RELAZIONI TRA VARIABILI IDRO-METEOROLOGICHE E PROFONDITÀ DI MESCOLAMENTO NEI LAGHI PROFONDI SUDALPINI

W.AMBROSETTI, L.BARBANTI e R.MOSELLO

C.N.R. Istituto Italiano di Idrobiologia Pallanza.

SUMMARY

The main hydrodynamic characteristic of the deep sudalpine lakes (Maggiore, Lugano, Como, Iseo and Carda) is their oligomixis, (i.e. full circulation, with the consequent thermal and Chemical homogeneity of the whole water column), which does not occur every year. The purpose of the present paper is to discuss the extent of the vertical mixing of the waters, as located by the values of temperature and oxygen concentrations, in relation to the hydro-meteorological variables. The data have been collected since 1960 f or L. Maggiore, since 1973 f or L. Como, Iseo and Garda, and since 1974 for L. Lugano; the research, extended to the main biological characteristics and with increased sampling frequency, has been included in an Italian National Council of Research project on the promotion of environmental quality. Previous elaborations of data, limited to the L. Maggiore basin, showed the importance of wind, solar radiation, surface water and atmospheric temperatures, measured in December, January and February, in determining the depth of mixing. This paper shows that the same meteorological variables are important also for the other lakes. Moreover, during years characterized by heavy rain and high flows, the hydrology is also to be considered; the floods which are not uncommon in some of the studied lakes, appear to be particulary important.

I laghi profondi sudalpini, normalmente classificati tra quelli di tipo olo-oligomittico (Hutchinson, 1957), presentano condizioni di mescolamento tardo-invernali tali che le maggiori profondità vengono ad essere interessate dal fenomeno solo ad intervalli di anni, generalmente in coincidenza con inverni particolarmente rigidi e ventosi (Tonolli e Bonomi, 1967; Tonolli 1969).

Questa caratteristica è peculiare di molti laghi profondi (> 200m) della fascia temperata (Stankovic, 1960; Meybeck, 1978; Imboden et al., in stampa), e presenta quindi notevole interesse da un punto di vista limnologico generale e per le sue implicazioni a livello delle strutture trofiche degli ecosistemi considerati. Tuttavia lo studio del fenomeno dell'oligomissi, delle sue cause e dei suoi effetti, richiede la disponibilità di lunghe serie di dati limnologici e meteorologici, raccolti con metodologie confrontabili e, possibilmente, prendendo in considerazione ambienti lacustri diversi; queste ragioni spiegano la

modesta quantità di informazioni disponibili in bibliografia. Infatti i pochi lavori reperibili sul mescolamento dei laghi, considerano solo marginalmente l'argomento, essendo per lo più rivolti ad una trattazione limnologica generale, o relativi alla presentazione degli effetti di interventi di recupero (Thomas, 1978; Ambuhl, 1978).

Negli ultimi anni i1 nostro Istituto è impegnato in una ricerca intesa allo studio del mescolamento dei laghi profondi sudalpini (Maggiore, Lugano, Como, Iseo e Garda), inserita nel Programma Finalizzato "Promozione della qualità dell'ambiente", Subprogetto "Acqua" Tema "Eutrofizzazione".

Scopo della ricerca è di definire i rapporti intercorrenti tra le variabili meteorologiche ed i processi circolatori di questi laghi, nonché di prevedere come tali fenomeni incidano sulla loro evoluzione trofica. E1 già stato riconosciuto che nel fenomeno del mescolamento intervengono gli scambi calorici fra la massa d'acqua e l'atmosfera, nonché l'energia meccanica indotta nelle acque lacustri dal vento (Ambrosetti et al., 1978) mentre una prima messa a punto sulle conseguenze dei fenomeni della circolazione sulle strutture chimiche dei laghi in questione è stata presentata da Bonomi et al., 1979. In particolare si è constatato come, fra i diversi parametri fisici e chimici rilevati, i profili verticali della temperatura e delle concentrazioni di ossigeno disciolto siano particolarmente significativi ai fini dell'individuazione delle profondità alle quali si spingono i processi di omogeneizzazione tardo-invernali delle acque.

Ambrosetti et al., 1979, riprendendo e modificando una formulazione proposta da Vollenweider (1964), hanno potuto veri fi care per il Lago Maggiore, l'esistenza di un rapporto fra le profondità di mescolamento e le principali variabili meteorologiche (temperatura atmosferica, radiazione solare globale e quantità di vento filato). L'espressione da loro proposta è la seguente:

$$M = \frac{\left(\sum V\right)^{1,5} \cdot \left(\sum \Delta T\right)^{2}}{\sum R}$$

essendo:

M = parametro di mescolamento;

$\sum V$ = sommatoria delle quantità giornaliere di vento filato (km);

$\sum \Delta T$ = sommatoria delle differenze giornaliere fra le temperature dell'acqua in superficie e dell1aria (°C);

$\sum R$ = sommatoria dei valori giornalieri di radiazione solare globale (cal.cm)$^{-2}$.

I dati meteorologici sono relativi ai soli mesi di Dicembre, Gennaio e Febbraio, ponderati secondo i parametri 0,5; 0,7 e 1.

L'intendimento del presente lavoro è la verifica della validità della suddetta formula anche per gli altri quattro laghi profondi sudalpini (Como, Lugano, Iseo e Carda), per i quali, tuttavia, si dispone di una serie di dati limnologici generali meno ricca di quella relativa al Lago Maggiore.

MATERIALI E METODI

I dati di temperatura e delle concentrazioni di ossigeno disciolto sui cinque laghi sono stati raccolti a partire dal 1960 per il Lago Maggiore, dal 1971 per il Carda, dal 1973 per il Como e l'Iseo e dal 1974 per il Lugano (bacino settentrionale o di Porlezza).

I campionamenti sono stati effettuati nel punto di massima profondità in concomitanza con il momento presunto di massima circolazione tardo-inver-nale (in genere a Marzo). A partire dal 1977, il campionamento su tutti i laghi è stato ripetuto anche nel periodo tardo-autunnale, al fine di verificare le concentrazioni di ossigeno disciolto negli strati profondi dopo la stagnazione estiva.

Le profondità di prelievo sono state distribuite sulla colonna d'acqua con intervalli di 20 m nello strato fino a 100 metri e di 50 m alle profondità maggiori; un prelievo è sempre stato effettuato in prossimità del fondo.

Le temperature sono state rilevate con termistori nei primi 50 metri e con termometro a rovesciamento negli strati sottostanti. Le analisi dello ossigeno disciolto sono state eseguite con il metodo Winkler modificato all'azide (APHA, 1971).

I parametri meteorologici presi in considerazione sono stati registrati nelle seguenti stazioni: Pallanza, per il Lago Maggiore, Lugano per il Lago di Lugano, Lecco per il Lago di Como, Endine per il Lago d'Iseo, mentre per il Lago di Carda si sono utilizzate le temperature atmosferiche di Salò ed il vento e la radiazione solare registrati ad Arco.

Per quanto attiene alle temperature medie dell'acqua superficiale relative ai tre mesi considerati, si sono uti1izzate 1e misure in continuo effettuate a Pallanza ed i rilevamenti giornalieri di Salò, mentre per gli altri laghi si è proceduto ad opportune interpolazioni dei dati misurati saltuariamente su ciascuno di essi.

RISULTATI

La Fig. 1 riporta per ciascuno dei laghi considerati la relazione fra il parametro M e la profondità di mescolamento desunta dalle concentrazioni tardo-invernali di ossigeno disciolto. In taluni casi detta profondità non risultava esattamente definita, per cui si è indicato, con un tratto

verticale, l'intervallo entro il quale essa andava a collocarsi. I parametri M relativi a ciascun lago assumono valori fra di loro non confrontabili in quanto le registrazioni del vento sono state effettuate con modalità ed apparecchiature diverse da stazione a stazione.

Il confronto fra le situazioni riscontrate nei 5 bacini evidenzia il caso del tutto particolare del Lago di Lugano dove, nei sei anni di studio, la profondità raggiunta dal mescolamento ha mostrato una modesta variabilità, risultando sempre compresa tra 75 e 125 metri. Questa osservazione, in accordo con i risultati delle indagini svolte in precedenza (Baldi et al.; 1949; Vollenweider, 1965; Jaag e Marki, 1970; Ravera, 1973 e segg.; Bonomi et al., 1979), permette di affermare che il bacino più profondo del lago non è mai interessato da una circolazione completa; pertanto anche gli aspetti relativi alla sua circolazione devono essere considerati alla luce di questo fenomeno.

Per quanto riguarda gli altri quattro bacini, la correlazione tra il parametro Me la profondità di mescolamento, ricavata in base alla distribuzione verticale dell'ossigeno disciolto, risulta in generale molto buona ($P<0,05$) non considerando, per evidenti motivi, i punti non esattamente definiti. Dal calcolo delle regressioni sono inoltre stati esclusi i dati relativi agli anni 1967, 1976 e 1978 per il Lago Maggiore e al 1978 per il Lago d'Iseo in quanto l'incremento di ossigeno disciolto negli strati profondi registrato in questi anni è determinato da cause diverse da quelle legate ai parametri meteorologici. Infatti, se la scelta delle profondità di mescolamento fosse fatta in base alla distribuzione verticale della temperatura, risulterebbe, in tutti i quattro casi in esame, una profondità di 100 m, valore che si adatterebbe bene alle rette di regressione. Il disaccordo tra le indicazioni emergenti dai dati di temperatura e quelli di ossigeno disciolto sembra essere determinato dai fenomeni idrologici di eccezionale portata che hanno caratterizzato gli anni suddetti. Durante questi eventi le enormi quantità di acqua che pervengono al lago attraverso gli immissari possono, in particolari condizioni di stratificazione termica, e tenuto conto delle loro rispettive caratteristiche fisiche, infossarsi sino a raggiungere gli strati più profondi (Ambrosetti et al., 1980; Ambrosetti et al. 1978; Mosello et al. , 1979).

Questo fenomeno, il cui meccanismo deve essere ancora definito in dettaglio, è collegabile in maniera soddisfacente e con molta evidenza agli eventi idrologici che si sono verificati sull'intera regione insubrica a partire dal Settembre 1976. La fig. 2 riporta le concentrazioni medie di ossigeno disciolto presenti nel Lago Maggiore nello strato di acqua al di sotto dei 200 m; i massimi di concentrazione, rilevati nel 1963 e nel 1970, sono stati determinati dal!'avvenuto mescolamento invernale indotto dagli eventi meteorologici, come risulta anche dalla fig. 1. Invece gli incrementi nelle concentrazioni di ossigeno verificatisi nel 1967, nel 1978 e, con minore evidenza, nel 1976 sono dovuti ai notevoli afflussi al lago che si sono registrati nell'autunno degli anni precedenti: si vedano, a questo proposito, i relativi istogrammi stagionali rappresentati nella parte inferiore della fig. 2. Queste masse d'acqua, avendo raggiunto anche gli strati profondi, vi hanno determinato un parziale rinnovo di quelle preesistenti. Tale fenomeno è suffragato dalla distribuzione verticale delle concentrazioni di ossigeno disciolto

rilevata in occasione dei campionamenti in oggetto: le massime profondità presentano concentrazioni significatamente più elevate rispetto a quelle degli strati immediatamente soprastanti. Al contrario nei campionamenti relativi al 1963 e al 1970 si ravvisa un incremento di ossigeno disciolto distribuito sull'intera colonna d'acqua.

Pur non disponendo per i Laghi di Como, Iseo e Garda di dati meteorologici, idrologici e chimici così dettagliati come per il Maggiore, i campionamenti eseguiti permettono tuttavia di evidenziare in essi un comportamento analogo (fig. 3). Infatti in tutti e quattro i bacini in esame è stato verificato, dall'inizio del 1973 all'estate 1976, un regolare e progressivo consumo di ossigeno nello strato d'acqua al di sotto dei 200 m di profondità, mentre negli anni successivi si assiste ad un suo marcato incremento in concomitanza con notevoli afflussi di acqua al lago. L'eccezionalità idrologica dell'autunno 1976 e dell'intero 1977 appare con evidenza nella fig. 4, nella quale sono riportati, per i cinque bacini considerati, gli afflussi medi mensili confrontati con i valori medi pluriennali. E1 interessante sottolineare come anche gli afflussi al Lago di Lugano siano stati molto rilevanti, senza per altro che si verificasse la benché minima riossigenazione degli strati profondi.

CONCLUSIONI

La nostra indagine ha riconosciuto appieno il carattere oligomittico dei laghi profondi sudalpini, con l'eccezione del Lago di Lugano (bacino di PorTezza) per il quale è stato confermato l'assenza di un mescolamento completo.

La massima profondità raggiunta dai processi circolatori tardo-invernali è controllata, come verificato in precedenza sui Lago Maggiore, dalla radiazione solare, dal la differenza fra le temperature del 1'acqua e dell'aria e dalla quantità di vento filato, opportunamente ponderati secondo la formulazione già proposta.

Tuttavia in anni particolari, caratterizzati da un elevato afflusso al lago, si possono verificare fenomeni di omogeneizzazione delle acque lacustri, anche negli strati più profondi. L'abnorme apporto di acque fluviali in ipolimnio, anche nei mesi antecedenti l'inverno limnologico, determina in Marzo effetti sulle strutture chimiche analoghi a quelli riscontrabili quando si verifichi una piena circolazione indotta dal vento e dagli altri parametri meteorologici; la ricarica di ossigeno in queste occasioni si presenta tuttavia con un'intensità molto minore. In detti anni la formulazione proposta non può rendere conto della riossigenazione degli strati profondi, per la definizione della quale è pertanto necessario far intervenire anche la variabile idrologica. D'altra parte, i fenomeni dipendenti dagli apporti di acque fluviali non possono essere considerati sufficienti ad indurre da soli l'olomissi di un lago profondo; la loro importanza relativa è comunque variabile da bacino a bacino in relazione al rapporto fra afflussi e volume della cuvetta lacustre. E1 evidente inoltre che elevate quantità di acque immissario possono contribuire alla riduzione della stabilità termica di un lago, favorendo quindi la piena circolazione innescata dai parametri meteorologici.

Restano da definire nel dettaglio quali siano i meccanismi che caratterizzano sia il fenomeno della olomissi, intesa in senso tradizionale, sia la dinamica delle acque immissarie ed il loro mescolamento con quelle lacustri. Un ulteriore sviluppo della ricerca dovrebbe essere, infine, indirizzato a verificare come entrambi questi fenomeni si ripercuotano sulle caratteristiche biologiche del lago.

BIBLIOGRAFIA

AMBROSETTI W. , BARBANTI L., de BERNARDI R. e LIBERA V., 1980 - Alcune risposte limnologiche ad un evento meteorologico eccezionale: il nubifragio del 7 agosto 1978 nel bacino del Lago Maggiore. Atti 3° Congr. A.I.O.L., 389-406.

AMBROSETTI W. , BARBANTI L., ROLLA A., 1978 - Bilanci, flussi e variazioni pluriennali del contenuto calorico nel Lago Maggiore. Mem. Ist.Ital. Idrobiol. , 36, 331-382.

AMBROSETTI W. , BARBANTI L., ROLLA A., 1979 - Mescolamento parziale o totale nel Lago Maggiore nell'ultimo trentennio. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. , 37, 197-208

AMBUHL H., 1978 - Recenti sviluppi nello studio dell'inquinamento dei laghi. Ingegneria Ambientale, 7, 722-728.

A.P.H.A., A.W.W.A., W.P.C.F., 1971 - Standard methods for the examination of water and wastewater. Amer. Publ. Health Ass., New York, 874 pp.

BALDI E., PIROCCHI L., TONOLLI V., 1949 - Relazione preliminare sulle ricerche idrobiologiche condotte sul Lago di Lugano (1946-1947) Ispettorato Federale Svizzero per la Pesca, Berna, Gennaio 1949.

BONOMI G., CALDERONI A. and MOSELLO R., 1979 - Some remarks on the recent evolution of the deep Italian subalpine lakes. Symp. Biol. Hung. 19, 87-111.

HUTCHINSON G.E., 1957 - A treatise on limnology. Wiley & Sons, New York. 1015 pp.

IMBODEN D.M., LEMMIN U. , JOLLER T., FISCHER K.H. and WEISS W. (in press) Lake mixing and trophic state. Verh. Internat. Verein. Limnol. , 21,

JAAG 0. and MARKI E. , 1970 - Recent developments and present-day situation in relation to the Lake of Lugano and its tributaries. In: Eutrophication in Large Lakes and Impoundments. O.E.C.D. Symposium, Uppsala, 1968, pp. 533-551.

MEYBECK M., 1978. - La pollution des lacs. La Recherche, 94, 965-973.

MOSELLO R., CALDERONI A., DE GIULI E., 1979 - Caratteristiche fisiche e chimiche delle acque lacustri. In: "Rapporti su studi e ricerche condotti nel bacino del Lago Maggiore. Campagna 1978". Commissione internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere.

RAVERA 0., 1973 e seguenti - Studio sull'eutrofizzazione del Lago di Lugano, ricerche condotte nel corso del 1972 (e seguenti). Rapporto C.C.E. EURATOM, Ispra.

STANKOVIC S., 1960 - The Balkan Lake, Ohrid and its living world. Junk, Den Haag, 357 pp.

THOMAS E.A., 1978 - La reazione del Lago di Zurigo alla depurazione delle acque di scarico. Ingegneria Ambientale, 7, 740-744.

TONOLLI L., 1969 - Holomixy and oligomixy in Lake Maggiore. Influence on the vertical distribution of zooplankton. Verh. Internat. Verein. Limnol. , 17, 231-236.

TONOLLI V.L. e BONOMI G., 1967 - La piena circolazione in laghi oligomittici: una sottovalutata causa di contenimento della produzione zooplanctonica. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. , 22, 9-52.

VOLLENWEIDER R.A., 1964 - Ueber oligomiktische Verhaltnisse des Lago Maggiore und einiger anderer insubrischer Seen. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. , 17, 191-206.

VOLLENWEIDER R.A., 1965 - Materiali ed idee per una idrochimica delle acque insubriche. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 19, 213-286.

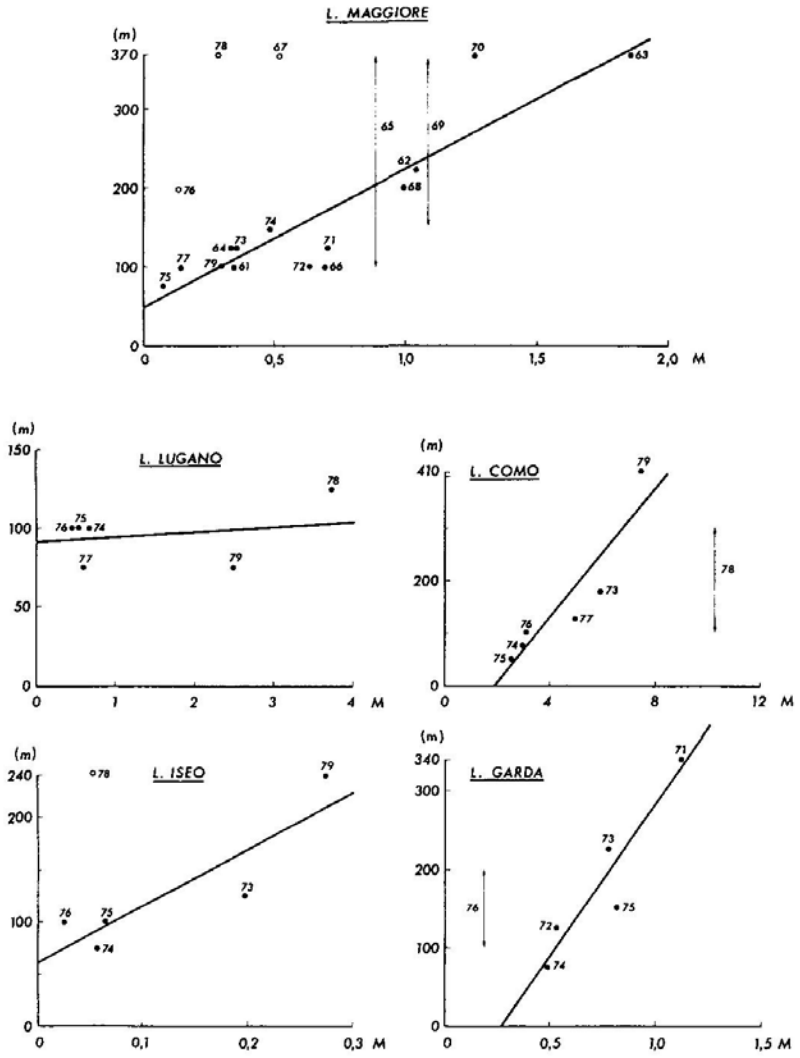


Figura 1: Correlazioni tra i parametri M dei singolo laghi e le rispettive profondità di mescolamento stabilito sulla base delle concentrazioni di ossigeno.

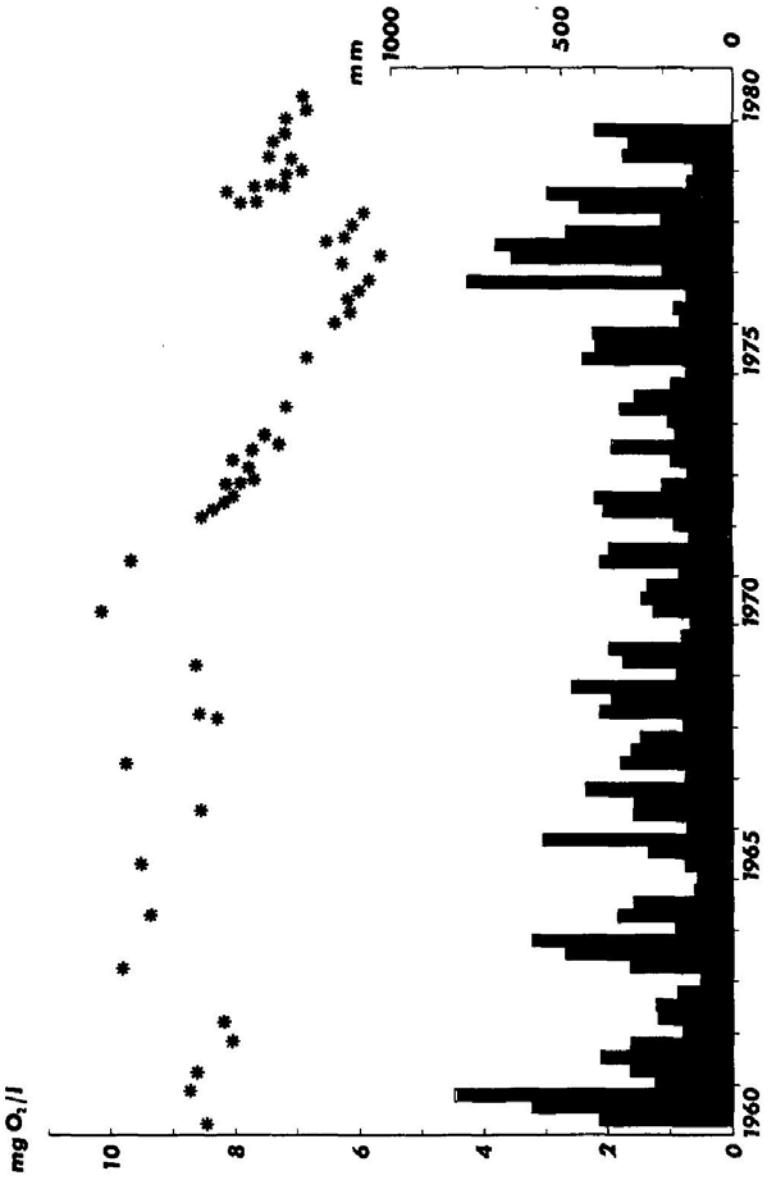


Figura 2: Serie cronologica delle concentrazioni di ossigeno disciolto presenti nel L. Maggiore al di sotto dei 200 m di profondità ed istogrammi degli afflussi al lago (1960-1979).

IL LAGO DI BRASINONE: BACINO SERBATOIO SUPERIORE DEL SISTEMA IDROELETTRICO DI GENERAZIONE E POMPAGGIO SUVIANA – BRASINONE

G.SALMOIRAGHI
Istituto di Zoologia - Università di Bologna

SUMMARY

Brasimene reservoir (North Italy, Tuscan-Emilian Apennines, 845 m a.s.l.) has a mass of 6,6 $10^6 m^3$. It is 45 m deep at its maximum level and is the highest reservoir of the pump Storage hydro-electric scheme: Suviana-Brasimone. The generation of electric power is not the only use of Brasimene but there is a combination of more uses. In spite of multi purpose the limnology of Brasimene reservoir is little known. In order to increase the knowledge the following aspects were investigated: transparence, thermic characteristics, hydraulic loads, dissolved oxygen gradients, chlorophyll a and concentrations of the main inorganic algae nutrients (i.e.: $N\text{-}NO_3$, $N\text{-}NO_2$) N-inorg., $P\text{-}PO_4$, P-totale and SiO_2).

NOTIZIE GENERALI SUL LAGO

II bacino del Brasimene si trova sull'Appennino Tosco-Emiliano in vicinanza di Castiglione dei Pepoli, lungo la valle del torrente ononimo. Le caratteristiche morfologiche del lago sono le seguenti:

Quota (1iv.max)	845,18 m s.l.m.
Galleria di derivazione	816,68 m s.l.m.
Galleria di scarico	800,00 m s.l.m.
Superficie (liv.max)	0,42 Kmq
Volume (liv.max)	6,6 $10^6 m^3$
Area bacino imbrifero	14,5 Kmq

II Lago del Brasimene, invasato per la prima volta nel 1911 a scopo idroelettrico, ha subito, nel corso degli anni, discrete modificazione funzionali così che attualmente è utilizzato per i seguenti fini:

- <u>idroelettrico</u>: La produzione di energia elettrica avviene tramite la derivazione in pressione che conduce all'impianto idroelettrico di Santa Maria. Successivamente, le acque vengono riutilizzate nel sottostante impianto di Le Piane.
- <u>idrico-potabile</u>: Le comunità montane ed il comprensorio bolognese utilizzano parte delle acque rilasciate con derivazioni situate lungo la valle del Setta.

- sistema di pompaggio: L'E.N.E.L., tramite una doppia condotta il sottostante Lago di con Suviana, produce, con ciclo giornaliero di produzione e pompaggio, energia elettrica di "punta".
- termo regolatore: II C.N.E.N. sta ultimando la costruzione di un reattore veloce autofertilizzante tipo PEC che prevede l'immissione in acqua di una certa qualità e quantità di radionuclidi ed uno scarico di energia calorica.
- attività ricreativa: Alcune associazioni di canottieri e pescatori oltre che i numerosi turisti estivi praticano, sul Brasimene, attività sportive e ricreative.

La co-presenza e interazione, su di un unico ambiente, di interessi e utenze estremamente diversificate è di stimolo per l'esecuzione di una ricerca limnologica indirizzata ad indagare circa la compatibilità delle utenze, la ottimizzazione della gestione idrica, l'impatto ambientale delle modificazioni idrauliche indotte e la qualità, in funzione delle diverse utilizzazioni» delle acque invasate.

Le attuali conoscenze limnologiche sul Brasimone sono piuttosto scarse e lontane nel tempo: Ferrerò (1953), Cannicci (1952); occorre quindi, per sviluppare i temi sopra detti, eseguire un approfondito esame delle caratteristiche chimiche, fisiche e biologiche di questo ambiente.

CARATTERISTICHE DESCRITTIVE

Una serie di campionamenti, eseguiti dal giugno 1979 al luglio 1980, ha permesso di acquisire utili e recenti informazioni sulle acque invasate. I metodi impiegati per la ricerca sono riportati nella Tab. 1. E' di seguito riportata una preliminare elaborazione dei dati raccolti; sono stati evidenziati, in forma molto schematica, gli aspetti più caratteristici.

Idraulica

II carico idrico veicolato dall'impianto di pompaggio è rilevante e nel periodo giugno 1979 - maggio 1980 sono stati derivati, nelle ore diurne, 403,5 $10^6 m^3$ ed invasati, nelle ore notturne, 415,2 $10^6 m^3$. Si tratta di quantitativi di acqua notevoli in rapporto al volume massimo dell'invaso e questa è sicuramente una delle caratteristiche predominanti i cui effetti si riflettono su tutto l'ambiente.

Termica

La propagazione verticale del calore avviene, nel Brasimene, in modo molto rapido. Non sono mai stati registrati salti termici tali da far ritenere possibile l'instaurarsi di un vero e proprio termoclinio. La più vistosa variazione termica verticale si è registrata il 1 giugno 1979 (dati in Fig.l).

Ossigeno

La distribuzione verticale delle concentrazioni dell'ossigeno disciolto è piuttosto omogenea e mostra, in un unico periodo (giugno'79), una discreta differenza tra i valori superficiali e quelli profondi. Nei periodi estivi si è registrata una modesta sovrasaturazione (dati in Fig.l).

Trasparenza

La trasparenza è modesta ed i valori della visibilità del disco di Secchi oscillano fra i 5 m (l/X/'79) ed i 0,80 metri (7/II/'80) (dati in Tab. 2).

Clorofilla-a

Le concentrazioni di clorofilla a presenti nello strato 0-10 metri sono quantitativamente molto simili a quelle sottostanti (10 - 20 m). La distribuzione stagionale mostra, in accordo alle citate sovrasaturazioni di ossigeno estive e come era probabile attendersi, che i maggiori quantitativi si riscontrano nel periodo estivo (dati in Fig. l).

pH, Alc., Cond.

Le variazioni di pH non sono molto pronunciate, la conducibilità è modesta e l'alcalinità è anch'essa limitata. Le variazioni stagionali sono contenute ed i minimi assoluti si sono registrati nel febbraio 1980 probabilmente in concomitanza con un incremento dell'afflusso meteorico (dati in Tab. 2).

Nutrienti algali

L'azoto inorganico è dovuto per la massima parte ai nitrati in quanto le concentrazioni dei nitriti e dell'azoto ammoniacale sono modeste. I nitrati diminuiscono fortemente nel periodo estivo in concomitanza con io svi1uppo algale. Analogamente i 1 contenuto medio di ortofosfato cala progressivamente per la stessa ragione. Entrambe le diminuzioni, inoltre, sono più vistose negli strati superficiali e questo conferma l'utilizzazione di tali nutrienti da parte del popolamento algale. Anche i silicati solubili presentano una distribuzione spazio-temporale strettamente legata alla loro utilizzazione, nel periodo estivo, da parte delle diatomee (Tab. 2, Fig. 2).

CONCLUSIONI

II Lago di Brasimene presenta, alla luce di questa preliminare elaborazione, una caratteristica predominante che influenza in modo diretto e significativo tutto l'ambiente acquatico. Questa caratteristica trova origine nelle modificazioni idrauliche indotte dal sistema di pompaggio che provocano, a causa degli ingenti volumi di acqua

veicolati, una forte omogeneizzazione verticale. Appare inoltre piuttosto evidente che, nonostante il Brasimene sia influenzato dalla qualità delle acque contenute nel Suviana, tuttavia mostra, rispetto all'invaso sottostante, un minor quantitativo di nutrienti algali ed una migliore distribuzione verticale dell'ossigeno disciolto.

BIBLIOGRAFIA

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION, 1975 - Standard methods for the examination of water and waste water. APHA-AWWA-WPCF, 14° ed. New York.

BONOMI G. e SALMOIRAGHI G. , 1979 - Caratteristiche termiche e chimiche del Lago di Suviana (App. Tosco-Emiliano). Atti dell'Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, VI: 199-210.

CANNICCI G. , 1952 - Osservazioni sullo zooplancton di alcuni laghi appenninici naturali ed artificiali. Boll .Zoologia, 19: 327-347.

FERRERÒ L. , 1953 - Limnologia dei laghi artificiali III: notizie su alcuni laghi dell'Appennino Tosco-Emiliano. Boll.pesca.piscic. e idrobiol. VIII: 63-81.

GOLTERMAN H.L., 1971 - Methods for Chemical Analysis of Freshwaters. IBP handbook N.8. Oxford.

KOROLEFF F. , 1970 - Direct determination of ammonia in natural waters as indophenol blue. Inter.Con.for the explor of the sea. Interlab. report N.3.

SALMOIRAGHI G. , 1980 - Effetti delle manipolazioni idro-dinamiche sulla stratificazione di un lago artificiale. Riv.Idrobiol.. (in stampa).

STRICKLAND J.D.H. and PARSONS J.R., 1980 - A practical handbook of seawater analysis. Fisc. Res. Bd.Can.Bull.Ottawa.

UNESCO, 1966 - Determination of photosynthetic pigments in seawater. Report SCOR/UNESCO Working Group 17. Paris.

VOLLENWEIDER R.A., 1962- Sull'uso dei metodi conduttometrici per la titolazione dell'alcalinità totale, dei cloruri e dei solfati nelle acque dolci. Mem.Ist.Ital. Idrobiol. , 15, 29-42.

TABELLA 1

Metodi usati nella ricerca

		Metodo - Strumento	Riferimento bibliografico
CAMPAGNA	Campionatore	Bottiglia secondo Ruttner	
	Temperatura	Thermistor NEWEL	
	Trasparenza	Disco di Secchi	
	Ossigeno disciolto	Winkler modificato Alsterberg	
LABORATORIO	Alcalinità	Conduttometrico	Vollenweider (1962)
	Conducibilità	Ponte di Kohlrausch	
	pH	pH-metro BECHMAN	
	Clorofilla a	Estrazione acetonica 90 %	Unesco (1966)
	Azoto ammoniacale	Spettrofotometrico	Koroleff (1970)
	Azoto nitroso	Spettrofotometrico	Standard methods (1975)
	Azoto nitrico	Spettrofotometrico	Schweir modificato EAWAG
	Ortofosfato	Spettrofotometrico	Strickland and Parsons (1968)
	Fosforo totale	Spettrofotometrico	Golterman (1971)
	Silice	Spettrofotometrico	Standard methods (1975)

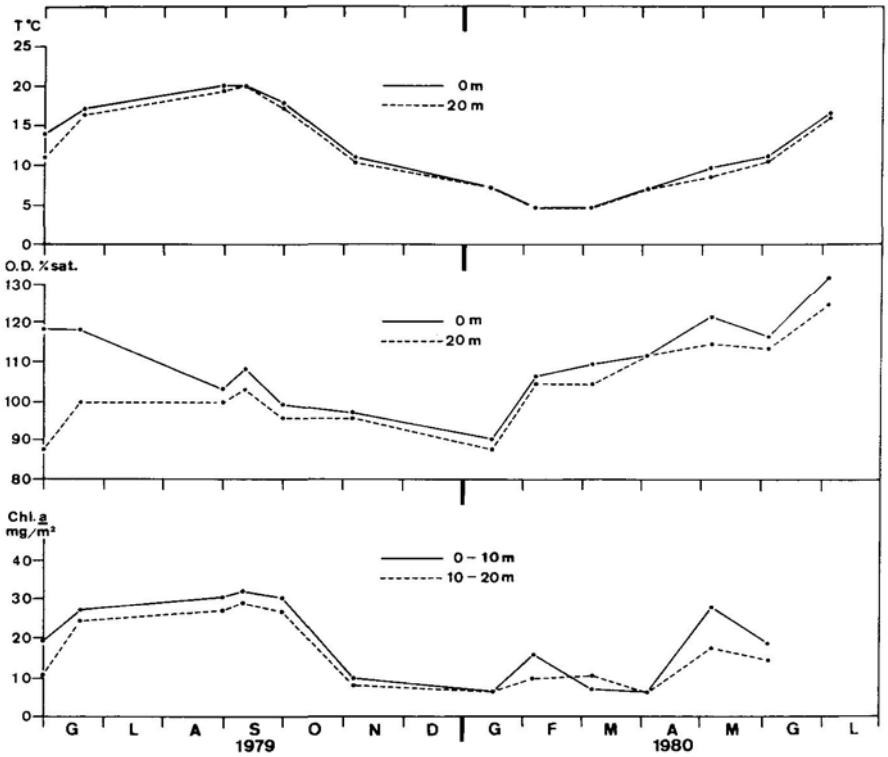


Fig. 1 Temperature e percentuali di saturazione dell'ossigeno disciolto alle profondità di 0 e 20 metri. Le concentrazioni di clorofilla a rappresentano i valori medi degli strati 0 - 10 e 10 - 20 metri.

TABELLA 2

Lago del Brasimone: valori di trasparenza e concentrazioni medie integrate sulla colonna verticale 0 -20 metri.

	1-VI	19-VI	1-IX	11-IX	1-X	6-XI	15-I	7-II	5-III	3-IV	5-V	4-VI	4-VII
Trasparenza (m)	2,00	3,00	3,75	4,50	5,00	2,30	1,50	0,80	2,50	2,00	2,10	2,50	3,00
pH	8,1	8,1	8,2	8,2	8,1	8,0	8,1	7,6	8,0	7,8	8,3	8,2	8,3
Conducibil. (uS 18 °C)	134	150	198	176	166	167	152	124	143	146	138	150	169
Alcalinità (meq/l)	1,59	1,58	1,81	1,81	1,87	1,46	1,49	1,18	1,34	1,38	1,63	1,63	1,53
$N-NO_3$ (µg/l)	85,6	32,1	6,6	49,7	67,8	59,9	69,5	101,5	71,0	84,0	50,2	72,3	38,4
$N-NO_2$ (" ")	4,5	1,4	9,0	8,2	0,8	12,0	6,5	2,3	5,7	6,3	3,3	2,4	6,9
$N-NH_3$ (" ")	21,9	13,4	4,3	16,3	0,6	18,5	16,8	11,8	2,5	24,7	5,7	10,9	5,9
N-inorg. (" ")	112,0	46,9	19,9	74,2	69,2	90,4	92,8	115,6	79,2	115,0	59,2	85,6	51,2
$P-PO_4$ (" ")	16,2	5,3	5,3	4,6	1,9	10,8	11,0	6,5	10,0	-	6,0	3,6	5,6
P totale (" ")	20,0	9,4	14,2	13,1	5,0	13,1	18,2	7,8	13,2	-	6,7	5,4	6,6
SiO_2 (" ")	1,71	1,23	0,46	0,38	0,65	1,24	1,11	0,11	1,96	2,20	1,89	1,97	1,77

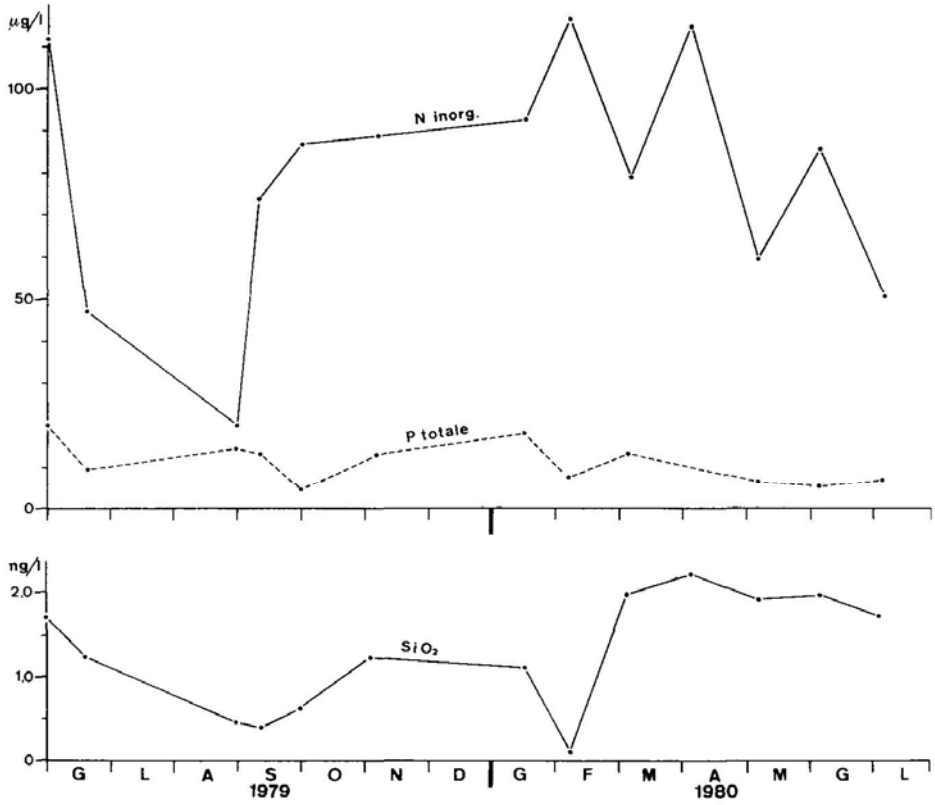


Fig. 2 Valori medi integrati sulla colonna 0 - 20 metri di azoto inorganico (N-inorg.), fosforo totale (P totale) e silice solubile (SiO_2).

VARIAZIONI SPAZIALI E TEMPORALI DELLA MICROFLORA BATTERICA NEL LAGO MAGGIORE

R. BERTONI, C. CALLIERI

CNR, Istituto Italiano di Idrobiologia, Pallanza

SUMMARY

Spatial and temporal variations of bacterial microflora were studied, during 1979, in the euphotic zone of Lago Maggiore. Samples were taken in a pelagic station at five depths fornightly in spring and summer and monthly in autumn and winter. Bacterial population density was evaluated by Acridin Grange Direct Count (AODC) and by Spiral Plate Count (SPC). The results obtained show the existence of a significant inverse correlation between SPC and water temperature. The meaning of this finding is discussed and hypotheses on the subject are proposed.

INTRODUZIONE

Come è noto, i popolamenti batterici delle acque sono costituiti da un insieme di organismi con esigenze nutrizionali e ambientali diversissime: autotrofi ed eterotrofi, aerobi ed anaerobi, per citare soltanto i limiti estremi più noti, sono sempre contemporaneamente presenti in uno stato di attività metabolica mutevole a seconda del variare delle condizioni ambientali (Jannash, 1969). E proprio questa diversità è il maggiore ostacolo alla stima realistica del popolamento batterico in un corpo d'acqua. Infatti, i due possibili metodi di stima, il conteggio microscopico diretto ed il conteggio colturale, forniscono valutazioni parziali, e non complementari, della densità del popolamento batterico. Questo, perché il primo metodo da una informazione sulla totalità dei batteri presenti indipendentemente dal loro stato di attività, e il secondo consente di enumerare i batteri capaci di crescere e di dividersi su un particolare mezzo di coltura, che è però necessariamente selettivo e, addirittura, può consentire la crescita di batteri normalmente inattivi nel corpo d'acqua. (Jones, 1977).

A rendere ulteriormente difficile la comprensione delle variazioni di densità dei popolamenti batterici contribuisce l'estrema variabilità nello spazio (Jones, 1977a) e nel tempo (Saunders, 1976) della microflora batterica eterotrofa.

Benché si possano ritenere probabili significativi miglioramenti metodologici a breve termine, è evidente che, per ora, si può soltanto tentare di superare la difficoltà di interpretazione dei risultati

ottenibili con i metodi più sopra ricordati affiancando allo studio dei popolamenti batterici, condotto con la maggiore frequenza temporale possibile, la valutazione di quei parametri che possono con essi interagire. Un tentativo in questa direzione è stato compiuto con la ricerca qui illustrata, volta a migliorare la conoscenza della distribuzione spaziale e dell'evoluzione stagionale dei popolamenti batterici presenti nelle acque del Lago Maggiore e a valutarne la dipendenza dal substrato organico particellato.

MATERIALE E METODI

Dal Febbraio 1979 al Gennaio 1980 sono stati effettuati i campionamenti, con frequenza mensile in autunno-inverno e quindicinale in primavera-estate, nella zona eufotica del Lago Maggiore in una stazione sita in corrispondenza del punto di massima profondità. Da cinque profondità sono stati raccolti, con bottiglia sterile, i campioni per le stime di densità del popolamento batterico. Quest'ultimo è stato valutato con conteggio diretto con microscopio ad epifluorescenza adottando la tecnica di colorazione vitale con arancio di acridina proposta da Zimmermann e Meyer-Reil (1974, 1977) e con conteggio colturale usando, come mezzo di coltura, un terreno alla caseina, peptone ed amido (CPS: Collins e Willoughby, 1962).

L'inoculo dei campioni è stato effettuato con un apparecchio Spirai Plater (Gilchrist, Campbell, Donnelly, Peeler, Delaney, 1973) l'utilizzabilita del quale per i conteggi dei popolamenti batterici acquatici è stata precedentemente accertata (Callieri, 1979).

Poiché ci si proponeva di studiare le relazioni eventualmente esistenti tra i popolamenti batterici eterotrofi e il substrato organico, in concomitanza con le analisi microbiologiche sono state effettuate misure di concentrazione di carbonio organico particellato (POC) con un CHN Elemental Analyzer (Bertoni, 1978) e di Clorofilla a mediante determinazione fluorimetrica del pigmento estratto con metanolo (Holm-Hansen e Riemann, 1978; Talling e Driver, 1961).

Le profondità alle quali sono stati effettuati i campionamenti sono state scelte alla luce della curva di trasmittanza misurata "in situ" (Bertoni e Callieri, 1980).

RISULTATI E DISCUSSIONE

Utilizzando un "contouring program" (Davis, 1973) modificato sono stati costruiti i grafici relativi ai dati ottenuti con i conteggi microscopici diretti (AODC, Fig. 1) e colturali (CFU, Fig. 2). Tali grafici mostrano le variazioni nel lo spazio e nel tempo dei popolamenti batterici, evidenziando le aree dove essi sono presenti con uguali densità.

Confrontando le due figure appare subito evidente che i due metodi forniscono stime della densità del popolamento batterico notevolmente

diverse dal punto di vista quantitativo: infatti, il conteggio diretto da valori da due a tre ordini di grandezza superiori rispetto al conteggio colturale. L'esame della Tabella 1, ove sono riportati i dati ottenuti con i due metodi, affiancati dalle relative deviazioni standard, permette di confermare questa fenomenologia.

La disparità tra i due metodi di conteggio è stata d'altronde in diverse occasioni e per diversi ambienti messa in evidenza e valutata (Jannash e Jones, 1959; Gerletti e Melchiorri-Santolini, 1968).

Anche le distribuzioni spaziali e temporali, che emergono dai due metodi di stima dei popolamenti batterici, sono notevolmente diversificate. Infatti, i batteri che crescono su terreno nutritivo sono particolarmente numerosi nei mesi invernali mentre sono presenti con densità molto modeste nel periodo estivo. Si deve poi osservare che essi sono, generalmente, distribuiti in modo omogeneo in tutto lo strato studiato. L'eccezione più rilevante a questo andamento è costituita da un picco tardo primaverile, caratterizzato da un'alta densità batterica nei primi 5 metri, che decresce progressivamente con l'aumentare della profondità. Al contrario, il rapido decremento con la profondità costituisce la norma per i popolamenti batterici stimati con il conteggio microscopico diretto. Questi ultimi presentano, inoltre, una evoluzione temporale caratterizzata da fluttuazioni più cospicue e numerose di quelle che emergono dai conteggi vitali.

Per meglio valutare la dipendenza dei popolamenti batterici, stimati con i due metodi, dagli altri parametri esaminati, sono stati calcolati i valori integrati sulla colonna di acqua per ciascun parametro e per ciascun campionamento. Nella Figura 3 sono mostrati i grafici relativi a tali valori. Da questa si può rilevare che i batteri contati su piastra presentano un andamento stagionale opposto a quello della temperatura; ciò è confermato dall'esistenza di una correlazione inversa, con $P < 0,001$, tra i due parametri citati. I batteri contati per AODC subiscono invece fluttuazioni temporali non così evidentemente legate alla temperatura, ma sembrano piuttosto dipendere dalla concentrazione di materiale organico particellato, al quale sono correlati sia pur con una modesta probabilità ($P<0,5$).

I due metodi di conteggio forniscono quindi stime di densità batterica diverse non solo quantitativamente ma anche qualitativamente. Questo fatto che, come si è detto, è gia stato accertato da tempo, è stato spiegato ammettendo che il complesso dei microrganismi eterotrofi presenti in un corpo d'acqua sia costituito da una minoranza (1% del totale) di batteri, definiti "zimogeni", con esigenze nutrizionali tali da poter crescere su un substrato ricco di carbonio organico quale è quello costituente il terreno di coltura utilizzato nelle conte su piastra. Tale condizioni inibirebbero la crescita del rimanente popolamento batterico, costituito da organismi "oligocarbofili", che potrebbero quindi essere contati solo direttamente al microscopio. A queste considerazioni, ampiamente discusse da Overbeck (1974), se ne deve affiancare un1al tra formulata da Rhei nheimer (1977). Questo autore,

osservando che i coliformi sono reperibili con numeri più elevati in inverno che in estate, ha avanzato l'ipotesi che i valori invernali più elevati siano imputabili al più lungo tempo di sopravvivenza dei batteri alloctoni a basse temperature dell'acqua.
I risultati da noi ottenuti in questo primo anno di indagini sul Lago Maggiore ci inducono a ritenere che 1'ipotesi di Rheinheimer sia applicabile anche a questo corpo d'acqua e che, quindi, i batteri contati con conteggio vitale in questo ambiente siano prevalentemente alloctoni.

Infatti esaminando la Fig. 3 e confrontando l'evoluzione stagionale dei batteri contati su piastra (CPU) con quella di batteri sicuramente alloctoni quali sono i coliformi (Coli) (Cominazzini, Guidetti, Battioli, 1979) si può osservare che le due curve presentano un andamento molto simile. Inoltre le misure di trasmittanza hanno permesso di individuare due situazioni nelle quali si è avuto un considerevole apporto al lago di materiale alloctono. In tali situazioni, verificatesi in luglio e, con maggiore intensità, in ottobre-novembre, si sono misurati valori estremamente bassi di trasmittanza determinati da abbondante materiale parti celiato drenato al lago a seguito di ingenti piogge. Tal i minimi della curva di trasmittanza, come si può vedere dalla Fig. 3, sono accompagnati da un picco delle densità batteriche stimate con conteggi colturali. L'eccezionale afflusso di materiale alloctono verificatosi in concomitanza con la piena di fine ottobre non sembra invece aver influenzato immediatamente i risultati dei conteggi diretti, che raggiungono valori elevati soltanto a metà dicembre (Fig. 1).

In questo quadro il picco primaverile di batteri contati su piastra emerge come un caso particolare. In maggio, infatti, non si è verificato un afflusso di materiale alloctono apprezzabile. Bisogna perciò ammettere che il repentino aumento primaverile di densità dei batteri in grado di crescere sul mezzo di coltura sia legato all'abbondante disponibilità di sostanza organica particellata. Va sottolineato che quest'ultima è di origine prevalentemente autoctona, come è confermato dall'esistenza di una correlazione altamente significativa ($P < 0,001$) che lega il POC alla clorofilla.

Tuttavia, alle pur elevate concentrazioni di POC presenti in agosto non fa riscontro un'altrettanto imponente crescita batterica. Anche questa fenomenologia è spiegabile alla luce dell'ipotesi di Rheinheimer prima ricordata. Infatti l'incremento della temperatura media della zona eufotica è, da febbraio ad agosto, di 10°C e quindi tale da influire considerevolmente sulla riduzione del tempo di sopravvivenza della microflora batterica eterotrofa alloctona. Al contrario l'aumento, da febbraio a maggio, di 2°C della temperatura media dello strato eufotico non sarebbe ancora tale da ridurre drasticamente i batteri alloctoni, che potrebbero anzi svilupparsi grazie alla accresciuta disponibilità di substrato organico.

Non si può tuttavia escludere la possibilità che l'ingente numero di batteri contabili su piastra, reperito a fine maggio, sia determinato da

un popolamento batterico autoctono in grado di crescere sul terreno da noi utilizzato.

Da quando è stato fin qui illustrato si può concludere che il metodo delle conte su piastra molto probabilmente stima i popolamenti batterie! alloctoni, che sono soltanto una frazione del popolamento batterico totale, meglio stimato dai conteggi microscopici diretti. A nostro parere quest1ultima tecnica è da preferire se si desidera avere una visione più generale delle fluttuazioni dei popolamento batteri ci presenti nei corpi d'acqua. Tuttavia la difficoltà di individuare inequivocabili relazioni tra il numero totale di batteri e gli altri parametri sottolinea l'importanza, in una indagine intesa a studiare la microbiologia di un corpo d'acqua, di aggiungere alla stima totale la valutazione di caratteristiche più specifiche dei popolamenti batterici. Da questo punto di vi sta risultano particolarmente interessanti gli sviluppi metodologici ora in studio, volti a migliorare la tecnica di conteggio diretto utilizzando nuovi fluorocromi (Porter e Feig, 1980) e a consentire l'identificazione microscopica delle cellule batteriche che esplicano una attività respiratoria (Zimmermann, Iturriaga, Becker-Birck, 1978).

BIBLIOGRAFIA

BERTONI R., 1978 - Automatic determination of carbon and nitrogen in suspended matter of natural water with Carlo Erba 1106 CHN elemental analyzer, Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 36, 297-301.

BERTONI R. and CALLIERI C., 1980 - Underwater transmittance as a tool in the study of spatial distribution of particular organic matter, Proc. XXI SIL Congress, Kyoto. (In stampa)

CALLIERI C., 1979 - Spiral plate and spread plate : a note on the evaluation of differences in enumeration of freshwater bacteria. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 37, 209-212.

COLLINS V.G. e WILLOUGHBY L.G., 1962 - The distribution of bacteria and fungal spores in Blelham Tarn with particular reference to an experimental overturn, Arch. Mikrobiol., 43, 294-307.

COMINAZZINI C., GUIDETTI L., BATTIGLI M.T., 1980 - Indagini batterio-logiche. In : Commissione Internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere, Rapporti su studi e ricerche condotti nel bacino del Lago Maggiore, (Campagna 1979). (In stampa)

DAVISJ.C., 1973 - Satatistics and data analysis in geology, John Wiley & Sons Pub, 550 pp.

GERLETTI M. e MELCHIORRI-SANTOLINI U., 1968 - A comparative study on primary productivity, bacterial microflora and ecological factors in lakes : Bolsena, Maggiore, Mergozzo and Monate, Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 24, 161-195.

GILCHRIST J.E., CAMPBELL J.E., DONNELLY C.B., PEELER J.T., DELANEY J.M. , 1973 - Spiral plate method for bacterial determination, Appl. Microbiol. , 25, 244-252.

HOLM-HANSEN O, e RIEMANN B., 1978 - Chlorophyll a determination: improvements in methodology. Oikos, 30, 438-447.

JANNASCH H.W. e JONES G.E., 1959 - Bacterial populations in sea water as determined by different methods of enumeration. Limnol.Oceanogr. 4, 128-139.

JANNASCH H.W., 1969 - Current concepts in aquatic microbiology; Verh. Internat. Verein. Limnol., 17, 25-39.

JONES J.G., 1977 - Variation in bacterial population in time and space, F.B.A. 45 Annual Report, 55-61.

JONES J.G. , 1977a - The effect of environmental factors on estimated viable and total populations of planktonic bacteria in lakes and experimental enclosures, Freshwat. Biol. , 7, 67-91.

OVERBECKJ., 1974 - Microbiology and biochemistry, Mitt. Internat. Verein. Limnol., 20, 198-228.

PORTER K.G. e FEIG Y.S., 1980 - The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora, Limnol. Oceanogr., 25, 943-948.

RHEINHEIMER G., 1977 - Regional and seasonal distribution of saprophytic and coliform bacteria. In " Microbial ecology of a brackish water environment ", Ecological studies 25, Ed. G. Rheinheimer, Pringer- Verlag.

SAUNDERS G.W. , 1976 - Decomposition in freshwater. In: " The role of terrestrial and aquatic organisms in decomposition processes ", Eds. J.M. Anderson & A. Macfadyen, Blackwell Pub.

TALLING J.F. e DRIVER D. , 1961 - Some problems in the estimation of chlorophyll a in phytoplankton, 10th Pac. Sci. Cong. Honolulu, 142-146.

ZIMMERMAN R. e MEYER-REIL L.A., 1974 - A new method for fluorescence staining of bacterial population on membrane filters, Kieler Meeresforsch. , 30, 24-27.

ZIMMERMAN R., 1977 - Estimation of bacterial number and biomass by epifluorescence microscopy and scanning electron microscopy. In: " Microbial ecology of brackish water environment ", Ecological studies 25, Ed. G. Rheinheimer, Springer Verlag Pub.

ZIMMERMANN R., ITURRIAGA R., BECKER-BIRCK J., 1978 - Simultaneous determination of the total number of aquatic bacteria and the number thereof involved in respiration, Appl, and Environ. Micr. , 36, 926-935.

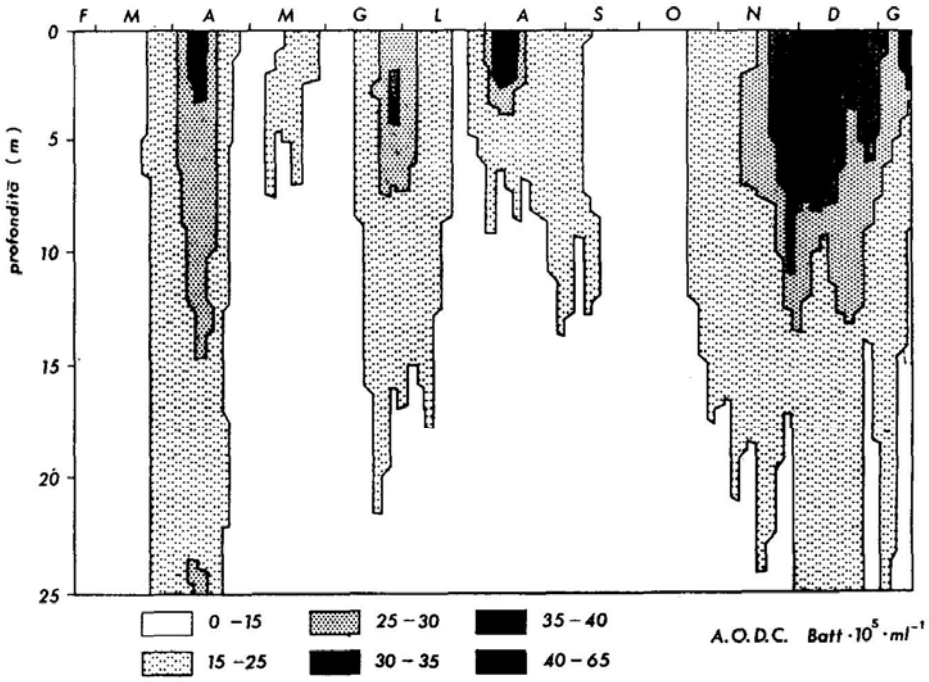


Figure 1 Distributione spaziale e temporale del popolamento batterico stimato con conteggio microscopico diretto dopo colorazione con arancio di acridina (Acridine Orange Direct Counts: AODC, num. batt. 10^5 ml^{-1}).

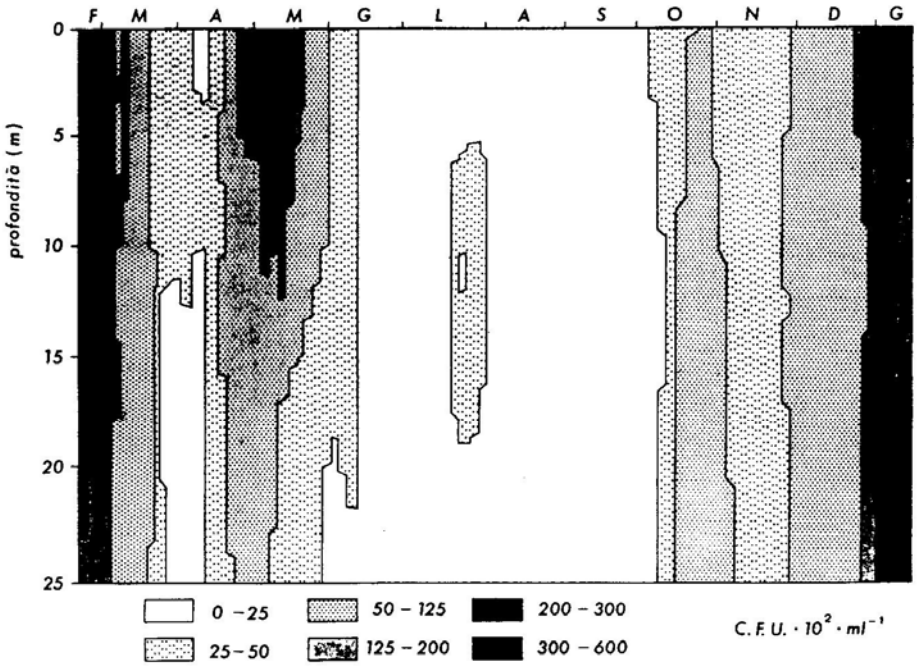


Figure 2 Distribuzione spaziale e temporale del popolamento batterico eterotrofo stimato con conteggio vitale (Colony Forming Units: num. CFU 10^2 ml^{-1}).

Tabella 1 Risultati dei conteggi microscopici diretti (AODC: num.batt. 10^3/ml) e colturali (CFU: num. CFU 10^3/ml, affiancati dalla relativa deviazione standard (s), ottenuti alle diverse profondità (m) per ciascun campionamento.

m	CFU	± s	AODC	± s
	21/II/79			
0	41,8	1,6	677	303
5	57,8	7,3	1308	677
10	35,6	3,2	537	444
15	19,2	1,7	374	117
25	17,0	3,2	748	327
	27/IV			
0	8,0	1,4	1457	353
7	9,6	0,2	1345	331
12	6,2	1,0	999	209
20	8,1	2,6	1287	221
25	4,2	1,9	850	203
	27/VI			
0	0,6	0,2	2244	376
3	0,6	0,1	4190	69
7	0,5	0,1	2192	428
12	0,3	0,1	837	220
25	0,2	0,2	843	181
	22/VIII			
0	0,6	0,2	2387	463
5	0,3	0,1	2296	506
11	0,4	0,3	901	138
15	0,4	0,1	1336	225
25	0,2	0,0	447	96
	24/X			
0	4,6	0,8	1699	623
5	4,2	0,4	1964	519
11	10,5	2,5	2036	856
17	8,6	0,4	1130	435
25	13,1	3,3	1375	629

m	CFU	± s	AODC	± s
	7/III			
0	5,4	0,8	773	155
5	6,9	1,7	656	173
10	12,1	0,8	301	104
15	13,4	1,4	253	75
25	5,8	0,0	654	420
	9/V			
0	43,5	10,6	700	148
3	39,8	3,2	2199	155
7	6,4	1,1	1556	483
12	5,5	0,8	1206	554
25	5,0	0,2	170	52
	9/VII			
0	0,3	0,1	2179	545
5	0,3	0,1	2088	339
14	0,2	0,1	1569	497
17	0,2	0,1	1647	350
25	0,2	0,1	921	324
	12/IX			
0	1,8	0,5	1725	362
5	1,4	0,3	1262	148
10	1,6	0,3	2016	309
13	0,6	0,0	1453	292
25	1,3	0,1	739	119
	14/XI			
0	3,4	0,3	2218	904
5	2,6	0,1	3905	1128
10	3,2	0,0	1712	371
20	3,6	0,2	1186	114
25	3,8	0,2	1091	265

m	CFU	± s	AODC	± s
	29/III			
0	2,9	0,1	2195	700
3	3,2	0,1	2335	700
7	2,9	0,4	1377	793
17	1,3	0,2	1494	443
25	2,6	0,3	1400	420
	23/V			
0	7,5	1,3	2756	656
3	12,7	2,7	1297	333
6	8,4	1,6	1224	282
10	4,5	0,4	1079	189
25	2,5	0,1	839	156
	25/VII			
0	0,3	0,2	973	185
8	0,7	0,4	1920	250
11	9,7	3,4	697	180
14	2,2	0,6	678	154
25	0,3	0,1	321	57
	26/IX			
0	0,8	0,2	327	65
5	0,8	0,3	399	100
8	1,0	0,2	704	160
15	1,3	0,2	571	95
25	0,4	0,1	344	94
	12/XII			
0	6,5	1,0	4378	721
5	5,7	0,9	6306	1202
10	5,6	0,4	1581	421
15	6,1	1,3	1073	310
25	5,7	1,0	990	287

m	CFU	± s	AODC	± s
	9/IV			
0	1,1	0,0	4612	934
5	3,1	0,3	2467	289
10	2,6	0,5	2663	473
15	2,3	0,3	2422	246
25	2,2	0,7	2967	552
	1/VI			
0	1,7	0,5	798	117
5	4,7	1,2	1171	120
7	4,8	0,5	1330	272
12	1,5	0,2	1193	175
25	1,3	0,1	266	58
	8/VIII			
0	0,5	0,1	3943	973
7	1,4	0,4	807	486
10	0,4	0,1	728	227
15	0,3	0,0	603	303
25	0,2	0,1	661	303
	10/X			
0	4,8	1,0	331	87
10	2,0	0,4	337	94
12	1,2	0,2	558	110
14	0,7	0,1	626	91
25	1,3	0,2	623	142
	17/I/80			
0	48,0	3,5	6430	1265
5	18,0	1,4	811	287
10	12,9	4,3	1297	196
15	9,9	1,4	930	345
25	37,0	4,3	937	288

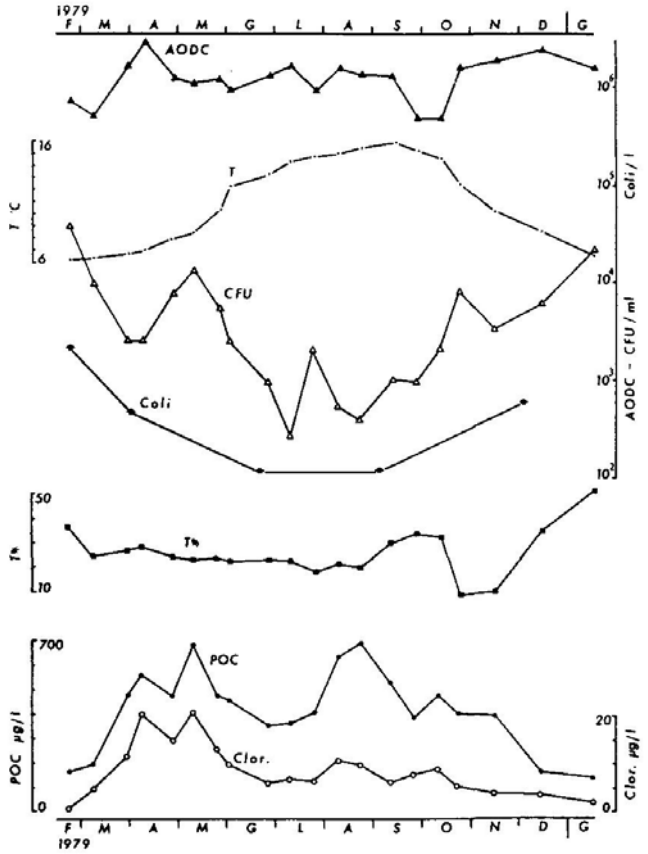


Figure 3 Evoluzione temporale dei valori integrati sulla colonna d'acqua da 0 a 25 m relativi ai seguenti parametri :
Conteggio microscopico diretto (AODC): num. batt./ml;
Conteggio colturale (CFU): num. CFU/ml;
Coliformi (Coli): num. colonie/l;
Temperatura (T): °C.
Trasmittanza (T%): percentuale di luce trasmessa attraverso 1 m di acqua del lago;
Carbonico organico particellato (POC): µg/l;
Clorofilla a (Clor.): µg/l.

LA QUALITÀ DELLE ACQUE TRIBUTARIE ED EMISSARIE DEL LAGO MAGGIORE IN RELAZIONE ALL'ANTROPIZZAZIONE DEL BACINO IMBRIFERO

R.MOSELLO*, L.GUIDETTI**, A.CALDERONI*,
C.COMINAZZINI**, E. DE GIULI* e M.T.BATTIOLI**

* C.N.R. - Istituto Italiano di Idrobiologia, 28048 Pallanza.
** Reparto Medico - Micrografico del Laboratorio Provinciale di Igiene e Profilassi, 28100 Novara.

SUMMARY

Water quality of 17 tributaries and of the outflow of L. Maggiore was evaluated on the basis of nitrogen and phosphorus mean concentrations and considering the bacteriological characteristics. The tributaries with high nutrient concentrations showed al so high bacterial concentrations, because of the common origin of these substances, mainly deriving from urban sewage. The statistical analyses did indeed reveal the close relationship of the content of the examined variables in the tributaries to the population densities of the respective watersheds. The deterioration levels of the L. Maggiore inflows range from low (Verzasca, Giona, Cannobino, Cannero) to very high (Vevera, Boesio); the larger rivers show a medium (Ticino inflow, Toce, Maggia) and high deterioration (Tresa, Bardelle), while the Ticino outflow shows a moderate deterioration.

INTRODUZIONE

Le variabili utilizzabili per definire le qualità delle acque correnti sono numerose, anche in relazione all'uso cui queste ultime sono destinate e alla natura dell'ambiente considerato. Molto usate per la individuazione di inquinamenti organici sono le variabili chimiche quali la concentrazione dell'ossigeno disciolto e il COD (Tarzwell, 1975; Train, 1979; Alabaster e Lloyd, 1980); fra quelle biologiche sono da ricordare 1'analisi dei popolamenti vegetali ed animali (Tonolli, 1976; Ghett, 1979) e la misura delle concentrazioni batteriche (Drapeau e Jankovic, 1977; Paoletti et al., 1978).

Questo lavoro si propone di definire la "qualità" dei principali fiumi e torrenti tributari, e dell'emissario del Lago Maggiore, considerandone da una parte gli aspetti chimici, limitatamente alle concentrazioni di fosforo e azoto, elementi in larga parte responsabili dei processi di eutrofizzazione delle acque lacustri; dall'altra gli aspetti batteriologici ed igienistici. Lo studio è stato eseguito nell'ambito di una Convenzione stipulata con la Commmisione Internazionale per la

protezione delle acque italo-svizzere e considera le concentrazioni misurate nel 1978 e nel 1979. I campionamenti sono stati eseguiti alla foce di ciascun tributario nonché all'imboccatura del Ticino emissario; la valutazione del grado di deterioramento è quindi relativa alla sezione terminale e non considera situazioni particolari che possono verificarsi lungo Vasta dei corsi stessi.

I tributari esaminati, elencati in tabella 1, drenano globalmente un'area di 5949 Km^2 , pari al 93% del1' intero bacino imbrifero, nella quale risiedono oltre 540.000 abitanti.

Per maggiori dettagli riguardanti il Lago Maggiore e i suoi fiumi tributari, nonché per una rassegna bibliografica, si rimanda a Mosello, Calderoni e De Giuli (in stampa), mentre uno studio sulla organizzazione territoriale e sulla compromissione ambientale del bacino imbrifero è stato presentato da Turco (1977).

CAMPIONAMENTI E METODI

I campionamenti sono stati eseguiti con frequenza mensile dal Gennaio 1978 al Dicembre 1979; limitatamente ai parametri chimici e all'anno 1978, la frequenza dei campionamenti è stata quindicinale sui fiumi Toce, Maggia, Ticino immissario, Tresa, Bardelle e sul Ticino emissario. Per quanto riguarda le metodiche per le analisi chimiche e batteriologiche si rimanda rispettivamente a Mosello et al., 1979 e Cominazzini et al. 1979. La distribuzione di frequenza dei valori medi dei parametri chimici e batteriologici esaminati ha reso necessario per l'analisi statistica della relazione con la densità di popolazione la normalizzazione dei valori mediante trasformazione logaritmica. E' stata inoltre usata la correlazione di rango di Spearmann (Siegel, 1956; Snedecor e Cochran, 1971).

RISULTATI E DISCUSSIONE

La tabella 2 mostra le concentrazioni medie dei composti di azoto e fosforo e delle variabili batteriologiche nei corsi d'acqua esaminati. I valori presentano un ampio ambito di variazione: per le concentrazioni di fosforo totale, ad esempio, si passa dai 16 µg P/l del Torrente Verzasca a valori superiori ai 350 µg P/l per i torrenti Boesio, Vevera e Bardelle. L'azoto ammoniacale presenta valori minimi di 0,02-0,04 mg N/l nei torrenti Cannero, Erno, Giona, Verzasca e nei fiumi Maggia e Ticino immissario, massimi di 0,45-0,47 mg N/l per il Torrente Boesio e il Fiume Toce, e di 0,94 mg N/l per il Torrente Vevera.

Differenze altrettanto accentuate si riscontrano nei parametri batteriologici ; considerando ad esempio le concentrazioni di coliformi fecali, i valori oscillano fra 0,2-0,3 10^3 µg/100 ml (torrenti Verzasca e Giona) e 137-183 10^3 µ/100 ml per i torrenti Boesio e Vevera.

Considerata l'alta variabilità delle concentrazioni medie si è tentata la sintesi dei giudizi sulla qualità delle acque tributarie del Lago Maggiore, dividendo i 17 corsi d'acqua in quattro gruppi, a crescente

grado di compromissione (Tab.3). La divisione è stata eseguita in base alle concentrazioni dell'azoto totale, del fosforo totale e delle variabili batteriologiche. I limiti di concentrazione di azoto e fosforo totale usate sono rispettivamente 0-25 µg P/l e 0-1,25 mg N/l per i corsi d'acqua classificati a basso livello di compromissione, 25-75 µg P/l e 1,25-1,6 mg N/l per quelli mediamente alterati, superiori a 75 µg P/l e 1,6 mg N/l per i tributari molto alterati. Per quanto riguarda le variabili batteriche sono stati considerati principalmente i valori degli indicatori fecali (coliformi, coliformi fecali, streptococchi fecali); per una discussione più dettagliata sull'argomento si rimanda a Comizzanini, Guidetti e Battioli, (1979). In base alle elevatissime concentrazioni degli indicatori fecali si è individuata una quarta fascia comprendente due corsi d'acqua (torrenti Vevera e Boesio), le cui concentrazioni di azoto e fosforo totali sono analoghe a quelle della terza fascia. Nel formulare questa graduatoria non si sono riscontrate discrepanze fra i dati chimici e batteriologici, in quanto corsi d'acqua con elevati tenori di azoto e fosforo presentavano in genere anche elevati tenori medi delle variabilità batteriologiche. Nei pochi casi di incertezza (Toce, S. Bernardino), si è preferito usare criteri di giudizio basati sulle conoscenze attualmente disponibili circa le attività nei rispettivi bacini imbriferi, piuttosto che valutazioni di tipo numerico. Queste ultime, adottate per esempio nella legislazione di numerosi paesi (Inhaber, 1976; Verneaux e Leynaud, 1978), attribuiscono dei coefficienti alle diverse variabili considerate, calcolando quindi per somma un indice complessivo di compromissione. La nostra scelta è giustificata in parte dalla convinzione della difficoltà di sintetizzare numericamente realtà complesse quali la composizione chimica delle acque di un fiume, distinguendo fra "livelli naturali" di concentrazione e livelli alterati dalle attività umane. Inoltre questa ricerca non è finalizzata all'ottenimento di criteri generali validi per tutte le acque correnti, ma intende piuttosto fare il punto sullo stato di compromissione delle acque che giungono al Lago Maggiore.

