

**ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA**

Corso di Laurea Magistrale in
ANALISI E GESTIONE DELL'AMBIENTE

**I POCKMARKS E LE IMPLICAZIONI
AMBIENTALI SUI FONDALI MARINI: ESEMPI
IN MARE ADRIATICO**

Tesi di Laurea in
Gestione Integrata Zone Costiere

Relatore:

Prof. Enrico Dinelli

Laureando:

Davide Dal Cin

Correlatore:

Prof. Giovanni Gabbianelli

Dott. Fabrizio Zucchini

Sessione unica

Anno accademico 2015/2016

Indice

INTRODUZIONE E CONOSCENZE ATTUALI	3
1.1 CARATTERISTICHE DEL MARE ADRIATICO	3
1.1A REGIME IDRODINAMICO	7
1.1B REGIME TERMOALINO	9
1.1C EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DEL MAR ADRIATICO	12
1.1D RECENTE GENESI DELL'ADRIATICO	15
1.2 STRUTTURE FORMATESI DALLA RISALITA DI FLUIDI DAI SEDIMENTI: I POCKMARKS	21
1.3 ALTRE STRUTTURE DERIVANTI DALLA RISALITA DI FLUIDI DAI SEDIMENTI.....	24
1.4 IL GAS METANO.....	27
1.4A ORIGINE DEL GAS METANO	29
1.4B CARATTERISTICHE ISOTOPICHE DEL METANO	32
1.4C RISALITA DEL GAS METANO DAI SEDIMENTI.....	33
1.4D EMISSIONI DI METANO DAGLI OCEANI	36
1.4E LE EMISSIONI IN ATMOSFERA.....	37
1.5 INTERAZIONI DEI POCKMARK CON LA PARTE BIOTICA.....	39
1.6 SCOPO DELLA TESI.....	44
MATERIALI E METODI.....	46
2.1 ZONA BONACCIA	46
2.2 ACQUISIZIONE DATI	47
RISULTATI.....	56
3.1 STRUTTURE IDENTIFICATE NELL'AREA BONACCIA.....	56
3.1A BONACCIA ZONA OVEST.....	57
3.1B BONACCIA ZONA CENTRALE.....	59
3.1C BONACCIA ZONA EST.....	65
3.2 INTERAZIONE DEI POCKMARK CON LA PARTE BIOTICA: MARE ADRIATICO	69
DISCUSSIONE	72
CONCLUSIONI	75
BIBLIOGRAFIA	76
SITOGRAFIA.....	78
RINGRAZIAMENTI.....	80

Introduzione e conoscenze attuali

1.1 Caratteristiche del Mare Adriatico

Il Mare Adriatico, nome dalla duplice etimologia, potrebbe discendere dalla cittadina veneta Adria, oppure dal paese abruzzese Atri. Si presenta come un bacino semichiuso all'interno del Mare Mediterraneo Centrale ed è situato tra la costa Orientale italiana e la penisola balcanica. Il suo asse più lungo si estende per circa 800 Km in direzione nordovest-sudest, a partire dal golfo di Trieste fino al canale d'Otranto, canale attraverso cui si unisce al Mar Ionio, mentre la sua larghezza media non supera i 150 Km. (Artegiani et al., 1997)

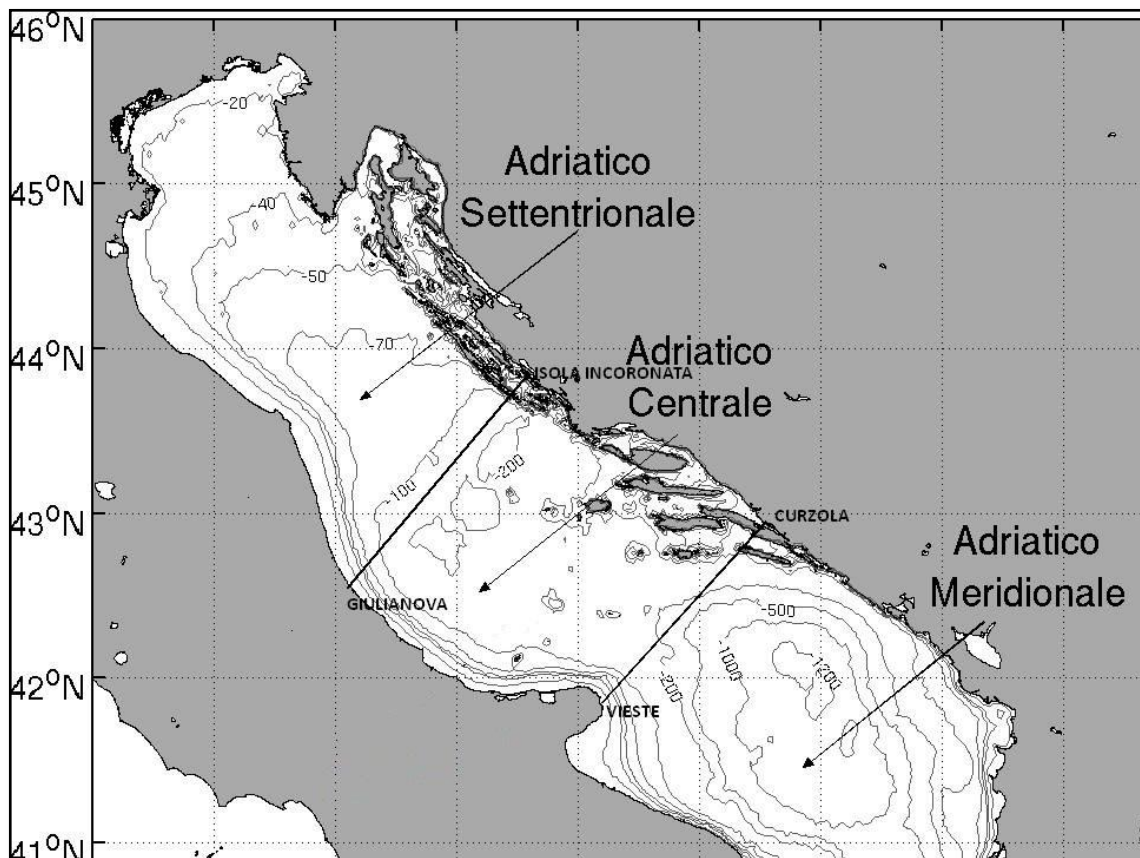


Figura 1. Morfologia delle coste insieme alla batimetria dell'Adriatico. (modificata da tesi Ferretto 2009)

La sua superficie del Mar Adriatico occupa poco meno di 139.000 Km² e la massa d'acqua corrisponde a circa 35.000 Km³.

Possiamo dividere il bacino Adriatico in tre zone o settori:

1) Bacino Settentrionale: si estende da Trieste alla trasversale Giulianova-Isola Incoronata. È caratterizzato da fondali relativamente bassi che degradano dolcemente da nord verso sud e dalla costa occidentale verso il centro. Ha una profondità media di circa 50 metri, mentre la sua profondità massima non supera i 100 m. Nonostante la sua modesta superficie rispetto a quella del Mediterraneo e l'ancora più modesto volume, l'Adriatico settentrionale riceve circa il 15 % di tutte le acque di apporti fluviali del Mediterraneo (Hopkins 1983).

L'Adriatico settentrionale, tenendo conto dei suoi fondali, delle sue masse d'acqua e della dinamica di queste, può essere a sua volta suddiviso in: Nord Adriatico poco profondo (NS) e Nord Adriatico profondo (ND).

- Nord Adriatico poco profondo (NS): la sub-area NS è la zona di mare dell'Adriatico Settentrionale che va da Trieste fino all'isobata dei 50 metri, cioè la trasversale Cattolica-Pola con bassi fondali, inferiori a 50 m. È in questa sub-area che sfocia il fiume Po insieme ai principali fiumi alpini come l'Adige, il Brenta, il Tagliamento e l'Isonzo. Qui si forma, nel periodo invernale, una massa d'acqua particolarmente densa, dovuta in modo particolare alla bassa temperatura. In questa zona dell'Adriatico, sempre nel periodo invernale, per effetto della Bora si viene a formare l'acqua più densa del Mediterraneo. (Franco 1980, Artegiani 1983)
- Nord Adriatico profondo: la sub-area ND è la zona dell'Adriatico settentrionale che va dall'isobata dei 50 m all'isobata dei 100 m, cioè dalla trasversale di Cattolica-Pola alla trasversale Giulianova-Isola Incoronata.

Tale area è caratterizzata, da un punto di vista morfologico, dalla presenza lungo la costa occidentale del promontorio del Conero che costituisce un fattore perturbante sulla corrente costiera occidentale, provocando vortici. Da un punto di vista batimetrico, invece, è caratterizzata, lungo il settore occidentale, da una evidente scarpata continentale, che in circa 10 miglia porta il fondale da 20 m a 70-100 m. Il settore orientale è caratterizzato invece dalla presenza di una moltitudine di isole ed isolotti.

2) Bacino Centrale: morfologicamente è caratterizzato dalla presenza delle fosse mesoadriatiche, dette anche fosse del Pomo. Si estende dalla trasversale Giulianova-Isola Incoronata alla trasversale Vieste-Curzola. La depressione mesoadriatica è costituita da tre fosse poste lungo una trasversale Ovest-Est con una prima fossa occidentale, profonda 240 m circa, una centrale profonda circa 270 m ed una orientale che raggiunge una profondità massima di circa 238 m.. Il complesso delle fosse è collegato con la parte più profonda dell'Adriatico Meridionale mediante un canale che ha una profondità minima di 163 m, la soglia di Pelagosa. Mentre tutto il Nord Adriatico può essere considerato piattaforma continentale, nel centro Adriatico possiamo distinguere una zona di piattaforma continentale sia dalla parte occidentale che dalla parte orientale; quest'ultima caratterizzata dalla presenza di numerose isole (Lesina, Curzola, Lissa, Lagosta, ecc.) ed isolotti. Anche l'Adriatico centrale possiamo suddividerlo in due sottobacini: Settentrionale, dominato dal complesso delle fosse, e Meridionale, caratterizzato dalla presenza di un canale centrale, canale di Pelagosa.

- Area delle fosse mesoadriatiche: tale sub-area è dominata dalle fosse mesoadriatiche, è compresa fra la trasversale di Giulianova-Incoronata a nord e la trasversale Vasto-Lissa a Sud.

Nel settore nord dell'area una ripida scarpata porta il fondale da 100 m a circa 270 m nello spazio di 3-5 miglia, si ha praticamente un muro che separa l'Adriatico centrale da quello settentrionale.

- Area della soglia di Pelagosa: tale sub-area si estende dalla trasversale di Vasto-Lissa a Nord alla trasversale Vieste-Curzola verso Sud. È costituita dall'area di piattaforma continentale che si estende a occidente e ad oriente del canale che congiunge il centro Adriatico con il sud Adriatico che presenta una soglia di 163 m di profondità (soglia di Pelagosa).

Le isobate, lungo la costa occidentale, seguitano ad avere una accentuata curvatura che, come vedremo, condizionerà la propagazione delle acque di fondo da nord verso sud.

3) Bacino meridionale: trae origine dalla linea di convergenza Vieste-Spalato ed è caratterizzato da un'ampia depressione profonda più di 1200 m. Si estende fino allo Stretto di Otranto e presenta una piattaforma continentale molto stretta (20-

30 km), una scarpata continentale ripida che arriva fino a 1000 m e una piana abissale piuttosto uniforme.

L'area dello Stretto di Otranto si estende dalla trasversale Brindisi-Bari fino alla trasversale Otranto-Valona.

Lo stretto di Otranto è riconosciuto come un importante regione nella quale differenti masse d'acqua che si originano dal Mare Adriatico, dal Mare Ionio e dal Mare Egeo orientale, si scambiano ed a loro volta influenzano la circolazione termoalina dei bacini adiacenti.

Lo Stretto di Otranto ha un ampiezza minima di 75 km, un asse longitudinale orientato in direzione nord-sud ed è caratterizzato da una soglia di circa 800 m di profondità che separa le acque profonde del Sud Adriatico (la depressione Sudadriatica) dal più profondo Mare Ionio.

La costa italiana è, nel tratto pugliese, prevalentemente dirupata; a nord del promontorio del Gargano. Si presenta dapprima bassa e orlata da laghi costieri (Lesina, Varano), poi fino a Pesaro dominata dalle ultime propaggini appenniniche, orlata in genere da una stretta fascia pianeggiante e da spiagge. Da qui sino a Monfalcone è bassa e sabbiosa; tratti morfologici salienti sono il delta del Po e le lagune (di Venezia, Marano, Grado).

A partire dal Golfo di Trieste, il litorale diviene prevalentemente roccioso: si incontra dapprima la penisola Istriana, con tratti di costa a falesie, spesso interrotta da articolazioni che si addentrano profondamente nell'entroterra; segue la costa Dalmata, estremamente frastagliata e fronteggiata da numerosissime isole come Krk, Cres, Hvar e Mljet. Più uniforme e con larghe falcature è la costa albanese. È andato ampliandosi, inoltre, il fenomeno dell'erosione delle spiagge, manifestatosi, sul versante italiano, fin dagli anni Settanta del Novecento, ma che ha raggiunto ormai livelli di estrema gravità; innescato dalle opere umane, sia nel retroterra (sbarramenti e cave lungo gli alvei fluviali) sia sulla costa (porti e approdi, insediamenti residenziali e industriali), e dunque legato ai minori apporti solidi e alla loro diversa redistribuzione da parte delle correnti marine e del moto ondoso, spesso deviati. Tali cambiamenti hanno costretto interventi di difesa che tuttavia, essendo scarsamente coordinati e

non pianificati a scala interregionale, hanno favorito parziali ripascimenti, ma anche aggravato i danni nei tratti rimasti non protetti o dove gli interventi stessi si sono rivelati addirittura errati. (<http://www.sapere.it>)

1.1a Regime idrodinamico

Il regime idraulico in Adriatico è caratterizzato dalla presenza di tutte le correnti che si trovano in genere combinate nel loro effetto: sono le correnti di gradiente, di deriva (generate dal vento), quelle legate alle maree ed alle sesse, nonché le correnti inerziali.

Il mare è caratterizzato da innalzamenti ed abbassamenti del suo livello nel corso delle 24 ore giornaliere. Queste oscillazioni periodiche, che costituiscono il fenomeno della marea, sono dovute alle forze di attrazione della Luna, del Sole e dei pianeti. Nelle condizioni di Luna nuova e di Luna piena, il Sole e la Luna sono allineati e gli effetti si sommano; sia l'alta marea che la bassa marea sono più accentuate (maree sigiziali). Condizioni del tutto opposte si hanno attorno al primo e al terzo quarto di Luna e le forze di attrazione gravitazionale che la Luna e il Sole esercitano sulla Terra sono perpendicolari tra loro e si contrastano a vicenda. Il risultato è che l'ampiezza giornaliera di marea è minima (maree di quadratura). (TarbuckEJ., Lutgens F.K., Parotto M., 1987).

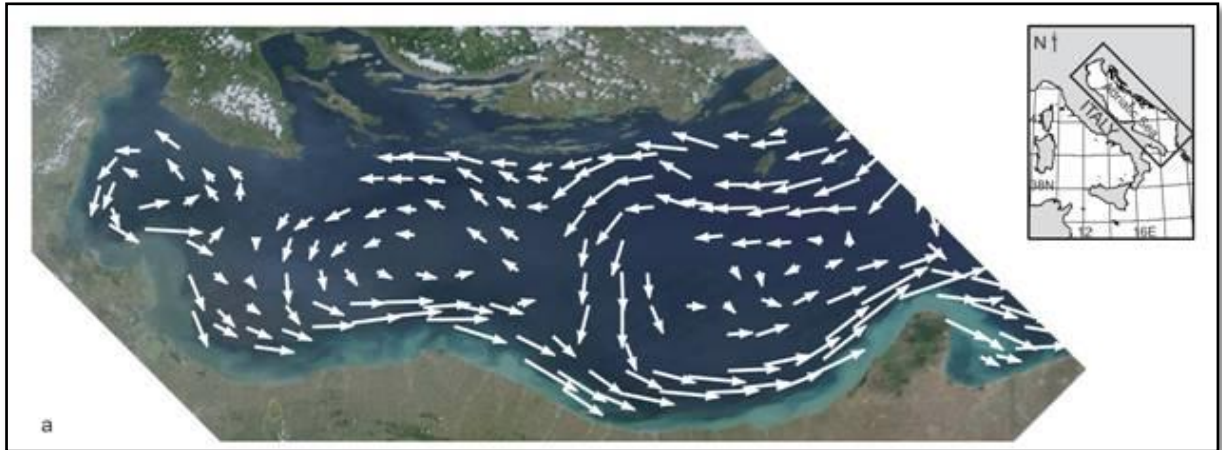


Figura 2. Circolazione delle correnti in Adriatico (da report Lighthouse)

Le maree danno origine alle correnti di marea, con cui si intende lo scorrimento orizzontale dell'acqua che accompagna la salita e la discesa della marea. In mare aperto la velocità di una corrente di marea è minima, mentre per la vicinanza delle coste e specialmente nei canali, estuari e negli stretti tale velocità può raggiungere valori considerevoli. Le correnti di marea non sono da confondere con le correnti vere e proprie. Una delle caratteristiche fondamentali delle maree è che l'alta marea non si verifica ovunque al momento in cui la Luna passa sul meridiano locale, ma si può manifestare con un ritardo, detto Ora di Porto, che può essere diverso anche in zone tra loro vicine. Nei mari italiani la marea raggiunge valori trascurabili (tranne in qualche particolare luogo legato alla conformazione geografica, come ad esempio lo stretto di Messina) fatta eccezione per il Mare Adriatico dove le acque oscillano attorno ad un asse nodale che attraversa il mare al parallelo di Ancona.



Figura 3. Posizione del nodo anfidromico (da www.arpae.it)

Tale nodo è definito punto anfidromico, intorno a questo si nota che i ritardi dell'alta marea si susseguono regolarmente in senso antiorario, in pratica l'oscillazione della marea compie una rotazione intorno all'asse nodale. La spiegazione di tale fenomeno va cercata nel fatto che i singoli bacini d'acqua in cui sono suddivisi i mari hanno ognuno un comportamento autonomo nei confronti delle forze di attrazione luni-solari che provocano la marea. Infatti lungo una linea nodale ideale che separa due settori a comportamento opposto, (es: in un settore la superficie marina si alza, mentre nel settore contiguo si abbassa), il livello della superficie è in pratica stazionario. Lo studio delle maree avviene mediante l'impiego di mareografi a galleggiante o pressione. (Mosetti, 1978)

1.1b Regime termoalino

Temperatura

L'Adriatico, come molti mari continentali e semi-chiusi, è molto influenzato dall'emissione fluviale di acque a bassa salinità. Il Bacino idrografico è limitato dalla presenza di catene montuose; troviamo, infatti, le Alpi nella parte settentrionale, gli Appennini nel versante occidentale e le Alpi Dinariche nel versante orientale. La

minima estensione del Bacino idrografico si verifica vicino Trieste (solo alcune decine di km), mentre la massima estensione (più di 400 km) si ha a livello del Po.

La portata dei fiumi è legata al regime di precipitazione e, in minor misura, allo scioglimento delle nevi. Essa è massima in autunno e in primavera in relazione, rispettivamente, al tasso massimo di precipitazione e allo scioglimento delle nevi. È minima nel periodo estivo, fatta eccezione per i fiumi dell'area settentrionale che mostrano un minimo in inverno. La media annuale della portata fluviale lungo tutte le coste adriatiche oscilla tra 5.500 e 5.700 m³/s (Sekulić e Vertačnik, 1996; Raicich, 1996). Il solo fiume Po contribuisce con il 28% al runoff totale, corrispondente ad una portata di circa 1.500 m³/s, con variazioni stagionali che passano da un minimo di 400 ad un massimo di 8.000 m³/s.

L'aggiunta del runoff ci porta ad avere il bilancio totale W. Questo bilancio, come visto in bibliografia, è stato stimato da diversi autori: Zore-Armanda (1969) ottenne una stima di W annuale compresa tra -0,56 e -0,48 m; Raicich (1996) calcolò un valore compreso tra -1,10 e -0,65 m; Artegiani et al. (1997 a) un W uguale a -1,14 ± 20 m/anno. Da ciò si deduce che l'Adriatico è un Bacino di diluizione e può essere considerato una fonte di acque a bassa salinità per l'intero Mediterraneo. Considerando il ciclo annuale medio, si può affermare che il guadagno di acqua nell'Adriatico raggiunge il minimo relativo in inverno avanzato (febbraio-marzo), soprattutto a causa di un'elevata evaporazione, ed un massimo assoluto a maggio-giugno in relazione ad un elevato runoff fluviale e ad un'evaporazione relativamente bassa. Il guadagno di acqua decresce ancora in estate (luglio-agosto) quando l'evaporazione, la precipitazione e il runoff fluviale raggiungono i minimi assoluti. L'autunno è caratterizzato, invece, da una variabilità collegata all'aumento di tutte le componenti, in particolare dell'evaporazione, da settembre ad ottobre, e del runoff da ottobre a novembre.

Bilancio termico acque

Masse d'aria di diversa origine hanno un'influenza notevole sul bacino Adriatico, essendo responsabili degli scambi di calore tra la superficie marina e l'atmosfera. I flussi di calore superficiale (definiti positivi se diretti dall'aria al mare), vengono

generalmente calcolati mediante delle formule (bulk formulas) che utilizzano i dati atmosferici e marini a livello dell'interfaccia aria-acqua. Il flusso di calore totale in superficie, Q_T , deriva dalla somma di quattro componenti:

$$Q_T = Q_S + Q_B + Q_H + Q_E$$

- Q_S : rappresenta il flusso della radiazione solare, incidente alla superficie, a lunghezze d'onda corte. Per definizione, è un termine sempre positivo, indicando così un guadagno di calore del mare.
- Q_B : è il flusso netto della radiazione infrarossa (a lunghezze d'onda lunghe), emesso direttamente dalla superficie marina. È un termine sempre negativo che denota una perdita di calore.
- Q_H : è il flusso di calore perso o guadagnato dal mare per conduzione o convezione, all'interfaccia aria-acqua, chiamato anche flusso di calore sensibile. Esso può assumere valori positivi o negativi.
- Q_E : rappresenta il flusso di calore perso dal mare durante il processo di evaporazione, o guadagnato a seguito del processo di condensazione; cioè, è il flusso di calore latente. Anch'esso, come Q_H , può avere entrambi i segni (studio di impatto ambientale "Permessi di prospezione «d 1 B.P.-SP» e «d 1 F.P.-SP»).

Il flusso di calore dipende sostanzialmente dalla radiazione solare, dalla nuvolosità, dalla temperatura atmosferica e marina, dalla velocità del vento e dall'umidità. Stime ottenute, per esempio, dai dati di May (1982; Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1991) conducono ad un Q_T medio annuale di -22 W/m^2 ; Artegiani et al. (1997) ha ottenuto il valore di -19 W/m^2 . Maggiore et al. (1998), svolgendo un'analisi climatologica nel periodo 1991-1995, hanno mostrato come il bilancio termico dell'intero Bacino abbia un valore di -17 W/m^2 , collocandosi nel range dei valori precedenti.

