ATTI DEL 12° CONGRESSO

DELLA

ASSOCIAZIONE ITALIANA DI OCEANOLOGIA E LIMNOLOGIA

Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996

a cura di

Mauro Piccazzo

VOLUME II

Genova 1998

Ditta Giuseppe Lang s.r.l.
Arti Grafiche
Salita delle Fieschine, 30 r.
16122 Genova

A.I.O.L.

CONSIGLIO DI PRESIDENZA

per gli anni 1995 - 1996

Presidente	GIANCARLO SPEZIE
Consiglieri	CARLO NIKE BIANCHI FERDINANDO BOERO CRISTIANA CALLIERI RICCARDO CATTANEO-VIETTI MARCO FIRPO FRANCESCO MARABINI
Segretario	STEFANO PIERINI

PRESENTAZIONE

Gli impegni presi nell'ultima Assemblea dell'Associazione, tenuta a Vulcano nel 1996, sono stati puntualmente mantenuti: il primo volume degli Atti è regolarmente uscito a fine 97 e questo secondo volume è andato alle stampe giusto in tempo per essere consegnato a tutti i Soci in occasione della prossima Assemblea che si terrà a Portonovo nel pomeriggio del 30 settembre p.v.

Anche questo secondo volume si presenta ricco di lavori, ben 45, e tutti scientificamente molto validi, avendo ricevuto una severa revisione da parte di qualificati referees.

La accresciuta validità scientifica di questa pubblicazione è stata, di fatto, la conferma della volontà espressa da una larga maggioranza dei Soci Aiol, di trasformare gli Atti dei Congressi in una pubblicazione, con cadenza annuale, dell'Associazione tale da rappresentare l'unica rivista italiana ed espressione delle attività scientifiche sulle scienze acquatiche.

Il successo di questa iniziativa è confermato anche dall'elevato numero di prenotazioni per presentazione, sia sotto forma orale che di poster, di lavori scientifici al prossimo convegno dell'AIOL che si terrà a Portonovo dal 28 al 30 settembre. Questa notevole adesione è accompagnata anche da nuove iscrizioni di tanti giovani ricercatori che affidano alla nostra Associazione le prime verifiche e le prime conferme della loro carriera scientifica.

E' una grande responsabilità che dobbiamo gestire con serenità e competenza, consentendo giuste e corrette valutazioni per non creare inutili aspettative o eccessivi entusiasmi specialmente nei giovani che si affacciano per la prima volta nel complesso mondo della ricerca scientifica.

Sarà compito del prossimo consiglio di Presidenza, che ci sostituirà dal prossimo mese di ottobre, a garantire questa continua e felice crescita della nostra Associazione.

Giancarlo Spezie

L'Associazione desidera ringraziare, per il contributo fornito allo svolgimento del Congresso, l'Istituto Universitario Navale di Napoli, la Società DIAMAR di Napoli, La Soc. Coop. Nautilus di Vibo Valentia e il Residence Baia Fenicia dell'Isola di Vulcano. Si ringraziano inoltre il Prof. Giancarlo ALBERTELLI e il Dott. Carlo Nike BIANCHI per la collaborazione nel tenere i contatti con numerosi referees e il Dott. Flavio POGGI per l'aiuto nella composizione del volume.

VOLUME II

INDICE

Consiglio di Presidenza pag. I

Presentazione pag. III

RELAZIONI AD INVITO

ARNTZ W.E. - Marine ecology in Antarctica and its connections to "global change". pag 3

STOCKNER J. - Global warming, picocyanobacteria and fisheries decline: is there a connection? pag 29

COMUNICAZIONI

SECHI N., BUSCARINU P., PILO E., LUGLIÈ A. Il fitoplancton del Lago Cixerri nei primi cinque anni di esistenza pag. 41

PIERINI S. - Modelling studies on the wind-driven dynamics in the Mediterranean Sea. pag. 53

POVERO P., ACCORNERO A., MISIC C., PASCHINI E. - Caratterizzazione del particellato organico sospeso nello Stretto di Messina in relazione alle condizioni idrologiche. pag. 65

COCCO E., de MAGISTRIS M.A. - L'erosione della costa cilentana dell'arco naturale e di foce Mingardo, a sud di Palinuro (Campania). pag. 77

LA FERLA R., AZZARO M., CHIODO G. - Attività respiratoria del microplancton nel Canale di Otranto. pag. 91

FICCA G., SANSONE E. - Caratterizzazione e mescolamento delle masse d'acqua nel bacino levantino (Mar Mediterraneo). pag. 99

PICCO P., BERGAMASCO A., DEMICHELI L., LANGONE L., **MANZELLA G.M.R., MELONI R.** - Current, temperature and salinity measurements in the Ross Sea Shelf (Antarctica) during 1995/1996: data presentation. pag. 109

LABBROZZI L., LANGONE L., FRIGNANI M., RAVAIOLI M. - Burial rates for biogenic silica, organic C and N at three sites of the Ross Sea (Antarctica). pag. 121

VANUCCI S., BRUNI V. - Ultraplankton biomass in the Ross Sea (november-december 1994): preliminary results. pag. 131

BRUNI V., DUCO G., SAITTA M., VANUCCI S. Preliminari indagini sulla capacità di batteri marini antartici di degradare gli idrocarburi. pag. 141

CALLIERI C. Pico-blues and their interactions with PAR and UV-B pag. 149

DECEMBRINI F., AZZARO F., PASCHINI E., MAGAZZÙ G.- Influenza dei fenomeni di upwelling sulla produzione e biomassa fitoplanctoniche nello Stretto di Messina. pag 159

ALIANI S., DE ASMUNDIS C., MELONI R., BORGHINI M., GASPARINI G.P. - Transport of benthic species in the Sicily Channel: preliminary observations. pag. 173

LUGLIÈ A., VIRDIS T., SECHI N. - Osservazioni limnologiche sul Lago Simbirizzi (Sardegna meridionale) dal 1989 al 1993, con parti- colare riferimento alle dinamiche del fitoplancton. pag. 183

CORRADI N., FERRARI M., IVALDI R., SETTI M. – Caratteristiche sedimentologiche della piattaforma continentale compresa tra Capo Trionto e Punta Rondinella (Golfo di Taranto). pag. 193

ORSI M., CENTURIONI L. - Variabilità stagionale della distribuzione del materiale particolato sospeso e dei parametri idrologici nei pressi dell'Isola di Capraia. pag. 203

GIORDANI G., BARTOLI M., BARBANTI A., VIAROLI P. -Diversi approcci metodologici nello studio delle interazioni acqua-sedimento in ambienti costieri. pag. 217

POVERO P., MISIC C., ACCORNERO A., FABIANO M. - Distribuzione e caratterizzazione biochimica della sostanza organica particellata nelle acque del Tirreno sud orientale. pag. 227

BRANDOLINI P., DE STEFANIS E.G. Caratteri geomorfologici ed evoluzione recente del tratto di costa compreso fra Capo S. Ampelio e Capo Nero (Liguria occidentale). pag. 239

PUGLIESE CARRATELLI E., SPULSI G., VELTRI P. – Misure correntometriche nei mari calabresi. pag. 251

SICCARDI A., ORSI M., CENTURIONI L. La boa ODAS Italia 1, un centro di misura integrato in Mar Ligure.. pag 263

BIAGI F., GAMBACCINI S., ZAZZETTA M. Fish community structure and the complexity of substratum: the case of "LeGhiaie" protected marine area (Island of Elba). pag. 273

BIANCHI C.N., ABBIATI M., AIROLDI L., ALVISI M., BENEDETTI-CECCHI L., CAPPELLETTI A., CINELLI F., COLANTONI P., DANDO P.R., MORRI C., NICCOLAI I., PICCO P., SOUTHWARD A., SOUTHWARD E. Hydrology and water budget of a submarine cave with sulphidic springs: the "Grotta Azzurra" of Capo Palinuro (Southern Italy). pag. 285

SILVESTRI M., DE MARINIS E. - Identificazione delle vocalizzazioni dei cetacei attraverso reti neurali artificiali. pag. 303

AMBROGI R., FONTANA P., GARMENDIA J.M., SALA I. -Il metodo ABC per la valutazione della qualità dell'ambiente marino in due diversi momenti stagionali. pag. 313

AZZARO M., CHIODO G., CRISAFI E. Utilizzo del saggio ETSA per lo studio dei tassi respiratori del microplancton nella zona afotica. pag. 323

BIAGI F., TUNESI L. - Insediamento di giovanili di specie ittiche in due aree costiere del Mar Ligure. pag. 331

COCCO E., MUSELLA F. - Variazioni della linea di riva e dinamica dei sedimenti tra Marina di Casalvelino e Marina di Ascea (Cilento, Campania). pag. 341

COCITO S., FERDEGHINI F. - Marcatura con colorante ed etichettatura: due metodi per misurare la crescita in briozoi calcificati. pag. 351

CONVERSANO F., SCARDI M., CAMPILI F., CIVITARESE G., RIBERA D'ALCALÀ M. - Analisi preliminare dei dati di ossigeno disciolto raccolti durante la campagna LIWEX 95. pag. 359

LA FERLA R., LEONARDI M., ALLEGRA A., MAIMONE G., GENOVESE L. - Distribuzione delle biomasse microbiche e del particellato organico nel Golfo di Castellammare (Trapani). pag. 369

LEONARDI M., AZZARO F., BONACCORSO A., CARUSO G., DECEMBRINI F., GIACOBBE S., JERACE S., MONDELLO D., MONTICELLI L., RINELLI P., SPANÒ N.C., ZACCONE R., DE DOMENICO E. - Dati preliminari sulle caratteristiche idrobiologiche del sistema acqua-sedimento nell'area delle Isole Egadi (Campagna Oceanografica EGA'96). pag. 377

LICANDRO P., VACCAREZZA C., SERTORIO ZUNINI T. Zooplankton in Mar Ligure d'altura (dicembre 1990) pag. 387

. MANCA B., GIORGETTI A. - Thermohaline properties and circulation patterns in the southern Adriatic Sea from may 1995 to february 1996. pag. 399

MARABINI F. - Dinamica della fascia costiera: modificazioni naturali e antropiche. pag. 415

MASTRANTUONO L., BALDETTI P. - Influenza della tessitura granulometrica dei sedimenti sulla distribuzione dello zoobenthos associato al litorale sabbioso del Lago di Vico (Italia centrale). pag. 425

MORGANA J.G., PRATO S., ANTONELLI D. – Caratterizzazione del Fiume Mignone mediante applicazione di indici biotici. pag. 437

MORIGI C., BORSETTI A.M., CATI F. - Associazione a fora miniferi bentonici viventi in due stazioni del nord Adriatico. pag. 447

MURATORI R., DE GROSSI P. - II Lago di Val Noci in Liguria. Indagine sullo stato trofico. pag. 455

ROMAGNOLI C., IMMORDINO F., FERRETTI O., **ANSELMI B.** - Lineamenti morfologici e deposizionali della piattaforma continentale della Sicilia meridionale. pag. 457

ROMANO E., GABELLICI M., PELLEGRINI D., AUSILI A., MELLARA F. - Metalli in tracce e contaminanti organici nei sedimenti provenienti da differenti aree marine costiere in relazione alla movimentazione dei fondali. pag. 473

ZACCONE R., CARUSO G., CALÌ C., SCARFÒ R. - Primi dati sulla caratterizzazione microbiologica delle acque dell'Adriatico settentrionale. pag. 487

Indice per Autori pag. 499

RELAZIONI AD INVITO

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 3 - 27.

MARINE ECOLOGY IN ANTARCTICA AND ITS CONNECTIONS TO "GLOBAL CHANGE"

Wolf E. ARNTZ

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

ABSTRACT

This paper reviews some aspects of marine ecological research related to "global climate change" in Antarctica. Although there still are some doubts as to the strength and direction of this kind of changes at present, climate change - though mostly slow - has been quite a normal feature in the past, and much of the work under way in the three major subsystems of the Southern Ocean relates in some way to past and future changes. The paper summarizes studies in the cryopelagic, pelagic, and benthic subsystems and presents an outlook to global-change research in the framework of international programmes.

1. INTRODUCTION

Marine ecology in Antarctica, as a contribution to basic research, deals with the ecosystem of the Southern Ocean with its particular environmental conditions and its specifically adapted fauna and flora. Ecological questions have been studied on different levels of complexity, from cells and organisms through individual species populations and communities, to holistic approaches to the ecosystem including modelling of the fluxes and interactions involved (Fig. 1). In addition, biological ("renewable") resources are being studied and managed as part of applied research; in fact it was this research on resources that first received funding and stimulated progress in Antarctic waters (Arntz 1997). With most of the biological resources either turning out not to be as important for human use as anticipated (however, of decisive importance for other top predators), as in the case of krill, or being cropped down in short periods as in the case of Antarctic fish, part of the emphasis switched to conservation related research. Recently, as a consequence of the menace of a global climate change under way, emphasis has shifted strongly to this field.

The consequence of this latter change in direction has been a substantial volume of research and speculation up to the present day, which leaves considerable disagreement not only as to the magnitude, but also, quite often, as to the direction of changes in environmental conditions at regional scales (Priddle *et al*, 1992). This makes the prediction of the biological responses most problematic. Despite this fact, the available biological climate related information is substantial and far too broad to be covered in a single paper. For this reason, the author will have to select some topics that appear to be of particular importance to him, reflecting above all recent approaches at the Alfred Wegener Institute and of "Polarstern" research he is particularly familiar with. The paper will first present a - necessarily speculative - scenario of what environmental change and its biological consequences in the Southern Ocean might look like; then it will turn to particular research under way in the three subsystems of the Southern Ocean ecosystem;

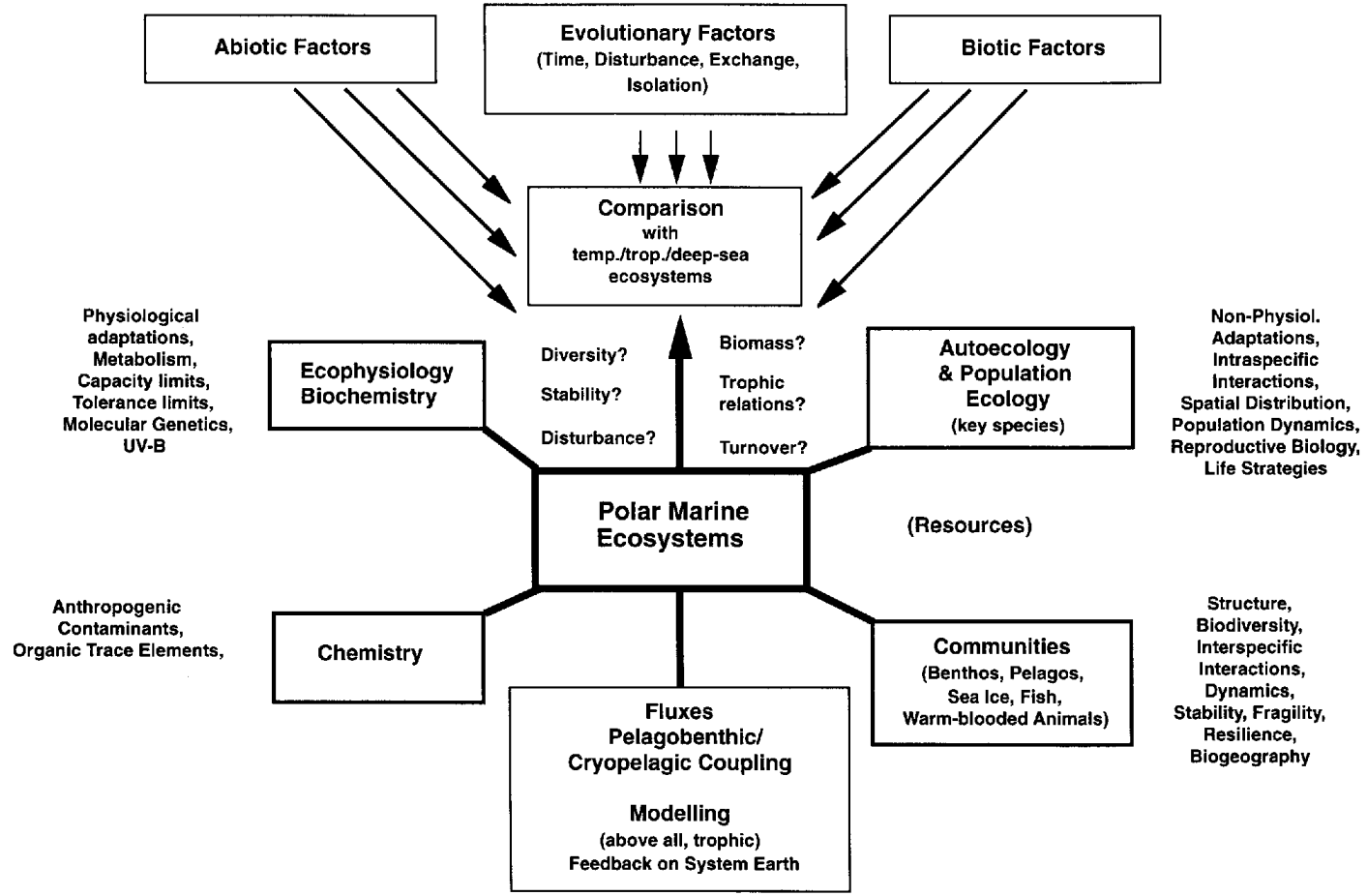


Fig. 1 - Work fields of polar marine research. Polar marine ecosystems are studied at three principal levels, in comparison with other ecosystems and considering abiotic, biotic and evolutionary factors: (i) organismic level (ecophysiology, biochemistry), (ii) population level (autecology, population dynamics), and (iii) community level. Some important lines of investigation are shown for each of these levels. They all provide information for integrating themes such as matter and energy flow, the coupling of the different subsystems, and ecological modelling.

and finally it will provide a short summary of biological projects involved in the global change context both inside and outside SCAR.

2. THE SOUTHERN OCEAN ECOSYSTEM: EXPECTED IMPACT OF GLOBAL CHANGE

Contrary to most other marine ecosystems, the Southern Ocean is characterised by the peculiarity that during most of the year, great part of the surface is covered by different types of ice. This ice cover produces a particular subsystem which in turn influences the other two large subsystems - water column (pelagial) and seafloor (benthal) - both physically and biologically. All the ecosystem levels referred to above, and all three subsystems, are likely to be influenced considerably by global climate change. However, are there at all any indications of present climate change in the Antarctic?

Most modern registrations of surface air temperature reveal a large interannual variability. The combined 1957-82 lime series from several localities on the Antarctic continent shows a slight warming trend (0.029°C per year), which is, however, almost one order of magnitude higher than the trend in the Southern Hemisphere north of 60°S over the same period (King & Turner, 1997). At Faraday station, a warming of about 2.5°C has been measured since 1945 (King, 1994 *fide* Vaughan & Doake, 1996). Possible consequences of a warming trend have been observed for some lime at the Antarctic Peninsula: ablation of low-lying glaciers and small ice caps, decrease of the ice shelf in Marguerite Bay to one-third from 1966 to 1989, and possibly also a decrease in penguin abundances and an increase in terrestrial vegetation at certain sites (for a compilation see King & Turner loc.cit.). However, the observation time has been short, and it is impossible at this stage to state whether we are observing a deviation at decadal scale or the beginning of a larger change.

From sea-ice data since 1973 there is no firm evidence to indicate that there is any trend in the pack ice extent. The trouble here is that only surface cover, not mass (i.e., thickness) can be measured from satellites, and only very few measurements have been taken from vessels. Sea ice extent not only reveals a large seasonal variation by about 15-16xl06 km2 in the Southern Ocean, but also considerable interannual and regional variability (King & Turner loc.cit.).

Reports as those on the breakoff of three large ice islands in the Weddell Sea a couple of years ago, or those from the Antarctic Peninsula referred to above, have been interpreted to suggest that the Antarctic may just now enter one of those interglacial situations when the ice shelves start retreating (Fig. 2; Grobe, 1986), and large ice flows break off occasionally (Doake & Vaughan, 1991; Gammie, 1995). Recently the retreat of five northerly ice shelves on the Antarctic Peninsula has been confirmed (Vaughan & Doake, 1996). However, seemingly no sound figures are as yet available on a trend in net balance (Orheim, 1985; Zwally, 1994), a situation that also holds for Arctic glaciers (Jania & Hagen, 1996).

So we have to return to speculation. What do the models tell us? Global climate change, is the present expectation, is likely to turn out as global warming induced by increasing CO2 levels rather than as global cooling. As an independent process, there is also an increase in ultraviolet radiation (see Marchant, 1994). In the long term, even the continental Antarctic ice sheets may be influenced by global change, as has occurred in the past (Oeschger, 1994). However, simulation models indicate that a global air temperature increase by about 2°C until the end of the 21st century (that is what most current speculations consider to be a likely value; see IPCC 1996 and for a contrarious opinion, Stevenson, 1997), even an increase by 5°C, would rather increase the Antarctic ice sheet than reduce it (Huybrechts, 1992). Even a rise in coastal temperatures by several

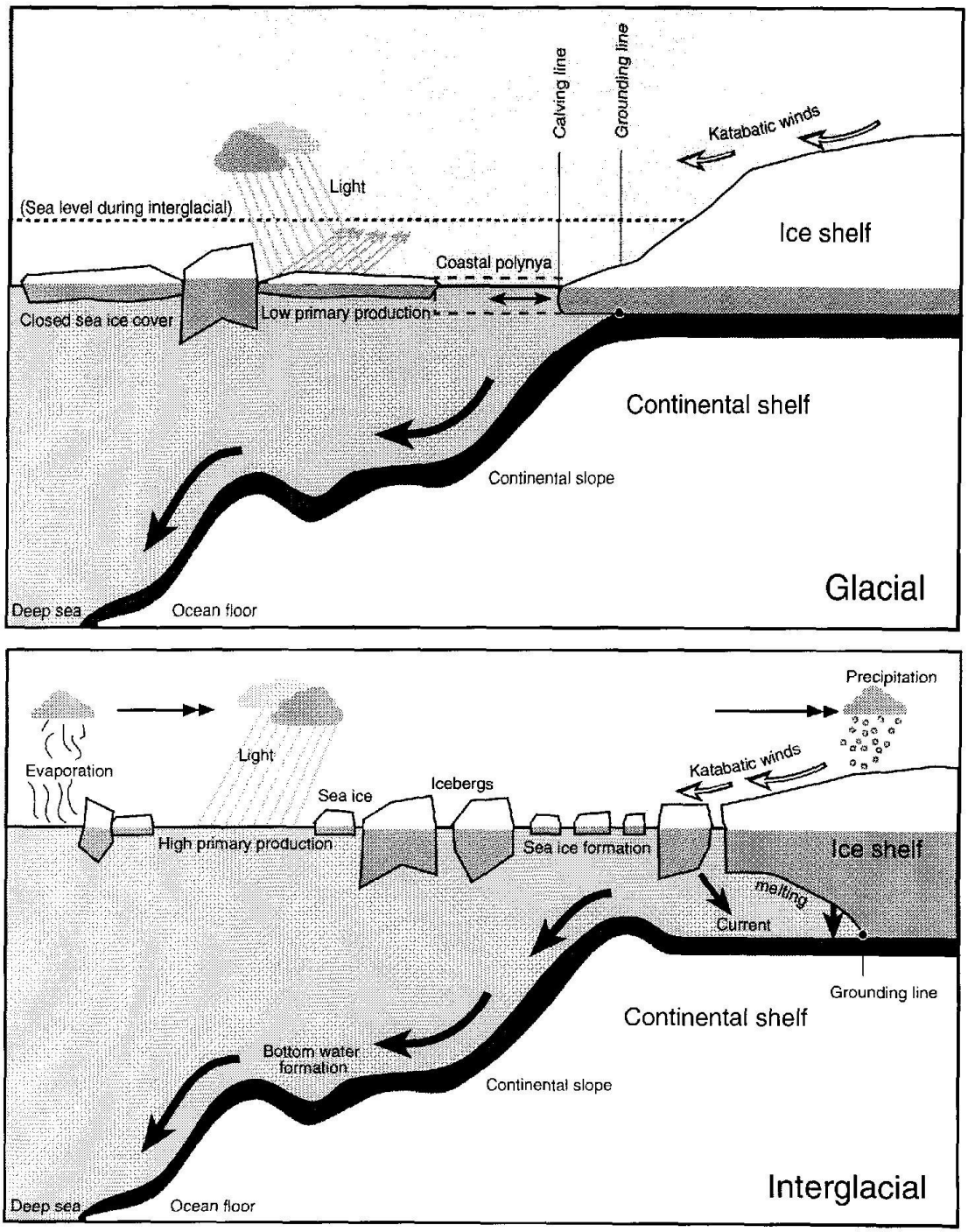


Fig. 2 - Retreat and advance of ice shelves during periods of glaciation and in interglacial periods. During glaciations ice shelves are supposed to have covered large parts of the continental shelf, leaving few refugesto neritic and benthic organisms. After Grobe (1986), redrawn and simplified.

degrees would thus not increase surface melting beyond the insignificant contribution it makes at present, but it would likely increase the mass of the Antarctic ice sheet and make a negative contribution to sea-level rise (King & Turner, 1997 and refs. therein). It might, however, finally result in greater instability at the Continental ice edge and increased basal melt rates under the large ice shelves, both of which are likely to increase iceberg release. At this time, however, the Filchner-Rönne and Ross ice shelves, which may be responsible for the stability of the West Antarctic Ice Sheet, do not appear to be threatened because a further warming of 10°C would be required before the -5°C mean annual isotherm (which now marks the limit of ice shelf disintegration) reaches the fronts of these large ice shelves (Vaughan & Doake, 1996).

Many authors assume that global warming will induce reduction or disappearance of great parts of the pack ice which is supposed to be particularly sensitive to climate change (Crowley & Parkinson, 1988a and b; King & Turner, 1997). However, this consequence has been challenged by others, suggesting an increase of sea ice thickness in the Weddell and Ross Seas in the case of doubled atmospheric CO_2 (see model by Manabe *et al*., 1992). This might work in the way (Fahrbach, pers. comm.), that warming of the atmosphere (which would be connected with an increase in precipitation) would stabilise the water column and thus increase the pack ice layer. However, as an antagonistic process atmospheric warming would also warm up the mixed layer, so the final effect on sea ice (and the CO_2 exchange with the atmosphere) will depend on the strength of warming. At some point, continued warming will remove the sea ice. Conversely, cooling of the atmosphere would cause destabilisation of the water column and thus a decrease of the sea ice cover. Also in this case, there would be an antagonistic process from the cooling of the mixed layer.

As far as the immediate future is concerned, the present generation of coupled ocean-atmosphere models predict that the atmosphere and oceans surrounding Antarctica are unlikely to warm by more than 1-2°C over the next 50 years (King & Turner, 1997); so the more serious impacts may be reserved to future generations.

The possible environmental effects of a global climate change in either direction and some of the alterations it might cause in the marine ecosystem have been summarized in Table 1. It is necessary to say, again, that these assumptions are highly speculative, that they depend on the strength and duration of the changes, and that there may be many other effects that are not included in this table.

Changes of the environment as suggested here will be followed by biological! responses which will differ in the three marine subsystems referred to above, and include a wide range of processes. Some changes that might be expected in the case of substantial global warming are summarized in Table 2. Many of them may appear familiar to those scientists that have been dealing with the biological impact of "El Niño" (Table 3), however with the important distinction that "El Niño" is a recurrent phenomenon of relatively short duration, with several years time between the single events allowing for changes to be reversed (Arntz & Fahrbach, 1991), whereas global warming would cause a directional change which would need a very long period to return to the *status quo ante*.

Picking up the first point in Table 2, the gradual decline of temperatures from the early Tertiary to present values corresponded to only three-thousandth of a degree every 1000 years, and yet the discussion is going on whether the poikilothermals needed special metabolic cold adaptation to cope with these changes (Thiel *et al*, 1996). Clearly, some of them occurred at a faster rate during certain periods (Clarke & Crame, 1992). Even these changes do not seem to have posed a great challenge to the Antarctic fauna as a whole on an evolutionary time scale (Clarke, 1990), but a change of several degrees C in a few hundred years seems to be an unprecedented event which might cause more severe consequences.

Tab. 1 - Likely environmental effects of global climate change in the Southern Ocean

Physical variable or partial ecosystem concerned	Further increase in atmospheric CO_2 ? substantial warming	substantial cooling
Air temperatures	increase	reduction
Water temperatures	increase	reduction
Interaction ocean-atmosphere	enhanced? (see text)	reduction? (see text)
Continental ice sheet	first increase, later reduction; less stable?	increase; greater stability?
Ice shelves	reduction --> disappearance	increase
Under-ice shelf areas	exposure of large areas to vertical rain of particles	increase of areas with lateral advection only
Continental ice margin	increase of breakoff? More/larger ice flows and bergs?	reduction of breakoff? less ice flows and bergs?
Iceberg scouring	first increase, later reduction?	reduction?
Pack ice	initially increase (see text); later reduction --> disappearance, more open water	initially decrease (see text); later increase of permanent pack ice zone, less open water in summer

Shifts in species composition as well as area extensions or shrinking of species, followed by changes in species interaction and diversity, inevitably occur on a regional scale when climatic conditions fluctuate, e.g. in the El Niño/La Miña interplay (Arntz & Fahrbach, 1991) or the changing predominance of Lusitanian and Boreal faunal elements in the North Atlantic. Many if not all of the changes summarized in Tables 2 and 3 might have to be expected in the Southern Ocean under "global climate change" conditions. I will refer to them in the respective chapters of the text below.

Tab. 2 - Biological effects of global warming in the Southern Ocean

- physiological stress to all cold-adapted organisms
- stress on life strategies, reproductive biology, and population dynamics of algae, invertebrates and vertebrates
- loss of habitat for ice-associated fauna and flora
- alterations in the food web
- effects on productivity unclear (see text); more commercially exploitable spp.?
- changes in species interactions
- changes in biogeographic and small-scale distribution (both horizontal and vertical); exchange with neighbouring regions enhanced or reduced?
- changes in species composition and biodiversity
- recolonisation and successional processes in areas formerly covered by ice shelves and in areas affected by ice berg scouring
- changes in fluxes of organic matter between the marine subsystems sea ice - pelagial - benthal (biological carbon pump); direction unclear (see text)
- global impact on biological systems, particularly in the deep sea.

Tab. 3 - Some biotic changes brought about by the strong El Niño event of 1982-83 in the Americas. (From various sources, principally from Arntz & Fahrbach, 1991).

- changes in species composition of all faunal and floral groups
- immigration from tropical and oceanic waters (invertebrates, demersal fish, turtles)
- intrusion of tropical waters with "foreign" invertebrate larvae
- emigration (poleward, towards deeper water) of fish and warm-blooded animals
- dispersal (demersal fish)
- displacement (of autochthonous species: algae, invertebrates)
- area extensions (invertebrates)
- collapse of pelagic food web
- reproductive failures (invertebrates, pelagic fish, iguanas, guano birds, other sea birds, seals)
- mass mortalities (algae, invertebrates, fish, warm-blooded animals)
- increase of biomass, production, diversity in normally hypoxic or anoxic areas at the seafloor
- increase of biomass, production, diversity in normally hypoxic or anoxic areas at the seafloor
- boom of scallops and other warm-tolerant species because of mortality of competitors
- decreased competition for space in rocky intertidal
- increased predation pressure from tropical immigrants (invertebrates, fish)
- recolonisation and successions in all groups after El Niño, also on land.

3. GLOBAL CHANGE RELATED RESEARCH UNDER WAY

a) Sea ice (cryopelagial)

The different types of ice found in the Antarctic, from the Continental ice sheet and the vast ice shelves that cover part of the Ross and Weddell Seas to the seasonal pack ice zone which on average varies between 3.5 and 19 x 10^6 km^2 (King & Turner, 1997), often appear somewhat confusing to biologists working in other areas. For this reason they are shown in Fig. 3.

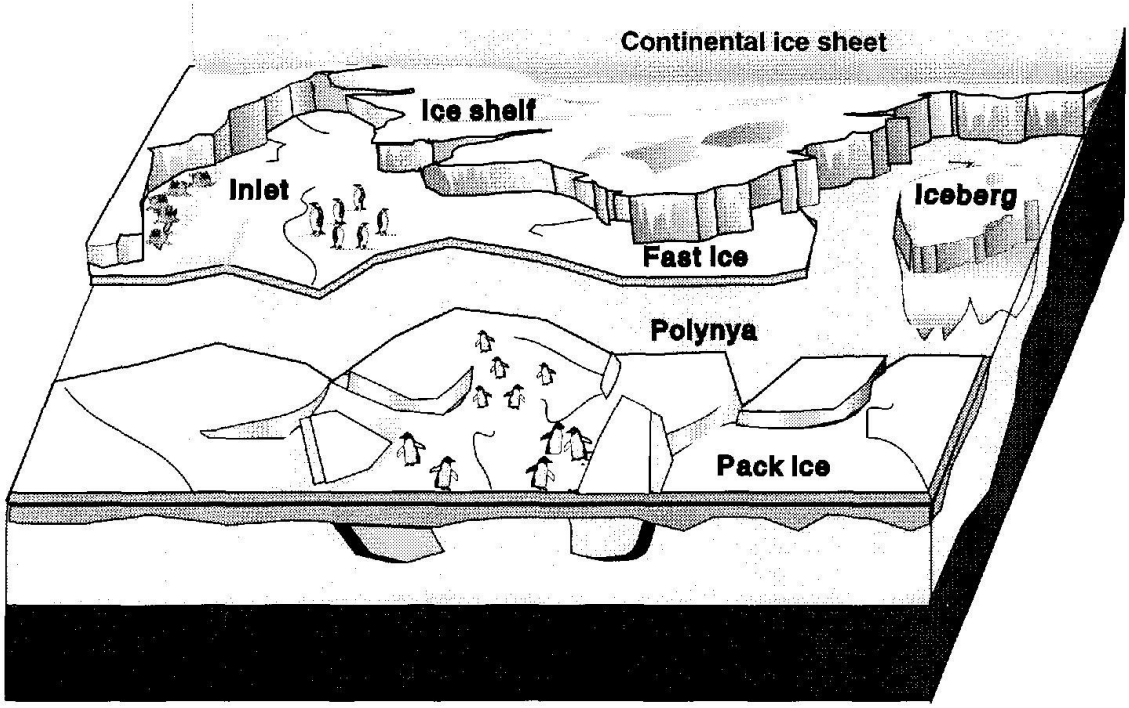


Fig. 3 - Different types of ice and ice-related structures in the present-day Antarctic. See text

The Antarctic sea ice is currently investigated by multidisciplinary groups which include meteorologists, physical oceanographers, geologists, glaciologists, marine chemists and biologists. The studies comprise distribution and extension of sea ice (which during maximum extension in winter covers most of the surface of the South Polar Sea), thickness, influence of wind, reconstruction of sea ice conditions in the geological past and sea ice communities. Much of this work is global change related.

Snow cover (which may change considerably in the global change context due to changes in air temperature and precipitation),through thermal insolation, causes a reduction of ice volume. This may be used to predict the sea ice cover in the future. Microbiological indicators from sea ice samples, sediment traps, superficial sediments and sediment cores have revealed the Antarctic sea ice distribution in the past 20,000 years. These data indicate a 60% decrease of sea ice in winter and a 90% decrease in summer from the last glaciation some 19,000 years ago to the climate optimum 9,000 years ago (R. Gersonde, pers. comm.). This means that significant warming might lead again to an almost total disappearance of sea ice in summer and a severe reduction in winter.

The seasonal cycle of algae in the fast ice and the platelet ice below it (a type of ice that is typical of the Antarctic ice shelves) was studied for the first time by an overwintering biologist from Neumayer station. Despite considerable ice cover and a thick snow layer algal reproduction started as early as August. During summer chlorophyll *a* biomasses of 1 mg l^{-1} were recorded, comparable to those in the platelet ice layer under the fast ice off McMurdo under scarce-snow conditions (S. Günther, pers. comm.).

Sea ice communities regenerate from the water column. This process has been studied recently for a number of groups. Algae are accumulated by physical mechanisms in the new ice whereas bacteria are not. Instead, they adhere to algal cells or are imbedded in algal aggregates. During this process most pelagic bacterial populations are physiologically inhibited. In the growing ice cover new bacterial associations develop from species, which are adapted to the specific conditions in the brine channels. These forms are able to produce high biomasses in thick ice, which during the winter, when light is scarce, may exceed those by algal primary production (Grossmann & Dieckmann, 1994).

About 10% of the 2000 marine fungi isolated from polar oceans are psychrophilic. Live fungi have been found in the water column and the sea ice of the Weddell Sea to 76°33'S, exhibiting locally high densities and species richness. Lower fungi (fungi-like protists) are mostly limited to the lower layers of sea ice dose to the water column, whereas yeasts also colonise medium, and filamentous fungi all, layers of the sea ice (K. Schaumann, pers. comm.).

The sea ice itself, the interstitial water and the platelet ice underneath exhibit distinct differences in species composition. Most of the invertebrate animal groups associated to sea ice belong to the micro- and meiofauna (for individual groups see Spindler 1991 and Dahms 1992), but they also include, e.g. amphipods and krill. The total extent of association of *Euphausia superba* to the sea ice has yet to be determined. Krill can be found in large quantities at the underside and in the crevices of sea ice, scraping off the ice algae very efficiently with the mouthparts it normally uses for filter feeding in the water column (Marschall, 1988).

The foraminiferan *Neogloboquadrina pachyderma* is found in sea ice during winter in much higher densities than in the water column below (Spindler & Dieckmann, 1994). Enrichment occurs in autumn dependent on the mechanisms of ice formation. During winter the foram uses the sea ice as habitat and lives on ice algae. Apparently conditions in the sea ice favour the development of the Weddell Sea population of this species and enable it to keep up a relatively high density also outside the short Antarctic summer season. The total stock of this foram in the Weddell Sea is influenced by various factors including the large-scale cyclonic currents of the Weddell Gyre, input of specimens from the Antarctic Circumpolar Current, inclusion of individuals in the sea ice, ice transport, release of specimens from melting ice and the seasonal formation of meltwater-induced stratification of surface waters (Berberich, 1996).

Another example of an ice-associated organism is the small calanoid copepod *Stephos longipes*. Most of these copepods live in the lower centimetres of the ice, where phytoplankton biomass and thus, food availability are highest. Similar to *N. pachyderma*, densities per litre of this species exceed those in the water column many times. The age structure of the population in the two habitats differs: whereas sea ice and underice layer are colonised by a juvenile population with nauplia and the first copepodit stage, the water column is dominated by older stages and adults. The juvenile population seems to overwinter in sea ice whereas the older population spends the winter at greater depths or close to the seafloor (Schnack-Schiel *et al*, 1995).

Some vertebrates are strongly associated to sea ice while others, in particular the large whales, avoid it (except for minke whales, beaked whales and orcas). For the latter group, global change might thus bring an improvement, enabling them to extend their Antarctic feeding areas. On the other hand, the loss of sea ice would cause serious problems to those pinnipeds and penguins which use it as places for resting or even reproduction. Crabeater seals (*Lobodon carcinophagus*) and Adelie penguins *(Pygoscelis adeliae*) use ice flows extensively for resting whereas most other pinnipeds and penguins of the sea ice zone make only occasional use of it. These warm-blooded animals might be able to cope with a situation without sea ice; crabeaters and Adelies are used to swim large distances, and I have seen crabeaters behaving like dolphins, swimming in a shoal and porpoising, when there is no sea ice around. However, these seals give birth to their offspring on ice flows and might have to face considerable competitive problems with other warm-blooded species if they had to switch to shores for this purpose. Emperor penguins (*Aptenodytes forsteri*) and Weddell seals (*Leptonychotes weddellii*), both of them with substantial populations, use the fast ice around the Antarctic continent for reproduction and would certainly be in great trouble if it disappeared. Emperor males spend 4 months on the ice without food, brooding their single egg (Le Maho, 1977; Hagen, 1995). To bring up a new generation of emperors, these penguins need 9 months a year of fast ice! Weddell seal females suckle their pup 6-7 weeks on the ice without any food intake, loosing one-third of their body weight during this lime while the pup grows rapidly, attaining independence when the Antarctic winter approaches (Reijnders *et al,* 1990).

The examples presented here make it clear that loss or severe reduction of sea ice would affect very many organisms, ranging from bacteria to pinnipeds and birds, which have adapted to this particular environment and now depend on it to a greater or lesser degree. For the sea ice associated organisms the changes to be expected will be mostly unfavourable. Gradinger (1995) developed a scenario for the Arctic Ocean which predicts severe impacts on endemic ice related macrofauna and the meiofauna restricted to the permanently ice-covered regions. However, he also predicted that an increase in the extent of polynyas and a shift of the marginal ice zone further north might increase the productivity of the Arctic Ocean and the transfer of C to the seafloor. It is difficult to predict whether less sea ice in large areas in all seasons, a wilhdrawal of the marginal ice zone towards the Antarctic continent, or extended polynya areas might increase production in the Southern Ocean pelagial, but a disappearance of sea ice including its marginal zone would certainly decrease it (see below). There are also a few examples where sea ice reduction would presumably favour vertebrates which are not associated lo the ice al present.

Furthermore, positive effects may be expected in the case of a drastic retreat of the ice shelves or the continental ice sheet (see below).

b) Water column (pelagial)

Global change related research in the pelagial in recent years has essentially concentrated on the carbon cycle. The normal process is that in polar regions the "physical carbon pump", through cooling and increased salinities (which are a consequence of freezing), draws CO_2 down lo the deep ocean, from where it needs several hundred to thousand years to return lo the surface (e.g., in the subtropical Pacific Ocean). The effect of the physical carbon pump in terms of carbon drawdown is small compared to that of the "biological carbon pump" (see below). Only 0.1-1% of the carbon biologically produced al the ocean surface is eventually embedded in the deep-ocean sediments, where its turnover lime may well exceed several million years. The Weddell Sea has the lowest sedimentation rate worldwide, with higher values occurring only

during periods when diatom blooms break down (Bathmann, 1996). In such cases an undersaturation of CO_2 in surface waters may occur which fill up again from the atmosphere (CO_2 sink). During winter, this exchange is interrupted by a closed sea ice cover. In areas of the South Polar Sea where there is no sea ice and little biological activity the moderate upwelling returns CO_2 to the atmosphere in winter (CO_2 source). Sources and sinks are thus found at short distance in the Weddell Sea. In contras! to the biological pump the physical carbon pump works slowly; thus deep ocean waters are a huge intermediate store for CO_2.

CO_2 has increased considerably in the atmosphere due to anthropogenic releases of this greenhouse gas, mainly by burning down the forests and the use of fossil fuels. CO_2 does not increase in the ocean at the same rate as in the atmosphere due to the chemical behaviour of the 3 forms of anorganic carbon in the ocean whose ratio depends on the pH ("Ravelle effect"). If more CO_2 is taken up, the pH shifts to lower values (=higher acidity) which in turn reduces the uptake capability of the water for further CO_2 (Riebesell & Wolf-Gladrow, 1992). Another reason is the slow velocity of vertical mixing in the ocean. Only a thin mixed surface layer of 50-300 m has direct exchange with the atmosphere; for the remaining deeper ocean centuries may be needed to arrive at equilibrium. Therefore a balance between the total ocean and the atmosphere is obtained with a considerable time lag. A duplication of CO_2 in the atmosphere would thus lead to an increase by only 10% in the ocean (Bathmann, 1995). This means that the uptake capacity of the ocean is limited over a few years but considerable on time scales beyond some centuries.

Investigations at the AWI in recent years have concentrated on the "biological carbon pump", a concept that comprises all those biological processes which are responsible for the transport of carbon from the oceanic euphotic layer to the sediment. This "C drawdown" has to overcome a vertical gradient characterized by higher CO2 values at depth. The resulting CO_2 undersaturation of the surface layer in relation to the atmosphere is balanced by CO_2 uptake from the atmosphere. Thus the efficiency of the biological C pump influences the amount of carbon stored in deep ocean water and in the sediments, and indirectly also the CO_2 content of the atmosphere (Bathmann, 1995).

Studies aiming at clarifying the role of factors that may determine the efficiency of the biological C pump were undertaken within a multidisciplinary working group at the AWI since 1994. The principal question was: To what extent does phytoplankton, above all dominant planktonic diatoms, contribute to the drawdown of atmospheric CO_2 in the ocean? This is essentially an old question, put forward by Hart as early as 1934. Hart, of course, was not interested in CO_2 at that time but in the causes for the decline of diatom blooms in the Southern Ocean, despite the obvious availability of the three macronutrients N, P and Si throughout the year. Hart identified three possible causes which have since been under much discussion: turbulent deep mixing of algae out of the surface layer (the modern term would be "lack of stability" in the mixed layer), grazing by zooplankton, and deficiency of trace elements such as Fe.

Picking up these items again at the AWI, the first question was: Which are the areas that produce important plankton blooms in the Southern Ocean (which in general, is anyway a retention rather than an export (bloom) System; Smetacek *et al*, 1990)? Based on the idea that meltwater lenses at the ice edge should provide greater stability, some estimates had assumed 40% of the annual production in the Southern Ocean to be associated with the marginal ice zone (Smith *et al*, 1988). However, no large blooms were found in this area, where wind energy is likely to destroy most shallow lenses, thus preventing the required long-lasting water stability. Instead, substantial diatom blooms occurred in the mesoscale eddies of the Polar Front which appear to provide the

hydrographic setting, as well as increased iron concentrations, for diatom proliferation (Bathmann *et al.*, 1994). Altogether, the greater part of chlorophyll biomass seems to be located in the extensive regions between the major hydrographic fronts, with the marginal ice zone standing out as an important area of production (Savidge *et al.*, 1996).

The second question referred to which kind of anorganic C, carbon dioxide CO_2 or bicarbonate HCO_3^-, is principally converted to organic matter by algal photosynthesis, and how the algal cells take up this carbon. Laboratory tests with representative phytoplankton species showed that molecular CO_2, despite its providing only 1% of anorganic C, is the dominant source of carbon used by planktonic algae (Riebesell & Wolf-Gladrow, 1993). If there is sufficient CO_2 supply, the carbon uptake is realized almost exclusively via diffusive CO_2 transport. Only non-pelagic algae are able, under conditions of CO_2 deficiency, to use bicarbonate directly. Among them are some diatoms living in the brine channels of sea ice (Gleitz *et al*, 1996).

A classical concept was that algal growth rates are limited by the concentrations of nitrate or phosphate, and possibly the availability of iron, in sea water, but not by CO_2. However, laboratory experiments at the AWI indicate that diatom growth, under otherwise optimal conditions, increases with rising CO_2 concentrations in the culture medium (Riebesell & Wolf-Gladrow, 1993 ; Fig. 4). The trouble about this result, which at first glance appears most welcome in the present situation (higher CO_2 values stimulate the biological pump and thus, carbon drawdown to the deep sea) is that the process works only up to certain CO_2 concentrations which have almost been reached at present (cf. Fig. 4). This means that a further rise in atmospheric CO_2 levels might have no effect on primary production; in fact it might also indicate that global warming may have been slowed down by the greater efficiency of the biological carbon pump until present and may now occur at a faster rate (Riebesell & Wolf-Gladrow, 1993).

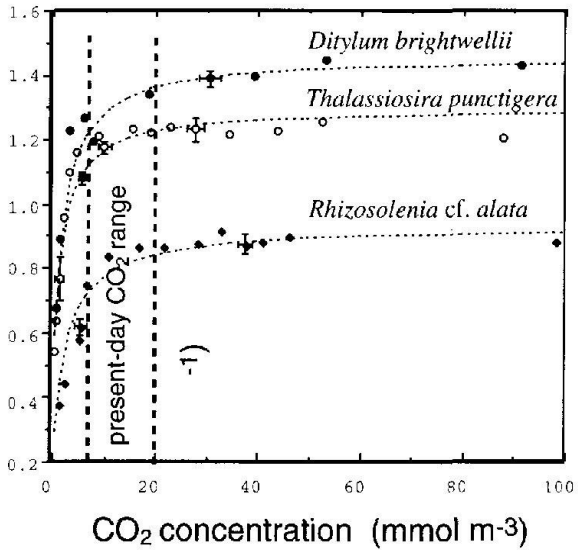


Fig. 4 - Growth rates of three marine diatom species as a function of seawater CO_2 concentration. Dashed vertical lines indicate the range of CO_2 concentrations presently occurring in oceanic surface waters. (From Riebesell & Wolf-Gladrow 1993b).

Fluctuations of the CO_2 partial pressure in the surface water of the sea also occur from glacial to interglacial (warm) periods, on time scales much longer than the anthropogenic increase since the onset of industrialization. Low CO_2 concentrations, as prevalent in ice-ages, thus may have led to reduced growth rates, whereas the higher CO_2 rates encountered during warm periods stimulated algal growth and thus, the efficiency of the biological carbon pump. The issue of zooplankton grazing is connected to the levels of CO_2. During glacial periods, when there is little CO_2 available and algal growth is low, zooplankton consumes the overwhelming part of phytoplankton produced in blooms. Most of the C stored in algae thus remains in the food web where the greater part is metabolically converted to CO_2 and set free. On the other hand in warm periods, at high CO_2 concentrations, zooplankton is unable to consume completely the rich food provided by the blooms, resulting in the sinking of a large part of algal biomass to the ocean floor (Riebesell & Wolf-Gladrow, 1993). However, an almost reverse scenario is not totally unlikely, either (Bathmann, pers. comm.), indicating that as cold water stores more CO_2 than warm water, the availability of this gas to algae might increase during glacial periods as far as open water is concerned. Based on these considerations almost any speculation is possible. The historical record rather indicates lower Antarctic phytoplankton production during glacial, as compared to interglacial, periods (Priddle *et al*., 1992).

As indicated above, under certain circumstances $_{CO2}$ may be growth limiting for phytoplankton also in recent oceans. Also the Redfield ratios (elementary composition of organic matter in phytoplankton, in particular C/N/P ratio), which had been assumed to be a Constant figure, might change with the availability of CO_2 (U. Riebesell, pers. comm.). Laboratory experiments indicate that under CO_2 limitation the C/P ratio of certain diatoms may be strongly reduced whereas the C/N ratio changes very little (Riebesell *et al*., 1993). This means that under present conditions phytoplankton would fix more CO_2 per unit of phosphate than during the past glaciation when the partial pressure was distinctly lower. Thus increased CO_2 concentrations would, via an increase in the Redfield ratio, stimulate the efficiency of the biological carbon pump (Burkhardt & Riebesell, 1997).

Due to the importance of the CO_2 partial pressure, biological-geological interdisciplinary studies at the AWI related to the carbon cycle try to reconstruct and validates this parameter from sediment and ice cores of the past 200,000 years using stable isotopes. From all work carried out hitherto it has become clear that the further development of the carbon cycle under human impact and the role played by the ocean in carbon uptake and storage can only be understood if the natural fluctuations if the past are taken into account.

There may be other global change impacts on the pelagic subsystem, interfering with its food web, the life cycles and reproductive strategies, and of course with the physiology of organisms. Much work on these aspects has been done in recent years to account for the *status quo* (e.g., Schnack-Schiel & Hagen, 1994; Schiel, 1995; Pörtner *et al*, 1998), enabling the scientists to identify changes if they occur. Entering deeper into these fields would inevitably end up in mere speculation. This is also true for questions such as the future fate of resources (will the Southern Ocean be more or less productive to man in the course of global change? Will, e.g. pelagic shoaling fish that are now missing except for the - economically inattractive - *Pleurogramma antarcticum* conquer the Southern Ocean?). I am afraid we do not have much sound ground here, not even for speculation. I will also refrain from predicting changes in the microbial food web as this field is being covered elsewhere (cf. contribution by J. Stockner, this volume).

c) Bottom fauna (benthal)

Like in the other marine subsystems, life in the benthal is extremely fine-tuned to present-day conditions. The present Antarctic benthic subsystem is largely isolated from the benthic ecosystems of the surrounding oceans by deep sea, circular currents (which are not favourable for transporting meroplanktonic larvae into or out of the Southern Ocean), and extremely low water temperatures which may keep potential invaders at distance. Another factor which characterizes this System is extreme seasonality of fresh food input from the pelagial, possibly leading to food scarcity outside the summer season both for the larvae in the water column and all stages at the seafloor, opposed to relatively high constancy of environmental variables. Disturbance is not as overwhelmingly present as in most temperate areas and in the Arctic (Dayton, 1990) although it plays an important part in some areas (see below).

Most benthic organisms have adapted a lifestyle under these conditions which has been characterized as being related in "Thorson's rule", involving slow embryonic development, slow growth (if calculated year round), extended longevity, late first maturity, low fecundity but well-equipped offspring, suppression of pelagic larvae and preference of brooding (Arntz *et al.,* 1992 and 1994). However, not all benthic groups obey to "Thorson's rule" (Pearse *et al*., 1991; Pearse, 1994). From a physiological point of view, stenothermy is a characteristic of most Antarctic benthic organisms, and this may limit their immediate ability to adapt to increasing temperatures (Clarke & Crame, 1992).

Another interesting facet is the occurrence of latitudinal clines in population dynamics and reproductive biology which so far has been established for serolid isopods (Clarke & Gore, 1992) and caridean shrimps (Gorny *et al,* 1992). They render a strong impact of warming on invertebrate life strategies very likely. However, as Clarke and Crame (1992) point out, in the past global change may have been a stimulus rather than an obstacle to evolution, and the present fauna should be able to cope with it.

What might happen to benthic communities under conditions of warming? First of all, if sea temperatures in the Southern Ocean (and the Arctic Ocean) should increase at a faster rate than in lower latitude oceans (see King & Turner, 1996), the temperature barrier causing the present isolation of the South Polar Sea might be reduced. In former interglacials this has increased latitudinal, in the extreme case bipolar, exchange (Crame, 1992; Clarke & Crame, 1992). Alterations may also be expected in species composition and this, in turn, might increase competitive and predatory interactions, as as has been reported for the "El Niño" phenomenon in the Humboldt Current (Arntz, 1986; Arntz *et al.,* 1988; Arntz & Fahrbach, 1991). There are factors such as the actual reproductive strategies which do not favour dispersal, or the barrier of the Polar Front, which could make the immigration of temperate species from lower latitudes less efficient, but they do not seem to have impeded interchange in the geological past (Clarke & Crame, 1992).

Another question is, would increased exchange alter biodiversity, and in which direction? Species richness in the Southern Ocean is high for most faunal groups presently although mere are remarkable differences (Fig. 5). Earliest and most intense exchange would have to be expected between the Antarctic Peninsula/Scotia Are area and the Magellan region, which have remained closest of all former Gondwana fractions and separated last. Recent research in the Magellan region has revealed distinct differences compared with the benthic communities in the Antarctic (Arntz & Gorny, 1996), i.e. between two areas which some 20 million years ago may have had almost identical faunas and floras. At present, the Magellan region is lacking the rich three-dimensional epifaunal suspension feeder communities which are typical of many Antarctic shelf bottoms whereas the *Macrocystis* kelp forests have no equivalent in the Antarctic. Sponges, bryozoans, compound ascidians, gorgonarians and crinoids play a minor role on the northern side of the Drake Passage whereas molluscs and cirripedes have greater

importance here than in the Antarctic. Pycnogonids are more common and much larger in the Antarctic. Among the decapods, anomurans and brachyurans are very dominant in the Magellan region whereas the only decapod group of major importance in the Antarctic are caridean shrimps which contribute relatively little to the Magellan fauna. The large isopod and amphipod forms characteristic of the Antarctic are missing in the Magellan region although peracarids in general are very abundant and rich in species. However, the limit between the two areas is not an abrupt one; on the northern slope of the Drake Passage the fauna appears more Antarctic-related than, e.g. in the Beagle Channel and the Strait of Magellan (unpubl. own data).

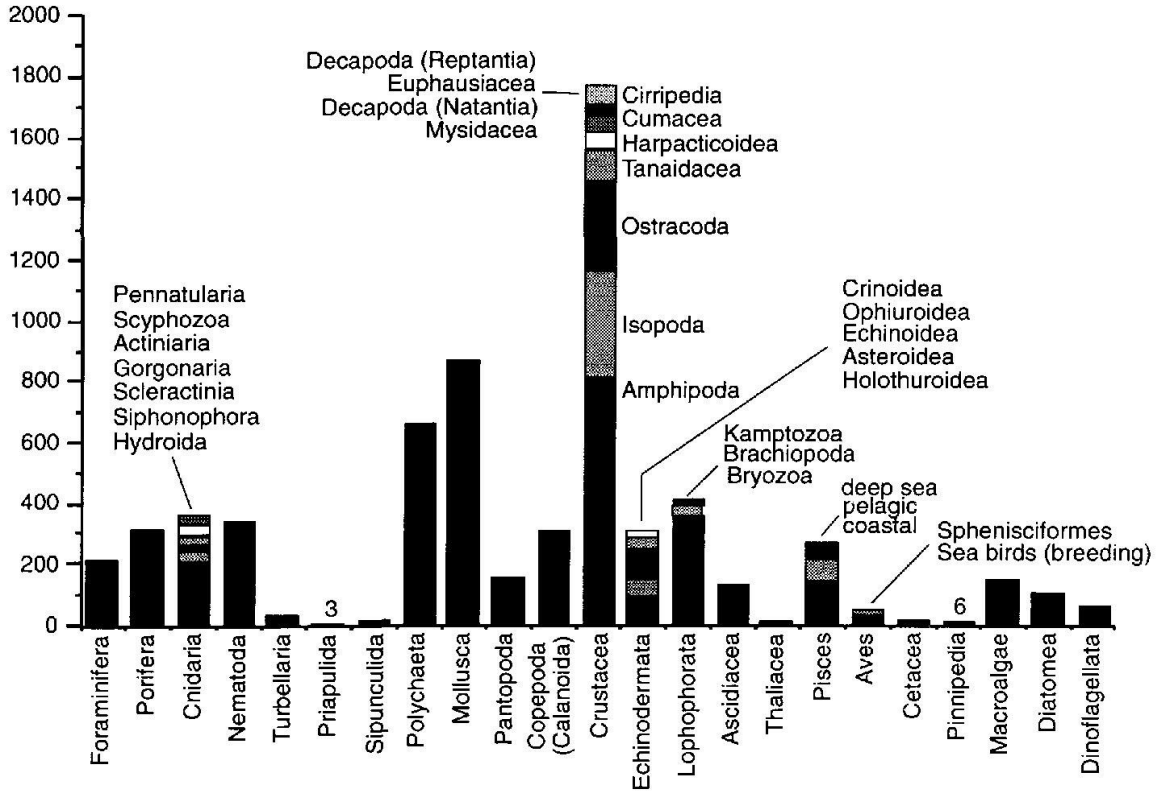


Fig. 5 - Species richness of Antarctic groups derived from various sources. Some groups such as polychaetes, molluscs, peracarids and ostracods reveal a very high number of species whereas others are missing (stomatopods) or show a very low number (reptant decapods). For details and data sources cf. Arntz *et al.* (1997).

It is important to do this kind of comparisons before a drastic climate change occurs, to have a baseline for identifying the changes. For many species in the two ecosystems the degree of relation has yet to be determined applying molecular genetics.

Another effect of global warming in the Antarctic might be increased instability of the shelf ice edge resulting in a greater number of icebergs breaking off and drifting around the continent. The impact (which would also increase) of these bergs on the benthic fauna has received some attention in recent years (Gutt *et al*, 1996 and 1997) and will be a priority theme on future cruises. Iceberg scours mainly occur between 100 and 300 m depth and may cover some 4-5% of the Antarctic Continental shelf at present (Gutt *et al*, 1996). They reveal a number of recurrent patterns from freshly scoured bottoms

almost devoid of fauna via stages dominated by motile elements such as fish and crinoids, bryozoan- or colonial ascidian-dominated stages to more complex associations (Fig. 6). Finally they end up in very mature stages, with large "cabbage" sponges (both calcareous and siliceous) and a rich accompanying fauna of seemingly considerable age. It is obvious that these successional stages contain much information concerning the resilience of these benthic communities after disturbance, which may be a clue to the question of the stability of the Antarctic ecosystem in general. However, to make this information available it will be necessary to date these successional stages, i.e. to age the fauna that dominates them. As much of this fauna is lacking hard structures, this will be a difficult task which may require experimental validation of growth.

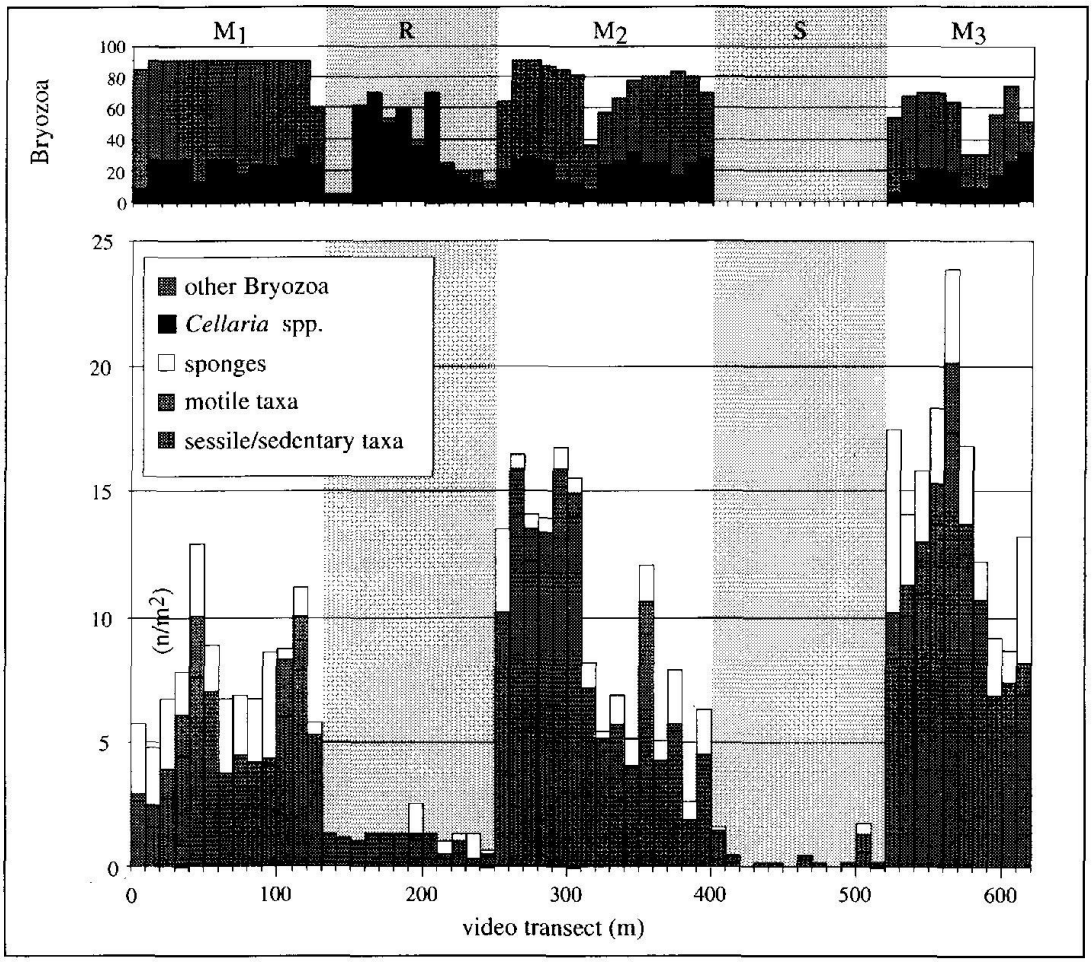


Fig. 6 - Effects of iceberg scouring on a benthic community at 307 m depth on the southeastern Weddell Sea shelf. The upper graph shows bryozoan cover, the lower graph the abundance of sponges and motile/sessile species. In both cases the recent impact of an iceberg is clearly visible as areas without bryozoans and very little colonisation by other macrobenthos (S), respectively. Areas under recolonisation (R) are characterized by high dominance of the bryozoan *Cellaria* , supposedly established only recently, and low presence of other (mostly motile) fauna. Areas M_1 to M_3 reflect more mature stages of the community, with a more diverse fauna and more sessile elements. (From Gutt *et al.*, 1996).

Recolonisation and succession experiments, which would serve the same purpose, have been very scarce in Antarctica. The few data available (Dayton, 1989, Rauschert, 1991) indicate that the process is normally extremely slow, with recruitment of most species occurring irregularly, but that recolonisation can be faster, and growth of some species may increase, under certain hydrographic conditions which may be ENSO related (Arntz *et al.*, 1994).

Although it has become customary among the planktologists to refer to the Southern Ocean as a retention System dominated by small plankton (Smetacek *et al*, 1990), it is the occasional large diatom blooms that contribute mainly to the summer pulse food input to the benthic subsystem on the shelf. Dayton (1990) and Bathmann *et al*. (1991) nave provided Information as to the amount and composition of particulate organic matter during such sedimentation events. Using the ROV from "Polarstern" we often saw a dense rain of particles in the vicinity of the seafloor, and extensive green patches on the sediment surface during summer are not uncommon (Gutt *et al.*, in press).

There is very little accumulation of carbon in Antarctic sediments (Dayton, 1990) except under very special conditions, as is the case in Maxwell Bay (Rauschert, pers. comm.). In troughs, the fluff layer on the sediment surface may be as thick as 30 cm (Barthel, 1997). Strikingly, benthic fauna was scarce at the trough locality (Barthel, loc.cit.). Even more surprisingly, the rich suspension feeder community in the high Antarctic Weddell Sea does not seem to make use of the rain of particles in summer although, e.g. hydrozoans are capable of ingesting large particles such as copepods in other marine areas (Alvà *et al*, 1997). Data are required throughout the year to check whether this apparent uncoupling from an important fresh food source is due to seasonal reasons such as reproduction, or whether it is a general phenomenon. In that case the suspension feeders might totally rely on resuspended material after its break up by bacteria. A reason, as in the case of eurybathy referred to below, could be the extension of the ice shelves beyond the Continental shelves in glacial periods, interrupting major particle flux from the water column to the seafloor, and the short lime period since the last glaciation, which may not have been sufficient to allow for re-adaptation to the rich food source provided by diatom blooms. There is, however, one advantage in relying on resuspended material: It does not fluctuate as strongly as the fresh food input from the water column.

In the past, shifts of the Continental ice edge supposedly caused extensive up-and-down-slope migrations of those benthic animals that were able to respond to the changes, with the survivors nowadays revealing a much higher degree of eurybathy than their relatives in temperate waters (Brey *et al.*, 1996).

d) Total Antarctic marine ecosystem and planet-wide impacts

In some cases the environmental changes likely to be brought about by global climate change would not affect a particular subsystem but rather the whole ecosystem. This may be the case if the ice shelves should retreat significantly, thus uncovering large areas where at present no photosynthetic primary production is possible. An integration of these areas, which under present conditions are totally dependent on lateral advection, and whose bottoms are poorly colonized (for refs. see Arntz *et al*, 1994), into a normal Southern Ocean trophic regime would certainly add to the productivity both of the water column and the seafloor.

A retreat of the Continental ice sheet in other parts of the Continental coast would not uncover large areas but is likely to result in an extension of shallow-water habitats and "true" beaches, as can presently be found on the islands and along parts of the Antarctic Peninsula coast, with substantial stocks of macroalgae (Klöser et al, 1994). This would enable macroalgae to live, e.g. along the Weddell Sea and Lazarev Sea coasts where they

are missing altogether now, and would contribute to production at the sea surface and in the neritic pelagial. On the other hand shallow waters are subject to increased ice impact, and the intertidal and upper sublittoral are extremely poor in macrofaunal life (Arntz *et al*, 1994; Klöser *et al*, 1994; Barnes, 1995 a,b). So the increase in production to be expected from this change would presumably be limited.

The second facet of global change underway, increased UV-B levels resulting from the Antarctic ozone hole (and those in other parts of the planet), has stimulated recent impact studies (Karentz, 1991; Marchant, 1994; Wiencke, 1996). Effects are likely to be greater on the ice community and in nearshore shallow water than in Oceanic surface waters where most plankton is able to descend to deeper layers when UV-B levels increase. However, ocean production may be affected to some extent as a consequence of this downward retreat.

Studies nave been undertaken on shallow-water macroalgae and ice algae. Antarctic macroalgae nave not only developed adaptations to the heavily oscillating light conditions during the polar year and in their photosynthetic rates, but also in developing the capability of "photoinhibition" which reduces damage from increased ultraviolet radiation (Wiencke, 1996). Certain ice algae may have a direct relation to global climate change: The colonies of the flagellate *Phaeocystis* proliferate in early summer near the melting ice edge. They release DMSP (dimethylsulphoniopropionate), an organic sulphur compound which in the water column splits into the volatile DMS and acrylic acid. DMS joins the atmosphere where half of the sulphur concentration is of biogenic origin, with 50% of this value being provided by phytoplankton. The sulphate derived from DMS oxydation serves as a condensation nucleus for atmospheric moisture and thus contributes to the formation of clouds. These, in turn, would limit phytoplankton production, resulting in a feedback mechanism which might have a stabilizing effect on the climate. It should be noted that much of this chain is still hypothetical (Kirst, 1995).

Finally, the importance of the Antarctic (and Arctic) for the Earth's climate and the living conditions in the oceans must be stressed. Flushing of the oceans occurs mainly through "conveyer belts" which transport the extremely cold polar water, which by the effect of the physical carbon pump sinks down at the Continental ice edge, towards the equator (Fig. 7). These conveyer belts are of great importance in maintaining stable temperature and favourable oxygen conditions in the cold water sphere of the oceans. Their disappearance would inflict very major changes on life in the sea worldwide.

4. INTERNATIONAL PROJECTS IN THE GLOBAL CHANGE CONTEXT

A first science plan for the study of global change in the Antarctic was published under the title, "The Role of Antarctica in Global Change" (SCAR, 1989), setting scientific priorities within the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP). To coordinate this research, a Group of Specialists on Global Change and the Antarctic (GoS/GLOCHANT) was set up at XXII SCAR in Bariloche (1992).

The GLOCHANT programme comprises six thematic areas which relate to a much wider scope than Antarctic marine ecology as reviewed in this paper

--Antarctic Sea Ice Zone: interactions and feedbacks with the global geosphere-biosphere system;
--Global palaeoenvironmental records from the Antarctic ice sheet and marine and terrestrial sediments;
--Mass balance of the Antarctic ice sheet and sea-level contributions;

--Antarctic stratospheric ozone, tropospheric chemistry, and the effect of ultraviolet radiation on the biosphere;
--Role of the Antarctic in biogeochemical cycles and exchanges between atmosphere and ocean; and
--Environmental monitoring and detection of global change in the Antarctic.

Since 1993, SCAR task groups exist on
--Ice sheet mass balance and sea level (ISMASS) and
--Palaeoenvironments from ice cores (PICE).

Other SCAR programmes with a strong global change component which, however, until SCAR XXIV were not under the GLOCHANT umbrella, are
--Ecology of the Antarctic sea ice zone (EASIZ)
--Biological investigations of terrestrial Antarctic ecosystems (BIOTAS)
--Antarctic pack ice seals (APIS).

Two additional SCAR task groups are currently under preparation:
--Antarctic sea ice processes and climate (ASPECT) and
--Antarctic ice margin evolution (in the late Quaternary) (ANTIME).

GLOCHANT coordinates its activities and plans with the International Geosphere-Biosphere Project (IGBP), the Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR), with its WG 86 related to global climate change, and the World Climate Research Programme (WCRP). SCOR and IGBP co-sponsor the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS), with the SO-JGOFS programme in the Southern Ocean. SCOR, IGBP and IOC co–sponsor the Global Ocean Ecosystem Dynamics (GLOBEC) programme, which has also developed a Southern Ocean component.

Within the context of marine ecology this review is dealing with, EASIZ investigates the ecology of those organisms that live in the pack ice zone on the shelf, from nearshore to the outer edge including the slope, paying special attention to benthos and the fauna and flora of the sea ice. ASPECT will have its emphasis on physical processes and extend further out into the deep sea. Of the aspects referred to above, EASIZ (with certain overlaps with APIS and GLOBEC) is covering principally the sea ice system incl. seal and penguin ecology, iceberg scouring and the resilience of the benthic system, pelagobenthic coupling in the neritic zone and the trophic ecology of suspension feeders, ecophysiology of Antarctic zoobenthos, fish, seabirds and seals, biological effects of ice shelf retreat and advance, and the physiology and ecology of macroalgal communities incl. invertebrates in shallow water. With BIOTAS, EASIZ shares the interest in the shore/sea interface and the input from freshwater to the marine ecosystem.

The objective of SO-GLOBEC is to better understand the effects of physical processes on predator-prey-interactions and the population dynamics of zooplankton. This programme is concentrating on Antarctic zooplankton ecology both on the shelf and in the open sea (principally copepods, krill and gelatinous forms). GLOBEC also studies the ecology of krill under the sea ice. There is a common interest with JGOFS in quantifying the impact of zooplankton on the biogeochemical cycle through grazing. SO-JGOFS is investigating the carbon cycle (and interested in including the silica cycle). Its prime field of research is the study of the mechanism and effects of the biological carbon pump. JGOFS' area of study in Antarctica is the open ocean up to the Polar Front. The principal groups under study by this programme are the various size fractions of phytoplankton, the small protozooplankton and the bacterioplankton. There is a strong

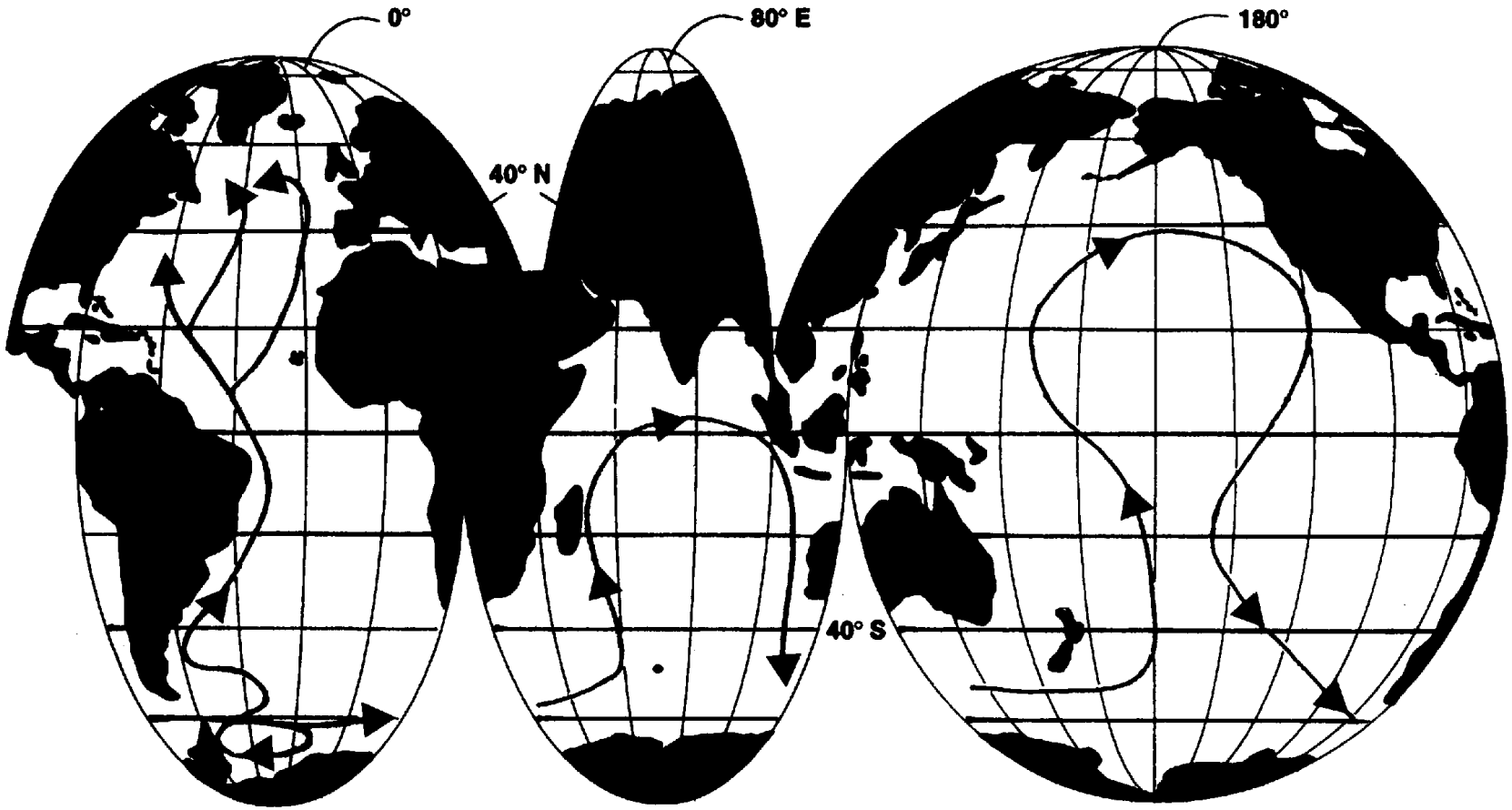


Fig. 7 - "Conveyer belts" transporting cold Antarctic water, which has sunken down at the continental ice edge, into the global ocean. (Based on a graph by Schmitz (1995), altered by D. Olbers).

tendency to look beyond the Antarctic ecosystem to account for global impacts of processes in the Southern Ocean.

APIS and the Bird Subcommittee of SCAR's Biological WG presently focus on censuses of those species that breed in Antarctica, considering that global warming and a further increase of UV-B might result in major changes in the near future. These programmes also include the studies of seal and penguin diving and foraging ecology referred to above.

All international cruises after the termination of the BIOMASS programme have included major global change research themes, and some (JGOFS, EASIZ) have been carried out under the umbrella of the above-mentioned programmes. In fact, much of the work done during BIOMASS (El-Sayed, 1994) and within the European Polarstern Study (EPOS; Hempel, 1993) can be related to global change questions. A milestone in defining the perspectives was a conference on "Antarctic Science - Global Concerns" held in Bremen under the auspices of SCAR in 1991 (Hempel, 1994). The contributions to various disciplines at that conference have been discussed throughout this paper.

ACKNOWLEDGEMENTS

I would like to thank the Italian Antarctic Programme, in particular Profs. Dr. F. Faranda, Dr. G. Spezie and Dr. R. Cattaneo-Vietti, for kindly inviting me to the XII Congresso Nazionale on Vulcano Island. Drs. U. Bathmann, G. Dieckmann, H. Eicken, F. Fahrbach and U. Riebesell and Prof. D. Olbers kindly provided information material from fields of Antarctic research I am not so familiar with, and Claudia Pichler-Dieckmann was once again very helpful with the graphs. This is AWI publication no. 1317.

REFERENCES

Alvà V., Orejas C. & Zabala M. 1997. Feeding ecology of Antarctic cnidarian suspension feeders (Hydrozoa, Gorgonacea, Pennatulacea). In: The expedition Antarktis XIII/3 (EASTZ I) of RV "Polarstern" to the eastern Weddell Sea in 1996 (Arntz W.E. & Gutt J. eds.*). Ber. Polarforsch*. 249: 14-16.

Arntz W.E. 1986. The two faces of El Niño. *Meeresforsch.* 31: 1-46.

Arntz W.E. 1997. Investigación antártica en biologia marina: situación actual, proyectos internacionales y perspectivas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Biol*.), 93: 13-44.

Arntz W.E., Brey T. & Gallardo V.A. 1994. Antarctic zoobenthos. *Ocean. Mar. Biol. Ann. Review*, 32: 241-304.

Arntz W.E., Brey T., Gerdes D. Gorny M., Gutt J., Hain S. & Klages M. 1992. Patterns of life history and population dynamics of benthic invertebrates under the high Antarctic conditions of the Weddell Sea. In: Marine eutrophication and population dynamics. Proc. of the 25th EMBS (Colombo G., Ferrari I., Ceccherelli V.U. & Rossi R. eds.). Olsen & Olsen, Fredensborg: 221-230.

Arntz W.E. & Fahrbach E. 1991. El Niño - Klimaexperiment der Natur. Physikallsche Ursachen und biologische Folgen. Birkhäuser, Basel: 264 pp.

Arntz W.E. & Gorny M. 1996. Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan "Victor Hensen" Campaign in 1994. *Ber. Polarforsch*., 190: 113 pp.

Arntz W.E., Gutt J. & Klages M. 1997. Antarctic marine biodiversity: an over-view. In: Antarctic communities. Species, structure and survival (Battaglia B.,Valencia J. & Walton D. eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge: 3-14.

Arntz W.E., Valdivia E. & Zeballos J. 1988. Impact of El Niño 1982-83 on the commercially exploited invertebrates (mariscos) of the Peruvian shore. *Meeresforsch*. 32; 3-22.

Barnes D.K.A. 1995a. Sublittoral epifaunal communities at Signy Island, Antarctica. I. The ice-foot zone. *Mar. Biol*, 121: 555-563.

Barnes D.K.A. 1995b. Sublittoral epifaunal communities at Signy Island, Antarctica. II. Below the ice-foot zone. *Mar. Biol*, 121: 565-572.

Barthel D. 1997. Presence of fluff in an Antarctic shelf trough, at 600 m depth. In: The expedition Antarktis XIII/3 (EASIZ I) of RV "Polarstern" to the eastern Weddell Sea in 1996 (Arntz W.E. & Gutt J. eds.). *Ber. Polarforsch*., 249: 16f.

Bathmann U.V. 1995. Die biologische Pumpe ini Südpolarmeer. In: Biologie der Polarmeere (Hempel I. & G. eds.). Gustav Fischer, Jena: 128-137.

Bathmann U.V. 1996. Abiotic and biotic forcing on verticle particle flux in the Southern Ocean. In: Particle flux in the oceans (Ittekott V., Schäfer P., Honjo S. & Depetris P.J. eds.). John Wiley & Sons Ltd.: 244-249.

Bathmann U.V., Fischer G., Muller P.& Gerdes D. 1991. Short-term variations in particulate mailer sedimentation off Kapp Norvegia, Weddell Sea, Antarctica: Relation lo water mass advection, ice cover, plankton biomass and feeding activity. *Polar Biol*, 11: 185-195.

Bathmann U.V., Smetacek V., de Baar H., Fahrbach E. & Krause G. (eds.). 1994. Die Expeditionen Antarktis X/6-8. *Ber. Polarforsch*., 135: 236 pp.

Berberich D. 1996. Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Anlarktis. *Ber. Polarforsch*., 195: 193 pp.

Brey T., Dahm C., Gorny M., Klages M., Stiller M.& Arntz W.E. 1996. Do Antarctic invertebrates show an extended level of eurybathy? *Antarctic Science*, 8: 3-6.

Burkhardt S. & Riebesell U. 1997. CO_2 availability affects elemental composition of the marine diatom *Skeletonema costatum*.. *Mar. Ecol. Prog. Ser*., 155: 67-76.

Clarke A. 1990. Temperature and evolution. Southern Ocean cooling and the Antarctic marine fauna. In: Antarctic ecosystems. Ecological change and conservation (Kerry K.R. & Hempel G., eds.). Springer, Berlin: 9-22.

Clarke A. & Crame J.A. 1992. The Southern Ocean benthic fauna and climatic change: a historical perspective. *Philos. Trans. R. Soc. London*, (B) 339: 299-309.

Clarke A. & Gore D.J. 1992. Egg size and composition in *Ceratoserolis* (Crustacea: Isopoda) from the Weddell Sea. *Polar Biol*, 12: 129-134.

Crame J.A. 1992. Evolutionary history of the polar regions. *Historical Biol,* 6: 37-60.

Crowley T.J. & Parkinson C.L. 1988a. Late Pleistocene variations in Antarctic sea ice. 1: Effect of orbital insolation changes. *Climate Dynam*., 3: 85-91.

Crowley T.J. & Parkinson C.L. 1988b. Late Pleistocene variations in Antarctic sea ice. 2: Effect of interhemispheric deep-ocean heat exchange. *Climate Dynam*., 3: 93-103.

Dahms H.-U. 1992. Leben im gläsernen Labyrinth - polares Meereis und seine Bewohner. *Nat. Mus*., 122: 17-34.

Dayton P.K. 1989. Interdecadal variation in an Antarctic sponge and its predators from oceanographic climate shifts. *Science*, 245: 1484-1486.

Dayton P.K. 1990. Polar benthos. In: Polar oceanography, Part B: Chemistry, biology, and geology (Smith Jr. W.O. ed.). Academic Press, San Diego: 631-685.

Doake C.S.M & Vaughan D.G. 1991. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, 350: 328-330.

El-Sayed S.Z. 1994. Southern Ocean ecology: the BIOMASS perspective. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 399 pp

Gammie F. 1995. Breakaway iceberg "due to warming". *Nature*, 374: 108.

Gleitz M., Kukert H., Riebesell U. & Dieckmann G. 1996. Carbon acquisition and growth of Antarctic sea ice diatoms in closed bottle incubations. *Mar. Ecol. Prog. Ser*, 135: 169-177.

Gorny M., Arntz W.E., Clarke A. & Gore D.J. 1992. Reproductive biology of caridean decapods from the Weddell sea. *Polar Biol*., 12: 111-120.

Gradinger R. 1995. Climate change and biological oceanography of the Arctic Ocean. *Phil. Trans. R. Soc. London*, (A) 352: 277-286.

Grobe H. 1986. Spätpleislozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddellsee. *Ber. Polarforsch*., 21: 121 pp.

Grossmann S. & Dieckmann G. 1994. Bacterial standing stock, activity, and carbon production during formation and growth of sea ice in the Weddell Sea, Antarctica. *Appl. Environm. Microbiol*, 60: 2746-2753.

Gutt J., Bohlmann H., Buschmann A., Dimmler W., Frey N., Gerdes D., Grünwald T., Lee H.J., Niederjasper F., Schickan T. & Vanhove S. 1997. The impact of icebergs on benthic assemblages. In: The expedition Antarktis XIII/3 (EASIZ I) of RV "Polarstern" to the eastern Weddell Sea in 1996 (Arntz W.E. & Gutt J. eds.). Ber. Polarforsch., 249: 35-41.

Gutt J., Starmans A. & Dieckmann G. 1996. Impact of iceberg scouring on polar benthic habitats. *Mar. Ecol. Prog. Ser*., 137: 311-316.

Gutt J., Starmans A. & Dieckmann G. In press. Phytodetritus deposited on the Antarctic shelf and upper slope: its relevance for the benthic System. *J. Mar. Systems*

Hagen W. 1995. Ökosystem Polarmeer - ohne Feti kein Überleben. In: Biologie der Polarmeere (Hempel I. & G. eds.). Gustav Fischer, Iena: 180-186.

Hart T.J. 1934. On Ihe phyloplanklon of ihe southwest Atlantic and the Bellingshausen Sea. Discovery Rep., 8: 1-268.

Hempel G. (ed.). 1993. Weddell Sea ecology. Results of EPOS European "Polarstern" study. Springer, Berlin: 333 pp.

Hempel G. (ed.). 1994. Antarctic science - global concerns. Springer, Berlin: 287 pp.

Huybrechts P. 1992. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. *Ber. Polarforsch*., 99: 241 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 1995, 1996. Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger und Synthesebericht. ProClim, Bern: 68 pp.

Jania J. & Hagen J.O., 1996. Mass balance of Arctic glaciers. IASC Report 5. Sosnowiecz-Oslo: 62 pp.

Karentz D. 1991. Ecological considerations of Antarctic ozone depletion. *Antarctic Science,* 3: 3-11.

King J.C. & Turner J. 1997. Antarctic meteorology and climatology. Cambridge University Press, Cambridge: 409 pp.

Kirst G.O. 1995. Von der Salztoleranz zum Klima: Was haben ökophysiologische Untersuchungen an Meereis-Algen mit dem Klima zu tun? In: Biologie der Polarmeere (Hempel I. & G. eds.). Gustav Fischer, Jena: 138-146.

Klöser H., Mercuri G., Laturnus F., Quartino M.L. & Wiencke C. 1994. On the competitive balance of macroalgae at Potter Cove (King George Islands, South Shetlands). *Polar Biol*., 14: 11-16.

Manabe S., Spelman M.J. & Stouffer R.J. 1992. Transient responses of a coupled ocean model lo gradual changes of atmospheric CO2- Part 2: seasonal response. *J Climate*, 5: 105-126.

Marchant H.J. 1994. Biological impacts of seasonal ozone depletion. In: Antarctic science - global concerns (Hempel G. ed.). Springer, Berlin: 95-109.

Marschall H.-P. 1988. The overwintering strategy of Antarctic krill under the pack-ice of the Weddell Sea. *Polar Biol*., 9: 129-135.

Meier M.F. & Ad hoc C.ttee on the Relationship between Land Ice and Sea Level. 1985. Glaciers, ice sheets, and sea level: effect of a CO_2 - induced climatic change. NTIS, U.S. Dept. of Commerce, Springfield: 330 pp.

Oeschger H. 1994. The polar ice sheets: a chronicle of climate and environment. In: Antarctic science - global concerns (Hempel G. ed.). Springer, Berlin: 69-94.

Orheim O. 1985. Iceberg discharge and the mass balance of Antarctica. In: Glaciers, ice sheets, and sea level: effect of a CO_2-induced climatic change (Meier *et. al.*, eds.). NTIS, U.S. Dept. of Commerce, Springfield: 210-215.

Pearse J.S. 1994. Cold-water echinoderms break "Thorson's Rule". In: Reproduction, larval biology, and recruitment of the deep-sea benthos (Young C.M. & Eckelbarger K.J. eds.). Columbia Univ. Press, New York: 26-39.

Pearse J.S., McClintock J.B. & Bosch I. 1991. Reproduction of Antarctic benthic marine invertebrates: tempos, modes and timing. *Amer. Zoologist*, 31: 65-80.

Peck L.S. & Brey T. 1996. Bomb signals in old Antarctic brachiopods. *Nature*, 380: 207-208.

