



ENI – Div. E&P

Progetto Offshore IBLEO

Rischio Vulcanico

Settembre 2011

Eni S.p.A. Sezione E & P

PROGETTO IBLEO
Sealine PANDA-ARGO-CASSIOPEA

RISCHIO VULCANICO

Indice

- 1) Premessa
- 2) Il vulcanismo nel Canale di Sicilia
- 3) Tipo ed intensità degli eventi vulcanici
- 4) Principi di sismologia vulcanica
- 5) Il rischio vulcanico nell'offshore ibleo
- 6) Conclusioni
- 7) Opere citate

Elenco delle Figure

- Fig. 1. Schema generale del Canale di Sicilia
Fig. 2. Stralcio della Carta Litologica e Stratigrafica dei Mari Italiani
Fig. 3. Stralcio della *Neotectonic Map of Italy*.
Fig. 4. Stralcio della Carta Morfologica-Litologica del Banco Avventura.
Fig. 5. Batimetria e morfologia dei Banchi.
Fig. 6. Schizzo dell'Isola Ferdinandea.
Fig. 7. Confronto Isola Ferdinandea – Banco Graham.
Fig. 8. Schema delle eruzioni esplosive.
Fig. 9. Schema strutturale del Canale di Sicilia.

1) Premessa

La presente relazione si inserisce nel quadro di attività tendenti a valutare i rischi ambientali connessi alla posa del *sealine* che dovrà collegare i campi Argo e Cassiopea (Canale di Sicilia) secondo quanto previsto dal Progetto Eni-Offshore Ibleo.

Lo scopo del lavoro è quello di valutare il rischio vulcanico lungo il tracciato e di prevedere gli eventuali effetti sulla stabilità dei fondali sottomarini e sulle opere antropiche dovuti alla sismicità indotta dal vulcanesimo.

Per difenderci dalle calamità naturali esistono due strumenti quali la previsione e la prevenzione che, se correttamente utilizzati, possono favorire la mitigazione del rischio. E' molto difficile fare previsioni, specialmente per il rischio vulcanico e sismico, ma si può cercare di valutare uno dei fattori fondamentali che concorrono alla sua definizione e cioè la pericolosità. Secondo uno schema ormai classico, la pericolosità può essere ricondotta a quattro fondamentali elementi:

- Probabilità che un evento si verifichi
- Tipo ed intensità dell'evento
- Successione dei fenomeni attesi
- Estensione dell'area minacciata

Sono questi gli elementi che verranno presi in considerazione nella presente relazione.

2) Il vulcanismo nel Canale di Sicilia

L'area del Canale di Sicilia è ben nota per essere sede di un diffuso vulcanismo la cui attività, iniziata circa 8 Milioni di anni fa, è perdurata nel tempo. Durante il Pleistocene, successive eruzioni hanno costruito gli edifici delle isole di Pantelleria e Linosa, mentre eruzioni storiche sono riportate a Nord di Pantelleria (1891-vulcano Foerstner) e circa a metà strada tra Sciacca e Pantelleria (1831-Isola Giulia-Ferdinandea). Altri centri vulcanici antichi, tutti sommersi, sono stati individuati, campionati e riportati sulle carte, mentre altri segnalati restano dubbi o poco conosciuti (Colantoni 1975 e 1988, Colantoni et al. 1981, Calanchi et al. 1989). Fig.1.

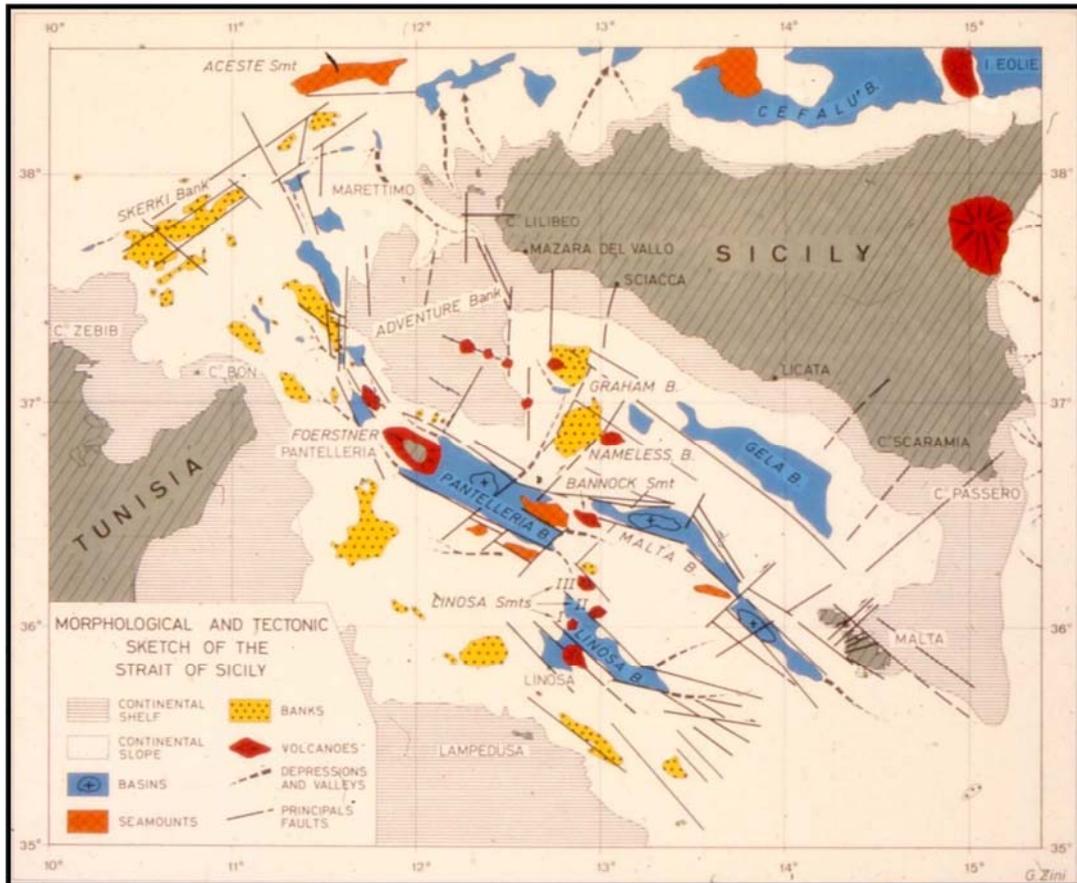


Fig.1. Schema generale del Canale di Sicilia. Sono indicati i principali lineamenti tettonici, i banchi, i bacini e i maggiori centri vulcanici.

La natura vulcanica delle isole di Pantelleria e Linosa è nota da lungo tempo, ma grande stupore ed emozione furono generati dall'eruzione e dalla conseguente nascita dell'isola Ferdinandea a 48 km a SW di Sciacca (Marzolla 1831, Gemellaro 1831, Washington, 1909). L'accesa disputa che ne seguì per il suo possesso e le ipotesi di una sua probabile evoluzione, non sono ancora sopite e generano illusioni circa una possibile ripresa dell'attività vulcanica ed una nuova emersione dell'isola: tanto è vero che l'autorevole giornale inglese *The Times* il 5 Febbraio 2000 asserì che un'isola "britannica" stava riemergendo nel Canale di Sicilia. A parte comunque gli *scoop* giornalistici, è certo che è in atto un'attività vulcanica le cui prerogative sono poco note e debbono essere considerate con la dovuta attenzione.

Ovviamente è stato ampiamente studiato il vulcanesimo subaereo di Pantelleria e di Linosa, ma ben poco si sa del diffuso vulcanesimo subacqueo che caratterizza il Canale. Nella sua parte centrale, in particolare, sono stati

individuati diversi centri eruttivi ove sono stati raccolti basalti ad affinità alcalina (Fig.2).

