

3 • Les upwellings : le cadre physique des pêcheries côtières ouest-africaines

CLAUDE ROY

Océanographe ORSTOM, CRODT/ISRA, B.P. 2241 Dakar, Sénégal

RÉSUMÉ

Les résurgences d'eaux froides (upwelling), issues des couches profondes, le long du plateau continental constituent un des traits marquants de l'océanographie des zones côtières d'Afrique de l'Ouest. Après un rappel des caractéristiques d'un upwelling, quelques exemples permettent d'illustrer les effets de la composition des masses d'eau, de l'orientation du plateau continental, du brassage dû au vent sur les processus biologiques se développant dans ces upwellings. Les données météorologiques récoltées par les bateaux marchands le long du littoral ouest-africain sont utilisées pour établir une chronologie des upwellings côtiers de 1964 à 1988.

ABSTRACT

Upwelling of cold and nutrient rich water masses at the sea surface is one of the dominant features of the oceanographic regime off the West African coast. After a review of the main properties of an upwelling process, the effects of the origin and composition of the upwelled water, of the orientation of the continental shelf and of wind mixing on biological processes in upwelling areas are investigated. The meteorological data collected by merchant ships along the West African coast are used to build a chronology of the coastal upwellings intensity from 1964 to 1988.

INTRODUCTION

En Afrique de l'Ouest, les ressources pélagiques côtières les plus importantes ont une caractéristique commune, elles sont situées dans des zones d'upwelling. Les upwellings constituent la principale source d'enrichissement des écosystèmes côtiers ouest-africains (fig. 1), mise à part la zone comprise entre la Guinée et le Libéria où les apports par les fleuves interviennent de façon significative dans le cycle saisonnier de la production (Bainbridge, 1960; Binet, 1983).

De nombreuses synthèses régionales présentant les caractéristiques physiques, chimiques et les traits majeurs de la production primaire ou secondaire des upwellings ouest-africains existent dans la littérature (Rossignol et Aboussouan, 1965; Rébert, 1983; Mittelstaedt, 1983; Gouriou, 1988; Binet, 1988). L'objet de cet article ne sera donc pas de présenter à nouveau une telle synthèse mais plutôt de mettre en évidence quelques caractéristiques importantes des upwellings et quelques résultats originaux présentant un intérêt pour explorer l'impact du milieu sur les ressources et leur exploitation.

Définir les traits caractéristiques d'un upwelling sera le premier point que nous aborderons. A cette fin, le modèle d'Ekman sera brièvement rappelé en vue d'introduire la paramétrisation de l'activité d'un upwelling à l'aide du transport d'Ekman, telle qu'elle a été proposée par Bakun (1973). L'effet de la latitude sur l'intensité des résurgences sera également souligné. Quelques exemples permettront ensuite d'illustrer les effets de particularités locales en Afrique de l'Ouest telles que l'origine des masses d'eaux résurgentes, l'orientation du talus continental ou de la direction du vent. Enfin, l'évolution depuis les années soixante des upwellings côtiers d'Afrique de l'Ouest sera évaluée à partir des observations réalisées par les bateaux marchands.

QU'EST CE QU'UN UPWELLING ?

Un upwelling côtier est un processus physique qui crée sous l'action du vent, un flux vertical ascendant à la côte. Ce flux prend naissance le long du talus continental et est dirigé vers la surface. Il apporte sur le plateau continental des eaux d'origine sub-superficielle. Ces eaux sont ensuite entraînées vers le large, en dehors de la zone de remontée, par la dérive de surface (fig. 2). La manifestation la plus évidente d'un upwelling côtier est la formation d'un gradient de température entre la côte et le large, les eaux issues de la résurgence étant plus froides que les eaux de surface adjacentes (fig. 3). Cette caractéristique a permis à Wooster *et al.* (1976) de localiser les principales zones d'upwelling entre 10°N et 40°N à partir des différences de température mesurées entre la côte et le large.

Un upwelling apporte dans la couche euphotique des éléments minéraux originaires des couches sub-superficielles. Les fortes concentrations d'éléments minéraux « nouveaux » en surface sont une des caractéristiques des upwellings côtiers (fig. 4). Cet apport d'éléments nutritifs dans la couche homogène va permettre de développer et de maintenir une forte production biologique dans la zone côtière. Ce potentiel productif est beaucoup plus important que celui existant dans les zones océaniques où la plus grande part des apports en sels minéraux provient de la régénération de la matière organique.

Un upwelling crée des structures physiques, chimiques et biologiques originales qui diffèrent de celles rencontrées habituellement dans les zones océaniques du large ou dans les écosystèmes tempérés (Barber et Smith, 1981; Cushing, 1989). Les processus qui se développent à l'intérieur de ces structures, notamment grâce à l'apport de sels minéraux, sont à l'origine de la forte productivité biologique enregistrée dans les upwellings.

Le modèle d'Ekman

Le moteur des upwellings côtiers est en général le vent, c'est le cas des upwellings rencontrés le long des côtes ouest-africaines, du Maroc au Sénégal, où les alizés soufflent dans une direction sensiblement parallèle à la côte (Wooster *et al.*, 1976). Le vent met en mouvement les couches superficielles de l'océan qui sont alors

déviées par la force de Coriolis, le transport résultant au sein de la masse d'eau est orienté non pas dans la direction du vent mais est dévié vers la droite (gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud). La couche superficielle soumise à l'action du vent est appelée couche d'Ekman du nom de V.W. Ekman qui le premier a développé les bases de la théorie décrivant l'effet du vent sur les courants (Ekman, 1905). L'épaisseur moyenne de la couche d'Ekman est de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Le transport d'Ekman est défini comme étant la masse d'eau se déplaçant, à l'intérieur de la couche d'Ekman, sous l'action du vent. Dans l'hémisphère nord, un vent qui souffle du pôle vers l'équateur le long d'une côte orientée Nord-Sud va entraîner un déplacement vers le large (pour une côte située sur le bord Est d'un océan) de la masse d'eau comprise entre la surface et le bas de la couche d'Ekman. Un flux vertical le long du talus continental va permettre de compenser le déséquilibre à la côte (fig. 2).

Cette modélisation, très simplifiée, de la physique des upwellings est évidemment inapte à rendre compte de la complexité des structures rencontrées dans la nature. Elle néglige de nombreux paramètres comme la topographie de la côte, du fond, l'advection horizontale, la stratification verticale. Cependant, il nous a semblé intéressant de la rappeler ici car elle permet de rendre compte de deux des principaux éléments qui caractérisent un upwelling :

- un mouvement ascendant le long du talus continental qui est la source des apports en éléments minéraux;
- une dérive vers le large de la couche superficielle dans laquelle les phases successives de la production vont se développer.

Ce modèle permet, à partir du vent, d'estimer l'intensité de la résurgence dans un upwelling. En effet, le transport d'Ekman donne une bonne estimation du transport des masses d'eau par le vent (Smith, 1968) et **sa composante normale à la côte** est un indice de la quantité d'eau résurgente (Bakun, 1973; Smith, 1981). Ce paramètre peut être considéré comme un indice de l'Intensité d'un Upwelling Côtier (IUC); il est calculé à partir de l'équation donnant le transport d'Ekman (Ekman, 1905) dans laquelle la vitesse du vent est remplacée par sa composante parallèle à la côte :

$$(1) \quad IUC = \frac{r \cdot Cd \cdot V^2}{2 \cdot \Omega \cdot \sin(\theta)}$$

r = densité de l'air

Cd = coefficient de rugosité à l'interface air-mer

V^2 = carré de la composante du vent parallèle à la côte

Ω = vitesse angulaire de rotation de la terre

θ = latitude

A partir de données de vent (stations météorologiques côtières, données bateaux marchands, vent géostrophique déduit de champs de pression), cet indice permet de calculer des chronologies de l'intensité d'un upwelling (Bakun 1973, 1987; Arfi, 1985; Teisson, 1982, Mendo *et al.*, 1987).

Fig. 1

Carte d'Afrique de l'Ouest avec la localisation des principaux upwellings côtiers.

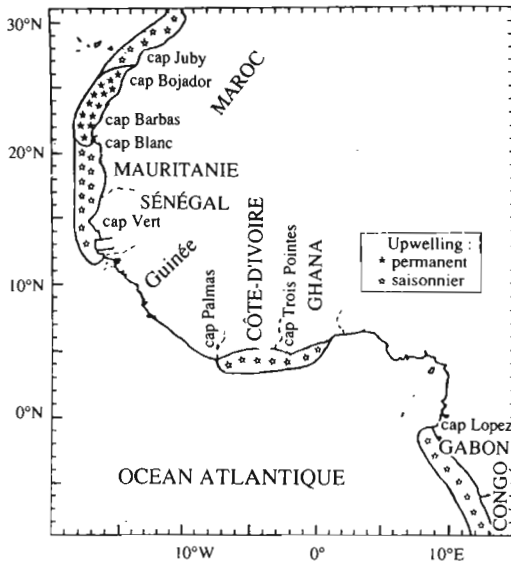


Fig. 2

Schéma simplifié d'un upwelling (d'après Bakun, 1989).

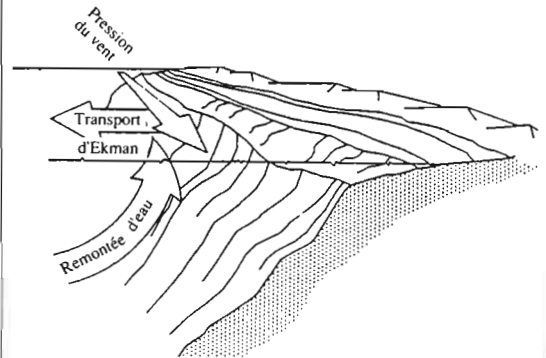


Fig. 3

Image thermique infra-rouge (satellite METEOSAT) de la Mauritanie au sud de la Guinée. Les eaux froides côtières sont en blanc et un dégradé de gris traduit le gradient thermique côte-large, (image du 8/05/1990 communiquée par H. Demarcq CRODT-UTIS).

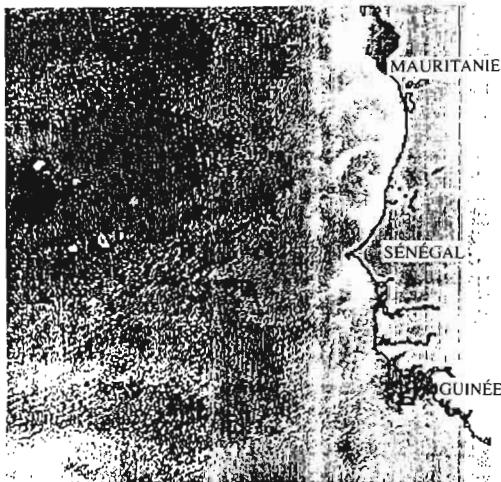
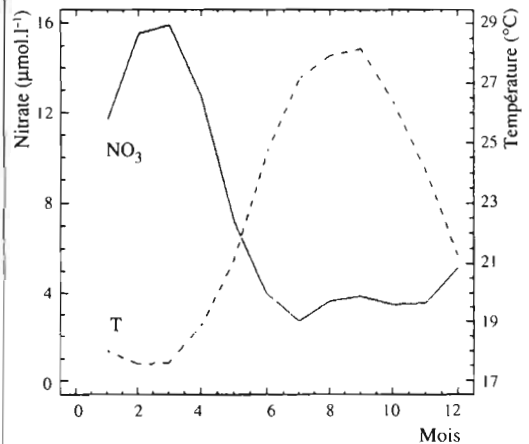


Fig. 4

Evolution saisonnière de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et des teneurs en nitrate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) à la station côtière de Yoff (Sénégal) (d'après Oudot et Roy, présent volume). Aux faibles températures enregistrées pendant l'upwelling correspondent des teneurs en nitrate atteignant $16 \mu\text{mol.l}^{-1}$.



L'effet de la latitude

L'IUC est fonction du carré de la vitesse du vent mais cet indice est également inversement proportionnel au sinus de la latitude (équation 1). Pour une vitesse de vent identique, l'intensité d'un upwelling ne sera donc pas la même aux basses latitudes qu'aux latitudes élevées. On note ainsi (fig. 5) qu'à un vent de $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ correspond, au Maroc (30°N), un IUC de l'ordre de $0,4\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$; par contre, en Côte d'Ivoire (5°N), cet indice avec un vent identique atteint $2,4\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, soit une valeur six fois supérieure. La vitesse du vent n'est donc pas un indice suffisant pour comparer l'intensité de deux upwellings situés à des latitudes différentes. Cette figure suggère également qu'une fluctuation de la vitesse du vent d'amplitude équivalente mais à des latitudes différentes, va engendrer une variabilité plus importante de l'upwelling aux basses latitudes qu'aux latitudes élevées.

Une autre propriété intéressante, déduite de la relation précédente, est à souligner : la variation suivant la latitude de la relation entre l'intensité d'un upwelling et le brassage par le vent. L'énergie transmise par le vent à la surface de l'océan engendre des turbulences au sein des couches superficielles. Cette énergie est estimée à partir du cube de la vitesse du vent (Niiler et Kraus, 1977; Elsbery et Garwood, 1978). Pour des intensités d'upwelling équivalentes, le brassage par le vent sera plus important (un vent plus fort étant nécessaire) aux hautes latitudes qu'aux basses latitudes (fig. 5).