Tornando dunque all'esame della tabella. 3, si può osservare che i tributari di maggiori dimensioni presentano acque mediamente (Ticino immissario, Maggia, Toce) e altamente alterate (Tresa, Bardelle). Le caratteristiche chimiche e batteriologiche del Ticino emissario (Tab.2), fortemente dipendenti dal complesso di fenomeni che avvengono nel lago, sono definibili come "mediamente alterate".

Le cause che determinano ii diverso stato di compromissione dei tributari, sono da ricercarsi nelle attività svolte nei rispettivi bacini imbriferi; più precisamente, i fattori di maggior peso sono gli scarichi cloacali urbani, le attività agricole e zootecniche, mentre le industrie hanno una importanza variabile, dipendente dal tipo di produzione. Nel bacino imbrifero del Lago Maggiore, che ha caratteristiche prevalentemente alpine e prealpine, l'agricoltura ha una incidenza poco rilevante (Turco, 1977). In mancanza di dati sufficientemente dettagliati sulle attività industriali, si sono considerate, quale indice complessivo delle attività umane svolte nei bacini imbriferi, le densità di popolazione.

Le correlazioni tra queste grandezze e le concentrazioni chimiche e batteriologiche sono state eseguite sui logaritmi dei rispettivi valori

(Tab.4 colonna 1), in quanto 1 a distribuzione di frequenza dei dati originali risultava sensibilmente diversa da quella normale. Anche dopo la trasformazione in logaritmi, nella correlazione con le variabili batteriche è stato necessario escludere i valori dei torrenti Vevera e Boesio, tanto più elevati della media da alterare la simmetria della distribuzione di frequenza. Le correlazioni (Tab.4, colonna 1) sono risultate altamente significative ($P \leq 0,001$) per le quattro forme di composti del fosforo e per l'azoto organico e totale, mentre i valori di azoto inorganico hanno presentato una significatività inferiore ($P \leq 0,01$). Per quanto riguarda le variabili batteriologi che, la correlazione è risultata significativa ($P \leq 0,001$) per le concentrazioni dei coliformi e delle spore dei clostridi solfitoriduttori, mentre i coliformi fecali e la carica batterica a 20°C hanno presentato una significatività dello 0,01. Non correlate sono risultate infine la concentrazione degli streptococchi fecali e della carica batterica a 37°C.

In generale, perché si abbiano delle correlazioni significative è necessario che si verifichino le seguenti condizioni:

a) la variabile chimica o batteriologica deve realmente avere origine, in maniera almeno approssimativamente proporzionale, dalla popolazione gravitante sul corso d'acqua considerato;

b) non devono intervenire perdite sensibili nei carichi della sostanza esaminata fra i punti di scarico e i punti di campionamento;

c) devono essere assenti scarichi industriali di portata tale da modificare in maniera sensibile le concentrazioni.

Limitando le considerazioni ai risultati ottenuti dalla correlazione dei dati trasformati in logaritmi (Tab.4, colonna 1), la minore significatività del la correlazione relativa al le concentrazioni del lo azoto nitrico e totale inorganico, è determinata dal fatto che una frazione considerevole di queste due forme di azoto deriva dal dilavamento del terreno e dagli apporti meteorici (Mosello, Calderoni e De Giuli, in stampa). Inoltre, diminuizioni sensibili dei carichi di azoto e fosforo possono avvenire nei bacini lacustri presenti lungo il corso di un fiume, sia per sedimentazione algale , sia per scambi con l'atmosfera. Infine esistono problemi di inquinamento industriale (azoto inorganico) sul Toce, derivanti dal bacino del Cusio (Calderoni e Mosello, 1976) e sul Vevera, determinati da scarichi zootecnici.

Nel caso delle variabili batteriologiche, l'assenza di significatività per le correlazioni delle concentrazioni degli streptococchi fecali e del carico microbico determinato a 37°C (Tab.4, colonna 1), è verosimilmente da riferirsi al cospicuo e rapido abbattimento di questa flora dovuta ad una sua maggiore sensibilità ai fenomeni di autodepurazione delle acque correnti (ossigenazione, temperatura, pH, radiazione solare, ecc. , Chamberlin, 1978; Wuhrmann, 1972). La carica microbica a 20°C, avendo riferimento soprattutto alla multiforme flora batterica adattata o propria dell'ambiente idrotellurico, non può avere sufficiente valore rappresentativo dell'entità dell'inquinamento fecale. La fonte degli streptococchi fecali, pur essendo in origine l'ambiente intestinale dell'uomo e degli altri animali a sangue caldo, viene ad assumere confini

più ampi per il fatto che tali specie microbiche possono frequentemente stabilire relazioni epifitiche durevoli su vegetali e radicamento altrettanto permanente in insetti e nel suolo (Mundt et al., 1962; Mundt et al., 1967). Sotto tale profilo essi, meno che gli altri indicatori fecali, possono assumere la rappresentanza del la derivazione intesti naie umana e quindi essere correlati alla densità di popolazione.

Le spore dei clostridi solfitoriduttori, la cui provenienza sia umana che animale è scontata, per la loro notevole capacità di sopravvivenza nell'ambiente idrico (Bonde, 1966), possono rappresentare, come di fatto è avvenuto nel nostro caso, una correlazione altamente significativa ($P \leq 0,001$) con la densità di popolazione. Solo il bacino del Torrente Vevera, nel quale sono presenti impianti di allevamenti animali, produttori anch'essi di elevate concentrazioni clostridiali, si colloca al di fuori di tale possibilità interpretativa. Dai dati ottenuti nella ricerca è emerso che la migliore significatività di correlazione, dopo quella dei clostridi solfitoriduttori, è detenuta dai coliformi (Tab.4, colonna 1).

L'esistenza di una relazione tra variabili chimiche e batteriologiche misurate e la densità di popolazione è stata ulteriormente confermata facendo uso di un test non parametrico: la correlazione di rango di Spearmann. Questa tecnica, non richiedendo la distribuzione normale dei dati, ha permesso di considerare, insieme a quelle degli altri 15 tributar! del Lago Maggiore, le concentrazioni medie delle variabili batteriologiche dei torrenti Vevera e Boesio.

D'altra parte, queste tecniche risultano meno potenti della correlazione sui logaritmi dei dati, in quanto esse confrontano l'ordine delle variabili in esame e non i valori numerici stessi ; le condizioni per l'esistenza della correlazione sono così meno impegnative.

I risultati (Tab.4, colonna 2) indicano infatti l'esistenza di un maggior numero di variabili correlate con la densità di popolazione, di quanto ne risultassero dal precedente esame (colonna 1). Per le variabili chimiche, le indicazioni che si possono trarre sono identiche a quelle già esposte e discusse; per quelle batteriologiche l' inclusione fra i dati esaminati dei valori relativi ai torrenti Vevera e Boesio, rende significative anche le correlazioni degli streptococchi fecali ($P \leq 0,001$) e della carica batterica a 37°C ($P \leq 0,001$).

CONCLUSIONI

II grado di alterazione delle acque dei tributari del Lago Maggiore, dedotto dalle concentrazioni medie dei composti di fosforo e azoto, e delle variabili batteriologiche, varia da livelli molto modesti (Verzasca, Cannobino, Cannero) a livelli estremamente rilevanti. Nel gruppo dei corsi d'acqua maggiormente deteriorati, particoìarmente grave sembra la situazione dei torrenti Vevera e Boesio, soprattutto per le elevatissime concentrazioni delle variabili batteriologiche. Complessivamente la frazione del bacino imbrifero drenata da acque mediamente alterate è del 70,3%, mentre quella che alimenta il lago con

acque ad elevato grado di alterazione è del 15,5%. La parte del territorio (6,8%), definita in Tab.l "zona rivierasca", non è drenata dai tributari considerati; una stima della qualità delle acque provenienti da questa area è però possibile in base alla sua densità di popolazione (Tab 1) di 368 ab/Km^2, notevolmente più elevata di quella media dell'interno bacino imbrifero (106 ab/Km^2) e inferiore solo ai valori relativi ai bacini del Fiume Bardelle (594 ab/Km^2) e del Torrente Boesio (385 ab/Km^2). In base a questa constatazione si può affermare che le acque provenienti da questa area presentano un grado di alterazione elevato. Le concentrazioni dei composti del fosforo nei diversi corsi d1acqua sono risultate significativamente correlate ($P \leq 0,001$) con la densità di popolazione dei rispettivi bacini imbriferi; analoga correlazione è stata osservata per 1'azoto organico e totale, mentre le forme inorganiche dell'azoto hanno presentato una significatività inferiore ($P \leq 0,01$). Considerando che le attività agricole nel bacino del Lago Maggiore hanno scarsa ri1evanza e che gli apporti industriali e zootecnici sono importanti solo in un numero limitato di casi (Toce, Vevera, Monvallina), questi risultati permettono di concludere che i 1 fosforo nel bacino imbrifero del Lago Maggiore ha origine prevalentemente da scarichi cloacali, mentre per l'azoto risultano significativi i carichi derivanti dal dilavamento del terreno e quelli provenienti dalle acque meteoriche.

Per una valutazione della condizione batteriologico-igienistica delle acque, può essere di una certa utilità il riferimento al valore del rapporto coliformi fecali/streptococchi fecali (CF/SF) (O.M.S., 1972;A.P.H.A., 1975). Se tale valore è ≤ 4, si può presumere che l'inquinamento derivi principalmente dall'uomo (e quindi abbia significato igienistico più sfavorevole), mentre valori $\leq 0,7$ orientano meglio sull'origine animale e sulle azioni di dilavamento delle piene, con significato meno preoccupante.

I valori medi del rapporto CF/SF (Tab.5) per 12 corsi d'acqua, tra i quali il Ticino emissario, sono superiori a 4, con una punta massima di 9,76 (Torrente Boesio). Per i rimanenti 5 tributari i valori si collocano tra 4 e 0,7, lasciando pensare che 1'inquinamento sia in contemporaneo sostenuto da fonti umane e da un apporto piuttosto consistente di liquami di origine animale (allevamenti, ecc.). In nessun corso d'acqua il rapporto ha raggiunto valori inferiori a 0,7, non mettendo quindi in evidenza inquinamenti di tipo prettamente animale (non umano).

I risultati ottenuti in questa ricerca permettono anche qualche osservazione di carattere metodologico. I composti del fosforo e, limitatamente alle forme organiche e totali, dell'azoto, si sono dimostrati indici significativi del livello di compromissione determinato dal complesso delle presenze umane, indicate numericamente dalla densità di popolazione. La scelta di queste variabili chimiche e, in particolare, del fosforo come misura del livello di compromissione di un corso d'acqua, in alternativa alle variabili più comunemente usate (ossigeno disciolto, BOD, COD) presenta inoltre il vantaggio di poter essere messa in diretta relazione con i fenomeni di eutrofizzazione che si verificano nei corpi d'acqua a valle dei fiumi o torrenti considerati.

Per quanto riguarda le variabili batteriologiche, dal punto di vista metodologico, si possono trarre le seguenti conclusioni:

a) le concentrazioni dei coliformi fecali, data la loro maggiore sensibilità all'ambiente esterno, non possono avere una buona correlazione con la densità di popolazione insistente sull'intero bacino imbrifero; tuttavia esse forniscono il test più valido, indicativo di un inquinamento recente di tipo fecale e quindi riferentesi a scarichi cloacali della popolazione residente in località prossime al punto di prelievo. Sotto questo aspetto si deve anche considerare il rapporto CF/SF, che informa sulle origini dell'inquinamento (umano o animale).

b) Le concentrazioni delle spore dei clostridi di solfito-riduttori sembrano essere particolarmente indicative di un inquinamento di tipo fecale sia recente che remoto e quindi interessante la quasi totalità del bacino imbrifero considerato. Infatti, tali microorganismi , a causa della loro resistenza agi i agenti esterni, possono essere reperiti anche a considerevole distanza dal punto di scarico.

RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare il dr. R. Schroder, Istituto Regionale per la protezione dell'ambiente, Insel Reichenau (Germania Occ.) e il dr. R.Peduzzi, Istituto Cantonale Batteriologico, Lugano (Svizzera) per la lettura critica del lavoro. Ringraziarne inoltre il dr. R.Baudo, C.N.R. Istituto Italiano di Idrobiologia, Pallanza, per gli apprezzati consigli e critiche.

BIBLIOGRAFIA

ALABASTER J.S. and LLOYD R., 1980 - Water quality criteria for freshwater fish. Butterworths, London, 297 pp.

A.P.H.A., A.W.W.A., W.P.C.F., 1975 - Standard methods for the examination of water and wastewater. Amer. Publ. Health Ass., Inc. New York. 1193 pp.

BONDE G.I., 1966 - Bacteriological methods for estimation of water pollution. Health Laboratory Science. 3: 124-128.

CALDERONI A. e MOSELLO R., 1976 - Apporti chimici al Lago Maggiore attraverso il fiume Toce. Mem.Ist.Ital.Idrobiol., 33: 125-159.

CHAMBERLIN C.E., 1978- A decay model for enteric bacteria in natural waters. In: R. Mitchell (Ed.): Water Pollution Microbiology. Vol. 2°: 325-348. Wiley-Interscience. New York.

COMINAZZINI C., GUIDETTI L. e BATTIGLI M.T., 1979 - Indagini batteriologiche. In: "Rapporti su studi e ricerche condotti nel bacino del Lago Maggiore. Campagna 1978". Commissione internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere.

DRAPEAU A.J. et JANKOVIC S. , 1977 - Manuel de microbiologie de le environnement. O.M.S. Genéve. 251 pp.

GHETTI P.F. (Ed)., 1979 - Biological water assessment methods. 3rd Technical Seminar. Parma, October 1978.

INHABER M., 1976 - Environmental indices. Wiley-Interscience, New York, 178 pp.

MOSELLO R., CALDERONI A. e DE GIULI E., 1979 - Apporti chimici dai tributari. In: "Rapporti su studi e ricerche condotti nel bacino del Lago Maggiore. Campagna 1978". Commissione internazionale per la protezione delle acque italo-svizzere.

MOSELLO R., CALDERONI A. e DE.GIULI E. (in stampa) - Bilancio chimico del Lago Maggiore nel 1978. Mem.Ist,Ital.Idrobiol. 39:

MUNDT J.O., COGGIN J.H. and JOHNSON L.F., 1962 - Growth of Streptococcus faecalis var, liquefaciens on plants. Appl. Microbiol. 10: 552-555.

MUNDT 0.O-, GRAHAM W.F. and Me CARTY I.E., 1977 - Spherical lactic acid producing bacteria of southern-grow row and processed vegetables. Appl. Microbiol. 15: 1303-1308.

O.M.S., 1972 - Critéres sanitaires applicables a la qualité des eaux còtiéres et des plages utilisées pour loisirs. Ostende, 13-17 Mars 1972 . Document WHO/W. Poli. 72.10 Genéve.

PAOLETTI A., PARRELLA A., ALIBERTI F. , GARGIULO E., 1978 - II T_{90}^{I} tempo di estinzione di enterobatteri ed enterovirus in acqua di mare. L'Igiene Moderna. 71: 38-85.

SIEGEL S. , 1956 - Non parametric statistics for the behavioral sciences. Mc. Grow-Hill, New York, 312 pp.

SNEDECOR G.W. and COCHRAN W.G., 1971 - Statistical methods. Iowa State Univ. Press. , Ames. 593 pp.

TARZWELL C.M., 1975 - A research program for the determination of water quality requirements for aquatic life. Proc. Symp. Int. Conf. on Heavy Metals in the Environment. Vol. 1° : 129-147.

TONOLLI L. , 1976 - Variabili ecologiche e loro effetto sulla fauna acquatica. In: R. Amavis and J. Smeets (Eds.) "Principles and methods for determining ecological criteria on hydrobiocenoses". (Commission of the European Communities). Pergamon Press, Oxford: 83-106.

TRAIN R.E., 1979 - Quality criteria for water. Billing & Sons, Guildford, 256 pp.

TURCO A. , 1977 - Organizzazione territoriale e compromissione ambientale nel bacino imbrifero del Lago Maggiore. Mem.Ist.Ital.Idrobiol. , 35, 1-158.

VERNEAUX J. et G. LEYNAUO, 1978 - Introduction à la definition d'"objectifs" puis de "criteres" de la qualité des eaux courantes. Ministere des affaires culturelles et de 1'environnement, Paris, 28 pp.

WUHRMANN K. , 1972 - Stram purification. In: Mitchell, R. (Ed.) Water Pollution Microbiology. Vol. 1°: 119-151. Wiley-Interscience. New York.

TABELLA 1

Torrenti e fiumi campionati, popolazione e densità di popolazione dei rispettivi bacini imbriferi e della zona rivierasca.

	Superficie km^2	Popolazione ab	Densità popolazione Ab/km^3
Ticino immiss.	1616,21	72500	44,9
Verzasca	236,80	7761	32,8
Maggia	926,10	22472	24,3
Cannobino	110,42	2973	26,9
Cannero	11,04	1294	117,2
S. Giovanni	60,71	8731	143,8
S. Bernardino	130,84	7978	61,0
Toce	1774,11	110746	62,4
Erno	25,63	2863	111,7
Vevera	21,43	6401	298,7
Acquanera	21,28	4968	233,5
Monvallina	16,66	3419	205,2
Bardello	134,27	79733	593,8
Boesio	45,37	17464	384,9
Tresa	754,20	189066	250,7
Colmegna	14,51	2482	171,1
Giona	49,84	619	12,4
Rivierasco	436,57	160523	367,7
Ticino emiss.	6598,49	701993	106,4

TABELLA 2

Caratteristiche chimiche (medie aritmetiche) e microbiologiche (medie geometriche) dei corsi d'acqua esaminati nel 1978 e 1979.

	$N\text{-}NH_4$ mgN/l	$N\text{-}NO_3$ mgN/l	N inorg mgN/l	N org mgN/l	N totale mgN/l	PRD µgP/l	PRT µgP/l	PTD µgP/l	PT µgP/l	Coli	Coli fecali	Strep. fecali	Clostridi n/100ml	Carica 37°C	Carica 20°C
										$n.10^3$/100 ml				$n.10^3$/ml	
Ticino immissar.	0,04	0,66	0,70	0,14	0,84	12	15	20	26	24,0	3,5	0,83	61,3	2,6	13,4
Verzasca	0,04	0,81	0,85	0,41	1,25	5	7	13	16	1,3	0,18	0,06	11,9	0,21	2,2
Maggia	0,04	0,51	0,56	0,17	0,72	9	14	17	28	13,2	4,1	1,1	53,5	2,2	10,1
Cannobino	0,05	0,56	0,61	0,23	0,83	7	9	16	21	9,7	2,9	0,50	68,9	0,73	4,2
Cannero	0,02	0,78	0,80	0,15	0,95	12	15	21	25	3,0	0,76	0,15	16,0	0,38	4,0
S. Giovanni	0,04	0,80	0,85	0,58	1,43	8	17	27	62	86,5	12,6	3,5	279	82,1	200
S. Bernardino	0,16	0,81	0,97	0,50	1,51	8	11	21	31	18,5	4,9	2,1	221	34,6	113
Toce	0,45	0,80	1,25	0,29	1,54	10	15	22	36	6,8	1,5	0,24	66,0	3,4	23,7
Erno	0,04	1,05	1,09	0,47	1,56	17	18	31	40	6,9	1,6	0,32	95,4	0,58	5,9
Vevera	0,94	2,10	3,08	1,43	4,50	231	242	389	431	780	183	49,5	2700	84,9	340
Acquanera	0,27	1,44	1,75	0,86	2,56	127	140	171	197	67,8	7,8	1,9	300	7,2	63,6
Monvallina	0,23	2,42	2,69	0,78	3,47	230	257	289	316	34,4	4,4	0,53	350	6,4	49,3
Bardello	0,32	0,88	1,22	1,48	2,70	269	310	335	423	86,2	10,6	2,1	550	13,5	58,5
Boesio	0,47	1,56	2,09	1,19	3,20	187	209	284	352	1060	137	14,0	1075	590	1180
Tresa	0,09	0,73	0,83	0,42	1,25	41	47	64	89	90,8	21,5	4,0	445	10,4	35,2
Colmegna	0,06	1,08	1,14	0,21	1,35	45	49	59	66	19,5	3,6	0,59	72,5	1,3	9,4
Giona	0,04	1,78	0,82	0,28	1,10	12	15	19	27	1,6	0,26	0,04	5,6	0,12	1,4
Ticino emissar.	0,05	0,62	0,68	0,36	1,04	6	8	19	28	6,0	1,0	0,14	29,8	1,2	3,7

TABELLA 3

Giudizio sulla qualità dei corsi d'acqua esaminati, aree dei bacini imbriferi e loro importanza relativa (%) rispetto alla superficie totale del bacino imbrifero del Lago Maggiore.

FASCIA	GRADO DI ALTERAZIONE	CORSO D'ACQUA	SUPERFICIE (Km^2)	%
I	modesto	Cannobino Cannero Giona Verzasca	408,1	6,4
II	medio	Ticino imm. Maggia Toce S. Bernardino Erno Colmegna	4487,4	70,3
III	elevato	S. Giovanni Tresa Acquanera Monvallina Bardello	987,1	15,5
IV	estremamente elevato	Vevera Boesio	66,8	1,0
				93,2

TABELLA 4

Significatività delle correlazioni fra densità di popolazione e variabili chimiche e batteriologiche esaminate (+ $P \leq 0,01$ + + $P \leq 0,001$, n = 17).

	log - log	Spearman
$N\text{-}NH_4$	+	+
$N\text{-}NO_3$	+	+
N inorg.	+	+ +
N org.	+ +	+ +
N totale	+ +	+ +
PRD	+ +	+ +
PRT	+ +	+ +
PTD	+ +	+ +
PT	+ +	+ +
Coliformi	+ + (1)	+ +
Col. fecali	+ (1)	+ +
Strept. fecali	n.s. (1)	+ +
Clostridi	+ + (1)	+ +
Carica 37 °C	n.s. (1)	+ +
Carica 20 °C	+ (1)	+ +

(1) non considerati i valori dei torrenti Vevera e Boesio, vedi testo.

TABELLA 5

Valore del rapporto coliforme fecali/streptococchi fecali.

Ticino immissario	4,3
Verzasca	3,1
Maggia	3,7
Cannobino	5,7
Rio Cannero	5,1
San Giovanni	3,6
San Bernardino	2,3
Toce	6,2
Erno	4,9
Vevera	3,7
Acquanera	4,1
Monvallina	8,3
Bardello	5,1
Boesio	9,7
Tresa	5,4
Colmegna	6,1
Giona	7,4
Ticino emissario	7,1

LO STATO TROFICO DEL LAGO DI OSCHIRI (SARDEGNA SETTENTRIONALE)

N.SECHI e A.COSSU

Istituto di Botanica dell'Università, Sassari

RIASSUNTO

Questo lavoro rappresenta uno studio sulla dinamica dei principali parametri chimici riguardanti i nutrienti vegetali al fine di stabilire il grado di trofia del Lago di Oschiri. Le concentrazioni del fosforo e dell'azoto riscontrate nel lago in un ciclo annuale sono risultate elevate e quindi tipiche di ambienti eutrofizzati. E' emerso inoltre che le variazioni stagionali di alcuni parametri chimici sono relazionate oltre che con l'attività biologica che si verifica nel lago anche con i pesanti condizionamenti di tipo idrologico che l'invaso subisce.

SUMMARY

Seasonal changes of nutrient concentrations in the Oschiri reservoir, the largest lake in Sardinia (Italy), were investigated to explain its trophic status. The high winter nitrate nitrigen and total phosphorus concentrations and their seasonal change indicate eutrophic conditions. Other chemical variables are considered.

INTRODUZIONE E METODI

II Lago di Oschiri (Fig. 1) è un invaso artificiale creato nel 1921 per sbarramento del Fiume Coghinas.

Le principali caratteristiche morfometriche e idrologiche sono riportate in Tab. 1.

Le acque del lago vengono utilizzate per produrre energia elettrica, per l'irrigazione e per l'approvvigionamento idropotabile di un vasto comprensorio della Sardegna nord-occidentale.

Il carico dei nutrienti algali, stimato sulla base della popolazione umana e animai e resi dente nel baci no e delle attività agricole e industriali utilizzando gli indici di carico unitari riportati da Provini et al., 1979, è pari a 4,8 g P m^{-2} $anno^{-1}$ e 30 g N m^{-2} $anno^{-1}$ riferito

---

Questa ricerca è stata condotta nell'ambito del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Promozione della Qualità dell'Ambiente", Subprogetto "Acqua".

alla superficie di massimo invaso. Questi valori sono notevolmente superiori a quelli ritenuti ammissibili da Vollenweider (1976) per laghi naturali di dimensioni simili; è quindi possibile, con le necessarie riserve considerata la natura profondamente diversa degli invasi, che questo carico, nel Lago di Oschiri, sia sufficiente a mantenere uno stato trofico elevato.

In questo lavoro viene analizzato il comportamento dei nutrienti e di altre variabili chimiche nel lago.

L'indagine è stata effettuata tra l'estate del 1977 e quella del 1976. Il prelievo di campioni è avvenuto in una stazione centrale (Fig. 1), a varie profondità lungo la colonna verticale e i metodi analitici sono gli stessi già descritti in Sechi e Cossu (1979).

RISULTATI E DISCUSSIONE

Le variazioni di livello e la termica del lago (Fig. 2) presentano situazioni molto diverse nei due periodi estivi corrispondenti. Ne11'estate 1977, quando le quote d'invaso sono intorno a 153 m s.1.m. , le temperature sono quasi uniformi nella colonna d'acqua con differenze di solo 2 °C tra la superficie e il fondo; questa situazione omeotermica si protrae poi fino all'inverno inoltrato. Nell'estate successiva, con quote d'invaso mediamente più elevate di circa 5 metri, si riscontra una stratificazione termica marcata e stabile anche se, dall'esame delle isoterme, sembra che i gradienti termici si ano al quanto irregolari ; per questo fatto e per altre considerazioni espresse da Straskraba (1973) e da Barbanti, Sechi, Cossu e Manca (1979), si preferisce parlare di strato superficiale e di strato profondo invece che di epilimnio e di ipolimnio.

E' da rilevare la consistente variazione di livello del lago che si verifica in pochi giorni, nel mese di gennaio, tanto che il volume d'invaso aumenta da 50×10^6 m^3 a 250×10^6 m^3.

L'influenza che 1'idrologia determina sulla evoluzione termica appare quindi evidente, e in particolare quella operata dalla emunzione di acqua dalla diga la cui entità e regimazione è funzione solamente delle esigenze operative degli impianti.

Le variabili chimiche studiate presentano differenze significative tra i periodi estivi dei due anni successivi proprio per effetto della differente entità e distribuzione della temperatura; quando il gradiente è pronunciato, le concentrazioni dei soluti negli strati superficiali differiscono ampiamente da quelle degli strati profondi (Figg. 3,4,5,). Tuttavia, anche in condizioni di isotermia emergono differenze di concentrazione notevoli tra la colonna d'acqua e lo strato di essa più prossimo (50 cm dal sedimento) al fondo, presumibilmente perché a questo livello insorgono effetti di turbolenza legati all'idrodinamica degli afflussi e dei deflussi.

Il pH (Fig. 3) si mantiene nei periodo invernale intorno a 7,3; in primavera, aumenta progressivamente in coincidenza con l'incremento della produzione algale, fino a raggiungere in giugno, e quindi in agosto, un valore massimo di 9,2. Nello strato profondo il pH conserva il valore di circa 7,3 mentre negli strati d'acqua più prossimi al sedimento può raggiungere valori leggermente più bassi (6,9).

Le percentuali di saturazione dell'ossigeno (Fig. 3), nell'intera colonna d'acqua, non sono elevate nel periodo invernale (70%); aumentano in primavera nello strato superficiale, raggiungendo il massimo del 120% in giugno; in luglio si ripristinano nuovamente le condizioni di sottosaturazione. Nelle acque profonde 1'ossigeno diminuisce fortemente, ma condizioni di anossia si instaurano solo a livello di fondo nei mesi di luglio e agosto.

Le variazioni stagionali dell'alcalinità (Fig. 3) sono sostanzialmente diverse da quelle normalmente riscontrabili negli ambienti acquatici (Hutchinson 1957, Wetzel 1975). In estate ad esempio l'alcalinità ha un andamento di concentrazioni in aumento e ciò in concomitanza e quindi in contrasto con lo svi1uppo fitoplanctonico che dovrebbe appunto operare una riduzione. Altre variabili hanno, sul l'alcalinità del Lago di Oschiri, una azione molto più incisiva della comunità algale. La correlazione lineare tra l'alcalinità e altre variabili fisiche e chimiche ha evidenziato una significatività molto elevata ($P<0,001$) con le variazioni di livello del lago; siccome queste sono il risultato degli afflussi e dei deflussi operati dalla diga anche in mancanza di afflussi e delle perdite per evaporazione, si può dire che gli aspetti idrologici sono determinanti nel controllare le concentrazioni dell'alcalinità.

I silicati si trovano nel Lago di Oschiri in concentrazioni sempre superiori a 4 mg^{-1}. L'andamento stagionale è caratterizzato da un continuo aumento che dall'autunno alla primavera inoltrata porta le concentrazioni da 4 mg^{-1} a 15 mg^{-1}; una brusca diminuzione poi riporta le concentrazioni a valori intorno a 5 mg^{-1}.

II contenuto di azoto nitrico, come si può vedere dalla figura 4, è abbastanza consistente, in inverno, durante il periodo dei maggiori afflussi e della ridotta attività fotosintetica (700 mg N m^{-3}). Con il procedere della stagione e con l'instaurarsi della stratificazione termica, il contenuto di $N\sim NO_3$ diminuisce progressivamente fino a raggiungere valori inferiori ai 30 mg N m^{-3}: nello strato superficiale, questo è determinato dal fatto che i nitrati sono utilizzati dalle alghe, mentre nello strato profondo avvengono fenomeni di denitrificazione, favoriti dalla diminuzione di concentrazione dell'ossigeno.

Per quanto riguarda l'azoto ammoniacale (Fig. 4), si può osservare che le sue concentrazioni si mantengono, nei mesi estivi del 1977, intorno a 300 mg N m^{-3} mentre sono più contenute nell'estate successiva (50 mg Nm^{-3}).

E' da rilevare il temporaneo aumento che si verifica ai primi di giugno (250 mg N m^{-3}), periodo corrispondente ad una temporanea diminuzione di concentrazione dei nitrati da 350 a 100 mg N m^{-3}. Un altro aumento consistente (500 mg N m) si verifica in dicembre, quando il livello del

lago è molto basso, con contemporaneo aumento del1a concentrazione dell'azoto nitroso (80 mg N m^{-3}). I nitriti (Fig. 4), ad eccezione di qualche aumento abbastanza consistente come quello sopradetto ed un altro in agosto (intorno a 40 mg N m^{-3}), presentano concentrazioni che sono intorno a 15 mg N m^{-3}.

II fosforo è presente in quantità elevate nel periodo invernale, quando sono presenti 100 mg N m^{-3} di fosforo totale 60 mg m^{-3} di fosforo reattivo (Fig. 5); in estate diminuisce sensibilmente nello strato superficiale, dove è per la massima parte utilizzato dalle alghe (45 mg m^{-3} di P-tot. e 15 mg m^{-3} di P-reatt.). Nello strato d'acqua più profondo e in quello a contatto con i sedimenti, quasi privo di ossigeno, si verificano, invece, aumenti sensibili di concentrazione del fosforo superiori a 100 mg m^{-3} di P-reatt. e 200 mg m^{-3} di P-tot..

Alle elevate concentrazioni dei nutrienti algali fa riscontro, nei mesi caldi, una produzione molto notevole di fitoplancton, desumibile anche dai valori della clorofilla a, che raggiungono un massimo di 60 mg m^{-3}.

E' confermato quindi l'alto livello trofico di questo lago, come già delineato in un precedente lavoro (Sechi e Cossu, 1979).

Riassumendo si può concludere:

1) Le concentrazioni chimiche dei nutrienti algali riscontrate nel lago sono tipiche di ambienti eutrofizzati, e ciò in relazione all'elevato carico che vi giunge dal bacino imbrifero.

2) Le variazioni stagionali di alcuni parametri chimici possono essere messe in relazione, oltre che con l'attività biologica, con i pesanti condizionamenti fisici di tipo idrologico che il lago subisce; l'esempio più manifesto è quello dell'alcalinità che è strettamente correlata con le variazioni di livello del lago. L'ammoniaca e i nitriti presentano concentrazioni diverse nei due periodi estivi (anni 1977 e 1978) caratterizzati da diversi livelli d'invaso. I condizionamenti fisici agiscono anche su altri parametri chimici, anche se in forma meno evidente; ad es., il pH nello strato profondo si mantiene quasi sempre sui valori intorno a 7,2 e l'ossigeno è sempre presente, anche se in forte sottosaturazione. Si può presumere che il prelievo d'acqua dal lago, che avviene da bocche di presa poste in profondità, asporti continuamente acque con pH relativamente basso e deossigenate, comunque presenti sul fondo, fortemente diminuendo l'effetto dei fenomeni demolitivi.

BIBLIOGRAFIA

BARBANTI L., SECHI N., COSSU A., MANCA M., 1979 - Metodologie per lo studio dell'eutrofizzazione negli invasi artificiali. AC/2/57, Atti del "Convegno sulla eutrofizzazione in Italia": pag. 209-221. Roma 3-4 ottobre 1978.

HUTCHINSON G.E., 1956 - A treatise on Limnology. John Wiley and Sons, Inc. New York.

PROVINI A., MOSELLO R. , PETTINE M., PUDDU A., ROLLE E. e SPAZIANI F.M., 1978 - Metodi e problemi per la valutazione dei carichi di nutrienti. AC/2/52, Atti del "Convegno sull'eutrofizzazione in Italia": pag. 121-158. Roma 3-4 ottobre 1978.

SECHI N. e COSSU A., 1979 - Prime valutazioni sui livelli trofici di alcuni bacini artificiali della Sardegna. Mem. Ist.Ital.Idrobiol., 37, 259-276.

STRASKARABA M. 1973 - Limnological basis for modelling reservoir ecosystems. In: W.C.Ackermann, G.F.White and E.B.Worthigton (Eds.). Man-made lakes: their probiems and enviromental effects. Am. Geophys.Union, Washington: 517-537.

VOLLENWEIDER R., 1976 - Advances in defining critical loading levels for phosphorus in lake eutrophication. Mem. Ist.Ital.Idrobiol., 33, 53-83.

WETZEL G.R., 1975 - Limnology. W.B.Saunders Company. Philadelphia.

WUNDERLICH W.O., 1971. -The dynamics of density-stratified reservoirs. In: Hall G.E. (Ed.). Reservoir fisheries and limnology. Am. Fish. Soc. , Washington: 219-231.

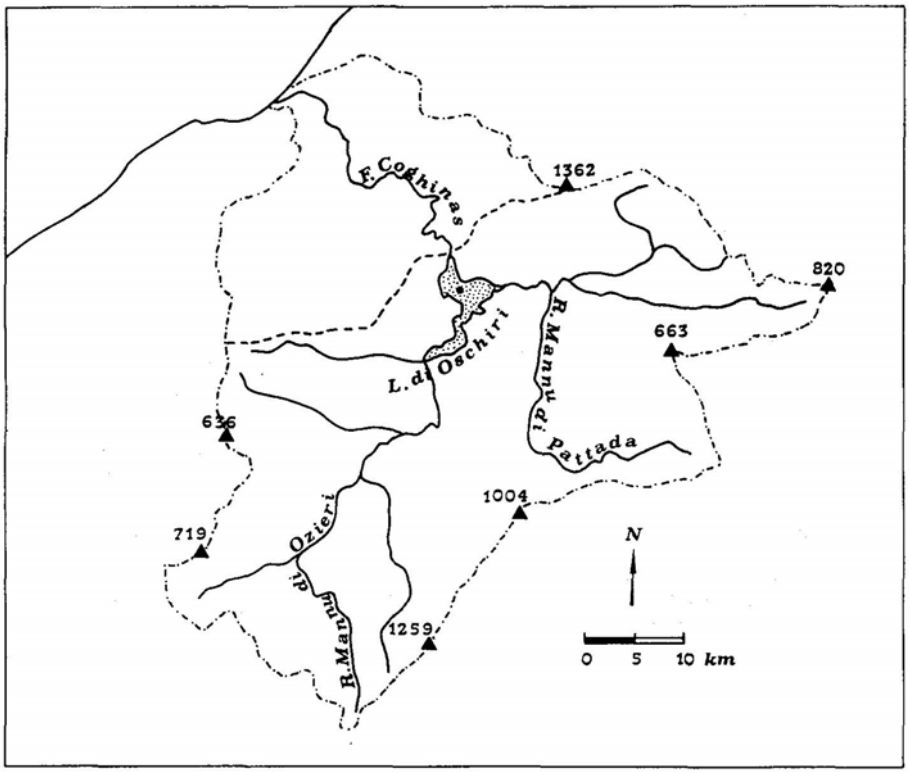


Fig. 1 Lago di Oschiri e suo bacino imbrifero.

TABELLA 1

Dati morfometrici e idrologici del Lago di Oschiri

Altitudine al massimo invaso	164 m s.1.m.
Altitudine al mimino invaso	140 m s.1.m.
Area al massimo invaso	17 x $10^6 m^2$
Area al minimo invaso	2,9 x $10^6 m^2$
Volume al massimo invaso	250 x $10^6 m^3$
Volume al minimo invaso	30 x $10^6 m^3$
Profondità max al massimo invaso	58 m
Profondità max al minimo invaso	34 m
Profondità medie al massimo invaso	15 m
Profondità media al mimimo invaso	10 m
Tempo teorico di residenza	6 mesi

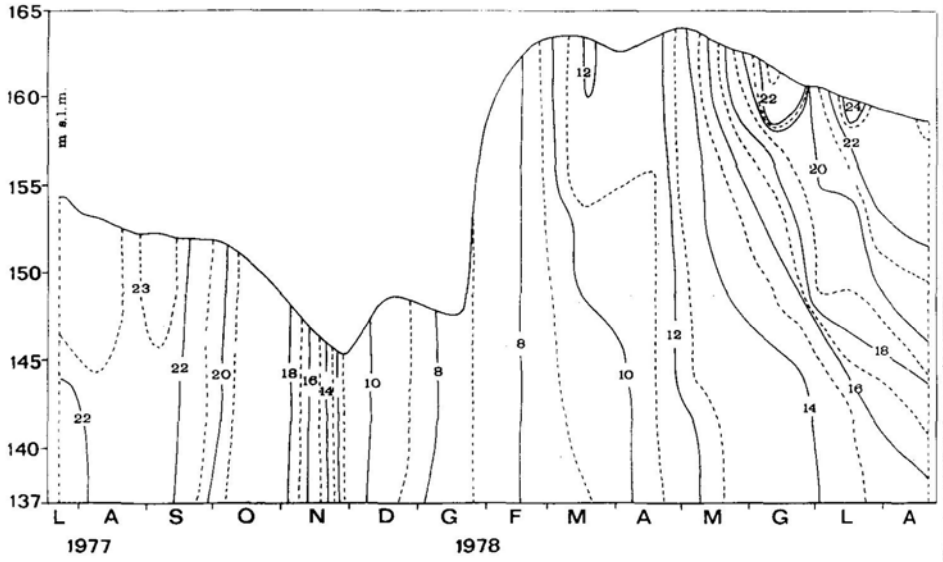


Fig. 2 Isoterme (°C).

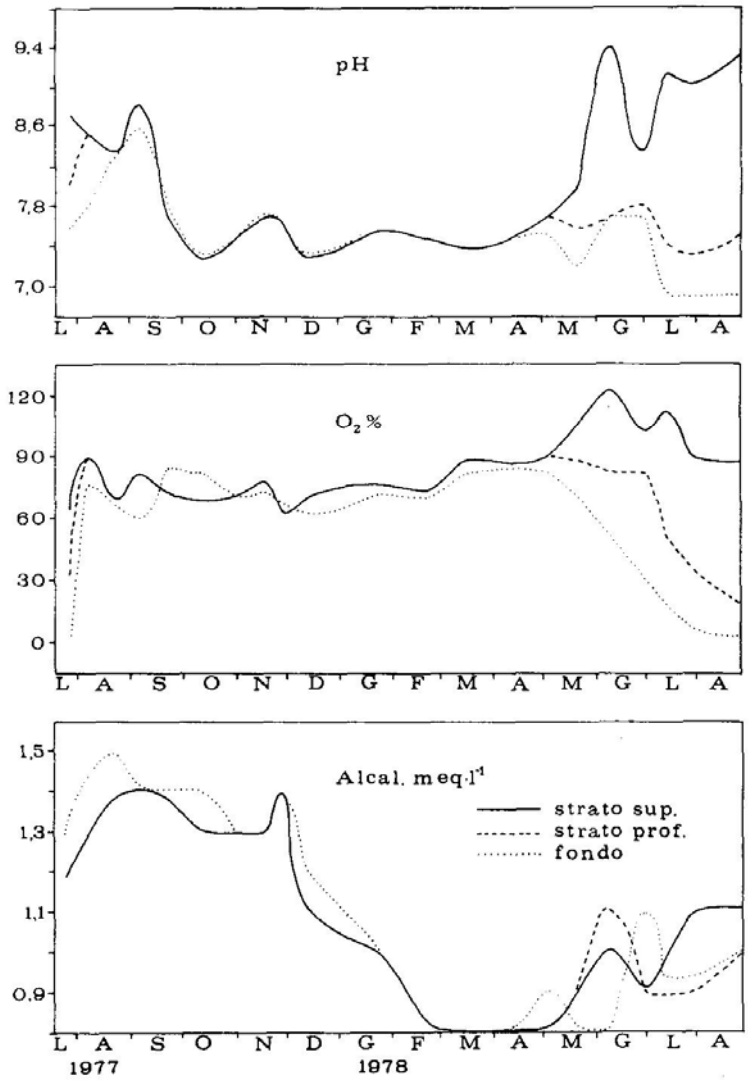


Fig. 3 Andamenti stagionali delle concentrazioni del pH, dell'ossigeno percentuale e dell'alcalinità totale.

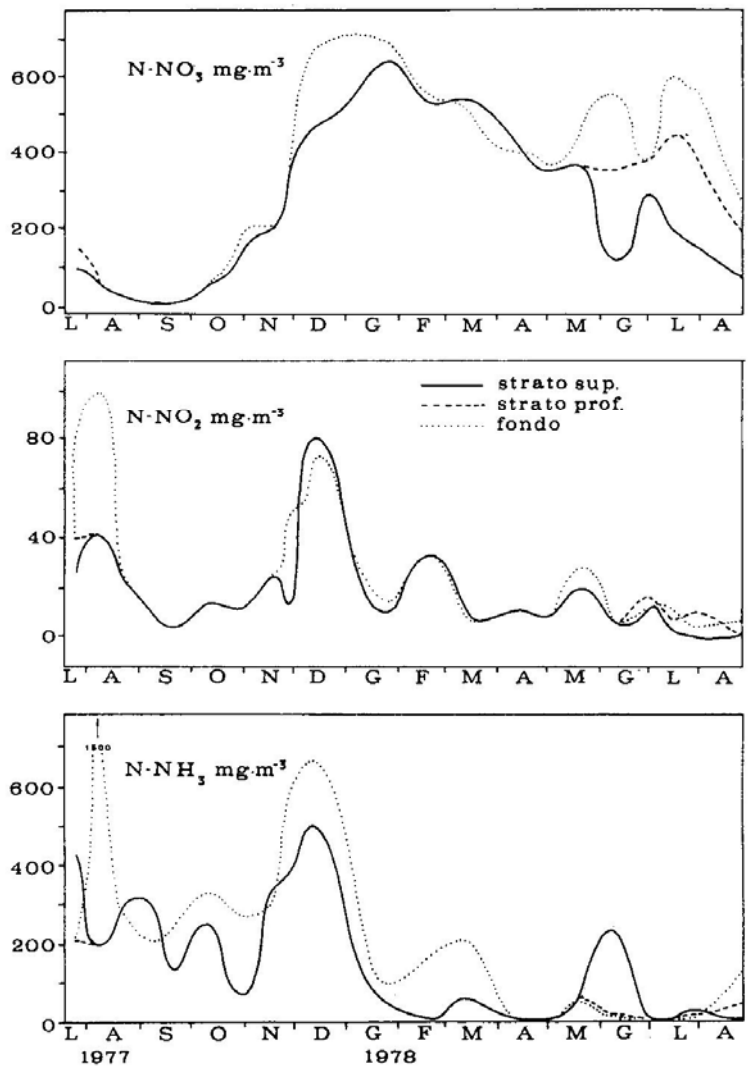


Fig. 4 Andamenti stagionali delle concentrazioni dell'azoto nitrico, nitroso e ammoniacale.

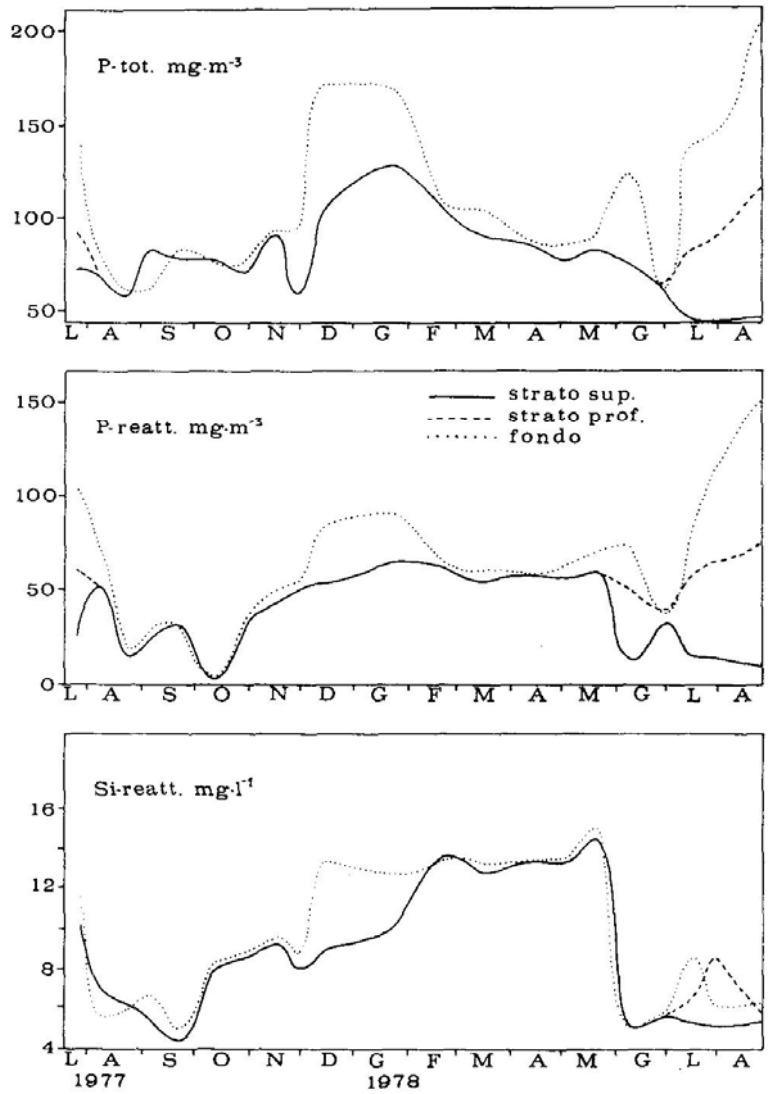


Fig. 5 Andamento stagionale delle concentrazioni del fosforo totale e dei silicati reattivi.

IL FITOPLANCTON E LO STATO TROFICO DI ALCUNI LAGHI ARTIFICIALI DELLA SARDEGNA

N.SECHI

Istituto di Botanica dell'Università di Sassari

SUMMARY

During 1978-1979 a survey of 16 reservoirs was carried out in Sardinia Island (Italy); the purpose was to examine basic limnologica! features and trophic status. Sampling was made two times during summer stratification and winter circulation. Many chemical and biological features were examined. Phytoplancton only is reported in this paper with the data of total biomass, chlorophyll a and dominant Algae.

RIASSUNTO

Nel corso del 1978 e del 1979 sono state svolte delle indagini tendenti ad identificare in una prima fase preliminare il livello trofico di 16 laghi artificiali della Sardegna. I campionamenti sono stati effettuati in inverno, al momento della circolazione termica, e in estate, al momento della massima stratificazione termica. E' stata analizzata la composizione floristica dei popolamenti fitoplanctonici oltre che la biomassa e il contenuto della clorofilla a. I risultati sono per il momento sufficienti per considerare dodici laghi eutrofici, due mesotrofici e altri due oligomesotrofici.

INTRODUZIONE E METODI

L'abbondanza e la struttura dei popolamenti fitoplanctonici che si trovano negli ambienti acquatici, caratterizzano le condizioni trofiche delle acque; la loro analisi permette, quindi, di evidenziare lo stato trofico o quantomeno di segnalare i mutamenti.

Nel 1978 sono state avviate delle indagini tendenti a caratterizzare il fitoplancton dei laghi artificiali della Sardegna e finora ne sono stati investigati 16 che nel complesso rappresentano il 93% delle acque invasate nell'isola (Tab.l e Fig.l).

Su ogni lago sono stati effettuati due sopralluoghi: uno in febbraio-marzo in corrispondenza del periodo di piena circolazione termica e un

---

Questa ricerca è stata svolta nell'ambito del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Promozione della qualità dell'ambiente", Subprogetto "Acqua".

altro in settembre periodo di massima stratificazione termica. I campioni per le analisi sono stati prelevati a varie profondità nella zona fotica e le analisi sono state svolte secondo la tecnica di Uthermol per il conteggio delle specie, secondo Golterman (1978) per la stima della clorofilla a; la biomassa è stata stimata dopo il rilevamento originale dei volumi cellulari.

Sono state eseguite, parallelamente, altre indagini di carattere fisico-chimico e i risultati sono stati già descritti da Sechi e Cossu (1979).

RISULTATI E DISCUSSIONE

Le specie fitoplanctoniche finora identificate in questi laghi appartengono a 5 famiglie; esse sono, in ordine di importanza quantitativa, Cloroficee, Cianoficee, Diatomee, Peridinee ed Euglenoficee.

Le Cianoficee (Tab.2 e 4) sono presenti solo in estate, si trovano in quasi tutti i laghi e, in alcuni, contribuiscono significativamente alla biomassa totale. Le Cianoficee sono dominanti, con oltre il 50% della biomassa, nei Laghi di Bunnari, B. Pressiu, Gusana, Omedeo e Oschiri; contribuiscono con una biomassa superiore al 15% nei Laghi del Liscia, M. Pranu, N. Arrubiu, Cuga; nel Lago di Posada costituiscono il 3% e nel Bidighinzu solo 1'1% ma in una situazione dove le Peridinee sono oltremodo esuberanti.

Le specie appartenenti alle Cianoficee che contribuiscono in misura determinante alla biomassa sono la Microcystis aeruginosa presente in sei laghi e con biomassa più elevata nel lago di Oschiri (2,1 mg/1), Anabaena spp. in undici laghi e con valori più consistenti nel Bunnari (7,1 mg/1) e nel Liscia (8,2 mg/1), Aphanizomenon flos-acquae in sei laghi con massimo nel Gusana (10 mg/1). Oscillatoria Spp. in tre laghi e Chroococcus dispersus in due laghi con massimi intorno a 2 mg/1.

Le Cloroficee (Tab.2 e 3) sono presenti in tutti i laghi sia in estate che in inverno; esse, alla stratificazione termica, sono dominanti con biomasse superiori al 50% del totale nei Laghi del Liscia, M. Pranu, Mulargia e P. Gennnarta; costituiscono una parte ancora rilevante (30-40%) nei Laghi di Bunnari, Cuga, B.Pressiu e Fonni. Alla circolazione le Cloroficee sono dominanti con il 100% della biomassa nei Laghi del Bidighinzu, Bunnari e Mulargia; col 70% nei Laghi di M.Pranu, P. Gennarta e Oschiri.

Le specie più abbondanti di questa classe nei due periodi di rilevamento sono quattro (Tab.5) di cui Closterium spp. e Staurastrum gracile sono quelle più frequenti con biomasse talvolta molto elevate; Chlamydomonas spp. ed Eudorina eleqans sono meno comuni e con biomasse molto modeste ad eccezione di E.elegans che nel Bunnari, in estate, presenta una biomassa di 15 mg/1.

Le Diatomee sono dominanti in estate nei soli laghi di N. Arrubiu con Melosira granulata (Tab. 2 e 6) e Posada con Fragilaria capucina;

costituiscono il 40% circa della biomassa nei Laghi del Cuga con Synedra acus e P. Gennarta con Cyclotella comta; nell'Omodeo sono pari al 17% con Melosira granulata. Alla circolazione le Diatomee (Tab. 3 e 6) sono dominanti con percentuali superiori al 70% della biomassa nei Laghi di Gusana, Cuga, Posada, Liscia, Omodeo e B. Pressiu; sono intorno al 30% nei Laghi di M. Pranu, P. Gennarta, N. Arrubiu, B.Muggeris e Oschiri. La specie più frequente in questo periodo è la Cyclotella comta che nel Gusana e nel Cuga presenta i valori di biomassa più elevati con 31 mg/1 e 7,9 mg/1 rispettivamente.

Le altre specie e cioè Melosira spp., Synedra acus, Fragilaria capucina e Asterionella formosa sono meno frequenti e con biomassa elevata nel solo Lago di Gusana espressa da Melosira distans con 34,4 mg/1.

Le Peridinee, con Ceratium hirundinella, sono dominanti alla stratificazione nei Laghi del Bidighinzu, Fonni S. Canales e B. Muggeris; le biomasse sono abbastanza modeste e inferiori a 1 mg/1 ad eccezione del Bidìghinzu dove il valore di 131 mg/1 è molto alto.

Le Eugleficee, con Trachelomonas spp., sono dominanti alla circolazione nei Laghi di B. Muggeris, Fonni e S.Canales e in quest'ultimo con una biomassa di una certa consistenza pari a 2,9 mg/1.

II tipo di specie fitoplanctoniche riscontrate nei laghi artificiali della Sardegna appare, dunque, caratteristico di ambienti ad elevata trofia. La maggior parte dei taxa algali sono, infatti, delle Diatomee Centrales come Melosira e Cyclotella, Cianoficee Ormogonales come Anabaena e Aphanizomenon e Cloroficee Desmidiales come Closterium e Staurastrum caratteristiche appunto di ambienti eutrofici (Rawson, 1956; Hutchinson, 1968).

Nel complesso 1'associazione fitoplanctonica più comune, che indica appunto uno strato eutrofico o quantomeno mesotrofico, è caratterizzata da Cyclotella-Closterium nel periodo invernale e da Cyclotella-Ceratium -Cianoficee nel periodo estivo. Fanno eccezione i Laghi di B.Muggeris, S. Canales e Fonni dove 1'associazione fitoplanctonica sembrerebbe del tipo Trachelomonas-Chlamydomonas-Ceratium e quindi potrebbe indicare uno stato trofico contenuto.

Una suddivisione più netta dei livelli trofici di questi invasi può essere effettuata, con una certa cautela data la natura puntiforme dei rilievi, con l'ausilio delle biomasse fitoplanctoniche e delle concentrazioni della clorofilla a.

La biomassa totale, in estate, presenta un valore minimo di 0,46 mg/1 nel Lago di B. Muggeris e massimo di 131 mg/1 nel Lago di Bidighinzu; negli altri laghi (Tab. 2) si trovano valori intermedi: in particolare questi sono superori a 3-5 mg/1, che Vollenweider (1971) ed Heinonen (1980) considerano come limite inferiore di eutrofia, nei laghi di Bunnari, Liscia, M. Pranu, N. Arrubiu, Cuga, B. Pressiu, Mulargia, Gusana, Posada, Omodeo ed Oschiri.

Le concentrazioni della clorofilla a confrontate con il limite di 6,7 mg m^{-3} come valore medio annuale e con 16,4 come valore di picco

Nell'arco dell'anno (Vollenweider and Kerekes, 1980), confermano lo stato eutrofico attribuibile con la biomassa ed, inoltre, indicano una trofia più elevata per il lago di Fonni per il quale la struttura del fitoplancton e la biomassa fanno valutare uno stato oligomesotrofico.

Dodici laghi su sedici risultano quindi, in base al rilevamento estivo, eutrofici; i rimanenti laghi possono essere considerati mesotrofici (P. Gennarta e Fonni) e oligomesotrofici (S. Canales e B. Muggeris).

Valori elevati di biomassa si riscontrano persino al rilevamento invernale (Tab. 3); in cinque laghi sono superiori a 3 mg/l e nel Gusana si rileva il valore massimo di 65,9 mg/l. Le concentrazioni della clorofilla nei cinque laghi suddetti sono altrettanto elevate con valori che vanno da 8,6 mg/l nel Bidighinzu a 43 mg m nel Cuga. Nel lago di S. Canales la biomassa (2,92 mg/l) e la clorofilla a (17 mg m^{-3}) sono elevate tanto da indicare uno strato eutrofico piuttosto che oligomesotrofico.

In conclusione l'analisi fitoplanctonica consente di dire che la gran parte dei laghi artificiali della sardegna presentano uno strato trofico elevato fatta eccezione per i laghi di P. Gennarta e B. Muggeris. La situazione fitoplanctonica conferma, quindi, lo strato eutrofico rilevato in base alle concentrazioni invernali dei nutrienti e della deossigenazione estiva dell'ipolimnio (Sechi e Cossu, 1979), suggerisce una situazione di eutrofia, peraltro moderata, per i laghi di N.Arrubiu e B. Pressiu, evidenzia, infine, la necessità di ulteriori ricerche per rilevare con certezza lo stato trofico, ancora dubbio, dei laghi di Fonni e S. Canales.

BIBLIOGRAFIA

GOLTERMAN H.L., CLYMO R.S. e OHNSTAD M.A.M., 1978 – Methods for physical and chemical analysis of fresh waters. I.B.P. Handbook N.8, Blackwell Scientific Publication. Oxford.

HEINONEN P., 1980 – Quantity and composition of phytoplankton in Finnish inland waters. Publications of the Water Research Institute N. 37. National Board of Waters, Finland. Helsinki.

MARGALEF R., ARMENGOL J., VIDAL A., PRAT N., GUISET A., TOYA J. y ESTRADA M., 1976 – Limnologia da los embalses espanoles. Direccion General da Obras Hidraulicas. Ministerio de Obras Publicas. Madrid.

RAWSON D.S., 1956 – Algal indicators of trophic lake types. Limnol. Oceanogr. 1: 18-25.

SAKAMOTO M., 1966 – The chlorophyll amount in the euphotic zone in some Japanese lakes and its significance in the photosynthetic production of phytoplankton community. Bot. Mag. Tokyo, 79: 77-88.

SECHI N. e COSSU A., 1979 - Prime valutazioni sui livelli trofici di alcuni bacini artificiali della Sardegna. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 37: 259-276.

VOLLENWEIDER R. , 1968 - Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to phosphorus and nitrogen as factors in eutrophication. 0.E.C.D. Technical Report D.A.S./C.S.I.768.27.

VOLLENWEIDER R. , KEREKES J. , 1980 - The loading concept as basis for controlling eutrophication philosophy and preliminar results of the 0.E.C.D. programme on eutrophication. Prog. Wat. Tech. Vol. 12, Norway, pp. 5-38.

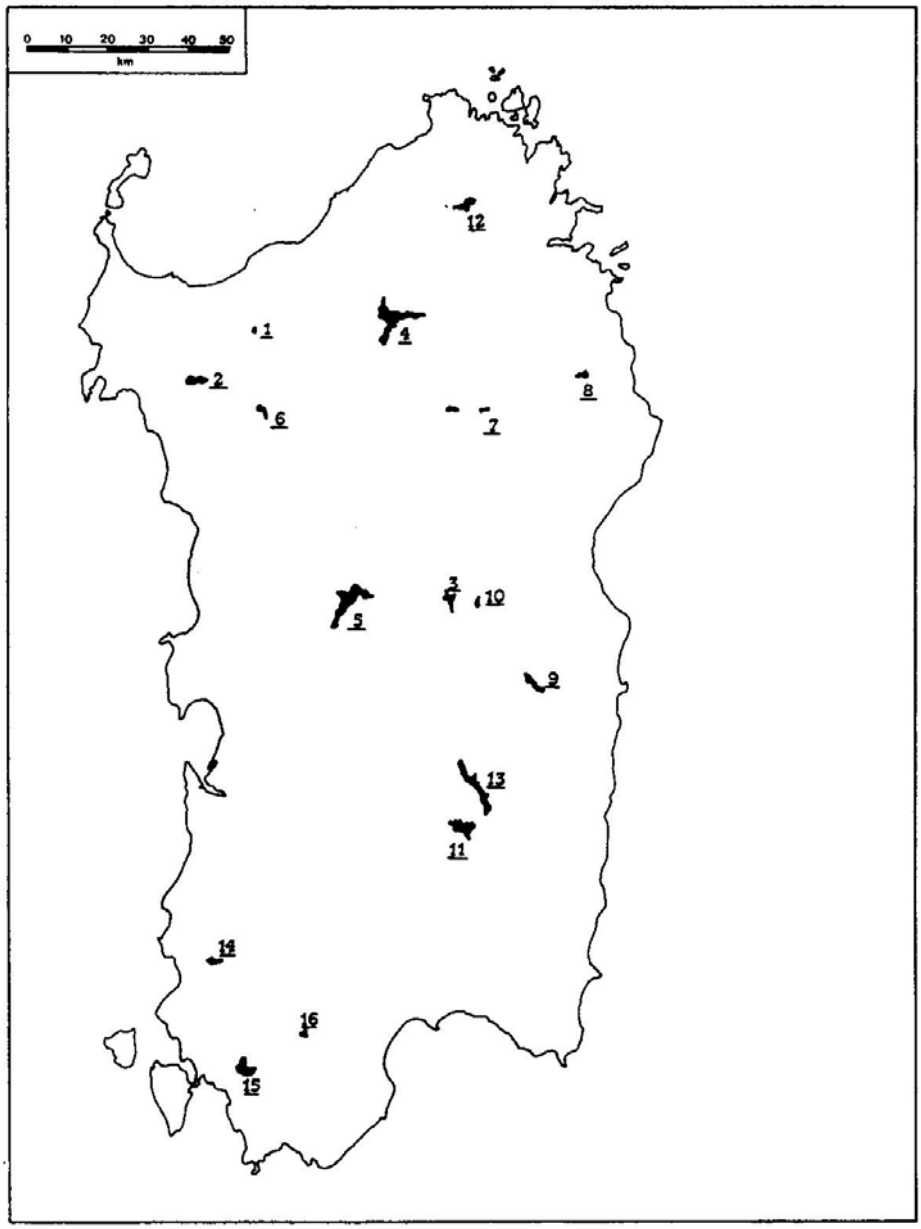


Fig. 1 Dislocazione dei laghi studiati. I numeri corrispondono a quelli della tabella 1.

TABELLA 1

Elenco dei laghi e dati su alcune loro caratteristiche

N°	Nome Lago	Immissario	Area Drenata km^2	Volume $m^3 \times 10^6$	Area Lago km^2	Z media m	Quota m s.l.m.	Anno invaso
1	Bunnari	Bunnari	17	1,13	0,08	14,0	315	1932
2	Cuga	Cuga	60	23,00	2,40	9,6	114	1975
3	Gusana	Taloro	252	58,25	2,43	23,8	645	1961
4	Oschiri	Mannu	1009	252,00	17,50	14,4	170	1927
5	Omodeo	Tirso	2083	148,80	13,50	11,0	118	1924
6	Bidighinzu	Mannu	52	11,00	1,50	7,3	334	1958
7	Sos Canales	Tirso	17	3,50	0,22	15,9	714	1956
8	Posada	Posada	612	27,80	2,80	10,3	43	1953
9	Bau Muggeris	Flumendosa	62	58,00	3,20	18,1	802	1950
10	Fonni	Govossai	31	2,60	0,27	9,6	915	1953
11	Mulargia	Mulargia	172	310,00	12,50	24,8	260	1957
12	Liscia	Liscia	285	105,00	4,00	26,2	180	1961
13	Nuraghe Arrubiu	Flumendosa	581	260,00	7,20	36,1	270	1957
14	Punta Gennarta	Canonica	38	12,70			257	1962
15	Monte Pranu	Palmas	455	62,00	6,56	9,4	46	1956
16	Bau Pressiu	Mannu	28	8,50	0,22	38,6	249	1977

TABELLA 2

Situazione al rilevamento estivo della biomassa, totale e per classi, e della clorofilla a. Il segno più indica biomassa inferiore a 0,01 mg/l e quello meno assenza.

Laghi	Biomassa totale, mg l^{-1}	Biomassa Cianoficee, mg l^{-1}	Biomassa Clorofícee, mg l^{-1}	Biomassa Diatomee, mg l^{-1}	Bimassa Peridinee, mg l^{-1}	Biomassa Euglenoficee, mg l^{-1}	Clorofilla a mg m^{-3}
Bidighinzu	133,00	1,20	0,70	0,10	131,00	-	280
Bunnari	30,90	15,70	15,00	0,20	-	-	30
Liscia	25,80	4,20	21,00	+	0,60	-	33
M. Pranu	21,40	5,20	11,60	-	4,60	-	28
N. Arrubiu	19,10	3,60	0,50	10,00	5,00	-	6
Cuga	17,30	4,50	5,40	7,40	-	-	11
B. Pressiu	13,75	9,70	4,00	0,05	-	-	12
Mulargia	13,50	+	13,00	0,50	+	-	6
Gusana	12,47	11,20	1,00	0,20	0,07	-	21
Posada	8,50	0,30	+	8,00	0,20	-	17
Omodeo	4,20	3,50	+	0,70	+	-	17
Oschiri	4,08	4,00	+	0,08	-	-	50
Ponni	1,50	+	0,60	-	0,80	0,10	6
P. Gennarta	1,10	+	0,70	0,40	-	-	3
S. Canales	0,55	+	+	+	0,50	0,05	4
B. Muggeris	0,46	+	+	0,06	0,40	-	1

TABELLA 3

Situazione al rilevamento invernale della biomassa, totale e per classi, e della clorofilla a. Il segno più indica biomassa inferiore a 0,01 mg/l e quello meno assenza.

Laghi	Biomassa totale, mg l^{-1}	Biomassa Cianoficee, mg l^{-1}	Biomassa Clorofiee, mg l^{-1}	Biomassa Diatomee, mg l^{-1}	Biomassa Peridinee, mg l^{-1}	Biomassa Euglenoficee, mg l^{-1}	Clorofilla a mg m^{-3}
Gusana	65,90	+	+	65,90	-	-	20,6
Bidighinzu	9,30	+	9,30	+	-	-	8,6
Cuga	8,10	-	0,20	7,90	-	-	43,0
Posada	8,05	-	0,05	8,00	-	-	13,0
Liscia	3,10	-	0,70	2,40	-	-	15,0
S. Canales	2,92	-	0,02	-	-	2,90	17,0
M. Pranu	1,70	-	1,20	0,50	-	-	3,0
Fonni	1,10	-	0,10	+	-	1,00	0,1
Omodeo	0,70	-	0,20	0,50	-	-	0,1
Bunnari	0,60	-	0,60	-	-	-	3,0
P. Gennarta	0,60	-	0,40	0,20	-	-	4,0
N. Arrubiu	0,30	-	0,10	0,10	-	0,10	2,0
B. Muggeris	0,30	-	-	0,10	-	0,20	3,6
Oschiri	0,07	-	0,05	0,02	-	-	0,1
Mulargia	0,06	-	0,06	+	-	-	1,3
B. Pressiu	0,02	-	+	0,02	-	+	2,0

TABELLA 5

Situazione al rilevamento invernale (Circ.) e al rilevamento estivo (Strat.) delle biomasse espresse dalle specie più importanti delle Cloroficee. Il segno più indica biomassa inferiore a 0,01 mg/l e quello meno assenza.

Laghi	Closterium spp. mg l^{-1}		Staurastrum gracile mg l^{-1}		Clamidomonas spp. mg l^{-1}		Eudorina elegans mg l^{-1}	
	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.
Bidighinzu	9,30	0,70	-	-	-	-	+	-
Bunnari	-	-	-	-	0,60	-	-	15,00
Liscia	-	-	0,20	21,00	0,50	+	-	-
M. Pranu	1,20	11,60	+	+	-	-	-	-
N. Arrubiu	+	0,50	-	+	0,10	-	-	-
Cuga	0,24	-	-	5,40	-	+	-	-
B. Pressiu	+	0,20	+	4,00	-	-	-	-
Mulargia	0,02	+	+	13,00	0,04	+	-	+
Gusana	-	-	+	0,80	-	-	-	0,20
Posada	0,05	+	-	0,10	-	-	-	-
Omodeo	0,20	+	-	+	-	-	-	-
Oschiri	0,05	+	-	-	-	-	-	-
Fonni	-	-	-	-	0,10	0,60	-	-
P. Gennarta	0,42	0,10	+	0,60	-	-	-	-
S. Canales	0,02	0,03	-	-	-	+	-	+
B. Muggeris	-	+	-	-	+	+	-	-

TABELLA 6

Situazione al rilevamento invernale (Circ.) e al rilevamento estivo (Strat.) delle biomasse espresse dalle specie più importanti delle Diatomee. Il segno più indica biomassa inferiore a 0,01 mg/l e quello meno assenza.

Laghi	Cyclotella comta mg l⁻¹		Melosira spp. mg l⁻¹		Synedra acus mg l⁻¹		Pragillaria capucina mg l⁻¹		Asterionella formosa mg l⁻¹	
	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.	Circ.	Strat.
Bidighinzu	0,40	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-
Bunnari	-	+	-	0,20	-	-	-	-	--	-
Liscia	0,30	-	2,00	-	-	-	-	-	0,16	-
M. Pranu	0,50	+	+	+	-	-	-	-	-	-
N. Arrubiu	0,10	+	-	10,00	-	-	-	-	+	-
Cuga	7,90	+	-	5,00	-	2,40	-	-	-	-
B. Pressiu	0,02	0,05	-	-	-	+	-	-	-	
Mulargia	-	0,50	-	-	-	-	-	+	+	-
Cusana	31,00	-	34,40	0,20	-	-	0,50	0,20	+	-
Posada	0,2	1,5	-	-	-	-	1,10	6,50	1,10	-
Cuodeo	+	+	0,50	0,70	+	-	-	-	-	-
Oschiri	0,02	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
Fonni	-	+	-	-	--	-	-	-	-	-
P. Gennarta	0,2	0,40	+	-	-	+	+	-	0,03	-
S. Canales	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-
B. Muggeris	-	0,06	+	-	0,10	-	-	-	-	-

LA COMUNITÀ' FITOPIANCTONICA E LO STATO TROFICO DEL LAGO DI OSCHIRI (SARDEGNA MERIDIONALE)

N. SECHI, R. MANCA

Istituto di Botanica dell'Università di Sassari

SUMMARY

Seasonal changes of phytoplankton in the Oschiri reservoir ware investigated. Samples collected during summer 1977 - summer 1978 showed 32 species of phytoplankton. The Blue-green algae were the most abundant in summer when the highest biomass values were about 36 mm3 I-1. The green algae were the most abundant in winter when the biomass were very low. Chlorophyll a showed very high concentration in summer.

RIASSUNTO

Questo lavoro rappresenta uno studio sulla composizione floristica, sulla dinamica della biomassa e della clorofilla a fitoplanctonica del Lago di Oschiri al fine di stabilire lo stato di trofia. La ricerca è durata un anno dall'estate del 1977 a quella del 1978. Sono state identificate complessivamente 32 specie fitoplanctoniche tra le quali quelle appartenenti alle Cianoficee hanno manifestato nel periodo estivo i valori di biomassa più elevati (32 mm3/l). Le Cloroficee sono risultate preponderanti in inverno quando la biomassa era molto contenuta. La clorofilla a ha presentato le concentrazioni più elevate nel periodo estivo in concomitanza con la fioritura delle Cianoficee (60 mg m). Il Lago sulla base dei risultati può essere considerato a trofia molto elevata.

INTRODUZIONE E METODI

II presente lavoro sul fitoplancton del Lago di Oschiri è parte di una ricerca più vasta il cui obiettivo è quello di precisare il livello trofico delle acque invasate.

Alcuni degli aspetti fisici e chimici del lago sono descritti da Cossu e Sechi (1980) che riportano anche una descrizione generale del lago.

Con questo lavoro viene analizzata la struttura e successione dei popolamenti fitoplanctonici, le variazioni stagionali della biomassa e della clorofilla a.

Questa ricerca è stata svolta nell'ambito del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Promozione della Qualità dell'Ambiente", Subprogetto "Acqua".

