necessario per raggiungere la magnetizzazione di saturazione (H_{sat})
- la coercitività (H_c)
- la coercitività della rimanenza (H_{cr})

La seguente tabella riassume i valori di suscettività magnetica per i litotipi più comuni.

Rocce (o minerali)	Suscettività magnetica tipica (c.g.s.)
Magnetite	0.3 to 0.8
Pirrotite	0.028
Ilmenite	0.044
Specularite	0.004
Formazioni ferrose	0.056
Basalto	0.00295
Diabase	0.00259
Riolite	0.00112
Gabbro	0.00099
Graniti	0.00047

Altre rocce intrusive acide	0.00035
Ardesia	0.00005
Rocce sedimentarie	da 0.00001 a 0.001

3.1.5 Anisotropia magnetica

Lo studio dell'anisotropia delle rocce è uno dei temi più promettenti nel campo delle ricerche legate al magnetismo delle rocce. In particolare, lo studio dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS, Figure 3:5 e 3:6) si è imposto negli ultimi anni come un metodo veloce, non distruttivo ed efficace per la determinazione della fabric di una roccia, ed è stato utilizzato nella risoluzione di una gran varietà di problemi geologici.

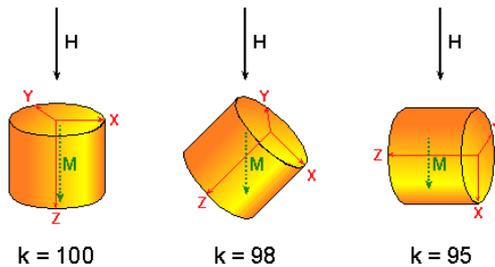


Figura 3:5 La suscettività magnetica K esprime il rapporto fra la magnetizzazione indotta (M) ed il campo inducente (H); è una grandezza anisotropa. (Sito INGV)

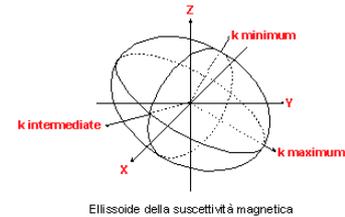


Figura 3:6 K è rappresentabile: matematicamente con un tensore del secondo ordine, geometricamente con un ellissoide a tre assi. (Sito INGV)

Lo studio dell'AMS permette di ricostruire la "fabric" magnetica complessiva della roccia, che risente del contributo di tutte le frazioni minerali costituenti la roccia stessa, in funzione della loro suscettività intrinseca. La definizione di un "ellissoide di suscettività magnetica" identifica due importanti elementi: una "foliazione magnetica" (ossia il piano perpendicolare alla direzione di minima suscettività magnetica) ed una "lineazione magnetica" (ossia la direzione di massima suscettività in una roccia). Le possibili applicazioni dello studio dell'AMS comprendono:

- la determinazione dell'orientazione del piano di sedimentazione e di eventuali paleocorrenti in sedimenti non deformati;
- la determinazione dell'orientazione del piano e della direzione di flusso del magma in rocce ignee;
- la determinazione dell'orientazione dell'ellissoide della deformazione in rocce deformate.

In particolare gli studi sulla AMS di sedimenti argillosi debolmente deformati condotti in Italia negli ultimi anni hanno posto in evidenza la presenza di una relazione significativa tra l'assetto strutturale dei bacini sedimentari, in regime tettonico sia estensionale che compressivo, ed la "fabric" magnetica delle argille.

3.1.6 Variazioni temporali del campo magnetico

Il campo magnetico terrestre (CMT) è un campo vettoriale tridimensionale variabile nel tempo. Le registrazioni delle sue componenti, effettuate continuativamente presso gli osservatori geomagnetici, mostrano, difatti, variazioni con "range" periodici con ordini di grandezza variabili da qualche secondo a qualche secolo.

Le variazioni temporali più brevi del CMT hanno origine esterna: sono la manifestazione delle complesse sollecitazioni e interazioni elettrodinamiche e magnetodinamiche tra il vento solare e la Terra nonché dei regolari cambiamenti nella radiazione solare. La variabilità delle correnti elettriche presenti nella ionosfera e nella magnetosfera, inducono, infatti, correnti elettriche all'interno della Terra. Il campo magnetico associato alle correnti indotte dall'esterno si combina con il campo magnetico di origine interna formando il campo magnetico totale, quello cioè che misuriamo sulla superficie terrestre. Escludendo l'inversione della polarità del CMT, la variazione più lenta, osservata e registrata dalla rete degli osservatori mondiali, è la variazione secolare. Essa è dovuta a correnti e onde magnetoidrodinamiche che si generano nel nucleo esterno fluido della Terra.

Le variazioni temporali più lente sono utilizzate per lo studio degli strati più interni alla Terra (nucleo interno - esterno), le altre per quelli più esterni (mantello - crosta). Limitandoci allo studio delle variazioni temporali naturali indotte dall'esterno, emergono due punti fondamentali nella comprensione del fenomeno: il primo riguarda il modo in cui separare il contributo interno al campo geomagnetico totale da quello esterno e, successivamente, stabilire come le proprietà elettriche della Terra vi siano connesse.

3.1.6.A Variazioni di origine interna

Le variazioni su scale temporali con tempi caratteristici inferiori a circa 5-10 anni sono considerate di origine esterna, mentre le variazioni su scale temporali superiori vengono comunemente chiamate variazioni secolari e sono di origine interna. Quindi, nell'uso comune si

indicano con il termine di variazioni secolari tutte quelle variazioni del campo che si verificano in periodi di tempo compresi fra una decina di anni e qualche decina di migliaia di anni.

Brevemente la variazione secolare osservata al suolo (negli ultimi 400 anni) è costituita da:

- una diminuzione annuale media del momento di dipolo dell'ordine dello 0.005% del suo valore medio in questo intervallo;
- una precessione verso ovest dell'asse del dipolo di 0.008% all'anno;
- uno spostamento del dipolo verso nord dell'ordine di 2 km all'anno;
- una deriva occidentale del campo non dipolare, o parte di esso, di 0.20-0.30 all'anno, accompagnata da una possibile ma non ben precisa deriva meridionale;
- una variazione di intensità del campo non dipolare al tasso medio di circa 10 nT all'anno.

3.1.6 B Variazioni di origine esterna alla Terra

La variazione temporale del campo geomagnetico è determinata da una somma di contributi aventi ciascuno una tipologia, intensità e tempo caratteristici differenti. Le *variazioni rapide*, in particolare, sono legate a fattori esterni alla Terra ed essenzialmente modulate dall'attività solare. Il Sole infatti è un fattore determinante per l'interpretazione sia dei fenomeni regolari che di quelli irregolari delle variazioni magnetiche. L'emissione di radiazione dal Sole viene accompagnata dalla continua emissione di un gas ionizzato, detto "*vento solare*", che costituisce in sostanza l'espansione della corona solare.

Il vento solare (Figura 3:7), a causa della sua elevata temperatura, si svincola dal campo gravitazionale solare invadendo lo spazio interplanetario. Anche il nostro pianeta, come tutto il sistema solare, viene investito da questo vento che confina il campo geomagnetico in una cavità a forma di cometa detta magnetosfera.

A brusche variazioni dei parametri del vento solare si hanno corrispondenti variazioni della pressione esercitata sulla superficie della magnetosfera che si traduce in una condizione di perturbazione magnetica registrabile a terra sotto varie forme. Questo tipo di variazioni vengono dette *irregolari*; a queste si sovrappongono le variazioni esterne regolari dovute

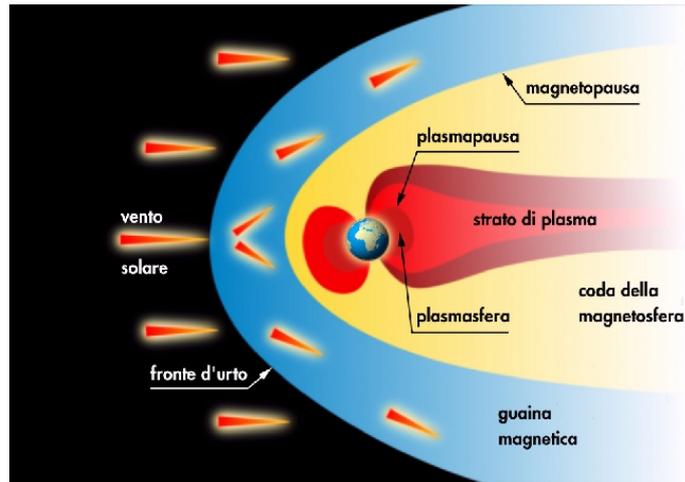


Figura 3:7 Effetto del vento solare sul campo magnetico terrestre (Sito INGV)

all'attrazione gravitazionale da parte della Luna e del Sole e le maree atmosferiche di origine termica (variazione diurna e variazione lunare). Quindi in generale una variazione registrata a terra può essere scritta come una somma di vari termini:

$$F=SV+Sq+L+D$$

dove SV è la variazione di origine interna alla Terra, Sq è la variazione diurna, L è la variazione lunare, D è la variazione irregolare che può essere o meno presente a seconda del grado di attività magnetica.



Figura 3:8 Elettrogeno equatoriale (Sito INGV)

3.1.6 C La variazione diurna

La variazione diurna è la variazione del campo magnetico più caratteristica. Osservando le registrazioni si è notata una periodicità giornaliera nelle tre componenti del campo. L'ampiezza della variazione è dell'ordine di qualche decina di nT, ma dipende dalla latitudine dell'osservatorio in esame (aumenta all'aumentare della latitudine). A volte la variazione diurna è mascherata da variazioni irregolari che in parte la deformano. La variazione diurna media (calcolata su giorni quieti) viene chiamata Sq (solar quiet; solar indica che essa procede con il tempo locale, quiet che è caratteristica di una situazione di assenza di perturbazioni).

L'ampiezza della Sq presenta un andamento stagionale con un massimo ed un minimo rispettivamente nell'estate e nell'inverno locali alle alte e medie latitudini, e con un massimo agli

equinozi nella zona intertropicale per H e Z. Inoltre, l'ampiezza dipende dalla fase del ciclo delle macchie solari. La variazione diurna è generata da un sistema costituito da due grandi vortici di corrente elettrica nella ionosfera nell'emisfero illuminato dal Sole, uno in ciascun emisfero percorsi in senso opposto (verso antiorario nell'emisfero Nord, orario nell'emisfero Sud). I centri di questi vortici si trovano alle latitudini di circa 40° e molto vicini al meridiano del Sole.

Nell'emisfero notturno vi sarebbero due vortici di rotazione opposta a quelli diurni e di intensità molto più debole. All'altezza dell'equatore c'è un addensamento della corrente in direzione ovest-est, il cosiddetto “*elettrogetto equatoriale*”, che porta ad un valore di variazione diurna che può raggiungere i 200 nT (Figura 3:8).

3.1.6 D Le tempeste geomagnetiche

Studi teorici e sperimentali hanno mostrato che l'aumento dell'intensità della corrente ad anello ha come conseguenza il verificarsi di forti e persistenti disturbi del campo magnetico terrestre che portano ad una diminuzione dell'intensità della componente orizzontale (H) del campo magnetico sulla superficie del pianeta. In questi periodi magneticamente perturbati, definiti come tempeste magnetiche, si manifestano pertanto delle variazioni del campo magnetico osservato in superficie che, pur essendo irregolari, presentano delle caratteristiche sistematiche nel loro andamento temporale.

Generalmente, ma non sempre, la tempesta magnetica (Figura 3:9) inizia con un improvviso aumento, detto SSC (da “*Storm Sudden Commencement*”), dell'intensità della componente orizzontale H del campo magnetico terrestre. L'SSC, pur essendo un fenomeno planetario può variare in latitudine e tempo locale. Immediatamente dopo l'SSC (entro un'ora) troviamo la fase iniziale della tempesta che ha inizio con un repentino aumento dell'intensità della componente orizzontale H che può, nell'arco di 2-3 minuti, far segnare un aumento fino a 30 nT.

Il grafico mostra un andamento tipo della componente orizzontale (H) del campo magnetico terrestre, come registrato presso l'osservatorio geomagnetico di L'Aquila, durante una delle ultime tempeste magnetiche (dal 5/11/2001 al 13/11/2001).

In seguito la componente H, pur fluttuando, si mantiene con un valore elevato per alcune ore (da 1 a 10) per poi diminuire bruscamente raggiungendo un valore nettamente inferiore a quello di partenza (la fase principale). Ha inizio, a questo punto, la fase di recupero della tempesta in cui dell'intensità della componente orizzontale del campo magnetico aumenta nuovamente, dapprima con un tempo di scala di qualche ora, poi di qualche giorno, fino a raggiungere

nuovamente il valore pre-tempesta. Questa evoluzione è definibile su base statistica; esaminando invece le singole tempeste è possibile trovare una notevole varietà di andamenti. Ci sono, infatti, perturbazioni in cui l'andamento di H è strettamente conforme all'andamento descritto così come vi sono perturbazioni in cui non tutte le fasi sono perfettamente individuabili.

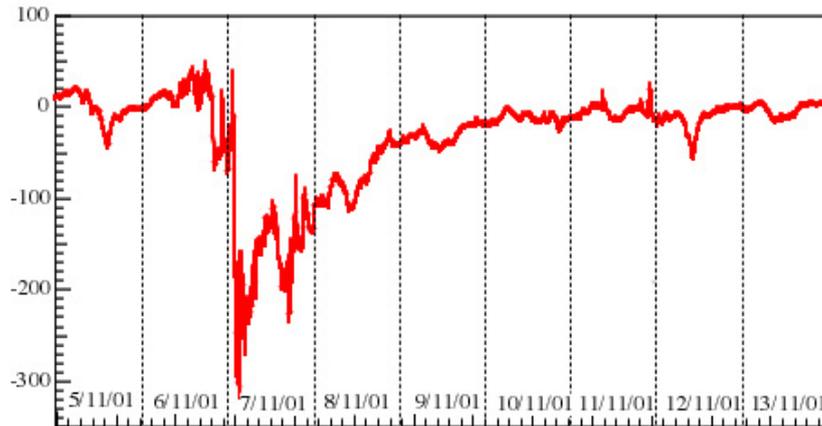


Figura 3:9 Effetto di una tempesta magnetica su registrazione da stazione fissa (dati INGV, Osservatorio Geomagnetico dell'Aquila)

3.1.7 Paleomagnetismo

È certo che il campo magnetico terrestre sia prodotto da correnti elettriche generate nel nucleo. Il modello proposto da Elsasser (1946) e Bullard (1949) assimila il comportamento del nucleo esterno a quello di una dinamo ad autoeccitazione. Questa è composta da un disco ed una bobina di materiale conduttore collegati fra loro e ruotanti intorno ad un asse, il tutto immerso in un campo di induzione magnetica parallelo all'asse di rotazione. La differenza di velocità (lineare) fra le cariche presenti sul disco genera una forza elettromotrice, con conseguente spostamento delle cariche verso l'esterno del disco e nella bobina; questa, percorsa da una corrente elettrica genererà nel suo intorno un campo magnetico (teorema di equivalenza di Ampere) che andrà a rinforzare il primo.

Il modello di Rikitake (Figura 3:10) accoppia due dischi, offrendo una spiegazione al fatto che ampie zone presentano anomalie magnetiche invertite rispetto alla direzione attuale di magnetizzazione, che vengono attribuite ad inversione di polarità del campo magnetico terrestre. Il Paleomagnetismo presenta diverse scale che distinguono epoche "normali" ed "inverse", ricostruite sulla base di datazioni radiometriche. Le inversioni sarebbero dovute alla prevalenza dell'una o dell'altra dinamo del modello di Rikitake (ovvero, da ricondurre a meccanismi

relazionabili al nucleo esterno fuso, il cui comportamento è assimilabile a quello di una dinamo a due dischi di Rikitake).

Di interesse pratico sono le creste medio-oceaniche del Nord Atlantico, del Pacifico e dell'Indiano, dove appaiono tipiche lineazioni di notevole estensione, distanti l'una dall'altra una decina di Km e parallele alle creste (Figura 3:11). I massimi ed i minimi dei profili magnetici relativi risulteranno paralleli alla catena. Questa relazione connota una relazione genetica fra fondo marino e cresta medio-oceanica, come mostrato da Vine e Matthews (1963). La continuità delle lineazioni è interrotta dalla presenza di faglie trasformi. Esiste una correlazione tra la scala del tempo delle inversioni di polarità del campo magnetico, stabilita dallo studio di rocce continentali, ed i massimi ed i minimi dei profili magnetici, correlazione che ha prodotto una interpretazione con un modello che prevede formazione di nuova crosta che, con la risalita di materiale fuso da grandi sistemi di fratture (ed il successivo raffreddamento, con conseguente magnetizzazione indotta) comporta la registrazione delle polarità campo magnetico terrestre al momento della formazione della roccia. Sono state valutate, dallo studio della scala geomagnetica e della distanza fra le lineazioni, velocità di formazione di nuova crosta di 1 cm/anno per la dorsale medio-atlantica e 5 cm/anno per quella orientale pacifica.

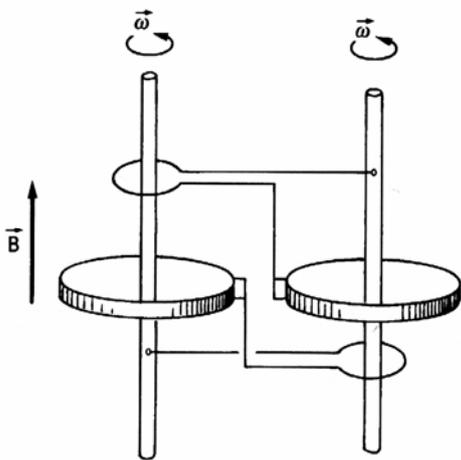


Figura 3:10 Il modello di autoeccitazione a due dinamo di Rikitake; (da Fedi & Rapolla), 1993

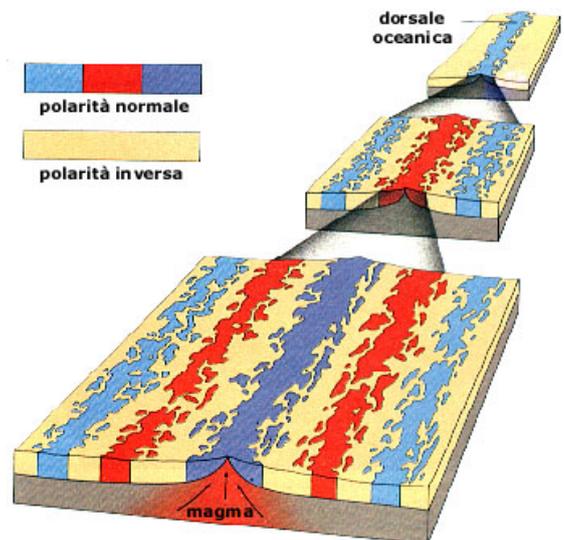


Figura 3:11 Espansione dei fondali oceanici (Dal sito www.apan.it)

Il paleomagnetismo si occupa dello studio della magnetizzazione naturale delle rocce. In particolare della magnetizzazione naturale rimanente (NRM), vale a dire della magnetizzazione che si misura quando sulla roccia non agisce nessun campo magnetico esterno. Quasi tutte le rocce possiedono una NRM, che generalmente è molto debole e necessita di strumenti molto sofisticati per essere misurata. La NRM è dovuta alla presenza di un quantitativo, anche estremamente piccolo, di minerali magnetici (il più noto dei quali è la magnetite). La NRM di una roccia è generalmente la risultante di più componenti acquisite in tempi diversi della sua storia geologica. Ogni roccia acquisisce una componente di magnetizzazione al momento della sua formazione, che è detta magnetizzazione “primaria” (Figura 3:12).

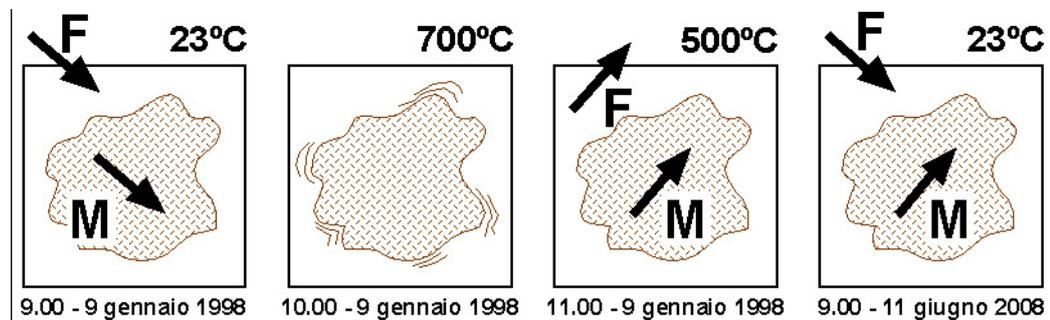


Figura 3:12 Esperimento di acquisizione di una magnetizzazione termica rimanente (TRM). Un frammento di roccia con magnetizzazione M parallela al campo magnetico esterno F, viene scaldato a 700 C in assenza di campo esterno e quindi fatto raffreddare sotto l'azione di un nuovo campo F orientato diversamente dal primo. Alcuni anni dopo, a temperatura ambiente, la magnetizzazione acquisita dal campione permane anche sotto l'azione di un nuovo campo magnetico esterno (Cox & Hart, 1990, modificato. Dal sito INGV).

Le modalità di acquisizione della magnetizzazione primaria sono diverse per i diversi tipi principali di rocce, ma dipendono tutte dall'azione del campo magnetico terrestre nel corso della litogenesi: le rocce ignee, che derivano dalla consolidazione di un magma, acquisiscono una magnetizzazione stabile durante il processo di raffreddamento e consolidazione; le rocce sedimentarie, che si formano dall'accumulo di granuli detritici, acquisiscono una magnetizzazione stabile durante la deposizione e compattazione del sedimento (Figura 3:13).

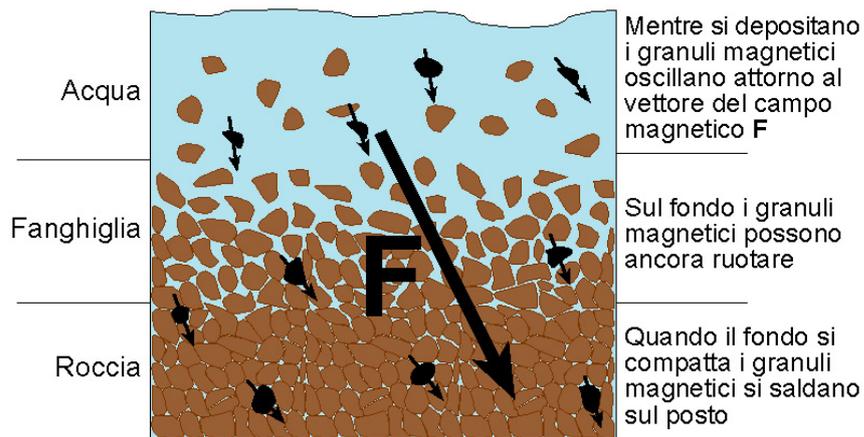


Figura 3:13 Acquisizione di una magnetizzazione detritica rimanente (DRM) da parte di un sedimento. Dalla decantazione dei granuli alla compattazione del sedimento l'orientazione dei clasti magnetici (neri, con freccia) è guidata dal campo magnetico terrestre (dal sito INGV)

Nel corso dei tempi geologici altre magnetizzazioni possono essere acquisite per processi di riscaldamento, alterazione meteorica e creazione diagenetica di nuovi minerali magnetici. Queste magnetizzazioni sono dette “secondarie” e si sommano vettorialmente alla componente primaria. Tutte le rocce sono inoltre soggette all'azione del campo magnetico attuale, che produce un'ulteriore magnetizzazione rimanente, detta viscosa, che si somma anch'essa alle componenti di magnetizzazione acquisite in precedenza. In uno studio di paleomagnetismo ci si prefigge di riconoscere quante componenti di magnetizzazione rimanente ci sono in una roccia, di definire la loro orientazione e di datare il momento della loro acquisizione. Questo è possibile attraverso sofisticate analisi di laboratorio, che si basano fondamentalmente sulla smagnetizzazione graduale di un numero statisticamente significativo di campioni. Le principali applicazioni del paleomagnetismo nel campo delle Scienze della Terra sono indirizzate alla definizione della mobilità crostale e litosferica del nostro pianeta, all'analisi dei caratteri del campo magnetico terrestre nel corso dei tempi geologici ed allo studio dell'alternanza delle polarità magnetiche in una sequenza rocciosa (magnetostratigrafia).

3.1.8 Magnetostratigrafia

Agli inizi degli anni '60 è stata definitivamente provata l'esistenza delle inversioni del campo magnetico terrestre (Figura 3:14) e da allora i dati riguardanti la polarità magnetica delle rocce sono utilizzati come indicatori sincroni e globali negli studi stratigrafici.

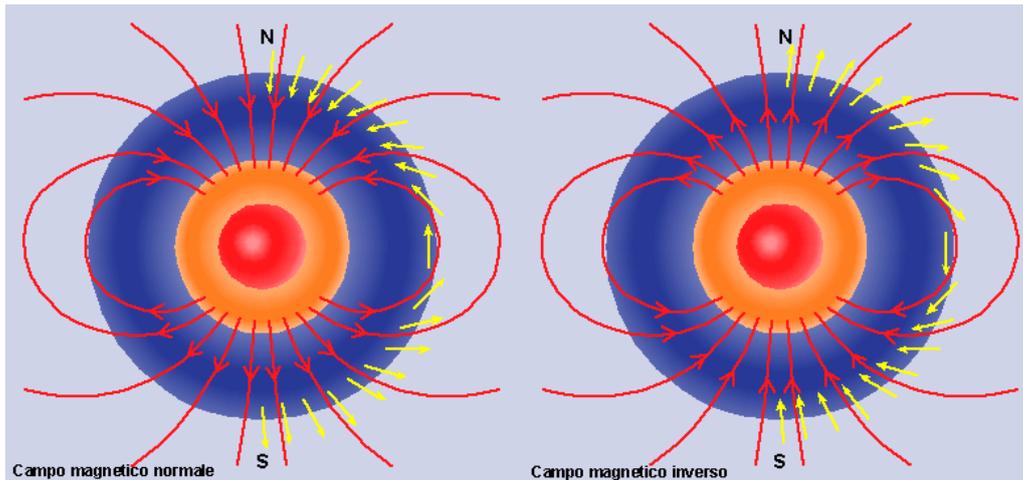


Figura 3:14 Rappresentazione del campo magnetico normale (a sinistra) e del campo “invertito” (dal sito INGV)

Il carattere globale delle inversioni del campo magnetico terrestre mette in luce la magnetostratigrafia (lo studio della successione delle polarità magnetiche in una successione rocciosa) come strumento essenziale di datazione e correlazione tra sequenze stratigrafiche distinte. La magnetostratigrafia coinvolge paleomagnetisti, stratigrafi e paleontologi ad un lavoro congiunto su una gran varietà di problemi geocronologici. Gli studi di magnetostratigrafia in Italia sono stati principalmente indirizzati alla messa a punto di un sistema temporale di riferimento per i principali eventi tettonici, paleontologici e paleoambientali nel Mediterraneo e per la calibrazione della Scala Temporale delle Polarità Magnetiche alle variazioni nei parametri dell'orbita terrestre per gli ultimi 5 milioni di anni. La creazione di database mondiali degli eventi di inversione di polarità ha permesso la creazione di una scala *magnetocronostratigrafica* (Figura 3:15).