Pörtner H.O., Hardewig I., Sartorius F.J. & van Dijk P.L.M. 1998. Energetic aspects of cold adaptation: critical temperatures in metabolic, ionic and acid-base regulation? In: Cold ocean physiology (Pörtner H.O. & Playle R. eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge: 88-120.

Priddle J., Smetacek V. & Bathmann U. 1992. Antarctic marine primary production, biogeochemical carbon cycles and climate change. *Phil. Trans. R. Soc. Lond*., B: 289-297.

Rauschert M. 1991. Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis). Ber. Polarforsch., 76: 75 pp.

Reijnders PJ.H.,Plötz J., Zegers J. & Gräfe M. 1990. Breeding biology of Weddell seals (*Leptonychotes weddellii*) at Drescher Inlet, Riiser Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Polar Biol*, 10: 301-306.

Riebesell U. & Wolf-Gladrow D. 1992. Das Defizit in der Kohlenstoffbilanz. Spektrum der Wiss. July 1992: 28f.

Riebesell U. & Wolf-Gladrow D. 1993. Bremsen Algen die globale Erwärmung? *Spektrum der* Wiss. Oct. 1993: 24 pp.

Riebesell U., Wolf-Gladrow D. & Smetacek V. 1993. Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates. *Nature,* 361: 249-251.

Savidge G., Priddle J., Gilpin L.C., Bathmann U., Murphy E.J., Owens N.J.P., Pollard T.T., Turner D.R., Veth C. & Boyd P. 1996. An assessment of the role of the marginal ice zone in the carbon cycle of the Southern Ocean. *Antarctic Science*, 8: 349-358.

SCAR (Scientific Council of Antarctic Research). 1989. The role of Antarctica in global change. Scientific priorities for the International Biosphere-Geosphere Programme (IBGP). ICSU Press/SCAR, Cambridge: 28 pp.

Schmitz W.J. 1995. On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Rev. Geophys*., 33: 151-173.

Schiel S. 1995. Lebensstrategien antarktischer Copepoden. In: Biologie der Polarmeere (Hempel I. & G. eds.). Gustav Fischer, Jena: 175-179.

Schnack-Schiel S. & Hagen W. 1994. Life cycle strategies and seasonal variations in distribution and population structure of four dominant calanoid copepod species in the eastern Weddell sea, Antarctica. *J. Plankton Res*., 16: 1543-1566.

Schnack-Schiel S., Thomas D., Dieckmann G., Eicken H., Gradinger R., Spindler M., Weissenberger J., Mizdalski E. & Beyer, K. 1995. Life strategy of the Antarctic calanoid copepod *Stephos longipes. Prog. Oceanogr.*, 36: 45-75.

Smetacek V., Scharek R. & Nöthig E.-M. 1990. Seasonal and regional variation in the pelagial and its relationship to the life history cycle of krill. In: Antarctic ecosystems: ecological change and conservation (Kerry K.R.& Hempel G. eds.). Springer, Berlin: 103-114.

Smith W.O., Keene N.K. & Comiso J.C. 1988. Interannual variability in estimated primary productivity of the Antarctic marginal ice zone. In: Antarctic ocean and resources variability (D. Sahrhage ed.). Springer, Berlin: 131-139.

Spindler M. & Dieckmann G.S. 1994. Ecological significance of the sea ice biota. In: Antarctic science - global concerns (Hempel G. ed.). Springer, Berlin: 60-68.

Stevenson R.E. 1997. An oceanographer looks at the non-science of global warming. 21st Century. *Science and Technology*, 9 (4): 51-59.

Thiel H., Pörtner H.O. & Arntz W.E. 1996. Marine life at low temperatures – a comparison of polar and deep-sea characteristics. In: Deep-sea and extreme shallow-water habitats: affinities and adaptations (Uiblein F., Ott J. & Stachowitsch M. eds.). *Biosystematics and Ecology Series*, 11:183-219.

Vaughan D.G. & Doake C.S.M. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379: 328-331.

Wiencke C. 1996. Recent advances in the investigation of Antarctic macro-algae. *Polar Biol.*, 16: 231-240.

Zwally, H.J. 1994. Detection of change in Antarctica. In: Antarctic science – global concerns (Hempel G., ed.). Springer, Berlin: 126-143.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Voi II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 29 - 37.

GLOBAL WARMING, PICOCYANOBACTERIA AND FISHERIES DECLINE: IS THERE A CONNECTION?

John STOCKNER

Eco-Logic Ltd 2614 Mathers Av., W. Vancouver,
British Columbia CANADA V7V 2J4.
Address on October 1, 1997: Uppsala University, Institute of Limnology,
Norbyvagen 20, S-752 36 Uppsala, Sweden.

RIASSUNTO

In questo lavoro vengono discusse le problematiche connesse con i cambiamenti climatici del globo e con il loro impatto sul funzionamento della catena trofica dei laghi. In particolare si esaminano le connessioni tra l'apporto di nutrienti, il picoplancton autotrofo e la produzione ittica.

Sebbene molto sia stato detto sull'influenza della produzione di pesci negli oceani dovuta all'innalzamento globale della temperatura poco si sa sui cambiamenti che sono avvenuti nei laghi e su come e quanto questi siano correlabili a fattori climatici o alle interazioni con la catena alimentare "classica" o con quella microbica. La catena alimentare "classica" è un efficiente convogliatore di carbonio ai pesci negli ambienti meso-eutrofi, ma sappiamo che la catena microbica assume una notevole importanza negli ambienti oligotrofi.

E' pensabile, prendendo spunti dai modelli esistenti, che i cambiamenti climatici, alterando il ciclo idrologico, possano anticipare la stratificazione termica incrementando così una limitazione di nutrienti. Da ciò conseguirebbe una maggiore importanza del picoplancton rispetto al microplancton autotrofo che causerebbe quindi un allungamento della catena alimentare, una sua minore efficienza e, in definitiva, una riduzione della produzione ittica. Si potrebbe perciò prevedere che l'effetto dell'aumento globale della temperatura potrebbe esitare in un'accelerazione dei processi di oligotrofizzazione in atto nei grandi laghi della zona temperata.

1. INTRODUCTION

For several decades scientists from diverse disciplines nave warned that increasing concentrations of greenhouse gases will lead to global warming with significant impacts on terrestrial and aquatic ecosystems, especially those at temperate latitudes (Schneider, 1989). Climate models predict that these large scale ocean-atmospheric perturbations

will influence circulation patterns and related physical processes that deliver nutrients to euphotic regions of oceans, and that these large scale events will affect coastal climates and hydrologic regimes (Bakun, 1990; Mitchell *et al*, 1995). That climate warming is occurring is now generally accepted (Jones & Wigley, 1990), but how fast it will proceed and the extent to which aquatic ecosystem productivity at varying latitudes will be affected is still conjectural.

This short discussion paper focuses on how global warming might impact lake phytoplankton, food chains and fisheries. It examines links between nutrient supplies and phototrophic picoplankton (e.g. hereafter referred to as *picocyanobacteria*) to explain why monitoring of picocyanobacteria populations in lakes may portend future lake and fisheries production trends. More specifically it addresses the question:

Since past climatic shifts nave been shown by correlation analyses to affect nutrient supply processes, Oceanic plankton productivity and fish populations (Ware & Thomson, 1991; Mann, 1993), then how clear are connections between nutrient supplies, pico-cyanobacteria populations and fish production in temperate lakes under a warmer climatic regime?

2. CONCEPTUAL BACKGROUND

2.1. Classic Food Chains

Up until the early 1970's, schematics of energy flows in pelagic ecosystems were based on simple trophic categories, e.g. phytoplankton (primary producers) – zooplankton (secondary producers) and – fish (tertiary producers). Decomposers were beneath the base of the food chain and responsible for 'decomposition' of organic detritus. These early, linear depictions are now called - the 'classic' food chains. Primary producers were large microphytoplankton (20-200 µm), easily seen by conventional microscopy, and were usually either diatoms, dinoflagellates or green or blue-green algae. Classic food chains are efficient movers of carbon to fish in the metabolism of meso-eutrophic lakes. Some characteristics of classic diatom based food chains are summarised in Table 1 (A).

2.2. Microbial Food Webs

The literature from the mid-1970's onward shows a heightened interest in bacteria and cyanobacteria (picoplankton) and their functional roles within pelagic microbial food webs (MFW) (Azam *et al*, 1983; Stockner & Anda, 1986). At the base of MFW are heterotrophic bacteria and phototrophic picocyanobacteria (pico-eukaryotes are also present, but not abundant). Picocyanobacteria in some lakes are a more important food source than bacteria for protozoans (Weisse; 1993; Pernthaler *et al*, 1996; Simek *et al.*, 1996). Clear trophic distinctions cannot be applied to MFW as their diverse components tend to be small nanoflagellates (2-20 µm), showing photosynthetic, heterotrophic, or mixotrophic tendencies, and microzooplankton (20-200 (µm), ciliates, rotifers and nauplii (Porter *et al*, 1988). MFW are a common feature of oligotrophic lakes but they decline in importance along a trophic gradient (Weisse & Stockner, 1992; Stockner *et al*, 1997). Some features of picoplankton based MFW are summarised in Table 1 (B).

Tab. 1 - Characteristics of "classic" diatom based food chains and picocyanobacteria based "microbial food webs".

A) Diatom - ecosystems

- carbon production dominated by microphytoplanton
- nutrient rich ecosystems, large contributions of 'new'production
- short, 'classic' food chains, simple food webs
- macrozooplankton dominated
- trophically efficient energy transfers
- strong pelagic-benthic coupling
- high pelagic and demersal fish production

B) Pico- ecosystems

- carbon production by Pico-nanophytoplankton
- nutrient regenerative ecosystems, low contributions of 'new' production
- microbially dominated, long food chains
- complex food web structure, trophically inefficient
- microzooplankton dominated
- weak benthic-pelagic coupling
- low pelagic and demersal fish production

2.3. Fish Population Declines

Much has been written of climatic variability and its links to ocean plankton productivity (Venrick *et al*, 1987; Brodeur & Ware, 1992) and fish production (Ware & Thomson, 1991; Beamish & Bouillon, 1993). However little has been written on such links in large lakes. Instead, limnologists and fish ecologists have focused on expected temperature rises in lakes and streams and how fish distribution patterns will be affected (Tonn, 1990; Regier *et al.*, 1990). While collapsing Atlantic cod stocks along Canada's east coast and in the Baltic create world news, little is known about the slower, albeit no less significant declines of inland lake fisheries seen over the past decades in Europe and North America (de Bernardi *et al.,* 1995). Many of the declines of these traditional large lake fisheries have been attributed to oligotrophication (nutrient reduction) after phosphorus removal legislation was enacted during the 1970's (Vallentyne, 1974).

3. EXAMPLES OF CONNETTIVITY FROM LARGE LAKES

3.1. Fraser River Sockeye nursery lakes

Impacts of global warming on juvenile sockeye salmon *(Oncorhynchus nerka*) rearing in oligotrophic British Columbia lakes is one of the better examples of the connection between climate warming, nutrients, phytoplankton productivity and fish. Sockeye are commercially the most valuable pacific salmon, and the largest and most important sockeye stocks are within the Fraser River Basin. Juvenile sockeye fry (<1 y) are planktivores, recruiting to the pelagic zone of nursery lakes in early summer and rearing for a year or more before seaward migration (Forester, 1968).

Shuswap Lake is a large oligo-mesotrophic lake and is the nursery lake for the Adam's River sockeye population, one of the largest in the Fraser River Basin. Regional climate models predict that by 2050 milder winters with more rainfall and less snowfall

will prevail, this means less mountain snow pack, earlier and more episodic spring fluvial inputs and much warmer, drier, summer periods (McBean, 1991). Impacts of this regional climate warming scenario on the freshwater life history phases of Adam's River sockeye have recently been reviewed (Levy, 1992; Henderson *et al.*, 1993). Some points germane to this discussion are worthy of summary: 1.) changes in hydrologic cycles will reduce nutrient loads by dampening spring freshets and shortening/eliminating spring diatom outbursts; 2.) warmer spring and summer temperatures will lengthen periods and strengthen stratification leading to more severe and protracted nutrient shortages in the epilimnion and to lower carbon production; 3.) reduction or loss of spring diatom blooms will gradually shift food web structure from classic to MFW; 4.) juvenile sockeye will be uncoupled for long periods from their zooplankton forage by a warmer thermal barrier, and their populations will decline in abundance and fish will become smaller; 5.) smaller out-migrant in spring will show poor marine survival and adult stocks are predicted to show dramatic declines. Many of the limnological changes predicted to occur in Shuswap Lake have already occurred over a 30 year warming period in temperate boreal forest lakes of central Canada (Schindler et al., 1990 and 1996).

3.2. Lago Maggiore, Northern Italy

Limnological studies over the past few decades in Lago Maggiore provide a good example of connections between nutrients, picocyanobacteria and fish, but in this case the cause is nutrient reduction or oligotrophication. Investigators have documented the slow decline of total phosphorus concentrations in the lake since peak values were observed in 1978 (Fig. 1) (de Bernardi *et al.*, 1996), and have also seen concomitant

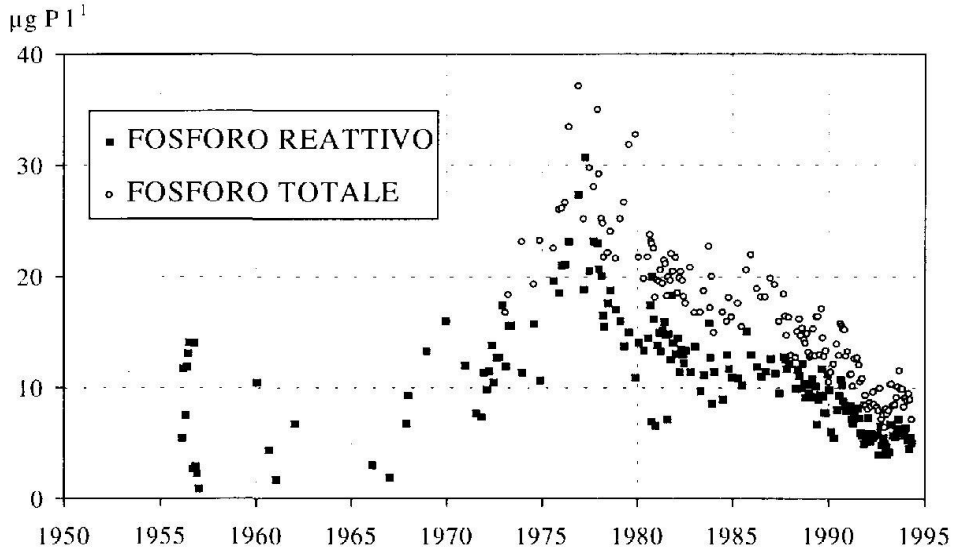


Fig. 1 - Phosphorus concentrations measured from 1950 to 1995 in Lago Maggiore, Northern Italy. (From de Bernardi *et al.*, 1996).

declines in lake carbon production (Bertoni *et al*, 1997). Reduced nutrient loads and productivity declines have increased the abundance of picocyanobacteria populations and increased their contributions to total lake carbon production (Stockner *et al.,* in press). There has also been a gradual decline in commercial fisheries in Lago Maggiore (Fig. 2).

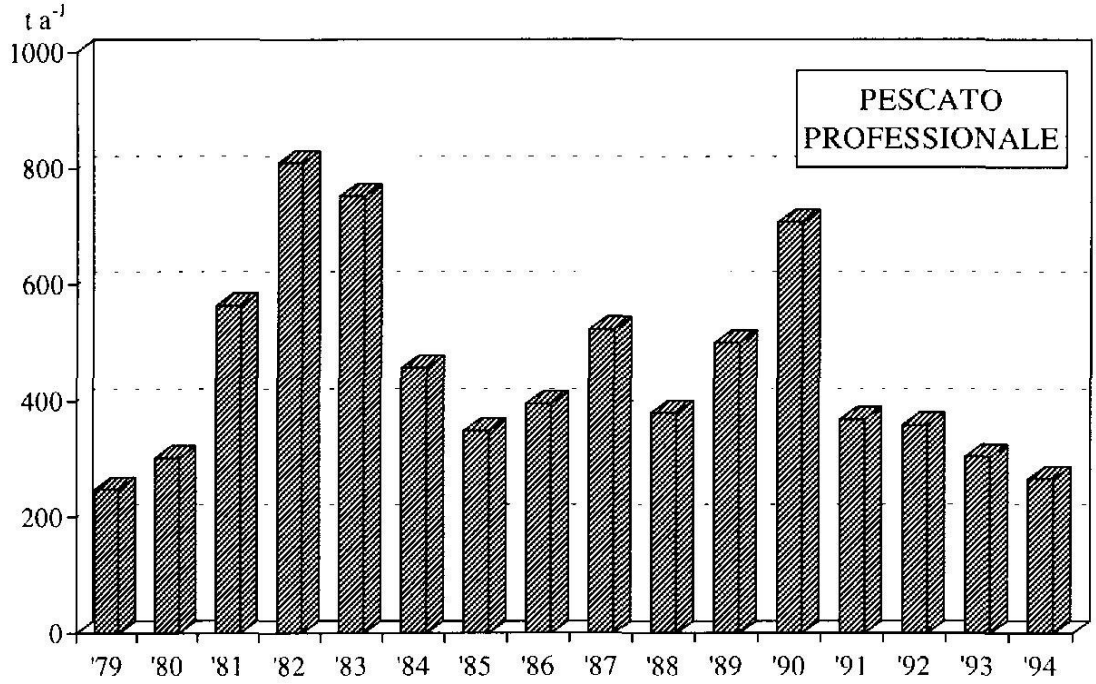


Fig. 2 - Commercial fisheries in Lago Maggiore from 1979 to 1994 (from Grimaldi, 1996).

4. DISCUSSION

As lakes become more oligotrophic their phytoplankton communities shift from 'microphytoplankton domination to pico- and nanophytoplankton, capable of growth at very low nutrient concentrations. This shift is accompanied by changes in food web complexity and lower fish production (Stockner, 1987; Stockner & Porter, 1988). These processes are interrelated across a spectrum of lake types (Fig. 3). The picture emerging is that 'optimal' fish production always occurs in lakes of moderate production, e.g. meso-eutrophic. At the hyper-eutrophic end of the scale physico-chemical variables limit fish production (Kitchell, 1992), while in ultra-oligotrophic systems nutrient supply and low production levels limit fish production (Stockner & Shortreed, 1989).

If one accepts the above depictions of community response to nutrient; then how will climate changes impact lake production and fisheries? Any large scale atmosphere/ocean/hydrologic perturbations that affects nutrient delivery to aquatic ecosystems will first impact the phytoplankton community and rates of primary production and second affect zooplankton production and reliant littoral and pelagic fish populations. Recent reviews in ocean sciences have already shown how potential impacts of atmosphere/ocean connected shifts in circulation from climate warming can

affect oceanic production and fish populations (Harris *et al.*, 1992; Mann, 1993). In lakes changing hydrologic inputs, circulation patterns and nutrient delivery systems are key variables to monitor when assessing impacts of global warming on lake productivity (Schindler *et al.*, 1990 and 1996; Henderson *et al.*, 1992).

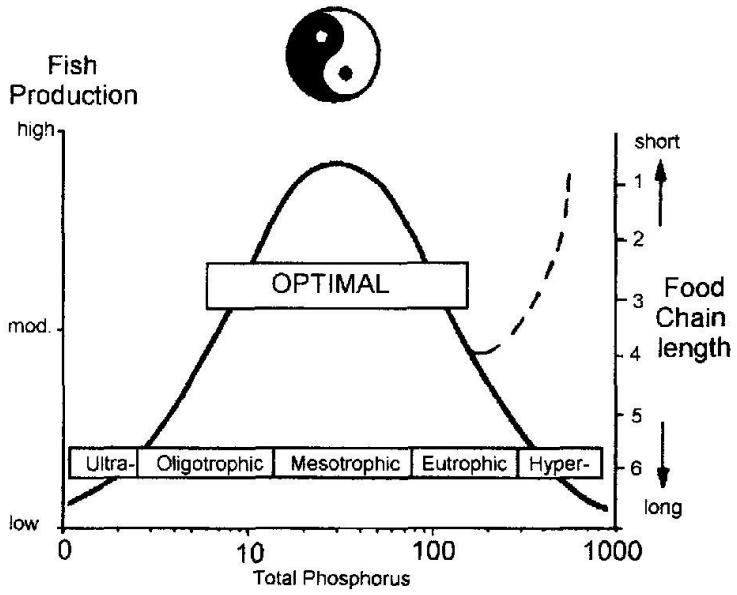


Fig. 3 - Scheme of the relations between fish production and food chain length across a trophic spectum of lake types.

5. CONCLUSIONS

Impacts of global warming on lake production at temperate latitides will include some of the following changes:

1. Climate models of global warming at temperate latitudes predict increased winter precipitation, lower runoff from low snow packs and milder winter temperatures. As a result dimictic lakes will not cool sufficiently to have ice cover and will become warm-monomictic.

2. Shifts in hydrologic cycles will alter timing of nutrient inputs and dampen spring diatom response, stabilize stratification and create nutrient limitation in the epilimnion for protracted periods. This should decrease the importance of microphytoplankton and increase the abundance of picocyanobacteria and increase their contribution to total carbon production. This production shift will slow carbon export from the euphotic zone, reduce benthic-pelagic coupling, increase food-chain length and food web complexity, and reduce fish production. The lake will become less productive and global warming is expected to further accelerate the rate of oligotrophication of many large lakes.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author wishes to thank the Department of Fisheries and Oceans for supporting limnological food chain research in B.C. lakes over the past 2 decades, and for the collaborative efforts and support of colleagues in the Plankton Ecology Laboratory, West Vancouver Laboratory, especially the extra efforts of Messrs. Ken Shortreed, Erland MacIsaac and Brace Nidle. Special thanks to Drs. Cristiana Callieri and Roberto Bertoni for their invitation to come to the AIOL 12th Congress on Isle Vulcano, and for their thoughtful comments on the manuscript throughout its evolution. I also wish to thank Dr. Ricardo de Bernardi for providing laboratory facilities in support of plankton ecology research in 1996 at the Istituto italiano di Idrobiologia, Verbania - Pallanza, Italy.

REFERENCES

Azam F., Fenchel T., Field J.G., Gray J.S., Meyer-Reil L.A. & Thingstad F. 1983. The ecological role of water-column microbes in the sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 10: 257-263.

Bakun A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247: 198-201.

Beamish R.J. & Bouillon D.R. 1993. Pacific salmon production trends in relation to climate. Con. J. *Fish. Aquat. Sci.*, 50: 1002-1016.

Bertoni R., Callieri C., Morabito G., Pinolini M.L. & Pugnetti A. 1997. Quali-quantitative changes in organic carbon production during the oligotrophication of Lake Maggiore, Italy. *Ver. internat. Verein. Limnol.*, 26 (in press).

Brodeur R.D. & Ware D.M. 1992. Long-term variability in zooplankton biomass in the subarctic Pacific Ocean. *Fish. Ocean.*, 1: 32-37.

de Bernardi R, Calderoni A. & Mosello R. 1996. Environmental problems in italian lakes, and lakes Maggiore and Orta as successful examples of correct management leading to restoration. *Ver. Internat. Verein. Limnol.*, 26: 123-138.

Foerster R.E. 1968. The sockeye salmon (Oncorhynchus nerka). *Bull Fish. Res. Bd. Can.*, 162, 422 pp.

Grimaldi E. 1996. Realtà e potenzialità delle attività di pesca nel lago Maggiore. In: Il Lago Maggiore: una risorsa ritrovata. *Documenta Ist. Ital. Idrobiol.*, 56: 21-30.

Harris G.P., Griffths F.B. & Clementson L.A. 1992. Climate and fisheries off Tasmania - interactions of physics, food chains and fish. pp 107-121 In: Benguela trophic functioning (Payne, AI *et al*. eds.). S. *African J. Mar. Sci.*, 12.

Henderson M.A., Levy D.A. & Stockner J.G. 1992. Probable consequences of climate change on freshwater production of Adams River sockeye salmon (Oncorhynchus nerka). *Geo Journal*, 59: 51-59.

Jones P.D. & Wigley T.M.L. 1990. Global warming trends. *Sci. Amer.*, 263: 84-91.

Kitchell J.F. 1992. Food Web Management: A case study of Lake Mendota. Springer Verlag, NY, 553 pp.

Levy D.A. 1992. Potential impacts of global warming on salmon production in the Fraser River Watershed. *Can. Tach. Rept. Fish. Aquat. Sci.,* No. 1889, 96 pp.

Mann K.H. 1993. Physical oceanography, food chains, and fish stocks: a review. ICES *J. Mar. Sci*., 50: 105-119.

McBean G.A. 1991. Climate models and their application to British Columbia. *Dept. of Geography*, *UBC*, Vancouver.

Mitchell J.F.B., John T.C., Gregory J.M. & Tett S.F.B. 1995. Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature*, 376: 501-504.

Pernthaler J., Simek K., Sattler B., Schwarzenbacher A., Bobkova J. & Psenner R. 1996. Short-term changes of protozoan control on autotrophic picoplankton in an oligo-mesotrophic lake. *J. Plankton Res*., 18: 443-462.

Porter K.G., Pearl H., Hodson R., Pace M., Priscu J., Riemann B., Scavia D. & Stockner J. 1988. Microbial interactions in lake food webs. In: Complex interactions in lake communities (Carpenter S.R. ed.). Springer-Verlag, New York: 209-228.

Regier H.A., Holmes J.A. & Pauly D. 1990. Influence of temperature changes on aquatic ecosystems: an interpretation of empirical data. *Trans. Am. Fish. Soc*., 119: 173-175.

Schindler D.W., Beaty K.G., Fee E.J., Cruikshank D.R. DeBruyn E.R., Findlay D.L., Linsey G.A., Shearer J.A., Stainton M.P. & Turner M.A. 1990. Effects of climate warming on lakes of the central boreal forest. *Science,* 250: 967-970.

Schindler D.W., Jefferson Curtis P., Parker B.R. & Stainton M.P. 1996. Consequences of climate warming and lake acidification for UV-B penetration in North American boreal lakes. *Nature,* 379: 705-708

Schneider S.H. 1989. The changing climate. *Sci. Amer*., 262: 70-79.

Simek K., Macek M. Pernthaler J., Straskrabova V. & Psenner R. 1996. Can freshwater planktonic ciliates survive on a diet of picoplankton? *J .Plankton Res*., 18 (4): 597-613.

Stockner J.G. 1987. Lake fertilization: the enrichment cycle and lake sockeye salmon (Oncorhynchus nerka) production. In: Sockeye salmon (Oncorhynchus nerka) population biology and future management (Smith H.D., Margolis L. & Wood C.C. eds.). *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci*., 96: 198-215.

Stockner J.G. & Antia N.J. 1986. Algal picoplankton from marine and freshwater ecosystems: a multidisciplinary perspective. *Can. J. Fish. Aquat. Sci*., 43: 2472-2503.

Stockner J.G. & Porter K.G. 1988. Microbial food webs in fresh-water planktonic ecosystems. In: Complex interactions in lake communities (Carpenter S.R. ed). Springer-Verlag, New York): 69-83.

Stockner J.G. & Shortreed K.S. 1989. Algal picoplankton production and contribution to food webs in oligotrophic British Columbia lakes. *Hydrobiologia*, 173: 151-166.

Stockner J.G., Callieri C. & Cronberg G. 1997. Picoplankton and other non-bloom forming cyanobacteria in lakes. In: Ecology of Cyanobacteria: Their diversity in Time and Space, (Whitton B. & Potts M. ed.), Kluwer Academic Publishers (in press).

Tonn W.M. 1990. Climate change and fish communities: a conceptual approach. *Trans. Am. Fish. Soc*., 119:337-350.

Vallentyne J.R. 1974. The algal bowl: lakes and man. *Misc. pub. Con. Dept. Environ. & Mar.*, Ser. 22; 186pp.

Venrick E.L., McGowan J.A., Cayan D.R. & Hayward T.L. 1987. Climate and chlorophyll a: long term trends in the central North Pacific Ocean. Science, 238: 70-72.

Ware D.M. & Thomson R.E. 1991. Link between long-term variability in upwelling and fish production in the northeast Pacific Ocean. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 48: 2296-2306.

Weisse T. 1993. Dynamics of autotrophic picoplankton in marine and freshwater ecosystems (Jones JG ed.) Advances in microbial ecology, 13. Plenum press, New York: 327-370.

Weisse T. & Stockner J.G. 1993. Eutrophication: the role a microbial food webs. *Mem. Ist. ital. Idrobiol*., 52:133-150.

COMUNICAZIONI

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 41 - 51.

IL FITOPLANCTON DEL LAGO CIXERRI NEI PRIMI CINQUE ANNI DI ESISTENZA

Nicola SECHI[1], Paola BUSCARINU[2], Emanuela PILO[1], Antonella LUGLIÉ[1]

[1]Dipartimento di Botanica ed Ecologia Vegetale, Università di Sassari, Sassari
[2]Ente Autonomo del Flumendosa, Regione Autonoma Sardegna, Cagliari

ABSTRACT

Between May 1990 and June 1995 a study on phytoplankton of Lake Cixerri (South-West Sardinia) was carried out. This is a shallow man-made lake, filled in February 1990; it is polimitic and eutrophic (Sechi *et al*. 1994). During the five years studied, the annual mean values of total density, total biomass and chlorophyll *a* varied respectively from 308 x 10^6 cell. l^{-1} in 1991-1992 to 22 x 10^6 cells l^{-1} in 1994-1995, from 5 mg l^{-1} in 1990-1991 to 23 mg l^{-1}in 1991-1992 and from 20.1 mg m^{-3} in 1992-1993 to 57.8 mg m^{-3} in 1994-1995. The number of the most abundant species increased from 16 in the first year to 33 in the last year. Cyanophyceae were the most abundant group and the Cyanophyceae and the Dinophyceae had the greatest biomass; only in 1994-1995 these two groups decreased and the Chlorophyceae increased in density, biomass and number of species. A general seasonal succession of phytoplankton is proposed with Cyanophyceae dominant in numbers in spring, summer and autumn and the Dinoflagellates dominant in biomass in summer and fall; between 1992 and 1994 there was a year-round vegetation of *Oscillatoria* spp., whereas in 1994-1995 the Chlorophyceae had the maximum growth. It is possible that the lake is still unstable because of its recent formation, and that the high variability of hydrological, hydraulic and management factors might influence the phytoplankton dynamics making its study and interpretation very difficult.

1. INTRODUZIONE

Le successioni fitoplanctoniche sono la risultante di sequenze di sviluppo e di declino di popolazioni algali, determinate da fattori di ordine climatico, fisico, chimico e biologico che insistono e caratterizzano una determinata massa d'acqua (Trifonova, 1988).

In ambienti neoformati o regolati artificialmente, come i laghi artificiali, le successioni sono condizionate anche da fattori aggiuntivi (Kimmel *et al*., 1990; Wetzel, 1990) che possono rendere del tutto particolari gli assetti algali presenti, sia in termini

qualitativi che quantitativi. Conseguentemente, poiché le successioni stagionali e pluriennali possono essere estremamente diversificate, lo studio annuale del fitoplancton lacustre può essere poco rappresentativo delle condizioni di quell'ambiente e l'unica via per avere un quadro più definito della struttura fitoplanctonica è quella delle indagini pluriennali a lungo termine (Sechi & Luglié, 1992).

Con questo intento è stato avviato lo studio del fitoplancton in vari invasi della Sardegna, tra cui il Lago Cixerri (Fig. 1). Questo lago, localizzato nella Sardegna sud-occidentale, è stato invasato nel marzo 1990 in un sito caratterizzato da una forte e frequente ventosità. Il lago, che in teoria è monomittico caldo, a causa della ventosità e della scarsa profondità, stratifica di rado e per brevi periodi con gradienti termici di 2-3 °C tra la superficie ed il fondo. I risultati dei primi anni di studio sono stati già riportati da Sechi *et al.* (1994).

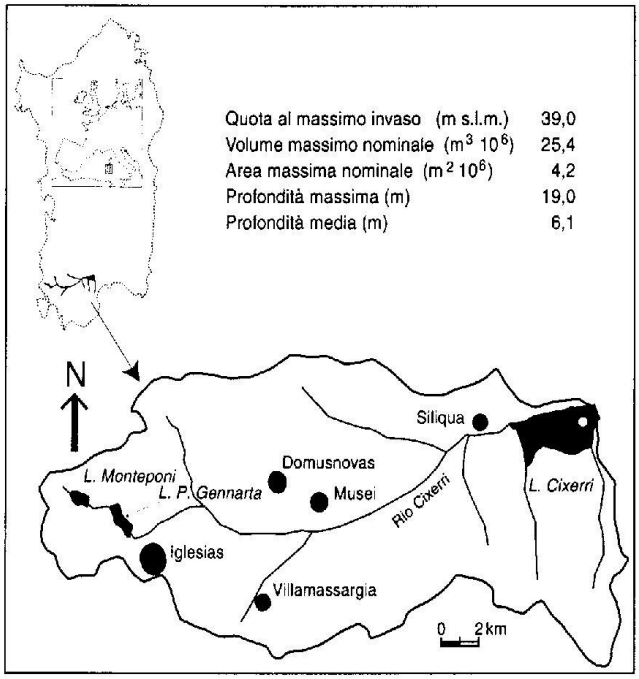


Fig. 1 - Caratteristiche morfometriche e localizzazione del L. Cixerri nel bacino imbrifero e stazione di campionamento.

In questo lavoro vengono presentati i risultati dello studio del fitoplancton aggiornati al 1995 e viene svolta un'analisi preliminare sulla struttura pluriennale e sulla dinamica della composizione, della densità e della biomassa.

2. MATERIALI E METODI

I campioni d'acqua sono stati raccolti con una bottiglia di Niskin quindicinalmente dal giugno 1990 al giugno 1993 e, successivamente, sino al giugno 1995, ad intervalli settimanali da una stazione a circa 500 m dalla diga alle profondità di O, 1, 2,5, 5, 7,5 e 10 m.

II fitoplancton è stato conteggiato con un microscopio invertito seguendo il metodo di Utermöhl (1931); la determinazione della biomassa è stata basata sul calcolo del volume cellulare di ogni specie con l'uso di appropriate formule geometriche (Findenegg 1974). Per la determinazione delle specie sono state seguite le guide di Bourrelly (1970, 1972 e 1981), Germain (1981), Hubert-Pestalozzi (1938, 1941, 1942, 1955, 1961, 1968, 1982 e 1983), Hustedt (1930 e 1959).

I risultati sono riportati come medie nella zona fotica, calcolata moltiplicando per un'opportuna costante la trasparenza delle acque misurata con il disco di Secchi.

Maggiori informazioni sulle caratteristiche del lago e sui metodi usati sono ripor-

tate in Sechi *et al.* (1994).

3. RISULTATI

La tabella 1, che riporta i valori medi annuali (da giugno a maggio) dei principali parametri fisici e chimici analizzati parallelamente all'indagine svolta sul fitoplancton, fornisce un quadro di riferimento delle condizioni lacustri.

Tab. 1 - Valori medi annuali dei principali parametri chimici, fisici delle acque e del fitoplancton del Lago Cixerri.

Anni		90-91	91-92	92-93	93-94	94-95
Volume	m^3	14,6	21,1	21,3	16,4	8,9
Temperatura	°C	18,3	17,9	17,1	18,9	18,9
Conducibilità	$\mu S\ cm^{-1}$	776	788	901	870	1024
pH		8,2	8,3	8,3	8,3	8,4
Ammoniaca	$mg\ N\ m^{-3}$	99	139	191	93	102
Nitriti	$mg\ N\ m^{-3}$	21	21	22	12	12
Nitrati	$mg\ N\ m^{-3}$	890	618	704	452	276
Azoto totale	$mg\ N\ m^{-3}$	3128	2129	2431	1689	1878
Fosforo reattivo	$mg\ P\ m^{-3}$	31,4	6,8	9,1	5,2	4,8
Fosforo totale	$mg\ P\ m^{-3}$	95	66	61	68	85
Clorofilla *a*	$mg\ m^{-3}$	28,1	42,1	20,1	42,8	57,8
Trasparenza	m	0,62	0,67	0,82	0,95	0,84
Densità totale	cell. $x10^{-6}\ l^{-1}$	125	308	147	64	22
Biomassa totale	$mg\ l^{-1}$	5	23	7	12	20

Le medie annuali della clorofilla *a* (Tab. 1 e Fig. 2) sono inferiori ai 30 mg m^{-3} solo nel 90-91 e nel 92-93, intorno ai 40 mg m^{-3} nel 91-92 e nel 93-94 e di circa 58 mg m^{-3} nell'ultimo anno.

I valori medi annuali della densità (Tab. 1 e Fig. 2) sono caratterizzati da una tendenza alla diminuzione a partire dal terzo anno e da una composizione (Fig. 3) pressoché totalmente rappresentata dalle Cyanophyceae, salvo che per l'ultimo anno, in cui assumono una certa rilevanza le Chlorophyceae. I valori di densità raggiungono il massimo nel 91-92 con oltre 300 x 10^6 cell. l^{-1} e calano intorno ai 150 x 10^6 cell. l^{-1} nel 92-93, valore leggermente superiore a quello del primo anno, per raggiungere il minimo nel 94-95 con 25 x 10^6celi. l^{-1}

Il quadro è sensibilmente diverso per la biomassa totale (Tab. 1 e Fig. 2) che presenta due anni (90-91, 92-93) con valori tra i 5 mg l^{-1} ed i 7 mg l^{-1}, due anni (91-92 e 94-95) con valori di biomassa molto più elevati (rispettivamente 23 mg l^{-1} ed i 20 mg l^{-1}) ed il 93-94 con una situazione intermedia (12 mg l^{-1}). Questo parametro pertanto esprime i valori più elevati nell'anno in cui la densità mostra sia il suo massimo (91-92) che il suo minimo (94-95). La composizione in classi della biomassa è notevolmente variabile e le classi più importanti nei singoli anni risultano quelle delle Cyanophyceae e delle Dinophyceae.

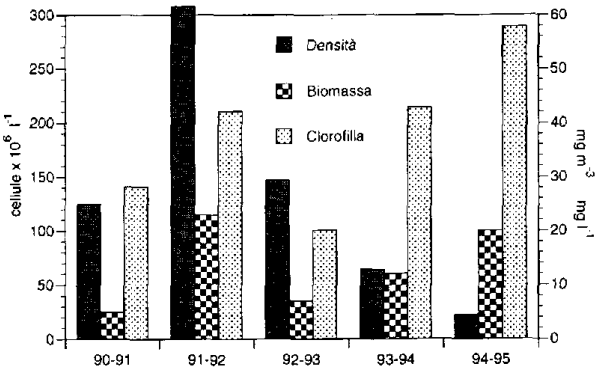


Fig. 2 - Dinamica della densità totale, della biomassa totale e della clorofilla *a* in base ai valori medi annuali.

Complessivamente l'andamento della clorofilla *a* e della biomassa sono abbastan-

za concordi (Fig. 2) nonostante il massimo valore della prima sia stato raggiunto nel 94-95 quando né la biomassa né la densità manifestano i loro picchi.

L'aspetto saliente espresso sia dalla densità che dalla biomassa è la quasi totale dominanza delle Cyanophyceae il primo anno, la loro forte riduzione nel quinto anno, il contemporaneo aumento, solo come biomassa, delle Dinophyceae e delle Chlorophyceae anche come densità, anche se con una minore intensità. La limitata presenza delle Cyanophyceae nel quinto anno coincide con una forte riduzione dei volumi d'invaso del lago (Fig. 4), per effetto della siccità che in quel periodo ha interessato la Sardegna, con un notevole aumento del contenuto ionico, espresso dalla conducibilità, e con una forte riduzione dei nitrati (Tab. 1).

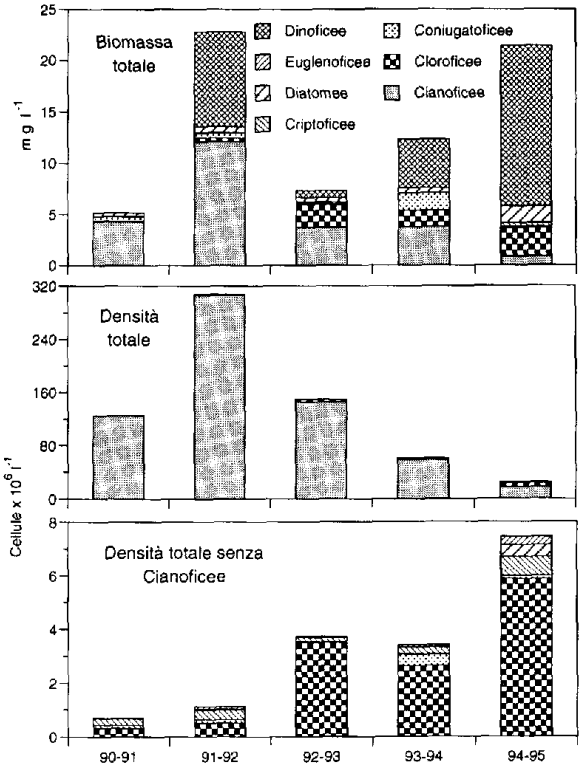


Fig. 3 - Composizione della biomassa e della densità del fitoplancton in base alle classi.

Più in dettaglio, le fluttuazioni stagionali della densità fitoplanctonica (Fig. 5) evidenziano che, fino al mese di agosto del 1994, le Cyanophyceae sono sempre dominanti e che nel corso del 1992 esprimono due picchi (primaverile ed estivo) con valori superiori ad 1 x 10^9 cell. l^{-1}. Negli altri anni i valori sono inferiori, salvo che nel primo mese dall'invaso (intorno a 200 x 10^6 cell. l^{-1})- Nel primo semestre del 1995 le Cyanophyceae sono quasi scomparse e le Chlorophy- ceae risultano dominanti in termini preponderanti. Le Chlorophyceae sono sempre presenti fin dal primo anno d'invaso, ma la loro densità è sempre modesta se confrontata a quella delle Cyanophyceae; peraltro anche nel 1995 i valori di picco non superano i 20 x 10^6 cell. l^{-1}. Le altre classi presentano valori di densità ancora più contenuti.

Fig. 4 - Dinamica dei volumi d'invaso.

Il quadro cambia radicalmente se si analizza la composizione della biomassa (Fig. 6); è sempre evidente il ruolo rilevante delle Cyanophyceae ma non nei termini esclusivi della densità se non in limitati perio-

di. Assumono infatti molta importanza le Dinophyceae e, con minore intensità, le Chlorophyceae; nel 1994 hanno un certo ruolo anche le Conjugatophyceae e nel 1995 le Diatomeae. Le Cyanophyceae, comunque, esprimono il valore più elevato, con oltre 70 mg l^{-1}, nel marzo del 1992; gli altri valori di picco di questa classe nell'arco dei 5 anni di norma non superano i 20 mg l^{-1}. Le Dinophyceae esprimo due picchi di rilievo: uno nell'ottobre del 1991 e l'altro nello stesso mese del 1994; negli altri anni, escluso il primo in cui le Dinophyceae sono pressoché assenti, si riscontrano valori più contenuti, non superiori ai 15 mg l^{-1}. La biomassa delle Chlorophyceae inizia ad assumere un certo ruolo dall'agosto del 1992, con una presenza primaverile-estiva, salvo che nel 1995 quando sono presenti fin dal mese di gennaio e la loro affermazione viene preceduta da un discreto sviluppo di Diatomeae.

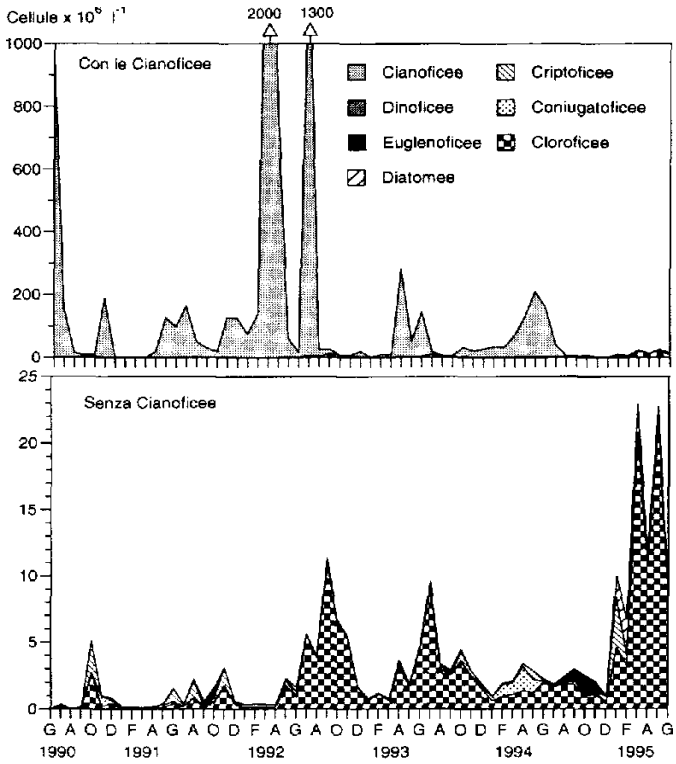


Fig. 5 - Dinamica della densità delle classi algali.

Il numero delle specie algali che esprimono valori di densità di un certo rilievo, a partire dal primo anno d'invaso, aumenta progressivamente ed esiste un gruppo di specie riscontrate, in termini più o meno abbondanti, tutti gli anni mentre la presenza di altre è più o meno sporadica o avviene da un certo anno in poi (Tab. 2). La successione inizia con una fioritura di *Anabaena flos-aquae* (Lyngb.) Brèb che si afferma quasi in contemporanea con il primo invaso; la presenza è pressoché unispecifica perché l'altra specie presente (*Microcystis aeruginosa* Kg.) esprime valori molto modesti. Subito dopo compaiono altre specie ma le Cyanophyceae hanno sempre un ruolo dominante con una presenza, sia contemporanea sia in alternanza, di A. *flos-aquae, M. aeruginosa, Aphanizomenon flos-aquae* (L.) Ralfs, *Oscillatoria tennis Ag. ed Oscillatoria* sp. Nonostante i minori valori di densità, anche le altre specie, presenti già dal primo anno, caratterizzano in termini precisi la successiva evoluzione del lago. In

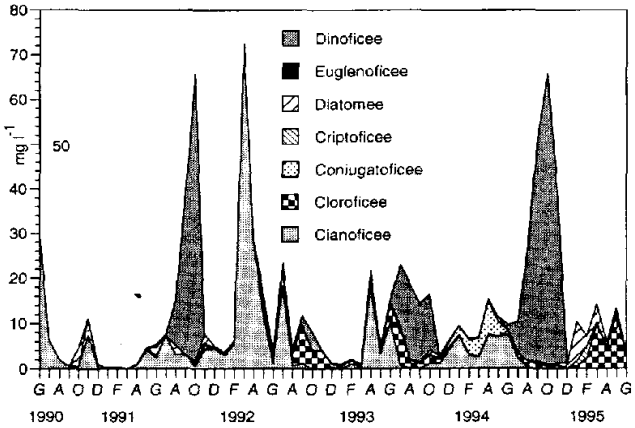


Fig. 6 - Dinamica della biomassa delle classi algali.

particolare si tratta di quattro cloroficee (*Scenedesmus quadricauda* (Turp.) Bréb., *Coelastrum pseudomicroporum* Kors., *Oocystis marssonii* Lemm. e *Oocystis* sp.), tre coniugatoficee (*Staurastrum gracile* Ralfs., *Closterium gracile* Bréb. ex Ralfs e *Closterium aciculare* T. West), due diatomee (*Cyclotella meneghiniana* Kg. e *Cyclotella radiosa* (Grun.) Lemm.) e di una criptoficea (*Cryptomonas* sp.); questo insieme di specie costituisce anche in seguito una componente costante dell'assetto fitoplanctonico. Compare anche *Ceratium hirundinella* (O.F. Muller) Schrank che in seguito da luogo, con regolarità temporale, a fioriture molto rilevanti per la biomassa.

A questo gruppo, che più o meno si ripete tutti gli anni, si aggiungono nel secondo anno una cianoficea (Anabaena planctonica Brunnth.), due cloroficee (*Pediastrum duplex* Meyen e *Pediastrum simplex* Meyen) e una diatomea (*Melosira granulata* (E.) Ralfs). *P. simplex e M. granulata* si ripresentano negli anni successivi, in termini continui o alternati con una certa regolarità. *P. duplex* scompare all'inizio del successivo anno e ricompare al termine del quinto anno mentre *A. planctonica* rimane presente fino alla fine dell'anno e prosegue anche all'inizio dell'anno successivo per poi scomparire e ripresentarsi al quarto anno, interessando anche in questa occasione i primi mesi dell'anno successivo; la presenza di questa specie viene quindi registrata quasi ad anni alterni. Inoltre, sempre nel secondo anno, le due specie del genere *Oscillatoria* assumono un forte rilievo, raggiungendo densità di oltre 2 x 10^9 cell l^{-1}, pari a circa 15 x 10^6 tricomi l^{-1}, Successivamente la presenza di queste due specie rimane elevata quasi senza interruzione fino all'estate del 1994, con valori oscillanti tra un minimo di 10 x 10^4 cell l^{-1} ed un massimo di 3,7 x 10^9 cell.$l^{-1,}$ di fatto monopolizzando, per la maggior parte del tempo, la densità totale e, in minor misura, la biomassa. Con l'eccezione di P. duplex e *A. planctonica* il terzo anno presenta un assetto fitoplanctonico molto simile a quello dell'anno precedente con l'aggiunta di *Trachelomonas* sp., che però esprime valori di densità molto bassi.

Nel quarto anno si assiste alla comparsa di altre specie tra cui due cianoficee (*Merismopedia punctata Meyen e Aphanocapsa elachista* W. et G.S. West), tre cloroficee *(Ankistrodesmus falcatus* (Corda) Ralfs), *Elakatothrix* sp. e *Monoraphidium caribeum* Hind) ed una criptoficea (*Rhodomonas* sp.). Queste specie esprimono valori di densità comunque contenuti e si ripresentano anche l'anno successivo.

Nel quinto anno, al nucleo iniziale si aggiungono altre 7 specie tra cui due cianoficee *(Pseudanabaena mucicola* (Huber-Pestalozzi et Naumann) (Bourrelly) Chang e *Gomphosphaeria* sp.), tre cloroficee (*Tetrastrum staurogeniaeforme* (Schröd.) Lemm, *Kirchneriella contorta* (Schmidle) Bohl. e *Phacotus* sp.), una diatomea (*Synedra acus* Kg.), una dinoficea (*Peridinium* sp.), con valori di densità ridotti, della stessa entità delle specie già aggiuntesi nel quarto anno. Nel complesso'nel quinto anno emerge la riduzione di densità delle Cyanophyceae parallelamente all'aumento delle Chlorophyceae, in particolare di *Oocystis* spp.

4. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I livelli produttivi del L. Cixerri, in base ai valori medi annuali della densità totale (20-300 x 10^6 cellule l^{-1}), della biomassa totale (5-23 mg l^{-1}) e della clorofilla a (20-57

mg m^{-3}), appaiono molto elevati. Il lago presenta una condizione ipertrofica con uno sviluppo rilevante di Cyanophyceae e Dinophyceae.

Il numero di specie significative aumenta progressivamente, passando da 16 nel primo anno, subito dopo il primo invaso del lago, a 33 nell'ultimo (Tab. 2). Il gruppo iniziale di 16 specie viene riscontrato in tutti gli anni successivi mentre altre 3 (*A. planctonica, P. simplex, M. granulata)* compaiono stabilmente solo a partire dal secon do. La presenza delle restanti 15 specie è ristretta a pochi anni ed in 7 casi (*A. elachista, P. mucola, K. contorta, T. stauro geniaeforme, Phacotus* sp., *S. acus, Peridinium* sp.) ad uno solo; molte di queste vengono osservate per la prima volta nel 94-95.

Per la prima volta, nell'ultimo anno d'indagine, la classe più ricca in termini flori stici non è quella delle Cyanophyceae, nonostante questo sia l'anno con il maggior numero di rappresentanti (9 specie), ma quella delle Chlorophyceae (12 specie). Parallelamente si rileva anche un netto incremento nella densità e nella biomassa delle Chlorophyceae ed un declino delle Cyanophyceae; questo non può essere quindi attribuito ad una minore presenza di specie ma piuttosto ad un mancato sviluppo di quelle che normalmente sono responsabili dei picchi dì presenza del fitoplancton del L. Cixerri. In particolare si tratta delle cianoficee A. *flos aquae, M. aeruginosa, Aph. flos-aquae, Oscillatoria* spp. ed A. *planctonica* e della dinoficea *C. hirundinella.* Le prime mostrano valori molto elevati in termini di densità e talvolta anche di biomassa mentre l'ultima esprime alti valori di biomassa, nonostante la scarsa densità, a causa del grande volume cellulare.

I massimi di densità e di biomassa di alcune di queste cianoficee si verificano nel periodo primaverile e di altre in quello estivo. C. *hirundinella* sembra una specie autunnale anche se nel 1993 presenta il suo massimo in estate. Questa specie è responsabile di due dei tre picchi registrati nei cinque anni (mesi di ottobre del '91 e del '94) mentre ad *Oscillatoria* spp. è dovuto il picco massimo registrato nel marzo '92. Nonostante si osservi una certa regolarità nel periodo in cui le diverse specie raggiungono il loro massimo, è anche molto frequente, soprattutto per le cianoficee, che la loro densità rimanga comunque elevata in tutte le stagioni, monopolizzando di fatto la dominanza e nascondendo, e forse anche alterando, l'eventuale stagionalità di altre specie.

In termini generali la successione stagionale osservata in questo invaso ipertrofico, nel corso dei cinque anni d'indagine, può essere così schematizzata:

- periodo primaverile: dominanza sia di densità che di biomassa di cianoficee (per lo più *Oscillatoria* spp. e talvolta A. *flos-aquae* ed A. *planctonica),* accompagnate da coniugatoficee *(C. aciculare),* diatomee *(Cydotella* spp.) e cloroficee *(Oocystis* spp. e *P. simplex).* Nell'ultimo anno si ha la dominanza di cloroficee determinata dallo sviluppo di *Oocystis* spp. e la comparsa di numerose altre specie della stessa classe;
- periodo estivo: dominanza di cianoficee per la densità (M. aeruginosa, Aph. flos-aquae e talvolta anche Oscillatoria spp.) ma per la biomassa, per tre anni, della dinoficea C. hirundinella. Negli ultimi due anni viene anche osservato il massimo sviluppo di altre cianoficee (A. elachista, Gomphosphaeria sp., P. mucicola);
- periodo autunnale: dominanza per la densità di cianoficee (sia *Oscillatoria* spp. che *M. aeruginosa* ed *Aph. flos-aquae)* o diatomeae *(Cydotella* spp.) e per la biomassa ancora dì cianoficee *(M. aeruginosa, Oscillatoria* spp. ed A. *planctonica)* o clorofi-

cee *(P. simplex)* o dinoficee (*C. hirundinellà);*

- periodo invernale: dominanza per la densità e per la biomassa di cianoficee *(Oscillatoria* spp. e *M. aeruginosa)* e, in alcuni anni per la sola biomassa di coniugatoficee (C. *aciculare).* In questi mesi si osserva un notevole contributo anche di diatomee *(Cyclotella* spp.), cloroficee *(P. simplex)* e criptoficee *(Cryptomonas* sp. e *Rhodomonas* sp.). Nell'ultimo anno dominanza delle cloroficee *(Oocystis* spp.) con una breve prevalenza iniziale di diatomee *(Cyclotella* spp.).

Tab. 2 - Elenco delle specie più importanti rilevate nei diversi anni nel L. Cixerri.

1990-1991	1991-1992	1992-1993	1993-1994	1994-1995
Cyanophyceae	**Cyanophyceae**	**Cyanophyceae**	**Cyanophyceae**	**Cyanophyceae**
Anabaena flos-aquae	Anabaena flos-aquae	Anabaena flos-aquae	Anabaena flos-aquae	Anabaena flos-aquae
Aphanizomenon flos-aquae	Aphanizomenon flos-aquae	Aphanizomenon flos-aquae	Aphanizomenon flos-aquae	Aphanizomenon flos-aquae
	Anabaena planctonica	Anabaena planctonica	Anabaena planctonica	Anabaena planctonica
			Aphanocapsa elachista	
				Gomphosphaeria sp.
			Merismopedia punctata	Merismopedia punctata
Microcystis aeruginosa	Microcystis aeruginosa	Microcystis aeruginosa	Microcystis aeruginosa	Microcystis aeruginosa
Oscillatoria tenuis	Oscillatoria tenuis	Oscillatoria tenuis	Oscillatoria tenuis	Oscillatoria tenuis
Oscillatoria sp.	Oscillatoria sp.	Oscillatoria sp.	Oscillatoria sp.	Oscillatoria sp.
				Pseudanabaena mucicola
Chlorophyceae	**Chlorophyceae**	**Chlorophyceae**	**Chlorophyceae**	**Chlorophyceae**
			Ankistrodesmus falcatus	Ankistrodesmus falcatus
Coelastrum pseudomicro.	Coelastrum pseudomicro.	Coelastrum pseudomicro.	Coelastrum pseudomicro.	Coelastrum pseudomicro.
			Elakatothrix sp.	Elakatothrix sp.
				Kirchneriella contorta
				Monoraphidium caribeum
Oocystis marssonii	Oocystis marssonii	Oocystis marssonii	Oocystis marssonii	Oocystis marssonii
Oocystis sp.	Oocystis sp.	Oocystis sp.	Oocystis sp.	Oocystis sp.
				Phacotus sp.
	Pediastrum duplex	Pediastrum duplex		Pediastrum duplex
	Pediastrum simplex	Pediastrum simplex	Pediastrum simplex	Pediastrum simplex
Scenedesmus quadricauda	Scenedesmus quadricauda	Scenedesmus quadricauda	Scenedesmus quadricauda	Scenedesmus quadricauda
				Tetrastrum staurogeniaeforme
Diatomeae	**Diatomeae**	**Diatomeae**	**Diatomeae**	**Diatomeae**
Cyclotella meneghiniana	Cyclotella meneghiniana	Cyclotella meneghiniana	Cyclotella meneghiniana	Cyclotella meneghiniana
Cyclotella radiosa	Cyclotella radiosa	Cyclotella radiosa	Cyclotella radiosa	Cyclotella radiosa
	Melosira granulata	Melosira granulata	Melosira granulata	Melosira granulata
				Synedra acus
Conjugatophyceae	**Conjugatophyceae**	**Conjugatophyceae**	**Conjugatophyceae**	**Conjugatophyceae**
Closterium aciculare	Closterium aciculare	Closterium aciculare	Closterium aciculare	Closterium aciculare
Closterium gracile	Closterium gracile	Closterium gracile	Closterium gracile	Closterium gracile
Staurastrum gracile	Staurastrum gracile	Staurastrum gracile	Staurastrum gracile	Staurastrum gracile
Cryptophyceae	**Cryptophyceae**	**Cryptophyceae**	**Cryptophyceae**	**Cryptophyceae**
Cryptomonas sp.	Cryptomonas sp.	Cryptomonas sp.	Cryptomonas sp.	Cryptomonas sp.
			Rhodomonas sp.	Rhodomonas sp.
Dinophyceae	**Dinophyceae**	**Dinophyceae**	**Dinophyceae**	**Dinophyceae**
Ceratium hirundinella	Ceratium hirundinella	Ceratium hirundinella	Ceratium hirundinella	Ceratium hirundinella
				Peridinium sp.
Euglenophyceae	**Euglenophyceae**	**Euglenophyceae**	**Euglenophyceae**	**Euglenophyceae**
		Trachelomonas sp.	Trachelomonas sp.	Trachelomonas sp.

Questa successione, nell'ambito degli invasi della Sardegna, appare particolare perché da una parte presenta il caratteristico assetto eutrofico estivo, con cianoficee come *M. aeruginosa, Aph. flos-aquae* e *A. flos-aquae* (Sechi & Luglié, 1996), e dall'altra esprime elevati valori primaverili di *Oscillatoria* spp. (soprattutto *O. tenuis).* Diversi rappresentanti di questo genere, in particolare *Oscillatoria rubescens* DC., vengono riscontrati in invasi ad elevata mesotrofia o eutrofia incipiente (Luglié *et al.,* 1997; Sechi & Luglié, 1989 e 1996). In questi casi la distribuzione nell'arco annuale interessa spesso i mesi invernali e primaverili, con repentine diminuzioni in quelli esti vi.*Oscillatoria* spp., nel Lago Cixerri, manifesta una presenza pressoché continua in

tutto l'anno nei cicli in cui raggiunge i massimi sviluppi. Anche C. *hirundinella* è una specie riscontrabile in quantità più o meno elevate in tutte le casistiche trofiche degli invasi della Sardegna (Sechi & Luglié, 1996) e può sviluppare biomasse tanto elevate da incidere notevolmente sulla dinamica annuale del fitoplancton (con una presenza prevalente nei mesi estivi ed autunnali), come nel lago eutrofico del Bidighinzu, nel quale nel 1979 ha espresso una fioritura di oltre 130 mg l^{-1} (Sechi, 1983) o nei laghi Sos Canales (Luglié *et al.,* 1996), Mulargia (Sechi e Luglié, 1992) ed Alto Flumendosa (Luglié *et al.,* 1997). Trifonova (1988), in un lavoro svolto su due distretti lacustri dell'ex USSR, indica una netta dominanza nei laghi eutrofici di Dinophyceae e Cyanophyceae, una subdominanza di Chlorococcales, Euglenophyta e Diatomeae ed il raggiungimento del picco di biomassa tra luglio ed agosto. Segnala inoltre che i laghi eutrofici dominati tutto l'anno da specie del genere *Oscillatoria,* costituiscono una categoria a parte e che lo sviluppo massivo di dette specie potrebbe essere connesso con un aumento dell'azoto organico. Pur tenendo conto dell'estrema differenza delle condizio ni generali di questi laghi, il Lago Cixerri sembrerebbe rientrare sia nella categoria dei laghi eutrofici con una dominanza di Cyanophyceae e Dinophyceae che, in singoli cicli, in quella con la presenza continua di *Oscillatoria* spp.

Sembra quindi possibile dedurre, dall'analisi dell'assetto fitoplanctonico, a prescindere dai livelli quantitativi, una situazione ipertrofica estivo-autunnale ed eutrofica invernale-primaverile. La situazione tende a diversificarsi nell'ultimo anno quando la classe delle Chlorophyceae assume un ruolo maggiore e viene a cessare, forse momentaneamente, il solito assetto.

C'è comunque da tenere conto che il lago esprime una dinamica stagionale nell'ambito di un processo successionale conseguente al neoinvaso, presumibilmente ancora in corso, come si può evidenziare dall' aumento del numero delle specie algali nell'arco del quinquennio (Tab. 2). È anche vero che le condizioni ambientali, in particolare quelle determinate dall'idrologia, direttamente registrate dall'andamento dei volumi d'invaso (Fig. 4), determinano situazioni diverse o fortemente condizionanti per il manifestarsi di strutture algali stabili o ripetitive. I volumi d'invaso variano infatti da un minimo di 8,9 x 10^6 m^3 nel 94-95 ad un massimo di 21,3 x 10^6 m^3 nel 92-93, con un incremento tra il primo ed il secondo anno, una situazione di stabilità nel terzo ed una flessione negli ultimi due. Parallelamente si registrano sensibili diminuzioni ed incre menti dei valori medi annuali dei parametri chimici e fisici rilevati nelle acque: negli anni di maggior invaso la temperatura risulta più bassa di circa un grado e l'ammoniaca presenta le concentrazioni più elevate; nell'ultimo ciclo, quello cioè caratterizzato dai minori volumi, si osserva il massimo della conducibilità (che presenta medie annuali progressivamente più alte) e del pH, il minimo dei nitrati e degli ortofosfati (le cui medie annuali diminuiscono dal primo all'ultimo anno) mentre l'azoto totale ed il fosforo totale subiscono un lieve incremento dopo aver raggiunto i loro minimi negli anni precedenti. È verosimile che in questo contesto anche il fitoplancton subisca il succedersi delle differenti condizioni lacustri, manifestando variazioni sia nella densità cellulare che nella composizione in specie.

Viene quindi confermato che il fitoplancton dei laghi artificiali è caratterizzato da un'alta variabilità e che per questo il suo studio comporta un alto livello di .difficoltà,

per certi versi maggiore di quello riscontrato in ambienti più stabili, nei quali non raramente è possibile individuare delle relazioni lineari tra il fitoplancton e l'ambiente (Alvarez Cobelas & Arauzo, 1994).

BIBLIOGRAFIA

Alvarez Cobelas M. & Arauzo M. 1994. Phytoplankton responses of varying lime scales in a eutropic reservoir. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.,* 40: 68-90.

Bourrelly P. 1970-1988. Les Algues d'eau douce. Initiation á la Systématique. Tome I: Les Algues vertes (1972, 562 pp); Tome II: Les Algues jaunes et brunes. Les Chrysophycées, Phéophycées, Xanthophycées et Diatomées (1981, 517 pp); Tome III: Les Algues bleues et rouges. Les Eugléniens, Peridiniens et Cryptomonadines (1970, 512 pp); Compléments Tome I: Les Algues vertes (1988, 182 pp). Société Nouvelle des Editions Boubée, Paris.

Findenegg I. 1974. Expressions of populations. In: A manual of methods for measuring primary production in aquatic environments (Vollenweider R. ed.). I.B.P. 12. Blackwell Scientific Publications. Oxford: 16-17.

Germain H. 1981. Flore des Diatomées. Diatomophycèes. Editions N. Boubée. Paris: 444 pp.

Hubert-Pestalozzi G. 1938-1983. Das Phytoplankton des Süsswassers. Systematik und Biologie. Teil 1 (1975, 342 pp), 2 Hälfte 1 (1962, 365 pp), 2 Hälfte 2 (1975, 549 pp), 3 (1968, 322 pp), 4 (1969, 1135 pp), 5 (1974, 1059 pp), 7 Hälfte 1 (1983, 1044 pp), 8 Hälfte 1 (1982, 543 pp). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

Hustedt F. 1930. Bacillariophyta (Diatomeae). In: Süsswasser-Flora Mitteleuropas. Heft 10. Reprint 1976. (Pascher A. ed.). Otto Koeltz Publishers. Koenigstein: 466 pp.

Hustedt F. 1959. The Pennate Diatoms. A translation of Hustedt's "Die Kieselalgen, 2. Teil". Otto Koeltz Publishers 1985. Koenigstein: 918 pp.

Kimmel B.L., Lind O.T. & Paulson L. 1990. Reservoir primary production. In: Reservoir Limnology: ecological perspectives (Thornton K.W., Kimmel B.L. & Payne F.E. eds). Wiley-Interscience Publication, New York: 133-193.

Luglié A., Mameli G. & Sechi N. 1996. Indagine limnologica pluriennale (dal 1991 al 1993) sul lago artificiale di Sos Canales (Sardegna Settentrionale). Atti XI Congresso A.I.O.L., 1994: 479-489.

Luglié A., Manca B. & Sechi N. 1997. Studi limnologici sul Lago Alto Flumendosa (Sardegna centrale): stato trofico^ fitoplancton. *Boll Soc. Sarda Sci. Nat.,* 31: 83-100.

O.C.D.E. 1982. Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control. OCDE. Paris.

Sechi N. 1983. Il fitoplancton e lo stato trofico di alcuni laghi artificiali della Sardegna. Atti IV Congresso A.I.O.L., 1980: 24,1-24,11.

Sechi N., Buscarinu P. & Luglié A, 1994. Limnologia del nuovo invaso del Cixerri nei primi due anni di esistenza. Atti X Congresso A.I.O.L., 1992: 201-208.

Sechi N. & Luglié A. 1989. Lo stato trofico dei laghi Mulargia e Flumendosa. Atti

Conv. Interri. "La qualità dell'acqua in Sardegna. Eutrofizzazione: cause conseguenze, rimedi.", Cagliari 1986: 131-145.

Sechi N. & Luglié A. 1992. Limnological studies on man-made lakes in Sardinia (Italy).*Mem. Ist. ital. Idrobiol.,* 50: 365-381.

Sechi N. & Luglié A. 1996. Phytoplankton in Sardinian reservoirs. *Giorn. Bot. Ital.,* 130: 977-994.

Trifonova I.S. 1988. Oligotrophic-eutrophic succession of lake phytoplankton. In: Algae and the aquatic environment (Round F.E. ed.). Titus Wilson & Son, Kendal: 107-124.

Utermöhl H. 1931. Neue Wege in der-quantitativen Erfassung des Planktons. *Verh. Int. Ver. Limnol.,* 5: 567-595.

Wetzel R.G. 1990. Reservoir ecosystem: conclusions and speculations. In: Reservoir Limnology: ecological perspectives (Thornton K.W., Kimmel B.L. & Payne F.E. eds). Wiley-Interscience Publication, New York: 227-238.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L, 1998
Piccazzo M. (ed.): 53 - 63.

MODELLING STUDIES ON THE WIND-DRIVEN DYNAMICS IN THE MEDITERRANEAN SEA

Stefano PIERINI *

Istituto di Meteorologia e Oceanografia - Istituto Universitario Navale - Napoli

RIASSUNTO

In questa nota vengono presi in rassegna risultati modellistici riguardanti aspetti diversi della dinamica indotta dal vento nel Mar Mediterraneo. Si inizia con lo Stretto di Sicilia, un sito oceanografico di importanza strategica nel Mediterraneo. Viene presentata evidenza numerica dell'eccitazione di modi topografici di Rossby da parte di anomalie di stress del vento e, come esempio, si descrive l'effettiva eccitazione di un modo normale di 2.7 giorni da venti N.M.C. Vengono inoltre brevemente descritti studi modellistici di circolazione in questo stretto in fase di sviluppo. Si passa quindi ad analizzare la dinamica indotta dal vento nel bacino Algerino-Provenzale alla luce di recenti risultati teorici che suggeriscono la possibile esistenza di onde di Rossby planetarie in questa area. La risposta ai venti N.M.C, del 1981 mette in evidenza l'effettiva generazione di onde di Rossby energetiche in corrispondenza di anomalie di vento. Infine si descrivono risultati di un modello per il trasporto integrato nell'area del Mar Tirreno, forzato sia da venti perpetui che istantanei. E' quindi discussa la variabilità stagionale e quella giornaliera.

ABSTRACT

Modelling studies on different aspects of the wind-driven dynamics of the Mediterranean Sea are reviewed. We begin with the Straits of Sicily, a strategic oceanographic site in the Mediterranean. Numerical evidence that topographic Rossby modes can be excited locally by wind stress anomalies is presented and the actual excitation of a 2.7 day normal mode by N.M.C, winds is described as an example. Furtheremore, circulation studies in this strait currently being carried out are briefly outlined. The wind-driven dynamics in the Algero-Provencal basin is then analyzed in relation with recent theoretical results that suggest the possible existence of planetary Rossby waves in this area. The response to the 1981 N.M.C, winds puts in evidence the actual generation of energetic Rossby waves by bursts of wind. Finally, results of a model for the vertically integrated transport in the Tyrrhenian Sea area with either perpetual and instantaneous wind forcing are described. The local seasonal and daily variabilties are discussed.

1. INTRODUCTION

In the Mediterranean Sea the inflow of Atlantic water through the Straits of Gibraltar the formation of Levantine intermediate water and of deep waters in different locations

---

* Nuova affiliazione: Dipartimento di Fisica, Università degli Studi dell'Aquila Via Vetoio - 67010 Coppito (L'Aquila).

and the momentum and heat fluxes through the air-sea interface are all effects that contribute to make the thermohaline and wind-driven circulation in this sea particularly complex. The seasonal and interannual variability of the general circulation was assessed by recent observations (e.g. Béthoux, 1980; Millot, 1987; Astraldi *et al.,* 1990; Robinson *et al.,* 1991; Tziperman & Malanotte-Rizzoli, 1991; Malanotte-Rizzoli *et al.,* 1997) and numerical modelling (e.g. Heburn, 1987; Stanev *et al.,* 1989; Malanotte-Rizzoli & Bergamasco, 1989 and 1991; Beckers, 1991; Pinardi & Navarra, 1993; Roussenov *et al.,* 1995; Zavatarelli & Mellor, 1995; Herbaut *et al.,* 1996; Pinardi *et al.,* 1997; Pierini & Simioli, 1998). Recently the M.A.S.T. programs of the European Commission have given an important impulse toward a deeper understanding of the functioning of the Mediterranean System by supporting projects mainly based on modelling studies (e.g. MERMAIDS and EUROMODEL). The MTP II-MATER Project is currently supporting further scientific experimental and theoretical efforts in the same direction.

The wind-driven circulation (strictly related to the momentum flux) contributes, along with the thermohaline circulation, to the global dynamics. The former is not, of course, completely decoupled from the latter, which is itself sensitive to the wind effect. However the large scale motions induced by the wind are nearly barotropic and horizontal so that investigating them requires methodologies that differ from those appropriate for the thermohaline circulation. From an experimental point of view direct current measurements, altimeter data, the use of Lagrangian drifters, etc. are required. Also for theoretical investigations specific tools can be used, and they can be simpler than those required to study the thermohaline circulation. Adiabatic models can be employed for the wind-driven vertically integrated currents under the assumption that they do not interact substantially with the thermohaline conveyor belts.

To this respect, different modelling studies are presented in this note having in common the wind (either idealized or realistic such as the "National Meteorological Center" -N.M.C.- momentum flux data) as the generating agent and the Mediterranean Sea as the oceanographic location (most of these studies have been and are supported by M.A.S.T.). We begin in Section 2 with the dynamics of the Straits of Sicily. Numerical evidence that topographic Rossby modes can be excited locally by wind stress anomalies is presented and the actual excitation of a 2.7 day normal mode by N.M.C, winds is described as an example (Pierini, 1996). Furtheremore, circulation studies in this strait currently being carried out within the MATER project are briefly outlined. In section 3 the wind-driven dynamics in the Algero-Provengal basin is analyzed in relation with recent theoretical results that suggest the possible existence of planetary Rossby waves in this area (Pierini, 1997a and 1998a). The response to the 1981 N.M.C, winds puts in evidence the actual generation of energetic Rossby waves by bursts of wind (Pierini, 1997b and 1998b). Finally, in Section 4 results of a model for the vertically integrated transport in the Tyrrhenian Sea area with perpetual and instantaneous wind forcings are described (Pierini & Simioli, 1998). The local seasonal and daily variabilties are thus discussed.

2.STRAITS OF SICILY: TOPOGRAPHIC ROSSBY MODES AND CIRCULATION STUDIES

Topographic Rossby modes (TRMs) are fundamental elements in the theory of long-pcriod tides, determining locally the structure of the tidal response (e.g. Platzman *et al,* 1981; Zahel, 1990; Ponte, 1993). However, only very recently experimental and numerical evidence was provided suggesting that such dynamical features can play a role in coastal oceanography. Miller *et al.* (1996) gave the first unambiguous experimental evidence of a TRM in a world ocean in the ridge connecting Iceland to the Faeroe islands. Modelling results (Pierini, 1996) showed that TRMs with periods ranging from 2 to 5

days can be excited in the Straits of Sicily by both wind anomalies and remote barotropic flows produced by wind and pressure fluctuations on a basin scale. Also very recently TRMs were succesfully modelled in the "Coriolis" rotating tank in Grenoble (Pierini *et al.,* 1998a and 1998b). The physical modelling of TRMs has shed light on the generating mechanisms that give rise to this kind of dynamics.

Here we review some basic results connected to the modelling work cited above. A barotropic circulation model of the central Mediterranean Sea forced by idealized wind and boundary forcings put in evidence the possible excitation of a variety of topographic Rossby modes in the area of the Straits of Sicily (Pierini, 1996). In Fig. 1 a portion of the integration domain with the area of interest is shown, along with a sequence of sea surface elevation snapshots corresponding to a 2.7 day TRM supported by the ridge connecting Tunisia with Sicily and excited by idealized winds.

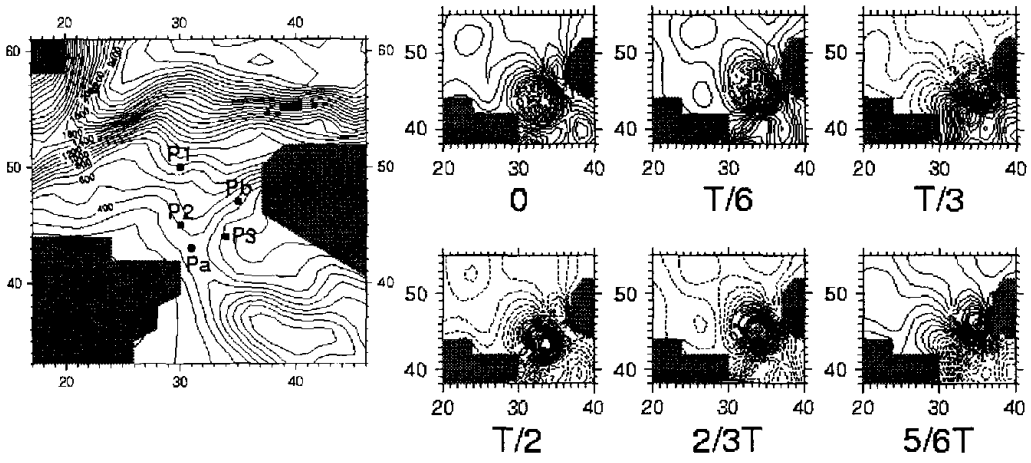


Fig. 1 - Left: portion of the domain of integration with sea depth. The points Pa and Pb are used in the cross-spectral analysis of Fig. 2. Right: snapshots of the elevation field of the TRM associated with the period T=2.7 days. A whole cycle is described at times indicated in each picture (from Pierini, 1996).

A more realistic study was carried out by forcing the model with the instantaneous 1980 N.M.C, wind data (Pierini, 1996). In Fig. 2 the spectra of the wind stress curl and of the kinetic energy of the induced currents in point P3 are shown for the periods January-February (solid line), June-July (dashed lines) and October-November (dotted lines). In winter months (solid lines) two significant peaks are present in the response at 3 and 2.7 days. The local wind stress curl has an analogous peak at 3 days but not at 2.7 days. Therefore the latter frequency is likely to correspond to a resonance of the System. In fact, such resonance is the TRM shown in its evolution in the six snapshots above. This is confirmed by the lime series (Fig. 2) of the N.M.C, wind stress curl and of the u-component of the induced currents in points Pa and Pb chosen along the theoretical propagation direction. On January 14 a spike of the wind curl can be observed. This clearly induces in both points a series of four-five free oscillations with a 2.7 period. The phase lag between the two points is in very good agreement with the one implied by the theoretical propagation velocity.

For such mesoscale motions, as for other complex energetic dynamical features, it is of great interest to investigate the corresponding transport of passive tracers To this

respect a theoretical study was carried out (Pierini & Zambianchi, 1998) aimed at analyzing, through Lagrangian methods, the transport properties produced by analytical Rossby normal modes in a circle (Pierini, 1990). Both chaotic advection (associated with Lagrangian chaos) and turbulent diffusion were analyzed, the latter being parametrized trough a random flight model (Zambianchi & Griffa, 1994).

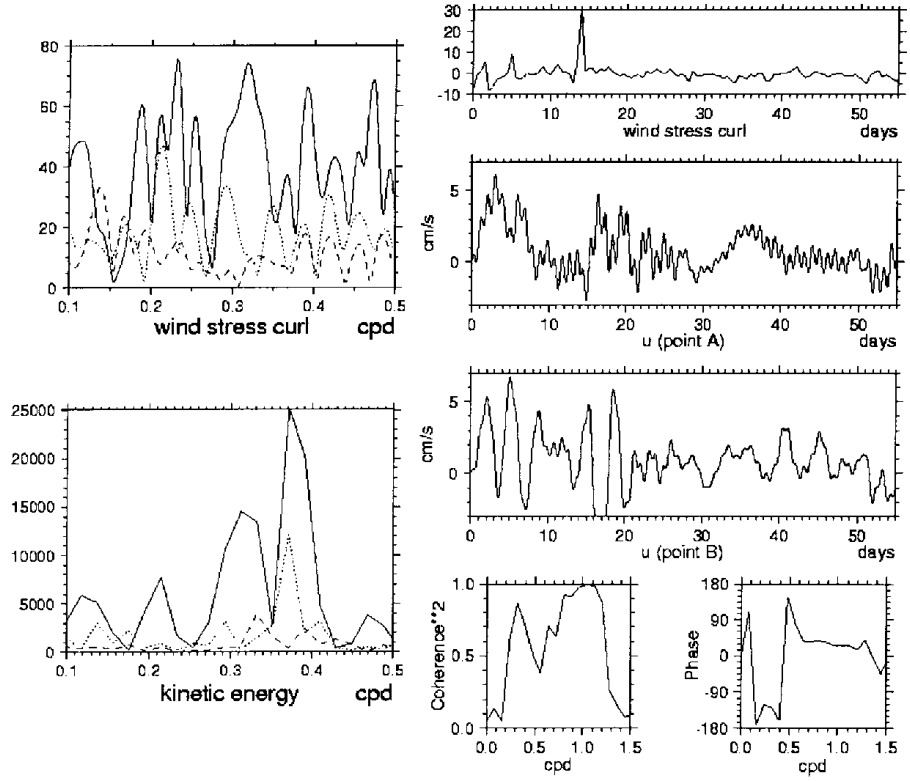


Fig. 2 - Left: spectra of the 1980 N.M.C. wind stress curl in the Straits of Sicily and of the kinetic energy of the flow in P3 (see Fig. 1) for the periods January-February (solid lines), June-July (dashed lines) and October-November (dotted lines). Right: time series of the N.M.C. wind stress curl in the Straits of Sicily (units are in 10^{-8} dyn/cm^3) and of the u component of the current velocity in Pa and Pb (see Fig. 1) for the period January-February 1980 (t=0 corresponds to the 1st of January). Squared coherence and phase of u relative to Pb and Pa for the same period (from Pierini, 1996).

We end this section by briefly introducing the ciculation modelling studies on the Sraits of Sicily being currently supported by the MAST III-MATER project of the European Commission. Apart from high frequency barotropic motions such as those described in this section, some gross features of the Mediterranean dynamics, thermodynamics and water mass formation are expected to manifest themselves in the Straits of Sicily as recognizable variabilities, recurrences, trends, peaks in the spectra, etc. This happens more significantly here than, probably, anywhere else in the Mediterranean Sea. It is therefore of great interest to identify such remote effects in the total signal in the strait, but of course, in order to do that one has to isolate them from the locally generated

dynamics. Therefore the priority is to interpret theoretically both the remotely and the locally generated dynamics. In order to achieve this, modelling is needed. Once this problem is clarified, the opposite point of view can be adopted: monitoring the Sicily Strait dynamics can give important information on some gross features of the overall Mediterranean circulation. To this respect modelling studies on the dynamics of the Straits of Sicily are being carried out about the locally generated and the remotely forced dynamics by using both layer and 3D models. The results of these studies will be the subject of a future note.

3. ALGERO-PROVENCAL BASIN: PLANETARY ROSSBY WAVES

In a recent numerical process study about the effect of topography on the structure of planetary Rossby normal modes in a box (Pierini, 1997a) it was shown that the presence of shelf and slope topographies representing larger and larger regions of intense topographic β effect leads to a progressive shift to lower frequencies of the lowest Rossby mode (because of the reduced effective length scale of the basin) accompanied by a remarkable reduction of the amplitude at resonance. For large topographic gradients covering more than 90% of the total basin area (a typical situation for the Central Ionian and the Tyrrhenian Sea, as far as the Mediterranean Sea is concerned), the existence of planetary modes and even any sign of westward propagation appears to be prevented by the overwhelming action of the topographic steering. On the other hand, regions of very small topographic gradients are present in the Mediterranean Sea (e.g. the Algero-Provencal basin west of Sardinia or the south-western Ionian Sea) for which the existence of planetary resonances, though modified by the topography, cannot in principle be ruled out.

These results were determined in the framework of an idealized process study. Now the question arises as to whether the barotropic planetary dynamics is really absent in the Tyrrhenian Sea and if it indeed plays some role in the Algero-Provencal basin, as suggested by the previous numerical results. An experimental evidence of this would require current meter measurements in the deep sea, not yet available, so at this stage numerical modelling is a valuable tool to investigate this particular aspect of the circulation.

A numerical study was therefore carried out in order to analyze the actual existence of Rossby modes in the Algero-Proven9al basin (Pierini, 1997b and 1998b). The dynamics forced by the N.M.C, winds was studied in a domain including the Western Mediterranean and part of the Ionian Sea (see Fig. 3).

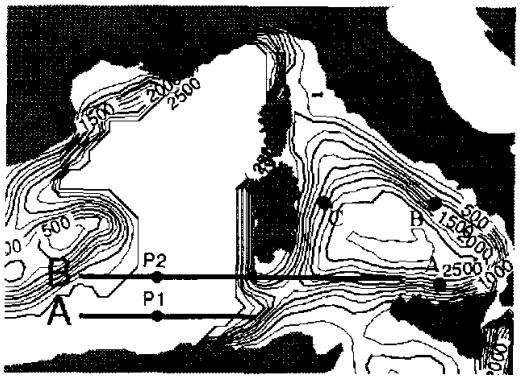


Fig. 3 - Portion of the domain of integration with sea depth.

In order to put in evidence the part of the flow that is strictly related to the Rossby dynamics-and therefore to the planetary p effect- the equations were solved with and without the term βy in the Coriolis parameter and then the difference between the two fields thus obtained was computed (we may denote this field as β-residual). In the Algero-Provencal basin a relevant β-residual signal was indeed found, the corresponding transport explaining about 30% of the total wind-driven signal.

The Hovmoller diagrams in Fig. 4 show the meridional p-residual velocity corresponding to the year 1981 along the lines specified in the integration domain. On the left of each diagram the wind stress curl in the point indicated is reported (units in 10^{-8} dyn cm^{-3}). Episodes of Rossby wave excitation and subsequent free propagation are evident

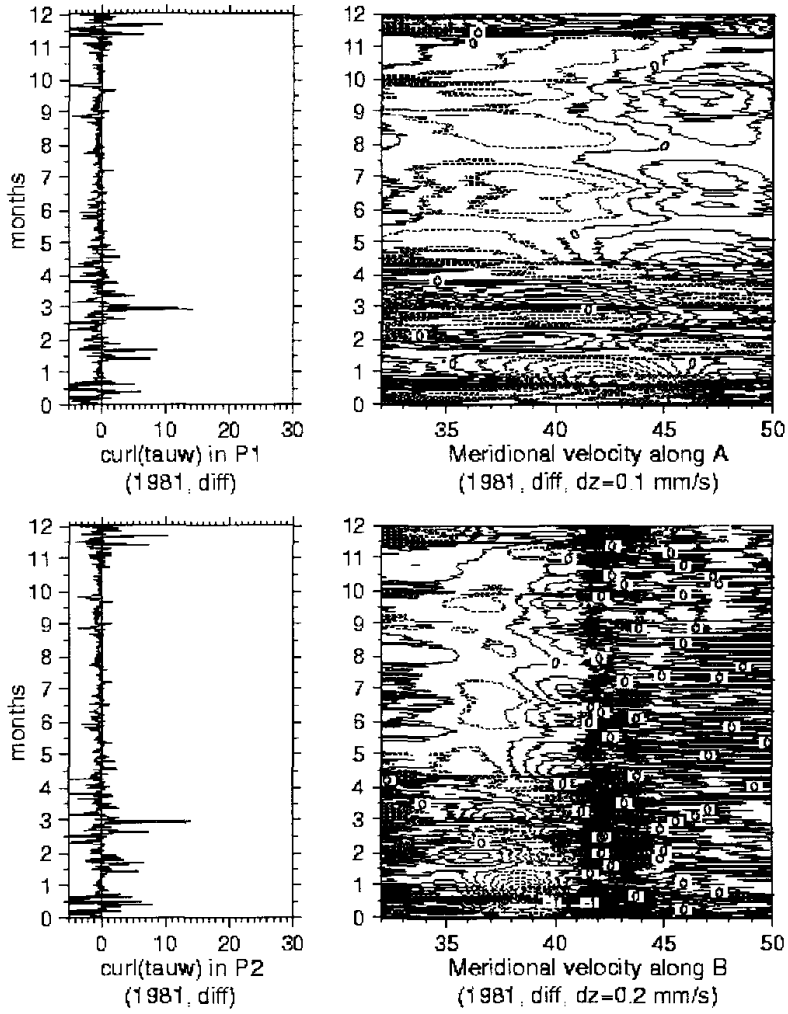


Fig. 4 - Left: N.M.C. 1981 wind stress curl in points P1 and P2 (see Fig. 3). Right: Hovmoller diagrams of the β-residual meridional velocity along lines A and B (see Fig. 3). The Rossby propagation is represented by the negative inclination of the isolines (from Pierini, 1997b and 1998b).

in the Provençal basin after all major wind stress anomalies. In the Tyrrhenian Sea, on the contrary, no Rossby wave activity is present, in agreement with the theoretical arguments described above. The Rossby propagation is represented by the negative inclination of the isolines. An approximate two-month period can be roughly estimated for the main Rossby wave episodes, in agreement with the first Rossby eigenperiod computed for a 400x800 km rectangular domain.

4. TYRRHENIAN SEA: WIND-DRIVEN CIRCULATION MODELLINO

In the framework of the MAST II-MERMAIDS project of the European Commission (Pinardi *et al.,* 1996), the wind-driven component of the circulation in the Tyrrhenian Sea area was analysed by Pierini & Simioli (1998) by means of a free-surface, barotropic primitive equation model implemented in the whole Mediterranean Sea. The N.M.C, wind data covering the period 1980-1988 were used to force the model. Both the seasonal and the high frequency variability were studied.

For the seasonal study a perpetual wind forcing was constructed by instantaneously averaging the wind stresses over the 9 years. The main features of the wind-driven climatological Tyrrhenian circulation known from data and general circulation modelling were found to be reproduced by this process model. Fig. 5 shows the Tyrrhenian perpetual wind stress curl -top left- and the stick diagrams for the perpetual year currents in the points reported in Fig. 3.