Dai risultati appena elencati possiamo quindi dedurre che il bilancio del calore totale climatologico annuale del Mare Adriatico risulta essere negativo. Questo significa che, in condizioni stazionarie, l'area Adriatica importa calore dal Mar Mediterraneo attraverso lo stretto di Otranto. Il bilancio termico superficiale negativo implica la formazione invernale di acque profonde a bassa temperatura. Queste acque escono

dal Mare Adriatico attraverso lo stretto di Otranto e vengono sostituite dalle acque superficiali ioniche, più calde e salate, mantenendo così il bilancio termico del Mare Adriatico. (Malanotte-Rizzoli et al., 1999)

1.1c Evoluzione geomorfologica del Mar Adriatico

L'Adriatico rappresenta ciò che in geologia viene chiamato avanfossa, ossia un bacino deposizionale detritico o sedimentario. Tuttavia la tipologia dei sedimenti e la morfologia dei fondali è alquanto complessa. Molti credono che sia solo una distesa di sabbia fine e omogenea, oppure credono che sia un bacino fangoso. In realtà l'Adriatico è stato coinvolto da molteplici episodi geologici che hanno determinato una complessità sotto il punto di vista deposizionale. Ora vedremo quali sono stati gli episodi geologici più importanti che hanno portato alla situazione ai giorni nostri, partendo dall'evoluzione dell'area Mediterranea fino a focalizzarci sul bacino Adriatico.

L'attuale zona del Mediterraneo è parte di ciò che rimane dell'antico oceano noto con il nome di Tètide o Mesogea. Si estendeva dall'attuale Marocco alle catene dell'Eurasia. In seguito alla deriva dei continenti, la placca africana cominciò a spingere su quella euroasiatica, fratturando il fondale dell'antica Tètide e contribuendo al suo sollevamento, favorendo dunque l'emersione del basamento cristallino e i sedimenti ad esso sovrapposti. Si sollevarono quelle che oggi sono le catene montuose delle Alpi, dei Pirenei, dell'Atlante e i rilievi dell'Anatolia.

I margini delle placche africana ed euroasiatica non sono per nulla delineati e sono due le teorie in voga che spiegherebbero l'origine del bacino Adriatico:

- La placca africana forma una sorta di cuneo penetrato al di sotto dell'attuale Adriatico. Questo spiegherebbe la genesi degli attuali Appennini e la loro dislocazione, nonché il loro lento movimento di rotazione verso nord est. Se tale teoria è corretta, sotto i sedimenti dell'Adriatico attuale vi sarebbe una parte della placca africana;

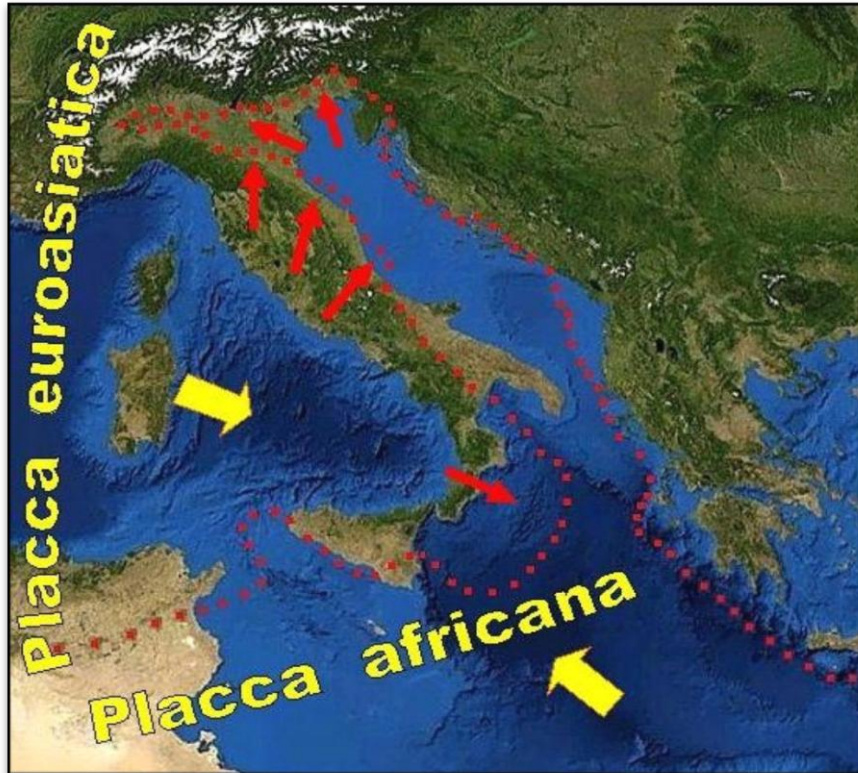


Figura 4. Il “confine” tra la placca Africana e la placca Euroasiatica. Le frecce indicano la direzione verso cui le placche si muovono (da tettonica a placche, Wikipedia)

- La crosta al di sotto dell'Adriatico, sia una placca a sè stante, un frammento dell'antica Tètide, nota con il nome di microplacca Adria o Apulia, interposta tra quella africana ed euroasiatica. Si tratta di una microplacca residua staccatasi durante il periodo Sinemuriano (Triassico). In ogni caso, in seguito alla rotazione degli Appennini verso nord est, venne favorita l'apertura del Tirreno e la progressiva chiusura dell'Adriatico, ancora in corso.

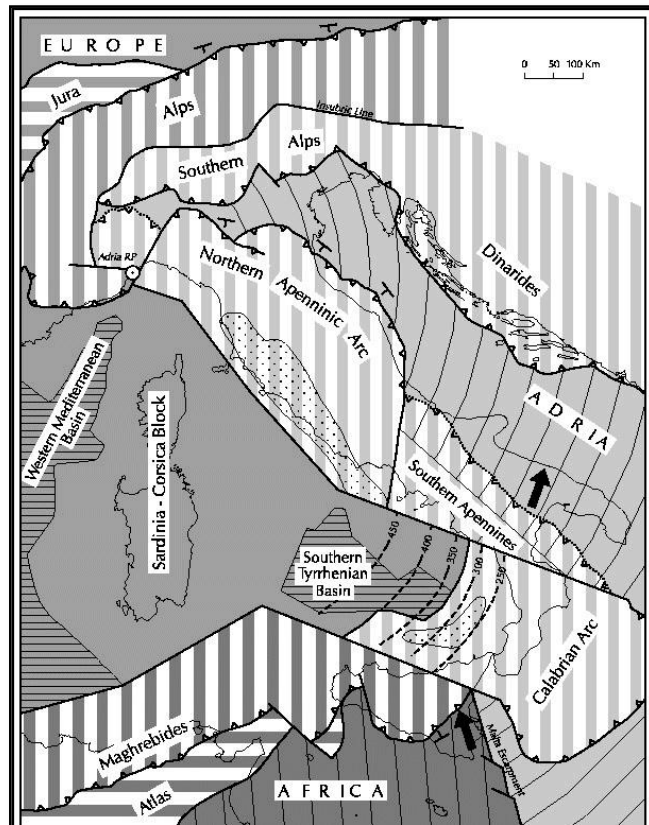


Figura 5. I limiti delle placche, la microplacca Adria e la sua direzione di movimento (<http://emidius.mi.ingv>)

1.1d Recente genesi dell'Adriatico

Considerata la complessa evoluzione geodinamica dell'area Adriatica, in connessione con lo sviluppo della placca Eurasiatica, per quello che riguarda l'assetto più recente si può dire che, successivamente alla genesi delle catene montuose alpine ed appenniniche, la morfologia e la sedimentologia del bacino Adriatico fu parecchio influenzata. Infatti, enormi quantità di detriti e sedimenti, venivano scaricati dai fiumi al suo interno. Inoltre, il livello del Mare Adriatico subì notevoli variazioni; nel corso del Pliocene (da 5,3 a 2,5 milioni di anni fa) il livello del mare era circa 100 metri maggiore di quello attuale, mentre nel corso della massima espansione glaciale (Pleistocene, 18.000 anni fa), conclusasi solo 12.000 anni fa, il livello del mare era circa 90-100 metri inferiore all'attuale livello.

Dunque, durante il pliocene, l'Adriatico era molto esteso, ma non riceveva apporti sedimentari dai grandi fiumi, poiché non esistevano, riceveva però torbiditi da nord, che colmarono ben presto l'intero bacino. Al contrario, durante il Pleistocene, i reticoli fluviali erano molto estesi e contribuirono a riversare in Adriatico sedimenti da ben quattro sistemi progradazionali: da nord (fiume Po), da est (Dinaridi), da sud est (area fossa Bradanica) e da ovest (Appennini). (Ambiente/regione/marche)

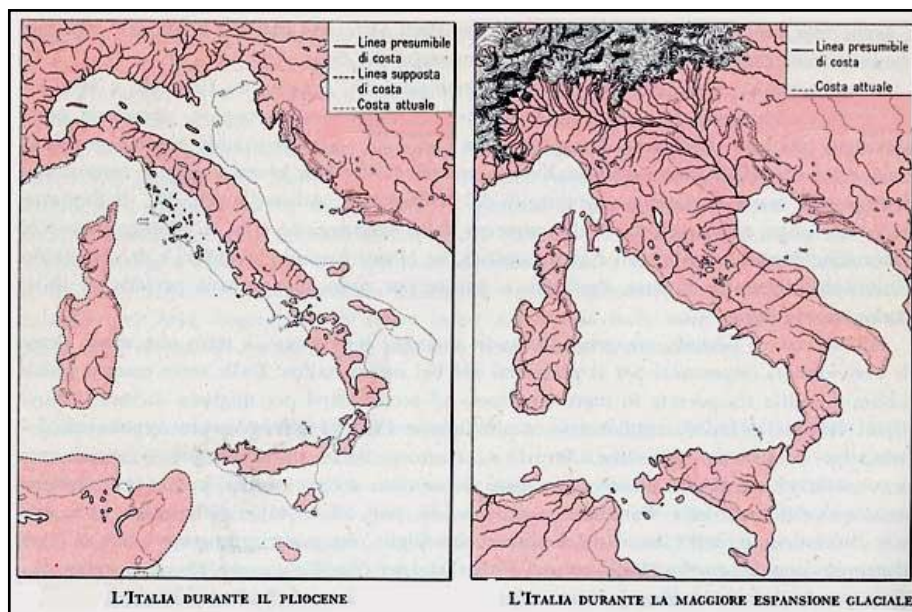


Figura 6. A sinistra il Mare Adriatico durante il periodo del Pliocene; a destra durante la massima espansione glaciale durante il pleistocene

Durante il Pleistocene, tutte le piattaforme continentali erano emerse, dunque erano soggette ad erosione da parte del complesso reticolo fluviale, soprattutto lungo il lato Adriatico.

Tali incisioni, ovvero i canali erosivi fluviali, le paleovalli e i canali incassati, furono "notate" da De Marchi (1917) negli anni '20 del secolo scorso, attraverso l'analisi delle isobate. Sul fondo dell'Adriatico erano evidenti le incisioni degli antichi fiumi come il Marecchia, il Musone, l'Adige, il Brenta e naturalmente il fiume Po. Essi, durante il Pleistocene, correvano in mezzo all'attuale Mare Adriatico. Tutti i fiumi attuali, sia sul versante italiano che quello dalmata, erano affluenti del Po, che sfociava poco più a sud di Ancona, nell'attuale fossa di Pomo.

Tutti questi fiumi hanno trasportato enormi quantità di sedimenti che oggi, rimaneggiati da fenomeni gravitativi e di trasporto, giacciono sul fondo del mare. Più in dettaglio, la fase Pleistocenica fu caratterizzata da due fasi di trasgressione:

- Circa 18000 anni fa, durante il massimo glaciale, il livello marino raggiunse valori di circa 120 metri in meno rispetto a quello attuale. Si formò un esteso delta che originò il fianco settentrionale della depressione medio Adriatica cioè la fossa di Pomo, di origine deposizionale. (Correggiari, Ori et al. 1986; Ciabatti et al. 1987)

La successiva trasgressione marina avvenne in tempi molto rapidi. In solo 8.000 anni, il mare guadagnò quasi 60 metri, così circa 10.000 anni fa, il delta del Po arretrò quasi alla posizione attuale.

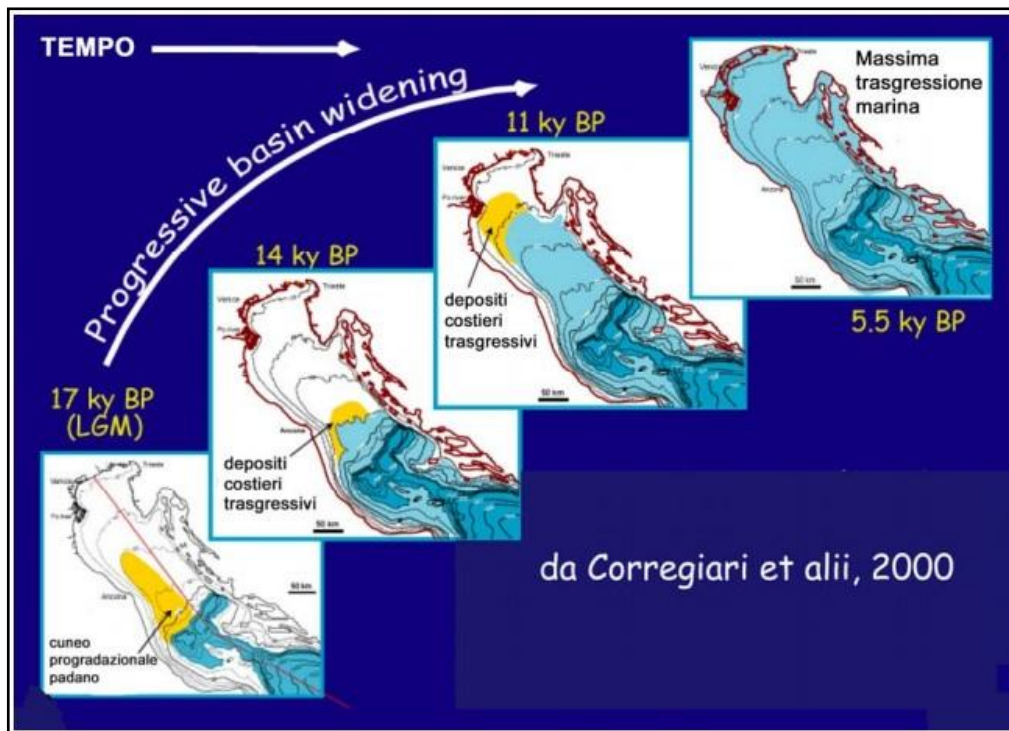


Figura 7. Evoluzione del bacino adriatico e della sedimentazione negli ultimi 18 000 anni.

In realtà vi furono rapidi aumenti del livello marino rispettivamente 12.000, 10.000 e 8.500 anni fa, periodi intercalati da due fasi relativamente stabili, coincidenti con periodi particolarmente freddi (noti come *Heinrich Events H1* e *Younger Dryas*). Durante le fasi di trasgressione l'estesa pianura di lowstand venne rapidamente allagata, data anche la sua modesta inclinazione (solo 0.002°), per cui tutti i sedimenti precedentemente depositi e finiti sott'acqua, vennero rimaneggiati e depositi nuovamente onshore, ovvero lungo le neo formate linee di costa man mano che esse arretravano verso nord ovest.

Tuttavia non dobbiamo immaginare che tali depositi siano distribuiti omogeneamente al di sotto delle sabbie costiere. Piuttosto, appaiono localizzati e conservati in strutture chiamate *Mounds*; oppure, nel settore nord Adriatico, è possibile rinvenire dune sabbiose alte 1-3 metri, allineate alla costa e sepolte a 35-40 metri di profondità. A sud est dell'attuale delta del Po, su un'area di circa 150 Km^2 , a 25 metri di profondità, è collocata una delle evidenze meglio conservate di un antico ambiente costiero trasgressivo. (Colantoni et al., 1990, Correggiari et al., 1996)

Più in particolare, per la zona in esame le ricostruzioni effettuate nel quadro di questa evoluzione permettono di caratterizzare l'area di Bonaccia quale pressochè l'estremo limite del corpo deposizionale più recente così come sintetizzato nelle figure 8 e 9.

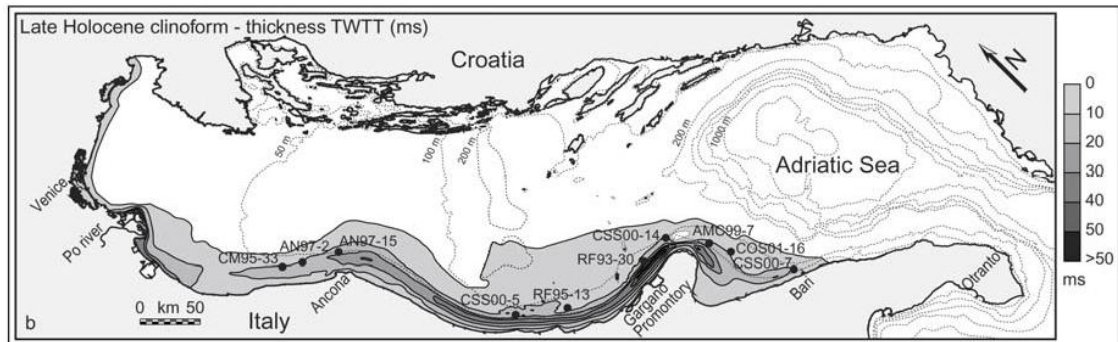


Figura 8. Estensione e spessori della mud belt. (da Nieroda et al. 2005).

Come appena visto nel precedente quadro, si osserva che lo spessore delle sabbie costiere risulta modesto, con un massimo nell'area emersa di circa 15-25 metri e che la loro estensione diminuisce di molto nella zona dei -5/-8 metri di profondità. (Colantoni *et al.*, 1997; RER, 2016). La dispersioni di tali sabbie è quindi governata dalle correnti di deriva litoranea, originate e controllate dal moto ondoso, che ne impedisce il ritrovamento nell'offshore dell'area bonaccia.

Infatti, si è a conoscenza di un limite abbastanza netto che si trova nella così detta "profondità di chiusura" che separa le sabbie costiere dai depositi pelitici più fini (come argille e limi). Questa profondità, nella nostra zona in esame, è di circa 5-8 metri e corrisponde al limite dove il moto ondoso inizia ad interferire con il fondale compiendo un'azione di cernita nella distribuzione dei sedimenti. Da questo punto, ma soprattutto nella zona dei frangenti, le onde generano le correnti costiere di deriva litoranea che vanno a modellare la spiaggia.

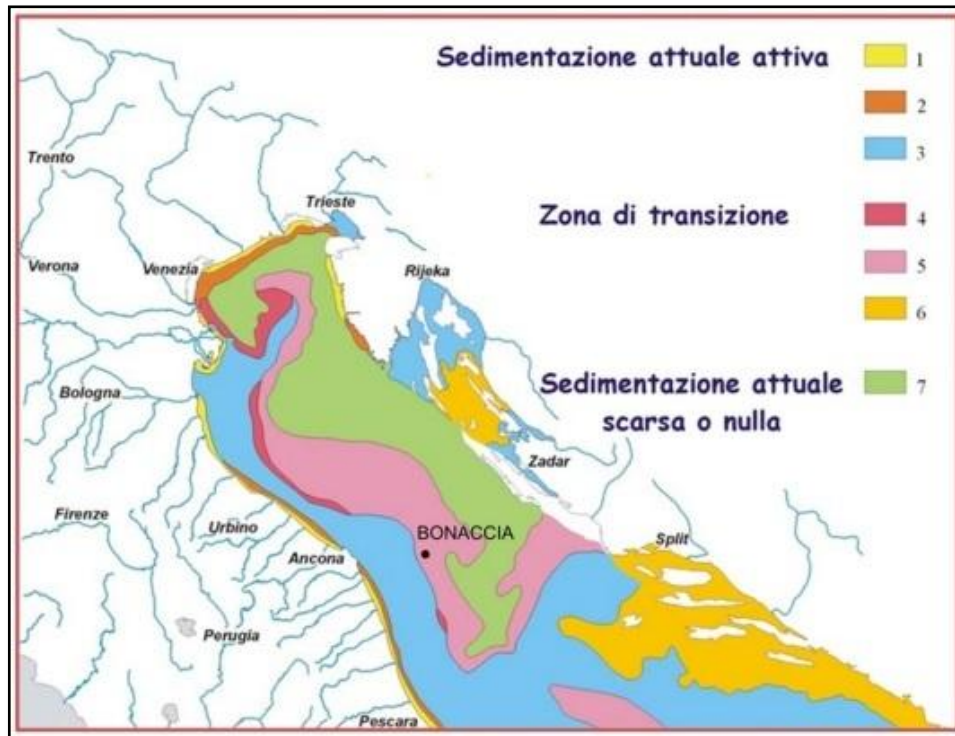


Figura 9. Schema della distribuzione dei sedimenti superficiali in Adriatico. 1: sabbie costiere; 2: sabbie siltose e silt sabbiosi; 3: silt argillosi e argille siltose; 4: loam ; 5: sabbie argillose; 6: sabbie di piattaforma e costiere; 7: sabbie di piattaforma

Nell'area di studio, nonostante la presenza di cementazioni precoci dovute al gas, sono infatti stati raccolti campioni di sedimenti sciolti costituiti in prevalenza da Silt sabbiosi e sabbie ricche di resti di conchiglie. La fig. 10 riporta la successione stratigrafica osservata in due delle poche carote che è stato possibile ottenere: è un esempio della successione della transizione da depositi antichi di livello basso del mare (limi sovra-consolidati, torbe e sabbie) ai depositi marini attuali (limi).

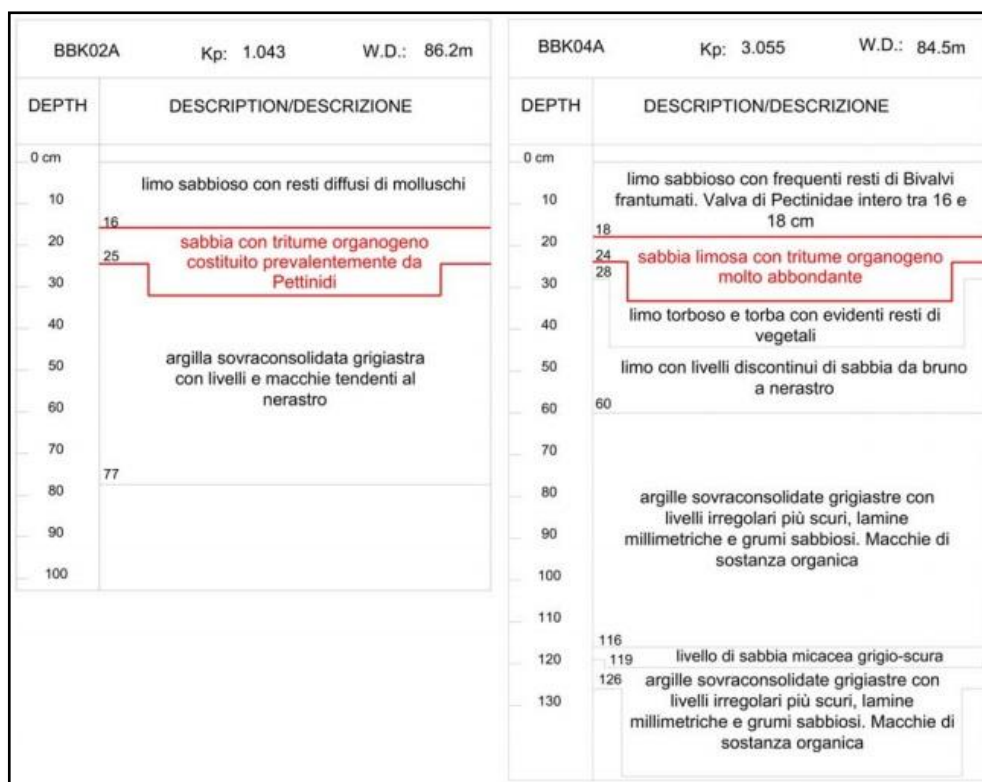


Figura 10. Sequenza stratigrafica da due carotaggi nella zona Bonaccia. (da report Lighthouse)

Come messo in risalto da molti autori, la distribuzione dei sedimenti attuali è definita dall'andamento delle correnti che trasportano in Adriatico prevalentemente materiale in sospensione proveniente dal Po e dagli altri fiumi del settore occidentale. La generale circolazione ciclonica (Artegiani et al. 1997) tende a mantenere il carico sedimentario accostato alla costa e a limitare la sua diffusione sull'intera piattaforma, dove possono così affiorare le antiche sabbie relitte.