La circulation dans un upwelling : une structure à trois dimensions

Les profils verticaux de courants obtenus dans les principales régions d'upwellings montrent que les structures rencontrées sont assez proches du schéma d'Ekman (Barber et Smith, 1981; Smith, 1981). En surface, la couche d'eau superficielle est soumise à l'action du vent; quand la profondeur s'accroît, le flux est dévié vers la droite dans l'hémisphère nord. Sous cette couche superficielle contrôlée par le vent, un flux de compensation entraîne des masses d'eaux sub-superficielles vers la source de l'upwelling (fig. 6). La permanence d'un sous-courant s'écoulant en sens inverse du vent vers les pôles est également un trait commun à l'ensemble des upwellings mondiaux (fig. 6) (Smith, 1968). La profondeur de ce sous-courant varie d'une région à l'autre. On le rencontre vers 100m de profondeur au Sénégal et vers 300m au nord du cap Blanc (Rébert, 1983; Mittelstaedt, 1983). Dans les régions où ce sous-courant est proche de la surface, il constitue la source des eaux résurgentes (Mittelstaedt, 1983; Brink, 1983). L'existence d'une circulation à deux couches s'écoulant dans des directions opposées (vers le large et le sud en surface, vers la côte et le pôle en sub-surface) et les échanges entre ces deux couches sous la forme de mélange ou de migration des organismes permettent le recyclage à la fois des sels nutritifs et du phytoplancton à l'intérieur de la zone côtière. Les conséquences de ce recyclage sur la production sont

particulièrement importants en Côte-d'Ivoire et dans l'upwelling sénégal-mauritanien (Binet, 1988).

Les images satellites illustrent la complexité des structures spatiales dans un upwelling (Koblinsky *et al.*, 1984; Simpson *et al.*, 1986). La limite entre les eaux froides résurgentes et les eaux du large n'est pas constituée par un front rectiligne, de multiples tourbillons constituent autant de structures distinctes qui évoluent dans le temps et dans l'espace (fig. 3). Ces zones frontales, enchevêtrées, où la rétention de lentilles d'eaux froides à proximité d'eaux plus chaudes produit des structures complexes et hétérogènes, favorisent le développement de la production biologique (Haury, 1984). Ces structures physiques peuvent également être un lieu de piégeage des particules ou des organismes présents au sein de la masse d'eau (Haury *et al.*, 1986). Peu d'études, mises à part celles réalisées devant la Californie, ont abordées la dynamique physique, chimique et biologique de ces structures, on peut néanmoins penser qu'elles constituent un des éléments majeurs d'un écosystème d'upwelling (Simpson *et al.*, 1984).

L'orientation du vent par rapport au plateau continental : l'exemple du Sénégal

L'intensité d'une résurgence est fonction de la composante du vent parallèle à la côte et donc de l'orientation du champ de vent. Cette orientation peut se modifier d'une région à l'autre mais aussi au cours du temps dans une même région. L'exemple du Sénégal va permettre d'en illustrer les effets.

Le long des côtes sénégalaises, la saison des alizés, vents de secteur N-NE à NW-N favorables au développement de l'upwelling, s'étend du mois de décembre au mois de mai (fig. 7). La presqu'île du cap Vert sépare le domaine maritime sénégalais en deux zones aux caractéristiques topographiques bien distinctes. Au nord de la presqu'île, le plateau continental est étroit et orienté N-NE. Au sud, le plateau continental s'élargit, le talus est situé entre 10 et 30 milles des côtes et est orienté N puis NW-N. Le champ de vent étant considéré comme homogène, l'intensité de l'upwelling sera différente de part et d'autre de la péninsule du cap Vert. Les modifications de la direction du vent au cours de la saison d'upwelling vont également créer des fluctuations temporelles, favorisant le développement de la résurgence tantôt au nord, tantôt au sud de la péninsule.

Les données de vent de la station météorologique de l'aéroport de Dakar Yoff ont permis de montrer que (Roy, 1989) :

- au début de la saison d'alizés, les alizés continentaux (secteur N-NE) sont dominants, pour ensuite s'orienter dans le secteur NW-N (fig. 7). L'intensité de l'upwelling est comparable de part et d'autre de la péninsule jusqu'à la fin février (fig. 8). A partir du mois de mars, la rotation du vent est accompagnée d'un accroissement de la vitesse. L'upwelling au nord de la presqu'île reste stable, par contre la résurgence s'intensifie au sud du Cap Vert (fig. 8), atténuant le gradient thermique de part et d'autre de la péninsule. Ceci est confirmé par les

Fig. 5

Relation théorique, à différentes latitudes, entre:
 -a la vitesse du vent et le transport d'Ekman;
 -b le transport d'Ekman et le cube de la vitesse
 du vent

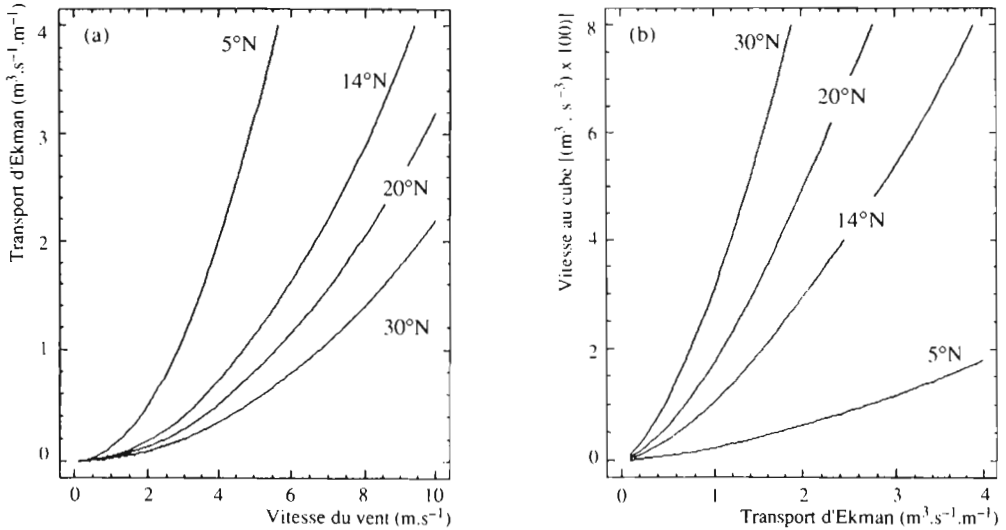
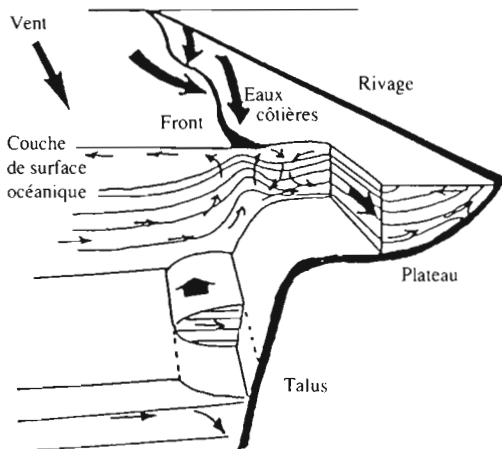


Fig. 6

Schéma tridimensionnel simplifié de la circulation dans un upwelling côtier (d'après Smith, 1968).



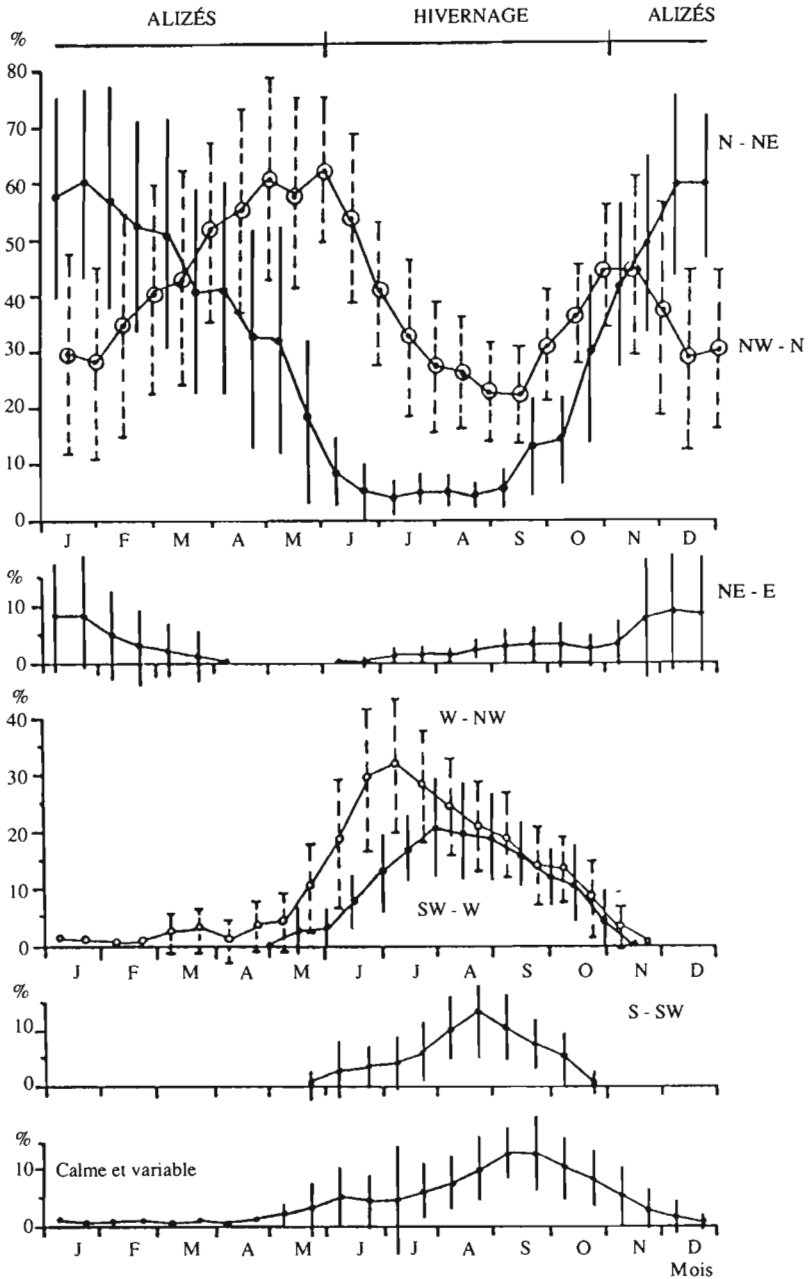
champs thermiques mesurées par le satellite METEOSAT (Demarcq, comm. pers.). L'affaiblissement progressif des alizés à partir du mois de mai entraîne une chute de l'activité de l'upwelling dans les deux zones mais avec une décroissance plus précoce au nord qu'au sud (fig. 8);

- concernant la variabilité inter-annuelle, la période 1963-1985 est marquée par l'alternance de périodes de faible et de forte activités des alizés qui s'est accompagnée d'une modification synchrone de l'orientation du vent (fig. 9). En période d'alizés forts, la direction prédominante des alizés étant N-NE, l'intensité de l'upwelling sénégalais est alors comparable de part et d'autre du cap Vert (fig. 10). En période d'alizés faibles, les alizés s'orientent de façon prépondérante au N-NW, l'activité de l'upwelling est alors plus importante au sud de la péninsule (fig. 10).

Les résultats des campagnes océanographiques du programme CIRSEN réalisées en février 1986 et mars 1987 illustrent l'effet des fluctuations de la direction du vent sur les apports en sels minéraux. En février 1986, des vents forts (5,1 m.s⁻¹) de secteur N-NE (63% des observations) sont établis. La campagne de mars 1987 est précédée d'une chute de la vitesse du vent (4,2 m.s⁻¹) accompagnée d'une rotation vers le secteur NW-N (67% des observations). Les teneurs de la couche superficielle en phosphate le long de deux radiales situées l'une au nord, l'autre au sud de la péninsule montrent

Fig. 7

Cycle annuel moyen par quinzaine et écart-type des fréquences de vent (%) par secteur calculées d'après les observations de la station météorologique de l'aéroport de Dakar-Yoff (moyenne 1963-1986). D'après Roy (1989).



une disparité importante entre les deux campagnes (fig. 11). En février 1986, la distribution en surface des sels nutritifs est comparable dans les deux régions; en 1987 par contre, les concentrations en phosphate sont plus importantes au sud de la presqu'île qu'au nord. Ceci est en parfait accord avec les résultats précédents qui montraient une atténuation de l'activité de l'upwelling au nord du cap Vert en présence de vent de secteur NWN.

Les fluctuations de la vitesse et de la direction du vent entraînent des modifications non négligeables de l'activité d'un upwelling au cours du temps, des disparités importantes apparaissent également d'une région à l'autre suivant la topographie de la côte. En résultent des modifications des apports en sels nutritifs qui ne peuvent que se répercuter sur les premiers maillons de la chaîne trophique.

Largeur du plateau continental

La structure spatiale d'un upwelling est déterminée par ses composantes physiques : intensité et direction du champ de vent, topographie du plateau continental, latitude. De la largeur et de la pente du plateau continental, dépend le type de circulation rencontré. Un plateau étroit peut donner lieu à une seule cellule de remontée située près du rivage; un plateau large permet le développement de deux cellules de circulation, l'une située aux accores du talus et une seconde isolée sur le plateau continental (Brink, 1983; Jacques et Tréguer, 1986). Bien que certains auteurs, n'ayant jamais rencontré de

structures à doubles cellules, aient mis en doute l'existence de ce schéma (Halpern, 1976), de nombreux faits (accumulation de détritux au dessus du talus, etc) attestent de son existence (Holloday et O'Brien, 1975; Stevenson *et al.*, 1974).