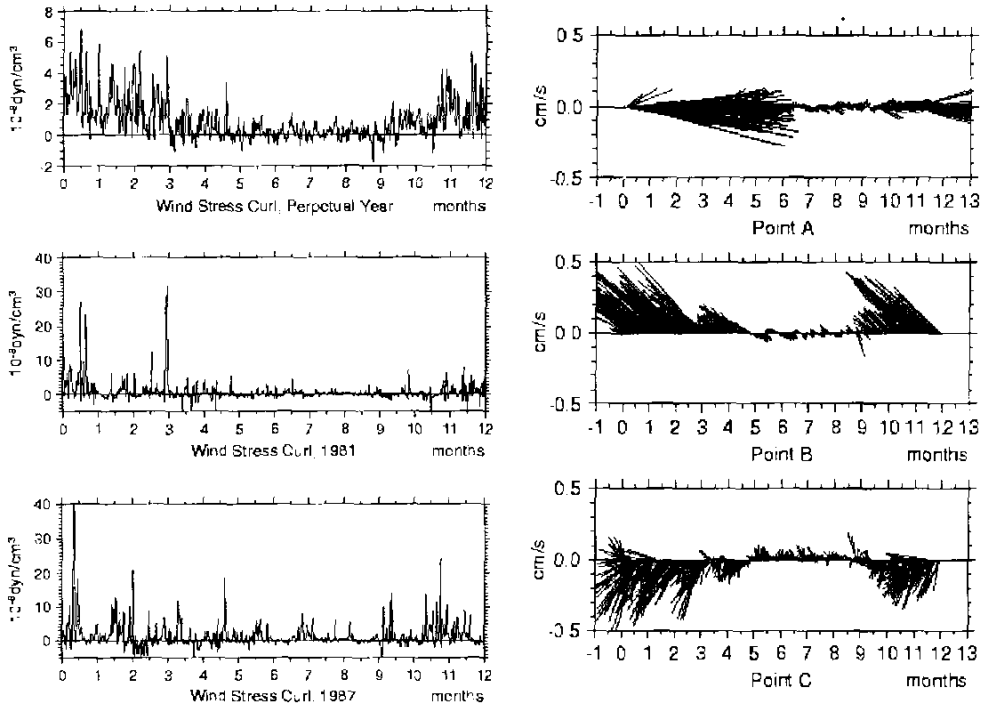


Fig. 5 - Left: N.M.C. Tyrrhenian wind stress curl for the "perpetul" year and for years 1981 and 1987. Right: stick diagrams of the perpetual year currents in the points in the Tyrrhenian Sea reported in Fig. 3 (from Pierini & Simioli, 1998).

The winter cyclonic circulation induced by the strong positive wind vorticity input evolves into a much weaker, partially reversed circulation in summer months. A mainly northward flux through the Straits of Corsica and a horizontally sheared current in the Straits of Sicily are found.

The rapid fluctuations that the wind is able to induce in the ocean were also studied. The "daily variability" was produced for the test years 1981 and 1987 by making use of the instantaneous wind forcing (Fig. 5 -center/bottom left-). The currents thus induced are up to 10 times larger than the corresponding climatological ones, with episodes of reversal over a period of few days, as can be seen in Fig. 6 where the stick diagrams for the instantaneous 1981/87 years are shown.

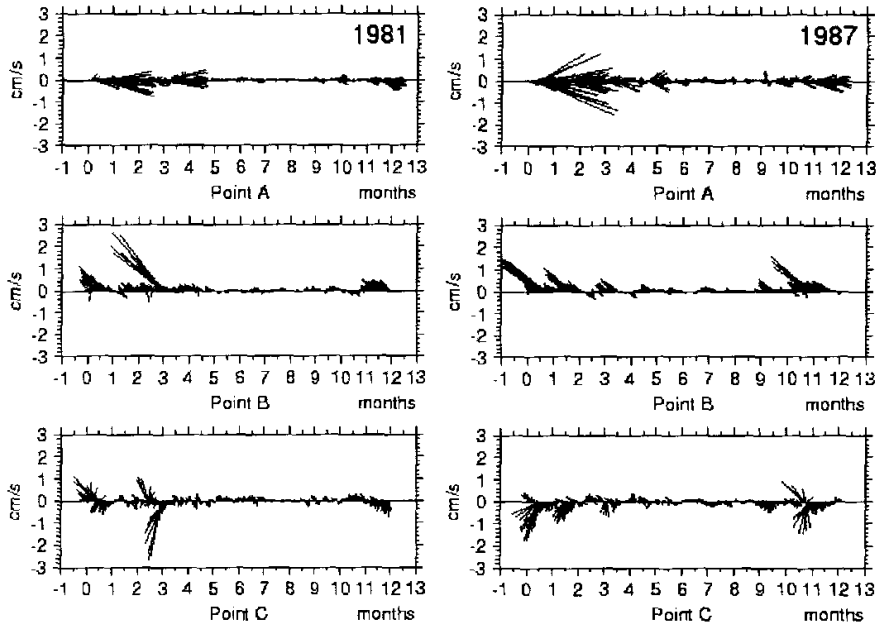


Fig. 6 - Stick diagrams of the 1981 and 1987 currents in the points in the Tyrrhenian Sea reported in Fig. 3 (from Pierini & Simioli, 1998).

In the six snapshots presented in Fig. 7 a week of particularly strong daily variability is shown. A relatively weak cyclonic circulation located in the southern part of the basin evolves toward a much stronger one embracing the whole Tyrrhenian Sea; at intermediate times an anticyclonic gyre formed on November 20 1987 in the north moves southward along the Sardinian coast and eventually looses its individuality at the end of the week. In general, the analysis of the daily variability provides a realistic picture of the character of the wind-driven circulation in thee Tyrrhenian Sea that differs considerably from the classical seasonal dynamics. On the other hand, experimental evidence is available confirming the existence of these rapid wind-driven fluctuations (e.g. Elliott, 1979; Astraldi & Manzella, 1983; Astraldi *et al.*, 1990).

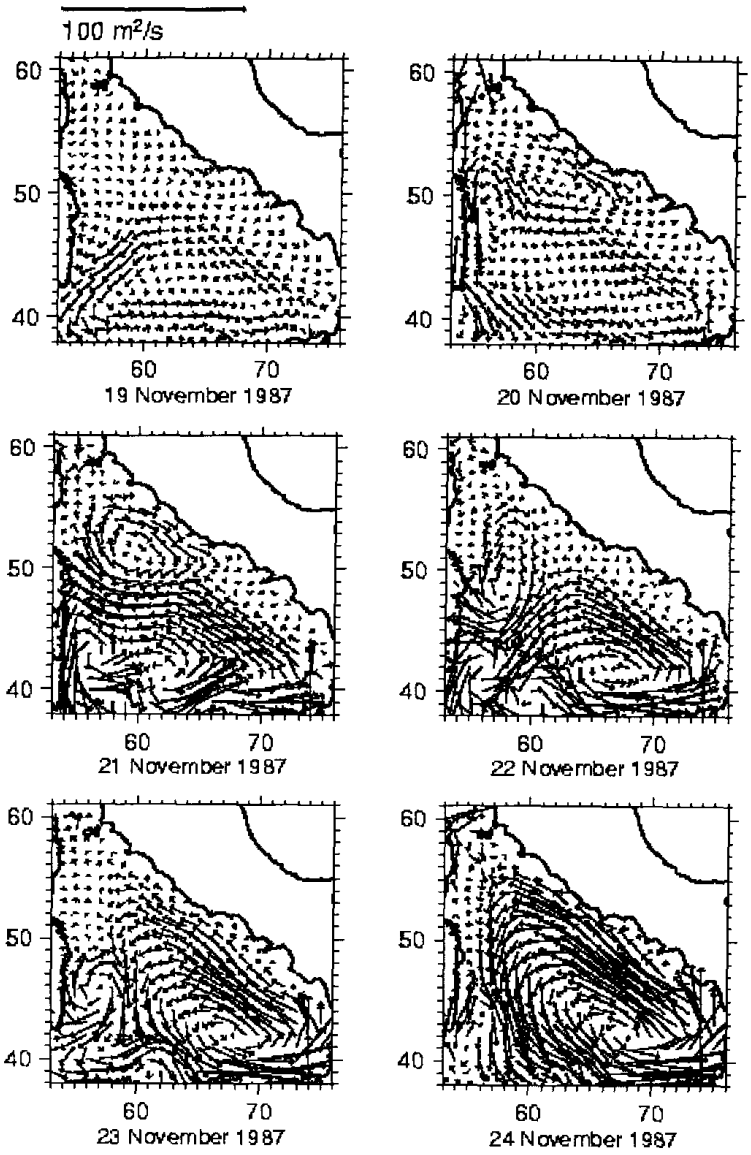


Fig. 7 - Snapshots of instantaneous transports for a week of particularly strong daily variability (from Pierini & Simioli, 1998).

ACKNOWLEDGEMENTS

The researches presented in this note have been supported by the MAST II-MERMAIDS and MAST III-MATER programmes of the European Commission and by the "Comitato Nazionale Scienze Fisiche" of the "Consiglio Nazionale delle Ricerche" of Italy.

REFERENCES

Astraldi M., Gasparini G.P., Manzella G.M.R. & Hopkins T.S. 1990. Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea. *J. Geophys. Res.,* 95: 1515-1522.

Astraldi M. & Manzella G.M.R. 1983. Some observations on current measurements on the cast Ligurian shelf, Mediterranean Sea. *Continental ShelfRes.,* 2: 183-193.

Beckers J.M. 1991. Application of a 3D model to the Western Mediterranean. *J. Marine Systems,* 1: 315-332.

Béthoux J.P. 1980. Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanol. Acta, 3:* 79-88.

Elliott A.J. 1979. Low-frequency sea level and current fluctuations along the coast of northwest Italy. *J. Geophys. Res.,* 84: 3752-3760.

Heburn G.W. 1987. The dynamics of the Western Mediterranean Sea: a wind forced case study. *Annales Geophys.,* 5B: 61-74.

Herbaut C., Mortier L. & Crépon M. 1996. A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea. Part I: The response to density forcing through the straits. *J. Phys. Oceanogr.,* 26: 65-84.

Malanotte-Rizzoli P. & Bergamasco A. 1989. The circulation of the eastern Mediterranean. Part I. *Oceanol. Acta,* 12: 335-351

Malanotte-Rizzoli P. & Bergamasco A. 1991. The wind and thermally driven circulation of the eastern Mediterranean Sea. Part II: the baroclinic case. *Dyn. Atmos. Oceans,* 15: 355-371.

Malanotte-Rizzoli P., Manca B.B., Ribera D'Alcalà M., Theocharis A., Bergamasco A., Bregant D., Budillon G., Civitarese G., Georgopoulos D., Michelato A., Sansone E., Scarazzato P. & Souvermezoglou E. 1997. A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I. *Prog. Oceanog.,* 39: 153-204.

Miller A.J., Lermusiaux P.F.J. & Poulain P.M. 1996. A topographic-Rossby mode resonance over the Iceland-Faeroe ridge. /. *Phys. Oceanogr.,* 26: 2737-2747

Millot C. 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta,* 10: 143-149.

Pierini S. 1990. A divergent quasi-geostrophic model for wind-driven oceanic fluctuations in a closed basin. *Dyn. Atmos. Oceans,* 14: 259-277

Pierini S. 1996. Topographic Rossby modes in the Strait of Sicily. *J. Geophys. Res.,* 101: 6429-6440.

Pierini S. 1997a. Westward intensified and topographically modified planetary modes. *J. Phys. Oceanogr.,* 27: 1459-1471.

Pierini S. 1997b. Numerical evidence of wind-driven planetary waves in the western Mediterranean. European Geophysical Society, XXII General Assembly, Vienna, 21/25-4-1997. *Annales Geophysicae,* Special issue.

Pierini S. 1998a. Wind-driven fluctuating western boundary currents. *J. Phys. Oceanogr.,* in press.

Pierini S. 1998b. Planetary Rossby waves in the Algero-Proven9al Basin. In preparation.

Pierini S., Fincham A., Renouard D., D'Ambrosio M. & Didelle H. 1998a. Laboratory modelling of topographic Rossby modes. European Geophysical Society, XXIII General Assembly (Nice). *Annales Geophysicae,* Special issue.

Pierini S., Fincham A., Renouard D., D'Ambrosio M. & Didelle H. 1998b. A physical model of barotropic topographic Rossby normal modes. In preparation.

Pierini S. & Simioli A. 1998. A wind-driven circulation model of the Tyrrhenian Sea area. *J. Mar. Systems,* in press.

Pierini S. & Zambianchi E. 1998. Chaotic advection and turbulent diffusion in Rossby waves in a closed basin. Submitted.

Pinardi N. & Navarra A. 1993. Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. *Deep-SeaRes.,*40*:* 1299-1326.

Pinardi N., Baretta I, De Mey P., Haines K., Bassini S., Lascaralos A., Roether W., Brasseur P., Krestenitis Y., Crise S., Pierini S., Allen I., Williams R., Vesled J. & Le Traon P.Y. 1996. Mediterranean Eddy Resolving Modelling and Interdisciplinary Studies – II. Final Scientific and Management Report 1993-1996. Contract MAS2-CT93-0055. IMGA Research Activity Note 1/1996.

Pinardi N., Korres G., Lascaralos A., Roussenov V. & Stanev E. 1997. Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophys. Res. Letters,* 24: 425-428.

Plalzman G.W., Curlis G.A., Hansen K.S. & Slater R.D. 1981. Normal modes of the world ocean. Part II: Description of modes in the period range 8 lo 80 hours *J. Phys. Oceanogr.,* 11: 579-603.

Ponte R.M. 1993. Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure. *Dyn. Atmos. Oceans,* 18: 209-234.

Robinson A.R., Colnaraghi M., Leslie W.G., Artegiani A., Hecht A., Lazzoni E., Michelato A., Sansone E., Theocharis A. & Unlüata U 1991. Structure and variability of the Eastern Mediterranean general circulation. *Dyn. Atmos. Oceans,* 15:215-240.

Roussenov V., Stanev E., Anale V. & Pinardi N. 1995. A seasonal model of the Mediterranean Sea generai circulalion. *J. Geophys. Res.,* 100: 13,515-13,538.

Stanev E.V., Friedrich H.J. & Bolev S. 1989. On the seasonal response of itermediate and deep water lo surface forcing in the Mediterranean sea. *Oceanol. Acta,* 12: 141-149.

Tziperman E. & Malanotte-Rizzoli P. 1991. The climatological seasonal circulation of the Mediterranean Sea. *J. Marine Res.,* 49: 411-434.

Zahel W. 1990. The influence of ocean and solid earth parameters on Oceanic eigenoscillalions, tides and tidal dissipation. *Geophys. Monograph* (I.U.G.G and A.G.U.), 59: 33-41.

Zambianchi E. & Griffa A. 1994. Effects of finite scales of turbulence on dispersion estimates. *J. Mar. Res.,* 52: 129-148.

Zavalarelli M. & Mellor G.L. 1995. A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *J. Phys. Oceanogr.,* 25: 1384-1414.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 65-75.

CARATTERIZZAZIONE DEL PARTICELLATO ORGANICO SOSPESO NELLO STRETTO DI MESSINA IN RELAZIONE ALLE CONDIZIONI IDROLOGICHE

Paolo POVERO[1], Alessandra ACCORNERO[2], Cristina MISIC[l], Elio PASCHINI[3]

[1]Istituto di Scienze Ambientali Marine, Università di Genova
[2]Istituto di Meteorologia e Oceanografia, IUN Napoli
[3]IRPEM, CNR Ancona

ABSTRACT

Distribution and main features of organic particulate matter were studied in the Straits of Messina during spring 1991, in the frame of the R/V Cariboo multidisciplinary oceanographic cruise. Sampling was carried out on 14 stations, placed along a North-South transect from Tyrrhenian to Ionian Sea and next to the Sicilia and Calabria coasts.

The distribution of organic particulate matter in the surface layer along the North-South transect pointed out lower mean concentrations in the central zone of the Straits (POC 18 µgC/l, PON 30 µgN/l DNA 1.6 (µg/l) than in the whole studied area (POC 44-57 µgC/l, PON 6-8 µgN/l DNA 3.17-3.84 µg/l in the extreme stations of the transect), confirming the strong influence of hydrological instability on production and accumulation of organic matter. Moreover, the qualitative analysis suggested a significant metabolic activity of particulate organic matter in the central area, which is likely to be connected to degradation processes. Next to the coast, 4-6 hours lime series were carried out in relation to tide fluxes, which allowed to focus on the tight link between particulate organic matter and the different Tyrrhenian and Ionian water masses.

1. INTRODUZIONE

La sostanza particolata sospesa costituisce, negli ecosistemi marini, un comparto estremamente importante all'interno del quale la materia organica può essere prodotta, consumata e trasformata (Finenko & Zaika, 1970, Fabiano *et al.,* 1993); inoltre le particelle possono essere intese come vettori di materia ed energia sia per altri comparti trofici sia nello scambio tra zona superficiale (eufotica) e strati più profondi della colonna d'acqua (Smetacek, 1984; Wangersky, 1984). Questi aspetti conferiscono alla sostanza sospesa un ruolo fondamentale nel bilancio energetico e nella determinazione delle vie preferenziali di consumo delle risorse disponibili da parte delle comunità,

rendendo quindi il particellato organico un descrittore efficace per la caratterizzazione trofica ed ambientale degli ecosistemi marini (Azam & Ammerman, 1982; Hansen *et al.,* 1992).

Negli ultimi decenni diverse ricerche sono state condotte nell'area dello Stretto di Messina per determinare il funzionamento di tale ecosistema, sia valutandone gli aspetti biotici ed abiotici, sia cercando di definirne le interrelazioni. I peculiari fenomeni idrodinamici che si verificano nello Stretto esercitano la loro influenza sulla produzione della materia organica e sulla sua utilizzazione, sulla biomassa e sui trasferimenti sia dello zooplancton che degli organismi batiali tra i bacini ionico e tirrenico, determinan do particolari sviluppi del ciclo del carbonio.

In quest'ambito il presente studio si propone di caratterizzare il materiale organico particellato, che risulta in questa zona poco conosciuto sia dal punto di vista quantitativo che qualitativo, al fine di poter fornire informazioni utili per la comprensione dei processi ecologici dello Stretto in relazione alla dinamica delle masse d'acqua. A tale scopo sono state effettuati campionamenti per la determinazione del carbonio ed azoto organici particellati (POC e FON), parametri comunemente utilizzati per valutare e caratterizzare la sostanza organica sospesa nelle acque (Smetacek & Hendrikson, 1979; Wangersky, 1984; Fabiano *et al.,* 1988; 1993; Fabiano & Povero, 1992) e degli acidi nucleici (DNA e RNA), che possono fornire indicazioni sullo stato funzionale, sulla natura e sulle caratteristiche del particellato organico (Holm-Hansen *et al.,* 1968; Holm-Hansen, 1969; Bamstedt & Skjoldal, 1980; Karl, 1981 ; Danovaro *et al.,* 1995).

2. MATERIALI E METODI

2.1. Campionamento ed area di studio

I campionamenti sono stati effettuati a bordo della N/O Cariboo dal 9 al 15 aprile 1991 su un totale di 14 stazioni (Fig. 1), di queste 12 (T1÷T12) sono state poste lungo un transetto nord-sud dal Mar Tirreno allo Ionio. In altre due stazioni, site rispettivamente in prossimità della costa siciliana, all'altezza di Ganzirri (stazione B), e vicino alla costa calabra, di fronte a Punta Pezzo (stazione C), sono stati effettuati campionamenti ogni 4-6 ore in corrispondenza delle diverse fasi di marea scendente o montante, per una durata complessiva di 24 ore.

I prelievi sono stati effettuati utilizzando un *rosette sampler* della General Oceanics, attrezzato con bottiglie Niskin da 10 litri, unitamente ad una sonda multiparametrica CTD Neil Brown Mk III per l'acquisizione dei dati fisici (temperatura e salinità). Le quote di campionamento, fino ad un massimo di 13 per stazione, sono state distribuite dalla superficie al fondo, intensificando il campionamento nella zona fotica (6 quote).

I campioni d'acqua raccolti per le analisi del particellato sono stati immediatamente prefiltrati su retino con maglia di 200 µm e quindi filtrati su membrane Whatman GF/C preventivamente calcinati in muffola a 450 C per 4 ore. Dopo la filtrazione i filtri sono stati conservati in congelatore (-20 °C) fino al momento dell'analisi.

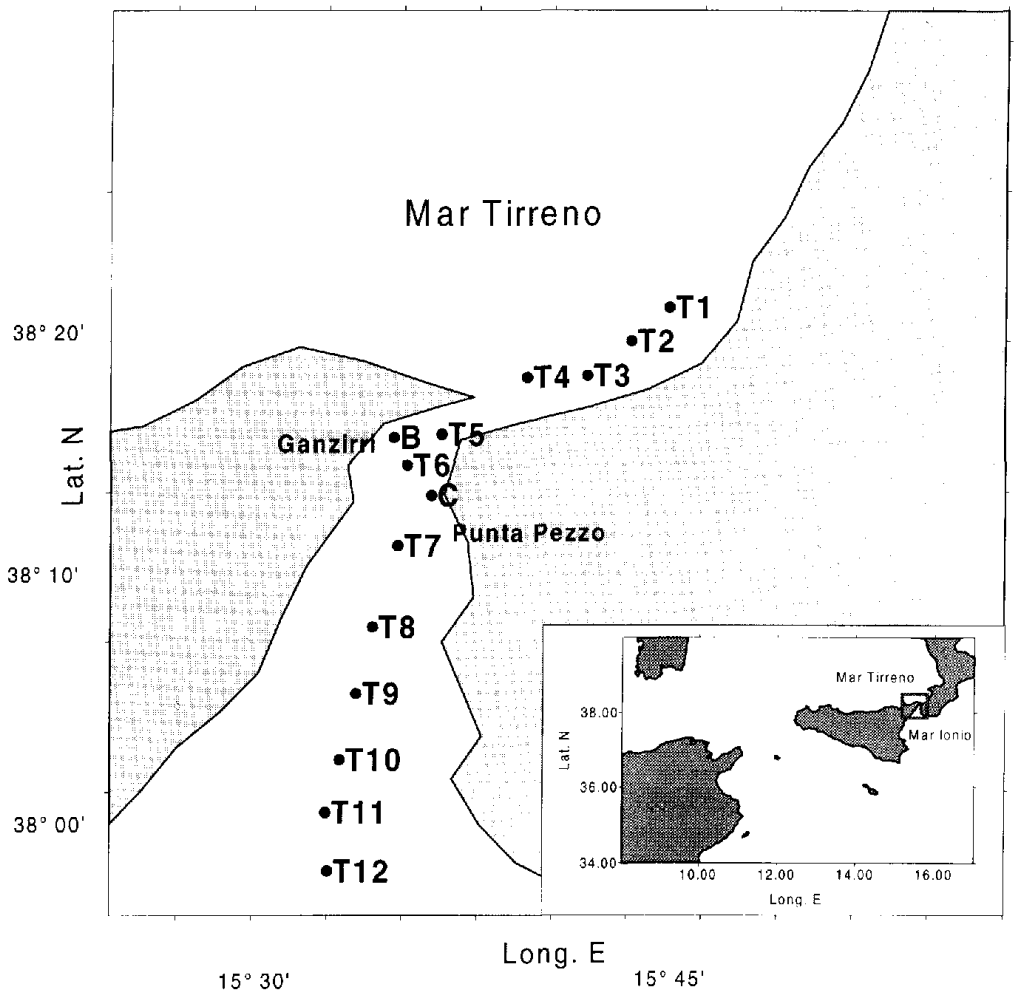


Fig. 1 - Area di campionamento

2.2 Procedure analitiche

Le concentrazioni di POC e FON sono state determinate utilizzando un CHN autoanalyzer Carlo Erba CHNS-O E A 1108 Elemental Analyzer. Per rimuovere i carbonati, i filtri sono stati esposti prima dell'analisi a fumi di HC1 concentrato (Hedges & Stern, 1984). Come standard è stato usato il cicloesanone-2,4-dinitrofenilidrazone.

L'estrazione e la determinazione spettrofotometrica degli acidi nucleici sono state eseguite secondo il metodo di Lukavsky *et al.* (1973), parzialmente modificato da Zachleder (1984). Le stime degli acidi nucleici totali (TNA) e del DNA sono state effettuate utilizzando un UV Visible Spectrophotometer Varian DMS 90. Il contributo in RNA è stato calcolato mediante l'equazione: RNA(µg/l)=TNA(µg/l) - DNA (µg/l).

3. RISULTATI

3.1. Parametri quantitativi

In tutte le stazioni esaminate (T1÷T12, B e C) le concentrazioni di sostanza organica particellata (POC < 85 µgC/l e PON < 12 µgN/l) sono uguali o mediamente inferiori a quelle osservate in altre aree mediterranee (Finenko & Zaika, 1970; Fabiano *et al.,* 1986; Albertelli & Fabiano, 1988; Faganeli *et al.,* 1989; Fabiano & Povero, 1992; Povero *et al.,* 1992; Danovaro *et al.,* 1994).

Nello strato 0-100 m l'analisi quantitativa del particellato mostra, in corrispondenza di una diminuzione dei valori di temperatura e salinità (Fig. 2), concentrazioni molto basse a livello della zona centrale della soglia (pari a 18.7 µgC/l, 2.2 µgN/l e 1.1 µg DNA/l nella stazione T5) che tendono ad incrementare spostandosi:

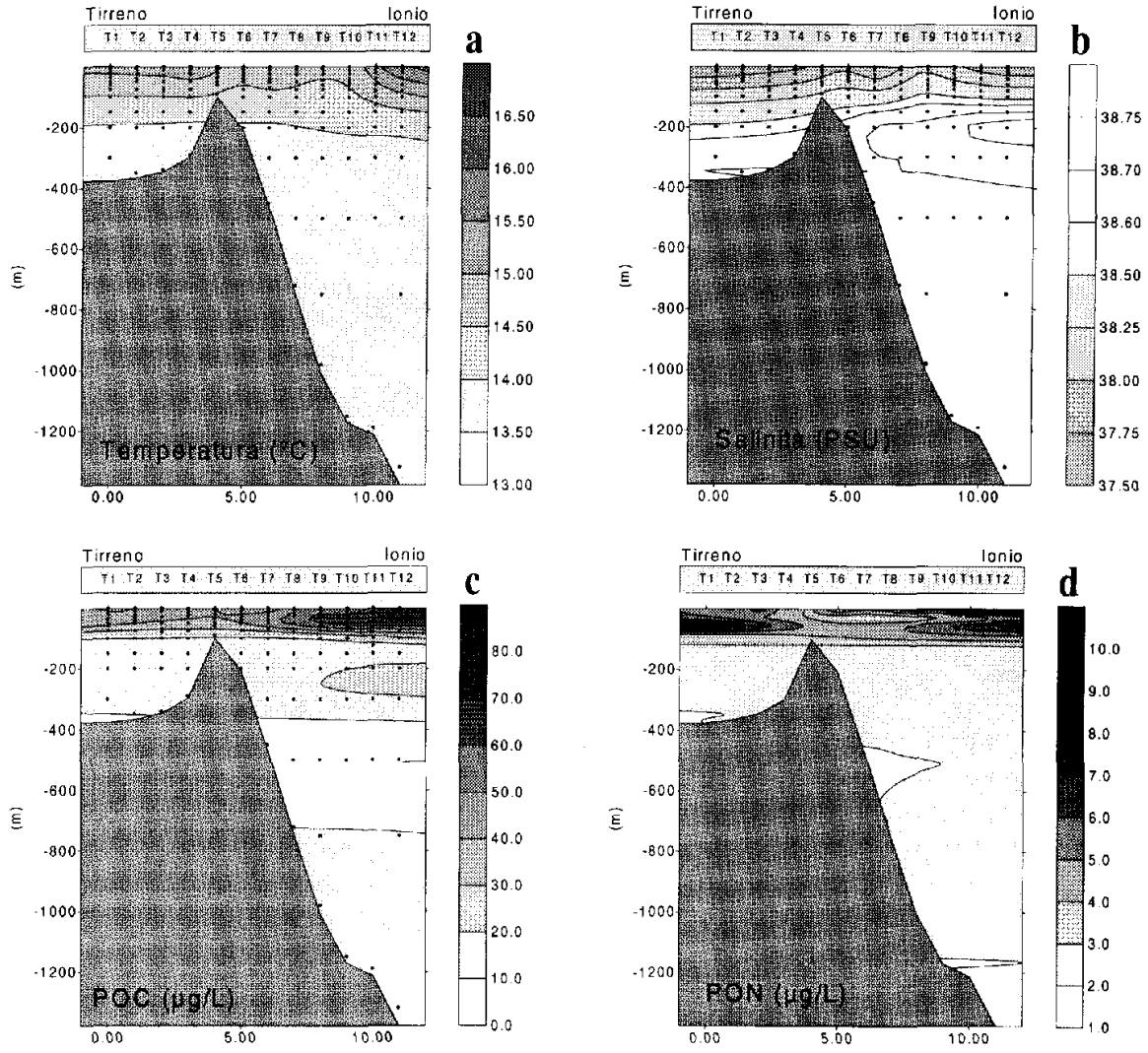


Fig. 2 - Profili di temperatura (a), salinità (b), POC (c) e PON (d) lungo il transetto T1-T12

- dalla soglia verso le zone più periferiche dello Stretto, sia in direzione del Tirreno che dello Ionio con un aumento significativo del POC e del FON sino a valori medi di 43.9 µgC/l e 6.4 µgN/l nella stazione tirrenica TI e di 56.5 µgC/l e 7.8 (µgN/l nella stazione ionica T12. E DNA presenta nella zona tirrenica una valore medio pari a 3.2 µg/l ed in quella ionica di 3.8 µg/l;
- in prossimità della costa calabra (staz. C) con valori medi pari a 29.7 µgC/l, 4.2 µgN/l e 6.7 µg DNA /l e di quella siciliana (staz. B) con valori di 32.9 (µgC/l, 4.9 µgN/l e 6.9 µg DNA/l.

Al di sotto dei 100 m di profondità, lungo l'asse longitudinale dello stretto (transetto T), non si osservano variazioni significative nelle concentrazioni del particellato che presenta valori per il PON inferiori o uguali a 4 µgN/l, per il POC inferiori a 20 µgC/l (Figg. 2c e 2d) e per il DNA minori di 2 µg/1 . Nell'area ionica (stazioni T9÷T12) è stato osservato un aumento delle concentrazioni di POC (fino a circa 30 µgC/l) alla profondità compresa tra i 200 ed i 300 m di profondità in relazione ad un aumento di salinità (38.7-38.8 PSU), indicativo della presenza di acque levantine (De Domenico, 1987; Cortese & De Domenico, 1990, De Domenico *et al.,* 1995) (Figg. 2d e 2b).

3.2. Parametri qualitativi

Al fine di ottenere una caratterizzazione qualitativa del particellato sono stati presi in esame diversi rapporti tra i parametri biochimici studiati (C:N, DNA:POC, RNA:DNA). Il DNA:POC è stato utilizzato per la valutazione della componente più facilmente utilizzabile dai consumatori (frazione labile), può fornisce informazioni sul possibile ruolo del particellato negli scambi energetici e di materiali con gli altri comparti dell'ecosistema (Newell, 1983; Fabiano *et al.* 1997); il rapporto RNA:DNA è stato utilizzato per la valutazione del grado di attività metabolica del particellato (Dortch *et al.,* 1983).

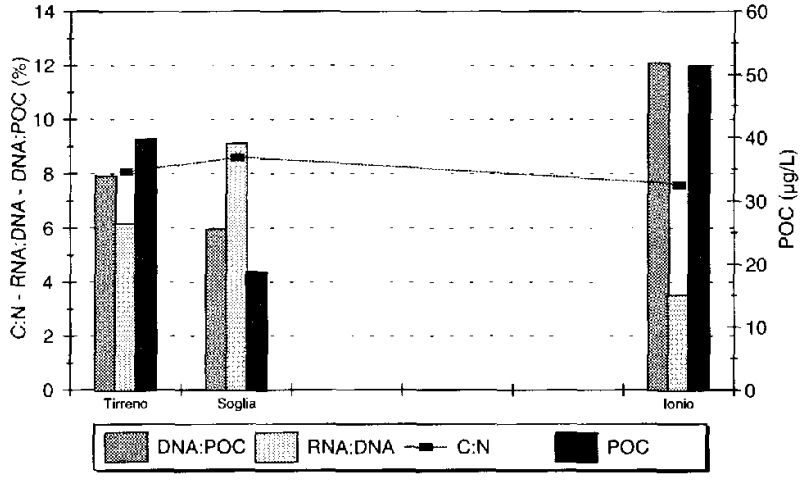


Fig. 3 - Valori medi integrati per i 100 m superficiali dei rapporti qualitativi in relazione alla concentrazione di sostanza organica

L'esame di questi tre indici nello strato 0-100 m (valore medio integrato) è strettamente legato alle diverse aree del transetto nord-sud (tirrenica, ionica e soglia) (Fig. 3) analogamente a quanto riscontrato con l'analisi dei parametri quantitativi.

In particolare nella zona della soglia è stato osservato il più basso rapporto DNA:POC e contemporaneamente i maggiori rapporti C:N e RNA:DNA.

Il rapporto RNA:DNA presenta tendenzialmente un andamento opposto a quello del DNA:POC, con i valori massimi in prossimità della soglia, valori più bassi nelle stazioni tirreniche e minimi nella zona ionica.

La tendenza all'aumento del rapporto DNA:POC si riscontra anche negli strati più profondi spostandosi verso il Tirreno (valore medio pari al 10%) e lo Ionio (valore medio pari al 15%).

4. DISCUSSIONE

Nell'area dello Stretto la soglia, come già evidenziato da diversi autori (De Domenico *et al.,* 1988; Magazzù *et al.,* 1995) rappresenta senza dubbio un punto chiave. Si osserva infatti l'instaurarsi di un gradiente spaziale da costa e dalla periferia dello stretto (Tirreno e Ionio) verso la zona centrale della soglia, dove il particellato mostra modeste concentrazioni (valore medio integrato di POC lungo tutta la colonna d'acqua pari a 18.7 µgC/l nella stazione T5).

La tendenza all'aumento delle concentrazioni di particellato in prossimità delle coste (stazioni B e C) è probabilmente dovuta ad un effetto di accumulo dovuto alle caratteristiche della circolazione (Bohm *et al.,* 1987) ed all'eventuale apporto da parte di zone urbane costiere.

La povertà della zona centrale, già evidenziata da diversi autori sulla base dei valori di produzione primaria, di clorofilla-a e sull'osservazione delle comunità fitoplanctoniche (Magazzù & Andreoli, 1971; De Domenico *et al.,* 1988; Marino & Zingone, 1995; Magazzù *et al.,* 1995), è presumibilmente da imputarsi a cause diverse, tra le quali gli apporti di acque profonde.

I risultati relativi alle serie temporali effettuate sulle stazioni B e C permettono di evidenziare come la dinamica delle masse d'acqua sia in grado, in quest'area, di influenzare il particellato sospeso sia da un punto di vista quantitativo che qualitativo. Tale relazione risulta maggiormente evidente nella stazione B, dove i campionamenti hanno avuto luogo immediatamente dopo il punto di massima della marea (Fig. 4), mentre è meno evidente alla stazione C, dove i prelievi sono stati effettuati in corrispondenza della fase di inversione della marea, quando la divisione delle masse d'acqua trasportate dai flussi marcali è meno netta e sono presenti fenomeni di mescolamento più intensi.

Nella stazione B, durante la fase montante si è osservato al di sotto dei 25 m di profondità un aumento dei valori di salinità (Fig. 4b) e una diminuzione di quelli di temperatura (Fig. 4a) in relazione all'apporto di acque ioniche provenienti da strati più profondi. Tale situazione determina una forte diminuzione delle concentrazioni di POC e PON. In superficie le più elevate concentrazioni di sostanza organica sono da

relazionare al mescolamento con acque superficiali ioniche più ricche trasportate dalla marea montante.

.

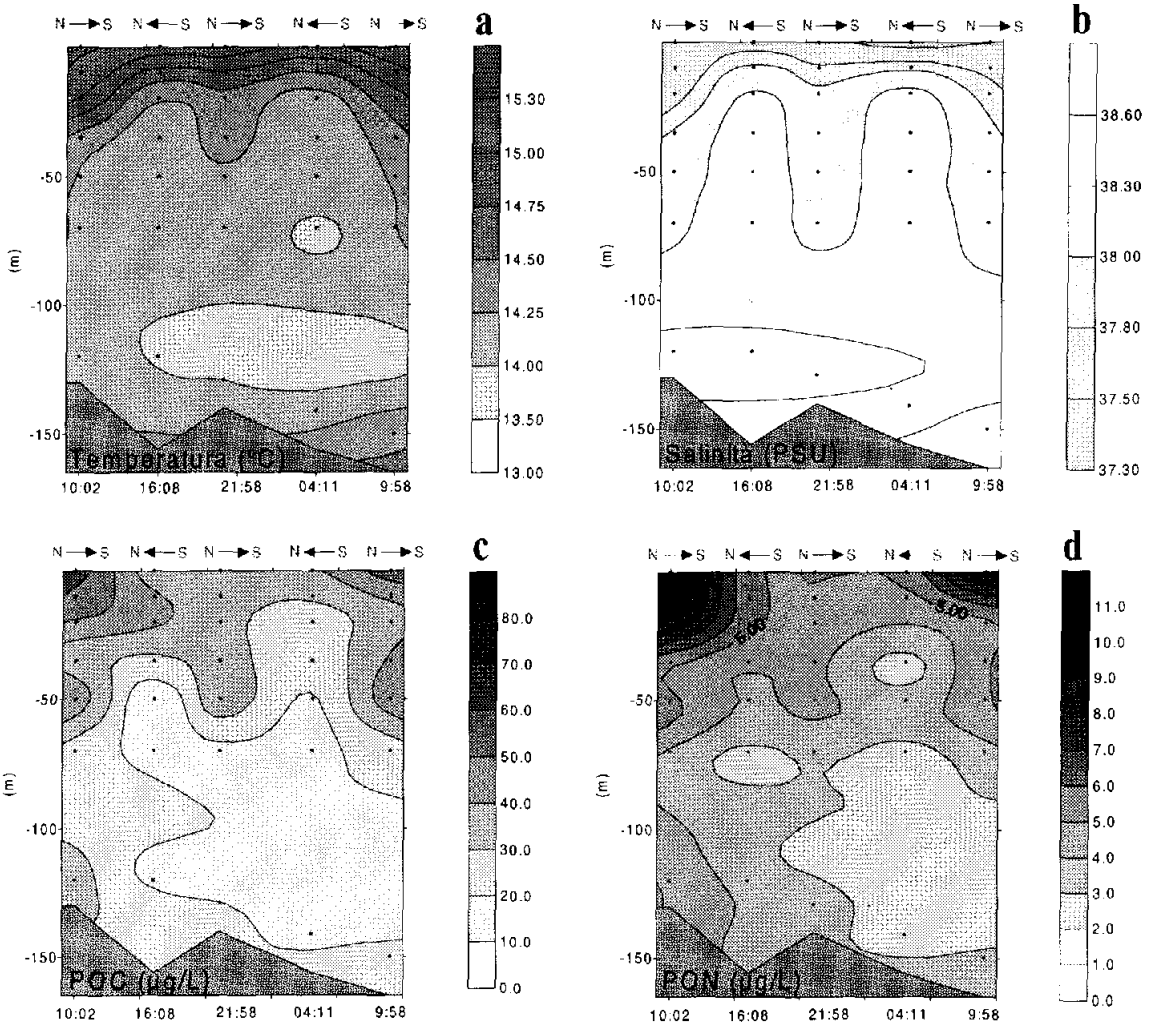


Fig. 4 - Andamenti di temperatura (a), salinità (b), PON (c) e POC (d) nella serie temporale della stazione B

Durante la fase montante, quindi, la distribuzione del particellato alla stazione B sembra risentire esclusivamente di acque ioniche: superficiali per via della marea montante, e profonde per effetto della risalita lungo la scarpata meridionale della soglia.

Durante la fase scendente della marea le concentrazioni di particellato (Figg. 4a e 4b) risentono degli apporti tirrenici, con possibili fenomeni di mescolamento prevalentemente con acque tirreniche superficiali, più ricche di particellato. E' anche possibile ipotizzare a livello della soglia un eventuale accumulo/caduta di materiale particellato dagli strati superficiali di origine tirrenica a quelli più profondi, in relazione all'instaurarsi di una zona frontale con le acque ioniche in risalita.

Anche l'analisi dei parametri qualitativi rivela lo stesso tipo di relazione con le diverse fasi della marea. Nei campionamenti eseguiti in concomitanza con la marea montante si ritrovano infatti le percentuali più elevate di sostanza organica labile e bassi valori del rapporto RNA:DNA, in particolare in corrispondenza delle zone al di sotto dei 25 m di profondità dove più marcato risulta l'apporto dovuto alle acque ioniche in risalita lungo la soglia.

Una caratteristica idrologica determinante dello Stretto sono i fenomeni di turbolenza, particolarmente accentuati in prossimità della soglia (De Domenico, 1987, Bignami & Salusti, 1990; Battaglia *et al.,* 1995; Mesetti, 1995). L'intenso idrodinamismo agisce come fattore limitante per i processi produttivi (Magazzù & Andreoli, 1971; Marino & Zingone, 1995) e di consumo (Guglielmo, 1976; Aubert *et al.,* 1989; Acosta Pomar *et al.,* 1991; Sparla, 1991) della materia organica, alterando i normali flussi di materia ed energia e rendendo quindi il sistema estremamente instabile e sensibile alle perturbazioni esterne.

Nella zona centrale della soglia, dove si osservano le minori concentrazioni della frazione labile del particellato come mostrato dal rapporto DNA:POC (Fig. 3), l'attività metabolica (RNA:DNA) risulta più elevata. Il differente andamento dei rapporti considerati suggerisce la presenza di organismi estremamente attivi, caratterizzati da elevato turn-over, con una minore capacità di contribuire significativamente al particellato in termini di biomassa, e soprattutto di sostanza organica labile. Questa ipotesi si trova in accordo con quanto osservato da Marino & Zingone (1995), che in quest'area hanno riscontrato la presenza di un gran numero di specie fitoplanctoniche opportuniste, a rapida crescita ed elevato turn-over. Inoltre, secondo quanto riportato da altri Autori (Furhman, 1987; Cho & Azam, 1988; Dortch & Packard, 1989), organismi con tali caratteristiche (bassi valori di biomassa, rapido ricambio) sono tipici di situazioni ad elevato stress ambientale. I bassi valori di sostanza organica labile possono essere dovuti da un lato ad oggetti ve difficoltà di produzione, dovute all'impossibilità di sfruttare appieno le risorse disponibili (nutrienti e luce, Magazzù & Andreoli, 1971; Marino & Zingone, 1995), dall'altro ad attivi processi di decomposizione, capaci di fornire ad organismi specializzati ed adattabili come i batteri i substrati disponibili per la crescita e la replicazione (Azam *et al.,* 1992; De Domenico, 1995), giustificando l'alto rapporto RNA:DNA e suggerendo il consumo della frazione labile evidenziato dall'innalzamento del rapporto C:N.

BIBLIOGRAFIA

Acosta Pomar M.L.C., Bruni V. & Maugeri T. 1991. Distribuzione del picoplancton in relazione alle masse d'acqua nello Stretto di Messina. *Mem. Biol. Mar. Oceanogr.,* 18: 5-21.

Albertelli G.C. & Fabiano M. 1988. Caratteristiche trofiche di una stazione costiera in Mar Ligure. *Atti Vili Congr. A.I.O.L.,* Pallanza, 1-3 Giugno 1988, 59-66.

Aubert M. & Magazzù G. 1989. Mers d'Europe: Etudes hydrologiques, chimiques et biologiques. Premier Tome: Detroit de Messine. *Revue Internationale d'Oceanographie Medicale,* 55-56: 1-88. C.E.R.B.O.M. Institut National de la Santè et de la Recherche Médicale, Nice.

Azam F. & Ammerman J.W. 1982. Cycling of organic mailer by bacterioplancton in pelagic marine ecosystems. In: Flow of Energy and Materials in Marine Ecosystems, 345-360.

Azam F., Smith D.C. & Caducei A.F. 1992. Bacterial transformation and transport of organic matter in the Southern California Bight. *Prog. Oceanogr.,* 30: 151-166.

Bamstedt U. & Skjoldal H.R. 1980. RNA concentration of zooplankton: relationship with size and growth. *Limnol. Oceanogr.,* 25: 304-316.

Battaglia M., Caserta A. & Salusti E. 1995. Transient phenomena in the Strait of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem, Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 31-48.

Bignami F. & Salusti E. 1990. Tidal currents and transient phenomena in the Strait of Messina: a review. In: The Physical Oceanography of Sea Straits (Pratt L.J. ed), Kluver Academy Publishers, Netherlands: 95-124

Bohm E., Magazzù G., Wald L. & Zoccolotti L.M. 1987. Coastal currents on the Sicilian shelf south of Messina. *Oceanol. Acta,* 10 (2): 137-142.

Cho B.C. & Azam F. 1988. Heterotrophic bacteriopalnkton production mesurement by the tritiated thymidine incorporation method. *Arch Hydrobiol Beihft,* 31:153-162.

Cortese G. & De Domenico E. 1990. Some considerations on the Levantine Intermediate Water distribution in the Straits of Messina. *Boll. Oceanol. Teor. Appi,* 1 (3): 197-207.

Danovaro R., Fabiano M. & Albertelli G. 1995. Possible use of RNA:DNA ratio for detecting oil induced disturbance: a field report. *Chem. and Ecol,* XI 1-10.

Danovaro R., Povero P., Diviacco G., Fabiano M. & Giani M. 1994. Indagine ambien tale sull'area marina costiera antistante la piana di Albenga (Liguria Occidentale). 2. Sostanza organica Particellata e Batteri. *Biol. Mar. Medit.,* 1(1): 57-62.

De Domenico E. 1987. Caratteristiche fisiche e chimiche delle acque nello Stretto di Messina. *Doc. et Trav. I.G.A.L.,* 11: 225-235.

De Domenico M. 1995. Distribution of microbial heterotrophic communities in the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 145-154.

De Domenico E., Cortese G. & Pulicanò G. 1995. Chemical characteristics of waters in the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem, Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 155-168.

De Domenico M., Cortese G., Pulicanò G. & De Domenico E. 1988. Variazione spazio-temporale di nutrienti, clorofilla e carica microbica nelle acque dello Stretto di Messina. *Atti Vili Congr. A.I.O.L.,* Pallanza, 1-3 Giugno 1988, 337-355.

Dortch Q. & Packard T.T. 1989. Differences in biomass structure between oligotrophic and eutrophic marine ecosystems. *Deep Sea Res.,* 36: 223-240.

Dortch Q., Roberts T.L., Clayton J.R. Jr. & Ahmed S.I. 1983. RNA/DNA ratios and DNA concentrations as indicators of growth rate and biomass in planktonic marine organisms. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 13: 61-71

Fabiano M., Baffi F., Povero P. & Frache R. 1988. Particulate Matter in the Genoa Gulf (Summer 1983). *Boll. Oceanol. Teor. Appl,* VI (1): 35-41.

Fabiano M. & Povero P. 1992. Particulate Carbon and Nitrogen in Ligurian Coastal Waters (October 1985). *Boll. Oceanol. Teor. Appl.,* X (1): 64-71.

Fabiano M., Povero P. & Danovaro R. 1993. Distribution and composition of particulate organic matter in the Ross Sea (Antarctica). *Polar Biol.,* 13: 525-533.

Fabiano M., Povero P., Danovaro R. & Misic C. 1997. Particulate organic matter composition in a semi-enclosed periantarctic System: the strait of Magellan. *Scientia Marina* (submitted).

Faganeli J., Gacic J.M., Malej A. & Smodlaka N. 1989. Pelagic organic matter in the Adriatic Sea in relation to winter hydrographic conditions. *J. Plankt. Res.* 11 (6): 1129-1141.

Finenko Z.& Zaika V.E. 1970. Particulate Organic Matter and its role in the Productivity of the Sea. In: Marine Food Chains (Steele H. ed.): 32-44.

Furhman J.A. 1987. Close coupling between release and uptake of dissolved free amino acids in seawater studied by an isotope dilution approach. *Mar. Ecol. Prog Ser,* 37: 45-52.

Guglielmo L. 1976. Distribuzione dei Chetognati nell'area geografica dello Stretto di Messina. *Pubbl. Staz. Zool. Napoli,* 40: 34-72.

Hansen J.A., Klumpp D.W., Alongi D.M., Dayton P.K. & Riddle M.I. 1992. Detrital pathways in a coral reef lagoon. *Mar. Biol.,* 113: 363-372.

Hedges J.I. & Stern J.H. 1984. Carbon and nitrogen determination of carbonate-containing solids. *Limnol. Oceanogr.,* 29: 568-663.

Holm-Hansen O. 1969. Algae: amounts of DNA and organic carbon in single cells. *Science,* 163: 87-88.

Holm-Hansen O., Sutcliffe W.H. Jr. & Sharp J. 1968. Measurement of deoxyribonucleic acid in the ocean and its ecological significance. *Limnol. Oceanogr.,* 13: 507-514.

Karl D.M. 1981. Simultaneous rates of ribonucleic acid and deoxyribonucleic acid syntheses for estimating growth and cell division of aquatic microbial communities. *J. Env. Microbiol.,* 42: 802-810.

Lukavsky J., Tetik K. &Vendlova J. 1973. Extraction of nucleic acids from the alga *Scenedesmus quadricauda. Arch. Hydrobiol.,* Suppl. Algological Studies, 9: 416-426.

Magazzù G. & Andreoli C. 1971. Trasferimenti fitoplanctonici attraverso lo Stretto di Messina in relazione alle condizioni idrologiche. *Boll. Pesca Piscio. Idrobiol.,* 26: 1 e 2.

Magazzù G., Aubert M. & Decembrini F. 1995. The effect of tidal movements on planktonic transfer through the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Eco-

system, Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991, (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 191-202.

Marino D. & Zingone A. 1995. The effect of tidal movements on planktonic transfer through the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem, Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 181-190.

Mosetti F. 1995. Tidal, and others, currents in the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem, Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 April 1991, (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 13-30.

Newell R.C. 1983. The energetics of detritus utilization in coastal lagoons and nearshore waters. *Oceanologia Acta,* Proceedings International Symposium on coastal lagoons, SCOR/IABO/UNESCO, Bourdeaux, France, 8-14 September 1981: 347-355.

Povero P., Battilotti M., De Lauro M., Fabiano M., Hopkins T.S., Monassi M., Ribera D'Alcala' M., Saggiomo V., Tramontano M.A. & Zangaglia A. 1992. Lazio Shelf Experiment (Crociera HOP 1, Agosto 1991): Analisi Preliminare sulla distribuzione di Nutrienti, Biomassa Fitoplanctonica, Sostanza Organica Particellata. *Atti X Congr. A.I.O.L.,* Alassio, 4-6 Novembre 1992: 53-63.

Smetacek V. 1984. The supply of food to the benthos. In: Flow of Energy and Materials in Marine Ecosystems (Fasham M.J. ed), Plenum Press, New York:: 517-547.

Smetacek V. & Hendrikson P. 1979. Composition of particulate organic matter in Kiel Bight in relation to phytoplancton succession. *Oceanol. Acta,* 2: 287.

Sparla M.P. 1991. Analisi bioecologica sulla distribuzione dei popolamenti micro-zooplanctonici lungo delle radiali nello Stretto di Messina e sue propaggini jonica e tirrenica. Tesi di dottorato. Università di Messina, Dipartimento di Biologia Animale ed Ecologia Marina, 55 pp.

Wangersky P.J. 1984. Organic particles and bacteria in the ocean. In: Chemical Oceanography (Riley J.P.& Skirrow G. eds), Academic Press, London: 365-383.

Zachleder V. 1984. Optimization of nucleic acids assay in green and blue-green algae: extraction procedures and the light-activated diphenylamine reaction for DNA. *Arch, Hydrobiol.,* Suppl. 67, Algological Studies, 36: 312-328.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 77 - 89.

L'EROSIONE DELLA COSTA CILENTANA DELL' ARCO NATURALE E DI FOCE MINGARDO, A SUD DI PALINURO (CAMPANIA)

Ennio COCCO, Maria Antonietta de MAGISTRIS

Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

RIASSUNTO

L'area in esame, per uno sviluppo complessivo di circa 4 km, presenta un primo settore ad andamento W-E, caratterizzato dalla presenza di alte falesie incise nel promontorio di Capo Palinuro ed un secondo settore comprendente la foce del F. Mingardo e un'ampia spiaggia sabbiosa ad andamento NW-SE limitata verso l'interno da dorsali carbonatiche poco elevate. Nell'ambito di tali settori sono stati individuati quattro tratti con caratteri geoambientali differenziati ma con una comune spiccata tendenza erosionale imputabile sia a fattori naturali che antropici. Vengono inoltre fornite indicazioni per il recupero delle spiagge dell'Arco Naturale e di Foce Mingardo.

ABSTRACT

The coast south of Palinuro, extended for about 4 km, shapes a hooked sector along the south west ramification of M. Bulgheria, which is the most outstretched chain of mountains of the Cilento area nearby the Tyrrenian sea. Two main sectors can be distinguished: the first one developing from West to East shows high cliffs, interrupted by coastal plain of the Lambro river; the second one developing from North-West to South-East presents the coastal plain of the Mingardo river and a wide sandy beach limited by quite low carbonatic ridges.

The submarine beach has within the depth of 10 m slopes (in the range of 2-8%) in the western side which are deeper than the ones in the eastern side; this side in fact presents at 100 m from the shore just slopes of 0.5% within the depth of 5 m. In the all area there are no long shore bar/trough systems. The sediments formed by very coarse to medium and fine sands are disposed in bands parallel to the coast. The littoral drift is from West-North West to East-South East.

As it concerns the shoreline modification, the examined sectors has been subjected to a marked erosion with a progressive disappearance of the sandy beach specially in the area near the mouth of the Mingardo river. The erosive processes, starting from 1871, can be due to the both natural and man induced factors; the first one can be recognised by a diminuished solid transport to the coast in consequence of a showy modification of the final portion of the Mingardo river, whereas the second one can be recognised by removal of the pebble and sandy sediment from the river beds, together with the realization of defence works in the outlet area of both the rivers.

1. PREMESSA

Vengono esposti i risultati delle ricerche condotte nel tratto di litorale a sud di Palinuro: l'esecuzione di circa 100 transetti batimetrici ad interasse di 50/100 m, il prelievo e l'analisi di 120 campioni di sedimenti di battigia e di fondo marino subsuperficiale ed il confronto di cartografie a partire dal 1871, hanno permesso di tracciare un soddisfacente quadro morfosedimentologico e dinamico-evolutivo del settore e di fornire utili indicazioni per la salvaguardia delle spiagge dell'Arco Naturale e di Foce Mingardo, di particolare interesse geoambientale.

Fig. 1 - Panoramica dell'area in studio (Fototeca E.P.T. Salerno). 1: Spiaggia di Foce Lambro protetta da opere di difesa longitudinali. 2: Falesia carbonatica nei pressi dell'Arco Naturale. 3: Scoglio del Mingardo nell'area prospiciente la foce del F. Mingardo. 4: Spiaggia di Cala del Cefalo, a SE di Foce Mingardo. Sullo sfondo il massiccio di M. Bulgheria con la dorsale carbonatica di P. del Cavaliere.

2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOG1CO

II tratto di costa in esame (Fig. 1), per uno sviluppo complessivo di circa 4 km, configura un'ampia falcatura lungo le propaggini sud occidentali del massiccio carbonatico del M. Bulgheria, la più protesa struttura montuosa della regione cilentana nel Mar Tirreno. Ad un primo settore ad andamento grosso modo W-E, caratterizzato dalla presenza di alte falesie incise nel promontorio di Capo Palinuro, interrotte dalla esigua piana costiera del F. Lambro, segue un secondo settore caratterizzato dal complesso di foce del F. Mingardo e da un'ampia spiaggia sabbiosa (Cala del Cefalo) poco antropizzata ad andamento NW-SE, limitata verso l'interno dall'area pedemontana della dorsale carbonatica di P. del Cavaliere (quota 182 m) e di T.pa S. Iconio (339 m).

I fiumi Lambro e Mingardo presentano un bacino idrografico impostato principalmente nei depositi terrigeni del "Flysch del Cilento *Auctorum"* (Cocco, 1988) e della formazione dei conglomerati di Centola, secondariamente nei depositi carbonatici dell'unità Alburno-Cervati e del M. Bulgheria (Guida *et al.,* 1979). L'erodibilità dei terreni è da ritenersi scarsa nei terreni carbonatici, molto elevata in quelli terrigeni. Il bacino idrografico del F. Lambro ha una superficie di 76,6 km^2, il bacino del F. Mingardo una superficie di 226,6 km^2; le opere di sistemazione idrogeologica constano essenzialmente in briglie isolate, rimboschimenti di aree limitate e in una sostenuta attività estrattiva di inerti in alveo stimata intorno ad 1 milione di m^3 di materiali sulla base del quantitativo ufficialmente cavato (oltre 200.000 m^3) nel periodo 1957/1985. Il rifornimento alle spiagge è garantito, oltre che dai fiumi citati, anche dalla disgregazione diretta delle falesie carbonatiche operata dagli atmosferili e dall'azione dei marosi; per il passato un notevole contributo era sicuramente rappresentato da una serie di impluvi che incidono i versanti collinari incombenti su Cala del Cefalo, attualmente senza recapito finale presso la costa per la presenza della s.s. 562 ai piedi del versante.

3. CARATTERI MORFOLOGICI, SEDIMENTOLOGICI E DINAMICI DELLA SPIAGGIA SOTTOMARINA

I caratteri morfologici dei fondali riflettono pienamente la fisiografia dei tratti emersi che li sottendono, come si rileva dalla carta delle isobate (Fig. 2) e dall'esame

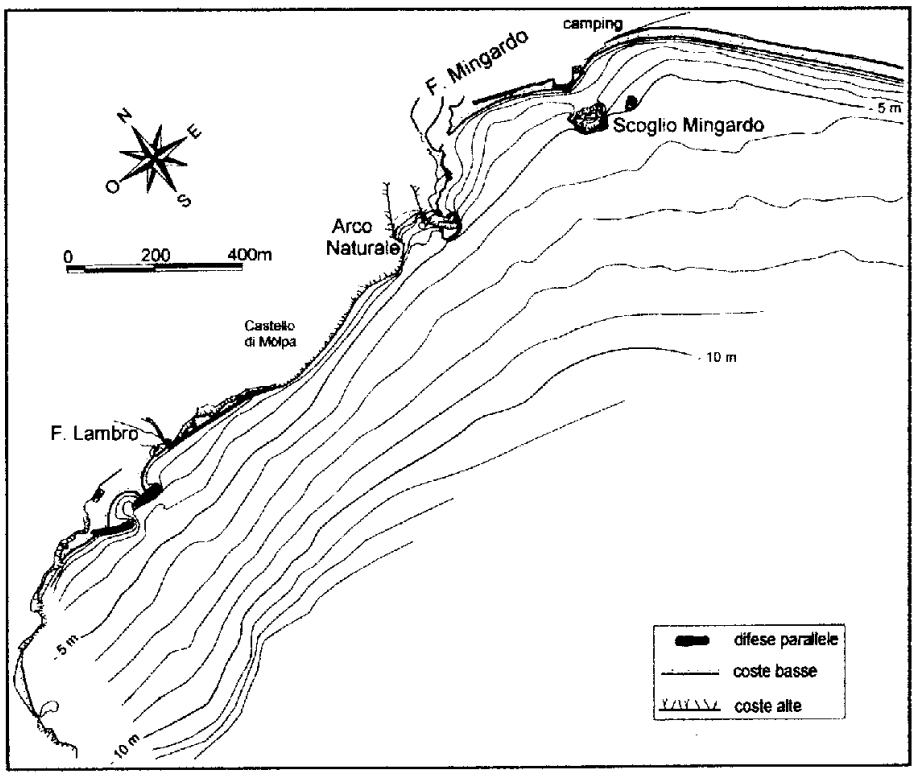


Fig. 2 - Carta delle isobate del tratto compreso tra Foce Lambro e Scoglio del Mingardo.

dei tracciati ecografici più significativi (Fig. 3): in corrispondenza delle coste alte (Fig. 3A) è presente infatti una piattaforma di abrasione poco acclive (1,3 - 2 %) fra 3 e 10 m di profondità, mentre in corrispondenza del complesso di foce del F. Mingardo (Fig. 3B) sono presenti fondali uniformemente poco acclivi (1,5 %) tra la profondità di circa 9 m, a distanza di 500 m dalla costa, ed il gradino di battigia posizionato alla profondità di circa 2 m, a poche decine di metri dalla riva. L'estesa fascia litoranea di Cala del Cefalo, a SE di Foce Mingardo, presenta un andamento morfologico del tutto diverso: ad una prima zona ampia circa 100 m, tra la battigia e -5/-6 m, con acclività del 6 %, seguono infatti fondali quasi piatti (0,5 - 0,7 %) fino alla profondità di 10 m ad una distanza di oltre 500 m dalla riva (Fig. 3C).

Del tutto assente, nell'intera area in esame, il sistema barra-truogolo.

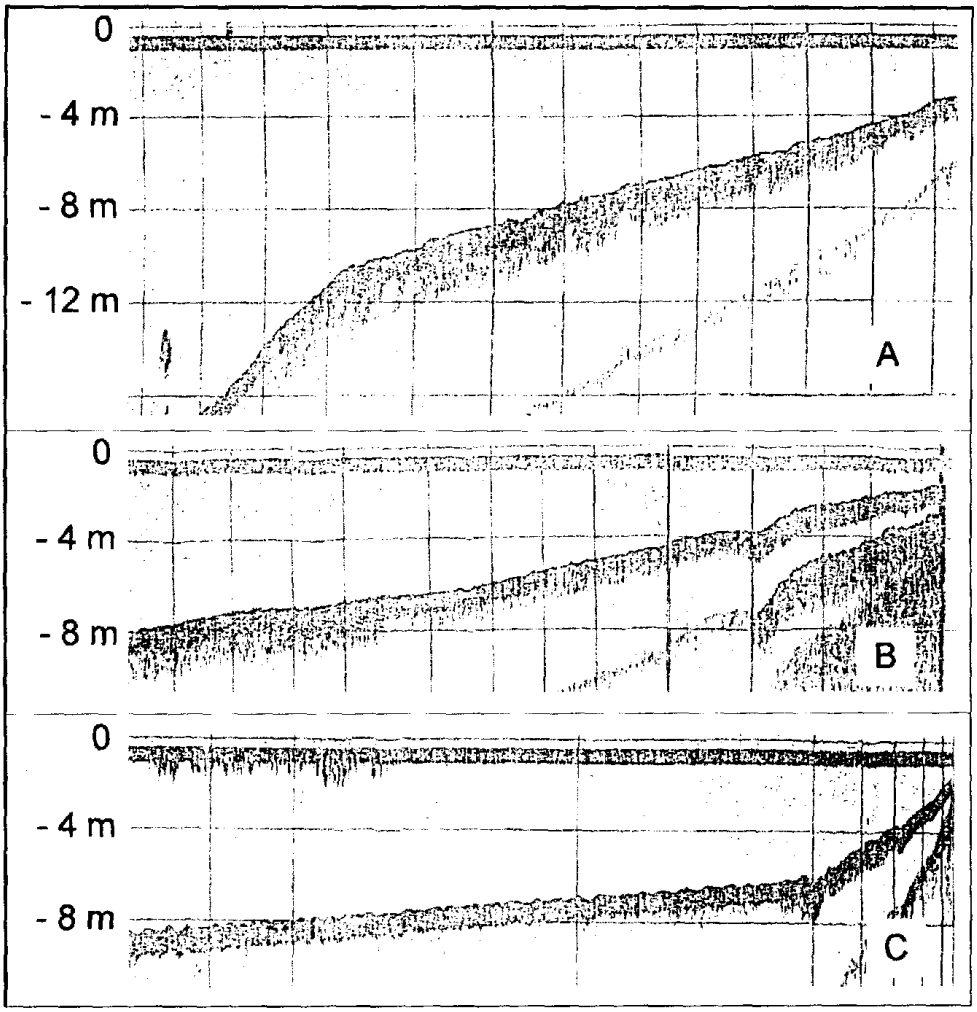


Fig. 3 - Tracciati ecografici relativi al tratto costiero tra Foce Lambro e Foce Mingardo (A), al tratto in sinistra Foce Mingardo (B) e al tratto di Cala del Cefalo (C).

La distribuzione areale dei sedimenti configura tre fasce a granulometria decrescente, disposte parallelamente alla costa: sabbie molto grossolane, ciottoli e massi, si rinvengono generalmente in corrispondenza della battigia e del suo gradino sommerso posizionato alla profondità di 2/3 m; le sabbie medie e grossolane costituiscono una seconda fascia con ampiezza variabile tra -2 e -5 m, seguono sabbie fini entro la massima profondità indagata di 8 m (Fig. 4). Da rilevare che nell'area di Foce Lambro e di Foce Mingardo materiali molto grossolani (ciottoli e massi) sono stati rinvenuti fino a -4/-6 m ad una distanza di 150/250 m dalla costa a marcare la presenza dei complessi di foce sommersi mentre alla profondità di 8/8,5 m, sono stati evidenziati fondali par zialmente consolidati con sabbie da fini a molto grossolane e rade zoostere.

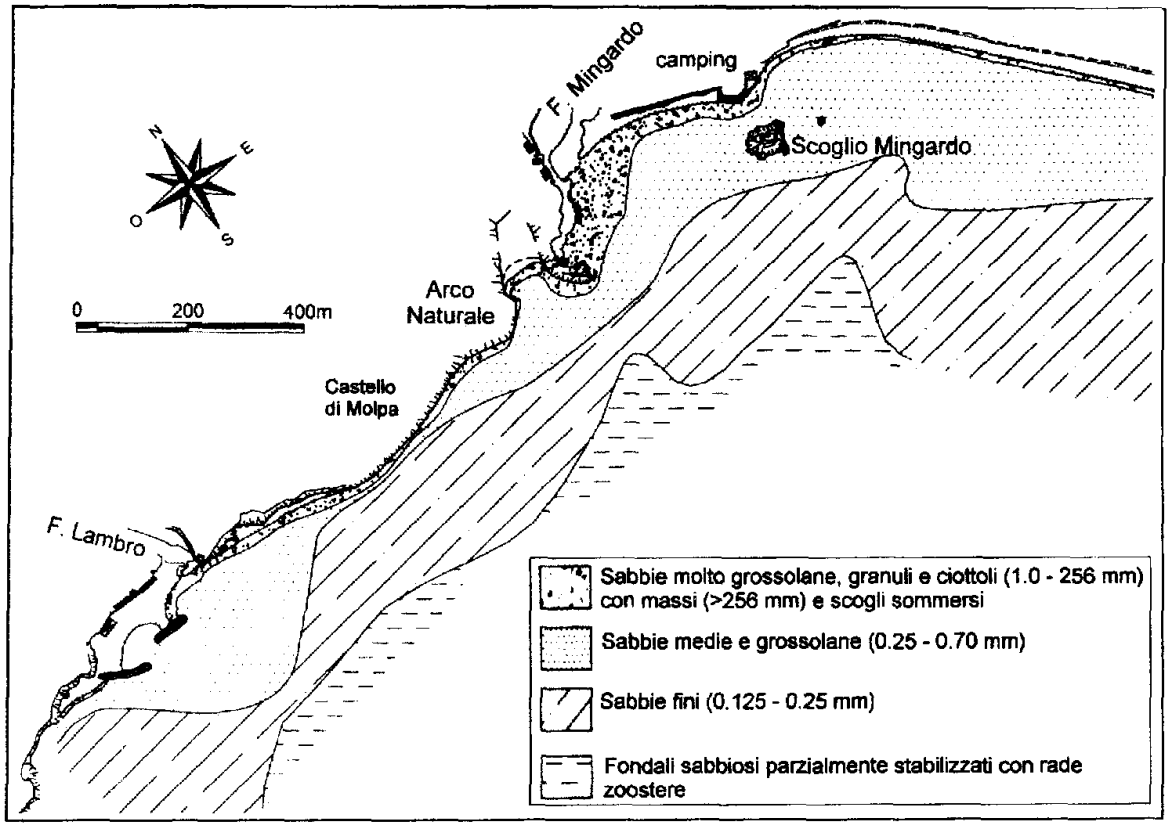


Fig.4 - Carta della distribuzione areale dei sedimenti in funzione del diametro medio, tra Foce Lambro e Scoglio Mingardo.

In località Arco Naturale è stato osservato in battigia un passaggio graduale, da W verso E, da massi a ciottoli e quindi a sabbie molto grossolane; questi sedimenti, congiuntamente a scogli, sono presenti fino alla profondità di 3 m su fondali ad alta acclività (8 %). Tra -3 e -4,5 m proseguono sabbie medie su fondali ad acclività del 3 %, quindi sabbie medio-fini su fondali ad acclività del 2 %.

Per quanto attiene alla dinamica dei sedimenti, l'analisi modale eseguita secondo la metodologia proposta da Cortemiglia (1978 e 1986) consente di ipotizzare, per il settore compreso tra Foce Lambro e lo Scoglio del Mingardo, una mobilitazione delle

sabbie grossolane e medie parallelamente alla costa ad opera rispettivamente del getto di riva presso la battigia e delle correnti *longshore* entro la profondità di 5 m, con vettori di transito da W verso E e da NW verso SE; per le sabbie fini il trasferimento avviene prevalentemente verso il largo ad opera delle correnti di compensazione *(rip currents).* Per il settore di Cala del Cefalo il trasporto è di tipo "on - off", con modellamento trasversale della spiaggia sottomarina ad opera delle ondazioni provenienti da SW.

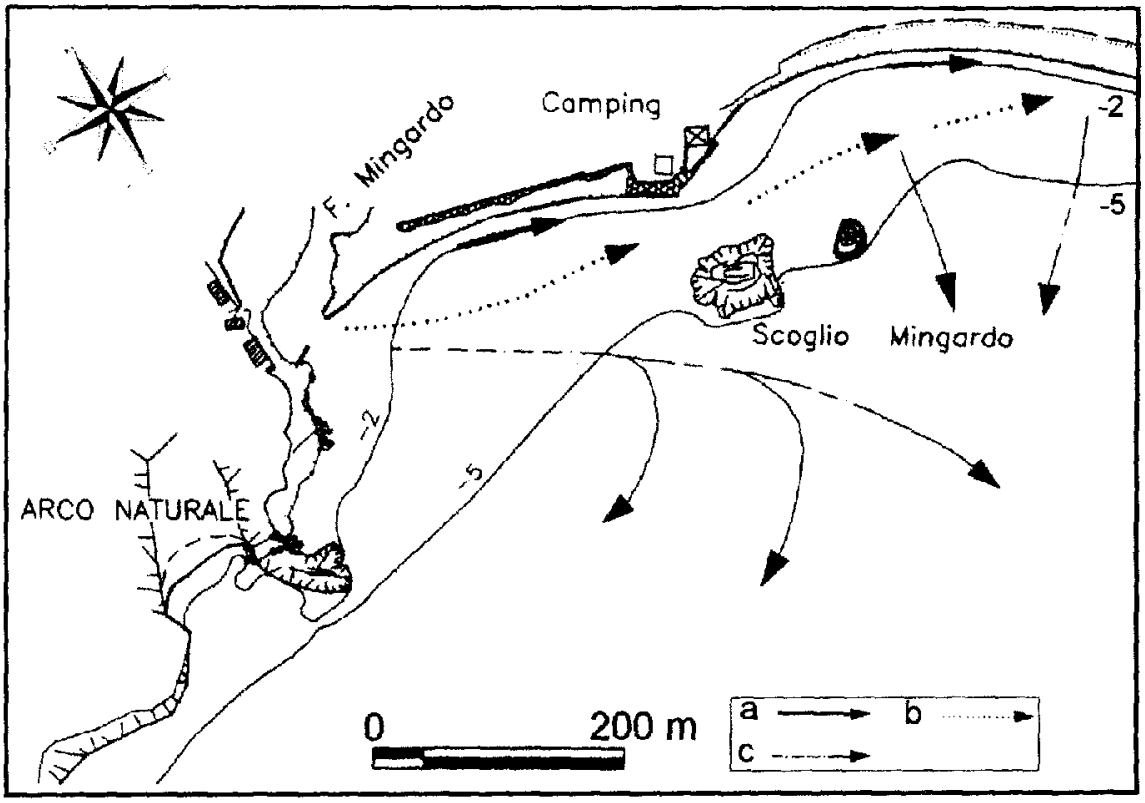


Fig. 5 - Schema della dispersione dei sedimenti nell'area di Foce Mingardo.

4. EVOLUZIONE DELLA FASCIA COSTIERA NELL'ULTIMO SECOLO

L'analisi delle modificazioni della fascia costiera nell'ultimo secolo effettuata attraverso il confronto cartografico evidenzia (Fig. 6A, B) come le spiagge impostate sui complessi di foce dei fiumi Lambro e Mingardo siano soggette, relativamente al periodo 1871-1955, ad arretramento con valori compresi tra 20 e 100 m, mentre la fascia litoranea di Cala del Cefalo risulta in di avanzamento con valori compresi tra 25 e oltre 100 m. In particolare (Fig. 6A) il tratto terminale del F. Mingardo modifica il suo corso traslando verso W di circa 250 m, nel contempo la foce si sposta dall'area prossima allo Scoglio Mingardo all'area prossima all'Arco Naturale. Nel periodo 1955-95 nel settore di Foce Lambro la realizzazione di opere di difesa produce la ricostituzione della spiaggia favorendo addirittura la creazione di un tombolo a tergo di una barriera longitudinale.

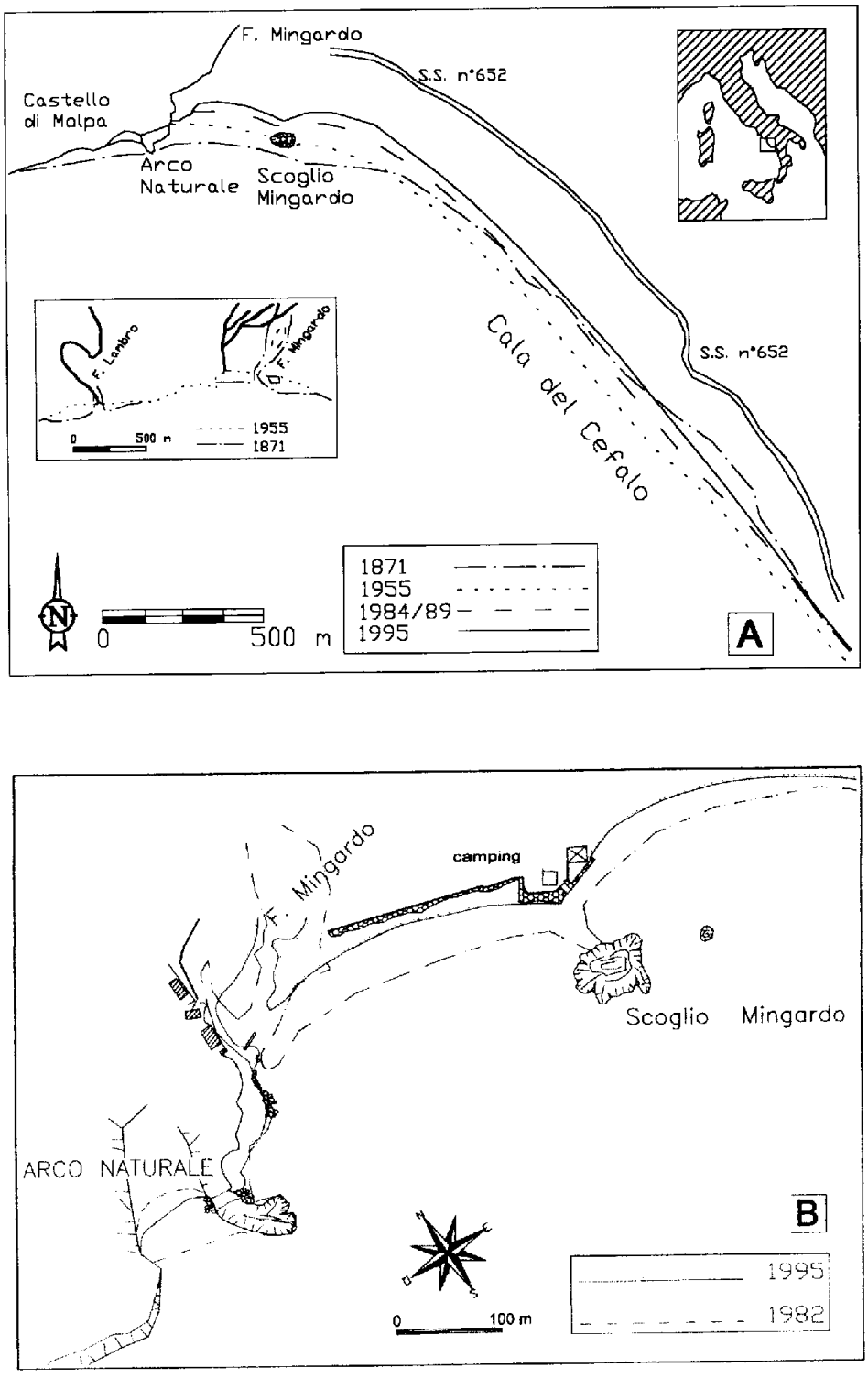


Fig. 6 - Modificazioni costiere nell'intero tratto in esame (A) e nell'area di Foce Mingardo (B).

Fig. 7 - Panoramica (da SE) dell'area di Foce Mingardo alla fine degli anni '70 (in alto) ed al 1995 (in basso).

Al contrario tutto il settore compreso tra Foce Mingardo e l'estremità sud orientale di Cala del Cefalo, risulta soggetto ad arretramento con valore pressoché generalizzato di oltre 1,5 m/anno.

In particolare nell'area di Scoglio Mingardo, dove si è andata configurando una profonda falcatura d'erosione, si determina tra il 1989 ed il 1995 la progressiva scomparsa del tombolo che lo univa alla terraferma, cosicché lo scoglio stesso si viene a trovare completamente circondato dall'acqua (Figg. 6 e 7). L'arretramento a tergo dello Scoglio nel periodo 1982/95 è di oltre 50 m, con una perdita di superficie pari a circa 20.000 m^2.

4.1. Problematica dell'Arco Naturale

L'Arco Naturale di Palinuro è ubicato sull'estrema propaggine sud orientale del Promontorio di Capo Palinuro (Castello di Molpa) la quale costituisce il limite fisiografico, verso NW, della piana costiera del F. Mingardo: esso si è formato in tempi geologici per distacco di blocchi calcarei intensamente fratturati e stratificati a reggipoggio, a seguito dei processi morfogenetici costieri (attacco chimico/fisico da parte degli atmosferili e del moto ondoso). L'Arco Naturale ha risentito particolarmente negli ultimi decenni della crisi erosiva che ha investito il settore costiero per cui l'ampia spiaggia che lo preservava dall'attacco del moto ondoso si è andata progressivamente depauperando di materiali fino alla pressoché totale scomparsa, nel contempo si è interrotta anche la comunicazione con la limitrofa spiaggia del Mingardo (Fig. 8).

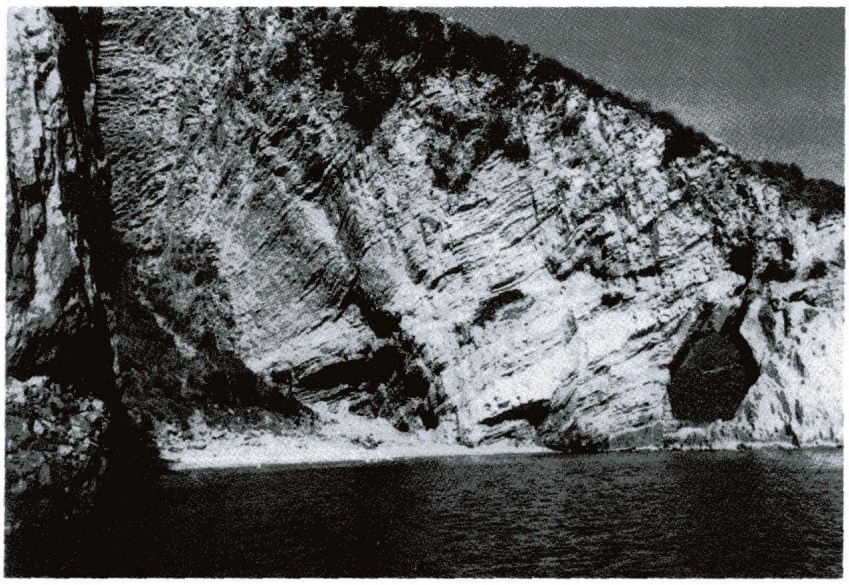


Fig. 8 - La spiaggia dell'Arco Naturale, limitata verso l'interno da un potente cumulo di frana.

Fig. 9 - La spiaggia dell'Arco Naturale, prima che si interrompesse la comunicazione con la contigua spiaggia del Mingardo (a sinistra) e come si presentava nel 1995 (a destra), inondata dalle acque marine.

L'arretramento verificatosi nel periodo 1955/95 è valutabile in 75 m (1,3 m/anno), mentre dal confronto cartografico in scala 1:5.000 è possibile osservare (v. Fig. 7) che relativamente al periodo 1982/95 la spiaggia è arretrata di circa 40 m (3 m/anno). Inoltre dai rilevamenti eseguiti (v. Fig. 4) risulta che l'isobata 4 m occupa al 1995 la posizione della linea di riva del 1982, per cui si può calcolare che a seguito dei fenomeni erosivi intervenuti tra il 1982 ed il 1995, siano andati perduti non meno di 8.000 m^3 di materiali di spiaggia. L'Arco Naturale rappresenta un consolidato richiamo turistico per l'alto valore paesaggistico e per le evidenze archeologiche molto diffuse nell'area: Rocca-gloriosa, all'interno, Palinuro e Molpa sulla costa, sebbene per quest'ultima evidenza archeologica non vi siano prove certe (Catalano, 1961). Si ricorda che secondo alcun studiosi Molpa costituiva un borgo ellenizzato ubicato in sinistra foce Lambro, secondo altri ubicato sulla sommità del promontorio dove in epoca alto-medioevale sorse un castrum distrutto dai saraceni nel 1113 (Schiemdt, 1966).

E' facile ipotizzare che esso, in assenza di idonei interventi di difesa finalizzati al suo recupero ambientale, sia destinato, nel volgere di pochi anni, a sicura distruzione.

5. CONCLUSIONI

Da quanto precedentemente esposto risulta evidente che il litorale in esame presenta in realtà quattro tratti (Foce Lambro, Arco Naturale, Foce Mingardo e Cala del Cefalo) a caratteri morfosedimentologici e geoambientali alquanto differenziati, accomunati tra loro però dalla medesima dinamica evolutiva di tipo erosionale imputabile, da un lato, alla riduzione dell'apporto solido del F. Mingardo dovuta sia a fattori naturali (divagazione del tratto terminale del fiume) che antropici (principalmente prelievo di inerti in alveo secondariamente costruzione della s.s. 562 ai piedi dei versanti di P. del Cavaliere) e dall'altro alla realizzazione di opere marittime presso le foci di entrambi i fiumi.

1) Foce Lambro. Esteso circa 250 m questo tratto costiero è caratterizzato dalla presenza di opere di difesa che lo sottendono per i $^2/_3$. A tergo di tali opere tra il 1982 ed il 1995 si registra una notevole ricostituzione della spiaggia valutabile in circa 4.500 m^2 di superficie. Da rilevare che esse, bloccando parte del trasporto solido fluviale, hanno sicuramente contribuito all'erosione del contiguo tratto di sottoflutto dell'Arco Naturale.

2) Arco Naturale. L'ampia spiaggia che lo preservava dall'attacco del moto ondoso ha subito nel corso degli ultimi decenni una crisi erosiva irreversibile a causa del mancato rifornimento di materiale litoranee principalmente da parte del F. Mingardo, secondariamente dal tratto contiguo di Foce Lambro.

3) Spiaggia del Mingardo. Impostata sul complesso di foce del F. Mingardo per una estensione di circa 600 m, questa spiaggia è caratterizzata, tra il 1871 ed il 1955, da profonde modificazioni naturali che hanno comportato una riduzione dell'apporto solido

a mare con conseguente arretramento della linea di riva. Una sostenuta attività estrattiva in alveo, nel periodo 1957/85, riduce ulteriormente il rifornimento di materiale clastico alle spiagge provocando una inesorabile crisi erosiva. Da rilevare che la realizzazione di massicce opere radenti a difesa delle infrastrutture turistiche presenti in sinistra Foce, ben lungi dall'ottenere risultati di rilievo, ha esaltato i fenomeni di arretramento della spiaggia a SE dello Scoglio.

4) Cala del Cefalo. Esteso circa 3 km, questo tratto costituisce un'ampia cimosa litoranea poco antropizzata caratterizzata da una spiaggia sottomarina, entro la profondità di 5 m, molto acclive e di estensione limitata (100 m), seguita verso il largo da fondali quasi piatti. La tendenza evolutiva è di tipo erosionale, a partire dal 1955.

Per per il recupero geoambientale delle spiagge dell'Arco Naturale e di Foce Mingardo, le più compromesse dal punto di vista dinamico evolutivo, possono essere avanzate, sulla base dei risultati raggiunti, alcune ipotesi progettuali, da verificare ovviamente sulla base di una attenta analisi costi/benefici:

1) intervenire solo nell'area dell'Arco Naturale realizzando un ripascimento artificiale contenuto da una barriera soffolta disposta tra i due speroni rocciosi che limitano l'insenatura e configurata in modo da offrire una opportuna protezione al piede degli speroni stessi in particolare di quello su cui insiste l'arco;

2) intervenire solo nell'area dello Scoglio Mingardo realizzando, a tergo, dei setti trasversali sommersi con l'obbiettivo di ricostituire, attraverso l'intercettazione del flusso detritico lungo costa, un istmo sabbioso che favorisca il ritorno alle antiche naturali condizioni idrodinamiche;

3) intervenire su tutto il tratto compreso tra l'Arco Naturale e lo Scoglio del Mingardo attraverso la realizzazione di un sistema di difesa integrato barriere sommerse/ripascimento artificiale, al fine di ripristinare la linea di riva degli anni '50.

Una idonea fonte di approvvigionamento di materiali di ripascimento potrebbe essere rappresentata dai sedimenti sabbiosi consolidati rinvenuti a profondità di circa 8 m; i setti potrebbero essere costituiti da sacchi di polipropilene riempiti di materiale arido, usati con successo lungo il litorale laziale (Berriolo 1993) e in Adriatico (Preti 1993).

RINGRAZIAMENTI

Le ricerche sono state eseguite con il contributo di fondi M.U.R.S.T. ex 40 e 60%.

BIBLIOGRAFIA

Berriolo G. 1993. Interventi di riequilibrio delle spiagge della provincis di Latina. In: La difesa dei litorali in Italia (Aminti P.L. & Pranzini E. eds.). Ed. delle Autonomie: 153-174.

Catalano V. 1961. Aspetti e problemi dell'Archeologia Cilentana. *Partenope,* fase. 4, II: 1-56.

Cocco E. 1988. Il Flysch del Cilento Auct. ed i suoi rapporti con i terreni della piattaforma carbonatica campano-lucana. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale: guida all'escursione del 74° Gong. Naz. S.G.I. (Cocco E. & D'Argenio B. eds). Ed. De Prede: 43-82.

Cocco E., de Magistris M.A., Iacono Y., Marra L. & Serpico M. 1993. Le spiagge del Golfo di Policastro (Campania): caratteri morfologici, sedimentologici e dinamici; strategie di intervento per il riequilibrio costiero. Atti dell'XI Congresso A.I.O.L. (Sorrento, 26-28/107 1994), 835-850.

Cortemiglia G. C. 1978. Valutazione quantitativa delle variazioni di fondale tra la foce del Magra ed il porto di Marina di Carrara ed individuazione dei principali assi di transito del trasporto litoranee. *Mem. Soc. Geol. It,* 19, 407-419.

Cortemiglia G. C. 1986. Dinamica dei sedimenti alla foce del Coriglianeto (G. di Taranto). Atti del convegno "Evoluzione dei litorali. Problematiche relative al Golfo di Taranto". Policoro 16-17/10/86: 117-160.

D'Alessandro L., Davoli L. & Lupia Palmieri E. 1987. Evoluzione storica e recente del litorale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati. 1 carta, Tip. S.G.S. Istituto Pio XI.

Guida D., Guida M., Iaccarino G., Luise D., Salzano G. & Vallarlo A. 1979. Il bacino del Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare. *Geol Appl, e Idrogeol.,* Vol. XIV, parte II: 119-198.

Preti M. 1993. La difesa del territorio costiero in Emilia - Romagna: esperienze e considerazioni. In: La difesa dei litorali in Italia (Aminti P.L. & Pranzini E. eds.). Ed. delle Autonomie: 283-296.

Schmiedt G. 1966. Antichi porti d'Italia. *L'Universo,* anno XLVI, n. 2.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologìa (Isola ai Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 91 - 98.

ATTIVITÀ' RESPIRATORIA DEL MICROPLANCTON NEL CANALE DI OTRANTO

Rosabruna LA FERLA, Maurizio AZZARO, Giuseppina CHIODO

Istituto Sperimentale Talassografico C.N.R., Messina

ABSTRACT

The distribution of the microplankton activity in the Otranto Channel was investigated by means of ETSa (Electron Transport System activity).