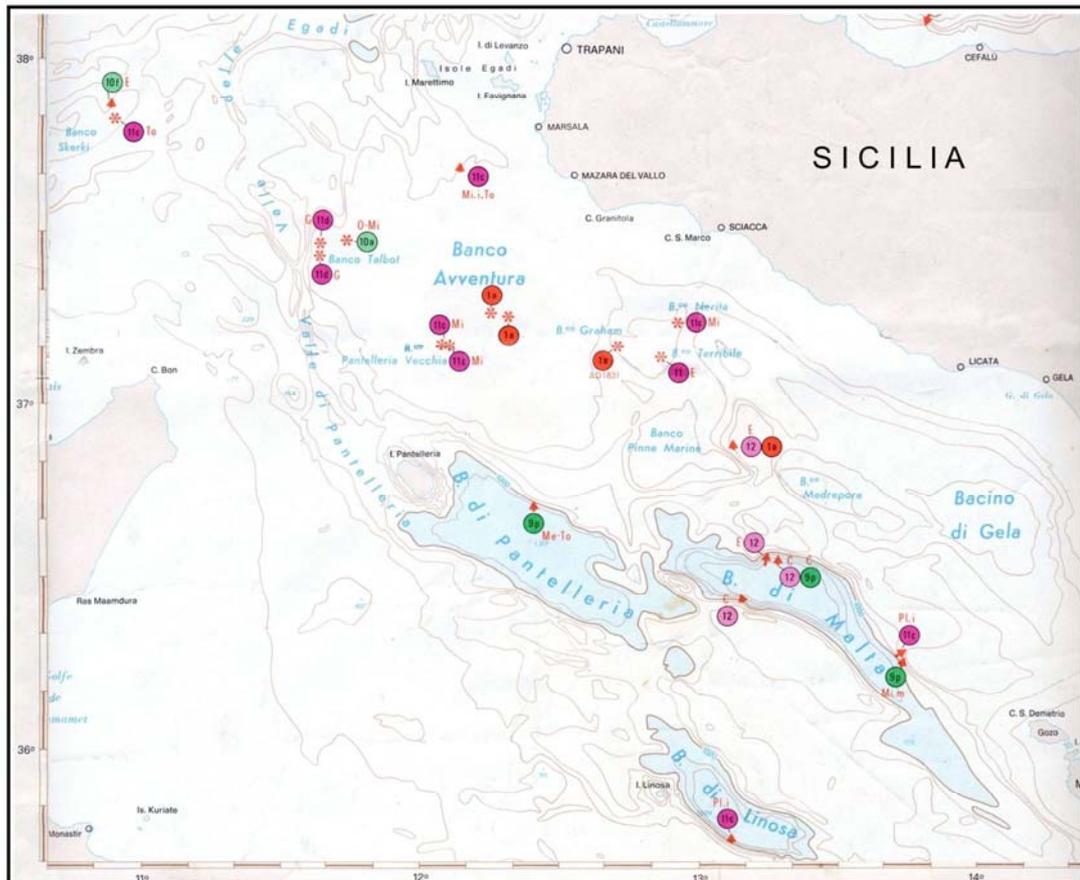


Fig.2. Stralci della Carta Litologica e Stratigrafica dei Mari Italiani. I cerchi colorati indicano la natura delle rocce campionate. Degni di nota sono i campioni prelevati sul Banco Graham, ex Isola Ferdinanda, e sui Banchi Tetide e Anfitrite (1 a = basalti alcalini), sul Banco Terribile (11 = calcari eocenici) e sui Banchi Nerita e Pantelleria Vecchia (11c = calcareniti mioceniche).

L'assetto tettonico del Canale di Sicilia mostra una zona centrale caratterizzata da profonde depressioni tettoniche ad andamento NE-SW, assimilabili ad un sistema di *rift* continentale, bordato a NE e a SW da estesi e praticamente continui *plateau* relativamente poco profondi che comprendono rispettivamente anche le piattaforme continentali siciliana ed africana (Fig.1). Le depressioni ospitano i Bacini di Pantelleria, Linosa e Malta. Particolarmente interessanti sono i banchi Avventura, Graham, Senzanome ed altri che si elevano sul plateau nord-orientale che ospitano anche affioramenti di rocce vulcaniche. Lo stesso plateau è anche interessato da un altro bacino (Bacino di Gela) pieno di sedimenti neogenici ed attuali e a bordo del quale arriva la coltre di Gela, attiva almeno fino al Pleistocene (Fig. 3).

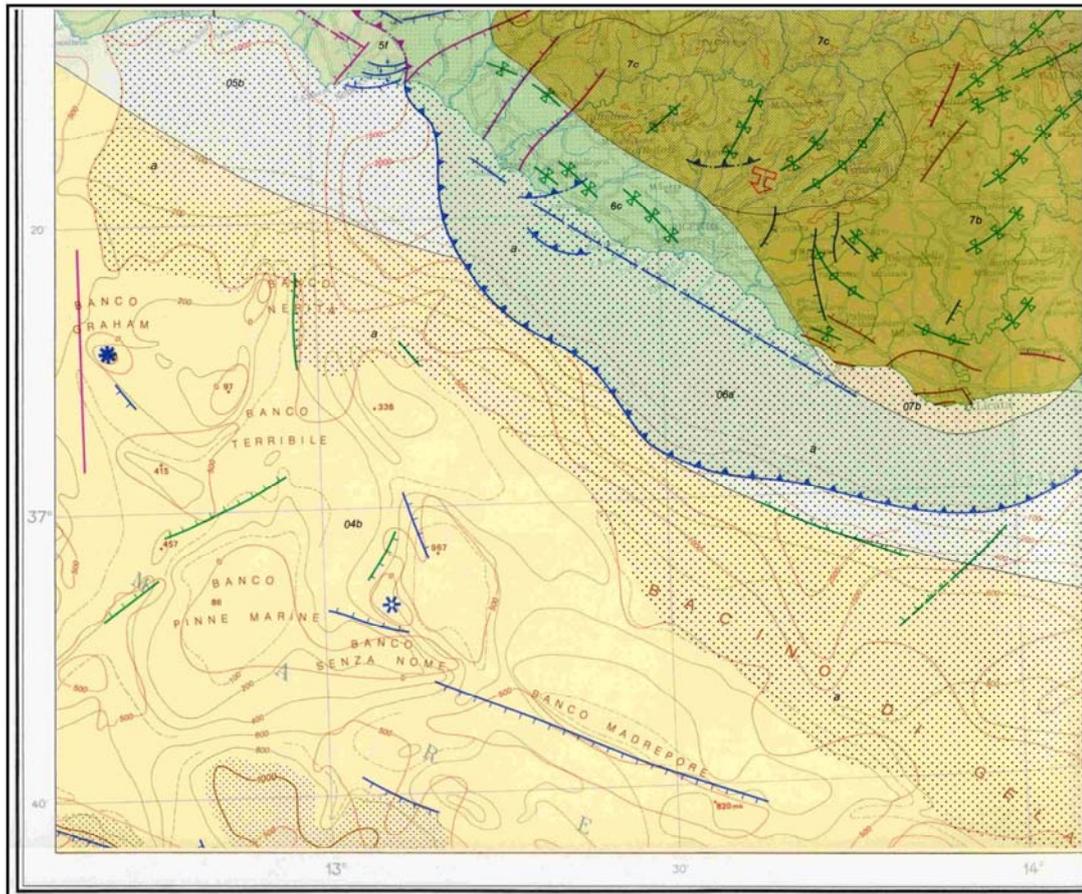


Fig. 3. Stralcio della *Neotectonic Map of Italy. Sheet 6*. Sono evidenziati il Bacino di Gela ed il fronte della Coltre di Gela nell'area marina prospiciente la zona di studio. E' in particolare riportato l'andamento NE-SW delle principali dislocazioni Plio-Quaternarie (in blu) alle quali sono associate diverse faglie NW-SE di età Pliocenica (in verde) e altre N-S, Quaternarie (in viola).