Les données récoltées lors du programme CIRSEN du CRODT (Roy et Oudot, présent volume; Gning *et al.*, à paraître) mettent en évidence les effets de ces deux types de structures sur la distribution de paramètres physico-chimiques et biologiques. En février 1986, au nord de la presqu'île du cap Vert, les températures les plus faibles sont observées à la station la plus proche de la côte (fig. 12). Au sud de la presqu'île, le minimum thermique est rencontré non pas à la côte mais à l'aplomb du talus continental situé à environ 15 ou 20 milles de la côte suivant les radiales (fig. 12). La distribution des nitrates répond également à ce schéma. Au nord, les teneurs en nitrates les plus importantes sont à la côte. Au sud elles se situent aux accores du plateau (fig. 12). Les implications biologiques de telles structures sont illustrées par la distribution de la biomasse phytoplanctonique (fig. 12). Contrairement à la situation observée sur la côte nord où la biomasse phytoplanctonique, estimée à partir des teneurs en chlorophylle, ne dépasse pas $2\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ et est homogène jusqu'à 150 milles de la côte, sur la côte sud on observe un maximum de biomasse ($> 9\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) dans la bordure littorale accompagné d'un second pic au niveau du talus (fig. 12). Une telle structure traduit l'existence d'une cellule de circulation située au-dessus du plateau continental et isolée par une zone frontale des eaux océaniques, permettant ainsi le développement du phytoplancton dans la zone côtière. Cette structure augmente le temps de résidence de la biomasse phytoplanctonique à proximité de la côte et évite la dispersion par l'advection de ces organismes vers le large. Elle permet sans doute un meilleur couplage des productions primaires et secondaires au-dessus du plateau (Binet, 1988).

Composition et origine des masses d'eaux résurgentes

Une littérature abondante a été publiée sur la composition et l'origine des eaux résurgentes dans les différents upwellings ouest-africains (Fraga, 1974; Manriquez et Fraga, 1982; Barton, 1985; Fraga *et al.*, 1985). Au sud du cap Blanc (20°N), elles sont constituées en majeure partie par les Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA), moins salées mais dont la teneur en sels minéraux est plus forte que celles des Eaux Centrales Nord Atlantique (ECNA) rencontrées au nord (fig. 13). La zone du cap Blanc est une zone frontière où la composition des masses d'eaux est tantôt dominée par des ECSA ou par des ECNA (Barton, 1985; Llinas *et al.*, 1985). Une coupe verticale, le long de la côte entre 19°N et 24°N , montre le gradient de nitrate existant entre les zones situées au sud du cap Blanc composées essentiellement d'ECSA et celles situées au nord où la proportion d'ECNA est dominante (fig. 14).

Les apports de sels minéraux en surface sont tributaires non seulement de l'intensité de la résurgence mais également de l'origine des eaux rencontrées à la

Fig. 8

Cycle annuel moyen par quinzaine de l'Indice d'Upwelling Côtier ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$), au nord et au sud de la presqu'île du cap Vert, calculé d'après les données de vent de la station météorologique de l'aéroport de Dakar-Yoff (moyenne 1963-1986). D'après Roy (1989).

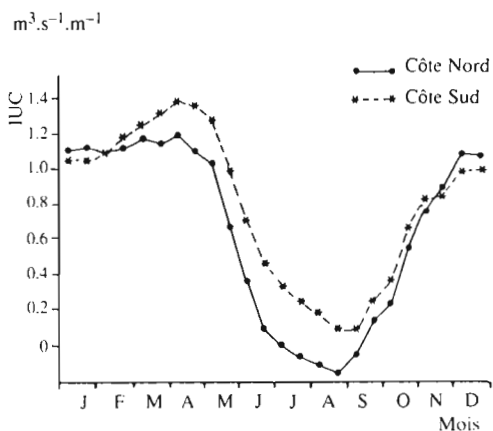


Fig. 9

Vitesse du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et fréquences (%) des vents de secteur N-NE et NW-N par quinzaine en saison d'alizés (trait pointillé) et tendance (trait plein) à la station météorologique de l'aéroport de Dakar-Yoff (moyenne 1963-1986). D'après Roy (1989).

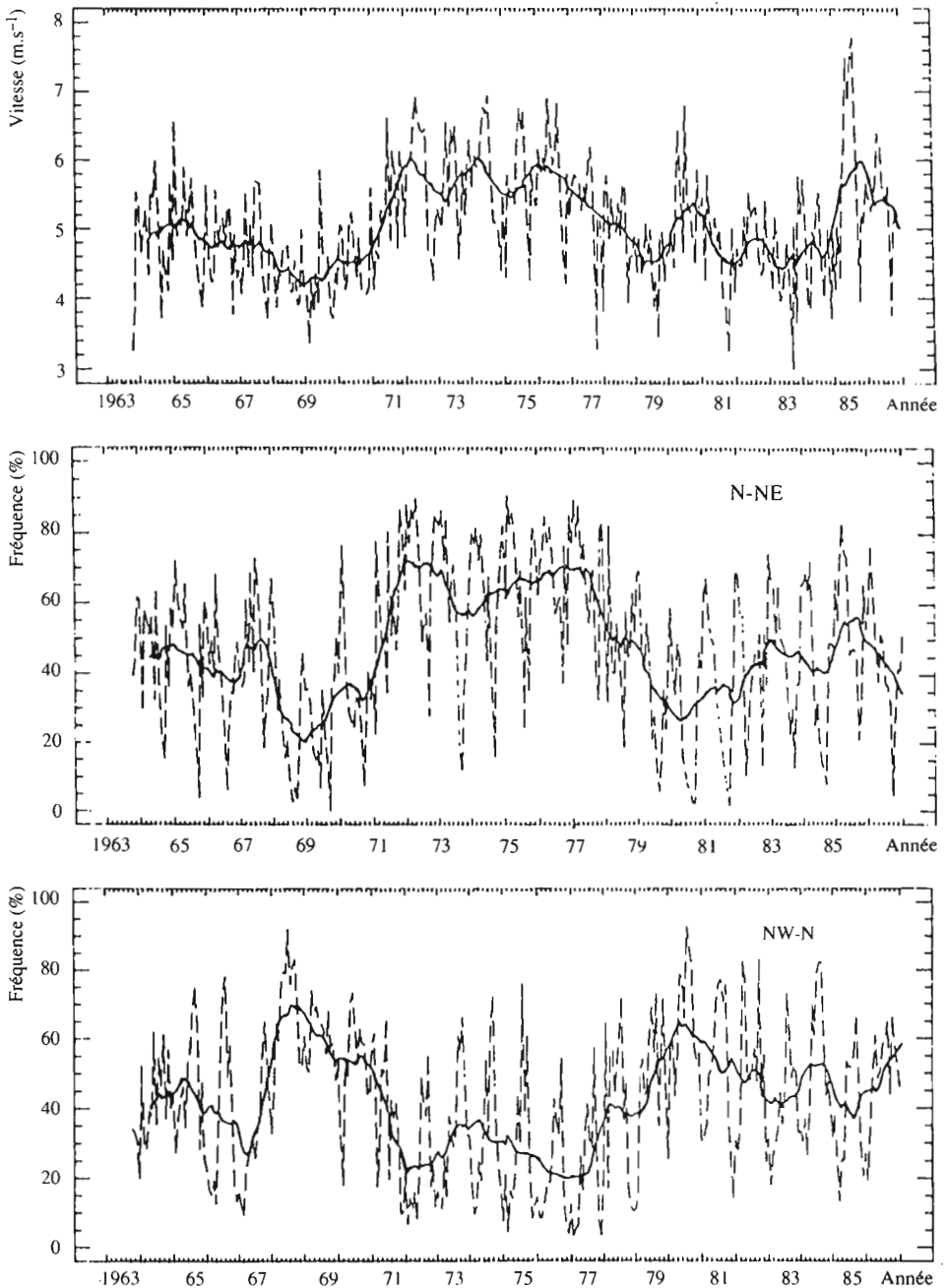


Fig. 10

Evolution entre 1963 et 1986 de l'IUC ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot 10m^{-1}$) en saison froide au nord (trait pointillé) et au sud (trait plein) de la presqu'île du cap-Vert, calculée d'après les données de vent de la station météorologique de l'aéroport de Dakar-Yoff. D'après Roy (1989).

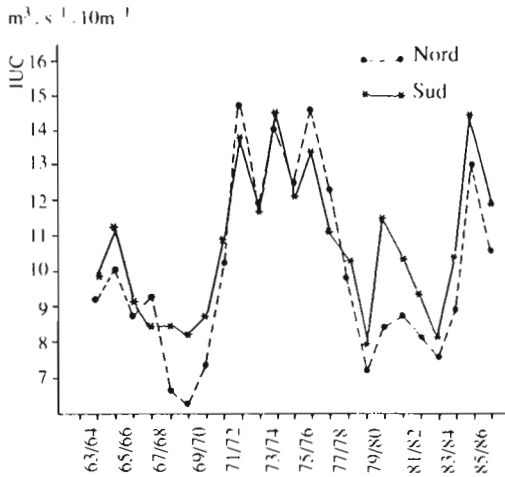
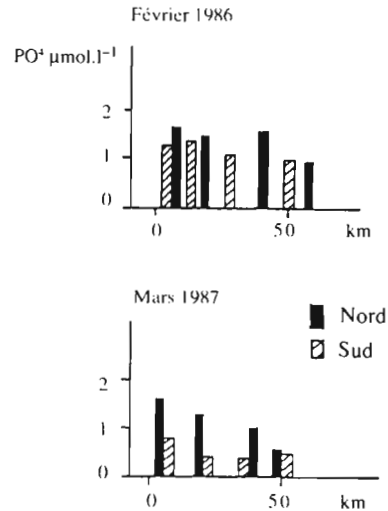


Fig. 11

Distribution en surface le long de deux radiales situées de part et d'autre de la presqu'île du cap Vert des teneurs en phosphate ($\mu mol \cdot l^{-1}$) en février 1986 et mars 1987 (campagnes CIRSEN, CRODT). D'après Roy (1989).



source des upwellings. Une modification de la composition des eaux de la résurgence peut entraîner une variation importante de la production des eaux superficielles (Jacques et Tréguer, 1986). La concentration en sels minéraux des eaux résurgentes au sud du cap Blanc (ECSA) étant plus importante (rapport de 2 à 3) que celle des masses d'eaux rencontrées dans les upwellings sahariens ou maro-caïns, on peut donc s'attendre à une productivité élevée de la zone sénégal-mauritanienne, bien que l'intensité de la résurgence soit de plus faible amplitude qu'au nord (Voituriez et Herbland, 1982).

LES UPWELLINGS OUEST-AFRICAINS

Le régime éolien de la façade atlantique du continent africain entre $30^{\circ}N$ et $10^{\circ}N$ est dominé par des alizés de secteur nord-est à nord-ouest. Le régime saisonnier de ces alizés est le résultat du balancement de l'anticyclone des Açores et de la migration de la Zone Inter-Tropicale de Convergence (ZITC). Au cours de l'hiver boréal, la ZITC atteint sa position la plus méridionale, les alizés s'étendent entre $10^{\circ}N$ et $28^{\circ}N$. A la fin du printemps, la migration vers le nord de la ZITC accompagne celle de la zone anticyclonique des Açores, la région située au sud du cap Blanc ($20^{\circ}N$) est soumise en été à un régime de vent d'ouest chargé d'humidité. Au nord du cap Blanc, les alizés se renforcent et s'étendent au delà de $30^{\circ}N$.

Ces alizés ont une direction sensiblement parallèle à la côte et sont à l'origine des upwellings permanents ou saisonniers qui se développent entre $10^{\circ}N$ et $30^{\circ}N$.

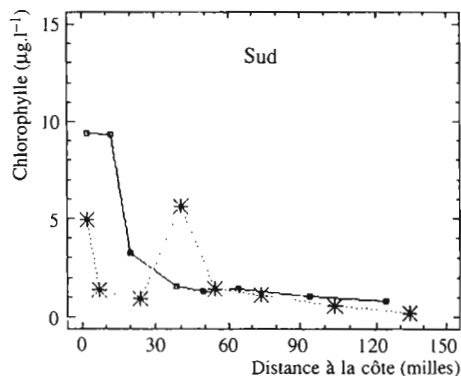
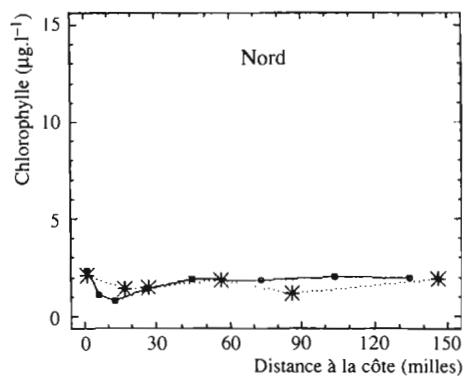
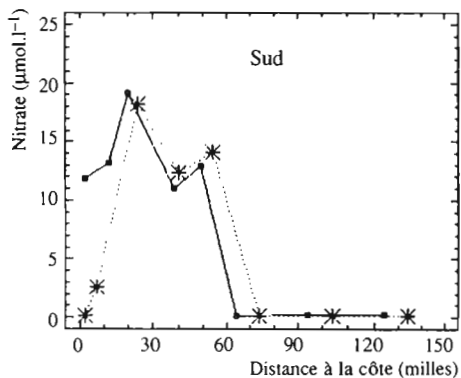
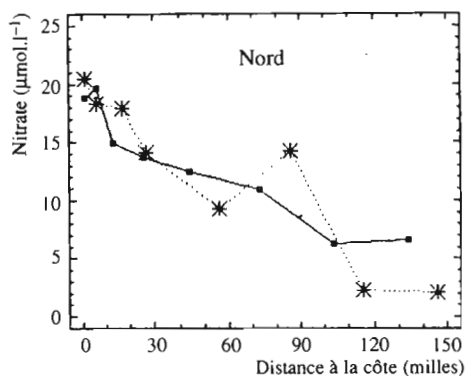
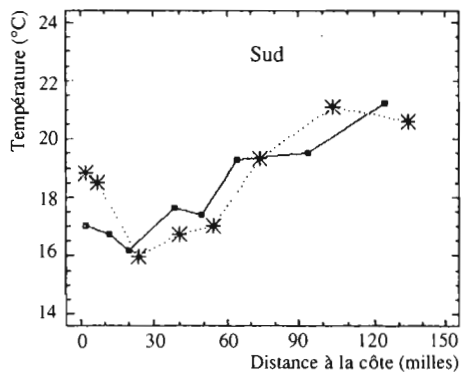
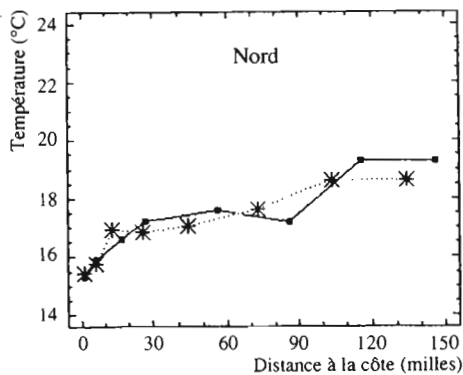
Cycle saisonnier des upwellings ouest africains entre $12^{\circ}N$ et $30^{\circ}N$

Avant d'aborder la variabilité de l'intensité des résurgences ouest-africaines observée au cours des trois dernières décennies, le cycle saisonnier de ces upwellings est rappelé. Le littoral entre $12^{\circ}N$ et $30^{\circ}N$ a été découpé en huit zones couvrant une surface s'étendant sur deux ou trois degrés de latitude et de 60 à 100 milles vers le large (fig. 15 et tab. 1). En chacune des ces zones, l'IUC est calculé à partir des observations de vent réalisées par les bateaux marchands, de 1964 à 1988 (cf. annexe).