I campioni sono stati prelevati, tra Testate del 1977 e quella del 1978, in una stazione centrale a varie profondità (Fig. 1). I conteggi di tutte le specie sono stati effettuati con un microscopio invertito Zeiss; la concentrazione della clorofilla a è stata valutata seguendo la metodologia suggerita dall' UNESCO (1966) e i volumi cellulari per la stima delle biomasse sono stati calcolati partendo da misure dirette; tutti i dati sono stati mediati all'interno della zona fotica che è stata valutata con una cellula fotoelettrica.

RISULTATI E DISCUSSIONE

La comunità fitoplanctonica del Lago di Oschiri si è rivelata povera di specie, complessivamente sono state identificate 32 entità tassonomiche appartenenti a 5 famiglie. Nella Tab, 1 è riportato l'elenco ed il volume cellulare unitario medio annuale delle specie più importanti.

Le Cianoficee costituiscono per la maggior parte dell'anno la parte preponderante della comunità fitoplanctonica ed in particolare nel periodo estivo (Fig. 2) presentano dei valori di densità e di biomassa piuttosto elevati i cui massimi sono di 450 milioni di cellule per litro e di 35 mm^3/l.

Le specie che contribuiscono significativamente alla dominanza delle Cianoficee sono, in ordine, Aphanizomenon flos-aquae, Chroococcus dispersus, Anabaena flos-aquae e Microcystis aeruginosa (Fig.4). Aphanizomenon flos-aquae compare a maggio, persiste fino a giugno con dei valori di biomassa mediamente intorno a 2 mm^3/l, fiorisce vistosamente a luglio tanto che la biomassa presenta un valore di 26 mm^3/l, scompare del tutto nello stesso mese di luglio. Chroococcus dispersus è presente nei due periodi estivi ed esprime i valori più elevati di biomassa nei mesi di agosto (6,5 mm^3/l) e di settembre (12 mm^3/l) del 1977. Anabaena flos-aquae e Microcystis aeruginosa presentano delle biomasse più contenute i cui valori massimi si verificano a luglio 6,4 mm^3/l e 2,1 mm^3/l rispettivemente.

Le Cloroficee sono dominanti nella comunità fitoplanctonica nella rimanente parte dell'anno (Fig. 3). Le densità e le biomasse sono, comunque, nettamente inferiori a quelle delle Cianoficee; i valori massimi sono infatti di 1,5 milioni di cellule per litro e di 1,2 mm^3/l.

Closterium aciculare è l'unica specie che determina la dominanza delle Cloroficee; essa è presente quasi tutto l'anno e le biomasse più elevate si sono verificate nei mesi di novembre con un valore di 1,1 mm^3/l e di luglio 1977 con 1,2 mm^3/l. Le altre Cloroficee presenti, Closterium gracile e Ourococcus caudatus (Fig. 4), presentano delle biomasse irrisorie anche se in termini di densità, come nel caso di 0. caudatus, si hanno talvolta valori di una certa entità (1,5 milioni di cellule per litro in aprile).

Le Diatomee sono presenti nei fitoplancton del lago di Oschiri per tutto l'anno e contribuiscono, in alcune occasioni, in misura notevole alla biomassa totale; esse tuttavia non risultano mai dominanti sulla comunità

perché la densità e le biomasse più elevate (1,5 milioni di cellule per litro e 2,1 mm^3/l) sono coincidenti con quelle ancora più elevate delle Cianoficee e delle Cloroficee.

Le Diatomee sono caratterizzate dalla presenza continua di Cyclotella comta la cui biomassa si mantiene tutto l' anno su un valore medio di0,3 mm^3/l e a luglio esibisce il valore massimo di 2,1 mm^3/l. La Melosira granulata è presente per una buona parte dell'anno con dei valori di biomassa molto modesti, quelli massimi si verificano a luglio e agosto con 0,7-0,8 mm^3/l.

Le Peridinee sono presenti con il solo Ceratium Hirundinella le cui concentrazioni sono sempre molto modeste (inferiori a 0,2 mm^3/l).

L'analisi delle variazioni stagionali della biomassa totale fitoplanctonica (Fig. 2) rivela che per la maggior parte dell'anno i valori sono molto contenuti collocandosi al di sotto di 3 mm^3/l e che nei mesi estivi, ma solo in alcune occasioni, diventano consistenti con 36 mm^3/l in luglio e 14 mm^3/l in settembre.

Le variazioni stagionali della clorofilla a (Fig. 3) sono caratterizzate da concentrazioni molto modeste nel periodo invernale con un valore medio di 1 mg m^{-3} e piuttosto elevate nel periodo estivo con un valore medio di 31 mg m^{-3} e massimo di 60 mg m^{-3}. La media annuale delle concentrazioni della clorofilla risulta di circa 16 mg m^{-3}.

Un commento complessivo degli aspetti qualitativi e quantitativi del fitoplancton presente nel Lago di Oschiri permette di affermare che lo stato trofico di questo invaso è molto elevato infatti:

1) Considerando come criterio indicativo dello stato trofico quello dei valori massimi della biomassa durante l'anno si può presumere che il Lago di Oschiri sia eutrofico perché alcuni valori estivi sono superiori a 10 mm^3/l che costituirebbe il limite inferiore per i laghi ad alto grado di trofia (Vollenweider, 1971) e questo nonostante che per il resto dell'anno e nella maggior parte della stessa estate la biomassa sia nettamente al di sotto di tale limite e spesso molto modesta.
2) Considerando le concentrazioni della clorofilla a ai fini della classificazione trofica e assumendo come limite inferiore di eutrofia il valore medio annuale di 6,7 mg m^{-3} e massimo di 16,9 mg m^{-3}, dedotti dalla sintesi delle ricerche svolte in molti laghi naturali e artificiali nell'ambito di un programma O.E.C.D. per il controllo dell'eutrofizzazione (Vollenweider and Kereker, 1980), lo stato eutrofico del Lago di Oschiri appare molto più chiaro e piuttosto vistoso.
3) II tipo di specie fitoplanctoniche presenti nel Lago di Oschiri nella distribuzione temporale è caratteristico di ambienti eutrofici infatti le Cianoficee Microcystis, Anabaena e Aphanizomenon,

dominanti in estate sono tipiche di laghi molto produttivi (Rawson, 1956; Hutchinson, 1968); anche 1a presenza della Diatomea Melosira granulata, delle Cloroficee Closterium aciculare e gracile e dell'altra Cianificea dominante Chroococcus dispersus è tipica, secondo Heinonen (1980), di ambienti eutrofici. Infine si può rilevare l'eutrofia anche dall'assetto strutturale delle specie presenti durante il ciclo annuale in cui l' associazione più frequente è a Closterium-Melosira-Cianoficee molto simile al tipo Tabellaria-Melosira-Cianoficee che Margalef e altri (1976) considerano caratteristico degli invasi eutrofici della Spagna.

BIBLIOGRAFIA

COSSU A., SECHI N., 1980 - Lo stato trofico del Lago di Oschiri (Sardegna Settentrionale). Atti del IV Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia. Chiavari, 1-3 Dicembre 1980.

HUTCHINSON G.L. 1967 - A treatise on limnology. J. Wiley and Sons Inc.New York.

MARGALEF R., ARMENGOL J., VIDAL A., PRAT N., GUISET A., TOYA J., y. ESTRADA M., 1976 - Limnologia de los embalses espanoles. Obras Hidraulicas. Ministerio de Obras Direccion General de Publicas. Madrid.

RAWSON D.S., 1956 - Algal indicators of trophic lake types. Limn. Ocean., 1: 18-25.

UNESCO, 1966 - Determination of photosynthetic pigments in sea-water. Report of SCOR-Unesco Working Group 17. Paris.

VOLLENWEIDER R. , 1980 - Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to phosphorus and nitrogen as factors in eutrophication. O.E.C.D. Technical Report D.A.S./C.S.I./68.27.

VOLLENWEIDER R. , KEREKES J. , 1980 - The loading concept as basis for controlling eutrophication philosophy and preliminar results of the O.E.C.D. programme on eutrophication. Prog. Wat. Tech. Vol. 12, Norway, pp. 5-38.

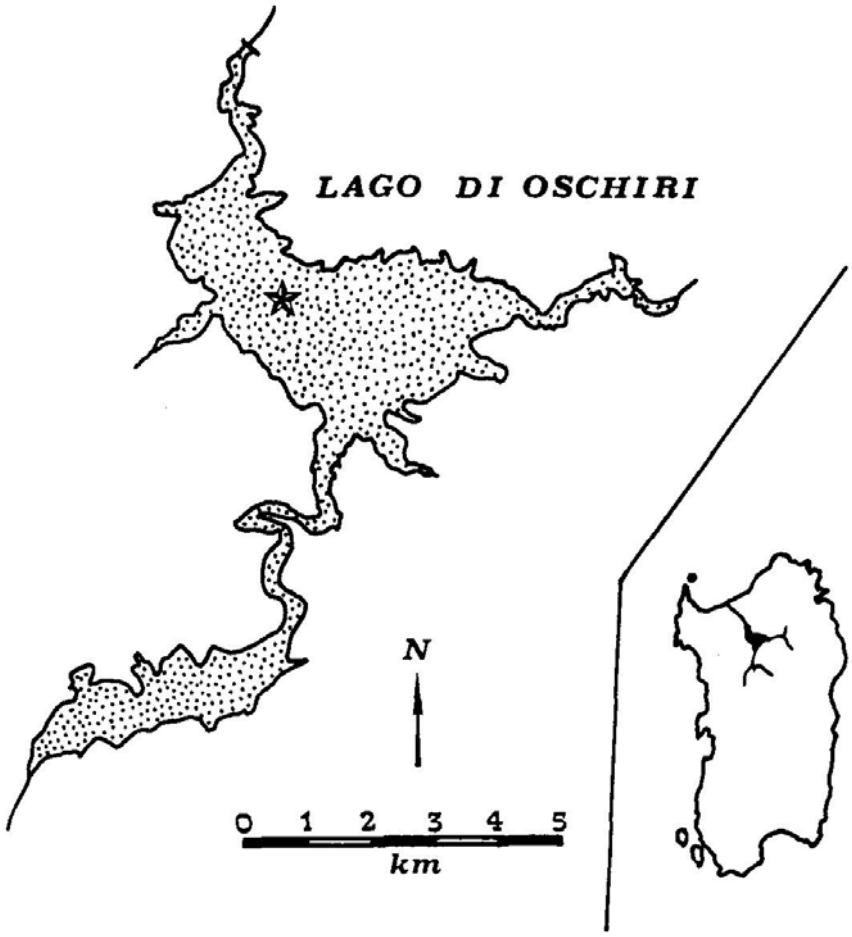


FIGURA 1

Lago di Oschiri e posizione della situazione di prelievo dei campioni

Tabella 1

Elenco delle specie fitoplanctoniche del Lago di Oschiri e volume cellulare medio delle entità più rilevanti.

	μ^3
CIANOFICEE	
Anabaena flos-aquae (L.) Ralfs.	113
Anabaena planctonica Brunnth.	301
Anabaena spiroides Kleb.	-
Aphanizomenon flos-aquae (L.) Ralfs.	75
Aphanizomenon gracile Lemm.	-
Chroococcus dispersus (Keissl.) Lemm.	65
Microcystis aeruginosa Kg.	33
DINOFLAGELLATI	
Ceratium hirundinella (O.F.Muller) Schrank.	60.000
DIATOMEE	
Asterionella formosa Hassal.	482
Cyclotella comta (E.) Kg.	3058
Denticula sp.	-
Fragillaria capucina Desmaz.	-
Melosira granulata (E.) Ralfs.	1810
Melosira varians C. A. Agardh	-
Melosira sp.	-
Navicula spp. (3 specie)	-
Synedra acus Kg.	-
CLOROFICEE	
Chlamydomonas spp. (3 specie).	-
Closterium aciculare T. West	14.000
Closterium gracile Bréb. ex Ralfs	1131
Coelastrum microporum Naegeli	-
Eudorina elegans Ehrenb.	-
Cocystis spp. (2 specie)	-
Curococcus caudatus Pascher	-
Pandorina morum (Muller) Bory	-
Pediastrum duplex Meyen.	-
Pediastrum simplex (Meyen. p.p.) Lemm.	-
Scenedesmus quadricauda (Turpin) Bréb.	-
Staurastrum gracile Ralfs.	-
Volvox aureus Ehrenbg.	-
EUGLENOFICEE	
Euglena sp.	-
Trachelomonas sp.	4192

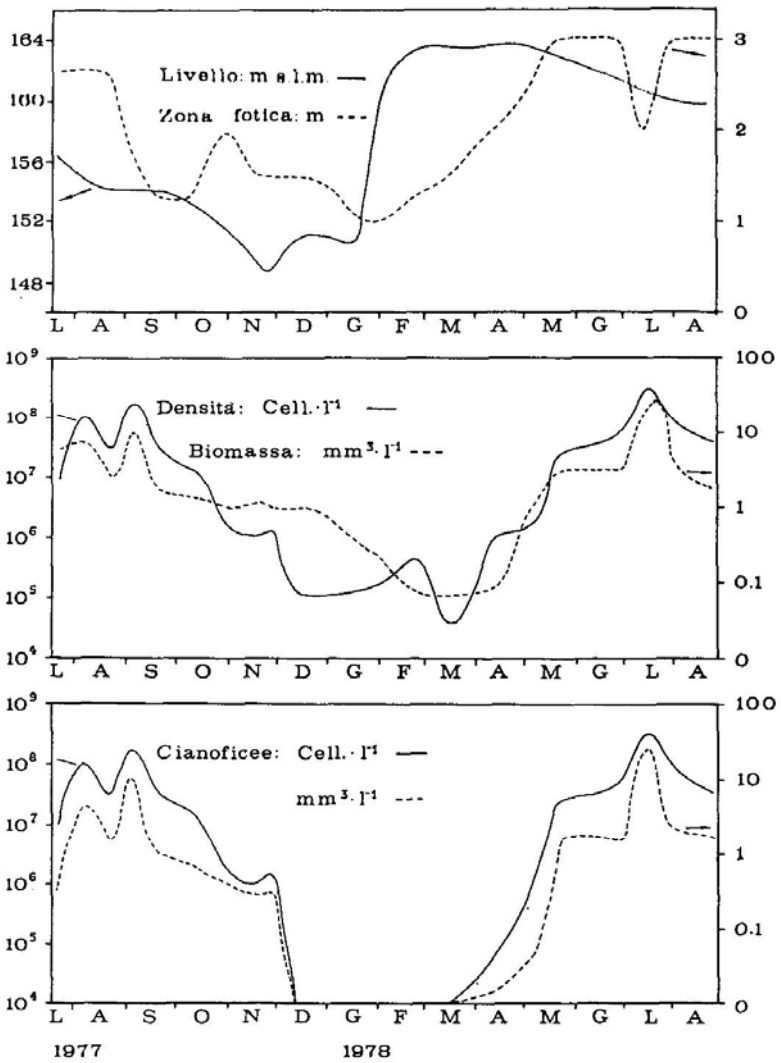


FIGURA 2

Andamenti stagionali dei livelli d'invaso e dello strato fotico, della densità e biomassa totale e della densità e biomassa delle Cianoficee.

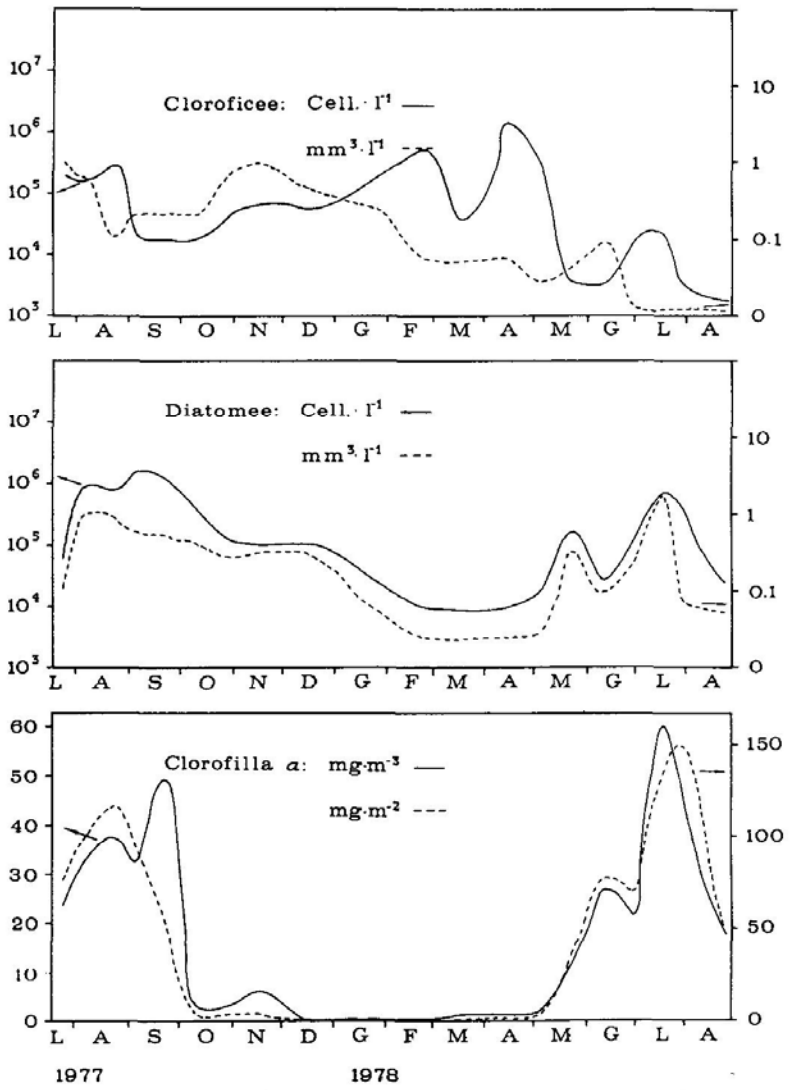


FIGURA 3

Andamenti stagionali delle concentrazioni della clorofilla a e della densità e biomassa delle Diatomee e Cloroficee.

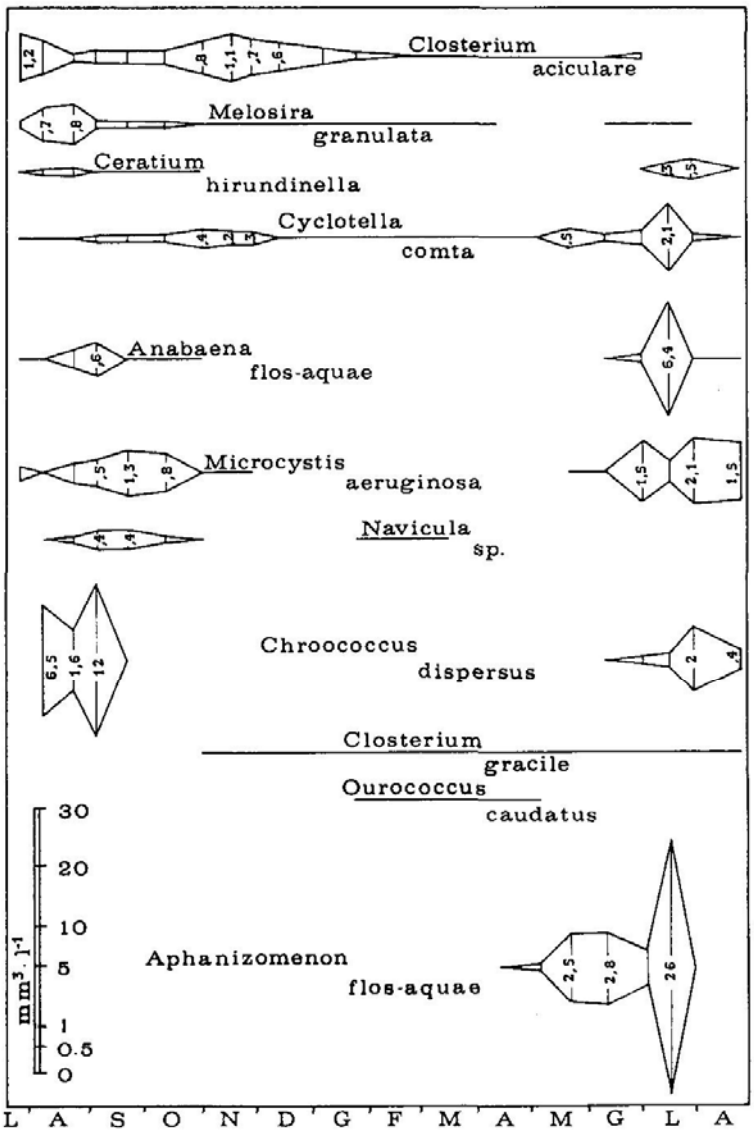


FIGURA 4

Successione stagionale delle alghe planctoniche nel Lago di Oschiri.

INGRESSIONE INVERNALE DI ACQUE DENSE NORD-ADRIATICHE NELLA FOSSA DEL POMO. NOTA PRELIMINARE.

P. FRANCO*, D. BREGANT**

* Istituto di Biologia del Mare, C.N.R., Venezia
** Istituto Talassografico, C.N.R., Trieste

RIASSUNTO

Si presentano preliminarmente i risultati di tre crociere invernali, condotte dal 1970 al 1972 nel medio Adriatico, fra le latitudini 42°20' e 43°40' N, riguardanti 1'influenza di acque dense nord Adriatiche sulla formazione dell'acqua profonda della fossa mesoadriatica (del Pomo). Si descrivono l'area interessata dal deflusso delle masse d'acqua densa nella zona occidentale della piattaforma, ed i processi di advezione e mescolamento nella zona profonda della fossa.

SUMMARY

Winter advection in the Pomo Trench of dense northern Adriatic water. A preliminary note. Three winter cruises were carried out in the Middle Adriatic Sea, between the latitude 42°20l and 43°40' N during the years 1970 to 1972, to study the influence of Northern Adriatic dense waters upon the formation of deep water in the mesoadriatic trench (Pomo or Jabuka Trench). The results show that the dense water masses, originating in the Northern Adriatic basin, and including water cores with variable thermohaline features, are horizontally advected along the shelf, following the isobathes trend, up to cascading from the western side of the slope in the bottom layers of the trench, with variable pattern of the intrusion and mixing processes between cascading and underlying waters.

PREMESSA

E' noto che l'Adriatico settentrionale è uno dei bacini nei quali hanno origine durante il periodo invernale masse d'acqua ad elevata densità che contribuiscono alla formazione dell'acqua densa mediterranea (vedi Pollak 1951, Wust 1960, Plankhin 1969).

Nella zona profonda del sistema di fosse mesoadriatiche (del Pomo, o Jabuka) era stata descritta, sulla base di dati non recenti (Crociere Najade 1911 e 1914) l'esistenza costante di acqua, indicata come la più densa riscontrata in Adriatico e tipizzata con temperatura 11°C, salinità 38,5 ‰ e σ_t 29,5. Il meccanismo di formazione di tale tipo d'acqua

era indicato nel raffreddamento ed evaporazione di masse d'acqua preesistenti nella zona orientale del bacino settentrionale Adriatico, e nel loro successivo trasferimento per gravita nella fossa durante inverni particolarmente severi, separati da periodi intermedi anche pluriennali di stagnazione nei livelli profondi (Zore-Armanda 1963, Buljan e Zore-Armanda 1976).

Indagini più recenti avevano peraltro dimostrata la formazione, nella zona occidentale dell'Adriatico settentrionale e durante successivi periodi invernali meteorologicamente non simili (ad es. 1966, 1968, 1972), di acqua a densità anche molto maggiore di quella indicata e con caratteristiche termoaline diverse e variabili (Franco 1972).

Per valutare il ruolo eventuale di simili corpi d'acqua nella formazione dell'acqua profonda della fossa mesoadriatica è stato realizzato un piano sperimentale sui risultati del quale si riferisce preliminarmente, ed i cui obbiettivi erano la delimitazione delle zone interessate dal trasferimento dei corpi d'acqua densa d'origine settentrionale, i modi della loro possibile ingressione nei livelli profondi della fossa, e la loro influenza nel determinare le caratteristiche dell'acqua presente in questa ultima alla fine del periodo invernale.

MATERIALI E METODI

Durante tre crociere, eseguite nel dicembre 1970, nel marzo 1971 e nel 1972 nella zona occidentale del medio Adriatico, fra le latitudini 42°20' e 43°40' N (fig.l), sono state occupate complessivamente 76 stazioni, sia con campionamenti a quote discrete che con misure strumentali (STD).

I dati raccolti riguardano i parametri idrologici fondamentali, ed in numero ridotto di stazioni i nutrienti disciolti. I metodi di raccolta, misura ed analisi e quelli usati per l'elaborazione dei dati vengono descritti altrove (Franco, Bregant e Voltolina, in stampa).

Le osservazioni si riferiscono alla piattaforma occidentale e soprattutto alla depressione occidentale della fossa mesoadriatica. Le caratteristiche più significative di quest'ultima sono la scarpata settentrionale, che presenta pendenza relativamente dolce dall'isobata 100 m a quella 150 m e ripida in seguito; una soglia meridionale (di Pelagosa) alla profondità di circa 165 m; e due depressioni, con profondità massima di 265 m quella occidentale e di 270 m quella orientale, separate da una soglia longitudinale a circa 190 m.

RISULTATI E DISCUSSSIONE

Le osservazioni della prima crociera, compiute dal 12 al 13 dicembre 1970, corrispondendo al periodo iniziale dell'inverno precedevano la fase del raffreddamento più intenso, ed interessavano solo la parte occidentale della scarpata e della fossa (fig.l).

Facendo eccezione per la stretta fascia costiera, con acque diluite aventi temperatura e salinità inferiori rispettivamente a 15°C ed al 38‰, le acque dello strato superiore mostrano caratteri termoalini

piuttosto omogenei (T: 15,69 ± 0,08; S: 38,64 ± 0,02; σ_t: 28,65 ± 0,01) (vedi nota): a quota intermedia (circa da 80 a 120 m) è inserito un corpo d'acqua a salinità più elevata (T: 15,16 ± 0,26; S: 38,72 ± 0,01; σ_t : 28,84 ± 0,06).

Solo nella zona profonda della fossa, al di sotto del livello della soglia meridionale, sono presenti acque dense, marcatamente stratificate, caratterizzate nella quota più profonda dalla temperatura di 11,55 °C, salinità 38,47‰ e σ_t 29,41 e da sottosaturazione dell'ossigeno disciolto (utilizzazione apparente dell'ossigeno, A.O.U., 1,25 cm^3l^{-1}) correlata con elevate concentrazioni di nutrienti da mineralizzazione (azoto da nitrati 4,87, fosforo da fosfati 0,21 e silicio da silicati 7,04 µg-at l^{-1}).

La seconda crociera è stata eseguita dal 25 marzo al 7 aprile 1971, su stazioni distribuite, entro una fascia dell'ampiezza di circa 35 miglia dalla costa occidentale, su quattro trasversali corrispondenti a livelli degradanti della piattaforma ed alla scarpata occidentale della fossa (fig.l).

Sono generalmente evidenti le conseguenze del raffreddamento invernale, ed in tutte le trasversali sono presenti corpi d'acqua densa non superficiali, con σ_t maggiore a 29,60.

Le acque a σ_t inferiore a questo valore, e non comprese nella fascia costiera diluita a delimitata verso il largo da un fronte termoalino, hanno caratteri non omogenei (T: 12,42 ± 0,15; S: 38,53 ± 0.02; σ_t : 29,28 ± 0,03) per la presenza nella zona orientale delle trasversali più meridionali di acqua a temperatura più elevata negli strati superiori.

Nella massa d'acqua compresa nell'isopicna 29,60 (T: 10,56+0,19; s: 38,58 ± 0,03; σ_t : 29,67 ± 0,19) la variazione di densità è correlata prevalentemente a quella della temperatura: il nucleo più denso, presente nelle sezioni più settentrionali con σ_t intorno a 29,90, ha temperatura media di 9,27+0,10 °C, con salinità di 38,35 ± 0,01 e σ_t di 29,73 ± 0,02.

Le acque dense si distribuiscono su una fascia di fondale compresa fra i 50 e i 100 m di profondità, seguendo apparentemente 1'andamento delle isobate e non il profilo di maggior pendenza (fig.2).

Nota: I valori così indicati in seguito sono le medie ed i limiti fiduciali di queste (dall'errore standard della media ed il t di Student per i gradi di libertà corrispondenti e P 0,05) della temperatura (T) in °C, della salinità (S) in ‰ e dell'anomalia di densità (σ_t) deqli insiemi di dati delimitati come indicato nel testo.

Alla latitudine corrispondente al lato occidentale della scarpata una propaggine del corpo d'acqua densa penetra nella zona profonda della fossa: la presenza di un marcato fronte termoalino, evidente nell'andamento delle isolinee (fig.3), suggerisce una advezione veloce. La massa d'acqua precedentemente presente nella parte profonda della fossa sembra essere inoltre dislocata e sollevata a quote inferiori, come indicano non solo le caratteristiche termoaline (T: 12,26 ± 0,21; S: 38,61 ± 0,01; a.: 29,37 ± 0,03), ma anche la distribuzione dell'ossigenazione relativa e dei nutrienti da mineralizzazione (nel corpo d'acqua denso ed in quello sollevato l'A.O.U. è rispettivamente 0,25 ± 0,03 e 0,31 + 0,03 cm^3l^{-1} ; e p.e. la concentrazione dell'azoto da nitrati 0,56 ± 0,46 e 1,43 ± 0,07 $\mu g\text{-}atl^{-1}$: fig.4).

Il confronto con i valori di questi parametri constatati nella crociera 1970 (vedi p. 26-3) sembra peraltro suggerire, pur tenendo conto del mescolamento turbolento subito dalla massa nel suo sollevamento, che i caratteri dell'acqua profonda della fossa fossero già stati modificati da episodi di advezione precedenti quello in atto.

Le osservazioni della terza crociera sono state compiute dal 19 al 14 marzo 1972, su stazioni distribuite secondo un reticolo analogo a quello della crociera precedente, in una fascia di circa 50 miglia dalla costa occidentale (fig.l).

Le condizioni termoaline sono notevolmente diverse da quelle riscontrate nel corrispondente periodo del 1971, con livelli medi di temperatura maggiori e di salinità minori, e conseguentemente in media una più bassa anomalia di densità. Anche in queste condizioni tuttavia corpi d'acqua a densità relativamente più elevata (σ_t > 29,20) si distribuiscono in una fascia longitudinale al largo della costa occidentale. Le acque a densità minore, escluse quelle della zona di diluizione costiera, sono relativamente omogenee (T: 13,55 ± 0,11 ; S: 38,42 ± 0,02; σ_t : 28,96 ± 0,02).

Il corpo d'acqua a σ_t più elevato, maggiore di 29,40 nel nucleo settentrionale, deriva la sua maggiore densità essenzialmente dall'abbassamento della temperatura (T: 11,91 ± 0,18; S: 38,39 ± 0,03; σ_t: 29,28 ± 0,02), e si distribuisce sul fondo, come nella precedente situazione invernale, seguendo l'andamento delle isobate da 50 a 100 m. Le sue caratteristiche termoaline sono molto simili a quelle (T: 11,46 ± 0,56; S: 38,30 ± 0,12; σ_t: 29,28 ± 0,03) del nucleo denso presente nel bacino settentrionale durante il febbraio 1972 e descritto da Malanotte-Rizzoli (1977).

Penetrando con la sua estremità meridionale nella fassa, anche in questo caso dal lato occidentale della scarpata, la massa d'acqua pare stratificarsi sopra quel la presente nei livelli più profondi, notevolmente più densa (T: 11,35 ± 0,15; S: 38,51 ± 0,02; σ_t: 29,47 ± 0,04), risultando peraltro distinguibile per l'ossigenazione ed il carico di nutrienti sia dalle acque sovrastanti che da quelle profonde (l'A.O.U. è di 0,41 ± 0,11 e rispettivamente di 0,07 ± 0,05 e di

0,97 ± 0,09 $cm^3 l^{-1}$; l'azoto da nitrati 0,71 ± 0,61, 0,45 ± 0,17 e 2,25 + 0,16 μg-at l^{-1} ; il silicio da silicati 2,62 ± 0,51, 1,63 ± 0,06 e 4,74 ± 0,28 μg-at l^{-1}).

CONCLUSIONI

Durante il periodo invernale si formano, nella zona occidentale del bacino settentrionale, masse d'acqua di densità significativamente maggiore di quella delle acque presenti nel Medio Adriatico.

La massa d'acqua densa, nella quale confluiscono nuclei con caratteri termoalini diversi, determinati dalle variabili condizioni oceanografi che e meteorologiche esistenti durante la loro formazione, penetra nel bacino medio, defluendo sul lato occidentale della piattaforma secondo una traiettoria che segue l'andamento delle isobate ed appare influenzata dalla circolazione nel bacino del Pomo, e si immette nella zona profonda della fossa attraverso la parte occidentale della scarpata.

In relazione con il volume delle acque in ingressione e con la differenza di densità fra queste e le acque preesistenti nella zona profonda, la penetrazione nella fossa avviene con dislocazione e sollevamento delle acque profonde (ad es. marzo 1971), o con intrusione e stratificazione sopra queste ultime (marzo 1972), o presumibilmente, in situazioni intermedie, con mescolamento più o meno completo delle due masse d'acqua.

Tali differenze nella fase di advezione, derivanti dalla successione di acque a caratteristiche termoaline e a σ_t, diversi nella massa densa defluente dal bacino settentrionale, risulteranno, nella parte della fossa mesoadriatica sottostante il livello della soglia meridionale, nella successiva presenza di acque con temperatura, salinità e densità variabili, e soggette durante il periodo nel quale si verifica 1'advezione invernale a variabili rapporti di mescolamento, tempi di residenza, ossigenazione e carichi di nutrienti da mineralizzazione.

I caratteri dell'acqua densa residuante nella zona profonda della fossa al la fine del periodo invernale suggeriscono che il loro meccanismo di formazione sia diverso dal dislocamento o sovrapposizione, e comporti un attivo regime di mescolamento turbolento nell'ambito della fossa, dato che esso porta alla sostituzione di acque molto dense (advezione del marzo 1971, σ_t >29,4) con altre a densità minore (strato profondo del marzo 1972, σ_t <29,4).

Manca d'altronde l'evidenza sperimentale che si determinino nel bacino del Pomo condizioni di completa instabilizzazione verticale e di mescolamento convettivo (Plakhin 1969): ipotesi non coerente con la persistente presenza negli strati profondi della colonna d'acqua di sottosaturazione dell'ossigeno disciolto durante il periodo invernale.

Il ricambio delle acque profonde della fossa mesoadriatica sembra pertanto essere essenzialmente dovuto all'advezione laterale ed al mescolamento turbolento delle acque dense di apporto, mentre il completo

isolamento per stratificazione verticale non è probabile si estenda oltre il periodo estivo-autunnale di ogni anno.

BIBLIOGRAFIA

BULJAN M. , ZORE-ARMANDA M. , 1976 - Oceanographical properties of the Adriatic Sea. Oceanogr.mar.biol. , 14, 11-98.

FRANCO P. 1972 - Oceanography of Northern Adriatic Sea. 2 Hydrologic features: Cruises January-February and April-May 1966. Archo Oceanogr. Limnol., 17 suppl. , 97 p.

FRANCO P. , BREGANT D. , VOLTOLINA D. , 1982 - Oceanography of the Middle Adriatic Sea. Data from the Cruises December 1970, March-April 1971 and March 1972. Archo Oceanogr.Limnol., p.72.

MALANOTTE-RIZZOLI P. 1977 - Winter oceanographic properties of Northern Adriatic Sea Cruise January-February 1972. Archo Oceanoqr.Limnol., 19, 1-45.

PERMANENTE INTERNAZIONALE KOMMISSION FUR DIE ERFORSCHUNG DER ADRIA 1912 Beobachtungen auf den Terminfahrten S.M.S. Najade im Jahre 1912. Ber.Terminfahrten. Osterreichischer Teil, N° 1-4.

PERMANENTE INTERNATIONALE KOMMISSION FUR DIE ERFORSCHUNG DER ADRIA 1915 Beobachtungen auf den Terminfahrten S.M.S. Najade im Jahre 1914. Ber.Terminfahrten. Osterreichischer Teil, N°9-12.

PLAKHIN Y.A. 1969 - Formation of distinct deep-water in the Mediterranean by convective mixing. Qceanology, 11, 524-529.

POLLAK M.J. 1951 - The source of deep water of the eastern Mediterranean Sea. J.mar.Res., 10, 128-152.

WUST G. 1960 - Die Tiefencirculation des Mittellàndischen Meeres in den Kernschichten des Zwischen und Tiefenwassers. Dt.Hydrogr.Z., 13, 105-131.

ZORE-ARMANDA M. 1963 - Les masses d'eau de la Mer Adriatique. Acta Adriatica, 10, p. 90.

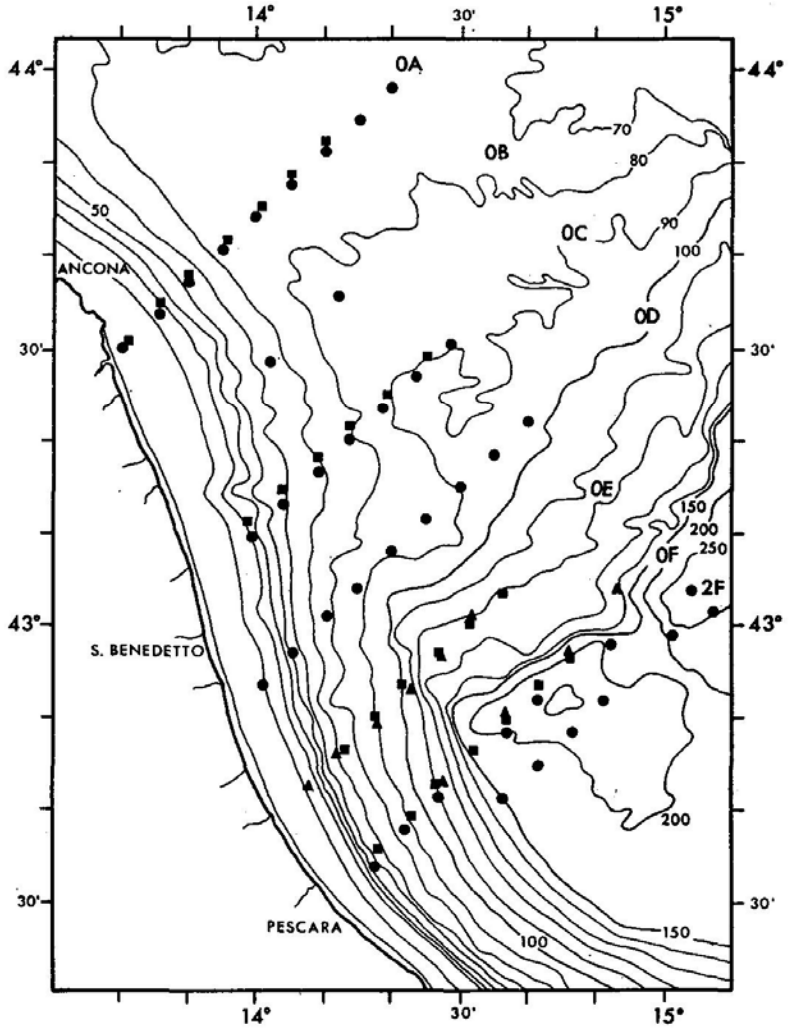


Fig. 1 Distribuzione delle stazioni durante le crociere (dicembre 1970, marzo-aprile 1971, marzo 1972). Batimetria secondo la carta 1253 dell'Istituto Idrografico della Marina.

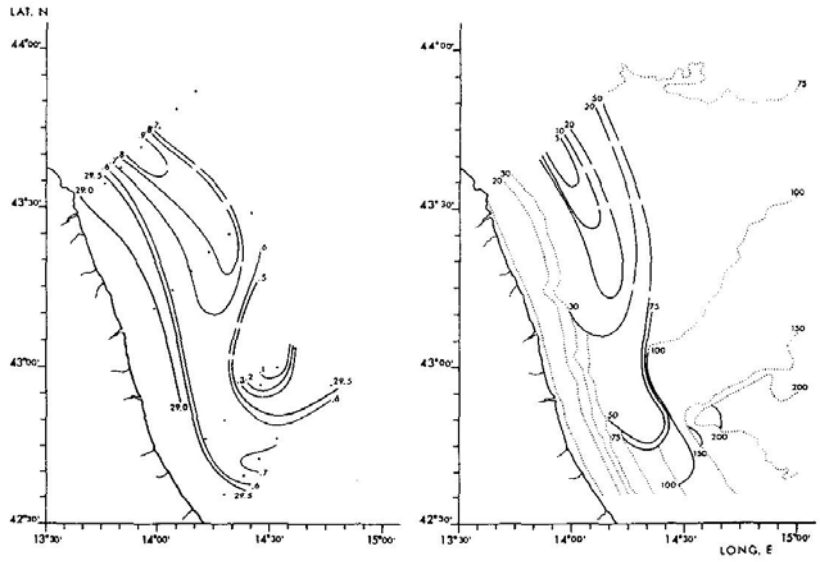


Fig. 2 Distribuzione dell'anomalia di densità durante la crociera 1971. A sinistra: andamento delle isopicne sul fondo. A destra: topografia dell'isopicna 29,60 a diverse profondità.

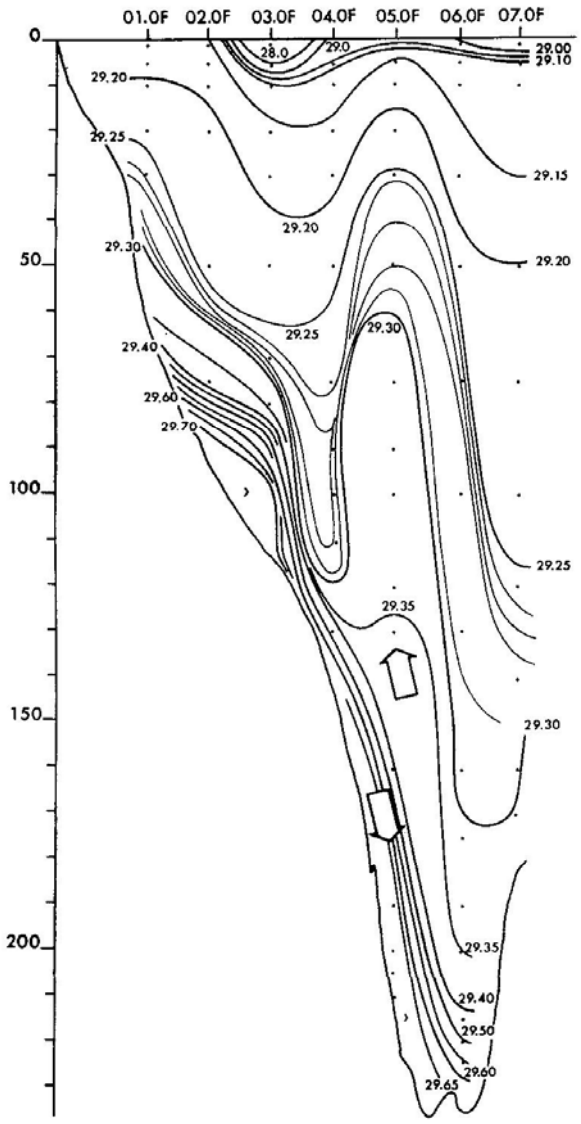


Fig. 3 Sezione del 7 aprile 1971 (OF della fig.1). Distribuzione dell'anomalia di densità.

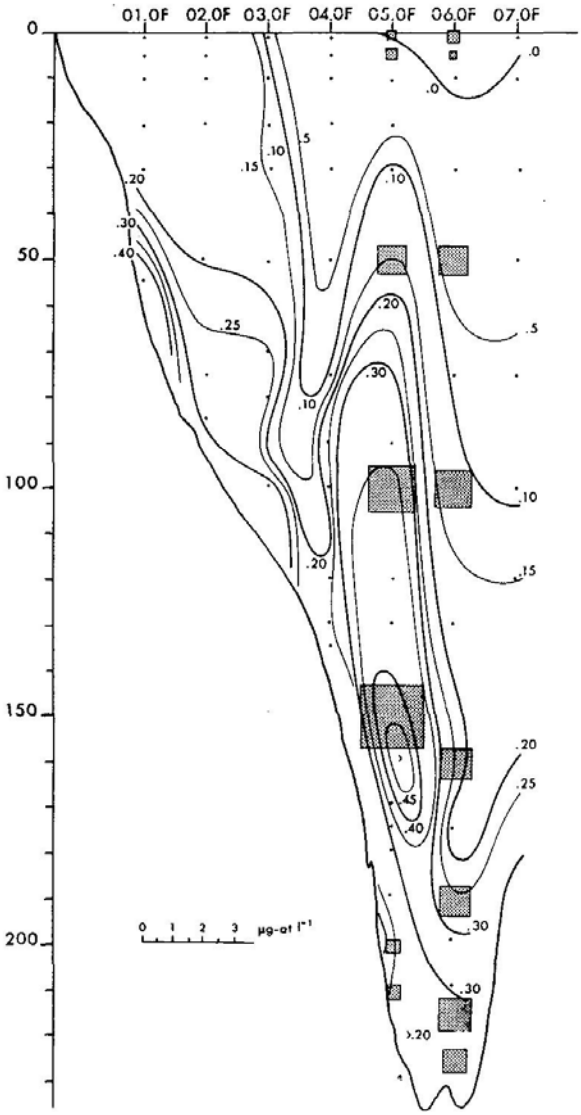


Fig. 4 Sezione del 7 aprile 1971 (0F della fig.1). Distribuzione dell'utilizzazione apparente dell'ossigeno disciolto ($cm^3 l^{-1}$). I simboli sovrapposti sono proporzionali alla concentrazione dell'azoto da nitrati (µg-at l^{-1}).

METODOLOGIA PER LA MISURA DIRETTA DELLE IMMISSIONI DI ACQUA DOLCE E DI INQUINANTI, E DELL'INTRUSIONE SALINA NELLA PARTE NORD DELLA LAGUNA DI VENEZIA.(°).

E. ANGELI*, G. ARCARI*, S. BERNARDI*, R. CECCHI*, F. COSTA*, G.GHERMANDI*, M.MENEGHIN**, R.RUGGERI**, F.SALVIATI**, R.SANTANGELO*-**, F.SIMIONATO**, S.VAZZOLER** G.ZAMPERONI**, R.ZENNARO**.

(*) Istituto di Fisica e Osservatorio Geofisico dell'Università
Via Campi, 213/A - 41100 Modena
(**) Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse del C.N.R.,
1364 San Polo - 30125 Venezia

SUMMARY

The input of fresh water and pollutants (nutrient and heavy elements) in the northern part of the lagoon of Venice, Italy, has been evaluated under normal rainfall conditions. Salt intrusion and temperature variation at the inlets are also presented. The method discussed in the paper could be used to provide the budget of matter in the lagoon during short periods of time (a few tidal cycles).

INTRODUZIONE

II controllo e la pianificazione di un ambiente (ad es. una laguna) implicano la conoscenza dei bilanci di sostanze (e di energia) che transitano o vengono depositate in quel l'ambiente. Può inoltre essere determinante la conoscenza dell'intervallo temporale su cui i bilanci devono essere conosciuti. Infatti un bilancio accettabile da un punto di vista di qualità ambientale, quando sia effettuato su tempi lunghi (p.es. un anno) può spesso mascherare qualità ambientali inaccettabili durante periodi limitati (eutrofizzazione, etc.,). D'altra parte scendere a tempi troppo brevi, al di là delle difficoltà, può risultare poco utile quando le fluttuazioni temporali siano notevoli come avviene ad esempio nelle immissioni marine e lagunari a causa dell'andamento della marea. In definitiva sembra ragionevole in una laguna ritenere che il tempo su cui vanno valutate le immissioni ed i bilanci debba essere dell'ordine di alcuni cicli di marea.

(°) finanziato in parte dal Progetto Finalizzato del C.N.R. "Promozione della Qualità dell'Ambiente".

Nel lavoro viene descritto un metodo per l'individuazione di alcuni (pochi) punti di misura in grado di caratterizzare le immissioni di tutta una vasta porzione lagunare. Viene inoltre descritta una metodologia per la misura dell'acqua dolce e di sostanze inquinanti (ad es. nutrienti e metalli pesanti) immesse e dell'intrusione salina, a scala temporale sufficientemente piccola.

Questo metodo avente buona risoluzione spaziale (almeno in linea di principio) e temporale permette quindi un controllo dell'ambiente molto più selettivo a differenza di altri metodi che si basano su valutazioni su larghi territori e su tempi lunghi (conoscenza delle precipitazioni idriche di un anno, del l'estensione del bacino scolante, dei tipi di attività economica insistenti sul bacino, etc.).

MORFOLOGIA E CARATTERISTICHE DEI CORPI IDRICI SVERSANTI NELLA LAGUNA NORD.

E' stata eseguita un'indagine sui corpi idrici sversanti nella parte nord della laguna (a nord del ponte del la Libertà che col lega Venezia alla terraferma, fino alla bocca del Lido). Il sopralluogo è stato guidato dalle indicazioni di carte geografiche 1:5.000, ed effettuato sia dalla laguna mediante un'imbarcazione a basso pescaggio, sia dalla terraferma mediante macchina fuori-strada.

Partendo dal ponte sono stati censiti i seguenti corpi idrici, Fig. 1;

1) Salso: si tratta di una rientranza del la laguna che arriva fino a quasi il centro di Mestre, più che di un canale. In esso viene versata acqua proveniente dall'acquedotto. Pertanto il contributo potrà essere valutato dall'erogazione della rete acquedottistica. Vi è inoltre un'idrovora per l'acqua piovana; tuttavia essa presentemente non funziona.
2) Osellino 1: è un canale di scarico di un depuratore in costruzione di acque industriali. La portata è di circa 300 m^3/h; in caso di pioggia la portata può arrivare a 1.500-2.000 m^3/h. Le caratteristiche delle acque devono potersi conoscere dal Comune di Venezia che gestirà il depuratore tramite l'ASPIV (Acquedotto).
3) Osellino 2: è un canale che collega lo scolmatore di acqua piovana di Mestre alla Laguna. A Compalto esiste un'idrovora che prende le acque dal territorio di Carpenedo, Favaro, Campalto. L'acqua proveniente dallo scolmatore è regolata da una chiusa.
4) Paliaga: è un tratto di canale che presentemente si configura come rientranza lagunare. Prima della costruzione dell'aeroporto di Tessera, vi sfociava l'Osellino. Vi è installato un mareografo.
5) Dese: è un fiume che prima di sfociare in laguna riceve come affluente il fiume Zero. Quest'ultimo passa vicino alla zona industriale di Marcon. Vi è inoltre un'idrovora a Zuccarello, che riceve acqua da un vasto territorio agricolo.

6) S. Maria: è un ramo del fiume Dese che ha un'altra foce in laguna. Su questo ramo vi è l'idrovora Reali (Altino) che riceve acqua da un esteso territorio agricolo.

   Va infine osservato che il Dese, dopo aver ricevuto lo Zero, ma prima di sboccare in laguna con due foci distinte, percorre un tratto in comune avente larghezza di circa 80 m e profondità 2 m. E'un tratto che si presta a misure continuative.

7) Siloncello: è un canale navigabile con chiuse che permette di congiungere il fiume Sile con la laguna. Nelle condizioni normali di chiusura la portata è molto ridotta in quanto dopo la chiusa scorre un rigagnolo. Esiste una cassetta dove potrebbe essere installato un mareografo.

8) Silone: è un canale navigabile con chiuse che permette di congiungere il fiume Sile con la laguna. Esso si congiunge al Sile mediante una biforcazione. Un ramo è utilizzato per la navigabilità mediante chiuse mobili, l'altro ramo (canale Businello) ha una diga che funziona come sfioratore del Sile. Comunque la portata del Sile in condizioni normali non sembra elevata. Peraltro nel canale Silone confluisce anche il canale Vela che passa al di sotto del Sile (taglio del Sile). Il canale Vela ha una certa portata durante l'inverno. Durante l'estate l'afflusso di acqua è sbarrato da una chiusa. Su detto canale insiste un ampio territorio agricolo.

9) Sile (taglio del): il fiume Sile rasenta la laguna, ma non sfocia nella laguna, ma nel mare a Porto di Piave Vecchia. Tuttavia l'argine verso la laguna è tagliato, cosicché in condizioni eccezionali di piena (circa una volta all'anno) il fiume può scaricare in laguna. In questi casi eccezionali la portata può essere anche rilevante.

10) Valli da pesca: vi sono numerosi canaletti di larghezza circa 2 m (ma che possono arrivare a circa 4 m) che prendono acqua dal Sile, muniti di chiuse. Poiché normalmente le chiuse sono sbarrate, la portata complessiva dovrebbe essere piccola.

11) Chiuse sul Sile in connessione col canale lagunare Pordello o Litoranea Veneta: si tratta di un sistema di due chiuse; una regola la navigabilità, l'altra permette alla laguna di scaricare nel Sile (vicino alla foce in mare) quando la marea è alta.

La conclusione di questa indagine sul campo è che il fiume Dese (con lo Zero) ha una portata media rilevante rispetto agli altri scarichi "naturali" tra i quali vanno ricordati l'Osellino e il Silone (e l'acquedotto). Vi sono inoltre le condizioni eccezionali causate da piogge elevate che vanno esaminate a parte. Un punto di misura sul Dese appare capace di caratterizzare le immissioni normali nella parte nord della laguna.

LUOGO DI MISURA E MISURE EFFETTUATE

In base all'indagine precedentemente descritta è stato scelto il ramo comune del Dese come luogo di misura specificativo. Più in dettaglio il punto è stato scelto a 17 m dalla riva sinistra, ad una profondità di 1 m dal pelo libero dell'acqua.

Sono stati misurati ad ogni ora i valori della corrente, dell'altezza e della temperatura per un totale di 336 ore. Durante lo stesso periodo e nello stesso punto sono stati anche misurati in modo sparso 70 valori di salinità e di pH, 42 profili verticali di corrente, e inoltre sono stati effettuati 72 campionamenti sui quali è stato determinato il contenuto di azoto (nitrico, nitroso ed ammoniacale) e di fosforo, e 27 campionamenti sui quali sono state determinate le concentrazioni dei metalli pesanti.

Durante il periodo di misura il regime del Dese era normale-ridotto. Per completezza verrà citato l'andamento delle precipitazioni idriche (Tab.I).

Nelle figure 2, 3, 4 sono mostrate rispettivamente la corrente v(t), l'altezza h(t) e la temperatura t(t). Dalle prime due figure risulta che la corrente e l'altezza hanno un aumento tipico della marea (seppure sfasato).

La temperatura invece risente molto di più il ciclo giornaliero della temperatura terrestre, dei cicli marcali il cui effetto è praticamente scomparso.

TABELLA I

g/m	mm	g/m	mm	g/m	mm
8/3	8.1	21/3	26.5	28/3	0.5
9/3	0.3	23/3	10.0	9/4	1.0
15/3	26.7	24/3	27.5	20/4	1.1
16/3	5.0	25/3	4.2	21/4	0.7
17/3	0.6	26/3	1.6	28/4	7.1
				29/4	2.2

IMMISSIONE DI ACQUA NELLA LAGUNA

Nel punto di misura il complesso del Dese (Zero, Dese, S.Maria) ha con buona approssimazione una sezione rettangolare avente larghezza ℓ= 80 m e altezza h(t) variabile nel tempo in dipendenza della marea, come risulta dalla risposta dell'ecoscandaglio mostrato in Fig. 5.

I profili orizzontali di corrente sembrano inoltre sufficientemente uniformi entro le fluttuazioni turbolente.

I profili verticali di corrente risultano invece non sempre uniformi in dipendenza della marea. Essi comunque sono sempre risultati coerenti, cioè lungo tutto il profilo la corrente era sempre entrante o sempre uscente.

Per i 42 profili è stato definita una corrente media definita da:

(1) $$W(t) = \frac{1}{4}\left[V_a(t) + 2V_m(t) + V_\xi(t)\right]$$

ove v_a ,v_m, v_ξ erano le correnti misurate in superficie, a metà altezza e sul fondo.

Si è supposto inoltre che la dipendenza temporale di W(t) fosse proporzionale alla corrente misurata a 1 m di profondità (circa metà altezza):

(2) $$W(t) \cong \gamma \cdot v(t)$$

Per determinare la costante v si è minimizzata l'espressione quadratica:

$$\sum_{t_i} \left[W(t_i) - \gamma v(t_i)\right]^2$$

e si è ottenuto il valore $\gamma = 0.944$.

In conclusione ritenendosi ragionevole l'ipotesi che

$$w(t) = \gamma v(t),$$

l'immissione di acqua mediata nel tempo I(T), è data dall'espressione:

(3) $$I(T) = \frac{I}{T}\sum_{t=1}^{T} w(t)h(t) \cdot \ell = \gamma\ell \frac{I}{T}\sum_{t=1}^{T} v(t)h(t)$$

ove T varia da 1 a 335 h. Nella Fig.6 è riportato l'andamento di

$$\frac{1}{\gamma\ell} I(t)$$

Dopo alcune iniziali fluttuazioni corrispondenti a portate entranti e uscenti in dipendenza della marea, si raggiunge una situazione di quasi equilibrio corrispondente ad un'immissione media di acqua in laguna di ~ 3 m^3/s.

Si osservi infine che il valore trovato è molto prossimo a quello che si troverebbe con un metodo molto più semplificato:

$$\bar{I}(T) \cong \gamma \bar{v}(T) h(T) \bar{\ell} \tag{4}$$

ove v(T) corrisponde all'andamento medio della corrente come mostrato in Fig. 7 e h(T) corrisponde all'andamento medio dell'altezza h(t) come mostrato in Fig. 8.

Per il carattere alternativo della marea la portata media può essere molto inferiore alla portata istantanea.

Il valore dell'immissione dal Dese risulta infine concordante con precedenti valutazioni di massima (°).

IMMISSIONE DI SOSTANZE INQUINANTI NELLA LAGUNA.

Come descritto precedentemente durante la campagna di misure sono stati prelevati un numero limitato di campioni sui quali sono state determinate le concentrazioni di sostanze inquinanti.

Non sono stati effettuati profili verticali di concentrazione.

L'andamento temporale delle concentrazioni potrebbe dipendere dalla marea oltre che dal carattere antropogenico degli scarichi di inquinanti.

Nelle tabelle dei risultati saranno comunque dati gli estremi dei valori riscontrati.

La Tab.II riporta i dati riassuntivi relativi alle 72 misure di concentrazioni di nutrienti.

(°) Regione Veneto, Giunta Regionale
Piano Direttore per il Disinquinamento della Laguna di Venezia
(Relazione Generale) p.37, (1979).

TABELLA II

Sostanza	Valore medio	Estremi
mg/1 di N in soluzione come ione nitrico NO_3	<4.8	2.5 ÷ < 11
mg/1 di N in soluzione come ione nitroso NO_2	0.064	0.03 ÷ 0.13
mg/1 di N in soluzione come ione ammoniacale NA_3	0.76	0.30 ÷ 1.90
mg/1 di P in soluzione come ione	0.27	0.02 ÷ 0.43

TABELLA III

Elemento	Valore medio	Estremi
µg/1 di Pb	30.0	13.5 ÷ 58.5
µg /1 di Cu	6.0	2.0 ÷ 27.0
µg /1 di Fe	330.0	190.0 ÷ 550.0
µg /1 di Ti	2.7	0.9 ÷ 5.0
µg /1 di Ni	3.5	0.5 ÷ 7.5
µg /1 di Cr (trival.)	5.0	tracce ÷ 12.0
µg /1 di Zn	33.5	0 ÷ 113
µg /1 di Mn	3.0	1.0 ÷ 6.0

La Tab.III riporta i dati riassuntivi relativi alle 27 misure di concentrazioni di metalli pesanti.

L'elevata concentrazione di ferro può essere spiegata dalla vicinanza di una discarica di pirite.

Sono state anche trovate in alcuni campioni tracce di mercurio.

I metalli pesanti sono stati determinati precipitando su una targhetta (Nuclepore) di policarbonati la soluzione. La targhetta è stata successivamente esposta ad un fascio di protoni accelerati che hanno indotto fluorescenza a raggi X. Dallo spettro di fluorescenza X è stata determinata la concentrazione per confronto con un elemento calibratore (Pd) aggiunto alla soluzione.

Poiché l'andamento temporale delle concentrazioni non è noto l'immissione media di una sostanza Z viene stimata mediante l'espressione approssimata:

$$I_Z(T) = \overline{C}_Z \cdot I(T) \tag{5}$$

ove $\overline{C}_Z$ è la concentrazione media della sostanza e I(T) è 1'immissione media di acqua già descritta.

Con questa approssimazione le immissioni medie in Kg/s delle sostanze riportate nella Tabella II sono espresse dai valori medi della Tabella II moltiplicati per 3. Analogamente le immissioni medie in g/s degli elementi riportati nella Tabella III sono espresse dai valori medi della Tabella III moltiplicati per 3.

INTRUSIONE SALINA

La salinità misurata nel punto di osservazione situato sul fiume Dese, ha un andamento tipico della marea. Viene confermata la presenza di un1intrusione salina. In Fig.9 sono mostrati simultaneamente gli andamenti nel tempo della salinità, della corrente e del livello del 1'acqua, al fine di consentire un immediato confronto del comportamento delle tre grandezze.

CONCLUSIONE

L'indagine presentata in questo lavoro permette di concludere che è tecnicamente possibile controllare una larga percentuale delle immissioni nella parte nord della laguna di Venezia, in condizioni di regime normale degli scarichi, ottenendo risposte a tempi brevi.

Il numero dei punti significativi su cui effettuare il controllo non è elevato. Già un solo punto di misura localizzato sul complesso del Dese permetterebbe un controllo non indifferente sul totale delle immissioni nella parte nord della laguna.

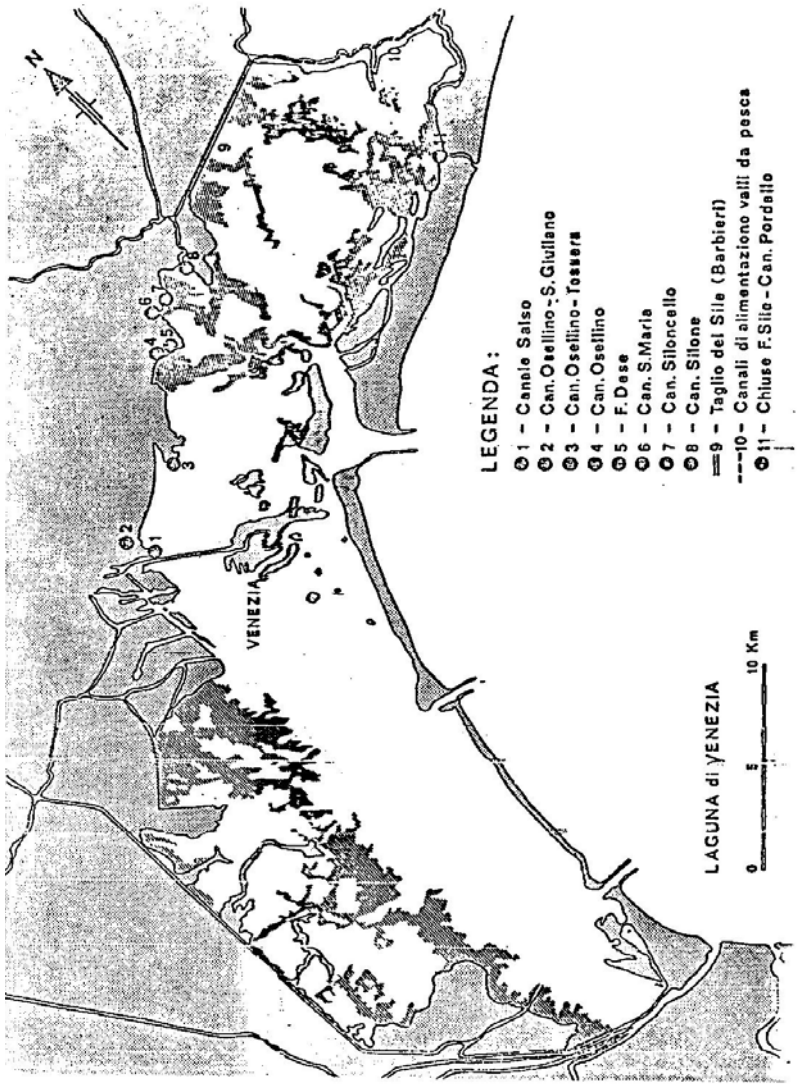

N
VENEZIA
LEGENDA:
1 - Canale Salso
2 - Can.Osellino-S.Giuliano
3 - Can.Osellino-Tessera
4 - Can.Osellino
5 - F.Dese
6 - Can.S.Maria
7 - Can.Siloncello
8 - Can.Silone
9 - Taglio del Sile (Barbieri)
10 - Canali di alimentazione valli da pesca
11 - Chiuse F.Sile-Can.Perdello
LAGUNA di VENEZIA
0
5
10 Km

Figura 1.

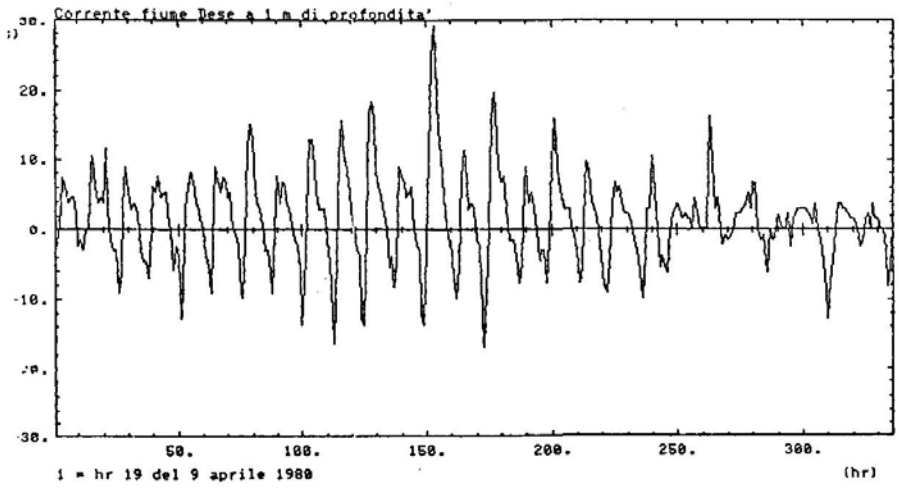


Figura 2.

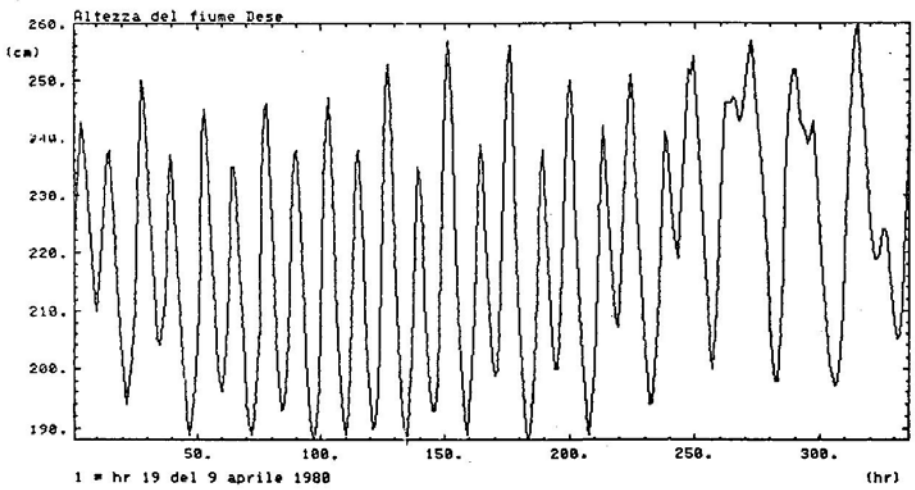


Figura 3.

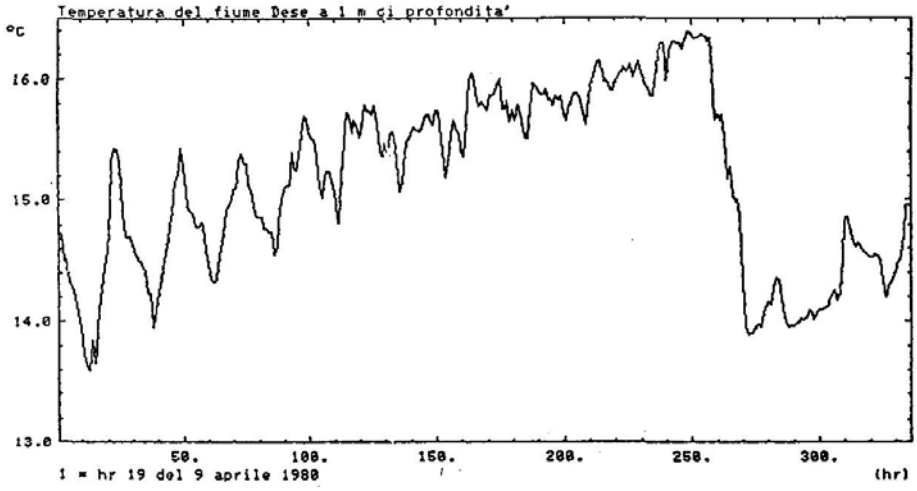


Figura 4.

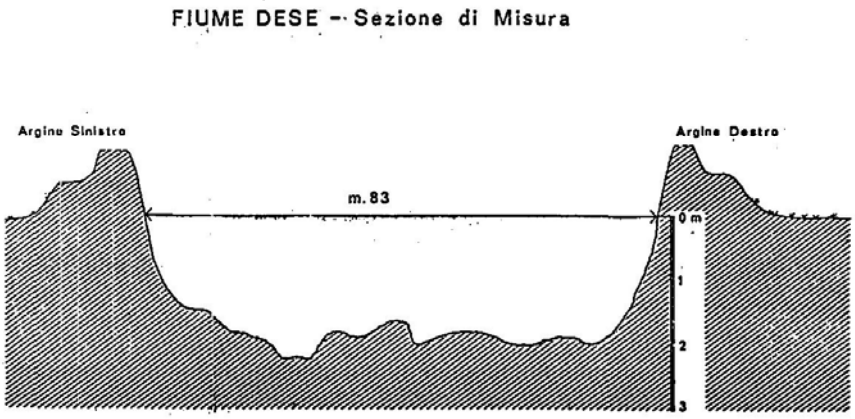


Figura 5.

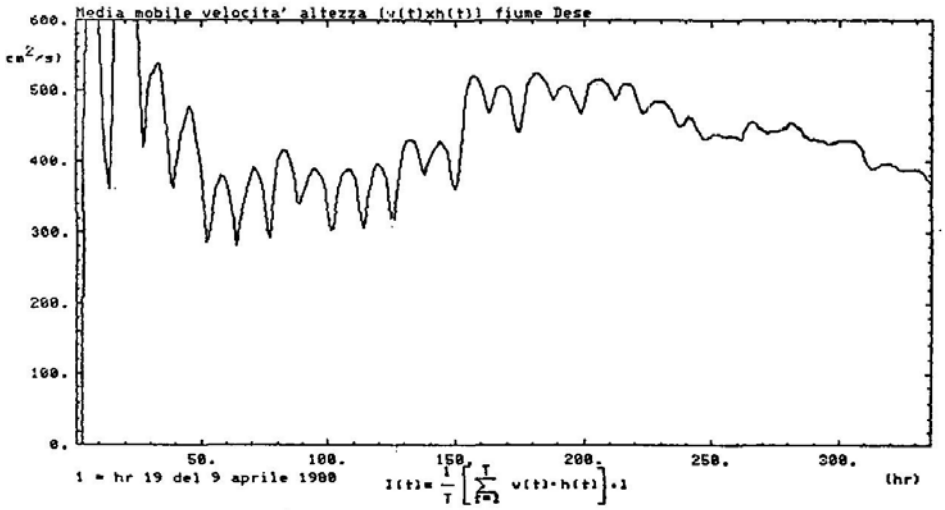


Figura 6.

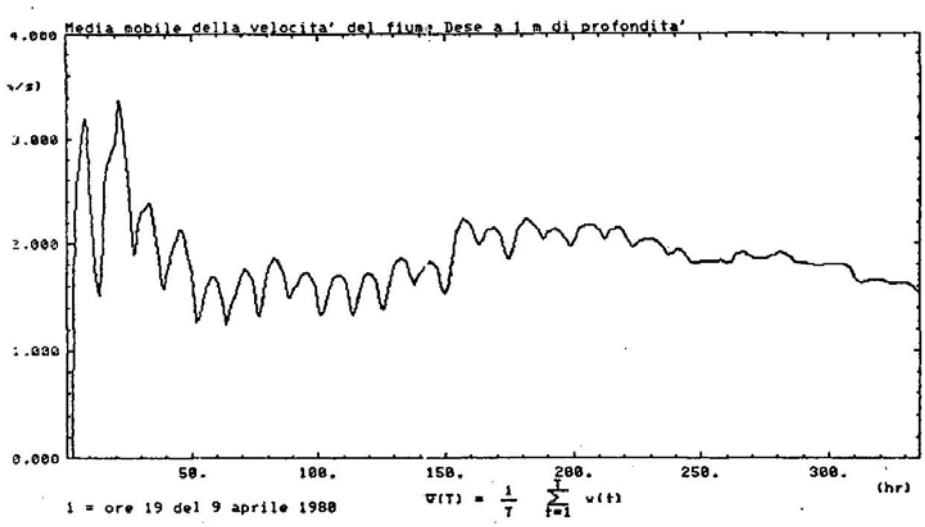


Figura 7.

