

Description générale de la mer Méditerranée Orientale

1.1 Localisation et topographie

La Mer Méditerranée est une mer semi fermée (Fig.1.1), située entre 30°N et 45°N (~800 km) et entre 6°W et 36°E (~4000 km). Elle est connectée à l'Océan Atlantique par le Déroit de Gibraltar large d'environ 15 km et dont le seuil le moins profond est situé à 350 m. La Mer Méditerranée est caractérisée par un talus continental abrupt sur une majeure partie de son pourtour.

La Méditerranée est subdivisée en trois parties principales : la Méditerranée occidentale, la Méditerranée orientale et la Mer Noire [Tchernia (1980)]. Chaque partie est elle-même formée de plusieurs bassins.

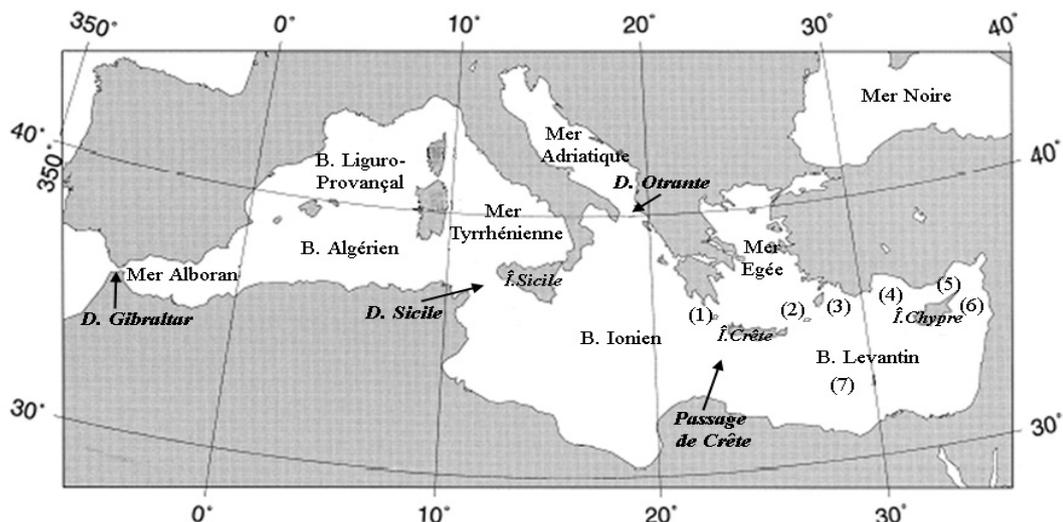


Fig.1.1 : La localisation et les bassins de la Mer Méditerranée (1) Détroits Ouest de l'Arc de Crète, (2) Détroits Est de l'Arc de Crète, (3) Le Bassin de Rhodes, (4) le Bassin d'Antalya, (5) le Bassin Cilicien, (6) le Bassin de Lattaquié, (7) Les champs abyssaux d'Herodotus.

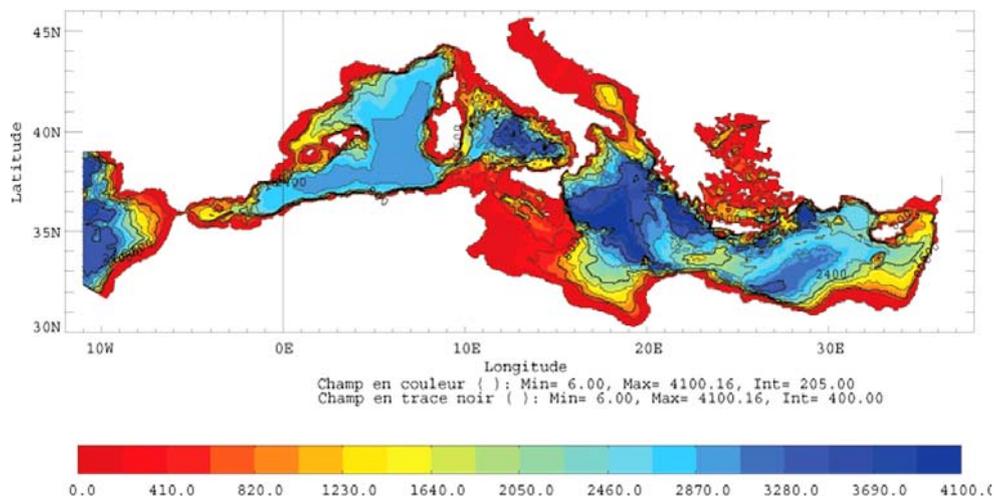


Fig.1.2 : La bathymétrie de la Méditerranée (en mètres), implémentée dans le modèle MED16 (cf. chapitre.II.1).

La Méditerranée occidentale est formée de quatre principaux bassins : la Mer d'Alboran, le Bassin Algérien, le Bassin Liguro-Provençal et la Mer Tyrrhénienne. La Méditerranée occidentale est séparée de la Méditerranée orientale par le Déroit de Sicile d'une profondeur de 430 m.

La Méditerranée orientale comprend quatre bassins principaux: Le Bassin Ionien (BI) et le Bassin Levantin (BL) séparés par le Passage de Crète, la Mer Egée entre la Crète et les Dardanelles et la Mer Adriatique. Le passage de Crète consiste en un seuil situé au Sud de l'île de Crète et profond d'environ 2000 m. Le BI communique avec la Mer Adriatique par le Déroit d'Otrante d'une largeur de ~75 km dont le seuil est à ~800 m. Le BI est relié à la Mer Egée par plusieurs détroits peu profonds à l'Ouest de l'Arc de la Crète (Antikythira : profond de 700 m et large de 32 km ; Kythira : profond de 160 m et large de 33 km). Il convient de signaler la chaîne sous marine de 800 m à l'Est de Malte car elle sépare le BI en deux sous-bassins : Nord Ionien et Sud Ionien. Le BL est la limite Est de la Méditerranée. Ce bassin atteint une profondeur moyenne de 2500-3000 m (Fig.1.2). Ses principaux sous-bassins sont le Bassin de Rhodes (4000 m), le Bassin d'Antalya (2500 m), le Bassin de Cilicie (1000 m), le Bassin de Lattaquié (1500 m) et les champs abyssaux d'Herodotus (3500 m). Les reliefs topographiques sont les monts sous-marins d'Anaximander (1500 m entre Rhodes et Antalya) et d'Eratosthenes (1000 m au Sud de Chypre). Le BL est connecté à la Mer Egée par les détroits d'Est de l'Arc de la Crète (Rhodes : dont le seuil est de 350 m et large de 17 km ; Karapathos : 850 m et 43 km ; Kassos : 1000 m et 67 km). La mer Egée est reliée à la Mer Noire par le Passage des Dardanelles, la Mer de Marmara, et le Déroit du Bosphore d'une profondeur d'environ 50 m [Balopoulos *et al.* (1999); Özsoy *et al.* (1989)].

