

2025-2026

Université d'Aix-Marseille

Master Sciences de la Mer

OPB205 Modélisation 3D Océanique

**Modélisation de la
circulation du golfe
arabique avec CROCO :
Comparaison avec Al Azhar
et al. (2016)**

Edith AQUADRO

Abstract

Le golfe arabe est un bassin semi-fermé soumis à un climat aride, caractérisé par une forte évaporation et des échanges océaniques limités avec la mer d'Oman au travers du détroit d'Ormuz. Dans ce travail, le modèle numérique CROCO est implémenté sur le domaine $22,1^{\circ}$ – $31,9^{\circ}$ N / $47,1^{\circ}$ – $59,9^{\circ}$ E à une résolution horizontale de $1/10^{\circ}$ et intégré sur dix années climatologiques. Les résultats sont comparés aux simulations hindcast de Al Azhar et al. (2016) réalisées avec le modèle ROMS sur le même domaine. La circulation cyclonique générale du golfe et l'intensification saisonnière du courant entrant par le détroit d'Ormuz sont bien reproduites. Des différences notables concernent la profondeur de l'interface entre les masses d'eau au détroit (40 m dans notre modèle contre 20–25 m dans l'article) et la stratification verticale de densité, attribuées principalement à l'absence de forçage tidal et à la différence de la clarté de l'eau dans notre implémentation.

The Arabian Gulf is a semi-enclosed basin located in an arid region, characterized by strong evaporation and limited exchanges with the Sea of Oman through the Strait of Hormuz. In this study, the CROCO ocean model is implemented over the domain (22.1° – 31.9° N, 47.1° – 59.9° E) with a horizontal resolution of $1/10^{\circ}$ and integrated over ten climatological years. The results are compared with simulations of Al Azhar et al. (2016), realised with the ROMS model over the same approximately the same domain. The model successfully reproduces the main features of the Gulf circulation, including the basin-scale cyclonic circulation and the seasonal intensification of the inflow through the Strait of Hormuz, which is stronger in summer than in winter. The characteristic two-layer exchange at the strait, with surface inflow and deep outflow, is also well represented. However, significant differences are observed, particularly in the depth and sharpness of the interface between water masses at the strait (around 40 m in this study versus 20–25 m in Al Azhar et al., 2016), as well as in the vertical density stratification. These differences are mainly attributed to the absence of tidal forcing and differences in water clarity parameterization. Overall, the results highlight the importance of tidal mixing and optical properties in accurately simulating the thermohaline structure of the region.

1 Introduction

Le golfe arabique est une mer épicontinentale, semi-fermée, entre la péninsule arabique et l'Iran, sur environ 1100km de longueur et 300km de largeur. Il est relié à la mer d'Oman, qui est le Nord-Ouest de l'océan Indien, par le détroit d'Ormuz, large d'environ 56 km. Selon Smith et Sandwell, sa bathymétrie du golfe est peu profonde, 35m en moyenne avec un maximum de 110-160m aux alentours des côtes iraniennes. Dans le mer d'Oman, la bathymétrie chute rapidement jusqu'à 3700m.

Situé dans une zone aride, les apports fluviaux et les précipitations ne compensent pas les pertes par évaporation (Swift and Bower, 2003). De plus, le Shammal, un vent froid et sec souffle du Nord-Oest quasiment toute l'année. Il est particulièrement intense en hiver (Perrone, 1979) et favorise la formation d'eaux denses et très salées dans la partie Nord du bassin et le fond de la côte arabique. Cette zone devient alors un lieu de formation d'eau profonde qui vont circuler dans le bassin avant de sortir par le détroit d'Ormuz, compensées par une entrée d'eau moins salée de la mer d'Oman. (Swift and Bower, 2003)(Reynolds,1993). C'est une circulation comparable à la Méditerranée.