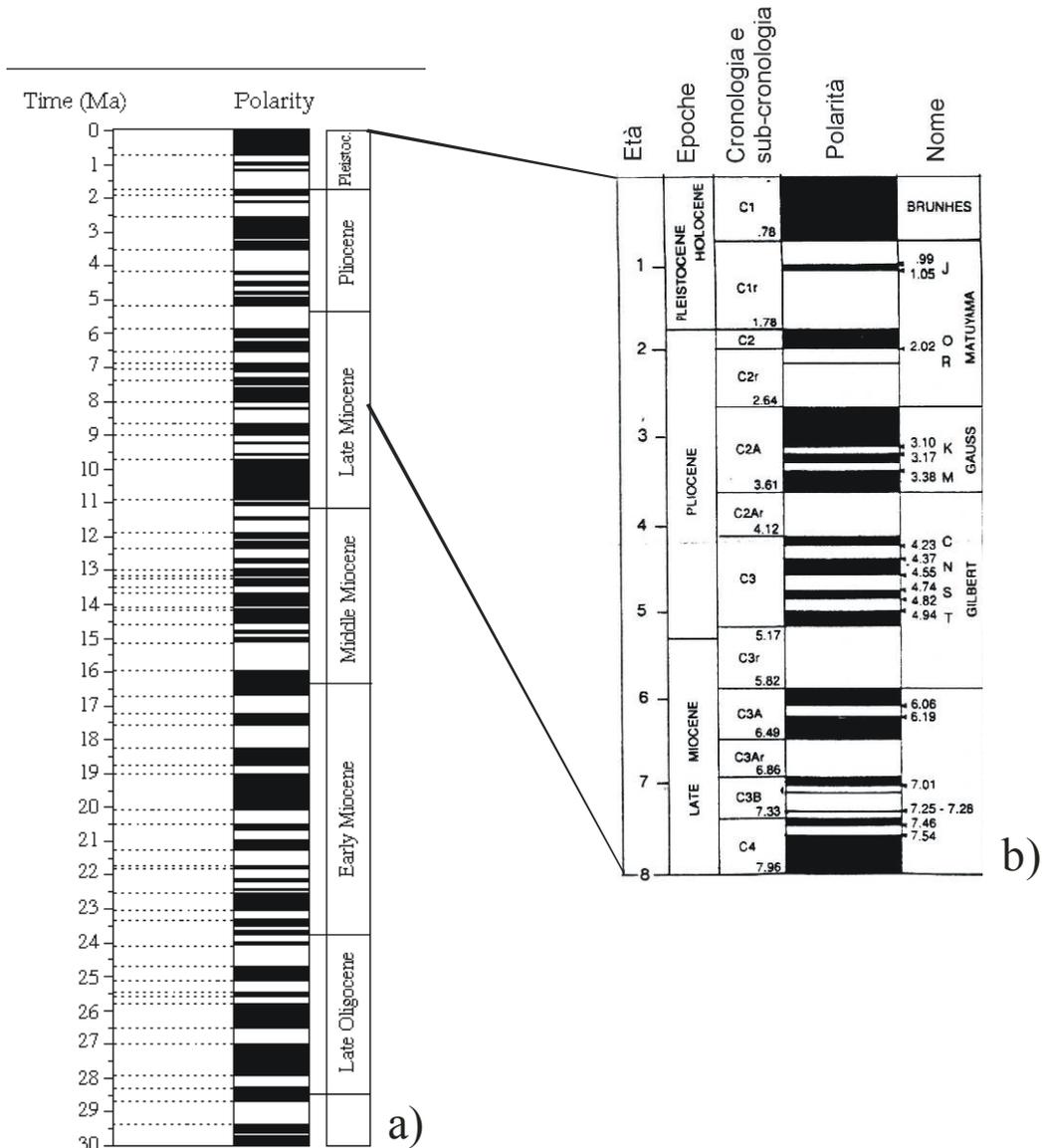


Figura 3:15 a) Scala Temporale delle Polarità Magnetiche per gli ultimi 30 milioni di anni (da Berggren et al., 1995); Dettaglio degli ultimi 8 Ma (da Argnani & Savelli, 1999, modificata). Nero: polarità magnetica normale; bianco: polarità magnetica inversa.

In sezioni stratigrafiche favorevoli, con buone proprietà paleomagnetiche ed alta velocità di sedimentazione, la magnetostratigrafia è anche utilizzata per lo studio dei caratteri del campo magnetico terrestre durante un'inversione di polarità e, nel caso di sedimenti molto recenti, per estendere nel tempo geologico le osservazioni strumentali storiche sulla variazione secolare del campo magnetico terrestre.

3.1.9 Forme delle anomalie magnetiche

Le anomalie magnetiche crostali vengono definite come la differenza tra il valore del campo magnetico misurato ed un qualche campo di riferimento che, una volta sottratto, permette di evidenziare i soli contributi dovuti a disomogeneità (contrast) di magnetizzazione rimanente. La forma di una qualsiasi anomalia magnetica dipende dall'Inclinazione e dalla Declinazione del CMT, ed essendo queste variabili funzione della Latitudine e della Longitudine, ne consegue che, a parità di contrasto di magnetizzazione rispetto alle litologie circostanti, uno stesso corpo magnetizzato produce anomalie di forma diversa in funzione della posizione geografica in cui si trova e del modo in cui è orientato.

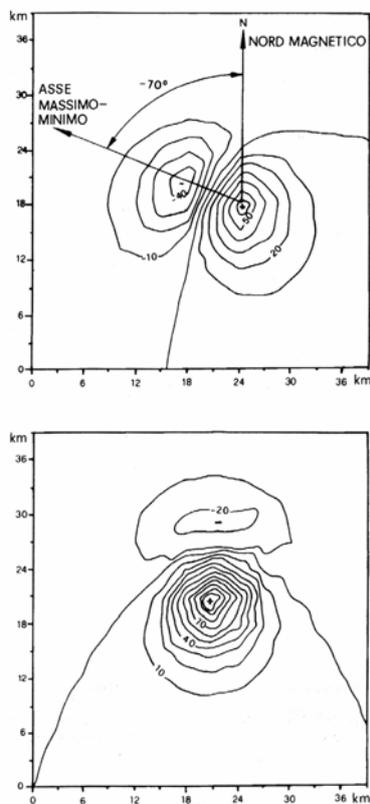


Figura 3:16 Forme delle anomalie magnetiche anomale (in alto) e normali (in basso) alle medie latitudini. (Da Fedi e Rapolla, 1993)

Ogni massa magnetizzata produce, come effetto, un'anomalia composta da un massimo ed un minimo, nella quale l'estensione dei picchi, la loro distanza, la declinazione e l'inclinazione della magnetizzazione dipendono dalla forma e dalla giacitura della massa magnetizzata, dalle caratteristiche del campo magnetico attuale (parametri di Inclinazione e Declinazione *indotte*) e dal campo magnetico terrestre al momento della messa in posto della massa rocciosa (Inclinazione e Declinazione *rimanenti*). La forma dell'anomalia derivante dalla magnetizzazione delle rocce e del campo di induzione locale viene definita "*normale*" se l'asse massimo - minimo è allineato secondo l'asse N-S magnetico, "*anormale*" se l'asse risultato ruotato di un certo angolo rispetto alla disposizione attesa, "*invertita*" se l'asse è in posizione contraria rispetto all'andamento normale atteso (Figura 3:15). I parametri di Inclinazione e Declinazione rimanente possono differire da quelli indotti, a causa di variazioni del CMT o rotazioni delle sorgenti di origini tettoniche (Figura 3:17).

Il paleomagnetismo è stato sempre usato, negli studi tettonici e geodinamici, come indicatore quantitativo di rotazioni e traslazioni in longitudine di diversi blocchi crostali e litosferici. In Italia ha contribuito notevolmente alla comprensione dei processi geodinamici che hanno portato all'assetto geologico attuale del nostro Paese, delineando

province geologiche a diversa evoluzione geodinamica e quantificando l'entità ed il verso delle rotazioni cui settori diversi del nostro paese sono state soggette nel tempo geologico. Comprendere il quadro geodinamico attuale, in un paese geologicamente attivo e complesso come l'Italia si deve basare anche sulla conoscenza approfondita dei processi geodinamici che ne hanno portato alla configurazione geologica presente.

A partire dalla formulazione di un primitivo concetto di "rotazione della penisola italiana", come un unico blocco rigido disarticolato dalla principale placca africana, l'apporto di sempre nuovi dati paleomagnetici ha progressivamente raffinato la comprensione della geodinamica dell'intero Mediterraneo centrale. Il quadro che emerge dai più recenti studi di paleomagnetismo in Italia delinea un mosaico complesso di distinte unità tettonico strutturali soggette a movimenti differenziali, con sviluppo di catene montuose arcuate e bacini estensionali (Figure 3:18, 3:19).

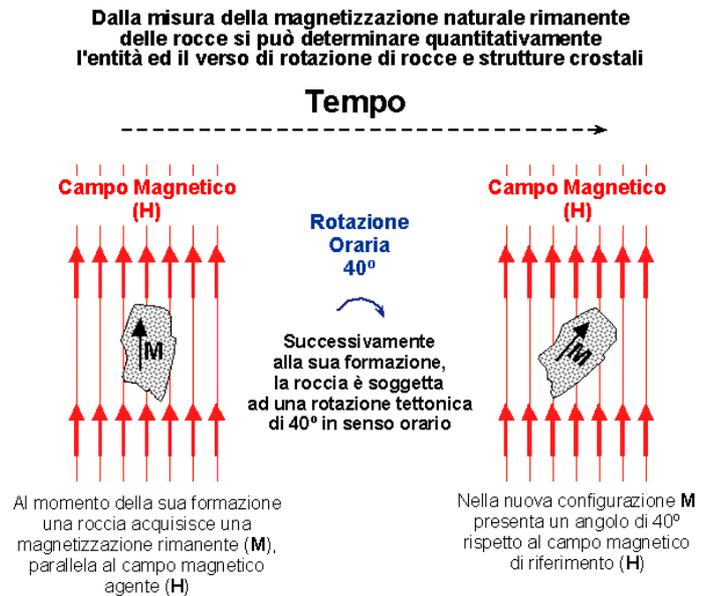


Figura 3:17 L'anomalia prodotta da un corpo magnetizzato che subisce rotazione dopo la messa in posto risulterà il frutto della somma di due componenti: 1) il CMT locale, 2) il vettore di magnetizzazione rimanente proprio del corpo. (dal sito ufficiale dell'INGV)

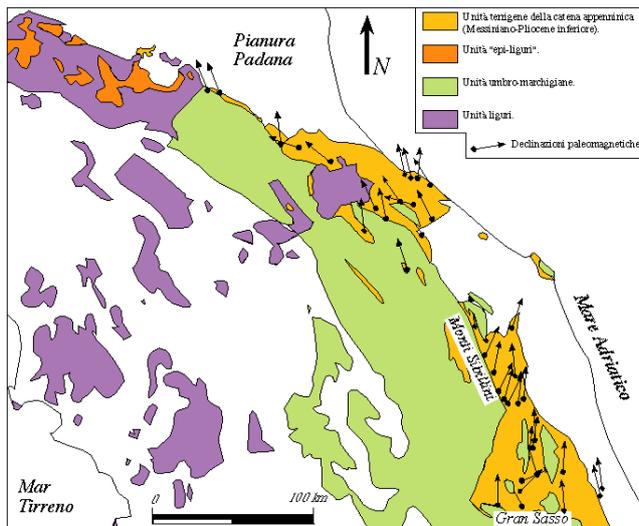


Figura 3:18 Risultati paleomagnetici ottenuti su sedimenti messiniani (di età pari a circa 6 milioni di anni) negli appennini settentrionali. Ogni freccia indica la rotazione attorno ad assi verticali subita dalle località (da 6 Ma ad oggi). Si osserva come ogni settore dell'arco appenninico abbia subito rotazioni orarie ed antiorarie di varia entità. (dal sito ufficiale dell'INGV)

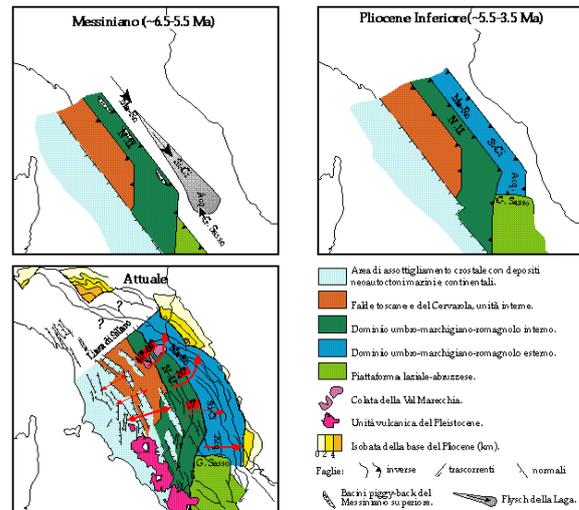


Figura 3:19 Modello interpretativo sull'evoluzione geodinamica degli Appennini centro-settentrionali a partire dal Messiniano (6,5 milioni di anni fa) fino ad oggi. Il paleomagnetismo ha mostrato che gli archi di catene montuose appenniniche si sono prodotti per il piegamento progressivo di catene originariamente rettilinee. (dal sito ufficiale dell'INGV)

3.2 Magnetometri

I magnetometri sono sostanzialmente suddivisibili in due classi d'appartenenza:

1. Magnetometri scalari, che misurano l'intensità del campo magnetico al quale sono sottoposti;
2. Magnetometri vettoriali, che possiedono la capacità di misurare la componente del campo magnetico lungo una specifica direzione. L'uso di tre magnetometri vettoriali ortogonali consente la definizione univoca di inclinazione, declinazione e intensità del campo magnetico.

3.2.1 Magnetometri a precessione protonica

Operano sulla base del principio dell'allineamento dell'asse di spin protonico rispetto al campo magnetico esterno. Un induttore genera un forte campo magnetico intorno ad un fluido arricchito in idrogeno, causando l'allineamento dei protoni lungo il campo generato. Il campo generato viene interrotto ed i protoni, quando si allineano con il campo magnetico terrestre, hanno una specifica frequenza di precessione. Questo produce un campo magnetico debole che

viene rilevato dall'induttore. La relazione fra la frequenza della corrente indotta e l'intensità del campo magnetico terrestre viene detta "rapporto giromagnetico protonico", e vale 0.042576 Hz/nT.



Figura 3:20 Magnetometro a precessione protonica G811/813 (Geometrics) a bordo della R/V Urania

3.2.2 Magnetometri "Overhauser"

L'effetto Overhauser consente di trarre vantaggio dall'applicazione degli effetti della fisica quantistica agli atomi di idrogeno. L'effetto si verifica quando un liquido particolare, contenente elettroni spaiati liberi, viene combinato con atomi di idrogeno e quindi esposto ad una seconda polarizzazione indotta da un campo magnetico generato da

una sorgente RF (Radio Frequenza). I campi magnetici prodotti da sorgenti RF sono ideali per indurre questo tipo di influenza, in quanto sono "trasparenti" rispetto al campo magnetico terrestre ed hanno frequenza lontano dalla banda del segnale di precessione (e, quindi, non generano disturbo).

Gli elettroni non confinati che si trovano all'interno del liquido trasferiscono il loro stato eccitato ai nuclei di idrogeno. Questo trasferimento di energia altera lo stato di spin dei protoni e polarizza il liquido. La proporzionalità fra la frequenza di precessione e la densità di flusso magnetico è perfettamente lineare, è indipendente dalla temperatura e solo debolmente influenzata da effetti di schermatura connessi agli orbitali elettronici dell'idrogeno. La costante di proporzionalità è nota con grande precisione ed è identica al rapporto giromagnetico protonico (0.042576 Hz/nT).

3.2.3 Magnetometri a vapori di cesio

È costituito da tre elementi principali: un emettitore di fotoni, una camera contenente vapore di cesio ed un cuscino gassoso che avvolge i primi due. Il principio operativo si basa sul fatto che un atomo di cesio può esistere in tutti i sei livelli energetici (le allocazioni dette "orbitali elettronici" intorno al nucleo atomico).

Quando un atomo di cesio all'interno della camera incontra un fotone proveniente dall'emettitore salta ad uno stato energetico più elevato e, quindi, emette il fotone, ricadendo ad uno stato

d'energia più basso. Quando un atomo di cesio all'interno della camera incontra un fotone proveniente dall'emettitore salta ad uno stato energetico più elevato e quindi emette il fotone, ricadendo ad uno stato d'energia più basso. Questo passaggio viene utilizzato per la calibrazione del magnetometro. Successivamente, quando il sensore viene esposto al campo magnetico terrestre, quanti di energia (in quantità proporzionale all'intensità del campo) producono salti negli orbitali elettronici, le cui ricadute producono emissioni energetiche misurabili.

3.3 Acquisizione dati

L'acquisizione dei dati magnetici relativi al Banco di Gorringe (Gettysburg ed Ormonde) è stata eseguita fra dicembre del 2002 e gennaio 2003. La campagna, denominata "Gorringe_2003", è stata organizzata dall'IAMC (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero), Sede di Napoli, del CNR (Consiglio Nazionale per le Ricerche). Il *dataset* delle isole flegree è stato acquisito in due diverse campagne (ottobre 2000 e gennaio 2002), ancora facenti capo all'IAMC. Tutte le campagne di acquisizione si sono svolte a bordo della R/V Urania, con l'utilizzo del magnetometro a precessione protonica EG&G 811/813 (Geometrics, Figura 3:20), caratterizzato da un intervallo di sensibilità di 17.000-95000 nT ed un'accuratezza di 0.5 nT. Durante la navigazione sono stati monitorati e registrati i parametri di lunghezza cavo e profondità del magnetometro.

3.4 Pre-elaborazione

3.4.1.A Correzione di "offset" (o di "layback")

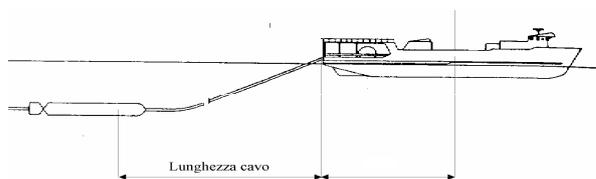
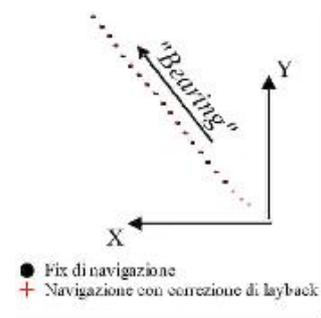


Figura 3:21 Schema del trascinamento del magnetometro (a sinistra) ed applicazione della correzione di offset su una linea (a destra)



Nelle acquisizioni magnetometriche marine i sistemi di posizionamento forniscono le coordinate relative alla posizione dell'antenna che riceve il segnale, normalmente situata al centro della nave, mentre il magnetometro viene trainato "a cavo" ad una distanza che deve essere circa tre

volte la lunghezza dell'imbarcazione, in modo da ridurre o annullare l'effetto magnetico legato alla presenza dello scafo (Figura 3:21)..

Traslazioni nel piano XY di alcune centinaia di metri possono risultare significative, soprattutto in zone caratterizzate da repentine variazioni di intensità del segnale magnetico.

Sebbene la correzione possa sembrare ininfluyente, una variazione di alcune centinaia di metri può influire in modo notevole (nell'ordine delle diverse decine di nanoTesla, (Figura 3:22) sulle misure del campo magnetico; inoltre, il tipo di interpolazione effettuato garantisce un accesso meno "invasivo" ai dati, contrariamente a quanto si sarebbe ottenuto con una traslazione costante di tutta la navigazione. Questa correzione, ovviamente, possiede una polarità, nel senso che deve essere effettuata in verso opposto a quello di percorrenza della nave.

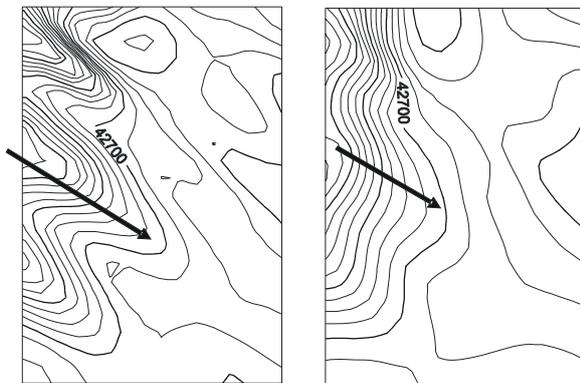


Figura 3:22 Effetto della correzione di “layback” sulla mappa a curve di livello: piccole ondulazioni possono essere il frutto dell’errato posizionamento assoluto del magnetometro. A) Prima della correzione; B) Dataste corretto. Esempio dal Banco di Gorringe (Seamount Gettysburg)

3.4.1.B Correzione delle variazioni diurne

Questa correzione necessita di dati acquisiti da una stazione fissa (Figura 3:23), avente il compito di registrare la “marea magnetometrica”, e di sottrarre il valore di riferimento registrato dal valore del campo misurato in un dato istante. Affinché la correzione abbia senso la stazione di riferimento deve essere il più vicino possibile alla zona di acquisizione.

Sfortunatamente, i dati acquisiti sul Banco di Gorringe non possono essere corretti in questo

senso, non essendo disponibili dati di stazioni sufficientemente vicine. La correzione è stata

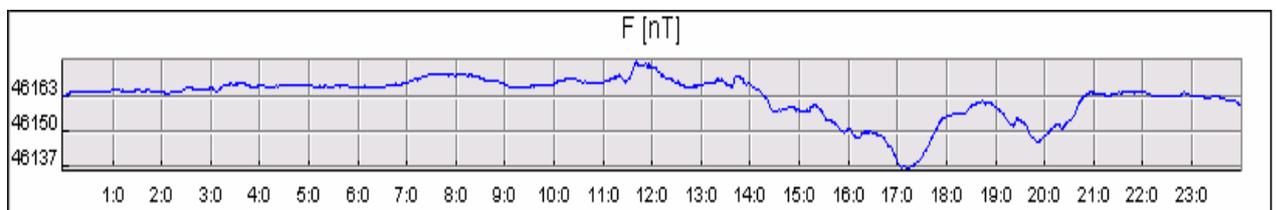


Figura 3:23 Esempio di acquisizione magnetometrica da stazione fissa (Osservatorio Geomagnetico dell’Aquila, 42° 23' N, 13° 19' E, INGV)

effettuata solo sui dati relativi alle isole flegree, per i quali sono state utilizzate le acquisizioni giornaliere dell'Osservatorio Geomagnetico dell'Aquila (42° 23' N, 13° 19' E; dati cortesemente forniti dall'INGV).

3.1.4.C Residuaione rispetto al campo di riferimento (IGRF)

L'anomalia magnetica è, per definizione, la differenza fra il campo magnetico misurato T_m ed un campo di riferimento $R(x,y)$ opportunamente scelto che, una volta sottratto, lascia evidenziare il contributo dovuto alle sole disomogeneità di magnetizzazione della crosta, secondo l'equazione:

$$A = T_m - R(x,Y)$$

Il campo di riferimento utilizzato per la residuaione dei tre datasets magnetici è l'IGRF2000 (Figura 3:24), calcolato su basi matematiche ed in base a dati acquisiti da satellite

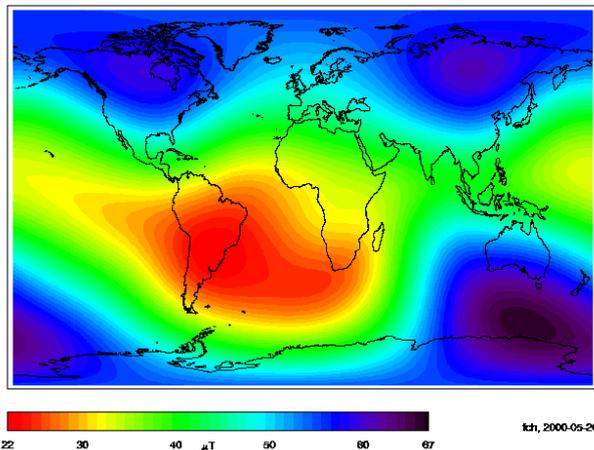


Figura 3:24 Intensità del campo IGRF2000. Come si evince dall'immagine, L'IGRF rappresenta il contenuto a bassa frequenza del CMT, calcolato su basi matematiche e in base a dati acquisiti da satellite.

3.4.1.D Controllo degli incroci

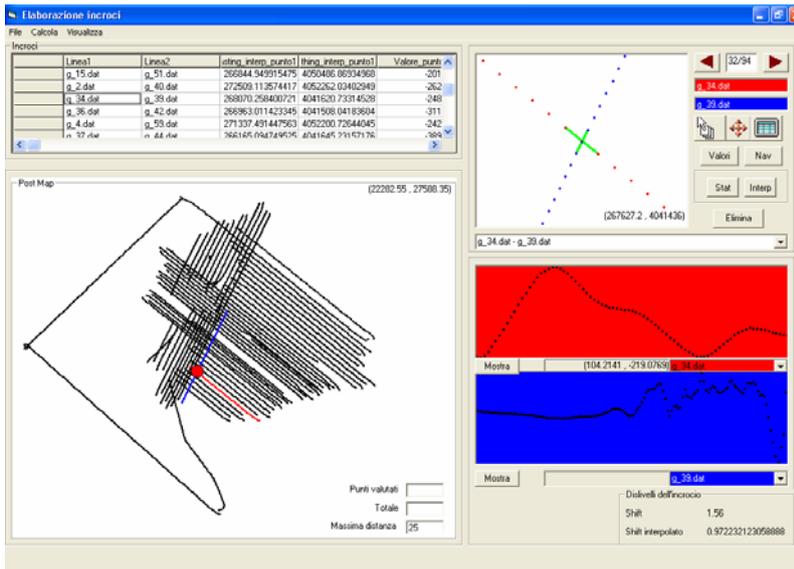
Uno dei controlli standard per la verifica della qualità del segnale è la misura della differenza fra i valori misurati all'intersezione fra due linee; è chiaro che il segnale sarà da considerare tanto più affidabile quanto più gli scarti agli incroci saranno prossimi allo zero.

Per ogni incrocio sono state calcolate:

1. La differenza fra i valori dei due punti più vicini.
2. La differenza fra le interpolazioni lineari dei valori magnetici, relativa al punto fittizio di navigazione (calcolato, anch'esso, tramite interpolazione lineare delle coordinate precedente e successiva all'incrocio)

Nel secondo caso, in particolare, la differenza rilevata rappresenta la differenza fra le medie ponderate dei valori secondo l'equazione:

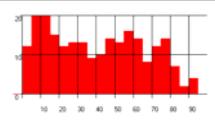
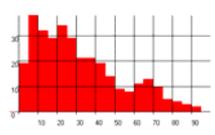
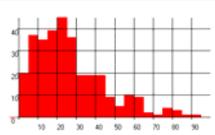
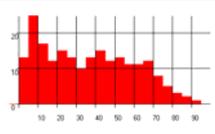
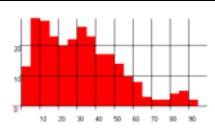
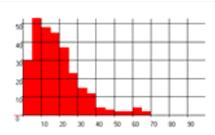
$$\Delta Z = [(z_{i-1} \times \frac{a_2}{a_1 + a_2}) + (z_{i+1} \times \frac{a_1}{a_1 + a_2})] - [(z_{j-1} \times \frac{b_2}{b_1 + b_2}) + (z_{j+1} \times \frac{b_1}{b_1 + b_2})]$$



La seguente tabella offre una panoramica sull'evoluzione della variazione degli shift agli incroci, rappresentata in funzione del passo di pre-elaborazione. Sono riportati due parametri statistici rappresentativi dei valori di shift all'incrocio (Media e Mediana, calcolate su tutti i valori di shift agli incroci) ed il grafico relativo alla

distribuzione degli stessi, un istogramma a frequenza assoluta del numero di battute in funzione delle classi di shift (con intervallo di classe di 5 nT). Tutti questi parametri sono stati calcolati con l'utilizzo di un programma appositamente creato (Figura 3:25).

<i>Seamount Gettysburg</i>			
Passo	Media	Mediana	Distribuzione
Iniziali	-7.9974	-0.145	
Dopo correzione di "layback"	3.103	2.2099	
Dopo "decorrugation"	3.4250	3.4018	
<i>Seamount Ormonde</i>			

Passo	Media	Mediana	Distribuzione
Iniziali	16.0870	6.1500	
Dopo correzione di "layback"	7.10630	7.3300	
Dopo "decorrugation"	1.5171	1.6901	
<i>Isole Flegree</i>			
Passo	Media	Mediana	Distribuzione
Iniziali	12.0482	7.160	
Dopo correzione di "layback"	6.9769	2.5000	
Dopo diurna e "decorrugation"	5.2635	3.6300	

Appare evidente un miglioramento statistico delle distribuzioni con l'avanzare dei processi di elaborazione del segnale, miglioramento che appare sia nel monitoraggio dei parametri statistici scelti come riferimento (i valori di media e mediana tendono a diminuire), sia col miglioramento nella distribuzione dei valori, la cui forma tende ad una semi-gaussiana. La tendenza alla forma gaussiana (semi-gaussianica nello specifico, in quanto nel grafico i valori sono riportati come assoluti) implica una probabile eliminazione, quanto meno parziale, degli errori sistematici.

3.5 Cenni sulle metodologie di analisi utilizzate per l'interpretazione del segnale magnetico

3.5.1 Analisi di Fourier

Le tecniche di prospezione magnetica (come, del resto, quelle gravimetriche) si basano sul presupposto che la distribuzione spaziale di magnetizzazione (o densità, nel caso gravimetrico) della Terra non siano omogenee. Le perturbazioni nell'andamento teorico del campo magnetico forniscono, quindi, informazioni sul contrasto di magnetizzazione che produce l'anomalia (e sui parametri legati alla geometria della stessa, quali profondità, forma ed estensione). Non potendo esprimere in termini di funzioni note delle coordinate spaziali le grandezze misurate, in geofisica si ricorre allo sviluppo in serie di funzioni del tipo:

$$S_K(x) = \sum_{K=1}^{\infty} \tau_K \Phi_K(x)$$

che consentono di ottenere una formulazione matematica elaborabile dei dati misurati. Il più usato degli sviluppi in serie è quello di Fourier:

$$F(x) = a_0 + \sum_{L=1}^{\infty} (a_L \cos l\omega x + b_L \sin l\omega x)$$

La sua generalizzazione per funzioni:

$$\tilde{f}_{(\omega)} = \int_{-\infty}^{\infty} F(x) e^{-j\omega x} dx$$

consente di trasformare una funzione dal dominio del tempo a quello delle frequenze, mentre l'antitrasformata:

$$F(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{F}_{(\omega)} e^{j\omega x} d\omega$$

consente la ricostruzione di $f(x)$ a partire da $f(\omega)$. In realtà, il trattamento di segnali discreti comporta l'utilizzo di una versione discreta della trasformata di Fourier, nota come D.F.T. (Discrete Fourier Transform):

$$F_d(\omega_l) = \sum_K F(x_K) e^{-j x_K \omega_l}$$

dove:

$$x_k = kx \text{ (con } k = 1, \dots, N; x = \text{passo di campionamento)}$$

$$\omega L = 2\pi L/N.$$

Nel caso discreto, la trasformata di Fourier restituirà una serie di armoniche (cioè, di termini dello sviluppo) che vanno dalla fondamentale (in termini di frequenza angolare) $\omega_1=2\pi/NP$ alla frequenza di Nyquist $\omega_N=\pi/P$. L'intervallo $[\omega_1, \dots, \omega_N]$ viene detto "intervallo di Nyquist" e rappresenta l'insieme delle frequenze risolvibili. I contributi a frequenza più elevate di quella di Nyquist, in particolare, comportano la contaminazione del reale contenuto al di sotto della soglia di Nyquist (fold back dello spettro). Questo fenomeno viene detto "aliasing".