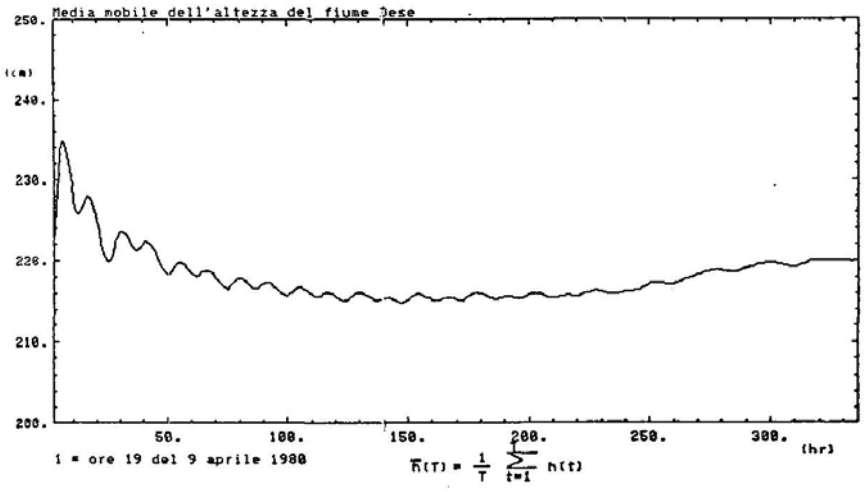


Figura 8.

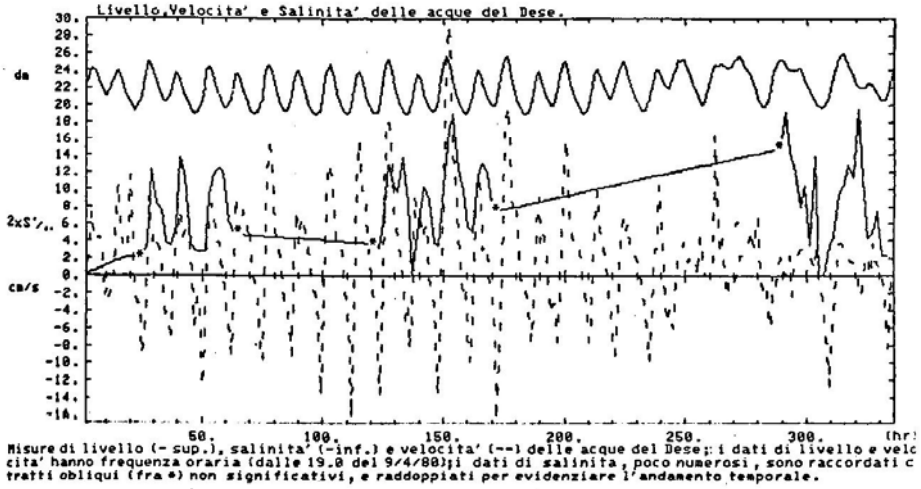


Figura 9.

LA SITUAZIONE ESTIVA DEL REGIME DI ONDE DI VENTO NELLA FASCIA SOTTOCOSTIERA DELL'EMILIA-ROMAGNA

L. BERTOTTI*, L.CAVALERI**, A.BERGAMASCO***
P. .MALANOTTE RIZZOLI**

* Istituto di Matematica Applicata-Università di Padova
Consulente della Regione Emilia-Romagna
** Istituto per lo studio della Dinamica delle
Grandi Masse(ISDGM) CNR - Venezia
*** Collaboratore Scientifico dello ISDGM - CNR – Venezia
Consulente della Regione Emilia-Romagna

RIASSUNTO

Viene descritta l'applicazione di un modello fisico a raggi di previsione di moto ondoso allo studio della fascia sottocostiera del Nord Adriatico. A partire da diversi punti, scelti nella zona costiera, il modello valuta i raggi di rifrazione secondo certe prefissate frequenze e direzioni. Successivamente l'equazione di bilancio energetico viene integrata lungo le precalcolate caratteristiche fornendo così per ogni punto lo spettro direzionale, lo spettro di frequenza, la direzione principale e l'ampiezza significativa del campo di onde. Tali valutazioni vengono effettuate in condizioni meteorelogiche note, ritenute più significative ai fini dello studio dell'evoluzione dei litorali e della comprensione dei fenomeni di eutrofizzazione.

SUMMARY

The application is described of a wind ray model to predict the evolution of a wind sea in the nearcoastal region in the Nothern Adriatic. From a set of prediction points, suitably chosen along the Italian littoral, the model evaluates the refraction diagrams for certain given frequencies and directions. Successively, the energy balance equation is integrated along each ray, thus providing the energy density directional spectrum, frequency spectrum, the main wave direction and period, the significant wave height at each coastal prediction point. The wind wave field is studied under known meteorogical conditions, precisely those which are most significant for the development of eutrophication phenomena in the coastal region at study.

Lo studio dell'eutrofizzazione delle acque costiere, problema riguardante la difesa delle zone costiere dell'Adriatico settentrionale ai fini turistici ed ambientali, ed in particolare lo studio dei problemi attinenti all'evoluzione dei litorali, è stato affrontato con un approccio modellistico. Questo è infatti l'unico strumento che può portare alla comprensione del complesso sistema ecologico sottocostiero ed al raggiungimento della fase gestionale necessaria per la pianificazione di qualsiasi intervento. Di tale approccio modellistico viene qui considerata la parte riguardante la previsione del moto ondoso lungo la fascia costiera.

II modello utilizzato per la previsione del moto ondoso è quello messo a punto da Cavaleri e Malanotte-Rizzoli (1978) presso l'Istituto Studio Dinamica Grandi Masse, C.N.R., Venezia. Tale modello, valido per la previsione del moto ondoso in acque basse, era stato utilizzato e testato con misure eseguite sulla piattaforma oceanografica dell'Istituto stesso.

Il modello è un modello fisico a raggi; la previsione del moto ondoso viene cioè fatta in un punto ben determinato e ad un istante temporale ben definito. Ogni singola componente dell'onda viene definita come frequenza e direzione. Prima di giungere al punto di previsione fissato, questa segue un ben determinato percorso (raggio di rifrazione). Il calcolo dei raggi d'onda di tutte le frequenze, e per ogni frequenza in determinate direzioni, è possibile perché in acque basse le onde risentono dei fenomeni di rifrazione e di shoaling, che dipendono solamente dalla profondità. La determinazione dei raggi di rifrazione viene quindi fatta una volta per tutte all'inizio dell'intera procedura di sviluppo della ricerca.

I raggi di rifrazione nel modello sviluppato nel 1978 erano valutati su una mappa batimetrica in scala 1:750.000. Tale risoluzione però non è sufficiente per potere avere informazioni utili all'idrodinamica della fascia sottocostiera del Nord Adriatico. Per questo il modello è stato amplificato in modo da permettere il passaggio dalla mappa 1:750.000 alla mappa 1:250.000, e da questa al 1 a mappa 1:100.000 (vedi fi gura 1). L'introduzione di una griglia con maglie di 1 km. è necessaria per dare valutazioni del moto ondoso sufficientemente dettagliate e vicino alla costa.

Su quest'ultima mappa è stato scelto un certo numero di punti di previsione (17). Questi sono stati scelti in base ai due criteri fondamentali: significatività della zona in base a chiare caratteristiche di erosione e sedimentazione; significatività della zona in base alla frequenza delle fioriture algali sottocostiere. Come primo output, il modello fornisce per ciascuno dei punti di previsione prescelti e compatibilmente con la batimetria minima ottenibile, la serie dei diagrammi di rifrazione che abbracciano tutte le direzioni emergenti verso il mare aperto. Viene considerata la serie di frequenze tipiche dello spettro di moto ondoso in mare Adriatico.

Una volta calcolati i diagrammi di rifrazione per ciascuna delle frequenze dello spettro e ciascuno dei punti di previsione considerati, è necessario determinare la distribuzione del campo di vento sul mare (in intensità e direzione). Per questo viene utilizzato un modello sviluppato

da Tomasin (Robinson et al. , 1972) nel quale vengono usati i dati meteorologici registrati ogni 3 ore in diverse stazioni lungo le coste adriatiche (italiana e jugoslava). Il grigliato del vento è sufficientemente ampio in modo da tener conto della variabilità spaziale del vento stesso. Quest'ultimo viene dato come una serie trioraria temporale in ciascuno dei punti del grigliato scelto, che è poi sovrapposto al grigliato a più alta risoluzione rappresentativo della batimetria locale.

La determinazione dei diagrammi di rifrazione, la distribuzione trioraria del vento e la distribuzione della topografia dei fondali sono i dati di input necessari per l'applicazione della seconda parte del modello. In questa, infatti, si integra lungo ogni singolo raggio l'equazione del bilancio dell'energia di moto ondoso. Si segue quindi la variazione dell'energia nel cammino del "pacchetto" di onde dalle acque profonde dell'interno del bacino verso la costa. Per valutare la variazione di tale energia, vengono considerati tutti i diversi processi fisici che ne determinano lo sviluppo o l'attenuazione.

La generazione di energia di moto ondoso da parte del campo di vento include meccanismi quale quello di risonanza (Phillips, 1957) e di instabilità (Miles, 1957). La crescita del moto ondoso sotto l'azione del vento è però limitata dal "breaking", o frangimento dell'onda quando questa supera la massima altezza o raggiunge la massima energia possibili. Così un ulteriore apporto di energia da parte del vento viene dispersa come turbolenza o correnti . Il fenomeno del frangimento delle onde viene incluso in base al meccanismo proposto da Phillips (1958). I processi di dissipazione vengono tenuti in conto sia tramite il frangimento in acque basse, ossia quando l'onda raggiunge la zona dei frangenti vicino alla spiaggia, o tramite l'attrito sul fondo, modellato tramite la teoria proposta da Hasselmann (1972).

Sotto queste funzioni e meccanismi per i "pozzi" e le "sorgenti" dell'energia del moto ondoso, l'equazione di bilancio energetico viene integrata lungo ogni raggio di rifrazione e per ogni frequenza fino a raggiungere il punto di previsione considerato. Si ottiene così il secondo fondamentale output del modello, ossia la valutazione dello spettro direzionale e dello spettro di frequenza dell'energia del moto ondoso. Tale valutazione viene effettuata sia in condizioni di regime che in condizioni di mareggiata. La significatività della situazione meteorologica considerata, a parte la precedente distinzione, viene valutata in base ai processi di fioritura algali avvenute durante il periodo allo studio.

Il modello fornisce inoltre in ciascun punto di previsione la direzione principale del campo di moto ondoso e la sua variazione temporale. Infine viene valutata l'ampiezza significativa delle onde, l'energia totale del moto ondoso, la componente di velocità di corrente creata dal moto ondoso nella più ristretta fascia sottocostiera.

Il modello così descritto è stato applicato al litorale della Regione Emilia-Romagna per un periodo in cui erano disponibili serie di dati meteo-marini. La zona interessata va dalla foce del Po fino al confine con le Marche. L'attenzione è stata fecalizzata sui 17 punti di previsione, dove a seguito degli scarichi di grossi centri urbani o delle foci

di fiumi, gli effetti dell'eutrofizzazione si sono fatti sentire in modo più intenso, e quindi maggiore è l'interesse per lo stato del mare. Il più importante periodo di interesse è quello dal 15 settembre al 15 ottobre, per il 1978 considerato come primo anno campione. Per tale periodo, come per tutti i mesi estivi 1978, si dispone dei dati di vento registrati sulla piattaforma PCB dell'AGIR, a circa 20 km. al largo di fronte a Ravenna. Tale dato risulta però insufficiente nel caso di eventi a scala sinottica, quando il moto ondoso in una determinata località dipende dal campo di vento su tutto il bacino.

Le valutazioni dei parametri energetici e direzionali del moto ondoso a ciascuno dei 17 punti previsionali sono state fatte per le ore 12 di ogni giorno per tutto il periodo di interesse. Sono emerse le seguenti conclusioni.

Per tutto il periodo di interesse il vento, e quindi il mare, sono stati molto limitati, eccetto per un breve periodo all'inizio di ottobre. Quando il vento è stabilito da condizioni locali, quali ad esempio la brezza diurna, ed è quindi a bassa intensità, non vi sono differenze sensibili fra le diverse località. Quando si presentano invece condizioni di burrasca, le condizioni del mare variano in maniera decisa da luogo a luogo, pur entro le limitate distanze della zona di interesse. La fig. 2 riporta l'andamento dell'altezza significativa dell'onda per 5 località distribuite su tutto l'arco costiero allo studio, come è stata valutata per i primi giorni di ottobre. Le evidenti differenze sono conseguenza di due fattori. Primo, il campo di vento nell'Adriatico settentrionale presenta facilmente fortissimi gradienti, sia spaziali che temporali. Secondo, la diversa angolazione della costa ai diversi punti di previsione comporta notevoli differenze nei diagrammi di rifrazione e quindi nella possibile concentrazione e dispersione dell'energia ondosa. Ciò indica inoltre che non è possibile prendere un solo punto come rappresentativo dell'intera zona, in special modo quando non si cercano condizioni medie ma una ben precisa valutazione delle condizioni di moto ondoso in eventi speciali.

L'uso di questi risultati è duplice. Da un lato, valutando la velocità di corrente parallela alla costa prodotta dal moto ondoso è possibile stimare quando e dove i sedimenti del fondo entrano in sospensione e con quale velocità vengono trasportati. E1 quindi possibile individuare in modo quantitativo le zone di erosione e sedimentazione e le velocità di questi fenomeni nel periodo considerato. Secondo, i dati finali, in particolare la velocità longshore, sono di input al modello di circolazione della fascia litoranea, usato per una dettagliata descrizione del campo generale delle correnti.

Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito del P.F. "Oceanografia e Fondi Marini", sottoprogetto Piattaforma Continentale del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia, contratto n. 104520/88/8004653 per la finalizzazione allo studio dei fenomeni di eutrofizzazione della Regione Emilia-Romagna.

BIBLIOGRAFIA

CAVALERI L. , MALANOTTE RIZZOLI P., 1978 - A wind wave prediction model in the Adriatic Sea, NATO Symposium on Turbolent fluxes throuqh the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction, Plenum Publ.Corp. 677 pp.

COLLINS J.I., 1972 - Prediction of shallow water spectra. J.Geoph.Res. , 77, (15), 2693.

HASSELMANN K. , 1974 - On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. Boundary Layer Meteo., 6, 107.

MILES J.W. , 1957 - On the generation of surface waves by shear flow. J.Fluid Mech., 3, 185.

PHILLIPS O.M., 1957 - On the generation of waves by turbulent wind. J.Fluid Mech. , 2, 417.

PHILLIPS O.M. 1958 - The equilibrium range in the spectrum of wind generated waves. J.Fluid Mech., 4, 426.

ROBINSON A.R., TOMASIN A., ARTEGIANI A., 1972 - Flooding of Venice; phenomenology and prediction of the Adriatic storm surge. Quart. Journ.Royal meteo. Soc. , 99, 686.

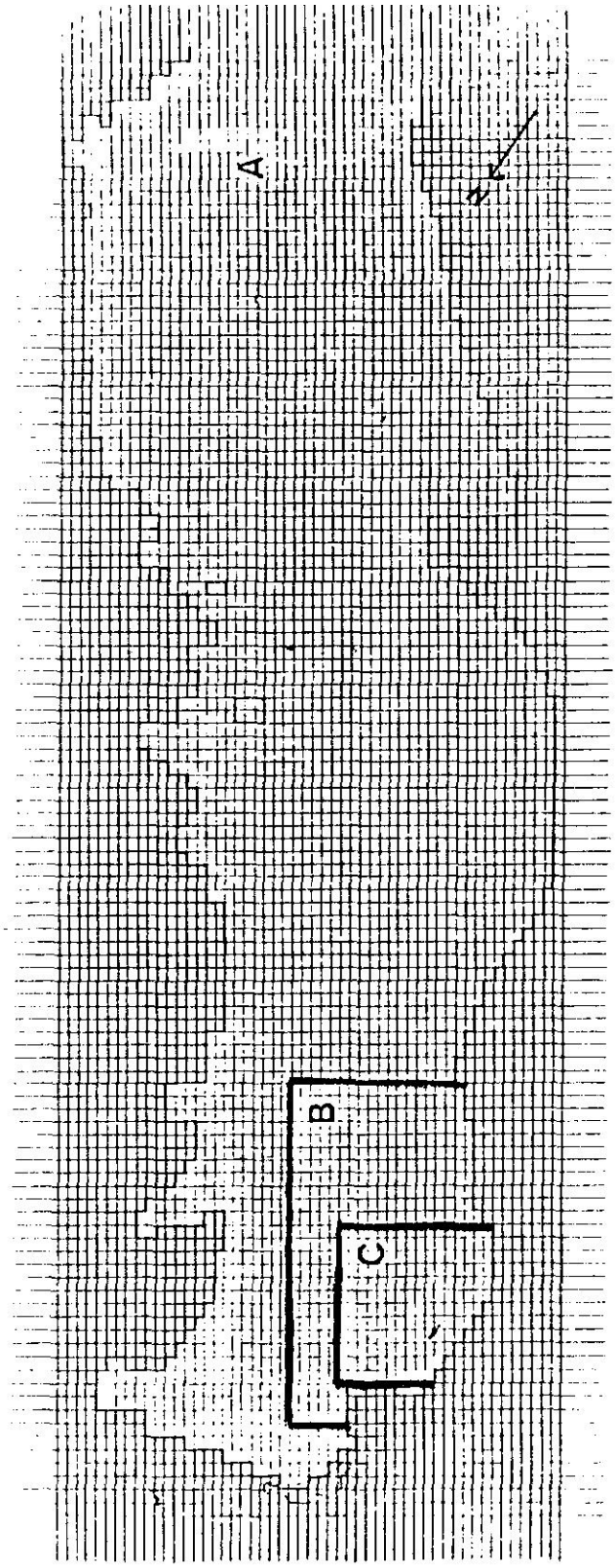


Fig. 1 Mappa topografica del Mar Adriatico
griglia A - mappa 1:750.000
griglia B - mappa 1:250.000
griglia C - mappa 1:100.000

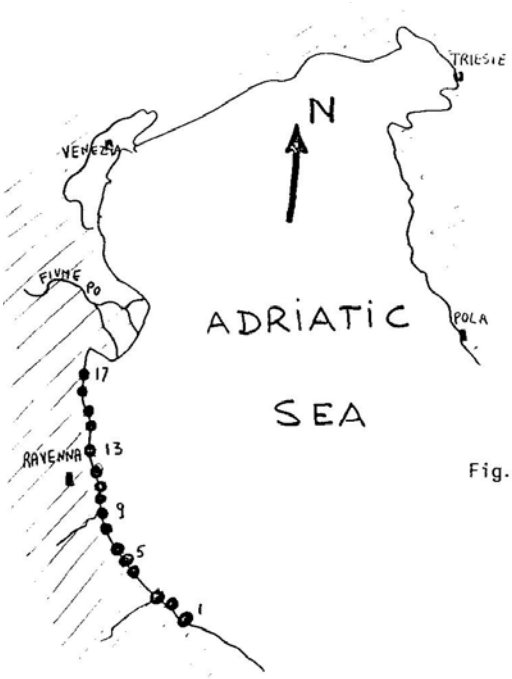


Fig. 2a Le 17 località scelte lungo l'arco costiero per la previsione del moto ondoso.

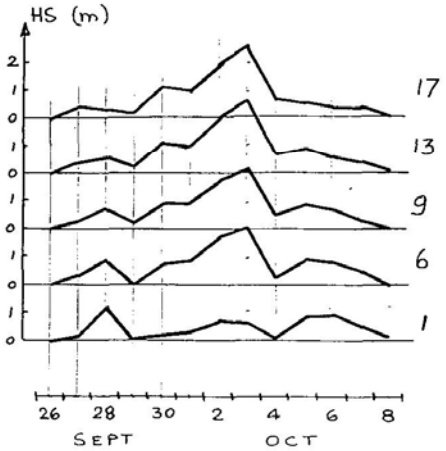


Fig. 2b Altezza d'onda significativa alle località indicate in Fig. 2a, come funzione temporale durante il periodo di previsione.

MODELLISTICA DELLA CIRCOLAZIONE E DELLE PROPRIETÀ' IDROLOGICHE NELLA FASCIA SOTTOSTANTE DELL'EMILIA-ROMAGNA

MALANOTTE RIZZOLI P.*, BERGAMASCO A.**

* Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse (ISDGM)
C.N.R. - Venezia
** Collaborazione Scientifico dello ISDGM - C.N.R. - Venezia
Consulente delle Regione Emilia-Romagna

RIASSUNTO

Viene descritto un modello matematico-numerico pluristrato per la previsione e lo studio dell'evoluzione del livello delle correnti in un bacino chiuso od aperto. Il modello consiste di un numero arbitrario di strati sovrapposti ed interagenti. Il modello prevede inoltre trasporto di temperatura, massa totale ed in ogni strato, e l'evoluzione dei campi di salinità, densità in ogni strato. Come applicazione vengono presentati alcuni risultati del primo esempio di simulazione nella fascia sottocostiera della Regione Emilia-Romagna per il periodo 15 settembre - 15 ottobre 1978.

Sulla base delle proprietà fenomenologiche dell'ecosistema marino sottocostiero adiacente al litorale della Regione Emilia-Romagna, è stato costruito un modello matematico-numerico in grado di soddisfare ai due seguenti fondamentali criteri di flessibilità:

- possibilità di essere applicato ad un bacino chiuso (lago), aperto ad una estremità (Adriatico Settentrionale) o a sottoporzioni a bordi aperti, con diverse risoluzioni spaziali;
- possibilità di essere applicato a situazioni fenomenologiche stagionali notevolmente diverse, quali quelle caratteristiche del tardo autunno-inverno (condizioni idrologiche di omogeneità verticale; modello nella sua versione monostrato) o quelle caratteristiche della primavera-estate (stratificazione idrologica verticale;

  modello nella sua versione almeno bistrato).

La Fig.l sintetizza le caratteristiche dinamiche del modello. Il modello prevede l'evoluzione di:

- livello ξ (escursione della superficie libera attorno al livello medio Z_o).
- trasporti di massa totali (integrati su tutta la profondità H) nelle due coordinate orizzontali: U, V

- trasporti in ogni strato K (integrati sulla profondità dello strato $D_{k+1/2}): U_{k+1/2}; V_{k+1/2};$
- velocità verticali alle interfacce degli strati w_k
- distribuzioni orizzontali di temperatura, salinità, densità in ogni strato $T_{k+1/2}; S_{k+1/2}; \sigma_{k+1/2};$

Il modello accetta come dati di input:

a) topografia realistica dei fondali;

b) distribuzione dello sforzo del vento alla superficie marina;

c) distribuzione dei flussi termico-evaporativi di:

- calore sensibile di convezione;
- calore latente di evaporazione;
- velocità di evaporazione;

come condizioni al contorno per la temperatura e la salinità alla interfaccia aria-mare;

d) portate medie giornaliere dei fiumi ai bordi costieri;

e) distribuzioni verticali di temperatura, salinità, densità ai bordi aperti della fascia litoranea.

La prima applicazione del modello alla dinamica delle acque sottocostiere della Regione Emilia-Romagna è stata fatta per il periodo 15 settembre -15 ottobre 1978. Per questo periodo sono infatti disponibili dati correntometrici registrati dal gruppo di ricerca della Regione, con strumentazione della Regione stessa, ad un sito correntometrico a circa 6 Km. dalla costa. La serie temporale di dati di corrente registrata serve come confronto con i dati previsti dal modello e per la conseguente calibrazione di quest'ultimo. Sono inoltre disponibili le sezioni verticali di temperatura, salinità, densità lungo la direttrice di Cesenatico, estesa per 20 Km. verso l'interno del bacino, e lungo un quadrilatero denominato quadrilatero campione, con un lato lungo la direttrice di Cesenatico. Tali dati furono raccolti dal gruppo sperimentale della Regione sulla nave "Dafne" con frequenza settimanale, e servono come dato di input e di confronto coi risultati teorici del modello.

Queste campagne costituirono il programma sperimentale del 1978 della Regione Emilia-Romagna per il programma Eutrofizzazione.

La topografia dei fondali (punto a) è stata rilevata dalla mappa dell'Idrografico della Marina con la scala 1:100.000. La risoluzione del modello è così di 1 Km x 1 Km, su una fascia di 150 Km. x 40 Km. , che abbraccia tutta la zona sottocostiera Emilie-Romagnola.

Per i punti b e c, il calcolo del campo dello sforzo del vento e dei flussi termico-evaporitivi all'interfaccia aria-mare è stato effettuato usando i dati meteorologici raccolti alle stazioni costiere sia Italiane che Jugoslave, abbraccianti l'intera Regione Adriatica, per le situazioni meteorologiche sinottiche. Per situazioni meteorologiche locali sono stati invece utilizzati i dati di vento raccolti sulla piattaforma PCB dell'AGIP. Tutti questi dati sono stati elaborati dal personale scientifico della Regione (Dr. Nucciotti), lavoro sempre facente parte del programma Eutrofizzazione.

Il punto e (distribuzioni verticali di temperatura, salinità, densità) è stato affrontato utilizzando sia i dati raccolti dal personale della Regione (Sigg. Rina!di e Montanari) secondo il programma sperimentale 1978, brevemente delineato; sia tutti i dati storici a disposizione per la situazione estiva, in particolare per i periodi fine agosto-prima metà di settembre. Tramite questi ultimi sono state ricostruite le condizioni iniziali per l'esperimento numerico 15 settembre-15 ottobre 1978.

Le portate medie giornaliere (punto d) sono disponibili solamente per il Po, a Pontelagoscuro, opportunamente suddivise per le tre bocche. Per gli altri fiumi dell'arco Emilio-Romagnolo, sono stati utilizzati valori di portata raccolti mensilmente dai gruppi responsabili interagenti nel programma regionale.

Alcuni risultati dell'esperimento numerico sono mostrati nelle seguenti figure. Il modello è stato applicato al periodo suddetto nella sua versione bistrato.

La figure (2a) (2b) mostrano le distribuzioni nello strato superficiale delle temperature previste dal modello, rispettivamente alle ore 12 del 15 settembre 1978 ed alle ore 12 del 26 settembre 1978. L'intervallo AT delle isolinee è di 0,2°C in Fig. (2a) e di 0,3°C in Fig. (2b). E1 evidente dal paragone fra le due figure il raffreddamento effettuatesi all'interfaccia aria-mare nel periodo 15-26 settembre 1978. Basta osservare che la temperatura di fronte al delta del Po diminuisce da 22-23°C a 18-19°C, e nella ristretta fascia sottocostiera da 23-25°C a circa 19.5°C. E' evidente inoltre la tendenza delle acque fluviali sia dei fiumi a Nord del Po (Brenta, Adige) che del Po stesso a spingersi verso Sud lungo la costa. Basta osservare infatti la forma delle isoterme superficiali il 26 settembre per notare questa tendenza, che respinge verso l'interno la massa d'acqua più calda di origine Sud-Adriatica.

Tale tendenza è ancora più chiara dalle figure (3a), (3b), che danno le corrispondenti distribuzioni superficiali della salinità. Di nuovo l'intervallo di contorno ΔS è di 0,2‰ per Fig. (3a), di 0,3‰ per Fig.(3b). Paragonando infatti le due mappe, si può notare come l'acqua dolce fluviale si sia spinta verso Sud nel periodo 15-26 settembre. La zona a 34-35‰ di fronte alla bocca centrale del Po il 15 settembre è interessata da acque a 33-34.5‰ di salinità il 26 settembre, e Tisoalina a 36‰ è stata spinta verso l'interno del bacino.

La figura (4) da la distribuzione di densità per lo strato superficiale il 26 settembre 1978. Come si nota, la distribuzione superficiale della

densità è praticamente determinata dalla sola salinità superficiale. Le due mappe di Fig. (3b), (4) sono infatti perfettamente correlate.

Le figure (5a), (5b) mostrano i campi delle velocità, entrambe per lo strato profondo, rispettivamente alla mezzanotte del 12 settembre ed al mezzogiorno del 26 settembre. Il paragone fra le due distribuzioni di velocità, date a 12 ore di differenza nell'arco diurno, mostra l'importanza fondamentale della componente marcale della corrente. Per i1 12 settembre, infatti, (Fig. (5a)) la corrente è diretta verso Sud in massima parte (metà inferiore della fascia sottocostiera). In particolare di fronte al Delta del Po la corrente è diretta verso la costa stessa, girando a chiudere la circolazione dall'interno del bacino nella fascia litoranea, sia a Nord che a Sud del delta stesso. Il 26 settembre (Fig. (5b)) a mezzogiorno, per contrasto, si vede come la componente mareale della corrente sia diretta verso Nord contro la costa, sempre con chiusura di circolazione e formazione di circuiti di corrente sia a Nord del delta che nella zona meridionale. E' da notare inoltre come nel periodo suddetto il vento sia sempre spirato da Sud-Est lungo l'asse del bacino, producendo così una componente di corrente (dovuta al vento) diretta costantemente verso Nord, perlomeno a Sud del delta.

Analoghe mappe sono prodotte sia per lo strato superficiale che per la corrente totale, mediata su tutta la profondità. Le previsioni teoriche vengono fornite ogni 2 ore. Le mappe ottenute vengono poi mediate ogni 12 ore ed ogni 24 ore, in modo da fornire anche le evoluzioni medie giornaliere oltre ai fenomeni transienti, a carattere questi ultimi essenzialmente mareale.

Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito del P. F. "Oceanografia e Fondi Marini", sottoprogetto Piattaforma Continentale, del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia, contratto n. 104520/88/8004653, per la finalizzazione allo studio dei fenomeni di Eutrofizzazione della Regione Emilia-Romagna.

BIBLIOGRAFIA

HENDERSHOTT M. C., RIZZOLI P., 1976 - The Winter circulation of the Adriatic sea - Deep Sea Res. , 23, p.353.

MALANOTTE RIZZOLI P. , GAZZILLO D. , 1976 - On the influence of the vertical density structure on the dynamics of small basins, with specific application to the Adriatic Sea. Ann.Geofis.XXIX,n.4, P.247.

MALANOTTE RIZZOLI P. , DELL'ORTO F. , 1980 - Coastal boundary layers in ocean modeling: an application to the Adriatic Sea, in corso di stampa su "Nuovo Cimento".

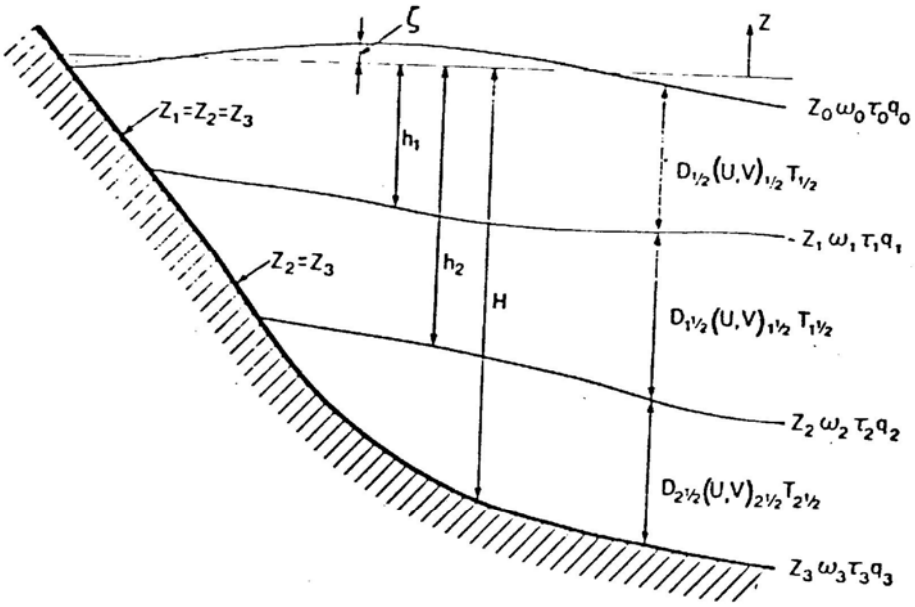

ζ
Z
Z1=Z2=Z3
h1
Z0 ω0 τ0 q0
D1/2 (U,V)1/2 T1/2
Z1 ω1 τ1 q1
Z2=Z3
h2
H
D1½ (U,V)1½ T1½
Z2 ω2 τ2 q2
D2½ (U,V)2½ T2½
Z3 ω3 τ3 q3

Figura 1.

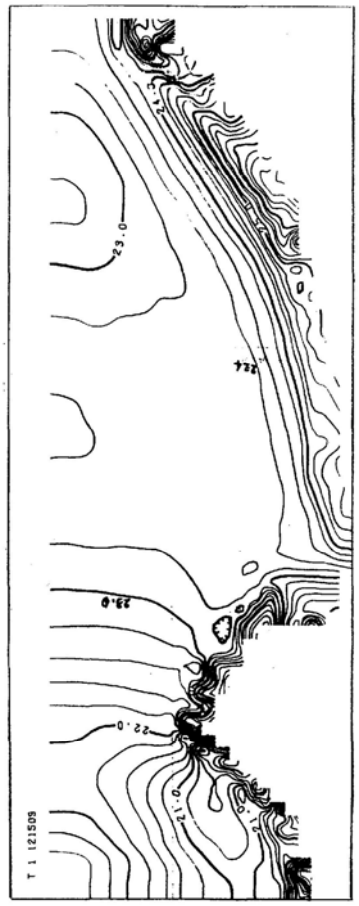


Figura 2a.

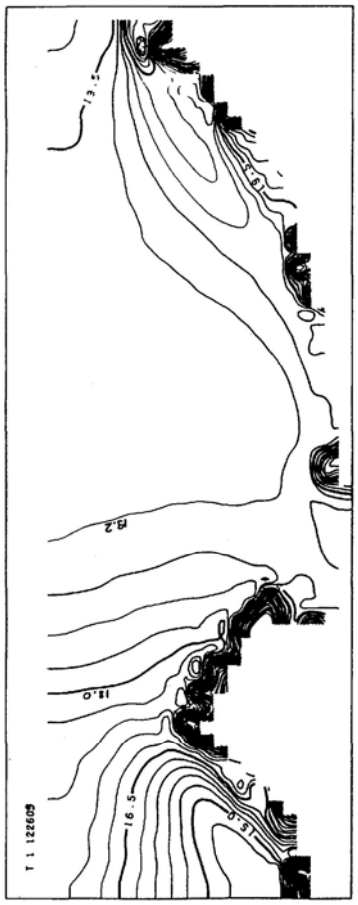


Figura 2b.

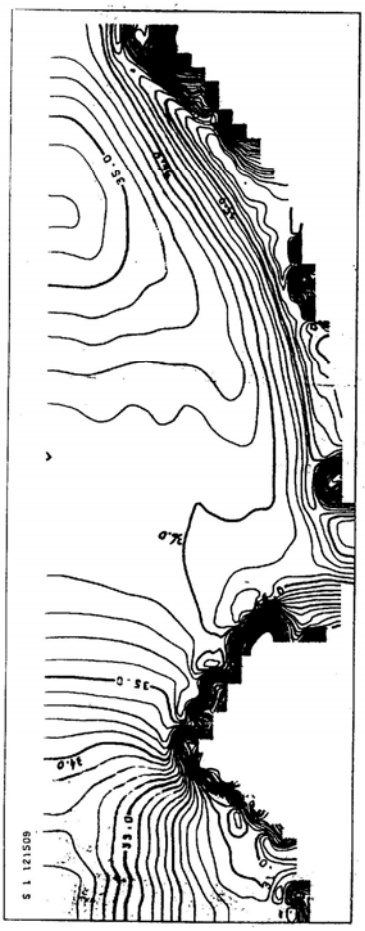


Figura 3a.

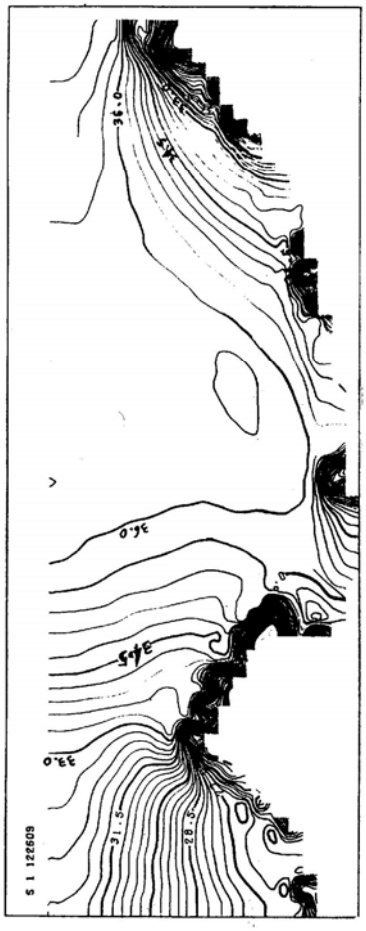


Figura 3b.

Figura 4.

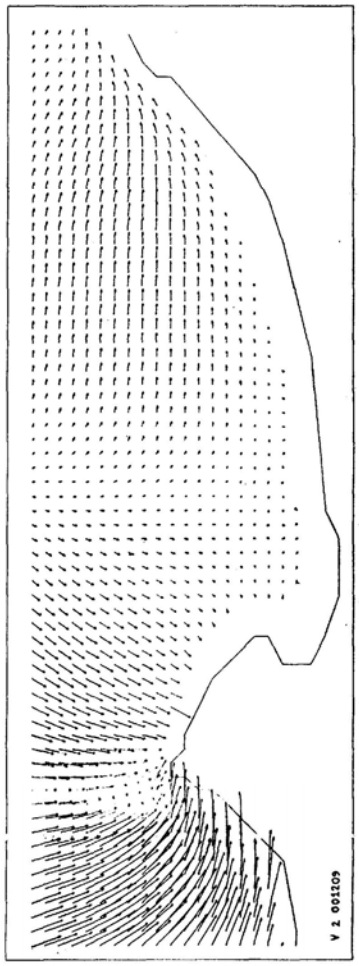


Figura 5a.

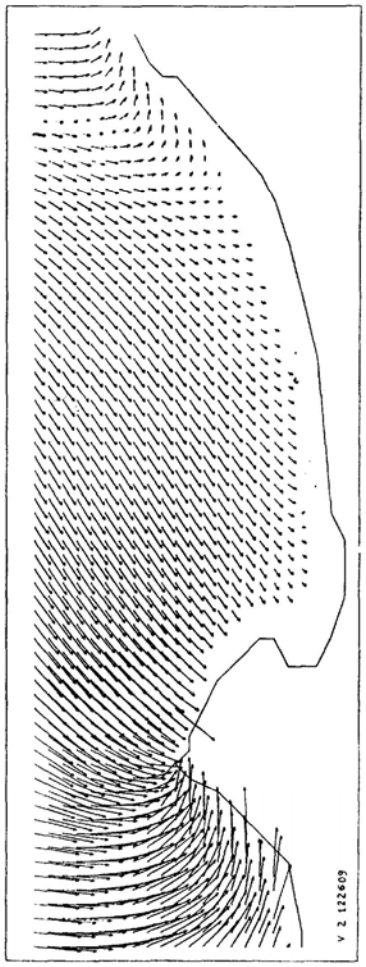


Figura 5b.

UNA VERIFICA NUMERICA DI UN CIRCUITO ANTICICLONICO NEL GOLFO DI GENOVA

L. PAPA

Istituto Geofisico e Geodetico
Università di Genova

SUMMARY

A numerical calculation computed by a two-dimensional mode! of the Ligurian Sea has provided the existence of an anticyclonic gyre in the northwestern part of the Gulf of Genoa. This result agrees with current observations carried out in this area of the Ligurian Sea during the years 1957-59; 1973-74. The hypothesis of southwesterly winds as the forcing mechanism of this coastal circulation has been discussed in relation to the main cyclonic current of the Ligurian basin.

INTRODUZIONE

II campo di corrente nel Golfo di Genova è fortemente influenzato dal circuito ciclonico principale che interessa l'intero bacino ligure (Bela, 1963); tuttavia le variazioni nel tempo e nello spazio della circolazione costiera non sono al momento del tutto note.

Negli anni 1957-59 furono eseguite misure di temperatura e di correnti superficiali lungo la Riviera di ponente del Golfo di Genova e fu riscontrata in alcune situazioni una circolazione parallela alla costa da SW verso NE, in senso contrario al tipico andamento medio a carattere ciclonico (Bossolasco e Dagnino, 1957; 1961). Più recentemente negli anni 1973-74 furono eseguite alcune campagne oceanografi che nell'interno del golfo e fu notato un indebolimento del circuito ciclonico con formazione di una controcorrente costiera da SW verso NE in concomitanza di venti meridionali, durante il transito di depressioni sul bacino Ligure (De Maio et al. , 1974).

Nella presente nota sulla base di questi risultati sperimentali si è utilizzato un modello numerico bidimensionale del Mar Ligure per studiare il campo di corrente nella zona costiera da Savona a Genova in coincidenza di venti con provenienza da SW (Fig. 1).

RISULTATI DEL MODELLO NUMERICO

Le equazioni del moto integrate lungo la verticale sono le seguenti:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -g\frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{\left(T_w^w - T_x^b\right)}{\rho_o H}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -g\frac{\partial Z}{\partial y} + \frac{\left(T_y^w - T_y^b\right)}{\rho_o H} \qquad (1)$$

$$\frac{\partial (HU)}{\partial x} + \frac{\partial (HV)}{\partial y} + \frac{\partial Z}{\partial t} = 0$$

dove U e V sono le componenti della velocità media, Z è l'elevazione della superficie del mare rispetto al valer medio, H è la profondità totale dell'acqua (la posizione di equilibrio più l'elevazione Z), p0 è la densità media dell'acqua, f é il parametro di Coriolis assunto costante, e g è l'accelerazione di gravita. Le componenti dell'attrito del fondo

$$\tau_x^b, \tau_y^b$$

sono state assunte quadrati che con un coefficiente pari a $3x10^{-3}$; le componenti dello stress del vento alla superficie del mare

$$\tau_x^w, \tau_y^w$$

sono state calcolate usando una relazione di tipo quadratico con un coefficiente pari a $2.6x10^{-3}$. Il passo spaziale del reticolo numerico è di 10 km con un passo temporale di integrazione pari a 30 sec per soddisfare il criterio di stabilità di Courant-Friedrichs-Levy.

Lungo la frontiera aperta del modello numerico da Nizza a Calvi è stata utilizzata una condizione di radiazione (Heaps, 1974), mentre si è assunta una barriera rigida all'apertura verso il Mar Tirreno (vedi fig. 1); inoltre lungo le frontiere di costa del bacino si sono assunte nulle le componenti normali della velocità della corrente. Per quanto riguarda le condizioni iniziali, il sistema è stato posto inizialmente a riposo con un vento a salita lineare dal valore zero fino al valore di 8.4 m/sec dopo un tempo di 5 ore, assunto costante spazialmente sul bacino. La simulazione numerica è stata protratta per un totale di 13 ore, intervallo di tempo che permette di raggiungere una situazione di stazionarietà nel campo delle elevazioni e delle velocità. Come risultato del modello di simulazione si è ottenuto un ben sviluppato

circuito anticiclonico nella parte nord-occidentale del Golfo di Genova, in buon accordo con i valori sperimentali che indicavano in tale area un andamento di questo tipo in presenza di venti dai quadranti meridionali (Fig. 2). E1 interessante segnalare l'esistenza di una linea di convergenza a circa 15 miglia dalla linea di costa, lungo la quale il moto costiero ad andamento orario si unisce al flusso d'acqua della circolazione principale del Mar Ligure a carattere ciclonico (Papa, 1980a). Con questo tipo di vento infatti nella parte centrale del bacino è presente un andamento della corrente del tipo ciclonico a forma ellittica con asse principale diretto approssimativamente da Capo Corso a Portofino (Papa, 1980b), (Fig.3).

A proseguimento di questa prima indagine a carattere preliminare ci si propone di introdurre i termini di pressione nelle equazioni (1) per valutare gli effetti della pressione atmosferica e di utilizzare dati di vento rilevati sperimentalmente lungo l'arco ligure dall'Aeronautica e dall'Istituto Idrografico della Marina.

BIBLIOGRAFIA

BOSSOLASCO M. e DAGNINO I., 1957 - Sulle correnti costiere nel Golfo di Genova. Geofis. Pura Appl. 38 (3), 1-20.

BOSSOLASCO M. e DAGNINO I., 1961 - Ricerche di Fisica Marina. Geofis. Meteorologia, 9: 55-64.

DE MAIO R. , MORETTI M., SANSONE E., SPEZIE G., VULTAGGIO M., 1974 -Su la circolazione superficiale e profonda nel Golfo di Genova. Annali Istituto Universitario Navale (Napoli), 43 44, 97-112.

HELA I. , 1963 - Surface currents of the Ligurian Sea. Bull. Inst. Océanogr. Monaco, 60, N°1268, 1-15.

HEAPS N.S., 1974 - Development of a three-dimensional numerical mode! of the Irish Sea, Rapp. P-v. Réun.Cons. int.Explor.Mer., 167, 147-162.

PAPA L. , 1980a - A numerical verification of a clockwise circulation in the Gulf of Genoa. Appl.Math.Modelling, 4, 313-315.

PAPA L., 1980b - A numerical model of an elliptic vortex in the Ligurian Sea. Arch.Met.Geoph.Biokl.,Ser.A. 29, 157-165.

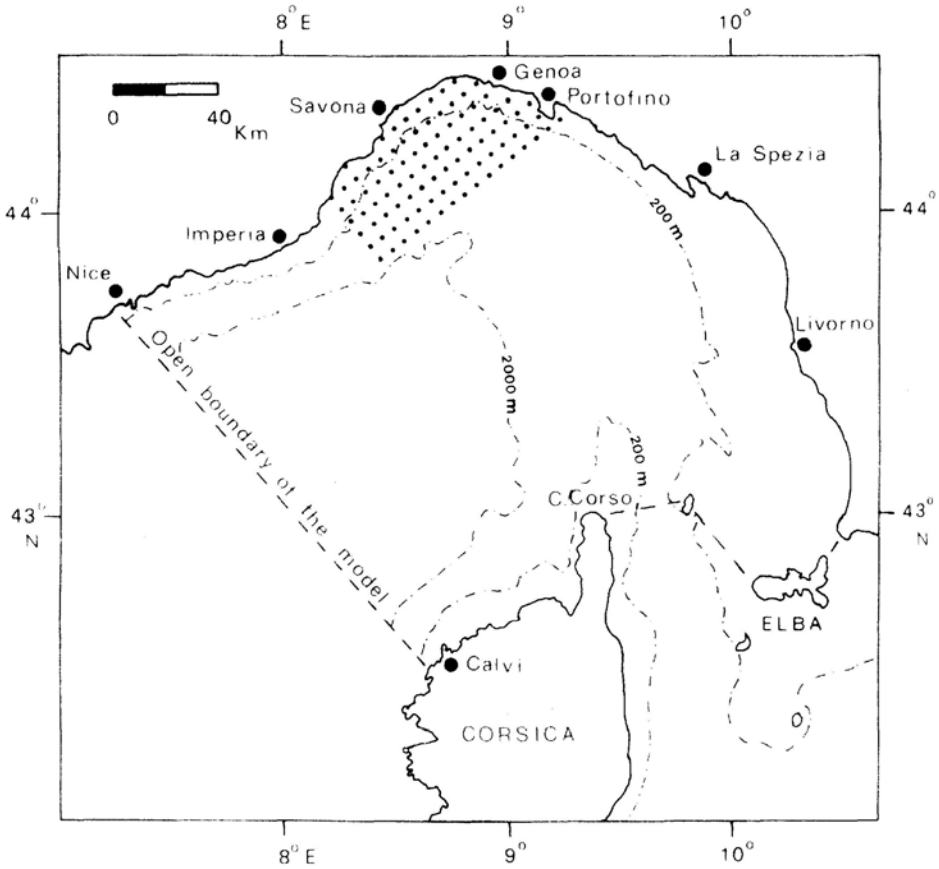


Fig. 1 Limiti geografici del modello numerico del Mar Ligure. L'area punteggiata indica la parte nord-occidentale del Golfo di Genova caratterizzata da una circolazione anticiclonica per effetto di venti da SW.

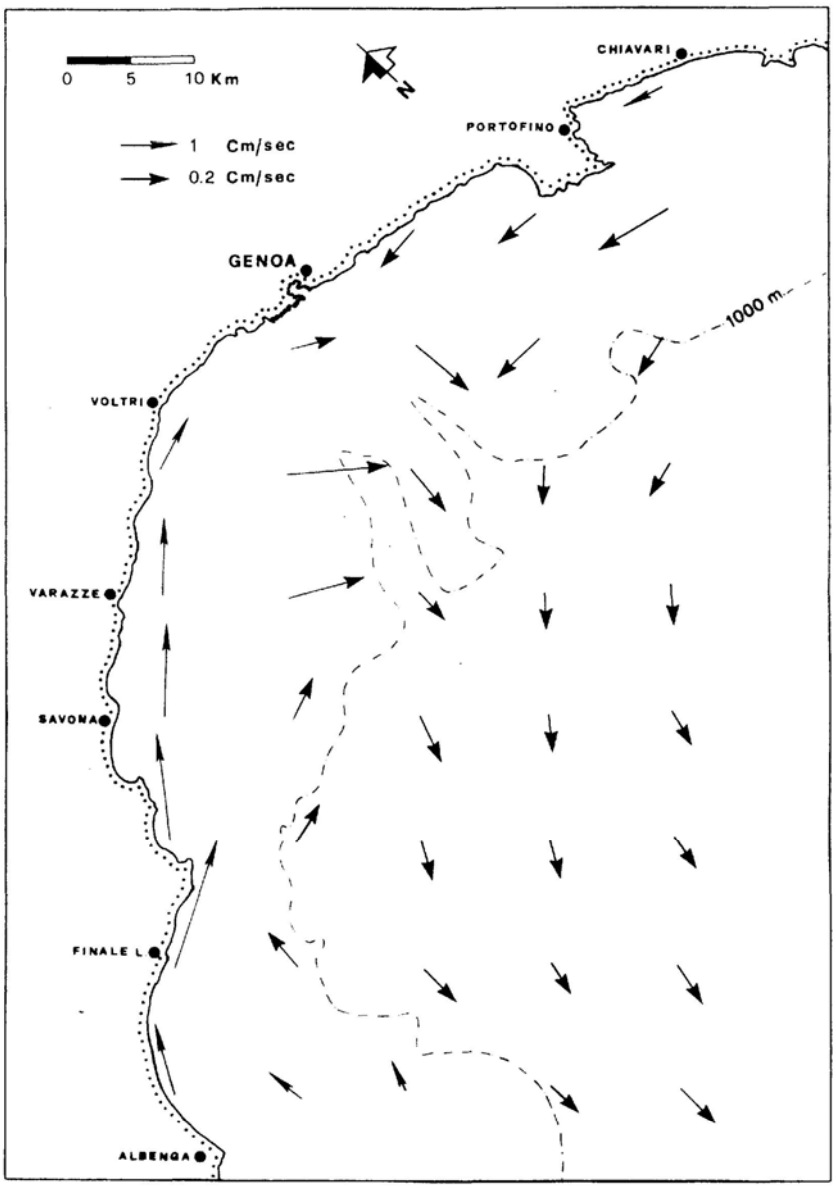


Fig. 2 Schema di circolazione nella parte nord-occidentale del Golfo di Genova dopo 13 ore di simulazione col modello numerico con un vento da SW a salita lineare da zero al valore costante di 8.4 m/sec.

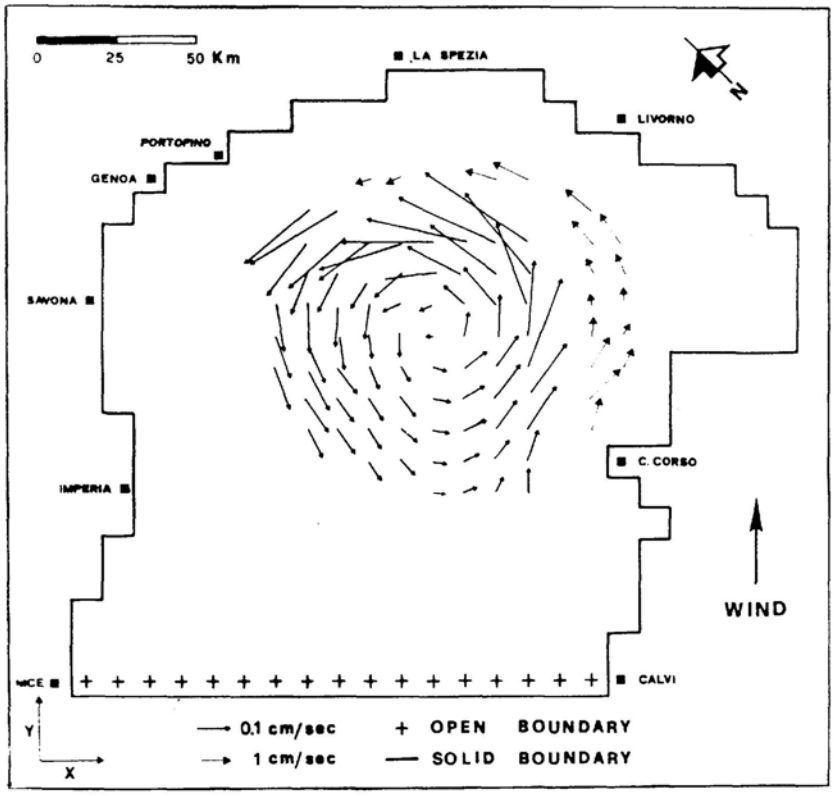


Fig. 3 Vortice ciclonico nel Mar Ligure dopo 13 ore di simulazione con un vento da SW salita lineare da zero al valore costante di 8.4 m/sec.

CIRCOLAZIONE NEI CANALI DELL'ARCIPELAGO DELLA MADDALENA

M. ASTRALDI*, A. BRUSCHI**, G. BUFFONI**, A. ESPOSITO** G. GASPARINI*, G.MANZELLA*, R. MELONI*, C. STOCCHINO***

* Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Stazione Oceanografica, CNR, San Terenzo (La Spezia)

** Laboratorio Studio Ambiente Marino, CNEN, Fiascherino, (La Spezia) *** Istituto Fisica Atmosfera, C.N.R., Roma

SUMMARY

Meteorological and current data seasonnally collected in the Archipelago of La Maddalena are analysed. They indicate that the low frequency fluctuations of the current are highly correlated to the local wind variations and are influenced by the morphology of the channel. The dynamics of the basin can be explained by using the equation of momentum. Dye experiments were executed in order to evaluate the diffusive characteristics of the area.

INTRODUZIONE

L'Arcipelago della Maddalena ospita dal 1972 una base per fornire un sistema d'appoggio e ricovero per i sommergibili a propellente nucleare. Fin dall'inizio la sua presenza ha innescato una serie di prese di posizione, riportate da tutta la stampa nazionale. Contemporaneamente il CNEN istituì una stazione di campionamento presso l'isola della Maddalena, con il compito di controllare periodicamente la situazione radioattiva dell'area. La misura non fu considerata sufficiente, tanto che i rappresentanti del Comune di La Maddalena chiesero ulteriori e più approfondite indagini sull'ambiente locale. Per questo il Ministero della Sanità istituì nel 1974 una Commissione composta, oltre che da funzionar! del Ministero stesso, da rappresentanti del CNEN, del CAMEN e dell'ISS. Nel documento conclusivo (18/2/75) essa invitava a "dare avvio concreto alle iniziative che permettano un controllo sanitario diretto", puntualizzando le operazioni da svolgere nell'ambiente circostante l'insediamento. Tra queste l'individuazione delle "caratteristiche fisiche, meteorologiche, demografiche ed ecologiche". L'intervento è stato effettuato, tra gli altri gruppi di ricerca, dal L.S.A.M. del CNEN, cui si è affiancata la Stazione Oceanografica del CNR, con il compito di analizzare il campo delle correnti locali, valutarne le cause forzanti e riprodurre i risultati mediante un modello numerico. Questa relazione intende presentare i risultati ottenuti da questa indagine.

DESCRIZIONE DELL'ARCIPELAGO

L'Arcipelago della Maddalena è costituito da un gruppo di isole ed affioramenti rocciosi disposti di fronte all'apertura Sud Orientale delle Bocche di Bonifacio (Fig. 1). Un canale di ampiezza variabile e profondo, in media, 40 m (canale di Bucinara) separa le isole dalla Sardegna. La base nucleare è situata nella rada di S. Stefano. La presenza di una soglia vicina alla superficie, tra la Maddalena e l'isola di S. Stefano, impedisce quasi del tutto gli scambi d'acqua tra il Canale e questa rada. Una seconda soglia tra la Maddalena e Caprera chiude, in pratica, tutta la parte settentrionale della rada stessa.

CARATTERISTICHE METEOROLOGICHE DELL'ARCIPELAGO

II vento costituisce l'elemento di maggior rilievo della meteorologia locale. Ciò è indicato in Fig. 2 che riporta due rose dei venti relative a diversi periodi: la prima deriva da osservazioni bigiornaliere estese per un periodo di 15 anni (1946-1960) ed è ripresa da Baldacci (1961); la seconda è stata costruita con 8 osservazioni giornaliere, effettuate presso l'Osservatorio di Guardiavecchia, nell'isola di La Maddalena, durante il periodo delle misure (1975-1977). In quest'ultima una distribuzione della velocità del vento in cinque classi è anche riportata. Ciò che colpisce a prima vista è la quasi completa corrispondenza delle due rappresentazioni e la netta predominanza dei venti Occidentali (225°-315°) che raggiungono il 52%-54% delle osservazioni. Ad essi fanno riscontro i venti da Est, che coprono il 26% delle osservazioni. Il rimanente 20% è suddiviso tra il settore settentrionale e quello meridionale, con un minimo di frequenza per quest'ultimo. Per quanto riguarda la forza, i venti moderati e tesi (forza 4-5 secondo Beaufort) sono i più frequenti (31% dei casi). Anche i venti forti (forza 6-7) compaiono abbastanza di frequente (20% delle osservazioni), mentre sono abbastanza rare le burrasche (forza superiore ad 8) presenti nel l'I. 5% dei casi; esse sono col legate con il vento di Ponente quando soffia durante l'inverno. I periodi di calma infine sono relativamente scarsi (8-15%).

CARATTERISTICHE DELLE CORRENTI DELL'ARCIPELAGO

Le misure di corrente sono state effettuate, con frequenza stagionale, in stazioni fisse dell'Arcipelago usando strumenti AANDERAA RCM-4, con un tempo di campionamento di 10 minuti (Bruschi et al, 1978). Nel canale di Bucinara, la corrente si muove seguendo strettamente le variazioni del vento locale. Ciò è mostrato in Fig. 3, dove è riportato il vento di Guardiavecchia, insieme con la corrente misurata in due posizioni del Canale. Tutti i picchi nell'intensità del vento trovano corrispondenza in improvvisi aumenti della velocità della corrente; quest'ultima rovescia la propria direzione ad ogni inversione del vento, i periodi di transizione fra le due circolazioni essendo molto brevi. Con vento di Ponente la velocità della corrente aumenta progressivamente lungo tutta la lunghezza del canale tanto da far registrare a Capo d'Orso valori quasi doppi rispetto all'inizio dello stesso.

Nei mesi invernali tutta la massa d'acqua segue le variazioni del vento con velocità decrescente dalla superficie al fondo. In estate solo lo strato superficiale, profondo da 15 a 30 m. , segue il vento. L'acqua di fondo si muove indipendentemente e talvolta anche in senso opposto alla corrente superficiale. I suoi spostamenti sono probabilmente legati alle condizioni idrologiche presenti all'esterno dell'Arcipelago.

ANALISI STATISTICA

Allo scopo di quantificare le relazioni tra le varie grandezze sono stati applicati metodi di analisi alle serie temporali acquisite. Per questo i dati dei correntometri sono stati mediati in modo da ottenere valori triorari, confrontabili con quelli meteorologici. A causa della particolare configurazione in canali dell'Arcipelago, il moto della corrente è stato riferito ad una serie di successivi sistemi di riferimento, ognuno con l'asse x orientato secondo la direzione media del canale nel punto di applicazione. Il vento invece è stato riferito ad un normale sistema di riferimento geografico; di esso è stato valutato lo stress, usando una relazione quadratica con un coefficiente di drag di 1.56×10^{-3}. I dati di vento e corrente, così trattati, sono stati introdotti in un data set cui è stato applicato un filtro passa-basso simmetrico di 36 ore, allo scopo, di eliminare le componenti ad alta frequenza. Le due serie temporali sono state analizzate mediante semplici correlazioni, regressioni lineari, analisi di coerenza e con il metodo dell'Empirical Orthogonal Function. I risultati ottenuti nelle diverse stagioni sono simili tra di loro. Come indica la Tav. la, la componente E-W del vento esercita un'influenza determinante sulla corrente dell'Arcipelago, con effetti diversi da punto a punto del canale. Ad Ovest di Spargi quasi tutte le oscillazioni della corrente (circa l'80%) sono legate all'azione del vento. Questo rapporto diminuisce lungo l'asse del canale tanto che ali ' altezza di Capo d'Orso, solo il 30% delle variazioni sono legate all'azione del vento. Questo è stato interpretato come una progressiva riduzione del vento come fattore forzante in favore degli effetti prodotti dalla morfologia locale. I dati riportati mostrano anche che la corrente nella rada di S. Stefano non risente direttamente dell'azione del vento, ma risulta col legata a quella che si misura nel canale di Bucinara. Anche i risultati dell'analisi EOF (Tav. Ib) confermano queste indicazioni, evidenziando ulteriormente lo stretto rapporto esistente tra la componente E-W del vento (t) e quella lungocanale della corrente (u). Un ulteriore conferma di questo andamento è fornita dall'analisi di coerenza tra le due serie temporali nelle varie posizioni. Le equazioni di regressione lineare tra le due componenti, riferita ad un vento moderato che è il più frequente nell'Arcipelago, risultano essere :

- vento moderato da W $u = 19.84\,\tau - 0.05$ ($r^2 = 0.30$)
- vento moderato da E $u = 37.14\,\tau + 5.27$ ($r^2 = 0.34$)

Esse possono essere usate per predire l'andamento del flusso in condizioni di assenza di vento. Entrambe indicano che al cessare dell'azione del vento, si verifica una inversione di corrente.

Particolarmente vistosa risulta quella col legata con i venti orientali che è confermata dai risultati forniti dalle osservazioni sperimentali.

CONFRONTO FRA DATI SPERIMENTALI ED EQUAZIONE DINAMICA

Un primo tentativo di spiegare la dinamica del bacino è stato fatto usando l'equazione della conservazione del momento che per la componente alongshore della corrente può essere espressa :

$$\frac{\partial u}{\partial r} = fv - g\frac{\partial n}{\partial x} + \frac{\Gamma x}{h} + \frac{\Gamma b}{h} + \xi \qquad (1)$$

dove: $\frac{\partial u}{\partial r}$ = accelerazione della corrente

Fv = componente di Coriolis

$g\frac{\partial n}{\partial x}$ = componente lungocanale della pendenza del livello marino

Γx = componente EW dello stress del vento $= \xi\, C_D\, u^2 + v^{21/2} w$

Γb = attrito del fondo = - Ku

ξ = errore

L'attrito del fondo è stato considerato nei termini di una relazione lineare, con un coefficiente di drag uguale a K. L'ultimo termine dell'equazione rappresenta l'errore che deriva dalle approssimazioni introdotte. A causa della limitata estensione dell'area investigata sono stati trascurati i primi due termini a destra dell'equazione. Con ciò la stessa può venire scritta :

$$\frac{\Gamma x}{h} - \frac{\partial u}{\partial r} = \frac{Ku}{h} + \xi \qquad (2)$$

in cui deve essere valutato il valore di K.

Posto $A(t_k) = K_a\,(t_k) + \xi$ il coefficiente K può essere ricavato con una normale regressione lineare. Questo procedimento è stato confrontato con un altro metodo, secondo cui il valore ottimale di K si ricava rendendo minima la differenza : $\Delta = A\,(t_K)\text{-}Ka\,(t_K)$

secondo il test di Kolmogorov. Ciò avviene quando $0.01 < K < 0.2$.

Scelto K = 0.05, l'errore ξ è reso minimo, per cui un notevole accordo esiste tra il primo membro ed i primi due termini dell'equazione (2). La corrente dell'Arcipelago può quindi essere spiegata considerando solo lo stress del vento e l'attrito del fondo (Fig. 4).

DINAMICA DELLA RADA DI S.STEFANO

La rada di S. Stefano si comporta come un bacino semichiuso in cui gli unici scambi con il mare avvengono solo attraverso l'apertura meridionale e sono regolati dalla circolazione del Canale di Bucinara e dalla conformazione morfologica locale. In linea generale ciò provoca un ingresso di acqua nello strato superficiale ed un movimento verso l'esterno nella parte più vicino al fondo. Solo in presenza di venti settentrionali l'intera massa d'acqua tende a muoversi verso l'uscita della rada. Le correnti sono comunque deboli e, all'interno della rada, senza una direzione preferenziale stabilita. In queste condizioni non può essere trascurata la turbolenza interna alla massa d'acqua che gioca un ruolo importante nel determinare la situazione dinamica del bacino. La stessa produce effetti di diffusione che devono essere quantificati quando si voglia definire l'evoluzione di una sostanza incidentalmente inserita nella massa d'acqua.

Un tentativo in questo senso è stato compiuto svolgendo una serie di esperimenti con traccianti all'interno della rada, allo scopo di valutarne il coefficiente di diffusione turbolenta (Astraldi et al, 1978). Le prove sono state eseguite rilasciando, in successive occasioni, un tracciante organico inerte (Rodamina B) e seguendone l'evoluzione spazio-temporale con un fluorimetro Variosens I. I risultati conseguiti sono stati analizzati con modelli di diffusione "a simmetria radiale" (Okubo 1969) che hanno consentito di definire la forma del coefficiente di diffusione nelle varie stagioni. Essa è stata quantificata nel modo seguente :

Estate : $K= 5.19x10^{-4} r^{\circ\ 67} t^{1\ 10}$

Inverno :

(per circa 10 ore)

dopo il rilascio $K = 1.74x10^{-2} r^{\circ\ 23} t^{1\ 10}$

(dopo questo periodo) $K = 9.51x10^{-3} t^{1\ 40}$

Questi valori sono stati inseriti, insieme a quelli di corrente, nel modello numerico di circolazione per l'intera area.

BIBLIOGRAFIA

BALDACCI 0. et al, 1961 - Ricerche sull'Arcipelago della Maddalena. Memorie della S.G.I.,25.

BRUSCHI A. et al. - Current and temperature measurements in the Archipelago of La Maddalena. CNEN RT/FI (78)14

ASTRALDI M. et al. - Risultati degli esperimenti con traccianti svolti nell'Arcipelago della Maddalena per la determinazione del coefficiente di diffusione turbolenta locale. CNEN RT/FI(78)12

OKUBO A. - Summary of our present knowledge on the physical processes of mixing in the oceans and coastal waters. Cheasapeake Bay Inst. No. NYO 3109-40.

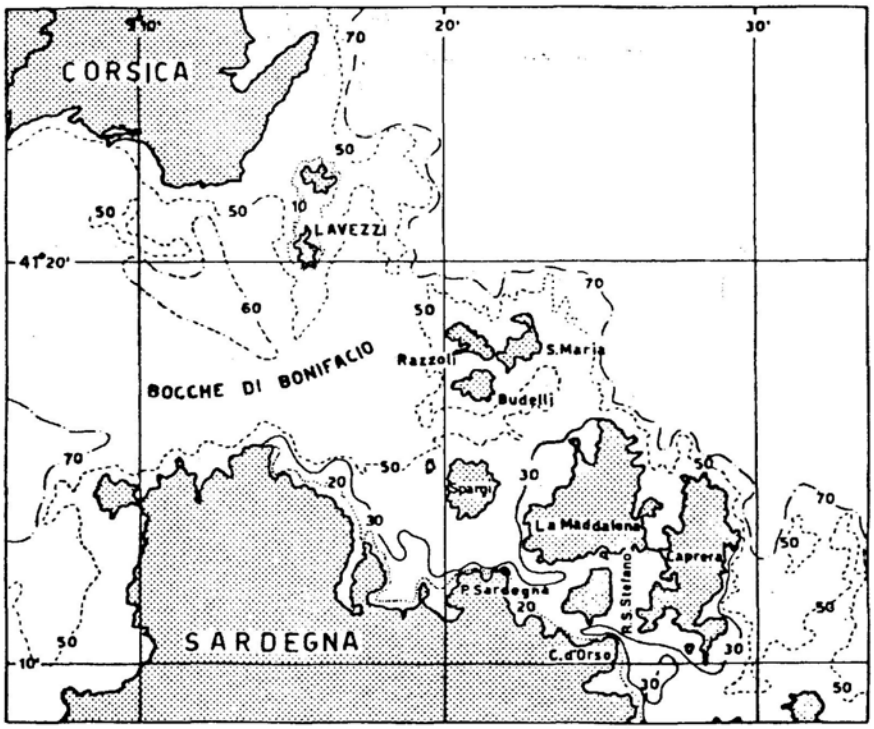


FIGURA 1

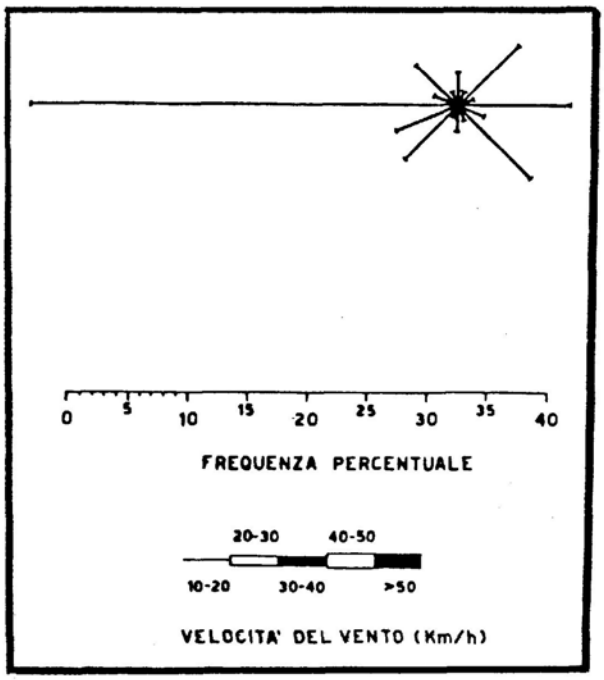
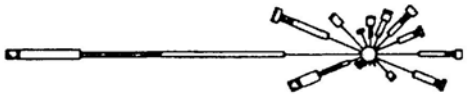


FIGURA 2



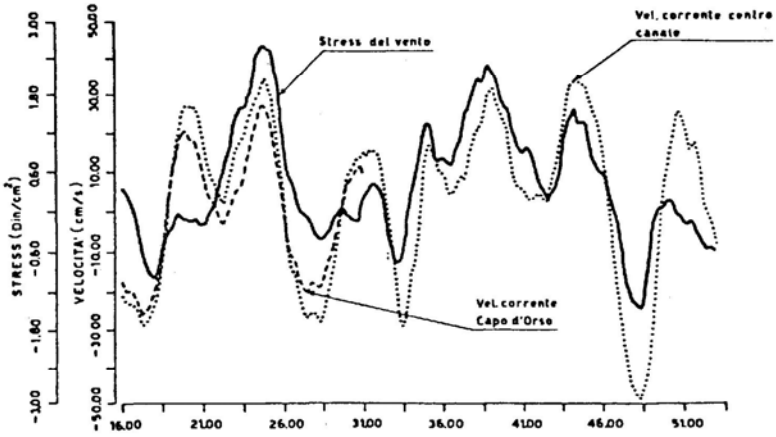


FIGURA 3

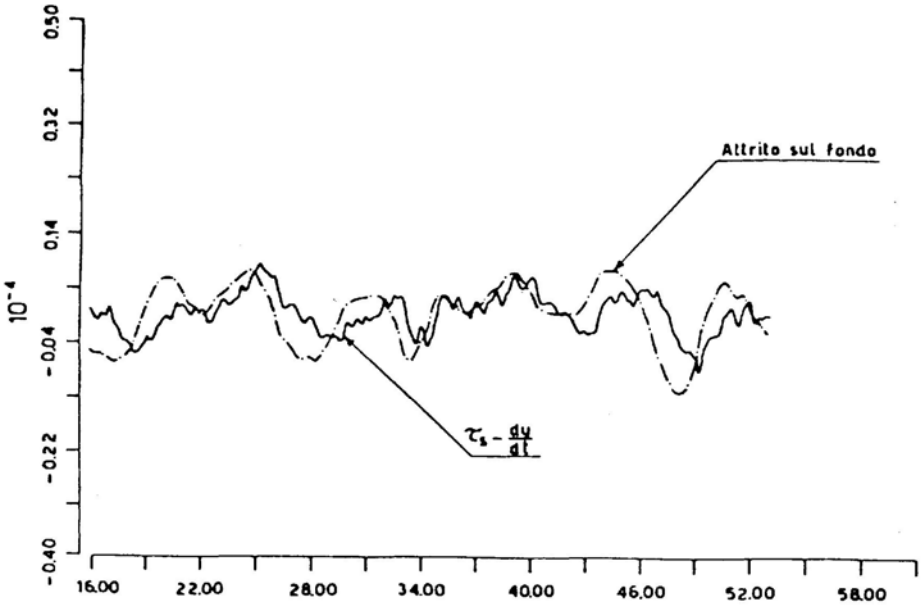


FIGURA 4

VENTO		C.PO D'ORSO		CANALE		E DI SPARGI		W DI SPARGI		ANG. BAIA	
EW	NS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS
1.00	0.68	0.57	0.28	0.72	-0.51	0.34	-0.05	0.90	-0.66	-0.86	-0.47
	1.00	-0.06	0.10	0.34	-0.30	-0.14	-0.27	0.58	-0.78	-0.07	-0.06
		1.00	0.59	0.98	-0.59	0.01	0.01	0.01	0.01	-0.62	-0.70
			1.00	0.52	-0.49	0.01	0.01	0.01	0.01	-0.20	-0.46
				1.00	-0.35	0.22	-0.01	0.85	-0.77	-0.65	-0.63
					1.00	-0.70	0.01	-0.47	-0.05	0.62	0.45
						1.00	0.43	0.49	0.32	0.01	0.01
							1.00	0.09	0.39	0.01	0.01
								1.00	-0.54	0.01	0.01
									1.00	0.01	0.01
										1.00	0.58
											1.00

TAV. 1a Coefficienti di correlazione nel periodo primaverile. (Al posto dei dati mancanti sono stati messi valori minimi (0.01) perché l'applicazione dell'analisi EOF richiede una matrice di correlazione priva di zeri).

