

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par
Stéphane POUS

à L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Spécialité : Océanographie Physique et Environnement

dynamique océanique dans les Golfes Persique et d'Oman

Date de soutenance : 7 décembre 2005

Composition du jury :

Mme Sabrina SPEICH	Présidente de jury
M. Thierry DELCROIX	Rapporteur
M. Gurvan MADEC	Rapporteur
M. Xavier CARTON	Directeur de thèse
M. Pascal LAZURE	Co-directeur de thèse
M. Yves MOREL	Examineur

Thèse préparée au sein du laboratoire de Physique des Océans
UMR n° 6523 CNRS-IFREMER-UBO et au Département
DYNECO/PHYSED de l'IFREMER à Brest

Table des matières

1	Introduction	7
1.1	Description de la zone	9
1.2	Processus physiques	10
1.2.1	La marée	10
1.2.2	Les vents	12
1.2.3	La circulation thermohaline	12
1.3	Circulation générale	13
1.4	Formation et écoulement d'eau persique PGW	15
1.5	Modélisations des Golfes Persique et d'Oman	16
1.6	Objet de la thèse	17
2	Campagne GOGP99	19
2.1	Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman - Results from the GOGP99 Experiment	21
2.2	Part I. Strait of Hormuz	22
2.2.1	Introduction	22
2.2.2	Data collection and processing	24
2.2.3	Hydrology and currents in the vicinity of the Strait of Hormuz	27
2.2.3.1	Hydrological features	27
2.2.3.2	Short-term variability	34
2.2.4	Temporal variations of velocity and temperature from moorings and floats south of the Strait of Hormuz	36
2.2.4.1	Velocity features	36
2.2.4.2	Temperature variability	40
2.2.4.3	Surdrift float trajectories	43
2.2.5	Discussion and conclusions	45
2.3	Part II. Gulf of Oman	50
2.3.1	Introduction	50
2.3.2	Data collection and processing	52
2.3.3	Structure and variability of the PGW outflow in the Gulf of Oman	55
2.3.3.1	Hydrological characteristics of PGW core and mixing with neighboring water masses	56
2.3.3.2	Pathways, geometrical characteristics and spatial varia- bility of PGW	58
2.3.3.3	Short term variability of the PGW core	63
2.3.3.4	Drogued buoy trajectories in and near the PGW core	64
2.3.4	General circulation and regional features in the Gulf of Oman	67

2.3.4.1	Thermohaline characteristics and currents near the thermocline	67
2.3.4.2	Characteristics and dynamics of water masses at 100 m depth	69
2.3.4.3	Hydrology and circulation at the level of the PGW core	70
2.3.4.4	Deeper water masses and flow	72
2.3.5	Summary and conclusions	73
2.4	Conclusions	82
3	La dynamique de la marée barotrope	83
3.1	Introduction	85
3.2	Le modèle 2D	85
3.3	Bathymétrie et conditions aux limites	86
3.4	Résultats de la modélisation bidimensionnelle	87
3.4.1	Validations et amphidromes	87
3.4.2	Marée complexe	93
3.4.3	Courant maximum et courant résiduel	95
3.4.4	Sensibilité à la bathymétrie	97
3.4.5	Validations complémentaires	99
3.5	Conclusions	101
4	Modélisation tridimensionnelle	103
4.1	Introduction	105
4.2	Etudes de processus	107
4.2.1	La marée	107
4.2.2	La circulation induite par le vent	112
4.2.3	Le devenir des panaches fluviaux	118
4.2.4	Les effets du vent et de la marée	122
4.2.4.1	Situation classique	122
4.2.4.2	Autres situations schématiques	124
4.2.5	Conclusions sur les études de processus	126
4.3	Circulation générale	127
4.3.1	Introduction	127
4.3.2	Le modèle schématique	128
4.3.3	Configurations des simulations réalistes	130
4.3.4	Etat initial et spinup	133
4.3.5	Cycle saisonnier et principales caractéristiques dynamiques et thermohalines	138
4.3.5.1	Circulation dans le Golfe Persique	138
4.3.5.2	Structures thermohalines dans le Golfe Persique	146
4.3.5.3	Echanges au détroit d’Hormuz	160
4.3.5.4	Circulation dans le Golfe d’Oman	168
4.3.5.5	Structure thermohaline dans le Golfe d’Oman	170
4.3.6	Variabilité inter-annuelle	174
4.3.6.1	Considérations générales	174
4.3.6.2	Variabilité dans le Golfe Persique des structures hydrologiques liées à l’inflow IOSW	183

4.3.6.3	Variabilité de la formation de l'outflow PGW	184
4.3.6.4	Variabilité des caractéristiques de l'inflow IOSW et de l'outflow PGW au détroit d'Hormuz	184
4.3.7	Variabilité haute fréquence	189
4.3.7.1	Variabilité très haute fréquence à l'échelle du forçage de marée	189
4.3.7.2	Variabilité haute fréquence introduite par les forçages atmosphériques	189
4.3.7.3	Variabilité haute fréquence de la circulation thermohaline à proximité du détroit d'Hormuz	191
4.3.8	Conclusions sur la simulation basse résolution de référence	198
4.4	Etude de sensibilité	199
4.4.1	Introduction	199
4.4.2	Sensibilité aux forçages et à leur prise en compte	199
4.4.2.1	Influence de la prise en compte des flux atmosphériques	199
4.4.2.2	Influence du taux d'évaporation	202
4.4.2.3	Simulation avec les flux issus de la climatologie COADS	204
4.4.2.4	Influence des fleuves	204
4.4.3	Sensibilité à la paramétrisation du mélange	206
4.4.3.1	Introduction	206
4.4.3.2	Influence de la dissipation horizontale	206
4.4.3.3	Influence de la paramétrisation du mélange vertical	206
4.4.3.4	Influence de la paramétrisation du mélange vertical au détroit d'Hormuz	211
4.4.4	Conclusions sur les études de sensibilité	214
4.5	Modélisation haute résolution	215
4.5.1	Description du modèle	215
4.5.2	Comparaison haute résolution-basse résolution	216
4.5.2.1	Salinité dans le Golfe Persique	216
4.5.2.2	Le Détroit d'Hormuz	217
4.5.2.3	Circulation dans le Golfe d'Oman	219
4.5.3	Modélisation de la veine d'eau persique	220
4.5.3.1	Description des radiales	220
4.5.3.2	Variabilité	226
4.5.4	Mesure au point fixe	227
4.5.5	Conclusions sur la modélisation HR	229
4.6	Conclusions générales sur les modèles 3D	230

Conclusion générale de la thèse 233

Bibliographie 241

A Les modèles MARS3D et MARS2D 251

A.1	Modèle MARS3D : équations dans le système cartésien	251
A.1.1	Equations	251
A.1.2	Conditions aux limites verticales	252
A.1.3	Système en coordonnées réduites	253

A.1.4	Equation du mode externe	256
A.2	Modèle MARS3D : équations en coordonnées sphériques	256
A.2.1	Nouvelles équations	256
A.2.2	Equation du mode externe en coordonnées sphériques	258
A.3	Paramétrisation de la dissipation horizontale	259
A.4	Modèles de turbulence verticale	259
A.4.1	Modèles algébriques	260
A.4.2	Modèles de fermeture turbulente de type k-l	261
A.5	Prise en compte des fleuves et du bilan évaporation-précipitation	262
A.6	Principe de la résolution numérique	263
A.7	Configuration du modèle MARS3D	265
A.8	Modèle MARS2D	266
B	Courbes iso-amplitude et iso-phase des 7 constituants de la marée	267
C	Etude de processus : la circulation due au vent	275
D	Les forçages météorologiques et les flux thermohalins	281
D.1	Les paramètres météorologiques	282
D.1.1	Descriptions des données CEP	282
D.1.2	La base de données COADS	282
D.1.3	le vent	283
D.1.4	Autres paramètres météorologiques	286
D.1.5	Masquage	294
D.2	Les forçages thermohalins	295
D.2.1	Les fleuves	295
D.2.2	Calcul des flux de chaleur	295
D.2.3	Analyse des flux de chaleur et des flux d'eau	298
D.2.3.1	Comparaison des climatologies extraites de CEP et CO- ADS	298
D.2.3.2	Comparaison des différentes climatologies extraites de COADS	306
D.2.3.3	Evaluations des flux de chaleur et d'eau : conclusions	310
D.3	Forçage des flux dans le modèle tridimensionnel	313
D.3.1	Le flux de quantité de moment	313
D.3.2	Les flux de chaleur	314
D.3.3	Les flux d'eau douce	319
D.4	Rappels de thermodynamique	320
E	Variabilité saisonnière : résultats de la simulation basse résolution de spinup	323
F	Le niveau moyen : variabilité saisonnière et inter-annuelle	353
F.1	Variabilité saisonnière	353
F.2	Variabilité inter-annuelle	355
G	Mesure AVHRR MCSST K10 de la température de surface	357

Chapitre 1

Introduction



FIGURE 1.1 – Golfes Persique et d'Oman. 1606.

Les principaux traits de la circulation régionale dans le Golfe Persique et le Golfe d'Oman demeurent encore aujourd'hui mal connus. Le manque de mesure *in situ*, à la fois spatial et temporel, en est la principale cause. En raison de sa situation géographique et de ses caractéristiques morphologiques, cette région est le siège d'une grande variété de processus physiques propres à la dynamique océanique côtière qui en fait une zone d'étude particulièrement intéressante.

La dynamique des échanges entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman *via* le détroit d'Hormuz présente beaucoup de similitudes avec celle que l'on peut observer à Gibraltar et qui contrôle les échanges entre la Mer Méditerranée et l'Océan Atlantique. En effet, le Golfe Persique est également un bassin de concentration dans lequel les eaux chaudes et peu salées, qui proviennent de la mer d'Arabie, pénètrent en surface au niveau du détroit d'Hormuz. Ces eaux suivent un parcours cyclonique dans le Golfe Persique au cours duquel elles subissent une forte évaporation. Beaucoup plus salées lors de leur retour au détroit d'Hormuz, elles sortent du Golfe Persique en s'écoulant sur le fond, puis plongent le long de la pente continentale dans le Golfe d'Oman. Plaquée le long de cette pente par la force de Coriolis, cette veine rencontre le long de son parcours vers l'est des accidents bathymétriques qui contribuent au développement d'instabilités susceptibles de former des tourbillons et des méandres. La veine poursuit ensuite son voyage et s'écoule dans le nord de l'Océan Indien.

Ce travail de thèse apporte une contribution à une meilleure connaissance de l'hydrodynamisme de cette région et tente de répondre à deux questions :

- (1) Quelles sont les principaux processus qui participent à la circulation générale dans les golfes ?
- (2) Est-il possible de reproduire, à l'aide d'un modèle hydrodynamique, avec un degré de réalisme suffisant, la circulation régionale, méso échelle et de marée et les masses d'eau dans les Golfs Persique et d'Oman ?

Après une description succincte des différents facteurs physiques, des forçages et des principaux traits connus de la circulation générale, le plan de la thèse est détaillé.

1.1 Description de la zone

De par leur situation géographique et leur morphologie, le Golfe Persique et le Golfe d'Oman constituent deux systèmes très différents (voir figure 1.2).

Le Golfe Persique est bordé au nord par une vaste zone marécageuse constituée par les deltas des fleuves irakiens et iraniens. Au nord-est, la côte iranienne du Golfe Persique est dominée par une large chaîne montagneuse : le Zagros. La limite sud s'ouvre quant à elle sur la vaste zone désertique de l'Arabie Saoudite. Le Golfe Persique se trouve sur le plateau continental. La profondeur moyenne est de 40 m, la profondeur maximale atteint environ 120 m au niveau du détroit d'Hormuz qui fait la jonction avec le Golfe d'Oman. Le Golfe Persique mesure environ 1000 km de long pour une largeur variant de 60 km au détroit jusqu'à 350 km pour la section la plus large. La surface du golfe est d'environ 239000 km², soit un volume de 8780 km³.

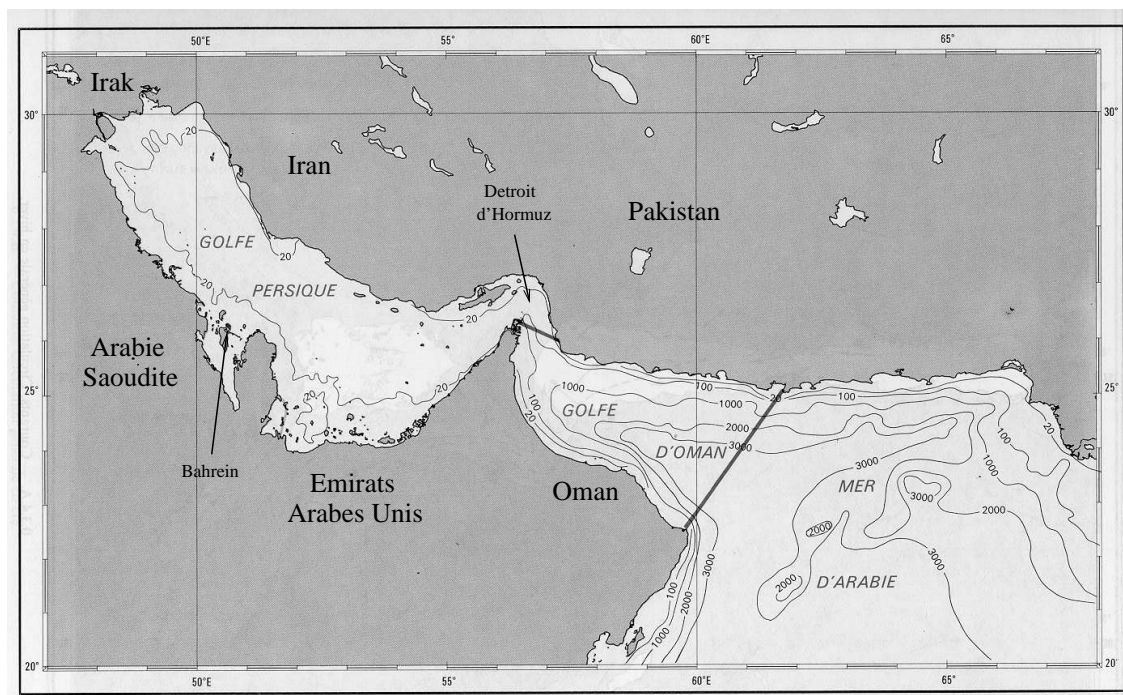


FIGURE 1.2 – Situation géographique.

Le Golfe d'Oman est bordé au sud-ouest par la chaîne des montagnes d'Oman, au nord par la cordillère de Makran le long des côtes iraniennes et pakistanaises. Il est connecté à l'ouest au Golfe Persique *via* le détroit d'Hormuz et s'ouvre à l'est sur la Mer d'Arabie (autre nom donné à la partie nord de l'Océan Indien). Le détroit d'Hormuz est étroit (57 km), son seuil se situe à 80 m de profondeur et il s'ouvre sur le plateau continental de la partie nord-ouest du Golfe d'Oman. Le Golfe d'Oman est deux fois moins étendu que le Golfe Persique. Il constitue la zone de transition entre le bassin peu profond du Golfe Persique et les domaines océaniques profonds de l'Océan Indien. Au-delà du talus (où les fonds passent brutalement d'une centaine de mètres à plus de 1000 m) se trouve la plaine abyssale d'Oman qui atteint des fonds d'environ 3000 m. Aucun fleuve important ne se déverse dans le Golfe d'Oman.

1.2 Processus physiques

Plusieurs processus physiques contribuent à la circulation générale dans le Golfe Persique et le Golfe d'Oman.

1.2.1 La marée

Les observations de marée à la côte et les campagnes de mesures effectuées au cours du siècle dans les deux golfs ont mis en évidence diverses caractéristiques de la marée ainsi que la présence de forts courants de marée notamment dans le Golfe Persique.

Pour le Golfe d'Oman, la marée est soumise au système cotidal de l'Océan Indien Nord. Les travaux de [Mccammon et al., 1977], [Schwidorski1978] et plus récemment

[Elahi et al., 1989] y font référence.

Pour le Golfe Persique, du fait des faibles dimensions du bassin, les mouvements de marée déterminés par l'effet direct des forces génératrices de marée sont très faibles. La marée dans le Golfe résulte de la propagation de l'onde de marée à travers l'Océan Indien, le Golfe d'Oman puis par le détroit d'Hormuz. Les caractéristiques géométriques du Golfe Persique lui confèrent une période propre d'oscillation comprise entre 21.6 heures et 27 heures (d'après les estimations de [Defant1960]). En pratique, les ondes semi-diurnes et les ondes diurnes engendrent des oscillations de résonance dans le bassin, qui conduisent à un système de points amphidromiques de type Kelvin-Taylor.

Les premières cartes cotidales de la marée dans le golfe ont été présentées dès 1919 par Defant à l'aide d'une approche purement théorique essentiellement consacrée à l'onde M2. Plus tard, grâce à l'augmentation du nombre de points de mesure où sont connues les constantes harmoniques, de nouvelles approches ont été entreprises.

En 1987, [Bogdanov1987] construit les cartes de marée des composantes principales M2, S2, K1 et O1 à l'aide de la méthode des isohypses. Il obtient des résultats assez différents de ceux de Defant notamment concernant la position des amphidromes des ondes semi-diurnes.

Les premiers travaux de modélisation numérique du Golfe Persique furent entrepris par [Von trepka1968], [Evans roberts1979] puis [Lardner et al., 1982]. Tous considèrent comme équations de base, les équations de Navier-Stokes et de la continuité intégrées sur la verticale appelées aussi équations de Saint Venant. Ces premières approches limitées par les capacités informatiques, présentent plusieurs lacunes. En premier lieu, une maille généralement trop grande (20 km et plus). Ensuite l'utilisation des coordonnées cartésiennes pour les deux premiers et la linéarisation des équations pour le premier. Enfin, la condition à la limite ouverte pour la marée barotrope (prescription des élévations de la surface libre à la limite) est souvent simplifiée : d'une part, un nombre limité de constituants (quatre au mieux) est utilisé, et d'autre part, chaque constituant de l'onde de marée est modélisé de façon indépendante. Ces dernières approches négligent les effets d'interactions entre les différents constituants. Ces modélisations conduisent à des résultats mitigés : la position des amphidromes est certes assez bien reproduite, mais les amplitudes et phases ne sont pas toujours très bien simulées.

Plus récemment, [Kantha et al., 1994] ont développé toute une série de modèles sur les mers marginales et semi-fermées dont la mer d'Arabie, le Golfe d'Oman et le Golfe Persique. La nouveauté de ces modèles réside dans l'utilisation de l'assimilation de données. Les auteurs utilisent des données provenant soit des stations marégraphiques le long de la côte, soit de mesures satellitales au large pour corriger l'élévation de la surface libre calculée par le modèle.

La part de la circulation résiduelle de marée dans la circulation générale a été considérée comme négligeable [Hughes et al., 1980] face à la circulation due au vent et à celle due aux gradients de densité. Mais cela ne signifie toutefois pas que les effets de la marée sont négligeables dans la dynamique de cette zone. Les forts courants de marée jouent notamment un rôle important dans la dissipation de la quantité de mouvement et le mélange des masses d'eau. Pour certains auteurs [Matsuyama et al., 1994], [Matsuyama et al., 1998], la marée, par le biais de la création de front, entraîne une variabilité importante dans les échanges au détroit.

1.2.2 Les vents

De même que pour la marée, l'action du vent sur la dynamique de la zone a été étudiée. Là encore, les systèmes de vents rencontrés au dessus du Golfe d'Oman et du Golfe Persique s'avèrent être assez différents.

La climatologie du Golfe Persique est fortement influencée par le système climatique extra-tropical qui conduit à un mouvement général de l'ouest vers l'est [Murty et al., 1985]. Ce système, ainsi que les particularités géographiques de la zone, conduisent typiquement à un vent prédominant de secteur nord-ouest (le long de l'axe principal du Golfe) appelé Shamal. Ce vent est présent tout au long de l'année, et sa valeur moyenne annuelle est d'environ 5 m/s . Durant l'été, c'est un vent plutôt régulier et modéré tandis que pendant l'hiver, associé à une dynamique de front, il peut être beaucoup plus violent et imprévisible : il est alors parfois précédé par d'autres types de vent de secteur sud appelés Kaus ou Suhaili mais qui restent très localisés. Un vent de nord-est appelé Nashi peut aussi souffler de trois à cinq jours chaque hiver le long de la côte iranienne.

Lorsque l'on se rapproche du détroit d'Hormuz et du Golfe d'Oman, les vents subissent en plus les effets saisonniers des moussons d'été et d'hiver qui s'établissent sur l'Océan Indien. La mousson d'été est caractérisée par des vents de secteur sud-ouest, celle d'hiver par des vents de secteur nord-est.

En 1979, [Hughes et al., 1980] affirmaient que la circulation dans le Golfe Persique est largement dominée par les effets du vent. Plus tard, cette hypothèse fut controversée par une partie de la communauté scientifique dont [Hunter1982] qui prend en considération les effets des gradients de densité sur la circulation en plus des effets du vent.

1.2.3 La circulation thermohaline

Les derniers processus importants qui peuvent jouer un rôle dans la dynamique des golfes sont donc ceux qui sont susceptibles de créer ou modifier les gradients horizontaux de densité. On distinguera les gradients horizontaux de température qui sont plutôt faibles dans la région d'étude, des gradients horizontaux de salinité beaucoup plus importants. Les processus capables de créer ou modifier les gradients horizontaux de salinité sont au nombre de trois : les apports *fluviaux*, les précipitations et l'évaporation.

Comme nous l'avons vu dans la présentation de la zone, la totalité des fleuves qui se déversent dans le Golfe Persique se trouve dans la partie nord-ouest. Deux ensembles se distinguent : (1) au nord, au niveau de la frontière irakienne, le delta formé par le Tigre, l'Euphrate et la rivière Karun dont l'estimation du débit ([Grasshoff1976], [Reynolds1993]) est très variable selon les auteurs : de $5\text{ km}^3/\text{an}$ ($158\text{ m}^3/\text{s}$) à $100\text{ km}^3/\text{an}$ ($3150\text{ m}^3/\text{s}$). De plus, le débit est soumis à de fortes variations saisonnières (par exemple $22\text{ km}^3/\text{an}$ en octobre pour $180\text{ km}^3/\text{an}$ en avril, [Schott1918]). (2) Toujours au nord, le long de la côte iranienne, se trouvent les rivières Hendijan, Hilleh et Mand dont le débit total a été récemment estimé par les services iraniens à $2034\text{ m}^3/\text{s}$ [Reynolds1993]. Ces valeurs (qui n'ont jamais été présentées auparavant) doublent l'estimation du débit classiquement employé de $1400\text{ m}^3/\text{s}$ ($48\text{ km}^3/\text{an}$). Une confirmation de ces estimations serait donc souhaitable. L'influence des fleuves sur la circulation générale a été observée par [Brewer et al., 1978] et est principalement limitée à la partie nord-ouest du Golfe

Persique. Aucune étude ne fait référence à l'influence que peut exercer les fleuves iraniens sur la circulation le long de la côte.

Le taux de précipitation annuel est très faible dans cette région au climat aride. Il est généralement estimé à 7 cm/an, (Al-Hajri, 1990) ce qui équivaut à 14 km³/an pour l'ensemble du Golfe Persique, soit près de quatre fois moins que l'apport en eau douce des rivières.

Compte tenu sa situation dans une zone aride, l'évaporation dans le Golfe Persique dépasse largement les apports en eau douce des rivières et des précipitations. Les estimations pour l'évaporation sont aussi très variables : de 144 à 500 cm/an ([Privett1959], [Meshal et al., 1986] et [Ahmad et al., 1990]). Une valeur d'environ 200 cm/an (soit 478 km³/an pour l'ensemble du Golfe Persique) est souvent citée dans les travaux les plus récents [Reynolds1993].

Un premier bilan des apports/pertes en eau douce fait apparaître un déficit très important d'environ 416 km³/an qui confère au Golfe Persique les caractéristiques d'un bassin d'évaporation. Aux vues de ces différentes estimations, les gradients de densité sont principalement générés par l'évaporation.

1.3 Circulation générale

Les premières études océanographiques sur la circulation dans le Golfe Persique menées par [Schott1918], [Emery1956], ou [Brewer et al., 1985] indiquent que les eaux de surface ont un mouvement cyclonique dans le golfe. Certaines études basées sur des dérives de bateaux (Szekielda et al, 1972) évoquent l'existence de deux tourbillons cycloniques distincts : un dans la partie nord du golfe et l'autre plus au sud. Tout au long de l'année, de l'eau relativement peu salée en provenance du Golfe d'Oman entre dans le Golfe Persique au niveau du détroit d'Hormuz et s'étale en direction du nord-ouest contre les vents dominants.

La circulation peut être schématisée de la sorte :

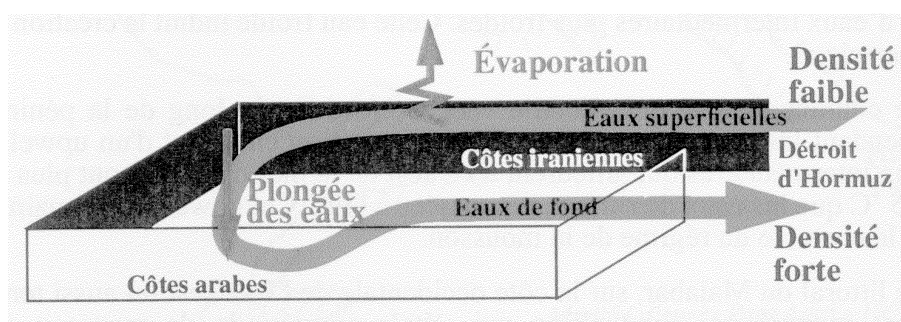


FIGURE 1.3 – Illustration schématique de la circulation dans le Golfe Persique. D'après FSOR : *Golfe Persique - Golfe d'Oman*, 1998.

Suivant la saison, l'intensité de ces vents est différente et autorise une extension nord-ouest de ce flux d'eau entrant plus ou moins importante. La figure 1.4 présente une description de cette circulation pour une situation estivale puis hivernale.

Une idée de la vitesse de ces courants a été donnée par [Hunter1982] qui a analysé des données de dérive de bateaux regroupées par le service *U.K. Meteorological Office* jusqu'en 1984 et a mis en évidence des courants de surface dirigés vers l'ouest le long des côtes iraniennes de plus de 10 cm/s.

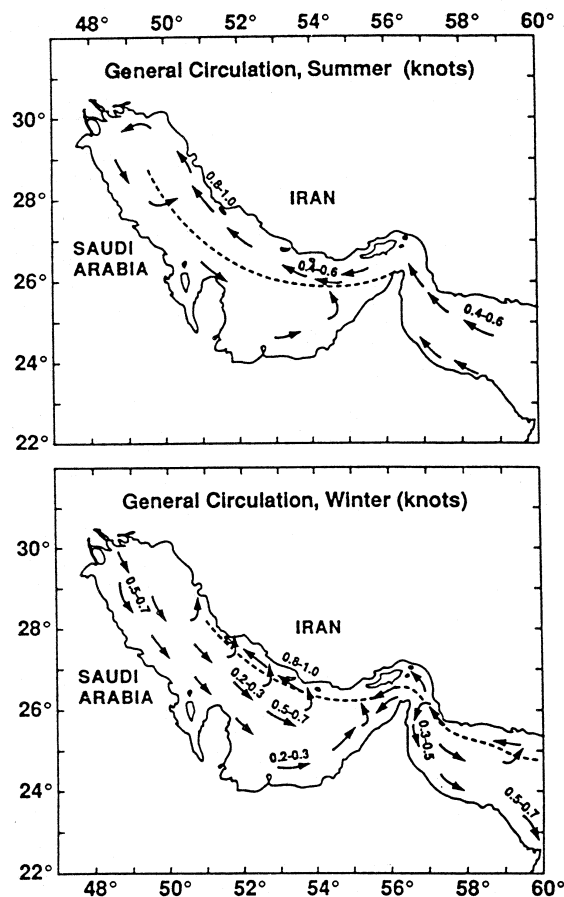


FIGURE 1.4 – Illustration de la circulation générale dans le Golfe Persique en été (haut) et en hiver (bas), vitesse en noeud. D'après *U.S. Hydrographic Office*, 1960.

Puisque de l'eau peu salée (i.e. relativement peu dense) entre par le détroit d'Hormuz dans le Golfe Persique, l'existence d'un flux d'eau plus dense dans la direction opposée est fort probable. C'est [Emery1956], puis [Koske1972] (à partir des résultats de la campagne du navire *Meteor* pendant les années 1964 et 1965) qui formulèrent les premiers l'hypothèse de l'écoulement d'une eau de fond très salée au niveau du détroit d'Hormuz en direction du Golfe d'Oman. Cet écoulement salé est généralement situé uniquement dans la partie sud du détroit [Brewer et al., 1978] et [Horton et al., 1994].

Pendant le déplacement cyclonique dans le golfe, la faible profondeur du Golfe Persique et un fort taux d'évaporation vont donner naissance à des eaux denses très salées. [John1992] a observé des salinités de plus de 57 psu dans des estuaires peu profonds le long de la côte sud, mais c'est dans la partie nord-ouest du golfe que sont créées les eaux les plus denses en raison d'une température plus froide en hiver [Swift et al., 2003]. Cette eau dense se retrouve par la suite dans le Golfe d'Oman et l'Océan Indien [Prasad et al., 2001].

A ce schéma simplifié se rajoutent plusieurs effets aboutissant à une circulation beaucoup plus compliquée. Les variations saisonnières des vents dans le Golfe Persique vont modifier la pénétration du flux d'eau en provenance du Golfe d'Oman. La présence des rivières et la variation de leur débit vont modifier la circulation dans la partie nord-ouest du golfe. Les influences saisonnières de la mousson vont intervenir sur la circulation dans le Golfe d'Oman et le sud du Golfe Persique. Les particularités bathymétriques (i.e. présence de nombreuses îles) vont modifier elles aussi ce schéma de circulation. La circulation dans le Golfe d'Oman est peu connue.

1.4 Formation et écoulement d'eau persique PGW

L'interaction entre une entrée d'eau légère en provenance du Golfe d'Oman (Indian Ocean Surface Water, IOSW) et la veine d'eau persique de fond (Persian Gulf Water, PGW) s'avère être un des éléments principaux de la circulation dans la région.

Une étude récente sur la formation et la circulation de l'eau persique PGW, réalisée par [Swift et al., 2003] à partir de la base de données MOODS¹, permet une nette avancée dans la compréhension de la variabilité saisonnière de la circulation dans le Golfe Persique et le détroit d'Hormuz. Malheureusement, la base de données est incomplète et présente de grosses lacunes en automne (il n'y a quasiment pas de données entre septembre et décembre) qui ne permettent pas d'avoir une vision complète de la variabilité saisonnière de la circulation. Les zones côtières de la partie sud du Golfe Persique sont également peu échantillonnées, or c'est précisément dans ces régions là que les auteurs mettent en évidence la formations des eaux les plus salées (et donc très denses) qui vont en partie former l'eau persique PGW.

Ces travaux consacrés notamment à la formation de l'eau persique PGW complètent une étude réalisée par [Bower et al., 2000] sur les caractéristiques de cette eau de fond et de son écoulement vers le Golfe d'Oman *via* le détroit d'Hormuz. Cette étude a été réalisée à partir d'une analyse de données et d'un modèle de processus (i.e. modèle d'écoulement stationnaire sur le fond dans un océan stratifié au repos) et aboutit à des résultats intéressants. D'une part, l'écoulement de la veine d'eau persique PGW ne présente pas les caractéristiques d'un courant de densité de type géostrophique mais plutôt celles d'un courant de densité sensible aux effets de friction et de la force de Coriolis, d'autre part les caractéristiques T-S de la veine d'eau persique présentent une variabilité saisonnière.

L'amélioration des connaissances sur la nature de l'écoulement (formation, advection, variabilité spatiale et variabilité temporelle) est l'objectif principal de tous ces travaux comme ceux réalisés par [Banse1997] au préalable. La veine d'eau persique PGW s'écoule ensuite à travers le Golfe d'Oman en se stabilisant à 200-350 m de profondeur et atteint le nord de l'Océan Indien où elle perturbe la stabilité de la thermocline [Prasad et al., 2001]. La circulation générale dans le Golfe d'Oman et son influence sur l'écoulement de la veine d'eau persique PGW sont également mal connues.

Récemment, plusieurs campagnes de mesures ont été réalisées dans la région des golfes. Les plus importantes sont celles du Mt Mitchell en 1992 ([Reynolds1993]) dont les résultats ont été exploités en partie par [Swift et al., 2003], la campagne Scheherezade

1. Master Oceanographic Observations Data Set

du RRS Charles Darwin en 1997 [Roe et al., 1997], et en 1999, la campagne GOGP99 [Du reau et al., 2000], [Vrignaud2000a], [Vrignaud2000b] et [Vrignaud2000c] dont les articles [Pous et al., 2004a] et [Pous et al., 2004b] synthétisent les résultats (voir chapitre suivant) ainsi que des mesures locales réalisées par [Johns et al., 2003] dans la zone du détroit d'Hormuz. Toutes ces nouvelles données ont permis de nouvelles investigations sur les processus générant la circulation dans la zone d'étude et vont permettre de valider les modèles numériques.

1.5 Modélisations des Golfes Persique et d'Oman

Les premiers travaux importants de modélisation de la circulation (essentiellement dans le Golfe Persique) ont été réalisés par [Lardner et al., 1982] et par [Chao et al., 1992]. Ils ont utilisé des modèles à trois dimensions qui présentent les caractéristiques suivantes : ils sont tous les deux en coordonnées cartésiennes sur l'horizontale et en coordonnée z sur la verticale, de maille environ égale à 20 km. Le modèle de Chao est à "toit rigide" (la propagation des ondes de surface n'est pas prise en compte) tandis que celui de Lardner est basé sur la méthode de séparation des modes qui consiste en un calcul du mode barotrope dans un premier temps, puis de la structure verticale de la vitesse (mode barocline) avec un pas de temps plus grand dans un second temps. Les deux modèles intègrent des données simplifiées de vents et de flux thermohalins ainsi que le débit du Shatt Al Arab. Les résultats de ces modèles ont permis de confirmer les premières hypothèses faites sur la circulation générale des Golfes d'Oman et Persique. Ils ont mis en évidence les points à améliorer, comme une meilleure prise en compte des rivières, la prise en considération des variations saisonnières du vent et des flux thermohalins dans les deux golfes, ainsi que l'optimisation de la résolution du modèle.

Plus récemment, un modèle opérationnel du Golfe Persique a été développé par [Horton et al., 1994]. Ce modèle (SWAFS) assimile en temps réel des données de salinité et température pour reproduire la circulation générale. Un autre modèle du Golfe Persique est en cours de développement [Blain1998] et [Blain2000]. C'est un modèle aux éléments finis dont la résolution est comprise entre 3 et 8 km. Ce modèle (diagnostique) ne prend pas en compte l'évaporation. Il décrit la circulation induite par la marée, le flux de chaleur, le vent et les gradients de densité pour deux situations saisonnières extrêmes (i.e. janvier et juillet). Ces deux modèles ne permettent pas de suivre l'évolution saisonnière des principales caractéristiques de la circulation.

Un nouvel article tout récemment soumis [Kampf et al., 2005] présente une étude numérique du Golfe Persique. La circulation et les propriétés des masses d'eaux sont étudiées à l'aide du modèle hydrodynamique tridimensionnel COHERENS (i.e. modèle à surface libre et séparation des modes). La résolution horizontale est plus fine que les études précédentes (7 km) mais la résolution verticale est faible (5 niveaux sigma). Les forçages atmosphériques sont spatialement uniformes et temporellement interpolés à partir d'une climatologie mensuelle. Les flux de chaleur sont calculés à partir de formules *bulk* classiques. Cette étude présente une première vision saisonnière complète de la circulation dans le Golfe Persique.

Aucun des modèles cités n'a atteint un degré de réalisme suffisant pour reproduire la dynamique de front entre l'eau persique de fond PGW et l'eau légère d'origine omanaise IOSW dans le Golfe Persique dont [Swift et al., 2003] ont mis en évidence l'importance pour la circulation dans le Golfe Persique et la formation de l'eau persique. La variabilité saisonnière de la circulation n'est pas complètement comprise et il y a peu d'information disponible sur la variabilité inter-annuelle ou à plus haute fréquence. Le rôle des différents forçages (marée, atmosphériques, fleuves) sur la circulation est également à préciser. La modélisation de l'écoulement de la veine d'eau persique et de la circulation dans le Golfe d'Oman n'a pas été réalisée à ce jour.

1.6 Objet de la thèse

L'objet de cette thèse est de comprendre l'interaction des différents processus qui génèrent la circulation générale dans la région du Golfe Persique et du Golfe d'Oman. Les moyens envisagés pour mener à bien cet objectif sont de deux types.

(1) De nouvelles mesures acquises pendant la campagne GOGP99 nous permettent de préciser les caractéristiques des masses d'eau dans la zone du détroit d'Hormuz et dans le Golfe d'Oman et de mettre en évidence quelques processus importants pour la circulation de la zone.

(2) L'utilisation de modèles hydrodynamiques va nous permettre d'effectuer une série d'expériences consacrées à l'étude de processus particuliers ainsi qu'à la mise en place de la simulation la plus réaliste possible.

Le premier chapitre présente les résultats de l'analyse des données récoltées lors de la campagne GOGP99 réalisées entre septembre et novembre 1999. Le chapitre regroupe deux articles. Le premier est consacré plus particulièrement à la description des masses d'eau observées dans la zone du détroit d'Hormuz comme l'eau persique de fond PGW et l'eau légère d'origine omanaise IOSW. Il présente également quelques processus dynamiques importants révélés par l'analyse des données. Le deuxième article est consacré à l'étude de l'écoulement de l'eau persique de fond PGW dans le Golfe d'Oman ainsi qu'à la circulation dans le Golfe d'Oman. Les introductions de ces deux articles complètent l'étude bibliographique des processus importants de la circulation dans la zone introduite dans ce premier chapitre.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons le travail de modélisation réalisé pour reproduire la circulation de la marée barotrope dans le Golfe Persique et le Golfe d'Oman.

Le troisième chapitre est consacré à la modélisation hydrodynamique tridimensionnelle. Quelques études de processus sont présentées pour mettre en évidence les effets sur la circulation de la marée, du vent, des fleuves, ainsi que de leurs interactions. Ensuite, les résultats de la modélisation tridimensionnelle réaliste sont présentés. Les principaux traits de la circulation obtenue sont détaillés. Les variabilités (saisonnière, inter-annuelle et à plus haute fréquence) des éléments de la circulation sont décrits et évalués. Finalement, une étude de sensibilité à plusieurs aspects de la modélisation est développée.

Les mesures de la campagne GOGP99 serviront au cours des différentes étapes de modélisation pour valider les résultats.

Chapitre 2

Campagne GOGP99

2.1 Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman - Results from the GOGP99 Experiment

Author : S. P. Pous, X. Carton, P. Lazure

Les caractéristiques de l'hydrologie et de la circulation dans la zone du détroit d'Hormuz et du Golfe d'Oman sont précisées dans ce chapitre à partir des études antérieures et des résultats de l'analyse des données récoltées lors de la campagne GOGP99.

En octobre et novembre 1999, des données hydrologiques, courantologiques, des enregistrements de marégraphes et de chaînes de thermistances et des suivis de bouées dérivantes ont été collectées pendant la campagne océanographique GOGP99 à proximité du détroit d'Hormuz. L'analyse des données précise la structure des masses d'eau dans le détroit : l'eau persique de fond PGW est plaquée le long de la côte omanaise tandis que l'eau légère d'origine omanaise IOSW s'écoule près des côtes iraniennes. Ces deux masses d'eau sont généralement recouvertes par une couche de surface homogène. Les caractéristiques thermohalines de la veine d'eau PGW se modifient lors de l'écoulement vers le Golfe d'Oman. Les caractéristiques thermohalines des eaux PGW et IOSW présentent également une forte variabilité à l'échelle du mois. Les mesures du courantomètre et de la chaîne de thermistances placés au sud du détroit montrent une prédominance des composantes semi-diurnes M2, S2 et diurne K1 ainsi qu'une structure verticale complexe. L'intensification du signal de marée près de la pycnocline de surface indique la présence d'ondes internes. A l'échelle subtidale, les enregistrements confirment la variabilité des caractéristiques des masses d'eau. Finalement, les trajectoires des bouées de surface montrent des renverses de courant sur des périodes typiques des changements de direction du vent.

Des mesures hydrologiques, courantologiques (ADCP) ainsi que des suivis de bouées dérivantes ont également été récoltés dans la région du Golfe d'Oman. Ces mesures permettent de décrire l'écoulement de la veine d'eau persique PGW ainsi que la circulation dans le Golfe d'Oman. A partir du détroit d'Hormuz, la veine d'eau chaude et salée s'écoule vers le sud-est jusqu'à ($25^{\circ}20'N, 57^{\circ}E$). De là, elle plonge le long la pente continentale, bifurque vers le sud-ouest et rejoint la côte omanaise vers ($24^{\circ}50'N, 56^{\circ}50'E$) pour former un courant de pente. Le cœur de la veine est situé au niveau de l'isopycne $\sigma_0 = 26.5$, vers 220m de profondeur. Les caractéristiques thermohalines de la veine diminuent le long de sa progression vers Ra's al Hadd mais conservent un contraste important avec les eaux environnantes. Plusieurs mécanismes (instabilité barocline, fluctuations temporelles de l'écoulement, effets de cap) sont par ailleurs étudiés pour expliquer l'élargissement de la veine PGW au niveau de Ra's al Hamra. Un gyre cyclonique caractérise la circulation dans la partie est du Golfe d'Oman. La circulation dans la partie ouest est plus complexe avec l'outflow PGW et des courants dirigés vers le sud-est le long de la côte omanaise et une recirculation d'eau "upwellées" près de Ra's Jagin (côte iranienne). Le grand gyre cyclonique occupe au moins les 300 premiers mètres de la colonne d'eau et montre peu de variabilité à l'échelle du mois. Dans le nord de la mer d'Arabie, la veine d'eau persique est dirigée vers le sud à 50-100 km de la côte.

2.2 Part I. Strait of Hormuz

Abstract

In October and early November 1999, the GOGP99 experiment collected hydrological, currentmeter, tide recorder, thermistor and drifting buoy data near the Strait of Hormuz. Data analysis provides the water mass structure in the Strait : Persian Gulf Water (PGW) core is banked against the Omani coast, while Indian Ocean Surface Water (IOSW) lies near the Iranian coast. These water masses are most often covered by a homogeneous surface layer. Thermohaline characteristics of the PGW core decrease substantially downstream, from the Persian/Arabian Gulf to the Gulf of Oman. PGW and IOSW thermohaline characteristics and distribution also exhibit notable changes at periods shorter than a month as shown by repeated hydrological sections. The tidal signal measured south of the Strait by moored ADCP and thermistor chains has predominant semi-diurnal M2 and S2 and diurnal K1 components and possesses a complex vertical structure. Tidal intensification near the surface pycnocline is associated with noticeable internal waves. At subtidal time scale, mooring recordings confirm the water mass variability observed in the repeated hydrological sections. The mixed layer also deepens substantially during the one-month period. Finally, trajectories of surface buoys drogued at 15m exhibit reversals over periods characteristic of changes in wind direction.

2.2.1 Introduction

The Arabian/Persian Gulf (hereafter the Gulf) is a shallow semi-enclosed basin (of average depth 35m) connected to the Gulf of Oman through the Strait of Hormuz. The Gulf of Oman opens on the Northwestern Indian Ocean and on the Arabian Sea. The general orientation of the two gulfs is northwest-southeast; the Gulf extends between 24 and $30^{\circ}N$ and 48 and $56^{\circ}E$ and is *L*-shaped, the Gulf of Oman is located between 22 and $26^{\circ}N$ and 56 and $62^{\circ}E$ (see Figure 2.1). Maximum depth in the Gulf is 90m (see also Johns, 2003), except in the Straits of Hormuz where depths in excess of 100m are found. On the contrary, the 200m isobath remains close to the coasts in the Gulf of Oman where depths larger than 3000m are found (see Figure 2.2). The Strait of Hormuz is 56km wide and roughly 90m deep but for a trough near and around the Musandam Peninsula. Atmospheric conditions over these two gulfs are northwesterly winds, with seasonal variations over the Gulf of Oman, high pressures in winter (1015 hPa) with relative low in summer (995 hPa) and air temperatures varying between $32 - 34^{\circ}C$ in summer and between $18 - 20^{\circ}C$ in winter. The region is arid leading to substantial evaporation, greatly exceeding precipitation and river discharge. The evaporation rate was estimated by various authors within $[1.44, 2.0]$ $m\ yr^{-1}$ (Privett, 1959; Meshal et al, 1986; Chao et al., 1992) whereas river run-off was estimated at $[0.15, 0.46]$ $m\ yr^{-1}$ (Hartmann et al., 1971; Reynolds, 1993) and precipitation rate at $[0.07, 0.1]$ $m\ yr^{-1}$ (Hartmann et al., 1971; Reynolds, 1993).

The shallowness of the Gulf, the high evaporation rate, combined with a limited exchange through the Strait of Hormuz cause the formation of a salty and dense water mass called Persian Gulf Water (PGW) and the Gulf to act as an inverse estuary with a relatively fresher surface water inflow from Indian Ocean (IOSW). The limited available data show that the PGW outflow is confined to the western part of the Strait and that

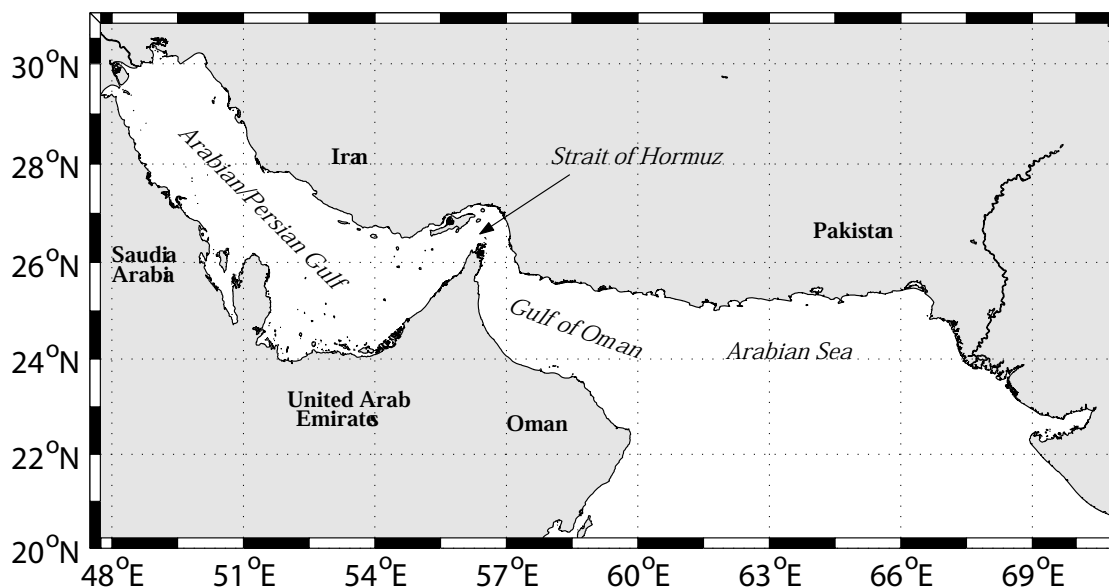


FIGURE 2.1 – Chart of the Arabian/Persian Gulf, Strait of Hormuz and Gulf of Oman.

the IOSW flows into the Gulf along the eastern part of the Strait and follows the Iranian coast northwards. Values of transport of PGW and IOSW through the Strait are in the range $[0.1, 0.25] Sv$ (Ahmad and Sultan, 1990; Bower et al., 2000; Johns et al., 2003). However, data show high variability regarding these features (Sultan and Elghribi, 1996; Bower et al., 2000; Swift and Bower, 2003) and suggest that complex processes govern the water exchange through the Strait. In particular, Bower et al. (2000) and Swift and Bower (2003) studied the seasonal variability of the formation of dense PGW outflow and the surrounding oceanic environment with temperature and salinity profiles from MOODS¹ at NAVOCEANO². This study found an outflow salinity slightly lower in winter (~ 0.5 psu) than in summer and a temperature cooler by about $3^\circ C$ in winter. Johns et al. (2003) observed a winter-summer difference in PGW outflow temperature and salinity of $-4^\circ C$ and 1.5 psu ($21^\circ C$ and 40.8 psu in winter, $25^\circ C$ and 39.3 psu in summer). Time series of data collected in the Strait of Hormuz in 1996-1997 (Johns et al., *ibid*) also showed short-term variations of the PGW salinity (up to 1 psu variations over a month), while currents measured in the deeper part of the Strait were found relatively steady (roughly in the $[0.2; 0.3]$ m/s range).

Since few data were available on the short term variability of this outflow, and considering that recent studies emphasized the complex dynamics in the Strait of Hormuz area, the French Navy Hydrographic and Oceanographic Service (SHOM) conducted a one month long oceanographic experiment in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman in October (and early November) 1999; this experiment was called GOGP99. Its aims were to characterize the local hydrological structure and currents and their short-term variability. Hydrological sections in the Strait and the Gulf of Oman were repeated up to three times within that period; unfortunately, due to lack of security clearance,

1. Master Oceanographic Observations Data Set; note that the MOODS dataset contains few observations in that region between July and December

2. US Naval oceanographic Office

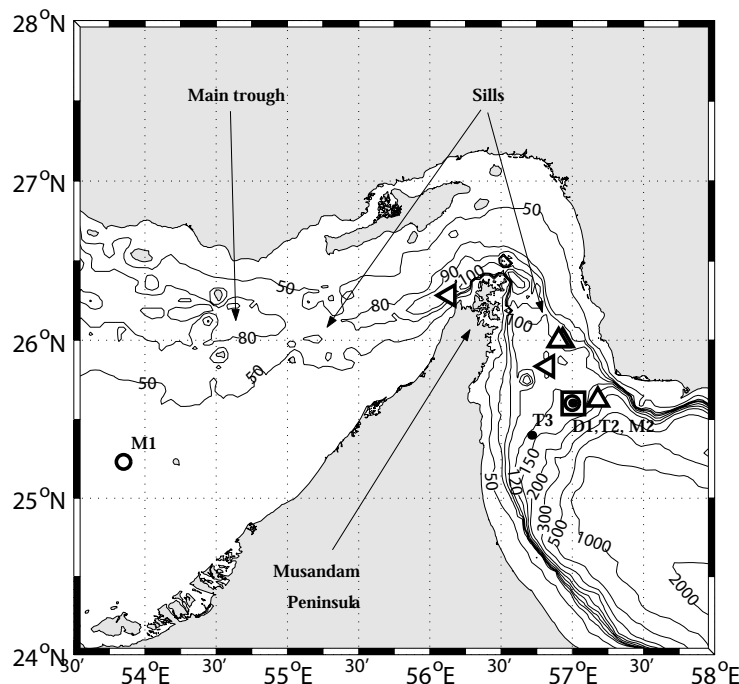


FIGURE 2.2 – Bathymetry of the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman from Etopo2 (Smith et al., 1997). Mooring sites and drifting buoy deployments are indicated : dots for temperature recorders moorings T2 and T3, circles for tide recorders M1 and M2, squares for ADCP mooring D1, triangles for initial deployment of drifters. Triangle orientations indicate drogues depth : 15 m (up) and 85 m (left).

these sections could not be extended into Iranian waters. ADCP, tide recorders and thermistor chains were moored near the Strait and shallow-drogued surface drifters (Surdrift buoys) were released in its vicinity. Other measurements, such as Seasoar or Shipborne ADCP sections, will be presented in Part 2 of this paper. The data are analyzed here to present the hydrology and currents near the Strait, their variability over a few day to two week period and to relate this variability with tidal and atmospheric forcing (inasmuch as possible).

The outline of this paper is as follows : after presenting the data collection and processing, results on the hydrology and currents, and their short-term variability are detailed on five sections in and near the Strait of Hormuz. Then, the time variations of velocity and temperature obtained with moorings and floats south of the Strait of Hormuz are described. Finally the main results are summarized and conclusions are drawn on essential features which should be measured during future experiments.

2.2.2 Data collection and processing

The GOGP experiment was conducted by SHOM in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman from October 8 till November 10, 1999. This experiment performed 99

CTD stations or XBT, XCTD casts³ in and near the Strait of Hormuz, under the form of 5 sections repeated twice or thrice at roughly 10 day interval (see Figure 2.3 for their location). The individual contents of each section varied between 4 and 14 soundings (see Table 2.1). These sections could not be extended into Iranian waters by lack of authorization.

Section Name	Number of profiles	Data Type	Start Date	End Date
<i>Strait of Hormuz Sections</i>				
R13a	4	CTD	Oct. 11, 1999 13h35	Oct. 11, 1999 17h38
R12a	4	CTD	Oct. 12, 1999 11h50	Oct. 12, 1999 13h51
R11a	6	CTD	Oct. 12, 1999 17h39	Oct. 12, 1999 22h06
R18a	14	CTD, XBT, XCTD	Oct. 13, 1999 02h01	Oct. 13, 1999 10h11
R13b	8	CTD	Oct. 22, 1999 04h07	Oct. 22, 1999 10h07
R12b	4	CTD	Oct. 22, 1999 15h11	Oct. 22, 1999 17h44
R11b	10	CTD	Oct. 22, 1999 21h23	Oct. 23, 1999 02h31
R18b	10	CTD	Oct. 23, 1999 05h44	Oct. 23, 1999 11h33
R18c	9	CTD	Nov. 01, 1999 08h40	Nov. 01, 1999 13h58
R19	5	CTD	Nov. 01, 1999 16h31	Nov. 01, 1999 19h07
R11c	7	CTD	Nov. 01, 1999 20h39	Nov. 01, 1999 23h39
R12c	10	CTD	Nov. 02, 1999 05h11	Nov. 02, 1999 09h12
R13c	8	CTD	Nov. 02, 1999 13h30	Nov. 02, 1999 18h35

TABLE 2.1 – Physical oceanography measurements taken during the GOGP1999 cruise

One ADCP mooring and two thermistor chain moorings were set up for one month near the Strait of Hormuz and in the northern part of the Gulf of Oman (see again Figure 2.2 and see information in Table 2.2). On mooring D1, the 500 kHz ADCP was fixed near the bottom and data were collected in 4m vertical bins, from the surface down to 115m depth, at 2 minute intervals between October 8 and November 9, 1999. Data analysis showed that current measurements in the upper 20m were not reliable due to too intense an ambient noise; this noise is created by ship propellers in a region with heavy maritime traffic. The thermistor chains (T2 and T3) were moored near the bottom (at 120 and 96m) and data were collected (every 2.5m vertically above 30m depth, and every 5m below), from 3m down to 83m depths, at 5 minute intervals, from October 8 to November 9, 1999.

Two tide recorders were moored near the Strait of Hormuz (M1 in the Gulf, M2 near the ADCP mooring, see position on Figure 2.2). Tide recorders integrate data over 4 mn intervals and sample data for output every 5 mn.

Finally five surface drifting buoys (Surdrifts) were deployed in and near the Strait, at locations and dates given in Figure 2.2 and Table 2.3. The Surdrift buoys were drogued at depths expected to be characteristic of the PGW outflow and of the IOSW inflow, i.e at 85 and at 15m. It appeared that the latter buoys followed motions in the mixed layer (the IOSW lying near 40m depth at the locations where the Surdrifts were released).

Other hydrological measurements, surdrift trajectories, Seasoar and Shipborne ADCP

3. Conductivity Temperature Depth or eXpendable BathyThermographs, eXpendable Conductivity Temperature Depth probes

Mooring Name	Profil type	depth range	Lat/Lon	Start Date	End Date
D1	Velocity	23-115 m	25°36.1N/57°00.5E	Oct. 08, 1999	Nov. 08, 1999
T2	Temperature	03-83 m	25°36.2N/57°00.1E	Oct. 09, 1999	Nov. 08, 1999
T3	Temperature	03-83 m	25°24.0N/56°42.9E	Oct. 09, 1999	Nov. 08, 1999

TABLE 2.2 – Mooring measurements taken during the GOGP1999 cruise

Buoy Name	Drogue Depth	Deployment			End Date	T	ΔL	V
		Start Date	Lat	Lon				
14677	15 m	Oct. 08, 1999	25°59.94N	56°54.24E	Nov. 06, 1999	30	679	20
14745	85 m	Oct. 12, 1999	26°16.98N	56°07.98E	Oct. 22, 1999	10	129	05
14766	15 m	Oct. 12, 1999	25°59.94N	56°55.98E	Oct. 22, 1999	10	196	15
14916	15 m	Oct. 09, 1999	25°37.38N	57°10.74E	Oct. 23, 1999	15	177	09
14979	85 m	Oct. 17, 1999	25°55.26N	56°31.68E	Nov. 08, 1999	23	304	12

TABLE 2.3 – Surdrift drifters deployed during the GOGP1999 cruise. T is the total operating time (day). ΔL = total displacement (km). V = Mean scalar speed (cm s^{-1}) of the low-pass filtered (at three days) Surdrift trajectories.

measurements will be described in Part 2 of this paper, since they concern only the Gulf of Oman.

Quality checks, calibration and filtering were applied to the data⁴. Hydrological profiles were first calibrated on in-situ measurements (surface temperature and chemical analysis of salinity from water samples). Then, a median filter was applied and spurious points were eliminated by visual inspection of each profile. A Newtonian binomial smoothing was then applied to reduce the number of points to 10 to 20% of initial number, under the condition that the initial (filtered) profile could be reconstructed via linear interpolation with a minimal error. CTD accuracy is $\pm 0.003^\circ\text{C}$, ± 0.005 in salinity, ± 1 dbar. Hydrological sections were visualized within Ocean Data View software (Schlitzer, 2003).

Moored ADCP measurements were first checked after recovery of the instrument. Both mooring depth and compass cape were found stable. Spurious noise was filtered : only data with a signal to noise ratio above 1dB were retained, and a one-hour time step was used over a 5-day window for high frequency (tidal) signal. Low frequency variability was obtained by applying a Lanczos filter of rank 288 with a cut-off frequency of 40h. Accuracy on ADCP horizontal velocity data at mooring D1 (at 4m vertical resolution) is $\pm 0.04\text{m/s}$.

Moored thermistor chain recordings were resampled every 100 minutes. Accuracy on temperatures given by the thermistors is 0.1°C .

Moored tide recorders data were first checked visually for spurious values, then filtered and smoothed ; harmonic analyses provide results with 1cm precision on amplitudes and

4. details are given in Vrignaud, Du Reau et al. and Michaux technical reports (2000) which can be obtained from EPSHOM/CMO, 13 rue du chatellier, 29200 Brest, France

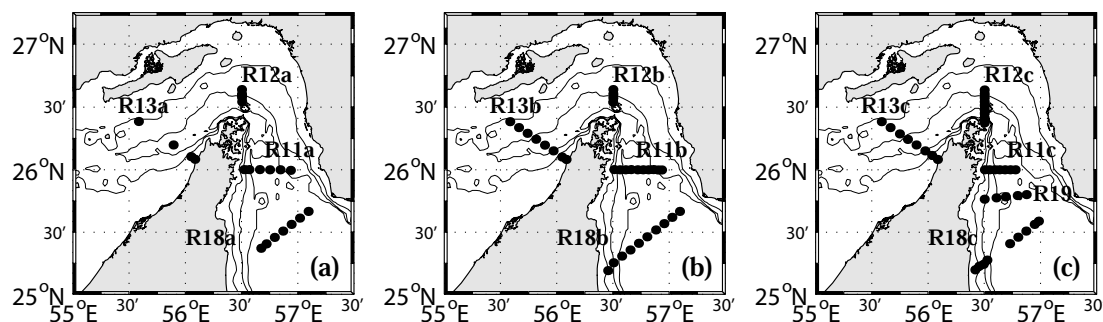


FIGURE 2.3 – CTD stations in the vicinity of the Strait of Hormuz for the three legs : October, 11-13 1999 (a), October, 22-23 1999 (b) and November, 1-2 1999 (c). 50, 80 and 100 m isobaths from Etopo2.

5° accuracy on phases.

Finally, surface drifting (Surdrift) buoys were positioned by GPS with a 100m horizontal accuracy. Trajectories were re-sampled every hour with a three-day window filtering. Tests were performed on acceleration to detect possible loss of drogues or trawling. In such cases, trajectories were ended.

2.2.3 Hydrology and currents in the vicinity of the Strait of Hormuz

2.2.3.1 Hydrological features

We describe the hydrological sections from the Gulf outwards to assess the evolution of the Persian Gulf Water outflow. All sections described here are realizations labeled "c" in Table 2.1, performed on the 1st and 2nd of November 1999.

Figure 2.4 shows the temperature, salinity and density distributions along section R13 in the Gulf (see Figure 2.3 for location). Deepest probes reach 80m depth. On most of the section (except perhaps at its northwesternmost point) the hydrological structure consists in a homogeneous mixed layer in the upper 30 meters overlying a stratified water column with the warm and salty PGW core lying in the deepest part of the Strait. The surface homogeneity originates in strong wind and tidal mixing (see Swift and Bower, 2003). The deep PGW core was formed by evaporation and sinking in the Gulf. In the northwestern part of section R13, the weaker vertical temperature and salinity gradients may be associated with a trace of IOSW. Since this section could not extend into Iranian waters, most of the IOSW core was not sampled.

Comparison of temperature and salinity of this section with those of section F of Swift and Bower indicates higher temperatures in November 1999 than in June 1992 (close to 31°C near the surface and 26.5°C near the bottom instead of 29°C and 19°C respectively) but similar salinities (ranging between 37 and 40 psu). This section is closer to that shown in Johns et al. (2003) for July 1997 : this section had surface and bottom temperatures of 31°C and 24°C and salinities of 37.5 and 39.5 psu.

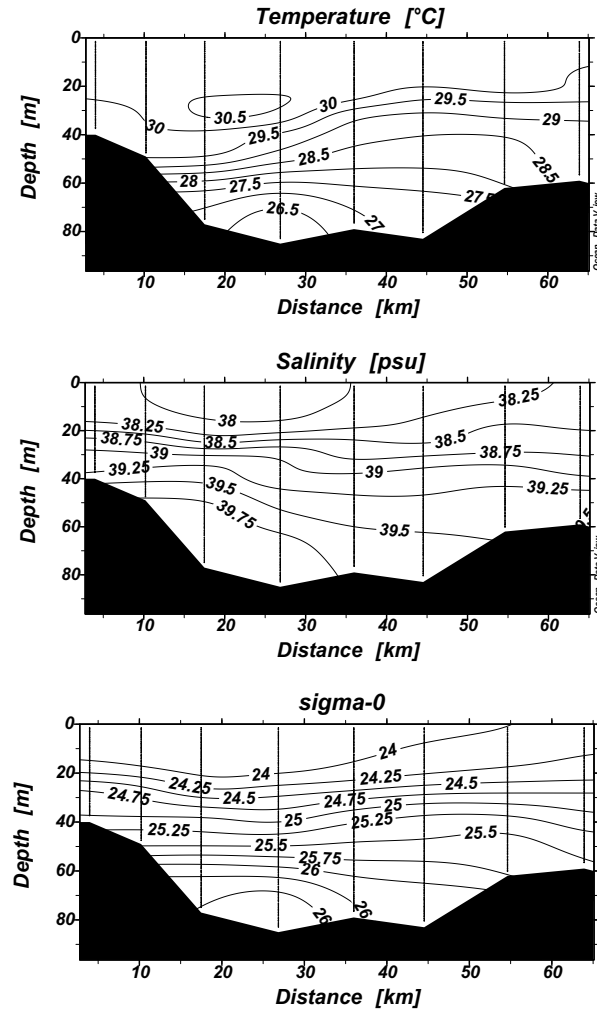


FIGURE 2.4 – Cross-section R13c in the Arabian/Persian Gulf (location in Figure 2.3c) performed on November 2 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

Section R12 was performed nearly along $56^{\circ}30'E$ in the Strait (see Figure 2.5). Bottom depths range between 50 and 100m with a 260m trough near the northern coast of Musandam Peninsula. The vertical temperature gradient is more marked than that of salinity. The mixed layer is very shallow and lies mostly in the northern part of the section. In the southern part, the salty PGW core was measured between 50m and 220m depths (the station did not probe the water column exactly down to the bottom at 260m); this lower core is associated with strong salinity (maximum 39.5 psu) and nearly homogeneous temperature (close to $27^{\circ}C$). This deep core is bounded by a $\sigma_0 = 26kg/m^3$ isopycnal slightly rising towards the coast of Oman.

This thermohaline and density structure is comparable with section C described by Reynolds (1993), though warmer temperatures are observed in November 1999. Hence weaker stratification is found in our dataset (densest waters reached $\sigma_0 = 28kg/m^3$ in June 1992). In the northernmost part of section R12, fresher water seems to indicate the boundary of IOSW inflow near the surface, only marginally sampled by measurements (see also Reynolds, 1993).

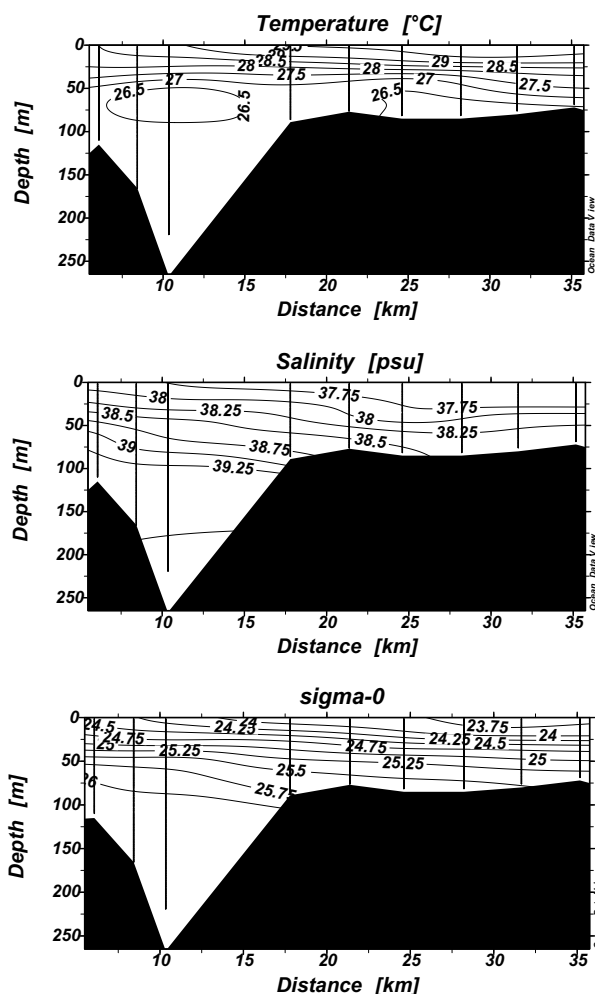


FIGURE 2.5 – Meridional section R12c in the Strait of Hormuz (location in Figure 2.3c) performed on November 2 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

Going southward, sections R11, R19 and R18 were performed at the head of the Gulf of Oman, where bottom depths are in the 80-120m range (Figures 2.6-2.7-2.8). These three sections are fairly comparable in structure and show a notable relation between temperature and salinity characteristics, contrary to the previous sections. The western part of each section (R11, R19 and R18) clearly exhibits a three-layer fluid while their eastern part shows only two water masses. In the upper 25m, the well-mixed surface layer has temperature 30°C and salinities between 37 and 37.5 psu. The vertical density gradient separating this mixed layer and the underlying fresher and colder IOSW is strong. IOSW has minimum temperature of 22°C and salinity below 36.5 psu. In the central and western part of the sections, the deepest core is PGW with maximum salinity above 38 psu and temperature above 24°C . This important decrease of PGW characteristics from the Gulf (where its salinity was 40psu and its temperature was around 27°C) can most likely be attributed to mixing with the IOSW core which lies in its vicinity (in the southern part of the strait). Note that the sharpest decrease in salinity occurs between R19 and R18, as found by Bower et al. (2000).

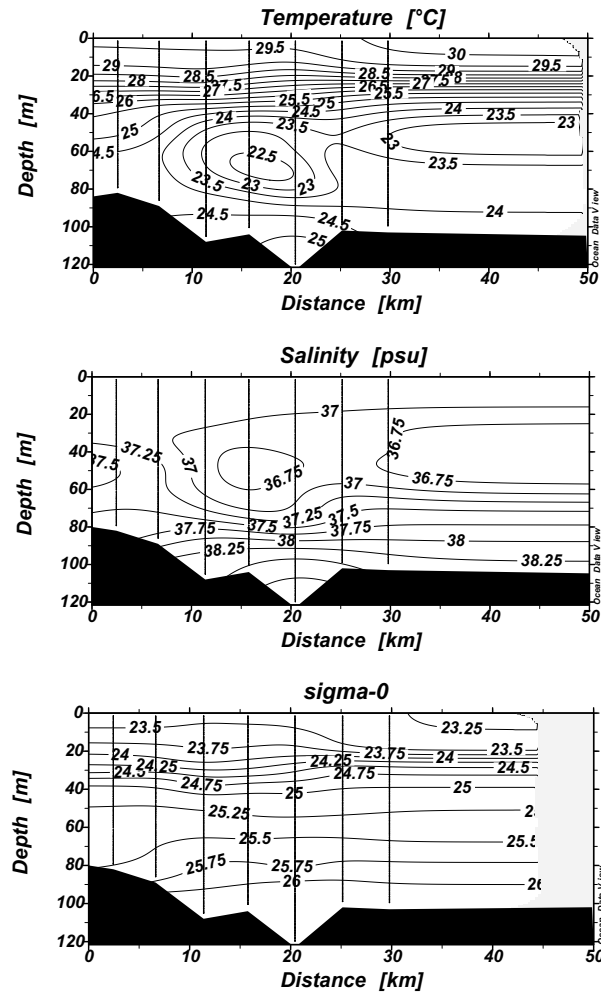


FIGURE 2.6 – Zonal section R11c in the Gulf of Oman (location in Figure 2.3c) performed on November 1 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

In straits where currents are subject to high frequency variability, and where barotropic flow may be present, the relevance of geostrophic currents may be weak and their calculation hampered by the choice of a level of reference. Since no ADCP data was available near sections R13 and R12 (indeed moored ADCP D2 did not return data), we use velocity measurements by Johns et al. (2003) on a section close to R13. They provide the vertical profiles of horizontally and annually averaged currents and the horizontally averaged currents for various seasons. Using Figure 10a of Johns et al. (ibid) for March 1997, we can see a marked decrease in velocity near 30m depth. This level also lies below the mixed layer. Therefore we choose it as a level of reference. The horizontally and annually averaged velocity at this depth is 0.09 m/s in Johns et al. Thus geostrophic velocities are computed with this level of reference and a 0.09 m/s mean flow is added to the result. The calculated currents perpendicular to section R13b are presented on Figure 2.9. The outflow velocities are slightly smaller than 0.4m/s; they are located farther from the Omani coast and deeper than the velocity maxima measured by Johns et al. Surface inflow velocity were smaller than 0.2m/s, but unfortunately located on the Omani side of the section. In reality maximum inflow of IOSW is expected to lie closer

to the Iranian coast and thus has not been sampled.

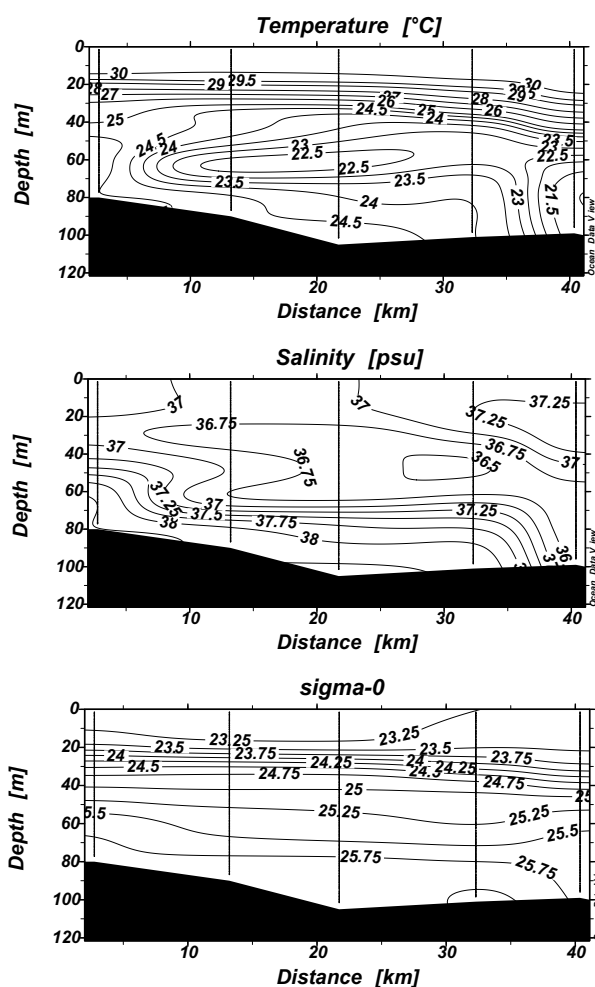


FIGURE 2.7 – Zonal section R19 in the Gulf of Oman (location in Figure 2.3c) performed on November 1 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

Though this geostrophic flow is not very accurate, we can nevertheless compute transports for comparison with those calculated by Johns et al. (ibid). Transport T1 is the surface inflow (computed from southwestward flow above 45m depth), T2 is the surface outflow (northeastward upper flow) and T3 the deep outflow (northeastward flow below 45m depth). For R13b, we have $T1=0.21$ Sv, $T2=0.01$ Sv and $T3=0.16$ Sv (compared with 0.23 ± 0.04 Sv, 0.06 ± 0.02 Sv, and 0.15 ± 0.03 Sv for Johns et al.). Changing the level of reference to 10m depth with 0.05 m/s mean flow for the calculation of geostrophic velocity on R13b changed these values to $T1=0.18$ Sv, $T2=0.01$ Sv and $T3=0.16$ Sv. Transports computed on realization (c) of R13 (again with reference level at 30m depth and mean flow of 0.09 m/s) are $T1=0.24$ Sv, $T2=0$, $T3=0.12$ Sv. In summary, transports obtained with our geostrophic velocities (added to a mean flow) are in the range obtained by Johns et al. with an ADCP mooring and the "equivalent width" methodology, except for the surface inflow which is much smaller in our results. Again we believe that most of the surface inflow is concentrated closer to the Iranian coast.

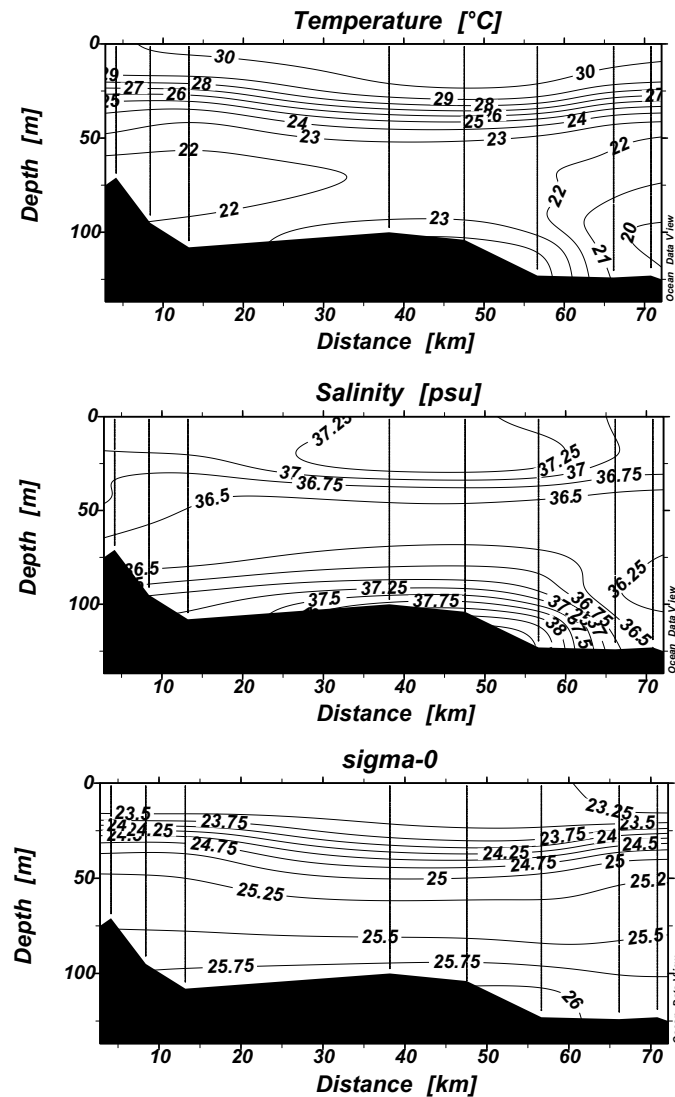


FIGURE 2.8 – Zonal section R18c in the Gulf of Oman (location in Figure 2.3c) performed on November 1 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

A composite T-S diagram was achieved with sections R11, R19 and R18, showing the three characteristic water masses (mixed layer, IOSW and PGW) and their mixing diagram (Figure 2.10). Mixing occurs between IOSW and the two adjacent layers (see also the upper part of the T-S diagram in Banse, 1997, for January 1961). Again we note that bottom waters are warmer and lighter in November 1999 than in June 1992 (cf Reynolds, *ibid*). The (T, S) values of the IOSW show that this core is not sampled on sections R13 and R12, which do not extend to the Iranian coast.

A composite section is made following the most undiluted PGW downstream, along the Strait of Hormuz axis, through sections R13, 12, 11, 19, 18 (see Figure 2.11). Strong thermal and haline gradients are found between sections R12 and R11s especially between 50 and 150m depths. Since IOSW characteristics are observed near 50m depth, on the southern part of this composite section, and PGW between 90 and 250m depths on

its northern part, we conclude that this thermohaline gradient separates these two water masses.

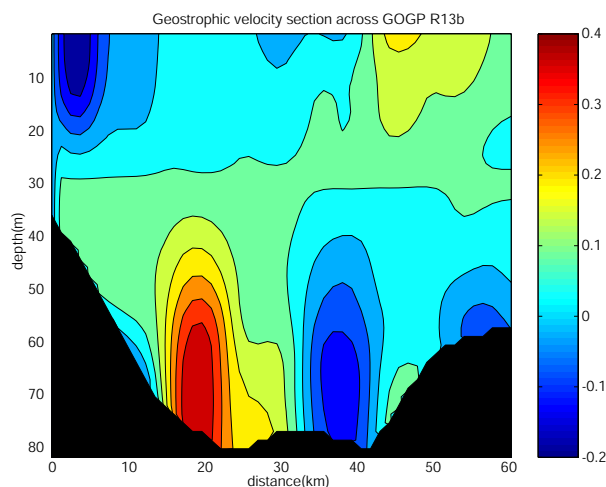


FIGURE 2.9 – Geostrophic velocity computed on section R13b with a reference level at 30m (a mean flow of 0.09 m/s was added).

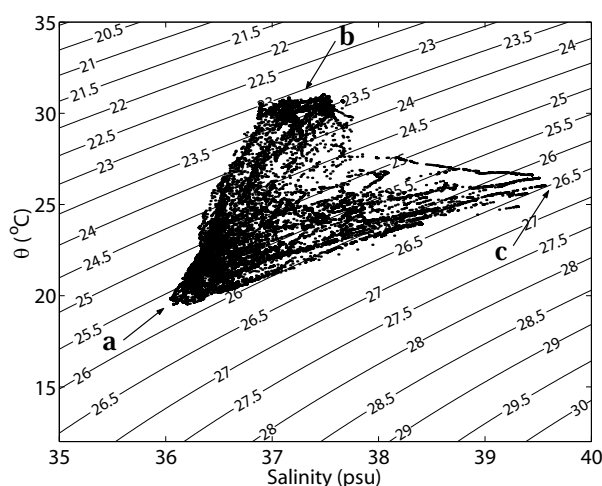


FIGURE 2.10 – T-S diagram from hydrological data of sections R11, R19 and R18 between October 11 and November 2 1999. The 3 characteristic water masses in the southern part of the Strait of Hormuz are indicated : IOSW (a), mixed surface water (b) and PGW (c).

On the contrary, isopycnals are relatively flat except in the left hand part of the section (in the Gulf). Density values range between $\sigma_0 = 23$ and 26 kg/m^3 , while values found in June 1992 lay between $\sigma_0 = 24$ and 28 kg/m^3 (Reynolds, *ibid*). These global density distributions are fairly similar to each other and rather different from winter density structures which show a steep and sharp density front near the Strait (see Figure 4 of Brewer, 1978; Figure 11 of Reynolds, 1993; Figure 6 of Matsuyama et al., 1998). Surface temperature is slightly lower in the Strait (R12) than west (R13) and south of it (R11), an indication of enhanced mixing in the Strait. At this time of the year, the fresh

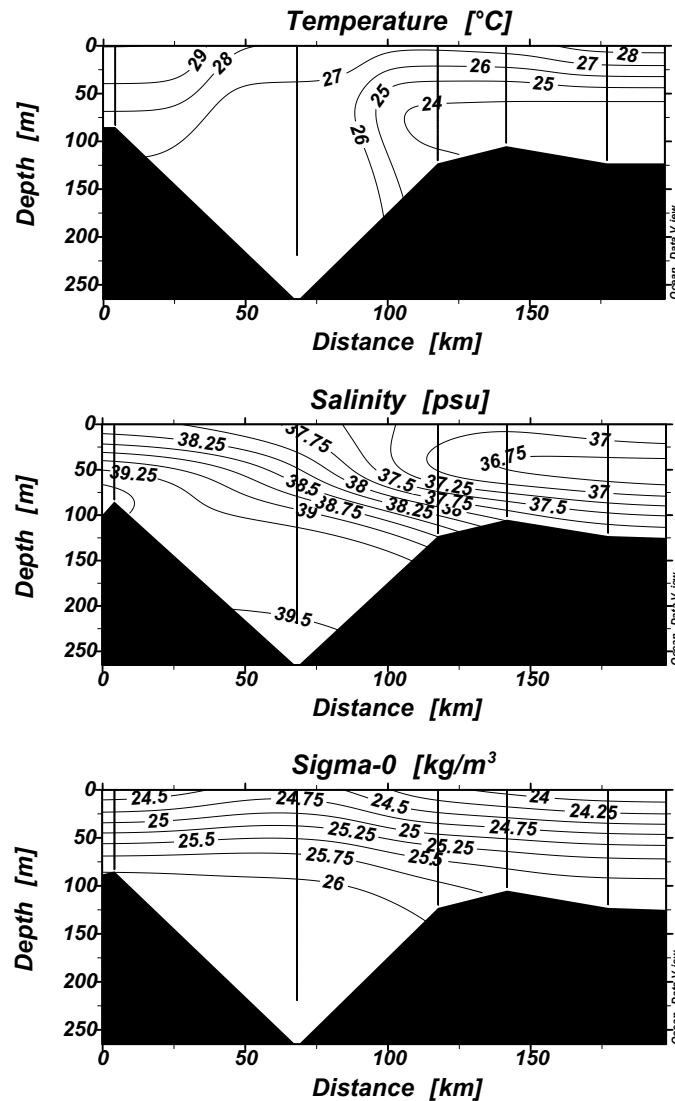


FIGURE 2.11 – Composite section along the axis of the channel following the most undiluted PGW, from data of R13c, R12c, R11c, R19 and R18c sections performed on November 1-2 1999. Temperature, salinity and potential density sections. Vertical lines indicate cast positions.

water core (IOSW) is rather a subsurface than a surface inflow, at least in the sampled area. Again we observe that PGW salinity near the bottom decreases from 40 psu in the Gulf to 38.5 psu at the head of the Gulf of Oman, showing that important dilution accompanies advection as discussed by Banse (1997) and Bower et al. (2000).

2.2.3.2 Short-term variability

During the GOGP99 cruise, sections R11, R12, R13 and R18 (see location on Figure 2.3) were repeated 3 times (October 10-13, October 21-23 and November 1-2) to evaluate the short-term variability of the hydrological features in this area. For sake of clarity, only the most informative figures are provided.

In the Gulf (section R13), salinity variations, from one realization to the following one, occur in both the upper and lower layers (not shown). In the lower layer (under 40m depth), the PGW core intensifies and widens between October 12 and 22, and decreases thereafter, indicating either a pulse of PGW water or an advection of salty water from the shallow UAE coastal region. During that month, surface salinity also increases in the southeastern part of the section while a fresh core disappears in the northwestern area. This evolution could be associated in part with the seasonal decrease of the IOSW inflow in the Gulf (Swift and Bower, 2003) or with lateral displacement of the IOSW core. Thermal features do not show significant changes between the three sections.

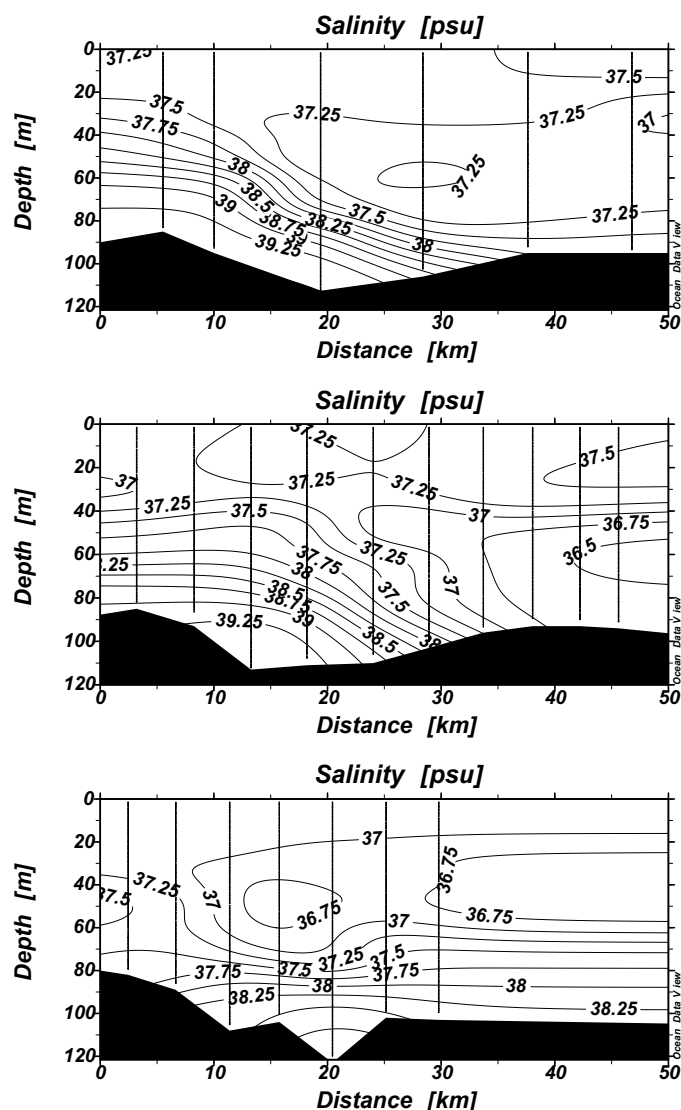


FIGURE 2.12 – Repeated salinity section R11 in October 1-11, October 21-22 and November 1-2 1999. Vertical lines indicate cast positions.

In the Strait (section R12), only the northern part of the section was sampled 3 times (not shown). Salinity decreases drastically (by more than 1 psu) in the bottom layer, which could indicate a short term trend or a lateral displacement of the PGW core. Indeed, in October-November, little seasonal variation of the PGW outflow was measured

by Johns et al. (2003) near the Musandam Peninsula. Boundary of the inflowing IOSW core at 50 m depth shows opposite-sign displacements on the two-week periods, perhaps associated with a pulse.

Further south, R11 was sampled more completely over the three legs (see Figure 2.12). A striking aspect of the short-term variability is the major decrease of the PGW core with a thickness and width reduction by a factor 3 and a decrease in T and S maxima from 26°C to 25°C and from 39.5 to 38.5 psu respectively. We also note an increase in width of the IOSW core, as well as a decrease of its temperature and salinity. Section R18 also evidences a reduction of the PGW core between early October and beginning of November, and an increase in IOSW flux near the Iranian side of the section (not shown).

The global view deduced from these sections is a temporary increase of PGW in the Gulf, but a noticeable decrease of this water mass in and south of the Strait. This evolution can be explained by a pulse of warm and salty water from the coastal UAE area or from the source region of PGW, and a decrease of IOSW inflow in the Gulf. At the head of the Gulf of Oman, the observed features are compatible with an increased advection of IOSW from its source, shifting the PGW core laterally. Indeed, if the 0.5 psu, 1°C decrease in the PGW core over one month (section R11) is compatible with ranges of seasonal changes, it seems too abrupt to be explained only by winter-summer differences.

2.2.4 Temporal variations of velocity and temperature from moorings and floats south of the Strait of Hormuz

South of the Strait of Hormuz, time series of velocity and temperature were obtained with an ADCP (D1) and two thermistor chains (T2, T3) from October 8 to November 9 1999 (see Figure 2.2). Two tide recorders were moored east and west of the Strait. Surface drifting buoys (Surdrift floats) drogued at 15 and 85m were released in and south of the Strait of Hormuz.

2.2.4.1 Velocity features

Alongshore and across-shore⁵ velocity components were obtained from ADCP mooring D1. They have been processed to obtain high and low frequency components.

Complete records show an important tidal contribution to the horizontal flow component (Figure 2.13) as well as to vertical velocities (not shown). Across-shore flow (i.e. across-isobaths) is stronger than alongshore flow, with respective ranges of variations, $[-0.55, +0.45]\text{m/s}$ and $[-0.35, +0.35]\text{m/s}$. Vertical velocities range between -0.04 and $+0.04\text{m/s}$. Similar values have been obtained by Matsuyama (1994, 1998) with Doppler currentmeter recordings in the Gulf near the Strait of Hormuz. For both across-shore and alongshore flow, the barotropic part is intense and the baroclinic component reinforces

5. these components are referenced to the local bathymetry, i.e. positive along-shore direction is northeastward (60° true) and positive onshore northwestward (-30° true)

surface currents. Furthermore, it is known that the spatial structure of tides near the Strait (not captured here by a single ADCP mooring) is complex.

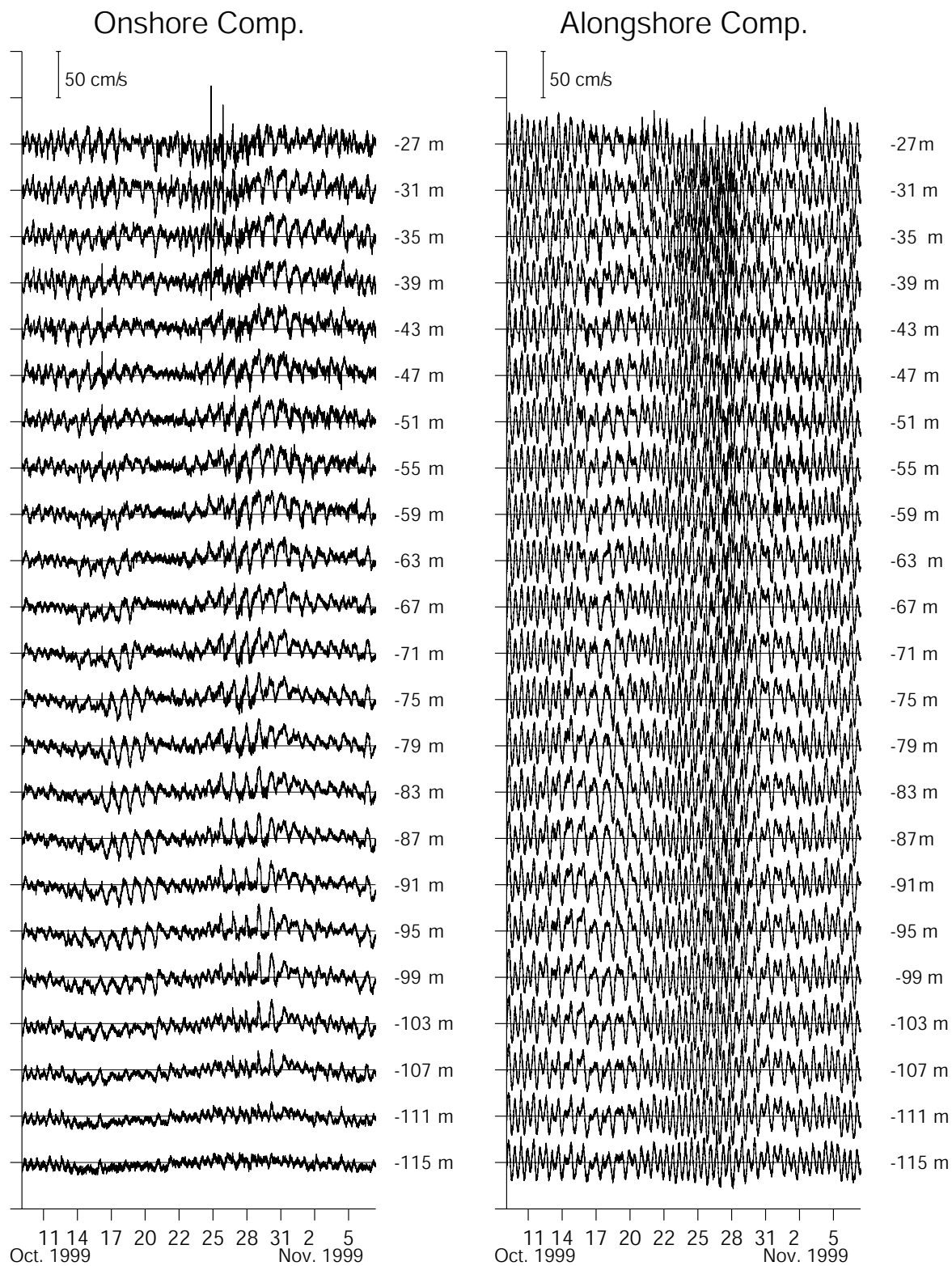


FIGURE 2.13 – Time series of onshore and alongshore components of velocity at mooring D1, with 4 m vertical spacing.

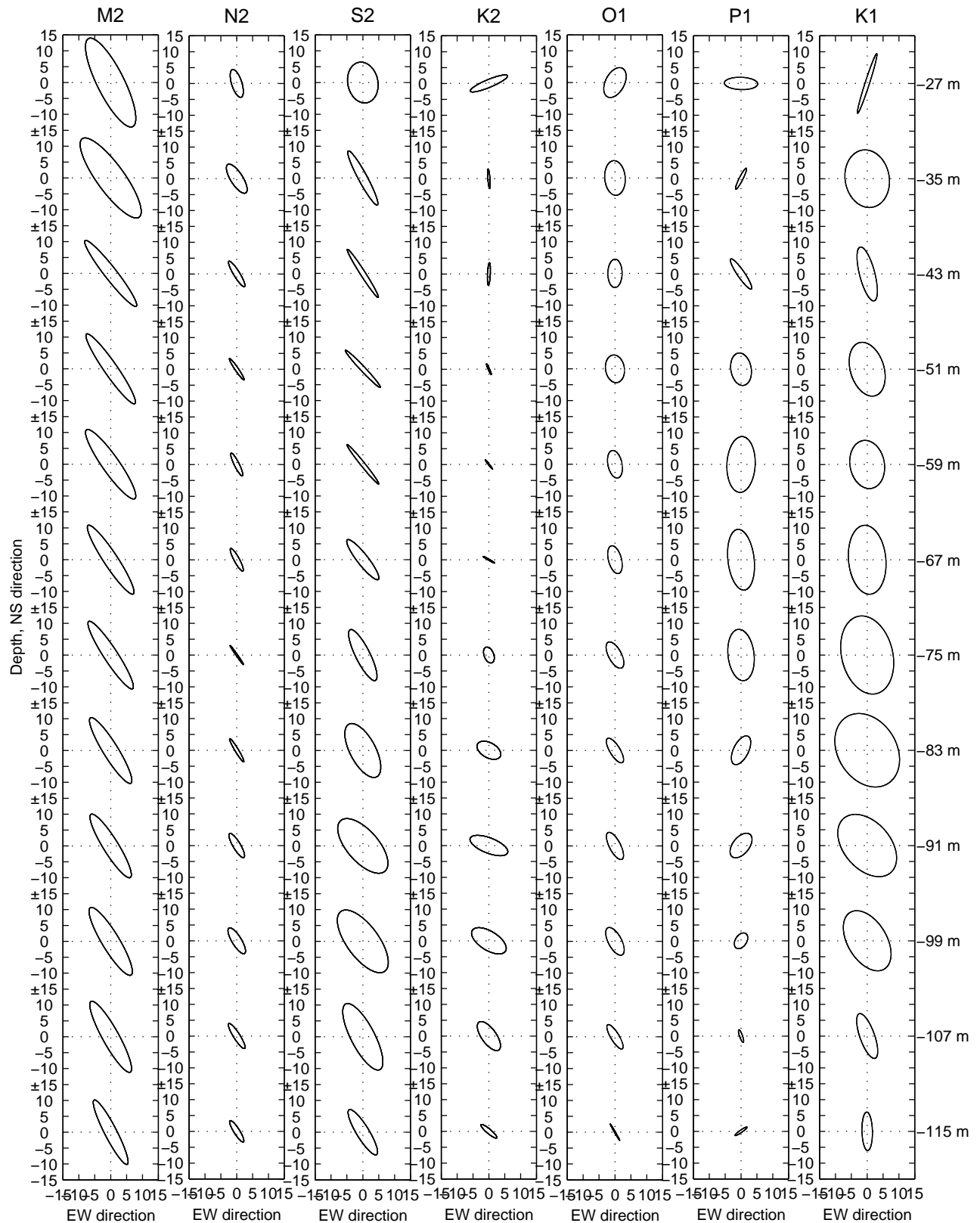


FIGURE 2.14 – Current ellipses for the seven major tidal components (M2, S2, N2, K2, O1, P1 and K1) obtained by harmonic analysis of D1 measurements. Vertical spacing is 8m.

Harmonic analysis of the time series of horizontal current reveals the existence of several semi-diurnal and diurnal components, M2, S2, K2, O1, K1 and P1, with associated peaks in the energy spectrum. Harmonic analysis of tide recorder measurements at the same location as D1 provides an amplitude ratio $\frac{A_{K1}+A_{O1}}{A_{M2}+A_{S2}} = 0.69$ characterizing a mixed tide (in the sense used by Defant, 1960).

Current ellipses for each of these major harmonics are plotted at several depths on Figure 2.14. Again they show across-shore alignment with dominant M2, K1 and S2 harmonics having 0.15, 0.10 and 0.08 m/s magnitude respectively. Vertical structure of horizontal currents indicate maximum amplitudes near the thermocline at 30m, most likely correlated with internal tides (see also hereafter), and a decrease toward the bottom, assumed to be associated with friction. Nevertheless, semi-diurnal component S2 and diurnal component K1 also show maxima near 90-100m depths, which can be associated with a secondary density gradient near the PGW core. On the contrary, Matsuyama (1994, 1998) and Johns and Olson (1998) find a predominance of K1 component in the barotropic tide west of the Musandam Peninsula; this reflects spatial variability of the tidal structure. Complexity also appears in the time variability of tidal currents : the on-shore flow component exhibits a diurnal frequency around October 17, and a semidiurnal frequency around October 25 (see again Figure 2.13).

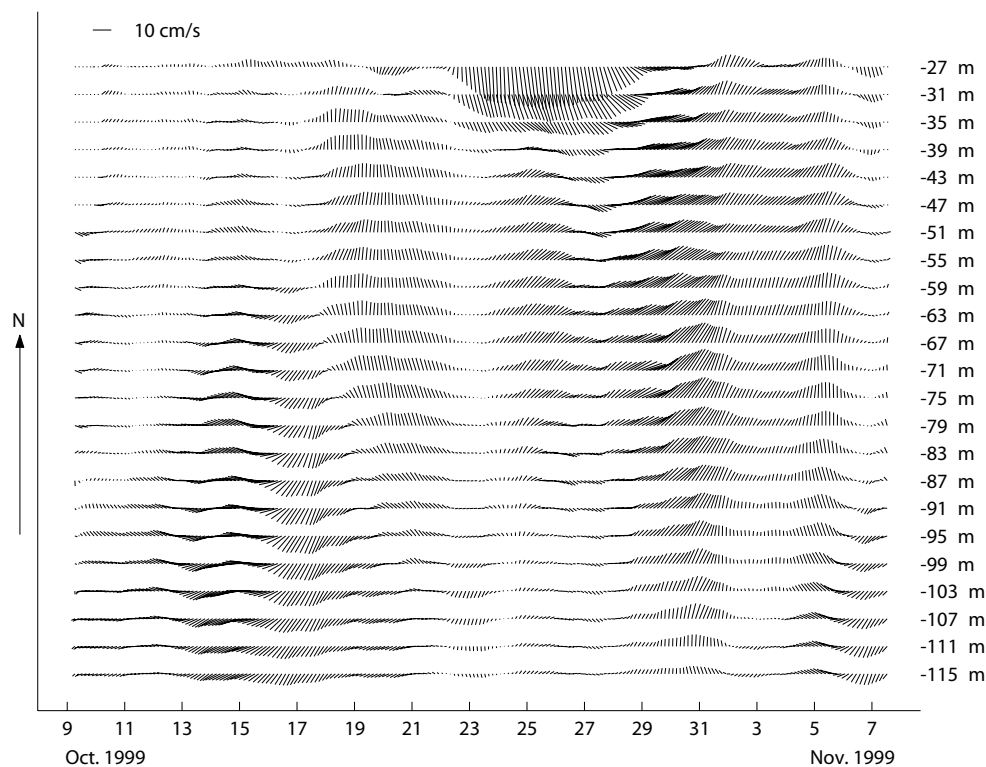


FIGURE 2.15 – Time series of residual velocity at mooring D1 with 4m vertical spacing. The data have been filtered with a 25 hour low pass filter and have been resampled every 3 hours.

Low-pass filtered currents (at 25 hours) were then computed from ADCP mooring recordings. Residual currents exhibit substantial vertical and temporal variations (Figure 2.15). Current can locally reach 0.35 m/s (near the surface), with mean velocity of

0.03m/s, a value much lower than that (0.2m/s) found by Matsuyama (1998) and Johns et al. (2003) at a mooring located near strong bathymetric gradients, and assumed to lie in the PGW core. Mooring D1 did not record strong velocities below 100m depth, except a southward pulse of 0.10m/s between October 13 and 17; this pulse can be related to the episode of wide PGW core seen in the variability of section R18. The strong southward current near the surface (October 22-29) is related to a deepening of the thermocline by 10 to 15m, seen in thermistor chain T2 recordings (Figure 2.16). A northwesterly wind of 10m/s measured near mooring D1, by R/V D'Entrecasteaux on October 23, could account for this sudden change. In intermediate waters (depths of 35 to 63m), a dominant northward current is measured during the month of October, though with time variability; it corresponds to the IOSW inflow. These currents increase between beginning and end of October, in agreement with the short-term variability observed on sections R11 and R18.

2.2.4.2 Temperature variability

Temperature recordings at T2 and T3 reveal strong internal wave activity (Figure 2.16). Strong internal tides have already been observed in the vicinity of the Strait by Roe et al. (1997). Diurnal and semi-diurnal oscillations of isotherms are related to the barotropic tidal forcing described hereabove. Vertical displacements of these isotherms over a tidal cycle range between 5 and 20m. Maximum displacement is noted on T2 recordings, October 16.

These displacements can be computed using formula (6) in Pichon and Mazé (1990) for internal waves near shelf break. An estimate of their order of magnitude is related to the baroclinic component of velocity below the thermocline u_2 via

$$u_2 = c_0 \eta / (H_2 + \eta)$$

where $c_0^2 = g' H_1 H_2 / H (1 - f^2 / \omega^2)$ is the squared phase velocity of the internal wave, H_1, H_2 are mean thicknesses of the upper, lower layers (above or below the thermocline, g' is reduced gravity, f is the Coriolis parameter, ω is the wave pulsation, η is the thermocline displacement due to the wave). Assuming $\eta \ll H_2$ (here $H_2 = 80m$), we obtain

$$\eta = H_2 u_2 / c_0$$

With $g' = 2.5 \cdot 10^{-2} m/s^2$, $H_1 = 30m$, $\omega = 2\pi/43200s^{-1}$, $f/\omega = \sin(25^\circ)$, we have $c_0 = 0.74m/s$. Baroclinic tidal velocity is obtained by subtracting a depth averaged velocity from the signal leading to $u_2 \sim \pm 0.1m/s$, whence $\eta \sim \pm 10m$.

Temperature recordings also reveal slower variability. At its time of largest width (near October 12) the PGW was recorded by mooring T2 (this cannot be clearly distinguished on Figure 2.16, but it is seen in data). Temperature recordings also indicate a cooling of the mixed layer and a deepening of the thermocline with time. This cooling is rather sudden on mooring T2 with a 15m deepening of the mixed layer, near October 19-20, while it is more continuous on mooring T3. This geographic difference of mixed layer evolution could originate in spatial variations of surface heating (or cooling) or in horizontal advection of cold surface water, or both.

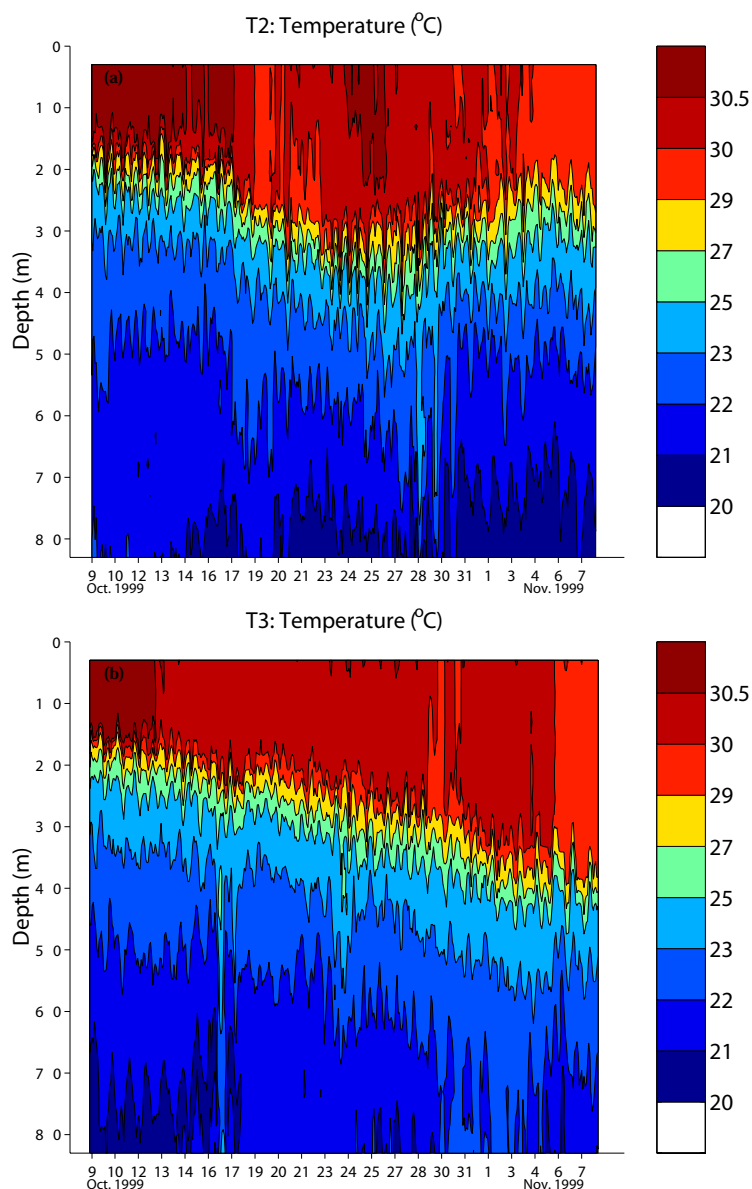


FIGURE 2.16 – Time series of temperature profiles at T2 and T3 moorings. The data have been resampled every 100 minutes.

To obtain more information on surface temperatures, we analyze the MCSST⁶ maps provided by NAVOCEANO, at various dates around and during the GOGP99 experiment (see Figure 2.17). The K10 SST maps are composite images with 8.8 km spatial resolution.

First, it is interesting to compare the September 15 and October 15 maps. Noticeable cooling has occurred on the whole Gulf between these two dates, while the Gulf of Oman undergoes surface warming with homogenization of temperature. Strikingly, the same evolution has occurred between mid-september and mid-october 2000, 2001 and 2002 (not shown).

6. Multi Channel Sea Surface Temperature

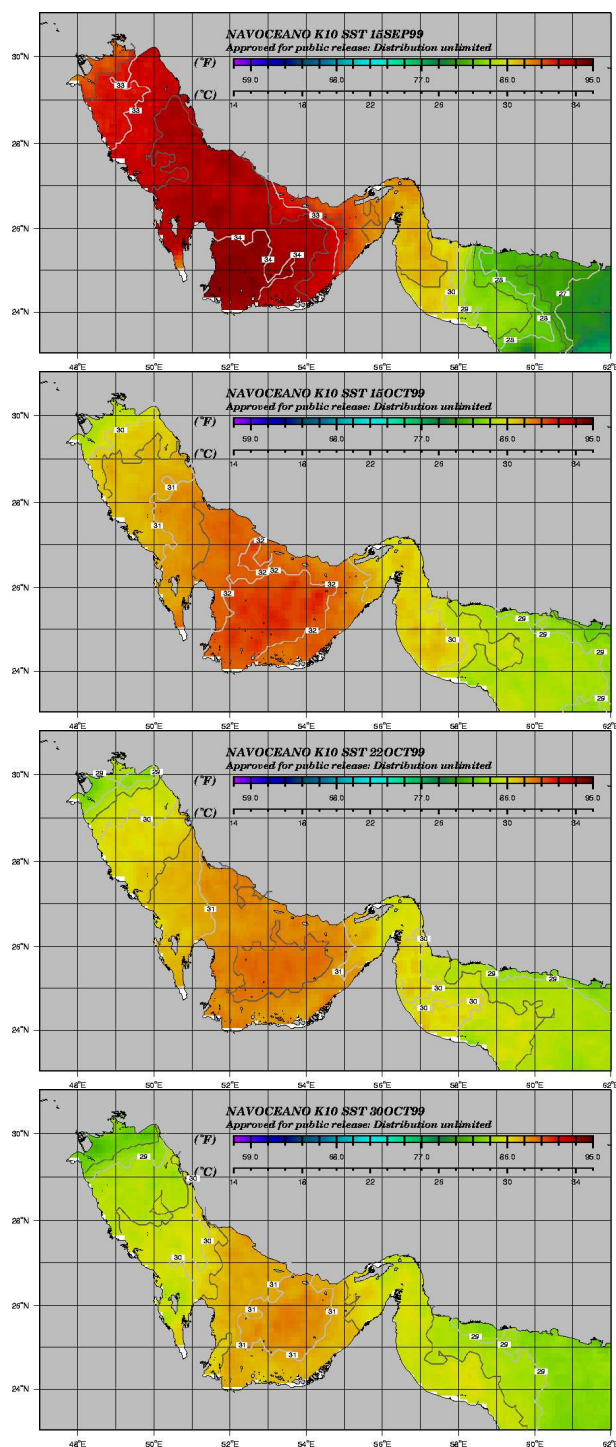


FIGURE 2.17 – Composite K10 SST maps from NAVOCEANO on the two gulfs, at dates 09/15, 10/15, 10/22, 10/30, 1999.

At the beginning of the period of interest (Oct. 15), a warm surface region (with temperature 30°C) extends from the Strait eastward to $57^{\circ}30' \text{E}$ north of 25°N ; a colder patch (with temperature 29°C) lies along the Iranian coast, east of 59°E . The following image (Oct. 22) shows that this colder patch has not evolved substantially, but the warm region has retreated to 57°E north of 25°N , a variation compatible with the decrease in

temperature measured by mooring T2 but not by T3. On October 30, the 30°C isotherm has moved northward into the Strait ; this is related to the decrease in temperature measured then by mooring T3. Also, the colder patch (at 29°C) has considerably extended near the Iranian coast, and has formed a separate blob between $57^{\circ}45'E$ and $59^{\circ}15'E$. This blob, possibly associated with local upwelling, could be related to the increase in IOSW observed in the 3 realizations of hydrological sections R11 and R18. More information on this upwelling is given in Part 2 of the paper.

To conclude on thermal variations, atmospheric fluxes and their spatial inhomogeneity certainly play an important role in the evolution of surface temperatures : the strong winds measured by R/V D'Entrecasteaux can induce a deepening and a cooling of the mixed layer. But, since moorings T2 and T3 are only 30km apart, the different variations of their surface temperatures cannot be accounted for by large-scale atmospheric fluxes. Such fluxes must be local. Southeastward winds, such as those measured mi-October south of the Strait, can favor the development of an upwelling region near the Iranian coast. Nevertheless, advection certainly plays a role : part 2 will show that a cyclonic general circulation occupies most of the Gulf of Oman. Such currents can advect cold water lying initially near the Iranian coast, closer to the Strait, as observed in the MCSST maps.

2.2.4.3 Surdrift float trajectories

Five surface floats, drogued at 15 or 85m, and positionned via GPS, were released and followed trajectories in the vicinity of the Strait. Three-day filtering of velocity magnitudes eliminated oscillations at the tidal and inertial periods, but retained variability on periods characteristic of changes in atmospheric conditions (see hereafter). These trajectories are represented on Figure 2.18. The release positions and lifetime are specified in Table 2.3. Buoys drogued at 15m lie above IOSW and mostly followed mixed layer motions, while buoys drogued at 85m could follow the PGW core in the Strait.

Buoys 14677 and 14766 were both drogued at 15m and released at close locations (3km but 4 days apart). Buoy 14677, launched on October 8, followed a northward route along the coast of Oman for a week, before veering south along the Iranian coast, and coming back near its initial position after 12 days. Though few wind data (mostly obtained from ships) are available near the Strait at that period, the wind measured in the southeastern part of the Strait near October 8-10 was northwestward, and it turned southeastward on October 16. Later, this float entered the northern part of the Gulf of Oman and was caught in a small anticyclonic eddy, looping with 12 km radius and 5 day period, near isobath 200m (close to $25^{\circ}30'N - 56^{\circ}55'E$). It was ejected after one loop and its final trajectory was northward (a northward wind was measured on November 1,2 in the southern part of the Strait). The mean velocity of buoy 14677 was close to 0.2m/s .

On the contrary, buoy 14766 (which lived only for 10 days) had a fairly moderate displacement, noticeably influenced by tidal motions. Launched on October 12 (with northwestward wind conditions measured on the 8-10), it turned southeast close to the 16 (with southeastward wind). Finally, it followed a short northeastward route also along the coast of Oman (a northward wind was measured on October 22, south of this

location). It was unfortunately trawled on October 22. Its mean velocity over its lifetime was $0.15m/s$.

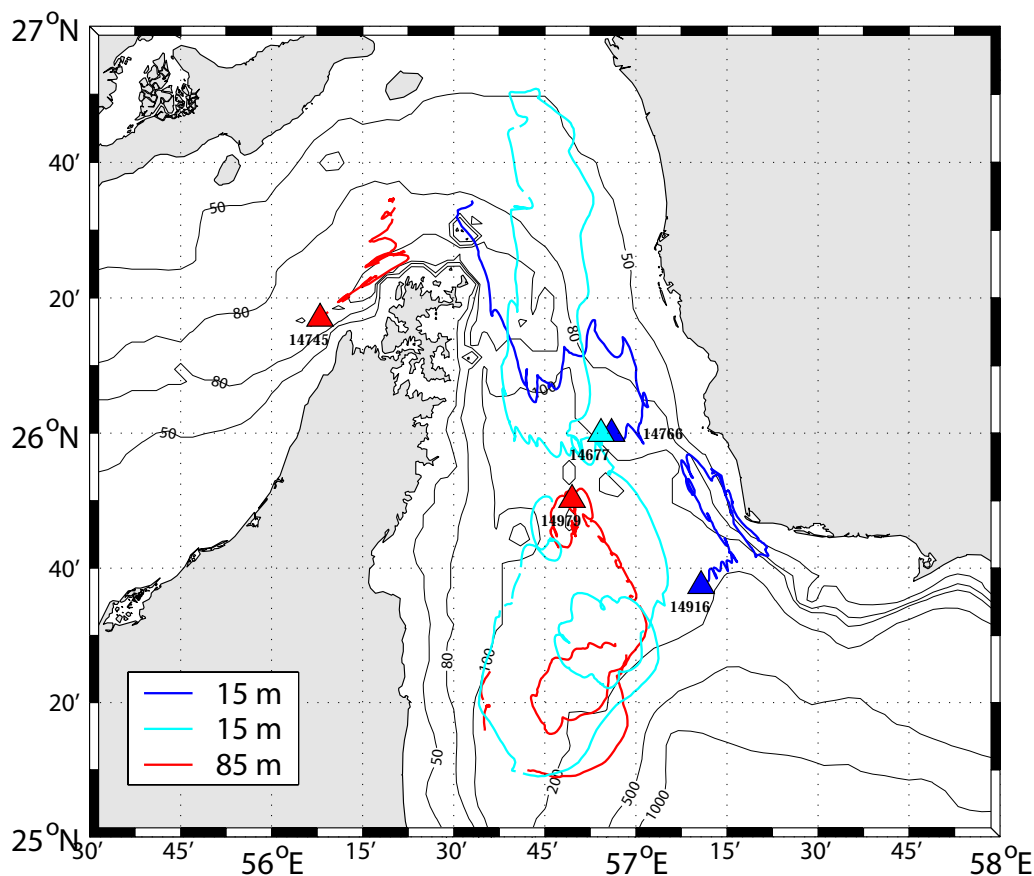


FIGURE 2.18 – Surdrift buoy trajectories. Triangles indicate deployment position and colors give the drogue depth. Number of days of data is given in Table 2.3.

Buoy 14916, also drogued at 15m, and launched on October 9, headed northwestward initially (like buoy 14677), showed a reversal in trajectory after a week, going southeastward for another 4 days and finally northward again before being trawled. Its trajectory remained in the near vicinity of the Iranian coast. This buoy displayed weaker motion than the previous two, with mean velocity of only $0.09m/s$, perhaps due to the proximity of the coast (and thus to partial shielding from the wind).

Buoys 14745 and 14979, both drogued at 85m, had mean velocity between 0.05 and $0.12m/s$. Buoy 14745 lived only for 10 days (before being trawled) and exhibited notable tidal oscillations along the Strait axis. Its initial trajectory was northeastward, into the deep trough which contains the PGW core. Its final displacement was northward with lateral oscillations. Buoy 14979 did not display substantial displacement for the first week before heading south(-east) and being caught in an anticyclonic eddy slightly south of that of buoy 14677. The loop performed by buoy 14979 in that eddy had 15km radius and 5 day period, comparable with those of buoy 14677. The possible nature and origin of this eddy will be discussed in part 2 of the paper in relation with other data.

2.2.5 Discussion and conclusions

Data analysis of GOGP99 experiment has clearly shown the outflow of PGW lying on the Omani slope and the inflow of IOSW at the entrance of the Strait of Hormuz. The hydrological structure in the Gulf and in the Strait is composed (most often) of a 30m thick mixed layer overlying a stratified water column containing the PGW core, while at the head of the Gulf of Oman, the fresher and colder IOSW core is clearly seen above and next to the PGW outflow. Most of this IOSW core has been missed on sections R12 and R13 which do not extend close enough to the Iranian coast, though a trace of IOSW is observed in the Gulf on the northwestern tip of section R13. Using a composite section following the PGW maxima along the Strait axis, a thermohaline gradient appears between PGW and IOSW at the head of the Gulf of Oman. But this thermohaline gradient is not associated with a sharp density front as was observed in winter. Hydrological sections also characterize the PGW core evolution along the Strait of Hormuz, with temperature and salinity decreasing downstream by 3°C and 1.5 psu over 150 km, most likely by reason of mixing with the fresher IOSW core.

Geostrophic velocities were computed on section R13, using previous data from an ADCP mooring nearby. A level of reference of 30m was used at which a mean flow was computed. The resulting velocity section shows a deep outflow with velocity slightly less than 0.4 m/s, but also a weaker deep inflow and a surface inflow along the Omani coast, the realism of which has to be proven. Transports for inflows and outflows above and below 45m depth were found similar to those computed by Johns et al. (2003), and relatively independent of the level of reference, or of the realization of the section. Nevertheless, direct measurements of velocity at mooring D1, south of the strait, show the complexity and variability of the velocity structure and suggest strong caution with geostrophic velocity interpretation.

Over a one month period, noticeable changes in the hydrological structure in the vicinity of the Strait have been observed, and exhibited opposite trends in and out of the Gulf. In the Gulf, a noticeable temporary increase of salinity was associated with reduction of IOSW inflow and perhaps local advection of salty water. In the Strait and in the Gulf of Oman, IOSW inflow seemed to increase and to squeeze the PGW outflow and displace it sideways. In particular, the reduction of PGW lateral extent with time on section R11 is correlated with the wider IOSW core. In the Gulf of Oman, the temperature and salinity decrease in the mixed layer can also be associated with strong wind events and/or advection of cooler water. ADCP measurements and float 14916 trajectory show reversals of currents in the upper layer over 4-7 day periods after October 15. Such flow reversals can be associated with changes in wind direction, which can also induce upwelling near Ra's Jagin (Iranian coast). Such an upwelling, or advection of cold water along the Iranian coast, could in turn enhance the flux of cold and fresh water associated with the stronger IOSW flow.

ADCP and moored thermistor data indicate that high-frequency variability is dominated by semi-diurnal M2 and S2 and diurnal K1 components of tide with complex vertical structures. Tides exhibit maximum amplitude near the surface pycnocline; this notable signal is associated with internal waves. A simple calculation showed that the

amplitudes of these internal waves could be estimated from the baroclinic velocities of the tidal current. A secondary maximum of tidal currents (S2 and K1) at roughly 100m depth can be related to the interface between IOSW and PGW. Deepening of the mixed layer occurs more rapidly at one of the two thermistor chain moorings; this may be due to atmospheric cooling or wind bursts of limited extent or to the advection of colder water from a neighboring source (such as a local upwelling).

At subtidal time scale, mooring recordings southward flow below 100m depth near Oct.17 (i.e. between the first and second hydrological surveys). Currents in the 40-65m layer are mostly northward, compatible with maximum inflow of IOSW near October 31st. The low-frequency residual currents are weaker than previous model output (by a factor 2, see Bower et al., 2000). This may be due to the location of the ADCP mooring. These velocity measurements show important variability of the currents, both in amplitude and in the vertical structure which evolves from baroclinic (e.g. October 17) to nearly barotropic (October 31). These velocity and temperature time-series confirm the water mass variability observed in the repeated hydrological sections with decreasing PGW and increasing IOSW fluxes. They also indicate short term surface current variability (with intense southward currents from October 23 to 26), compatible with buoy 14677 trajectory.

Composite maps of surface temperature indicate the continuous retreat of warm water northward from the Omani coast between mid and end of October, and the more sudden progression of colder water along the Iranian coast after Oct. 22 (Figure 2.17). These elements are compatible with the observations of thermistor chain moorings and between the various realizations of hydrological sections R11 and R18.

Surface buoys drogued at 15 or 85m had lifetimes between 2 and 4 weeks. In that short lifespan, they indicated short-term surface current reversal, related to changes in wind direction (such changes are common in the region, as for instance the Shamal-Shakki (or Kaus) alternation at the passage of atmospheric fronts; see Reynolds, 1993). Trajectory of buoy 14916 drogued at 15m, with reversals in direction over a 4 to 7-day period, shows considerable acceleration near October 16; this acceleration is consistent with local wind bursts which also induce a deepening of the mixed layer measured at mooring T2. At the head of the Gulf of Oman, buoys 14677 and 14979 drogued at 15 and 85m indicate the presence of a small anticyclone the generation of which will be analyzed in Part 2.

Obviously, this dataset though large, is not extensive enough to allow firm conclusions on all aspects of this work. Most notable are the following shortcomings :

- hydrological sections in the Strait were cut short in the Iranian waters, and did not allow accurate sampling of the IOSW core at that location ;
- a second ADCP mooring did not work so that the maximum velocities of the PGW and IOSW inflow were not measured ;
- atmospheric data are not available at high resolution to confirm short-scale wind or heat fluxes variability ;
- many surdrift buoys were trawled after two to four weeks.

These shortcomings suggest future measurements which could include

- releasing buoys with 40 to 60m deep drogues in the northern part of the Gulf of Oman to follow the IOSW ;
- repeated seeding of the PGW outflow with buoys with 150m drogue or with Rafos floats near the head of the Gulf of Oman to help quantify the occurrence of small eddies there ;
- installing currentmeter moorings and thermistor chains on the pathway of PGW in the Gulf and of IOSW in the Gulf of Oman to provide upstream conditions for the observed variability in the Strait of Hormuz...

Considering the cost of in-situ measurements, high-resolution numerical models could also be of use to help discriminate between several mechanisms for the observed variations of the flow and for the formation of eddies.

We gratefully acknowledge the help of the Naval Oceanographic Office (USA) which kindly provided the K10 SST images. Thanks are due to Y Camus (SHOM/CMO) for his participation in the design of this experiment, and to Captains and Crews of R/V D'Entrecasteaux and Laplace for data collection; EPSHOM/CMO/CM engineers and technicians did a substantial part of data processing. This work is a contribution to the GOGP99 experiment and to S. Pous PhD thesis.

Bibliographie

- [1] Ahmad F. and S.A.R. Sultan, Annual mean surface heat fluxes in the Arabian Gulf and the net heat transport through the Strait of Hormuz”, *Atmosphere-Ocean*, 29, 54-61, 1990.
- [2] Banse K., Irregular flow of Persian(Arabian) Gulf water to the Arabian Sea, *J. Mar. Res.*, 55(6), 1049-1067, 1997.
- [3] Bower A.S., H.D. Hunt and J.F. Price, Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows, *J. Geophys. Res.*, 105(C3), 6387-6414, 2000.
- [4] Brewer P.G. and D. Dyrssen, Chemical oceanography data from the Persian Gulf and Gulf of Oman, *Progress in Oceanography*, 14, 41-55, 1985.
- [5] Chao S.Y., T.W. Kao and K.R. Al-Hajri, A numerical investigation of circulation in the Arabian Gulf, *J. Geophys. Res.*, 97(C7), 11.219-11.236, 1992.
- [6] Defant A., Volume 2 of Physical Oceanography, Pergamon Press, 1960.
- [7] Du Reau G., MP L. Vialaret, PM L. Hubin, C. Vrignaud, C. Salaun and N. Wienders, Présentation des données hydrologiques validées de la campagne GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 77/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [8] Hartmann M., H. Lange, E. Seibold and E. Walger, Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman, *Meteor Forsch. Ergebn.*, 4, 1-76, 1971.
- [9] Johns W.E. and D.B. Olson, Observations of Seasonal Exchange through the Strait of Hormuz, *Oceanography*, 11, 58, 1998.
- [10] Johns W.E., F. Yao, D.B. Olson, S.A. Josey, J.P. Grist and D.A. Smeed, Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *J. Geophys. Res.*, 108, C12, 3391, doi :10.1029/2003JC001881, 2003.
- [11] Matsuyama M., T. Senjyu, T. Ishimaru, Y. Kitade, Y. Koike, A. Kitazawa, T. Miyazaki and H. Hamada, Density front in the Strait of Hormuz, *J. Tokyo Univ. Fisheries*, 81, 85-92, 1994.
- [12] Matsuyama M., Y. Kitade, T. Senjyu, Y. Koike and T. Ishimaru, Vertical structure of a current and density front in the Strait of Hormuz, in it Offshore Environment of the ROPME Sea Area after the war-related oil spill, edited by A. Otsuki, M.Y. Abduraheem and R.M. Reynolds, Terra Sci. Publ. Co., Tokyo, 23-34, 1998.
- [13] Meshal A.M. and H.M. Hassan, Evaporation from the coastal waters of the central part of the Gulf, *Arab J. Sci. Res.*, 4, 649-655, 1986.
- [14] Michaux P., Traitement des données des ADCP de coque du D’Entrecasteaux acquises au cours de la campagne GOGP99, *SHOM*, Technical Report 155/MOA/DR, 2000.

- [15] Pichon A. and R. Mazé, Internal tides over a shelf break : analytical models and observations. *J. Phys. Oceanogr.*, 20 (5), 657-671, 1990.
- [16] Pous S. P., X. Carton and P. Lazure, Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman – Results from the GOGP99 Experiment : 2. Gulf of Oman, *J. Geophys. Res.*, 2004, C12038, doi :10.1029/2003JC002146.
- [17] Privett D.W., Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 85, 424-428, 1959.
- [18] Reynolds R.M., Physical Oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman-Results from the Mt Mitchell Expedition, *Mar Pollution Bull.*, 27, 35-59, 1993.
- [19] Roe H.S. J. et al., RRS Charles Darwin Cruise 104 Leg 1, 12 Feb - 19 Mar 1997. Scheherezade : an interdisciplinary study of the Gulf of Oman, Strait of Hormuz and the southern Arabian Gulf, *Southampton Oceanography Centre, Cruise Report No. 9*, 77 pp, 1997.
- [20] Schlitzer R., Ocean Data View, [http :\\www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV](http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV), 2003.
- [21] Smith W.H.F. and D.T. Sandwell, Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science Magazine*, vol. 277, issue 5334, 1997.
- [22] Sultan S.A.R. and N.M. Elghribi, Temperature inversion in the Arabian Gulf and the Gulf of Oman, *Continental Shelf Res.*, 16(12), 1521-1544, 1996.
- [23] Swift S.A. and A.S. Bower, Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 2003. doi :10.1029/2002JC001360.
- [24] Vrignaud C., Validation et traitements des données des flotteurs lagrangiens de type Surdrift pour la campagne GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 45/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [25] Vrignaud C., Présentation des mesures Self-Contained ADCP Campagne GOGP 1999, *SHOM*, Technical Report 46/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [26] Vrignaud C., Présentation des données LADCP - GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 47/EPHOM/CMO/CM, 2000.

2.3 Part II. Gulf of Oman

abstract

Hydrological, ADCP and drifting buoy data obtained during the GOGP99 Experiment in October and early November 1999 are analyzed to describe the Persian Gulf Water (PGW) core and the regional circulation in the Gulf of Oman. The warm and salty PGW core flows out of the Strait of Hormuz heading southeastward unto ($25^{\circ}20'N$, $57^{\circ}E$) approximately. From there, it cascades down the continental slope, veers southwestward and joins the Omani coast near ($24^{\circ}50'N$, $56^{\circ}50'E$) to form a slope current. This PGW current has then thermohaline maxima on isopycnal $\sigma_0 = 26.5$, near 220m depth. Its thermohaline characteristics decrease along its progression to Ra's al Hadd (and then offshore into the Arabian Sea) but maintain a sharp contrast with surrounding waters. Outflow variability at the Strait can be related to downstream fluctuations of the thermohaline maxima in the PGW core at gulf scale and over two to three week period. Moreover, several mechanisms (baroclinic instability, flow intermittency, cape effects) are examined to explain the widening of this PGW core upstream and downstream of Ra's al Hamra.

In the eastern part of the Gulf of Oman, the regional circulation is a cyclonic gyre. The circulation in the western part of the Gulf is more complex, with the outflow of PGW and southeastward currents in the upper 250m near the Omani coast, and a recirculation of upwelled waters near Ra's Jagin (on the Iranian coast). The large cyclonic gyre occupies at least the upper 300 m of the water column and undergoes little variation over a month. The PGW outflow in the northern Arabian Sea is southward and located 50-100km from the coast. It borders a shallower northward current located offshore.

2.3.1 Introduction

The Gulf of Oman extends between 22 and $26^{\circ}N$ and 56 and $60^{\circ}E$. In its northwestern part, it is connected to the Arabian/Persian Gulf (hereafter "the Gulf") by the Strait of Hormuz; in its southeastern part, it opens on the Indian Ocean and the Arabian Sea (see Figure 2.19). Shallow areas (bounded by the 200m isobath) are narrow along each coast (Omani and Iranian) and are wider in the vicinity of the Strait. Along the Omani coast, the continental slope is steep east of $58^{\circ}E$; depths in excess of 3000m are found south of $24^{\circ}30'N$ and east of $58^{\circ}30'E$. Winds over the Gulf of Oman blow mostly along the northwest-southeast axis with seasonal variations (northwesterly winds are most common). Large evaporation rates over the Gulf lead to the formation of a warm and salty water mass (Persian Gulf Water, PGW) which flows into the Gulf of Oman through the Strait; the mass and salt budget in the Gulf are closed by an inflow of Indian Ocean Surface Water (IOSW) coming from the northern Gulf of Oman, and also by evaporation and by river discharge. Indirect estimates of this exchange flow through the strait (Sultan et al, 1993; Bower et al., 2000; Swift and Bower, 2003) suggested its high variability. More recently, data collected in the Strait of Hormuz show that, if the thermohaline properties of the water masses undergo significant changes on the seasonal timescale, currents (at least of the outflowing PGW) have on the contrary remarkably low variability (Johns et al., 2003). At the head of the Gulf of Oman, the salinity of outflowing PGW is reduced by mixing with IOSW (Banse, 1997; Matsuyama

et al., 1998; Swift and Bower, 2003). High rates of mixing are mainly attributed to topographic effects and to internal waves (with amplitudes reaching 20m).

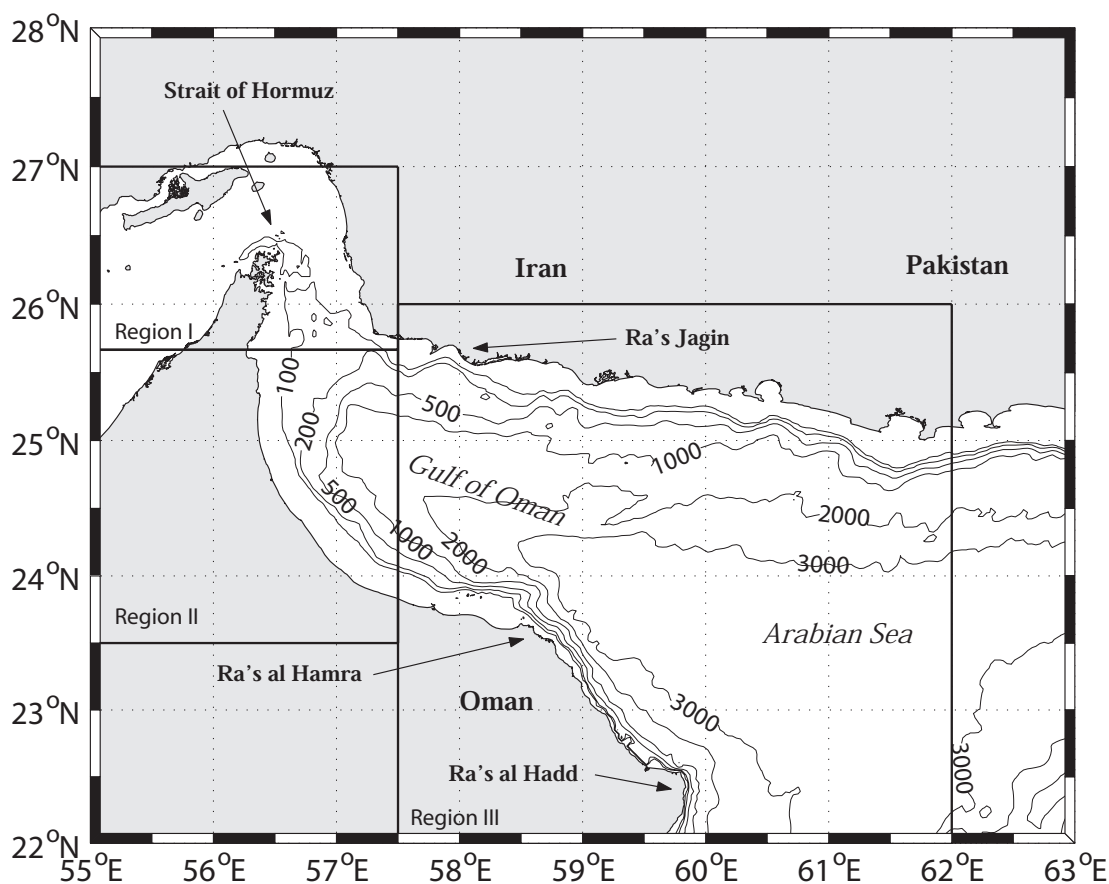


FIGURE 2.19 – Geographic and bathymetric map of the Gulf of Oman and northern Arabian Sea. Isobaths from ETOPO2.

Few in-situ experiments provide a synoptic view of the PGW core in the Gulf of Oman. Using CTD data from the Scheherazade experiment (RRS Charles Darwin, Feb-March 1997), Roe et al. (1997) have shown the rapid mixing of PGW exiting from the Strait, and the significant decrease in salinity maximum as this water core reaches its depth of neutral buoyancy. Downstream, they observed this PGW core with a 20 km width between 200 and 350m depths. Using the MOODS dataset, Bower et al. (2000) showed that downstream of the Strait, the PGW core flows southeastward along the Omani coast at 225m depth near $\sigma_0 = 26.5$ with temperature and salinity of about 20 – 22°C and 37.5 – 38 psu over the February-June period. In-situ measurements indicate that the PGW core can penetrate into the Arabian Sea (Rochford, 1964; Premchand et al., 1996; Prasad et al., 2001). The seasonal variability of the PGW core in the Gulf of Oman is still debated : using data from five surveys (R/V Dr Fridtjof Nansen, May 1975-Sept. 1976), Banse (1997) finds short-term variability but observes no obvious seasonality in the eastward advection of PGW. More recently, using data from 9 AXBT⁷ surveys (Oct. 1992-March 1995), Bower et al. (2000) find seasonal variability of the PGW core (winter

7. Air-dropped expendable bathythermographs

intensification of salinity, patchy structure of PGW in spring and fall, weaker temperatures in summer).

The regional circulation in the Gulf of Oman is not well known. The Admiralty Pilot (1982) notes that currents tend to flow cyclonically in the Gulf of Oman. From surface drifting buoys (February 1992), Reynolds et al. (1993) observe a double gyre circulation pattern, with an anticyclonic loop near the Strait, and cyclonic rotation between $58^{\circ}30'E$ and $60^{\circ}E$; in between, a cold patch extends southward from the Iranian coast. But this regional circulation is subject to notable variability including eddies (Quraishee, 1984; Reynolds, 1993; Bower et al., 2000). High-resolution infrared images of NOAA-6 show mesoscale structures near the surface during the SW monsoon (Cagle et al., 1981). Seasonal variability of currents near Ra's al Hadd was identified by Flagg et al. (1998), using 18 months of SADCP⁸ data (between 1994 and 1995). From January to July, currents along the northeastern Omani coast were rather slow ($O(0.1 - 0.3m/s)$) with a trend for northerly flow. In August 1995, a flow reversal appeared with stronger southeasterly currents ($O(0.8m/s)$). Flagg et al. surmise that this flow reversal is related to the intensification and/or the propagation of a cyclonic eddy in the Gulf of Oman in response to the monsoon. They also suggest that currents near Ra's al Hadd may be a conduit for the PGW core during the period of strong southerly flow. A seasonal influence of monsoon regimes on currents in the Arabian Sea is described by Prasad et al. (2001).

To characterize the PGW outflow and the regional circulation, the French Navy Hydrographic and Oceanographic Service (SHOM) conducted an experiment in October 1999 (GOGP99) in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman. CTD⁹ sections with LADCP¹⁰ or SADCP measurements, Seasoar¹¹ transects and AXBT/AXCTD¹² casts provided repeated information on the hydrological and dynamical structure of the PGW core and on the regional circulation. Surface drifting buoys drogued at 15, 50, 85 or 230m followed these currents. All these data also provide information on the short-term variations of these currents.

After recalling the data collection and processing (section 2), the hydrological structure, the pathways and dynamical structure of the PGW core are analysed (section 3). The short-term variability revealed by Surdrift buoys, by hydrological and ADCP data is described. The following section presents the regional circulation in the Gulf of Oman at various depths. Finally, the main results are summarized and conclusions are presented.

2.3.2 Data collection and processing

The GOGP99 experiment was conducted by SHOM in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman from October 8 till November 10, 1999. During GOGP99, 243

8. Shipborne Acoustic Doppler Current Profiler

9. see definition of CTD, XBT, XCTD in part 1 of the paper

10. ADCP used in Lowered mode

11. Underwater vehicle towed behind the ship at approx. 7-8 knots, equipped with SBE911+ CTD probe and Wetstar fluorimeter, and following an undulating trajectory in the vertical plane, between 10 and 300m depths

12. XBT or XCTD probes dropped by airplane

CTD stations, XBT or XCTD casts, forming 16 sections, twelve Seasoar transects in the upper 300m of the water column and 25 AXBT and AXCTD soundings using an "Atlantic2" patrol plane of the French Navy, constituted 3 hydrological networks in the Gulf of Oman (see Figure 2.20 and Table 2.5 for the location and dates of sections). SADCP measurements accompanied all hydrological transects.

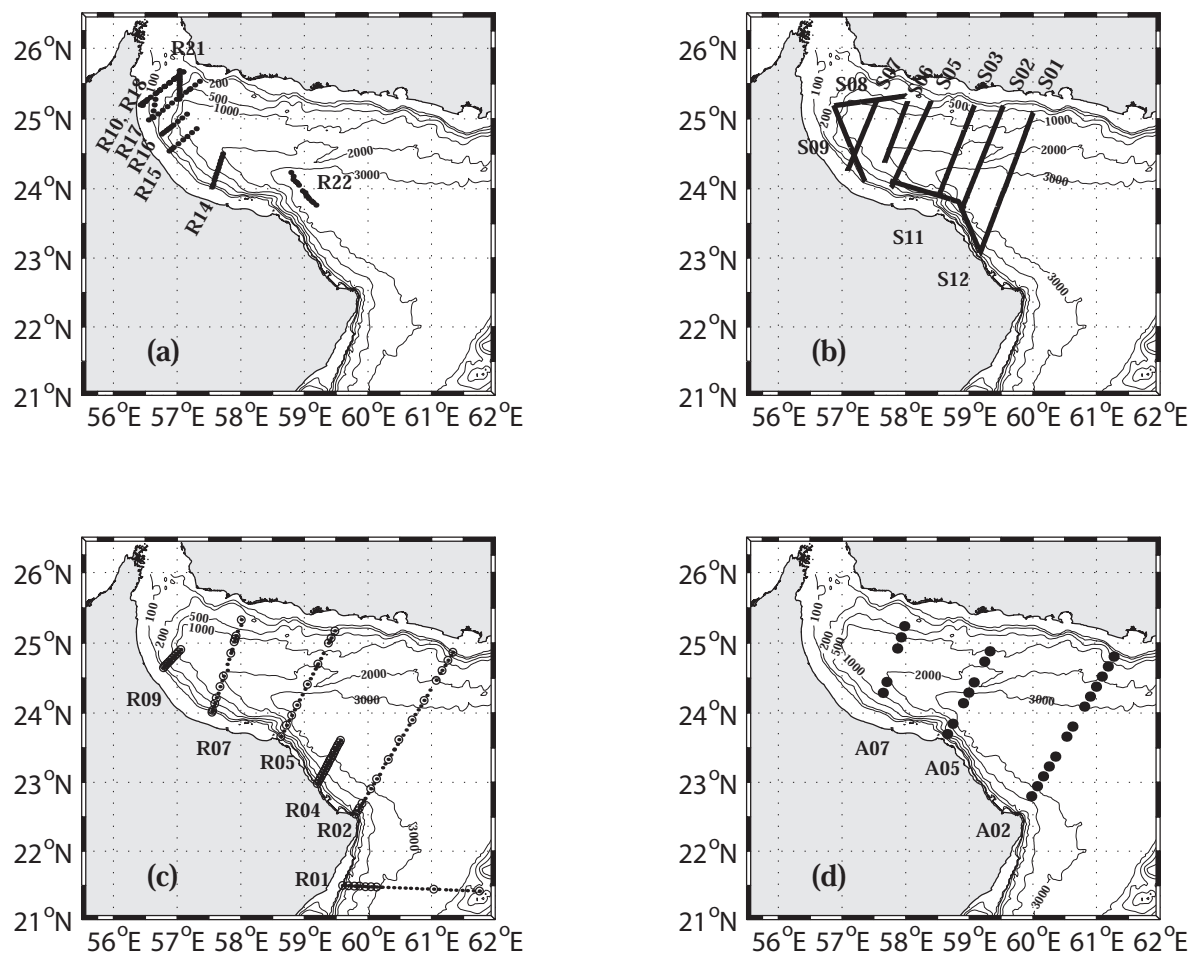


FIGURE 2.20 – Maps of surveys achieved during GOGP99 : (a) CTD stations, XBT and XCTD casts, (b) Seasoar transects, (c) CTD (dot)/LADCP (circle) stations, (d) AXBT/AXCTD casts.

The first hydrological network included 131 CTD, XBT, XCTD and LADCP stations (Oct. 8-16). The second hydrological network comprised 35 CTD, XBT and XCTD stations, 4 Seasoar transects and 25 AXBT, AXCTD casts (Oct.21-26). The third hydrological network had 8 Seasoar transects, and 43 CTD and XBT stations (Oct. 29-Nov. 02). Finally, a single CTD/LADCP, XBT, XCTD section (32 stations) was performed in the Arabian Sea at the end of the experiment (Nov.10). Among these stations, 33 constituting 3 sections (R18a,b,c) were already described in Part 1 of the paper, but are recalled here to illustrate the initial outflow of PGW from the Strait of Hormuz.

Finally, four surface drifting buoys (Surdrifts) drogued at 15, 50 or 230m were launched at the head of the Gulf to follow the IOSW or PGW currents and eddies (see Table

2.7 for their deployment positions and for their characteristics); two other Surdrift trajectories, drogued at 15 and 85m, already described in Part 1 of the paper, are recalled here for completeness.

Section Name	Number of profiles	Data Type	Start Date	End Date
R09	10	CTD/LADCP	10/08/99 05h46	10/08/99 16h59
R07	29	CTD/LADCP, XBT, XCTD	10/09/99 22h09	10/11/99 12h59
R05	23	CTD/LADCP, XBT, XCTD	10/11/99 18h21	10/13/99 12h10
R18a	14	CTD, XBT, XCTD	10/13/99 02h01	10/13/99 10h11
R02	37	CTD/LADCP, XBT, XCTD	10/13/99 22h56	10/16/99 00h45
R04	18	CTD/LADCP	10/16/99 17h27	10/17/99 15h16
S07		SEASOAR	10/21/99 15h18	10/21/99 23h35
S09		SEASOAR	10/22/99 19h54	10/23/99 05h08
S08		SEASOAR	10/23/99 05h33	10/23/99 14h04
S06		SEASOAR	10/23/99 14h42	10/23/99 21h33
R18b	10	CTD	10/23/99 05h44	10/23/99 11h33
R22	14	CTD	10/24/99 09h03	10/25/99 17h01
A07	5	AXBT, AXCTD	10/25/99 06h56	10/25/99 07h34
A05	7	AXBT, AXCTD	10/25/99 09h33	10/25/99 11h14
A02	13	AXBT, AXCTD	10/25/99 08h02	10/25/99 08h55
R14	11	XBT, XCTD	10/26/99 11h19	10/26/99 15h00
R17	12	CTD	10/29/99 10h52	10/29/99 23h20
S05		SEASOAR	10/29/99 06h42	10/29/99 17h57
T01		SEASOAR	10/29/99 18h22	10/29/99 22h57
S03		SEASOAR	10/29/99 23h24	10/30/99 10h13
T02		SEASOAR	10/30/99 10h39	10/30/99 13h39
R16	9	CTD	10/30/99 14h49	10/30/99 22h28
S02		SEASOAR	10/30/99 15h16	10/31/99 04h57
R15	8	CTD	10/31/99 10h38	10/31/99 17h32
S01		SEASOAR	10/31/99 09h49	11/01/99 04h14
S12		SEASOAR	11/01/99 04h26	11/01/99 11h01
S11		SEASOAR	11/01/99 11h06	11/01/99 20h35
R18c	9	CTD	11/01/99 08h40	11/01/99 13h58
R19	5	CTD	11/01/99 16h31	11/01/99 19h07
R21	12	XBT	11/02/99 11h39	11/02/99 14h01
R01	32	CTD/LADCP, XBT, XCTD	11/10/99 22h33	11/12/99 00h39

TABLE 2.4 – Physical oceanography measurements taken during the GOGP1999 cruise, Gulf of Oman Sections

Quality checks, calibration and filtering were applied to the data¹³.