3.5.2 Continuazione nella regione armonica

A causa della natura stessa del campo magnetico questi, nella zona armonica (ovvero, priva di sorgenti), può essere estrapolato ad una qualsiasi quota, al di sopra o al di sotto del piano di acquisizione ("upward" o "downward" continuation).

In base al teorema di Green ed alla seguente relazione (Fedi & Rampolla, 1993):

$$U_{(XYZ)} = \frac{1}{4\pi^2} \int U_{(\xi, \eta, 0)} \frac{z}{r^3} d\xi d\eta$$

dal campo misurato su una superficie ad una determinata quota Z si può ottenere il campo ad un livello $Z_I \neq Z$. Nel dominio delle frequenze, dall'equazione precedente risulta:

$$\tilde{R}(\alpha, \beta) = e^{-\sigma}$$

Con

$$\sigma = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2}$$

Generalmente, questo processo viene usato come tecnica di filtraggio passa-bassa (se la continuazione è intesa verso l'alto) o passa-alta (verso il basso) dei dati. Analizzando il campo continuato verso l'alto si può evincere l'effetto delle sorgenti poco profonde sul campo di anomalie magnetiche residue, ottenendo l'eliminazione di eventuali trend regionali (e viceversa per la continuazione verso il basso).

Da un punto di vista teorico la continuazione verso il basso è realizzabile fino alla quota di tangenza delle sorgenti magnetiche, ovvero in tutta la regione armonica, aumentando la potenziale osservazione di sorgenti caratterizzate da alta frequenza. È ormai provato, comunque, che questo processo è fortemente instabile, in quanto esalta il rumore e rende instabile il campo. Tuttavia, può essere attuato con l'utilizzo di alcuni parametri di "normalizzazione".

3.5.3 Equazione di Poisson

La seguente equazione:

$$V = -\frac{JdU}{G\sigma dl}$$

dimostrata da Poisson, rappresenta la correlazione generale fra i potenziali magnetico e gravimetrico. In questa equazione:

V = Potenziale magnetico

U = Potenziale gravitazionale

σ = Contrasto di densità

J = Contrasto di magnetizzazione

di = Derivata del vettore di magnetizzazione (lungo la direzione di magnetizzazione i)

La grandezza individuata dalla derivata prima di questa equazione prende il nome di trasformata *Pseudogravimetrica*, mentre con la derivata seconda si ottiene la ben nota trasformata funzionale di *Riduzione al polo*.

3.5.4 Riduzione al polo (RTP)

La trasformazione funzionale di riduzione al polo viene definita nel dominio delle frequenze dalla relazione (Fedi & Rampolla, 1993):

$$R_{R.P.} = \frac{\sigma^2}{[\sigma h_1 + j(\alpha h_x + \beta h_y)][\sigma t_2 + j(\alpha t_x + \beta t_y)]}$$

dove j è l'unità immaginaria.

Questa trasformazione ha l'effetto di eliminare la dipendenza della forma di un'anomalia dalla latitudine (Figura 3:26), nel senso che comporta la variazione della forma dell'anomalia da quella tipica delle latitudini diverse da 0° e 90° (cioè, un massimo ed un minimo) a quella caratteristica dei Poli magnetici (un massimo centrato sulla sorgente). Nel caso di anomalie prive di interferenze, l'effetto più importante della RTP è quello di rendere concentrica l'anomalia rispetto alla sorgente (Figura 3:27). La RTP richiede la conoscenza pregressa dei parametri di Inclinazione e Declinazione locali del CMT, facilmente calcolabili tramite un modello matematico del campo, quale ad esempio l'IGRF, nonché la conoscenza di Inclinazione e Declinazione relativi alla sorgente, che possono essere differenti dai precedenti, ad esempio nel caso in cui la sorgente sia stata sottoposta a deformazioni o rotazioni di origine tettonica, oppure il corpo magnetizzato sia stato messo in posto in corrispondenza di un'epoca di inversione magnetica (vedi magnetostratigrafia, paleomagnetismo). Normalmente, i parametri relativi alla direzione della magnetizzazione vengono calcolati mediante un processo iterativo che prevede vari tentativi di RTP, effettuati partendo dai valori di I e D locali e valutandone le variazioni prodotte della graduale differenziazione. Valori di direzione di I e D della sorgente che differiscono di circa 180° da quelli locali, producendo un minimo nella carta delle RTP, possono essere indizio di anomalie magnetiche "invertite" (vedi par. 3.1.9).

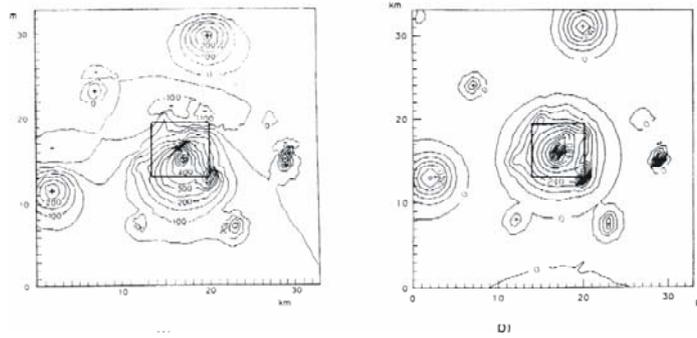


Figura 3:26 Esempio di applicazione della trasformata funzionale di riduzione al polo su campo sintetico (da Fedi & Rampolla, 1993, modificata)

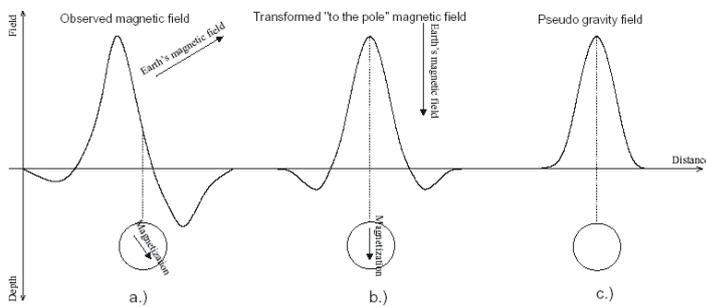


Figura 3:27 a) Anomalia magnetica di una sfera alle medie latitudini, b) Riduzione al polo di (a); c) Trasformata pseudo-gravimetrica di (a)

3.5.5 Cenni sui metodi interpretativi

I metodi per l'interpretazione delle anomalie dei campi di potenziale sono molteplici e legati a principi ispiratori e operativi diversi. Tutte le tecniche, comunque, sono rivolte allo scopo comune di valutare parametri relativi alla sorgente dell'anomalia (quali profondità, forma, estensione e

contrasto di magnetizzazione). Nell'ambito di queste tecniche si distinguono metodi "diretti", nei quali tutte le informazioni relative alla sorgente vengono derivate "direttamente" dall'insieme dei dati a disposizione, e metodi "indiretti", nei quali le anomalie vengono interpretate "indirettamente", cioè tramite comparazione con modelli teorici, nell'ambito di un processo ricursivo di "prova ed errore" teso all'associazione dell'anomalia col miglior modello pre-elaborato. In alternativa possono essere utilizzati i metodi spettrali, che utilizzano la trasformata di Fourier dell'anomalia (più precisamente, gli spettri di ampiezza e di potenza da essa derivati), in quanto la rappresentazione spettrale è legata a fattori direttamente collegati a parametri caratteristici della sorgente. Una particolare sottoclasse dei metodi diretti è quella denominata "metodi di inversione", in cui, oltre alla produzione di una soluzione del problema inverso (determinare i parametri di sorgente dal segnale misurato), viene fornita anche una stima della qualità della soluzione stessa. Ancora, nell'ambito dell'insieme dei metodi inversi, si possono distinguere metodi discreti, nei quali le caratteristiche della sorgente vengono considerate dipendenti da un insieme di parametri incogniti, e metodi continui, nei quali dette caratteristiche vengono associate ad una funzione incognita. Ognuna delle classi di metodi interpretativi ed ognuno dei metodi, nell'ambito di ogni classe, richiede delle assunzioni, allo scopo di renderne possibile (o semplificarne) l'esecuzione.

3.5.6 Segnale analitico

Si tratta di una metodologia di inversione 2D o 3D (incentrata sulla trasformata di Hilbert, Nabighian., 1972; Roest et al., 1992) caratterizzata dal computo di una grandezza complessa il cui modulo, in pratica, coincide con quello del gradiente del campo di anomalie; essa è indipendente dai parametri di magnetizzazione e presenta i suoi massimi lungo i bordi della sorgente (ne definisce, quindi, i limiti). Definendo \hat{x} , \hat{y} , \hat{z} come vettori unitari (versori) lungo gli assi x, y e z del sistema di riferimento, il segnale analitico dell'anomalia M del campo di potenziale può essere scritto come:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z} \right)$$

Applicando a questa relazione la trasformata di Fourier 2-D, definita come:

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)}$$

si ottiene l'espressione dell'equazione nel dominio delle frequenze in termini di gradiente della trasformata di Fourier del campo magnetico:

$$\hat{t}F[A(x, y)] = \hat{h}\nabla F[M] + i\hat{z}\nabla F[M]$$

dove :

$\nabla =$ operatore gradiente

$$\hat{t} = [\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}]$$

$$\hat{h} = [\hat{x}, \hat{y}]$$

La parte reale di questa equazione è costituita dalle derivate orizzontali dell'anomalia, la parte immaginaria dal gradiente verticale. Il modulo del segnale analitico, calcolato come (Roest et al., 1992; Salem & Ravat, 2003):

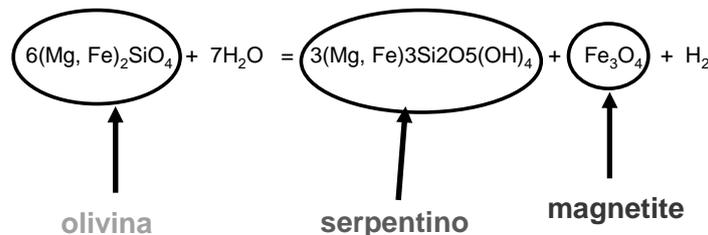
$$|A| = \left[\left(\frac{\partial F}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$$

Prende il nome di ampiezza (o inviluppo) del segnale analitico. I massimi del segnale analitico normalmente occorrono in corrispondenza di contatti o faglie, e sono indipendenti dai parametri di direzione di magnetizzazione indotta o rimanente delle sorgenti. Per semplicità, nella restante parte del testo con l'espressione segnale analitico (o SA) ci riferiremo al modulo (o ampiezza) dello stesso.

3.6 Elaborazione dati

3.6.1 Seamount Gettysburg

Diversamente dai *datasets* magnetici delle Isole Flegree e dell'Ormond, la caratterizzazione della fabric magnetica del Gettysburg deriva non da una natura composizionale vulcanica (dal punto di vista litologico), ma dalla produzione di magnetite in seguito alla *serpentinizzazione* delle rocce del mantello, di cui il Gettysburg è essenzialmente composto, secondo la reazione:



Rocce ignee intrusive sono comunque presenti (sono infatti stati dragati campioni di gabbri, de Alteriis et al., 2003). La presenza di rocce vulcaniche e di magnetite di produzione “secondaria”

potrebbe fornire due differenti ordini di anomalie magnetiche residue. Infine, vanno valutati gli scenari relativi alla parte strutturale con eventuali allineamenti preferenziali delle anomalie. Il campo delle anomalie magnetiche residue, calcolato dopo le operazioni di “leveling”, è stato restituito con una rappresentazione in forma di matrice equispaziata (ottenuto con interpolazione con metodo “Kriging”) con passo di cella di 100 metri.

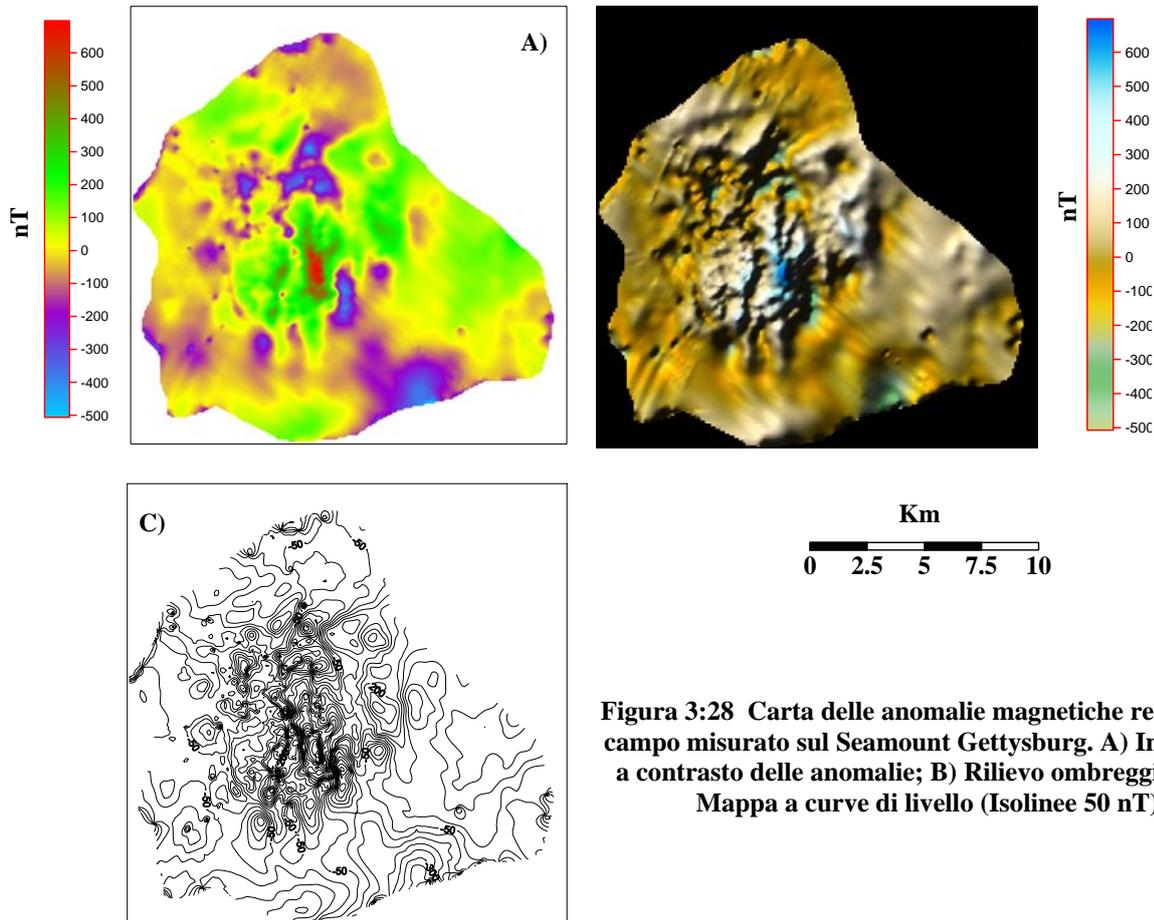


Figura 3:28 Carta delle anomalie magnetiche residue del campo misurato sul Seamount Gettysburg. A) Immagine a contrasto delle anomalie; B) Rilievo ombreggiato; C) Mappa a curve di livello (Isolinee 50 nT)

La carta delle anomalie residue del Seamount Gettysburg (Figura 3:28) mostra una *fabric* fortemente caotica nella parte centrale, con presenza di “*ridge*” magnetici caratterizzati da brusche variazioni laterali, ed una parte esterna con variazioni meno ripide; queste differenze potrebbero essere ascrivibili ad una profondità maggiore delle sorgenti nelle zone con variazioni laterali meno pronunciate. Complessivamente, il “range” delle anomalie varia dai -500 nT ai 700 nT. Si evince, in questo stadio, un allineamento preferenziale con direzione N e N45°W (Figura 3:29), direzioni ben visibili nella rappresentazione del rilievo ombreggiato.

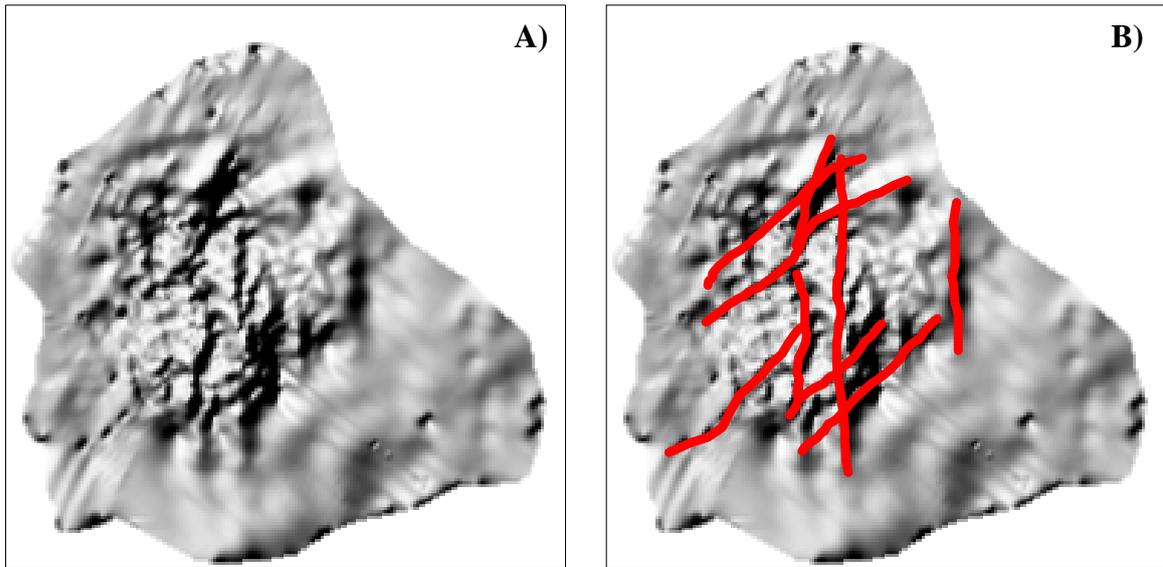


Figura 3:29 Patterns preferenziali delle anomalie magnetiche residue

L'applicazione della continuazione verso l'alto (Figura 3:30) offre il vantaggio di una visualizzazione qualitativa della superficialità delle sorgenti magnetiche interessate, e la possibilità di ridurre un eventuale disturbo ad alta frequenza relativo alle zone con picchi maggiori. Si è scelto di continuare il campo di una quantità pari al passo di cella della griglia di valori interpolati (100 m).

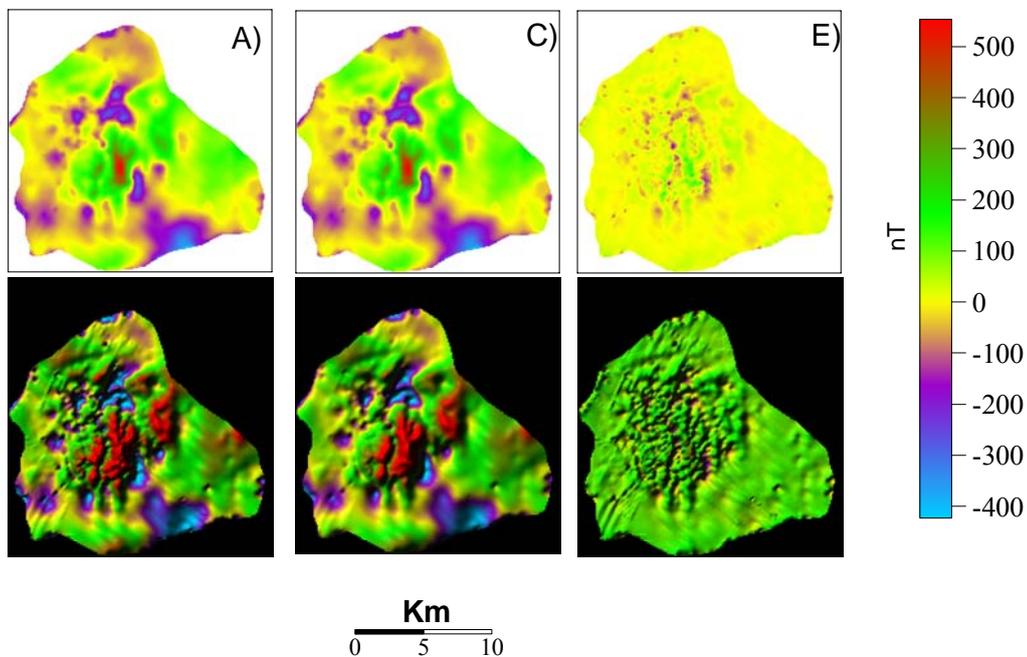


Figura 3:30 Continuazione verso l'alto del campo di anomalie del Seamount Gettysburg: A) e B) campo di anomalie magnetiche residue misurato; C) e D): continuazione verso l'alto (100 m); E) ed F): residuo della continuazione.

Si riscontrano ordinamenti preferenziali del tutto analoghi alla carta delle anomalie non continuata, con direzioni dei patterns preferenziali essenzialmente N e N45°W (Figura 3:31).

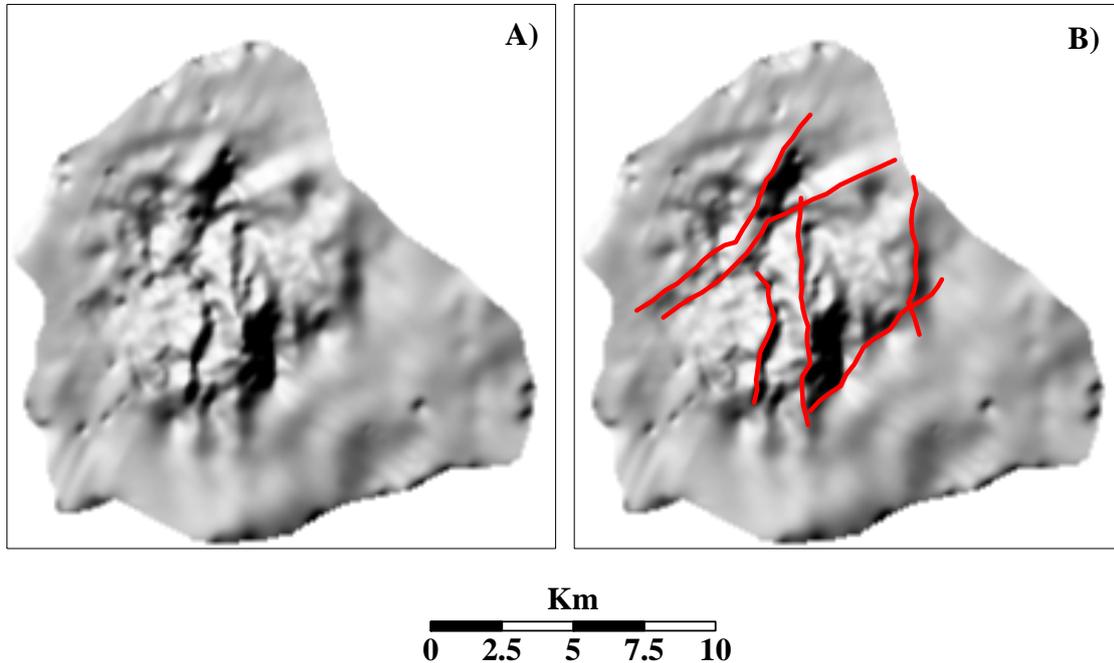


Figura 3:31 Seamount Gettysburg: A) campo continuato verso l'alto (100 m rispetto al piano d acquisizione); B) *patterns* preferenziali delle anomalie magnetiche

La riduzione al polo (Figura 3:32) è stata inizialmente calcolata tenendo conto dei parametri di inclinazione e declinazione indotta calcolati dall'IGRF, ed ipotizzando gli stessi parametri per l'inclinazione e la declinazione rimanenti. I parametri utilizzati per il calcolo sono:

Latitudine = $36,5^{\circ}$ N

Longitudine = $11,5^{\circ}$ E

Inclinazione = $50,39^{\circ}$

Declinazione = $-5,65^{\circ}$

Intensità del campo = 42470 nT

La presenza di numerosi picchi negativi a nord e a sud nella carta della riduzione al polo sembra indicare una riuscita imperfetta con i parametri di declinazione ed inclinazione utilizzati.

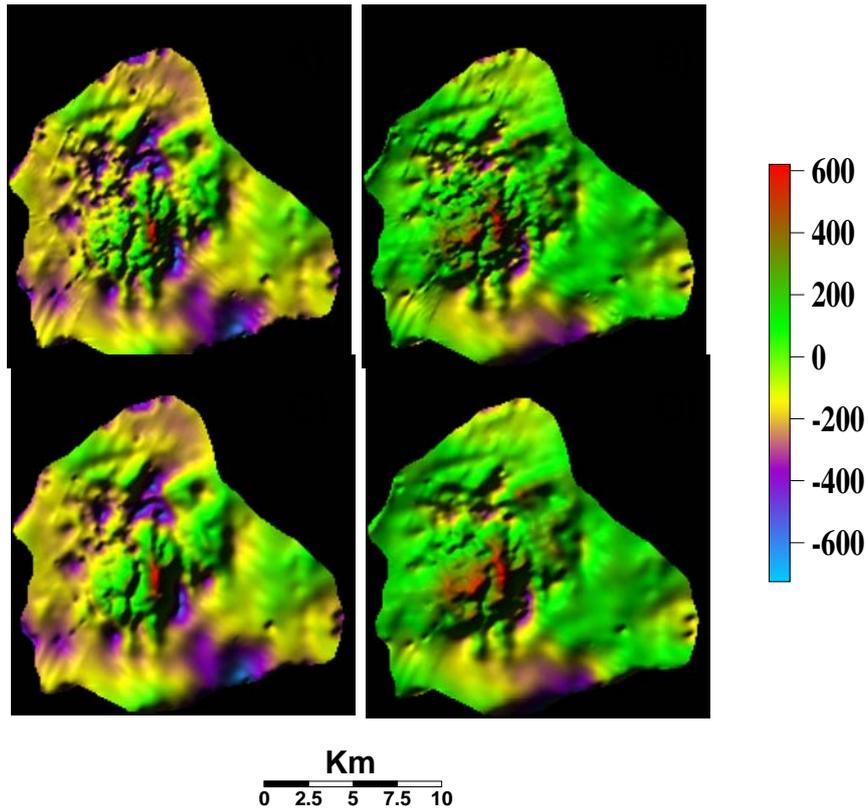


Figura 3:32 Riduzione al Polo delle anomalie magnetiche residue del Gettysburg Seamount. A) Carta delle anomalie e B) Riduzione al polo di A); C) Carta delle anomalie continuata verso l'alto; D) Ridotta al polo di C).