Le cycle moyen mensuel des IUC confirme les résultats présentés par Wooster *et al.* (1976) à partir des différences de température entre la côte et le large (fig. 16 et tab. 1). Au nord de la zone centrée sur $26^{\circ}30'N$ (Maroc nord), l'upwelling est saisonnier et se manifeste entre les mois de mars et août ($IUC > 1,5 m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$); c'est la période d'alizés de nord-est accompagnant la migration septentrionale de la Zone Inter-Tropicale de Convergence. Au sud de cette zone et jusqu'à $19^{\circ}N$ (zones Maroc sud, Sahara nord, Sahara sud, Mauritanie nord), l'upwelling est quasi permanent avec cependant un maximum d'activité au cours du printemps (Sahara sud et Mauritanie nord) ou de l'été boréal (Maroc sud et Sahara nord). Entre la zone centrée sur $17^{\circ}N$ et jusqu'à $13^{\circ}30'N$ (zones Mauritanie sud et Sénégal nord et sud), la résurgence se développe en hiver et au printemps où elle atteint son amplitude maximale. Les zones où les valeurs maximales d'IUC sont rencontrées ($> 3,0 m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)

Fig. 12

Distribution le long de différentes radiales situées au nord et au sud du cap Vert, de la température ($^{\circ}\text{C}$), des nitrates ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) et de la chlorophylle ($\mu\text{g.l}^{-1}$) en février 1986, (campagnes CIRSEN, CRODT).



correspondent également aux régions où l'upwelling est permanent (Sahara nord et sud, Mauritanie nord). Les autocorrélations sur les séries d'IUC désaisonnalisées (cf. annexe) montrent que, en dehors du signal saisonnier et mise à part la région Maroc sud pour laquelle on note un coefficient significatif pour les lags situés autour de 20 mois, aucune des séries ne semble contenir de signal périodique (fig. 17). Les coefficients chutent rapidement à des valeurs inférieures à 0,4 pour les lags supérieurs à 10 mois et ne dépassent pas par la suite le seuil de signification (pour les lags inférieurs à 96 mois). Ceci suggère que, en dehors de la variabilité saisonnière, aucun cycle ne peut être identifié sur la période considérée. La périodicité ($T = 40$ mois) observée sur la série d'IUC de la région Maroc sud apparaît également sur la série de vitesse du vent; cependant, cette périodicité ne correspond à notre connaissance à aucun signal déjà identifié.

Chronologie des upwellings ouest-africains de 1964 à 1988

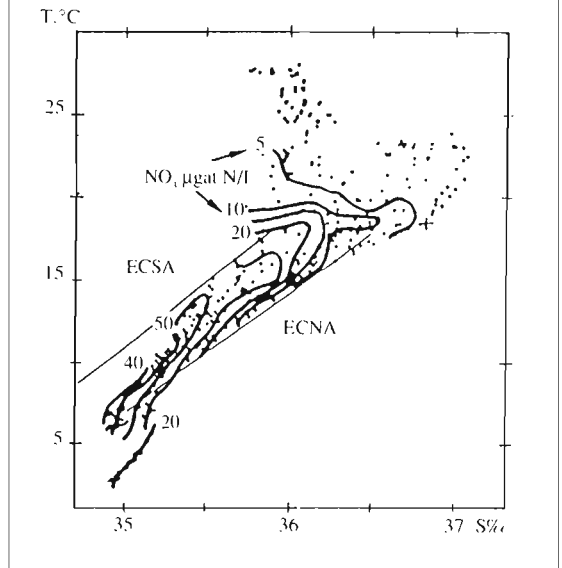
Les séries mensuelles d'IUC permettent de mettre en évidence la variabilité interannuelle ainsi que l'existence d'éventuelles tendances sur le long terme. Pour les zones où l'upwelling est permanent, l'ensemble des séries a été pris en compte; dans celles où l'upwelling se manifeste de manière saisonnière, seule la période d'activité de la résurgence a été retenue (tab. 1).

Un lissage du signal saisonnier par une moyenne mobile (cf. annexe) met en évidence la variabilité interannuelle de l'activité de ces résurgences entre 1964 et 1988 (fig. 18). Entre 25°N et 12°N, chacune de ces séries montre une intensification relative des IUC au cours de la décennie 1970. Cette intensification apparaît également sur les enregistrements des stations météorologiques côtières au Sénégal et en Mauritanie (Teisson, 1982; Arfi, 1985; Roy, 1989). Un ajustement des séries désaisonnalisées par un polynôme (degré un ou deux) met en évidence l'évolution de la tendance sur le long terme dans chacune des huit régions (fig. 19, tab. 2). Entre 25°N et 30°N (zone Maroc sud et nord), un accroissement continu de l'IUC est observé entre 1964 et 1988. Ces résultats concordent avec ceux de Bakun (1990) qui observe un accroissement de la tension du vent parallèle à la côte entre 1946 et 1981. De 16°N à 25°N, la tendance peut être décrite par un polynôme de degré deux; l'IUC, après avoir atteint des valeurs maximales au cours de la décennie 1970, décroît ensuite jusqu'à la fin des années 1980. Entre 12°N et 16°N, on observe un accroissement linéaire de l'IUC, depuis les années 1960.

L'existence de tendances différentes d'une zone à l'autre (linéaire au Sénégal et au nord de 28°N, en forme de dôme dans les autres zones) semble exclure l'hypothèse d'un artefact dû aux méthodes d'observation (type d'anémomètre, taille des bateaux, ...) car les mêmes bateaux traversent chacune des zones. La comparaison des données bateaux marchands avec celles des stations côtières des aéroports montre des points communs entre ces différentes séries : forte activité des upwellings dans

Fig. 13

Diagramme T/S montrant la variation de concentration en nitrate entre ECSA et ECNA (d'après Minas *et al.*, 1982).



les années soixante-dix, suivie d'une période de plus faible activité pendant la décennie 1980 (Teisson, 1982; Arfi, 1985; Roy, 1989). Il semble donc qu'on puisse accorder une certaine validité à ces résultats. Bakun (1990) attribue à l'effet de serre (augmentation du CO_2 atmosphérique) ce renforcement des upwellings qui serait le résultat d'une intensification du vent méridien dû à un accroissement du gradient de pression atmosphérique entre les zones de basses pressions continentales et les zones océaniques. Cette hypothèse ne permet cependant pas de rendre compte de l'évolution des IUC observée entre 16°N et 25°N depuis la fin des années 1980. Une analyse plus détaillée de la dynamique de la circulation atmosphérique serait nécessaire pour tenter de rendre compte de ces phénomènes.

Vitesse du vent et intensité de l'upwelling : deux facteurs limitants

Le vent, s'il est à l'origine des résurgences, engendre également un brassage au sein des couches superficielles. Un milieu riche en éléments minéraux ne suffit pas pour atteindre une production élevée (Jacques et Tréguer, 1986); le brassage créé par le vent à l'intérieur de la masse d'eau est également un des facteurs limitant la production (Huntsman et Barber, 1977). Connaître l'évolution conjointe de l'indice d'upwelling et de la vitesse du vent peut donc s'avérer particulièrement intéressant car, suivant la latitude, l'orientation de la côte, des IUC semblables peuvent correspondre à des vitesses de vent différentes.

Fig. 14

Coupe verticale le long de la côte entre 19°N et 24°N montrant la distribution en nitrate et nitrite ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) (d'après Llinas *et al.*, 1985).

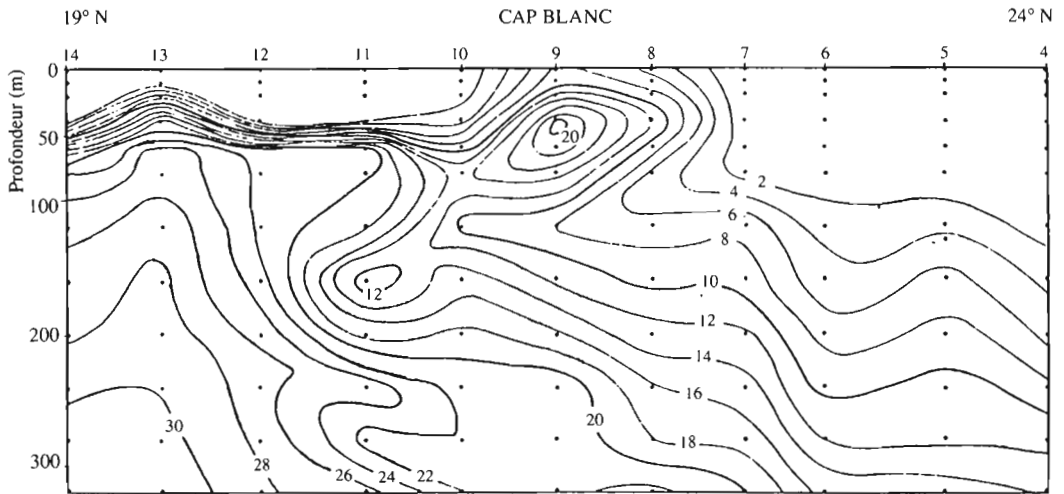


Fig. 15

Localisation des huit zones côtières pour lesquelles un IUC mensuel est calculé à partir des données de bateaux marchands de 1964 à 1988.

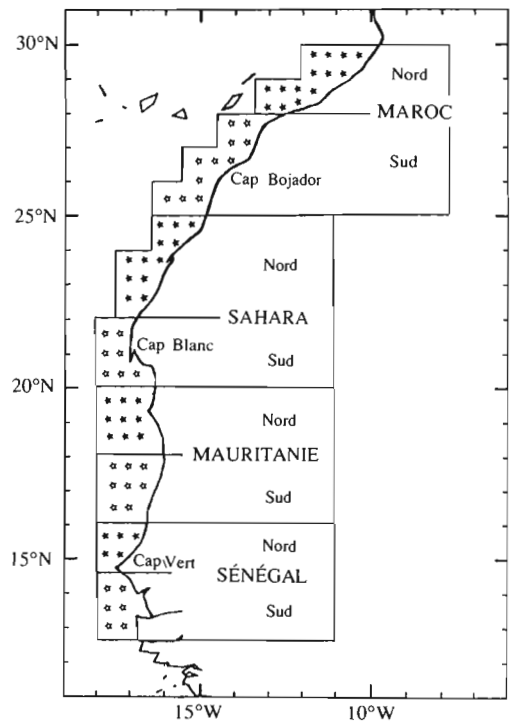


Fig. 16

Cycle annuel moyen et intervalle de confiance ($p > 0,05$) de l'IUC ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$) entre $12^{\circ}30' N$ et $30^{\circ}N$.