Hydrological profiles were first calibrated on in-situ measurements (surface temperature and chemical analysis of salinity from water samples). Then, a median filter was

13. details are given in Vrignaud, Du Reau et al. and Michaux technical reports (2000) which can be obtained from EPSHOM/CMO, 13 rue du chatellier, 29200 Brest, France

applied and spurious points were eliminated by visual inspection of each profile. A Newtonian binomial smoothing was then applied to reduce the number of points to 10 to 20% of initial number, under the condition that the initial (filtered) profile could be reconstructed via linear interpolation with a minimal error. CTD accuracy is $\pm 0.003^\circ\text{C}$ on temperature, ± 0.005 psu on salinity, ± 1 dbar on pressure; XBT/XCTD accuracy is $\pm 0.05^\circ\text{C}$ on temperature, ± 0.03 psu on salinity, $\pm 5\text{m}$ on vertical position of the probe. Hydrological sections were visualized within Ocean Data View software (Schlitzer, 2003).

Seasoar data used here are only CTD measurements which have been processed as described above. Vertical precision is $\pm 1\text{m}$. LADCP was a 150 kHz RDI instrument and SADCPC a 76 kHz instrument. SADCPC data cover the 0-300m depth range, and LADCP data the 0-1000m one. LADCP data was integrated over 8m vertical bins. Precision over LADCP and SADCPC measurements is respectively $\pm 0.04\text{m/s}$ and $\pm 0.05\text{m/s}$.

Finally, Surdrift buoys were positioned by GPS with a 100m horizontal accuracy. Trajectories were re-sampled every hour with a three-day window filtering. Tests were performed on acceleration to detect possible loss of drogues or trawling. In such cases, trajectories were ended. The Surdrift buoys are not exactly Lagrangian floats since the drag exerted by the upper water masses on the cable linking the surface float to the deep drogue contributes to the motion. For drogues lying at depth ranging between 15 and 230m, simple calculations can show that this drag is less than one tenth of the drag exerted on the drogue. Moreover, the large dimensions of this drogue sometimes cause the stranding of the buoy.

Buoy Name	Drogue Depth	Deployment			End Date	T	ΔL	V
		Start Date	Lat	Lon				
14677	15 m	10/08/99	25°59.94N	56°54.24E	11/06/99	30	679	20
14697	15 m	10/09/99	25°31.68N	57°26.88E	10/27/99	18	337	14
14800	50 m	10/08/99	25°02.04N	57°21.84E	11/12/99	35	952	31
14824	230 m	10/10/99	25°05.82N	57°56.88E	11/03/99	25	300	13
14979	85 m	10/17/99	25°55.26N	56°31.68E	11/08/99	23	304	12
14932	230 m	10/30/99	25°19.56N	57°14.16E	11/04/99	05	075	15

TABLE 2.5 – Surdrift drifters deployed during the GOGP1999 cruise. T is the total operating time (day). ΔL = total displacement (km). V = Mean scalar speed (cm s^{-1}) of the low-pass filtered (at three days) Surdrift trajectories.

2.3.3 Structure and variability of the PGW outflow in the Gulf of Oman

The hydrological sections performed during the GOGP experiment sampled the whole Gulf of Oman between October 8 and November 10 1999; their positions are shown on Figure 2.20. Information concerning the 31 sections is given in Table 2.4. Sections were achieved from the Omani coast towards the limit of Iranian waters. Since our study

focuses on the hydrological of PGW in the Gulf of Oman, only the upper 300m of all sections are described.

2.3.3.1 Hydrological characteristics of PGW core and mixing with neighboring water masses

In the whole Gulf of Oman, our observations confirm that the PGW outflow is characterized by salinities larger than 37 psu and by temperatures higher than 20°C in sharp contrast with the surrounding waters. In particular the salinity difference with surrounding waters is always larger than 1 psu. This enables the identification of a PGW core from the Gulf to the Arabian Sea (see also vertical sections on Figures 2.24-2.27 and isopycnic maps on Figures 2.30 and seq.) : from source waters with temperature 27°C and salinity 39.75 psu in the Gulf, a noticeable decrease of both temperature and salinity maxima occurs over 150 km in the Strait of Hormuz (see Figure 2.21, and table 2.5 to relate distances from R13 to section names) : the PGW core in the northern Gulf of Oman has $T = 26^{\circ}\text{C}$ and $S = 38.5$ psu on section R18c on the shelf (close to shelfbreak). Then, a sharp decrease in temperature is observed just downstream of this location, as the PGW outflow starts falling down the continental slope ; indeed, section R17 exhibits thermohaline maxima with $T = 23^{\circ}\text{C}$ and $S = 38$ psu, 35 km downstream of R18. These values remain nearly constant from there to section R14/S06 (located near 24°N , $57^{\circ}30'\text{E}$, upstream of Ra's al Hamra). From R14/S06 to R04/S01, i.e. over 125 km, the PGW outflow experiences again a sharp decrease in temperature, down to 21°C . A temperature minimum of 20°C and salinity minimum of 37 psu are observed on R02. Finally PGW temperature and salinity in the Arabian Sea (section R01) are close to 21°C and 37.1 psu.

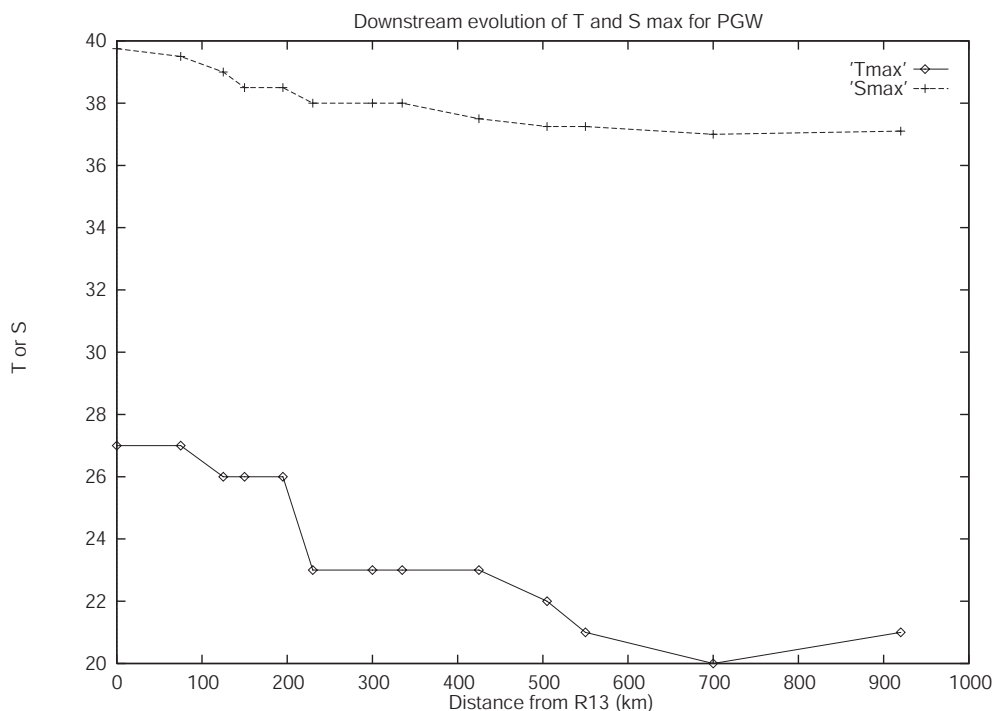


FIGURE 2.21 – Evolution of temperature and salinity maxima for PGW from source (section R13 in the Gulf) to the Arabian Sea.

Section Name	Distance from R13, km
R13	0
R12	75
R11	125
R19	150
R18	195
R17	230
R16	300
R15/S07	335
R14/R07/S06	425
R05/S03	505
R04/S01	550
R02	700
R01	920

TABLE 2.6 – Distance of sections used in this paper from section R13, the closest one to PGW source

The various hydrological sections have just shown that substantial decrease of thermohaline characteristics occur (a) in the Strait of Hormuz, (b) at shelfbreak in the northern part of the Gulf of Oman, (c) shortly upstream and downstream of Ra's al Hamra. The third event will be interpreted later in terms of mesoscale dynamics. The first two events are now interpreted as the turbulent mixing of PGW with surrounding waters.

This turbulent mixing can be due either to wind variability and to bottom friction (especially in the shallow strait), or to intense internal waves (in particular at shelfbreak, see part 1 of this paper), or else to the cascade of the PGW outflow from the continental shelf (80m depth) to its depth of neutral buoyancy (roughly 220m).

To quantify this mixing, we have to define the water masses near PGW in the Strait and near shelfbreak. In the Strait, the surrounding water is IOSW with characteristics $T = 22^{\circ}C$, $S = 36.5$ psu. When PGW cascades down the continental slope, it mixes with surrounding waters between 100 and 250m. Average temperature of $19^{\circ}C$ and salinity of 36.75 psu are found on the various sections as representative of the water masses there, and also slightly downstream near 200m depth.

Therefore, a first mixing line is plotted to connect the source PGW water (on section R13), the PGW at the exit of the Strait (on section R11) with the surrounding IOSW (Figure 2.22). This line is nearly straight; thus PGW at the exit of the Strait can be considered as source PGW mixed with IOSW in the strait. The second mixing line connects this PGW at the exit with the deeper surrounding water near the shelfbreak (as defined hereabove). Thermohaline characteristics of PGW observed on sections R17, 16 and 15 fall on this line. This shows that PGW mixes with the deeper water (near 200m depth) of the Gulf of Oman as it falls down the continental slope.

Concerning PGW mixing with surrounding water masses, an interesting comparison can be drawn with previous work based on a streamtube model (Bower et al., 2000). Their Figure 7a shows the positions of the T and S maxima of PGW near shelfbreak. Our section R19 is 5km upstream of the source point of this trajectory, our section R18

intersects it at kilometer 40 and our section R17 is located 15km downstream of the final point of this line. Our data indicate that the T and S peaks on R18 fall on this line; they also show a southeastward progression of T and S maxima from R19 to R17.

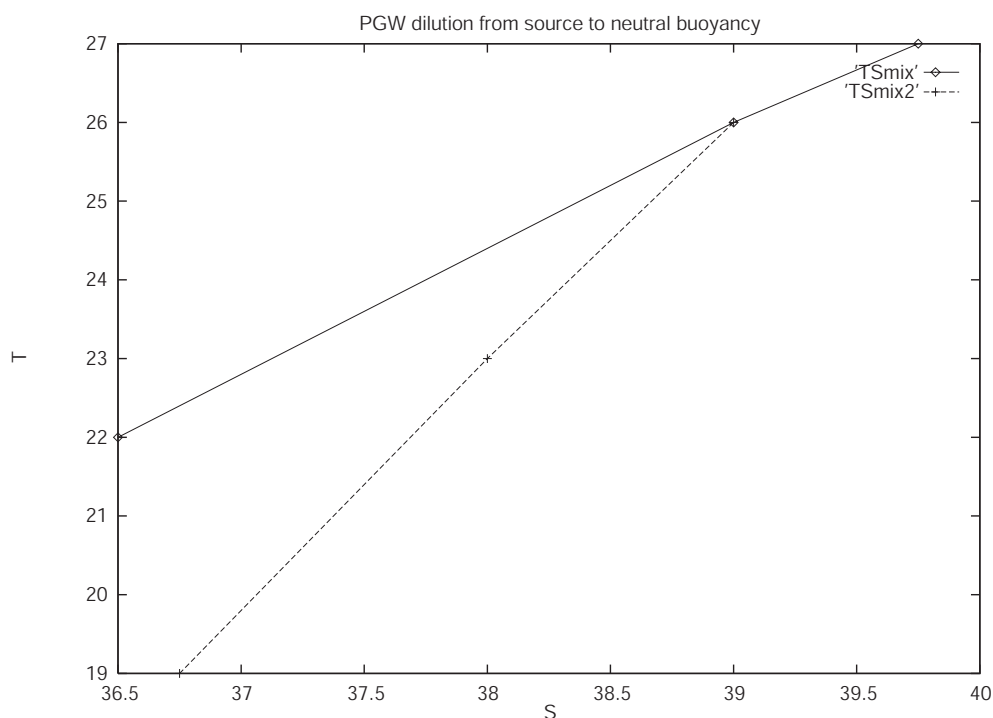


FIGURE 2.22 – Mixing lines for PGW. The two lines respectively join the source PGW in the Gulf to the IOSW via PGW at shelfbreak, and PGW at shelfbreak to water masses at 200m depth in the Gulf of Oman via PGW in this gulf

Comparing now our Figure 2.21 and their Figures 7c,d shows that the amplitude and location of thermal decrease closely correspond : a $3^{\circ}C$ decrease in both cases, between kilometers 50 and 60 for Bower et al., and between kilometers 40 and 75 in our data. On the contrary, our data show a less marked salinity decrease near shelfbreak than in Bower et al. (0.5 psu instead of 2 psu) because salinity has already strongly diminished in the Strait.

It must be noted finally, that once the PGW core has left the continental shelf, it is separated vertically from the warm and salty thermocline waters (which lie in the upper 30 meters) by a layer of cold and fresh IOSW, with thickness ranging between 100 and 120m. The ADCP velocity data shows that the currents near the northeastern Omani coast¹⁴ bear southeastward with a slight decrease from the surface : currents larger than $0.3m/s$ are found near the thermocline (locally reaching $0.5m/s$ near the mouth of the Gulf of Oman) while the PGW core flows at $0.2m/s$ (with local maxima at $0.4m/s$).

2.3.3.2 Pathways, geometrical characteristics and spatial variability of PGW

To determine the position and geometrical characteristics of the PGW outflow in the western and eastern parts of the Gulf of Oman, its thermohaline characteristics and

14. more precisely, near the 200m isobath since data very close to the coast were not available

those of surrounding waters were examined. First, we analyze the depth of maximum salinity. This salinity maximum decreases downstream, but always maintains a 1 psu difference with surrounding waters (which lie either above in the Strait, or at 200m depth along the Omani coast). Therefore we define the half sum of these two values of salinity (PGW maximum and neighboring waters) as the isohaline bounding the PGW core. Thus we determine its width and thickness. The evolution of PGW depth, width and thickness from source to the Arabian Sea are presented on Figure 2.23.

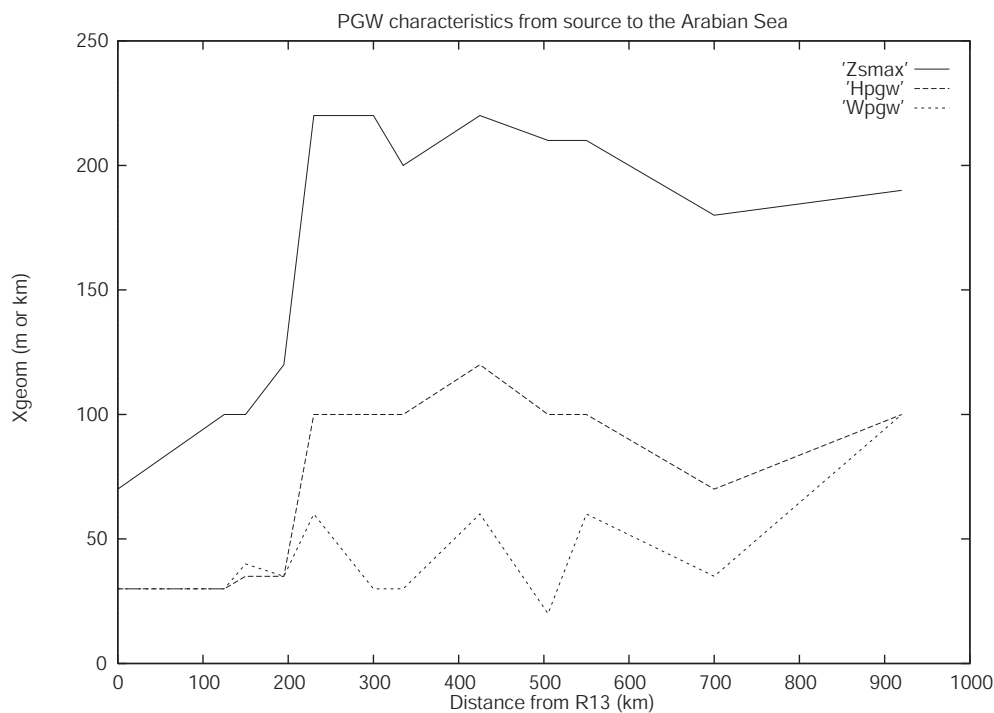


FIGURE 2.23 – Evolution of the PGW depth, width and thickness from source to the Arabian Sea.

The depth of the PGW outflow evolves as follows (for all plots of Figure 2.23, values on section R12 were discarded to avoid spurious variations due to the presence of the bottom trench and to the narrowness of the section). The PGW core flows over the seabed in the Strait of Hormuz and over the shelf in the northwestern part of the Gulf of Oman (at depths increasing from 70 to 120m). Between sections R18 and R17, the PGW outflow leaves the seafloor and sinks to 200m depth, where it reaches neutral buoyancy (see also Figures 2.23a-b). This variation in depth is naturally related to those in temperature and salinity shown on Figure 2.22. The maximum decrease in temperature occurs when the PGW outflow sinks and the effect of turbulent mixing seems very localized. After section R17, the PGW core remains near 200m depth over nearly 200km (but at R15 where it is slightly shallower). This can also be correlated with the nearly constant temperature and salinity over this part of its path, indicating that the PGW core has reached equilibrium. Over the 300km from R14 to R02, the PGW core depth and salinity vary little (the depth rises by less than 30m), while its temperature still decreases by 3°C . This temperature decrease renders the outflow denser; this is compatible with a rising of its level if it encounters denser water near the mouth of the Gulf of Oman.

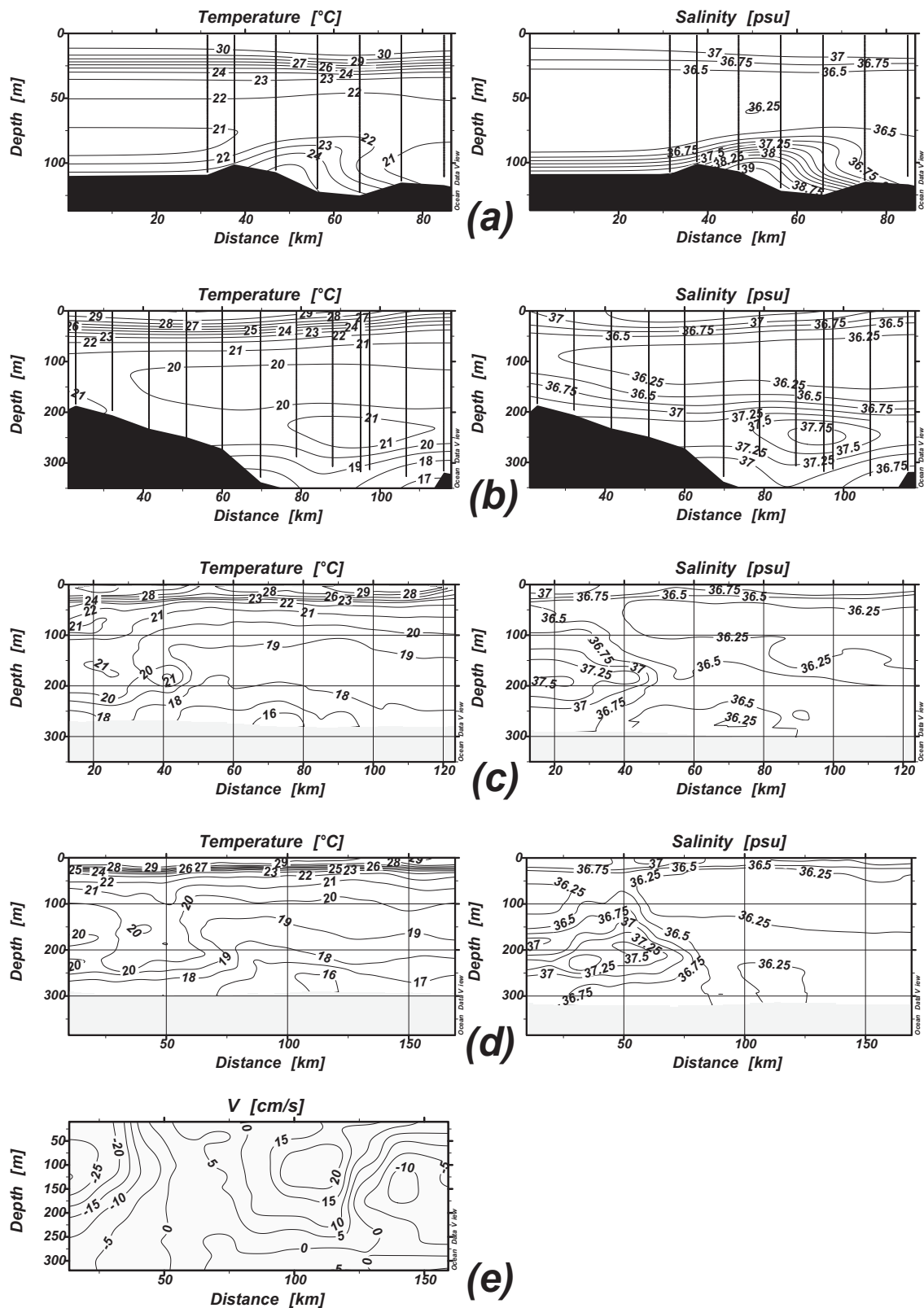


FIGURE 2.24 – Vertical sections of temperature and salinity : (a) R18a, (b) R17, (c) S06, (d) S05; vertical sections of perpendicular velocity component from SADCIP : (e) S05 (sections are drawn from the Omani coast to the Iranian waters, see Figure 2.20 for location).

Using the isohaline $(S_{max} + S_{env})/2$ as the PGW core boundary, its width and thickness are determined and exhibit the following variations : the PGW core remains narrow and thin down to section R18, inshore of shelfbreak; the PGW width is then on order of 30-35km, its thickness on order of 30-40m. Assuming a PGW outflow transport of $0.15Sv$ in this area (Johns et al., 2003) leads to average velocities of $0.15m/s$. And indeed section R13 showed geostrophic velocities close to $0.1m/s$ over 30km width, with a narrow peak at $0.4m/s$, 5km wide (see part 1 of the paper); the geostrophic and estimated currents have thus similar magnitudes. After section R18, the PGW core undergoes considerable vertical stretching and noticeable lateral spreading as it falls down the continental slope : its width doubles (to 60km) and its thickness triples (to 100m) from section R18 to section R17. Further downstream, the PGW core thickness does not vary much, but for a slightly thicker core at sections R14/R07/S06 (these sections lies nearly at the same location upstream of Ra's al Hamra), and a slightly thinner core at R02 (at the mouth of the Gulf of Oman).

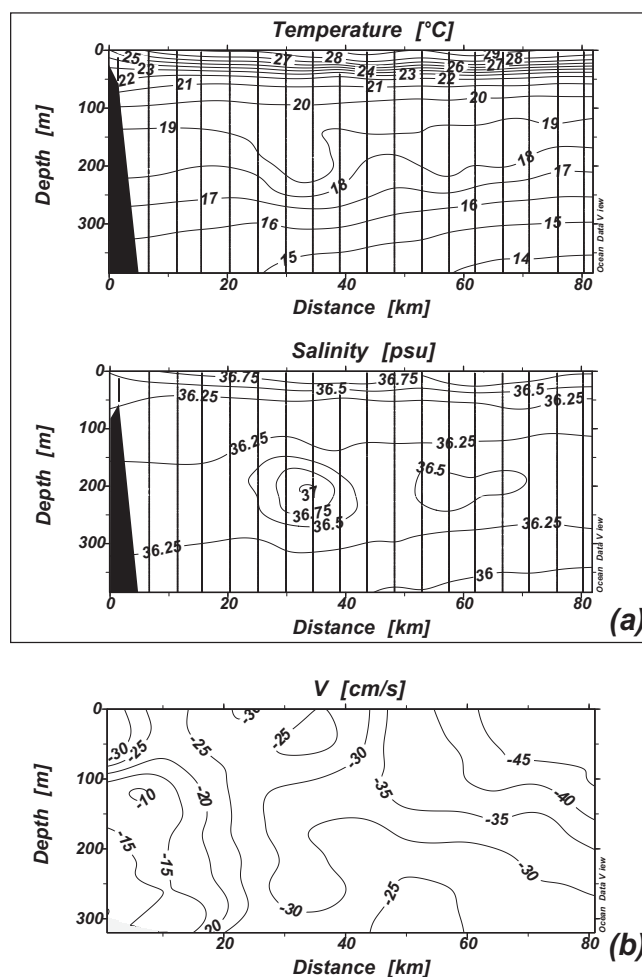


FIGURE 2.25 – Vertical sections of temperature and salinity (a) and vertical section of perpendicular velocity component from SADC (b) along section R04 (sections are drawn from the Omani coast to the Iranian waters, see Figure 2.20 for location).

The variations in width of the PGW core are more instructive. After its spreading at R17, the PGW core regains a narrow shape along the Omani coast at R16 and R15

(roughly 30km wide). Upstream of Ra's al Hamra, at section R07/R14/S06, the PGW core widens to 60km offshore; this widening is again observed on section S05 (Figures 2.24c and 2.24d) before the PGW flow narrows at Ra's al Hamra. This widening of the PGW core has already been observed in historical data at nearly the same location by Bower et al. (2000). They describe a large meander of PGW, upstream of Ra's al Hamra, in June 1993, May 1994, and a weaker one in November 1993, and in December 1994. On Plate 10 of their paper, these meanders have a wavelength close to 100km. Here, the spacing of our sections can only give a larger upper bound (180km) for this wavelength. In Appendix A, several mechanisms (baroclinic instability, influence of time-varying outflow, influence of bottom slope) are examined for the existence of this meander. Within its limits of applicability (neglecting too steep topographic slopes), the linear quasi-geostrophic model yields most unstable wavelengths close to those observed in-situ. A time-varying transport of the outflow could also account for the accumulation of water in a meander. On the contrary, the effect of a bottom slope is rather stabilizing. All these mechanisms should nonetheless be examined with finer-scale data and information on PGW transport or potential vorticity near the coast.

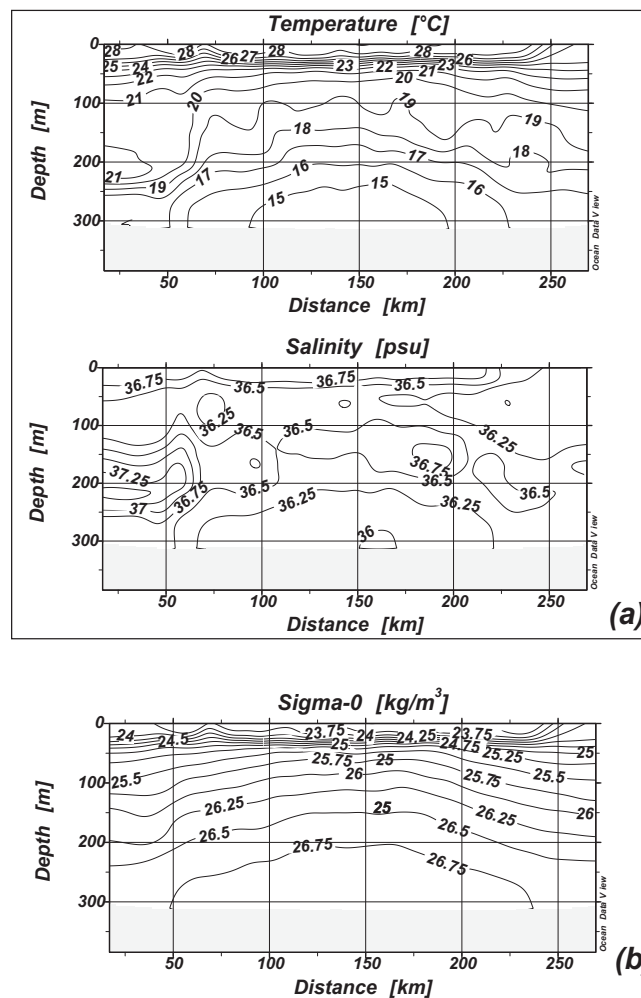


FIGURE 2.26 – Vertical sections of temperature and salinity (a) and density (b) along section S01 (sections are drawn from the Omani coast to the Iranian waters, see Figure 2.20 for location).

At Ra's al Hamra (section R05), the PGW core is very narrow (20km wide). This can be due to the local convergence of currents (regionally) or to a cape effect (see hereafter). Downstream of Ra's al Hamra, we observe again a widening of the PGW core (see section R04 on Figure 2.25a and section S01 on Figure 2.26a) that we attribute to the effect of the cape. Following Boyer and Tao (1987) and Davies et al. (1990), we idealize this cape and the neighboring isobaths as a triangular spur of offshore extent $D = 35km$ (estimated from the 200m isobath 100km upstream and downstream of the cape), with depth $H = 300m$. Following these authors, and using a density difference of $1kg/m^3$ between 100 and 300m depth, the stratification parameter is $S = NH/f_0D$ close to unity (or slightly less) and the Rossby number is $Ro = U/f_0D$ close to 0.1 (or slightly more). With such dimensionless numbers, Boyer and Tao (1987) showed experimentally that a uniform flow encountering a cape produces anticyclones in its lee. These anticyclones remain attached to the cape (and produce a widening of the flow) for S smaller than or close to unity and large Reynolds number, whereas they detach and migrate downstream for larger S and for small Reynolds number. On section R04, at the level of the PGW core, SADCP data show that velocity increases from the coast offshore, indicating anticyclonic vorticity (see Figures 2.25a and 2.25b) as predicted by theory. At the mouth of the Gulf of Oman, on section R02, the PGW core is narrower (35km wide) and maximal velocities (close to 0.4 m/s) are found near the coast (see Figure 2.27b). But this coastal core is attached to a wider, more diffuse and shallower filament of salty water extending from $23^\circ N$ to $23^\circ 45' N$ (Figure 2.27a). The SADCP section evidences intense horizontal velocity shear near $23^\circ 15' N$, with outflow south and inflow north. This shear may be responsible for the tearing of the filament from the coastal PGW core. Finally the widening of the PGW core in the Arabian Sea (section R01) is due to the presence of two thermohaline maxima, the more intense one being at 100km offshore and the weaker one 40km away from the coast. The large distance of the intense PGW core from the coast can be attributed to the centrifugal acceleration around Ra's al Hadd. The splitting of the PGW core into two branches can be due to the presence of a northward current offshore (near $61^\circ E$) and of one close to the coast and intensified below 200m depth.

2.3.3.3 Short term variability of the PGW core

A few hydrological sections were repeated several times to evaluate PGW outflow variability at periods close to two weeks. Section R18, in the northwestern Gulf of Oman, shows a temperature and salinity decrease of the PGW core on a ten day period. This decrease is also present downstream, near $57^\circ 30' E$, between October 9 and 26 (sections R07, S06, R14). Further south, near $58^\circ 30' E$, thermohaline maxima of PGW increase from October 11 to October 25 and decrease thereafter to October 29 (sections R05, A05, S02). Finally, increase of T and S maxima from mid to end October are seen both at $59^\circ E$ (sections R04, S01, Figures 2.25a and 2.26a), and at $60^\circ E$ (sections R02, A02). In summary, the trend is a decrease of thermohaline maxima near the Strait, an increase near the mouth of the Gulf of Oman, and a mixed variation in between. A first explanation for this evolution could be variations of the outflow of PGW at the Strait associated with advection. With a $0.2m/s$ velocity for the PGW core, the travel time would roughly be 9 days between sections R18 and R07, 6 days from R07 to R05 and 9 days between sections R05 and R02. These advective timescales are compatible

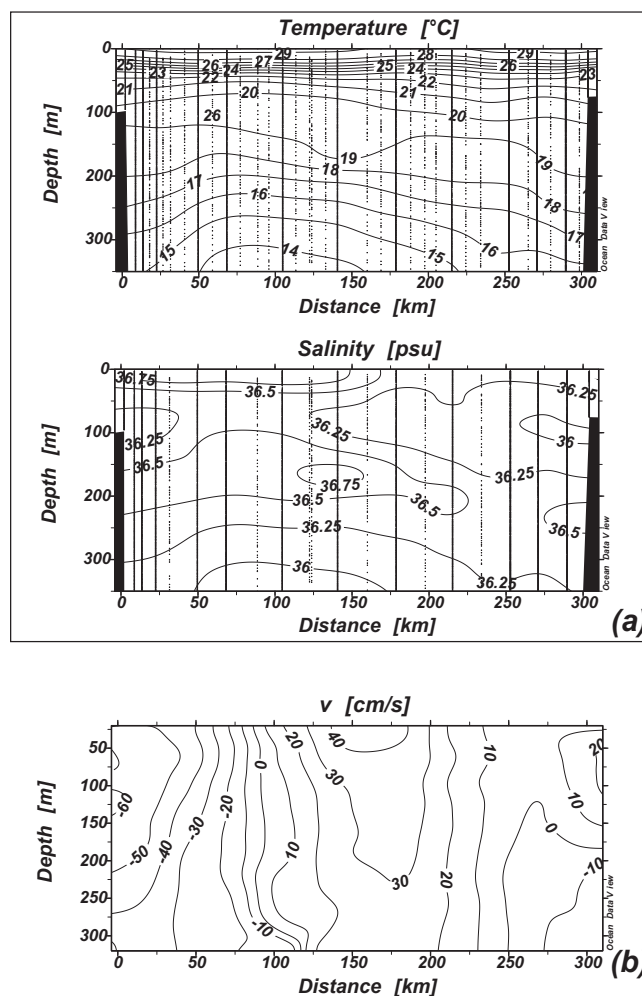


FIGURE 2.27 – Vertical sections of temperature and salinity (a) and vertical section of perpendicular velocity component from SADCP (b) along section R02 (sections are drawn from the Omani coast to the Iranian waters, see Figure 2.20 for location).

with the time intervals between the observed variations. Another explanation for these variations could be meander growth and/or eddy detachment from the PGW current, which can locally induce a noticeable decrease of the flux. This explanation is supported by the observation of meanders on the PGW core (see above) and by looping trajectories of floats near the PGW core (see below). A third mechanism responsible for spatial variability of thermohaline properties of the PGW core could be the diffusion of heat and salt into the adjacent water masses. In particular, since PGW was warmer in the Gulf and upper water masses were colder in the Gulf of Oman in mid-September (see K10 SST maps in Part 1 of the paper), increased temperature gradients between the PGW and the adjacent water masses could have led to more efficient diffusion, south of the Strait of Hormuz.

2.3.3.4 Drogued buoy trajectories in and near the PGW core

Surdrift trajectories provide information on the currents at depths ranging from 15 to 230m depths in the northern Gulf of Oman, and on the PGW core path and

instabilities (see Figure 2.28). Firstly we recall that buoys 14979 (drogued at 85m) and 14677 (drogued at 15m) achieved an anticyclonic loop of 25-30 km diameter near $25^{\circ}30'N - 57^{\circ}E$. At 85m depth, this loop can be interpreted as an eddy of the PGW current which could be generated by an upslope displacement of this core (the squeezing of water column generating negative relative vorticity). At 15m depth, no direct current measurement is available. The closest recordings come from mooring D1, the shallowest measurement level of which is 27m (see part 1 of the paper). Currents at 27m depth fluctuate with periods varying between 3 and 8 days (on the order of wind fluctuation periods), and are fairly weak (slower than 0.1 m/s), except during the episode of strong southward flow from October 22 to 29. Therefore it is difficult to determine exactly the dynamical origin of the buoy loop at 15m.

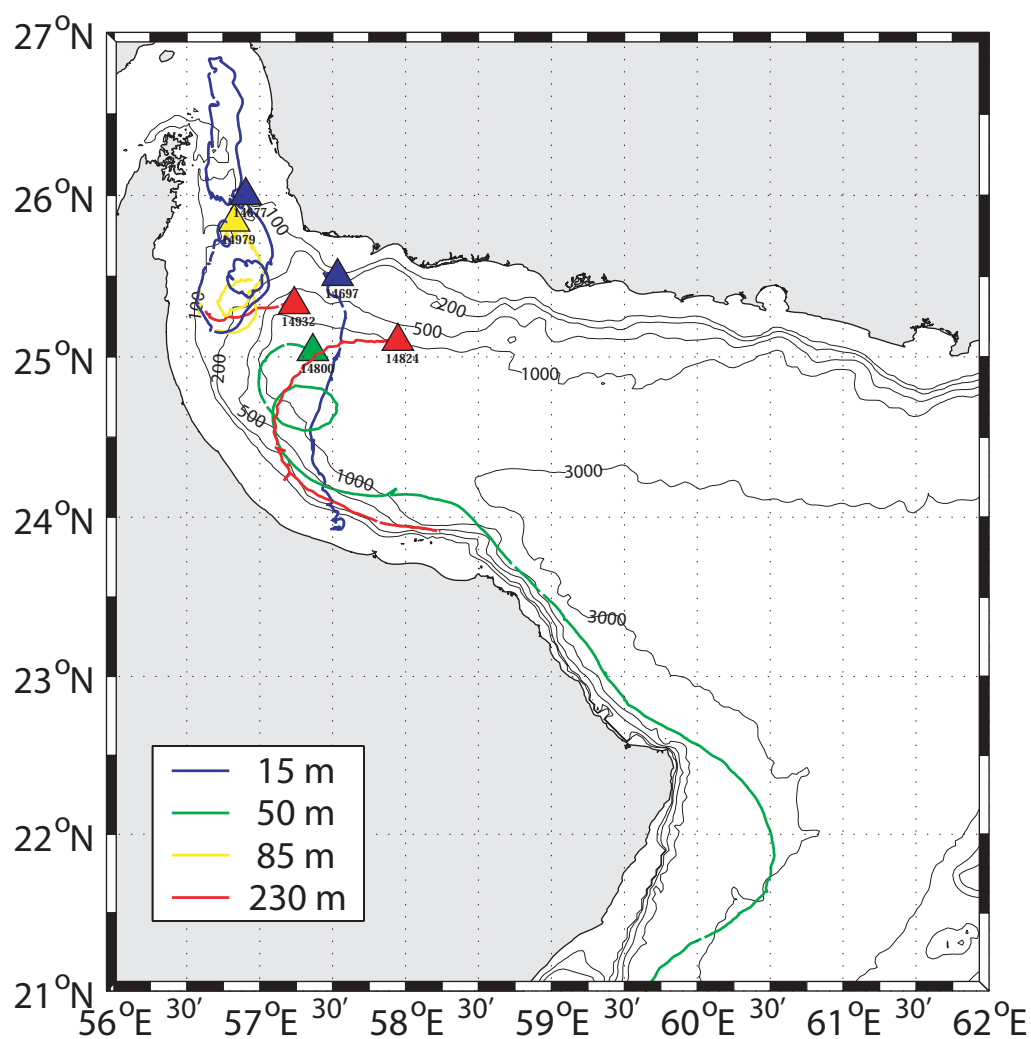


FIGURE 2.28 – Surdrift buoy trajectories. Triangles indicate deployment position and colors give the drogue depth. Number of days of valid data is given in Table 2.5.

Buoy 14932 (drogued at 230m) launched nearby, headed towards the PGW outflow but got stranded after crossing the 200m isobath, and thus did not provide much information. Buoy 14697 (drogued at 15m), launched near the Iranian waters, roughly followed a southward route, with an average velocity between 0.15 and 0.2 m/s.

Buoy 14800 (drogued at 50m) launched at the head of the Gulf, first underwent one and a half counterclockwise loops with roughly 40 km diameter, indicating a cyclonic meander of the flow above the PGW core (see also 3.2). Downstream, buoy 14800 drifted above the PGW path at speeds varying between 0.15 and 0.45 m/s covering 950 km in 35 days. After veering south at Ra's al Hadd, it escaped 70 km offshore in the Arabian Sea, flowing above the PGW core measured on section R01.

Buoy 14824 (drogued at 230m) was launched in a patch of PGW located near the Iranian waters ($25^{\circ}10'N, 58^{\circ}E$). Two perpendicular hydrological sections indicate that this patch has $T = 21^{\circ}C, S = 37.75$ psu, a meridional extent of at least 10 km but a longer zonal extent (at least 15 km with two cores). Thus, this patch resembles a filament. Buoy 14824 trajectory was not trapped in this filament and performed a large cyclonic loop at about 0.15 m/s to enter the PGW core near the Omani coast, following then closely the 200m isobath.

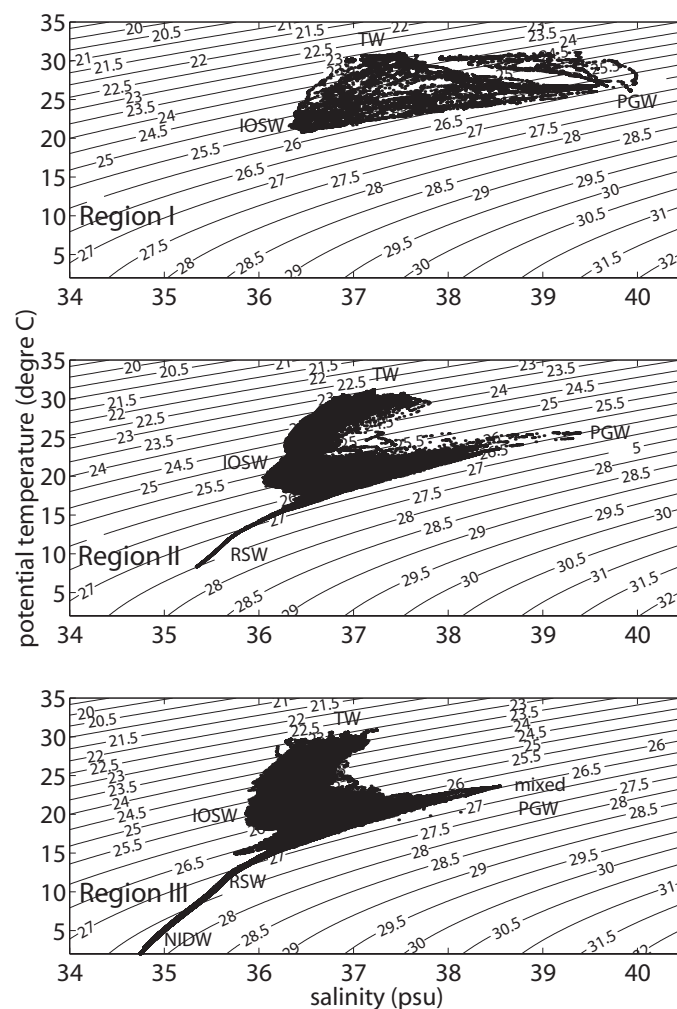


FIGURE 2.29 – T-S diagram in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman from GOGP99 data. Data has been gathered in three regions (see Figure 2.19 for location).

2.3.4 General circulation and regional features in the Gulf of Oman

Figure 2.29 presents the T-S diagram in the Strait of Hormuz and in the Gulf of Oman, obtained with the GOGP99 data. These data have been gathered in three regions, (I) north of $25^{\circ}40'N$ and between $55^{\circ}E$ and $57^{\circ}50'E$, (II) south of (I), north of $23^{\circ}30'N$ and between the same longitudes, (III) north of $22^{\circ}N$ and between $57^{\circ}50'E$ and $62^{\circ}E$ (see also Figure 2.19). Five main water masses can be observed on this diagram :

(1) the seasonal thermocline waters, TW, lying in the upper 25 m and formed during summer, with $T \sim 30^{\circ}C$, $S \sim 37$ psu ;

(2) the Indian Ocean Surface Water, IOSW, lying between 50 and 100m depths, with $T \sim 20 - 22^{\circ}C$, $S \sim 36 - 36.5$ psu ;

(3) the Persian Gulf Water in the Gulf of Oman, PGW, between 150 and 300m, with $T \sim 20 - 22^{\circ}C$, $S \sim 37.25 - 37.5$ psu (note that the PGW water in the Strait has $T = 27^{\circ}C$, $S = 39.5$ psu) ;

(4) the Red Sea Water, RSW, near 800m depth, with $T \sim 10 - 12^{\circ}C$, $S \sim 35.5$ psu, which can be seen only in regions (II) and (III) as expected ;

(5) the North Indian Deep Water, NIDW, between 2000 and 4000m depths, with characteristics $T \sim 2^{\circ}C$, $S \sim 34.8$ psu (see Tchernia, 1978). It is found only in region (III). Considerable mixing occurs in the upper 300m, either due to the wind and tidal processes in the Strait or to turbulent diffusion along the PGW core. The T-S diagram is quasi-linear for temperatures lower than $15 - 16^{\circ}C$, i.e. below 400m depth.

2.3.4.1 Thermohaline characteristics and currents near the thermocline

Figure 2.30a shows the distribution of salinity on the isopycnic surface $\sigma_0 = 23.75$ at the base of the seasonal thermocline. The depth of this surface is also shown (Figure 2.30b) as well as the horizontal currents at the average depth of this surface (20m ; Figures 2.30c and d). Firstly, it must be noted that all data (whatever the date of their collection) were used to produce the isopycnic maps of salinity (to obtain sufficient spatial resolution). Considering that some hydrological properties (e.g. those of the PGW core) varied between the beginning and the end of the GOGP99 experiment, the present maps provide only an average structure of the water masses, and their quasi-stationary features.

Clearly, warm and salty water flows out of the Strait of Hormuz over the continental shelf (and offshore to isobath 500m), north of $25^{\circ}N$ and west of $57^{\circ}40'E$. This water mass has temperature close to $28.5 - 29^{\circ}C$ and salinity above 37 psu (Figure 2.30a). Several warm and salty water patches (with temperature $28^{\circ}C$ and salinity 36.8 psu) are found along the Omani coast ; in particular, one is found upstream and one downstream of Ra's al Hamra. These patches are separated by colder and fresher ponds (for instance near $24^{\circ}15'N, 57^{\circ}E$, or near $23^{\circ}45'N, 58^{\circ}20'E$). The depth of the isopycnal $\sigma_0 = 23.75$ in the southern Gulf of Oman is 20-25m (Figure 2.30b). The currents at 20m depth in the southwestern Gulf of Oman roughly follow the 200m isobath (and are thus directed southeastward) (Figures 2.30c and d). The position of velocity maximum exhibits variations between $57^{\circ}30'$ and $58^{\circ}E$; this maximum can be either along the 200m isobath or 50 km offshore (Figures 2.30c and d). On the westernmost section of both SADC and

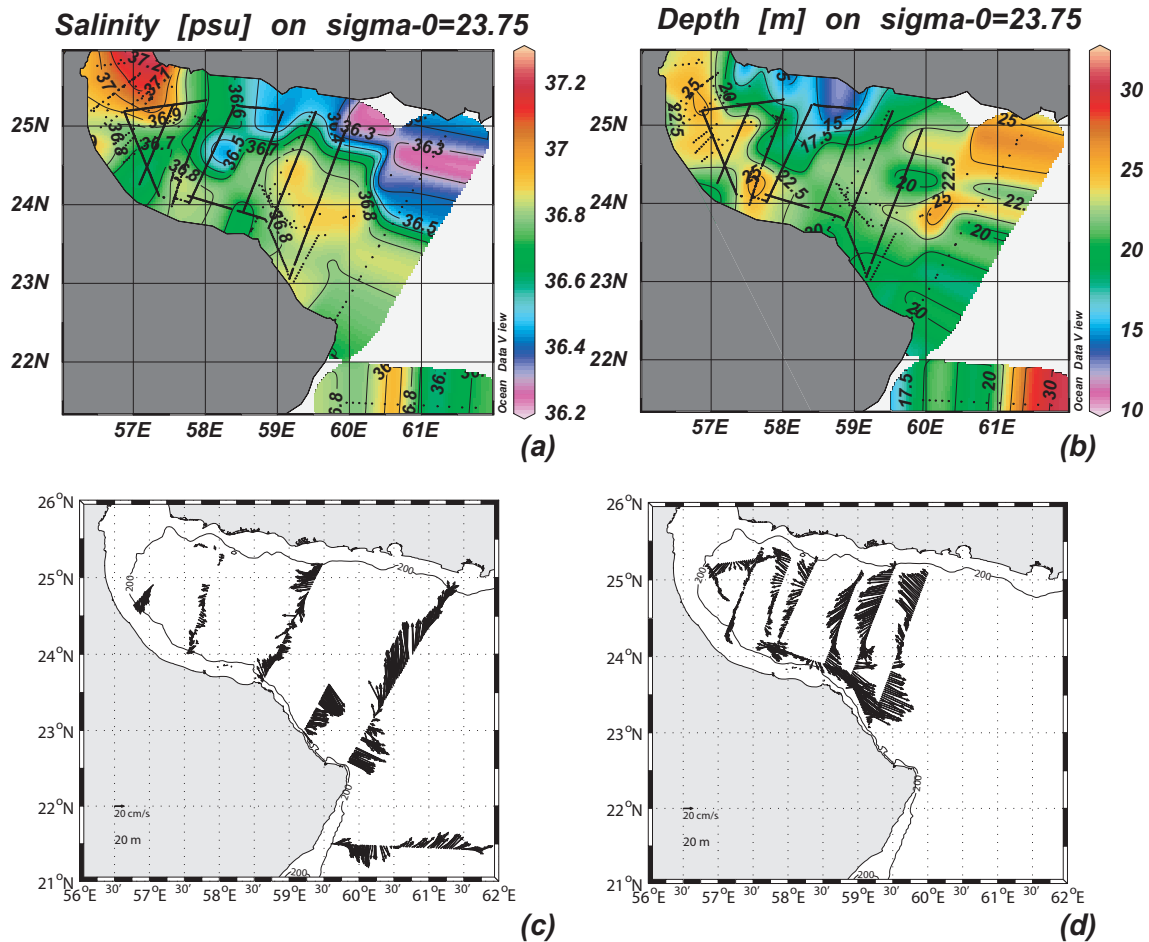


FIGURE 2.30 – (a) Salinity map on the isopycnic surface $\sigma_0 = 23.75$ (at the base of the seasonal thermocline) based on synthesis of GOGP data, (b) depth of the isopycnic surface, (c) SADCPC velocity vectors at 20 m depth, averaged over 15 minutes, during CTD-LADCP survey (Oct.8-13 for all sections except R01 on Nov.10), (d) same as (c) during Seasoar survey (Oct.21-Nov.1).

LADCP networks¹⁵, the surface currents near the shelf (and the strait) are maximum along the 200m isobath. Their intensity fluctuates geographically, with values larger than $0.3m/s$ near the shelfbreak; these currents can reach $0.5m/s$ between Ra's al Hamra and Ra's al Hadd. The southward currents at thermocline level near the shelfbreak suggests the presence of an outflow of surface water from the Strait. Farther downstream, at $24^\circ N, 57^\circ 30' E$, an anticyclonic motion is clearly seen near the 200m isobath (in both ADCP networks), in close correlation with the anticyclonic meander on the PGW core 200m below. At that location, the southeastward flow has its maximum 50km away from the shelf (above the rim of the PGW core meander).

Downstream of Ra's al Hamra, a pool of warm and salty water corresponds to southeastward currents spreading at least 50 km offshore in both ADCP networks (Figures 2.30c and d). In the LADCP network, the maximum velocity comes back closer to the

15. Note that on the LADCP network, the currents presented here are those measured by the SADCPC except at 800m depth

coast at Ra's al Hadd, suggesting an anticyclonic region in the lee of Ra's al Hamra (Figure 2.30d).

In the Arabian Sea, the current is southward at the location of the PGW core (near $60^{\circ}E$) and northward offshore (near $61^{\circ}E$).

Near the Iranian coast, a colder and fresher water patch ($27.5^{\circ}C$, 36.4 psu) lies between $58^{\circ}45'E$ and $59^{\circ}15'E$ north of $25^{\circ}N$ (near Ra's Jagin); currents circle it anti-cyclonically. Though cold and fresh water is advected westward along the Iranian coast, the $\sigma_0 = 23.75$ surface rises by nearly 10m at this cold patch, suggesting that it may be an upwelling. To support this hypothesis, we have analyzed the 0.5° -resolution Quikscat winds (from CERSAT, provided by Dr Bentamy); they reveal a long episode of eastward/southeastward winds in the northwestern Gulf of Oman from October 16 till 20. We also analyze the currents near $25^{\circ}N, 59^{\circ}15'E$: they are westward/northwestward between October 8-13, but southwestward between October 21 and November 1. Therefore, an upwelling must have appeared or amplified between October 13 and October 21, in agreement with the episode of eastward/southeastward winds. Offshore of this coastal patch, a small fragment of cold water has detached and lies near $24^{\circ}45'N, 58^{\circ}15'E$. Unfortunately, no velocity data across this fragment are available to determine its dynamics.

The general circulation in the Gulf is cyclonic, at least very clearly so between $24^{\circ}N$ and $25^{\circ}N$ and between $58^{\circ}30'E$ and $60^{\circ}E$. In the SADC network (Figure 2.30d), the circulation between $24^{\circ}N$ and $25^{\circ}N$ and $56^{\circ}30'E$ and $58^{\circ}E$ is also cyclonic but with weaker currents and not as a closed gyre. The LADCP network also shows the cyclonic circulation in the eastern part of the Gulf of Oman (Figure 2.30c).

2.3.4.2 Characteristics and dynamics of water masses at 100 m depth

Figure 2.31a shows salinity on isopycnal $\sigma_0 = 25.75$ located near 100m depth (see Figure 2.31b). Figure 2.31a clearly shows the thermohaline front south of the Strait of Hormuz (already described in Part 1). The horizontal gradients reach $0.06^{\circ}C/km$ and 0.03 psu/km. Downstream, warm and salty water extends along the Omani coast and into the Arabian Sea. A cold and fresh meander is observed near $24^{\circ}30'N, 57^{\circ}15'E$, a location where the trajectory of buoy 14800 displayed a cyclonic loop (remember that this buoy was drogued at 50m depth). Along the Iranian coast, cold and fresh water is found near $25^{\circ}15'N, 59^{\circ}15'E$ (under the cold coastal patch) and near $24^{\circ}40'N, 58^{\circ}30'E$ (under the detached cold blob). Figure 2.31b shows that the depth of this isopycnal varies between 70 and 130m. It domes near the center of the Gulf of Oman.

Currents at 100 m depth also form a cyclonic loop between $24^{\circ}N$ and $25^{\circ}N$ and $58^{\circ}30'E$ and $60^{\circ}E$. In the SADC network (Figure 2.31d), the circulation between $24^{\circ}N$ and $25^{\circ}30'N$ and $57^{\circ}E$ and $58^{\circ}E$ also appears cyclonic but not closed and with weaker currents. A small anticyclonic region is found near $25^{\circ}N, 58^{\circ}15'E$ near the detached cold blob. Currents along the Omani coast form a strong jet (with $0.3m/s$ velocity near the Strait, and $0.5m/s$ near the opening of the Gulf of Oman); this jet widens east of Ra's al Hamra, as seen also in the LADCP network (Figure 2.31c). This LADCP network shows currents at the mouth of the Gulf of Oman and in the Arabian Sea nearly aligned with those at thermocline level.

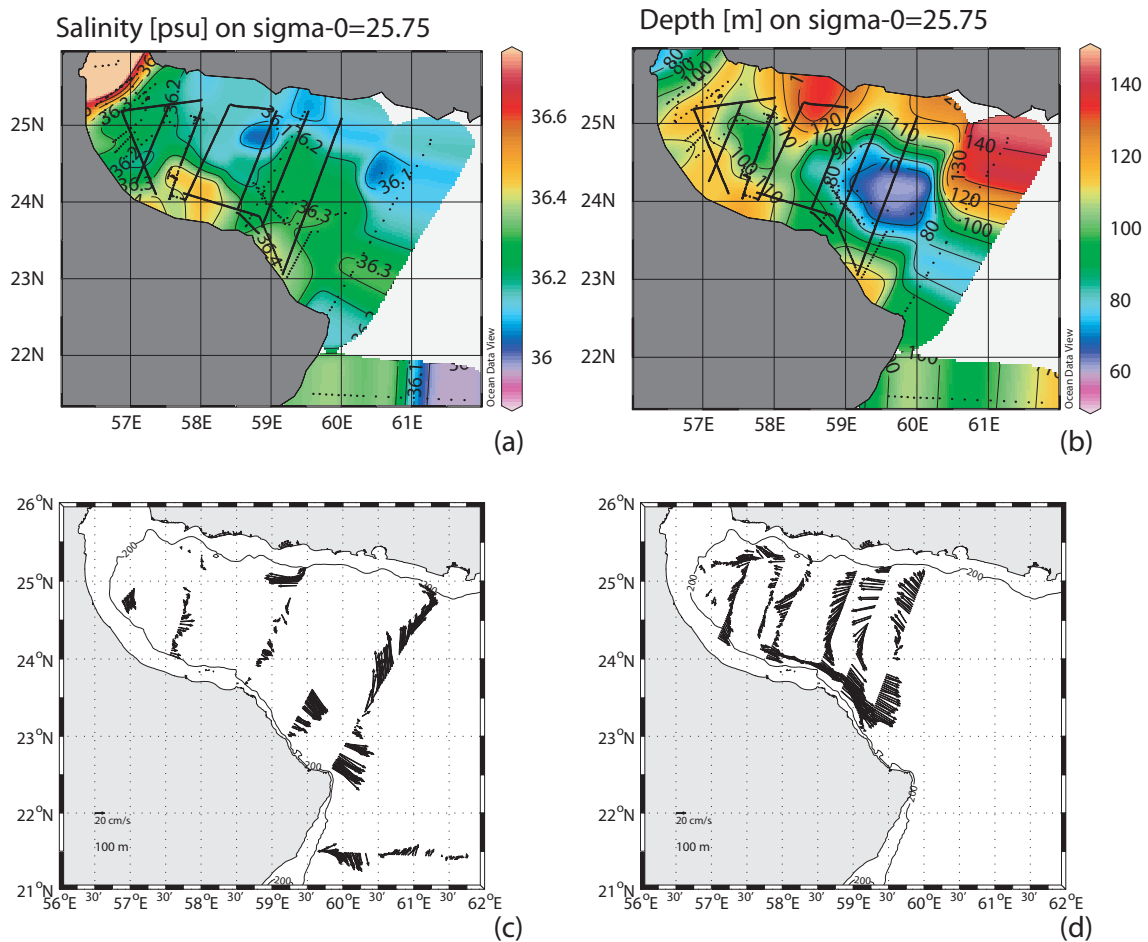


FIGURE 2.31 – identical to Figure 2.30 for water masses on the isopycnal surface $\sigma_0 = 25.75$ and flow at 100 m depth.

2.3.4.3 Hydrology and circulation at the level of the PGW core

At the level of the PGW core, the lateral thermohaline front between PGW and neighboring waters clearly appears in the salinity map on isopycnal surface $\sigma_0 = 26.5$ (Figure 2.32a). The PGW outflow heads southeastward on the shelf down to $25^{\circ}15'N, 57^{\circ}15'E$, then veers southwestward and joins the Omani coast downstream. This coastal current undergoes meandering; a cold cyclonic meander lies near $24^{\circ}30'N, 57^{\circ}E$, below the cyclonic loop of buoy 14800; it is followed by an anticyclonic one upstream of Ra's al Hamra (see 3.2). PGW has slightly weaker salinity at the mouth of the Gulf of Oman than in the northern Arabian Sea. Near the Iranian coast (near $24^{\circ}40'N, 58^{\circ}20'E$), cold and fresh water ($17^{\circ}C, 36.25$ psu) is found under the detached blob of upwelled waters at the thermocline and IOSW levels (see the previous two subsections). Elsewhere along the Iranian coast lies essentially cold and fresh water (with minimum $T = 17.5^{\circ}C$ and $S = 36.5$ psu). Figure 2.32b shows the depth of isopycnal $\sigma_0 = 26.5$; it is shallow near the Strait (roughly 140m) and the deepest along the eastern coast of Iran (270m). In general, it is deeper near the coasts (between 220 and 250m) and shallower at the center of the Gulf of Oman (160m).

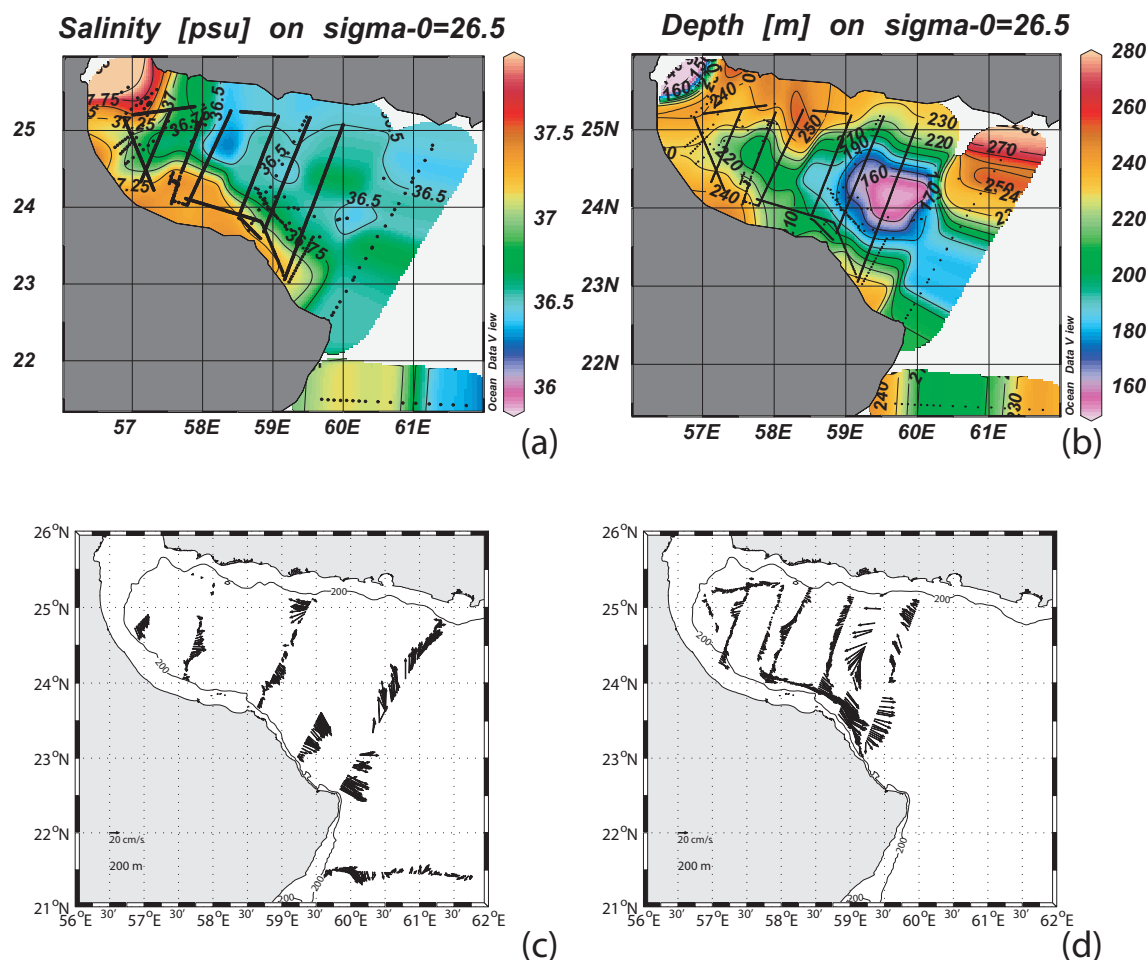


FIGURE 2.32 – identical to Figure 2.30 for water masses on the isopycnic surface $\sigma_0 = 26.5$ and flow at 200 m depth.

Currents at PGW level resemble those at shallower levels, with a thin jet along the Omani coast (with velocity on the order of $0.2m/s$). Downstream of Ra's al Hamra, velocity maximum (on the order of $0.4m/s$) lies offshore and comes back to the coast at the mouth of the Gulf of Oman (LADCP network, Figure 2.32d). In the SADC network (Figure 2.32c) the velocity maximum is more spread out offshore, downstream of Ra's al Hamra (as if the coastal flow merged with regional circulation). In the SADC network again, anticyclonic rotation is observed in the region of cold and fresh water near the Iranian coast (near $25^\circ N, 58^\circ E$). The regional circulation is a clear cyclonic gyre between $24^\circ N$ and $25^\circ N, 58^\circ 30' E$ and $60^\circ E$. The currents in the western part of the Gulf of Oman (near the continental shelf) are also cyclonic, but do not close as a gyre. The SADC network (Figure 2.32c) evidences northeastward currents near the Iranian coast at the mouth of the Gulf of Oman. Currents at this depth and location exit from the Gulf of Oman. Finally, currents in the northern Arabian Sea are southward near $60^\circ E$ and northward near $61^\circ E$.

Figure 2.26b summarizes these observations by showing the vertical section of density on S01 (from $(23^\circ 10' N, 59^\circ 10' E)$ to $(25^\circ N, 60^\circ E)$). Isopycnals below $\sigma_\theta = 25$ form a dome

(except close to the Omani coast with the PGW core) in relation with the baroclinic cyclonic circulation down to 300 m depth.

2.3.4.4 Deeper water masses and flow

The isopycnal $\sigma_0 = 27.35$, at depths ranging between 750 and 900m, is chosen as representative of the level of Red Sea Water (Figure 2.33b). At that level, temperature and salinity data are more scarce and the resulting map is patchy (Figures 2.33a). Traces of warm and salty water (10.3°C , 35.55 psu) are found along the Omani coast under the PGW core. Colder and fresher water (10.2°C , 35.52 psu) occupies the central/eastern part of the Gulf of Oman (near 24°N , 60°E) and is much shallower than surrounding waters. A patch of warm and salty water (10.5°C , 35.6 psu) is found 100km offshore of the Iranian coast. In the Arabian Sea, the water is warm and salty RSW (10.5°C , 35.56 psu) in particular near $21^\circ30'\text{N}$, 60°E . The few velocity measurements at such depths (only reached by LADCP) reveal eastward currents along the Omani coast (with peaks at 0.2m/s) and provide a sketchy indication of cyclonic motion at basin scale in the western Gulf of Oman (Figure 2.33c).

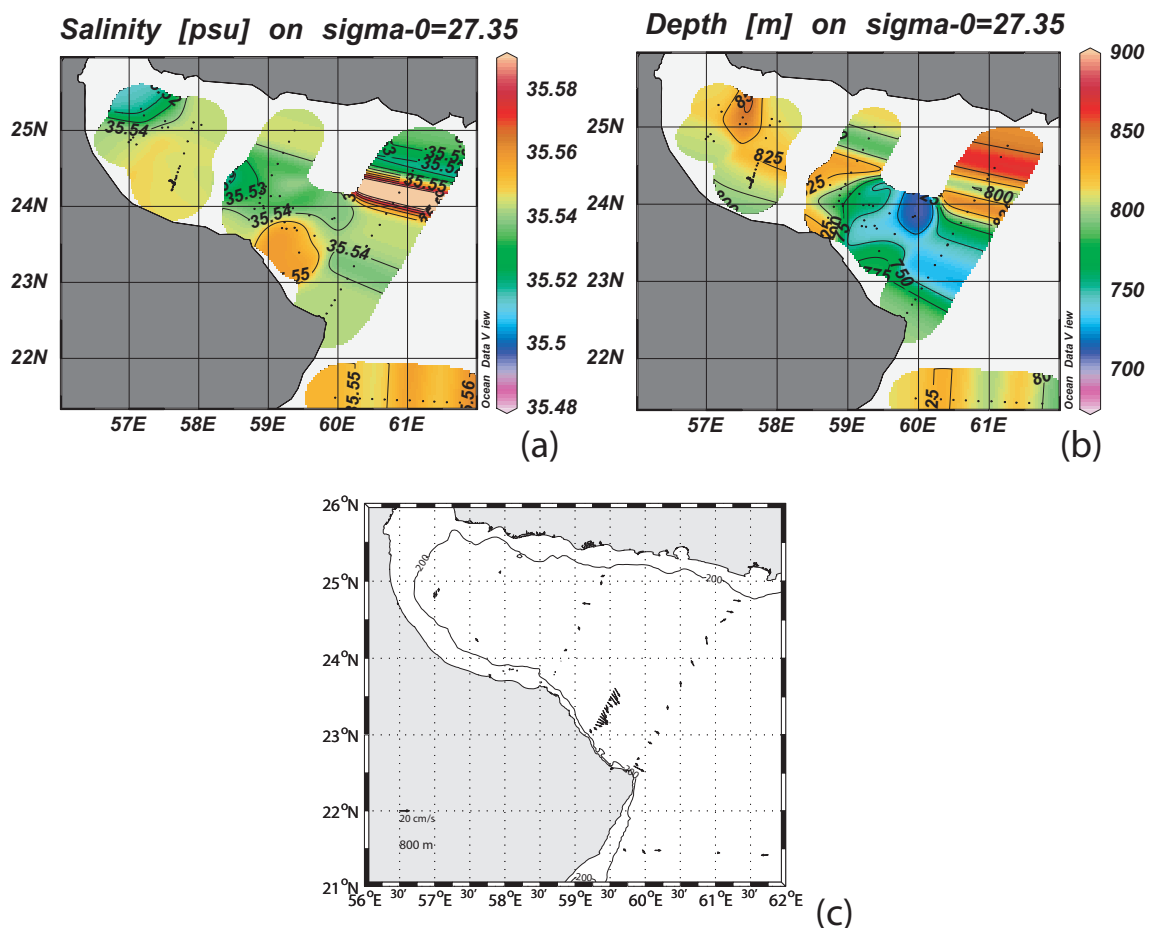


FIGURE 2.33 – (a) Salinity map on the isopycnic surface $\sigma_0 = 27.35$, (b) depth of the isopycnic surface, (c) LADCP velocity vectors at the same depth, averaged over 15 minutes, during CTD-LADCP survey (Oct.8-13 for all sections except R01 on Nov.10).

2.3.5 Summary and conclusions

Data analysis of GOGP99 experiment has clearly shown the southeastward outflow of PGW from the Strait of Hormuz, flowing on the seabed. It then crosses the shelfbreak, veers southwestward and joins the Omani coast (in fact the 200m isobath) to form a slope current near 200-250 m depth (centered on isopycnal $\sigma_0 = 26.5$); this current then progresses southeastward along the Omani coast at $0.2m/s$, and faster downstream of Ra's al Hamra (see Figure 2.34a). This current veers around Ra's al Hadd and enters the Arabian Sea, where it lies offshore (see Figure 2.34b). The Ra's al Hadd front is thus not a permanent obstacle to PGW intrusion into the Arabian Sea.

Everywhere along its path, the PGW core maintains a sharp thermohaline difference with the surrounding water masses, allowing its identification. But these thermohaline characteristics of the PGW core decrease from $27^\circ C, 39.75$ psu in the Gulf to $T = 21^\circ C, S = 37.1$ psu in the northern Arabian Sea. This decrease is not uniform though, and PGW intensely mixes with the neighboring water masses at a few locations : in the Strait of Hormuz, turbulent mixing of PGW with IOSW can result from varying wind-stress and bottom friction ; at shelfbreak, breaking internal waves and PGW cascade can create turbulent mixing with the colder and fresher water at 100-200m depths, though no direct measurement of finescale structure was performed to confirm these mechanisms. Farther downstream, mixing is likely to result from mesoscale variability. The temperature drop at shelfbreak is the largest along the path of PGW, in agreement with previous work by Bower et al. (2000) based on a streamtube model of the outflow.

Noticeable lateral spreading of the outflow is also observed at shelfbreak, as the PGW outflow cascades down the slope ; then, the current widens and forms a meander upstream of Ra's al Hamra (see again Figure 2.34a). This meander can amplify under the influence of baroclinic instability of the PGW current. A simple (three-layer) quasi-geostrophic model was used to quantify the most unstable wavelengths and their growth rates in this case (despite the steep bottom slope). It provided results (approx. 100km) in agreement with observations. This instability could be triggered by a local irregularity of isobaths. This meander could also be due to time variability of the PGW outflow (and the cyclone upstream from vortex stretching at shelfbreak). Indeed, the successive hydrological networks show a variability of about 15-20 day period in the evolution of temperature and salinity maxima, from the Strait to the mouth of the Gulf of Oman. The stationarity of the meander upstream of Ra's al Hamra (already observed by Bower et al., 2000) may be due to the presence of the cape or to a vorticity image at the coast. Downstream of Ra's al Hamra, the velocity maximum of the PGW outflow lies offshore and anticyclonic shear is observed inshore as described by theory and laboratory experiments of flow encountering a cape (in a stratified fluid) and developing anticyclonic recirculation in its lee.

The PGW current progresses southeastward along the Omani coast at $0.2m/s$ on average with local maxima at $0.5m/s$. In fact, ADCP measurements near the Omani coast indicate that all water masses in the upper 300 meters flow southeastward. The regional circulation at the center of the Gulf of Oman is a cyclonic gyre between $24^\circ N$ and $25^\circ N$ and between $58^\circ 30' E$ and $60^\circ E$ (see Figure 2.35). This circulation is clearly visible in the upper 300 meters. The circulation in the western end of the Gulf of Oman

is also cyclonic but is not closed (and therefore does not constitute a gyre *per se*). An anticyclonic region of cold and fresh water lies along the Iranian coast near $25^{\circ}15'N, 59^{\circ}E$. This patch with characteristics of an upwelling is intensified during the second half of October. The westward currents along the Iranian coast are associated in the upper 200 m with advection of cold water. Both this upwelling and this advection of cold water can be correlated with the increase of IOSW near the Strait of Hormuz, mentioned in Part 1 of the paper. Finally note the existence of a deep outward flow at the opening of the Gulf of Oman.

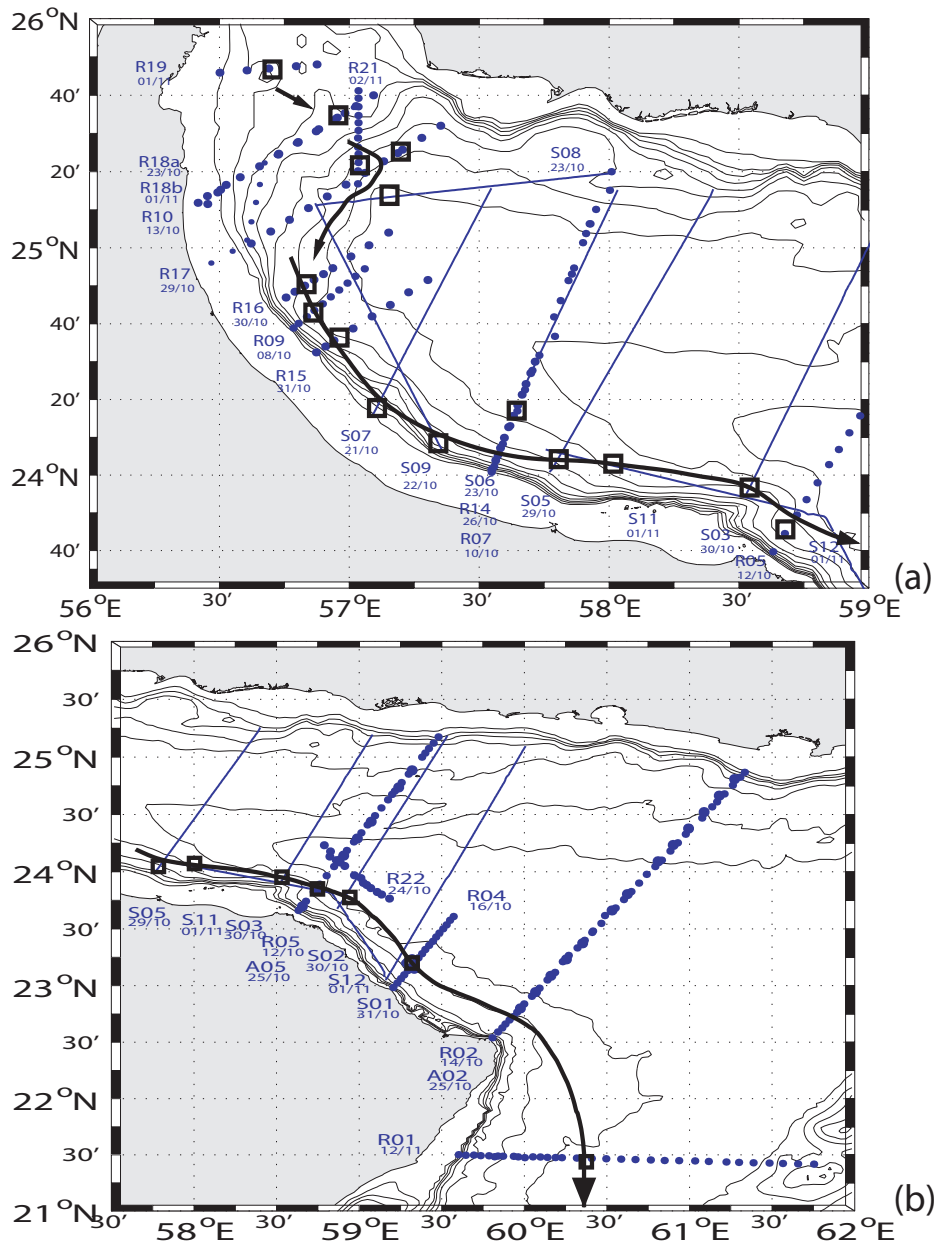


FIGURE 2.34 – (a) Transect names, positions and dates in the western part of the Gulf of Oman. Black square locates salinity maximum in the PGW core. Black arrows sketch the PGW paths in this part of the Gulf, (b) Same as Figure 2.34a, in the eastern part of the Gulf of Oman.

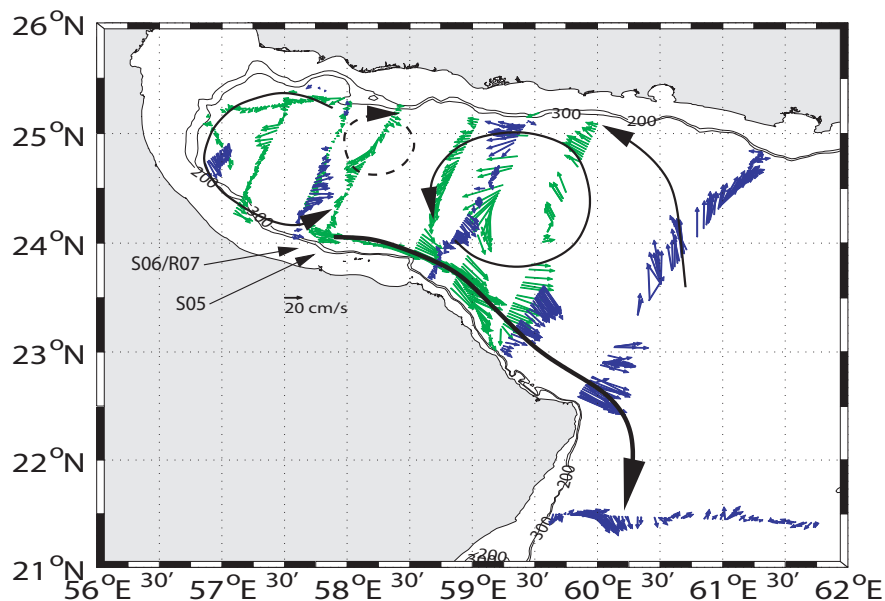


FIGURE 2.35 – Regional circulation in the Gulf of Oman (upper 300 meters) sketched on the SADC current at 200m.

Though the data allowed a description of the PGW core and of the regional circulation, it did not solve (by far) all questions asked in this paper. Further work should include :

- establishing more accurately the correlation between this regional circulation and the general circulation in the Arabian Sea or with the wind regime and orographic effects in the Gulf of Oman ;
- determining the longer time-scale variability of the PGW outflow and of the regional circulation in response to external forcings (atmospheric fluxes, formation of PGW in the Gulf, large and mesoscale dynamics of the Arabian Sea) ;
- investigating the existence of a permanent outflow of warm and salty surface water from the Gulf into the Gulf of Oman (and along the Omani coast) ;
- performing a detailed study of meanders and eddies of PGW (analysis of the transport and potential vorticity upstream of these meanders, analysis of the structure and formation sites of meanders and eddies, of their decay rate and mechanisms, vortex census in the Gulf of Oman over at least a year) ;
- clearly identifying the upwelling events near Ra's Jagin (Iranian coast) and their variability ;
- describing completely (over the long run) the penetration of PGW into the Arabian Sea (and its propagation southwards).

Answering these questions imply long-term measurements in the Gulf and along the Omani and Iranian coasts with thermistor and ADCP moorings, the availability of accurate and high resolution winds and atmospheric fluxes, repeated hydrological surveys at various seasons of a given year and periodic release of subsurface acoustic floats (a similar effort to that recently made in the Gulf of Cadiz). Considering the cost of such an intensive (and extensive) experimental array, high-resolution modeling of this Gulf could bring complementary information on the dynamical processes governing the evolution of the PGW core and of the regional circulation.

Appendix A : Dynamical analysis of the origin of the PGW meander

A1. Baroclinic instability of the PGW current

The presence of a cyclonic motion upstream and above the anticyclonic meander of PGW, upstream of Ra's al Hamra suggests that baroclinic instability may be a mechanism underlying the growth of this meander. Therefore, an analytical three-layer quasi-geostrophic model is used to quantify baroclinic instability of the PGW core locally. This three-layer model is an extension of the Phillips model (1954), with linear dynamics and horizontally uniform flow. It has been widely described by Smeed (1988) and by Pichevin (1998).

To calibrate this model, we first examine the local stratification on section R07. The first three baroclinic modes and their corresponding radii of deformation are computed at four stations of this section (see Figure 2.36 and table 2.7). Clearly, at stations 412 and 413, the second baroclinic mode is intensified at the depth of the PGW core which is sampled by these two stations. They indicate that the appropriate deformation radii should be close to 20-24km for the first internal radius, and to 12-14km for the second.

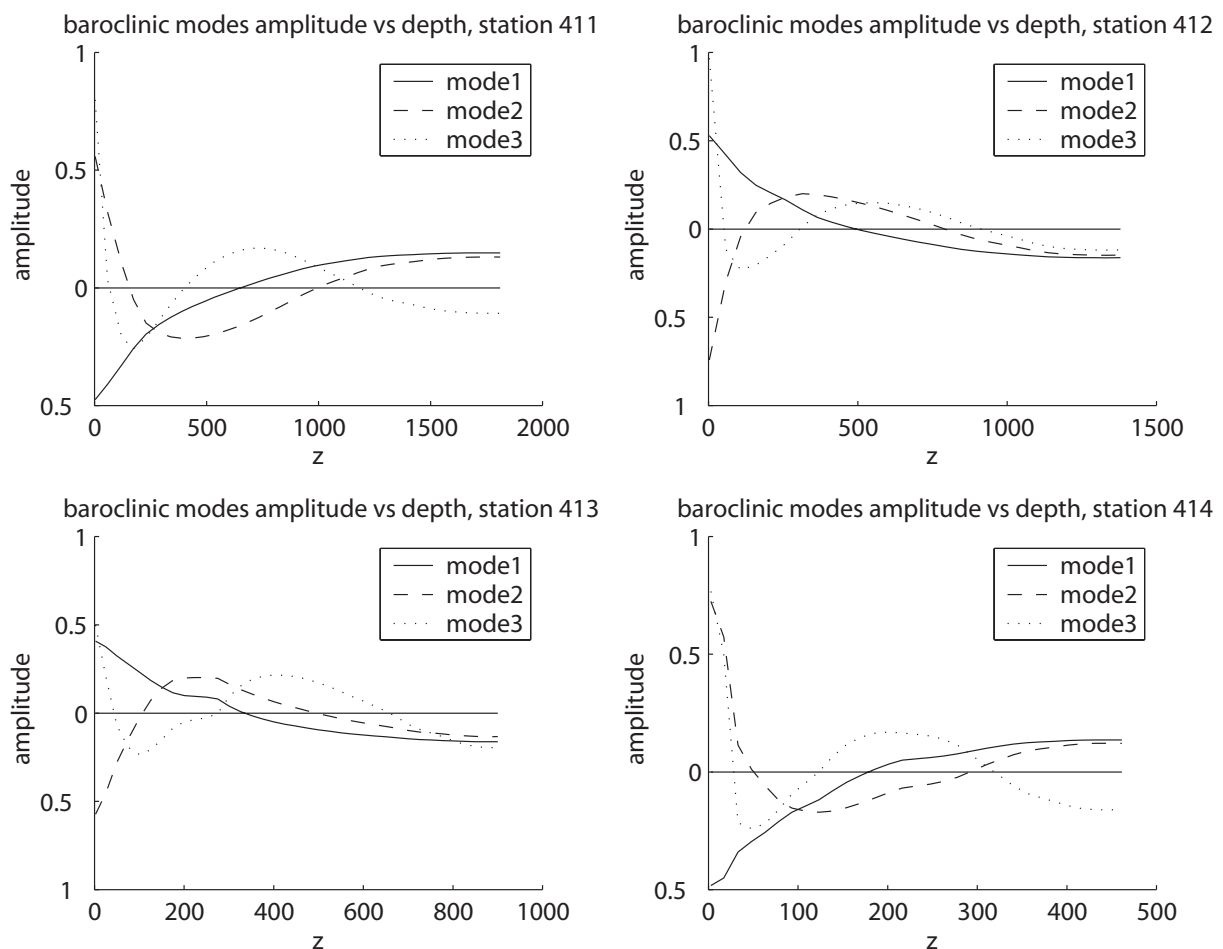


FIGURE 2.36 – First three baroclinic modes for stations 411, 412, 413 and 414 (near Omani coast) on section R07 (see Figure 2.20 for location).

Station	Local depth	Rd_1	Rd_2	Rd_3
414	500m	14km	9km	7km
413	900m	20km	12.5km	7.5km
412	1400m	24km	14km	10km
411	1850m	38km	17km	10km

TABLE 2.7 – First three baroclinic radii of deformation at four stations of section R07

We set the stratification with the mean density $\rho_0 = 1025kg/m^3$ and the two density jumps $\Delta\rho_1 = 1.2kg/m^3$, $\Delta\rho_2 = 0.8kg/m^3$. The layer thicknesses are chosen as $h_1 = 160m$, $h_2 = 120m$, $h_3 = 620m$ (based on station 412). This leads to internal deformation radii of 25km and 10.5km¹⁶. The Coriolis parameter is $f_0 = 6.4 \cdot 10^{-5}s^{-1}$, its variations are neglected and the bottom slope is $\Sigma = -2.3 \cdot 10^{-2}$. The reference frame is aligned with the isobaths and the coastline (assumed parallel here). Thus the mean flow is zonal in the model. SADC sections at S05 (see Figure 2.24e) and S07 indicates that the velocity in the upper 150m is close to $0.2 - 0.3m/s$ and decreases to $0.1 - 0.2m/s$ between 150 and 250m depths. Note that the PGW outflow *does not* correspond to a local velocity maximum along the vertical axis.

Here, we choose two sets of values for the layerwise velocities $(U_1, U_2, U_3) : (0.2, 0.15, 0.0) m/s$, $(0.3, 0.2, 0.0)m/s$ when considered over flat bottom (cases fb-005-015, fb-01-03). We retain the last set of values when we add the bottom slope. Note that this slope is very steep : across the core width (30km), it results in a variation of topographic height equal to the lower layer thickness. Such a steep slope does not satisfy the quasi-geostrophic assumptions and caution must be exerted on the interpretation of this case.

Over flat bottom, the most unstable wavelengths are close to 110km, with corresponding growth rates varying between $1/20$ and $1/10 \text{ day}^{-1}$, for the two cases having different vertical shears of the mean flow (see Figure 2.37). The wavelength is comparable with the Bower et al. finding ; it is also compatible with the upper bound provided by our sections. Concerning the growth rate, our data do not allow its experimental determination since the meander is rather in a separation stage from section R07 to section S05 (two weeks later).

Inserting the real bottom slope in this model does not substantially modify the growth rate (which remains close to $1/12 \text{ day}^{-1}$) but reduces the most unstable wavelength to 60km. Again accuracy of a quasi-geostrophic model under such conditions is questionable, and further work with a primitive equation model will be required to definitely solve this case. Still, the quasi-geostrophic model provides a realistic order of magnitude for the characteristics of the instability in the flat bottom case. Note that the most unstable wavelength is then 2π times a radius intermediate between Rd_1 and Rd_2 at stations 411 to 414. This suggests that the first two baroclinic modes play an essential role in this mechanism (under the strong hypotheses of the model).

16. it has not been possible to obtain radii closer to observed values while retaining realistic values for layer thicknesses and density jumps

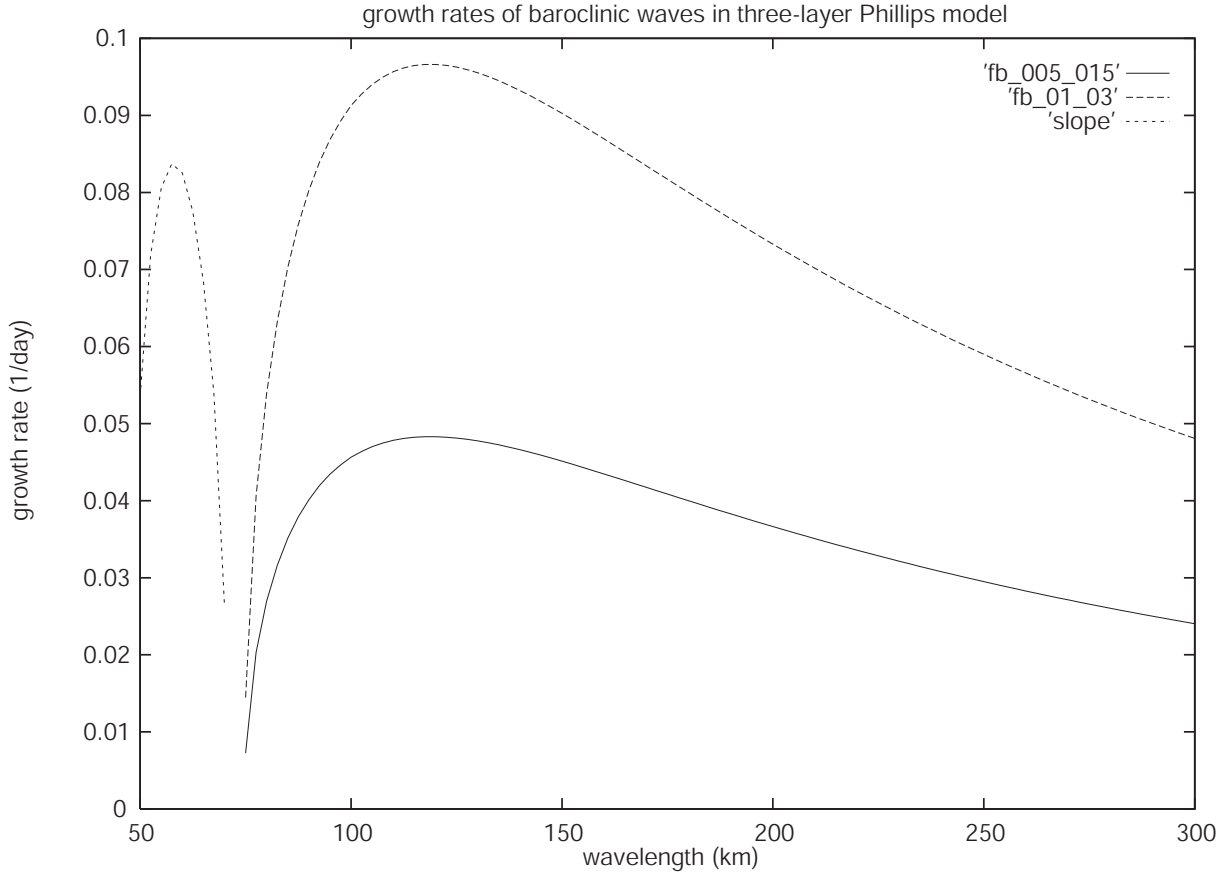


FIGURE 2.37 – Growth rates of most unstable baroclinic waves for the three-layer Phillips problem calibrated on the PGW core. Two vertical shears of velocity are considered over flat bottom and the latter is used over a constant bottom slope similar to the real one.

A2. Influence of the time-variation of the transport of the PGW current

The meander of the PGW outflow could also be due to the time variation of its transport. In section 3.3, we have seen that variations of the outflow on a 15-20 day period are observed along its path. In 1991, D. Nof studied this mechanism to predict the splitting of a coastal current into $n > 1$ separate eddies. Since only one meander is observed here, this theory cannot be applied as it stands, but this mechanism could be called upon to explain the local accumulation of water in the meander. In this case, conservation of volume must be checked. The volume of the outflow during a $\Delta t = 15 \text{ day}$ period is $T\Delta t$, where T is the transport of PGW; this volume must be compared to the volume of a meander $H\pi R^2/2$ (idealized as a half-cylinder with an offshore extent half the wavelength). Here we have $H = 120 \text{ m}$, $R = 50 \text{ km}$. The transport upstream of the meander is determined on section S07 with a PGW core width of 30 km , a thickness of 100 m and an average velocity of 0.2 m/s , leading to $T \sim 0.6 \text{ Sv}$ (a value comparable to the $0.8\text{-}1.0 \text{ Sv}$ found by Bower et al. beyond shelfbreak). The volumes are then $T\Delta t \sim 780 \text{ km}^3$ and $\pi HR^2/2 \sim 470 \text{ km}^3$. The local accumulation of PGW in a blob, due to the variation of the transport, is therefore possible.

A3. Influence of bottom slope on the PGW current

Another mechanism for the formation of anticyclonic lenses from a slope current has recently been proposed by Nof et al. (2002). The authors state that the current will flow undisrupted if the velocity distribution is one-signed (especially near the coast). Otherwise the current will form a chain of eddies. Under the assumption that the current is parallel, the authors determine the topographic and potential vorticity contributions to the mean velocity. The resulting condition for the current not to break is $g'S/f > \alpha\sqrt{g'H}$ where g' is the reduced gravity between the outflow and the surrounding waters, H is the maximum thickness of the outflow, S is the bottom slope and f is the Coriolis parameter. The parameter α depends on the potential vorticity distribution and, according to Nof et al., is of order unity. Here, we do not precisely know the potential vorticity distribution in PGW near the coast (because we lack high resolution hydrological and velocity data there). Therefore the previous formula is used here for a current with constant potential vorticity; in this case, the current will be stable if $g'S/f > \sqrt{g'H}$. The parameters are $S = 2.3 \cdot 10^{-2}$, $f = 6.4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $g' = 10^{-2} \text{ m/s}^2$, and $H = 120 \text{ m}$; the left-hand term of the formula is then equal to 3.6 and the right-hand one to 1.1. Under these assumptions, this mechanism cannot be held responsible for the formation of a PGW meander. But since α depends on the PGW potential vorticity, specific measurements should be made to determine it more precisely.

A4. Location of the meander

Another question is why these meanders are observed nearly at the same location (see the Bower et al. 2000 data). If baroclinic instability is responsible for their growth, it could be triggered by a topographic spur. And indeed, the 200m isobath is indented offshore near $24^{\circ}25'N, 57^{\circ}10'E$ ¹⁷. If time variation of the PGW outflow is responsible for the formation of meanders, their local amplification could be favored by the presence of a cyclonic motion upstream. This cyclonic motion could result from the vortex stretching of the upper water column when the PGW outflow cascades down the continental slope. The cyclones would then form when the PGW outflow intensifies and subsequently they would participate in the breaking up of this outflow when it weakens. The absence of downstream propagation of this meander could be also due to the presence of the Ra's al Hamra cape downstream or to a wall image effect (this image being positive vorticity inside the coast, thus generating an upstream velocity against the mean flow).

It is a pleasure to thank Yves Camus and Eric Duporte (SHOM/CMO/CM) for their essential participation in the design of the GOGP99 experiment. Captains and Crews of R/V D'Entrecasteaux and Laplace played an essential role in data collection; EPSHOM/CMO/CM engineers and technicians participated in data processing. Dr Abderrahim Bentamy (LOS, IFREMER) kindly provided the daily winds over the Gulf of Oman, from the CERSAT database; we gratefully acknowledge his help. This work is a contribution to the GOGP99 program and to S. Pous Ph.D. thesis.

17. a similar effect was observed on the Mediterranean outflow southwest of Portugal; see the Surdrift buoy trajectories in Chérubin et al., 2000

Bibliographie

- [1] Admiralty Pilot, Persian Gulf and Gulf of Oman, Hydrographer of the Navy, London, U.K., 1982.
- [2] Banse K., Irregular flow of Persian(Arabian) Gulf water to the Arabian Sea, *J. Mar. Res.*, 55(6), 1049-1067, 1997.
- [3] Bower A.S., H.D. Hunt and J.F. Price, Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows, *J. Geophys. Res.*, 105(C3), 6387-6414, 2000.
- [4] Bower D.L. and L. Tao, On the motion of linearly stratified rotating fluids past capes, *J. Fluid Mech.*, 180, 429-229, 1987.
- [5] Cagle B.T. and R. Writner, Arabian Sea project of 1980 - composites of infrared images, Office of Naval Research ONRWEST 81-5, 16pp, 1981. 1030 East Green Street, Pasadena, Ca. 91106 USA.
- [6] Chérubin L.M., Carton X., Paillet J., Morel Y. and A. Serpette, Instability of the Mediterranean water undercurrents southwest of Portugal : effects of baroclinicity and of topography, *Oceanologica Acta*, 23, 551-573, 2000.
- [7] Davies P.A., Besley P. and D.L. Boyer, An experimental study of flow past a triangular cape in a linearly stratified fluid, *Dyn. Atmos. oceans*, 14, 497-528, 1990.
- [8] Du Reau G., MP L. Vialaret, PM L. Hubin, C. Vrignaud, C. Salaun and N. Wienders, Présentation des données hydrologiques validées de la campagne GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 77/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [9] Flagg C.N. and H.S. Kim, Upper ocean currents in the northern Arabian Sea from ship board ADCP measurements collected during the 1994-1996 U.S. JGOFS and ONR programs, *Deep-Sea Res. Part II*, 45, 1917-1959, 1998.
- [10] Johns W.E., F. Yao, D.B. Olson, S.A. Josey, J.P. Grist and D.A. Smeed, Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *J. Geophys. Res.*, 108, C12, 3391, doi :10.1029/2003JC001881, 2003.
- [11] Matsuyama M., Y. Kitade, T. Senjyu, Y. Koike and T. Ishimaru, Vertical structure of a current and density front in the Strait of Hormuz, in it Offshore Environment of the ROPME Sea Area after the war-related oil spill, edited by A. Otsuki, M.Y. Abdurraheem and R.M. Reynolds, Terra Sci. Publ. Co., Tokyo, 23-34, 1998.
- [12] Michaux P., Traitement des données des ADCP de coque du D'Entrecasteaux acquises au cours de la campagne GOGP99, *SHOM*, Technical Report 155/MOA/DR, 2000.
- [13] Nof D., Lenses generated by intermittent currents. *Deep-Sea Res.*, 38, 325-345, 1991.

- [14] Nof D., Paldor N. and S. Van Gorder, The Reddy Maker. *Deep-Sea Res.*, 49, 1531-1549, 2002.
- [15] Phillips N.A., Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves. *Tellus*, 6, 273-286, 1954.
- [16] Pichevin T., Baroclinic instability in a three-layer flow : a wave approach. *Dyn. Atmos. Oceans*, 28, 179-204, 1998.
- [17] Pous S. P., X. Carton and P. Lazure, Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman – Results from the GOGP99 Experiment : 1. Strait of Hormuz, *J. Geophys. Res.*, 2004, C12037, doi :10.1029/2003JC002145.
- [18] Prasad T.G., M. Ikeda and S.P. Kumar, Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian sea, *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 17,059-17,071, 2001.
- [19] Premchand K., J.S. Sastry and C.S. Murty, Watermass structure in the western Indian Ocean - Part II : the spreading and transformation of the Persian Gulf Water, *Mausam*, 37 , 179-186, 1986.
- [20] Quraishee G.S., Circulation in the North Arabian Sea at Murray Ridge during S.W. monsoon, *Deep-Sea Res.*, 31(6-8A), 651-664, 1984.
- [21] Reynolds R.M., Physical Oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman-Results from the Mt Mitchell Expedition, *Mar Pollution Bull.*, 27, 35-59, 1993.
- [22] Rochford, D.J., Salinity maxima in the upper 1000 metres of the north Indian Ocean, *J. Mar. Freshwater Res.*, 15, 1-24, 1964.
- [23] Roe H.S. J. et al., RRS Charles Darwin Cruise 104 Leg 1, 12 Feb - 19 Mar 1997. Sche herezade : an interdisciplinary study of the Gulf of Oman, Strait of Hormuz and the southern Arabian Gulf, *Southampton Oceanography Centre, Cruise Report No. 9*, 77 pp, 1997.
- [24] Schlitzer R., Ocean Data View, [http :\\www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV](http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV), 2003.
- [25] Smeed D., Baroclinic instability of three-layer flows. Part 1. *J. Fluid Mech.*, 194, 217-231, 1988.
- [26] Sultan S.A.R. and F. Ahmad, Surface and Oceanic heat fluxes in the Gulf of Oman. *Continental Shelf Res.*, 13(10), 1103-1110, 1993.
- [27] Swift S.A. and A.S. Bower, Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), 2003. doi :10.1029/2002JC001360.
- [28] Tchernia P., Océanographie Régionale. *ENSTA*, 257 pp, 1978.
- [29] Vrignaud C., Validation et traitements des données des flotteurs lagrangiens de type Surdrift pour la campagne GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 45/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [30] Vrignaud C., Présentation des mesures Self-Contained ADCP Campagne GOGP 1999, *SHOM*, Technical Report 46/EPHOM/CMO/CM, 2000.
- [31] Vrignaud C., Présentation des données LADCP - GOGP 99, *SHOM*, Technical Report 47/EPHOM/CMO/CM, 2000.

2.4 Conclusions

Ce chapitre nous a permis de préciser les caractéristiques principales des masses d'eau impliquées dans la circulation dans le détroit d'Hormuz et le Golfe D'Oman, complétant ainsi la description de la circulation générale présentée dans le premier chapitre. Grâce à l'analyse des données récoltées lors de la campagne GOGP99 nous avons pu compléter la connaissance et la compréhension des processus physiques qui entrent en jeu dans la circulation de la zone des Golfs Persique et d'Oman. Une attention particulière a été apportée à la zone du détroit d'Hormuz, notamment sur les caractéristiques de la veine d'eau persique de fond PGW. Des précisions intéressantes ont ensuite été apportées sur la suite de l'écoulement de la veine dans le Golfe d'Oman ainsi que sur ses interactions avec la circulation générale dans le golfe.

L'analyse des données de la campagne GOGP99 a clairement montré l'existence de l'outflow de l'eau persique de fond PGW plaqué contre la côte omanaise et l'entrée d'eau légère omanaise IOSW au niveau du détroit d'Hormuz. Ces deux masses d'eau sont généralement recouvertes par une couche mélangée d'une épaisseur de 30m. On observe un fort gradient thermohalin entre les eaux PGW et IOSW le long d'une section qui suit le cœur de la veine du Golfe Persique au Golfe d'Oman. Contrairement à une situation hivernale [Matsuyama et al., 1998], ce gradient thermohalin n'est pas associé à un gradient de densité. Sous l'effet du mélange avec l'eau IOSW, les caractéristiques thermohalines du cœur de la veine évoluent au cours du déplacement : la température et la salinité diminuent de 3°C et 1.5 psu en 150 km. Les données ont également montré une variabilité temporelle importante des structures hydrologiques dans le détroit d'Hormuz à l'échelle du mois. Les courants de marée mesurés sont assez importants et indiquent une structure verticale complexe avec la présence d'ondes internes confirmées par les mesures des chaînes de thermistances.

Passé le plateau, la veine quitte le fond et se stabilise entre 200 et 250 m de profondeur en s'écoulant le long de la pente continentale de la côte omanaise jusqu'à la Mer d'Arabie. Du détroit d'Hormuz à la mer d'Arabie, les caractéristiques thermohalines de l'eau persique passent de (27°C et 39.75 psu) à (21°C et 37.1 psu) tout en conservant un fort contraste avec les eaux adjacentes. Cette diminution n'est pas uniforme et des zones de fort mélange sont mises en évidence : dans le détroit, au passage du talus et dans les zones de variabilité méso échelle. Les dimensions physiques de la veine varient également beaucoup. Les courants au niveau de la veine d'eau PGW sont relativement forts (entre 0.2 et 0.5 m/s) et semblent reliés à une circulation plus générale. En effet, deux gyres cycloniques occupent la totalité du Golfe d'Oman sur une profondeur de plus de 300 m. Une cellule anticyclonique d'eau relativement froide est visible près de la côte iranienne caractérisant une zone d'upwelling.

Les données collectées lors de la campagne GOGP99 sont synoptiques et ne permettent pas de présenter une vision globale de la circulation dans cette zone. L'utilisation de modèles numériques peut fournir des informations complémentaires sur les processus dynamiques qui gouvernent la circulation dans le Golfe Persique, le détroit d'Hormuz et le Golfe d'Oman. Certaines mesures réalisées pendant la campagne vont servir à évaluer différents aspects de la circulation modélisée à l'aide des outils numériques.

Chapitre 3

La dynamique de la marée barotrope

3.1 Introduction

En raison de ses dimensions, le Golfe Persique se comporte comme un bassin de résonance pour les ondes diurnes et semi-diurnes et présente un système de points amphidromiques assez remarquable qu'il s'agit de bien reproduire pour obtenir les bonnes caractéristiques de la marée dans cette zone.

L'étude bibliographique (voir chapitre 1) et l'analyse des mesures réalisées pendant la campagne GOGP99 (voir chapitre 2) montrent également que les courants de marée atteignent des intensités relativement fortes, notamment à proximité du Déroit d'Ormuz qui est une zone déterminante pour les échanges entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman et la circulation générale dans la région.

Ce chapitre présente les résultats et la validation de la modélisation de la marée barotrope. Une étude complémentaire de la marée barocline sera abordée dans le chapitre suivant.

3.2 Le modèle 2D

Dans un premier temps, nous allons nous attacher à résoudre la marée barotrope à l'aide d'un modèle à deux dimensions. Le modèle utilisé est le modèle MARS2D qui résout les équations complètes de Saint-Venant, en coordonnées sphériques, dans le cas d'un océan homogène sous les hypothèses classiques de Boussinesq et de l'hydrostaticité. Le modèle MARS2D est décrit en annexe A. Le domaine modélisé comporte la partie nord de la mer d'Arabie située au-dessus de $17^{\circ}N$ ainsi que la totalité des Golfe Persique et d'Oman (voir figure 3.1).

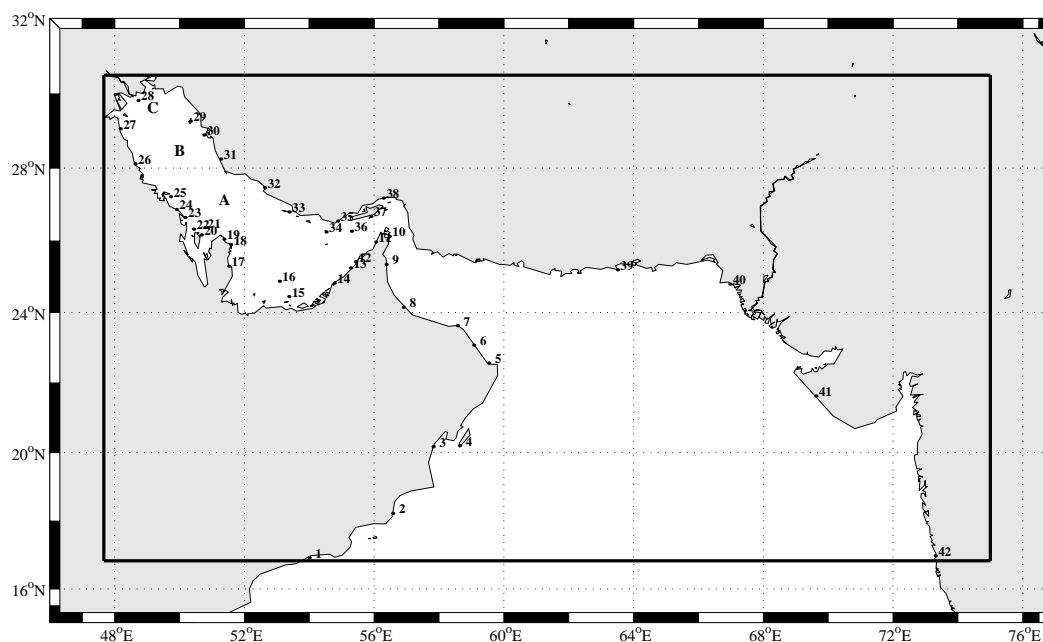


FIGURE 3.1 – Le cadre en trait plein décrit les limites du modèle. Les numéros indiquent la position des stations de mesures de marée qui serviront pour la validation des résultats du modèle numérique.

La taille de la maille est 0.09×0.08 degré soit environ 9×9 km, soit une grille de 301×165 points.

3.3 Bathymétrie et conditions aux limites

Un fichier de bathymétrie est construit à partir de différentes sources : Etopo5 [Etopo51988], Etopo2 [Smith1975], une série de cartes numérisées ainsi qu'une grille $5' \times 5'$ fournit par R. Proctor [Proctor et al., 1994]. Les différents résultats obtenus sont discutés dans la partie 3.4.4.

La seule limite ouverte du modèle se trouve à sa limite sud. Elle est située dans le nord de l'Océan Indien au dessus de la latitude 16.833° Nord entre les ports de Salalah sur la côte omanaise et de Ratnagiri sur la côte indienne. Nous utiliserons à cette limite une hauteur d'eau estimée à partir de la somme de quatre constituants semi-diurnes M2, S2, N2, K2 et de trois constituants diurnes K1, O1 et P1 dont les amplitudes et phases sont tirées de l'atlas mondial de Schwiderski [Schwiderski1978]. En tous points du modèle, nous pouvons considérer que ces sept constituants sont dominants par rapport aux autres constituants dans la composition de l'onde de marée. Il est important de remarquer que la simulation est effectuée avec les sept constituants simultanément.

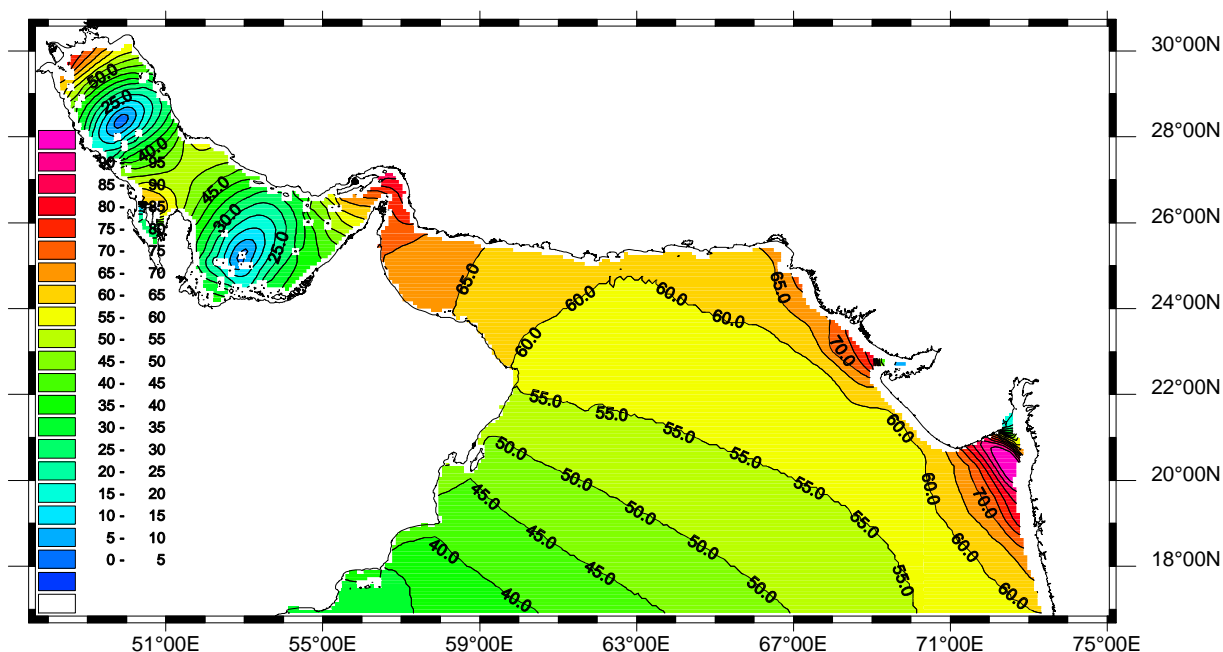


FIGURE 3.2 – amplitude de l'onde M2 pour l'ensemble du domaine modélisé.

Le terme de forçage dû au potentiel générateur de la marée n'est pas pris en compte dans cette modélisation. En effet, compte tenu du faible volume d'eau contenu dans le domaine modélisé, l'effet de ce terme est négligeable dans le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (cette hypothèse est vérifiée un peu plus loin). De même, l'effet de la pression atmosphérique sur les courants est négligeable et n'est pas pris en compte dans ces simulations barotropes.

La simulation démarre à partir d'un état de repos ($\zeta = u = v = 0$). Le pas de temps Δt est fixé à 10 minutes. Nous avons choisi d'effectuer des simulations sur 375 jours en écartant les dix premiers jours simulés afin de disposer de série temporelle de durée suffisante pour pouvoir extraire les caractéristiques (amplitude et phase) de chacune des ondes prescrites à la limite et de leurs harmoniques. La série temporelle annuelle de la surface libre ζ en chaque point du domaine est analysée par une méthode d'analyse harmonique conventionnelle (basée sur la méthode des moindres carrés) développée par [Simon1974]. Cette méthode permet d'obtenir les constantes harmoniques pour chacun des sept constituants utilisés pour la condition à la limite.

La figure 3.2 présente un exemple du résultat obtenu pour l'amplitude de l'onde M2 sur l'ensemble du domaine après l'analyse harmonique de l'élévation de la surface libre. Pour la suite, la description des résultats et les commentaires se limiteront à une zone restreinte au domaine défini par le Golfe Persique et le Golfe d'Oman.

3.4 Résultats de la modélisation bidimensionnelle

3.4.1 Validations et amphidromes

Afin d'effectuer des comparaisons entre les constantes harmoniques qui sont issues de la mesure et celles issues des simulations numériques. Nous avons sélectionnés parmi les données du Bureau Hydrographique International, les mesures de 42 marégraphes disposés le long des côtes ou sur certaines îles qui répondaient aux exigences suivantes : une série temporelle suffisamment longues afin de bien séparer les principaux constituants de l'onde de marée et une bonne cohérence avec les résultats de stations voisines. La comparaison mesures/modèle n'est pas aisée, car si les analyses effectuées sur les sorties du modèle garantissent des résultats cohérents pour les sept ondes, les analyses faites à partir des mesures *in situ* sont moins sûres. La durée de la mesure n'est pas toujours assez longue pour garantir les résultats de l'analyse harmonique. De plus, ces mesures proviennent d'un nombre très important de pays différents et sont plus ou moins récentes ce qui peut entraîner plusieurs sources d'erreurs supplémentaires. D'autre part, la localisation précise des mesures n'est pas connue ce qui ne nous permet pas d'écartier les points qui pourraient se trouver dans une configuration bathymétrique particulière et non représentée par la maille de 9 km du modèle. Les positions de ces stations sont indiquées sur la figure 3.1. Les résultats obtenus avec le modèle sont en très bon accord avec les observations.

Les tableaux 3.1 et 3.2 présentent les résultats de la comparaison mesure/modèle pour l'amplitude et la phase des sept ondes principales utilisées pour la quarantaine de localités sélectionnées. Les deux dernières colonnes du tableau 3.2 indiquent la valeur du rapport F , (équation 3.1) introduit dans la partie 3.4.2 et qui précise quel est le type de la marée à chaque localité. En moyenne, les différences entre les constantes harmoniques issues de la mesure et de la modélisation sont de l'ordre de quelques centimètres pour l'amplitude et de l'ordre de la dizaine de degrés pour la phase. Ces moyennes sont précisées dans le tableau 3.3 pour les deux golfes et la mer d'Arabie. Les erreurs sont plus importantes pour les ondes K2 et P1 qui présentent des amplitudes assez faibles de l'ordre de quelques centimètres (moins de 20 cm). Il est plus difficile dans ce cas,

d'attribuer l'erreur au modèle ou à l'analyse de la mesure.

No.	lieu	N	E	M2		S2		K1		O1	
				mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.
				H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g
1	Salalah	1656	5400	30/141	31/145	11/170	12/168	33/343	36/345	18/345	18/348
2	Lakbi	1814	5634	39/153	40/154	14/183	14/183	34/343	34/346	18/345	19/345
3	Sirab	2010	5749	47/158	57/156	17/189	24/185	35/341	39/340	18/345	20/342
4	Rounders bay	2012	5838	46/158	55/156	17/188	20/187	35/341	42/346	18/345	19/343
5	Sur	2234	5932	61/162	60/165	22/193	23/196	36/341	40/351	18/345	19/342
6	Diba	2305	5904	62/162	62/160	23/193	26/194	37/341	33/339	18/345	22/344
7	Muscat	2338	5834	64/163	63/160	23/194	24/191	37/341	39/342	18/345	20/343
8	Saham	2409	5654	69/163	68/159	25/194	26/189	37/341	40/339	18/345	22/343
9	Khor al Fakkan	2521	5622	71/165	66/162	26/196	27/192	37/341	35/340	18/346	19/346
10	Ras Dillah	2608	5628	74/171	72/174	27/202	27/202	34/345	31/341	18/349	19/353
11	Khor Khwair	2558	5603	61/220	62/210	20/262	20/250	23/53	21/29	15/23	16/28
12	Ajman	2525	5526	47/238	43/248	17/284	13/301	25/73	17/103	14/33	15/50
13	Dubai	2515	5516	42/247	44/237	16/297	16/281	27/80	23/91	14/37	16/42
14	Khor Ghanada	2450	5446	38/254	42/263	15/305	15/318	29/83	27/105	13/39	15/56
15	Halat al Mubarras	2427	5322	32/251	28/261	14/310	13/315	33/83	43/102	14/38	23/52
16	Zarqa	2453	5305	11/212	11/266	5/313	4/337	32/83	36/95	13/37	16/62
17	Ad Dawhah	2518	5131	36/67	32/51	9/109	11/82	27/59	36/72	10/12	16/28
18	Ras Laffan	2554	5135	44/46	38/37	13/103	11/76	16/44	25/53	5/353	12/0
19	Jabal Fuwairat	2603	5122	49/46	42/44	15/106	13/88	12/33	20/54	4/333	9/0
20	Sitra	2610	5040	58/73	66/58	21/137	19/120	8/342	10/347	5/275	6/264
21	Bharain	2622	5047	63/57	63/54	22/119	20/102	9/326	9/10	5/262	7/268
22	Khwar Fasht	2620	5026	66/50	55/62	24/113	20/114	12/293	8/343	7/241	8/256
23	Ras Tannurah	2639	5010	57/38	60/42	21/100	20/98	14/277	14/294	9/229	12/238
24	Ras al Qulay'ah	2652	4954	51/35	48/36	19/98	16/93	16/269	18/274	9/223	10/218
25	Berri	2713	4943	43/33	44/37	17/98	16/107	18/262	17/273	10/219	14/227
26	Ras al Mishaab	2807	4838	32/262	25/276	10/326	8/335	38/256	38/259	19/214	21/221
27	Mina al Ahmadi	2904	4810	64/237	63/248	22/299	17/312	44/252	43/263	21/211	29/215
28	Shatt al Arab	2950	4843	74/217	84/221	26/279	29/279	46/244	50/250	22/203	30/205
29	Jazh ye Khark	2919	5020	30/169	36/149	10/223	13/196	36/230	39/233	18/190	26/192
30	Bushehr	2854	5045	24/120	34/110	9/172	12/160	31/223	31/227	16/184	20/189
31	Lavar	2815	5116	38/63	50/68	15/120	18/117	21/207	25/209	12/171	18/171
32	Asalu	2728	5237	52/28	51/19	17/83	17/57	18/117	24/115	8/90	12/89
33	Jezirat Ye Lavan	2648	5323	33/350	30/335	10/34	12/10	27/91	29/94	11/58	15/55
34	Jezirat Forur	2615	5431	35/273	45/259	13/316	15/295	30/78	38/86	14/43	22/42
35	Bandar e Lengeh	2644	5453	55/249	60/230	19/292	23/267	32/68	33/67	16/36	22/33
36	Jezirat Tunbh	2616	5518	55/239	59/232	19/283	20/269	30/65	29/66	16/33	19/39
37	Henjam	2641	5554	70/221	74/204	24/261	25/247	30/46	29/28	18/22	20/14
38	Bandar Abbas	2711	5617	95/196	100/197	33/231	36/229	34/15	34/11	20/6	21/3
39	Pasni	2512	6330	61/160	72/166	22/191	26/192	37/339	28/335	18/344	21/346
40	Karachi	2448	6658	70/161	79/163	26/192	30/194	38/339	40/341	18/343	20/342
41	Porbandar	2138	6937	61/161	65/180	22/192	24/211	36/337	35/347	17/342	17/350
42	Ratnagiri	1659	7318	61/170	66/175	21/203	26/209	34/335	35/340	16/343	16/349

TABLE 3.1 – Comparaison entre les constantes harmoniques issues du modèle (mod.) et des observations (obs.) pour les quatre ondes principales M2, S2, K1 et O1. H est l'amplitude en cm, g le déphasage en degré par rapport à Greenwich.

L'analyse harmonique de l'évolution temporelle de la surface libre de la simulation annuelle permet de tracer les courbes iso-amplitude et iso-phase des sept principaux constituants de la marée pour la zone du Golfe Persique.

On retrouve la signature caractéristique des deux amphidromes pour les ondes semi-diurnes (figure 3.3) et du seul amphidrome au large du Qatar pour les ondes diurnes (figure 3.4). Ces résultats sont en très bon accord avec les solutions analytiques de [Defant1960] ainsi qu'avec les solutions assimilées issues du modèle de [Pontius et al., 1994]. Pour M2 comme pour K1, le modèle reproduit bien les zones de grandes amplitudes observées que l'on retrouve au niveau du détroit d'Hormuz, au nord du Qatar et au fond du golfe pour M2 et au fond du golfe et à l'est du Qatar pour K1.

No.	Place	N	E	N2		K2		P1		Type F	
				mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.
				H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	Fc.	Fo.
1	Salalah	1656	5400	8/137	8/133	3/168	3/161	11/343	11/343	1.23	1.26
2	Lakbi	1814	5634	10/146	11/138	4/182	4/183	11/343	12/347	0.99	0.98
3	Sirab	2010	5749	11/149	14/138	5/188	6/185	12/342	13/340	0.82	0.73
4	Rounders bay	2012	5838	11/148	14/140	5/187	6/187	12/341	14/346	0.84	0.81
5	Sur	2234	5932	14/151	15/146	6/193	6/195	12/341	13/351	0.66	0.71
6	Diba	2305	5904	14/152	16/147	6/192	7/194	12/341	11/339	0.65	0.63
7	Muscat	2338	5834	15/152	16/141	7/192	6/184	12/341	12/340	0.63	0.69
8	Saham	2409	5654	16/152	17/139	7/193	7/188	12/342	13/339	0.59	0.65
9	Khor al Fakkan	2521	5622	17/154	13/155	7/195	7/192	12/342	12/340	0.57	0.58
10	Ras Dillah	2608	5628	17/159	18/160	8/201	7/202	11/345	11/341	0.52	0.51
11	Khor Khwair	2558	5603	14/204	11/212	6/258	5/250	7/48	7/29	0.47	0.45
12	Ajman	2525	5526	11/220	1/227	5/281	4/301	8/69	6/103	0.61	0.57
13	Dubai	2515	5516	9/229	10/217	5/293	5/265	8/77	7/77	0.71	0.64
14	Khor Ghanaada	2450	5446	8/235	9/248	5/300	4/318	9/80	9/105	0.79	0.74
15	Halat al Mubarras	2427	5322	6/232	4/232	5/300	3/315	9/82	14/102	1.00	1.62
16	Zarqa	2453	5305	2/164	1/227	2/292	1/343	9/83	12/93	2.90	3.43
17	Ad Dawhah	2518	5131	9/44	9/30	3/128	3/70	8/59	10/67	0.80	1.23
18	Ras Laffan	2554	5135	10/22	10/12	5/103	3/64	5/44	7/48	0.37	0.76
19	Jabal Fuwairat	2603	5122	11/22	11/17	6/101	4/88	3/33	7/54	0.25	0.53
20	Sitra	2610	5040	12/48	13/29	8/125	5/120	2/334	3/347	0.16	0.19
21	Bharain	2622	5047	13/31	12/20	9/108	5/102	2/319	3/10	0.16	0.19
22	Khwar Fasht	2620	5026	13/25	10/36	9/102	5/114	3/285	3/343	0.21	0.21
23	Ras Tannurah	2639	5010	11/13	13/13	8/90	7/77	4/270	4/274	0.29	0.33
24	Ras al Qulay'ah	2652	4954	10/11	10/9	7/87	4/93	5/263	6/274	0.36	0.44
25	Berri	2713	4943	8/11	9/5	6/86	4/107	5/257	6/273	0.47	0.52
26	Ras al Mishaab	2807	4838	7/234	6/243	4/319	3/334	11/253	13/253	1.35	1.79
27	Mina al Ahmadi	2904	4810	13/213	12/226	9/292	5/312	13/249	14/263	0.76	0.90
28	Shatt al Arab	2950	4843	15/195	17/189	10/272	10/260	14/242	14/243	0.68	0.71
29	Jazh ye Khark	2919	5020	7/147	8/134	4/219	4/190	11/227	12/222	1.34	1.31
30	Bushehr	2854	5045	5/100	7/84	3/165	4/156	9/220	9/218	1.43	1.11
31	Lavar	2815	5116	8/41	40/44	5/111	5/117	7/203	9/210	0.62	0.64
32	Asalu	2728	5237	11/6	11/352	6/79	5/57	6/115	8/116	0.38	0.52
33	Jezirat Ye Lavan	2648	5323	7/330	8/321	3/37	4/300	8/90	10/328	0.89	1.05
34	Jezirat Forur	2615	5431	8/257	9/253	4/313	4/295	9/76	13/86	0.94	0.99
35	Bandar e Lengheh	2644	5453	12/232	13/212	6/289	1/265	10/64	11/62	0.65	0.66
36	Jezirat Tunbh	2616	5518	12/223	14/208	6/280	6/269	9/61	10/66	0.62	0.61
37	Henjam	2641	5554	16/206	17/178	7/259	7/247	10/42	9/28	0.51	0.50
38	Bandar Abbas	2711	5617	22/183	22/180	10/229	10/227	11/13	11/10	0.42	0.40
39	Pasni	2512	6330	14/149	17/174	6/190	7/192	12/340	9/336	0.66	0.50
40	Karachi	2448	6658	16/150	18/147	7/191	8/185	12/340	11/337	0.58	0.56
41	Porbandar	2138	6937	14/148	16/163	6/191	7/214	12/337	10/347	0.64	0.59
42	Ratnagiri	1659	7318	13/155	15/158	6/203	7/212	11/335	11/341	0.61	0.55

TABLE 3.2 – Comparaison entre les constantes harmoniques issues du modèle (mod.) et des observations (obs.) pour les trois autres ondes N2, K2 et P1. H est l'amplitude en cm, g le déphasage en degré par rapport à Greenwich. La dernière colonne est le type de marée.

Type de moyenne	M2		S2		K1		O1		N2		K2		P1	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
Différences moyennées pour les 11 stations de la mer d'Arabie	4	5	2	4	3	4	2	3	1	9	0	6	1	4
Différences moyennées pour les 31 stations du Golfe Arabique	5	10	2	13	3	11	4	8	3	11	1	19	1	19
Différences moyennées pour les 42 stations	5	9	2	11	3	10	3	6	2	11	1	14	3	10

TABLE 3.3 – Valeur moyenne absolue des différences entre constantes harmoniques issues du modèle et des observations pour l'amplitude H (en cm) et la phase g (en degré par rapport au méridien de Greenwich).

3.4. Résultats de la modélisation bidimensionnelle

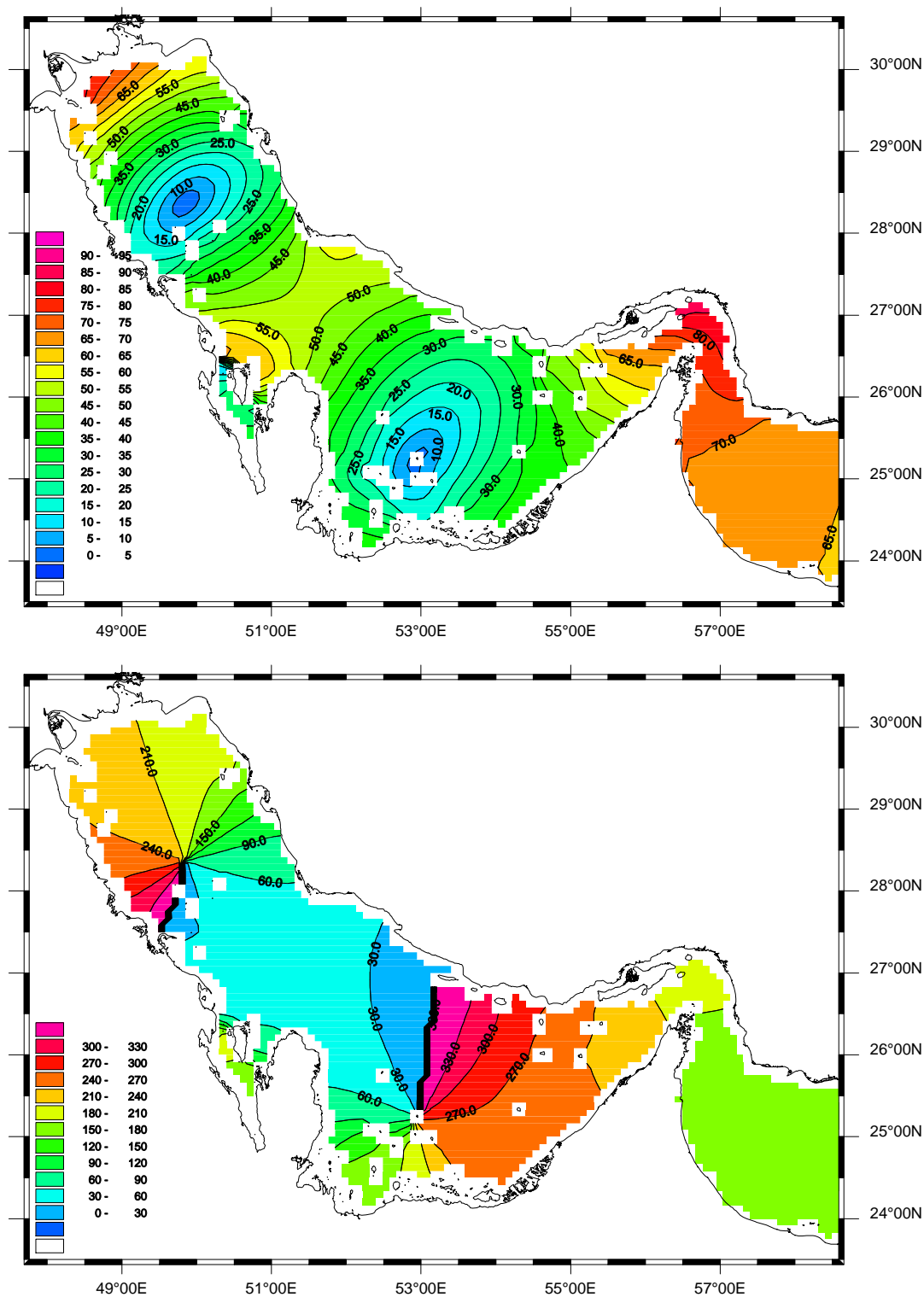


FIGURE 3.3 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde M2 dans le Golfe Arabe.

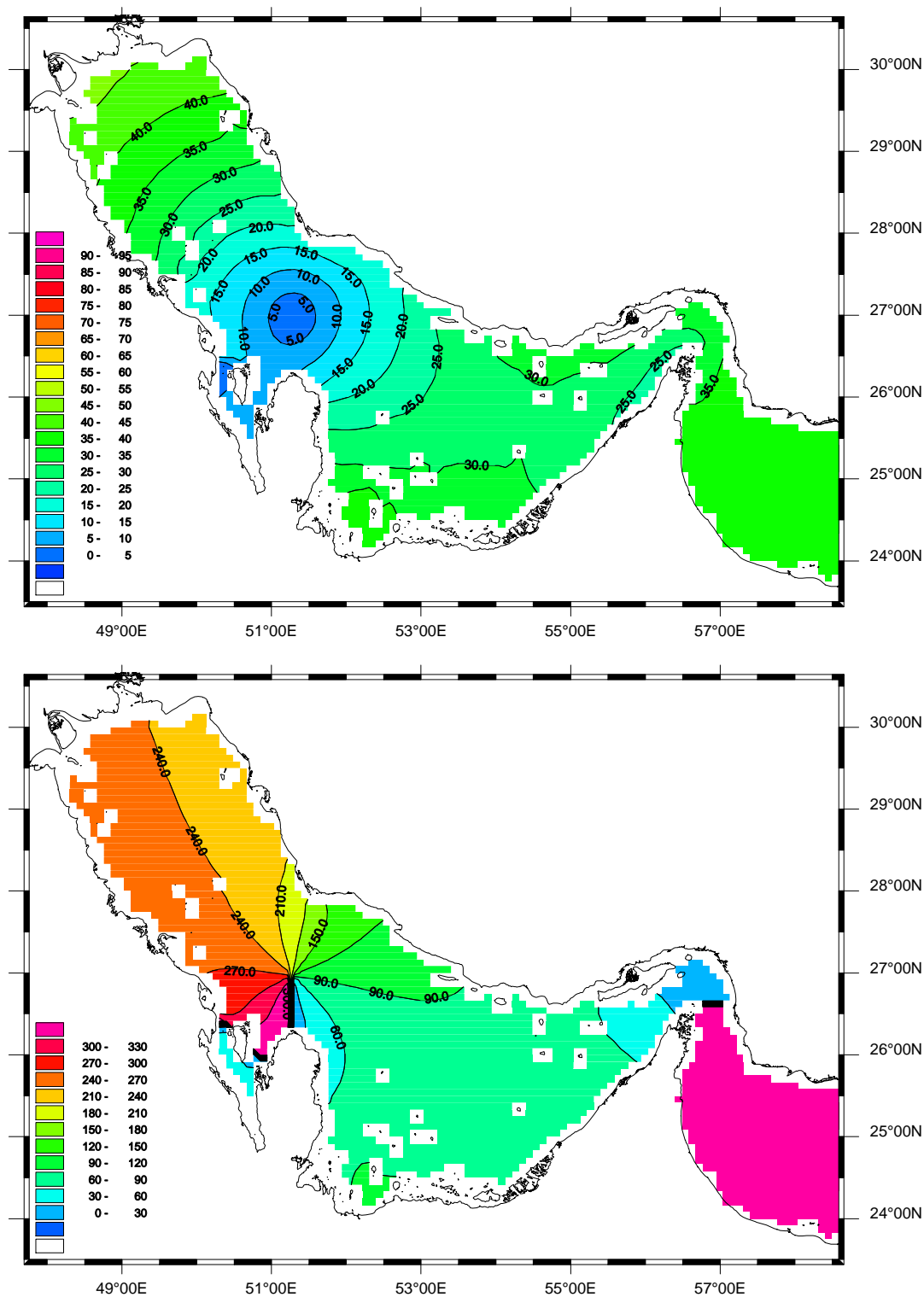


FIGURE 3.4 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde K1 dans le Golfe Arabe.

La carte d'iso-amplitude de M2 montre que les valeurs obtenues au centre du golfe entre le Qatar et les côtes iraniennes sont bien en accord avec les mesures alors que les études précédentes ([Evans roberts1979] et [Lardner et al., 1982]) avaient tendance à sous estimer les amplitudes à cet endroit. Ce résultat est à mettre à l'actif de l'utilisation simultanée des sept constituants. En effet, cela nous permet de reproduire les interactions non linéaires entre les différentes ondes, notamment entre M2 et K1.

La figure 3.5 présente l'amplitude et la phase de M2 obtenues par Pontius à l'aide du modèle CU/NAVOCEANO (18 km de maille) lorsque les données de marégraphes sont assimilées.

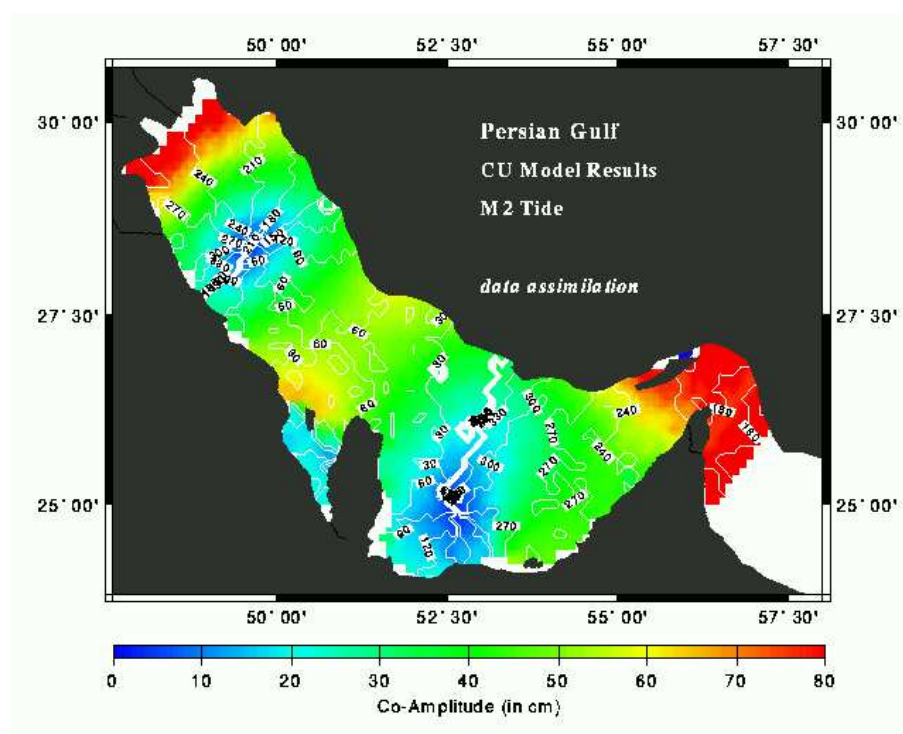


FIGURE 3.5 – Amplitude et phase de M2 obtenu à l'aide du modèle CU/NAVOCEANO (18 km de maille) par [Kantha et al., 1994]

Les courbes iso-amplitude et iso-phase des cinq autres constituants pris en compte lors de la modélisation sont présentées en annexe (voir annexe B).

Il est possible de réaliser une analyse harmonique des courants calculés par le modèle. Mais faute de mesures disponibles pour effectuer les comparaisons nécessaires, nous nous sommes pour l'instant limités à l'étude des courants maximums ainsi qu'à une estimation des courants résiduels eulériens.

La prise en compte du potentiel générateur de la marée a été testée. Des différences très faibles sont observées (moins de un centimètre sur les amplitudes et moins de un degré sur les phases de tous les constituants en moyenne pour tous les marégraphes de comparaison) qui justifient la non prise en compte de ce forçage.

3.4.2 Marée complexe

La nature de la marée dans le Golfe Arabique est très variée. Suivant la zone considérée, on peut rencontrer des marées de type purement diurne, purement semi-diurne ou de type plus complexe : mixte ou semi-diurne à inégalité diurne.

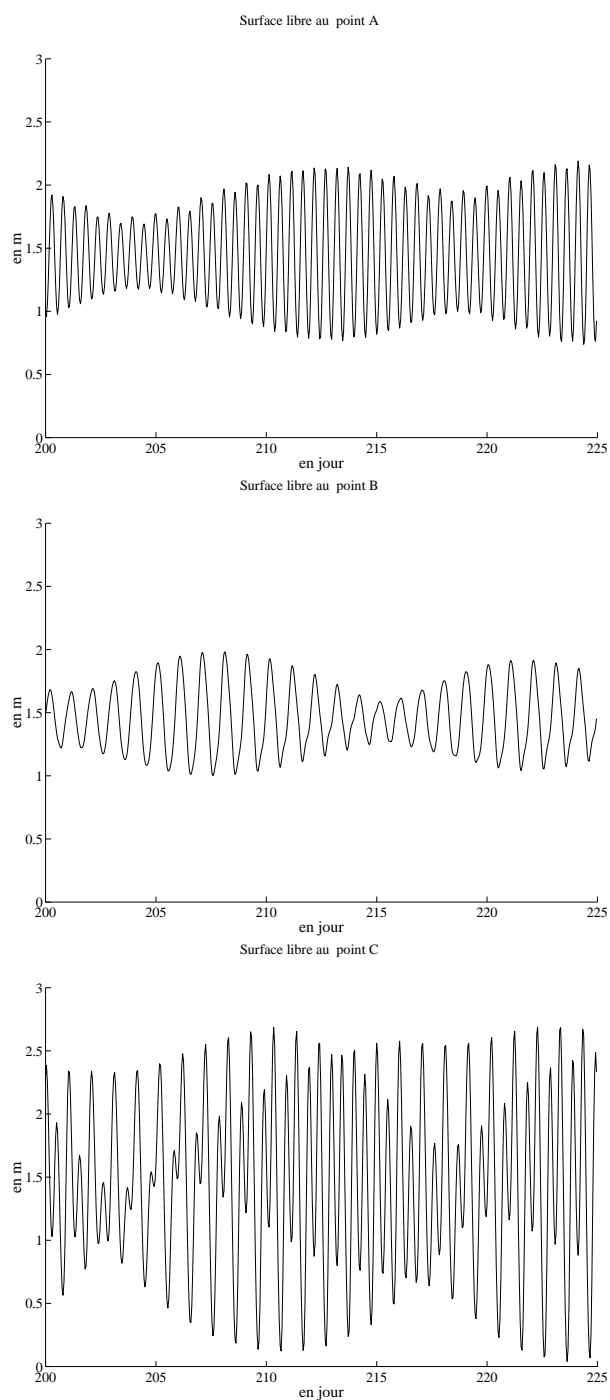


FIGURE 3.6 – Evolution de la surface libre pour trois zones typiques du Golfe Arabique : le point A se trouve au niveau de l'amphidrome diurne , le point B se situe au niveau de l'amphidrome semi-diurne le plus à l'ouest et le point C se trouve au fond nord-ouest du golfe à proximité du fleuve Shatt Al Arab.

La figure 3.6 montre l'élévation de la surface libre en trois endroits différents du Golfe Persique. Ces points sont représentés par les lettres A, B et C sur la carte de la figure 3.1.

Le premier point (A) se situe au niveau de l'amphidrome diurne. La composante diurne de l'élévation de la surface libre étant nulle au point de l'amphidrome, c'est la composante semi-diurne de l'onde de marée qui domine le signal de marée et en ce point une amplitude de marée de type purement semi-diurne est observée.

De la même manière, le point (B) se situe au niveau de l'amphidrome semi-diurne, et c'est donc la composante diurne de la marée qui domine le signal de l'amplitude de la marée : on observe alors en ce point une amplitude de marée de type purement diurne.

Le dernier point (C), situé dans le fond nord-ouest du Golfe Persique près du fleuve Shatt Al Arab, ne se trouve pas à proximité d'un point amphidromique quelconque. L'amplitude de la marée est alors soumise à l'influence simultanée des ondes diurnes et semi-diurnes ce qui conduit à une amplitude de marée complexe de type semi-diurne à inégalité diurne comme le montre le troisième graphe de la figure 3.6.

Cette complexité ne permet pas de définir une typologie simple de la marée : la notion de vives-eaux et mortes-eaux ne signifie pas grand chose dans notre cas et nous ne sommes pas parvenus à déterminer un critère qui permettrait de mettre en évidence des situations typiques valable pour l'ensemble du golfe.

On peut toutefois proposer la classification du type de marée qui a été présentée par [Defant1960] suite aux travaux de [Stok1897] et de [Courtier1938]. Cette classification est construite à partir du rapport F suivant :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (3.1)$$

où K_1, O_1, M_2 et S_2 représentent les amplitudes des constituants respectifs. La classification proposée pour définir le type de la marée est la suivante :

	$F < 0.25$	marée semi-diurne
$0.25 \leq$	$F < 1.5$	marée semi-diurne, à inégalité diurne
$1.5 \leq$	$F < 3.0$	marée mixte
$3.0 \leq$	F	marée diurne

Les résultats obtenus après analyse harmonique de la solution numérique et calcul du rapport F sont présentés sur la figure 3.7. Les trois types distincts des points A,B et C décrits précédemment sont bien caractérisés par ce critère. Le modèle reproduit correctement les trois types de marée (semi-diurne, mixte et diurne) observés par [John1992] à partir de l'analyse de mesures autour des amphidromes semi-diurne et diurne localisés dans la partie nord-ouest du Golfe Persique.

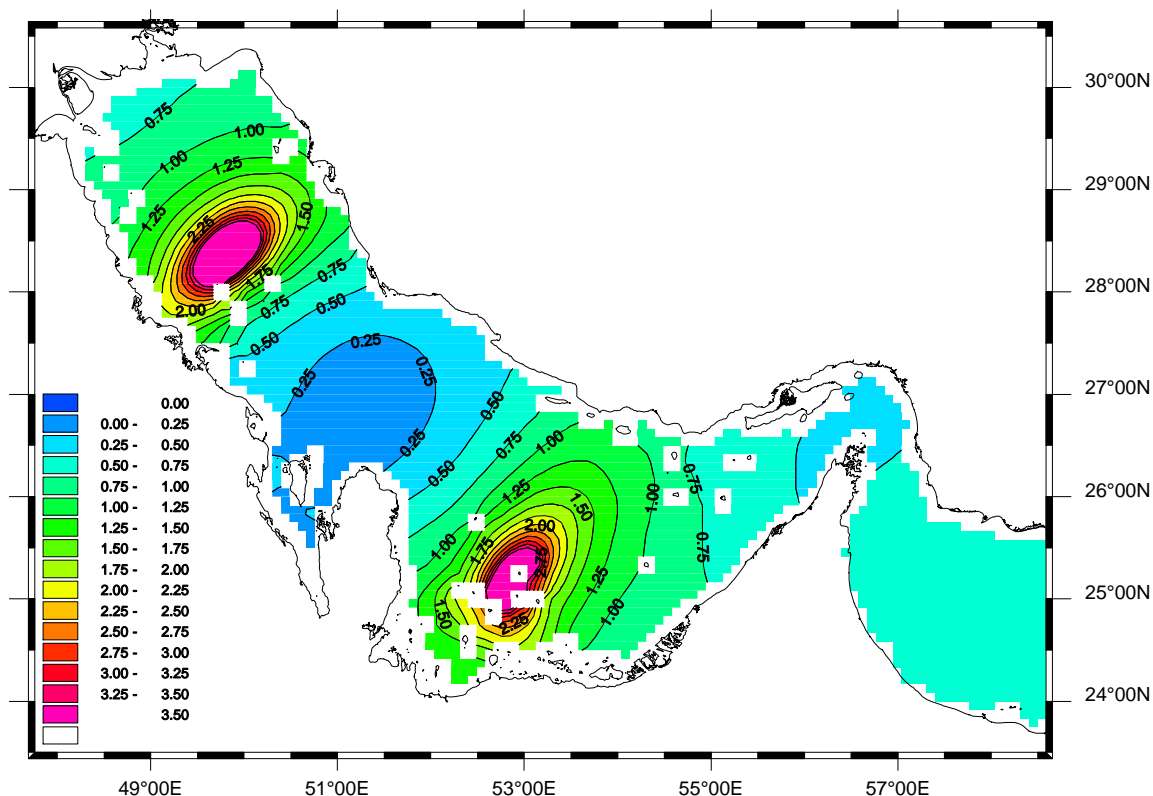


FIGURE 3.7 – Type de marée : carte de répartition du rapport F.