MODO	VARIANZA	VENTO		C. D'ORSO		CANALE		E DI SPARGI		W DI SPARGI		ANG. BAIA	
		EW	NS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS	AL	CROSS
1	42.25	0.91	0.25	0.56	0.25	0.95	0.50	0.07	0.00	0.44	0.25	0.49	0.40
2	21.34	0.06	0.50	0.26	0.13	0.00	0.12	0.07	0.15	0.25	0.68	0.13	0.20
3	16.32	0.02	0.00	0.11	0.06	0.01	0.12	0.81	0.31	0.32	0.06	0.04	0.11

TAV. 1b Varianza spiegata da ogni variabile relativa ai primi tre modi.

SVILUPPO DI MODELLI IDRODINAMICI DELL'ARCIPELAGO DELLA MADDALENA

M.ASTRALDI*, G.BUFFONI**, A.BRUSCHI**, A.ESPOSITO**, G.P.GASPARINI*, G.MANZELLA*, R.MELONI*

* Stazione Oceanografica, CNR, S.Terenzo (SP)
** Lab. Studio Ambiente Marino, CNEN, Fiascherino (SP)
*** Istituto Fisica Atmosferica, CNR, Roma

RIASSUNTO

Nell'ambito di una ricerca ambientale nell'Arcipelago della Maddalena sono state effettuate misure idrologiche e correntometriche che hanno permesso di individuare nel vento uno delle maggiori forze agenti sulla circolazione locale. Dai risultati delle analisi dei dati è stato possibile costruire un modello unidimensionale e un modello bidimensionale che simulano campi velocità in buon accordo con le di osservazioni effettuate.

SUMMARY

According to the results of the data analysis a numerical model was set up in order to reproduce the characteristics of the circulation of the Archipelago. This was a three-dimensional hydrodynamic model and was used to evaluate the effects of the wind, topography, bottom friction and diffusion on the current behaviour. The investigation was conducted in 2 phases: a first model with large grid in order to predict the flux of the current along the Bonifacio Straights and a successive "inner" model using the results of the first one as boundary conditions.

Un modello previsionale per l'Arcipelago della Maddalena è utile in quanto permette di conoscere il campo delle correnti e successivamente il trasporto di un inquinante radioattivo in caso di incidenti.

Sono stati fatti vari studi per vedere le influenze sia della topografia che delle condizioni al contorno sui risultati del modello.

Il primo approccio è consistuito nello schematizzare l'Arcipelago in una serie di canali. Questo tipo di modello è quindi unidimensionale (Vedi Fig. 1). Essenzialmente si è supposto uno stato stazionario per cui in ogni canale si hanno le equazioni

$$\frac{d\Phi}{dx} = 0$$

$$\frac{d\eta}{dx} = \frac{1}{g(D_i + \eta_i)}\left(\tau_i + \tau_B \frac{\Phi_i|\Phi_i|}{A_i^2(D_i + \mu_i)^2}\right)$$

dove $\Phi_i = A_i u_i (D_i+\eta_i)$ è il flusso totale nel canale

η_i è l'elevazione della superficie

D_i è la profondità

A_i è la larghezza

τ_i è lo stress del vento nella direzione del canale

L'attrito sul fondo è stato supposto di tipo quadratico con un coefficiente di attrito TB = 2.50×10^{-3}. Le equazioni di continuità per il flusso e per il livello dell'acqua nei diversi modi sono presentati in Tav. 1, i risultati sono presentati in Tav. 2.

Per quanto i risultati siano soddisfacenti (Tav.3), un modello unidimensionale non è chiaramente adatto a dare informazioni nel campo delle velocità, ai fini di un modello di trasporto. Un modello bidimensionale è stato quindi messo a punto in modo da avere informazioni sulla circolazione guidata dal vento.

A causa della mancanza di informazioni sulle condizioni al contorno si è preferito seguire la seguente strategia: costruire dapprima un modello a grande scala e usare i risultati come condizioni al contorno di un modello che simuli le correnti nell'Arcipelago. Vari passi intermedi sono stati fatti in modo da poter vedere l'influenza del numero di punti di griglia, dell'andamento del fondo e di diverse condizioni al contorno. Per il modello a grande scala si è fissata una griglia di 34x14 punti di griglia. Le equazioni integrate verticalmente usate sono:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\rho_a}{\rho} + g\eta\right) + N_i \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} +$$

$$+ N_2 \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{1}{h} + (F_{xS} - F_{xB}) + F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + V\frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\rho_a}{\rho} + g\eta\right) + N_7\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} +$$

$$+ N^2\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\frac{1}{h}(F_{yS} - F_{yB}) + F_y$$

Con F si sono definite le forze esterne, con F_S lo stress del vento supporto quadratico ($F_S = \tau_S W_i |W_i|$), con F_B l'attrito sul fondo supposto anche esso quadratico ($F_{iB} = \tau_B u_i \sqrt{u^2 + v^2}$), N_1 e N_2 sono due coefficienti di dispersione che tengono conto dello shear e della turbolenza.
Si è posto

$$F = 0 \qquad\qquad \rho_a = \text{const}$$

I valori dei vari coefficienti sono stati tratti dalla letteratura (Blackford, 1978; Hamilton and Rattray, 1979; Elliott, 1979)

$N_{1,2} = 10^4$ cm^2 s^{-1}
$\tau_S = 1.50 \times 10^{-3}$
$\tau_B = 2.50 \times 10^{-3}$

II sistema di equazioni è stato integrato imponendo un vento costante di 10 m/s, partendo dallo stato a riposo $\eta = 0$, $u = 0$; $v = 0$. Il criterio di stabilità per un fluido non ruotante

$$\Delta t \leqq \frac{2\Delta x}{\sqrt{gD}}$$

da una indicazione approssimata del momento che è ricavato da equazioni semplificate. L'area delle Bocche di Bonifacio è schematizzata in Fig. 2. La griglia ha dimensioni Δx, Δy = 2Km.

I contorni Nord e Sud delle Bocche sono stati assunti chiusi. Per quanto apparentemente cruda, questa approssimazione sembra ragionevole dal momento che possiamo supporre che la circolazione nella zona dell'Arcipelago non viene da essa influenzata.

Sono state usate due diverse condizioni al contorno:

$$\eta = 0 \qquad\qquad u = \frac{A}{D}\eta$$

La seconda prende la forma di una "radiation condition", che permette all'energia di passare attraverso i contorni, diversamente dalla prima. A è un coefficiente "admittance", che deve essere calcolato.

Per la situazione presente si ha

$$\frac{D}{A} = \frac{D}{\sqrt{gD}} \cong 3s \qquad\qquad D = 100 \text{ m}$$

Quindi A è la velocità di una normale onda di gravita. Tuttavia, per ottenere un quadro realistico della circolazione è stato usato un valore

$$\frac{D}{A} = 0.1s.$$

I risultati del modello, senza termine di Coriolis, per le due condizioni al contorno sono analoghi e sono mostrati in Fig. 3.

Includendo Coriolis solo la prima condizione al contorno è stata usata, dal momento che la radiation condition porta a risultati non realistici (Fig. 4). Il modello è stato poi applicato alla regione dell'Arcipelago della Maddalena schematizzata in Fig. 5.

Con un vento costante verso Est di 10 m/s lo stato stazionario, partendo da riposo, è stato raggiunto in circa 1,5 giorni. Il transiente è osservato nelle Figure 6a, b, c che mostrano rispettivamente la circolazione 6, 18 e 32 ore dopo l'inversione del vento. Il transiente si raggiunge in poche ore (6) in accordo con i dati sperimentali. Successivamente si è imposto al modello l'elevazione della superficie ottenuta con i modelli a grande scala. In questo caso anche il contorno Nord è stato aperto. Senza Coriolis si ha un pattern come in Figura 7, mentre includendo Coriolis si ha il pattern di Figura 8. Per verificare i risultati dei modelli usati, essi sono stati confrontati con i dati sperimentali (Tav. 3). I risultati ottenuti includendo la forza di Coriolis sono meno soddisfacenti degli altri. Questo può essere dovuto al fatto che i risultati osservazionali sono stati ottenuti da una regressione lineare tra corrente e stress del vento. Un'altra causa può essere dovuta all'artificio con cui le condizioni al contorno sono state scelte.

DISCUSSIONE

II lavoro è solo un primo passo per lo studio dei modelli da applicare in regioni con una topografia molto complessa come l'Arcipelago della Maddalena. Esso è stato motivato dalla necessità di predire la dispersione e il flusso caratteristico nelle baie e canali dello Arcipelago. Pertanto esso è solo una parte di un progetto più grande che coinvolge studi chimici e biologici nell'area.

BIBLIOGRAFIA

BLACKFORD B.L., 1978 - Wind driven inertial currents in the Magdalen shallows, Gulf of St. Lawrence. J. Phys. Ocean., 8, 653-664.

ELLIOT A.J., 1979 - The effetc of low frequency winds on sea level and current in the Gulf of Genoa. Oceanol. Acta. 2, 429-433.

HAMILTON P., RATTRAY M., 1978 - A numerical model of depthdependent, wind driven upwelling circulation on a continental shelf. J. Phys. Qcean., 8, 437-457.

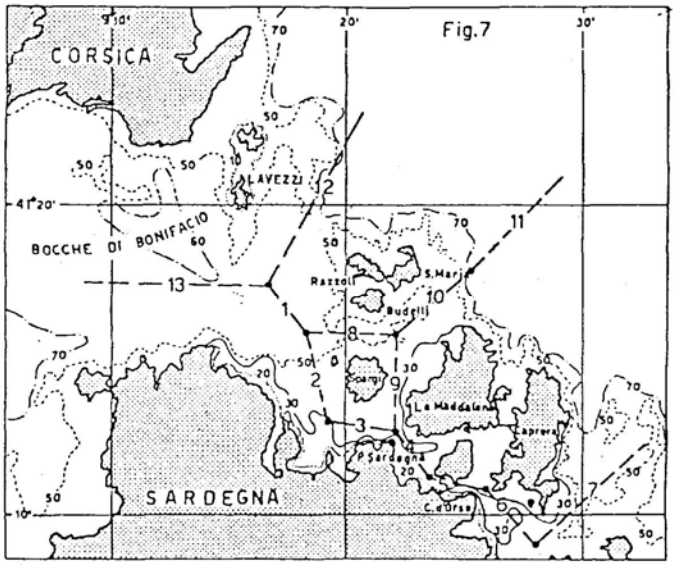


Figura 1 L'arcipelago della Maddalena. Schema del modello a canali.

TABELLA 1 Equazioni di continuità per il modello a canali

Nodi	Equazioni di continuità	
	per il flusso	per i livelli di mare
1	$\varphi_0 = \varphi_1 + \varphi_{12}$	$\eta_1^* = \eta^* + \psi_0$, $\eta_1^* = \eta_{10}^* - \psi_{12}$
2	$\varphi_1 = \varphi_2 + \varphi_8$	$\eta_2^* = \eta^* + \psi_1$
3	$\varphi_2 = \varphi_3$	$\eta_3^* = \eta^* + \psi_2$
4	$\varphi_3 = \varphi_4 + \varphi_9$	$\eta_4^* = \eta^* + \psi_3$
5	$\varphi_4 = \varphi_5$	$\eta_5^* = \eta^* + \psi_4$
6	$\varphi_5 = \varphi_6$	$\eta_6^* = \eta^* + \psi_5$
7	$\varphi_6 = \varphi_7$	$\eta_7^* = \eta^* + \psi_6$, $\eta_7^* = \eta_{10}^* - \psi_7$
8	$\varphi_8 + \varphi_9 = \varphi_{10}$	$\eta_8^* = \eta^* + \psi_8$, $\eta_8^* = \eta_4^* + \psi_9$
9	$\varphi_{10} = \varphi_{11}$	$\eta_9^* = \eta^* + \psi_{10}$, $\eta_9^* = \eta_{10}^* - \psi_{11}$

$$\psi_i(\varphi_i) = \frac{L_i}{{}_0D_i}\left(\tau_i - \frac{\tau_B\,\varphi_i\,|\varphi_i|}{(D_i\,A_i)^2}\right)$$

TABELLA 2 Risultati del modello a canali

i	Li(km)	Di(m)	Ai(km)	Wi(m/s)
0	25	70	10	10
1	3	60	3	7
2	6	50	3	7
3	4	40	2	10
4	4.5	30	2	7
5	2.5	40	1.5	10
6	5	40	2	7
7	25	70	10	7
8	8	60	3	10
9	5.5	40	2	0
10	3.5	60	3	7
11	25	70	10	7
12	25	70	10	7

TABELLA 3 Confronto tra i modelli adottati e le osservazioni

Mooring position	Two-dimensional model	One-dimensional model	Observational results
A	20.0	19.7	21.9
B	8.8	8.4	6.2
C	21.1	25.9	21.0
D	23.5	25.9	23.0
E	15.8	19.5	17.2

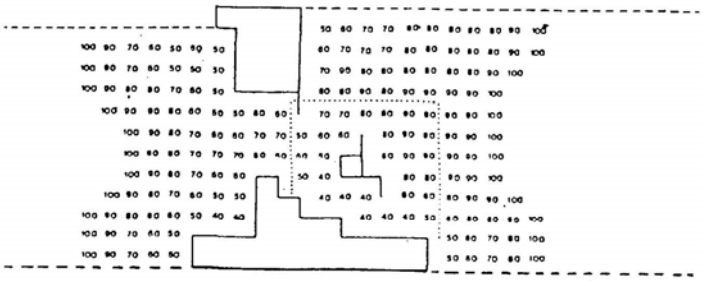


Figura 2 Profondità adottate per il modello delle Bocche di Bonifacio.

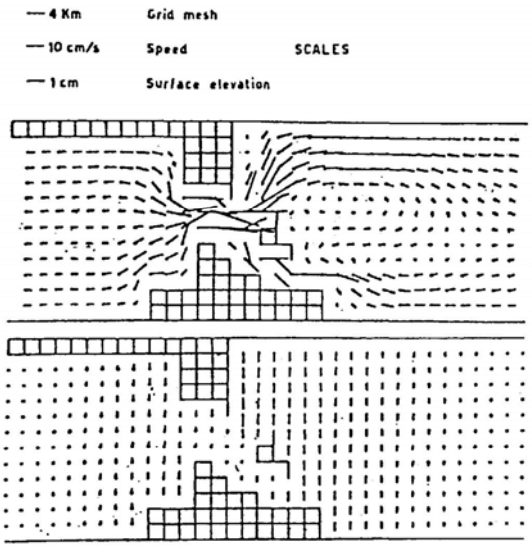


Figura 3 Risultati del modello delle Bocche di Bonifacio (correnti ed elevazione superficiale) in assenza di Coriolis.

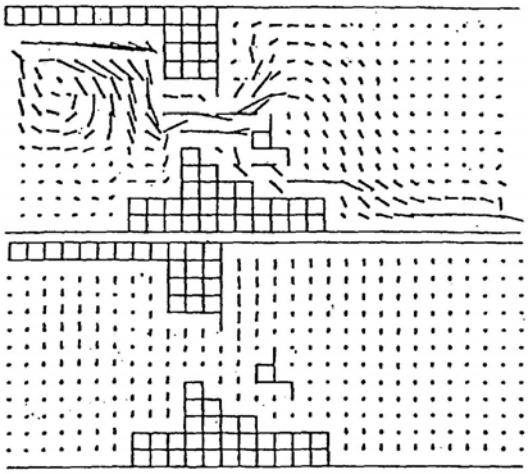


Figura 4 Come in Figura 3 con la forza di Coriolis.

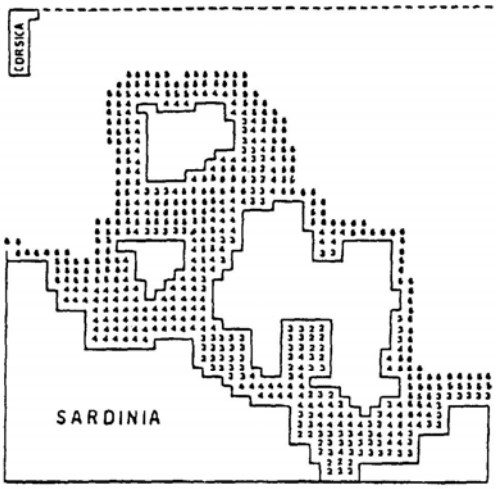


Figura 5 Schematizzazione e profondità (x 10 m) dell'arcipelago della Maddalena.

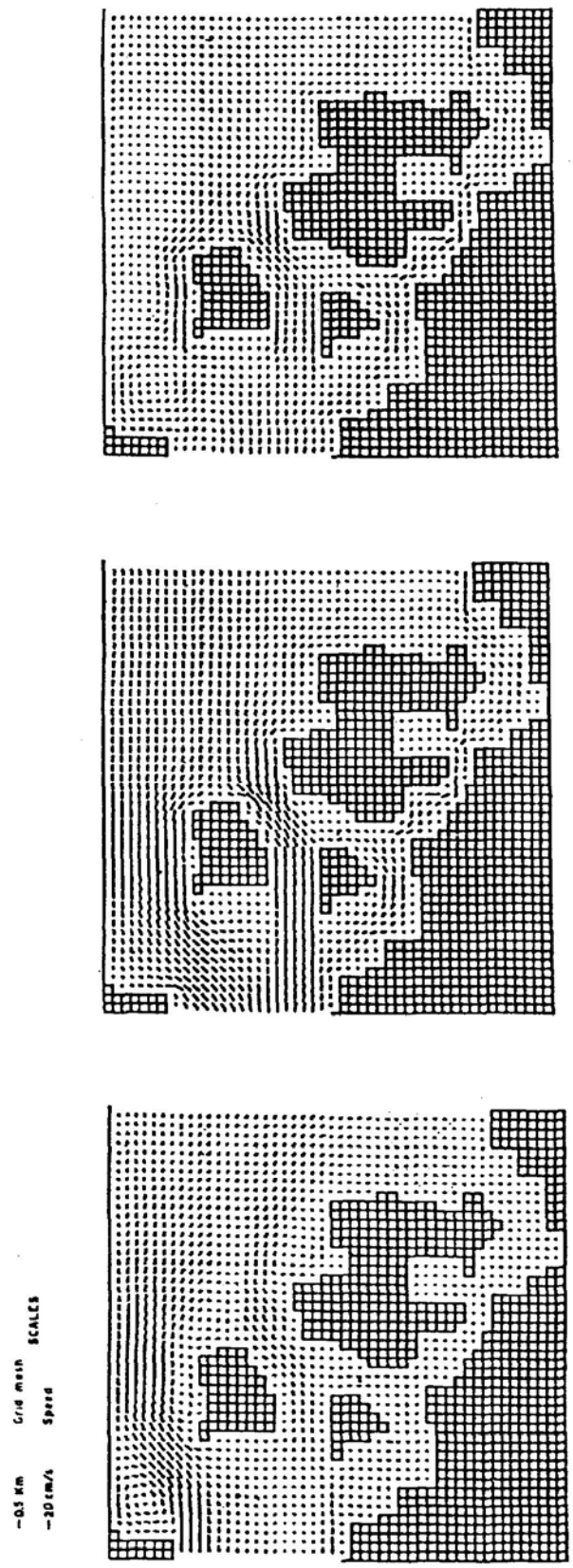


Figura 6a,b,c Risultati del modello per un transiente. Osservazioni dopo 6,18 32 ore dell'inversione del vento.

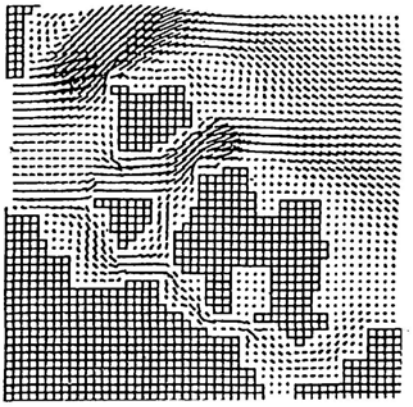


Figura 7 Risultati del modello ottenuto senza considerare la forza di Coriolis e imponendo come condizioni al contorno l'elevazione del mare di Figura 3.

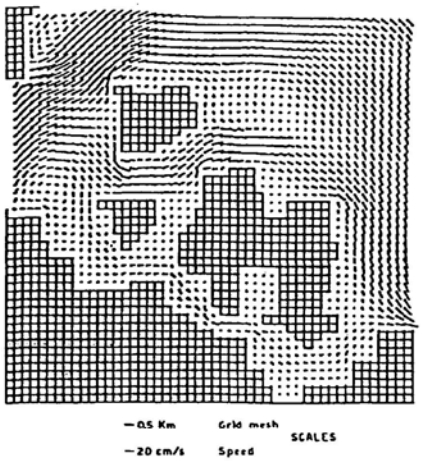


Figura 8 Risultati del modello ottenuto considerando la forza di Coriolis e imponendo come condizioni al contorno l'elevazione del mare di Figura 4.

CONFIGURAZIONE GEOMORFOLOGICA DEL MARE JONIO SETTENTRIONALE

S. ROSSI

Istituto di Geologia marina del C.N.R.
via Zamboni, 65 – Bologna

SUMMARY

The more significant results obtained since 1971 through seismic reflection profiling (sparker 30 kJ) and dredgings in the northern Ionian Sea are presented. In addition to the general morphological aspects of the whole area, we indicate the zones of which very detailed bathymetric maps have been constructed and zones where we studied in detail the bottom and the near sub-bottom morphology. A large part of the margins of the Ionian Basin were explored, but the reconstruction inferred by the seismic reflection profiles is limited by the fact that great problems concerning the Central Mediterranean Sea as a whole are still open. This is due to the difficulties of the study area, to the still insufficient data and to the impossibility of reaching considerable penetration depths with the geophysical gear at our disposal. The more characteristic seismic profiles and the results obtained by dredgings in the various physiographic provinces are shown. The profiles also allowed to calculate the thickness of the Plio-Quaternary sediments and to make some structural maps at various scales. Some hypothesis on the geodynamical evolution of great part of the area studied are also presented.

PREMESSA

A partire dal 1971, l'Istituto di Geologia marina del C.N.R. di Bologna svolge uno studio sistematico dei fondali del Mare Ionio settentrionale per riconoscerne la morfologia, la geologia e le principali strutture. Utilizzando la N/0 BANNOCK, sono state eseguite circa 5000 miglia nautiche di profili ecografici ad alta e bassa frequenza, sismici e magnetometri ci, seguendo una rete di linee a maglie quadrate di circa 15 m n. Il sistema di localizzazione generalmente usato è stato il LORAN C, eccezionalmente il DECCA hi-fix o il MOTOROLA Mini Ranger III. Le principali apparecchiature utilizzate sono state: l'ecografo EDO 12 kHz, il sub-bottom profiler EDO 3.5 kHz, lo sparker TELEDYNE 30 kJ, il magnetometro a protoni GEOMETRICS, tal ora associato ad un gradiometro; benne, draghe e carotieri di vario tipo, tal ora la macchina fotografica e la televisione subacquea. Oltre a numerosi profili sismici sono state finora pubblicate, in vari lavori, le seguenti carte e mappe:

a) <u>batimetriche di dettaglio</u> - Golfo di Taranto (Rossi e Gabbianelli, 1978), Arco calabro esterno (Rossi e Sartori, 1981), aree marine

adiacenti lo Stretto di Messina (Selli et al., 1981), Stretto di Messina (Selli et al., 1981), Cyrene montagna sottomarina (Rossi e Zarudzki, 1978), conoide sottomarina Grati (Crati Group, 1981);

b) morfologiche e fisiografiche - Mare Ionio settentrionale (Selli e Rossi, 1975) confine della Dorsale pugliese con il Bacino di Corfù (Rossi e Borsetti, 1975), Golfo di Tarante (Rossi e Gabbianelli, 1978), Arco calabro esterno (Rossi e Sartori, 1981), aree marine adiacenti lo Stretto di Messina (Selli et al., 1981), Stretto di Messina (Selli et al., 1981), scarpata di Malta-Siracusa e suoi dintorni (Scandone et al., 1981), Mare Ionio nord-orientale (Fosse elleniche) (Rossi, 1979).;

c) dello spessore dei sedimenti plio-quaternari - Mare Ionico settentrionale (Selli e Rossi, 1975), Mare Ionio nord-orientale (Fosse elleniche) (Rossi, 1979);

d) tettonico-strutturali - Mare Ionio settentrionale (Selli e Rossi, 1975), Arco calabro esterno (Rossi e Sartori, 1981), Mare Ionio nord-orientale (Fosse elleniche) (Rossi, 1979).

Qui di seguito vengono illustrate brevemente le principali unità fisiografiche e strutturali nelle quali può essere diviso il Mar Ionio e vengono descritte le principali conoscenze geologiche finora acquisite.

LE UNITA' FISIOLOGICO-STRUTTURALI

I fondali del Mare Ionio costituiscono un grande bacino limitato a N dall'Italia meridionale e dalla zona nord-occidentale della Grecia; ad W dalla zona orientale della Sicilia che si continua con la scarpata di Malta-Siracusa; a S dalla dorsale di Medina, dal Golfo della Sirte e dalla montagna sottomarina di Cyrene; ad E dall'isola di Creta e dalla Grecia occidentale con le sue isole (Corfù, Cefalonia, Zante). Questi limiti sono visibili in Fiq.l.

Il Mare Ionio settentrionale occupa solo una parte di questo grande bacino: si tratta di un'area grosso modo triangolare avente per vertici capo S.Maria di Leuca, capo Passero e l'isola di Creta. In tutta questa zona la piattaforma continentale risulta generalmente molto ridotta, talora assente; la scarpata continentale è spesso molto ripida ed è seguita, verso il largo, dalla piana batiale, che raggiunge profondità anche di 3500-4000 m (Fig.2).

Le numerose unità fisiografico-strutturali che sono state individuate presentano caratteristiche sia morfologiche che geologiche estremamente diverse, tuttavia esse sono più o meno intimamente legate fra loro da reciproci condizionamenti geologici (Amodio et al., 1979; Biju-Duval et al., 1974; Grandjacquet e Masele, 1978; Morelli et al., 1975; Selli, 1962; Selli, 1973).

Le descriviamo qui di seguito a partire dalla zona più settentrionale ed in senso antiorario. Per maggiori dettagli rimandiamo ai lavori citati in bibliografia.

II Bacino di Corfù (Kerkira Basin) (Selli e Rossi, 1975) presenta una forma allungata in senso NW-SE ed accoglie la maggior parte degli apporti terrigeni del bacino Adriatico e della Grecia. Esso è ricoperto da terreni sub-orizzontali plio-quaternari in successione continua, e di notevole spessore (anche più di 1500 m.) Non essendo noti i risultati di perforazioni, che avrebbero permesso una buona ricostruzione stratigrafica, il "top" delle evaporiti messiniane è stato correlato con quello evidenziato sui profili sismici a riflessione eseguiti in regioni adiacenti.

La Dorsale pugliese (Apulian Swell) (Rossi e Borsetti, 1975 e 1977) rappresenta la continuazione in mare della penisola salentina e si prolunga fino alle Eli enidi sotto le quali sembra scomparire. Ha una morfologia generale ad anticlinale (Fig.3) che termina con dolce pendenza verso il bacino di Corfù, mentre il limite meridionale, verso la piana batiale ionica, risulta molto scosceso. Il substrato della Dorsale è formato da calcari, spesso dolomitici, del Cretaceo superiore. E1 stata riconosciuta inoltre una serie di terreni sub-orizzontali pre-messiniani con un Miocene terminale di modesto spessore e con evidenze di evaporiti molto ridotte. Al di sopra è stata campionata tutta la serie Plio-Pleistocenica a partire dal Pliocene inferiore. Sui profili sismici risulta pure ben evidenziata la discordanza medio-pliocenica. Le direttrici tettoniche della dorsale pugliese sono generalmente orientate NW-SE. Questo complesso rappresenta la zona di avampaese sia degli Appennini che delle Ellenidi e rappresenta perciò, in termini geodinamici, una zona stabile.

La Scarpata meridionale pugliese (Apulian Escarpment) (Rossi e Borsetti, 1975 e 1977) che si continua con quella più ripida della Dorsale, occupa la zona orientale del Golfo di Tarante. Anche qui il substrato è formato da calcari del Cretaceo superiore (calcari delle Murge) del tutto simili a quelli della Dorsale pugliese. Essi scendono a gradinata verso la zona più profonda del Golfo e continuano sotto la valle di Tarante, della quale dovrebbero formare la parte basale. Questi calcari fanno anche da base ad una serie di terreni più recenti, anch'essi simili a quelli della Dorsale. Tutta la zona è interessata da numerose faglie dirette con direzione prevalente NW-SE, tal ora W-E.

Il Golfo di Taranto (Tarante Gulf) (Crati Group, 1981; Gabbianelli e Rossi, 1980; Masele e Rossi, 1981; Rossi e Colantoni, 1976; Rossi e Gabbianelli, 1978; Rossi e Ricci-Lucchi, 1981) è costituito da 3 zone che ne fanno un complesso estremamente eterogeneo. Esso è infatti formato ad E dalla scarpata meridionale pugliese, al centro dalla Valle di Taranto, ad W da un insieme di piccoli bacini, valli e colline che si ricollegano ad unità appenniniche. La morfologia superficiale (Fig.4) di tutto il Golfo rispecchia abbastanza fedelmente l'andamento del sottofondo. Infatti la zona occidentale, che è la continuazione in mare delle coltri alloctone appenniniche, mostra la presenza di terreni caotici e numerosi fenomeni di "slumpings", anche di enormi proporzioni. Qui le faglie, molto numerose, hanno diverse direzioni, ma con maggior frequenza attorno a NNW-SSE e NE-SW. Il fronte dell'alloctonia è rappresentato dal margine occidentale della Valle di Taranto. Quest'ultima taglia il Golfo in tutta la sua lunghezza (NW-SE) ed è riempita da terreni sedimentar! PI io-Pleistoceni ci in giacitura tranquilla. La Valle di Taranto

rappresenta la continuazione in mare dell'avanfossa bradanica (Bradanic foredeep & forethrough) e prosegue al largo verso la piana batiale ionica o più probabilmente si prolunga verso il solco Metaponto-Cefalonia.

Il Solco Metaponto-Cefalonia (Metaponto-Kephallinia furrow) (Selli e Rossi, 1975) corre parallelamente alla base della scarpata meridionale della dorsale pugliese. Spesso risulta piuttosto profondo (anche più di 1000 m) ed è riempito, tal ora non completamente, da sedimenti plio-quaternari sub-orizzontali. Nella sua parte terminale, a SE, cioè avvicinandosi a Cefalonia, esso sembra smembrarsi in numerosi bacini con forma generalmente allungata in senso NW-SE. In questa zona sembra venire a contatto con la grande depressione ellenica (Hellenic trench).

La Scarpata calabrese (Calabrian slope) (Rossi e Borsetti, 1977) è solcata da numerosi canyons e presenta, alla sua base, numerosi scivolamenti di tipo gravitativo. Una linea sismica, confermata da un dragaggio, effettuato poco a S di Crotone, ha mostrato una zona molto complessa con intere serie (messiniane?) che si sono sovrapposte ad altre più recenti. In questa zona sono state raccolte argille del Pliocene inferiore e del Pleistocene. E1 pure presente una discordanza, attribuibile al Calabriano, che fa da base ad una serie orizzontale di termini più recenti. Il substrato acustico dovrebbe corrispondere al cristallino-metamorfico della Calabria.

Il Bacino di Crotone-Spartivento (Crotone-Sparti vento Basin) (Rossi e Sartori, 1981) è una grande depressione premessiniana, i cui limiti occidentali si trovano in terraferma. Esso è riempito da terreni Plio-Pleistocenici in successione continua (Fig.5). Il bacino, che attualmente ha un asse direzionale parallelo alla costa (NNE-SSW), è caratterizzato da numerose faglie dirette. Dal tetto del Messiniano si ergono numerose strutture diapiriche che hanno interessato anche i terreni di copertura più recenti. Come evoluzione, esso potrebbe rappresentare un bacino di tipo "fore-arc".

L' Arco Calabro Esterno (External Calabrian Arc) (Belderson et al., 1974; Ergenzinger et al., 1978; Rossi e Sartori, 1981; Selli e Rossi, 1975) ha una forma arcuata a topografia irregolare e con strutture molto complesse, che si estende quasi parallelamente all'arco calabro-peloritano (Figg.2 e 5). Presenta 2 zone di transizione, una, verso terra, dove confina con il bacino di Crotone-Sparti vento, l'altra, verso mare, al limite della piana batiale ionica. Il suo limite meridionale potrebbe essere rappresentato, soprattutto per le sue strutture profonde, dalle colline di Anteo. L'arco calabro esterno è un termine comprensivo di diversi elementi: la scarpata di Crotone-Spartivento, il Calabrian Ridge sensu strictu e le depressioni intermedie. Le numerose faglie sembrano essere almeno in parte di origine compressiva; per lo studio dello schema strutturale si rimanda a Rossi e Sartori, 1981.

Lo Stretto di Messina (the Messina Strait) (Ryan e Heezen, 1965; Selli et al., 1981) mette in comunicazione il Mare Ionio ed il Mar Tirrreno. Esso ha una profondità media di 200-300 m e nella zona apicale vi è una soglia (sili) che raggiunge una profondità minima di 110 m. Nello Stretto sono presenti vari tipi di fondali: quelli "accidentati", acusticamente "sordi", sono costituiti da arenarie e paraconglomerati; quelli "lisci

con riflessioni nel sottofondo" sono formati da fanghi, argille e sabbie fini; quelli "lisci senza riflessioni" da rocce, ghiaie o sabbie grossolane. La notevole velocità delle correnti, che qui raggiungono anche i 5 nodi sul fondo, e la cui direzione si inverte 4 volte al giorno, controlla la distribuzione dei sedimenti residuali e grossolani e non permette la deposizione dei materiali molto fini. Dal punto di vista strutturale, lo Stretto rappresenta un "graben", formatesi durante il Pleistocene glaciale, impostato su un altro più antico di maggiori dimensioni (16-22 Km), formatesi durante il Pleistocene preglaciale a causa di un fenomeno distensivo che allontanò la Sicilia dalla Calabria. Durante gli acmi glaciali, la soglia dello Stretto emerse per gli abbassamenti eustatici del livello marino. Probabilmente in coincidenza con una faglia a direzione N-S, si è impostato il "Canyon di Messina", che ha molti altri tributari provenienti sia dalla scarpata siciliana che da quella calabrese.

Il Pendio di Messina (Messina Rise), (Rossi e Sartori, 1981; Selli et al. 1981) inizia dallo Stretto e scende dolcemente verso S. In questa zona sono stati riconosciuti numerosi piccoli bacini di età messiniana, il più grande dei quali, quello di Catania, che ha un asse con direzione N-S, è colmato da terreni sedimentari sub-orizzontali a partire dal Pliocene inferiore.

Il Monte Alfeo (Alfeo Seamount) (Rossi e Borsetti, 1977; Rossi e Sartori, 1981) che si erge a S del "rise" di Messina, è impostato al limite fra la scarpata inferiore siciliana e la piana batiale ionica. I risultati di una campionatura hanno mostrato come esso sia formato da rocce calcaree del Dogger, più precisamente dell'Oxfordiano. Sono state inoltre raccolte argille del Pliocene inf., del Pliocene medio-sup. e del Pleistocene.

La Scarpata siciliana (Sicilian Escarpment or Malta-Siracusa Escarpment) (Chayes et al., 1979; Scandane et al., 1981) divide il Canale di Sicilia (con la grande piattaforma maltese) dal Mar Ionio (con il "rise" di Messina). Si tratta di una scarpata ad andamento quasi N-S che si prolunga per circa 160 m n e raggiunge, verso E, pendenze anche superiori a 15°. Numerosi studi sono stati qui condotti per cercare di risolvere l'annoso problema dell'età dello sprofondamento ionico. I risultati più significativi dei dragaggi finora effettuati hanno mostrato che le rocce più antiche raccolte sulla scarpata sono costituite da calcari dolomitici di età triassica (Nerico e Retico).

La Piana Batiale ionica (Ionian Bathyal Plain) (Cita e Mal inverno, 1979; Rossi e Sartori, 1981; Selli e Rossi, 1975) è rappresentata da una superficie per lo più pianeggiante. Essa occupa la parte centrale di tutto il bacino. E1 stata suddivisa in 3 parti: a) piana batiale di Messina, dove i sedimenti PI io-Pleistocenici sono sub-orizzontali ed è in giacitura tranquilla: questa zona si trova nella parte più occidentale della piana. Con le medesime caratteristiche della a), ma situata nella zona settentrionale, la b) che è stata chiamata piana di Apulia. Vi è infine la zona centrale e) chiamata zona a "cobblestones" (Fig.6), dove la piana è formata da ondulazioni del terreno che hanno un'ampiezza di qualche Km, sono orientate in modo variabile e sono spesso intervallate da piccoli e poco profondi bacini orientati anch'essi nello stesso senso.

Molto dibattuta è l'origine di questi "cobblestones": per alcuni si tratterebbe di fenomeni tettonici (Belderson et al., 1974), per altri di "olistostromi" (Letouzey et al., 1974; Mulder, 1973; Sancho et al., 1973), per altri di "megaripples" (Emery et al., 1966), per altri ancora di fenomeni carsici (Hinz, 1974; Ryan et al., 1973; Sigl et al., 1973).

Il Margine occidentale della Grecia (Hellenic Trench) (Finetti, 1976; Rossi, 1979; Rabinowitz e Ryan, 1970) è situato immediatamente dopo la piattaforma continentale ed è costituito da un profondo avvallamento con andamento parallelo alla costa. In questa grande depressione sono presenti numerosi "seamounts" e profonde fosse (Fig.7). Una di queste, la fossa "Nord Matapan" è la più profonda di tutto il Mediterraneo e supera i -5000 m. Lo spessore dei sedimenti del PI io-Quaternario è molto variabile: ci sono delle fosse che sembrano esserne quasi prive, altre riempite completamente da depositi terrigeni. Tutte mostrano di essere sottoposte, anche attualmente, a movimenti compressivi, dovuti con ogni probabilità alla subduzione che si è generata in questa zona di contatto fra Africa ed Europa.

I margini meridionali del bacino ionico non sono ancora stati studiati in dettaglio dall'Istituto di Geologia marina di Bologna. Sulla base di alcune nostre pubblicazioni e di altre eseguite da vari Enti di Ricerca, soprattutto stranieri, ne diamo qui soltanto brevi cenni.

La Dorsale di Medina (Medina Seamounts) (Rossi e Zarudzki, 1978) rappresenta la continuazione della scarpata siciliana, si allunga per oltre 200 Km ed è formata da 3 culminazioni principali. La direzione del loro asse strutturale è W-E, cioè perpendicolare all'asse della scarpata siciliana. Si tratta di un alto strutturale sommerso che raggiunge i 2700 m a partire dalla piana batiale. Per lungo tempo era considerata come una Dorsale formata da vulcani a causa delle forti anomalie magneti che su di essa registrate. Studi recenti hanno dimostrato invece che si tratta di "horst" o pilastri tettonici.

II Bacino della Sirte (Syrte Basin) (Finetti e Morelli, 1973), che si apre fra la Libia e la Cirenaica, rappresenta il margine meridionale del bacino ionico. Un profilo sismico mostra una potente sequenza mesozoica, attribuibile al Cretaceo superiore, terreni terziari di notevole potenza, ed una copertura di sedimenti PI io-Pleistocenici molto ridotta.

Il Monte Cyrene (Cyrene Seamount) (Rossi e Zarudzki, 1978) è ancora un pilastro tettonico di circa 2500 m d'altezza. La sommità di questo monte è quasi pianeggiante (assomiglia cioè ad un "guyot") ed è ricoperta da sedimenti stratificati per uno spessore di poco inferiore ai 400 m. Altri piccoli monti si estendono da E verso W a partire dal fianco S del Cyrene. Essi formano così un allineamento che risulta essere parallelo a quello della dorsale di Medina.

La Dorsale Mediterranea (Mediterranean Ridge) (Hieke et al., 1973) è un sollevamento di circa 1000 m a forma arcuata, che nella sua parte terminale verso occidente potrebbe rappresentare la chiusura orientale del bacino ionico anche se lascia aperte numerose vie verso E. Sono state fatte numerosi ipotesi sulle origini e sulle sue caratteristiche regionali, oltre ai molti studi di implicazione geodinamica: il suo

significato geologico è tuttora controverso, anche perché il tipo di terreno non permette una buona penetrazione dell'energia acustica, impedendo di ottenere profili sismici interpretabili in profondità. Tuttavia, i risultati di alcuni dragaggi hanno mostrato la presenza di tutta la serie PI io-Quaternaria molto condensata (circa 200-300 m di spessore) che indica una scarsa sedimentazione recente. Al di sotto di questa sequenza è presente un Messiniano evaporitico. I fondali sono generalmente costituiti da "cobblestones", simili a quelli della piana batiale.

CONCLUSIONI

E' stata data una sia pur breve descrizione delle caratteristiche morfologiche e geologiche delle principali unità del Mare Ionio settentrionale e brevi cenni sulle rimanenti di tutto il bacino ionico e dei suoi margini. Sono stati pure indicati gli spessori dei sedimenti Plio-Quaternari della zona in esame (Fig.8). Si è accennato infine a qualche tentativo di ricostruzione strutturale (Rossi e Sartori, 1981) (Fig.9). Ma lo studio e 1'interpretazione della geologia del Mare Ionio sono ancora ben lontani dall'essere terminati. Dei numerosi problemi geologici rimasti aperti ne citiamo solo alcuni, malgrado molte ipotesi siano già state avanzate. Fra di essi mettiamo in evidenza 1'ancor sconosciuta età della formazione del bacino ionico, lo spessore della crosta, la sua oceanizzazione, la direzione ed il movimento delle placche a contatto (Africa ed Europa), la loro area di sutura, la correlazione, se esiste, tra arco calabro esterno ed arco ellenico. Non si conosce il perché della presenza della dorsale mediterranea e della zona con topografia a cobblestones. E' infine incerta la presunta continuità tra la valle di Tarante ed il solco di Cefalonia-Metaponto come pure quella della zona di contatto di quest'ultimo con la chiusura settentrionale dell'arco ellenico.

Gli studi italiani e stranieri nel Mare Ionio si sono intensificati in questi ultimi anni per cercare di dare risposta a tutte queste problematiche. In particolare sono stati studiati gli affioramenti sulle scarpate fra cui quelle di Malta-Siracusa, di Zante-Cefalonia e degli horst di Medina e di Cyrene, che rappresentano i margini più meridionali del bacino ionico.

Ringraziamenti

Si desidera ringraziare sentitamente i col leghi P.Colantoni e R.Sartori per la lettura critica del manoscritto e G.Marezzi per il lavoro fotografico.

BIBLIOGRAFIA

AMODIO-MORELLI L., BONARDI G. , COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G. , IPPOLITO F. , LIQUORI V. , LORENZONI S. , PAGLIONICO A. , PERRONE V. , PICCARRETTA G. , RUSSO M., SCANDONE P. , ZANETTIN-LORENZONI E., e ZUPPETTA A., 1979 - L'arco calabro peloritano nell'erogene appenninico-maghrebide - Memorie Soc. Geol. It., 17, 1-60, Roma.

BELDERSON R.H., KENYON N.H. and STRIDE A.H., 1974- Calabrian Ridge, a newly discovered branch of the Mediterranean Ridge; Nature, 247, 453-454.

BIJU-DUVAL B. , LETOUZEY J. , MONTADERT L. , COURRIER P. , MUGNIOT J.F. e SANCHO J. , 1974 - Geology of the Mediterranean Sea Basins - in: Drake C.A. and Burk C.L. (Eds) - The Geology of continental margins, Springer-Verlag, 695-721, New York.

CHAYES D., CHEZAR H. , CITA M.B. GIUNTA G., HARVIE W., MILLER E., PATACCA E., RADOICIC R. , RAWSON E., ROSSI S. , RYAN W.B.F. e SCANDONE P. , 1979 - Preliminary results of dredgings on the Malta-Siracusa, Apulia-Cephalonia Escarpments (Eastward Legs E-3E, 78 and E-3F, 78) - Rend.Soc.Geol. It. 2, 3-4, Note brevi, Roma.

CITA M.B., MALINVERNO A., 1979 - THe Cobblestone topography, World Offshore, 2, (1), pp. 5-11.

CRATI GROUP (Colella A., Ferriani A., Gabbianelli G. , Ricci-Lucchi F. , Rossi S.), 1981 - The Crati submarine fan (Ionian Sea). A preliminary report. - Abstract I.A.S. 2nd Eur.Mtg., pp.34-39, Bologna.

EMERY K.O., HEEZEN B.C. and ALLAN T.D., 1966 - Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea - Deep Sea Res., 13, 173-192.

ERGENZINGER P. , GÒ'RLER K. , IBBEKEN H. , OBENAUF P. and RUMHOR J. , 1978 -Calabrian Arc and Ionian Sea: vertical movements, erosional and sedimentary balance - In: Closs H. , Roeder D. , Schmidt K. (Eds) -Apls, Apennines, Hellenides - Inter Union Comm. on Geodynamics, Struttgart, 38, 359-373.

FINETTI I. , 1976 - Mediterranean Ridge: a young submerged chain associated with the Hellenic Are - Boll.Geof.Teor. et Appl.. 69, 31-65, Trieste.

FINETTI I. and MORELLI C., 1973 - Geophysical exploration of the Mediterranean Sea - Boll.Geof.Teor. et Appl., 60, 263-344, Trieste.

GABBIANELLI G. and ROSSI S. , 1980 - Nota sulla sedimentazione attuale del fondo-valle nel golfo di Tarante - III Congr. A.I.O.L. (1978). Sorrento.

GRANDJACQUET C. and MASCLE G. , 1978 - The structure of the Ionian Sea,

Sicily and Calabria-Lucania - in: Nairm A.E.M. et al., (Eds) - The Ocean Basins and Margins - 4 B, 257-329.

HIEKE W. , SIGI W and FABRICIUS F. , 1973 - Morphological and structural aspects of the Mediterranean Ridge SW of Peloponnesus (Ionian Sea) -Bull.GeoI.Soc. of Greece, 10, 109-126.

HINZ K. , 1974 - The results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea - Geol.Jahrbuch, 92, 33-65.

LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B. , COURRIER P. and MONTADERT L. , 1974 - Nappes de glissement actualles au front de l'arc calabrais en mer ionienne (d'aprés la sismique réflexion) - 2 Réunion annuelle Sciences de la Terre, 2 pp., Nancy.

MASCLE J. and ROSSI S. , 1981 - Sismique réflecxion dans le Golfe de Tarente (Mer Ionienne). En préparation.

MORELLI C. , CANTAR C. and PISANI M. , 1975 - Bathymetry, Gravity (and Magnetism) in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea - Boll. Geof.Teor. et Appl., 65, 39-58, Trieste.

MULDER C.J., 1973 - Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean - In: Drooger W. (Ed) - Messinian events in the Mediterranean - Koninkl .Nederl. Akad.Wetensch., 44-59, Amsterdam.

RABINOWITZ P.D. and RYAN W.B.F.,, 1970 - Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean - Tectoniphysics, 10, 585-608.

ROSSI S. and BORSETTI A.M., 1975 - Correlation entre sismique réflexion et stratigraphie de la dorsale de la Pouille (Mer Ionienne) - Rapp. Comm.Int.Mer Médit., 23, 4a, pp. 307-308. (1974), Montecarlo.

ROSSI S. and COLANTONI P. , 1976 - Appunti sul banco dell'Amendolara nel Golfo di Taranto - Giorn. di Geol. , serie II[a], Vol.XL, fasc.l, Bologna.

ROSSI S. and BORSETTI A.M. , 1977 - Dati preliminari di stratigrafia e di sismica del Mare Ionio settentrionale - Mem.Soc.Geol. It. , 13, suppl.2, 251-259, Roma.

ROSSI S. and GABBIANELLI G. , 1978 - Geomorfologia del Golfo di Taranto -BolI.Soc. Geol.It.. 97, (1978), 423-437, 13 ff., 1 tab., 3 tavv. , Roma.

ROSSI S. and ZARUDZKI E.P.K., 1978 - Medina e Cyrene: montagne sottomarine del Mar Ionio - Boll.Geof.Teor. et Appl., Vol. XX, n.77, Trieste.

ROSSI S. , 1979 - Seismic profiles across Hellenic Trenches - Rapp.Comm. Int.Mer Médit.. 2a, 25-26 (1978), Antalya.

ROSSI S. and SARTORI R., 1981 – A seismic reflection study of the External Calabrian Arc in the Northen Ionian Sea (Eastern Mediterranean) Marine Geiph. Res., 93, 4 (1979).

ROSSI S. and RICCI-LUCCHI F. ,1981 – A SIde Scan Sonar profile along the major channel of the Crati submarine Fan, Ionian Sea – Abstr. I.A.S., 2nd Eur.Mtg., p.169, Bologna.

RYAN W.B.F. and HEEZEN B.C., 1965 – Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current – Geol.Soc.Am.Bull., 76, 915-932.

RYAN W.B.F., HSÜ K.J. et al., 1973 – Initial reports of the Deep Sea Drilling Project – Government printing Office, 13, 517-1447, Washington.

SANCHO J., LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B., COURRIER P., MONTADERT L. and WINNOCK E., 1973 – New data on the structure of the Eastern Mediterranean basin from seismic refòection – Earth Plan. Sc. Lett., 18, 189-204.

SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., MILLER E., CHEZAR H., ROSSI S. and Mc KENZIE J., 1981 – Mesozoic and Cenozoic rocks from the Malta escarpment (Central Mediterranean) In press. Am.Ass.Petr.Geol.

SELLI R., 1962 – Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale – Mem.Soc.Geol.It., 3, 737-789, Roma.

SELLI R., 1973 – An outline of the Italian Messinian – In Drooger W. (Ed) – Messinian events in the Mediterranean – Koninkl.Nederl.Akad.Wetensch., 150-171, Amsterdam.

SELLI R., ROSSI S., 1975 – The main geological features of the Ionian Sea – Rapp.Comm.Int.Médit., 4a, 23 pp. 115-116, (1974), Montecarlo.

SELLI R., COLANTONI P., FABBRI A., ROSSI S., GALLIGNANI P. and BORSETTI A.M., 1981 – Marine Geological Investigation on the Messina Strait and its approches – Giorn. Di Geol., serie 2 a, vol.XLII, fasc.II, (1977), Bologna.

SIGL W., HINZ K. and GARDE S., 1973 – Hummocky and rolling landscape in the Ionian Sea – a contribution to the cobblestone problem Meteor-Forschungs ergebnisse, 14, 51-54.

Fig.1 Le maggiori unità fisiografico-strutturali del bacino ionico.

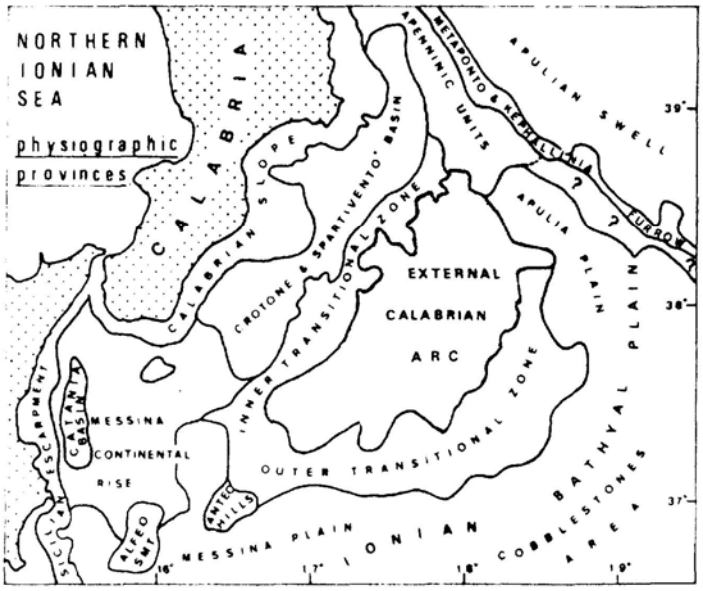


Fig.2 Dettaglio delle maggiori province fisiografiche del Mare Ionio settentrionale (da Rossi e Sartori, 1981)

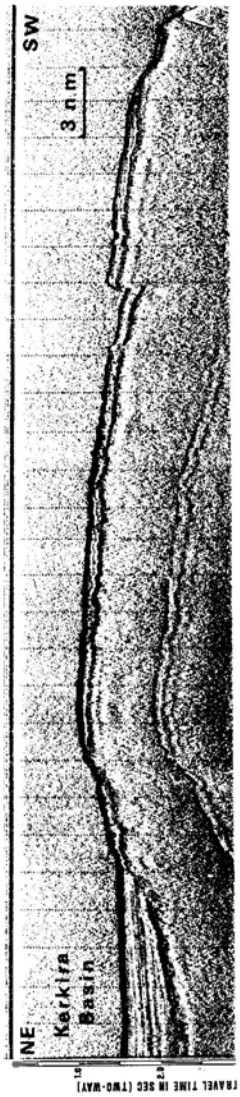


Fig.3 Sezione sparker 30 kJ attraverso la dorsale pugliese. Molto evidente risulta il riflettore che indica il tetto del Messiniano

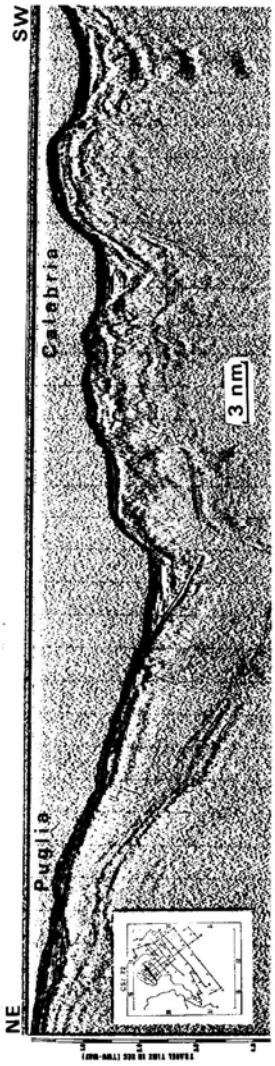


Fig.4 Sezione sparker 30 kJ attraverso il Golfo di Taranto (da Mascle e Rossi, 1981)

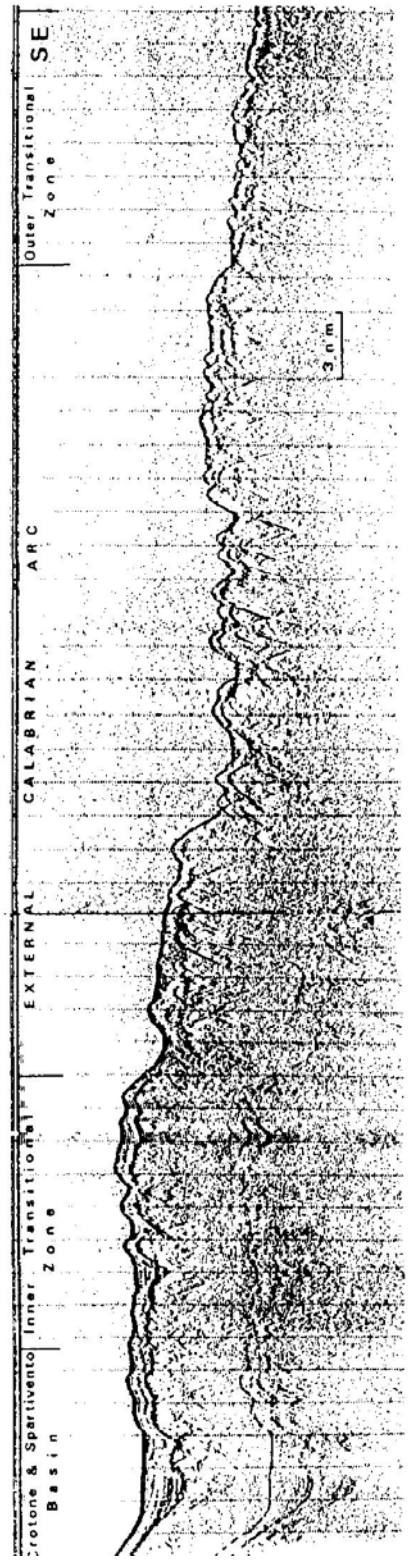


Fig.5 Profilo sparker 39 kJ che mette in evidenza il bacino di Crotone-Spartivento (a sinistra), l'arco calabro esterno (al centro) ed una zona intermedia verso la piana batiale ionica (a destra) (da Rossi e Sartori, 1981)

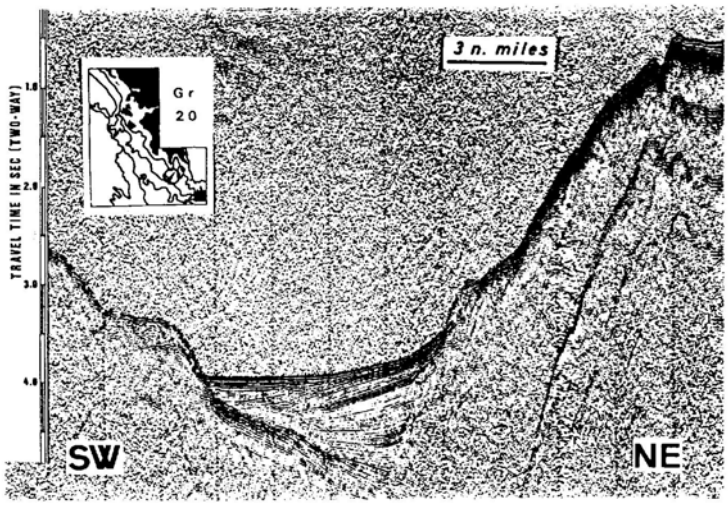


Fig.6 Piana batiale ionica: tipica zona con topografia a "cobble-stones"

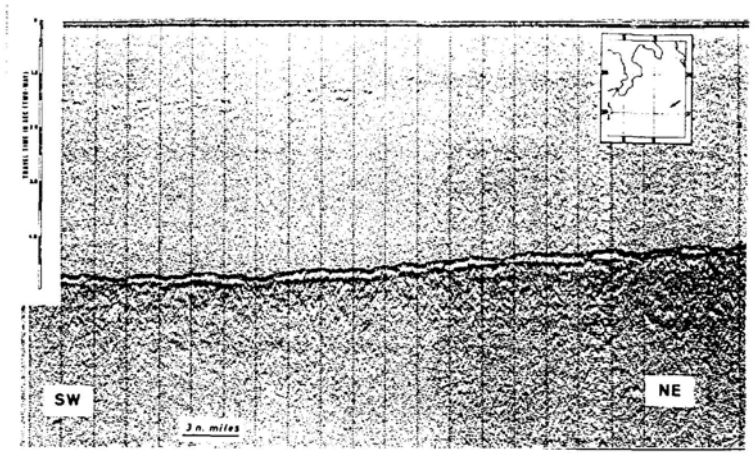


Fig.7 Un bacino della depressione ellenica: da notare le varie fasi di basculamento nei sedimenti (da Rossi, 1979)

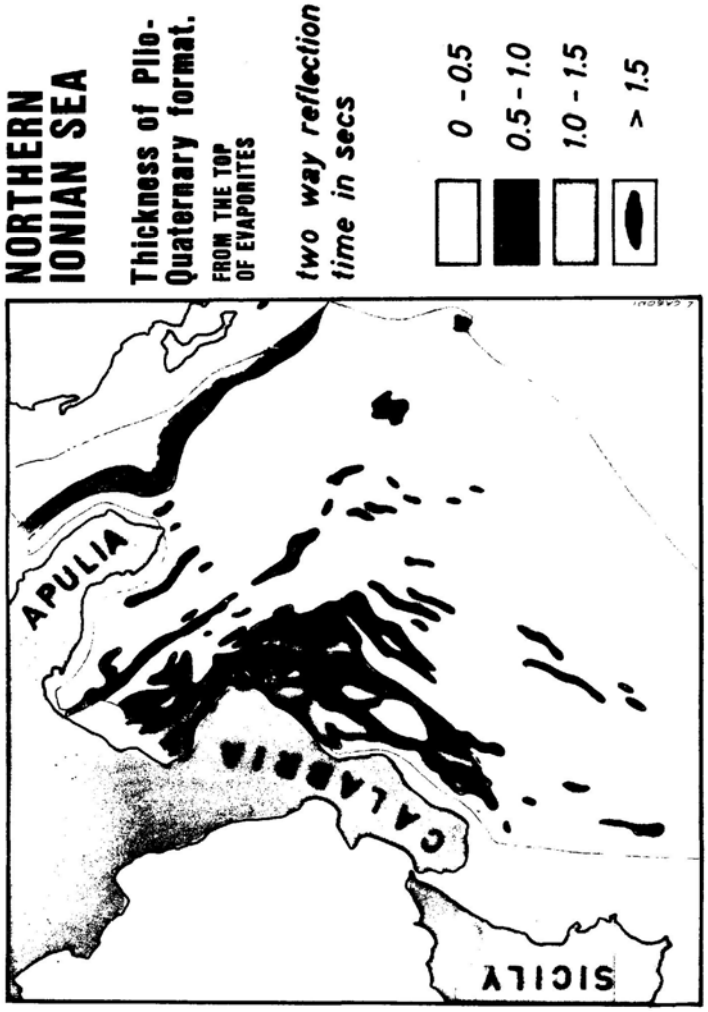


Fig.8 Spessori del Plio-Pleistocene nel Mare Ionio settentrionale (da Selli & Rossi, 1975)

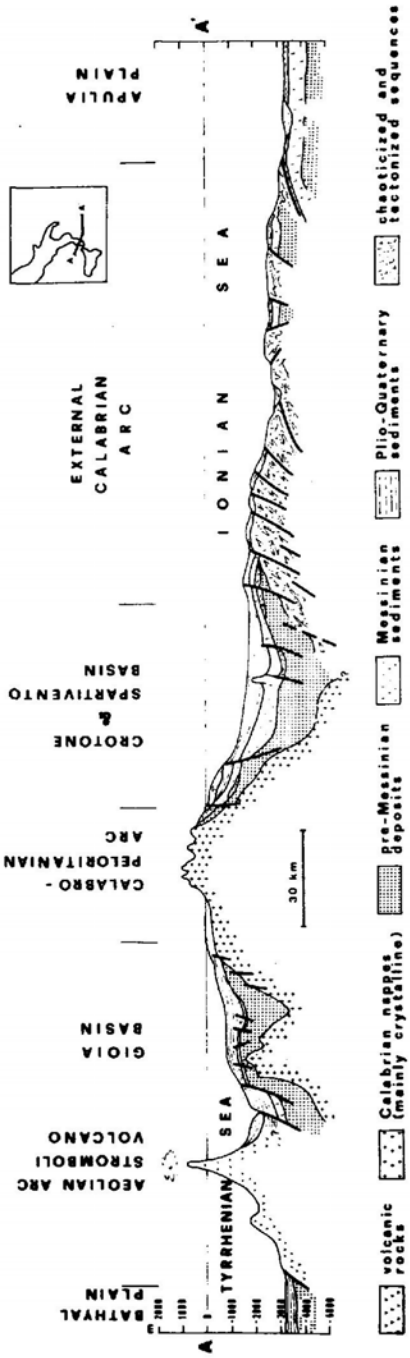


Fig.9 Profilo geologico schematico dal Mar Tirreno al Mare Ionio (Piana di Apulia) (da Rossi & Sartori, 1981)

OSSERVAZIONI SULLA PALEOGEOGRAFIA DELLE BOCCHE DI BONIFACIO (RISULTATI DELLE CAMPAGNE OCEANOGRAFICHE EFFETTUATE NEL 1974 E NEL 1979)

A. OZER*, M. PICCAZZO**, A. ULZEGA***

*Laboratoire de Géomorphologie et Geologie du Quartenaire,
Università di Liegi, Piace du XX Aout 7 - 4000 Liège.

**Istituto di Geologia dell'Università - Corso Europa 30 –
Palazzo delle Scienze - 16132 Genova.

***Istituto di Geologia dell'Università
Via Trentino 51 - 09100 Cagliari.

RIASSUNTO

Viene esposta una serie di considerazioni basate su profili ecografici ad alta risoluzione e sismici a riflessione (S.B.P. 3,5 KHz e sparker 1000 J) e su materiali dragati durante le campagne oceanografiene 1974 e 1979, che consentono una buona visione della paleogeografia delle Bocche di Bonifacio. Sono state definite numerose linee di riva a profondità comprese tra 55 e 100 m (beach-rocks, cordoni, falesie e spianate) che sono state attribuite alla fine dell'ultima glaciazione. Altre linee di riva, situate a profondità superiori e talvolta coperte di sedimenti, apparterrebbero a regressioni marine anteriori. Ne deriva una conferma dei possibili collegamenti tra la Corsica e la Sardegna durante il Pleistocene medio e superiore, fatto che è anche confermato dalla distribuzione delle faune (Megaceros) delle due isole e da reperti archeologici.

RESUMÉ

L'examen de profils échographiques a haute résolution (S.B.P. 3,5 KHz), de profils sismiques a réflexion (sparker 1000 J) et de dragages (campagnes de 1974 et de 1979) a permis de mieux comprendre la paléogéographie des Bouches de Bonifacio. Ainsi plusieurs lignes de rivage comprises entre 55 et 100 m (beach-rocks, cordons, falaises et replats) ont pu être définies et attribuées a la fin de la dernière glaciation. D'autres rivages, situés a des profondeurs supérieures et parfois masqués de sédiments, appartiendraient a des régressions marines antérieures. Des liaisons entre la Corse et la Sardaigne ont donc été possibles pendant le Pleistocène moyen et superieur, ce qui est confirmé par la répartition de la faune (Megaceros) des deux îles et par des repères archéologiques.

SUMMARY

A fine of considerations based on seismic profiles (S.B.P. 3.5 KHz and sparker 1000 J) and dredgins is exposed in the present work. These seismic data from the oceanographic cruises in 1974 and 1979 were collected. From the analysis of the results, a good comprehension of the paleogeography in the " Bocche di Bonifacio " area is obtained. Several shore-lines have been located between 55 and 100 m depth (beach-rocks, bars, cliffs and shelfs); these structures have been dated at the end of the last glaciation. Also, some deeper and sedimental shore-lines from a previous regression were traced. The existing possibility concerning the connection between Sardinia and Corsica of the upper and middle Pleistocene, seems to be confirmed by the data in question. The same connection is al so resulted from the common fauna distribution (Megaceros) and archeological founds.

INTRODUZIONE

Le Bocche di Bonifacio sono già state oggetto di numerosi studi: per primi Nesteroff e Roa-Morales (1957) e Fierro (1969) studiarono la distribuzione dei sedimenti nella zona; in seguito Fierro portò un contributo alla morfologia della piattaforma sarda (1965) e alla distribuzione dei minerali pesanti (1970). Citiamo ugualmente Bellan, Molinier e Picard (1961) che, durante le ricerche biologiche al sud della Corsica, fecero interessanti osservazioni sulla morfologia di questo settore.

Nel maggio 1974 è stata effettuata, nel settore delle Bocche di Bonifacio e del Golfo dell'Asinara, una campagna oceanografica diretta da Piccazzo con la Nave Marsili del C.N.R.. I profili eseguiti (Sub Bottoni Profiling) ed i campionamenti (dragaggi e carotaggi) sono stati analizzati da Ozer (1976 e 1977). Anche una beach-rock, ritrovata a 70 m di profondità nelle Bocche di Bonifacio, è stata oggetto di una nota da parte di Fanucci et al. (1974).

In seguito, nel quadro delle ricerche relative al Progetto Finalizzato del C.N.R. " Oceanografia e Fondi Marini", Subprogetto "Risorse Minerarie", Tema "Placers", Ulzega ha diretto, con la Nave Bannock, diverse campagne oceanografiche sulla piattaforma sarda (dal 1977 al 1980), una delle quali (novembre 1979) è stata effettuata nel settore nord-orientale con l'esecuzione di profile Sub Bottom e sparker : i primi risultati di queste indagini sono stati presentati all'ultimo Congresso della C.I.E.S.M. tenutosi a Cagliari nel 1980 (Ulzega, Lecca e Leone, 1980).

L'esame complessivo dei dati ci ha consentito di presentare in questa nota uno studio più dettagliato sulla paleografia del settore italiano delle Bocche di Bonifacio.

MORFOLOGIA

La Corsica e la Sardegna sono unite da una piattaforma continentale la cui profondità media è di circa 60-70 m. La distanza minima tra le due isole è di 12 km (Fig. 1), tuttavia nella zona orientale lo stretto è disseminato di isole che ne riducono la distanza a soli 7 km (tra l'isola di Lavezzi e l'isola di Razzoli). La piattaforma si estende fino a 38 km dalla parte centrale dello stretto ed il suo "rebord" si trova ad una profondità di circa 180 m: la stessa è limitata nella sua parte meridionale dal canyon di Castelsardo. Ad E la piattaforma ha circa la stessa estensione ed è seguita da una scarpata molto evidente: il "rebord" è posto a circa -120/-130 m.

Su tutta la piattaforma si possono distinguere due zone: la prima, a profondità inferiore a 50 m, è particolarmente accidentata e l'andamento della stessa è condizionato dalla morfologia granitica e da numerose faglie; la seconda, oltre i 50 m, è caratterizzata da una topografia molto più dolce interrotta però da diverse testimonianze di linee di riva quaternarie.

INTERPRETAZIONE DEI DATI DI CAMPAGNA

A) Dragaggi

Durante la campagna del 1974 sono stati effettuati, nella parte centrale delle Bocche di Bonifacio, 7 dragaggi (Fig. 1) ed i principali risultati ottenuti sono stati pubblicati da Fanucci et al. (1974); ricordiamo le conclusioni più interessanti che sono state raggiunte.

E1 stata rinvenuta una beach-rock a -70 m (dragata n°07): la sua analisi mostra che è composta per il 95% da sedimenti organogeni e che gli apporti terrigeni sono costituiti essenzialmente da quarzo e da feldspati: questi ultimi grani sono poco o nulla smussati e questo fatto implica che sono stati cementati senza aver avuto il tempo di essere modellati da un trasporto litorale. Il cemento è costituito da Mg-calcite, caratteristica delle rocce formatesi nella zona intertidale. Questa arenaria presenta una micromorfologia di tipo carsico ed un leggero arrossamento che fanno supporre una fase regressiva posteriore al deposito della stessa.

In tutte le dragate inoltre sono stati campionati numerosi ciottoli, questi sono ubicati tra -50 e -70 m e sono costituiti da rocce granitiche. Le caratteristiche morfometriche (smussamente ed appiattimento) di questi ciottoli indicano un trasporto di tipo torrentizio: è logico quindi supporre che si siano depositati durante una fase di regressione marina posteriore alla formazione della beach-rock; infatti molti ciottoli di beach-rock sono stati rinvenuti in due dragate (01 e 07), mentre la beach-rock non contiene alcun ciottolo. La petrografia di questi riflette la litologia della Gallura e si può quindi affermare che i torrenti responsabili di questi depositi drenassero la Gallura settentrionale e le isole orientali.

B) Carotaggi

All'estremità occidentale della piattaforma si trova un alto fondo che raggiunge -63 m (Fig. 1) alla base del quale Gennesseaux (1972) ha fatto un carotaggio che ha rivelato la presenza di numerosi ciottoli a -128 m con grado di smussamento medio di 400, valore classico per le spiagge, a testimonianza della presenza di una linea di riva a questa batimetria (Ozer, 1976).

C) Profili sismici nella zona occidentale delle Bocche di Bonifacio

Durante la campagna 1974 una serie di 13 profili S.B.P. 3,5 KHz è stata fatta nel settore occidentale (Fig. 1): l'interpretazione di questi mostra molte morfologie ("cordoni", falesie, spianate) che testimonierebbero l'esistenza di linee di riva attualmente sommerse; tra -48 e -157 m Ozer (1976 e 1977) ne ha supposto l'esistenza di 11, a batimetrie differenti, tra cui una situata alla stessa quota (-128 m) della spiaggia ritrovata nel carotaggio visto in precedenza.

Tuttavia, a causa della mancanza di registrazioni sismiche con maggior penetrazioni nel sottofondo (es. sparker 1000 J) e in considerazione della morfologia strutturale presente, possono esistere dubbi sulla loro vera natura: non è quindi possibile allo stato attuale ricostruire la paleogeografia dettagliata della zona.

D) Profili sismici nella zona orientale delle Bocche di Bonifacio

Nella zona orientale, tra Capo Figari e l'Isola di Caprera (Fig. 1) sono state svolte due campagne oceanografiche: la prima (1974) ha fornito profili S.B.P. 3,5 KHz mentre durante la seconda (1979) sono stati effettuati sia profili S.B.P. 3,5 KHz che sparker 1000 J. L'esame dei profili della prima campagna ha indicato l'esistenza di diverse linee di riva sommerse (Ozer, 1976 e 1977) mentre la seconda campagna ha permesso la redazione di una carta dell'ubicazione di queste antiche linee di riva (Ulzega et al. , 1979 ; Ulzega et al. , 1980).

L'esame complessivo dei profili delle due campagne ha permesso di ricostruire la paleogeografia di questa zona (Fig. 2) e il confronto tra i profili S.B.P. 3,5 KHz e quelli sparker 1000 ha consentito di eliminare parte dei possibili dubbi sulla natura delle morfologie presenti.