Ancora, la valutazione degli orientamenti preferenziali concorda con le precedenti (Figura 3:33)

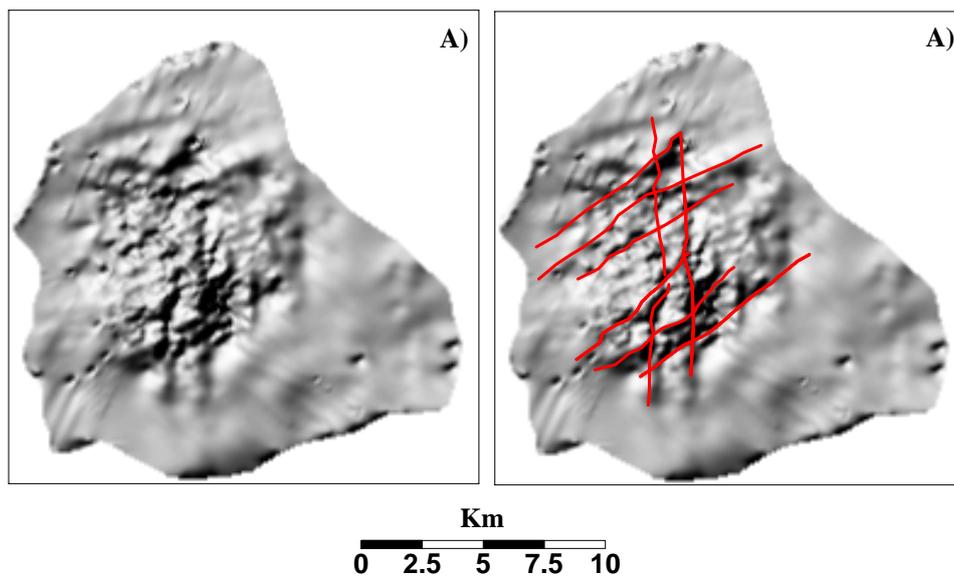
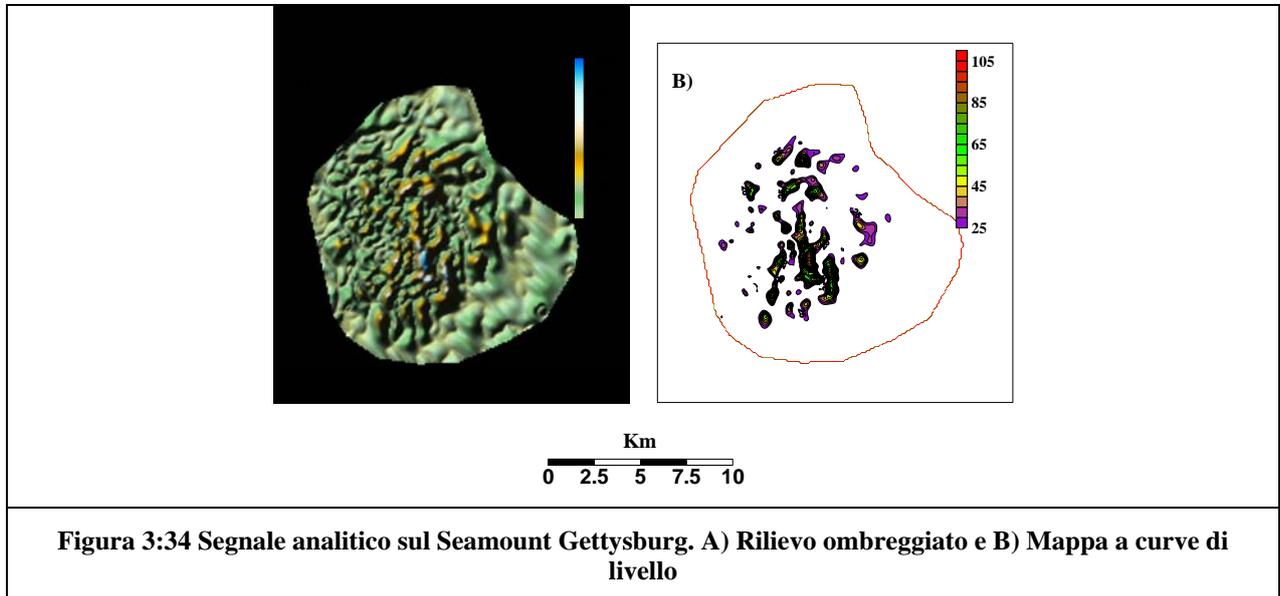
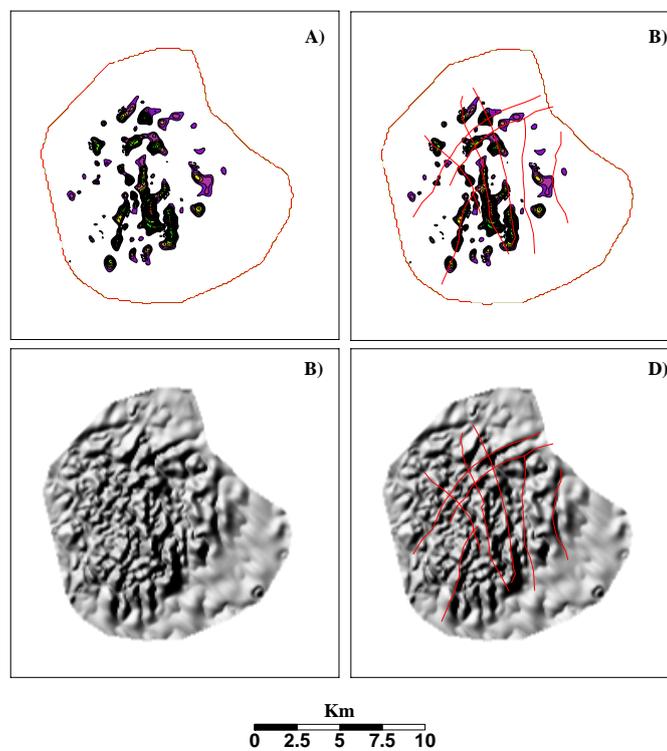


Figura 3:33 Allineamenti preferenziali delle anomalie sul Seamount Gettysburg dopo la RTP

Infine, la computazione del segnale analitico, con le sorgenti principali e gli orientamenti preferenziali della *fabric* magnetica, che consente di individuare i margini delle sorgenti (Figura 3:34).



Ancora, sono state cartografate evidenze di orientamenti preferenziali (Figura 3:35).



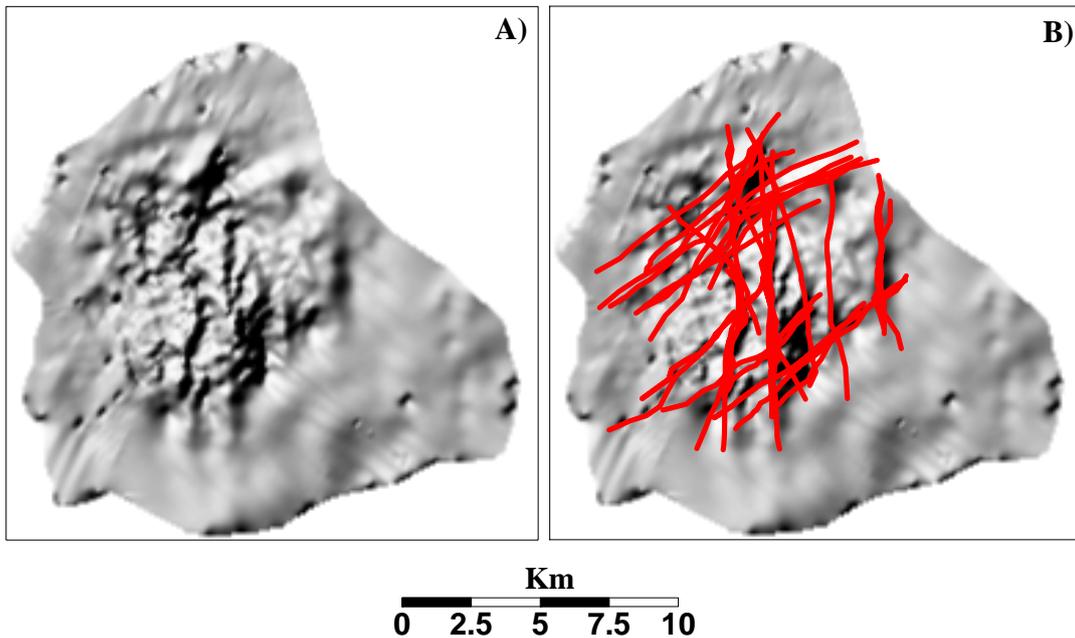


Figura 3:36 Allineamenti preferenziali su carta delle anomalie magnetiche residue per il Seamount Gettysburg

3.6.2 Ormonde

Di natura essenzialmente vulcanica, anche se calato all'interno della realtà geologica del Banco di Gorringe, la cui natura litologica è caratterizzata dalla presenza di rocce del mantello serpentizzate, possiede un basamento igneo che sembra costituito da rocce vulcaniche alcaline ed ignee intrusive (gabbri) piuttosto che da serpentiniti (vedi introduzione geologica). Le principali cause di contrasti di suscettività magnetica, dunque, saranno da ascrivere a differenze nella forma delle sorgenti o composizionali per contrasto fra le rocce sedimentarie (è presente un cuneo di sabbia bioclastica che drappeggia la parte sommitale, in modo analogo ma con minor spessore rispetto al Seamount Gettysburg) e la parte di origine vulcanica.

In seguito alle operazioni di “leveling”, il dataset è stato restituito con una rappresentazione in forma di matrice equispaziata (ottenuto con interpolazione con metodo “Kriging”) con passo di cella di 100 metri.

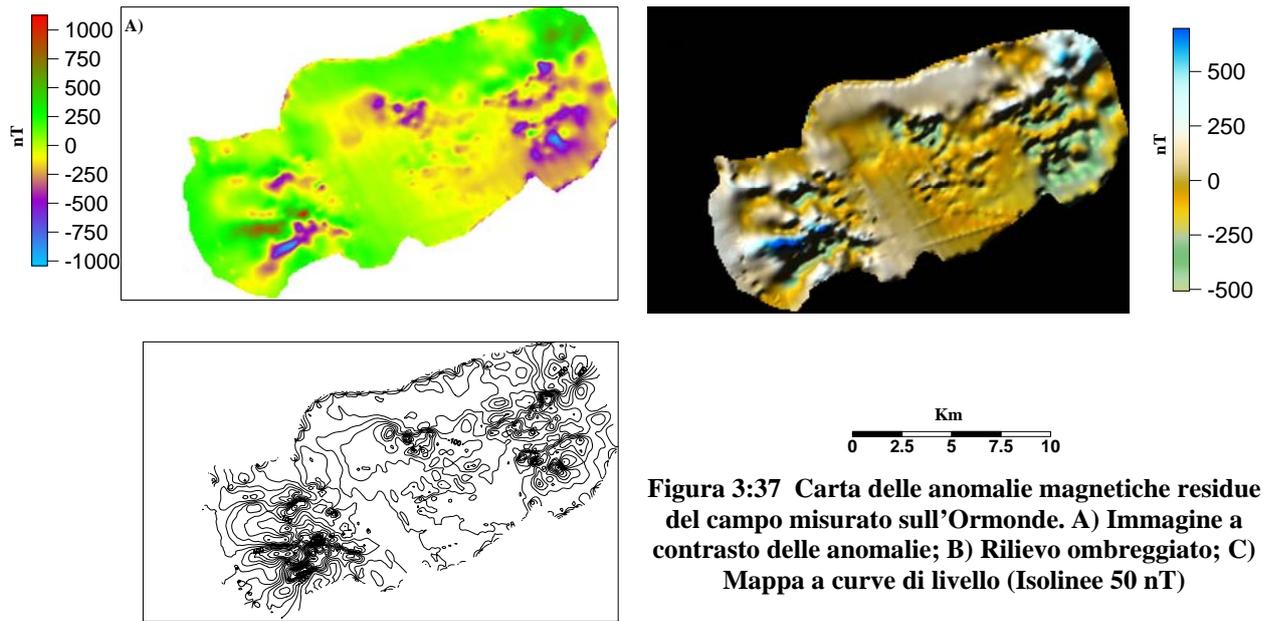


Figura 3:37 Carta delle anomalie magnetiche residue del campo misurato sull’Ormonde. A) Immagine a contrasto delle anomalie; B) Rilievo ombreggiato; C) Mappa a curve di livello (Isolinee 50 nT)

La carta delle anomalie residue dell’Ormonde (Figura 3:37) mostra due zone a forte contrasto di suscettività magnetica, rispettivamente a SW ed a NE, nelle quali sono evidenti creste con allineamento preferenziale circa N 60° E (Figura 3:38). La parte centrale mostra una carenza di sorgenti, fatta eccezione per un gruppo di anomalie dipolari con forti valore di intensità del campo residuo per i minimi (fini a -660nT) e massimi correlati poco visibili e caratterizzati da bassi valori. Complessivamente, il “range” delle anomalie varia dai -1140 nT ai 1126 nT.

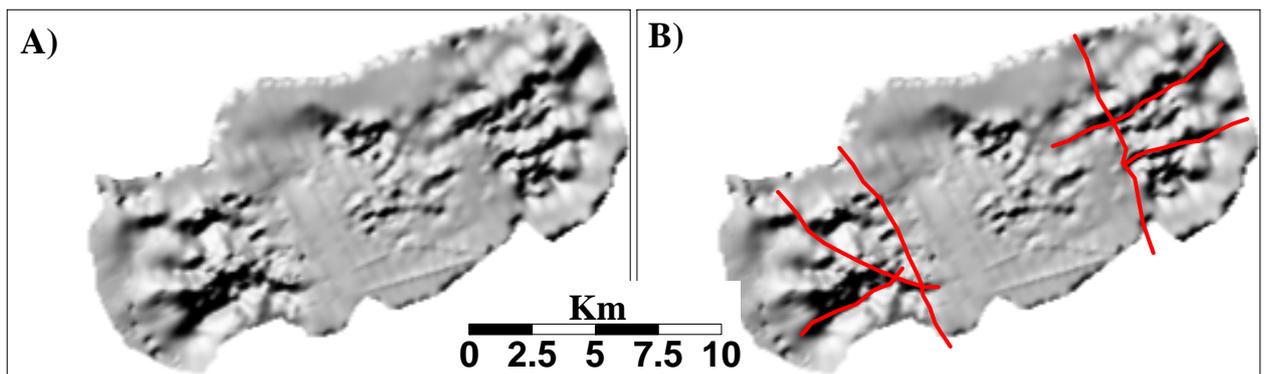


Figura 3:38 Ormonde: Patterns preferenziali delle anomalie magnetiche residue

La continuazione verso (Figura 3:39) l’alto non offre grossi chiarimenti; unico elemento di nota risiede nel fatto che la parte filtrata, relativa alle sorgenti meno profonde, è preferenzialmente allineata N 60° E, allineamento che sembra comunque restare caratteristico anche della parte più

profonda. Il campo è stato continuato verso l'alto di una quantità pari al passo di cella della griglia di valori interpolati (100 m).

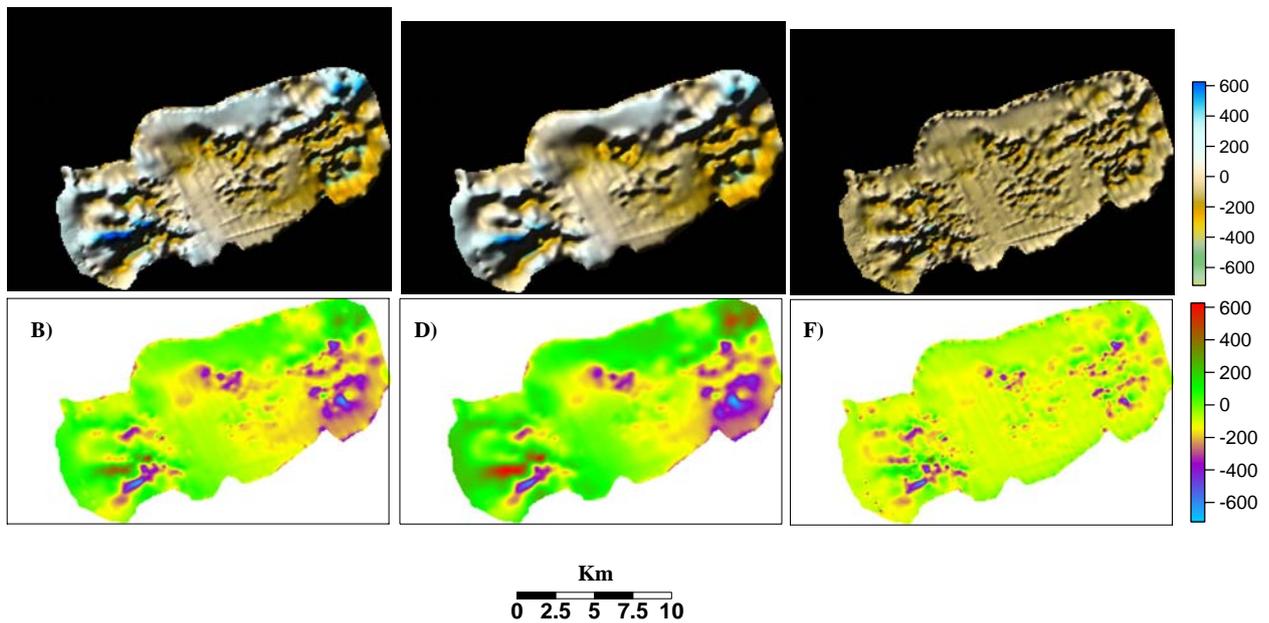


Figura 3:39 Continuazione verso l'alto del campo di anomalie dell'Ormonde: A) e B) campo di anomalie magnetiche residue misurato; C) e D): continuazione verso l'alto (100 m); E) ed F): residuo della continuazione.

Si riscontrano ordinamenti preferenziali del tutto analoghi alla carta delle anomalie non continuata, con direzioni dei patterns preferenziali essenzialmente N 60° E e N 30°W (Figura 3:40).

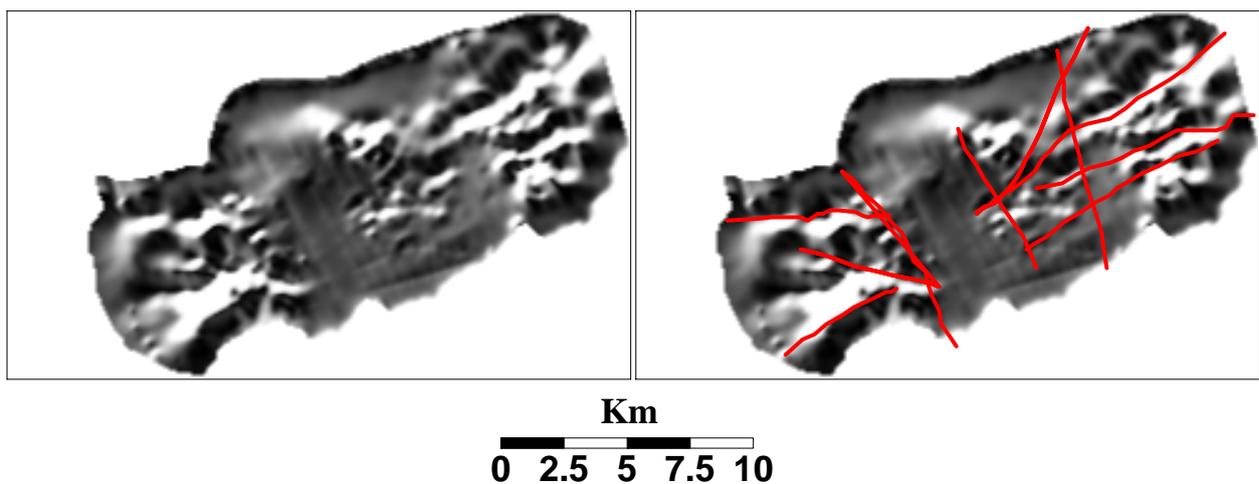


Figura 3:40 Ormonde: A) campo continuato verso l'alto (100 m rispetto al piano d acquisizione); B) *patterns* preferenziali delle anomalie magnetiche

La riduzione al polo (Figura 3:41) è stata calcolata tenendo conto dei parametri di Inclinazione e Declinazione indotta calcolati dall'IGRF, ed ipotizzando gli stessi parametri per l'Inclinazione e la Declinazione rimanenti. I parametri sono risultati:

Latitudine = $36,7^{\circ}$ N

Longitudine = $11,12^{\circ}$ E

Inclinazione = $50,65^{\circ}$

Declinazione = $-5,52^{\circ}$

Intensità del campo = 42566 nT

La presenza di numerosi picchi negativi a nord e a sud nella carta della riduzione al polo sembra indicare una riuscita imperfetta con i parametri di declinazione ed inclinazione utilizzati.

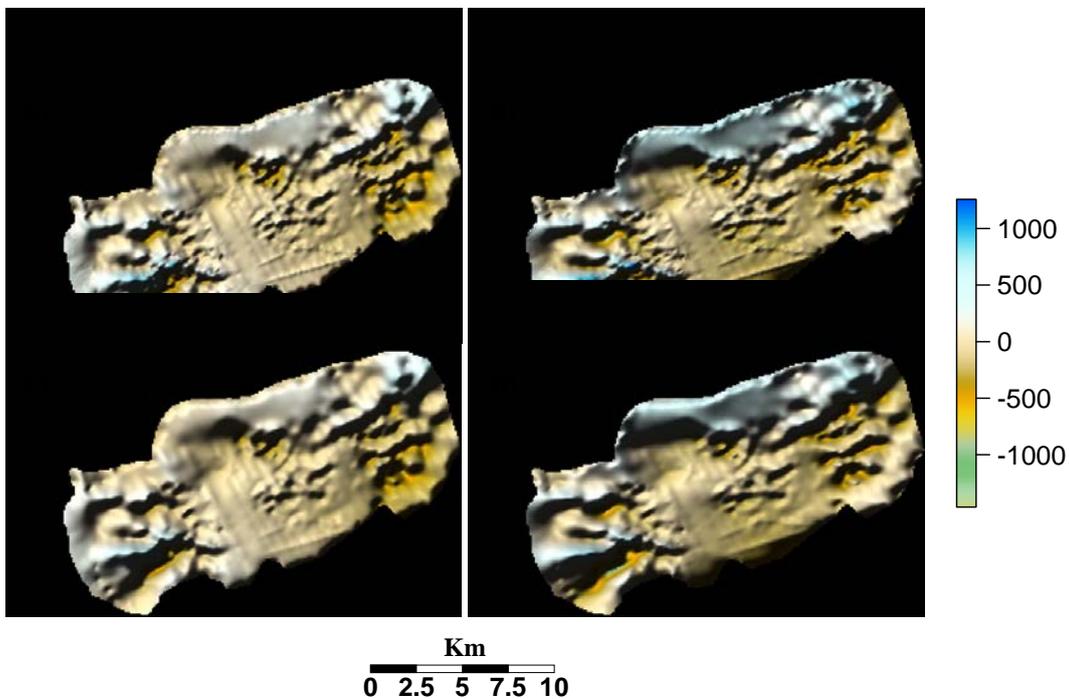


Figura 3:41 Riduzione al Polo delle anomalie magnetiche residue dell'Ormonde. A) Carta delle anomalie e B) Riduzione al polo di A); C) Carta delle anomalie continuata verso l'alto; D) Ridotta al polo di C).

Gli orientamenti preferenziali risultano analoghi ai precedenti, anche se alcuni tratti sembrano meno evidenti (Figura 3:42).

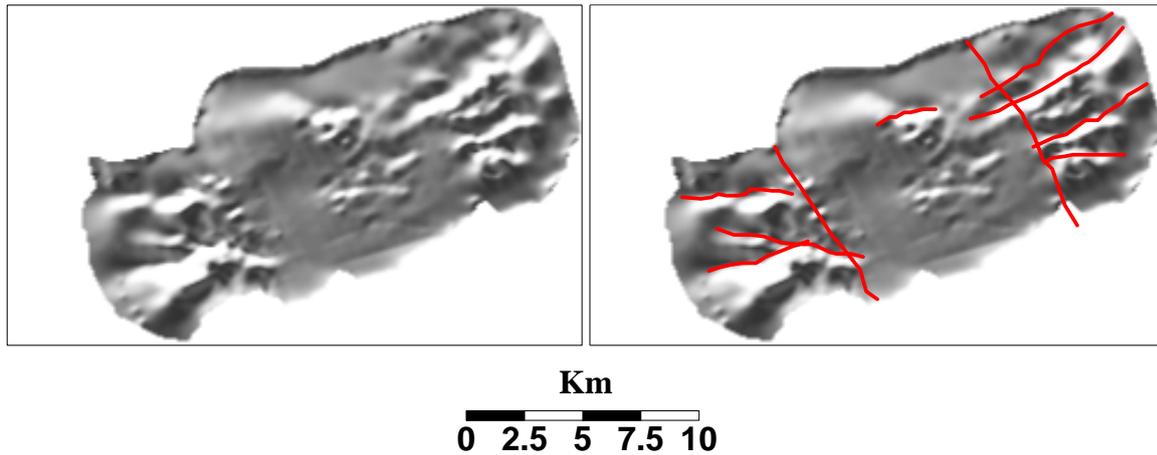
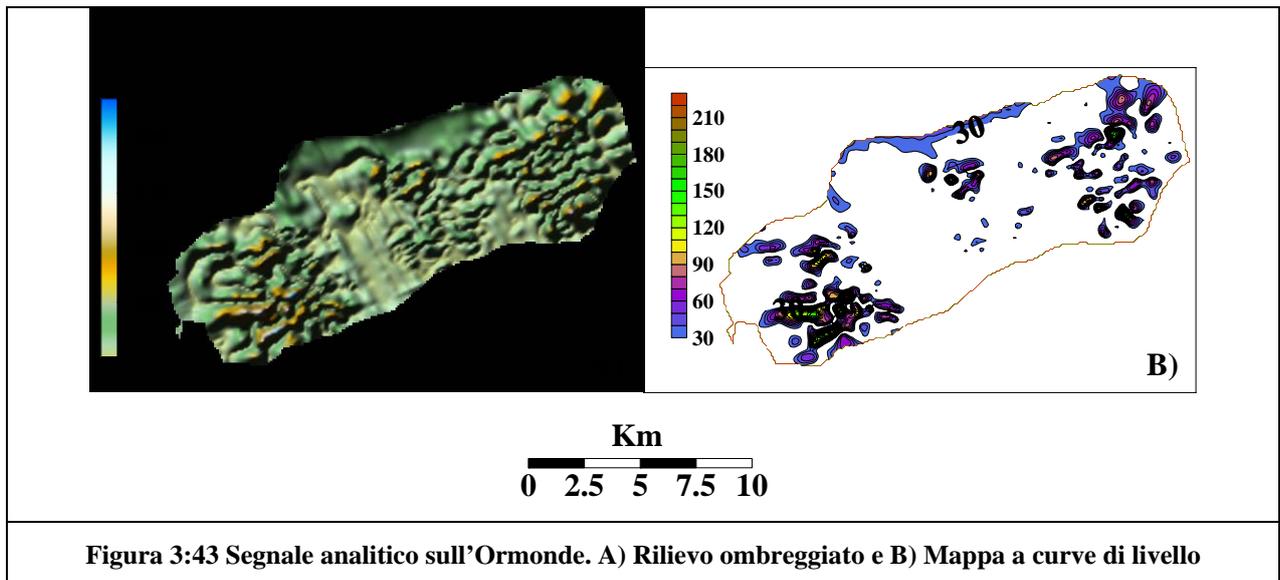


Figura 3:42 Allineamenti preferenziali delle anomalie tracciabili dopo la RTP sull'Ormonde

Infine, la computazione del segnale analitico, con le sorgenti principali e gli orientamenti preferenziali della *fabric* magnetica, che fornisce anche un importante elemento di valutazione dell'estensione areale delle sorgenti a più forte contrasto di suscettività magnetica (Figura 3:43).



Per completezza, la cartografia degli orientamenti preferenziali delle sorgenti è stata rappresentata sul segnale analitico, con uno “*stack*” degli allineamenti individuati passo dopo passo (Figura 3:44) e sulla carta iniziale delle anomalie magnetiche residue (Figura 3:45).