3.4.3 Courant maximum et courant résiduel

Une carte des maxima de courant dans le Golfe Arabe est réalisée à partir des résultats du modèle en prenant la valeur maximum atteinte en tout point de la grille pour une simulation d'une durée d'un an. Les résultats sont présentés sur la figure 3.8. Les courants de marée peuvent être assez importants localement dans le golfe.

Par exemple, des courants dont l'intensité est supérieure à 2 noeuds sont obtenus dans le détroit d'Hormuz. On observe également des courants relativement importants aux alentours des îles.

Une étude sur le courant de marée résiduel eulérien est réalisée car la taille de la maille ne permet pas de calculer les résiduels lagrangiens. En effet, l'approche lagrangienne nécessite une taille de maille plus petite que l'excursion de marée, ce qui n'est pas envisageable avec une maille de 9 km. Compte tenu de la difficulté rencontrée pour définir des situations typiques, on a choisi un instant où nous sommes susceptibles de rencontrer à la fois un maximum d'amplitude pour les ondes diurnes et les ondes semi-diurnes. On se place par exemple à la situation obtenue au bout de 165 jours de simulation. Un filtrage à 20 jours est effectué autour de cette date (pour filtrer le signal de marée instantanée). Les résultats du filtrage ne mettent pas en évidence une circulation résiduelle eulérienne importante à l'échelle du golfe. Les courants sont en général inférieur à 2 cm/s. Une structure anti-cyclonique est visible au nord du Qatar avec une intensification le long de la côte iranienne.

3.4. Résultats de la modélisation bidimensionnelle

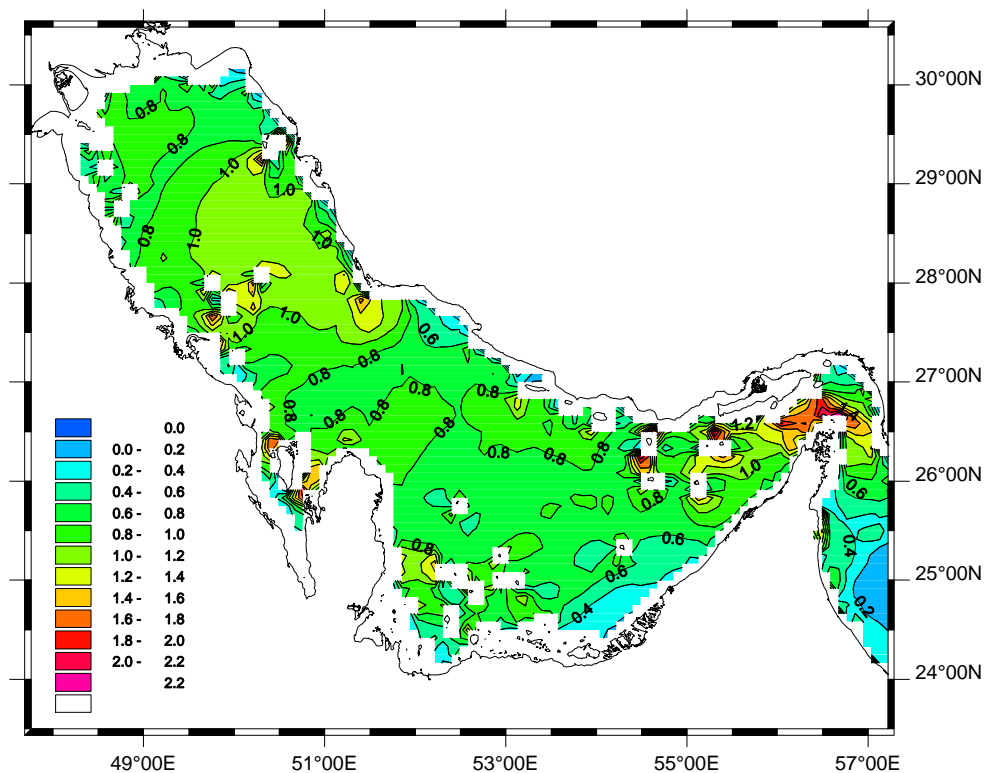


FIGURE 3.8 – Maxima de courant dans le Golfe Arabique. En noeud.

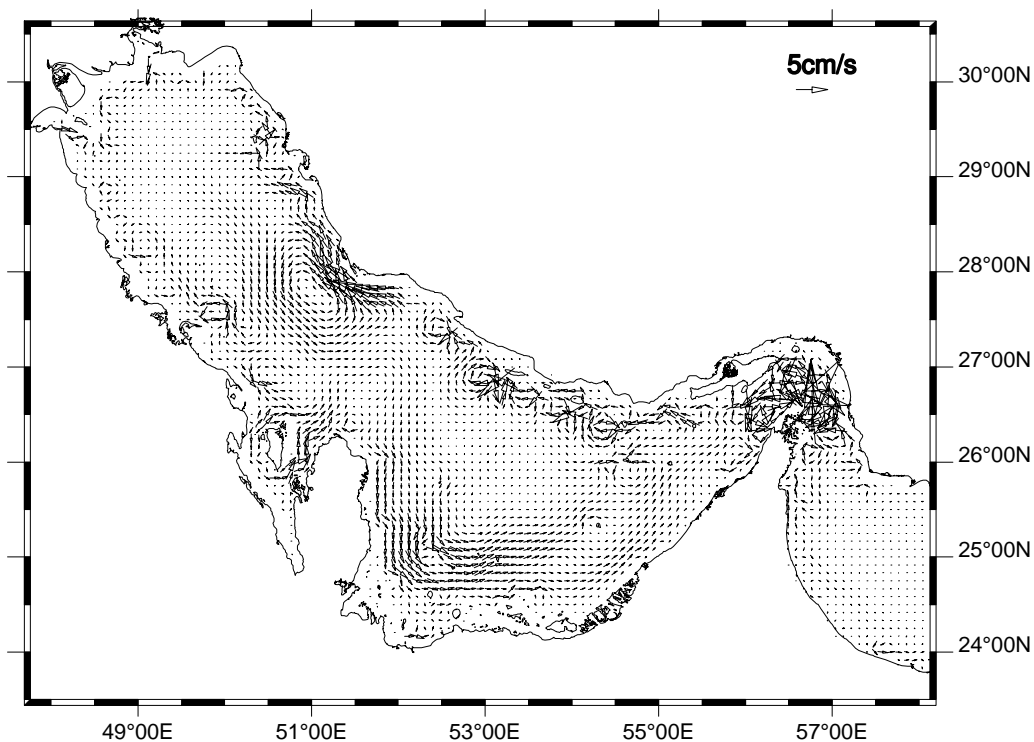


FIGURE 3.9 – Courant résiduel dans le Golfe Arabique.

On observe également des recirculations plus importantes (quelques centimètres) le long des côtes, autour des îles et dans le détroit d'Hormuz comme le montre la figure 3.9. Ces amplifications sont très localisées et directement induites par la complexité de la bathymétrie. Ces résultats confortent ceux obtenus par [Blain1998] avec le modèle aux éléments finis du Golfe Persique.

Le courant de marée instantané peut être localement important, mais on n'observe pas de courant résiduel de marée important à l'échelle du Golfe Persique.

3.4.4 Sensibilité à la bathymétrie

Le choix de la bathymétrie utilisée s'est avéré beaucoup plus crucial que celui des conditions à la limite par exemple. En effet, ce choix a fortement influé sur la qualité des résultats obtenus. En premier lieu, nous avons utilisé plusieurs numérisations de cartes de navigation pour la couverture des deux golfes, complétées par les données issues de la grille $5' \times 5'$ Etopo5 pour la mer d'Arabie. Les résultats des premières simulations numériques indiquaient alors un mauvais placement des points amphidromiques. Pour l'onde M2, le point amphidromique sud se retrouvait à terre sur la côte des Emirats Arabes Unis. Nous nous sommes rendus compte que les données bathymétriques issues des cartes marines présentaient une sous-estimation trop importante de l'immersion des sondes (du fait de la nature même du document source).

Un cas schématique de bassin quasi fermé de forme rectangulaire à fond plat est réalisé à l'aide du modèle pour simplifier le problème et procéder à une étude de sensibilité. Une ouverture sur la partie Nord-est du bassin simule le détroit d'Hormuz où l'évolution de la surface libre est prescrite. Différentes simulations sont réalisées en faisant varier les paramètres tels la profondeur du bassin, la largeur du bassin ou la taille de la maille.

La figure 3.10 présente les résultats du modèle pour une boîte de longueur $L = 800$ km, de largeur $L = 300$ km et une maille de 10 km. L'amplitude et la phase d'une onde de type M2 sont tracées pour deux situations où la profondeur du bassin est différente. Le résultat de gauche est obtenu avec la profondeur constante $h = 30$ m et celui de droite avec la profondeur constante $h = 40$ m.

[Defant1960], en s'appuyant sur les travaux de [Taylor1921] sur la réflexion des ondes de Kelvin dans un bassin rectangle semi-fermé, montra que les caractéristiques géométriques d'un bassin comme le Golfe Persique lui confère une période naturelle d'environ 22-23 heures, qui en réponse à un forçage semi-diurne ou diurne, permet au bassin d'engendrer des oscillations de résonance. Dans le cas où le forçage est une onde semi-diurne, cela conduit à l'établissement de deux points amphidromiques comme on l'observe pour les deux cas schématiques.

L'effet de l'augmentation de la profondeur du bassin sur la position des amphidromes pour l'onde semi-diurne est observé nettement. L'amphidrome situé à l'est du bassin se trouve quasiment à terre dans le premier cas ($h = 30$ m) alors que sa position est bien meilleure pour le deuxième cas ($h = 40$ m). Cette étude schématique a permis de confir-

mer rapidement que la mauvaise position du point amphidromique situé le plus à l'est pour l'onde M2 est directement due à une mauvaise connaissance des fonds dans le Golfe Persique. Ce résultat nous a convaincu d'essayer une nouvelle bathymétrie composée d'une grille $5' \times 5'$ couvrant le Golfe Arabe proposée par [Proctor et al., 1994] complétée par une extraction de la grille $5' \times 5'$ Etopo5 sur le reste du domaine. La qualité des résultats obtenus s'est avérée satisfaisante et nous avons finalement conservé cette bathymétrie pour toutes les simulations numériques.

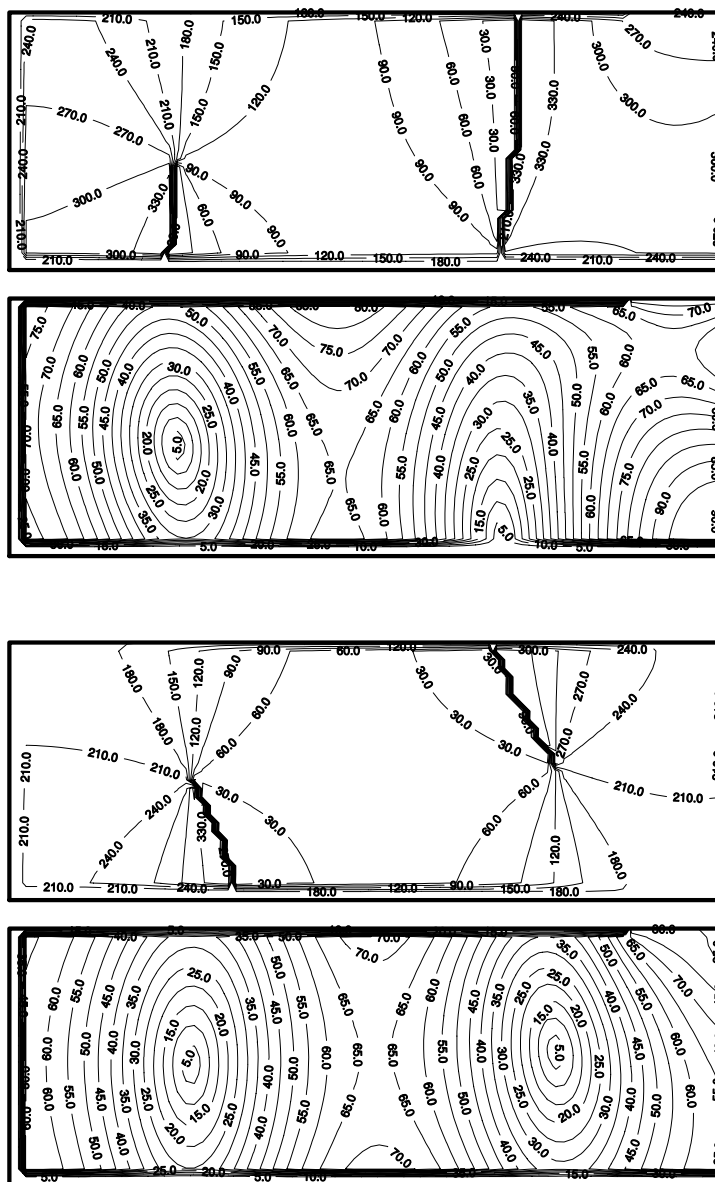


FIGURE 3.10 – Amplitude et phase pour deux profondeurs différentes du bassin : $h=30\text{m}$ (haut) et $h=40\text{ m}$ (bas) pour une onde de type semi-diurne

3.4.5 Validations complémentaires

Durant la fin de l'été 1999, l'EPSHOM a réalisé une campagne exploratoire nommée GOGP99 dans le Golfe d'Oman et le Golfe Persique au cours de laquelle différents types de mesure ont été réalisés par deux navires océanographiques.

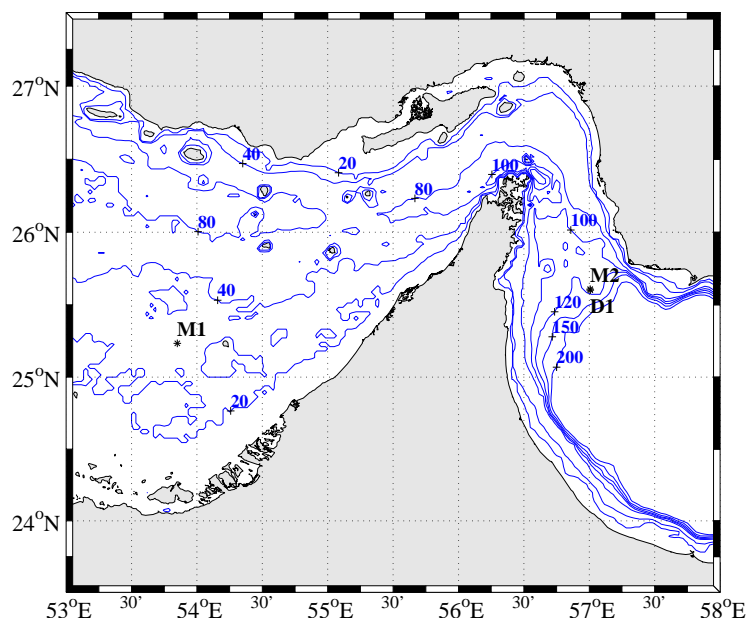


FIGURE 3.11 – Position des mouillages M1, M2 et D1 effectués au cours de la campagne GOGP99 aux mois d'octobre et novembre 1999.

Nous disposons notamment des mesures d'un courantomètre Doppler qui a été mouillé par 120m de fond à la sortie du détroit d'Hormuz dans le Golfe d'Oman. La position de ce mouillage D1 est localisée sur la carte de la figure 3.11. Les courbes de niveau tracées sur le graphe proviennent de la bathymétrie Etopo2. Le courantomètre Doppler était équipé d'un capteur de pression interne qui a fournit une série temporelle d'une durée de un mois entre le 08/10/1999 et le 07/11/1999. Cette mesure de pression est comparée à la variation de la surface libre prédite par le modèle au même point, après avoir retranché la valeur moyenne à chaque série. La superposition des deux courbes est représentée sur la figure 3.12 et on peut observer une bonne similitude entre mesure et modèle : pas de déphasage apparent et peu d'erreur sur l'amplitude (de l'ordre de quelques centimètres seulement).

De plus, deux marégraphes ont été mouillés à l'entrée et à la sortie du détroit d'Hormuz pendant une durée de un mois environ au cours de la campagne. Les positions des mouillages M1 et M2 sont localisées sur la carte de la figure 3.11. A l'issue de la campagne, l'analyse harmonique de la mesure des deux marégraphes a été effectuée et l'amplitude et la phase des constituants principaux de l'onde de marée ont été déterminés en chaque point. Ces résultats sont comparés à ceux fournis aux mêmes points par l'analyse des résultats du modèle numérique. Il est intéressant de remarquer que ces deux nouvelles mesures sont situées en plein domaine maritime contrairement aux observations situées à la côte utilisées dans la partie 3.4.1 pour valider le modèle de marée. Les comparaisons modèle/mesure sont présentées dans le tableau 3.4. Les résultats sont bons, avec une

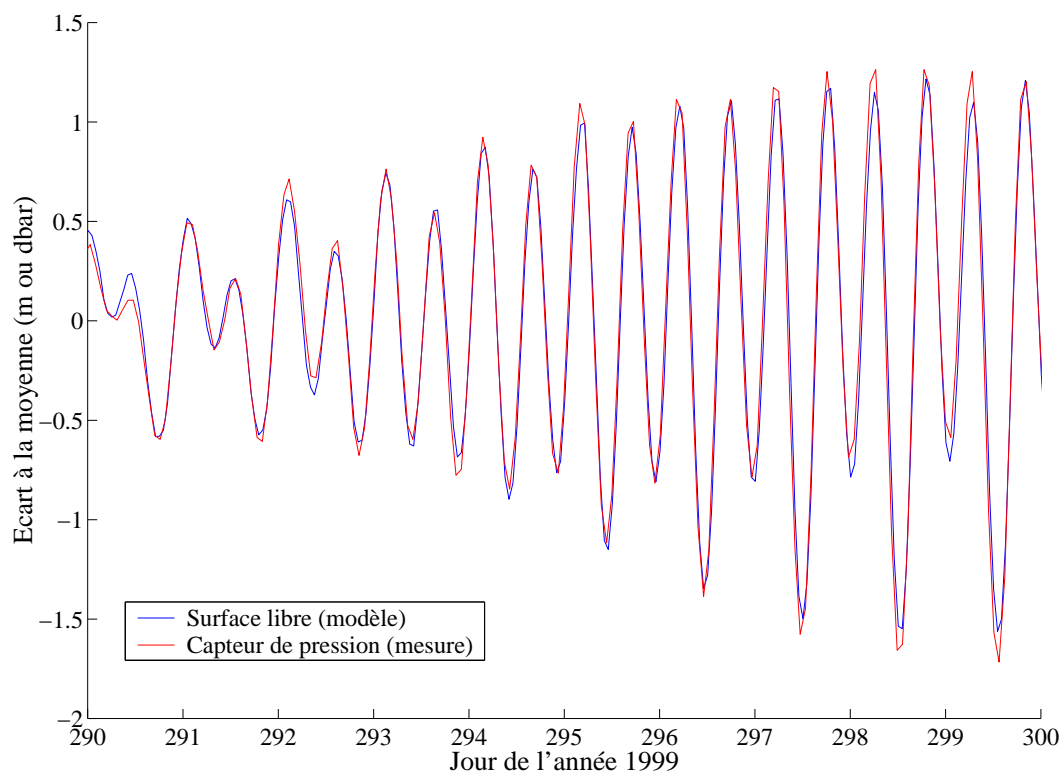


FIGURE 3.12 – Anomalie de pression mesurée (en rouge, unité le dbar) et surface libre calculée par le modèle (en bleu, unité le m) pour une dizaine de jour pendant le mouillage.

différence de quelques centimètres pour toute les ondes entre l'amplitude observée et l'amplitude modélisée pour les deux mouillages, et une différence de moins de 10 degrés pour la phase. Seul le résultat pour la phase de l'onde P1 au mouillage M2 présente une différence importante (supérieure à 30 degré) entre la mesure et le modèle. Les différences sont probablement dues au fait que la grille du modèle 2D (9 km environ) et les données disponibles ne permettent pas de représenter les effets locaux de la bathymétrie sur la valeur de l'amplitude ou de la phase des constituants de l'onde de marée. En effet, les immersions des mouillages M1 et M2 sont respectivement 25 m et 113 m alors que les profondeurs des points équivalents dans le modèle sont respectivement 32 m et 203 m.

Nom	Position(E/N)	M2		S2		K1		O1	
		mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.
		H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g
M1	53° 51.1/2514.1	25/267	31/262	11/316	13/296	29/81	34/90	13/39	20/43
M2	5700.4/2536.5	72/165	70/161	26/196	29/190	37/343	47/335	19/346	21/347
		N2		K2		P1		Type F	
		mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.	mod.	obs.
		H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	H/g	Fc.	Fo.
M1		5/252	6/243	3/307	4/300	9/79	11/86	1.18	1.20
M2		17/153	17/145	7/195	8/192	12/343	15/308	0.57	0.68

TABLE 3.4 – Comparaison entre les constantes harmoniques issues du modèle et des mesures réalisées lors de la campagne GOGP99 pour les sept ondes. H est l'amplitude en cm, g le déphasage en degré par rapport à Greenwich.

3.5 Conclusions

Le travail réalisé dans cette partie nous permet de disposer à présent en tout point du modèle de l'amplitude de la marée ainsi que des courants associés. Nous sommes désormais capable de proposer des cartes d'amplitude ou de courant de marée à n'importe quelle date en tout point d'un domaine couvrant les des deux golfes et le nord de la Mer d'Arabie. Ces résultats nous permettent de fournir les conditions aux limites ouvertes des modèles à trois dimensions qui vont être utilisés par la suite.

L'importance de la bathymétrie a été mis en évidence pendant la construction du modèle. Une meilleure prise en compte de la bathymétrie conduira nécessairement à une amélioration de la solution calculée par le modèle.

Nous avons vu que la circulation résiduelle de la marée est faible. Elle n'aura donc pas une importance conséquente dans la circulation générale. Par contre, du fait des courants assez forts, la marée pourra localement avoir une action non négligeable sur le mélange.

Désormais, dans toutes les simulations à suivre, on tiendra compte de la marée au niveau des conditions aux limites mais les résultats présentés seront filtrés de cette marée (à l'aide d'un filtre de Demerliac par exemple) afin de mettre en exergue les autres processus à plus basse fréquence.

Chapitre 4

Modélisation tridimensionnelle

4.1 Introduction

Le propos de cette partie est de reproduire la circulation générale dans le Golfe Persique, aux alentours du détroit d'Hormuz et dans la partie ouest du Golfe d'Oman à l'aide d'un modèle numérique tridimensionnel. Le but de cette modélisation étant de décrire la variabilité (haute fréquence, saisonnière et interannuelle) de la circulation dans le Golfe Persique ainsi que les échanges de masse d'eau au niveau du détroit d'Hormuz.

Pour cela, un modèle à trois dimensions basé sur les équations complètes de Navier-Stokes, en coordonnées sphériques, avec les hypothèses classiques de Boussinesq et de l'hydrostaticité est utilisé. Une description complète des équations et du principe de fonctionnement du modèle MARS3D est présentée en annexe A.

La zone couverte par ce nouveau modèle englobe le Golfe Persique et le Golfe d'Oman jusqu'à 60° de longitude est (voir figure 4.1). La résolution de la grille horizontale est de 0.09×0.08 degré soit environ 9×9 km. On utilise les coordonnées réduites sur la verticale avec 30 niveaux sigma.

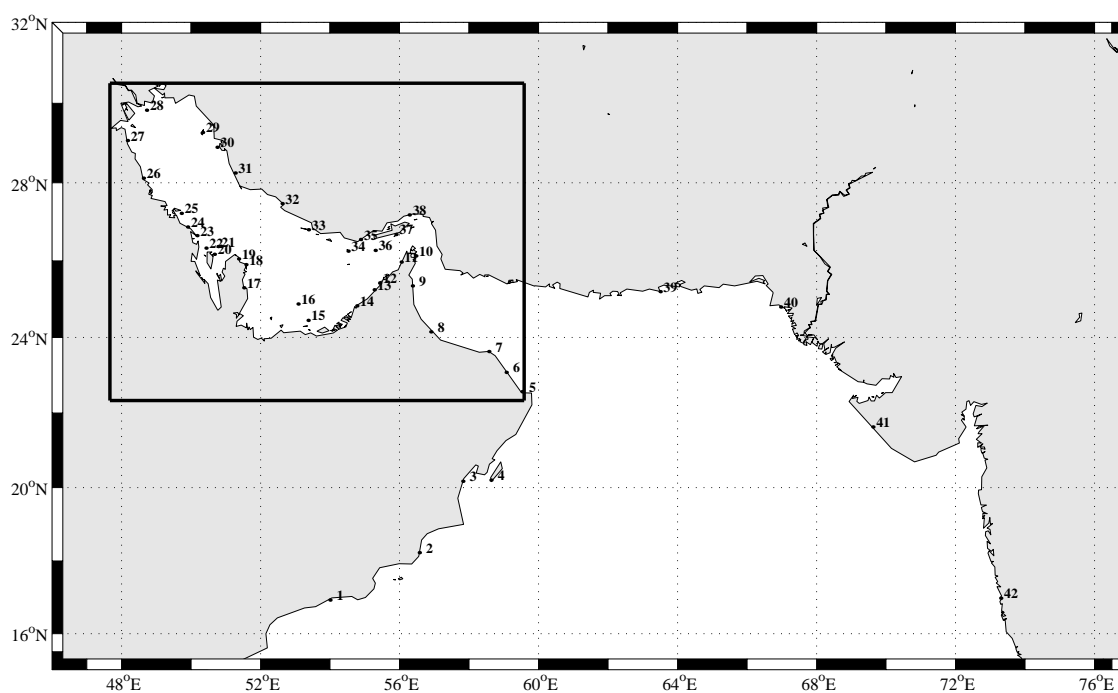


FIGURE 4.1 – Le cadre en trait plein décrit les limites du nouveau modèle 3D.

La circulation générale dans cette zone est complexe car elle est gouvernée simultanément par de nombreux forçages que sont : la marée, le vent, la pression atmosphérique, les flux d'eau (rivières, précipitation et évaporation) et les flux de chaleur.

Avant de passer à la modélisation réaliste, il est nécessaire de mettre en évidence les principaux aspects de la circulation induit par les différents forçages. On complétera notamment l'étude de la marée barotrope présentée dans le chapitre 3 par une analyse de la marée barocline puis on étudiera la circulation induite par le vent et le comportement

du panache des fleuves (Shatt al Arab) ainsi que l'interaction de ces trois forçages dans des situations schématiques.

La partie suivante est consacrée à la modélisation réaliste proprement dite. La position géographique et la morphologie du Golfe Persique lui confèrent une dynamique de bassin d'évaporation. Une bonne prise en compte des flux de chaleur et des flux d'eau est donc nécessaire pour pouvoir reproduire les caractéristiques de la circulation générale. La variabilité de la circulation est décrite pour des échelles de temps saisonnière, interannuelle et haute fréquence qui nécessitent une prise en compte des forçages à une fréquence élevée. Les forçages dominants dans la circulation sont mis en évidence en précisant leurs interactions. Les caractéristiques physiques, spatiales et temporelles de la veine d'eau persique PGW ainsi que de l'eau omanaise IOSW sont également détaillées dans la région du détroit d'Ormuz.

Une étude de sensibilité complète l'étude de la circulation générale en se focalisant sur certains aspects de la paramétrisations des forçages thermohalins ainsi que sur la paramétrisation de la turbulence dans le modèle numérique.

Finalement une version haute résolution du modèle est réalisée afin d'évaluer la sensibilité du modèle à la taille de la maille horizontale. Les résultats obtenus sont comparés à ceux de la version basse résolution ainsi qu'à certains résultats de la campagne GOGP99.

4.2 Etudes de processus

4.2.1 La marée

L'étude sur la marée barotrope a été traitée dans le chapitre précédent. Nous avons vu que la circulation résiduelle de la marée est faible. Elle n'aura donc pas une importance conséquente dans la circulation générale. Par contre, du fait des courants assez forts, la marée pourra localement avoir une action non négligeable sur le mélange. Son action contribuant à la dynamique de la zone, il est donc nécessaire de tenir compte de sa présence pour la simulation réaliste.

On a réalisé un modèle 3D de même maillage horizontal que le modèle 2D précédent. Le modèle 3D est cependant limité à l'est à 60° E. Le forçage de la marée barotrope pour le modèle 3D est fournie par la solution du modèle 2D. Compte tenu du caractère barotrope de la marée, les résultats pour l'évolution de la surface libre dans le cas où la marée est le seul forçage pris en compte sont identiques à ceux du modèle 2D.

Les effets tridimensionnels de la marée peuvent être assez complexes. Malheureusement, nous ne disposons pas de mesure de courant suffisante pour pouvoir valider les champs de courants calculés par le modèle 3D sur l'ensemble du Golfe Persique. Cependant, les mesures du courantomètre Doppler D1 (voir partie 3.4.5 p. 99 et article 1, partie 2.2 p. 22) qui a été mouillé pendant un mois à la sortie du détroit d'Hormuz lors de la campagne GOGP99 va nous permettre d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les courants de marée. Après traitement des données acquises lors du mouillage [Vrignaud2000b], une trentaine de séries temporelles de mesure du courant (immersions comprises entre 35 et 115 m) a été comparée aux résultats du modèle dans une configuration schématique : le seul forçage pris en compte est la marée (7 constituants) dans un milieu non stratifié. Les comparaisons pour trois immersions différentes entre les résultats du modèle et les mesures du courantomètre sont présentées sur la figure 4.2. Les courants instantanés mesurés par le courantomètre et montrés sur la figure 4.2 ne contiennent évidemment pas uniquement le signal de marée mais on peut considérer en première approximation que la part due à la marée est prépondérante.

Une rotation d'environ 30° degrés est effectuée sur les composantes du courant afin de présenter les courants parallèle (positif vers le nord-est) et perpendiculaire (positif vers le nord-ouest) au talus continental. Les courants calculés par le modèle sont en phase avec ceux mesurés par le courantomètre Doppler. les changements de phase observés sur les séries temporelles des composantes de vitesses mesurées par le Doppler sont bien reproduits par le modèle. On passe par exemple, de courant de marée de type semi-diurne autour du jour julien 283 à des courants de marée de type diurne autour du jour julien 291.

L'analyse des données du courantomètre montre une dissymétrie entre les deux composantes horizontales du courant : la composante perpendiculaire aux isobathes est plus forte et varie dans la gamme $[-0.55, +0.45] m.s^{-1}$ ($[-0.35, +0.35] m.s^{-1}$ pour la composante parallèle). Des valeurs similaires ont été obtenu par [Matsuyama et al., 1994] pour un mouillage Doppler situé à l'ouest du détroit d'Hormuz. La dissymétrie observée a également été montré par [Small et al., 2002] à partir des résultats d'un modèle pour un point situé sur la pente continentale à quelques dizaines de kilomètres du mouillage D1. Cette différence s'accroît pour les mesures plus profondes. La différence d'intensité entre les deux composantes de la vitesse est bien reproduite par le modèle : la composante

perpendiculaire est deux fois plus intense que la composante parallèle. On peut noter que cette situation est propice à la génération des ondes internes.

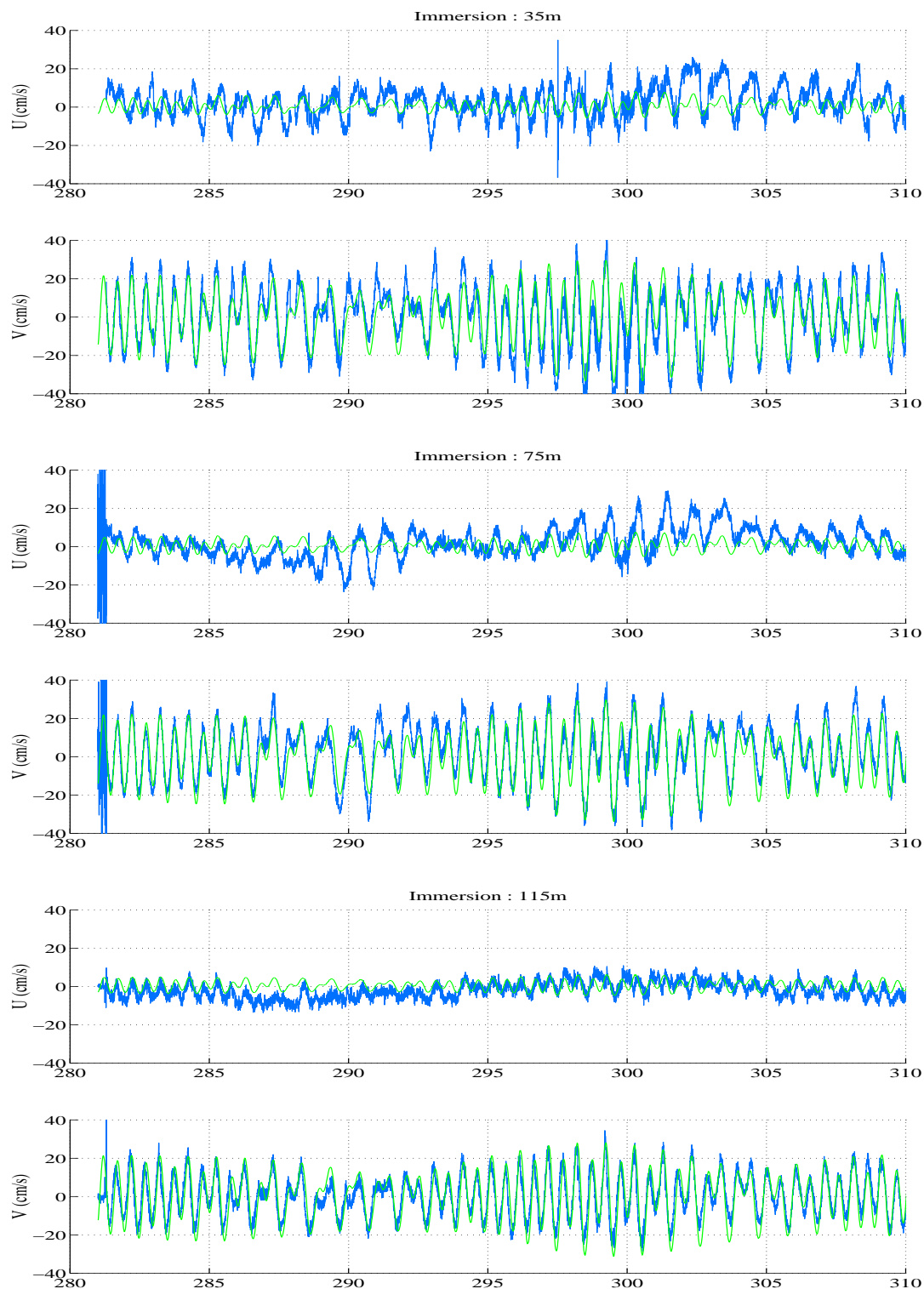


FIGURE 4.2 – Composante du courant U (vitesse parallèle au talus, positive vers le nord-est) et V (vitesse perpendiculaire au talus, positive vers le nord-ouest) pour trois immersion, 35, 75 et 115 m du 09 octobre 1999 au 08 novembre 1999. En bleu, les vitesses mesurées par le Doppler et en vert, les vitesses calculées par le modèle.

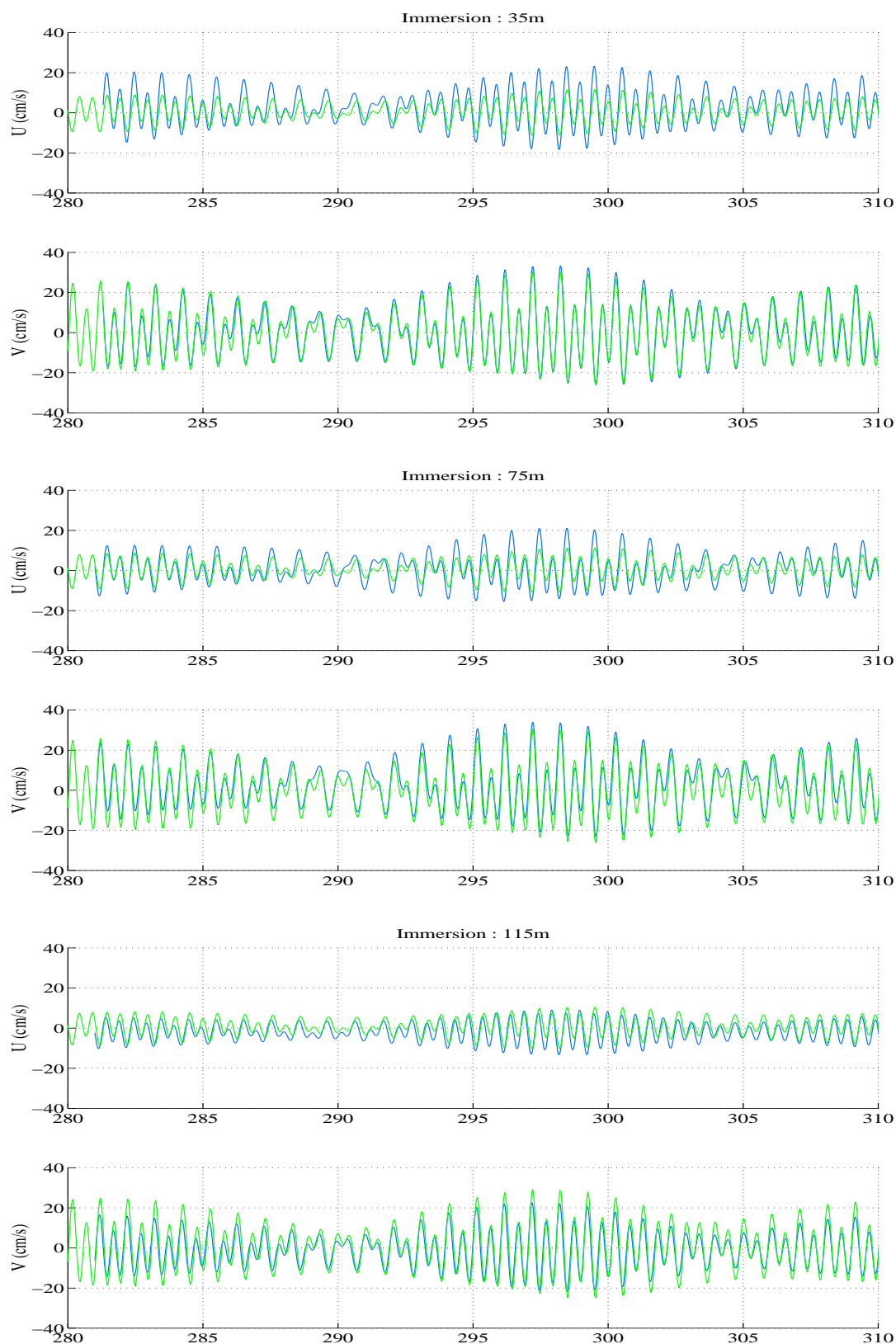


FIGURE 4.3 – Reconstitution du courant U et V à partir des 7 principaux constituants analysés (M2, S2, N2, K2, O1, P1, et K1) pour trois immersions (35, 75 et 115m) du 09 octobre 1999 au 08 novembre 1999, à partir des mesures Doppler (En bleu) et des résultats du modèle (en vert).

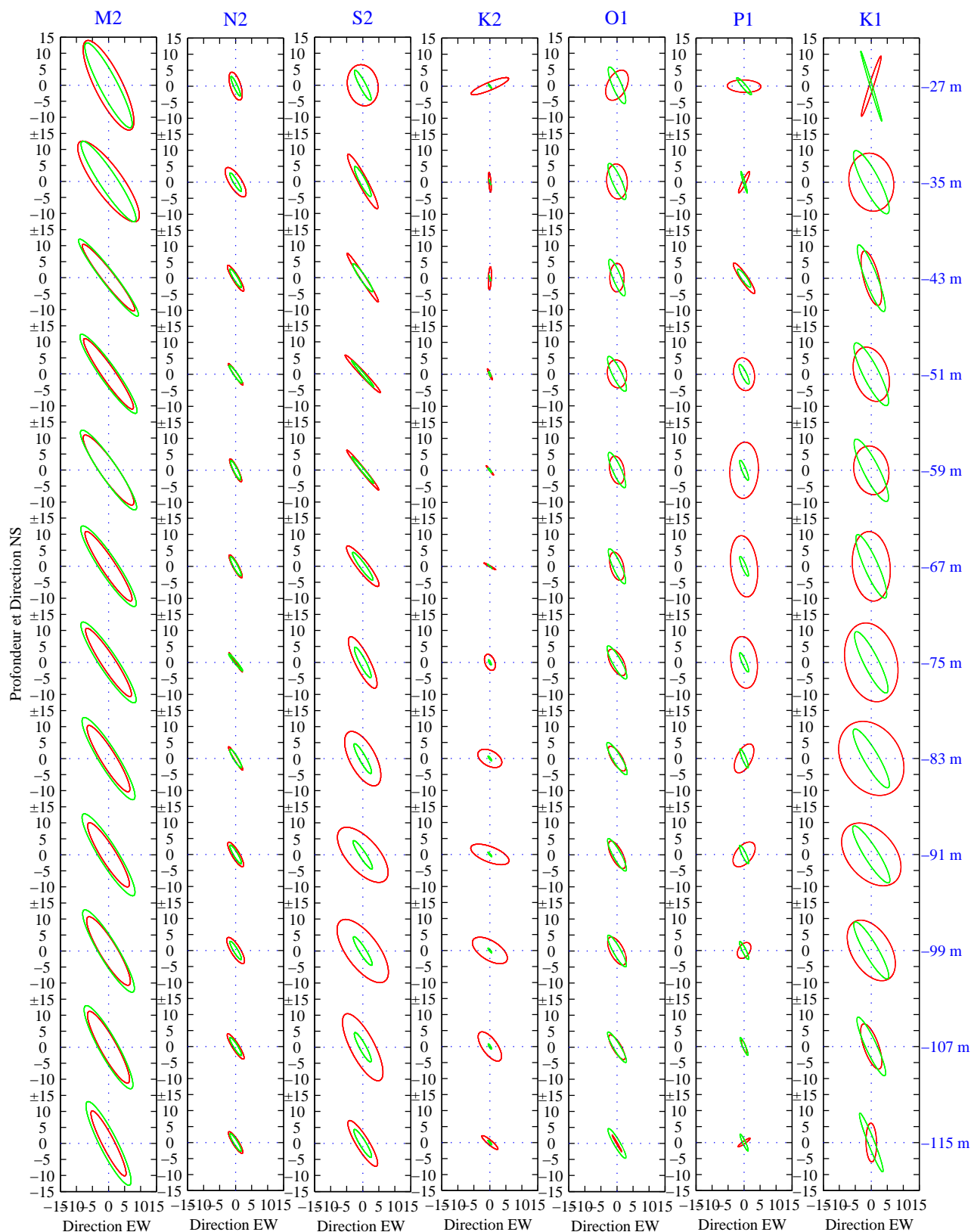


FIGURE 4.4 – Doppler D1 et modèle : ellipses de courant obtenues après analyse harmonique des séries de courant parallèle U et perpendiculaire V (mesures en rouge et modèle en vert) pour chaque immersion. Chaque colonne de la figure présente la variabilité verticale des ellipses pour chaque composante de l'onde de marée. Les amplitudes sont données en cm/s.

Afin de comparer uniquement le signal de marée, on procède à une analyse harmonique des composantes horizontales du courant pour les séries mesurées par le Doppler et celles calculées par le modèle. Le signal de marée est ensuite recomposé à partir des sept ondes principales M2, S2, K2, N2, O1, P1 et K1. La figure 4.3 présente les composantes horizontales du courant de marée, recomposées après analyse, pour les séries issues de la mesure Doppler et celles de la modélisation 3D aux trois immersions précédentes (35, 75 et 115 m).

La variabilité haute fréquence du forçage atmosphérique et les courants de densité ont été filtrés par l'analyse harmonique. La comparaison des courants recomposés après analyse harmonique (figure 4.3) montre un bon accord entre modèle et mesure pour la composante V (perpendiculaire au talus) : la phase et l'amplitude calculées par le modèle sont correctes quelque soit l'immersion considérée (déphasage inférieur à 30 minutes et différence d'amplitude de 5 cm.s^{-1} au maximum). Pour la composante U (parallèle au talus), le résultat partiellement décrit lors de la comparaison des courants instantanés reste valable : le courant calculé par le modèle est relativement en phase avec la mesure mais son amplitude est sous-évaluée dès que l'on se place à une immersion éloignée du fond. Le modèle calcule une amplitude presque deux fois plus faible pour la composante U à 35 m d'immersion tandis que le résultat est bon pour la composante V. La différence entre modèle et mesure est donc plus importante à mesure que l'on s'éloigne du fond. Le courant calculé par le modèle est quasiment barotrope, tandis que les mesures montrent un intensification du courant vers la surface. Les résultats du modèle montrent comme les données que l'influence des constituants semi-diurnes est plus importante lors des marées de vives-eaux tandis que les marées de mortes-eaux sont plus modulées par les composantes diurnes.

La figure 4.4 apporte des précisions sur l'origine des différences observées. Pour chaque onde de marée, la figure 4.4 montre la comparaison à chaque immersion des ellipses de courant obtenues grâce à l'analyse harmonique des vitesses mesurées et modélisées. Pour l'onde M2 qui est la plus importante dans le signal, les résultats obtenus pour le modèle et pour la mesure sont très proches. Pour d'autres ondes comme K1 et surtout S2 et K2, les résultats obtenus pour le modèle et pour la mesure montrent quelques différences. Une variabilité importante de l'amplitude du courant en fonction de l'immersion est visible sur les résultats de l'analyse de la mesure Doppler. Cela se traduit sur la figure 4.4 par une variabilité importante de la forme de l'ellipse en fonction de l'immersion (ellipses en rouge sur la figure). Ce résultat est beaucoup moins visible sur les résultats de l'analyse de la modélisation (ellipses en vert sur la figure) même si une variabilité en fonction de l'immersion existe néanmoins. Ainsi, les différences observées sur les composantes horizontales de vitesse recomposées sont principalement dues à la représentation approximative par la modélisation numérique de la variabilité verticale des courants de marée associés aux ondes K1, S2 et K2.

La même analyse a été effectuée à partir des résultats de plusieurs autres simulations (simulation avec forçage de marée uniquement mais en présence de stratification ; simulation réaliste avec tous les forçages et différents type de fermeture turbulente). Les modifications apportées ont toutes généré de faibles différences sur le résultat (faible déphasage et différence d'amplitude de 2 cm.s^{-1} au maximum). Les différences observées entre modèle et mesure sont en grande partie dues à une mauvaise représentation de la bathymétrie locale (maille de 9 km) et du frottement sur le fond induit qui peut générer sur la verticale des variations d'amplitude et des rotations du courant [Proctor et al., 1996].

Les mesures montrent également la présence de marée interne dans ce secteur du détroit d'Ormuz (voir les résultats présentés dans l'article 1, partie 2.2 p. 22 et les travaux de [Small et al., 2002]) qui va introduire un signal de marée barocline supplémentaire mal reproduit par le modèle hydrodynamique.

La figure 4.5 présente la superposition du courant calculé par le modèle forcé uniquement par la marée (7 ondes) avec la recombinaison de ce courant après analyse harmonique (pour les 7 mêmes ondes) d'un mois de simulation. Ce résultat fournit une estimation de l'effet des non-linéarités du modèle (de 1 à 5 cm/s). L'analyse harmonique sur une série plus longue améliore très légèrement le signal aux instants où la marée est de type diurne.

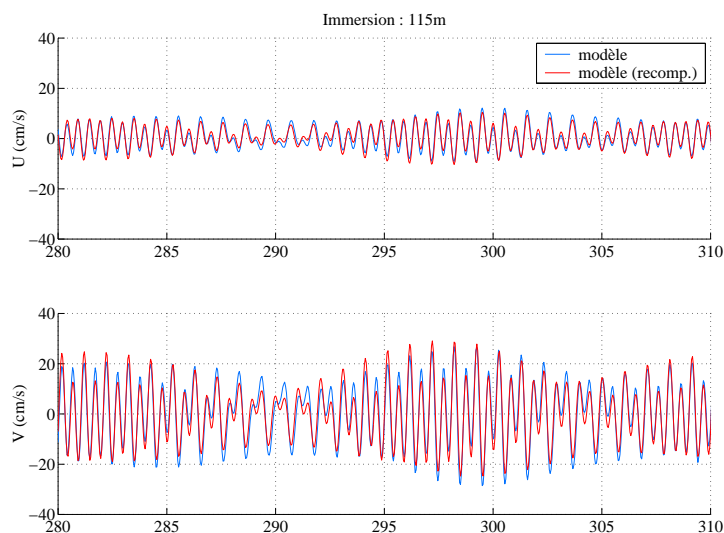


FIGURE 4.5 – Composantes U et V à 115m au point du mouillage Doppler calculées par le modèle (en bleu) et signaux recomposés après analyse harmonique (en rouge).

Le modèle reproduit de façon satisfaisante la phase et l'intensité du courant de marée aux alentours du point de mouillage (seul point auquel nous disposons de mesure de courant instantanés). Toutefois, la variation sur la verticale de l'amplitude des composantes (et de la composante parallèle en particulier) observée sur les mesures n'est pas reproduite par le modèle qui fournit une solution beaucoup plus barotrope pour les deux composantes du courant. Ces différences peuvent être dues à la mauvaise représentation de la bathymétrie ainsi qu'à une mauvaise modélisation de la marée interne même si on verra plus loin que les résultats du modèle indiquent néanmoins la présence d'un léger signal de marée interne.

4.2.2 La circulation induite par le vent

Une première simulation schématique est réalisée afin de détailler la circulation induite par le vent dans le Golfe Persique. On part d'une situation simplifiée dans laquelle les forçages sont schématiques. Le champ de densité initial est uniforme : la salinité dans tout le domaine est fixée à 40 psu et la température à 26 °C. Les effets de la marée sont pris en compte dans la simulation.

Pour commencer, on simule un vent typique et moyen (voir chapitre 1) de direction nord-ouest et d'amplitude 5 m/s, uniforme et régulier sur toute la grille. Au bout de 8 jours de simulation, la solution obtenue peut être considérée comme stationnaire et on obtient les champs de courant pour la surface et le fond présentés sur la figure 4.6. Un filtre de Démerliac [Demerliac1973] a été appliqué aux résultats pour filtrer les effets instantanés des courants de marée. C'est un filtre linéaire (appliqué sur 71 heures) qui supprime la quasi totalité du signal de marée des constituants diurnes, semi-diurnes ainsi que de leurs surharmoniques (résidu de l'ordre du millionième du signal).

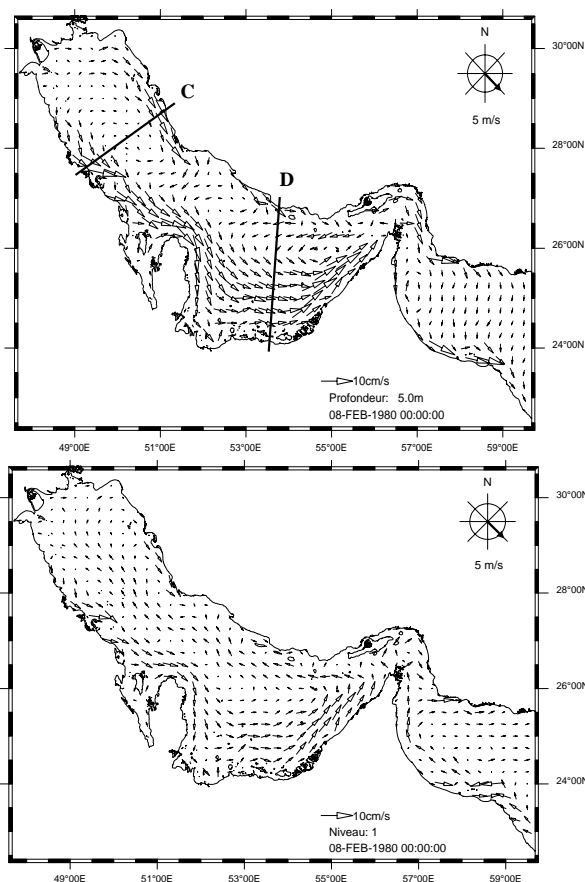


FIGURE 4.6 – Courant de surface (à gauche) et au fond (à droite, courant calculé sur le premier niveau sigma) au bout de 8 jours. Vent de nord-ouest.

Dans la partie occidentale du golfe, le courant de surface est globalement orienté vers le sud-est dans les zones peu profondes le long des côtes. Il suit une direction plus sud dans les zones plus profondes du centre du golfe. Dans la partie orientale du golfe, la direction du courant change en suivant la côte et crée une structure cyclonique au milieu du bassin. Cette circulation est contrôlée par la bathymétrie et la forme du bassin. La présence d'un courant dirigé vers le sud-est s'observe le long de la côte iranienne malgré la présence de la circulation cyclonique. Le courant de surface est intensifié le long des côtes et dans la partie sud-est du Golfe Arabique, là où les fonds ne dépassent pas 30 m. On peut observer des courants supérieurs à 10 cm/s.

Les courants au fond sont plus faibles qu'en surface et ne dépassent pas quelques cm/s. Le graphe de droite de la figure 4.6 représente le courant du premier niveau sigma, c'est-à-dire le courant sur le fond. On en distingue deux types : a proximité des côtes et dans les zones peu profondes, le courant au fond est dirigé vers le sud-est ou l'est (en fait comme le courant de surface) et dans la partie centrale du golfe, plus profonde, le courant est alors dirigé vers le nord-ouest contre la direction du vent. Le courant est alors très faible (un à deux cm/s).

La structure verticale du courant est quasiment identique dans tout le golfe. La figure 4.7 présente deux coupes transverses réalisées au milieu du bassin occidental (coupe C) et du bassin oriental (coupe D) du golfe (leur position est précisée sur la figure 4.6). On observe nettement les courants les plus côtiers dirigés vers le sud-est ainsi que le courant de retour dans les parties centrales plus profondes. La seule différence notable entre les deux coupes s'observe en surface dans les parties les plus profondes : le courant de retour dirigé vers le nord-ouest a une signature en surface dans le bassin orientale (coupe D) qui résulte de la circulation cyclonique observée dans ce bassin.

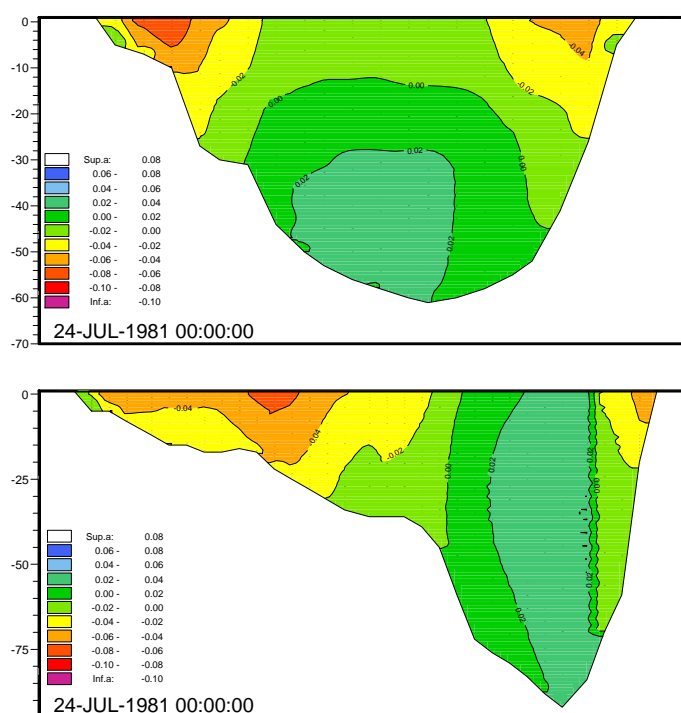


FIGURE 4.7 – Coupes transverses dans la partie occidentale (coupe C en haut) et dans partie orientale (coupe D en bas) du Golfe Persique de la composante de vitesse perpendiculaire à la coupe (en m/s) au bout de 8 jours de vent de nord-ouest. Courant positif vers le nord-ouest.

Sur la figure 4.8 sont présentés les courants de surface et de fond obtenus pour d'autres directions de vent classiquement observées dans le Golfe Persique : nord, nord-est et sud-est. L'amplitude du vent est identique dans tous les cas et vaut 5 m/s. D'autres résultats pour des directions de vent différentes sont présentés en annexe C.

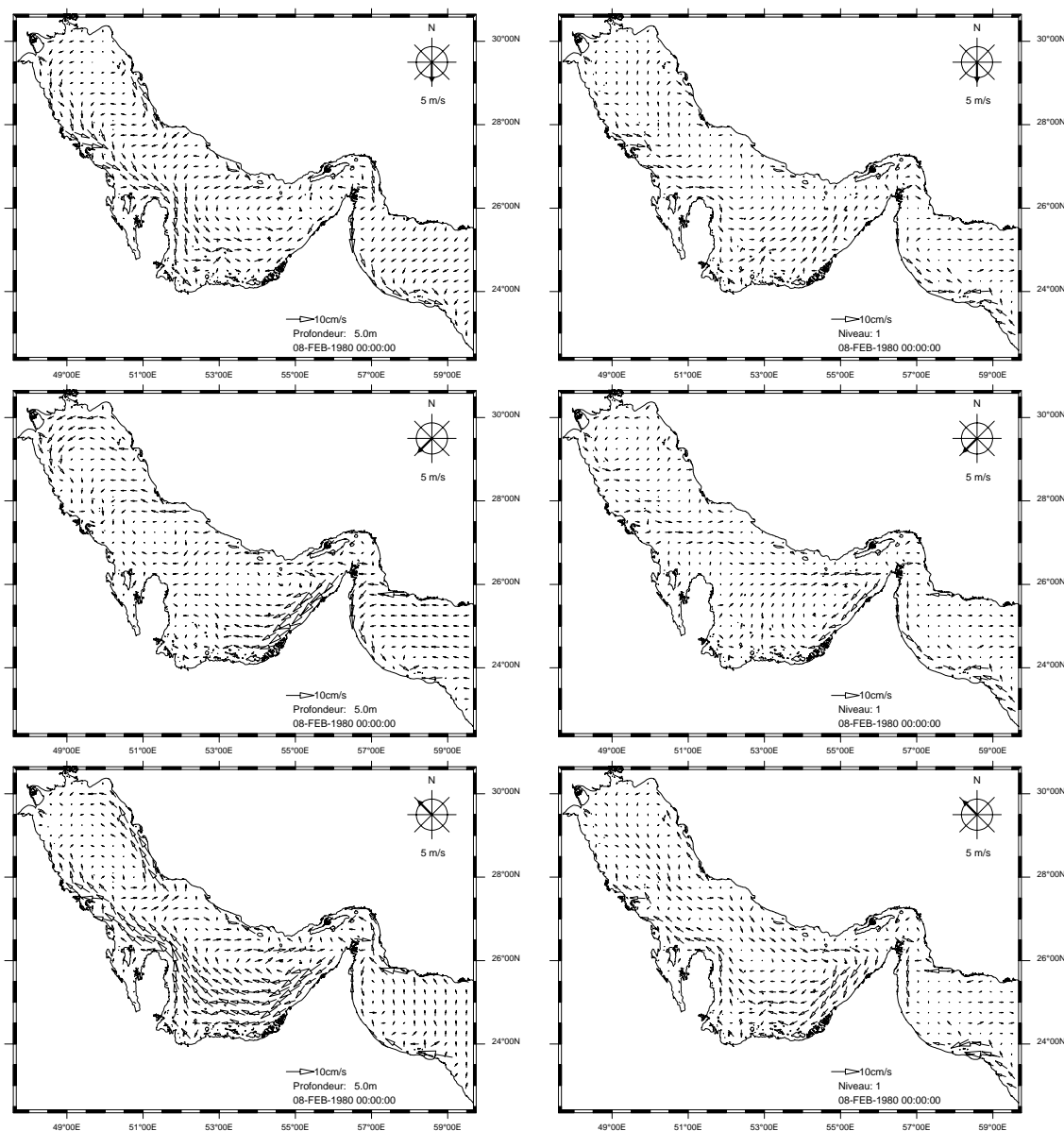


FIGURE 4.8 – Courant de surface et de fond au bout de 8 jours. Vent de nord, de nord-est et de sud-est.

La circulation induite par un vent de nord est semblable à celle induite par le vent de nord-ouest. L'amplitude des courants est néanmoins un peu plus faible sur toute la colonne d'eau.

La circulation induite par un vent de nord-est est très différente de celle induite par le vent de nord-ouest. On observe beaucoup moins de structure, en surface comme au fond, excepté peut-être dans la partie est du bassin oriental où une circulation anti-cyclonique se devine, surtout près du fond.

La circulation induite par un vent de sud-est est exactement opposée à celle induite par le vent de nord-ouest, en surface comme au fond. Ce résultat met en évidence le contrôle important qu'exercent la forme du bassin et la bathymétrie sur la circulation

4.2. Etudes de processus

induite par le vent dans le Golfe Persique.

La figure 4.9 suivante présente le courant moyenné sur la verticale dans quatre situations de vent différentes. On retrouve les caractéristiques décrites précédemment. Les deux premières situations (vent de nord-ouest ou nord) conduisent à des structures identiques pour le courant moyen, seule l'intensité est différente. On observe des courants dans le sens du vent dans les zones côtières et des recirculations dans le sens opposé dans les parties centrales plus profondes. La troisième situation (vent de nord-est) présente peu de structure du fait de la direction du vent par rapport à la morphologie du bassin. La dernière situation (vent de sud-est) présente les mêmes structures que la première situation mais avec des sens opposés pour tous les courants.

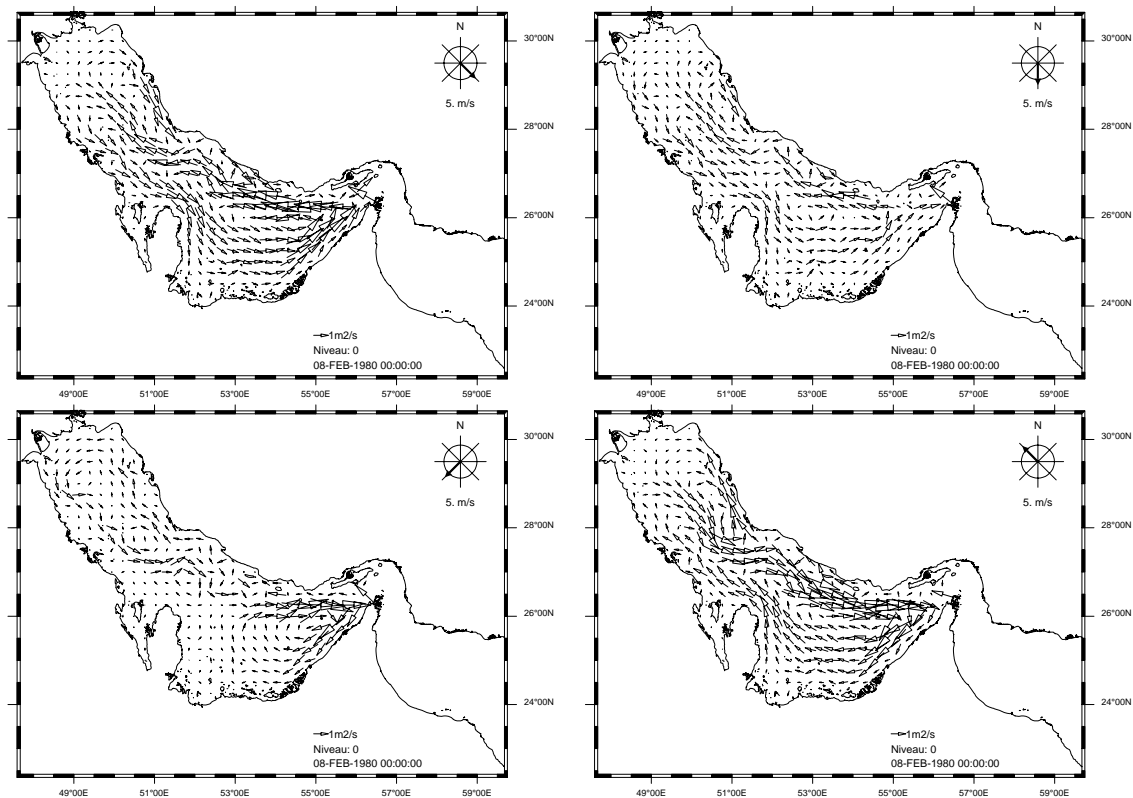


FIGURE 4.9 – Courant moyen au bout de 8 jours. Vent de nord-ouest, de nord, de nord-est et de sud-est.

La circulation moyenne due au vent que nous venons de décrire est en grande partie semblable à celle décrite par [Csanady1982]. L'auteur réalise des simulations idéalisées (le frottement sur le fond et la force de Coriolis ne sont pas pris en compte) pour des bassins long et étroit constitués d'une partie peu profonde juxtaposée à une autre partie plus profonde et soumis à l'action d'un vent soufflant dans l'axe du bassin. Plus récemment, [Bowyer2001] a décrit une circulation semblable dans le cas du lac Lough Mask en comparant les résultats théoriques de Csanady à des mesures de courants in situ. Pour décrire cette circulation particulière, où le courant a tendance à se déplacer dans le sens du vent dans les zones peu profondes et contre le vent dans les zones profondes, Csanady introduit la notion de circulation à "double gyre" en raison de l'apparence des

lignes de courant associées au transport qui résulte du contrôle exercé par la bathymétrie sur la circulation générée par le vent. Cette circulation résulte de l'équilibre entre la force créée par la pente de la surface libre ($-g \partial_y \zeta$) et la friction exercée par le vent par unité de masse ($\tau/\rho h$). Cette dernière, qui est plus importante dans les zones de faible profondeur, domine alors la première force et crée un courant dans le sens du vent. Dans cette expérience schématique, la prise en compte de la force de Coriolis ne modifie pas cette structure comme l'ont montrés [Rao et al., 1970] pour le lac Ontario qui présente des caractéristiques géographiques similaires au Golfe Persique.

Pour illustrer ce résultat, la figure 4.10 présente le transport moyen obtenu sous l'action d'un vent constant de direction nord-ouest dans la configuration où seule la dynamique du courant du au vent est prise en compte. Les cellules de la circulation à double gyre générée par le vent y sont représentées. La circulation correspond à celle décrite par Csanady. C'est la bathymétrie qui contrôle la position des cellules. On remarquera que la double cellule est moins visible dans le bassin orientale du golfe du fait de la morphologie de la côte rocheuse iranienne. En effet, la partie peu profonde le long de la côte iranienne est très étroite, ce qui limite l'importance des courants dirigés vers le sud-est contrairement à ce qui se passe le long de la côte sud du golfe.

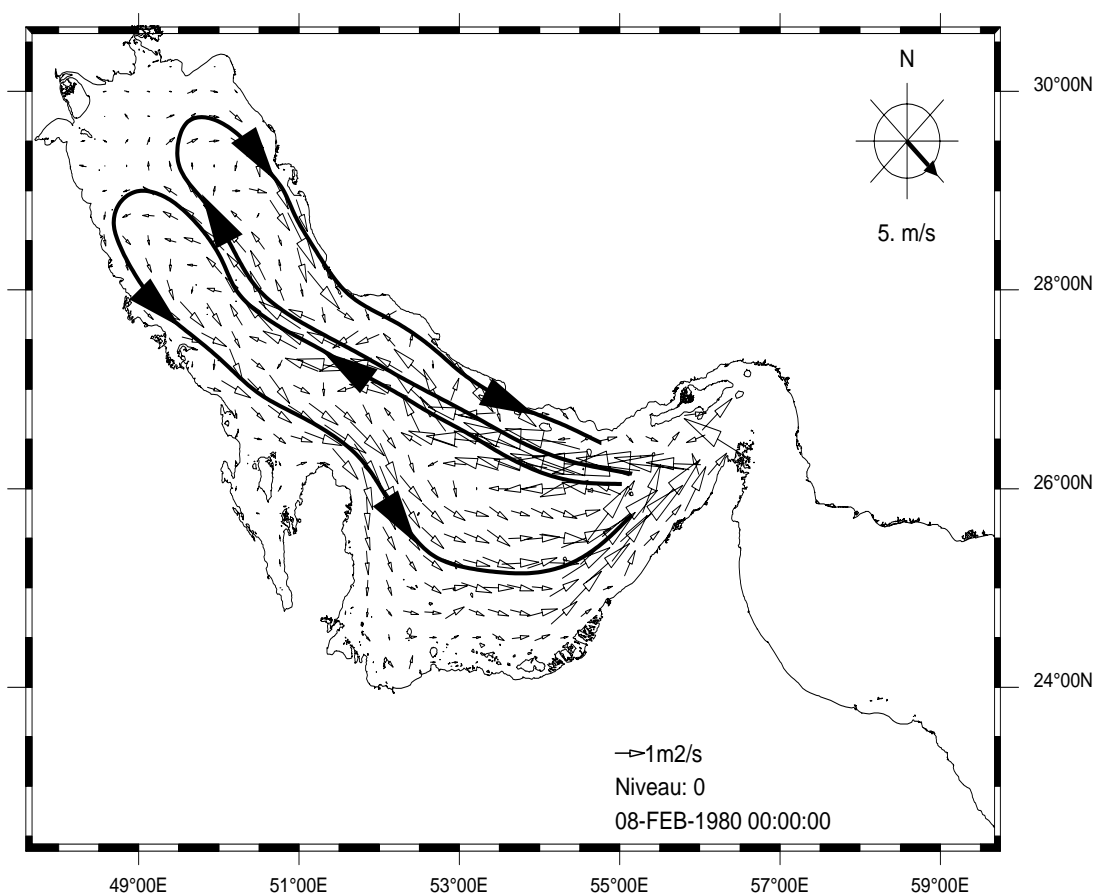


FIGURE 4.10 – flux moyen pour un vent de nord-ouest (courant intégré de la surface au fond).

4.2.3 Le devenir des panaches fluviaux

Une simulation schématique est réalisée afin de détailler les interactions entre le vent et le panache du fleuve Shatt Al Arab dans la partie nord-ouest du Golfe Persique. Dans cette simulation, les forçages sont schématisés. Le fleuve Shatt Al Arab est représenté par une arrivée d'eau douce (salinité nulle) dans la maille correspondante à la position du fleuve dans la partie nord-ouest du Golfe Arabique. Le débit est constant et vaut environ $1400 \text{ m}^3/\text{s}$. Un vent typique de direction nord-ouest et d'amplitude 5 m/s , uniforme et régulier est simulé sur toute la grille. Le champ de densité initial est uniforme : la salinité dans tout le domaine est fixée à 40 psu et la température à 26°C . Les effets de la marée sont pris en compte dans la simulation.

Au bout de 18 mois de simulation, on obtient les champs de salinité et de courant pour la surface et le fond présentés sur la figure 4.11. Un filtre de Démerliac a été appliqué aux résultats pour filtrer les effets instantanés des courants de marée.

En surface, le panache du Shatt Al Arab se développe dans la direction du vent et tend à se coller le long de la côte d'Arabie Saoudite. Il suit la direction du vent au niveau des zones peu profondes situées près de l'embouchure et se dirige légèrement vers la côte Iranienne. Ensuite, en atteignant des fonds supérieurs à 30 m , le panache bifurque sensiblement vers le sud et la côte arabe.

Le courant de surface est globalement orienté vers le sud-est. Il suit une direction plus sud dans les zones plus profondes du centre du golfe. Il est intensifié le long des côtes et sur la partie sud-est du Golfe Arabique, là où les fonds ne dépassent pas 30 m . On y observe des courants supérieurs à 10 cm/s . En 18 mois, des eaux présentant une dessalure de 0.5 psu ont parcouru toute la longueur du Golfe Persique ce qui équivaut à une vitesse de progression de 2.4 cm/s . Une dessalure de plus de 2 psu est observée à plus de 150 km de l'embouchure.

Au niveau du fond, le panache est collé le long de la côte sud. L'extension maximum de la dessalure est la même que celle observée en surface. Par contre, la partie qui présente une forte dessalure (plus de 2 psu) est beaucoup moins étendue qu'en surface et reste localisée dans le fond nord-ouest du golfe sur une largeur d'environ 50 km . Cela témoigne d'une forte stratification dans la partie nord-ouest du golfe. En s'éloignant de la zone estuarienne, la stratification diminue du fait de l'éloignement par rapport à l'embouchure du fleuve. Le nombre de Richardson qui entre dans la paramétrisation du mélange, passe alors sous une valeur critique, aboutissant à une augmentation assez brutale du mélange qui homogénéise la colonne d'eau. Puis, sous l'action du vent, les eaux dessalées sont entraînées le long de la côte vers le détroit d'Hormuz.

Les courants au fond sont plus faibles qu'en surface et ne dépassent pas quelques cm/s . On en distingue deux types. Le premier est observé à proximité des côtes et dans la partie sud-est du golfe peu profonde. Il est dirigé vers le sud-est en longeant les côtes sud et nord comme pour le courant de surface. Le second est observé dans la partie centrale du golfe, plus profonde. Le courant est alors dirigé vers le nord-ouest contre le sens de propagation du panache. Le courant est alors très faible (un à deux cm/s).

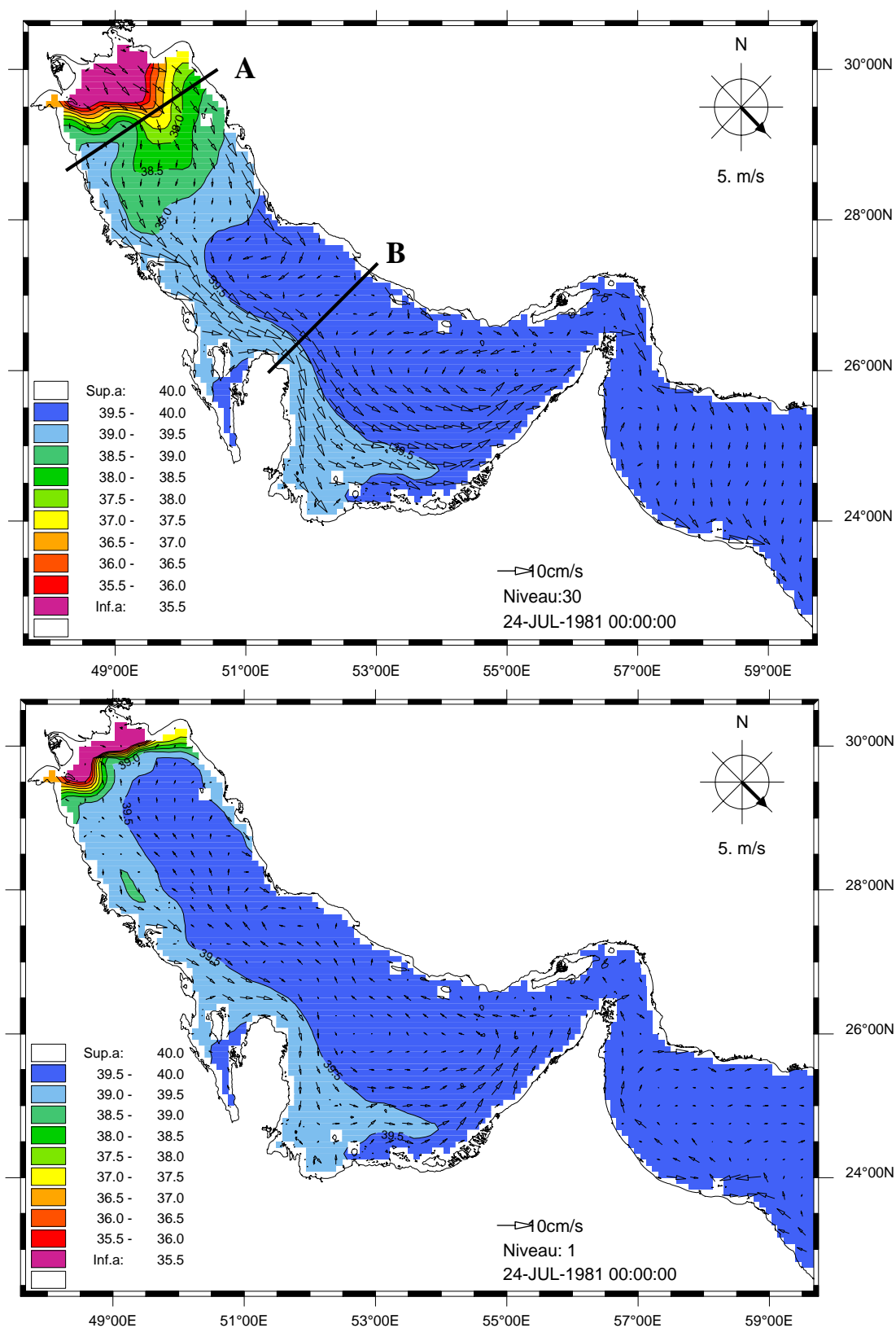


FIGURE 4.11 – Salinité de surface et de fond (en psu) au bout de 18 mois de vent direction nord-ouest. Résultats filtrés de la marée.

4.2. Etudes de processus

FIGURE 4.12 – Coupe A, au fond du Golfe Persique, du champ de salinité (en psu) et de la composante de vitesse perpendiculaire à la coupe (en m/s) au bout de 18 mois de vent de nord-ouest.

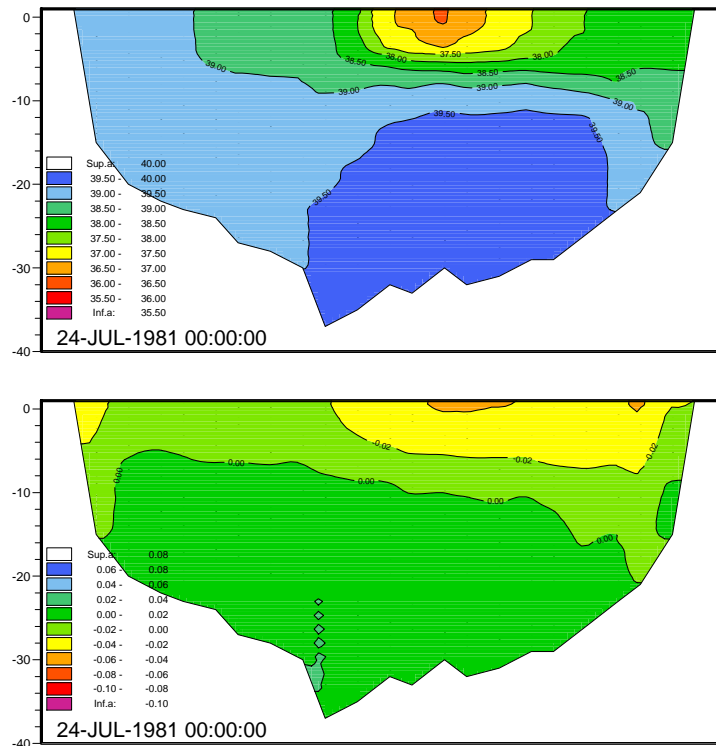
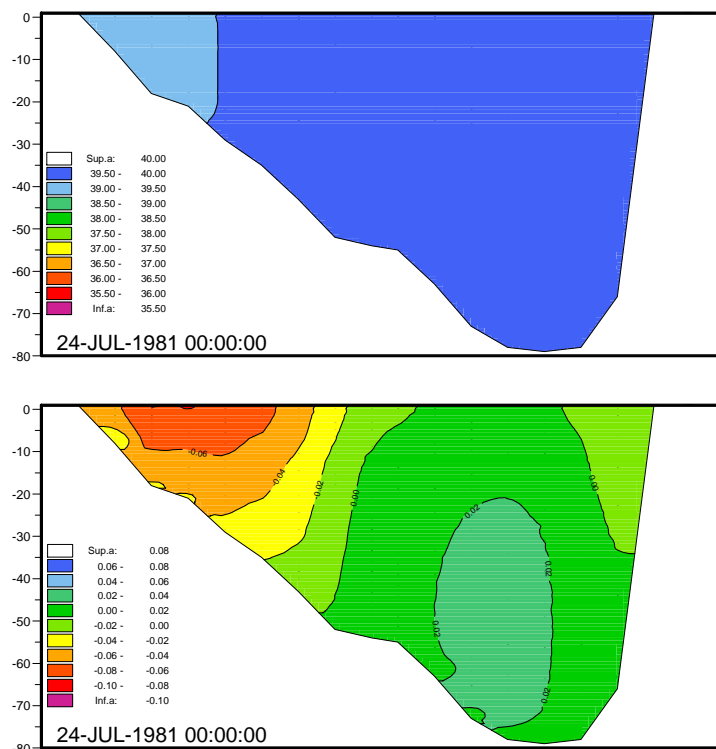


FIGURE 4.13 – Coupe B, au niveau de la presque-île du Qatar, du champ de salinité (en psu) et de la composante de vitesse perpendiculaire à la coupe (en m/s) au bout de 18 mois de vent de nord-ouest. Courant positif vers le nord-ouest.



Les graphes de la figure 4.13 présentent la salinité et la vitesse de la composante perpendiculaire le long de deux sections transverses à l'axe du golfe. Les positions des coupes A et B sont représentées sur la figure 4.11. La première coupe A est située à une centaine de km de la côte du point de la côte où se jette le fleuve. La coupe en salinité montre qu'une stratification s'établit sur une douzaine de mètres sur la verticale. Le panache s'étend sur toute la largeur du bassin, la dessalure diminuant de façon régulière lorsque l'on s'écarte du centre du panache. Le bord sud du bassin, le long de la côte koweïtienne est complètement mélangé. La coupe pour la composante de vitesse perpendiculaire met en évidence une structure bidimensionnelle avec un flux en surface dirigé vers le sud-est, localisé à proximité de la côte Iranienne et s'étendant vers la côte Arabe et un flux au fond dirigé vers le nord-ouest. La seconde coupe B se situe au niveau de la presque-île du Qatar. La coupe en salinité met en évidence la présence de la signature du fleuve le long de la côte au sud. Cette couche d'eau dessalée atteint la profondeur de 25 m. La coupe en composante de vitesse perpendiculaire met en évidence des courants dirigés vers le sud-est le long des côtes, avec des vitesses importantes (supérieures à 10 cm/s) sur la partie sud du bassin peu profonde. On observe aussi le courant de fond de retour dirigé vers le nord-ouest présent sur la section A. On remarque que la composante de vitesse perpendiculaire à la section est quasi nulle en surface pour la partie centrale du golfe.

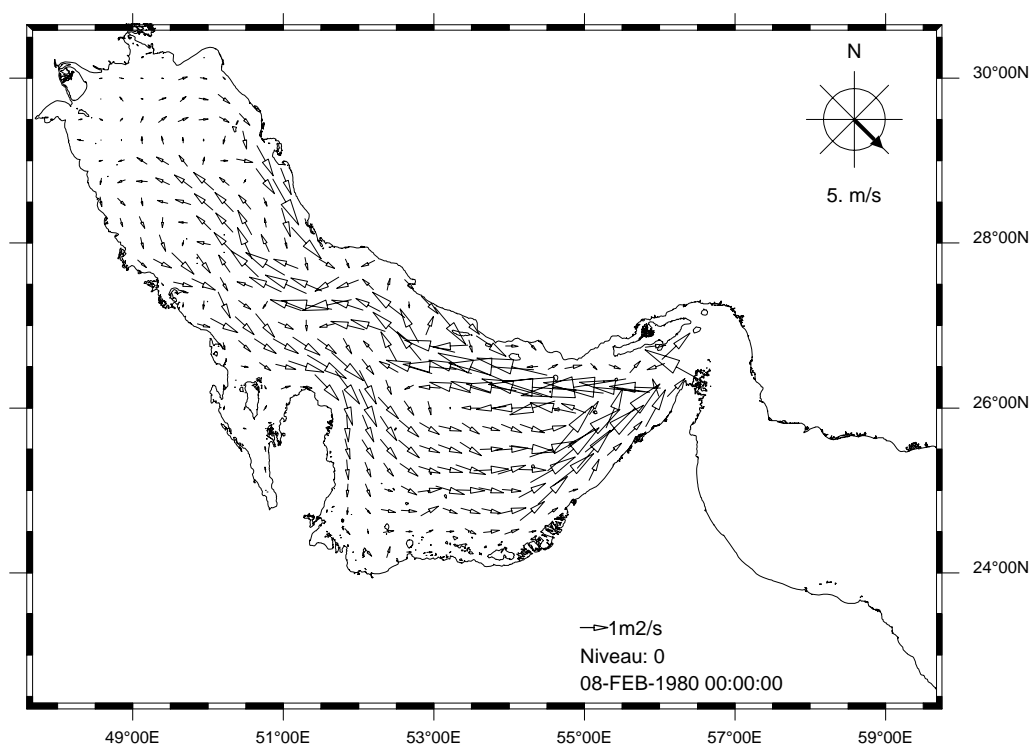


FIGURE 4.14 – flux moyen pour un vent de nord-ouest.

La figure 4.14 présente la moyenne sur la verticale du flux d'eau. On obtient une circulation cyclonique dans la partie centrale du Golfe Arabe dont le flux moyen vaut environ $5 \text{ m}^2/\text{s}$. On observe aussi deux autres circulations (une cyclonique et l'autre anticyclonique) moins intenses situées dans la partie nord-ouest du Golfe Arabe. On remarque aussi une circulation intense le long de la côte des Emirats-Arabs-Unis dirigée

vers le Golfe d'Oman.

4.2.4 Les effets du vent et de la marée

Pour avoir une idée plus précise de l'interaction entre le courant de densité créé par le fleuve et les courants induits par le vent et la marée, nous avons étudié l'effet des différents forçages un à un.

4.2.4.1 Situation classique

On considère en premier lieu l'évolution du panache en l'absence de vent et de marée. Les deux graphes de la figure 4.15 présentent les champs de salinité et de courant en surface et au fond obtenus après 18 mois de simulation dans cette situation. Le panache s'étale sur la largeur du golfe dans le fond nord-ouest du bassin, puis sous l'action de la force de Coriolis (qui vaut à proximité de l'embouchure du Shatt Al Arab $f=7.3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), il se détourne vers le sud et longe la côte arabe jusqu'à dépasser le Qatar au bout de 18 mois. La stratification du panache est importante dans le fond du golfe tandis que l'écoulement le long de la côte sud présente une structure plus homogène. On observe en surface la présence nette d'un courant de densité de plusieurs cm/s dirigé vers le sud-est, ainsi que la présence au fond, d'un contre-courant dirigé vers le nord-ouest le long du panache.

Nous avons ensuite réalisé la même simulation en ajoutant le forçage de la marée. Les résultats pour les champs de salinité et de courant en surface et au fond obtenus après 18 mois de simulation sont représentés sur les graphes de la figure 4.16. La principale différence avec la situation précédente concerne le développement de l'extension du panache vers le sud-est. En effet, la présence de la marée a fortement limité l'écoulement du panache le long de la côte arabe qui a parcouru en 18 mois deux fois moins de distance que dans la simulation sans marée. La conséquence directe du blocage des eaux dessalées dans la partie nord-ouest du golfe est l'augmentation de la dessalure dans cette zone, en surface comme au fond. On n'observe plus de structure nette de courant de densité le long de la côte arabe. Ces changements dans la dynamique du panache sont dus aux effets dispersifs de la marée qui crée localement un mélange important qui limite le développement du courant de densité.

Une autre simulation a été réalisée en tenant compte uniquement de l'action du vent sur le panache en l'absence de marée. Le vent est constant de direction nord-ouest sur tout le domaine. Les résultats pour les champs de salinité et de courant en surface et au fond obtenus après 18 mois de simulation sont représentés sur les deux graphes de la figure 4.17. La caractéristique principale qui se dégage de cette nouvelle simulation est la position prise par le panache dès le début de l'écoulement. En effet, sous l'action du vent de nord-ouest, le panache a tendance à se développer en surface le long de la côte iranienne, puis il bifurque vers le sud pour rejoindre la côte arabe et ensuite se développer le long de la côte vers l'est. Au fond, le panache est très peu développé et se trouve bloqué dans l'extrême fond nord-ouest du bassin. La stratification est de fait très importante dans toute la partie nord-ouest du Golfe Persique. En terme de courant, on observe en surface, un courant intense dans le sens du vent pour les parties peu profondes du bassin et un courant dévié vers la droite (sous l'action de la force de Coriolis) dans

les parties plus profondes. Au fond, on observe un courant opposé au sens du vent dans les parties plus profondes du golfe.

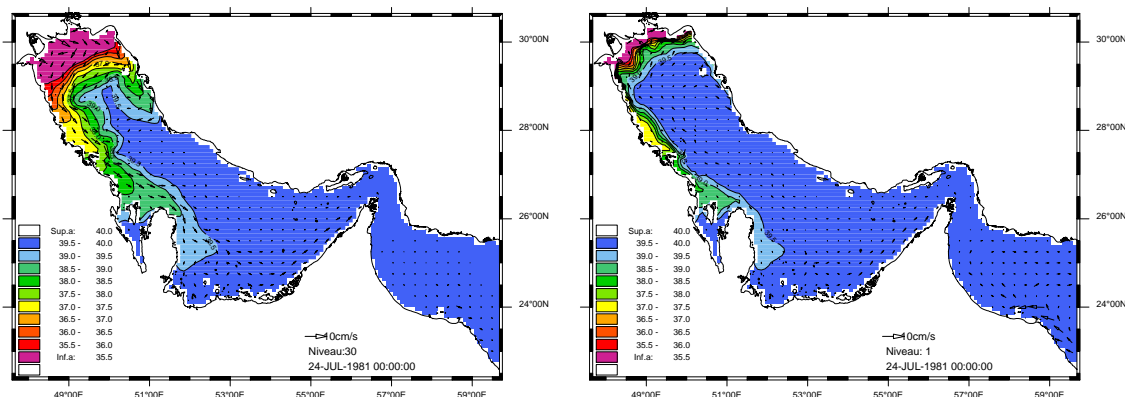


FIGURE 4.15 – Salinité de surface et de fond. Sans vent, sans marée.

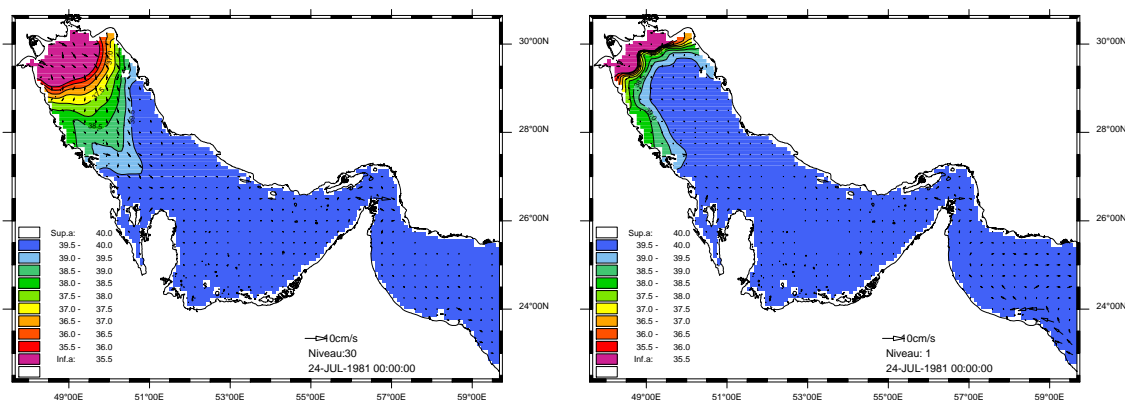


FIGURE 4.16 – Salinité de surface et de fond. Sans vent.

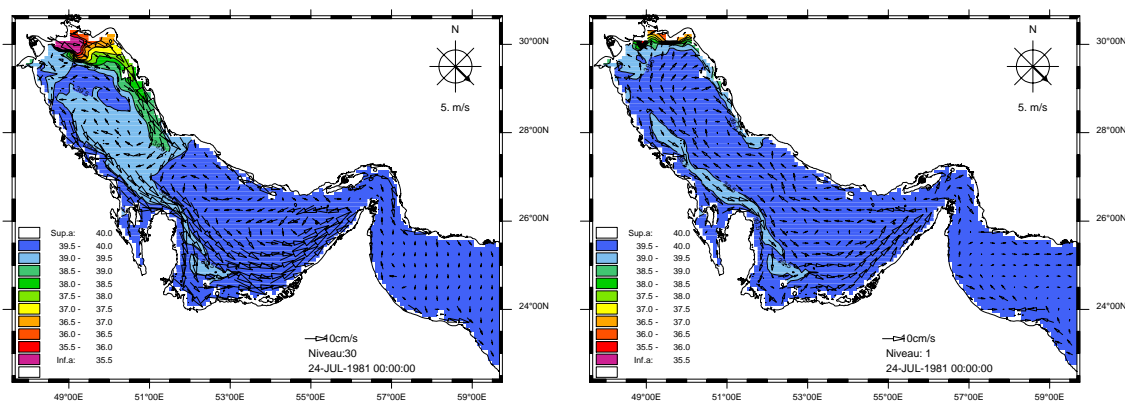


FIGURE 4.17 – Salinité de surface et de fond. Sans marée, vent de nord-ouest.

Une simulation identique à la précédente a été réalisée en coupant l'action des gradients de densité sur la circulation. Le résultat décrit alors la circulation uniquement due aux effets du vent, la salinité étant alors considérée comme un traceur passif. On obtient alors une circulation très semblable à la précédente, ce qui met en évidence le faible impact des courants de densité induit par le fleuve sur la circulation dans le Golfe

4.2. Etudes de processus

Persique en présence de vent de nord-ouest.

En conclusion, cette approche schématique a mis en évidence les résultats suivant :

- Le courant de densité généré par l'apport d'eau douce des rivières est très faible par rapport à la circulation induite par le vent.
- Le courant de marée a une forte action dissipative sur le panache et limite l'extension naturelle du panache vers le sud-est.
- La bathymétrie joue un rôle important car elle contrôle la circulation due au vent qui semble être prédominante dans la circulation générale de la partie nord-ouest du Golfe Persique.
- La tendance générale montre une propagation du panache le long de la côte arabe.
- Toutefois le vent de nord-ouest a plutôt tendance à coller le panache le long de la côte iranienne au nord. Cependant, les descriptions générales de la circulation dans le Golfe Persique ainsi que celle des structures hydrologiques présentées dans le premier chapitre à partir des résultats décrits dans la littérature ont tendance à présenter le panache du Shatt Al Arab s'écoulant le long de la côte koweïtienne puis Arabe. A priori, seule la bathymétrie ou la direction du vent peut être la cause de cette différence. La théorie de Csanady propose deux circulations possibles dirigées vers le sud-est dans le fond nord-ouest du golfe Persique : une recirculation le long de la côte koweïtienne au sud et l'autre le long de la côte iranienne au nord (voir figure 4.10). La position du panache peut-être expliquée par le fait que la direction nord-ouest du vent choisie se trouve en fait être légèrement plus nord que l'axe réel du Golfe Persique, ce qui favorise le détachement du panache vers la recirculation nord. D'autre part, les profondeurs étant faibles, les effets de la force de Coriolis sont faibles comparés à ceux dus au vent.

4.2.4.2 Autres situations schématiques

Pour tenter d'expliquer la différence de position du panache discutée ci-dessus, nous avons réalisé une série de simulations où seule la direction du vent a été modifiée. On a repris la configuration avec marée, fleuve à débit constant et vent uniforme pour les directions suivantes : nord-nord-est, nord, nord-est et sud-est. Au bout de 18 mois de simulation, on obtient les champs de salinité et de courant pour la surface et le fond présentés sur la figure 4.18. Un filtre de Démerliac a été appliqué aux résultats pour filtrer les effets instantanés des courants de marée.

Toutes les configurations de vent ayant une composante nord conduisent à une situation plus classique où le panache est collé à la côte arabe dès le début de son établissement. Ces situations génèrent aussi un panache beaucoup moins stratifié probablement sous l'action de courant de "downwelling" le long de la côte arabe généré par ces types de vent. De fait, la partie du panache qui longe les côtes arabes vers le sud-est présentent une dessalure beaucoup plus importante que celle correspondant à la situation du vent de direction nord-ouest.

La configuration où le vent est de direction sud-est confine les eaux douces dans le fond du Golfe Persique en surface comme au fond.

Des simulations similaires ont été réalisées en décalant légèrement la direction nord-ouest vers le nord de 5 puis 10 degrés. Ce petit changement de direction a suffi à inverser

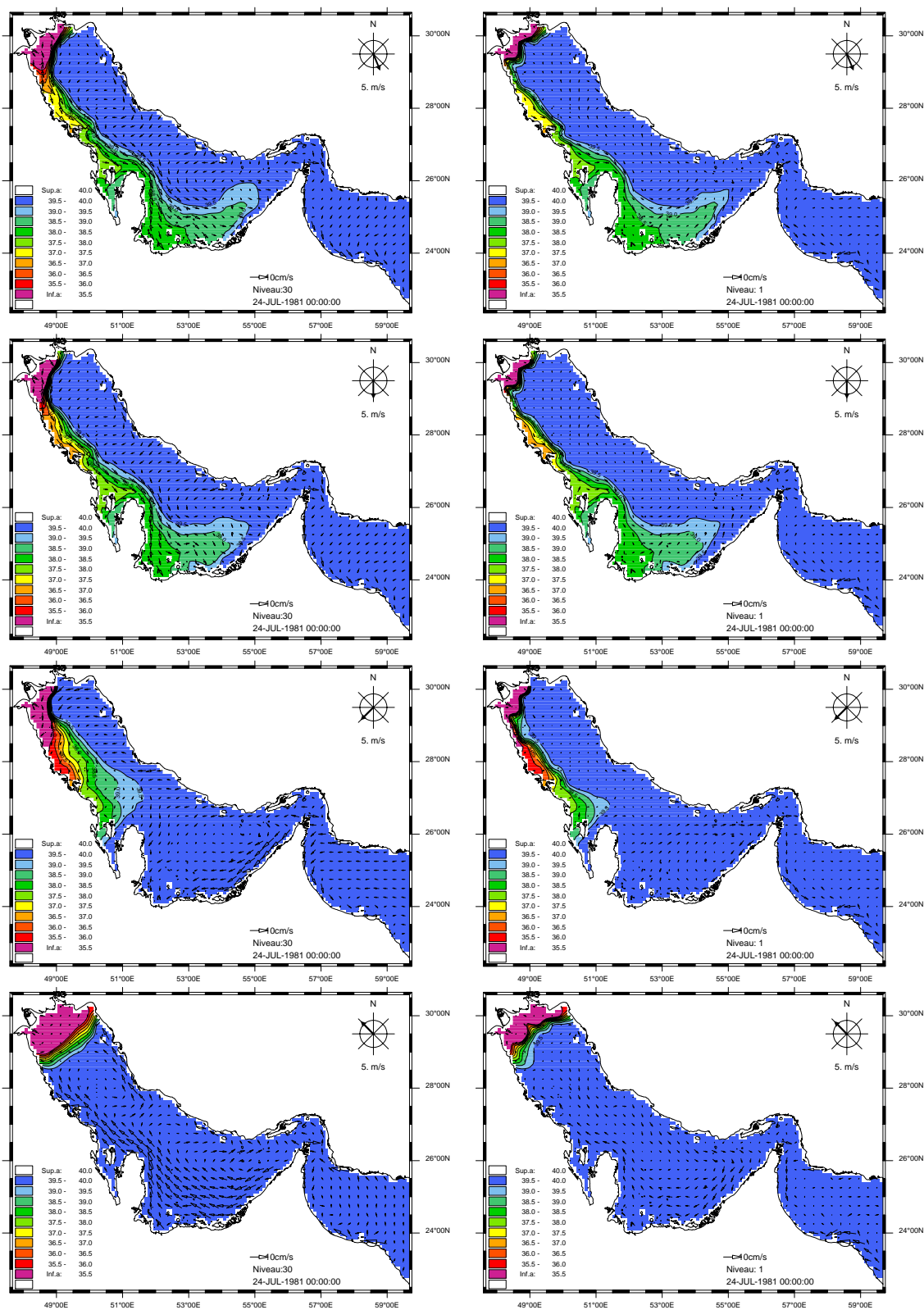


FIGURE 4.18 – Salinité de surface et de fond au bout de 18 mois. Vent de nord-nord-ouest, de nord, de nord-est et de sud-est.

4.2. Etudes de processus

la tendance du panache à se diriger au début du déplacement vers la côte nord. Ainsi, si la direction de vent nord-ouest est associée à un panache qui se développe au début le long de la côte iranienne au nord, une direction nord-nord-ouest est elle, nettement associée à l'image plus classique du panache collé à la côte koweïtienne.

4.2.5 Conclusions sur les études de processus

Ces premiers résultats très schématiques sont cohérents par rapport à la circulation générale présentée dans le premier chapitre.

Les effets conjugués de la direction du vent par rapport à l'axe du bassin nord du Golfe Persique et de la bathymétrie (peu d'eau dans le fond nord-ouest du golfe) conduisent à une forte sensibilité du panache par rapport à la direction du vent. La direction nord-ouest apparaît comme une situation limite de vent pour laquelle le panache va se coller soit vers la côte nord, soit vers la côte sud à sa sortie de l'embouchure du fleuve. Une position "classique" du panache le long de la côte koweïtienne semble être associée un vent de direction nord-nord-ouest plus que nord-ouest.

L'effet de la marée dissipe le panache et limite son extension.

Les déplacements des flotteurs lagrangiens mis à l'eau en hiver 1992 dans le fond nord-ouest du golfe et présentés par [Reynolds1993] mettent en évidence une circulation de surface cyclonique qui est en accord avec les résultats du modèle dans une configuration de vent constant de direction nord-nord-ouest.

La circulation dans la partie nord-ouest du Golfe Persique est en grande partie dominée par l'effet du vent. Un changement de direction du vent pendant quelques jours suffit à déplacer le panache dans la partie nord-ouest, cela, sur toute la colonne d'eau.

Le courant de densité créé par l'existence du panache ne suffit pas à perturber la dynamique engendrée par le vent. Celle-ci est dominante dans toute la partie nord-ouest du Golfe Persique.

D'un point de vue numérique, ces premières simulations schématiques ont été l'occasion de tester les différents modèles de fermeture turbulente présentés dans les paragraphes A.4.1 et A.4.2. Suivant le modèle adopté, la solution obtenue peut varier de façon significative. Par exemple, pour le cas schématique avec marée, vent de nord-ouest constant et débit constant, on observe des différences dans l'extension du panache vers le sud-est (jusqu'à 200 km), dans l'intensité des courants associés au panache (d'un facteur 1 à 2) et dans la structure verticale de ce panache (stratification plus ou moins importante). Cependant, le manque de données concernant la position et la structure réelle du panache est un facteur limitant dans le choix du modèle de fermeture le plus approprié possible.

4.3 Circulation générale

4.3.1 Introduction

Après avoir étudié de manière schématique la circulation induite par la marée, un fleuve et du vent, on se propose désormais de réaliser une simulation pluriannuelle la plus réaliste possible de la circulation générale dans le Golfe Persique, les environs du détroit d'Hormuz et la partie ouest du Golfe d'Oman. Les derniers forçages à prendre en compte pour décrire la circulation générale sont les flux d'eau (précipitation et évaporation) et les flux de chaleur qui vont générer (additionnés aux autres forçages) la circulation thermohaline.

Pour effectuer des simulations réalistes pluri-annuelles de la circulation dans les Golfs Persique et d'Oman en reproduisant une large gamme de variabilités (interannuelle, saisonnière et haute fréquence), il est nécessaire de fournir au modèle des forçages atmosphériques qui varient spatialement et temporellement aux plus petites échelles possibles. L'utilisation des résultats d'un modèle météorologique de prévision répond à cette attente. A cet effet, les résultats du modèle météorologique de prévision du Centre Européen (CEP) ont été acquis sur le domaine modélisé pour la période 1994-2001. Ces données vont servir d'une part au forçage direct du modèle (tension de surface due au vent, effet de la pression atmosphérique et taux de précipitation) et d'autre part au calcul des flux de chaleur.

Une étude des paramètres atmosphériques fournis par le modèle CEP est présentée en annexe D. Cette étude indique que, globalement, les données fournies par le modèle météorologique sont en bon accord avec les données de la littérature à l'exception de deux points pour lesquels on observe quelques différences. D'une part, les champs de vent hivernaux fournis par le modèle CEP dans la partie ouest du Golfe Persique font apparaître des vitesses plus faibles que dans la littérature et les climatologies consultées. D'autre part, des différences non négligeables s'observent également lors de l'étude de la température du point de rosée. Cette donnée est un paramètre important pour notre étude puisqu'elle est utilisée pour le calcul du taux d'évaporation qui est un processus prépondérant dans la dynamique d'un bassin d'évaporation comme le Golfe Persique.

Une description détaillée des différentes paramétrisations envisageables pour les flux de chaleur est également présentée en annexe D. Les flux de chaleur obtenues à partir des paramètres atmosphériques fournis par le modèle CEP et des différentes paramétrisations possibles sont comparés à plusieurs climatologies et à quelques travaux récents. Plusieurs résultats découlent de cette étude. D'une manière générale, les résultats obtenus à partir des données du modèle CEP conduisent à des résultats qui sont en accord avec les gammes de valeurs présentées dans les climatologies et la littérature. Au regard des résultats, les paramétrisations de certains des flux de chaleur sont préconisées. L'étude détaillée des flux de chaleur met également en évidence la large gamme de valeurs observées pour le flux de chaleur latent (et donc le taux d'évaporation). Compte tenu de l'importance de ce flux de chaleur dans la circulation générale dans le Golfe Persique, une étude de sensibilité du modèle à ce flux s'avère nécessaire.

Finalement, deux méthodes de prise en compte de ces flux de chaleur dans le modèle hydrodynamique sont présentées en fin d'annexe D. Les résultats obtenus seront discutés dans la partie suivante.

Dans un premier temps, un modèle très schématique est utilisé pour estimer les grandeurs caractéristiques de la circulation thermohaline dans le Golfe Persique.

Il s'agit ensuite de préparer et de mettre en œuvre un modèle réaliste. La configuration des simulations réalistes ainsi que l'obtention d'un état de spinup sont présentés.

La circulation obtenue dans les Golfs Persique et d'Oman ainsi que les principaux échanges observés au niveau du détroit d'Hormuz sont ensuite détaillés. Les particularités de la circulation sont abordées à l'échelle saisonnière, interannuelle et haute fréquence.

4.3.2 Le modèle schématique

Avant de passer à une simulation tenant compte des effets des gradients horizontaux de densité sur la circulation, on se propose de réaliser un modèle simplifié d'estuaire inversé ([Bowers1990] et [Hartmann et al., 1971]) afin d'estimer les flux entrant et sortant au niveau du détroit d'Hormuz. Le terme d'estuaire inversé a été introduit par [Dyer1973] pour décrire des zones côtières semi fermées présentant des salinités supérieures à celle du domaine océanique adjacé du fait d'un taux d'évaporation supérieur au taux de précipitation et aux apports fluviaux. Le modèle le plus simple d'estuaire inversé est basé sur la conservation des quantités d'eau et de sel (relations de Knudsen, [Knudsen1900]). La circulation est schématisée par un flux entrant en surface d'eau légère d'origine omanaise IOSW et un flux sortant au fond d'eau dense PGW et on tient compte de tous les types de forçages. On procède au bilan de masse et de sel dans un bassin de volume V et de surface A représentant le Golfe Arabique. Les flux des eaux entrantes sont au nombre de trois : les précipitations $Q_{précipitation}$, la décharge fluviale Q_{fleuve} et l'apport en eaux superficielles océaniques provenant du Golfe d'Oman Q_e . Les flux des eaux sortantes sont au nombre de deux : l'évaporation $Q_{évaporation}$ et le flux d'eau dense arabe s'écoulant dans le Golfe d'Oman Q_s .

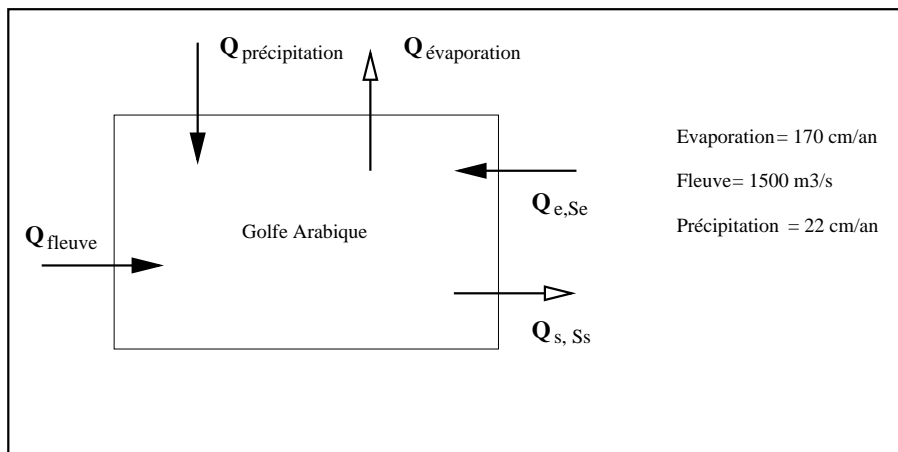


FIGURE 4.19 – Calcul schématique des flux au détroit d'Hormuz.

Si on effectue le bilan en eau et en sel pour le Golfe Persique, on peut écrire :

Bilan en eau :

$$Q_{précipitation} + Q_{fleuve} + Q_e - Q_s - Q_{évaporation} = 0$$

Bilan de sel :

$$S_e Q_e - S_s Q_s = 0$$

Avec :

$$Q_e = Q_s + Q_{\text{net}}$$

Et :

$$Q_{\text{net}} = AE - AP - Q_{\text{fleuve}}$$

Soit encore :

$$Q_e = Q_{\text{net}} \frac{S_s}{S_s - S_e} \text{ et } Q_s = Q_{\text{net}} \frac{S_e}{S_s - S_e}$$

On va considérer en première approximation que l'eau entre dans le Golfe Arabique avec une salinité moyenne de 37 psu tandis que celle qui sort au fond à une salinité moyenne de 40 psu [Koske1972]. D'après les données CEP pour le Golfe Persique, le taux moyen de précipitation P est de 0.22 m/an et le taux moyen d'évaporation E est de 1.70 m/an (voir annexe D). Les fleuves ont un débit moyen de 1500 m³/s. La surface du Golfe Persique A fait 240000 km². On obtient les résultats suivants pour les flux entrants et sortants au niveau du détroit :

$$Q_e = 0.130 \text{ sv} \text{ et } Q_s = 0.120 \text{ sv}$$

Ce calcul schématique nous donne un ordre de grandeur des flux au niveau du détroit d'Hormuz. Une approche similaire a été réalisée par [Hartmann et al., 1971] qui obtenait des résultats voisins : $Q_e = 0.106 \text{ sv}$ pour le flux entrant et $Q_s = 0.099 \text{ sv}$ pour le flux sortant, ainsi que pour [Ahmad et al., 1990] qui proposent des résultats un peu plus forts du fait d'un taux d'évaporation choisi plus important : $Q_e = 0.186 \text{ sv}$ pour le flux entrant et $Q_s = 0.169 \text{ sv}$ pour le flux sortant. Toujours à partir des relations de Knudsen, [Prasad et al., 2001] ont récemment obtenu des résultats un peu différents en utilisant les données de la climatologie de [Oberhuber1988] : $Q_e = 0.094 \text{ sv}$ pour le flux entrant et $Q_s = 0.087 \text{ sv}$. Récemment encore, [Johns et al., 2003] ont présenté les résultats de mesures ADCP dans le détroit d'Hormuz à proximité de la côte omanaise et ont proposé l'hypothèse d'un système d'échange à trois composantes : le flux entrant d'eau IOSW Q_e , le flux sortant d'eau PGW Q_{s1} et un flux sortant Q_{s2} d'eau de surface de salinité intermédiaire dans la partie sud du détroit qui peut s'inverser au printemps. Ils en ont déduit une moyenne annuelle pour le flux sortant au fond de $Q_{s1} = 0.15 \text{ sv}$ et en surface de $Q_{s2} = 0.06 \text{ sv}$. L'approche de modélisation réalisée par [Chao et al., 1992] propose un flux sortant Q_s variant entre 0.05 et 0.15 sv suivant la saison.

On peut aussi calculer un temps de résidence T_R pour le Golfe Arabique à partir du flux entrant et du volume total V ($T_R = V/Q_e$) : on obtient environ 2.1 ans pour un volume de 8630 km³, ce qui est conforme aux durées proposées dans la littérature : entre 1 et 5 ans suivant les études ([Hughes et al., 1980], [Hunter1982]). On obtient un transport total dirigé vers le Golfe Arabique d'environ 10000 m³/s.

4.3.3 Configurations des simulations réalistes

Les conditions de départ des différentes simulations réalistes de la circulation générale dans le Golfe Persique, aux abords du détroit d'Hormuz et dans le Golfe d'Oman sont récapitulés brièvement.

Le modèle est utilisé dans sa configuration tridimensionnelle avec un maillage horizontal de 0.09×0.08 degré soit environ 9×9 km et un maillage vertical de 30 niveaux sigma. L'emprise géographique couvre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman.

Pour la simulation de spinup, la période simulée est de février 1980 à février 1994. La climatologie réalisée pour les paramètres météorologiques et les flux de chaleur à partir des données du modèle CEP (voir annexe D) est utilisée pour forcer le modèle.

Pour la simulation réaliste inter-annuelle, la période simulée est celle couverte par les données du modèle météorologique CEP dont on dispose, à savoir de février 1994 à décembre 2001.

La Bathymétrie

Le fichier de bathymétrie est le même que celui utilisé pour la simulation 2D à savoir la grille $5' \times 5'$ couvrant le Golfe Persique proposée par [Proctor et al., 1994] complétée par une extraction de la grille $5' \times 5'$ Etopo5 sur le reste du domaine (figures 4.20 et 4.21).

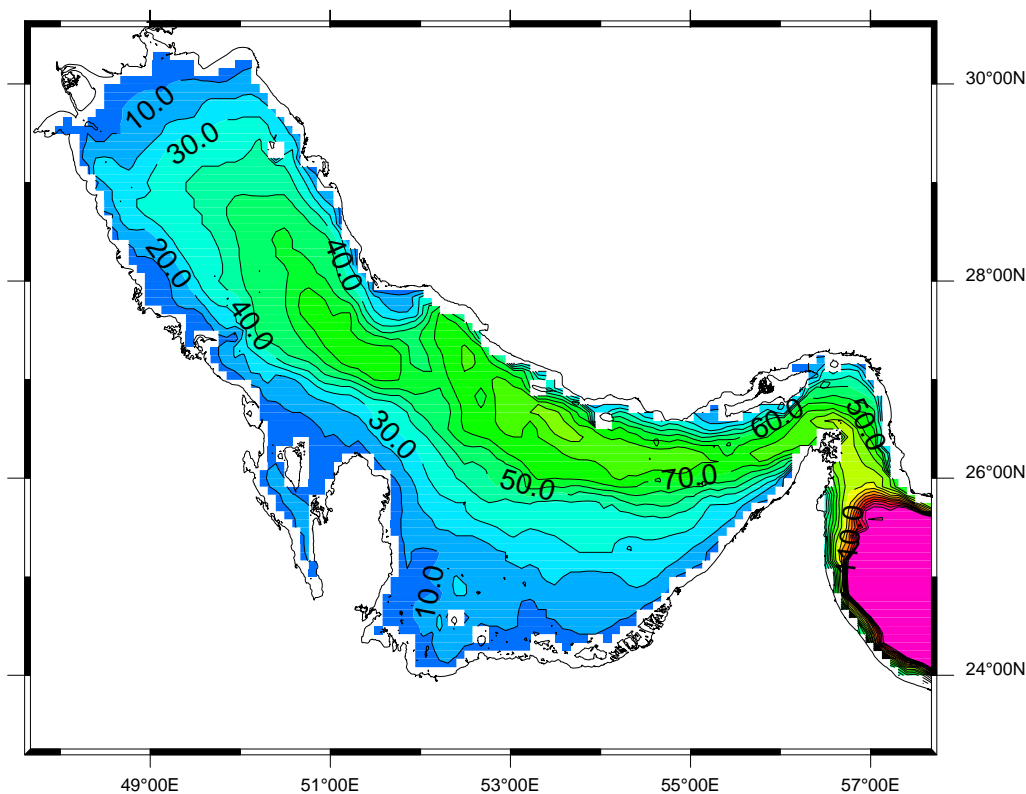


FIGURE 4.20 – Bathymétrie du Golfe Persique.

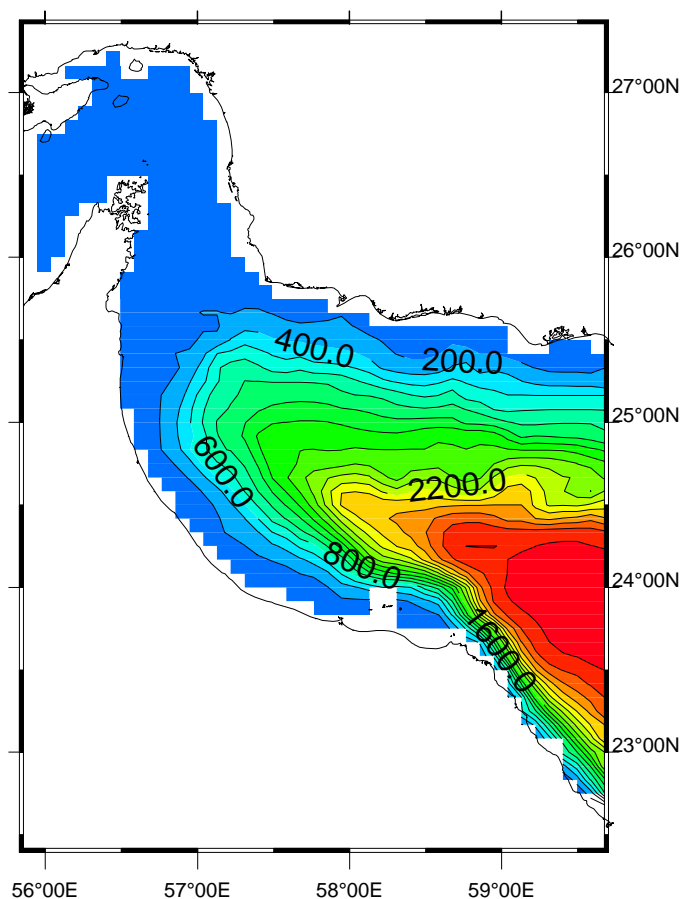


FIGURE 4.21 – Bathymétrie du Golfe d'Oman.

Les figures 4.20 et 4.21) mettent clairement en évidence les différences de morphologie observées entre les deux golfs. Le Golfe Persique est très peu profond (35 m de profondeur en moyenne) tandis que les fonds dans le Golfe d'Oman atteignent rapidement plus de 1000 m dès que l'on s'éloigne du détroit d'Hormuz.

Les forçages

On prend en compte tous les forçages : la marée (sept ondes prescrites à la limite), les fleuves (un débit constant de $1400m^3.s^{-1}$ pour le delta du Shatt Al Arab), les paramètres atmosphériques (vent et pression) et les flux thermohalins fournis par le modèle météorologique CEP (4 données par jour). La température de surface est celle issue de GDEM. Les effet de la pression atmosphérique sont également pris en compte (effet local et baromètre inversé à la limite ouverte).

La prise en compte des flux de chaleur

La méthode proposée par [Barnier et al., 1995] est utilisée (voir annexe D). Au départ, la formulation de Gill est choisie pour calculer le flux de chaleur onde longue. Différents tests concernant la paramétrisation des flux dans le modèle seront réalisés au cours de l'étude.

4.3. Circulation générale

La prise en compte des flux de chaleur introduit un terme de relaxation sur la température de surface avec un coefficient de relaxation temporel variable. Aucune autre relaxation n'est effectuée.

La situation initiale

Un champ initial en température et salinité est créé à partir des données climatiques de la base de données GDEM. On partira de la situation la plus homogène possible dans le Golfe Persique soit au mois de février. Le champ initial est interpolé spatialement à partir de trois profils situés dans le Golfe Persique et d'un profil dans le Golfe d'Oman.

Les courants tridimensionnels sont au repos à l'instant initial et la surface libre au niveau moyen.

Les conditions à la limite ouverte

La seule limite ouverte est située à la frontière ouest du domaine. A chaque pas de temps, l'élévation de la surface libre est prescrite en tous les points de la limite à partir des résultats du modèle 2D. L'effet de la pression atmosphérique est ajouté à l'aide de la relation du baromètre inversé qui associe aux fluctuations de la pression atmosphérique une modification du niveau d'eau. Les vitesses sont soumises à une condition de gradient nul. Les valeurs de la salinité et de la température en tout point de la colonne d'eau sont prescrits, en cas d'entrée d'eau, à partir de la climatologie GDEM [Teague et al., 1990].

Une couche éponge de viscosité plus importante est implémentée à proximité de la frontière ouverte.

Le modèle de fermeture turbulente

Pour les premières simulations, on choisira le modèle de type algébrique (appelé type I), dont la fonction d'amortissement dépend à la fois de la longueur de mélange et du nombre de Richardson.

Constantes du modèle :

$$\begin{aligned}\rho_a &= 1.17 \text{Kg.m}^{-3} \\ K_x &= K_y = 2 \text{m}^2.\text{s}^{-1} \\ dt &= 1200 \text{s} \\ z_0 &= 0.001 \text{m} \\ \nu_\lambda &= \nu_\phi = N_H = 365 \text{m}^2.\text{s}^{-1}\end{aligned}$$

4.3.4 Etat initial et spinup

Avant de commencer les simulations réalistes, il nous faut déterminer un état initial en équilibre hydrodynamique et dynamique pour le domaine modélisé. La solution la plus simple est de partir d'un champ de densité tridimensionnel établi à partir de données de température et salinité. C'est la méthode adoptée par [Blain2000]. Cependant, nous ne disposons pas d'un jeu de données suffisant et compatible avec la période couverte par les résultats du modèle météorologique pour déterminer un champ tridimensionnel de densité en équilibre avec tous les forçages. L'utilisation d'un champ fabriqué à partir de données issues d'une climatologie (GDEM par exemple) n'est pas satisfaisant non plus pour la même raison. Nous avons ainsi choisi de réaliser une simulation de longue durée afin de définir un état d'équilibre pour le modèle qui servira de situation initiale à la simulation réaliste inter-annuelle. On se propose d'utiliser plusieurs fois de suite l'année moyenne météorologique déterminée à partir des huit années de résultats fournis par le modèle CEP pour calculer les différents forçages atmosphériques. Les paramètres météorologiques sont fournis toutes les 6 heures mais résultent d'une moyenne sur les 8 années (1994-2001). Les moyens informatiques disponibles nous ont permis d'effectuer une simulation d'une quinzaine d'années environ.

La marée est imposée à la limite est en fournissant à chaque instant la valeur de la dénivellation de la surface libre calculée précédemment à l'aide du modèle 2D de grande emprise. Le débit du fleuve est constant et vaut $1400 \text{ m}^3/\text{s}$.

Nous avons utilisé pour la prise en compte des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère la formulation proposée par [Barnier et al., 1995] qui introduit un terme de rappel uniquement pour la température de surface : aucun rappel n'est effectué sur la salinité.

$$Q_T = Q_{NET}(T_s^{clim}) - \frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}} (T_s^{clim} - T_s^{mod})$$

La figure 4.22 présente le cycle annuel (en moyenne mensuelle) des différents flux de chaleur pour le Golfe Persique (en moyenne spatiale). Pour une question d'homogénéité avec la condition à la limite ouverte, la température de surface issue de GDEM est utilisée à la place de celle fournie par le modèle météorologique pour calculer les flux de chaleur ainsi que le terme de rappel sur la température (voir figure D.8 p. 292 pour la comparaison des champs de la température de surface). Cette dernière remarque explique les différences observables sur les cycles annuels des flux de chaleur présentés sur la figure 4.22 et sur la figure D.11 commentée en annexe D. Il en est de même pour les moyennes annuelles des différents flux qui valent 218, 8, -110, -62, 54 et 1 (en $W.m^{-2}$) respectivement pour les flux de chaleur (ondes courtes, sensible, latente, ondes longues, net et total). Ces valeurs sont comprises dans la gamme des différents résultats présentés dans le tableau D.1 p. 311. Le flux de chaleur total (en cyan sur la figure 4.22) est le flux de chaleur net (somme des différents termes de flux de chaleur atmosphérique) additionné du terme correctif (le second membre de l'équation précédente. Le flux de chaleur total représente la quantité de chaleur effective reçue (si il est positif) ou perdue (sinon) par l'océan. On observe des écarts importants entre le flux net et le flux total, notamment de mai à septembre, période pendant laquelle des écarts de près de $100 W.m^2$ sont obtenus. On a observé précédemment (voir figure D.25) que le terme de relaxation $\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}}$ oscille suivant la saison entre -25 et $-50 W.m^{-2}.K^{-1}$ ce qui indique des écarts

de température entre la climatologie et la solution du modèle de plus de 2° en été et met un peu plus en évidence les approximations constatées sur les calculs des flux de chaleur.

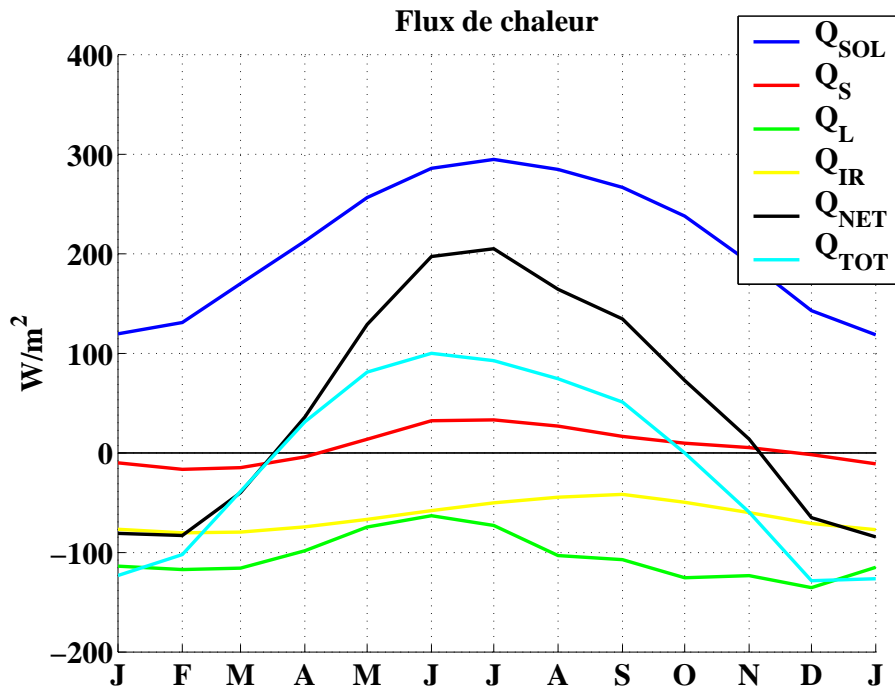


FIGURE 4.22 – Cycle annuel (moyenne mensuelle) des flux de chaleur en $W.m^{-2}$ pour le Golfe Persique (moyenne spatiale). Q_{SOL} flux de chaleur ondes courtes, Q_S flux de chaleur sensible, Q_L flux de chaleur latente, Q_{IR} flux de chaleur ondes longues, Q_{NET} flux de chaleur net et Q_{TOT} flux de chaleur total.

Pour définir le temps au-delà duquel un état d'équilibre est atteint pour la simulation, nous avons choisi de regarder l'évolution temporelle de la température et de la salinité moyenne pour le volume contenu dans le Golfe Persique.

La figure 4.23 présente l'évolution temporelle de la température (en moyenne volumique) dans le Golfe Persique. La moyenne est effectuée sur la totalité du Golfe Persique, la limite étant fixée au niveau du détroit d'Hormuz. l'équilibre thermique du système modèle-forçages est rapidement atteint au bout de 2-3 ans. On observe un cycle annuel avec un maximum de température mi-septembre et un minimum début mars. Ces deux périodes correspondent aux instants des changement de signe du flux de chaleur total dans le Golfe Persique (voir figure 4.22). Le maximum de température dans le Golfe Persique est atteint à la fin de la période de gain pour le flux de chaleur total. De même, le minimum de température est atteint à la fin de la période de perte pour le flux de chaleur total. L'écart de température entre les deux extréma saisonniers est important : il vaut plus de $8^\circ C$. A partir de la cinquième année de simulation, plus aucune variation du cycle saisonnier de la température moyenne n'est observable d'une année sur l'autre.

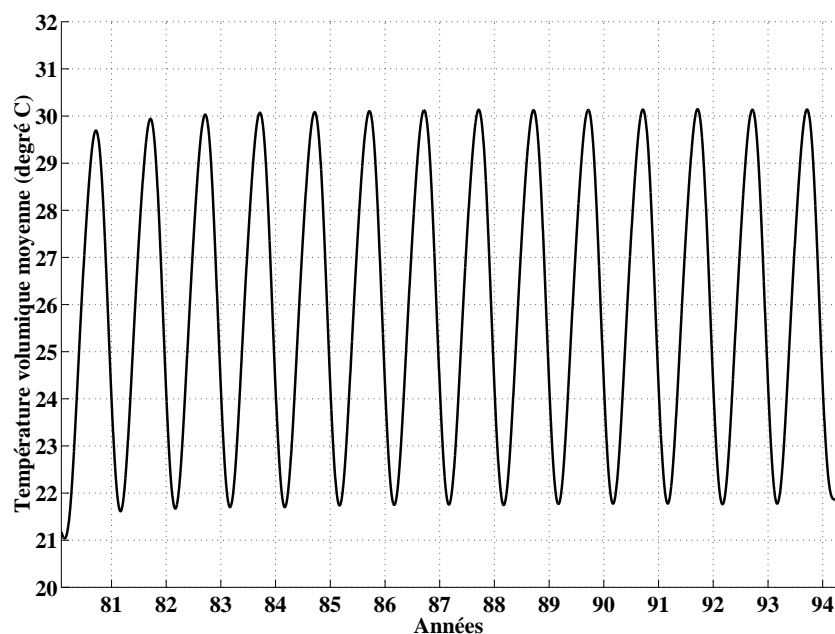


FIGURE 4.23 – Evolution de la température en moyenne volumique sur le Golfe Persique. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données.

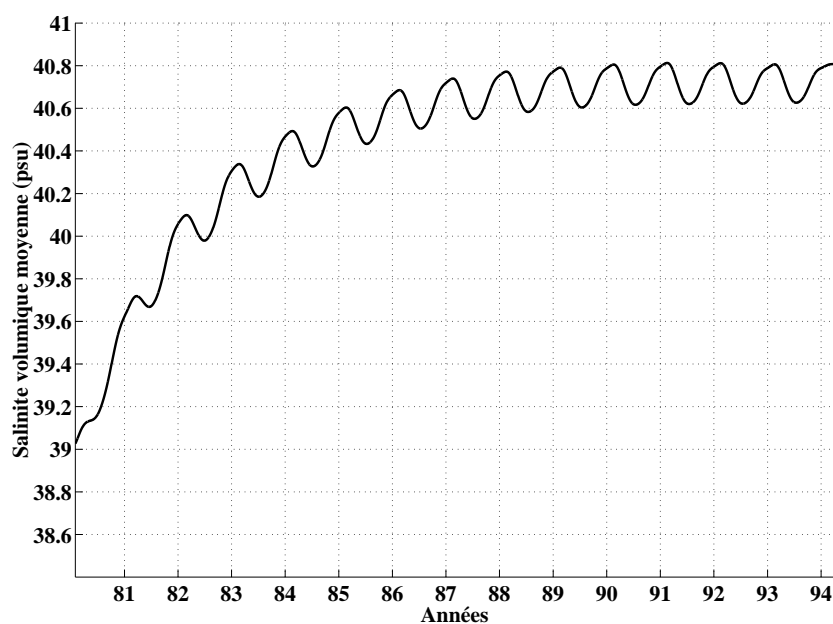


FIGURE 4.24 – Evolution de la salinité en moyenne volumique sur le Golfe Persique. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données.

La figure 4.24 présente l'évolution temporelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique. La moyenne de la salinité augmente fortement les 6 premières années en passant de 39 psu à 40.7 psu. Il n'est pas surprenant d'observer cette forte et rapide augmentation car la situation initiale choisie est très schématique. La salinité moyenne augmente ensuite doucement pendant 3-4 années avant de pouvoir être considérée comme stable d'une

année sur l'autre. Cette évolution est très différente de celle décrite pour la température. En effet, l'équilibre est atteint beaucoup plus tard. Il faut près de 8 années de simulation pour que la salinité moyenne se mette à osciller autour d'une valeur moyenne (40.7 psu). La valeur moyenne alors atteinte résulte à la fois de l'équilibre entre les échanges océan-atmosphère ainsi que du choix des différentes paramétrisations du modèle. A l'image de la température, une variabilité saisonnière est évidente. La salinité moyenne atteint un maximum en hiver à la mi-février. Le minimum de salinité est observé mi-juillet. Dans un premier temps, il est difficile de raccorder ces observations à la variabilité saisonnière d'un processus atmosphérique précis (par exemple l'évaporation) comme nous l'avons fait pour la température. En effet, le temps de réponse de l'océan au forçage de type halin n'est pas intuitif. La salinité moyenne dans le bassin est liée à de nombreux processus qui répondent tous à l'excès d'évaporation. On peut citer parmi ces processus : l'advection d'eau légère en provenance du Golfe d'Oman, la sortie d'eau plus dense au niveau du détroit d'Hormuz ainsi que la convection dans les zones où la salinité augmente fortement. On peut toutefois noter que la salinité maximale du bassin est observée plus de 4 mois après le maximum observé pour le bilan évaporation moins précipitation (voir figure D.28 p. 319). L'écart de salinité entre les deux extréma saisonniers est conséquent : environ 0.2 psu. A partir de la huitième année de simulation, plus aucune variation nette du cycle saisonnier de la salinité moyenne n'est observable d'une année sur l'autre.

Les variations de la salinité moyenne est évidemment associée à des déplacements d'eau. Il est donc intéressant de considérer comme indicateur d'équilibre de la simulation, les variations de débit au niveau du détroit d'Hormuz. La figure 4.25 présente l'évolution de débits mensuels calculés à travers une section qui coupe le détroit d'Hormuz le long de son axe sud-nord. Pour chaque mois, toutes les mailles de la section qui présentent un flux perpendiculaire à la section de signe positif sont associées pour calculer le débit sortant. Le débit entrant est calculé de la même manière. Le débit net représente la somme de tous les flux perpendiculaires à la section. Les effets instantanés de la marée sont filtrés du fait de l'utilisation de moyennes mensuelles.

Un cycle saisonnier est nettement marqué sur les deux premiers graphes de la figure 4.25 montrant l'évolution des débits entrant et sortant à Hormuz. Le débit (entrant ou sortant) est maximum en début d'été et minimum en fin d'année. Les évolutions temporelles des débits entrant et sortant sont symétriques. Les deux courbes évoluent autour d'une valeur moyenne après environ cinq à six années de légère augmentation. La valeur moyenne atteinte dans la configuration de simulation classique est de $-0.153 Sv$ et $0.146 Sv$ pour les débits sortant et entrant, ce qui est tout à fait en accord avec les valeurs (voir partie 4.3.2 p. 128) obtenues à partir des relations de Knudsen.

L'évolution temporelle du débit net (troisième graphe de la figure 4.25) est plus difficile à analyser. Plusieurs extréma sont visibles chaque année mais ne sont pas systématiquement reproduits à l'identique d'une année sur l'autre. Une simulation identique sans forçage de marée ne montre pas une telle variabilité inter-annuelle de débit net à travers Hormuz. Cette variabilité inter-annuelle est donc expliquée par la présence de la marée dont les courants induits varient d'une année à l'autre et modifient ainsi les échanges au détroit. On a vu précédemment que les courants résiduels de marée ne sont pas négligeable dans le détroit d'Hormuz. Toutefois, une signature saisonnière se détache du signal avec un pic d'entrée d'eau dans le Golfe Persique entre les mois de mars et juin. Cette période correspond au maximum de flux entrant dans le golfe d'eau

omanaise (IOSW) de sub-surface. Il est étonnant de remarquer que l'apport important d'eau dans le Golfe Persique ne correspond pas à l'instant où le taux d'évaporation est maximum. Le taux d'évaporation peut être déduit, en première approximation, à partir du flux de chaleur latent présenté sur la figure 4.22. Cette courbe indique que le maximum est atteint en décembre et le minimum en juin et montre un écart saisonnier important d'environ 70 W.m^{-2} . On peut noter également que les périodes durant lesquelles le débit net est positif (il y a plus d'eau qui sort du Golfe Persique) correspondent toujours aux mois d'octobre ou novembre. Une simulation identique sans prise en compte des effets de la pression atmosphérique dans les forçages fait moins apparaître cette signature saisonnière. Une part de cette signature saisonnière est donc associée aux effets de la variabilité saisonnière de la pression atmosphérique. En dehors de ces quelques pics, le débit net est négatif tout le temps, ce qui correspond à un apport d'eau quasi constant dans le Golfe Persique. Ce résultat est évidemment lié au fait que le Golfe Persique se comporte en permanence comme un bassin d'évaporation, la quantité d'eau persique sortante (PGW) étant modulée par la variation du flux d'eau entrant (IOSW) en provenance du Golfe d'Oman. L'évolution temporelle du débit net oscille entre 5000 et $-20000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ autour d'une valeur moyenne d'environ $-6470 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. On n'observe pas de période d'adaptation de quelques années comme pour les débits entrant et sortant.

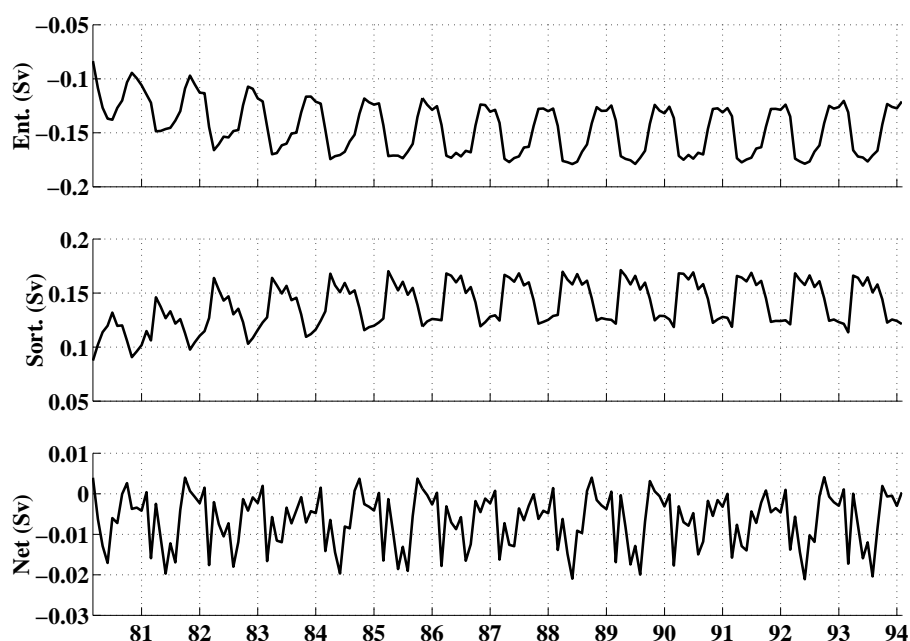


FIGURE 4.25 – Evolution des débits mensuels entrant, sortant et net au travers du détroit d'Hormuz. Les débits entrant, sortant et net sont exprimés en Sverdrup.

Eléments de synthèse :

A partir de la dixième année de spinup, on peut considérer que l'état stationnaire est atteint. Les variations saisonnières de la température et de la salinité moyenne sur le bassin sont identiques d'une année sur l'autre. Les échanges dynamiques au niveau du détroit sont, eux aussi, stabilisés.

Le temps de spinup est différent du temps de résidence du bassin. Il représente le temps nécessaire au système complet (conditions initiales + modèle + forçages) pour atteindre un équilibre dynamique. Le temps de résidence, quant à lui, représente le temps moyen pendant lequel une particule d'eau entrée dans le Golfe Persique va y séjourner. L'estimation de ce temps de résidence varie entre 2 et 5 ans selon les auteurs (voir partie 4.3.2 p. 128), soit beaucoup moins que le temps de spinup.

Les champs bidimensionnels et tridimensionnels obtenus à l'issue de cette simulation de spinup pour la hauteur d'eau, les trois composantes de la vitesse, la salinité et la température vont servir pour définir l'état initial de la simulation réaliste inter-annuelle de 1994 à 2001.

L'évaporation est importante toute l'année (supérieure à 2 mm/jour en moyenne sur le golfe). Des valeurs supérieures à 4 mm/jour sont observées de septembre à février. Les précipitations (taux non nul de novembre à février) diminuent la quantité d'eau perdue en hiver. Un flux net entrant compense ces pertes d'eau dans le Golfe Persique.

4.3.5 Cycle saisonnier et principales caractéristiques dynamiques et thermohalines

Nous venons de montrer que l'état stationnaire est atteint au bout d'une dizaine d'années de simulation. Nous pouvons donc considérer que le cycle saisonnier de la circulation générale dans le Golfe Persique, le détroit d'Hormuz et le Golfe d'Oman peut être décrit à partir de la simulation de spinup une fois l'état d'équilibre atteint. Nous allons donc décrire les différentes caractéristiques saisonnières de la circulation et des structures tridimensionnelles thermiques et halines pour l'année 1990 à partir des résultats de la simulation de spinup.

4.3.5.1 Circulation dans le Golfe Persique

Les champs de courants produits par la modélisation tridimensionnelle mettent en évidence un signal saisonnier.

Les cartes de transport mensuel (moyenne sur la verticale du courant) montrent un signal saisonnier net. La circulation estivale (figure 4.27) est caractérisée par des structures à l'échelle du bassin tandis que la situation hivernale (figure 4.28) met en évidence davantage de structures cohérentes de petite échelle (~ 50 km). Les cartes pour tous les mois de l'année sont présentées en annexe E (voir figures E.1 à E.3).

Une circulation cyclonique est présente quelque soit la saison dans la partie nord du bassin est du Golfe Persique (à l'est de 53° E et au nord de $25^\circ 30'$ N). La taille et la position de cette cellule évolue ensuite suivant la saison.

La cellule s'étend plus à l'ouest entre les mois d'avril et de novembre. L'extension vers l'ouest (vers 51° E) est maximale entre juin et août (voir figure 4.27). La circulation s'étend également vers le sud-est du golfe, jusqu'à la côte émirati, de novembre à mars

(voir figure 4.26). Cette circulation est compatible avec les tensions de vent observées dans la région et sa disparition en été correspond à une période de vent faible sur cette partie du golfe.

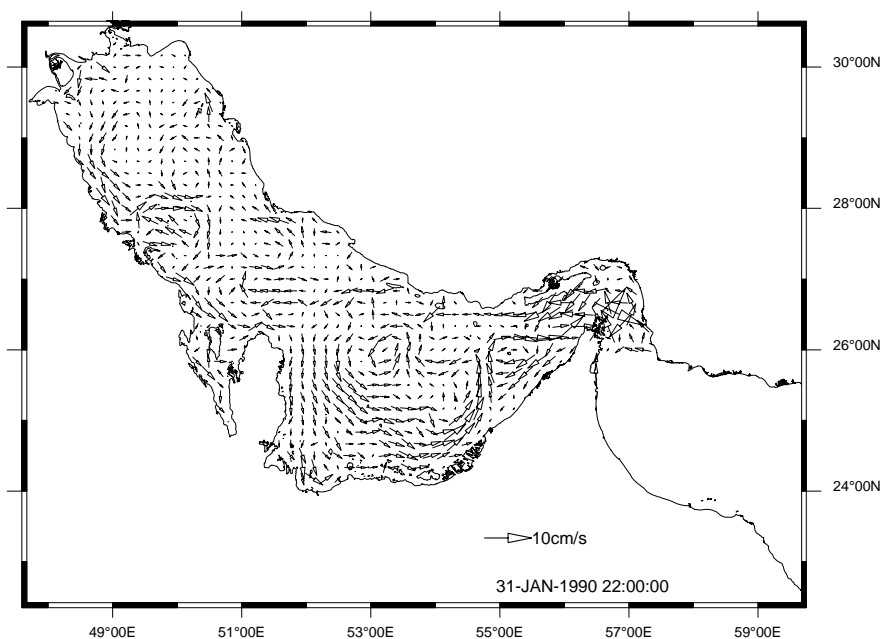


FIGURE 4.26 – Moyenne mensuelle du courant barotrope en janvier. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

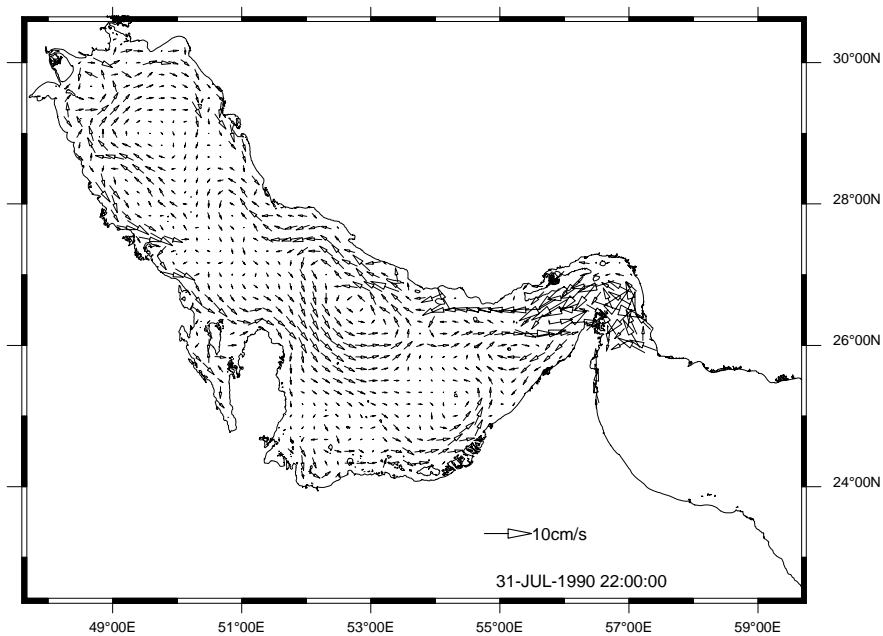


FIGURE 4.27 – Moyenne mensuelle du courant barotrope en juillet. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

La grande circulation cyclonique estivale observée dans la moitié nord du bassin (qui est aussi la partie la plus profonde, voir figure 4.20 p. 130) du golfe est parfois

4.3. Circulation générale

accompagnée (de juin à août) d'une circulation anti-cyclonique dans la partie nord-ouest du bassin (voir figure 4.27). Cette circulation est induite par le vent (en moyenne de direction nord-ouest) comme cela a été montré lors des études de processus (voir figure 4.14 page 121). Dans cette partie du golfe, le champ de vent estival issu du modèle météo CEP a en effet montré la présence de vent de nord-ouest d'intensité supérieure à la valeur communément admise dans la littérature. Une simulation analogue forcée à partir des champs climatologique UWM/COADS [Da silva et al., 1994] ne fait pas apparaître cette circulation anti-cyclonique. La diminution de l'intensité du vent en été dans cette partie du Golfe Persique entraîne alors une extension encore plus ouest de la circulation cyclonique principale qui peut alors occuper la totalité du golfe. Ce résultat est comparable à celui obtenu par [Chao et al., 1992] lors des premières simulations 3D réalisées.