Ces phénomènes de formation d'eau profonde, en plus d'autres processus, dominent la circulation dans le golfe. La gyre cyclonique de la partie Sud est contrôlée principalement par les entrées d'eaux de surface par le détroit d'Ormuz, tandis que celle de la gyre du Nord-Ouest est contrôlée par les apports d'eau douce du fleuve Shatt al-Arab (Chao et al., 1992). En été, l'affaiblissement des vents et l'apparition de la thermocline par le réchauffement des eaux de surface amplifient les intrusions d'eau douce depuis le fleuve et renforcent le courant entrant depuis la mer d'Oman. Le mélange vertical est assuré par les marées, le vent et la convection hivernale (Reynolds, 1993).

Malgré l'importance économique et politique de cette zone, elle a très peu été échantillonnée et la modélisation numérique est un outil indispensable pour comprendre la circulation de ce golfe avec si peu de données in situ. Plusieurs études ont implémenté des modèles régionaux pour investiguer la variabilité saisonnière et interannuelle du golfe (Chao et al., 1992 ; Thoppil and Hogan, 2010 ; Yao and Johns, 2010 ; Pous et al., 2015). Al Azhar et al. (2016) ont proposé une évaluation quantitative du modèle ROMS sur ce domaine et ont notamment démontré l'importance de la paramétrisation de la clarté de l'eau (type Jerlov) et du schéma de fermeture turbulente sur la reproduction des profils thermohalins observés. Ce rapport présente l'implémentation du modèle CROCO sur le golfe arabique et la mer d'Oman, son évaluation qualitative à travers le diagnostique de stabilité et la circulation de surface, et la comparaison des résultats de circulation avec ceux d'Al Azhar et al. (2016), en particulier au niveau du détroit d'Ormuz.

2 Matériel et méthode

2.1 Le modèle CROCO

Le modèle utilisé est CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model), un code de circulation océanique régionale issu du modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System, Shchepetkin and McWilliams, 2005). CROCO résout les équations primitives du mouvement sous les approximations de Boussinesq et d'hydrostatique. L'approximation de Boussinesq traite la densité comme une constante auquel s'ajoute un terme de **variation de densité de l'ordre de 10** dans l'océan. L'approximation hydrostatique néglige l'accélération verticale devant la gravité, ce qui est légitime à l'échelle régionale. La fermeture turbulente verticale est assurée par le schéma KPP (Large et al., 1994). Horizontalement, le modèle utilise un schéma d'advection décentré d'ordre 3, limitant la diffusion numérique artificielle.

2.2 Domaine de modélisation et discrétisation

Le domaine couvre le golfe arabique et la partie occidentale de la mer d'Oman, entre 22,1°N–31,9°N et 47,1°E–59,9°E (Fig. 1). Ce domaine englobe l'ensemble du golfe ainsi qu'une portion de la mer d'Oman. Une seule frontière ouverte, à l'Est, a été conservée. La grille comprend 129×100 points (LLm0 $\times$ MMm0) avec une résolution uniforme de $1/10^\circ$ (11 km), ce qui place la simulation à l'échelle de la méso-échelle océanique. La grille est discrétisée selon le schéma d'Arakawa C décalé. La discrétisation verticale se fait selon les **coordonnées σ** . Les paramètres du modèles La bathymétrie est issue des données TOPO de Smith and Sandwell (1997) à une résolution de 1 minute d'arc.

Paramètre	Valeur	Signification
Θ_s	7,0	Étirement vers la surface (coord. sigma)
Θ_b	2,0	Étirement vers le fond (coord. sigma)
Hc (m)	200	Profondeur critique de transition sigma
LLm0 $\times$ MMm0	129×100	Dimensions de la grille horizontale
Résolution	$1/10^\circ$	Résolution horizontale (11 km)
dt - Δt_I (s)	1440	Pas de temps barocline (3D : T, S, u, v)
NDTFAST	60	Pas barotropes par pas barocline
$\Delta t_E = \text{dt}/\text{NDTFAST}$ (s)	24	Pas de temps barotrope (2D : η , U, V)
DT_AVG (h)	6	Fréquence de sortie des moyennes
DT_RST (h)	12	Fréquence de sortie des restarts