Sulla base di numerosi profili sismici, Argnani 1990 ritiene che il movimento lungo le faglie che bordano i bacini sia di tipo trascorrente (*dip-slip*) con estensione diretta in senso NE-SW, mentre le fosse sarebbero interrotte da un sistema di dislocazioni *strike-slip* N-S, accompagnate da sollevamenti, locali depocentri e diffuso vulcanesimo. I magmi, secondo Calanchi et al. 1989, sarebbero originati nel mantello con processi di frazionamento analoghi a quelli dell'Afar Etiope. Tutta la zona ai bordi del sistema di *rift* è soggetta ad una moderata sismicità (Vannucci et al. 2004) caratterizzata da meccanismi focali in accordo con il sistema trascorrente di *strike-slip*, mentre sarebbe priva di sismicità la zona centrale caratterizzata da un alto flusso di calore (Argnani e Torelli 2001).

All'estremità settentrionale dei *graben* di Linosa e Pantelleria sono sorte le due isole vulcaniche che hanno dato il nome alle strutture estensionali.

Linosa è ubicata a circa 42 km a NE di Lampedusa e si trova alla stessa distanza di circa 160 km a Sud delle coste siciliane ed a Est della Tunisia. Si erge dalla profondità di circa 1500 m fino a 195 m s.l.m., ove è presente un ampio e basso cratere principale. E' emersa nel Quaternario antico con almeno quattro fasi di attività vulcanica caratterizzate da prodotti sottomarini e subaerei di composizione derivata da un magma basaltico alcalino (Di Paola 1973). Il suo apparato si estende sott'acqua in un area di circa 16 km. Attualmente l'isola è quiescente. L'ultima eruzione sarebbe avvenuta circa 2500 anni fa.

Pantelleria si trova a 70 km dalla costa africana e a 85 km dalla Sicilia. Raggiunge l'altezza massima di 836 m s.l.m. nella Montagna Grande. Almeno 30-40 centri eruttivi hanno emesso una grande massa di vulcaniti che si seguono anche sul fondo del *graben* per circa 37 km verso SE e verso NW, secondo l'andamento strutturale (Calanchi 1989). La costruzione dell'isola sarebbe avvenuta in due fasi. Una prima fase tra 0.141 e 0.072 Ma fa, seguita da una seconda fase iniziata 0.050 Ma fa e durata fino a tempi storici (Villari 1974, Cornette et al. 1983). In entrambi i periodi si ebbero effusioni di hawaii e basalti alcalini di transizione, ma soprattutto di vulcaniti peralkaline e trachiti. Attualmente sull'isola si osservano fenomeni secondari come fumarole e acque calde.

L'attività vulcanica nel *rift* di Pantelleria è continuata fino ad oggi estendendosi verso NE ove è avvenuta l'ultima eruzione del Canale di Sicilia. Un vulcano, chiamato Vulcano Foerstner ha infatti eruttato nel 1891 a circa 5 km a NE dell'isola. Di esso esiste un'unica descrizione dovuta a Washington 1909, il quale raccolse informazioni dai pescatori locali e campioni di non provata provenienza.

Altri apparati vulcanici sottomarini sono presenti a NE di Pantelleria sul bordo del Banco Avventura e sul ripiano del Banco Graham ove sono stati identificati 5 centri eruttivi (Tetide, Anfitrite, Galatea, Cimotoc e Graham), tre dei quali sono stati campionati (Fig. 4).

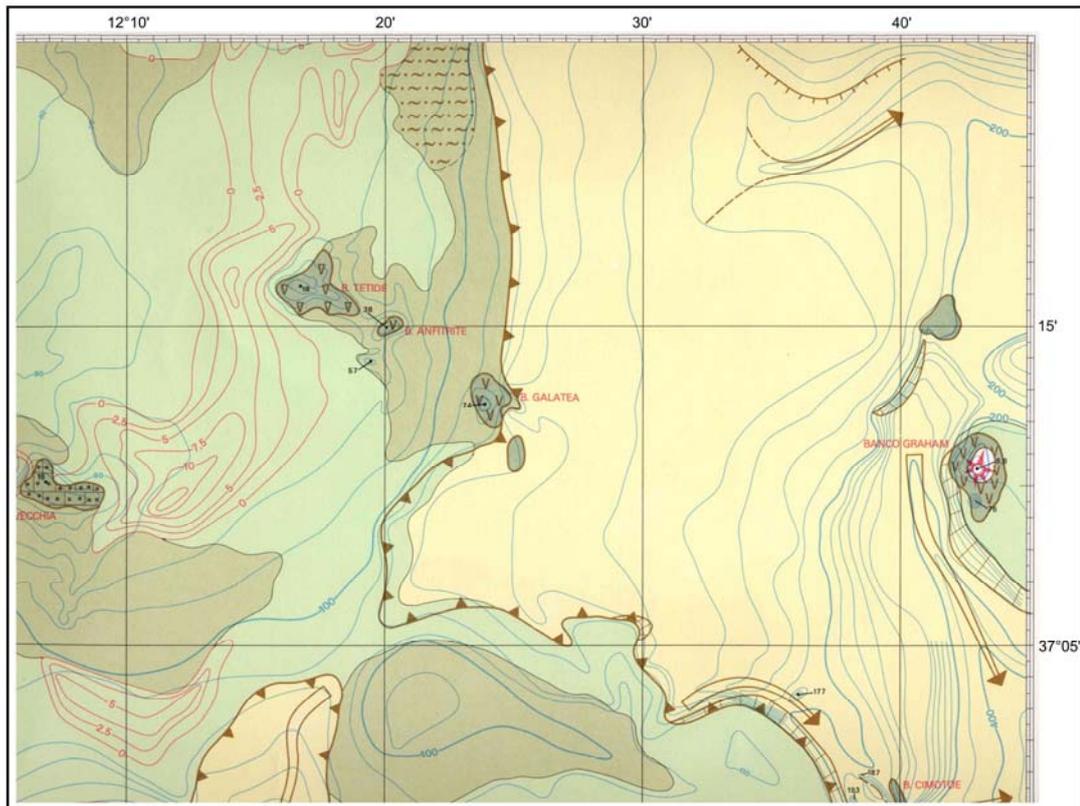


Fig. 4. Stralcio della Carta Morfologica-Litologica del Banco Avventura. Sono mostrati il ciglio della piattaforma continentale e la posizione degli apparati vulcanici dei banchi Anfitrite, Galatea e Graham (basalti alcalini), del banco Tetide (basalti tholeitici) e le propaggini del banco Pantelleria Vecchia (calcareniti mioceniche). In rosso le isopache in metri della copertura di sedimenti mobili recenti ed attuali.

Il banco di maggior interesse è il Banco Graham che è quanto resta dell'Isola Ferdinandea, costruita e smantellata nel 1831. Il banco si eleva a 48 km da Sciacca ai bordi di un rilievo a ferro di cavallo profondo meno di 200 m, che qualche Autore considera un unico grande apparato vulcanico denominato Empedocle, ma sul quale sono state campionate rocce sedimentarie eoceniche (Banchi Nerita e Terribile). Il Graham è costituito da un ripiano profondo 25-30 m a contorno ovale con direzione principale N-S e culmina con una guglia basaltica, forse riempimento del cammino vulcanico, che arriva a 8,8 m dalla superficie del mare. Il vulcano è accompagnato da altri picchi sottomarini secondo l'allineamento N-S (Fig.5). Le lave eruttate deriverebbero dal frazionamento del mantello superiore, probabilmente alla base della crosta.