1.2 Strutture formatesi dalla risalita di fluidi dai sedimenti: i Pockmarks

I pockmarks sono delle depressioni presenti nel fondo marino e si formano tramite l'eruzione di fluidi, come il gas metano, precedentemente intrappolato nei sedimenti; quando furono riportati per la prima volta, si scrisse che la possibile ipotesi della loro genesi era legata appunto alla fuoriuscita di gas o acqua dal suolo (Hovland et Judd, 2003). Come ben sintetizzato da Gordini (2014), di cui di seguito si riportano ampi stralci, la presenza di sedimenti contenenti gas nel mare Adriatico, è ben conosciuta da molto tempo. (Colantoni et al., 1978; Stefanon, 1981; Curzi & Reggiani, 1985; Tramontana 1987)

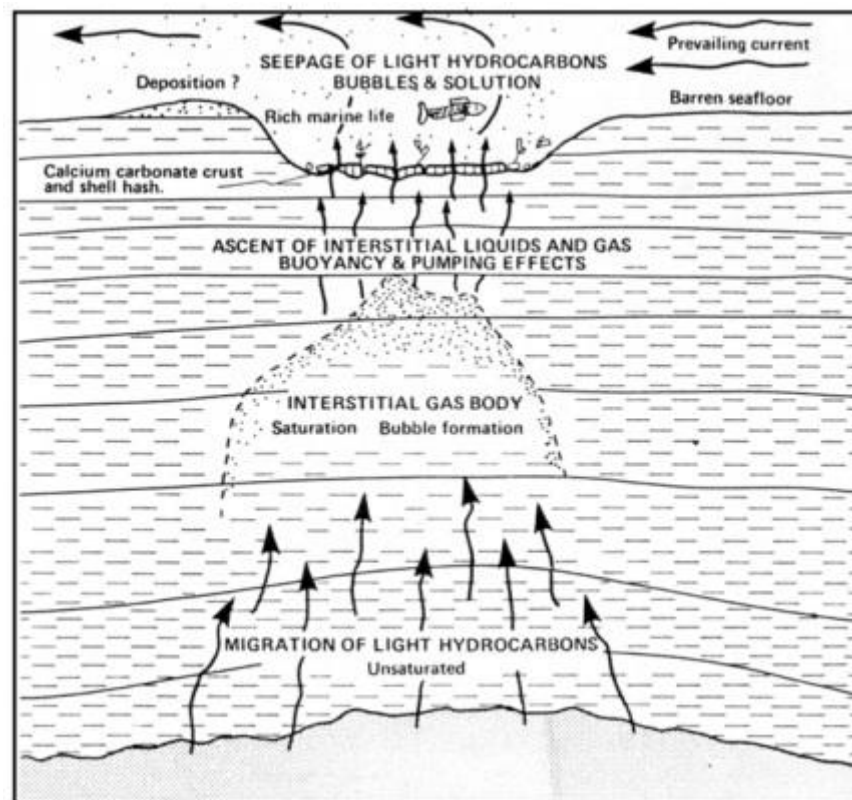


Figura 11. L'immagine rappresenta le dinamiche di formazione di un pockmark. (da report Lighthouse)

Gruppi di pockmarks isolati, sono stati studiati nella zona centrale dell'Adriatico, in cui si sviluppa l'area di Bonaccia, e risultano caratterizzati da diametri di 60-350 m e profondità di circa 6 m. Le emanazioni di gas sono sempre state interpretate come

probabili indizi di giacimenti di gas e petrolio, e questo ha comportato la messa in opera di pozzi di esplorazione da parte delle società petrolifere di grande importanza per aumentare le informazioni geologiche dell'area. I pockmarks più conosciuti sono appunto quelli della Zona Bonaccia. Le carote prelevate dalla parte basale dei pockmarks presentano una componente terrigena di argilla sabbiosa e frammenti di conchiglie di lamellibranchi, gasteropodi marini e di acque dolci, pteropodi, ostracodi, briozoi, rari oogoni di characeae e ottoliti.

A composizione isotopica del carbonio risulta compreso tra $-38,67\%$ e $-26,95\%$ (PDB), elemento che evidenzia che la roccia ha subito processi diagenetici derivati dall'ossidazione del gas metano (Mattavelli et al., 1982).

Queste particolari strutture si trovano in quasi tutti gli oceani (Hovland et al., 2010) e la loro presenza è documentata anche in alcuni laghi, tra cui il lago di Garda (oggiscienza 2010).

Essi sono spesso associati a giacimenti di gas naturale e petrolio, infatti sono presi in considerazione dalle compagnie estrattive durante lo studio delle probabili zone interessate da giacimenti. Anche se l'esatta formazione dei pockmarks è ancora in discussione, i più recenti studi indicano che i crateri si formano in maniera rapida attraverso l'improvviso rilascio di gas-acqua che si trova in pressione nel sottofondo marino. Dopo l'improvvisa nascita del pockmark, molte di queste strutture continuano ad emettere gas o fluidi dal sottosuolo ad un ritmo sempre più lento fino a diventare dormiente, dopo un periodo relativamente breve di attività.



Figura 12. Fotogramma preso da un video ROV effettuato presso il fondale marino all'interno della zona Bonaccia. L'immagine mostra un pockmark visto dall'alto.

Durante l'espulsione di liquidi e gas, i sedimenti a granulometria più fine, quindi tutti quelli che non riescono a contrastare la forza di gravità e una eventuale corrente, rimangono in sospensione nella colonna d'acqua e depositano al di fuori dei pockmarks, lasciando precipitare all'interno di questi i sedimenti a granulometria più grossolana.

I pockmarks dormienti o inattivi possono essere risvegliati da nuovi impulsi di gas o fluidi in risalita, che si possono osservare attraverso un profilo verticale del fondale marino.

Le aree con molti pockmarks, come la zona Bonaccia al largo delle coste di Ancona, sono spesso stabili come numero di crateri; questo ci suggerisce che i fluidi in risalita tendono a ripercorrere i condotti di sfiato esistenti anzi che crearne di nuovi. (Hovland M, Hegglund R, De Vries MH, Tjelta TI (2010))

Non è raro trovare anche pockmarks seppelliti (buried pockmark) o fossili nei sedimenti stratificati, e questi non sono altro che testimonianze di passate attività geologiche.

La natura dei fluidi tuttora responsabili delle formazioni sono:

- fluidi termogenici e principalmente gas;
- gas biogenico;
- gas vulcanico o idrotermale;
- acqua di falda;
- decomposizione dei gas idrati.

I gas idrati, chiamati anche clatrati idrati, sono dei composti formati da acqua e gas naturale, generalmente metano, di origine sia biogenica che termogenica e di basso peso molecolare. Sono presenti in grandi quantità nella geosfera più superficiale sino a una profondità di circa due chilometri. Questo composto, conosciuto anche con il nome di "ghiaccio che brucia" o "carbone bianco", si genera a bassa temperatura e ad alta pressione, e trova le condizioni favorevoli alla sua formazione presso i margini oceanici continentali all'interno delle sequenze sedimentarie e nelle aree continentali polari e sub-polari nel permafrost.

1.3 Altre strutture derivanti dalla risalita di fluidi dai sedimenti

Mud Volcano

I mud volcano, chiamati anche “vulcanetti di fango”, sono delle spettacolari rappresentazioni naturali date dalla risalita di gas dalla superficie della terra. Sono delle strutture geologiche che si formano come risultato dell’emissione di gas, principalmente CH_4 , acqua e fango, che vengono espulsi sia in condizioni subaeree e sia in condizioni subacquee (Dimitrov, 2002).



Figura 13. A sinistra un tipico "vulcanetto di fango"; a destra un esempio di Mud volcano sottomarino. (da immagini mud volcano wikipedia)

I mud volcano si possono definire parenti stretti dei vulcani magmatici; infatti, come loro, possono scoppiare con forza e lanciare materiale clastico, che può variare dalle dimensioni di pochi millimetri fino a più di 10 metri. I clasti possono essere di vari tipi litologici e provengono dalla parete del condotto dove la miscela di gas-acqua-fango passa per arrivare fino in superficie. Questo materiale molto fluido è costretto alla risalita attraverso una faglia geologica, oppure una fessura, a causa di squilibri di pressione sotterranea. Infatti, vengono spesso associati a zone di subduzione. Le temperature di un mud volcano attivo rimangono generalmente abbastanza costanti e sono molto più basse rispetto alle temperature dei vulcani ignei; andiamo dai 5 ai 100 gradi centigradi circa.

I vulcani di fango sono molto variabili in dimensioni; si va dai “vulcanetti” di meno di un metro di altezza e qualche decina di centimetri di larghezza fino ai 700 metri di altezza e ben un chilometro di larghezza (il “Lusi” in Indonesia, ad esempio).

Sul nostro pianeta ne sono stati identificati all’incirca 2000 sulla terra ferma e altrettanti nelle acque basse, ma si stima che ce ne potrebbero essere più di 10000 sommersi, distribuiti tra scarpata continentale e piana batiale. I mud volcano non sono molto diffusi in Europa; li possiamo trovare nella penisola di Taman, in Russia, nella penisola di Kerch nel sud-est dell’Ucraina, in Romania e in Italia. Nel nostro Paese i siti di maggior interesse sono nella Riserva Naturale Salse di Nirano, vicino a Modena, ed in Sicilia.

A volte il gas emesso, soprattutto il gas metano, produce fiammate: l’esempio più eclatante lo troviamo in Azerbaijan, stato a sud del Caucaso avente il Mar Caspio a est, e circondato rispettivamente da nord a sud da Russia, Georgia, Armenia e Iran. Il mud volcano in questione è il Lokabtan, dove le emissioni sono alimentate da un profondo serbatoio di fango che è connesso con la superficie; talvolta, l’emanazione di materiale produce, a contatto con l’atmosfera, grandi fiamme.



Figura 14. Lo spettacolare mud volcano Lokabtan in Azerbaijan (www.volcanodiscovery.com)

Altra caratteristica dei mud volcano è il rapporto diretto con i giacimenti di petrolio e di gas. I vulcani di fango potrebbero essere descritti anche come dei “profondi pozzi esplorativi”, nel senso che sono indicatori diretti di idrocarburi a grandi profondità e forniscono preziose informazioni sulla formazione e la migrazione di petrolio e gas.

L'interesse per i vulcani di fango è recentemente aumentato perché si ritiene che le loro emissioni di metano abbiano un coinvolgimento nei cambiamenti climatici globali, poiché emettono nell'ambiente gas serra (Dimitrov, 2002).

Cold Seepages

Quando si parla di cold seepages, tradotto come emissioni fredde, si vuole definire quelle zone di fondo dell'oceano dove si hanno manifestazioni di liquido molto salato contenente metano, CO₂ e altri idrocarburi, provenienti dai sedimenti. L'aggettivo "freddo" sta ad indicare l'assenza di attività idrotermale. Questi fenomeni hanno una grande importanza per due aspetti: in primis perché nelle zone di emissione, il metano costituisce la base per la proliferazione di comunità chemiosintetiche; in secondo luogo perché sono frequentemente associati con giacimenti di idrocarburi (abbiamo esempi nel Golfo del Messico (Sassen et al.,1993), nel sud-est del Mediterraneo (Coleman et al., 2001), nel Mare del Nord (Judd et al.,1994).

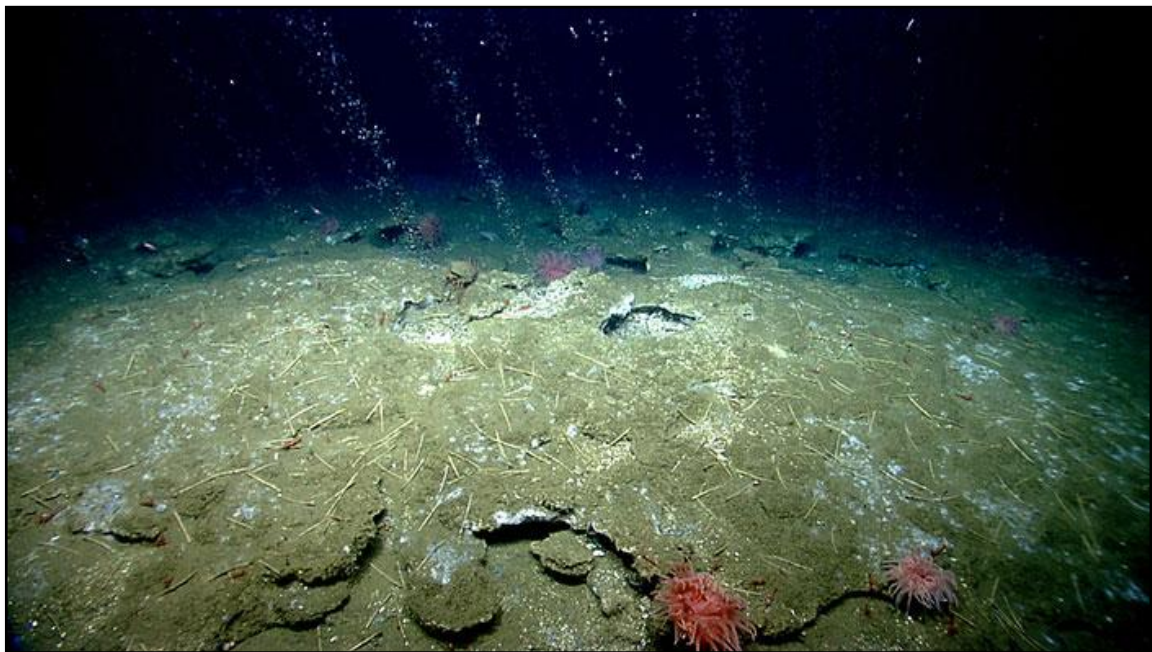


Figura 15. Esempio di Cold seepages (da soundwaves.usgs.gov)

Sono state affiancate diverse classificazioni ai cold seepages; tra le più avvalorate troviamo la classificazione in funzione della struttura di fuoriuscita dei fluidi: (Judd et Hovland 2007)

- oil seeps (fuoriuscite di petrolio): siti in cui c'è fuoriuscita d'idrocarburi liquidi o gassosi, attraverso fessure o fratture, oppure attraverso i pori permeabili dei sedimenti o lungo discontinuità sedimentarie. Posso essere emerse o sul fondo del mare;
- gas seeps (fuoriuscite di gas): siti in cui il gas, generalmente metano, fuoriesce dai sedimenti in modo analogo agli oil seeps;
- brine seeps (fuoriuscite di acque salse, in genere formano brine pools, ovvero piscine salate): sono siti in cui è presente la fuoriuscita di acqua interstiziale molto salata (con salinità dalle tre alle cinque volte maggiore di quella dell'acqua marina), fango e gas di varia natura, in particolare idrocarburi. Sono spesso molto ricchi di metano.

Studi microbiologici e geochimici hanno provato che in ambiente marino il metano emesso dai cold seeps è ossidato anaerobicamente in CO₂ da consorzi microbici di batteri solfato-riduttori e archaea metanotrofici (Boetius et al., 2004).

1.4 Il gas metano

Il metano è un composto chimico organico, nello specifico un idrocarburo alifatico della serie degli alcani, di cui rappresenta il primo e il più semplice termine e in natura si trova sottoforma di gas.

La sua formula chimica è CH₄ e la molecola è costituita da un atomo di carbonio che si trova al centro di un tetraedro regolare i cui vertici sono occupati da quattro atomi di idrogeno, con angoli di legame di 109,5 gradi. A temperatura ambiente si presenta come un gas incolore e inodore, ed è il principale costituente del gas naturale, che ne può contenere fino al 97%.

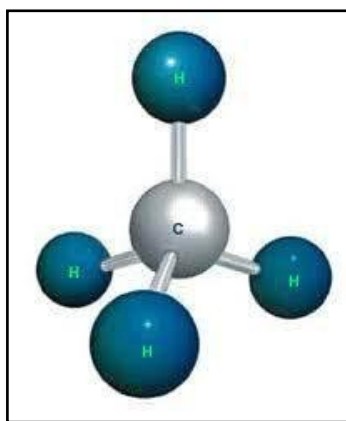
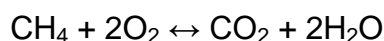


Figura 16. Molecola di metano

Il metano è il più diffuso fra tutti i gas contenuti all'interno delle rocce sedimentarie della crosta terrestre (Judd et Hovland, 2007). Insieme a petrolio e carbone, costituisce una delle principali sorgenti di energia che alimenta la nostra società; poiché la sua combustione in presenza di ossigeno genera calore, secondo la reazione:



Il metano è un gas serra che, rispetto all'anidride carbonica, ha un potenziale di riscaldamento circa 21 volte superiore; significa che il suo potere di riscaldamento è circa 21 volte quello dell'anidride carbonica.

Le principali fonti di emissione di metano in atmosfera sono:

- decomposizione di rifiuti organici;
- fonti naturali (es. paludi);
- estrazione da carburanti fossili;
- processo di digestione degli animali (bestiame);
- batteri trovati nelle risaie;
- riscaldamento o digestione anaerobica delle biomasse.

La manifestazione di tali processi è per la maggior parte antropogenica, dovuti principalmente alle attività agricole e ad altre attività umane. Per questa ragione durante gli ultimi 200 anni la concentrazione di questo gas, presente in tracce in atmosfera, è raddoppiata passando da 0,8 a 1,7 ppm.

Le prime tracce dell'utilizzo del gas si trovano in un manoscritto dello storico cinese Chang Qu, datato 347 a.C., nel quale viene descritto uno strano gas che può essere usato per illuminare.

Intorno al 1770 Alessandro Volta aveva sentito degli strani racconti sul fiume Lambro, in Lombardia. Si diceva che, passando una candela sulla superficie delle sue acque paludose, si accendevano delle piccole fiammelle color azzurro. Non era la prima volta che qualcuno parlava di questo strano fenomeno che però fino ad allora era stato sempre chiamato come "un'esalazione di aria infiammabile di origine minerale".

L'occasione della scoperta sarebbe stata una passeggiata lungo gli stagni di Angera, vicino al Lago Maggiore. Durante una gita in barca, Volta smosse il fondale del lago con un bastone e vide che risalivano delle bolle; pensò di catturarle con un contenitore e portarle in laboratorio, per poi studiarle. Si accorse ben presto che il gas raccolto dalle paludi era infiammabile, come l'idrogeno. Aveva appena scoperto quello che, molti anni più tardi, sarà classificato come il gas metano.

1.4a Origine del gas metano

Il gas metano è un combustibile di origine fossile, come gas naturale e petrolio, che si è formato per lenta decomposizione delle sostanze di origine animale e vegetale in particolari condizioni durante la storia ambientale e geologica di una determinata area. Il processo ha origine con il seppellimento della sostanza organica. Questa, come accennato in precedenza, può avere diverse provenienze, le più rilevanti sono piante e animali (sia terrestri che marini), batteri e alghe. La formazione del gas inizia quando la sostanza organica deposta è maggiore di quella che gli organismi spazzini, insieme alla decomposizione, riescono a sottrarre.

Questa condizione è soddisfatta negli ambienti marini in cui è elevata la produzione di materia organica, come, per esempio, nelle acque marino costiere poco profonde e molto ricche di vita, dove la disponibilità di ossigeno nei sedimenti del fondo è insufficiente per decomporla tutta. (Press et al., 1997)

Molti bacini sedimentari, tipici di ambienti di piattaforma continentale, vanno a soddisfare queste due condizioni. Infatti in questi particolari ambienti è molto

frequente che si verifichi la situazione ottimale che vede la materia organica rapidamente sepolta dai sedimenti e quindi sottratta alla decomposizione. Una volta sepolti, i resti organici possono subire ulteriori sprofondamenti dati dal continuo apporto di sedimenti, che porteranno, ad esempio, ad un aumento di temperatura e pressione, a rimescolamenti, dati dal lento muoversi delle placche. Tutte queste azioni saranno l'input per l'instaurarsi di reazioni chimiche che, col passare di centinaia di migliaia di anni, trasformeranno lentamente una parte della materia organica in composti sia fluidi che gassosi di idrogeno e carbonio, gli idrocarburi.

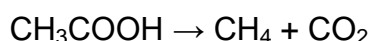
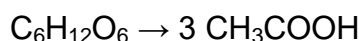
Arrivati a questo punto, possiamo andare a dividere in due i processi che danno origine al metano:

- processi microbici
- processi termogenici

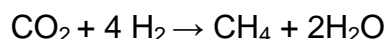
Nei processi microbici la degradazione della sostanza organica in condizione di anaerobiosi (cioè in assenza di ossigeno molecolare O_2), determina la formazione di diversi prodotti, i più abbondanti dei quali sono due gas: il biossido di carbonio e il metano. Questa coinvolge diversi gruppi microbici interagenti tra loro: batteri idrolitici, i batteri acidificanti e infine i batteri metanigeni, quelli cioè che producono metano e CO_2 , con prevalenza del gas di interesse energetico. (www.cannizzaroct.it)

Un esempio di degradazione anaerobica di un substrato organico è rappresentato dalla fermentazione dell'acido acetico o la riduzione del biossido di carbonio. Nel primo caso abbiamo dapprima un passaggio in cui il glucosio viene convertito in acido acetico; successivamente l'acido acetico viene ulteriormente degradato a etano e biossido di carbonio:

Fermentazione dell'acido acetico:



Riduzione del biossido di carbonio:



I processi termogenici si basano sulla decomposizione termica sempre di materiale di origine organica, che portano alla formazione di metano. Tutto il materiale organico si deposita nel tempo insieme ad argille su bassi fondali marini o bacini lacustri, e questi strati vengono ricoperti da strati di sabbia silicea. Il lento sprofondare porta i sedimenti a subire temperature crescenti e alla loro trasformazione termochimica. Questo generalmente accade a profondità considerevoli, più di 2 km, nei bacini sedimentari dove la temperatura supera i 100°C.

Successivamente all'accumulo e al costipamento dei sedimenti, abbiamo la formazione della roccia madre o source rock. La roccia madre non è altro che lo strato di sedimenti, ormai consolidati, dove è avvenuta la trasformazione della sostanza organica in idrocarburi. Questi, soprattutto il metano, sono molto più leggeri rispetto alle rocce in cui sono costipati, quindi tendono a migrare verso orizzonti adiacenti di rocce permeabili, come calcari porosi e arenarie, chiamate rocce serbatoio. In generale, il movimento degli idrocarburi all'interno della roccia madre (migrazione primaria) e in seguito attraverso altre successioni sedimentarie (migrazioni secondarie) può portare un accumulo in particolari strutture definite trappole. Queste ultime sono formate dalle rocce serbatoio confinate da sedimenti impermeabili, che impediscono una ulteriore migrazione. Può succedere che queste coperture impermeabili lascino passare alcune frazioni di idrocarburi, dando origine a emissioni naturali di gas in superficie (migrazione terziaria). (tesi Liverani Barbara 2014)

1.4b Caratteristiche isotopiche del metano

Dopo aver visto quali sono le tipologie di gas metano e dove le possiamo ritrovare, ora andiamo ad introdurre il concetto che ci darà la possibilità di capire se il gas ha origine termogenica oppure biogenica. Questo è possibile attraverso l'arricchimento degli isotopi stabili del carbonio contenuto nel metano.

Come appena accennato, il carbonio ha due isotopi stabili, il ^{12}C che è il più leggero ed è cento volte più abbondante dell'altro, e il ^{13}C che è più pesante. Il rapporto tra gli atomi di ^{13}C e ^{12}C può variare nei gas che contengono carbonio. La variabilità è espressa in termini di R da un termine di riferimento, il Pee Dee Belemnite (PDB), che a sua volta fa riferimento al rapporto R_s . (Hovland et Judd, 2003)

La variabilità, $\delta^{13}\text{C}$, è definita come:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{campione}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000$$

Per distinguere il metano termogenico da quello biogenico si usa infatti il valore del $\delta^{13}\text{C}$.