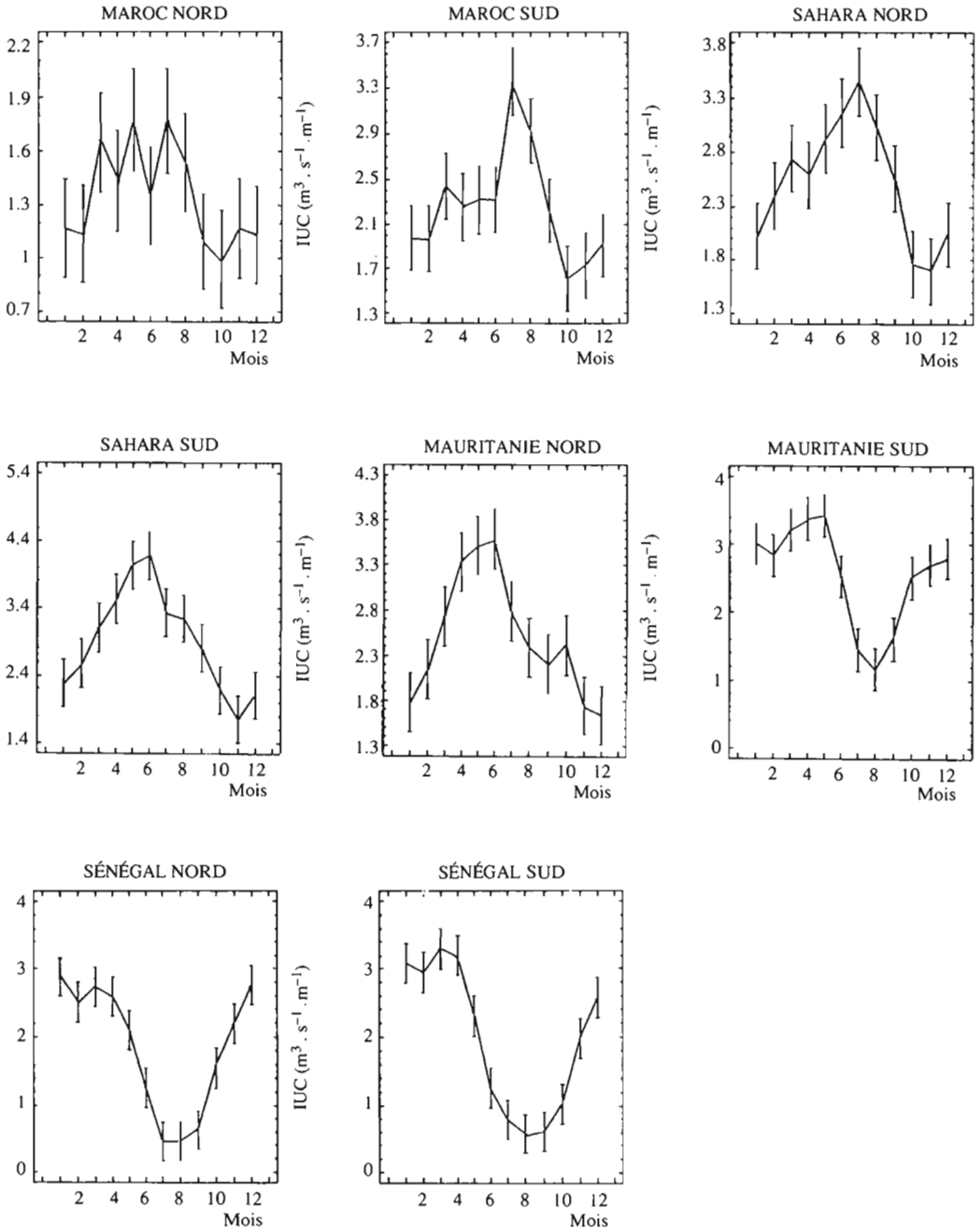


Fig. 17

Autocorrélations des séries mensuelles de l'IUC
($T < 96$ mois) entre $12^{\circ}30' N$ et $30^{\circ}N$.

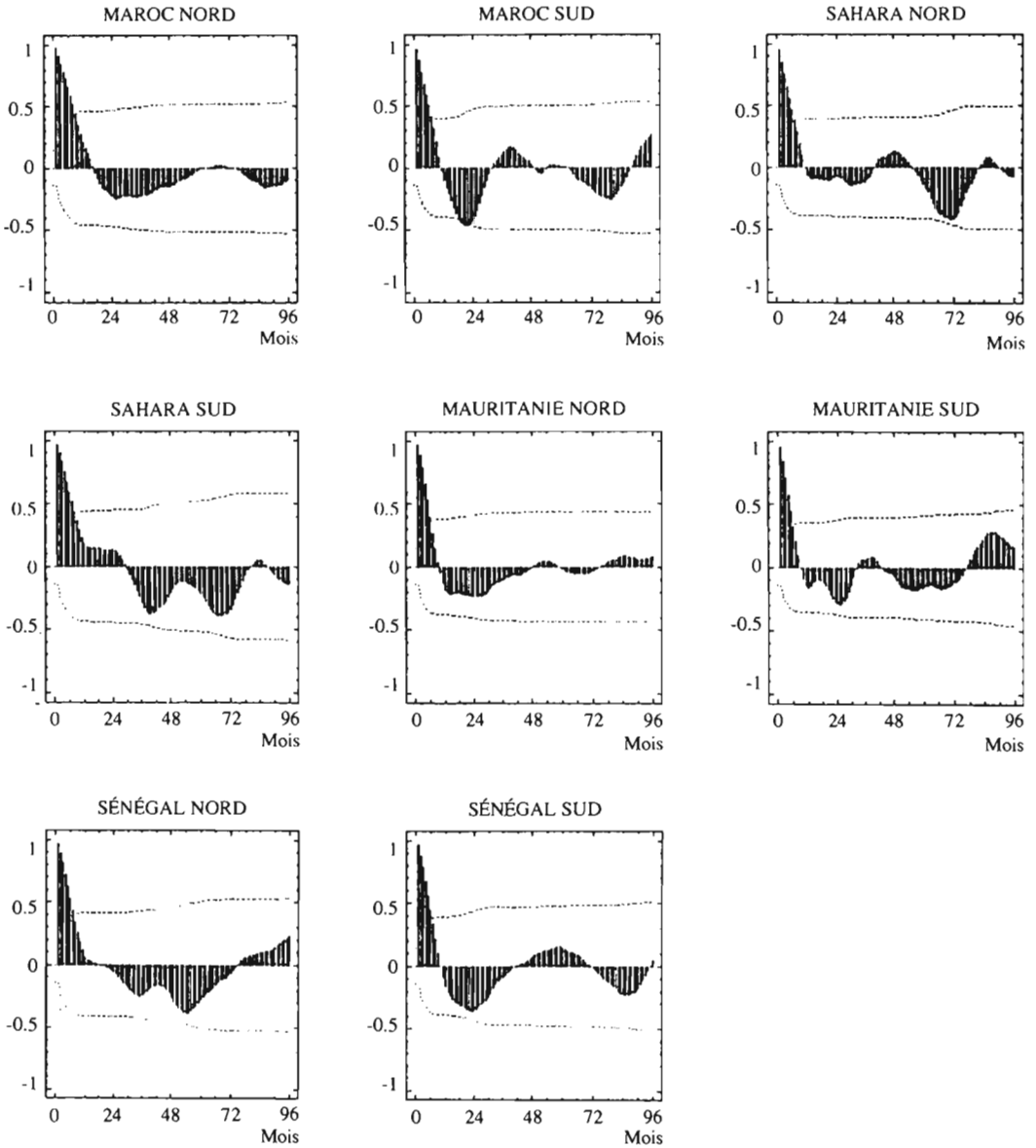
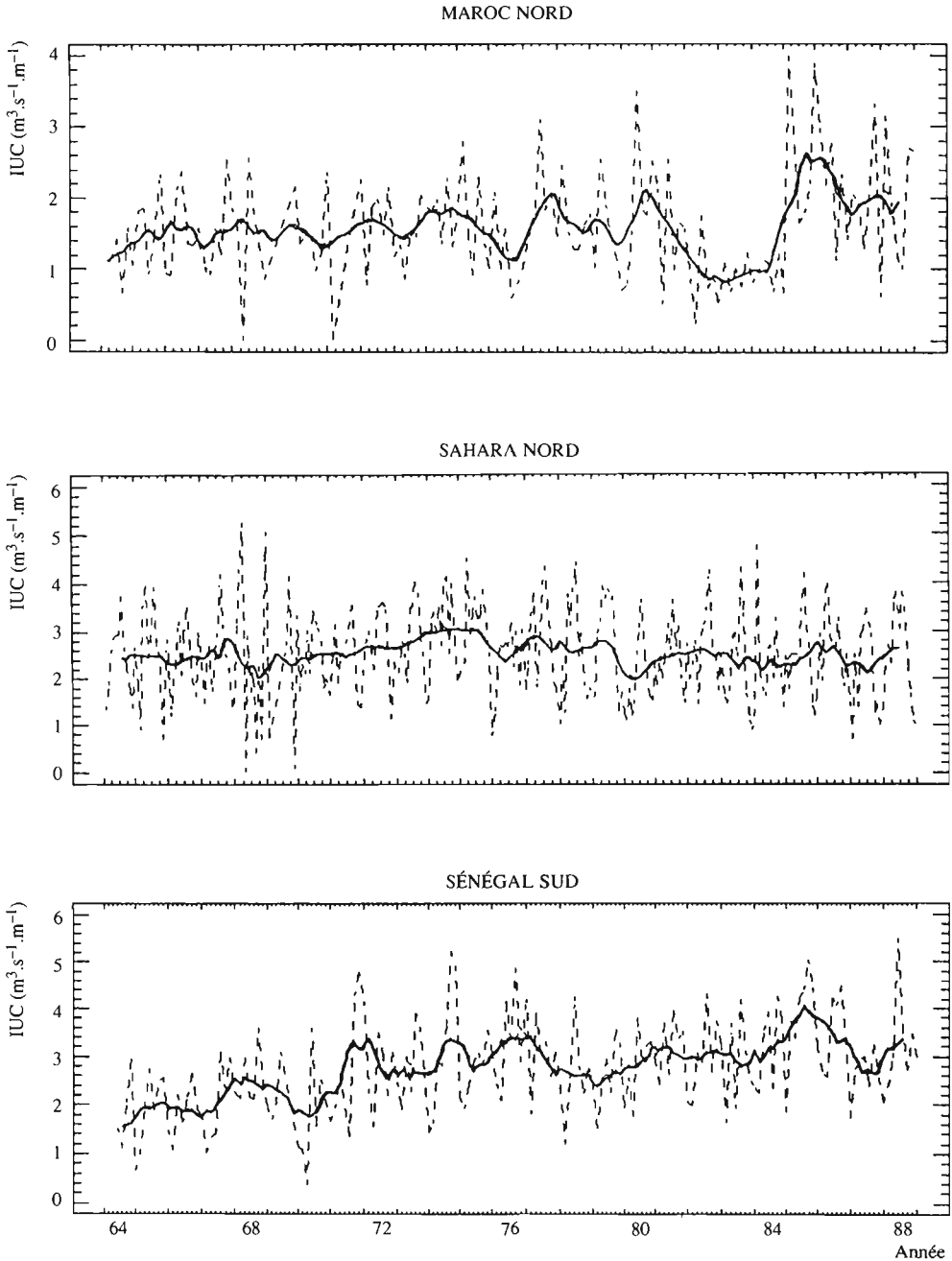


Fig. 18

Exemple de l'évolution entre 1964 et 1988 de l'IUC ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) par mois (données brutes, trait pointillé) et de la variabilité interannuelle (série désaisonnalisée par une moyenne mobile, trait plein) pour les zones Maroc Nord, Sahara Nord et Sénégal sud.



Les huit séries d'IUC calculées à partir des observations des bateaux marchands constituent une base de données intéressante, car homogène le long du littoral ouest-africain, pour examiner et comparer les relations entre intensité de l'upwelling et brassage par le vent. Trois zones ont été sélectionnées : Maroc nord, Sahara nord et Sénégal sud, chacune d'entre elles étant représentative d'un type d'upwelling particulier (saisonnier et vent faible au Sénégal, permanent au Sahara, saisonnier et vent fort au Maroc). Le cycle moyen mensuel du vent et celui de l'IUC ont été calculés (tab. 3 et 4), l'évolution saisonnière du vent en fonction de l'IUC est présentée sur la figure 20.

Au Sénégal (zone Sénégal sud), l'intensité de l'IUC en saison d'upwelling se situe entre $2,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ et $3,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ avec des vitesses de vent restant inférieures à $6,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Par contre, au Maroc (zone Maroc nord) pendant la période d'activité de la résurgence, bien que l'IUC ne dépasse pas $1,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, la vitesse du vent se situe entre $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Au Sahara où l'upwelling est permanent, la vitesse du vent oscille entre $5,8$ et $8,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

L'intervalle entre 6 et $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ est considéré comme une valeur seuil du vent : au delà de cette limite, les facteurs régulant la dynamique du phytoplancton ne sont plus d'origine biologique, le brassage par le vent étant alors le facteur dominant les autres sources de variabilité (Therriault et Platt, 1981; Demers *et al.*, 1987). Ce seuil met en évidence des caractéristiques singulières permettant de distinguer les zones situées au sud du cap Blanc et de celles localisées au nord. Au Sénégal, la vitesse du vent reste voisine de $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en saison d'upwelling, le facteur limitant de la production serait essentiellement les apports de sels minéraux par la résurgence, le vent ne dépassant pas le seuil critique. Au Maroc, la vitesse du vent reste supérieure à ce seuil tout au long de la saison d'upwelling, le facteur limitant la production ne serait pas la quantité de sels nutritifs rendue disponible, la dynamique de la production serait essentiellement dominée par une contrainte physique : le brassage par le vent. Devant les côtes sahariennes, cette contrainte serait dominante de janvier à octobre.

L'effet antagoniste du vent sur la production biologique

Les différences observées dans les cycles de production de part et d'autre du cap Blanc, qui ont été soulignées par Binet (1988 et présent volume), trouvent peut-être leur origine dans l'alternance des facteurs dominant la production biologique de part et d'autre de cette région. Au sud du cap Blanc, les maxima saisonniers de phyto et de zooplancton sont en phase (Toure, 1983; Medina-Gaertner, 1985). Plus au nord et notamment au Maroc, il existe un décalage important entre le développement du phytoplancton qui a lieu en été pendant l'upwelling et celui du zooplancton qui est maximum en automne ou en hiver (Furnestin, 1957, 1976). Binet (1988) attribue à une vitesse de dérive moins importante et à l'existence d'une double cellule de circulation, le couplage étroit entre productions primaire et secondaire au sud du cap Blanc. On note que la limite géographique entre les deux types de production cor-

respond également à celle où le brassage par le vent supplante les apports en sels minéraux comme facteur limitant de la production (fig. 21). Si les éléments apportés par Binet (présent volume) sont indéniablement des facteurs importants permettant un meilleur couplage des productions primaires et secondaires, l'effet du brassage par le vent tel qu'il a été mis en évidence ici ne peut être négligé. Notamment, l'alternance au cours des saisons d'upwelling de périodes pendant lesquelles la production est tantôt dominée par la turbulence et tantôt par les apports en sels minéraux, comme on l'observe vers 25°N (zone Sahara nord, fig. 20), constitue un élément clé de la dynamique saisonnière de ces upwellings et des facteurs de production.