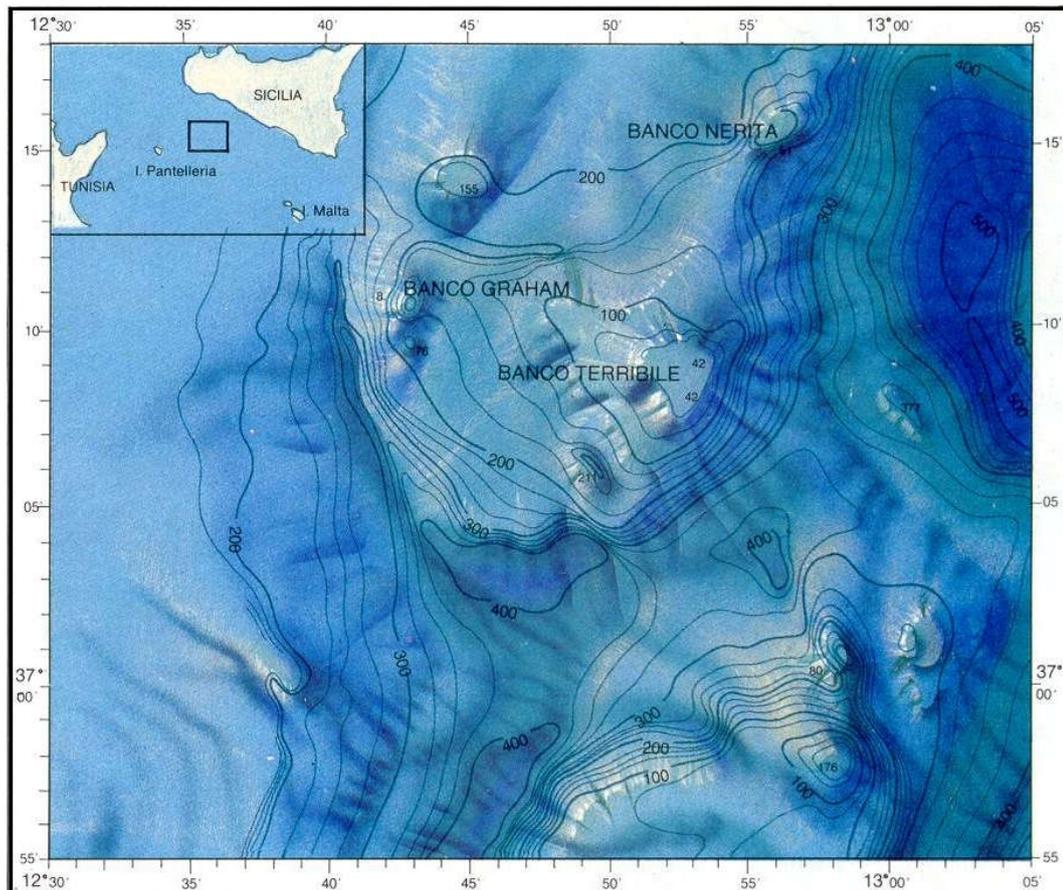


Fig.5. Batimetria e morfologia del rilievo sottomarino su cui si elevano i Banchi Graham (-8.8 m), Terribile (-20 m) e Nerita (-16.5 m).

Nell'area in esame interessata dal *sealine* non sono riportati affioramenti di vulcaniti né antiche né recenti e per il suo assetto stratigrafico e strutturale la zona può essere considerata priva di eruzioni vulcaniche.

3) Tipo ed intensità degli eventi vulcanici

Tutto il vulcanismo del Canale di Sicilia ha un origine subacquea e come esempio dell'intensità degli eventi che si sono succeduti in mare, e che potrebbero ripetersi, è interessante analizzare in dettaglio l'eruzione del vulcano più vicino e più dettagliatamente descritto e cioè che cosa è accaduto nell'Isola Ferdinandea, ora Banco Graham.

Vale la pena di soffermarsi sulla sua storia paragonando i fenomeni che hanno portato alla sua formazione nel 1831 con quelli che hanno caratterizzato la nascita di Surtsey, un'isola nata dal mare a Sud dell'Islanda con eruzioni ben

documentate e studiate che sono durate dal Novembre 1963 al Giugno 1967. Malgrado il contesto geodinamico molto diverso del vulcanesimo (di dorsale oceanica quello di Surtsey e intraplacca quello della Ferdinandea), molte sono infatti le similitudini che si possono evidenziare dalle testimonianze di coloro che hanno avuto la fortuna di assistere agli eventi e di descriverli dettagliatamente (Gemellaro 1831, Marzolla 1831, Thorarinsson 1964, ecc.). Forti terremoti, percepiti fino a Trapani e Palermo e soprattutto a Sciacca dove causarono lievi lesioni agli edifici e caduta di calcinacci, precedettero l'eruzione nei giorni 22-26 Giugno e 5 Luglio del 1831.

L'attività eruttiva è iniziata con una prima fase sottomarina tranquilla denunciata in superficie solo dall'aumento della temperatura dell'acqua del mare, dal ribollire dell'acqua, dall'emissione di fumi e vapori, dalla risalita di pomici e scorie galleggianti e dalla presenza di pesci morti. Quando la costruzione vulcanica raggiunse minori profondità, la diminuita pressione idrostatica favorì quindi l'inizio della seconda fase, caratterizzata da esplosioni di getti di vapore, di ceneri e di scorie nerastre che sono andati a formare un'isola allungata in corrispondenza di bocche allineate chiaramente lungo una fessura (N-S per la Ferdinandea, secondo Marzolla 1831 e NE-SW per Surtsey) Fig.6.

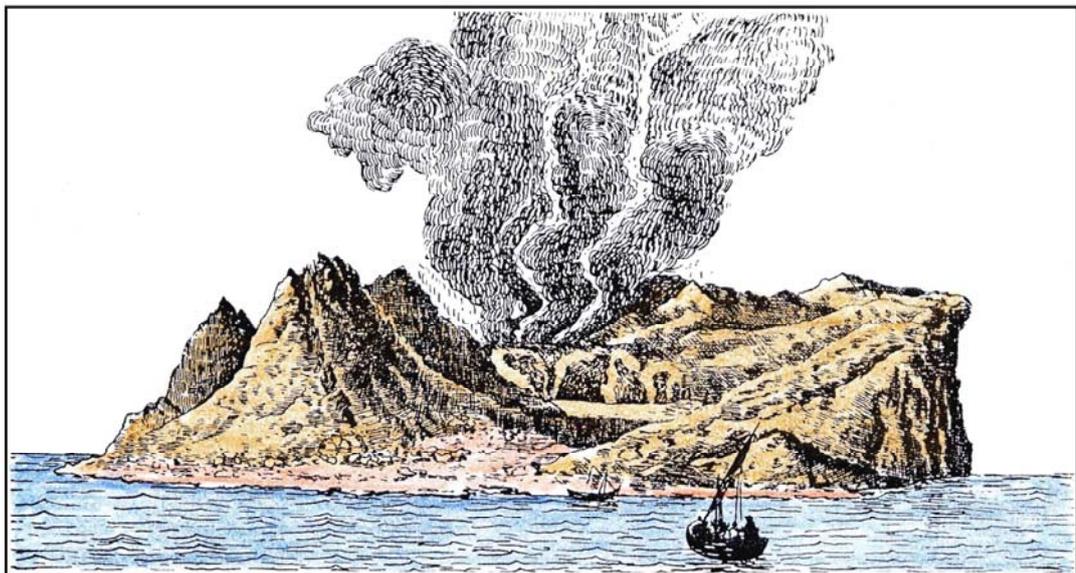


Fig.6. Schizzo dell'isola Ferdinandea vista da W-SW il 25 Agosto 1831 (Marzolla 1831).