In generale, quando si hanno valori molto negativi di $\delta^{13}\text{C}$, che possono andare da -60% a -80%, si tende ad attribuire l'origine biogenica; al contrario, quando abbiamo valori intorno al -20% o minore l'origine tende ad essere termogenica.

Normalmente valori meno negativi del $\delta^{13}\text{C}$ si riferiscono a fonti profonde non biogeniche, ma dal momento che l'ossidazione è uno dei processi di frazionamento più efficaci, l'arricchimento di ^{13}C in mare può essere dovuto, anziché ad una origine termogenica, all'ossidazione batterica del metano con conseguente produzione di CO_2 , che si arricchisce in ^{12}C , esaurendolo. (Hovland et Judd, 2003)

Una cosa importante da ricordare è che il metano è un composto che può essere stabile o meno, in base alla disponibilità di ossigeno: alta disponibilità di ossigeno significa avere condizioni ossidanti che favoriscono la presenza in acqua di CO_2 e solfati (SO_4) mentre bassi valori di ossigeno favoriscono composti ridotti come H_2S , H^+ e CH_4 . (Hovland et Judd, 2003)

Alcuni studi si sono concentrati nell'osservazione della concentrazione di metano in funzione della profondità, considerando comunque profondità basse, e la sua ossidazione nei sedimenti marini:

- 1) tra 1,8 e 2 metri si trova un valore basso di $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) che va da -70‰ a -90‰ che indica quindi una possibile origine biogenica; (si stabilisce che la concentrazione di metano a tale profondità sia del 100%);
- 2) tra 0,8 e 1,8 metri il metano è consumato dai batteri anaerobi e la concentrazione rispetto al livello precedente è dimezzata;
- 3) tra 0,2 e 0,8 metri si ha una diminuzione del 5% del metano;
- 4) tra 0 e 0,2 metri la concentrazione di metano si abbassa ancora e il valore del $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) si alza a -20‰ per l'utilizzo dell'isotopo più leggero ^{12}C . (Hovland et Judd, 2003)

Possiamo quindi dire che il valore del $\delta^{13}\text{C}$ non è costante lungo la verticale: partendo da valori bassi, indicanti una origine biogenica, si arriva a valori molto più alti in corrispondenza del livello del fondale marino. Questo grazie all'effetto dell'attività batterica che ha consumato l'isotopo più leggero.

1.4c Risalita del gas metano dai sedimenti

Come indicato, il gas metano, una volta formatosi, può migrare dal luogo della sua genesi in altri orizzonti, dove è possibile trovare le rocce serbatoio, ideali per l'accumulo perché confinate da sedimenti impermeabili. L'interesse è capire le dinamiche con cui il metano riesca ad oltrepassare l'orizzonte geologico impermeabile e risalire fino al letto del fondale marino per poi perdersi nel mare e dare origine a precipitazioni carbonatiche.

Significativi per una esemplificazione dei processi che portano alla formazione dei substrati rocciosi sono anche i "Modelli evolutivi schematici di formazione dei depositi litoidi ad opera di carbonati metano-derivati", proposti in Mazzini et al., (2006) ed inerenti aree a pockmarks presenti sui fondali marini della costa norvegese (Fig. 17).

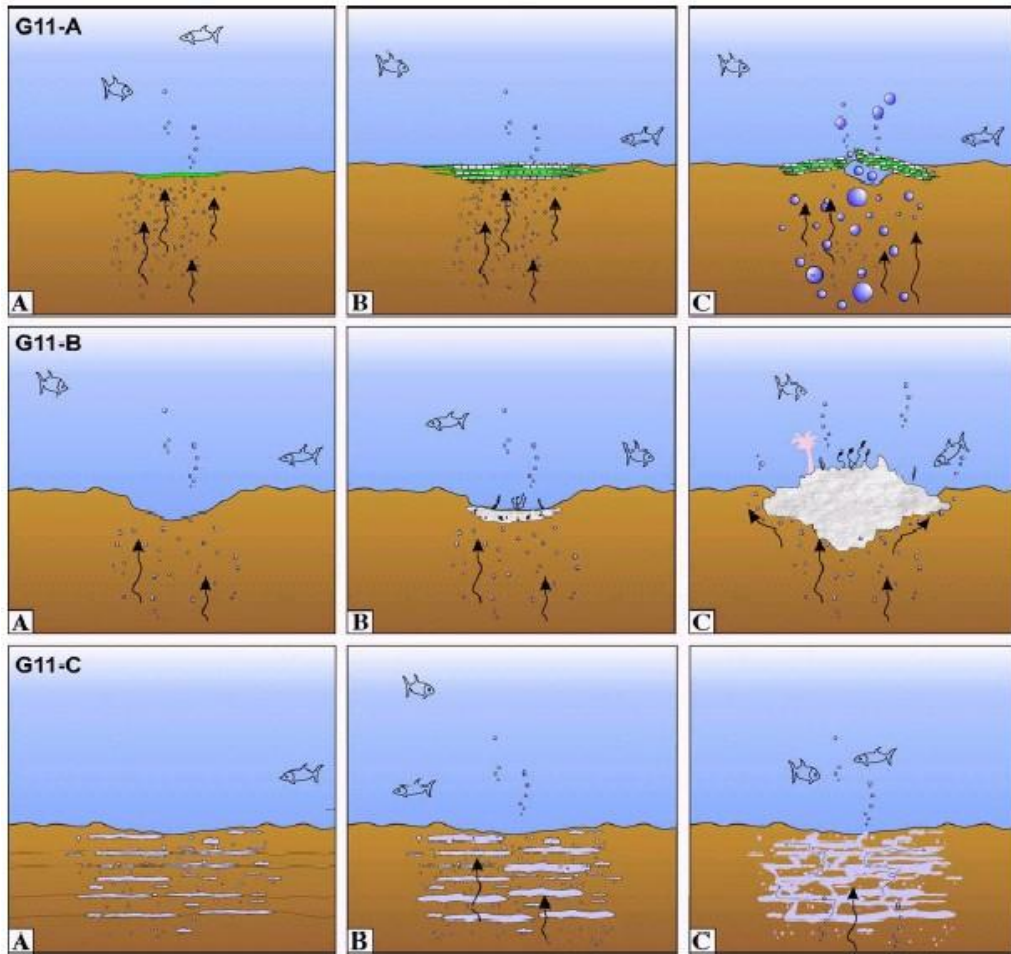


Figura 17. Modelli evolutivi schematici di formazione depositi litoidi ad opera di carbonati metano-derivati. Proposto da Mazzini et al., (2006) ed inerenti aree a pockmarks presenti sui fondali marini della costa norvegese.

G11-A: Un Gorgogliamento lento di metano su un fondale marino prevalentemente pianeggiante dove si osservano stuoie microbiche concentrate all'interfaccia acqua-sedimento; (B) precipitazione di carbonati autigeni sullo strato più superficiale dei sedimenti a formare lastre anche molto estese alternate a livelli microbici e strati ricchi di aragonite; (C) emissione sostenuto e scoppio di grandi tasche di gas che vengono espulse dal fondo mare portando alla rottura delle lastre carbonatiche.

G11-B: Diffusa fuoriuscita di gas e formazione di incisioni sul fondale marino; (B) precipitazione di carbonati autigeni vicino all'interfaccia acqua-sedimento; (C) formazione di grandi depositi cementati che impediscono il gorgogliamento verticale dei fluidi che vengono successivamente deviati lateralmente portando all'accrescimento laterale del substrato.

G11-C: Gas idrati concentrati nell'interfaccia tra gli strati sedimentari; (B) aumento del volume dovuto a risoluzione degli idrati di gas e inizio della fase di emissione; (C) I fluidi percolano preferenzialmente in senso verticalmente lungo via di fuga tubolari e più diffusamente in senso orizzontalmente lungo i primi strati di gas idrato.

Come espone Guido (2007) nella tesi *Formazione e struttura di carbonati metano-derivati in relazione ai processi di migrazione dei fluidi in diversi contesti tettonici: Mare Adriatico e Golfo di Cadice* sono proposti due meccanismi principali che inducono le fuoriuscite di gas. Il primo riguarda il continuo "battere locale" e la sua continua degassazione: molto probabilmente il gas fuoriesce ad intermittenza, in particolare durante violente esplosioni, e il continuo fratturarsi del sedimento dovuto alle infiltrazioni dà origine infine ad un cratere. In questo caso generalmente si vengono a creare delle bolle di gas lungo la colonna d'acqua, e i sedimenti presenti nel cratere formato vengono consolidati in ogni parte, così come ci si potrebbe aspettare da una rapida degassazione, seguita da un collasso e poi da una densificazione di materiale.

La degassazione potrebbe permettere inoltre la rielaborazione dei sedimenti stessi fino a formare nel cratere un profondo tubo che guida la fuoriuscita. In contrasto alla ipotesi appena menzionata, il contenuto estremo di gas nei sedimenti marini dell'olocene suggerisce una sua diffusione lenta in superficie, persino attraverso lo stesso sedimento olocenico, che è spesso solamente una decina di centimetri; questo potrebbe indicare che il gas generato si è accumulato prima nel fango pleistocenico e poi seppellito sotto sedimenti olocenici. In questo caso quando la pressione del gas supera la pressione di sovraccarico, il sedimento sotto stress viene rigonfiato rapidamente, e se le onde di tempesta provocano a loro volta un caricamento sul fondo che attraversano, allora può accadere che ci siano delle venute di gas, che il sedimento collassi e che ci sia la formazione di un cratere in superficie. (Francesco Luigi Guido., 2007)

Le recenti teorie sulla liquefazione dei sedimenti suggeriscono che il caricamento dovuto dalle tipiche onde di tempesta porta alla liquefazione dei primi 1-2 metri dei sedimenti olocenici, e questo potrebbe incrementare il potenziale per la formazione del cratere. (Nelson et al., 1979)

1.4d Emissioni di metano dagli oceani

Nonostante i recenti progressi nella comprensione delle bocche idrotermali, vulcani di fango e pockmarks, gli oceani sono raramente considerati come un unico sistema. Sembra che molti oceanografi facciano fatica a riconoscere il potenziale significato di questi inputs geologici; il “sistema oceanico” sembra fermarsi immediatamente sul fondo marino e questo per Judd e Hovland è senza senso. Le infiltrazioni di acqua dolce e la risalita spontanea di petrolio sono note da secoli, ma sorgenti di metano sottomarine sono una scoperta relativamente recente. Molti scienziati possono considerarli come semplici curiosità, ma come il ritmo di scoperta e di ricerca accelera la loro importanza diventa sempre più evidente.



Figura 18: Fotogramma preso dal rilevamento video attraverso R.O.V. nella zona Bonaccia. L'immagine immortalata la risalita di gas metano dall'interno di un pockmark.

Per andare a valutare il flusso globale di metano che proviene dal fondale marino è necessario tener conto del tasso di emissione dalle singole sorgenti e della distribuzione di queste fonti. Fino ad ora solamente un numero molto piccolo di pockmark, mug volcano e in generale piccole fuoriuscite di gas sono stati studiati per lunghi periodi, ma da questi pochi si è potuto constatare che i tassi di flusso variano considerevolmente nel tempo.

Come altri casi in natura, sembra che la distribuzione nei fondali marini di queste manifestazioni di metano seguano una distribuzione log-normale; in pratica abbiamo un ristretto numero di posti dove il tasso di flusso ha una notevole importanza e una “grande coda” di avvenimenti dove le emanazioni sono molto esigue. (Hovland et al., 1993). In realtà si pensa che, anche se le esalazioni sono limitate, si possano verificare occasionali scoppi naturali di gas. Questi possono interrompere il normale flusso continuo e possono essere responsabili della formazione di nuovi pockmarks.

In acque profonde, anche se il gorgogliamento è stato segnalato, la maggior parte del metano fuoriesce dal fondo marino disciolto in acqua. A differenza dei fluidi che fuoriescono dalle bocche idrotermali, il metano che fuoriesce dai pockmarks non ha una temperatura significativamente più calda rispetto all’acqua di mare, eppure i pennacchi che si vanno a formare si diffondono prima verso l’alto che lateralmente.

Il metano, una volta che si discioglie nell’acqua, sarà soggetto ad ossidazione a qualsiasi valore di profondità; si è dimostrato che l’ossidazione microbica del metano è altamente efficace nella rimozione del metano dalla colonna d’acqua. (Grant e Whiticar 2002)

1.4e Le emissioni in atmosfera

I gas provenienti da acque poco profonde e da eruzioni vulcaniche sottomarine e sorgenti idrotermali entrano in atmosfera. Questi sono degni di nota, soprattutto perché la maggior parte delle emissioni sono di metano. Come sappiamo, e detto anche in precedenza, il gas metano è un importante gas ad effetto serra perché, rispetto alla CO₂, è ben 25 volte più potente.

È comunemente affermato che gli oceani sono una “fonte minore” di metano atmosferico; questa è l’impressione data dall’IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) e da altre recensioni (ad esempio Khalil, 2000; Wuebbles e Hayhoe, 2002). Diversi autori hanno dato una loro stima del gas metano proveniente dagli oceani, ma il dato che forse è da ritenere più significativo è di Oremland (1998) che ha suggerito un valore che va da 5 a 20 Tg di CH₄, anche se loro stessi hanno ammesso che queste cifre “..sono essenzialmente sulla base dati di Ehhalt”. Sembra

che la convinzione diffusa che gli oceani siano di seconda importanza come fonte di metano atmosferico è basata su prove molto sottili:

“Mentre numerosi lavori hanno tentato di valutare le fonti continentali di metano, la fonte oceanica è ancora poco documentata. Solo Ehhalt (1974), utilizzando misure pionieristici di Lamontagne et al. (1973), nel bilancio del metano ha dato come fonte oceanica di 4,7-20,7 Tg. Questa valutazione iniziale è stato successivamente utilizzato da diversi autori senza un attento riesame (Khalil e Rasmussen, 1983; Cicerone e Oremland, 1988). Più Di recente il modello di Fung et al. (1991), ha ancora una volta usato valori di Ehhalt ma senza effettuare simulazioni 3D per gli scenari di diverse fonti di metano che sono estremamente poco conosciuti ... Questi includono oceani ... ! (Llambert e Schmidt, 1993)

Tra i vari tentativi di stime, privilegiamo quella di Kvenvolden *et al.* (2001). Suggestisce che pockmarks, gas idrati e vulcani di fango forniscono 30 Tg di metano al fondo marino. Una volta che le perdite dovute all'ossidazione lungo la colonna d'acqua sono state prese in considerazione, il contributo all'atmosfera va da 10 a 30 Tg (migliore stima 20). Anche se le fonti idrotermali e vulcaniche non sono state incluse, abbiamo ritenuto che questa è una ragionevole approssimazione del contributo di metano del fondale all'atmosfera con i dati attualmente disponibili; ulteriori dati potrebbero dimostrare che si tratta di una stima conservativa.

Si pensa che questo contributo dal fondale deve essere considerato separato dal contributo di metano della colonna d'acqua. Gli oceani contribuiscono almeno da 10 a 30 Tg dal fondo marino, più da 11 a 18 Tg di Bange *et al.*, (1994), per un totale di 21-48 Tg all'anno, che corrisponde a circa il 4-9% del bilancio globale. (Judd, Hovland *et al.*, 2009). Forse il contributo degli oceani non è poi così insignificante come certi autori ci vorrebbero far credere. Ma se un aumento del contributo da parte del fondale/oceani dovesse esser accettato, altre fonti dovrebbero essere diminuite per compensare; le varie fette della torta non sono di dimensione fissa, ma la torta lo è. Questi contributi naturali, e quelli di altre fonti “geologiche” a terra (considerato da Etiope e Klusman, 2002) indicano chiaramente che le industrie non sono responsabili dell'intero apporto di metano.

1.5 Interazioni dei pockmark con la parte biotica

Come già accennato precedentemente, il gas metano può risalire dal sottofondo del mare fino all'atmosfera attraverso la colonna d'acqua; questa massa di metano in parte viene solubilizzata o dispersa nell'acqua ed in parte viene metabolizzata da batteri metano-trofici, che hanno la capacità di convertire il metano in biomassa batterica. È stato proposto che la risalita del metano registrato sulla verticale dei pockmarks rilevati nel mare del Nord aumenti la produzione bentonica locale per mezzo di una catena alimentare batterica (Hovland e Judd, 1988).

Tale ipotesi è basata sulle osservazioni video del fondale, le quali indicano la ricchezza della fauna bentonica in corrispondenza della presenza di gas che risale dai pockmarks (Curzi et al 2013). Episodi che testimoniano la vita all'interno dei crateri vengono, in primis, dall'immersione di un sommergibile con equipaggio del BIO (Bedford Institute of Oceanography) al largo delle coste della Nuova Scozia, in Canada, che avvicinandosi al fondale riferisce una ridotta visibilità causata da miriadi di krill e gamberetti che si trovavano dentro i pockmarks e, più tardi, in Norvegia dove si è riscontrato un simile episodio.

I microrganismi

I microrganismi, chiamati anche microbi, sono il fondamento delle comunità chemiosintetiche trovate nei siti dei vent e seep e fanno parte di tutti i processi chiave della vita in questi ambienti. L'attività microbica si verifica dove abbiamo il passaggio da condizioni ossigenate ad anossiche (Ocutt et al., 2004).

La chemiosintesi è un processo di trasformazione delle sostanze inorganiche in sostanze organiche (processo di organicazione) compiuto da microrganismi autotrofi detti batteri chemiosintetici. Pur essendo privi di clorofilla, i batteri chemiosintetici sono comunque in grado di produrre l'energia chimica mediante l'ossidazione delle sostanze inorganiche presenti nell'ambiente. Gli organismi chemiosintetici utilizzano l'ammoniaca, l'idrogeno, il ferro, l'azoto, i nitriti e lo zolfo. Si sono riscontrati diversi casi in cui organismi vivono in simbiosi con le comunità chemio sintetiche, ad esempio per i vermi tubicoli, per i bivalvi, per la famiglia delle Solimyidae, per la

famiglia delle spugne carnivore e per la meiofauna. Possiamo dire quindi che le comunità da seep e vent dipendono dalla chemiosintesi come loro sorgente primaria di energia. (Curzi et al.,2003)

La fauna non simbiotica legata ai seep è anche attratta dalla presenza di MDAC (carbonato autigeno derivato da metano). La fauna libera di nuotare può spendere solo una piccola parte del tempo sui seep; in alternativa, può essere attratta dalle strutture simili ai pockmarks da utilizzare come rifugio.

L'infauna

L'infauna consiste in animali acquatici che vivono dentro ai sedimenti del fondale marino. In un primo momento è stato trovato che l'infauna dei pockmarks era molto simile a quella che si trovava nell'area circostante. Essa è dominata per il 65% del totale da quattro specie di policheti (*Paranphnome jeffreysii*, *Levinsenia gracilis*, *Hetermastus filiformis* e *Spiophane skroyeri*), echinodermi e il bivalve *Thyasiira equalis*. (Dando et. Al., 1991)



Figura 19. A sinistra possiamo osservare un esemplare di *Hetermastus filiformis*; a destra invece abbiamo un esemplare di *Spiophane skroyeri*

Dando (2001) descrive l'infauna bentonica dei sedimenti alla base dei pockmarks come "altamente variabili" in termini di popolazione. Questo è stato dedotto mettendo a confronto due esempi provenienti da pockmarks dove è stato riscontrato una grande popolazione di macroinfauna con altri due esempi che avevano una biomassa molto minore rispetto ai campioni di controllo. Nonostante siano stati trovati organismi non prettamente tipici delle zone, l'autore ha concluso che l'infauna del Pockmarks era impoverita rispetto al normale fondale esterno al pockmarks. (Dando et al., 1991)

Epifauna

L'epifauna è quell'insieme di specie animali, generalmente sessili in gran parte, che vivono a stretto contatto con il substrato, non lasciandolo per interi stadi vitali. Esistono cospicue differenze tra la densità della fauna alla base, quella sul bordo dei pockmarks e quella sul circostante fondale. Alla base della struttura maggiore si trova la densità di antozoi (*Pennatula phosphore*, *Virgularia mirabilis* e *Cerianthus lloydii*), le anemoni di mare *Bolocera tuediae*, *Urticina feline* e *Metridium senile*, i gasteropodi *Bocinium undulatum*, il granchio *Pagarus* e anche grandi echinodermi come *Astropecten irregularis* erano relativamente abbondanti.



Figura 20. Nella foto possiamo vedere l'anemone di mare *Bolocera tuediae* (da marlin.ac.uk)

Queste specie epifaune sono state rilevate solo occasionalmente fuori dalla base dei Pockmarks. (Curzi et al., 2012)

L'abbondanza di epifauna non è causa dei seep ma è piuttosto collegata alla presenza di hardground (crostone) metano-derivato da carbonato autigeno (MDAC).

Foraminiferi

Negli ambienti marini sono stati molto studiati i foraminiferi, per indagare la loro risposta biologica al metano. L'insieme dei foraminiferi in un campione raccolto dal sottomarino Jago, alla profondità di 172 metri nel pockmark Scanner al largo delle coste scozzesi, era distinto dai dati di un campione prelevato in un vicino sito di controllo. Questo perché il campione è caratterizzato da una scarsa abbondanza (505 campioni confrontati con 594), inferiore diversità (21 specie rispetto al 35) e superiori predominio (23% rispetto al 21%) rispetto al campione di controllo. Meno abbondanti anche i taxa, sia a livello di ordine che di specie. Si conclude dicendo che sarebbe stato possibile individuare i seep sulla base delle comunità di foraminiferi bentonici individuate.

Pesci

Le riprese del video sottomarino Jago hanno mostrato che i pesci sono molto più frequenti nei pockmarks che al di fuori. Solo pochi pesci demersali sono stati visti al di fuori dei pockmarks. All'interno sono stati visti banchi di merluzzi, molva e pesce lupo. Cosa che ha dato molto stupore è la grande concentrazione di otoliti, soprattutto di merluzzi. Le otoliti sono delle piccole concrezioni ossee simili a sassolini che si trovano anche nel cranio dei pesci e servono a fornire l'orientamento in base alle cellule sensoriali su cui appoggiano. In base all'accrescimento gli ittiologi riescono a capire l'età e le dimensioni del pesce. Sono state ritrovate densità fino a 42.188 otoliti per m² rispetto a meno di 82 per m² relative all'esterno dei Pockmarks. Questo ci dice che un'abbondanza di pesce era stata attratta dal sito. (Judd et al., 1994)

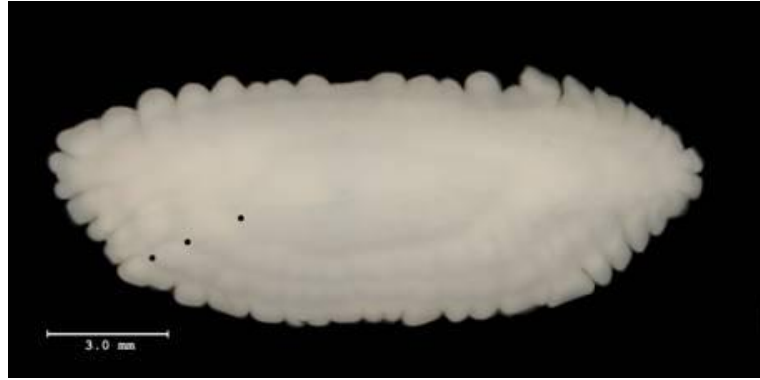


Figura 21. Un otolite. Sono riconoscibili i vari anelli che corrispondono all'età dell'animale.