Table 1: Paramètres de configuration du modèle

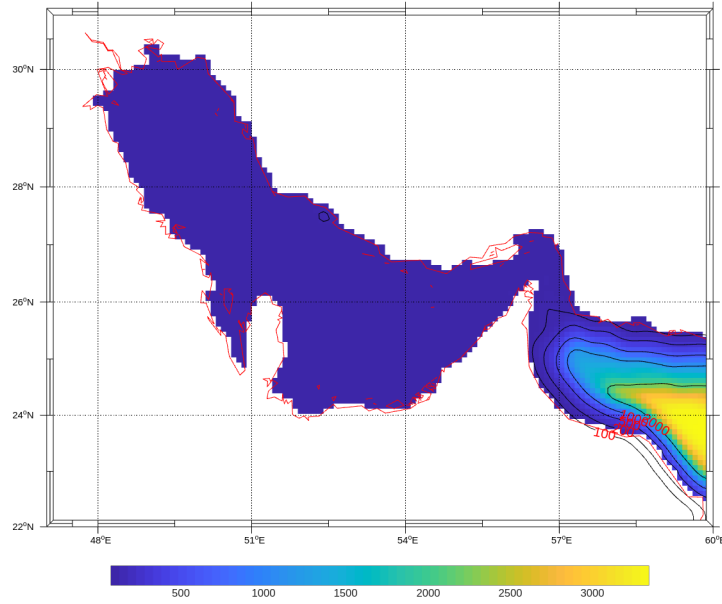


Figure 1: Bathymétrie du domaine (en mètres)

2.3 Paramètre d'intégration temporelle et critère CFL

Le critère de stabilité de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) impose qu'un signal physique ne parcoure pas plus d'une maille par pas de temps, et assure la stabilité du modèle (Eq 1). Or les familles d'ondes représentées ont des échelles de temps très différentes. Afin d'économiser du temps de calcul, le modèle CROCO utilise le mode splitting .

$$\Delta t \leq 1/c(1/\Delta x^2 + 1/\Delta y^2)^{(-1/2)} \quad (1)$$

2.4 Durée de simulation

La simulation est de type climatologique ($Y_{orig} = NaN$) : les forçages mensuels sont répétés identiquement chaque année. Le modèle est intégré sur dix années. Les premières années correspondent à la phase de spin-up, durant laquelle le modèle converge depuis un état de repos vers un état d'équilibre statistique. La durée effective du spin-up est déterminée à partir du diagnostique de stabilité présenté dans la Figure 2. Un code `get_mean_season` a été créé afin de calculer les valeurs moyennes des saisons sur les dix années.

3 Résultats

3.1 Diagnostique de stabilité

Premièrement, la Fig.2 nous permet d'identifier que le modèle est stable et que les différentes variables **convergent** vers un cycle annuel **stable**.

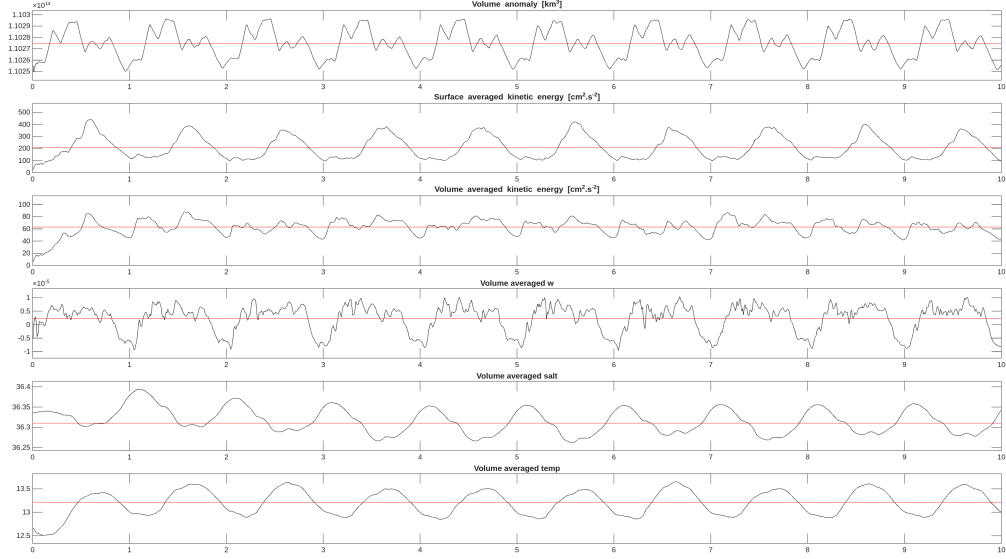


Figure 2: Diagnostique de stabilité, évolution temporelle sur 10 ans de l'énergie cinétique de surface, de l'énergie cinétique volumique, de la vitesse verticale moyennée, de la salinité et de la température. La ligne rouge indique la moyenne temporelle