Il breve tempo intercorso tra la prima apparizione dei getti di materiale piroclastico e la nascita delle isole testimonierebbe la natura poco profonda delle esplosioni. Gradualmente poi una delle bocche prese il sopravvento e costruì un'isola all'incirca circolare con al centro una depressione o cratere in

collegamento con il mare. Il contatto continuo con l'acqua alimentò le esplosioni di vapore e l'emissione di notevoli quantità di frammenti di roccia, di bombe vulcaniche e lapilli che fecero crescere l'isola. Nel frattempo però il mare esercitava la sua azione demolitrice sul materiale eruttato e produceva una superficie di abrasione che allontanava il mare dal centro eruttivo. Questa azione, unita all'intensa produzione e deposito di materiale piroclastico, chiuse l'accesso all'acqua del mare. A questo punto cessarono le esplosioni ed iniziò l'ultima fase dell'evoluzione delle isole, caratterizzata da effusioni subaeree di lava. Ma mentre a Surtsey lave a bassa viscosità con diverse eruzioni andavano a formare uno scudo protettivo sui depositi clastici poco coerenti assicurando la permanenza dell'apparato, all'isola Ferdinandea le lave si fermarono nel condotto vulcanico. Il mare riuscì quindi facilmente a smantellare l'isola costituita solo da materiale poco coerente e lasciò elevato (ora a 8-9 metri di profondità) solo un piccolo neck di lava compatta che si erge da una piana di abrasione costituita da sabbie e scorie profonda 25-30 m (Colantoni, 1975) (Fig.7).

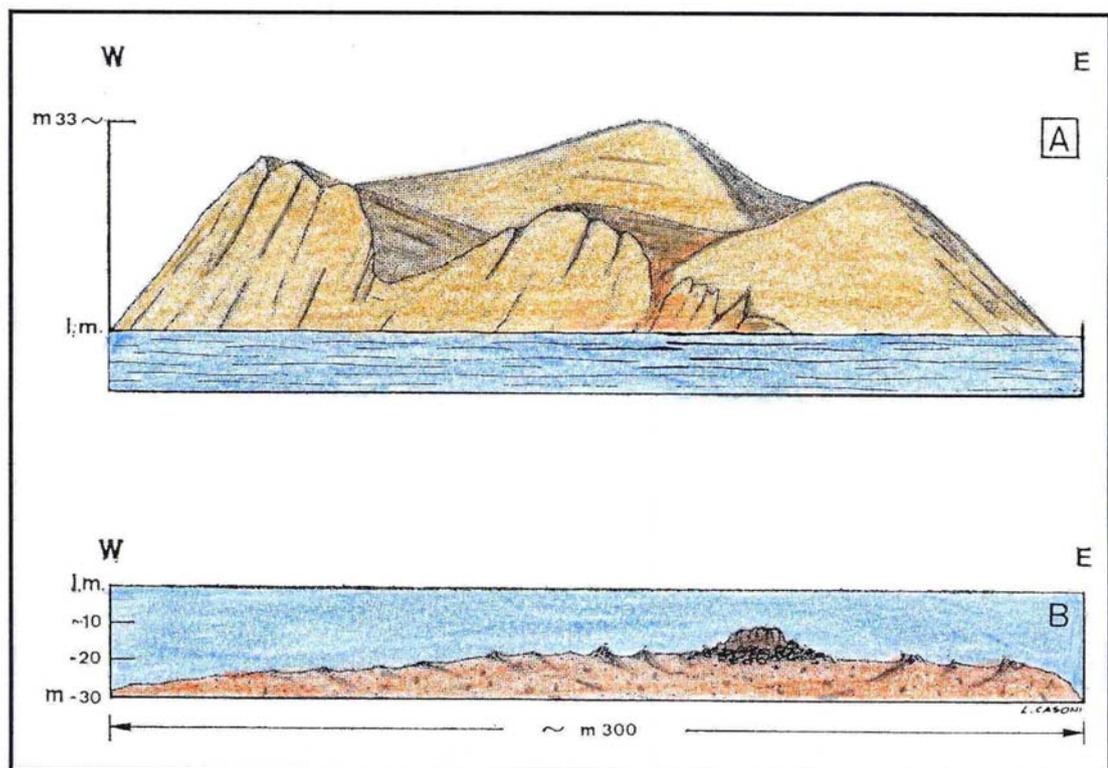


Fig.7. Ricostruzione grafica dell'Isola Ferdinandea secondo Marzolla 1831 a confronto con uno schizzo eseguito direttamente sott'acqua che illustra quanto ne rimane (Banco Graham). Si noti l'affioramento centrale di lave consolidate (Colantoni 1975).

L'attività sottomarina della Ferdinandea, secondo notizie mai confermate sarebbe ripresa nel 1833 e nel 1863. La profondità della guglia basaltica è stata nel tempo riportata con valori diversi, ma le differenze, più che a sollevamenti o abbassamenti, dovrebbero essere imputate ad errori di misurazione senza escludere ogni altra possibile manifestazione vulcanica. L'intensa attività fumarolica presente nell'area indicherebbe la persistenza temporale e spaziale del vulcanesimo. In particolare il grande rilievo sottomarino prospiciente Sciacca potrebbe essere sede di un'unica grande area vulcanica. Questa possibilità avvicinerrebbe il vulcanismo attivo e quindi la possibilità di eruzioni alle coste meridionali della Sicilia, con chiare implicazioni di rischio vulcanico (Falzone et al.2009).

Surtsey e Ferdinandea sono classici esempi di vulcanesimo sottomarino di acque basse. Surtsey infatti è sorta da un fondale profondo 130 m e Ferdinandea da una spaccatura apertasi sulla Secca del Corallo (Gemellaro, 1831), costituita da calcari eocenici, alla profondità di circa 190 m (Colantoni, 1975). Della problematica di questo tipo di vulcanesimo si sono occupati diversi Autori che hanno posto l'accento sulla dinamica indotta dal contatto acqua di mare/magma. In particolare Kokelaar 1983, Moore 1985 ed altri Autori islandesi hanno illustrato la specificità del meccanismo vulcanico attivatosi a Surtsey. Secondo questi Autori, le esplosioni di Surtsey non possono essere considerate come semplici eruzioni freato-magmatiche in quanto l'acqua coinvolta non solo non è di origine meteorica, ma soprattutto non è confinata e non può pertanto generare esplosioni di grande violenza. Le osservazioni fatte durante le fasi esplosive confermano infatti questa considerazione. Secondo Marzolla 1831, anche alla Ferdinandea i getti di cenere e scorie e le esplosioni non erano accompagnati da grande fragore.

Le eruzioni idro-magmatiche cominciarono con una serie di esplosioni intermittenti accompagnate da getti di ceneri e scorie nere intervallate da esplosioni ed emissioni continue della durata da qualche minuto a qualche ora (*"intermittent cock's-tail or tephra-finger explosions"*, and *"continuous uprush explosive eruptions"* di Thorarinsson et al., 1964).