Sebbene questi pockmarks siano chiaramente attrattivi per i pesci, ci sono poche prove per dire che questi siano in qualche modo favoriti dalla chemiosintesi associata alle fuoriuscite di gas. (Dando 2001) Si conclude, quindi, che i pesci utilizzano i pockmarks come riparo, lasciandoli per andare alla ricerca di cibo. (Dando 2001)

Questo sembra del tutto possibile, perché i pesci sono attratti da strutture artificiali come condotte e relitti.

Nonostante l'abbondanza di pesci ed epifauna, e la presenza di organismi associati a chemiosintesi, Dando (2010) ha respinto l'idea che i seeps sostengano un ecosistema locale e saranno necessari maggiori campionamenti per dimostrare questo.

La conclusione contrasta con l'idea della maggior parte degli autori, tra cui Hovland & Judd (1988), Hovland e Thomsen (1989), Boezio (2000), Olu-Le Roy (2004), Taviani (2011) che la fauna intorno ai Pockmarks è dipendente da una catena alimentare a base idrocarburica.

Resta il fatto che in molte zone oceaniche e non a significative profondità intorno a fuoriuscite di metano (per non parlare dei ben più noti "smokers", freddi o caldi che siano) intorno a queste bocche si assiste allo sviluppo di significative concentrazioni biologiche.

1.6 Scopo della tesi

Il presente lavoro di tesi di laurea magistrale ha come oggetto lo studio le particolari forme marine superficiali, i rapporti e le interazioni che si vengono a formare tra questi e l'ambiente circostante, che comprende sia la parte abiotica che la parte biotica. Tale studio vuole approfondire ed integrare le informazioni ad oggi conosciute e descritte in bibliografia con dati recenti, acquisiti nei fondali dell'Adriatico Centro-Settentrionale attraverso strumentazioni avanzate, per tentare di dare un quadro più aggiornato sulle implicazioni ambientali legate ai diffusi pockmarks rilevabili su questi fondali, ovvero depressioni del fondale causate dalla rimozione di sedimenti ad opera di emissioni di metano che in molti casi sono accompagnati dalla formazione di depositi carbonatici.

Tali conformazioni sono diffuse in varie zone del mondo, dalla Spagna al del Mare del Nord fino all'Australia, e tra le più interessanti troviamo quelle del Mar Adriatico. Grazie a particolari caratteristiche, che variano dalla formazione geologica e posizione geografica, al fatto che per buona parte il fondale non supera la profondità di qualche decina di metri, il Mare Adriatico è particolarmente favorevole alla formazione di diverse strutture quali i Pockmaks, Mud Vulcano, Mud Diapirism e Tegnue. La peculiarità che rende possibile la genesi di queste formazioni è la diffusa presenza di emissioni metanifere spontanee. Queste emissioni derivano da processi biogenici e termogenici a partire dalla sostanza organica accumulata e costipata in sedimenti, che nel tempo ha portato alla formazione di riserve di gas nei vari livelli della colonna stratigrafica.

Il fenomeno delle emissioni è reso possibile grazie all'effetto combinato di un ambiente di bacino sedimentario, alle continue azioni di compattazione dei sedimenti, e alla presenza di fratture che agiscono come via preferenziale per la risalita dei fluidi contenenti gas.

Queste strutture le ritroviamo distribuite prevalentemente in due zone del Mare Adriatico, vale a dire nella parte settentrionale, parallelamente alla linea di costa che si estende da Trieste fino al Delta del Po, e al largo di Ancona.

Il nostro studio si focalizza nella seconda delle due; ovvero nel Mare Adriatico centrale a circa 65 Km ad est di Ancona, dove, inoltre, è presente un esteso

giacimento metanifero conosciuto, al pari della piattaforma petrolifera presente, come “Campo Bonaccia”. (<http://unmig.mise.gov.it>)

La zona è stata scelta perchè ricca di queste particolari conformazioni, che possiamo trovare in svariate forme e grandezze, che si integrano perfettamente con la biodiversità marina. Questo risulta di notevole importanza ai fini dello studio, perché si cercherà di capire se i due aspetti sono correlati e quindi se le zone caratterizzate dalla presenza di pockmarks potrebbero essere degli ambienti di nursery.

I dati di riferimento che verranno utilizzati nello studio sono stati acquisiti durante diverse fasi di rilevamento geofisico condotte in zona negli ultimi anni da ENI al fine di definire le principali caratteristiche fisico-geometriche dei fondali qui presenti. I rilievi geofisici sono stati condotti attraverso diversi strumenti di indagine indiretta quali il sonar a scansione laterale (*Side Scan Sonar*), il profilatore di sedimenti (*Sub Bottom Profiler*), ecoscandagli *Multi Beam* e Sonde multiparametriche.

La disponibilità dei dati che è stato possibile utilizzare per questa tesi rientra nell’ambito delle collaborazioni da tempo esistenti tra IGRG- Cirsa, Lighthouse S.p.a. ed ENI che, in particolare, si ringrazia per la messa a disposizione di molti dei dati di seguito presentati. I dati sono stati in buona parte elaborati presso gli uffici Lighthouse S.p.a.(BO), sotto il tutoraggio del dott. Fabrizio Zucchini.

Materiali e Metodi

2.1 Zona Bonaccia

Il presente studio si focalizza sull'analisi di diffusi pockmarks rilevabili nella zona di Bonaccia di cui sono stati resi disponibili, cortesemente fornite da ENI S.p.a., una serie di dati batimetrico-geofisici ad elevata risoluzione.

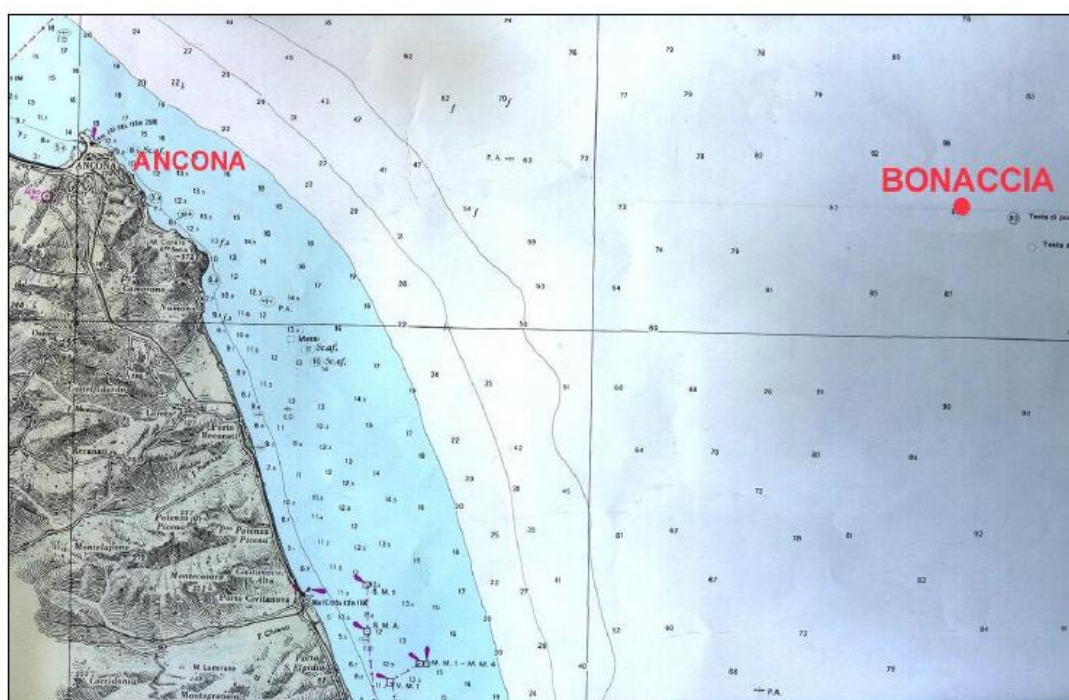


Figura 22. Carta rappresentante la zona Bonaccia (da report Lighthouse)

La zona di Bonaccia si trova nell'off-shore Adriatico, a circa 60 km ad est della costa marchigiana di Ancona (AN), in prossimità della linea di separazione con l'offshore croato. La zona è prossima all'omonima concessione di coltivazione di idrocarburi liquidi e gassosi, ubicata in Adriatico Centrale con fondale marino della profondità di circa 87 metri

2.2 Acquisizione dati

La maggior parte dei dati tecnici riferiti al caso studio di questo elaborato di tesi sono stati ottenuti dalla società Lighthouse S.p.a., che si occupa di acquisizione ed elaborazione dati geofisici in mare. Le rilevazioni effettuate, nei diversi survey nella zona di Bonaccia hanno lo scopo di dare più informazioni possibile sul tipo di substrato, sullo stato del giacimento, caratteristiche della colonna d'acqua e sulla conformazione del fondale marino.

Per l'acquisizione di tali dati si ricorre a diverse strumentazioni in base al tipo di informazione che si vuole avere; tali strumenti possono essere montati su navi oceanografiche, trainati, oppure immersi in mare e usati in remoto. Ora andremo a vedere quali sono questi strumenti e in che modo vengono utilizzati.

Side Scan Sonar

Il Side Scan Sonar (sonar a scansione laterale) è uno strumento utilizzato nel campo delle prospezioni marine che fornisce un'immagine acustica del fondo del mare. E' a tutti gli effetti un sonar, ma a differenza di questo restituisce un'immagine tridimensionale del fondale, avendo la possibilità di emettere impulsi laterali.

Il sistema di acquisizione di un side scan sonar (SSS) è costituito da:

- Il "tow-fish", o chiamato anche pesce, è un contenitore a forma di siluro dove all'interno troviamo i due trasduttori, uno per lato, e la ricevente;
- il sistema di bordo che comprende un processore, un'unità di controllo e un registratore;
- il cavo con cui il pesce è trainato e dove avviene la trasmissione dei dati al computer.



Figura 23. Tre componenti del SSS: in alto a sinistra il cavo per la trasmissione delle informazioni e per il traino, in alto a destra il computer e in basso il "pesce".

La regola di base che governa l'utilizzo del SSS è la seguente: più alta sarà la frequenza utilizzata, quindi la risoluzione dell'immagine, minore sarà l'angolo di visualizzazione. Sarà quindi il tecnico, man mano che si procede con l'analisi del fondo a decidere se preferisce una visione più ampia o un'immagine più definita.

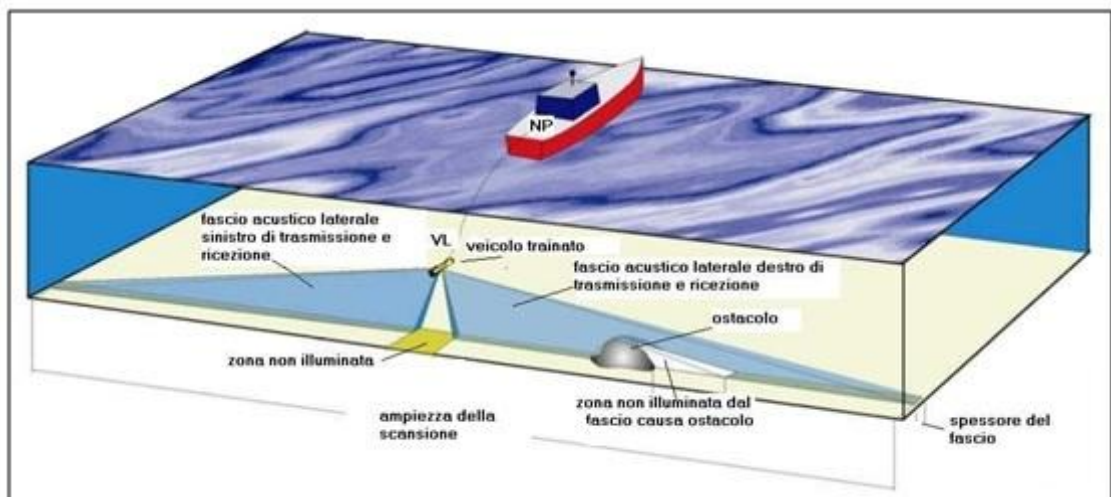


Figura 24. Utilizzo del SSS. Si possono notare i particolari della zona d'ombra non irradiata esattamente sotto al "pesce" e la zona non illuminata dal fascio a causa dell'ostacolo.

È una variante dell'originale sistema SONAR (SONavigation And Range), dove vengono emessi due fasci di onde acustiche (normalmente in un range compreso tra

100 e 900 kHz) a ventaglio in direzione del fondale marino. Il fascio, quando andrà a colpire un oggetto, che potrebbe anche essere in sospensione o sul fondo marino, subirà una diffrazione e ritornerà in dietro verso il ricevitore. Il tutto viene automaticamente rappresentato attraverso un sonogramma, che potrà essere in scala di grigi o a colori. Tra i due fasci proiettati, esattamente sotto il cammino del “pesce”, ci sarà un corridoio di zona d’ombra, dove gli impulsi acustici non riescono ad arrivare. Questo problema verrà successivamente risolto nella parte di processazione dei dati.

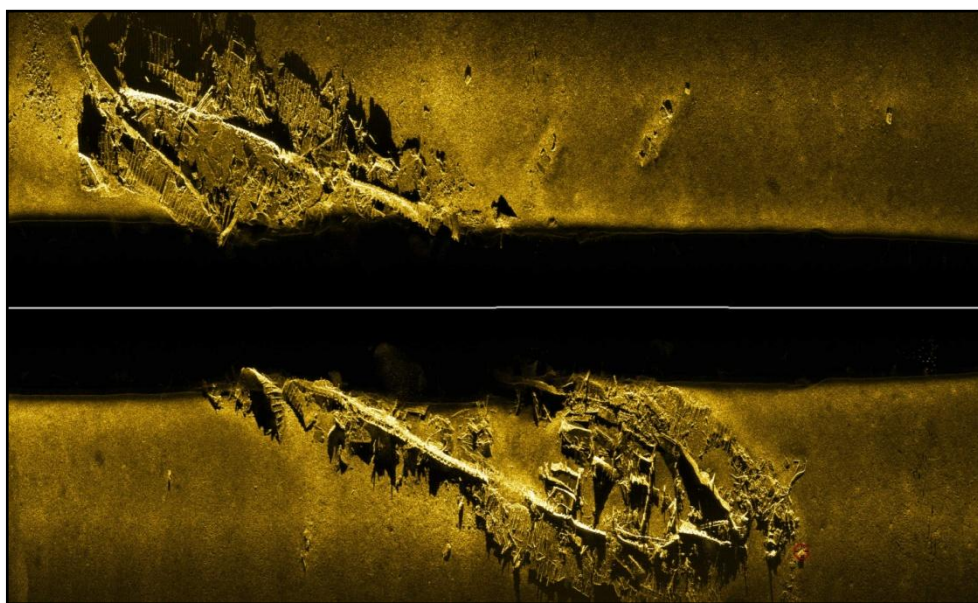


Figura 25. Immagine che rappresenta il rilievo con SSS di un relitto.

La differenza nelle tonalità nel sonogramma deriva dalla totale o parziale riflessione del segnale che viene poi successivamente registrata dal ricevitore: nero o molto scuro significa che il segnale acustico è tornato completamente o quasi indietro dalla riflessione dell’oggetto, che sarà stata quindi massima. Al contrario, quando vediamo delle zone parzialmente o totalmente bianche, le così dette “zone d’ombra sonora”, significa che l’oggetto, rispetto al fondale marino, ha interrotto il viaggio del segnale acustico, formando appunto delle zone in cui il segnale non arriva oppure non viene restituito al ricevitore. Questo strumento è stato dapprima utilizzato dalla marina americana, poi trasformato in un eccellente alleato per l’individuazione di relitti e solo dopo qualche anno fu utilizzato per lo studio dei fondali. Uno degli inventori dello side

scan sonar è stato lo scienziato tedesco Giulio Hegemann che, dopo la seconda guerra mondiale, fu portato negli Stati Uniti dove lavorò fino alla sua morte; anche se il padre dello SSS commerciale è considerato Martin Klein. Fino alla metà degli anni 80 le immagini venivano direttamente trascritte su carta; successivamente si passò alle videocassette mentre ai giorni d'oggi viene tutto memorizzato su supporti allo stato solido.

Multi beam

Quando si vuole andare a studiare il fondale marino, o ciò che ne sta sopra, un requisito fondamentale da conoscere è la batimetria, cioè conoscere qual è la profondità del fondale nel modo più preciso possibile. In passato questo era possibile solamente attraverso il normale ecoscandaglio, o Single Beam, che adoperava una tecnologia per singoli punti lungo la rotta di navigazione. L'evoluzione di questo sistema di batimetria è il multi beam.

La tecnologia Multi-Beam M.B.E.S. (Multi Beam Eco Sounding) è molto sofisticata e capace di fornire altissimi standard quantitativi e qualitativi delle informazioni prodotte. Con questa strumentazione si passa ad un'acquisizione continua che utilizza un numero elevato di beam contemporaneamente, coprendo una fascia di fondale che può variare dalle 3 alle 4 volte la profondità indagata.

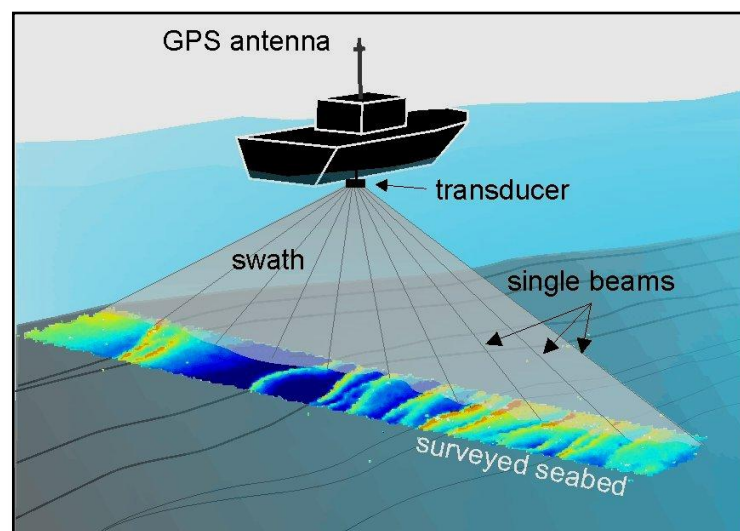


Figura 26. L'immagine rappresenta l'utilizzo del Multi-Beam.

Un multi-beam emette onde sonore perpendicolarmente alla direzione di movimento dell'imbarcazione, in un ventaglio simultaneo di impulsi che si propagano come onde sonore in un angolo di copertura massimo di circa 150°: in questo modo è possibile ottenere il 100% della copertura del fondo marino effettuando transetti paralleli fra loro; la frequenza dell'impulso è compresa fra i 100 e i 455 kHz. Lo strumento emette onde acustiche attraverso un numero elevato (es. da 120 a 240) di raggi, o beams, acquisendo per ciascuna energizzazione un gran numero di dati trasversali alla rotta seguita dalla nave. In questo modo si ottiene una copertura totale del fondale. (<http://www.alphaconsult.it/Multibeam>)

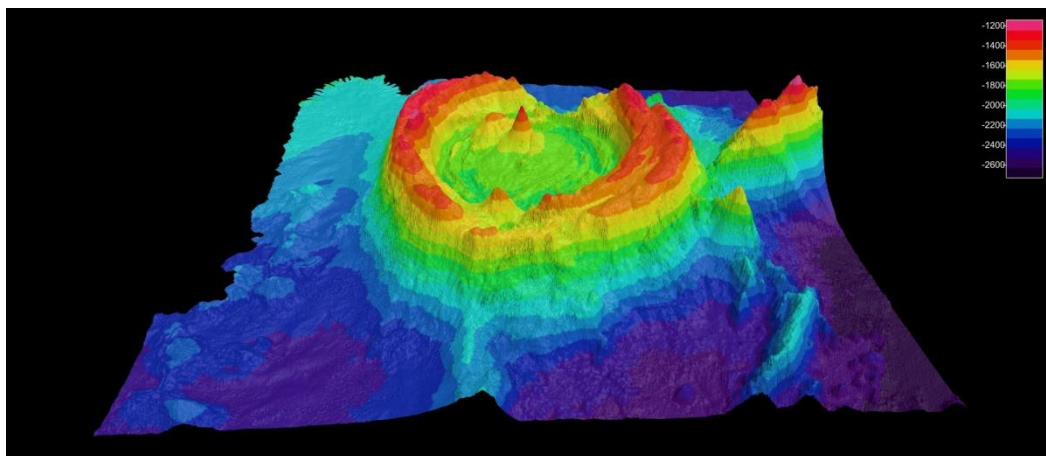


Figura 27. L'immagine rappresenta un rilievo multibeam ed associa un scala di colori in base alla profondità.

Per l'utilizzo corretto dello strumento è necessario interfacciarlo con la strumentazione di bordo e calibrarlo rispetto alle condizioni ambientali, utilizzando:

- un sensore di movimento, per bilanciare gli effetti del rollio, del beccheggio e delle variazioni di quota dell'imbarcazione (pitch, roll, heave);
- un giroscopio che definisce l'orientamento dell'imbarcazione rispetto al nord magnetico;
- una sonda multiparametrica che permetta la calibrazione dello strumento rispetto alla velocità delle onde acustiche nell'acqua;
- un mareografo ad alta precisione che permetta di calibrare la misura della profondità rispetto alla variazione del livello del mare; ed effettuando delle

linee di calibrazione progettate e realizzate preliminarmente al rilievo e ripetute periodicamente.

Questo tipo di acquisizione, oltre a consentire un notevole risparmio di tempo su grandi aree, permette di conoscere con maggior precisione la reale morfologia del fondale con le rispettive quote batimetriche, essendo ottenute, queste ultime, per misura diretta e non per interpolazione (come accade per i dati prodotti dal single beam). Solitamente i rilievi prevedono una copertura totale dell'area di indagine che viene effettuata scandagliando lungo transetti paralleli che prevedono una sovrapposizione dei dati delle differenti spazzate.

Per particolari applicazioni il trasduttore multibeam può essere montato in modalità inclinata lateralmente, così da permettere oltre al rilievo del fondale quello, ad esempio, delle banchine portuali e della scarpata delle opere di difesa dal piede delle medesime fino a quasi la superficie dell'acqua. Il rilievo a mezzo multi-beam, comportando evidentemente costi maggiori, viene utilizzato dove si voglia ottenere un notevole dettaglio del fondale o dove la copertura completa del fondale sia necessaria per calcolare con maggior precisione le variazioni volumetriche del deposito sedimentario. (<http://www.rilievibatimetrici.it>)

Sub bottom profiler

Quando abbiamo bisogno di avere informazioni sul tipo di stratigrafia che ritroviamo al di sotto del fondale marino usiamo il sub bottom profiler. Il sub bottom profiler (profilatore di sedimenti) è uno strumento che si usa in geofisica marina e, attraverso l'emanazione di impulsi a basse frequenze, riesce ad identificare la sequenza litostratigrafica presente sotto il fondale marino. È composto da una unità hardware che rimane a bordo dell'imbarcazione che registra e processa le informazioni acquisite e da un trasduttore racchiuso in un involucro pesciforme che viene immerso in mare fissato alla barca o portato a traino.