A partir du mois de décembre, la partie ouest de la grande structure cyclonique se désagrège et une multitude de recirculations (majoritairement cycloniques) apparaît partout dans le Golfe Persique (voir figure 4.28). Cette période correspond à une augmentation de l'intensité du vent dans cette partie du golfe.

A proximité du détroit, on observe un courant entrant dans le Golfe Persique situé au sud de la circulation cyclonique permanente et dirigé vers le sud-ouest le long de la côte émirati. Ce courant s'oppose à la circulation dirigée vers le nord-est observée le long de la côte émirati. Cette opposition donne naissance à un front (voir figure 4.28) se déplaçant d'est en ouest suivant la saison. Le front est décalé plus à l'ouest en été lorsque la circulation due au vent est plus faible dans le sud du bassin oriental du golfe .

L'intensité des courants barotropes filtrés de la marée dans la circulation cyclonique est comprise entre 2 et 6 $cm.s^{-1}$ pour les moyennes mensuelles. Les résultats du modèle de [Blain2000] présentent des valeurs un peu plus intenses comprises entre 2 et 10 $cm.s^{-1}$.

La circulation de surface est dominée par la circulation induite par le vent dans la partie nord-ouest, à laquelle s'ajoute les effets du fleuve. Sous l'action du vent, le courant est dirigé vers le sud-est et longe les côtes arabe et iranienne comme l'ont déjà décrit [Hunter1982] et [Reynolds1993], créant des upwellings le long de la côte iranienne et des downwellings le long de la côte arabe (figure 4.29). En surface, l'effet du panache (fronts de densité) sur les courants se superpose à la circulation induite par le vent. La climatologie étant constituée à partir des données CEP toutes les six heures, on observe une variabilité importante dans la position spatiale du panache (et des courants associés), signature évidente de cette haute fréquence. En revanche, la simulation utilisant les forçages atmosphériques issus de la climatologie UWM/COADS [Da silva et al., 1994] présente un panache constamment collé le long de la côte sud à l'image des résultats de [Chao et al., 1992]. L'intensité des courants (moyenne mensuelle) est comprise entre 1 et 5 $cm.s^{-1}$. La variabilité saisonnière est importante. L'activité méso-échelle est beaucoup plus importante en hiver (figure 4.30).

Dans la partie orientale du Golfe Persique (à l'est de la péninsule du Qatar) la circulation de surface est un peu plus complexe. A la circulation induite par le vent s'ajoute celle créée par l'apport d'eau en provenance du Golfe d'Oman (IOSW) en réponse à l'outflow d'eau dense persique (PGW). La branche principale de l'eau entrante longe la côte iranienne et progresse vers l'est à l'intérieur du Golfe Persique. La limite est de pénétration dépend de la saison, l'extension maximale est atteinte en août à l'est du

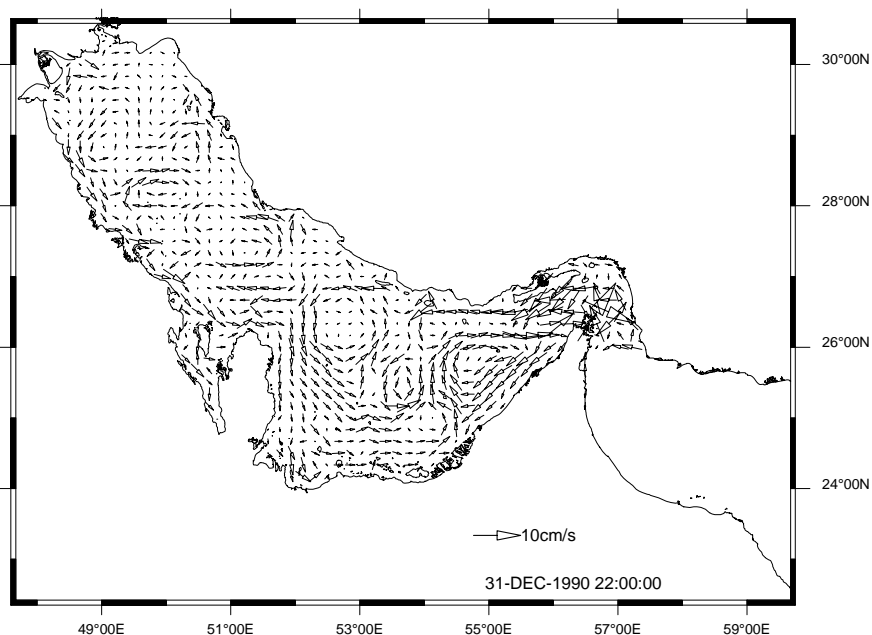


FIGURE 4.28 – Moyenne mensuelle du courant barotrope en décembre. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

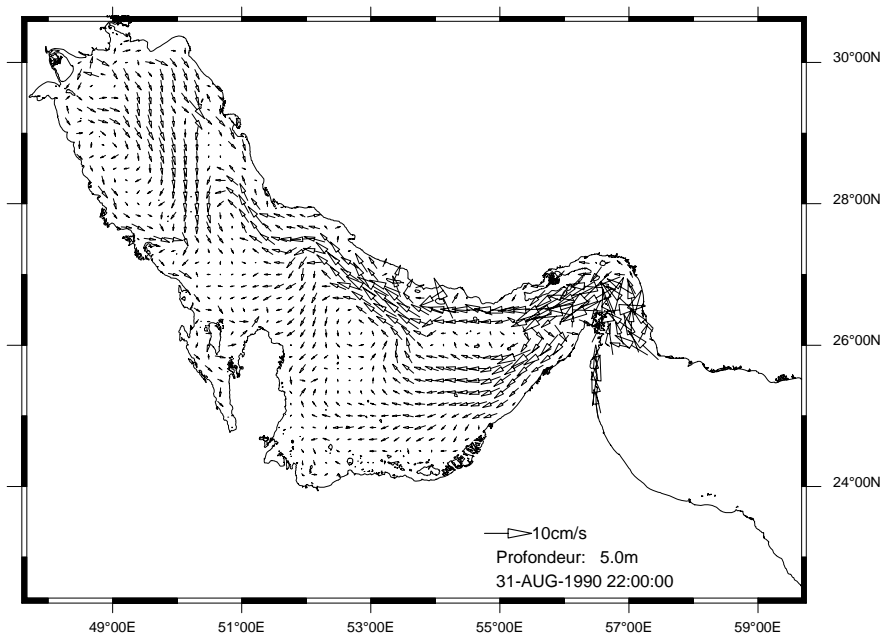


FIGURE 4.29 – Moyenne mensuelle du courant de surface (à cinq mètres) en août. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

Qatar vers $49^{\circ}40' E$ (figure 4.29). Ce courant côtier bifurque ensuite vers le sud pour suivre une circulation cyclonique mais différente de celle observée pour le transport barotrope. En effet, la circulation grande échelle est plus étendue vers le sud (effet du vent) et atteint en permanence les côtes qatari et émirati. Cette fermeture cyclonique résulte de l'opposition entre la circulation induite par les vents généralement de direction nord-ouest avec l'entrée d'eau omanaise (figure 4.31). Le courant entrant au niveau du

4.3. Circulation générale

détroit d'Hormuz présente une seconde branche qui longe la côte sud et s'oppose au retour de la circulation cyclonique en donnant naissance à un front. En été, en période de vent plus faible et d'entrée d'eau plus importante, cette seconde branche est plus intense et le front se déplace jusqu'à 55° E (figure 4.31). Il existe également un courant de surface collé le long de la côte omanaise au niveau du détroit d'Hormuz dirigé vers le golfe d'Oman (non visible sur les figures présentées car toutes les flèches ne sont pas tracées).

La variabilité saisonnière est identique à celle décrite pour le transport barotrope, à savoir une large et stable circulation cyclonique en été (figures 4.29 et 4.31) et une circulation plus localisée dans la partie ouest du bassin, accompagnée d'une activité méso-échelle assez intense en hiver (figure 4.30). La branche nord de cette circulation cyclonique est la plus intense et des vitesses (moyenne mensuelle) de plus de 10 cm.s^{-1} sont observées en été. Les mesures présentées par [Hunter1982] (données de dérives bateaux, principalement le long de la côte iranienne) font état de vitesse de surface comprises entre 10 et 20 cm.s^{-1} et rapportent également une augmentation de l'intensité du courant en été. Des mesures courantométriques réalisées au printemps 1992 dans la partie centrale du Golfe Persique (au nord-est du Qatar) montrent une circulation cyclonique en surface dont l'intensité est inférieure à 10 cm.s^{-1} [Abdelrahman et al., 1995]. [Horton et al., 1994] obtient des vitesses un peu plus élevée avec une modélisation avec assimilation (mais sans marée). La solution numérique de [Hunter1983] présente, elle aussi, des courants de l'ordre de 10 cm.s^{-1} pour une situation hivernale (ajustement à un champ de densité et à l'action d'un vent constant). plus récemment, celle de [Chao et al., 1992] indique des courants de l'ordre de 10 cm.s^{-1} en été comme en hiver.

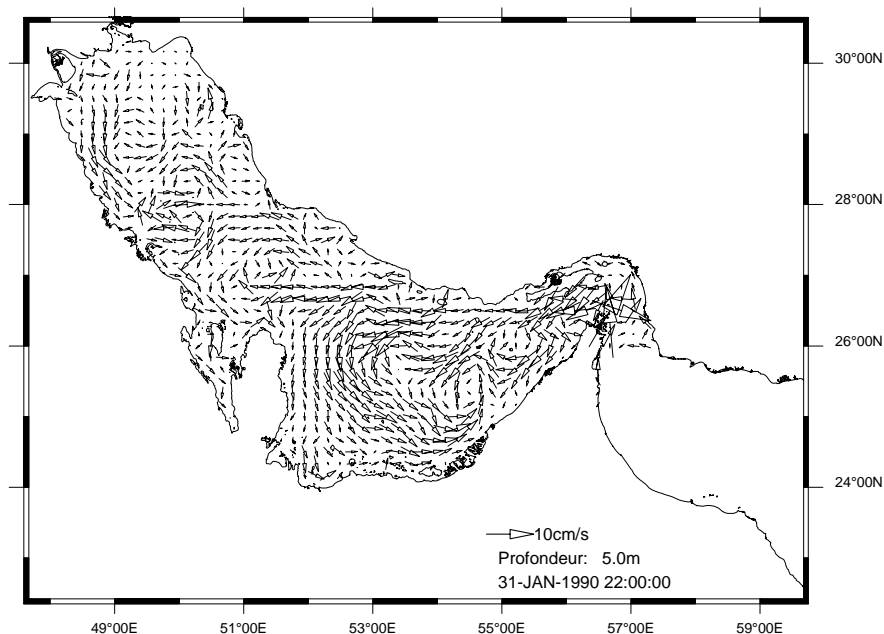


FIGURE 4.30 – Moyenne mensuelle du courant de surface (à cinq mètres) en janvier. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

La circulation de surface présente les principales caractéristiques attendues et résumées dans les travaux de synthèse de [Johns et al., 2000] (voir figures E.4 à E.6 en annexe E

pour la variabilité saisonnière mois par mois).

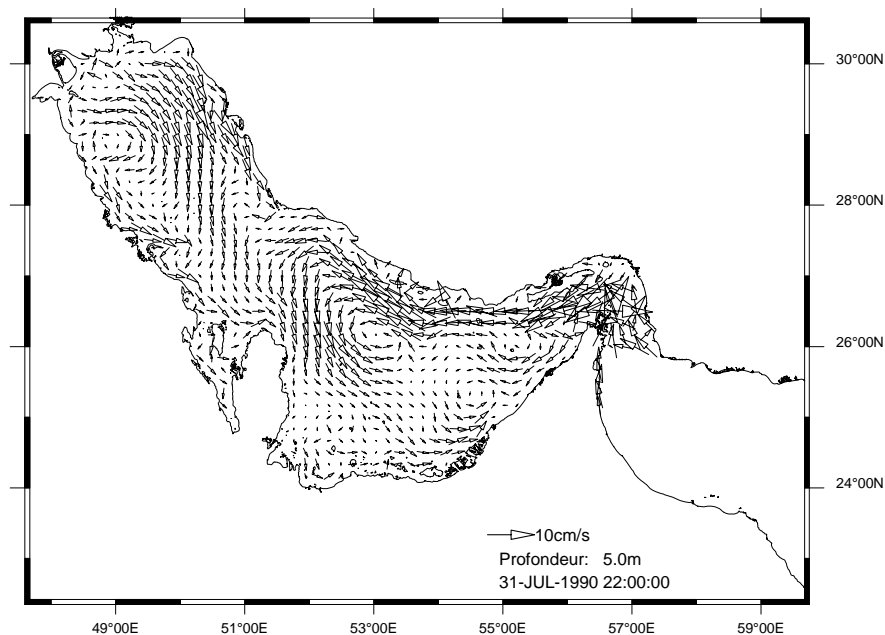


FIGURE 4.31 – Moyenne mensuelle du courant de surface (à cinq mètres) en juillet. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

La circulation au fond est très peu connue dans le Golfe Persique même si l'existence d'un courant sortant ne fait aucun doute au niveau du détroit d'Hormuz (voir figures E.7 à E.9 pour la variabilité saisonnière mois par mois).

Dans la partie nord-ouest (à l'ouest de 50°E) du golfe, on retrouve la domination de la circulation due au vent (figure 4.32, graphe de gauche). En effet, dans les zones peu profondes le long des côtes arabes, le courant est dirigé vers le sud-est tandis que dans le fond du golfe le courant est dirigé vers le nord-ouest comme nous l'avons observé lors de l'étude de processus (figure 4.6 page 113). Ensuite, au nord-ouest du Qatar, le courant dans la partie centrale du golfe s'inverse et reste dirigé tout au long de l'année vers le sud-est et alimente le courant sortant dirigé vers le détroit d'Hormuz et le Golfe d'Oman (même figure). Dans cette partie du bassin, le courant est plus fort en hiver (figure 4.32, graphe de droite) mais n'atteint pas $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en valeur moyenne mensuelle. En hiver également, des petites branches venant de la côte d'Arabie Saoudite (vers 27°N) alimentent ce courant de fond dirigé vers le sud-est.

Dans la partie orientale du Golfe Persique (à l'est de la péninsule du Qatar), la circulation met en évidence deux résultats importants.

Un courant dirigé vers le sud-est est observé toute l'année dans la partie plus profonde du golfe où les fonds sont supérieurs à 50 m (voir figure 4.33). Ce courant alimente la sortie d'eau à travers le détroit d'Hormuz. Au niveau du détroit, le courant sortant s'intensifie car la section d'écoulement diminue d'une part en raison de la bathymétrie mais également en raison de la concurrence d'un courant entrant situé le long de la côte iranienne le long de l'île de Jazireh ye Qeshm (figure 4.33). Des mesures récentes de vitesses (ADCP de coque) de [Johns et al., 1998] le long d'une radiale sud-nord dans

le détroit d'Hormuz (coté Golfe Persique) montrent l'existence de ces courants opposés pour toutes les saisons. Le courant sortant est légèrement plus fort en hiver mais montre aussi plus d'instabilité.

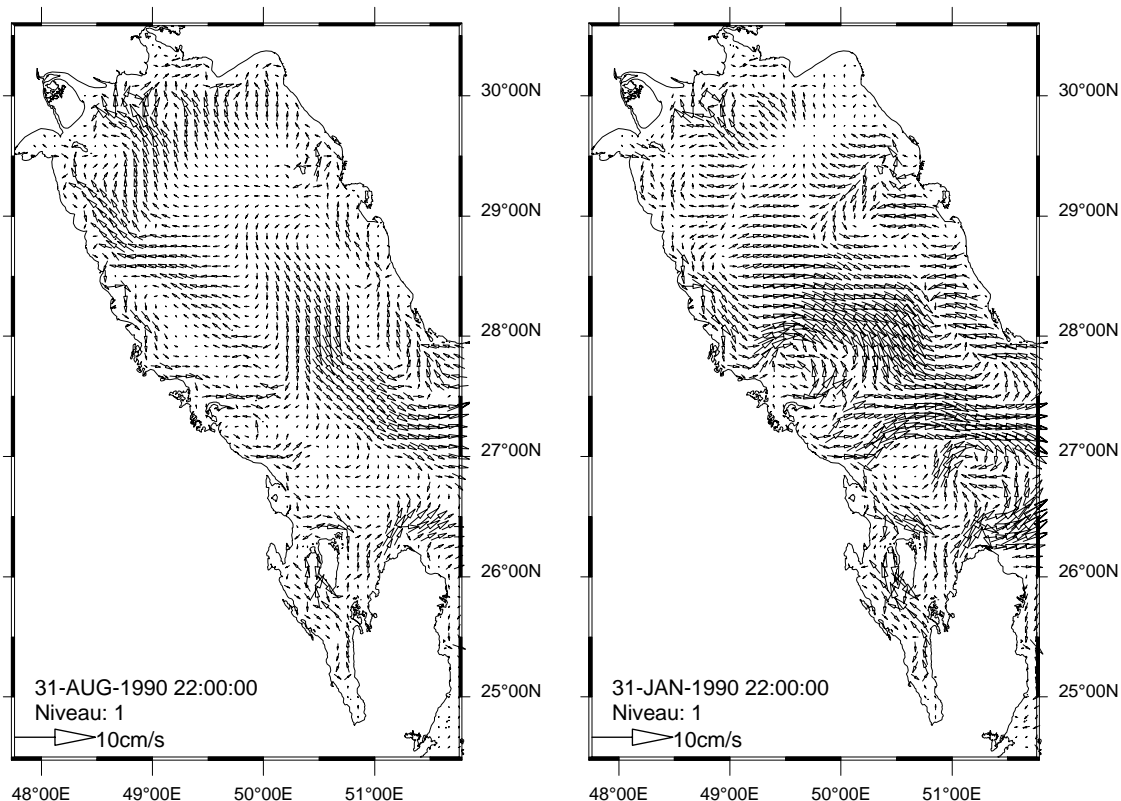


FIGURE 4.32 – Moyenne mensuelle du courant au fond (premier niveau sigma) en août (gauche) et en juillet (droite) dans la partie nord-ouest du Golfe Persique. Une flèche tous les dix kilomètres environ.

La simulation réaliste met en évidence un autre type de recirculation. Principalement pendant les mois d'hiver, nous pouvons observer plusieurs branches de courant partant de la côte sud du Golfe Persique et rejoignant le courant principal situé dans la partie centrale du golfe. On observe ainsi une branche au nord-ouest de la péninsule du Qatar et plusieurs branches le long de la côte des Emirats (figure 4.33). La branche la plus intense se trouve au niveau de 54°E et alimente directement le courant dans le détroit d'Hormuz de février à avril. Ces branches partent de zones côtières peu profondes où l'évaporation importante conduit à la création d'eau relativement salée [Reynolds1993], [Johns et al., 2000] et [Swift et al., 2003]. La vitesse du courant sortant atteint 10 cm.s^{-1} (moyenne mensuelle) dans le détroit mais est plus faible dans les branches situées dans le golfe (quelques cm.s^{-1}). Quelques mesures courantométriques réalisées au printemps 1992 dans la partie centrale du Golfe Persique (au nord-est du Qatar) présentées par [Abdelrahman et al., 1995] indiquent un courant dirigé vers le détroit d'Hormuz d'amplitude $5\text{-}6 \text{ cm.s}^{-1}$ en bon accord avec les caractéristiques décrites (figure 4.33).

A 40 m de profondeur (c'est-à-dire uniquement dans la moitié nord du bassin, voir figure 4.34), une étroite cellule cyclonique est également observable. Une petite cellule cyclonique permanente et intense est située au niveau du détroit d'Hormuz sous l'île

de Jazireh ye Qeshm (56°E , 27°N). En été, la circulation cyclonique s'étire vers l'ouest en créant plusieurs cellules emboîtées (figure 4.34). En hiver, des recirculations de plus petite échelle apparaissent. L'évolution temporelle de la circulation à 40 m de profondeur est présentée en annexe E (figures E.10 à E.12).

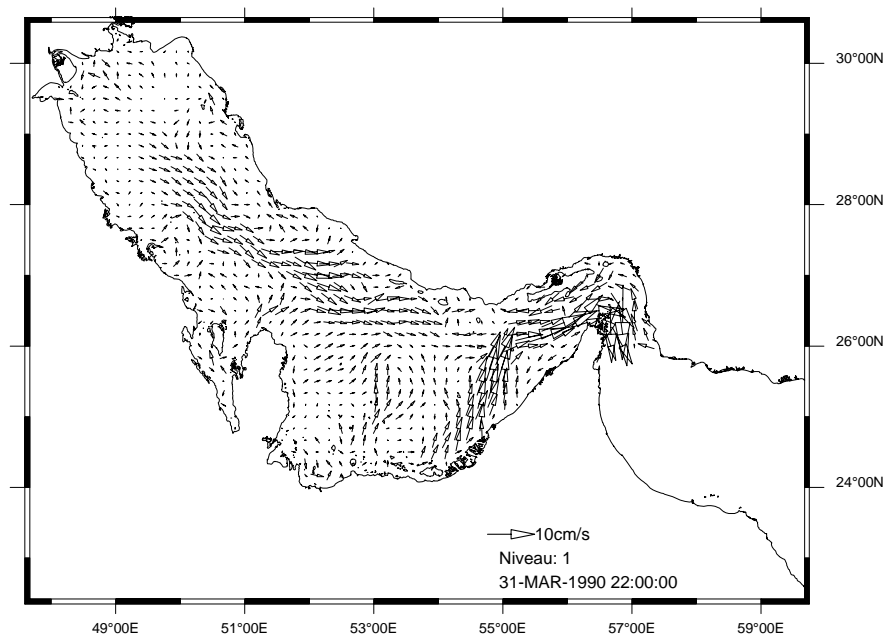


FIGURE 4.33 – Moyenne mensuelle du courant au fond (premier niveau sigma) en mars. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

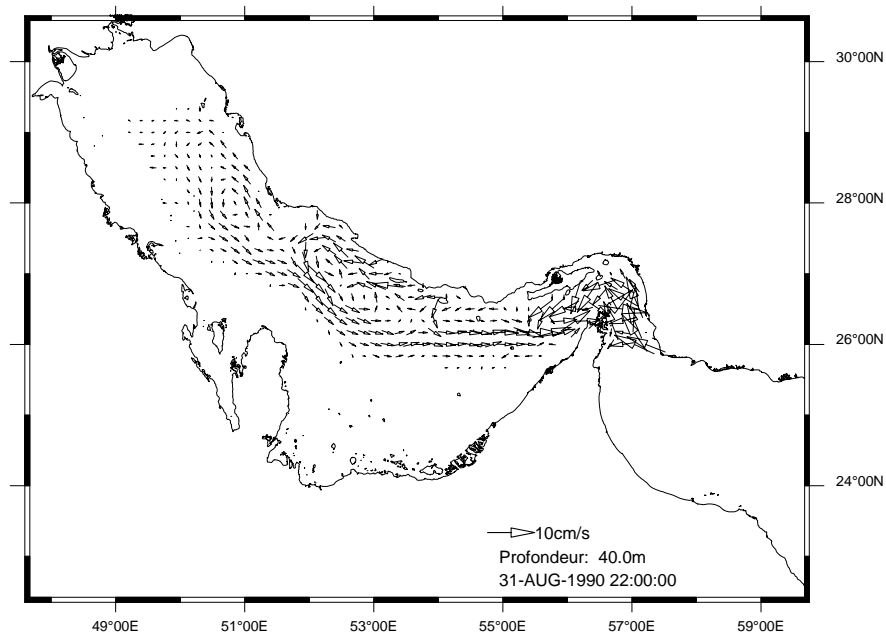


FIGURE 4.34 – Moyenne mensuelle du courant par 40 m de profondeur en août. Une flèche tous les vingt kilomètres environ.

4.3. Circulation générale

4.3.5.2 Structures thermohalines dans le Golfe Persique

L'évolution saisonnière des structures tridimensionnelles des champs de température, de salinité et de densité dans le Golfe Persique a été étudiée à partir de la description des champs de surface et de fond ainsi que de plusieurs sections identiques à celles décrites par [Reynolds1993] (voir figure 4.35 pour les positions des sections). Les variations saisonnières sont représentées mois par mois en annexe E (figures E.13 à E.27).

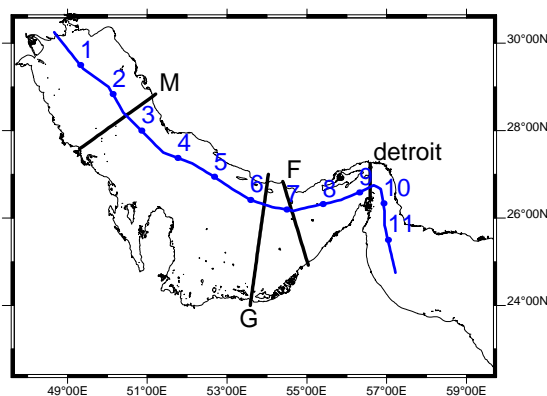


FIGURE 4.35 – Positions des sections verticales dans le Golfe Persique : section axiale (1-11) et sections M, G, F et détroit.

Le modèle reproduit correctement le gradient nord-ouest/sud-est (figures 4.36 et 4.37) communément observé pour la température de surface dans le Golfe Persique (par exemple en février-mars 1977 par [Brewer et al., 1978] puis en février et juin 1992 par [Reynolds1993]). Ce gradient de 2 à 4°C apparaît à chaque saison mais est plus important en hiver (figures 4.36 et 4.37). Les eaux de la partie nord-ouest du bassin sont plus froides que celle de la partie sud-est à l'exception en hiver des eaux côtières de la partie sud du bassin. Cette particularité s'explique facilement en raison de la faible profondeur des eaux dans ce secteur. La variabilité saisonnière de la température de surface est importante et on observe des amplitudes de près de 20°C. Cette variabilité saisonnière est bien reproduite par le modèle. Les températures les plus faibles sont obtenues en février près du delta du Shatt al Arab (moins de 16°C) et les plus fortes sont obtenues le long de la côte des Emirats en août et septembre (températures supérieures à 35°C). Au cours de l'année, les eaux du Golfe Persique se réchauffent par le sud-est. La zone nord-ouest du bassin demeure en permanence la plus froide. Une langue d'eau plus froide collée le long de la partie nord-ouest de la côte iranienne est également observée régulièrement et signale l'existence d'upwelling dans cette partie du golfe notamment en avril-juillet (voir figures 4.36 et E.13). La zone peu profonde qui couvre l'ouest du Qatar jusqu'au début du détroit dans le sud du bassin présente une variation saisonnière de température très importante : les eaux relativement froides en hiver (moins de 20°C) deviennent très chaudes en été (plus de 35°C). Ces températures maximales sont probablement un peu trop chaudes. Elles sont légèrement supérieures aux maxima observés sur les mesures AVHRR de type MCSST K10 fournies par NAVOCEANO (voir figures en annexe G). En effet, sur un jeu de données conséquent (une image composite par mois) disponibles entre 1997 et 2001, la température maximale mesurée atteint une valeur légèrement supérieure à 34.5°C en août 1998 pour la même zone. L'utilisation de la paramétrisation

de [Bignami et al., 1995] pour le flux infrarouge améliore sensiblement cette tendance. La température de surface est également plus proche des observations en hiver avec cette dernière paramétrisation.

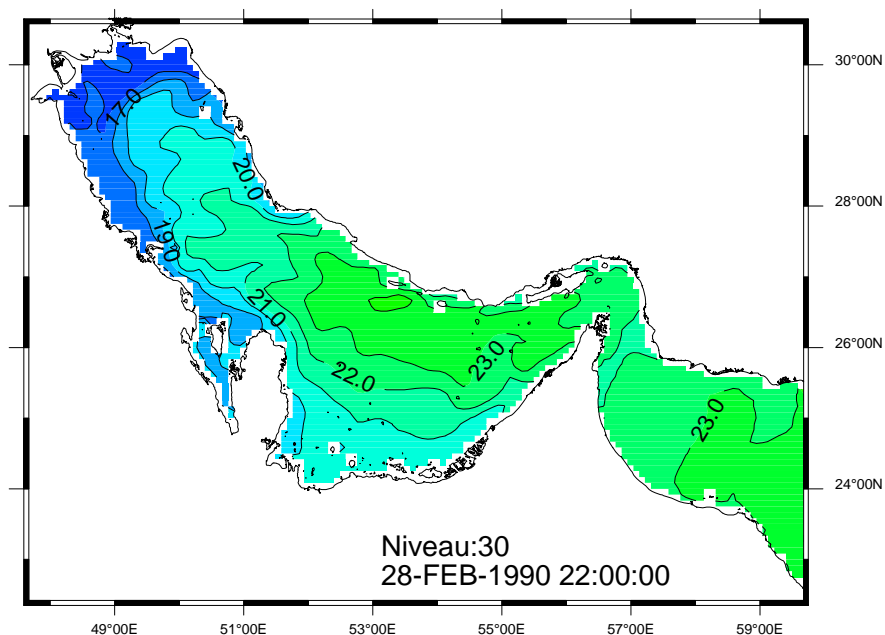


FIGURE 4.36 – Moyenne mensuelle de la température de surface (dernier niveau sigma) en février. Isotherme tous les degrés.

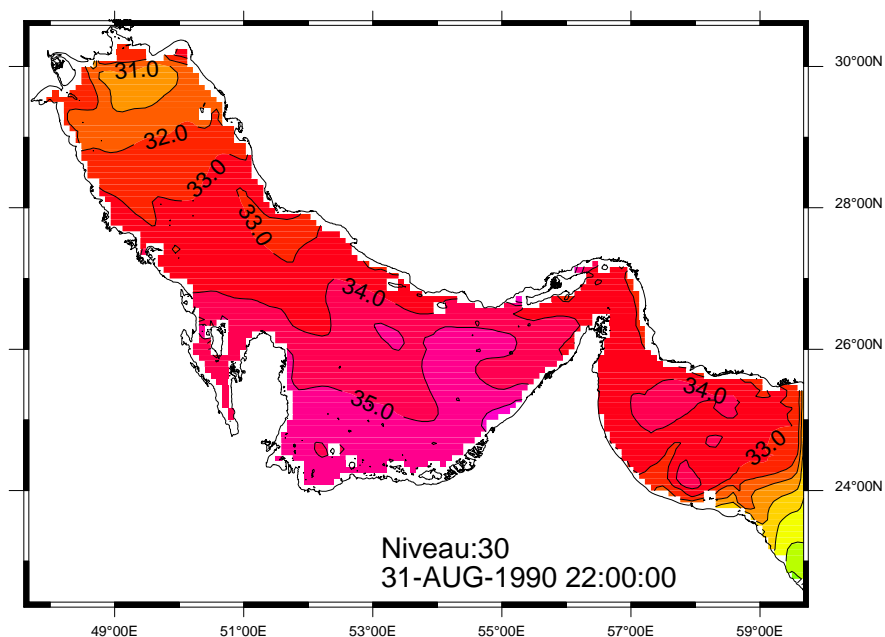


FIGURE 4.37 – Moyenne mensuelle de la température de surface (dernier niveau sigma) en août. Isotherme tous les degrés.

La température au fond présente des caractéristiques différentes. En hiver, on retrouve le gradient observé en surface (figure 4.38). Le profil vertical de température est donc homogène à cette époque de l'année. En été, le gradient de température à tendance

4.3. Circulation générale

à être perpendiculaire aux isobathes (figure 4.39). On remarque aussi que la température au fond et en surface sont identiques dans les zones de faibles profondeurs (en dessous de l'isobathe 25m) le long des côtes des Emirats Arabes Unis. Il n'est en effet pas étonnant de constater une telle absence de stratification thermique par petits fonds dans une mer à marée. Ces deux résultats du modèle sont cohérents avec les cartes issues de la base de données MODAS et présentées par [Blain2000].

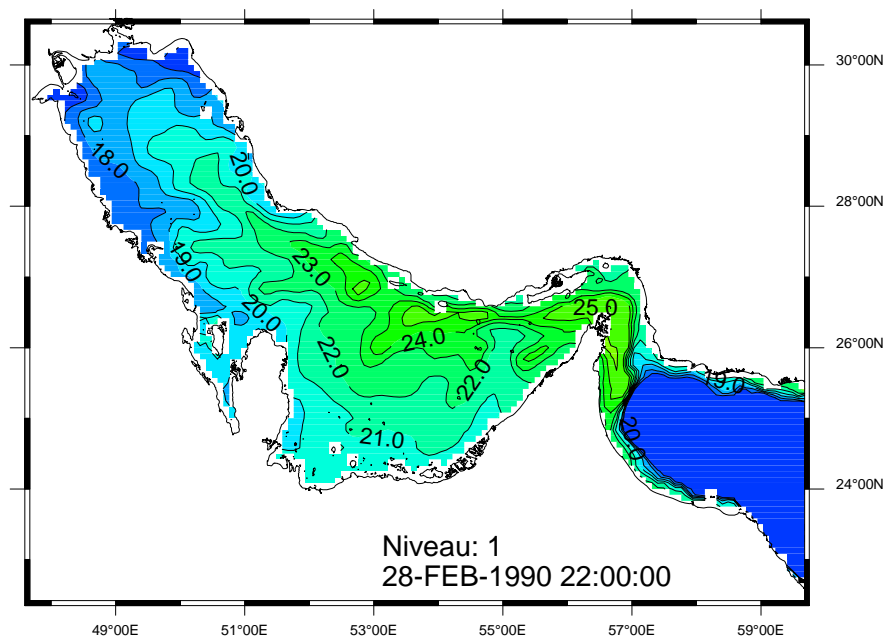


FIGURE 4.38 – Moyenne mensuelle de la température au fond (premier niveau sigma) en février. Isotherme tous les degrés.

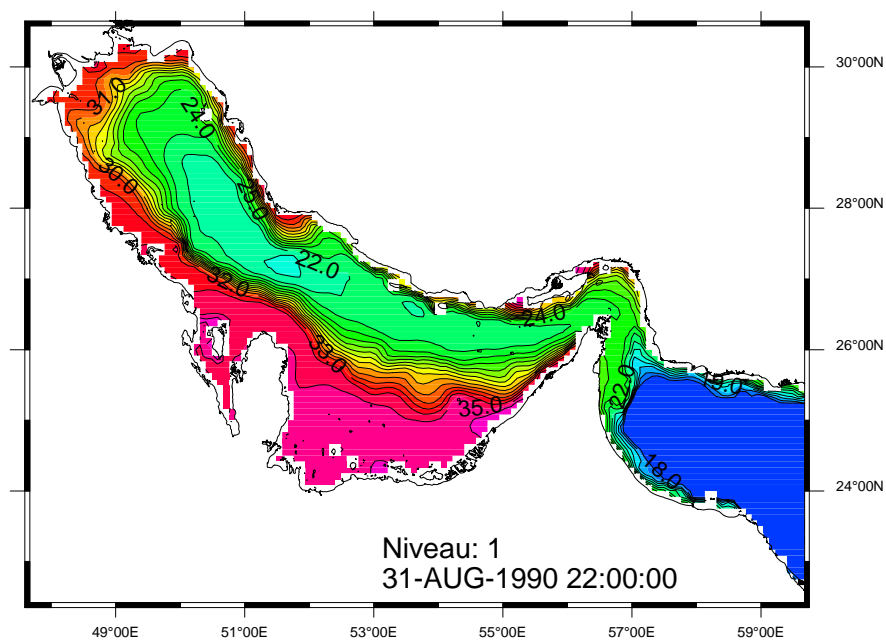


FIGURE 4.39 – Moyenne mensuelle de la température au fond (premier niveau sigma) en août. Isotherme tous les degrés.

Une section dans l'axe du Golfe Persique permet de suivre l'évolution de la stratification thermique au cours de l'année pour la zone centrale du golfe. En hiver (de décembre à mars) la stratification thermique est quasi inexistante du delta du Shatt al Arab jusqu'au détroit d'Hormuz (la position de la section est tracée en bleu sur la figure 4.35), la position du détroit d'Hormuz correspond au numéro 9). La stratification se met en place en avril et la thermocline est détruite au mois de novembre (voir figure E.19). Le gradient vertical le plus important est observé en août (plus de 12°C d'écart entre la surface et le fond, voir figure 4.41). La thermocline se situe entre 10 et 15 m de profondeur en début d'été et s'approfondit à environ 25 m en automne, en accord avec les observations [Cmo1998], [Swift et al., 2003]. Le réchauffement est clairement du rayonnement solaire local plutôt qu'à un flux entrant d'eaux plus chaudes comme cela a été observé par [Swift et al., 2003]. L'évolution saisonnière de la stratification présente des caractéristiques identiques à celles détaillées par [Swift et al., 2003] à partir de la base de données MOODS [Alessi et al., 1999]. Le modèle reproduit bien le réchauffement estival des eaux à 50 mètres de profondeur observé en été à l'ouest du détroit d'Hormuz (entre les positions 7 et 10 sur la figure 4.41) du à une augmentation du mélange. La section axiale, équivalente à celle réalisée en hiver et été 1992 par [Reynolds1993], présente des structures identiques à celles des observations, mais avec des températures globalement plus faibles. Toutefois, l'hiver 1991-1992 qui correspond à la période analysée par [Reynolds1993] a été un hiver exceptionnellement froid dans le Golfe Persique, ce qui explique probablement la différence de température constatée. Une fois la thermocline installée, nous pouvons observer (voir figure E.19) le déplacement de l'eau de fond relativement froide de la partie nord-ouest de bassin en direction du détroit d'Hormuz pendant le printemps et l'été.

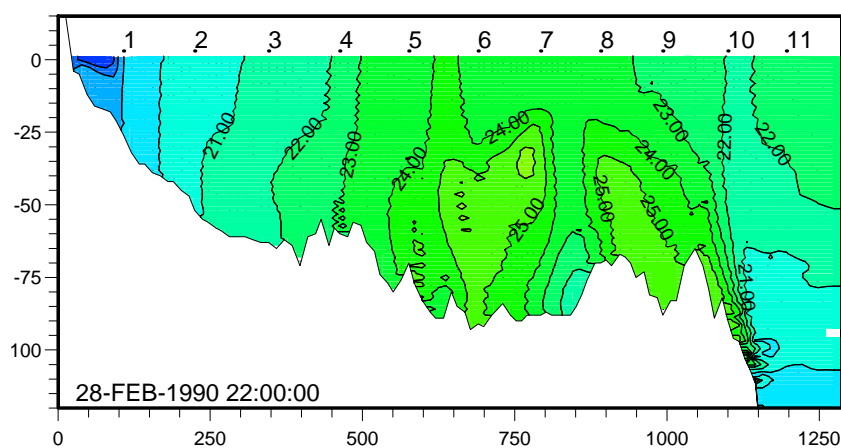


FIGURE 4.40 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique (position sur la figure 4.35). Moyenne mensuelle pour février de la température. Isotherme tous les degrés. Profondeur en m et distance en km.

Cette constatation est confirmée par l'analyse de la variabilité saisonnière de la température (en moyenne mensuelle) le long de deux coupes sud-nord situées près de 54°E (coupes F et G présentées sur la figure 4.35). Nous apercevons au fond une eau plus froide apparaître de mai à octobre. Cette eau est visible un mois avant sur la coupe G par rapport à la coupe F, ce qui indique une progression en direction de l'est (voir

figure 4.42), en bonne conformité avec la description de la circulation près du fond.

La section M, situé dans la partie nord-ouest du Golfe Persique met en évidence une bascule saisonnière des gradients de température : la stratification horizontale estivale se transforme en gradient horizontal l'hiver avec des eaux (homogènes sur la verticale) plus froides sur les bords du bassin (voir figure E.26). L'absence de données (notamment dans la partie sud-est du bassin) ne permet pas de faire plus de comparaison entre la solution du modèle et les observations.

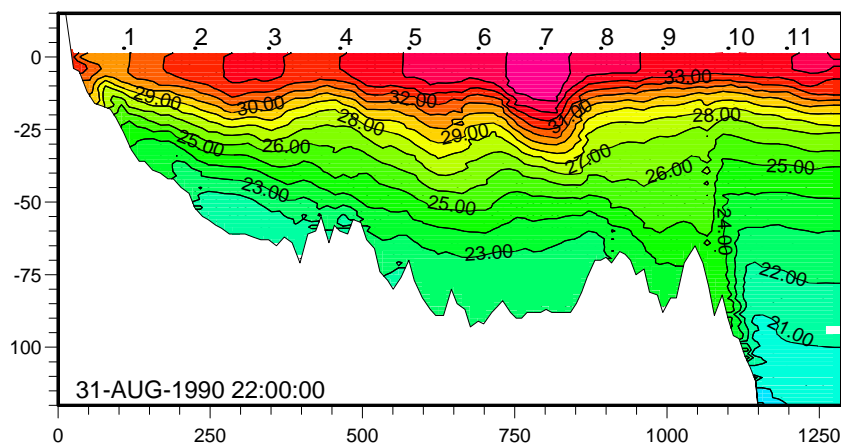


FIGURE 4.41 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique. Moyenne mensuelle de la température pour août. Isotherme tous les degrés, profondeur en m et distance en km.

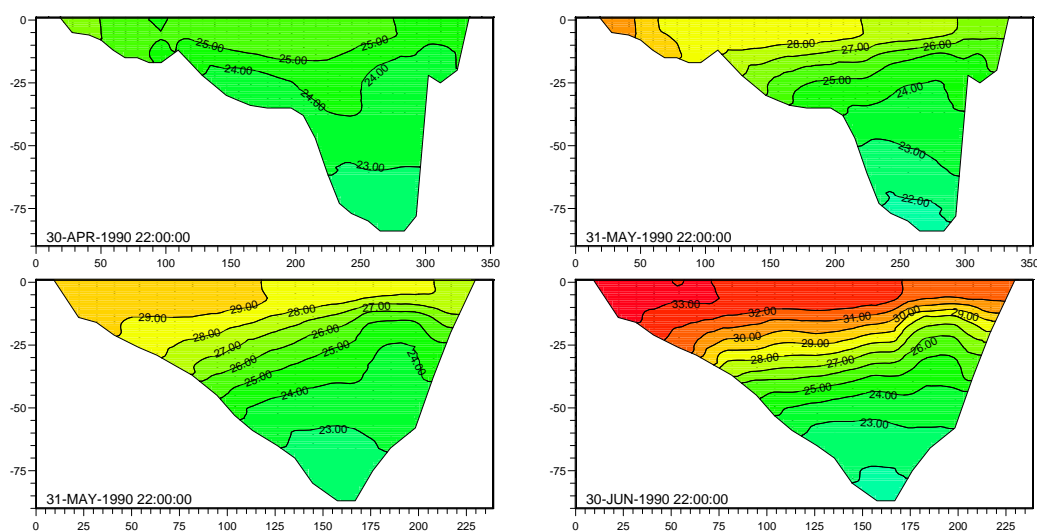


FIGURE 4.42 – Moyenne mensuelle de la température le long de la coupe G pour les mois d'avril (en haut à gauche) et mai (en haut à droite) et le long de la coupe F pour les mois de mai (en bas à gauche) et juin (en bas à droite). La position des coupes est présentée figure 4.35. Isotherme tous les degrés, profondeur en m et distance en km.

Le champ de salinité de surface calculé par le modèle reproduit les caractéristiques connues. Le panache du Shatt al Arab se développe en longeant principalement la côte sud, le long de l'Arabie Saoudite. Cependant, des épisodes moins classiques sont observés, en août par exemple, pendant lesquels le panache de surface a tendance à se

diriger vers la côte iranienne (figure 4.43). Les fluctuations de la direction du vent dans la partie nord du Golfe Persique sont à l'origine de ces mouvements du panache (voir étude de processus). Toutefois, la simulation réalisée avec les forçages climatologiques COADS [Da Silva et al., 1994] (qui présentent moins de variabilité temporelle et spatiale pour le vent) ne montre pas de tel mouvement du panache qui est en permanence collé le long de la côte sud.

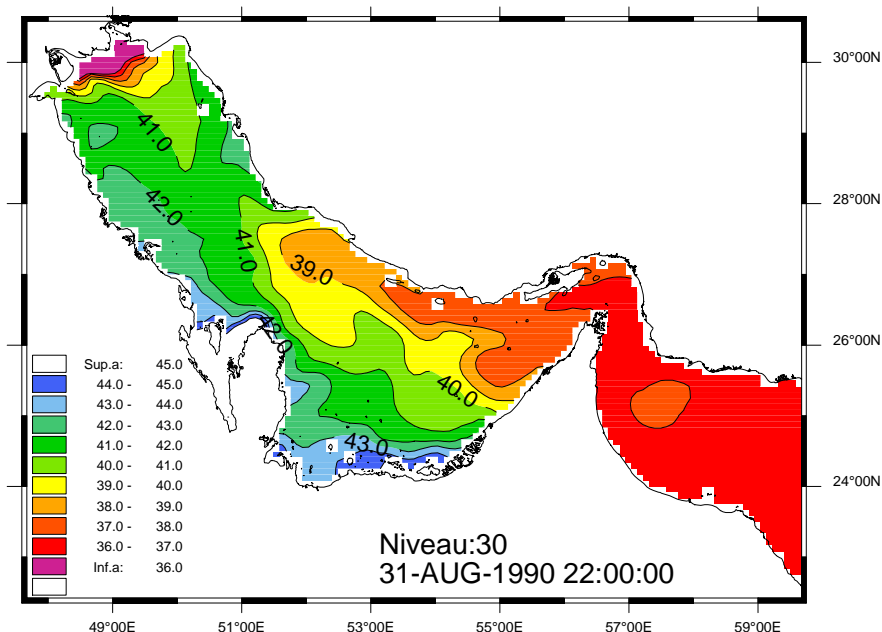


FIGURE 4.43 – Moyenne mensuelle de la salinité de surface (dernier niveau sigma) en août. Isohalines tous les 1 psu.

Des eaux de surface relativement légères (IOSW) entrent au détroit d'Hormuz et se propagent le long de la côte iranienne. Cet apport d'eau légère crée un front avec les eaux de surface locales plus salées. La position de ce front dans le Golfe Persique dépend de la saison. En été, le front s'étend vers l'ouest le long de la côte iranienne (figure 4.43) tandis qu'en hiver, il reste localisé à proximité du détroit d'Hormuz (figure 4.44).

L'analyse de la base de données MOODS a montré que le flux d'eau IOSW est maximum en mai-juin [Swift et al., 2003]. Le résultat de la modélisation montre effectivement que l'entrée d'eau légère d'origine omanaise (salinité inférieure à 37 psu) est maximale en juin (voir figure E.15) : la limite des eaux de salinité inférieure à 37 psu atteint l'île Jazh ye Qeys (54°E). L'extension de la dessalure est néanmoins plus importante en été pour l'eau IOSW modifiée par le mélange avec les eaux du Golfe Persique plus salée. Des eaux de salinité inférieure à 39 psu pénètrent le long de la côte jusqu'à 51°30E au mois d'août. La solution obtenue avec les forçages climatologiques COADS présentent une pénétration un peu plus importante vers l'ouest en été, probablement en raison du vent plus faible dans la climatologie. La position des fronts de salinité résulte de la circulation de surface. En été, l'extension vers l'ouest et la forme étirée de la structure haline de l'eau IOSW modifiée sont cohérentes avec la grande cellule cyclonique de surface observée pour les courants.

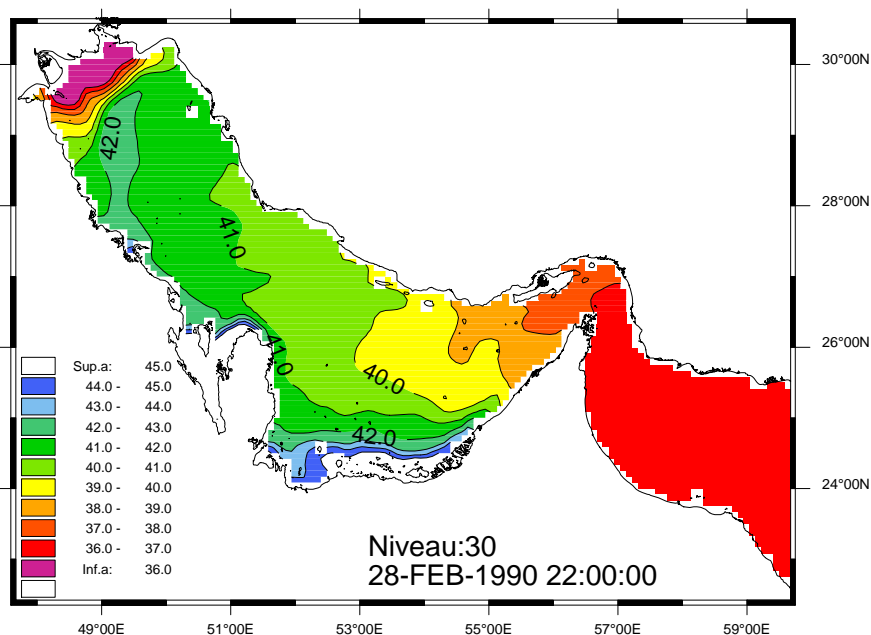


FIGURE 4.44 – Moyenne mensuelle de la salinité de surface (dernier niveau sigma) en février. Isohalines tous les 1 psu.

Des eaux de surface à la salinité élevée (S supérieure à 43 psu) sont localisées le long de la côte sud. La salinité la plus élevée est observée au sud-ouest de la presque-île du Qatar au fond du Golfe de Salwa (zone isolée et peu profonde située au sud de Barhein) où le modèle indique une salinité de plus de 57 psu. Au fond du Golfe de Salwa, une salinité de surface de 57.7 psu a été observée par [John1992]. En dehors du Golfe de Salwa, les résultats du modèle situent les eaux les plus salées en hiver et en été près des côtes émirati ($S > 44$ psu) et en été le long des côtes arabes ($S > 43$ psu) en accord avec [Schott1918], [John1992] et [Swift et al., 2003]. Peu de mesures sont disponibles dans la littérature. Le long de la côte de l'Arabie Saoudite au nord du Qatar (50°E , 27°N) des valeurs de salinité comprises entre 39.5 et 44.9 psu ont été observées [John1992]. De même, près des côtes émirati (53°E , 24°N) où des salinités de plus de 43 psu ont été observées en hiver [Schott1918]. La solution du modèle est en bon accord avec toutes ces mesures, néanmoins, plus loin des côtes, la salinité de surface dans la partie nord ouest du Golfe Persique semble un peu excessive comparée aux climatologies et aux quelques données disponibles sur la région. La salinité de surface atteint des valeurs comprises entre 41 et 42 psu vers 50°E , 28°N (figures 4.43 et 4.44) ce qui n'est jamais observé sur les données présentées dans la littérature par [Brewer et al., 1978], [Reynolds1993], [Blain2000] et [Swift et al., 2003] ou les eaux au même endroit ne dépassent pas 40.5 psu.

Au fond, dans la partie nord-ouest du bassin, le front de salinité qui sépare les eaux douces d'origine fluviale des eaux persiques est localisé à proximité des côtes. Le panache est beaucoup moins étendu qu'en surface. En dehors de la zone du panache et de celle du détroit d'Hormuz, les eaux de fond ont une salinité comprise entre 40 et 42 psu (figures 4.45 et 4.46). La salinité augmente lorsque l'on se rapproche des côtes arabe et émirati. De manière générale, la salinité au fond présente des écarts saisonniers moins importants que ceux observés en surface. Elle a tendance à augmenter légèrement en hiver. Peu de

données de salinité de fond sont disponibles dans la littérature, néanmoins, il semblerait que les valeurs trouvées soient un peu trop élevées dans les parties centrales et nord-ouest du bassin [Blain2000]. La solution du modèle met en évidence la présence d'une eau de fond relativement salée sortant au niveau du détroit Hormuz en direction du Golfe d'Oman. En effet, des eaux de salinité supérieure à 40 psu y côtoient des eaux plus douce d'origine omanaise de salinité inférieure à 37 psu (figures 4.45 et 4.46). Cette salinité élevée au fond est associée à un courant dirigé vers le Golfe d'Oman ce qui confirme l'existence d'un outflow d'eau persique au travers du détroit d'Hormuz. Cet outflow est permanent même si une certaine variabilité saisonnière semble exister et sera discutée plus tard.

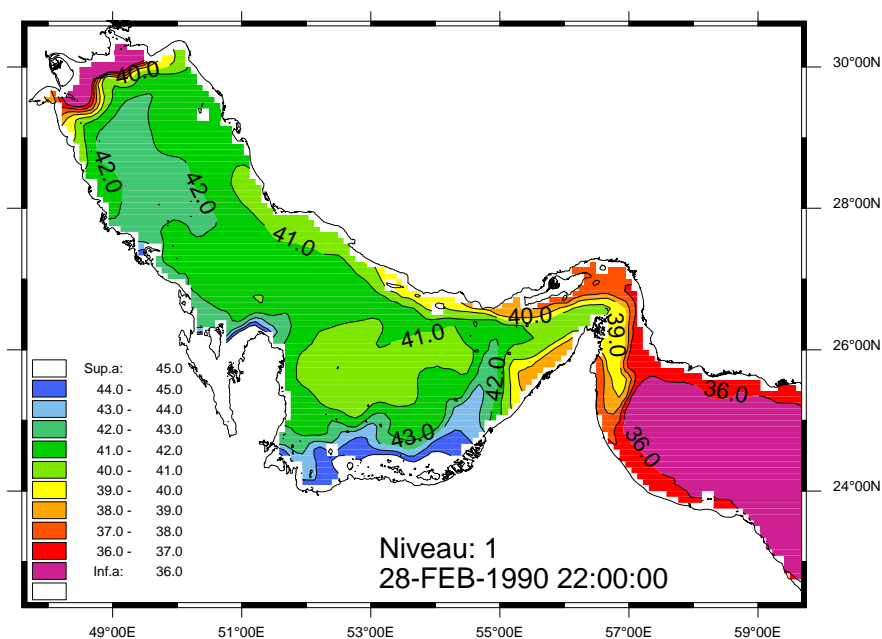


FIGURE 4.45 – Moyenne mensuelle de la salinité au fond (dernier niveau sigma) en février. Isohalines tous les 1 psu.

La veine d'eau salée est localisée dans la moitié sud du détroit, le long de la côte omanaise. Il subsiste au nord du détroit une entrée d'eau omanaise dans les zones peu profondes (fond inférieur à 50 m). Dans la continuité de cette entrée, une fine bande d'eau moins salée est visible le long de la côte iranienne en direction de l'ouest (toujours par petit fond). Les zones de salinité de fond importante sont les mêmes que pour la salinité de surface. En général, les zones côtières peu profondes présentent des pycnoclines (et des thermoclines) faiblement développées. Ce résultats du modèle est en accord avec les mesures de [John1992]. Cette particularité peut être attribuée à l'association de petits fonds et de courants importants (dus aux effets du vent et de la marée). En plus des zones situées le long de la côte sud du bassin, on observe en hiver, des salinités de fond élevées dans la partie nord-ouest du Golfe Persique (aux alentours de 49°E, 29°N). L'existence de ces zones de salinité élevée révélées par le modèle est corroborée par les résultats de l'analyse de la base de données MOODS de [Swift et al., 2003]. La distribution de la salinité de fond met en évidence un résultat important concernant les zones de formation d'eau salée qui alimentent ensuite l'outflow PGW. En hiver, les fortes salinités observées le long des côtes émirati sont advectées en direction du détroit d'Hormuz par

4.3. Circulation générale

les courants résiduels (figure 4.45). Des salinités supérieures à 41 psu sont alors calculées par le modèle à proximité du détroit. De telles valeurs y ont effectivement été observées [Swift et al., 2003]. En début d'été, ce flot s'interrompt et l'apport d'eau salée semble plutôt se faire dans l'axe central du bassin (voir figure E.16 en annexe E). La salinité est alors plus faible. Un autre résultat important est obtenu : une forte diminution de la salinité est observée lorsque la veine d'eau salée approche du détroit d'Hormuz (figures 4.45 et 4.46). Cette diminution de la salinité des masses d'eau caractérise l'action importante du mélange à l'approche du détroit. L'analyse des données de MOODS par [Swift et al., 2003] a également mis en évidence cette particularité liée aux interactions entre topographie et fort courant de marée.

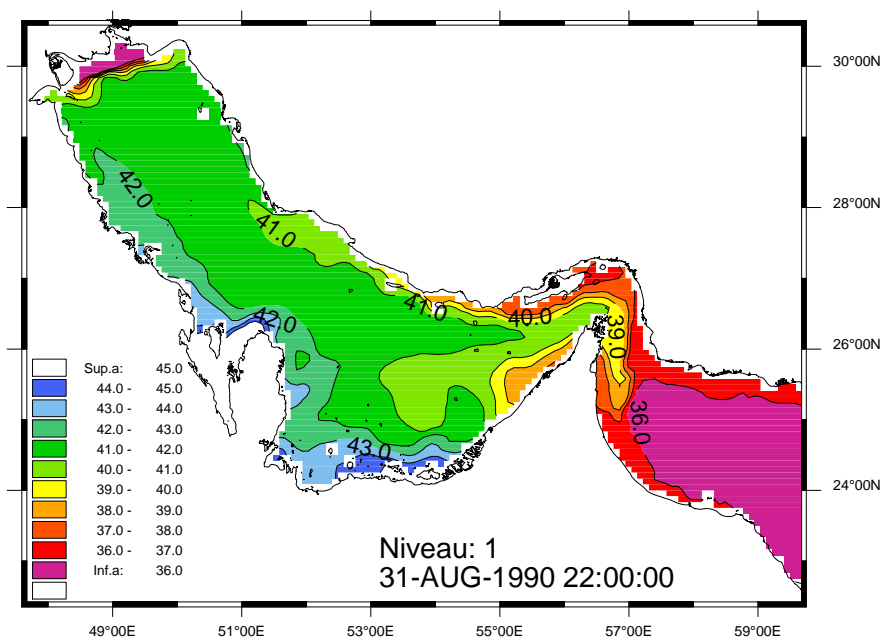


FIGURE 4.46 – Moyenne mensuelle de la salinité au fond (dernier niveau sigma) en août. Isohalines tous les 1 psu.

La section verticale dans l'axe du Golfe Persique fait clairement apparaître le front qui sépare l'eau IOSW modifiée (en surface) d'origine omanaise de l'eau persique plus salée (figures 4.47 et 4.48). La position du front évolue au cours de l'année (voir figure E.20 en annexe E pour une description mois par mois). Le front presque vertical en hiver (figure 4.47) s'incline nettement en été à mesure de la progression de l'eau IOSW dans le Golfe Persique (figure 4.48). Les observations [Brewer et al., 1978], [Reynolds1993] et [Swift et al., 2003] mettent évidence les mêmes structures. En hiver, l'isohaline 38 psu est quasiment verticale et se situe dans la région du détroit ($55^{\circ}30'E$) alors qu'en été, la couche d'eau IOSW modifiée (dont la salinité est inférieure à 38 psu) s'établit sur une épaisseur de 20-25 m jusqu'à $52^{\circ}E$. Cette évolution saisonnière apparaît dans les données MOODS [Swift et al., 2003] où le déplacement annuel de l'isohaline 38 psu s'effectue entre $52^{\circ}30'E$ et $55^{\circ}E$. La coupe axiale montre une structure haline relativement homogène dans la partie nord-ouest du bassin en dehors de la zone d'influence du panache qui présente des valeurs de salinité relativement importantes entre 40 et 41.5 psu quelque soit la saison. Ces valeurs sont un peu fortes en comparaison avec celles trouvées

dans la littérature. [Swift et al., 2003] ne montrent pas de salinité supérieure à 40.5 psu le long de la section axiale dans la moitié nord du bassin. La structure barotrope, quant à elle est bien observée dans les données [Brewer et al., 1978], [Reynolds1993].

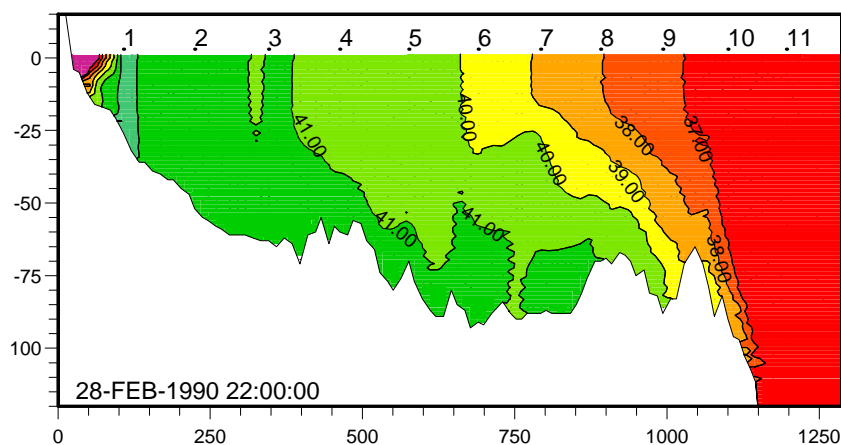


FIGURE 4.47 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique (position sur la figure 4.35). Moyenne mensuelle en février pour la salinité. Isohalines tous les 1 psu, profondeur en m et distance en km.

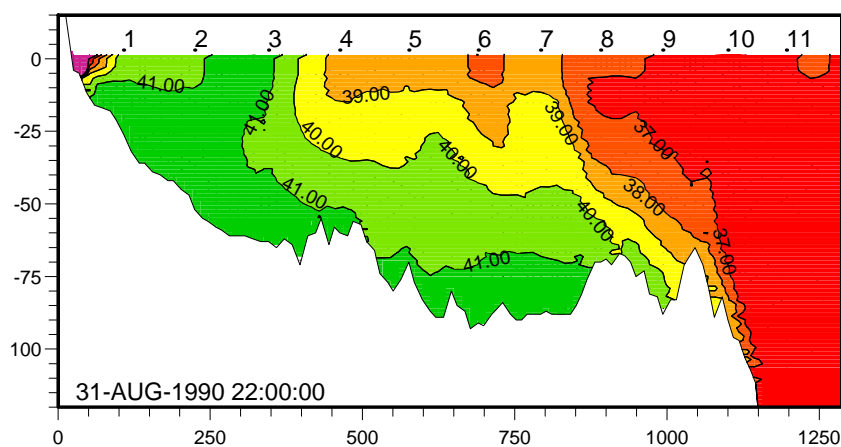


FIGURE 4.48 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique. Moyenne mensuelle en août pour la salinité. Isohalines tous les 1 psu, profondeur en m et distance en km.

Les sections transverses M, G et F (dont les positions sont présentées sur la figure 4.35) mettent en évidence la production d'eau salée le long des côtes au sud du bassin (voir figures E.27, E.23 et E.25 en annexe E pour l'évolution mois par mois). Ces eaux salées s'écoulent ensuite sur le fond vers les parties centrales du bassin (figure 4.49). Sur les sections F et G situées vers 54°E, on remarque que cet écoulement est bloqué en été (figure 4.50). De telles situations ont été observées par [Swift et al., 2003]. La position du front entre les eaux PGW et IOSW est un facteur déterminant de la variabilité saisonnière de la circulation.

4.3. Circulation générale

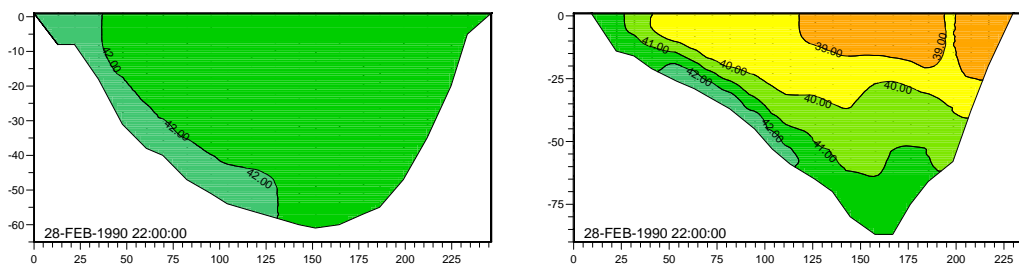


FIGURE 4.49 – Moyenne mensuelle de la salinité en février le long des coupes M (en haut à gauche) et F (en bas). La position des coupes est présentée figure 4.35. Isohalines tous les 1 psu, profondeur en m et distance en km.

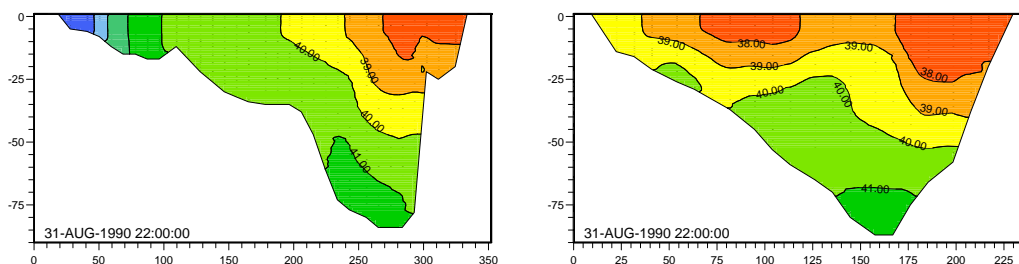


FIGURE 4.50 – Moyenne mensuelle de la salinité en août le long des coupes G (à gauche) et F (à droite). Isohalines tous les 1 psu, profondeur en m et distance en km.

Les champs de densité de surface et de fond donnent des indications sur les zones de formation d'eau dense dans le Golfe Persique (voir figures 4.52, 4.51, E.17 et E.18). Celles-ci sont localisées le long de la côte sud et dans la partie nord-ouest du bassin (en dehors de la zone d'influence du panache des fleuves). Ces observations sont valables en été comme en hiver et résultent des phénomènes d'évaporation. La densité des parties sud du bassin est beaucoup plus importante en hiver du fait du refroidissement des eaux.

L'évolution saisonnière du champ de densité de fond confirme les commentaires effectués à propos de la salinité. Ainsi, l'alimentation en eau persique de fond (PGW) de la zone proche du détroit s'effectue en hiver à partir des côtes émirati (la figure 4.52 montre la langue d'eau dense qui part de la côte émirati et qui se dirige vers le détroit d'Hormuz) et en été à partir du fond nord-ouest du bassin (la figure 4.51 montre effectivement que les eaux denses proviennent désormais du nord-ouest du golfe et s'écoulent vers le détroit dans la partie profonde du bassin). Dès le printemps et pendant tout l'été, le front de densité séparant l'eau IOSW modifiée de l'eau PGW intercepte la bathymétrie au sud et empêche l'écoulement des eaux denses (formées dans la partie sud du bassin) en direction de la partie centrale du bassin puis du détroit d'Hormuz. Ce résultat est visible sur la section G (figure 4.55) qui montre nettement le blocage des eaux denses (et salées) à partir de cinquante kilomètres de la côte émirati. Ce front est dû au réchauffement important des eaux de la partie sud du bassin oriental qui entraîne une diminution locale de la densité, isolant des eaux plus denses (car très salées) le long de la côte émirati (figure 4.51).

La variabilité saisonnière du champ de densité est bien reproduite par le modèle si on la compare à celle observée par [Swift et al., 2003]. On observe en effet une forte stratification en été entre 20 et 50 m de profondeur (figure 4.53) et une structure beaucoup

plus barotrope en hiver (figure 4.54) à mesure que l'on s'éloigne du détroit d'Hormuz. Dans le détroit, la structure hivernale en densité est semblable à celle observée par [Matsuyama et al., 1998] en décembre 1993, période à laquelle les pycnoclines sont quasiment verticales. Dans la partie nord du bassin (le long de la section axiale), la densité est comprise entre $\sigma_t = 22$ et $\sigma_t = 30$. Le minimum est observé l'été, en surface, au niveau du détroit d'Hormuz et le maximum en hiver, au fond, dans la partie nord-ouest du golfe. Le minimum de densité est un peu plus faible que celui observé par [Swift et al., 2003] ($\sigma_t = 23$) du fait de température un peu plus chaude en surface l'été et le maximum est un peu plus fort que celui observé ($\sigma_t < 30$) du fait de la salinité supérieure dans la partie nord-ouest du bassin.

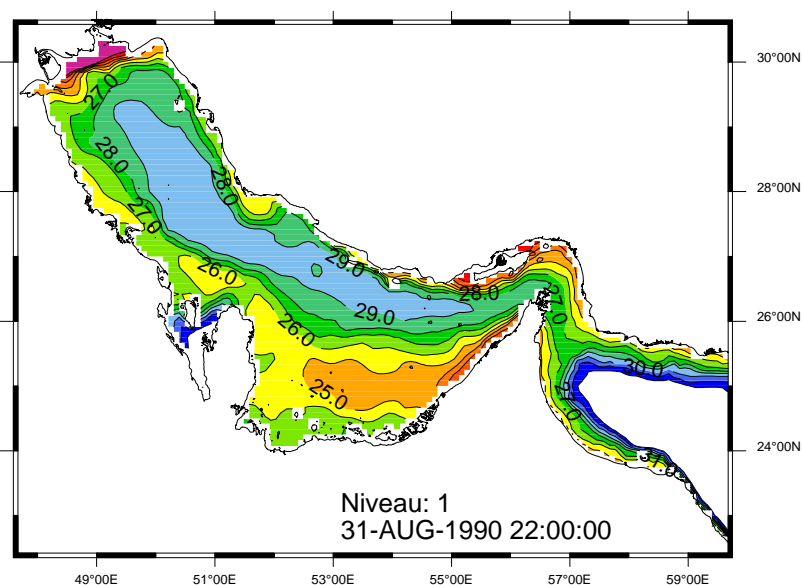


FIGURE 4.51 – Moyenne mensuelle de la densité au fond (dernier niveau sigma) en août.

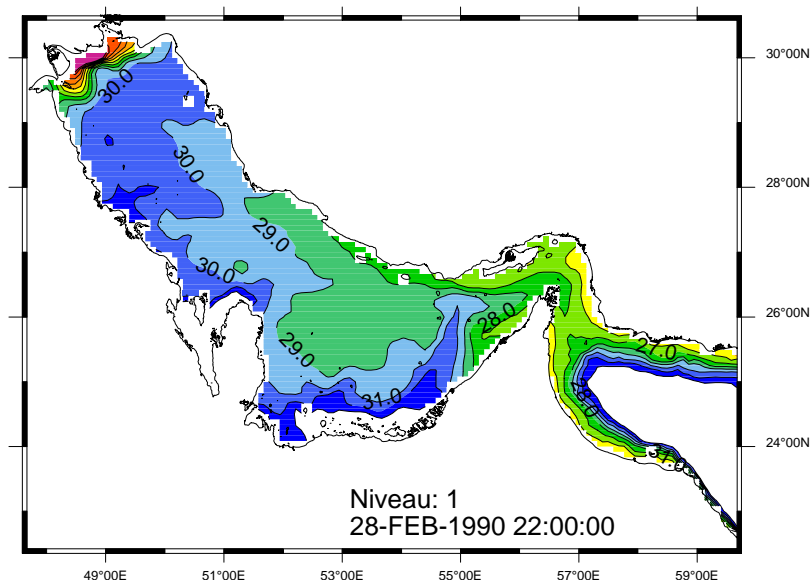


FIGURE 4.52 – Moyenne mensuelle de la densité au fond (dernier niveau sigma) en février. Profondeur en m et distance en km.

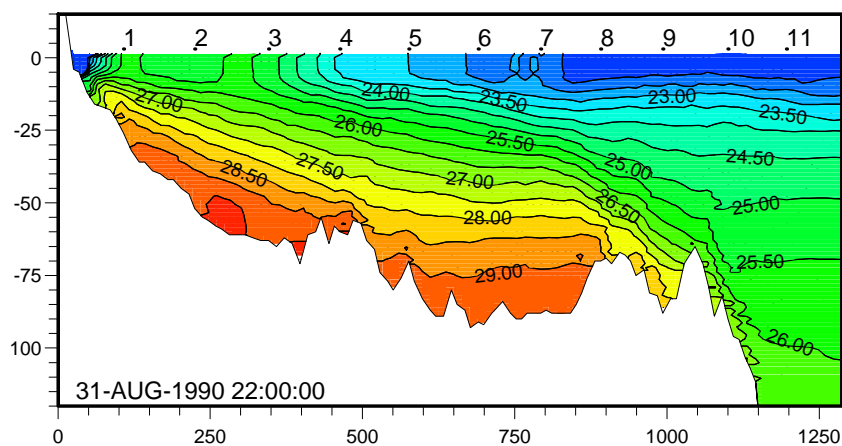


FIGURE 4.53 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique. Moyenne mensuelle en août pour la densité. Profondeur en m et distance en km.

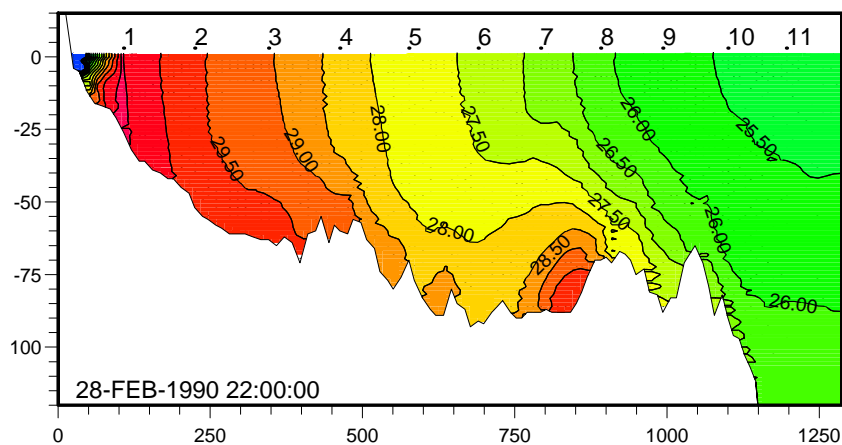


FIGURE 4.54 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique (position sur la figure 4.35). Moyenne mensuelle en février pour la densité. Profondeur en m et distance en km.

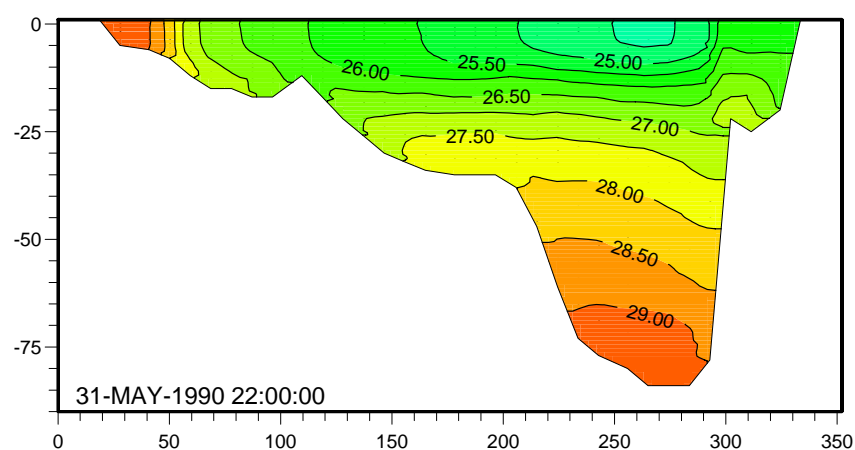


FIGURE 4.55 – Moyenne mensuelle de la densité en mai le long de la coupe verticale G. Profondeur en m et distance en km.

Eléments de synthèse :

Les structures thermohalines et courantologiques caractéristiques de la circulation dans le Golfe Persique sont bien reproduites par le modèle. Ces structures ont une variabilité saisonnière importante.

Une circulation cyclonique barotrope est visible toute l'année. L'hiver, la partie ouest de cette structure se désagrège en une multitude de structures méso échelle. Dans la partie ouest du golfe, la circulation est très sensible aux effets du vent tandis que dans la partie est, c'est la circulation thermohaline qui semble dominer.

Un courant dirigé vers le sud-est est observé toute l'année dans la partie plus profonde du golfe. Ce courant alimente la sortie d'eau à travers le détroit d'Hormuz. Pendant les mois d'hiver, plusieurs branches de courant partent de la côte sud du Golfe Persique et rejoignent le courant principal. On observe ainsi une branche au nord-ouest de la péninsule du Qatar et plusieurs branches le long de la côte des Emirats.

Ces courants de fond proviennent des zones de formation de l'eau dense persique PGW. L'alimentation en eau persique PGW de la zone proche du détroit s'effectue en hiver à partir des côtes émirati et en été à partir du fond nord-ouest du bassin.

La position du front entre les eaux PGW et IOSW (l'eau persique est située sous et au sud de l'eau légère omanaise) varie beaucoup suivant la saison et joue un rôle important dans le déplacement et les caractéristiques de l'eau de fond persique PGW vers le détroit d'Hormuz.

Les champs de température ainsi que leur variabilité sont globalement bien reproduits par le modèle. Le maximum de température atteint en été est un peu élevé. On a pu montrer qu'une modification de la paramétrisation du flux de chaleur infrarouge améliore ce résultat démontrant ainsi une dépendance des résultats du modèle au type de forçage employé.

Dans les zones côtières et la partie centrale du bassin ouest du golfe, les champs de salinité fournis par le modèle sont en bon accord avec les mesures. Plus loin des côtes, la salinité de surface dans la partie nord ouest du Golfe Persique semble un peu excessive comparée aux climatologies et aux quelques données disponibles.

Peu de données de salinité de fond sont disponibles dans la littérature, néanmoins, il semblerait que les valeurs trouvées soient également un peu trop élevées dans les parties centrales et nord-ouest du bassin.

La baisse saisonnière de la salinité dans le Golfe provient d'une augmentation des entrées d'eaux omanaises.

Une forte diminution de la salinité est observée lorsque la veine d'eau salée approche du détroit d'Hormuz. Cette diminution de la salinité des masses d'eau caractérise l'action importante du mélange à l'approche du détroit.

4.3.5.3 Echanges au détroit d'Hormuz

La zone du détroit d'Hormuz est très importante car elle contrôle les échanges entre les Golfs d'Oman et Persique. Les moyennes mensuelles des différents champs (salinité, température, densité et courant résiduel) le long d'une radiale sud-nord dans le détroit d'Hormuz présentent plusieurs résultats intéressants (la position de la radiale dans le détroit est localisée sur la figure 4.35).

L'analyse du courant perpendiculaire à la section met en évidence deux structures de courant : un courant dirigé vers l'est (sortant) est situé dans la partie sud du détroit et un courant dirigé vers l'intérieur du Golfe Persique (entrant) est observé au nord du courant sortant. Le courant entrant est intensifié près du fond mais existe aussi en surface. [Johns et al., 2003] ont observé une telle structure le long de plusieurs radiales dans le détroit en 1997-1998. Le courant entrant est observé le long des deux tiers nord de la radiale. Cette veine est plus intense en surface (dans les 25 premiers mètres) mais atteint quand même le fond (soit jusqu'à 60 m de profondeur). Ces deux structures de courant sont observées toute l'année et présentent une légère variabilité saisonnière quant à leur intensité. L'évolution temporelle du courant perpendiculaire à la section dans le détroit d'Hormuz est présentée mois par mois sur la figure 4.56. Les deux courants (entrant et sortant) sont un peu plus intenses (augmentation d'environ 30%) de mars à août. L'augmentation de l'intensité des courants entrant et sortant semble corrélée car les maxima apparaissent pendant les mêmes mois dans les deux structures. Les courants résiduels atteignent des intensités supérieures à 10 cm.s^{-1} pour le courant entrant (à proximité de la surface) et supérieures à 15 cm.s^{-1} pour le courant sortant (vers 70-75 m). Ces valeurs sont un peu faibles par rapport à celles mesurées par [Johns et al., 2003] pour un point fixe situé à l'ouest du détroit, dans la zone sud (celle du courant sortant). Les mesures montrent effectivement un courant dirigé vers l'est de la surface au fond (à l'exception du courant de surface en mars-avril qui est légèrement dirigé vers le sud-ouest). Le maximum de vitesse est atteint à 70 m de profondeur et vaut 25 cm.s^{-1} en moyenne bimensuelle. Toutefois, la solution du modèle situe le maximum de vitesse à la bonne profondeur et à la bonne époque pour l'outflow d'eau dense persique PGW. Une simulation identique avec un autre type de modèle de fermeture turbulente (de type k-l, voir p. 261) conduit à des résultats différents. Avec cette nouvelle paramétrisation du mélange, les courants résiduels atteignent des intensités supérieures à 15 cm.s^{-1} pour le courant entrant et supérieures à 20 cm.s^{-1} pour le courant sortant. La variabilité saisonnière est alors un peu différente car les maxima apparaissent de février à juin. Le manque de donnée sur la variabilité saisonnière ne permet pas vraiment de déterminer quelle simulation est la plus réaliste à ce point de vue, mais l'intensité des courants obtenue avec le modèle de type k-l est plus satisfaisante.

Les structures en température et en salinité sont différentes de celle du courant perpendiculaire à la section. L'évolution temporelle de la température et de la salinité le long de la section sud-nord du détroit est présentée mois par mois sur les figures 4.57 et 4.58. La structure en température est très variable. Fortement stratifiée en été (de 23°C au fond à 32°C en surface pour le mois de juillet), la colonne d'eau est quasiment homogène en hiver ($22-23^\circ\text{C}$ en mars). Ces valeurs sont cohérentes avec les observations de [Johns et al., 2003] en juillet 1997 et mars 1997 et 1998. La structure en salinité est

quant à elle peu variable. On observe toute l'année une couche de surface homogène de 20 à 50 m d'épaisseur (plus épaisse du côté iranien), dont la salinité est comprise entre 36.5 et 37.5 psu. La salinité de surface est plus faible en été en raison de l'apport plus important d'eau légère omanaise en direction du Golfe Persique. En dessous de cette couche homogène, une stratification importante est visible avec des isohalines inclinées vers le haut en direction de la côte omanaise. Cette stratification est moins importante en hiver. Les observations présentées par [Reynolds1993] et [Johns et al., 2003] indiquent des structures équivalentes. [Johns et al., 2003] montrent cependant des salinités un peu plus importantes près de la côte omanaise ce qui suggère une forte variabilité inter-annuelle (la section décrite est toutefois située un peu plus à l'intérieur du Golfe Persique). Une couche salée est visible de 75 m de profondeur jusqu'au fond. Les salinités au fond sont plus élevées en mars-avril ($S_{max} > 40.5$) et plus faibles de novembre à février ($S_{max} > 39.5$) pour la simulation de référence. La variabilité est importante entre décembre et avril. La simulation avec forçage climatologique montre moins de variabilité pour la salinité de l'eau de fond ($40.0 < S_{max} < 40.8$). Les valeurs les plus élevées sont alors observées de décembre à mai. Ces deux résultats confirment les observations de [Johns et al., 2003] et l'analyse la base NAVOCEANO [Bower et al., 2000] qui soulignent la présence régulière de salinité supérieure à la moyenne durant la première moitié de l'année sans toutefois mettre en évidence un net signal saisonnier. Néanmoins, [Johns et al., 2003] confirment l'existence de variabilité intra-saisonnière importante en hiver pour la salinité à 80 m.

L'évolution temporelle de la densité le long de la section sud-nord du détroit est présentée mois par mois sur la figure 4.59. La structure en densité est différente de la structure de la vitesse perpendiculaire : une partie importante de la vitesse modélisée n'est donc pas totalement géostrophique. Le champ de densité qui découle des structures thermiques et halines présente une stratification importante en été et plus faible en hiver. Une couche de fond plus homogène est visible entre 75 et 100 m de profondeur dans la partie sud de la section tout au long de l'année. Sa densité varie entre $\sigma_t = 27$ et $\sigma_t = 29$, le maximum étant atteint en mars. En toute saison, l'isopycne supérieure de cette couche est inclinée vers le haut du côté de la côte omanaise ce qui est compatible avec un courant géostrophique dirigé vers l'extérieur du Golfe Persique.

Le courant sortant au fond, dans la partie sud du détroit, transporte donc l'eau dense d'origine persique PGW dont la salinité est comprise entre 39.5 et 40.5 psu et la température entre 21° et 26°C au niveau du détroit d'Hormuz. Le courant entrant dans la partie centre et nord de la section, plus intense en surface, est associé au flux entrant d'eau d'origine omanaise IOSW dont la salinité est comprise entre 36.5 et 37.5 psu et la température entre 21° et 32°C. Le courant est plus intense au printemps et en début d'été ; il transporte alors les eaux les plus légères ($S < 37$ psu). Cette structure à deux courants opposés en surface et au fond correspond à l'idée classique de l'estuaire inverse évoquée dans le premier chapitre. On remarque cependant que les structures courantologiques ne sont pas "corrélées" avec les structures hydrologiques distinguant les eaux PGW et IOSW dans certaines parties de la section à travers le détroit. En effet, on observe un courant de surface et de sub-surface dirigé vers le Golfe d'Oman dans la partie sud de la section à travers Hormuz. Ce courant transporte à la fois des eaux dont les caractéristiques sont celles de l'eau IOSW (en surface) et des eaux un peu plus salées (situées en sub-surface) issues du mélange entre eaux PGW et IOSW.

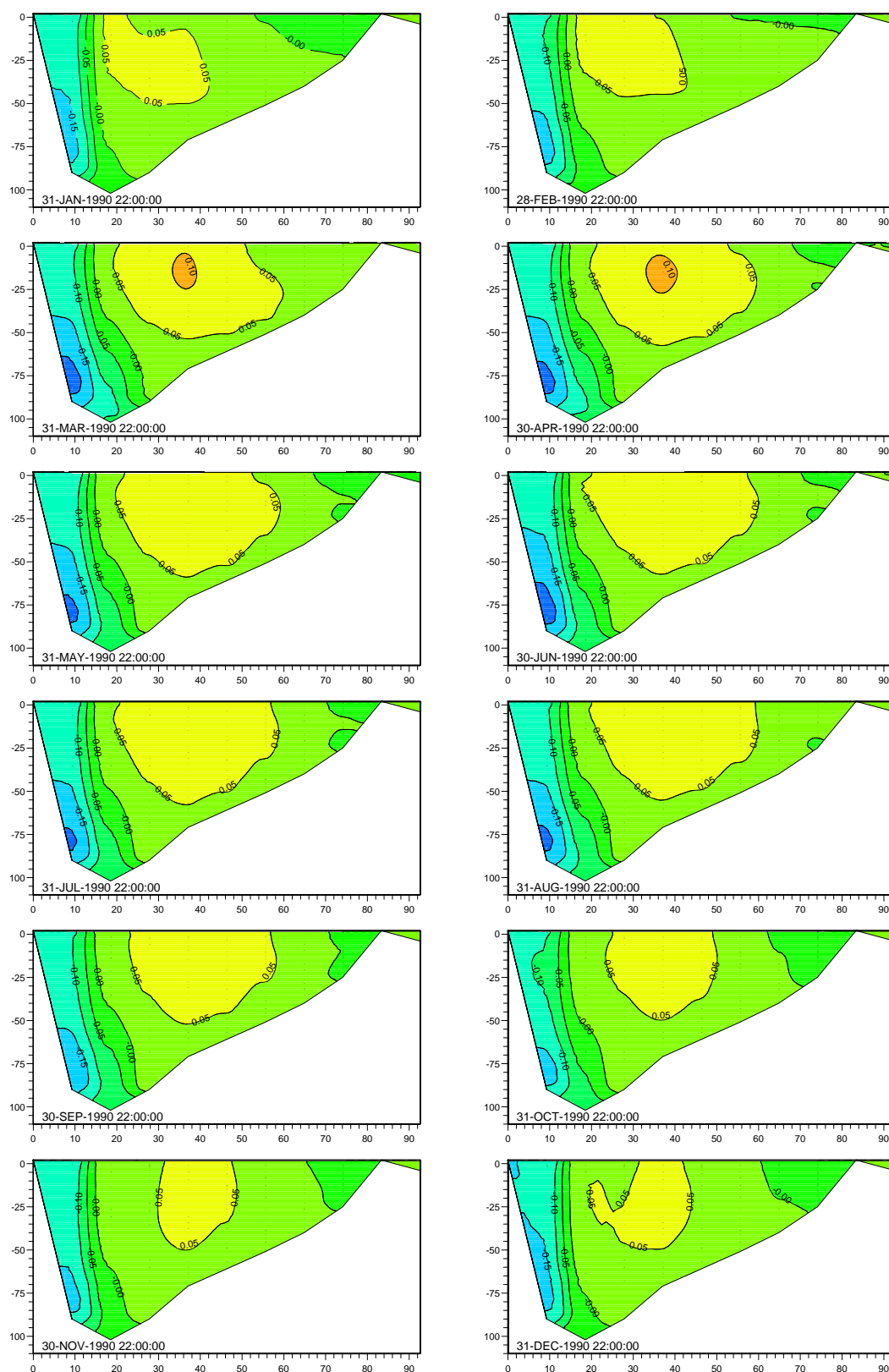


FIGURE 4.56 – Evolution temporelle mois par mois des moyennes mensuelles du courant perpendiculaire à une section sud-nord située dans le détroit d'Hormuz (voir position sur la figure 4.35). Unité en $m.s^{-1}$, contourage tous les $0.05 m.s^{-1}$. Profondeur en m et distance en km. Oman à gauche.

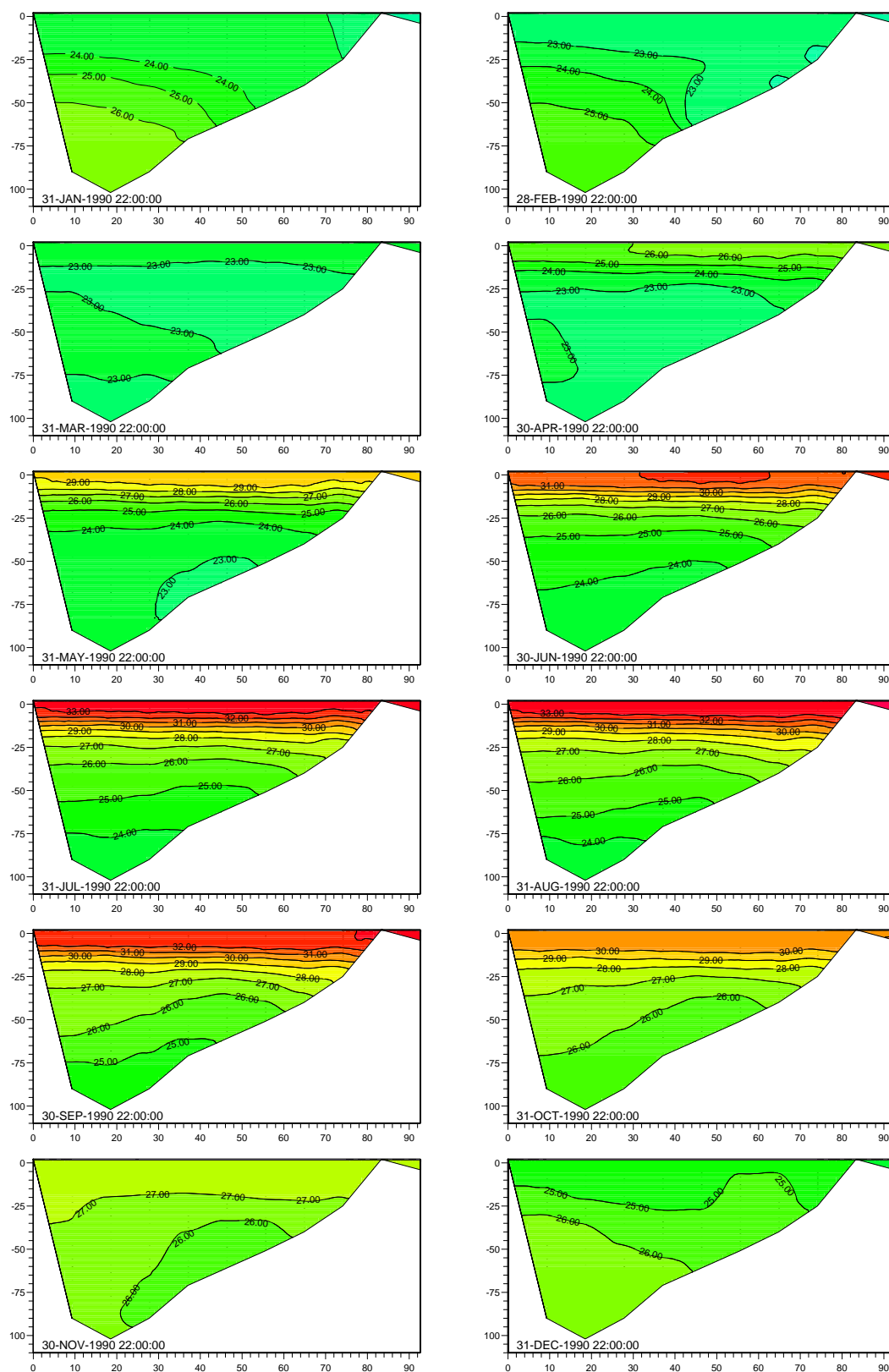


FIGURE 4.57 – Evolution temporelle mois par mois des moyennes mensuelles de la température le long de la section sud-nord située dans le détroit d'Hormuz. Isotherme tous les degrés. Profondeur en m et distance en km. Oman à gauche.

4.3. Circulation générale

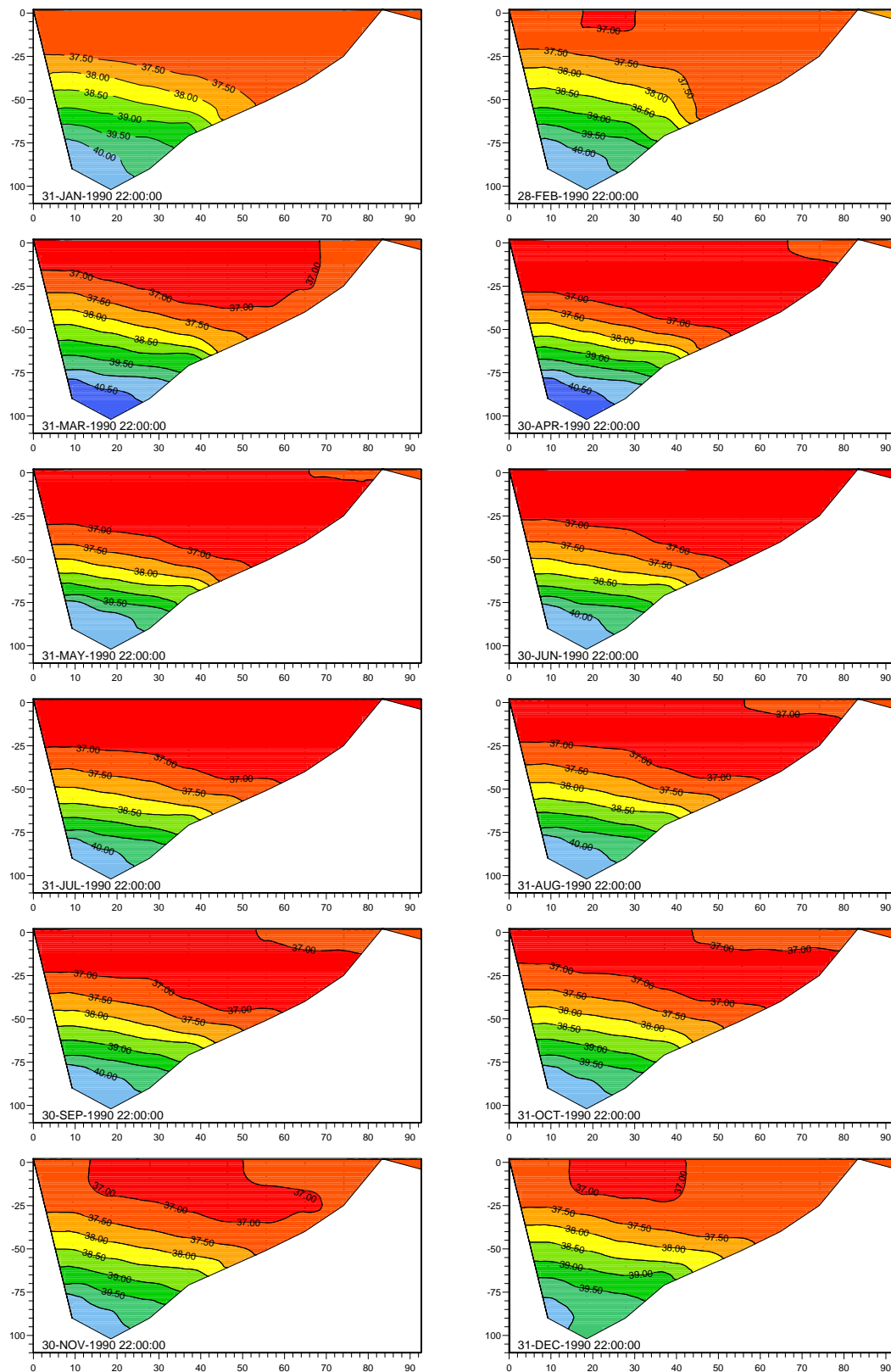


FIGURE 4.58 – Evolution temporelle mois par mois des moyennes mensuelles de la salinité le long de la section sud-nord située dans le détroit d'Hormuz. Isohaline tous les 0.5 psu. Profondeur en m et distance en km. Oman à gauche.

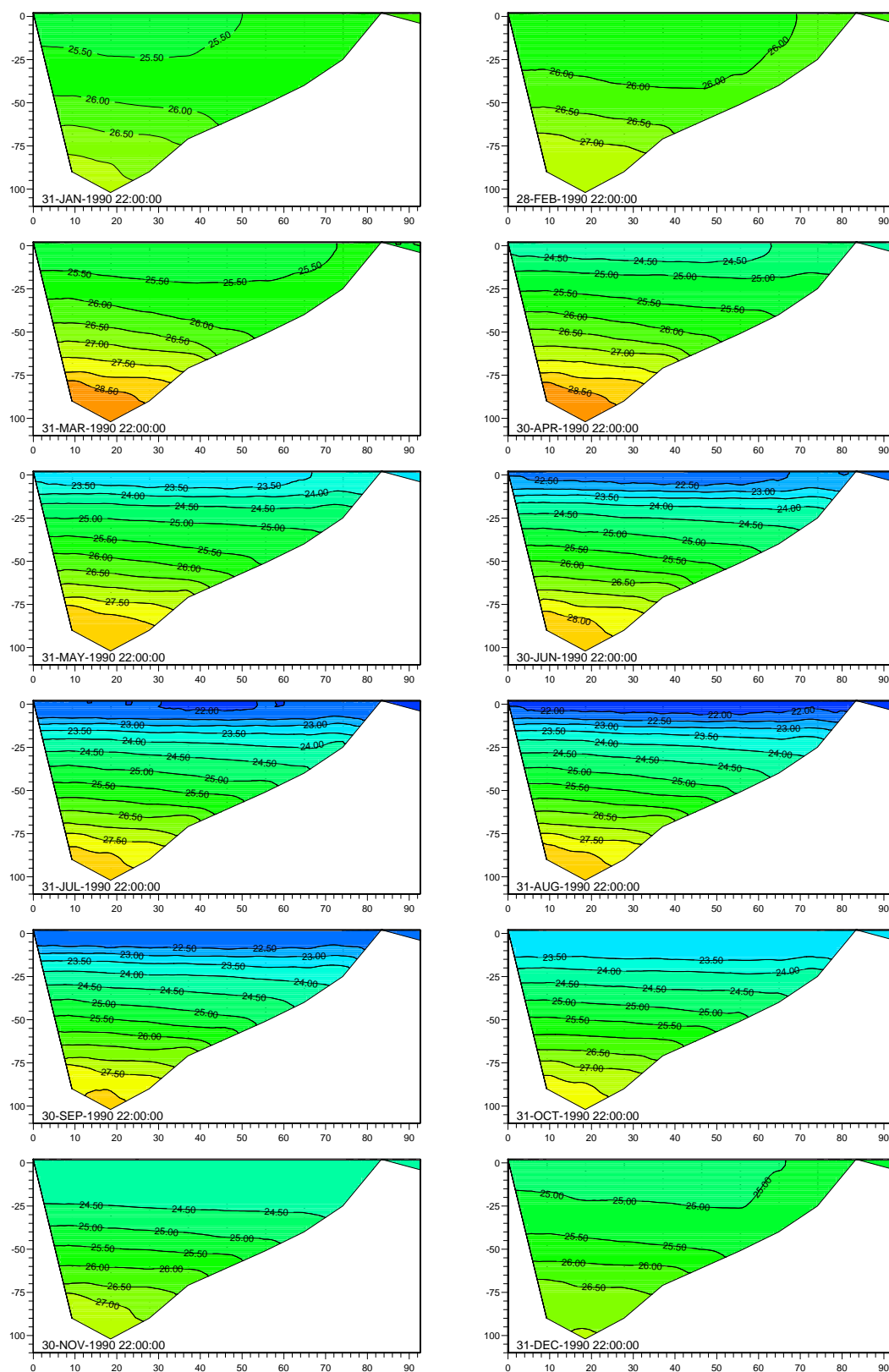


FIGURE 4.59 – Evolution temporelle mois par mois des moyennes mensuelles de la densité le long de la section sud-nord située dans le détroit d'Hormuz. Profondeur en m et distance en km. Oman à gauche.

4.3. Circulation générale

Les observations récentes de [Johns et al., 2003] confirment la présence d'un tel courant dans les couches de surface à proximité de la côte omanaise, ce qui a conduit les auteurs à formuler l'hypothèse d'un échange à trois structures courantologiques distinctes à travers le détroit d'Ormuz (voir chapitre 4.3.2). La solution du modèle confirme cette hypothèse de recirculation en surface dans la partie sud du détroit. Une section ouest-est réalisée plus au sud dans la partie est du détroit (26° N) indique également la présence de ce courant de surface dirigé vers le Golfe d'Oman le long de la côte émirati.

Les transports volumiques des moyennes mensuelles du flux entrant (resp. flux sortant) à travers le détroit sont compris entre 0.13 et 0.18 Sv (resp. 0.12 et 0.17 Sv) et valent en moyenne annuelle 0.15 Sv (resp. 0.144 Sv). Pour le flux entrant, cette valeur représente la somme de l'outflow de PGW avec l'outflow de surface. La valeur moyenne obtenue pour l'outflow total (surface + fond) est un peu plus importante que celle obtenue par le modèle de [Chao et al., 1992] mais un peu plus faible que celle obtenue par [Johns et al., 2003] à partir de l'analyse de mesures (0.15 Sv pour l'outflow de fond et 0.06 Sv pour l'outflow de surface en moyenne annuelle). La solution de la simulation de référence propose une variabilité saisonnière moins importante que celle observée pour la solution de [Chao et al., 1992] (variabilité saisonnière de l'ordre de la valeur moyenne) et semble plus en accord avec les observations récentes de [Johns et al., 2003] indiquant une variabilité faible. Pour les modèles comme pour les mesures, le flux entrant (ou sortant) maximal est observé de mars à juin et le flux minimal entre octobre et décembre. L'analyse des échanges au détroit en termes de flux (en moyenne mensuelle) indique que le flux d'eau sortant est maximum lorsque le flux d'eau entrant est maximum et présente les mêmes caractéristiques en intensité et variabilité saisonnière. Ce résultat est quelque peu différent de celui de [Swift et al., 2003] qui présentent un outflow PGW "relativement stationnaire" d'après les résultats de [Johns et al., 2003]. La mesure utilisée dans cette étude est un point fixe situé dans la partie a priori la plus intense de l'outflow et ne représente pas nécessairement une situation classique dans le détroit. Les auteurs formulent toutefois l'hypothèse d'un outflow plus intense en hiver (et non pas au printemps) en considérant que c'est à cette époque que les eaux les plus denses se forment dans le Golfe Persique.

Les résultats numériques confirment que la diminution de la salinité dans le Golfe Persique au printemps et en début d'été est clairement associée à l'augmentation de l'entrée d'eau IOSW comme l'on montré également [Swift et al., 2003]. En effet, ni l'apport des fleuves ni celui des précipitations suffit à expliquer cette diminution. La saison ne correspond pas non plus à une diminution importante de l'intensité du vent au-dessus du Golfe Persique qui faciliterait l'entrée d'eau légère (le vent diminue de juillet à octobre). L'analyse de mesure du niveau moyen à Rastanura et Safaniya (Arabie Saoudite) a mis en évidence la forte corrélation entre la variabilité saisonnière observée sur le niveau moyen dans le golfe et celle de la pression atmosphérique [Sultan et al., 1995]. Le niveau moyen est, dans ces cas, 26 cm plus élevé en été, ce qui pourrait expliquer l'origine de l'apport d'eau IOSW. Des simulations jumelles avec et sans prise en compte de la pression atmosphérique (forçage en surface et baromètre inversé à la limite) montrent que les débits moyens entrant et sortant ainsi que la salinité des eaux de la couche de surface demeurent inchangés lorsque nous prenons ou non la pression atmosphérique en compte. Seul le flux net au détroit est modifié. Ce résultat écarte la première hypothèse

de [Swift et al., 2003] suggérant que la variabilité de l'inflow d'eau IOSW est liée aux variations saisonnières de la pression atmosphérique. La deuxième hypothèse avancée par [Swift et al., 2003] suggère que la variabilité saisonnière constatée pour l'inflow d'eau IOSW est un ajustement à la perte d'eau par évaporation dans le Golfe Persique. L'analyse de la variabilité saisonnière du taux d'évaporation a montré (voir p. 304) la difficulté rencontrée pour estimer sa variabilité spatiale et temporelle. Dans le cas de la simulation de référence, la période d'évaporation maximale se situe plutôt en hiver (d'octobre à janvier) pour la moyenne spatiale sur le golfe. On observe donc un décalage temporel entre la perte d'eau par évaporation dans le Golfe Persique et l'apport en provenance du Golfe d'Oman qui est maximum en fin de printemps. L'analyse de la variabilité saisonnière du champ de densité observée le long de la section axiale met en évidence des résultats intéressants. On observe en effet, la formation des eaux denses dans la partie nord-ouest du Golfe en hiver. En fin d'hiver et au printemps, ces eaux denses se déplacent vers l'est le long de l'axe principal du Golfe. L'apport latéral des eaux denses formées le long des côtes émirati est aussi observé en février et mars. Ce déplacement d'eau dense vers le détroit d'Hormuz conduit à augmenter le gradient de densité des eaux de fond de part et d'autre du détroit d'Hormuz, la densité étant plus élevée dans le Golfe Persique. Cette augmentation du gradient plus importante de mars à juin, induit une augmentation de l'intensité de l'outflow qui s'accompagne (par continuité) de l'augmentation de l'intensité de l'inflow. Cela conduit à un inflow d'eau IOSW maximal en début d'été.

Eléments de synthèse :

Deux structures de courant résiduel sont mises en évidence dans le détroit d'Hormuz. Un courant entrant (vers le Golfe Persique) dans la partie nord du détroit et un courant sortant, plus intense en dessous de 50 m de profondeur, dans la partie sud. Ces courants ont une légère variabilité saisonnière et sont plus forts de mars à août.

L'analyse des échanges au détroit indique que les flux d'eau sortant et entrant sont maximum de mars à juin. Les deux flux présentent la même variabilité saisonnière et des valeurs en accord avec la littérature. On a vu précédemment qu'en fin d'hiver et au printemps, les eaux denses (formées en hiver) se déplacent vers l'est le long de l'axe principal du Golfe ou en provenance des côtes émirati. Ce déplacement d'eau dense vers le détroit d'Hormuz entraîne une augmentation du gradient de densité des eaux de fond de part et d'autre du détroit d'Hormuz, la densité étant plus élevée dans le Golfe Persique. Cette augmentation du gradient est plus importante de mars à juin et induit une augmentation de l'intensité de l'outflow qui s'accompagne (par continuité) de l'augmentation de l'intensité de l'inflow. Cela conduit à un inflow d'eau IOSW maximal en début d'été.

Il n'y a pas de correspondance simple entre les champs de courant, de température et de salinité. Une part importante de la vitesse n'est donc pas géostrophique. Cependant, le courant de fond transporte de l'eau PGW et le courant entrant de l'eau IOSW. Les valeurs les plus élevées pour la salinité de l'eau de fond sont observées de décembre à mai.

4.3.5.4 Circulation dans le Golfe d'Oman

Compte tenu de la position de la limite ouverte du modèle (vers 60°E), l'analyse de circulation dans le Golfe d'Oman sera limitée à la partie ouest de celui-ci. La circulation dans la partie est du golfe est certainement mal représentée par le modèle car elle est perturbée par la condition à la limite proche où aucun forçage de circulation générale n'est fourni au modèle faute de données. La circulation dans le Golfe d'Oman est mal connue : [Pilot1982] précisent que les courants ont tendance à être cyclonique dans le Golfe d'Oman tandis que [Reynolds1993] ont observé une circulation de surface à double gyre (une circulation anticyclonique près du détroit et une circulation cyclonique entre 58°30'E et 60°E) en février 1992. [Cagle et al., 1981], [Quraishee1984] et [Bower et al., 2000] ont noté une variabilité importante ainsi que la présence de nombreux tourbillons et de structures méso-échelle. L'analyse de la campagne GOGP99 (voir article 2, partie 2.3 p. 50) a montré la présence de deux structures cycloniques de grande échelle dans le Golfe d'Oman.

Les cartes de transport mensuel (moyenne sur la verticale du courant) ne montrent pas de signal saisonnier fort comme dans le Golfe Persique. Une circulation cyclonique est visible dans la partie nord-ouest du golfe, centrée sur 57°30'E, 25°N. La circulation est légèrement plus intense et étendue en début d'été. Une autre circulation, anti-cyclonique cette fois-ci, est située un peu plus au sud-est de la précédente, au dessus du cap Ra's al Hamra (voir figure 4.60). Cette circulation est très énergétisée. La bathymétrie au niveau du cap présente une augmentation de la pente du talus (resserrement des isolignes, voir figure 4.21) qui est probablement mal gérée dans cette configuration du modèle (maille d'environ 9 km). La limite ouverte du modèle est également proche du cap. Ces deux raisons mettent en doute la réalité physique de cette deuxième circulation. Sa structure barotrope et la pérennité de son intensité confortent cette hypothèse. La position de la circulation cyclonique nord-ouest ainsi que l'intensité des courants associés sont en accord avec les mesures réalisées pendant la campagne GOGP99 en automne 1999.

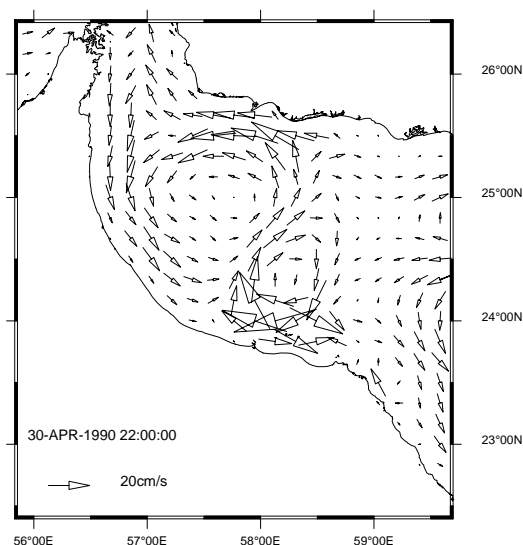


FIGURE 4.60 – Moyenne mensuelle du courant moyen en avril dans le Golfe d'Oman. Une flèche tous les dix kilomètres environ.

La circulation de surface met elle aussi en évidence la présence permanente des deux circulations observés pour les transports moyens avec la même légère variabilité saisonnière. A l'ouest (à 57°E entre 25°N et 26°N), un courant dirigé vers le sud alimente la circulation cyclonique dans la continuité de l'outflow de surface observé au niveau du détroit d'Hormuz. On observe également la présence au printemps et en été d'un courant longeant la côte iranienne et dirigé vers le détroit d'Hormuz (voir figure 4.61). Ce courant alimente le flux d'eau entrant observé dans le Golfe Persique. En été, en raison de la renverse de la direction moyenne du vent (sous l'influence de la mousson d'été dans l'océan indien, les vents dominants de nord-ouest passent au sud-ouest sur le Golfe d'Oman), un courant dirigé vers le nord-ouest est alors observable par faible profondeur le long de la côte omanaise (au sud de 25°N).

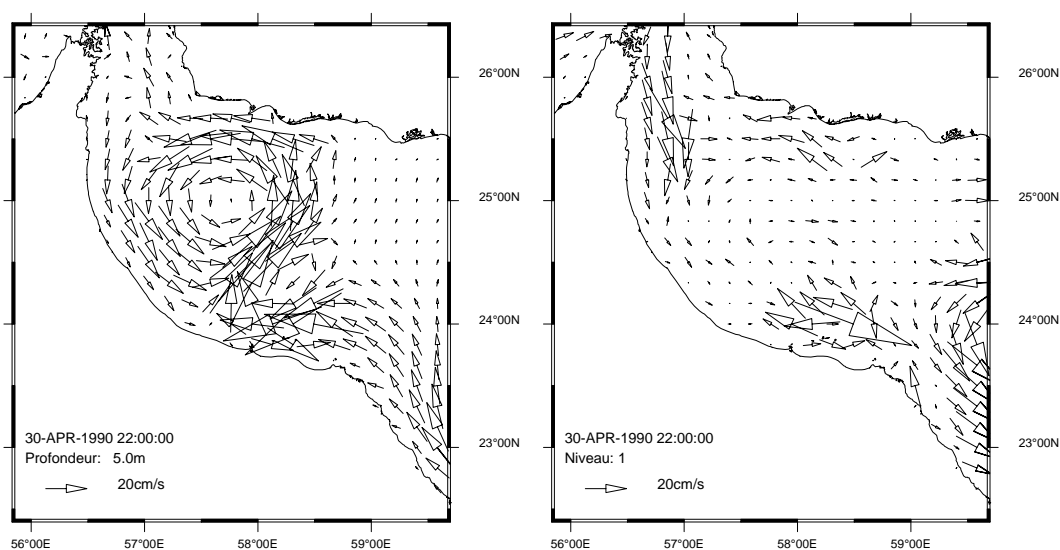


FIGURE 4.61 – Moyenne mensuelle du courant en avril dans le Golfe d'Oman en surface (à gauche) et au fond (à droite). Une flèche tous les dix kilomètres environ.

Au fond, dans la partie nord-ouest du golfe, un intense courant s'écoule vers le sud le long de la côte omanaise et réalise la continuité avec l'outflow observé près du fond au niveau du détroit. Parallèlement, on observe un courant moins intense dirigé vers le nord-ouest le long de la côte iranienne. Le courant dirigé vers le sud semble bloqué vers 24°N par le courant de fond associé à la circulation anti-cyclonique (voir figure 4.61).

Une coupe sud-nord à travers le Golfe d'Oman (voir figure 4.62) précise la structure verticale du tourbillon de la partie nord-ouest du golfe. La circulation cyclonique est nettement marquée jusqu'à plus de 600 m de profondeur à l'image des résultats des mesures réalisées pendant la campagne GOGP99. La branche dirigée vers l'est est plus intense entre mai et juillet tandis que celle dirigée vers l'ouest (du côté iranien) est plus intense d'avril à juin. En été, le cœur du courant dirigé vers l'est se déplace vers le centre du golfe et un courant dirigé vers l'ouest apparaît jusqu'en surface le long de la côte omanaise.

4.3. Circulation générale

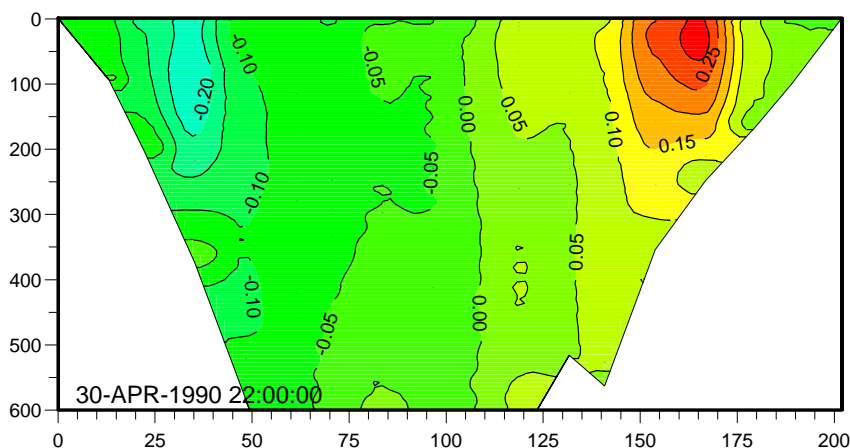


FIGURE 4.62 – Moyenne mensuelle du courant perpendiculaire le long de la section O2 (voir position figure 4.63) pour le mois d'avril. Profondeur en m, distance en km.

4.3.5.5 Structure thermohaline dans le Golfe d'Oman

La répartition de la température de surface dans le Golfe d'Oman (voir figure E.13 en annexe E) est globalement homogène pendant les mois d'hiver et un gradient nord-ouest/sud-est est visible en été, les températures les plus chaudes étant alors situées dans la partie nord-ouest. Comme pour le Golfe Persique, la simulation avec la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur infrarouge donne également de meilleurs résultats. La température est minimale ($22 - 23^{\circ}\text{C}$) en février et maximale en août (jusqu'à plus de 33°C). Ces résultats sont en accord avec les données satellites disponibles sauf pour la valeur des maxima estivaux qui excèdent rarement 32°C dans les données (voir figures en annexe G). La salinité de surface est homogène sur tout le Golfe d'Oman (comprise entre 36.5 et 37 psu) et ne présente pas de variabilité saisonnière importante. Les mesures de salinité réalisées pendant la campagne GOGP99 sont dans cette gamme de valeur. Une zone de salinité supérieure à 37 psu est observée au printemps et en été au centre de la structure cyclonique. Le champ de salinité estival présenté par [Reynolds1993] montre également une telle zone située au même endroit. Cette zone n'a pas été observée pendant la campagne GOGP99 (octobre-novembre) même si la salinité est localement plus élevée.

Dans la partie nord-ouest du Golfe d'Oman, l'analyse des champs de température et de salinité au fond mettent en évidence un écoulement dirigé vers le sud d'eau salée et chaude le long de la côte omanaise (figures E.14 et E.16 en annexe E). On observe des salinités (resp. températures) supérieures à 37.5 psu (resp. 25°C) du détroit d'Hormuz jusqu'au sud de 25°N . En octobre par exemple, le long d'une coupe ouest-est située à $27^{\circ}30'\text{N}$, la veine recouvre le fond de la partie ouest sur 20 à 30 m d'épaisseur et présente des maxima d'environ 24°C et 39 psu ce qui correspond aux valeurs observées pendant la campagne GOGP99. La variabilité saisonnière observée au niveau du détroit d'Hormuz est également visible dans cette partie du nord-ouest du Golfe d'Oman. L'extension maximale de la veine (en température comme en salinité) s'observe de mars à juin.

Au sud de 25°N , la température à 200 m de profondeur met en effet en évidence la présence d'une veine d'eau relativement chaude (température supérieure de 2°C et

plus par rapport aux eaux environnantes) localisée le long de la pente continentale entre $56^{\circ}30'$ et $58^{\circ}E$. Cette eau plus chaude est la signature de l'eau PGW qui s'écoule dans le Golfe d'Oman. Cette veine est également marquée en salinité même si le maximum atteint (37-37.5 psu) est un peu faible comparé à la valeur climatologique proposée par [Bower et al., 2000] (~ 38 psu) ou à celle mesurée pendant la campagne GOGP99. Son extension latérale est également plus réduite. Une légère variabilité saisonnière est également observée avec un maximum entre mars et mai et un minimum entre août et octobre. Le maximum est décalé d'un mois entre les radiales O2 et O3. La veine est localisée le long de la côte omanaise en hiver alors qu'elle est plus étendue vers le nord en été, période pendant laquelle on observe également des structures isolées se détacher de la veine d'eau persique (visible en température). Ce résultat est conforme aux observations pour la température à 250 m présentées par [Bower et al., 2000].

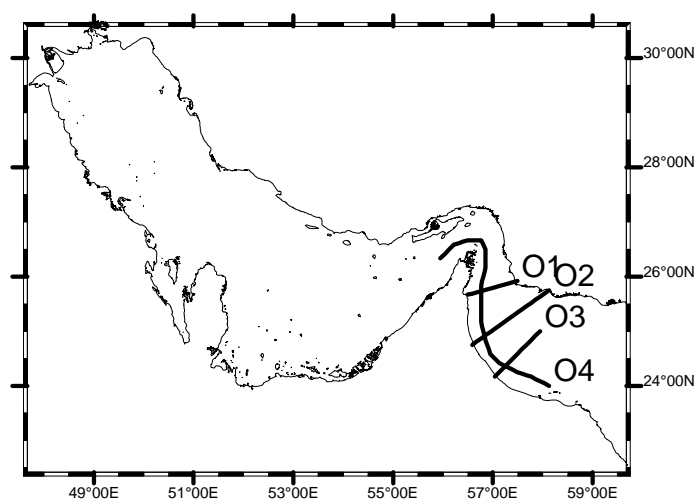


FIGURE 4.63 – Positions des radiales O1, O2, O3 et O4 dans le Golfe d'Oman.

Le champ de salinité le long des radiales O4 et O2 (voir position sur la figure 4.63) indique (figure 4.64) que la veine d'eau persique PGW s'écoule au fond pendant environ 250-300 km puis se stabilise autour de 200 m de profondeur contre la pente continentale (légèrement au nord de la radiale O2). Ce résultat est en accord avec les observations.

La position moyenne du maximum de salinité (position a priori du cœur de la veine) tout au long du parcours entre le détroit d'Hormuz et $24^{\circ}30'N$ est représentée en rouge sur le graphe de gauche de la figure 4.66. Le parcours de la veine modélisée ne reproduit pas la bifurcation vers l'est observée lors de la campagne GOGP99 (voir figure 2.34 p. 74). Le modèle de plume [Bower et al., 2000] donne le positionnement observé pendant la campagne GOGP99. La variabilité saisonnière est assez faible (figure 4.66) et apparaît uniquement de novembre à avril. Les variations des maxima de température et de salinité dans la veine sont assez bien reproduites sur la première partie du parcours (graphe de droite de la figure 4.66). Jusqu'au kilomètre 250, l'évolution le long de la radiale O4 des maxima de température et de salinité de la veine d'eau persique obtenue à partir des résultats de la simulation de spinup (en rouge, moyenne pour le mois d'octobre) est comparable à celle obtenue à partir des résultats de la campagne GOGP99 (en bleu,

mesures effectuées en octobre 1999).

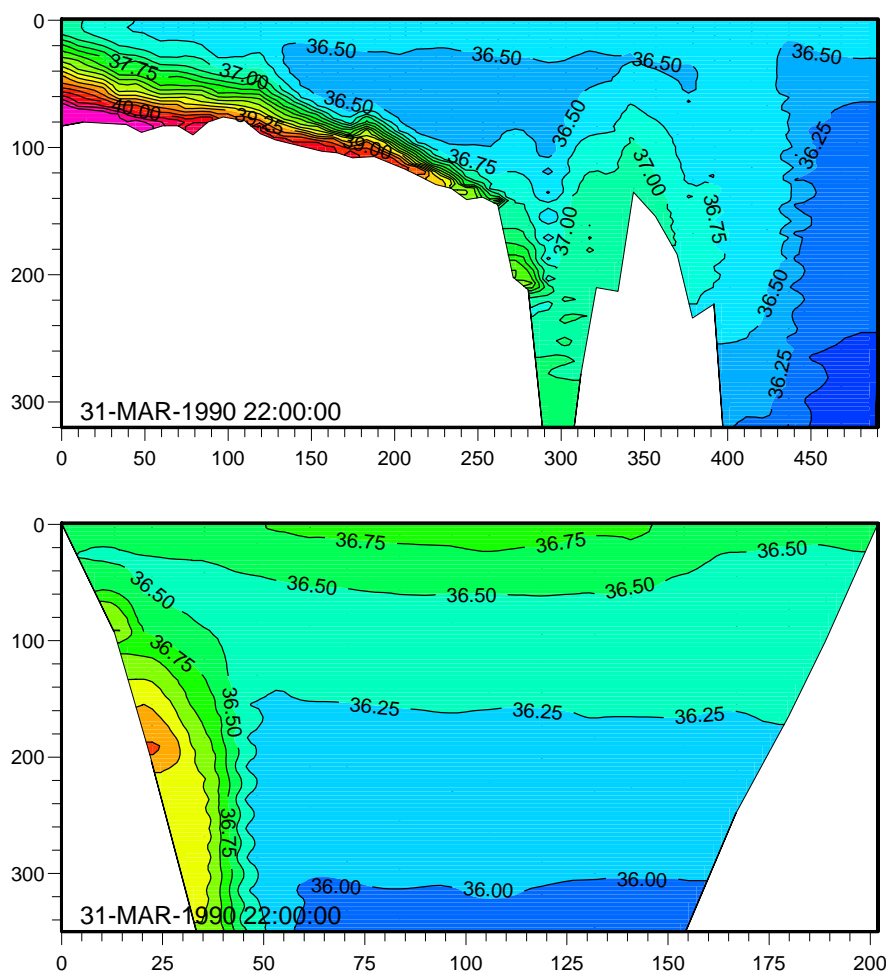


FIGURE 4.64 – Coupe en salinité le long des radiales O4 et O2. Moyenne mensuelle pour mars. Profondeur en m, distance en km.

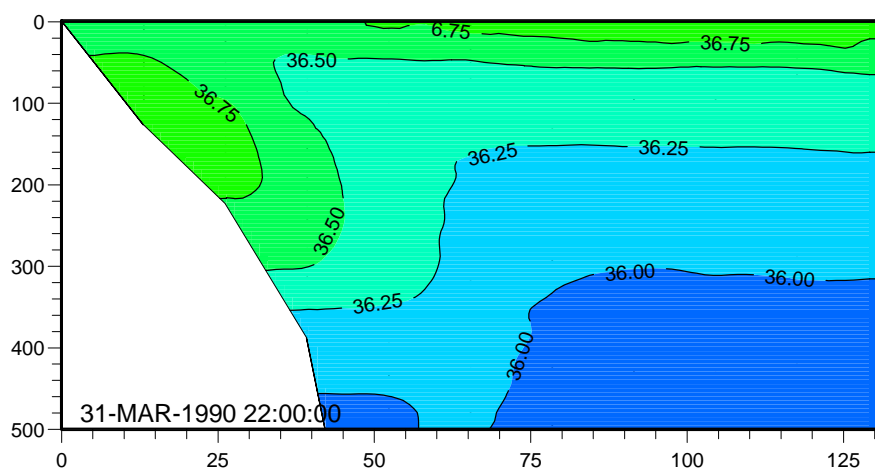


FIGURE 4.65 – Coupe en salinité le long de la radiale O3. Moyenne mensuelle pour mars. Profondeur en m, distance en km.

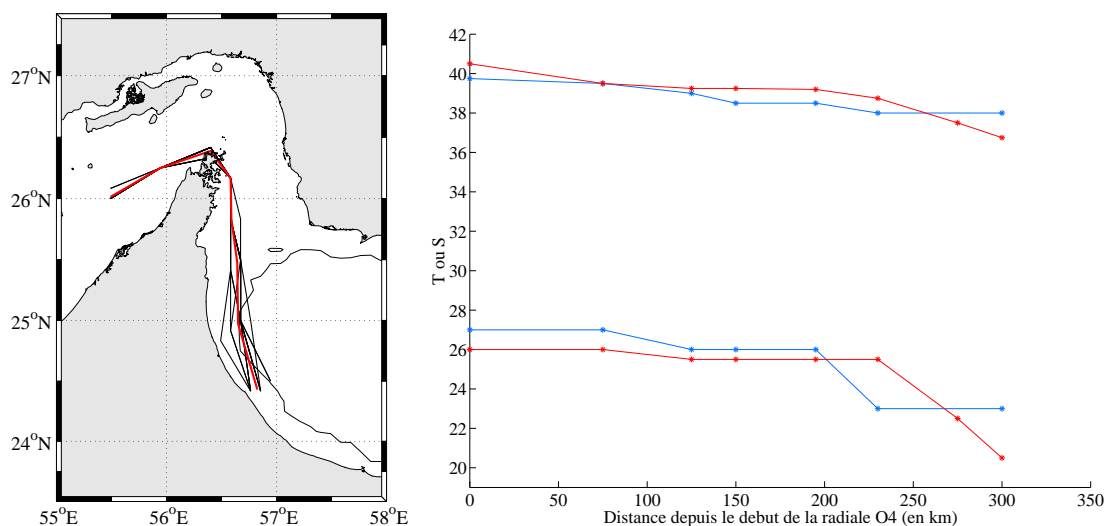


FIGURE 4.66 – A gauche : variabilité saisonnière et moyenne (en rouge) de la position du maximum de salinité de la veine d'eau PGW ; à droite : évolution des maxima (T et S) de la veine le long de la radiale O4 pour les données de la campagne GOGP99 (en bleu) et les résultats de la simulation de spinup pour le mois d'octobre (en rouge).

A partir du kilomètre 250 (radiale O4 figure 4.64), le modèle ne reproduit plus la bonne structure de la veine d'eau persique : les maxima de température et de salinité diminuent rapidement après le décollement de la veine du fond. Le maximum de salinité de la veine passe par exemple de 37.75 à 36.75 psu entre les radiales O2 et O3 (voir figures 4.64 et 4.65). La salinité et la température sont diffusées de façon excessive lorsque la veine s'équilibre autour de 200 m de profondeur. L'utilisation des coordonnées sigma dans une zone de fort gradient bathymétrique ou la taille de la maille peuvent expliquer ce mélange excessif. Il est probable que la circulation anticyclonique participe également à la destruction de la veine d'eau persique. Cette circulation empêche effectivement le développement de la veine en créant un mélange excessif à sa périphérie.

Eléments de synthèse :

Le modèle reproduit l'écoulement de la veine sur le fond ainsi que sa stabilisation vers 200 m le long de la pente continentale. Une circulation cyclonique est également visible dans la partie nord-ouest du golfe, centrée sur 57°30'E, 25°N. Sa variabilité saisonnière est faible.

Une fois stabilisée à 200 m de profondeur, la veine d'eau persique subit un mélange excessif qui ne lui permet pas de conserver les bons maxima de température et de salinité tout au long de son parcours dans le Golfe d'Oman.

Une autre circulation, anti-cyclonique, est située un peu plus au sud-est de la précédente. Cette circulation est très énergétique et ne semble pas réaliste. La bathymétrie au niveau du cap présente une augmentation de la pente du talus qui est mal gérée par le modèle (maille d'environ 9 km). La limite ouverte du modèle est également trop proche du cap. Cela nécessiterait d'envisager un domaine plus étendu afin de mieux couvrir le Golfe d'Oman.

4.3.6 Variabilité inter-annuelle

Les champs bidimensionnels et tridimensionnels obtenus à l'issue de la simulation de spinup que nous venons de décrire ont servi pour définir l'état initial de la simulation réaliste couvrant les années 1994 à 2001 réalisée avec les forçages atmosphériques issus du modèle météorologique CEP. La paramétrisation de Gill a été conservée dans un premier temps pour le calcul du flux de chaleur infrarouge. Les résultats de cette simulation de plus de sept années nous permettent de mettre en évidence la variabilité inter-annuelle des phénomènes décrits précédemment.

4.3.6.1 Considérations générales

La figure 4.67 présente le cycle pluriannuel (en moyenne mensuelle) des différents flux de chaleur pour le Golfe Persique (en moyenne spatiale). La méthode des calculs de flux est identique à celle présentée pour la simulation de spinup. Par rapport à la variation annuelle des flux de chaleur présentée pour la simulation de spinup (voir figure 4.22), c'est le flux de chaleur latent qui présente le plus de variabilité inter-annuelle avec une moyenne annuelle comprise entre -80 et -116 W.m^{-2} soit un écart maximum de 36 W.m^{-2} .

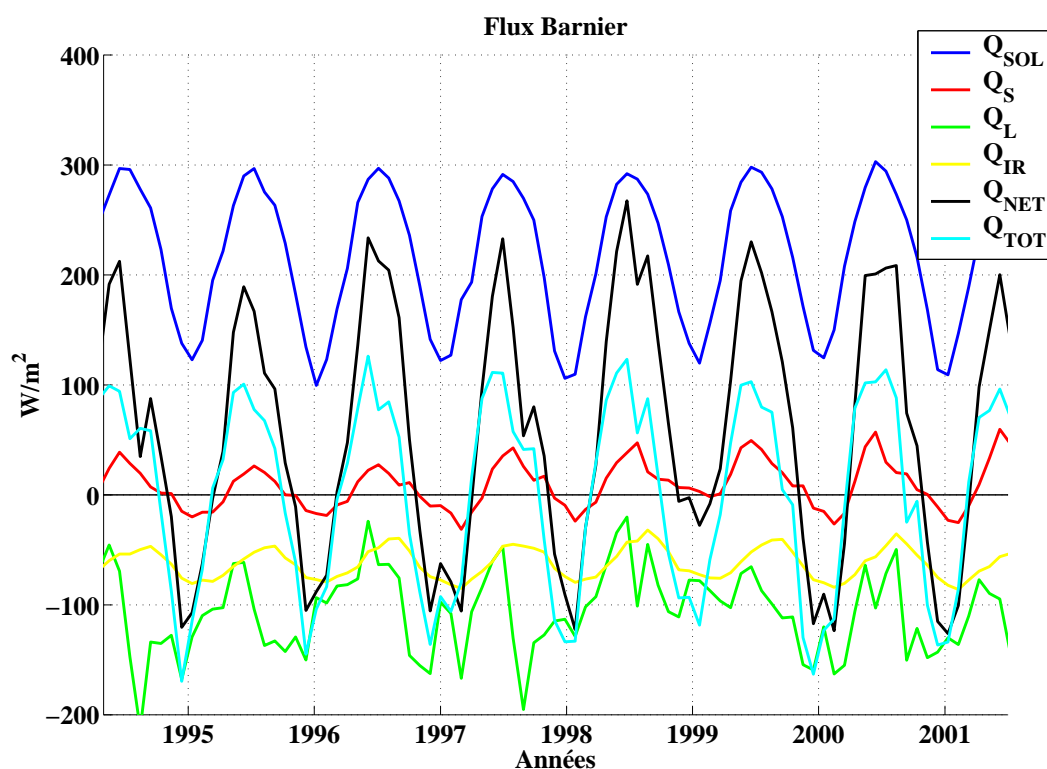


FIGURE 4.67 – Cycle inter-annuel (moyenne mensuelle) des flux de chaleur en W.m^{-2} pour le Golfe Persique (moyenne spatiale). Q_{SOL} flux de chaleur ondes courtes, Q_S flux de chaleur sensible, Q_L flux de chaleur latent, Q_{IR} flux de chaleur ondes longues, Q_{NET} flux de chaleur net et Q_{TOT} flux de chaleur total.

La variabilité inter-annuelle pour les flux de chaleur ondes courtes et sensible est présente dans une moindre mesure (écart deux fois plus faible en moyenne annuelle)

tandis que la variabilité du flux de chaleur ondes longues est quasi nulle (du fait de l'utilisation de la température de surface climatologique GDEM dans le calcul).

Les figures 4.68 et 4.70 montrent l'évolution des deux indicateurs d'équilibre choisi au préalable (salinité et température moyenne dans le Golfe Persique). Les courbes de gauche de chaque figure sont identiques à celles présentées lors de l'étude de la variabilité saisonnière.

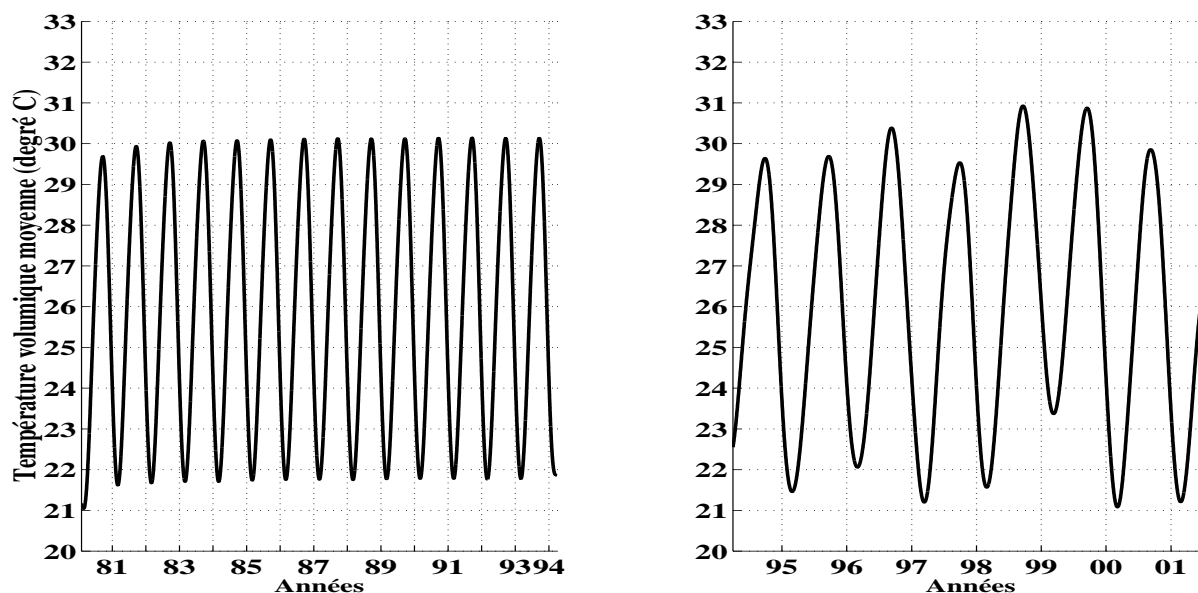


FIGURE 4.68 – Evolution de la température en moyenne volumique sur le Golfe Persique. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données. Simulation de spinup à gauche.

La courbe de droite de la figure 4.68 indique une variabilité inter-annuelle non négligeable du contenu thermique global du Golfe Persique. Les maxima de température apparaissent entre septembre et octobre pour toutes les années étudiées (1995 à 2000). Les minima apparaissent entre février et mars. La variabilité de l'occurrence des extréma est donc assez faible si on la compare aux résultats obtenus pour la simulation de spinup (maximum mi-septembre et minimum début mars). Par contre, la variabilité inter-annuelle des valeurs des extréma est assez importante. Les maxima oscillent entre 29.5 et 31°C (30°C pour la simulation de spinup) et les minima entre 21 et 23.4°C (21.7°C pour la simulation de spinup). Comme pour la simulation de spinup, les extréma de température sont obtenus à chaque changement de signe du flux de chaleur total reçu (ou perdu) par l'océan. Ce résultat est clairement mis en évidence par la superposition des deux courbes d'évolution temporelle du flux de chaleur total et de température global pour le Golfe Persique (moyennes pour l'ensemble du golfe) présentées sur la figure 4.69.

Un calcul très simple indique une forte connexion entre les deux courbes. En effet, l'intégration de la quantité de chaleur entre chaque changement de signe de la variation inter-annuelle du flux de chaleur total conduit à une alternance de gain et de perte de chaleur qui, si l'on considère une profondeur moyenne pour le Golfe Persique de 35 m, permet de déduire une augmentation (ou une diminution de température) d'un extréma

à un autre à partir de la relation : $\Delta T = \int_{t_0}^t Q_{tot} / \rho c_p H dt$. Le calcul réalisé à partir de la courbe d'évolution temporelle du flux de chaleur (en noir sur la figure 4.69) conduit à des écarts de température entre extréma successifs qui correspondent parfaitement à ceux qui peuvent être mesurés sur la courbe d'évolution temporelle de la température (en bleu sur la figure 4.69). Les écarts de température (observés et calculés) varient entre 7.5 et 10° (en valeur absolue) et la différence entre écarts observés et calculés n'excède pas 0.3°.

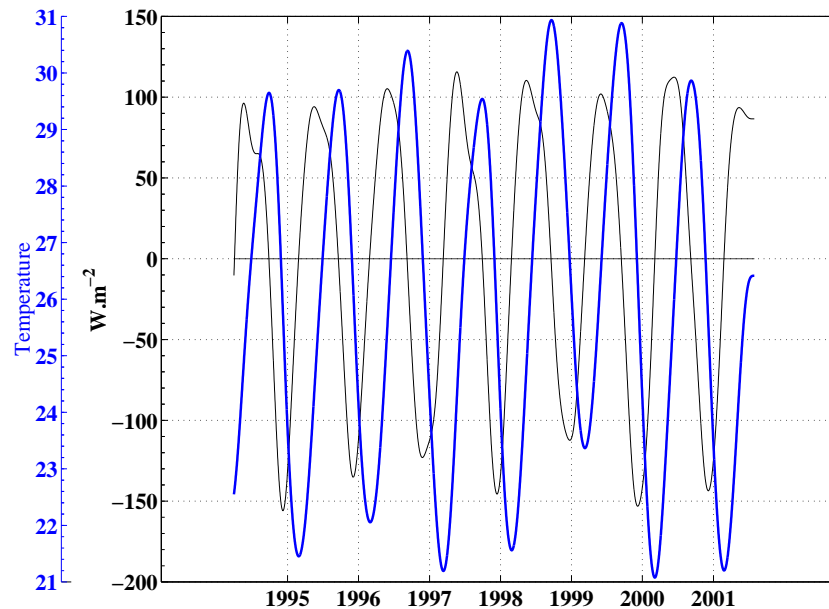


FIGURE 4.69 – Evolution de la température en moyenne volumique sur le Golfe Persique (en bleu). Evolution du flux de chaleur total reçu ou perdu en moyenne sur tout le Golfe Persique (en noir). Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données.

Ces résultats indiquent que les échanges de chaleur du système sont essentiellement verticaux. La part du flux de chaleur horizontal transporté par les fleuves ou échangé lors des passages de masse d'eau au niveau du détroit d'Hormuz est négligeable devant celle des flux de chaleur atmosphérique.

Des années particulières se distinguent de la série pluriannuelle. L'année 1999 apparaît comme une année plutôt chaude tandis que l'année 1997 peut-être considérée comme une année plutôt froide. Le modèle reproduit bien la variabilité inter-annuelle observée sur les images satellites. L'étude des images satellites AVHRR entre 1997 et 2000 montre que l'été le plus chaud est observé en 1998 et l'hiver le plus froid en 1997 (voir figures en annexe G). L'analyse des résultats du modèle conduit aux mêmes résultats quelle que soit la saison. Le modèle reproduit également des situations atypiques observées sur les images satellites comme la diminution importante de la température de août à septembre 2000 (trois degrés en moyenne sur le golfe) alors que pour les autres années, les champs de température demeurent identiques. La confrontation des données satellites aux résultats du modèle indique néanmoins une surestimation moyenne de la température de surface par le modèle. Cette surestimation est souvent de l'ordre de 0.5-1 degré mais peut atteindre près de trois degrés entre juillet et septembre suivant l'année

dans la partie est du Golfe Persique ainsi que la partie ouest du Golfe d'Oman. Ces différences de températures sont en partie corrigées par l'utilisation de la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur infrarouge excepté en été où la correction est moins efficace. Cette surestimation de la température estivale peut s'expliquer par une assez mauvaise paramétrisation du flux de chaleur latent à cette époque. Pendant l'année la plus chaude (1998) on observe en effet une diminution de l'évaporation qui induit un plus faible refroidissement et donc des températures plus chaudes.

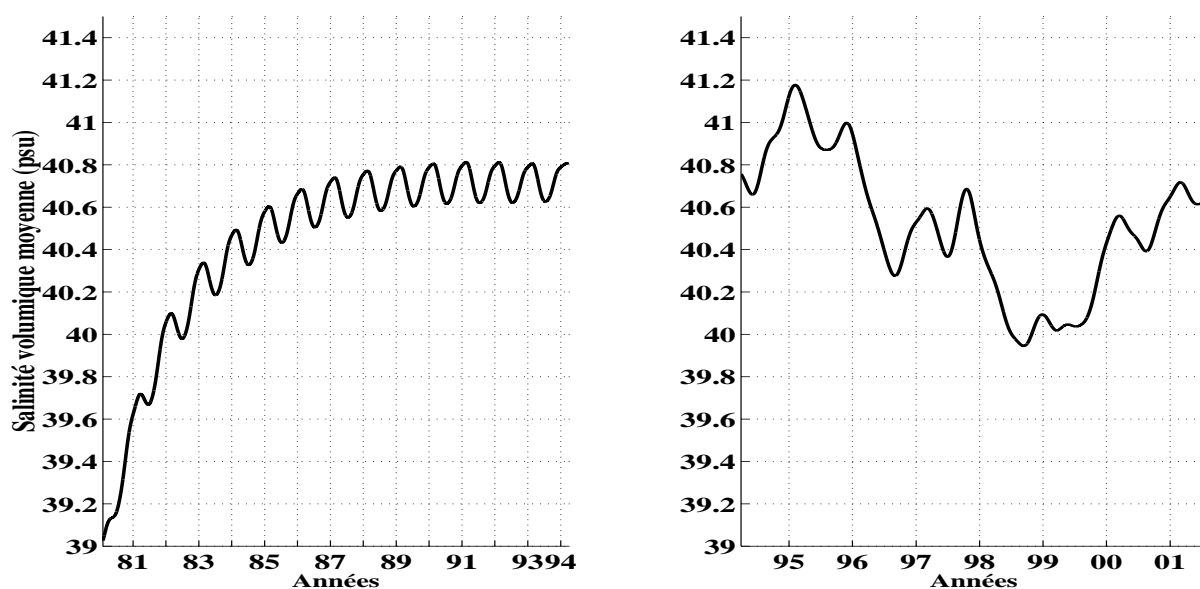


FIGURE 4.70 – Evolution de la salinité en moyenne volumique sur le Golfe Persique. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données. Simulation de spinup à gauche.

La courbe de droite de la figure 4.70 montre également une variabilité inter-annuelle importante pour la quantité totale de sel contenue dans le Golfe Persique. Les maxima de la quantité de sel apparaissent entre octobre et mars pour toutes les années étudiées (1995 à 2000). Les minima apparaissent entre juillet et septembre. La variabilité de l'occurrence des extréma est donc importante si on la compare aux résultats obtenus pour la simulation de spinup (maximum mi-février et minimum mi-juillet). Elle est également plus importante que celle observée pour la température moyenne. La variabilité inter-annuelle des valeurs des extréma est très importante. Les maxima oscillent entre 40.1 et 41.2 psu (40.8 pour la simulation de spinup) et le minima entre 39.9 et 40.9 psu (40.6 pour la simulation de spinup). La quantité de sel dans le Golfe Persique chute fortement (environ 0.5 psu) au cours des années 1996 et 1998 puis augmente à nouveau en 1999 et 2000 (les moyennes annuelles sont présentées dans le tableau 4.1). Il est plus difficile de trouver des relations simples qui relient l'évolution de la quantité de sel dans le Golfe Persique en fonction des flux atmosphériques en raison de la part importante dans le bilan des échanges au niveau du détroit d'Hormuz. Il est donc nécessaire de croiser l'analyse des variations inter-annuelles de la quantité de sel dans le bassin avec celle du flux de chaleur latent (lié à l'évaporation) et celle des débits d'eau au niveau du détroit (on rappelle que les apports d'eau douce par les fleuves sont constants).