Kokelaar 1983 ritiene che la depressione ad imbuto generata dalle esplosioni, venga riempita da una miscela mobile di clasti basaltici, ialoclastiti e acqua. La quantità di acqua immessa nel condotto vulcanico regolerebbe quindi la frequenza delle esplosioni e dei getti di materiale tufaceo. In particolare, con scarsa risalita di magma (Fig.8a), le esplosioni sarebbero intermittenti: il vapore generato ad una certa profondità a contatto con il magma fluidificherebbe la miscela e risalirebbe in modo turbolento verso la superficie espandendosi rapidamente e trascinando brandelli di lava a bassa viscosità a loro volta in espansione per vescicolazione. Non si verificherebbe quindi una esplosione

istantanea, ma piuttosto una violenta espansione che si manifesta con getti di tephra intermittenti. Con maggiori apporti di magma il meccanismo indicato opererebbe in continuo con emissione di materiale detritico continuamente ripreso e mescolato al magma in risalita (Fig.8b).

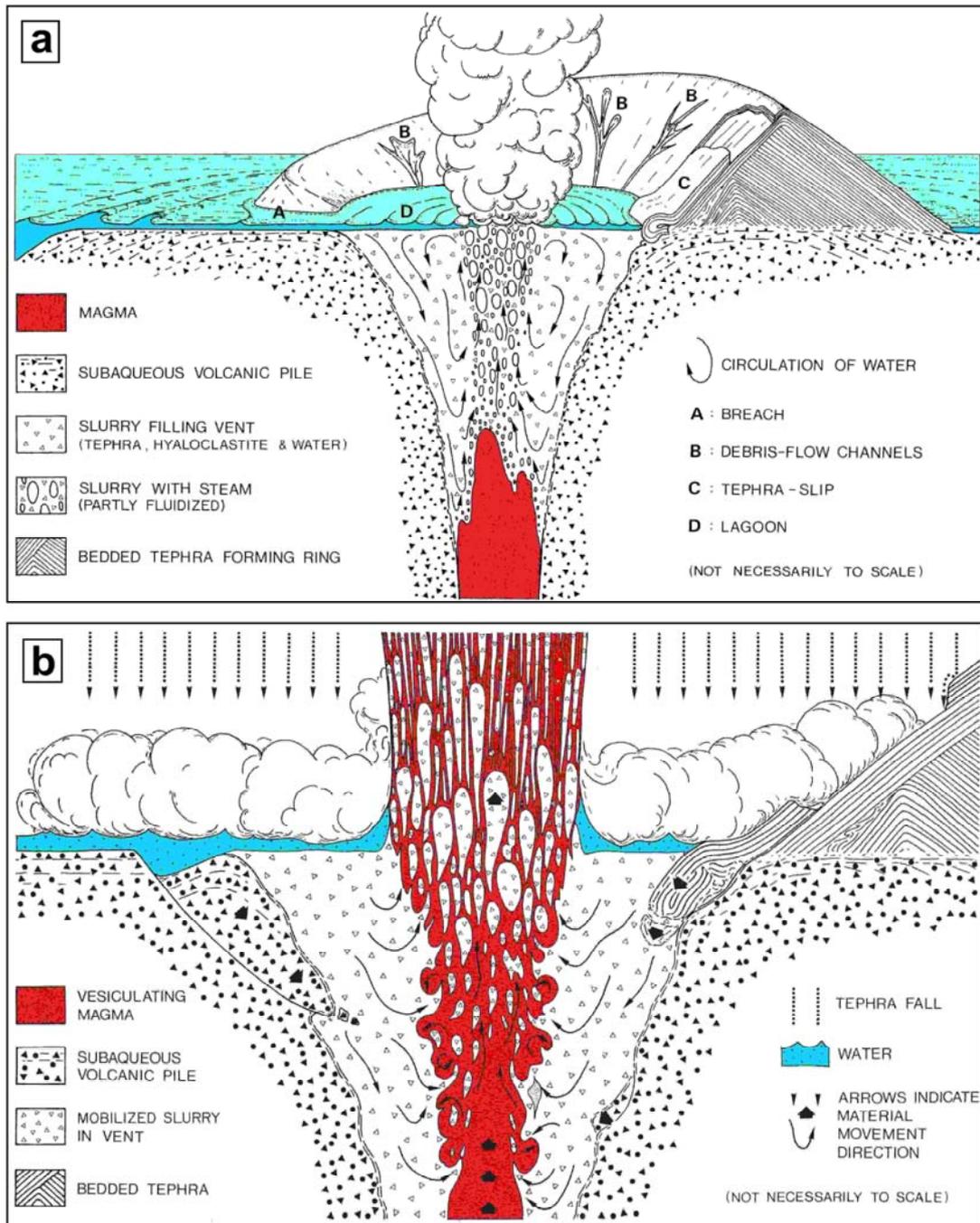


Fig. 8. Schema di un'eruzione esplosiva dovuta al contatto magma/ acqua di mare. Con getti intermittenti (a) o continui (b). Da Kokelaar 1983.

La descrizione che il geologo catanese C. Gemellaro fece nel 1831 delle eruzioni sull'isola Ferdinandea concorda con quanto osservato, e quindi è spiegato, dai moderni geologi che hanno studiato Surtsey. Gemellaro racconta che i materiali eruttati erano simili ad un "fango infuocato" e che il cratere veniva regolarmente inondato dall'acqua di mare la quale, prima di un'eruzione, però si innalzava "fangosa e gorgogliante" e usciva per ritornare in due o tre minuti a riempire di nuovo il cratere stesso cessata l'eruzione.

La vicenda ricorda quindi molto il meccanismo che regola l'attività dei geysir. E questa è forse la chiave di lettura che accomuna la storia delle eruzioni sottomarine e la conseguente nascita delle isole vulcaniche.

L'eruzione del 1891 a Nord di Pantelleria (vulcano Foerstner) è molto meno conosciuta. Sarebbe durata circa una settimana, senza però formare alcuna isola. Sintomi premonitori si osservarono a Pantelleria con aumento dell'attività fumarolica. Ripetuti terremoti furono accompagnati da un sollevamento della costa di NE dell'isola. L'eruzione cominciò la notte del 14-15 Ottobre con la risalita di colonne di fumo accompagnate da forti rumori e quindi da vapori e l'emissione di scorie nere galleggianti lungo una linea lunga 850-1000 metri con direzione NE-SW. Grandi scorie calde o "bombe" furono lanciate fino a 20 m di altezza. L'eruzione cessò il 25 Ottobre (Washington 1909).

In entrambi le eruzioni recenti e documentate, l'energia liberata è dunque relativamente modesta e l'area interessata e minacciata direttamente ha un'estensione limitata.

4) Principi di sismologia vulcanica

Quando un vulcano si sveglia e si prepara un'eruzione, si verificano sempre terremoti e tremori dovuti all'eruzione stessa. Alcuni vulcani presentano un'attività sismica di basso livello praticamente continua, ma ogni incremento può indicare una forte possibilità di eruzione. Importanti segnali sono comunque legati al tipo di sismi e a dove essi iniziano e finiscono.

La sismicità vulcanica si manifesta in tre forme:

- Terremoti a breve periodo
- Terremoti a lungo periodo
- Tremori armonici

I terremoti a breve periodo sono di solito generati da faglie normali. Essi sono dovuti alla risalita del magma che frattura rocce rigide e fragili per aprirsi una via. Questo tipo di terremoto indica l'aumento del corpo magmatico vicino alla superficie ed è indicato come evento Vulcano-Tettonico. Le onde generate sono dette onde "A".

I terremoti a lungo periodo sembrano indicare l'aumento della pressione dei gas in un sistema vulcanico chiuso. Essi sono rumorosi e le loro vibrazioni sono legate alle vibrazioni acustiche nella camera magmatica. Sono note come onde di risonanza o fenomeni di risonanza a lungo periodo. Le loro onde sono dette onde "B".