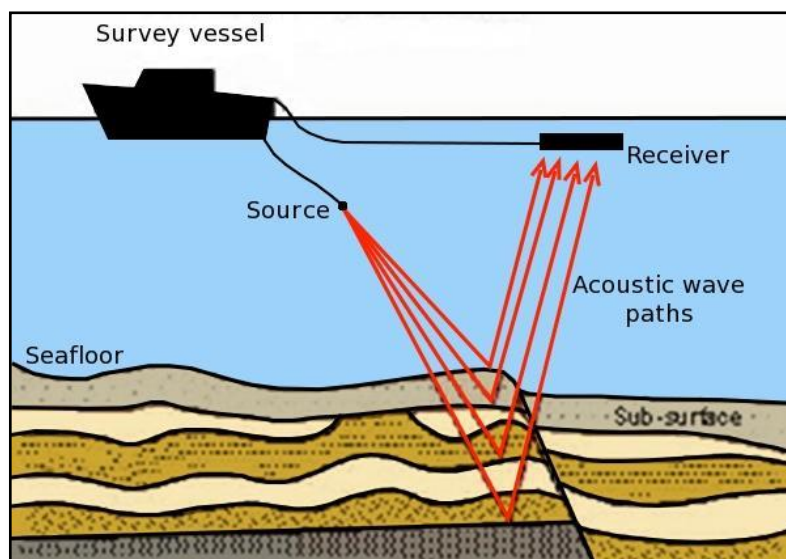


Figura 28. L'immagine raffigura un'imbarcazione che traina la sorgente e il ricevitore del sub bottom profiler.

Il principio è basato sulla diversa velocità di propagazione del suono all'interno dei sedimenti, maggiore è la velocità e più marcata risulterà la risposta acustica. La penetrazione e la riflessione dipendono sia dalle proprietà fisiche del materiale attraversato che dalla potenza e dalla frequenza portante del segnale. Viene trasmesso un impulso acustico che, in corrispondenza di una discontinuità nelle proprietà elastiche del materiale, che corrisponde a differenze di impedenza acustica, viene riflesso e ricevuto dal trasduttore che lo invia a sua volta tramite l'unità hardware al programma di visualizzazione nel laptop collegato.

L'impedenza acustica è correlata alla densità del materiale e la velocità con cui il suono viaggia attraverso il materiale.

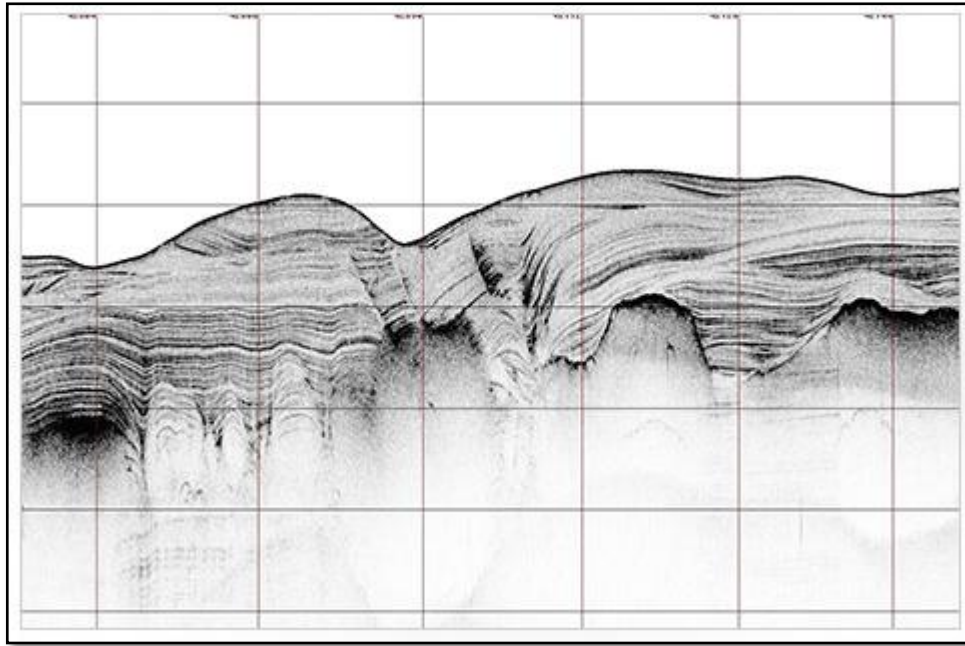


Figura 29. Immagine che rappresenta un profilo stratigrafico da sub bottom profiler.

L'impedenza acustica è correlata alla densità del materiale e la velocità con cui il suono viaggia attraverso il materiale. Quando c'è un cambiamento di impedenza acustica, come tra acqua/sedimento, parte del suono trasmesso si riflette. Tuttavia, parte dell'energia sonora penetra attraverso il confine e nei sedimenti. Questa energia viene riflessa quando incontra i confini tra gli strati più profondi dei sedimenti aventi differenti impedenza acustica. Il sistema utilizza l'energia riflessa da questi livelli per creare un profilo del sub-sedimento del fondo. (<https://boa.unimib.it>)

Remotely Operated Vehicle (ROV)

I remotely operated vehicle, più comunemente chiamati ROV, sono dei robot sottomarini controllati da una persona in nave attraverso l'utilizzo di un computer. Ne esistono di svariati tipi e dimensioni, che possono andare da un computer a un piccolo camion, in base all'utilizzo che se ne vuole fare. La maggior parte dei ROV sono dotati almeno di una fotocamera, una videocamera e chiaramente delle luci, ma all'occorrenza possono essere equipaggiati di bracci meccanici, campionatori d'acqua e materiale, svariati strumenti che misurano, ad esempio, salinità, torbidità e temperatura.

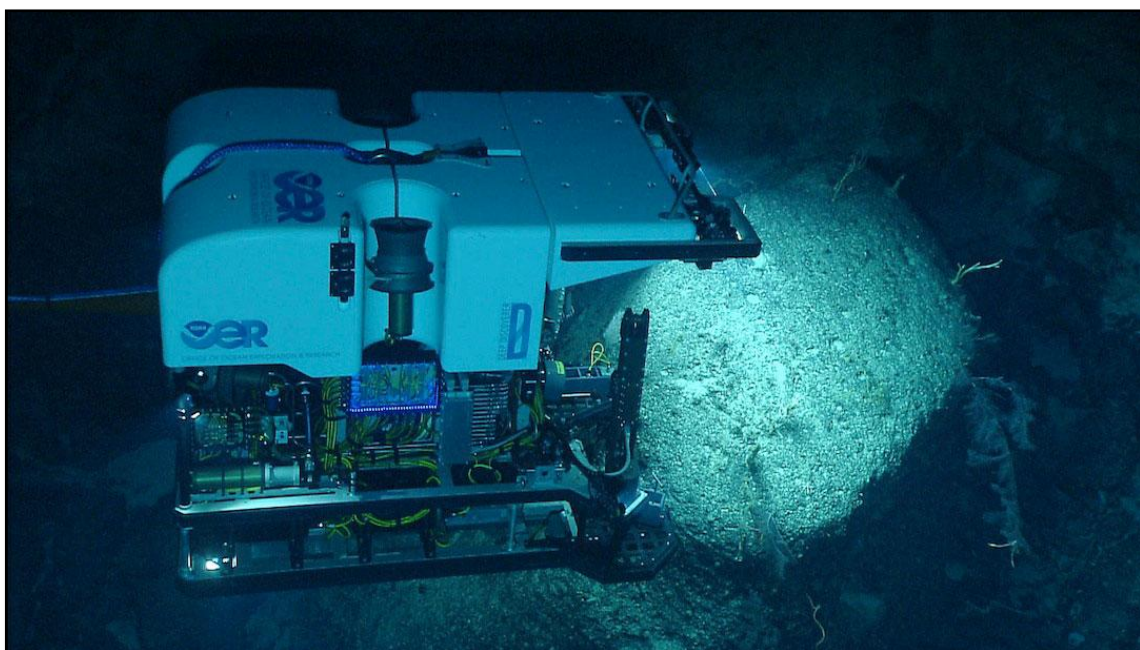


Figura 30. Nell'immagine possiamo vedere un ROV nei pressi di un fondale marino. (da report Lighthouse)

Sono nati come strumenti di ricerca e recupero di ordigni per la marina americana, anche se dagli anni 80 sono diventati strumenti fondamentali per il settore dell'oil&gas. Infatti, svariate imprese commerciali iniziarono a progettarli e costruirli per le operazioni petrolifere off-shore. Successivamente hanno preso piede per altre applicazioni, molte delle quali scientifiche, soprattutto hanno dato un aiuto prezioso nell'esplorazione oceanica arrivando fino a migliaia di metri di profondità.

Risultati

Gli strumenti descritti precedentemente sono stati utilizzati per acquisire ed elaborare dati che ci permettono di avere una panoramica del fondo e sottofondo marino sufficientemente dettagliato per la zona in esame. In questo caso rappresentano un'informazione essenziale poiché, a differenza delle geofisiche, permette una valutazione visiva e diretta per sviluppare interpretazioni e ricostruzioni maggiormente attendibili sulle varie strutture che possiamo trovare sul fondale marino e cercare di capire le varie implicazioni che hanno tali strutture sull'ambiente che le circonda.

3.1 Strutture identificate nell'area Bonaccia

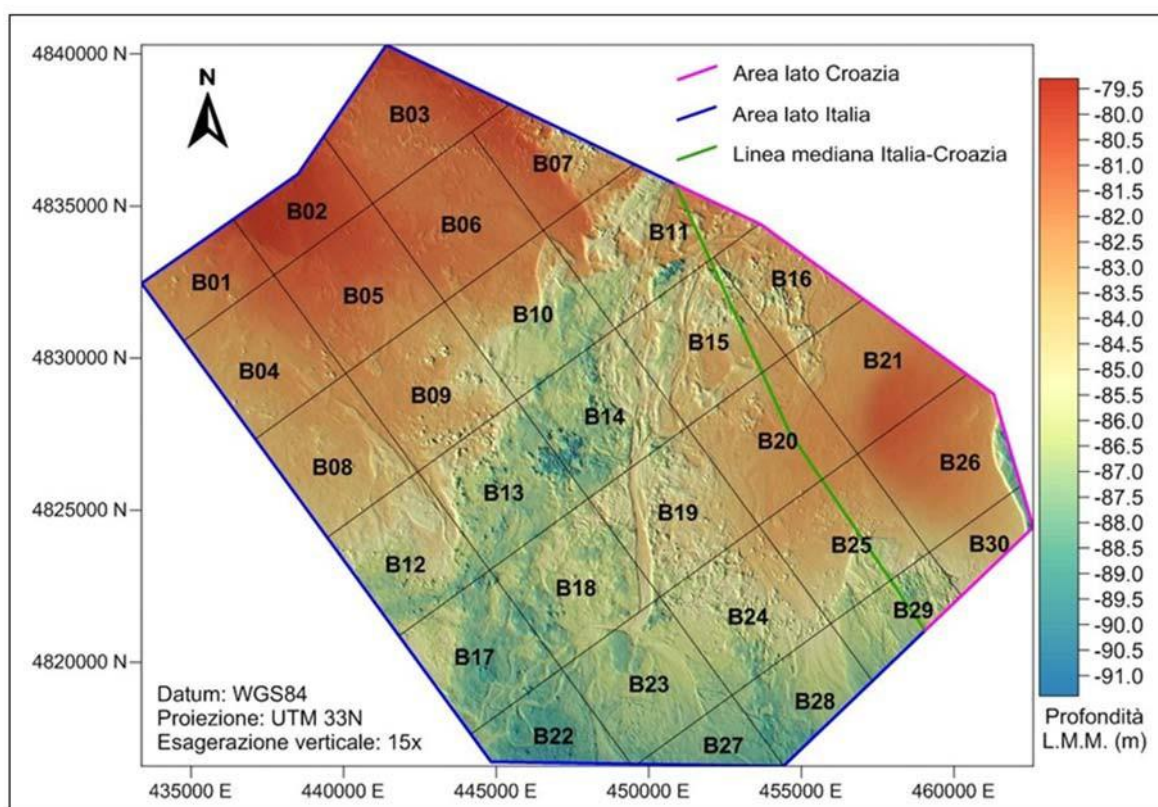


Figura 31. Immagine da MBES che mostra la batimetria dell'area rilevata: mappa delle isobate (da report Lighthouse)

Tutti i dati acquisiti sono stati batimetricamente corretti per le variazioni di marea riferendoli al livello medio mare (l.m.m.), utilizzando le Admiralty Tide Tables Vol.2 NP202-14 per il 2014 riguardanti il porto di Ancona.

In tutta l'area sono presenti numerose depressioni dalla forma irregolare sub-arrotondata di diametro variabile (fino a diverse centinaia di metri) e profonde, rispetto al fondo circostante, fino ad 1m nelle zone laterali meno depresse e fino a 3m nella zona centrale. Si tratta di depressioni a forma di cono che si rinvengono nei sedimenti fini e molli, la cui formazione viene fatta risalire alla migrazione puntuale di gas verso la superficie. La natura e le geometrie dei sedimenti interessati dai pockmarks inducono a spiegare queste strutture come un effetto della risalita di gas ed al successivo collasso dei sedimenti scarsamente coesivi posti lungo la verticale della risalita

3.1a Bonaccia zona ovest

Il fondale investigato presenta una morfologia irregolare, legata alla presenza di rilievi e depressioni, causati dalla presenza di risalite di gas metano. I valori di profondità sono compresi in un intervallo che va da 86.1m sul bordo NO a 90.2m nell'angolo est dell'area.

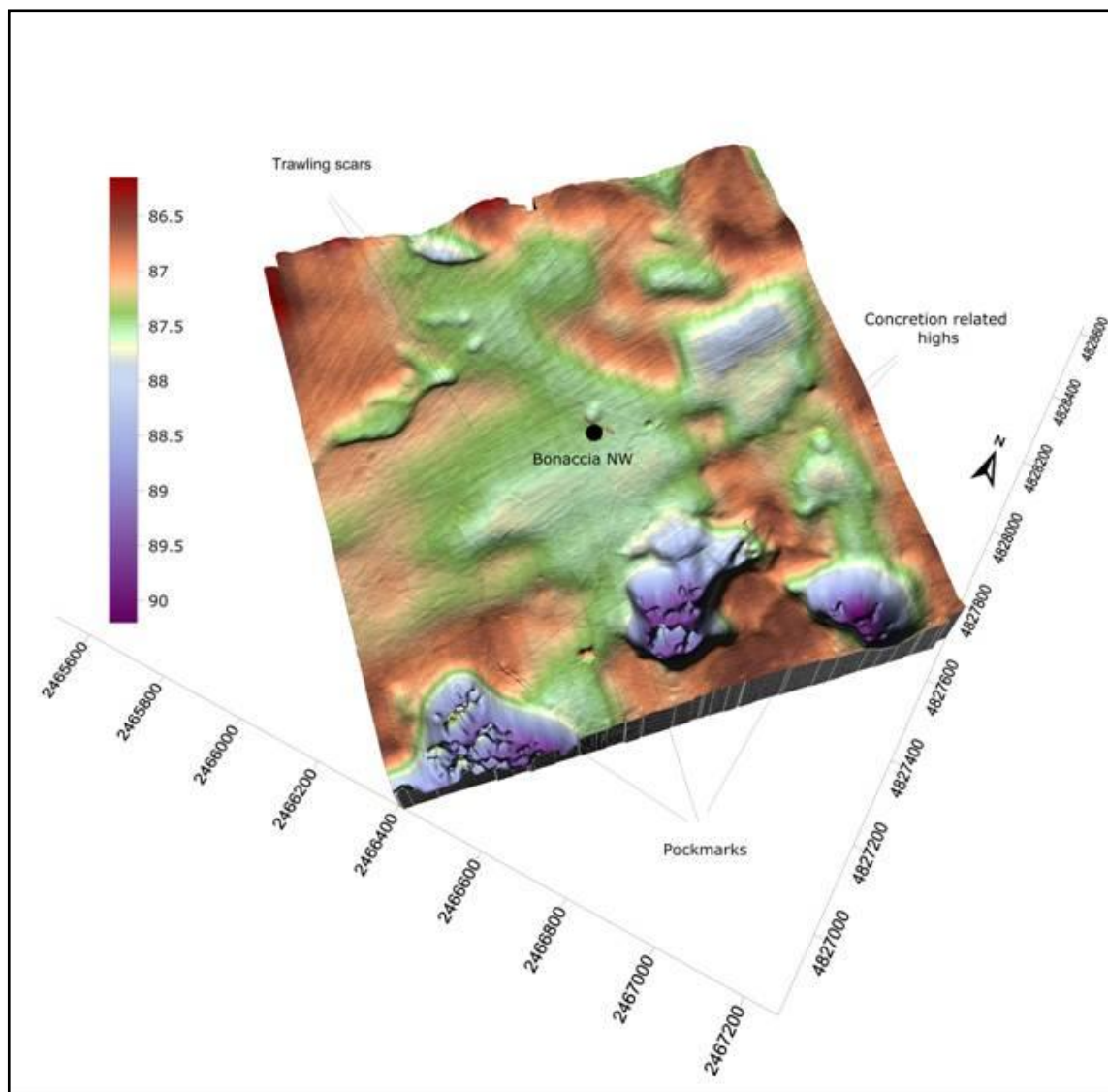


Figura 32. Particolare dell' immagine in 3d della batimetria tramite strumentazione MBES della zona Bonaccia ovest. Si riconoscono chiaramente i 3 Pockmarks. (da report Lighthouse)

Le pendenze del fondo mare sono generalmente molto lievi ($<1^\circ$), con un valore medio di 0.3° . I valori più elevati di pendenza si trovano in corrispondenza delle depressione del settore sudest dove raggiungono valori di 3° sui fianchi delle depressioni, e fino a 10° sui fianchi degli alti all'interno di esse. Come viene confermato anche dai dati SBP la zona SE mostra depressioni che presentano le caratteristiche di pockmarks generati da una diffusa risalita di gas che ha causato il collasso del fondo marino. All'interno della depressione si è instaurato un particolare micro-ambiente, dovuto alla presenza di gas, che ha favorito un elevato sviluppo di

forme di vita bentoniche che ha causato la formazione di abbondanti bio-concrezioni che formano piccoli rilievi.

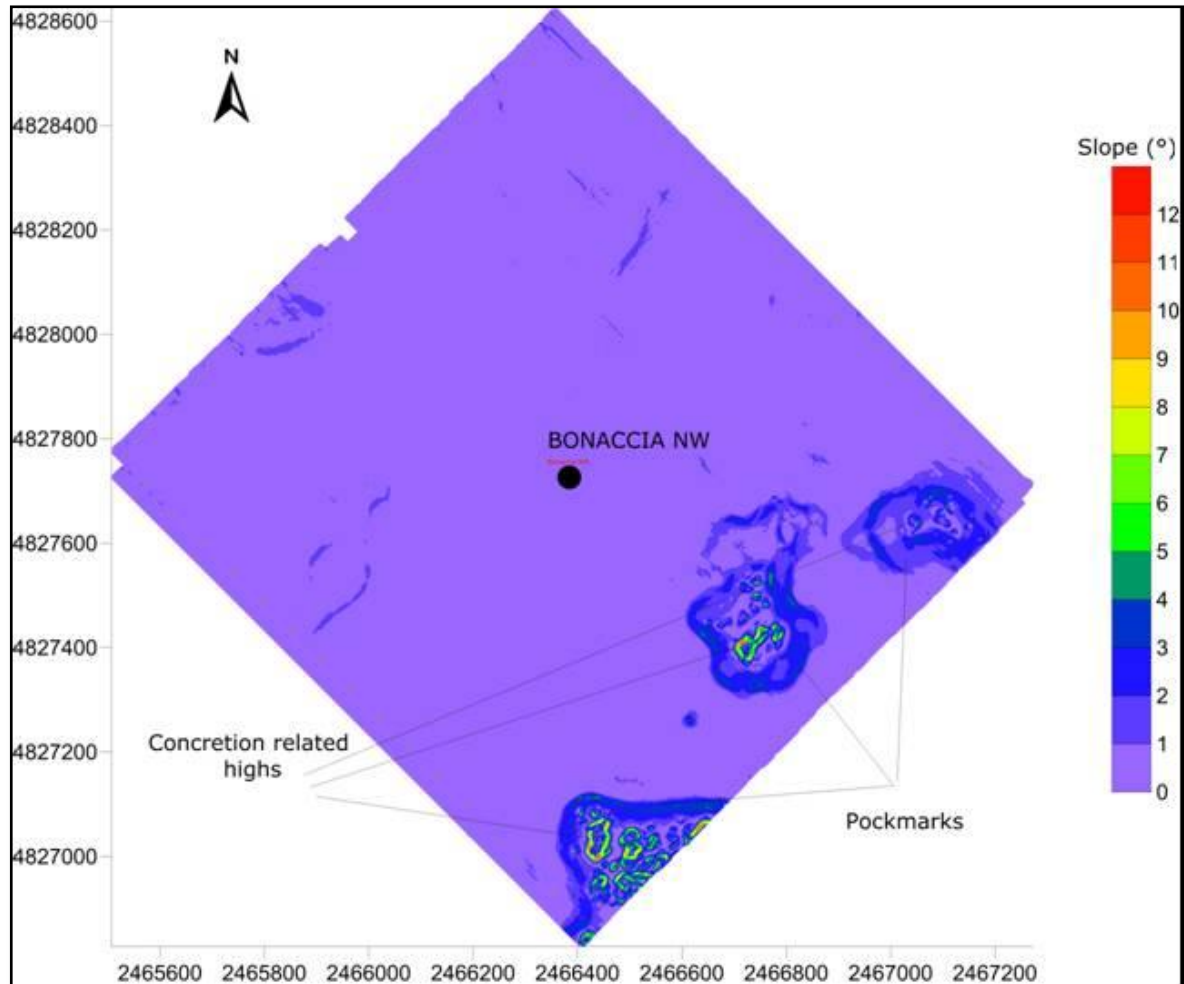


Figura 33. Pendenze data da elaborazione dati MBES. Come si può vedere si distinguono nettamente i 3 pockmark e all'interno di essi anche le bio-concrezioni. (da report Lighthouse)

3.1b Bonaccia zona centrale

La zona centrale è delimitata all'incirca a nord ovest ed a su est dalla batimetrica dei -83/-84m ed è caratterizzata da profondità maggiori (fino a -91.4m), pendenze più elevate e strutture più irregolari rispetto alle aree circostanti. Ha una forma allungata nella parte settentrionale (blocchi da B10 a B19) e diventa più ampia

verso sud (blocchi da B22 a B25 e da B27 a B29). La pendenza media di quest'area è di circa 0.1°-0.2°.