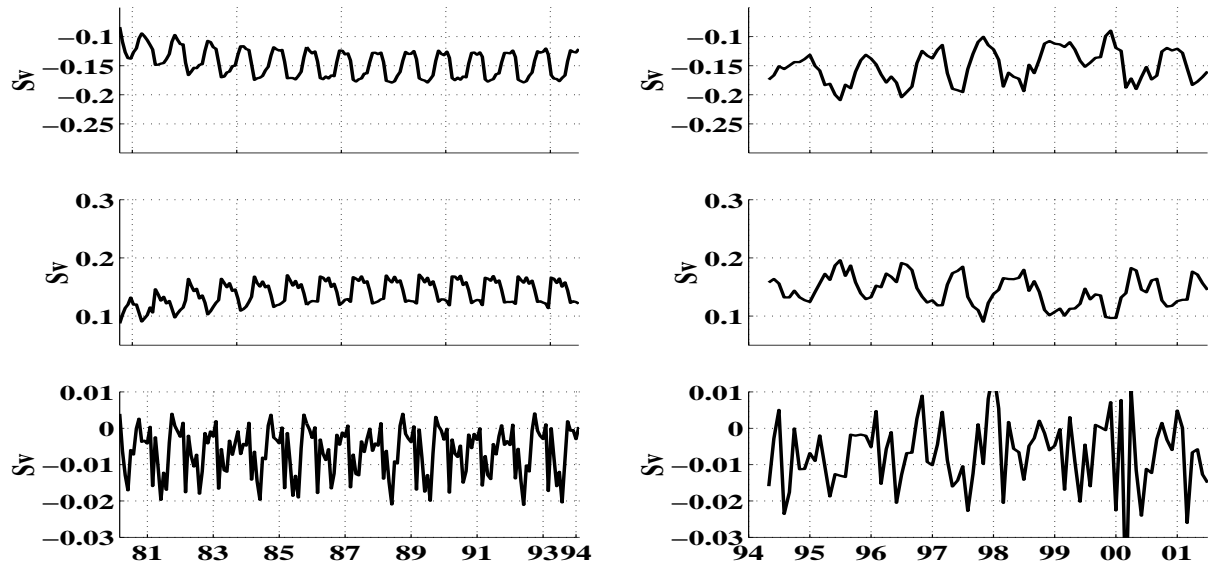


FIGURE 4.71 – Evolution des transports moyens au détroit d'Hormuz (moyenne mensuelle). Flux entrant (en haut), sortant (au milieu) et net (en bas).

On retrouve le cycle saisonnier décrit pour la simulation de spinup sur les deux premiers graphes de la figure 4.71 montrant l'évolution inter-annuelle des débits entrant et sortant à Hormuz. Le débit (entrant ou sortant) est maximum en début d'été et minimum en fin d'année. Seule l'année 2000 diffère avec deux maxima, un au printemps et l'autre à la fin de l'été. La valeur moyenne sur les années 1995-2000 est de $-0.149 Sv$ et $0.143 Sv$ pour les débits entrant et sortant, ce qui est très proche des valeurs obtenues pour la simulation de spinup ($-0.153 Sv$ et $0.146 Sv$). La variabilité inter-annuelle des moyennes annuelles des débits entrant et sortant n'est pas très importante exceptée pour l'année 1999 qui présente des moyennes annuelles plus faibles (voir tableau 4.1). L'évolution temporelle du débit net (troisième graphe de la figure 4.71) est semblable à celle observée pour la simulation de spinup. Plusieurs extréma sont visibles chaque année : ils ne sont pas reproduits à l'identique d'une année sur l'autre, signe d'une importante variabilité haute fréquence due à l'interaction de tous les forçages dans la zone du détroit d'Hormuz (circulation thermohaline induite par l'évaporation, circulation due au vent et à la pression atmosphérique et circulation due à la marée). Un débit net positif apparaît rarement mais peut se produire à n'importe quel moment de l'année avec une tendance plus forte en hiver. En dehors de ces quelques pics, le débit net est négatif tout le temps, ce qui correspond à un apport d'eau quasi constant dans le Golfe Persique comme cela a été vu pour la simulation de spinup. L'évolution temporelle du débit net oscille entre 15000 et $-25000 m^3.s^{-1}$ autour d'une valeur moyenne d'environ $-6373 m^3.s^{-1}$ pour les six années (ce qui correspond à la valeur moyenne trouvée pour la simulation de spinup). Les moyennes annuelles varient entre -4800 et $-7900 m^3.s^{-1}$, le débit net annuel le plus faible étant observé en 1998 (voir tableau 4.1). Si on compare les trois colonnes du tableau 4.1, on remarque que de forts (resp. faibles) débits moyens entrant ou sortant ne sont pas associés à de forts (resp. faibles) débits moyens net.

Année	débit entrant Sverdrup	débit sortant Sverdrup	débit net $m^3.s^{-1}$	salinité moyenne psu	E-P mm/jour
1995	-0.169	0.161	-7680	40.99	3.34
1996	-0.164	0.158	-6005	40.52	2.73
1997	-0.142	0.136	-5779	40.53	2.60
1998	-0.150	0.146	-4785	40.11	2.15
1999	-0.121	0.115	-6082	40.11	2.96
2000	-0.152	0.144	-7893	40.50	3.67

TABLE 4.1 – Moyennes annuelles pour les années 1995 à 2000 : des flux entrant, sortant et net aux niveaux du détroit d’Hormuz (trois premières colonnes, le signe négatif indique une entrée d’eau dans le golfe) ; de la salinité moyenne (en moyenne volumique pour le Golfe Persique (quatrième colonne) et du taux évaporation-précipitation moyen pour le Golfe Persique (cinquième colonne).

Les deux diminutions brutales de la quantité de sel dans le Golfe Persique observées en 1996 et 1998 (voir figure 4.70) correspondent à une baisse significative du débit net des échanges au détroit d’Hormuz. Cette diminution du débit net entre 1996 et 1998 est corrélée à une diminution de la perte d’eau en moyenne sur le Golfe Persique (bilan du flux d’eau E-P, en négligeant les apports faibles des fleuves) comme le montre la figure 4.72. De même, lorsque la perte d’eau résultant du bilan évaporation-précipitation augmente en 1999 et 2000, la quantité d’eau entrant en moyenne annuelle dans le Golfe Persique augmente également (voir tableau 4.1). La salinité moyenne dans le Golfe Persique suit la même tendance. Cette relation est quasi linéaire entre le bilan évaporation-précipitation et le débit net au détroit. Une certaine quantité d’eau évaporée implique un apport net au détroit d’environ la même quantité. Cependant, compte tenu de la complexité de la circulation dans le Golfe Persique, ce résultat n’est pas transposable à la quantité de sel dans le golfe d’un point de vue quantitatif. Deux situations annuelles ayant le même débit net ne vont pas conduire nécessairement à des champs de salinité et à une circulation générale identiques. L’étude des variations du niveau moyen dans le Golfe Persique illustre également la complexité des variations inter-annuelles de la circulation.

La courbe d’évolution du niveau moyen (en moyenne sur le Golfe Persique) indique une variabilité inter-annuelle qui peut atteindre 5 cm en moyenne annuelle (voir figure F.3 en annexe F). Cette variabilité n’est pas due à la variabilité inter-annuelle de la pression atmosphérique qui est faible (voir le premier graphe de la figure F.2 en annexe F). Les seuls autres phénomènes qui peuvent faire varier le niveau moyen d’une année sur l’autre sont ceux qui participent à la l’équation de continuité globale : les apports des fleuves (on peut écarter cette hypothèse car le débit est constant dans le temps), le débit net au détroit, le bilan évaporation-précipitation et les effets du vent. L’effet des deux derniers processus sur la variabilité inter-annuelle du niveau moyen a été précisé en fin d’annexe F. On remarquera que tous ces forçages sont étroitement liés. La figure F.3 en annexe F montre une augmentation du niveau moyen pendant les années 1996 et 1998 qui est cohérente avec les variations du bilan évaporation-précipitation et celles du débit net au détroit mais elle montre aussi que pour l’année 1997, la diminution du niveau moyen observé n’est pas associée à une augmentation de l’évaporation et des

entrées d'eau au détroit. Ces remarques indiquent que le temps d'ajustement du système n'est certainement pas instantané et que, du fait du couplage de tous ces phénomènes physiques, l'interprétation des résultats est complexe. On a vu lors de l'étude du cycle saisonnier que le maximum de salinité dans le Golfe ou le maximum de débit net au détroit n'étaient pas atteints au moment de plus forte évaporation ce qui laisse déjà supposer à l'échelle de la saison un temps d'ajustement relativement long pour la circulation thermohaline.

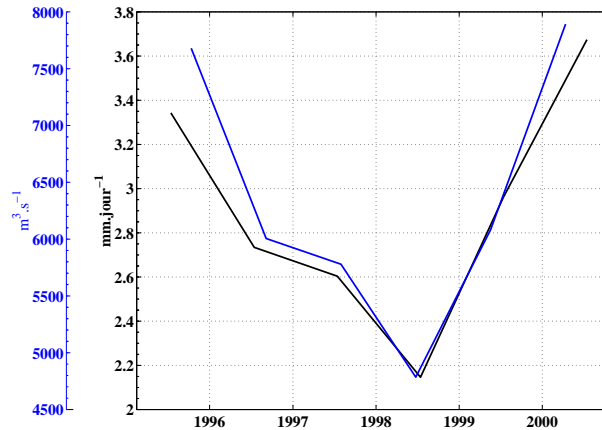


FIGURE 4.72 – Moyennes annuelles du bilan évaporation-précipitation moyen pour le Golfe Persique (en noir) et du débit net entrant à Hormuz (en bleu).

Une simulation sans prise en compte des gradients de pression interne (ce qui revient à retirer les courants de densité) conduit à des débits entrant ou sortant deux fois plus faibles (-0.080 et $0.073 Sv$ en moyenne sur la période étudiée) pour un débit net quasi identique. Ce résultat permet d'estimer la part de la circulation thermohaline à un peu plus de 50% de la circulation générale.

On a vu précédemment que pour un bilan net quasi équivalent, les années 1996 et 1999 présentent des différences importantes des valeurs du débit entrant (ou sortant) au niveau du détroit d'Hormuz (voir tableau 4.1). Cette différence met en évidence la superposition de la circulation due au vent sur la circulation thermohaline qui est créée par la différence de densité entre les eaux du Golfe Persique et celles du Golfe d'Oman ; ces deux circulations pouvant par moment s'opposer. Les circulations de surface (en moyenne mensuelle) pour les années 1996 et 1999 présentent des structures différentes dans la partie est du bassin notamment entre les mois de mars et juillet (figure 4.73). En 1996, les courants de surface sont en général dirigés vers l'ouest. L'entrée d'eau IOSW se retrouve le long de la côte iranienne mais aussi plus au sud, le long de la côte émirati. Cette entrée d'eau IOSW étendue de la côte nord à la côte sud est logiquement associée à un fort courant entrant à travers la section verticale à Hormuz et s'accompagne également d'un important courant au fond qui entraîne les eaux denses PGW vers le Golfe d'Oman. En 1999, la situation est différente : l'entrée d'eau IOSW est présente au nord le long de la côte iranienne mais la branche sud n'existe pas en raison d'un important courant dirigé vers l'est le long de la côte émirati. Ce courant au sud présente les mêmes caractéristiques observées lors de la simulation schématisée d'un vent de

direction nord-ouest. Le courant entrant à travers la section verticale à Hormuz est plus faible que celui observé en 1996 tout comme le courant sortant au fond. Les champs des tensions de vent moyennées sur la période mars-juillet pour les années 1996 et 1999 sont tous les deux de direction nord-ouest mais les tensions sont deux fois plus importantes sur le golfe pour l'année 1999. Ainsi, la circulation thermohaline caractérisée par l'entrée d'eau légère et la sortie d'eau dense au détroit d'Hormuz est affaiblie en 1999 par la circulation due au vent plus importante. On observe également sur la figure 4.73 que la salinité des eaux côtières dans le sud du bassin oriental est plus forte en 1996 qu'en 1999. Ce résultat est cohérent avec le fait que l'évaporation a été beaucoup plus importante en 1995 qu'en 1998 (voir tableau 4.1).

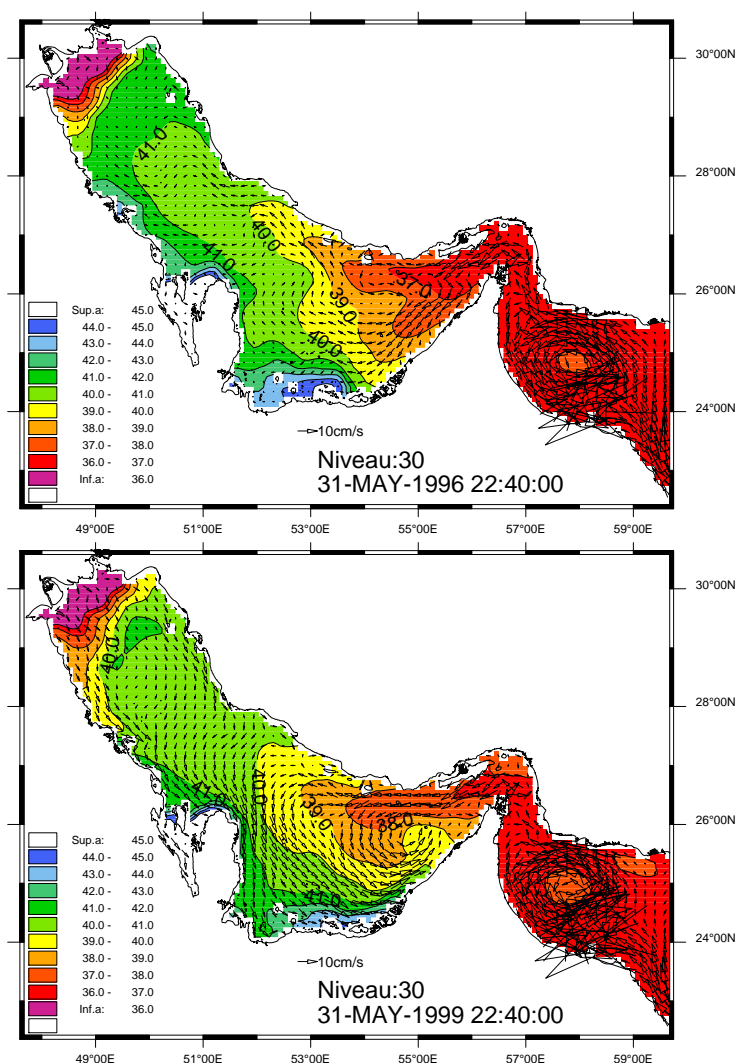


FIGURE 4.73 – Moyenne mensuelle de la salinité de surface pour le Golfe Persique en mai 1996 (en haut) et en mai 1999 (en bas).

Au final, les variations inter-annuelles de la circulation dans le Golfe Persique dépendent d'une part des variations du bilan évaporation-précipitation qui affectent directement le débit net au détroit d'Hormuz et d'autre part des interactions entre les différents moteurs de la circulation (courants de densité, courants de marée et courants créés par les forçages atmosphériques) qui peuvent aboutir à des équilibres différents mis en évidence

4.3. Circulation générale

par exemple, par l'étude des variations de quantité de sel et du niveau moyen dans le golfe.

La variabilité inter-annuelle est clairement mise en évidence par la comparaison des sections dans l'axe du Golfe Persique pour le champ de salinité. Les champs obtenus en 1996 et 1999 sont nettement différents par rapport à ceux obtenus pour la simulation de spinup (voir figures 4.47 et 4.48). En 1996, la figure 4.74 présente des salinités de fond beaucoup plus importantes en hiver dans la moitié ouest du golfe ($S > 42$ psu) tandis que les valeurs obtenues en 1999 (figure 4.75) sont plus faibles (salinité de fond inférieur à 41 psu et position beaucoup plus profonde de l'isohaline 40 psu). Le champ de salinité (en été comme en hiver) obtenu pour 1999 est très proche du champ climatologique estimé par [Swift et al., 2003]. Les taux moyens d'évaporation-précipitation des années 1996 et 1999 sont proches (2.73 et 2.93 mm/jour). Par contre, ceux des années précédentes respectives sont très différents (3.34 et 2.15 mm/jour) et ont conduit à une formation d'eau plus salée en 1995 et moins salée en 1998 dont la trace subsiste en 1996 et 1999. Cette différence de "situation initiale" s'ajoute à l'influence de la circulation due au vent dans la partie est du golfe décrite précédemment pour aboutir à cette variabilité inter-annuelle importante.

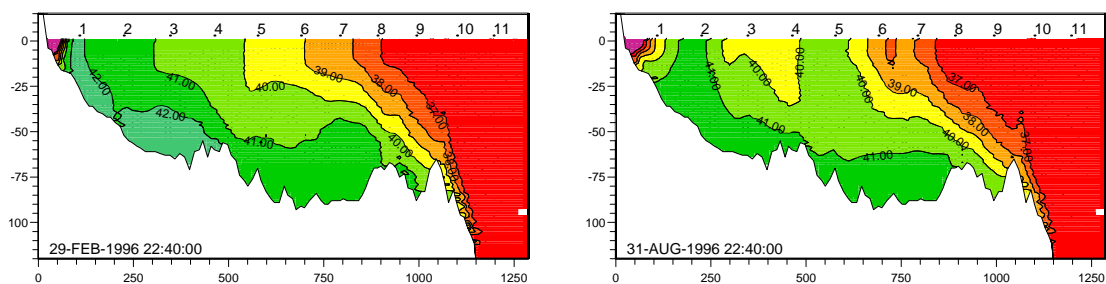


FIGURE 4.74 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique (position sur la figure 4.35). Moyenne mensuelle pour la salinité en février (à gauche) et en août (à droite) 1996. Profondeur en m, distance en km.

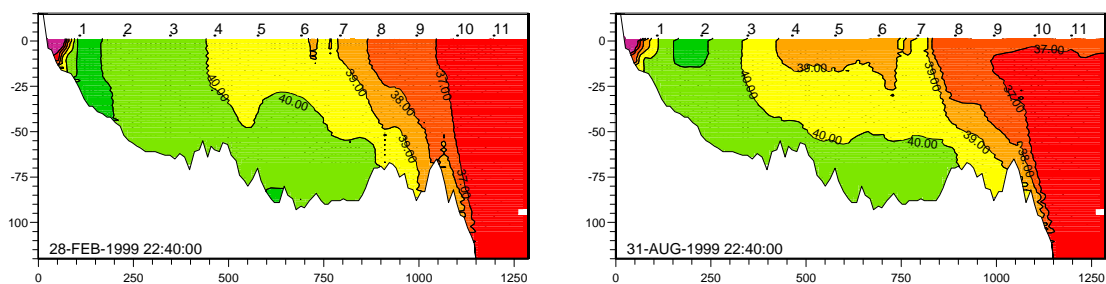


FIGURE 4.75 – Coupe verticale dans l'axe du Golfe Persique (position sur la figure 4.35). Moyenne mensuelle pour la salinité en février (à gauche) et en août (à droite) 1999. Profondeur en m, distance en km.

La variabilité inter-annuelle de la circulation dans le Golfe d'Oman est faible et on retrouve les circulations cyclonique et anticyclonique permanente présentées lors de la description des résultats de la simulation de spinup.

4.3.6.2 Variabilité dans le Golfe Persique des structures hydrologiques liées à l'inflow IOSW

La variabilité inter-annuelle de la position et de la quantité des eaux légères d'origine omanaise (IOSW modifiée) qui entrent dans le Golfe Persique est importante.

L'extension estivale vers l'ouest de l'isohaline 39 psu de la branche principale de l'entrée d'eau IOSW modifiée (celle qui s'étire le long de la côte iranienne) est variable. Pour les années 1996, 1999 et 2000, l'isohaline 39 psu atteint au maximum la longitude 52°30 E tandis qu'en 1998, elle atteint 51 E, soit un déplacement supplémentaire vers l'ouest de plus de cent kilomètres (voir les graphes du haut de la figure 4.76 pour les mois de juillet 1996 et septembre 1998). L'extension maximale n'est pas toujours observée à la même époque : elle varie de juillet à septembre. On observe également des différences inter-annuelles importantes pour un même mois. A titre d'exemple en septembre : en 1996, l'isohaline 39 psu ne dépasse pas 53° E tandis qu'elle est observée jusqu'à 51°30 E en 1998 (voir les deux graphes de droite de la figure 4.76).

Une entrée d'eau IOSW modifiée dirigée vers le sud-ouest le long de la côte émirati est significative durant les années 1996 et 1998 mais complètement inexistante en 1997 et faible les autres années (voir les deux graphes de gauche de la figure 4.76 pour les années 1996 et 1997). En général, au printemps et en été, l'extension de l'eau IOSW modifiée vers le sud diminue en se limitant à la moitié nord du golfe lorsque le vent dans la partie occidentale du Golfe Persique est plus fort.

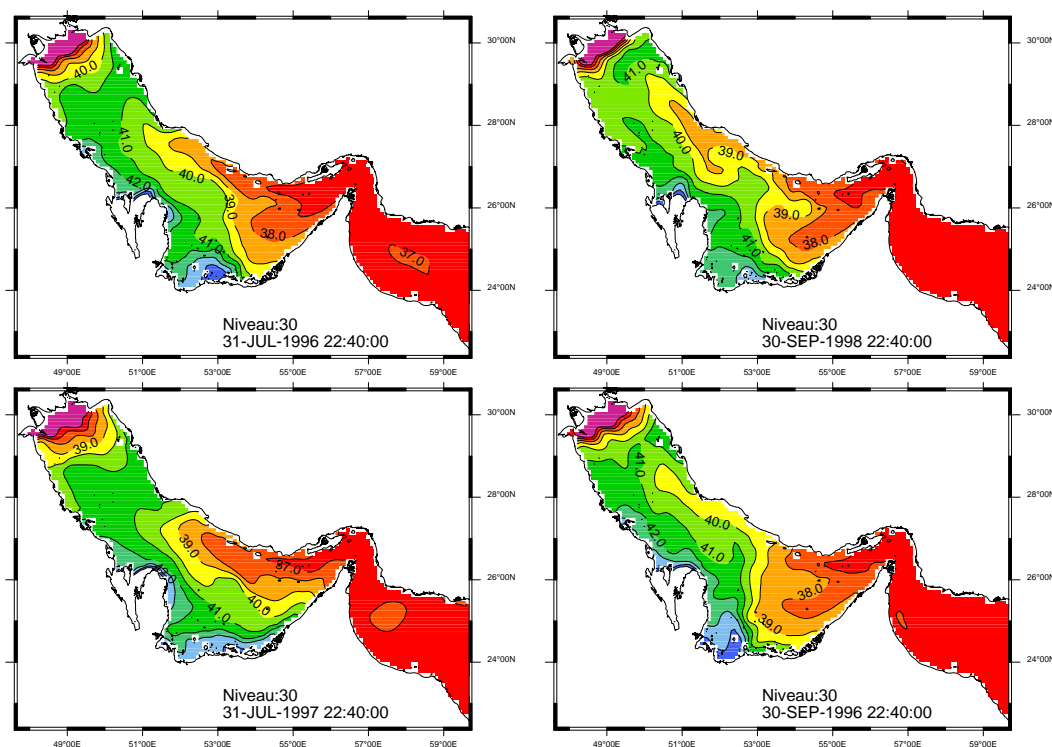


FIGURE 4.76 – Moyenne mensuelle de la salinité de surface pour le Golfe Persique en : juillet 1996 (en haut à gauche, en septembre 1998 (en haut à droite), en juillet 1997 (en bas à gauche) et en septembre 1996 (en bas à droite).

4.3.6.3 Variabilité de la formation de l'outflow PGW

Pour les années 1998 et 2000 on retrouve la variabilité saisonnière observée pour la simulation de spinup : l'outflow d'eau persique PGW est alimenté en eaux salées depuis la côte émirati en hiver et depuis la partie nord-ouest du golfe via la partie profonde du golfe (moitié nord du bassin) en été (graphes du haut sur la figure 4.77). Parfois, lorsque la branche en provenance des côtes émirati est très intense, on observe une bifurcation vers l'ouest d'une partie de l'eau salée de fond lorsqu'elle atteint la côte iranienne (visible en février 2000 sur la figure 4.77). En 1996 et 1999 la variabilité saisonnière est la même mais on observe en hiver une masse d'eau de salinité inférieure à 39 psu plaquée contre la côte émirati entre 54° E et l'entrée du détroit d'Hormuz qui bloque la branche en provenance de la côte émirati et l'oblige à rejoindre rapidement la partie centrale du bassin vers 54° E (par exemple en novembre 1996, voir figure 4.77). En 1997 en revanche, la branche en provenance de la côte émirati se maintient toute l'année et s'ajoute à la branche centrale visible elle aussi toute l'année excepté en août (voir figure 4.77 pour le mois de mai 1997).

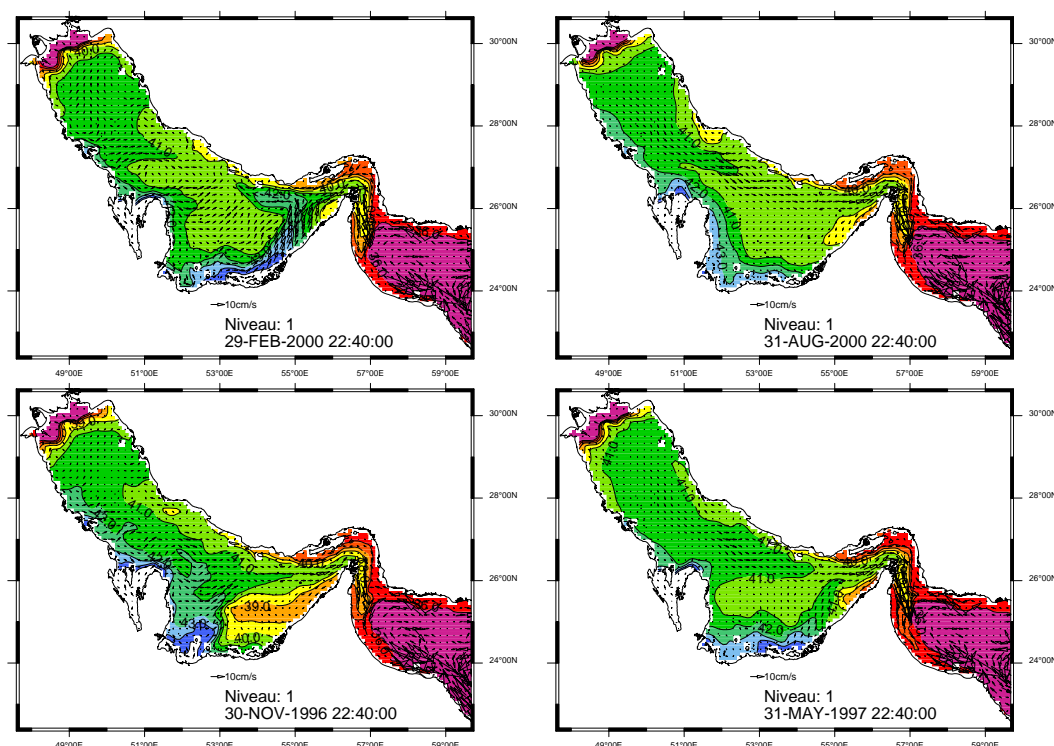


FIGURE 4.77 – Moyenne mensuelle de la salinité et des courants au fond pour le Golfe Persique en : février 2000 (en haut à gauche, en août 2000 (en haut à droite), en novembre 1996 (en bas à gauche) et en mai 1997 (en bas à droite).

4.3.6.4 Variabilité des caractéristiques de l'inflow IOSW et de l'outflow PGW au détroit d'Hormuz

La salinité des eaux d'origine IOSW à l'entrée du détroit d'Hormuz présente une faible variabilité saisonnière et inter-annuelle. En général, la salinité (en moyenne men-

suelle) est comprise entre 36.5 et 37 psu mais atteint parfois 37.5 psu en hiver (par exemple pour les années 1997, 1999 et 2000). Le courant entrant susceptible d'advecier cette eau IOSW s'étend sur les 2/3 nord de la section sud-nord au détroit (voir figure 4.35). Il est visible de la surface au fond mais la partie la plus intense (courant supérieur à 5 cm.s^{-1}) est située dans les cinquante premiers mètres. La simulation de spinup a montré que le maximum était atteint en mars et avril (courant supérieur à 10 cm.s^{-1} en moyenne mensuelle). La simulation inter-annuelle indique une variabilité inter-annuelle importante. Des courants supérieurs à 10 cm.s^{-1} s'observent suivant l'année de février (en 1998 par exemple) à août (en 1996). En 1999, de telles intensités pour le courant entrant ne sont pas observés.

Le courant sortant (en moyenne mensuelle) a une structure quasi invariante : il s'étend de la surface au fond sur une bande d'environ 15 à 25 km de large dans la partie sud de la section sud-nord dans le détroit. Le courant sortant maximum varie entre 10 et 25 cm.s^{-1} , le maximum étant toujours observé autour de 75 m de profondeur. [Johns et al., 2003] décrivent une structure verticale équivalente le long d'une section située plus à l'ouest du détroit à ceci près qu'ils constatent une inversion du courant de surface au printemps non observée dans les résultats du modèle en moyenne mensuelle. On reviendra sur ce point lors de la discussion de la variabilité haute fréquence. La solution de spinup a montré une légère variabilité saisonnière avec des courants de fond plus intense de mars à août. La simulation inter-annuelle confirme cette tendance mais montre une variabilité inter-annuelle importante. Le maximum annuel de courant de fond est comme pour la simulation de spinup) systématiquement atteint en mars et en avril chaque année (de 1995 à 2000). Ensuite, selon l'année, on observe des courants de même amplitude dès février (en 1998), jusqu'en juin (en 1997) et même jusqu'en août (1996 et 1998). En 2000, on observe une diminution en mai et juin et à nouveau des courants de fond de plus de 20 cm.s^{-1} en juillet et août. Les courants les plus faibles sont en général observés entre septembre et janvier mais là encore avec une importante variabilité inter-annuelle. L'année 1999 se distingue nettement des autres par des moyennes mensuelles du courant de fond systématiquement plus faibles (environ 5 cm.s^{-1} de moins pour chaque mois).

On a vu lors de l'étude des résultats de la simulation de spinup que la structure en densité (et en salinité) pour les eaux entraînées par le courant de fond sortant n'est pas la même que celle du courant. La variabilité saisonnière est plus importante que celle observée pour la simulation de spinup qui montrait une salinité de fond légèrement plus forte en hiver avec une augmentation de 0.5 psu en mars et avril. Pour les résultats de la simulation inter-annuelle, la salinité au fond varie entre 39 et 41 psu (en moyenne mensuelle). On retrouve la tendance observée pour la simulation de spinup : les salinités les plus fortes sont en général observées entre novembre et avril mais selon l'année, les maxima sont observés soit entre janvier et mars (1996 et 1998) soit entre mars et mai (2000) ou soit entre novembre et décembre (1997). Pour l'année 1999, la salinité maximale est beaucoup plus faible (environ 40 psu) que pour les autres années et apparaît en juin. La variabilité saisonnière est très faible cette année là. Les résultats de la simulation inter-annuelle montrent une variabilité inter-annuelle importante de la salinité au fond et pour un mois identique, on peut observer des variations de plus de 1.5 psu (voir la courbe en noir sur le graphe de droite de la figure 4.78). Des mesures de salinité

par 80 m de fond à l'ouest du détroit d'Hormuz entre décembre 1996 et mars 1998 ont également montré une variabilité inter-annuelle importante du même ordre de grandeur [Johns et al., 2003]. On n'observe pas de corrélation entre les maxima de salinité et les maxima de courant au fond. Il est intéressant de noter que la salinité de l'outflow est plus importante (1996 et 2000) lorsque l'évaporation à été importante l'année précédente (voir tableau 4.1).

La variabilité inter-annuelle de la position du coeur de la veine d'eau persique PGW (maximum de salinité) lors de sa descente vers le Golfe d'Oman n'est guère différente de la variabilité saisonnière observée pour la simulation de spinup (figures 4.78 et 4.66, graphes de gauche). On observe une variabilité plus importante à l'ouest du détroit d'Hormuz et le long de la côte omanaise dans le Golfe d'Oman. La diminution de la salinité maximale de la veine le long du parcours est toujours aussi importante comme le montrent les évolutions temporelles du maximum de salinité dans la veine PGW en deux points du parcours. Au niveau du détroit d'Hormuz (en noir sur le graphe de droite de la figure 4.78), la salinité moyenne est d'environ 40.5 psu tandis que plus au sud dans le Golfe d'Oman (en bleu sur le graphe de droite de la figure 4.78), la salinité moyenne vaut environ 37.8 psu. La variabilité inter-annuelle observée pour ces deux points (distants d'environ 140 km) est quant à elle assez similaire. Cela signifie que la variabilité observée au niveau du détroit est transportée dans le Golfe d'Oman et qu'on peut la retrouver ensuite dans les caractéristiques de la veine loin de la zone de formation.

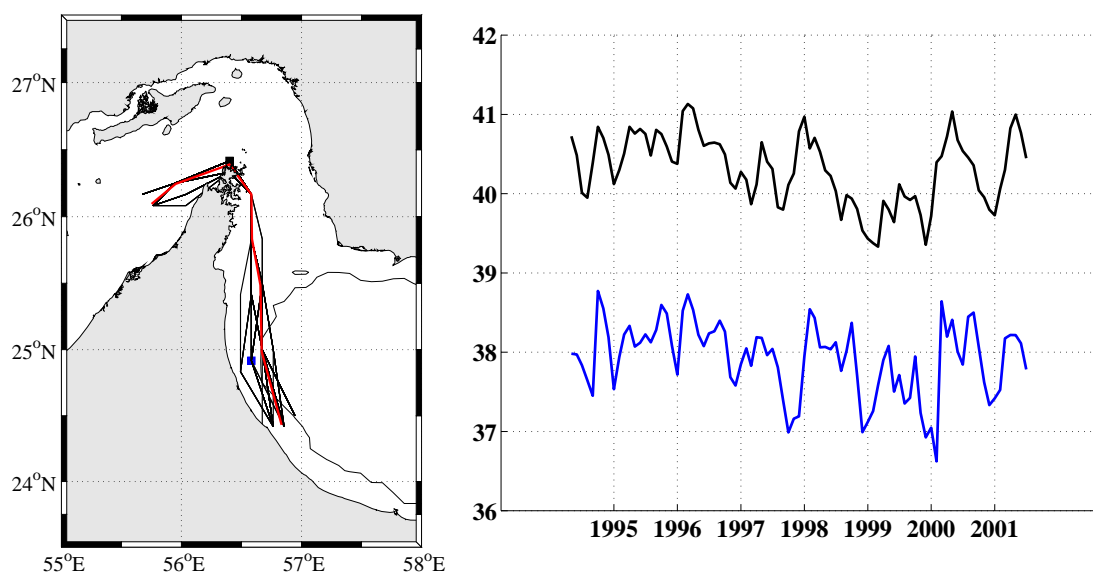


FIGURE 4.78 – A gauche : variabilité saisonnière et inter-annuelle de la position du maximum de salinité de la veine d'eau PGW lors de son écoulement dans le Golfe d'Oman. Le tracé en rouge représente le parcours moyen du maximum de salinité dans la veine PGW de mars 1994 à juillet 2001. A droite : évolution temporelle de la salinité maximale observée au détroit d'Hormuz (en noir) et plus au sud dans le Golfe d'Oman (en bleu). Les positions sont précisées par des carrés de couleur sur la figure de gauche.

La figure 4.79 montre la comparaison des maxima de température et salinité au coeur

de la veine obtenus à partir des résultats de la modélisation inter-annuelle avec ceux de la campagne GOGP99 en octobre 1999. Cette comparaison est identique à celle qui a été faite précédemment pour les résultats de la modélisation de spinup (voir figure 4.66). L'utilisation des forçages réalistes améliore les résultats du modèle (par rapport à la simulation de spinup avec forçages climatologiques) sur les cent premiers kilomètres de l'écoulement de la veine dans le détroit d'Hormuz et dans le Golfe d'Oman. En fait, la simulation réaliste conduit à une meilleure estimation des caractéristiques thermohalines de l'eau persique PGW formée dans le Golfe Persique. Ce résultat confirme la part importante de variabilité inter-annuelle de la circulation dans le Golfe Persique.

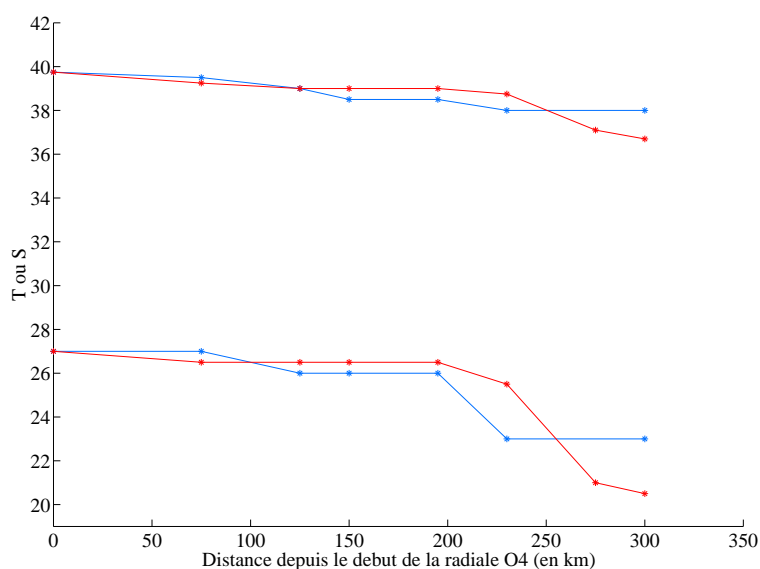


FIGURE 4.79 – Evolution des maxima (T et S) de la veine le long de la radiale O4 pour les données de la campagne GOGP99 (en bleu) et les résultats de la simulation inter-annuelle pour le mois d'octobre 1999 (en rouge).

Eléments de synthèse :

La température et la salinité moyenne dans le Golfe Persique, les caractéristiques de l'inflow IOSW, de l'eau IOSW modifiée, de l'outflow PGW et de la formation d'eau dense PGW présentent une variabilité inter-annuelle importante. Par contre, ces paramètres sont beaucoup plus stables dans le Golfe d'Oman.

La variabilité saisonnière et inter-annuelle de la salinité du cœur de la veine d'eau PGW observée au niveau du détroit est transportée dans le Golfe d'Oman.

Le modèle reproduit bien la variabilité inter-annuelle observée sur les images satellites. Mais malgré l'amélioration apportée par l'utilisation de la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur infrarouge, une surestimation de la température estivale persiste. Elle peut s'expliquer par une

assez mauvaise paramétrisation du flux de chaleur latent à cette saison.

On a démontré que la variabilité inter-annuelle de la température provient avant tout de celle du flux de chaleur latente.

Dans le Golfe Persique, les flux verticaux de chaleur priment sur les échanges horizontaux.

Au niveau du détroit, on n'observe pas de corrélation entre les maxima de salinité et les maxima de courant au fond. Il est intéressant de noter que la salinité de l'outflow est plus importante (1996 et 2000) lorsque l'évaporation à été importante l'année précédente. La variabilité inter-annuelle des moyennes annuelles des débits entrant et sortant n'est pas très importante excepté pour l'année 1999 qui présente des moyennes annuelles plus faibles.

Les deux diminutions de la quantité de sel dans le Golfe Persique observées en 1996 et 1998 correspondent à une baisse significative du débit net des échanges au détroit d'Hormuz.

Au final, les variations inter-annuelles de la circulation dans le Golfe Persique dépendent d'une part des variations du bilan évaporation-précipitation qui affectent directement le débit net au détroit d'Hormuz et d'autre part des interactions entre les différents moteurs de la circulation (courants de densité, courants de marée et courants créés par les forçages atmosphériques) qui peuvent aboutir à des équilibres différents. La circulation thermohaline est estimée à un peu plus de 50% de la circulation générale.

4.3.7 Variabilité haute fréquence

Jusqu'à présent, nous avons discuté de la variabilité saisonnière et inter-annuelle observé dans les résultats des simulations de spinup et réaliste. Les résultats ont le plus souvent été présentés sous la forme de moyenne mensuelle ou de moyenne annuelle. La nature des forçages utilisés lors de ces simulations réalistes introduit des échelles de temps de plus haute fréquence (de quelques heures à quelques jours).

4.3.7.1 Variabilité très haute fréquence à l'échelle du forçage de marée

Le forçage de la marée barotrope introduit un signal de haute fréquence à l'échelle de quelques heures. Le champ de courant instantané calculé dans le détroit d'Hormuz par exemple (présenté dans la partie étude de processus, voir figure 4.2) montre une grande variabilité de l'intensité des courants à l'échelle de quelques heures. Cette variabilité haute fréquence est très importante car elle est directement prise en compte dans les calculs du modèle de fermeture turbulente. L'effet du choix du modèle de turbulence sur la variabilité à plus basse fréquence de la circulation est important. Il a déjà été évoqué brièvement lors de l'étude de la variabilité saisonnière des courants dans le détroit d'Hormuz et sera précisé à la fin de cette partie et dans la partie suivante. La prise en compte de ce type de variabilité haute fréquence conditionne de manière importante les résultats observés pour la variabilité saisonnière et inter-annuelle des processus tels la circulation thermohaline.

4.3.7.2 Variabilité haute fréquence introduite par les forçages atmosphériques

Les paramètres météorologiques sont quant à eux réactualisés toutes les six heures. Ils peuvent donc introduire une variabilité haute fréquence dans la circulation générale via les tensions de surface et la pression atmosphérique d'une part et via les flux de chaleurs (calculés à chaque instant à partir des paramètres météorologiques) d'autre part. On a vu précédemment l'importance des variations des conditions atmosphériques à l'échelle du mois qui peuvent engendrer des oppositions entre circulation due au vent et circulation thermohaline. Les modifications des conditions atmosphériques à plus haute fréquence (à l'échelle de 2-3 jours par exemple) conduisent également à des modifications importantes de la circulation générale.

A titre d'exemple, le champ de salinité et les courants de surface observés les 12 et 26 juillet 2001 à partir des résultats de la simulation réaliste l'attestent. Les figures 4.80 et 4.81 montrent en effet à ces dates des circulations de surface très différentes ainsi qu'une modification de la circulation thermohaline. Les données de salinité et de courant de surface sont filtrées de la marée à l'aide d'un filtre passe bas sur 71 heures, les champs de vent présentés sur les deux figures sont également moyennés sur 71 heures (centrés sur les dates présentées). Autour du 12 juillet 2001, un vent relativement fort ($5-8 \text{ m.s}^{-1}$) de direction nord-ouest s'établit pendant plusieurs jours sur la totalité du Golfe Persique. Les courants de surface induits par le vent sont alors assez forts (plus de 10 cm.s^{-1} et intensifiés près des côtes) et sont alors orientés vers le sud-est. Cette circulation s'oppose à l'inflow omanais IOSW dans la partie orientale du golfe et on observe un décollement de la côte iranienne de cet inflow (repérable par le déplacement de l'isohaline 38 psu sur

la figure 4.80).

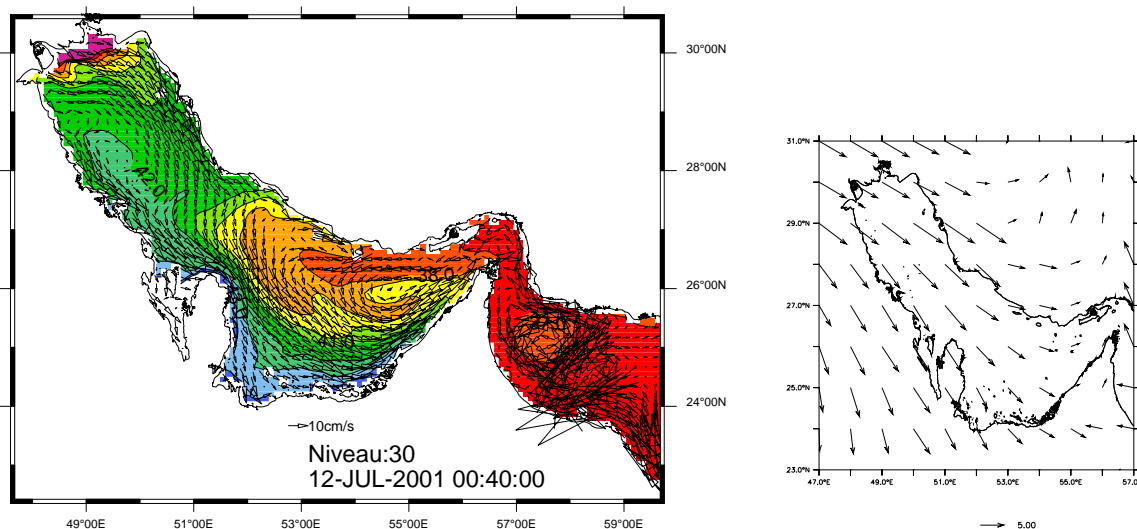


FIGURE 4.80 – Salinité et courant de surface (filtré de la marée) pour une situation de vent soutenu de direction nord-ouest et champ de vent (moyenné sur 71 heures autour de la date considérée) pour le 12 juillet 2001.

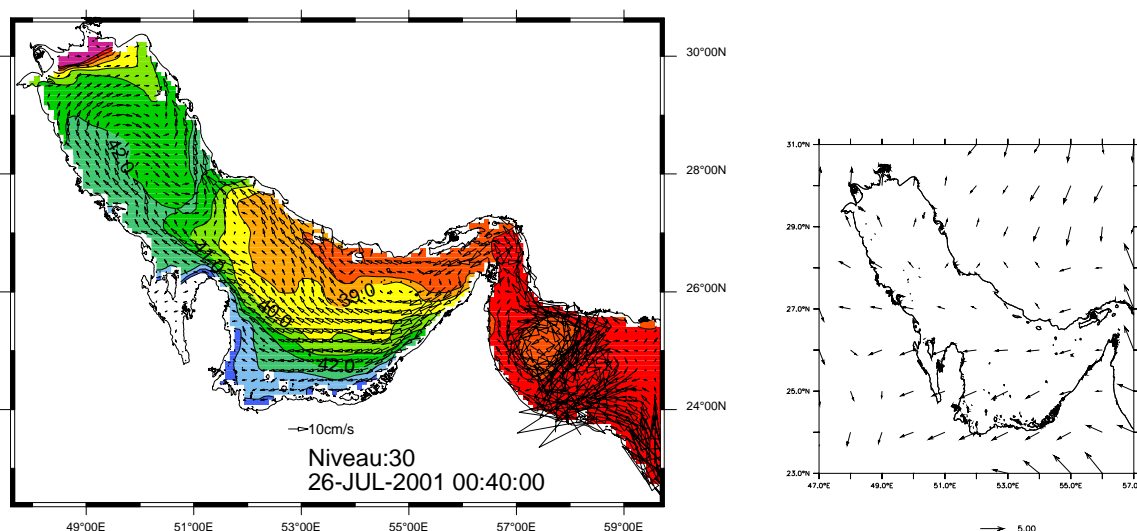


FIGURE 4.81 – Salinité et courant de surface (filtré de la marée) pour une situation de vent faible de direction nord-est et champ de vent (moyenné sur 71 heures autour de la date considérée) pour le 26 juillet 2001.

Deux semaines plus tard, autour du 26 juillet 2001 la situation est très différente. Le vent est quasi nul dans la partie occidentale du Golfe Persique et modéré (vitesse inférieure à 5 m.s^{-1}) et de direction est-nord-est dans la partie orientale du golfe. La circulation induite par le vent s'ajoute à la circulation thermohaline et un courant dirigé vers l'ouest s'observe le long des côtes sud et nord du golfe (la direction du courant passant du sud-ouest au nord-ouest suivant les côtes). Une circulation anti-cyclonique apparaît dans la partie nord-ouest du golfe plaquant le panache du Shatt al Arab le

long de la côte iranienne (figure 4.81). Ainsi, la variabilité haute fréquence (à l'échelle de 2-3 jours) des paramètres météorologiques suffit à perturber une partie de la circulation thermohaline.

4.3.7.3 Variabilité haute fréquence de la circulation thermohaline à proximité du détroit d'Hormuz

L'analyse des résultats de la simulation réaliste dans le détroit d'Hormuz a montré une variabilité saisonnière et inter-annuelle importante au regard des champs de salinité, température et de courant exprimés en moyenne mensuelle. Nous allons maintenant étudier les résultats de la simulation réaliste à une échelle beaucoup plus synoptique en comparant les résultats du modèle aux mesures réalisées en quatre sections verticales (en salinité, température et courant perpendiculaire) dans la partie ouest du détroit d'Hormuz (position de la radiale sur la figure 4.82) les 15 décembre 1996, 11 mars 1997, 28 juillet 1997 et 16 mars 1998 et présentées puis analysées par [Johns et al., 2003].

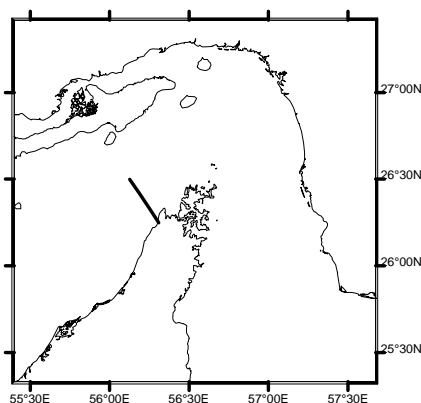


FIGURE 4.82 – Positions de la section présentée par [Johns et al., 2003] dans la partie ouest du détroit d'Hormuz. La section couvre la moitié du détroit sur environ 30 km.

Un filtrage passe-bas sur 71 heures est appliqué aux résultats du modèle afin de retirer le signal de marée, les champs obtenus sont ensuite comparés à ceux des observations. Les résultats du modèle n'ont pas été enregistrés exactement aux dates des observations (entre deux et quatre jours d'écart suivant les sections).

Les quatre sections d'observation (voir figures 4.83 et 4.85) indiquent la présence d'une couche d'eau de salinité élevée au fond, plaquée contre la côte omanaise (au sud de la radiale), l'inclinaison des isohalines étant consistante avec un écoulement géostrophique. Les résultats du modèle montrent une structure équivalente mais avec une inclinaison des isohalines plus faible. Les mesures de la salinité de la couche de fond indiquent une variabilité importante : 39 psu en décembre 1996, 39.5 psu en juillet 1997 et mars 1997 et plus de 40 psu en mars 1997. Les résultats de la simulation réaliste de référence (non montrés) n'indiquent pas la même variabilité ni les mêmes valeurs des maxima, les salinités obtenues étant plus importantes (39.5-40.5 psu).

En hiver, la stratification thermique est faible. Les températures mesurées au niveau de la couche salée sont les plus froides en mars 1997 et 1998 ($20.5 - 21.5^\circ \text{C}$) par rapport à décembre 1996 (25°C , on peut noter que les eaux de surface sont alors légèrement plus chaudes). En juillet 1997, les mesures montrent une forte stratification de la surface au fond ($24 - 32^\circ \text{C}$). Les résultats de la simulation présentent des structures équivalentes mais avec des températures légèrement plus chaudes d'environ 1°C (non montrés).

Les champs de courant perpendiculaire à la section mesurés (non montré) confirment la présence d'un outflow (dirigé vers le Golfe d'Oman) intensifié au fond au sud de la radiale en mars 1997 et juillet 1997, moins intense en mars 1998 et une structure plus barotrope (toujours dirigée vers le Golfe d'Oman) sur toute la section en décembre 1996. Sur trois des sections (mars 1997, juillet 1997 et mars 1998), les mesures indiquent également la présence d'un courant entrant dans le Golfe Persique situé dans la partie nord de la section. Les résultats de la simulation réaliste montrent également ces différentes structures. Un courant de surface dirigé vers le Golfe d'Oman (outflow de surface) est présent en permanence dans le sud de la section pour les observations mais n'est visible qu'en décembre 1996 dans les résultats de la simulation. L'intensité des courants modélisés est nettement plus faible que celle des courants mesurés. Les courants mesurés atteignent entre 30 et 50 cm.s^{-1} au coeur de l'outflow alors que les courants modélisés ne dépassent pas 15 cm.s^{-1} . La taille de la maille (9 km) ne permet pas de représenter au mieux le coeur de l'outflow qui fait entre 5 et 10 km de large d'après les mesures, ce qui explique en partie pourquoi le modèle ne reproduit pas ces vitesses importantes. Une simulation effectuée avec une diminution de la viscosité horizontale dans la zone du détroit conduit effectivement à une légère augmentation de la vitesse (de l'ordre de 5 cm.s^{-1}) de la structure de courant de fond dirigé vers le Golfe d'Oman. On verra dans le chapitre suivant que le passage à la simulation haute résolution conduit à une meilleure représentation de l'outflow PGW. La taille de la maille a aussi le défaut de mal représenter les variations locales de la bathymétrie qui peuvent avoir un effet non négligeable sur les courants. En dehors du coeur de la veine, les courants mesurés dans l'outflow de fond sont plutôt de l'ordre de $20-30 \text{ cm.s}^{-1}$, ce qui reste encore supérieur aux résultats du modèle.

On a vu précédemment (voir partie 4.3.5.3 p. 160) que l'utilisation d'un modèle de fermeture turbulente de type k-l conduit à des courants résiduels plus forts dans le détroit. Ces résultats ont été obtenus en remplaçant le modèle de turbulence de type algébrique de la simulation réaliste de référence par le modèle de type k-l partout où les fonds sont inférieurs à 200 m (soit dans le golfe Persique, le détroit d'Hormuz et les zones côtières du Golfe d'Oman). Les différences observées entre les résultats de ces deux simulations feront l'objet d'une discussion plus détaillée dans le chapitre suivant. En résumé, la nouvelle simulation améliore les résultats au niveau de l'intensité des courants résiduels (notamment dans le détroit d'Hormuz) mais reproduit moins bien les variations saisonnières de la stratification thermique et haline dans le Golfe Persique ainsi que les variations de salinité de l'eau persique PGW. Compte tenu de ces résultats et de l'importance de la dynamique dans le détroit pour la circulation générale, on a essayé une autre paramétrisation hybride de la turbulence en gardant le modèle algébrique de turbulence de la simulation de référence sur la totalité du domaine excepté dans la zone du détroit d'Hormuz où le modèle de type k-l est utilisé. Les résultats obtenus pour cette

nouvelle simulation (modèle de type k-l dans le détroit et utilisation de la formulation du flux de chaleur infrarouge de [Bignami et al., 1995]) sont nettement améliorés (voir figures 4.84 et 4.86) par rapport aux résultats de la simulation de référence (non montrés).

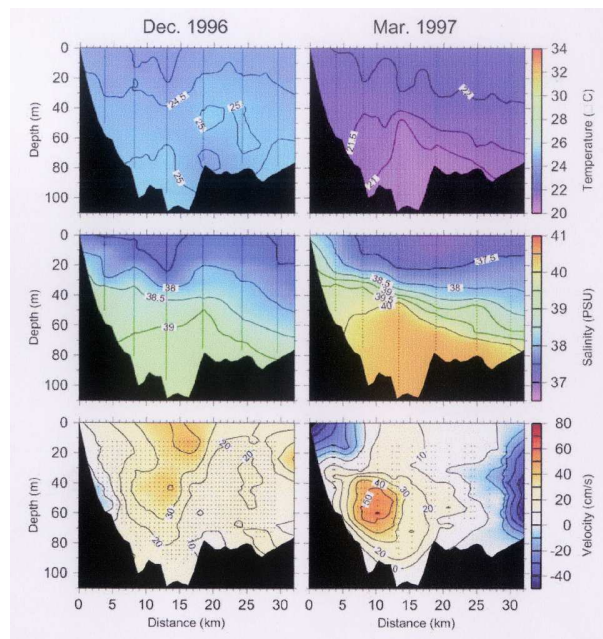


FIGURE 4.83 – Coupes en température (haut), salinité (milieu) et courant perpendiculaire filtré de la marée (bas) réalisées le 15 décembre 1996 (gauche) et le 11 mars 1997 (droite) d'après [Johns et al., 2003]. La position de la section est représentée sur la figure 4.82.

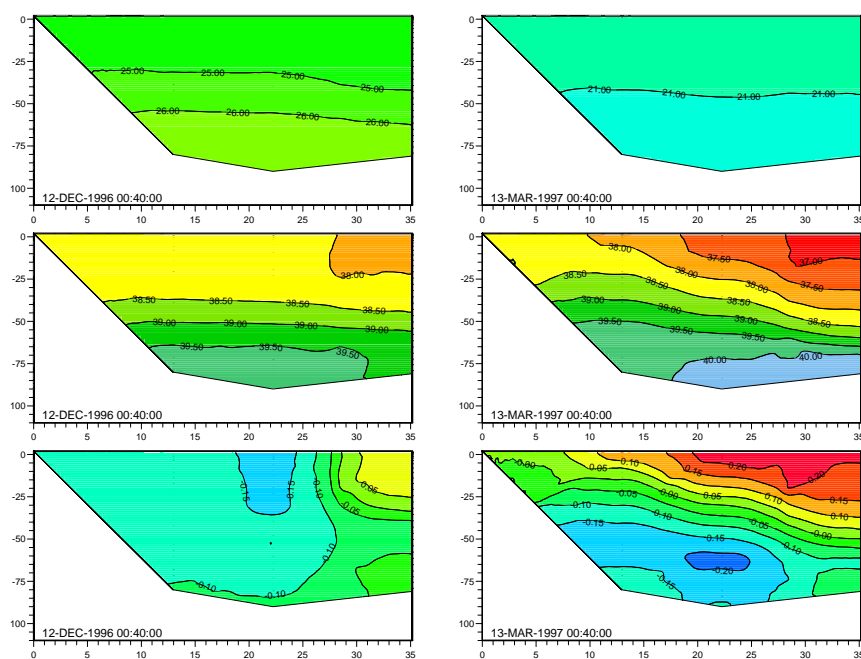


FIGURE 4.84 – Coupes verticales (position figure 4.82) obtenues à partir des résultats du modèle le 12 décembre 1996 (à gauche) et le 13 mars 1997 (à droite). Température en haut, salinité au milieu et courant perpendiculaire en bas.

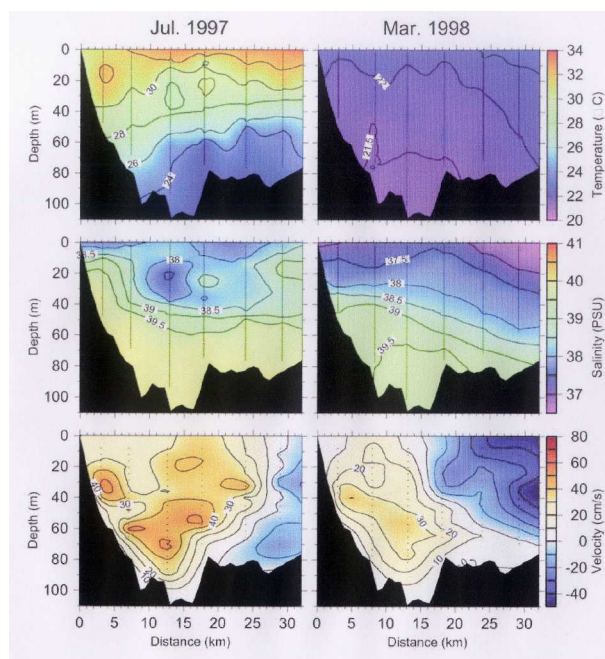


FIGURE 4.85 – Coupes en température (haut), salinité (milieu) et courant perpendiculaire filtré de la marée (bas) réalisées le 28 juillet 1997 (gauche) et le 16 mars 1998 (droite) d'après [Johns et al., 2003]. La position de la section est représentée sur la figure 4.82.

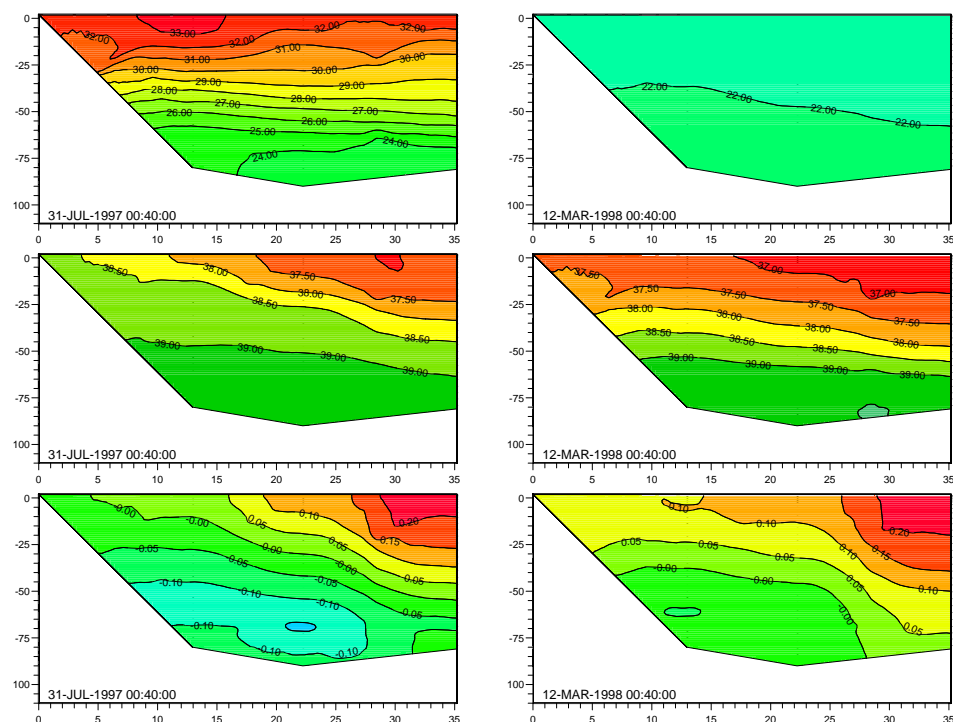


FIGURE 4.86 – Coupes identiques (position figure 4.82) obtenus à partir des résultats du modèle le 31 juillet 1997 (à gauche) et le 12 mars 1998 (à droite). Température en haut, salinité au milieu et courant perpendiculaire en bas

4.3. Circulation générale

L'utilisation de cette autre paramétrisation améliore le forçage thermique et conduit à une meilleure représentation des champs de température (baisse de 1°C en hiver). Les champs de courant (de l'outflow au fond et de l'inflow en surface) sont plus intenses (vitesses supérieures à 20 cm.s^{-1}) et les structures observées sont toujours bien reproduites. Les champs de salinité sont quant à eux beaucoup plus réalistes. La salinité de la couche de fond est moins élevée et correspond mieux aux mesures. Comme pour les observations, le modèle donne cette fois-ci une salinité supérieure à 40 psu uniquement en mars 1997. L'inclinaison des isohalines est également accentuée.

Quelques différences persistent néanmoins entre les résultats du modèle et les observations : l'outflow en surface observé sur les quatre sections n'est pas toujours reproduit par le modèle (seule la section de décembre le fait apparaître) et le courant de l'outflow de fond modélisé en mars 1998 est faible par rapport aux observations. Les courants demeurent encore un peu faibles mais l'ordre de grandeur est désormais le même. Ainsi, le modèle est capable de reproduire des situations synoptiques relativement différentes avec un degré de réalisme satisfaisant, d'autant que la variabilité des structures (salinité et courant essentiellement) à l'échelle de quelques jours peut être importante. La figure 4.87 illustre la variabilité haute fréquence observée sur le champ de salinité entre le 27 février et le 13 mars 1997. La valeur maximale de la salinité des eaux de fond est passée de 40.5 à 40 psu le 12 mars et correspond au maximum de salinité observé par [Johns et al., 2003] le 11 mars 1997. L'épaisseur de la veine a également nettement diminué. La variabilité haute fréquence s'observe également sur les courants résiduels. On a vu que le 12 mars 1998, le modèle sous-estime l'intensité de l'outflow au fond par rapport aux observations réalisées le 16 mars 1998. La situation au 19 mars 1998 est complètement différente : l'inflow intense observé dans la partie nord de la section le 12 a disparu tandis que l'outflow de fond s'est intensifié en passant de $0\text{-}5\text{ cm.s}^{-1}$ à $20\text{-}25\text{ cm.s}^{-1}$ en accord avec les observations (figure 4.88).

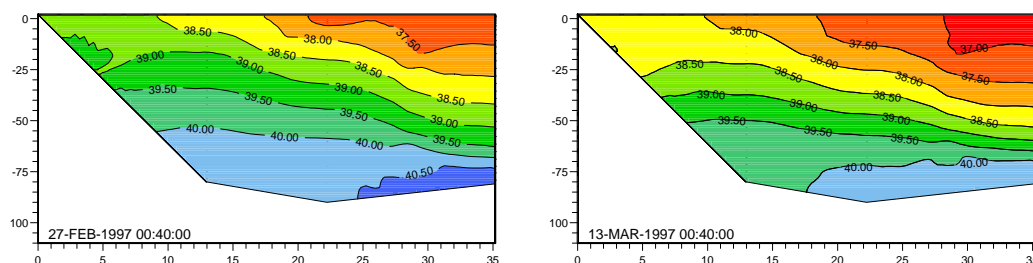


FIGURE 4.87 – Coupes en salinité obtenus à partir des résultats du modèle le 27 février 1997 (à gauche) et le 13 mars 1997 (à droite).

L'outflow en surface, mal représenté par le modèle aux instants des observations est également très variable comme le montrent les situations aux 31 juillet 1997 et 7 août 1997 : l'outflow au fond s'atténue et un outflow apparaît en surface repoussant l'inflow vers le nord (voir figure 4.89).

Ainsi, les résultats des simulations réalistes montrent une variabilité haute fréquence importante (à l'échelle de quelques jours) pour les structures de courant et de salinité dans le détroit ce qui induit une même variabilité pour les caractéristiques de l'eau persique PGW qui va s'écouler dans le Golfe D'Oman.

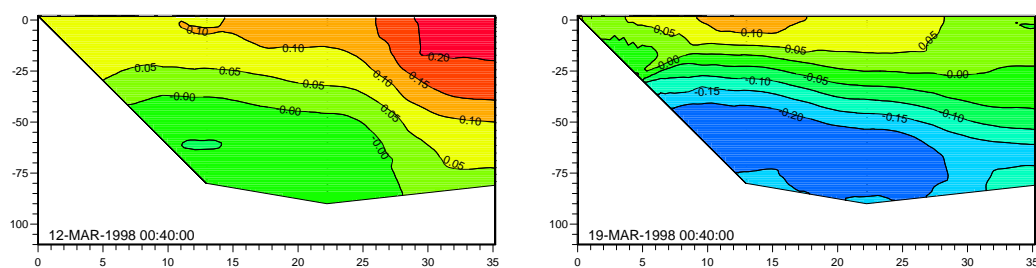


FIGURE 4.88 – Coupes du courant perpendiculaire à la section (filtré de la marée) obtenus à partir des résultats du modèle le 12 mars 1998 (à gauche) et le 19 mars 1998 (à droite).

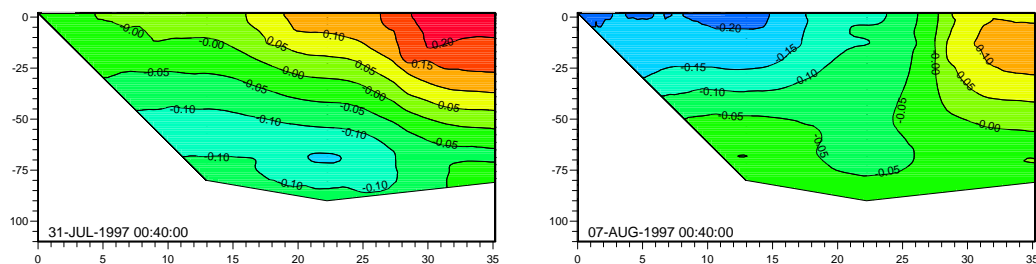


FIGURE 4.89 – Coupes du courant perpendiculaire à la section (filtré de la marée) obtenus à partir des résultats du modèle le 31 juillet 1997 (à gauche) et le 7 août 1997 (à droite).

Eléments de synthèse :

La variabilité haute fréquence induite par la prise en compte de la marée réaliste est importante du fait de son action sur le mélange turbulent.

La variabilité haute fréquence (à l'échelle de 2-3 jours) des paramètres météorologiques suffit à perturber une partie de la circulation thermohaline et contribue ainsi à la variabilité inter-annuelle.

Une série de mesures synoptiques réalisées le long d'une section dans le détroit d'Hormuz nous a permis d'évaluer les résultats du modèle. La solution du modèle de base n'étant pas satisfaisante (les vitesses étaient notamment trop faibles par rapport aux mesures), une simulation utilisant une paramétrisation hybride pour le mélange turbulent a été testée. Le modèle algébrique de turbulence de la simulation de référence est conservé sur la totalité du domaine excepté dans la zone du détroit d'Hormuz où le modèle de type k-l est utilisé.

Les résultats obtenus pour cette nouvelle simulation pour laquelle la formulation du flux de chaleur infrarouge a également été modifiée sont nettement améliorés. L'utilisation de la paramétrisation de Bignami améliore le forçage thermique et conduit à une meilleure représentation des champs de température. Les champs de courant sont plus intenses et les structures observées sont toujours bien reproduites. Les champs de salinité sont quant à eux beaucoup plus réalistes.

4.3.8 Conclusions sur la simulation basse résolution de référence

Au cours de ce travail, la nécessité de disposer de flux atmosphériques fiables est apparue comme une condition nécessaire (mais pas suffisante) à la réalisation d'un modèle réaliste. Un inventaire quasiment exhaustif des données disponibles a été effectué. Plusieurs paramétrisations des différents flux de chaleur ont été évalués. A l'issus de ce travail présenté dans le détail en annexe D, il ressort que la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur infrarouge semble plus indiquée et que beaucoup d'incertitudes subsistent à propos du flux de chaleur latente.

Nous avons ensuite réalisé une simulation basse résolution (9 km) forcée par des flux climatologiques pour obtenir un état moyen stabilisé. Le résultat de cette simulation nous a aussi permis d'étudier la variabilité saisonnière de la circulation. Enfin, la simulation pluriannuelle avec forçages réalistes a été mise en place pour décrire la variabilité interannuelle et haute fréquence de la circulation et des masses d'eau.

Le souci permanent de valider le modèle nous a amené à utiliser un ensemble très hétérogène de mesures dont le point en commun est d'être disponible et réalisée à l'échelle régionale ou synoptique. A l'issu de ce travail de comparaison modèle-mesure, plusieurs points très positifs ont été mis en évidence. Le modèle reproduit bien les grands traits de la circulation dans le Golfe Persique, le détroit d'Hormuz et la partie ouest du Golfe d'Oman. Les structures dynamiques et thermohalines obtenues sont dans l'ensemble cohérentes avec les données disponibles. Les résultats ont permis de préciser la variabilité saisonnière et interannuelle de la circulation que les différentes études précédentes n'avaient pu traiter en intégralité. Les résultats du modèle donnent de nombreuses précisions sur la formation de l'eau PGW dans le Golfe Persique, sur son interaction avec l'eau IOSW (la dynamique du front est très importante) et son écoulement dans le Golfe d'Oman. Le modèle est capable de reproduire des situations synoptiques différentes avec un degré de réalisme satisfaisant. La description des résultats du modèle réaliste, abordée à plusieurs échelles de temps et les résultats obtenus lors de l'étude des processus de la partie précédente nous ont permis de préciser la part des différents processus dans la circulation générale.

Les résultats du modèle réaliste présentent également quelques éléments mal reproduits. Dans la zone du détroit d'Hormuz, les mesures indiquent que l'intensité des courants résiduels (filtrés de la marée) transportant les masses d'eau PGW et IOSW est un peu faible dans les résultats du modèle. La salinité globale dans le Golfe Persique semble un peu élevée, notamment dans la partie nord-ouest du golfe. En été, la température de surface dans les Golfs d'Oman et Persique atteint des valeurs un peu trop fortes. La circulation générale dans le Golfe d'Oman est en partie dégradée (présence d'un tourbillon irréaliste et destruction trop rapide de la veine d'eau persique).

Les simulations ont aussi mis en évidence le rôle prépondérant de certains forçages sur la reproduction des bonnes caractéristiques de la circulation générale (c'est le cas du flux de chaleur latent associé à l'évaporation) ainsi que l'effet de la paramétrisation du mélange turbulent. On se propose maintenant de faire une étude de sensibilité aux forçages susceptibles de modifier les champs de salinité et de température qui ne sont pas complètement satisfaisants. L'influence de la paramétrisation du mélange sur l'intensité des courants sera également évaluée.

4.4 Etude de sensibilité

4.4.1 Introduction

Cette étude de sensibilité vise à évaluer la réponse du modèle à la variation de certains forçages mal connus (tels que le débit des fleuves) ou à certaines paramétrisations non universelles telles que le modèle de fermeture turbulente. Il est entendu que les éléments les plus robustes de la circulation apparaissent et qu'inversement, les aspects les plus sensibles de la circulations soient mis en lumière.

Les résultats de la simulation de spinup et de la simulation réaliste (1994-2001) ont permis de décrire la circulation générale et sa variabilité dans les Golfs Persique et d'Oman et plus particulièrement dans la zone du détroit d'Hormuz. Une variabilité importante a été observée à de nombreuses échelles de temps, de la très haute fréquence à la saison, souvent associée à la variabilité des forçages. La confrontation des résultats des simulations aux données disponibles dans cette zone a montré de bons résultats en mettant en évidence l'influence de la paramétrisation du mélange ou de la nature de la prise en compte des flux de chaleur, d'eau sur la qualité des résultats.

L'étude préliminaire sur l'ensemble des forçages utilisés pour la simulation a également mis en évidence la difficulté rencontrée lors de l'estimation de ces certains de ces forçages (comme par exemple les débits des fleuves, le taux d'évaporation et la paramétrisation de certains flux de chaleur).

4.4.2 Sensibilité aux forçages et à leur prise en compte

4.4.2.1 Influence de la prise en compte des flux atmosphériques

Deux méthodes de prise en compte des flux atmosphériques ont été présentées dans la partie D.3 p. 313. Tous les résultats précédents ont été obtenus en utilisant la méthode préconisée par [Barnier et al., 1995] (appelée méthode Barnier par la suite). Elle repose sur l'hypothèse que les flux de chaleurs sont mal estimés : les approximations sont dues à la fois à une mauvaise connaissance de certaines variables atmosphériques et aux difficultés rencontrées dans la paramétrisation des flux. Dans la méthode Barnier, les flux de chaleurs sont calculés indépendamment des variables du modèle océanographique et la température de surface calculée par le modèle en réponse au forçage des ces flux est contrainte à ne pas trop s'éloigner de la température de surface climatologique choisie via un terme de rappel. L'autre méthode présentée est a priori plus "naturelle" (appelée méthode classique par la suite). Le "feed back" est alors total : les flux de chaleur sont calculés à partir des variables atmosphériques et de la température de surface calculée par le modèle océanographique. Aucun rappel n'est effectué. Compte tenu des fortes interactions qui existent dans ce couplage (la température de surface apparaît dans tous les termes de flux de chaleur), le modèle tend nécessairement vers un équilibre. A priori, si de grosses erreurs sont faites lors de la paramétrisation des flux de chaleur, la solution obtenue s'écartera notablement de la réalité.

Les principales caractéristiques de la circulation générale obtenue avec la méthode classique présentent les mêmes structures spatiales et temporelles (à l'échelle de la saison) que celles obtenues avec la simulation de référence (méthode Barnier). L'inflow d'eau omanaise IOSW est intensifié au printemps et en début d'été dans la zone proche

du détroit et l'extension vers l'ouest de l'eau légère IOSW modifiée est maximale en été le long de la côte iranienne. La variabilité saisonnière des échanges au détroit est de même nature tout comme la formation et l'écoulement des eaux denses persiques PGW dans le Golfe Persique.

Les champs tridimensionnels obtenus pour la température sont également comparables, le maximum de température de surface étant légèrement plus chaud en été avec la méthode classique (moins de 0.5 degré en surface).

Quelque soit la méthode de calcul de flux de chaleur employée, on observe des températures trop élevées en été. En été 1998, par exemple, le température de surface dépasse 37 degrés dans le bassin oriental du golfe. Cette valeur est excessive si on se réfère aux données SST consultées (en 1998, le maximum observé dépasse à peine 34.5 degrés, voir annexe G) et à la climatologie GDEM (le maximum ne dépasse pas 33 degrés). Cette tendance indique que le flux de chaleur net est trop important à cette époque : certains des flux de chaleurs sont donc mal estimés. Dans le cas de la méthode Barnier, l'erreur sur l'estimation des flux est plus importante car le terme de rappel atteint des valeurs très importantes (environ $100 W.m^{-2}$ au milieu de l'été) pour aboutir à des champs de température quasi identiques. Le coefficient de rappel (entre 30 et 50 jours) n'pas suffisamment fort pour que la température de surface soit égale à la température climatologique.

On a vu que la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur onde longue augmente la perte de chaleur et peut donc diminuer la température de surface. La figure D.20 (p. 309) montre une augmentation de la perte de chaleur d'environ $20 W.m^{-2}$ tout au long de l'année pour les données de la climatologie COADS. Le même calcul avec les données du modèle météorologique montre une augmentation plus faible en été (de l'ordre de $10 W.m^{-2}$) et plus forte en hiver (environ $40 W.m^{-2}$). Un calcul similaire effectué cette fois-ci les données du modèle météorologique et la température de surface issue de la climatologie GDEM (ce qui correspond à la simulation avec la méthode Barnier pour le calcul des flux de chaleur) ne montre pas de diminution en été et une diminution de $30 W.m^{-2}$ en hiver. Les résultats de la simulation de référence (méthode Barnier) avec la paramétrisation de Bignami pour le calcul du flux de chaleur onde longue montrent effectivement une diminution de la température en hiver et pas de changement en été. Cette modification dans la paramétrisation des flux de chaleur améliore donc la solution mais n'est pas suffisante notamment en été. On observe le même résultat pour la simulation avec la méthode classique et la paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur onde longue avec néanmoins une baisse de la température en été (environ 0.5-1 degré).

Les champs de salinité obtenus avec la méthode classique et la méthode Barnier sont quant à eux différents. L'utilisation de la méthode classique conduit à une solution beaucoup plus salée dans le Golfe Persique. La salinité moyenne du Golfe Persique augmente d'environ 1 psu par rapport à la simulation de référence (voir figure 4.90). La salinité de fond le long de la radiale transverse est supérieure de 1 à 2 psu par rapport à celle obtenue avec la méthode Barnier. Les données analysées par [Swift et al., 2003] ne montrent pas de valeurs aussi fortes. La salinité maximale de la veine d'eau persique PGW au niveau du détroit d'Ormuz est également trop élevée. En fait, le calcul de la méthode classique donne un taux d'évaporation plus important : environ $180 cm.an^{-1}$ en

moyenne sur la durée de la simulation réaliste (à comparer au 130 cm.an^{-1} obtenu avec la méthode Barnier). Du fait du taux d'évaporation plus important, le débit net au détroit d'Hormuz est également plus fort. L'augmentation de la salinité dans le Golfe Persique entraîne également une augmentation de la différence de densité entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman, ce qui augmente les flux entrant et sortant au niveau du détroit. L'utilisation de la méthode classique pour le calcul des flux de chaleur conduit donc à une solution trop salée. Cela signifie donc que l'estimation du flux de chaleur latent n'est pas très bonne à partir des données du modèle météorologique. Ce résultat met également en question les autres calculs de flux de chaleur. En effet, un taux d'évaporation trop élevé correspond à un flux de chaleur latent trop fort ; or ce flux de chaleur est une perte pour l'océan. Diminuer ce flux revient donc à augmenter l'apport de chaleur et incidemment la température moyenne du golfe qui est déjà trop forte en été ! Les résultats de la simulation avec méthode classique et paramétrisation de Bignami pour le flux de chaleur onde longue mettent en évidence les fortes interactions entre les différents flux de chaleur. On a vu que l'augmentation de la perte de chaleur onde longue conduit à une baisse de la température moyenne dans le golfe mais la quantité de sel moyenne diminue également (environ 0.5 psu) du fait d'un taux d'évaporation annuel plus faible (la baisse de température provoque une baisse du flux de chaleur latente).

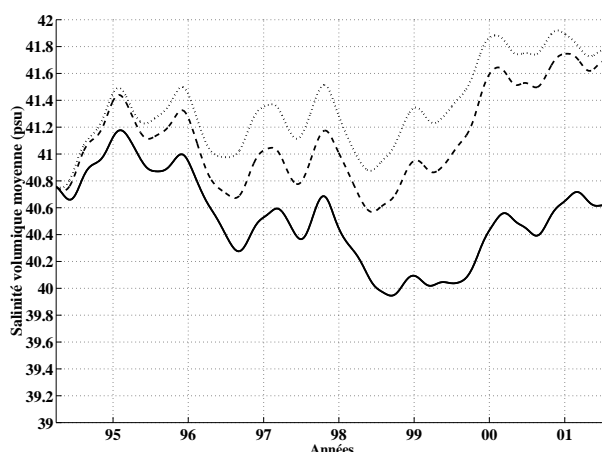


FIGURE 4.90 – Evolution temporelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique. Effet de la prise en compte des flux de chaleur : méthode Barnier (soit la simulation de référence, en trait plein) ; méthode classique (en trait pointillé) ; méthode Barnier avec la température de surface du modèle météorologique à la place de la température climatologique GDEM (en trait tireté).

Une simulation intermédiaire a été également réalisée. La méthode Barnier a été appliquée pour calculer les flux de chaleur cette fois-ci avec la température de surface fournie par le modèle météorologique. Le rappel en température est également effectué par rapport à cette température. Cette simulation donne des résultats très proches de la simulation avec méthode classique. Ce résultat est logique car la température de surface du modèle météorologique est en équilibre avec les autres variables météorologiques qui interviennent dans le calcul des flux. Les flux obtenus sont quasi identiques à ceux obtenus avec la méthode classique et le terme de rappel est faible (de l'ordre de $10\text{-}20 \text{ W.m}^{-2}$). Les différences obtenues (la salinité moyenne dans le Golfe Persique est un peu

plus faible que celle obtenue avec la méthode classique, voir figure 4.90) sont probablement dues à une paramétrisation du calcul des flux un peu différente de celle utilisée dans le modèle météorologique (qu'on ne connaît pas).

Ce résultat confirme que la solution obtenue avec cette méthode et la méthode classique conduit nécessairement à un équilibre dont la justesse va dépendre de la qualité de l'estimation des flux de chaleur. Il s'avère ici que certains des flux sont mal estimés.

4.4.2.2 Influence du taux d'évaporation

La comparaison des différentes données disponibles dans la littérature a montré une large gamme de valeur pour l'estimation du taux d'évaporation pour le Golfe Persique (voir notamment le tableau D.1 p. 311) ainsi que pour sa variabilité saisonnière (voir la figure D.16). Les valeurs annuelles du taux d'évaporation varient entre 135 et 212 $cm.an^{-1}$ (le taux de précipitation et les apports fluviaux étant évalués à environ 15-20 $cm.an^{-1}$ chacun). On a vu lors du calcul et de l'analyse des flux de chaleur que l'évaporation dépend du module du vent mais essentiellement de la différence des humidités spécifiques q_a et q_s . Ces humidités dépendent de nombreuses variables (températures de surface, de l'air et du point de rosée et pression atmosphérique) ce qui explique les difficultés rencontrées pour l'estimer correctement.

La sensibilité des résultats de la simulation à la valeur du taux d'évaporation est testée simplement en modifiant uniformément (dans le temps et l'espace) la valeur calculée pour le flux de chaleur latente dans la simulation de référence. On rappelle que pour cette simulation, les flux de chaleur sont calculés (méthode Barnier) à partir des variables fournies par le modèle météorologique CEP excepté pour la température de surface qui est remplacée par la valeur proposée par la climatologie GDEM. Ce choix a été fait essentiellement pour être cohérent avec les champs de température et de salinité prescrits à la limite ouverte (également à partir de cette climatologie). La valeur annuelle du taux d'évaporation obtenue dans cette configuration correspond alors à la plus faible valeur décrite dans la littérature.

Deux nouvelles simulations ont été réalisées, la première en diminuant de 20% le flux de chaleur latente à chaque instant et une autre en l'augmentant de 20% afin d'évaluer les effets sur la salinité dans le Golfe Persique. Les modifications du flux de chaleur latent entraînent également des modifications du taux d'évaporation. On a vu que dans le cas de la simulation de référence, le taux d'évaporation moyen sur la durée de la simulation (environ 7 ans) vaut 130 $cm.an^{-1}$. Dans le cas de la diminution, la valeur passe à 104 $cm.an^{-1}$ ce qui est en dessous des différentes valeurs discutées tandis que dans le cas de l'augmentation, la valeur obtenue (157 $cm.an^{-1}$) se situe dans la moyenne. Les deux nouvelles simulations présentent des résultats symétriques par rapport à la simulation de référence. En cas d'augmentation (resp. diminution) du flux de chaleur latente (et donc de l'évaporation) on observe une augmentation (resp. diminution) de la quantité de sel dans le Golfe Persique (voir figure 4.91) qui est accompagnée d'une augmentation (resp. diminution) du débit net à Hormuz ainsi que des flux entrant et sortant du fait de l'augmentation (resp. diminution) de la différence de densité entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman. On observe également une diminution (resp. augmentation) de la température moyenne dans le Golfe Persique (figure 4.91). Cela signifie que la modification d'apport de chaleur est trop importante pour que le terme de rappel sur la température parvienne

à la compenser. Cette modification de 20% de la valeur du flux de chaleur latent entraîne une modification d'environ 1 degré pour la température moyenne et de 0.5 psu pour la salinité moyenne. Elle agit également sur les caractéristiques de la veine d'eau persique PGW au détroit d'Hormuz. La simulation pour laquelle le flux de chaleur latente a été diminué de 20 % présente une salinité maximale de la veine persique au détroit plus faible que les données de [Johns et al., 2003] ce qui indique que la valeur réelle du taux d'évaporation pour la région du Golfe Persique est probablement située dans la gamme $130-180 \text{ cm.an}^{-1}$.

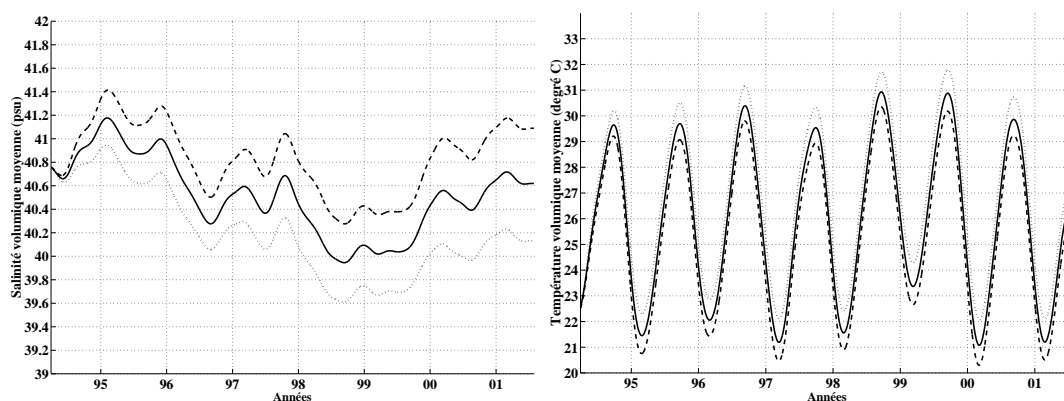


FIGURE 4.91 – Evolution temporelle de la salinité moyenne (gauche) et de la température moyenne (droite) dans le Golfe Persique. Effet de la modification du flux de chaleur latent : simulation de référence (en trait plein) ; diminution de 20% (en trait pointillé) ; augmentation de 20% (en trait tireté).

Ce test de sensibilité conduit à plusieurs résultats intéressants. Il montre d'une part que des modifications relativement faibles du taux d'évaporation entraînent des variations non négligeables des caractéristiques thermohalines du Golfe Persique. Il indique également que la valeur annuelle réaliste du taux d'évaporation est probablement située dans la gamme de valeur proposée dans la littérature. Le test montre aussi qu'en changeant le taux d'évaporation, la salinité moyenne du golfe ne peut diminuer sans qu'il n'y ait une augmentation de température. Cependant, la comparaison aux données semble indiquer une solution à la fois un peu trop salée et un peu trop chaude (notamment en été), soit deux tendances qui ne peuvent être corrigées simultanément par la seule modification de la valeur du flux de chaleur latente. Il est peut-être plus judicieux de mettre en doute la variabilité spatiale et saisonnière du taux d'évaporation plutôt que sa valeur en moyenne annuelle. Les températures trop élevées en été dans les parties peu profondes du bassin oriental du golfe pourraient ainsi diminuer si le taux d'évaporation augmente dans cette zone. Les données de [Ahmad et al., 1990] montrent effectivement un taux d'évaporation plus important en été pour des mesures côtières (voir figure D.16 p. 304).

En conclusion, il ne semble pas qu'une grosse erreur d'estimation du taux d'évaporation soit faite pour la simulation de référence, tout au plus la variabilité spatiale et saisonnière n'est pas très bien reproduite. La salinité à priori un peu trop élevée dans le Golfe Persique est peut-être due à d'autres processus mal représentés qui peuvent influencer sur la quantité de sel contenue dans le golfe comme par exemple le débit des rivières ou la

paramétrisation du mélange turbulent qui en agissant sur la stratification peut modifier les échanges thermohalins.

4.4.2.3 Simulation avec les flux issus de la climatologie COADS

Une simulation équivalente à la simulation de spinup (formules *bulk* et rappel de type Barnier) a été réalisée avec les forçages climatologiques COADS. Le flux de chaleur incident est calculé en tenant compte de la correction proposée par [Tragou et al., 1999] pour tenir compte de la présence des aérosols. Cette simulation aboutit à un équilibre très proche de la simulation de spinup. La température moyenne est légèrement plus chaude en raison d'un flux de chaleur net un peu plus important. La salinité moyenne est également un peu plus importante, le taux d'évaporation étant lui aussi un peu plus important (150 au lieu de 135 $cm.an^{-1}$). Les flux entrant et sortant au détroit d'Hormuz sont intensifiés en été, ce qui traduit une circulation thermohaline plus intense. On a vu lors de l'analyse des paramètres météorologiques que la variabilité saisonnière du vent dans la climatologie COADS est plus marquée, avec une nette diminution du vent en été par rapport à la climatologie CEP. Cette diminution du vent en été laisse une place prédominante à la circulation thermohaline dans la circulation générale. Cette nouvelle simulation présente également une position du panache du fleuve Shatt al Arab différente : le panache reste toujours collé le long de la côte sud. Là encore, la différence provient des champs de vent qui sont légèrement différents dans la climatologie COADS avec une nette prédominance des vents de direction nord-ouest dans la partie nord-ouest du bassin alors que le modèle CEP montre une plus grande variabilité (voir l'étude de processus p. 118).

Hormis ces différences, toutes les principales structures (et leur variabilité saisonnière) de la circulation générale sont similaires à celles observées pour la simulation de spinup.

4.4.2.4 Influence des fleuves

La prise en compte des fleuves dans le modèle réaliste est rendue difficile par le manque de données concernant le débit des fleuves qui se jettent dans le Golfe Persique. On a vu dans la partie D.2.1, p. 295 que la variabilité saisonnière n'a pas été prise en compte dans les simulations. Un débit moyen de 1400 $m^3.s^{-1}$ est utilisé pour représenter les rivières Tigre, Euphrate et Karun qui se rejoignent pour former le delta du Shatt al Arab. Nous avons également évoqué (dans la partie de présentation générale) l'existence de rivières supplémentaires le long des côtes iraniennes (Hendijan, Hilley et Mand) qui pourraient doubler la valeur du débit moyen choisi [Reynolds1993].

La sensibilité du modèle à ce forçage est testée en comparant la simulation de référence à une simulation sans rivière puis à une simulation pour laquelle le débit a été doublé afin d'intégrer l'apport des rivières iraniennes. La figure 4.92 montre l'évolution temporelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique obtenue pour les trois simulations. Les évolutions saisonnière et inter-annuelle restent identiques pour les trois simulations mais s'observent autour de valeurs moyennes très différentes. Les écarts observés entre la simulation de référence et les deux autres sont symétriques, la simulation sans rivière présentant évidemment une salinité moyenne plus importante. Ces écarts augmentent lentement (la durée du spinup a déjà été évoquée précédemment) : de 0.4 psu en 1997 à près de 0.8 psu fin 2000.

La quantité des apports fluviaux agit directement sur les flux d'eaux au niveau du détroit d'Hormuz. Dans le cas de la simulation sans rivière, le débit net annuel (différence entre flux entrant et flux sortant) varie entre 6100 et 9300 $m^3.s^{-1}$ sur la période 1995-2000. Il compense dans ce cas la totalité des pertes en eau douce dues au bilan évaporation-précipitation largement négatif. Pour la simulation de référence et celle pour laquelle l'apport fluvial est doublé, le débit net annuel diminue de la quantité d'eau douce alors apportée par les fleuves (1400 ou 2800 $m^3.s^{-1}$). Cela signifie que pour un débit moyen de 1400 $m^3.s^{-1}$, l'apport fluvial compense entre 15 et 23% des pertes en eau douce (entre 30 et 45% dans la configuration pour laquelle le débit est doublé). Ces valeurs non négligeables montrent l'importance de la représentation la plus correcte possible des apports fluviaux pour une bonne modélisation de la circulation générale. Les flux entrant et sortant à Hormuz diminuent également légèrement (environ 0.01 Sv) lorsque le débit des rivières augmente. En effet, l'augmentation de l'apport d'eau douce dans le Golfe Persique diminue la différence de densité entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman, ce qui entraîne une diminution de l'intensité des échanges d'eaux denses sortantes PGW et d'eaux légères entrantes IOSW.

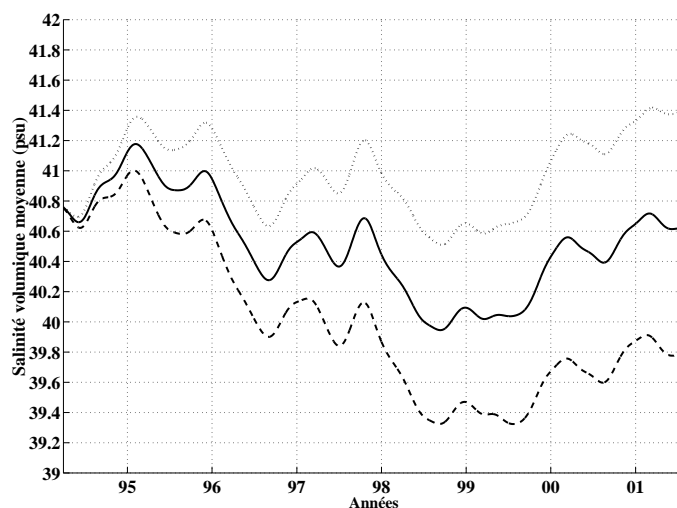


FIGURE 4.92 – Evolution temporelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique pour la simulation réaliste de référence (en trait plein), pour une simulation sans fleuve (en trait pointillé) et pour une simulation pour laquelle le débit de la rivière a été doublé (en trait tireté).

Lorsque le débit des fleuves augmente, la diminution de la salinité dans le Golfe Persique est visible en surface comme au fond où on observe des différences d'environ 1 psu entre les différentes simulations. Dans le cas de la simulation à débit doublé, la zone de formation d'eaux denses situées dans la partie nord-ouest du golfe a disparu du fait de l'augmentation de l'apport d'eaux douces au même endroit. L'outflow persique est alors uniquement alimenté par les eaux salées formées près du Qatar et à proximité des côtes émirati. L'augmentation du débit des fleuves a également une influence sur la salinité maximale de l'outflow persique PGW au niveau du détroit d'Hormuz. Elle est en général associée à une diminution d'environ 0.5 psu de la valeur du maximum de salinité de l'outflow. On remarque également que la variabilité saisonnière est parfois également modifiée. Cette dernière remarque montre que la variabilité saisonnière de la salinité de l'outflow persique PGW est probablement sensible à la variabilité saisonnière du débit

des fleuves qui n'est pas représentée dans les simulations réalistes.

La modification du débit des fleuves a des effets aussi importants que les modifications effectuées sur le taux d'évaporation dans la partie précédente.

4.4.3 Sensibilité à la paramétrisation du mélange

4.4.3.1 Introduction

L'analyse des résultats des différentes simulations a mis en évidence l'importance des échanges tridimensionnels dans la circulation dans le Golfe Persique et le détroit d'Ormuz où s'opposent principalement deux masses d'eau de nature très distincte : l'outflow d'eau dense PGW et l'inflow d'eau légère IOSW. La paramétrisation du mélange (horizontal ou vertical) va probablement jouer un rôle primordial dans la reproduction de la circulation générale. Après un rapide commentaire sur la paramétrisation de la dissipation horizontale, nous évaluerons plus en détail la sensibilité de la solution à la paramétrisation du mélange vertical en testant plusieurs modèles de fermeture turbulente. Une comparaison des différents résultats obtenus sera ensuite effectuée avec les résultats d'une mesure au point fixe des profils verticaux de température et de salinité entre décembre 1996 et mars 1998 présentés par [Johns et al., 2003].

4.4.3.2 Influence de la dissipation horizontale

Tous les résultats des simulations présentées jusqu'à présent ont été obtenus avec des coefficients de dissipation horizontale homogènes ($\nu = 365m^2s^{-1}$). Une simulation a été réalisée en introduisant une paramétrisation variable des coefficients de dissipation proposée par [Smagorinsky1963] (les détails de cette méthode sont présentés dans la partie A.3 p. 259, les coefficients de dissipation horizontale pour les traceurs demeurent constant ($K_x = K_y = 2m^2s^{-1}$). Dans ce cas, les coefficients de dissipation dépendent de l'intensité des gradients horizontaux du courant. Cette nouvelle simulation ne présente quasiment pas de différence avec la simulation de référence ce qui indique une faible influence de la viscosité horizontale dans la solution obtenue.

4.4.3.3 Influence de la paramétrisation du mélange vertical

Trois modèles algébriques de type I ou II (ces modèles sont détaillés dans la partie A.4.1 p. 260, ils sont définis en fonction du nombre de Richardson) et deux modèles du second ordre de type III (voir partie A.4.2 p. 261, ces modèles introduisent une équation d'évolution pour l'énergie cinétique turbulente) ont été testés pour la fermeture turbulente de la simulation réaliste reproduisant les années 1994-2001. La simulation de référence a été obtenue avec le modèle algébrique de type I (modèle à longueur de mélange variable) appliqué à tout le domaine. Pour toutes les autres simulations, ce modèle est conservé pour les fonds supérieurs à 200 m, ailleurs (dans le Golfe Persique et le détroit d'Ormuz), on applique les différents autres modèles de fermeture turbulente. Les principales caractéristiques des modèles de fermeture turbulente sont rappelées dans le tableau 4.2 suivant.

Toutes les simulations ont été réalisées avec les mêmes forçages, le calcul des flux de chaleur étant réalisé avec la méthode de Barnier. Les calculs des flux sont strictement identiques à la simulation de référence mais la correction de la méthode Barnier peut

différer du fait de la modification de la température de surface. Ce terme varie peu en réalité, la différence la plus importante est observée en début d'été entre les résultats obtenus avec les modèles Prandtl/Nunes et Luyten et vaut au maximum $25 W.m^{-2}$.

Nom du modèle	ordre	type	longueur de mélange	Salinité moyenne	température moyenne	
					hiver	été
Prandtl/Nunes	1	algébrique	oui	référence	référence	
Pacanowski	1	algébrique	non	moins salée	idem réf.	+ 0.5 degré
Munk	1	algébrique	non	idem	idem réf.	+ 1 degré
Luyten	2	k-l	oui	moins salée	idem réf.	+ 1.5 degrés
Gaspar	2	k-l	non	moins salée	idem réf.	+ 0.3 degré

TABLE 4.2 – Principales caractéristiques des modèles de fermeture turbulente testés et tendance des valeurs de la salinité moyenne et de la température moyenne dans le Golfe Persique par rapport à celles de la simulation de référence (modèle de fermeture de type Prandtl/Nunes).

Les différents types de fermeture turbulente conduisent à des structures thermohalines assez différentes.

Pour la structure thermique, on peut discerner deux groupes de modèles. Les modèles Pacanowski et Gaspar (on notera que ces deux modèles sont de conception très différente) conduisent à une solution très proche de celle obtenue pour la simulation de référence (Prandtl/Nunes) tandis que les modèles Munk et Luyten (la aussi, les deux modèles sont de conception très différente) donnent des résultats différents nettement mis en évidence par l'évolution temporelle de la température moyenne dans le Golfe Persique entre 1994 et 2001 (voir figure 4.93). Les différences sont importantes en fin d'été avec une augmentation de la température moyenne sur tout le bassin de 1 à 1.5 degrés pour les modèles Munk et Luyten. En hiver, période pendant laquelle la structure thermique et haline sont quasiment verticales sur tout le Golfe Persique (avec un gradient ouest-est), on n'observe quasiment pas de différence entre les différentes simulations (le champ de densité étant homogène, il n'y a pas de gradient vertical de flottabilité).

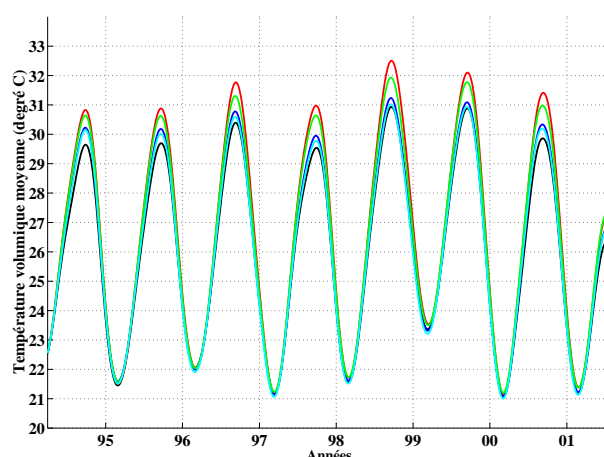


FIGURE 4.93 – Evolution temporelle de la température moyenne dans le Golfe Persique obtenue pour différents modèles de fermeture turbulente : simulation de référence (modèle Prandtl/Nunes, en noir) ; modèle Munk (en vert) ; modèle Pacanowski (en bleu) ; modèle Luyten (en rouge) et modèle Gaspar (en cyan).

Ces écarts de température sont associés à une différence de structure verticale. La comparaison des sections verticales transversales montre en effet des stratifications beaucoup moins fortes dans le cas de l'utilisation des modèles Munk et Luyten. En août par exemple, la thermocline est beaucoup moins marquée. Ce gradient moins fort entraîne une diminution des températures en surface et une augmentation des températures au fond de plus de 4 degrés (voir figure 4.94, graphes du haut). Les données présentées par [Johns et al., 2003] ne montrent pas des températures au fond aussi élevées. L'utilisation de ces deux modèles (Munk et Luyten) conduisent également à une variabilité saisonnière de la stratification différente. La stratification apparaît au même moment (en avril) mais elle est détruite beaucoup plus rapidement (dès le mois d'octobre) en comparaison avec les trois autres modèles (voir figure 4.94, graphes du bas). Le manque de données disponibles en automne ne permet pas de dire quelle famille de modèle propose le résultat le plus réaliste.

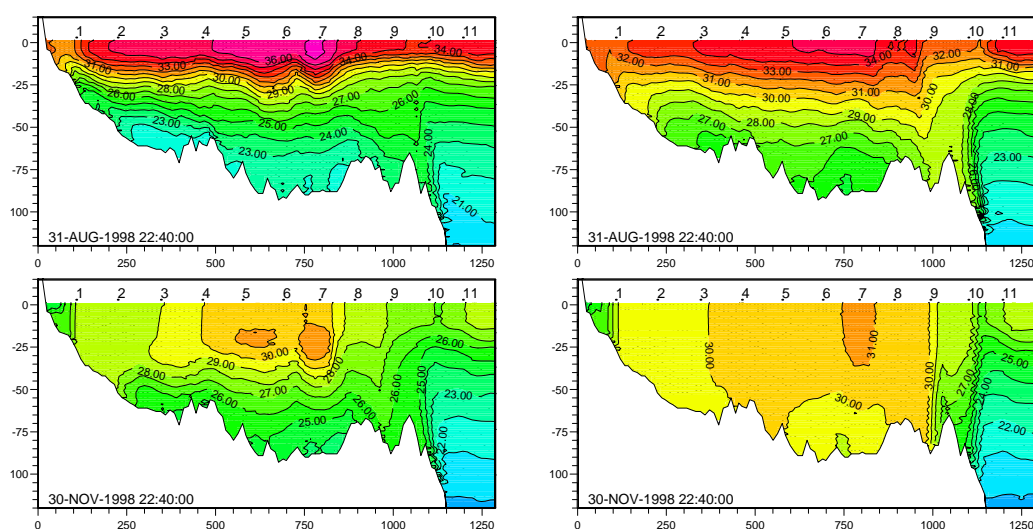


FIGURE 4.94 – Moyenne mensuelle de la température le long de la coupe transversale pour les mois d'août (en haut) et novembre (en bas). Modèle de fermeture de la simulation de référence Prandtl/Nunes (à gauche) et Luyten (à droite). La position des coupes est présentée figure 4.35. Isotherme tous les degrés, profondeur en m et distance en km.

Les structures halines présentent des caractéristiques différentes suivant le modèle de fermeture turbulente utilisé. La variabilité saisonnière et inter-annuelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique demeure la même quelque soit le modèle utilisé mais la salinité moyenne n'évolue pas autour de la même valeur moyenne. La salinité moyenne obtenue avec le modèle Munk est semblable à celle obtenue avec le modèle Prandtl/Nunes de la simulation de référence. Le modèle Luyten produit une salinité moyenne inférieure (entre 0.1 et 0.4 psu) et les modèles Pacanowski et Gaspar aboutissent à une solution très proche où la salinité moyenne est nettement plus faible (entre 0.6 et 0.8 psu) dans le golfe (voir figure 4.95). Ces différences sont du même ordre de grandeur que celles obtenues lors des tests de sensibilités au débit des fleuves ou au taux d'évaporation. Les différences de salinité s'observent en surface comme au fond. Pour toutes ces simulations, le taux d'évaporation est identique, ce qui se traduit par une évolution temporelle identique pour le débit net des flux d'eau au niveau du détroit d'Hormuz. Cette constatation signifie que le choix du modèle de turbulence a un effet sur la circulation thermohaline.

Dans ce cas, les flux d'eau entrant et sortant au niveau du détroit ne sont pas modifiés par des variations du taux d'évaporation comme nous l'avons constaté précédemment mais plutôt par les effets de la paramétrisation de la viscosité et de la diffusion verticales. Les modèles Luyten, Pacanowski et Gaspar entraînent une augmentation des débits entrant et sortant quelque soit la saison tandis que le modèle Munk présente des résultats assez semblables à ceux obtenus pour la simulation de référence. Ces résultats sont identiques pour les vitesses perpendiculaires le long de la section sud-nord dans le détroit d'Ormuz. L'utilisation du modèle de fermeture turbulente Gaspar, par exemple, semble mieux reproduire l'intensité des courants que le modèle Prandtl/Nunes de la simulation de référence. L'amélioration de la représentation de l'intensité des courants dans le détroit a déjà été évoquée dans la partie traitant de la variabilité haute fréquence. Cependant, cette amélioration sur la représentation des courants n'est pas nécessairement associée à une meilleure représentation des structures halines par exemple. L'utilisation de plusieurs types de modèle de fermeture turbulente par zones géographiques peut constituer un compromis intéressant (voir la partie sur la variabilité haute fréquence). Il est difficile de dire quel modèle s'approche le plus de la réalité car les données disponibles ne couvrent pas toutes les saisons. Il n'y a pas de données en automne qui permettraient de valider précisément les modèles sur leur capacité à reproduire la destruction de la stratification. En ce qui concerne la salinité maximale dans la veine persique PGW dans le détroit d'Ormuz, seul le modèle Prandtl/Nunes indique des salinités atteignant 40.5 psu en février 1998 comme le montrent les observations de [Johns et al., 2003]. Les autres modèles de fermeture turbulente ont tendance à donner des valeurs plus faibles pour la salinité maximale dans la veine (entre 0.5 et 1.5 psu suivant le modèle) quelque soit la saison.

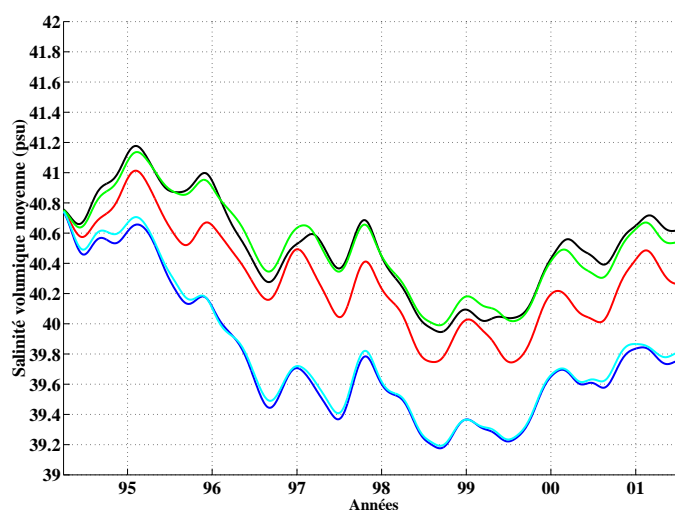


FIGURE 4.95 – Evolution temporelle de la salinité moyenne dans le Golfe Persique obtenue pour différents modèles de fermeture turbulente : simulation de référence (modèle Prandtl/Nunes, en noir) ; modèle Munk (en vert) ; modèle Pacanowski (en bleu) ; modèle Luyten (en rouge) et modèle Gaspar (en cyan).

Il est intéressant de noter également que les champs de courants au fond obtenus avec les différents modèles de fermeture sont comparables tandis que les champs de courant

barotrope ou de surface présentent des différences importantes. La circulation est plus intense avec les modèles Pacanowski, Luyten et Gaspar et deux modèles (Pacanowski et Gaspar) mettent plus en avant la circulation due au vent comme le montre la figure 4.96.

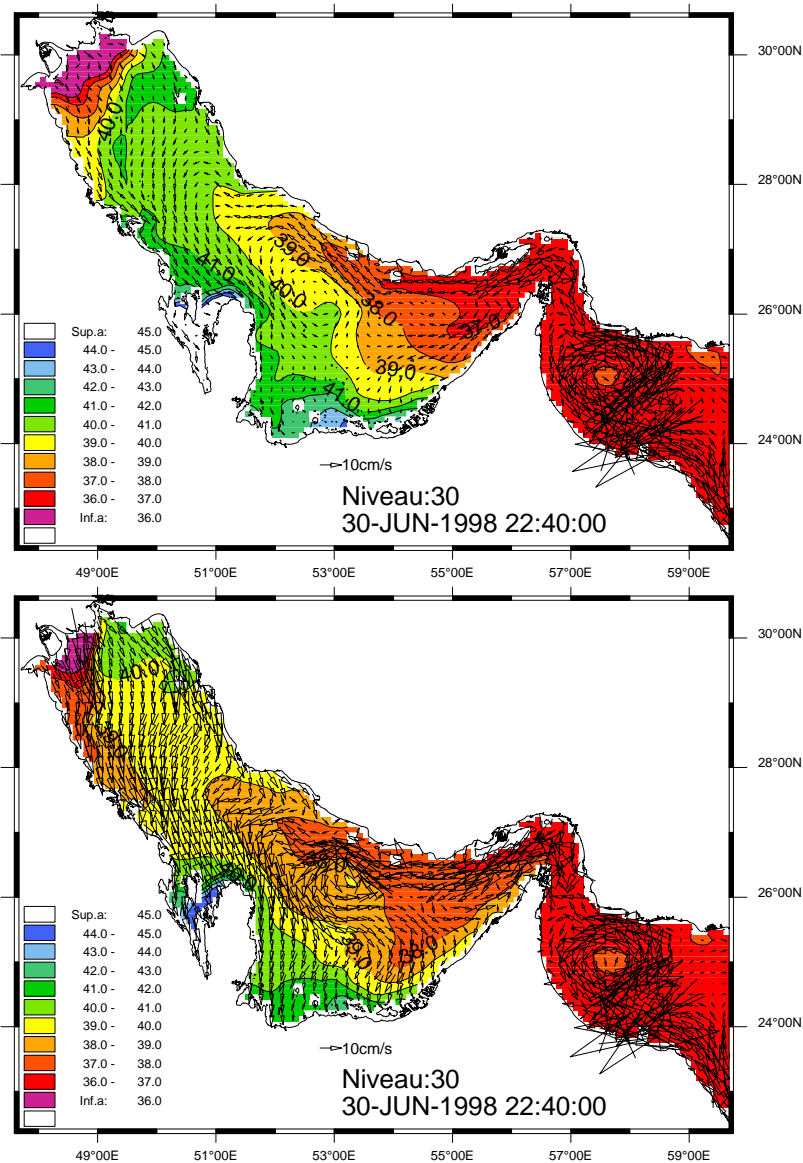


FIGURE 4.96 – Moyenne mensuelle de la salinité et des courants de surface pour le mois de juin 1998 obtenue pour différents modèles de fermeture turbulente : modèle Prandtl/Nunes (en haut) et modèle Gaspar (en bas).

Les différents modèles de fermeture turbulente testés conduisent à des solutions différentes notamment en ce qui concerne la stratification, les champs de salinité et l'intensité de la circulation (voir par exemple la figure 4.96). Cependant, l'ensemble des solutions reproduisent les grandes caractéristiques de la circulation dans le Golfe Persique et le détroit d'Hormuz. Faute de disposer de suffisamment de données, il est difficile de mettre en avant un modèle qui améliore la solution à tout niveau.

4.4.3.4 Influence de la paramétrisation du mélange vertical au détroit d'Hormuz

Une validation supplémentaire de la simulation réaliste est réalisée en comparant des mesures au point fixe réalisées dans le détroit d'Hormuz entre décembre 1996 et mars 1998 ([Johns et al., 2003], voir figure 4.97) avec les résultats de plusieurs simulations. Le mouillage est positionné par 110 m de fond à 26°16'N. 56°05'E. Les mesures effectuées sur ce mouillage sont comparées aux résultats du modèle au point de grille le plus proche. En raison de la résolution du modèle (maille d'environ 9 km) et des forts gradients, les profondeurs ne coïncident pas parfaitement, la profondeur du point de grille est plus faible (76 m).

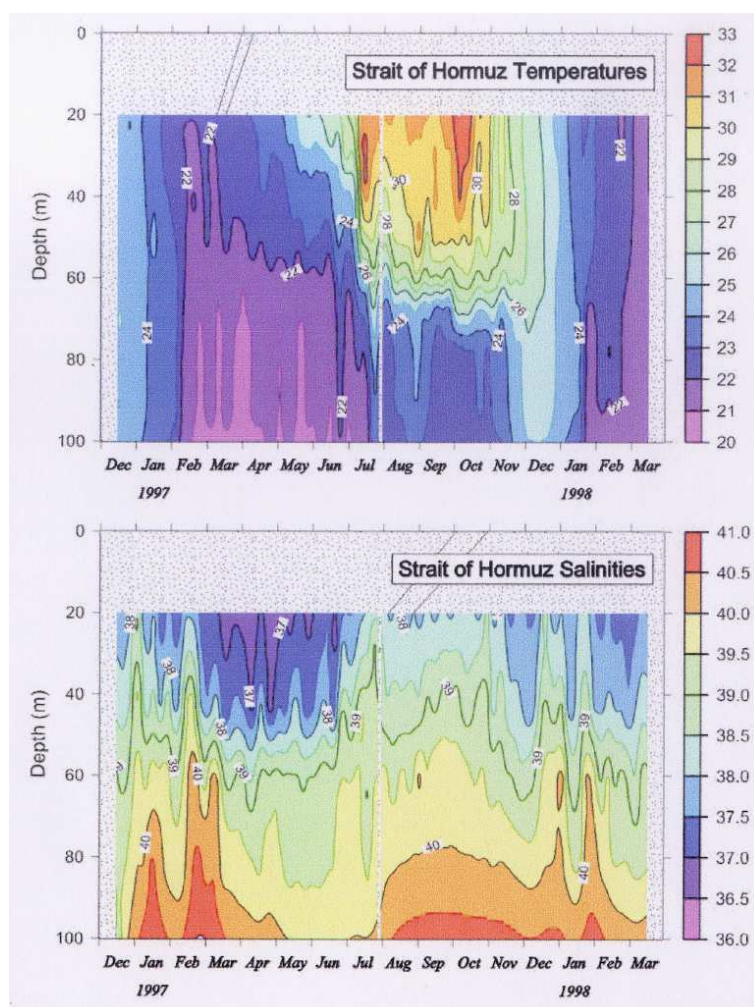


FIGURE 4.97 – Séries temporelles des profils de température (haut) et de salinité (bas) dans le détroit d'Hormuz. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux données (d'après [Johns et al., 2003]).

les résultats obtenus pour la simulation de référence et la simulation avec le modèle de fermeture turbulente Gaspar sont présentés sur les figures 4.98 et 4.99. dans le deux cas, le flux de chaleur ondes longues est calculé avec la paramétrisation de Bignami. Les résultats obtenus avec les deux types de modèle de fermeture turbulente reproduisent

les principales caractéristiques de la variabilité saisonnière des structures thermohalines.

L'évolution saisonnière du profil de température reproduit bien le passage de la structure homogène (de décembre à mai) à la structure stratifiée (en été). Les températures hivernales sont bien représentées par les deux modèles. En été, le modèle de fermeture turbulente Prandtl/Nunes conduit à des températures trop faibles en surface (environ 2 degrés) tandis que le modèle Gaspar conduit à des températures trop fortes (environ 2 degrés). Toutefois, les résultats obtenus avec le modèle de fermeture turbulente Gaspar représente mieux la stratification estivale.

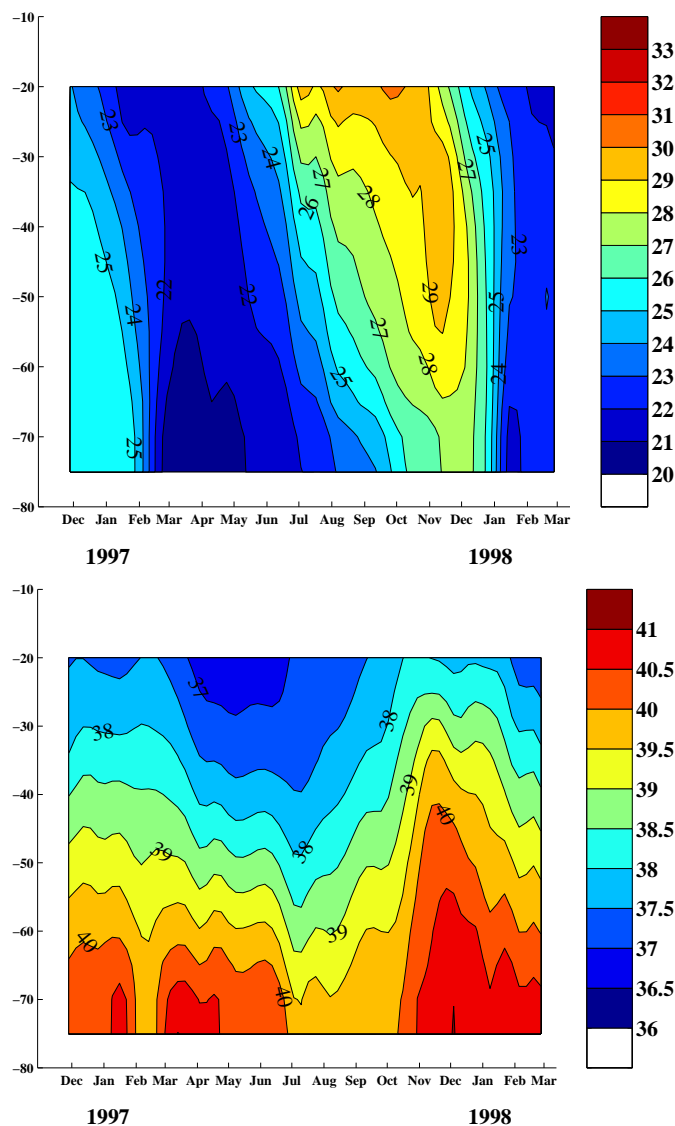


FIGURE 4.98 – Série temporelles des profils de température (haut) et de salinité (bas) dans le détroit d'Hormuz. Résultats pour la simulation de référence avec le modèle de fermeture turbulente Prandtl/Nunes. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux résultats.

Les deux caractéristiques principales de la variabilité saisonnière sont reproduites. On observe en effet dans les résultats des deux simulations l'inflow des eaux d'origine omanaise IOSW (salinité inférieure à 37 psu) apparaître dans les couches de surface

entre mars et juin. Cela étant, l'évolution saisonnière du profil de salinité n'est pas aussi bien reproduite par les deux simulations. Les différences observées entre les deux simulations sont également assez importantes. La durée et la pénétration verticale de cet apport sont mieux représentées par le modèle Prandtl/Nunes. La salinité élevée (valeurs supérieures à 40 psu) présente dans le fond et caractérisant le veine d'eau persique PGW est également reproduite par les deux modèles. L'accort semble meilleur pour la simulation de référence, les sorties marquées en janvier et printemps 97 et automne 97 - hiver 98 sont bien représentées. La variabilité saisonnière de la salinité de fond n'est pas identique pour les résultats des deux modèles de fermeture turbulente même si les augmentations de la salinité en janvier-février sont reproduites par les deux modèles. Le modèle de Gaspar ne reproduit pas suffisamment l'augmentation de la salinité dans la veine en hiver 1998.

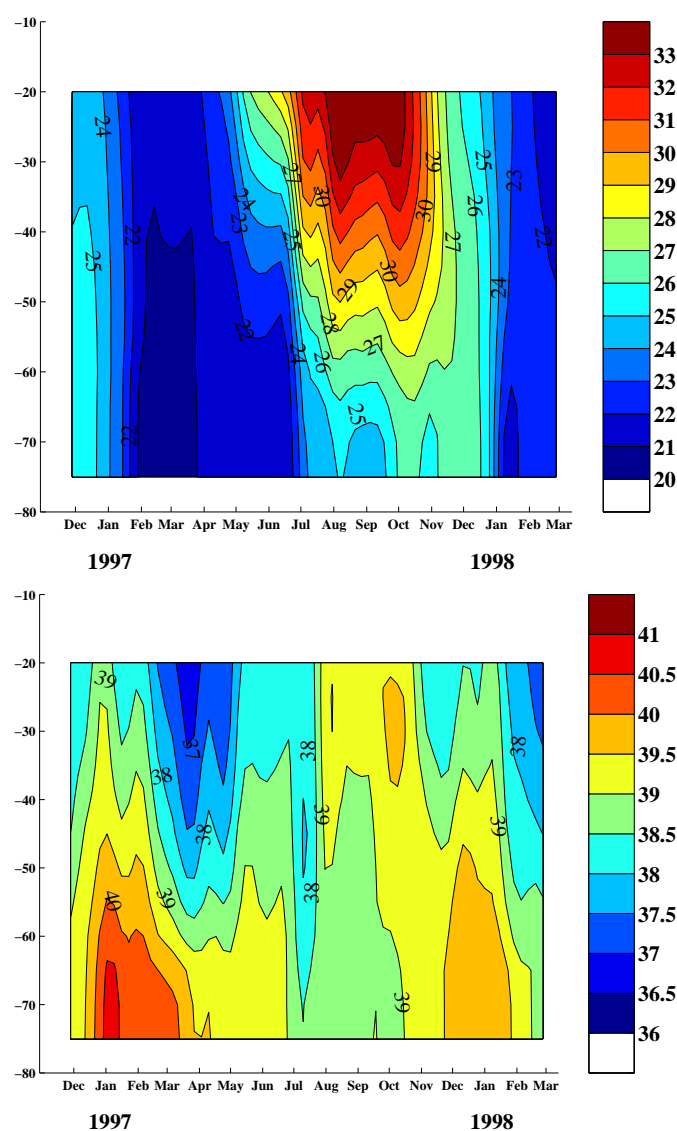


FIGURE 4.99 – Séries temporelles des profils de température (haut) et de salinité (bas) dans le détroit d'Hormuz. Résultats pour la simulation avec le modèle de fermeture turbulente Gaspar. Un filtrage passe-bas a été appliqué aux résultats.

4.4.4 Conclusions sur les études de sensibilité

L'étude de sensibilité aux forçages les plus incertains (et à leur prise en compte) agissant sur la salinité et la température dans le Golfe Persique montre des résultats très intéressants.

Les deux méthodes (classique et Barnier) de prise en compte des flux de chaleur conduisent à un équilibre dont la justesse dépend de la qualité de l'estimation des flux. Dans notre cas, certains flux s'avèrent mal estimés (flux de chaleur latente notamment).

On a déjà vu que la paramétrisation de Bignami pour le calcul du flux de chaleur onde longue améliore la solution mais cette amélioration n'est pas suffisante en été.

La méthode Barnier nous permet d'évaluer la sensibilité des résultats de la simulation à la valeur du taux d'évaporation en modifiant raisonnablement la valeur calculée dans une gamme en accord avec les valeurs proposées dans la littérature. Ce test montre d'une part que des modifications relativement faibles du taux d'évaporation entraînent des variations non négligeables des caractéristiques thermohalines du Golfe Persique. Il indique également que la valeur annuelle réaliste du taux d'évaporation est probablement située dans la gamme de valeur proposée. Le test montre aussi qu'en changeant le taux d'évaporation, la salinité moyenne du golfe ne peut diminuer sans qu'il n'y ait une augmentation de température or on a vu que la solution est à la fois un peu trop salée et un peu trop chaude (en été), soit deux tendances qui ne peuvent être corrigées simultanément par une modification de la valeur du flux de chaleur latente. Par contre, les températures trop élevées en été dans les parties peu profondes du golfe pourrait diminuer si le taux d'évaporation augmente dans cette zone.

La valeur du débit des fleuves est également sujette à caution. Pour un débit moyen de $1400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, l'apport fluvial compense entre 15 et 23% des pertes en eau douce et doit donc être bien pris en compte.

Cette étude de sensibilité suggère que l'utilisation d'un débit doublé et d'un taux d'évaporation augmenté de 20% pourrait aboutir à une solution convenable.

L'étude de sensibilité aux modèles de mélange turbulent montre des effets sur la température et la salinité qui ont un même ordre de grandeur que ceux obtenus lors des tests de sensibilité au débit des fleuves ou au taux d'évaporation. On observe par exemple un effet important sur la stratification thermique et sur sa destruction en automne. On ne peut malheureusement pas conclure faute de données de comparaison à cette époque.

Pour toutes les simulations dont seul le modèle de mélange a été modifié, le taux d'évaporation reste identique. Cela se traduit par une évolution temporelle identique pour le débit net des flux d'eau au niveau du détroit d'Hormuz. Cette constatation signifie que le choix du modèle de turbulence a un effet sur la circulation thermohaline. Dans ce cas, les flux d'eau entrant et sortant au niveau du détroit ne sont pas modifiés par des variations du taux d'évaporation comme nous l'avons constaté précédemment mais plutôt par les effets de la paramétrisation de la viscosité et de la diffusion verticales.

L'intensité des courants est sensible au choix du modèle de mélange turbulent. Les modèles de type Pacanowski et Gaspar mettent plus en avant la circulation due au vent.

4.5 Modélisation haute résolution

4.5.1 Description du modèle

La mise en place du modèle haute résolution est très similaire à celle du modèle basse résolution. La bathymétrie est obtenue en effectuant un maillage à trois km à partir de la grille basse résolution car nous ne disposons pas de minutes de bathymétrie (simple interpolation). Les conditions à la limite ouverte en marée (élévation de la surface libre) sont calculées à partir de l'interpolation des amplitudes et phases des différentes constantes harmoniques fournies par le modèle 2D aux nouveaux points du maillage horizontal. La seule limite ouverte est située à la frontière est du domaine. A chaque pas de temps, l'élévation de la surface libre est prescrite en tous les points de la limite. Les vitesses sont soumises à une condition de gradient nul. Le modèle de mélange vertical est un modèle algébrique avec fonction d'amortissement dépendant de la longueur de mélange et du nombre de Richardson. Les forçages atmosphériques sont interpolés aux points de grille du modèle à partir des données issues du modèle météorologique CEP. Un débit moyen constant est prescrit au niveau du delta du Shatt Al Arab. Un rappel sur la température de surface est effectué. Le coefficient de ce rappel est calculé à partir des flux de chaleur à l'aide de la méthode de [Barnier et al., 1995]. La situation initiale est interpolée aux points de la nouvelle grille à partir du résultat du modèle basse résolution obtenu après la simulation de spinup (voir chapitre 4.3.4. Cette opération nous permet de démarrer rapidement à partir d'un état réaliste en équilibre, ce qui est très important, du fait de la taille de la nouvelle matrice (385×291) et du coût numérique conséquent que cela induit pour des simulations inter-annuelles. Les valeurs de la salinité et de la température en tout point de la colonne d'eau sont prescrits à la limite ouverte, en cas d'entrée d'eau, à partir de la climatologie GDEM [Teague et al., 1990]. Une couche éponge de viscosité plus importante est implémentée à proximité de la frontière ouverte. Aux limites fermées, les vitesses sont soumises à une condition de non-glissement classique. La figure 4.100 présente la résolution des modèles haute (HR) et basse (BR) résolution pour la région du détroit et montre l'augmentation significative du nombre de maille dans la région du détroit d'Hormuz. La section est désormais représentée par un nombre conséquent de maille dans le modèle haute résolution.

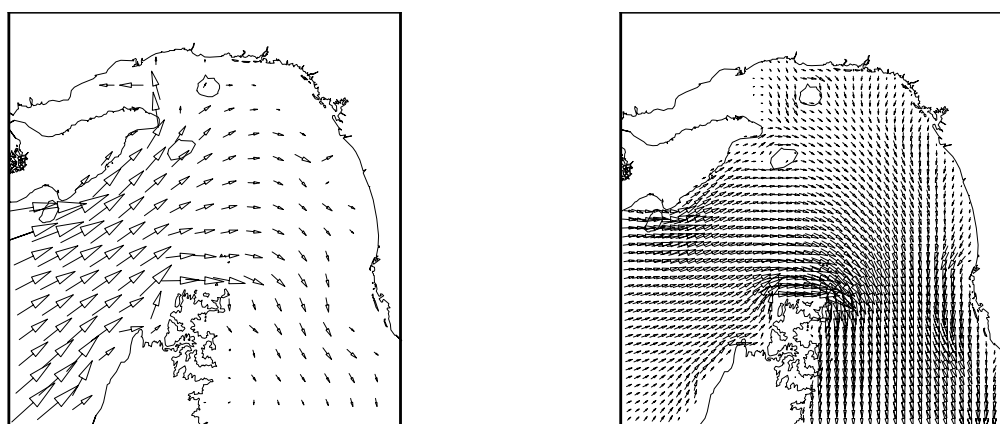


FIGURE 4.100 – Résolution des deux modèles. Haute résolution à droite.

4.5.2 Comparaison haute résolution-basse résolution

Nous allons désormais comparer les résultats des deux simulations inter-annuelles basse et haute résolution qui sont alimentées par les mêmes forçages et le même champ de densité initial. La simulation haute résolution s'arrête au début de l'année 2000. A l'exception de la taille de la maille (environ 3 km), les différents forçages et toutes les paramétrisations du modèle sont identiques à ceux de la simulation basse résolution inter-annuelle de référence (voir partie 4.3.3 p. 130).

4.5.2.1 Salinité dans le Golfe Persique

Le résultat le plus évident obtenu grâce à l'augmentation de la résolution est la diminution de la salinité moyenne dans le Golfe Persique. Le graphe de gauche de la figure 4.101 montre l'évolution temporelle de la salinité moyenne du Golfe Persique pour les modèles BR (en noir) et HR (en rouge). Un ajustement d'environ 0.3 psu de moins pour la salinité moyenne dans le Golfe est effectué au bout d'environ deux ans. En ce qui concerne la température moyenne dans le Golfe Persique (graphe de droite de la figure 4.101), aucune différence n'est observable suite au changement de résolution. Cela se comprend aisément car, en raison des faibles profondeurs, la température s'ajuste par rapport aux effets locaux des forçages atmosphériques qui sont les mêmes pour les deux simulations. La salinité, quant à elle, est contrainte par les apports extérieurs et donc par la dynamique à priori sensible au changement de résolution. Cette diminution de la salinité moyenne dans le Golfe Persique est aussi observable sur la comparaison des champs de salinité de surface comme le montre la figure 4.102. La salinité dans la partie sud-est ainsi que dans le fond nord-ouest du Golfe est moins élevée dans la simulation haute résolution de près de 1 psu. Cela contribue à améliorer nettement la modélisation du Golfe Persique car la solution obtenue à l'aide du modèle basse résolution était jugée trop salée dans ces parties du Golfe. Ce résultat est aussi observable en profondeur (non montré) où une diminution identique de salinité est observée.

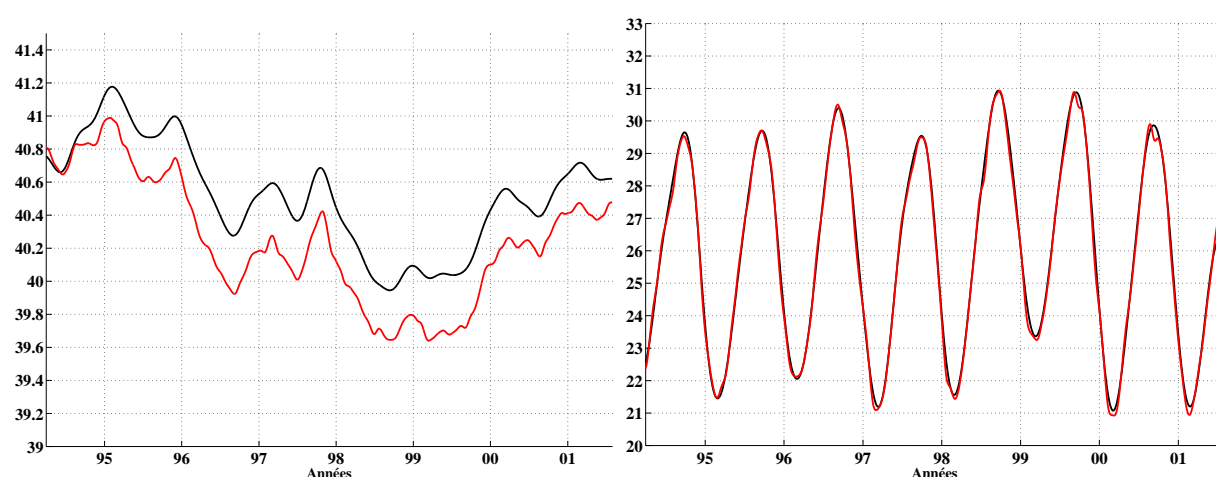


FIGURE 4.101 – Evolution temporelle de la salinité moyenne (à gauche) et de la température moyenne (à droite) du Golfe Persique pour les modèles BR (en noir) et HR (en rouge).

La comparaison des champs de salinité de surface de la figure 4.102 entre la basse et la haute résolution montre l'augmentation de la pénétration vers le nord-ouest de la langue d'eau de surface d'origine omanaise IOSW dans le cas de la simulation haute résolution. La aussi, ce changement améliore la solution.

Cette comparaison met aussi en évidence une meilleure représentation de la part du modèle haute résolution de structures fines comme l'écoulement du panache du Shatt Al Arab le long de la côte omanaise. L'augmentation de la résolution fait évidemment apparaître ces nouvelles échelles.

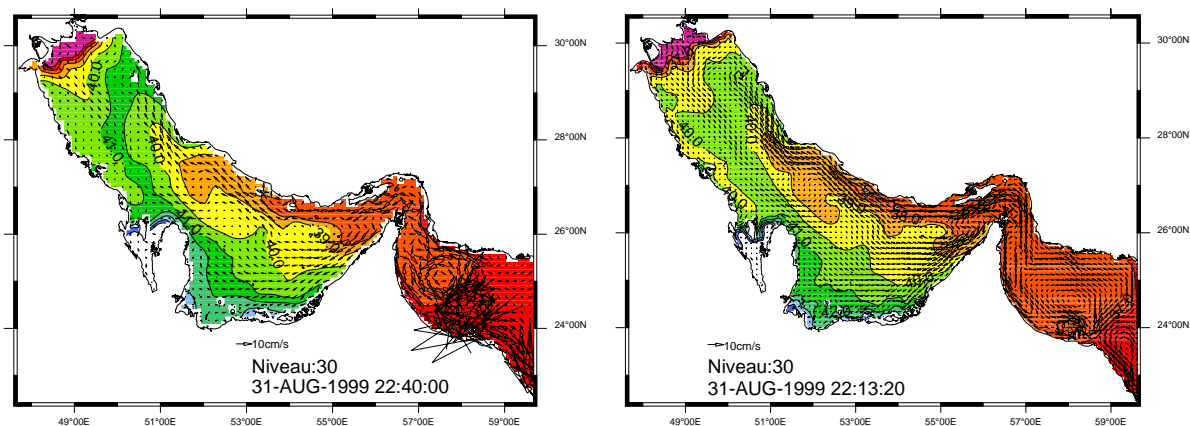


FIGURE 4.102 – Salinité de surface et courant de surface (en moyenne mensuelle pour août 1999) d'après le modèle basse résolution (gauche) et haute résolution (droite).

4.5.2.2 Le Détroit d'Hormuz

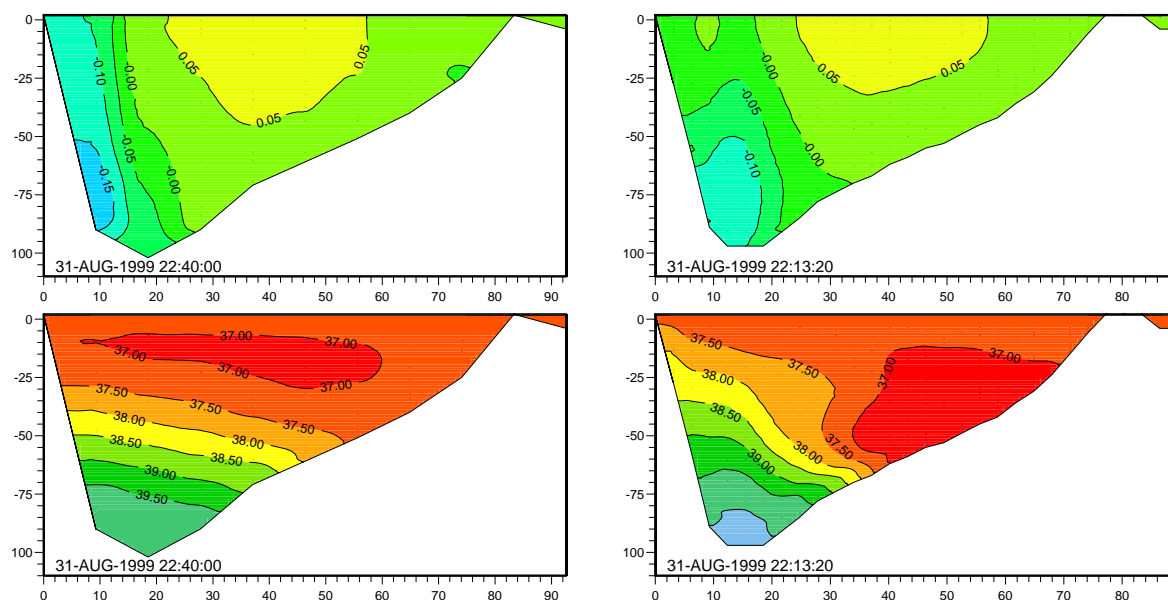


FIGURE 4.103 – Courant perpendiculaire (en cm/s, graphe du haut) et salinité (en psu, graphe du bas) à travers le détroit d'Hormuz pour la simulation basse résolution (gauche) et haute résolution (droite). Moyenne mensuelle pour août 1999.

4.5. Modélisation haute résolution

L'analyse de la structure du courant au niveau du détroit d'Hormuz montre aussi plusieurs différences entre les simulations basse et haute résolution. La comparaison de la structure du courant perpendiculaire (filtrés de la marée instantanée) à une section sud-nord au niveau du détroit d'Hormuz montre à nouveau l'amélioration apportée par la haute résolution (voir les deux graphes du haut de la figure 4.103 pour le 29 juillet 1999, la comparaison reste valable tout au long de l'année). En effet, la solution du modèle haute résolution met en évidence une veine de courant sortante du Golfe Persique et collée au fond ainsi qu'une structure plus importante d'eau légère entrante dans le Golfe. La solution du modèle basse résolution montre aussi les mêmes types de structures mais l'intensification en profondeur du courant sortant est moins évidente. La même comparaison pour le champ de salinité le long de la section est présentée sur les deux graphes du bas de la figure 4.103. La solution du modèle haute résolution présente une structure moins horizontale que celle du modèle basse résolution. Au printemps et en été, la salinité maximum de l'eau persique de fond est un peu plus importante dans la solution du modèle haute résolution, mais les différences ne sont pas très importantes. Les associations "eaux sortantes-eaux salées" et "eaux entrantes-eaux légères" sont beaucoup plus évidentes dans le cas de la simulation haute résolution que dans le cas de la simulation basse résolution qui décrit des structures de vitesse beaucoup plus barotropes dans la partie sud du détroit d'Hormuz. L'intensité des courants entrant et sortant n'est pas modifiée par la haute résolution quelque soit la saison observée. La comparaison des solutions basse et haute résolution pour le champ de température montre des différences plus importantes au printemps et en été entre les deux solutions. Ce résultat est mis en évidence par les deux graphes de la figure 4.104 qui montrent la coupe en température le long de la section au détroit en milieu d'été, le 31 août 1999, pour les deux simulations. Le mélange est moins important dans la simulation haute résolution, ce qui se traduit par des eaux plus chaudes en surface et plus froide au fond. Le gradient vertical de température est ainsi plus important dans le cas de la simulation haute résolution.

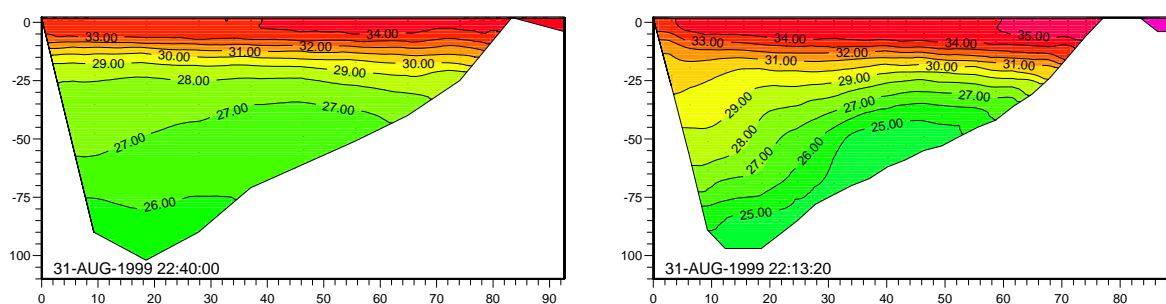


FIGURE 4.104 – Coupes en température (en °C) pour la simulation basse résolution (gauche) et haute résolution (droite). Moyenne mensuelle pour août 1999.

Les coupes en vitesse le long de la section au détroit d'Hormuz (graphes du haut de la figure 4.104) ont montré que la structure de la veine d'eau de fond persique (eau sortante) est mieux représentée par la simulation haute résolution. Ce résultat va de pair avec une diminution de la surface de la section associée à la veine sortante. Comme l'intensité du courant dans la veine d'eau sortante n'est pas plus importante, le débit entrant (et donc sortant) à travers la section au niveau du détroit d'Hormuz diminue dans le cas de la simulation haute résolution. Ce résultat est présenté sur la figure 4.105 qui

montre l'évolution temporelle des moyennes mensuelles des débits entrant, sortant et net à travers la section pour les deux solutions (basse résolution en noir et haute résolution en rouge). La diminution est assez importante puisqu'on passe en moyenne annuelle de 0.15 Sv à environ 0.1 Sv pour le débit sortant (idem pour le débit entrant). Les différences semblent plus importantes en hiver. La variabilité saisonnière est identique. L'évolution temporelle des moyennes mensuelles du débit net est identique pour les deux solutions. Ce résultat était attendu car le débit net est la réponse du système à l'évaporation importante dans le Golfe Persique qui est identique dans les simulations basse et haute résolution.

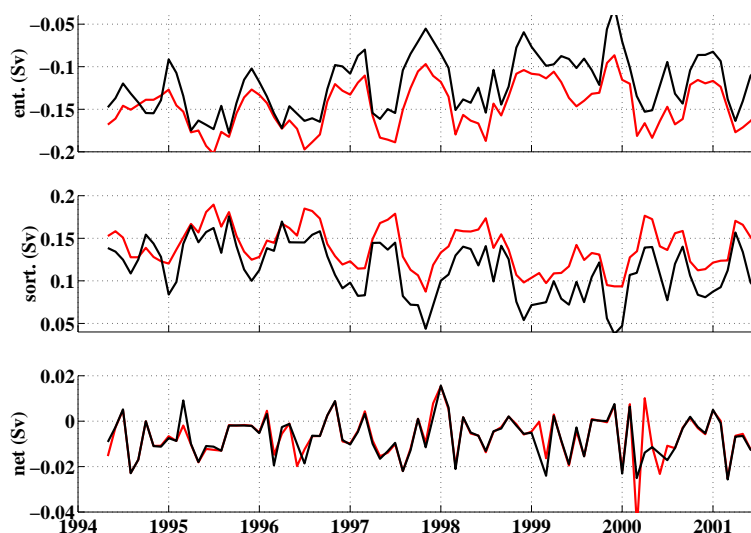


FIGURE 4.105 – Evolution temporelle des moyennes mensuelles des débits entrant, sortant et net à travers la section au détroit d'Hormuz pour la simulation basse résolution (en noir) et la simulation haute résolution (en rouge). Les débits sont exprimés en Sverdrup.

D'une manière générale, la variabilité saisonnière de la dynamique dans le Golfe Persique et le Golfe d'Oman n'est pas modifiée de façon significative par le passage à la haute résolution, que ce soit au niveau des échanges à travers le détroit ou au niveau des mouvements des différentes masses d'eau caractéristiques (eau omanaise IOSW ou eau de fond persique PGW). Cependant la diminution de la taille de la maille (la résolution est passée de 9 à 3 km) permet de mieux représenter les instabilités de méso-échelle comme par exemple les fronts entre les masses d'eau PGW et IOSW et à proximité du panache du fleuve (le rayon interne de déformation étant de l'ordre de 20 km).

4.5.2.3 Circulation dans le Golfe d'Oman

Dans le Golfe d'Oman, la circulation de surface est aussi améliorée par l'augmentation de la résolution. Les circulations permanentes observées dans les résultats de la simulation basse résolution ont disparu dans la simulation haute résolution. Elles sont remplacées suivant la saison, soit par une large circulation cyclonique à l'échelle du bassin, soit par des recirculations locales plus compliquées. C'est la présence d'un cap à proximité de Masqat qui semble être à l'origine de cette circulation permanente dans la

solution du modèle basse résolution. Dans la solution haute résolution, le cap a toujours un impact sur la circulation mais son effet est beaucoup plus local. La circulation au fond est elle aussi modifiée par l'augmentation de la résolution. La veine d'eau persique PGW est mieux reproduite notamment dans la partie du Golfe d'Oman où elle n'est plus collée au fond. Dans cette zone, la veine est visible entre 200 et 300 m de profondeur dans la solution du modèle haute résolution alors qu'elle y était quasiment absente dans la solution du modèle basse résolution. De plus, la signature de la veine dans le Golfe d'Oman est visible jusqu'au cap Ra's al Hamra près de Masqat.