I tremori armonici sono dovuti spesso alla spinta del magma contro le sovrastanti rocce sotto la superficie. Essi sono piuttosto deboli, ma abbastanza forti da essere percepiti dalle persone e dagli animali come ronzii.

L'analisi della sismicità è complessa e difficile da interpretare. Tuttavia un aumento dell'attività sismica, specialmente per eventi a lungo periodo è un buon indicatore di rischio vulcanico. Non vi sono comunque indicazioni che tali fenomeni avvengano nel Canale di Sicilia.

5) Il rischio vulcanico nell'offshore ibleo

Come abbondantemente illustrato nei capitoli precedenti, il vulcanesimo del Canale di Sicilia si estende verso Est fino a circa 13° di Longitudine, ben lontano quindi dalla zona interessata dai giacimenti dell'offshore ibleo. Il Banco Graham, sede della eruzione che ha formato l'Isola Ferdinandea nel 1831, dista circa 26 mn dalla costa di Sciacca e circa 65 mn dai campi offshore. A circa 55 mn ad E-SE è ubicato un vulcano attivo nel Miocene Superiore (Banco Senza Nome).

La successione stratigrafica e l'assetto strutturale dell'area escludono comunque la possibilità di manifestazioni vulcaniche. L'area in esame ricade infatti nel settore centro-orientale del Bacino di Avanfossa Plio-Pleistocenica (Bacino di Gela) che si estende nel Canale di Sicilia e in terra da Gela fino a Catania (Fig. 9).

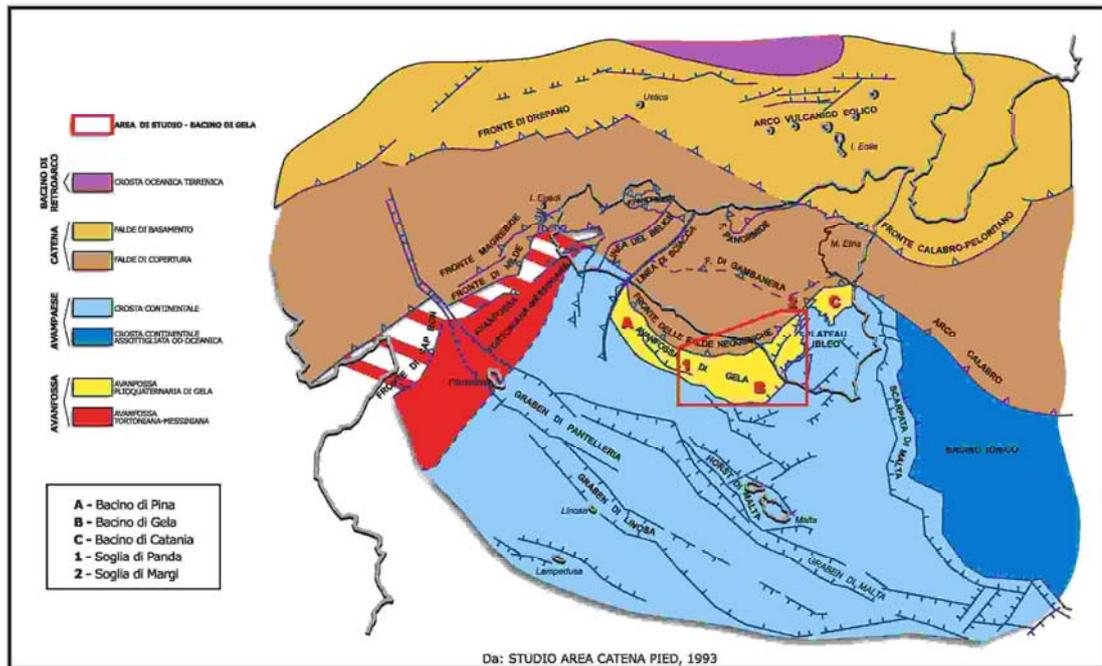


Fig. 9. Schema strutturale del Canale di Sicilia. Sono mostrati il bacino di Gela, il sistema di *rift* della zona centrale e i suoi rapporti con le aree di catena.

Si tratta di un bacino sedimentario articolato che ospita una spessa sequenza di depositi marini sui quali si è riversata anche una coltre alloctona (Falda di Gela) che coinvolge successioni Mioceniche e Pleistoceniche. Non è presente alcun vulcanismo, che caratterizza invece la zona centrale del Canale di Sicilia, ove una serie di dislocazioni di carattere distensivo ha formato alcune fosse tettoniche ad andamento NW-SE in una crosta spessa solo 20 Km circa (*rift* continentale). Questa apertura sembra essere contemporanea alle strutture di compressione della catena che nel Canale di Sicilia collega la Sicilia alla Tunisia con andamento circa perpendicolare alla direzione del *rift*.

Nel Canale di Sicilia orientale e centrale è presente quindi un particolare sistema di faglie dirette e trascorrenti che, assieme al sistema coniugato NE-SW, ha determinato un assetto a *horst* e *graben* generalizzato e che ha condizionato il vulcanesimo. Niente a che vedere con la struttura del bacino di Gela.

Il rischio vulcanico nell'area di studio può quindi essere indotto solo da eventuali eruzioni lontane che possono causare danni per: 1) caduta di materiale piroclastico e 2) risentimenti sismici.

-1) Caduta di materiali (*fall deposits*). Le eruzioni individuali o localizzate producono di solito depositi piroclastici sottili e di volume ridotto costituito da prevalente materiale fine che, vicino alle bocche di emissione, può contenere

bombe balistiche e blocchi che hanno spesso un aspetto vescicolare e superfici a “crosta di pane”. Fra le eruzioni di questo tipo spiccano le eruzioni tipo Surtsey, nome usato per indicare le eruzioni avvenute in mare (Cas e Wright, 1987), del tutto analoghe all'eruzione che ha formato l'Isola Ferdinandea. Questo tipo di attività è molto comune nei distretti vulcanici basaltici ove è stato osservato che elementi delle dimensioni di meno di un metro non arrivano a 2 km di distanza dalle bocche eruttive e materiali delle dimensioni delle sabbie a non più di 10 km circa. Il materiale emesso si formerebbe in due fasi: dapprima il magma verrebbe vescicolato e frammentato dai gas magmatici e quindi la massa di frammenti verrebbe a contatto con l'acqua e formerebbe una densa miscela con esplosioni favorite dalla grande superficie di contatto offerta dai detriti. La dimensione dei prodotti eruttati dipenderebbe dall'efficienza del mescolamento. E' comunque difficile che grossi frammenti con bolle vengano conservati, in quanto si rompono e collassano in superficie. Pomici possono rimanere a galla ed essere trasportate dal vento e dalle correnti. Con esplosioni in rapida successione (Surtsey e Ferdinandea) si ha lancio di cenere e bombe che possono raggiungere 1000 metri di altezza per poi collassare e formare piccoli *surge* e depositi di caduta (*fall deposits*). Con questi meccanismi solo le polveri possono rimanere in sospensione e percorrere anche notevoli distanze in funzione della dinamica atmosferica. L'offshore ibleo potrebbe quindi essere eventualmente soggetto a caduta di solo materiale fine, anche se non si hanno evidenze nelle carote superficiali di depositi di questo tipo.