1.2 Climat

Le principal moteur de la *machine* thermodynamique responsable de la circulation thermohaline méditerranéenne est le climat. La position de moyenne latitude met la Méditerranée sous l'influence de divers régimes climatiques continentaux, maritimes, polaires et tropicaux (Fig.1.3) [Béthoux (1980)]. Un système de fronts atmosphériques, entre le Nord et le Sud de la Mer Méditerranée, résulte de plusieurs facteurs :

- la position des massifs continentaux au Nord de l'Afrique et au Sud de l'Europe.
- la présence des régions caractérisées par un climat polaire au Nord du bassin et un climat aride passant même à un climat désertique dans les régions Sud et Sud-Est.
- la cellule de Hadley dont la frontière Nord atteint le Sud de la Méditerranée.

La Méditerranée est caractérisée par des précipitations faibles et une forte évaporation toute l'année. Ceci s'accompagne d'une perte de chaleur et de masse importante. La perte de masse par l'évaporation n'est pas compensée par l'apport des rivières et les précipitations. Ce qui donne un bilan E-P positif de 0.7 à 0.95 m/an [Tchernia (1980)], bilan toujours positif soumis toutefois à des variations non négligeables.

La variabilité saisonnière entre l'hiver et l'été est nettement marquée sur l'ensemble de la Méditerranée (Fig. 1.4).

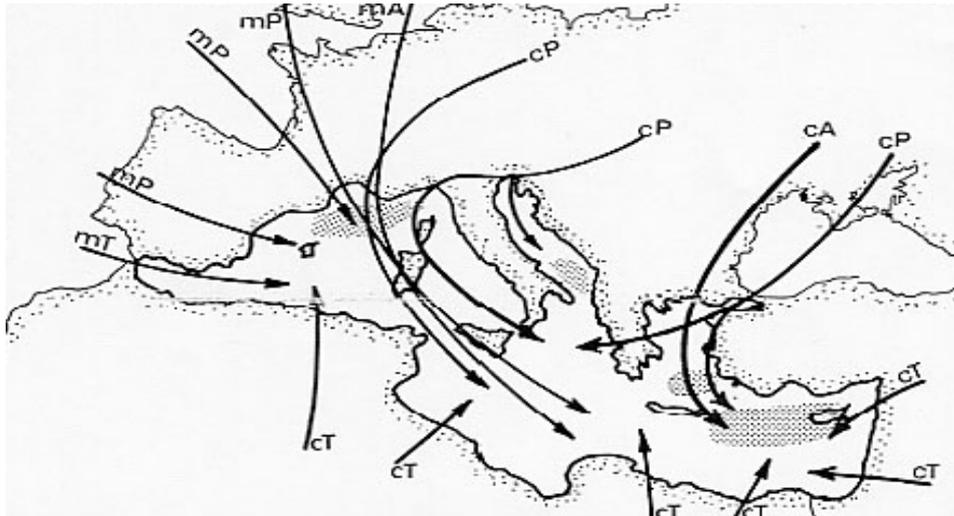


Fig.1.3 : Régimes du vent sur la Méditerranée. mA : Maritime Arctique régime, cA : Continentale Arctique régime, mP : Maritime Polaire régime, cP : Continentale Polaire régime, mT : Maritime Tropical régime, cT : Continental Tropical régime. Les zones grises indiquent les sites de la formation des eaux denses intermédiaires et profondes dans la mer Méditerranée: Le golfe du Lion, la mer Adriatique, la mer Egée et le bassin de Rhodes au Nord du BL [d'après Béthoux (1980)].

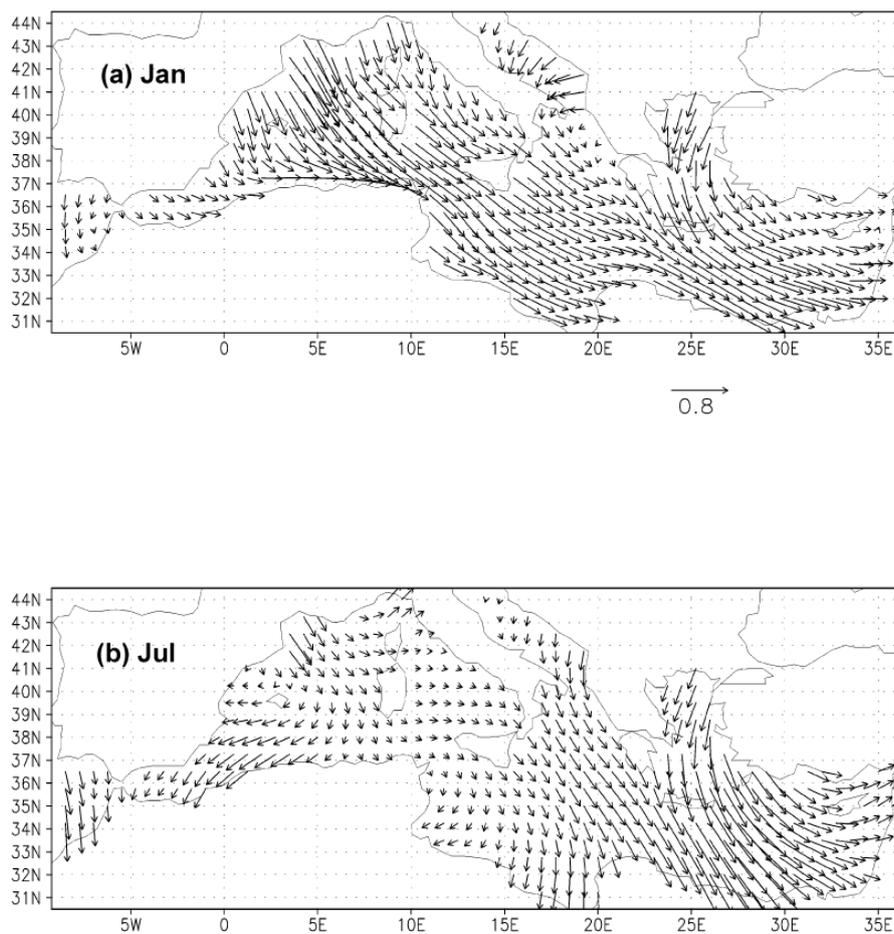


Fig.1.4 : Le régime de vent dominant la Méditerranée à partir de la reanalyse d'ECMWF sur la période de 1979 à 1993 : (a) en janvier, (b) en juillet d'après Pinardi & Masetti (2000).

1.2.1 Hiver (Fig.1.4a)

Le climat hivernal de la Méditerranée est relativement peu froid et humide à l'exception des régions du Sud soumises à un climat aride. L'hiver de la Méditerranée est caractérisé par le vent du Nord et Nord-Ouest (transportant de l'air polaire des hautes latitudes) dominant l'ensemble du bassin. Le Mistral, en particulier le vent de Nord-Ouest très froid et sec, souffle fort sur la Méditerranée occidentale où sa signature peut atteindre le Détroit de Sicile. Les vents du Nord soufflent sur la Mer Egée et le bassin Levantin. Les régimes de Poyras (Nord-Est) et Sirocco (Sud-Ouest) avec un cyclone extra-tropical dominant le Sud du bassin en hiver [Özsoy (1993)]. Ce régime de vent présente une forte variabilité spatio-temporelle que nous verrons en détail au chapitre II.