Un cas particulier : l'upwelling ivoiro-ghanéen

La dynamique de l'upwelling ivoiro-ghanéen se distingue de celle des upwellings de la façade est de l'Afrique de l'Ouest. En effet, le vent n'est pas le moteur principal de cette résurgence (Houghton, 1976; Bakun, 1978). Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer l'apparition des eaux froides en surface au cours de l'été boréal le long du littoral de la Côte-d'Ivoire et du Ghana : intensification du courant de Guinée entraînant une remontée de la thermocline (Ingham, 1970), effet d'ondes océaniques se propageant le long des côtes (Moore *et al.*, 1978; Servain *et al.*, 1982; Picaut, 1983), effet de cap au niveau du cap des Trois Pointes et du cap des Palmes (Marchal et Picaut, 1977), contribution du vent local (Colin, 1988). A ce jour, aucun de ces mécanismes ne semble à même de pouvoir expliquer seul la dynamique de cette résurgence, elle serait le reflet d'interactions complexes entre ces différents mécanismes.

L'effet du vent n'étant pas le seul mécanisme à l'origine de cet upwelling, l'IUC ne peut être utilisé pour quantifier la variabilité de cette résurgence, la proximité de l'équateur étant également une limite pour l'application de la théorie d'Ekman. Des indices basés sur les anomalies de température de surface dans la zone côtière ont été proposés (Cury et Roy, 1987; Arfi *et al.*, présent volume).

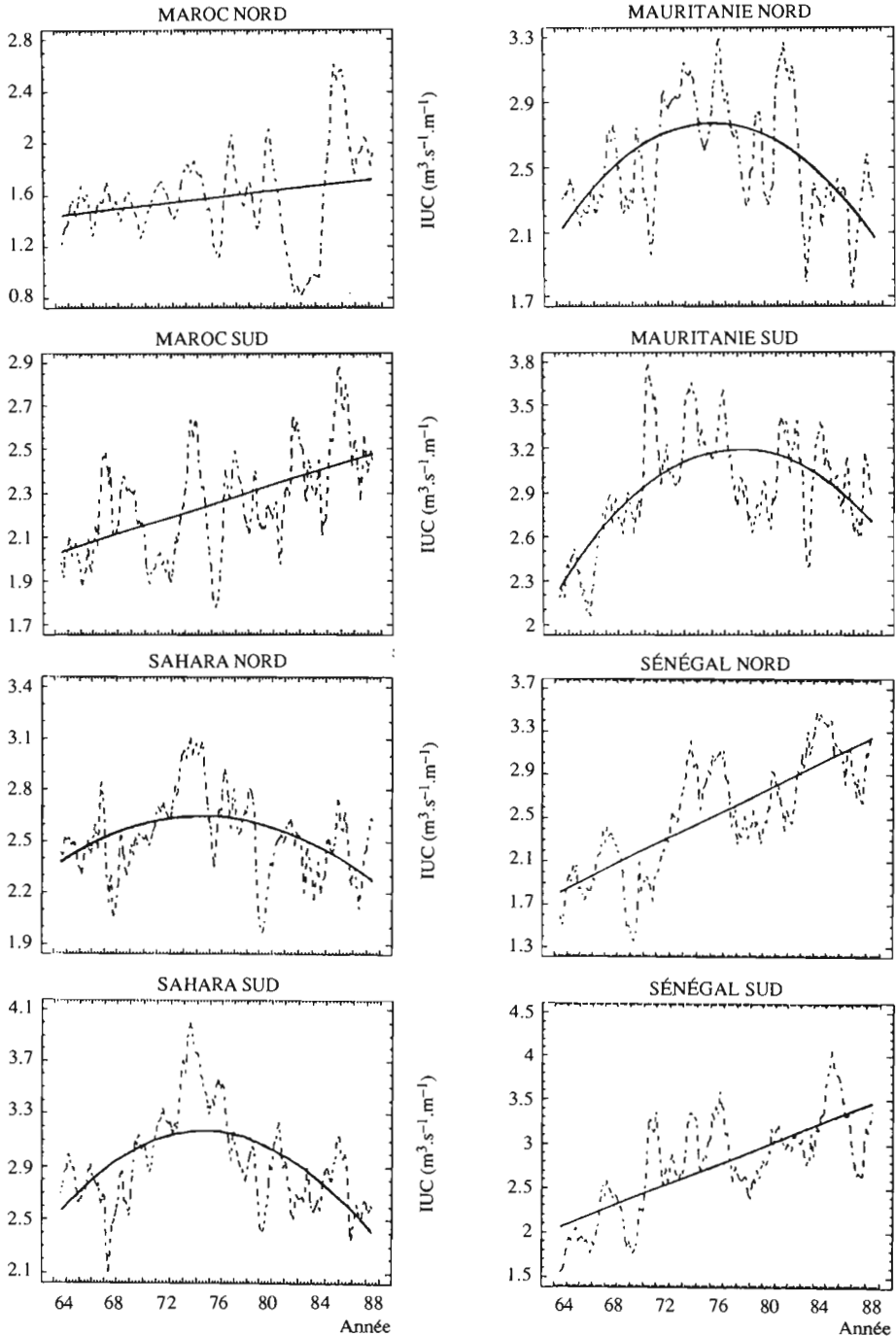
Il est important de noter que, malgré la faiblesse relative des vents dans cette région, les teneurs en sels nutritifs dans la zone côtière suggèrent que l'intensité de cette résurgence peut être comparée à celle des upwellings sénégalais ou de Mauritanie (Herbland et Le Loeuff, à paraître).

CONCLUSION

Le long du littoral ouest-africain, les upwellings côtiers constituent un des traits les plus marquants de l'océanographie de cette région. Qu'ils soient permanents ou saisonniers, ces upwellings modifient profondément les structures physiques et biologiques au sein des écosystèmes et sont à l'origine de la forte productivité biologique de ces régions côtières. Cependant, les composantes physiques et chimiques de ces upwellings diffèrent d'une région à l'autre : la latitude varie entre 5°N (Côte-d'Ivoire) et 35°N (Maroc), l'origine des eaux résurgentes n'est pas la même au Maroc et au

Fig. 19

Variabilité interannuelle de l'IUC ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) (série désaisonnalisée par une moyenne mobile, trait pointillé) et tendance (ajustement par un polynôme de degré un ou deux, trait plein) de 1964 à 1988 entre $12^{\circ}30' \text{ N}$ et 30° N .



Sénégal, le plateau continental est plus ou moins large d'une région à l'autre, l'intensité du vent décroît du nord au sud. Ces différences qualitatives et quantitatives entre les composantes des différents upwellings d'Afrique de l'Ouest génèrent des structures et des dynamiques particulières d'une région à l'autre.

Ces éléments ont des répercussions sur le développement des processus biologiques au sein de ces écosystèmes. Un plateau continental large, par une structure hydrodynamique particulière, accroît le temps de résidence des eaux résurgentes près de la côte et favorise ainsi la rétention et le développement des populations planctoniques dans la zone littorale. Le brassage par le vent apparaît également comme un facteur déterminant permettant de différencier les régions situées de part et d'autre du cap Blanc. Au sud de ce cap, le facteur limitant la production secondaire serait les apports en sels minéraux; plus au nord, les turbulences créées par un vent en général supérieur à $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ seraient le facteur dominant la dynamique de la production primaire et secondaire.

Une intensification générale des alizés et des résurgences caractérise la décennie 1970 le long de la façade Atlantique ouest-africaine. Depuis les années 1980, une tendance linéaire conduit à un accroissement continu des upwellings saisonniers situés au nord de 25°N et au sud du cap Blanc. Les upwellings permanents se développent au nord du cap Blanc et devant les côtes sahariennes montrent une décroissance continue depuis le début des années 1980, leur activité ayant culminé au cours des années 1970.

Fig. 20

Relation entre la vitesse moyenne du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) par mois et l'IUC ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$) mensuel pour les zones Maroc nord, Sahara nord, Sénégal sud (moyenne 1964-1988).

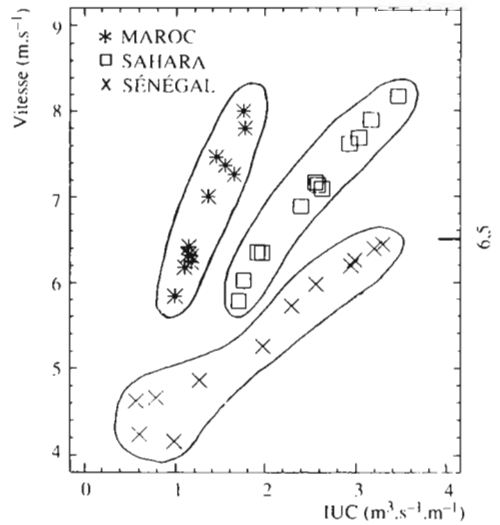
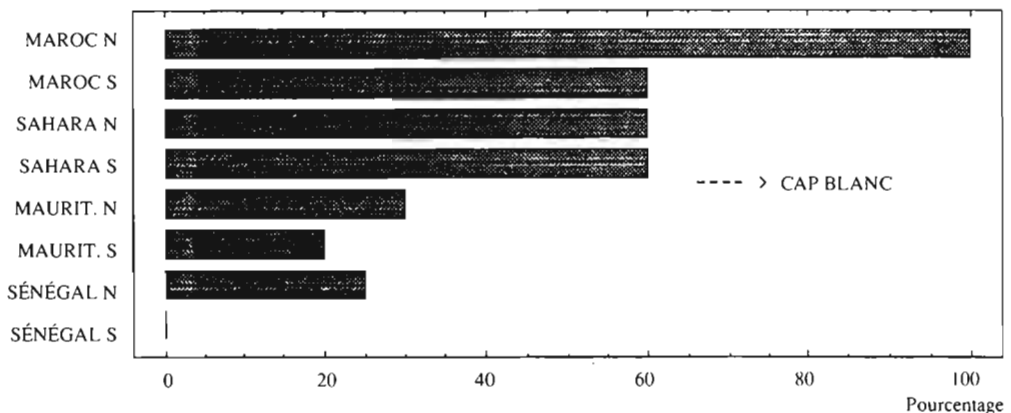


Fig. 21

Rapport, exprimé en %, entre le nombre de mois pendant lesquels la vitesse du vent est supérieure à $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pendant la saison d'upwelling et la durée (exprimée en mois) de cet upwelling entre $12^{\circ}30'\text{N}$ et 30°N .



ANNEXE :

Calcul des séries d'IUC à partir des observations météorologiques des bateaux marchands

Les observations météorologiques récoltées par les navires marchands longeant la côte africaine constituent une base de données particulièrement intéressante, car homogène le long des côtes. Bien que la qualité des données n'atteigne pas celle des stations météorologiques côtières, ces données permettent de s'affranchir des particularités locales attachées aux sites de ces stations côtières (brise de terre, relief modifiant localement le champs de vent, etc), rendant difficile toute étude comparative à l'échelle régionale. L'Indice d'Upwelling Côtier (IUC) pour huit régions situées le long de la façade ouest du continent africain (fig. 15) est calculé de 1964 à 1988 à partir d'un fichier rassemblant les observations météorologiques individuelles recueillies par les bateaux marchands. Ce fichier est constitué des paramètres suivants :

- date
- position
- température de surface de la mer
- composantes NS et EW du vent.

Ce jeu de données a été extrait du fichier TDF11 du National Climatic Center (USA).

Validation des données

Après avoir extrait les données dans chacune des huit zones, un premier test a permis d'éliminer les valeurs jugées aberrantes (température supérieure à 32°C ou inférieure à 8°C, vitesse du vent supérieure à 100km/h). Pour chaque zone, les écart-types mensuels de la température de surface et des deux composantes du vent sont calculés et les valeurs situées au delà de plus ou moins trois fois cet écart type sont éliminées. Le nombre de données par mois après traitement dans chacune des zones est présenté sur la figure 22. Dans chacune des zones, l'année 1969 et les premiers mois de 1971 sont caractérisées par un faible nombre de données (inférieur à 10/mois). Mise à part la zone Maroc nord pour laquelle le nombre moyen de données par mois est de l'ordre de 20, dans les autres zones, plus fréquentées car traversées par des lignes de navigation, le nombre moyen d'observations mensuel varie entre 50 et plus de 100.

La vitesse moyenne du vent par mois (moyenne du module des observations individuelles) de 1964 à 1988, ainsi que le cycle moyen mensuel de ces vitesses ont été calculés pour chacune des huit régions (tab. 4 à 12).

Calcul de l'Indice d'Upwelling Côtier

A partir des observations de vent individuelles, la composante normale à la côte du transport d'Ekman a été calculée :

$$(I) IUC = \frac{r \cdot Cd \cdot V^2}{2 \cdot \Omega \sin(\phi)}$$

- r = densité de l'air
- Cd = coefficient de rugosité à l'interface air-mer
- V² = carré de la composante du vent parallèle à la côte
- Ω = vitesse angulaire de rotation de la terre
- φ = latitude

La côte est modélisée en prenant comme référence l'orientation de l'isobathe 100m (tab. 1). La latitude utilisée est la latitude moyenne de la zone considérée (tab. 1). La densité de l'air a été prise égale à 0,0012 g.cm³. Un coefficient Cd variable permet de rendre compte des variations de la vitesse du vent le long de la côte; ceci permet une comparaison, plus proche de la réalité, de l'intensité de ces upwellings. Les valeurs de Cd, déterminées à partir de la littérature (Hellerman et Rosenstein, 1983; Smith, 1988), sont les suivantes :

- Cd = 0,0010 pour les vitesses inférieures à 5 m.s⁻¹
- Cd = 0,0017 pour les vitesses comprises entre 5 et 8 m.s⁻¹
- Cd = 0,0024 pour les vitesses supérieures à 8 m.s⁻¹

En chacune des zones, une série mensuelle de 1964 à 1988 est construite en faisant la moyenne par mois des IUC positifs, ceci afin de ne prendre en compte que la composante vers le large du transport d'Ekman, responsable de la résurgence (tab. 13 à 20). Ces observations positives représentent, en dehors de la zone Maroc, plus de 80% des observations totales. Le cycle moyen mensuel de l'IUC dans chacune des régions est calculé à partir de ces séries (tab. 3).