Two oceanographic surveys were carried out during winter and summer 1994 (OTR 1 and OTR 3). Obviously, higher ETSa values were found in the euphotic layers and in summer lime (mean values: OTR 1 = 0,41 ± 0,21 (µl O_2 h^{-1} l^{-1}; OTR 3 = 0,74 ± 0,46 µl O_2 h^{-1} l^{-1}). Profiles of the ETS activity followed a power function decrease with incresing depth; nevertheless, ETSa in the aphotic layers exhibited higher values than those occurring in other Oceanic and Mediterranean deep waters. In fact, during the two cruises the mean oxygen utilization rate (OUR), estimated in the 200-1000 m water column, resulted 25,9 µl O_2 $h^{-1}m^{-2}$

1. INTRODUZIONE

Il ciclo biologico negli oceani può essere ricondotto a due processi fondamentali: fotosintesi e respirazione. In generale tali processi sono in equilibrio su scala oceanica, ma in realtà essi sono separati sia nel tempo che nello spazio poiché la fotosintesi avviene esclusivamente nella zona eufotica, mentre la respirazione è un processo ubiquitario, che avviene lungo l'intera colonna d'acqua. Nella zona eufotica, l'importanza della respirazione è mascherata dalla fotosintesi, ma al disotto di questa, essa diventa il processo dominante.

Il significativo ruolo della pompa biologica oceanica, rispetto all'attuale aumento di CO_2 atmosferica, è stato recentemente enfatizzato (Packard *et al*., 1988; Savenkolf *et al.,* 1993a; Legendre & Le Fèvre, 1995). L'equilibrio tra la pressione parziale dell'anidride carbonica nell'atmosfera e quella della superficie oceanica è tale che usualmente la CO_2 penetra negli strati superficiali del mare e viene organicata dagli organismi fotosintetici. Gran parte della materia prodotta viene ossidata nello strato eufotico mentre l'altra parte sedimenta come carbonio biogenico particellato e viene successivamente respirato nelle acque profonde o depositato nei sedimenti. Di conse-

guenza, nella pompa biologica del carbonio, i tassi di respirazione lungo la colonna d'acqua possono essere considerati un indice dell'export dei prodotti della fotosintesi fitoplanctonica verso le profondità oceaniche.

Poiché le acque profonde costituiscono un serbatoio di CO_2 nella biosfera, una esatta conoscenza dei tassi respiratori anche in profondità può essere utile per comprendere a pieno il ciclo del carbonio tra oceano e atmosfera (Williams, 1984; Christensen *et al.;* 1989; Lefèvre *et al.,* 1996).

I tassi respiratori risultano bassi e difficili da misurare in acque oligotrofiche o profonde. Per sopperire a tali difficoltà Packard (1971) ha messo a punto un saggio biochimico che stima il potenziale massimo respiratorio dei microrganismi marini, misurandone l'attività del sistema di trasporto degli elettroni (ETSa).

Nell'ambito di un articolato studio volto a definire la dispersione delle principali masse d'acqua del Mediterraneo nel Mare Adriatico, sono state condotte due campagne oceanografiche nel Canale di Otranto, studiando i principali comparti abiotici. Il saggio biochimico dell'attività ETS del microplancton ha consentito una valutazione biologica dei processi che avvengono lungo la colonna d'acqua, calcolando, mediante opportuni fattori di conversione, i tassi respiratori.

2. MATERIALI E METODI

Nel corso del 1994 sono state condotte due campagne oceanografiche multidisciplinari nel canale di Otranto, rispettivamente nei mesi di Febbraio - Marzo (OTR1) ed Agosto (OTR3), a bordo della N/O Urania del C.N.R. In figura 1 sono riportate le stazioni campionate.

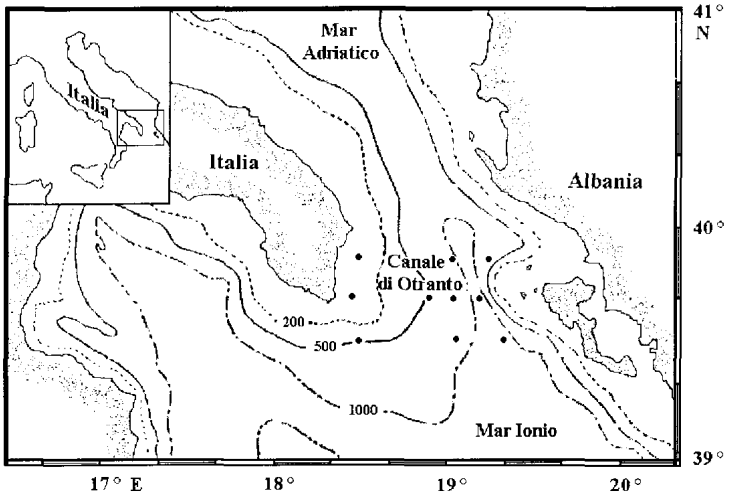


Fig. 1 - Stazioni di prelievo nel Canale di Otranto.

I prelievi d'acqua di mare sono stati effettuati a partire da una profondità di 10 m fino al fondo, usando un campionatore tipo Rosette General Oceanics, dotato di bottiglie Niskin da 10 litri ed interfacciato a un CTD Seabird.

Opportune aliquote d'acqua, prefiltrate su retino da 250 µm, sono state concentrate su membrane di fibra di vetro GF/F Whatmann e immediatamente i filtri sono stati conservati in azoto liquido fino alle analisi in laboratorio, al fine di prevenire la degradazione enzimatica (Ahmed *et al.,* 1976). In totale sono stati analizzati 90 campioni, prelevati lungo tutta la colonna d'acqua.

II saggio ETS, basato sulla tecnica di riduzione del tetrazolio, è estensivamente descritto in bibliografia (Packard, 1971; 1985a; 1985b; Packard & Williams, 1981).

I potenziali massimi di respirazione saggiati nella zona eufotica ed afotica sono stati convertiti in reali tassi di utilizzazione di ossigeno (OUR) usando i fattori 0,15 e 0,43/5, rispettivamente calcolati da Kenner & Ahmed (1975) e da Christensen & Packard (1979) e Christensen *et al.* (1980).

Mediante l'equazione di Arrhenius, i valori di ETSa sono stati corretti per la differenza tra la temperatura *in situ* e la temperatura alla quale è stata saggiata l'attività (Packard *et al.,* 1975).

3. RISULTATI

Nella tabella 1 sono riportati i valori minimi, massimi e medi di ETSa con le relative deviazioni standard e i tassi di utilizzazione di ossigeno (OUR). I valori di ETSa

Tab. 1 - Valori massimi, minimi, medie e deviazioni standard di ETSa e lassi di ulilizzazione di ossigeno (OUR) nelle due campagne OTRI e OTR3 per la zona eufotica (E) ed afotica (A).

		ETSa min - max µl O_2 h^{-1} l^{-1}	**ETSa** media e dev. standard µl O_2 h^{-1} l^{-1}	**OUR** media µl O_2 h^{-1} l^{-1}
OTR 1	E	0,09 - 1,09	0,41 ± 0,21	0,062
	A	0,11 - 0,80	0,39 ± 0,18	0,034
OTR 3	E	0,15 - 2,14	0,74 ± 0,46	0,111
	A	0,16 - 0,71	0,43 ± 0,16	0,037

nella campagna invernale (OTR1) sono risultati compresi in un range di 0,09-1,09 µl O_2 h^{-1} l^{-1} nella zona eufotica (0-200 m) e di 0,11-0,80 µl O_2 h^{-1} l^{-1} nella zona afotica, mentre nella campagna estiva (OTR3) oscillavano tra 0,15 e 2,14 (µl O_2 h^{-1} l^{-1} nelle acque superficiali e tra 0,16 e 0,71 µl O_2 h^{-1} l^{-1} nelle acque profonde. Sia il valore medio che la deviazione standard determinati nella zona eufotica durante la campagna OTR3 sono

risultati più elevati rispetto a quelli riscontrati durante OTR1. Di contro, i valori medi calcolati nella zona afotica durante le due campagne sono comparabili.

Dai dati ottenuti nelle due crociere sono state calcolate le funzioni potenza da cui si ricava la distribuzione teorica dell'OUR lungo la colonna d'acqua (Packard *et al.,* 1988). Nella figura 2 è evidente che negli strati superficiali i maggiori tassi di utilizza zione di ossigeno sono stati riscontrati durante la crociera estiva. Negli strati profondi, i profili ricavati nelle due campagne mostrano invece un andamento similare.

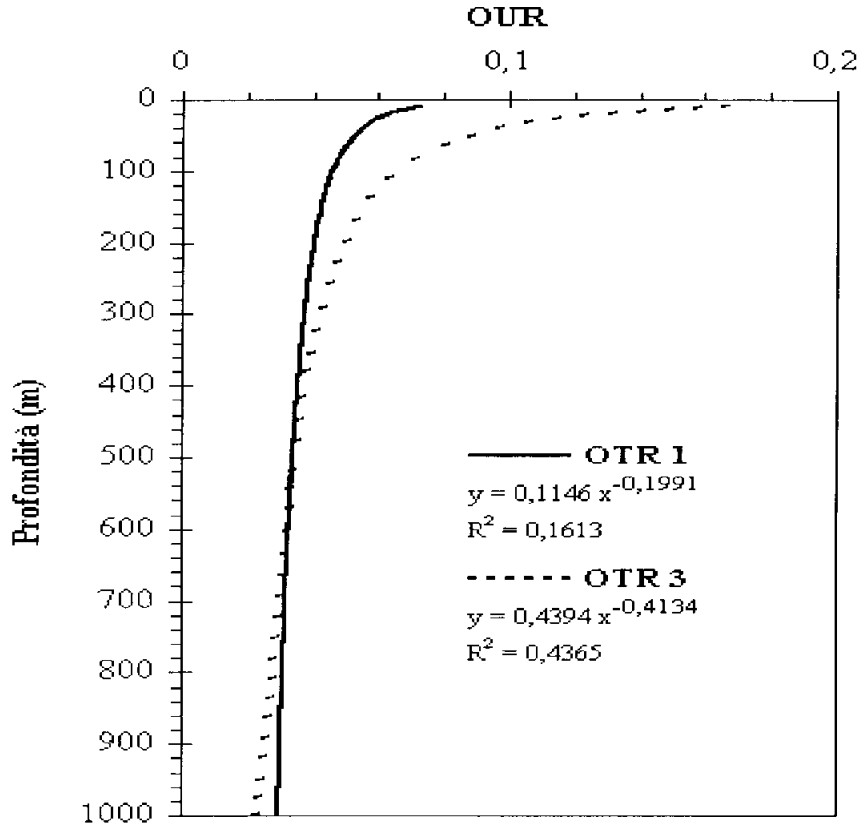
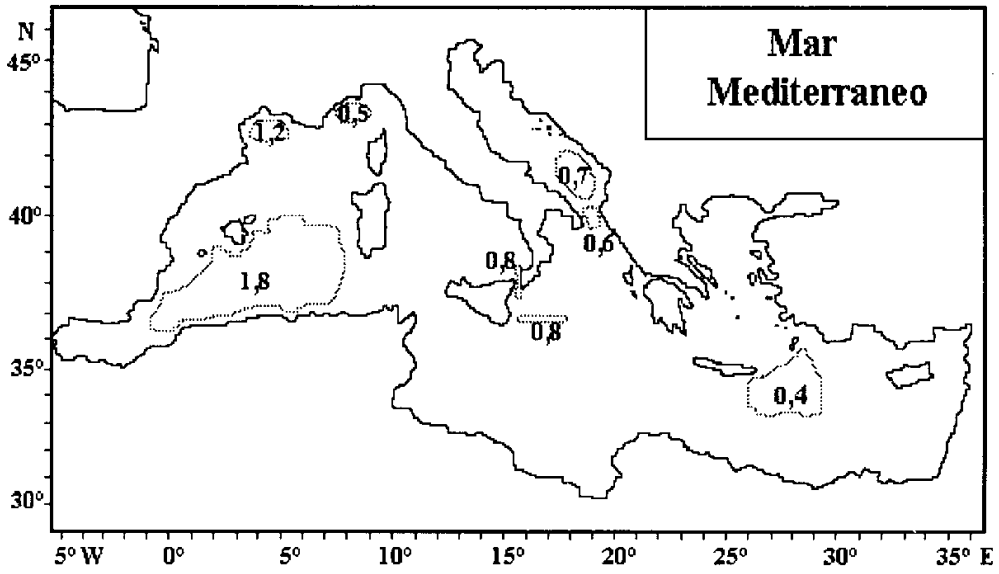


Fig. 2 - Distribuzione dei tassi di utilizzazione di ossigeno (µl O_2 h^{-1} l^{-1}) lungo la colonna d'acqua durante le campagne OTR1 e OTR3.

In figura 3 è riportata la mappa del Mar Mediterraneo insieme ai valori di ETSa stimati da diversi Autori in campioni superficiali. Nel Canale di Otranto il valore medio di ETSa (0,6 µl O_2 h^{-1} l^{-1}) è risultato confrontabile con quello valutato nell'Adriatico Meridionale (0,7 µl O_2 h^{-1} l^{-1}), ma più elevato di quello stimato nel Mar di Levante (0,4 µl O_2 h^{-1} l^{-1}). Valori di ETSa intermedi sono stati determinati nel Mar Ionio e nello Stretto di Messina (0,8 µl O_2 h^{-1} l^{-1}) mentre in genere valori più elevati sono stati determinati nel Mediterraneo Occidentale (1,8 µl O_2 h^{-1} l^{-1}) e nel Golfo di Lione (1,2 µl O_2 h^{-1} l^{-1}). E' da notare che le campagne oceanografiche effettuate nel Mediterraneo Occidentale, nel Mar Ionio e nel Mar di Levante sono state condotte durante la stagione

primaverile e quindi i relativi dati sono ragionevolmente confrontabili. In generale, sembra esistere un gradiente negativo dell'attività respiratoria da Ovest verso Est.



Aree	Range min-max	Media	Periodo Stagionale	Riferimento
Med. Occidentale	0,5-5,0	1,8	P	Martinez *et al.*, 1990
Golfo di Lione	0,1-19,0	1,2	E	Agustì e Cruzado, 1992
Liguro-Provençal front	0,0-1,7	0,5	A, I, P, E	Savenkoff *et al.*, 1993b
Stretto di Messina	0,1-2.4	0,8	I	La Ferla *et al.*, 1996
Mar Ionio	0,3-2,9	0,8	P	"
Canale di Otranto	0,09-2,14	0,6	I, E	Presente Lavoro
Adriatico Merid.	0,3-1,2	0,7	A, E	La Ferla *et al.*, 1996
Mar di Levante	0,2-0,8	0,4	P	Azzaro, 1997

Fig. 3 - Attività respiratoria misurata in campioni di superficie nel Mar Mediterraneo ($\mu l\ O_2\ h^{-1}\ l^{-1}$).

In tabella 2 sono riportati i valori di OUR integrati tra 200 e 1000 m nel Canale di Otranto. I tassi di utilizzazione di O_2 , durante la campagna invernale ed estiva, sono risultati similari con valori, rispettivamente, di 26,2 $\mu l\ O_2\ h^{-1}\ m^{-2}$ (OTR1) e 25,6 $\mu l\ O_2\ h^{-1}\ m^{-2}$ (OTR3). La tabella include, inoltre, i tassi stimati da diversi Autori nel Mediterraneo (Mar delle Baleari e Mediterraneo Occidentale) e negli Oceani Pacifico, Atlantico e Indiano. I valori riscontrati nel Canale di Otranto sono risultati, in assoluto, i più elevati, pur essendo simili a quelli calcolati nel Mar delle Baleari nella stazione campionata durante il mese di agosto (st. 1). Dal confronto risulta che i dati stimati per il Canale di Otranto sono quasi due volte maggiori di quelli valutati nell'Oceano Pacifico e Indiano, cinque volte quelli dell'Oceano Atlantico e, addirittura, dodici volte quelli del Mediterraneo Occidentale.

Tab. 2 - Tassi di utilizzazione di ossigeno (µl O_2 h^{-1} m^{-2}) integrati nella colonna d'acqua tra 200 e 1000 m.

Aree	Colonna d'acqua 200-1000 m	Riferimento
OTR 1	26,2	-
OTR 3	25,6	-
Mar delle Baleari st.1	22,8	Savenkoff *et al.*, 1993a
Oceano Pacifico	14,1	Packard *et al.*, 1988
Oceano Indiano	10,5	Naqvi *et al.*, 1996
Mar delle Baleari st.100	5,7	Savenkoff *et al.*, 1993a
Oceano Atlantico	5,3	Packard *et al.*, 1988
Mediterraneo Occidentale	2,2	Christensen *et al.*, 1989

4. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'attività respiratoria nel Canale di Otranto ha mostrato le maggiori variazioni stagionali nella zona compresa nei primi 100 m di profondità con un comprensibile aumento dell'attività durante il periodo estivo, in conseguenza dell'aumento della temperatura e della maggiore attività biologica. Gli alti valori di deviazione standard indicano inoltre una disomogenea struttura biologica dovuta alla complessa rete dei processi che avvengono negli strati eufotici ad opera della comunità microbica.

L'attività respiratoria determinata negli strati superficiali del Canale di Otranto è risultata abbastanza contenuta e confrontabile con quella valutata in altre zone del Mediterraneo Orientale, in particolare Adriatico Meridionale, Stretto di Messina, Mar Ionio (La Ferla *et al.,* 1996) e Mar di Levante (Azzaro, 1997). Di contro, nel Mar Mediterraneo Occidentale sono stati riportati valori più alti. Agustì & Cruzado (1992) hanno determinato tassi elevati lungo le coste francesi in corrispondenza della foce del fiume Rodano. Martinez *et al.* (1990), studiando l'attività respiratoria in acque superficiali di origine atlantica (ASW), hanno stimato valori compresi tra un minimo di 0,5 ed un massimo di 5,0 µl O_2 h^{-1} l^{-1}. La distribuzione dell'attività respiratoria sembra confermare i dati ricavati da stime di nuova produzione finora ottenuti nel Mediterraneo, che indicano, nella generale oligotrofia del sistema, un decremento della produttività da ovest verso est (Sournia, 1973; Bethoux, 1989). Infatti la distribuzione dei processi ossidativi nelle acque superficiali del Mediterraneo mostra un elevata attività metabolica nel bacino occidentale e localizzando l'attenzione sui dati determinati nel Mediterraneo Occidentale, Mar Ionio e Mar di Levante risulta evidente un gradiente negativo, da occidente verso oriente.

Negli strati profondi del Canale di Otranto sono stati evidenziati tassi respiratori maggiori rispetto a quelli determinati da altri Autori in altre zone profonde, sia oceaniche mediterranee, come riportato nei riferimenti bibliografici della tabella 2. Poiché

le acque superficiali di questo bacino risultano relativamente povere, noi riteniamo che l'attività respiratoria riscontrata in profondità non venga sostenuta solo dalla sedimentazione della sostanza organica prodotta in superficie dai processi biologici. La distribuzione dei tassi, quasi verticale lungo tutta la colonna d'acqua, come evidenziato dalle curve teoriche di OUR, può essere causata da altre fenomenologie presenti nella zona (Gacic *et al.,* 1996). La vicinanza del Canale di Otranto con siti di formazione di acqua profonda presenti in Adriatico Meridionale (Bethoux, 1979) e il trasporto laterale, in seguito all'affondamento di acque dense provenienti dai fiumi albanesi, forniscono infatti un apporto di sostanza organica che alimenta il metabolismo microbico ossidativo nella zona afotica.

Lo studio dei tassi respiratori nelle acque profonde, insieme a quello delle caratteristiche idrologiche e correntometriche, potrebbe rivelarsi una promettente tematica di ricerca per la conoscenza della origine ed evoluzione delle masse d'acqua.

RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare il Dott. Davide Bregant (Istituto Talassografico del CNR di Trieste) per aver consentito la partecipazione alle campagne oceanografiche svoltesi nell' ambito del programma MAS2-CT93-0068 “Hydrodynamics and Geochemical Fluxes in the Strait of Otranto”. Ringraziamo inoltre il Prof. Luis Monticelli e la Dott.ssa Gabriella Caruso (Istituto Talassografico CNR di Messina) per l'importante contributo dato alla ricerca.

BIBLIOGRAFIA

Ahmed S.I., Kenner R.A. & King F.D. 1976. Preservation of enzymatic activity in marine plankton by low-temperature freezing. *Mar. Chem.,* 4: 133-139.

Agustì S. & Cruzado A. 1992. Relationship between light absorption by pelagic particles and microplankton metabolic activity in thè Gulf of Lions. *Mar. Ecol. Progr. Ser.,* 85: 283-287.

Azzaro M. 1997. Attività respiratoria (ETSa) e biomassa microbica (ATP) nel Mediter raneo Orientale. Università degli Studi di Messina, Tesi di Laurea, 68 pp.

Bethoux J.P. 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the climatic and on the characteristics of the Atlantic waters. *Ocean. Acta, 2* (2): 157-163.

Bethoux J.P. 1989. Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.,* 36: 769-781.

Christensen J.P., Owens K.J., Devol A.H., Packard T.T. 1980. Respiration and physiological state in marine bacteria. *Mar. Biol,* 55: 267-276.

Christensen J.P. & Packard T.T. 1979. Respiratory electron transport activities in phytoplankton and bacteria: comparison of methods. *Limnol Oceanogr.,* 24: 576-583.

Christensen J.P., Packard T.T., Dortch F.Q., Minas H.J., Gascard J.C., Richez C. & Garfield P.C. 1989. Carbon oxidation in the deep Mediterranean Sea: evidence for dissolved organic carbon source. *Global Biogeochemical Cycles,* 3: 315-335.

Gacic M, Kovacevic V., Manca B., Papageorgiou E., Poulain P.M., Scarazzato P. & Vetrano A. 1996. Thermohaline properties and circulation in the Otranto Strait. *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco,* n. special 17. CIESM, Science Series: 117-145

Kenner R.A. & Ahmed S.J. 1975. Correlation between oxygen utilization and electron transport activity in marine phytoplankton. *Mar. Biol,* 33: 129-133

La Feria R., Azzaro M. & Chiodo G. 1996. Microbial respiratory activity in the euphotic zone of the Mediterranean Sea. *Microbiologica,* 19: 243-250.

Lefèvre D., Denis M., Lambert C.E. & Miquel J.C. 1996. Is DOC the main source of organic matter demineralization in the ocean water column? *Journal of Marine Systems,* 7:281-291

Legendre L. & Le Fèvre J. 1995. Microbial food webs and the export of biogenic carbon in oceans. *Aq. Microb. Ecol,* 9: 69-77'.

Martinez R.,Arnone R.A. & Velasquez Z. 1990. Chlorophyll *a* and respiratory electron transport activity in microplankton from surface waters of the Western Mediterranean. *J. Geoph. Res.,* 95: 1515-1522.

Naqvi S.W.A., Shailaja M.S., Dileep Kumar M. & Sen Gupta R. 1996. Respiration rates in subsurface waters of the Northern Indian Ocean: evidence for low decomposition rates of organic matter within the water column in the Bay of Bengal. *Deep Sea Res. II*,43 No. 1: 73-81.

Packard T.T. 1971. The measurement of respiratory electron transport activity in marine phytoplankton. *J. Mar. Res.,* 29: 235-244.

Packard T.T. 1985a. Measurement of respiratory electron transport activity of microplankton. In: Advances in Acquatic Microbiology (Jannasch H.W., Williams P.J. le B. eds.). Vol. 3, Academic Press, London (UK)

Packard T.T. 1985b. Oxygen consumption in the ocean: measuring and mapping with enzyme analysis. In: Mapping strategies in chemical oceanography (Zirino A. ed.). Advances in Chemistry Series, 209, American Chemical Society, Washington DC (USA)

Packard T.T., Denis M., Rodier M. & Garfield P. 1988. Deep-ocean metabolic CO_2 production: calculations from ETS activity. *Deep Sea Res.,* 35: 371-382.

Packard T.T., Devol A.H. & King F.D. 1975. The effect of temperature on the respiratory electron transport System in marine plancton. *Deep Sea Res.,* 22: 237-249.

Packard T.T. & Williams P.J.LeB. 1981. Rates of respiratory oxygen consumption and electron transport in surface sea water from the Northwest Atlantic. *Oceanologica* Acta, 4: 351-358

Savenkoff C., Lefèvre D., Denis M. & Lambert C.E. 1993a. How do microbial communities keep living in the Mediterranean out flow within northeast Atlantic Intermediate Waters? *Deep Sea Res.,* 40, No. 1/2: 627-641.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 99 - 108.

CARATTERIZZAZIONE E MESCOLAMENTO DELLE MASSE D'ACQUA NEL BACINO LEVANTINO (MAR MEDITERRANEO)

Giovanni FICCA[1,2], Emilie SANSONE[1]

[1]Istituto di Meteorologia e Oceanografia, Istituto Universitario Navale, Napoli
[2] Istituto di Fisica dell'Atmosfera, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma

RIASSUNTO

Nell'ambito del progetto P.O.E.M. (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean) è stato condotto dal 28 Dicembre 1994 al 20 Aprile 1995 un esperimento internazionale denominato LIWEX (Levantine Intermediate Water Experiment) al fine di determinare i meccanismi di formazione, di mescolamento e di diffusione dell'acqua levantina. L'Italia è stata impegnata in questo esperimento dal 17 Marzo al 20 Aprile 1995 coprendo con la Nave Oceanografica Urania del C.N.R. una vasta zona del bacino levantino con estremi in latitudine di 32.5° e 36.5° N ed in longitudine di 26° e 30.25° E, e con stazioni spaziate di 0.25°. Tale campagna oceanografica è stata suddivisa in due leg. In questo lavoro tratteremo della distribuzione delle proprietà fisiche dell'acqua di mare misurate durante il primo leg mediante una sonda multiparametrica SBE 9/11 plus. Queste misure ci hanno permesso di caratterizzare le masse d'acqua presenti nella zona di interesse dalla superficie fino al fondo e le loro interazioni. La caratterizzazione delle masse d'acqua è stata effettuata tramite la classica analisi dei diagrammi T-S comparata ad uno studio della funzione di densità di probabilità per la salinità e la temperatura. Le interazioni ed i mescolamenti delle masse d'acqua sono stati studiati mediante una indagine degli spessori e dei profili topografici delle stesse e mediante la analisi del triangolo di mescolamento.

ABSTRACT

In the framework of P.O.E.M. (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean) an international experiment called LIWEX (Levantine Intermediate Water Experiment) studying the mechanisms of formation, mixing and diffusion of the levantine water was carried out between 28 December 1994 and 20 April 1995. Italy participated to this experiment between 17 March to 20 April 1995 surveying with the Research Vessel Urania of C.N.R. a vast zone of the levantine basin over a network of stations, 0.25 ° far from each other, extending from 32.5° and 36.5° N and from 26° and 30.25° E. The oceanographic cruise was subdivided in two legs. In this work we will discuss the distribution of the physical properties of the sea water measured during the first leg with a multiparameter sonde SBE 9/11 plus. With these measurements we are able to characterize the water masses from the surface to the bottom of the basin and

their interactions. The characterization of the water masses is developed with the classical analysis of the T-S diagram compared with the study of the probability density function for the salinity and temperature. The interactions and the mixing of the water masses are carried out with the study of the layer thickness and with the mixing triangle analysis.

1. INTRODUZIONE

Una delle caratteristiche principali del bacino levantino è la produzione di acqua molto salata (Levantina Intermedia - LIW) che da una profondità di circa 250 m muove verso occidente, oltrepassando il Canale di Sicilia, fino ad arrivare allo Stretto di Gibilterra dove avviene il ricambio con acqua di origine Atlantica. La complessa circolazione del bacino levantino, in cui interagiscono moti di diverse scale spaziali e temporali, non ha ancora permesso la formulazione di una semplice e valida teoria per la formazione dell'acqua levantina. La teoria generalmente accettata indica come zona di formazione quella del Gyre di Rodi: ad una fase di precondizionamento nel periodo invernale, in cui la circolazione ciclonica del gyre mette in comunicazione un profondo strato mescolato con acqua molto salata in superficie (Levantina superficiale - LSW), segue una fase di convezione, in cui un ulteriore raffreddamento e mescolamento dello strato superficiale inizia ad intaccare il sottostante strato mescolato diminuendo la stabilità della massa d'acqua. La LSW si mescola così con l'acqua sottostante fino ad una profondità di 200-400 m dando origine alla LIW. Grossi quantitativi di LIW sono comunque presenti in gyre anticiclonici. La LIW potrebbe infatti sprofondare durante il processo di formazione lungo le isopicne sino a venire intrappolata in anticicloni o addirittura formarsi direttamente nei gyre anticiclonici (Ozsoy *et al*., 1993).
Per una completa descrizione delle caratteristiche fisico-dinamiche del bacino levantino vedere Robison & Golnaraghi, 1994.

Come mostreremo nei paragrafi seguenti il nostro data-set non mostra presenza di acqua levantina nel gyre di Rodi né diffusione di LIW da questa zona, anche se risultano evidenti forti processi di convezione. Tali processi di convezione sono da attribuire alla formazione di acqua levantina profonda (LDW), acqua che a seguito di fortissimi raffreddamenti superficiali sprofonda a profondità maggiori della LIW. Un segnale molto forte di LIW si riscontra invece nelle stazioni più a Sud-Est del reticolo di misura.

2. CARATTERISTICHE GENERALI DELLE MASSE D'ACQUA

Durante la campagna oceanografica compiuta nel bacino levantino sulla N/O Urania del C.N.R. nell'ambito del progetto internazionale POEM-LIWEX, la nostra unità operativa si è occupata di misurare i parametri fisici dell'acqua di mare mediante una sonda multiparametrica SBE 9/11 plus, al fine di determinare i meccanismi di formazione, di mescolamento e di diffusione dell'acqua levantina. La campagna è iniziata il 17 Marzo 1995 con partenza dal porto di Napoli e terminata il 2 Aprile 1995 a Rodi. La nave ha operato in un una zona del bacino levantino estesa in latitudine tra 33.5° e

36° N ed in longitudine tra 27.75° e 30.25° E (Fig. 1). Nella figura 1 è anche raffigurato il percorso seguito dalla nave. Come si può osservare sono state ispezionate in particolare due distinte zone: una a Nord-Ovest, che delimita la regione in cui solitamente è presente il gyre di Rodi, ed una a Sud-Est. Infatti la nave provenendo da Napoli ha iniziato le misure sul transetto I per poi passare al transetto G, ma durante questo transetto il peggioramento delle condizioni meteorologiche ci ha costretto a ridossarci presso Rodi. Le misure sono poi proseguite in questa zona ed al termine delle indagini nel gyre di Rodi, non avendo riscontrato tracce di LIW formata o in formazione, si è deciso di tornare a Sud-Est dove precedentemente avevamo osservato la presenza di LIW.

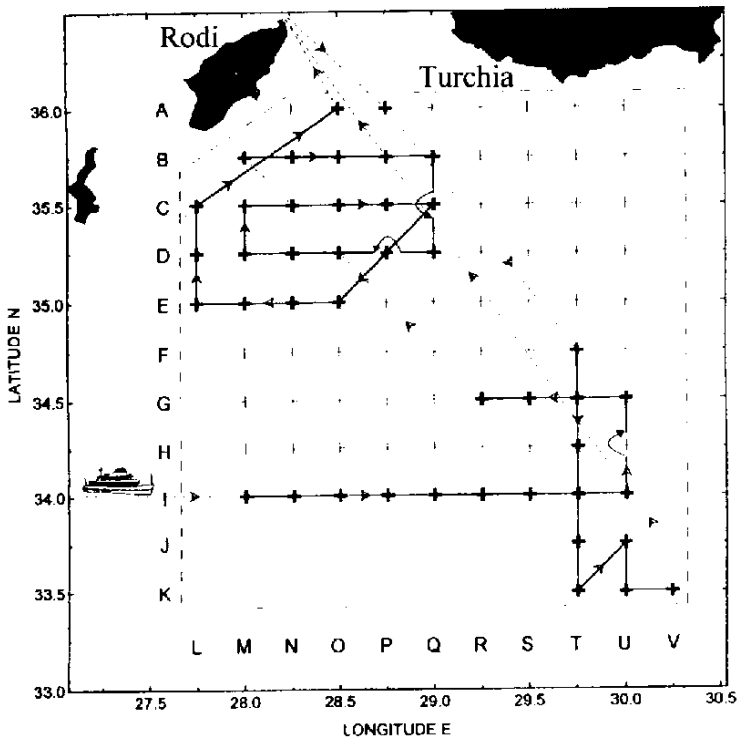


Fig. 1 - Stazioni e percorso della nave durante l'esprimento POEM-LIWEX

Nelle figure 2a e 2b sono rappresentati i diagrammi T-S rispettivamente della zona Nord-Ovest e Sud. Si può notare da queste figure come le caratteristiche delle masse d'acqua degli strati superficiali ed intermedi delle due zone siano molto diverse, mentre le masse d'acqua caratterizzanti gli strati profondi sono presenti in tutta la zona di misura. Tra gli strati profondi risulta particolarmente evidente la presenza della East Mediterranean Deep Water (EMDW) con valori tipici di temperatura potenziale e salinità intorno 13.6 °C e 38.74 psu. Un'altra massa d'acqua è ben evidente al di sotto della EMDW, più calda e più salata di quest'ultima con temperatura potenziale e salinità che raggiungono rispettivamente 13.75 °C e 38.84 psu. Quest'acqua, che è stata solo recentemente osservata, è dovuta probabilmente ad un influsso di acqua proveniente dal Mar Egeo che starebbe aumentando la sua salinità (Roether *et al.,* 1996). Nella figura 2b è ben riconoscibile nell'estremo destro la LIW. I valori di temperatura potenziale e salinità delle stazioni in cui la LIW era maggiormente presente (15.5 °C e 39.12 psu) sono quelli tipici della levantina non ancora mescolata con altre acque (Ozsoy *et al.,*

1993). In particolare in due stazioni (la T e la U del transetto orizzontale K, Fig. 1) è stata individuata una colonna d'acqua disposta tra 200 e 500 m di profondità con le suddette caratteristiche. Sempre nella zona Sud (Fig. 2b) al di sopra della LIW si nota la presenza della MAW (Modified Atlantic Water).

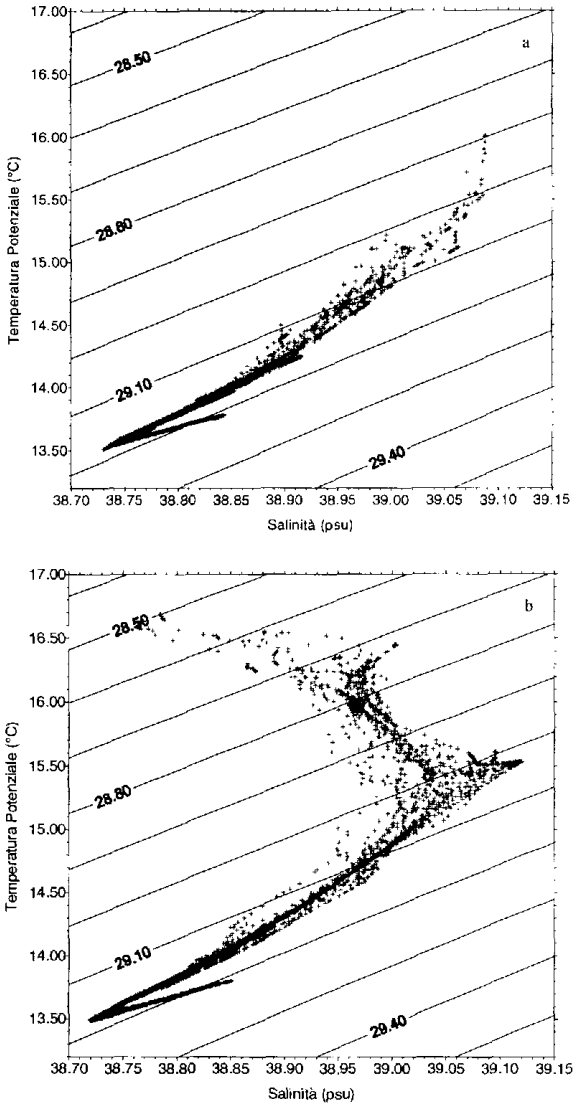


Fig. 2 - Diagrammi T-S della zona Nord-Ovest (a) e Sud (b)

Quest'acqua, che si dispone nei livelli superficiali e sub-superficiali (Theocharis *et al.*, 1993) e che caratterizza il MMJ (Med Mediterranean Jet), è stata rilevata in particolare lungo il transetto I (34° di latitudine). Lungo questo transetto si può osservare il mescolamento della LIW con l'acqua Atlantica modificata sub-superficiale e l'acqua

degli strati profondi. Tale processo è stato studiato tramite la analisi del triangolo di mescolamento (Mamayev, 1975). I vertici del triangolo sono rappresentati dalla MAW sub-superficiale (15.7 °C e 39 psu), dalla LIW (15.5 °C e 39.12 psu) e da una massa d'acqua che si trova al di sotto della LIW, la Cretan Intermediate Water (CIW, 14.2 °C e 38.88 psu), che esamineremo più in dettaglio nel prossimo paragrafo. Nella figura 3 è rappresentato il risultato di tale analisi.

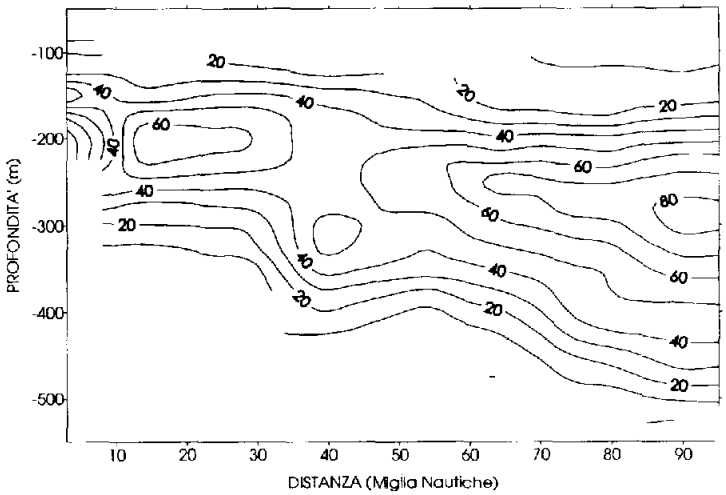


Fig. 3 - Percentuale di mescolameno della LIW lungo il trasetto I a 34° N

Le isolinee che compongono la figura rappresentano la percentuale del contenuto di LIW. Nell'estremo orientale si trova una sorgente di 80% di LIW ad una profondità di circa 300 m. Ricordiamo che il 100% di contenuto di LIW lo si trova più a Sud. Questa si mescola nel suo cammino verso Ovest con le altre due masse d'acqua per circa 50 miglia nautiche, salendo fino a 250 m di profondità. Dopo si ha una piccola interruzione nel suo mescolamento verso Ovest, dovuta sicuramente al fatto che il suo percorso è di tipo meandriforme e non rettilineo, e si ritrova un cuore di 60 % di LIW dopo altre 30 miglia ad una profondità di 200 m. La ragione per cui questa massa d'acqua sia salita di circa 100 m di profondità può essere meglio compresa nel paragrafo 4 in cui è mostrata la pendenza del profilo isopicno della CIW sopra al quale viaggia l'acqua levantina.

3. DETERMINAZIONE DELLE MASSE D'ACQUA

Una interessante analisi è stata appositamente studiata al fine di riconoscere esattamente tutte le masse d'acqua presenti nella colonna d'acqua. Questa analisi è basata sul calcolo della funzione di densità di probabilità per la salinità e per la temperatura in base alla relazione:

$$P_k = \int_{x_i}^{x_i + dx} f(x)dx$$

dove f(x) è la funzione che si vuole analizzare e P_k è la densità di probabilità.

Le figure 4a e 4b rappresentano rispettivamente la densità di probabilità per la salinità e per la temperatura potenziale calcolate per tutte le stazioni del reticolo di misura ed escludendo lo strato superficiale, con densità minori di 29, e lo strato di fondo, con densità maggiori di 29.19.

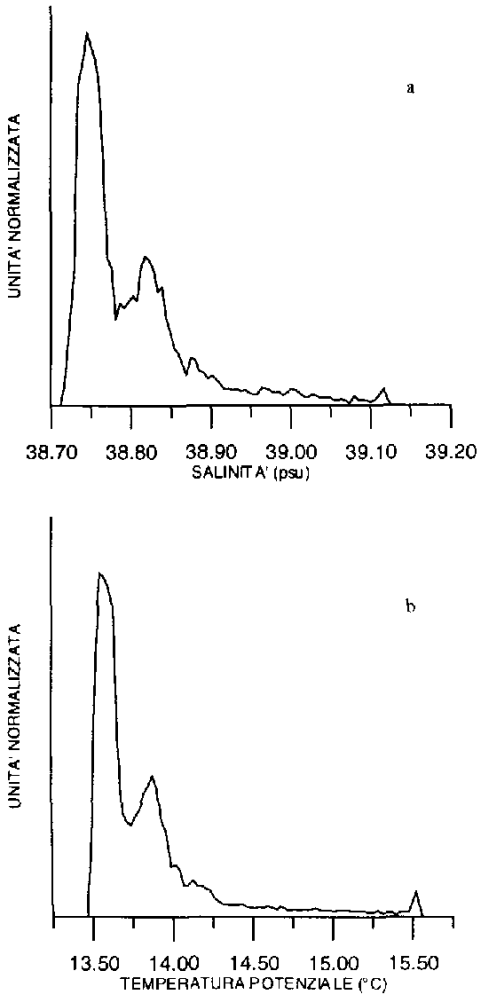


Fig. 4 - Densità di probabilità per la salinità (a) e per la temperatura potenziale (b) per tutte le stazioni, escluso lo strato di fondo e superficiale

Risulta molto evidente un grosso picco in salinità centrato su 38.75 psu ed uno in temperatura potenziale centrato su 13.6 °C, valori che contraddistinguono la EMDW. Un altro picco in salinità (38.82 psu) ed uno corrispondente in temperatura potenziale (13.85 °C) caratterizzano la LDW. Questa massa d'acqua infatti risulta presente in tutta la zona di misura ed in particolare in quella Nord. Un'altra coppia di picchi in salinità e temperatura potenziale si ha ripettivamente centrata su 38.88 psu e, meno evidente, su 14.2 °C. Questa massa d'acqua è stata riconosciuta come CIW (Cretan Intermediate Water) e si trova solitamnte al di sotto la L1W (Roether *et al.,* 1994). L'ultima coppia di picchi (39.12 psu e 15.51 °C) è quella che descrive la LIW; questi risultano minori dei precedenti perché la LIW è presente solo nella zona Sud-Est del reticolo di misura. E' infatti da tener presente che tale analisi è normalizzata rispetto ai dati acquisiti e quindi indicativa solo delle zone in cui sono presenti le stazioni di misura.

4. DISPOSIZIONE SPAZIALE DELLE MASSE D'ACQUA

L'acqua di fondo che si trova sotto la EMDW ricopre le fosse del bacino con profondità maggiori di 2700 m e la si può trovare da una profondità minima di 2400 m. Troviamo la LIW a profondità comprese tra i 200 e 500 m solo in una ristretta zona a Sud-Est del reticolo di misura. La MAW si trova lungo il percorso del MMJ ed è particolarmente evidente lungo il transetto I. Dalla precedente analisi risulta invece che la EMDW la LDW e la CIW sono presenti, in percentuali diverse, in tutta la zona di misura presa in considerazione. Basandosi sui valori in salinità e temperatura potenziale ottenuti per tali masse d'acqua dalla precedente analisi, è stato possibile determinare lo spessore e la disposizione spaziale delle stesse. Le masse d'acqua sono state identificate in un range di 0.02 psu intorno al valore di picco in salinità e di 0.1 °C intorno al valore di picco in temperatura. Le figure 5a e 5b mostrano rispettivamente il profilo del livello superiore ed inferiore della CIW.

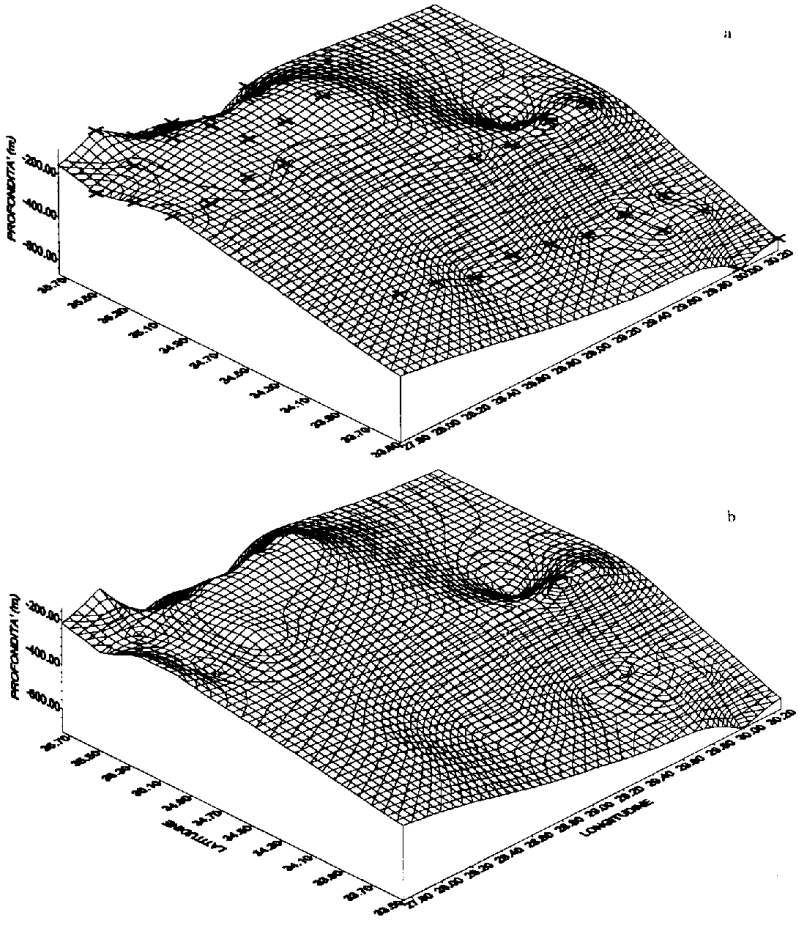


Fig. 5 - Profilo del livello superiore (incluse stazioni di misura) (a) ed inferiore (b) della CIW

Come si può notare lo spessore medio di questa massa d'acqua è di circa 60 m, ed è compreso tra 140 e 200 m nella parte Nord-Ovest del reticolo di misura e tra 600 e 660 m nella zona Sud-Est. Questo strato omogeneo di CIW descrive esattamente la dinamica che caratterizzava la zona. Infatti è ben evidente al centro del gyre di Rodi (Nord-Ovest) l'aumento di densità che contraddistingue un gyre ciclonico con innalzamento del livello isopicno di questa massa d'acqua fino a 140 m di profondità. Al contrario nella zona Sud-Est questa massa d'acqua sprofonda fino ad una profondità compresa tra 600 e 660 m. Ci troviamo in una zona anticiclonica, non completamente circoscritta, il cui centro si trova nella parte più a Sud alla longitudine di 30° E. La parte superiore di questo anticiclone è riempita dalla LIW e dalla MAW. Nelle figure 6a e 6b si può osservare l'andamento del profilo superiore ed inferiore che delimitano la LDW.

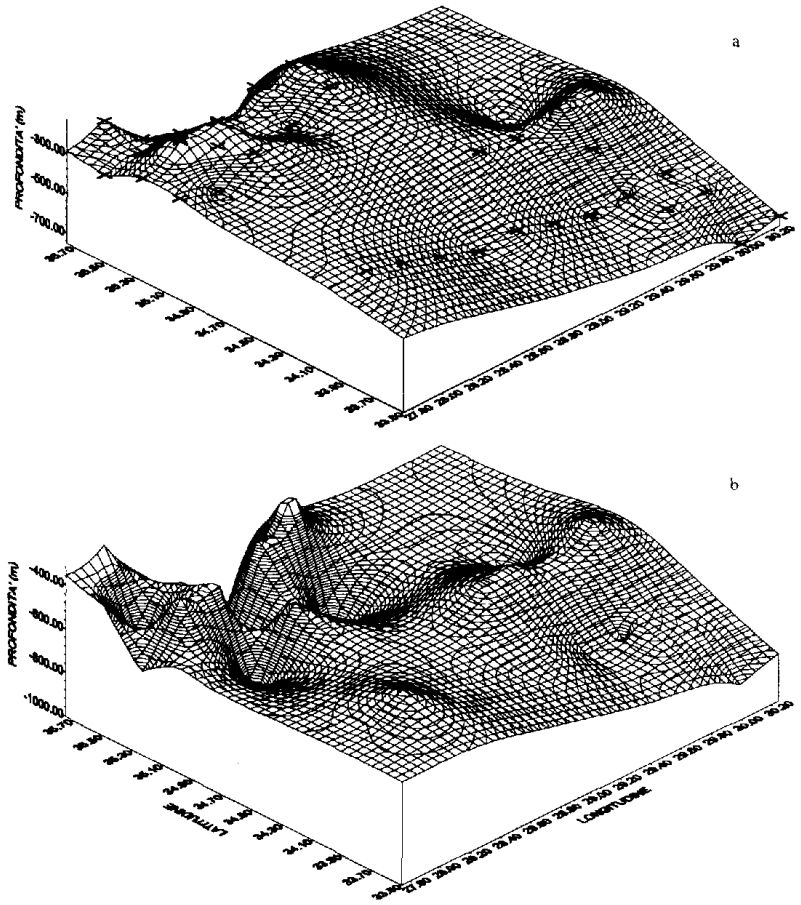


Fig. 6 - Profilo del livello superiore (incluse stazioni di misura) (a) ed inferiore (b) della LDW

In questo caso lo spessore della massa d'acqua non si mantiene costante. Il livello isopicno superficiale nel gyre di Rodi arriva ad una profondità di circa 230 m, mentre quello inferiore raggiunge i 900 m. Risulta così evidente un cono di formazione di acqua levantina profonda nella sua fase di sprofondamento con formazione di più celle convettive. Da una campagna eseguita dalla N/O METEOR qualche mese prima nella stessa zona (Gennaio 1995) si notava il cono di formazione completamente aperto fino in superficie (Malanotte-Rizzoli *et. Al.,* 1996). Nella parte Sud-Est la LDW segue lo stesso andamento della CIW, e nel centro dell'anticiclone è situata tra 740 e 850 m di profondità. Completamente diverso è il profilo dello spessore della EMDW (Fig. 7a e 7b). Il campo di massa, come si può osservare dalla figura 7a, si aggiusta invertendo il gradiente delle isopicne. Nel gyre di Rodi il livello superciale si abbassa fino a circa 1800 m di profondità e lo spessore della colonna d'acqua è di circa 500 m, mentre nella parte Sud-Est del reticolo di stazioni in cui si è raggiunta la massima profondità, il livello superficiale si trova a circa 900 m e quello inferiore raggiunge i 2600 m di profondità, con uno spessore medio di circa 1400 m.

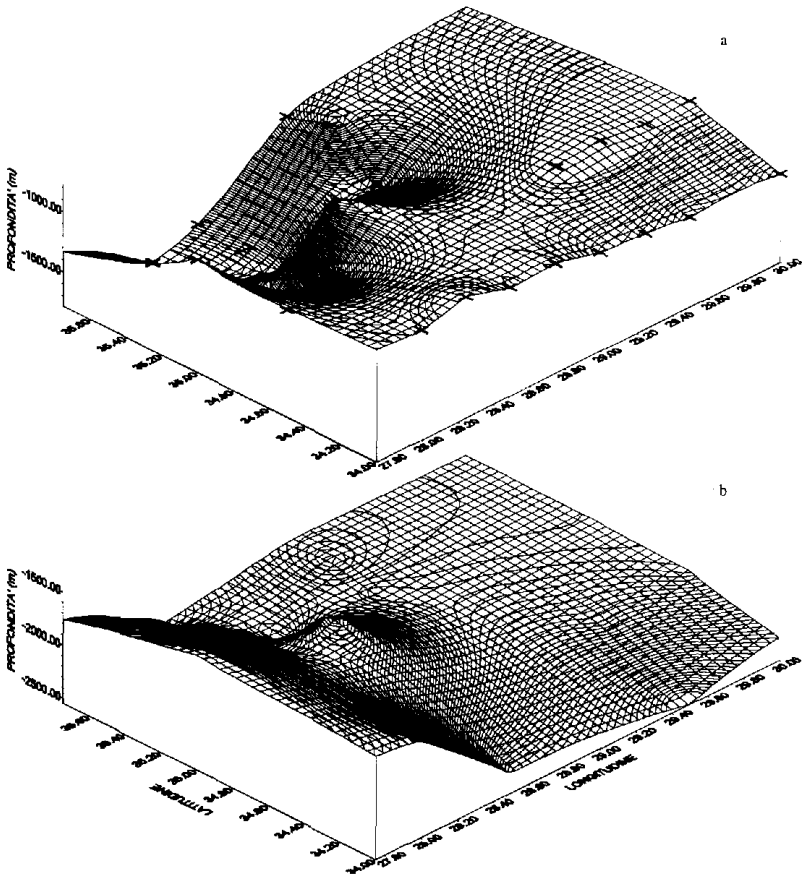


Fig. 7 - Profilo del livello superiore (inclusc stazioni di misura) (a) ed inferiore (b) della EMDW

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano per questo lavoro tutti i componenti del POEM Group ed in particolare il Dr. Giorgio Budillon per il suo prezioso contributo.

BIBLIOGRAFIA

Malanotte-Rizzoli P., Robinson A.R., Roether W., Manca B., Bergamasco A., Brenner S., Civitarese G., Georgopoulos D., Haley P.J., Kioroglou S., Kontoyannis H., Kress N., Latif M.A., Leslie W.G., Ozsoy E., Ribera d'Alcala M., Salihoglu I., Sansone E. & Theocharis A. 1996. Experiment in Eastern Mediterranean Probes Origin of Deep Water Masses. *EOS,* American Geophysical Union, Vol. 77, No. 32: 305-306.

Mamayev O.I. 1975. Temperature-Salinity Analysis of the World Ocean Waters. *Elsevier Oceanography Series,* 11, 374 pp.

Ozsoy E., Hecht A., Unluata U., Brenner S., Sur H.I., Bishop J., Latif M.A., Rozentraub Z. & Oguz T. 1993. A synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990. *Deep-Sea Research II* Vol. 40, No. 6: 1075-1119.

Robinson A.R. & Golnaraghi M. 1994. The Physical and Dynamical Oceanography of the Mediterranean Sea. In: Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples (Malanotte-Rizzoli P. & Robinson A.R. eds.). Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series C, Vol. 419: 255-306.

Roether W, Manca B., Klein B., Bregant D., Georgopoulos D., Beitzel V., Kovacevic V. & Luchetta A. 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science,* Vol. 271:333-335.

Roether W., Roussenov V.M. & Well R. 1994. A tracer study of the thermohaline circulation of the Eastern Mediterranean. In: Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples (Malanotte-Rizzoli P. & Robinson A.R. eds.). Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series C, Vol. 419: 371-394.

Theocharis A., Georgopoulos D., Lascaratos A. & Nittis K. 1993. Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986-1987. *Deep-Sea Research II,* Vol. 40, No. 6: 1121-1142.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola dì Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 109 - 120.

CURRENT, TEMPERATURE AND SALINITY MEASUREMENTS IN THE ROSS SEA SHELF (ANTARCTICA) DURING 1995/1996: DATA PRESENTATION

Paola PICCO[1], Andrea BERGAMASCO[2], Luca DEMICHELI[3], Leonardo LANGONE[4], Giuseppe M.R. MANZELLA[1], Roberto MELONI[5]

[1]ENEA Centro Ricerche Ambiente Marino, La Spezia
[2] CNR Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia
[3]Dipartimento Scienze della Terra, Università di Genova
[4] CNR Istituto di Geologia Marina, Bologna
[5]CNR Stazione Oceanografica S.Teresa, La Spezia

RIASSUNTO

Serie temporali di misure di corrente, temperatura e salinità, condotte nel Mare di Ross (Antartide) nell'ambito del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide dal dicembre 1994 al febbraio 1996 sono da poco disponibili. Tali dati provengono da sei catene correntometriche posizionate in differenti punti nella parte centro-occidentale della piattaforma del Mare di Ross e costituiscono un consistente data-set di cui viene qui data una esauriente descrizione. In particolare, per quanto riguarda le serie correntometriche, vengono anche riportati alcuni risultati di elaborazioni ed informazioni di tipo statistico. Lo schema di circolazione nello strato esaminato, tra i 250 m ed il fondo, dedotto da questa analisi preliminare, presenta caratteristiche barotropiche con importante attività di mesoscala, mostra una scarsa variabilità stagionale e sembra prevalentemente dovuto alla circolazione a larga scala. Un debole segnale stagionale legato ai processi di formazione e scioglimento dei ghiacci alla superficie è stato osservato nelle serie temporali di temperatura e salinità nello strato intermedio.

ABSTRACT

Time series of currents, temperature and salinity measurements, from December 1994 to February 1996, performed in the Ross Sea Shelf (Antarctica) in the framework of the activities of the Italian National Program of Antarctic Researches have been recently made available. These data come from six moorings located in different positions of the central-western part of the Ross Sea Shelf and constitute an important and complete data set that is here widely described. This paper mainly focuses on currentmeter lime series: results from preliminar analysis and some statistics information are here reported. The circulation scheme in the examined layer, between 250 m and the bottom, as deduced from this preliminar analysis, is highly barotropic

with important mesoscale activity, shows a negligible seasonal variability and seems mainly induced by the large scale circulation. A weak seasonal signal due to the processess of ice formation and melting at the surface has been observed in temperature and salinity time series in the intermediate layer.

1. THE MEASUREMENTS AND THE AVAILABLE DATA-SET

In the framework of the Italian National Program of Antarctic Research, oceanographic campaignes were carried out in the Ross Sea. During the oceanographic expedition of N/O Italica, from December 1994 to February 1995 (PNRA, 1995), six mooring were deployed in different places of the central-western part of the Ross Sea Continental Shelf (Fig. 1) and successfully recovered, maintenanced and deployed again the following year, during the 1995/96 expedition (PNRA, 1996). Three of them (A,B,C) were managed by the CNR Istituto di Geologia Marina of Bologna to support the studies of biogeochemical processes in the Ross Sea (ROSSMIZE Project) involved in the seasonal retreat of the sea-ice margin, while the others (D, F, H) were deployed in order to study the physical processes occurring in Terranova Bay polynya and to evaluate the outflow and the fate of the Ross Ice Shelf Water (CLIMA Project).

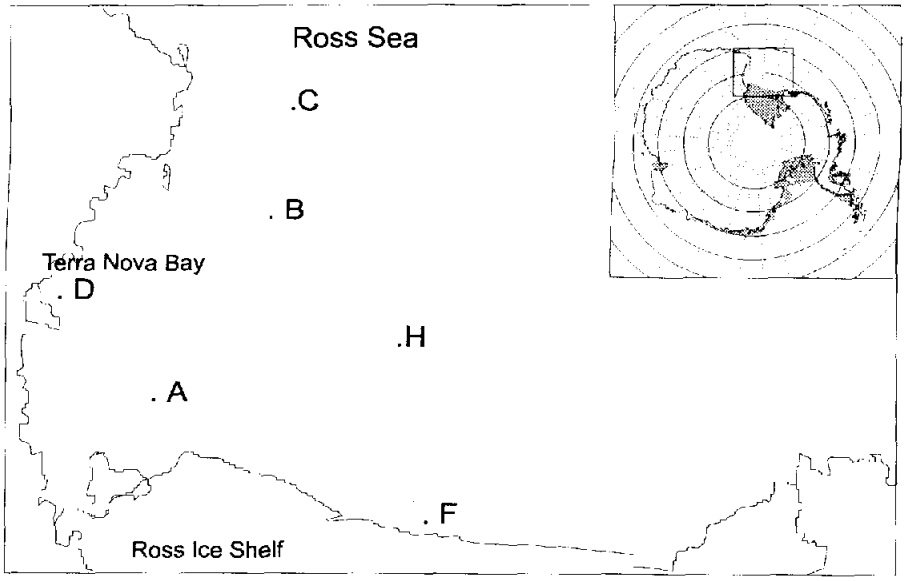


Fig. 1 - The Ross Sea with moorings location

They were equipped with different instrumentation among which currentmeters, temperature and conductivity sensors, sedimentary traps and turbidimeters according to

the research project they were employed for. Currentmeters were Aanderaa RCM7 or RCM8, temperature and conductivity sensors were SBE mod. SeaCat16 or Aanderaa (Tab2).

Tab. 1 - Accuracy of moored instruments

RCM7 thermistor	FENWALL GB32JM19	± 0.05 °C
Sea Cat thermistor	SBE3	± 0.01 °C/6 months
RCM7 conductivity	Inductive cell 2994	± 0.01 S/m/month
Sea Cat conductivity	Conductive cell SBE4	± 0.001 S/m/month

Tab. 2 - Moorings composition and period of measurements

	A			B			C			D			F			H		
Lat	76° 41.03 S			74° 01.50 S			72°29.55 S			75°06.10 S			77° 59.99 S			75°56.20 S		
Lon	169° 00.23 E			175° 055 E			175°08.10 E			164°13.04 E			177° 01.62W			177° 35.98W		
depth	815 m			588 m			456 m			912 m			602 m			625 m		
start	22/01/95			11/12/94			09/12/94			17/02/95			27/01/95			04/02/95		
stop	19/01/96			12/01/96			12/01/96			14/01/96			21/01/96			23/01/96		
depth	**V**	**T**	**C**	**V**	**T**	**C**	**V**	**T**	**C**	**V**	**T**	**C**	**V**	**T**	**C**	**V**	**T**	**C**
055										*	^							
142										*	*	*						
225					^	^		^	^									
230				*			*											
231	*	^	^															
244													*	^	^			
283																*	^	^
391													*	^	^			
404										*	*	*						
415								^	^									
420							*											
450																*	*	*
476																	^	^
503																*	*	
552				*														
547					^	^												
579													*	*				
597																*	*	*
753										*	^	^						
780	*	^	^															
885										*	*	*						

* Aanderaa sensor ^ Sea-Cat

At the top level of mooring A, B and C the Sea Cat were also equipped with a strain-gauge pressure sensor with the aim to check the persistence of the vertical

position of the mooring line during the whole year. In order to avoid damage from drifting icebergs, instrumentation was left well below the surface, so that the layer to be investigated is from about 230 m depth to near the bottom. Unfortunately few of the conductivity sensors were found broken or did not provide reliable data, so that some of the salinity lime series are missing. Information about position, period of measurements, composition of each mooring and available lime series are resumed in tab. 2. After the quality control checks, time series with daily mean data have been obtained from the original ones. Current data were corrected adding the values of magnetic declination of each mooring. For the lack of salinity measurements at some depths and to ensure a better comparability among different time series, all reported temperature are in situ values.

Apart from long currentmeter time series obtained in some location in front of the Ross Ice Shelf (Pillsbury *et al.,* 1985), short measurements performed in Terranova Bay (Stocchino & Manzella, 1991) and recently those reported by Jaeger *et al.* (1996) regarding measurements taken about in the same location of mooring A, temporal series data for this area are scarce. The collected data represent an important, complete data set: a short description of available data, monthly and annual mean data, some statistics information and preliminar results mainly focusing on currentmeters measurements are here provided.

2. CURRENTMETERS TEMPORAL SERIES ANALYSIS

Reported progressive vectors (Fig. 2) provide a description of the temporal evolution of currents at the different depths and of their characteristics; scatter plots at intermediate (Fig. 3) and near bottom levels (Fig. 4) give a picture of distribution and variability of daily mean currents. Some other results from statistical analysis (Demicheli, 1997) and monthly mean data, resulting annual mean values, which account for the water mass transport, are also reported (Tabb. 3, 4, *5,* 6)

2.1. Mooring A

Currents in this location are characterised by an high variability; daily mean velocities are generally less than 10 cm/s except during few events when they reach more than 20 cm/s and are directed southeast at both levels. The general pattern, as deduced by the progressive vector, shows frequent inversions and rotations. At both levels monthly mean currents are directed west or southwest during the period February-July, after then they turn to southeast; higher values are in March, July and December. Resulting annual mean values, which account for the water masses transport, are extremely small: less than 1cm/s directed 121°N at 230 m and 124°N at 780 m.

2.2. Mooring B

Flow at 230 m shows a complicate pattern: until mid March it is directed southwest, then it inverts going northeast for about six months. During this period frequent and rapid clockwise and anticlockwise complete rotations occur.

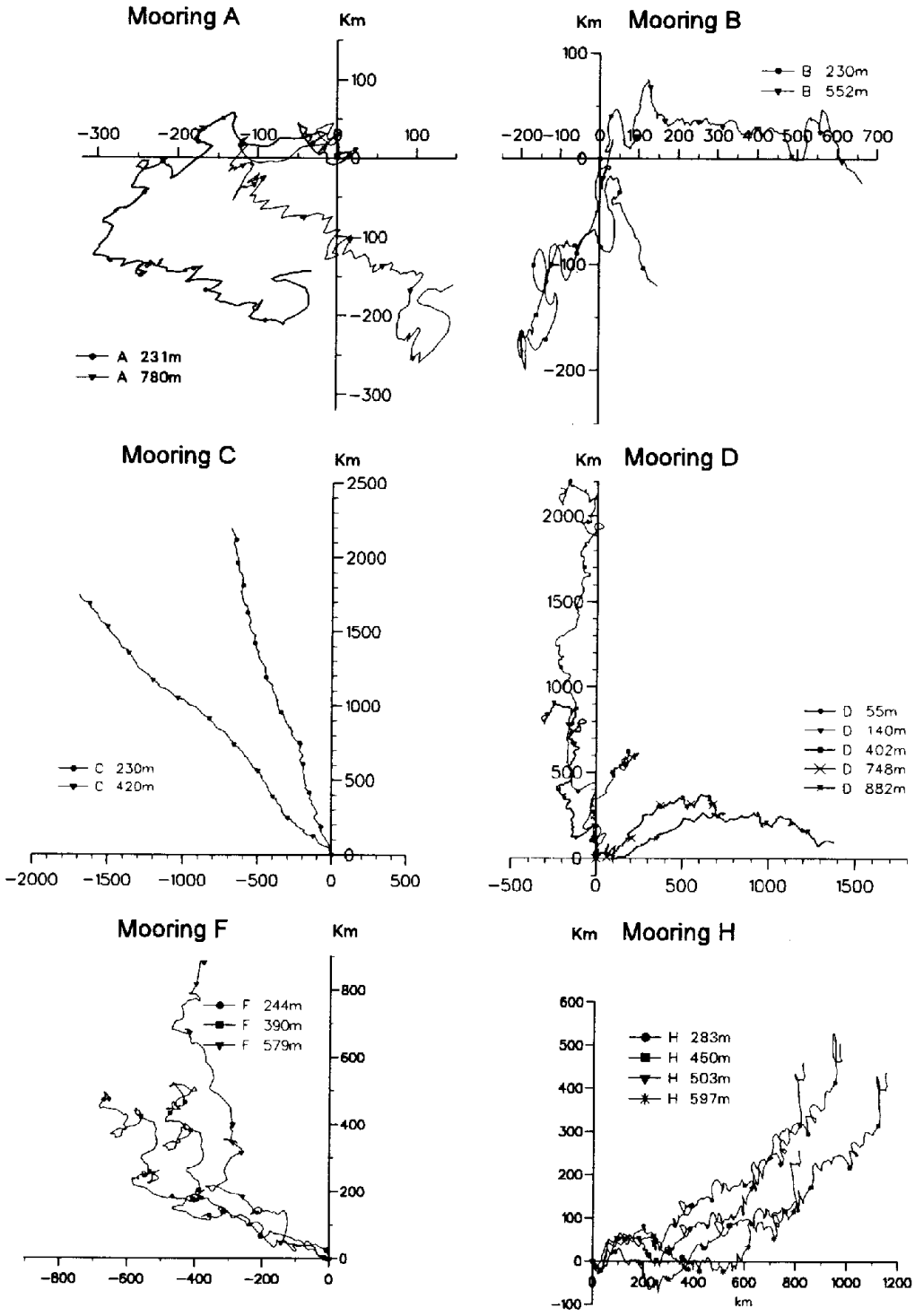


Fig. 2 - Progressive vector diagrams

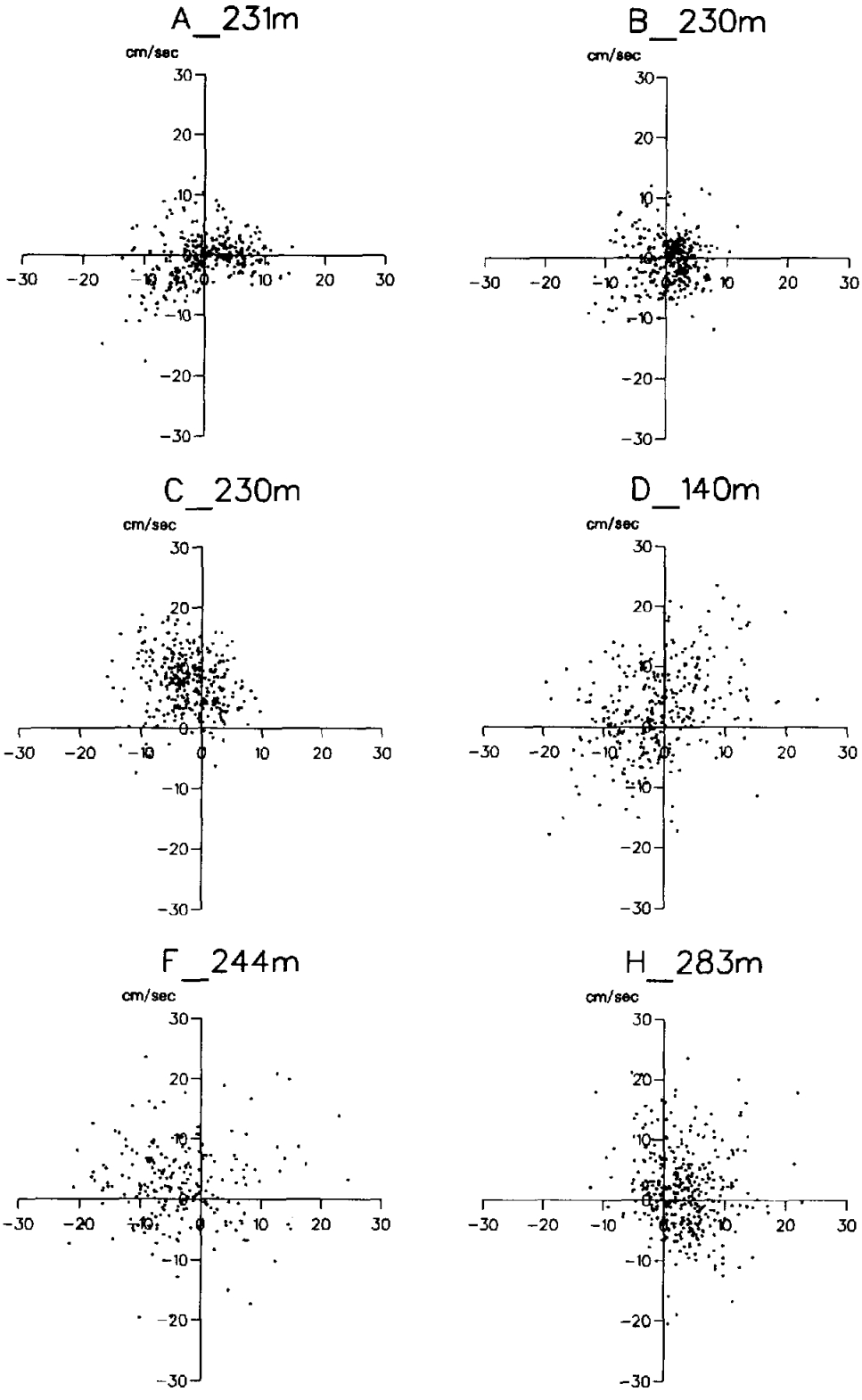


Fig.3 - Intermediate level scatter plots

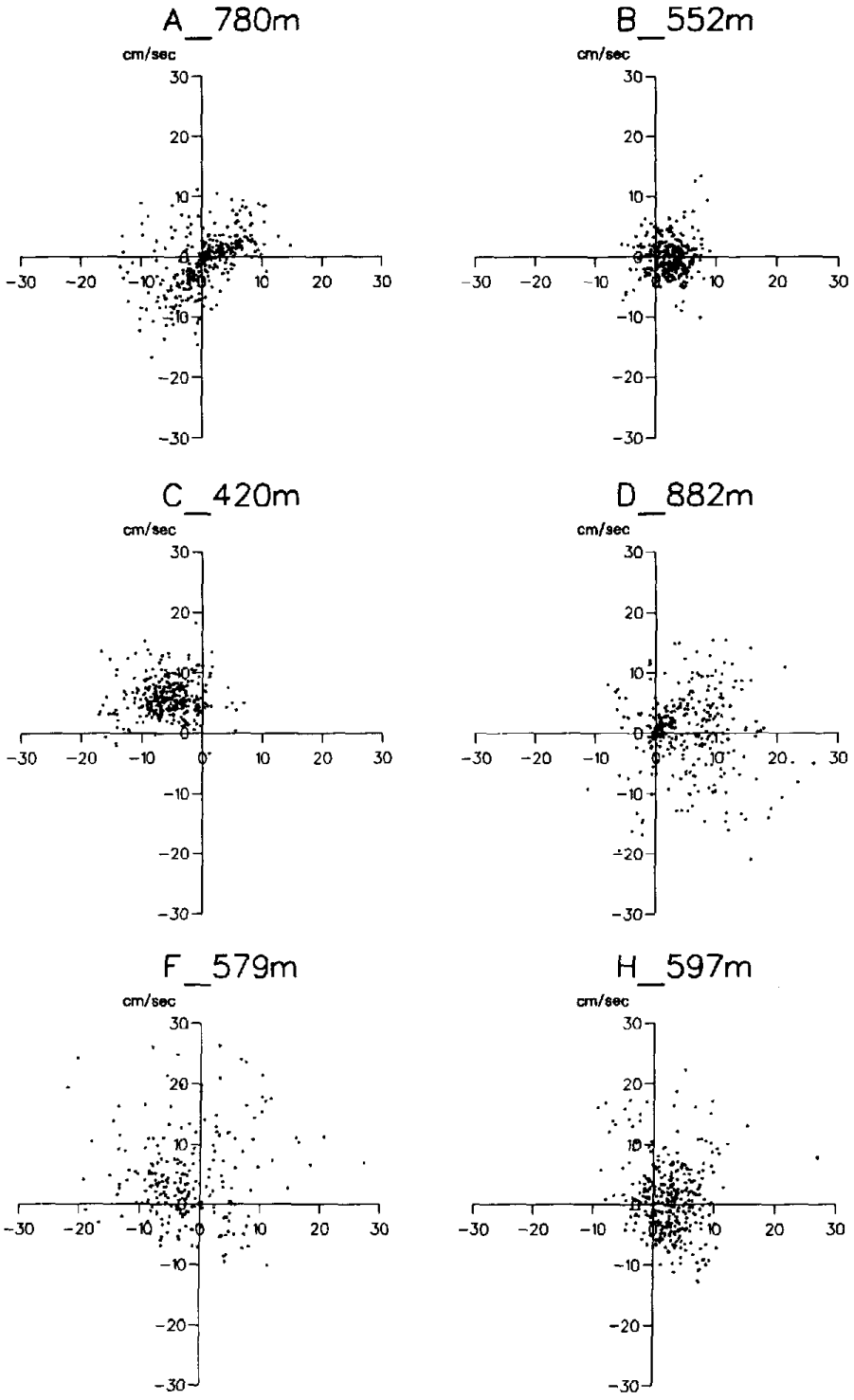


Fig.4 - Near bottom level scatter plots

From November it turns southeast with a more regular pattern. Deeper currents (552 m) pattern strongly differs from the other: flow is mainly directed cast with some North-South oscillations of about two months period well evident during austral summer months. Daily mean velocities are small: more than 95% below 10 cm/s with value of about 5 cm/s during the period April-August when velocities strongly decrease at both levels.

Tab. 3 - Monthly mean currents from mooring A and B

	A 220 m		A 780 m		B 220 m		B 555 m	
	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N
December 94					6.02	211	1.11	143
January 95	3.13	70	3.66	62	4.80	256	2.01	14
February	1.74	295	1.20	296	2.66	142	2.90	103
March	4.55	285	4.28	269	2.98	266	2.22	31
April	2.19	230	1.28	186	0.31	37	1.85	128
May	1.80	240	1.11	148	1.57	69	3.16	92
June	1.63	207	0.82	55	2.31	39	2.62	95
July	3.98	209	2.64	141	2.34	72	3.20	90
August	1.92	94	2.61	109	2.42	86	3.49	105
September	1.90	99	2.38	144	2.90	48	3.05	75
October	1.34	135	1.89	116	3.51	142	2.21	118
November	3.11	121	3.57	181	3.07	116	4.29	114
December	3.84	45	4.70	30	2.52	189	1.85	46

2.3. Mooring C

Topographic effects such as the narrowing of the shelf and the large scale circulation influence seem to dominate the dynamic of this extreme part of the Ross Sea Shelf. Currents in this position are characterised by a particular Constant direction along the isobath and intense daily mean values: more than 40% of them being higher than 10 cm/sec with peaks up to 55 cm/s near the bottom. The annual mean flow at 230 m is directed around 340°N and around 310°N at 420 m with a high annual mean velocity respectly 8 cm/sec and 8.5 cm/sec, varying from 6 cm/s on November to 11 cm/s on December 94.

2.4. Mooring D

It is located in Terranova Bay, near the coast, bounded south by Drygalski Ice Tongue in an area of recurrent coastal polynya. In this ice free area, large amount of salty and dense water forms during winter, filling the Ross Sea Shelf. Bottom topography is deeper than the rest of the shelf, reaching more than 900 m. Currents from the surface to the intermediate (402 m) layers are mainly directed Northeast along the coast with while in deeper layers (748 m and 882 m) the flow is directed eastward to the shelf. Currents are intense, expecially at 55 m depth where more than 40% of daily mean values are higher than 15 cm/s and present peaks of more than 50 cm/sec. Near bottom currents, which transport the HSSW to the shelf are also quite high: annual average being around 5 cm/s.

Tab. 4 - Montly mean currents from mooring C and D

	C 230 m		C 425 m		D 140 m		D 885 m	
	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N
December 94	10.91	338	9.43	316				
January 95	9.06	342	8.01	305				
February	7.68	348	7.03	323	5.89	12	3.18	35
March	5.47	350	7.54	329	4.66	286	1.77	109
April	9.44	330	9.10	319	5.54	338	2.60	59
May	9.73	336	9.37	317	5.04	343	4.46	52
June	9.12	342	9.48	304	3.68	4	2.68	24
	8.30	347	7.97	305	8.89	11	7.46	47
August	7.55	348	9.46	318	2.85	359	3.37	79
September	5.88	349	8.56	321	333	1.11	3.14	100
October	6.19	355	8.01	324	2.54	5	4.90	77
November	8.18	336	8.58	306	4.39	301	1.25	146
December					4.78	214	2.66	154
January 96					2.42	15	1.55	94

2.5. Mooring F

It is located at about two miles in front of the Ross Tee Shelf Barrier. Daily mean currents in this position are generally high with many peaks of more than 20 cm/sec; prevailing direction is in the north-eastern sector. During the first four months of registration, mean flow is direct around 290 N afterwards it deviates North. The pattern is also characterised by an high variability with inversions and some complete rotations. Correlation is particularly high, more than 0.82, expecially between currentmeters at 390 m and 579 m which show very similar patterns. More than 70% of daily mean values at al examined levels are in the northern sector, indicating an outflow from the cavity under the Ross Ice Shelf; resulting annual mean current is directed northwest with intensity of about 4.5 cm/s contributing to the exportation of cold and salty waters there formed.

2.6. Mooring H

Circulation is characterised by a "summer" period of low energy from March to mid June and by rather high daily mean velocities (peaks of more than 20 cm/s) mainly directed Northeast during the remaining period. Barotropic movements prevail: oscillations and two complete anticlockwise rotations occurring on July 95 and January 96 can be observed simultaneously at all depths from the progressive vector. From EOF analysis the first mode, which account for the barotropic mode, is more than 94%, while the second is only 4%. Net annual mean flow at all depths is directed northeast around 65 N° to the shelf break with velocities of 3-4 cm/sec indicating an exportation of HSSW through the open ocean.

Tab. 5 - Montly mean currents from mooring F and H

	F 244 m		F 391 m		H 283 m		H 597 m	
	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N	Vcm/s	dir °N	V cm/s	dir °N
December 94								
January 95	3.98	239	11.01	344				
February	9.85	294	5.54	281	5.27	63	4.25	76
March	5.92	301	4.15	325	4.00	73	4.03	104
April	3.60	274	2.61	315	2.31	124	2.09	149
May	4.01	311	5.00	350	0.14	176	1.47	87
June	0.31	69	3.13	351	3.26	63	1.94	83
July	7.08	351	11.81	335	2.91	53	3.11	74
August	4.65	279	5.27	5	3.32	81	1.66	96
September	5.73	55	9.70	21	5.13	75	3.63	90
October	5.47	240			4.58	57	4.38	60
November					6.08	70	3.98	79
December					6.14	41	3.81	51
January 96					4.24	12	6.42	8

2.7. Resulting general circulation

The general picture obtained from the analysis of the moorings is of a clockwise circulation in the inner northwestern part of the shelf with a northwest flow detected in the currentmeters near the coast and a particular intense northeast flow out of Cape Adare probably linked to the Antarctic Circumpolar Current. Currents in the examined layer are mainly barotropic, with energy peacks on mesoscale frequencies (Picco *et al.*, 1997). The annual variability due to the strong air-sea interaction and to the processes of ice formation and retraction is not so well defined as in the thermohaline characteristics; apart from a weakness in the energy of the currents observed in some mooring during March-May, it seems that the forcing due to the large scale circulation is prevailing.

Tab. 6 - Resulting mean currents and standard deviation for the whole period of measurements

	A		B		C		D		F		H	
Depth (m)	220	780	221	555	230	425	140	885	244	391	283	597
Mod (cm/s)	0.7	1.26	0.65	2.30	7.99	8.44	2.32	4.87	4.27	5.00	3.62	2.82
dir °N	129	124	152	89	343	316	340	86	306	337	62	72
Vx (cm/s)	0.58	1.46	0.38	2.78	-3.31	-6.02	-1.09	4.86	-3.46	-1.97	3.20	2.69
σx (cm/s)	5.97	5.28	4.11	3.12	2.92	3.83	7.19	5.80	7.95	7.36	5.21	3.86
Vy (cm/s)	-0.47	-0.71	-0.59	0.07	9.29	6.34	3.04	0.35	2.51	4.60	1.68	0.86
σy (cm/s)	3.58	5.22	4.38	4.07	2.27	2.70	7.29	6.24	6.62	7.74	6.80	5.91

3. TEMPERATURE AND SALINITY TIME SERIES

A weak seasonal cycle is evidenced by temperature and salinity lime series in the layer around 250 m (Fig. 5). An increase of temperature associated to a decrease of salinity is clearly linked the ice melting processes occurring at the surface during the short austral summer (Jacobs & Comiso, 1989), whose effects are reached at this level with a delay of some weeks. Warmer waters are found in the locations nearest the open

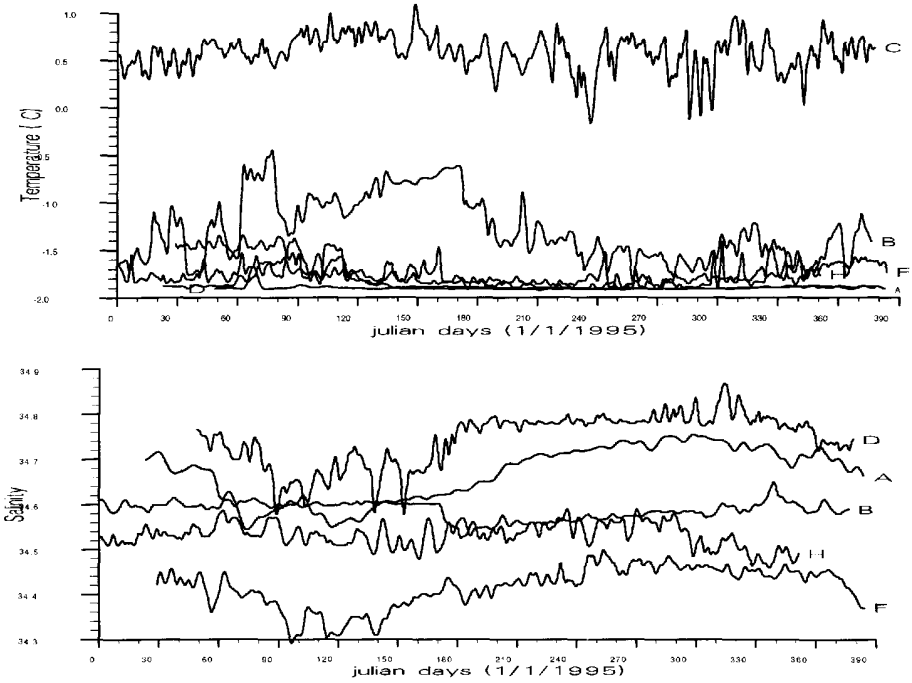


Fig. 5 - Temperature and Salinity time series

sea, due to the influence of the Antarctic Circumpolar waters (Jacobs *et al.,* 1970); while near freezing values are observed during winter months in the mooring close to the Ross Ice Shelf barrier. Near bottom temperature and salinity variations are generally below the accuracies of the sensors; they evidence a Constant presence of High Salinity Shelf Water characterised by temperature lower than -1.89°C and salinity higher than 34.85 which spreads from the polynya region of Terranova Bay and from below the Ross Ice Shelf and fills the whole shelf.

BIBLIOGRAPHY

Demicheli L. 1997. Analisi di serie correntometriche nel Mare di Ross (Antartide). Tesi di laurea, DISTER.Università di Genova, 243 pp.

Jacobs S.S., Amos A.F. & Bruchhausen P.F. 1970. Ross Sea Oceanography and Antartic Bottom Water formation. *Deep-Sea Res.,* Vol. 17: 935-962.

Jacobs S.S. & Comiso J.C. 1989. Sea Ice and Oceanic Processes on the Ross Sea Continental Shelf. *J. Geophys. Res.,* 94 (C12): 18195-19211.

Jaeger J.M., Nittrouer Charles A., De Master D.J., Klechner C. & Dunbar R.B. 1996. Lateral transport of settling particles in the Ross Sea and implication for the fate of biogenic material. *J. Geophys. Res.,* 101, C8: 18479-18488

Keys J.R., Jacobs S.S. & Barnett D. 1990. The calving and drift of iceberg B-9 in the Ross Sea, Antartica. *Antartic Science,* 2(3): 243-257.

Picco P., Bergamasco A., Demicheli L., Manzella G.M.R., Meloni R. & Paschini E. 1997. Large Scale Circulation in the Ross Sea Continental Shelf. In: Ross Sea Eecology: Italian Antarctic Expeditions (1986- 1995) (Faranda F., Guglielmo L & Ianora A. Eds). Springer, Berlin Heidelberg (in press)

Picco P., Bergamasco A. & Meloni R. 1997. Analysis of currentmeter mooring data during 1995. *International Conference on the Oceanography of the Ross Sea - Antarctica,* Lerici (I)

Pillsbury R.D. & Jacobs S.S. 1985. Preliminary observation from long-term current meter moorings near the Ross Ice Shelf, Antartica. In: Oceanology of the Antartic Continental Shelf (Jacobs S.S. ed). *Antarct. Res. Ser.*,43: 87-107, AGU, Washington, D.C.

PNRA. 1995. Rapporto sulla Campagna Antartica Estate Australe 1994/95, X Spedizione. Progetto Antartide, ANT 95/02.

PNRA. 1996. Rapporto sulla Campagna Antartica Estate Australe 1995/96, XI Spedizione. Progetto Antartide, ANT 96/07.

Stocchino C. & Manzella G.M.R. 1991. Analisi delle correnti marine di Baia Terra Nova (Mare di Ross, Antartide). Consiglio Nazionale delle Ricerche, Area della Ricerca di Genova, 56 pp.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 121 - 130.

BURIAL RATES POR BIOGENIC SILICA, ORGANIC C AND N AT THREE SITES OF THE ROSS SEA (ANTARCTICA)

Livio LABBROZZI, Leonardo LANGONE, Mauro FRIGNAMI, Mariangela RA VAIOLI

Istituto di Geologia Marina, CNR - Via Gobetti 101-40129 Bologna, ITALY

RIASSUNTO

Tre box core sono stati raccolti in corrispondenza dei siti A (Mare di Ross sud-occidentale), B (al centro della parte settentrionale del bacino Joides) e C (sul fianco settentrionale del Mawson Bank, vicino al ciglio della piattaforma continentale). I sedimenti del sito A sono costituiti da fango marroncino a diatomee contenente ciottoli; in B si trova un fango siliceo grigio-oliva, mentre in C è presente sedimento residuale glacio-marino con molti ciottoli e resti biogenici carbonatici. Utilizzando i profili di ^{210}Pb si ottiene un tasso di accumulo apparente di 89 e 104 mg cm^{-2} a^{-1} rispettivamente per i siti A e B, mentre in corrispondenza di C, a causa delle forti correnti di fondo, non si ha sedimentazione. In questo caso il profilo di ^{210}Pb permette di calcolare un coefficiente di mescolamento di 0,06 cm^{-2} a^{-1}. I tassi apparenti di seppellimento di silice biogena, OC e N risultano 22, 0,82 e 0,12 mg cm^{-2} a^{-1} al sito A e 27, 1,13 e 0,16 mg cm^{-2} a^{-1} al sito B. Per stabilire la relativa importanza dei processi di accumulo e bioturbazione al sito B, si è stabilita una correlazione con la carota Anta91-14, per la quale sono disponibili i dati sia di ^{210}Pb che di ^{14}C. Il tasso di accumulo calcolato tramite il profilo di ^{210}Pb risulta 2.7 volte più alto rispetto a quello fornito dal ^{14}C. Tale differenza dipende in gran parte dall'effetto della bioturbazione, che influenza più il profilo del ^{210}Pb che le età ^{14}C. Applicando il modello di avvezione-diffusione ad entrambi i radionuclidi si ottiene un coefficiente di mescolamento di 0,53 cm^{-2} a^{-1} ed una velocità di sedimentazione di 0,059 cm^{-2} a^{-1}. I tassi di seppellimento dei composti biogeni nel sito B, calcolati in base al valore medio del tasso di accumulo per gli ultimi 2000 anni, risultano quindi vicini ai valori veri.