1.2.2 Eté (Fig.1.4b)

Pendant l'été, la Méditerranée est soumise à un climat de type tropical caractérisé par le réchauffement de la couche superficielle océanique malgré l'intense évaporation. La température de surface devient très élevée de 22 à 26°C en allant d'Ouest en Est [Madec (1990)]. Une thermocline saisonnière se forme séparant deux couches océaniques bien marquées. Le champ de vent montre une extrême variabilité entre les saisons. En été, le régime de vents en général est méridional. Les vents Etésiens dominent au Nord de la Méditerranée orientale et sont intenses. Par contre, la Méditerranée occidentale a un régime de vent faible associé à un rotationnel positif.

1.3 Masses d'eau

1.3.1 Masses d'eau

Jusqu'aux années 80s, les données hydrologiques pour la Méditerranée orientale montrent l'existence de trois masses d'eau permanentes (Fig.1.5A): l'eau atlantique (**AW**)¹, l'eau levantine intermédiaire (**LIW**) formée au Nord du Bassin Levantin et l'eau profonde de la Méditerranée Est (**EMDW**) formée essentiellement au Sud de l'Adriatique [Lacombe & Tchernia (1972); Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988); Wüst (1961); Zavatarelli & Mellor (1995)]. A partir de 1987, on a observé l'introduction dans le BL et le BI des eaux intermédiaires et profondes d'origine égéenne appelées plus tard l'eau de Crète intermédiaire et profonde (**CIW**, **CDW** respectivement) dans la Méditerranée Est (Fig.1.5B et Fig.1.6). Cet événement a été appelé « *Eastern Mediterranean Transient (EMT)* » et sera détaillé ci-après (§1.3.3). Les caractéristiques des masses d'eaux sont présentées par bassin dans le Tableau 1.1.

¹ On retient la terminologie anglaise adoptée par la CIESM :

AW : Atlantic Water

LIW : Levantine Intermediate Water

EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water .

Acronym	Salinité	T (°C)	σ_θ (kg.m ⁻³)	Profond(m)	Auteurs
Bassin Ionien					
AW	36.2-38.6	15.0	27.8-28.8	0-200	Manca (2000)
ISW	38.5-38.9	14-21	27.0-28.8	-	Malanotte-Rizzoli <i>et al.</i> (1997)
LIW	38.8-39.1	15-17	29-29.1	200-800	Malanotte-Rizzoli <i>et al.</i> (1997)
CIW	38.8-39.1	14.5-15.5	29.5-29.15	200-600	Malanotte-Rizzoli <i>et al.</i> (1999)
EMDW _{Ad/Eg}	38.7/38.8	13.5/13.8	29.18/29.22	>1200	Theocharis <i>et al.</i> (1999a) et Klein <i>et al.</i> (1999)
Bassin Levantin					
AW	36.2-38.8	15.	<28.4	100	Kress <i>et al.</i> (2003) et Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988)
LSW	>39.2	23-25	<27.5	50	Manca (2002)
LIW	38.8-39.15	14.7-17	28.9-29.15	200-800	Theocharis <i>et al.</i> (1999a)
CIW	38.8-39.1	14.5	29.5-29.15	200-600	Malanotte-Rizzoli <i>et al.</i> (1999)
LDW	38.8	14	29.15	400-2000	The LIWEX Group (2003)
EMDW _{Ad/Eg}	38.7/38.8	13.5/13.8	29.18/29.22	>1200	Theocharis <i>et al.</i> (1999a) et Klein <i>et al.</i> (1999)
Mer Egée					
CSW	-	19-21	-	-	Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991)
CIW	>39.1	15.5-17.5	29.0-29.18	50-500	Georgopoulos <i>et al.</i> (2000)
TMW	38.8-38.9	14.25	29.16-29.26	300-700	Georgopoulos <i>et al.</i> (2000) et Theocharis <i>et al.</i> (1999a)
CDW	>39.1	14.0	29.35	>800	Georgopoulos <i>et al.</i> (2000)
Mer Adriatique					
ASW	38.2	13.5-14	<29	-	Iudicone <i>et al.</i> (2003)
ISW	<38.5	14-12	<28	-	Manca (2002)
LIW	>38.85	>14.5	-	200-400	Astraldi <i>et al.</i> (1999)
ADW	38.7	13.5	29.18	>800	Manca <i>et al.</i> (2003)

Tab.1.1 : Caractéristiques des masses d'eau dans la Méditerranée orientale selon la littérature. Notons que les cases blanches signifient que telles caractéristiques ne sont pas précisées par l'auteurs.

AW : C'est une masse d'eau relativement légère ($\sigma \sim 27$ à 28.8 kg.m^{-3}) et peu salée qui occupe presque toute la couche superficielle de la Méditerranée. Son épaisseur diminue d'Ouest en Est de 300 m au Sud-Ouest du Bassin Algérien à quelques dizaines de mètres au Nord-Est du Bassin Levantin [Tchernia (1980)]. L'AW est identifiable par son minimum de salinité d'environ ~ 36.2 à l'entrée du Déroit de Gibraltar, qui augmente jusqu'à ~ 38.6 dans le Bassin Levantin [Lacombe & Tchernia (1972); Lascaratos *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli & Hecht (1988); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Özsoy *et al.* (1989)]. Pendant l'été, cette masse d'eau peut être trouvée en sub-surface dans le BL d'une densité de $\sigma \sim 27.8-28.8 \text{ kg.m}^{-3}$ [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

LIW : C'est l'eau la plus répandue dans la Méditerranée, elle est caractérisée par un maximum de salinité en sub-surface ($S \sim 38.95-39.05$) et une température potentielle de l'ordre de $15-17^\circ\text{C}$. Elle constitue une couche épaisse située entre 100 m et 700 m environ limitée par les isopycnes de 28.8 et 29.10 dans le BL et 29.10 et 29.15 dans le BI [Castellari *et al.* (2000); Kress *et al.* (2003)]. Sa salinité et sa température diminuent en allant vers l'Ouest de la Méditerranée sous l'effet du mélange avec l'AW et l'eau profonde [Lascaratos *et al.* (1999); Özsoy (1993); Tchernia (1980); The LIWEX Group (2003)].