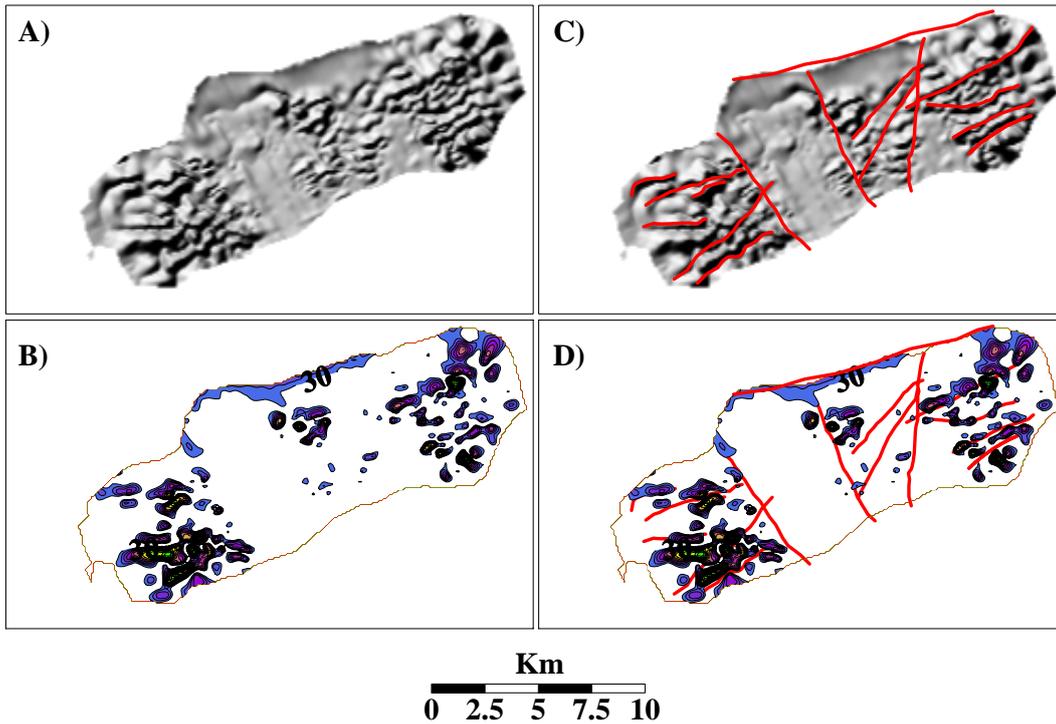


Figura 3:44 Segnale analitico sull'Ormonde: A) Mappa a curve di livello del segnale analitico, C) Rilievo ombreggiato, B) e D) allineamenti preferenziali tracciabili con l'interpretazione del segnale analitico

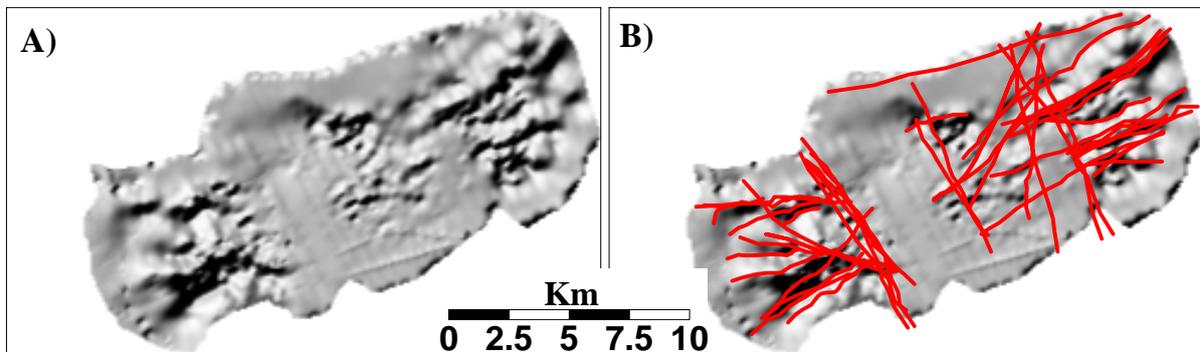


Figura 3:45 Allineamenti preferenziali su carta delle anomalie magnetiche residue per l'Ormonde

3.6.3 Isole Flegree

Le Isole Flegree sono costituite da magmi eterogenei che vanno da basalti alcalini alle latiti, fino alle trachiti peralcaline (vedi inquadramento geologico). Come nel caso dell'Ormonde,

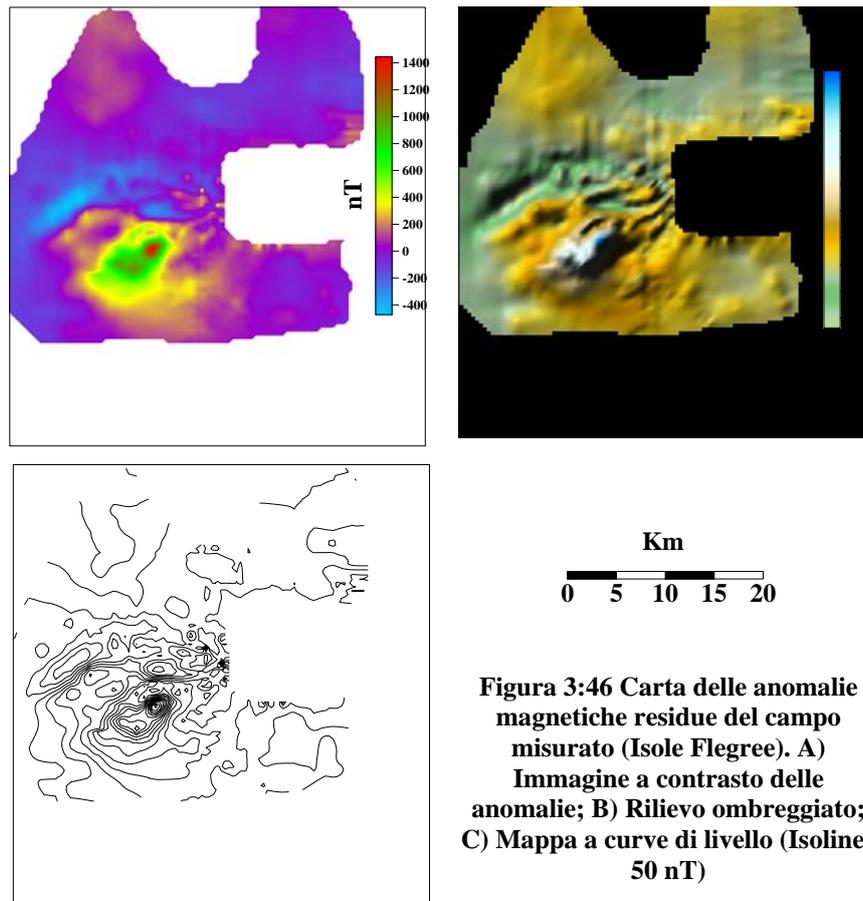


Figura 3:46 Carta delle anomalie magnetiche residue del campo misurato (Isole Flegree). A) Immagine a contrasto delle anomalie; B) Rilievo ombreggiato; C) Mappa a curve di livello (Isolinee 50 nT)

ci si attendono allineamenti preferenziali per le anomalie nelle zone di contatto litologico fra rocce vulcaniche e rocce sedimentarie, oltre alla possibile evidenza di allineamenti di centri effusivi locali. Comunque, la storia vulcanologia di Ischia è alquanto complessa, per cui variazioni laterali di magnetizzazione possono essere facilmente prodotte da variazioni composizionali laterali dei magmi.

Le evidenze di maggior spessore relative alla carta delle anomalie magnetiche residue delle Isole Flegree (Figura 3:46) sono sostanzialmente:

1. La presenza di un forte complesso di anomalie magnetiche a SW dell'Isola d'Ischia
2. Uno spiccato dominio delle direzioni preferenziali circa N 45°E per le anomalie magnetiche (Figura 3:47)
3. Carezza o quasi totale assenza di significative anomalie magnetiche nella parte nord dell'Isola d'Ischia

4. Carenza di significative anomalie magnetiche nella parte sud dell'Isola, dove quelle esistenti sembrano possedere allineamenti preferenziali a “raggiera” rispetto all'Isola d'Ischia, diversamente quindi da quanto accade per la parte occidentale.

Complessivamente, il “range” delle anomalie varia dai -470 nT ai 1445 nT.

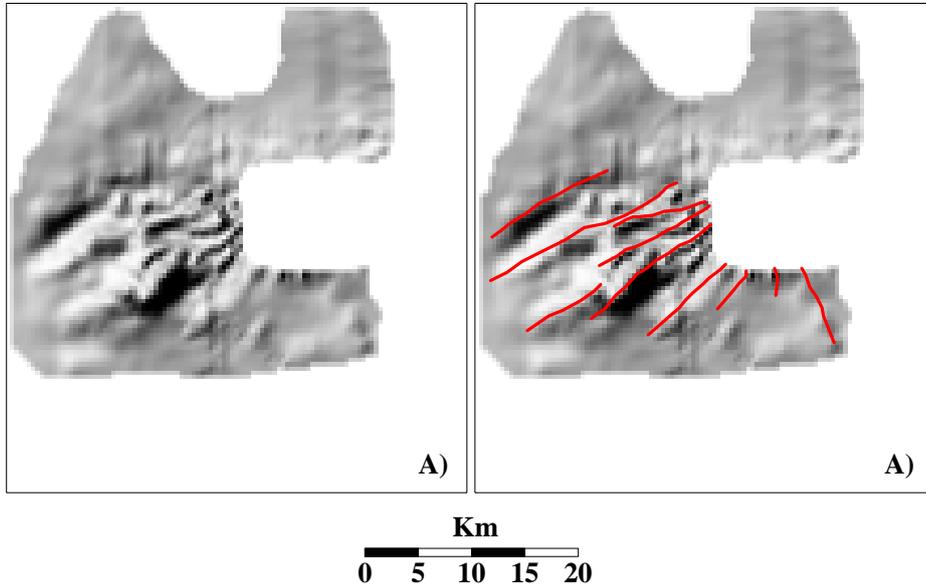


Figura 3:47 Ischia: Patterns preferenziali delle anomalie magnetiche residue

L'applicazione della continuazione verso l'alto (Figura 3:48) offre un robusto contributo alla separazione di alte frequenze nella parte W dell'isola, mettendo in luce una presente direttività E-W delle anomalie, comunque di ampiezze inferiori rispetto agli allineamenti di anomalie N 45° E. Viene inoltre esaltato il ruolo del gruppo di anomalie nella parte SW.

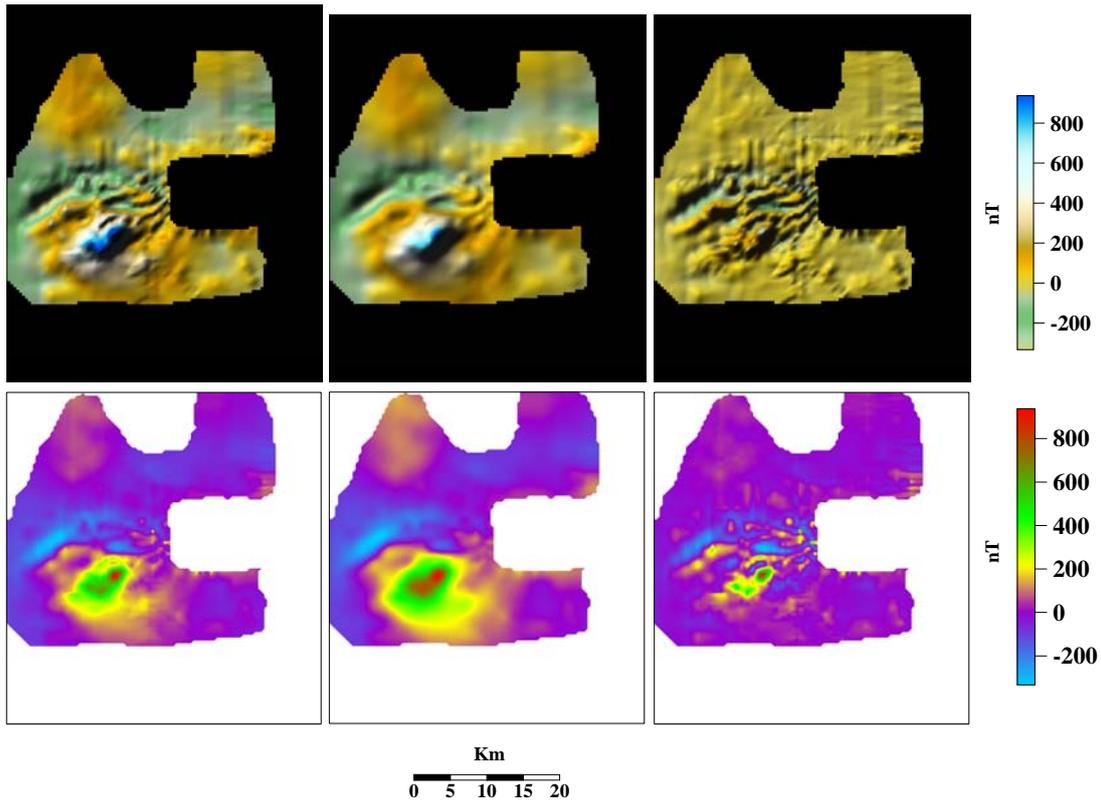


Figura 3:48 Continuazione verso l'alto del campo di anomalie delle Isole Flegree: A) e B) campo di anomalie magnetiche residue misurato; C) e D): continuazione verso l'alto (100 m); E) ed F): residuo della continuazione.

In questo stadio, gli ordinamenti preferenziali prevalenti rimangono del tutto analoghi alla carta delle anomalie non continuata, con direzioni dei patterns preferenziali essenzialmente N e N45°W (Figura 3:49).

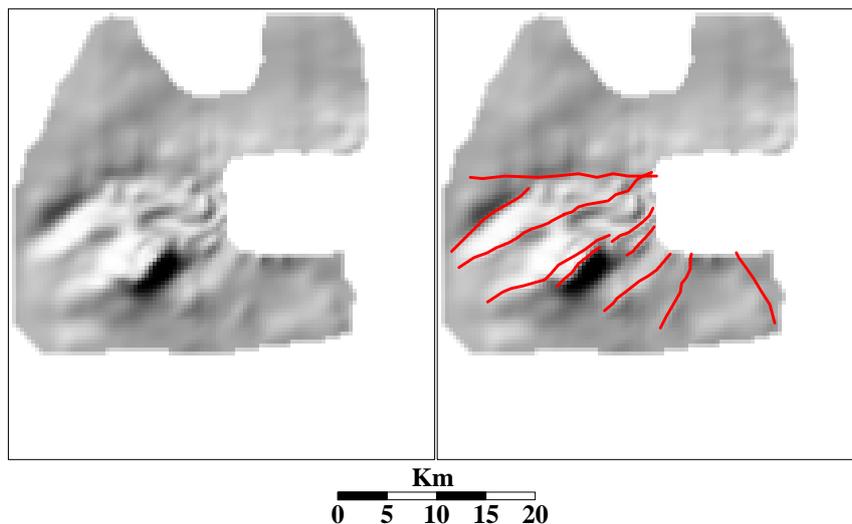


Figura 3:49 Ischia: A) campo continuato verso l'alto (100 m rispetto al piano d acquisizione); B) *patterns* preferenziali delle anomalie magnetiche

La riduzione al polo (Figura 3:32) è stata inizialmente calcolata tenendo conto dei parametri di inclinazione e declinazione indotta calcolati dall'IGRF, ed ipotizzando gli stessi parametri per l'inclinazione e la declinazione rimanenti. I parametri di inclinazione e declinazione rimanenti medi, calcolati rispetto al centro della griglia di valori interpolata, sono risultati:

Latitudine = $40,73^{\circ}$ N

Longitudine = $13,77^{\circ}$ W

Inclinazione = $56,79^{\circ}$

Declinazione = $1,39^{\circ}$

Intensità del campo = 45553 nT

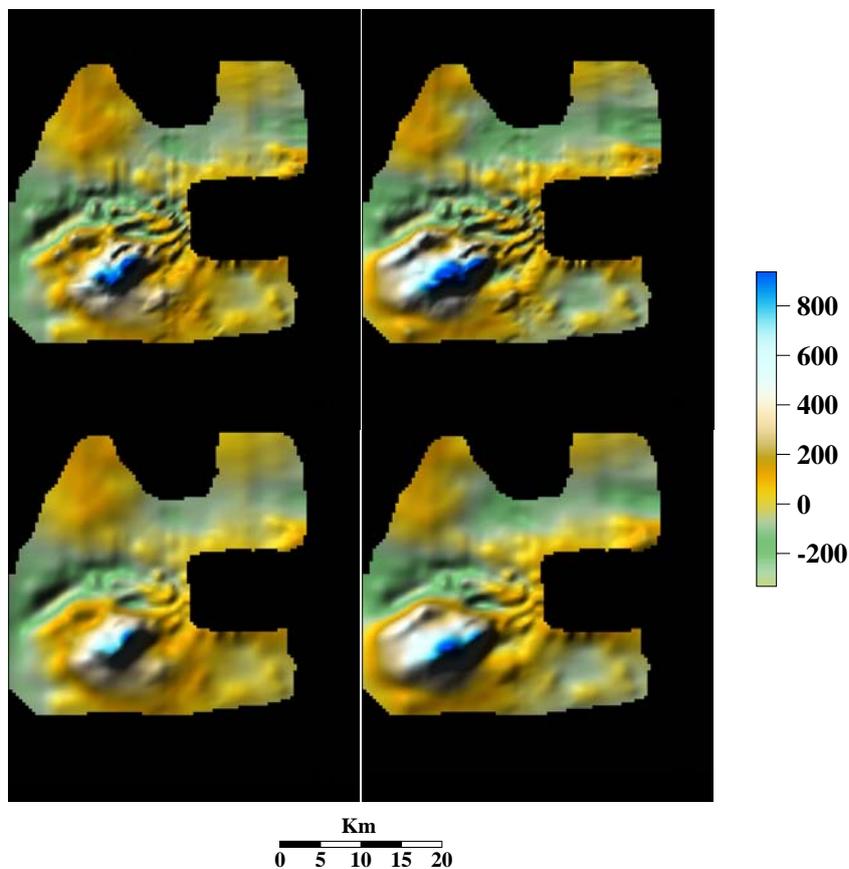


Figura 3:50 Riduzione al Polo delle anomalie magnetiche residue delle Isole Flegree. A) Carta delle anomalie e B) Riduzione al polo di A); C) Carta delle anomalie continuata verso l'alto; D) Ridotta al polo di C).

La relativa valutazione degli orientamenti preferenziali risulta concorde con le precedenti (Figura 3:51)

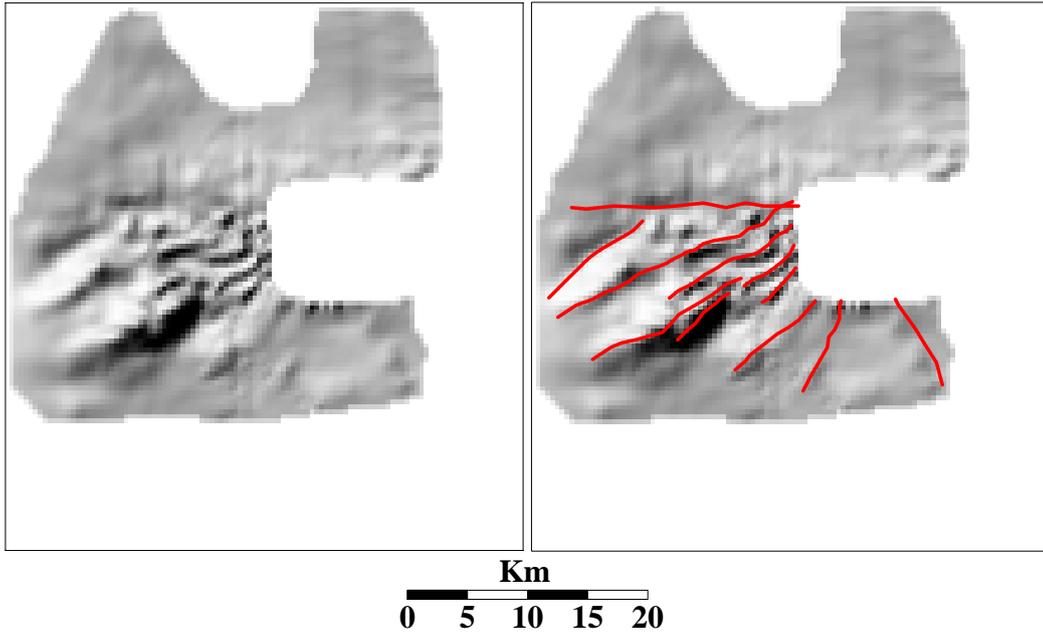


Figura 3:51 Ischia: Patterns preferenziali tracciati in seguito alla RTP

Infine, la computazione del segnale analitico (Figura 3:52), con le sorgenti principali e gli orientamenti preferenziali magnetici e la cartografia degli orientamenti preferenziali relativi(Figura 3:53).

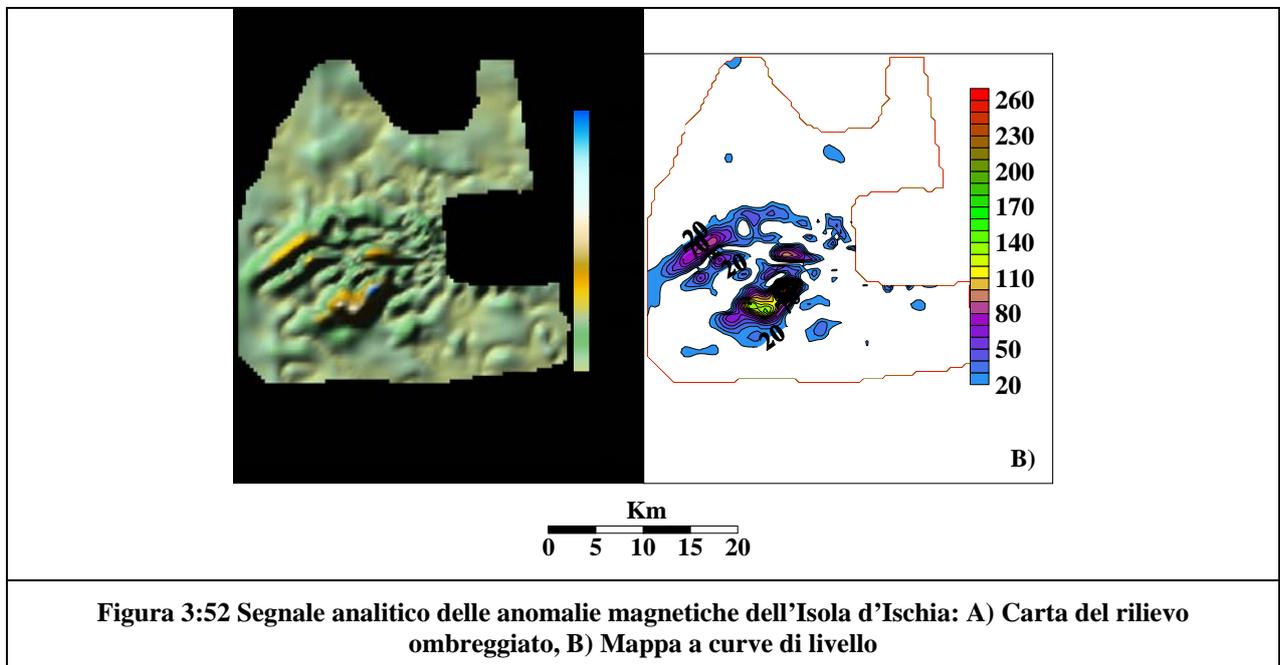


Figura 3:52 Segnale analitico delle anomalie magnetiche dell'Isola d'Ischia: A) Carta del rilievo ombreggiato, B) Mappa a curve di livello

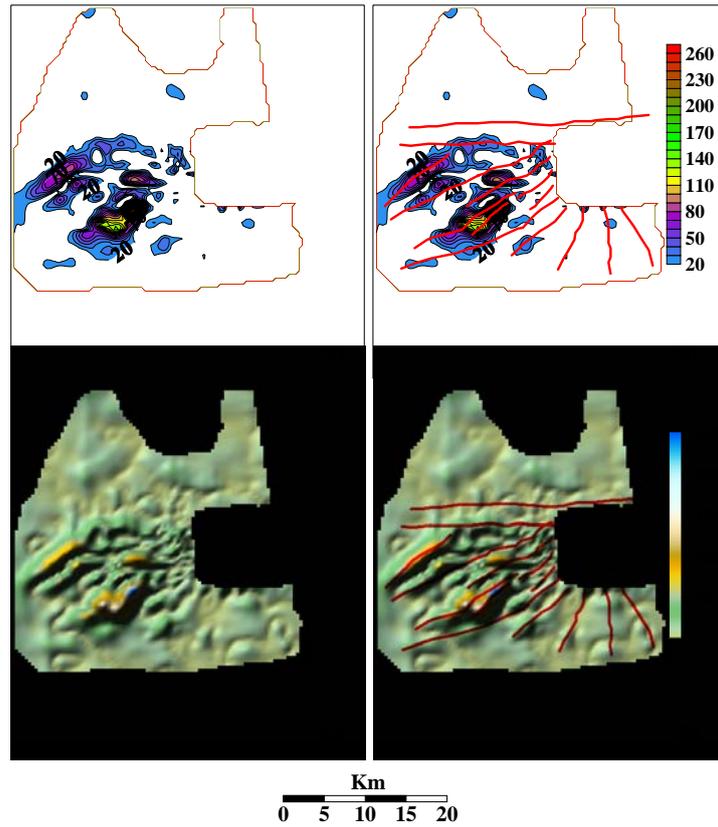


Figura 3:53 Segnale analitico delle anomalie magnetiche dell'Isola d'Ischia: A) Mappa a curve di livello del segnale analitico, C) Rilievo ombreggiato, B) e D) allineamenti preferenziali tracciabili con l'interpretazione del segnale analitico

Ancora, per completezza, gli orientamenti preferenziali sono stati riportati anche sulla mappa delle anomalie magnetiche residue (Figura 3:54).

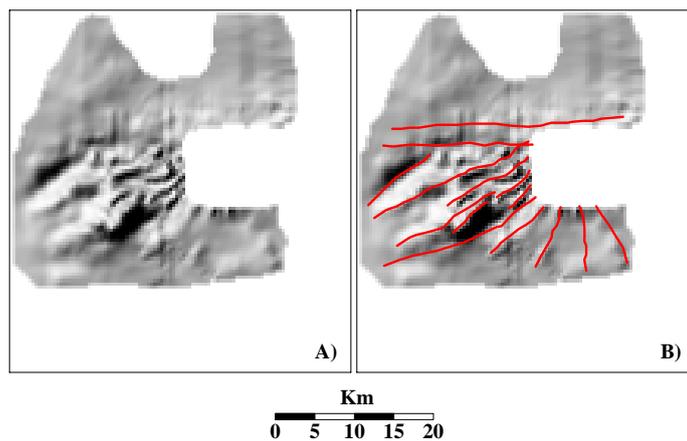


Figura 3:54 Ischia: Patterns preferenziali per le anomalie magnetiche tracciati sulla base del segnale analitico

3.7 Discussione e conclusioni

3.7.1 Ischia

Le evidenze di maggior spessore desunte alla carta delle anomalie magnetiche residue e dagli elaborati magnetici per Ischia sono sostanzialmente:

1. La presenza di un forte complesso di anomalie magnetiche a SW dell'Isola d'Ischia. Tale complesso si estende per circa 13,5 Km lungo la direttrice N 135°W e 18 Km circa lungo la direttrice N 45°W (Figura 3:58). La distribuzione delle sorgenti mostra dei centri diffusi, ma anche una certa omogeneità magnetica che differenzia questo settore dagli altri dell'isola, e che farebbe propendere per un'interpretazione caratterizzata da un unico corpo-sorgente soggetto a differenziazioni laterali.
2. Uno spiccato dominio delle direzioni preferenziali "antiappenniniche", circa N 135°E, per le anomalie magnetiche
3. Un secondo pattern magnetico E-W, subordinato per importanza al pattern principale appenninico
4. Carezza o quasi totale assenza di significative anomalie magnetiche nella parte nord dell'Isola d'Ischia
5. Carezza di significative anomalie magnetiche nella parte sud, dove quelle esistenti sembrano possedere allineamenti preferenziali a "raggiera" rispetto all'Isola, diversamente quindi da quanto accade per la parte occidentale.

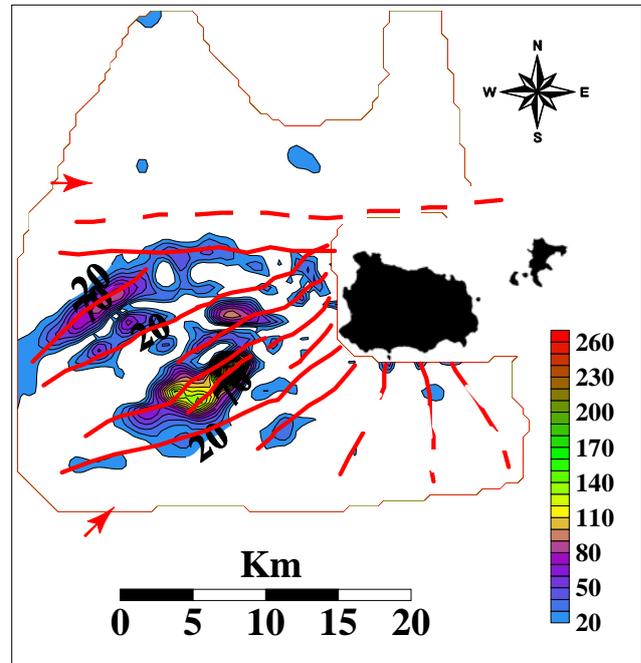


Figura 3:58 Distribuzione delle sorgenti magnetiche nel dataset di Ischia (segnale analitico) ed allineamenti preferenziali delle sorgenti. Le frecce indicano i patterns N 45°W ed E-W

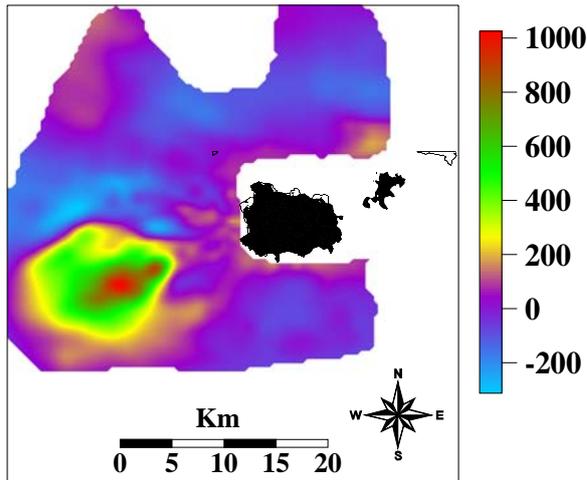


Figura 3:58 La riduzione al polo sul dataset Ischia mostra una buona coerenza dei parametri di magnetizzazione rimanente con quelli indotti. Il corpo a SW dell'Isola, seppur internamente differenziato, sembra essere un corpo sorgente unico.

6. Una buona efficacia della trasformazione funzionale di riduzione al polo, che dimostra la coerenza dei parametri di Inclinazione e Declinazione della magnetizzazione rimanente con quelli indotti. Localmente, comunque, sono presenti delle anomalie a forma “*anomala*” o “*invertita*” (Figura 3:59). La stessa riduzione al polo sembra confermare la presenza di un massiccio corpo magnetizzato a SW dell'Isola, che comprende il maggior numero di

anomalie a forte gradiente del dataset e sembra interpretabile come un unico corpo vulcanico.

3.7.2 Seamount Gettysburg

La parte centrale del Seamount è caratterizzata dalla presenza di sorgenti magnetiche ad elevato contrasto di suscettività rispetto alle rocce circostanti. La tessitura degli allineamenti di anomalie/sorgenti suggerisce forme lineari, visto l'elevato numero di margini di sorgente individuati e la loro reciproca posizione. Nella parte distale, l'intensità delle anomalie sembra essere di minore importanza o assente.