Traitement

Après avoir désaisonnalisée et rendue stationnaire chacune des séries mensuelles, le calcul des autocorrélations est réalisé (fig. 17).

Pour les zones où l'upwelling est saisonnier, de nouvelles séries ne comportant que la période d'activité de la résurgence sont construites. Un seuil fixé arbitrairement à 1,5 m³.s⁻¹.m⁻¹ est utilisé pour ce découpage (tab. 1). Dans les zones où l'upwelling est permanent, l'intégralité des séries est conservée. Ces huit séries mensuelles d'IUC en période d'upwelling sont désaisonnalisées à l'aide d'une moyenne mobile (la périodicité étant annuelle pour les upwelling permanents, ou égale à la durée de la saison d'upwelling pour les régions où la résurgence est saisonnière). Ces séries filtrées permettent d'évaluer les fluctuations interannuelles de l'IUC en saison d'upwelling le long de la côte ouest-africaine. Un ajustement de ces séries désaisonnalisées par un polynôme de degré un ou deux permet ensuite de mettre en évidence d'éventuelles tendances sur le long terme (fig. 19, tab. 2).

Fig. 22

Nombre d'observations météorologiques, par mois, réalisées par les bateaux marchands dans les huit régions côtières entre 12°30' N et 30°N.

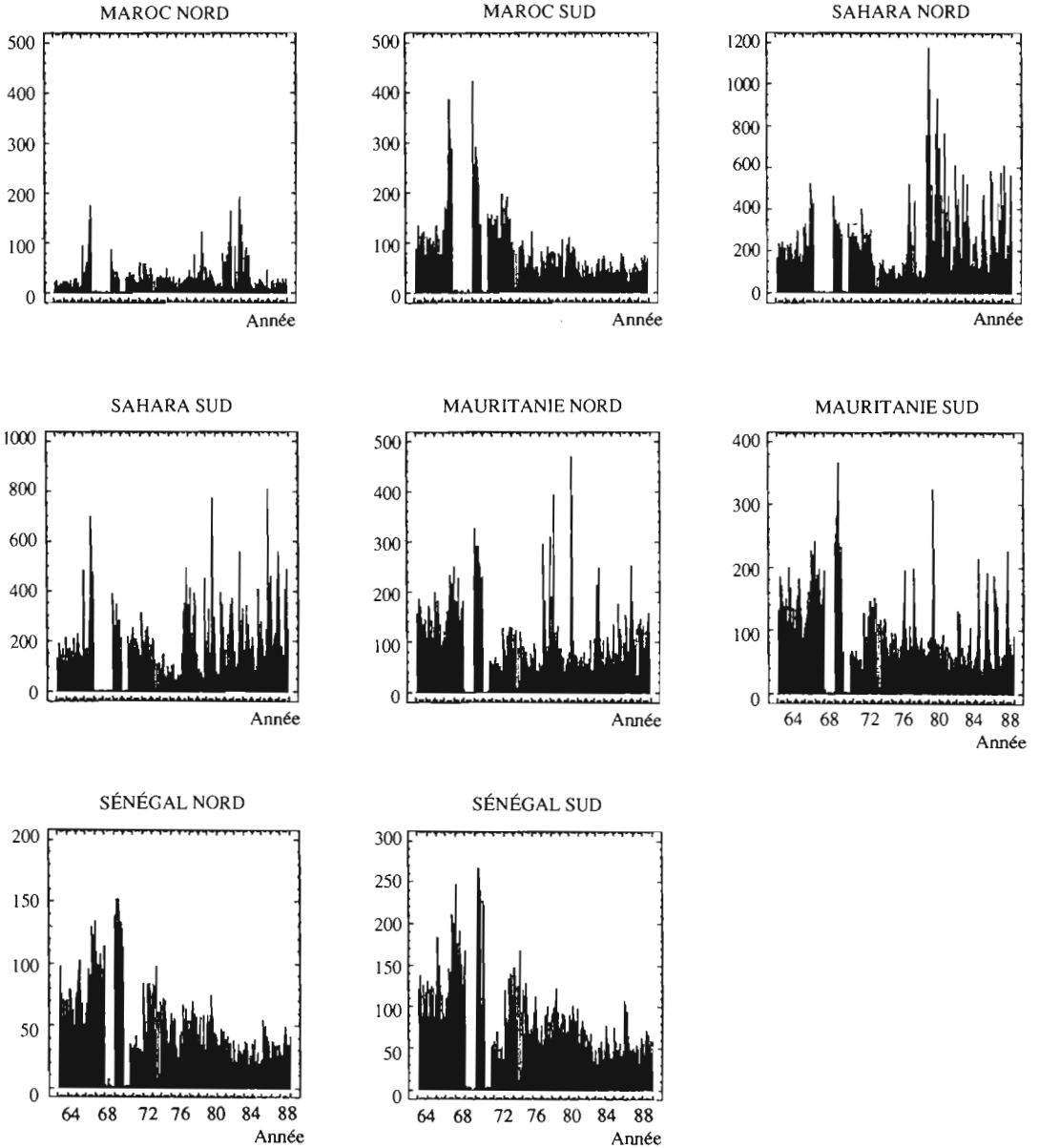


Tableau 1

Calendrier des upwellings, amplitude de variation de l'IUC ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$), latitude moyenne et orientation du plateau continental pour les huit zones considérées.

ZONES	CALENDRIER	INTERVALLE $m^3.s^{-1}.m^{-1}$		LATITUDE ORIENTATION
MAROC NORD	Mars - Août	1,35	1,77	29° N 240°
MAROC SUD	Permanent	1,61	2,93	26° 30' N 220°
SAHARA NORD	Permanent	1,70	3,45	23° 30'' N 205°
SAHARA SUD	Permanent	1,76	4,17	21° N 190°
MAURITANIE NORD	Permanent	1,64	3,59	19° N 260°
MAURITANIE SUD	Oct. à juin	1,60	3,43	17° N 190°
SENEGAL NORD	Déc. à mai	1,54	2,88	15° 20' N 220°
SENEGAL SUD	Déc. à mai	1,98	3,29	13° 30' N 180°

Tableau 2

Paramètres de l'équation de la tendance et erreur type (entre parenthèses) pour les huit séries d'IUC entre 1964 et 1988.

zone	$y = a + b*t + c*t^2$ paramètres (*) et erreur type		
MAROC NORD	a = 1,4 (0,1)	b = 2,0 10 ⁻³ (0,7 10 ⁻³)	
MAROC SUD	a = 2,0 (0,02)	b = 1,6 10 ⁻³ (0,1 10 ⁻³)	
SAHARA NORD	a = 2,4 (0,1)	b = 4,2 10 ⁻³ (0,6 10 ⁻³)	c = -1,6 10 ⁻⁵ (0,2 10 ⁻⁵)
SAHARA SUD	a = 2,6 (0,1)	b = 9,0 10 ⁻³ (0,8 10 ⁻³)	c = -3,3 10 ⁻⁵ (0,3 10 ⁻⁵)
MAURITANIE NORD	a = 2,1 (0,1)	b = 9,2 10 ⁻³ (0,8 10 ⁻³)	c = -3,2 10 ⁻⁵ (0,3 10 ⁻⁵)
MAURITANIE SUD	a = 2,2 (0,1)	b = 1,5 10 ⁻³ (0,1 10 ⁻³)	c = -6,0 10 ⁻⁵ (0,5 10 ⁻⁵)
SENEGAL NORD	a = 1,8 (0,1)	b = 8,5 10 ⁻³ (0,5 10 ⁻³)	
SENEGAL SUD	a = 2,1 (0,1)	b = 8,3 10 ⁻³ (0,6 10 ⁻³)	

(* significatifs pour p < 0,01)

Tableau 3

Cycle moyen par mois de l'IUC ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$) le long de la côte ouest-africaine.

	Maroc nord	Maroc sud	Sahara nord	Sahara sud	Maurit. nord	Maurit. sud	Sénég. nord	Sénég. sud
1	1.17	1.97	1.97	2.29	1.78	3.00	2.88	2.98
2	1.14	1.96	2.40	2.58	2.14	2.83	2.50	2.95
3	1.65	2.44	2.63	3.10	2.73	3.21	2.73	3.29
4	1.44	2.25	2.59	3.53	3.34	3.38	2.59	3.19
5	1.77	2.31	2.93	4.04	3.52	3.43	2.10	2.30
6	1.35	2.32	3.16	4.17	3.59	2.52	1.26	1.26
7	1.76	3.36	3.45	3.32	2.79	1.44	.46	.79
8	1.54	2.93	3.03	3.24	2.39	1.16	.47	.58
9	1.09	2.22	2.56	2.80	2.21	1.60	.63	.61
10	.99	1.61	1.76	2.18	2.41	2.50	1.54	.98
11	1.17	1.72	1.70	1.76	1.75	2.70	2.19	1.98
12	1.13	1.91	1.91	2.11	1.64	2.79	2.75	2.57

Tableau 4

Cycle moyen par mois de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) le long de la côte ouest-africaine.

	Maroc nord	Maroc sud	Sahara nord	Sahara sud	Maurit. nord	Maurit. sud	Sénég. nord	Sénég. sud
1	6.31	6.66	6.34	6.50	6.56	6.93	6.66	6.26
2	6.42	6.76	6.89	6.78	6.56	6.67	6.62	6.19
3	7.26	7.53	7.09	7.26	7.12	7.00	7.01	6.44
4	7.47	7.22	7.14	7.82	7.72	7.34	7.24	6.39
5	7.80	7.35	7.62	8.47	7.99	7.32	6.69	5.73
6	7.00	7.41	7.90	8.61	7.77	6.57	5.84	4.86
7	8.00	8.74	8.18	7.59	6.86	5.54	4.85	4.66
8	7.37	8.18	7.69	7.46	6.42	5.08	4.61	4.62
9	6.18	7.15	7.17	7.02	6.19	5.52	4.51	4.24
10	5.84	6.20	6.03	6.34	6.69	6.27	5.32	4.16
11	6.24	6.45	5.79	5.78	6.14	6.57	6.02	5.26
12	6.32	6.86	6.35	6.45	6.40	6.75	6.54	5.98

DISCUSSION

HERBLAND: Il est important d'insister sur l'hétérogénéité des zones d'upwelling le long du littoral ouest-africain. Des upwellings côtiers peuvent être caractérisés par des indices égaux (anomalies de températures par exemple) mais être le reflet de processus physiques et biologiques très différents.

BINET: Quelle est la différence entre turbulence, transport d'Ekman et indice d'upwelling ?

ROY: La turbulence est estimée à partir de la vitesse du vent élevée au cube, cet indice est indépendant de la latitude. Le transport d'Ekman est calculé à partir de la vitesse du vent au carré, divisé par le paramètre de Coriolis qui est fonction du sinus de la latitude. L'indice d'upwelling, qui est la composante normale à la côte du transport d'Ekman, est fonction de la vitesse du vent, de son orientation par rapport à la côte et de la latitude.

MILLET: Existe-t-il d'autres indices que le transport d'Ekman pour caractériser l'intensité des upwellings ?

ROY: Les différences entre les températures de surface à la côte et au large peuvent être utilisées comme indice de l'intensité d'un upwelling. En utilisant cet indice, on obtient des résultats très proches de ceux obtenus avec le transport d'Ekman.

OUDOT: Il y a cependant des limites à l'utilisation de l'indice d'Ekman qui devient inutilisable près de l'équateur. On fixe la limite de validité de cet indice autour de 4 ou 5 degrés de part et d'autre de l'équateur.

FREON: Il faut, je pense, insister sur l'étroite relation qui lie la dynamique du plancton à l'intensité des turbulences.

ROY: De fortes turbulences peuvent en effet nuire au couplage qui existe entre le phytoplancton et le zooplancton. La stabilité dans la couche homogène détermine l'efficacité de ce couplage.

CHAUVEAU: Est-il possible d'établir une classification des différentes régions d'Afrique de l'Ouest sur le critère de leur richesse halieutique ?

FREON: Il existe une concordance assez bonne entre les valeurs des indices d'upwelling et la richesse halieutique.

CURY: Des différences de productivité d'une zone à l'autre existent et peuvent être quantifiées. Ce n'est pas toujours évident en valeur instantanée mais globalement. A l'échelle saisonnière, l'upwelling de Côte-d'Ivoire apparaît, par exemple, comme étant moins productif que l'upwelling sénégal-mauritanien, bien que de forts enrichissements puissent y être observés ponctuellement.

MARCHAL: Quelle est l'influence des sous-courants, des tourbillons, d'une part sur les eaux transportées vers le large et d'autre part sur le flux de compensation ?

ROY: Effectivement, dans un upwelling côtier les structures sont tourbillonnaires. Le modèle d'Ekman est une simplification extrême des processus physiques mis en jeu. Cependant, si l'on s'intéresse à la circulation résiduelle, il y a un bon accord entre les observations et ce modèle très simple.