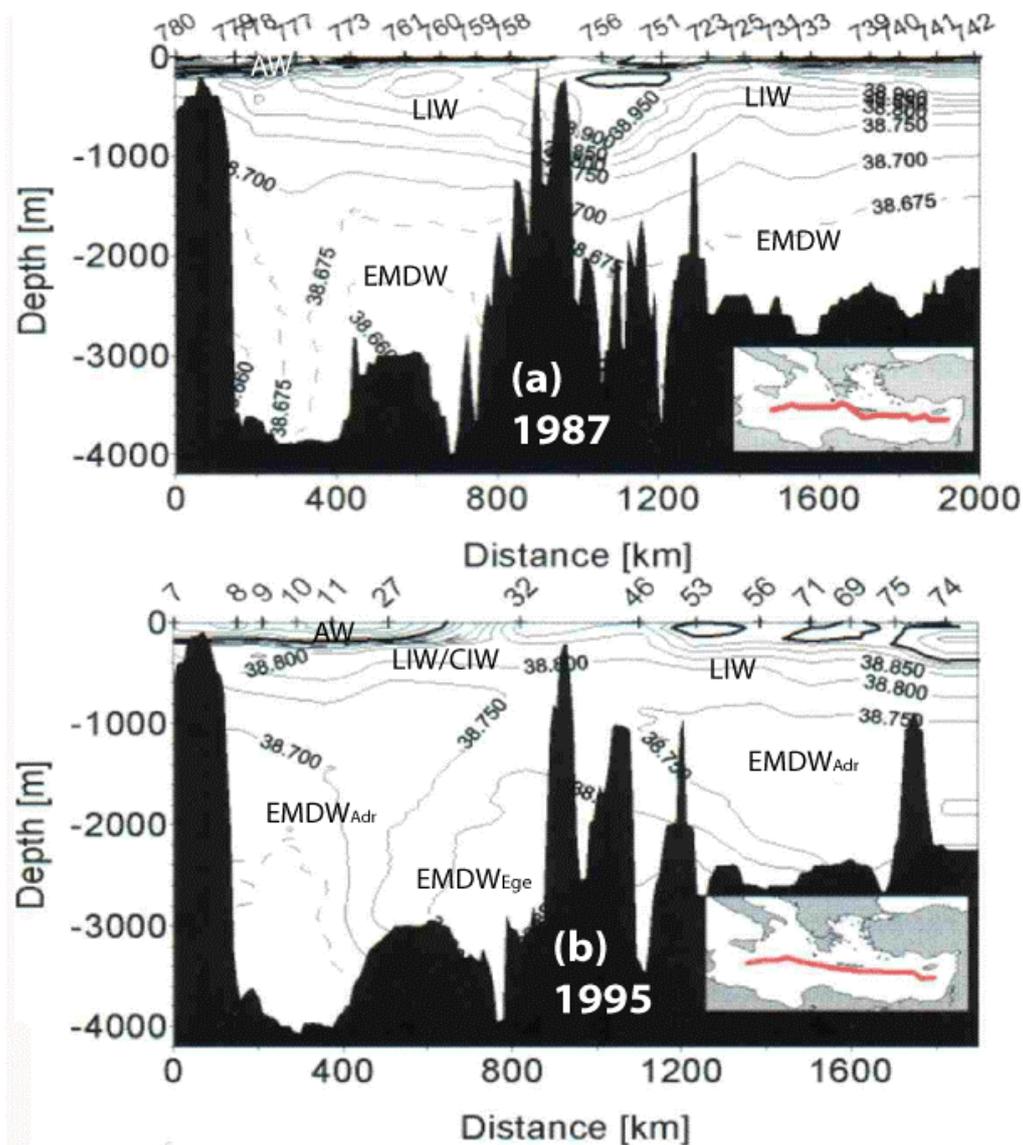


Fig.1.5 : La structure de la salinité de la colonne d'eau dans la Méditerranée Est (a) de la campagne METEOR 1987 ; pre-EMT et (b) de la campagne METEOR 1995 ; post-EMT [D'après Roether & Klein (2003)].

CIW : Cette masse d'eau a été découverte dans les années 1980s dans le bassin de Crète au Sud de la mer Egée. Ses caractéristiques hydrologiques sont proches de celles de LIW. La CIW se distingue par sa température plus froide de 14.5-15.5°C, par sa forte salinité ($S \sim 38.9-39.1$) en sub-surface (50-400 m) et par une densité de l'ordre de $\sigma_\theta \sim 29.15 \text{ kg.m}^{-3}$ dans la mer de Crète et $28.8-29.10 \text{ kg.m}^{-3}$ dans le BI et le BL [Balopoulos *et al.* (1999); Georgopoulos *et al.* (2000); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (2002)].

EMDW : Jusqu'au début des années 1990s, les couches profondes (>1000 m) de la Méditerranée orientale étaient considérées comme étant occupées par une masse d'eau relativement homogène appelée eau profonde de la Méditerranée orientale (**EMDW**). C'est une masse d'eau dense ($\sigma_\theta > 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) due à sa température de 13.5°C et sa salinité de l'ordre de 38.7. Sa source principale est l'eau Adriatique profonde (**ADW** pour 'Adriatic Deep Water') [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Manca & Bregant (1998); Wüst (1961)].

ADW : L'eau profonde d'Adriatique est une masse d'eau froide ($\theta \sim 12^\circ\text{C}$), dense ($\sigma_\theta \sim 29.1-29.15 \text{ kg.m}^{-3}$), et peu salée ($S < 38.5$). Elle coule du détroit d'Otrante et plonge au fond du BI. Elle constitue une partie importante de l'EMDW [Lacombe & Tchernia (1972); Manca & Bregant (1998); Manca (2002); Wüst (1961)].

A la fin des années 1990s, cette vision a été changée à la suite de la campagne océanographique réalisée par le N/O Meteor qui a mis en évidence un profond changement des caractéristiques hydrologiques de l'EMDW [Roether *et al.* (1996); Theocharis *et al.* (1999b)]. En effet, le fond de la Méditerranée en dessous de 1000 m, s'est séparé en deux couches. La 1^{ère} de profondeur entre 1000 et 2000 m est occupée par l'EMDW ancienne associée à l'ADW. La 2^{ème} couche celle du fond (>2000 m) est remplie par des eaux denses ($\sigma_\theta > 29.20 \text{ kg.m}^{-3}$) originaires de la mer Egée (précisément de la mer de Crète) à la CDW.

La **CDW** est maintenant reconnue comme une masse d'eau séjournant principalement dans le fond (>700m) de la mer de Crète avant les années 80s [Theocharis *et al.* (1993)]. Elle est caractérisée par sa densité $\sigma_\theta > 29.2 \text{ kg.m}^{-3}$ résultant d'une température $T \sim 13.9-14.2^\circ\text{C}$ et d'une salinité $S \sim 38.85-39.01$ [El-Gindy & El-Din (1986); Georgopoulos *et al.* (2000); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (1993)].