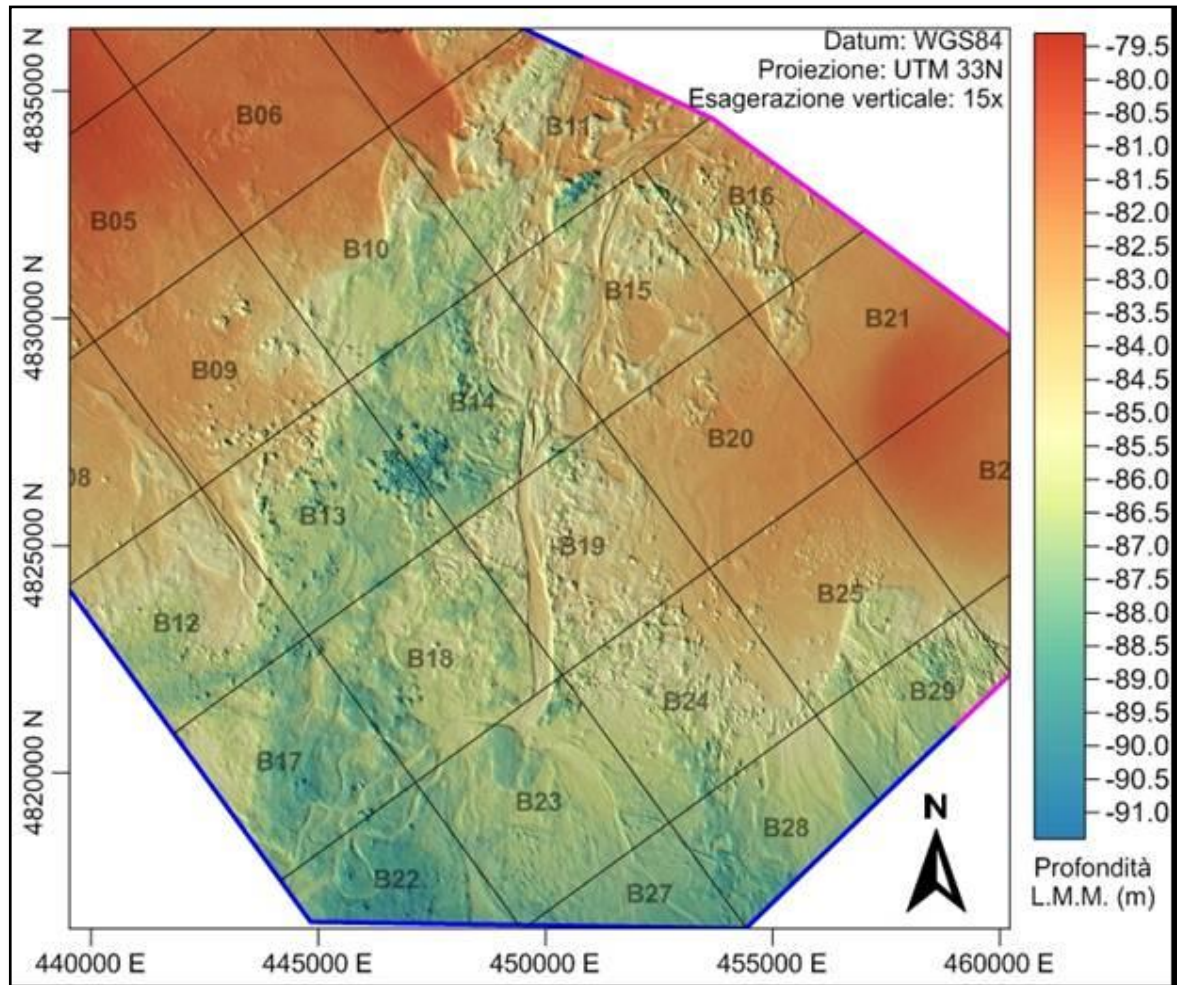


Figura 34: immagine 3d da MBES che evidenzia a batimetria nella zona centrale di Bonaccia

In tutta l'area sono presenti depressioni legate a risalite gassose oltre che mud volcano e piccoli rilievi irregolari all'interno delle depressioni che potrebbero corrispondere a carbonati metano-derivati. Le pendenze sui bordi delle depressioni arrivano mediamente intorno ai 3-4°. Il valore di pendenza più elevato (circa 10°) si misura in corrispondenza di una concrezione.

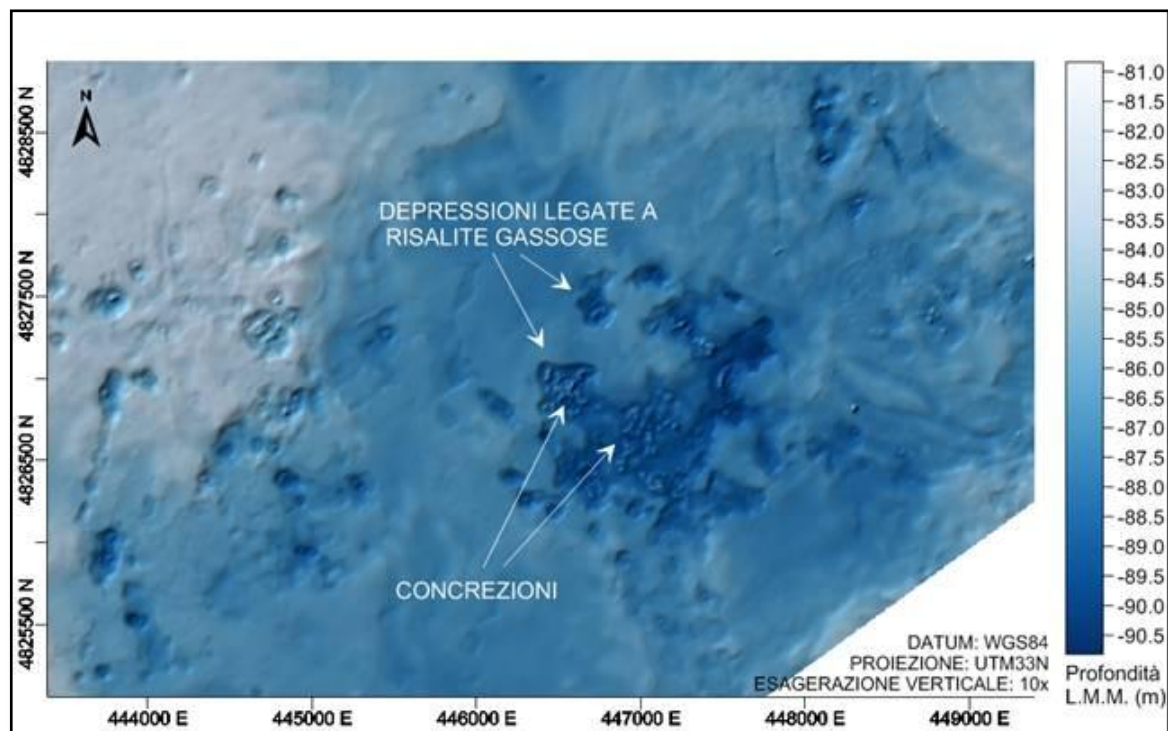


Figura 35. Immagine MBES che rappresenta le aree depresse legate a risalite gassose (pockmarks) e concrezioni al loro interno. (da report Lighthouse)

Concrezioni biogeniche

Il fondale è caratterizzato dall'abbondante presenza di sedimenti a gas diffuso. Queste concentrazioni gassose si manifestano con risalite in superficie che talvolta fuoriescono dal fondo marino. Spesso queste risalite avvengono in corrispondenza di depressioni naturali del terreno, dove si instaura un ambiente favorevole alla proliferazione di concrezioni biogeniche.

Di seguito è riportata la tabella con elencate le strutture concrezionate trovate all'interno dell'area di Bonaccia est e le immagini più significative derivate dalle analisi SSS e SBP che evidenziano l'origine naturale delle aree oggetto di studio.

Tabella 1. Tabella in cui si identificano le concrezioni biogeniche di rilievo nella zona Bonaccia centrale.

Numero concrezione biogenica	Perimetro (m)	Area (mq)	Forma	Associata a risalita gassosa
1	25.7	43.8	Subcircolare	No
2	54.7	147.2	Allungata	No
3	28.6	55.2	Subcircolare	No
4	43.2	124.3	Subcircolare	No
5	7.5	2.9	Subcircolare	Si
6	14.8	12.1	Subcircolare	Si
7	7.2	3.7	Subcircolare	Si
8	16.3	16.9	Subcircolare	Si
9	50.5	58.8	Allungata	Si
10	19.2	10.0	Ferro di cavallo	Si
11	97.9	499.2	Allungata	Si
12	60.3	256.3	Subcircolare	Si
13	11.5	9.0	Subcircolare	No
14	13.7	13.5	Subcircolare	No
15	4.7	1.6	Subcircolare	No
16	8.4	4.8	Subcircolare	Si
17	5.0	1.9	Subcircolare	No
18	19.5	28.6	Subcircolare	Si
19	22.1	35.2	Subcircolare	No
20	34.3	68.6	Allungata	No
21	5.0	1.8	Subcircolare	No
22	6.4	2.9	Subcircolare	Si
23	10.1	7.1	Subcircolare	No
24	4.7	1.5	Subcircolare	Si
25	5.6	2.1	Subcircolare	Si
26	15.6	18.6	Subcircolare	Si
27	18.4	20.9	Lobata	Si
28	7.3	3.3	Allungata	Si
29	66.3	185.8	Lobata	Si
30	6.5	3.1	Subcircolare	Si
31	12.2	9.9	Allungata	Si
32	3.4	0.9	Subcircolare	Si
33	2.7	0.5	Subcircolare	Si
34	5.3	1.9	Subcircolare	Si
35	15.9	16.0	Subcircolare	Si
36	6.0	2.3	Allungata	Si
37	7.4	4.0	Subcircolare	Si
38	12.3	11.1	Subcircolare	Si
39	7.9	4.5	Subcircolare	Si
40	7.7	3.6	Allungata	Si
41	36.0	51.3	Allungata	No
42	23.8	35.7	Allungata	Si
43	10.9	8.3	Subcircolare	Si

Numero concrezione biogenica	Perimetro (m)	Area (mq)	Forma	Associata a risalita gassosa
44	12.4	11.2	Subcircolare	Si
45	28.4	60.0	Subcircolare	Si
46	33.6	85.9	Subcircolare	Si
47	19.1	23.8	Allungata	Si
48	152.4	1124.4	Allungata	No
49	7.7	4.0	Subcircolare	Si
50	9.5	6.6	Subcircolare	Si
51	5.5	2.2	Subcircolare	Si
52	5.5	2.1	Subcircolare	Si
53	7.2	3.6	Subcircolare	Si
54	7.0	3.4	Subcircolare	Si
55	4.9	1.8	Subcircolare	Si
56	5.8	2.5	Subcircolare	Si
57	4.4	1.4	Subcircolare	Si
58	17.3	10.7	Allungata	Si
59	6.4	2.9	Subcircolare	Si
60	10.7	8.2	Subcircolare	Si
61	9.0	6.0	Subcircolare	Si
62	87.6	358.9	Allungata	Si
63	24.6	30.8	Allungata	Si
64	9.6	6.1	Subcircolare	Si
65	12.0	10.3	Subcircolare	Si
66	6.5	3.3	Subcircolare	Si
67	8.1	4.2	Subcircolare	Si
68	54.7	182.1	Subcircolare	Si
69	15.0	16.8	Subcircolare	Si

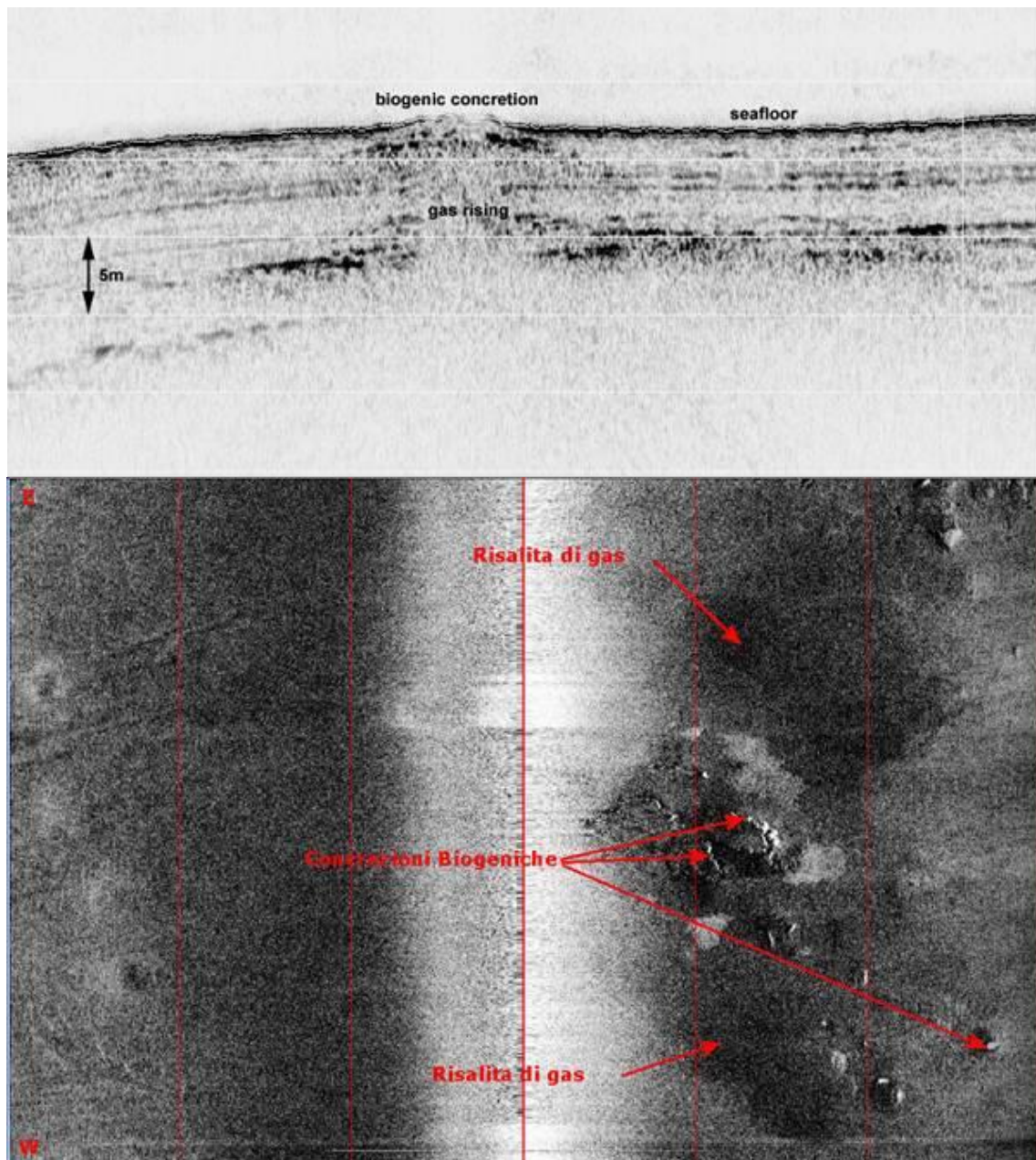


Figura 36. In alto possiamo osservare un esempio di registrazione SBP dove vediamo la risalita gassosa e la concrezione biogenica. In basso registrazione SSS in cui possiamo osservare le concrezioni biogeniche.

3.1c Bonaccia zona est

Il fondale dell'area è irregolare con un valore medio di 82.4m. Le profondità variano da 81.9m a 84.2m con una leggera tendenza all'approfondimento verso sud-sud ovest. La pendenza è generalmente inferiore a 0.4° . L'analisi dei dati batimetrici ha permesso inoltre di identificare diverse aree sub-circolari depresse fino a circa 1m che possiamo definire con certezza dei pockmarks.

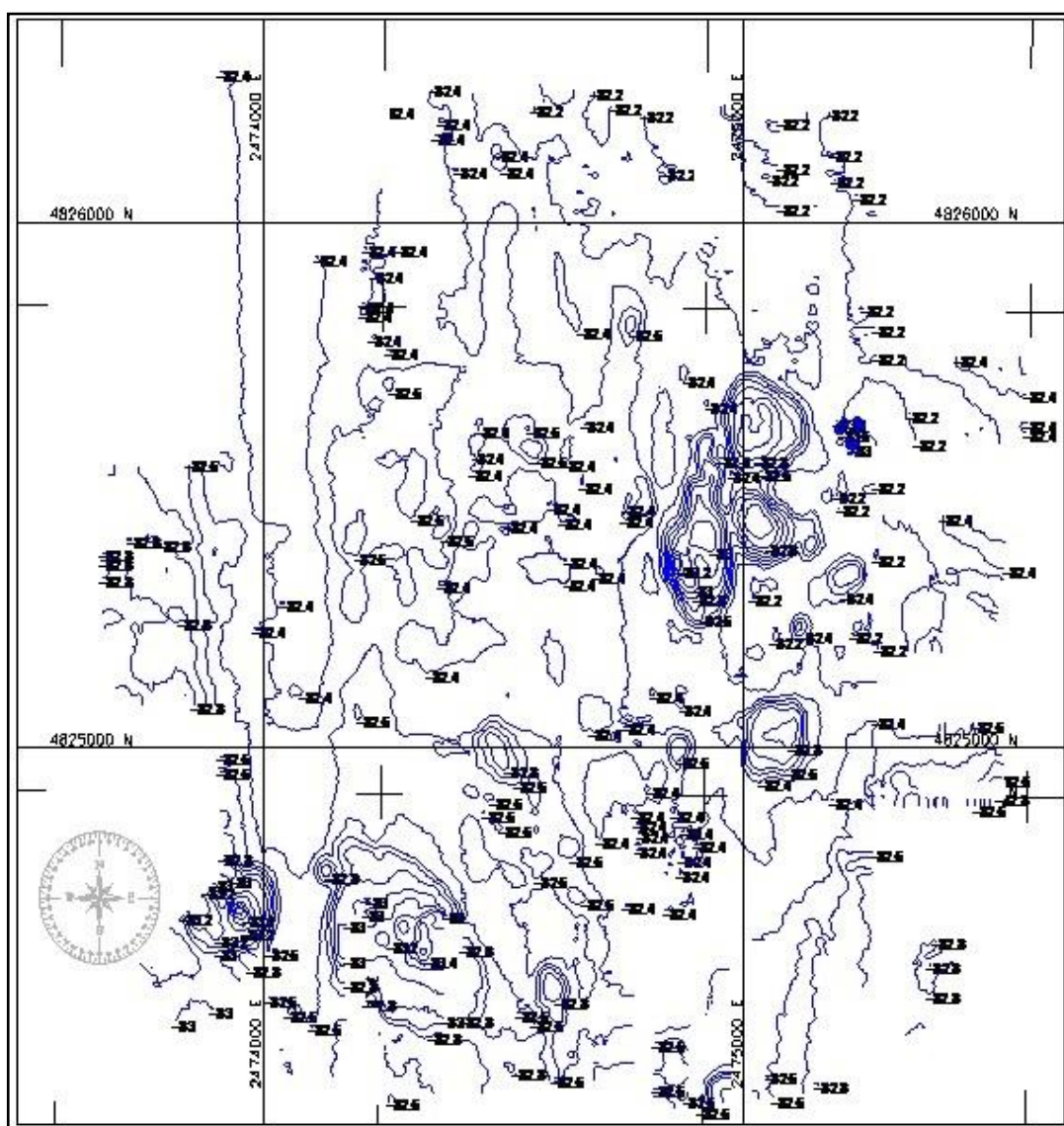


Figura 37. Batimetria di una parte della zona Bonaccia est. (da report Lighthouse)

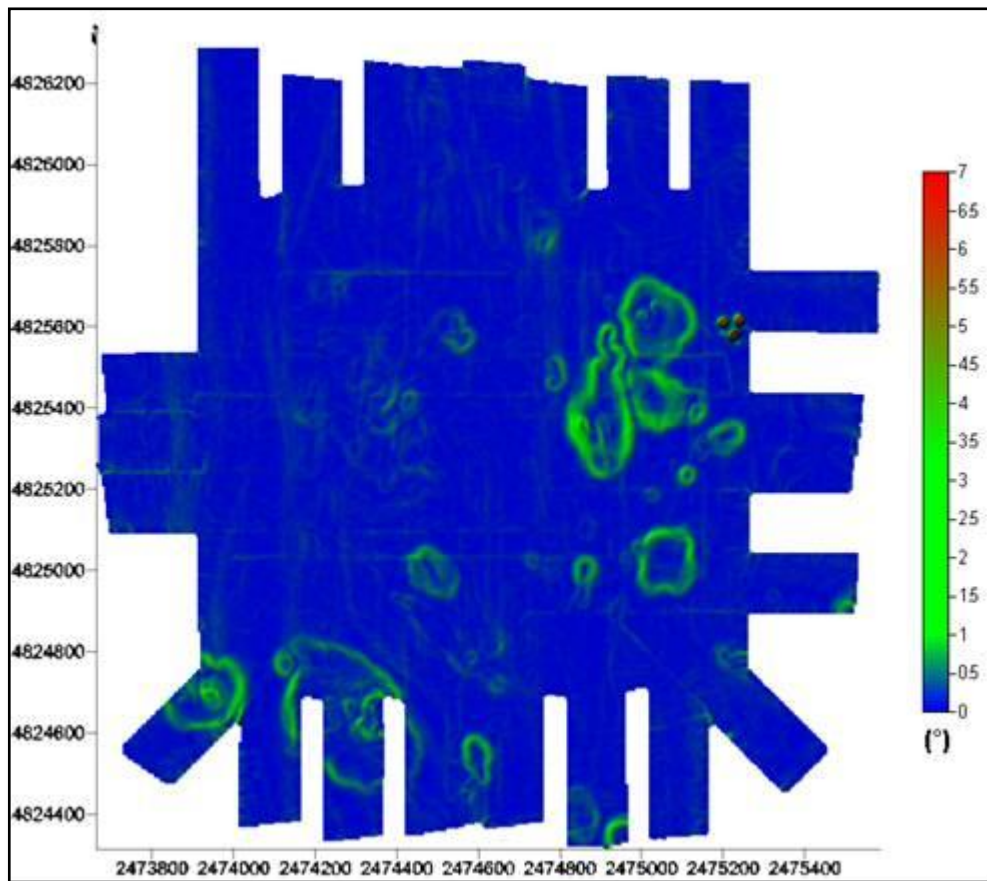


Figura 38. Pendenza in gradi dell'area di rilievo. Come vediamo si distinguono nettamente i pockmarks. (da report Lighthouse)

Il rilievo, (fig. 39 e 40) effettuato mediante sub-bottom profiler (SBP), ha permesso di indagare il sottofondo dell'area fino ad una profondità massima di circa 70m b.s.f. (below sea floor). La velocità del suono utilizzata nei sedimenti per l'interpretazione e localizzazione dei riflettori è stata di 1615 m/s.

Nell'area studiata è rilevante la presenza di gas nei sedimenti. Laddove si registra l'arricchimento in gas si osserva il completo mascheramento del segnale sismico nella registrazione SBP. In corrispondenza la presenza di gas è associata alla decomposizione della sostanza organica presente negli strati più superficiali. Dall'analisi dei dati SBP si osservano due risalite profonde di gas; il tetto di queste risalite raggiunge una profondità minima di 2.1m b.s.f.