3.2 Circulation de surface

La Figure 3 présente l'élévation de la surface libre et les vecteurs de vitesse de surface pour les conditions hivernales (janvier) et estivales (juillet), calculées comme des moyennes climatologiques sur les dix années de simulation.

En été, le modèle reproduit une circulation cyclonique à l'échelle du bassin. Une gyre cyclonique secondaire est visible dans la partie sud-est, à la sortie du détroit d'Ormuz. Une gyre cyclonique supplémentaire se développe entre 53,5°E et 55°E dans la partie méridionale du bassin, et une circulation cyclonique est présente dans le nord-ouest de la mer d'Oman. Une petite gyre anticyclonique est également observée à proximité de la côte iranienne, vers 28°N–52,5°E. En hiver, la circulation présente une structure similaire mais avec des vitesses significativement réduites. Une gyre cyclonique distincte est visible à l'embouchure du détroit entre 55°E et 56°E, tandis que la gyre précédemment observée à l'intérieur du détroit a presque disparu.

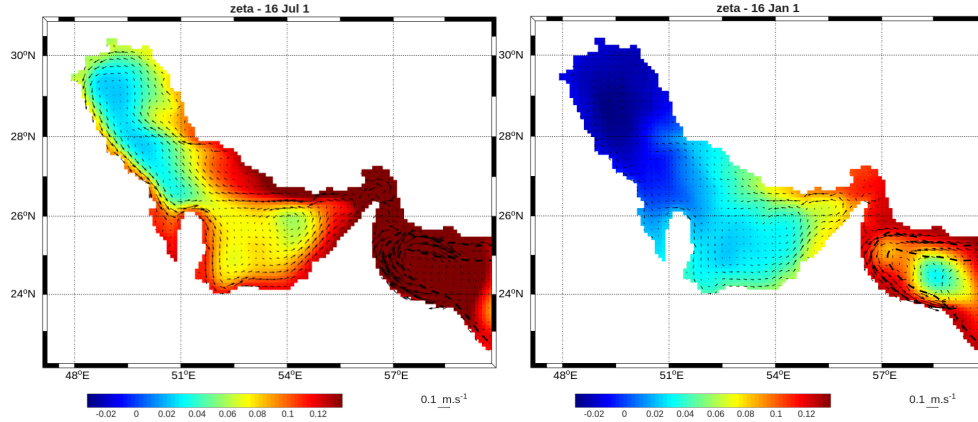


Figure 3: Élévation de la surface libre (m, couleurs) et vecteurs de vitesse de surface (m s^{-1}) pour (a) l'hiver (janvier) et (b) l'été (juillet), calculés comme des moyennes climatologiques sur les 10 années de simulation.

4 Comparaison avec Al Azhar et al.(2016)

4.1 Circulation générale saisonnière

La comparaison des figures de circulation (Fig 3.) entre notre modèle et la description faite par l'article révèle un accord qualitatif satisfaisant sur la structure générale de la circulation cyclonique. L'intensification saisonnière du courant entrant par le détroit d'Ormuz, plus fort en été qu'en hiver, est bien reproduite par notre modèle. Ce phénomène est cohérent avec le mécanisme décrit par Al Azhar et al. (2016) : en hiver, le fort gradient horizontal de densité dans les 20 premiers mètres entre le golfe (eaux denses) et la mer d'Oman (eaux plus légères) freine l'entrée d'eau depuis le détroit ; en été, ce gradient se relaxe et le courant entrant s'intensifie. La faiblesse relative des vitesses en hiver dans notre modèle est donc physiquement cohérente.