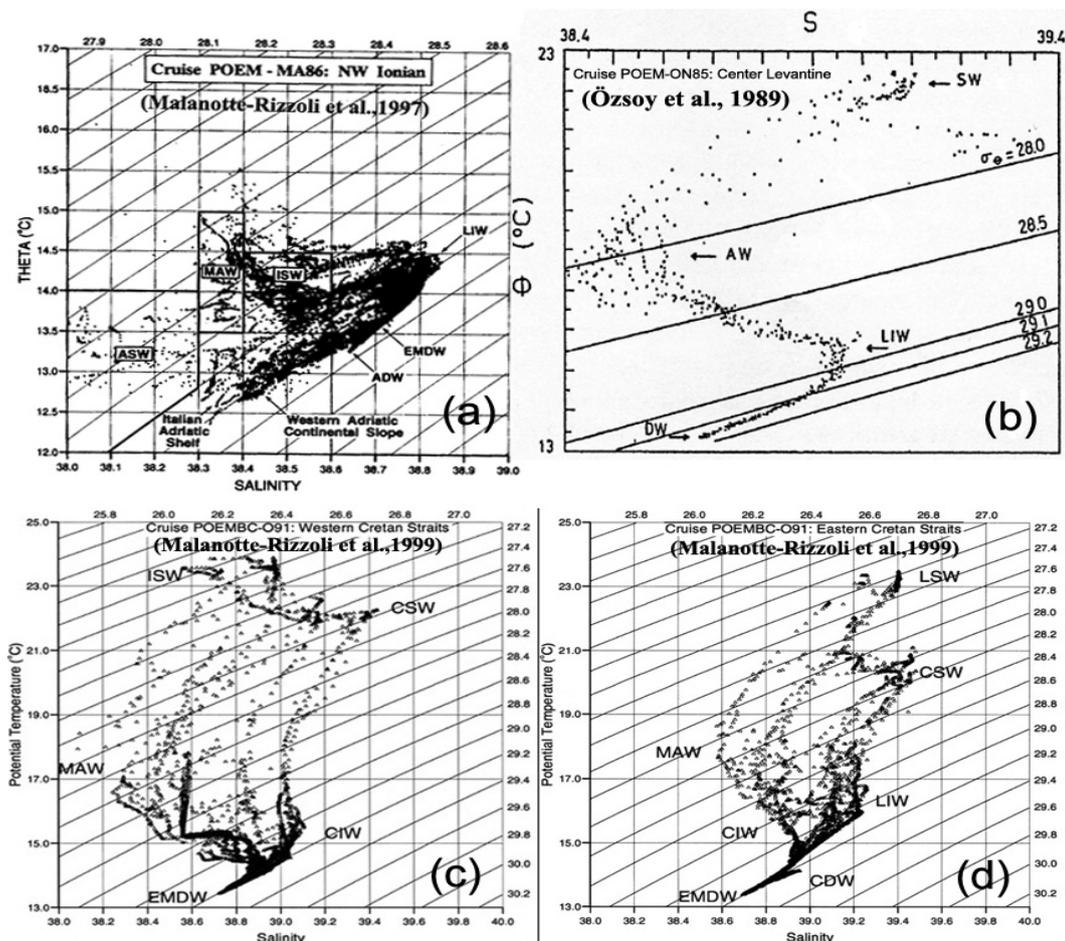


Fig.1.6 : Diagrammes θ/S de plusieurs régions de la Méditerranée Est: (a) Au Nord-Ouest du Bassin Ionien d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1997), (b) Dans le Bassin Levantin d'après Özsoy et al. (1989), (c) Dans les passages Ouest de l'arc de Crète et (d) Dans les passages Est de l'arc de Crète d'après Malanotte-Rizzoli et al. (1999).

D'autres masses d'eau sont observées dans la Méditerranée Orientale avec une variabilité saisonnière et interannuelle (Fig.1.6) :

L'eau levantine superficielle (**LSW**)² qui occupe presque la totalité de la surface du BL jusqu'à 40 m de profondeur pendant l'été. Elle résulte de la combinaison d'un fort réchauffement en surface de l'AW et d'une forte évaporation. Elle est caractérisée par une température très élevée (qui peut dépasser 27°C) et une forte salinité de l'ordre de 39.5 mais sa densité est plus faible que celle de l'AW [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1991); Robinson & Golnaraghi (1994)].

L'eau ionienne superficielle (**ISW**) occupe principalement la surface du Nord-Est du BI. C'est une masse d'eau peu salée ($S > 38.4$) et relativement froide en hiver ($\theta \sim 14.2-15.5^\circ\text{C}$) et chaude pendant l'été ($\theta \sim 18-25^\circ\text{C}$). Elle est le résultat du mélange entre l'AW et l'ASW au Nord du Bassin Ionien [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)].

L'eau Adriatique superficielle (**ASW**) est la masse d'eau douce et froide qui occupe la surface de la mer Adriatique et le Nord-Ouest du BI, marquée par une salinité de $S \sim 38.2$ et une température $\theta \sim 13.5-14^\circ\text{C}$. Elle est confinée au-dessus de l'isopycne de $\sigma_\theta \sim 29.0 \text{ kg.m}^{-3}$ qui peut atteindre ~ 140 m de profondeur au Nord-Ouest du BI [Astraldi *et al.* (1999); Iudicone *et al.* (2003); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

L'eau levantine profonde (**LDW**) est une masse d'eau dense formée dans la région de Rhodes et identifiée par $\theta \sim 13.7^\circ\text{C}$, $S \sim 38.7$ et $\sigma_\theta \sim 29.25$. Elle n'a été reportée que récemment car elle était toujours incluse dans l'EMDW [Kontoyiannis *et al.* (1999); Malanotte-Rizzoli & Robinson (1994a); Ovchinnikov *et al.* (1990); Sur *et al.* (1992)]. La LDW séjourne dans les couches profondes du BL en dessous de la LIW.

I.3.2 Formation des masses d'eau

La circulation thermohaline de la Méditerranée est forcée par le bilan négatif des flux de chaleur et de masse à la surface (eau douce et chaleur). Traditionnellement, cette circulation est décrite par une cellule principale ouverte sur l'Océan Atlantique (orientée d'Ouest en Est) et deux cellules secondaires fermées (orientées du Nord au Sud). La grande cellule transforme l'AW en eau plus froide et plus salée, la LIW. Les deux autres cellules transforment les eaux de surface et intermédiaire en eaux plus froides et plus lourdes qui occupent le fond du bassin : la WMDW dans la Méditerranée occidentale et l'EMDW dans la Méditerranée orientale (Fig.1.7a). Après les années 1985-1987, la cellule secondaire de la Méditerranée orientale a subi certains changements, comme le déplacement (dit transitoire) de la source principale de l'EMDW de la mer Adriatique à la mer Egée (Fig.1.7b). Les principaux sites de formation des masses d'eaux méditerranéennes sont le Golfe du Lion, la Mer Adriatique, le Sud de la Mer Egée (le bassin de Crète) et le Nord du Bassin Levantin (voir les zones grises Fig.1.3) [Béthoux (1980); Lascaratos *et al.* (1999)].