MARCHAL: Que se passe-t-il si le vent dominant provient de l'équateur ?

ROY: On observe un «downwelling», c'est-à-dire une accumulation d'eau à la côte.

CITEAU: Existe-t-il des validations qui permettent de considérer que la turbulence peut s'exprimer par la vitesse du vent au cube ? Le nombre de Richardson par exemple.

ROY: Le nombre de Richardson fait référence à la stabilité qui résulte de la stratification verticale et des courants existants au sein d'une masse d'eau. Nous nous intéressons ici au transfert d'énergie à l'interface air-mer. De nombreuses références sur ce sujet existent dans la littérature.

BIBLIOGRAPHIE

- Arfi, R. 1985. Variabilité inter-annuelle d'un indice d'intensité des remontées d'eaux dans le secteur du Cap-Blanc (Mauritanie). *J. Fish. Aquat. Sci.* 12:1969-1978.
- Bainbridge, V. 1960. The plankton of inshore waters off Freetown, Sierra Leone. Fishery publications, Colonial Office 13, 43 p.
- Bakun, A. 1973. Daily and weekly upwelling indices, West Coast of north America 1946-71. U.S. Dep. Comm., NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-671, 103p.
- Bakun, A. 1978. Guinea current upwelling. *Nature*, 271: 147-150.
- Bakun, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247: 198-201.
- Bakun, A. et R.H. Parrish. 1980. Environmental inputs to fishery population models for eastern boundary current regions. *In: Workshop on the effects of environmental variation on the survival of larval pelagic fishes*. G. D. Sharp, ed. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, Paris. IOC Workshop Rep., 28:67-104.
- Barber, R.T. et R.L. Smith. 1981. Coastal upwelling ecosystems. *In: Analysis of marine ecosystems*, A. Longhurst, ed, Academic Press, p31-68.
- Barton, E.D. 1985. Structure and variability of the central water mass front off Cabo Blanco. October 1981-April 1982. *In: Simposio Internacional sobre las areas de afloramiento mas importantes del Oeste Africano*, C. Bas, R. Margalef et P. Rubies (eds), Instituto de investigaciones pesqueras, Barcelona, Vol. 1, p. 49-61.

- Belvèze, H. et K. Erzini. 1983. The influence of hydroclimatic factors on the availability of the sardine (*Sardina pilchardus*, Walbaum) in the moroccan atlantic fishery. In: Proceedings of the expert consultation to examine changes in abundance and species composition of neritic fish resources, G.D. Sharp, J. Csirke Ed., FAO, FIRM/R, 291 (2): 285-327.
- Binet, D. 1983. Phytoplankton et production primaire des régions côtières à upwelling saisonniers dans le Golfe de Guinée. Océanogr. trop., 18 (2): 331-335.
- Binet, D. 1988. Rôle possible d'une intensification des alizés sur le changement de répartition des sardines et sardinelles le long de la côte ouest-africaine. Aquat. living Resour., 1: 115-132.
- Boëly, T., Fréon P. et B. Stequert. 1982. La croissance de *Sardinella aurita* (Val. 1847) au Sénégal. Océanogr. trop., 17(2): 103-119.
- Brink, K.H. 1983. The near-surface dynamics of coastal upwelling. Prog. Oceanogr., 12: 223-257.
- Colin, C. 1988. Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program. Oceanologica Acta, 11: 125-138.
- Cury, P. 1989. Approches modélisatrices des relations à court, moyen et long termes entre la dynamique des stocks de poissons pélagiques côtiers et les fluctuations climatiques. Thèse de Doctorat de Biomathématiques. Université Paris 7, 258p.
- Cury, P. et C. Roy. 1987. Upwelling et pêche des espèces pélagiques côtières de Côte-d'Ivoire: une approche globale. Oceanologica Acta., 10, 3: 347-357.
- Cury, P. et C. Roy. 1989. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. Can. J. Fish. Aquat. Sci., 46: 670-680.
- Cushing, D. H. 1982. Climate and fisheries. Academic Press, New York and London, 373p.
- Cushing, D.H. 1989. A difference in structure between ecosystems in strongly stratified waters and in those that are only weakly stratified. J. Plankt. Res., 11: 1-13.
- Demers, S., J.C. Theriault, E. Bourget et A. Bah. 1987. Resuspension in the shallow sublittoral zone of a macrotidal estuarine environment: wind influence. Limnol. Oceanogr., 32(2): 327-339.
- Ekman, V.W. 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Ark. f. Mat. Astr. och Fysik. K. Sv. Vet. Ak., Stockholm, Vol. 2, 11.
- Elsbery, R.L. et R.W. Garwood. 1978. Sea surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms. Bull. Amer. Meteor. Soc., 59 (7): 786-789.
- FAO, 1985. Rapport de la troisième réunion du groupe de travail ad hoc sur la sardine (*Sardina pilchardus* Walb.). COPACE/PACE series 85/39, 157p.
- Fraga, R. 1974. Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. Téthys, 6:5-10.
- Fraga, F., E.D. Barton et O. Llinas. 1985. The concentration of nutrients salts in «pure» North and South Atlantic Central Waters. In: Simposio Internacional sobre las areas de afloramiento mas importantes del Oeste Africano, C. Bas, R. Margalef et P. Rubies, (eds.), Instituto de investigaciones pesqueras, Barcelona, Vol. 1, p. 25-36.
- Fréon, P. 1984. Des modèles de production appliqués à des fractions de stock dépendants des vents d'upwelling (pêche sardinière au Sénégal). Océanogr. Trop., 19 (1): 67-94.
- Fréon, P. 1988. Réponses et adaptations des stocks de clupéidés d'Afrique de l'ouest à la variabilité du milieu et de l'exploitation: Analyse et réflexion à partir de l'exemple du Sénégal. Etudes et Thèses, ORSTOM, 287 p.
- Furnestin, M. L. 1957. Chaetognathes et zooplancton du secteur atlantique marocain. Rev. Trav. Inst. Pêches marit. 21 (1 et 2), 356 p.
- Furnestin, M. L. 1976. Les copépodes du plateau continental marocain et du détroit canarien. I. Répartition quantitative. Cons. int. Explor. Mer, CM 1976/L: 8, 5p.
- Furnestin, J. et M.L. Furnestin. 1959. La reproduction de la sardine et de l'anchois des côtes Atlantiques du Maroc (saisons et aires de ponte). Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 23, 1:, 79-104.
- Gning I., C. Roy et D. Toure. à paraître. Variabilité spatio-temporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les cotes du Sénégal. A paraître dans Doc. Sci. Cent. Rech. Oceanogr. Dakar-Thiaroye.
- Gouriou, Y. 1988. Le milieu dans l'Atlantique tropical est. In Fonteneau, A. et J. Marcille (eds), Ressources, pêche et biologie des thonidés tropicaux de l'Atlantique centre-est. FAO, Doc. Tech. Pêches:, 292: 11-32.
- Halpern, D. 1976. Structure of a coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. Deep-Sea Res., 23: 495-508.
- Haury, L.R. 1984. An offshore eddy in the California current system, part 4: plankton distributions. Prog. Oceanogr., 13: 95-111.
- Haury, R. H., J. J. Simpson, J. Pelaez, C. J. Koblinsky et D. Weisenhahn. 1986. Biological consequences of a recurrent eddy off Point Conception, California. J. Geophys. Res., 91, C11: 12937-12956.
- Hellerman, S. et M. Rosenstein. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. J. Phys. Oceanogr., 13, 7: 1093-1104.
- Herbland, A. et P. Le Loeuff. 1988. Les sels nutritifs au large de la Côte d'Ivoire. In : Environnement et ressources aquatiques de Côte d'Ivoire., I le milieu marin. Le Loeuff P., E. Marchal, J. B. Amon Kothias (eds), ORSTOM Paris.
- Holloday, C. G. et J.J. O'Brien. 1975. Mesoscale variability of sea surface temperatures. J. Phys. Oceanogr., 5: 761-772.
- Houghton, R. W. 1976. Circulation and hydrographic structure over the Ghana continental shelf during the 1974 upwelling. J. Phys. Oceanogr., 6: 909-924.
- Huntsman, S. A. et R. T. Barber. 1977. Primary production off northwest Africa : the relationship to wind and nutrient conditions. Deep-Sea Res., 24: 25-34.
- Ingham, M. C. 1970. Coastal upwelling in the northwestern of Gulf of Guinea. Bull. Mar. Sci., 20: 2-34.
- Jacques, G. et P. Tréguer. 1986. Ecosystèmes pélagiques marins. Collection d'écologie, 19. Masson ed., Paris, 243p.
- Koblinsky, C. J., J. J. Simpson et T. D. Dickey. 1984. An offshore eddy in the California current system, part 2 : surface manifestation. Prog. Oceanogr., 13: 51-69.
- Llinas, O., F. Fraga et E.D. Barton. 1985. Nutrient distributions in the central water mass front near Cabo Blanco, October 1981. In: Simposio Internacional sobre las areas de afloramiento mas importantes del Oeste Africano, C. Bas, R. Margalef et P. Rubies (eds.), Instituto de investigaciones pesqueras, Barcelona, Vol. 1, p. 37-48.
- Manriquez, M. et F. Fraga. 1982. The distribution of water masses in the upwelling region of Northwest Africa in November. Rapp. P.-v. Réunion. Cons. int. Explor. Mer, 180: 39-47.
- Marchal, E. et J. Picaut. 1977. Répartition et abondance évaluées par échantillonnage des poissons du plateau continental ivoiro-ghanéen en relation avec les upwellings locaux. J. Res. Océanogr., 2: 39-57.
- Medina-Gaertner, M. 1985. Etude du zooplancton côtier de la baie de Dakar et de son utilisation par les poissons comme source de nourriture. Thèse 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, Brest: 141p.
- Mendo, J., L. Pizarro et S. Castillo, 1987. Monthly turbulence and Ekman transport indexes, 1953 to 1985, based on local wind records from Trujillo and Callao, Peru. In: D. Pauly and I. Tsukayama (eds.), The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change. ICLARM studies and Reviews 15, 351p. IMARPE, Callao,

Peru; GTZ, Eschborn, Federal Republic of Germany; and ICLARM, Manila, Philippines

- Minas, H.J., Codiposti L.A., R.C. Dugdale. 1982. Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180: 148-183.
- Mittelstaedt, E. 1983. The upwelling area off Northwest Africa. A description of phenomena related to coastal upwelling. Prog. Oceanogr., 12: 307-331.
- Moore, D. W., P. Hisard, J.P. McCreary, J. Merle, J.J. O'Brien, J. Picaut, J.M. Verstraete et C. Wunsch. 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic ocean. Geophys. Res. Lett., 5: 637-640.
- Niiler, P.P. et E.B. Kraus. 1977. One-dimensional models of the upper ocean. In :E.B. Kraus (ed.), Modelling and prediction of the upper layers of the ocean. Pergamon Press, New-York, p.143-172.
- Parrish, R.H., A. Bakun, D.M. Husby, et C.S. Nelson. 1983. Comparative climatology of selected environmental processes in relation to Eastern boundary current pelagic fish reproduction. In: Proceedings of the expert consultation to examine changes in abundance and species composition of neritic fish resources, G.D. Sharp, J.Csirke (ed.), FAO Fish Rep., 291, 3, 731-777.
- Picaut, J. 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 13: 1, 18-37.
- Rébert, J. P. 1983. Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye, 93, 186p.
- Rossignol, M. et M.T. Aboussouan. 1965. Hydrologie marine côtière de la presqu'île du Cap-Vert. Contribution à l'étude de la productivité des eaux. Doc. Sci. CRODT, 2, 166p.
- Roy, C. 1989. Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. Oceanologica Acta., 12, (4): 361-369.
- Roy, C., P. Cury, A. Fontana et H. Belvèze. 1989. Stratégies spatio-temporelles de la reproduction des clupéidés des zones d'upwelling d'Afrique de l'Ouest. Aquat. Living Resour., 2:21-29.
- Servain, J., J. Picaut et J. Merle. 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic ocean. J. Phys Oceanogr., 12: 457-463.
- Simpson, J.J., C.J. Koblinsky, J. Pelaez, L.R. Haury et D. Weisenhahn. 1986. Temperature-plant pigment-optical relations in a recurrent offshore mesoscale eddy near Point Conception, California. J. Geophys. Res., 91, C11: 12919-12936.
- Simpson, J.J., C.J. Koblinsky, L.R. Haury et T. D. Dickey. 1984. An offshore eddy in the California current system, preface. Prog. Oceanogr., 13: 1-4.
- Smith, R.L. 1968. Upwelling. Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev., 6: 11-46.
- Smith, R.L. 1981. A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa and Peru. In: Coastal Upwelling, (ed.), F.A. Richards American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Smith, S. D. 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res., 93, C12: 15467-15472.
- Stevenson, M.R., R. Garvine et B. Wyatt. 1974. Lagrangian measurements in a coastal upwelling zone off Oregon. J. Phys. Oceanogr., 4: 321-336.
- Teisson, C. 1982. Application de la théorie d'Ekman à l'étude des courants et des remontées d'eaux profondes le long des côtes sénégalaises. Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye, 106, 79p.
- Therriault, J.C. et T. Platt. 1981. Environmental control of phytoplankton patchiness. J. Fish. Res. Bd. Can.: 38(6): 368-641.
- Touré, D. 1983. Contribution à l'étude de l'upwelling de la baie de Gorée (Dakar-Sénégal) et de ses conséquences sur le développement de la biomasse phytoplanctonique. Doc. sci. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye, 93, 186 p.
- Voituriez, B. et Herbland A. 1982. Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique tropical est: dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180: 114-130.
- Wooster, W. S., A. Bakun et D.R. McLain. 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. J. Mar. Res., 34: 131-141.