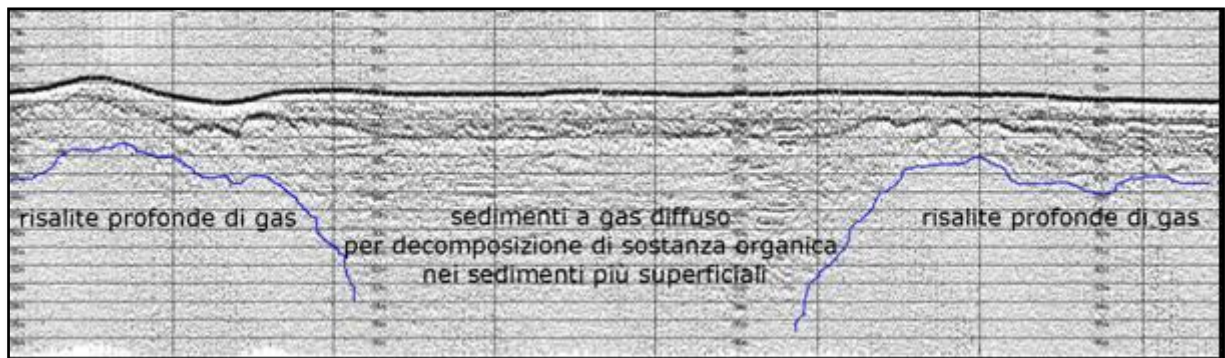


Figura 39. Registrazione tramite SBP. Si possono distinguere il gas diffuso e le risalite profonde di gas. (da report Lighthouse)

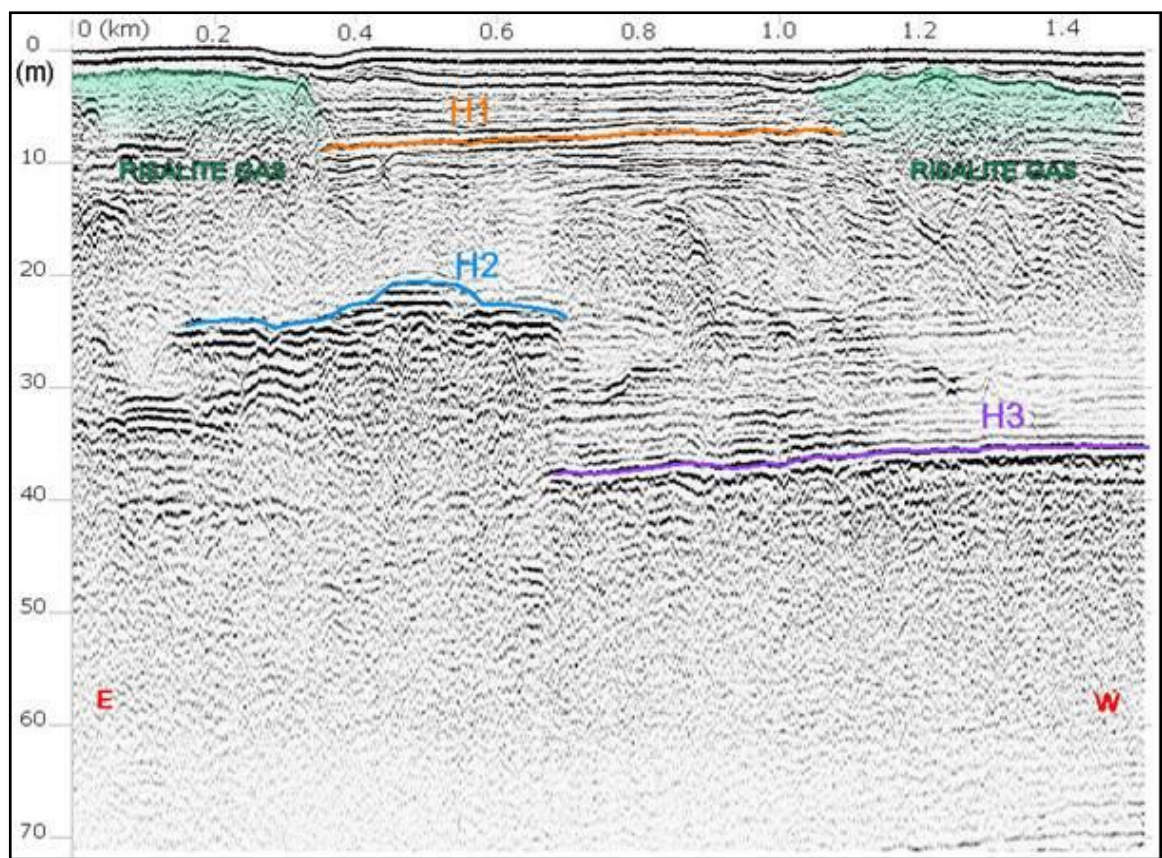


Figura 40. Registrazione sub bottom profiler dove si possono osservare le risalite profonde di gas nei sedimenti. (da report Lighthouse)

Oltre al fondo mare sono stati individuati 3 orizzonti sismici denominati H1, H2 e H3. Fra il fondo mare ed H1 è visibile una facies sismica con riflettori paralleli di notevole ampiezza. Questi riflettori sono lateralmente interrotti da zone con mascheramento

del segnale e riflessioni caotiche interpretate come risalite profonde di gas, visibili anche nella registrazione SBP come aree di sbiancamento acustico.

H1: è stato mappato su un riflettore continuo, situato ad una profondità fra 8 e 12m (b.s.f.) e localmente interrotto da risalite di gas. I primi 5m al di sotto di H1 sono caratterizzati ancora da riflettori paralleli e continui di ampiezza progressivamente minore, più in profondità si ha una notevole attenuazione del segnale ed il passaggio a riflettori più caotici.

H2: corrisponde ad un riflettore discontinuo individuato ad una profondità di circa 28m, che presenta delle zone dove si verifica un aumento dell'ampiezza del segnale interpretate come aree con presenza di gas o altri fluidi nei sedimenti.

Fra H2 e H3 la facies sismica è caotica con riflettori visibili solo parzialmente a causa di anomalie di ampiezza legate alla presenza di fluidi; al di sotto delle anomalie si rilevano zone di mascheramento del segnale e velocity pull-down.

H3: è stato tracciato su un riflettore simile ad H2 con locali aumenti di ampiezza del segnale dovuti alla presenza di fluidi. Il segnale al di sotto di H3 si attenua progressivamente fino a scomparire ad una profondità di circa 70m b.s.f.

3.2 Interazione dei pockmark con la parte biotica: Mare Adriatico

Come riportato dai survey ambientali eseguiti nell'area Bonaccia, nella zona occorre distinguere:

1) biocenosi di substrato duro, che si insediano sulle rocce dovute alle cementazioni precoci ed ai carbonati legati alla risalita di gas;

2) biocenosi dei sedimenti sciolti o mobili.

Il Benthos di substrato duro è distribuito in chiazze dove localmente è molto fiorente, tanto che si parla frequentemente di concrezioni biogeniche in senso lato per intendere tutti gli affioramenti di rocce colonizzate che si elevano dal fondo tra limi e sabbie.

Le osservazioni eseguite mediante l'impiego di un ROV in due aree nella zona Bonaccia, ove era nota la presenza di concrezioni in corrispondenza di risalite gassose, permettono alcune precisazioni. I popolamenti appaiono costituiti essenzialmente da poriferi, antozoi e ascidiacei. In particolare, malgrado la difficoltà e l'incertezza della identificazione fotografica, sembra di poter riconoscere nelle immagini ROV una spugna a cannule (*Haliclona*) ed un'altra globosa (*Geodia*), oltre all'*Ascidia Phallusia mamillata*.



Figura 41. Fotogrammi ottenuti da video del ROV nella zona Bonaccia.

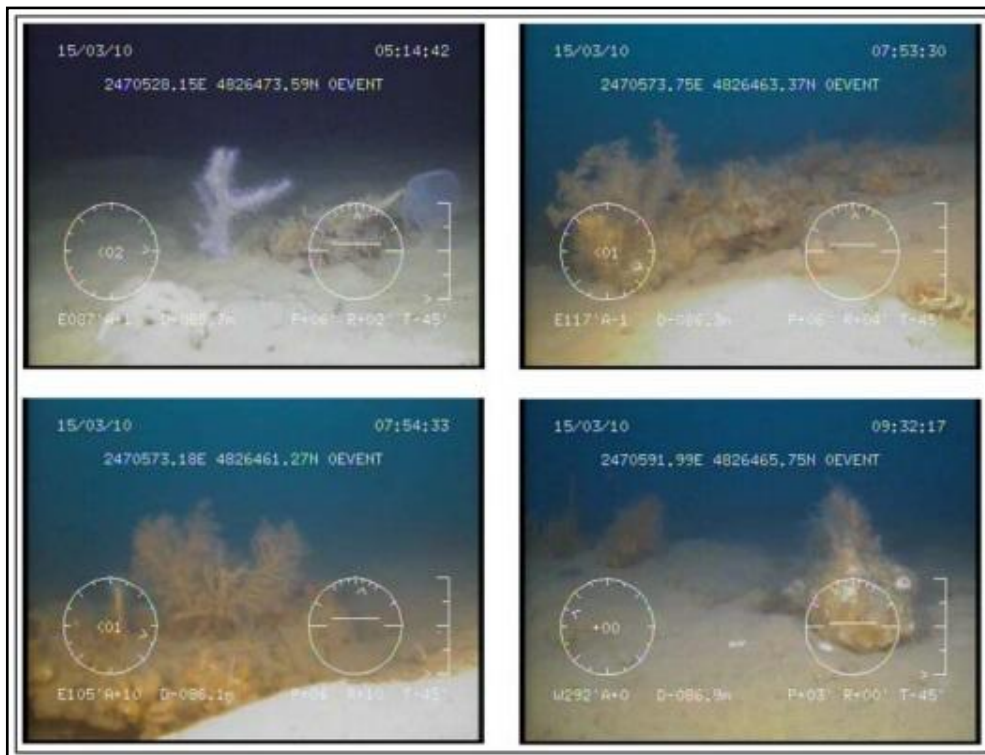


Figura 42. Fotogrammi ottenuti da video ROV nella zona Bonaccia.

Inoltre sono evidenti *Alcyonum palmatum* e gruppi di altri Antozoi (*Antipathes*). Sono taxa che vivono di solito su pietre o sabbie grossolane, sono noti in tutto l'Adriatico e particolarmente frequenti sulle sabbie relitte. Nella zona del Campo Bonaccia non sono stati osservati organismi chemio-trofici, ma essendo le specie osservate tutte filtratrici, potrebbero trarre vantaggio dall'intensa attività batterica che accompagna le fuoriuscite di gas e giustificare così la loro abbondanza.

Nel benthos dei sedimenti mobili ritroviamo principalmente anelli di e molluschi. Questi phyla sono presenti con percentuali che vanno rispettivamente da 50,6 a 58,74% e da 20,0 a 38,61% dell'intera comunità.

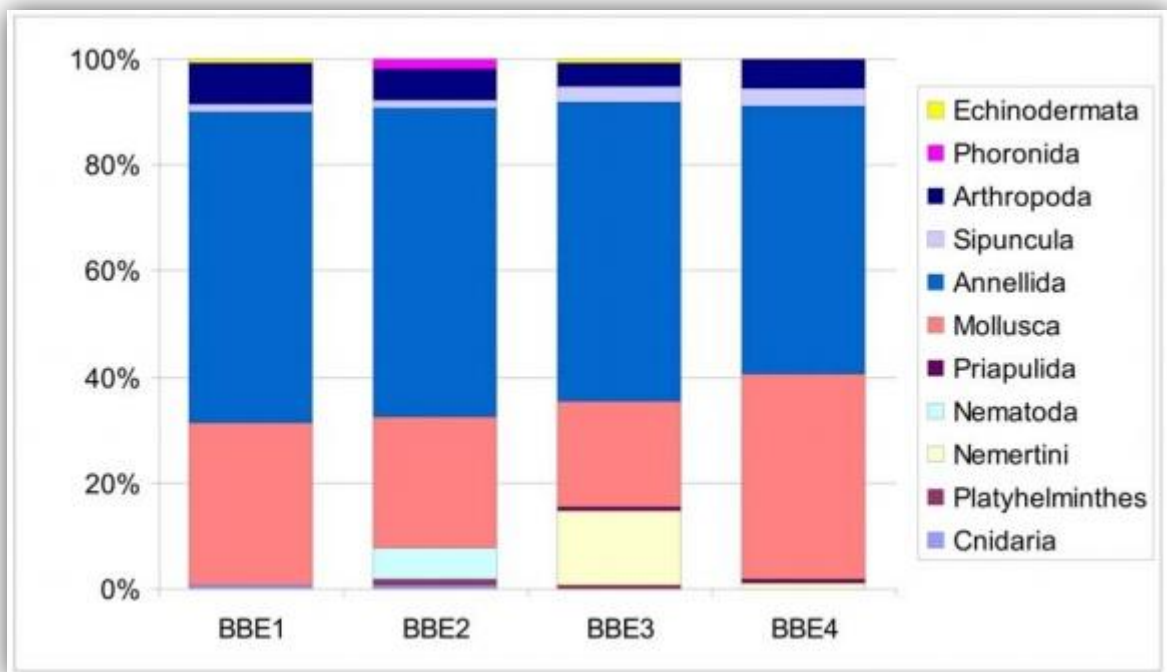


Figura 43. Composizione percentuale dei phyla riconosciuti in 4 punti diversi

Discussione

Come detto nei capitoli precedenti, quando le emissioni di metano passano dal fondale marino all'idrosfera, possiamo distinguere due modi perché questo avvenga: mini infiltrazioni e fughe di gas "catastrofiche". Ci sono abbondanti documentazioni della fuoriuscita di gas "tranquilla" da pockmarks che si trovano in diversi ambienti marini, ma la prova di violente fuoriuscite di gas è più difficile da riscontrare e il più delle volte risulta essere poco affidabile. Tuttavia, ci sono prove che almeno alcuni pockmarks sono stati formati da eventi improvvisi di rilascio di gas. È stata attribuita questa teoria per un grande pockmarks che si trova nel Mare del Nord. (Judd et al., 1994, 2002)

La formazione di crateri nei fondali marini derivanti da scoppi durante le operazioni di perforazione in mare dimostra che il rilascio di gas improvviso è un meccanismo efficace per la formazione dei Pockmarck, e quindi è ipotizzato che questi "scoppi" avvengano anche naturalmente. (Bryant e Roemer et al., 1983)

Il metano da eventi improvvisi può passare direttamente dalla colonna d'acqua all'atmosfera. Un esempio di tale evento è avvenuto al largo della penisola di Kerch, sulla costa settentrionale del Mar Nero nel 1927 quando è stata osservata una fiamma alta circa 500 metri provenire dalla superficie del mare. Eventi simili sono stati riportati dal Trinidad, dalla costa Makran del Pakistan, nel sud del Mar Caspio e dalla Colombia (Hedberg et al., 1980). In acque profonde, pezzi di idrati di gas solido salgono velocemente attraverso la colonna d'acqua e si dissociano solo al superamento della zona di stabilità degli idrati di gas. Esperimenti descritti da (Brawer et al., 2002) hanno dimostrato che grandi pezzi di idrato possono probabilmente salire fino alla superficie del mare, rilasciando il metano direttamente in atmosfera. Questo potrebbe spiegare le bolle osservate in superficie a 700 metri sopra il fondale marino del Mare di Okhotsk, tra Giappone e Russia.

Il metano che non arriva al passaggio con l'atmosfera contribuisce in modo significativo come apporto alle acque marine. Ne è un esempio il pennacchio di fluidi/metano di "centinaia di metri di altezza e diversi chilometri di larghezza" registrato presso l'Hydrate Ridge nell'offshore dell'Oregon. Anche se questo pennacchio non si elevava oltre i 400 metri al di sotto della superficie del mare, le

sue dimensioni e la concentrazione di metano (<74000 nL/L rispetto a <20 nL/L in acqua lontano dal pennacchio) indicano chiaramente che tali fuoriuscite danno un notevole contributo all'idrosfera.

Altri rischi sono connessi all'ambiente e all'attività antropica in mare. La fuoriuscita del gas naturale verso l'alto, attraverso l'acqua, nell'atmosfera è stata osservata da molti pescatori, che hanno fermato la loro attività a causa degli strani fenomeni osservati, tra i quali l'affondamento di un peschereccio, che ha causato due morti.

Dall'osservazione, la comparazione e il confronto dei diversi dati acquisiti attraverso strumentazioni ad alta definizione, si può affermare che la "zona Bonaccia" presenta una grande quantità di strutture diffuse su buona parte dell'area, riconosciute come pockmarks e bioconcrezioni.

Come prima cosa si è voluto confrontare i nostri dati con quelli di Judd e Hovland (2003) per quanto riguarda le cause e le dinamiche della genesi dei pockmark. Dalle rilevazioni Sub Bottom Profiler dei primi 60-70 metri b.s.f. (below sea floor) (fig.40) si riesce a "distinguere" la presenza del gas biogenico. Questo perché va ad interrompere la continuità dei riflettori e i sedimenti si mostrano come nubi torbide senza limiti netti. Il gas tende a risalire e formare delle "lenti" dove la pressione aumenta, fino a superare le forze resistenti e ad avere un crollo dei sedimenti, quindi dare origine al pockmark. Anche se il fenomeno non è stato ripreso dal R.O.V., si avvalora l'ipotesi degli autori.

Dallo studio delle immagini derivate dall'acquisizione dati attraverso MBES (Multi-Beam Echosounder Sonar) si è divisa la zona Bonaccia in 3 parti, in base all'assetto morfologico del fondale marino. Come si può osservare dalla carta batimetrica, la zona Bonaccia centro, rispetto le zone Bonaccia ovest e Bonaccia est, si trova ad una profondità generalmente maggiore ed è maggiormente interessata dalle concrezioni e da pockmarks, quindi dalla risalita di gas metano. Inoltre nella zona centrale possiamo distinguere dei segni stretti ed allungati che possono essere interpretati come paleo alvei di vecchi letti di fiumi. Osservazione simile è stata fatta anche da Giordini (2014) dove mette in relazione la distribuzione di concrezioni situate nel nord Adriatico con l'andamento di vecchi alvei fluviali.

Per quanto riguarda le implicazioni riferite alla parte biotica, possiamo affermare dall'analisi dei dati e dai video R.O.V. analizzati, che nei pressi dei pockmarks e anche all'interno di essi sono state riscontrate essenzialmente popolazioni di poriferi, antozoi e ascidiacei. Molti altri organismi sono visibili dai video, ma data l'abbondante presenza di flocculazione non si è riusciti a determinarne la specie. All'interno di molti pockmark è stata evidenziata la presenza di abbondanti bio concrezioni, legate alla fuoriuscita di gas che ha favorito lo sviluppo di forme di vita bentoniche. Questo va in accordo con lo studio di Colantoni (2011), dove espone che l'attività del benthos trova vantaggio dall'attività batterica legata alle emissioni di gas, perché portano energia e cibo che permettono il prosperare di ricche biocenosi.

Conclusioni

I pockmarks della zona Bonaccia sono ancora poco studiati per apprenderne al meglio le dinamiche di formazione ed evoluzione; da una parte, per la poca conoscenza e divulgazione dell'argomento, dall'altra perché stiamo parlando di formazioni che si trovano sul fondale marino, quindi si necessita di strumentazioni particolari, imbarcazioni e personale qualificato, fattori sicuramente limitanti.

Lo scopo di questo lavoro di tesi era quello di approfondire lo studio dei pockmarks che troviamo localizzati nel Mar centrale Adriatico, di fronte le coste della città di Ancona. Attraverso i dati disponibili si è cercato di dare un quadro generale sulle implicazioni ambientali che i pockmarks possono avere con l'ambiente che li circonda, sia sotto il profilo biotico sia sotto il profilo abiotico.

In conclusione di questo elaborato di tesi, tenendo conto del materiale visionato e dei dati analizzati, posso esprimere un giudizio positivo sul fatto che le zone di fondale marino caratterizzato da pockmarks possano essere definite degli ambienti di nursery per molte specie animali e contribuire all'aumento della biodiversità marina.

Mi auguro che queste aree, magari in futuro, possano divenire una sorta di zone protette, come successo per le "tegnue" di Chioggia nell'estremo nord del Mare Adriatico.

Bibliografia

Alan Judd and Martin Hovland, Seabed Fluid Flow: Impact of geology, biology and the marine environment. 2003 pag: 201-210.

Alan Judd and Martin Hovland, Seabed Fluid Flow: Impact of geology, biology and the marine environment. 2003 pag: 269-325.

Artegnani A., Bregant D., Paschini E., Pinardi N., Raicich F., Russo A.; 1997: The Adriatic Sea General Circulation. Part I: Air-Sea Interactions and Water Mass Structure. Journal of Physical Oceanography, vol. 27, pp. 1492-1513.

Cushman-Roisin, B., Gacic, M., Poulain, P.-M., Artegiani, A Physical Oceanography of the Adriatic Sea, Past, Present and Future. pp 125-186.

E.J. Tarbuck, F.K. Lutgens, M. Parotto, Scienze della Terra, edizione Principato, Milano 1987.

Francesco Luigi Guido, tesi di laurea formazione e struttura di carbonati metano-derivati in relazione ai processi di migrazione dei fluidi in diversi contesti tettonici: mare adriatico e golfo di Cadice, 2008 pag: 31-38.

Franco P. L'Adriatico settentrionale, caratteri oceanografici e problemi. 5° Congresso della Associazione Italiana di Oceanografia e Limnologia, (1983) Stresa, 1-27.

Hovland M, Heggland R, De Vries MH, Tjelta TI (2010) Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. Marine and Petroleum Geology 27 : 1190–1199.

Hovland M. e Judd A. Q., 1988. Seabed Pockmarks and Seepages. Graham & Trotman. 293 pp.

Malanotte-Rizzoli P., 1991: The Northern Adriatic Sea as a prototype of convection and water mass formation on the continental shelf. Deep Convection and Deep

Water Formation in the Oceans, P.C. Chu e Gascard J.C., eds., Elsevier Oceanography Series, 57: 229-239.

May P. W., 1986. A brief explanation of Mediterranean heat and momentum flux calculations. NORDA Code 322, Nav Oceanogr Atmos Res Lab, Stennis Space Center, Miss, 5 pp.

Pietro Vittorio Curzi, Metano, vita e storia di una risorsa insidiosa 2012 Aracne editrice S.r.l., pag:158

Thomas C. Malone, Alenka Malej, Lawrence W. Harding Jr., Nenad Smolaka and R. Eugene Turner, W. C. Boicourt, M. Kuzmić and T. S. Hopkins The Inland Sea: Circulation of Chesapeake Bay and the Northern Adriatic

Sitografia

http://www.villasmunta.it/oceanografia/Non_publicabili/adriatico.htm

<http://www.sapere.it/enciclopedia/Adri%C3%A0tico,+mare-.html>

http://boa.unimib.it/retrieve/handle/10281/7638/9136/phd_unimib_047382.pdf

<http://slideplayer.it/slide/613031>

<http://www.sapere.it/enciclopedia/Adri%C3%A0tico,+mare-.html>

https://www.arpae.it/cms3/documenti/_cerca_doc/mare/progetto_mare/dinamica.htm

<http://it.wikipedia.org/wiki/Metano>

<http://www.alphaconsult.it/Multibeam>

<https://oggiscienza.it/2010/03/24/la-tettonica-del-lago-di-garda>

http://www.cannizzaroct.it/html/IFTS/smaltimento/MATERIALE/Materiali%20docenti/Biotecnologie_Ing_Mancini/la_digestione_anaerobica.pdf

https://boa.unimib.it/retrieve/handle/10281/7638/9136/phd_unimib_047382.pdf

<http://unmig.mise.gov.it/unmig/strutturemarine/dettaglio.asp?id=201>

Studio di impatto ambientale "Permessi di prospezione «d 1 B.P-.SP» e «d 1 F.P-.SP»

http://www.csun.edu/~dorsogna/nodrill/Spectrum_D.1.BP.SP_D.1.FP.SP/SIA_AMB_001.pdf

https://it.wikipedia.org/wiki/Tettonica_delle_placche#/media/File:Italia_Interazione_placche_tettoniche.JPG

<https://www.sciencelearn.org.nz/resources/475-cold-seep-communities>

http://oceanexplorer.noaa.gov/edu/themes/cold_seeps/welcome.html

<http://www.scienceinschool.org/2010/issue16/coldseeps>

<https://sfb574.geomar.de/subproject-b3.html>

https://www.researchgate.net/publication/23260363_Dubilier_N_Bergin_C_Lott_C_Symbiotic_diversity_in_marine_animals_the_art_of_harnessing_chemosynthesis_Nat_Rev_Micro_6_725-740

<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4911944/>

Ringraziamenti

La realizzazione di questo lavoro di tesi è stato possibile grazie al supporto di svariate persone che desidero ringraziare.

Per primo il Prof. E. Dinelli, che mi ha seguito durante l'elaborazione e la compilazione dell'elaborato; il Prof. G. Gabbianelli, che attraverso il corso a scelta "Gestione Integrata delle Zone Costiere" mi ha fatto appassionare del mondo della gestione costiera, ha reso possibile il tirocinio presso l'azienda Lighthouse S.p.a. e mi ha aiutato molto con la sua grande esperienza durante il percorso di tesi; la società Lighthouse S.p.a., che mi ha permesso di svolgere il tirocinio presso la loro sede di Zola Pedrosa (BO); tutti i componenti dell'ufficio processing, la Dott.ssa M.R. Di Florio e in particolare il Dott. F. Zucchini, che mi ha seguito per tutto il periodo del tirocinio, rendendosi sempre disponibile e rispondendo alla mole di domande che puntualmente ogni giorno gli porgevo, insegnandomi molte nozioni che erano, fino a quel momento, a me sconosciute.