Come evidenza della riduzione al polo e del segnale analitico (Figura 3:55), sono ricorrenti allineamenti principalmente orientati N, N10°W e N 60°E (in ordine di importanza). Sebbene evidente, il pattern N 60° sembra di importanza ridotta, ed in particolare sembra “tranciato” dagli allineamenti N e N10°. Aumentando la quota di elevazione nella continuazione verso l’alto (figura 3:56) il campo diviene rappresentativo di sorgenti più profonde. In questo caso il pattern N 60°E aumenta d’importanza nella continuazione a 500m, divenendo quasi l’unico protagonista in quella a 1000m. Si ricorda che nella morfologia del Banco di Gorringe la direttrice strutturale N 60° riveste un ruolo di primaria importanza.

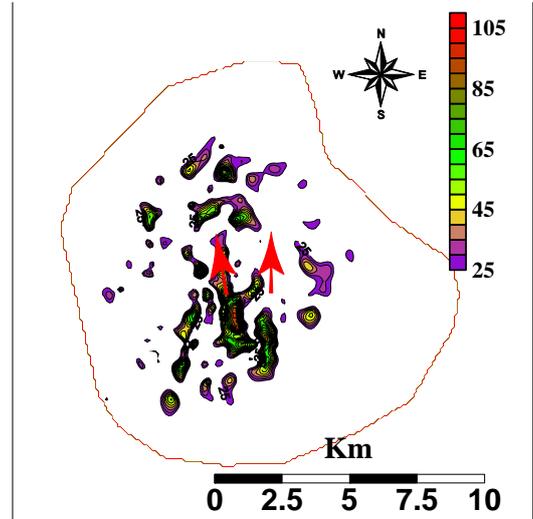


Figura 3:55 Distribuzione delle sorgenti sul Seamount Gettysburg (segnale analitico). Le frecce indicano gli evidenti patterns N e N10°W

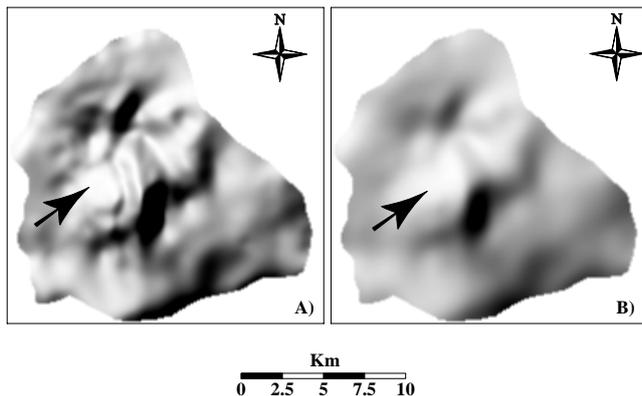


Figura 3:56 Distribuzione preferenziale delle sorgenti sul Seamount Gettysburg dopo la continuazione verso l’alto a 500 (A) e 1000 m (B). L’effetto della continuazione, che esalta le basse frequenze caratteristica delle sorgenti più profonde, è quello di porre in rilievo il pattern N60° E tipico del Banco di Gorringe.

La riduzione al polo mostra un passaggio incompleto delle anomalie da “dipolari” a “massimi”, segno di una direzione di magnetizzazione rimanente non uniforme per l’area di acquisizione, in particolare nella parte sud. Esiste la possibilità della presenza di anomalie magnetiche di forma “anomala” o addirittura “invertita”, ma la discussione approfondita di questo elemento richiede uno sforzo notevole ed è lontana dagli obiettivi della tesi. La responsabilità della magnetizzazione della parte centrale

del seamount è imputabile, come detto in precedenza, alle presenza di magnetite prodotta dalla serpentinizzazione delle rocce del mantello ed al contrasto di suscettività con la parte sedimentaria bioclastica, che sul top è presente in particolare sotto forma di piccoli depositi o di canali di sabbia, mentre nella parte periferica la diminuzione dell’intensità e della densità delle sorgenti è in perfetto accordo con l’ipotesi della presenza di un cuneo sedimentario che drappeggia la parte sommatiale del seamount (Conti et al., 2004).

3.7.3 Ormonde

L'Ormonde possiede una natura sostanzialmente vulcanica, caratterizzata dalla presenza di rocce effusive (basalti alcalini) con forti contrasti di magnetizzazione rispetto alla parte sedimentaria circostante, costituita da sabbia bioclastica di natura calcarea.

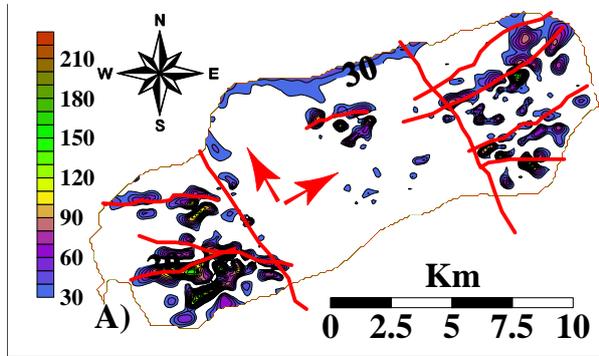


Figura 3:57 Distribuzione delle sorgenti sull'Ormonde (segnale analitico). Le frecce indicano i patterns N 60°W e N30°E

Si riscontra la presenza di tre gruppi di sorgenti individuabili col segnale analitico: i due settori a NE e SW ed un piccolo gruppo di anomalie centrali. È presente una “sella” centrale caratterizzata da scarsità di sorgenti magnetiche. Contrariamente a ciò che accade per il Seamount Gettysburg, gli allineamenti delle sorgenti rispecchiano l'andamento complessivo del Banco di Gorringe, essendo

preferenzialmente orientate N60°E e N30°W (Figura 3:57), ovvero lungo la direttrice strutturale che controlla morfologicamente il banco. La riduzione al polo, analogamente a quanto verificato sul Seamount Gettysburg, non rappresenta correttamente i parametri di magnetizzazione rimanente medi della zona in esame. Sono numerose, infatti, le evidenze di dipoli non trasformati in monopoli, per cui le anomalie sono da ritenersi di forma “*anomala*” o “*invertita*”.

Capitolo 4

Integrazione magneto-batimetrica

Capitolo 4 - Integrazione magneto-batimetrica

Lo scopo dell'integrazione morfo-magnetica (o magneto-batimetrica) è quello di ottenere ulteriori risultati dal confronto dei contenuti informativi relativi alle metodologie affrontate. L'integrazione dei dati passa per il concetto di *GIS* (*Geographical Information System*), ovvero per la rappresentazione "stratificata" dei dati in funzione della loro posizione spaziale rispetto ai riferimenti scelti. Secondo la definizione di Burrough (1996, enciclopedia multimediale on-line *Wikipedia*) il GIS è una potente serie di strumenti per acquisire, memorizzare, estrarre, trasformare e visualizzare dati spaziali dal mondo reale. Si tratta di un sistema informatico in grado di produrre, gestire e analizzare dati spaziali associando a ciascun elemento rappresentato un database informativo (anche noto come dato non spaziale). Il GIS può essere visto come una forma di DBMS (*Database Management System*, Sistema di Gestione di basi di dati), in grado di gestire dati geografici.

Questo concetto non verrà ulteriormente sviluppato in quanto non riguarda strettamente i contenuti della Tesi, ma rappresenta un nodo cruciale nell'ambito delle integrazioni metodologiche.

Sostanzialmente vi sono due criteri di sovrapposizione che verranno utilizzati in seguito:

- 1) Confronto su profili rappresentati nel piano XZ
- 2) Confronto nello spazio (*Grid*)

4.1 Confronto su profilo

È meno interessante dal punto di vista della distribuzione spaziale e delle correlazioni

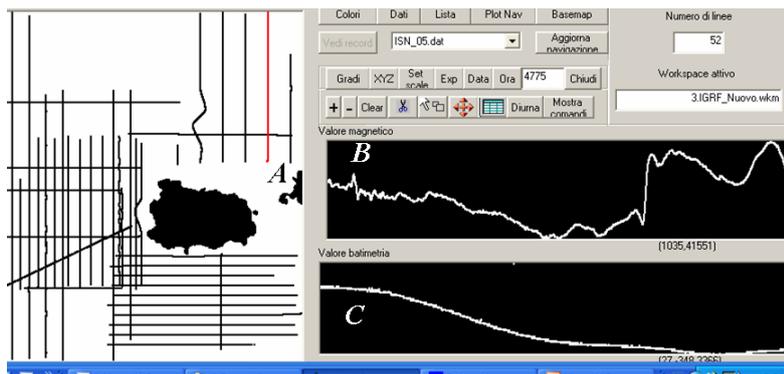


Figura 4:1 Scarsa correlazione magneto-batimetrica su profilo nella parte nord dell'Isola d'Ischia. A) posizionamento della linea di acquisizione (in rosso), B) Profilo magnetico; C) Profilo batimetrico corrispondente

quantitative, ma può offrire elementi di spunto qualitativi notevoli in termini di correlazione e coerenza fra anomalie magnetiche ed alti strutturali relativi. Infatti la correlazione spaziale, sebbene più cospicua in termini di comprensione dei meccanismi di intersezione magnetobatimetrica

e molto più demarcante dal punto di vista qualitativo, soffre di una certa perdita di precisione nella determinazione dei margini delle sorgenti, dovuta al necessario processo di interpolazione (Gridding).

4.1.1 Ischia

L'assenza di anomalie magnetiche nel settore nord dell'Isola è accoppiato ad una pressoché totale assenza di anomalie batimetriche; è probabile che nell'ambito di un quadro a scala regionale esista un contenuto in termini di contrasto di suscettività magnetica rispetto, ad esempio, alla parte più a nord del settore riguardante l'acquisizione, ma questo contributo né è valutabile (forse una parte delle anomalie giacciono al di fuori della carta delle acquisizioni), né è di interesse (non esistono correlazioni magneto-batimetriche evidenti, per cui le ragioni delle sorgenti vanno ricercate a profondità maggiori). Nella zona meridionale, analogamente, sono scarse le anomalie ed ancor più scarsi risultano i segni di correlazione fra la batimetria ed il segnale magnetico.

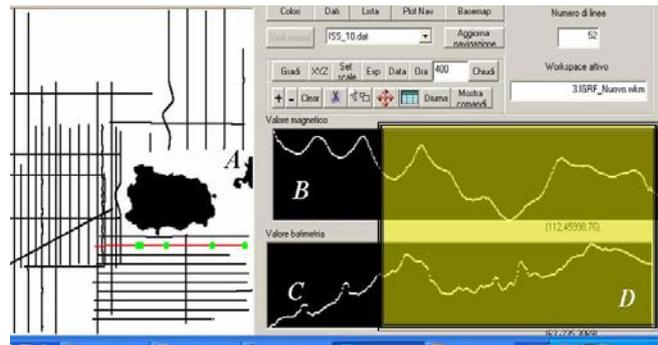


Figura 4:2 Elementi di parziale correlazione magneto-batimetrica nella parte meridionale dell'Isola d'Ischia. . A) posizionamento della linea di acquisizione (in rosso), B) Profilo magnetico; C) Profilo batimetrico corrispondente, D) Riquadro caratterizzante la parte a maggior grado di correlazione

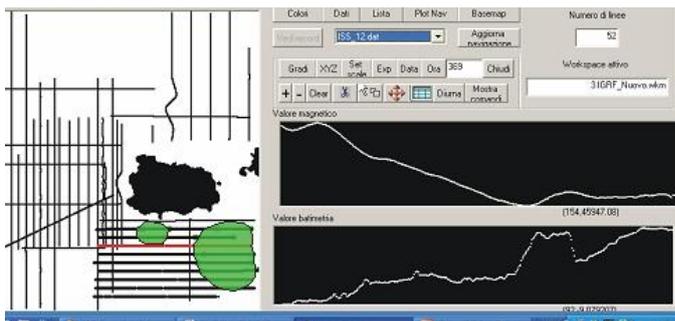


Figura 4:3 Elementi di parziale correlazione magneto-batimetrica nella parte meridionale dell'Isola d'Ischia. La parte in verde, riportata sulla carta della navigazione, rappresenta gli ipotetici margini della zona a maggior grado di correlazione per questo settore dell'acquisizione, cartografata sulla base dei soli profili.

(Figura 4:3). Nel settore sud-orientale, quindi, si evince un debole grado di correlazione fra morfologia e magnetometria, caratterizzato da escursioni di modesta entità. Per una discussione

Elementi di correlazione discontinua sembrano esistere, invece, nella parte sud-orientale (Figura 4:2). È difficile fornire spiegazioni sul significato della discontinuità sulla base dei soli profili; tuttavia, con l'utilizzo di un programma appositamente creato, si è potuto procedere alla cartografia dei margini caratterizzati da un maggior grado di correlazione magneto-batimetrica

completa si rimanda alla sovrapposizione areale fra i due datasets. La correlazione magneto-batimetrica migliore, comunque, sembra quella offerta dalla parte occidentale del rilievo (Figura 4:4). Questo settore risulta caratterizzato da forti escursioni nelle anomalie magnetiche (nell'ordine delle centinaia di nT) e forti escursioni batimetriche (fino a diverse centinaia di metri), il cui andamento appare chiaramente correlato. Per questa zona, in particolare, l'andamento magneto - batimetrico

concorde lascia supporre che l'impatto della sedimentazione sul segnale magnetico sia minore rispetto ai settori nord e sud. L'effetto della sedimentazione, infatti, è quello di produrre un filtro sul segnale magnetico, per cui eventuali coperture sedimentarie, laddove gli spessori risultino corposi, possono restringere le evidenze di alti strutturali relativi o diminuire le ampiezze dei picchi del segnale magnetico (sedimenti con carenza o assenza di magnetizzazione rimanente si comportano come filtri "passa bassa" dal punto di vista della trasmissione dei segnali).

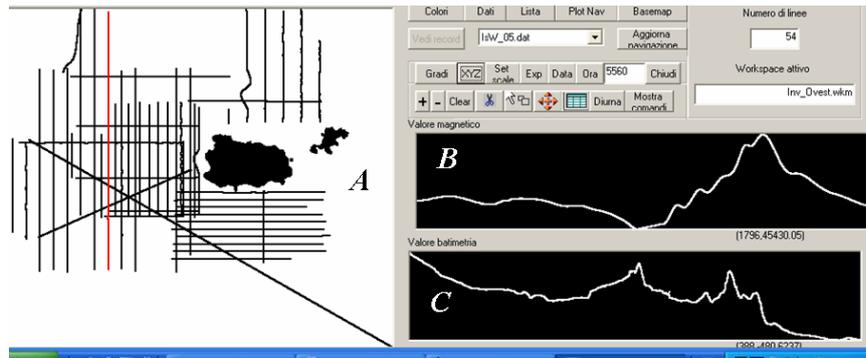


Figura 4:4 Profili testimonianti la forte correlazione magneto-batimetrica nella parte meridionale dell'Isola d'Ischia. A) posizionamento della linea di acquisizione (in rosso), B) Profilo magnetico; C) Profilo batimetrico corrispondente. Il range del profilo magnetico è di 1500 nT circa, quello batimetrico è di 500 m.

4.1.2 Gettysburg

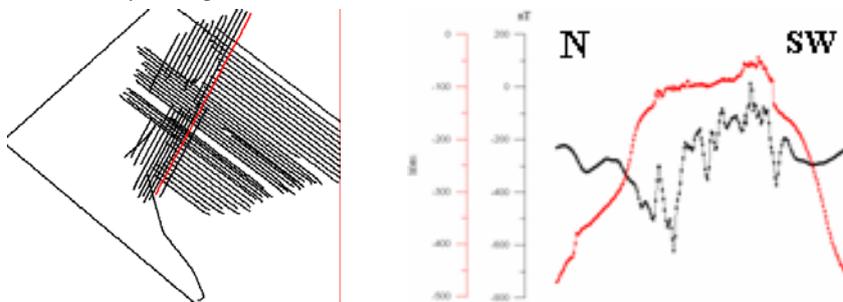


Figura 4:5 Profilo indicante la correlazione magneto-batimetrica nella "corona" centrale della parte sommitale del Seamount Gettysburg (a destra; in rosso la batimetria da ecoscandaglio a fascio singolo, in nero il segnale magnetico). La navigazione del profilo è riportata in rosso nel riquadro a sinistra.

La parte centrale del seamount è caratterizzata da un discreto grado di correlazione in termini di gradiente a larga scala, mentre i picchi batimetrici sembrano restituire anomalie magnetiche di forte intensità (Figura 4:5).

Sembra, quindi, ipotizzabile un effetto di generale correlazione delle creste magnetiche con quelle batimetriche, con somiglianze non spinte in termini di forma, sebbene i limiti della zona di

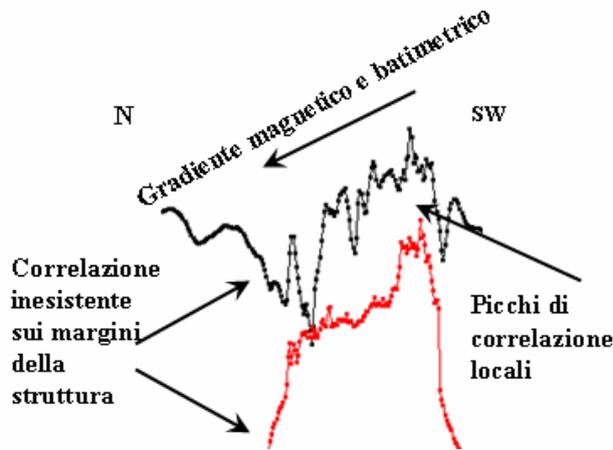


Figura 4:6 Profilo G40 sulla parte sommitale del Seamount Gettysburg, che mostra la carenza di correlazione magneto-batimetrica sui margini della struttura (in rosso il segnale batimetrico, in nero quello magnetico). Appare inoltre significativo il gradiente complessivo magneto-batimetrico della struttura, che diminuisce procedendo verso nord.

anomalie coincidono discretamente con quelli della zona “disturbata” batimetricamente. È evidente la presenza di un gradiente magnetico e batimetrico “immergente” verso nord (Figura 4:6). Il settore esterno rispetto alla corona centrale è parte di un campo di anomalie magnetiche caratterizzato da variazioni laterali a frequenza più bassa ed è, inoltre, per nulla correlata all’andamento batimetrico, in quanto i margini del seamount subiscono un brusco aumento di pendenza mentre il segnale magnetico corrispondente sembra adattarsi

gradualmente ad una situazione generale inquadrabile nell’ambito di un profilo più regionale.

4.1.3 Ormonde

La correlazione magneto-batimetrica su profilo di questo alto strutturale relativo fornisce pochi elementi di nota aggiuntivi. Sembra palesarsi una connessione inversa fra segnale magnetico e batimetria, ma un tentativo di collegamento di questo tipo deve essere affrontato sulla base delle estensioni areali delle due acquisizioni. La sella batimetrica centrale, comunque, è accoppiata ad una serie di anomalie magnetiche il cui significato è da ricercare nella possibile presenza di motivi strutturali orientati SE-NW, che potrebbero avere condizionato la morfologia e contemporaneamente condizionato la risalita dei

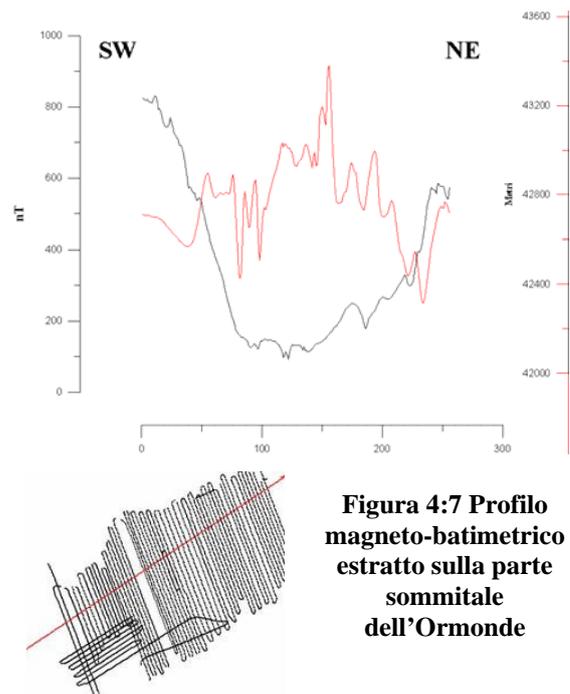


Figura 4:7 Profilo magneto-batimetrico estratto sulla parte sommitale dell’Ormonde

magmi.

4.2 Confronto nello spazio

È effettuato fra il risultato degli algoritmi applicati al metodo magnetico, il segnale analitico in particolare, ed il DTM batimetrico. Il segnale analitico esalta i margini delle strutture, tanto da essere noto in letteratura come appartenente all'insieme di algoritmi noti come “*analisi dei margini*” (“*boundary analysis*”). Allo scopo di rendere il più efficace possibile il confronto fra le due metodologie di acquisizione verranno confrontati con il DTM:

1. Le strutture derivanti dall'analisi dell'immagine del metodo magnetico
2. Profili magneto-batimetrici estratti dalle griglie di valori
3. La riduzione al polo
4. Il segnale analitico

4.2.1 Ischia

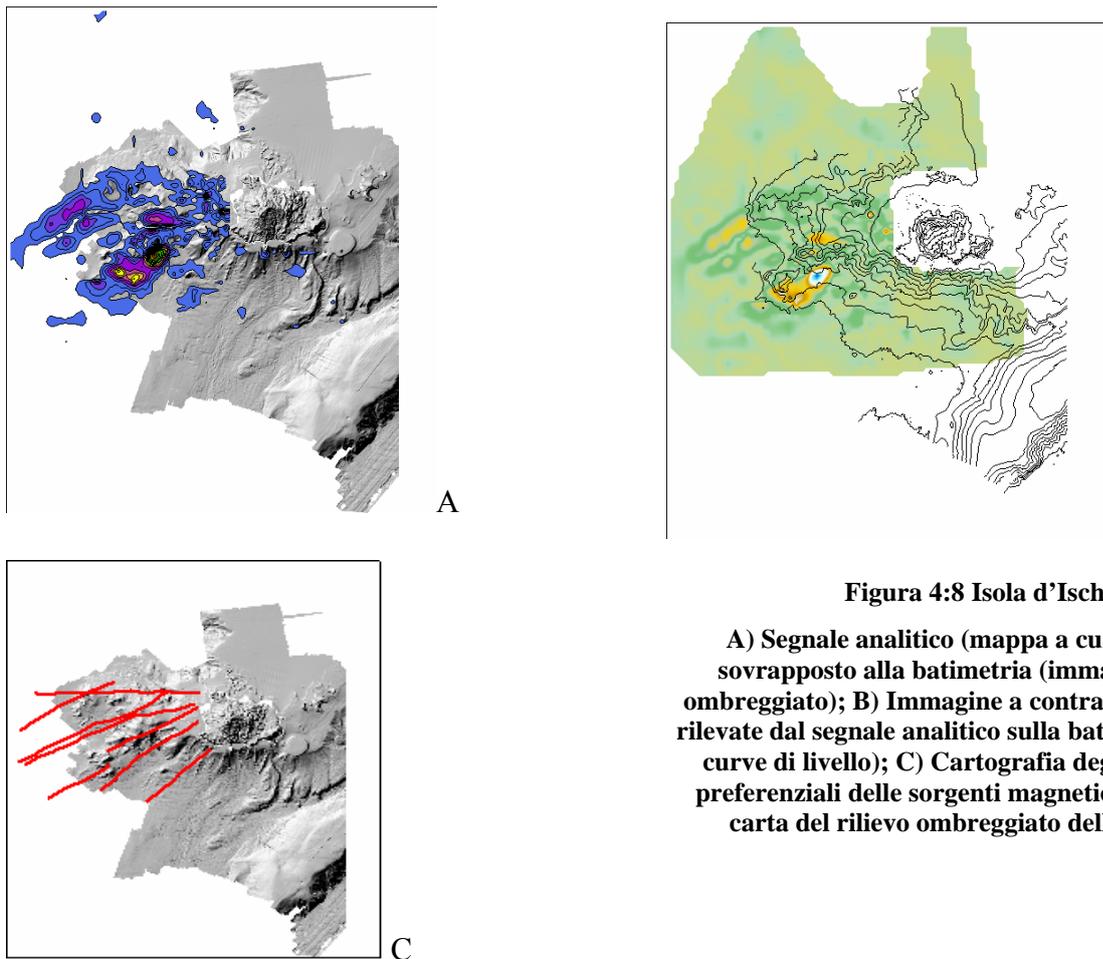


Figura 4:8 Isola d'Ischia:

A) Segnale analitico (mappa a curve di livello) sovrapposto alla batimetria (immagine a rilievo ombreggiato); B) Immagine a contrasto delle sorgenti rilevate dal segnale analitico sulla batimetria (mappa a curve di livello); C) Cartografia degli allineamenti preferenziali delle sorgenti magnetiche (in rosso) su carta del rilievo ombreggiato della batimetria

La più evidente delle considerazioni riguarda la parte occidentale e sud-occidentale dell'isola, contraddistinta da numerose anomalie magnetiche e dalla presenza di molti alti strutturali relativi. Una correlazione immediata riguarda l'andamento preferenziale delle sorgenti, i cui limiti sono rappresentati dal segnale analitico, che appaiono congruenti con la direzionalità morfologica preferenziale desunta dal DTM. Coesistono, in misura decisamente subordinata, strutture con orientazione E-W, che sembrano comunque troncate dalle strutture con orientazione antiappenninica. In particolare si evince la presenza di un corpo unico, delle dimensioni di circa 12,5 Km per 5,5 allungato in direzione NE (N 50° E, Figura 4:9 A e B). Ad ovest rispetto a questi e con medesima orientazione è presente un altro corpo di dimensioni analoghe, (Figura 4:9 C). L'analisi del DTM mostra per il primo una buona correlazione con il DTM nella parte a nord, mentre tende a scomparire procedendo verso sud, obliterata con ogni probabilità dal carico sedimentario. Sembrano invece evidenti, dal punto di vista del DTM, i soli margini della seconda struttura magnetica, che appare dunque sepolta da sedimenti.

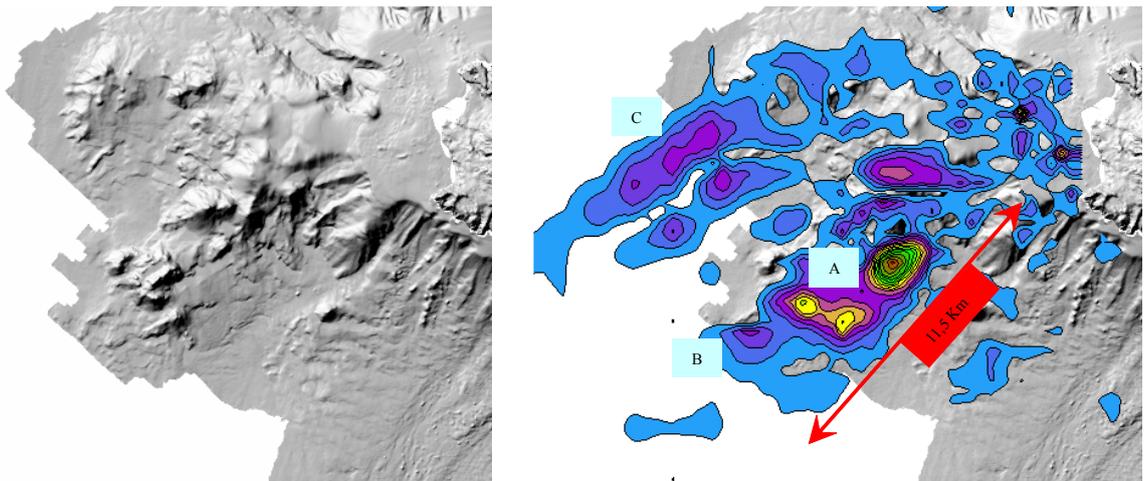


Figura 4:9 Dettaglio del rilievo ombreggiato della batimetria (a sinistra) e sovrapposizione del segnale analitico (a destra, vedi testo) del settore occidentale di Ischia

La forma stessa delle anomalie magnetiche, comunque, assume contorni più “dolci” nella parte con correlazione magneto-batimetrica non evidente, elemento che pare avvalorare l'ipotesi del filtro passa-bassa originato dalla presenza di sedimenti a scarsa magnetizzazione rimanente (ad es., pelagiti tipiche).

Prendendo in esame il segnale analitico nella sola parte a sud dell'isola, l'aumento del numero di isolinee può aiutarci nel tentativo di mettere in luce la presenza di margini di sorgenti o strutture magnetiche inferiori in ampiezza di due ordini di grandezza rispetto alla parte occidentale (la

scala del segnale analitico è arbitraria, ma è intuitivo che sorgenti che producono anomalie magnetiche con ampiezze maggiori avranno maggiori ampiezze anche nelle carte del segnale analitico).