2 LSW : Levantine Surface Water
 ISW : Ionian Surface Water
 ADW : Adriatic Deep Water
 CIW: Cretan Intermediate Water
 CDW: Cretan Deep Water

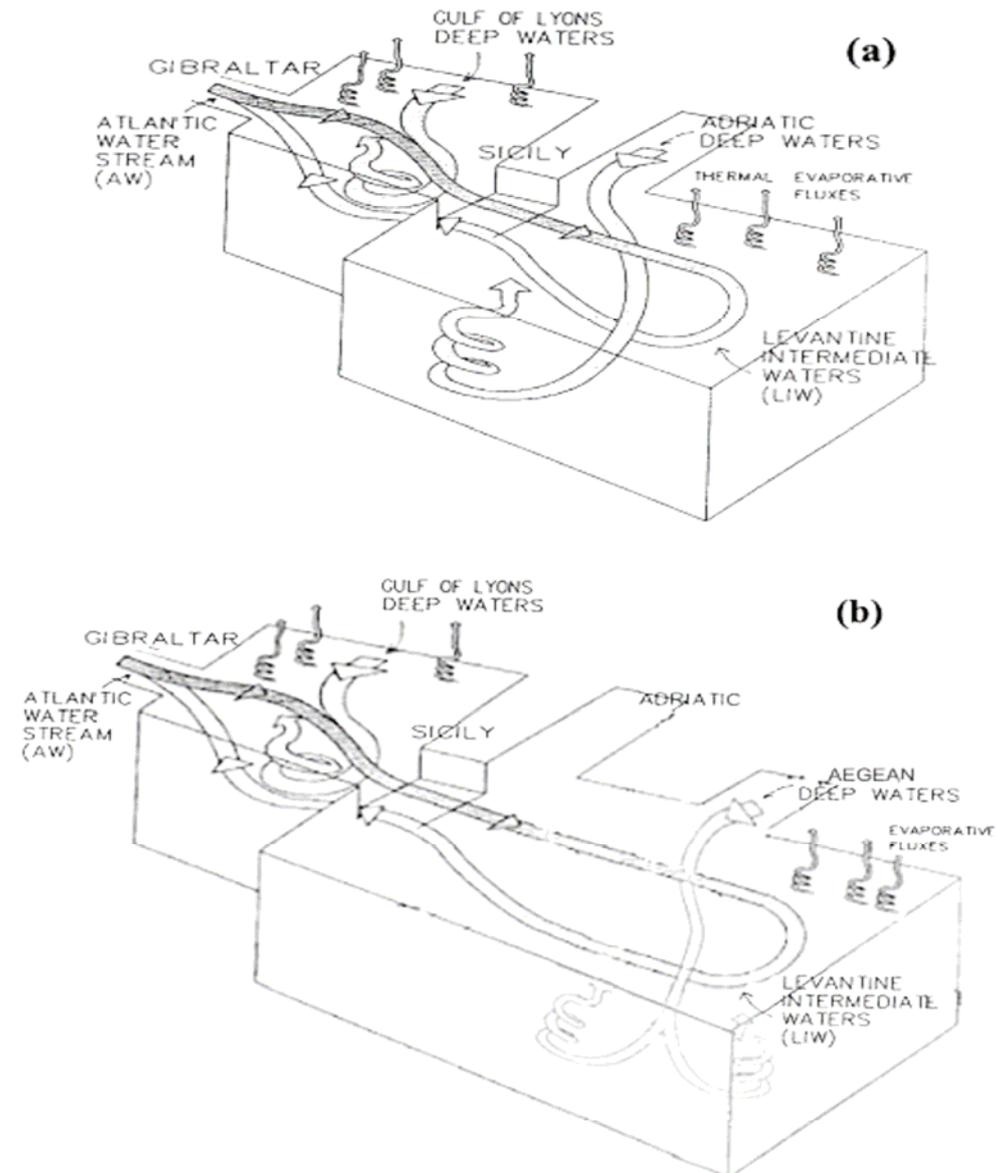


Fig.1.7: Le schéma de la circulation thermohaline dans la Méditerranée : (a) pre-EMT et (b) post-EMT [Lascaratos *et al.* (1999)]

I.3.2.1 La LIW

Plusieurs mécanismes de formation de LIW ont été proposés depuis Wüst (1961). Sous l'effet du réchauffement et de l'évaporation pendant l'été dans le BL, l'AW se transforme en LSW (chaude et salée). Puis le refroidissement en hiver implique une augmentation de sa densité. Une forte instabilité gravitationnelle en résulte, ce qui engendre un mouvement convectif jusqu'à une profondeur de ~500 m pendant les mois de février et mars au Nord du BL [Lascaratos *et al.* (1999); Robinson & Golnaraghi (1994); Sur *et al.* (1992); Tchernia (1980)].

Ovchinnikov (1984) supposait que la convection avait lieu au centre du gyre de Rhodes (RG) et à sa périphérie sur une profondeur de 250 m, ce qui est en accord avec les observations d'Ozturgut (1976), d'Özsoy *et al.* (1989) et Robinson & Golnaraghi (1994). Ce mécanisme est analogue à celui de la formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion caractérisé par trois

phases (le préconditionnement, le mélange vertical violent et l'étalement (Fig.1.8)). En effet, la présence d'eau salée au centre d'un cyclone permet la formation d'eaux plus froides et plus salées sous l'effet du refroidissement et de l'évaporation, et donc plus denses. Cette eau formée arrive par advection à la périphérie du tourbillon et s'enfonce sous l'eau sous-jacente jusqu'à une profondeur intermédiaire de 300-500 m où elle trouve son équilibre [Lascaratos & Nittis (1998); The LIWEX Group (2003)].

Wüst (1961) et Morcos (1972) ont suggéré la possibilité de formation de LIW au Sud du Bassin Levantin et de la Mer Egée [Georgopoulos *et al.* (1989); Miller (1963); Theocharis *et al.* (1999a)], tandis que d'autres auteurs parlent de toute la zone entre Rhodes et Chypre [Lascaratos *et al.* (1993)] ou tout le BL [Robinson *et al.* (1991)].

Brenner *et al.* (1991), The POEM Group (1992), Brenner (1993) et Özsoy (1993) ont observé des cellules de LIW au Sud du BL dans le centre des tourbillons anticycloniques (ex: l'anticyclone de Shikmona (SMA)). Lascaratos *et al.* (1993), Lascaratos & Nittis (1998) et Nittis & Lascaratos (1998) ont montré que la formation de la LIW est contrôlée par le préconditionnement atmosphérique, alors que la convection est contrôlée par des petits tourbillons baroclines. Ils ont suggéré que la zone de formation de la LIW serait variable et pourrait occuper toute la zone du Nord du BL. Leur étude a permis d'estimer un taux de formation de la LIW de 1.2 Sv en moyenne annuelle, ce qui est en bon accord avec l'estimation faite à partir des climatologies (~ 1.0 Sv), celle de Castellari *et al.* (2000) (~ 1.5 Sv), celle d'Ovchinnikov (1983) de ~ 1.23 Sv et aussi l'estimation de Tziperman & Speers (1994) de ~ 1.5 Sv. Quant au temps d'un cycle de renouvellement de LIW, il serait de l'ordre de 5-6 ans, en bon accord avec Roether *et al.* (1998), mais deux fois plus important que l'estimation de Myers, (1999) de 2 ans seulement, soit beaucoup plus petit que la proposition d'Ovchinnikov (1983) de 25 ans.