ABSTRACT

Box cores were collected in 1994-95 at three representative sites of the Ross Sea: A (SW Ross Sea), B (center of the northern part of the Joides Basin), and C (northern flank of the Mawson Bank, close to the shelf break). Sediment at site A is made of brown diatomaceous mud with dropstones, at site B is an olive-grey diatomaceous mud, whereas at site C residual glacial marine sediment is present, with much gravel and biogenic carbonate debris. Based on ^{210}Pb chronologies, an apparent mass accumulation rate of 89 and 104 mg cm^{-2} yr^{-1} was calculated for sites A and B, respectively. At site C

high current velocities make the accumulation rate virtually null. In this case the excess ^{210}Pb activity-depth profile yields a mixing rate of 0.06 cm^{-2} yr^{-1}. Biogenic silica, OC and N apparent burial rates result 22, 0.82 and 0.12 mg cm^{-2} yr^{-1} at site A and 27, 1.13, and 0.16 mg cm^{-2}yr^{-1} at site B, respectively. To resolve the effects of sediment mixing and accumulation on ^{210}Pb chronology, a correlation was established between the core taken from site B and core Anta91-14, for which both ^{210}Pb and ^{14}C data are available. ^{210}Pb and ^{14}C sediment accumulation rates differ by a factor of 2.7. This difference is mainly due to bioturbation, which affects more the ^{210}Pb distribution than the ^{14}C dates. At site B, the solution of the one-dimensional advection-diffusion equation using both radiotracers simultaneously provides a mixing coefficient of 0.53 cm^{-2} yr^{-1} and a sediment accumulation rate of 0.059 cm yr^{-1}. The burial rates of biogenic components, calculated from the mean accumulation rate of the last 2 kyr, result to be dose to the actual values.

1.1NTRODUCTION

Sedimentary deposits of the Antarctic continental margin play a major role in the global budget of silica (DeMaster, 1981; Ledford-Hoffinan *et al.,* 1986; DeMaster *et al.,* 1991; Harden *et al.,* 1992). In fact as much as a quarter of the dissolved silica, supplied to the world ocean by rivers and hydrothermal vents, may be accumulating in the siliceous deposits of the Antarctic continental shelf (Ledford-Hoffman *et al.,* 1986). On the contrary, these sediments account for a very small portion of the organic carbon accumulation in the marine realm, only about 5% (De Master *et al.,* 1991). The discrepancy is due to the preferential preservation of biogenic silica relative to organic matter. In recent years there has been increasing interest towards the achievement of accurate sediment chronologies for Antarctic continental margin deposits to estimate burial rates of biogenic materials, and to assess the dates of paleoenvironmental and paleoclimate records stored in sediments. Radiocarbon measurements are considered more reliable than ^{210}Pb data for establishing accurate rates of sediment accumulation (DeMaster *et al.,* 1991; Harden *et al.,* 1992; DeMaster *et al.,* 1996). On this basis, DeMaster *et al.* (1991 and 1996) established that the total amount of biogenic silica accumulating on the Ross Sea shelf is approximately an order of magnitude less than the estimate made by Ledford-Hoffman *et al.* (1986) using ^{210}Pb-derived accumulation rates. The difference is attributed to the post-depositional processes, such as sediment mixing: ^{14}C is less sensitive to mixing effects than ^{210}Pb because of its longer half-life. At present, however, it is not clear what is the importance of mixing with respect to the effect of the very recent increase of sediment accumulation rates. In this study our concern was to calculate biogenic silica, OC and N burial rates in sediments collected at specific sites of the Ross Sea and discuss the reliability of these fluxes on the basis of the ^{14}C chronology.

2. MATERIALS AND METHODS

Samples from the seabed were collected during the emise RosSMIZE of the Italian “Programma Nazionale di Ricerche in Antartide” in 1994-95. Three box cores

were recovered at site A, B and C (Fig. 1) to provide whole core magnetic susceptibility and X-radiographs that are described elsewhere (Ravaioli *et al.,* 1996), and sediment for ^{210}Pb chronologies, biogenic silica, OC and N analyses. Site A is located in the SW Ross Sea (76°41'S - 169°01'E, 810 m water depth), site B in the center of the northern part of the Joides Basin (74°S-175°E, 586 m water depth) and site C on the northem side of the Mawson Bank, very dose to the shelf break (172°30'S - 175°E, 456 m water depth).

The biogenic silica content was determined following the progressive dissolution method suggested by DeMaster (1979, 1981). We used NaOH 0.5M as extractant, in view of the large quantities of biogenic silica in our samples. The extraction was carried out on 20 mg of sample at 85°C, taking 0.2 ml aliquots for analysis every hour for 4 hours. Organic carbon and nitrogen were determined by a Carlo Erba 1106 CHN Element Analyzer. The carbonate fraction was eliminated by a preliminary treatment of the sample with 2N HC1 directly in a silver capsule. Alpha counting of ^{210}Po was used for ^{210}Pb determinations, assuming secular equilibrium between the two isotopes. ^{210}Po was extracted from sediments and plated on silver discs following the method described by Frignani & Langone (1991).

Mass depths in cores were obtained from sediment porosity, assuming a particle density of 2.5 g cm^{-3}. Inventories of ^{210}Pb were obtained integrating the excess ^{210}Pb activity depth profile vs. mass depth. Expected excess ^{210}Pb inventories were calculated from the integrated production in the water column by ^{226}Ra decay (0.2 dpm l^{-1}, Ku & Li, 1976, cited in Harden *et al.,* 1992).

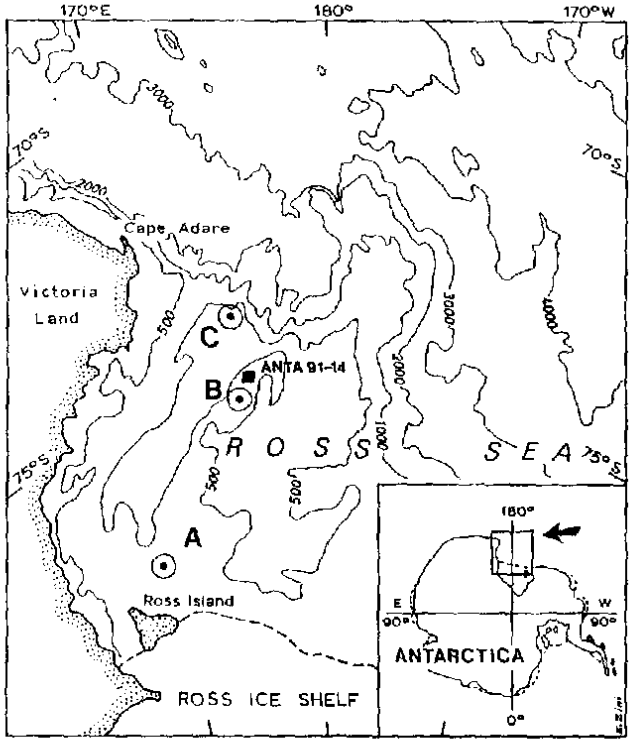


Fig. 1. Study area and sampling locations.

3. RESULTS

Fig. 2 shows sediment lithologies and depth distribution of biogenic components. According to Anderson *et al.* (1984) and Dunbar *et al.* (1985) the sediment at site A can

be classified as siliceous mud with gravel (ice rafted debris: IRD) below 10 cm depth. The content of biogenic silica decreases downcore from 29% to 13%; OC and N show a similar pattern varying from 1.14% to 0.5% and from 0.18 to 0.12% respectively. At site B the sediment is made of siliceous mud and ooze without gravel. Here biogenic silica (21-32%), OC (0.86-1.22%) and N (0.13-0.17 %) contents do not decrease with depth in core. Sediment from site C is characterised by residual glacial marine sediment, with much gravel and biogenic carbonate debris. The contents of biogenic silica (0.2-1.7%), OC (0.06-0.19%) and N (0.01-0.03%) are very low.

To determine the excess ^{210}Pb ($^{210}Pb_{ex}$) we assumed that supported ^{210}Pb activity in each core is Constant. The value was estimated from the total activity at the base of the cores, where ^{210}Pb and ^{226}Ra were considered to be in radioactive equilibrium. $^{210}Pb_{ex}$ activity-depth profiles are shown in Fig. 2. Accumulation rates were calculated only for siliceous mud and ooze at site A and B. There is no present sediment accumulation at site C, and the exponential profile of ^{210}Pb is probably produced by physical mixing. Surficial mixed layers (SML) are clearly visible in $^{210}Pb_{ex}$ profiles relative to sites A and B. Their thickness is 6 and 4 cm, respectively (Fig. 2).

4. DISCUSSION

4.1. Sedimentologic inferences from ^{210}Pb inventories

By comparing measured and expected excess ^{210}Pb inventories (Tab. 1), it is possible to obtain some sedimentologic inferences. At site A and B the excess ^{210}Pb inventories are higher than the predicted. On the contrary, the inventory at site C is much lower than expected. These evidences indicate that some fine biogenic material, deposited on banks, is resuspended by strong current and settles on the bottom of basins, thus contributing to increase the ^{210}Pb inventory. The same evidence was observed by Langone *et al.* (in press) at other sites of the Ross Sea. This evidence also confirms the role that Anderson *et al.* (1984) and Dunbar *et al.* (1985) have given to the ocean circulation as important controller of the sediment distribution in the Ross Sea.

Tab. 1 - Predicted and measured ^{210}Pb inventories.

Site	Water depth m	Expected inventory Bq m^{-2}	Measured inventory Bq m^{-2}
A	810	2700	9505
B	586	1953	5833
C	456	1520	6938

4.2. Sediment accumulation and burial rates of biogenic components

Sediment accumulation rates can be calculated from ^{210}Pb activity-depth profiles using different models, each one representing a particular mechanism of ^{210}Pb and particle delivery to the bottom (Robbins, 1978). Therefore, the choice of the model is determined by the characteristics of the study area.

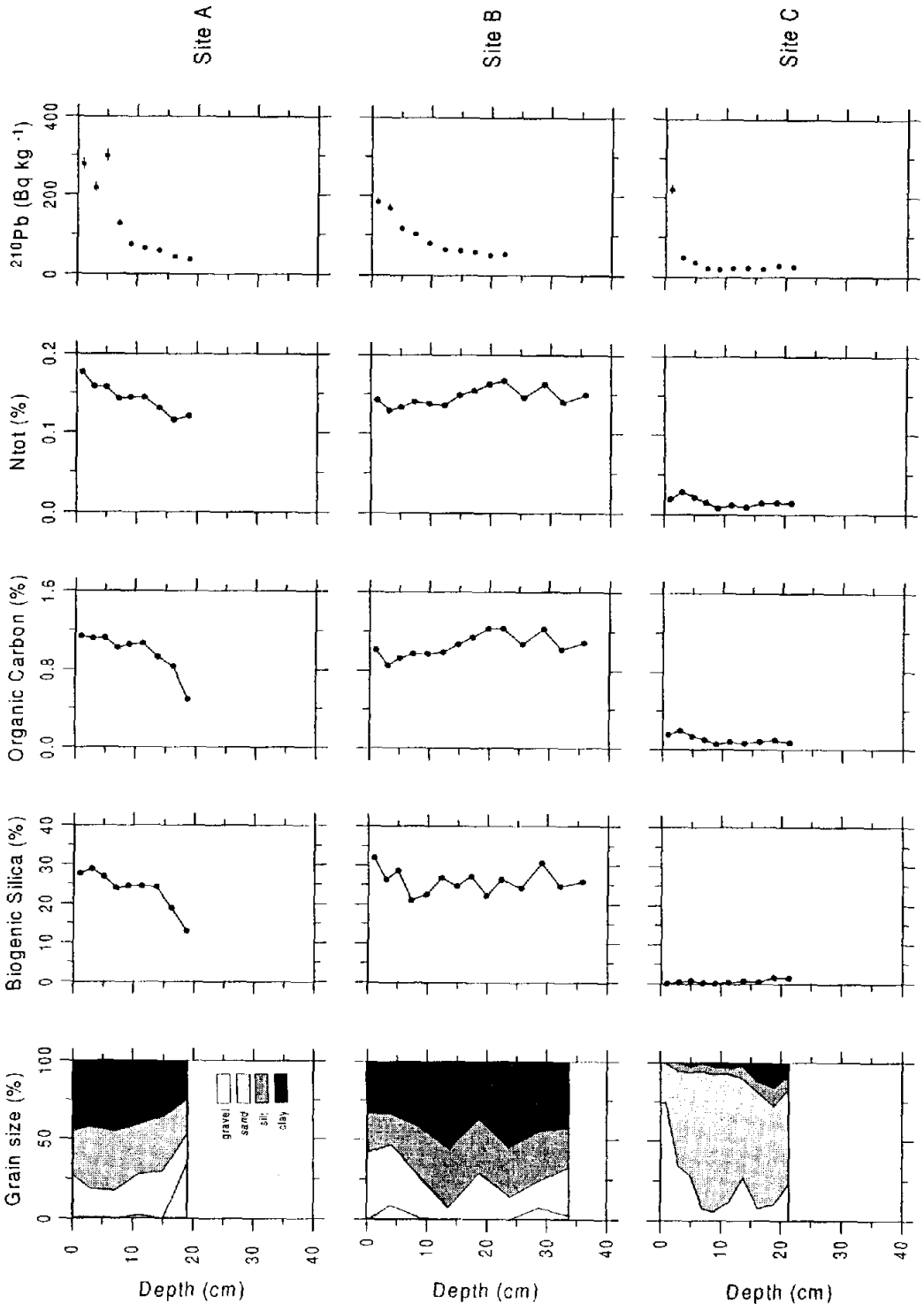


Fig. 2. Depth distributions of grain size, biogenic silica, organic carbon, nitrogen and $^{210}Pb_{ex}$ activities.

In complex environment such as those represented by sites A and B there is probably no simple model which describes the accumulation of ^{210}Pb and sediment. Because of this we compared two different approaches: the CRS model (Appleby & Oldfield, 1978), based on ^{210}Pb Constant rate of supply, and the CF-CS model (Robbins, 1978) based on Constant flux-constant sedimentation. The CRS model is probably more reliable because the major contribution of ^{210}Pb to the Antarctic sediment comes from the decay of ^{226}Ra dissolved in the water column, which represents a Constant source. This assumption is, however, not entirely true due to the possible influence of extra sources of radiotracer and sediments, such as lateral advection and focusing. Furthermore, the effect of mixing should be taken into account: 1) we can assume CF-CS conditions below the SML, but if deep mixing is present the resulting accumulation rate is overestimated; and 2) to calculate the mean accumulation rate using the CRS model, we can consider the 90% equilibrium depth, i.e. the depth at which the ^{210}Pb inventory reaches 10% of its value. This situation corresponds to an age of 74 yr. In any case, the calculated rates could be maximum limits.

Sediment accumulation rates obtained with the two models are the same for site B and comparable for site A. According to the CRS model apparent mass accumulation rates are 89 mg cm^{-2}yr^{-1} at site A and 104 g cm^{-2} yr^{-1} at site B, whereas apparent sediment accumulation rates are 0.16 cm yr^{-1} for both sites A and B.

At site C, near the shelf break, the presence of coarse grain size in the bottom sediment and hourly intensities of the current velocity up to 90 cm s^{-1} (Picco *et al.,* submitted) indicate that there is no sediment accumulation. The $^{210}Pb_{ex}$ profile at this site (Fig. 2) can be used to calculate the mixing coefficient, applying the solution of the one dimensional advection-diffusion equation (Goldberg & Koide, 1962; Nittrouer *et al.,* 1983/1984):

$$S = \lambda/M - D_B M \qquad (1)$$

where S is the sediment accumulation rate (cm yr^{-1}), D_B the mixing coefficient (cm^2 yr^{-1}), λ the ^{210}Pb decay Constant (0.03114 yr^{-1}), and M is the slope of the curve in a semilogarithmic plot (Fig. 2). In the case of mixing without sedimentation, S is null and (1) becomes:

$$D_B = \lambda./M^2 \qquad (2)$$

Using (2), a mixing coefficient of 0.06 cm^2 yr^{-1} can be calculated from the $^{210}Pb_{ex}$ distribution at site C.

We obtained the apparent burial rates for biogenic silica, OC and N multiplying the sediment accumulation rate by the quantities of these biogenic components at the base of $^{210}Pb_{ex}$ profile (Langone *et al.,* in press). Results are summarized in Tab. 2, together with the apparent mass accumulation rate. The maximum values characterise site B in the Joides Basin.

Tab. 2 - Apparent mass accumulation rates and burial rates of biogenic components at sites A and B. Asterisks indicate the values calculated using the advection-diffusion equation for ^{210}Pb and ^{14}C data simultaneously.

Site	Mass accumulation rate (mg cm^{-2} yr^{-1})	Biogenic Silica burial rate (mg cm^{-2} yr^{-1})	OC Burial rate (mg cm^{-2} yr^{-1})	N Burial rate (mg cm^{-2} yr^{-1})
A	89	22	0.82	0.12
B	104	27	1.13	0.16
B*	38*	9.8*	0.41*	0.06*

4.3. ^{210}Pb and ^{14}C chronologies

Burial rates for biogenic silica, organic C and N calculated using ^{210}Pb chronology may be overestimated, if the effect of deep mixing have not been resolved: ^{210}Pb (half-life, 22.3 yr), being generally confined to the topmost part of the sediment column, may be affected by biological and physical reworking of the sediment (Nittrouer *et al,* 1983/1984; Harden *et al.,* 1992). Activity-depth profiles of a longer lived radionuclide, such as ^{14}C (half-life, 5730 yr), are less sensitive to the effects of biological and physical reworking (Harden *et al,* 1992). When profiles for two naturally occurring radionuclides with different half-life are measured, the advection diffusion equation (Goldberg & Koide, 1962; Nittrouer *et al.,* 1983/1984) can be used to determine both the sediment accumulation rate and the sediment mixing coefficient (Harden *et al.,* 1992).

At site B, besides the studied box core, a gravity core was also collected. We did not measure ^{14}C dates directly in core B, but it is possible to get an estimate of the Holocene sediment accumulation rate through the comparison with core Anta91-14 (Frignani *et al.,* in press). Because of the vicinity of the two sites, we could assume that the main changes in sedimentation processes have been synchronous. Core correlation was obtained comparing the magnetic susceptibility profiles (Fig. 3). These profiles show two distinct parts separated by a transition zone. The lower one, with high values of magnetic susceptibility and peaks probably due to the presence of pebbles, is a diamicton (Frignani *et al.,* in press). The upper one, with low and Constant values of magnetic susceptibility, is a biosiliceous sediment, deposited in open sea conditions. The onset of biogenic sedimentation is clearly distinguishable in the two profiles of Fig. 3, corresponding to 260 cm and 410 cm in cores Anta91-14 and B, respectively. In core Anta91-14, the age of this level, relative to the top layer, is 10,690 uncalibrated ^{14}C yr BP (Frignani *et al.,* in press), which gives a mean sediment accumulation rate of 0.038 cm yr-^{1} for the upper sediment column at site B. This rate is ca. 4 times lower than the ^{210}Pb-derived accumulation rate (0.162 cm yr^{-1}). In both cases the effect of mixing has been considered negligible, but Ravaioli *et al.* (1996) found, in the sediment at site B, limivorous endobiontic forms which have a high potential for bioturbation and sediment reworking (e.g. *Maldanidae, Capitellidae, Ophelidae).*

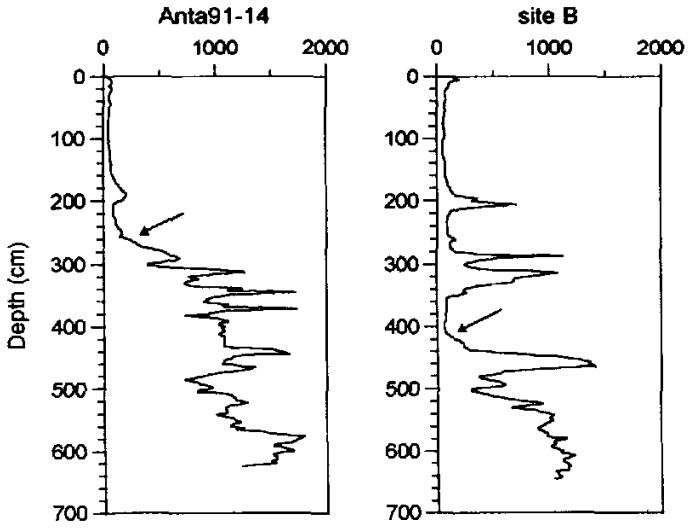


Fig. 3. Profiles of magnetic susceptibility of cores Anta91-14 and B.
The arrows indicate the onset of open marine sedimentation.

If mixing is assumed to be the only effective mechanism and sediment accumulation is null, using the equation (2),mixing coefficients of 12.16 and 0.84 cm^2 yr^{-1} can be calculated from ^{14}C and ^{210}Pb data, respectively. Obviously, the above values of accumulation and mixing rates are maximum limits, derived from extreme hypotheses: actually, infinite couples of S and db can describe the depth distribution of each radionuclide. It is possible to calculate the sediment accumulation rate and the mixing rate (Harden *et al.,* 1992) by solving the advection-diffusion equation (1) for both radiotracers simultaneously. However, the results would be correct if the processes of sediment accumulation and reworking have been Constant through the Holocene. DeMaster *et al.* (1996) reported for the southern, central and western Ross Sea that biogenic silica accumulation rates have increased during the mid and late Holocene, reaching their maximum value during the past 500 to 1000 yr. Furthermore, the ^{14}C chronology of the core Anta91-14 shows that there has been an increase of the sediment accumulation rate during the last 10,000 yr (Frignani *et al.,* in press) that could be in the order of three times. To account for recent changes in accumulation rates at site B we estimated the ^{14}C derived rate for the last 2000 yr through a comparison with core Anta91-14, assuming proportional changes in the two cores. The result is 0.061 cm yr^{-1}, which is still 2.7 times lower than the ^{210}Pb derived value. Finally, the advection-diffusion equation was solved using the ^{210}Pb and ^{14}C data for the topmost part of the sediment column, thus obtaining a sediment accumulation rate of 0.059 cm yr^{-1} and a mixing rate of 0.53 cm^2 yr^{-1}. Fig. 4 shows graphically the combination of mixing coefficients and accumulation rates which account for ^{210}Pb and ^{14}C depth distributions: the intersection of the two lines indicates the most probable values of particle mixing coefficient and sediment accumulation rate for site B. The value of 0.059 cm yr^{-1} corresponds to a mass accumulation rate of 38.1 mg cm^{-2} yr^{-1}, which can be used to calculate burial rates more accurate than those derived from the ^{210}Pb chronology alone. These values are reported

in Tab. 2. Since a short lime-scale increase of the accumulation rate (in the order of one-two centuries) may have affected the ^{210}Pb profile but can not be derived from ^{14}C data, these burial rates can be slightly underestimated.

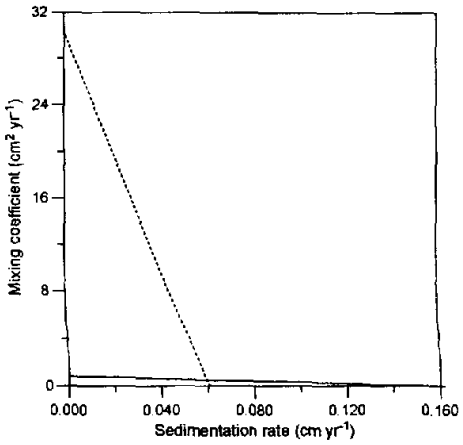


Fig. 4. Plot of accumulation rates and mixing coefficients that satisfy the ^{210}Pb and ^{14}C distributions in core B. The dotted line represents ^{14}C and the solid line ^{210}Pb.

The discussion above leads us to assert that, al the moment, it is impossible to define a true value for the mass accumulation rate using excess ^{210}Pb but the most recent ^{14}C dates provide estimates very close to the actual values.

ACKNOWLEDGEMENTS

Research carried out in the framework of Project "Ecology and Biogeochemistry of the Southern Ocean" (subproject Biogenic Sedimentation) of the Italian "Programma Nazionale di Ricerche in Antartide". The authors are indebted with E. Lipparini, A. Magagnoli and G. Marezzi for gravity core and box core samplings and with E. Lipparini for most of the ^{210}Po extractions. This is contribution No. 1116 from the Istituto di Geologia Marina del CNR, Bologna.

REFERENCES

Anderson J.B., Brake C.F. & Myers N.C. 1984. Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Marine Geology,* 57: 295-333.

Appleby P.G. & Oldfield F. 1978. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb lo the sediment. *Catena,* 5: 1-18.

DeMaster D.J. 1979. The marine budgets of silica and Si-32. Ph.D. dissertation, Yale University, New Haven, CT, 308 pp.

DeMaster D.J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 45: 1715-1732.

DeMaster D.J., Nelson T.M., Harden S.L. & Nittrouer C.A. 1991. The cycling and accumulation of biogenic silica and organic carbon in Antarctic deep-sea and continental margin environments. *Marine Chemistry,* 35: 489-502.

DeMaster D.J., Ragueneau O. & Nittrouer C.A. 1996. Preservation efficiencies and accumulation rates for biogenic silica and organic C, N and P in high-latitude sediments: the Ross Sea. *J. Geophys. Res.* 101: 18,501-18,518.

Dunbar R.B., Anderson J.B., Domack E.W. & Jacobs S.S. 1985. Oceanographic influences on sedimentation along the Antarctic Continental shelf. In: Oceanography of the Antarctic Continental Shelf (Jacobs S.S. ed.). Antarctic Research Series, AGU 43:291-312.

Frignani M., Giglio F., Langone L., Ravaioli M., Mangiai A. In press. Late Pleistocene-Holocene sedimentary fluxes of organic carbon and biogenic silica in the northwestern Ross Sea (Antarctica). *Annals of Glaciology, 27.*

Frignani M. & Langone L. 1991. Accumulation rates and ^{137}Cs distribution in sediments off the Po River delta and the Emilia-Romagna coast (northwestern Adriatic Sea, Italy). *Cont. Shelf. Res.,* 11: 525-542.

Goldberg E.D. & Koide M. 1962. Geochronological studies of deep sea sediments by the ionium/thorium method. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 51: 1897-1921.

Harden S.L., DeMaster D.J. & Nittrouer C.A. 1992. Developing sediment geochronologies for high-latitude Continental shelf deposits: a radiochemical approach. *Marine Geolology,* 103: 69-97.

Langone L., Frignani M., Labbrozzi L. & Ravaioli M. In press. Present day biosiliceous sedimentation in the NW Ross Sea (Antarctica). *Journ. Mar. Systems.*

Ledford-Hoffman P.A., DeMaster D.J. & Nittrouer C.A. 1986. Biogenic silica accumulation in the Ross Sea and the importance of Antarctic continental-shelf deposits in the marine silica budget. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 50: 2099-2110.

Nittrouer C.A., DeMaster D.J., McKee B.A., Cutshall N.B. & Larsen I.L. 1983/1984. The effect of sediment mixing on ^{210}Pb accumulation rates for the Washington continental shelf. *Marine Geology,* 54, 201-221.

Picco P., Amici L., Langone L., Meloni R., Ravaioli M. In press. Temporal variability of currents in the Ross Sea (Antarctica). In: Oceanography of the Ross Sea – Antarctica (Manzella G.M.R. & Spezie G. eds.). Springer-Verlag Italia.

Ravaioli M., Langone L., Gambi M.C. & Frignani M. 1996. Characteristics of sediments from some areas of the Ross Sea (Antarctica) as a function of sedimentary processes and macrobenthos. 7th Intern. Symposium "The interactions between sediments and water", 22-25 September 1996, Baveno - Italy, abstracts.

Robbins J.A. 1978. Geochemical and geophysical application of radioactive lead. In: The biogeochemistry of lead in the environment (Nriagu J.O. ed.). Elsevier, Amsterdam, 285-393.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Voi II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 131 - 139.

ULTRAPLANKTON BIOMASS IN THE ROSS SEA (NOVEMBER – DECEMBER 1994): PRELIMINARY RESULTS

Silvana VANUCCI, Vivia BRUNI

Dipartimento di Biologia Animale ed Ecologia Marina, Università di Messina

RIASSUNTO

Durante la Campagna oceanografica ROSSMIZE (Leg 1, novembre-dicembre 1994) è stata studiata la variazione spazio-temporale della comunità ultraplanctonica (2-10 µm) lungo un transetto che si estendeva, in direzione nord, dalla polinia del mare di Ross, attraverso la zona marginale del ghiaccio, alla zona del ghiaccio compatto. La variazione della biomassa totale dell'ultraplancton è stata notevole (da 9 µg C l^{-1} a 45.7 µg C l^{-1}). La componente autotrofa, variando considerevolmente nella sua struttura dimensionale, ha rappresentato, in media, il 90% della biomassa ultraplanctonica totale. I valori più elevati di biomassa autotrofa sono stati osservati in polinia e nella zona marginale del ghiaccio. Gli organismi eterotrofi ultraplantonici hanno mostrato una distribuzione verticale irregolare. La biomassa ultraplanctonica eterotrofa, principalmente rappresentata da dinoflagellati, ha mostrato un range di variazione di due ordini di grandezza (< 0.01-6.8 µg C l^{-1}). I valori più elevati di biomassa eterotrofa (> 5 µg C l^{-1}) sono stati osservati nella zona di ghiaccio compatto, mentre i contributi più elevati alla biomassa totale ultraplanktonica (> 25 %) sono stati riscontrati nella zona più settentrionale del transetto interessata dalla confluenza di masse d'acqua di diversa origine.

ABSTRACT

During the ROSSMIZE leg 1 cruise (November - December 1994), spatial and temporal changes of vernal ultraplanktonic (2-10 µm) community biomass were investigated along a south-north transect performed from the open waters of the Ross Sea polynya through its northern marginal ice zone into pack-ice. Total ultraplankton biomass varied greatly among stations showing values ranging from 9 µg C l^{-1} to 45.7 µg C l^{-1}. Autotrophic community changed significantly in size structure and dominated the community accounting, on average, for 90% of the total ultraplanktonic biomass. Maximum values of autotrophic biomass were observed in polynya open waters and at the marginal ice zone. Heterotrophs showed an irregular vertical distribution and heterotrophic dinoflagellates were the most common component of these assemblages.

Heterotrophic biomass ranged from < 0.01 to 6.8 µg C l^{-1}. The highest heterotrophic biomass (> 5 µg C l^{-1}) were observed at stations dose to the pack-ice. On the other hand, the highest contributions (> 25 %) to the total ultraplankton biomass were reached in northernmost part of the transect characterized by different water masses.

1. INTRODUCTION

In the past two decades the Antarctic marine food web was redefined as by far more complex than originally evisaged and comparable to the food webs of lower latitude ecosystems (Garrison, 1991; Marchant & Murphy, 1994). The simple linear food chain of large diatoms-krill-predators, has been implemented by the "microbial loop" concept (Hewes *et al.,* 1985; Weber & El-Sayed 1987; Garrison 1991) and the importance of microbial primary and secondary producers has been increasingly emphasized (Hewes *et al.,* 1990; Knox, 1994). However, only few recent studies (Garrison & Buck, 1989; Becquevort *et al,* 1992; Garrison & Gowing, 1992; Kivi & Kuosa, 1994) have attemped to evaluate the autotrophic and the heterotrophic forms in the different size groups. Nano- and micro- heterotrophs were found abundant in the pack-ice (Garrison & Close, 1993) as well as in the marginal ice zone (Garrison, 1991; Becquevort *et al.,* 1992) suggesting an active microbial food web in the most productive regions of the Antarctic marine ecosystem. However, the information on the presence and dynamics (of both auto- and heterotrophic) ultra- sized (2-10 µm) organisms are still very poor (Becquevort, 1997) and mostly restricted to sea-ice environment (Stoecker *et al.,* 1992 and 1993).

In this paper are reported data on spatial and temporal changes of the ultraplankton community in the marginal ice zone of the Ross Sea polynya. Particular attention is paid to changes of hetetrophic biomass in relation to the receding pack-ice and the establishment of suitable conditions for phytoplankton blooms.

2. MATERIAL AND METHODS

The first Leg of the Italian interdisciplinary ROSSMIZE (Ross Sea Marginal Ice Zone Ecology) research programme was carried out by the R.V. Italica from November 15th to December 15th, 1994 in the Ross Sea. Water sampling was performed along the 175° E meridian from the open waters of the Ross Sea polynya through its northern marginal ice zone towards the pack ice. Several stations were investigated at different dates up to four times (Fig. 1; A, B, C). Sea water samples were taken in the upper 100-200 m at optical depths (50, 10, 5, 1 and 0.1 % of incident PAR) using a SBE 32/24 Carousel.

Hydrographic data were recorded by means of a SBE 9/11 Plus CTD, mounted on the Carousel. Ice coverage was estimated by satellite images.

After collection, water samples were immediately prefiltered onto 10 µm pore size Nuclepore filters to separate larger plankton from the ultraplankton (< 10 µm; Murphy

& Haugen, 1985; Tamigneaux *et al.,* 1995) fraction. Filtrates were preserved with paraformaldehyde (0.2 % final concentration; Hall, 1991) and stored in the dark at 4°C until the glass slides were prepared aboard ship within few hours from sampling.

Samples were then filtered at low pressure (< 50 mm Hg) onto Irgalan Black-stained Nuclepore filters (2 (µm pore size) and stained with DAPI (4',6-diamino-2 phenylindole; Sherr & Sherr, 1993). Some slides were observed aboard to check cell concentration, while most of them were stored frozen until examination in the laboratory. Slides were examined for both DAPI and chlorophyll using a Zeiss epifluorescence microscope.

Plastidic protists were distinguished from non-plastidic ones. Cells were also measured using an ocular micrometer at x 1000 magnification and classified into three size groups: 2-3, 3-5 and 5-10 (µm. Additional SEM measurements were performed on < 3 µm size cells to check for accuracy of size determinations.

Biovolumes were calculated from cell shapes and converted to cell carbon using a constant C/V factor of 0.22 pg C μm^{-3} (Børshein & Bratbak, 1987; Kivi & Kuosa, 1994).

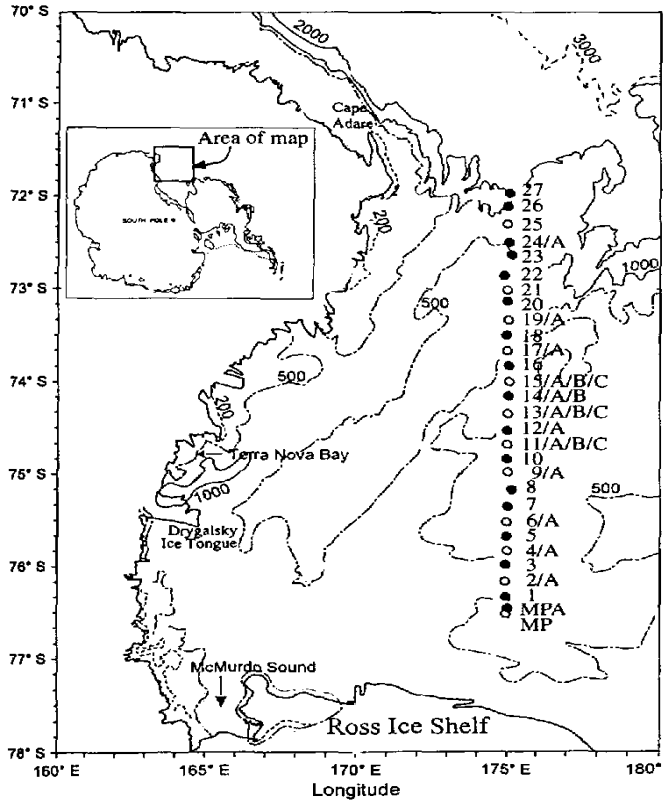


Fig. 1 - Location of sampling stations. Open circles indicate stations sampled for ultraplankton.

3. RESULTS

On the basis of the physical structure of the water column and ice coverage four zones (the boundary of which shifted during the period of observation) were distinguished along the study transect (Vanucci & Bruni, in press): polynya open waters (stations 1-8); marginal ice zone (stations 9-12); dose pack-ice zone (stations 15-17); northern area (stations 19-27; Fig. 2).

During the study period, the autotrophic ultraplankton abundance varied greatly among stations showing values ranging from 1.3 x 10^5 to 4.9 x 10^6 cells l^{-1} (station 6, 150 m and station 21, 4 m respectively), with an average value of 1.4 x 10^6 cells l^{-1}. Generally the highest autotrophic cell numbers were found in the upper 30 m.

Integrated autotrophic ultraplankton carbon biomass ranged from 7.7 µg C l^{-1} (St. 25) to 45.7 µg C l^{-1} (St. 2) with a mean value of 20.6 µg C l^{-1}. Maximum carbon values did not always coincide with the highest cell numbers as the ratio between the three size classes of cells, which composed the community, changed significantly along the transect.

In polynya, autotrophic biomass was high (Fig. 3) and ultraphyplankton assemblages were dominated by colonial cells of *Phaeocystis* (3-5 µm size cells). In the pack ice zone the relatively high values of biomass were mostly due to small diatoms and cryptophytes (5-10 µm size cells). Finally, in the northern area, autotrophic biomass was low and autotrophic assemblages were dominated by 2-3 µm size algae.

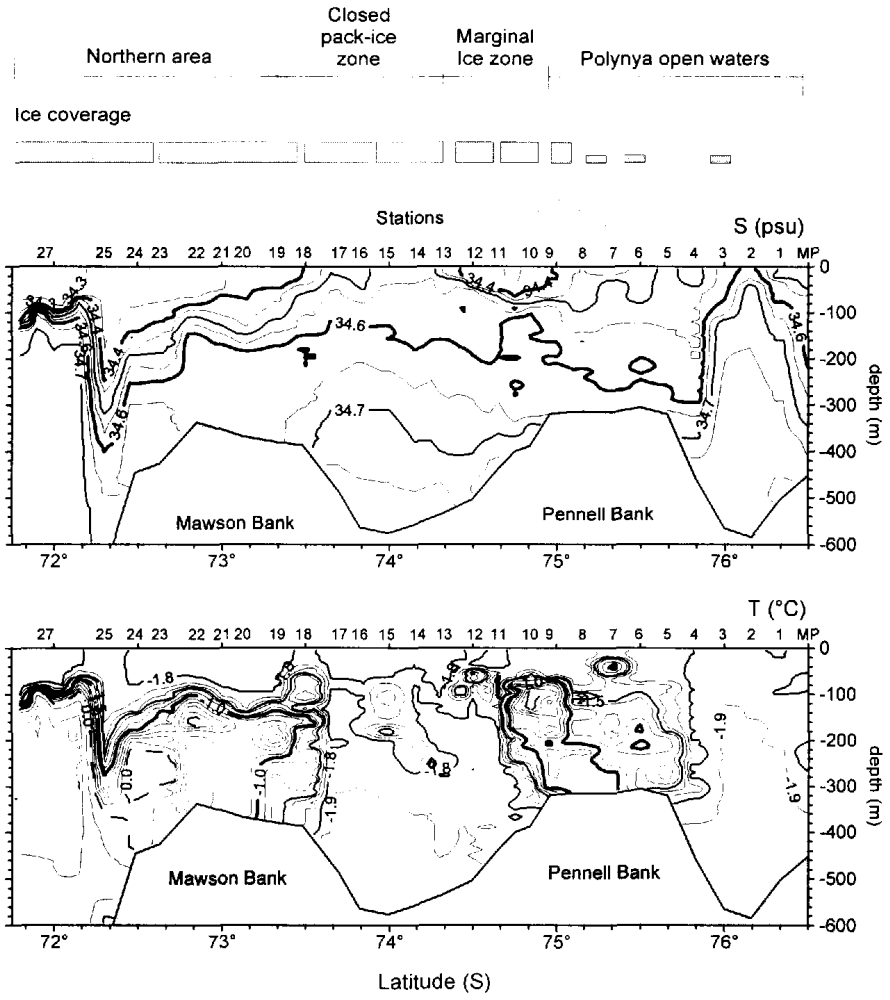


Fig. 2 - Ice-cover, salinity and temperature distribution along the study transect. The four zones identified as: polynya open waters, marginal ice zone, close pack-ice zone and northern area are also delimited.

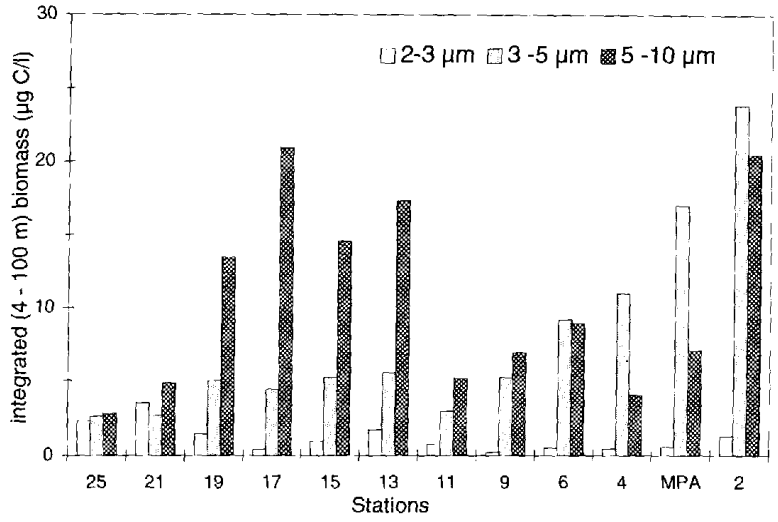


Fig. 3 - Spatial variation of the three ultraphytoplanktonic size classes (2-3 µm, 3-5 µm, 5-10 µm) biomass along the transect.

Heterotrophic ultraplankton (2-10 µm) abundance ranged from 0 to 1.9 x 10^5 cells l^{-1} with an average value of 3.7 x 10^4 cells l^{-1}, about two orders of magnitude lower than autotrophy and corresponding to 3 % (mean contribution) of the total ultraplanktonic assemblages (autotrophic plus heterotrophic cells).

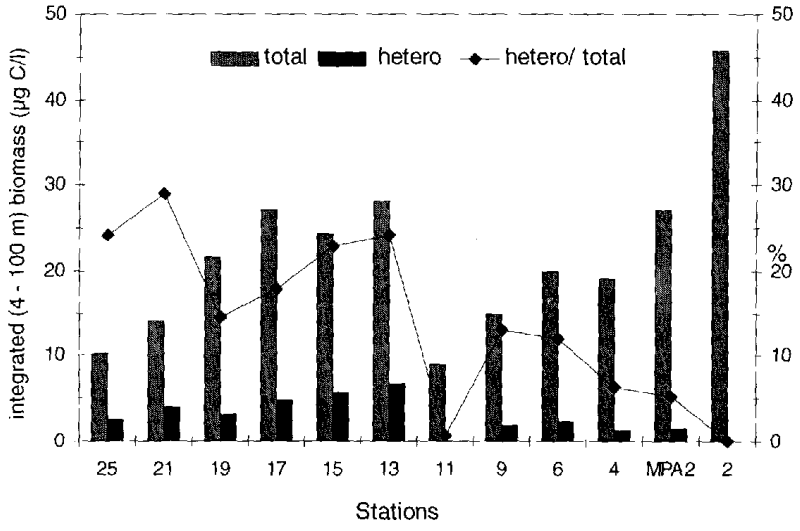


Fig. 4 - Spatial variation of total and heterotrophic ultraplankton carbon biomass; contribution (%) of heterotrophs to total ultraplanktonic biomass.

The heterotrophic forms were mostly present in the 5-10 µm size class where they accounted for 16 % of the total cell assemblages (autotrophs plus heterotrophs). Heterotrophic naked dinflagellates were the most common component (40 %, mean contribution) of the 5-10 µm heterotrophic protist assemblages. Generally heterotrophs showed an irregular vertical distribution.

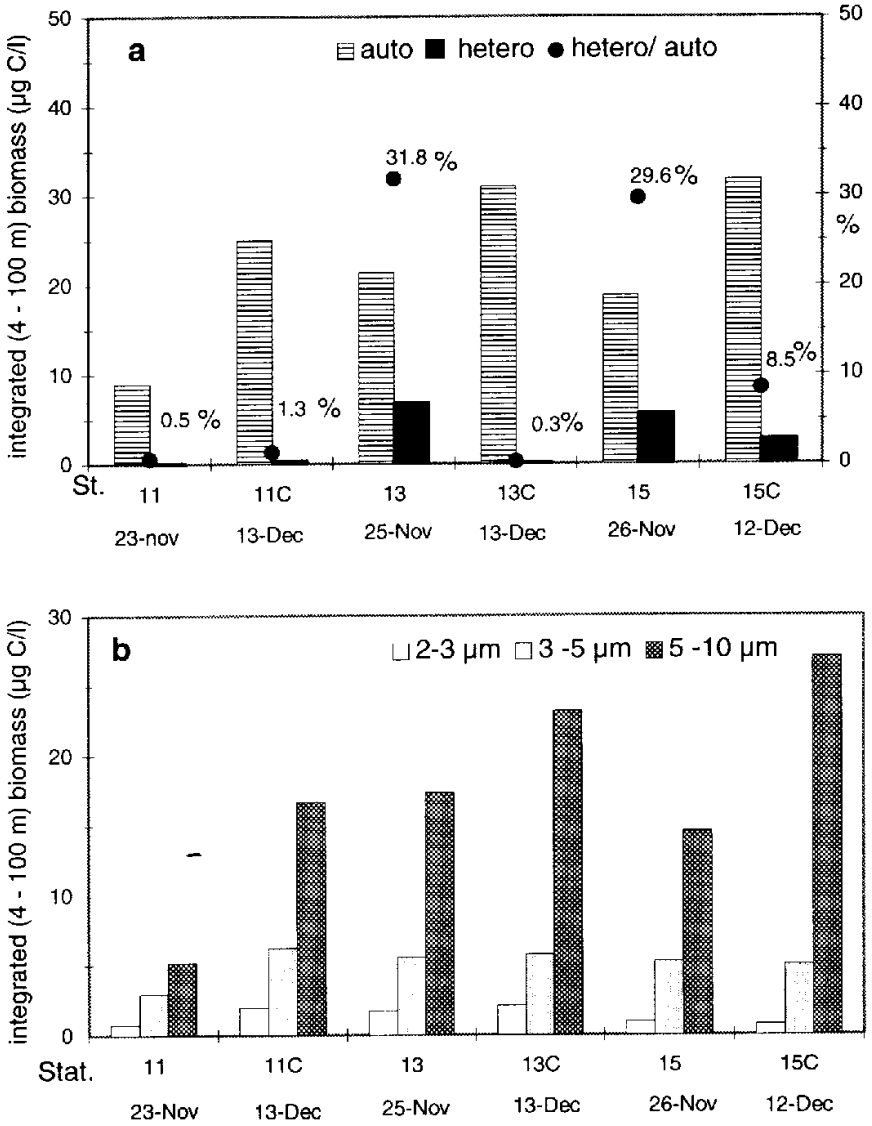


Fig. 5 - a) Temporal changes of both autotrophic and heterotrophic ultraplankton biomass at three time-series stations (St. 11, 13 and 15). Dots represent the ratio (%) between heterotrophic and autotrophic ultraplankton biomass. b) Temporal changes of biomass of the three ultraphytoplanktonic size classes at the three time-series stations.

Integrated heterotrophic biomass ranged from < 0.01 µg C l^{-1} (St. 2) to 6.8 µg C l^{-1} (St.l 3) with a mean value of 2.1 µg C l^{-1}, corresponding to 9.6 % of the total

(autotrophic plus heterotrophic) ultraplanktonic biomass. The highest heterotrophic biomass values (> 5 µg C l^{-1}) and the highest contributions (> 25 %) to the total ultra-planktonic biomass occurred in the zone dose to the pack-ice (St. 13 - St. 17) and in the northern area (St. 21 - St. 25) respectively (Fig. 4). At station 11 (marginal ice zone) heterotrophic ultraplanktonic biomass did not exceed 0.05 (µg C l^{-1} and its contribution to the total ultraplanktonic biomass was negligible (0.5%). Low heterorophic biomass values were also observed in polynya.

Temporal changes of both autotrophic and heterotrophic biomass at three example stations: St. 11, St. 13 and St. 15, are represented in Fig. 5a. At mid December, due to the polynya ice-edge retreat, the marginal ice zone extended northwards and reached stations 13 and 15 (St. 13C and St.15C respectively). As stratification of the surface layer progressed (due to the introduction of melting ice and to the atmospheric heating of the surface waters recently free of ice) a clear decrease of heterotrophic ultra planktonic biomass was observed; on the contrary, ultraphytoplanktonic biomass (of > 5 um size cells), clearly increased (Fig. 5b).

4. DISCUSSION

During the study period, despite the occurrence of significant ice retreat no vernal ice-edge blooms were observed in the investigated area (Saggiomo *et al.,* in press). The establishment of physical conditions suitable for high production were only encountered at mid December, at the end of our study period. Four main size spectrum features of the autotrophic ultraplankton were distinguished and related to the four hydrographic zones, characterized by different water column stability, light climate and ice cover (Vanucci & Bruni, in press).

The high values of the ultra- sized heterotrophic biomass and its relative high contribution to the total ultraplanktonic biomass, observed in the dose pack-ice zone and in the northern ice covered area, may indicate the presence of complex interactions at the base of the food web. Besides, the presence of ultra- sized heterotrophic naked dinoflagellates suggests a lack of a tight grazing pressure by larger predators in the upper 100 m of them water column. In these conditions, much of the winter production can be consumed and recycled within the smaller components of them microbial food web (Knox, 1994). The ultraplankton assemblages (with their size and trophic structure) found in the dose pack-ice zone, probably represent a mature successional stage of the overwintering ultraplankton community.

The decrease of heterotrophic ultraplankton which accompanied the increase of > 5 µm size phytoplankton at the marginal ice zone, is probably due to an increase of the grazing pressure from larger heterotrophic organisms. This hypothesis is supported by recent studies on protozooplankton at the ice edge (Garrison & Buck 1989, Garrison *et al.,* 1991; Kivi & Kuosa, 1994). Protozoa from melting sea-ice, due to their high potential growth rate, are expected to respond quickly to the enhanced primary production associated with the receding pack-ice. Bequevort *et al.* (1992) found that the occurrence of nano- and microphytoplankton at the marginal ice zone of the Weddell Sea were accompanied by a parallel development of nano- and microheterotrophs; they

also emphasized the size overlapping of the various predators and their preyes. We may then hypothesize that the increasing phytoplanktonic biomass, induced an increased grazing pressure also on ultraheterotrophs; so that the most immediate effects of this predation was the visible decrease of the heterotrophic ultraplankton density.

At St. 11, at mid November, grazing pressure was probably responsible of the low biomass of both auto- and heterotrophic organisms. Mere, during sampling, large krill swarms were revealed by echo-sounder (Azzali *et al.,* in press). However our data do not allow to clarify whether krill fed on the algae released from the melting ice or on phytoplankton at the end of the bloom.

Finally the low ultra- sized heterotrophic biomass observed in polynya suggests that colonial *Phaeocystis* cells were not suitable prey for ultraheterotrophs. This hypothesis is in accordance with the ingestion experiments carried out by Becquevort (1997) which showed no uptake of *Phaeocystis* cells by protozooan smaller than 5 µm.

This study pointed out that the discrimination in size classes inside the ultraplanktonic community is crucial in order to provide new insights on the structure and functioning of the Antarctic food web.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Dr. R. Danovaro, University of Ancona for useful comments and suggestions on the manuscript. This research has been undertaken in the framework of the X Italian Antarctic Expedition. We acknowledge the support from the "Programma Nazionale di Ricerche in Antartide" (PNRA).

REFERENCES

Azzali M., Kalinowsky J., Cosimi G., Castagnani R. & Saino N. In press. Estimation of biomass of krill *Euphasia superba* and birds and mammals census during the X Italian Expedition to Ross Sea, November-December 1994. In: Nat. Se. Com. Ant. Ocean. Camp. 1994-95. Data Rep., part II. (Guglielmo L. & Faranda F. eds.).

Becquevort S. 1997. Nanoprotozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean during early spring: biomass and feeding activities. *Deep-Sea Res.,* 44: 355-373.

Becquevort S., Mathot A. & Lancelot C. 1992. Interactions in the microbial community of the marginal ice zone of the northwestern Weddell Sea through size distribution analysis. *Polar Biol.,* 12: 211-218.

B0rsheim K.Y. & Bratbak G. 1987. Cell volume carbon conversion factors for a bateri-vorous *Monas* sp. enriched from seawater. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 36: 171-175.

Garrison D.L. 1991. An overview of the abundance and role of protozooplankton in Antarctic waters. *J. Mar. Syst., 2:* 317-331.

Garrison D.L. & Buck K.R. 1989. Protozooplankton in the Weddell Sea, Antarctica: abundance and distribution in the sea ice-edge zone. *Polar Biol.,* 9: 341-351.

Garrison D.L. & Close A.R. 1993. Winter ecology of the sea ice biota in Weddell Sea pack ice. *Mar. Ecol. Prog. Ser., 96:* 17-31.

Garrison D.L. & Gowing M.M. 1992. Protozooplankton. In: Antarctic microbiology (Friedman E.I. ed.): 123-165

Hall J.A. 1991. Long-term preservation of Picophytoplanktonfor Counting by Fluorescence Microscopy. *Br. Phycol. J.,* 26: 169-174.

Hewes C.D., Holm-Hansen O. & Sakshaug E. 1985. Alternate carbon pathways at the lower trophic levels in the Antarctic food web. In: Antartic nutrient cycles and food web (Siegfried W.R., Condy P.R. & Laws R.M. eds.). Springer, Berling Heidelberg New York: 277-283.

Hewes C.D., Sakshaug E., Reid F.M.H. & Holm-Hansen O. 1990. Microbial autotrophic and heterotrophic eucaryotes in the Antarctic waters: relationships between biomass and chlorophyll, adenosine triphosphate and particulate organic carbon. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 63: 27-35.

Kivi K. & Kuosa H. 1994. Late winter microbial communities in the western Weddell Sea (Antarctica). *Polar Biol.,* 14: 389-399.

Knox G.A. 1994. The Biology of the Southern Ocean. Cambridge University Press, pp 444.

Marchant H.J. & Murphy E.J. 1994. Interactions at the base of the Antarctic food web. In: Southern Ocean Ecology: The BIOMASS perspective (El-Sayed S.Z. ed.). Cambridge University Press, Cambridge.

Murphy L.S. & Haugen E.M. 1985. The distribution and abundance of phototrophic ultraplankton in the North Atlantic. *Limnol. Oceanogr.,* 30: 47-58.

Saggiomo V., Carrada G.C., Mangoni O., Ribera d'Alcalà M. & Russo A. In press. Spatial and temporal variability of size fractionated biomass and primary production in the Ross Sea (Antarctica) during austral spring and summer. *J. Mar. Syst.*

Sherr E.B. & Sherr B.F. 1993. Staining of Heterotrophic protists for Visualization via Epifluorescence Microscopy. In: Handbook of methods in Acquatic Microbial Ecology (Kemp P.F., Sherr B.F., Sherr E.B. & Cole J.J. eds.). Lewis Publisher, New York: 213-227.

Stoecker D.K., Buck K.R. & Putt M. 1992. Changes in the brine community during the spring-summer transition, McMurdo Sound, Antarctica. I. Photosynthetic protists. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 84: 265-278.

Stoecker O.K., Buck K.R. & Putt M. 1993. Changes in the brine community during the spring-summer transition, McMurdo Sound, Antarctica. II. Phagotrophic protists. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 95: 103-113.

Tamigneaux E., Vazquez E., Mingelbier M., Klein B. & Legendre L. 1995. Environmental control of phytoplankton assemblages in nearshore marine waters, with special emphasis on phototrophic ultraplankton. *J. Plankton Res.,* 7*:* 1421-1448.

Vanucci S. & Bruni V. In press. Ultraphytoplankton community structure in the Ross Sea during the Austral Spring 1994. In: Ross Sea Ecology. Italian Antarctic expeditions (1986-1995) (Faranda F., Guglielmo L. & Ianora A. eds.). Springer, Berlin Heidelberg.

Weber L.H. & El-Sayed S.Z. 1987. Contribution of the net-, nano- and picoplankton to the standing crop and primary productivity in the Southern Ocean. *J. Plankton Res., 9:* 973-994.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Voi II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 141 - 148.

PRELIMINARI INDAGINI SULLA CAPACITA DI BATTERI MARINI ANTARTICI DI DEGRADARE GLI IDROCARBURI

ViviaBRUNI[1], Giacomo DUCO[2], Marcello SAITTA[2], Silvana VANUCCI[1]

[1]Dipartimento di Biologia Animale ed Ecologia Marina, Università di Messina
[2]Dipartimento di Chimica Organica e Biologica, Università di Messina

ABSTRACT

Hydrocarburoclastic capacity of 57 lipolytic strains of marine bacteria (11 strains of *Pseudomonas* spp., *9 Vibrio* spp., *9 Flavobacterium* spp., 6 *Cytophaga* spp., 6 *Corynebacter* spp., 6 *Acinetobacter* spp., 3 *Micrococcus* spp., 2 *Aeromonas* spp., 1 *Moraxella* sp., 1 *Flexibacter* sp. and 3 strains unidentified) isolated from seawater samples collected at Terra Nova Bay (Antarctica) was investigated. 78.9 % of the strains grew on the mineral medium with oil as the only organic substrate after one month of incubation at 4°C (all genera with the exception of *Moraxella*) and 40.3 % of the strains after one week of incubation at 20°C *(Moraxella* sp. was negative and also the strains of *Flexibacter* sp. and *Micrococcus* spp.). The results were confirmed also by gaschromatographic analysis.

1. INTRODUZIONE

La presenza umana sempre più frequente e numerosa in Antartide sia per ricerca che per turismo e lo sversamento a mare di circa 600.000 litri di petrolio causato dall'incidente occorso nel gennaio 1989 alla MV Bahia Paraiso, incagliatasi nei pressi della Penisola Antartica, hanno richiamato l'attenzione pubblica e scientifica sulla necessità di valutare la contaminazione da idrocarburi di origine antropica dell'eco sistema marino antartico. Gli studi condotti hanno dimostrato che, in effetti, il fenomeno è localizzato e strettamente legato alle attività umane (Karl, 1993; Tumeo & Wolk, 1994). Idrocarburi alifatici ed aromatici, insieme ad altre sostanze organiche di origine antropica, quali PCB, DDt, eterocomposti ed esteri degli acidi benzencarbossilici, sono stati riscontrati oltre che nelle acque marine anche in organismi appartenenti ai diversi livelli delle catene trofiche. (Schneider *et al.,* 1985; Reinhardt & Van Vleet, 1986; Cescon, 1992; Focardi *et al.,* 1995). Cripps (1990) afferma che, in effetti, nell'Oceano australe sono presenti idrocarburi soprattutto di natura biogena, con quantità basse di

quelli alifatici e variabili degli aromatici, quantità da considerarsi, comunque, come background naturale.

È ben noto che il mare è capace di autodepurarsi mediante meccanismi di natura fisica, chimica e biologica (Genovese & Bruni, 1965). Tra questi ultimi è particolarmente importante il ruolo giocato dai microrganismi eterotrofi (batteri, lieviti e funghi) che sono capaci di degradare e mineralizzare la sostanza organica, rimettendo così in ciclo gli elementi biogeni sotto forma di composti inorganici facilmente utilizzabili dagli organismi autotrofi. Tali eterotrofi sono in grado di demolire anche le sostanze cosiddette recalcitranti, quali plastica, chitina, cellulosa, lignina ed idrocarburi.

La presenza di batteri, funghi e lieviti idrocarburoclastici è stata messa in evidenza nei diversi mari del mondo, sia nelle acque che nei sedimenti di zone costiere e del largo (Austin, 1988; Bertrand & Mille, 1988), ed alla loro capacità degradativa le moderne tecnologie contano di potere ricorrere per risolvere il grave problema dell'inquinamento da petrolio in mare (Atlas, 1991; Floodgate, 1995). L'idea vincente utilizzata in Alaska, in seguito ai più recenti sversamenti accidentali di petrolio verificatisi, è stata l'utilizzo di microrganismi per ripulire il mare, procedura nota con il termine inglese "bioremediation".

In considerazione che ancora poco è noto sui processi microbici di degradazione negli ambienti freddi ed in particolare nei mari antartici, e con lo scopo di contribuire alla loro conoscenza, in questo lavoro vengono riferiti i risultati di una preliminare ricerca condotta sulla capacità idrocarburoclastica di ceppi di batteri marini isolati dalle acque della Baia di Terra Nova (Mare di Ross).

2. MATERIALI E METODI

2.1. Ceppi

Per lo studio della degradazione microbica degli idrocarburi sono stati adoperati 57 ceppi batterici, dotati di capacità lipolitica su Tween 80 (poliossisorbitanmonooleato) e psicrotrofici (con possibilità di crescere in un rango di temperatura compreso tra 4° e 30°C). I ceppi provengono dalla collezione di 152 ceppi di batteri, isolati da campioni di acqua prelevati nella Baia di Terranova (Mare di Ross, Antartide) (Maugeri *et al.,* 1995), facenti parte della collezione del Museo Nazionale dell'Antartide. I ceppi sono stati selezionati tenendo presente che tutti i batteri idrocarburoclastici sono dotati di lipasi, anche se non tutti i lipolitici sono capaci di degradare gli idrocarburi (Mills *et al.,* 1978). In particolare sono stati saggiati: 11 ceppi appartenenti al genere *Pseudomonas, 9* a *Vibrio, 9* a *Flavobacterium,* 6 a *Cytophaga, 6* a *Corynebacter, 6* a *Acinetobacter,* 3 a *Micrococcus,* 2 a *Aeromonas,* 1 a *Moraxella,* 1 a *Flexibacter* e 3 non identificati.

2.2. Prove colturali

È stato utilizzato il terreno di coltura minerale (MMC) di Mills *et al.* (1978), avente la seguente composizione: NaCl 24 g; $MgSO_4.7H_2O$ 1 g; KC1 0,7 g; KH_2P0_4 2 g; Na_2HPO_4 3 g; NH_4NO_3 1 g; H_2O distillata 1000 ml .Il nitrato ed i fosfati in soluzione sono stati aggiunti al terreno, già sterilizzato in autoclave a 120°C per 20 minuti, dopo filtrazione su membrana Millipore con pori di 0,45 µm di diametro. Il pH

del terreno pronto per l'uso è stato portato al valore di 7,2-7,1. L'attività idrocarburoclastica è stata saggiata sui seguenti substrati: gasolio, aggiunto previa sterilizzazione in autoclave a 120°C per 20', nella quantità di 0,1 ml/10 ml di terreno minerale; octacosano (C28) aggiunto, prima della sterilizzazione, a 10 ml di terreno minerale nella quantità di 20 mg/10 ml. La capacità di degradare il C28 è stata saggiata solo sui ceppi B11 *(Flavobacterium)* e B15 (non identificato).

L'inoculo batterico è stato allestito preparando una sospensione ottenuta stemperando un'ansata della coltura a becco di clarino di ciascun ceppo in 5 ml di H_2O distillata + il 3 % di NaCl. Le prove, con ambedue i substrati, sono state effettuate a 4° e a 20°C. In entrambe le condizioni, le colture sono state mantenute in agitazione mediante un Table Universal Shaker 709, a 100 rpm. Il periodo d'incubazione per le prove a 4°C è stato di circa un mese, mentre per le prove a 20°C di una settimana. L'agitazione, com'è ovvio, è opportuna per garantire un continuo apporto di ossigeno. Sono stati considerati positivi i ceppi che crescendo sul substrato determinavano una torbidità del terreno visibile ad occhio nudo.

2.3. Analisi gascromatografica

L'efficienza della degradazione è stata verificata mediante l'utilizzo di tecniche gascromatografiche, confrontando i picchi relativi agli idrocarburi alifatici normali e ramificati presenti in un controllo rappresentato dal terreno di coltura ed il substrato, con quelli presenti nelle colture dopo incubazione.

I campioni sono stati estratti in imbuto separatore impiegando n-esano. Sono state effettuate due estrazioni con 20+20 ml di n-esano e gli estratti riuniti sono stati portati a volume in pallone tarato da 100 ml, impiegando sempre n-esano. Le soluzioni ottenute sono state analizzate direttamente per gascromatografia. Per l'analisi degli idrocarburi (C28 e gasolio) è stato impiegato un gascromatografo Dani 86.10 con rivelatore a ionizzazione di fiamma (FID) nelle seguenti condizioni sperimentali:

-Colonna capillare in silice fusa di 25 m x 0,32 mm diametro interno;
- Fase stazionaria metilfenilsilicone, SE-54, 0,45 μm di film;
- Temperatura iniettore: 280°C;
- Temperatura rivelatore: 280°C;
- Temperatura forno colonna: isoterma a 50°C per 5 min, indi incremento di 10°C/min fino a 280°C ed isoterma di 10 min a 280°C;
- Gas carrier: H_2, 1 kg/cm^2
- Gas al rivelatore: aria, 0,8 kg/cm^2, idrogeno 0,4 kg/cm^2;
- Rapporto di splittaggio: 1:60.

3. RISULTATI E CONCLUSIONI

Nella tabella 1 sono raccolti i risultati relativi alla crescita dei 57 ceppi di batteri antartici nel terreno di Mills *et al.* (1978), effettuate con il gasolio come substrato di attacco. Sono stati considerati positivi anche ceppi la cui torbidità era lievemente visibile ad occhio nudo. In particolare, il 78,9 % dei ceppi è risultato idrocarburoclastico a 4°C (dopo un mese di incubazione) ed il 40,3 % a 20° C (dopo una settimana).

Tab. 1 - Risultati della crescita dei ceppi antartici nel terreno di coltura contenente gasolio come fonte di carbonio organico

Genere	n°. ceppi	positivi a 4°C*	positivi a 20°C**
Vibrio	9	8	5
Flavobacterium	9	8	6
Cytophaga	6	6	1
Moraxella	1	0	0
Pseudomonas	11	8	3
Flexibacter	1	1	0
Corynebacter	6	3	2
Acinetobacter	6	6	3
Micrococcus	3	2	0
Aeromonas	2	1	1
non identificati	3	2	2
TOTALE	57	45	23
%		78,9	40,3

*periodo di incubazione di un mese

**periodo di incubazione di una settimana

A 4°C tutti i generi ad eccezione del genere *Moraxella,* hanno presentato ceppi capaci di crescere su gasolio, mentre a 20°C sono risultati negativi anche gli appartenenti a *Flexibacter* e a *Micrococcus.* La maggiore positività (torbidità) è stata riscontrata con i ceppi B11 e B15.

Nella tabella 2 sono riportati i risultati delle analisi gascromatografiche effettuate sulle colture a 4°C dei ceppi B11 *(Flavobacterium* sp.) e B15 (non identificato), cresciuti su gasolio; nella tabella 3 quelli relativi alle analisi cromatografiche sulle colture a 20°C dei ceppi B11 e B15, cresciuti oltre che su gasolio anche su octacosano. I rapporti tra gli idrocarburi lineari C17 e C18 e i ramificati pristano (2,6,10,14-tetrametilpentadecano) e filano (3,7,11,15-tetrametilesadecano) indicano che in tutti i casi la degradazione è avvenuta: i valori sono sempre inferiori a quelli riscontrati nel controllo. Le percentuali di degradazione sono state calcolate con la tecnica dello standard esterno considerando l'area totale dei picchi dovuti agli idrocarburi rispetto a quella del controllo.

Tab. 2 - Risultati ottenuti per gascromatografia con colture incubate a 4°C per un mese

Ceppo	Substrato	Concentrazione mg/10 ml		% di degradazione	Rapporto C17:pristano	Rapporto C18:fitano
		iniziale	finale			
B11	Gasolio	83,9	20,47	75,6	1,7	2,2
B15	Gasolio	83,9	27,93	66,7	1,2	1,5

Nella tabella 3 figurano anche i risultati dell'analisi gascromatografica effettuata sulle colture a 20°C di 2 ceppi, il D41 *(Pseudomonas sp.)* e D48 *(Vibrio sp.*), scelti a random tra quelli che davano una torbidità non molto evidente, con lo scopo di confermare le positività rilevate solo ad occhio nudo.

Tab. 3 – Risultati ottenuti per gascromatografia con colture incubate a 20°C per una settimana

Ceppo	Substrato	Concentrazione mg/10 ml iniziale	Concentrazione mg/10 ml finale	% di degradazione	Rapporto C17:pristano	Rapporto C18:fitano
Controllo	Gasolio	83,9	83,9	---	2,2	2,1
B11	Gasolio	83,9	21,40	74,49	1,3	1,5
B11	C28	20,0	6,10	69,70	---	---
B15	Gasolio	83,9	41,54	50,48	1,1	1,1
B15	C28	20,0	4,10	79,50	---	---
D41	Gasolio	83,9	28,47	66,00	1,4	1,6
D48	Gasolio	83,9	6,79	56,15	0,7	0,5

Nella figura 1 sono riportati alcuni dei cromatogrammi ottenuti. Dal confronto tra il cromatogramma del controllo e quelli dei due ceppi selezionati, risulta evidente l'efficiente degradazione dei substrati saggiati alle due diverse temperature di incubazione. In particolare, la degradazione del gasolio da parte dei ceppi Bl1 e B15 è maggiore a 4°C. Infatti, il ceppo Bll a 4°C ha degradato il 75,60 % di gasolio e a 20°C il 74,49 % di gasolio ; il ceppo BIS il 66,71 % di gasolio a 4°C e il 50,48 % a 20°C.

Da sottolineare le significative percentuali di degradazione rilevate nelle colture dei 2 ceppi (D41 e D48), scelte a random tra quelle con gasolio e che presentavano una torbidità molto lieve. Tale risultato porta a confermare che in questo tipo di indagine colturale la positività non può essere affidata alla sola lettura visiva della torbidità, dipendente dalla sensibilità visiva del soggetto che l'esegue, ma che è indispensabile, per lo meno nei casi dubbi, effettuare l'analisi cromatografica della coltura. Inoltre, l'analisi visiva può dare solo un risultato di tipo qualitativo, in quanto consente di mettere in evidenza se un ceppo batterico è dotato di capacità di degradare un dato idrocarburo, aggiunto come unico substrato organico nel terreno di coltura, mentre l'analisi cromatografica permette anche di determinare quantitativamente la capacità di degradazione paragonandola con quella di un controllo. D'altra parte Mills *et al.* (1978) hanno riscontrato che nel terreno di coltura liquido è possibile che i microrganismi crescano soltanto nella fase oleosa, non producendo né visibile crescita nell'interfaccia olio-acqua né visibile torbidità nella fase acquosa. In tali casi essi consigliano di determinare la quantità di proteine presenti nella coltura, in quanto solo quando queste vengono prodotte in quantità superiore a 30 µg/1 sono correlate con una torbidità ben visibile.

I risultati di questa ricerca consentono di affermare che i ceppi antartici sono capaci di degradare gli idrocarburi, sia a 4°C che a 20°C e di confermare che il terreno di Mills *et al.* (1978) è ottimale per mettere in evidenza tale capacità. È, comunque, sorprendente avere riscontrato una percentuale così alta di idrocarburoclastici tra i ceppi

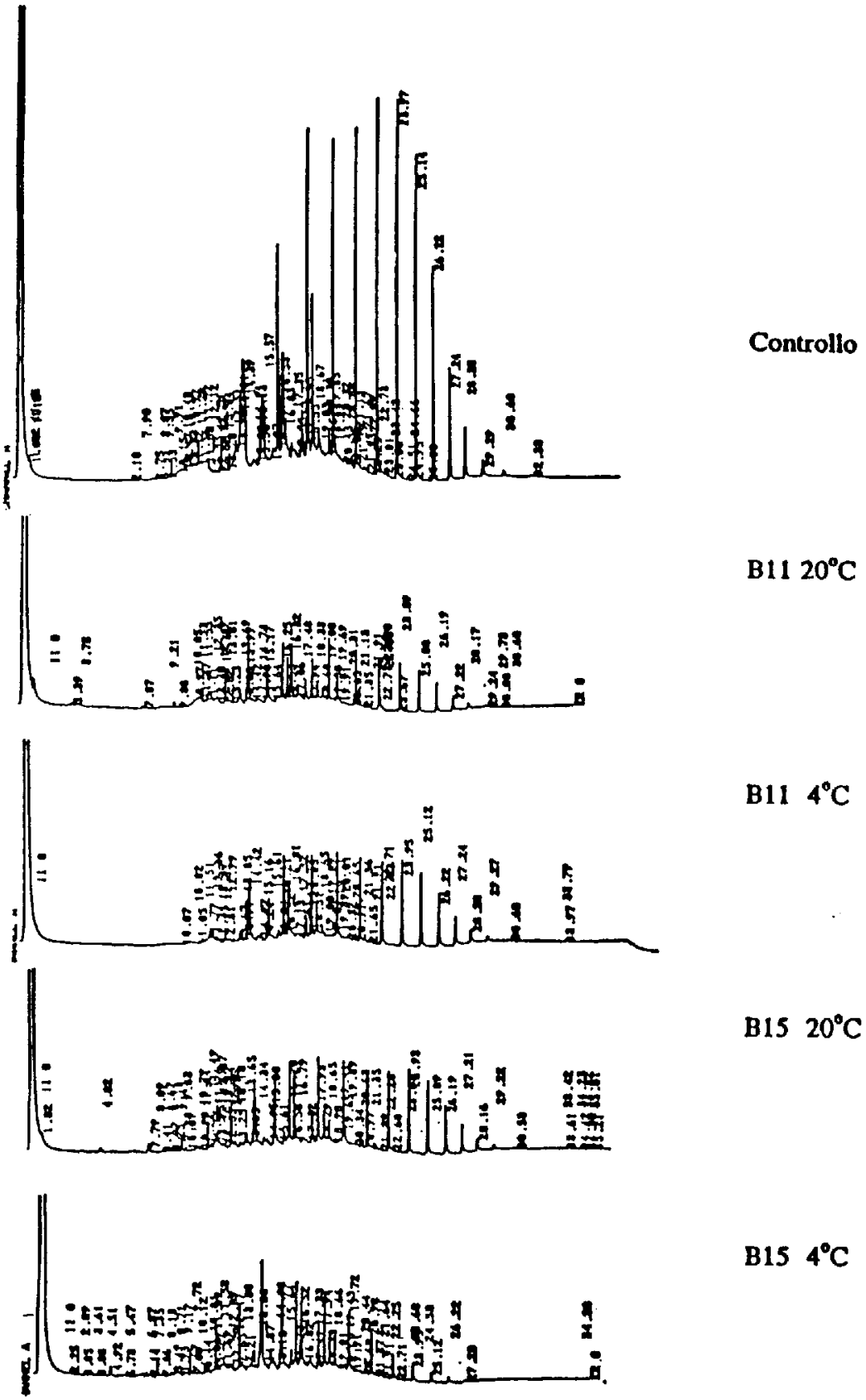


Fig. 1 - Cromatogrammi delle colture batteriche (B11 e B15) con gasolio e del controllo.

di batteri marini isolati da acque scarsamente inquinate in idrocarburi, come quelle antartiche. Infatti, come affermato da diversi Autori (Bertrand *et al.,* 1993), è l'esposizione della comunità microbica agli idrocarburi responsabile del potenziale della comunità di ossidare tali composti e quindi del numero di microrganismi che possono utilizzare gli idrocarburi all'interno della comunità eterotrofica. Anche Delille e Vaillant (1990), indagando con esperimenti *in situ* e di laboratorio sull'influenza dell'olio greggio sulla crescita dei batteri subantartici marini, hanno dimostrato che l'aggiunta di idrocarburi induce sempre un rapido e notevole incremento della popolazione batterica.

In definitiva, con tale ricerca viene dimostrata la capacità idrocarburoclastica di batteri marini di origine antartica. Sono, comunque, necessari ulteriori studi sia per confermare quanto già ottenuto che per studiare la cinetica delle reazioni enzimatiche che sostengono questi processi di degradazione, specialmente in considerazione, tra l'altro, che ancora poco è noto sui processi di degradazione degli idrocarburi in ambienti freddi ed in particolare nei mari antartici.

BIBLIOGRAFIA

Atlas R.M. 1991. Microbial hydrocarbon degradation - bioremediation of oil spills. *J. Chem, Technol. Biotech.,* 52: 149-156.

Austin B. 1988. Marine Microbiology. Cambridge University Press, Cambridge: 149-152.

Bertand J.-C. & Mille G. 1988. Devenir de la matière organique exogène. Une modèle: es hydrocarbures: In: Micro-organismes dans les ecosystèmes océaniques. (Bianchi M., Marty D., Bertrand J.-C., Caumette P. Gauthier M. et collaborateurs, eds) Masson Paris, 343-385.

Bertrand J-C, Bianchi M., Al Mallah M., Acquaviva M. & Mille G. 1993. Hydrocarbon biodegradation and hydrocarboboclastic bacterial communities composition grown in seawater as a function of sodium chloride concentration. *J. Exp. Mar. Ecol.,* 168: 125- 138.

Cescon P. 1992. Ricerche italiane in Antartide: Impatto ambientale, metodologie chimiche, attività e risultati scientifici. In: Oceanografia en Antartica (Gallardo V.A., Ferretti O. e Moyano H.I. eds). ENEA- Proyecto Antartica - Italia: 77-97.

Cripps G.C. 1990. Hydrocarbons in the seawater and pelagic organisms of the southern ocean. *Polar Biol.,* 10: 393-402.

Delille D. & Vaillant N. 1990. The influence of crude oil on the growth of subantarctic marine bacteria.- *Antarctic Science, 2:* 123-127.

Floodgate G.D. 1995. Some environmental aspects of marine hydrocarbons bacteriology. *Aquat. Microb. Ecol.,* 9: 3-11.

Focardi S., Bargagli R. & Corsolini S. 1995. Isomer-specific analysis and toxic potential evaluation of polychlorinated biphenyls in Antarctic fish, seabirds and Weddell seals from Terra Nova Bay (Ross Sea). *Antarctic Science,* 1(1): 31-35.

Genovese S. & Bruni V. 1965. Sul potere autodepurante dell'acqua di mare. *Arch. Zool. It*., 51: 295-308.

Karl D.M. 1993. Microbial processes in the southern oceans. In: Antarctic Microbiology (Friedmann E.I. ed.). Wiley-Lyss, Inc., New York: 1-63

Maugeri T.L., Cagliandolo C. & Bruni V. 1996. Heterotrophic Bacteria in the Ross Sea (Terra Nova Bay, Antarctica). *Microbiologica,* 19: 67-76.

Mills A.L., Breuil C. & Colwell R.R. 1978. Enumeration of petroleum-degrading marine and estuarine microorganisms by the most probable number method. *Can. J. Microbio!.,* 24: 552-557.

Reinhardt S.B. & Van Vleet E.S. 1986. Hydrocarbons of Antarctic midwater organisms. *Polar Biol., 6: 47-51.*

Schneider R., Steinhagen-Schneider G.. & Drescher H.E. 1985. Organochlorines and heavy metals in seals and birds from the Weddell Sea. In: Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs. (Siegfried W.R., Condy P.R. & Laws R.M. eds), Springer Verlag, Berlin; 652-655

Tumeo M.A. & Wolk A.E. 1994. Assessment of the presence of oil-degrading microbes at McMurdo Station. *Ant. J. U.S.,* 29(5): 375-377.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Voi II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 149 - 158.

PICO-BLUES AND THEIRINTERACTIONS WITH PAR AND UV-B

Cristiana CALLIERI

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

ABSTRACT

The underwater light climate is extremely important for photoautotroph growth and production since the change in light quantity and quality modulates the algal response. The success of pico-blues in most lakes demonstrates the efficiency of their acclimation mechanisms to changing light conditions. In this paper the influence of PAR and UV-B on growth and production of pico-blues has been tested. Freshwater strains of *Synechococcus* PE (phycoeritrin) and PC (phycocyanin)-type have been used to compare the effect of increasing light and of light quality on strains with different pigments. The results show an higher growth rate of PC cells in respect to PE cells at all the tested increasing irradiances. The PE cell growth resulted slower and not as able as PC-containing cells to exploit light intensities. Furthermore red light stimulated the growth of PC strain and suppressed the PE strain. One possible hypothesis is that the two different clones of *Synechococcus* differ in their ability to regulate the synthesis of their light-harvesting pigments and this fact could influence their distribution along the water column and in different natural environments. UV-B detrimental effect on pico-blues photosynthetic activity, when occurring, is lilted to the first 0.5 m and is higher in respect to the nanoplankton.

RIASSUNTO

Le ridotte dimensioni e la struttura semplice delle cellule procariote sono due dei possibili motivi dell'estrema adattabilità del picoplancton autotrofo nell'occupare posizioni strategiche di sopravvivenza negli ambienti acquatici. Queste piccole cellule sono, nei laghi, prevalentemente cianobatteri non coloniali e sono caratterizzate da una velocità di sedimentazione praticamente nulla. Questo comporta la loro costante presenza nella zona eufotica dove l'energia luminosa non limitante potenzialmente favorisce la loro crescita. Questa situazione può tuttavia diventare svantaggiosa in particolari condizioni quali, ad esempio, l'esposizione ad alte intensità luminose e alle radiazioni UV. Dati contrastanti sono comparsi sulla risposta fisiologica a diverse intensità luminose. Se da una parte alcuni esperimenti di laboratorio indicano una crescita e un'attività fotosintetica anche a 2000 $\mu E\ m^{-2}\ s^{-1}$ dall'altra è emerso che la risposta fotosintetica dipende dal tipo di clone utilizzato negli esperimenti. C'è da

aggiungere che l'aumento globale di radiazione UV-B (280-320 nm) potrebbe influenzare negativamente l'attività dei popolamenti picoplanctonici nei primi metri d'acqua. In questa problematica si inseriscono le ricerche qui illustrate, volte allo studio degli effetti sul picoplancton autotrofo della quantità e qualità della luce nonché dell'intensità della radiazione UV-B, in aumento per le modificazioni climatiche in atto.

In questo lavoro sono discussi i risultati di esperimenti di laboratorio effettuati su due ceppi di *Synechococcus* con diverse ficobiliproteine e sottoposti a variazioni di qualità e quantità di luce. I risultati hanno mostrato che il successo nella crescita di cellule con ficoeritrina o ficocianina come pigmento accessorio prevalente è strettamente connessa al tipo di radiazione dominante. Inoltre si è studiato l'effetto della radiazione UV-B sull'incorporazione di carbonio nel picoplancton autotrofo perché anche se esistono molte evidenze, ottenute in laboratorio e in Antartide, dell'inibizione della fotosintesi fitoplanclonica per effetto della radiazione UV-B, non esistono a tutt'oggi dati sull'influenza dell'UV-B naturale sui popolamenti picoplanctonici alle nostre latitudini. L'inibizione dell'UV-B sull'attività di produzione del picoplancton appare limitata ai primissimi metri d'acqua e sembra comunque, dai primi risultati, maggiore rispetto a quella sulla produzione delle alghe nanoplanctoniche.

1. INTRODUCTION

The natural underwater light conditions are extremely important for photoautotroph growth and production since the change in light quantity and quality modulate the algal response. The success of pico-blues in most lakes demonstrate the efficiency of their acclimation mechanisms to changing light conditions.

The response of pico-blues to different light intensity has been studied in laboratory experiments and *in situ.* It has been demostrated that in *Synechococcus* cultures the optimum growth rate occurs al low light condition (Waterbury *et al.,* 1986). In particular at the quantum flux of 45 $\mu E\ m^{-2}\ s^{-1}$ an higher growth has been observed (Morris & Glover, 1981). These findings agree with the observations in marine systems where the peak of cell abundances have been found deeper in the water column (Glover *et. al.,* 1985). *Synechococcus* responds to low light with an increase in the Phycobiliprotein / Chlorophyll *a* ratio, although different strains show a wide variety of response (Kana & Glibert, 1987). Nevertheless pico-blues have been found in lakes at different depths and light irradiance (Callieri & Pinolini, 1995; Passoni *et al.,* 1997) confirmlng the classification of *Synechococcus* as an euryphotic organism.

The effect of ultraviolet radiation on aquatic organisms has been widely reviewed (Häder, 1993; Holm-Hansen *et al.,* 1993) and the detrimental effect of UV-B radiation on phytoplankton productivity has been indicated as a potential damage for the entire aquatic ecosystem (Williamson, 1995). Many laboratory experiments have been done to quantity the effects of UV radiation on different aquatic organisms both from marine and fresh waters (Hessen *et al.,* 1995; Cullen *et al.,* 1992). The action spectra for the UV-B inhibition of photosynthesis demonstrated that there is a variation in the response among species as well as among groups (Rader, 1993). A lot of aquatic organisms

(Karentz *et al.,* 1991) react promptly to the UV-B stressing conditions producing protective substances as the mycosporine-like amino acid compounds (MAAs) which have absorption maxima ranging from 310 nm to 359 nm (Carreto *et al.,* 1990). In addition, cyanobacteria produce an extracellular yellow-brown pigment, scytonemin, which absorbs most strongly in the UV-A spectral range region (Garcia-Pichel & Castenholz, 1991). The sunscreen capacities of MAAs and scytonemin is higher if they are present simuntaneously and their production is considered an adaptive strategy of photoprotection against UV irradiance (Garcia-Pichel & Castenholz, 1993).

In this paper I will discuss the results obtained in different experiments performed to evaluate the response of picocyanobacteria to PAR and UV-B radiation, mainly addressing to the photoinhibition of UV-B on photosynthetic activity of pico-blues and to their growth rate at different PAR quality and quantity.

2. MATERIALS AND METHODS

The effect of light quality was evaluated in two cultures of freshwater strains of *Synechococcus* PE (phycoeritrin) and PC (phycocyanin)-type growing under fluorescent lamps (F72T12, Thorn) and under the same light filtered through three coloured filters. The blue and the green were band-pass filters with a maximum transmittance at 484 nm and 520 nm respectively; the red was an high pass filler with a maximum transmittance over 600 nm. The PE and PC-containing cells were inoculated in different Erlenmeyer flasks of 250 ml volume until they reached the same optical density (spectrophotometer Metrohm 616) and exposed to a 14:10 h light:dark cycle. As regard the effect of light quantity, lighting was unidirectional and two bottles, one for each strain, were placed in a box with five black walls, one side being open toward the light. Light was set at 8 different intensities: 5, 15, 20, 28, 62, 71, 103 and 143 $\mu E\ m^{-2}\ s^{-1}$.

To evaluate the UV-B effect on the picoplankton photosynthesis two kind of experiments were performed. The first was done directly *in situ* in a pelagic station of Lake Maggiore, an oligotrophic deep lake in Northern Italy. Sampling was done at the three depths where the 90%, 1% and 0% of surface UV-B radiation were measured. Each sample was splitted into subsamples for chemical analysis (pH and alcalinity) and phytoplankton production measurements. Samples were placed in 2 quartz and 2 quartz + mylar 150 ml tubes, inoculated with 5 µCi (250 µl) of $NaH^{14}CO_3$ and incubated at the selected depths for 4 hours simmetrically around noon. Dark bottles measurements were substituted by the "time O" organic ^{14}C by adding 5 µCi of $NaH^{14}CO_3$ in a dark 150 ml tube, immediately analyzed in laboratory. Immediately after the retrieval of the incubation tubes, whatever the experiment, 1 ml subsamples were taken from each tube in order to measure the real added activity. To estimate the total particulate organic carbon production (phytoplanktonic production) 30 ml of the samples were filtered at low vacuum through 0.2 µm pore size Nuclepore policarbonate filters. Picoplanktonic production was obtained by two subsequent filtrations of 30-50 ml subsamples through 2 µm and 0.2 µm pore size Nuclepore policarbonate filters. The samples taken to determine the "time 0" organic ^{14}C were treated in the same way. All the filters were acidified and then dissolved in 6 ml of scintillation cocktail; the radioactivity of the

filters was measured in a Beckman LS 6000 scintillation counter and the counting efficiency was determined automatically using a ^{14}C standard. The total inorganic carbon was calculated from pH and alkalinity measurements (A.P.H.A., 1992). The primary production was estimated using the following calculation:

$$\text{mg C m}^{-3}\ \text{h}^{-1} = ((\text{LB} - T_0) \times \text{Tot Ci} \times 1.05 \times 1.06)/(\text{TA} \times \text{incub. time})$$

where: LB = Light Bottle (d.p.m.), to = d.p.m at time 0, Ci = inorganic carbon (from pH and alkalinity), TA = Total Activity (d.p.m.).

The second experiment was performed in an experimental pond, supplied with Lake Maggiore water. The incubation tubes were placed on a perspex frame equipped with a water proof UV-B lamp (Philips TL20/12). Mylar screened and unscreened quartz tubes were exposed at 0.5 m (at 90% of surface UV-B) without artificial irradiation and at 5 cm from the UV-B lamp. The percentage photoinhibition was estimated by the ratio of the production difference in the screened and unscreened tubes using the formula:

$$\%P_{inh} = (M-Q)*100/M$$

where: % P_{inh} = percentage of photoinhibition, M = production in the mylar screened tubes, Q = production in the unscreened quartz tubes.