In questo modo otto linee di riva, comprese tra -55 e -145 m, sono state mappate: tra queste, quelle comprese tra -55 e -67 (I), tra -78 e -86 (II), -92 e -100 (IV) e tra -118 e -125 (VI) sono generalmente caratterizzate da creste ben marcate (Fig. 3) di altezza media 5/6 m ed è possibile seguirle per molti chimoletri: in particolare la linea IV si estende lungo tutto il settore esaminato, mostrando inoltre delle ramificazioni.

Tra -86 e -92 m (III) sono state definite due linee di riva: quella più prossima alla costa è formata sopratutto da una falesia di alcuni metri di altezza mentre l'altra è formata solamente da rilievi allungati ("cordoni").

D'altra parte delle linee di riva tra -107 e -113 (V), tra -128 e -130 (VII) e tra -135 e -145 (VIII) sono state trovate solo testimonianze discontinue caratterizzate sia da alti morfologici che da spianate. L'esame dei profili S.B.P. 3,5 KHz ha messo inoltre in evidenza la presenza di spianate associate a "cordoni" ricoperti da diversi metri di sedimento (Fig. 4) a profondità comprese tra -120 m (VI) e -145 (VIII).

La continuità delle linee di riva I, II, III e IV, la freschezza delle loro forme e l'assenza di sedimenti posteriori fanno supporre che la loro formazione sia contemporanea (IV) o posteriore (I, II, III) alla massima regressione dell'ultima glaciazione (trasgressione versiliana): questo corrisponde a quanto è noto nel Mediterraneo occidentale.

Al contrario le linee di riva VI a Vili, ricoperte di sedimenti, possono essere correlate e regressioni marine anteriori all'ultima glaciazione (Riss?).

CONCLUSIONI

Dall'esame di tutti questi dati e in considerazione del fatto che la profondità massima nelle Bocche di Bonifacio raggiunge -73 m si può affermare che il livello del mare si sia sufficientemente abbassato per permettere collegamenti tra la Corsica e la Sardegna in diversi momenti del Quaternario e sicuramente durante le due ultime glaciazioni.

A testimonianza di questo fatto ricordiamo anche la distribuzione della fauna tra le due Isole : ad esempio sono stati osservati resti di "Megaceros cazioti" in molti depositi attribuiti generalmente al post-Tirreniano in diverse località della Sardegna (Cordy e Ozer, 1972; Caloi e Malatesta, 1974) e della Corsica (Sigogneau, 1960) come pure ne sono stati rinvenuti ugualmente in depositi più antichi è generalmente ammesso dai paleontologi che il Megaceros abbia popolato queste isole durante il Pleistocene medio (Azzaroli, 1961).

Rimane tuttavia aperto il problema del passaggio tra la Corsica-Sardegna e l'Arcipelago Toscano, già sollevato da Caloi e Malatesta (1974), i quali ipotizzano che questo collegamento fosse possibile durante il Pleistocene medio tra Capo Corso e l'Isola di Capraia.

D'altra parte Arca et al. (in corso di stampa) hanno recentemente segnalato, in terrazze fluviali del bacino di Coghinas (Sardegna settentrionale) attribuiti al Riss, non escludendo la possibilità che si tratti di Mindel, la presenza di un industria litica di tecnica clactoniana su scheggia del Paleolitico inferiore; ciò conferma l'esistenza di contatti tra la Corsica e la Sardegna in un'epoca ancora più antica.

Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini", Subprogetto " Risorse Minerarie", Tema "Placers".

BIBLIOGRAFIA

ARCA M. , MARTINI F. , PITZALIS G., TUVERI C. , ULZEGA A., 1982 - Giacimenti paleolitici in Anglona (Sardegna sett.), Quaderni Sovrintendenza Monumenti e Antichità, Sassari, (in corso di stampa).

AZZAROLI A., 1961 - II nanismo nei cervi insulari, Paleontographia Italica, LVI, 1-32.

BELLAN G., MOLINIER R., PICARD J., 1961 - Distribution et particularités des peuplements benthiques de 1'étage circalittoral des parages de Bonifacio (Corse), Rapp. et P.V.C.I.E.S.M.. 16, 523-528.

CALDI L. , MALATESTA A., 1974 - II cervo pleistocenico di Sardegna, Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana, II, 163-247.

CORDY J.M. , OZER A. , 1972 - Découverte d'un crâne de Cervidé Mégacérin (Nesoleipoceros Cazioti) dans le Quartenaire de la Sardaigne septentrionale, Annales de la Société Géologique de Belgique, 95, 425-449.

FANUCCI F. , FIERRO G. , OZER A. , PICCAZZO M. , 1974 - Ritrovamento di una "beach-rock" a 70 m di profondità nelle Bocche di Bonifacio, Studi Sassaresi Sez. III - Annali della Facoltà di Agraria della Univ. di Sassari, XXII, 3-12.

FIERRO G., 1965 - Observations morphologiques et sédimentologiques sur les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara, Cahiers Océano-graphiques, 17, 565-571.

FIERRO G., 1969 - Répartition des sédiments dans la région des Bouches de Bonifacio, Rapp. et P.V.C.I.E.S.M. . 19, 645-647.

FIERRO G., 1970 - I minerali pesanti nei sedimenti marini del Golfo del-1'Asinara e delle Bocche di Bonifacio. Atti Soc. It. Sc. Nat, e Museo Civ. St. Nat. Milano. 110/2, 155-197.

GENNESSEAUX M., 1972 - La structure du plateau occidental des Bouches de Bonifacio (Corse), C.R. Acad. Se. Paris,, Sèrie D, 275, 2295-2297.

LECCA L. , LENAZ R., LEONE F., ROSSI S., ULZEGA A., 1979 - La piattaforma continentale della Sardegna sud-orientale: indicazioni metodologiche e primi risultati. Atti del Convegno Scientifico Nazionale Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini, Roma 5/7 marzo, 557-566.

NESTEROFF W.D., ROA-MORALES P., 1957 - Recherches sur les sédiments marins des Bouches de Bonifacio. Rev. Geogr. Phys. Gèol. Dyn. , 2, 1, 79-82.

OZER A., 1976 - Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne, These de Doctorat en Sciences Géographiques, Université de Liège, 3, 620 pp.

OZER A., 1977 - Morphologie de la plate-forme continentale de la Sardaigne septentrionale: les Bouches de Bom'facio et le Golfe de l'Asinara, Rapp. et P.V. C.I.E.S.M., 24, 7a, 277-278.

SIGOGNEAU D., 1960 - Etude d'un Cervidé pleistocène de Corse, Ann. Paleont.. 46, 47-78.

ULZEGA A., FAIS S., FERRARA C., LECCA L., LEONE F., 1980 - II significato delle linee di riva sommerse nella ricerca dei Placers, Convegno sui Placers Marini, Trieste, 26-27 giugno.

ULZEGA A., LECCA L., LEONE F., 1980 - Niveaux marins submergés dans la plate-forme continentale de la Sardaigne orientale, XXVII Congrés-Assemblée Plenières du C.I.E.S.M., Cagliari, 9-18 ottobre.

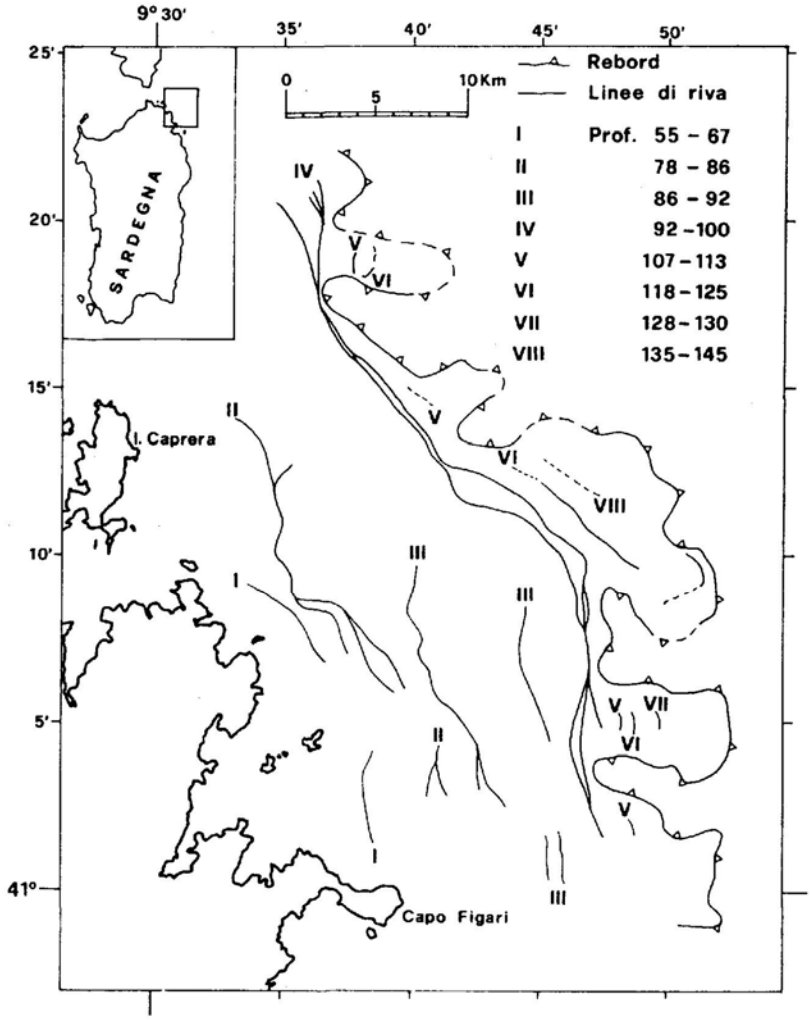


Fig.1 Ubicazione dei profili sismici (S.B.P. e Sparker) e dei prelievi di fondo (dragaggi e carotaggi)

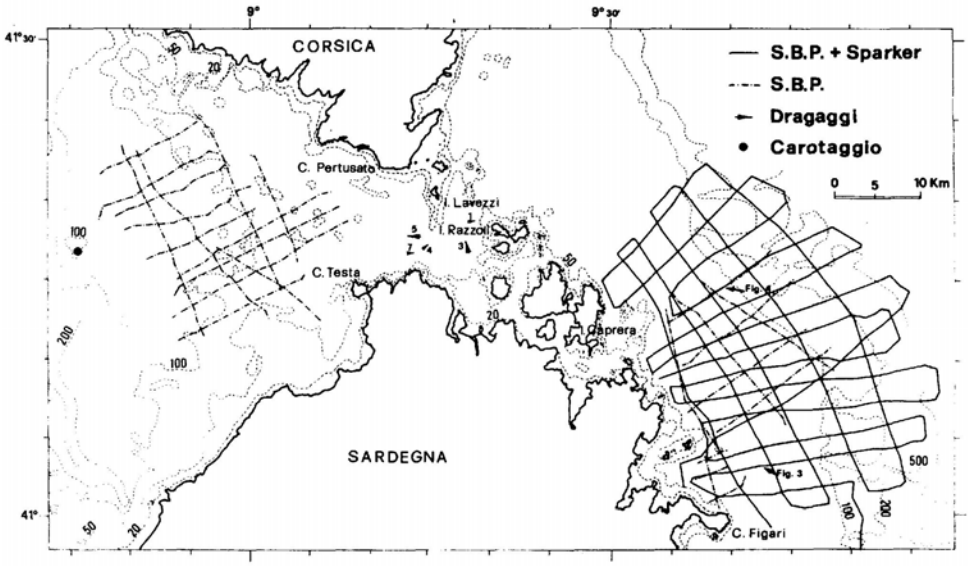


Fig.2 Ubicazione dei "rebord" e delle antiche linee di riva

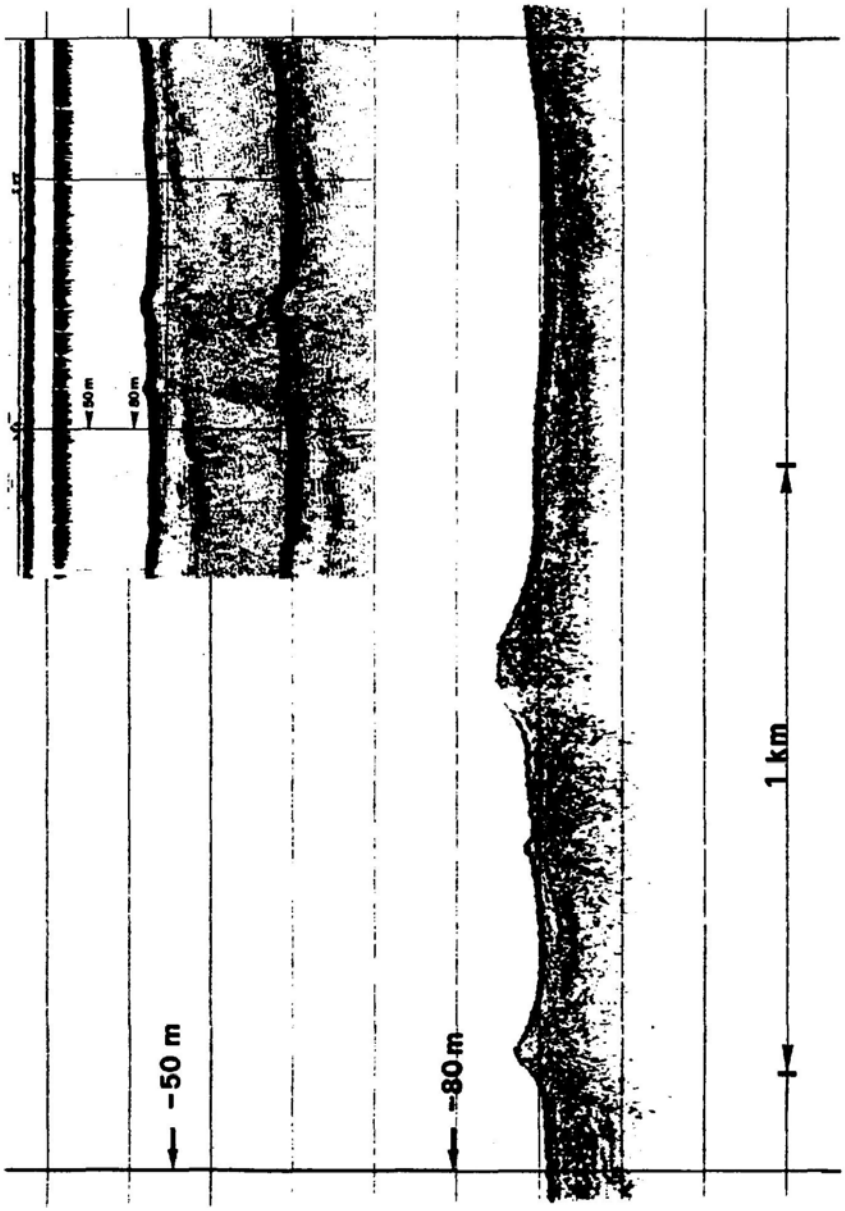


Figura 3

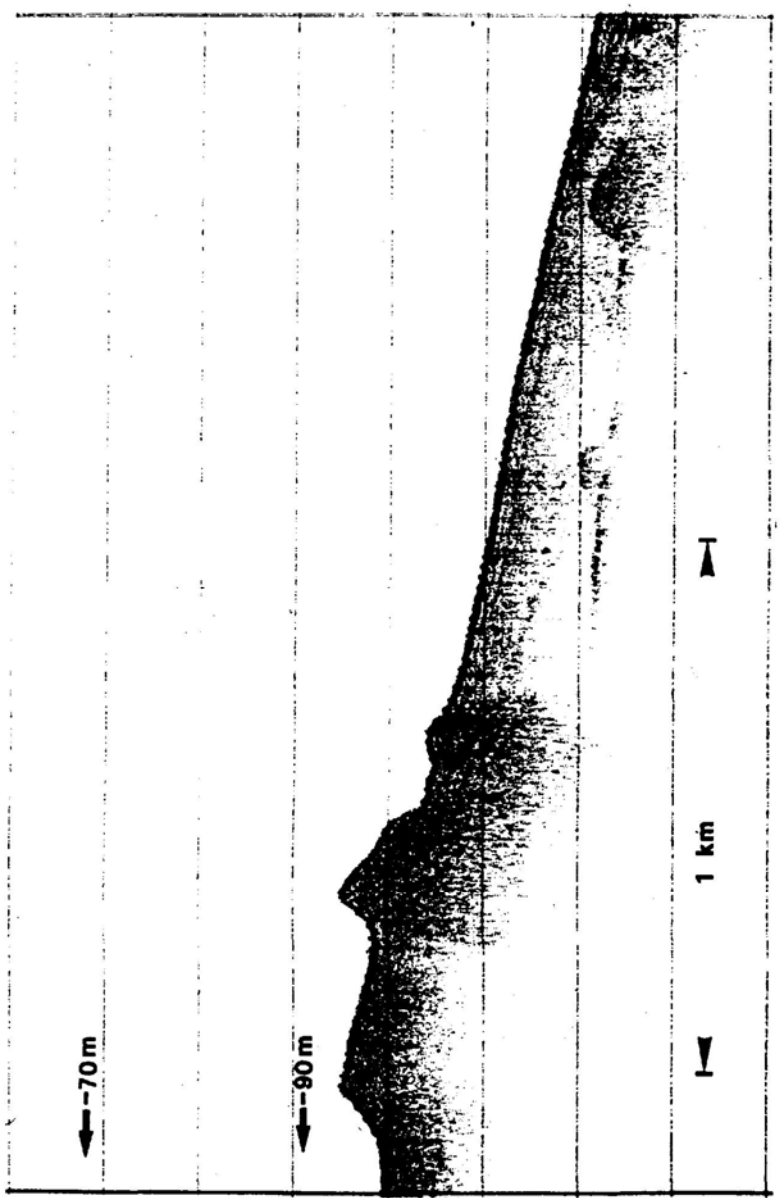


Figura 4

PIATTAFORME MIOCENICHE
DEL MARGINE CONTINENTALE DELL'APPENNINO LIGURE

F. FANUCCI

Istituto di Geologia dell'Università di Genova
Corso Europa 30 – GENOVA

RIASSUNTO

Vengono presentati nuovi dati di sismica a riflessione sulla evoluzione della piattaforma continentale della Liguria orientale; essi evidenziano la presenza, al di sotto del corpo sedimentario plio-quaternario, di testimonianze di fasi evolutive attribuibili al Miocene superiore. Tali fasi sembrano essere state determinate dal concorso di eventi tettonici ed oscillazioni del livello marino. Viene fatta l'ipotesi che queste ultime siano di origine glacioeustatica.

SUMMARY

Some new data of seismic reflection profiling on The Eastern Ligurian Continental shelf are presented. They show, under the plio-quaternary sedimentary body, the existence of some initial stages of shelf evolution, attributable to the Upper Miocene (Messinian). These stages are originated by tectonic events and fluctuation of sea level. The hypothesis of a glacioeustatic origin of these fluctuations is put forward.

PREMESSE

II margine continentale del Mar Ligure compreso tra Genova e la Versilia è già stato individuato, da diversi anni, come zona di grande interesse per lo studio dell'evoluzione delle piattaforme continentali mediterranee. Tale individuazione si basa sul fatto che la situazione tettonico-sedimentaria della zona è stata tale, nel PI io-Quaternario, da permettere la conservazione, all'interno dei corpi geologici che costituiscono la piattaforma, di testimonianze relative a diversi stadi della sua evoluzione che sono facilmente individuabili su profili sismici ad alta risoluzione (Fig. 1). In pratica, si nota tutta una serie di morfologie sepolte, ciascuna delle quali rappresenta un momento dell'evoluzione della piattaforma, una particolare fase del suo sviluppo. Originariamente questo insieme di testimonianze era stato analizzato solo per quanto concerne le fasi pi io-quaternarie (Fanucci et al., 1974); recentemente, però, nuove indagini hanno posto in rilievo altre testimonianze, relative ad un insieme di fasi più antiche, che si

presentano spesso con grande evidenza. La differenza più rimarchevole tra i due gruppi di fasi riguarda i caratteri acustici dei corpi sedimentar!' che esse interessano: le fasi più antiche coinvolgono livelli intensamente riflettenti che soggiacciono ad una sequenza, acusticamente trasparente, identificabile come il Pliocene inferiore. Detti livelli presentano, per la maggior parte, caratteri assai simili a quelli tipici dei livelli superiori della serie evaporitica messiniana. In questa sede si tenterà di operare un'analisi preliminare dei dati sinora disponibili sulle fasi pre-plioceniche, esaminando le implicazioni che la loro esistenza e i loro caratteri possono avere in relazione alle ricostruzioni paleo-ambientali relative al limite Miocene-Pliocene.

Caratteri delle piattaforme pre-plioceniche

La serie di particolarità che viene qui presa in esame riguarda tutta la zona compresa tra l'area urbana genovese e l'alta Versilia (Fig. 2). La zona è stata interessata a più riprese dalla neotettonica disgiuntiva: gli eventi tardo-miocenici hanno obliterato in parte le più antiche tra le testimonianze del gruppo in questione, mentre gli eventi plio-quaternari, grazie al loro particolare stile, hanno permesso la buona conservazione delle più recenti, salvo in alcuni punti. Sulla carta di Fig. 2 sono quindi state distinte:

- un'area in cui è ben riconoscibile una successione pressoché indisturbata di fasi (A);
- un'area, esterna alla prima (B), su cui si può solo affermare che è stata interessata da fenomeni erosivi precedentemente all'impostarsi delle fasi visibili in A.

Vi è poi una terza area (C), situata al largo delle precedenti, caratterizzata da superfici di discordanza che fanno ritenere probabile un suo coinvolgimento da parte degli stessi fenomeni. Tra le prime due aree e la terza si interpone una serie di bacini sedimentari di cui i più importanti sono il Bacino di Portofino e quello di Viareggio; in detti bacini è già stata da tempo segnalata la presenza di una serie evaporitica completa o, quanto meno, dei suoi livelli superiori (Rehault, et al., 1974; Nicolich, 1977; Fanucci et al., 1979).

Per quanto riguarda i caratteri di dettaglio delle piattaforme in esame,si possono distinguere due situazioni principali:

- nel tratto tra Massa e Punta del Mesco le più antiche fasi evolutive ricostruibili sono mal distinte e coinvolgono quasi esclusivamente il substrato roccioso, mentre le più recenti interessano corpi sedimentari di limitata importanza, la cui potenza aumenta verso costa, sicché non vengono ad essere interessati dalla prima superficie erosiva del ciclo pi io-quaternario (Fig. 3a);
- nel tratto tra Punta del Mesco e Genova è rappresentato un insieme di testimonianze più completo e caratterizzato, la cui analisi permette di svolgere la maggior parte delle considerazioni sulla evoluzione delle piattaforme in questione (Fig. 3b).

Origine ed evoluzione delle piattaforme

Le osservazioni sinora effettuate, mettono anzitutto in luce che:

- i primi eventi erosivi hanno interessato il substrato pre-miocenico ed un corpo sedimentario che colma depressioni strutturali prossime alla costa, i cui caratteri acustici sono mal definiti; si può avanzare l'ipotesi, per analogia con la situazione dei bacini antistanti, che esso sia costituito da livelli terrigeni pre-evaporitici (Fig. 3b, 1);
- successivamente si sono avuti eventi tettonici che hanno smembrato le superfici erosive dando origine a depressioni in cui si sono deposti livelli dai caratteri acustici tipici della sequenza evaporitica superiore, in continuità con i evaporitici dei livelli bacini più profondi (Fig. 3b, 2);
- a detti eventi fa seguito una nuova fase erosiva che interessa anche i livelli più recenti e che da inizio al ciclo di eventi che terminerà con l'instaurarsi della tipica sedimentazione marnoso-argillosa del Pliocene inferiore, relativamente omogenea e continua.

Le fasi che costituiscono detto ciclo stanno tra di loro in rapporti che possono chiarire aspetti significativi di tutta la fenomenologia; tali fasi, infatti, (generalmente in numero di tre) sono evidenziate ciascuna da una superficie di discordanza che limita superiormente un corpo sedimentario a caratteri acustici marcati, del tutto simili a quelli dei livelli sommitali della sequenza evaporitica superiore (Fig. 3b, 3). Ciascun corpo doveva essere caratterizzato, prima dell'evento erosivo che lo ha rimodellato, da una potenza crescente verso riva e rappresenta un breve, ma completo, ciclo di sedimentazione. Nell'insieme tali caratteristiche sono suscettibili di un inquadramento in un modello dinamico del tutto simile a quello che descrive l'evoluzione quaternaria della piattaforma (Fanucci et al., 1974). Non si vede infatti come si possa evitare di interpretare la successione di eventi erosivi, che si intercalano ad,episodi di sedimentazione con i caratteri descritti, come la risultante di una serie di successive oscillazioni del livello marino, di durata relativamente breve e di ampiezza presumibilmente limitata. Vi è inoltre da notare che, ad ogni fase, il ciglio della piattaforma viene a situarsi in posizione arretrata rispetto a quella occupata nel corso della fase precedente (Figg. 3a e b; Fig. 4) ciò può essere imputato alla tettonica (subsidenza) o ad un progressivo decremento di ampiezza delle oscillazioni eustatiche. E1 però improbabile che il secondo fenomeno abbia potuto, senza il concorso di una certa subsidenza, determinare la situazione osservata; anche considerando le altre attuali conoscenze sulla evoluzione neogenica del margine appenninico ligure, sembra necessario ammettere che la tettonica abbia svolto un ruolo importante nella fenomenologia in esame.

Il ciclo di eventi descritto è chiuso da una fase che può essere analizzata solo in modo incompleto, in quanto è spesso obliterata dai fenomeni erosivi del ciclo plio-quaternario; essa interessa un corpo sedimentario a riflessioni interne poco marcate (Figg. 3b e 4), ma non

ancora trasparente come i livelli pliocenici (parte superiore dell'intervallo $B_{2\alpha}$ di Curzi et al., 1980?), la cui morfologia è simile a quella dei corpi esaminati in precedenza. Successivamente si instaureranno fenomenologie che conferiranno all'area delle piattaforme caratteri di margine più profondo (Fanucci et al., 1980); dalla situazione osservata sembra che il passaggio tra i due tipi di fenomenologie sia stato relativamente graduale.

Considerazioni conclusive

Nel suo complesso, l'evoluzione delle piattaforme studiate appare condizionata dal concorso di fenomeni tettonici ed eustatici. Un confronto fra detti fenomeni e gli eventi quaternari, responsabili dell'attuale assetto morfologico della piattaforma, sorge spontaneo. Si è detto che l'evoluzione descritta, con progressivo arretramento del ciglio, non può essere stata determinata unicamente da una regolare diminuzione di importanza dell'eustatismo anche perché, in talune zone del settore di La Spezia, le ultime fasi sono caratterizzate, al contrario, da una tendenza alla progradazione. Uno schema evolutivo di questo tipo è noto agli studiosi di piattaforme quaternarie (Vanney, 1977); esso risulta dal concorso tra subsidenza ed oscillazioni eustatiche in maniera indipendente, entro certi limiti, dall'ampiezza di queste ultime e si produce nel caso che l'accumulo di sedimenti sia insufficiente a compensare gli effetti della subsidenza stessa.

Il confronto non si arresta comunque a questo punto: la successione e la presumibile ampiezza degli eventi eustatici pre-pliocenici fanno pensare ad una affinità genetica tra essi e i fenomeni del Quaternario. Effetti eustatici della glaciazione antartica sono già stati invocati (Cita, 1973; Van Gorsel e Troelstra, 1980) per meglio giustificare taluni aspetti dell'area mediterranea al limite Miocene-Pliocene: se tale glaciazione avesse avuto un decorso simile a quello degli eventi glaciali del Quaternario, potrebbe essere spiegato il prodursi, nel Miocene terminale, di oscillazioni eustatiche numerose, di ampiezza limitata e relativamente breve durata. Il fatto che fenomenologie di tipo glacio-eustatico possono aver influenzato, nel modo detto, le condizioni del Mediterraneo implica l'esistenza di una comunicazione tra tale bacino e l'oceano globale. Tutto ciò rimane beninteso allo stato di semplice ipotesi; preme comunque sottolineare come la sola esistenza delle fenomenologie descritte possa portare nuovi elementi alla discussione sulle condizioni ambientali del Mediterraneo messiniano. Le considerazioni qui svolte si riferiscono comunque alle fasi più recenti di evoluzione delle piattaforme in esame, fasi che si sono ritenute coeve alla deposizione dei livelli superiori della serie evaporitica; per quanto riguarda le prime fasi, antecedenti all'evento tettonico di cui si è detto, le superfici erosive che le caratterizzano dovettero assumere un'ampiezza considerevole. Dato che l'originale morfologia è stata in parte obliterata, non è neppure possibile essere certi dell'esistenza di autentiche piattaforme, né di eventuali oscillazioni eustatiche del tipo descritto in precedenza. E' possibile che tali fasi siano state, almeno parzialmente, coeve alla deposizione del sale; i lembi di superfici erosive, meglio conservati, che possono esservi riferiti, si trovano nel

settore di La Spezia e in quello Sestri-Portofino (Figg. 5 e 6), in prossimità della costa. E' ben vero che tali lembi hanno subito rimodellamenti nel corso delle prime fasi del ciclo più recente, ma talune particolarità morfologiche sembrano rappresentare testimonianze di eventi più antichi. Sono soprattutto degne di attenzione le depressioni ad andamento trasversale alla costa: le più importanti interrompono le superfici in esame e sono verosimilmente di origine tettonica (Fig. 5) (in alcuni punti vi sono stati osservati depositi pre-evaporitici), ma ve ne sono altre, più modeste, imputabili ad erosione di corsi d'acqua (Fig. 6). Queste ultime non corrispondono ad alcun elemento di rilievo dell'attuale reticolo idrografico e il loro approfondimento, rispetto alla superficie circostante, si mantiene dell'ordine del centinaio di metri.

Dal confronto tra le situazioni relative ai due gruppi di eventi descritti si evince soprattutto che le condizioni che 1i hanno caratterizzati dovevano essere sensibilmente differenti, non solo in rapporto ai fenomeni locali, ma anche in rapporto alla situazione globale del bacino. In questo senso e nell'ottica delle ipotesi avanzate sull'età degli eventi, le osservazioni sin qui riportate avvalorano le conclusioni di quegli Autori (vedi Fabbri e Curzi, 1979, con bibliografia) che considerano sequenza evaporitica inferiore e superiore deposte in bacini a caratteri diversi.

BIBLIOGRAFIA

CURII P. , FABBRI A. e NANNI T. , 1980 - The Messinian evaporitic event in the Sardinia Basin area (Tyrrhenian sea). Marine Geology, 34: 157-170.

FABBRI A. e CURII P. , 1979 - The Messinian of the Tyrrhenian Sea: Seismic evidence and dynamic implications. Giornale di Geologia, (2) XLIII, 1, XXI-XXIX, 215-248.

FANUCCI F., FIERRO G. e REHAULT J.P., 1974 - Evoluzione quaternaria della piattaforma continentale ligure. Mem. Soc. Geol. It., XIII suppl. 2,233-240.

FANUCCI F., GIAMMARINO S. e TEDESCHI D., 1980 - Il Pliocene della costa e del margine continentale del 1'Appennino Ligure in rapporto alla neottonica. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.

FANUCCI F., FIERRO G. , FIRPO M., MIRABILE L. e PICCAZZO M., 1979 - La piattaforma continentale della Liguria appenninica. Atti del Conv. Scient. Naz. P.F. "Oceanografia e Fondi Marini", Roma, 5-7 marzo 1979 1275-1289.

NICOLICH R. , 1977 - Some remarks on the uppermost structure of the Ligurian Sea based on seismic reflection data. In MORELLI C. et al.. Crustal and Upper Manti e structure of the Northern Appennines, the Ligurian Sea and Corsica, derived from seismic and gravimetrie data. Boll. Geof., 75-76, XIX, 207-213.

REHAULT J.P., OLIVET L. e AUIENDE J.M., 1974 - Le bassin nord-occidental méditerranéen: structure et évolution. Bull. Soc. Geol. F. (7), XVI, 3, 281-294.

VAN GORSEL J.T. e TROELSTRA S.JR. , 1980 - Late Neogene climate changes and the Messinian salinity crisis. Geologie Mediterraneenne, VII, 1, 115-126.

VANNEY J.R., 1977 - Géomorphologie des plates-formes continentales. DOIN - Ed. Paris.

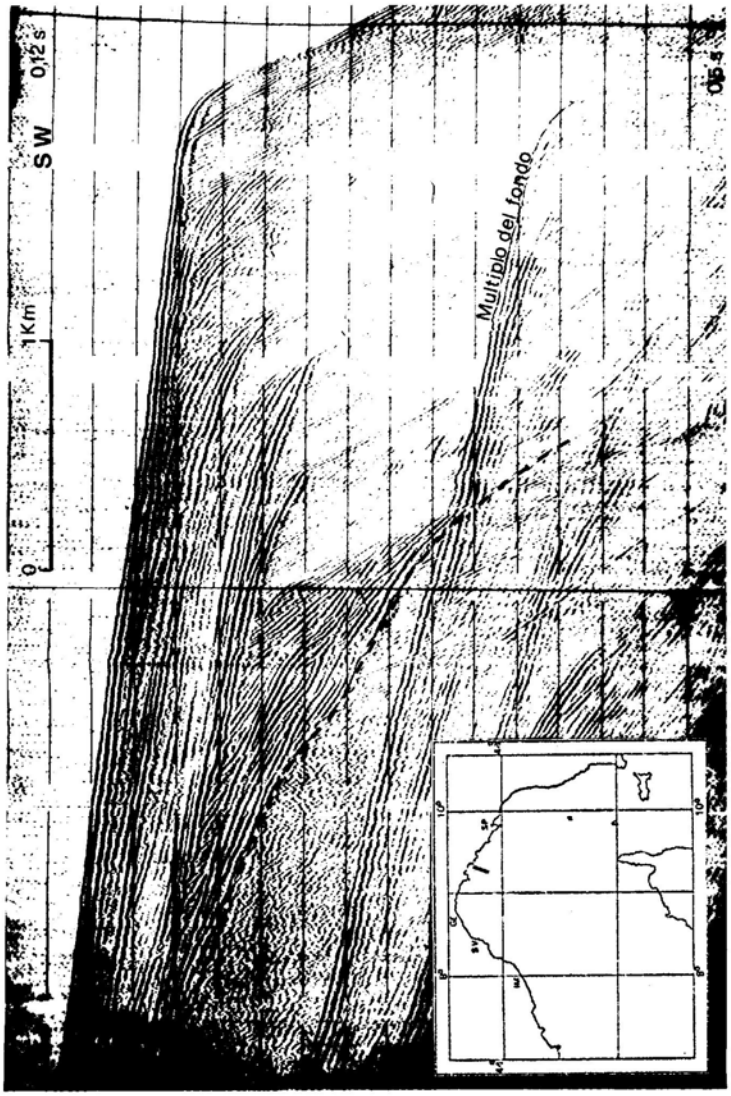


Fig. 1 - Profilo Air-gun, normale alla costa, di fronte a Sestri Levante, che mostra una nutrita successione di stadi di evoluzione della piattaforma. E' evidenziato lo stadio più antico visibile, appartenente al ciclo pre-pliocenico. La scala verticale é in tempi doppi.

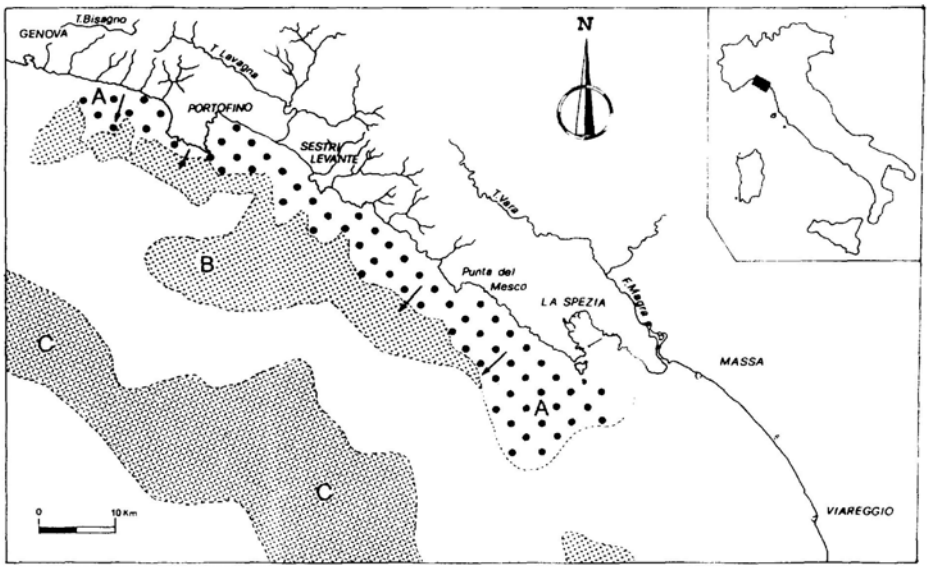


Fig. 2 - Carta della zona interessata dalle piattaforme pre-plioceniche; sono evidenziate zone a diverse caratteristiche (vedi testo). Le frecce indicano l'ubicazione di depressioni normali alla costa, di probabile origine erosiva, risalenti ai primi eventi di modellamento delle piattaforme.

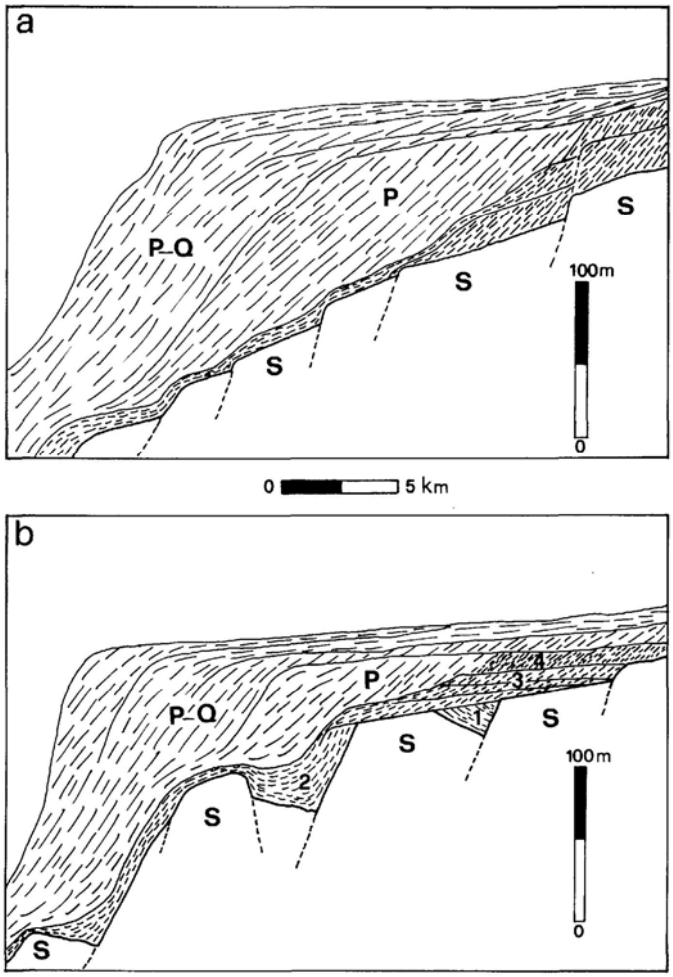


Fig. 3 - Schematizzazione dei due più tipici modi di presentarsi delle piattaforme pre-plioceniche. La situazione rappresentata in b è quella che meglio consente di ricostruirne l'evoluzione. S = substrato; P = Pliocene inferiore; P = Plio-Quaternario.

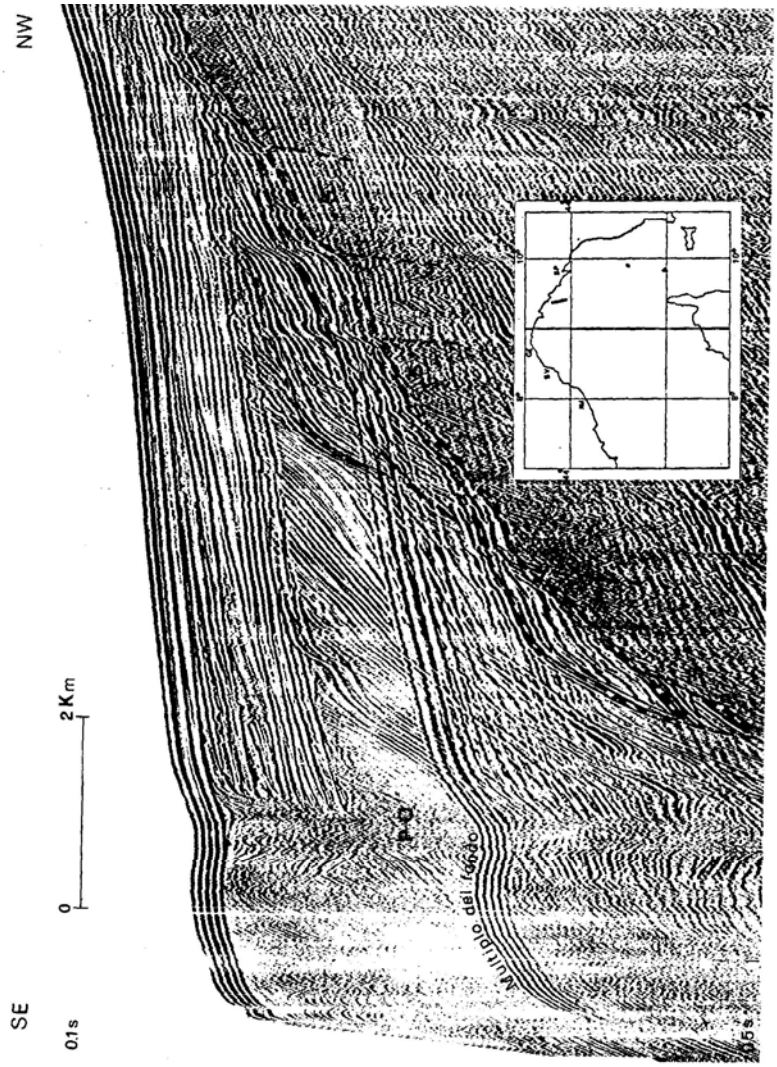


Fig. 4 - Profilo Sparker 6.000 J, al largo di Levanto. La successione di stadi di evoluzione della piattaforma pre-pliocenica è di tipo regressivo. Gli stadi più recenti si indovinano appena, obliterati dalle superfici erosive plio-quaternarie. Scala verticale in tempi doppi.

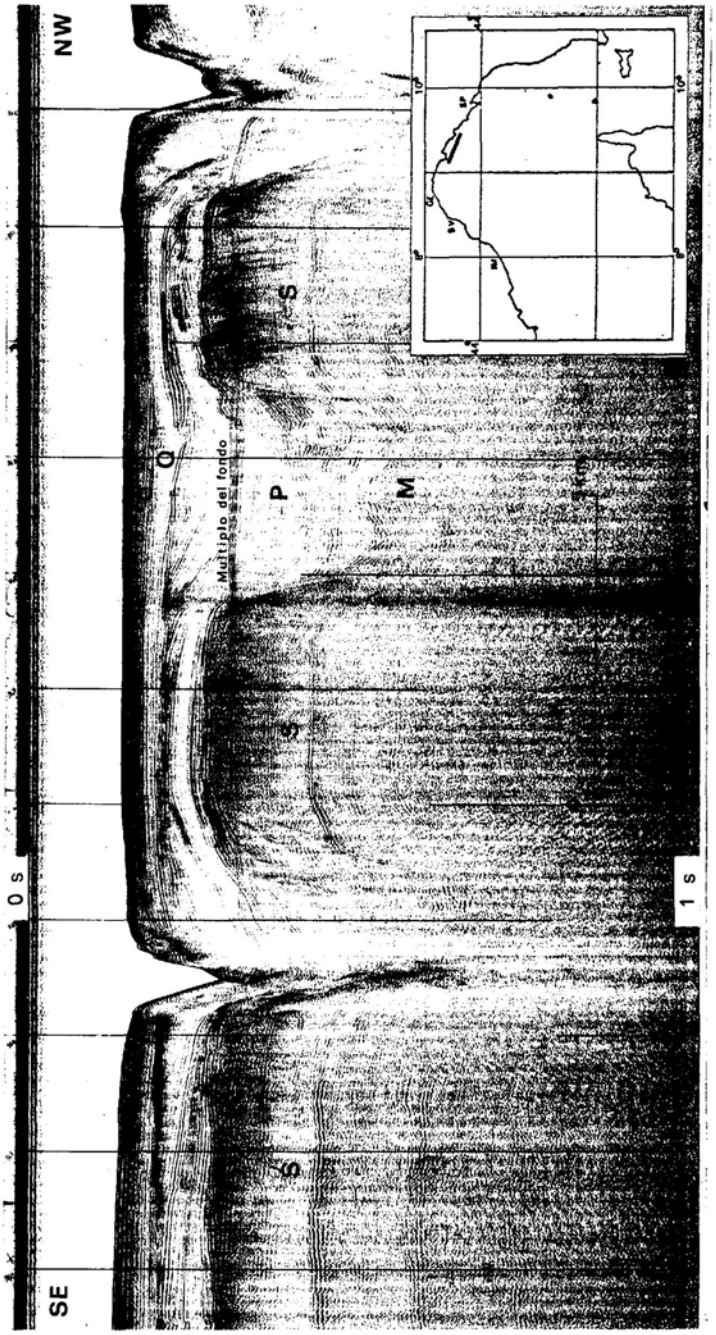


Fig. 5 - Profilo Sparker 6.000 J, parallelo alla costa, tra Portofino e Sestri Levante. La superficie erosiva, modellata nel substrato, è interrotta da depressioni tettoniche (Scala verticale in tempi doppi). M = Miocene.

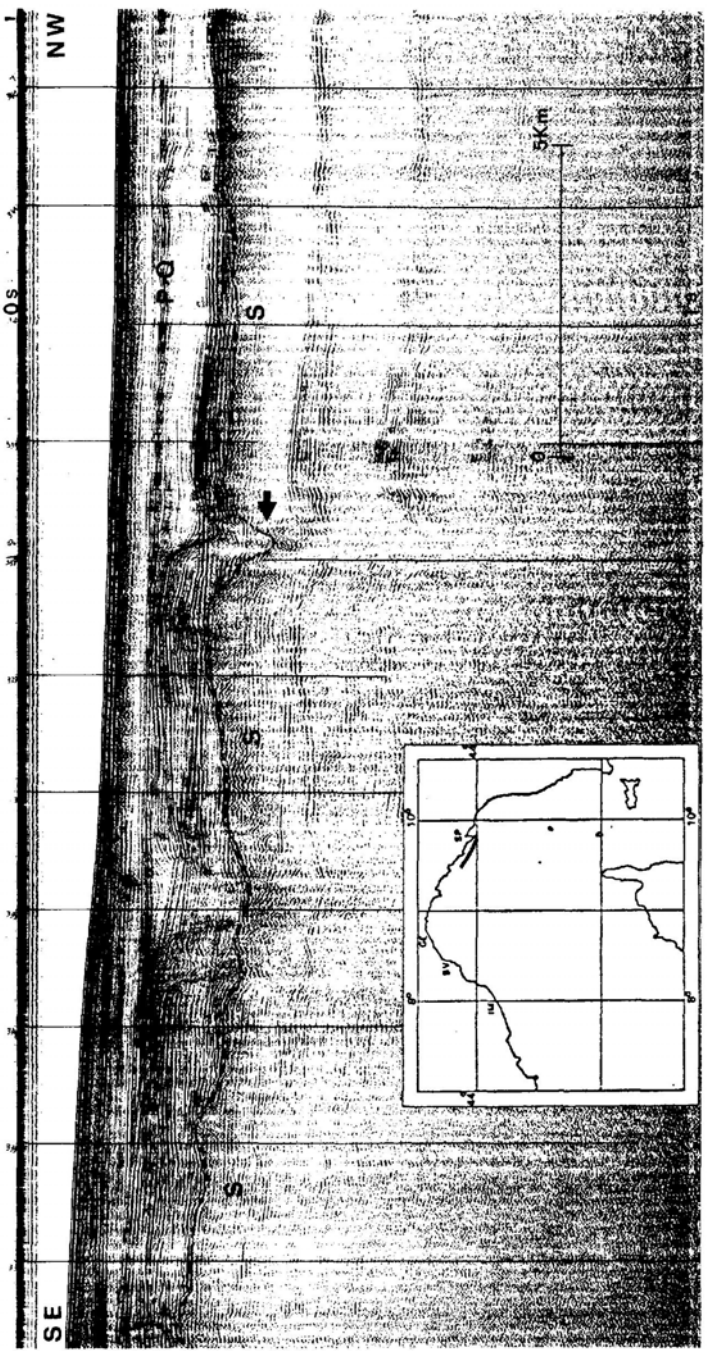


Fig. 6 - Profilo Sparker 6.000 J nel settore di La Spezia. La superficie erosiva è caratterizzata da depressioni di cui una (freccia) presenta l'aspetto di un'incisione di corso d'acqua. (Scala verticale in tempi doppi)

STUDIO GRANULOMETRICO E MINERALOGICO DEI SEDIMENTI DELLA PIATTAFORMA COSTIERA COMPRESA FRA PUNTA MESCO E VIAREGGIO

A. ANSELMI*, A. BRONDI*, 0. FERRETTI*, A. FELLETTI**

*Lab. Geologia Ambientale CNEN Casaccia, Roma
**Istituto Geologia Università di Genova

SUMMARY

Sedimentological pattern of investigated area in marine environment represents a basic tool to a rational sampling programmation and an appropriate interpretation of local situation of contamination. In view of the researches in progress on the environmental state in the area of La Spezia Gulf and in surrounding zones sedimentological studies nave been conducted in coastal shelf included between Punta Mesco and Viareggio. These researches have been conducted by the Institute of Geology of Genova University and CNEN (Atomic Energy Commission of Italy). Taking into account the important role played by fine particles in the contamination processes quality and distribution pattern of clay minerals have been particularly studied. The situation of the sea zone has been put in correlation with terrigenous supply operated by Magra river. As a result the following four sedimentological zones have been individuated: delta, prodelta, shelf and gulf. On the whole kaolin, illite, chlorite and mixed-layer appear to be the most widespread clay minerals. In the single cores from the different sedimentological zones the mineralogical composition have showed fundamental homogeneity. Some local variations of kaolin and chlorite content in the cores can be ascribed to variations of sedimentary processes. As a conclusion some indications of environmental meaning of the identified sedimentological pattern are furnished.

INTRODUZIONE

Gli studi di contaminazione marina necessitano della conoscenza ambientale di base delle aree esaminate. Uno degli aspetti più importanti da acquisire sotto questo profilo è la situazione sedimentologica.

Per la zona di La Spezia sono in corso studi sullo stato ambientale da parte del CNEN. Questo Ente e il Laboratorio di sedimentologia della Università di Genova hanno proceduto allo studio sedimentologico della fascia costiera compresa fra Punta Mesco e Viareggio.

Tenuto conto dell'importanza del ruolo svolto dalle componenti più

sottili dei sedimenti nei processi di contaminazione, particolare attenzione è state rivolta alla determinazione e alla distribuzione del complesso dei minerali argillosi. L'analisi di alcuni campioni del F. Magra, permette di correlare la situazione composizionale e distributiva dei sedimenti di piattaforma con le formazioni litologiche presenti nel bacino del fiume.

CAMPIONAMENTO

L'area considerare (fig. 1) è stata oggetto di campionamento da parte dei due Istituti citati. In particolare 10 carote sono state prelevate dall'Università di Genova in occasione di una campagna oceanografica della M/n Marsili del CNR condotta nel 1971 in collaborazione con l'Istituto Idrografico della Marina. Nel corso di una campagna oceanografica condotta nel 1978 dal Laboratorio di S. Terenzo del CNR 18 campioni di box-sampler sono stati raccolti dal CNEN.

CENNI GEOLOGICI

La zona in esame è in buona parte alimentata dagli apporti del F. Magra; quattro gruppi litologici fondamentali, presenti nel bacino di tale corso d'acqua, rappresentano le rocce madri dei sedimenti della piattaforma costiera prospiciente la foce dello stesso Magra (fig. 2).

Tali gruppi corrispondono a:

a) alluvioni e depositi fluvio-glaciali e fondivalle costituiti da meteriali detritici di età recente e quartenaria;

b) complessi alloctoni delle varie falde, costituiti da formazioni eterogenee di arginiti, siltiti, calcari marnosi e arenacei. Sono presenti inclusioni di ofioliti, serpentiniti, gabbri e diabasi;

c) formazioni "macigno" costituite da arenarie quarzoso-feldspatiche con intercalazioni di argilloscisti, siltiti e marne arenacee di età oligocenica;

d) serie mesozoica-eocenica, corrispondente alla "Lama di La Spezia" costituita da calcari massicci, stratificati alla base, da argilloscisti e marne alla sommità.

Il tratto meridionale dell'area esaminata è alimentato dai detriti di provenienza apuana, originati da formazioni cristalline e carbonati che. Nella zona settentrionale (Cinque Terre) affiorano alcune delle formazioni litologiche presenti nel bacino del Magra cioè rocce arenacee nella parte meridionale di questa area e rocce argillose con complessi ofiolitici nella parte settentrionale.

MORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA COSTIERA

La zona in esame è costituita da due tipi morfologici fondamentali. Nella parte sud orientale è sviluppata una costa bassa che rappresenta la parte estrema settentrionale di una falcata litoranea sviluppata a sud fin da Livorno. L'intervento umano ha completamente, o quasi, trasformato l'assetto morfologico originario sia per la parte interna, sia per quella marina. Il regime dei litorali ha subito vistose alterazioni. Delle antiche lagune retrodunari resta oggi solo il Lago di Massaciuccoli.

La parte nord-occidentale è costituita invece da coste alte comprendenti peraltro una situazione di baia nel golfo di La Spezia.

La circolazione generale, al di fuori dall'ambito strettamente costiero, è diretta a nord. Il trasporto litoranee si sviluppa verso sud da Punta Mesco fino a Forte dei Marmi quindi c'è un inversione e la corrente all'altezza di Viareggio è diretta verso nord (Gandolfi e Paganelli, 1975). Le torbide del fiume Magra si diffondono invece nel Golfo di La Spezia in occasione dei periodi di maggior piovosità sotto l'azione dei venti meridionali.

METODI DI ANALISI

Per ciascuna stazione di prelevamento (1 serie di box-sampler) sono stati presi in esame: un campione superficiale (A), un campione intermedio alla profondità di 20 cm (M), un terzo campione inferiore a 40 cm di profondità (B). I sottocampioni così ottenuti, sono stati scongelati, asciugati, omogeneizzati, inquartati e sottoposti ad analisi granulometrica e mineralogica; di ognuno di essi è stata determinata la composizione mineralogica fondamentale e la composizione della frazione argilIosa.

Per ciascuna stazione di prelevamento (II serie campioni di carote, lunghezza 1-2 metri circa) sono stati presi in esame: un campione superficiale, uno o due campioni intermedi, un campione della porzione inferiore.

Analisi granulometriche: i campioni sono stati lavati in H20 distillata fino all'eliminazione completa dei cloruri (prova con nitrato di Ag) quindi agitati per due ore in soluzione disperdente (esametafosfato). La frazione di 63 nm è stata stacciata a secco ad intervalli granulometrici di 1/2.

Analisi mineralogiche: la composizione mineralogica del campione medio è stata effettuata per via diffrattometrica. Sono stati determinati i contenuti in quarzo, feldspati sodico e potassico e calcite.

La composizione mineralogica della frazione argillosa (2 µm) è stata determinata mediante esami diffrattometrici. Per ottenere la frazione minore 2 µm i campioni, dopo agitazione in soluzione disperdente con esametafosfato, sono stati fatti sedimentare in appositi cilindri; il

prelevamento della frazione è stato effettuato mediante sifonamento dei primi 5 cm di sospensione dopo 4 ore di sedimentazione. L'esame ai RX è stato eseguito sul tout-venent e su preparati orientati ottenuti per sedimentazione su vetrino.

Le metodologie e i test diagnostici sono quelli standard per il riconoscimento dei minerali argillosi, mediante analisi del preparato allo stato naturale, dopo saturazione con vapori di glycol etilenico a 60°C per 3 ore e dopo riscaldamento a 550°C per 2 ore.

Per la I serie le percentuali dei minerali argillosi sono state ottenute dalla misura lineare dei relativi picchi. Per la II serie le percentuali sono state ottenute integrando le aree degli stessi picchi (sempre sul preparato orientato e glycolato).

RISULTATI GRANULOMETRICI

Nella tabella I sono riportati i risultati delle analisi granulometriche; le curve cumulative rappresentate nella fig. 3 (a, b, e) evidenziano tre tipi fondamentali di andamenti granulometrici. Un primo tipo caratterizzato da una elevata percentuale di frazione sabbiosa, un secondo da un contenuto elevato in frazione argillosa e un terzo tipo intermedio fra i due. Il quarto diagramma mostra come, per uno stesso campione, le curve granulometriche corrispondenti ai vari livelli, siano molto simili fra loro a prescindere dalla profondità. In fig. 4 è rappresentata la distribuzione dei tre tipi granulometrici riscontrati. I campioni sabbiosi del primo tipo sono stati suddivisi in grossolani e medi. Si nota chiaramente una distribuzione granulometrica legata agli apporti del F. Magra; sedimenti molto grossolani caratterizzano l'interno immediato della foce dello stesso fiume; i sedimenti divengono più sottili procedendo verso il largo e verso nord. La presenza di sedimenti sottili nella zona delle Cinque Terre è giustificata in quanto solo sedimenti di queste dimensioni potrebbero raggiungere questa area a partire dal Magra. D'altra parte le masse carbonatiche che gravitano direttamente sul mare producono sedimenti grossolani che vengono depositati alla base delle falesie e sedimenti estremamente sottili, pelitici che si depositano a maggior profondità. Le condizioni idrodinamiche parti colarmente attenuate giustificano la presenza di sedimenti molto sottili all'interno del Golfo di La Spezia.

RISULTATI MINERALOGICI

Prima serie di campioni (box-sampler)

Variazioni significative del contenuto di minerali fondamentali (quarzo, feldspati e calcite) non sono state riscontrate nei diversi livelli di uno stesso campione. La composizione della parte superficiale dei diversi campioni viene pertanto ritenuta rappresentativa dell'intero campione.

Da un punto di vista distributivo areale (fig. 5) il quarzo e i feldspati presentano un andamento parallelo, strettamente correlato alle

granulometrie e agli apporti del Magra; la calcite mostra dei massimi quantitativi alla foce del Magra e diminuisce con la distanza dalla costa. Per quanto riguarda il rapporto quarzo/calcite si riscontrano decrementi verso il largo a sfavore del primo minerale; la calcite risulta più facilmente associata alle granulometrie più sottili. I campioni all'interno del golfo presentano composizione simile a quella dei campioni delle zone più profonde, come già riscontrato per le granulometrie. Sulla base della composizione mineralogica emerge quindi la seguente zonalità: foce del Magra, area di contorno, zone a batimetria elevata, golfo di La Spezia.

La composizione della frazione argillosa dei diversi livelli di uno stesso campione risulta essere sostanzialmente la medesima (fig. 6). Illite, caolino, clorite e interstratificati sono componenti comuni a tutti i campioni esaminati. I primi due rappresentano un fondo comune a tutta l'area esaminata. Variazioni areali significative sono ascrivibili a diverso contenuto di clorite e interstratificati (fig. 7).

Nella fig. 8 sono riportati sinteticamente i risultati delle analisi della frazione argillosa dei campioni superficiali. Tre aree con composizione mineralogica quantitativa leggermente diversa possono essere distinte: una prima antistante la foce del Magra, ed estesa nell'area del Golfo, caratterizzata essenzialmente da caolino e illite; una seconda zona esterna a quest'ultima con il lite, caolinite e presenza di clorite e interstratificati; una terza zona più al largo dove assumono rilievo gli interstratificati e la clorite, sempre comunque associati a il lite e caolino. Le aree estreme corrispondenti rispettivamente a Punta Mesco ed a Marina di Massa, sono caratterizzate da un elevato contenuto in clorite associato a caolino e un impoverimento conseguente di il lite.

La distribuzione dei minerali argillosi presenta una configurazione chiaramente zonale con successione procedendo verso il largo di caolino, illite, clorite e interstratificati. La regolarità della zonalità cade in difetto nell'ansa di Punta Mesco e nell'area prospiciente Marina di Massa che presentano elevati contenuti di clorite.

Nella fig. 9 sono riportati i diffrattogrammi più significativi, relativi ai campioni superficiali, che evidenziano le differenze delle aree indicate.

Seconda serie di campioni (carote)

I risultati ottenuti per ciò che riguarda la distribuzione dei minerali argillosi riferiti alla prima serie di campioni, concordano abbastanza bene con quelli ottenuti dalle analisi diffrattometriche eseguite sui preparati orientati delle 10 carote della seconda serie di campioni. Tali risultati sono riportati nella tabella IV e nelle figg. 10-11-12. Dall'esame delle figure scaturiscono le osservazioni seguenti:

- i campioni di alluvioni della foce del Magra (S3) presentano un elevato contenuto di il lite particolarmente aperta, una quantità non

molto elevata di clorite e caolinite, percentuali scarse di vermiculite e interstratificati;

- nella zona delle Cinque Terre (C3) i componenti meneralogici principali sono illite (sempre aperta e clorite; 1' illite presenta variazioni dall'alto verso il basso della carota e passa dal 62 al 34%, la clorite al contrario si mantiene costante nei primi due tratti e aumenta verso il fondo; la caolinite e gli interstratificati presentano valori poco elevati e costanti per tutta la carota; la smectite è presente in quantità scarsissime; la vermiculite è dubbia nella parte superiore e sembra aumentare con la profondità;

- nei campionamenti situati nel Golfo di La Spezia si rinviene un alto contenuto di illite che diminuisce dall'alto al basso della carota, si mantiene costante e su valori medi la caolinite; la clorite e gli interstratiticati sono nettamente più abbondanti; tale comportamento può essere dovuto all'assenza totale di correnti di rada;

- i campioni situati nel litorale fra Marina di Massa e Forte dei Marmi (C25-C36-C28) presentano contenuti di illite senza variazioni sensibili per tutta la carota; al contrario tende a diminuire la clorite e gli interstratificati e parallelamente ad aumentare la caolinite.

Queste variazioni alternate di clorite e caolini potrebbero indicare l 'esistenza di differenti cicli di sedimentazione.

I campioni alle batimetrie più profonde C10 e 22 hanno sempre valori elevati di illite, che vanno diminuendo verso la parte inferiore della carota; il caolino è poco abbondante, gli interstratificati e la clorite presentano valori medi e aumentano con la profondità; sono presenti la smectite e probabilmente nella parte mediana delle carote la vermiculite.

Per quanto riguarda la distribuzione verticale dei minerali argillosi si può concludere che:

- l'illite tende generalmente a diminuire verso il fondo della carota;
- la clorite e gli interstratificati tendono generalmente ad aumentare;
- il caolino in alcune zone sembra alternarsi con la clorite;
- smectite e vermiculite sono o assenti o presenti in percentuali trascurabili.

CONCLUSIONI

Nella fig. 12 sono sintetizzati i risultati ottenuti. Si possono

differenziare quattro aree con caratteristiche granulometriche e mineralogiche distinte :

I - zona di delta: granumoletrie grossolane sabbiose, abbondanza di quarzo e calcite, frazione argillosa poco rappresentata e composta essenzialmente di caolino e illite;

II - zona di prodelta: granulometrie sabbiose sottili, abbondanza di quarzo, scarsa quantità di calcite e frazione argillosa costituita da illite, caolino e clorite;

III - zona di piattaforma: granulometrie limose, abbondanza di calcite e frazione argillosa caratterizzata da un aumento di interstratificati e clorite;

IV - zona di baia: con gli stessi caratteri della piattaforma.

Da quando detto scaturiscono le considerazioni che seguono:

- i materiali sabbiosi del Magra risultano distribuiti in tutta la zona prospiciente il Golfo senza penetrare in quest'ultimo e senza estendersi in direzione delle Cinque Terre. Flussi minori di materiali terrigeni alimentano la fascia costiera di limitata profondità in direzione di Marina di Carrara
- nel Golfo di La Spezia penetrano solo materiali sottili trasportati in sospensione. Il Golfo è probabilmente defilato rispetto ai flussi delle correnti costiere capaci di trascinare sul fondo i materiali sabbiosi ed è presumibilmente sede di lenta circolazione a vortice attivata per attrito dalle correnti esterne
- l'alimentazione sedimentaria da parte dei rilievi delle Cinque Terre assume una certa importanza solo in corrispondenza del Golfo di Punta Mesco. Per il resto è presumibile che l'erosione marina da "costa alta" e l'erosione fluviale producano solo materiali grossolani, destinati ad accumularsi alla base delle falesie e scarsissime quantità di frazione sottile
- la distribuzione dei minerali argillosi assume una chiara configurazione zonale a partire dalla foce del Magra con la successione caolino, illite, clorite e interstratificati
- esiste una sostanziale omogeneità verticale nella mineralogia dei singoli campioni. Si è notato tuttavia che, molto spesso, mentre i livelli superiore e inferiore presentano composizione della frazione argillosa pressoché identica, nei livelli intermedi si riscontrano diminuzioni alternate di caolinite e clorite che starebbero a indicare una sedimentazione alternata.

Il lavoro qui presentato ha carattere puramente sedimentologico. E1 necessario però rilevare che le differenziazioni del fondo marino riscontrate, possono avere implicazioni positive di non scarso rilievo per un approccio funzionale negli studi dello stato ambientale.

La distinzione di zona di delta, prodelta e piattaforma e baia identificano altrettante zone caratterizzate da un diverso grado di energia, determinante un comportamento differenziale per la deposizione delle particene sottili. La zona di delta è quella nella quale le variazioni stagionali del regime di sedimentazione sono le più spinte possibili e nella quale il fondo rappresenta, per l'impianto biologico un substrato mobile e rinnovabile. Da questo punto di vista la zona di piattaforma e, nell'ambito delle acque basse, la zona di baia, rappresentano situazioni antitetiche rispetto alla precedente.

Le variazioni granulometrica e mineralogica delle diverse zone corrispondono sia ad altrettante variazioni del substrato disponibile e condizionante lo sviluppo qualitativo e quantitativo dell'impianto biologico, sia ad altrettante situazione significative per il comportamento dei vari contaminanti. La disponibilità di un quadro sedimentologico come quello qui presentato può permettere pertanto di superare schemi di osservazioni e di prelevamento impostati su maglia geometrica, consentendo sia l'eliminazione di ridondanze e lacune, sia di limitare al massimo le stazioni oggetto di studio. In caso di campagne orientative preliminari queste ultime potrebbero essere ridotte ad una per ciascuna zona sedimentologica identificata ed i dati locali potrebbero con una certa attendibilità essere estrapolati fino ai confini del le stesse.

In ultimo la distribuzione dei minerali caratteristici delle differenti formazioni litologiche delle zone emerse permette di identificare le rispettive aree di influenza nella parte sottomarina.

Le analisi dei minerali argillosi sono state effettuare presso l'Istituto di mineralogia dell'Università di Pavia. Si ringrazia il Prof. Veniale per la collaborazione scientifica prestata.

BIBLIOGRAFIA

GANDOLFI G. , PAGANELLI L. , 1975 - Il litorale pisano-versiliese (area campione - Alto Tirreno). Composizione, provenienza e dispersione delle sabbie, Boll. Soc. Geol. , 94.