4.2 Sections verticales de vitesse

Les Figures 4 et 5 présentent les sections verticales des composantes u (est-ouest) et v (nord-sud) de la vitesse aux trois transects pour les conditions hivernales (janvier) et estivales (juillet), à comparer avec les Figures 6 et 7 d'Al Azhar et al. (2016).

Transect T1 — nord-ouest du golfe. En hiver, les deux modèles montrent des courants faibles et peu structurés dans cette zone peu dynamique. En été, notre modèle reproduit le courant vers l'ouest (u positif, $+0,08 \text{ m/s}$) dans les 50 premiers kilomètres en surface le long de la côte iranienne, et un courant de retour vers l'est en subsurface, conformément à la Fig.6 . La composante v montre une structure avec un courant vers le nord en surface et vers le sud

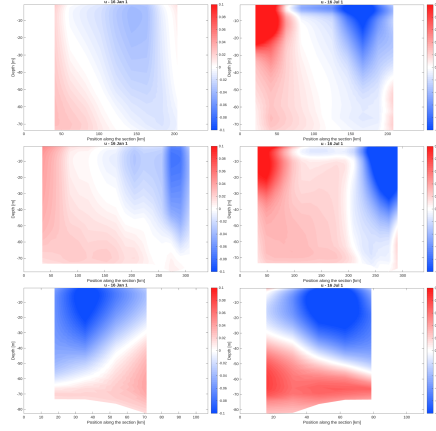


Figure 4: Sections verticales de la composante u (m.s^{-1} , Sud-Nord) en hiver (gauche) et été (droite) aux transects T1 (haut), T2 (milieu) et T3 (bas).

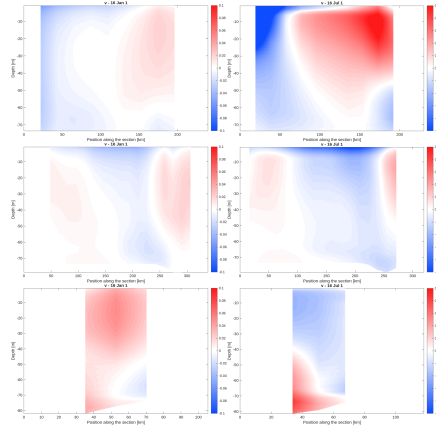


Figure 5: Sections verticales de la composante v (m.s^{-1} , Sud-Nord) en hiver (gauche) et été (droite) aux transects T1 (haut), T2 (milieu) et T3 (bas).

en profondeur, en accord avec la Fig.7. Transect T2 — centre du golfe. En été, la zone de courant entrant intense vers l'ouest ($+0,08 \text{ m/s}$) dans les 50 premiers kilomètres côté iranien et le courant de retour vers l'est côté arabe sont reproduits, ce qui correspond à la Fig.6 de l'article. Le courant v montre un léger affaiblissement en été par rapport au transect T1, ce que notre modèle reproduit également. Transect T3 — détroit d'Ormuz.. La structure en deux couches avec un courant entrant vers l'ouest en surface et courant sortant vers l'est en profondeur est présente dans les deux saisons. L'intensification en été du courant de surface entrant est bien reproduite. Cependant, on peut y trouver une différence notable : l'interface entre les deux masses d'eau est

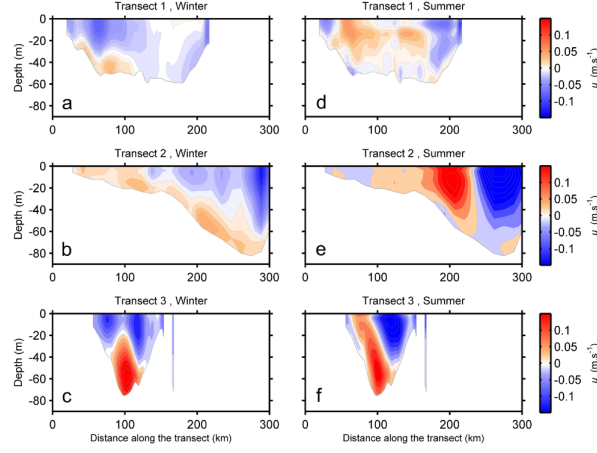


Figure 6: Sections verticales de la composante u (m.s^{-1}) de Al Azhar et al.