In this second experiment bacterial production was also measured. The method used was the ^{3}H thymldine and ^{14}C leucine uptake, proposed by Simon & Azam (1989) and the details of the experiment are described in Bertoni *et al.* (1997). UV-B radiation and its underwater penetration was measured by a radiometer PUV 500 (Biospheric) equipped with PAR, 305, 320, 340 and 380 nm sensors.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. PAR: light quantity

Fresh water strain ns of PE and PC type have been used to compare the effect of increasing light on strains with different pigment (Callieri *et al.,* 1996). In figure 1 the results show an higher growth rate of PC cells in respect to PE cells at all the tested irradiances. The PE cell culture grew slower than the PC-containing cells indicating a lower ability to exploit light intensities.

One possible hypothesis is that the two different clones of *Synechococcus* differ in their ability to regulate the synthesis of their light-harvesting pigments and this fact could influence their distribution along the water column and in different natural environments (Callieri, 1996). In the tested range from 5 to 143 µE m^{-2} s^{-1} picocyanobacteria show an exponential increase of the growth rate at any increase of the light intensity, with a tendency towards the saturation after 100 µE m^{-2} s^{-1}. It is worth noting that the underwater light intensities found in the water column from 3 to 10 m in the large, deep, oligotrophic Lake Maggiore (Northern Italy) at the depth of maximum picoplankton production, calculated as yearly mean value, was 100µE m^{-2} s^{-1} The pico-

blues apparently are well adapted to light intensities not very high. The success of pico-blues under low light conditions is tightly coupled with the competition for limlting nutrients: the low light give to *Synechococcus* an advantage only under low-P conditions. A typical response to low light is also an increase in accessory pigments relative to chlorophyll *a* and nitrogen limitation may be responsible for this low PE:Chl *a* ratio (McMurter & Pick, 1994). On the other hand, when pico-blues are exposed to high PAR can react promptly. Recent studies (Clark *et al.,* 1995) discovered that during shift in light intensity in a *Synechococcus* culture there is a rapid interchange from a light sensitive form of the D1 protein of PSII centers (Form I) to a form less susceptible to photoinhibition (Form II). It has also been shown that during adaptation to high light intensity there is a gene regulation to encode the Form E of D1 protein (Kulkarni & Golden, 1995). Therefore the photoinhibition is efficiently counteracted and eventually overcome (Oquist *et al.,* 1995). Ali these laboratory experiments were run using a *Synechococcus* strain (PCC 7942) and should be extended to other strains to generalize the results to the natural systems.

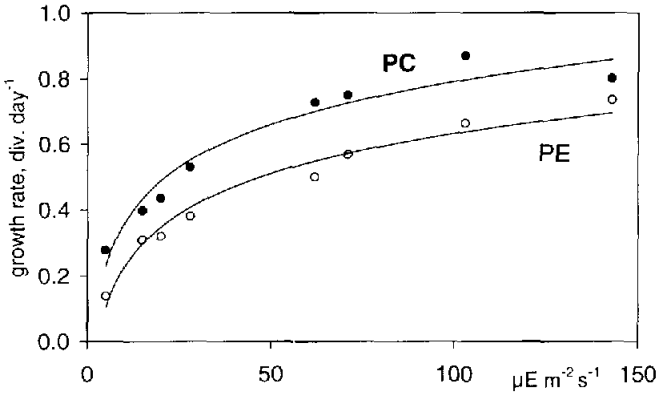


Fig. 1 - Exponential growth rate (K: div d $^{-1}$) as function of light intensities for PE (open circles) and for PC (black circles) cultures.

3.2. PAR: light quality

From the current knowledge it appears that in pico-blues the fluctuation of the relative pigment content may depend on light climate (Wyman & Fay, 1986; Hauschild *et al,* 1991). Tandeau de Marsac (1977) pointed out that only cyanobacteria able to synthesize PE can undergo complementary chromatic adaptation and distinguished three physiological groups of PE cells: Group I with no adaptation, Group II with regulation of PE pigment, Group III with regulation of PE and PC pigment. Marine *Synechococcus* strains exhibited Group II chromatic adaptation with an increase in phycoerytrin concentration and in growth (Hauschild *et al.,* 1991).

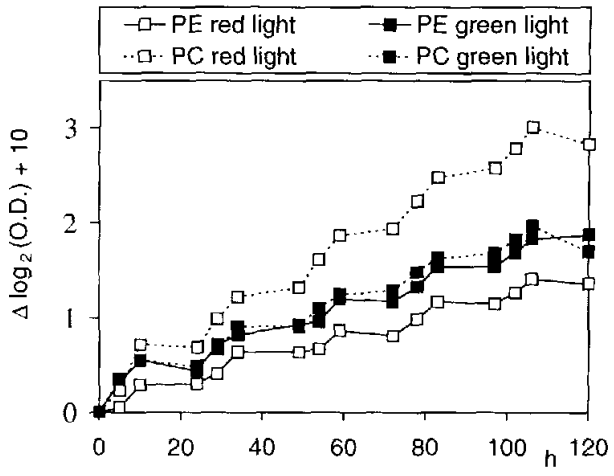


Fig. 2 - Growth rates of two strains of *Synechococcus* with PE and PC pigments exposed to green and red light of an equal quantum flux (20 μE m^{-2} s^{-1}).

The data here presented in figure 2 show that during the 120 hours of the experiment the two cultures of *Synechococcus* spp. of PE and PC-type under red and green light grew differently. Under green light PE had an higher growth rate than PC. This experiment also demontrated the selective value of red light in stimulating the PC and in suppressing PE (Callieri *et al.,* 1996). The importance of red light for phycocyanin and biomass production was furtherrnore ascertained in a *Synechococcus* strain of PC-type in another laboratory experiment (Takano *et al.,* 1995). Conversely blue and green are more efficiently used than red light of a similar intensity by *Synechococcus* of PE-type (Glover *et al.,* 1985).

3.3. UV-B

The experiment performed at 3 depths in Lake Maggiore has shown that the sensitivity of the natural population of pico-blues to UV-B radiation is limited to the first meters of the water column (Fig. 3). At 0.5 m, with 90% of surface UV-B irradiance, pico-blues produced significantly less carbon in UV-B unscreened than in the UV-B screened tubes. At this depth pico-blues resulted more sensitive than larger algae to photoinhibition as demonstrated by the decrease of their contribution to the total carbon uptake (6% compared to 23% in the protected tubes). At 2 m, where the UV-B decreased to 1% of the surface irradiance, there was no apparent effect on pico populations. These results could indicate that in the mixed layers the movements of water prevent the cells from an exposure to UV-B long enough to actually photoadapt by sinthetizing UV absorbing substances. The artificial lack of mixing (incubating the samples at fixed depths) could immediatly cause a decrease in the activity of the cells.

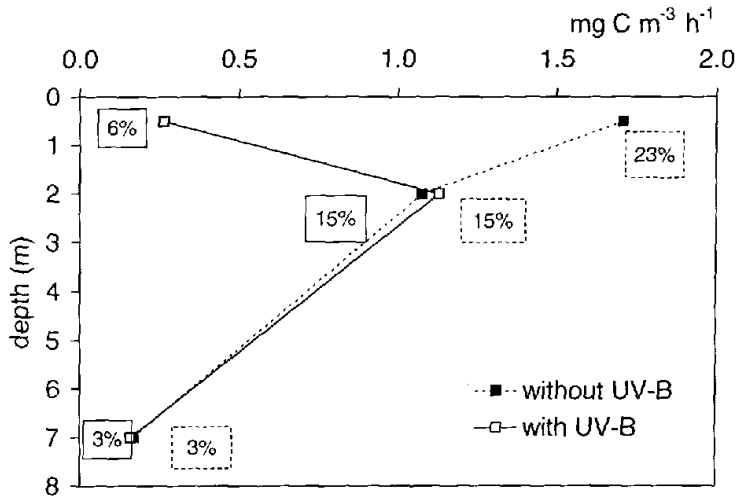


Fig. 3 - In situ phothosynthetic rates of pico-blues, measured with ^{14}C technique, incubated for four hours in quartz and mylar tubes in Lake Maggiore, Northern Italy. The figures in the boxes are the percentages of the picoplanktonic production on the total phytoplanktonic production.

The typical UV-B flux in summer at Lake Maggiore surface was 1.3 μW cm^{-2} at 305 nm (Bertoni, personal comunication) and therefore well below the measurements in Antartica or at high altitude lakes (Holm-Hansen *et al.,* 1993). The second experiment was therefore done with an artificial addition of UV-B radiation to enlarge the effects on autotrophic and heterotrophic populations. The production of the microbial populations, i.e. total phytoplankton (Phyto), autotrophic (APP) and heterotrophic (HPP) picoplankton, was measured with natural and natural plus artificial UV-B radiation. The results (Fig. 4) show a marked difference between the autotrophic and heterotrophic sensitivity to UV-B radiation. This could be due both to a direct effect of UV-B on bacterial cells and on the effect mediated by phytoplankton and by the organic substrate alteration. Trying to compare the different autotrophic and heterotrophic fraction in the microbial size range it appears that the smaller organisms are more sensitive to UV-B photoinhibition or are slower in the activation of the reaction mechanisms. The interpretation of the results gathered in controlled conditions and their extension to natural systems is hard and is complicated by the water mixing process which influence the exposure lime of the microorganisms to UV-B radiation.

The conclusion is that there is undoubtedly an effect of UV-B radiation on aquatic organisms and also on pico-blues. Nevertheless from a more extensive study on Lago Maggiore (Bertoni & Callieri, in prep.) the flux of the ambient UV-B resulted low and its effects on natural microbial populations difficult to separate from UV-A effects. For this reason the back extrapolation to natural environment of data from laboratory experiments must be evaluated with care.

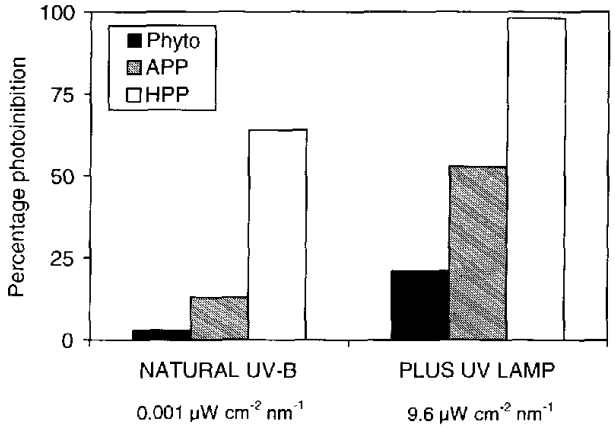


Fig. 4 - Percentage UV-B photoinhibition of natural autotrophic (APP & phytoplankton) and heterotrophic (HPP) microorganisms exposed to natural and artificially increased UV-B radiation, measured at 305 nm.

4. CONCLUSIONS

New perspectives in the ecology of picocyanobacteria must rely on the study and comprehension of the relationships between these small organisms and the underwater radiation. The light quality climate in the PAR region of the spectrum influences the presence of clones of *Synechococcus* with pigments adapted to better exploit the light resources. The preferential light intensity range of pico-blues is situated around 100-200 µE m^{-2} s^{-1} but protection mechanisms are promptly activated at higher light intensities. Nevertheless the scarcity of data from natural environments on this last topic does not allow to reach ultimate conclusions.

The UV-B detrimental effects on picoplanktonic photosynthetic production are visible in the first meters of the water column where 90% of surface UV-B irradiance was measured. Autotrophic picoplankton resulted more photoinhibited than larger algae and less than the heterotrophic picoplankton. The data presented are apparently in contrast with the fact that cyanobacteria are able to produce protective substances as the mycosporine-like amino acid compounds (MAAs) and the extracellular yellow-brown pigment scytonemin. There is therefore the need of further studies on the reactions of natural picoplanktonic population to UV-B stress at our latitudes.

ACKNOWLEDGEMENTS

Part of this research has been performed in the frame of the UE project MICOR (Microbial Community Response to UV-B stress in European waters).

REFERENCES

Bertoni R., Pugnetti A. & Barbarewicz C. 1997. La radiazione UV-B nei laghi ed i suoi effetti sulle comunità microbiche. Atti del 12° Congresso dell'AIOL. Vol. I. (Piccazzo M. ed.): 245-254.

Callieri C. 1996. Extinction coefficient of red, green and blue tight and its influence on picocyanobacterial types in lakes at different trophic levels. *Mem. Ist. ital. Idrobiol.,* 54: 135-142.

Callieri C., Amicucci E., Bertoni R. & Vörös L. 1996. Fluorometric characterization of two picocyanobacteria strains from different underwater light quality. *Int. Revue ges. Hydrobiol,* 81: 13-23

Carreto J.I., Carignan M.O., Daleo G. & De Marco S.G. 1990. Occurrence of mycosporine-like amino acids in the red tide dinoflagellate Alexandrium escavatum: Uv-photoprotective compounds? *J. Plankton Res.,* 12: 909-921.

Clarke A.K., Campbell D., Gustafsson P. & Oquist G. 1995. Dynamic responses of photosystemn and phycobilisomes to changing light in the cyanobacterium Synechococcus pcc 7942. *Planta,* 197 (3): 553-562.

Cullen J.J., Neale P.J. & Lesser P.M. 1992. Biological weighting function for the inhibition of phytoplankton photosynthesis by ultraviolet radiation. *Science,* 258: 646-650.

Garcia-Pichel F. & Castenholz R.W. 1991. Characterization and biological implications of scytonemin, a cyanobacteria sheath pigment. *J. Phycol.,* 27: 395-409.

Garcia-Pichel F. & Castenholz R.W. 1993. Occurrence of UV-absorbing, mycosporine-like compounds among cyanobacterial isolates and an estimate of their screening capacity. *Appl. Environ. Microbiol., 59* (1): 163-169.

Glover H.E., Phinney D.A. & Yentsch C.S. 1985. Photosynthetic characteristics of picoplankton compared with those of larger phytoplankton populations, in various water masses in the Gulf of Maine. *Biol. Oceanogr.,* 3: 223-248.

Hader D.P. 1993. Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on aquatic ecosystems. In: UV-B radiation and ozone depletion. Effects on humans, animals, plants, microorganisms and materials. (Tevini M. ed.): 155-191.

Hauschild C.A., McMurter H.J.G & Pick F.R. 1991. Effect of spectral quality on growth and pigmentation of picocyanobacteria. *J. Phycol.,* 27: 698-702.

Hessen D.O., VanDonk E. & Andersen T. 1995. Growth responses, P-uptake and loss of flagellae in Chlamldomonas reinhardtii exposed to UV-B. *J. Plankton Res.,* 17(1): 17-27.

Holm-Hansen O., Lubin D. & Helbling E.W. 1993. Ultraviolet radiation and its effects on organisms in aquatic environments. In: Environmental UV photobiology, A.R. Young (ed.).Plenum Press, New York. Pp.379-425.

Kana T.M. & Glibert P.M. 1987. Effect of irradiances up to 2000 μE m^{-2} s^{-1} on marine *Synechococcus* WH7803-I. Growth, pigmentation, and cell composition. *Deep sea res.,* 34 (4): 479-495.

Karentz D., McEuen F.S., Land M.C. & Dunlap W.C. 1991. Survey of mycosporine-like amino acid compounds in antarctic marine organisms: potential protection from ultraviolet exposure. *Mar. Biol.,* 108: 157-166.

Kulkarni R.D. & Golden S.S. 1995. Form TT of DI is important during transition from standard to high light intensity in *Synechococcus* sp. strain PCC7942. *Photosinthesis Res.,* 46 (3): 435-443.

McMurther H.J.C. & Pick F., 1994. Fluorescence characteristics of a natural assemblage of freshwater picocyanobacteria. *J. Plankton Res.,* 16 (8): 911-925.

Moeller R.E. 1994. Contribution of ultraviolet radiation (UV-A, UV-B) to photoinhibition of epilimnetic phytoplankton in lakes of differing UV transparency. Impact of UV-B radiation on pelagic freshwater ecosystems. *Arch. Hydrobiol. Beih.,* 43: 157-170

Morris I. & Glover H.E. 1981. Physiology of photosynthesis by marine coccoid cyanobacteria-some ecological implications. *Limnol. Oceanogr.,* 26: 957-961.

Oquist G., Campbell D., Clarke A.K. & Gustafsson P. 1995. Light and temperature effects on the organization and function of photosystem II in the cyanobacterium *Synechococcus. Acta Physiologiae Plantarum.,* 17(2): 191-197.

Passoni S., Callieri C. & Heinimaa S. 1997. Dinamiche di distribuzione del picoplancton autotrofo nel Lago Maggiore. Atti del 12° Congresso dell'AIOL. Vol. I. (Piccazzo M. ed.): 109-118.

Simon M. & Azam F. 1989. Protein content and protein synthesis rates of planktonic marine bacteria. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 51: 201-213.

Takano H., Arai T., Hirano M. & Matsunaga T. 1995. Effects of intensity and quality of light on phycocyanin production by a marine cyanobacterium *Synechococcus* sp. NKBG 042902. *Appl. Microbiol & Biotechnol,* 43(6): 1014-1018.

Tandeau de Marsac N. 1977. Occurrence and chromatic adaptation in cyanobacteria. *J. Bacteriol.,* 130:82-91.

Waterbury J.B., Watson S.W., Valois F.W. & Franks D.G. 1986. Biological and ecological characterization of the marine unicellular cyanobacterium *Synechococcus. Can. Bul. Fish. Aquat. Sci.,* 214: 71-120.

Williamson C.E. 1995. What role does UV-B radiation play in freshwater ecosystems. *Limnol. Oceanogr.* 40 (2): 386-392

Wyman M. & Fay P. 1986. Underwater light climate and the growth and pigmentation of planktonic blue-green algae (Cyanobacteria) I. The influence of light quality. *Proc. R. Soc. Lond.,* 227: 381-393.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Voi II - Genova: A.I.O.L, 1998
Piccazzo M. (ed.): 159 - 171.

INFLUENZA DEI FENOMENI DI UPWELLING SULLA PRODUZIONE E BIOMASSA FITOPLANCTONICHE NELLO STRETTO DI MESSINA

Franco DECEMBRINI[1], Filippo AZZARO[1], Elio PASCHINI[2], Giuseppe MAGAZZÙ[3]

[1]Istituto Sperimentale Talassografico CNR di Messina
Spianata S. Raineri 86, 98123 Messina, Italia.
[2]Istituto Ricerche sulla Pesca Marittima CNR di Ancona.
[3]Istituto per lo Studio degli Ecosistemi Costieri CNR di Lesina (FG).

ABSTRACT

The time-space distribution of phytoplankton biomass and primary production in the upwelling-area of the Straits of Messina was investigated during April 1991 with respect to different current directions. Results showed the highest concentration of chlorophyll *a* and carbon assimilation rates in the southern part corresponding to nutrient-rich upwelled waters. Autotrophic picoplankton play a notable role in this ecosystem with significative contributions to total phytoplanktonic biomass and production.

1. INTRODUZIONE

Negli ecosistemi pelagici la produzione primaria è generalmente regolata da fattori quali la radiazione solare, la concentrazione dei nutrienti, la stabilità della colonna d'acqua e la pressione di grazing degli erbivori, che singolarmente o insieme condor-rono, di volta in volta, a definire il livello trofico dell'ecosistema. Nelle aree interessate da affioramenti di acque profonde sono i nutrienti a giocare il ruolo determinante nella dinamica dei processi produttivi del primo livello trofico.

Sin dalla scoperta del picofitoplancton (Johnoson & Sieburth, 1979; Waterbury *et al.,* 1979) si è compresa l'importanza di questa componente che contribuisce in modo significativo alla biomassa e produzione fitoplanctonica negli oceani. Inoltre, il progre-dire delle ricerche ha condotto all'ipotesi generale che questa frazione dimensionale più piccola (2-0.2 µm) risulta dominante in ambienti oligotrofici rigenerativi mentre sembra assumere minore rilevanza nelle regioni di upwelling (Cuscing, 1989). Ancora oggi, tuttavia, esistono frammentarie informazioni sul ruolo svolto da questi organismi in ambienti di divergenza di acque profonde.

Lo Stretto di Messina è sede di intense correnti di marea (talora > 5 nodi) che insieme alla particolare morfologia delle coste e del fondo generano moti ascensionali di acque ioniche intermedie (Vercelli & Picotti, 1926; Mosetti, 1995; Cescon *et al.,* 1997).

Ricerche precedenti avevano evidenziato l'azione positiva esercitata dall'affioramento di acque profonde sul primo livello trofico (Magazzù & Andreoli, 1971; Magazzù *et al.,* 1975) in grado di sostenere la ricchezza biologica *dell'ecosistema Stretto di Messina.*

Lo studio, eseguito nella primavera del 1991 nell'area dello Stretto, aveva lo scopo di apportare nuove conoscenze sulla distribuzione temporale e spaziale della produzione primaria e biomassa fitoplanctoniche in relazione al fenomeno di upwelling. In particolare, ci si proponeva di verificare il contributo della frazione picofitoplanctonica, peraltro già individuata e indicata come non predominante (Magazzù *et al.,* 1987; Bruni *et al.,* 1989; Decembrini & Magazzù, 1990; Magazzù & Decembrini 1995; Magazzù *et al.,* 1995), nella biocenosi di un'area di divergenza ad elevato idrodinamismo.

2. MATERIALI E METODI

2.1. Area di studio

La ricerca è stata svolta nell'area dello Stretto di Messina compresa fra Palmi a Nord e C° S. Alessio a Sud (Fig. 1). Questa zona è ben nota per la forte turbolenza delle acque provocata dall'incontro tra le acque tirreniche superficiali e quelle ioniche intermedie che risalgono repentinamente la scarpata della zona meridionale affiorando nello strato eufotico con il foro carico di nutrienti (De Domenico *et al.,* 1995; Cescon *et al.,* 1997).

2.2. Strategie di campionamento

La complessità e la variabilità dei fenomeni studiati ha reso necessario l'utilizzo di diverse strategie di campionamento, il più possibile sinottiche, in grado di cogliere i diversi aspetti che legano l'evoluzione dei fattori fisici alle risposte biologiche. A tale scopo sono state eseguite:

- la distribuzione superficiale della biomassa ed attività fitoplanctonica, in relazione ai fronti termo-alini che si originano tra le masse d'acqua che occupano lo Stretto, nelle diverse fasi di corrente;
- le stazioni idrologiche in due punti (B=Ganzirri, Sicilia; C=P.ta Pezzo, Calabria) individuate nel corso della mappatura supeficiale, come siti in cui i fenomeni di risalita delle acque assumono caratteristiche particolari in prossimità delle coste. Le misure sono state eseguite durante le ore diurne (per poter misurare l'attività fotosintetica *in situ)* in condizioni di corrente *montante* e *scendente;*
- il transetto N-S lungo l'asse principale dello Stretto, allo scopo di studiare la distribuzione verticale della componente fotoautotrofa del plancton, nello strato eufotico (compreso fino al 1.7 % della radiazione incidente alla superficie).

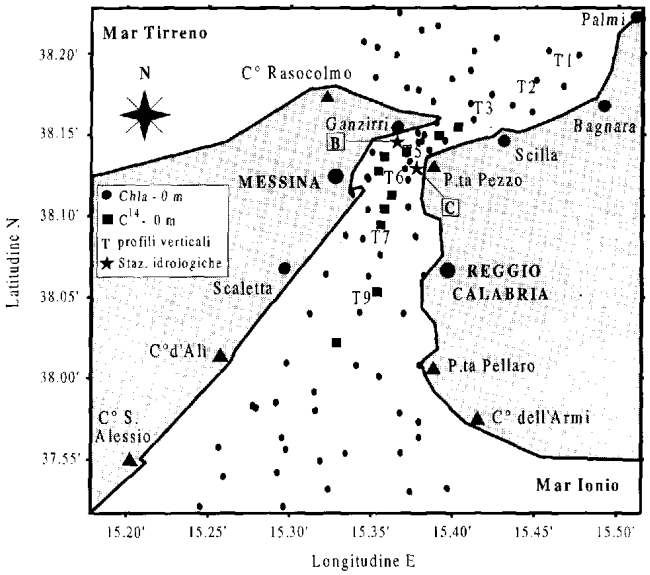


Fig. 1 - Stretto di Messina: posizione delle stazioni di campionamento.

2.3. Campionamento

I campionamenti sono stati effettuati dal 7 al 16 aprile 1991 in concomitanza della fase di sizigie e quindi con alte velocità della corrente di marea (max=5.61 nodi). I profili verticali di conducibilità , temperatura e profondità sono stati eseguiti con CTD (ME-KMS SN84) ed i prelievi sono stati effettuati con bottiglie Niskin da 10 litri montate su rosetta.

2.4. Biomassa e produzione primaria

Le misure della P.A.R. sono state eseguite, utilizzando un quantametro Li Cor mod.188B con collettore sferico, fino alla quota di 60 m. Quindi sono stati calcolati i coefficienti d'estinzione e le quote ottiche di campionamento.

La produzione primaria è stata misurata sia in superficie che nella zona eufotica alle profondità corrispondenti alle percentuali del 100, 50, 22.5, 8, 3.5 e 1.7% dell'irradianza superficiale (Eo^+). Ai campioni chiari e scuri di ciascuna quota è stata aggiunta una soluzione marcata di $NaHC^{14}O_3$ con un'attività di 15 µCi ml^{-1}. L'incubazione, effettuata in flusso d'acqua di mare superficiale e luce naturale, è stata protratta per 3-4 ore schermando i campioni con filtri corrispondenti alla percentuale d'irradianza della quota di prelievo. Dopo l'incubazione i campioni sono stati fitrati, in modo differenziale, su membrane Whatman GF/F e Nuclepore da 1.0 e 2.0 µm in policabonato. Il conteggio dei campioni è stato eseguito in uno scintillatore per liquidi Beckman LS 1080 utilizzando 10 ml di "Aquasol-2" (NEN) come cocktail di scintil-lazione.

Le determinazioni della concentrazione della clorofilla *a* sono state eseguite come riportato da Panella e Magazzù (1978) mentre la filtrazione è stata effettuata come riferito in precedenza per l'assimilazione del C^{14}.

3. RISULTATI E DISCUSSIONE

Il quadro risultante dalla distribuzione superficiale della temperatura (Fig. 2) permette di individuare nell'intera zona sud-orientale dello Stretto e in parte di quella centrale la presenza di acque più fredde di circa 1 °C rispetto a quelle presenti alle imboccature. Le isoaline mostrano, in superficie, un gradiente positivo da Nord verso Sud con valori di 37.6 PSU misurati nel Tirreno e di 38.1 PSU rilevati nella parte ionica

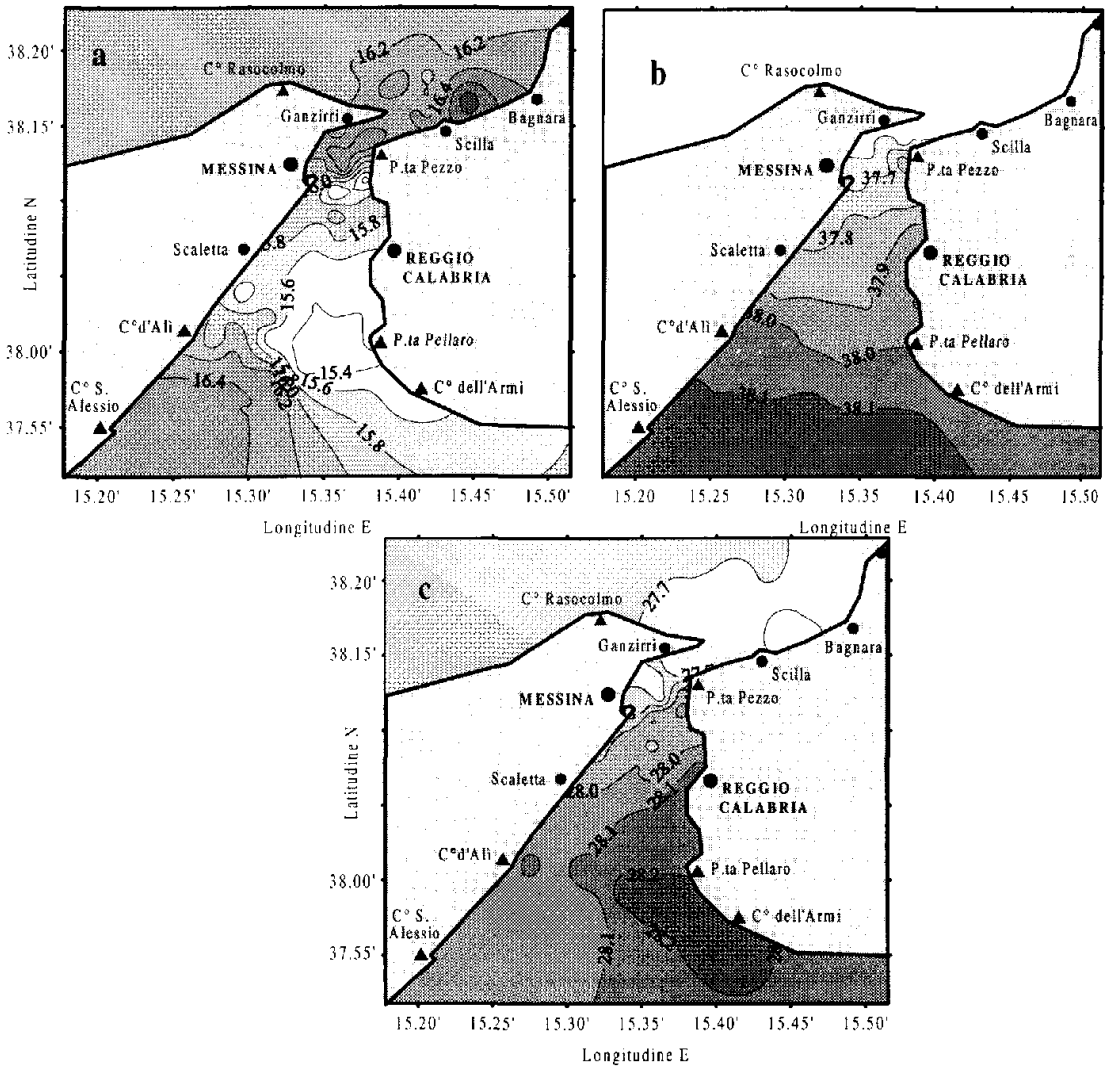


Fig. 2 - Distribuzione superficiale della temperatura in °C (a), della salinità (b) e della densità (c).

dello Stretto. Infine la distribuzione superficiale del σ_t mostra acque più dense (28.2) lungo il versante meridionale della Calabria compreso fra P.ta Pellaro e C° dell'Armi mentre i valori di σ_t più bassi (27.7) sono stati ottenuti nella zona settentrionale.

La distribuzione superficiale della clorofilla *a* (Fig. 3a) presenta un gradiente positivo dalla zona settentrionale verso quella sud-orientale passando da concentrazioni inferiori a 0.2 mg-Chl*a* m^{-3} del bacino tirrenico e della costa siciliana in prossimità di C° S. Alessio a valori massimi di 1.2 mg-Chl*a* m^{-3} del versante meridionale della Calabria. Questa distribuzione sembra riflettere quanto descritto per il σ_t, individuando le mag giori concentrazioni di biomassa associate ai più alti valori di densità. La frazione pico-planctonica (2-0.5 µm), che costituisce gran parte della biomassa (Fig. 3b), presenta un gradiente simile a quanto osservato per il totale con i valori più elevati nella zona sud-orientale dello Stretto.

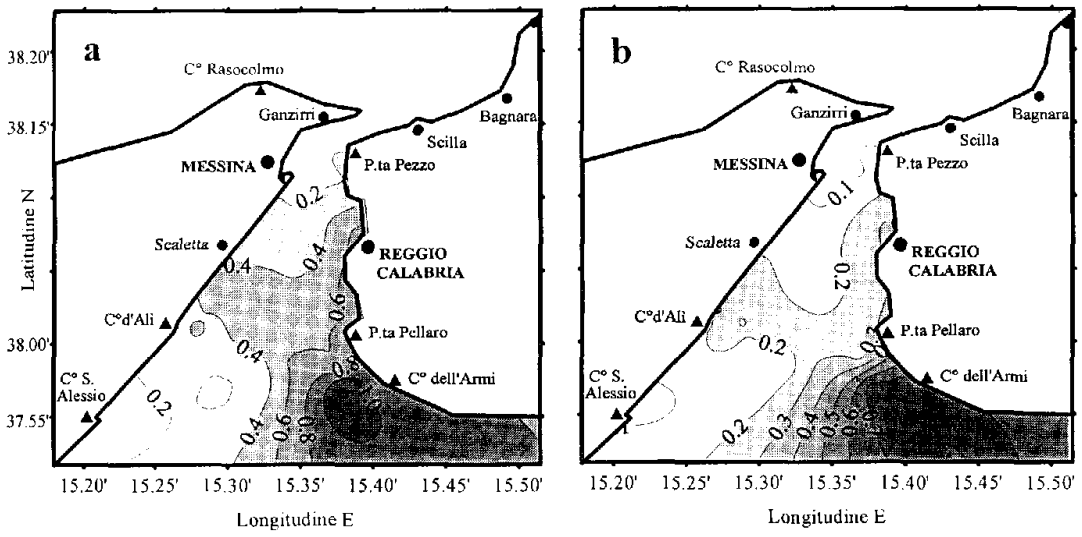


Fig. 3 - Distribuzione superficiale della concentraione della clorofilla *a* (mg m^{-3}) totale (a) e di quella picofitoplanctonica (b).

Questo rapporto appare più chiaro quando si confrontano i valori di densità delle acque e la biomassa ed attività fotosintetica lungo il transetto delle stazioni superficiali in cui sono stati misurati anche i tassi di C^{14} (Fig. 4). Il quadro risultate evidenzia come a bassi valori di σ_t (27.6-27.7), misurati nella parte settentrionale dello Stretto, sono associate scarse concentrazioni di Chl*a* (~ 0.1 mg m^{-1}) e di assimilazione del carbonio (0.1-0.2 mgC m^{-3} h^{-1}); mentre nelle stazioni poste nella zona centro-meridionale si osserva l'incremento dei valori di biomassa (0.6 mg-Chl*a* m^{-1}) e di produzione primaria (0.55 mgC m^{-3} h^{-1}) contemporaneamente a quelli di densità (28.1). Le diverse condizioni trofiche delle due zone individuate sembrano distinguibili anche a livello di popolazioni dimensionali almeno nello strato superficiale. Infatti, per bassi valori di clorofilla *a* e produzione fitoplanctonica il contributo percentuale della frazione pico risulta sempre superiore al 50% del totale mentre all'aumentare dei valori di biomassa e produzione

fitoplanctonica anche il contributo percentuale di questa classe dimensionale più piccola subisce un decremento.

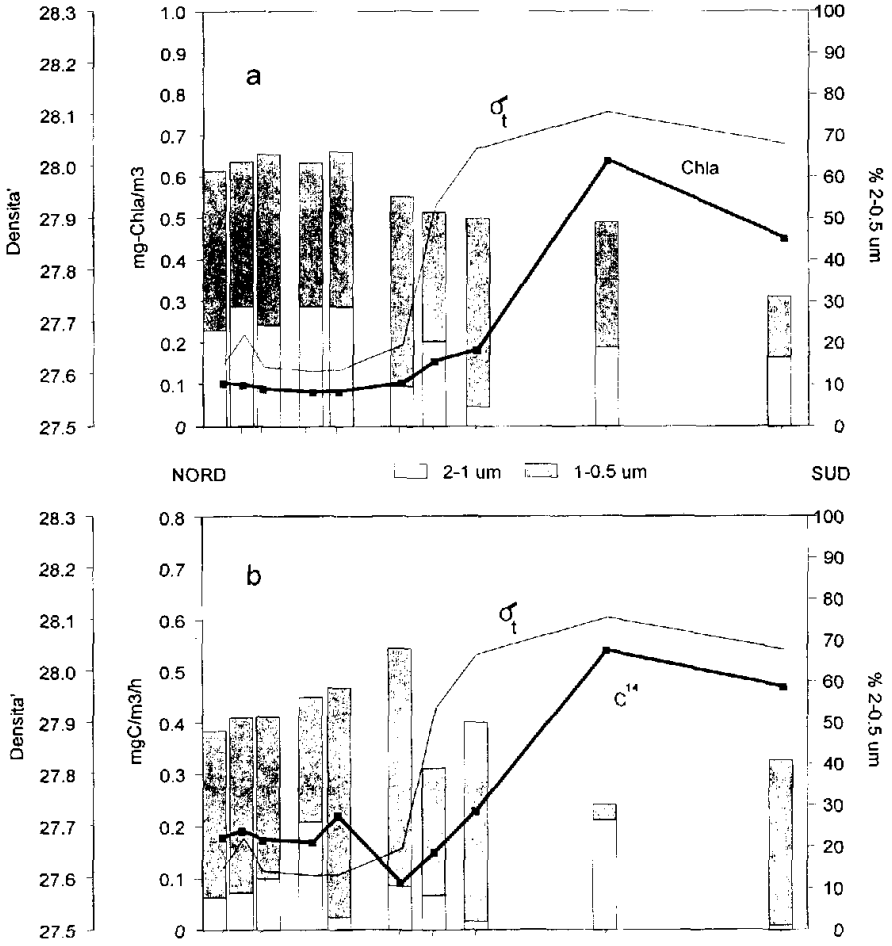


Fig. 4 - Distribuzione superficiale della clorofilla *a* in mg m^{-3} (a) e dell'assimilazione del carbonio mgC m^{-3} h^{-1} (b) in relazione alla densità delle acque lungo il transetto N-S. In istogramma è rappresentato il contributo percentuale delle frazioni fitoplanctoniche.

Nelle stazioni fisse, in cui è stato eseguito uno studio di tipo lagrangiano, i risultati ottenuti mettono in evidenza un diverso comportamento dei popolamenti fitoplanctonici al variare delle strutture termo-aline della colonna d'acqua.

Nel punto B (Fig. 5) i campionamenti sono stati eseguiti in sia in fase di corrente "scendente" (N→S) che di "montante" (S→N) con velocità di circa 2 nodi. Il quadro idrologico ricavato dai profili di CTD individua, in condizioni di corrente "scendente" (Fig. 5a), nei primi 30 m dalla superficie acque con caratteristiche tirreniche (15.3 °C;

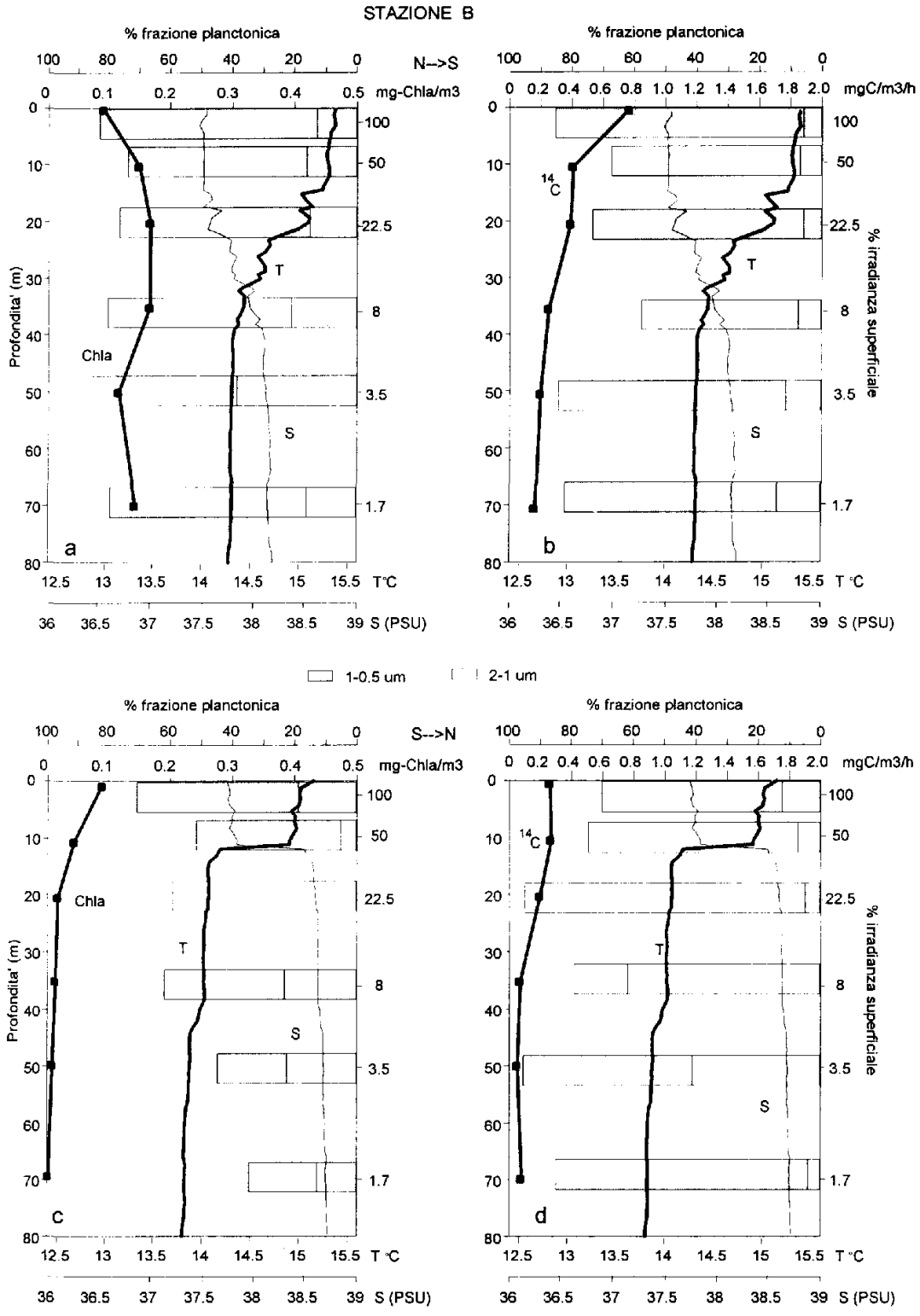


Fig. 5 - Stazione B: distribuzione verticale della clorofilla *a* (a, c), dell'assimilazione del C^{14} (c, d) e profili di temperatura e salinità in condizioni di corrente N→S (a, b) e S→N (c, d). In istogramma è rappresentato il contributo percentuale delle frazioni fitoplanctoniche.

37.7 PSU) al di sotto delle quali sono presenti acque miste (14.3 °C; 38.2 PSU) originatesi all'interno dell'area dello Stretto (acque di tipo "C", Bhöm *et al.,* 1987). La distribuzione verticale della concentrazione della clorofilla *a* (Fig. 5a) mostra un lieve massimo (0.18 mg m-^{3}) fra 0 e 35 m e un decremento alle quote più profonde. Il tasso di assimilazione del carbonio (Fig. 5b) risulta più elevato in superficie (0.8 mgC m^{-3} h^{-1}), subisce una flessione con valori > 0.3 mgC m^{-3} h^{-1} fino alla quota di 35 m e diminuisce ulteriormente alla base dello strato eufotico. Con corrente "montante" si osserva una situazione idrologica diversa dalla precedente (Fig. 5c) con un netto fronte termo-alino. Nel primo strato (~12 m) sono presenti acque tirreniche (15°C; 37.8 PSU) mentre nel secondo acque con caratteristiche simili alle LTW (14°C; 38.8 PSU). Gli andamenti verticali di biomassa e produzione fitoplanctonica (Fig. 5c, e 5d) risultano di conseguenza diversi dai precedenti, con concentrazioni di Chl*a* inferiori a 0.1 mg m^{-3} nella zona superficiale ed un gradiente negativo verso il fondo. Anche la produzione fitoplanctonica presenta valori inferiori a 0.3 mgCm^{-3} h^{-1} con tassi di assimilazione più bassi rispetto alla condizione idrodinamica precedente. Il contributo delle frazioni dimensionali del plancton mostra una marcata predominanza (~ 80%) della componente pico-fitoplanctonica sia in termini di clorofilla *a* che di assimilazione del carbonio totali. Questa condizione non sembra riconducibile alle variazioni, peraltro di modesta entità, della biomassa e attività totali ne alla struttura termo-alina della colonna d'acqua.

Nella stazione C posta in prossimità della costa calabrese (Fig. 6) sono state riscontrate situazioni idrologichc diverse rispetto alla B anche perché i prelievi sono avvenuti in concomitanza con le fasi di stanca e quindi con deboli velocità di corrente. In fase di corrente "montante", il quadro termo-alino risultante dal profilo CTD (Fig. 6a, e 6b) evidenzia uno strato superficiale (0-30 m) in cui sono presenti acque miste (14.5 °C; 38.1 PSU) al di sotto delle quali è stato rilevato un corpo d'acqua di origine LIW (14.2 °C; 38.6 PSU). Anche le condizioni trofiche nella colonna d'acqua appaiono molto diverse da quelle osservate nella Staz. B con una notevole ricchezza di biomassa e tassi elevati di produzione fitoplanctonica. La distribuzione verticale della Chl*a* (Fig. 6a) presenta un massimo sub superficiale (0.45 mg m^{-1} a 10 m = 50% E_0^+); quindi una brusca diminuzione con valori < 0.1 mg m^{-3} procedendo verso l'estremità inferiore della zona euforica nel nucleo della massa d'acqua in fase di risalita. Andamento simile si riscontra per l'assimilazione del carbonio (Fig. 6b) che mostra, al contrario della biomassa, il valore massimo di 1.3 mgC m^{-3} h^{-1} in superficie, mentre al di sotto dei 20 m i tassi si riducono intorno a 0.3 mgC m^{-3} h^{-1} Alla fine della fase di stanca e in condizioni iniziali di corrente "scendente" (Fig. 6c) il profilo termo-alino è costituito da un primo strato (-25 m) di acque superficiali tirreniche (14.8°C; 37.8 PSU) ed uno sottostante di acque miste (14.3 °C e 38.4 PSU) con caratteristiche più simili a quelle ioniche. La distribuzione verticale della biomassa fitoplanctonica (Fig. 6c) evidenzia un affondamento del massimo a -20 m e quindi un decremento verso maggiori profondità con concentrazioni sempre > 0.1 mg-Chl*a* m^{-3}. La produzione primaria (Fig. 6d) mostra un trend verticale negativo verso la base della zona eufotica a partire dalla superficie (0.4 mgC m^{-3} h^{-1}). La composizione dimensionale della comunità fitoplanctonica anche in questo sito è rappresentata principalmente dalla frazione più piccola (~ 60 %) ma con

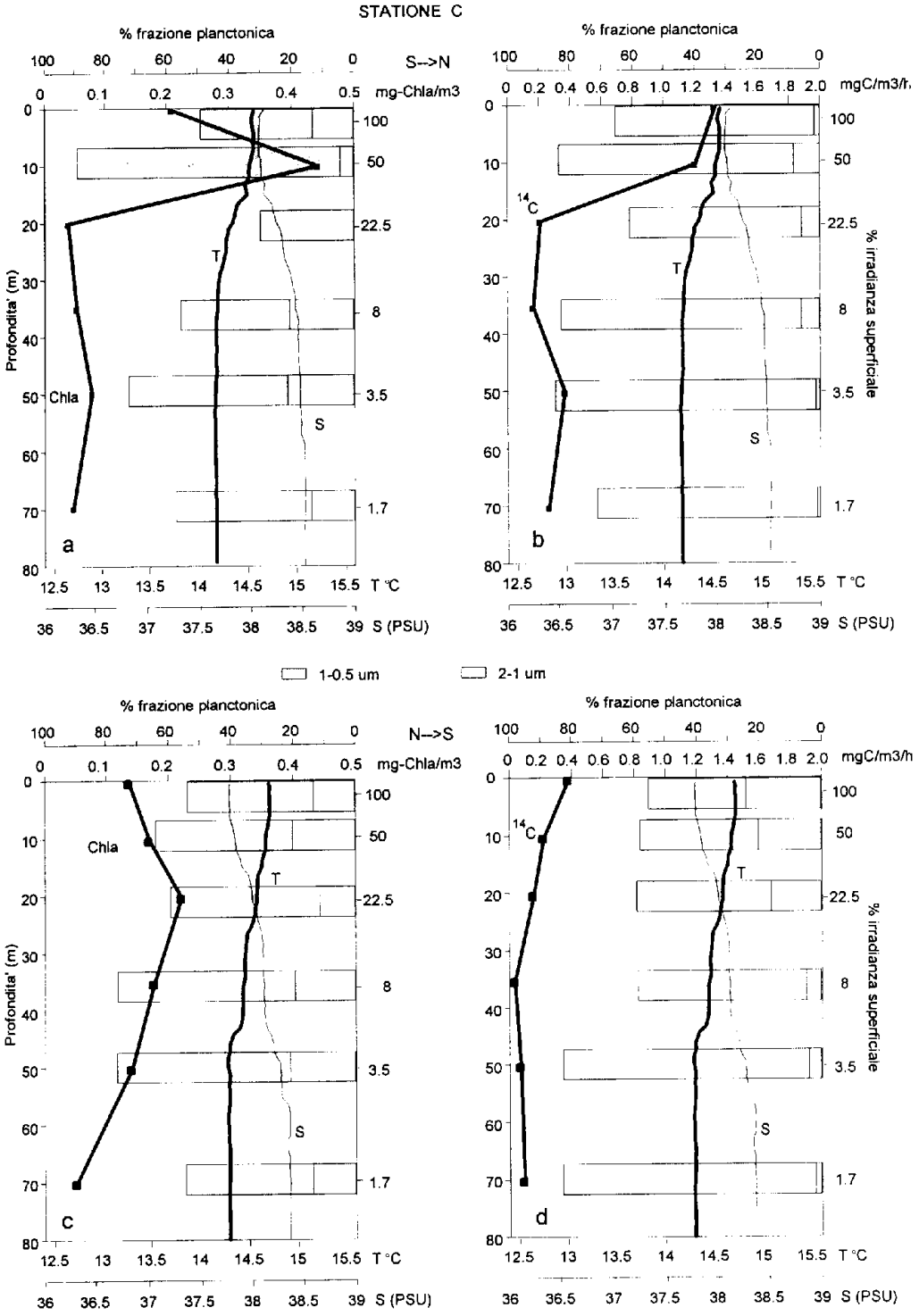


Fig. 6 - Stazione C: distribuzione verticale della clorofilla (a, c), dell'assimilazione del C^{14} (c, d) insieme ai profili di temperatura e salinità in condizioni di corrente S-N (a, b) e N-S (c, d). In istogramma è rappresentato il contributo percentuale delle frazioni fitoplanctoniche

contributi percentuali inferiori rispetto alla stazione B. Questa situazione potrebbe essere dovuta alle migliori condizioni di trofia nella colonna d'acqua; non appare, tuttavia, esistere alcun trend verticale e la frazione pico di dimensioni minori (1-0.5 μm) è quella più rappresentata.

L'ultimo aspetto dello studio riguarda la distribuzione della biomassa ed attività fotosintetica lungo un transetto corrispondente all'asse principale dello Stretto nello strato eufotico (0 - 75 m). Le condizioni termoaline (Fig. 7) mostrano nello strato superficiale della zona settentrionale l'esistenza di acque più calde, meno salate e quindi con densità più basse tipiche delle acque tirreniche superficiali in questa stagione. In corrispondenza della soglia si osserva una diminuzione della temperatura (14-14.2 °C), ed un incremento della salinità (38.4 PSU) rispetto a quelle delle stazioni settentrionali nelle quali sono presenti acque miste. Queste affiorano nella zona meridionale dello Stretto mentre intorno ai 100 m si individuano acque con caratteristiche più simili alle LIW (14.2 °C; 38.6 PSU) e risalenti da quote più profonde del bacino ionico.

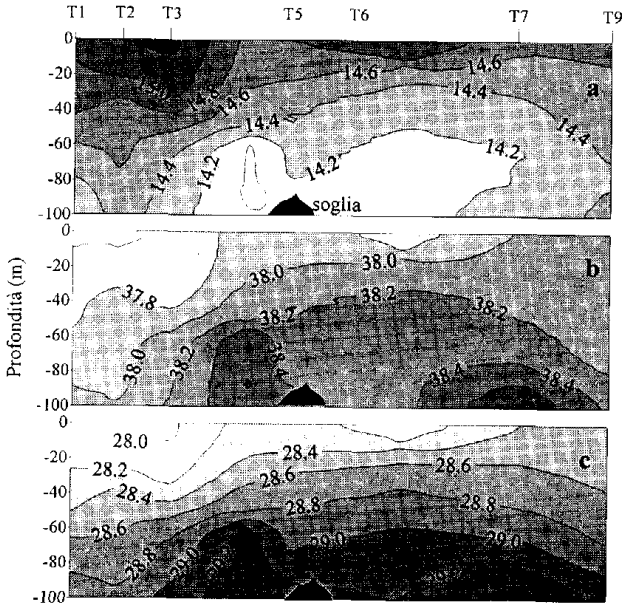


Fig. 7 - Distribuzione verticale di temperatura in °C (a) , di salinità (b) e di densità (c) lungo l'asse principale dello Stretto di Messina.

La distribuzione verticale dei valori di biomassa ed attività fitoplanctonica mettono in evidenza, in corrispondenza della soglia, una zona di separazione tra le stazioni tirreniche e quelle ioniche (Fig. 8). In quest'ultime, infatti, sono state misurate le più elevate concentrazioni (max.:0.7 mg-Chla m^{-3}; 18 mgC m^{-3} h^{-1}) a quote sub-superficiali; mentre all'imbocco Nord sono stati rilevati valori più bassi di circa un ordine di

grandezza rispetto a quelli osservati a Sud. L'analisi delle frazioni dimensionali degli indici trofici mostra che quella micro-nanoplanctonica è distribuita in modo uniforme in tutta l'area indagata (Fig. 8a, e 8c) con contributi percentuali molto modesti (>20%) rispetto al totale. Di contro, la frazione picofitoplanctonica risulta più abbondante nella zona Sud dello Stretto in corrispondenza dei livelli più alti di trofia (Fig. 8b, e 8d).

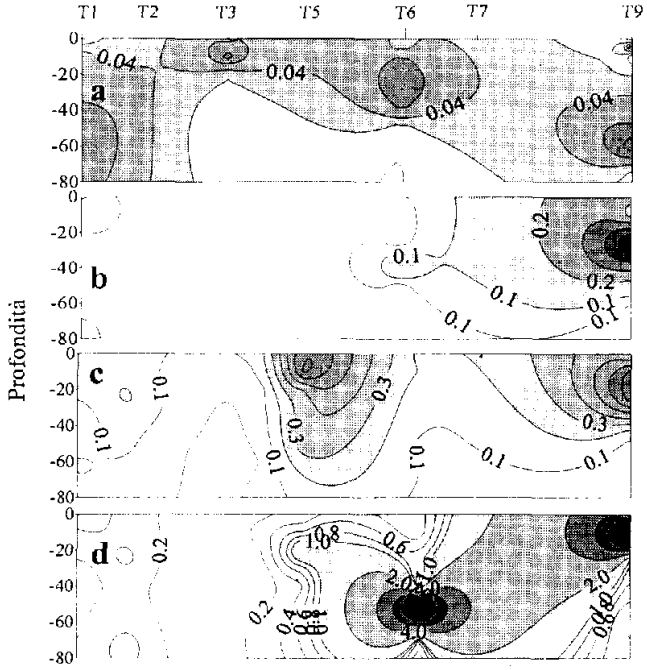


Fig. 8 - Distribuzione della clorofilla a in mg m^{-3} (a, b) e dell'assimilazione del C^{14} in mgC m^{-3} h^{-1} (c, d) delle frazioni dimensionali fitoplanctoniche > 2µm (a, c) e 2-0.5µm (b, d).

4. CONCLUSIONI

L'area dello Stretto di Messina è sede di intensi processi idrodinamici particolarmente nelle zone di incontro fra masse d'acqua di origine diversa (AW e LIW) che conducono alla formazione di acque miste (Böhm *et al.,* 1987) tipiche dell'area. Queste condizioni idrologiche costituiscono uno dei fattori forzanti dell' "Ecosistema Stretto" influenzando in modo determinante la produzione fitoplanctonica (Magazzù *et al,* 1995; Cescon *et al.,* 1997) e di conseguenza l'intero sistema biologico.

L'insieme dei risultati ottenuti in situazioni di elevata variabilità spaziale e temporale mettono in evidenza due principali condizioni trofiche:

- in acque tirreniche superficiali e in quelle affioranti all'interno dello Stretto si misurano modeste concentrazioni di Chl*a* e tassi di assimilazione del carbonio inferiori a 1 mgC m^{-3} h^{-1}.

- nelle aree marginali alle zone di upwelling e nella parte sud-orientale dello Stretto si osservano i valori più elevati di biomassa e produzione a quote sub-superficiali. Anche nella zona centrale dello Stretto, più interessata al mescolamento delle acque, nel periodo di stanca di corrente la produzione primaria (e la biomassa) raggiunge valori elevati simili a quelli ottenuti nella parte meridionale.

In conclusione, lo sviluppo fitoplanctonico, favorito dall'arricchimento in nutrienti delle acque di risalita, appare legato inversamente al mixing nella colonna d'acqua e direttamente al tempo di residenza degli organismi nello strato eufotico (Cescon *et al.,* 1997).

La componente picofitoplanctonica contribuisce con un percentuale superiore al 50% sia la produzione che alla biomassa totali. In particolare, -la frazione pico di dimensione minore (1-0.5 µm) fornisce il contributo maggiore in corrispondenza dei tassi più elevati di produzione. Questi organismi, che per le loro dimensioni possono essere ascrivibili ai cianotatteri, costituiscono la popolazione picoplanctonica dominante nell'area dello Stretto, con densità dell'ordine di IO^7-IO^5 cell/l (Maugcri *et al,* 1992), indicando che sono questi organismi che per primi si adattano alle nuove condizioni ambientali (Me Manus *et al.,* 1988).

BIBLIOGRAFIA

Bhöm E., Magazzù G., Wald L. & Zoccolotti M.L. 1987. Coastal currents on the Sicilian shelf south of Messina. *Oceanologica Acta,* 10 (2): 137-142.

Bruni V., Magazzù G., Maugeri T.L., Acosta Pomar L. & Decembrini F. 1989. Ulteriori indagini sul picofitoplancton nei mari italiani. *S.IT.E.* 7: 101-105.

Cescon B., Azzaro F., Creazzo S., Decembrini F. & Magazzù G. 1997. Processes affecting upwelling and primary productivity of the Strait of Messina. *Boll. Geof. Teor. Appl.,* 38(1-2): 137-147.

Cuscing D.H. 1989. A difference in structure between ecosystems strongly stratified waters and in those that are only weakly stratified. *J. Plankton Rea.* 11: 1-15.

Decembrini F. & Magazzù G. 1990. Clorofilla, numero di assimilazione e ATP del picoplancton fotosintetico nei mari italiani. *Oebalia* 16: 443-456.

De Domenico E., Cortese G. & Pulicanò G. 1995. Chemical characteristics of waters in the Straits of Messina. In: *The Straits of Messina Ecosystem.* Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 aprile 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 31-41.

Johnson P.W. & Sieburth J. McN. 1979. Chroococcoid cyanobacteria in the sea: a ubiquitous and diverse phototrophic biomass. *Limnol. Oceanogr.,* 24: 928-935.

Magazzù G. & Andreoli C. 1971. Trasferimenti fitoplanctonici attraverso lo Stretto di Messina in relazione alle condizioni ìdrologiche. *Boll. Pesca Piscic. Idrobiol.* 26: 125-193.

Magazzù G., Andreoli C. & Munaò F. 1975. Ciclo annuale del fitoplancton e della produzione primaria del basso Tirreno. *Mem Biol Mar Ocean., 5:* 25-48.

Magazzù G., Aubert M. & Decembrini F. 1995. The Effect of tidal movements on planktonic transfer through the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem. Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 aprile 1991 (Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. eds): 191-202.

Magazzù G., Bruni V., Piccione A., Platt T., Irwin B. & Subba Rao D.V. 1987. Picoplankton: contribution to phytoplankton production in the Straits of Messina. *Marine Ecology,* 8: 21-31.

Magazzù G. & Decembrini F. 1995. Primary production, biomass and abundance of picophytoplankton in the Mediterranean Sea: a review. *Acquai. Microb. Ecol.* 9: 97-104.

Maugeri T.L., Acosta Pomar M.L.C., Bruni V. & Salomone L. 1992. Picoplankton and picophytoplankton in the Ligurian Sea and Straits of Messina (Mediterranean Sea). *Botanica Marina,* 35: 493-502.

Mc Manus G. B. & Peterson W. T. 1988. Bacterioplankton production in the nearshore zone during upwelling off central Chile. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 43: 11-17.

Mosetti F. 1995. Tidal and other currents in the Straits of Messina. In: The Straits of Messina Ecosystem. Proceedings of the Symposium held in Messina, 4-6 aprile 1991(Guglielmo L., Manganare A. & De Domenico E. Eds): 13-30.

Panella S. & Magazzù G. 1978. Analisi dei pigmenti fitoplanctonici. In: Metodi per lo studio del plancton e della produzione primaria. (G.M. Vibo Valentia ed): 19-34

Vercelli F. & Picotti M. 1926. Crociere per lo studio dei fenomeni nello Stretto di Messina. Il regime fisico-chimico delle acque nello Stretto di Messina *Comm. Inter. del Mediterraneo,* Venezia, 161 pp

Waterbury I.B., Watson S.W., Guillard R.R.L. & Brand L.E. 1979. Widespread occurrence of a unicellular, marine, planktonic, cyanobacterium. *Nature,* 277: 293-294.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L, 1998
Piccazzo M. (ed.): 173- 182.

TRANSPORT OF BENTHIC SPECIES IN THE SICILY CHANNEL: PRELIMINARY OBSERVATIONS

Stefano ALIANI (*), Carlo DE ASMUNDIS, Roberto MELONI,
Mireno BORGHINI, Gian Pietro GASPARINI

Stazione Oceanografica - CNR Forte S.Teresa, 19036 Pezzuole di Lerici (SP)
(*)e-mail: aliani@estosf.santateresa.enea.it

RIASSUNTO

Trasporto di specie del benthos nel Canale di Sicilia: osservazioni preliminari.

Per quanto la teoria della supply side ecology abbia evidenziato come i fenomeni che avvengono al largo influenzino i processi costieri, si conosce molto poco delle specie che vivono nelle masse d'acqua offshore del Mediterraneo.

I flussi d'acqua che attraversano il Canale di Sicilia sono stati misurati per mezzo di catene correntometriche e sono state identificate le specie che vi si sono insediate.

La corrente nello strato superficiale (acqua di origine atlantica) è diretta verso il Mediterraneo orientale e presenta un'elevata variabilità a mesoscala. La dorsale che separa lo stretto sotto i 100 m di profondità influenza la circolazione dello strato profondo (acqua di origine levantina diretta verso Ovest) aumentando la velocità nella parte di canale verso l'Italia.

Lo stock faunistico dello strato superficiale è omogeneo e le specie trovate possono essere incluse nel "club dei vagabondi" del Mediterraneo. La copertura delle specie nello strato profondo è molto bassa e praticamente inesistente nei campioni provenienti dalla porzione orientale del canale. Viene indicata l'importanza di un continuo monitoraggio della variabilità dei flussi e dell'aggiornamento della lista delle specie da includere nel club dei vagabondi.

ABSTRACT

Despite the assumption of supply side ecology that offshore events affect coastal processes, very little is known about offshore species in the Mediterranean.

Water fluxes through the Sicily Channel were measured by current meter moorings and the fauna which settled on these arrays were identified.

The circulation in the surface layer (water of Atlantic origin) is eastward and presents a remarkable mesoscale activity. The ridge, that separates the Sicily Strait in two different passages below 100 m, affects the westward subsurface circulation (water

of levantine origin), with stronger currents recorded in the narrow passage on the Italian side of the Strait.

Benthic species composition from shallow water samples are homogeneous and they can be included in the "club of wanderers" of the Mediterranean sea. Species abundance in the deep was low, especially in the narrow passage. The importance of a long term study of fluxes variability and species transport with continuous updates of the list of species to include in the club of wanderers is stressed.

1.INTRODUCTION

Benthic ecologists traditionally concentrate on relationships between adults in communities without taking care of supply of individuals from the water column; in the same way physical oceanographers concentrated on water transport without considering what is actually transported by the water. In recent years the influence of physical factors in the control! of marine community distribution was stressed (Barry & Dayton, 1991) and slowly rose to the attention of scientists, both biologists and physicists.

Some suggestions on the importance of coupling both disciplines can be found in the literature of last decades. Riedl (1971) stated that benthic zonation of shallow water communities is strongly influenced by the physical control of the water movements produced by waves. According to Thorson (1950) larval dispersal plays a crucial role in the distribution of organisms; Scheltema (1971) and Mileikowsky (1971) evidenced relationships between larval dispersal and water currents.

In the eighties the idea that population fluctuations are somehow caused by events that happen in offshore waters began to be recognised and some key papers (Lewin, 1986; Roughgarden *et al.,* 1987) stressed the importance of studying water currents together with communities to understand fluctuations in species with "complex life cycles," i.g. benthic species that spent some part of their life in the plankton.

Coupling water current measurements and benthic community studies has occurred in relatively recent literature. In some papers species in the water column were considered characteristic of the water mass exactly as temperature and salinity that are the most common tracers used in physical oceanography to identify water masses. The biological approach fit very well with the traditional method (Ottens, 1991) but most of papers focused on the influence of currents on the transport of propagules from the ecological (Belgrano & Dewarumez, 1995) or biogeographical (Bhaud, 1983) point of view. Oceanic transport of species was studied in the Pacific (Scheltema, 1988), in the Western Atlantic (Bhaud, 1993) and the Atlantic coast of Europe (Belgrano *et al.,* 1990; Lagadeuc *et al.,* 1990).

Although the general assumption of supply side ecology that offshore events influence coastal processes is nowadays widely accepted, very little is known on the species living in offshore water masses of the Mediterranean sea and the few data available are concentrated on the North Western basins (Thiriot-Quievreux, 1969; Bouchet & Taviani, 1992; Harmelin & d'Hondt, 1992; Astraldi *et al.,* 1995; Aliani & Meloni, 1996; Pedrotti & Fenaux, 1996).

The list of benthic species living in offshore waters is fragmented and the few works reported in the literature do not consider transport but mainly dynamics inside of fouling communities (Relini *et al.,* 1976; Montanari *et al.,* 1997).

This work is included in a long term project focused on monitoring species migration in the Mediterranean sea through main straits and its principal aim is to identify some of the species that are present in the Sicily Channel and the possible directions of their migration by water currents.

The Sicily Strait is a relatively wide (about 130 km) and shallow (maximum depth 430 m) passage separating Sicily from Tunisia and connecting Eastern and Western basins of the Mediterranean. As in the Gibraltar Strait, there is a two layer System with Modified Atlantic Water (MAW) at the surface flowing eastward and a bottom layer of Levantine Intermediate Water (LIW) flowing westward. A sill in the middle of the channel forces LIW flow through two deep channels that run parallel along the Strait (Fig. 1). The eastern passage (dose to Italy) is narrow and 430 m deep, the western one (in the Tunisian side), is wider and shallower (360 m deep).

Despite its importance, a satisfactory evaluation of the dynamic conditions governing the Strait of Sicily is far from being reached even if some studies on the area are available (Manzella *et al.,* 1988; Boudillon *et al.,* 1994; Astraldi *et al.,* 1996).

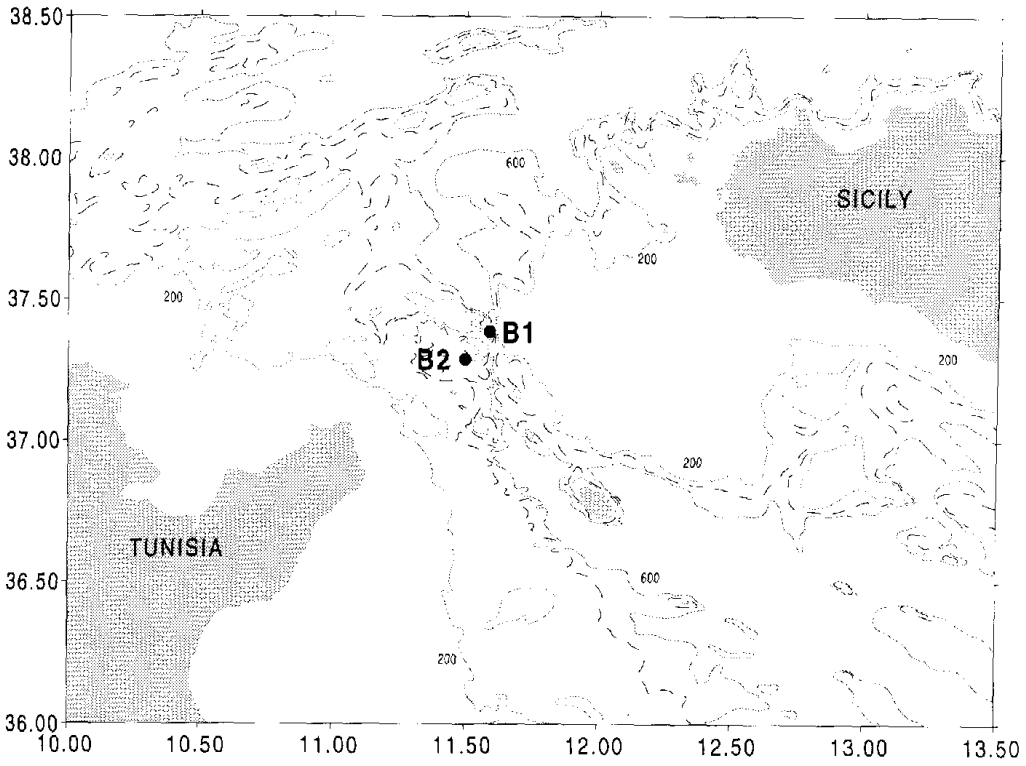


Fig. 1 - The Sicily Strait. B1 and B2 indicate mooring location in correspondence to the eastern and western passages respectively.

2. MATERIALS AND METHODS

In November 1994 a current meter array was moored by Oceanographic Station of CNR in the western passage at a depth of 530 m. Another array was positioned a few kilometres away at the eastern passage by the Istituto Universitario Navale. Both moorings consisted of two Aanderaa current meters in the upper layer (50 and 100 m depth) and two in the deeper layer (300 and 400 m depth). Description of the moorings and GPS position are reported in Fig. 2.

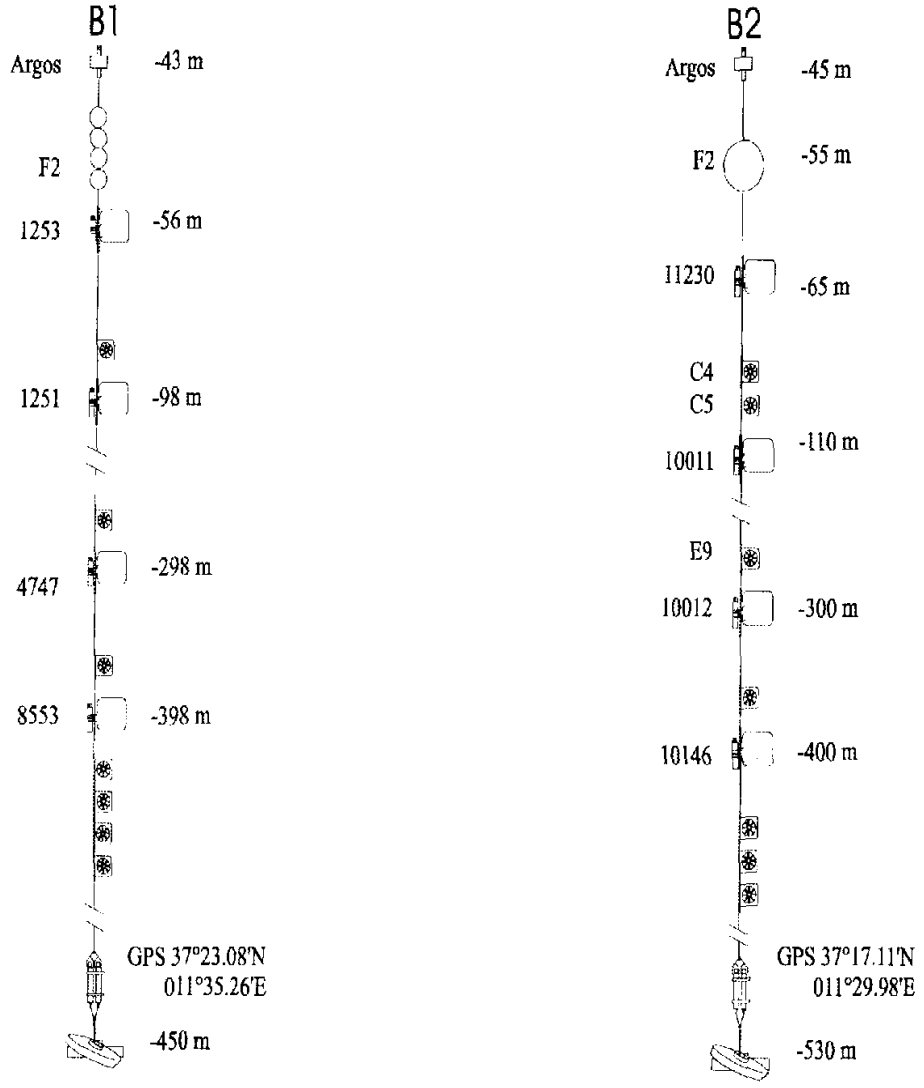


Fig. 2 - Schematic description of moorings and GPS position. Fauna samples were named with the serial numbers of the current meters and floatation buoys. Approx depth is reported close to each mooring.

Moorings were kept in place and collected data until July 1995 with an overall recording period of 20 months. In this paper we report only data collected from the instruments deployed 21th May 1994 and recovered 6th October 1994. Current meters were equipped with salinity and temperature sensors and during each campaign a

network of CTD/O_2 stations was performed using a Neil Brown Mark III. The probe was calibrated both in temperature and conductivity before and after each cruise in the laboratory and at sea in salinity and oxygen.

Biological samples were collected scraping fauna from the current meters and the mooring gears during the intermediate data downloading. Moorings then provided time series of water current measurements as well as substratum for biotic colonisation.

3. RESULTS

The water masses in the surface and deep layers of the strait exibit substantially different characteristics. Ali measurements confirmed that surface layer had salinity typical of MAW.

In the surface layer at the eastern mooring currents flowed northeastward during the first measuring period with relevant velocity, then decreased, and finally flowed mainly northward during the end of the measuring period. At the western mooring currents exibited similarly high variability but currents were stronger.

Water in the deeper layer had the characteristics of LIW. At the eastern sill a continuous and strong flow, clearly constrained by topography, continuously crossed the strait in a northward direction with periodic peaks in the current intensity. At the western sill these peaks were still present but the speed was weaker and most of currents flowed in north-western direction (Fig. 3).

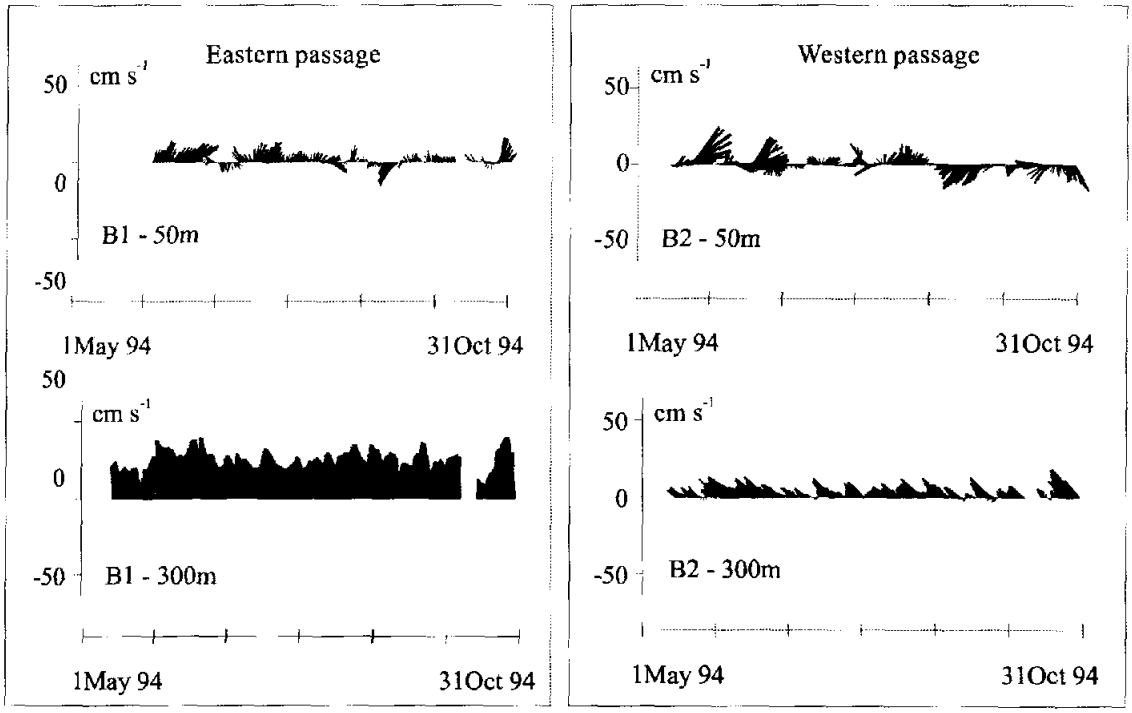


Fig. 3 - Stick diagram of currents in the eastern passage (B1) and in the western passage (B2) at 50 m and 300 m depths.

The most common taxon ware molluscs, but polychaetes, especially serpulids, were also relevant. Barnacles and lepads were also present (Fig. 4).

Mollusc bivalves *Chlamys varia, Modiolarca subpicta, Palliolum incomparabile* and *Pteria hyrundo* were well represented in the faunal stock. The nudibranch *Doto* sp. was found in association with hydroids. A protoconch of an unknown species of gastropod was also found.

The serpulids *Hydroides norvegicus, Serpula vermicularis* and *Spirobranchus polytrema* were present but, even though they were reported as very abundant group in the offshore fouling (Relini, 1976), their abundance in our samples was very low.

Abundant were hydroids that covered instruments with a conspicuous mat of different species.

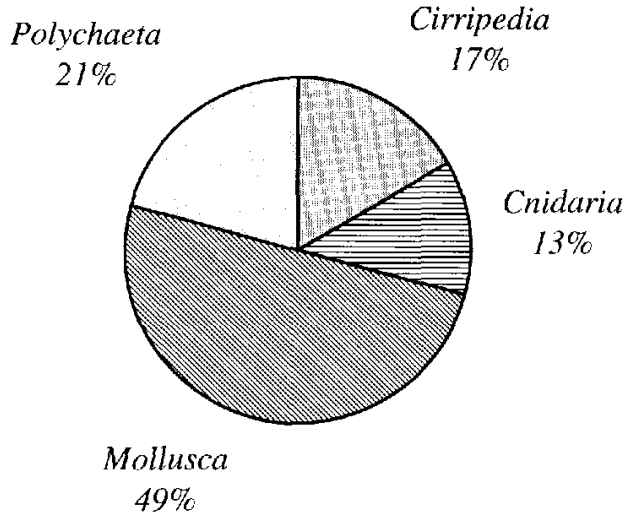


Fig.4 - Percent composition of the most represented taxa (all samples cumulated). The most represented taxa are molluscs and polychaetes.

Species reported in Table 1 were found in the shallow samples of moorings B1 and B2 that were within MAW layer. No relevant difference was found between the two sites and the different samples. Remarkable is the lessepsian species *Pinctada radiata* found in the shallow samples of the western passage (B2). Single specimens of the nudibranch *Doto* sp., the serpulid 5. *polytrema* and one picnogonid, that was too damaged for species identification, were present in only one sample. Other species were widely distributed.

Number of species collected in every sample was influenced by the dimension of the mooring gear. The average number of species was about 7 but was 8.5 in the large Resinex buoys and about 6 in the smallest current meter. Number of individuals didn't depend on the size of the gear. Abundance of *Anomia ephippium* and *H. norvegicus* was higher on the small buoys C4 and C5 then on the large F2 buoy.

Deeper samples from LIW layer in the western channel (mooring B2) had almost no macrofauna except a young specimen of *Leptometra phalangium* (not reported in the list) and a mal of different species of hydroids. In deep stations from the eastern passage (mooring B1) macrofauna was absent and mal was limited to few solitary filaments of hydroids.

Tab.1 - List of taxa and number of individuals sampled. As the estimation of the hydroid mat was not possible, its presence was indicated by an asterisk (*).

List of taxa	B1 F2	B2 11230	B2 Argos	B2 10011	B2 C4+C5
Aequipecten opercularis (L.)	4	3		2	2
Anomia ephippium (L.)	25	3	2	3	30
Balanus amphitrite Darwin	4	3	2		
Chlamys varia (L.)		3		3	3
Doto sp.	1				
Hydroides norvegicus Gunnerus	1			3	4
Hydroids	*	*	*	*	*
Lepas hilli L.			3		
Lyssopecten cfr *hyalinus* (Poli)		2			
Modiolarca subpicta (Cantraine)	8		3		
Nereis cfr *pelagica* L.	3	2	1		
Obelia dichotoma L.			*		
Palliolum incomparabile (Poli)		4		2	3
Pinctada radiata Leach		2	5		3
Pteria hyrundo L.	1	1		1	1
Pycnogonidae indet.					1
Serpula vermicularis L.	5	2			
Spirobranchus polytrema Philippi	1				

4. CONCLUSIONS

Pathways followed by MAW and LIW waters in the Sicily Strait are complex and varied. The main flow of the MAW is probably close to the Tunisian Coast and only a secondary vein flows close to the Sicilian coast (Manzella *et al.,* 1988). Mesoscale activity is prevalent in the surface layer while fluctuations in flux are due to external forcing like wind stress and atmospheric pressure (Candela & Lozano, 1994; Heburn, 1994). The path of LIW is separated in two parallel currents that present the same oscillations. Differences in current speed are due to a topographic effect: the eastern speed is higher because the water is forced through a narrower passage.

Homogeneity of currents and of hydrographic characteristics in the MAW layer is reflected in the homogeneity of its fauna samples. Conversely differences in the LIW circulation between the two passages may influence biological samples. Settlement might have been affected by the strong current of the narrow passage more then patchiness in populations, stochasticity of biological dispersal and general natural variability.

The species we found in shallow samples were also collected on offshore hard substrata in the Ligurian and Thyrrenian Sea (Relini, 1976; Aliani & Meloni, 1996; Montanari *et al.,* 1997). Their presence, not occasional, indicate that many dispersal propagules are in the water far from the coast and they are able to cover long distances. The ability of molluscs to migrate long distances is well known (Scheltema, 1988) but also serpulids and hydroids seem able to cover long distances. Ali these species commonly found offshore can be included in the "club of wanderers" (Cornelius, 1992) of the Mediterranean sea.

The concept of "club" parallels that of a species guild (Jaksic, 1981) in which members pursue a common activity, for example predation on a defined prey. In the club of wanderers species may or may not have advantages or interactions in grouping. Nudibrancs usually feed on hydroids so their common presence is necessary but other species are filler feeders and feed directly from the water column with limited relationships with neighbours.

This paper reports only some preliminary observations and confirmations of this hypothesis require long term series of integrated data that we are still collecting.

A continuous and long time study of current variability and species transport, together with continuos updates of the club of wanderers, can monitor species migrations whose importance is often underestimated although they might induce (Lovei, 1997) and witness (Astraldi *et al.,* 1995) global changes.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank C. Galli and E. Lazzoni that were in charge of mooring deployment and look care of physical data retrieval. Oceanographic cruises were performed by the CNR R/V Urania whose officer and crew gave major assistance to the operation at sea. We also would like to thank A.M. De Biasi, C.N. Bianchi, C. Morri, M. Astraldi, for comments, E. Sansone that kindly gave access to physical data from mooring B1 and anonymous referees that improved the manuscript. CTD calibration was performed in SACLANT Centre in La Spezia.

Part of the work was funded by EU projects MAST (MAS CT 93 0066) Avicenna (AVI CT 93 003) and MATER and falls within the aims of SEMAPSI project.

REFERENCES

Aliani S. & Meloni R. 1996. Relationship between transport of benthic species and hydrological characteristics: note on settlement in the Corsican Channel. *Atti XI Congr. A.I.O.L.:* 259-269.

Astraldi M., Bianchi C.N., Gasparini G.P. & Morri C. 1995. Climatic fluctuations, current variability, and marine species distribution: a case study in the Ligurian Sea (North western Mediterranean). *Oceanologica Acta,* 18, (2): 139-149.

Astraldi M., Gasparini G.P., Sparnocchia S., Moretti M. & Sansone E. 1996. The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long lime scales. *Bull. Institut océanogr. Monaco,* n. s. 17, CIESM Science Series n. 2:95-115.

Barry J.P. & Dayton P.K. 1991. Physical heterogeneity and the organization of marine communities. In: Ecological heterogeneity. (Kolasa J. & Picket S.T.A. eds) Springer-Verlag, 86: 270-320.

Belgrano A. & Dewarumez J.M. 1995. The influence of tidal-induced variability on the distribution of meroplankton larvae in the Southern Bight of the North Sea. *Oceanologia Acta,* 18 (5): 523-530.

Belgrano A., Vincx M., Dewarumez J.M., Richard A., Craeymeersch J. & Heip C. 1990. Recruitment of meroplancton larvae in the Southern Bight of the North Sea. *Oceanis,* 16 (3): 225-244.

Bhaud M. 1983. Les limites de distributions géographiques chez quelques invértébres marins. *Oceanis,* 9 (4): 317-335.

Bhaud M. 1993. Relationship between larval type and geographic range in marine species: complementary observations on gasteropods. *Oceanologica Acta,* 16 (2): 191-198.

Bouchet P. & Taviani M. 1992. The Mediterranean deep-sea fauna: pseudopopulations of Atlantic species? *Deep-Sea Res.,* 39 (2): 169-184.

Boudillon G., Moretti M., Sansone E., Spezie G. & Zambianchi E. 1994. La dinamica nel canale di Sicilia: un indicatore climatico? *Ann. Fac. Se. naut.,* 61: 126-133.

Candela J. & Lozano C.J. 1994. Barotropic response of the western Mediterranean to observed atmospheric pressure forcing. In: Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea. (La Violette P.E. ed.). Coastal and Marine studies, 46, A.G.U. Washington: 325-360.

Cornelius P.F.S. 1992. Medusa loss in leptolid Hydrozoa (Cnidaria), hydroid rafting, and abbreviated life cycles among their remote-island faunae: an interim review. *Scientia Marina.* 56 (2-3): 245-261.

Harmelin J.G. & d'Hondt J.L. 1992. Transfers of bryozoans between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea *via* the Strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta,* 16 (1): 63-72.

Heburn G.W. 1994. The dynamics of the seasonal variability of the western Mediterranean circulation. In: Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea. (La Violette P.E. ed.). Coastal and Marine studies, 46, A.G.U. Washington: 249-285.

Jacsic F.M. 1981. Abuse and misuse of the term "guild" in ecological studies. *Oikos,* 37: 397-400.

Lagadeuc Y., Conti P., Retière C., Cabioch L. & Dauvin J.C. 1990. Processus hydrodynamiques et recrutement de *Pectinaria koreni,* annélide polychète a cycle bentho-pélagique, en baie de Seine orientale. *Oceanis,* 16 (3): 245-256.

Lewin R. 1986. Supply side ecology. *Science,* 234: 25-27.
Lovei G.L. 1997. Global change through invasion. *Nature,* 388: 627-628.
Manzella G.M.R., Gasparini G.P. & Astraldi M. 1988. Water exchange between the eastern and the western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep-Sea Res.,* 35: 1021-1035.
Mileikovsky S.A. 1971. Types of larval development in marine bottom invertebrates, their distribution and ecological significance, a re-evaluation. *Mar. Biol,* 10: 193-213.
Montanari M., Moschella P., Relini M. & Siccardi A. 1997. Odas Italia l: studio del macrofouling su una boa oceanografica in Mar Ligure. *Atti XII Congr. A.I.O.L.,* Isola di Vulcano. (Piccazzo M. ed) 1: 477-488.
Ottens J. 1991. Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. *Oceanologia Acta,* 14(2): 123-140.
Pedrotti M.L. & Fenaux L. 1996. Distribution of echinoderm larval populations in the geostrophic frontal jet of the eastern Alboran Sea. *Oceanologica Acta,* 19 (3-4): 385-393.
Relini G., 1976. Fouling of different materials immersed at a depth of 200 m in the Ligurian sea. *Proceed. 4th Intern. Congress on Marine Corrosion.* Antibes: 431-442.
Relini G., Montanari M., Viale S. & Pisano E. 1976. Prime fasi di insediamento su substrati duri immersi in acque del porto di Genova a diverso grado di inquinamento. *Arch. Oceanogr. Limnol.,* 18(3): 113-140.
Riedl R. 1971. Water movements. Animals. In: *Marine Ecology. A comprehensive treatise on life in the oceans and coastal waters. Volume III. Environmental factors.* (O.Kinne ed): 1087-1156.
Roughgarden J., Gaines S. & Possingham H. 1987. Recruitment dynamics in complex life cycles. *Science,* 241: 1460-1466
Scheltema R.S. 1971. Larval dispersal! as a mean of genetic exchange between geographically separated populations of shallow-water benthic marine gastropods. *Biol. Bull.,* 140 (2): 284-322.
Scheltema R.S. 1988. Initial evidence for the transport of teleplanic larvae of benthic invertebrates across the east Pacific barrier. *Biol. Bull,* 174: 145-152.
Thiriot-Quiévreux C. 1969. Caractéristiques morphologiques des véligers planctoniques de gastropodes de la région de Banyuls-sur-mer. *Vie Milieu, 2* (B): 333-366.
Thorson G. 1950. Reproduction and larval ecology of marine bottom invertebrates. *Biol Rev.,* 25: 1-45.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 183 - 192.