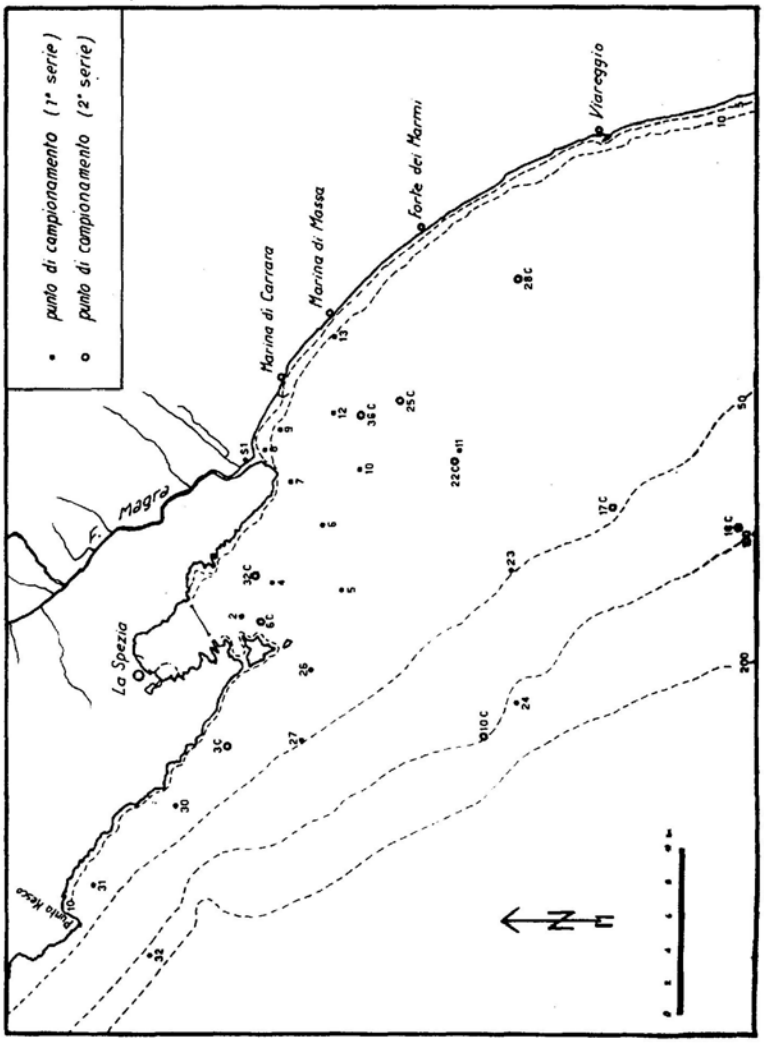


Fig. 1 Campionamento

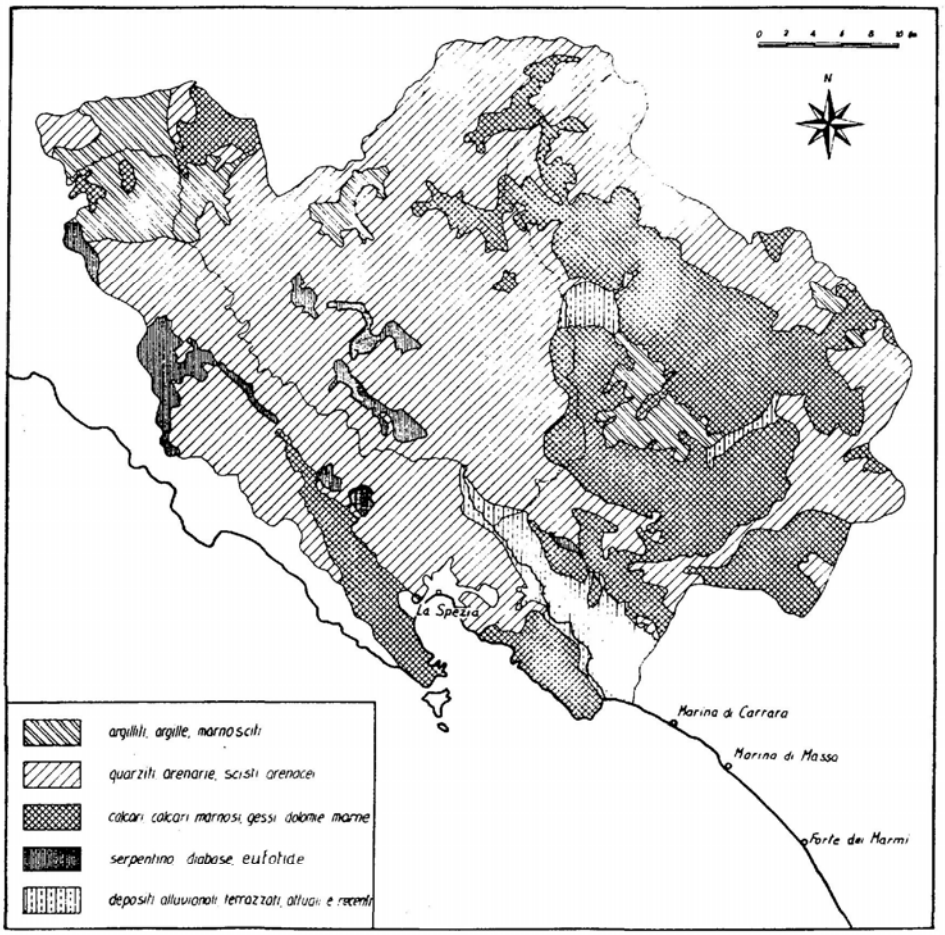


Fig. 2 Schema litologico del bacino del F. Magra

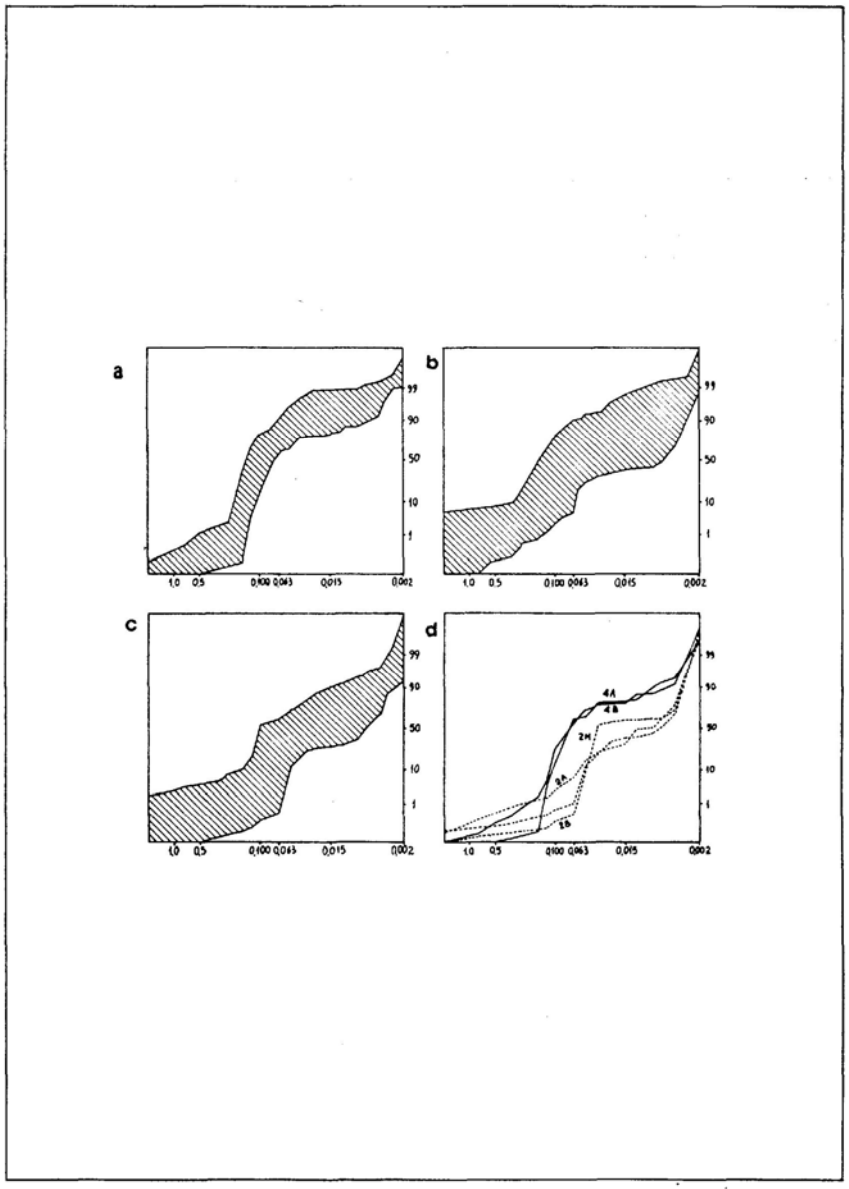


Fig. 3 Curve cumulative dei campioni superficiali (a,b,c); curve cumulative di tre livelli di uno stesso campione

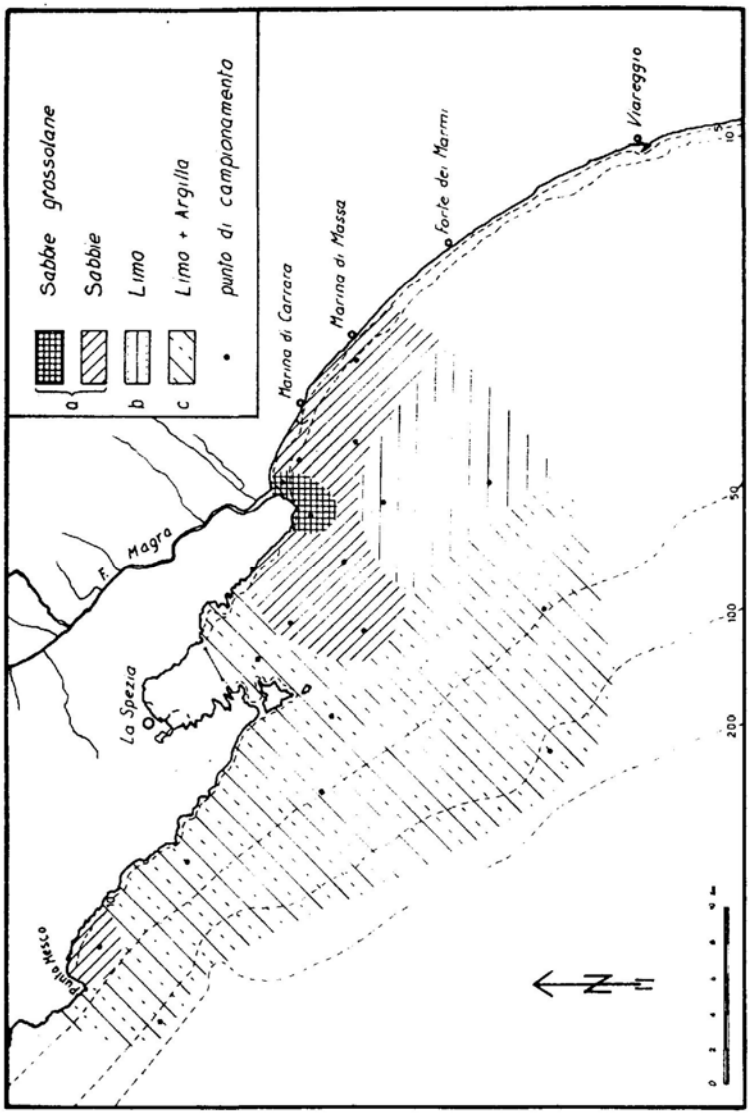


Fig. 4 Distribuzione granulometrica

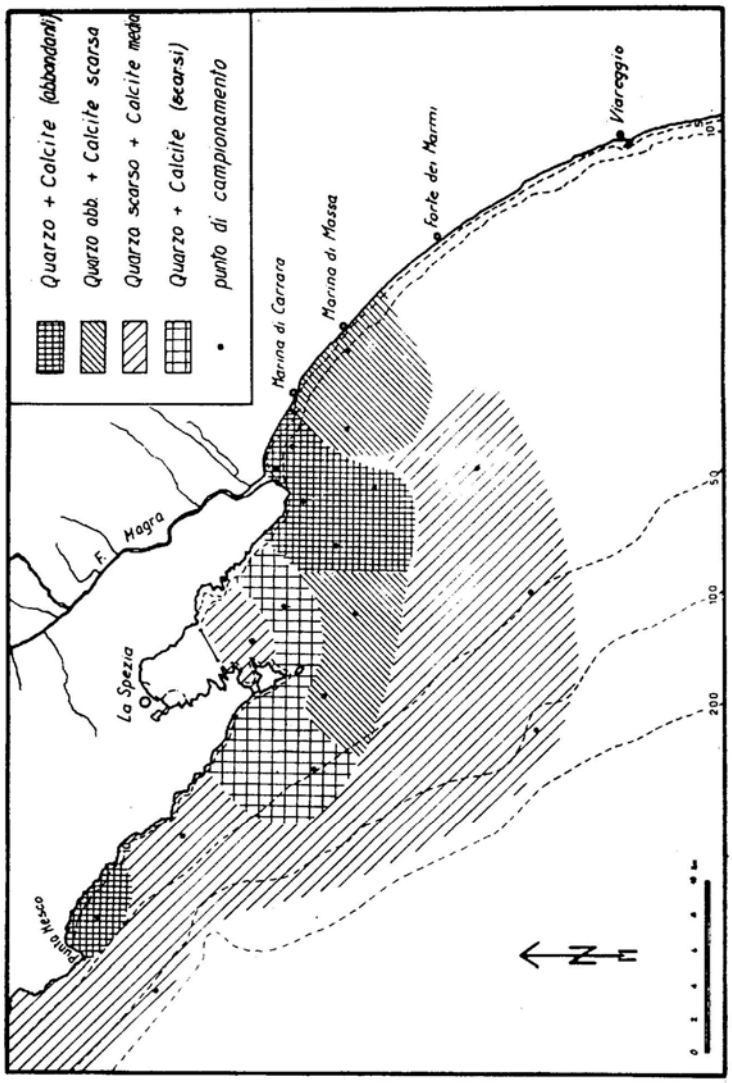


Fig. 5 Distribuzione dei componenti mineralogici principali

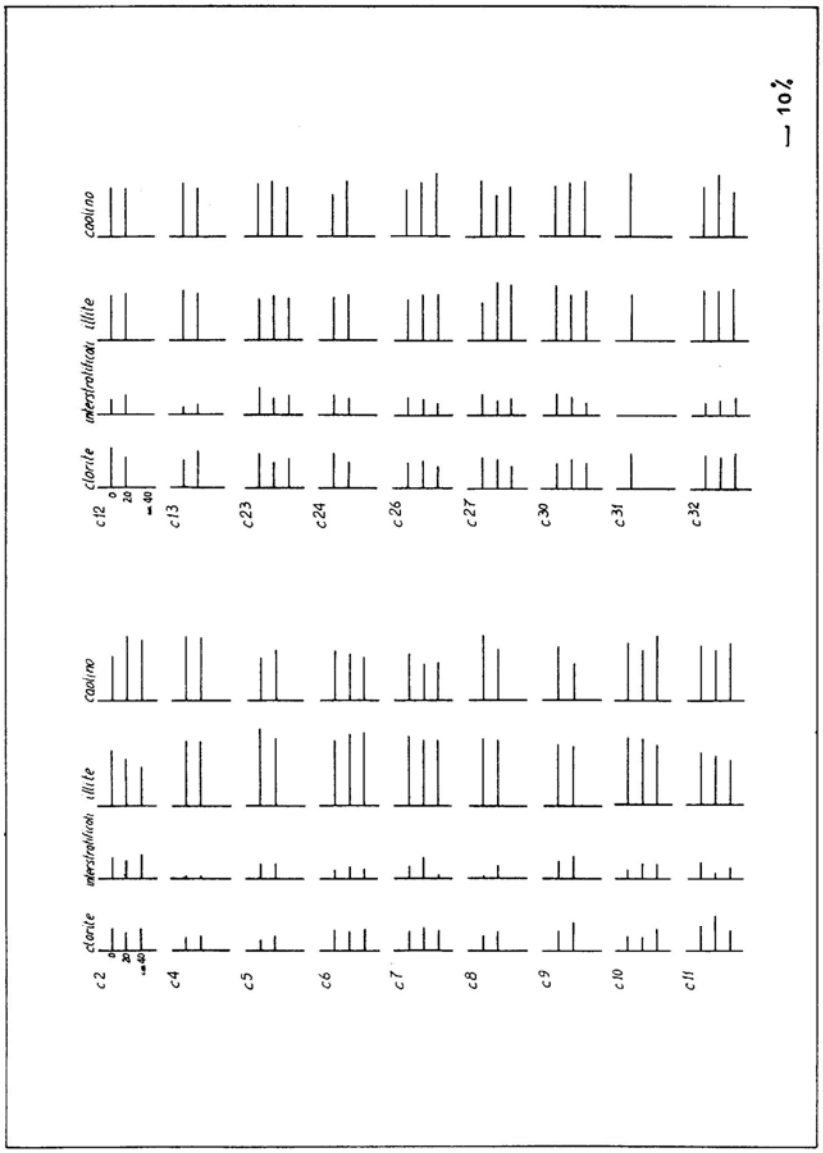


Fig. 6 Distribuzione verticale dei minerali argillosi nella frazione < 2 µm

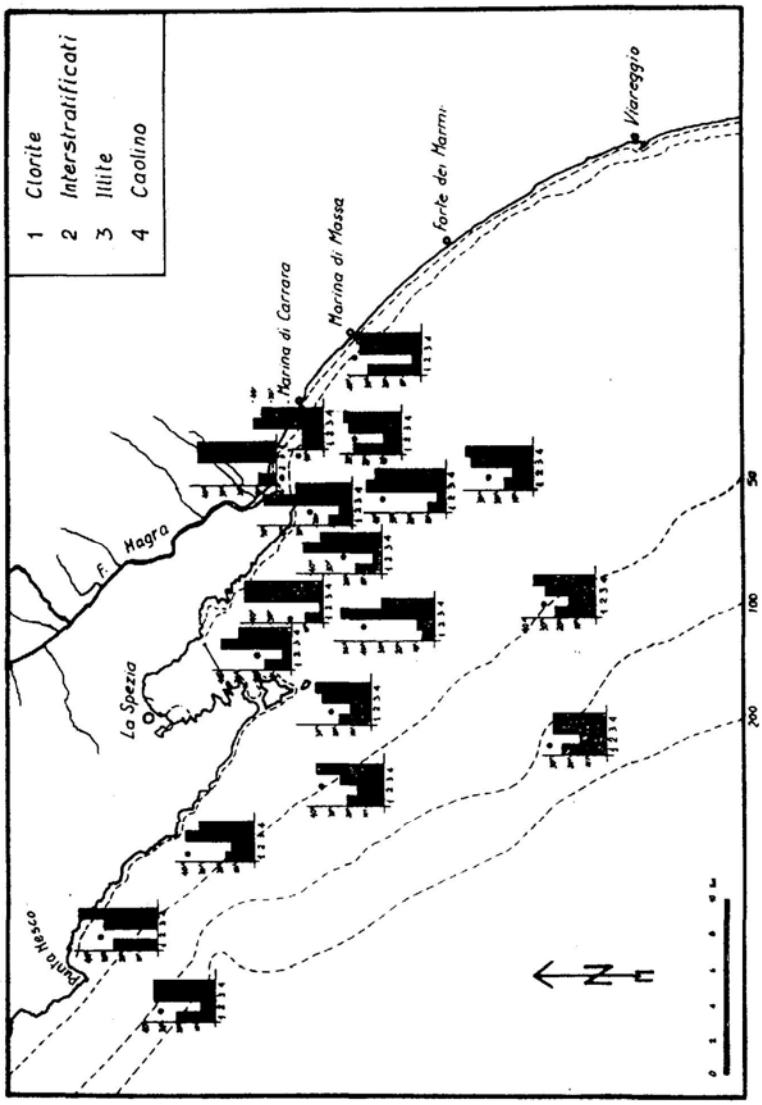


Fig. 7 Distribuzione dei minerali argillosi nella frazione < 2µm
(I serie campioni)

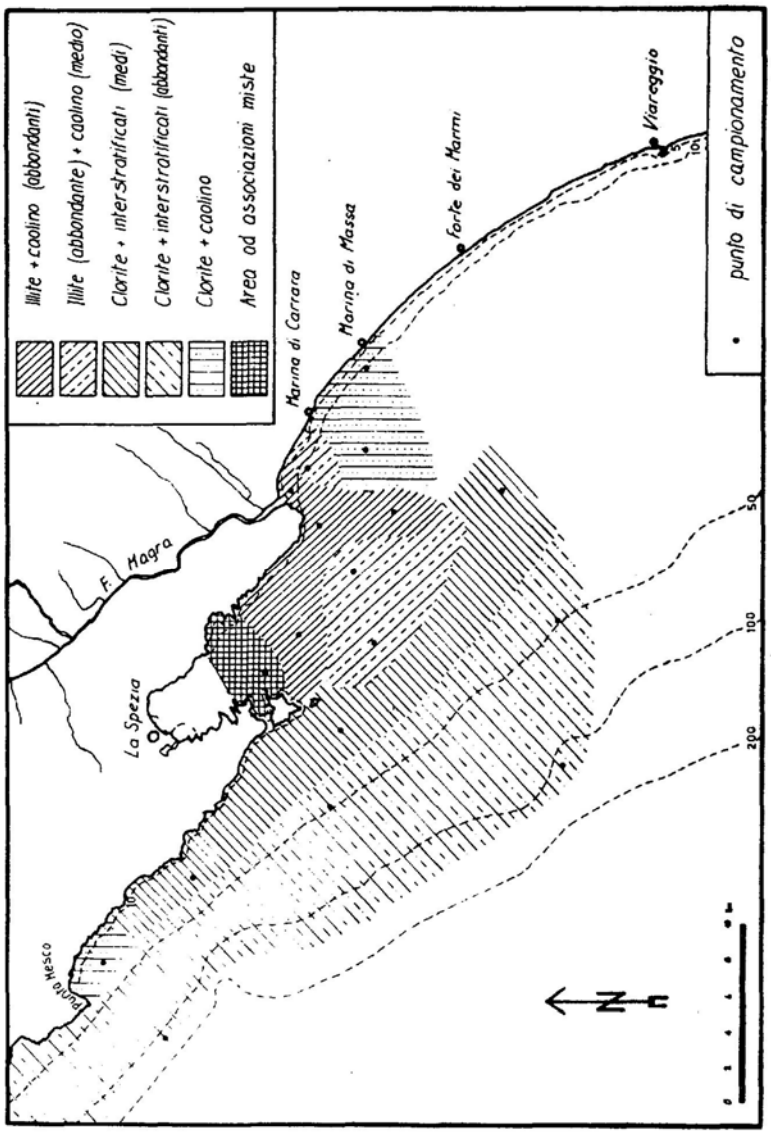


Fig. 8 Sintesi della distribuzione dei minerali argillosi (I serie di campioni)

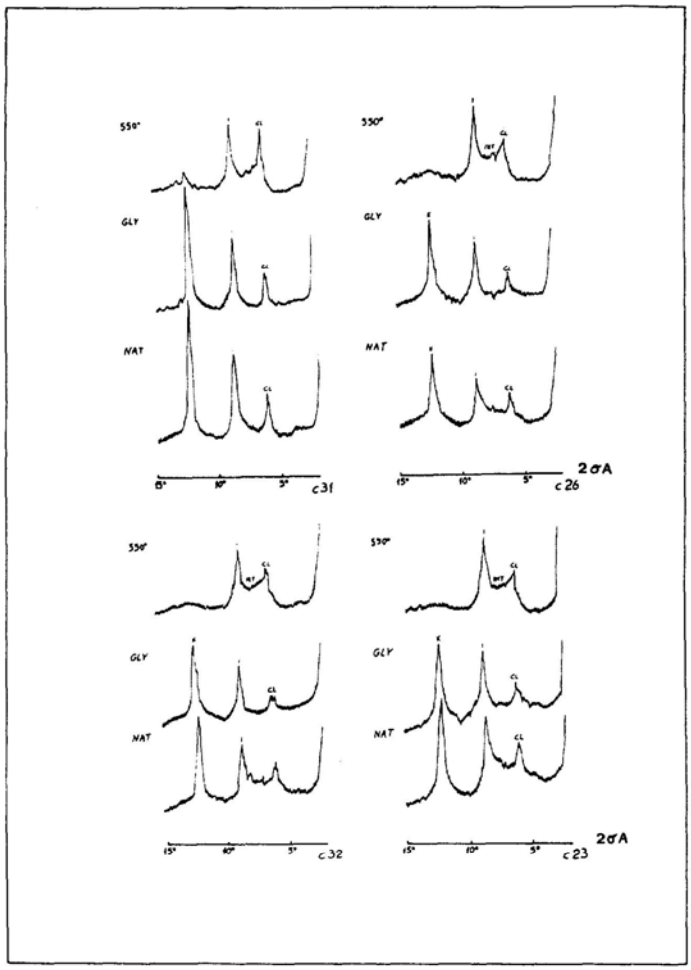


Fig. 9 Diffrattogrammi della frazione argillosa (I serie di campioni)

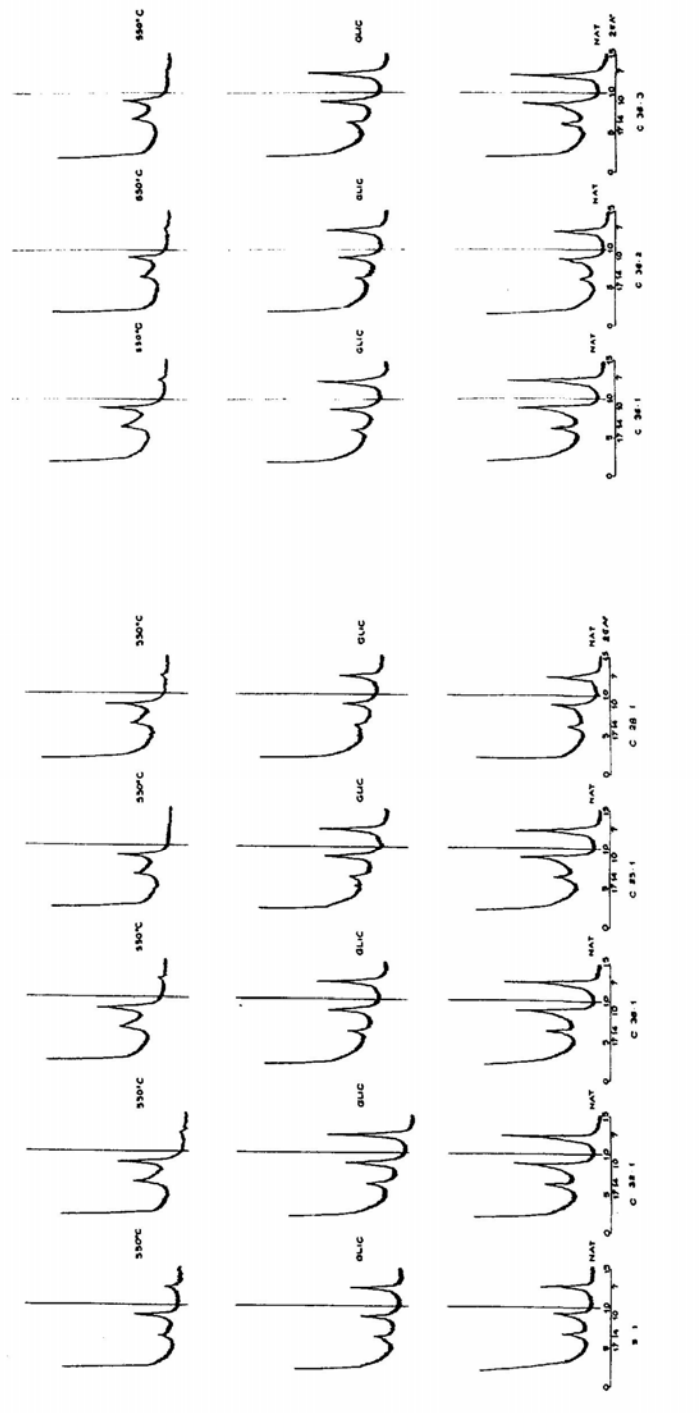


Fig. 10 Diffrattogrammi delle frazioni argillose dei campioni superficiali (I serie di campioni) a; diffrattogrammi di tre livelli di una carota della II serie di campioni, b.

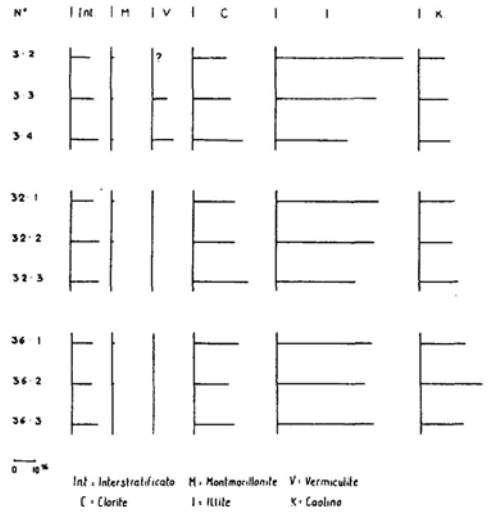


Fig. 11a) Composizione percentuale della frazione argillosa dei campioni superficiali (II serie di campioni)

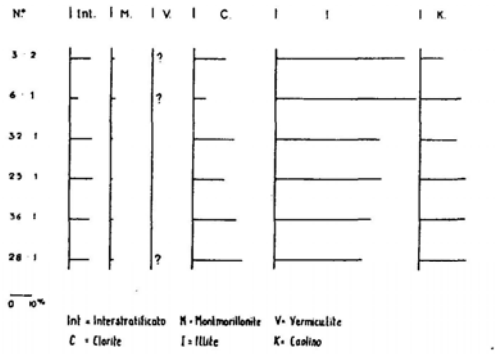


Fig. 11b) Composizione percentuale della frazione argillosa di tre livelli di carota della (II serie di campioni)

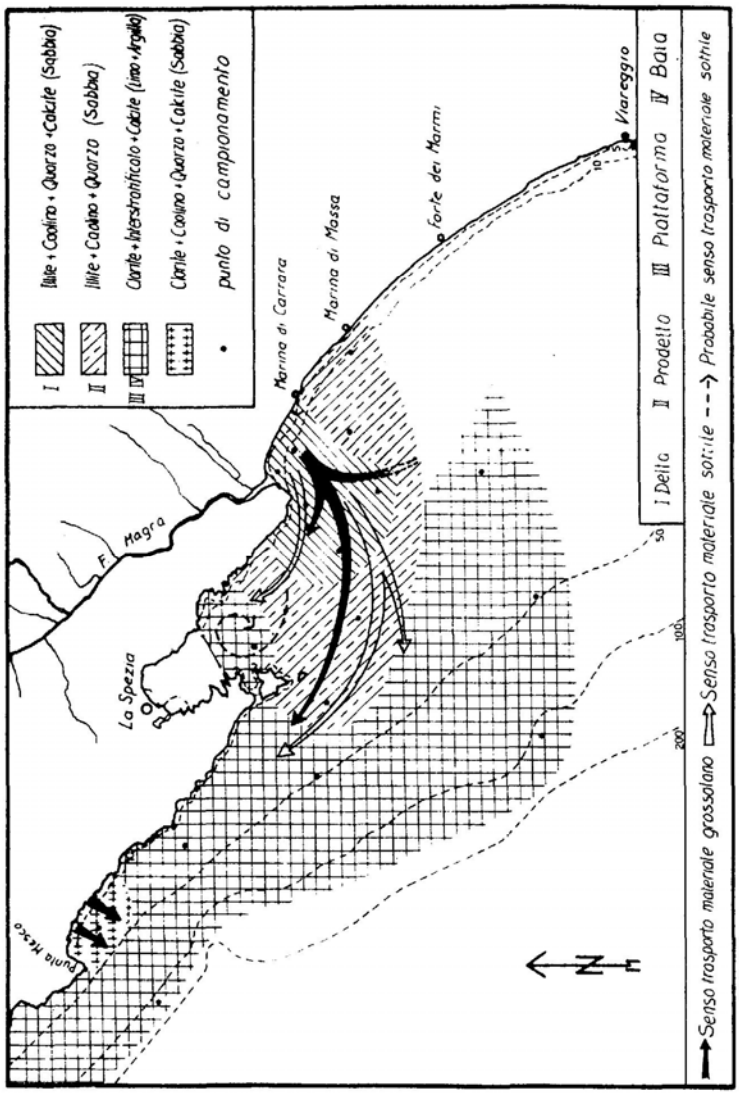


Fig. 12 Sintesi dei risultati mineralogici e granulometrici

TABELLA I

Risultati granulometrici

Campione	% Sabbia	% Limo	% Argilla
2A	6,22	82,72	11,05
2	1,20	93,09	5,70
2B	0,55	93,63	5,80
4A	60,09	38,25	1,64
4B	54,26	45,23	0,50
5A	85,21	13,91	0,86
5B	80,57	18,53	0,89
6A	84,09	15,14	0,76
6M	84,47	14,55	0,97
6B	68,86	30,46	0,67
7A	68,65	29,34	1,99
7M	79,88	18,71	1,39
7B	87,45	11,17	1,35
8A	94,96	4,50	0,53
8B	93,25	6,14	0,59
9A	83,43	15,56	1,00
9B	79,86	19,14	0,99
0A	55,28	30,80	13,91
0M	19,10	69,38	11,50
0B	14,96	77,78	7,24
1A	46	47,76	6,32
1M	21,56	68,13	10,30
1B	5,31	78,80	15,88
2A	88,65	9,95	1,39
2B	88,91	9,93	1,14
3A	86,53	12,43	1,03
3B	86,08	12,86	1,02
23A	31,35	63,58	5,05
23M	8,80	80,32	10,87
23B	5,16	83,96	10,87
24A	25,98	53,91	20,10
24B	5,87	73,94	20,17
26A	38,65	54,43	6,91
26M	59,67	34,83	5,48
26B	25,47	71,10	3,42
27A	37,46	52,93	6,90
27M	47,32	52,07	0,19
27B	35,90	63,44	0,64
30A	15,64	80,28	4,06
30M	8,48	77,30	14,21
30B	15,64	80,28	4,06
31	88,82	9,68	1,48
32A	6,24	82,46	11,28
32M	6,19	83,45	10,35
32B	3,26	81,80	14,96

TABELLA 2

Composizione mineralogica fondamentale

Campione	Quarzo %	Feld. K %	Feld. Na %	Calcite %
2A	7		1	5,5
2M	6		1,5	5
2B	9		0,7	2,5
4A	12	5	5	3,5
4B	16	0,5	4	3
5A	15	5	5	3,5
5B	18	5	9	5
6A	18	7	10	5
6M	7		2	1,5
6B	19	5	8	13
7A	13	6	5	5,5
7M	11	4	3	2,5
7B	16	3	5	3
8A	13	6	5	4,5
8B	16	7	12	6
9A	18	3	6	6,5
9B	18	12	10	10
10A	15	3	4	7
10M	9	1	2,5	3
10B	10	1	3,5	4
11A	13	1	2,5	4,5
11M	12	1	2,5	4,5
11B	9	1	2,5	5
12A	16	5	5	3,5
12B	16	10	9	4,5
13A	21	5	5	4
13B	16	5	3,5	4
23A	15	1	3,5	4,5
23M	9		1	4,5
23B	7		0,7	4,5
24A	6		0,7	4,5
24B	6		0,3	3,5
26A	15		2	4,5
26M	11	2	3	3,5
26B	12	1	3	4
27A	11	1	2	4
27M	11		2	3,5
27B	11		1,5	4,5
30A	11		1,5	5
30M	7	1	2,5	4,5
30B	7		1,5	4
31	16	5	6	5
32A	7	1	1,5	4
32M	11		1	4,5
32B	7		1,5	3,5

TABELLA 3

Composizione mineralogica della frazione argillosa (I serie)

Campione	Smectite Interstrat. %	Clorite %	Illite %	Caolino %
2A	15	5	40A	30
2M	12,3	12,5	33	45
2B	16	16	26	42
4A	10	2	44A	44
4B	10	2	44A	44
5A	7,5	10	53A	30
5B	10	10	45A	35
6A	15	5	45A	35
6M	16	8	48A	32
6B	14	16	50A	30
7A	13	7	48A	32
7M	16	4	45A	25
7B	13	15	46	26
8A	10		45	45
8B	12	8	45	35
9A	12	12	40	35
9B	20	15	40	25
10A	10	5	45A	40
10M	10	10	45	35
10B	15	10	40	45
11A	16	11	35	38
11M	25	4	33	36
11B	13	7	30	40
12A	27	10	30	33
12B	21	13	30	33
13A	29	5	34	37
13B	26	6	32	34
23A	23	15	28	37
23M	19	11	32	38
23B	21	14	29	35
24A	25	15	30	30
24B	19	11	32	38
26A	18	12	28	32
26M	19	12	32	37
26B	15	8	32	45
27A	21	15	26	38
27M	20	10	40	30
27B	15	12	38	35
30A	17	13	38	32
30M	21	12	32	35
30B	18	10	36	36
31	24		31	45
32A	22	8	35	35
32M	21	10	34	45
32B	23	12	35	30

Illite A aperta

TABELLA 4

Composizione mineralogica della frazione argillosa (II serie)

Campione	Int. %	Smec. %	Vermic.%	Clorite %	Illite %	Caolino %
3/2	10	1	?	16	62A	11
3/3	11	1	8	18	49A	13
3/4	14	1	11	26	34A	14
6/1	4	2	?	6	68A	20
6/3	5	2		8	70A	15
10/1	4	1	?	5	70A	20
10/2	7	1	8	12	64A	8
10/3	8	1	?	12	60A	19
22/2	?	7	?	12	63A	18
22/3	11	4	5	10	51A	19
25/1	11	1		15	51A	22
25/2	11	1		21	43A	21
25/3	16	1		26	42A	15
25/4	8	1		12	53A	26
28/1	10	2	?	24	42A	22
28/2	12	2	5	10	59A	12
28/3	4	1	3	6	65A	21
32/1	11	1		20	50A	18
32/2	14	1		20	48A	17
32/3	14			27	39A	20
36/1	10	1		21	46A	22
36/2	10	1		16	43A	30
36/3	13			19	47A	21
S 1 Magra	4		8	16	48A	24

A = aperta

DISTRIBUZIONE DI QUARZO E FELDSPATO NEI SEDIMENTI DI FONDO DEL MARE ADRIATICO

F.VENIALE, F.SOGGETTI, M.SETTI E F.CAUCIA

Istituto di Mineralogia e Petrografia
Cattedra di Petrografia Sedimentaria Università di Pavia

SUMMARY

Quartz and feldspars distribution in bulk samples and < 2|jm fraction of bottom sediments belonging to different sedimentation environments of the Adriatic basin has been recorded by X-ray diffraction. Their content is higher in the present and paleo-delta area of the river Po, than in the central "mesofossa" and southern "fossa"; probably depending upon the different lithology of the source areas. Mechanical sorting by the main N-»S current along the Italian coast has reduced their near-shore amount. Variation of quarts content are al so correlated with depth within the small basins and channels of the central "meso-fossa"; it decreases deep-wards in the southern "fossa". K-feldspar is mostly absent in the <2µm fraction, indicating a higher stability of the Na(Ca)-plagioclase in sea-water milieu;

Premessa

I risultati che vengono presentati riguardano la distribuzione di quarzo e feldspati in tutta l'area del bacino Adriatico e costituiscono il proseguimento delle ricerche sui sedimenti di fondo del mare Adriatico in corso da diversi anni.

1 360 campioni esaminati sono stati prelevati durante le crociere estive 1962 delle navi oceanografi che "Zephyrus" e "Nuovo San Pio" in collaborazione con la Scripp's Institution of Oceanography (La Jolla, California - U.S.A.) e l'Istituto di Oceanologia dell'Università di Gròningen (Olanda). Essi coprono tutta l'area del Mar Adriatico, dalla

Laguna Veneta sin oltre lo stretto di Otranto ad eccezione delle acque territoriali jugoslave ed albanesi. L'ubicazione dei campioni prelevati e di quelli analizzati viene visualizzata nella Fig. 1, mentre nella Fig. 2 sono riportati i tracciati dei profili significativi scelti per l'esposizione e discussione dei risultati (per una localizzazione precisa dei prelievi vedasi Pigorini, 1967).

Scopo principale di queste ricerche è stato quello di mettere in risalto gli aspetti sedimentologici che si prospettano per un bacino a morfologia

longitudinale, più specificatamente la dispersione dei materiali e le relative aree di apporto.

Dapprima sono state analizzate le caratteristiche granulometriche e mineralogico-petrografiche sui minerali pesanti e leggeri della frazione 2-0,062 mm (Pigorini, 1967, 1968), corredate anche da determinazione di età con il metodo del radio-carbonio su reperti fossiliferi (Marino e Pigorini, 1969). In seguito le ricerche sono state estese alla frazione argillosa (2< µm), con particolare riguardo alla distribuzione dei diversi tipi di minerali argillosi nei vari "ambienti" bacino del Adriatico. Alcune pubblicazioni si riferiscono al bacino centro-settentrionale corrispondente al all'area del paleodelta del Po (Veniale et al., 1972), all'effetto delle correnti marine sulla dispersione dei minerali argillosi nell'area estendendosi dal delta attuale del Po al golfo di Trieste (Veniale et al., 1974); alla "mesofossa" centrale e la "fossa" meridionale (Veniale et al., 1977); una monografia generale inquadra tutte queste ricerche sulla distribuzione dei minerali argillosi (Veniale et al., 1976)(1). Sono stati pubblicati anche alcuni risultati riguardanti la mineralogia dei carbonati e la loro distribuzione in correlazione con i diversi ambienti di sedimentazione del bacino Adriatico (Veniale et al., 1976 a, b, 1977), che erano stati oggetto di comunicazioni in occasione del 2° Congresso dell'A.I.O.L. tenutosi a S. Margherita Ligure nel 1976 e al 25° Congresso del C.I.E.S.M. tenutosi a Spalato (Yugoslavia) sempre nel 1976.

METODOLOGIE DI ANALISI, RISULTATI SPERIMENTALI E DISCUSSIONE

I campioni analizzati sono riportati in Fig. 1 (materiali tout-venant e frazione <2µm) e nella Fig. 2 vengono rappresentate alcune serie trasversali e longitudinali più significative per verificare l'andamento della sedimentazione (trasporto, dispersione) nei diversi "ambienti" del bacino Adriatico (2).

I dati riguardanti la distribuzione di quarzo (K-feldspato e plagioclasi) sono stati dedotti unicamente sulla base di analisi diffrattometriche X su preparati di polvere per i campioni tout-venant e su preparati orientati, ottenuti per sedimentazione, della frazione <2 µm previamente separata per levigazione.

II quarzo è agevolmente identificabile perché da un diffrattogramma caratteristico ai raggi X di notevole intensità, con riflessi ben definiti; per la sua determinazione sono stati usati i riflessi d = 3,34 Å e d = 4,26 Å.

---

(1) Tra le altre ricerche sui sedimenti dell'Adriatico si possono citare: Brambati et al., 1967, 1973; Hesse et al., 1971; Straaten 1965, 1967).

(2) Sulla base anche dei valori precedenti si è distinta l'area settentrionale del paleodelta del Po dall'area antistante il delta attuale del Po, la "mesofossa" centrale e il canale di congiunzione con la "fossa" meridionale.

Per quanto concerne i feldspati, nello studio di sedimenti spesso non è possibile ottenere risultati diagnostici e quantitativi molto dettagliati (vedasi van der Plas, 1966; Fellows et al. , 1978).

In maniera schematica si è distinto plagioclasio da feldspato potassico attraverso i riflessi nella regione da 3,18 a 3,24 Å (nella Fig. 3 sono riportati alcuni diffrattogrammi degli standard che sono serviti per la diagnostica). L'andamento di distribuzione di quarzo e feldspati (K-feldspato e plagioclasi) è stato verificato sia lungo profili longitudinali che trasversali (Fig. 2); esso viene visualizzato nei diversi diagrammi riferentesi ai profili più significativi che servono come esemplificazioni (Fig. 4, 5, 6).

In questi diagrammi sono riportate le intensità standard dei riflessi diagnostici 3,34 Å = quarzo, 3,24 Å = K-feldspato, 3,18 Å = plagioclasi, così da permettere anche una stima quantitativa.

Un primo fatto saliente è l'assenza del K-feldspato in diversi campioni di tout-venant prelevati nell'area antistante l'attuale delta del Po e anche lungo la costa italiana (profilo trasversale 1, Fig. 5). Nella frazione <2 µm ciò è ancora più evidente e diffuso (anche nel centro dell'area riferibile al paleodelta del Po), come si riscontra nei profili trasversali I e III (Fig. 6); addirittura scompare anche il plagioclasio e si ha la presenza di solo quarzo (vedasi profilo longitudinale, Fig. 4).

In vicinanza delle bocche dell'attuale delta del Po quarzo e feldspati sono molto più abbondanti rispetto alla parte più meridionale dell'area del paleodelta; è da notare che ciòè più accentuato nel tout-venant (profilo longitudinale, Fig. 4), mentre le variazioni sono più appiattite, se addirittura non significative, nella frazione <2 µm (profilo longitudinale, Fig. 4). Il feldspato potassico è particolarmente assente nella frazione <2 µm, e in quantità inferiore al plagiocasi nel tout-venant.

Quando si passa alla "mesofossa" centrale e alla "fossa" meridionale si nota un brusco calo del contenuto di quarzo e feldspati, particolarmente evidente nel tout-venant (Profilo longitudinale, Fig. 4).

Nella frazione <2 µm i feldspati sono assenti, tranne lungo lo zoccolo che dalla "mesofossa", attraverso il canale, immette nella profonda "fossa" meridionale (profilo longitudinale, Fig. 4).

La frazione <2 µm evidenzia variazioni saltuarie del contenuto di quarzo in corrispondenza con variazioni di livello entro i vari piccoli bacini della "mesofossa" e anche in corrispondenza della sella interposta tra la "fossa" e il canale di Otranto all'estremità meridionale del bacino; di solito il quarzo è più concentrato in corrispondenza di sommità.

Interessante è stata anche l'analisi della distribuzione di quarzo e feldspati lungo i profili trasversali dalla costa verso il centro del bacino.

Nell'area del paleodelta del Po, sia nel Tout-venant che nella frazione <2 µm, il quarzo tende a diminuire in vicinanza del profilo di costa, per poi aumentare verso il centro del bacino (vedasi profili trasversali I, III, Fig.5 e 6). Lo stesso avviene per i feldspati entro il tout-venant (i plagioclasi superano sempre in quantità il K- feldspato); nella frazione <2 µm i feldspati sono tal ora ambedue assenti od è assente solo il K-feldspato.

Nella "mesofossa" centrale, data l'irregolarità del fondo, si hanno distribuzioni piuttosto irregolari di quarzo e feldspati nel tout-venant (profilo trasversale VI, Fig. 5), mentre nella frazione <2 µm i feldspati sono praticamente assenti (profilo trasversale VI, Fig. 6). Analoga situazione si verifica nel canale che congiunge la "mesofossa" con la "fossa".

Verosimilmente hanno qui influenza i flussi di torbida connessi con le irregolarità del fondo.

Nella profonda "fossa" meridionale le variazioni di quarzo e feldspati (in quantità molto piccola) non sono marcate, anzi si può dire che lungo alcuni profili trasversali (IX, X, Fig. 5 e 6) non esistono nemmeno. Si può notare però una tendenza del quarzo a diminuire con la profondità (sia nel tout-venant che nella frazione <2 µm) e l'assenza totale o saltuaria del feldspato potassico, specialmente nella frazione <2 µm (profili trasversali IX e X, Fig. 6).

In conclusione, quarzo e feldspati sono nettamente più abbondanti nell'area antistante il delta del Po e nel centro dell'area settentrionale riferentesi al paleodelta, rispetto alla "fossa"meridionale, dove le aree di apporto sono di natura diversa (formazioni vulcaniche alcaline).

In vicinanza della costa si hanno variazioni (generalmente diminuzioni) di quarzo e feldspati, verosimilmente da collegarsi al sorting, anche granulometrico (vedasi Pigorini, 1967, 1968), operato dalla corrente principale ad andamento Nord - Sud lungo la costa italiana. Analogo aumento del quarzo dal centro del bacino verso la piattaforma costiera è stato riscontrato anche verso la costa yugoslava, sebbene i dati si riferiscano ad un numero più limitato di campioni.

Di solito nella "mesofossa", e anche nella "fossa" meridionale, il contenuto di quarzo è più concentrato in corrispondenza delle zone di sommità dove si hanno variazioni accentuate di livello.

Tra i feldspati, i plagiocasi sono risultati più stabili e presenti ancora nella frazione <2 µm. dove invece il feldspato potassico è assente o presente solo sporadicamente; in altri termini, oltre a diversità di apporti e/o selezioni meccaniche di trasporto, il feldspato sodico sembra più stabile, in ambiente marino, del K-feldspato.

BIBLIOGRAFIA

BRAMBATI A. e VENZO G.A., 1967 - Recent sedimentation in the northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. Studi Trent.Sci.Nat., 44: 202-274.

BRAMBATI A. , BREGANT D. , LENARDON G. e STOLFA R. , 1973 - Transport and sedimentation in the Adriatic Sea. Museo Friul.Stor.Nat., 20: 3-60.

FELLOWS P.M. e SPEARS D.A., 1978- The determination of feldspars in mudrocks using an X-ray powder diffraction method. Clays Clay Miner., 26: 231-236.

MESSE R. , RAD von U. e FABRICIUS F.H., 1971 - Holocene sedimentation in the Strait of Otranto between the Adriatic and Ionian Seas. Marine Geol. , 10: 293-355.

MARINO C.M. e PIGORINI B. , 1969 - Datazione dei sedimenti recenti del mare Adriatico col metodo del radio-carbonio. Atti Soc.Ital.Sci. Nat., 109: 469-484.

PIGORINI B. , 1967 - Aspetti sedimentologici del mare Adriatico. Mem.Soc. Ital.Sci.Nat. , 16: 131-200.

PIGORINI B. , 1968 - Sources and dispersion of recent sediments of the Adriatic Sea. Marine Geol. , 6: 187-2229.

PLAS, van der L. , 1966 - The identification of detrital feldspars. Elsevier.

STRAATEN, van L.M.J.U., 1965 - Sedimentation in the northwestern part of the Adriatic Sea. Proc.7th Symposium. Colston Res.Soc.BristoI, 17: 143-162.

SRAATEN, van L.M.J.U., 1967 - Turbidites, ash layers and shell beds in the bathyal zone of the southeastern Adriatic Sea. Rev.Geograph. Phys.Geol.Dinamique, 9: 219-240.

VENIALE F. , ADAMI A. , DAL NEGRO A. , PIGORINI B. e SOGGETTI F. , 1972 -Clay mineralogy of bottom sediments in the Adriatic Sea. Proc. Int.Clay Conf.Madrid, 249-258.

VENIALE F., SOGGETTI F. , PIGORINI B. e DAL NEGRO A., 1974 - Effetto delle correnti marine sulla dispersione dei minerali argillosi nei sedimenti del fondo del mare Adriatico. I: Area estendentesi dal delta del Po al golfo di Trieste. Estudios Geol., 30: 382-389.

VENIALE F. , 1976 - Clay mineralogy of bottom sediments in the Adriatic Sea (a contribution to study of sedimentation in the Mediterranean basins). Proc.7th Conf.Clay Miner. Petrol., Karlovy Vary (Cecoslovacchia), 283-298.

VENIALE F. SOGGETTI F., SANTAGOSTINO C. e FERRARI G.L., 1976,a - Clay and carbonate mineralogy in bottom sediments of the Adriatic Sea. Abstracts 25° Congr.Comm.Intern.Explor.Sci.Mer Mediterranée, Split (Jugoslavia).

VENIALE F., SOGGETTI F., SANTAGOSTINO C. e FERRARI G.L., 1976,b - Distribuzione dei minerali argillosi e dei carbonati nei sedimenti di fondo del mare Adriatico. Atti 2° Congr.Ass.Ital.Ocean.Limn., Santa Margherita Ligure, 93-95.

VENIALE F., SOGGETTI F. e SANTAGOSTINO C., 1977 - La distribuzione dei minerali argillosi nei sedimenti di fondo del mare Adriatico. II: "Mesofossa" e "fossa" centro-meridionali. Geol.Appl.Idrogeol. , 12: 287-298.

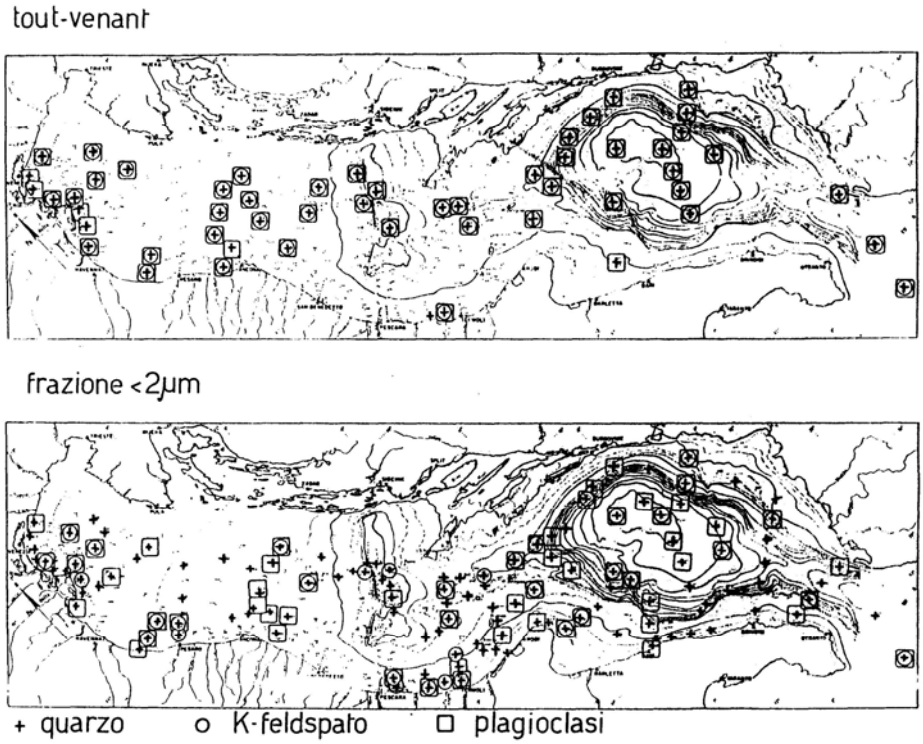


Fig. 1 Distribuzione di quarzo e feldspati nei campioni significativi.

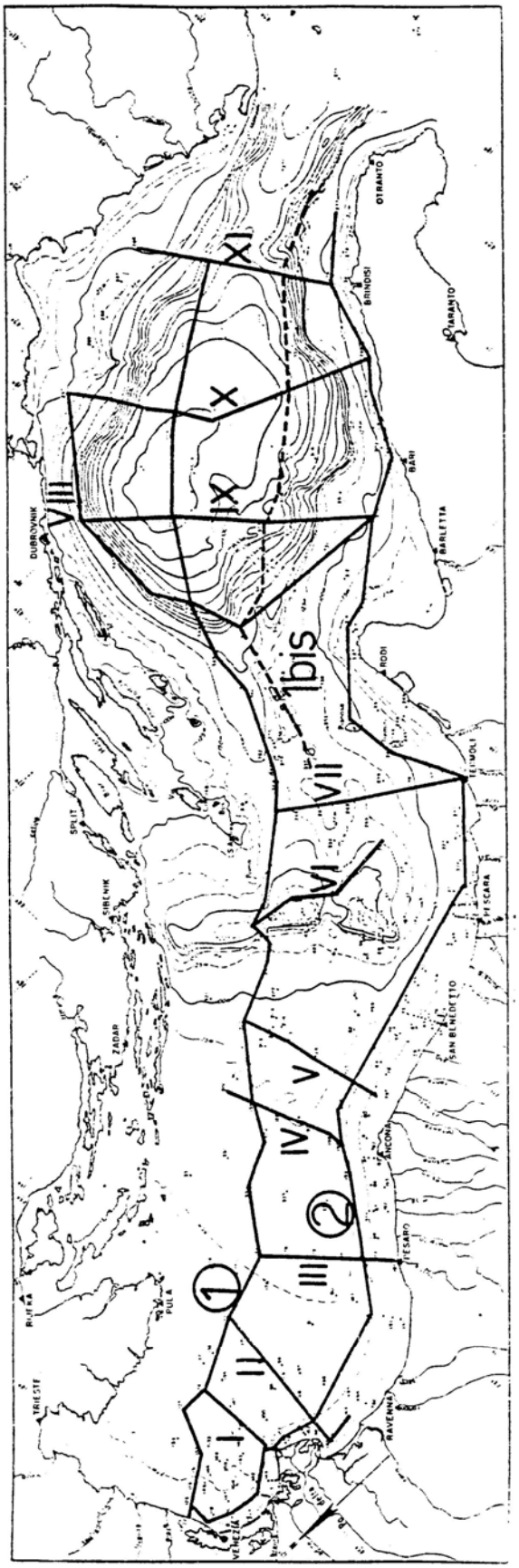


Fig. 2 Tracciati dei profili longitudinali e trasversali.

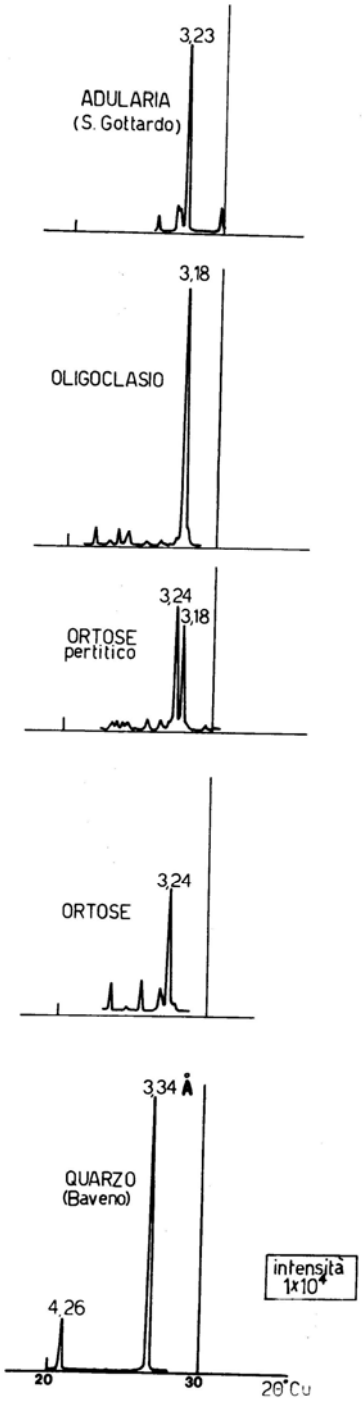


Fig. 3 Diffrattogrammi X dei minerali standard.

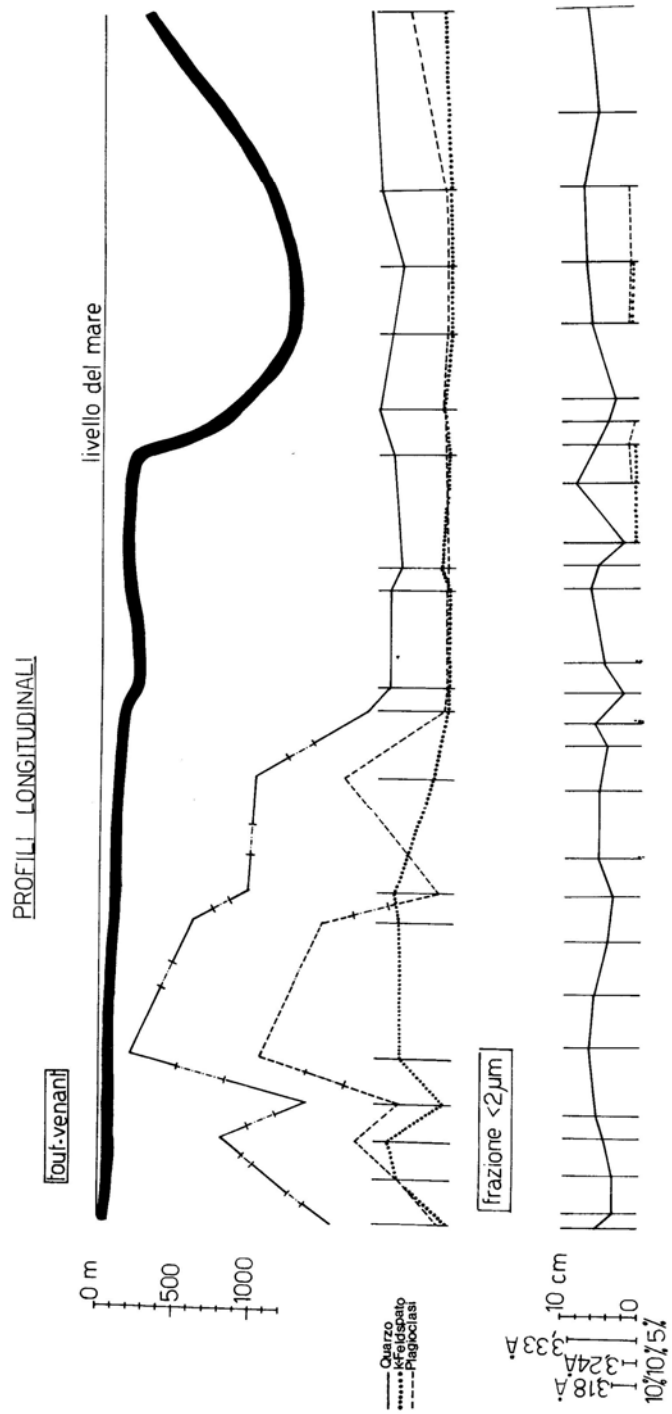


Fig. 4 Profili longitudinali: distribuzione di quarzo e feldspati nel tout-venant e nella frazione <2 µm.

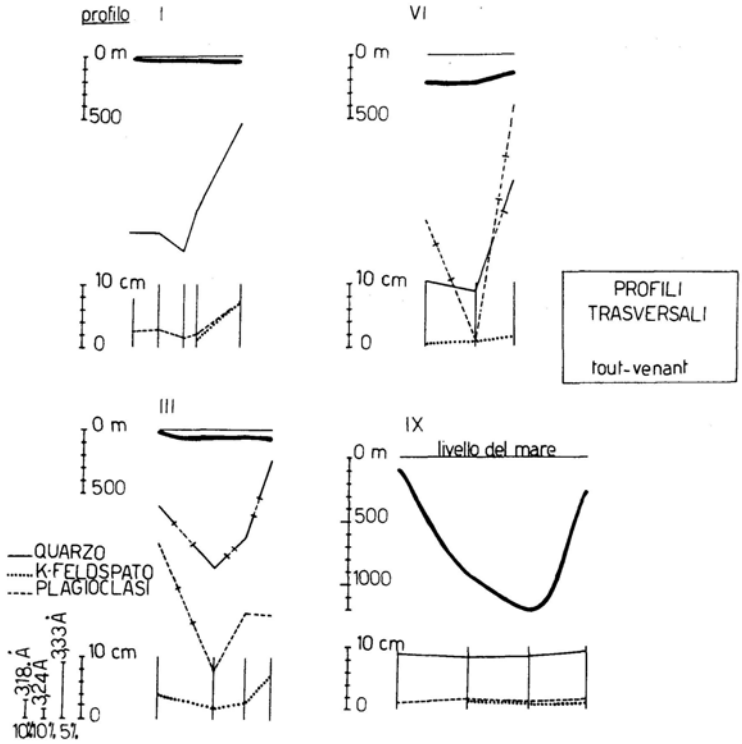


Fig. 5 Profili trasversali: distribuzione di quarzo e feldspati nella frazione <2 µm.

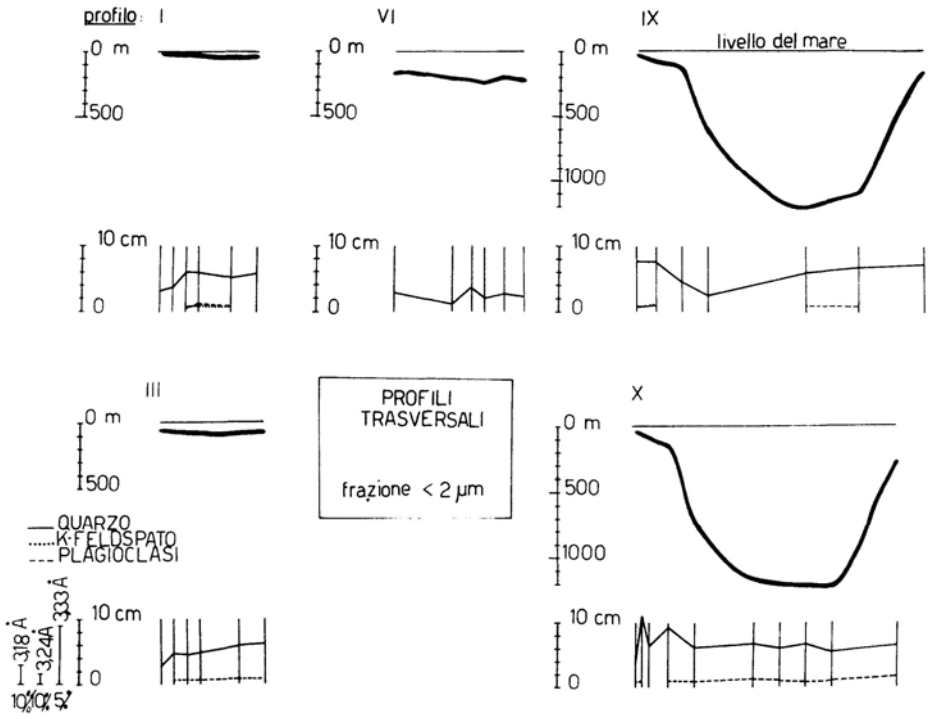

profilo: I
VI
IX
0 m
500
1000
livello del mare
10 cm
0
III
X
PROFILI
TRASVERSALI
frazione < 2 μm
QUARZO
K-FELDSPATO
PLAGIOCLASI
3,33 Å
3,18 Å
3,24 Å
10% 0% 5%

Fig. 6

CONTRIBUTO SEDIMENTOLOGICO PER LA CARATTERIZZAZIONE DEI FONDALI A SCAMPI IN ADRIATICO

P.V. CURZI*, R. LENAZ*, E.RABBI**, L. TOMADIN*

* Istituto Geologia Marina del CNR di Bologna
** Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bologna

RIASSUNTO

Parametri geochimici, mineralogici e sedimentologici hanno consentito di caratterizzare " i "fondali a scampi dell'Adriatico e di riferirli ad una costante dinamica di trasporto.

SUMMARY

Geochemical, mineralogical and sedimentological analyses were carried out on the bottom sediments with a high "scampi" (Nephrops norvegicus) population density in the northern-central Adriatic. Two physiographic areas were investigated: the Continental shelf and the middle-adriatic Basin. The sediments of the first one, with a lower smectite content, show a gradual transition from Holocene silty-clays to the "ancient sands". In the second one clayey sediments show on the contrary a higher smectite content. The organic matter does not exhibit important transformations on the Continental shelf, while it reveals into the Basin an aliphatic character, typical of a marine environment. In spite of the different physiography and sedimentology, the mentioned areas are affected by a unique and Constant dynamic action (marine current towards SE).

INTRODUZIONE

Da alcuni anni è in atto una collaborazione interdisciplinare tra due Organi del CNR (IGM di Bologna ed ITP di Ancona) allo scopo di inquadrare i fattori ambientali che condizionano la distribuzione di Nephrops n. nell'Adriatico centro-settentrionale (Artegiani et al 1979).

Vengono qui esposti i risultati preliminari dello studio sedimentologico relativo alla campagna effettuata nell'estate del 1980, per definire meglio i "fondali a scampi", per rapportare la loro sedimentologia a quella dei fondali adiacenti e per confrontarli fra di loro.

Le precedenti ricerche hanno messo in evidenza che i "fondali a scampi" corrispondono a due ambienti morfologicamente distinti: la piattaforma continentale e la Fossa Mesoadriatica occidentale. Quindi è parso

opportuno effettuare tre traverse dalla costa fino alla mid-li ne, di cui due nella piattaforma continentale (Marzocca e Numana) ed una comprendente anche la Fossa Mesoadriatica (Pescara) (fig. 1). Lungo queste traverse sono stati effettuati profili ecografie!" ad alta e a bassa (3.5 kHz) frequenza ed è stato impiegato il box-corer per il prelievo di campioni indisturbati.

METODI DI STUDIO

Le analisi granulometriche sono state effettuate con i setacci della serie ASTM per la frazione sabbiosa e con il sedimentometro a fotoestinzione per la frazione siltoso-argilIosa.

L'analisi mineralogica per la frazione granulometrica inferiore a 2μ è stata condotta mediante diffrattometria a raggi X.

Le misure di Eh sono state eseguite a bordo, al recupero dei campioni, con potenziometro AMEL.

La determinazione delle percentuali di carbonio e azoto organici non volatili sono state effettuate mediante analisi elementare (CHN).

L'analisi spettrale della materia organica all'infrarosso ha richiesto la messa a punto ed il confronto di metodologie diverse per ottenere estratti di sufficiente purezza, liberi da impurità inorganiche e tali da consentire una corretta lettura degli spettri.

I campioni di sedimenti liofilizzati sono stati trattati secondo tre metodologie. La prima, originale e di rapida esecuzione, prevede un attacco acido (10 cc di HF + 0,5cc di H_2SO_4) su 0,3 gr di sedimento. L'estratto è quindi sottoposto a ripetuti lavaggi per eliminare i sali presenti fino a raggiungere pH neutro. La sostanza organica ottenuta viene infine liofilizzata.

La altre due metodologie, impiegano trattamenti con disperdenti (esametafosfato di sodio) e basi (0,1 N di NaOH) con correzione finale di pH tra 2 a 5. La separazione di gran parte delle impurità organiche avviene per centrifugazione a ll.000xg. Successive filtrazioni portano ad ottenere un estratto che viene liofilizzato.

Dall'esame comparato degli spettri all'infrarosso, si può concludere che i tre metodi sono confrontabili almeno qualitativamente.

Per ottenere una prima indicazione sulle caratteristiche meccaniche dei sedimenti è stata misurata la resistenza all'infissione col pocket penetrometer ed effettuata la prova di taglio con lo scissometro Tor Vane.

RISULTATI

Dall1interpretazione dei profili sub-bottom e dalla distribuzione granulometrica dei campioni lungo le traverse (figg. 2 e 3), andando dalla costa verso il largo, si deduce che le sabbie costiere sono seguite da un corpo sedimentario di peliti che poggiano su un riflettore ben marcato, ondulato e a tratti eroso. Seguono infine, con limite non ben definito, le sabbie di piattaforma.

Lungo la traversa di Pescara la distribuzione granulometrica (fig. 4 varia rispetto alle traverse più settentrionali perché dopo le peliti, al posto delle sabbie di piattaforma si incontrano le argille della Fossa Mesoadriatica.

I "fondali a scampi" nelle traverse di Marzocca e di Namuna sono compresi tra le peliti e le sabbie di piattaforma. La granulometria varia tra le sabbie argillose e le argille. Viceversa nella traversa di Pescara, questi fondali si trovano sopratutto nella Fossa e sono costituiti da argille.

I minerali argillosi presenti nei sedimenti sono costituiti da smectite ed illite per il 70-90%, da clorite e caolite in percentuali minori e da tracce di serpentino.

Esaminando i profili studiati, è riconoscibile una diminuzione dei tenori di smectite dalla costa verso il largo ed un graduale aumento della il lite nella stessa direzione. Ciò è in accordo con quanto osservato in studi precedenti (Veniale et al. 1972; Artegiani et al., 1979).

Riferendoci alle due suddette aree morfologiche è possibile rilevare come i "fondali a scampi" siano caratterizzati sulla piattaforma (traverse di Marzocca e Numana) da un contenuto in smectite sompreso tra 15 e 35% ed in illite tra 45 e 60%; nella Fossa (traversa di Pescara) si hanno invece tenori più alti in smectite (30-40%) e più bassi in illite (40-50%). Anche questi andamenti corrispondono a quanto messo in evidenza nei profili longitudinali dell'Adriatico da Veniale et al., 1972.

Le misure di Eh indicano nei "fondali a scampi", in tutta l'estensione esplorata, condizioni ossidanti, indipendentemente dalla granulometria dei sedimento e dalla posizione morfologica dei fondali. Le misure di C ed N organici, permettono di stabilire che il rapporto C/N nei campioni relativi ai "fondali a scampi" presenta i valori più bassi rispetto a quelli determinati nei campioni dei fondali adiacenti.

Le analisi spettrali all'infrarosso degli estratti di materia organica e relativi ai primi campioni studiati, si riferiscono a tre tipi di sedimenti marini e ad un suolo della costa prospicente (fig. 6). Le bande di frequenza in cui si osservano gli assorbimenti più importanti individuano rispettivamente :

tra 1 e 2 : gli alcooli primari e secondari, amidi ed ammine

tra 2 e 3 : alchini

tra 4 e 5 : alifatici

tra 6 e 7 : alchini?

tra 8 e 9 : esteri, alcheni e acidi ionizzati, chetoni, aldeidi

tra 10 e 11 : aromatici, acidi carbossilici, ammine

tra 12 e 13 : piridine, alcheni, ammine primarie.

Per quanto riguarda i risultati preliminari sulle caratteristiche meccaniche dei sedimenti dei "fondali a scampi", esse sono risultate simili, sia sulle piattaforma continentale che nella Fossa e indipendentemente dalle loro caratteristiche granulometriche. Per una conoscenza più approfondita delle caratteristiche meccaniche, sono in corso ulteriore indagini di laboratorio.

DISCUSSIONE

Viene confermato l'assetto sedimentologico dell'Adriatico centro-settentrionale secondo fasci e (sabbie costiere, peliti oloceni che e sabbie antiche) già noto (Van Straaten, 1970; Colantoni et al. 1979 ecc..); pertanto la superficie di discontinuità, a tratti erosa, su cui poggiano le peliti oloceniche si identifica con la trasgressione flandriana. Il paleoalveo di fig. 6, largo 280 m e profondo 18 m circa, riscontrato a NE di Numana, può essere considerato una testimonianza del reticolo idrografico che secondo Van Straaten (1970) trasportò le sabbie di piattaforma in zona durante il tardo Pleistocene; queste furono successivamente ridistribuite dall'ingressione marina.

Nella piattaforma continentale, la fascia dei "fondali a scampi" è ubicata nella zone in cui le peliti oloceniche passano gradualmente alle sabbie di piattaforma e sembra seguire in continuità questa zona di transizione da nord a sud, parallelamente alla costa. Ciò viene testimoniato dalla distribuzione della smectite e dalla illite nei sedimenti. L'origine di questi minerali è prevalentemente connessa ad apporti detritici padani (Tomadin, 1979); questi materiali, una volta introdotti nel bacino adriatico, subiscono una dispersione longitudinale (Tomadin, 1980) ad opera di correnti marine che agiscono verso SE lungo la costa italiana.

Oltre che nella piattaforma continentale, i "fondali a scampi" si trovano, come già ricordato, anche nella Fossa che è un bacino profondo 260 m. Quindi si può affermare che essi appartengono a due unità morfologiche che determinano caratteri sedimentari" ben distinti.

Le condizioni di ossidazione dei sedimenti superficiali dei " fondali a scampi " (2-3 cm di potenza con colori da 2.5Y 6/4 a 6/6 fino a 10YR 6/4 - 6/6) farebbero supporre, all'interfaccia con i sedimenti, una massa d'acqua capace di apporto di ossigeno. Questa è una situazione veramente particolare in un mare come l'Adriatico, dove la caratteristica idrologica principale è data da una stratificazione diretta delle acque in funzione della loro densità e con assenza di moti convettivi. Anche l'andamento del rapporto C/N, con valori più bassi relativi ai "fondali a scampi" rispetto ai fondali adiacenti, indica una più elevata biodegradabilità della materia organica (Jocteur, 1974). Conseguenza immediata delle condizioni ossidanti presenti sui fondali, è l'alterazione della lignina. I composti derivati da questo processo devono pertanto caratterizzare i campioni di materia organica studiati. Infatti, l'analisi spettrale all'infrarosso, per quanto condotta su estratti che rappresentano la quasi totalità della materia organica presente e quindi con numerosi composti compresi in ampi picchi, indica (fig. 6) che il picco tra 10 e 11 è il più pronunciato nei campioni a,b, d. Esso è relativo alle vibrazioni dei legami C-C e C=C degli aromatici derivati da lignine, tannini e microflore. Nel campione e (Fossa Mesoadriatica) questo picco è meno pronunciato, mentre, diversamente dagli altri campioni, tra 8 e 9 è più marcato il carattere alifatico, tipico di un ambiente più spiccatamente marino (Huc et al.,1974). Pertanto, da questi primi dati di analisi spettrale, si può ipotizzare che la materia organica proveniente dal continente, non subisce sulla piattaforma importanti trasformazioni, ma viene rapidamente trasferita verso la Fossa, dove si verifica un aumento relativo della percentuale C organico e soprattutto di quello di N organico tanto da condizionare il rapporto C/N a valori più bassi rispetto alla piattaforma.

CONCLUSIONI

I "fondali a scampi" dell'Adriatico centro-settentrionale comprendono due aree morfologicamente distinte : la piattaforma continentale e la Fossa Mesoadriatica.

La prima è caratterizzata da sedimenti che rappresentano un passaggio graduale dalle peliti oloceniche alle sabbie antiche e sono caratterizzati da un più basso tenore di smectite.

La seconda, è costituita da sedimenti argillosi con un più alto tenore in smectite rispetto ai precedenti.

La materia organica che sulla piattaforma non sembra subire importanti trasformazioni, nella Fossa assume un carattere alifatico più pronunciato, tipico di un ambiente più spiccatamente marino.

Nonostante la diversa caratterizzazione morfologica e sedimentologica delle due aree suddette, esse sono correi abili da fattori dinamici (correnti marine) desunti da un valore positivo del potenziale di ossidoriduzione, una più elevata biodegradabilità della materia organica ed una generale diminuzione del contenuto in smectite rispetto ai fondali adiacenti.

BIBLIOGRAFIA

ARTEGIANI A. , CURZI P. , FROGLIA C. , LENAZ R. , TOMADIN L. - 1979 Primi risultati delle indagini sui fattori biologici, oceanografici e sedimentologici che condizionano la distribuzione degli scampi (Nephrops Norvegicus) in Adriatico, Atti Conv. Scient.Naz. P.F. Oceanografia e Fondi Marini, Roma, pp. 229-241.

COLANTONI P., CURZI P., GALLIGNANI P., 1978 - Caratteristiche generali del fondo e del sottofondo della piattaforma continentale tra Ancona e la foce del fiume Reno, in "Ricerche sulla piattaforma continentale dell'Alto Adriatico", P.F. Oceanografia e Fondi Marini del CNR, Quaderno n°l, pp. 15-27.

HUC, A.Y., DURANO B., JACQUIN F., 1974 - Caractérisation des acides humiques de sédiments marins récents et comparaison avec leurs homologues terrestres, Bull.E.N.S.A.I.A., Nancy, Tome XVI Fase. I-II, pp. 59-75.

JOCTEUR MONROZIER L., 1974 - Etude des formes de l'azote dans les échantillons de surface de sédiments récents (Mer de Norvège), Orgon I CEPM-CNEXO, pp. 269-279.

MALCOM R.L., 1976 - Method and importance of obtaining humic and fulvic acid of high purity, Journ.Res.U.S.Geological Survey, Vol.IV, n.l, pp. 37-40.

TOMADIN L., 1979 - Clay mineralogy of recent sédiments around the Po River Delta, Giornale di Geologia, (2), XLIII, 1, pp. 249-275.

TOMADIN L., 1980 - Provenance and dispersal of clay minerals in recent sédiments of the Central Mediterranean Sea, Atti Conf. Int. Bacini sedimentari sui margini cont; medit. Urbino (in stampa).

VAN STRAATEN L.M.J.U., 1970 - Holocena and late-Pleistocene sedimentation in the Adriatic Sea, Geol. Rundschau, V, 60(1), pp. 106-131.