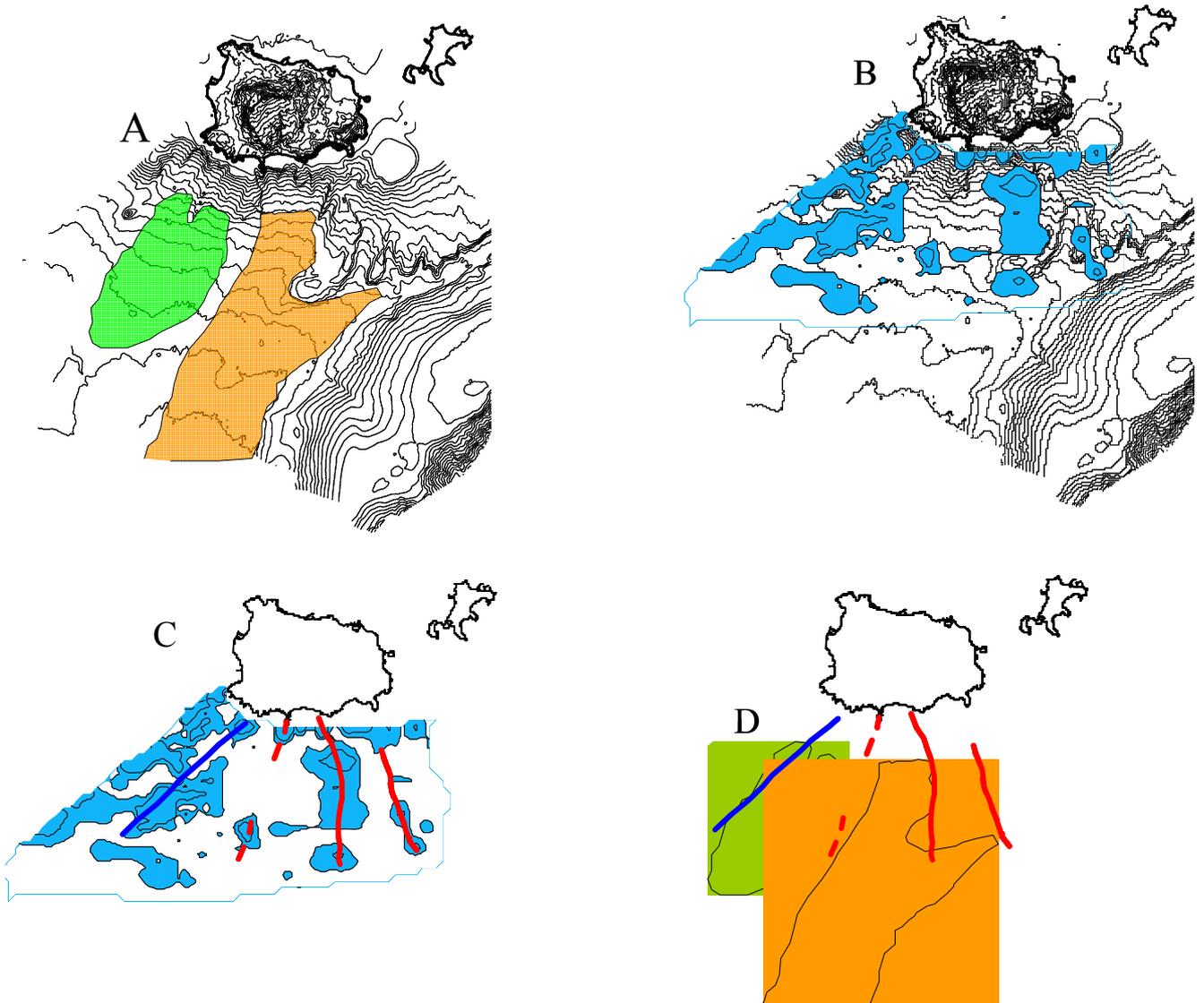


Figura 4:10 Correlazione fra movimenti gravitativi e sorgenti magnetiche nel settore meridionale di Ischia (vedi testo)

Il risultato (Figura 4:10, B e C) è quello di evidenziare la presenza di strutture magnetiche non percepibili ad un primo esame. Il più interessante risultato dell'interpretazione batimetrica in questo settore dell'acquisizione riguarda i movimenti in massa lenti (Figura 4:10, A; in verde) e catastrofici (tipo "valanghe di detrito", Figura 4:10, A; in rosso) che hanno inciso notevolmente

nella definizione della morfologia. Sovrapponendo i margini di sorgente definiti dal segnale analitico ed i movimenti in massa (Figura 4:10, D) risulta chiara la presenza di una correlazione. Quali sono le possibili spiegazioni di questo legame? Le ipotesi immaginabili sono sostanzialmente due:

1. I movimenti in massa hanno ottenuto la conseguenza di smuovere la parte superficiale, obliterandone l'effetto sulle anomalie magnetiche residue
2. Esistono strutture con andamento radiale nella parte meridionale dell'isola d'Ischia che hanno in qualche modo determinato o controllato fenomeni gravitativi di natura catastrofica e lenta.

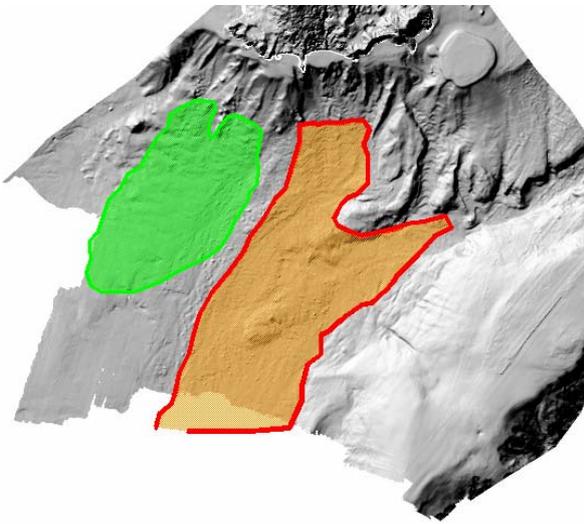


Figura 4:11 Aree soggette a fenomeni gravitativi (*creep* in verde, valanga di detrito in rosso) nel settore meridionale di Ischia

Nel primo caso, la minore intensità del campo di anomalie magnetiche residue può essere spiegata con l'azione del filtro generato dalla presenza del carico sedimentario. Tuttavia, i movimenti in massa lenti (l'area in verde in Figura 4:10 A e D) non dovrebbero essere in grado di produrre una disposizione talmente caotica dei dipoli elementari da obliterare ogni segno di anomalie magnetiche residue in superficie. D'altro canto, non risultano dalla batimetria (Figura 4:11) evidenze morfologiche correlabili alle strutture magnetiche individuate, per cui la seconda ipotesi, che

prevedrebbe un controllo strutturale sui flussi gravitativi, lascia aperto l'interrogativo della mancanza di segni in affioramento di queste strutture. Ciò implica che i margini di sorgente individuati in questo settore sono sepolti, per cui:

1. I movimenti gravitativi lenti si evolvono riprendendo vecchi fenomeni di collasso di tipo catastrofico, le cui evidenze sono state obliterate (in tempi geomorfologici piuttosto che geologici).
2. La naturale evoluzione della morfologia è stata talmente rapida da sostituire evidenze esistenti di strutture ad andamento radiale (con strutture ad andamento preferenziale antiappenninico), che non sono evidenti nella batimetria ma compaiono nella carta delle anomalie magnetiche residue.

La prima ipotesi, comunque, appare la più probabile, in quanto è decisamente più complicato spiegare l'assenza di strutture radiali in affioramento, le cui evidenze dovrebbero essere state totalmente cancellate negli ultimi 10.000, anni piuttosto che la mancanza di sorgenti magnetiche nella zona caratterizzata da movimenti gravitativi di tipo lento.

Per quanto concerne la parte di integrazione magneto-batimetrica dei banchi (Par. 2.6.1 B e Figura 4:12), gli allineamenti Pithecusa-L.Mazzella-Forio e Rittmann -P. Buchner-G.Buchner sembrano mostrare significativi indizi di correlazione, mentre non sembrano corrispondere sorgenti magnetiche correlabili ai banchi di Libeccio, d'Ischia e di Capo Grosso (Figura 4:13; da notare che i Banchi di Nisida, Gaia e di Miseno non rientrano nella copertura della carta magnetica). Un'ultima considerazione può essere, quindi, effettuata sugli allineamenti preferenziali dei centri eruttivi ad ovest: come già evinto in precedenza, i banchi con significativa correlazione magneto-batimetrica sono allineati lungo le

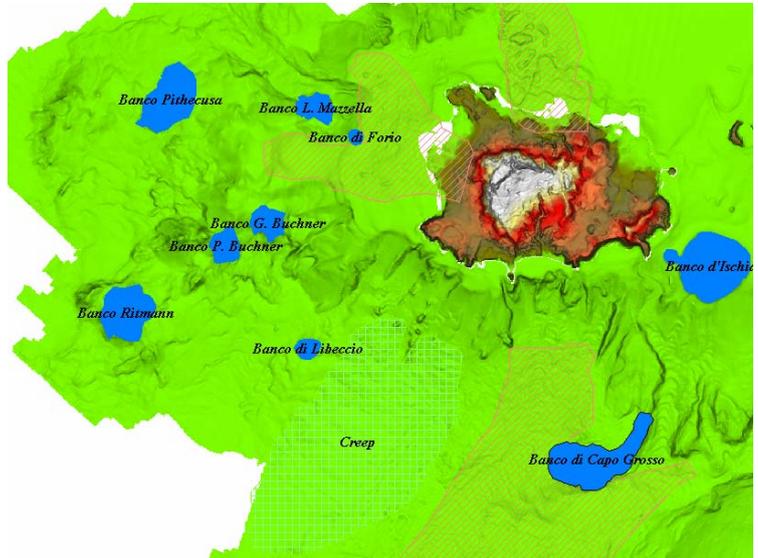


Figura 4:12 Disposizione dei banchi cartografati attorno all'Isola d'Ischia

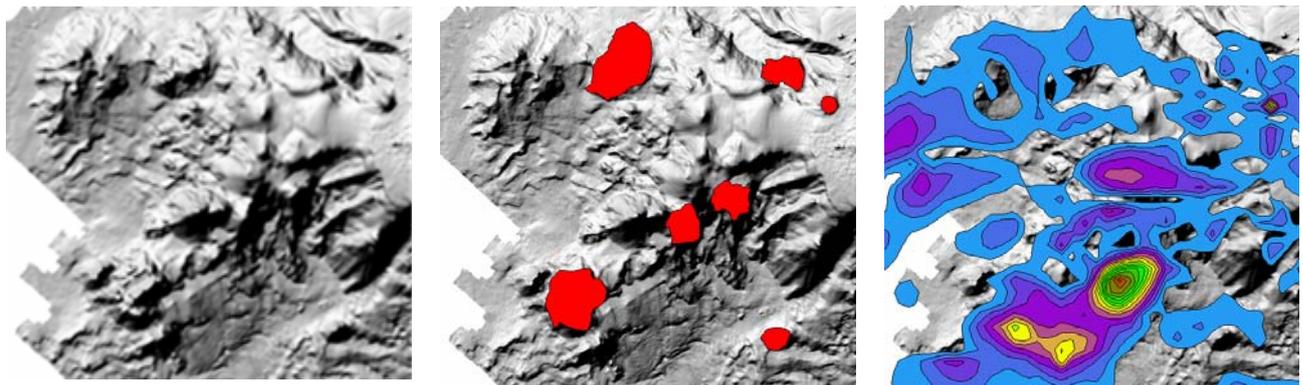


Figura 4:13 Immagine a rilievo ombreggiato della batimetria intorno all'isola d'Ischia (a sinistra); posizione dei banchi (al centro) e sovrapposizione con le sorgenti individuate dal segnale analitico (a destra, mappa a curve di livello) nel settore occidentale dell'isola d'Ischia

direttrici E – W e N 45°E, mentre gli indizi di strutture radiali a sud, la cui presenza si deduce dall'interpretazione magnetica, non trovano riscontri nella batimetria. Dal punto di vista magneto-batimetrico, in accordo con quanto già esistente in letteratura (Bruno et al., 2000)

l'interpretazione potrebbe propendere per la presenza di un unico apparato vulcanico complessivamente orientato E-W, che comprende il complesso di anomalie magneto-batimetriche a SW dell'isola e l'isola stessa, piuttosto che ad un edificio vulcanico allo stadio calderico come nell'interpretazione classica.

4.2.2 Gettysburg

Sul Seamount Gettysburg sono evidenti e coincidenti le fabric (magnetica e batimetrica) N e N10°W. Sono presenti anche sorgenti magnetiche caratterizzate da anomalie con ampiezza maggiore, coincidenti con strutture batimetriche una parte delle quali è stata già interpretata come dicchi doleritici (vedi par. 1.2.1 e de Alteriis et al., 2003).

Sembra quindi possibile distinguere una porzione di sorgenti a minore contrasto di suscettività magnetica sulla parte sommitale del seamount, che con ogni probabilità rappresentano il risultato delle anomalie prodotte dagli effetti sorgente delle creste di diapiri serpentizzati, mentre la parte centrale è contraddistinta dalla presenza di rocce di origine vulcanica ad andamento circa N-S, che si diversificano dai precedenti per il maggiore contrasto di suscettività magnetica (Figura 4:14). i cui motivi strutturali preferenziali N e N10° W (Figura 4:15) sarebbero quindi

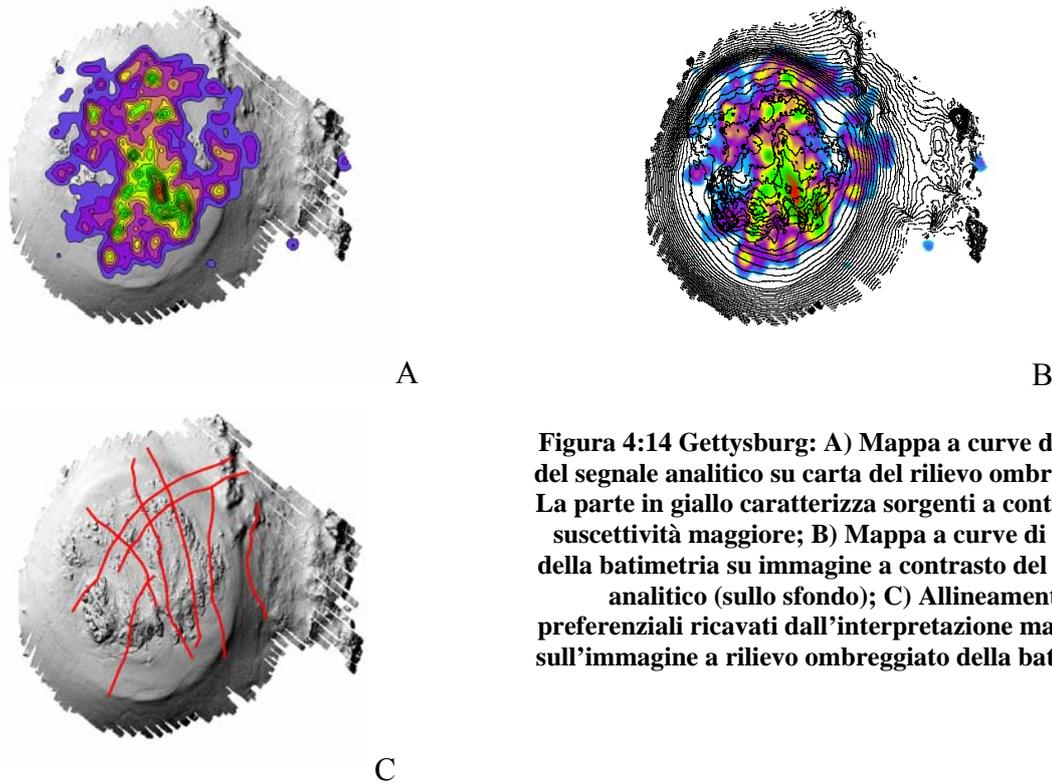


Figura 4:14 Gettysburg: A) Mappa a curve di livello del segnale analitico su carta del rilievo ombreggiato. La parte in giallo caratterizza sorgenti a contrasto di suscettività maggiore; B) Mappa a curve di livello della batimetria su immagine a contrasto del segnale analitico (sullo sfondo); C) Allineamenti preferenziali ricavati dall'interpretazione magnetica sull'immagine a rilievo ombreggiato della batimetria

dovuti ad un fabric intrinseco delle serpentiniti stesse, oppure sono correlati in qualche modo al meccanismo di risalita diapirica; la prova di questa interpretazione, per la quale l'insieme di orientazioni preferenziali non è rappresentativo dell'intera struttura, ma solo della sua parte sommitale, risiede nel fatto che la continuazione verso l'alto a 500 (Figura 4:16) e 1000 m del segnale magnetico testimonia l'aumento d'importanza dell'insieme N60°E che è poco o per nulla visibile, o comunque di minore importanza, alla quota del piano di acquisizione. Riassumendo, quindi, si possono evincere le seguenti conclusioni dalla sovrapposizione magneto-batimetrica:

1. Esistono due "famiglie" di orientamenti preferenziali sul Seamount Gettysburg, una N10°W e N, l'altra circa N60° E.
2. La prima di queste famiglie è più superficiale e riguarda la fabric dei diapiri di serpentiniti che hanno interessato la parte sommitale dell'alto strutturale relativo, per cui è sostanzialmente ascrivibile al meccanismo di messa in posto oppure alle caratteristiche di tessitura e struttura delle serpentiniti stesse.
3. Queste strutture (N e N10°W) hanno favorito dei meccanismo di messa in posto di rocce ad eguale andamento preferenziale (sostanzialmente N-S)

4. Sono visibili due tipi di sorgenti con contrasti di suscettività magnetica diversi, uno relativo alle rocce vulcaniche e l'altro al diapiro di serpentiniti che possiede, quindi, una sua connotazione magnetica

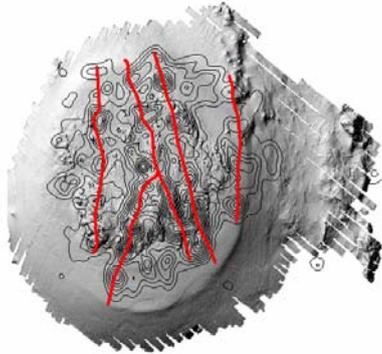


Figura 4:15 Struttture *magneto-batimetriche* sul Seamount Gettysburg. Le curve rappresentano i livelli del segnale analitico, sullo sfondo la batimetria (Carta del rilievo ombreggiato).

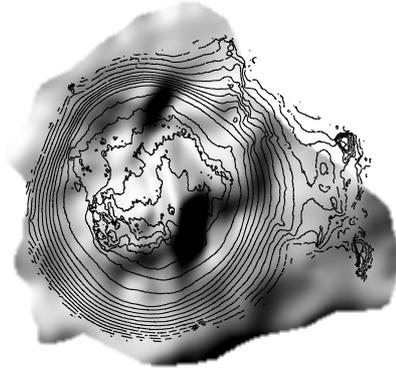


Figura 4:16 La continuazione verso l'alto (carta a curve di livello) funziona come un filtro "passa-bassa". L'applicazione al Gettysburg mette in luce una scarsa presenza dell'orientazione preferenziale N - N10°W.

4.2.3 Ormonde

Come detto (par. 1.2.1) l'Ormonde è composto essenzialmente da rocce gabbriche e vulcaniche alcaline (oltre alle peridotiti), per cui è caratterizzato dalla presenza di sorgenti magnetiche con forti contrasti di suscettività. La disposizione relativa delle sorgenti mostra la presenza di due "code" (gli estremi NE e SW) contraddistinti dalla presenza di numerose sorgenti (Figura 4:17), ed un settore centrale interessato da sporadiche presenze di dipoli. Questi due settori marginali sono caratterizzati da un buon grado di correlazione magneto-batimetrica, mentre larghe fasce della zona centrale sono poco o per nulla affette dalla presenza di anomalie magnetiche anche laddove risultano evidenti le presenze di anomalie batimetriche. In questa fascia, quindi, per gli alti relativi del fondale è necessaria un'interpretazione di diverso tipo, quale quella di una natura compositiva sedimentaria (ad es., biocostruzioni)

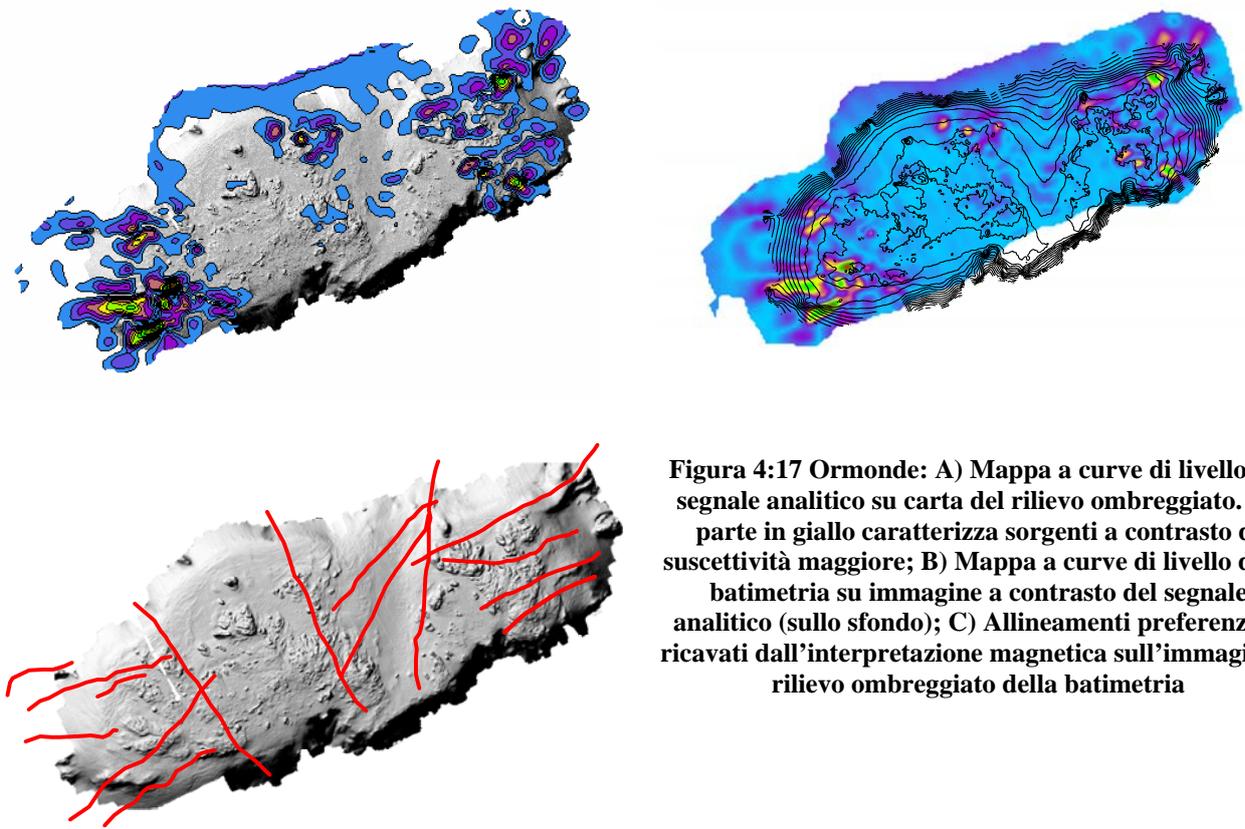


Figura 4:17 Ormonde: A) Mappa a curve di livello del segnale analitico su carta del rilievo ombreggiato. La parte in giallo caratterizza sorgenti a contrasto di suscettività maggiore; B) Mappa a curve di livello della batimetria su immagine a contrasto del segnale analitico (sullo sfondo); C) Allineamenti preferenziali ricavati dall'interpretazione magnetica sull'immagine a rilievo ombreggiato della batimetria

La sella morfologica che caratterizza l'andamento batimetrico dell'Ormonde non mostra segni di correlazione magneto-batimetrica (in quanto magneticamente “*quieta*”) mentre si evincono indizi di correlazione sul margine NW della struttura, dove dal segnale magnetico sembra connotarsi la presenza di un ciglio deposizionale poco o per nulla drappeggiato da sedimenti. L'interpretazione delle strutture dall'analisi del DTM è in accordo con gli orientamenti preferenziali derivati dall'analisi del segnale magnetico, con direzioni prevalenti N60°E e N30°W, mentre il settore NE del seamount è contraddistinto da un forte grado di correlazione magneto-batimetrica, con contorni delle sorgenti ben distinguibili e meno contorti laddove la sorgente è sepolta dai sedimenti (anche in questo caso, come per Ischia, i sedimenti fungono da filtro passa - bassa sulle intensità delle anomalie, vedi par. 4.2.1.). Di notevole interesse la sovrapposizione delle strutture derivanti dall'elaborazione magnetica (segnale analitico) con l'interpretazione morfo-strutturale del DTM. Ancora una volta un evento franoso, quale quello che ha interessato la sella morfologica nella parte centrale dell'Ormonde (come nel caso di Ischia, vedi par. 4.2.1 e figura 4:10) è bordato da allineamenti di sorgenti magnetiche. In questo caso, al contrario di quanto succede nella parte sud di Ischia, sussistono evidenze morfologiche

della presenza di strutture con morfologia simili ai “*graben*”, che coincidono con gli allineamenti preferenziali di sorgenti magnetiche.

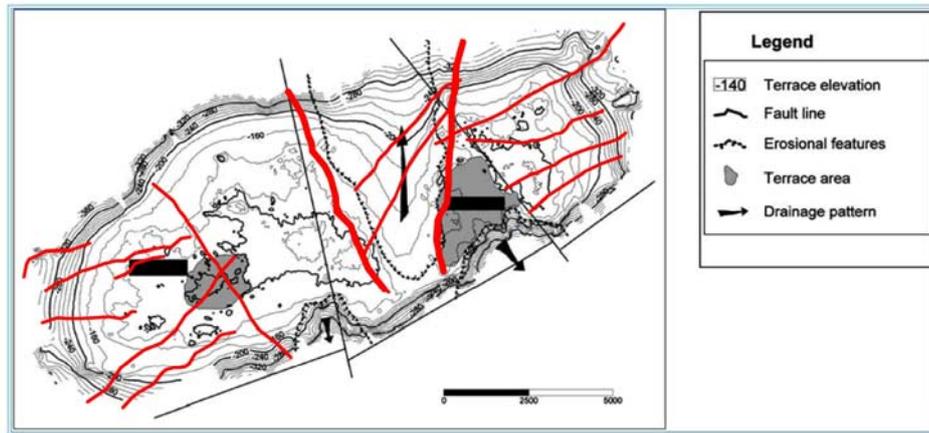


Figura 4:18 Allineamenti preferenziali delle sorgenti magnetiche (in rosso) sovrapposte all’interpretazione morfo-strutturale dell’Ormonde ottenuta dal solo DTM. È da notare la sella morfologica del settore centrale, caratterizzata dalla presenza di un movimento gravitativo, che è “bordato” da due allineamenti di sorgenti magnetiche.

4.3 Riepilogo delle conclusioni

4.3.1 Ischia

Per la parte batimetrica, sono stati processati 1810 Km² di dati (insieme al dott. Renato Tonielli, responsabile dell’acquisizione e dell’elaborazione, ed ai colleghi dott. Claudio d’Isanto e dott. Stefano Ruggieri). L’analisi del DTM di Ischia ha permesso di individuare la presenza di numerosi banchi (d’Ischia, Gaia, di Miseno, di Capo Grosso, di Libeccio, Rittmann, G. e P. Buchner, L. Mazzella, di Forio e Pithecusa) con un grado di dettaglio mai raggiunto in precedenza (vedi par. 2.6.1.B). Alcuni di questi banchi (di Libeccio, Rittmann, G. e P. Buchner, L. Mazzella e Pithecusa), la cui esistenza era sconosciuta, sono stati rinvenuti, nominati e cartografati per la prima volta in seguito alle campagne dell’IAMC che, nel corso degli anni, hanno prodotto l’enorme database morfo-batimetrico delle Isole Flegree e del Golfo di Napoli, dal quale provengono i dati relativi a questa tesi. Per tutti questi banchi, sulla base della sola analisi del DTM, sembra essere ipotizzabile una natura vulcanica. La distribuzione delle immersioni (vedi 2.6.1.C) rivela un predominio delle strutture NE-SW, in particolare nel settore ovest dell’Isola e per basse classi di pendenza, elemento che ci conduce ad affermare che almeno in questo settore esiste un controllo morfo-strutturale prevalente con direzione antiappenninica.

Nella parte meridionale, invece, aumentano in proporzione i contributi delle orientazioni preferenziali E-W e N-S. Sono presenti, inoltre, numerosi eventi di collasso gravitativo (vedi 2.6.1.B), in particolare:

1. Un “*debris avalanche*” meridionale, esteso per circa 40 Km in direzione sud, sul quale è stato eseguito un computo volumetrico risultato di circa 1,5 Km³ (Chiocci et al., 1998 e de Alteriis et al., 2001);
2. Una valanga di detrito occidentale (ovvero una colata gravitativa) estesa 4-5 km e presente ad ovest di Forio fino a circa 150 m di profondità;
3. Due depositi analoghi (colate) localizzati a nord dell’isola tra Lacco Ameno e Casamicciola con estensione di 5-6 km fino a circa 200 m di profondità (Budillon et al., 2003; Violante et al., 2003)

Il metodo magnetico, i cui dati processati coprono un’estensione di circa 1000 Km², ha messo in evidenza (vedi par. 3.7.1):

- La presenza di un complesso di anomalie particolarmente intenso a SW dell’isola, caratterizzato da direzioni preferenziali delle sorgenti N45°E (antiappenniniche)
- Assenza di rilevanti anomalie magnetiche nella parte settentrionale dell’isola.
- La presenza di un complesso di anomalie magnetiche nella parte meridionale (di minore intensità rispetto al settore occidentale), con disposizione radiale delle sorgenti.
- La possibile esistenza di un unico corpo magnetico connesso all’isola d’Ischia, per la quale si potrebbe avanzare l’ipotesi di un apparato vulcanico unico (allungato in direzione E-W), che comprenderebbe il complesso delle anomalie ad W e SW dell’isola e l’isola stessa.