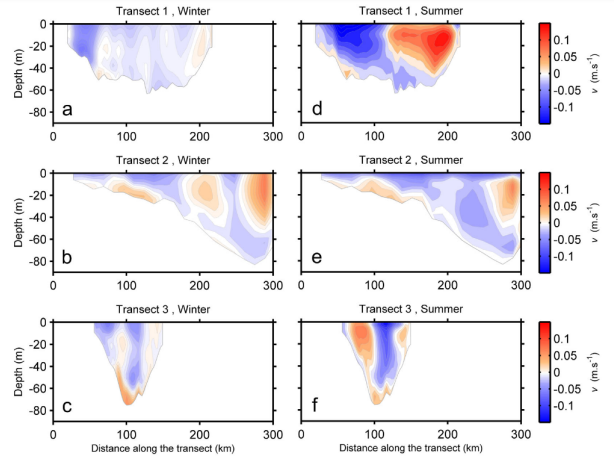


Figure 7: Sections verticales de la composante v (m.s^{-1}) de Al Azhar et al.

plus abrupte et plus profonde dans notre modèle (40 m) que dans l'article (20–25 m). De plus, la constance saisonnière du courant de sortie profond (0,15–0,20 m/s dans l'article) est putôt bien reproduite. Ces deux différences au détroit d'Ormuz peuvent être expliquées par l'absence de forçage tidal dans notre implémentation. Al Azhar et al. (2016) incluent huit constituantes tidales (K2, S2, M2, N2, K1, P1, O1, Q1) qui génèrent un mélange vertical intense au détroit. Ce mélange tidal homogénéise la couche de surface sur 20–30 m et maintient l'interface entre le courant entrant et le courant sortant plus proche de la surface. Sans ce mélange, l'eau légère de surface reste moins brassée dans notre modèle, et l'interface descend vers 40 m.

4.3 Section verticale de densité

Les résultats montrent un accord partiel avec l'article. La représentation de la stratification estivales est bien représentée, voire surreprésentée. En effet, la Fig.8.b qui représente la partie de la mer d'Oman du Transect 4 nous montre une stratification en couche qui est beaucoup moins présente dans les figures de Al. Azhar et al. Il est probablement possible d'associer ce phénomène aux courants résiduels de marées du modèles, qui provoquent du mélange verticale et limite la stratification des couches.

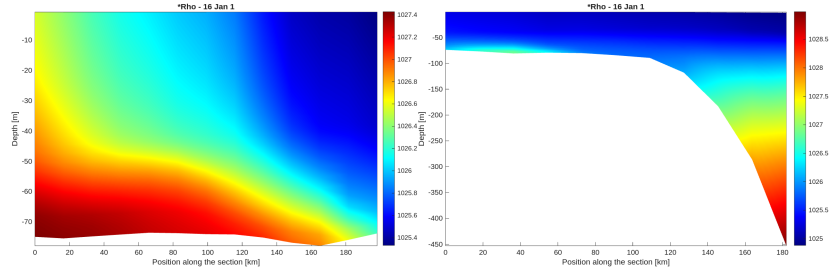


Figure 8: Sections verticales de la masse volumique dans le transect 4 en hiver dans le golfe et la mer d'Oman. La figure a représente la partie dans le golfe et la figure b la partie dans la mer d'Oman

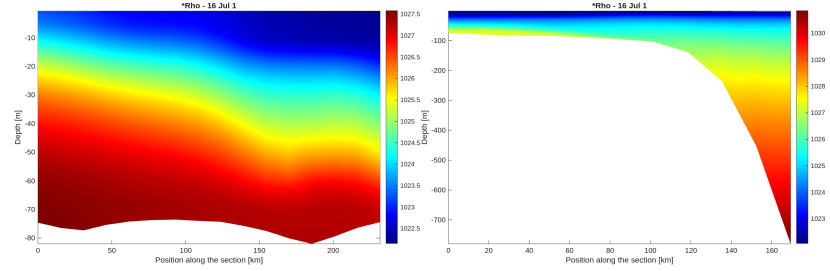


Figure 9: Sections verticales de la masse volumique dans le transect 4 en été dans le golfe et la mer d'Oman. La figure a représente la partie dans le golfe et la figure b la partie dans la mer d'Oman