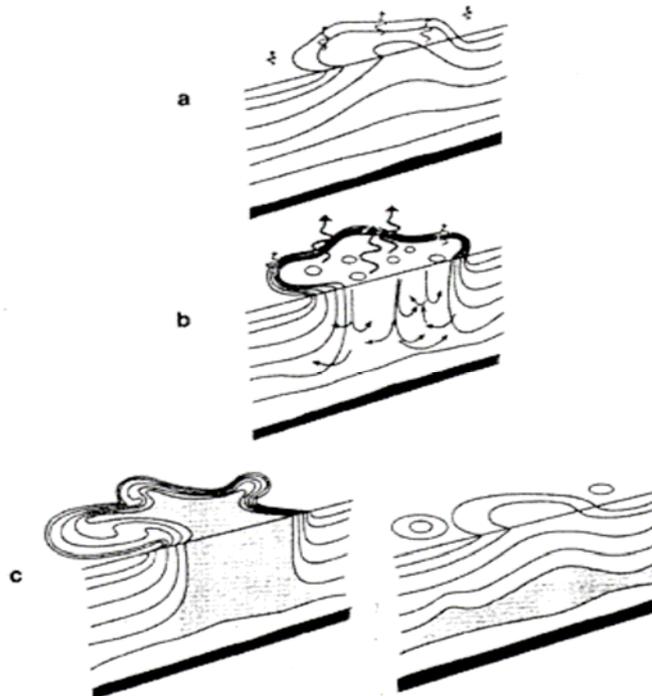


Fig.1.8 : Les trois phases de la convection profonde au large, (a) le préconditionnement, (b) la convection profonde (fort mélange vertical) et (c) l'étalement des eaux néoformées, d'après Marshall & Schott (1999)

I.3.2.2 L'eau de Crète intermédiaire (CIW)

Sous l'influence des conditions climatiques dans la mer Egée et le mélange de la LSW et LIW avec des masses plus froides, la densité augmente et engendre une convection jusqu'à ~300 m. Ce processus donne naissance à la CIW [Theocharis *et al.* (1999a)].

I.3.2.3 L'eau profonde de la Méditerranée Est (EMDW)

Nous avons vu ci-dessus que l'EMDW est composée de l'ADW, CDW et LDW [El-Gindy & El-Din (1986); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Roether *et al.* (1996); Wüst (1961)], mais comment sont-elles formées ?

L'étude de Malanotte-Rizzoli (1994) a montré que l'origine de l'EMDW se trouve dans la Mer Adriatique autrement dit l'ADW. Pendant l'hiver, sous l'effet du vent du Nord (Bora), des eaux denses sont formées sur le plateau continental au Nord de l'Adriatique. Arrivées au Sud de l'Adriatique, elles se mélangent avec la LIW formant une masse d'eau dense de $\sim 29.2 \text{ kg.m}^{-3}$, ~ 38.5 et $\sim 13^\circ\text{C}$ qui sort du détroit d'Otrante et plonge jusqu'à des profondeurs > 2000 m pour former l'EMDW. Celle-ci remplit les BI et BL en profondeur à un taux moyen de ~ 0.3 Sv [Castellari *et al.* (2000); Gacic *et al.* (1996); Schlitzer *et al.* (1991)].

Roether *et al.* (1996) ont montré pour la première fois une forte contribution des eaux de la Mer Egée (précisément la CDW) dans l'EMDW et ont fait l'hypothèse de l'inversion des rôles entre les deux sources : les eaux de la Mer Adriatique étant remplacées par celles de la Mer Egée. C'était le premier signe de l'EMT.

De nombreux mécanismes de la formation de la CDW ont été proposés :

- la convection hivernale due à l'évaporation et le refroidissement qui produit des eaux plus denses que celles sous-jacentes [Theocharis *et al.* (1999a)].
- la convection profonde est provoquée par le mélange entre la CIW, la LIW et l'ancienne CDW, ce qui peut engendrer des eaux denses de $\sigma_\theta > 29.2$ [Theocharis *et al.* (1999a)].
- la formation d'eau froide et dense sur le plateau des Cyclades, et l'eau profonde du bassin de Mirtoan (MDW) peuvent engendrer des eaux de mêmes caractéristiques que la CDW [Tsimplis *et al.* (1999)].

Dans le scénario proposé pour l'EMT, la CDW sort des passages Est et Ouest de l'arc de Crète puis plonge au fond des BI et BL en se mélangeant à LIW pour remplacer l'ADW comme cela est détaillé dans la partie suivante.

Sur *et al.* (1992) indiquent la présence d'une convection profonde sous la thermocline (> 800 m) dans le gyre de Rhodes, ce qui produit la LDW qui contribue localement, à son tour, à la formation de l'EMDW [Özsoy (1993); The LIWEX Group (2003)]. Castellari *et al.* (2000) ont estimé à l'aide d'une simulation numérique un taux de formation de la LDW de ~ 0.9 Sv.

Wu *et al.* (2000) ont estimé à l'aide d'une simulation numérique un cycle de renouvellement de l'EMDW de 126 ans, en accord avec l'observation de Roether & Schlitzer (1991).

I.3.3 Le phénomène d'EMT:

Jusqu'aux années 80s, les océanographes attribuaient un rôle majeur à la formation de l'ADW dans la mer Adriatique (la partie Sud) pour alimenter l'EMDW et une contribution mineure de la mer Egée [El-Gindy & El-Din (1986); Roether & Schlitzer (1991); Schlitzer *et al.* (1991)]. Or, après la campagne de mesure du N/O Meteor réalisée en 1995, les données hydrologiques ont révélé que la Mer Egée est devenue la source principale de l'EMDW tout au moins depuis la campagne du même N/O en 1987 (Roether *et al.* 1996). Plusieurs travaux ont ensuite mis en évidence le changement de la circulation thermohaline de la Méditerranée, en particulier de la cellule fermée de la Méditerranée orientale (Fig.1.7b) appelé plus tard

« l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) par Klein *et al.* (1999) » [Lascaratos *et al.* (1999); Roether *et al.* (1996); Theocharis *et al.* (1999a)]. Ces études ont conclu que l'EMT a eu lieu entre 1985 et 1988.