L’integrazione magneto-batimetrica sia sulla base dei profili che del confronto spaziale ha messo in luce (vedi paragrafi 4.1.1 e 4.2.1):

- Un alto grado di correlazione magneto – batimetrica nella parte occidentale dell’isola, che sembra confermare l’ipotesi effettuata sulle sole basi magnetiche, della presenza di un unico corpo-sorgente allungato in direzione E-W e differenziato lateralmente. L’Isola d’Ischia potrebbe rappresentare, quindi, la sola parte emersa del complesso vulcanico che continua in mare per un’estensione di 12,5 X 5,5 Km circa.
- Un’obliterazione dell’effetto delle anomalie magnetiche operata dai fenomeni di collasso gravitativo nella parte meridionale dell’isola (possibile ma solo ipotizzabile nel settore settentrionale). Tale effetto si deduce dalla presenza di anomalie magnetiche che bordano i fenomeni di collasso gravitativo. La medesima disposizione può essere interpretata come un

controllo strutturale operato da strutture caratterizzate da contrasto di suscettività magnetica con la parte circostante e disposte in modo radiale. Tuttavia, quest'ipotesi sembra meno plausibile della precedente a causa dell'assenza di evidenze morfologiche affioranti per queste ipotetiche strutture.

- Gli allineamenti dei banchi Pithecusa-L.Mazzella-Forio e Rittmann-P. Buchner-G.Buchner sembrano mostrare significativi indizi di correlazione magneto-batimetrica, mentre non sembrano corrispondere sorgenti magnetiche ai banchi di Libeccio, d'Ischia e di Capo Grosso.

4.3.2 Gettysburg

Sono stati processati circa 170 Km² di dati batimetrici, per i quali i risultati principali dell'interpretazione sono (vedi paragrafi 2.6.2.A e 2.6.2.B):

- La cartografia di dettaglio del seamount, caratterizzato da una morfologia ellittica della parte sommitale
- La presenza di un ciglio deposizionale, con sedimenti bioclastici che drappeggiano la parte sommitale e brusca rottura di pendenza, a profondità variabili fra i 160 ed i 180 metri. La struttura mostra un complessivo basculamento verso N.
- Una fabric affiorante con allineamento preferenziale circa N10°W , frutto della risalita diapirica di rocce del mantello serpentizzate (Auzande et al., 1979, Lagabrielle & Auzande, 1982)
- Un allineamento preferenziale delle strutture N-S, sia sulla parte sommitale che nella sella morfologica che separa il Gettysburg e l'Ormonde
- Tre livelli di terrazzi prodotti dalle oscillazioni eustatiche, a profondità di -60m, -90 -120m e -140 m rispettivamente.

Per quanto concerne il metodo magnetico, i dati processati hanno un'estensione complessiva di circa 225 Km. Le conclusioni principali (relative al solo metodo magnetico) sono (vedi par. 3.7.2):

- Sono ricorrenti allineamenti preferenziali di sorgenti magnetiche lungo le direttrici N, N10°W e N60°E (in ordine di importanza). In particolare la rilevanza della direttrice N60°E aumenta nella continuazione verso l'alto (che funge da filtro passa-bassa), in quanto correlata ad un andamento regionale del banco (è in accordo con la direzione principale di allungamento del banco di Gorringe) tranciata in seguito dalla risalita diapirica delle serpentiniti.

- Sono presenti almeno due ordini di grandezza di contrasti di suscettività sulla parte sommitale, uno dei quali, meno intenso, connesso alla facies peridotitica (che quindi possiedono una loro connotazione magnetica), l'altro probabilmente, alla presenza di dicchi doleritici

Per quanto concerne l'integrazione magneto-batimetrica, eseguita sia sulla base dei profili che del confronto spaziale (vedi paragrafi 4.1.2 e 4.2.2):

- Dai profili si evince un gradiente batimetrico e magnetico "immergente" verso nord, testimoniante un'estensione a scala più regionale del campo di anomalie associato alla struttura.
- Esistono due "famiglie" di orientamenti preferenziali sul Seamount Gettysburg, una N10°W e N, l'altra circa N60° E. Entrambe le facies magnetiche presenti sulla parte sommitale della struttura sono contraddistinte da un forte grado di correlazione magneto-batimetrica.
- La prima di queste famiglie è più superficiale e riguarda la fabric dei diapiri di serpentiniti che hanno interessato la parte sommitale dell'alto strutturale relativo, per cui è sostanzialmente ascrivibile al meccanismo di messa in posto oppure alle caratteristiche di tessitura e struttura delle serpentiniti stesse.
- L'andamento preferenziale N e N10°W affiorante sulla struttura non è da correlarsi alla struttura stessa, ma ad un fabric interno delle serpentiniti, mentre a scala più regionale è rispettato l'andamento preferenziale N60°E (come testimoniato dalla continuazione verso l'alto) che caratterizza l'intera struttura del banco di Gorringe.

4.3.3 Ormonde

L'estensione complessiva dei dati batimetrici è di 120 Km². Le principali conclusioni sono (vedi paragrafi 2.6.3A e 2.6.3.B):

- La ricostruzione della forma della struttura, che risultata all'incirca ellittica (molto allungata) con diametro maggiore di 16-18 Km e diametro minore di 4-7 Km.
- La presenza di una scarpata di faglia sul margine meridionale, rilevata anche a grandi profondità con osservazione diretta da batiscafo (Beuzart et al., 1979, Auzande et al., 1979)
- Un motivo strutturale ricorrente N25°W sulla parte sommitale. L'intersezione con la scarpata di faglia N60°E provoca la formazione di forme erosionali retrograde.
- La presenza di una sella morfologica centrale, probabilmente controllata strutturalmente da faglie circa N25°W
- L'esistenza di tre livelli di terrazzi prodotti dalle oscillazioni eustatiche, a profondità di -70m, da -90 a -120m e -140 m rispettivamente, in pieno accordo con quanto rinvenuto sul Gettysburg

- Un basculamento complessivo della struttura (non eccedente il valore di un grado di inclinazione), particolarmente visibile nella sella morfologica che separa il settore orientale da quello occidentale.

- I terrazzi formati alle quote di -90 m e -120m sembrano non influenzati dai fenomeni di basculamento (il che lascia ipotizzare una formazione più recente)

La parte magnetometrica si sviluppa su un'area di 190 Km². L'interpretazione testimonia i seguenti risultati (vedi par. 3.7.3):

- L'esistenza di due ordini di allineamenti preferenziali, il primo con orientazione N60°E, il secondo N30°W circa.

- La presenza di numerose anomalie dipolari, in particolare concentrate nei settori estremi NE e SW. La parte centrale è caratterizzata dalla presenza di sporadiche anomalie.

Infine la correlazione magneto-batimetrica (paragrafi 4.1.3 e 4.2.3), che ha permesso di trarre le seguenti evidenze:

- Una forte correlazione magneto-batimetrica dei settori NE e SW, nei quali gli affioramenti sembrano tutti costituiti da rocce a forte contrasto di suscettività magnetica.

- Un controllo strutturale sui fenomeni erosivi che hanno prodotto la sella morfologica centrale, testimoniato dalla coincidenza di strutture in affioramento (DTM) e di allineamenti di sorgenti (segnale analitico).

- La presenza di un settore, a ridosso della zona densa di anomalie magnetiche a SW, caratterizzata da scarsità di anomalie. Gli alti relativi del fondale presenti in questa fascia sono, quindi, interpretabili come sedimentari (biocostruzioni?), o comunque di natura differente rispetto a quelli del settore adiacente.

Riferimenti bibliografici

Riferimenti bibliografici

- Acocella, V., Funicello, R., 1999. *The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of Ischia Island (Southern Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88, 109-123.
- AGIP, 1981. *Carta aeromagnetica d'Italia (scala 1:500.000)*. Att. Min., Direz, Espl. Idrocarburi, S. Donato Milanese
- Aiello G., Budillon F., Cristofalo G., D'Argenio B., de Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., E. Marsella, Pelosi N., Sacchi M., Tonielli R., 2001. *Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples*. Volume speciale "Structures and processes of the mediterranean ecosystems" (Faranda F.M., Guglielmo L. e Spezie G. Eds.), Springer Verlag.
- Alessio G., Esposito E., Ferranti L., Mastrolorenzo G. e Porfido S. (1996). *Correlazione tra sismicità ed elementi strutturali nell'Isola d'Ischia*. Il Quaternario 9(1), 303-308.
- Argnani, A. & Savelli, C., 1999, *Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamic significance*, Journal of Geodynamics 27 pp.409-432
- Auzende, J.-M., Olivet, J. L., Charvet, J., Le Lann, A., Le Pichon, X., Monteiro, J. H., Nicolas, A., Ribeiro, A., 1978, *Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringer Bank*, Nature 273, 45-49.
- Auzende, J.-M., Charvet, J., Le Lann, A., Le Pichon, X., Monteiro, J. H., Nicolas, A., Olivet, J. L and Ribeiro, A., 1979. *Le banc de Gorringer: résultats de la campagne CYAGOR (Août 1977)*. Bulletin de la Société géologique de France, 21: 545–556.
- Bartole, R., 1984, *Tectonic structures of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*, Boll. Ocean. Teor. Appl., 2: 197-230.
- Bartole, R., Savelli, D., Tramontana, M. and Wezel, F., 1984, *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*, Mar. Geol., 55: 163-180.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III, and Aubry, M.-P., 1995, *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*, in Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 54, p. 129-212.
- Beuzart, P., Le-Lann, A., Monti, S., Auzende, J.-M. & Olivet, J.-L., 1979, *Nouvelle carte bathymétrique au 1/1000000 du banc de Gorringer (SW Portugal)*, Bull. Soc. Geol. France 21, 557-562.
- Bilim., F., Ates., A., 2003, *Analytic signal inferred from reduced to the pole data*, Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 6, No. 2, p. 66 – 74

- Boillot, G. and 23 others, 1987, *Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (Leg 103, western Galicia margin, Spain)*, Tectonophysics 132, 335-342.
- Bonatti, E. and Honnorez, J., 1971. *Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge*. Science, 174, 1329-1331.
- Bruno, P. P., de Alteriis, G. and Florio, G., 2002, *The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian sea) inferred from marine geophysical data*: Geophysical Research Letters, v. 29/9, 1029-1034.
- Buchner, G., 1986, *Eruzioni vulcaniche e fenomeni vulcano-tettonici di età preistorica e storica nell'isola di Ischia*: in Tremblements de terre, éruptions volcaniques et vie des hommes dans la Campanie antique. Publication du Centre Jean Bérard, Napoli, v. VII, 145-188.
- Buchner, G., Italiano A. and Vita-Finzi C., 1996, *Recent uplift of Ischia, Southern Italy*: in Mc Guire, W.J. Jones, A.P. Neuberg (eds) Volcano Instability on the Earth and other Planets, Geological Society Special Publication, v. 110, 249-252.
- Budillon F., de Alteriis G., Ferraro L., Marsella E., Molisso F Tonielli R., Violante C., 2003. *I fondali dell'isola d'Ischia: morfobatimetria e geologia tra Punta del Chiarito e Punta San Pancrazio*. in Gambi M.C., De Lauro M. e Iannuzzi F. (Eds.) *Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare*. Monografia Acc. Sc. Mat. Fis. Nat., Napoli, 83-102.
- Chiocci, F.L., Martorelli, E., Sposato, A. and T.I.VOL.I research group, 1998, *Prime immagini TOBI dei fondali del Tirreno centro-meridionale (settore orientale)*: Geologica Romana, v. 34, 207-222.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R. V., Heiken, G. H. and Ort, M., b, 1996, *Geochemical zoning, mixing, eruptive dynamics and depositional processes - the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei, Italy*, J. Volcanol. Geotherm. Res., in press.
- Cocco E., De Magistris M.A. e De Pippo T., 1987. *Fenomeni erosivi del litorale dei Maronti nell'isola d'Ischia (Campania)*, Mem. Soc. Geol.It., 37, 459-469.
- Cocco E., De Magistris M.A. e Iacono Y., 1995. *Caratteri geoambientali, erosione e degrado delle coste dell'isola d'Ischia*. Mem. Geogr. n.s. 1, 199-209.
- Conti, M.A., de Alteriis, G., Marino, M.C., Pallini, G. and Tonielli, R., 2004. *Discovery of Late Jurassic fossils inside modern sediments at Gorringe Bank (Eastern Atlantic Ocean) and some geological implications*. Terra Nova, 16, 331-337
- Cox, A., Hart, R.B., 1990, *La tettonica delle placche. Meccanismi e modalità*, Zanichelli
- de Alteriis G., Budillon F., Chiocci F. L. and Violante C., 2001. *Sea-floor topography and detailed sea-bottom observation and sampling in the Ischia southern offshore (Tyrrhenian sea)*. Abstract, GNV,

- Programma Quadro per L'Attività di Sorveglianza e Ricerca sui Vulcani Italiani 2001-2002. Assemblea Annuale, Roma, 9-11 ottobre 2001, 158-159.
- 14) de Alteriis G., Donadio C., Ferranti L. (1994) - *Morfologie e strutture di apparati vulcanici sommersi nel Canale d'Ischia (Mar Tirreno)*. Mem. Descrittive Carta Geologica d'Italia, 52, 85-96.
 - De Pippo T., Pennetta M., Terlizzi F. e Vecchione C. (2000) *Ipotesi di intervento di ripascimento lungo la spiaggia dei Maronti (Comune di Barano-Isola d'Ischia-Napoli)*. Geologia Tecnica e Ambientale, Vol. 1, Gennaio/Marzo 2000, 33-43.
 - Del Prete S. e Mele R. (1999) – *L'influenza dei fenomeni d'instabilità di versante nel quadro morfoevolutivo della costa dell'Isola d'Ischia*. Boll. Soc. Geol. It., 118, 339-360
 - Di Girolamo, P. e Rolandi G.: *Vulcanismo sottomarino latite basaltico-latitico (serie potassica) nel canale di Ischia (Campania)*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, 43, 1976.
 - Di Girolamo, P. e Stanzione, D., 1973, *Lineamenti geologici e petrologici dell'isola di Procida*, Rend. Soc. It. Min. Petr., 29: 82-125.
 - Di Girolamo, P., Ghiara, M.R., Lirer, L., Munno, R., Rolandi, G. and Stanzione, D., 1984, *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*, Boll. Soc. Geol. It., 103: 349-413.
 - Dobrin, M.B., & Savit, C.H., *Introduction to geophysical prospecting*, McGraw-Hill book company
 - Fedi M. and Florio G., 2001. *Potential fields source boundaries detection by an Enhanced Horizontal Derivative*. Geophys. Prospecting, V.49, n.1, 13 – 25.
 - Fedi, M. and Rapolla, A., 1990. *Aeromagnetic anomaly shape analysis in the Southern Italian Region for the evaluation of crustal block rotation*. Journ. of Geodynamics, 12: 149-161.
 - Fedi, M. and Rapolla, A., 1993, , *I metodi gravimetrico e magnetico nella geofisica della Terra solida*, Liguori editore
 - Fedi, M., Florio, G. and Rapolla, A., 1994. *A method to estimate the total magnetisation direction from a distortion analysis of magnetic anomalies*. Geophysical Prospecting, 42: 261-274.
 - Ferranti L., Bravi S., de Alteriis G., 1994 - *La Secca delle Formiche di Vivara (Canale d'Ischia, Campania). Osservazioni geomorfologico-strutturali e faunistiche*. Rend. Acc. Scie. Fis. Mat. Soc. Naz. Scie. Lettere e Arti in Napoli, a. 133, s. 4, 61, 51-65.
 - Finetti, I., Morelli, C. (1974), *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*, Boll. Geof. Teor. Appl., 16, 175-222.
 - Fusi N., Mirabile L., Camerlenghi A. e Ranieri G. (1991) *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 95-114.
 - Fusi N., Tibaldi A. e Vezzoli L. (1993). *Vulcanismo, risorgenza calderica e relazioni con la tettonica regionale nell'isola d'Ischia*. Boll. Soc. Geol. It., 45, 971-980.

- Gillot, P.-Y., Chiesa, S., Pasquarè, G. and Vezzoli, L., 1982, *33.000 yr K/Ar dating of the volcano-tectonic horst of the isle of Ischia, gulf of Naples*: Nature, v. 229, 242-245.
- Girardeau J., Agrinier P., Beslier M.O., Cornen G., Dubuisson G., Le Gall B., Monnier C., Pinheiro L., Ribeiro A. and Whitechurch H., 1999. *Extensional tectonics in the Gorringer Bank gabbros, Eastern Atlantic ocean : evidence of an oceanic ultra-slow mantellic accreting*. Terra Nova, 10, p. 330-336.
- Grant, F.S. and West, G.F., 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Book Company, New York, 584 pp.
- Hsu S., Sibuet J.C. and Shyu C. 1996. *High-resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: an enhanced analytic signal technique*. Geophysics, 61, 373-386.
- Hughes Clarke, J. E., 2003, *Dynamic motion residuals in swath sonar data: ironing out the creases*, International Hydrographic Review
- Hughes Clarke, J. E., Mayer, L. A., Wells, D. E., 1996. *Shallow water imaging multibeam sonars: a new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf*. Mar. Geophys. Res., 18, 607-629.
- IHO Special Publ. N° 44, 1998, *Standards for Hydrographic Surveys*, 4th Edition, International Hydrographic Bureau, Monaco.
- Ippolito, F., Ortolani, F. and Russo, M., 1973, *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*, Mem. Soc. Geol. It., XII: 227-250.
- Lagabriele, Y. and Auzende, J.-M., 1982. *Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringer Bank: analogy with ophiolitic massives*. Nature, 297, 491-493.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. And G. Pautot, 1970. *The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar plate boundary, an example of compressive tectonics (abstract)*, Upper mantle committee Symposium, Flagstaff, A.2
- Luongo G., Cubellis E. e Obrizzo F. (1987). *Ischia: storia di un'isola vulcanica*. Liguori editore, Napoli
- Marsella E., Budillon F., de Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., Molisso F., Monti L., Pelosi N., Toccaceli R. M., Tonielli R. and Violante C., 2001. *Indagini geologiche, geofisiche e sedimentologiche dei fondali della Baia dei Maronti (Isola d'Ischia)*. Salvatore Pironti Editore, Napoli, 77 pp. ISBN-88-86598-06-8
- Mele, R. e Del Prete, S., 1998, *Fenomeni di instabilità dei versanti in Tufo Verde del Monte Epomeo (Isola d'Ischia, Campania)*: Bollettino Società Geologica Italiana, v. 117 (1), 93-112.
- Milia, A., Torrente, M. M. and Zuppetta, A., 2003, *Offshore debris avalanches at Somma-Vesuvius volcano (Italy): implications for hazard evaluation*: Journal Geological Society of London, v. 160, 1-10.

- Moore, J.G., Normark, W.R. and Holcomb, R.T., 1994, *Giant Hawaiian Landslides: Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 22, p.119-144.
- Morra V., Secchi F.A.G., Melluso L., Di Girolamo P., 1994. *Evidence of magmatic evolution in open system in the younger activity phase (10.000 years B.P. to 1301 A.D) at Ischia Island (Italy)*. 15th IAS regional Meeting 296-297
- Nabighian M.N., 1972. *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation*. *Geophysics*, 37, 507-517.
- Naidu, P.S. and Mathew, M.P., 1998. *Analysis of geophysical potential fields*. Elsevier.
- Nunziata C., Rapolla A., 1987. *A gravity and magnetic study of the volcanic island of Ischia, Naples (Italy)*. *J.Volcanol. and Geotherm Res.*, 31.
- Olivet, J.-L., 1996, *La cinématique de la plaque ibérique. [Kinematics of the Iberian Plate]*, *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf Aquitaine* 20(1), 131-195.
- Orsi G., Gallo G., Zanchi A., 1991. *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. *J. Vulcanol. and Geotherm. Res.*, 47: 1-11.
- Orsi, G., Piochi, M., Campajola, L., D'Onofrio, A., Gialanella, L. and Terrasi, F., 1996, *14C geochronological constraints for the volcanic history of the island of Ischia (Italy) over the last 5,000 years*: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 71, 249-257.
- Parenzan p. (1956) *Biocenologia dei fondi marini a Zosteracee*. *Bollettino di Zoologia*, Torino, 12, 621-637.
- Pastouret, L., Auzende, J.-M., le Lann, A., Olivet, J.L., 1980. *Temoins des variations glacio-eustatiques du niveau marin et des mouvements tectoniques sur le banc de Gorringe (Atlantique du Nord-Est)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32(1-2), 99-118.
- Pescatore T., Diplomatico G., Senatore M.R., Tramutoli M. e Mirabile L., 1984. *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 27, 133-150.
- Rittmann A (1948) *Origine e differenziazione del magma ischitano*. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 28, 643-698.
- Rittmann A., 1930, *Geologie der Insel Ischia: Zeitung Vulkanologie*, v. 6, 1-265.
- Roest, W.R., Verhoef, J. and Pilkinton, M., 1992. *3-D Analytic signal*. *Geophysics*, Vol.57, n°1: 116-125.
- Rosi M.& Sbrana A, (1987) *Phlegrean Fields*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica" Progetto finalizzato "Geodinamica", CNR, Monografie finali, 114, 9, pp. 1-176.
- Rosi M., Sbrana A. e Vezzoli L., 1988. *Stratigrafia delle isole di Procida e Vivara*. *Boll. GNV*, 1988, IV, 500-525.
- Rosi, M., Sbrana, A. e Vezzoli, L., 1991, *Geologia dell'isola di Vivara In "Vivara, centro commerciale dell'età del bronzo - Vol. 1, Gli scavi dal 1976 al 1982"*, Bagatto Ed.

- Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P. and De Censi, M., 1996, *Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy*, Bull. Volcanol., 57: 541-554
- Russo G.F., Taviani M., Fresi E. & Taviani N., 1989. *Posidonia oceanica - Associated gastropod assemblages from the upper quaternary of the island of Ischia (Naples, Italy): an exercise in paleobathymetric reconstruction*. International Workshop on Posidonia Beds, Boudouresque C.F., Meinesz A., Fresi E. & Gravez V. eds., GIS Posidonie publ., Fr., 2: 189-197.
- Ryan, W.B.F., Hsu, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, W. and Wezel, F.C., 1973, *Gorringe bank Site 120, Initial Reports Deep Sea Drilling Projects*, Washington, Nat. Sci. Found., U.S. Govern. Printing Off., Vol. 13-1, 19-41.
- Salem, A., Ravat, D., 2003, *A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data*, Geophysics, Vol. 68, N°6 (November-December 2003), P.1952-1961
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., and Lodolo, E.: *The eastern segment of the Azores-Gibraltar Line (Central-Eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformations*, Geology, 22, 555-559, 1994.
- Sigmon, K., *Matlab Primer*, Department of Mathematics-University of Florida
- Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1998, *The space problem of caldera resurgence: an example from Ischia island, Italy*: Geologische Rundschau, v. 87, 53-66.
- Trincardi, F. and Normark, W. R., 1989, *Pleistocene Suvero slide, Paola basin, southern Italy*: Marine and Petroleum Geology, v. 6, 324-335.
- Vezzoli, L., 1988, *Island of Ischia*: Quaderni de "La Ricerca Scientifica" Progetto finalizzato "Geodinamica", CNR-Monografie finali 10, 134 pp.
- Violante, C., Budillon, F., Esposito, E., Porfido, S. and Vittori E., 2003, *Submerged hummocky topographies and relations with landslides. North-western flank of Ischia island, southern Italy*: Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements, Associazione Geotecnica Italiana, Naples, May 11-13, 2003.
- Walther J., 1886. *I vulcani sottomarini del Golfo di Napoli*. Bollettino del R. Comitato Geologico, nn. 9-10, 360-369.

WEB

- <http://www.usgs.gov/> (Sito ufficiale dello United States Geological Survey)
- <http://www.anisn.it/geologia2000> (Geologia a cura del Prof. Adriano Nardi)
- <http://www.ingv.it/~roma/attivita/geomagnetismo/geomag.html> (Sito ufficiale dell'INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia , parte riguardante il metodo magnetico)
- http://www.geoexplo.com/airborne_survey_workshop_filtering.html#Airborne_Geophysical_Worksop_top
- http://en.wikipedia.org/wiki/Main_Page (Enciclopedia online)
- <http://www.marinegeosolutions.com> (Marine Geosolutions inc.)
- <http://www.seafloorsystems.com/oemodom.htm> (Sito della compagnia “Seafloor Systems”)
- http://www.mbari.org/data/mbsystem/formatdoc/L3TheoryOperation/thop_01.pdf (Manuali informativi ed operativi della compagnia “Communications Sea Beam Technology”)
- http://www.apan.it/conferenze/campo_magnetico/campo_magnetico.htm (Conferenza sul campo magnetico dell’Associazione Provinciale Astrofili Novaresi, Presentazione a cura dell’ing. Massimo Bagnati)

Pubblicazioni

1. de Alteriis G., Passaro S., Tonielli R. e De Lauro M., 2006. *Isole Flegree (Ischia e Procida); serie: batimetria dei fondali marini della Campania*. Liguori editore Napoli, 70 pp. E carta 1:30.000 allegata.
2. de Alteriis, G., Fedi, M., Passaro, S. and Siniscalchi, A., 2006 *Magneto-seismic interpretation of subsurface volcanism: an application in the Campania offshore across the 41° N lineament (Italy, Tyrrhenian sea)*. In pubblicazione su *Annals of Geophysics*
3. B. D'Argenio, G. Aiello, G. de Alteriis, A. Milia, M. Sacchi, R. Tonielli, F. Budillon, F. Chiocci, A. Conforti, M. De Lauro, C. d'Isanto, E. Esposito, L. Ferraro, D. Insinga, M. Iorio, E. Marsella, F. Molisso, V. Morra, S. Passaro, N. Pelosi, S. Porfido, A. Raspini, S. Ruggieri, C. Terranova, G. Vilardo and C. Violante., 2004. *Digital elevation model of the Naples bay and adjacent areas, eastern Tyrrhenian sea*. In pubblicazione su *Atlas Italian Geologic Mapping, 32IGC, Firenze, August 2004*.

4. de Alteriis G., Passaro S. & R. Tonielli, 2003. *New, high resolution Swath Bathymetry of Gettysburg and Ormonde seamounts (Gorringe Bank, eastern Atlantic) and first geological results*. Marine Geophysical Researches, 4, 1-18.

5. de Alteriis G., Fedi M., Passaro S. and A. Siniscalchi, 2002. *Geologically constrained seismic/magnetic modelling: an example from the Campania offshore at 41°N (Italy Tyrrhenian sea)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 42: 281-284.

6. de Alteriis G., Bruno P.P., Di Fiore V., Florio G., Passaro S. and Tonielli R., 2002. *Matching marine geophysical data (multibeam bathymetry, magnetics and seismics) in an active volcanic area: the case of Ischia volcano and its offshore (Italy, Tyrrhenian sea)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 42: 45-47.

Abstracts e riassunti

1. de Alteriis G., Chiocci F. L., Budillon, F., Passaro, S., Violante, C., 2004. *High-mobility marine debris avalanche: the case of Ischia island (Italy, Tyrrhenian sea)*. Geophysical Research Abstract, (2004). EGU-European Geoscience Union, 1st General Assembly, Nice, France, April 25-30 2004.

2. de Alteriis G., Conti M.A, Marino M. C., Tonielli R., Passaro S., Ferranti L., Di Martino G., Innangi S., *Summit exploration of an Oceanic, non-volcanic seamount (Gorringe Bank, Eastern Atlantic Ocean) and some geological implications*, The 32nd International Geological Congress – FIRENZE 2004

3. Conti M.A., Tonielli R., De Giorgi G., Di Martino G., de Rinaldis M., Ferranti L., Innangi S., Marino M.C., Maschio L., Mercorella A., Passaro S., Pazzanese M., Tola M., 2003. *Primi risultati dell'esplorazione sommitale del Banco di Gorringe (Oceano Atlantico 36° 30'N, 11° 30'W), spedizione GORRINGE_2003 (N/O Urania, Napoli 27-12-2002-Napoli 29-01-2003)*. F.I.S.T., Bellaria IV Forum 16-18 settembre.

4. de Alteriis, G., Budillon, F., Chiocci, F. L., Insinga, D., Passaro, S. e Violante, C. *Stato delle conoscenze sui settori sommersi dell'isola d'Ischia nel quadro dei processi ed eventi vulcano-gravitativi*. Abstract Annual Meeting Rome, GNV (Gruppo Nazionale per la Vulcanologia) (2003).