-2) Risentimenti sismici. Un'eventuale eruzione vulcanica è caratterizzata da sismi premonitori e da movimenti del suolo che accompagnano l'evoluzione dell'apparato vulcanico. Le onde che possono però trasmettersi ai terreni contermini anche per grandi distanze sono solo quelle a bassa frequenza e di notevole energia. Come illustrato nella relazione D'Appolonia 2010-*Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA) and Site Response Analysis (SRA)*, per valutare l'accelerazione del terreno prevista ad una certa distanza da un terremoto di una specifica magnitudo, occorre cercare di calcolare l'attenuazione del movimento in funzione delle caratteristiche della sorgente e delle proprietà dei terreni attraversati dalle onde sismiche. I terremoti più intensi sono vulcano-tettonici e a breve periodo. Sono quindi assimilati ai movimenti indotti da una faglia normale, mentre la velocità di propagazione delle onde di taglio (*shear waves*) è determinata dalla successione stratigrafica e dall'assetto strutturale (superfici di discontinuità) dell' area interessata.

Le aree vulcaniche, a causa dell'alto flusso di calore, sembrano mostrare una attenuazione dei movimenti del suolo non usuale e più rapida di quanto prevedibile. Azzaro et al. 2006, esaminando l'attenuazione macrosismica nelle regioni vulcaniche italiane, ha trovato che nella zona dell'Etna l'intensità e la forza degli effetti dei terremoti nei primi 20 km dagli epicentri calano

bruscamente. Oltre questa distanza non si raggiunge l'indice 4 della Scala Macrosismica Europea EMS-98 (terremoto ampiamente rilevato: terremoto avvertito in casa da molte persone ma da pochissime all'aperto; porte e finestre vibrano e gli oggetti appesi oscillano). Questa valutazione è confermata dall'INGV che ha calcolato che l'accelerazione di picco (PGA= *Peak Ground Acceleration*), oltre un raggio di 20 km, non supera 0.1 g. Con questi valori si hanno solo danni di scarsa importanza o addirittura nulli.

Ogni variazione di stress dovuto ad onde sismiche di compressione può comunque scatenare attività sismica a più grande distanza. Secondo Kocharyan 2008, vibrazioni di *low-amplitude* producono deformazioni localizzate lungo faglie e fratture solo in presenza di tensioni già esistenti (*constant shear load*). Potrebbe essere questo il meccanismo che ha provocato sulla costa di Sciacca, distante più di 40 km dall'Isola Ferdinandea, terremoti che hanno causato caduta di calcinacci.

Considerando la modesta energia sismica liberata dalle eruzioni di cui si hanno descrizioni nel Canale di Sicilia, la loro distanza e l'assenza nella zona interessata dai *sealine* di faglie attive, si può quindi concludere che il rischio sismico indotto dal vulcanesimo nell'area in esame sia praticamente inesistente.

6) Conclusioni

La “pericolosità vulcanica” intesa come “tendenza a sviluppare un'attività eruttiva capace di determinare eventi pericolosi” nell'offshore ibleo ed in particolare alle strutture che riguardano la produzione ed il trasporto di gas dai campi ARGO e CASSIOPEA è da ritenersi molto bassa o praticamente nulla. In fatti:

1. La zona in esame, per il suo contesto geologico, esclude la possibilità di manifestazioni che possano costituire rischio;
2. L'area è lontana dai centri eruttivi antichi e recenti che caratterizzano il Canale di Sicilia centro-meridionale;
3. Il materiale emesso da eventuali nuove eruzioni sottomarine lontane, come quelle del 1831 e 1899, non può raggiungere le zone ed i manufatti interessati dalla ricerca, sfruttamento e trasporto del gas se non come polveri portate dal vento;

4. Considerando la generale modesta magnitudo e l'attenuazione con la distanza dell'energia prodotta da eventuali nuove eruzioni nel Canale di Sicilia, il rischio sismico di origine vulcanica è praticamente nullo, se si esclude la riattivazione di faglie tensionali per altro non presenti nella zona;
5. Con queste premesse, gli eventuali effetti sulla stabilità dei fondali sottomarini e sulle opere antropiche dovute alla sismicità indotta, non possono essere considerati.

Prof. Paolo Colantoni
Professore Onorario dell'Università di Urbino



Paolo Colantoni

Settembre 2011

7) Opere citate

Argnani A., 1989. The Strait of Sicily zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. *Journal of Geodynamics*, 12, 2-4, 311-331.

Argnani A. e Torelli L., 2001. The Pelagian Shelf and its Graben System. In: Ziegler et al., edit.: *Peri Tehtys Memoire 6. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 86, 529-544.

Azzaro R., Barbano M.S., D'Amico S., Tuvè T., 2006. The Attenuation of Seismic Intensity in the Etna Region and Comparison with other Volcanic Districts. *Annals of Geophysics*, 49, 1003-1020.

Calanchi N., Colantoni P., Rossi P.L., Saitta M., and Serri G., 1989. The strait of Sicily rift system: physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centre. *Marine Geology*, 87, 55-83.

Cas R.A.F. e Wright J.V., 1987. *Volcanic Succession. Modern and Ancient*. Allen & Unwin, London.

C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, 1983. Neotectonic Map of Italy. Scale 1:500.000. Sheet 6.

Colantoni P., 1975. Note di Geologia Marina sul Canale di Sicilia. *Giornale di Geologia* (2), 40, 1, 181-207.

Colantoni P., 1988. Carta Batimetrica-Morfologica-Litologica del Banco Avventura (Canale di Sicilia). C.N.R. Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini. Istit. Geogr. De Agostini, Novara.

Colantoni P., Fabbri A., Gallignani P., Sartori R., 1981. Carta Litologica e Stratigrafica dei Mari Italiani. C.N.R. Ist. per la Geologia Marina. Bologna. Litogr. Artist. Cartografica. Firenze.

Colantoni P., Del Monte M., Gallignani P., Zarudzki E. F. K., 1975. Il Banco Graham: un vulcano recente del Canale di Sicilia. *Giornale di Geologia* (2), 40, 1, 141 – 162.

Cornette Y., Crisci G., Gillot P.J., Orsi G., 1983. Recent volcanic history of Pantelleria : new interpretation. In : Sheridan N.F. and Barberi F. Edit.: *Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17,361-373.

- Di Paola G. M., 1973. The Island of Linosa (Sicily Channel). *Bull. Vulcanol.*, 37(2), 149-174.
- Falzone G., Lanzafame G., Rossi P.L., 2009. Il vulcano Ferdinandea nel Canale di Sicilia. *Geoitalia*, 29, 15-20.
- Gemellaro C., 1831. Relazione sui fenomeni del nuovo vulcano. *Atti Accademia Gioenia Sc. Nat.* VIII, Catania.
- Kocharyan G., 2008. Rock discontinuity: deformation, evolution and instability triggering due to low amplitude seismic loads, ESC 2010 – session ES1/Mo/08.
- Kokelaar B.P., 1983. The Mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society of London*, 140, 939-944.
- Marzolla B., 1831. Descrizione dell'Isola Ferdinandea al mezzogiorno della Sicilia. *Zeitschrift fur Vulcanologie*, Band V, *Vulkanische Ereignisse und Bibliographie*, 40-50, 8 tt.
- Moore J., 1985. Structure and eruptive mechanism at Surtsey Volcano, Iceland. *Geol. Mag.*, 122(6), 649-661.
- Thorarinsson S., 1965. The Surtsey eruption: Course of events and development of the new island. *Surtsey Research Progress Report* 1, 51-55.
- Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Morelli A., Gasperini P., Boschi E., 2004. An Atlas of Mediterranean Seismicity. *Ann. of Geophysics*, Suppl. Vol. 47, 1, 247-306.
- Villari L., 1974. The island of Pantelleria. *Bull. Vulcanol.*, 38(3), 680-724.
- Washington H.S., 1909. Submarine Eruptions 1831 and 1891 near Pantelleria. *Am. Journ. of Science*, IV, 27, 158, 131-150.