4.5.3 Modélisation de la veine d'eau persique

L'analyse des sections hydrologiques réalisées lors de la campagne GOGP99 a permis une description détaillée de la formation et du cheminement de la veine d'eau de fond persique dans la zone du détroit d'Hormuz et du Golfe d'Oman pendant les mois d'octobre et de novembre 1999. Nous allons désormais comparer les résultats de cette analyse de données avec la solution calculée par le modèle haute résolution. La figure 4.106 présente les différentes sections choisies pour effectuer cette comparaison. Les résultats de la modélisation sont filtrés de la marée à l'aide du filtre de Démerliac. Les champs de température et de salinité issus du modèle sont donc un peu plus lissés que ceux des mesures qui sont instantanés. Les sections choisies sont extraites de la simulation réaliste haute résolution pour les dates suivantes proches de celles des mesures : 07, 14, 21, 28 octobre et 04 novembre 1999. Les comparaisons entre sections identiques issues du modèle et de la mesure ont, au plus, trois jours d'écart. Aucune radiale n'est considérée au-delà de 58°E car la limite ouverte du modèle y est proche et susceptible d'introduire des perturbations dans la circulation.

Les figures 4.107 et 4.108 présentent la comparaison des coupes verticales en salinité et température obtenues à partir de la mesure (à gauche sur les figures) et de la modélisation haute résolution (à droite sur les figures) pour chaque section tracée sur la figure 4.106.

4.5.3.1 Description des radiales

La présence de la veine d'eau persique PGW est visible sur toutes les sections issues des résultats de la modélisation comme elle l'a été observée sur les sections effectuées lors de la campagne. Le modèle reproduit correctement la caractéristique principale observée à partir des mesures pour la structure verticale du champ de salinité. A partir de la troisième radiale en allant vers le sud (R11), apparaît une structure verticale à trois couches : une couche d'eau relativement salée au dessus de la thermocline, puis une couche d'eau plus douce (IOSW) et enfin la veine d'eau persique plus salée (PGW) située entre 200 et 300 m de profondeur. Le modèle numérique est donc capable de reproduire les différents phénomènes qui contrôlent la formation et le déplacement de la veine d'eau dense.

La comparaison de différentes radiales situées en dessous de 26°N (radiale R11) met aussi en évidence des différences importantes de bathymétrie entre les sections issues du modèle et celles des mesures. Des différences de plus de 100 m sont visibles notamment sur les radiales R18, R17 et S07. Dans cette partie du domaine, la bathymétrie grossière Etopo5 a été utilisée et ne semble pas convenir. Ces erreurs de bathymétrie ont un im-

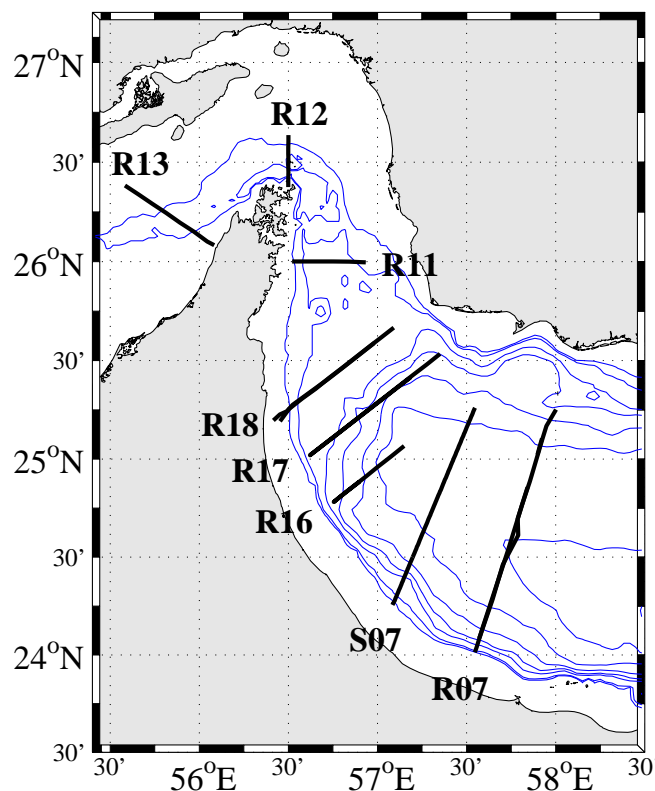


FIGURE 4.106 – Position des radiales pour la comparaison modèle-mesure.

pact sur le réalisme de la modélisation qui est difficile à estimer.

Description détaillée par radiale : Pour chaque section, la comparaison plus détaillée des structures en salinité et en température, effectuée à partir des résultats du modèle haute résolution et à partir des résultats de l'analyse des mesures de la campagne GOGP99, met en évidence les résultats suivants.

La radiale R13 réalisée à partir des résultats de la modélisation montre une variation de salinité entre la surface et le fond identique à celle observée sur les mesures. La salinité est inférieure à 35.5 psu en surface et supérieure à 40 psu au fond. La séparation entre les eaux douces de surface et les eaux salées de fond qui est observée vers 30 m de profondeur dans les mesures est située un peu plus en profondeur dans la solution du modèle (vers 40 m). Cela se traduit par une veine d'eau salée modélisée légèrement moins épaisse. La modélisation conduit à des eaux plus chaudes de 1 à 2°C en surface et plus froide de 1°C au fond.

Les résultats de la comparaison modèle-mesure pour la radiale R12 sont très similaires à ceux obtenus pour la radiale R13. Les structures du champ de salinité sont très semblables et des écarts un peu plus importants sont observés sur les structures du champ de température. Cependant, les différences de température entre modèle et mesure n'excèdent jamais plus de 2°C.

La radiale R11 issue de la modélisation montre des structures très proches de celles observées dans les mesures. Les minima et maxima en température et salinité sont bien représentés dans les résultats de la modélisation. Une seule différence est à noter : les eaux plus douces et plus froides IOSW sont uniquement localisées dans la moitié est de la section d'après les résultats de la modélisation alors qu'elles pénètrent un peu plus vers la côte omanaise d'après les résultats des mesures.

Les résultats obtenus pour la radiales R11 sont valables pour la radiale R18. La taille de la veine est plus importante dans les résultats de la modélisation. Pour la radiale R18, la comparaison entre modèle et mesure est rendue plus difficile en raison de la différence de bathymétrie constatée entre les résultats de la modélisation et ceux de l'analyse des données de la campagne. A ce niveau du Golfe d'Oman, la veine est toujours collée au fond et s'étend plus ou moins d'ouest en est.

Au niveau de la radiale R17, le résultat de la modélisation est le suivant : la veine d'eau persique n'est plus collée sur le fond mais se stabilise entre 200 et 300 m de profondeur. Comme pour la simulation basse résolution, on constate un problème entre les radiales R16 et R17. Le passage du talus n'est pas bien supporté par le modèle et on observe une diffusion beaucoup trop importante.

L'immersion, la salinité et la température du cœur de la veine sont identiques à celles des observations. le résultat de la modélisation montre que la veine demeure collée à la pente continentale tandis que les observations font état d'une position plus éloignée de la pente. L'analyse des résultats du modèle indique que la veine a tendance à s'étaler plus facilement sur un axe vertical plutôt que sur un axe horizontal comme cela est le cas dans les résultats de la mesure. Ce manque de confinement de la veine est probablement due à un mélange vertical excessif. Le front quasi vertical ainsi créé limite les mouvements horizontaux des masses d'eau, notamment le déplacement de l'eau IOSW vers la côte omanaise. Ce résultat est visible pour les comparaisons entre les radiales R18 et R17 sur les figures 4.107 et 4.108.

La comparaison entre le résultat du modèle et les mesures pour les trois dernières radiales R17, S07 et R07 conduit aux mêmes conclusions. La signature en salinité de la veine est présente sur toute les radiales extraites de la modélisation. Pour ces trois sections, l'immersion de la veine modélisée est comparable à celle mis en évidence par les observations. Elle est située entre 200 et 250 m. La salinité dans la veine modélisée est beaucoup plus faible que celle qui a été mesurée. La salinité en dehors de la veine est aussi différente entre la mesure et les résultats du modèle : les eaux intermédiaires IOSW (entre 25 et 150 m) ne sont pas assez légères dans la solution du modèle. L'explication évoquée lors de la comparaison des radiales R18 et R17 est aussi valable pour ces trois nouvelles radiales. Le mélange vertical ne permet pas suffisamment le confinement de la veine d'eau persique PGW dans le Golfe d'Oman. Les eaux de la veine se mélangent peu à peu avec les eaux légères environnantes IOSW pour créer les structures observées dans les résultats de la modélisation : pas assez salée dans la veine et trop salée en dehors de la veine. Ce mélange excessif est encore plus visible sur les champs de température issus des résultats du modèle où nous n'observons pas de signature en température pour les contours de la veine alors qu'ils sont nettement visibles sur les mesures. Dans la partie

sud du Golfe d'Oman, la veine reproduite par le modèle ne demeure pas collée le long de la pente continentale comme cela est le cas pour les mesures. Les erreurs constatées pour la bathymétrie peuvent être la raison de cette particularité.

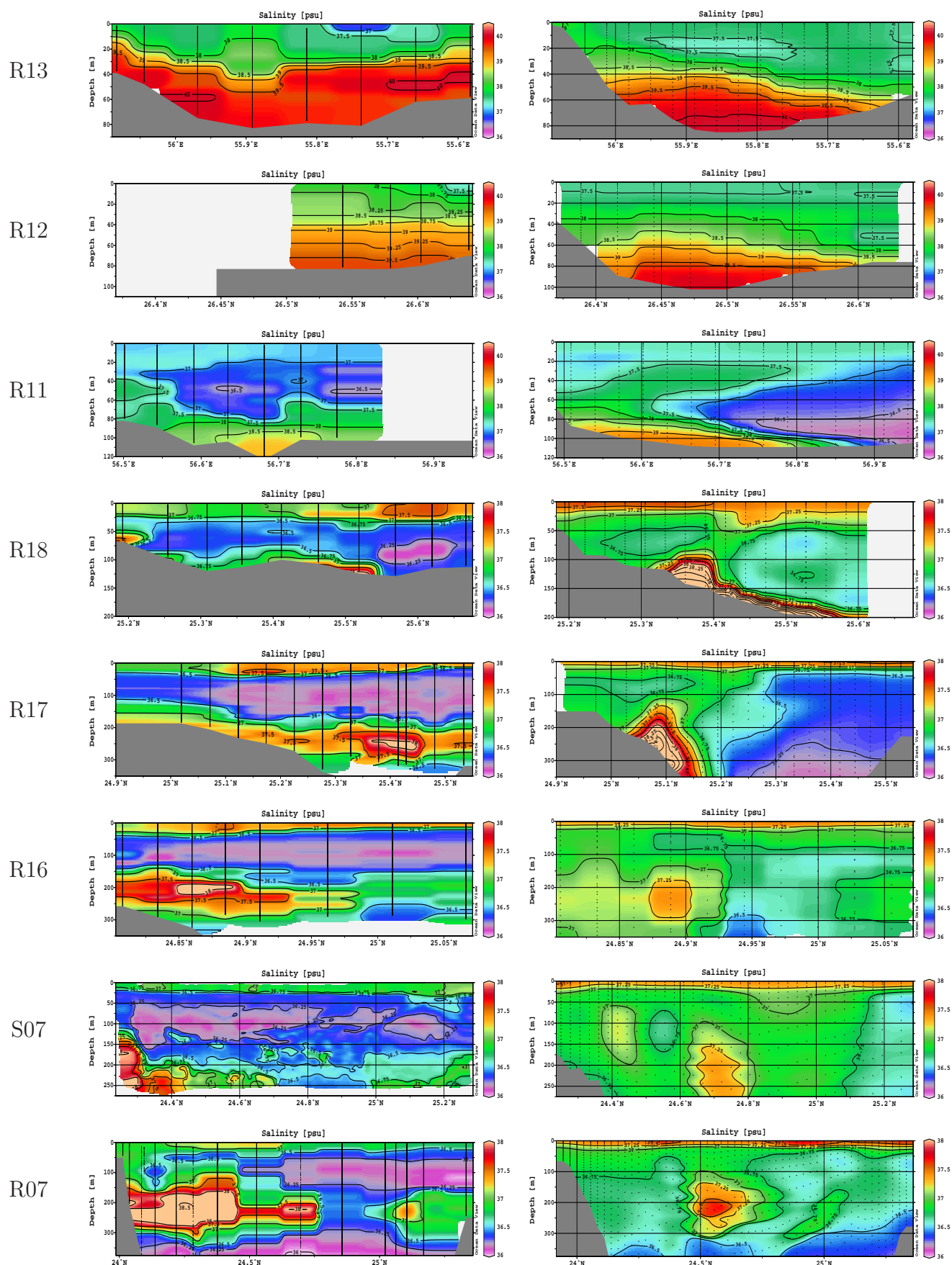


FIGURE 4.107 – Coupes en salinité (psu) : mesure (à gauche) et modèle (à droite).

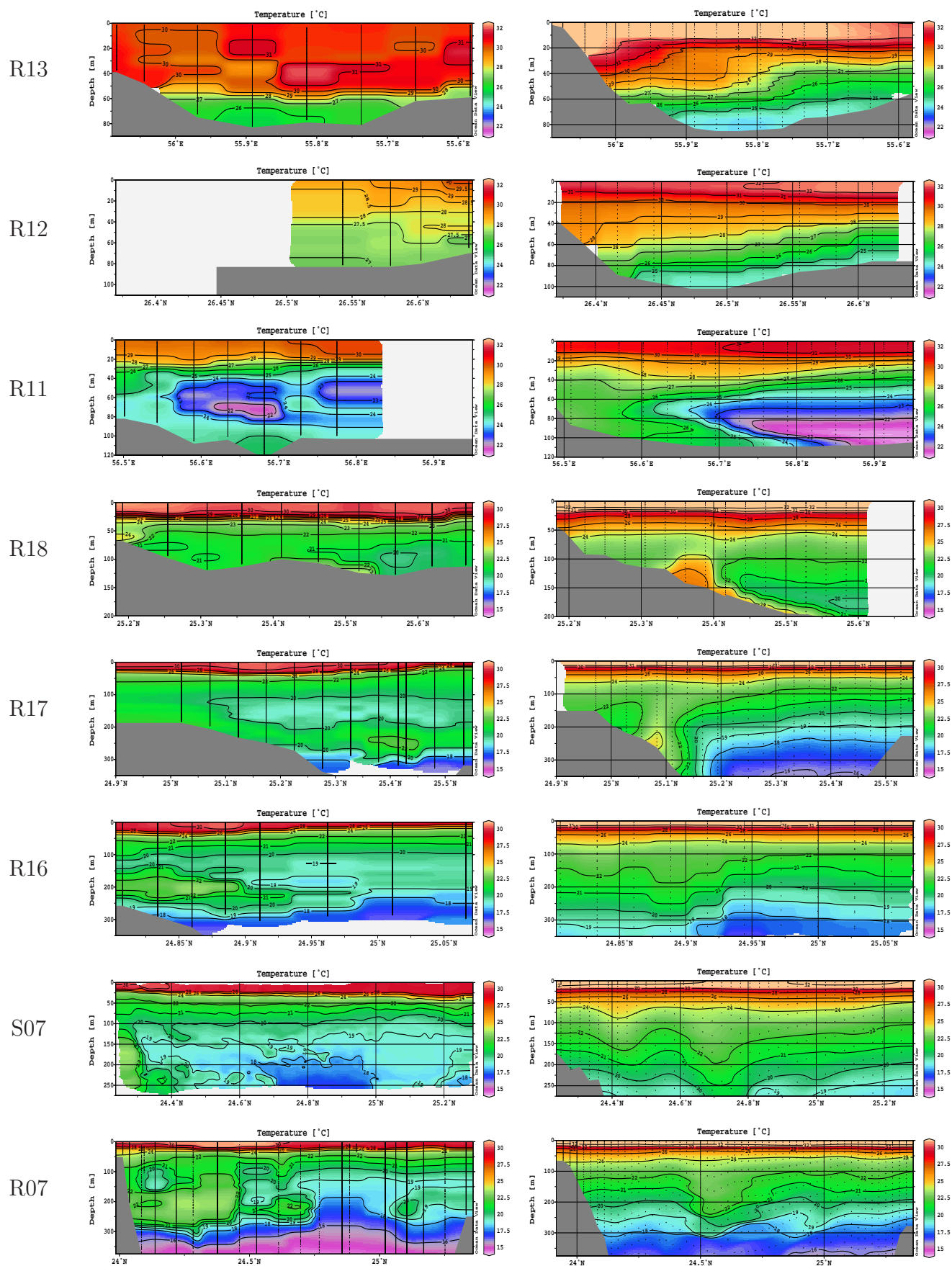


FIGURE 4.108 – Coupes en température (°C) : mesure (à gauche) et modèle (à droite).

4.5. Modélisation haute résolution

Conclusions

Les radiales issues des résultats du modèle qui montrent la présence d'une veine collée au fond sont identiques à celles effectuées lors de la campagne de mesure : ce sont les radiales R13, R12, R11 et R18. Pour la modélisation comme pour les mesures, la zone de détachement du fond de la veine est donc située quelque part entre les radiales R18 et R17, là où la bathymétrie devient supérieure à 200 m. Plus au sud, les résultats du modèle montrent que la veine est soit collée le long de la pente continentale (radiale R17) soit détachée un peu plus au large (radiales R16, S07 et R07) comme cela a été observé lors des mesures. L'immersion de la veine est toujours située entre 200 et 300 m de profondeur dans tous les résultats de la simulation réaliste comme cela a été décrit pour les mesures.

Un autre résultat est général à toutes les stations : la température de la couche de surface (0-20 m) est plus chaude de 1 à 2°C dans les résultats de la modélisation par rapport à ceux de la mesure. Cette inexactitude dans la solution du modèle est probablement due à des erreurs sur les flux de chaleur ainsi qu'au choix de la paramétrisation du mélange. La salinité de cette couche mélangée est plus importante que celle des eaux sous-jacentes pour toutes les radiales situées dans le Golfe d'Oman. Ce résultat est identique à celui de l'analyse des observations de la campagne. D'autre part, pour les radiales situées au sud de la radiale R17, la signature en température de la veine d'eau persique est moins marquée dans les résultats de la modélisation que dans la mesure.

La comparaison modèle-mesure pour les dernières radiales dans le Golfe d'Oman met en évidence un mélange excessif des différentes masses d'eau dans la zone proche du talus. Il est probable qu'une étude de sensibilité sur les modèles de turbulence aurait donné le même type de résultat. Le problème est du aux fortes pentes du talus que le modèle appréhende mal.

4.5.3.2 Variabilité

A l'image des remarques qui ont été faites à propos des mesures effectuées lors de la campagne GOGP99, les résultats de la modélisation mettent en évidence la présence d'une variabilité significative des caractéristiques de la veine.

Pour la radiale R11 par exemple, les résultats issus de la modélisation montrent la diminution de la salinité maximum du cœur de la veine entre le 14 octobre et le 04 novembre 1999. Ce résultat est présenté sur la figure 4.109. Cette diminution de salinité a aussi été observée dans la mesure lors de l'analyse des données de la campagne GOGP99.

Plus au sud, dans le Golfe d'Oman, une telle variabilité est aussi observée dans les résultats du modèle au niveau de la radiale R07. Les caractéristiques (ici, la salinité) de la veine persique changent de façon significative en quelques jours d'après les résultats du modèle. La figure 4.110 présentent les coupes en salinité le long de la radiale R07 les 07/10, 21/10 et 04/11 1999 où on observe la salinité maximum de la veine passer de 37 à près de 38 psu. Une telle variabilité le long de cette radiale a aussi été observée dans les mesures effectuées pendant la campagne GOGP99.

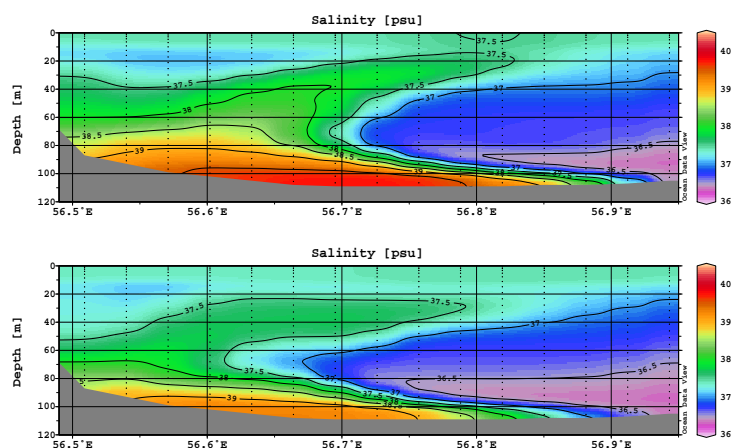


FIGURE 4.109 – Radiale R11 : coupes en salinité les 14/10 et 04/11 1999. Solution du modèle.

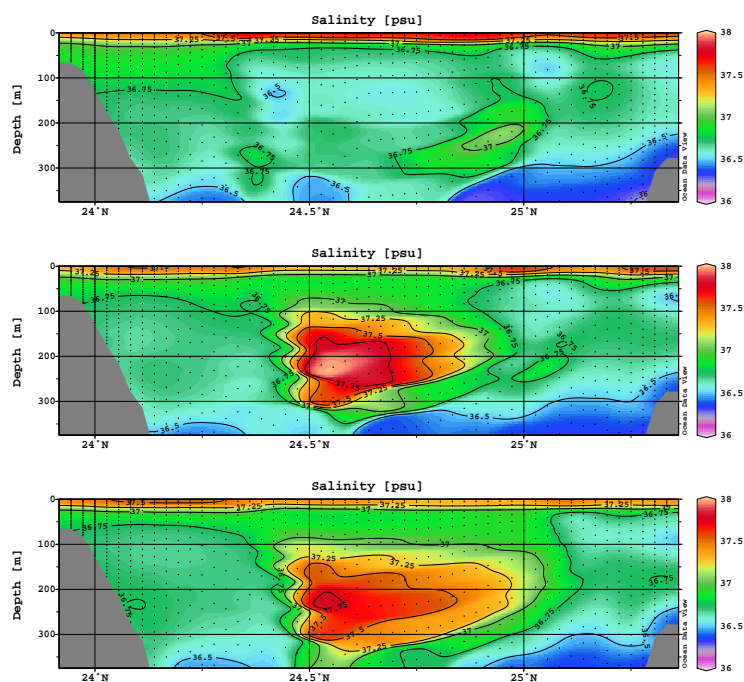


FIGURE 4.110 – Radiale R07 : coupes en salinité les 07/10, 21/10 et 04/11 1999. Solution du modèle.

4.5.4 Mesure au point fixe

La comparaison des résultats de la modélisation haute résolution avec ceux de la mesure au point fixe effectuée par la chaîne de thermistances T2 dans le nord du Golfe d'Oman pendant la campagne GOGP99 (la position du mouillage est portée sur la figure 4.2 p. 108) a aussi été réalisée.

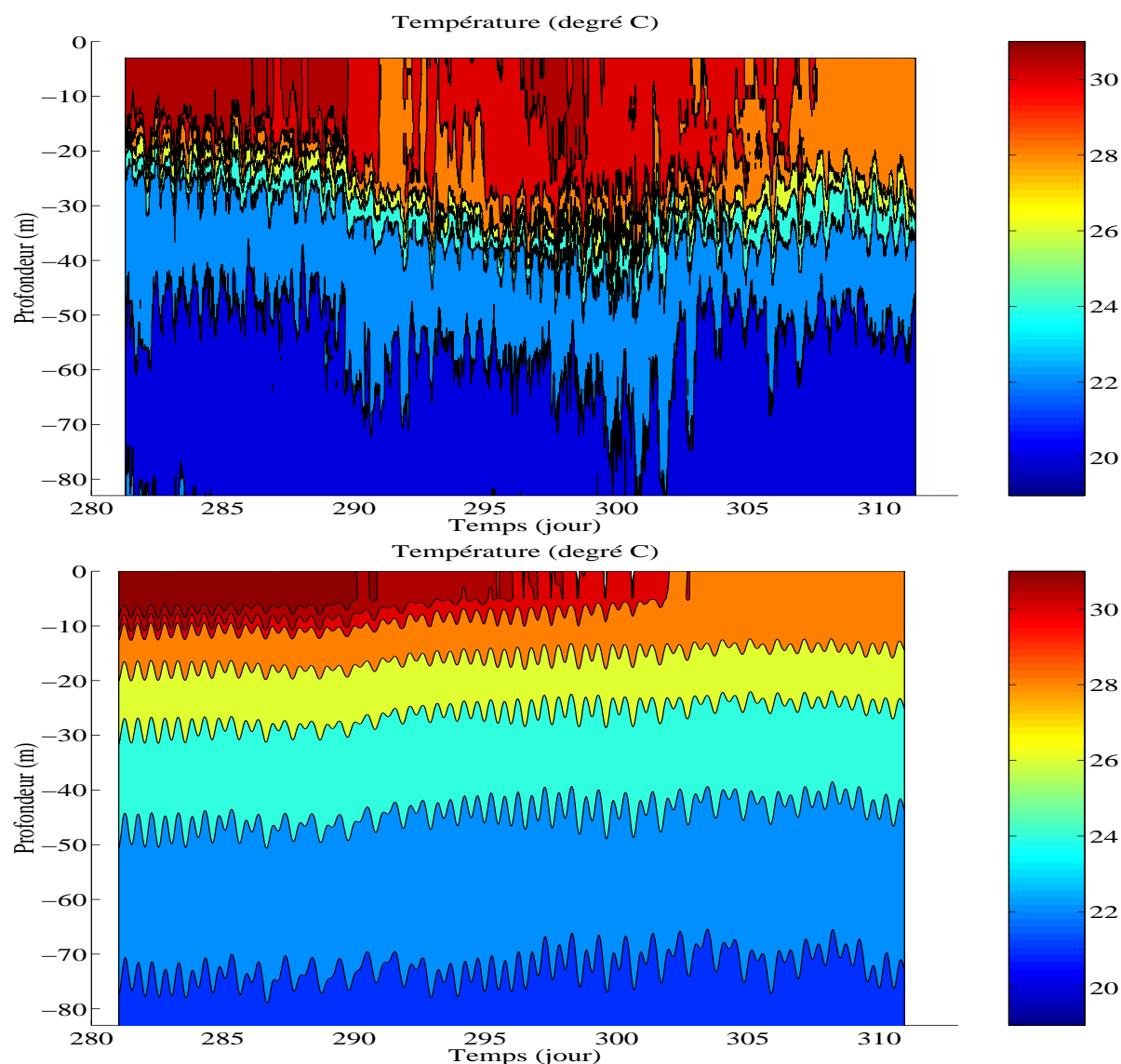


FIGURE 4.111 – Chaîne de thermistances T2 : évolution temporelle du profil de température ($^{\circ}\text{C}$) : mesure (en haut) et modèle (en bas).

Cette fois ci, le résultat du modèle n'a pas été filtré de la marée. La figure 4.111 présente la comparaison de l'évolution temporelle instantanée entre le profil vertical de température mesuré entre les 09/10 et 08/11 1999 (graphe du haut) et le profil vertical calculé par le modèle réaliste haute résolution (graphe du bas). Le modèle reproduit la bonne gamme de température mais la répartition des isothermes n'est pas la même que celle observée. Le modèle reproduit toutefois le resserrement des isothermes autour de 20 m de profondeur. Entre 50 et 80 m, la température calculée par le modèle est trop chaude d'environ 1 à 2°C tandis qu'en surface, elle est trop chaude de 1°C . La diminution de la température de surface au cours du mois (variabilité saisonnière) est reproduite par le modèle. Les oscillations visibles sur n'importe quelle isotherme du deuxième graphe de la figure 4.111 indiquent que le modèle haute résolution est aussi capable de reproduire la marée interne. Des oscillations dont l'amplitude atteint parfois 10 m sont visibles sur les résultats du modèle. Elles sont néanmoins plus faibles que celles observées sur les

mesures. Le modèle dans la configuration basse résolution présente des résultats très similaires avec des amplitudes pour les oscillations légèrement plus faibles. Le modèle est, même dans sa version haute résolution, encore beaucoup trop diffusif sur la verticale, ce qui a un effet sur les amplitudes des oscillations. En effet, ces oscillations sont fonction de g' le terme de gravité réduite (voir le premier article, chapitre 2) qui est lui même fonction des gradients de densité diminués par la diffusion trop forte.

4.5.5 Conclusions sur la modélisation HR

Les mesures réalisées lors de la campagne GOGP99 dans le détroit d'Hormuz et le Golfe d'Oman permettent d'évaluer les capacités du modèle haute résolution à reproduire les phénomènes observés. Les résultats importants sont les suivants :

La modélisation tridimensionnelle réaliste des Golfes Persique et d'Oman met en évidence la formation d'eau de fond persique PGW dans le Golfe Persique. Une veine d'eau dense s'écoule sur le fond à proximité du détroit d'Hormuz, puis se détache du fond en passant au-delà de l'isobathe 200 m avant de continuer sa route le long de la côte omanaise dans le Golfe d'Oman.

La modélisation haute résolution a apporté de nombreuses améliorations à la simulation réaliste, notamment en ce qui concerne la représentation de la veine dans le détroit et surtout dans le Golfe d'Oman où l'existence de la veine est beaucoup plus évidente qu'elle ne l'était dans la modélisation basse résolution. Elle conduit aussi à une solution d'équilibre moins salée dans le Golfe Persique. Or on constate que les flux entrants et sortants sont étonnamment plus faibles par rapport à ceux obtenus pour la simulation basse résolution.

La comparaison entre les résultats de la modélisation et l'analyse des mesures faites pendant la campagne GOGP99 indique que le modèle est capable de reproduire les échanges entre le Golfe Persique et le Golfe d'Oman et que la solution produite pour la période octobre-novembre concorde avec les mesures. La difficulté de conserver une veine bien homogène et confinée dans le Golfe d'Oman a été mise en évidence grâce à cette comparaison.

La variabilité des caractéristiques de la veine observée dans les mesures se retrouve dans les résultats de la modélisation haute résolution. La présence de la marée interne dans la solution de la modélisation basse et haute résolution est observée.

Le modèle reproduit de façon satisfaisante la phase et l'intensité du courant de marée aux alentours du point de mouillage. Toutefois, la variation sur la verticale de l'amplitude de la composante ouest-est observée sur les mesures n'est pas reproduite par le modèle qui fournit une solution quasi barotrope pour les deux composantes du courant. Cette dissymétrie entre les deux composantes peut être due à la mauvaise connaissance de la bathymétrie et en particulier aux gradients ouest-est de cette bathymétrie aux alentours du point où le courantomètre Doppler a été mouillé. D'autre part, la présence de marée interne a été mise en évidence par les données de la campagne. Cette marée interne peut créer des variations verticales de courant de marée mal reproduites par le modèle 3D.

4.6 Conclusions générales sur les modèles 3D

La circulation générale dans les Golfs Persique et d'Oman a été reproduite à l'aide d'un modèle hydrodynamique tridimensionnel. Les résultats des simulations à basse résolution (environ 9 km) et haute résolution (environ 3 km) ont été commentés et comparés aux observations disponibles et notamment aux données obtenues lors de la campagne GOGP99 dont les résultats principaux ont été décrits dans le chapitre 2. La circulation dans les deux golfs est complexe. Elle est influencée par de nombreux forçages dont les principaux sont la marée, le vent, l'apport en eau douce des rivières et surtout par un taux d'évaporation important. Le Golfe Persique est la zone de formation d'une eau dense (relativement chaude et très salée) qui passe ensuite dans le Golfe d'Oman via le détroit d'Hormuz pour atteindre finalement le nord de l'Océan Indien.

Dans un premier temps, nous avons procédé à plusieurs études de processus afin de déterminer les caractéristiques de la circulation due au vent et l'influence du panache du delta du Shatt al Arab. L'effet de la marée sur ces forçages particuliers a également été étudié. Les principaux résultats de cette étude de processus confirment la position caractéristique du panache des fleuves irakiens le long de la côte arabe et précisent la circulation induite par les types de vent les plus fréquents.

Nous avons ensuite réalisé la configuration la plus réaliste possible du modèle à basse résolution. Les résultats d'un modèle météorologique de prévision ont été utilisés pour fournir au modèle hydrodynamique les forçages atmosphériques les plus réalistes possibles. Ce modèle nous a permis de prendre en compte la variabilité temporelle et spatiale de ces forçages sur la période comprise entre 1994 et 2001 et couvrant la période de la campagne GOGP99. Une attention toute particulière a été apportée lors de la paramétrisation du calcul des flux de chaleur en raison de l'importance de ces flux pour la circulation dans le Golfe Persique (notamment le flux de chaleur latent associé au processus d'évaporation).

Les processus dynamiques qui caractérisent la circulation dans le Golfe Persique, le détroit d'Hormuz et la partie ouest du Golfe d'Oman sont bien reproduits par le modèle à basse résolution.

Les interactions entre les deux masses d'eau caractéristiques de la région (l'eau persique de fond PGW et l'eau légère d'origine omanaise IOSW) ont été largement étudiées. La dynamique du front observé entre ces deux eaux ainsi que leur mélange ont été précisés, tout comme les processus et les zones de formation de l'eau dense PGW. L'écoulement de la veine d'eau persique PGW au niveau du détroit d'Hormuz et dans le Golfe d'Oman a été décrit.

La simulation pluriannuelle réaliste nous a permis de préciser le fonctionnement de certains processus clés de la circulation générale. Nous avons aussi pu obtenir une vision complète de la variabilité saisonnière de la plupart des phénomènes importants de la circulation, complétant ainsi le manque d'observations constaté à certaines saisons dans les études antérieures.

Les résultats des différentes simulations montrent une variabilité importante de la plupart des processus caractéristiques. Cette variabilité est à la fois interannuelle, saisonnière et haute fréquence. A chaque échelle de temps, le modèle montre de nombreux points d'accord avec les observations.

Les différentes simulations ont mis en évidence le rôle prépondérant de la bonne prise en compte des flux de chaleur, en particulier celle du flux de chaleur latente (associé au processus d'évaporation) pour pouvoir bien reproduire les principales caractéristiques de la circulation générale dans la zone. Certaines simulations ont également mis en évidence l'importance du choix du modèle de turbulence. Certaines de ces simulations ont été mises en place pour essayer de comprendre les quelques points moins bien représentés par le modèle. La salinité moyenne dans le Golfe Persique est par exemple un peu élevée. En été, on observe également des températures de surface trop chaudes de 2 à 3 degrés dans certaines zones des Golfs Persique et d'Oman. Au niveau du détroit d'Hormuz, les vitesses résiduelles (filtrées de la marée) qui transportent les eaux PGW et IOSW présentent des valeurs un peu faibles par rapport aux observations.

Des études de sensibilité à la prise en compte des flux de chaleur, des fleuves et à la paramétrisation du modèle de mélange turbulent ont été réalisées afin d'en déterminer l'impact sur les caractéristiques mal reproduites de la circulation.

Certains flux de chaleur s'avèrent mal estimés. L'utilisation de la paramétrisation de Bignami pour le calcul du flux de chaleur infrarouge améliore les résultats. Les températures en surface sont toutefois encore trop chaudes en été dans les parties peu profondes du Golfe Persique. Une augmentation locale du flux de chaleur latent (dont l'estimation est assez difficile et présente la plus grande variabilité, voir annexe D) pourrait améliorer la solution. Dans ce cas, la salinité des eaux augmenterait (l'augmentation du flux de chaleur latent est associée à une augmentation du taux d'évaporation), or la salinité dans le golfe est déjà un peu excessive. Seule une augmentation du débit des rivières pourrait alors compenser cet excès de sel. La grande imprécision sur la valeur du débit et la non prise en compte de certaines rivières nous autorisent cette suggestion. La prise en compte de la variabilité saisonnière du débit pourrait également avoir des conséquences sur la salinité moyenne dans le Golfe Persique.

La solution du modèle est également très sensible au choix du modèle de mélange turbulent. Plusieurs modèles ont été testés et conduisent à des solutions relativement différentes même si les grands traits de la circulation sont toujours reproduits. L'intensité des courants résiduels et la stratification (notamment sa variabilité saisonnière) sont les principaux points qui diffèrent. Faute de disposer de données à suffisamment haute résolution pour pouvoir valider les modèles, nous ne pouvons pas vraiment conclure sur ce point. L'utilisation de différents types de modèle de turbulence suivant la zone géographique et la dynamique associée a été testée et a montré des résultats intéressants.

L'écoulement de la veine d'eau persique PGW dans le Golfe d'Oman ainsi que la circulation générale dans ce golfe ne sont pas bien reproduites par le modèle à basse résolution. Pour cette raison, une version à haute résolution du même modèle a été mise en place.

Cette version améliore certaines caractéristiques de la circulation générale. La salinité moyenne dans le Golfe Persique est plus faible. La circulation dans le Golfe d'Oman est mieux reproduite. La comparaison des résultats avec les observations obtenues lors de la campagne GOGP99 montre beaucoup de similitude. Néanmoins, le mélange de la veine d'eau persique PGW lors de l'écoulement dans le Golfe d'Oman est toujours excessif. Le modèle est trop diffusif à proximité du talus.

Conclusion générale de la thèse

Dans le cadre de cette étude, la connaissance de la circulation générale dans les Golfes Persique et d'Oman, et des processus dynamiques associés, a été améliorée à l'aide de plusieurs approches complémentaires.

Le Golfe Persique est un bassin de concentration et contribue à la formation d'une eau dense, l'eau persique de fond (PGW). Pour compenser les pertes par évaporation, une eau légère omanaise (IOSW) pénètre en surface puis est entraînée dans une circulation cyclonique à l'échelle du bassin. Ces deux eaux interagissent dans le golfe sous l'effet des différents forçages (vent, marée, présence des fleuves, etc...). L'eau de fond franchit le détroit d'Hormuz et s'écoule ensuite dans le Golfe d'Oman en conservant des caractéristiques en température et salinité bien marquées par rapport aux eaux adjacentes. Au cours de son déplacement dans le Golfe d'Oman, elle interagit avec la circulation générale du golfe et continue son parcours dans le nord de l'Océan Indien.

Les principales questions de cette étude étaient les suivantes :

- (1) Quelles sont les principaux processus qui participent à la circulation générale dans les golfes ? En quoi les mesures acquises lors de la campagne GOGP99 précisent ces processus et complètent la description des principales masses d'eau concernées ?
- (2) Est-il possible de reproduire, à l'aide d'un modèle hydrodynamique, avec un degré de réalisme suffisant, la circulation régionale, méso échelle et de marée et les masses d'eau dans les Golfes Persique et d'Oman ?

L'analyse des données GOGP99 présentée dans le chapitre 2, complétée par les connaissances acquises au cours des autres études consacrées à cette zone, a servi à décrire les caractéristiques des masses d'eau impliquées dans la circulation de la région. Les observations ont également mis en évidence l'importance de certains processus dynamiques dans la zone du détroit d'Hormuz. Ces données ont permis d'identifier l'influence des marées et de la circulation haute fréquence au détroit ainsi que la variabilité méso échelle dans le détroit et le Golfe d'Oman. Elles ont également permis de compléter les connaissances des masses d'eau PGW et IOSW dont la variabilité saisonnière de leurs principales caractéristiques est mal connue. Les principaux résultats de l'analyse des données sont les suivants :

- Au détroit d'Hormuz, la présence de la veine d'eau persique PGW plaquée contre la côte omanaise est confirmée. Au nord de cette masse d'eau on observe également la présence de l'eau d'origine omanaise IOSW plus légère. Ces deux eaux sont séparées par un fort gradient thermohalin. Les mesures montrent également des forts courants de marée dans le détroit et la présence de marée interne qui ont un rôle important dans le mélange des deux masses d'eau.

- Sous l'effet du mélange, les caractéristiques thermohaline de la veine d'eau PGW (qui se stabilise vers 200 m de profondeur passé le talus) évoluent au cours du déplacement de la veine dans le Golfe d'Oman. Plusieurs autres zones de fort mélange sont mises en évidence : au niveau du talus et dans les zones de variabilité méso échelle. Malgré le mélange important, l'eau persique conserve toujours un contraste important avec les eaux adjacentes.

- Dans le Golfe d'Oman, le courant associé à la veine d'eau PGW est relativement fort (entre 0.2 et 0.5 m/s) ; il est relié à la circulation générale dans le golfe dont la

principale caractéristique est l'existence de deux gyres cycloniques intenses, permanentes (leur existence est confirmée par d'autres observations à des saisons différentes) et qui s'étendent de la surface à plus de 300 m de profondeur.

- Les données collectées lors de la campagne GOGP99 sont synoptiques et ne permettent pas de présenter une vision globale de la variabilité saisonnière de la circulation dans cette la zone. Cependant, elles ont été réalisées à une saison jusqu'alors peu ou pas étudiées ce qui nous a permis de compléter la connaissance des caractéristiques des masses d'eau et des processus dynamiques majeurs de cette région.

Un préalable à la mise en place d'une simulation tridimensionnelle réaliste de la circulation générale dans les Golfes Persique et d'Oman a été d'obtenir une bonne modélisation de la marée barotrope. Pour cela, un modèle hydrodynamique 2D a été développé pour une vaste région couvrant les deux golfes et le nord de l'Océan Indien. Les principaux résultats de l'étude de la marée barotrope présentée dans le chapitre 3 sont les suivants :

- Le modèle reproduit avec une bonne précision les caractéristiques de la marée barotrope dans les Golfes d'Oman et Persique. La particularité du Golfe Persique, dont les dimensions en font un bassin de résonance pour les ondes diurnes et semi-diurnes, est bien reproduite. La présence d'amphidrome pour les ondes diurne et semi-diurne en font la seule région du monde où la marée montre les caractéristiques diurne pure et semi-diurne pure à quelques dizaines de kilomètres de distance.

- La circulation résiduelle de la marée est faible. Elle n'a donc pas une importance conséquente dans la circulation générale. Par contre, du fait des courants instantanés assez forts, la marée pourra localement avoir une action non négligeable sur le mélange.

- Le travail réalisé nous a fourni les conditions aux limites ouvertes des modèles à trois dimensions qui ont été utilisées par la suite pour la modélisation tridimensionnelle de la circulation réaliste.

- L'importance de disposer d'une bonne représentation de la bathymétrie dans le Golfe Persique a été mis en évidence pendant la construction du modèle de marée.

La modélisation réaliste de la circulation générale a ensuite été envisagée. Compte tenu de la nature barocline de certains des processus dynamiques (présentés en introduction) impliqués dans la circulation, un modèle hydrodynamique tridimensionnel qui couvre les Golfes Persique et d'Oman a été élaboré. Une version basse résolution (environ 9 km pour la résolution horizontale) a été utilisé afin de pouvoir faire dans un temps calcul raisonnable des simulations de plusieurs années qui ont été maintes fois effectuées lors de l'étude de sensibilité.

Dans un premier temps, une étude de processus a permis d'identifier l'importance relative de la marée, du vent et des panaches sur la circulation du Golfe Persique. La variabilité de la circulation induite par différents types de vents a été montré ainsi que la position du panache associé.

La prise en compte des flux de chaleur et des flux d'eau, principal moteur de la circulation thermohaline, est difficilement réalisable de manière schématique en raison des échelles de temps associées plus longues, de la nécessité d'atteindre un état de spinup et de la forte interaction avec les autres forçages. Pour ces raisons, une simulation réaliste est mise en place et prend en compte tous les forçages. Les forçages atmosphériques

ont été fournis par un modèle météorologique de prévision qui permet d'avoir une variabilité temporelle de fréquence élevée et une variabilité spatiale. Un travail fastidieux a été effectué afin de paramétrer au mieux les flux de chaleur à partir des données du modèle météorologique. La méthode de [Barnier et al., 1995] est utilisée lors de la paramétrisation des flux, mais seule la température de surface est rappelée vers la climatologie. En effet, nous nous sommes abstenus de faire du rappel sur la salinité de surface, d'une part parce que des données de qualité ne sont pas disponibles sur tout le domaine mais surtout car les variations de la salinité sont à la fois la cause et la conséquence de la circulation. Pour la température, la situation est différente car les processus associés sont essentiellement verticaux. Une simulation climatologique a fourni un état d'équilibre qui a servi de situation initiale à la simulation inter-annuelle des années 1994 à 2001. Le réalisme du modèle a ensuite été vérifié car c'est un préalable indispensable à la discussion sur les processus et à l'étude de sensibilité, l'objectif n'étant toutefois pas d'obtenir un modèle pour un usage opérationnel.

Au final, les processus dynamiques qui caractérisent la circulation dans les Golfes Persique et d'Oman et plus particulièrement dans la zone du détroit d'Hormuz sont bien reproduits par la simulation réaliste. Les résultats importants que nous pouvons retenir sont les suivants :

- Les caractéristiques des masses d'eau PGW et IOSW sont correctement reproduites par le modèle. La variabilité saisonnière de la position du front entre ces deux eaux est clairement établie. Le cycle saisonnier ainsi que les zones de formation de l'eau dense persique PGW (dans la partie nord-ouest du golfe, à l'ouest du Qatar et à proximité des côtes émirati) sont mis en évidence et confortent les résultats de [Swift et al., 2003]. L'interruption saisonnière de l'apport d'eau persique en provenance des côtes émirati du fait du déplacement du front est également confirmée.

- La variabilité du flux net entrant au détroit d'Hormuz est lié aux variations du taux d'évaporation. La salinité moyenne du Golfe Persique montre les mêmes tendances avec quelque mois de décalage.

- Les flux entrants et sortants au détroit d'Hormuz sont le résultat quant à eux de l'interaction entre la circulation thermohaline et la circulation due au vent. La circulation thermohaline est générée par la différence de densité des eaux situées de part et d'autre du détroit d'Hormuz. Les eaux situées dans le Golfe Persique étant plus dense en raison du fort taux d'évaporation et de la faible profondeur du bassin. La circulation thermohaline est estimée à un peu plus de 50% de la circulation générale.

- Les résultats des différentes simulations montrent une variabilité importante de la plupart des processus caractéristiques. Cette variabilité est à la fois inter-annuelle, saisonnière et haute fréquence. A chaque échelle de temps, le modèle montre de nombreux points d'accord avec les observations disponibles.

- Le modèle reproduit également l'écoulement de l'eau persique PGW au niveau du détroit d'Hormuz et dans la partie ouest du Golfe d'Oman.

Certains aspects de la circulation sont cependant mal représentés par le modèle :

- La salinité globale dans le Golfe Persique semble un peu élevée.
- En été, la température de surface dans les Golfes d'Oman et Persique atteint des valeurs un peu trop fortes.

- Au niveau du détroit d'Hormuz, les courants résiduels (filtrés de la marée) associés à l'eau persique PGW sont un peu faibles.
- La circulation générale dans le Golfe d'Oman est en partie dégradée : on observe une structure méso échelle permanente et intense irréaliste (à BR).
- A partir du moment où la veine passe le talus et se stabilise vers 200 m (cette profondeur correspond à celle des observations), elle subit un mélange excessif. Le modèle est trop diffusif à proximité du talus.

Les différentes simulations réalisées au cours de cette étude ont mis en évidence l'importance de la bonne estimation des flux de chaleur et en particulier du flux de chaleur latent qui est associé à l'évaporation, l'élément moteur de la dynamique du Golfe Persique.

L'étude de sensibilité réalisée en fin de chapitre 4 a montré que des variations raisonnables de certains forçages (le flux de chaleur infrarouge, le flux de chaleur latent et les débits des rivières) peuvent améliorer les deux premiers points de la liste précédente. Le choix du modèle de mélange turbulent a aussi un effet sur les trois premiers points de la liste.

Finalement, la configuration à plus haute résolution (3 km, c'est le modèle 3D le plus fin jamais développé sur la zone Persique-Oman) présentée en fin de chapitre 4 a permis d'améliorer certaines caractéristiques de la circulation et notamment les deux derniers points de la liste précédente. La circulation dans le Golfe d'Oman est mieux reproduite. La comparaison des résultats avec les observations obtenues lors de la campagne GOGP99 montre beaucoup de similitudes. Néanmoins, le mélange de la veine d'eau persique PGW lors de l'écoulement dans le Golfe d'Oman est toujours excessif. Le modèle est trop diffusif à proximité du talus.

Plusieurs pistes permettraient d'améliorer le réalisme de cette exercice de modélisation.

Il serait par exemple intéressant de pouvoir améliorer la prise en compte des fleuves dans le modèle. L'étude de sensibilité a en effet montré qu'une valeur moyenne deux fois plus forte pour le débit diminue de manière importante la salinité moyenne dans le Golfe Persique. Le fait que quelques rivières iraniennes ne sont pas prises en compte actuellement dans le modèle nous laisse supposer que cette piste peut être intéressante. Une prise en compte de la variabilité saisonnière des débits serait également souhaitable. La seule difficulté qui demeure est l'obtention de ces données.

L'estimation des flux de chaleur est également un point qui peut être nettement amélioré. C'est notamment le cas pour le flux de chaleur latente dont l'importance est capitale dans la dynamique de la région. Sa paramétrisation dépend d'un nombre important de paramètres atmosphériques. L'analyse présentée en annexe D a montré les difficultés rencontrées lors de l'appréciation de la justesse pour certains de ces paramètres. C'est en particulier le cas pour la température de rosée qui peut présenter des valeurs très différentes selon le lieu de mesure. En effet une mesure effectuée en mer ou à proximité de la terre (mesure de sémaphore par exemple) peut être très différente. Il ne nous a pas été possible de savoir quels types de données ont été assimilés lors de

la ré-analyse des résultats du modèle météorologique. La encore, seule la mesure nous permettrait de conclure.

L'étude de sensibilité a également montré que la solution du modèle était sensible au choix du modèle de turbulence vertical. Le manque de données de comparaison ne nous a pas permis de conclure quant au type de modèle reproduisant le mieux la réalité. Il serait intéressant de pouvoir disposer de plusieurs séries de mesures à haute fréquence de la vitesse et des structures thermohalines en plusieurs points de la zone afin de pouvoir valider avec précision un type de modèle particulier. Il est également envisageable de tester d'autres types de modèle comme le modèle KPP par exemple [Large et al., 1994]. L'utilisation simultanée de différents types de modèle de turbulence en fonction de la zone géographique a été testée et a montré des résultats intéressants qu'il faudrait approfondir.

La solution obtenue pour la circulation dans le Golfe d'Oman présente des erreurs qui sont certainement imputables à la proximité de la frontière ouverte à l'est du domaine. Il serait judicieux de refaire un modèle du Golfe d'Oman ayant une frontière ouverte beaucoup plus à l'est dans l'Océan Indien. Dans ce cas, il est inutile d'englober le Golfe Persique. On pourra choisir comme limite ouverte ouest le détroit d'Hormuz et utiliser les résultats du modèle précédent pour prescrire les champs de courant, de salinité et de température. L'augmentation de la résolution ayant déjà améliorée la solution : il serait donc judicieux de conserver la résolution de 3 km voire même de la diminuer.

Une étude de processus relativement simple est également envisageable pour essayer de comprendre qu'est-ce qui est à l'origine de la diffusion excessive qui détruit l'écoulement de la veine d'eau persique PGW après le passage du talus. L'emprise proposée ci-dessus pourrait être utilisée. L'écoulement de l'eau persique pourrait être prescrit au niveau du détroit d'Hormuz, le milieu environnant serait limité à des champs climatologiques. Une bathymétrie simplifiée serait suffisante. Une étude de sensibilité à la taille de la maille, au nombre de niveaux verticaux, au choix du modèle de mélange turbulent pourrait ensuite être mise en place pour essayer de comprendre comment améliorer la conservation de la veine d'eau PGW dans les simulations réalistes. Ce travail nous semble être la première priorité pour la suite de cette modélisation.

Bibliographie

- [Abdelrahman et al., 1995] Abdelrahman S.M. et Ahmad F. – A note on the residual currents in the Arabian Gulf. *Continental Shelf Research*, vol. 15, 1995, pp. 1015–1022.
- [Ahmad et al., 1990] Ahmad F. et Sultan S.A.R. – Annual mean surface heat fluxes in the Arabian Gulf and the net heat transport through the Strait of Hormuz. *Atmosphere Ocean*, vol. 29, 1990, pp. 54–61.
- [Alessi et al., 1999] Alessi S.A., Hunt H.D. et Bower A.S. – *Hydrographic data from the U.S. Naval Oceanographic Office : Persian Gulf, southern Red Sea, and Arabian Sea 1923-1996*. – Rapport technique n° WHOI-99-02, Woods Hole Oceanographic Inst, 1999.
- [Arakawa et al., 1977] Arakawa A. et Lamb V.R. – Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, éd. par Heaps N.S., vol. 17, pp. 173–265. – Academic Press, New York, 1977.
- [Banse1997] Banse K. – Irregular flow of Persian(Arabian) Gulf water to the Arabian Sea. *Journal of Marine Research*, vol. 55, n° 6, 1997, pp. 1049–1067.
- [Barnier et al., 1995] Barnier B., Siefridt L. et Marchesiello P. – Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-heat climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, vol. 6, 1995, pp. 363–380.
- [Bignami et al., 1995] Bignami F., Marullo S., Santoleri R. et Schiano M.E. – Long-wave radiation budget in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n° C2, 1995, pp. 2501–2514.
- [Blain1998] Blain C.A. – Barotropic tidal and residual circulation in the Arabian Gulf. *Estuarine and Coastal Modeling, proceedings of the fifth International Conference*, éd. par Spaulding M.L. et Butler H.L. pp. 166–180. – American Society of Civil Engineers, 1998.
- [Blain2000] Blain C.A. – Modeling three-dimensional, thermohaline-driven circulation in the Arabian Gulf. *Estuarine and Coastal Modeling, proceedings of the Sixth International Conference*

- rence, éd. par Spaulding M.L. et Butler H.L. pp. 74–93. – American Society of Civil Engineers, 2000.
- [Blumberg et al., 1985] Blumberg A.F. et Mellor G.L. – Modeling Vertical and Horizontal Diffusivities with the Sigma Coordinate System. *Monthly Weather Review*, vol. 113, 1985, pp. 1379–1383.
- [Blumberg et al., 1987] Blumberg A.F. et Mellor G.L. – A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional Coastal Ocean Models. Coastal and Estuarine Sciences*, éd. par Heaps N.S., vol. 4, pp. 1–16. – American Geophysical Union, 1987.
- [Bogdanov1987] Bogdanov K.T. – Propagation des ondes de marées et des variations de marées du niveau du golfe Persique. *Académie des Sciences d'URSS. Océanologie*, 1987.
- [Bower et al., 2000] Bower A.S., Hunt H.D. et Price J.F. – Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, n° C3, 2000, pp. 6387–6414.
- [Bowers1990] Bowers D.G. – Models of density current outflows from inverse estuaries : with application to Spencer Gulf, South Australia. *Modeling Marine Systems Vol. II*, éd. par Davies A. M. – CRC PRESS, 1990.
- [Bowyer2001] Bowyer P.A. – Topographically Controlled Circulation and Mixing in a Lake. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, n° C4, 2001, pp. 7065–7080.
- [Brewer et al., 1978] Brewer P.G., Fleer A.P., Kadar S., Shafer D.K. et Smith C.L. – Chemical oceanography data from the Persian Gulf and Gulf of Oman. *Woods Hole Oceanographic Institution Technical Report 78-37*, 1978, p. 105.
- [Brewer et al., 1985] Brewer P.G. et Dyrssen D. – Chemical oceanography data from the Persian Gulf and Gulf of Oman. *Progress in Oceanography*, vol. 14, 1985, pp. 41–55.
- [Budyko1974] Budyko M.I. – *Climat and life*. – Academic Press, 1974, *International Geophysics series*, volume 18.
- [Cagle et al., 1981] Cagle B.T. et Writner R. – *Arabian Sea project of 1980 - composites of infrared images*. – Rapport technique, Office of Naval Research ONRWEST 81-5, 1030 East Green Street, Pasadena, Ca. 91106 USA, 1981.
- [Chao et al., 1992] Chao S.Y., Kao T.W. et Al-Hajri K.R. – A numerical investigation of circulation in the Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° C7, 1992, pp. 11.219–11.236.
- [Clark et al., 1974] Clark N.E., Eber L., Laurs R.M., Renner J.A. et Saur J.F.T. – Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71. *NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682*, U. S. Department of Commerce, Washington, DC, 1974.

- [Cmo1998] CMO. – *Fiche de synthèse Opérationnelle Régionale : Golfe Persique - Golfe d'Oman*. – Rapport technique, SHOM, ref : 704BXOY. Diffusion restreinte, 1998.
- [Courtier1938] Courtier A. – Marées. *Serv. Hydr. Marine*, 1938.
- [Csanady1982] Csanady G.T. – *Circulation in the Coastal Ocean*. – D. Reidel, 1982.
- [Da silva et al., 1994] Da Silva A.M., Young C.C. et Levitus S. – Atlas of surface marine data 1994. *Algorithms and procedures, 74 pp.*, NOAA Atlas NESDIS 6, U. S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA, vol. 1, 1994.
- [Defant1960] Defant A. – *Volume 2 of Physical Oceanography*. – Pergamon Press, 1960.
- [Demerliac1973] Demerliac A. – *Calculs des niveaux moyens journaliers*. – EPSHOM, 1973. Brest.
- [Du reau et al., 2000] Du Reau G., Vialaret MP L., Hubin PM L., Vrignaud C., Salaun C. et Wienders N. – *Présentation des données hydrologiques validées de la campagne GOGP 99*. – Rapport technique n° 77/EPSHOM/CMO/CM, SHOM, 2000.
- [Dyer1973] Dyer K.R. – *Estuaries : a Physical Introduction*. – John Wiley & Sons, 1973. London.
- [Elahi et al., 1989] Elahi K.Z. et Sundermann J. – Tidal charts of the Arabian sea north of 20° N. *Pak. j. sci. res.*, vol. 32, n° 10, 1989, pp. 672–678.
- [Emery1956] Emery K.O. – Sediments and water of the Persian Gulf. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, vol. 40, 1956, pp. 2354–2383.
- [Etopo51988] ETOPO5. – *Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth*. – Rapport technique, NOAA, National Geophysical Data Center, 1988.
- [Evans roberts1979] Evans-Roberts D.J. – Tides in the Persian Gulf. *Consulting Engineer*, vol. 43, 1979, pp. 46–48.
- [Fung et al., 1984] Fung I.Y., Harrison D.E. et Lacis A.A. – On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface. *Reviews of Geophysics*, vol. 22, n° 2, 1984, pp. 177–193.
- [Gaspar et al., 1990] Gaspar P., Gregoris Y. et Lefèvre J.M. – A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : test at station Papa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, 1990, pp. 16179–16193.
- [Gill1982] Gill A. – *Atmosphere-Ocean Dynamics*. – Academic Press, 1982, W. Donn édition, *International Geophysics Series*, volume 30.
- [Grasshoff1976] Grasshoff K. – Review of hydrographical and productivity conditions in the Gulf region. *marine sciences in the Gulf area. Mar. Sci.*, vol. 26, 1976.

- [Hartmann et al., 1971] Hartmann M., Lange H., Seibold E. et Walger E. – Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. *Meteor Forsch. Ergebn.*, n° 4, 1971, pp. 1–76.
- [Hastenrath et al., 1979a] Hastenrath S. et Lamb P.J. – *Climatic Atlas of the Indian Ocean. Part I : Surface Climate and Atmospheric Circulation*. – University of Wisconsin Press, Madison, 1979.
- [Hastenrath et al., 1979b] Hastenrath S. et Lamb P.J. – *Climatic Atlas of the Indian Ocean. Part II : The Oceanic Heat Budget*. – University of Wisconsin Press, Madison, 1979.
- [Horton et al., 1994] Horton C., Clifford M., Schmitz J. et Hester B. – *SWAFS : Shallow Water Analysis and Forecast System Overview and Status Report*. – Rapport technique, NAVOCEANO, 1994.
- [Hughes et al., 1980] Hughes P. et Hunter J.R. – A proposal for a physical oceanography program and numerical modelling in the KAP Region. *Project for Kuwait Action Plan 2/2, UNESCO, Paris, 1980*.
- [Hunter1982] Hunter J.R. – The physical oceanography of the Arabian Gulf : A review and theoretical interpretation of previous measurements. *First Gulf Conference on Environment and Pollution, Kuwait, 1982*.
- [Hunter1983] Hunter J.R. – *Aspects of the dynamics of the residual circulation of the Arabian Gulf.*, pp. 31–42. – M.G. Gade, A. Edward and H. Svendsen. Plenum Press, 1983.
- [Husar et al., 1997] Husar R.B., Prospero J.M. et Stowe L.L. – Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, n° 102, 1997, pp. 16889–16909.
- [Inst nautiques1990] Inst. nautiques. – *Le Golfe Persique et ses abords*. – Rapport technique, SHOM, vol. L4, 1990.
- [John1992] John V.C. – Harmonic tidal current constituents of the western Arabian Gulf from moored current measurements. *Coastal Engineering*, n° 17, 1992, pp. 145–151.
- [Johns et al., 1998] Johns W.E. et Olson D.B. – Observations of seasonal exchange through the Strait of Hormuz. *Oceanography*, vol. 11, 1998, p. 58.
- [Johns et al., 2000] Johns W.E., Jacobs G.A., Kindle J.C., Murray S.P. et Carron M. – *Arabian Marginal Seas and Gulfs*. – Rapport technique, University of Miami RSMAS, Technical Report 2000-01, Report of a Workshop held at Stennis Space Center, Mississippi, May 11-13, 1999., 2000.
- [Johns et al., 2003] Johns W.E., Tao F., Olson D.B., Josey S.A., Grist J.P. et Smeed D.A. – Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater

- budgets of the persian gulf. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108(C12), 2003.
- [Josey et al., 1997] Josey S. et Oakley D. – On estimating the atmospheric longwave flux at the ocean surface from ship meteorological reports. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n° 13, 1997, pp. 27961–27972.
- [Josey et al., 1999] Josey S., Kent E. et Taylor P. – New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *Journal of Climate*, vol. 12, n° 9, 1999, pp. 2856–2880.
- [Kämpf et al., 2005] Kämpf J. et Sadrinasab M. – The circulation of the Persian Gulf : a numerical study. *submitted in Ocean Science Discussions*, 2005.
- [Kantha et al., 1994] Kantha L., Pontius P. et Anantharaj V. – Tides in marginal, semi-enclosed and costal seas. part i : Sea surface height. *NCSA Mosaic document available on a CD-ROM from the authors*, 1994.
- [Knudsen1900] Knudsen M. – Ein hydrographischer Lehrsatz. *Ann. D. Hydr. Marit. Meteorol.*, n° 28, 1900, p. 316.
- [Koske1972] Koske P. – Hydrographische Verhältnisse im Persischen Golf auf Grund von Beobachtungen von F.S. Meteor im Frühjahr 1965. *Meteor Forsch. Ergebn.*, n° 11, 1972, pp. 58–73.
- [Lardner et al., 1982] Lardner R.W., Belen M.S. et Cekirge H.M. – Finite difference model for tidal flows in the Arabian Gulf. *Comp. and Math. with Appls*, vol. 8, n° 6, 1982, pp. 425–444.
- [Large et al., 1994] Large W. G., Mc Williams J.C. et Doney S.C. – Oceanic vertical mixing : a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, vol. 32, 1994, pp. 363–403.
- [Lazure et al., 1991] Lazure P. et Salomon J.-C. – Coupled 2d and 3d modelling of coastal hydrodynamics. *Oceanologica Acta*, vol. 14, n° 2, 1991, pp. 175–180.
- [Lazure et al., 2005] Lazure P. et Dumas F. – A 3D hydrodynamical Model for Application at Regional Scale MARS3D. Application to the bay of biscay. *soumis dans Ocean Modeling*, 2005.
- [Leendertse1970] Leendertse J.J. – A water quality simulation for well-mixed estuaries and coastal seas. *Principle of Computation, The Rand Corporation. RM-6230*, vol. 1, 1970.
- [Leonard1979] Leonard B.P. – A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mech. and Eng.*, n° 19, 1979, pp. 59–98.
- [Levitus1982] Levitus S. – *Climatological Atlas of the world Ocean*. – Rapport technique, NOAA Prof. Paper No. 13, 1982.

- [Luyten et al., 1992] Luyten P. et De Mulder T. – A module representing surface fluxes of momentum and heat. MUMM's contribution to MAST-0050-C. *Technical Report 9. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea and Scheldt Estuary*, 1992.
- [Luyten et al., 1996] Luyten P., Deleersnijder E., Ozer J. et Ruddick K. G. – Presentation of a family of turbulence closure models for stratified shallow water flows and preliminary application to the Rhine outflow region. *Continental Shelf Research*, vol. 16, n° 1, 1996, pp. 101–130.
- [Martin et al., 1994] Martin G.P. et Delhez E.J. – 3D turbulence field on the North-Western European Continental Shelf. *Tellus Ser A : Dynamic Meteorology & Oceanography*, vol. 46A, 1994, pp. 98–112.
- [Matsuyama et al., 1994] Matsuyama M., Senjyu T., Ishimaru T., Kitade Y., Koike Y., Kitazawa A., Miyazaki T. et Hamada H. – Density front in the Strait of Hormuz. *Journal of Tokyo University of Fisheries*, n° 81, 1994, pp. 85–92.
- [Matsuyama et al., 1998] Matsuyama M., Kitade Y., Senjyu T., Koike Y. et Ishimaru T. – Vertical structure of a current and density front in the Strait of Hormuz. *Offshore Environment of the ROPME Sea Area after the war-related oil spill*, éd. par A. Otsuki M.Y. Abdulraheem et Reynolds R.M., pp. 23–34. – Terra Sci. Publ. Co., Tokyo, 1998.
- [Mccammon et al., 1977] Mccammon C. et Wunsch C. – Tidal charts of the Indian Ocean North of 15° s. *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, n° 37, 1977, pp. 5593–5998.
- [Meshal et al., 1986] Meshal A.M. et Hassan H.M. – Evaporation from the coastal waters of the central part of the Gulf. *Arab Gulf Journal of Scientific Research*, vol. 4, 1986, pp. 649–655.
- [Munk et al., 1948] Munk W.H. et Anderson E.R. – Note on the theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*, vol. 7, 1948, pp. 276–295.
- [Murty et al., 1985] Murty T.S. et El-sabh M.I. – Storm tracks in the Kuwait Action Plan (KAP) Region. *Oceanologica Acta*, n° 70, 1985, pp. 251–278.
- [Nunes vaz et al., 1994] Nunes Vaz R.A. et Simpson J.H. – Turbulence closure modeling of estuarine stratification. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n° C8, 1994, pp. 16143–16160.
- [Oberhuber1988] Oberhuber J.M. – *An atlas based on COADS data set*. – Rapport technique n° 15, Hamburg, Germany, Max-Planck-Institut für Meteorologie, 1988.
- [Okubo1971] Okubo A. – Oceanic diffusion diagrams. *Deep Sea Research*, vol. 18, 1971, pp. 789–802.

- [Pacanowski et al., 1981] Pacanowski R.C. et Philander S.G.H. – Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 11, 1981, pp. 1443–1451.
- [Payne1972] Payne R.E. – Albedo of the sea surface. *Journal of Atmospheric Science*, vol. 29, n° 5, 1972, pp. 959–970.
- [Pilot1982] Pilot Admiralty. – *Persian Gulf and Gulf of Oman, Hydrographer of the Navy*. – 1982.
- [Pontius et al., 1994] Pontius P., Kantha L., Anantharaj V. et Bennett T.J. – Tidal modeling in marginal and semi-enclosed seas. *MTS 94. Challenges and opportunities in the marine environment. Conference proceedings*, 1994, pp. 770–776.
- [Pous et al., 2004a] Pous S., Carton X. et Lazure P. – Hydrologie and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman. part I. strait of Hormuz. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, n° C12037, 2004.
- [Pous et al., 2004b] Pous S., Carton X. et Lazure P. – Hydrologie and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman. part II. Gulf of Oman. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, n° C12038, 2004.
- [Prandtl1925] Prandtl L. – Bericht ber Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Z. Angew. Math. Mech.*, vol. 5, 1925, pp. 136–139.
- [Prasad et al., 2001] Prasad T.G., Ikeda M. et Kumar S.P. – Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian sea. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, n° C8, 2001, pp. 17,059–17,071.
- [Privett1959] Privett D.W. – Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf. *Q.J. R. Meteor. Soc.*, vol. 85, 1959, pp. 424–428.
- [Proctor et al., 1994] Proctor R., Flather R.A. et Elliott A.J. – Modeling tides and surface drift in the Arabian Gulf : application to the gulf oil spill. *Continental Shelf Research*, vol. 14, n° 5, 1994, pp. 531–545.
- [Proctor et al., 1996] Proctor R. et Davies A.M. – A three dimensional hydrodynamic model of tides off the north-west coast of Scotland. *Journal of Marine Research*, vol. 7, 1996, pp. 43–66.
- [Quraishee1984] Quraishee G. S. – Circulation in the North Arabian Sea at Murray Ridge during S.W. monsoon. *Deep Sea Research*, vol. 31, n° 6-8A, 1984, pp. 651–664.
- [Rao et al., 1970] Rao D.B. et Murty T. S. – Calculation of the steady-state wind-driven circulation in Lake Ontario. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, vol. A19, 1970, pp. 195–210.

- [Reed1977] Reed R.K. – An estimating insolation over the oceans. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 7, 1977, pp. 482–485.
- [Reynolds1993] Reynolds R.M. – Physical Oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman - Results from the Mt Mitchell Expedition. *Marine Pollution Bulletin*, vol. 27, 1993, pp. 35–59.
- [Roe et al., 1997] Roe H.S.J. et al. – *RRS Charles Darwin Cruise 104 Leg 1, 12 Feb - 19 Mar 1997. Scheherezade : an interdisciplinary study of the Gulf of Oman, Strait of Hormuz and the southern Arabian Gulf.* – Rapport technique n° 9, Southampton Oceanography Centre Cruise Report, 1997.
- [Rosati et al., 1998] Rosati A. et Miyakoda K. – A General Circulation Model for Upper Ocean Simulation. *Journal of Physical Oceanography*, n° 18, 1998, pp. 1601–1626.
- [Schott1918] Schott G. – Ozeanographie und Klimatologie des Persischen Golfes und des Golf von Oman. *Ann. hydrogr. marit. Meteorol.*, vol. 46, 1918, pp. 1–46.
- [Schwiderski1978] Schwiderski E.W. – Global ocean tides, part I : a detailed hydrodynamical interpolation model. *Naval Surface Weapons Centre Technical Report 3866*, 1978.
- [Simon1974] Simon B. – Calcul des constantes harmoniques de la marée. *EPSHOM/OC, Rapport no. 122*, 1974.
- [Simpson et al., 1991] Simpson J.H. et Sharples J. – Dynamically-active models in the prediction of estuarine stratification. *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone*, éd. par Prandle D., vol. 40, pp. 101–113. – Springer-Verlag, New York, Coastal and Estuarine Studies édition, 1991.
- [Smagorinsky1963] Smagorinsky J. – General circulation experiments with the primitive equations - i. the basic experiment. *Monthly Weather Review*, vol. 91, 1963, pp. 99–165.
- [Small et al., 2002] Small J. et Martin J. – The generation of non-linear internal waves in the gulf of oman. *Continental Shelf Research*, vol. 22, 2002, pp. 1153–1182.
- [Smith1975] Smith P.C. – A streamtube model for bottom boundary currents in the ocean. *Deep Sea Research*, vol. 22, 1975, pp. 853–873.
- [Sofianos et al., 2002] Sofianos S.S., Johns W.E. et Murray S.P. – Heat and freshwater budgets in the Red Sea from direct observations at Bab el Mandeb. *Deep Sea Research part II*, vol. 49, 2002, pp. 1323–1340.
- [Stok1897] Stok P. Van Der. – *Wind, Weather, Currents, Tide and Tidal Streams of the East Indian Archipelago.* – Batavia, 1897.

- [Sultan et al., 1993] Sultan S.A.R. et Ahmad F. – Surface and oceanic heat fluxes in the Gulf of Oman. *Continental Shelf Research*, vol. 13, n° 10, 1993, pp. 1103–1110.
- [Sultan et al., 1995] Sultan S.A.R., Ahmad F., Elghribi N.M. et Al Subhi A.M. – An analysis of Arabian Gulf monthly mean sea level. *Continental Shelf Research*, vol. 15, n° 11/12, 1995, pp. 1471–1482.
- [Sultan et al., 2000] Sultan S.A.R., Moamar M.O., Elghribi N.M. et Williams R. – Sea level changes along the Saudi coast of the Arabian Gulf. *Indian Journal of Marine Sciences*, vol. 29, 2000, pp. 191–200.
- [Swift et al., 2003] Swift S.A. et Bower A.S. – Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, n° C1, 2003.
- [Taylor1921] Taylor G.I. – Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins. *Proceedings of the London Mathematical Society*, vol. 20, 1921, pp. 148–181.
- [Teague et al., 1990] Teague W.J., Carron M.J. et Hogan P.J. – A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and Levitus climatologies. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, n° C5, 1990, pp. 7167–7183.
- [Thompson1980] Thompson K.R. – An analysis of British monthly mean sea level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 63, 1980, pp. 57–73.
- [Tragou et al., 1999] Tragou E., Garrett C., Outerbridge R. et Gilman G. – The Heat and Freshwater Budgets of the Red Sea. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 29, 1999, pp. 2504–2522.
- [Von trepka1968] Von Trepka L. – Investigations of the tides in the Persian Gulf by means of a hydrodynamic-numerical model. *Proceedings of the Symp. on Math. Hydrody. Invest. of Phys. Processes in the Sea. Inst. fur Meer. der Univ. Hamburg*, vol. 10, 1968, pp. 59–63.
- [Vrignaud2000a] Vrignaud C. – *Présentation des données LADCP GOGP 99*. – Rapport technique n° 47/EPHOM/CMO/CM, SHOM, 2000.
- [Vrignaud2000b] Vrignaud C. – *Présentation des mesures Self-Contained ADCP - Campagne GOGP 99*. – Rapport technique n° 46/EPHOM/CMO/CM, SHOM, 2000.
- [Vrignaud2000c] Vrignaud C. – *Validation et traitements des données des flotteurs lagrangiens de type Surdrift pour la campagne GOGP 99*. – Rapport technique n° 45/EPHOM/CMO/CM, SHOM, 2000.
- [Weller et al., 1998] Weller R.A., Baumgartner M.F., Josey S.A., Fischer A.S. et Kindle J.C. – Atmospheric forcing in the Arabian Sea during

- 1994-1995 : observations and comparisons with climatology and models. *Deep Sea Research part II*, vol. 45, 1998, pp. 1961-1999.
- [Woodruff et al., 1987] Woodruff S.D., Slutz R.J., Jenne R.J. et Steurer P.M. – A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 68, 1987, pp. 1239-1250.
- [Woodruff et al., 1993] Woodruff S.D., Lubker S.J., Wolter K., Worley S.J. et Elms J.D. – 1993 : Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) Release 1a : 1980-92. *Earth System Monitor*, vol. 4, n° 1, 1993, pp. 1-8.
- [Woodruff et al., 1998] Woodruff S.D., Diaz H.F., Elms J.D. et Worley S.J. – 1998 : COADS Release 2 Data and Metadata Enhancements for Improvements of Marine Surface Flux Fields. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 23, n° 5-6, 1998, pp. 517-526.
- [Xing et al., 1996] Xing J. et Davies A.M. – Application of turbulence energy models to the computation of tidal currents and mixing intensities in shelf edge regions. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 26, 1996, pp. 417-447.

Annexe A

Les modèles MARS3D et MARS2D

Le modèle tridimensionnel MARS3D et le modèle bidimensionnel MARS2D sont des modèles à surface libre. Le modèle MARS3D [Lazure et al., 2005] fonctionne selon la méthode de séparation des modes interne et externe [Blumberg et al., 1987], mais ici, la résolution des deux modes s'effectue avec le même pas de temps à l'aide d'une méthode itérative. Cette annexe détaille les différentes équations résolues par les modèles 2D et 3D, les modèles de fermeture turbulentes utilisés ainsi que les grandes lignes du principe de modélisation numérique du modèle MARS3D.

A.1 Modèle MARS3D : équations dans le système cartésien

A.1.1 Equations

Les équations du mouvement dans un système cartésien (x,y,z) dans l'approximation du plan tangent, de Boussinesq et de l'hydrostaticité pour l'écoulement moyen (moyenné sur une échelle de temps caractéristique en deçà de laquelle on ne résout pas les phénomènes) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} + F_x \quad (\text{A.1})$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}}_{(2)} + \underbrace{fu}_{(3)} = \underbrace{-g \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_{(4)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y}}_{(5)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y}}_{(6)} + \underbrace{\frac{\partial \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right)}{\partial z}}_{(7)} + \underbrace{F_y}_{(8)} \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \rho_0 b \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial \left(uT - K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(vT - K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(wT - K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(uS - K_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial(vS - K_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial(wS - K_z \frac{\partial S}{\partial z})}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.6})$$

L'axe x est orienté vers l'est, l'axe y vers le nord et l'axe z vers le haut. Les différents termes de l'équation de mouvement correspondent à :

- (1) le terme d'évolution
- (2) le terme d'advection
- (3) le terme de Coriolis
- (4) le terme de gradient de pression induit par la pente de la surface libre (barotrope)
- (5) le terme de gradient de pression atmosphérique (barotrope)
- (6) le gradient de pression interne
- (7) la diffusion verticale turbulente
- (8) la diffusion horizontale turbulente :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (\text{A.7})$$

Avec :

x, y, z sont les coordonnées dans le repère cartésien (z , positif vers le haut)

u, v, w les composantes de la vecteur vitesse dans ce repère

ζ est la surface libre

$H(x, y)$ est la hauteur de la colonne d'eau au repos

S, T, P la salinité, température et pression

$f = 2\Omega \sin\phi$ est la fréquence de Coriolis

$\Omega = 2\pi/86164$ rad/s est la fréquence de rotation de la terre

g est l'accélération de la pesanteur

$b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$, la flottabilité

$\rho = \rho(S, T, P)$ est la masse volumique

ρ_0 est la densité de référence

C_p est le coefficient de chaleur spécifique de l'eau de mer

I est le flux solaire incident

N_z est le coefficient de viscosité turbulente verticale

K_z est le coefficient de diffusion turbulente verticale

ν_x et ν_y sont les coefficients de viscosité turbulente horizontale

K_x et K_y les coefficients de diffusion turbulente horizontale

$P = P_0(z) + p'$

$P_0(z) = \rho_0 g(\zeta - z)$

p' : l'anomalie de pression :

$$p' = -\rho_0 \int_z^\zeta b dz$$

A.1.2 Conditions aux limites verticales

A la surface $z = \zeta$

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{surf}^x / \rho_0 \quad (\text{A.8})$$

$$N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{surf}^y / \rho_0 \quad (\text{A.9})$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial z} = Q_T / \rho_0 C_p \quad (\text{A.10})$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.11})$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (\text{A.12})$$

Avec : Q_T le bilan des flux de chaleur de surface, τ_{surf}^x et τ_{surf}^y les composantes de la friction de surface due au vent

$$\tau_{surf}^x = \rho_a C_{da} u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (\text{A.13})$$

$$\tau_{surf}^y = \rho_a C_{da} v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (\text{A.14})$$

C_{da} est le coefficient de frottement, ρ_a la densité de l'air et (u_w, v_w) les composantes de la vitesse du vent à 10 m.

La prise en compte des fleuves et du bilan évaporation-précipitation intervient aussi comme une condition de surface pour w . La méthode est détaillée au paragraphe D.2.1.

Au fond $z = -H$

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{fond}^x / \rho_0 \quad (\text{A.15})$$

$$N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{fond}^y / \rho_0 \quad (\text{A.16})$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.17})$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.18})$$

$$w = -u \frac{\partial H}{\partial x} - v \frac{\partial H}{\partial y} \quad (\text{A.19})$$

$$\tau_{fond}^x = \rho_0 C_D u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\text{A.20})$$

$$\tau_{fond}^y = \rho_0 C_D v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\text{A.21})$$

τ_{fond}^x et τ_{fond}^y sont les composantes de la tension de cisaillement sur le fond qui sont paramétrées par une relation quadratique de la vitesse. C_D est le coefficient de frottement défini par : $C_D = \left(\frac{\kappa}{\log \frac{D}{z_0}} \right)^2$, où z_0 est une longueur de rugosité qui caractérise l'intensité du frottement en fonction des propriétés physique du sol, κ la constante de Karman et D est la hauteur totale de la colonne d'eau au point de coordonnées (x, y) : $D(x, y) = H(x, y) + \zeta(x, y)$.

A.1.3 Système en coordonnées réduites

En dynamique côtière, il est important de bien représenter les écoulements sur le fond. Il est donc préférable d'utiliser un système de représentation où la coordonnée verticale suit la topographie. Le passage en coordonnée "sigma" s'effectue à l'aide de la transformation suivante :

$$\sigma = \frac{z + H}{\zeta + H} \quad (\text{A.22})$$

où H est la profondeur (référéncée par rapport au zéro des cartes marines), z la profondeur du niveau sigma et ζ l'élévation de la surface. Les niveaux sont librement choisis entre 0 et 1 suivant la zone de raffinement souhaitée. La figure suivante A.1 illustre ce changement de système de coordonnées.

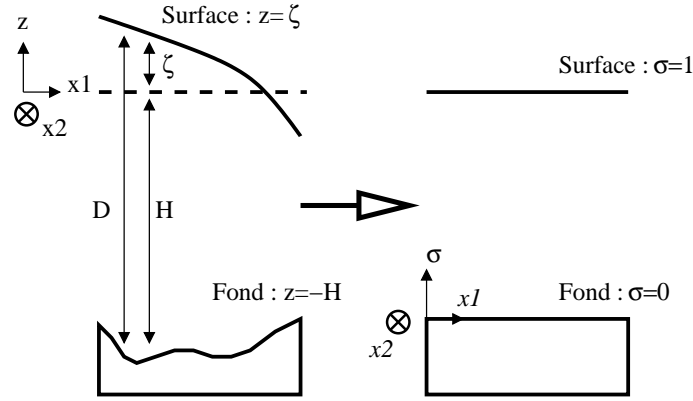


FIGURE A.1 – Transformation en coordonnées sigma.

Dans le nouveau système de coordonnées (x, y, σ) , les équations s'écrivent :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} + \pi_x + \frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} + F_x \quad (\text{A.23})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} + \pi_y + \frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} + F_y \quad (\text{A.24})$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} = \rho_0 b \quad (\text{A.25})$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{D} \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dw^*}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A.26})$$

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{\partial D(uT - K_x \frac{\partial T}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vT - K_y \frac{\partial T}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*T - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial \sigma} \quad (\text{A.27})$$

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial D(uS - K_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vS - K_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*S - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A.28})$$

avec : w^* représente la vitesse verticale dans le nouveau système de coordonnées :

$$w^* = \frac{1}{D} \left(w - \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial x} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial x} \right) - v \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial y} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right) \quad (\text{A.29})$$

Les gradients de pression interne :

$$\pi_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad \pi_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (\text{A.30})$$

Les termes de friction horizontale :

$$F_x = \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} \left[D \nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right]}_{(1)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_x \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \sigma \frac{\partial D}{\partial x} \right) \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right]}_{(2)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\nu_x \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \sigma \frac{\partial D}{\partial x} \right) \frac{\partial u}{\partial x} \right]}_{(3)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{\nu_x}{D} \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \sigma \frac{\partial D}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right]}_{(4)} \quad (\text{A.31})$$

$$F_y = \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} \left[D \nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right]}_{(1)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_y \left(\frac{\partial H}{\partial y} - \sigma \frac{\partial D}{\partial y} \right) \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right]}_{(2)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\nu_y \left(\frac{\partial H}{\partial y} - \sigma \frac{\partial D}{\partial y} \right) \frac{\partial v}{\partial y} \right]}_{(3)} + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{\nu_y}{D} \left(\frac{\partial H}{\partial y} - \sigma \frac{\partial D}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right]}_{(4)} \quad (\text{A.32})$$

Les termes de friction (et de diffusion horizontale pour T et S) ont été simplifiés en accord avec les recommandations de [Blumberg et al., 1985]. Seul le terme (1) de chaque équation est conservé. On essaye de minimiser le frottement car les erreurs de troncature du schéma numérique induisent une diffusion numérique difficile à estimer qui peut masquer la diffusion réelle. Dans la pratique, les coefficients ν_x et ν_y sont choisis de manière à minimiser les termes tout en conservant un système stable. Cela peut être réalisé en utilisant une formulation de type Smagorinsky [Smagorinsky1963].

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y} \nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.33})$$

Dans ce nouveau système de coordonnées, les conditions aux limites sont :

A la surface : $\sigma = 1$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{surf}^x / \rho_0 \quad (\text{A.34})$$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{surf}^y / \rho_0 \quad (\text{A.35})$$

$$\frac{K_z}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \quad (\text{A.36})$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A.37})$$

$$w^* = 0 \quad (\text{A.38})$$

La prise en compte des fleuves et du bilan évaporation-précipitation intervient aussi comme une condition de surface pour w . La méthode est détaillée au paragraphe D.2.1. Dans ce cas, on a $w^* \neq 0$.

Et au fond : $\sigma = 0$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{fond}^x / \rho_0 \quad (\text{A.39})$$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{fond}^y / \rho_0 \quad (\text{A.40})$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A.41})$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A.42})$$

$$w^* = 0 \quad (\text{A.43})$$

A.1.4 Equation du mode externe

En intégrant de la surface au fond les équations des moments horizontaux et de la continuité (A.23, A.24 et A.26) on obtient pour les équations dans le système (x, y, σ) :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial D\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial D\bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (\text{A.44})$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^x - \tau_{fond}^x) + \int_0^1 [-L(u) + \pi_x + F_x] d\sigma \quad (\text{A.45})$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f\bar{u} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^y - \tau_{fond}^y) + \int_0^1 [-L(v) + \pi_y + F_y] d\sigma \quad (\text{A.46})$$

Les courants moyens sont définis par :

$$(\bar{u}, \bar{v}) = \int_0^1 (u, v) d\sigma$$

et :

$$L(A) = u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w^* \frac{\partial A}{\partial \sigma}$$

A.2 Modèle MARS3D : équations en coordonnées sphériques

A.2.1 Nouvelles équations

Dès lors que le domaine modélisé est étendu, nous ne pouvons plus considérer le paramètre de Coriolis comme constant et il n'est plus possible de projeter la surface terrestre sur un plan. Il est alors nécessaire de se placer dans un repère sphérique. Les opérateurs gradient et divergence s'écrivent dans le nouveau repère (λ, ϕ, z) en considérant R comme constant et égal au rayon de la terre :

$$\nabla \gamma = \left(\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial \gamma}{\partial \lambda}, \frac{1}{R} \frac{\partial \gamma}{\partial \phi}, \frac{\partial \gamma}{\partial z} \right)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{\cos \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{F_\lambda}{R} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{F_\phi \cos \phi}{R} \right) + \frac{1}{R^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(R^2 F_z \cos \phi \right) \right]$$

λ et ϕ représentant respectivement la longitude et la latitude, γ une grandeur scalaire et F_λ , F_ϕ et F_z les composantes du vecteur \mathbf{F} dans les directions λ , ϕ et z . Les équations sont ensuite transformées en coordonnées σ , l'opérateur dérivé s'exprimant alors sous la forme :

$$\frac{D\gamma}{Dt} = \frac{\partial\gamma}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial\gamma}{\partial\lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial\gamma}{\partial\phi} + w^* \frac{\partial\gamma}{\partial\sigma}$$

Les équations du mouvement s'écrivent alors dans le système de coordonnées (λ, ϕ, σ) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \left(2\Omega + \frac{u}{R \cos \phi}\right) v \sin \phi = \\ - \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{1}{\rho_0 R \cos \phi} \frac{\partial Pa}{\partial \lambda} + \pi_\lambda + \frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} + F_\lambda \end{aligned} \quad (\text{A.47})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \left(2\Omega + \frac{u}{R \cos \phi}\right) u \sin \phi = \\ - \frac{g}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0 R} \frac{\partial Pa}{\partial \phi} + \pi_\phi + \frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} + F_\phi \end{aligned} \quad (\text{A.48})$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} = \rho_0 b \quad (\text{A.49})$$

L'équation de la continuité s'écrit dans le système (λ, ϕ, σ) :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial Du}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial Dv}{\partial \phi} + \frac{\partial Dw^*}{\partial \sigma} - \frac{Dv \tan \phi}{R} = 0 \quad (\text{A.50})$$

Et les équations de transport pour la salinité et la température :

$$\begin{aligned} \frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D \left(uT - \frac{K_\lambda}{R \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D \cos \phi \left(vT - \frac{K_\phi}{R} \frac{\partial T}{\partial \phi} \right)}{\partial \phi} \\ + \frac{\partial D \left(w^* T - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} = \frac{1}{D \rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (\text{A.51})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D \left(uS - \frac{K_\lambda}{R \cos \phi} \frac{\partial S}{\partial \lambda} \right)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D \cos \phi \left(vS - \frac{K_\phi}{R} \frac{\partial S}{\partial \phi} \right)}{\partial \phi} \\ + \frac{\partial D \left(w^* S - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} = 0 \end{aligned} \quad (\text{A.52})$$

Avec pour définition de la vitesse verticale w^* et des deux termes de pression interne π_λ et π_ϕ :

$$w^* = \frac{1}{D} \left[w - \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{u}{R \cos \phi} \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial \lambda} \right) - \frac{v}{R} \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial \phi} \right) \right] \quad (\text{A.53})$$

$$\pi_\lambda = \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(D \int_\sigma^1 b \, d\sigma \right) + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \lambda} - \frac{\partial H}{\partial \lambda} \right) \right] \quad (\text{A.54})$$

$$\pi_\phi = \frac{1}{R} \left[\frac{\partial}{\partial \phi} \left(D \int_\sigma^1 b \, d\sigma \right) + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \phi} - \frac{\partial H}{\partial \phi} \right) \right] \quad (\text{A.55})$$

Les termes de friction s'écrivent dans ce nouveau système de coordonnées sous une forme assez compliquée : (en supposant que $\nu_\lambda = \nu_\phi = \nu_h$)

$$F_\lambda = \frac{1}{DR \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (D \tau_{\lambda\lambda}) + \frac{1}{DR \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (D \cos \phi \tau_{\lambda\phi}) - \frac{\tan \phi}{R} \tau_{\phi\lambda} \quad (\text{A.56})$$

$$F_\phi = \frac{1}{DR \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (D \tau_{\lambda\phi}) + \frac{1}{DR \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (D \cos \phi \tau_{\phi\phi}) + \frac{\tan \phi}{R} \tau_{\lambda\lambda} \quad (\text{A.57})$$

Avec pour définition des tenseurs du cisaillement :

$$\tau_{\lambda\lambda} = 2\nu_h \left(\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{\tan \phi}{R} v \right) \quad (\text{A.58})$$

$$\tau_{\phi\lambda} = \tau_{\lambda\phi} = \nu_h \left(\frac{1}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} + \frac{\tan \phi}{R} u + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right) \quad (\text{A.59})$$

$$\tau_{\phi\phi} = 2\nu_h \frac{1}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} \quad (\text{A.60})$$

En fait, les deux termes de viscosité horizontale sont simplifiés dans le modèle :

$$F_\lambda = \nu_\lambda \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial^2 u}{\partial \lambda^2} \quad F_\phi = \nu_\phi \frac{1}{R} \frac{\partial^2 v}{\partial \phi^2} \quad (\text{A.61})$$

Cette simplification est justifiée par le fait qu'à cause des erreurs de troncature du schéma numérique, ce terme perd sa signification physique et est principalement utilisé pour dissiper les perturbations du schéma numérique.

A.2.2 Equation du mode externe en coordonnées sphériques

En intégrant de la surface au fond les équations de la continuité et des moments horizontaux (A.47, A.48 et A.50) on obtient pour les équations dans le système (λ, ϕ, σ) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v} &= -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{1}{\rho_0 R \cos \phi} \frac{\partial Pa}{\partial \lambda} \\ &+ \int_0^1 \left[-L(u) + \frac{uv \tan \phi}{R} + \pi_\lambda + F_\lambda \right] d\sigma \end{aligned} \quad (\text{A.62})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f \bar{u} &= -\frac{g}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0 R} \frac{\partial Pa}{\partial \phi} \\ &+ \int_0^1 \left[-L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{R} + \pi_\phi + F_\phi \right] d\sigma \end{aligned} \quad (\text{A.63})$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D\bar{u}}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi D\bar{v}) = 0 \quad (\text{A.64})$$

Les courants moyens sont définis par :

$$(\bar{u}, \bar{v}) = \int_0^1 (u, v) d\sigma$$

et :

$$L(A) = u \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial A}{\partial \lambda} + v \frac{1}{R} \frac{\partial A}{\partial \phi} + w^* \frac{\partial A}{\partial \sigma}$$

A.3 Paramétrisation de la dissipation horizontale

Les processus horizontaux sous-maille non résolus par le modèle sont paramétrés sous la forme de coefficients de dissipation horizontale (pour la vitesse : ν_λ et ν_ϕ) et de diffusion horizontale (pour les traceurs : k_λ et k_ϕ). Les coefficients peuvent être choisis soit constants, soit variables.

Coefficients de dissipation horizontale constants :

On choisit une expression inspirée de [Okubo1971] de la forme : $\nu_\lambda = \nu_\phi = f_{visc} * 0.01 * (Rd\phi)^{1.15}$, f_{visc} étant un paramètre ajustable et $d\phi$ une échelle de distance égale à la taille de la maille. Le coefficient ν_λ est choisi constant dans le temps et dans l'espace.

Coefficients de dissipation horizontale variables :

Les coefficients de dissipation horizontale sont définis pour chaque maille du modèle à chaque itération temporelle. On utilise la paramétrisation de [Smagorinsky1963] pour calculer ces coefficients qui sont proportionnels à la discrétisation horizontale et à l'amplitude du tenseur de déformation de la vitesse.

$$\nu_\lambda = C R^2 \cos \phi d\phi d\lambda \sqrt{\left(\left(\frac{\partial_\lambda u}{R \cos \phi} - \frac{\tan \phi}{R} v \right)^2 + \left(\frac{\partial_\phi v}{R} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial_\phi u}{R} + \frac{u \tan \phi}{R} + \frac{\partial_\phi v}{R \cos \phi} \right)^2 \right)}$$

ν_λ est ici écrit en coordonnées sphérique et C est un coefficient numérique constant (sa valeur par défaut vaut 0.1).

A.4 Modèles de turbulence verticale

Une des principales difficultés de la modélisation océanographique est de bien paramétrer les processus d'échanges verticaux sous-maille. Ils sont représentés dans le modèle par les coefficients de viscosité verticale turbulente N_z et de diffusion verticale turbulente K_z . Ces coefficients peuvent être fournis par une large gamme de modèles de turbulence plus ou moins complexe allant du modèle à coefficient constant aux modèles de fermeture turbulente du second ordre. Voici une série de modèles qui ont été testés lors de la modélisation de la circulation dans le Golfe Persique.

A.4.1 Modèles algébriques

Pour cette gamme de modèles, le mélange vertical (viscosité ou diffusion) dépend de la stabilité de la colonne d'eau au travers du nombre de Richardson. On distinguera deux types de modèle algébrique :

- type I : les coefficients N_z et K_z sont paramétrés par des fonctions dépendant de Ri et de la longueur de mélange. Ce modèle est une évolution du modèle de mélange introduit par [Prandtl1925] auquel on ajoute une fonction d'amortissement fonction de Ri .
- Type II les coefficients N_z et K_z sont paramétrés uniquement en fonction du nombre de Richardson local Ri par des fonctions d'amortissement ou de stabilité.

- Dans un premier temps, on a choisi pour estimer les coefficients de viscosité et de diffusion verticale un modèle algébrique à longueur de mélange variable de la forme [Nunes vaz et al., 1994] (type I, nommé par la suite Nunes) :

$$N_z = f(Ri) l_m^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \quad \text{et} \quad K_z = g(Ri) l_m^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|$$

$$\text{où } Ri = \frac{\frac{\partial b}{\partial z}}{\left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|^2} \quad \text{et} \quad U = \sqrt{u^2 + v^2}$$

Ri est le nombre de Richardson (il représente le rapport entre les forces de flottabilité et les forces de mélange proportionnelles au cisaillement de courant), $\left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|$ est le cisaillement verticale local et l_m la longueur de mélange définie ici par [Martin et al., 1994] :

$$l_m = \kappa z \left(1 - 0.7 * \frac{z}{D} \right)$$

$\kappa = 0.4$, la constante de Von Karman ; z est la cote du point considéré ; D la profondeur totale.

Les fonctions d'amortissements f et g choisies sont de la forme :

$$f(Ri) = \frac{1}{\sqrt{(1 + 10 Ri)}} \quad \text{et} \quad g(Ri) = e^{-1.8 Ri}$$

- Nous avons ensuite essayé des modèles du second type (type II, nommés par la suite Pacanowski et Munk) :

Le modèle de Pacanowski et Philander [Pacanowski et al., 1981] où la longueur de mélange n'apparaît plus dans les formulations algébriques de la diffusivité et de la viscosité.

$$N_z = \frac{10^{-2}}{(1 + 5 Ri)^2} + 10^{-4} \quad \text{et} \quad K_z = \frac{N_z}{1 + 5 Ri} + 10^{-5}$$

Puis le modèle de turbulence de [Munk et al., 1948].

$$N_z = \frac{0.06}{\sqrt{1 + 10 Ri}} + 10^{-4} \quad \text{et} \quad K_z = \frac{0.06}{(1 + 3.33 Ri)^{3/2}} + 10^{-5}$$

A.4.2 Modèles de fermeture turbulente de type k-l

Deux modèles de fermeture turbulente de type k-l ont été appliqués. Ces modèles (type III) utilisent une équation d'évolution pour l'énergie cinétique turbulente et pour clore le système, une paramétrisation algébrique pour la longueur de mélange.

- Le premier modèle de turbulence de ce type utilisé a été décrit par [Luyten et al., 1996]. On le nommera par la suite Luyten.

l'équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente k s'écrit :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial k}{\partial \lambda} + v \frac{1}{R} \frac{\partial k}{\partial \phi} + w \frac{\partial k}{\partial \sigma} = \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(N_z \frac{\partial k}{\partial \sigma} \right) + P + D_S - \epsilon$$

P représente le terme de production d'énergie turbulente par cisaillement vertical de courant :

$$P = \frac{N_z}{D^2} \left(\frac{\partial u^2}{\partial \sigma} + \frac{\partial v^2}{\partial \sigma} \right)$$

D_S représente le terme de destruction d'énergie turbulente (amortissement par la stratification) :

$$D_S = -\frac{K_z}{D} \frac{\partial b}{\partial \sigma}$$

ϵ représente le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente :

$$\epsilon = \frac{C^{3/4} k^{3/2}}{l_m}$$

$C = 0.09$ et l_m la longueur de mélange qui est définie ici par [Simpson et al., 1991] :

$$l_m = \kappa z \left(1 - \frac{z}{D} \right)^{\frac{1}{2}}$$

ou par [Xing et al., 1996] :

$$l_m = \frac{1}{\kappa z e^{-2\frac{z}{D}}} + \frac{1}{\kappa(D - z)}$$

$\kappa = 0.4$, la constante de Von Karman ; z est la cote du point considéré ; D la profondeur totale.

La viscosité et la diffusion verticale turbulente s'écrivent alors :

$$N_z = S_u \frac{k^2}{\epsilon}$$

$$K_z = S_b \frac{k^2}{\epsilon}$$

Les fonctions de stabilité S_u et S_b sont calculées en fonction de la stratification selon la formule de [Luyten et al., 1996].

$$S_u = \frac{0.108 + 0.0229\alpha_N}{1.0 + 0.471\alpha_N + 0.0275\alpha_N^2}$$

$$S_b = \frac{0.177}{1.0 + 0.403\alpha_N}$$

Avec :

$$\alpha_N = \frac{k^2}{\epsilon^2} N^2$$

N^2 est la fréquence de Brunt-Vaisala : $N^2 = \frac{\partial b}{\partial z}$

• Un deuxième modèle de fermeture turbulente de type k-l a été testé : le modèle de [Gaspar et al., 1990]. Ce modèle (on le nommera par la suite Gaspar) utilise la même équation prognostique pour l'énergie cinétique turbulente k et la même définition du taux de dissipation ϵ . La viscosité et la diffusion verticale turbulente sont dans ce cas reliées à l'énergie cinétique turbulente par la relation :

$$N_z = c_k l_k k^{\frac{1}{2}}$$

$$K_z = N_z$$

avec c_k une constante égale à 0.1. L'échelle de mélange l_k et la longueur de mélange l_m sont évaluées à chaque profondeur à partir des relations suivantes qui font intervenir les distances l_u et l_d qui sont les distances parcourues vers le haut ou le bas par une particule fluide qui convertit son énergie cinétique turbulente en énergie potentielle :

$$l_m = (l_u l_d)^{\frac{1}{2}}$$

$$l_k = \min(l_u, l_d)$$

Les distances l_u et l_d sont évaluées à chaque profondeur à l'aide des formulations suivantes faisant intervenir k et la flottabilité b .

$$\int_z^{z+l_u(z)} (b(z') - b(z)) dz' = k(z)$$

$$\int_{z-l_d(z)}^z (b(z) - b(z')) dz' = k(z)$$

A.5 Prise en compte des fleuves et du bilan évaporation-précipitation

La prise en compte des fleuves intervient dans l'équation de continuité intégrée de la surface au fond. Dans la maille correspondant au point de rejet on résout alors :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial D\bar{u}}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi D\bar{v}) = \frac{Q}{Surf}$$

Q représente le débit du fleuve et Surf la surface de la maille. Il se crée alors un gradient de pression barotrope qui permet d'injecter la quantité d'eau correspondant au débit à chaque pas de temps. Le bilan évaporation-précipitation est traité de la même façon, $\frac{Q}{S}$ représentant alors le taux net évaporation - précipitation. Dans le système de coordonnées sigma, la vitesse verticale en surface n'est alors plus nulle et on peut vérifier que : $w_{\sigma=1} = -\frac{Q}{SD}$.

A.6 Principe de la résolution numérique

La résolution du mode externe intègre les équations du mouvement intégrées A.62, A.63 et A.64. Le mode interne est représenté par les équations du mouvement A.47, A.48 et A.50. L'intégration des équations (A.47 et A.48) n'est pas menée mathématiquement à son terme (à la différence de la méthode de couplage de mode traditionnellement utilisée [Blumberg et al., 1987]) et est effectuée après la discrétisation sur la verticale des équations. Une autre différence importante réside dans le fait que les modes externes et internes sont résolus avec le même pas de temps. Un processus itératif permet d'impliciter les termes. Les discrétisations spatiales s'effectuent sur une grille de type C [Arakawa et al., 1977] à l'aide d'une méthode aux différences finies. Les équations du mouvement selon les deux axes horizontaux sont découplées selon une méthode de type ADI (Implicite en Directions Alternées) : à un demi pas de temps, on résout les équations (ligne par ligne) du moment interne et externe suivant l'axe OX ainsi que les équations de continuité interne et externe. Au demi pas de temps suivant, on résout les équations (colonne par colonne) du moment interne et externe suivant l'axe OY ainsi que les équations de continuité interne et externe.

Plus précisément le calcul d'une ligne (ou d'une colonne) se décompose de la sorte :

- 1 On calcule une première estimation des courants barotropes et des niveaux sur une ligne au nouvel instant $n+1$. La résolution des équations externes du moment pour u et de la continuité conduit à la résolution d'un système linéaire tri-diagonal.
- 2 On résout ensuite l'équation du moment interne pour u en chaque point de la ligne afin d'obtenir une estimation de $\tilde{u}_{i,k}$ au nouvel instant $n+1$. Certaines dérivées sur la verticale sont prises implicites (schéma de Crank -Nicholson). En chaque point de la ligne, la résolution de l'équation conduit à la résolution d'un système linéaire tri-diagonal dont le nombre de ligne est égal au nombre de niveaux.
- 3 Ensuite, on vérifie que l'on a :

$$\forall i \in [1; imax - 1] ; |\bar{u}_i^{n+1} - \sum_{k=1}^{kmax} \tilde{u}_{i,k}^{n+1} d\sigma_k| < \epsilon$$

ϵ est un seuil à fixer. Si le test n'est pas vérifié en chaque point de la ligne, le processus itératif se poursuit en retournant à l'étape 1 mais cette fois-ci, on utilise l'estimation de $\tilde{u}_{i,k}^{n+1}$ faite à l'itération précédente dans plusieurs termes des équations interne et externe ce qui permet d'impliciter certains termes (advection et frottement sur le fond). Lorsque le test est positif pour toute la ligne, on passe

à la résolution de la ligne suivante.

Ensuite, lorsque tout le domaine a été parcouru, on calcule localement les vitesses verticales à partir de l'équation de continuité du mode interne. Les équations de l'énergie turbulente cinétique, de la température, de la salinité et éventuellement des traceurs sont résolues avant que le temps soit incrémenté d'un demi pas de temps et que la même méthode soit appliquée aux colonnes afin de déterminer les variables v , ζ et \bar{v} .

L'équation d'advection diffusion pour la salinité et la température est résolue à chaque demi pas temps de manière implicite sur la verticale. Les flux advectifs horizontaux sont calculés par la méthode explicite de Quick [Leonard1979]. Cette méthode est légèrement instable en présence de front important car elle n'est pas définie positive : un décentrage amont est alors effectué dans ces cas précis. Le schéma d'advection est donc un schéma de type TVD (Total Variance Diminishing) utilisant le schéma Quick et le schéma décentré amont. Là encore, un système linéaire tri-diagonal est résolu en chaque point.

Le pas de temps identique pour les deux modes interne et externe, l'implicitation des schémas grâce au procédé itératif, l'usage de dérivées verticales implicites et l'utilisation du schéma de type ADI conduisent à un modèle très stable qui respecte le critère de stabilité empirique suivant :

$$\Delta t < 0.8 \frac{\Delta x}{\max(u, v)}$$

Le paramètre ϵ définit la précision du calcul. Il doit représenter le compromis entre une précision indispensable à une bonne continuité et un nombre raisonnable d'itérations. ϵ est pris égal à 10^{-5} m/s.

La grille de type C et la grille sur la verticale sont décrites sur les figures A.2 et A.3

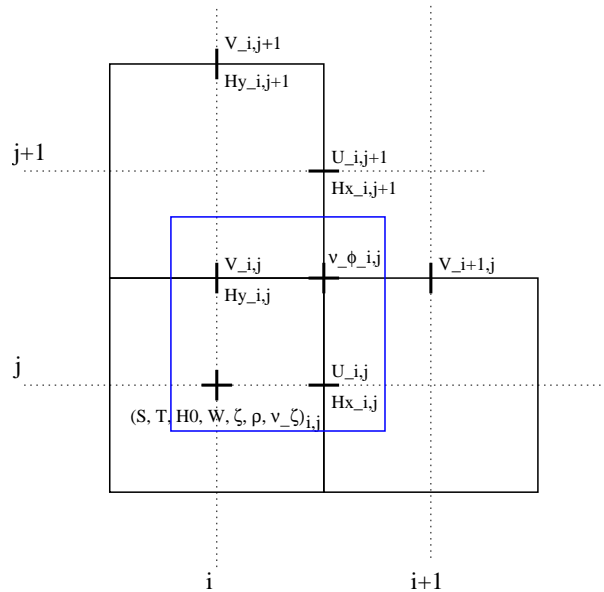


FIGURE A.2 – Position des variables dans la grille Arakawa C.

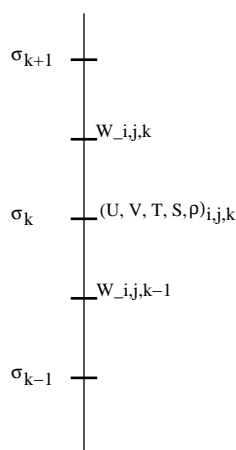


FIGURE A.3 – Position des variables sur la verticale.

A.7 Configuration du modèle MARS3D

On se propose de modéliser la circulation dans le Golfe Persique et aux alentours du détroit d'Hormuz. On a donc choisi une grille qui couvre l'ensemble des deux Golfs Persique et d'Oman. (voir figure 4.1 en tête de chapitre). Pour le maillage horizontal, deux résolutions différentes ont été implémentées. Un modèle appelé basse résolution, dont le maillage horizontal est de 0.09×0.08 degré soit environ 9×9 km et un modèle appelé haute résolution dont le maillage horizontal est de 0.031×0.028 degré soit environ 3×3 km. La discrétisation verticale est effectuée selon 30 niveaux sigma. Les niveaux sont globalement équirépartis avec un resserrement en surface. La figure A.4 présente la répartition des niveaux sigma le long d'une section allant du détroit d'Hormuz au centre du Golfe d'Oman.

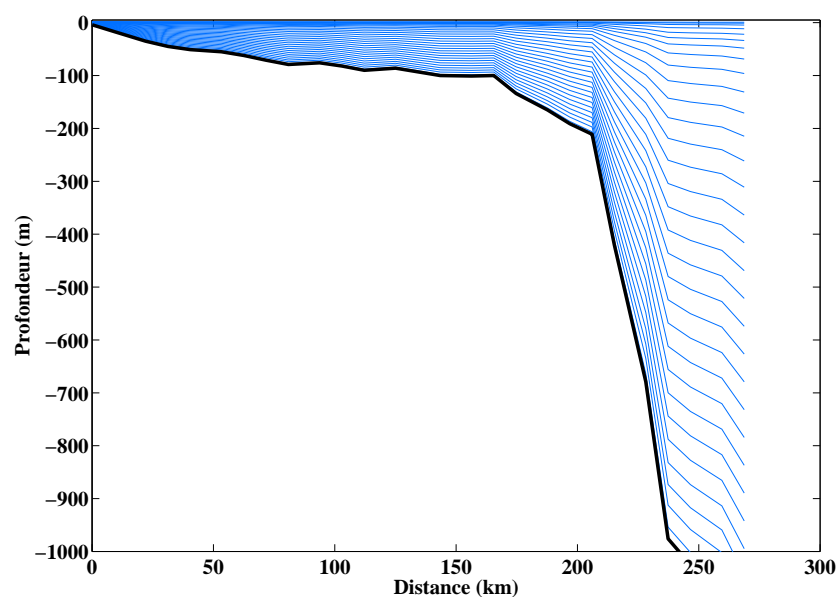


FIGURE A.4 – Position des niveaux sigma.

A.8 Modèle MARS2D

Les équations :

Le modèle résout les équations complètes de Saint-Venant, en coordonnées sphériques, dans le cas d'un océan homogène avec les hypothèses classiques de Boussinesq et de l'hydrostaticité :

$$\partial_t u + \frac{u}{R \cos \phi} \partial_\lambda u + \frac{v}{R} \partial_\phi u - \frac{uv \tan \phi}{R} - fv = -\frac{g}{R \cos \phi} \partial_\lambda \zeta + \frac{\tau_{s\lambda} - \tau_{b\lambda}}{\rho D} + N_H \Delta u, \quad (\text{A.65})$$

$$\partial_t v + \frac{u}{R \cos \phi} \partial_\lambda v + \frac{v}{R} \partial_\phi v - \frac{u^2 \tan \phi}{R} + fu = -\frac{g}{R} \partial_\phi \zeta + \frac{\tau_{s\phi} - \tau_{b\phi}}{\rho D} + N_H \Delta v, \quad (\text{A.66})$$

$$\partial_t \zeta + \frac{1}{R \cos \phi} \partial_\lambda (Du) + \frac{1}{R} \partial_\phi (Dv) - \frac{Dv \tan \phi}{R} = 0, \quad (\text{A.67})$$

où t est le temps, λ et ϕ sont respectivement la longitude est et la latitude nord, $\zeta(\lambda, \phi, t)$ est l'élévation de la surface libre, $u(\lambda, \phi, t)$ et $v(\lambda, \phi, t)$ sont les composantes est et nord des vitesses moyennées sur la verticale, g est l'accélération de la pesanteur, ρ la densité de l'eau de mer, R le rayon de la terre, $D = H + \zeta$ est la hauteur d'eau totale, H étant la hauteur d'eau au repos, $f = 2\Omega \sin \phi$ est le paramètre de Coriolis avec Ω représentant la vitesse angulaire de la rotation terrestre, Δu représente le terme : $\frac{1}{R \cos \phi} \partial_\lambda (\partial_\lambda v) + \frac{1}{R} \partial_\phi (\cos \phi \partial_\phi v)$, $\tau_{b\lambda}$ et $\tau_{b\phi}$ sont les composantes du terme de frottement quadratique sur le fond :

$$\tau_{b\lambda} = g \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{St^2 (H + \zeta)^{1/3}} u \quad \tau_{b\phi} = g \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{St^2 (H + \zeta)^{1/3}} v$$

St est le coefficient de Strickler égal à $45 m^{-1/3} s^{-1}$, N_H est le coefficient de viscosité turbulente horizontale égal à $365 m^2 s^{-1}$.

Schéma numérique et grille de calcul :

Le schéma numérique du modèle 2D MARS utilisé est un schéma aux différences finies basé sur la méthode ADI (Alternating Direction Implicit) [Leendertse1970]. Le code utilisé a été développé par Salomon [Lazure et al., 1991]. La contrainte sur le pas de temps est approximé par :

$$\Delta t < \frac{2g\Delta x^2}{St^2 D^{4/3} |u|}$$

La grille est de type Arakawa C, légèrement modifiée de façon à ce que les profondeurs soient données aux mêmes points de grille que les composantes de vitesse. La taille de la maille est de 0.09×0.08 degré soit environ 9×9 km, soit une grille de 301×165 points.

Annexe B

Courbes iso-amplitude et iso-phase des 7 constituants de la marée

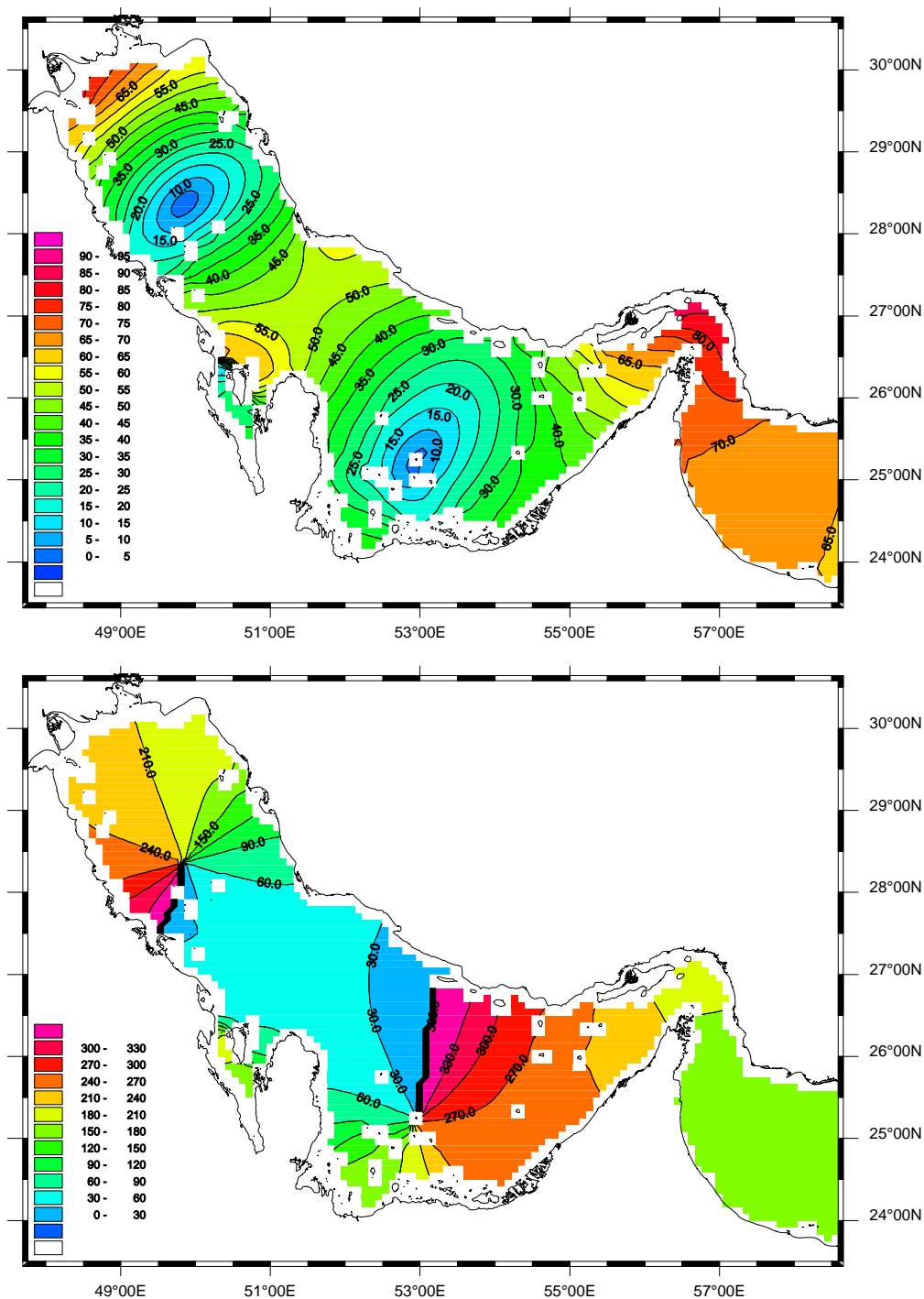


FIGURE B.1 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde M2 dans le Golfe Arabique.

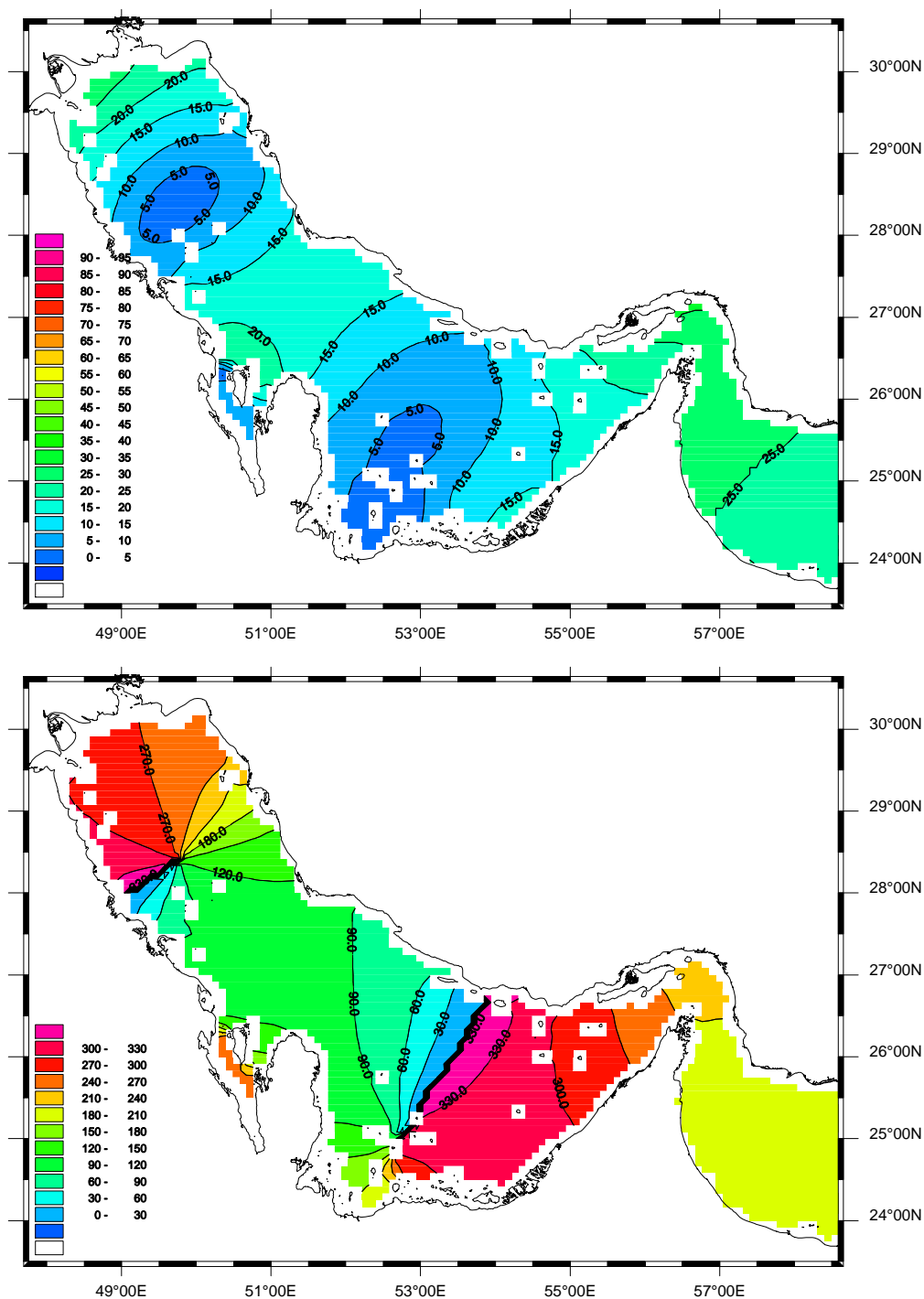


FIGURE B.2 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde S2 dans le Golfe Arabique.

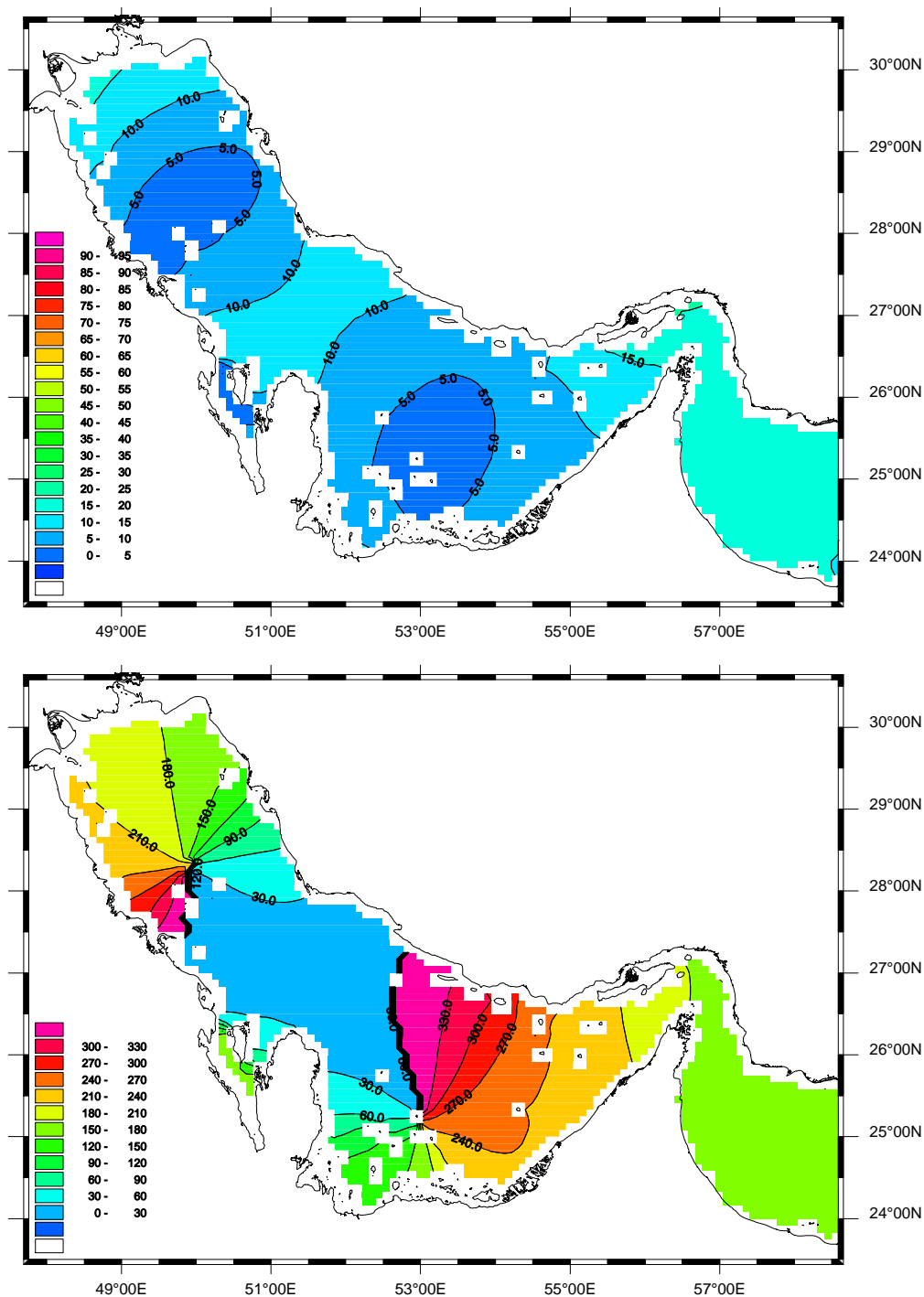


FIGURE B.3 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde N2 dans le Golfe Arabique.

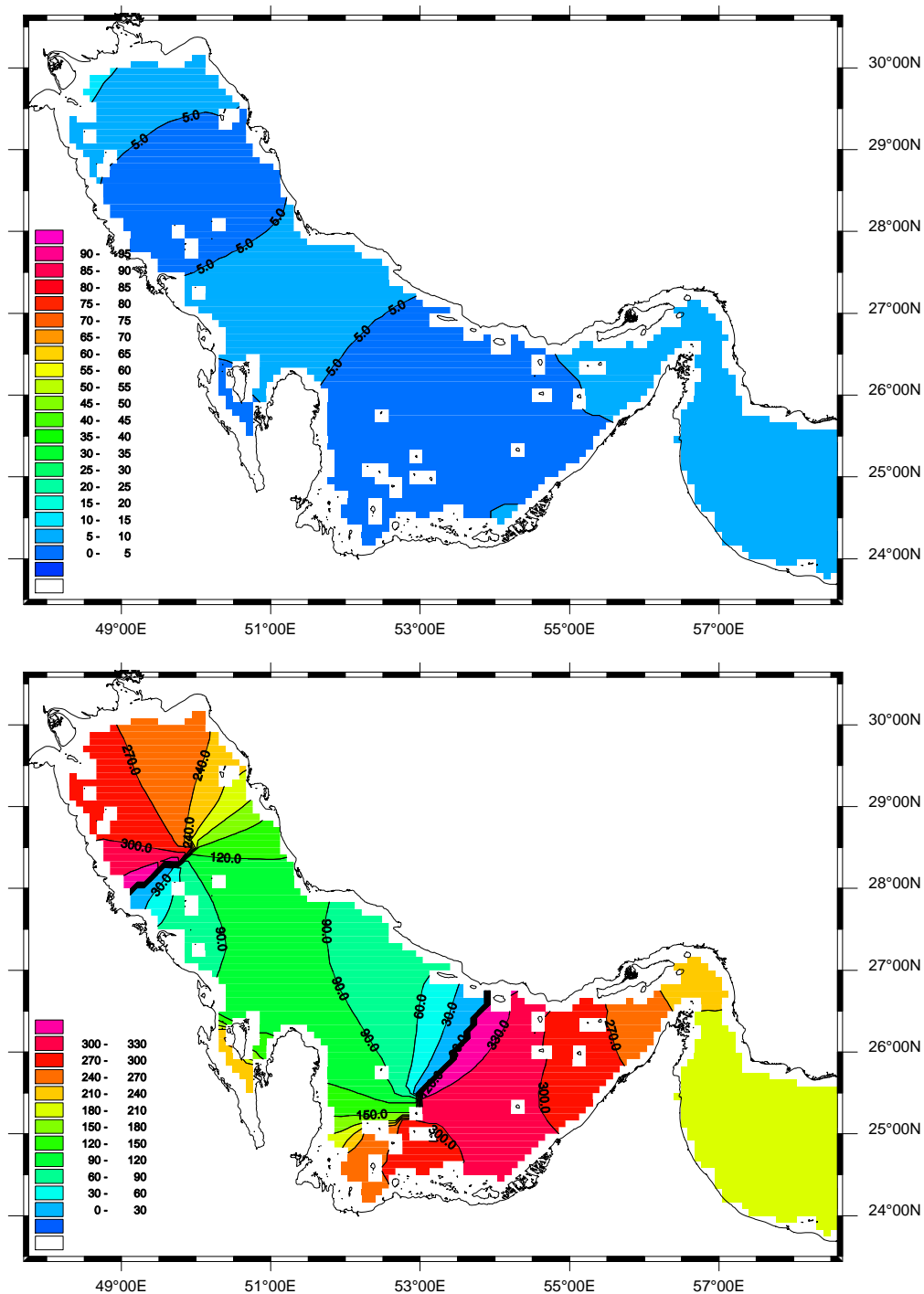


FIGURE B.4 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde K2 dans le Golfe Arabique.

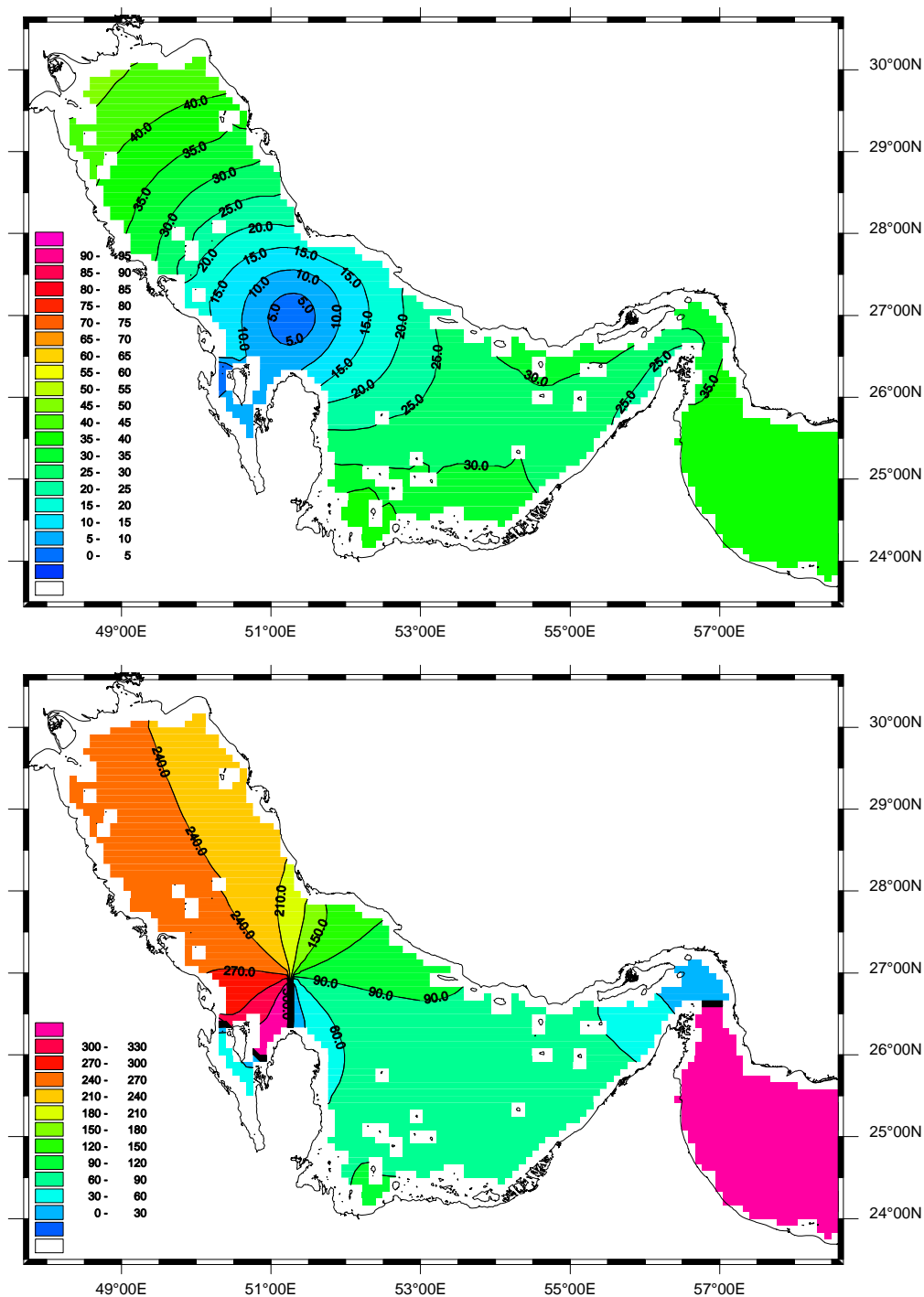


FIGURE B.5 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde K1 dans le Golfe Arabique.

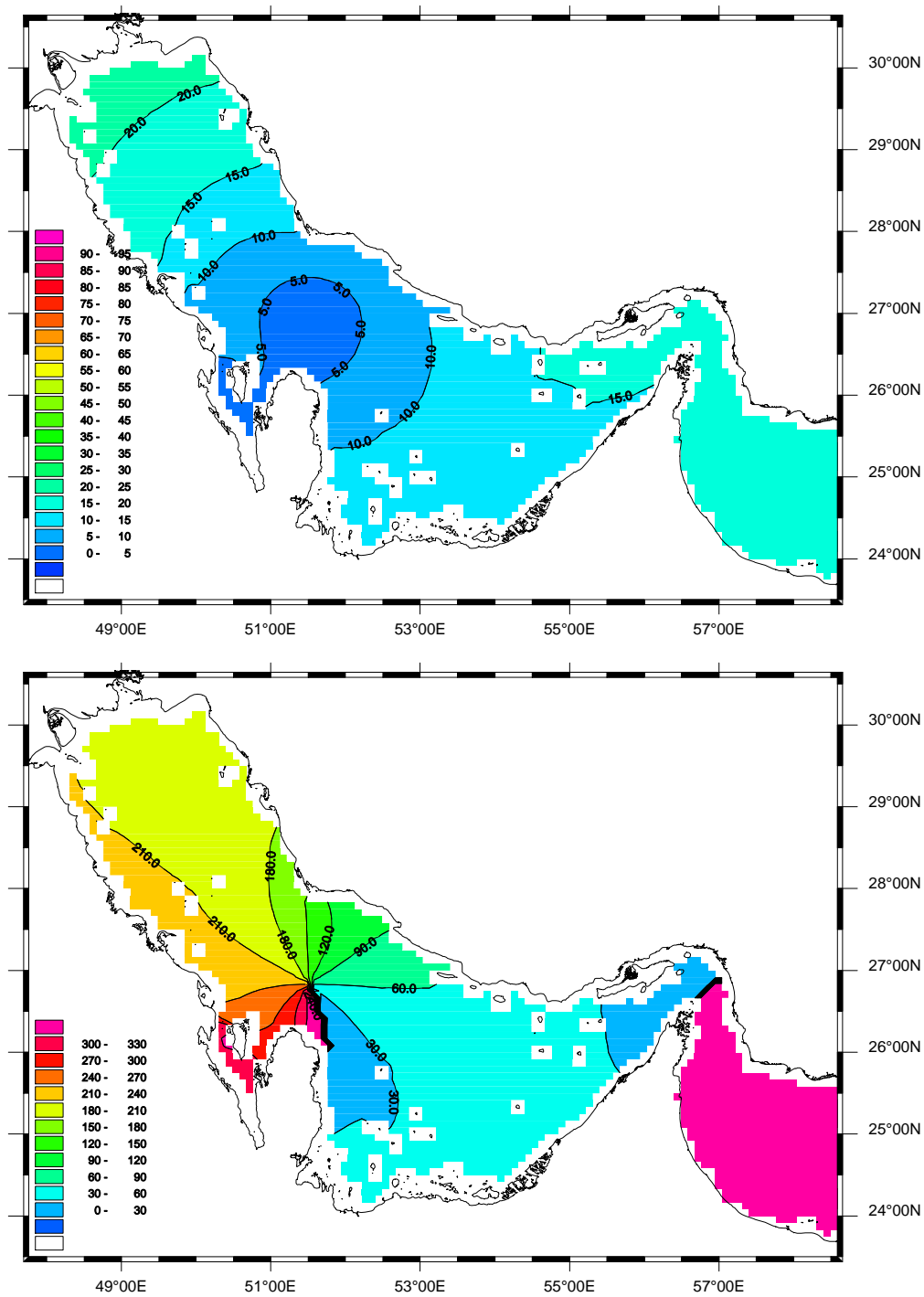


FIGURE B.6 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde O1 dans le Golfe Arabique.

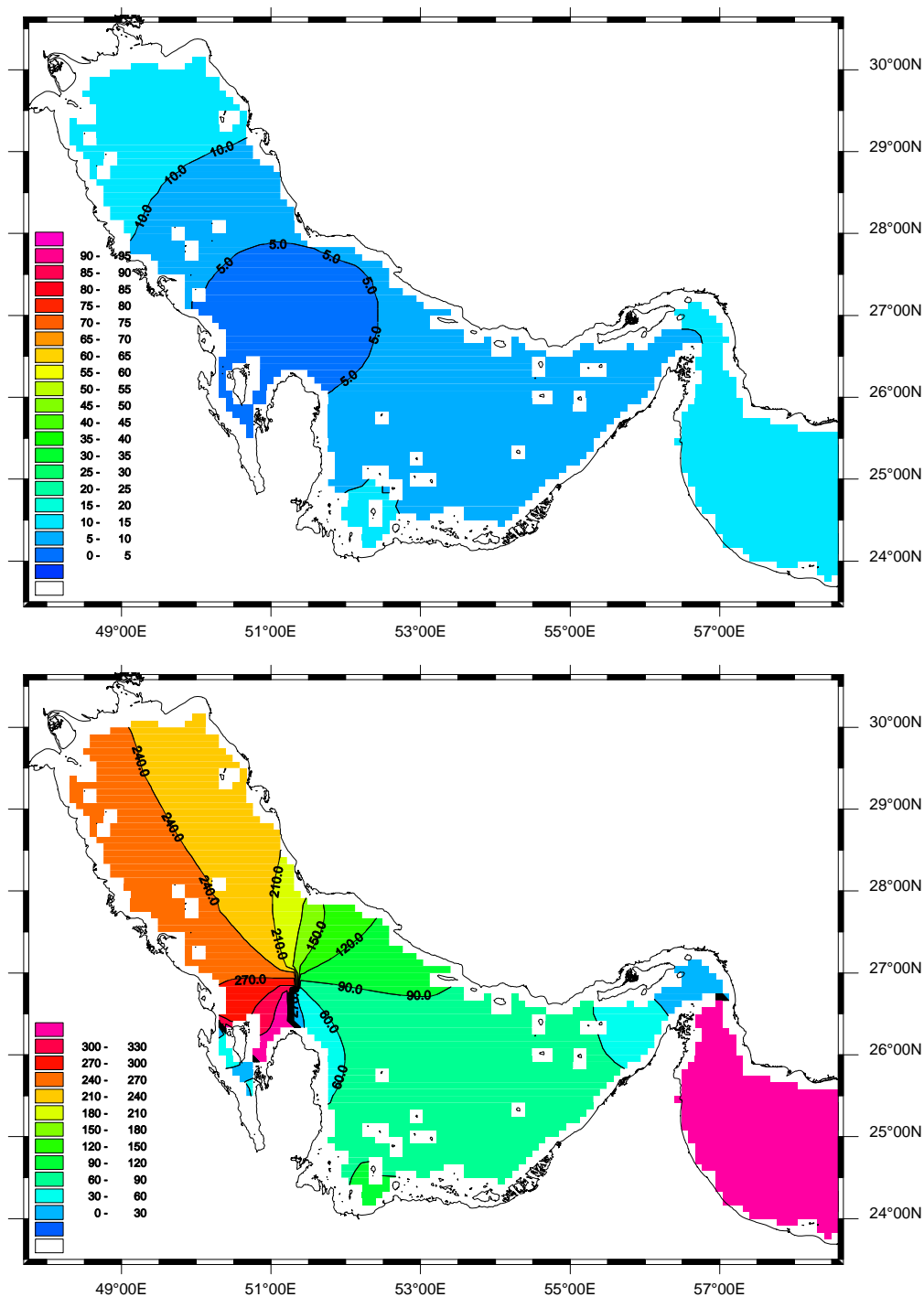


FIGURE B.7 – Courbes iso-amplitude (en haut, isoligne en cm) et iso-phase (en bas, isoligne en degré par rapport au méridien de Greenwich) de l'onde P1 dans le Golfe Arabique.

Annexe C

Etude de processus : la circulation due au vent

Les graphiques suivant présentent les champs de courant en surface et au fond dans le Golfe Persique pour des situations schématiques de vent.

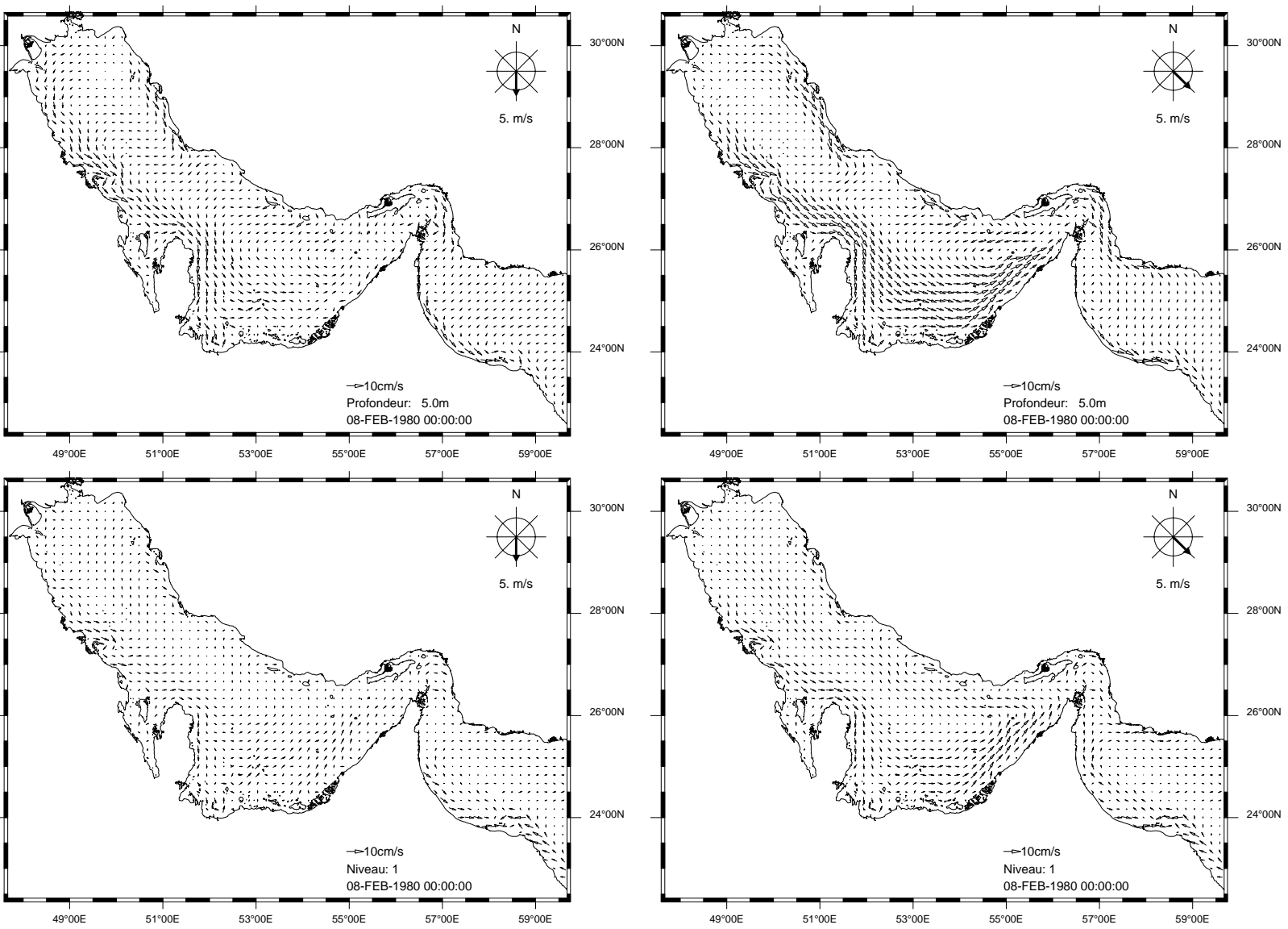


FIGURE C.1 – Courants de surface et de fond au bout de 8 jours. Vent de nord-ouest et de nord.

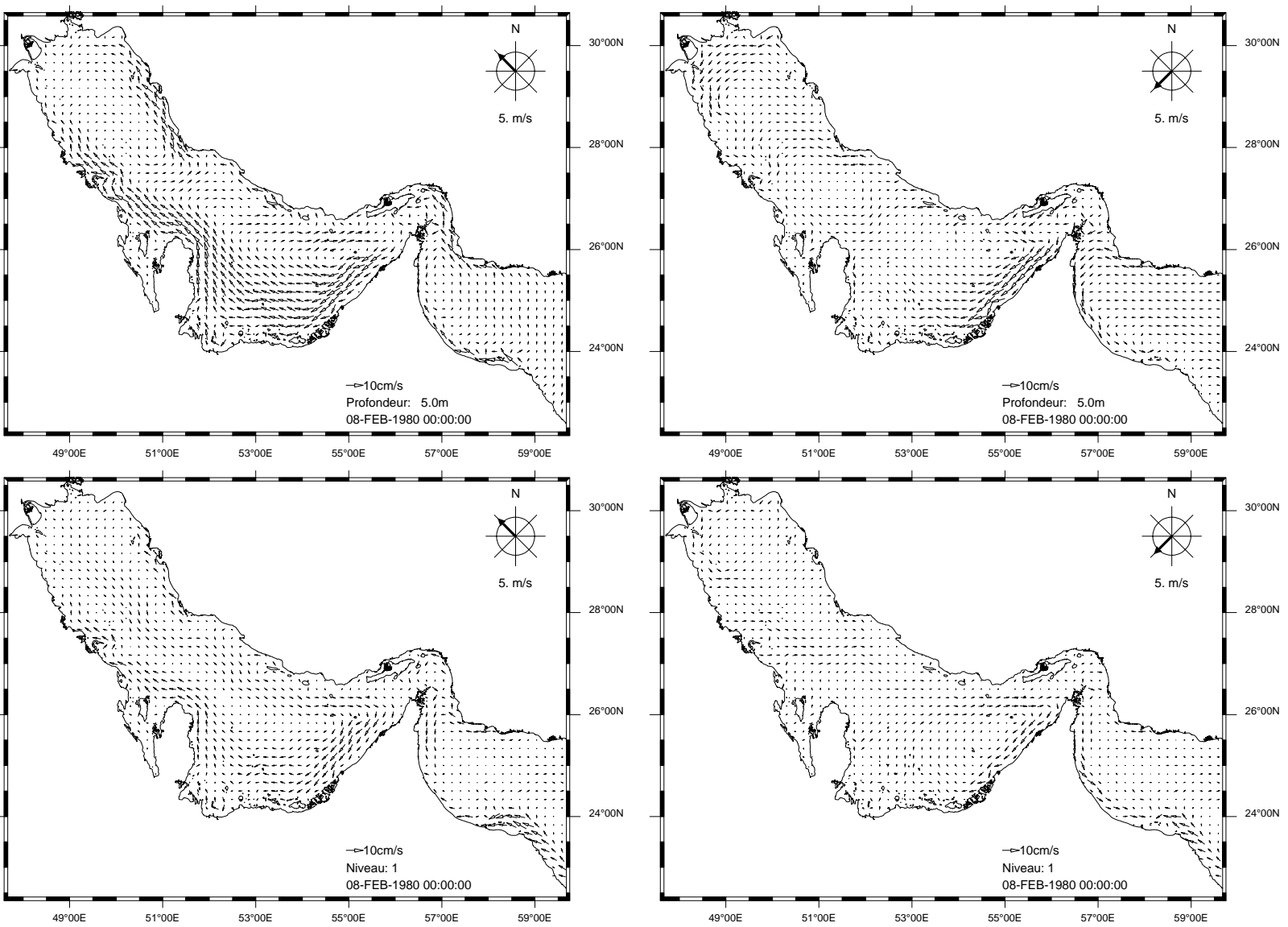


FIGURE C.2 – Courants de surface et de fond au bout de 8 jours. Vent de nord-est et de sud-est.