5 Conclusion

Ce travail présente l'implémentation du modèle régional CROCO sur le golfe arabe et la mer d'Oman, et la comparaison des résultats de circulation avec l'étude de référence d'Al Azhar et al. (2016). Le modèle reproduit les caractéristiques principales de la circulation du golfe : la circulation cyclonique générale, l'intensification saisonnière du courant entrant par le détroit d'Ormuz

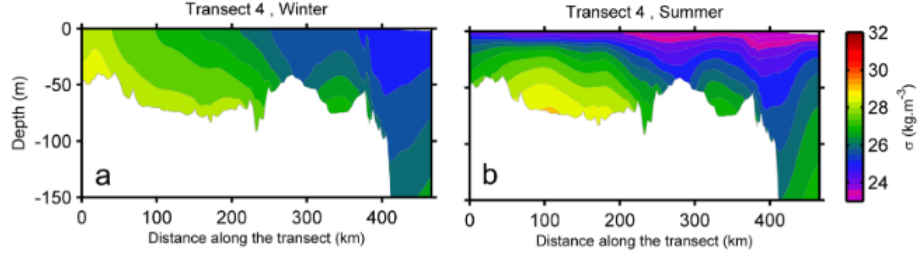


Figure 10: Sections verticales de la masse volumique dans le transect 4 en été dans le golfe et la mer d'Oman par Al Azhar et al.

(plus fort en été qu'en hiver), et la structure en deux couches au détroit avec un courant de surface entrant et un courant de fond sortant. La différence saisonnière dans l'intensité du courant entrant est cohérente avec le mécanisme de relaxation du gradient de densité horizontal décrit par Al Azhar et al. (2016). Des différences structurelles persistent néanmoins. L'interface entre les masses d'eau au détroit d'Ormuz est plus profonde (40 m) et plus abrupte dans notre modèle que dans l'article (20–25 m). Le gradient de densité vertical maximal est également décalé vers des profondeurs plus importantes. Ces écarts sont attribués principalement à l'absence de forçage tidal, qui dans Al Azhar et al. (2016) génère un mélange interfacial intense maintenant l'interface proche de la surface, et accessoirement à la paramétrisation de la clarté de l'eau (type Jerlov). L'absence des apports fluviaux du Shatt al-Arab, n'ont pas été étudié dans ce rapport, mais ces apports fluviaux semblent influencer la gyre Nord du golfe. Plusieurs améliorations pourraient être envisagées pour des simulations futures : l'inclusion des huit constituantes tidales utilisées par Al Azhar et al. (2016), le remplacement du type Jerlov par défaut par le type 5 adapté aux eaux turbides du golfe (amélioration attendue de 25% sur les profils de température selon Al Azhar et al., 2016), l'intégration des apports fluviaux du Shatt al-Arab (1400 m³/s annuel), et l'utilisation de conditions aux frontières issues de réanalyses dynamiques (SODA, ECCO) plutôt que de données climatologiques WOA2009.

6 Bibliographie

Al Azhar, M., Temimi, M., Zhao, J., and Ghedira, H. Modeling of circulation in the Arabian Gulf and the Sea of Oman: Skill assessment and seasonal thermohaline structure. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121, 1700–1720.

Chao, S.-Y., Kao, T. W., and Al-Hajri, K. R. A numerical investigation of circulation in the Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(C7)

Da Silva, A., Young, C. C., and Levitus, S. Atlas of Surface Marine Data 1994, 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6.

Perrone, T. J. Winter Shamal in the Persian Gulf, 1979. Tech. Rep. 79-06.

Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B5), 10039–10054.

Swift, S. A. and Bower, A. S. . Formation and circulation of dense water in the Persian/Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(C1), 3004.