VENIALE F., SOGGETTI F, PIGORINI B., DEL NEGRO A., ADAMI A., 1972 - Clay mineralogy of bottom sediments in the Adriatic Sea, Proc. Int. Clay Conf., Madrid, pp. 249-258.

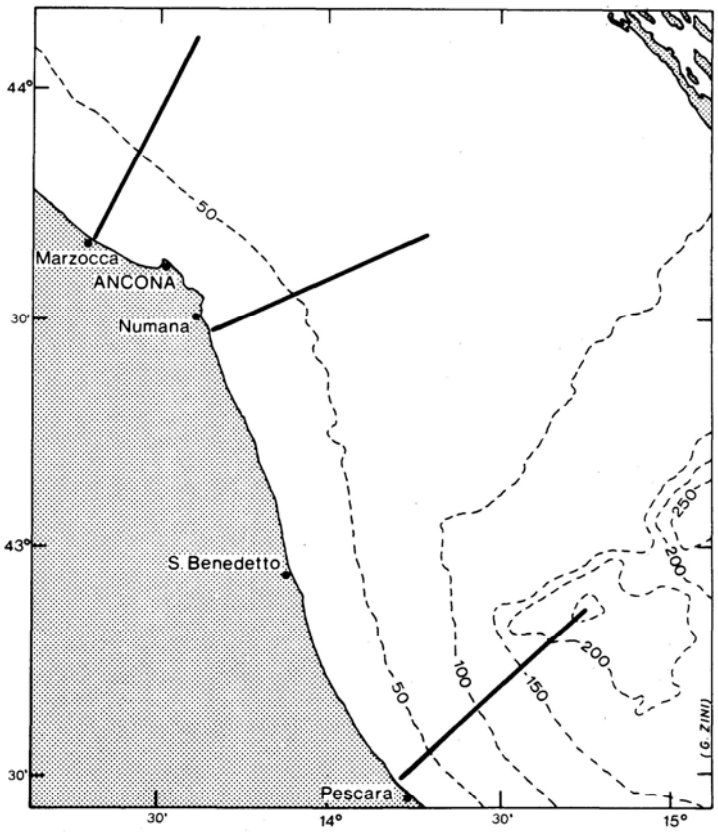


Fig. 1 Ubicazione delle traverse lungo le quali sono stati effettuati profili ecografici ad alta e a bassa (3.5 KHz) frequenza e prelevati campioni del fondo marino per mezzo di un box-corer.

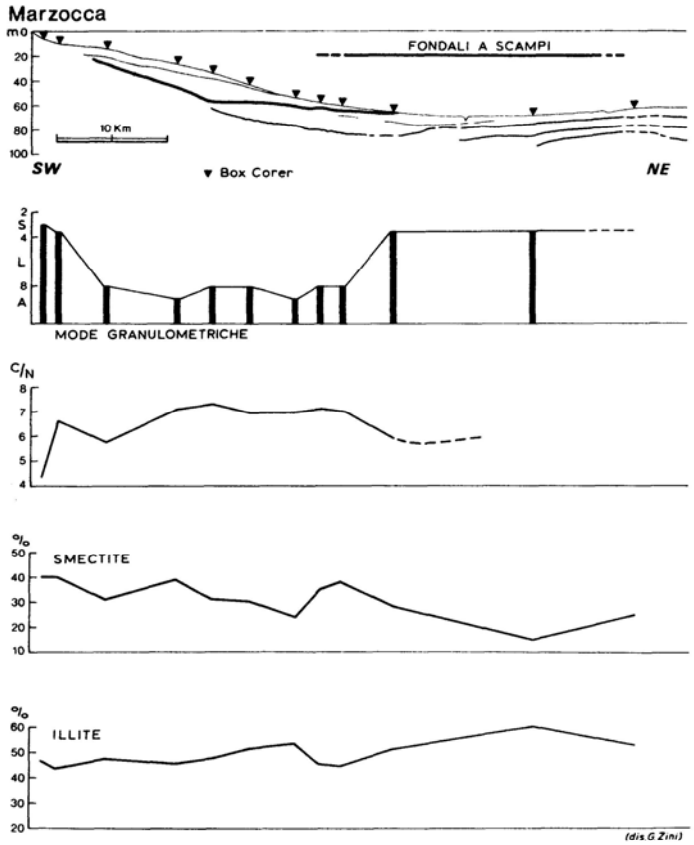


Fig. 2 Traversa al largo di Marzocca.
Dall'alto in basso sono rappresentati i seguenti profili:

a) Interpretazione del profilo ecografico a bassa frequenza dal quale è riconoscibile il corpo sedimentario, costituito da materiali fini (argilla limosa), che si chiude a cuneo verso il largo. Questi sedimenti poggiano su un riflettore più marcato, che denota una superficie ondulata, a tratti erosa, che dovrebbe coincidere con le sabbie della trasgressione flandriana, sotto la quale si presenta una situazione assimilabile ad un ambiente palustre lacustre con ampie zone emerse.

b) Distribuzione granulometrica dei campioni prelevati secondo i valori delle classi modali.

c) Andamento del rapporto C/N.

d) Distribuzione della smectite nei sedimenti superficiali.

e) Distribuzione della illite nei sedimenti superficiali.

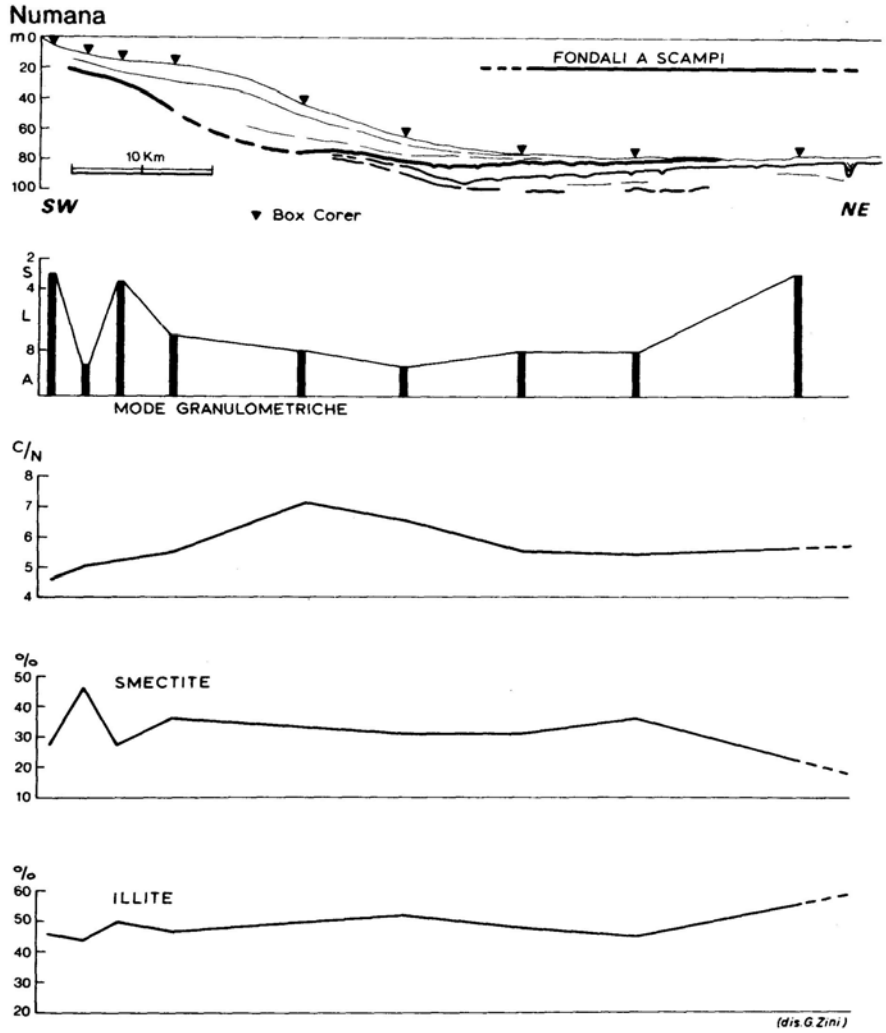


Fig. 3 Traversa al largo di Numana
(Vedi didascalia di fig. 2)

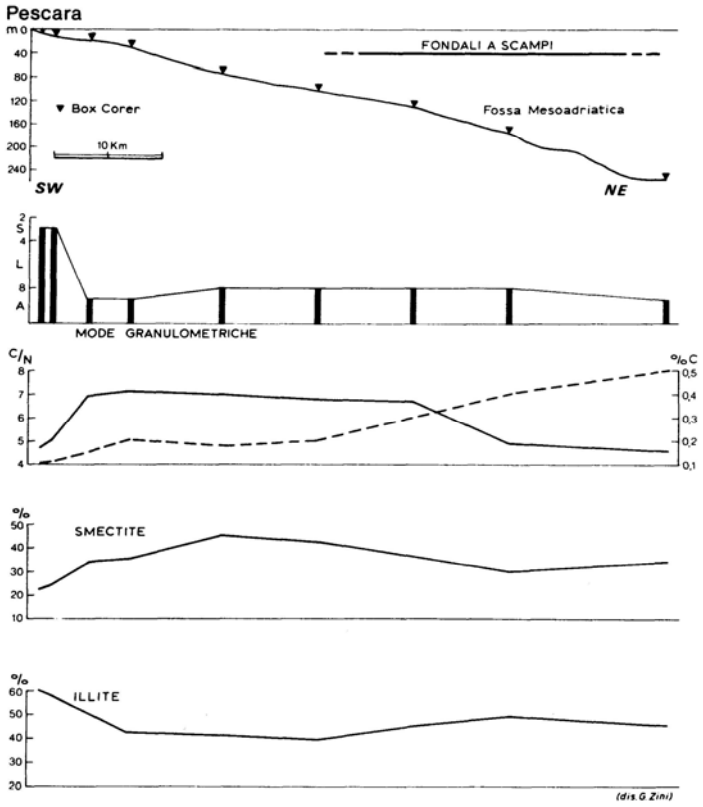


Fig. 4 Traversa al largo di Pescara
(Vedi didascalia di fig. 2, con in tratteggio, l'andamento del carbonio)

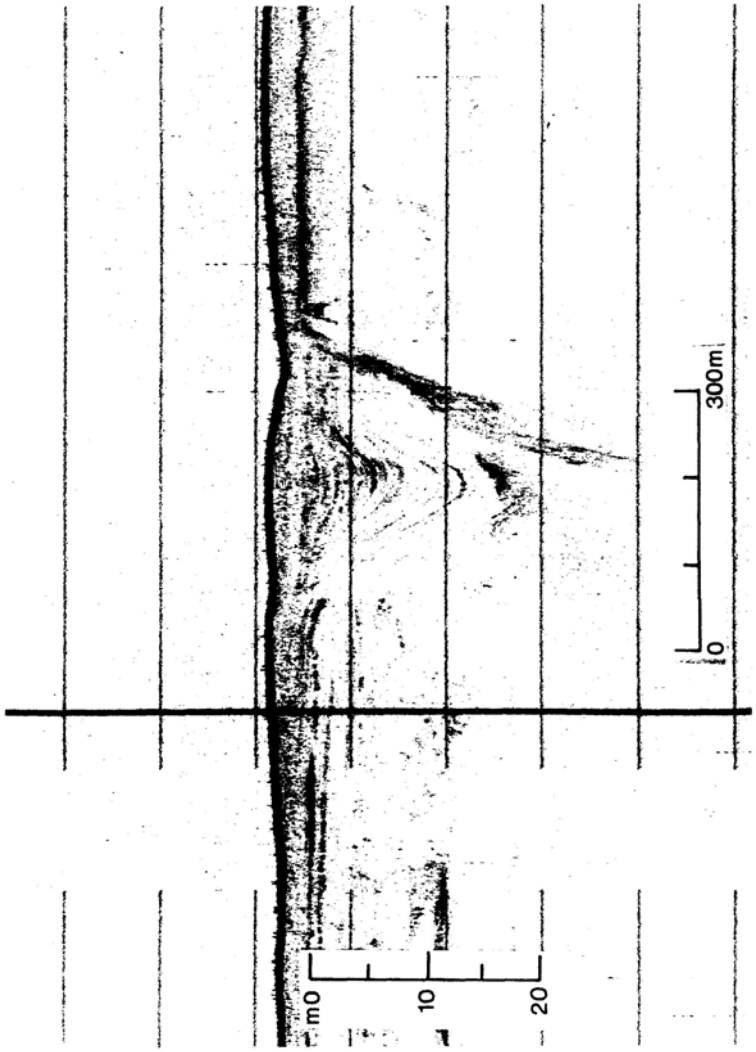


Fig. 5 Registrazione di un paleoalveo al largo di Numana.

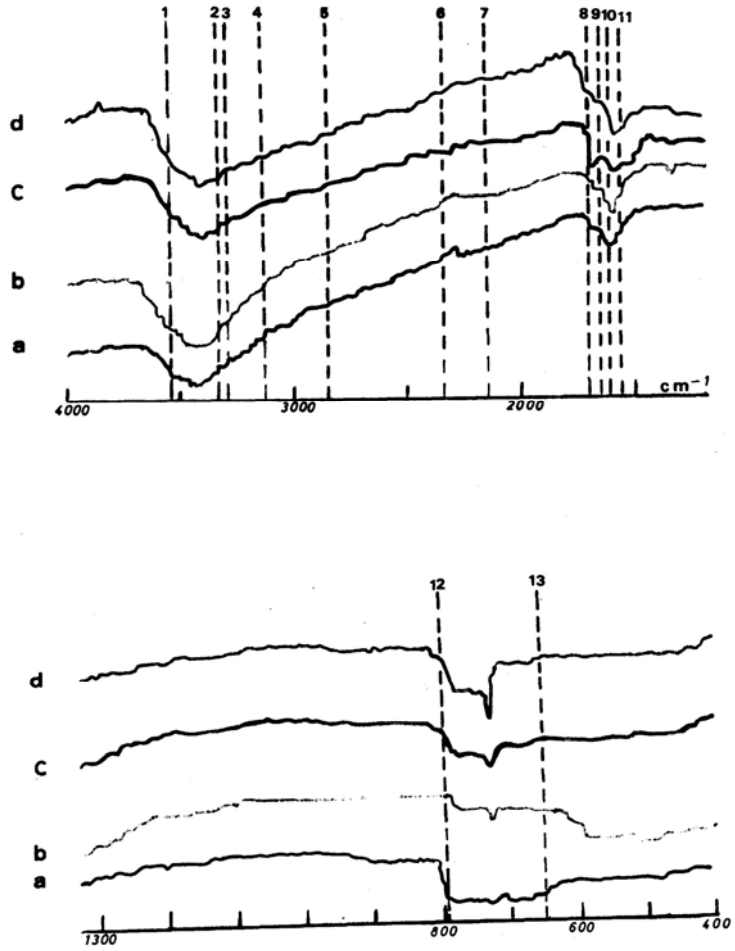


Fig. 6 Confronto degli spettri di quattro estratti di materia organica di un suolo e di tre diversi sedimenti marini.

a) Sedimento litoraneo
b) Sedimento dei "fondali a scampi"
c) Sedimento della Fossa Mesoadriatica
d) Suolo bruno calcareo

"FANGHI ROSSI" DEL MAR ROSSO ("NEREUS DEEP")

ROSSI P.L.* , ROSSI S.**

* Istituto di Mineralogia e Petrografia
1 p.di Porta S.Donato-Bologna
** Istituto di Geologia Marina Via Zamboni 65
40127 Bologna

SUMMARY

Brine deposits from the Red Sea (Nereus Deep). Some grab samples and core tops containing "Red muds" were examined mineralogically and geochemically. These samples were collected by the C/s SALERNUM in the Nereus Deep (23° 11.5' Lat.N - 37°14'.7 Long.E - Depth 2452 m) during an oceanographic cruise which took place in the Red Sea in February - March 1979. The results indicate that the samples are mainly a dark-red detrital deposit made up of clay and silty sandstone fractions, with scattered clasts up to 1 cm. Compared with normal clay sediments, these deposits show a Zn and Cu enrichment probably due to permeation of the sediments by hydrothermal solutions. Some volcanic fragments contained in one sample were also studied. Their composition indicates that they are basalts with tholeitic affinity related to the volcanism connected with the Red Sea "rifting".

INTRODUZIONE

II presente lavoro, che prende in esame alcuni dati geomorfologici e petrochimici emersi dallo studio del "graben" Nereus Deep del Mar Rosso, è stato reso possibile dalla crociera MR 79 effettuata dall'Istituto di Geologia Marina del C.N.R. di Bologna con la C/s SALERNUM. Tale crociera è stata organizzata con lo scopo principale di esaminare alcuni dei numerosi problemi rimasti insoluti sull'evoluzione geodinamica dell'area Mar Rosso-Golfo di Aden (Bonatti et al., 1978), che secondo le moderne vedute (Me Kenzie et al., 1970; Girdler e Styles, 1974; Richardson, Harrison, 1976) dovrebbe corrispondere ad una zona di "rifting" iniziale.

Con questa nota si desidera dare un modesto contributo alle succitate problematiche esaminando i caratteri petrochimici dei campioni raccolti nella Nereus Deep (Fig. 1), che risultano costituiti da materiali di tipo "fanghi rossi". Questo termine viene utilizzato sulla base dei caratteri macroscopici anche se non completamente identificabile con i classici depositi oceanici che vengono indicati con tale terminologia.

Uno dei motivi fondamentali di grande impulso, in questi ultimi anni, per la ricerca, e non solo scientifica, nei riguardi del Mar Rosso, è la

presenza di un'intensa attività idrotermale lungo il suo "rift assiale" e, in particolare, nell'intersezione di questo con strutture trasversali. Tale attività ha infatti generato depositi metalliferi di estremo interesse soprattutto relativamente ai metalli Mn, Zn, Cu, Pb, Au, Ag. Le aree maggiormente interessate da tale attività sono risultate le depressioni Atlantis 11°, Discovery, Hatiba, Thetis e Nereus (Fig. 1).

L'esistenza delle "brines" idrotermali era da tempo sospettata, ma fu provata grazie ad una crociera oceanografica compiuta nel 1966 dalla R/v CHAIN della Woods Mole Oceanographic Institution. L'anno precedente, un campione prelevato nella fossa Atlantis 11°, caratterizzata da una temperatura sul fondo di 56°C, mostrava i caratteri di un fango nero, contenente principalmente ossidi e solfuri di Fé, Mn, Zn, Cu. In questa fossa è stata riconosciuta una disposizione a strati alternati caratterizzati da due diversi tipi di depositi: uno detritico, di provenienza esterna al bacino, costituito essenzialmente da quarzo, feldspati ed argille, oltre ai resti calcarei di organismi marini; l'altro invece formatesi completamente all'interno dell'ambiente i persali no e consistente di vari composti di metalli pesanti quali solfuri, solfati, carbonati, silicati e ossidi principalmente di Fé, Mn, Zn, e Cu (Degens e Ross, 1969).

Cenni geologici sul Mar Rosso e morfologia della Nereus Deep

L'origine del Mar Rosso risulta tutt'ora sconosciuta, ma alcune evidenze geologiche la fanno risalire al Cenozoico inf. (Coleman, 1974) e più dettagliatamente all'Eocene inf. (Swartz e Arden, 1960), al Miocene inf. (Laughton, 1966) ed a 20 milioni di anni fa (Le Pichon e Heirtzler, 1968). Questo mare, che attualmente occupa in parte un'ampia depressione (rift assiale), si sarebbe formato almeno in due fasi, che hanno contribuito alla separazione tra Africa ed Arabia. La prima, paleo-Mar Rosso, sarebbe avvenuta appunto durante l'Eocene inf.; la seconda, l'attuale Mar Rosso, durante il Pliocene, 3-4 milioni di anni fa. Anche il rift assiale si sarebbe venuto a formare o durante questa seconda fase oppure già in corrispondenza con la fase orogenica alpina dell'Oligocene (Mulder et al. , 1975).

Il rift assiale (Fig. 2) si estende tra le latitudini 15°N e 25°N, ha direzione circa NNW-SSE ed è costituito da un'enorme "graben". In questo stile tettonico distensivo generale si inquadra la presenza, nella zona assiale, di "horst" e di altri "graben" subordinati, come ad es. il Nereus Deep, la cui formazione è plausibilmente dovuta all'azione concomitante di faglie trasformi con quelle assiali.

Gli alti flussi di calore riscontrati in varie depressioni (Scheuch, 1973; Erickson e Simmons, 1969; Ross, 1972; C.N.R. RED SEA CRUISE 1979), la presenza di forti anomalie magneti che positive (Vi ne e Matthews, 1963) ed il ricorrente ricupero di basalti ad affinità oceanica, indicherebbero al di sotto del rift assiale la presenza di crosta oceanica ed inducono a ritenere che il Mar Rosso rappresenti uno stadio di evoluzione giovanile di un asse attivo in espansione analogo a quelli oceanici. Il processo di oceanizzazione si è evoluto attraverso un rigonfiamento ed un assottigliamento crostale che ha portato alla separazione tra le due

regioni arabica e nubica. La velocità di apertura (spreading) è stata calcolata, sulla base delle anomalie magneti che, in 1.1 cm/anno, almeno per gli ultimi 2,4 milioni di anni (Vine, 1966).

La Nereus Deep fa parte del rift assiale, è orientata NNW-SSE, e sprofonda da circa 1300 m a 2500 m (Fig. 3). Presenta una forma ellittica (in sezione "U-shaped") con asse maggiore lungo 42 km e quello minore di circa 14 km. Le scarpate orientale ed occidentale mostrano una discreta simmetria con pendenze valutabili intorno ai 25-30°. Tale graben presenta una base tormentata da depressioni arealmente limitate e che si spingono a non più di 100 m di profondità. La fossa sembra essere suddivisa da un "sili assiale" che la divide in due bacini separati tra loro, riempiti, secondo la letteratura, dalle "brines".

I profili sismici a riflessione (Fig.4-5-6) mostrano che, sul fondo delle fosse del Mar Rosso, i sedimenti non consolidati sembrano avere esigui spessori e mai superiori agli 80-100 m. In particolare, sul fondo della Nereus Deep, i sedimenti parzialmente metalliferi del Quaternario sembrano avere uno spessore massimo di 10 m. Al di sotto si trovano le rocce basaltiche (Backer et al., 1975). In tale area è stata riconosciuta un'intensa attività idrotermale ed i depositi Fe-manganesiferi sono ritenuti i principali componenti di precipitazione chimica (Bignell et al., 1974).

Provenienza e composizione dei campioni.

I campioni presi in esame, prelevati nel punto con coordinate 23°ll'46"Lat.N e 37°14'70"Long.E, sono i seguenti:

1) MR 79 Benna 35 B
2) MR 79 Carota 35 - "naso"
3) MR 79 Carota 35 - "naso" (frammento basaltico)

La benna ed il carotiere sono stati calati in mare contemporaneamente in modo che la prima servisse come sistema di sgancio al secondo e si avesse ricupero di materiale nello stesso punto con ambedue gli strumenti.

II campione 1) si presenta costituito da un fango di colore rosso scuro ed è stato prelevato mediante una benna tipo "SHIPEK" alla profondità di 2452 m. Ad una minima distanza, dunque, è stato prelevato anche il campione 2), utilizzando un carotiere tipo "KULLEMBERG" con termocoppia, penetrato fino ad una profondità di 560 cm. Il materiale del "naso" risulta di colore rosso scuro con una frazione ad aspetto argilloso ed una siltoso-arenacea con rari clasti di maggiori dimensioni (fino a 1 cm).

Il campione 3), dato dal maggiore di questi clasti, appare subangolare e di colore grigio-verde scuro.

Su questi campioni sono stati eseguiti sia uno studio mineralogico-petrografico che geochimico. Il primo si è avvalso prevalentemente di prove diffrattometriche su frazioni separate mediante sedimentazione, relativamente al campione 3), utilizzando il microscopio da mineralogia.

Per lo studio geochimico è stata usata la fluorescenza ai raggi X (XRF) e l'analisi ponderale e termogravimetrica per le perdite alla calcinazione; per il dosaggio della C02 è stata utilizzata una metodologia gas-volumetrica. L'analisi XRF ha utilizzato materiale finemente polverizzato, essicato a 110°C ed impasticcato in camicia di acido borico. I dosaggi sono stati determinati con curve di calibrazione costruite con preparati sintetici e naturali ottenuti da campioni di depositi sottomarini Fe-manganesiferi.

Per quanto riguarda la composizione mineralogica, i campioni 1) e 2) nella frazione in toto, mostrano la presenza di halite, calcite, quarzo e feldspati. La frazione inferiore ai 2 microns non ha messo in luce alcuna fase cristallina identificabile in diffrattometria.

Il campione 3) risulta un frammento di roccia lavica a struttura porfirea con microfenocristalli costituiti da plagiolasi, clinopirosseni e olivina. La pasta di fondo è criptocristallina vetrosa, opacizzata da ossidi e da idrossidi di Fe. I clinopirosseni ed i plagiocasi si presentano ben conservati, mentre l'olivina è trasformata in iddingsite e clorite. Tale campione appare inoltre cribroso con vacui riempiti da prodotti di devetrificazione (Fig. 7).

I dati chimici relativi ai campioni analizzati sono riportati nelle tabb. 1 e 2 e precisamente in tab. 1 sono riportati i dati relativi ai campioni di sedimenti da noi studiati unitamente alle varie facies riconosciute nei depositi geotermali del Mar Rosso da Bischoff (1966); in tab. 2 i dati relativi al frammento lavico ed una composizione di confronto presa dalla letteratura.

CONCLUSIONI

I dati emersi dal presente studio indicano che nella Nereus Deep si è depositato un sedimento di colore rosso-scuro, costituito da materiale a granulometria argilloso-siltosa in cui sono riconoscibili fasi cristalline di apporto clastico (quarzo, felspati, calcite). Non sono assolutamente rilevabili fasi argillose come si potrebbe aspettare dai caratteri macroscopici dei campioni.

I dati chimici riscontrati, confrontati con quelli delle facies dei depositi idrotermali del Mar Rosso (Bischoff, 1966), indicano una discreta affinità con la fascia detritica, mettendo in evidenza però tenori sensibilmente più elevati in Zn e Cu, particolarmente nel campione 2). Tale facies viene indicata da Bischoff come costituita da materiale pelagico di colore marrone che si riscontra in tutta l'area geotermale sia come depositi di discrete proporzioni sia in alternanza con altre facies. Tali prodotti mostrano analogia anche con quelli rinvenuti nei normali sedimenti profondi del Mar Rosso descritti da Gevirtz e Friedman (1966). Secondo tali autori questo deposito è costituito per lo più da gusci aragonitici di pteropodi, gusci calcitici di foraminiferi e coccoliti, da quarzo, feldspati ed argille. In alcuni casi l'apporto detritico è predominante , in altri casi è miscelato con altre facies. Più precisamente esso raggiunge il 50% nei sedimenti della Discovery Deep, mentre raramente supera il 5% in quelli della Atlantis 11° Deep.

La presenza nella facies detritica di quantità di metalli discretamente più elevate rispetto ai normali sedimenti oceanici, in particolare i tenori sensibilmente più elevati in Zn e Cu messi in luce nel presente lavoro, indicano che l'apporto detritico si è miscelato con un apporto legato ad attività idrotermale che ha arricchito il sedimento in tali metal1i.

Per quanto riguarda il campione 3), i caratteri petrochimici indicano che si tratta di un basalto con spiccata affinità tholeitica come emerso dal confronto di tab. 2. Il basso valore della SiO_2 da noi riscontrato è dovuto all'elevato grado di alterazione subito dal campione come indicato dalla mineralogia e dalla elevata perdita alla calcinazione.

I basalti tholeitici rappresentano i tipici prodotti dell'attività vulcanica delle dorsali oceaniche ed il loro ritrovamento lungo il rift assiale del Mar Rosso apporta maggior credito alla possibilità di un confronto diretto tra tale depressione ed i rifts assiali delle dorsali oceaniche.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare il collega R.Sartori per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

ALLAN T.D. & MORELLI C., 1971 - The Red Sea - in: The Sea, Vol.IV°, Part II, Maxwell (Ed.).

BACHER H., LANCE K., RICHTER H., 1975 - Morphology of the Red Sea Central Graben between Subair Islands and Abul Kizaan - Geol. Jb.D 13, 79-123, 32 figg.,6 pi. , Hannover.

BIGNELL R.D., TOOMS J.S., CRONAN D.S., HOROWITZ A., 1974 - An additional location of metalliferous sediments in the Red Sea - Nature 248, 5444, pp. 127-128, London.

BISCHOFF J.L., 1966 - Red Sea Geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry and genesis - in: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea - Degens & Ross (Eds), pp. 368-401, Springer Verlag, N.Y.

BONATTI E., BORSETTI A.M., CATI F. , COLANTONI P. , FABBRI A., ROSSI S. , SARTORI R. , SAVELLI C., TOMADIN L. , 1978 - Studio multidisciplinare della geologia di un'area del Mar Rosso a circa 24°N - proposta di ricerca al C.N.R. - Istituto di Geologia Marina, pp.1-31, Bologna.

B.R.G.M. - External Relations Division - Saudi Sudanese Commission for development of Red Sea Resources - Ge 7810 - Photo IGN n°991931.

C.N.R. RED SEA CRUISE, 1979 - Geology of the Red Sea between 23° and 25° N: preliminary results - Shipboard Scientific Staff - Accademia Lincei, Roma.

COLEMAN R., 1974 - Geologic background of the Red Sea - DSDP Initial Report, 23,pp.813-819.

DEGENS E.T. & ROSS D.A. (Eds), 1969 - Hot Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea - pp.600, Springer Verlag, New York.

ERICKSON A.J. & SIMMONS G. , 1969 - Thermal measurements in the Red Sea hot brine pools - in: Degens & Ross (Eds) pp.114-121, Springer Verlag, New York.

GEVIRTZ J.L. & FRIEDMAN G.M., 1966 - Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine 1ithification Journ. Sed. Petrol. 36, 143.

GIRDLER R.W. & STYLES P., 1974 - Two stage Red Sea floor spreading Nature 247, pp. 7-11, London.

LAUGHTON A.S. , 1966 - The Gulf of Aden - Phil. Trans. Roy. Soc. , A 259, pp. 150-171.

LE PICHON X. & HEIRTZLER J.R., 1968 - Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading - J.Geophys. Res. 73, pp. 2101-2117.

MC KENZIE D.P., DAVIES D., MOLNAR P. , 1970 - Plate tectonics of the Red Sea and East Africa - Nature 226, pp. 243-248.

MULDER C.J., LEHNER P. , ALLEN D.C.K., 1975 - Structural evolution of the Neogene Salt Basin in the Eastern Mediterranean and the Red Sea Geol.Mijnbown, 54 (3-4), pp. 208-221.

RICHARDSON E.S. & HARRISON C.G.A., 1976 - Opening of the Red Sea with two poles of rotation - Earth Plan. Sc. Lett. 30, pp. 135-142.

ROSS D.A. , 1972 - Red Sea hot brine area: revisited - Science 175, pp. 1455-1457.

SCHEUCH J. , 1973 - Warmestromdichtemessungen im Roten Meerzwischen 19° und 26°nordlicher Breite (Gebiet der Laugentiefs) - Z.Geophys. 39, pp. 859-862, Wurzburg.

SWARTZ D.H. & ARDEN D.D., 1960 - Geologic history of the Red Sea area - -Bul1.Amer.Assoc.Petrol.Geol. 44, pp. 1621-1637.

THOMPSON A.G., BRYAN W.B., FREY F.A., DICKEY J.S., SUEN C.Y., 1974-- Petrology and Geochemistry of Basalts from DSDP, leg 34, Nazca Plate - Initial Report 34, pp. 215-225.

VINE F.J., 1966 - Spreading of ocean floor: New evidence - Science 154, pp. 1405-1415.

VINE F.J. & MATTHEWS D. H. , 1963 - Magnetic anomalies over ocean ridges - - Nature 199, pp. 947-949.

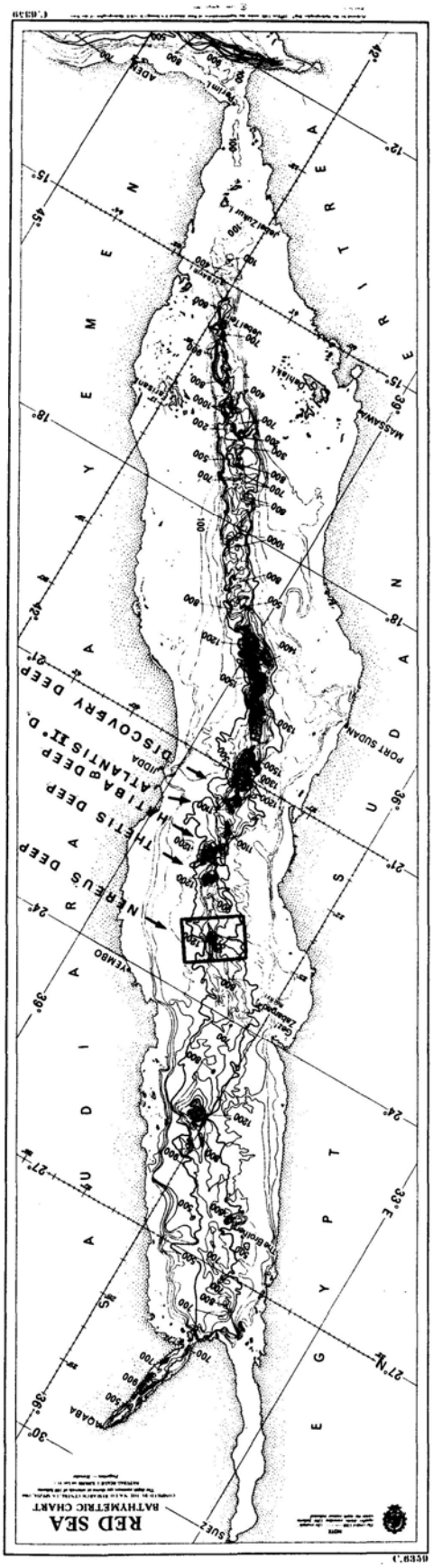


Fig.1 Carta batimetrica del Mar Rosso con isobate in fathoms (da Allan e Morelli, 1971). In riquadro la depressione Nereus Deep.

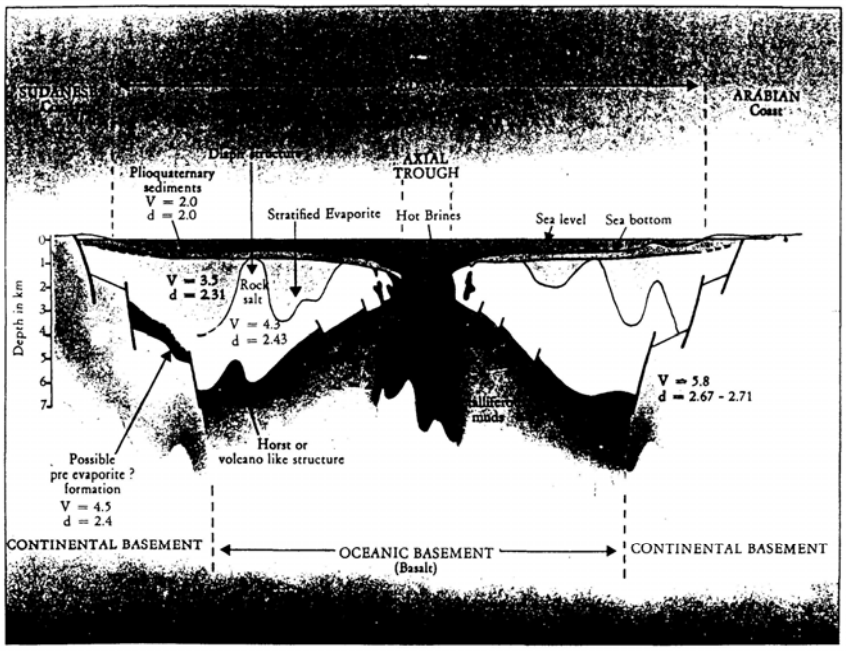


Fig.2 Sketch geologico e schema tettonico dell'attraversamento in senso ortogonale al rift assiale, dalla costa Sudanese a quella Arabica nella zona centrale del Mar Rosso (da B.R.G.M., 1978).

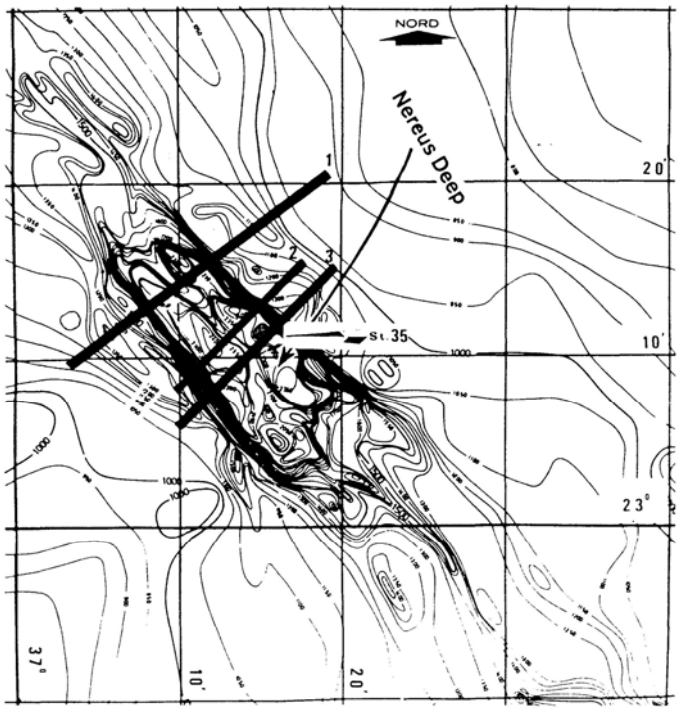


Fig. 3 Carta batimetrica della Nereus Deep con isobate in m (da Bacher et al. 1975). I segmenti ingrossati indicano le rotte di attraversamento della fossa ed i numeri accanto ad essi i rispettivi profili sismici delle figg. 4-5-6. I campioni studiati nella staz. 35 sono stati raccolti nella zona indicata dalla freccia.

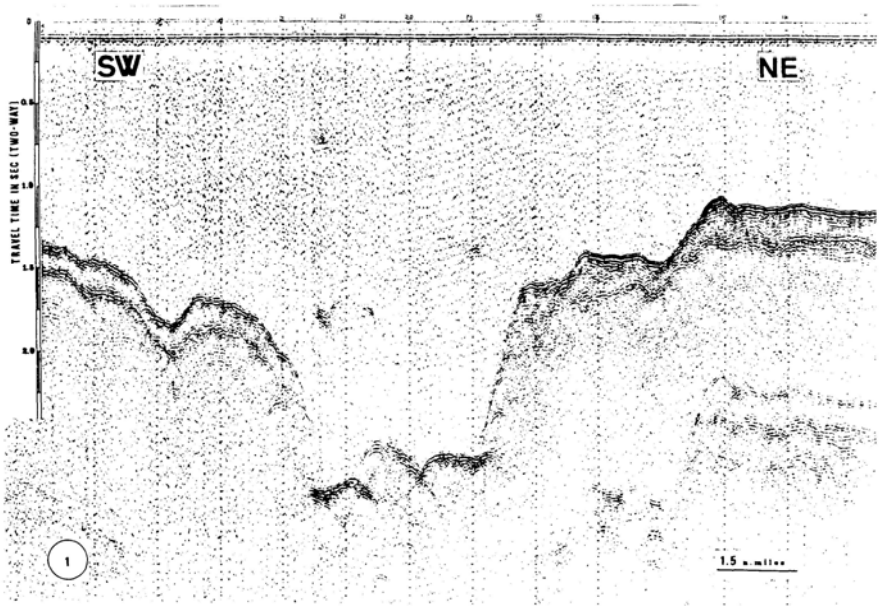


Fig.4 Profilo sismico a riflessione (sparker 30 kJ) attraverso la Nereus Deep. Il n°(1) corrisponde al tracciato 1 indicato in Fig.3. Ai lati del profilo è visibile il "top" delle evaporiti.

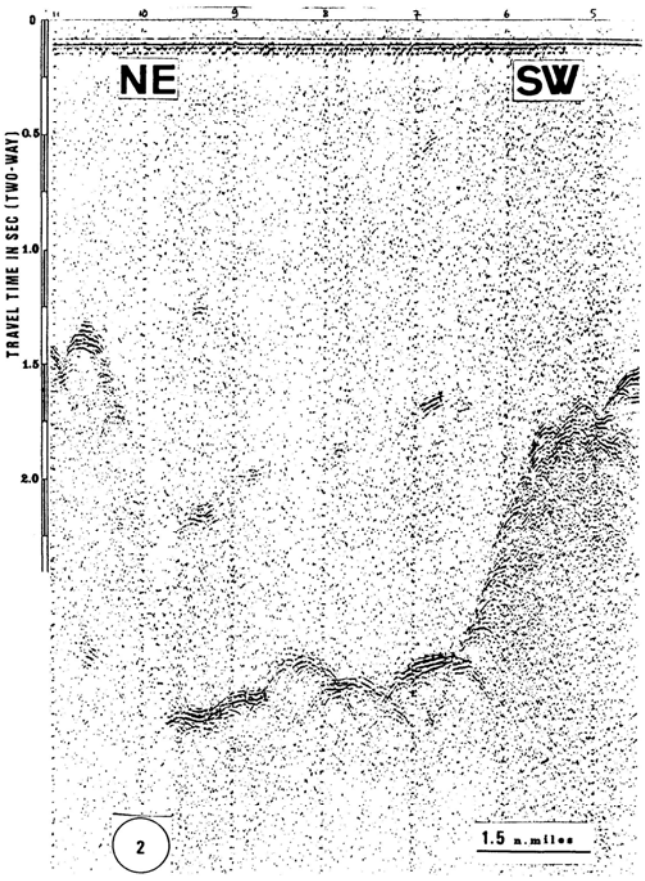


Fig.5 Profilo sismico a riflessione (sparker 30 kJ) attraverso la Nereus Deep. Il n°(2) corrisponde al tracciato 2 indicato in Fig.3.

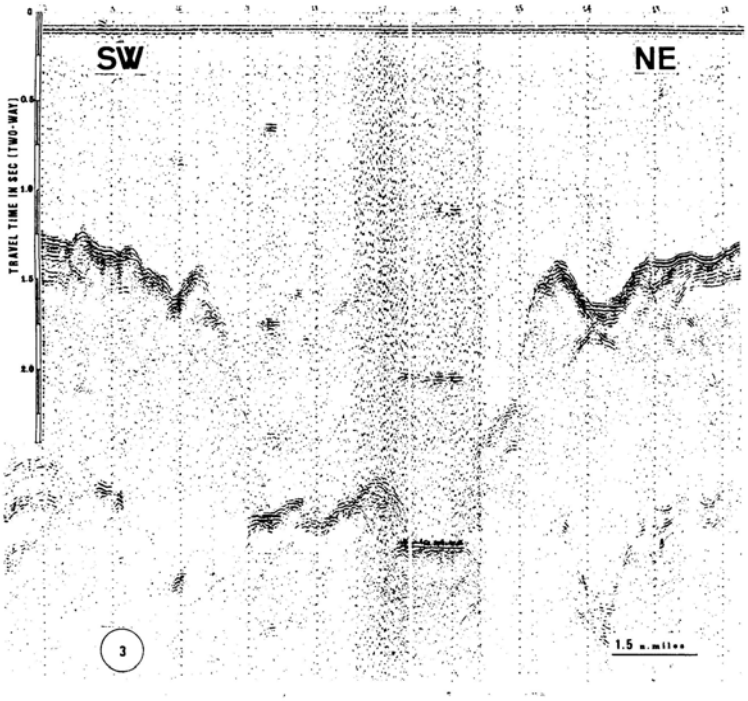


Fig.6 Profilo sismico a riflessione (sparker 30 kJ) attraverso la Nereus Deep. Il n° (3) corrisponde al tracciato 3 indicato in in Fig.3.

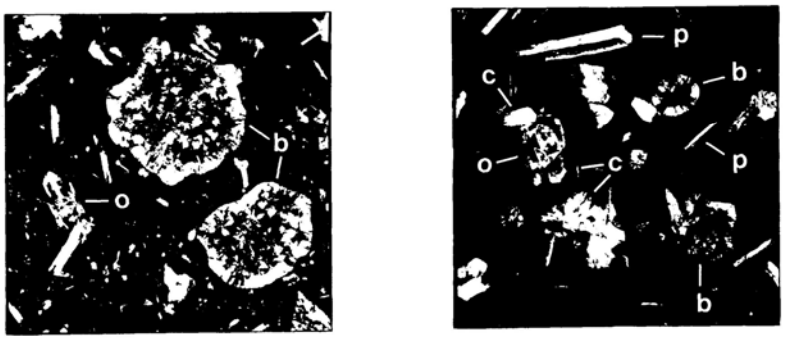


Fig.7 Sezione sottile di un clasto basaltico campionato nella Nereus Deep (Staz. 35 - naso carota). Nicols X. (o = olivina, c = clinopirosseno, p = plagioclasio, b = bolle di degassazione riempite da materiale serpentinoso).

TABELLA 1

	MR 79 benna 35 B	MR 79 naso	1^	2^	3^	4^	5^
Fe_2O_3	4,14	11,01	6,5	37,1	64,2	24,3	30,5
Mn_3O_4	0,88	0,69	0,6	2,1	1,1	1,1	35,5
CuO	0,02	0,14	<0,01	0,8	0,3	4,5	0,1
ZnO	0,17	0,29	0,08	3,2	0,7	12,2	1,4
CO_2	8,67	13,75	23,1	8,6	3,6	5,7	2,2
S	≅0,5	≅0,5	0,3	3,9	0,6	16,8	0,6
P.C.	57,81	33,67	----	----	----	----	----

MR 79 - Presente lavoro
^ - Bischoff, 1966

1 - facies detritica; 2 - facies Fe-montmorillonitica;
3 - facies e goetite amorfa; 4 - facies a solfuri;
5 - facies a manganite.

TABELLA 2

	MR 79	Media ^
	naso-basalto	ridges oceanici
SiO_2	44,86	49,61 ± 0,72
TiO_2	1,13	1,43 ± 0,29
Al_2O_3	13,80	16,01 ± 0,85
FeO	10,94	11,49 ± 1,27
MnO	0,20	0,18 ± 0,04
MgO	7,50	7,84 ± 0,90
CaO	12,30	11,32 ± 0,64
Na_2O	3,06	2,76 ± 0,25
K_2O	0,12	0,22 ± 0,12
P_2O_5	0,17	----------
P.C.	4,70	----------
FeO/MgO	1,46	1,46

MR 79 - presente lavoro
^ - composizione di confronto : Thompson et al., 1974

LA MODELLISTICA DI ECOSISTEMI MARINI : METODOLOGIA

P. MALANOTTE RIZZOLI*, A. BERGAMASCO**, L. BERTOTTI***
L. CAVALERI*

* Istituto per lo studio della Dinamica delle Grandi Masse
(ISDGM) CNR - Venezia
** Collaboratore Scientifico dello ISDGM CNR – Venezia
Consulente della Regione Emilia-Romagna
*** Istituto di Matematica Applicata Università di Padova
Consulente della Regione Emilia-Romagna

RIASSUNTO

L'ambiente marino si presenta sotto gli aspetti più svariati, che vanno dalla dinamica delle masse d'acqua ai processi biologici, chimici, geologici, tutte manifestazioni fenomenologiche che interagiscono fra di loro. La comprensione, quindi, di un qualsiasi ecosistema marino è molto complessa e richiede necessariamente un approccio interdisciplinare. Per razionalizzare questo approccio e rendere possibile la quantizzazione dell'ecosistema e la sua trattazione finale da un punto di vista gestionale, l'unica linea metodologica possibile è la modellistica ecologica. Viene spiegato cosa si intende per modellistica ecologica dell'ambiente marino; vengono discussi i vari tipi di modelli esistenti schematizzati in classi generali e viene sviluppato uno schema razionale per raggiungere la fase finale di gestione del modello.

SUMMARY

In the marine environment very different aspects are simultaneously present, which include physical and dynamical processes as well as biological, chemical, geological ones all interacting among themselves. Thus, the understanding of any marine ecosystem requires necessarily an interdisciplinary approach. The rationalization of this approach is based upon the concept of marine modelling, the only methodology capable of giving quantitative results, of simulating artificial interventions and observing their effects upon the ecosystem. This methodological approach based upon dynamical modelling is discussed and developed through its successive, general phases.

In questi ultimi anni, lo studio delle proprietà di un determinato ambiente, lacustre o marino, il controllo delle qualità delle acque, la pianificazione di eventuali conseguenti interventi umani che facilitino tale controllo e migliorino la stessa qualità dell'ambiente, hanno subito un profondo mutamento nella metodologia di approccio.

II punto sostanziale di questo mutamento è consentito nel rendersi conto che il controllo e lo sfruttamento delle risorse acquatiche di un bacino implicano uno studio ed un approccio interdisciplinare. Di conseguenza, le diverse metodologie di investigazione (ricerche idrologiche, idrodinamiche, biologiche, geologiche chimiche ecc.) non potevano rimanere confinate in compartimenti stagni, ma necessitavano di un colloquio sempre più intensificato che eliminasse i settorialismi scientifici e portasse ad un'ottica comune della ricerca ecologica.

Prima di tutto, occorre quindi definire il significato che si da a questa ricerca di carattere interdisciplinare.

La parola "ricerca ecologica" ha un senso generale e comprensivo; con esso si intende lo studio del complesso di quei fenomeni che possono alterare o influenzare le proprietà delle acque in una determinata zona lacustre o marina; quindi fenomeni di inquinamento, studi di contenuti di nutrienti, loro connessione colle distribuzioni della biomassa, fenomeni di eutrofizzazione, ecc.

Per poter 'razionalizzare' un complesso di fenomenologie cosi disparate, occorreva trovare una base comune nella quale unificare gli sforzi e coordinare gli obbiettivi della ricerca ecologica dell'ambiente.

Tale base comune di razionalizzazione è stato lo sviluppo della modellistica ecologica, che è diventata la matrice unificatrice dell'approccio interdisciplinare allo studio dell'ecosistema.

Ma c'è di più. Ogni ricerca di un sistema acquatico consiste in una prima fase di approccio esplorativo-descrittivo, che permette di dare immagini quanto più estese per quanto riguarda la serie di parametri esplorati, e dettagliate per quanto concerne la loro evoluzione spazio-temporale. Accanto a queste 'fotografie' del sistema, la prima fase è caratterizzata da bilanci globali di massima, in cui il sistema stesso viene modellizzato attraverso una serie di grandi scatole, omogenee nello spazio ed invarianti nel tempo. Sono questi i cosi detti 'box models', in cui, ad esempio, una zona marina viene assimilata ad una serie di box con pareti comunicanti : un box per l'atmosfera, un box per la massa di acqua, uno per i sedimento del fondo, uno per la fascia costiera a contatto con la massa d'acqua, e cosi via. Per ciascuno di questi box e per i parametri allo studio, si fanno allora grosse stime di quanto viene immesso e quanto esce fuori dal box stesso. Quanto rimane è ciò che modifica le proprietà del sistema considerato. Si costruiscono così i cosiddetti 'cicli1, il ciclo dei fosfati, dei nitrati, del mercurio, del DOT, ecc. Se si vuoi però passare oltre questa prima fase di descrizione e di bilanci globali, ossia se si vuole capire - e di conseguenza prevedere, sfruttare, pianificare - cosa succede nel sistema stesso; se si vuole in altre parole esplorare le strutture di dettaglio all'interno del box, allora la modellistica diventa non soltanto lo strumento di razionalizzazione di un approccio interdisciplinare, ma una tappa necessaria per poter fare un salto di qualità e quantizzare il sistema stesso.

Naturalmente, ogni tipo di modellistica deve essere disegnato 'ad hoc' per il parametro la cui evoluzione vuole descrivere e prevedere tenendo

quindi conto delle scale spaziali e temporali tipiche di questo parametro, e derivabili dallo studio della sua fenomenologia.

Ogni modellizzazione, per poter dare risultati suscettibili di applicazione concreta, deve essere fatta in modo sufficientemente realistico - e quindi complesso - ed accettabile dal punto di vista dell'accuratezza che si vuole raggiungere nella descrizione e nella previsione del fenomeno. Naturalmente, inoltre, occorre sempre tenere presente che nessun modello, per quanto sofisticato, potrà dare una riproduzione perfetta della realtà, in particolare della realtà di un ecosistema.

Ques'ultimo è troppo complesso per poter essere considerato in tutti i suoi aspetti.

La parola stessa, 'modellistica', implica delle semplificazioni necessarie. Inoltre, non esiste un modello 'universale'. Tipi di fenomeni diversi richiedono modelli diversi; ogni modello ha vantaggi e svantaggi rispetto ad altri impostati in modo concettualmente diverso.

Così, se alcuni tipi di fenomeni hanno già avuto un approccio di tipo modellistico, per altri tale approccio non è stato ancora tentato. Il che non vuol dire che esso sia impossibile o non sia utile. Vuol dire semplicemente un complesso studio 'a priori' della fenomenologia del sistema per decidere ed impostare il tipo di modello necessario e veramente utile.

Fatta quindi la debita specificazione che un modello per le sue intrinseche limitazioni non potrà mai essere la panacea di uno studio che voglia essere il più estensivo ed esauriente possibile tuttavia i modelli rimangono l'unico strumento scientifico che permette il salto di qualità necessario per passare dalla fase descrittiva e di bilanci globali, alla fase :

- quantizzata
- esplicativa
- previsionale
- gestionale

Per dare un'impostazione metodologica razionale, occorre definire anzitutto una classificazione teorica generale di modelli, con i relativi vantaggi e svantaggi. Su questa, potrà poi essere innestata e specificata la linea modellistica vera e propria nelle sue fasi successive.

In tavola I viene data una tale classificazione, in base ai due criteri fondamentali di :

a) motivazione,

b) struttura interna del modello,

e vengono anche succintamente riassunti i vantaggi e svantaggi relativi.

Fra i modelli empirico-statistici, tanto per dare un esempio, sono da annoverare la maggior parte dei modelli matematici della produzione

fitoplanctonica (vedi ad es. Patten (1968) per una classificazione comprensiva dei modelli esistenti a quella data, per sviluppi successivi vedi Platt et al., (1978). Tali modelli sono in genere costituiti da relazioni matematiche di best-fittaggio. E1 evidente che maggiore è il numero di parametri 'liberi1 che possono essere 'adattati' all'insieme di dati sperimentali, maggiore è l'accuratezza del modello stesso.

Non essendo questo basato su alcuna definizione di scale temporali o spaziali (l'insieme di dati su cui il modello viene costruito si suppone statisticamente stazionario) tali modelli non hanno il limite intrinseco di una risoluzione spaziale e temporale al di sotto della quale le previsioni non sono attendibili. Tipici modelli di questo tipo sono i modelli statistici basati su analisi di regressione. Gli svantaggi di tali modelli sono numerosi. Essi sono riassunti in Tavola I. In particolare, occorre ricordare che nei modelli empirico-statistici, i parametri liberi della relazione quantitativa che costituisce il modello stesso devono essere adattati ai dati sperimentali caso per caso.

Per quanto riguarda i modelli razionali-deterministici, i vantaggi sono ovvi ed impliciti nelle loro capacità di spiegare-descrivére e prevedere il fenomeno allo studio. Il più grosso svantaggio è costituito dal cosiddetto problema del 'tempo di prevedibilità. Poiché la realtà è tipicamente non lineare, un modello che voglia essere sufficientemente realistico richiede necessariamente nonlinearità nella sua formulazione. Le varie scale spazio-temporali sovrapposte nel fenomeno e rappresentate nel modello, interagiscono nonlinearmente, limitando le possibilità previsionali del modello stesso, che deve essere frequentemente ricalibrato alla realtà sperimentale. Questo è un punto di natura teorica fondamentale della problematica del moto dei fluidi geofisici. Senza addentrarsi in esso - il che esulerebbe dagli scopi di questa lezione - basti ricordare come esempio della vita quotidiana la non attendibilità delle previsioni atmosferiche oltre un certo limite temporale (6, 12, 24 ore a seconda delle scale spaziali). Queste, infatti, si basano su modelli di tipo razionale-deterministico e devono essere rifatte nell'arco giornaliero, ossia il modello stesso viene giornalmente ricalibrato. Nelle masse d'acqua, i tempi di prevedibilità, pur dipendendo dal fenomeno allo studio, sono in genere fortunatamente più lunghi.

Concludendo, però, modelli dell'uno o dell'altro tipo non sono mutuamente esclusivi. In genere, anzi, nella modellistica ecologica dell'ambiente i due approcci vengono combinati assieme, in fasi successive, in un'unica struttura che viene poi a costituire il modello finale gestionale.

La modellistica più comprensiva è quindi quella di combinare i due tipi di approccio. Su una struttura di base razionale e deterministica, vengono inseriti opportunamente, ed in fasi successive, modelli di tipo empirico-statistici, in particolare per rappresentare le interazioni non conservative dei parametri allo studio nell'interno dell'ecosistema. Il tutto, naturalmente, cercando di semplificare ad un numero minimo le variabili da simulare e quantizzare scelte in base agli obbiettivi ed all'esperienza fenomenologica di base.

Una tale struttura modellistica per un ecosistema acquatico può essere rappresentata tramite il diagramma a blocchi riportato in Tavola II.

Alcune brevi puntualizzazioni devono essere fatte per quanto riguarda la Tavola II.

Da notare anzitutto una conoscenza fenomenologica di base, imperniata sulle campagne sperimentali storiche, senza la quale non si può iniziare alcuna impostazione modellistica. Da notare la ripetizione della calibrazione del modello ad ogni fase successiva, per poterlo 'riaggiustare' continuamente alla realtà sperimentale, necessità questa, come detto precedentemente, di tutti i modelli razionali-deterministi ci. Da notare inoltre la reazione generale di feedback, per cui ogni fase modellistica porta alla ridefinizione delle campagne sperimentali, con un conseguente raffinamento della conoscenza fenomenologica, che può portare alla ristrutturazione del modello stesso e cosi via.

Per ogni massa d'acqua, sia essa lacustre o marina, il modello idrodinamico di base deve dare l'evoluzione del campo di circolazione, in base al quale si spostano poi nella stessa massa di acqua i parametri allo studio. L'impostazione del modello idrodinamico di base dipende in parti colar modo dalla scala temporale dominante, per cui la circolazione stessa può essere riconosciuta a carattere stagionale (circolazione media) o giornaliera (correnti mareali dominanti); di vento (determinato da un sistema ben determinabile e stazionario di campo di vento) o termoalino (prodotto cioè dai gradienti di densità fra masse d'acqua diverse, ossia di temperatura e salinità, quest'ultima importante solo negli ambienti marini). In parallelo, altri tipi di modelli devono essere sviluppati per fenomeni a comportamento fisico completamente diverso, quei fenomeni idrodinamici che non interessano la modellizzazione prioritaria ma che possono influire su di questa in zone particolari e ristrette, tramite coefficienti del modello generale da parametrizzare opportunamente, tramite le condizioni al contorno ecc.

Ad esempio, in Alto Adriatico, nell'ecosistema sottocostiero dell'Emilia-Romagna che abbiamo cominciato a studiare in quest'ultimo anno 1979 nell'ambito del P.F. Oceanografia, un modello idrodinamico generale è stato costruito per la fascia sottocostiera vera e propria, dello spessore di circa 20 Km. Nella più ristretta fascia litoranea dello spessore di circa 2 Km la dinamica locale produce un rimescolamento verticale di tutti i parametri praticamente sempre completo.

La modellistica delle onde di vento - fenomeno idrodinamico a scala spazio-temporale estremamente ridotta - è totalmente diversa da quella di un modello idrodinamico che descrive l'evoluzione delle correnti sulla scala giornaliera. Basta dire che a livello fisico le onde di vento sono un fenomeno irrotazionale, assolutamente non influenzato dalla rotazione terrestre, che è invece una della forze dominanti che determinano la circolazione della fascia sottocostiera Adriatica. A livello matematico, questo si riflette nel dare per le onde di vento equazioni alle derivate parziali di tipo ellittico rispetto alle equazioni idrodinamiche per le acque basse, che sono di tipo iperbolico.

Tali tipi di modelli devono essere sviluppati simultaneamente ed in parallelo al modello di base. Su quest'ultimo devono poi essere

introdotte opportunamente le modifiche derivabili dai risultati dei primi. Per l'Adriatico, la modellistica della onde di vento è già stata sviluppata (Malanotte Rizzoli, Battiston, 1973; Cavai eri, Malanotte, Rizzoli, 1978).

Per la 2°fase dei modelli idrodinamici occorre specificare poi le condizioni iniziali in tutta la massa d'acqua, ed ai contorni. Occorre quindi specificare i livelli e le portate fluviali lungo i contorni costieri; il campo di vento ed i flussi termico-evaporativi alla interfaccia aria-mare, e cosi via. Calibrazioni accurate possono poi essere fatte tramite serie temporali di corrente misurate in punti opportunamente scelti.

Per un corretto completamento della 2°fase, occorre poi dare le equazioni termodinamiche di evoluzione della temperatura, (e salinità per il mare) e quindi la densità della massa d'acqua. Tali equazioni, assieme a quelle idrodinamiche propriamente dette, costituiscono il sistema di base di equazioni differenziali da integrare, per i campi interagenti fra loro di velocità di corrente, livello, temperatura, salinità, densità. Queste tre ultime, infatti, evolvono in base ai processi di diffusione turbolenta e avvezione da parte delle correnti. Le variazioni della densità in diverse e contigue masse d'acqua determinano l'evoluzione spazio temporale delle forze termoaline, che a loro volta fanno variare le correnti e così via.

Una volta completata la seconda fase di passaggio, il completamento della 3°fase diviene solo un problema di adeguate campagne sperimentali per i parametri allo studio, da misurare sia nella massa d'acqua che ai contorni (bordi costieri, interfaccia acqua - sedimenti del fondo, interfaccia aria-mare). Infatti dal punto di vista fisico-matematico è immediata l'introduzione nel modello di una equazione per una sostanza inquinante o nutriente, di sciolta o sospesa nella massa d'acqua, che sia passiva nell'ambiente. Passiva vuoi dire che l'evoluzione spazio-temporale di questa sostanza è determinata solo dai processi idrodinamici d1avvezione e diffusione, e dagli input ai contorni del bacino, in particolare quelli costieri. Sono quindi assenti le interazioni non conservative di tipo geochimico e biologico, che devono tener conto della biomassa e che verranno introdotte nella fase successiva tramite una modellistica ad hoc. Per una sostanza passiva, l'equazione termodinamica di evoluzione e le condizioni al contorno sono i denti che a quelle valide per la temperatura e la salinità.

Il problema della 3°fase è quindi essenzialmente di natura sperimentale per poter dare al modello sufficienti dati di input e di output per la calibrazione. Quindi misure estensive dei parametri interessati nella massa d'acqua; distribuzioni degli afflussi costieri sia dovuti ai fiumi che agli scarichi marini, e loro evoluzione nel tempo; eventuali variazioni dovute a flussi all'interfaccia aria-mare, ossia, interazioni col 1'atmosfera; determinazione dei flussi di tali parametri sul fondo della massa d'acqua (condizione al contorno del fondo), per cui i sedimenti possono diventare pozzi o sorgenti del parametro .all'oggetto, rilasciandolo o assorbendolo dalla massa d'acqua sovrastante in modo passivo, ossia grazie all'interazione dinamica con onde e correnti.

Più complesso è il passaggio alla 4°fase di modello attivo per i parametri fondamentali. Questo presuppone non solo estensive campagne sperimentali allargate a comprendere i parametri geochimici e biologici, ma anche tutta una modellistica di tipo empirico-statistico, da sviluppare indipendentemente e simultaneamente. Questa modellistica parallela delle interazioni non conservative porterà alla definizione di quelle funzioni empiriche di correlazione che costituiranno i pozzi e le sorgenti attive per i parametri allo studio, sia nella massa d'acqua che nelle condizioni al contorno. La fase finale gestionale non ha bisogno di delucidazioni.

La linea teorica di modellistica e l'approccio comprensivo sovraesposti costituiscono uno dei filoni di ricerca oceanografica di avanguardia a livello internazionale, sviluppatasi solo in questi ultimi anni essenzialmente a causa delle difficoltà insite in ogni ricerca a carattere interdisciplinare. Come riportato nella bibliografia, numerosi esempi esistono nelle letterature internazionali di modelli ecologici di ecosistemi marini e, come già menzionato tale approccio è stato ora iniziato anche nell'Adriatico Settentrionale.

BIBLIOGRAFIA

CAVALERI L. , MALANOTTE RIZZOLI P. , 1978 - A wind waves prediction model in the Adriatic Sea. Turbulent Fluxes Through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction, A. Favre & K. Hasselmann editors, Plenum Publishing Corp., New York, p. 629.

MALANOTTE RIZZOLI P. , BATTISTON L. , 1973 - The influence of refraction due to bottom topography on the distribution of wave energy along the coastline of the Lagoon of Venice. Union des Océanogr. de France, Vol. V. Bull. n° 3.

PATTEN B.C., 1968 - Mathematical models of Plankton production. Int. Revue ges. Hydrobiol. , 53, 3-357

PLATT T. , DENMAN K.L., JASSBY A.D. 1978 - Modelling the productivity of phytoplankton, The Sea, Vol. VI: Marine Modelling Interscience Publishers, John Wiley & Sons.

Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito del P.F. "Oceanografia e fondi marini", sottoprogetto "Piattaforma Continentale", del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia, contratto n° 104520/88/8004653, per la finalizzazione allo studio dei fenomeni di eutrofizzazione della Regione Emilia-Romagna.

TAVOLA I

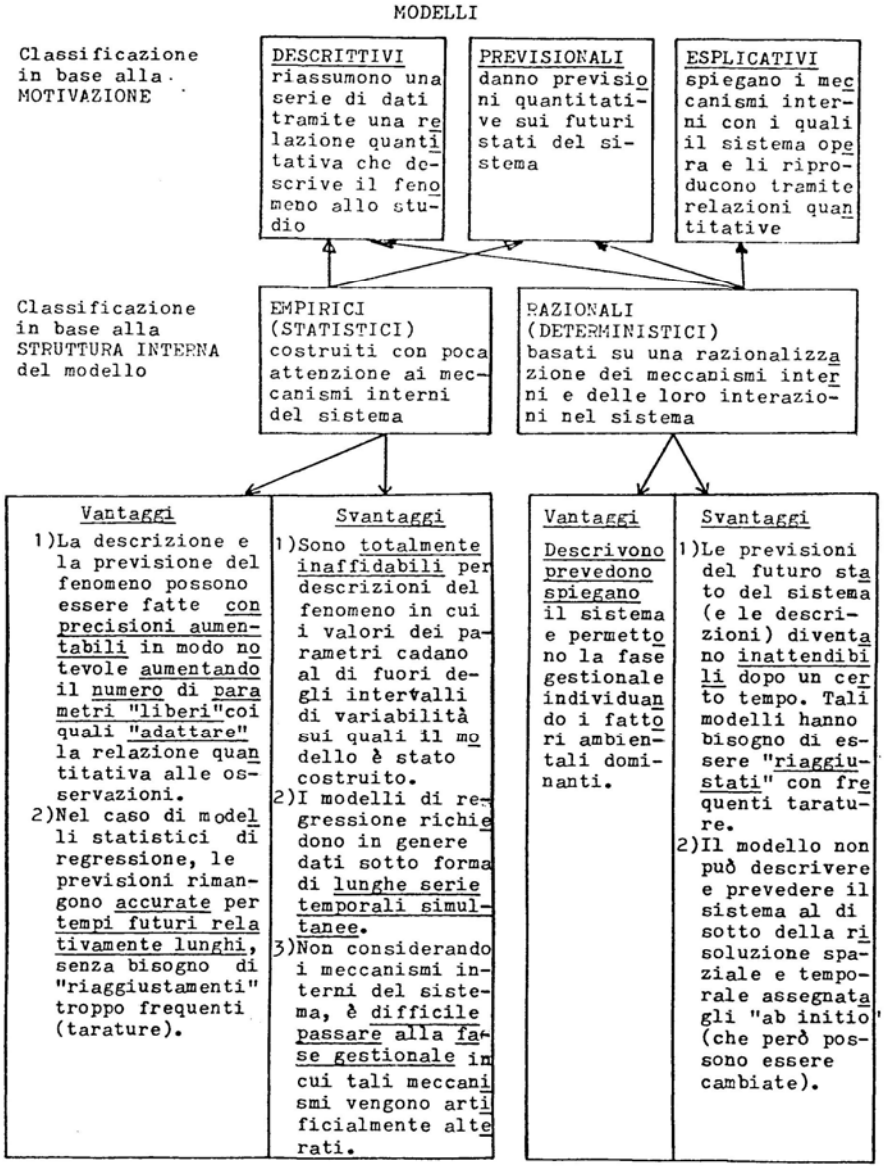
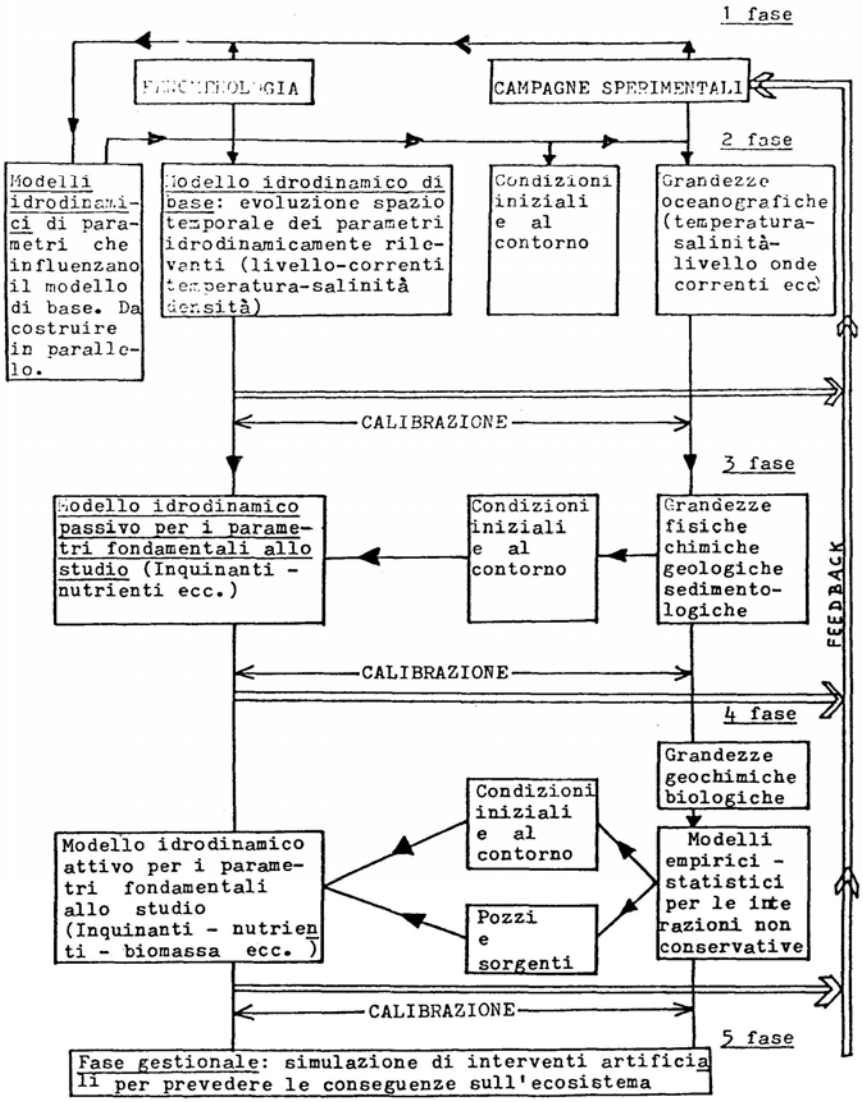

MODELLI
Classificazione in base alla MOTIVAZIONE
DESCRITTIVI riassumono una serie di dati tramite una relazione quantitativa che descrive il fenomeno allo studio
PREVISIONALI danno previsioni quantitative sui futuri stati del sistema
ESPLICATIVI spiegano i meccanismi interni con i quali il sistema opera e li riproducono tramite relazioni quantitative
Classificazione in base alla STRUTTURA INTERNA del modello
EMPIRICI (STATISTICI) costruiti con poca attenzione ai meccanismi interni del sistema
RAZIONALI (DETERMINISTICI) basati su una razionalizzazione dei meccanismi interni e delle loro interazioni nel sistema
Vantaggi
1)La descrizione e la previsione del fenomeno possono essere fatte con precisioni aumentabili in modo notevole aumentando il numero di parametri "liberi"coi quali "adattare" la relazione quantitativa alle osservazioni.
2)Nel caso di modelli statistici di regressione, le previsioni rimangono accurate per tempi futuri relativamente lunghi, senza bisogno di "riaggiustamenti" troppo frequenti (tarature).
Svantaggi
1)Sono totalmente inaffidabili per descrizioni del fenomeno in cui i valori dei parametri cadano al di fuori degli intervalli di variabilità sui quali il modello è stato costruito.
2)I modelli di regressione richiedono in genere dati sotto forma di lunghe serie temporali simultanee.
3)Non considerando i meccanismi interni del sistema, è difficile passare alla fase gestionale in cui tali meccanismi vengono artificialmente alterati.
Vantaggi
Descrivono prevedono spiegano il sistema e permettono la fase gestionale individuando i fattori ambientali dominanti.
Svantaggi
1)Le previsioni del futuro stato del sistema (e le descrizioni) diventano inattendibili dopo un certo tempo. Tali modelli hanno bisogno di essere "riaggiustati" con frequenti tarature.
2)Il modello non può descrivere e prevedere il sistema al di sotto della risoluzione spaziale e temporale assegnatagli "ab initio" (che però possono essere cambiate).

TAVOLA II

STRUTTURA MODELLISTICA DI UN ECOSISTEMA ACQUATICO
(LACUSTRE O MARINO)