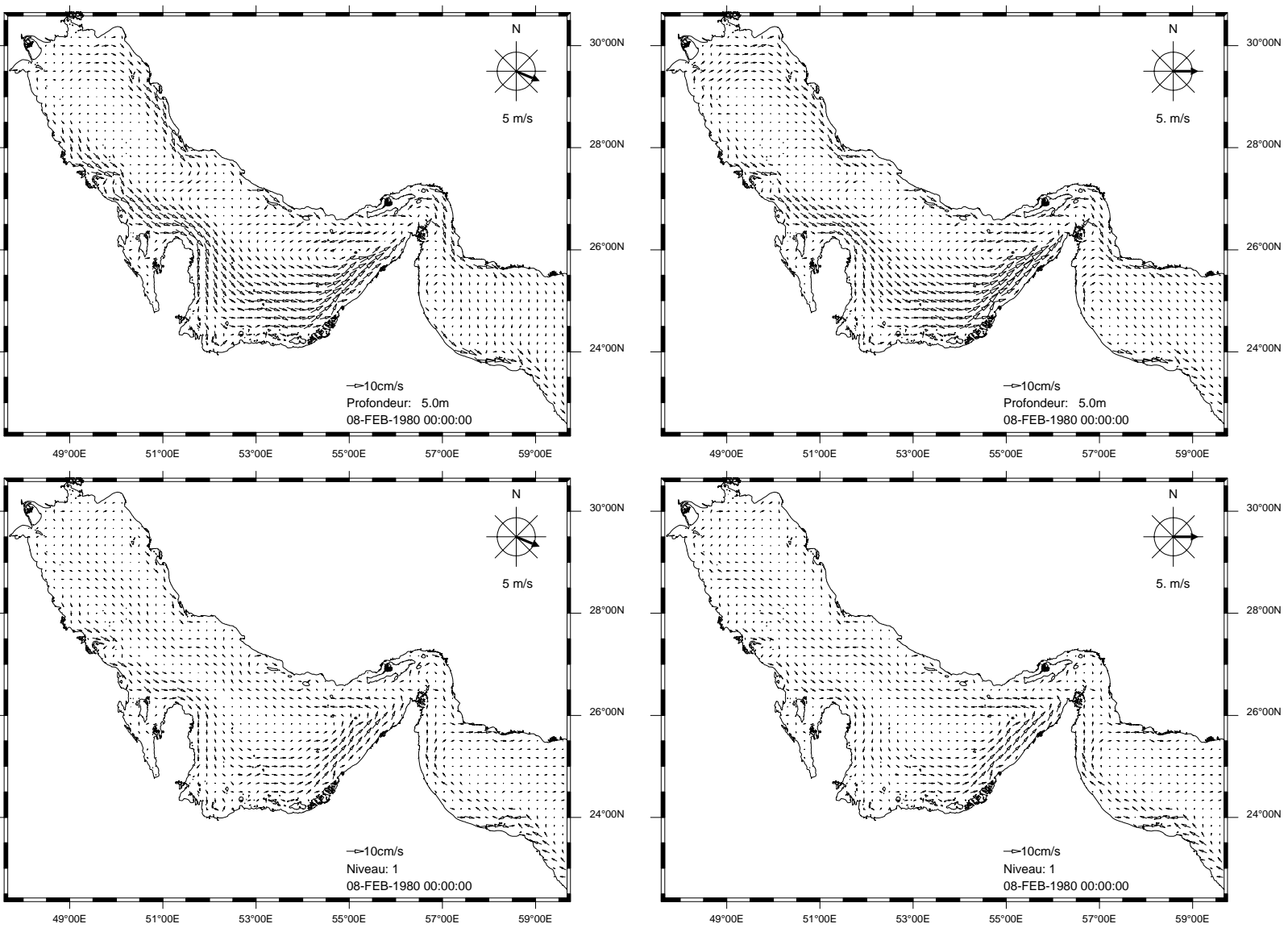


FIGURE C.3 – Courants de surface et de fond au bout de 8 jours. Vent d'ouest et de ouest-nord-ouest.

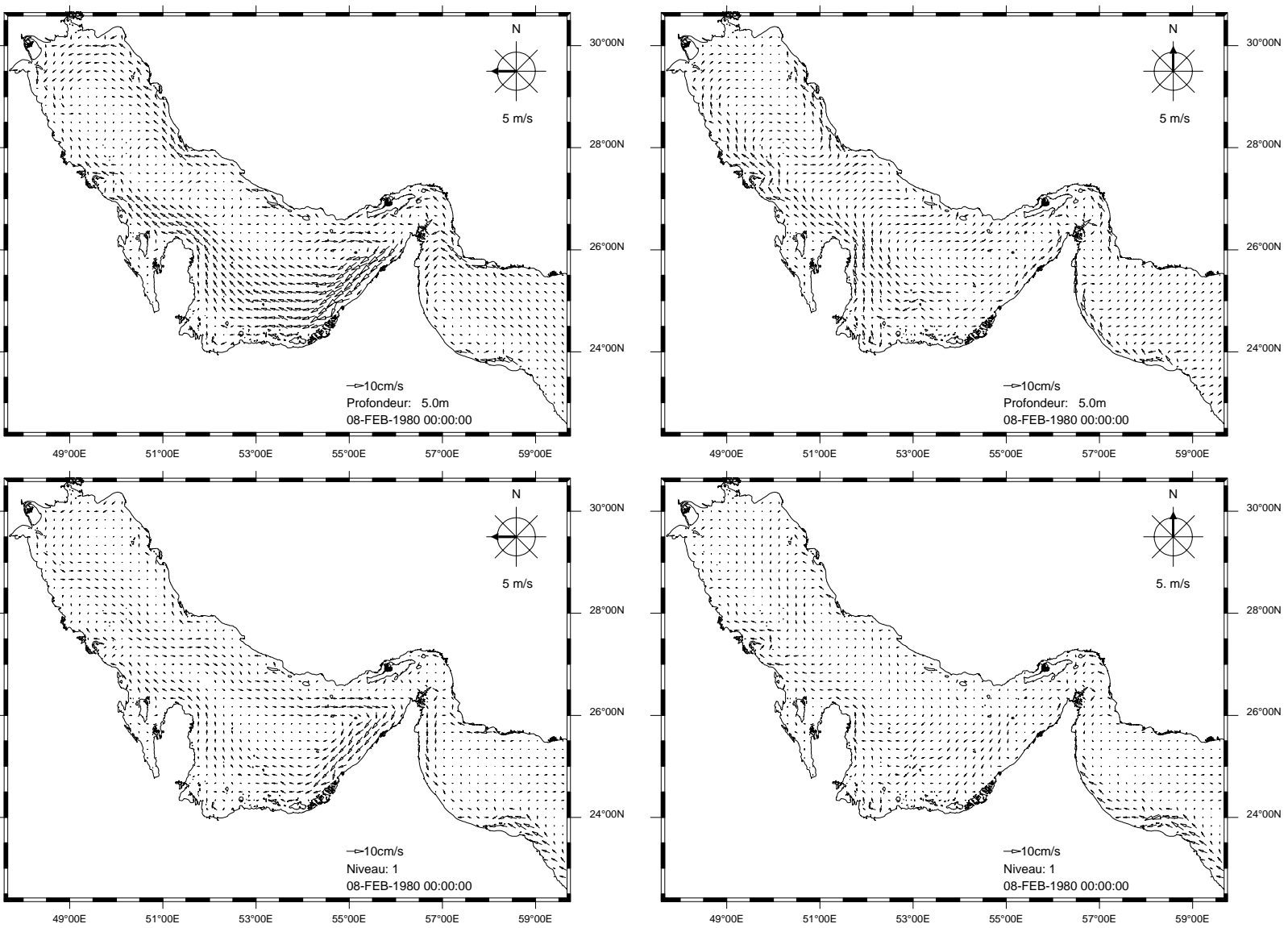


FIGURE C.4 – Courants de surface et de fond au bout de 8 jours. Vent de sud et d'est.

Annexe D

Les forçages météorologiques et les flux thermohalins

Pour effectuer des simulations réalistes pluri-annuelles de la circulation dans les Golfs Persique et d'Oman en reproduisant une large gamme de variabilités (inter-annuelle, saisonnière et haute fréquence), il est nécessaire de fournir au modèle des forçages atmosphériques qui varient spatialement et temporellement aux plus petites échelles possibles. L'utilisation des résultats d'un modèle météorologique de prévision répond à cette attente. A cet effet, les résultats du modèle météorologique de prévision du Centre Européen (CEP) ont été utilisés sur le domaine modélisé pour la période 1994-2001. Ces données vont servir d'une part au forçage direct du modèle (tension de surface due au vent, effet de la pression atmosphérique et taux de précipitation) et d'autre part au calcul des flux de chaleur.

Afin d'évaluer la qualité de ces données météorologiques, nous les avons comparées aux données disponibles décrites dans la littérature ainsi qu'à celle de la base de données COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set réalisée par [Woodruff et al., 1987] pour le NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA). Pour simplifier les comparaisons, nous avons calculé une climatologie mensuelle des données CEP et COADS.

On a comparé dans un premier temps les résultats obtenus pour les paramètres météorologiques de base en utilisant également une autre climatologie réalisée à partir des données COADS par [Da Silva et al., 1994].

Dans un second temps, après avoir présenté différentes formulations pour le calcul ou la paramétrisation des flux thermohalins, nous avons calculé ces flux à partir des données CEP et COADS et réalisé des climatologies mensuelles. La climatologie obtenue à partir des données CEP a ensuite été comparée à notre climatologie COADS ainsi qu'à celles de [Da Silva et al., 1994] et [Josey et al., 1999] puis aux résultats décrits dans la littérature. Finalement, une description des techniques de prise en compte dans le modèle tridimensionnel de tous les flux atmosphériques est présentée.

D.1 Les paramètres météorologiques

D.1.1 Descriptions des données CEP

Le modèle de prévision météorologique CEP fournit les résultats sur une grille de maillage $1^\circ \times 1^\circ$ centré sur la zone des Golfs d'Oman et Persique ($20^\circ - 31^\circ$ N et $47^\circ - 65^\circ$ E). Les données fournies sont des successions d'analyses opérationnelles obtenues par assimilation qui servent en principe d'état initial pour les prévisions à moyen terme du modèle du centre CEP. Elles sont fournies (depuis l'année 1994) au rythme de quatre productions par jour. Les données sont instantanées pour l'intensité du vent, la tension de vent vectorielle, la température du point de rosée, la température de l'air, la température de surface de la mer et la pression à la surface de la mer ; cumulées sur six heures pour la précipitation et intégrées sur six heures pour les flux (chaleur latente, chaleur sensible, onde courte, onde longue).

Nous avons ensuite extrait une année moyenne des huit années disponibles en conservant la même discrétisation temporelle. Il faut néanmoins considérer cette année moyenne avec précaution car elle est obtenue à partir d'un nombre limité de données. Une climatologie mensuelle est finalement calculée à partir de cette année moyenne.

D.1.2 La base de données COADS

La base COADS a été utilisée afin de préciser les caractéristiques du vent et des autres paramètres météorologiques. Cette base de données propose des moyennes mensuelles statistiques sur des boîtes de 1° de latitude \times 1° de longitude réalisées à partir d'observations de bateaux (Voluntary Observing Ships, VOS) et de mouillages sur une large période (1960-1997). La version récente de cette base de données est une version "améliorée" ([Woodruff et al., 1998]) où certains biais dans les mesures ont été corrigés (notamment pour le vent et les problèmes d'échelle liés à son estimation) et de nombreux critères de qualité ajoutés. Toutes les valeurs ayant un écart-type supérieur à 4.5 ont été écartées. On a extrait de ces moyennes, une climatologie mensuelle pour les données de vent ainsi que les autres paramètres météorologiques qui nous intéressent. Cette climatologie a été réalisée de manière très sommaire dans le seul but d'avoir une idée grossière de la validité des résultats du modèle météorologique. Nous n'avons procédé à aucune interpolation spatiale ni filtrage des moyennes mensuelles sur les 37 années pour réaliser la climatologie que l'on citera par la suite sous le nom de COADS.

Une climatologie mondiale a été réalisée par [Da Silva et al., 1994] à partir d'une version plus ancienne de la base de données COADS (la version COADS Release 1 qui fournit des données sur la période 1945-1989) que l'on citera sous le nom de UWM/COADS (UWM pour University of Wisconsin-Milwaukee). A partir des données brutes, les auteurs ont calculé les moyennes mensuelles des paramètres météorologiques de base, des flux de chaleur et de moment, ainsi que des taux de précipitation et d'évaporation. Des corrections de biais (dus aux mesures) et des contrôles de qualité ont été appliqués à certaines données. Ensuite, une analyse objective des moyennes a été réalisée pour filtrer et interpoler les données dans la dimension spatiale. Cette analyse est basée sur une méthode de corrections successives [Levitus1982] où le rayon d'influence choisi diminue à chaque étape de l'analyse. Finalement, les moyennes mensuelles sont moyennées

sur la période 1945-1989 pour obtenir la climatologie. Les résultats de cette climatologie UWM/COADS seront régulièrement comparés à ceux de la climatologie COADS réalisée simplement.

D.1.3 le vent

Le forçage par le vent fait à priori partie des phénomènes qui génèrent et contrôlent la circulation dans le Golfe Arabique. Il est donc important si on veut décrire la variabilité inter et intra-annuelle de cette circulation de tenir compte de la variabilité spatiale et temporelle de ce forçage. Les modélisations numériques précédentes décrites dans le chapitre de présentation (1.3) ont été réalisées soit avec une donnée de vent constant (en direction et en intensité), soit pour les plus avancées (par exemple pour le modèle de [Chao et al., 1992]), avec une situation par golfe (direction et intensité) interpolée à partir de climatologie mensuelle. Pour forcer notre modèle tridimensionnel, nous souhaitons utiliser les résultats du modèle météorologique CEP. Ces résultats sont considérés comme réalistes et introduisent une variabilité spatiale du forçage ainsi qu'une variabilité temporelle à la fois haute fréquence, saisonnière et inter-annuelle.

Rappels : les caractéristiques du vent sur la zone

Ce sujet a déjà été abordé dans le premier chapitre de présentation. Les principaux résultats à retenir de l'étude des différentes sources bibliographiques concernant ce sujet (Atlas de [Hastenrath et al., 1979a] et [Hastenrath et al., 1979b], [Cmo1998], [Inst nautiques1990], [Chao et al., 1992], [Ahmad et al., 1990], [Sultan et al., 1993]) sont :

pour le Golfe Persique :

- Une direction dominante : ouest-nord-ouest ou nord-nord-ouest (50%) pour toutes les saisons.
- Les vents de secteur sud-est (20%) dominent dans les directions restantes.
- L'amplitude moyenne annuelle est de 5 m/s.
- On observe une diminution importante de l'intensité du vent de juillet à novembre.
- On n'observe pas d'influence des moussons d'été ou d'hiver sur la direction ou l'amplitude des vents dans le Golfe Persique.

pour le Golfe d'Oman :

- Les caractéristiques sont moins contrastées que dans le Golfe Persique. L'axe nord-ouest/sud-est demeure néanmoins le plus souvent observé dans les données de vent.
- Au printemps, les vents sont généralement de secteur nord-ouest (30%) ou sud-est (20%).
- En automne, les vents sont généralement de secteur est à sud-est.
- En été et en hiver, les vents sont généralement de secteur nord-ouest et sud-est, mais dans la partie sud-est du golfe, ils peuvent subir l'influence des moussons d'été (sud-ouest) ou d'hiver (nord-est).
- Quelque soit la saison, les vents sont plus faibles que dans le Golfe Persique.
- Aucune tempête n'est observée au cours de l'année.

Les moyennes mensuelles du module du vent issues de la climatologie réalisée à partir des données CEP sont comparées avec celles des climatologies COADS et à certaines valeurs extraites de la littérature en plusieurs emplacements situés dans les deux golfs. L'analyse des données concernant le vent confirme les principaux résultats résumés dans le rappel précédent.

Dans le fond nord-ouest du Golfe Persique, le vent prévu par le modèle CEP a une direction annuelle moyenne nord-nord-ouest. L'amplitude moyenne annuelle est 4.9 m/s. En moyenne mensuelle pour l'année moyenne, le vent est plus fort entre les mois de novembre et février. On observe toutefois une forte augmentation du vent en été (juin à août) qui atteint les valeurs maximales vues en hiver. En ce qui concerne la direction du vent, elle est nord-nord-ouest en hiver et nord-ouest le reste du temps, avec quelques coups de vent de direction sud-est au printemps. Si on observe les résultats non moyennés du modèle CEP, certaines années se distinguent. Les années 1994, 1995 et 1997 ont toutes la signature d'un été particulièrement venté : l'amplitude mensuelle moyenne du vent dépasse alors largement celle des mois d'hiver. La direction de ces vents est toujours nord-ouest. Certaines années, des coups de vent de sud-est prennent une valeur significative en hiver (par exemple en 1994). Si on compare ces résultats à ceux de la climatologie réalisée à partir de COADS (graphe A de la figure D.1), on remarque que le modèle CEP sous-estime l'intensité du vent pendant les mois d'hiver. On peut aussi noter que le pic de vent en juillet décrit par le modèle CEP ne se retrouve pas dans les données COADS. Mêmes remarques pour les résultats de la climatologie UWM/COADS qui décrivent des vents encore plus importants en début d'année. Les informations sur la direction du vent sont cohérentes dans ce secteur.

Au centre du Golfe Persique, au nord du Qatar, le vent prévu par le modèle CEP a une direction annuelle moyenne nord-nord-ouest. L'amplitude moyenne annuelle est 4.7 m/s. La variabilité saisonnière de l'année moyenne est la suivante : le vent est le plus fort en fin d'hiver puis diminue pour atteindre son minimum en août. Par rapport au point précédent, le vent est plus faible en début d'hiver (novembre et décembre). La direction du vent est généralement nord-nord-ouest sauf en été où la direction est plutôt nord-ouest. Si on observe les résultats non moyennés du modèle CEP, les remarques faites pour la localité précédente restent valables. La comparaison de ces résultats avec la climatologie COADS met à nouveau en évidence le fait que le modèle CEP sous-estime l'intensité du vent pendant une bonne partie de l'année et notamment en hiver. Le graphe B de la figure D.1 présente la variabilité mensuelle de l'amplitude du vent pour les climatologies extraites de CEP, COADS et UWM/COADS. On observe une différence de plus de 1 m/s sur la moyenne annuelle de l'intensité du vent entre les sources de données CEP et COADS. La climatologie UWM/COADS propose une solution intermédiaire aux précédentes. Les informations sur la direction du vent extraites des données du modèle CEP sont toujours cohérentes dans ce secteur avec celles issues de la base COADS.

Le dernier point choisi dans le Golfe Persique se trouve au centre du bassin est. Le vent prévu par le modèle CEP dans ce secteur a une direction annuelle moyenne nord-ouest. L'amplitude annuelle moyenne est de 4.4 m/s. On retrouve pour l'amplitude du vent le signal saisonnier typique du Golfe Persique : le vent est le plus fort en hiver, puis

il diminue au printemps pour atteindre son minimum en été. La direction principale du vent est généralement nord-ouest en toute saison. La comparaison de ces résultats avec la climatologie COADS confirme à nouveau la sous-estimation par le modèle CEP de l'intensité du vent pendant une bonne partie de l'année et notamment en hiver. Le graphe C de la figure D.1 présente la variabilité mensuelle de l'amplitude du vent pour les climatologies extraites de CEP, COADS et UWM/COADS ainsi que pour les données de [Chao et al., 1992]. On observe des différences de 1 m/s maximum sur l'intensité du vent pour les mois d'hiver et de printemps entre les sources de données CEP et COADS. Cette fois-ci encore, la climatologie UWM/COADS propose une solution intermédiaire aux précédentes. L'intensité du vent est toutefois moins sous-estimée que pour le point situé au centre du golfe. Elle est également comparable aux données issues de l'article de [Chao et al., 1992]. Les informations sur la direction du vent sont quant à elles toujours cohérentes.

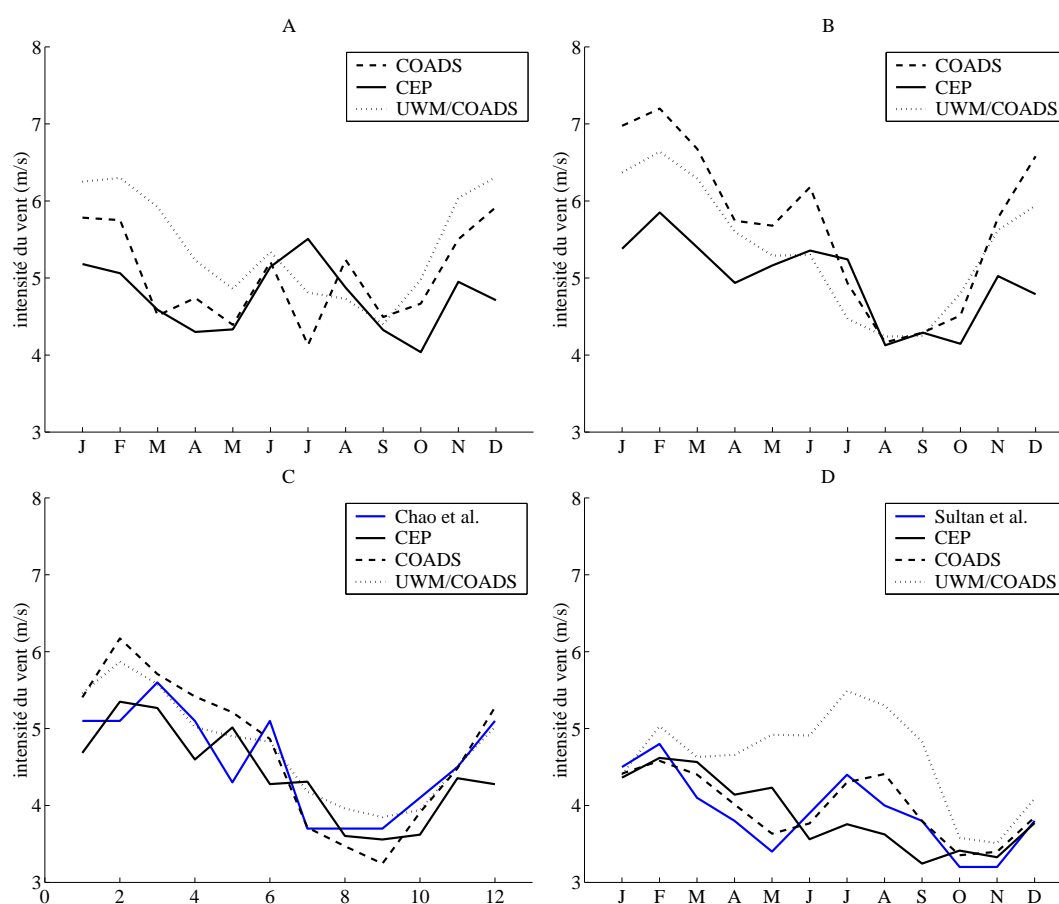


FIGURE D.1 – Moyennes mensuelles climatologiques du vent dans les Golfs Persique et Oman. Le graphe (A) décrit un point situé au nord-ouest du Golfe Persique, le graphe (B) décrit un point situé au centre du Golfe Persique, le graphe (C) décrit un point situé au centre du bassin est du Golfe Persique et le graphe (D), un point situé au centre du Golfe d'Oman. En trait noir, les données extraites du modèle CEP, en tiret, les données extraites de la base de données COADS, en pointillé, les données de la climatologie UWM/COADS et en bleu, les données tirées des articles de [Chao et al., 1992] et [Sultan et al., 1993].

Nous avons ensuite choisi un point au centre du Golfe d'Oman. Le vent prévu par le modèle CEP a une direction moyenne annuelle nord-ouest. L'amplitude annuelle moyenne est de 3.9 m/s, soit nettement plus faible que dans le Golfe Persique. D'après l'analyse des résultats du modèle CEP, la variabilité saisonnière de l'amplitude du vent dans le Golfe d'Oman est semblable à celle observée dans le Golfe Persique : le vent est le plus fort en hiver, puis diminue au printemps pour atteindre son minimum en été. La direction du vent présente une variabilité saisonnière plus complexe que celle du Golfe Persique. La direction du vent est nord-ouest de novembre à avril, puis tourne à l'ouest en mai-juin et devient est-sud-est en été. Si on compare ces résultats à ceux de la climatologie réalisée à partir de COADS (graphe D de la figure D.1, en tiret), on remarque que le modèle CEP ne sous-estime plus l'intensité du vent pendant les mois d'hiver. Par contre, il ne reproduit pas du tout l'augmentation importante de l'intensité du vent de juin à septembre. Le modèle CEP ne reproduit pas bien les vents relativement forts de sud-est qui sont décrits par les climatologies en été. Ce résultat est confirmé par la comparaison effectuée dans le paragraphe précédent entre les données COADS et celles présentées par [Sultan et al., 1993]. La climatologie UWM/COADS (graphe D de la figure D.1, en pointillé) présente une intensification importante du vent au printemps et en été absolument pas représentée dans les autres données qui peut s'expliquer du fait de la méthode de correction utilisée lors de l'analyse objective des données où le plus petit rayon d'influence vaut 771 km. Les résultats de l'interpolation dans le golfe peuvent être influencés par la valeur du vent dans le nord de l'Océan Indien où s'observent des vents importants associés aux moussons d'été et d'hiver.

En résumé, la comparaison des différentes climatologies met en évidence les résultats suivants :

Pour le Golfe Persique : la signature typique d'une saison hivernale plus ventée n'est pas assez visible dans les résultats du modèle CEP pour la partie du golfe située à l'ouest du Qatar. Dans cette partie du golfe, les amplitudes maximales du vent peuvent être observées en été dans les résultats du modèle CEP.

Pour le Golfe d'Oman : la renverse de vent de secteur sud-est en été n'est pas assez marquée (en intensité) dans les résultats du modèle CEP.

D.1.4 Autres paramètres météorologiques

Le modèle météorologique CEP fournit aussi d'autres paramètres qui vont être utilisés pour forcer le modèle tridimensionnel, notamment le calcul des bilans de chaleur et de l'évaporation-précipitation.

Le flux solaire incident : c'est le flux radiatif des ondes courtes absorbées par l'océan. Il dépend de la date, de la latitude et de la couverture nuageuse. Le modèle météorologique fournit une valeur intégrée de ce flux toutes les six heures. La figure D.2 présente l'évolution mensuelle pour l'année moyenne CEP des moyennes spatiales du flux solaire dans les deux golfs. Les résultats du modèle CEP sont en bon accord avec l'atlas de [Hastenrath et al., 1979b]. Le flux radiatif incident suit un cycle sinusoidal

avec un maximum en juin (300 W/m^2) et un minimum en décembre (130 W/m^2 à 150 W/m^2). Quelques différences entre les deux golfs sont visibles. Le flux est effectivement plus faible en hiver dans le Golfe Persique et légèrement plus fort en été.

Une variabilité inter-annuelle est visible principalement pendant les mois d'hiver et une variation de 10 à 20 W/m^2 est observable d'une année sur l'autre. Cette variabilité est directement liée à celle de la variabilité de la nébulosité. A l'échelle des golfs, la variabilité spatiale du flux solaire incident n'est pas importante.

La nébulosité : ce paramètre qui représente l'indice de couverture nuageuse n'est pas fourni par le modèle CEP. On utilisera soit une valeur moyenne constante soit les données fournies par la base de données COADS. Pour les deux golfs, le ciel est clair à peu nuageux dans plus de 50% des cas. Pour les moyennes mensuelles, des indices supérieurs à 4 dixièmes sont rarement atteints. Pour le Golfe Persique, on peut distinguer deux saisons : l'été (de mai à octobre), durant laquelle la nébulosité est très faible, et l'hiver (novembre à avril) durant laquelle la nébulosité est plus importante. Pour le Golfe d'Oman, on peut distinguer quatre saisons. Pendant les deux régimes de mousson (été et hiver), la nébulosité est la plus importante tandis qu'en inter-mousson, la nébulosité est plus faible. La figure D.2 présente le cycle annuel des moyennes spatiales pour les Golfs d'Oman et Persique d'après les données COADS en noir. En bleu, on a superposé les mêmes données issues de la climatologie réalisée par [Hastenrath et al., 1979a]. Les résultats sont très proches. On observe les mêmes résultats pour les mesures présentées par [Ahmad et al., 1990] pour le Golfe Persique et [Sultan et al., 1993] pour le Golfe d'Oman.

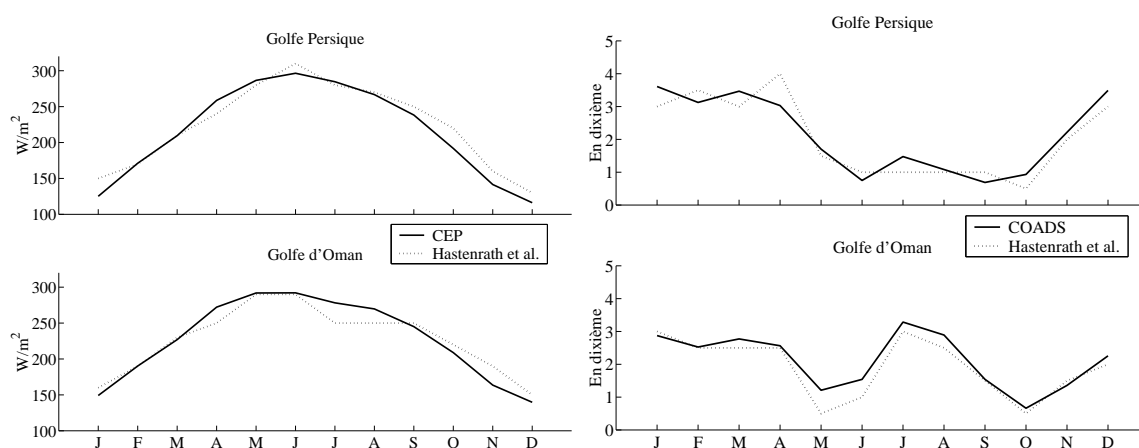


FIGURE D.2 – Moyenne mensuelle du flux solaire incident (en w/m^2) d'après CEP et [Hastenrath et al., 1979b] (en pointillé) et nébulosité mensuelle moyenne (en dixième) d'après COADS (à droite) et [Hastenrath et al., 1979a] (en pointillé) pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman.

La hauteur des précipitations : ce paramètre est directement fourni par le modèle météorologique. Les résultats qui suivent correspondent à l'année climatique extraite des données CEP. La hauteur moyenne annuelle de précipitation est très faible et varie entre 100 mm (dans le Golfe d'Oman) et 270 mm (dans l'extrémité nord-ouest du Golfe Persique). Ces précipitations concernent quelques jours uniquement entre novembre et avril. Elles sont pratiquement nulles de mai à octobre. La figure D.3 présente l'évolution

mensuelle des moyennes spatiales des hauteurs de précipitation dans les deux golfes pour l'année climatique CEP. Ces résultats correspondent à des précipitations de 14 cm/an pour le Golfe d'Oman et de 22 cm/an pour le Golfe Persique. La valeur proposée dans la littérature est en général de 7 cm/an pour le Golfe Persique. Les instructions nautiques [Inst nautiques1990] proposent des hauteurs de précipitation variant entre 8 cm/an et 23 cm/an pour des stations autour du Golfe Persique. La base de données COADS ne fournit pas cette donnée. Par contre, la climatologie UWM/COADS contient cette information qui est tracée en tiret sur la figure D.3. On observe une bonne correspondance avec les données du modèle CEP, avec toutefois, des valeurs un peu plus faibles en novembre et décembre pour la climatologie UWM/COADS.

La variabilité inter-annuelle des résultats du modèle CEP est importante : la moyenne annuelle des précipitations cumulées varie entre 150 et 450 mm dans le Golfe Persique.

La variabilité spatiale des précipitations est importante. Dans le Golfe Persique, les précipitations sont plus importantes dans la partie nord du golfe. Les précipitations sont en général un peu plus faibles dans le Golfe d'Oman.

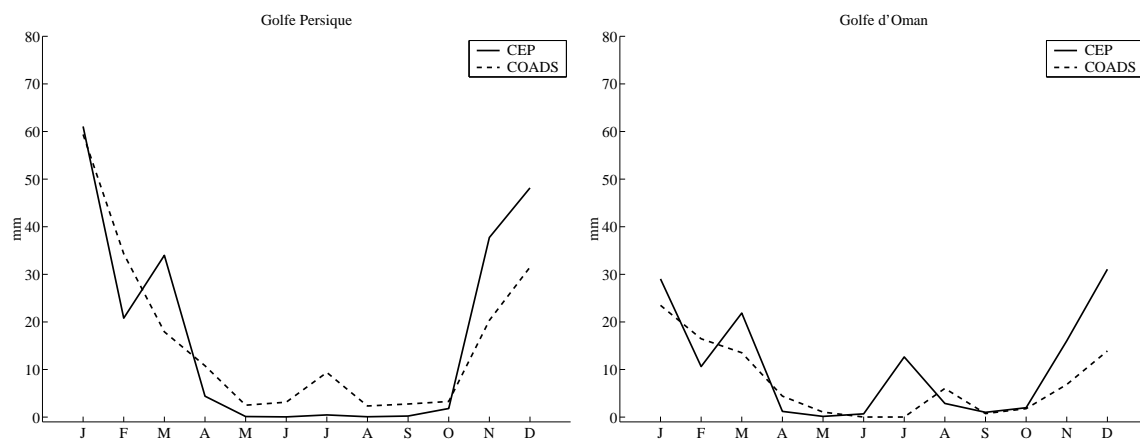


FIGURE D.3 – Moyenne mensuelle des hauteurs de précipitation en mm pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies CEP et UWM/COADS (tiret).

Les autres paramètres considérés entrent dans le calcul des différents flux de chaleur. Il s'agit de la pression atmosphérique à la surface de l'eau, de la température de l'air, de la température du point de rosée et de la température à la surface de la mer.

La distribution de **la pression atmosphérique** sur les deux golfes oscille entre deux régimes. En hiver, on observe un très grand anticyclone centré sur le lac Baïkal et qui s'étend vers le sud jusqu'en Iran. Les deux golfes se trouvent alors sous un système de pression relativement stable et homogène (entre 1015 et 1020 hPa). En juillet, la situation est presque inversée, l'anticyclone de Sibérie s'est affaïssé et un système dépressionnaire (996 hPa) couvre la partie nord de l'Inde et les deux golfes. La figure D.4 présente l'évolution mensuelle des moyennes spatiales de la pression atmosphérique au niveau de la mer dans les deux golfes pour les années climatiques extraites du modèle CEP ainsi que de la base de données COADS. On n'observe pas de différence importante entre les deux golfes et les résultats du modèle CEP sont en bon accord avec ceux extraits de la

base COADS.

La variabilité inter-annuelle de la pression atmosphérique calculée par le modèle CEP est faible dans les deux golfs.

La variété spatiale de la pression est faible dans les deux golfs quelle que soit la saison.

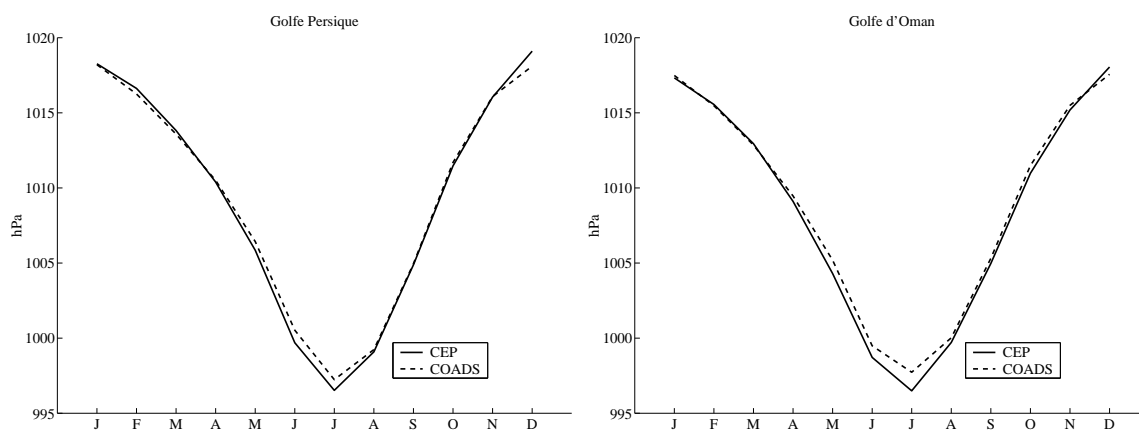


FIGURE D.4 – Moyenne mensuelle de la pression atmosphérique au niveau de la mer en hPa pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tiret).

La température de l'air varie de manière sinusoïdale au cours de l'année avec un maximum en août et un minimum en janvier pour le Golfe Persique. Dans le Golfe d'Oman, le maximum est atteint en juin et cette particularité est bien reproduite par le modèle CEP. La figure D.5 présente l'évolution mensuelle des moyennes spatiales de la température de l'air pour les deux golfs pour les années climatiques extraites du modèle CEP ainsi que de la base de données COADS. Les résultats du modèle CEP pour l'année climatique sont en très bon accord avec ceux extraits de la base COADS au-dessus du Golfe d'Oman. Pour le Golfe Persique, les résultats sont comparables à ceux de la base de données COADS, toutefois, le modèle CEP propose des valeurs mensuelles moyennes supérieures à celles extraites de la base COADS pendant la période estivale (juin à octobre). On observe des différences de pratiquement 2 degrés C en juin-juillet.

La variabilité inter-annuelle des résultats du modèle CEP est relativement importante notamment dans le Golfe Persique où l'on peut observer des différences de température pour la moyenne spatiale de plus de 3 degrés C d'une année sur l'autre pour les mois d'été. Cette variabilité inter-annuelle importante, ainsi que le peu d'années utilisées pour calculer l'année climatique à l'aide des données CEP, peut expliquer les différences observées entre les valeurs mensuelles moyennes des années climatiques issues du modèle CEP et la base COADS.

Il existe aussi une variabilité spatiale importante. En hiver, on observe un gradient nord-sud important dans la répartition spatiale de la température de l'air. On note une différence de plus de 8 degrés C entre le nord-ouest du Golfe Persique (air plus froid) et le Golfe d'Oman. Au printemps, la température est assez homogène sur l'ensemble des golfs. En été, un nouveau gradient nord-sud de plus de 6 degrés apparaît avec cette fois-ci des températures plus chaudes au dessus du Golfe Persique.

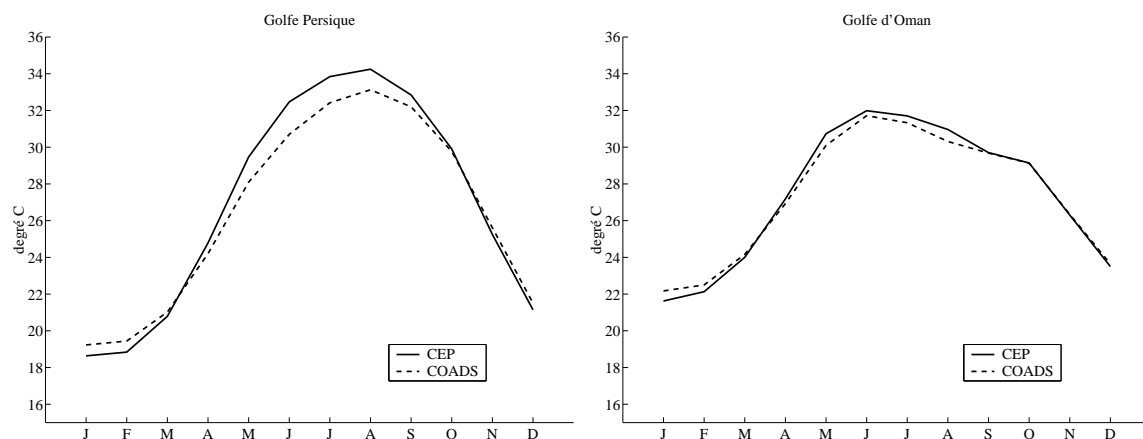


FIGURE D.5 – Moyenne mensuelle de la température de l'air en degré Celsius pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tiret).

La température du point de rosée varie de manière sinusoïdale au cours de l'année avec un maximum en août (autour de 27 degrés C) pour le Golfe Persique et en juillet pour le Golfe d'Oman, et un minimum en janvier (de 13 à 15 degrés C) pour les deux golfs. La base de données COADS ne fournit pas directement d'information sur les valeurs de la température du point de rosée. On la calcule en première approximation à partir de la température de l'air et de l'humidité relative (fournie par COADS). La figure D.6 présente l'évolution mensuelle des moyennes spatiales de la température du point de rosée pour les deux golfs pour les années climatiques extraites du modèle CEP ainsi que de la base de données COADS. Les résultats du modèle CEP pour l'année climatique sont en bon accord avec ceux extraits de la base COADS au-dessus du Golfe d'Oman, excepté en hiver où CEP surestime un petit peu la température. Pour le Golfe Persique, les résultats sont comparables à ceux de la base de données COADS, toutefois, le modèle CEP propose des valeurs mensuelles moyennes supérieures à celles extraites de la base COADS pendant toute l'année. On observe des différences de pratiquement 2 degrés C en juin-juillet.

La variabilité inter-annuelle des résultats du modèle CEP est relativement importante. On peut observer des différences de température pour la moyenne spatiale des moyennes mensuelles de plus de 2 degré Celsius d'une année sur l'autre. Pour le Golfe Persique, la variabilité est plus importante pendant les mois d'été et d'hiver. Pour le Golfe d'Oman, la variabilité est surtout importante en hiver.

Tout comme pour la température de l'air, il existe aussi une variabilité spatiale importante. Quelle que soit la saison, on observe un gradient nord-sud important dans le Golfe Persique : la température du point de rosée de la partie nord-ouest du Golfe Persique demeure plus froide. Dans le Golfe d'Oman, on observe un gradient nord-sud en hiver (plus froid au nord) et une situation plutôt homogène en été.

L'humidité relative est une combinaison de différents paramètres météorologiques que sont la pression atmosphérique et les températures de l'air et du point de rosée. La figure D.7 présente l'évolution mensuelle des moyennes spatiales de l'humidité re-

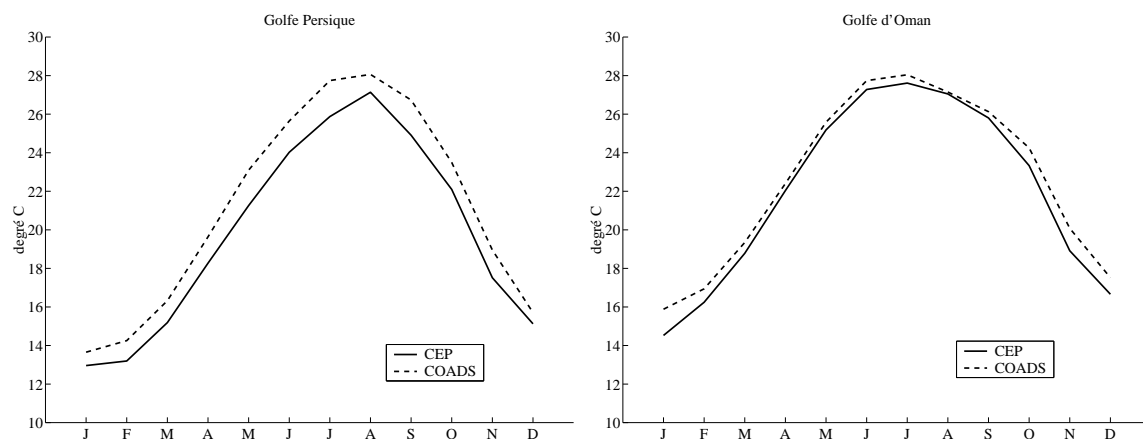


FIGURE D.6 – Moyenne mensuelle de la température du point de rosée en degré Celsius pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tiret).

lative pour les deux golfes pour les années climatiques extraites du modèle CEP ainsi que de la base de données COADS. Pour le Golfe Persique, l'humidité relative calculée d'après CEP est nettement plus faible avec des différences en mai-juin de près de 15 %. L'évolution mensuelle des moyennes spatiales de l'humidité relative d'après CEP et COADS pour le Golfe d'Oman ne met pas en évidence des différences aussi importantes que dans le cas du Golfe Persique. L'humidité relative calculée avec CEP suit le même cycle que celle calculée avec COADS mais avec une sous-estimation permanente de quelques %.

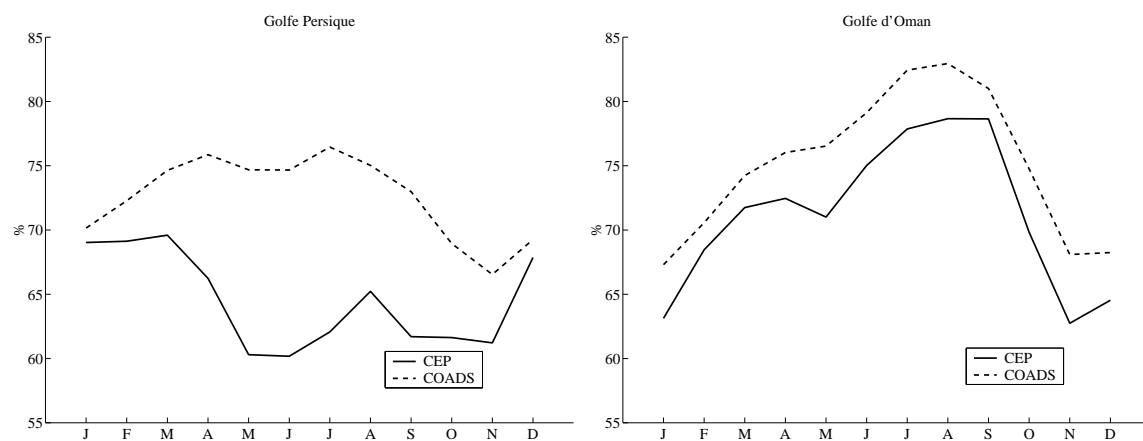


FIGURE D.7 – Moyenne mensuelle de l'humidité relative en % pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tiret).

La température de la surface de la mer suit les mêmes variations sinusoïdales au cours de l'année avec un maximum en août pour le Golfe Persique et en juin-juillet pour le Golfe d'Oman. Le minimum est atteint en février pour les deux golfes. La figure D.8 présente l'évolution mensuelle des moyennes spatiales pour les deux golfes de la température de surface de la mer des années climatiques extraites du modèle CEP ainsi

que de la base de données COADS. Les résultats du modèle CEP pour l'année climatique sont en très bon accord avec ceux extraits de la base COADS. Seule une différence de moins de 0.5 degré peut s'observer entre le mois de juin et le mois d'octobre dans le Golfe Persique, le modèle CEP propose alors une moyenne un peu plus chaude. Sur ce même graphique, nous avons tracé les évolutions mensuelles des moyennes spatiales pour les deux golfs de la température de surface issues d'une autre climatologie à plus haute résolution : la climatologie mensuelle Generalized Digital Environmental Model (GDEM) [Teague et al., 1990] dont la résolution dans la zone qui nous intéresse est de 20 ou 30 minutes. Les différences entre cette nouvelle climatologie et les données issues de CEP sont plus importantes, notamment dans le Golfe Persique où des écarts de 2 degrés C sont visibles. La solution du modèle CEP est là encore plus chaude. La base de données GDEM est intéressante car elle propose une climatologie mensuelle pour la température et la salinité sur toute la colonne d'eau contrairement à COADS qui ne propose que des champs de surface.

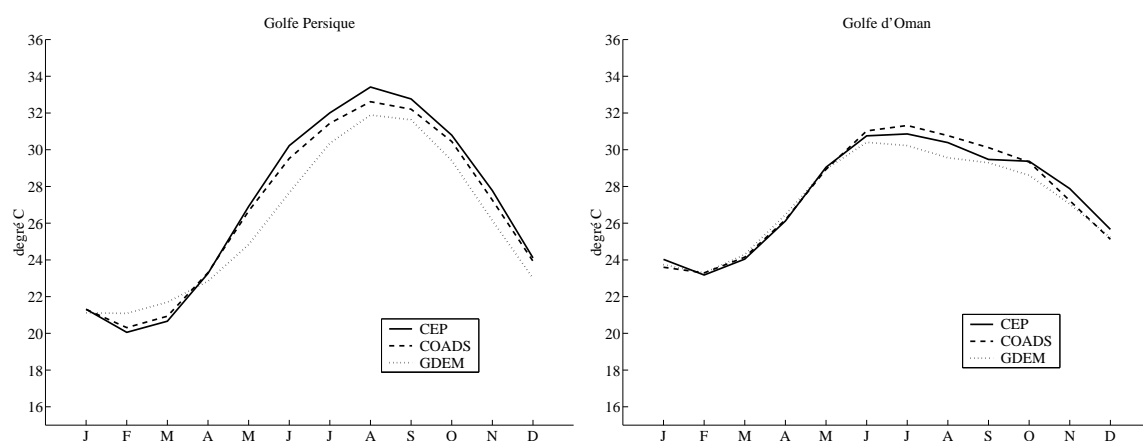


FIGURE D.8 – Moyenne mensuelle de la température de la surface de la mer en degré Celsius pour le Golfe Persique (gauche) et le Golfe d'Oman (droite) pour les climatologies extraites de CEP, COADS (tiret) et GDEM (pointillé).

La variabilité inter-annuelle des résultats du modèle CEP est relativement importante dans les deux golfs où on peut observer des différences de température pour la moyenne spatiale de plus de 2 degrés Celsius d'une année sur l'autre.

On observe aussi une variabilité spatiale importante de la température de surface. De décembre à juin, on observe un gradient nord-sud important dans la répartition spatiale de la température de surface. On note une différence de plus de 8 degrés C entre le nord-ouest du Golfe Persique (eau plus froide) et le Golfe d'Oman. En été, les eaux du centre du Golfe Persique deviennent les plus chaudes et peuvent atteindre 34 degrés C. Les eaux du Golfe d'Oman ne dépassent pas 32 degrés C.

La Climatologie UWM/COADS

De la même façon que pour le vent, nous avons comparé les climatologies des autres paramètres météorologiques obtenus à partir de la base de données COADS avec celles produites par [Da Silva et al., 1994]. Les résultats de cette comparaison sont rassemblés

sur la figure D.9 pour la nébulosité, la pression atmosphérique et les températures de la surface de la mer, de l'air et du point de rosée.

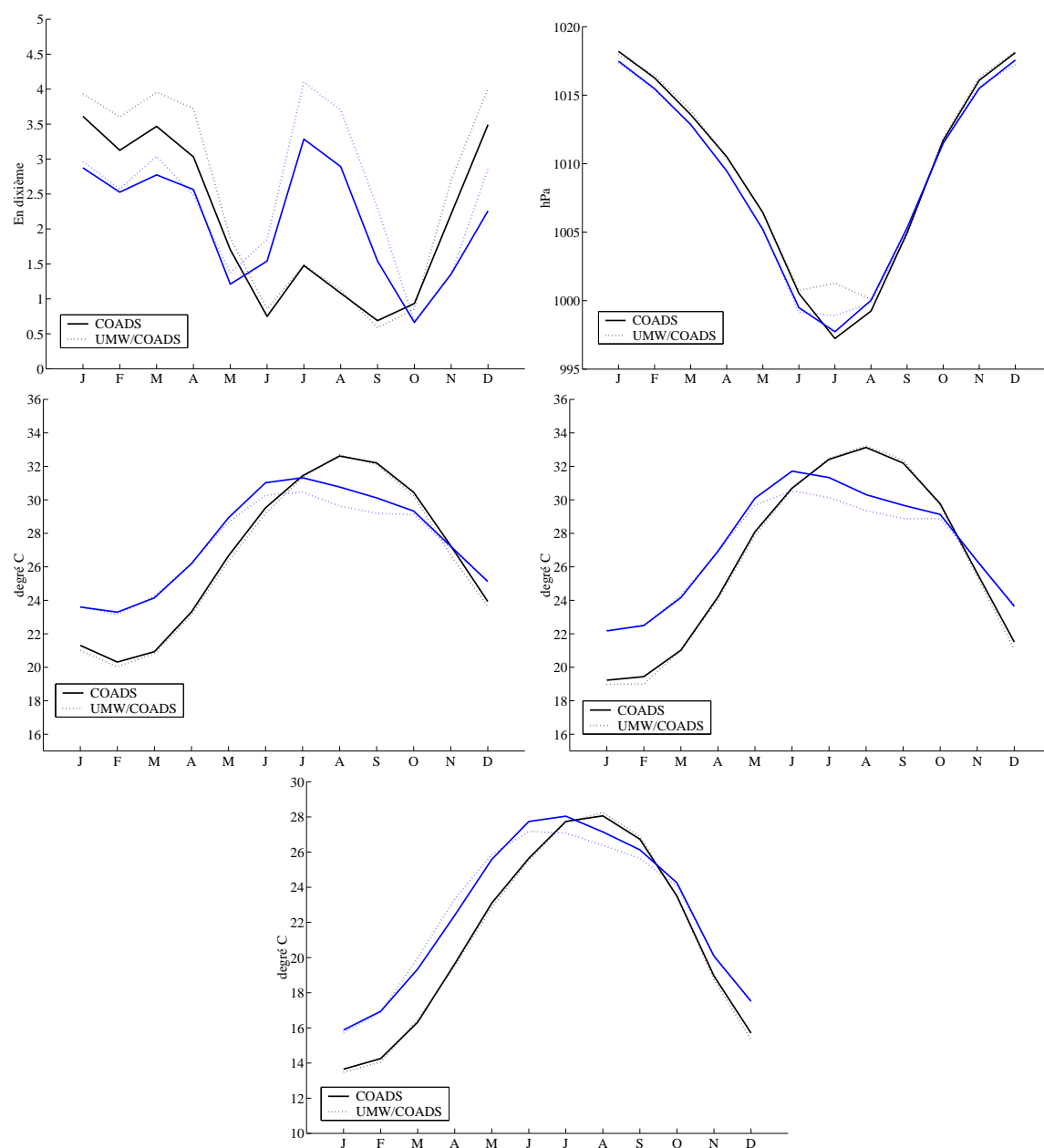


FIGURE D.9 – Moyenne mensuelle de la couverture nuageuse (en dixième), de la pression atmosphérique à la surface de la mer (en hPa), des températures de la surface de la mer, de l'air et du point de rosée (en degré Celsius) pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (en bleu) pour les climatologies COADS et UWM/COADS (pointillé).

Comme pour le vent, on observe une différence de comportement entre les deux golfes. Pour le Golfe Persique, la climatologie extraite des données COADS est très proche de la climatologie UWM/COADS réalisée par [Da Silva et al., 1994]. Pour le Golfe d'Oman, on observe des différences entre les climatologies COADS et UWM/COADS de mai à octobre. Toutefois, ces différences ne sont pas aussi importantes que celles observées

pour le vent. Pour les températures par exemple, les différences n'excèdent pas 1 degré C.

On peut remarquer sur le deuxième graphe de la figure D.9 que la pression atmosphérique de la climatologie UWM/COADS semble seuillée en été. On observe cette particularité pour les deux golfes. C'est la seule différence notable pour le Golfe Persique. Les résultats du modèle CEP ne présentent pas non plus cet effet de seuil particulier qui demeure inexpliqué.

En résumé :

- L'ensemble des paramètres météorologiques autres que le vent fournis par le modèle CEP sont en général en bon accord avec les données extraites des climatologies ou de quelques articles de la bibliographie. Seule la température du point de rosée présente des différences non négligeables principalement pour le Golfe Persique ce qui laisse présager des difficultés pour estimer correctement l'évaporation.
- Les climatologies pour les différentes variables calculées simplement par nos soins à partir des données COADS ne présentent pas de résultats aberrants par rapport aux climatologies UWM/COADS de Da Silva. Les résultats de la comparaison effectuée entre les climatologies simplifiées extraites de CEP et de COADS demeurent donc corrects.
- Les paramètres détaillés dans cette partie vont servir au calcul des différents termes de flux de chaleur dont les formulations sont détaillées dans la partie suivante.

D.1.5 Masquage

L'étude détaillée des résultats du modèle météo CEP nous a permis de mettre en évidence des différences importantes dans les données selon que les points du maillage correspondent à des positions situées au dessus de l'eau ou au dessus de la terre. Par exemple, la figure D.10 présente un champ vectoriel moyen de la friction du vent pour le mois de Janvier 1995 pour tous les points de la grille du modèle CEP.

Si on observe deux points contigus au niveau de la frontière terre-mer, on remarque de nettes variations en amplitude et en direction pour la friction due au vent calculée par le modèle météo. Ces différences sont dues à l'utilisation de coefficients différents selon la nature du sol pour le calcul de la friction dans le modèle météorologique. On aperçoit ainsi très nettement les chaînes de montagne en Iran et au Pakistan au nord des deux golfes ainsi que la chaîne Omanaise au sud-ouest du Golfe d'Oman. Ce type de différence se rencontre aussi pour certains des autres champs issus du modèle CEP, et il est donc possible d'écarter les points supposés "à terre" avant de réaliser les interpolations aux points de la grille du modèle MARS 3D. On aura pris soin d'extrapoler une valeur pour les points supprimés à partir des points voisins qui paraissent satisfaisants. Cette opération sera réalisée pour tous les paramètres issus du modèle CEP qui seront utilisés pour les forçages des flux atmosphériques.

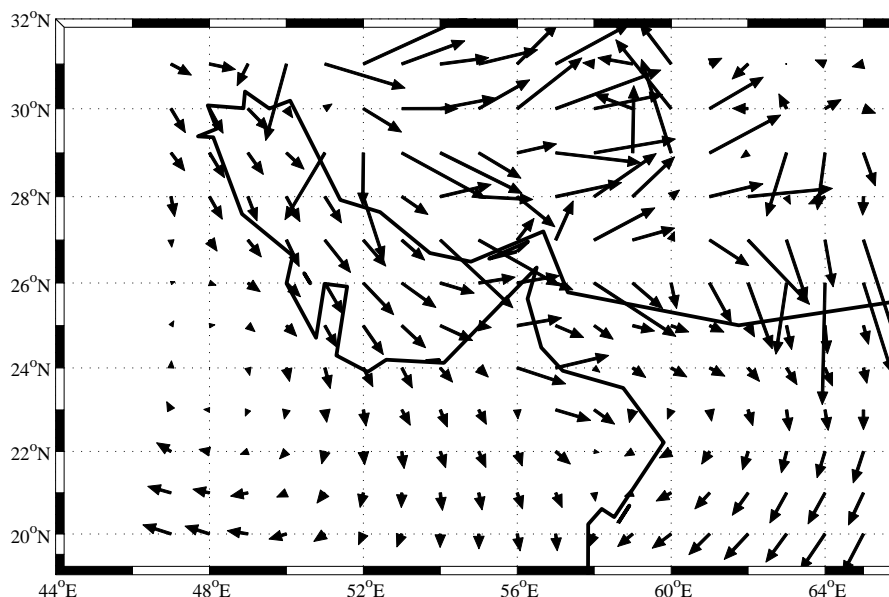


FIGURE D.10 – Moyenne mensuelle de la friction de vent pour le mois de janvier 1995

D.2 Les forçages thermohalins

Les forçages thermohalins regroupent tous les forçages qui peuvent contribuer à la création de gradients horizontaux de température et de salinité. Ils sont au nombre de quatre : les apports fluviaux, les précipitations, l'évaporation et l'ensemble des flux de chaleur. Une présentation des fleuves qui s'écoulent dans les golfs sera suivie de quelques rappels de thermodynamique. On introduira ensuite les formulations utilisées pour calculer les principaux termes de flux de chaleur qui interviennent dans le forçage du modèle. Les résultats des calculs de ces flux seront ensuite commentés et comparés à ceux de la littérature.

D.2.1 Les fleuves

Les principaux fleuves que nous retenons dans cette modélisation sont : le Tigre, l'Euphrate et le Karun qui se rejoignent au niveau du delta du Shatt Al Arab dans la partie nord-ouest du Golfe Arabique. En raison d'un manque de données fiables, on ne tiendra pas compte des variations saisonnières des fleuves et on utilisera un débit constant d'environ $1400 \text{ m}^3/\text{s}$ [Reynolds1993]. On ne tiendra pas compte des rivières iraniennes Hendijan, Hilleh et Mand dont on ne possède pas d'information sur les débits mais on pourra tester la sensibilité du modèle à une augmentation de la valeur du débit.

D.2.2 Calcul des flux de chaleur

Le flux radiatif solaire incident Q_S est fourni directement par le modèle météorologique CEP. La formulation utilisée n'est pas présentée. Dans les climatologies, il est classiquement calculé à partir de la formule suivante :

$$\mathbf{R}_S = \mathbf{R}_{clear} [(1 - 0.62 \mathbf{n} + 0.0019 \beta) (1 - \alpha)] \quad (\text{D.1})$$

où le terme entre crochet représente l'atténuation nuageuse d'après [Reed1977], \mathbf{n} est la nébulosité (en dixième), β l'altitude solaire à minuit, α l'albédo de la surface de la mer d'après [Payne1972] et R_{clear} la radiation solaire sous un ciel clair qui s'écrit [Rosati et al., 1998] :

$$R_{clear} = \frac{1}{2} R_0 (Tr^{1/cosz} + (1 - A))$$

où R_0 est la radiation incidente au sommet de l'atmosphère ($R_0 = S_0 \cos z$ avec $S_0 = 1370 \text{ W/m}^2$ la constante solaire et z l'angle solaire zénithal), Tr le facteur de transmission pour une atmosphère claire (égal à 0.7) et A le facteur d'absorption de l'ozone et de la vapeur d'eau.

Les autres flux de surface que sont le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente et le flux de chaleur infrarouge sont calculés en tout point du modèle à partir de la date, de la latitude et des paramètres météorologiques suivants fournis par le modèle CEP : le vent, la pression, la température de surface de la mer et celle de l'air, l'humidité relative (en l'occurrence la température du point de rosée) et la nébulosité. Ainsi, comme pour le vent, on dispose d'une variabilité spatiale et temporelle (saisonnière et inter-annuelle) pour le forçage des flux de chaleur sur le modèle tridimensionnel. Les formulations utilisées pour ces calculs de flux sont les suivantes :

Le flux de chaleur latent est la quantité de chaleur perdue ou gagnée par la mer lors d'un changement de phase (condensation ou évaporation) de l'eau. La formulation classique est la suivante (d'après [Gill1982]) :

$$\mathbf{Q}_L = \rho_a \mathbf{L}_\nu \mathbf{c}_e \mathbf{U}_A (\mathbf{q}_a - \mathbf{q}_s)$$

Le flux de chaleur sensible est la quantité de chaleur échangée due à la différence de température entre l'air et l'eau. La formulation classique est la suivante (d'après [Gill1982]) :

$$\mathbf{Q}_S = \rho_a \mathbf{c}_p \mathbf{c}_h \mathbf{U}_A (\mathbf{T}_a - \mathbf{T}_s)$$

Le flux de chaleur infrarouge (ou ondes longues) net est le rayonnement émis par la mer moins les radiations atmosphériques qui atteignent la surface de l'océan. Plusieurs formules ont été proposées dans la littérature pour exprimer ces flux. [Fung et al., 1984] a effectué une revue détaillée de la plupart d'entre elles. Initialement, nous avons utilisé la formulation citée par [Gill1982] pour le calcul du flux à partir des données CEP et COADS :

$$\mathbf{Q}_{IR} = -\epsilon \sigma \mathbf{T}_s^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{\mathbf{e}_a}) (1. - \lambda \mathbf{n}^2)$$

[Da silva et al., 1994] et [Josey et al., 1999] ont utilisée la formulation suivante citée par [Budyko1974] et [Clark et al., 1974] pour construire leur climatologie :

$$\mathbf{Q}_{IR} = -\epsilon \sigma \mathbf{T}_s^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{\mathbf{e}_a}) (1. - \lambda \mathbf{n}^2) - 4 \epsilon \sigma \mathbf{T}_s^3 (\mathbf{T}_s - \mathbf{T}_a)$$

Cette formulation introduit un terme supplémentaire qui tient compte de la différence de température entre la surface de la mer et la base de la colonne d'air. Des résultats plus

satisfaisants ont alors été obtenu pour des latitudes moyennes dans l'Atlantique Nord [Josey et al., 1997], cependant [Weller et al., 1998] ont montré que cette paramétrisation présente un biais de plus de 20 W/m^2 avec des mesures en Mer d'Arabie. Plus récemment encore, [Bignami et al., 1995] ont proposé une nouvelle formulation qui a été validée par des mesures en Méditerranée et qui semble plus adaptée en présence de ciels clairs. Une étude récente consacré aux flux atmosphériques en Mer Rouge [Tragou et al., 1999] a montré l'intérêt de cette formulation dans le cas d'une mer semi-fermée sous des conditions atmosphériques très proches de celles observées dans la région des Golfs Persique et d'Oman. Cette autre formulation s'écrit :

$$Q_{\text{IR}} = -\epsilon \sigma T_s^4 + \sigma T_a^4 (0.653 + 0.00535 e_a) (1. + 0.1762 n^2)$$

Toutes ces expressions s'expriment en W.m^{-2} . Un flux positif correspond à un gain pour l'océan. U_A est la vitesse du vent au niveau de l'anémomètre (en m s^{-1}), n , la nébulosité (en dixième), e_a , la pression de vapeur d'eau (en mb), q_a et q_s , l'humidité spécifique et l'humidité spécifique saturante de l'air (en kg/kg), T_s , la température à la surface de la mer et T_a la température de l'air au niveau de l'anémomètre (en degré K). Et avec les constantes :

$$\begin{aligned} c_p &= 1005 \text{ J K g}^{-1} \text{ K}^{-1} && \text{la chaleur spécifique de l'air} \\ L_v &= 2.5 \cdot 10^6 \text{ J K g}^{-1} && \text{la chaleur latente de vaporisation} \\ \epsilon &= 0.985 && \text{l'émissivité de la surface de l'eau} \\ \sigma &= 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4} && \text{la constante de Stefan-Boltzman} \end{aligned}$$

ρ_a est la densité moyenne de l'air dans cette zone de l'océan Indien. ρ_a vaut 1.17 kg.m^{-3} d'après [Hastenrath et al., 1979a]. Ce résultat est confirmé par les données de la climatologie de [Da Silva et al., 1994] qui propose une variabilité annuelle de la densité de l'air dans les Golfs Persique et d'Oman comprise entre 1.13 et 1.21 kg.m^{-3} .

Le terme λ est un coefficient de couverture nuageuse qui dépend de la latitude. Il reproduit la variabilité due aux types de nuage, différents d'une latitude à l'autre. [Josey et al., 1997] suggère les valeurs $\lambda = 0.6$ à 20° de latitude et $\lambda = 0.64$ à 30° de latitude.

Les nombres de Stanton et de Dalton c_h et c_e sont ceux déterminés par [Ahmad et al., 1990] et [Sultan et al., 1993]. Ils dépendent de la vitesse du vent et de la différence de température entre l'air et la surface :

$$c_h = c_e = 1.3 \cdot 10^{-3}$$

L'humidité spécifique de l'atmosphère et l'humidité spécifique à la surface de l'océan sont définies par (voir partie D.4) :

$$q_a = \frac{0.62 e_a(T_a)}{P_{\text{air}} - 0.38 e_a(T_a)} \text{ et } q_s = \frac{0.62 e_w(T_s)}{P_{\text{air}} - 0.38 e_w(T_s)}$$

On choisira (voir détails dans la partie D.4) l'expression suivante pour la pression de vapeur saturante :

$$e_w(T) = 10^{(9.4051 - \frac{2353}{T})}$$

A ces flux, s'ajoute le flux de radiation solaire incident Q_{SOL} qui a été détaillé dans la partie précédente. La somme de ces quatre flux constituent le flux de chaleur net Q_{NET} .

$$Q_{NET} = Q_{SOL} + Q_S + Q_L + Q_{IR}$$

Dans un bassin d'évaporation comme le Golfe Persique, il est important de tenir compte du taux d'évaporation E associé au flux de chaleur latente et défini comme la masse d'eau évaporée par unité de temps et d'espace :

$$E = \rho_a c_e U_A (q_a - q_s) = \frac{Q_L}{L_v}$$

D.2.3 Analyse des flux de chaleur et des flux d'eau

On calcule les flux de chaleur Q_S , Q_L et Q_{IR} à partir des données du modèle CEP d'une part, et des données de la base COADS d'autre part. On extrait ensuite de ces deux jeux de données une climatologie mensuelle pour chacun des flux de chaleur.

Tout comme pour les données météorologiques, aucun travail particulier d'interpolation ou de filtrage des données n'est effectué pour établir cette climatologie. Pour s'assurer que les résultats ne sont pas trop biaisés par l'échantillonnage temporel et spatial des données COADS on pourra les comparer à ceux de la climatologie UWM/COADS de [Da silva et al., 1994] et à ceux de la climatologie du Centre Océanographique de Southampton (SOC) réalisé par [Josey et al., 1999] à partir d'une partie des données COADS couvrant la période 1980-93 (COADS 1a, [Woodruff et al., 1993]). Cette deuxième climatologie, que l'on notera par la suite SOC/COADS, a été réalisée pour les flux de chaleur et de moment en appliquant une méthode identique à celle de [Da silva et al., 1994] déjà évoquée lors de l'étude des paramètres météorologiques. Quelques différences entre les deux climatologies UWM/COADS et SOC/COADS sont à noter :

- La valeur seuil de l'écart-type de tolérance passe de 3.5 à 4.5 pour l'étape de filtrage des valeurs douteuses des données de base. En fait, cette amélioration a été implémentée dans la version plus récente de la base de donnée COADS qui a été utilisé par [Josey et al., 1999] afin de conserver une variabilité plus grande.
- Le dernier rayon d'influence vaut 331 km contrairement aux 771 km choisis par [Da silva et al., 1994]
- Des rapports d'information (rapport de bateau WMO47) sur les méthodes d'observation ont été utilisés pour améliorer la correction des biais de mesure des données.
- L'échelle utilisée pour estimer la vitesse du vent à partir de l'état de la mer est différente de celle utilisée par [Da silva et al., 1994].

D.2.3.1 Comparaison des climatologies extraites de CEP et COADS

Les flux qui correspondent à un gain de chaleur pour l'océan sont comptés positivement. Les figures D.11 et D.12 présentent les résultats du calcul des flux à partir des deux climatologies CEP et COADS pour les Golfs Persique et d'Oman.

Le flux de chaleur infrarouge (formulation de [Gill1982]) est une quantité perdue par l'océan. Le cycle annuel de la moyenne spatiale de chaque golfe est sinusoidal. Le flux

de rayonnement infrarouge est maximum en hiver (-80 W.m^{-2}) et minimum en été (-40 W.m^{-2}). Le flux est un peu plus faible pour le Golfe d'Oman pour les mois de février à août. Les résultats tirés du modèle météorologique CEP sont en très bon accord avec ceux extraits des données COADS. On observe des différences inférieures à 5 W.m^{-2} tout au long du cycle annuel pour le Golfe Persique et inférieures à $1-2 \text{ W.m}^{-2}$ pour le Golfe d'Oman. Les différences sont principalement dues au fait que la nébulosité n'est pas fournie par le modèle CEP et qu'une valeur constante a été utilisée pour le calcul du flux. Si la couverture nuageuse augmente, le flux de rayonnement infrarouge diminue.

La variabilité inter-annuelle des deux moyennes spatiales n'est pas négligeable : elle ne dépasse pas 5 W.m^{-2} dans le Golfe d'Oman, mais elle peut atteindre les 10 W.m^{-2} dans le Golfe Persique, en particulier pendant le mois d'août, où le flux est le plus faible. On n'observe pas de décalage saisonnier entre les différentes années.

La variabilité spatiale présente pour l'année climatologique extraite de CEP un gradient nord-sud de 10 à 20 W.m^{-2} entre le nord-ouest du Golfe Persique et le Golfe d'Oman. Ce gradient est présent tout au long de l'année et atteint son maximum en début d'été.

Le flux de chaleur sensible dépend directement de la différence de température entre l'air et la surface de l'océan. Il change de signe au cours de l'année, il est positif lorsque la température de l'air est supérieure à celle de la surface de l'océan, c'est-à-dire en été. Ce flux est assez faible tout au long de l'année et ne prend pas une place importante dans le flux net. Sa valeur oscille, pour les moyennes spatiales mensuelles entre 15 W.m^{-2} en début d'été (mai-juin) et -20 W.m^{-2} en hiver (décembre). Le flux est un peu plus faible pour le Golfe d'Oman tout au long de l'année. Les résultats tirés du modèle météorologique CEP sont en accord avec ceux extraits des données COADS. Le cycle annuel est respecté. On observe toutefois des différences proche de 5 W.m^{-2} en début d'été pour le Golfe Persique et en fin d'été pour le Golfe d'Oman.

La variabilité inter-annuelle est directement liée à celle de la différence de température entre l'air et l'océan. Celle-ci peut être importante. En été, dans le Golfe Persique, des différences de 3 degré sont visibles ce qui conduit à des variations de flux du simple au triple d'une année sur l'autre. On observe aussi une variabilité inter-annuelle dans la date d'apparition du maximum du flux qui peut survenir d'avril à août.

La variabilité spatiale présente pour l'année climatologique extraite de CEP un gradient nord-sud de 10 à 20 W.m^{-2} entre le nord-ouest du Golfe Persique et le Golfe d'Oman. Ce gradient est présent tout au long de l'année et atteint son maximum en début d'été.

Pour les Golfs Persique et d'Oman, **le flux de chaleur latente** est une quantité négative tout au long de l'année qui correspond à une perte de chaleur par l'océan. Quelque soit la saison, l'évaporation est toujours présente pour les deux golfs. Le flux de chaleur latente fluctue autour de -100 W.m^{-2} . La perte est maximum en hiver (novembre-décembre) et minimum au printemps (avril-mai). Le flux de chaleur latente est le plus important des trois flux calculés pour les deux golfs. Le flux est nettement plus faible dans le Golfe d'Oman, en particulier d'avril à janvier. Les résultats des moyennes spatiales mensuelles tirés du modèle météorologique CEP sont comparés à ceux extraits des données COADS. La comparaison des courbes pour le flux de chaleur latent dans les deux golfs (figures D.11 et D.12) montre que le cycle annuel est respecté. Les minima

et maxima sont bien reproduit par le modèle CEP. Cependant, on note une différence importante de mai à septembre pour le Golfe Persique et de juin à septembre pour le Golfe d'Oman. Des écarts de plus de 50 W.m^{-2} sont visibles entre les résultats extraits de CEP et COADS. En été, le modèle CEP propose une valeur beaucoup plus importante que celle calculée à partir des données COADS pour le flux de chaleur latent dans le Golfe Persique. Cette tendance est inversée dans le Golfe d'Oman.

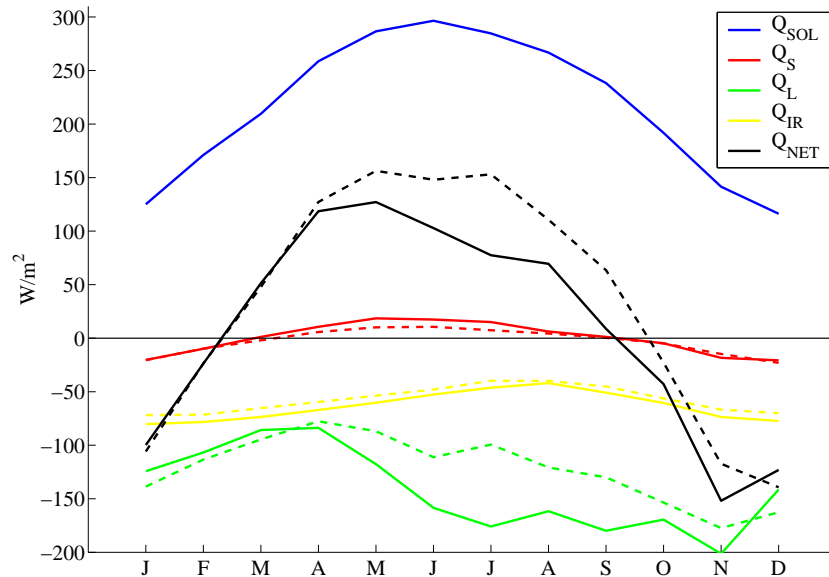


FIGURE D.11 – Moyenne mensuelle des flux de chaleur en W.m^{-2} pour le Golfe Persique pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tireté). Ondes courtes Q_{SOL} , chaleur sensible Q_S , chaleur latente Q_L , ondes longues Q_{IR} (formulation de [Gill1982]) et flux net Q_{NET} .

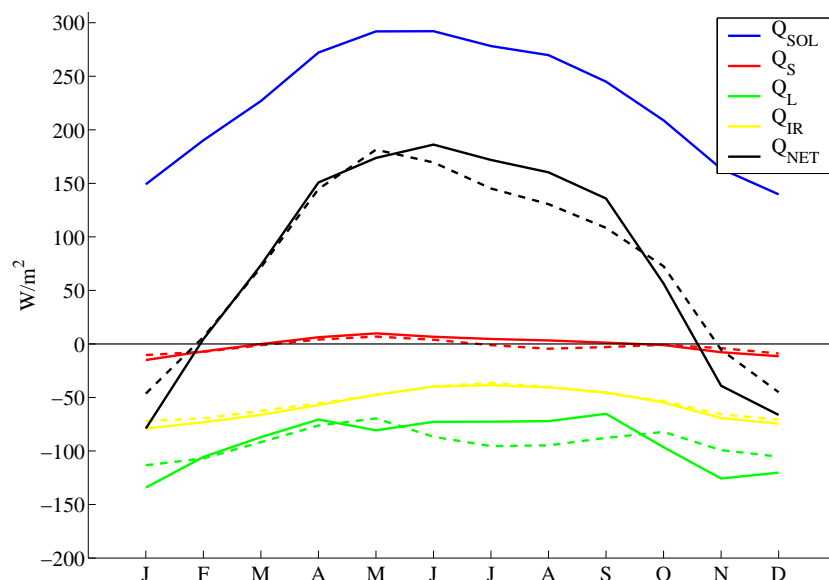


FIGURE D.12 – cycle annuel des flux de chaleur en W.m^{-2} pour le Golfe d'Oman pour les climatologies extraites de CEP et COADS (tireté). Ondes courtes Q_{SOL} , chaleur sensible Q_S , chaleur latente Q_L , ondes longues Q_{IR} (formulation de [Gill1982]) et flux net Q_{NET} .

Le terme de flux de chaleur latente est calculé à partir du produit du module du vent UA et de la différence DQ entre l'humidité spécifique de l'air q_a et l'humidité spécifique saturante à la surface de la mer q_s .

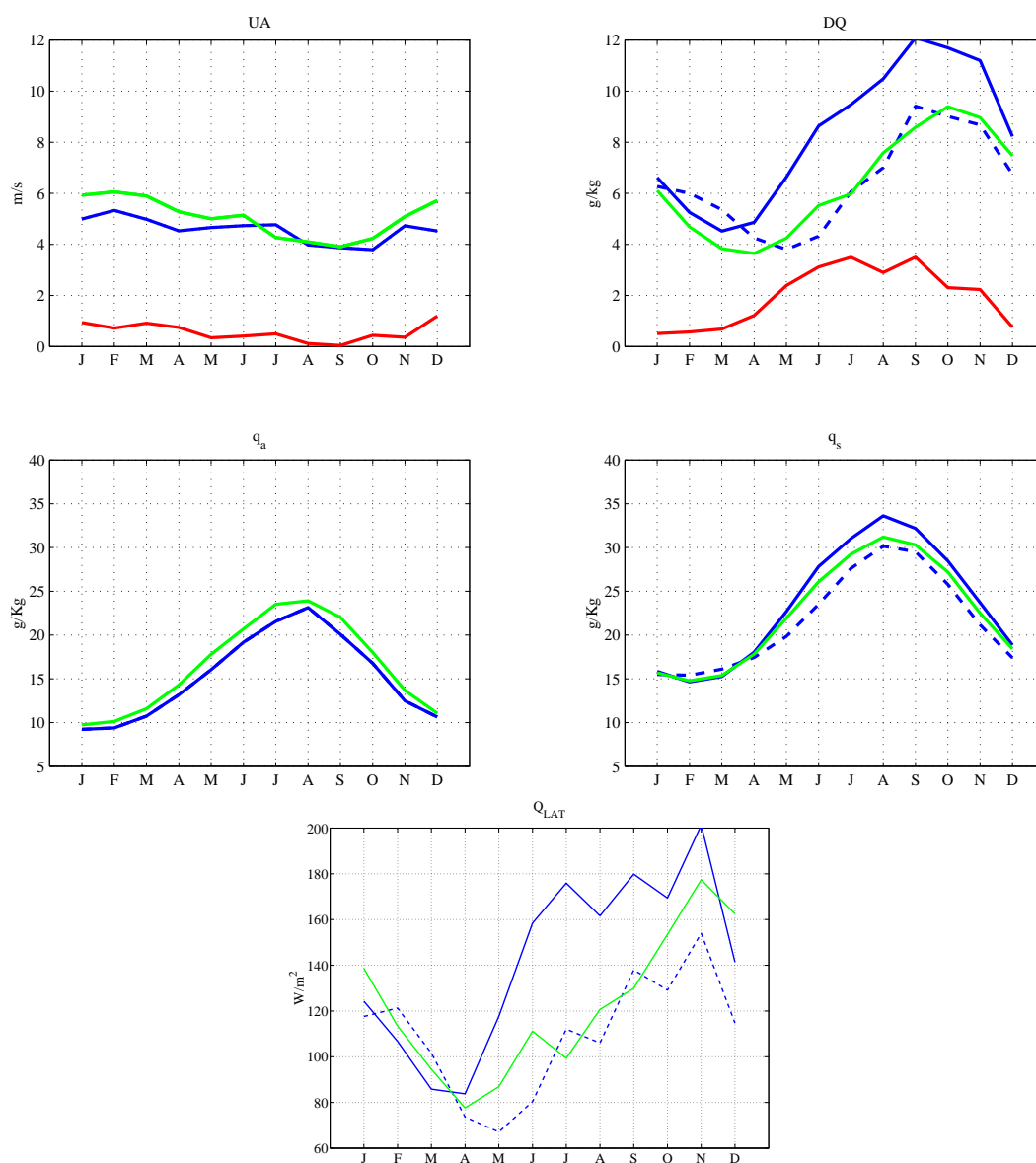


FIGURE D.13 – Moyenne mensuelle spatiale pour le Golfe Persique du module du vent UA, de la différence des humidité DQ, des l'humidité spécifique q_a et q_s et du flux de chaleur latente Q_{LAT} d'après les données CEP (en bleu) et COADS (en vert).

Pour le Golfe Persique, la différence importante au printemps et en été, entre le flux de chaleur latente calculé soit à partir de CEP, soit à partir de COADS, est principalement imputable au terme DQ. Les deux premiers graphes de la figure D.13 présentent les moyennes spatiales mensuelles des termes UA et DQ pour CEP (en bleu) et COADS (en vert). Les différences CEP-COADS sont représentées en rouge et indiquent clairement la prédominance du terme DQ dans la différence sur le calcul du flux de chaleur latente au printemps et en été. Le terme DQ dépend des variables pression et température de la mer pour q_s et pression et température du point de rosée pour q_a . La comparaison précédente

des données météorologiques entre CEP et COADS a révélé peu ou pas de différence pour la pression atmosphérique et des différences assez nettes pour les deux types de températures, notamment au printemps et en été. Ainsi, les différences observées pour le flux de chaleur latente sont dues principalement à des différences sur les températures (mer et point de rosée) entre les deux climatologies. Ces différences de température se retrouvent dans la comparaison des humidités q_a et q_s dont l'évolution mensuelle des moyennes spatiales est représentée sur le troisième et quatrième graphe de la figure D.13. On observe des différences du même ordre de grandeur (quelques g/kg) pour q_a et q_s . La troisième courbe en tireté bleu sur le graphe de l'évolution de q_s a été obtenue en remplaçant dans le calcul de q_s la température de surface fournit par CEP par celle fournit par la base de donnée climatologique GDEM. Le résultat ainsi obtenu pour le terme de flux de chaleur latente est tracé (courbe en tireté bleu) en plus des résultats pour les données CEP (en bleu) et COADS (en vert) sur le dernier graphe de la figure D.13. Ce résultat met en évidence la grande sensibilité du terme de flux de chaleur latente à des variations de quelque g/Kg pour q_s (ie 1 ou 2 degrés pour la température climatologique de surface de la mer). Il en est de même pour l'humidité spécifique q_a .

Dans une moindre part, les différences observées entre CEP et COADS pour le flux de chaleur latente dans le Golfe Persique peuvent être dues à des différences observées sur le module du vent, notamment en hiver.

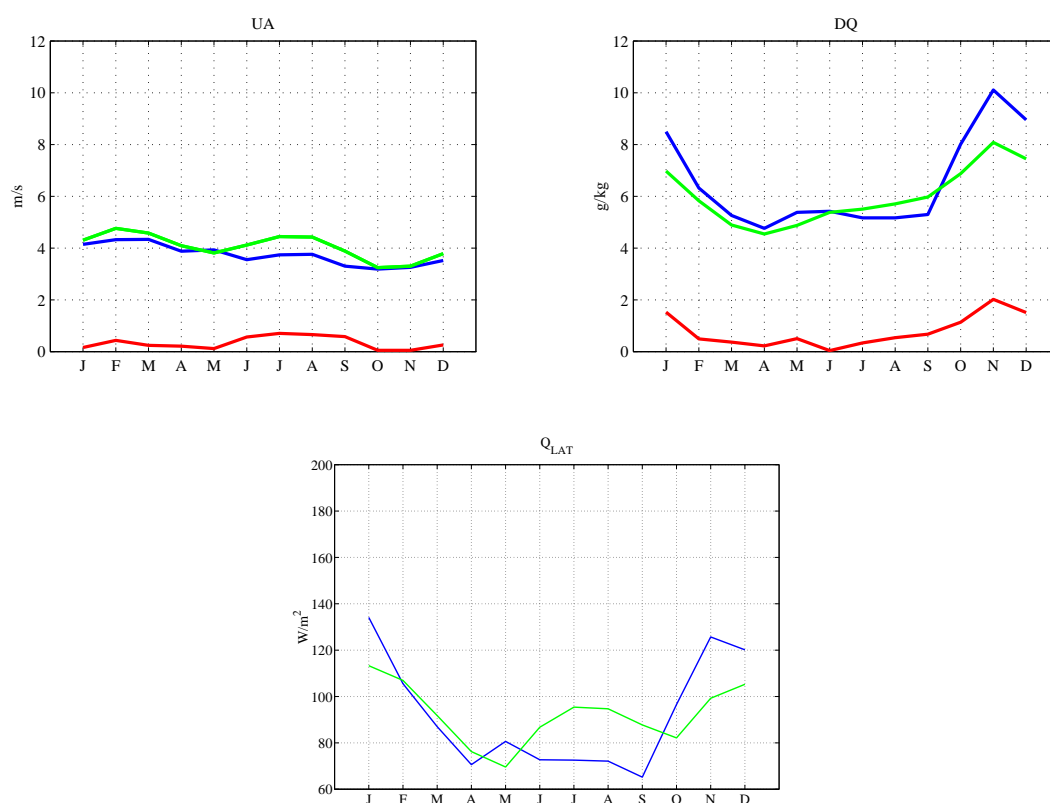


FIGURE D.14 – Moyenne mensuelle spatiale pour le Golfe d'Oman du module du vent UA, de la différence des humidité DQ et du flux de chaleur latente Q_{LAT} d'après les données CEP (en bleu) et COADS (en vert).

Pour le Golfe d'Oman, les différences importantes entre le flux de chaleur latente calculé à partir de CEP et de COADS sont principalement imputables au terme DQ en

hiver et au termes UA en été. Les deux premiers graphes de la figure D.14 présentent les moyennes spatiales mensuelles des termes UA et DQ pour les données CEP (en bleu) et COADS (en vert). Les différences CEP-COADS sont représentées en rouge. Pour le Golfe d'Oman, les différences observées pour le flux de chaleur latente sont dues aux différences observées sur le module du vent UA ainsi que sur la différence des humidités spécifiques DQ.

La variabilité inter-annuelle est très importante dans les deux golfes. Des écarts de plus de 60 W.m^{-2} sur la valeur du flux de chaleur latent d'une année sur l'autre sont visibles quelque soit la saison.

La variabilité spatiale présente pour l'année climatologique extraite de CEP un fort gradient nord-sud (jusqu'à 100 W.m^{-2} en été) entre le nord-ouest du Golfe Persique et le Golfe d'Oman de juin à novembre. On a calculé deux nouvelles moyennes spatiales sur le Golfe Persique en isolant les deux bassins situés de part et d'autre du Qatar. La figure D.15 présente le cycle annuel des moyennes mensuelles du flux de chaleur latente pour les trois moyennes spatiales calculées dans le Golfe Persique à partir des climatologies CEP et COADS. Le modèle CEP fournit une valeur surestimée du flux de chaleur latente d'avril à novembre, quelque soit la moyenne spatiale considérée. Néanmoins, l'écart, par rapport à la valeur calculée à partir de COADS, est très différent suivant la zone considérée. Pour le bassin est du Golfe Persique, cet écart n'est pas très important (moins de 50 W.m^{-2}), tandis qu'il peut atteindre des valeurs très élevées (près de 100 W.m^{-2} en juillet) pour le bassin ouest.

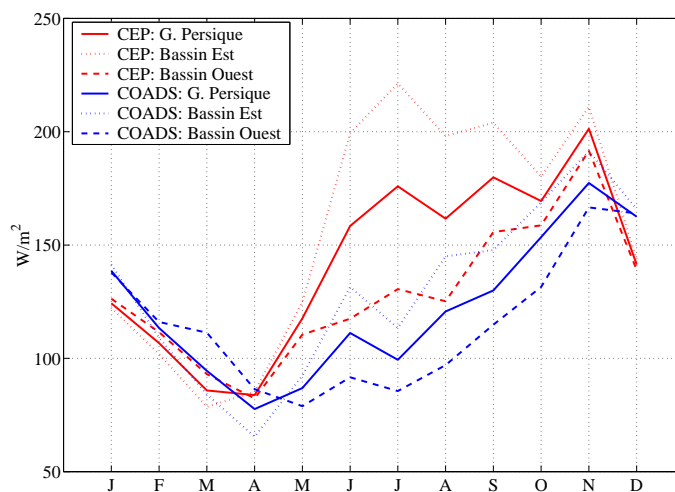


FIGURE D.15 – Moyenne mensuelle du flux de chaleur latente en W.m^{-2} pour le Golfe Persique pour les climatologies extraites de CEP (en rouge) et COADS (en bleu). Les graphes en trait plein représentent la moyenne spatiale sur tout le golfe, les graphes en trait tireté, la moyenne spatiale sur le bassin est du golfe et les graphes en pointillé, la moyenne spatiale sur le bassin ouest du golfe.

Le flux de chaleur net représente la somme de tous les flux de chaleur. On remarque qu'il est un gain pour l'océan de début février à fin octobre pour le Golfe Persique et de fin janvier à début novembre pour le Golfe d'Oman. Le flux net oscille entre -150 et

150 W.m^{-2} pour le Golfe Persique et entre -70 et 200 W.m^{-2} pour le Golfe d'Oman. Le flux net pour le Golfe d'Oman est supérieur tout au long de l'année. Les différences entre le flux net obtenu à partir des données CEP et celui obtenu à partir des données COADS que l'on remarque sur les figures D.11 et D.12 sont principalement celles observées pour le flux de chaleur latente. Pour le Golfe d'Oman, le modèle CEP surestime le flux net en été et le sous-estime en hiver, mais en moyenne annuelle, les valeurs sont les mêmes. Pour le Golfe Persique, le modèle CEP sous-estime la valeur du flux de mai à novembre et on observe une différence de plus de 35 W.m^{-2} pour la moyenne annuelle qui vaut 14 W.m^{-2} d'après CEP et 52 W.m^{-2} d'après COADS.

L'évaporation est directement liée au flux de chaleur latente qui a été décrit précédemment. Les figures D.16 et D.17 présentent les moyennes mensuelles spatiales du taux d'évaporation (en mm par jour) pour les climatologies extraites de CEP et COADS. Sur les graphes figurent aussi les données climatologiques présentées par [Privett1959] pour le Golfe Persique et par [Hastenrath et al., 1979b] pour le Golfe d'Oman. Les extremum sont tous observés à la bonne époque (minimum au printemps et maximum en hiver) mais une surestimation de l'évaporation calculée à partir des données CEP est visible dans le Golfe Persique, avec près de 2 mm par jour d'évaporation en plus par rapport aux données COADS ou [Privett1959] en été. Si on remplace la température de surface issue du modèle CEP par celle de la climatologie GDEM lors du calcul du taux d'évaporation, cette surestimation disparaît (courbe en trait plein fin sur la figure D.16).

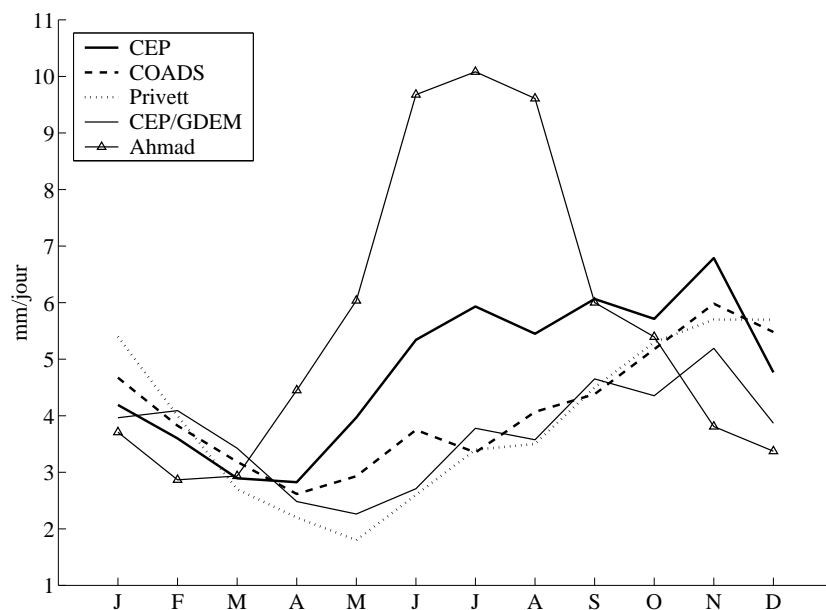


FIGURE D.16 – Moyenne mensuelle du taux d'évaporation en mm/jour pour le Golfe Persique pour les climatologies extraites de : CEP, COADS (tireté) et Privett (pointillé) et CEP avec la température de surface issus de GDEM (trait plein fin). La dernière courbe (triangle) est celle proposée par [Ahmad et al., 1990].

La variabilité saisonnière du taux d'évaporation proposée par [Ahmad et al., 1990] (courbe avec triangle sur la figure D.16) calculée à partir d'observations côtières à Dhahran (Arabie Saoudite) met en évidence des différences importantes par rapport aux autres

courbes. Le taux d'évaporation est maximum en juin et sa valeur maximale est très forte. Le taux le plus faible est atteint en hiver alors que pour toutes les autres climatologies le taux est maximum en hiver. Deux hypothèses peuvent expliquer ces différences : le calcul de Ahmad est local et ne peut représenter une moyenne spatiale sur le golfe et/ou les observations utilisées pour le calcul sont trop influencées par la proximité de la côte (notamment pour l'humidité relative). Dans tous les cas, la variabilité saisonnière du taux d'évaporation est mal connue et une importante variabilité spatiale est plus que probable.

Le taux d'évaporation calculé à partir de CEP dans le Golfe d'Oman est légèrement sous-estimé en été par rapport aux autres données climatologiques mais la variabilité saisonnière est la même. La variabilité saisonnière du taux d'évaporation proposée par [Sultan et al., 1993] (courbe avec triangle sur la figure D.17) calculée à partir d'observations côtières en Oman montre elle aussi des différences importantes.

Pour le Golfe Persique, le taux moyen d'évaporation calculé à partir des données du modèle CEP est de 175 cm.an^{-1} (135 cm.an^{-1} avec la température de surface issue de GDEM). Privett met en avant le chiffre de 144 cm.an^{-1} , tandis que le calcul à partir des données COADS propose 150 cm.an^{-1} . D'autres études conduisent à des valeurs supérieures avec en particulier [Meshal et al., 1986] qui proposent un taux de 200 cm.an^{-1} pour des zones plus côtières. [Ahmad et al., 1990], par exemple, propose 212 cm.an^{-1} . Ces derniers, justifient ce taux d'évaporation plus élevé par l'influence des vents de terre plus sec sur les eaux chaudes près des côtes. La variabilité spatiale proposée par le modèle CEP confirme cette tendance et on observe par exemple, des taux d'évaporation plus élevés dans la partie sud du bassin est ainsi que dans le bassin ouest qui correspondent à des zones de plus faible profondeur.

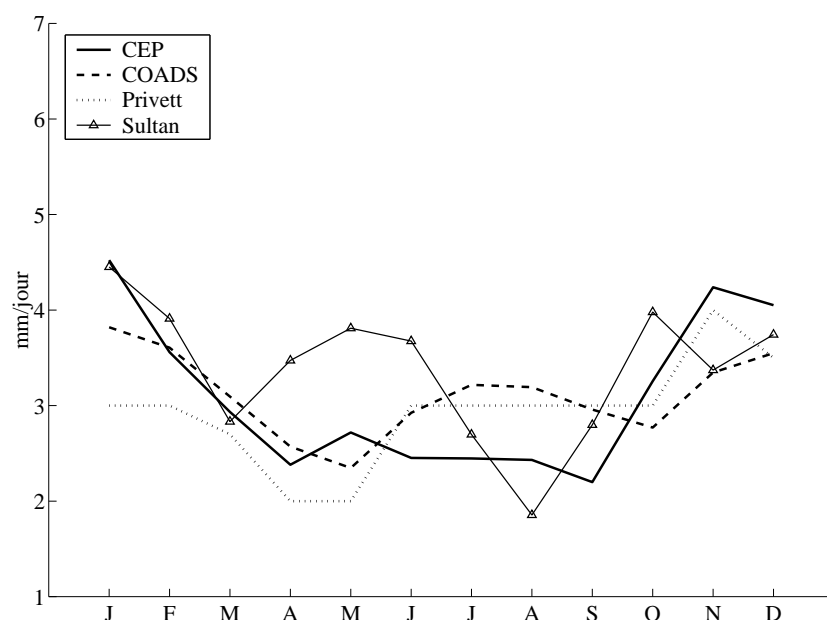


FIGURE D.17 – Moyenne mensuelle du taux d'évaporation en mm/jour pour le Golfe d'Oman pour les climatologies extraites de : CEP, COADS (tireté) et Hastenrath (pointillé). La dernière courbe (triangle) est celle proposée par [Sultan et al., 1993].

L'évolution saisonnière du taux de **précipitation** a déjà été évoqué dans le paragraphe D.1.4 p. 286. Le taux de précipitation est relativement faible dans la région des deux golfs et le taux maximum (un peu moins de 2 mm/jour) est atteint en décembre et en janvier. Le taux de précipitation est quasi nul d'avril à octobre.

D.2.3.2 Comparaison des différentes climatologies extraites de COADS

Comme pour les paramètres météorologiques, nous avons comparé la climatologie extraite de COADS aux deux climatologies UWM/COADS et SOC/COADS pour les flux de quantité de mouvement, les flux de chaleur et les flux d'eau. Les graphes des figures D.18, D.19 et D.22 représentent les moyennes spatiales mensuelles sur l'ensemble des Golfs Persique et d'Oman du module du stress de vent et des flux ondes courtes, ondes longues, chaleur latente et chaleur sensible ainsi que des flux d'eau (évaporation et précipitation).

On remarque en premier lieu que toutes les climatologies reproduisent le même cycle saisonnier. La climatologie pour chaque flux que nous avons fabriquées à partir des données COADS ne présentent pas de biais significatif (que l'échantillonnage imparfait, spatial et temporel, aurait pu introduire) par rapport aux climatologies plus élaborées UWM/COADS et SOC/COADS. Toutefois, des différences existent entre les climatologies. Les différences sont moins importantes pour le Golfe d'Oman, exception faite pour le stress de vent.

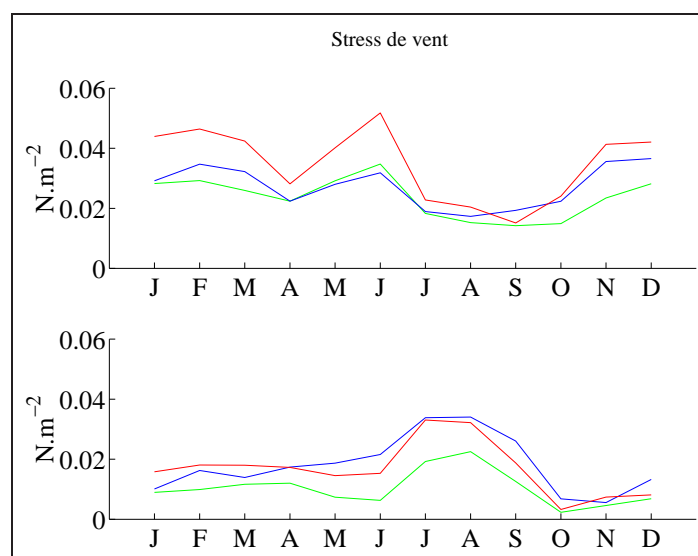


FIGURE D.18 – Moyenne mensuelle pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (en bas) pour les climatologies UWM/COADS (bleu), SOC/COADS (rouge) et COADS (vert) pour le stress de vent (en N/m^2).

La figure D.18 présente le cycle saisonnier du module de stress de vent pour le Golfe Persique et le Golfe Arabe des trois climatologies basées sur les données COADS. La même variabilité saisonnière est observée pour les trois climatologies. Dans le Golfe Persique, l'intensité du stress de vent est un peu plus importante que celle observée dans le Golfe d'Oman. Dans le Golfe Persique, les différences observées entre les climatologies sont principalement dues à l'utilisation d'une échelle d'équivalence différente

pour transformer les descriptions d'état de mer en amplitude de vent. Dans le Golfe d'Oman, les deux climatologies UWM/COADS et SOC/COADS sont très semblables et présentent des valeurs supérieures à celles de la climatologie COADS. Cette différence est probablement due aux effets du lissage spatial effectué pour les deux climatologies UWM/COADS et SOC/COADS qui a été évoqué précédemment lors de l'analyse des vents.

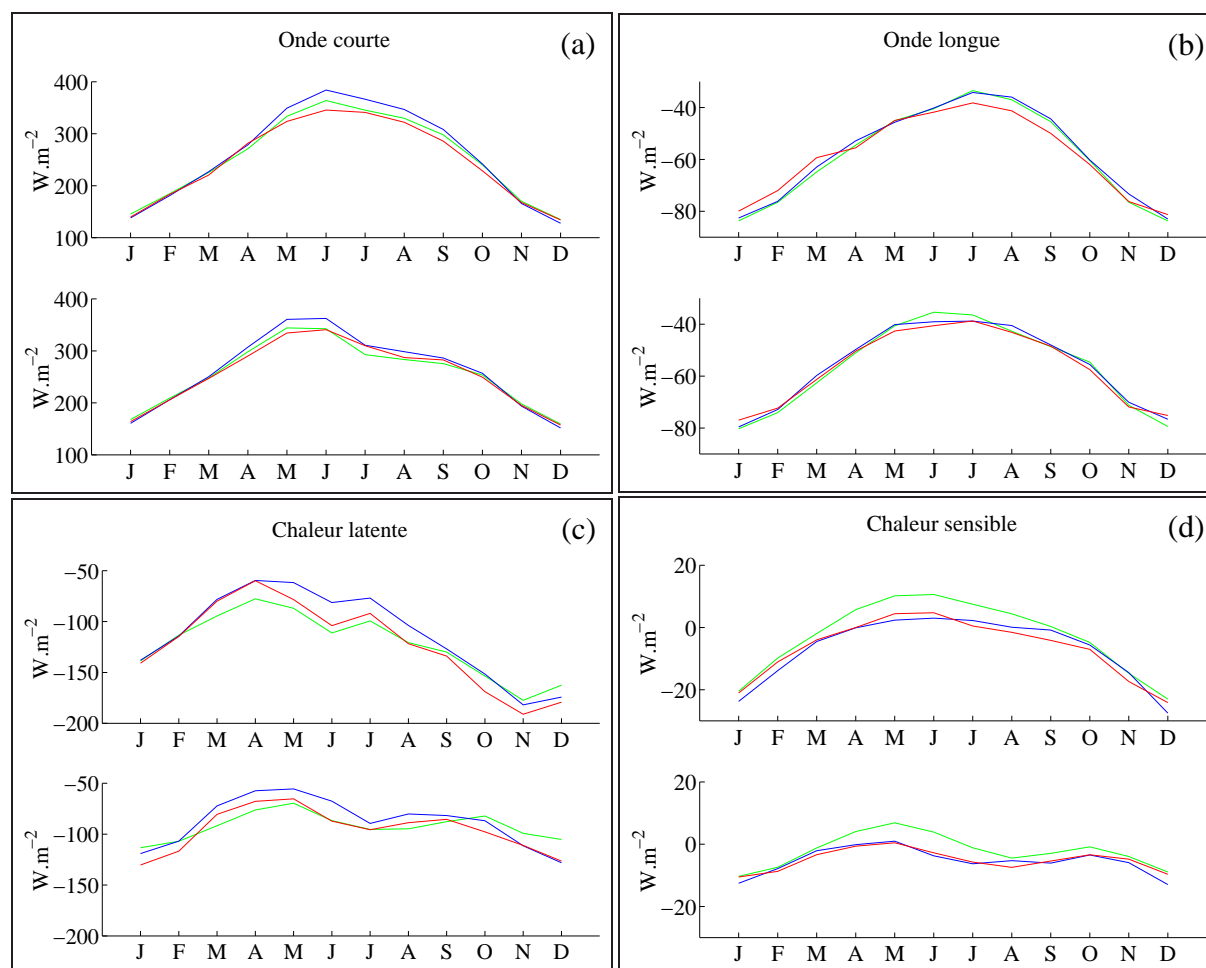


FIGURE D.19 – Moyenne mensuelle pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (graphe du bas) pour les climatologies UWM/COADS (bleu), SOC/COADS (rouge) et COADS (vert) pour le flux ondes courtes (a), pour le flux ondes longues (b), pour le flux de chaleur latente (c) et pour le flux de chaleur sensible (d). Flux en W/m^2 .

Pour le flux ondes courtes, les trois climatologies fournissent des résultats relativement proches exceptées en été où des écarts d'environ $25 W$ sont observés (graphe a, figure D.19). Pour la climatologie COADS, le flux solaire incident a été calculé à partir d'une routine (*solir*) qui estime le rayonnement incident en fonction de la position géographique, de la date et de la nébulosité de l'air (formule identique à l'équation D.1 p. 296). Les différences entre les climatologies pour le flux ondes courtes sont visibles entre les mois de mai et septembre. Les valeurs estivales proposées par la climatologie UWM/COADS dépassent nettement les $350 W/m^2$ en moyenne mensuelle de mai à août. Celles proposées par la climatologie SOC/COADS et le calcul *solir* sont

un peu plus faibles mais atteignent tout de même 350 W/m^2 . Ces valeurs sont beaucoup plus importantes que celles décrites précédemment pour le modèle CEP, la climatologie [Hastenrath et al., 1979a] et les données décrites par [Ahmad et al., 1990] et [Sultan et al., 1993] où les valeurs estivales ne dépassent pas 300 W/m^2 pour les mêmes mois dans les deux golfes.

Pour le flux de chaleur latente (et donc l'évaporation), des différences de 10 à 30 W/m^2 s'observent entre les trois climatologies, essentiellement au printemps et en été (graphe c, figure D.19). Les différences sont accentuées pour le Golfe Persique. On observe autant de différences entre la climatologie simplifiée COADS et les deux autres qu'entre les deux climatologies élaborées UWM/COADS et SOC/COADS. On a vu précédemment que les données issues du modèle météorologique CEP conduisent à un flux de chaleur latente beaucoup plus important en été. Ces résultats mettent en évidence toute la variabilité qui peut être introduite dans la mesure des paramètres météorologiques et ensuite dans la paramétrisation des flux de chaleur qui rendent le forçage par les flux de chaleur et l'évaporation difficile à mettre en place de façon réaliste dans les modèles numériques.

Les trois climatologies pour le flux de chaleur sensible présentent des résultats comparables, les différences ne dépassant pas 5 W/m^2 (graphe d, figure D.19). Là encore, les différences apparaissent essentiellement en été. Ce flux est assez faible et ne joue pas un rôle déterminant dans le bilan net.

Pour le flux net infrarouge (ou ondes longues), les trois climatologies conduisent également à des résultats très proches dans le Golfe Persique comme dans le Golfe d'Oman (graphe b, figure D.19). Les écarts entre les différentes climatologies sont inférieurs à 5 W/m^2 . Par souci d'homogénéité une formulation unique pour le calcul du flux [Clark et al., 1974] est utilisée lors de la comparaison présentée sur le graphe b de la figure D.19. La variabilité introduite par le choix de la formulation du flux ondes longues est illustrée par la figure D.20 qui montre l'évolution des moyennes mensuelles du flux net infrarouge calculé à partir des formulations de Gill, Clark et Bignami (voir p. 295) appliquées aux données COADS pour le Golfe Persique. L'évolution saisonnière est identique mais des écarts de 20 à 25 W/m^2 sont observés toute l'année entre les différentes formulations. Le choix de la formulation pour le calcul de ce flux est donc important.

En ce qui concerne le bilan de chaleur net, les trois climatologies présentent les mêmes caractéristiques avec des écarts possibles de près de 50 W/m^2 en été (Figure D.21). Les écarts proviennent essentiellement des différences observées pour le flux solaire incident ainsi que pour le flux de chaleur latente.

Pour les flux d'eau, Seules les climatologies UWM/COADS et SOC/COADS fournissent à la fois les taux d'évaporation et de précipitation. La figure D.22 présente les évolutions saisonnières des taux d'évaporation et de précipitation pour ces deux climatologies ainsi que pour celle réalisée à partir des données du modèle météorologique CEP. L'évolution saisonnière du taux d'évaporation est identique à celle du flux de chaleur latente décrite précédemment (courbe en trait plein sur les graphes a et c de la figure D.22). Le taux d'évaporation fourni par le modèle CEP est nettement plus important de mai à juin que celui proposé par les climatologies UWM/COADS et SOC/COADS. Pour le Golfe d'Oman, les différences entre les trois climatologies sont peu importantes ex-

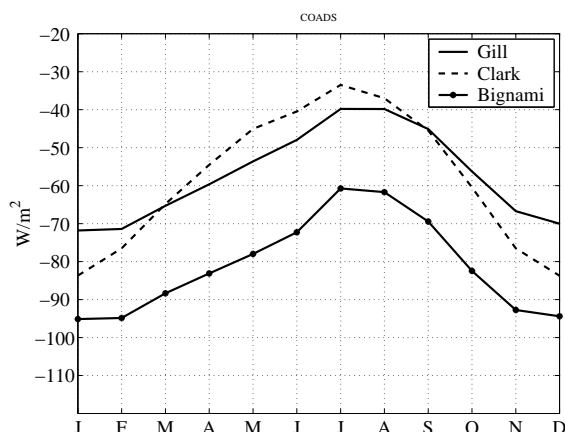


FIGURE D.20 – Moyenne mensuelle du flux net infrarouge pour le Golfe Persique d'après les données de la climatologie COADS pour les formulations de Gill, Clark (pointillé) et Bignami (étoile). Flux en W/m^2 .

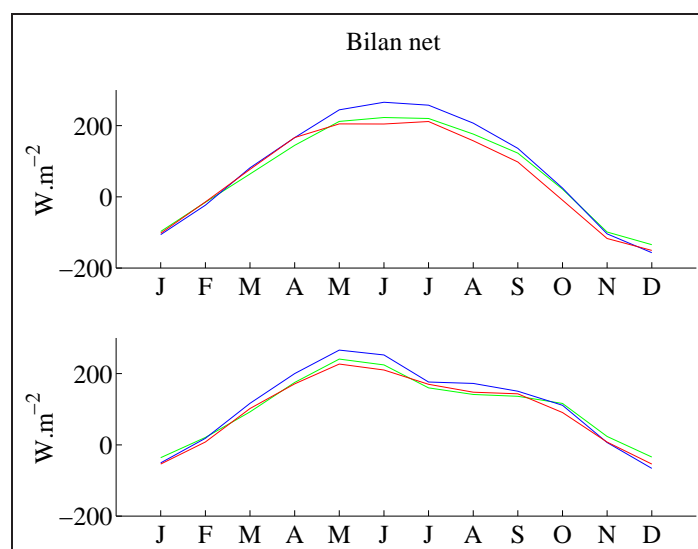


FIGURE D.21 – Moyenne mensuelle du flux net pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (graphe du bas) pour les climatologies UWM/COADS (bleu), SOC/COADS (rouge) et COADS (vert). Flux en W/m^2 .

cepté de juin à septembre, période durant laquelle la perte d'eau est moins importante pour la climatologie CEP. L'évolution saisonnière du taux de précipitation est identique pour les trois climatologies (courbe en pointillé sur les graphes a et c de la figure D.22). Le modèle CEP fournit néanmoins des valeurs un peu plus fortes en hiver dans le Golfe Persique. Les différences sont moins importantes dans le Golfe d'Oman. Pour le Golfe Persique, le bilan net évaporation moins précipitation présente des différences encore plus importantes entre la climatologie CEP et les climatologies UWM/COADS et SOC/COADS. La perte d'eau est ainsi maximale de juillet à septembre pour la climatologie CEP (du fait de l'augmentation du taux de précipitation en hiver) et d'octobre à janvier pour les climatologies UWM/COADS et SOC/COADS (graphe b, figure D.22). Pour le Golfe d'Oman, les différences entre les trois climatologies sont peu importantes

(graphe d, figure D.22) et correspondent à celles évoquées pour l'évaporation.

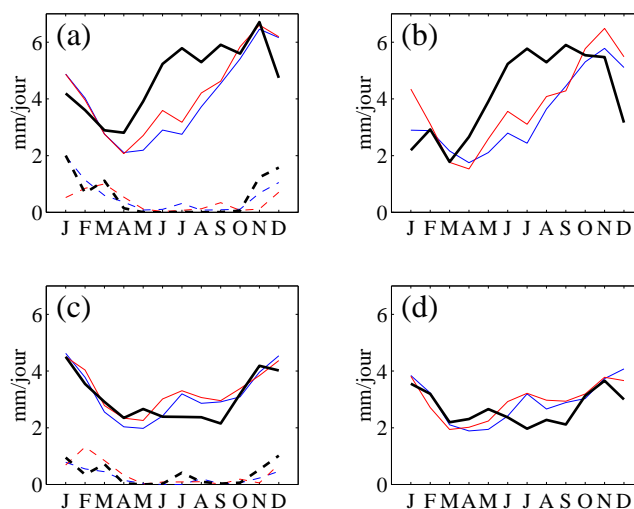


FIGURE D.22 – Moyenne mensuelle des taux d'évaporation et de précipitation (pointillé) pour le Golfe Persique (graphe a) et pour le Golfe d'Oman (graphe c) et bilan net des flux d'eau (E-P) pour le Golfe Persique (graphe b) et pour le Golfe d'Oman (graphe d) pour les climatologies UWM/COADS (bleu), SOC/COADS (rouge) et CEP (noir). Taux en mm/jour.

D.2.3.3 Evaluations des flux de chaleur et d'eau : conclusions

L'analyse des flux de chaleur et d'eau obtenus à partir des différentes climatologies (issues de la mesure directe ou du modèle météorologique) montre combien il est difficile d'apprécier le réalisme des résultats obtenus. Ces difficultés proviennent d'une part de la qualité de la mesure directe des paramètres météorologiques nécessaires et d'autre part du choix des formulations pour les flux. Toutefois, les études récentes de [Tragou et al., 1999] et [Sofianos et al., 2002] sur les flux à travers le détroit de Bab el Mandab (Mer Rouge) et de [Johns et al., 1998] sur les flux à travers le détroit d'Hormuz vont nous permettre de choisir les meilleures paramétrisations. Pour cela, considérons les bilans annuels de chaque flux de chaleur, des taux d'évaporation et de précipitation pour les différentes climatologies disponibles (CEP, COADS, UWM/COADS, SOC/COADS, Hastenrath et Lamb et Ahmad et Sultan) pour les Golfe Persique et d'Oman (tableaux D.1 et D.2 respectivement). La deuxième ligne du tableau D.1 présente les résultats lorsque la température de surface fournie par le modèle météorologique CEP est remplacée par celle de la climatologie GDEM. On remarque que de faibles écarts de températures (entre 0.5 et 2 degrés) induisent des différences importantes sur le flux de chaleur latente.

Les études de [Tragou et al., 1999] et [Johns et al., 2003] ont la même approche : des mesures courantométriques et hydrologiques (température et salinité) réalisées à travers les détroits de Bab el Mandeb et d'Hormuz ont servi à estimer les flux d'eau entrant et sortant dans la Mer Rouge et le Golfe Persique. Connaissant l'hydrologie des masses d'eau le long de la section du détroit, les auteurs en déduisent les transports annuels

de chaleur et d'eau douce qui pénètrent dans la Mer Rouge et le Golfe d'Hormuz. Les résultats pour les transports nets de chaleur et d'eau obtenus par [Johns et al., 2003] pour le Golfe Persique apparaissent en fin de tableau D.1. Les auteurs comparent ensuite ces valeurs au bilan de chaleur réalisé à partir des flux atmosphériques de surface de la climatologie SOC/COADS. Les différences observées entre les bilans nets (pour le Golfe Persique : -7 Wm^{-2} d'après les mesures de [Johns et al., 2003] et 61 Wm^{-2} d'après SOC/COADS) les ont conduit à examiner les formulations utilisées pour calculer les flux de chaleur atmosphériques et à en corriger certaines.

	Fsol Wm^{-2}	Finf Wm^{-2}	Flat Wm^{-2}	Fsen Wm^{-2}	Fnet Wm^{-2}	E cm/an	P cm/an	E-P-R cm/an
CEP	218	$-64^a -65^b -89^c$	-142	0	$12^a 11^b -13^c$	175	21	135
CEP/ T_{GDEM}	218	$-62^a -57^b -82^c$	-110	8	$54^a 59^b 34^c$	135	21	95
COADS	254^d	$-57^a -58^b -81^c$	-122	-3	$72^a 71^b 48^c$	150	-	-
COADS	222^e	$-57^a -58^b -81^c$	-122	-3	$39^a 38^b 16^c$	150	-	-
SOC/COADS	248	-58^b	-122	-7	61	154	14	121
UWM/COADS	260	-58^b	-112	-7	83	142	20	101
Hastenrath et Lamb	223	-68^b	-102	1	54	135	-	-
Ahmad et Sultan	212	-66^a	-168	1	-21	212	20-25	187-192
Privett	-	-	-113	-	-	143	-	-
Johns et al.	-	-	-	-	-7 ± 4	-	-	168 ± 39
SOC/COADS ^f	211	-78	-122	-3	4	-	-	128

TABLE D.1 – Comparaison des bilans nets des différentes climatologies pour les flux de chaleurs et les échanges d'eau douce pour le Golfe Persique. Fsol le flux solaire incident, Finf le flux net infrarouge, Fsen le flux sensible, Fnet le flux de chaleur net. E et P les taux d'évaporation et de précipitation. R les apports fluviaux, on prend $R=1417.7\text{m}^3/\text{s}$ soit $R=19 \text{ cm/an}$ pour le Golfe Persique. E-P-R est le flux net d'eau douce. ^a formulation de Gill, ^b formulation de Clark ou ^c formulation de Bignami pour le calcul du flux net infrarouge. ^d calcul *solir* pour le flux solaire incident. ^e calcul *solir* avec correction due à la prise en compte des aérosols [Tragou et al., 1999] pour le flux solaire incident. ^f données SOC/COADS corrigées par [Johns et al., 2003].

Concernant la paramétrisation du flux solaire incident, les auteurs rappellent un résultat déjà décrit par [Reed1977]. En présence de faible nébulosité ($n < 0.2$), comme c'est le cas en été dans les Golfs Persique et d'Oman, la paramétrisation de la radiation solaire incidente (équation D.1 page 296) surestime le flux incident. [Reed1977] suggère alors de borner le terme entre crochet de l'équation D.1 à 1. C'est ce qui est réalisé par [Josey et al., 1999] pour la climatologie SOC/COADS et qui conduit à une nette diminution du flux en été par rapport aux résultats de COADS (*solir*) et UWM/COADS. Toujours pour la Mer Rouge, [Tragou et al., 1999] montrent que le coefficient de transmission Tr qui représente la diminution de la radiation solaire par absorption et diffusion des aérosols et autres composés atmosphériques, communément fixé à 0.7, n'est pas bien estimé au-dessus de la Mer Rouge en raison d'une forte présence d'aérosols. À l'aide de mesures (in situ et satellitaires), un nouveau facteur d'atténuation représentant mieux l'effet des aérosols est calculé. Ce calcul entraîne une diminution de près de 30

W/m^2 de la moyenne annuelle et conduit à une solution proche des mesures in situ. Les mêmes types d'aérosols étant présents au dessus du Golfe Persique [Husar et al., 1997], nous avons appliqué le même facteur d'atténuation sur le flux solaire incident calculé selon la formulation D.1 pour le Golfe Persique. Une diminution de 32 W/m^2 est obtenue pour le flux solaire incident annuel, le bilan annuel passant de 254 à 222 W/m^2 . [Johns et al., 2003] obtiennent une diminution de 37 W/m^2 passant de 248 à 211 W/m^2 . La différence observée sur le bilan net est nettement diminuée par cette première correction. Cette nouvelle valeur se rapproche de celle mesurée par [Ahmad et al., 1990] (212 W/m^2) à proximité du Qatar. La valeur proposée par le modèle CEP (218 W/m^2) est aussi très proche des valeurs mesurées : il ne sera pas nécessaire de la corriger.

Plusieurs formulations ont été proposées pour le calcul du flux infrarouge et les études de [Tragou et al., 1999] et [Johns et al., 2003] préconisent l'emploi de la formulation de Bignami (qui a été validée pour la Méditerranée). La différence qu'ils ont observée sur le bilan net est à nouveau réduite par cette seconde correction. La valeur proposée par le modèle CEP est très proche (-89 W/m^2) de celle fournie par la climatologie COADS (-81 W/m^2) ainsi que de celle mesurée par [Ahmad et al., 1990] (cette dernière comparaison est basée sur le résultat obtenu avec la formulation de Gill).

La formulation du flux de chaleur sensible n'est pas modifiée, mais ce flux ne représente pas un apport de chaleur important dans la région des golfes.

Suite aux mesures dans le détroit d'Hormuz, Johns a calculé une perte annuelle nette de chaleur de 7 W/m^2 pour le Golfe Persique, tout comme [Ahmad et al., 1990] qui ont calculé le budget de chaleur dans la région de Bahrain et obtiennent une perte annuelle nette de 21 W/m^2 . Sans correction, les climatologies proposent quant à elles un gain élevé (60 W/m^2 pour SOC/COADS). Avec corrections, ce gain est singulièrement diminué : notre calcul à partir des données COADS donne 16 W/m^2 et celui de Johns aboutit à 4 W/m^2 . Les calculs réalisés à partir des données du modèle CEP indiquent une perte de 13 W/m^2 et un gain de 34 W/m^2 si on utilise la climatologie GDEM pour la température de surface. Au vue de ces résultats, nous pouvons supposer que les flux de chaleur sont mieux estimés par le modèle météorologique que par les différentes climatologies.

Finalement, Johns attribue la différence de 11 W/m^2 restante à une erreur sur l'estimation du flux de chaleur latente du fait de la difficulté à estimer les paramètres météorologiques dont dépend ce flux. Cette correction modifie la valeur net du taux d'évaporation et donc du bilan net en eau. Il obtient un bilan d'eau net de 142 cm/an pour la climatologie SOC/COADS (au lieu de 128 cm/an) alors que l'analyse des mesures au détroit indiquent $168 \pm 39 \text{ cm/an}$. La valeur obtenue à partir des données du modèle CEP pour le bilan net d'eau est de 135 cm/an , valeur très proche de la valeur corrigée pour les données SOC/COADS. La valeur obtenue par [Ahmad et al., 1990] est supérieure du fait du flux de chaleur latente plus important. La mesure présentée par [Ahmad et al., 1990] est très côtière et il n'est pas évident que ce résultat soit une bonne estimation de la situation moyenne dans le Golfe Persique.

La variabilité des résultats présentés sur le tableau D.1 montre la difficulté liée aux calculs des flux de chaleur et des taux de précipitation et d'évaporation. Le taux d'évaporation annuel dans le Golfe Persique oscille par exemple entre 1.35 et 2.12 m/an . Le modèle météorologique CEP et la climatologie SOC/COADS corrigée se situent entre les deux (moyenne annuelle de 1.75 m/an pour CEP et de 1.35 m/an pour CEP avec la température de surface GDEM).

Les résultats obtenus dans le Golfe d'Oman montrent (tableau D.2) des résultats très cohérents entre modèle CEP et données COADS corrigées. Les calculs réalisés par [Sultan et al., 1993] propose, une fois encore, une valeur plus importante pour le flux de chaleur latente ce qui montre à nouveau les difficultés rencontrées lors de l'estimation de ce flux qui est important dans la région.

	Fsol Wm ⁻²	Finf Wm ⁻²	Flat Wm ⁻²	Fsen Wm ⁻²	Fnet Wm ⁻²	E cm/an	P cm/an
CEP	227	-58 ^a -59 ^b -83 ^c	-88	-1	80 ^a 79 ^b 55 ^c	109	12.8
COADS	256 ^d	-55 ^a -56 ^b -78 ^c	-92	-2	107 ^a 105 ^b 83 ^c	114	-
COADS	227 ^e	-55 ^a -56 ^b -78 ^c	-92	-2	77 ^a 76 ^b 53 ^c	114	-
SOC/COADS	255	-57 ^b	-96	-5	97	121	13.5
UWM/COADS	262	-56 ^b	-88	-5	113	111	8.9
Hastenrath et Lamb	227	-71 ^b	-84	0	76	106	-
Ahmad et Sul- tan	219	-64 ^b	-100	0	54	126	-

TABLE D.2 – Comparaison des bilans nets des différentes climatologies pour les flux de chaleurs et les échanges d'eau douce pour le Golfe d'Oman. Fsol le flux solaire incident, Finf le flux net infrarouge, Fsen le flux sensible, Fnet le flux de chaleur net. E et P les taux d'évaporation et de précipitation. ^a formulation de Gill, ^b formulation de Clark ou ^c formulation de Bignami pour le calcul du flux net infrarouge. ^d calcul *solir* pour le flux solaire incident. ^e calcul *solir* avec correction due à la prise en compte des aérosols [Tragou et al., 1999] pour le flux solaire incident.

En conclusion, les calculs des différents flux de chaleur à partir des données du modèle CEP conduisent à des résultats qui sont en accord avec les gammes de valeurs présentées dans les climatologies et la littérature. Dans le cas du flux de chaleur incident, il semble même que la valeur proposée par le modèle météorologique soit plus en accord avec la réalité si on tient compte des recommandations de [Tragou et al., 1999]. L'utilisation de la formulation de Bignami pour le calcul de flux de chaleur incident est préconisée. Néanmoins, certaines interrogations subsistent, notamment en ce qui concerne le flux de chaleur latente (et donc l'évaporation) pour lequel la gamme de valeur possible est assez étendue. Il faudra en tenir compte lors l'analyse des résultats du modèle tridimensionnel.

D.3 Forçage des flux dans le modèle tridimensionnel

D.3.1 Le flux de quantité de moment

A partir des composantes longitudinale et latitudinale du vent fournies par le modèle CEP, on calcule les deux composantes du terme de friction du vent pour toutes les mailles du modèle tridimensionnel à chaque instant de la simulation. On choisira un coefficient de frottement C_d constant : $C_d = 0.0015$ et $\rho_{air} = 1.17kgm^{-3}$. La figure D.23 présente les champs de vecteurs de la friction à la surface pour les quatre saisons

de l'année climatologique CEP. Le printemps est défini du mois d'avril au mois de juin, l'été du mois de juillet au mois de septembre, l'automne du mois d'octobre au mois de décembre et l'hiver du mois de janvier au mois de mars.

$$\tau_x = \rho_{air} C_d \sqrt{u^2 + v^2} u \quad \text{et} \quad \tau_y = \rho_{air} C_d \sqrt{u^2 + v^2} v$$

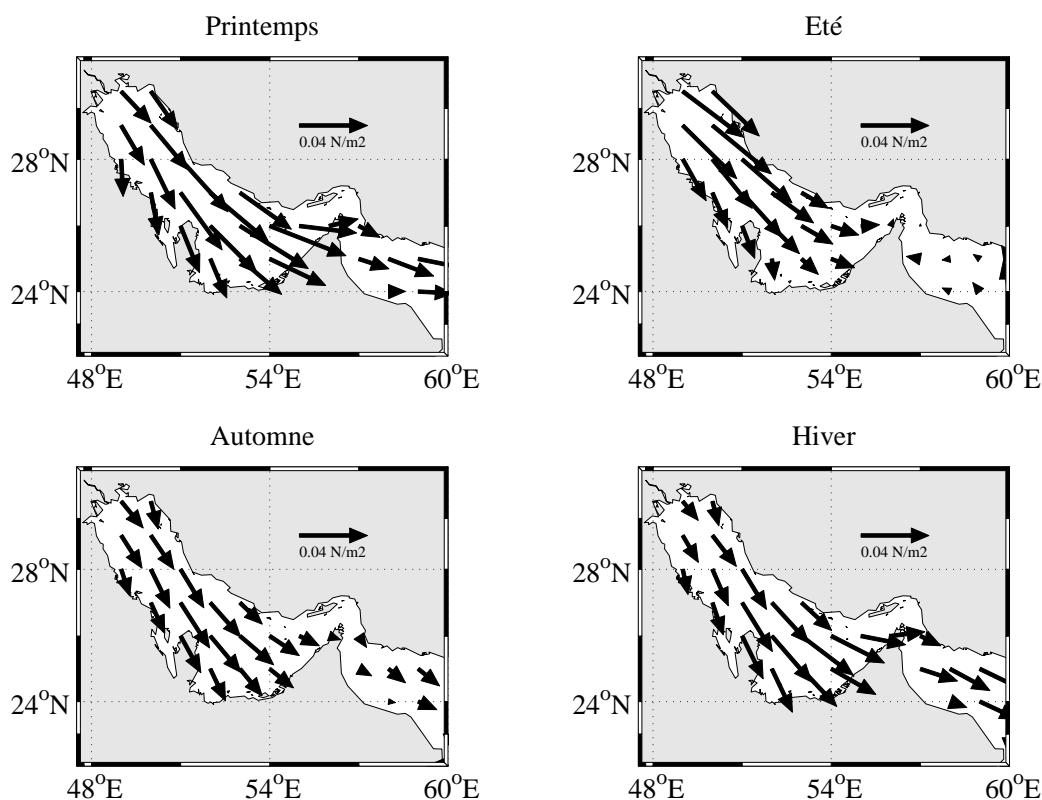


FIGURE D.23 – Friction due au vent par saison pour la climatologie extraite de CEP.

On retrouve les particularités saisonnières et spatiales déjà décrites lors de l'étude du vent dans la section précédente. En particulier, on observe des stress de vent associés à des coups de vent de nord-ouest importants dans la partie nord-ouest du golfe Persique en été. On retrouve aussi la variabilité saisonnière classique dans la partie sud-est du Golfe Persique avec des vents de nord-ouest plus fort en hiver. Dans le Golfe d'Oman, un affaiblissement et la renverse des vents (changement de direction de nord-ouest à sud-est) sont observés en été.

D.3.2 Les flux de chaleur

Le flux de chaleur incident Q_{SOL} ne concerne pas uniquement la couche de surface. On introduit la notion de pénétration verticale du flux solaire incident. Le flux est alors de la forme :

$$Q_{SOL} e^{-z/\epsilon}$$

avec le coefficient d'extension ϵ égal à 5 mètres et z la profondeur variant de la surface au fond.

Les autres flux de chaleur sont calculés en surface uniquement. Deux approches ont été testées pour prendre en compte dans le modèle tous les différents flux de chaleur dont les formulations ont été présentées précédemment.

- La première méthode testée consiste à calculer les flux de chaleur avec les variables flux solaire incident, module du vent, température de l'air, température du point de rosée, pression atmosphérique et nébulosité issues du modèle météorologique CEP et avec T_s^{mod} , la température de surface calculée par le modèle tridimensionnel [Luyten et al., 1992]. L'expression du flux de chaleur net total Q_T s'écrit :

$$Q_T = Q_{NET} = Q_{SOL} + Q_S(T_s^{mod}) + Q_L(T_s^{mod}) + Q_{IR}(T_s^{mod})$$

- La seconde méthode testée est inspirée de celle proposée par [Barnier et al., 1995]. Cette méthode consiste à calculer les flux de chaleur indépendamment du modèle hydrodynamique. La température de la surface de la mer T_s^{clim} est alors fournie par le modèle météorologique lui-même (ou par des climatologies du type GDEM). L'interaction entre les forçages atmosphériques et la température de surface calculée par le modèle océanographique T_s^{mod} est introduite en ajoutant un second terme au flux de chaleur net. Ce terme est obtenu à l'aide d'un développement en série de Taylor du terme de flux de chaleur net Q_{NET} autour de la température de surface climatologique T_s^{clim} . Le premier terme représente le flux de chaleur climatologique et le second est un terme correctif proportionnel à la différence entre la température de surface calculée par le modèle et la température de surface climatologique. Le flux de chaleur net total Q_T s'écrit alors :

$$Q_T = Q_{NET}(T_s^{clim}) - \frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}} (T_s^{clim} - T_s^{mod}) \quad (D.2)$$

$$\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}} = \frac{\partial Q_{SOL}}{\partial T_s^{clim}} + \frac{\partial Q_{IR}}{\partial T_s^{clim}} + \frac{\partial Q_S}{\partial T_s^{clim}} + \frac{\partial Q_L}{\partial T_s^{clim}}$$

D'après les formules décrites en D.2.2 on obtient :

$$\frac{\partial Q_{SOL}}{\partial T_s^{clim}} = 0.$$

$$\frac{\partial Q_{IR}}{\partial T_s^{clim}} = -4 \epsilon \sigma T_s^{clim^3} (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a}) (1. - 0.6 n^2)$$

$$\frac{\partial Q_S}{\partial T_s^{clim}} = -\rho_a c_p c_h U_A$$

$$\frac{\partial Q_L}{\partial T_s^{clim}} = -\rho_a c_e L_\nu U_A \frac{\partial q_s(T_s^{clim})}{\partial T_s^{clim}} = -\rho_a c_e L_\nu U_A \frac{\partial}{\partial T_s^{clim}} \left(\frac{0.622 e_w(T_s^{clim})}{P_{air}} \right)$$

Pour le calcul de la dérivée du flux de chaleur infrarouge, les termes en gras sont négligés car on considère que les radiations retournées par l'atmosphère et les nuages ne dépendent pas de la température de surface. Pour le calcul de la dérivée du flux de chaleur latente, on a simplifié l'expression de q_s , l'humidité spécifique à la surface de

l'eau en négligeant la pression de vapeur saturante devant la pression atmosphérique au dénominateur ; on a négligé la dépendance en T_s^{clim} de la chaleur latente de vaporisation L_ν et on a choisie l'expression de Clausius-Clapeyron pour la pression de vapeur saturante e_w . ϵ est l'émissivité de la surface de l'eau, σ la constante de Stefan-Boltzman, ρ_a la densité moyenne de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'atmosphère, L_ν la chaleur latente de vaporisation, c_h et c_e les coefficients de transfert de chaleur latente et sensible, n l'indice de couverture nuageuse, U_A la vitesse du vent et e_a la pression de vapeur de l'air. On obtient finalement :

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}} = & - 4 \sigma T_s^{clim^3} - \rho_a c_p c_h U_A \\ & - \rho_a c_e L_\nu U_A 2353 \ln 10 \frac{q_s(T_s^{clim})}{T_s^{clim^2}} \end{aligned} \quad (D.3)$$

Les deux figures suivantes présentent la variabilité spatiale saisonnière pour le flux de chaleur net et le terme $\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}}$ obtenue à partir des données météorologiques de la climatologie issue des données CEP combinées avec la température de surface issue de la climatologie GDEM qui est présentée sur le troisième graphique. La définition des saisons est identique à celle des champs de stress de vent précédents.

La figure D.24 présente la variabilité spatiale saisonnière du flux de chaleur net. On retrouve la principale caractéristique de la variabilité saisonnière du flux de chaleur net vu précédemment. Le flux est positif au printemps et en été avec un maximum en début d'été, puis négatif en automne et en hiver. La variabilité spatiale est cohérente, avec un flux de chaleur net plus important dans le Golfe d'Oman.

Le terme $\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}}$ est tracé sur la figure D.25. Il correspond en quelque sorte à un coefficient de relaxation. Il présente une variabilité spatiale et temporelle qui oscille entre -25 et -50 $W.m^{-2}.K^{-1}$. La valeur maximale de ce coefficient est atteinte dans la partie nord-ouest du Golfe Persique en été. La variabilité saisonnière est plus importante dans le Golfe Persique que dans le Golfe d'Oman. Ce coefficient correspond à un temps de relaxation vers la température de surface climatologique compris entre 31 jours minimum dans la partie nord-ouest du Golfe Persique et 51 jours maximum dans le Golfe d'Oman pour une couche de mélange d'épaisseur égale à 30 m. Le terme correctif associé au flux net infrarouge est faible (environ -3 $W.m^{-2}.K^{-1}$) et n'indique pas de variabilité saisonnière. Le terme correctif associé au flux de chaleur sensible oscille quant à lui entre -5 et -8 $W.m^{-2}.K^{-1}$. Ce terme est proportionnel à la vitesse du vent au dessus de l'océan.

Sa variabilité saisonnière reflète donc celle du vent. Le terme correctif associé au flux de chaleur latente est le plus important des trois. Il peut être trois fois plus important que le terme correctif associé au flux de chaleur sensible. Il atteint plus de 30 $W.m^{-2}.K^{-1}$ en été et présente un net signal saisonnier.

La figure D.26 décrit la variabilité spatiale saisonnière de la température de surface issue de la climatologie GDEM utilisé pour les calculs des flux de chaleur et du terme correctif $\frac{\partial Q_{NET}}{\partial T_s^{clim}}$. On observe de fortes variations saisonnières (plus de 15 ° C de différence entre les situations estivale et hivernale dans le Golfe Persique) et spatiales (plus de 5 ° C d'est en ouest sur l'ensemble des deux golfes).

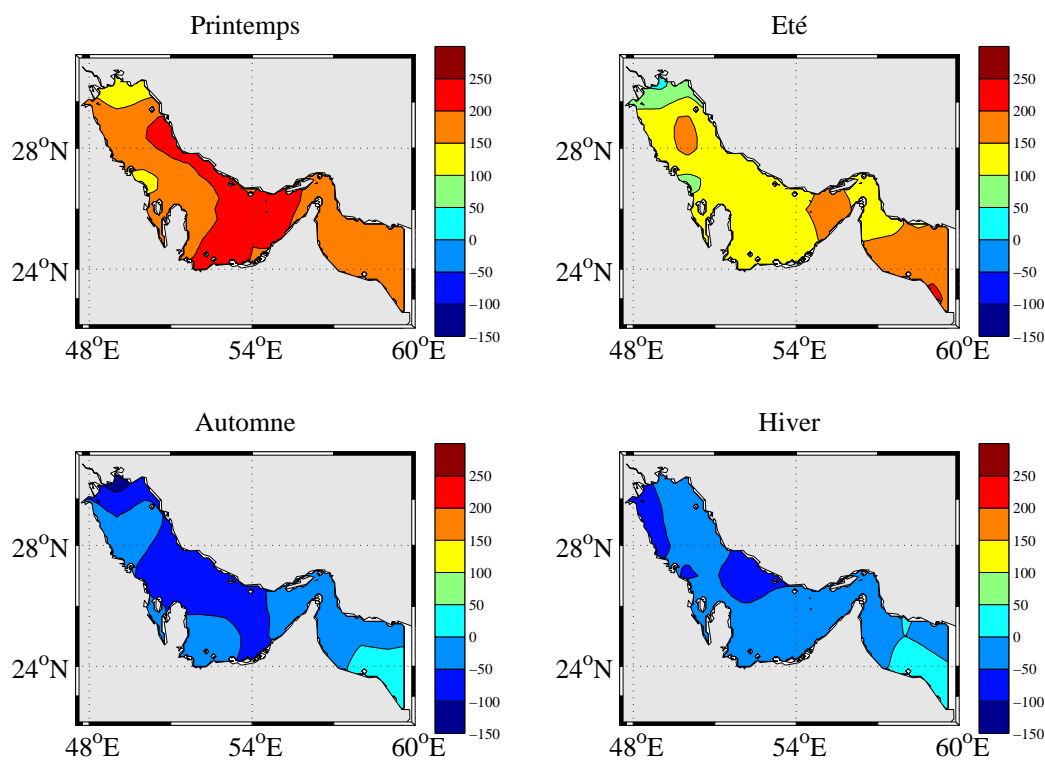


FIGURE D.24 – Flux de chaleur net en $W.m^{-2}$ d'après la climatologie CEP associée à la température de surface issue de la climatologie GDEM

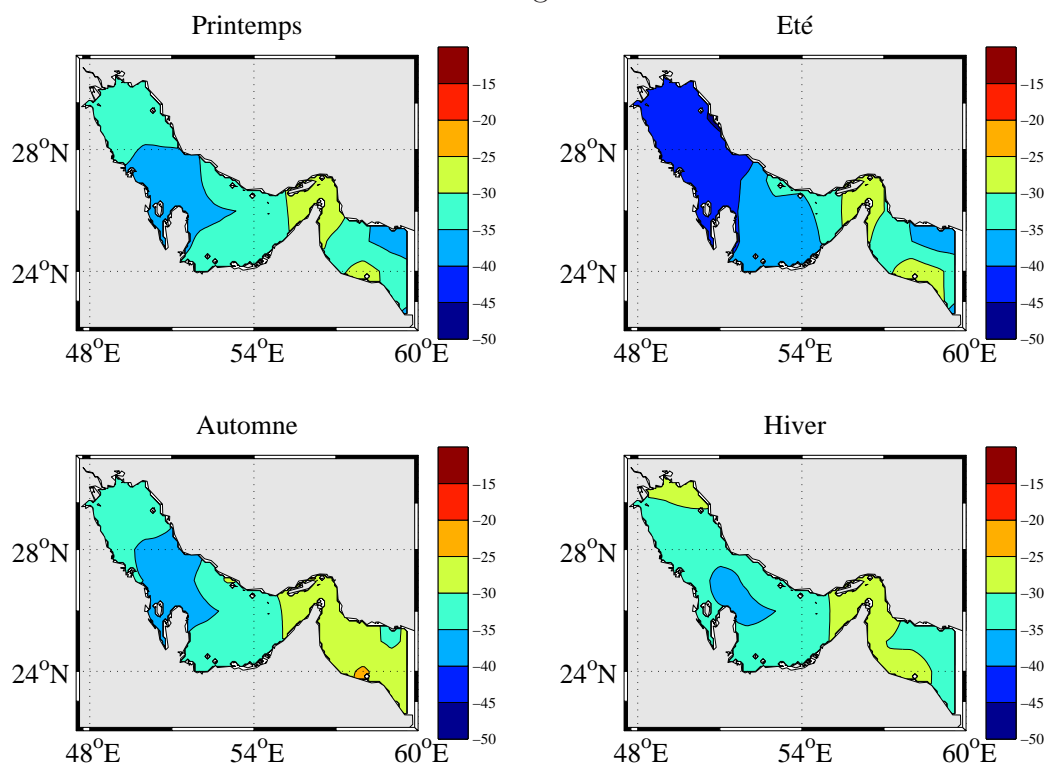
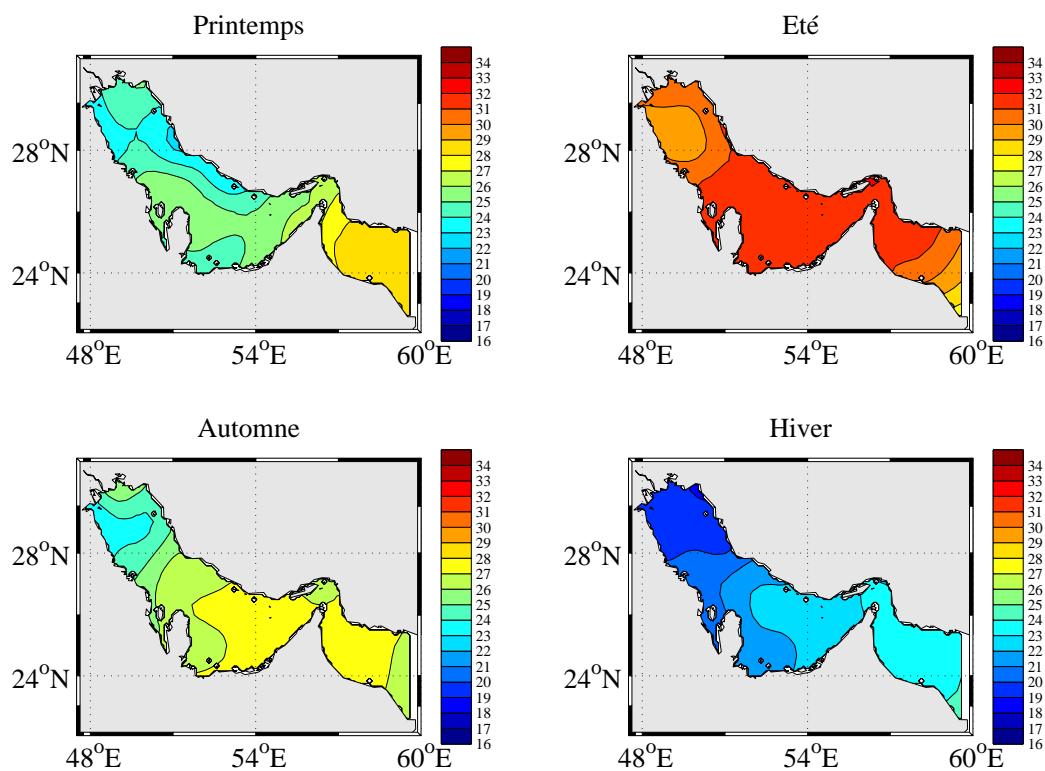
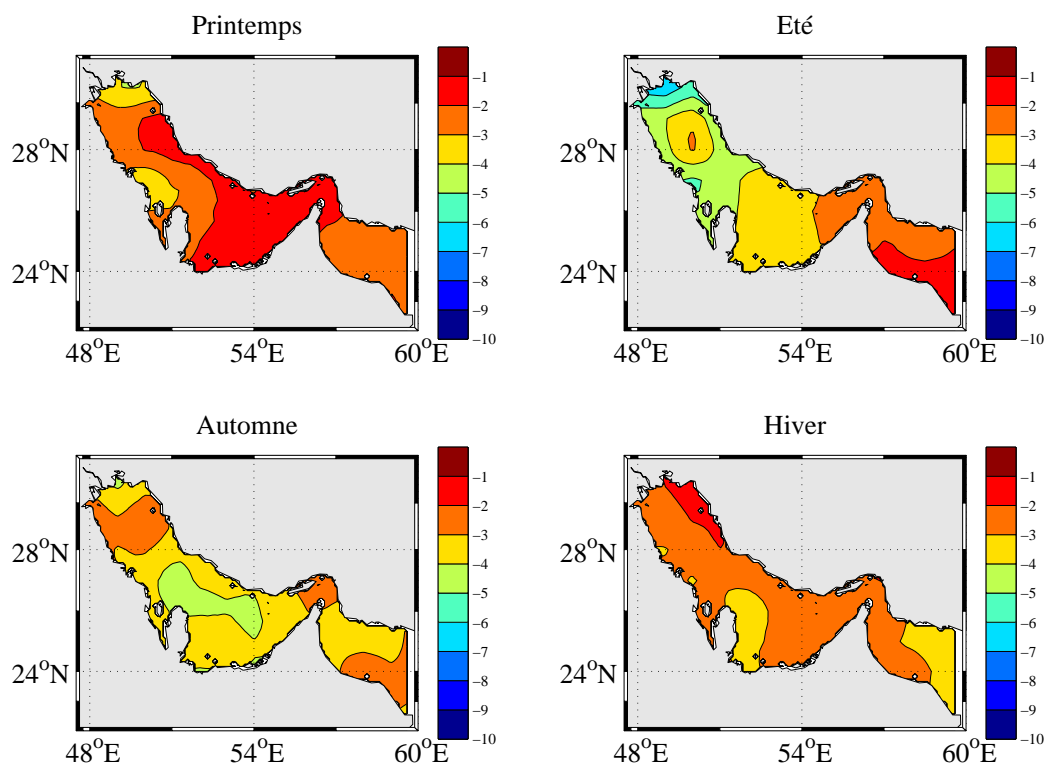


FIGURE D.25 – Coefficient de relaxation en $W.m^{-2}.K^{-1}$ d'après la climatologie CEP associée à la température de surface issue de la climatologie GDEM

FIGURE D.26 – Température de surface en $^{\circ}\text{C}$ d'après la climatologie GDEMFIGURE D.27 – Bilan évaporation - précipitation en mm/jour d'après la climatologie CEP associée à la température de surface issue de la climatologie GDEM

D.3.3 Les flux d'eau douce

- Les fleuves sont simulés de la façon suivante : une hauteur d'eau correspondant au débit instantané de la rivière est ajouté dans la maille représentant le fleuve à chaque instant calculé par le modèle. Faute de données, nous n'introduisons pas de variabilité saisonnière et inter-annuelle pour le débit des fleuves pris en compte. Le flux de chaleur associé à la présence du fleuve est pris en compte.