OSSERVAZIONI LIMNOLOGICHE SUL LAGO SIMBIRIZZI (SARDEGNA MERIDIONALE) DAL 1989 AL 1993, CON PARTICOLARE RIFERIMENTO ALLE DINAMICHE DEL FITOPLANCTON

Antonella LUGLIÉ[1],Tomasa VIRDIS[2], Nicola SECHI[1]

[1]Dipartimento di Botanica ed Ecologia Vegetale, Università di Sassari, Sassari
[2]Ente Autonomo del Flumendosa, Regione Autonoma Sardegna, Cagliari

ABSTRACT

This paper reports the results of a limnological survey carried out from May 1989 to April 1993 on Lake Simbirizzi, a shallow man-made lake located in South Sardinia. The lake was filled in the 1986 and it is polimitic and hypertrofic. The aim of the study was to follow the dynamics of some parameters, in particulary those of phytoplankton, after the first years of the lake's life already studied by Mura *et al.* (1992). It is confirmed the high values of conductivity and, on the basis of the mean annual values of total phosphorus (between 67 mg P m^{-3} and 148), chlorophyll *a* (between 17 mg m^{-3} and 57 mg m^{-3}), total density (between 26 cells 10^6 l^{-1} and 269 cells 10^6 l^{-1}) and total biomass (between 4.5 mg l^{-1} and 19.4 mg l^{-1}). the hypertrophic state. During the studied period 20 species among about a hundred were important for density and biomass. Cyanophyceae dominated the density whereas Bacillariophyceae, Dinophyceae and Conjugatophyceae were the most important groups, with Cyanophyceae, for the biomass.

1. INTRODUZIONE

Il Lago Simbirizzi è un lago artificiale localizzato nella Sardegna meridionale (Fig. 1). Il lago è stato ottenuto ampliando con una diga la capacità d'invaso di un preesistente stagno salmastro e rappresenta l'anello finale del Sistema del Flumendosa, il maggior sistema idrico della Sardegna (Sechi & Vacca, 1992). Il suo bacino imbrifero è piccolo e la pressoché totalità degli afflussi è costituita dalle acque residue dalle uti-

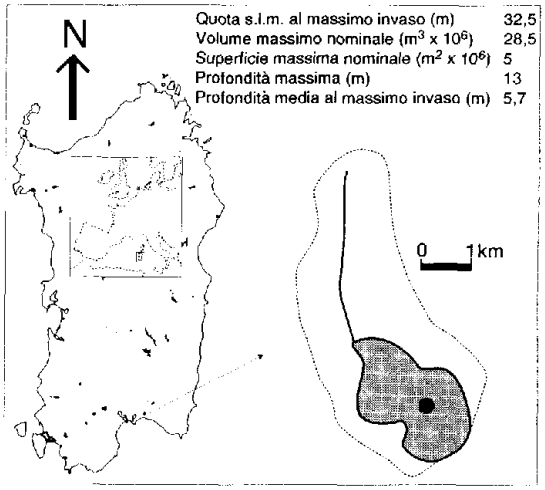


Fig. 1 - Caratteristiche morfometriche e localizzazione del L. Simbirizzi nel bacino imbrifero e stazione di campionamento.

lizzazioni provenienti da laghi posti a monte: Mulargia, Flumendosa e Flumineddu. Le acque, una volta giunte nel L. Simbirizzi, vengono prelevate e destinate alla potabilizzazione per il soddisfacimento del fabbisogno della città di Cagliari.

Su questo lago è stato avviato uno studio limnologico subito dopo il suo primo invaso, nel 1986, ed i risultati relativi al primo triennio (Mura *et al.,* 1992) hanno evidenziato una progressiva affermazione delle Cyanophyceae, un'influenza del rilascio salino dal sedimento sulla qualità dell'acqua ed uno stato ipertrofico, in conseguenza della scarsa profondità e dell'eccessivo ingresso di nutrienti.

L'indagine è proseguita negli anni successivi con l'obiettivo di seguire le ulteriori fasi evolutive del lago. In questo lavoro vengono riportate una parte delle osservazioni effettuate sino all'aprile 1993, con specifica attenzione perii fitoplancton, confrontando le dinamiche più recenti con quelle rilevate nel primo triennio di studio.

2. MATERIALI E METODI

Le analisi sono state effettuate dal maggio 1989 all'aprile 1993 su campioni prelevati, almeno quindicinalmente, in una stazione localizzata nella zona di maggior profondità del lago a diverse profondità, dalla superficie al fondo. Vengono riportate, come medie mensili nella colonna d'acqua, le dinamiche relative alla temperatura, conducibilità, fosforo totale e reattivo, azoto nitrico ed ammoniacale, clorofilla *a,* densità, biomassa fitoplanctonica e composizione in specie del fitoplancton. Sono stati seguiti gli stessi metodi riportati da Mura *et al.* (1992). Per la determinazione delle specie fitoplanctoniche sono state utilizzate le guide di Bourrelly (1970, 1972, 1981), Germani (1981), Hubert-Pestalozzi (1938, 1941, 1942, 1955, 1961, 1968, 1982, 1983), Hustedt (1930, 1959)

3. RISULTATI

Nella tabella 1 sono state riassunte le medie annuali riscontrate per i diversi parametri nei singoli cicli. Nelle tabelle e nei grafici, nei quali gli andamenti delle variabili sono stati riportati in relazione alla dinamica dei volumi d'invaso, sono stati considerati anche i dati del primo triennio, già commentati in termini specifici da Mura *et al.* (1992), al fine di evidenziare le tendenze evolutive riscontrate negli anni successivi.

Tab. 1 - Valori medi annuali dei principali parametri chimici, fisici delle acque e del fitoplancton del Lago Simbirizzi.

		86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93
Temperatura	°C	18,6	17,2	17,7	18,5	18,7	21,0	17,6
Conducibilità	mS cm^{-1}	1,3	1,2	1,4	1,2	1,3	1,1	0,9
Azoto nitrico	mg N m^{-3}	127	104	28	52	400	90	266
Azoto ammoniacale	mg N m^{-3}	92	45	76	301	90	91	102
Fosforo reattivo	mg P m^{-3}	33	14	16	17	13	7	9
Fosforo totale	mg P m^{-3}	82	73	148	148	96	67	82
Clorofilla *a*	mg m^{-3}	17	24	44	37	57	27	32
Densità totale	cell. 10^6 l^{-1}	26	39	269	144	77	63	33
Biomassa totale	mg l^{-1}	5,2	6,2	19,4	10,3	9,4	7,8	4,5
Volumi d'invaso	10^6 m^3	5,8	8,7	6,3	3,3	7,4	10,7	9,6

La dinamica della temperatura ha confermato la polimissia del L. Simbirizzi, che quindi non è mai stato stratificato. La massima escursione termica tra la superficie ed il

fondo (4 °C) è stata riscontrata in pochi campionamento estivi (luglio '90 e tra luglio ed agosto '92), caratterizzati da condizioni di totale assenza di vento. La dinamica del parametro (Fig. 2) è stata chiaramente dettata dal susseguirsi delle stagioni, con i valori più alti, compresi tra i 25 °C ed i 28 °C, per lo più in agosto ed i minimi in gennaio, in genere, oscillanti intorno ai 10 °C.

La conducibilità è, per il L. Simbirizzi, un parametro di notevole importanza in considerazione del fatto che su una parte del territorio inondato per la sua realizzazione era presente uno stagno salmastro. Nel dicembre del 1986 (Fig. 2), probabilmente proprio per il rilascio salino dal sedimento, la conducibilità ha subito un'impennata tale da superare i 2 mS cm^{-1}, rendendo l'acqua inutilizzabile per la potabilizzazione. Per ovviare a tale situazione si è proceduto con lo svuotamento del lago

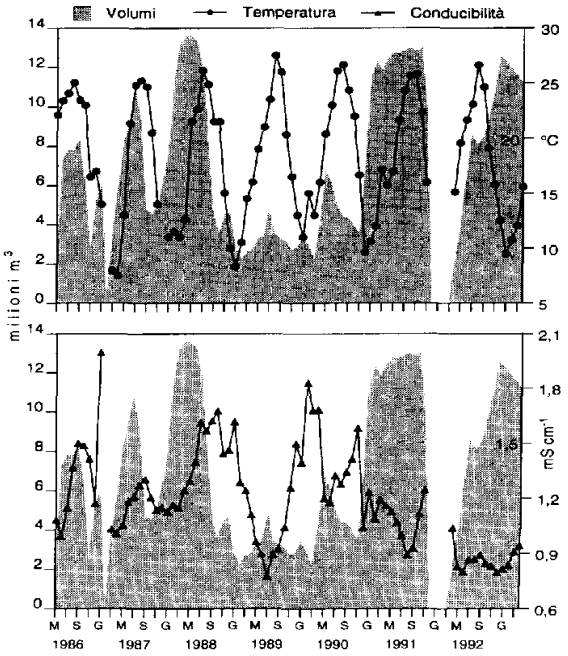


Fig. 2 - Dinamica della temperatura e della conducibilità in relazione ai volumi d'invaso.

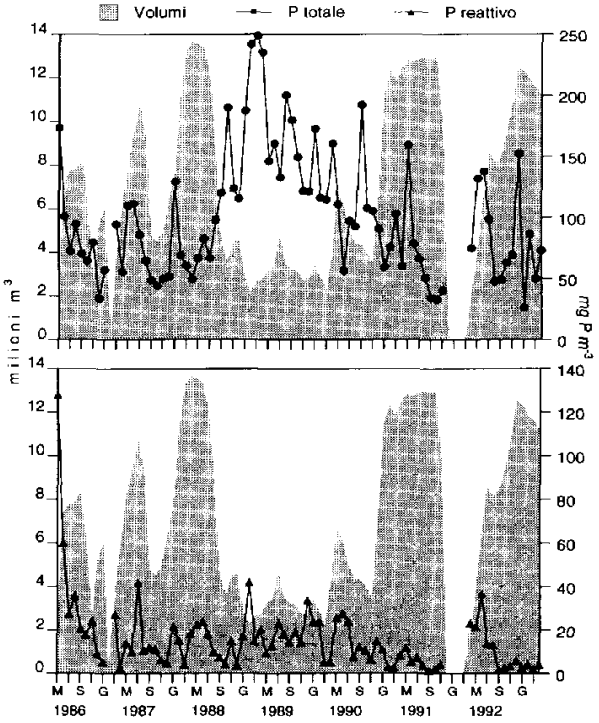


Fig. 3 - Dinamica del fosforo reattivo e del fosforo totale in relazione ai volumi d'invaso.

nel gennaio 1987 e con un successivo invaso nel marzo dello stesso anno. Negli anni successivi la conducibilità, pur evidenziando periodi di notevole incremento, non ha più raggiunto il picco del primo anno. Complessivamente, nonostante l'alternanza di fasi di incremento e di decremento della conducibilità, la tendenza sembrerebbe, almeno negli ultimi cicli, quella di un assestamento verso valori prossimi a 1 mS cm^{-1}. Non è stata riscontrata alcuna particolare stagionalità nel raggiungimento dei picchi massimi.

I valori medi annuali del fosforo totale sono stati sempre superiori ai 60 mg P m^{-3} con il massimo di 148 mg P m^{-3} riscontrato in due cicli consecutivi, dal 1988/89 al 1989/90 (Tab. 1). Le concentrazioni più elevate sono state raggiunte negli anni particolarmente siccitosi a cui hanno corrisposto volumi d'invaso ridotti (Fig. 3)

Nell'ultimo ciclo, subito dopo la seconda fase di svuotamento del lago, avvenuta tra il dicembre '91 ed il marzo '92 per motivi di ordine gestionale, le concentrazioni del fosforo totale sono risultate della stessa entità di quelle dei mesi immediatamente precedenti, così come si era già verificato dopo il primo svuotamento, avvenuto, come detto in prece denza, tra il gennaio ed il marzo del 1987. Le concentrazioni di fosforo reatti vo sono state normalmente inferiori ai 20 mgPm^{-3}(Fig. 3).

L'azoto nitrico (Fig. 4) è stato riscontrato in genere con concentrazioni tra i 20 mg N m^{-3} ed i 300 mg N m^{-3}, con i picchi massimi contemporanei, per lo più, all'ingresso di notevoli volumi idrici nel lago. Per l'azoto ammoniacale (Fig. 4) le maggiori concentrazioni (prossime ai 1000 mg N m^{-3} sia nel dicembre '89 che nel febbraio '90) hanno corrisposto all'ul timo periodo delle fase siccitosa, cioè ai minori volumi d'invaso.

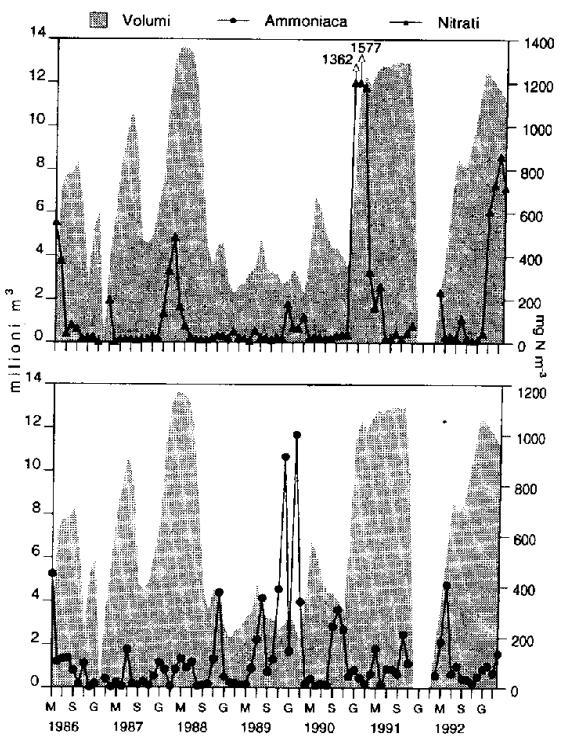


Fig. 4 - Dinamica dell'azoto nitrico ed ammoniacale in relazione ai volumi d'invaso.

Le concentrazioni medie annuali di clorofilla *a,* ad eccezione del primo ciclo, sono state superiori ai 20 mg m^{-3} sino ad un massimo di 57 mg m^{-3} nel 90/91 (Fig. 5). La biomassa e la densità fitoplanctonica hanno invece manifestato le medie annuali più alte nell'88/89, pari rispettivamente a circa 269 x 10^6 cell. l^{-1} per la densità ed a 19 mg l^{-1} di biomassa; inoltre questi due parametri nell'ultimo triennio hanno evidenziato un progressivo calo, anche se in termini assoluti i valori sono stati sempre molto elevati. Il raggiungimento dei picchi massimi di densità totale, biomassa totale e clorofilla *a* non è stato mai contemporaneo.

Complessivamente, gli aspetti caratterizzanti l'andamento dei tre parametri sono stati così schematizzati (Fig. 6):

- per la clorofilla *a* il massimo valore, pari a 120 mg m^{-3} è stato osservato nel novembre '92; questo picco è stato simile al massimo rilevato nel primo triennio, pari a 115 mg m^{-3} nell'ottobre 1988. I picchi annuali sono stati osservati in autunno in quattro dei sette anni di studio (87/88, 88/89, 90/91, 92/93), in primavera nell'86/87 e nell'89/90 ed in estate nel 91/92. Quest'ultimo ciclo va però consi-

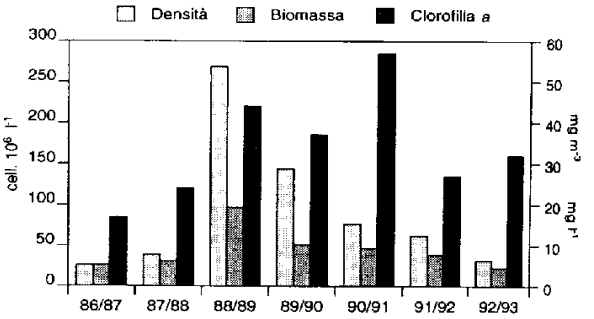


Fig. 5 - Valori medi annuali della densità totale, biomassa totale e clorofilla *a*.

derato con le dovute cautele, così come il primo, perché, in entrambi, il lago è statosvuotato;

- per la densità totale i maggiori valori, di circa 1 x 10^9 cell. l^{-1}, sono stati osservati tra il gennaio ed il marzo 1989; negli anni successivi, nonostante in ogni ciclo siano state comunque superate le 1 x 10^8 cell. l^{-1}, il valori più elevato è stato riscontrato nel marzo del 1991, con una densità media poco superiore a 3 x 10^6 cell. l^{-1}. Le maggiori densità sono state per lo più riscontrate nei mesi primaverili (86/87, 88/89, 89/90, 90/91); nell'87/88 e nel 91/92 il picco è stato registrato in estate e nel 92/93 in autunno. I valori comun que sono stati in genere molto elevati anche nei mesi estivi e, meno frequentemente, in quelli autunnali;

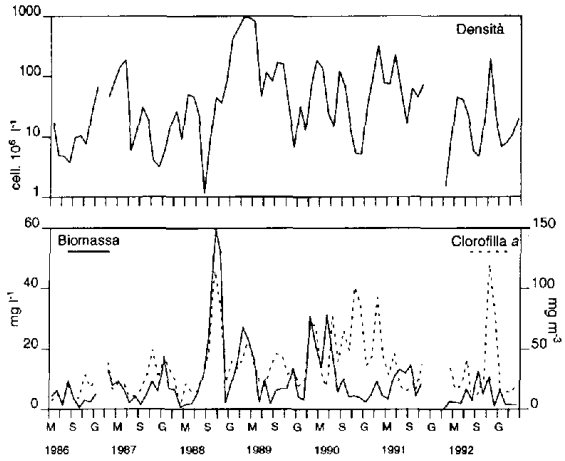


Fig. 6 - Dinamica della densità totale, biomassa totale e clorofilla *a*.

- la maggiore concentrazione media mensile della biomassa, circa 59 mg 1^{-1}, è stata riscontrata nell'ottobre 1988 mentre nei cicli successivi raramente sono stati superati i 30 mg 1^{-1} Per questo parametro lo sviluppo dei picchi annuali è stato poco regolare rispetto alle stagioni: in primavera nell'86/87 e nell'89/90, in estate nel 90/91, in autunno nell'88/89, nel 91/92 e nel 92/93 ed in inverno nell'87/88. Biomasse elevate sono state in genere registrate sia in coincidenza di alte densità che di elevate concentrazioni di clorofilla *a*.

Tab. 2 - Elenco delle specie fitoplanctoniche responsabili dei valori di densità e di biomassa più elevati in singoli cicli annuali e relative sigle.

Cyanophyceae	Sigla
Anabaena flos aquae (Lyngb.) Bréb.	Ana flo
Anabaena planctonica Brunnth.	Ana pla
Anabaena Scheremetievi var. *recta* Elenk.	Ana Sch
Aphanizomenon flos aquae (L.) Ralfs.	Aph flo
Microcystis aeruginosa Kg.)	Mic aer
Oscillatoria rubescens DC.	*Osc spp*
Oscillatoria tenuis Ag.	Osc spp
Chlorophyceae	
Ankyra ancora var. *issajevii* (Kisel.) Fott	Ank anc
Ankyra judayi (G. M. Smith) Fott	Ank jud
Neochloris pseudostigmatica Bisch. & Bold	Neo pse
Oocystis species A. Braun,	Ooc spp
Volvox Rousselletii West	Vol rou
Diatomeae	
Cyclotella species (Kütz.) Bréb.	Cyc spp
Melosira granulata (Ehr.) Ralfs	Mel gra
Melosira granulata var. *angustissima* Müll.	Mel gra
Synedra acus Kg	Syn acu
Conjugatophyceae	
Closterium aciculare T. West	Clo aci
Dinophyceae	
Ceratium hirundinella O. F. Müller	Cer hir

Le specie che hanno inciso sull'andamento del fitoplancton sono state una ventina (Tab. 2), rispetto ad una situazione floristica piuttosto ricca, con almeno un centinaio di specie riscontrate nei sette anni di osservazione. Il ruolo di queste specie è stato diverso a seconda che le loro dinamiche vengano analizzate in termini di densità o di biomassa.

Per la densità, le Cyanophyceae sono state la classe dominante (Fig. 7 e Tab. 3); le specie più importanti sono state *Oscillatoria* spp. (indicante la sommatoria di *Oscillatoria rubescens* DC. ed *Oscillatoria tenuis* Ag.), che hanno condizionato ampiamente l'andamento generale della densità totale, *Anabaena flos aquae* (Lyngb.) Bréb., *Anabaena planctonica* Brunnth., *Anabaena*

Scheremetievi var. recto Elenk., Aphanizomenon flos aquae (L.) Ralfs., *Microcystis aeruginosa* Kg. Le maggiori affermazioni delle *Chlorophyceae,* con *Ankyra judayi* (G. M. Smith) Fott, più specie del genere *Oocystis* A. Braun *e Volvox Rousselletii* West, sono state osservate nel primo triennio mentre nei cicli successivi il loro ruolo è stato molto limitato. Le Diatomeae e le Conjugatophyceae hanno avuto una maggiore affermazione negli ultimi quattro anni, rispettivamente con più specie del genere *Cyclotella, Melosira* granulata (Ehr.) Ralfs, *M. granulata* var. *angustissima* Müll. (riportata cumulativamente con *M. granulata*) e *Closterium aciculare* T. West. La presenza delle altre classi è stata molto limitata.

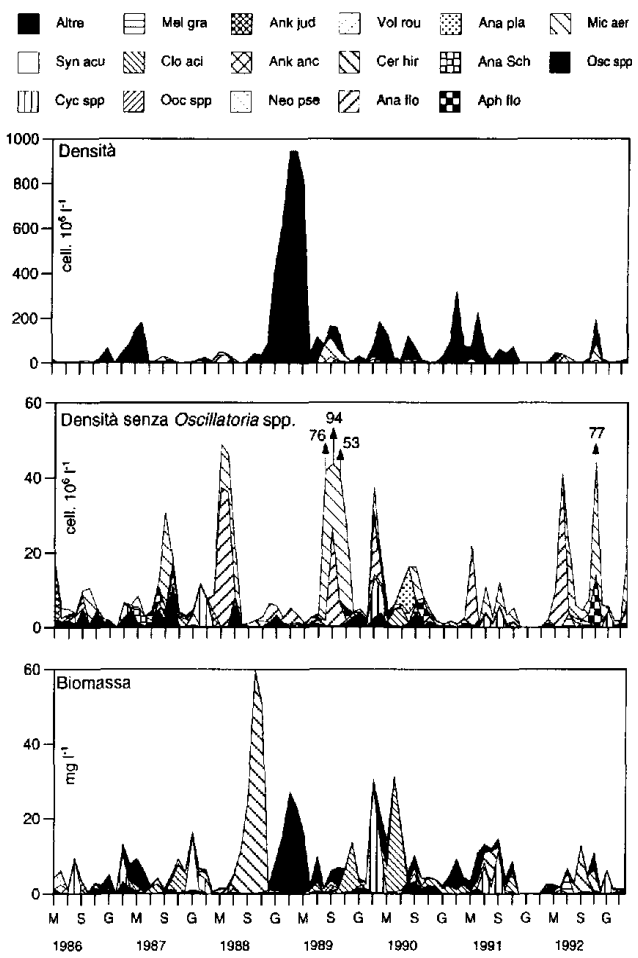


Fig. 7 - Composizione in specie del fitoplancton.

Per la biomassa (Fig. 7 e Tab. 3) il ruolo delle Cyanophyceae, rappresentate dalle specie già elencate per la densità (tranne che da *Aph. flos-aquae* risultata poco importante per la biomassa), è stato nettamente inferiore mentre sono risultate più importanti le Diatomeae (oltre che con le specie già elencate anche con *Synedra acus* Kg.), le Dinophyceae (*Ceratium hirundmella* O. F. Müller) e le Conjugatophyceae (*C. aciculare*); nel primo triennio anche alcune Chlorophyceae avevano avuto un ruolo rilevante per la biomassa (oltre ad *Oocystis* sp. anche, *Neochlorìs pseudostigmatica* Bisch. & Bold ed *Ankyra ancora* var. *issajevii* (Kisel.) Fott.

Tab. 3 - Specie fitoplanctoniche responsabili dei valori di densità e di biomassa più elevati ordinate gerarchicamente nei singoli cicli annuali.

Densità						
86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93
Osc spp	Osc spp	Osc spp	Osc spp	Osc spp	Osc spp	Osc spp
Ank jud	Mic aer	Ana flo	Mic aer	Ana pla	Ana flo	Mic aer
Mic aer	Cyc spp	Mic aer	Ana flo	Mic aer	Mic aer	Ana flo
Ooc spp	Ana flo	Mel gra	Cyc spp	Aph flo	Cyc spp	Aph flo
Vol Rou	Ana Sch	Cer hir	Aph flo	Clo aci	Clo aci	Cyc spp
Biomassa						
86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93
Cyc spp	Syn acu	Cer hir	Cyc spp	Clo aci	Cyc spp	Cer hir
Osc spp	Clo aci	Osc spp	Osc spp	Osc spp	Cer hir	Cyc spp
Neo pse	Osc spp	Ana flo	Clo aci	Cyc spp	Osc spp	Mel gra
Ooc spp	Cyc spp	Mel gra	Ana flo	Cer hir	Clo aci	Mic aer
Ank anc	Ana Sch	Mic aer	Mic aer	Mel gra	Mel gra	Osc spp

La figura 8, che rappresenta una sintesi delle variazioni riscontrate nella composizione media percentuale del fitoplancton nei singoli cicli, ha confermato per la densità un netto predominio delle Cyano-phyceae, la cui esclusione dal grafico ha evidenziato una progressiva riduzione negli anni delle Chlorophyceae ed una variabile presenza delle altre classi, in particolare delle Diatomeae e delle Conjugatophyceae. Anche il grafico della biomassa ha evidenziato la flessione delle Chlorophyceae, l'importanza variabile delle altre classi nei singoli cicli, con un ridimensionamento del ruolo delle Cyanophyceae rispetto agli altri gruppi. In particolare, le maggiori percentuali sono spettate alle Cyanophyceae solo nell'89/90, alle Diatomeae nell'86/87, 87/88 e 91/92, alle Dinophyceae nell'88/89 ed alle Conjugatophyceae nel 90/91; nel 92/93 la maggiore percentuale, pari al 34%, è stata espressa sia dalle Cyanophyceae che dalle Dinophyceae. L'affermazione delle Cyanophyceae, dopo una fase crescente riscontrata nei primi quattro anni (dal 21% al 38%), si è quindi assestata su valori intorno al 30%.

4. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La prosecuzione delle indagini negli anni successivi al primo triennio di esistenza del lago ha consentito di confermare una parte dei risultati ottenuti da Mura *et al.* (1992) e di riscontrare alcune tendenze nell'andamento dei diversi parametri, nonostante il succedersi di più fasi di svuotamento e reinvaso che chiaramente hanno rappresentato delle brusche interruzioni nell'eventuale evoluzione delle condi zioni ambientali generali del lago.

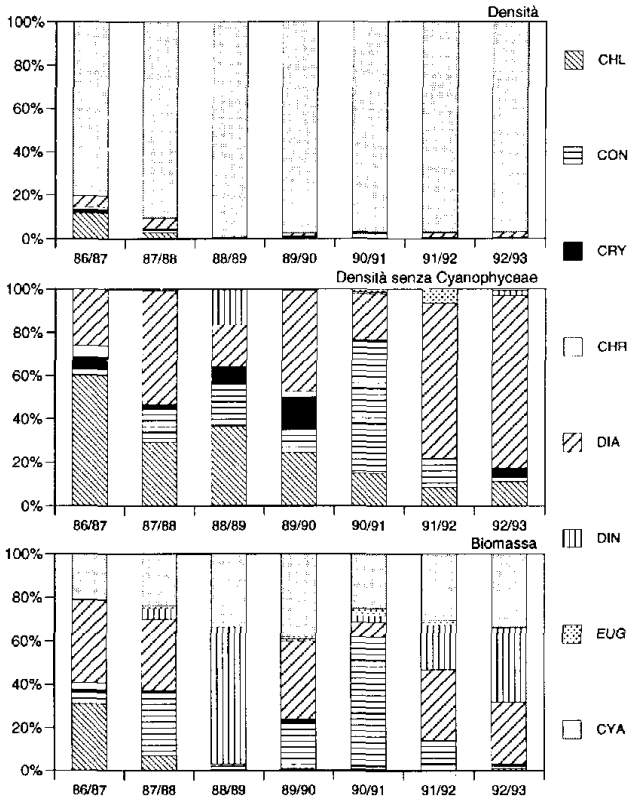


Fig. 8 - Composizione media percentuale del fitoplancton nei diversi anni.

Probabilmente proprio a causa delle diverse fasi di svuota mento e successivo invaso, la conducibilità degli ultimi anni è stata complessivamente inferiore rispet to a quella del primo triennio; ciò permetterebbe di ipotizzare che il rilascio salino dal sedimento del preesistente stagno salmastro sia progressivamente diminuito.

La trofia del lago, in base alle concentrazioni del fosforo totale (i cui valori medi annuali nel periodo 89-93 sono stati compresi tra i 67 mg P m^{-3} ed i 148 mg P m^{-3}), della clorofilla a (tra 27 mg m^{-3} e 57 mg m^{-3}), della densità totale (tra 33 x 10^6 cell. l^{-1} e 144 x 10^6 cell. l^{-1}) e della biomassa totale (tra

4,5 mg 1^{-1} e 10,3 mg l^{-1}), ha subito negli ultimi anni una modesta flessione, rimanendo sempre corrispondente, secondo O.C.D.E. (1982), ad un livello ipertrofico. L'assenza della stratificazione, dovuta alla scarsa profondità del lago ed alla mancanza di ostacoli orografici all'azione del vento, ha presumibilmente determinato una continua ciclizzazione dei nutrienti, risultati così ininterrottamente disponibili per sostenere lo sviluppo del fitoplancton. I valori più elevati di fosforo totale, densità e biomassa del fitoplancton hanno corrisposto agli anni in cui i volumi d'invaso sono stati più bassi, a causa di eventi di siccità. Anche in altri laghi artificiali della Sardegna (Sechi & Luglié, 1987, 1989 e 1992; Luglié *et al.*, 1996) è già stata segnalata l'influenza delle variazioni dei volumi d'invaso sullo stato trofico e sullo sviluppo del fitoplancton. È invece da rileva re che, contrariamente a quanto sostenuto da Baldwin (1996) sull'affinità dei sedimenti al fosforo dopo un periodo di disseccamento per esposizione all'aria, nel L. Simbirizzi i livelli di fosforo totale e di fosforo reattivo nella colonna colonna d'acqua nei campionamenti successivi al reinvaso sembrerebbe che non abbiano subito, dopo lo svuotamento, delle significative variazioni. Questo aspetto meriterebbe comunque un opportu no approfondimento per valutare le reali conseguenze che una procedura gestionale, quale quella dello svuotamento e successivo reinvaso, utilizzata abbastanza frequentemente nei laghi artificiali, possa esercitare sullo stato trofico.

Alcuni aspetti caratterizzanti la dinamica del fitoplancton sono stati:

- la progressiva diminuzione delle medie annuali di densità e biomassa dall'88/89 in poi;
- il verificarsi con una certa ciclicità dei massimi annuali della clorofilla a e della densità totale rispettivamente in autunno ed in primavera per il primo parametro, in primavera ed in estate per il secondo. I massimi della biomassa non hanno invece evidenziato una spiccata stagionalità;
- nei primi anni è stata frequente la contemporaneità dei massimi annuali di clorofilla *a* e di biomassa (tre cicli su quattro: nell'86/87 in marzo, nell'88/89 in ottobre, nell'89/90 in marzo) mentre solo negli ultimi due anni è stata osservata la coincidenza dei massimi di clorofilla a con quelli della densità (nel 91/92 in giugno e nel 92/93 in novembre). In nessun ciclo tutti e tre i parametri hanno mostrato i loro massimi nello stesso mese
- la netta prevalenza per la densità di Cyanophyceae in tutti gli anni d'indagine, con *O. rubescens* ed *O. tenuis* come specie dominanti;
- la minore importanza delle Cyanophyceae per la biomassa ed il prevalere nei singoli cicli di specie delle Diatomeae (*Cyclotella* spp. e *S. acus*), Dinophyceae (*C. hirundinella*) e Conjugatophyceae (*C. aciculare*);
- l'interruzione della crescita, in termini percentuali, delle Cyanophyceae nell'ambito della biomassa dal 90/91 in poi;
- la flessione delle Chlorophyceae, sia in termini assoluti che percentuali, risultata evidente soprattutto per la densità.

Una parte delle dinamiche osservate può trovare spiegazione nel fatto che le specie responsabili dei massimi valori di densità (Tab. 3) sono state Cyanophyceae dotate di piccoli volumi cellulari mentre per la biomassa hanno assunto rilevanza specie con maggiori dimensioni, quali *C. hirundinella, C. aciculare* e *Cyclotella* spp., frequente-

mente osservate con densità relativamente limitate e le cui fasi di massimo sviluppo annuale si sono verificate in periodi diversi rispetto alle precedenti. La dinamica della clorofilla *a*, in rapporto alle rapide modificazioni verificatesi sia in termini quantitativi che nella composizione in specie, è stata molto articolata e variabile, risultando spesso, ma non sempre, elevata sia in corrispondenza di alti valori di densità che di biomassa. Oltre alle considerazioni generali che possono essere fatte in rapporto alle influenze esercitate dalle mutevoli condizioni climatiche (e conseguentemente gestionali) verificatesi negli anni di studio sia come azione diretta sullo sviluppo del fitoplancton che sull'intensità dell'azione svolta dalle altre componenti biologiche del lago, non meno rilevante sulla composizione e sviluppo del fitoplancton può essere stato l'inoculo determinato dalle acque affluenti dai laghi posti a monte, già segnalata anche per altri laghi artificiali (Kimmel *et al*., 1990). Molte delle specie riscontrate nel L. Simbirizzi sono infatti comuni con quelle del fitoplancton dei laghi Medio Flumendosa e Mulargia (Sechi & Luglié, 1987, 1989 e 1992; Luglié & Sechi, 1996), collegati tra di loro e principale fonte di approvvigionamento per il L. Simbirizzi. In tale situazione risulta molto difficile individuare sia un assetto fitoplanctonico "proprio" del lago che i processi successionali a questo connessi, proprio a causa della presenza di numerose specie intro dotte con le acque immissarie. Comunque il proliferare di Cyanophyceae dei generi *Oscillatoria, Anabaena, Microcystis* ed *Aphanizomenon,* di Diatomeae dei generi *Cydotella e Melosira*, Conjugatophyceae del genere *Closterium* e Dinophyceae con *C. hirundinella* ben corrisponde allo stato ipertrofico del lago (Sechi & Luglié, 1996).

Sembrerebbe che il fitoplancton del L. Simbirizzi, per diverse cause (dall'apporto alloctono di specie dai laghi posti a monte, alle marcate variazioni nella sua idrologia collegate anche a fenomeni di siccità, al verificarsi di eventi non prevedibili ed improvvisi, quali gli svuotamenti ed i successivi reinvasi) non abbia raggiunto, con il passare degli anni, una maggiore stabilità rispetto al primo triennio, nonostante sia stata riscontrata una certa tendenza verso una maggiore regolarità della sua composizione. Si può infatti evidenziare che, complessivamente, l'assetto fitoplanctonico del lago è caratterizzato da Cyanophyceae di piccole dimensioni dominanti la densità a cui sono associa te, con percentuali consistenti ma variabili nei singoli cicli, specie di maggiori dimensioni, per lo più appartenenti a Diatomeae e Dinophyceae, rilevanti per la costituzione della biomassa algale.

BIBLIOGRAFIA

Baldwin D.S. 1996. Effect of exposure to air and subsequent drying on phosphate sorption characteristics of sediments from a eutrophic reservoir. *Limnol. Oceanogr.*, 41 (8): 1725-1732.

Bourrelly P. 1970-1988. Initiation a la Systématique. Tome I: Les Algues vertes (1972, 562 pp); Tome II: Les Algues jaunes et brunes. Les Chrysophycées, Phéophycées, Xanthophycées et Diatomées (1981, 517 pp); Tome III: Les Algues bleues et rouges. Les Eugléniens, Peridiniens et Cryptomonadines (1970, 512 pp); Compléments Tome I: Les Algues vertes (1988, 182 pp). Société Nouvelle des

Editions Boubée, Paris
Germain H. 1981. Flore des Diatomèes. Diatomophycèes. Editions N. Boubée. Paris: 444 pp.
Hubert-Pestalozzi G. 1938-1983. 1938-1983. Das Phytoplankton des Süsswassers. Systematik und Biologie. Teil 1 (1975, 342 pp), 2 Hälfte 1 (1962, 365 pp), 2 Hälfte 2 (1975, 549 pp), 3 (1968, 322 pp), 4 (1969, 1135 pp), 5 (1974, 1059 pp), 7 Hälfte 1 (1983, 1044 pp), 8 Hälfte 1 (1982, 543 pp). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller), Stuttgart.
Hustedt F. 1930. Bacillariophyta (Diatomeae). In: Siisswasser-Flora Mitteleuropas, (Pascher A. ed.). Heft 10. Reprint 1976. Otto Koeltz Publishers. Koenigstein: 466 pp.
Hustedt F. 1985. The Pennate Diatoms. A translation of Hustedt's "Die Kieselalgen, 2. Teil. Otto Koeltz Publishers. Koenigstein: 918 pp.
Luglié A., Mameli G. & Sechi N. 1996. Indagine limnologica pluriennale (dal 1991 al 1993) sul lago artificiale di Sos Canales (Sardegna Settentrionale). Atti XI Congresso A.I.O.L., 1994: 479-489.
Luglié A. & Sechi N. 1992. L'evoluzione trofica del Lago Mulargia dal 1985 al 1989. Atti IX Congresso A.I.O.L., 1990: 475-482
Mura M., Sechi N. & Luglié A. 1992. L'evoluzione trofica del Lago Simbirizzi dal primo anno d'invaso (1986) al 1989. Atti IX Congresso A.I.O.L., 1990: 513-520.
O.C.D.E. 1982 Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control. OCDE. Paris.
Sechi N. & Luglié A. 1987. Le alghe planctoniche dell'invaso del Mulargia (Sardegna centro-meridionale) con particolare riferimento ad una fioritura prolungata di Oscillatoria rubescens DC. in rapporto alle condizioni chimiche e fisiche. Atti VII Congresso A.I.O.L., 1986: 435-440.
Sechi N. & Luglié A. 1989. Lo stato trofico dei laghi Mulargia e Flumendosa. Atti Conv. Int. "La qualità dell'acqua in Sardegna. Eutrofizzazione: cause conseguenze, rimedi", Cagliari, 1986: 131-145.
Sechi N. & Luglié A. 1992. Limnological studies on made-lakes in Sardinia (Italy). In: Limnology in Italy (Guilizzoni P, Tartari G. & Giussani G. eds.). *Mem. Ist. Ital. Idroboil*., 50: 365-381.
Sechi N. & Luglié A. 1996. Phytoplankton in Sardinian reservoirs. *Giorn. Bot. Ital*, 130:977-994.
Sechi N. & Vacca S. 1992. Problemi, metodologie di studio e prospettive di recupero degli invasi del sistema del Flumendosa (Sardegna centro-meridionale). Atti IX Congr. A.I.O.L., 1990: 421-431.

Atti del Ì2° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 193 - 202.

CARATTERISTICHE SEDIMENTOLOGICHE DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE COMPRESA TRA CAPO TRIONTO E PUNTA RONDINELLA (GOLFO DI TARANTO)

Nicola CORRADI[1], Marco FERRARI[1], Roberta IVALDI[1], Massimo SETTI[2]

[1]Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova
[2]Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

ABSTRACT

The sedimentological and mineralogical distribution of sea bottom sediments collected on the shelf and Continental slope of the western sector of the Golfo di Taranto, between Capo Trionto and Punta Rondinella, was examined. Samples have been taken with gravity corer, box corer and shipeck grab, at approximate depth range from 15 to 700 m, while on an oceanographic cruise on board of the R/V Urania of the Consiglio Nazionale delle Ricerche on march 1994, in collaboration with the Istituto Talassografico di Taranto (CNR) and the Istituto di Automazione Navale di Genova (CNR).

The analyses of the texture data revealed how the western shelf of Golfo di Taranto is characterised mainly by terrigenous sediment, mostly silty, increasing the coarse fraction (sandy-silt and silty-sand) near river mouths and coastal areas. The area investigated presents a textural distribution having a trend decreasing towards the open sea with only three areas limited to coarse sandy sediments: the Banco di Amendolara with prevailing biogenic detritus, the mouths of Basente and Bradano rivers with coarser terrigenous sediments, the sea bottom facing the city of Taranto characterised yet again by biogenic calcareous sediments.

The obtained distribution maps point out the transport directions, which are in agreement with the circulation models of water masses proposed by several authors. An important role in the distribution of sediments is played by the Taranto Valley, the main hollow of the gulf, and by the numerous secundary canyons engraving the Continental shelf, which make coastal sediments flow to higher depth. The mineralogical associations provide a good indication both of the lithotype outcropping on the coast and on the drainage-basins and of the dynamic processes involving the sediments.

1. INTRODUZIONE

Vengono esaminati gli aspetti sedimentologici e mineralogici dei sedimenti della piattaforma e della scarpata continentale superiore del settore ovest del Golfo di Taran-

to, compreso tra Capo Trionto e Punta Rondinella. La campagna d'indagine, svolta nel marzo 1994 a bordo della R/V Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche, in collaborazione con l'Istituto Talassografico di Tarante (CNR) e l'Istituto di Automazione Navale di Genova (CNR), ha previsto il prelievo di campioni di fondo, disposti lungo transetti perpendicolari alla costa (Fig. 1), per mezzo di un carotiere a gravita, di una benna Shipeck e di un Box-corer. Le analisi condotte hanno riguardato gli aspetti sedimentologici e mineralogici, volti alla caratterizzazione dei sedimenti di piattaforma in un areale il cui fondo varia da 15 a 700 m ed è caratterizzato da una sedimentazione prevalentemente terrigena.

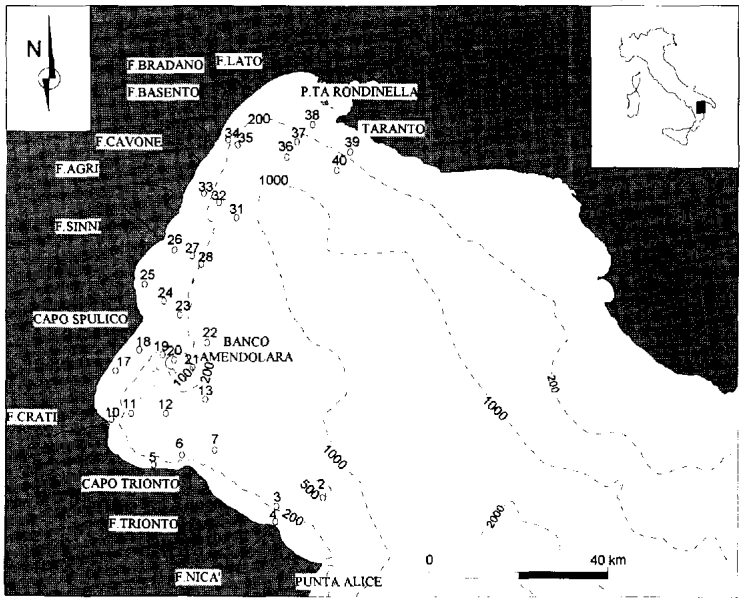


Fig. 1 - Ubicazione dei prelievi di sedimento superficiale.

2. GENERALITÀ' DELL'AREA IN ESAME

II Golfo di Tarante rappresenta una delle aree più complesse ed interessanti del Mediterraneo Centrale, non solo per le implicazioni geologico-strutturali, ma anche per gli aspetti morfologici, sedimentologici ed oceanografici.

Dal punto di vista geologico-strutturale, il settore ionico esaminato è caratterizzato da tre elementi principali con orientazione NW-SE: l'Avampaese apulo ad Est, la Valle di Taranto in posizione centrale e la Catena del margine calabro ad Ovest. Il Golfo di Taranto, prolungamento della Fossa Bradanica, rappresenta l'evento più recente della collisione continentale fra la placca apula e quella appenninica (Casnedi, 1988; Pieri *et al.,* 1996). L'evoluzione dell'area conferisce ai margini caratteristiche geologiche e

morfologiche peculiari mettendo in risalto come la morfologia sia influenzata notevolmente dallo stile tettonico (Ciaranfi *et al.,* 1983; Rossi *et al.,* 1983). Tale situazione è ben evidenziata dalle differenti caratteristiche dei versanti occidentale e orientale della Valle di Tarante (Selli & Rossi, 1975; Rossi & Gabbianelli, 1978; Belfiore *et al.,* 1981; Diplomatico *et al.,* 1985; Pescatore & Senatore, 1986; Senatore *et al.,* 1988) (Fig. 2). Il versante occidentale presenta una piattaforma continentale caratterizzata da settori con estensione ridotta (da Punta Rondinella a Capo Spulico e tra le foci dei fiumi Agri e Bradano), una morfologia irregolare con rilievi (Banco dell'Amendolara) e depressioni interrotti da numerosi *canyons* e da bacini a sedimenta-zione plioquaternaria, quali i bacini di Sibari e del Sinni. 11 settore centrale è costituito dalla depressione della Valle di Taranto la cui testata si imposta in continuità con la foce del Torrente Bradano e si presenta nella parte più depressa riempita da depositi plioquaternari. Il margine apulo presenta una piattaforma continentale relativamente ampia ed una scarpata che immerge dolcemente verso la Valle di Tarante (Fig. 2a). Il basamento è interessato da faglie dirette che creano una gradonatura del substrato le cui depressioni *(graben)* sono colmate da sedimenti plioquaternari.

Tutta l'area è caratterizzata da movimenti gravitativi delle coperture sedimentarie e da intensi processi erosivi favoriti dalla presenza di *canyons* che convogliano i sedimenti nei bacini e nell'ampia Valle di Tarante (Rossi & Gabbianelli, 1978; Rossi *et al.,* 1983; Tramutoli *et al.,* 1984; Pescatore *et al.,* 1987).

La sedimentazione attuale è principalmente governata, sottocosta, dalle correnti di deriva da moto ondoso, orientale principalmente in senso orario, e dalla distribuzione delle frazioni fini operate dalle correnti costiere con circolazione ciclonica, nel periodo estivo, determinata dal flusso di acque ioniche all'interno del golfo, e dalla circolazione di tipo anticiclonico, nel periodo invernale, determinata dal flusso di acque adriatiche (De Maio *et al.,* 1979). Un'azione determinante sul bilancio sedimentario è dovuta ai numerosi *canyons* che, nel settore occidentale, incidono profondamente la piattaforma continentale producendo una erosione regressiva delle testate e convogliano verso batimetrie più elevate sedimenti a caratteristiche più prossimali.

L'apporto sedimentario nel settore occidentale è dovuto principalmente ai corsi d'acqua che drenano, a settentrione, terreni plio-quaternari alluvionali, mentre a meridione affiora un basamento cristallino con coperture sedimentarie a carattere carbonatico (calcari e dolomie) e flyshoide (arenarie, argille, argille marnose e conglomerati) (Fig. 2b). Questi corsi d'acqua sono contraddistinti da regimi differenti: a carattere di fiumara nel settore sud-occidentale, a carattere più torrentizio tra le foci dei fiumi Sinni e Bradano e con scarsi apporti nel settore più settentrionale; essi sfociano nel golfo talora in continuità con le testate dei *canyons* (Cocco *et al.,* 1975 e 1977).

Il settore apulo è invece caratterizzato principalmente dall'assenza di corsi d'acqua ed i sedimenti sono prodotti principalmente dall'azione erosiva del mare sulla costa, caratterizzata da depositi marini pleistocenici, e da sedimenti bioclastici (Dal Cin & Simeoni, 1987); nella scarpata continentale è invece caratterizzata da sedimenti pelitici (Senatore *et al.,* 1982; Pescatore *et al.,* 1987).

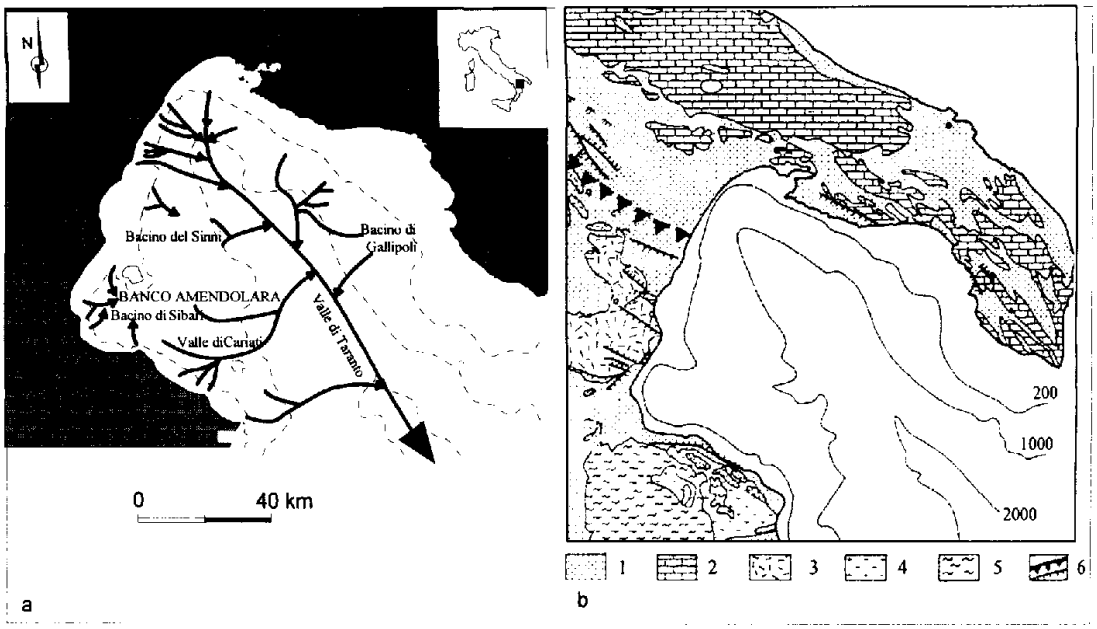


Fig. 2 - a) Principali *canyons* e valli sottomarine; b) Golfo di Taranto: schema geologico semplificato (da Rossi *et al.*, 1983, modificato): (1) Plio-quaternario; (2) Piattaforma apula; (3) Unità alloctone appenniniche; (4) Copertura sedimentaria Mesozoico-Paleogenica; (5) Basamento cristallino; (6) Fronte di accavallamento e direttrici tettoniche.

3. METODOLOGIE E RISULTATI

3.1. Analisi tessiturali

Le analisi tessiturali sono state effettuate su subcampioni corrispondenti ai primi 5 cm di sedimento superficiale, corrispondenti ad un volume di circa 250 cc, tramite setacciature a secco per le sabbie ed analisi al Coulter Counter per la frazione pelitica tra 63 e 0.6 µm. I risultati ottenuti hanno messo in evidenza come gran parte dei sedimenti presentino elevati valori della frazione pelitica (> 80 %), mentre quella sabbiosa è presente in limitate aree: in prossimità di Capo Spulico e delle foci dei Fiumi Basente e Bradano. Nel Banco dell'Amendolara, così come nei fondali antistanti Tarante (campione 39), è presente una sedimentazione sabbiosa o sabbioso siltosa, ma caratterizzata da sedimenti con elevata componente biodetritica. La carta di distribuzione dei sedimenti (Fig. 3), redatta secondo la classificazione di Shepard (1954), mette in evidenza le varie frazioni granulometriche la cui tessitura decresce con la distanza da costa e con la profondità. Vengono evidenziate le aree a sedimentazione sabbiosa ed inoltre si osserva come i sedimenti provenienti dal Fiume Grati siano maggiormente siltosi rispetto a quelli dell'area a nord di Capo Spulico.

L'elaborazione dei parametri statistici relativi alle analisi granulometriche ha permesso di redigere alcune carte di distribuzione: vengono di seguito riportate quelle relative alla Deviazione Standard e Mediana (Folk & Ward, 1957). Il parametro Deviazione Standard (Fig. 4a) mette bene in evidenza gli apporti fluviali relativi al F. Trionto nel

settore meridionale e dei fiumi Sinni Agri e Gavone nella parte centrale e delle prin cipali direzioni di trasporto. Questi sedimenti sono caratterizzati da una bassa classazione (> 1.5 ϕ) e identificano una fascia sottoscosta che talvolta presenta un andamento della distribuzione verso Nord. Il parametro Mediana (Fig. 4b) a sua volta conferma l'influenza degli apporti fluviali nella sedimentazione di piattaforma mettendo però in risalto l'area del Banco dell'Amendolara e la sua sedimentazione detritico biogenica.

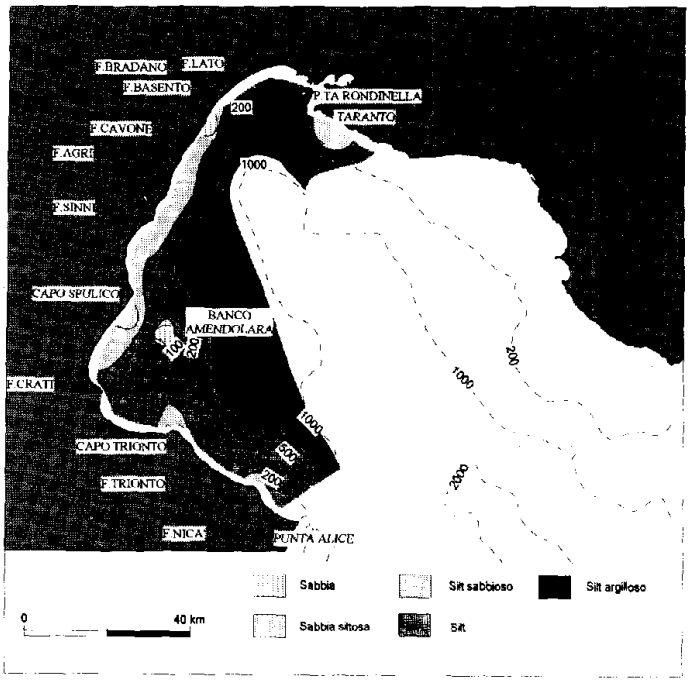


Fig. 3 - Carta di distribuzione dei sedimenti (classificazione di Shepard, 1954)

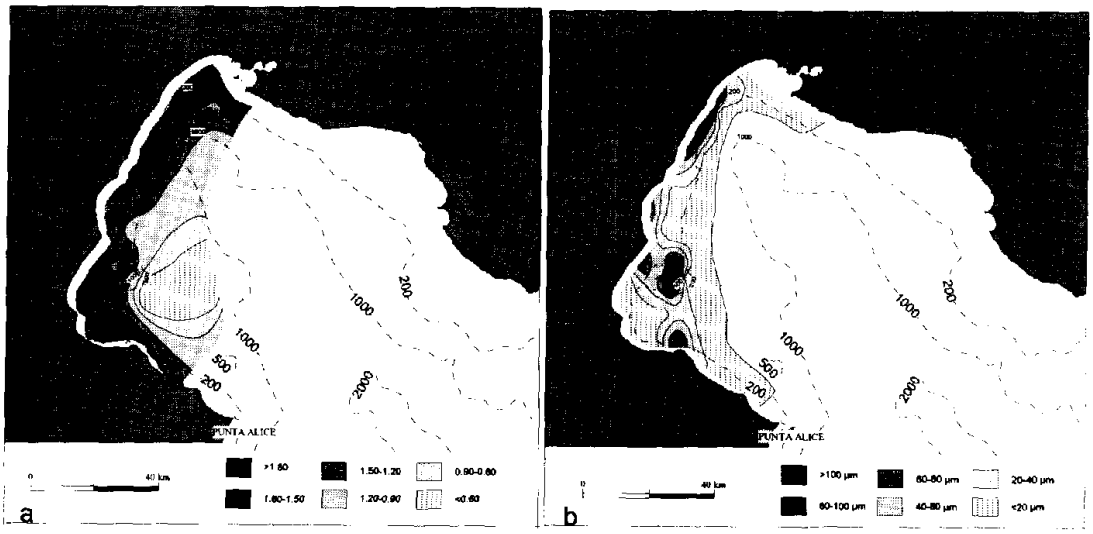


Fig. 4 - a) Carta di distribuzione del parametro statistico Deviazione Standard (Folk & Ward, 1957);
b) Carta di distribuzione del parametro statistico Mediana (Folk & Ward, 1957).

3.2. Analisi mineralogiche

Le analisi mineralogiche sono state eseguite mediante diffrattometria X con meto do delle polveri sia sul campione di "tout-venant" sia sulla frazione < 2 μm ottenuta per sedimentazione; è stato utilizzato un diffrattometro Philips PW 1800, abbinato ad un calcolatore Microvax 2000, con le seguenti impostazioni strumentali: range di scansione 1° - 40° 2θ; velocità di scansione 1° 2θ /min; radiazione CuKα; potenza 50 kV 30 mA. Il software applicativo APD 1700 per la gestione dello strumento e la successiva elaborazione dei diffrattogrammi, unitamente alle procedure standard indicate da Veniale *et al.* (1987), hanno permesso l'individuazione dei minerali presenti.

I principali componenti mineralogici costituenti i sedimenti sono risultati: calcite, aragonite e dolomite per i minerali carbonatici, K-feldspato, plagioclasio e quarzo per quanto riguarda i minerali sialici, ed infine i minerali argillosi, rappresentati essenzialmente da illite, caolinite, smectite, clorite ed interstratificati.

Le carte di distribuzione eseguite sulla base delle analisi semiquantitative dei minerali presenti nei nostri campioni hanno permesso di chiarire alcuni importanti aspetti della sedimentazione relativa alla zona di studio; in particolare si osserva la presenza di due aree ad evidente sedimentazione biodetritica: la prima, già osservata precedentemente centrata sul banco dell'Amendolara la seconda ubicata nei pressi della città di Taranto; questa situazione è ben evidenziata dalle distribuzioni dei minerali carbonatici quali la calcite (Fig. 5a) e Faragonite (Fig. 5b).

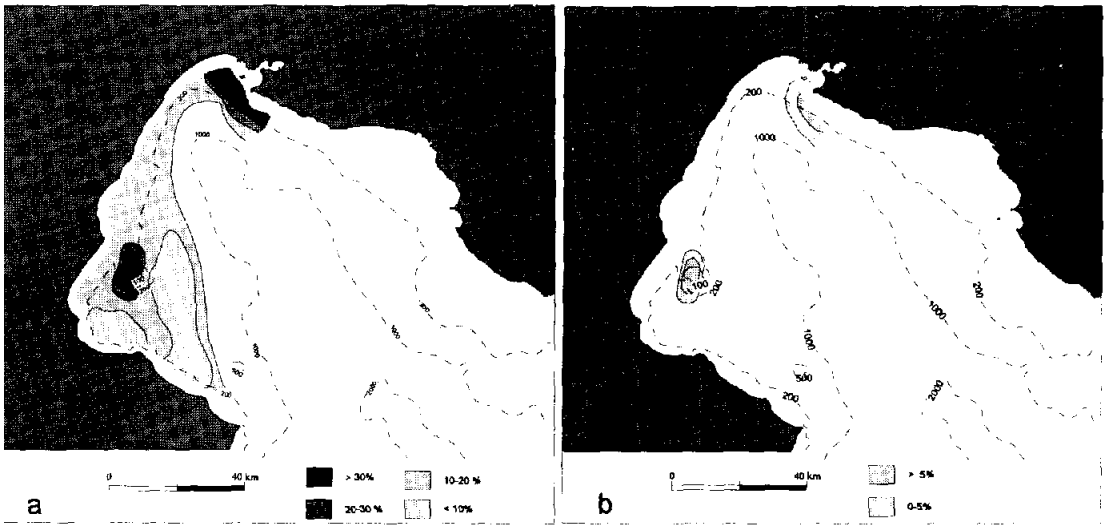


Fig. 5 - a) Carta di distribuzione percentuale della calcite;
b) Carta di distribuzione percentuale dell'aragonite.

I minerali sialici di origine detritica, sono maggiormente rappresentati nel settore settentrionale che risente degli apporti dei fumi che scorrono nella Fossa Bradanica (Sinni, Agri, Basente, Bradano e Cavone) dove i litotipi giustificano la presenza di minerali quali quarzo (Fig. 6a), K-feldspato e plagioclasio. Per quanto riguarda la

distribuzione del plagioclasio (Fig. 6b) è possibile osservare come l'alto strutturale del Banco dell'Amendolara produca un ostacolo alla dispersione dei sedimenti terrigeni; questi lo contornano evidenziando aree di accumulo distali in accordo con l'andamento anticiclonico delle correnti.

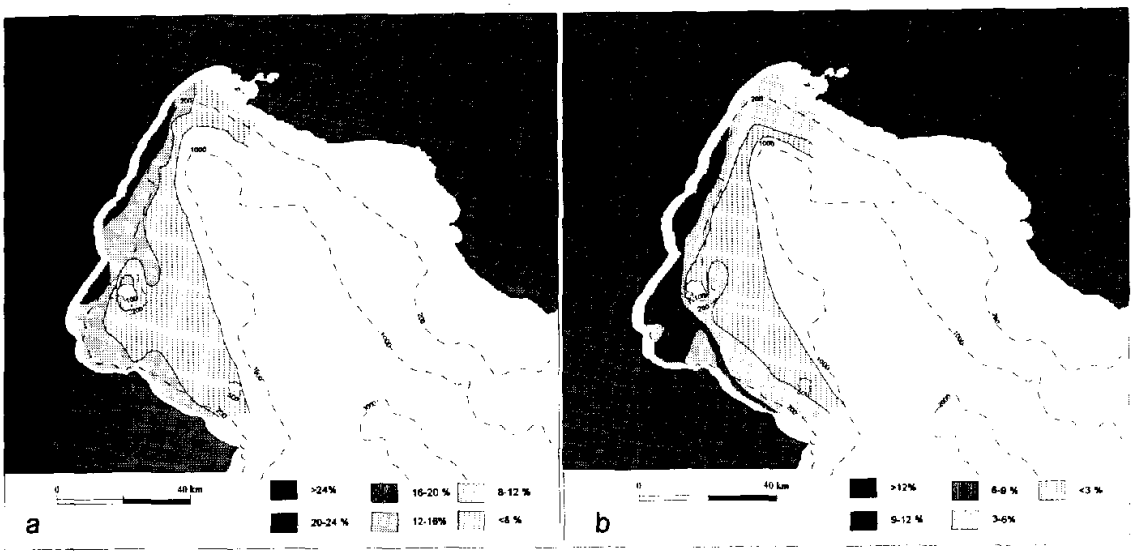


Fig. 6 - a) Carta di distribuzione percentuale del quarzo;
b) Carta di distribuzione percentuale del plagioclasio.

I minerali argillosi risultano più abbondanti, specie nelle componenti illitiche (Belfiore *et al.,* 1981), particolarmente nella zona meridionale, interessata dai corsi d'acqua (Grati, Trionto e Nicà) che drenano terreni appartenenti alle unità appenniniche.

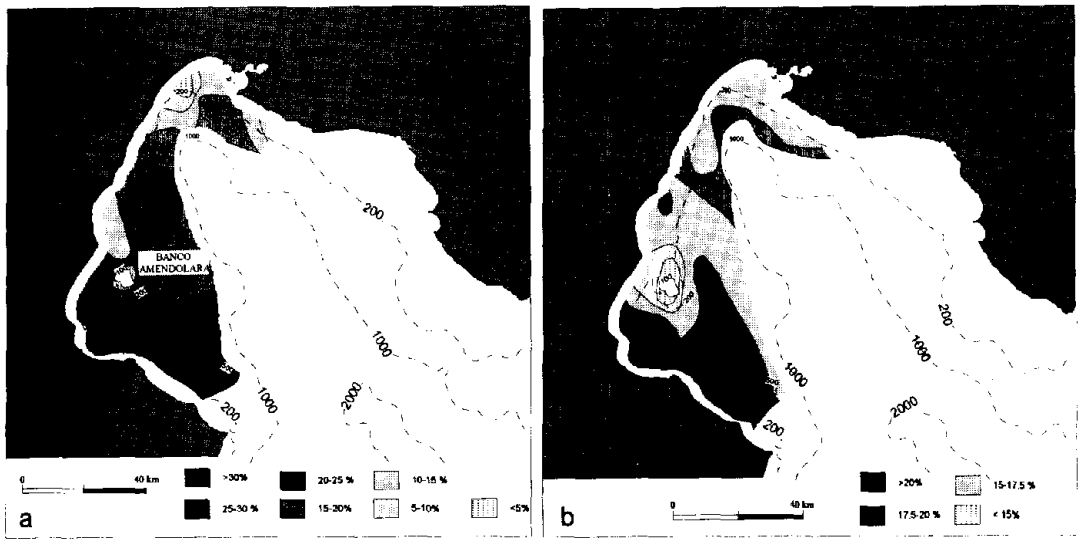


Fig. 7 - a) Carta di distribuzione percentuale dell'illite;
b) Carta di distribuzione percentuale della clorite.

La carta di distribuzione dell'illite (Fig. 7a) evidenzia le direttrici del trasporto già indicate per i minerali terrigeni e soprattutto il ruolo dell'alto strutturale del Banco dell'Amendolara e della Valle di Cariati che convogliano l'Illite dal Bacino di Corigliano alla Valle di Tarante. La clorite (Fig. 7b) presenta una distribuzione che, per il settore meridionale, presenta una notevole analogia con l'Illite, mentre per quello settentrionale si riscontra un aumento dei valori percentuali nei campioni distali; tale distribuzione può essere messa in relazione con le ridotte dimensioni di questo minerale che conseguentemente resta maggiormente in sospensione.

4. CONCLUSIONI

Le indicazioni fornite dalle analisi dei dati tessiturali, con le relative carte di distribuzione, hanno rilevato come il settore occidentale della piattaforma del Golfo di Taranto sia caratterizzata da sedimenti per la maggior parte siltosi, che tendono ad essere più grossolani (siltoso-sabbioso, sabbioso-siltoso) in prossimità delle foci dei fiumi e in aree costiere. La zona indagata presenta quindi una distribuzione tessiturale con andamento decrescente verso il largo e, solo in tre aree circoscritte, a sedimentazione più grossolana: il Banco dell'Amendolara, prevalentemente biodetritica, le zone antistanti le foci dei Fiumi Basente e Bradano ed i fondali prospicienti la città di Tarante, anche qui con la presenza di sedimentazione biogenica calcarea.

Le mappe di distribuzione ricavate dai dati delle analisi tessiturali e mineralogiche mettono in evidenza le direttrici del trasporto, che risultano in accordo con i modelli di circolazione delle masse d'acqua proposte da diversi Autori. Le associazioni mineralogiche riflettono, con buon accordo, le litologie affioranti sulla costa e nei bacini idrografici dei fiumi che sfociano nel golfo.

Un ruolo importante nella distribuzione dei sedimenti è giocato dalla Valle di Taranto, principale depressione del Golfo, e dai numerosi *canyons* secondari. Tali strutture incidono profondamente la piattaforma e la scarpata continentale e presentano testate, come nel caso del tratto antistante la foce del Fiume Bradano, che incidono anche la piattaforma interna, veicolando così verso batimetrie più elevate sedimenti grossolani e di caratteristiche più prossimali.

BIBLIOGRAFIA

Belfiore A., Bonaduce G., Garavelli G., Mascellaro P., Maseli M., Mirabile L., Moncharmont M., Moretti M., Nuovo G., Permetta M., Pescatore T., Placella B., Pugliese N., Russo B., Senatore M.R., Sgarella F., Sansone E., Spezie G., Thorez J., Tramutoli M. & Vultaggio M. 1981. La sedimentazione recente del Golfo dì Tarante (Alto Ionio, Italia). I.U.N., Napoli, *Ann. Fac. Sc. Nautiche,* app. n.3, 49-50.

Casnedi R. 1988. La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Mem. Soc. Geol. It.,* 41: 439-488.

Ciaranfi N., Ghisetti F., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Torre M., Tortorici L. & Vezzani L. 1983. Carta neotettonica dell'Italia Meridionale. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Pubbl. n. 515 del P.F. Geodinamica, Bari.

Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Ricchetti G., Sgrosso I., Torre M., Tortorici L., Turco E., Scarpa P., Cuscito M., Guerra I., Iannaccone G., Panza G.F. & Scandone P. 1983. Elementi sismotettonici dell'Appennino Meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.,* 102: 201-222.

Cocco E., Cravero E., Di Geronimo S., Mezzadri G., Parca G.C., Pescatore T., Valloni R. & Vinci A. 1975. Lineamenti geomorfologici e sedimentologici del litorale alto ionico (Golfo di Tarante). *Boll. Soc. Geol. It.,* 94: 993-1051.

Cocco E., De Pippo T. & Permetta M. 1977. L'uso della fotografia aerea e del calcolatore elettronico nello studio degli spostamenti delle linee di costa: l'evoluzione del litorale Alto Ionico (Golfo di Tarante) negli ultimi 30 anni. *Boll. Soc. Geol. It.,* 95:275-312.

Dal Gin R. & Simeoni U. 1987. Processi erosivi e trasporto dei sedimenti nelle spiagge pugliesi fra S. Maria di Leuca e Taranto (Mare Ionio). Possibili strategie d'intervento. *Boll. Soc. Geol. It.,* 106: 767-783.

De Maio A., Mirabile L., Moretti M., Pescatore T., Sansone E., Spezie G., Tramutali M. & Vultaggio M. 1979. Primi risultati degli studi eseguiti sulla piattaforma continentale del Golfo di Taranto. *Atti Conv. Naz. Prog. Final. Oceanografia e Fondi Marini,* Roma: 1333-1347.

Diplomatico G., Mirabile L., Permetta M., Pescatore T., Senatore M.R. & Tramutali M. 1985. 1. Morfologia e Geologia. In: Geologia e Oceanografia del Golfo di Taranto (Pescatore T. ed). *P.F. Oceanografia e Fondi Marini. Rapp. Tec. Finale:* 90-130.

Folk L.R. & Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameter. *J. Sediment. Petrol.,* 27: 3-26.

Pescatore T., Rossi S. & Senatore M.R. 1987. Golfo di Taranto. Morfologia ed assetto strutturale. Litografia Artistica Cartografica. Firenze.

Pescatore T. & Senatore M.R. 1986. A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian basin) foredeep of the Southern Appennines (Italy). *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.,* 8: 169-182.

Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. 1996. Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene. *Mem. Soc. Geol. It.,* 51:501-515.

Rossi S., Auroux C. & Masele J. 1983. The Gulf of Taranto (Southern Italy): seismic stratigraphy and shallow structure. *Mar. Geol.,* 51: 327-346.

Rossi S. & Gabbianelli G. 1978. Geomorfologia del Golfo di Taranto. *Boll. Soc. Geol. It.,* 97: 423-437.

Selli R. & Rossi S. 1975. The main geologic features of the Ionian Sea. *Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.* 23, 4 a: 115-116.

Senatore M.R., Diplomatico G., Mirabile L., Pescatore T. & Tramutali M. 1982. Franamenti sulla scarpata continentale pugliese del Golfo di Taranto (Alto Ionio -

Italia). *Geol. Romana,* 21: 497-510.
Senatore M.R., Normark W.R., Pescatore T. & Rossi S. 1988. Structural framework of the Gulf of Taranto (Ionian Sea). *Mem. Soc. Geol. It,* 41: 533-539.
Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sed. Pel.,* 24: 151-158
Tramutoli M., Pescatore T., Senatore M.R. & Mirabile L. 1984. Interpretation of reflection high resolution seismic profiles through the Gulf of Taranto (Ionian Sea, Eastern Mediterranean). The structure of Apennine and Apulia deposits. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.,* 2: 33-52.
Veniale F., Setti M. & Tortelli M. 1987. Influenza delle procedure sui preparati di "polveri" per analisi diffrattometriche a RX. Procedure di Analisi di Materiale Argilloso. ENEA *Collana Studi Ambientali:* 135-179.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (ìsola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 203 • 215.

VARIABILITÀ' STAGIONALE DELLA DISTRIBUZIONE DEL MATERIALE PARTICOLATO SOSPESO E DEI PARAMETRI IDROLOGICI NEI PRESSI DELL'ISOLA DI CAPRAIA

Marco ORSI[1], Luca CENTURIONI[2]

[1]Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Genova
[2]Southtampton Oceanography Centre

ABSTRACT

The distribution of sediments in the Corsican Channel has been sampled during three surveys between 1993 and 1994. The area of investigation is known as a site where the currents are mainly northward and exhibit a strong seasonal cycle. This area could also be a site of intense mixing processes during the late winter associated with strong currents in a relatively narrow channel. We show how the sediments from the Corsican side are mainly confined in the western part of the channel and are unable to reach the shelf area cast of Capraia: the distribution of sediments across the transect suggests that the across-channel transport could be inhibited by strong northward currents. The input of sediments from Capraia is thought to be important.

1. INTRODUZIONE

Nell'ambito del progetto ODAS Italia 1, che prevede il dispiegamento nel centro Mar Ligure di un laboratorio marino d'altura (la boa ODAS Italia 1) per il monitoraggio ambientale in continuo, il CNR di Genova ha patrocinato la costituzione di un gruppo di studio multidisciplinare misto CNR-Università per promuovere studi sulla caratterizzazione del bacino ligure dal punto di vista fisico oceanografico e biogeochimico.

In questo gruppo il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Geno va si è occupato delle indagini relative al materiale particolato sospeso (S.P.M.) allo scopo di definirne le modalità di trasporto e sedimentazione in relazione alle caratteristiche ambientali.

Durante lo svolgimento del progetto, tra il 1992 e il 1994, sono state effettuate 6 crociere oceanografiche utilizzando la N/O Urania; di esse tre sono state dedicate al posizionamento e alla messa in opera della boa e tre alla realizzazione di un indagine multidisciplinare estesa a tutto il bacino in periodi diversi dell'anno.

Sono stati realizzati campionamenti su 4 transetti, denominati A, B, C ed E, disposti a raggiera a partire da Cap Corse a coprire tutto l'areale interessato. Si presentano

qui i dati di sedimenti ottenuti sul transetto E (congiungente Cap Corse - Punta del Molino - Fig 1), insieme ai valori di temperatura e salinità, con particolare riferimento alla loro variabilità stagionale.

2. STRUMENTAZIONE E METODOLOGIA DI LAVORO

Durante le campagne di ricerca sono state eseguite misure CTD di temperature e di conducibilità e campionate acque in 5 stazioni (Fig 1), due delle stazioni sono posizionate nel Canale di Corsica e tre nel tratto di piattaforma continentale, ad est dell'isola di Capraia.

In tutte le stazioni sono stati effettuati campionamenti multipli lungo la colonna d'acqua in modo da poter definire la concentrazione di materiale particolato e la percentuale di organico presente, avendo cura di campionare sempre almeno tre quote sulla colonna d'acqua e di spingere quella più profonda il più possibile vicino al fondo per avere ragione di eventuali fenomeni di risospensione in atto.

Le operazioni sono state effettuate utilizzando un CTD 9/11 Plus della Sea Bird Electronics, corredato da un Multisampler G.O. con bottiglie da 12 litri per il prelievo dei campioni d'acqua.

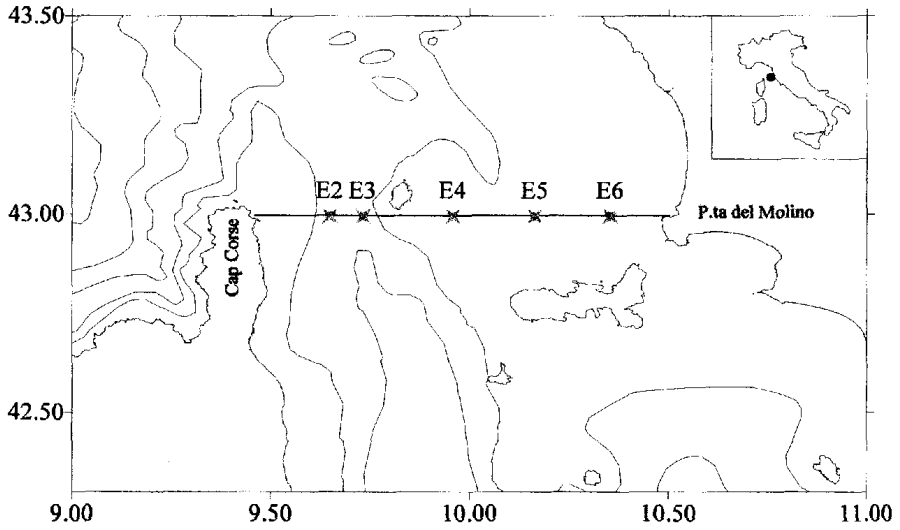


Fig. 1 – Posizione del transetto E ed ubicazione delle stazioni di campionamento

I campioni d'acqua sono stati filtrati a bordo, per la determinazione della concentrazione di sospeso totale, organico ed inorganico, seguendo le metodologie tratte da Strickland & Parsons (1968) e modificate da Piccazzo & Tucci (1983). E' utile ricordare che la differenziazione organico-inorganico è stata effettuata per combustione a 1100 °C e questo porta a considerare come inorganica tutta la frazione non combusta e quindi an-

che eventuali residui di organismi che, d'altra parte, sedimentano con tempi e modi analoghi a quelli che controllano il sospeso terrigeno.

Dai dati acquisiti con il CTD sono stati ricavati i valori di salinità, temperatura potenziale e densità - σ_θ- (Unesco, 1991); la modesta qualità di questi dati ci permette solo un'analisi di tipo qualitativo

I risultati sono presentati sotto forma di sezioni verticali lungo il transetto E.

3. FISIOGRAFIA DELL'AREA DI INDAGINE

Dal punto di vista fisiografico la zona di indagine (Fig. 1) può essere suddivisa in due parti ben distinte: ad E una vasta piattaforma continentale con profondità non superiori ai 110 m, caratterizzata da pendenze ridotte (comprese tra 0.5 e 1 %) e da potenti accumuli sedimentari; alla quale segue una brusca depressione, il Canale di Corsica, caratterizzata da pendenze più marcate (che possono arrivare anche al 5 %) e da ridotti accumuli sedimentari.

Il Canale di Corsica è un passaggio obbligato per il flusso di acqua superficiale (MAW) e intermedia (LIW) dal Tirreno settentrionale al Mar Ligure (Astraldi & Gasparini, 1994); l'acqua profonda rimane invece confinata più a sud a causa della topografia del bacino tirrenico. La larghezza del Canale, misurata fra le batimetriche dei 200 m, è di circa 12 km; la soglia è a 410 m e la pendenza del fondo varia fra 0.02 e 0.01 %. Riferendosi alla batimetrica dei 200 m, questa zona rappresenta il punto più stretto di un canale orientato verso nord e parallelo alla Corsica che, allargandosi progressivamente, si estende verso sud fino alla latitudine di 42° 10'; nella parte più meridionale la profondità del canale supera gli 800 m.

L'analisi di tre anni di misure euleriane, (Astraldi & Gasparini, 1992) mostra che le correnti nel Canale di Corsica (MAW e LIW) sono mediamente dirette verso Nord, e presentano una marcata variabilità stagionale; gli Autori riportano un valore del tra sporto, mediato sugli ultimi due anni, dell'ordine di $5x10^{-1}$ Sv per l'acqua superficiale e di $1xl0^{-1}$ Sv per l'acqua levantina, questo flusso si blocca quasi totalmente durante i mesi estivi. Il trasporto invernale giustifica quasi il 65% del trasporto annuale e la percentuale sale all'85% se si include il trasporto primaverile. Le intensità delle correnti variano con la profondità e durante i mesi invernali possono raggiungere valori di 60 cm/s e presentano inoltre variazioni su periodi di c.a. quattro giorni. (Astraldi *et al.,* 1990; Astraldi & Gasparini, 1986). Queste osservazioni suggeriscono che, almeno durante i mesi invernali, il Canale di Corsica potrebbe essere una zona favorevole al rimescolamento delle due masse d'acqua. La dipendenza del coefficiente di diffusione turbolenta diapicnale dalla topografia è stata per esempio osservata da Polzin *et al.,* (1997); questi Autori riportano valori dell'ordine di 10^{-3} m^2/s nei primi 150 m dal fondo in presenza di topografia molto irregolare. Valori elevati di rimescolamento sono stati osservati nella Romanche Fracture Zone (Polzin *et al.,* 1994) su pendenze dell'ordine di 0.03 %.

I sedimenti provenienti dalla costa corsa dovrebbero essere quindi trasportati verso nord, mentre elevati valori di rimescolamento potrebbero diminuirne il trasporto

netto verso est. Inoltre il rimescolamento, durante i mesi invernali, tra acqua levantina e acqua superficiale più fredda, potrebbe contribuire alla formazione del fronte di temperatura che si osserva più a nord nel Mar Ligure (Astraldi *et al.,* 1990).

Delle 5 stazioni sopra indicate due sono state posizionate nell'ambito del canale di Corsica e tre nel tratto di piattaforma continentale (Fig. 1).

4. RISULTATI OTTENUTI

4.1. Situazione primaverile - Campagna Odas 3 (marzo 1993)

L'analisi dei dati di temperatura e salinità, (Figg. 2 e 3) mostra chiaramente la presenza di LIW nella zona del Canale di Corsica sotto ai 200 m di profondità. Lungo il transetto la temperatura superficiale decresce fino alla stazione E4 per poi aumentare nuovamente verso la costa italiana. I relativamente alti valori di temperatura registrati in prossimità di E2 sembrerebbero suggerire un mixing piuttosto attivo fra le due masse d'acqua indotto dal restringimento del canale. La distribuzione verticale della densità è in genere staticamente stabile ma in alcuni casi si nota (E2 ed E3) la presenza di strati caldi e salati al di sotto di strati più freddi e più dolci. In corrispondenza di E5 la colonna d'acqua appare completamente rimescolata.

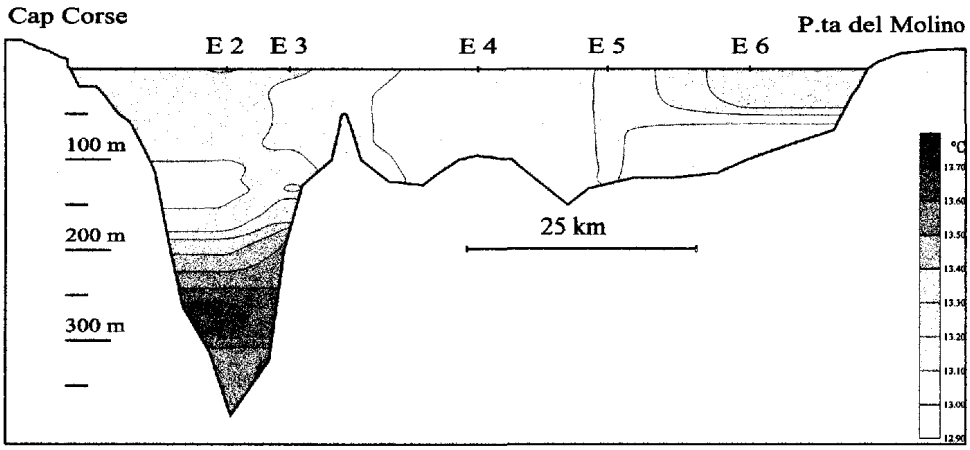


Fig. 2 – Distribuzione della temperatura nel marzo 1993 (scala verticale esagerata 100 volte)

La distribuzione del particellato totale (Fig. 4) evidenzia, seppure con quantità modeste e non superiori a 1.50 mg/l, chiari apporti continentali sia dal margine corso che da quello italiano; sono però differenti le modalità di diffusione degli apporti in quanto sulla piattaforma continentale italiana si osserva un massimo posizionato subito sotto costa che si divide in due strati nefeloidi (Biscaye & Eittreim, 1977; Gardner *et al.,* 1985), uno superficiale e uno al fondo, che veicolano i sedimenti verso il centro della piattaforma.

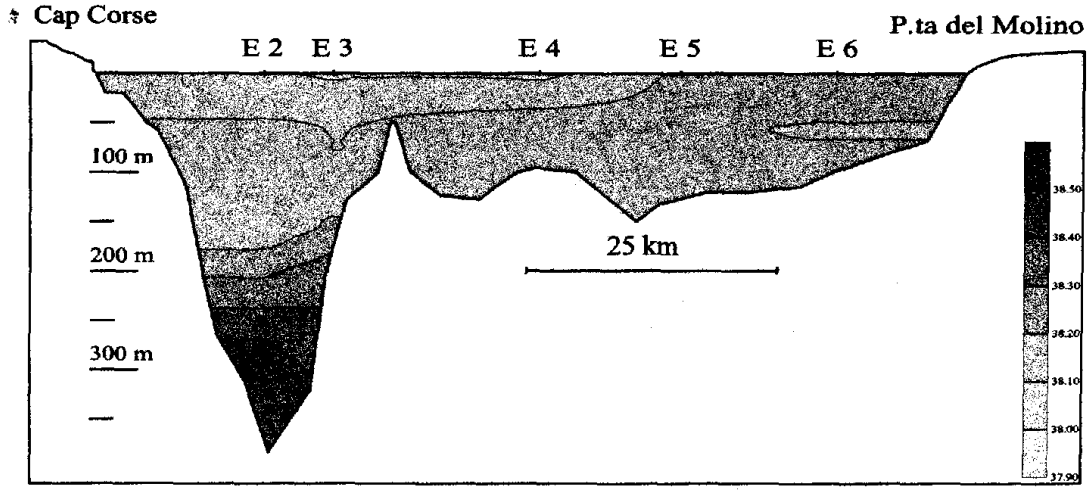


Fig. 3 – Distribuzione della salinità nel marzo 1993 (scala verticale esagerata 100 volte)

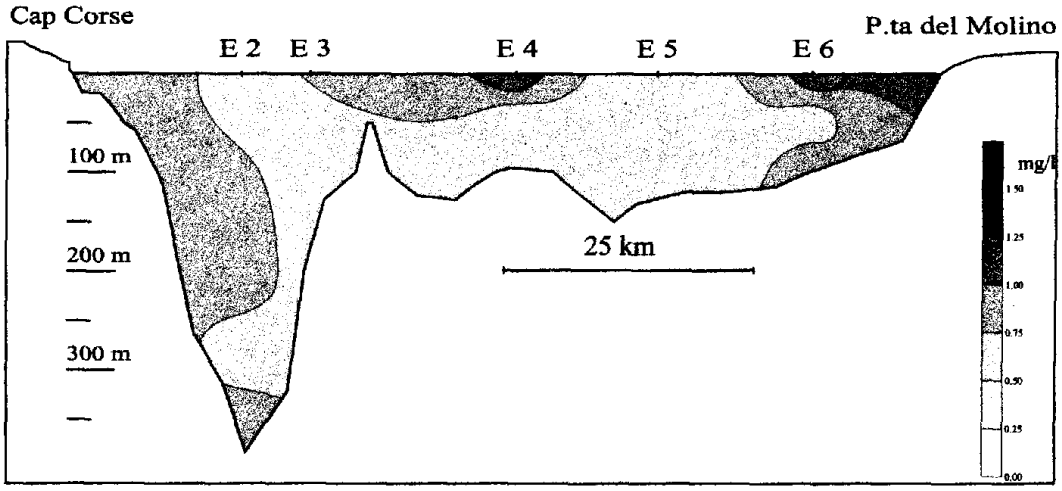


Fig. 4 – Distribuzione del totale del particolato sospeso nel marzo 1993 (scala verticale esagerata 100 volte)

Gli apporti dal margine corso sono invece lievemente minori, tra 1 e 1.25 mg/l, e non oltrepassano il canale di Corsica, precipitando verso il fondo dello stesso per entrare nella circolazione diretta verso N.

E' inoltre presente un ulteriore massimo, baricentrico rispetto alla zona di indagine, da mettere in relazione con gli apporti provenienti dalle coste della vicina Isola di Capraia.

La frazione organica (Fig. 5) del particellato conferma gli apporti da Capraia e dalla costa italiana, anche se solo per quello che riguarda il nefeloide superficiale, mentre il nefeloide di fondo appare con predominante inorganica da entrambe le aree continentali (Fig. 6).

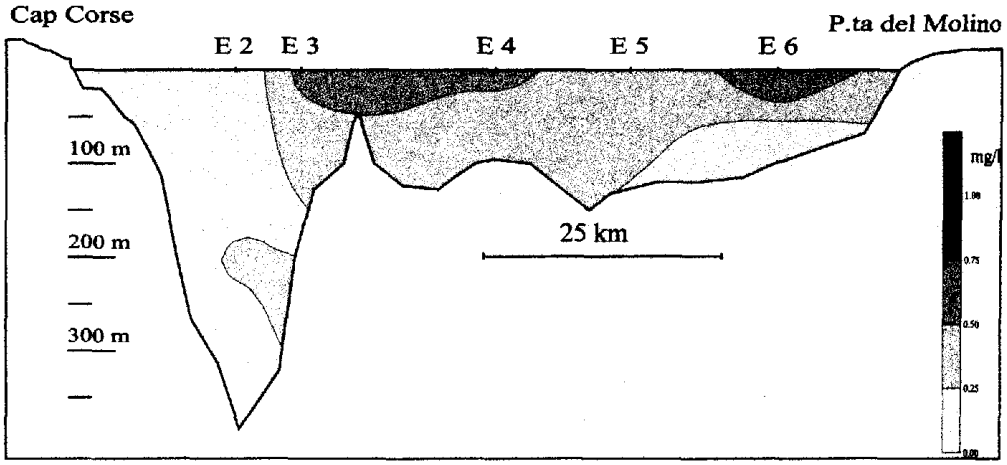


Fig. 5 – Distribuzione della frazione organica del particolato sospeso nel marzo 1993 (scala verticale esagerata 100 volte)

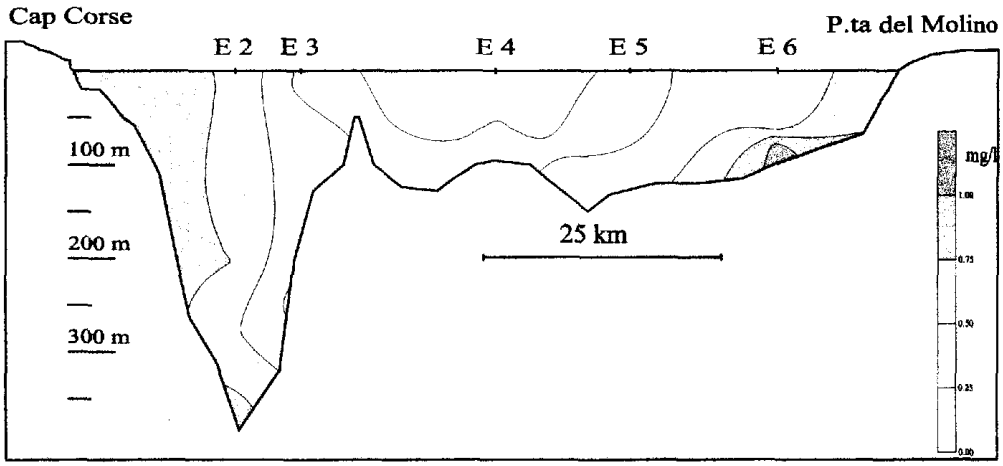


Fig. 6 – Distribuzione della frazione minerale del particolato sospeso nel marzo 1993 (scala verticale esagerata 100 volte)

4.2. Situazione estiva - Campagna Odas 6 (luglio 1994)

La differenza con la situazione precedente è evidente se si considerano le figure di temperatura e salinità (Fig 7 e 8). La stratificazione si presenta sostanzialmente omogenea lungo il transetto.

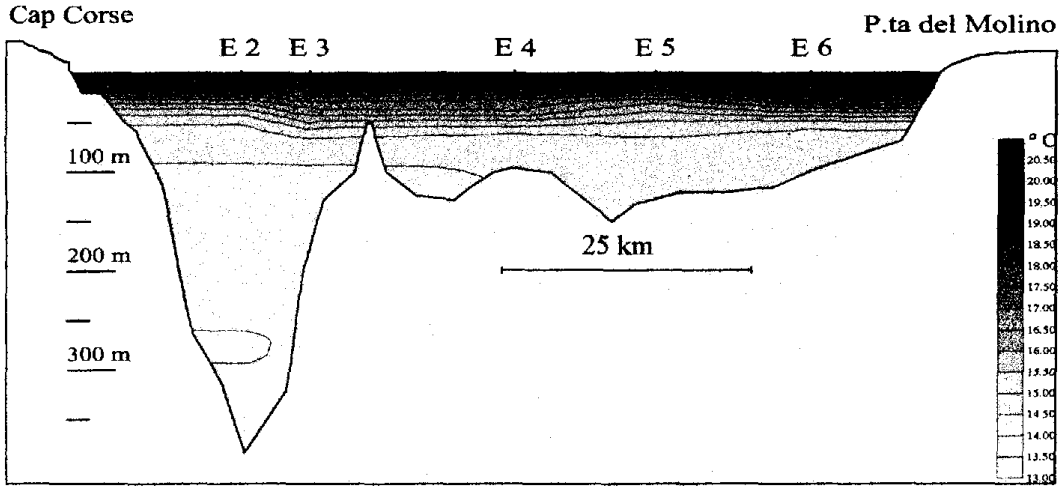


Fig. 7 – Distribuzione della temperatura nel luglio 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

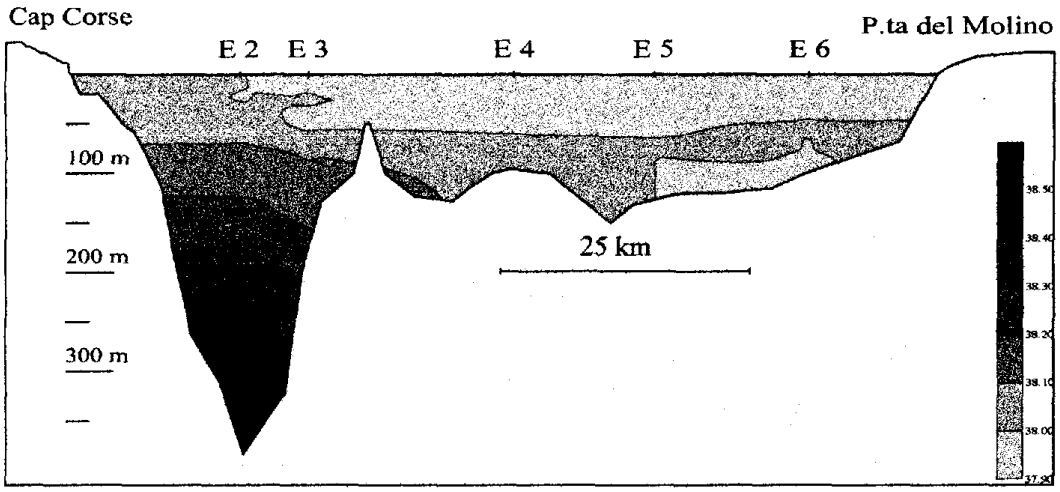


Fig. 8 – Distribuzione della salinità nel luglio 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

Le acque estive appaiono sostanzialmente povere di particellato (Fig. 9) con valori attorno a 1 mg/l e un aumento verso il fondo del canale forse da mettere in relazione

con locali fenomeni di risospensione o con eventuali apporti veicolati dal nucleo delle acque intermedie.

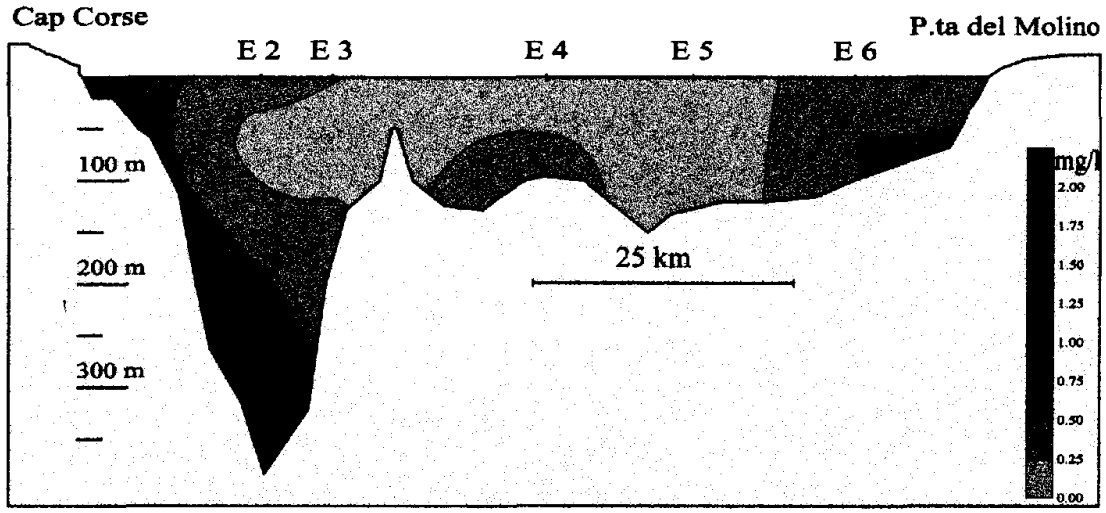


Fig. 10 – Distribuzione della frazione organica del particolato sospeso nel luglio 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

Rimangono evidenti, seppure molto attenuate, le due direttrici di apporto dai margini del bacino già evidenti nella situazione primaverile.

La distribuzione della frazione organica (Fig. 10) conferma sostanzialmente il totale mentre la fase minerale mostra (Fig. 11), seppure con valori molto più bassi, una zona di concento-azioni maggiori nella parte centrale del transetto.

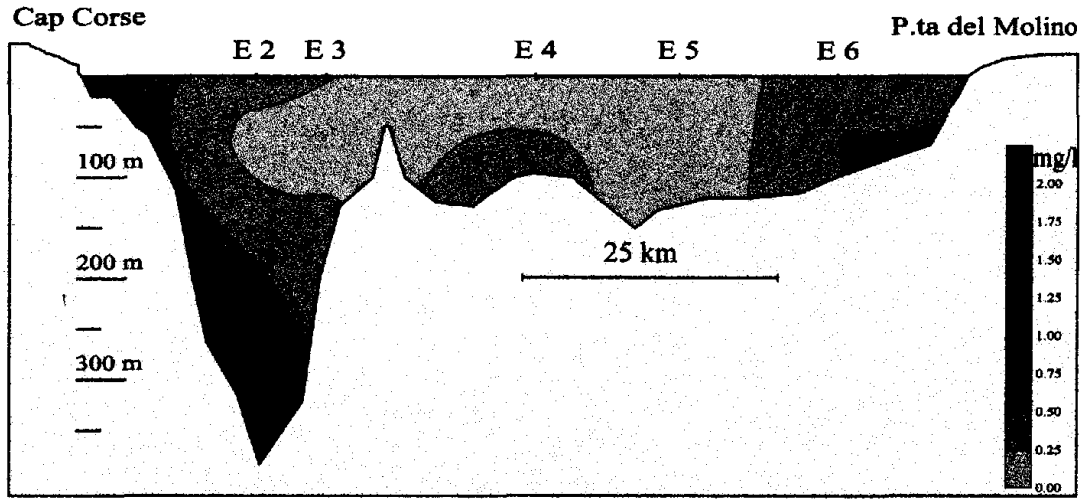


Fig. 10 – Distribuzione della frazione organica del particolato sospeso nel luglio 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

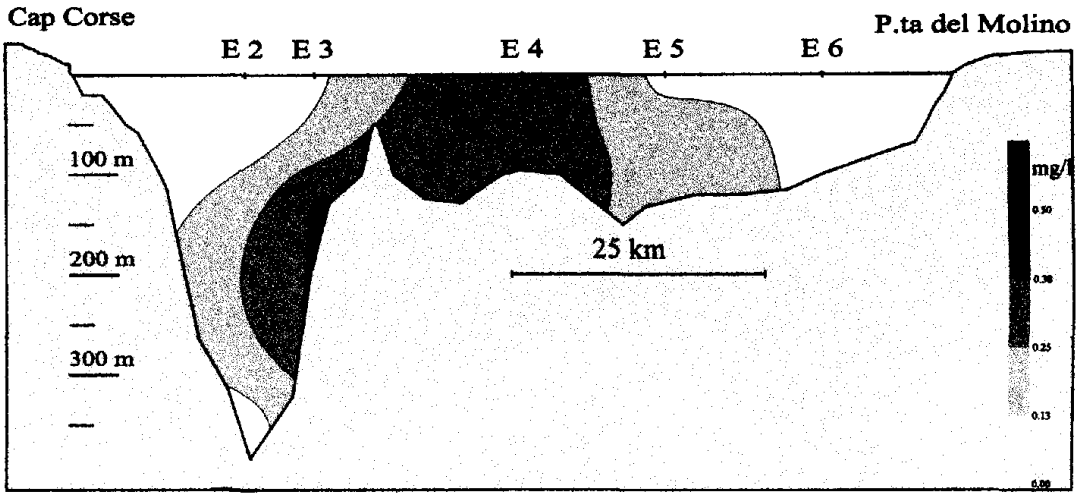


Fig. 11 – Distribuzione della frazione minerale del particolato sospeso nel luglio 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

4.3. Situazione invernale - Campagna Odas 7 (dicembre 1994)

Analogamente alla situazione estiva, le distribuzioni di temperatura e salinità (Fig. 12 e 13) suggeriscono una situazione piuttosto tranquilla e omogenea. Il termoclino è ovviamente più profondo rispetto alla crociera di luglio e si spinge fin quasi al fon do ad est di Capraia. Le stazioni E5 ed E6 denunciano la presenza di uno strato più dolce e notevolmente più freddo (circa 2° C) intorno agli 80 m di profondità. La distribuzione verticale di salinità in E6 sembra suggerire l'esistenza di una zona frontale. La mancanza di dati correntometrici non ci consente di fare alcuna ipotesi per la zona del Canale di Corsica; Astraldi *et al.,* (1990), riportano valori relativamente bassi del trasporto in questo periodo dell'anno.

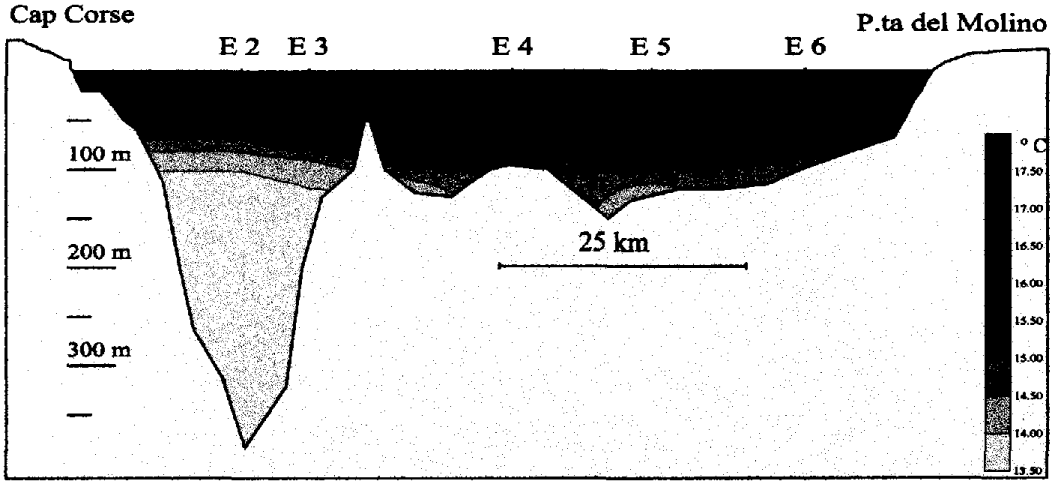


Fig. 12 – Distribuzione della temperatura nel dicembre 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

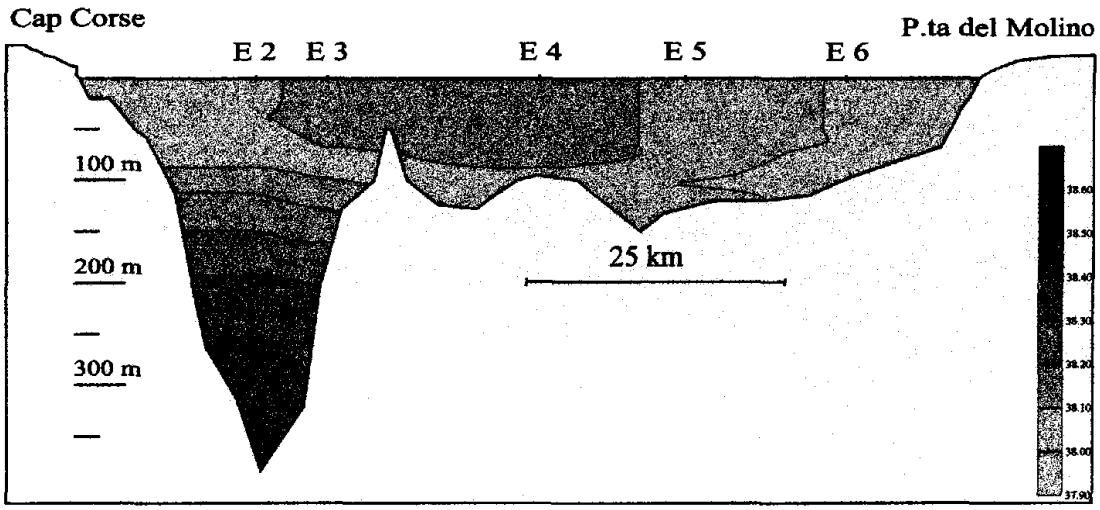


Fig. 13 – Distribuzione della salinità nel dicembre 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

Il materiale particellato sospeso totale (Fig. 14) è presente in abbondanti quantità con punte superiori ai 3 mg/l dal margine corso. Anche in questo caso però gli apporti provenienti dal margine corso vengono bloccati dalla zona ad alta dinamica del canale e non riescono quindi a raggiungere la piattaforma continentale italiana che, al contrario, appare alimentata dagli apporti legati al margine italiano con un solo nefeloide che si muove al fondo della colonna d'acqua.

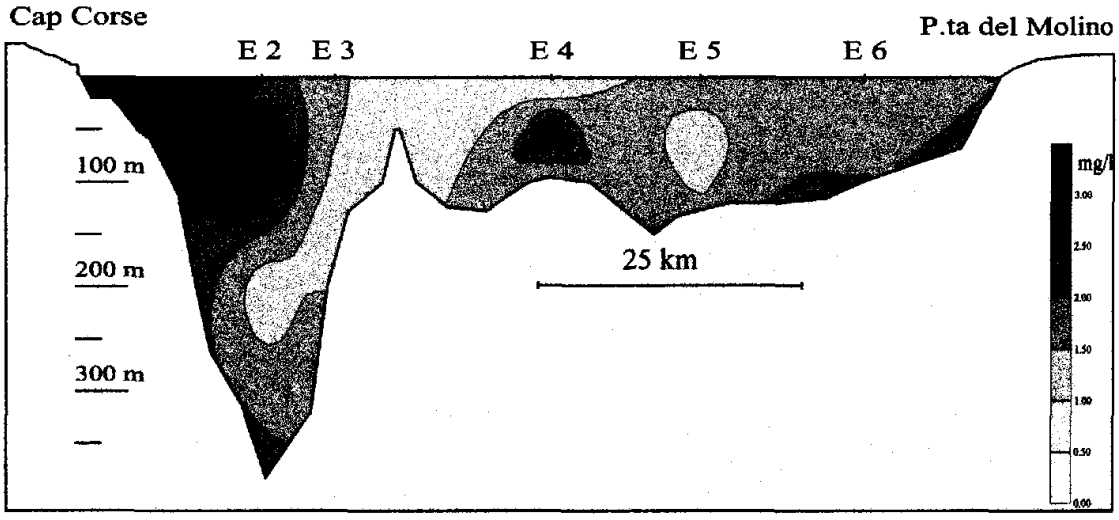


Fig. 14 – Distribuzione del totale del particolato sospeso nel dicembre 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

La frazione organica del particellato (Fig. 15) conferma sostanzialmente quanto evidenziato dall'analisi del dato del totale con valori in peso molto alti e comunque superiori ai 2.5 mg/l, mentre la fase minerale (Fig. 16) presenta quantità paragonabili alle altre situazioni stagionali con valori attorno ai 0.50 mg/l.

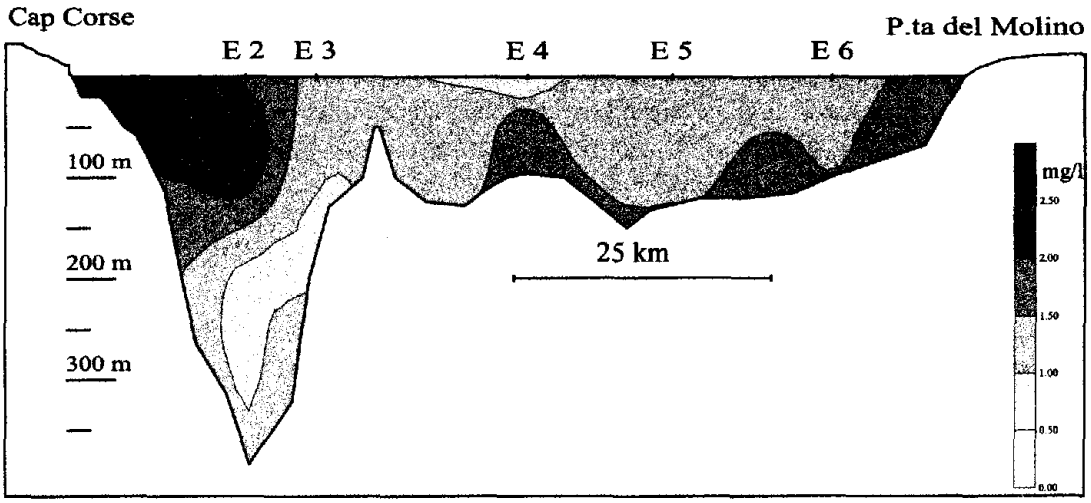


Fig. 15 – Distribuzione della frazione organica del particolato sospeso nel dicembre 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

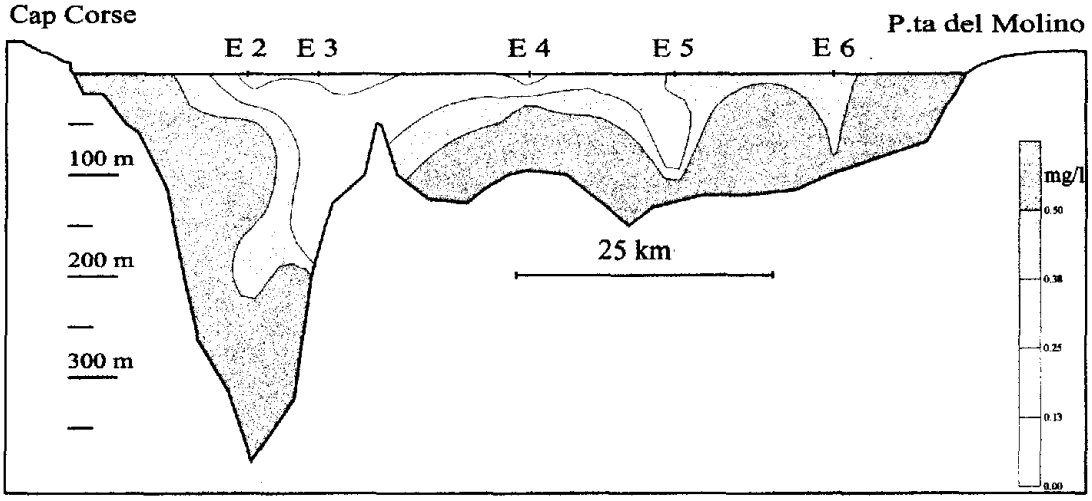


Fig. 16 – Distribuzione della fase minerale del particolato sospeso nel dicembre 1994 (scala verticale esagerata 100 volte)

4. CONCLUSIONI

Si è quindi evidenziato come la dinamica sedimentaria della sezione indagata sia dovuta a limitati apporti provenienti da entrambi i margini con quantità variabili nelle diverse situazioni stagionali indagate; anche se la fase minerale si presenta costante ed attorno ai 0.50 mg/l.

Si evidenzia altresì l'importanza sulla dinamica dei sedimenti sospesi del Canale di Corsica che blocca la totalità degli apporti provenienti dal margine corso impedendo gli di raggiungere l'antistante piattaforma italiana; questi ultimi sono probabilmente trasportati verso nord durante i mesi invernali e primaverili, nei quali la corrente è più intensa, ed entrano poi nella dinamica sedimentaria del bacino ligure provenzale.

I sedimenti legati alla piattaforma continentale orientale sono invece alimentati dagli apporti provenienti dal settore italiano con flussi che possono essere sia ad un solo nefeloide di fondo, sia a due nefeloidi, superficiale e di fondo. E' evidente altresì l'importanza, per la dinamica sedimentaria dell'area, degli apporti provenienti delle coste alte della vicina isola di Capraia.

BIBLIOGRAFIA

Astraldi M., Bacciola D., Borghini M., Dell'Amico F., Galli C., Gasparini G.P., Lazzoni E. & Neri P.l. 1993. Caratteristiche stagionali delle masse d'acqua nell'arcipelago toscano. *Arcipelago toscano, studio oceanografico, sedimentologico, geochimico e biologico,* 7-27.

Astraldi M., Borghini M., Galli C., Gasparini G.P. & Lazzoni E. 1995. La circolazione nel canale di Corsica durante l'estate. *Atti della società toscana di scienze,* vol. CII: 10-21.

Astraldi M.& Gasparini G.P. 1986. La circolazione costiera nel Mar Ligure orientale. *Boll. Mus. Ist. Biol. Univ. Genova,* 52 suppl.: 317-331.

Astraldi M. & Gasparini G.P., 1992. The seasonal Characteristics of the circulation in the north Mediterranen basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *J. Geophis. Res.,* 97: 9531-9540.

Astraldi M. & Gasparini G.P. 1994. The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrenian Sea. *The seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea, ed. P.E. La Violette, 46, Am. Geophys. Un.,* 115-134.

Astraldi M., Gasparini P.G., Manzella G.M.R & Hopkins T.S. 1990. Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea. *J. Geophys. Res.,* 95: 1515-1522.

Biscaye P.E. & Eittreim S.L. 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic ocean. *Marine Geology,* 23: 155-172.

Gardner W.D., Southard J.B. & Hollister C.D. 1985. Sedimentation, resuspension and chemistry of particles in the northwest Atlantic. *Marine Geology,* 65: 199-242.

Hopkins T.S. 1985. Physics of the Sea. In: Western Mediterranean. Margalef R. ed., Pergamon Press, Oxford: 100-125.

Ovchinikov I.M. 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology,* 6: 48-59.
Piccazzo M. & lucci S. 1983. Distribuzione e trasporto di materiale particolato sospeso nei canyons di Genova. Atti V Congresso AIOL (1980), Stresa: 675-690.
Polzin K.L., Speer K.G., Toole J.M. & Scruniti R.W. 1996. Intense mixing of Antarctic Bottoni water in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature,* 380: 54-57.
Polzin K.L., Toole J.M., Ledwell J.R. & Schmitt R.W. 1997. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science,* 276: 93-96.
Strickland J.D.H. & Parsons T.R. 1968. A practical handbook of seawater analysis. *Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada,* 167: 1-311.
Unesco 1991 Processing of oceanographic station data, Unesco.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996). Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 217 - 226.

DIVERSI APPROCCI METODOLOGICI NELLO STUDIO DELLE INTERAZIONI ACQUA-SEDIMENTO IN AMBIENTI COSTIERI

Gianmarco GIORDANI[1], Marco BARTOLI[1], Andrea BARBANTI[2], Pierluigi VIAROLI[1]

[1] Dipartimento di Scienze Ambientali, Università di Parma
[2] ISMES S.p.A., Seriale, Bergamo.

ABSTRACT

Sediment-water interactions in a coastal lagoon (Sacca di Goro, Po river delta, Italy) are analysed through different approaches: microelectrodes profiling either *in situ* or in intact cores, incubations of sediment cores and *in situ* deployment of benthic chambers.

Incubation techniques lead to artefacts that depend on the perturbation of light, temperature and regimes and sediment handling. Therefore, incubations are well suited only for mechanistic studies and/or for estimating potential fluxes.

In situ microprofiling gives a representation of the undisturbed sediment with either high spatial resolution and accuracy. Profile analysis with diffusive models seems a suitable approach in determining actual benthic fluxes.

1. INTRODUZIONE

Negli ambienti acquatici poco profondi le caratteristiche chimiche della colonna d'acqua sono controllate soprattutto dai processi biogeochimici che avvengono all'interfaccia acqua-sedimento (Wetzel, 1991; Golterman 1995). Nello strato interfacciale le condizioni ossido-riduttive sono regolate dalla disponibilità di ossigeno disciolto (Reddy & D'Angelo, 1994); la diffusione molecolare avviene però con estrema lentezza e la penetrazione dell'ossigeno è contrastata dall'attività respiratoria dei popolamenti microbici. Lungo il profilo verticale si ritrova pertanto uno strato ossigenato di pochi millimetri che ricopre uno strato anossico caratterizzato dalla presenza di molecole e ioni ossidati come nitrati e ferro ferrico. Questo strato ossidato ricopre il sedimento anossico e riducente nel quale predominano solfuri, sia liberi che metallici. Organismi fotosintetici attivi sulla superficie del sedimento aumentano lo spessore dello strato ossidato, mentre processi respiratori supportati da alte temperature e da elevate disponibilità di sostanza organica possono assottigliarlo sino ad esaurirlo. In questo caso, il

sedimento riducente è a diretto contatto con la massa d'acqua e si può verificare l'efflusso di ortofosfati, solfuri ed ammoniaca (Roden & Tuttle, 1992; Viaroli *et al.* 1996).

Lo studio dei sedimenti, ed in particolare dei processi che avvengono all'interfaccia acqua-sedimento, presenta difficoltà legate innanzitutto alle procedure di campionamento ed alla inevitabile manipolazione del materiale raccolto. La perturbazione del sedimento può alterare la stima dei flussi bentonici: la bibliografia è ricca di esempi in cui si dimostra l'estrema variabilità dei risultati in relazione alla tecnica adottata (Hallberg *et al.,* 1972; Miller-Way *et al.,* 1994).

In questo lavoro, sono analizzati i flussi di ossigeno, nutrienti e solfuri ottenuti da misure effettuate mediante microprofilazione di carote intatte di sedimento, microprofilazione *in situ,* incubazione in sistemi a flusso continuo in laboratorio e incubazione di camere bentiche *in situ.* La sperimentazione è stata condotta nella Sacca di Gora, una laguna distrofica situata nella parte meridionale del delta del Po.

2. MISURE EFFETTUATE IN LABORATORIO

2.1. Analisi di carote intatte di sedimento

II prelievo di carote di sedimento consente di lavorare in condizioni controllate di illuminazione, temperatura, salinità, ecc. La manipolazione del sedimento al momento del prelievo può modificare la struttura fisica del sedimento (compattazione, effetto parete). L'incubazione in condizioni stazionarie fornisce valori potenziali dei flussi che sono riferibili solo alle condizioni alle quali sono state effettuate le misure.

I flussi bentici di una molecola *x* possono essere calcolati utilizzando la formula:

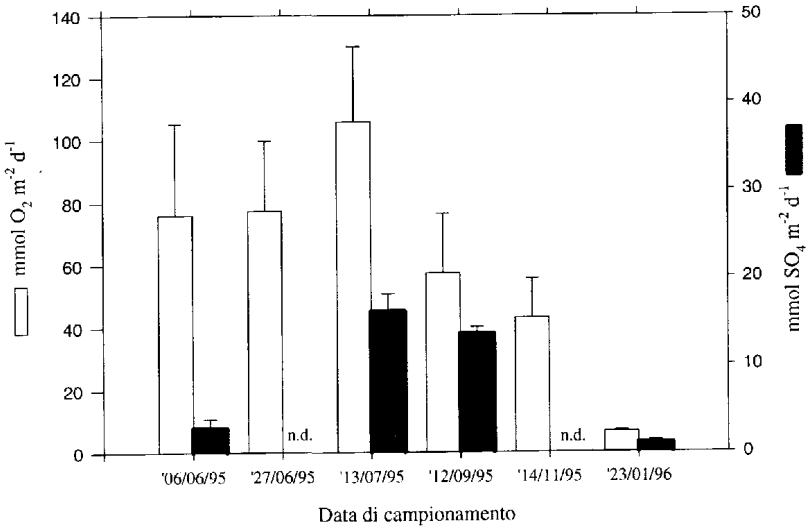
$$J_x = \frac{dC_{(x)}}{dt} \times h$$

dove J_x è il flusso di *x* attraverso l'interfaccia acqua-sedimento, $C_{(x)}$ è la concentrazione di x, t è il tempo d'incubazione ed *h* è l'altezza dell'acqua nella carota.

A titolo esemplificativo sono riportati i consumi di ossigeno del sedimento (SOD) misurati nel 1995 in una stazione nella Sacca di Goro (stazione G). I risultati sono indicati nella figura 1 e mostrano un classico andamento stagionale con un picco nel mese di luglio. In parallelo, sono state eseguite misure di solfato riduzione (SRR) utilizzando la tecnica del solfato marcato (Fossing & Jørgensen, 1989). La solfato riduzione segue un andamento stagionale simile a quella del consumo di ossigeno con un rapporto molare SOD:SRR = 7.2±3.5.

L'effetto del rimescolamento dell'acqua sulla misura del consumo di ossigeno è stato analizzato nel giugno 1995. Sono state raccolte 24 carote in 2 stazioni della Sacca di Goro (stazioni 4 e 17). Tutte le carote sono state mantenute al buio in un bagno termostatato alla temperatura di 19 °C. In dodici carote la misura del consumo di ossigeno è stata effettuata senza rimescolare l'acqua; nelle altre è stato utilizzato un sistema di agitazione costituito da una barretta magnetica (30x5 mm), appesa ad 1 cm dalla superficie del sedimento e fatta ruotare con una velocità di circa 60 rpm. Nelle carote non agitate sono stati misurati flussi di 32+24 mmol O_2 m^{-2} d^{-1} (stazione 4) e 54±43 mmol O_2 m^{-2} d^{-1} (stazione 17); nelle carote rimescolate, sono stati determinati

flussi di 57±27 mmol O_2 m^{-2} d^{-1} (stazione 4) e 123±63 mmol O_2 m^{-2} d^{-1} (stazione 17). I due trattamenti sono risultati significativamente diversi (test t, $p< 0.05$, n=12). Il rimescolamento della massa d'acqua sopra le carote influisce in modo significativo sulla misura dei flussi in quanto rinnova continuamente lo strato d'acqua a contatto con il sedimento dove le molecole migrano solo per diffusione (Jørgensen & Revsbech, 1985)



2.2. Modelli di diffusione

I flussi bentonici possono essere calcolati da un profilo di concentrazione applicando un modello basato sulle leggi della diffusione di Fick. Questo approccio considera il profilo come il risultato dell'azione combinata dei processi di produzione, consumo e diffusione. In condizioni stazionarie, la seconda legge di Fick per la diffusione in una sola dimensione diviene (Rasmussen & Jørgensen, 1992; Pringault *et al.,* 1996):

$$Pr_{(x)} - Cs_{(x)} = -\phi \times Ds \frac{d^2(C_{(x)})}{dz^2} \qquad (2)$$

dove $Pr_{(x)}$ e $Cs_{(x)}$ sono i tassi di produzione e di consumo di *x,* ϕ è la porosità del sedimento, *Ds* è il coefficiente di diffusionedi *x* nel sedimento e *C(x)* è la concentrazione di *x* alla profondità *z.*

Ds è funzione del coefficiente di diffusione nell'acqua (*Do*):

$$Ds = \frac{Do}{\theta^2} \qquad (3)$$

dove θ^2 è un fattore di correzione per la tortuosità del sedimento che vale circa 1.5 per un largo spettro di sedimenti (Ullman & Aller, 1982).

L'applicazione del modello diffusivo è stata sperimentata utilizzando 3 camere a flusso continuo di plexiglass (25x25x16 cm) con chiusura ermetica, riempite con 5 litri di sedimento setacciato ed omogeneizzato. Nello spazio sopra il sedimento è stato fatta fluire acqua salata artificiale al 50% di saturazione di ossigeno, al flusso costante di 8 cm^3 min^{-1}. L'acqua sopra il sedimento è stata mantenuta in leggera agitazione da pale azionate da un motore elettrico esterno. Le camere sono state mantenute al buio per 15 giorni alla temperatura di 16°C. Quindi sono stati misurati due profili di concentrazione dell'ossigeno disciolto per ogni camera utilizzando un microelettrodo tipo Clark costruito al Dipartimento di Ecologia Microbica dell'Università di Aarhus (DK) (Revsbech, 1989). L'elettrodo utilizzato ha una punta sensibile di dimensioni inferiori a 10 µm ed è stato spinto nel sedimento ad intervalli di 50 µm con un micromanipolatore. La misura del profilo è stata eseguita in condizioni di scarsa illuminazione per inibire eventuali processi fotosintetici. I profili di concentrazione dell'ossigeno sono riportati in figura 2. In parallelo, sono state eseguite misure di consumo dell'ossigeno per differenza tra le concentrazioni in ingresso ed in uscita dalla camera. Il consumo è stato calcolato considerando il tempo medio di residenza dell'acqua nella camera e l'area dell'interfaccia acqua-sedimento.

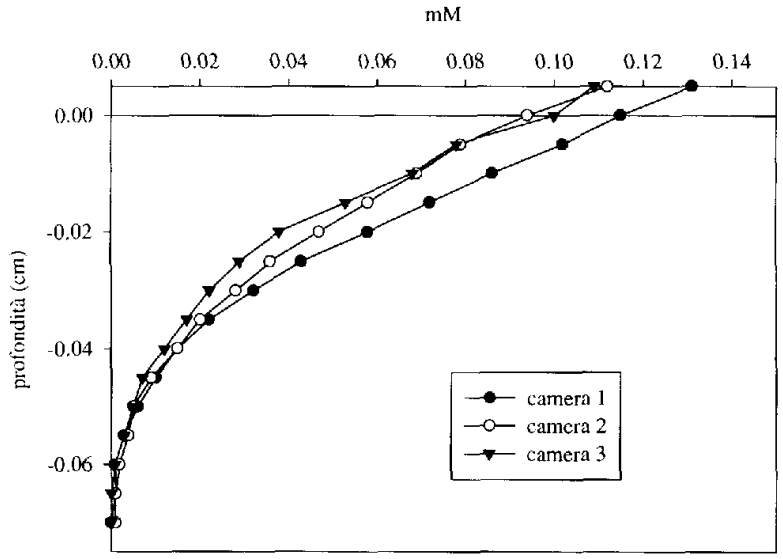


Fig. 2 - Profili di concentrazione dell'ossigeno disciolto misurate con microelettrodi in camere a flusso continuo contenenti sedimento setacciato ed omogeneizzato.

La ripetibilità dei profili indica che il periodo trascorso tra la preparazione delle camere e la misura dei profili permette l'instaurarsi di condizioni stazionarie. In queste condizioni sono trascurabili le alterazioni dovute all'eterogeneità del sedimento o alla bioturbazione. I flussi possono essere stimati con l'equazione (2) semplificata in:

$$Cs = \phi \times Ds \frac{d^2(C)}{dz^2}$$

II profilo nel sedimento può essere rappresentato da un ramo di parabola di equazione $C=az^2+bz+c$ (Pringault *et al,* 1996), per cui si ottiene: $d^2(C)/dz^2 = 2a$. In altre parole, il consumo di ossigeno Cs è ottenibile dalla equazione:

$$Cs = 2a \times Ds \times \phi \times z_{max}$$

dove a è il coefficiente della parabola che meglio si adatta alla curvatura del profilo e z_{max}è la profondità di penetrazione dell'ossigeno nel sedimento.

La porosità del sedimento nelle camere misurata nei 3 mm più superficiali è di 0.83, 0.79 e 0.82 rispettivamente per le camere 1, 2 e 3. *Ds* è stato considerato pari a $1.2x10^{-5}$ cm^2 s^{-1}, utilizzando il valore di *Do* riportato da Broecker & Peng (1974) corretto per la tortuosità. La profondità di massima penetrazione dell'ossigeno (z_{max}) e l'equazione della parabola che si ottiene dal profilo di ossigeno utilizzando il metodo dei minimi quadrati, sono indicate in tabella 1. Applicando l'equazione (5) sono stati calcolati i consumi di ossigeno del sedimento e sono stati confrontati con quelli misurati analizzando le variazioni di concentrazione dell'ossigeno nella massa d'acqua (*Cm*). I risultati ottenuti con i due metodi sono confrontabili e confermano l'applicabilità di questi modelli nell'analisi dei flussi acqua sedimento.

Tab. 1 - Modello di diffusione. Sono indicati per ogni camera, l'equazione della parabola che meglio si adatta al profilo di concentrazione dell'ossigeno, i consumi di ossigeno calcolali secondo il modello *(Cs)* e quelli misurati attraverso l'analisi dell'acqua che fluisce nelle camere (*Cm*).

Camera	Equazione	r^2	z_{max} cm	*Cs* mmol m^{-2} d^{-1}	*Cm* mmol m^{-2} d^{-1}
1	$C=28.97\ z^2+3.70\ z+0.12$	0.9981	0.070	34.90	27.20
2	$C=21.88\ z^2+2.86\ z+0.09$	0.9991	0.075	26.88	27.70
3	$C=27.26\ z^2+3.23\ z+0.10$	0.9940	0.065	30.13	27.40

Questi modelli possono essere utilizzati per misurare i flussi bentici di un ampia gamma di ioni e molecole, tranne che per quelli che interagiscono con le particelle di sedimento come fosfati ed ammonio (Marshall, 1990). In genere, l'applicazione del modello diffusivo richiede la misura del gradiente di concentrazione in strati di sedimento che hanno uno spessore di pochi millimetri. La scansione del profilo deve pertanto essere eseguita con tecniche ad alta risoluzione. Nel caso di molecole che presentano deboli gradienti di concentrazione, come solfati e cloruri, possono essere utilizzati profili di concentrazione ricavati dall'analisi dell'acqua interstiziale ottenuta dal sedimento con le tecniche di spremitura, centrifugazione, estrazione, suzione, ecc.

Molecole e ioni che invece presentano un elevata reattività e gradienti di concentrazione molto accentuati (NO_3^-, O_2, S_2^-) possono essere analizzati solo con tecniche elettrochimiche non distruttive che consentono di analizzare carote intatte con un elevata risoluzione spaziale. In particolare, nell'ultimo decennio si è avuto un crescente sviluppo di microsensori in grado di analizzare un numero sempre più elevato di molecole e ioni (N_2O, NO_3^-, CH_4, CO_2, H_2S, Fe^{2+}, Mn^{2+}) che caratterizzano la reattività del sedimento superficiale (Nielsen *et al.,* 1990; Brendel & Luther, 1995; De Wit, 1995).

3. MISURE EFFETTUATE *IN SJTU*

3.1. Camere bentiche

L'utilizzo di camere bentiche posizionate direttamente nel sedimento consente di lavorare in condizioni naturali di luce e temperatura. I flussi sono determinati analizzando le variazioni della concentrazione della specie chimica d'interesse nell'acqua all'interno della camera bentiche. Il confinamento della massa d'acqua nella camera modifica in modo significativo le condizioni idrodinamiche e può avere effetti sulle fluttuazioni della salinità che dipendono dalle correnti di marea. Questo si riflette sulla misura dei flussi, poiché diverse velocità di rimescolamento dell'acqua all'interno della camera possono far variare i flussi anche di 3-4 volte (Buchholtz-ten Brink *et al.,* 1989).

Sono qui discussi i risultati di una serie di incubazioni realizzate nel luglio 1994 in due stazioni della Sacca di Gora (stazioni G e 7). Flussi di nutrienti, ossigeno e solfuri sono stati misurati utilizzando delle camere bentiche chiare e scure aventi un volume utile di circa 14 litri ed una sezione di 700 cm^2. Le caratteristiche tecniche e i metodi analitici utilizzati sono descritti in Viaroli *et al.* (1996). Le camere bentiche sono state posizionate e chiuse ermeticamente nelle ore centrali della giornata in condizioni di buona ossigenazione ed incubate per 2 giorni. Le camere bentiche non sono state fornite di un sistema di agitazione e circa ogni 6 ore è stato prelevato un campione integrato attraverso una serie di fori, utilizzando una siringa. Le variazioni di volume indotte dal prelievo d'acqua sono state compensate dall'espansione di una camera elastica. I flussi sono stati stimati dalle variazioni di concentrazioni misurate in poche ore d'incubazione, all'inizio e alla fine dell'esperimento. Siccome il volume d'acqua prelevato è trascu rabile rispetto al volume della camera, i flussi di ossigeno, nitrati, fosforo e solfuri sono stati calcolati attraverso l'equazione (1) (Tab. 2).

Nelle camere bentiche scure della stazione G, gli elevati consumi di ossigeno hanno portato a condizioni di anossia che hanno favorito il rilascio di elevate quantità di fosforo. In quelle chiare, l'attività fotosintetica della ricca comunità di microalghe bentiche che colonizza il sedimento (Bartoli *et al.,* 1996) ha mantenuto condizioni ossiche sino alla fine dell'incubazione. Nella stazione 7 le camere bentiche sono state posizionate su sedimento nudo che in precedenza era stato ricoperto per più giorni da un denso tappeto di *Ulva.* La presenza di questa microalga ha impedito la crescita di microalghe bentiche. In questo caso il consumo di ossigeno sembra dipendere soprattutto dalla sua elevata concentrazione iniziale. I flussi bentici di nitrati presentano una marcata eterogeneità. Il consumo iniziale di nitrati osservato solo nella stazione 7 è da

mettere in relazione con l'elevata concentrazione iniziale di questo ione (5.7µM) rispetto a quella misurata nella stazione G (< 0.1 µM).

Durante l'esperimento sono stati prelevati anche campioni d'acqua all'esterno delle camere bentiche. Le variabili considerate mostrano fluttuazioni spesso più ampie di quelle osservate all'interno delle camere bentiche. Nell'acqua della stazione G sono state misurate variazioni di salinità da 5 a 24, di pH da 7.83 a 8.26, di ossigeno da 118 a 396 µM e di nitrati da 0.0 a 19.8 µM. Nella stazione 7 è stata misurata una concentrazione massima di ossigeno di 397 µM. Verso la fine dell'esperimento, in questa stazione, si sono verificati episodi distrofici con acque bianche, in cui sono stati misurati potenziali redox di -330 mV (contro calomelano saturo) e completa anossia. La concentrazione massima di nitrati all'esterno delle camere è stata misurata all'inizio dell'esperimento (5.7 µM); successivamente la concentrazione di questi ioni è diminuita sino a 0.4 µM.

I flussi bentonici sono dunque influenzati dalle concentrazioni delle molecole d'interesse nella massa d'acqua e dalle condizioni fisiche, chimiche e dalle reazioni di ossido-riduzione che avvengono nello strato interfacciale. Le condizioni che si hanno all'interno delle camere bentiche si discostano in modo significativo da quelle che si osservano nella massa d'acqua libera, per cui con questa tecnica si possono misurare solo flussi potenziali.

Tab. 2 - Flussi bentonici di ossigeno (O_2), fosforo reattivo (SRP), solfuri disciolti (DS) e nitrati (NO_3) misurati all'inizio (pedice i) e alla fine (pedice f) dell'incubazione con camere bentiche (unità di misura: mmol m^{-2} d^{-1}). Nella stazione G sono state utilizzate 2 coppie di camere bentiche.

Camera	$O_{2\,i}$	$O_{2\,f}$	SRP_i	SRP_f	DS_i	DS_f	$NO_{3\,i}$	$NO_{3\,f}$
G scura1	-65.9	0.0	0.00	3.74	0.00	0.00	0.00	0.02
G scura 2	-70.2	0.0	0.03	7.30	0.00	0.00	0.60	0.29
G chiara 1	-46.8	-38.6	0.03	-0.02	0.00	0.00	0.45	0.83
G chiara 2	-55.6	-27.9	-0.09	0.00	0.00	0.00	0.17	0.02
7 scura	-80.1	-48.7	0.00	0.00	0.00	0.00	-9.20	0.00
7 chiara	-84.0	-31.6	0.00	0.00	0.00	0.00	-4.28	0.00

3.2. Microprofilazione *in situ*

A differenza della microprofilazione in carote che risente dei limiti dipendenti dalle condizioni controllate in cui si opera, la microprofilazione *in situ* consente di operare nelle condizioni naturali di luce, temperatura e salinità dell'acqua di fondo. Questa tecnica è basata sugli stessi principi precedentemente illustrati per la microprofilazione di carote intatte e presenta il vantaggio di operare nel sistema aperto in condizioni idrodinamiche non perturbate.

Nel 1995 sono state eseguite microprofilazioni *in situ* utilizzando il microprofilatore automatico denominato SWTMP (Sediment Water Interface Micro-Profiler, ISMES S.p.A., Seriale BG) per l'analisi dei processi all'interfaccia acqua-sedimento. In

SWIMP, gli elettrodi sono alloggiati su una testa mobile dotata di un sistema di micromanipolazione che consente la loro infissione nel sedimento con una risoluzione di 0.05 mm. Ulteriori dati tecnici sono riportati da Bartoli *et al.,* 1996.

Nella campagna sperimentale condotta nel 1995, SWIMP è stato corredato con minielettrodi (diametro esterno 500 µm) per la misura di ossigeno disciolto, pH, solfuri disciolti, resistività e potenziale redox. A titolo esemplificativo due profili di concentrazione dell'ossigeno disciolto misurati nella stazione 4 sono riportati in figura 3.

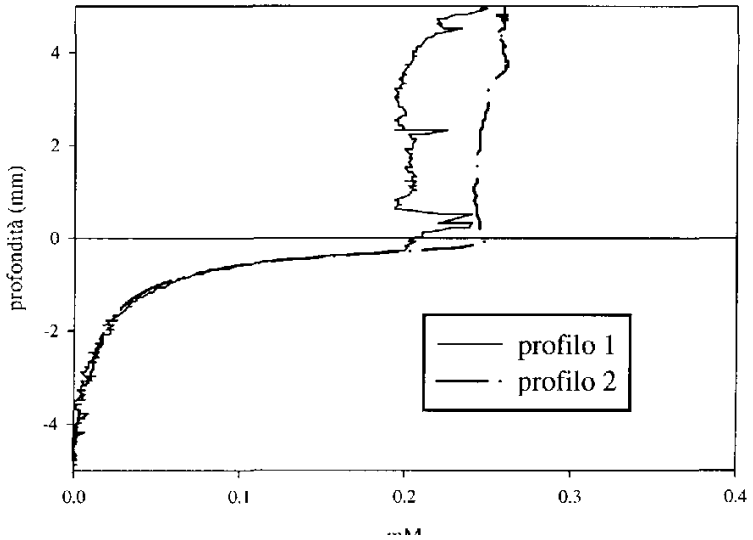


Fig. 3 - Profili di concentrazione dell'ossigeno disciolto misurati con microprofilazione *in situ* nella stazione 4 della Sacca di Goro nel settembre 1995.

L'applicazione del modello di diffusione descritto in precedenza è possibile solo dividendo il profilo in due parti: una relativa allo spessore di sedimento 0-1 mm e l'altra relativa a quello 1-4 mm. Sono stati misurati consumi di 59.0 e 41.6 mmol m^{-2} d^{-1}. Circa il 90% dell'ossigeno viene consumato nel primo millimetro di sedimento, mentre negli strati sottostanti i consumi sono più contenuti (Tab. 3).

Tab. 3 - Modello di diffusione. Sono indicati per ogni strato, l'equazione della parabola che si adatta al profilo di concentrazione dell'ossigeno e i consumi di ossigeno calcolati secondo il modello (Cs) e integrati lungo la colonna (Cs totale).

Profilo	Strato mm	Equazione	r^2	z_{max} cm	*Cs* mmol m^{-2} d^{-1}	*Cs* totale mmol m^{-2} d^{-1}
1	0-1	$C=27.53\ z^2+5.41\ z+0.33$	0.9912	0.1	54.9	59.0
	1-4	$C=0.69\ z^2+0.46\ z+0.09$	0.9633	0.3	4.1	
2	0-1	$C=20.04\ z^2+4.55\ z+0.30$	0.9884	0.1	38.0	41.6
	1-4	$C=0.60\ z^2+0.43\ z+0.08$	0.9710	0.3	3.6	

4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le tecniche che sono convenzionalmente impiegate per la misura dei flussi bentici portano a risultati spesso contrastanti, soprattutto in conseguenza alla perturbazioni che vengono indotte dalla manipolazione del sedimento e dall'alterazione delle condizioni ambientali che si hanno nelle fasi d'incubazione. L'utilizzo della microprofilazione *in situ* consente di analizzare con elevata risoluzione spaziale l'interfaccia acqua-sedi mento in condizioni indisturbate. Le potenzialità di questa tecnica sono notevolmente accresciute dalla disponibilità di una sempre più ampia gamma di sensori adattati ^l'uti-lizzo nel sedimento (sensori e biosensori per N_2O, NO_3^-, CH_4, CO_2, H_2S, Fe^{2+} , Mn).

I limiti nell'applicazione di questa tecnica derivano soprattutto dall'adattabilità dei modelli diffusivi a condizioni di equilibrio non stazionario. Le misure di flusso possono inoltre risentire della rugosità del sedimento e dalla presenza d'infauna che aumenta lo sviluppo della superficie interfacciale.

BIBLIOGRAFIA

Bartoli M., Barbanti A., Castaldelli G., Giordani G. & Viaroli P. 1996. Analisi di processi all'interfaccia acqua-sedimento con tecniche di microprofilazione. *S.It.E. Atti,* 17: 539-542.

Brendel P.J. & Luther G.W. 1995. Development of a gold amalgam voltammetric microelectrode for the determination of dissolved Fe, Mn, O_2, S^{2-} in porewater of marine and freshwater sediment. *Environ. Sci. Technol.,* 29: 751-761.

Broecker W.S. & Peng T.H. 1974. Gas exchange rates between air and sea. *Tellus,* 26, 552-556.

Buchholtz-ten Brink M.R., Gust G. & Chavis D. 1989. Calibration and performance of a stirred benthic chamber. *Deep-Sea Research* 36: 1083-1101.

De Wit R 1995. Measurements of sedimentary gradients of porewater species, by use of microelectrodes. Calculations of microbial metabolic processes in the sediment. *Oceanic,* 21(1): 287-297.

Fossing H. & J0rgensen B.B. 1989. Measurement of bacterial sulphate reduction m sediment: evaluation of a single-step chromium reduction method. *Biogeochemistry,* 8: 205-222.

Golterman H.L. 1995. The labyrint of nutrient cycles and buffers m wetlands: results based on research in the Camargue (Southern France). *Hydrobiologia,* 315 (1): 39-58.

Hallberg R.O., Bagander L.E., Engrall A.G. & Schippel F.A. 1972. Method for studying geochemistry of the sediment-water interface. *Ambio,* 1:71-72.

Jørgensen B.B. & Revsbech N.P. 1985. Diffusive boundary layers and the oxygen utake of sediment and detritus. *Limnology and Oceanography,* 30: 111-122.

Marshall K.C. 1990. Diffusion. The crucial process in many aspects of the biology of bacteria. *Advances in Microbial Ecology,* 11: 37-70.

Miller-Way M., Boland G.S., Rowe G.T. & Twilley R.R. 1994. Sediment oxygen consumption and benthic nutrient fluxes on the Louisiana Continental shelf: a methodological comparison. *Estuaries,* 174: 809-815.

Nielsen L.P., Christensen P.B., Revsbech N.P. & Sørensen J. 1990. Denitrification and oxygen respiration in biofilms studied with a microsensor for nitrous oxide and oxygen. *Microbial Ecology,* 19: 63-72.

Pringault O., De Wit R. & Caumette P. 1996. A benthic gradient chamber for culturing phototrophic sulphur bacteria on reconstituted sediments. *FEMS Microbiology Ecology,* 20 :237-250.

Rasmussen H. & J0rgensen B.B. 1992. Microelectrode studies of seasonal oxygen uptake in coastal sediment: role of molecular diffusion. *Marine Ecology Progress Series,* 81:289-303.

Reddy K.R. & D'Angelo E.M. 1994. Soil processes regulating water quality in wetlands. In: Global Wetlands: Old World and New (Mitsch. W.J. ed.): 309-324.

Revsbech N.P. 1989. An oxygen microsensor with a guard cathode. *Limnology and Oceanography,* 34(2): 474-478.

Roden E.E. & Tuttle J.H. 1992. Sulfide release from estuarine sediments underlying anoxic bottom water. *Limnology and Oceanography,* 37(4): 725-738.

Ullman W.J. & Aller R.C. 1982. Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. *Limnology and Oceanography,* 27: 552-556

Viaroli P., Bartoli M., Bondavalli C., Christian R.R., Giordani G. & Naldi M. 1996. Macrophytes communities and their impact on benthic fluxes of oxygen, sulphide and nutrients in shallow eutrophic environments. In: Coastal Lagoon Eutrophication and ANaerobic Processes (C.L.E.AN.) (Caumette P., Castel J. & Herbert R. eds), *Hydrobiologia,* 329: 93-103

Wetzel R.G. 1991. Land-water interfaces: metabolic and limnological regulators. *Verh. Internat. Verein. Limnol., 24:* 6-24.

Atti del 12° Congresso dell'Associazione Italiana di Oceanologia a *Limnologia (Isola di Vulcano, 18-21 Settembre 1996).* Vol II - Genova: A.I.O.L., 1998
Piccazzo M. (ed.): 227 - 237.

DISTRIBUZIONE E CARATTERIZZAZIONE BIOCHIMICA DELLA SOSTANZA ORGANICA PARTICELLATA NELLE ACQUE DEL TIRRENO SUD ORIENTALE

Paolo POVERO[1], Cristina MISIC[1], Alessandra ACCORNERO[2], Mauro FABIANO[1]

[1]Istituto di Scienze Ambientali Marine, Università di Genova
[2]Istituto di Meteorologia e Oceanografia, IUN, Napoli

ABSTRACT

In the framework of the EOCUMM94 research programme, during summer 1994 an oceanographic cruise was carried out in the south-western Tyrrhenian Sea (Eolian Cefalù and Gioia Basins) to study the distribution and the biochemical characterization of particulate organic matter (POM). In the surface layers, the particulate organic matter values were quite low within the Eolian Basin (mean integrated value 50 µgCH) while higher values were observed in the Capo Orlando-Filicudi area and in the coastal part of the Gioia Basin (mean integrated values 65-90 µgCH). In deep layer of the three basins low concentrations, typical of oligotrophic Oceanic areas, were found (< 30 mgCH and 4 $mgNl^{-1}$)- In the surface layers of the open sea stations the particulate organic matter concentrations and distributions appeared correleted to the thermohaline properties of the waters, while in the coastal stations of Gioia basin they appeared mostly controlled by phytoplanktonic production where a floristic predominant of diatoms observed. During the period analyzed, the observed poverty of POM, prevalently of detritic origin, played an important role in the trophic web of the System.

1. INTRODUZIONE

La sostanza organica particellata (POM), nell'ambito degli ecosistemi acquatici, costituisce un'importante tappa nei processi di produzione, trasformazione, consumo del materiale organico (Parsons *et al.,* 1984; Smetacek, 1984; Fabiano *et al.,* 1993).

Se questo è vero in termini generali, la sostanza organica particellata diventa un comparto di studio particolarmente significativo in aree oligotrofiche nelle quali si osservano basse concentrazioni di POM e dove è particolarmente importante il ruolo della componente detritica e delle componenti eterotrofe ad essa legata (Fabiano *et al.,* 1984; Smetacek, 1984; Velimirov, 1991; Fabiano & Povero, 1992). Un'area tipicamente oligotrofica, poco studiata dal punto di vista chimico e biologico è il Tirreno-sud orien-

tale (Magazzù *et al.,* 1975; De Domenico, 1979; Carrada *et al.,* 1990; Povero *et al.,* 1990; Innamorati *et al.,* 1996).

Il presente lavoro, che tratta una parte delle informazioni raccolte nell'ambito del programma di ricerca del EOCUMM94, si pone come obiettivo l'analisi della distribuzione e della caratterizzazione biochimica della sostanza organica particellata del Tirreno-sud orientale in relazione alle caratteristiche fisiche delle acque con lo scopo di contribuire ad arricchire le conoscenze circa il trofismo dei bacini delle Eolie di Gioa e Cefalù.

2. MATERIALI E METODI

2.1. Campionamento

II campionamento è stato effettuato, a bordo della N/O Magnaghi, dall'8 all'11 luglio 1994, su un totale di 16 stazioni distribuite lungo tre diversi transetti composti come segue:

transetto A (da Capo d'Orlando a Filicudi) composto dalle stazioni 6, 7, 8, 9, 10;
transetto B (Bacino delle Eolie) composto dalle stazioni 15, 16, 18, 19;
transetto C (Bacino) composto dalle stazioni 26, 27, 33, 28, 30. (Fig. 1).

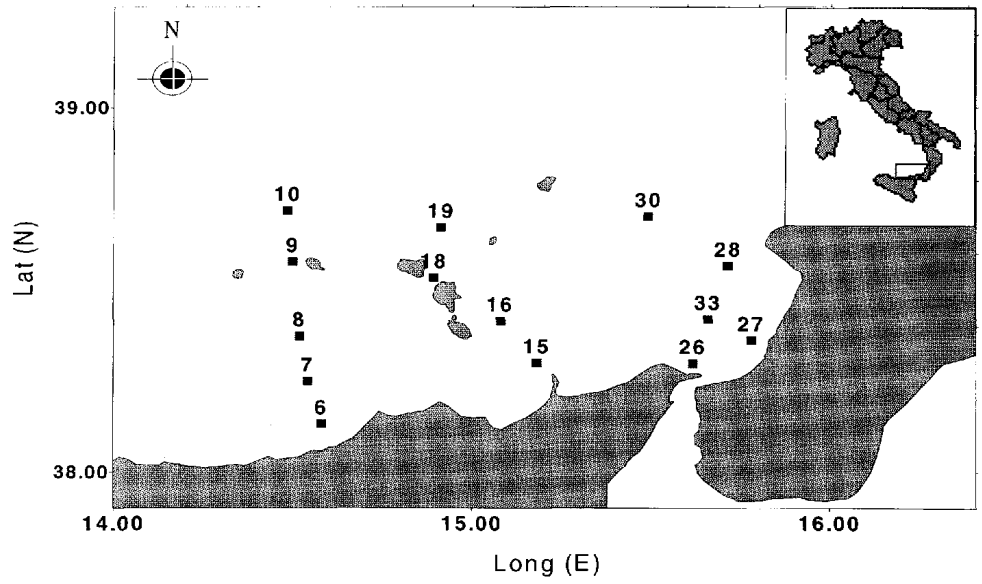


Fig. 1 - Aree di campionamento e localizzazione delle stazioni di prelievo.

Per il prelievo dei campioni, sono state utilizzate bottiglie Niskin da 12 litri su una rosette "General Oceanic" ed, in alcuni casi assicurate direttamente sul cavo idrografico. Le quote di campionamento sono state prevalentemente: 0, 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 600, 800 e 1000 m.

I campioni d'acqua destinati alle analisi per il particellato sono stati prefiltrati su retini di nylon di 200 µm di maglia e quindi filtrati su membrane Whatman GF/F, precedentemente calcinate in muffola (450° per 4 h). I filtri sono stati quindi conservati a -20°C fino al momento dell'analisi.

2.2. Analisi

Per la determinazione delle concentrazioni di carbonio ed azoto organici particellati (POC e PON), prima dell'analisi i filtri sono stati esposti a fumi di acido cloridrico per eliminare la frazione inorganica del carbonio (Hedges & Stern, 1984) e quindi sono stati analizzati con un CHNS-O Elemental Analyzer EA 1108 Carlo Erba. Come standard è stato utilizzato cicloesanone-2,4-dinitrofenilidrazone.

3. RISULTATI E DISCUSSIONE

3.1. Tansetto A. Capo d'Orlando - Filicudi

La distribuzione verticale del materiale organico particellato in quest'area (Fig. 2) mostra valori superficiali di POC (0-50 m) compresi tra 52.0 e 102.1 $\mu.gl^{-1}$ C (in media 67.2 μ-gl^{-1} C) e di PON pari a 6.1-12.3 μgl^{-1} N (in media 8.8 μgl^{-1} N). I valori massimi sono stati riscontrati in prossimità del termoclino, situato a circa 50 m di profondità (Tucci & Budillon, 1995). L'accumulo di sostanza organica particellata nei primi 50 m di profondità è spiegabile con l'azione di ostacolo alla sedimentazione esercitata dal termoclino (Bhosle *et al,* 1989). Al di sotto dei 50 m le concentrazioni si riducono notevolmente, sino a valori di circa 30.0 μ,gl^{-1} C e 4.0 μgl^{-1} N in accordo a quanto riscontrato in profondità in diverse aree del Mediterraneo (Fabiano *et al.,* 1988a e 1988b; Rabitti *et al,* 1994; Povero *et al,* 1998).

Le biomasse fitoplanctoniche presentano nei primi 100 m un valore basso valore medio di clorofilla-a (0.07 (μgl^{-1}, Carrada & Mangoni, 1995) nell'ambito di una co munità fitoplanctonica dominata da dinoflagellati e coccolitoforidi (Innamorati *et al.,* 1996). L'alto rapporto POC/clorofilla-a (>500) osservato evidenzia un modesto apporto della componente autotrofa al materiale particellato.

Il rapporto POC/clorofilla-a scende a meno di 240 in corrispondenza del DCM *(deep clorophyll maximum),* situato al di sotto del termoclino (Innamorati *et al.,* 1996) a circa 100 metri di profondità. Il massimo di POC non è in genere accoppiato al DCM come di norma osservato in diverse zone di mare aperto (Nakajima, 1973; Ichikawa, 1982; Estrada *et al.,* 1993; Rabitti *et al.,* 1994; Yilmaz *et al.,* 1994).

La distribuzione verticale della componente carbonacea, frazione refrattaria della POM, è espressa dal valore dell'intercetta della regressione PON vs POC (Copin-Montegut & Copin-Montegut 1983; Abdel-Moati, 1990; Fabiano & Povero, 1992).

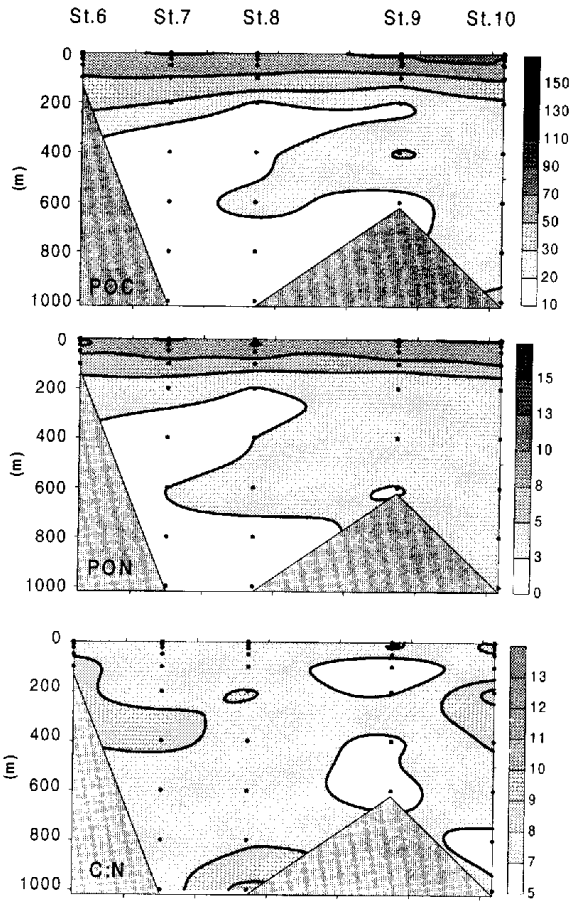


Fig. 2 - Distribuzione verticale di POC (μgCl^{-1}), PON (μgNl^{-1}) e rapporto C:N nell'area A.

L'analisi dei dati mostra la prevalente natura detritica del materiale particellato, oltre il 50%, nello strato superficiale sino al livello del massimo di POC (Fig. 3-A).

Il valore dell'intercetta tende a diminuire in corrispondenza del DCM, presumibilmente in relazione all'aumento di organismi fitoplanctonici di piccole dimensioni come osservato da Innamorati *et al.,* (1996) e confortato dall'elevato rapporto (7.4) clorofilla-a/feopigmenti (Carrada & Mangoni, 1995). L'analisi dell'andamento verticale del rapporto C:N (Fig. 2) evidenzia nelle acque profonde delle stazioni del largo un aumento della frazione azotata, fenomeno che, secondo diversi autori, può essere attribuito alla componente eterotrofica di natura batterica (Carrey & Mayer, 1990; Fabiano *et al.,* 1995).

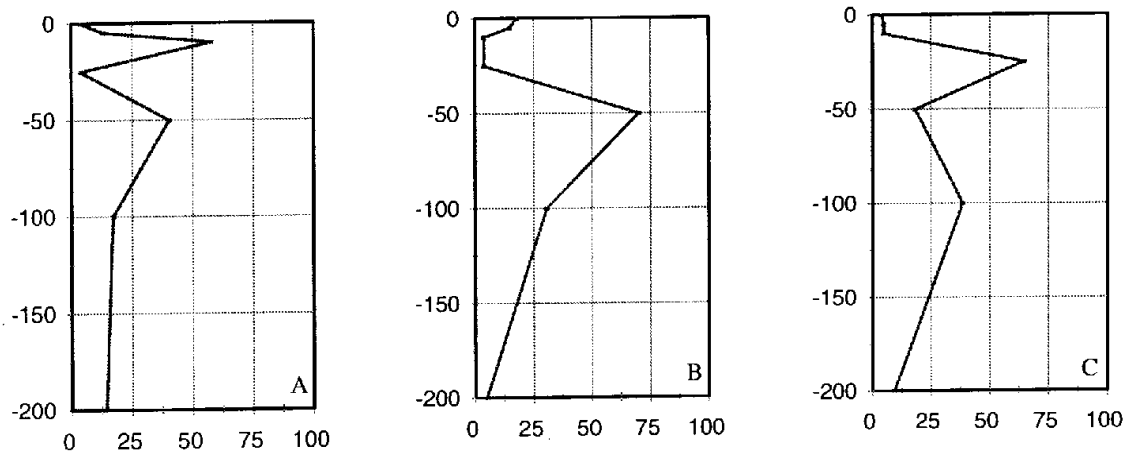


Fig. 3 - Profilo verticale della componente carbonacea (%) nelle tre aree di campionamento.

Analizzando la distribuzione orizzontale della componente carbonacea (Fig. 4) si può osservare come tale componente aumenti procedendo dalla stazione 10 del largo verso le stazioni di costa, fino a raggiungere il massimo nella stazione 6.

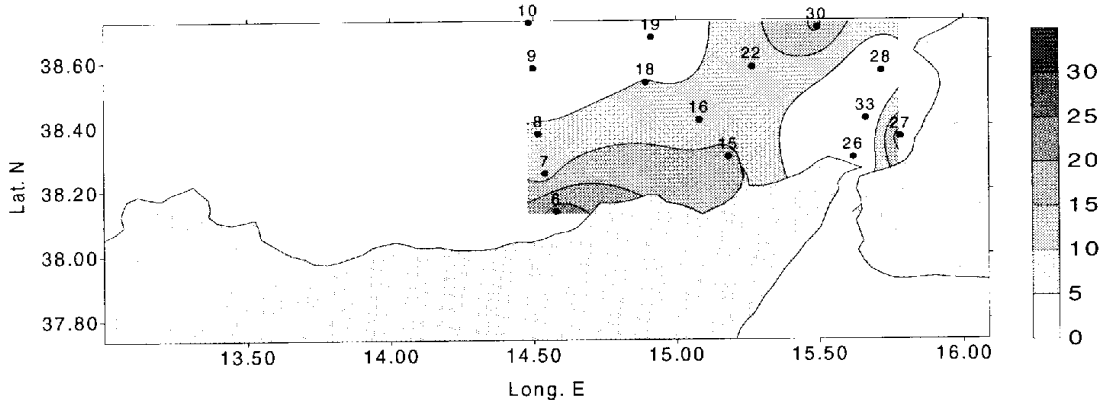


Fig. 4 - Distribuzione orizzontale della componente carbonacea (%) valore integrato 0-100 m di profondità nelle aree di campionamento.

3.2. Tansetto B. Bacino delle isole Eolie

Tale area risente notevolmente della presenza delle isole, che rallentano la velocità di flusso delle correnti (Tucci & Budillon, 1995) e modificano la struttura idrologica della colonna d'acqua (Spezie *et al.,* 1995).

L'elevata componente inorganica, che in quest'area costituisce fino al 70% del materiale sospeso superficiale, deriva prevalentemente dall'apporto alloctono delle isole (Tucci & Budillon, 1995) e può determinare la complessazione del materiale organico sulle particelle inorganiche favorendo una maggiore velocità di sedimentazione dello stesso (Parsons *et al.,* 1984; Monaco *et al.,* 1990). Tale fenomeno, unito alla scarsità dell'apporto autotrofo (nei primi 100 m la concentrazione media di clorofilla-a è pari a 0.04 μgl^{-1}, Carrada & Mangoni, 1995), giustifica le basse concentrazioni di materiale organico particellato (Fig. 5). La sostanza organica particellata presenta i suoi massimi nei primi 25 m, con valori di POC compresi tra 42.8 e 90.5 (μgCl^{-1} (in media 52.6μgCl^{-1}) e di PON tra 5.4 e 12.8 μgNl^{-1} (in media 7.0 μgNl^{-1}). In profondità la quantità di sostanza organica non è dissimile da quanto osservato per le acque dell'area A, presentando valori medi di 25.9 μgCl^{-1} e 3.8 μgNl^{-1}.

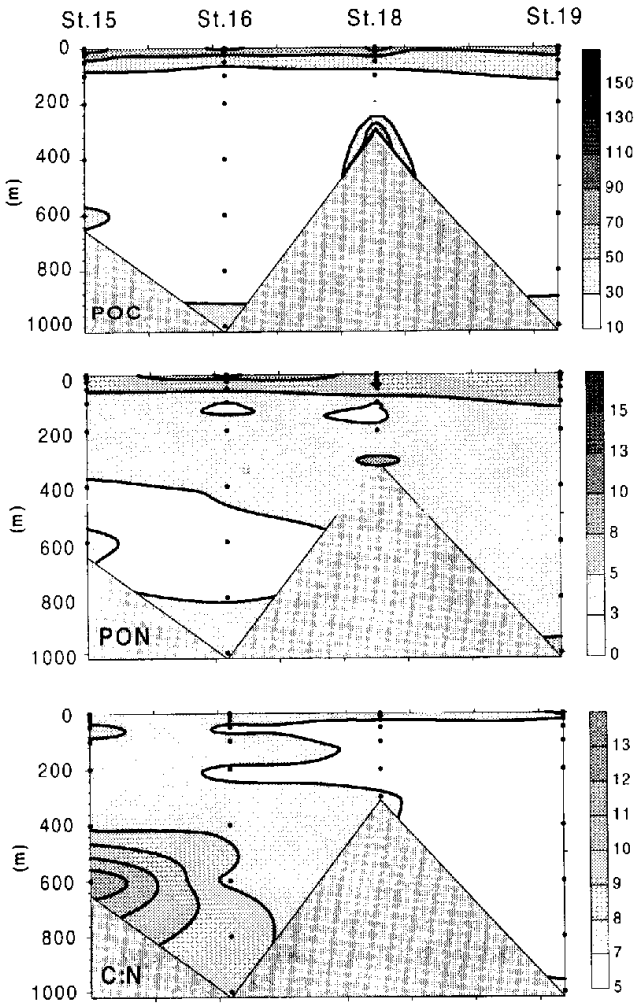


Fig. 5 - Distribuzione verticale di POC (μgCl^{-1}), PON (μgNl^{-1}) e rapporto C:N nell'area B.

La caratteristica più evidente dell'area B è data dall'incremento delle concentrazioni di POC e PON in prossimità del fondo (Stazioni 15 e 18) e nello strato profondo (1000 m, Stazioni 16 e 19). Tale fenomeno può essere messo in relazione al particolare idrodinamismo della zona (Spezie *et al.,* 1995). Inoltre è possibile che fenomeni di risospensione diano origine a strati nefeloidi, caratterizzati da valori elevati del rapporto C:N (8.7 in media), tipici del materiale organico sedimentario (Courp & Monaco, 1990; Monaco *et al.,* 1990). 1 valori del rapporto C:N, lungo la colonna d'acqua, sono inferiori nelle stazioni più a nord dove l'influenza delle isole è meno intensa e dove idrodinamismo e processi biologici sono simili a quanto riscontrato nelle stazioni del largo dell'area A.

L'analisi della componente carbonacea (Fig. 3-B) evidenzia un incremento a livello del DCM (50 m) dovuto presumibilmente alla presenza di un popolamento algale senescente e meno attivo come suggerisce il più basso rapporto clorofilla-a/feopigmenti pari a 2.9 (Carrada & Mangoni, 1995) rispetto a quanto osservato nell'area precedente. I valori di componente carbonacea meno elevati (< 25% del totale) riscontrati a livello del massimo di POC sono da collegarsi alla presenza di microorganismi eterotrofi probabilmente di natura batterica (Bruni *et al.,* 1995).

L'analisi orizzontale della componente carbonacea della POM (Fig. 4) mostra valori più bassi nelle stazioni più a nord di mare aperto rispetto alla stazione costiera 15. L'assenza di correlazione significativa tra clorofilla-a e POC nelle stazioni del largo, come nelle stazioni 9 e 10 dell'area A evidenzia l'aumento di importanza della componente eterotrofa detritica nel particellato organico (Faganelli *et al.,* 1989).

3.3. Transetto C. Bacino di Gioia

Quest'area comprende un gruppo di stazioni dalle caratteristiche eterogenee dovute alle diversità degli apporti alloctoni provenienti dalle coste siciliana e calabra e dall'apporto di acque di origine ionica attraverso lo Stretto di Messina. La stazione 30 inoltre è separata dalle altre stazioni dell'area C da una zona frontale e presenta aspetti simili al gruppo di stazioni del largo della zona A (Tucci & Budillon, 1995).

Il materiale organico particellato in superficie presenta concentrazioni con valori di POC compresi tra 50.0 e 155.1 μgCl^{-1} (in media 89.4 μgC^{-1}) e di PON tra 5.6 e 16.9 (μgNl^{-1} (in media 10.4 (μgNl^{-1}), più elevate rispetto a quelle riscontrate nelle altre aree (Fig. 6). E' stato osservato da Carrada & Mangoni (1995) un aumento della biomassa fitoplanctonica (clorofilla-a pari a 0.16 (μgl^{-1}) con un popolamento prevalentemente a diatomee (Innamorati *et al.,* 1996).

Anche in profondità i valori riscontrati di POC e PON (39.8 μgCl^{-1} e 4.9 (μgNl^{-1}) risultano leggermente più alti di quelli osservati nelle altre aree. Ciò è dovuto al maggiore flusso di materiale organico prodotto negli strati superficiali, come osservato anche da Tucci & Budillon (1995).

In alcune stazioni meno profonde localizzate in prossimità dello Stretto (27 e 33), i valori massimi di POC ed il DCM si posizionano entrambi alla base del termoclino sui 50 m di profondità (Fig. 6) come trovato in altre aree costiere del Mediterraneo (Abel-Moati, 1990). Al contrario nelle altre stazioni, come ad esempio la 28, troviamo una

situazione simile a quanto osservato nelle aree A e B con il massimo di POC posizionato più in superficie al di sopra del termoclino ed il DCM a profondità maggiori.

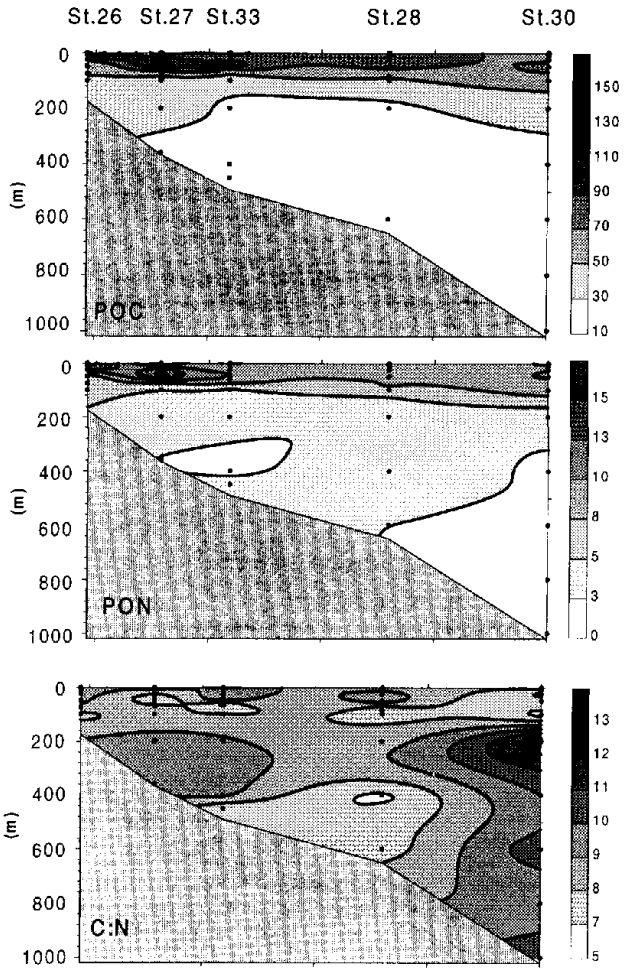


Fig. 6 - Distribuzione verticale di POC (μgCl^{-1}), PON (μgNl^{-1}) e rapporto C:N nell'area C.

L'accoppiamento trovato tra DCM e massimo di POC nelle stazioni meno profonde potrebbe essere relazionato alla diversa tipologia di popolamento fitoplanctonico. In queste stazioni è evidente a livello del DCM una fioritura a diatomee rispetto alle altre stazioni dove prevalgono organismi fitoplanctonici più piccoli e fotoadattati (Innamorati *et al.,* 1996) che incidono in misura minore al budget complessivo del carbonio particellato (Socal *et al.,* 1997). Tale ipotesi può essere inoltre suffragata dalla significativa correlazione tra POC e pigmenti fotosintetici trovata nelle stazione 27 che evidenzia l'importanza dei processi fitoplanctonici nella produzione di sostanza organica (Faganelli *et al.,* 1989).

L'elevata componente carbonacea riscontrabile lungo la colonna d'acqua (Fig. 3-C) raggiunge i massimi valori nella stazione 30 zona frontale di accumulo di materiali di difficile decomposizione.

La distribuzione orizzontale del materiale refrattario (Fig. 4) mostra bassi valori per le stazioni 26, 33 e 28, evidenziando la diversa composizione del particellato presente ed una presumibile relazione con gli apporti di acque provenienti dallo Stretto di Messina.

4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

In conclusione, l'analisi dei risultati ottenuti permette di fare le seguenti considerazioni:

• la distribuzione della sostanza organica è fortemente influenzata dalla dinamica idrografica in particolare nel bacino eoliano e dalla distanza dalla terra ferma in quanto fattore di dispersione;

• le quantità di materiale organico sono basse comprese tra 12.9 e 150.1 μgl^{-1} C e 1.6-16.4 $\mu.gl^{-1}$ N, in particolare modo al di sotto dei 50 m, dove raggiungono concentrazioni tipiche delle aree oceaniche oligotrofe (< 30 μgCl^{-1} e 4 (μgNl^{-1});

• nelle stazioni del largo, l'accumulo di materiale organico particellato nello strato superficiale, al di sopra o in prossimità del termoclino (50 m di profondità) evidenzia una forte influenza sui patterns di distribuzione del POC da parte delle caratteristiche termo-aline. Al contrario, nelle stazioni costiere, la produzione di particellato da parte della componente autotrofa è quella che determina gli elevati e simultanei valori;

• nel perido considerato, i bassi valori di sostanza organica particellata e la sua natura prevalentemente detritica sono fattori importanti nel condizionare il trofismo dei tre bacini studiati.

RINGRAZIAMENTI

Un particolare ringraziamento al comandante ed all'equipaggio della N/O Magnaghi per la collaborazione offerta durante la campagna di ricerca. Questo studio è stato eseguito con il finanziamento MURST (ex fondi 40%).

BIBLIOGRAFIA

Abdel-Moati A.R. 1990. Particulate organic matter in the subsurface chlorophyll maximum layer of the Southern Mediterranean. *Oceanol. Acta*, 13: 307-315.

Bhosle N.B., Sawant S.S., Sankaran P.D. & Wagh A.b. 1989. Sedimentation of particulate material in stratified and non stratified water columns in the Bombay high area of the Arabian Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 57*:* 225-236.

Carey D.M. & Mayer L.M. 1990. Nutrient uptake by deposit-feeding enteropneust: nitrogenous sources. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 63: 79-84

Carrada G.C. & Mangoni O. 1995. Distribuzione spaziale della clorofilla-a e dei feopigmenti di diverse frazioni dimensionali del fitoplancton del bacino delle Eolie (estate 1994). In: Caratterizzazione ambientale marina del sistema Eolie e dei Bacini limitrofi di Cefalù e Gioia (EOCUMM94). (Faranda F.M. ed), Data Rep.: 159-166.

Carrada G.C., Ribera D'Alcalà M. & Saggiomo V. 1990. The pelagic System of the Southern Tyrrhenian Sea. Some considerations and working hypotheses. *Atti IX Congresso Nazionale Ass. Italiana Ocean. Limnol.:* 151-166

Copin-Montegut C. & Copin-Montegut G. 1983. Stoichiometry of carbon, nitrogen and phosphorus in marine particulate matter. *Deep-Sea Res.,* 30: 31-46

Courp T. & Monaco A. 1990. Sediment dispersal and accumulation on the continental margin of the Gulf of Lion: sedimentary budget. *Continental Shelf Res.,* 10: 1063-1087.

De Domenico E. 1979. Le acque costiere della Sicilia e della Calabria. "Atti Convegno sull'Eutrofizzazione in Italia". Roma 1978. *Pubbl. P.F. CNR Ambiente,* AC/2/60: 257-267.

Estrada M., Marrase C., Latasa M., Bernalet E., Delgado M. & Riera T. 1993. Variabiliy of deep chlorophyll maximun characteristics in the nortwestern Mediterranean. *Mar. Ecol.Prog.Ser.,* 92(3): 289-300.

Fabiano M., Baffi F., Povero P. & Frache R. 1988a. Particulate organic matter and heavy metals in Ligurian open Sea. *Chem. and Ecol.,* 3: 313-323.

Fabiano M., Baffi F., Povero P. & Frache R. 1988b. Particulate matter in the Genoa Gulf (Summer 1983). *Boll. Oceanol. Teor. Appl.,* X(1): 35-41

Fabiano M., Danovaro R., Crisafi E., La Feria R., Povero P. & Acosta-Pomar L. 1995. Particulate matter composition and bacterial distribution in Terra Nova Bay (Antarctica) during summer 1989-90. *Palar Biol.,* 15: 393-400.

Fabiano M. & Povero P. 1992. Particulate Carbon and Nitrogen in Ligurian Coastal Waters (October 1985). *Boll. Oceanol. Teor. Appl., X* (1): 64-71

Fabiano M., Povero P. & Danovaro R. 1993. Distribution and composition of particulate organic matter in the Ross Sea (Antarctica). *Palar Biol.,* 13: 525-533

Fabiano M., Zavattarelli M. & Palmero S. 1984. Observations sur la matiére organique particulaire (proteines, glucides, lipides, chlorophylle) en Mer Ligure. *Tethys,* 11(2): 133-140

Faganelli J., Gacic M., Malej A. & Smodlaka N. 1989. Pelagic organic matter in the Adriatic Sea in relation to winter hydrographic conditions. *J. Plankton Res.,* 11: 1129-1141

Hedges J.I. & Stern J.H. 1984. Carbon and nitrogen determination of carbonate-containing solids. *Limnol. Oceanogr.,* 29: 657-663

Ichicawa T. 1982. Particulate organic carbon and nitrogen in the adjacent seas of the Pacific Ocean. *Mar. Biol.,* 68: 49-60.

Innamorati M., Massi L. & Nuccio C. 1996. Indipendenza delle cenosi fitoplanctoniche dalle masse d'acqua circostanti le isole Eolie. *Atti XI Congresso Nazionale Ass. Italiana Ocean. Limnol:* 645-654.

Magazzù G., Andreoli C. & Muaò F. 1975. Phytoplankton and primary production cycle in the South Tyrrhenian sea (1969-70). *Mem. Biol. Mar. Oceanogr.,* 5: 24-48

Monaco A., Biscaye P., Soyer J., Pcklington R. & Heussner S. 1990. Particle fluxes and ecosystem response on a Continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Res.,* 10: 809-839.

Nakajima K. 1973. Suspended particulate matter in the Western North Pacific Ocean. *Mem. Fac. Fish. Hokkaido Univ.,* 2: 1-106.

Parsons T.R., Takahashi M., & Hargrave B. 1984. Biological oceanographic processes. 3rd edition Pergam Press, New York.

Povero P., Accornero A. & Misic C. 1998. Caratterizzazione del particellato organico sospeso nello Stretto di Messina. *Atti XII Congresso nazionale Ass. Italiana Ocean. Limnol.,* Vol .II.

Povero P., Hopkins T.S. & Fabiano M. 1990. Oxygen and nutrient observations in the Southern Tyrrhenian Sea. *Oceanol. Acta,* 13 (3): 49-55.

Rabitti S, Bianchi F., Boldrin A., Daros L., Socal G. & Totti C. 1994. Particulate matter and phytoplankton in the Ionian Sea. *Oceanol. Acta,* 17(3): 297-303.

Smetacek V. 1984. The supply of food to the benthos. In: Flows of energy and materials in marine ecosystems. Theory and practice. (Fasham M.J.R. ed): 517-547.

Socal G., Nöthig E.M., Bianchi F., Boldrin A., Mathot S. & Rabitti S. 1997. Phytoplankton and particulate matter art the Weddel/Scotia confluence (47° W) in summer 1989, as a final step of a temporal succession (EPOS project). *Polar Biol.,* 18: 1-9.

Spezie G., Sansone E., Budillon G. & Gallarato A. 1995. Caratterizzazione idrodinamica del sistema Eolie e dei bacini limitrofi di Cefalù e Gioia. Campagna oceanografica 1994. In: Caratterizzazione ambientale marina del sistema Eolie e dei Bacini limitrofi di Cefalù e Gioia (EOCUMM94). (Faranda F.M. ed), Data Rep.: 1-82.

Tucci S. & Budillon G. 1995. Caratteristiche fisiche, distribuzione e flussi del materiale particolato sospeso nel Tirreno sud orientale. *Annali IUN,* 62: 75-90.

Velimirov B. 1991. Detritus and the concept of non-predatory loss. *Arch. Hydrobiol.,* 121:1-20.

Yilmaz A., Ediger D., Bastuerk O. & Tugrul S. 1994. Phytoplankton fluorescence and deep chlorophyll maxima in the northeastern Mediterranean. *Oceanol. Acta,* 17 (1): 69-77.