- Les flux d'eau douce de surface sont spécifiés à partir des taux de précipitation P et d'évaporation E (en m/s) calculés à partir des données du modèle CEP associée à la température de surface climatologique GDEM :

$$F_{eau} = \frac{E}{\rho_0} - P \quad (D.4)$$

ρ_0 est la densité moyenne de l'eau douce. Le terme F_{eau} n'est pas rappelé vers une donnée climatique. La figure D.27 présente les variabilités spatiales saisonnières du terme F_{eau} pour l'année climatologique issue de CEP associée à la température de surface climatologique GDEM. Le bilan est toujours négatif car l'évaporation domine en permanence. La variabilité saisonnière est plus importante dans le Golfe Persique où des taux supérieurs à 6 mm par jour sont observés dans certaines régions, en particulier dans la partie nord-ouest du Golfe Persique.

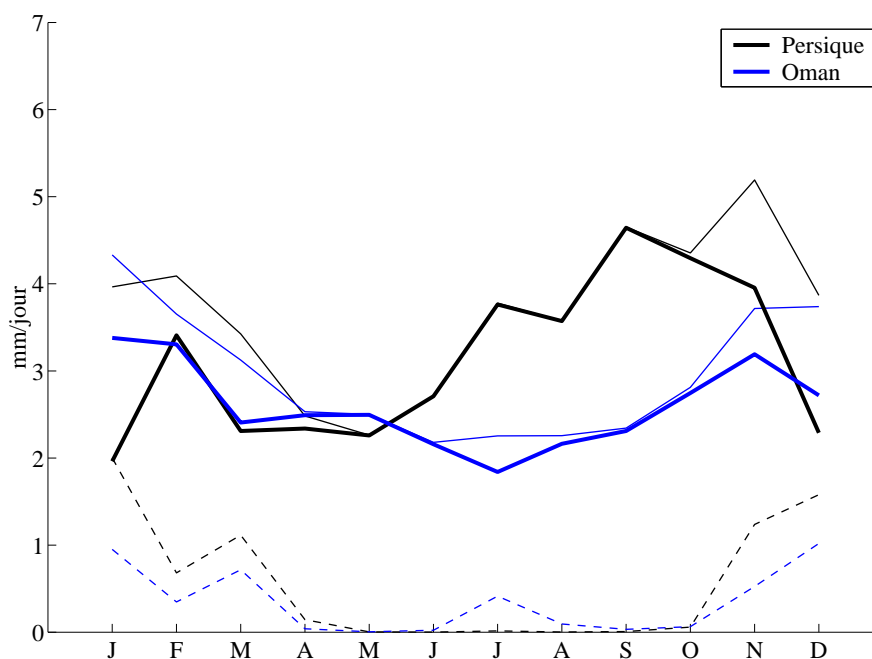


FIGURE D.28 – Moyenne mensuelle des taux d'évaporation E (fin), de précipitation P (pointillé) et du bilan $E-P$ (gras) en mm/jour. Pour le Golfe Persique et le Golfe d'Oman (bleu) d'après les climatologies extraites de CEP associée à la température de surface issue de la climatologie GDEM.

La figure D.28 présente les moyennes mensuelles spatiales des taux d'évaporation, de précipitation et du bilan $E-P$ en mm par jour pour la climatologie extraite de CEP

associée à la température de surface climatologique GDEM pour les deux golfs. Pour le Golfe Persique, le taux de précipitation fourni par le modèle météorologique CEP est non nul en hiver et tend à diminuer l'importance du taux d'évaporation à cette saison. En effet, on a vu (paragraphe D.1.4 p. 286) que le taux de précipitation est quasi nul tout au long de l'année sauf en hiver où il atteint des valeurs comprises entre 1 et 2 mm par jour. On observe donc un bilan évaporation-précipitation maximum en fin d'été et en automne. Pour le Golfe d'Oman, le bilan annuel est nettement plus faible par rapport à celui calculé pour le Golfe Persique et le taux E-P maximum est observé en hiver.

D.4 Rappels de thermodynamique

On procède ici à quelques rappels de thermodynamique qui sont utiles à la compréhension des formules utilisées pour le calcul des flux de chaleur.

Equation d'état pour l'air sec :

$$P_d = \rho_d R T_a$$

P_d est la pression de l'air sec, ρ_d la densité de l'air sec, T_a la température absolue et R la constante des gaz parfaits pour l'air sec, $R = R_*/m_a = 287.04 J K g^{-1} K^{-1}$, $R_* = 8314.36 J k mol^{-1} K^{-1}$ est la constante des gaz universelle et $m_a = 28.966$ la masse moléculaire de l'air sec.

Equation d'état pour la vapeur :

$$e_a = \rho_v R_v T_a$$

e_a est la pression de vapeur d'eau, ρ_v la densité de vapeur d'eau, T_a la température absolue et R_v constante des gaz parfaits pour la vapeur d'eau, $R = R_*/m_w = 461.50 J K g^{-1} K^{-1}$, $m_w = 18.016$ la masse moléculaire de l'eau.

Pour un mélange de gaz : $p = p_d + e$ et $\rho = \rho_d + \rho_v$ soit $\rho_d = (1 - q) \rho$.

Par définition, l'humidité q spécifique est la masse de vapeur d'air sec par unité de masse d'air humide (en kg/kg) :

$$q = \rho_v / \rho$$

Après quelques développements,

$$\frac{p}{e_a} = \frac{p_d}{e_a} + 1 = \frac{\rho_d}{\rho_v} \epsilon + 1 = \frac{(1 - q) \rho \epsilon}{q \rho} + 1 = \frac{q(1 - \epsilon) + \epsilon}{q}$$

on en déduit :

$$e/p = q/(\epsilon + (1 - \epsilon)q)$$

avec

$$\epsilon = m_w/m_a = R/R_v = 0.62197$$

soit aussi :

$$q = \frac{\epsilon e_a}{p - (1 - \epsilon) e_a} = \frac{0.622 e_a}{p - 0.38 e_a} \quad (D.5)$$

Et encore, en introduisant le rapport de mélange r qui représente la masse de vapeur sur la masse d'air sec :

$$r = \frac{q}{1 - q}$$

$$e_a/p = r/(0.62197 + r)$$

La température virtuelle (température à apporté à l'air sec pour avoir la même densité que celle de l'air humide à une pression donnée) :

$$T_v = T_a(1 - q + q/\epsilon) = T_a(1 + 0.6078 q)$$

La pression de vapeur d'eau e_a peut varier de 0 à e_w , la pression de vapeur d'eau saturante et si on introduit la notion d'humidité relative R_h et de température de point de rosée T_d , on peut écrire les relations suivantes :

$$\mathbf{e}_a(\mathbf{T}_a) = \mathbf{R}_h \mathbf{e}_w(\mathbf{T}_a)$$

$$\mathbf{e}_a(\mathbf{T}_a) = \mathbf{e}_w(\mathbf{T}_d)$$

$$\mathbf{R}_h = 100\% \mathbf{e}_w(\mathbf{T}_d)/\mathbf{e}_w(\mathbf{T}_a)$$

Plusieurs expressions de la pression de vapeur d'eau saturante e_w sont proposées dans la littérature et notamment les expressions suivantes :

$$e_w(T_a) = e_0 \exp(L_v/R_v(1/T_0 - 1/T_a))$$

Avec e_0 la pression de vapeur saturante de référence ($e_0 = 6.11 \text{ hPa}$ à 0° C), $L_v = 2.510^6 \text{ Jkg}^{-1}$ la chaleur latente de vaporisation, T_0 la température de référence en degré K et T_a la température de l'air ambiant en degré K.

$$\mathbf{e}_w(\mathbf{T}_a) = \mathbf{610.78} \exp\left(\mathbf{17.269} \frac{\mathbf{T}_a - \mathbf{273.15}}{\mathbf{T}_a - \mathbf{35.86}}\right)$$

Avec T_a la température de l'air ambiant en degré K et $e_w(T_a)$ en Pa.

En faisant l'hypothèse que la chaleur latente de vaporisation ne varie pas avec la température (d'après la loi de Clausius-Clapeyron) :

$$\mathbf{e}_w(\mathbf{T}_a) = \mathbf{10}^{(9.4051 - \frac{2353}{\mathbf{T}_a})}$$

Avec T_a en degré K et $e_w(T_a)$ en hPa.

Annexe E

Variabilité saisonnière : résultats de la simulation basse résolution de spinup

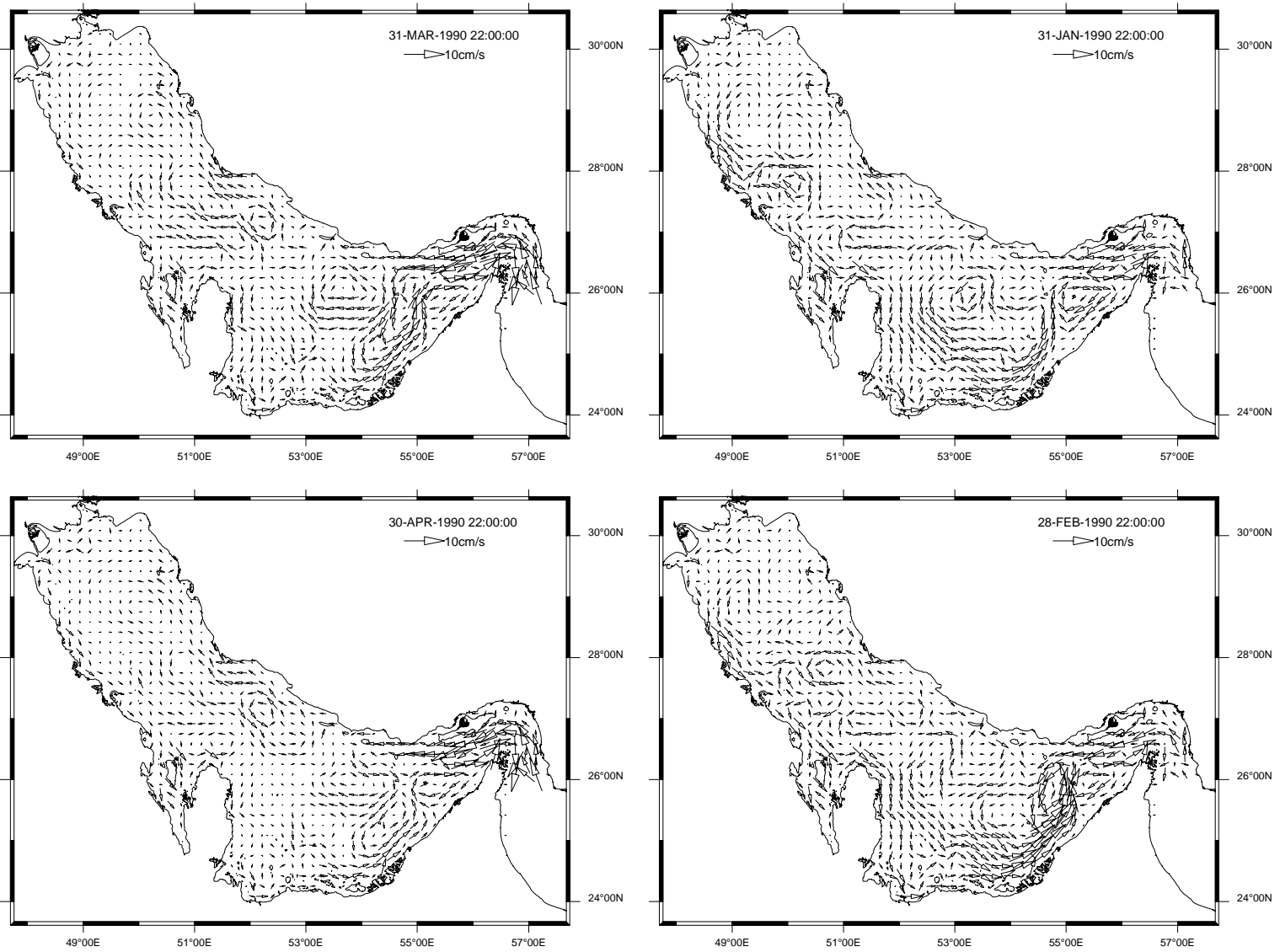


FIGURE E.1 – Moyennes mensuelles des courants barotropes. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Janvier à avril.

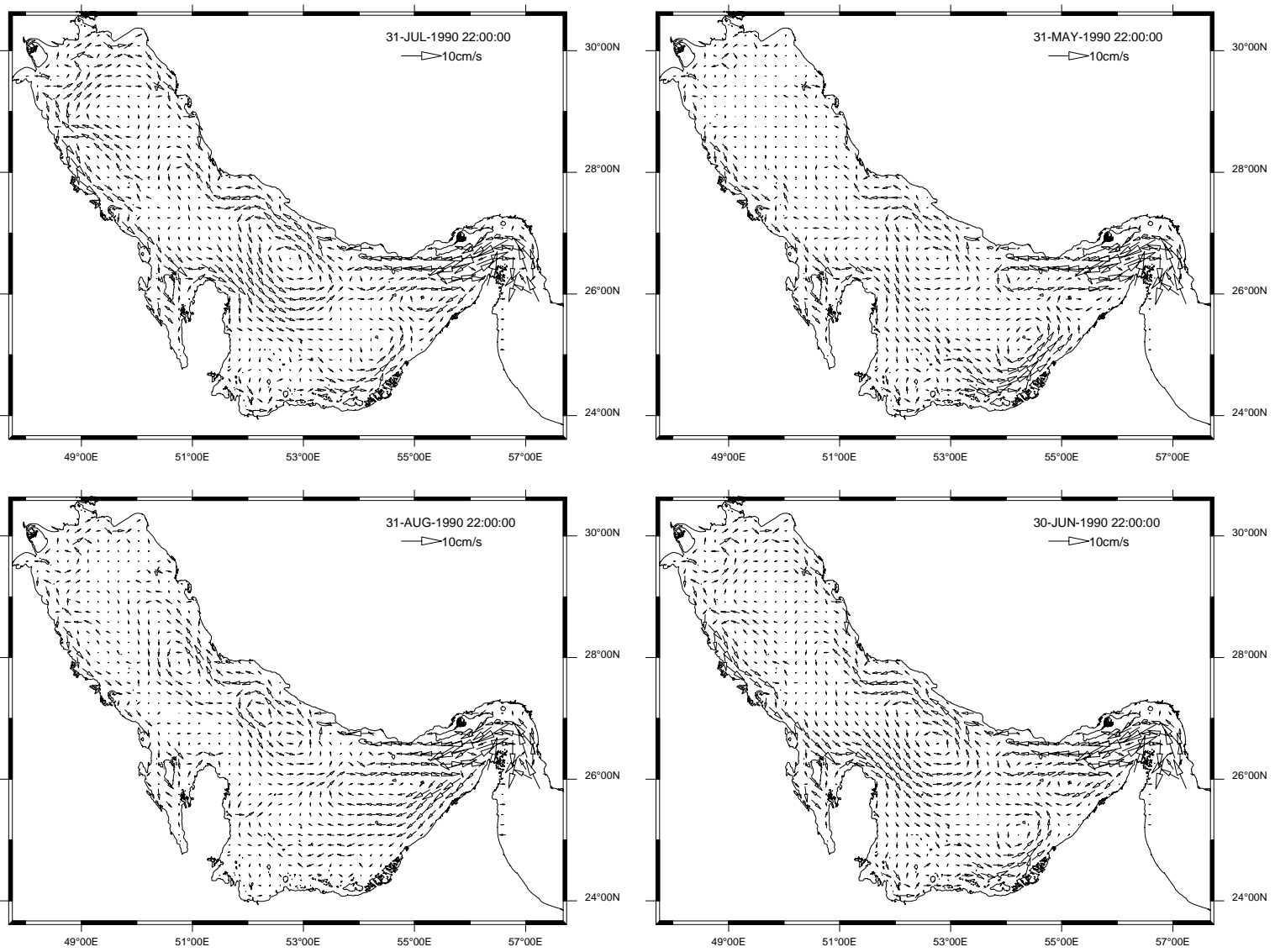


FIGURE E.2 – Moyennes mensuelles des courants barotropes. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Mai à août.

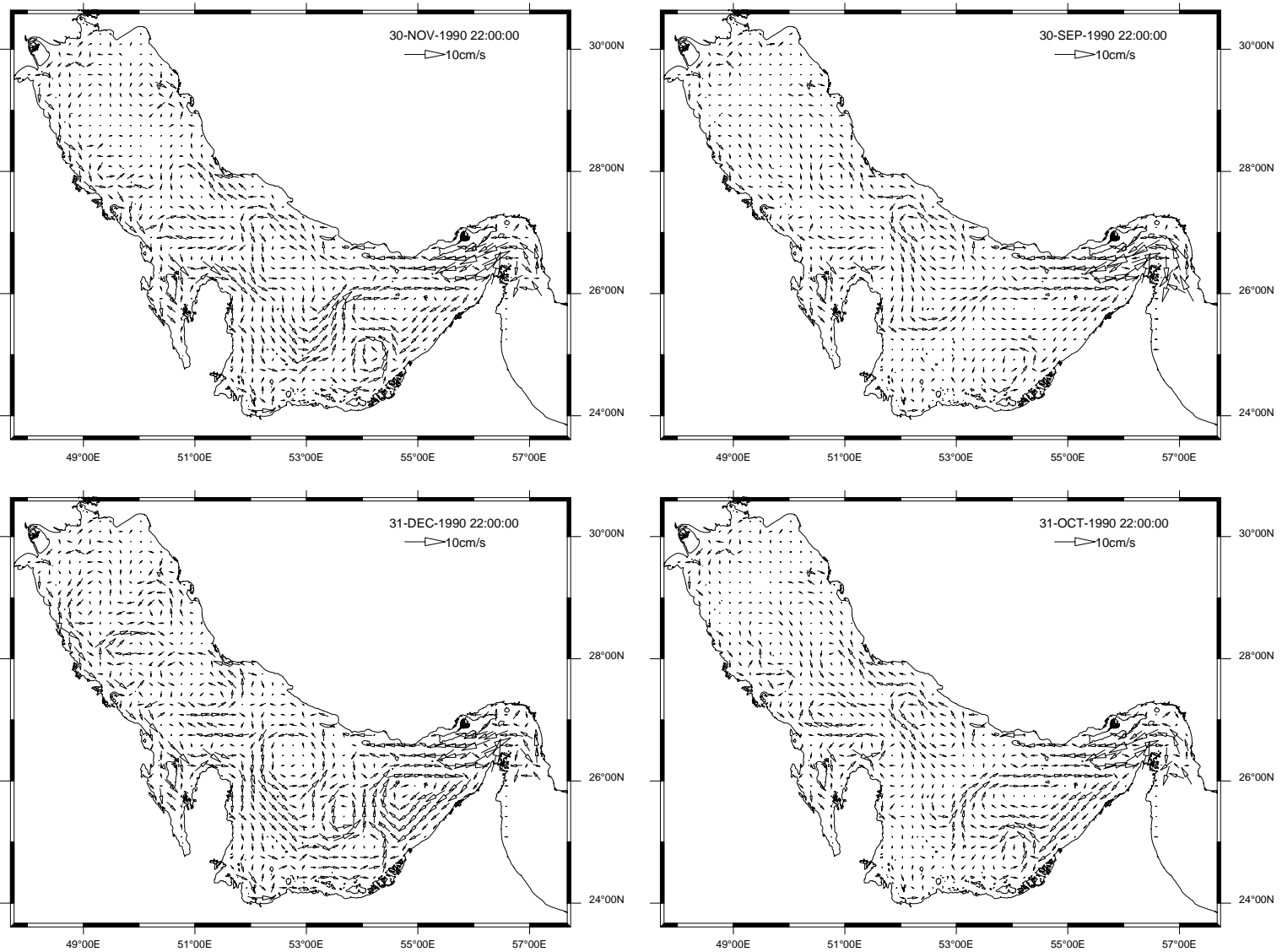


FIGURE E.3 – Moyennes mensuelles des courants barotropes. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Septembre à décembre.

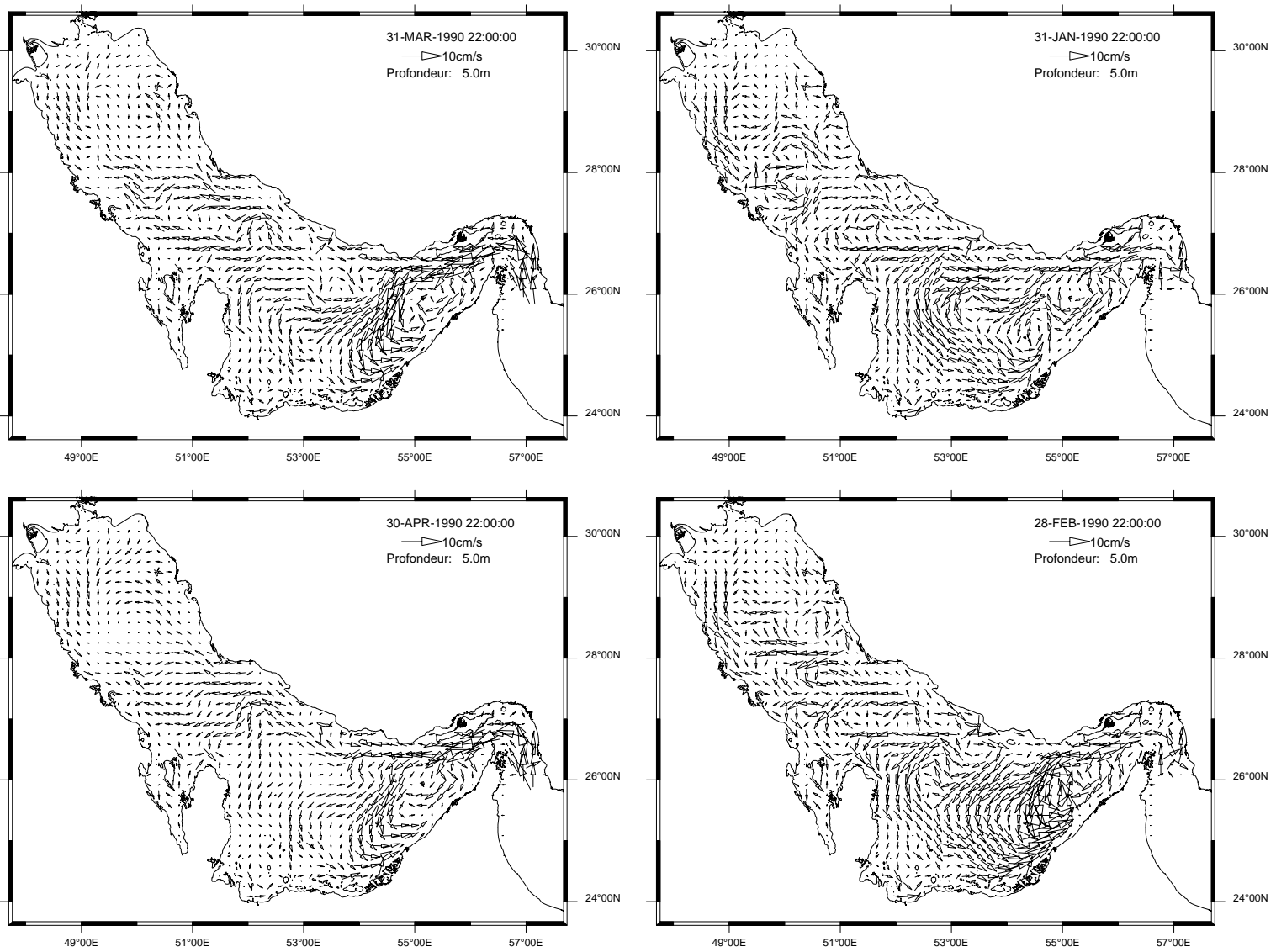


FIGURE E.4 – Moyennes mensuelles des courants de surface (à 5 m de profondeur). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Janvier à avril.

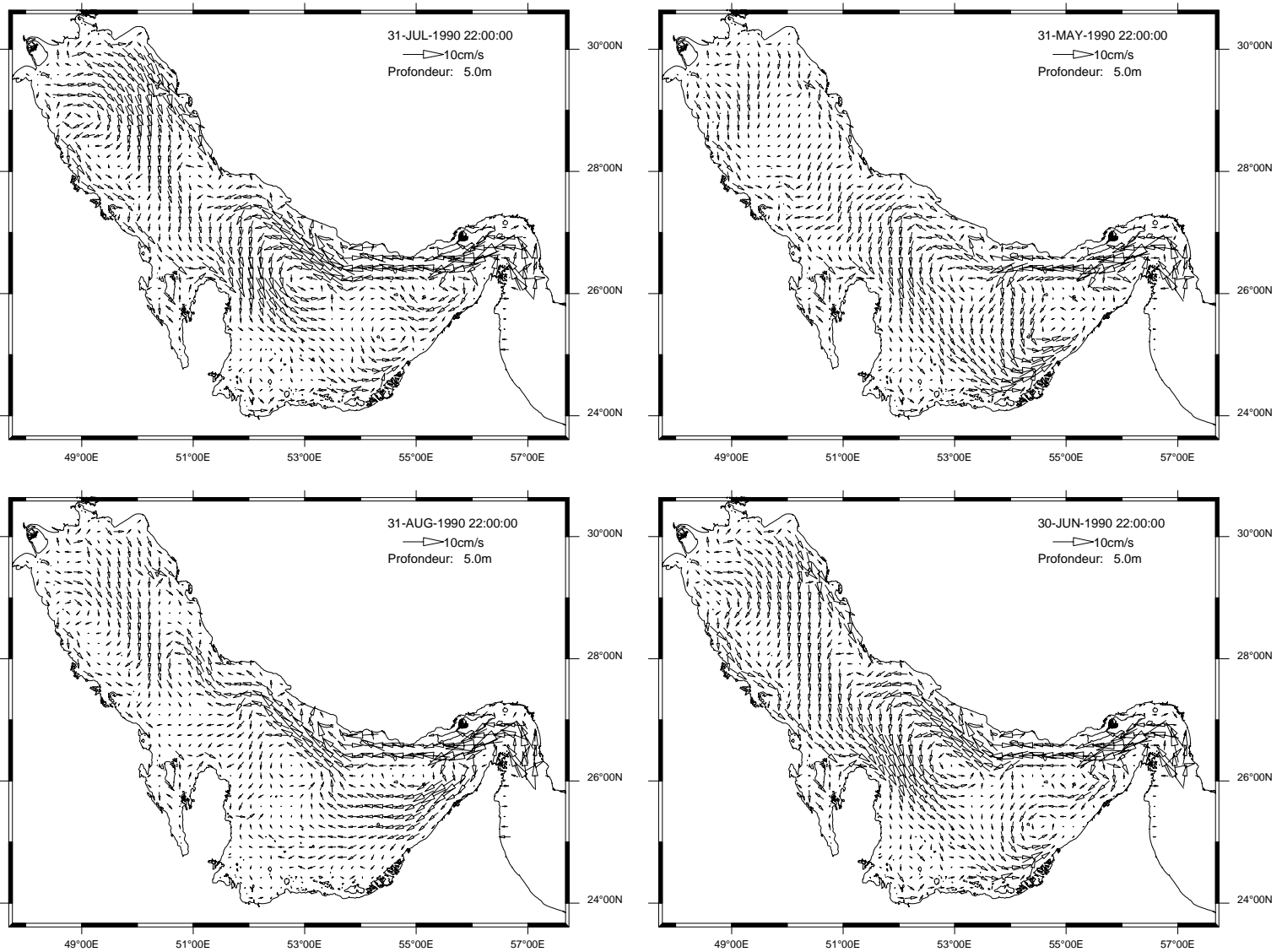


FIGURE E.5 – Moyennes mensuelles des courants de surface (à 5 m de profondeur). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Mai à août.

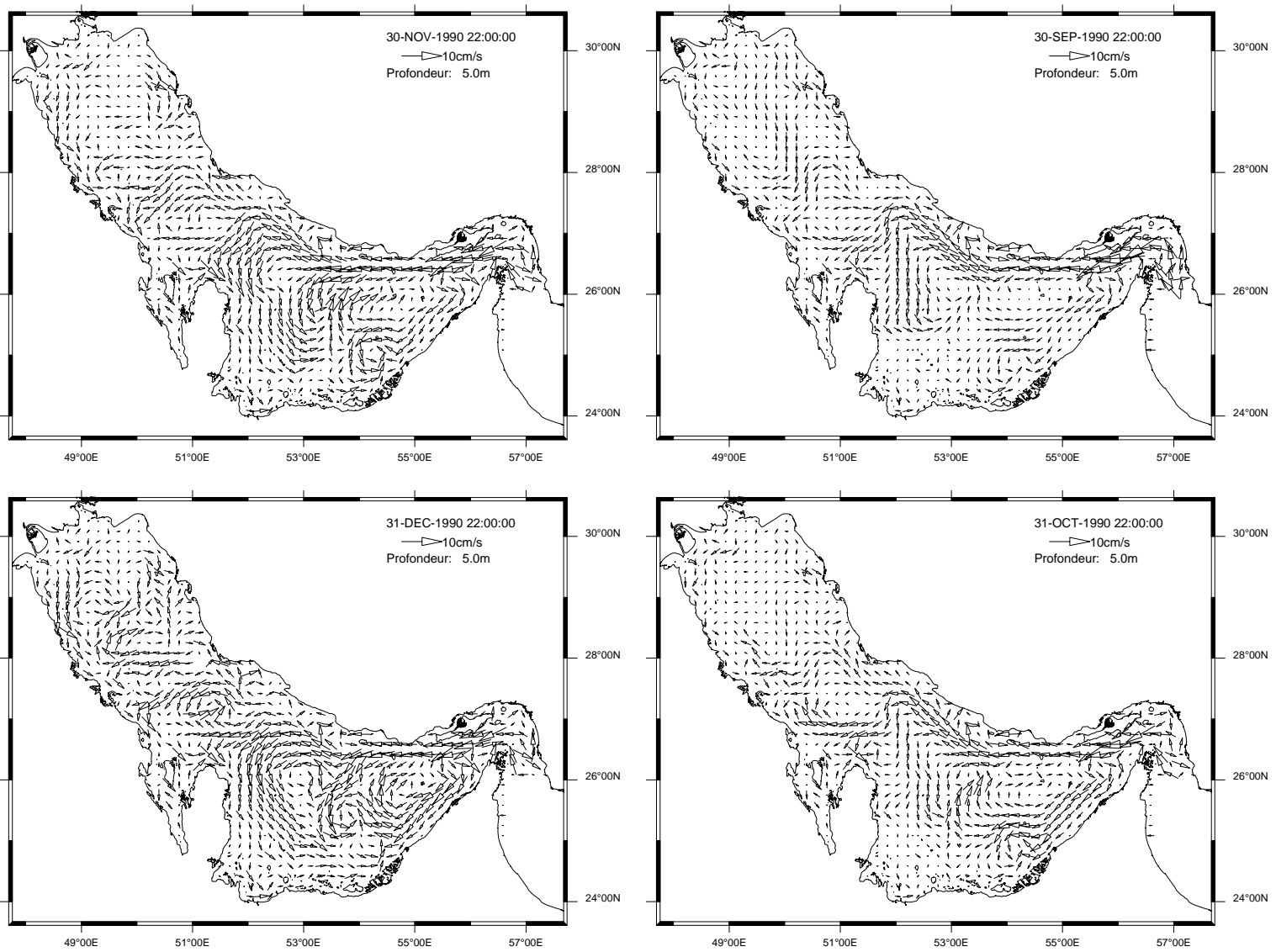


FIGURE E.6 – Moyennes mensuelles des courants de surface (à 5 m de profondeur). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Septembre à décembre.

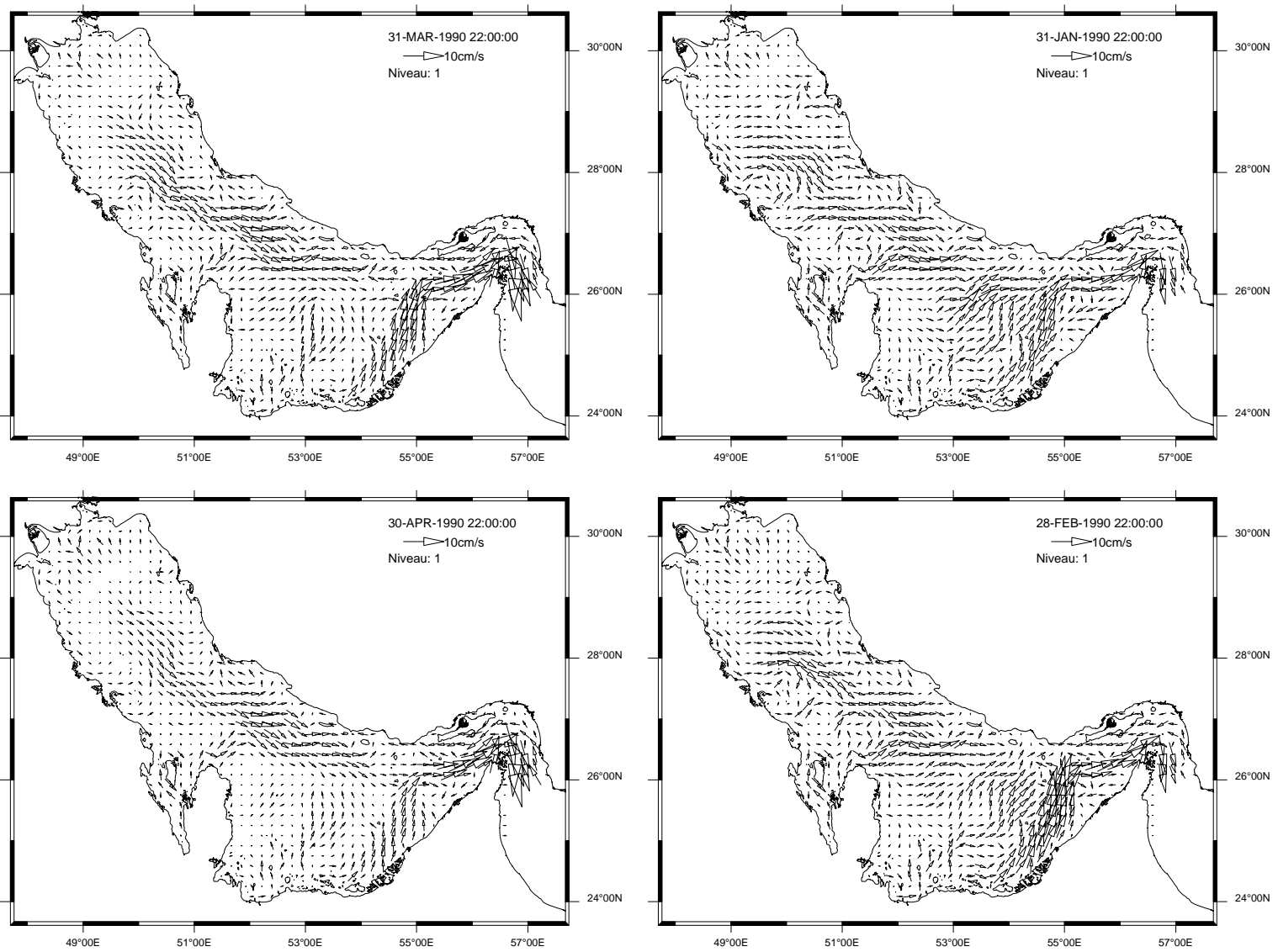


FIGURE E.7 – Moyennes mensuelles des courants au fond (premier niveau sigma). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Janvier à avril.

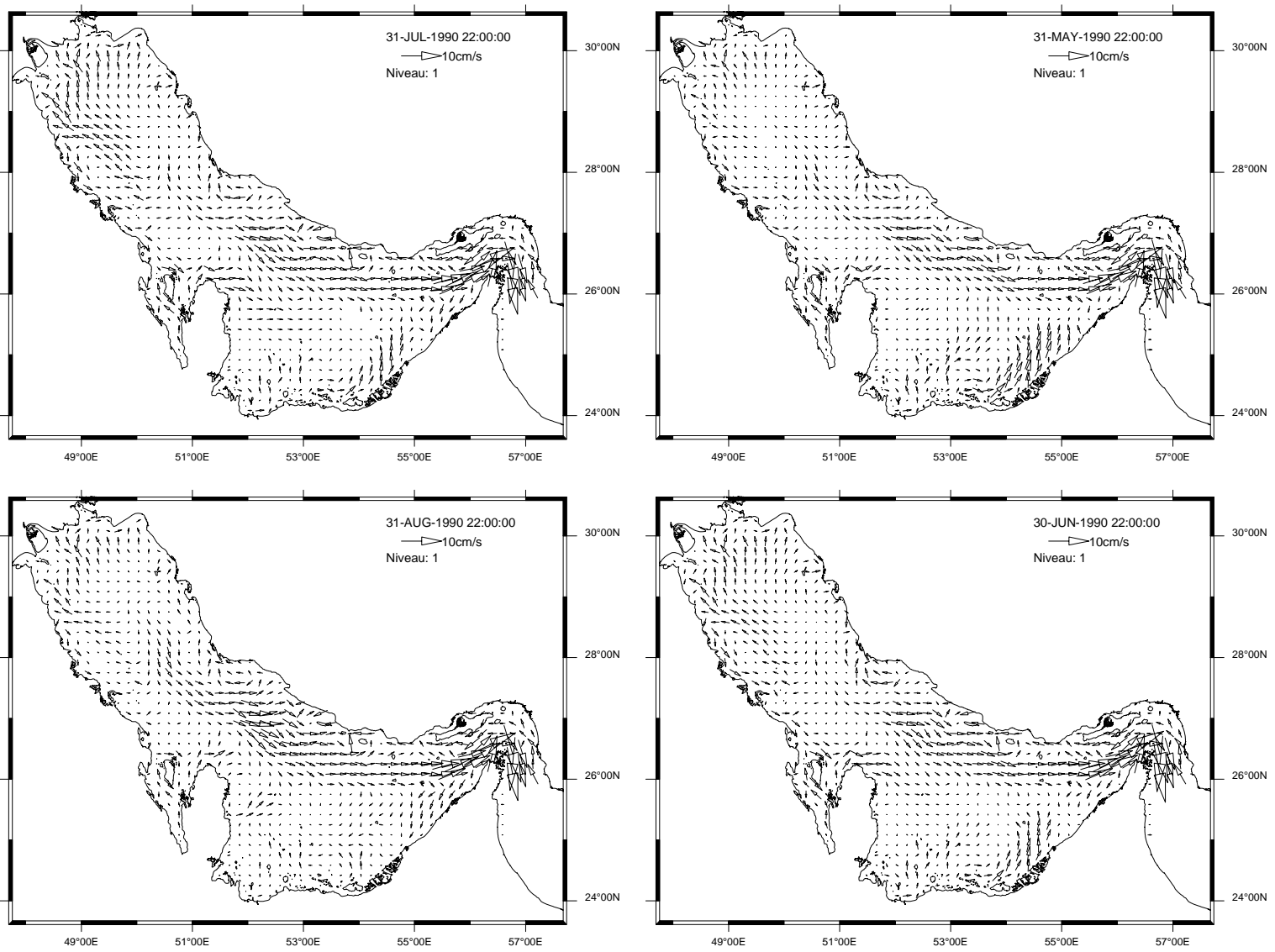


FIGURE E.8 – Moyennes mensuelles des courants au fond (premier niveau sigma). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Mai à août.

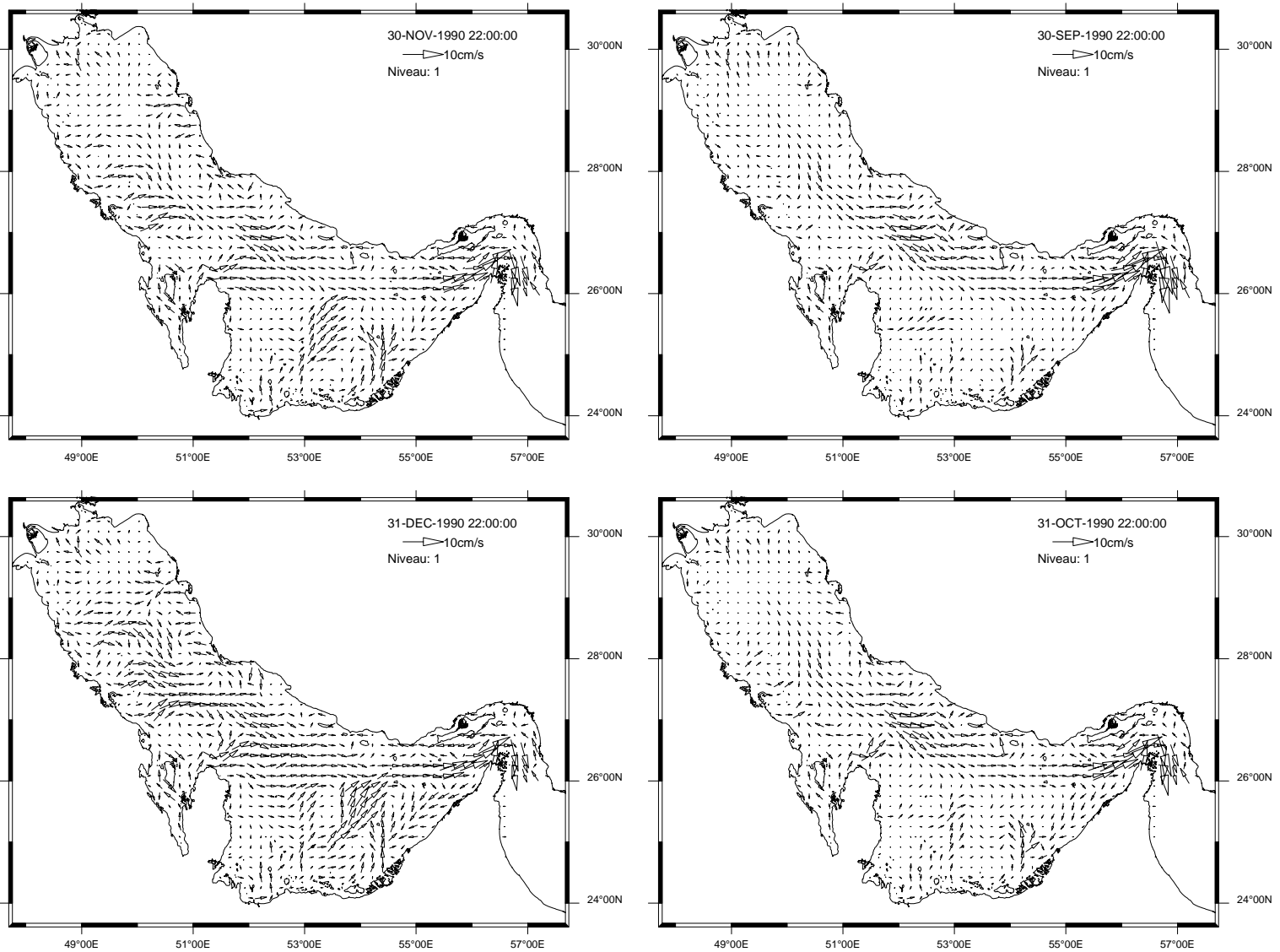


FIGURE E.9 – Moyennes mensuelles des courants au fond (premier niveau sigma). Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Septembre à décembre.

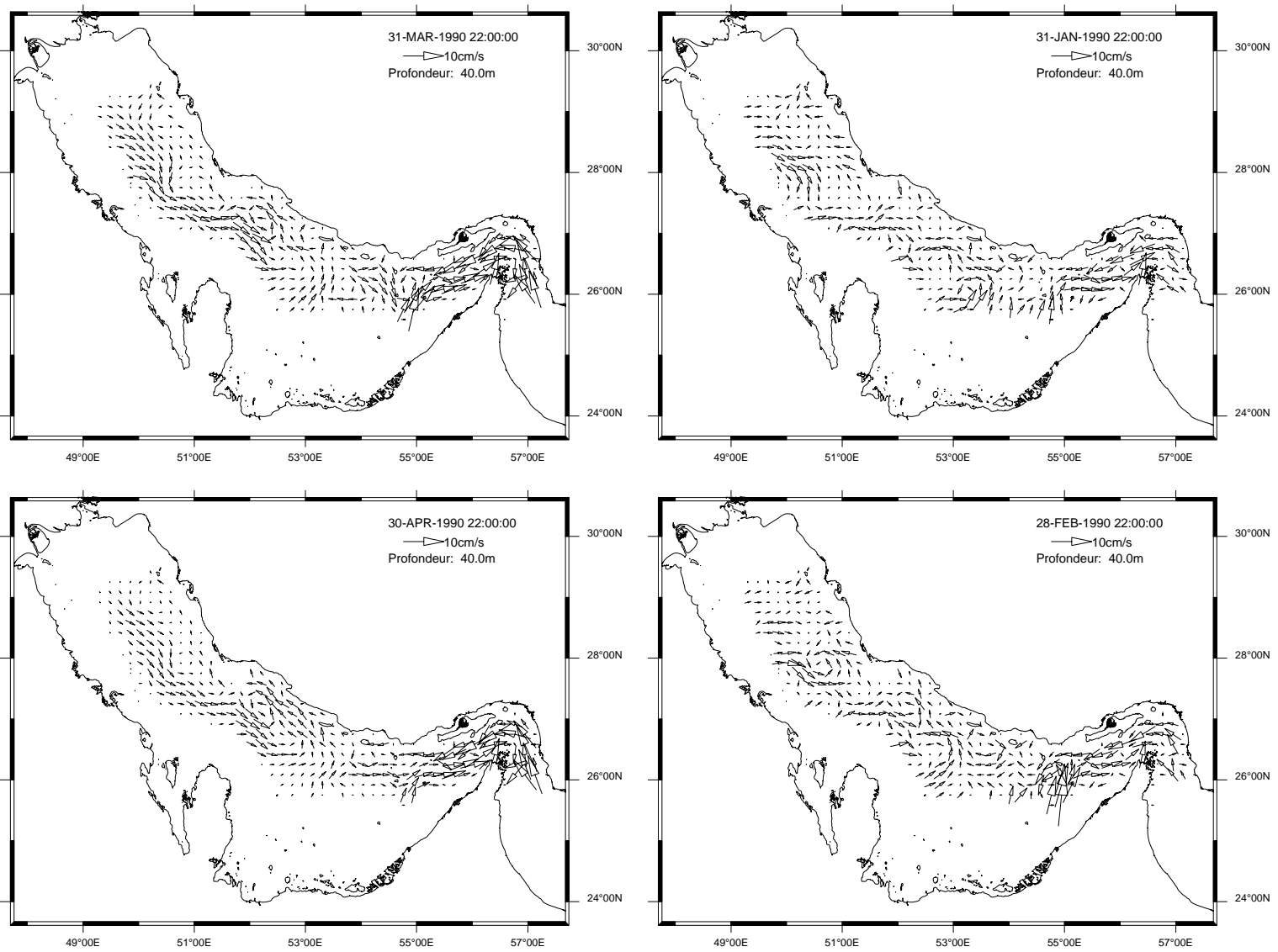


FIGURE E.10 – Moyennes mensuelles des courants à 40 m de profondeur. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Janvier à avril.

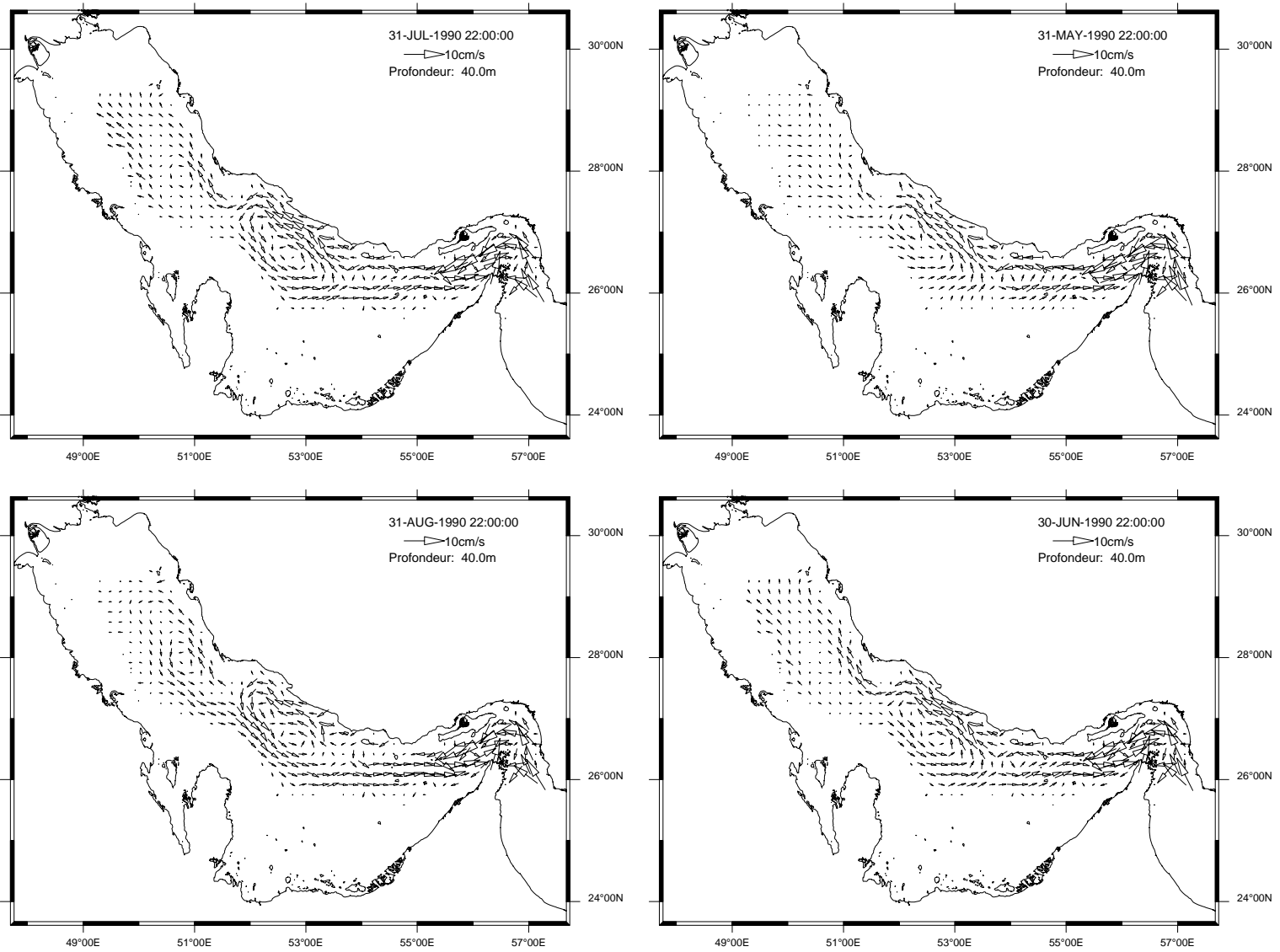


FIGURE E.11 – Moyennes mensuelles des courants à 40 m de profondeur. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Mai à août.

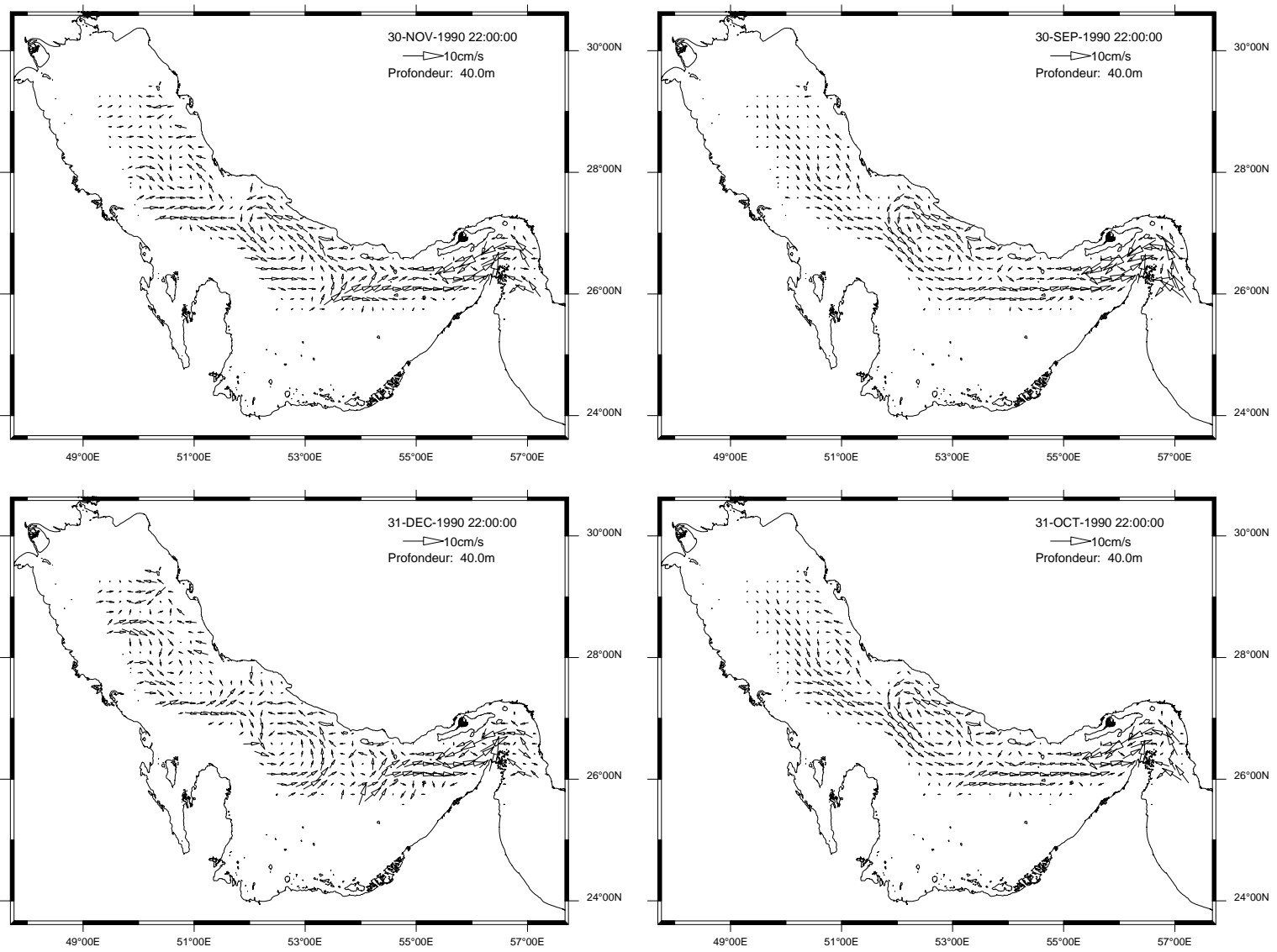


FIGURE E.12 – Moyennes mensuelles des courants à 40 m de profondeur. Une flèche tous les 20 kilomètres environ. Septembre à décembre.

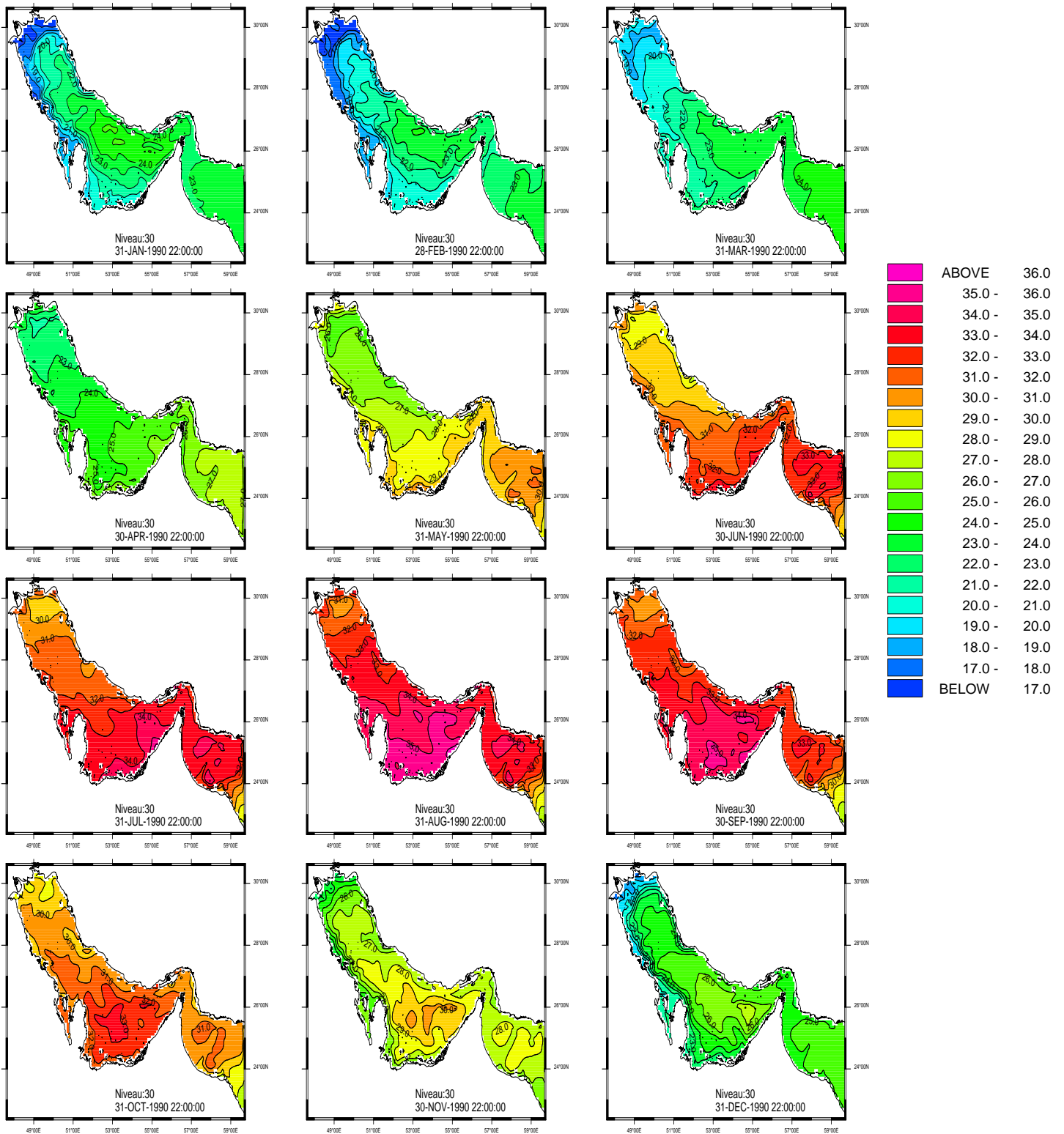


FIGURE E.13 – Moyennes mensuelles de la température en surface

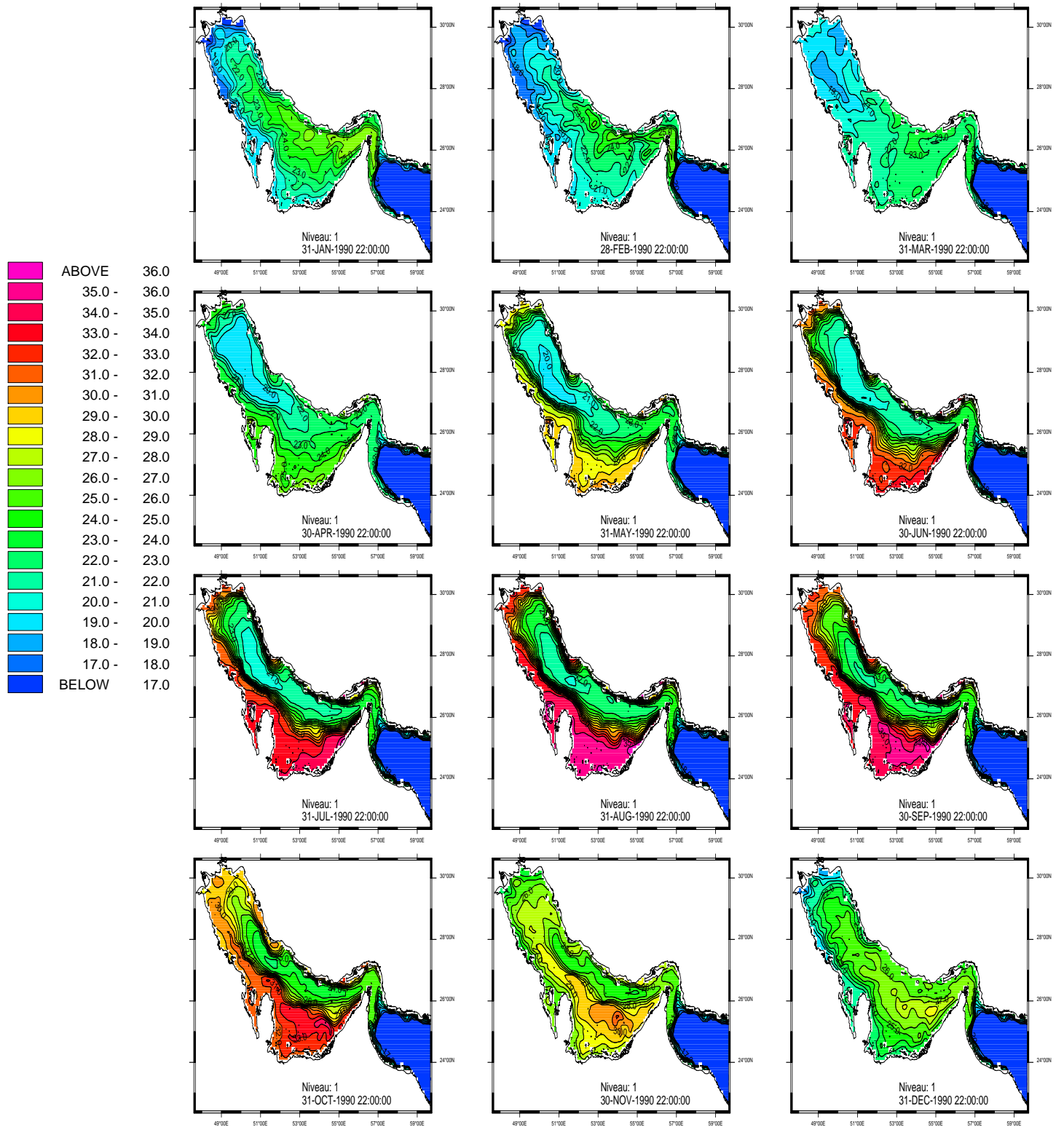


FIGURE E.14 – Moyennes mensuelles de la température au fond

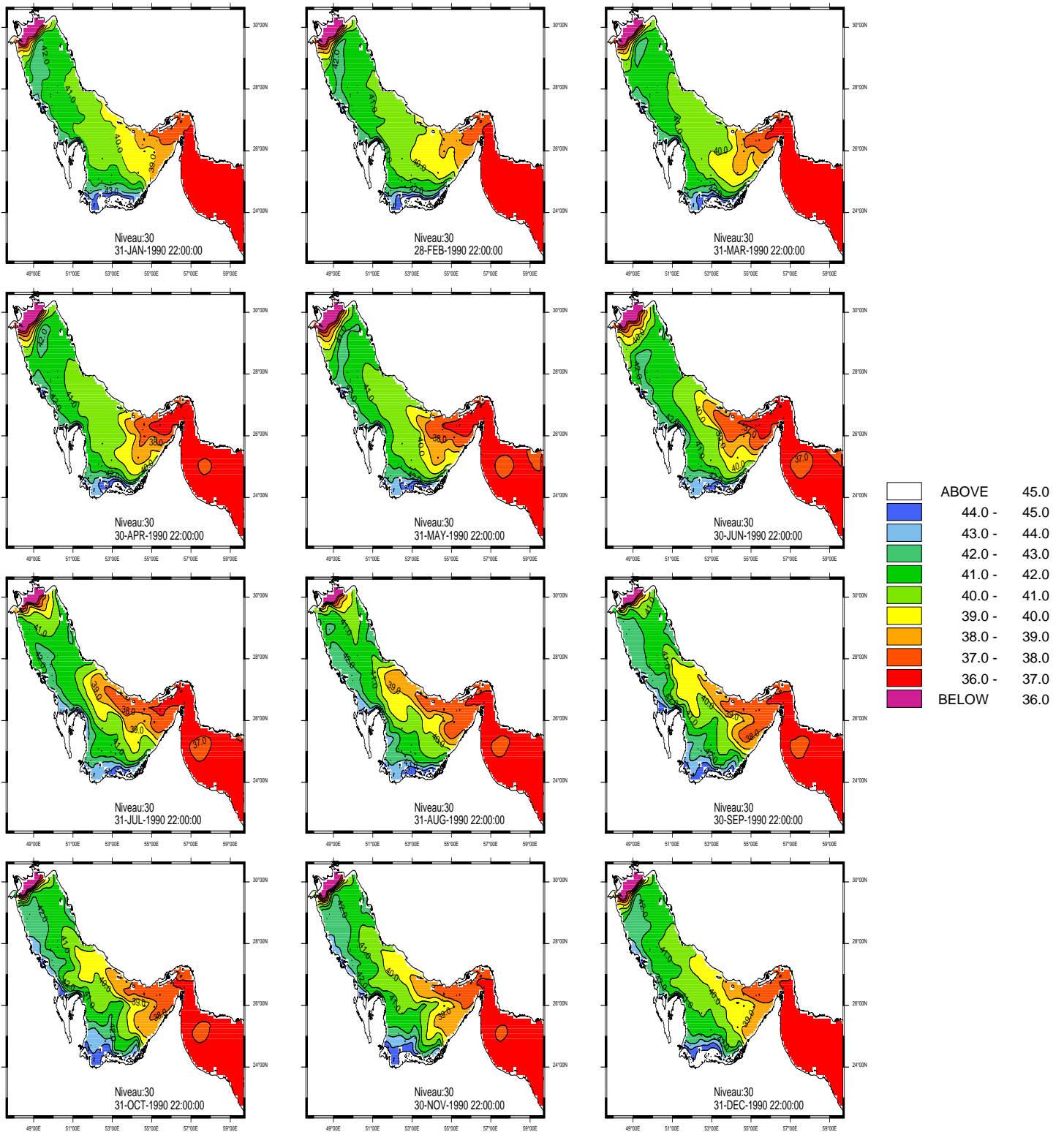


FIGURE E.15 – Moyennes mensuelles de la salinité en surface

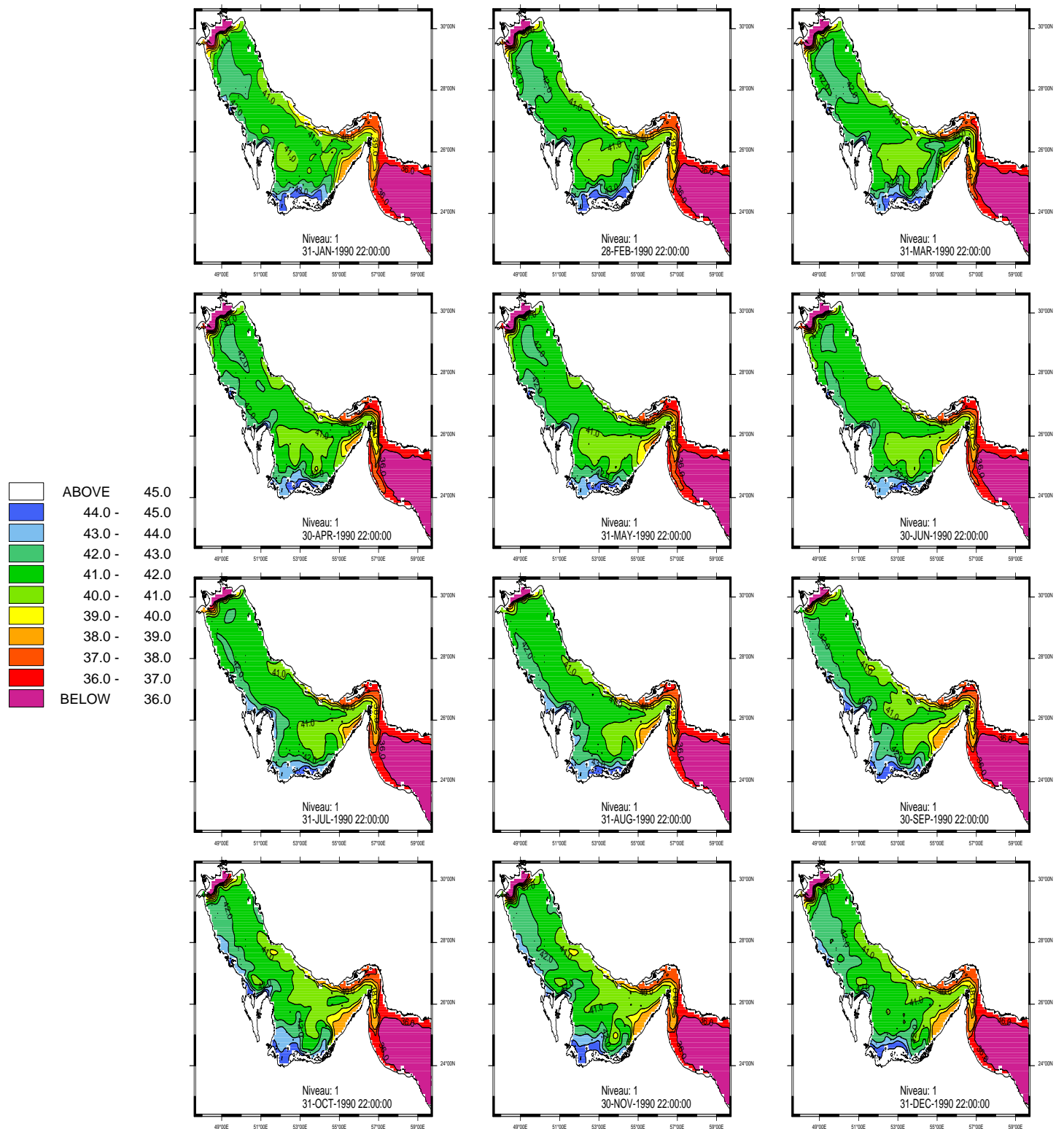


FIGURE E.16 – Moyennes mensuelles de la salinité au fond

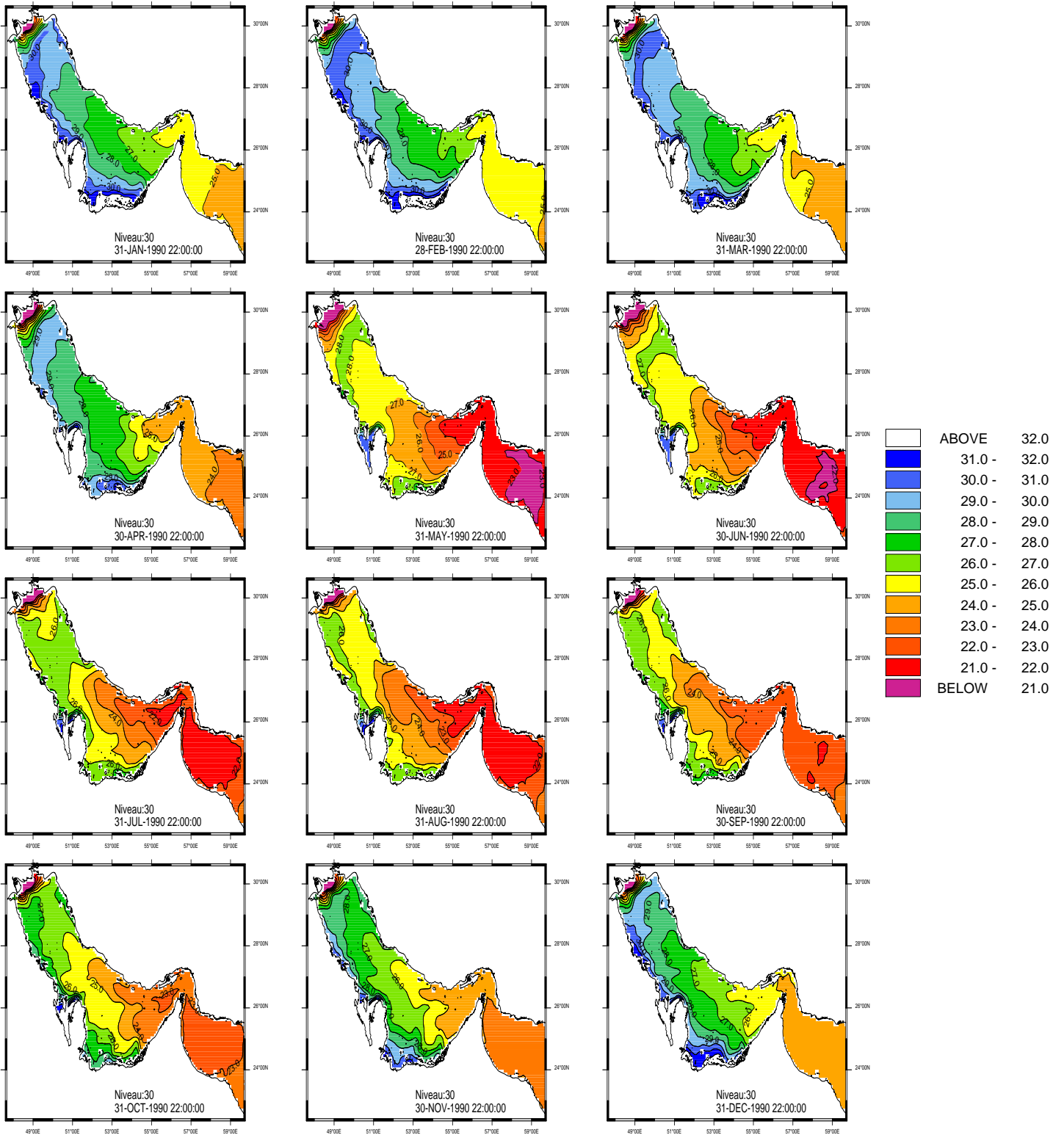


FIGURE E.17 – Moyennes mensuelles de la densité en surface

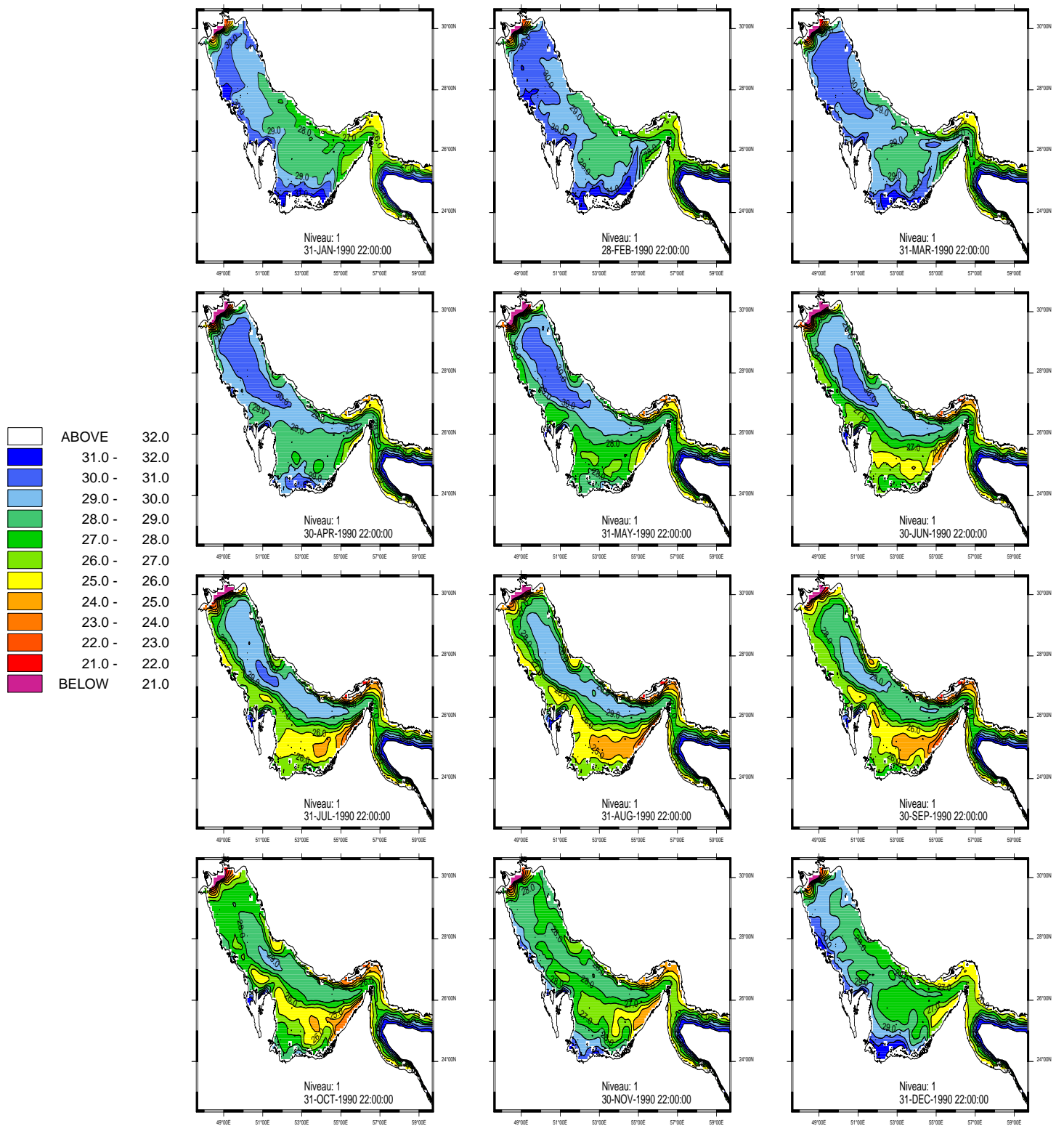


FIGURE E.18 – Moyennes mensuelles de la densité au fond

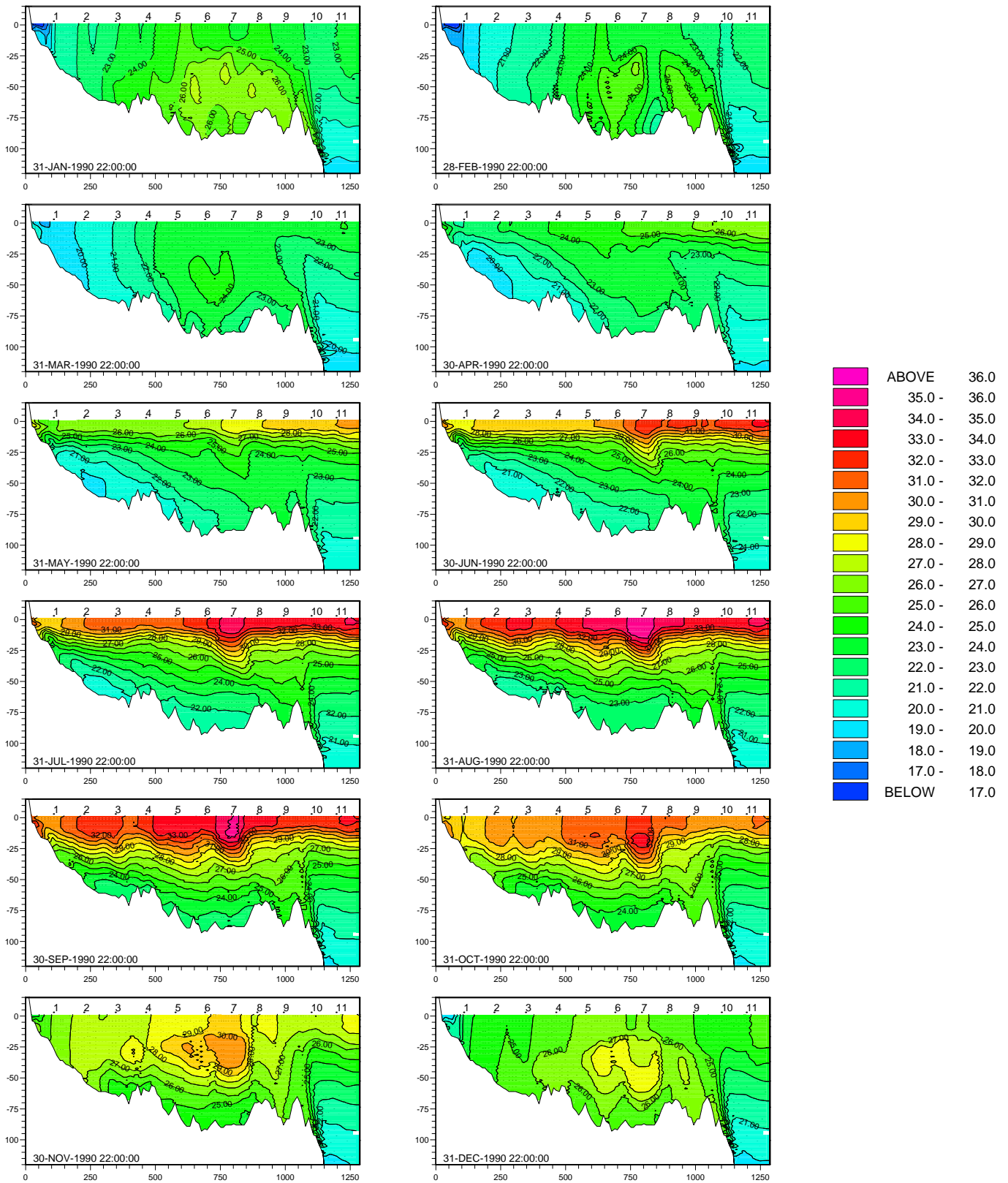


FIGURE E.19 – Moyennes mensuelles du champ de température le long d’une section dans l’axe du Golfe Persique

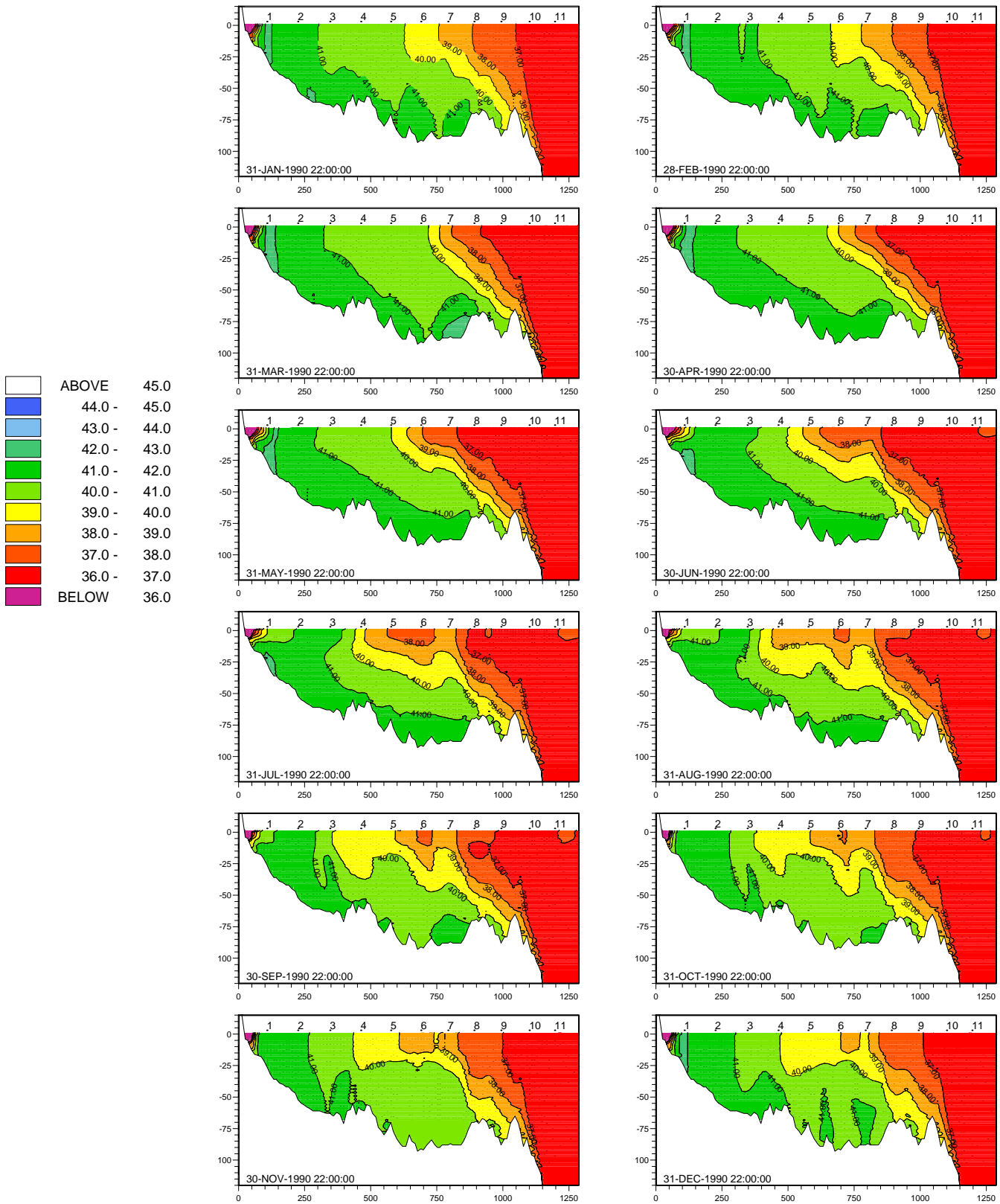


FIGURE E.20 – Moyennes mensuelles du champ de salinité le long d'une section dans l'axe du Golfe Persique

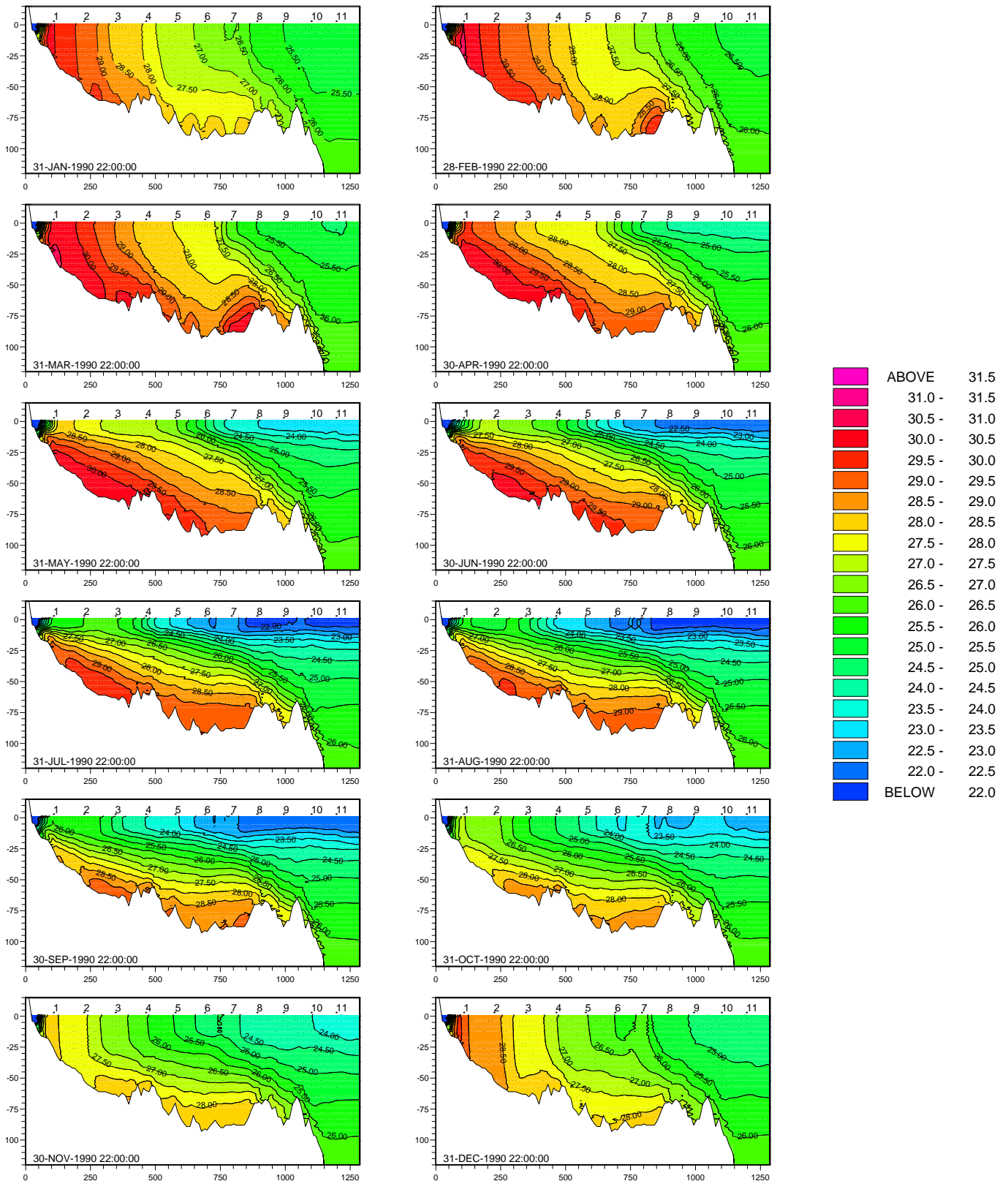


FIGURE E.21 – Moyennes mensuelles du champ de densité le long d'une section dans l'axe du Golfe Persique

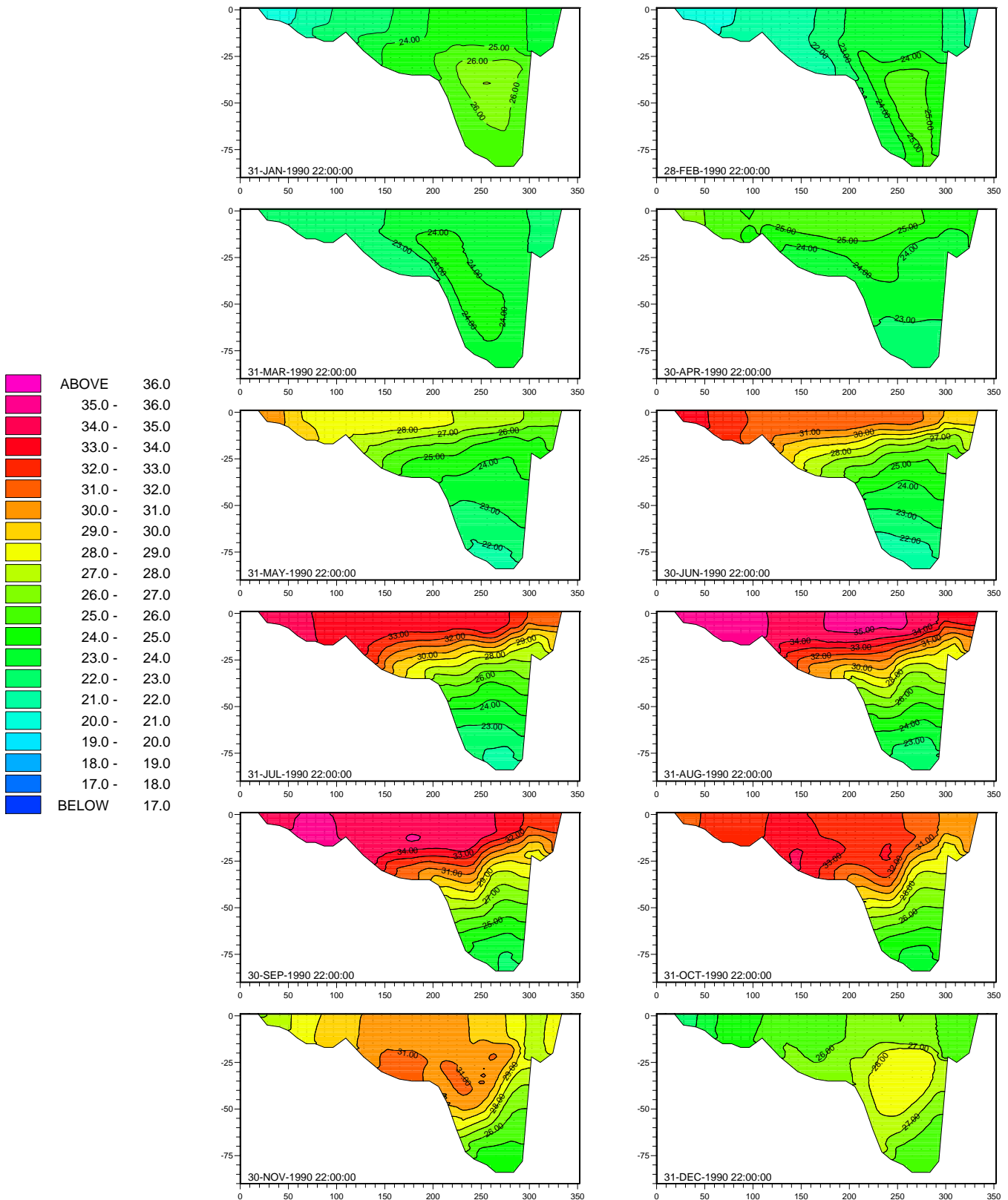


FIGURE E.22 – Moyennes mensuelles du champ de température le long de la section G [Reynolds1993]

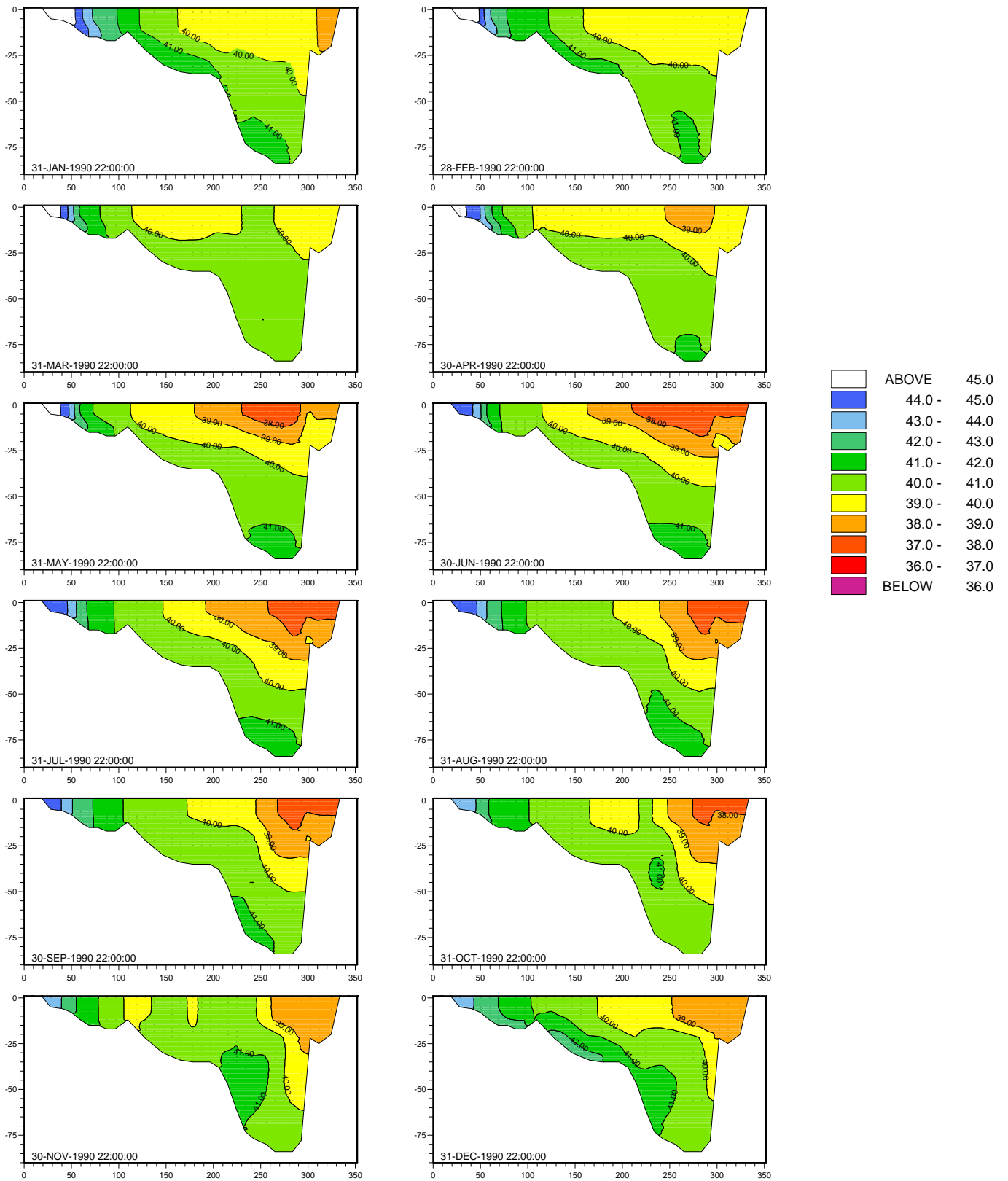


FIGURE E.23 – Moyennes mensuelles du champ de la salinité le long de la section G [Reynolds1993]

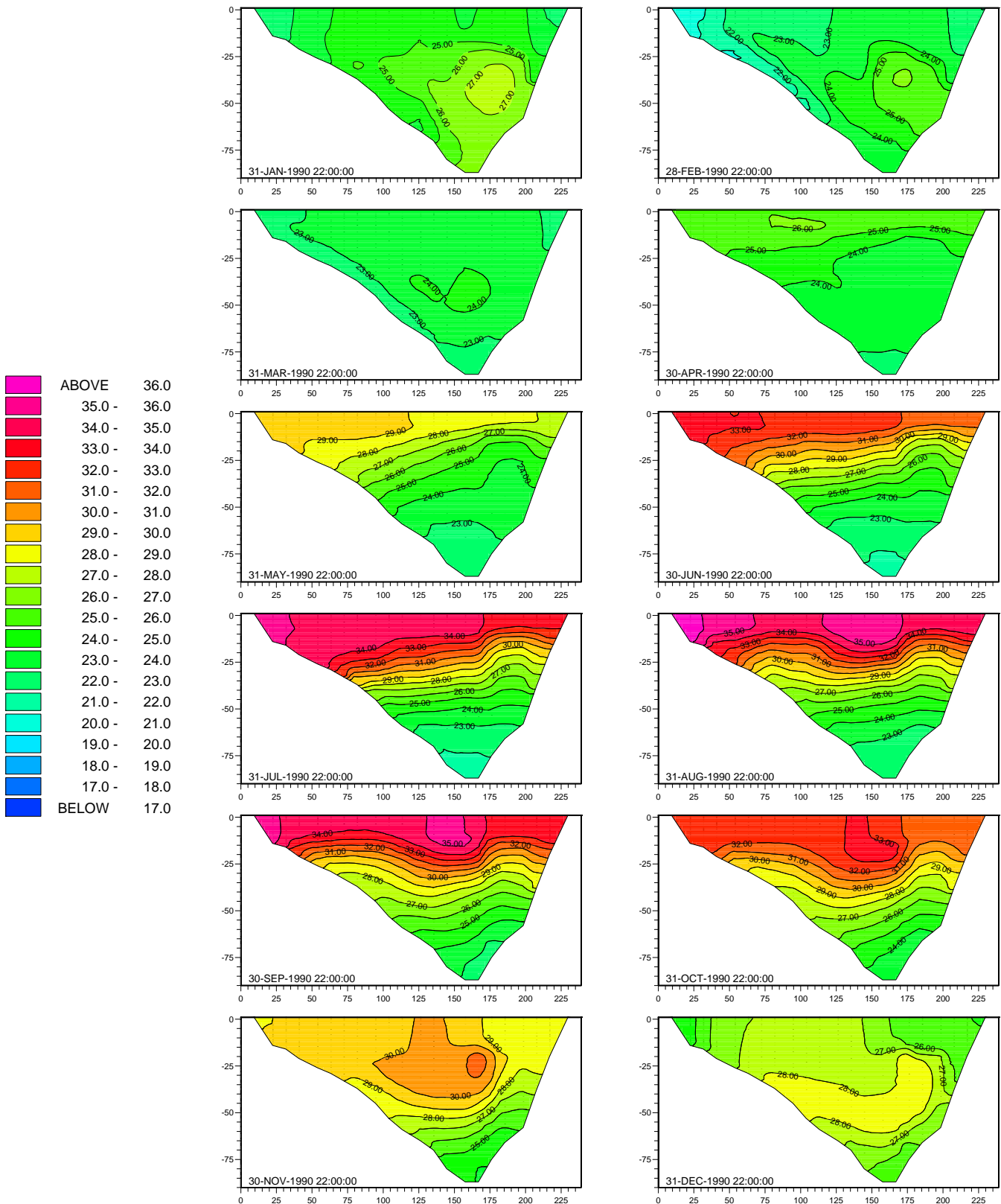


FIGURE E.24 – Moyennes mensuelles du champ de température le long de la section F [Reynolds1993]

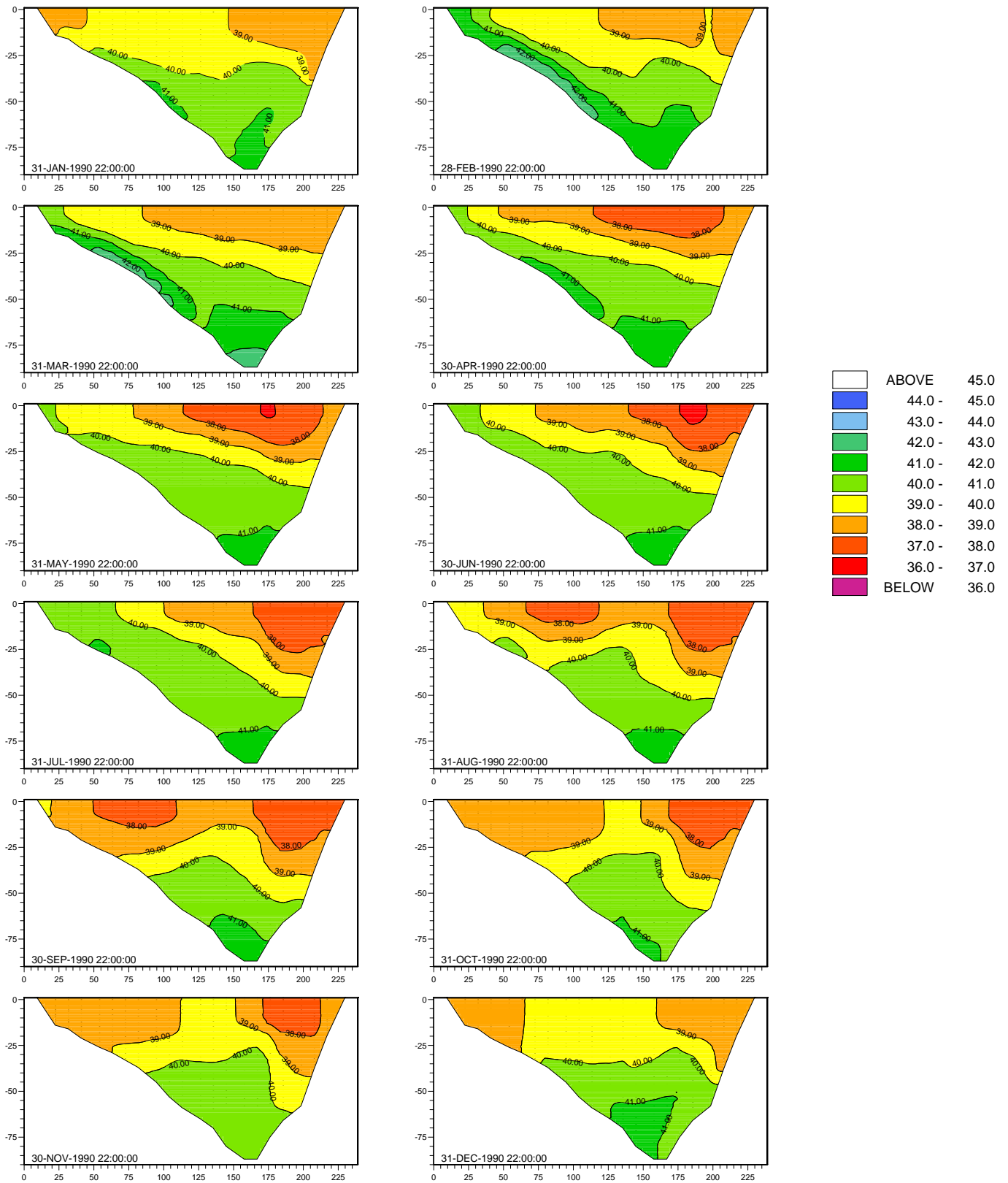


FIGURE E.25 – Moyennes mensuelles du champ de la salinité le long de la section F [Reynolds1993]

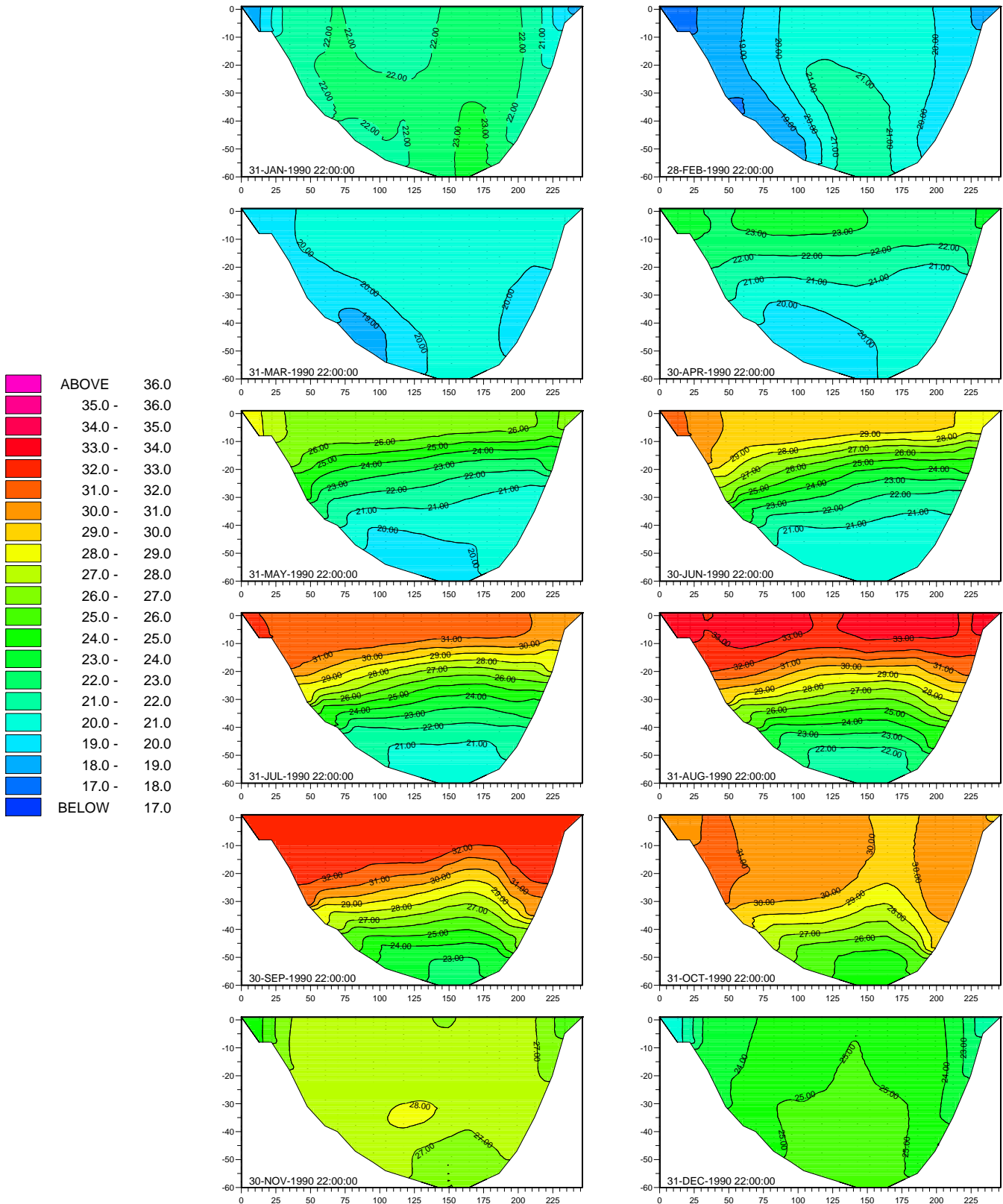


FIGURE E.26 – Moyennes mensuelles du champ de température le long de la section M [Reynolds1993]

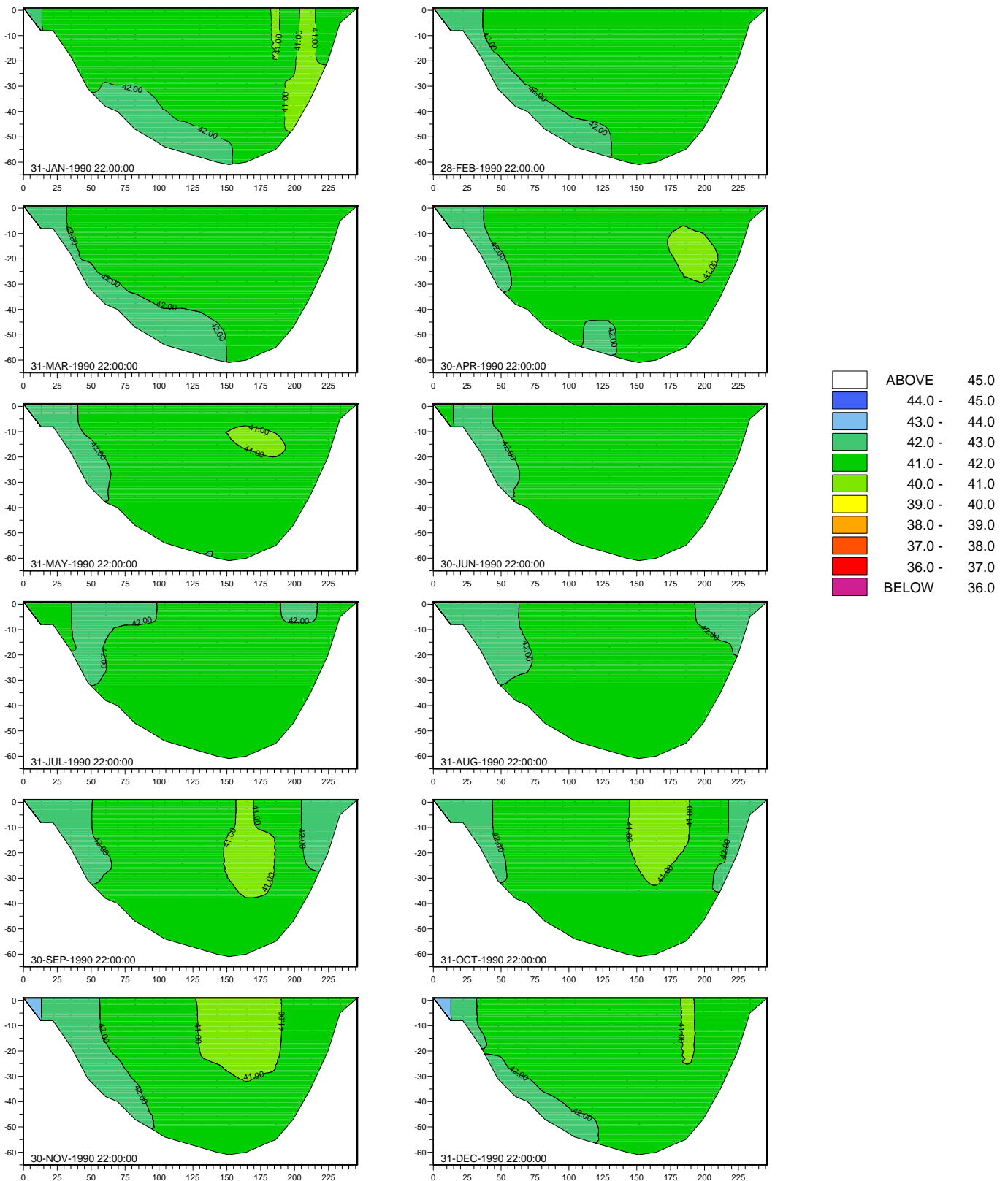


FIGURE E.27 – Moyennes mensuelles du champ de la salinité le long de la section M [Reynolds1993]

Annexe F

Le niveau moyen : variabilité saisonnière et inter-annuelle

F.1 Variabilité saisonnière

Une analyse de l'évolution du niveau moyen calculé par le modèle numérique a été réalisée. Les articles de [Sultan et al., 1995] et [Sultan et al., 2000] décrivent une étude similaire réalisée à partir de 15 ans de mesures effectuées à Ras Tanura à proximité de la côte Arabe. Les résultats du modèle pour une série un peu plus courte conduisent aux mêmes conclusions. Le niveau moyen est plus élevé en été qu'en hiver. La variation annuelle est d'environ 25-30 cm. En hiver, la variabilité est plus importante comme on peut le voir sur la figure F.1.

Une analyse spectrale des moyennes mensuelles du niveau moyen calculées à partir des résultats de la simulation réaliste inter-annuelle (1994-2001) est effectuée. Elle met en évidence la part importante de l'énergie associée à une composante annuelle (le pic le plus important sur le graphe de droite de la figure F.1). On observe aussi une composante semi-annuelle moins énergétique. Un pic associé à des variations basses fréquences est également visible sur le spectre d'énergie ainsi que plusieurs pics associés à de la haute fréquence. L'énergie associée à ces derniers pics est faible. Les deux composantes annuelle et semi-annuelle sont également observées lors de l'analyse spectrale des moyennes mensuelles de la pression atmosphérique à proximité du point étudié (voir graphe de droite de la figure F.2) et représentent la majorité du signal.

85.6% de la variance du niveau moyen est d'origine saisonnière. Ce résultat est obtenu en comparant la variance de la série avec celle de la série résiduelle obtenue en retirant à chaque moyenne mensuelle la moyenne à long terme du mois en question (moyenne sur les 7 années). Pour la pression atmosphérique, quasiment toute la variance (98%) est d'origine saisonnière. Plus précisément, la variabilité saisonnière peut être représentée [Thompson1980] par une composante annuelle et une composante semi-annuelle de la forme :

$$S_1(m) = a + c_1 \cos(2\pi m/12) + s_1 \sin(2\pi m/12)$$

$$S_2(m) = a + c_2 \cos(2\pi m/6) + s_2 \sin(2\pi m/6)$$

Où a représente la moyenne à long terme, et les coefficients c_1 , s_1 , c_2 , et s_2 sont obtenus par régression. On en déduit les amplitudes des composantes saisonnières, soient

10.7 cm pour la composante annuelle et 2.1 cm pour la composante semi-annuelle. Le pourcentage de variance expliquée par la composante annuelle est de 79.5%, celui de la composante semi-annuelle vaut 4.9% soit quasiment la totalité de la variance d'origine saisonnière. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par [Sultan et al., 1995], avec respectivement 11.2 cm et 2.8 cm pour les amplitudes et 72.9% et 3.8% pour les pourcentages de variance expliquée.

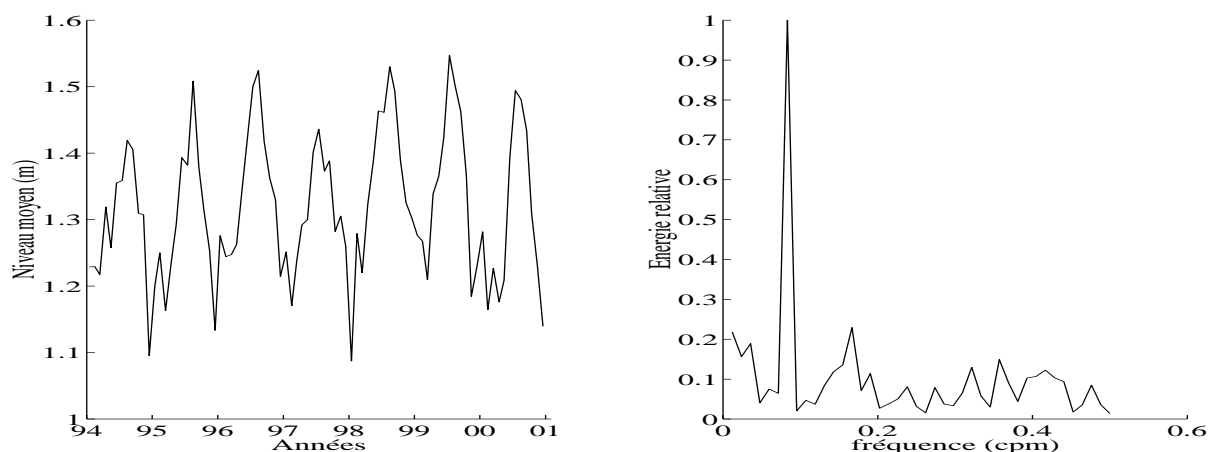


FIGURE F.1 – Evolution du niveau moyen et analyse spectrale (méthode fft) au point Ras Tanura ($26^{\circ} 45' / 50^{\circ} 10'$).

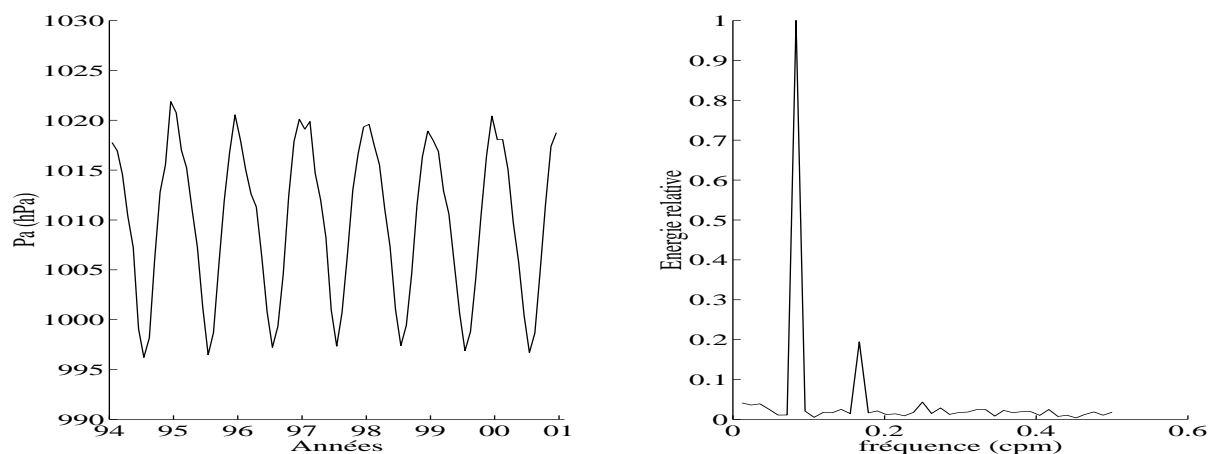


FIGURE F.2 – Evolution de la pression atmosphérique et analyse spectrale (méthode fft) au point Ras Tanura ($26^{\circ} 45' / 50^{\circ} 10'$).

Les séries des moyennes mensuelles du niveau moyen et de la pression atmosphérique (graphes de gauche des figures F.1 et F.2) semblent fortement corrélées : à un niveau moyen élevé en été correspond une basse pression atmosphérique et réciproquement en hiver. Une régression linéaire entre le niveau moyen et la pression atmosphérique est calculée. La droite de régression Nm suivante est obtenue pour le niveau moyen : $Nm = mPa + n$ avec $n = 1304$ cm et $m = -1.2 \text{ cm.mb}^{-1}$. Le coefficient de régression obtenu est cohérent avec la relation du baromètre inversé (-1 cm.mb^{-1}). Cette régression

montre que la variabilité saisonnière de la pression atmosphérique peut expliquer jusqu'à 70% de la variance du signal saisonnier. D'après [Sultan et al., 2000], une autre partie de la variance est expliquée par une régression sur la vitesse du vent, soit environ 10%. Une régression sur la vitesse conduit effectivement à ce résultat.

D'après l'étude de [Sultan et al., 1995], le reste du signal saisonnier est expliqué par la variabilité saisonnière de la densité de l'eau de mer. Compte tenu de l'hypothèse de fluide incompressible sur laquelle repose l'écriture du modèle, l'effet stérique n'est pas reproduit par la modélisation. Cependant, la comparaison des simulations avec et sans prise en compte de la pression atmosphérique montre qu'un autre signal saisonnier s'ajoute à celui de l'effet de la pression. La courbe en gras de la figure F.3 présente en effet un net signal saisonnier alors que les effets de la pression atmosphérique ne sont pas pris en compte. Cette autre signature saisonnière est liée à la variabilité saisonnière du vent et au cycle saisonnier des courants de densité associés au bilan évaporation-précipitation (ces deux processus sont en partie liés). On observe que le niveau moyen dans le Golfe Persique est plus bas que le niveau moyen observé dans le Golfe d'Oman (figures F.3 et F.4) en raison de l'ajustement de la surface libre suite à la sortie d'eau dense et à l'entrée d'eau légère au niveau du détroit d'Hormuz. Une simulation sans prise en compte du gradient de pression interne (on ne simule plus les courants de densité) conduit à une augmentation du niveau moyen dans le Golfe Persique jusqu'à égaler le niveau moyen observé dans le Golfe d'Oman. Les courants de densité ont donc un impact sur le niveau moyen dans le Golfe Persique et leurs variations saisonnières se répercutent sur les variations saisonnières du niveau moyen. La part de la variabilité saisonnière due à la variabilité saisonnière du vent peut être évaluée à partir de la courbe en gras de la figure F.4 qui montre l'évolution du niveau moyen dans le Golfe d'Oman sans les effets de la pression atmosphérique et sans effet important des courants de densité (en raison de la configuration topographique du Golfe d'Oman et de son ouverture sur la mer d'Arabie). Dans ce cas, la variabilité saisonnière du niveau moyen est donc essentiellement due à celle du vent.

F.2 Variabilité inter-annuelle

On remarque également que les variations du niveau moyen (en moyenne sur le Golfe Persique) obtenues pour la simulation sans prise en compte des effets de la pression atmosphérique indiquent que l'essentiel de la variabilité inter-annuelle du signal n'est pas dû à ces effets atmosphériques mais plutôt à la variabilité inter-annuelle des deux autres forçages (vent et courant de densité induits par le bilan évaporation-précipitation) dans le Golfe Persique. Les variations du niveau moyen dans le Golfe d'Oman ne montrent pas une telle variabilité inter-annuelle (figure F.4) ce qui tendrait à montrer que cette variabilité est principalement associée à celle des courants de densité, celle associée aux fluctuations du vent étant moins importante.

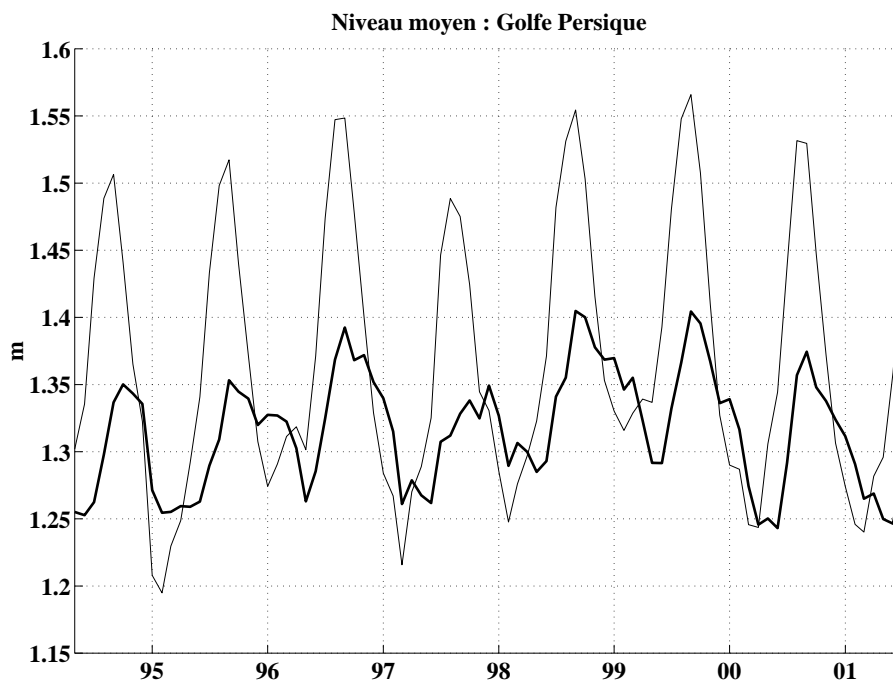


FIGURE F.3 – Evolution du niveau moyen (en moyenne sur le Golfe Persique) pour la simulation avec (resp. sans) prise en compte de la pression atmosphérique (resp. en gras).

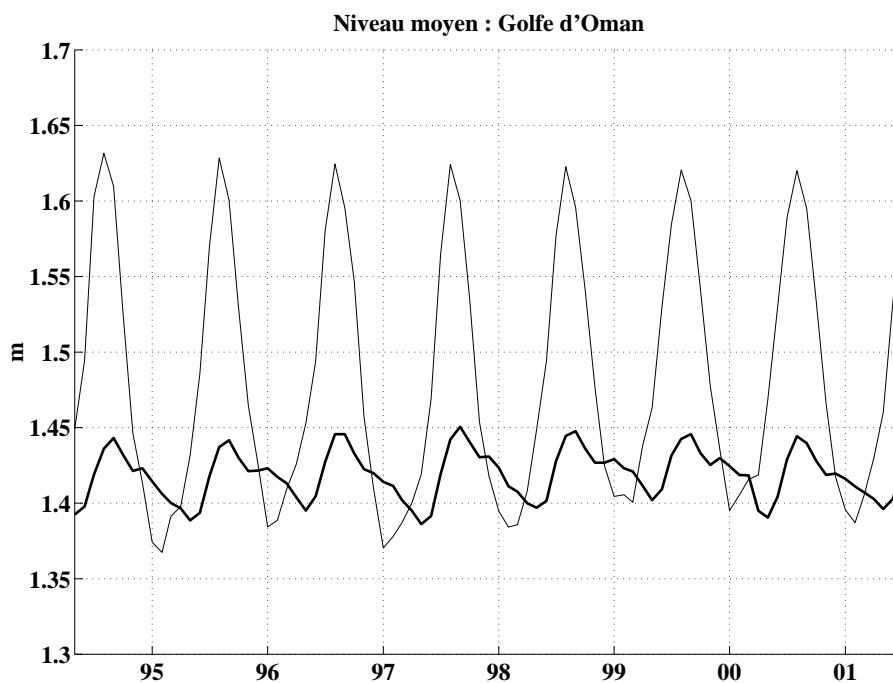


FIGURE F.4 – Evolution du niveau moyen (en moyenne sur le Golfe d'Oman) pour la simulation avec (resp. sans) prise en compte de la pression atmosphérique (resp. en gras).

Annexe G

Mesure AVHRR MCSST K10 de la température de surface

Les quatre figures suivantes présentent des images composites de la température de surface obtenue à partir de mesures satellites AVHRR pour le quinzième jour de chaque mois pour les années 1997 à 2000.

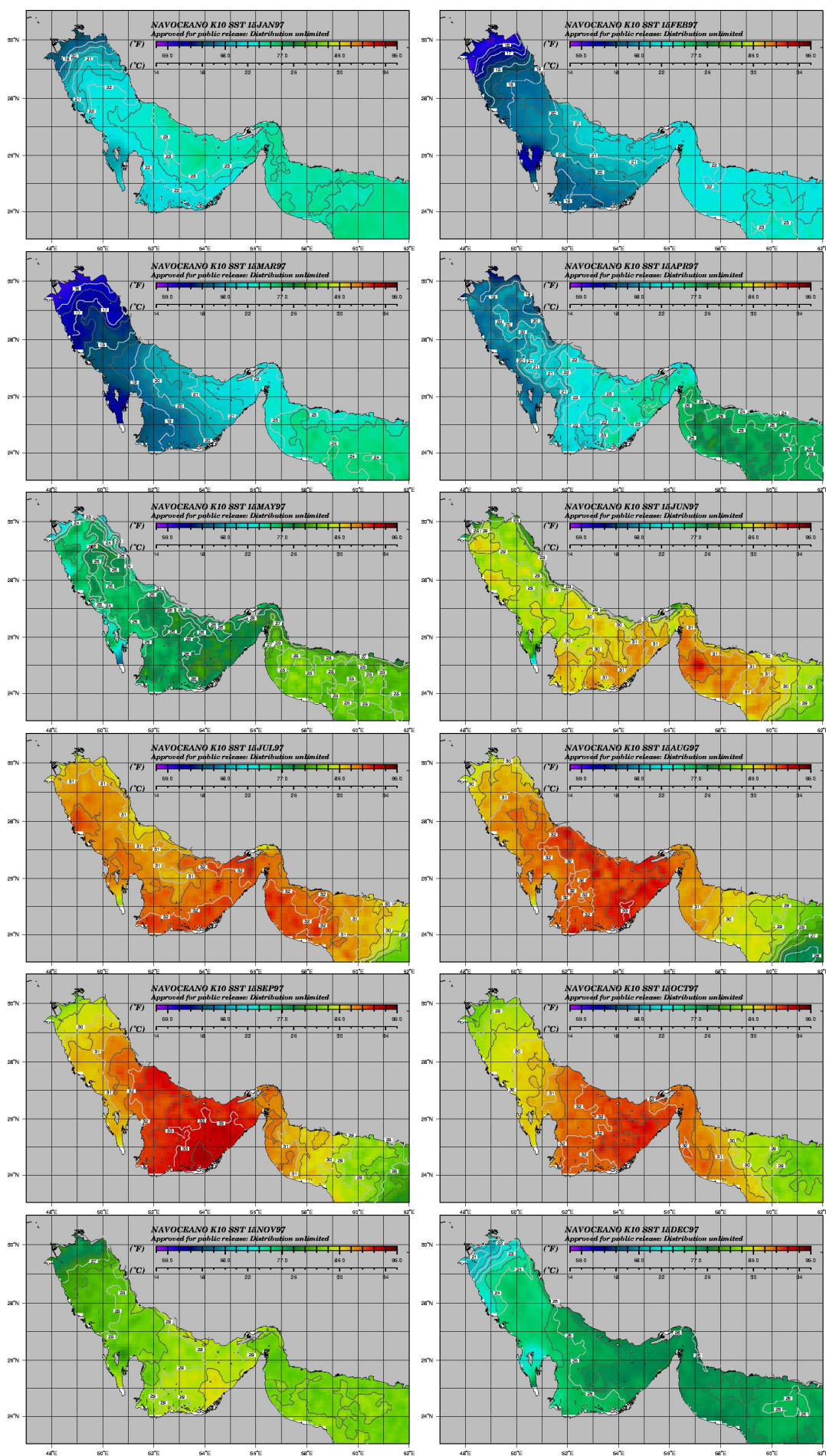
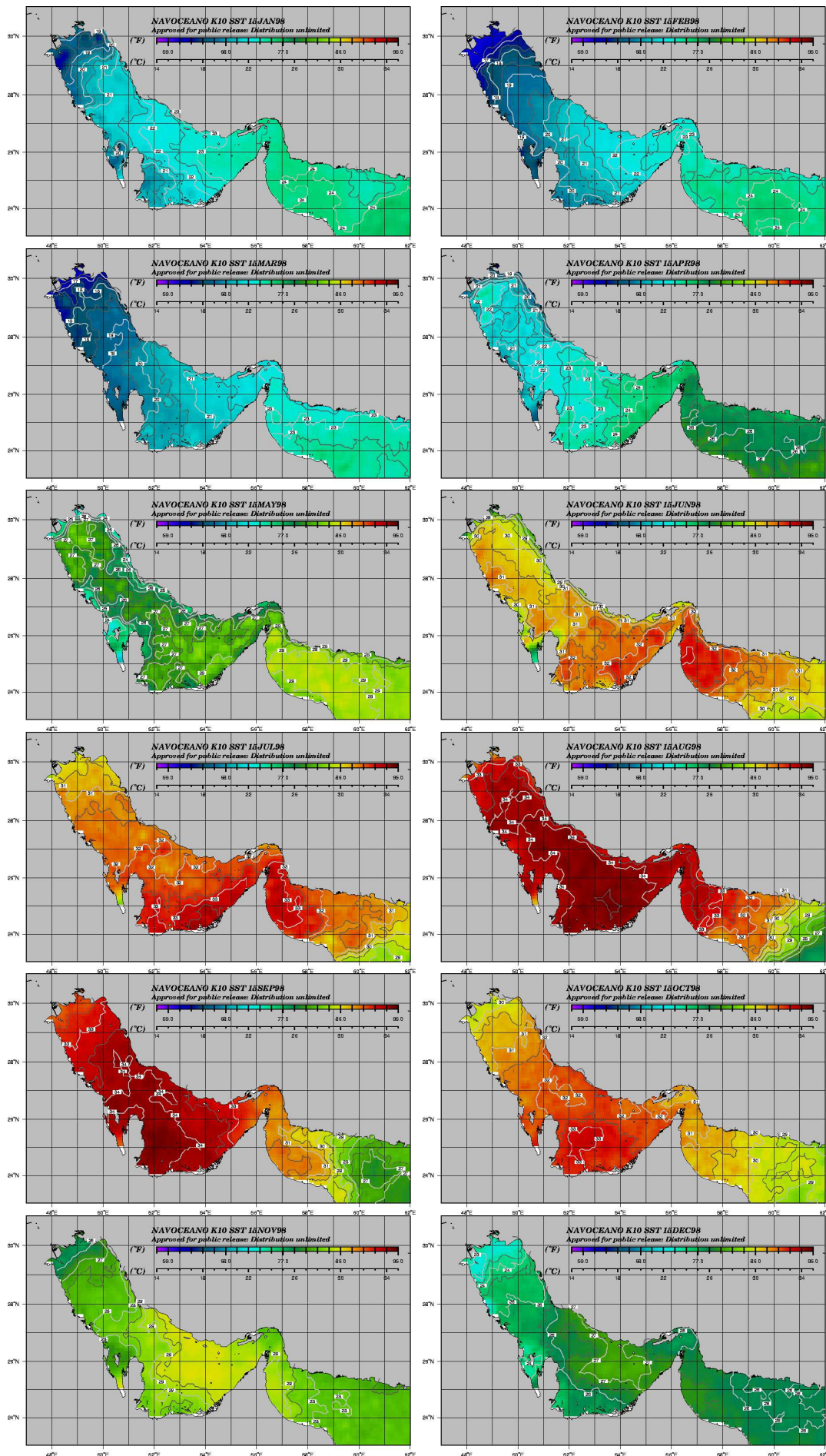


FIGURE G.1 – Année 1997



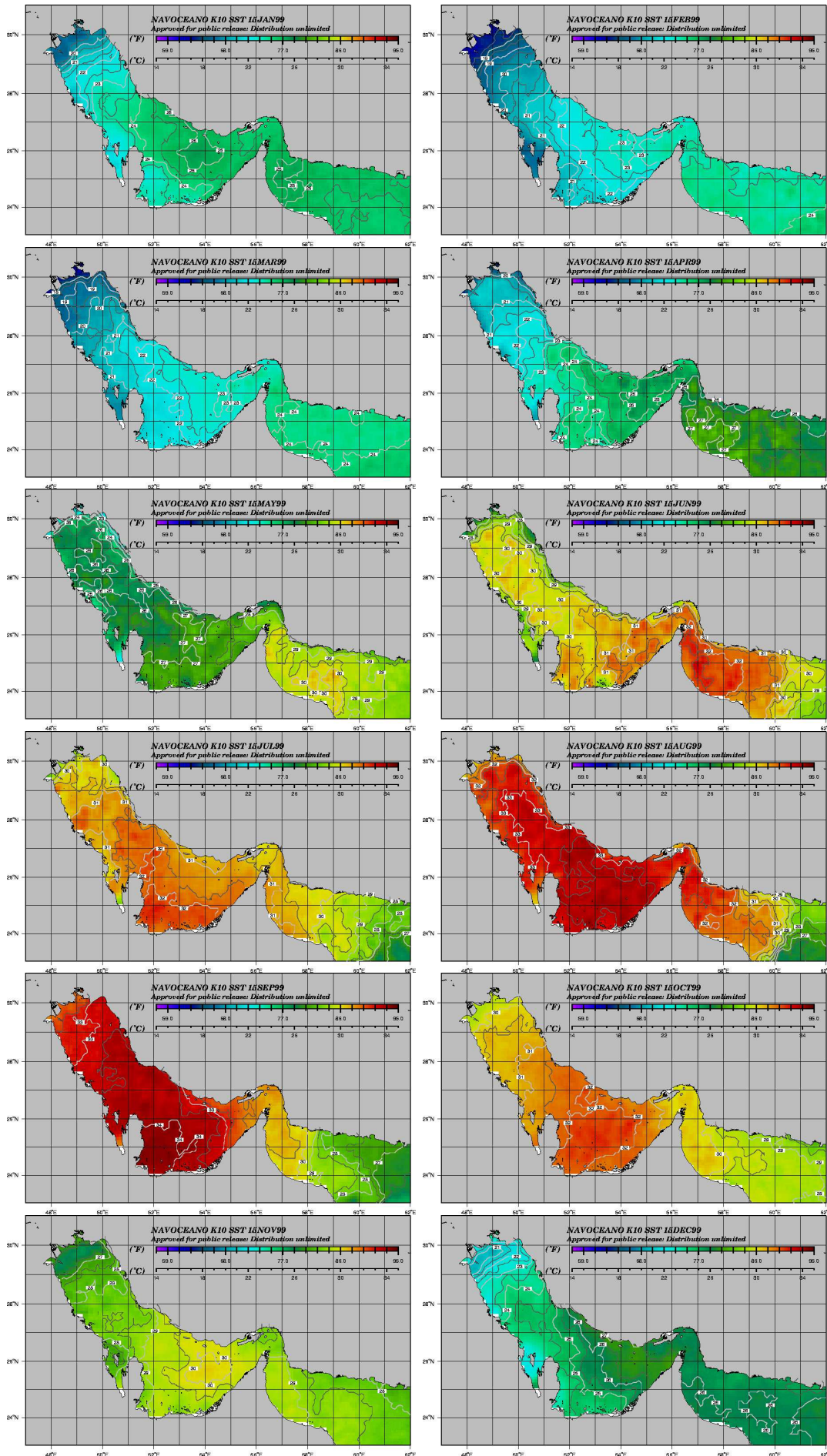
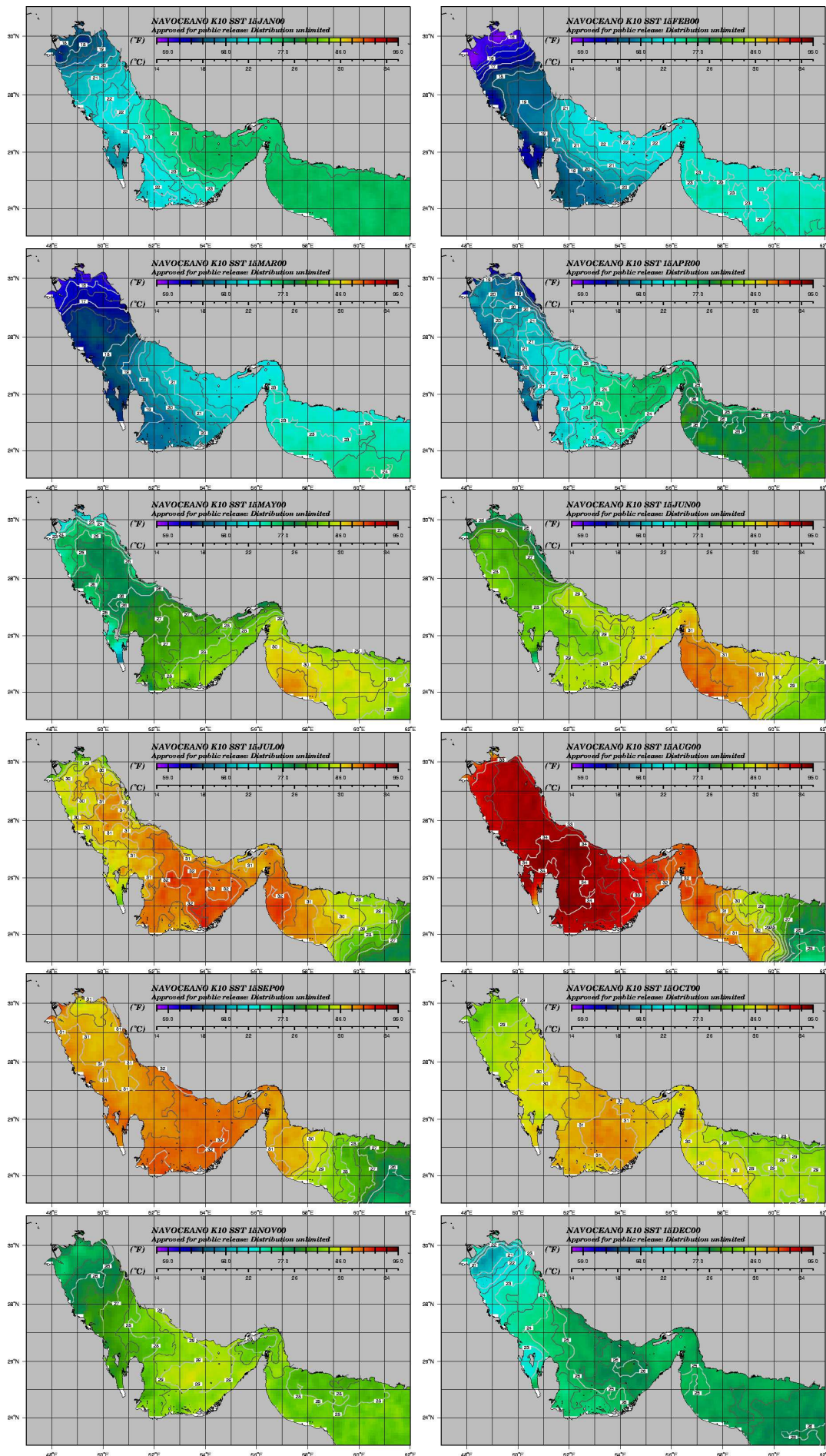


FIGURE G.3 – Année 1999



Résumé

Titre :

Dynamique océanique dans les Golfes Persique et d'Oman

Auteur : **Stéphane Pous**

Résumé : La circulation dans les Golfes Persique et d'Oman est un système complexe et mal connu qui résulte de l'interaction de nombreux forçages différentes échelles de temps. A l'échelle de quelques heures, la marée joue un rôle important. A l'échelle saisonnière et inter-annuelle, une circulation thermohaline, typique d'un bassin de concentration, se met en place. Elle est caractérisée par une circulation cyclonique forte variabilité saisonnière et par l'interaction de deux masses d'eau : une eau dense formée dans le Golfe Persique (Persian Gulf Water) qui s'écoule sous la forme d'une veine dans le Golfe d'Oman et une eau plus légère en provenance des couches de surface de l'océan Indien (Indian Ocean Surface Water).

L'analyse des données de la campagne GOGP99, réalisée en automne 1999, montre l'existence des deux masses d'eau PGW et IOSW, ainsi qu'une variabilité temporelle et spatiale importante des structures hydrologiques et courantologiques. L'évolution des caractéristiques de la veine d'eau PGW jusqu'en Mer d'Arabie est précisée.

Un modèle réaliste de la circulation dans les deux golfes est développé pour comprendre les différents aspects de la dynamique. La circulation dans le Golfe Persique, les interactions entre les masses d'eau PGW et IOSW, la formation puis le déplacement de l'eau PGW dans le Golfe d'Oman sont précisés et une variabilité importante est mise en évidence. Une étude de processus précise la part des différents forçages. L'importance de la paramétrisation des flux de chaleur est mise en évidence. Finalement, une étude de sensibilité la variation de certains forçages mal connus (fleuves, évaporation) et la paramétrisation de la turbulence est réalisée.

Mots Clefs : **Golfe Persique, Golfe d'Oman, Détroit d'Hormuz, Courant de densité, circulation générale, modélisation numérique réaliste.**

Title :

Oceanic dynamic in Persian Gulf and the Gulf of Oman

Author : **Stéphane Pous**

Abstract : The circulation in the Persian Gulf and the Gulf of Oman is a complex and badly known system that depends on the interaction of several forcing mechanisms over a range of different time scales. On a timescale of few hours, the tide plays a significant role. On a seasonal and inter-annual basis, there is a thermohaline circulation, specific of a concentration basin. It is characterized by a cyclonic circulation with strong seasonal variability and by the mixing of two different water masses : a dense outflow water formed in the Persian Gulf (Persian Gulf Water) that flows through the Gulf of Oman and an overlying lighter water from the Indian Ocean (Indian Ocean Surface Water). The analysis of the data from the GOGP99 experiment, carried out in autumn 1999, shows the different PGW and IOSW water masses, as well as a large temporal and spatial variability of the hydrologic and velocity structures. The evolution of the PGW outflow features down to the Arabian Sea is described.

A realistic model of the circulation in both Gulfs is designed to understand the different aspects of the oceanic dynamics. The circulation in the Persian Gulf, the mixing of the PGW and IOSW, and the PGW formation and movement towards the Gulf of Oman are explained and a large variability is highlighted. A process study determines the role of the different forcing mechanisms, and the impact of heat flux parameterization is underlined. Finally, a study of the sensitivity to the variation of some not very well-known forcing (rivers, evaporation) and to the turbulence parameterization is presented.

Keywords : **Persian Gulf, Gulf of Oman, Strait of Hormuz, density current, general circulation, realistic numerical modeling.**