Ce n'est qu'en octobre 1987 et pour la première fois qu'on a observé une quantité non-négligeable d'eau dense (dit CDW $\sigma_{\theta} > 29.2 \text{ kg.m}^{-3}$) dans le fond du Bassin de Crète (Fig.1.9). En 1989, cette isopycne a atteint le niveau des seuils des détroits à l'Est de l'Arc de la Crète. Trois ans plus tard, elle est arrivée à une profondeur de $\sim 100\text{m}$. Un maximum de flux associé à cette eau a été enregistré dans les passages de Kassos et d'Antikythira, respectivement à l'Est et à l'Ouest de la Crète, pendant l'année 1994. En 1999, la CDW avait alors rempli entièrement le fond du BI et du BL [Klein *et al.* (1999); Theocharis *et al.* (1999a); Theocharis *et al.* (2002)].

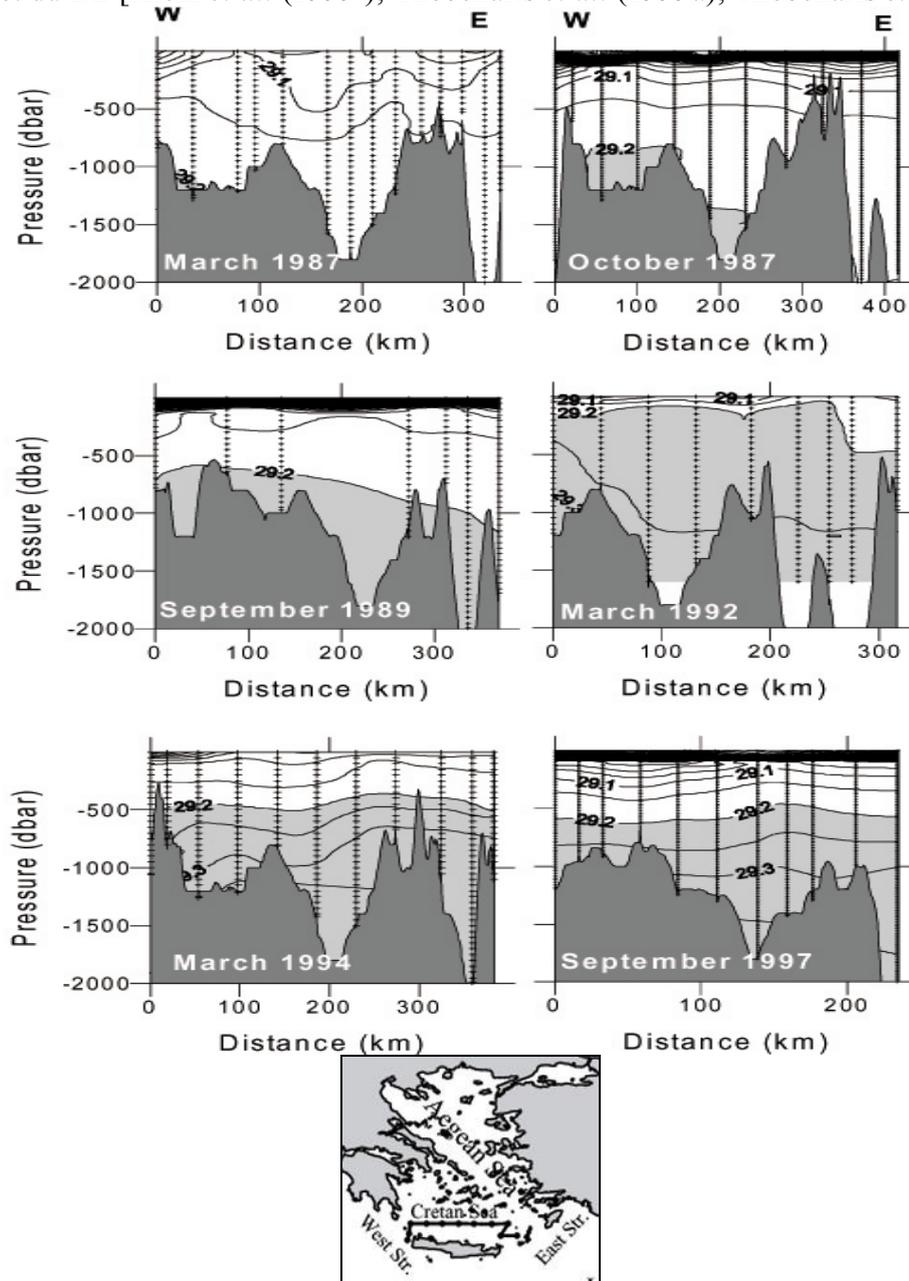


Fig.1.9 : Evolution de niveau de l'isopycne $\sigma_{\theta} > 29.2$ dans la mer de Crète d'après Theocharis *et al.* (1999b), pour la position de la section, voir la ligne en bas.

De nombreux changements ont été observés dans le climat méditerranéen à l'Est et dans la circulation depuis 1987. Un hiver exceptionnellement froid a frappé la Méditerranée orientale en 1987 et une forte activité anticyclonique à méso-échelle s'est manifestée dans la Méditerranée orientale [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); The POEM Group (1992)]. On note également une diminution de l'apport d'AW et une augmentation de la salinité à la surface du BL [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999); Pinardi *et al.* (1997)] et une diminution de la quantité d'eau formée (~ 0.1 Sv) de l'ADW qui ne plonge plus au fond du BI [Klein *et al.* (2000); Manca & Bregant (1998); Manca & Giorgetti (1998a); Poulain *et al.* (1996)].

La question est de savoir quelles sont les raisons de ces changements, et si et comment ils peuvent être reliés à l'EMT ? Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine de l'EMT :

- le changement du climat de la Méditerranée peut déclencher ce genre de phénomène (évaporation-précipitation).
- la diminution du flux d'eau douce de la Mer Noire et de la rivière du Nil.
- la présence des hivers froids et secs consécutifs sur la partie Nord de la Méditerranée en particulier sur la Mer Egée qui engendrerait une baisse de la température et une augmentation de la salinité.
- l'augmentation de la salinité dans le BL due à la diminution du flux entrant de l'AW et sortant de la LIW.

Les données hydrologiques ne permettent pas de déterminer la cause de ce changement, ni d'en comprendre les mécanismes, car elles sont peu nombreuses. Les modèles numériques semblent être les outils adaptés pour étudier et évaluer ce phénomène, ainsi que son impact sur la circulation thermohaline et les caractéristiques biogéochimiques de la Méditerranée.

Plusieurs tentatives ont été faites pour modéliser l'EMT à l'aide des modèles numériques de la circulation générale océanique (OGCM):

Samuel *et al.* (1999) ont montré qu'un hiver froid sur la Mer Egée en 1987 suivi par des coups de vent du Nord pendant 6 ans peuvent augmenter les échanges entre la Mer Egée et le reste de la Méditerranée orientale. Mais, un flux de chaleur vers l'atmosphère plus élevé que ce qui a été observé a été nécessaire pour réaliser cette simulation.

Lascaratos *et al.* (1999) à l'aide de POM, ont réussi à former les CIW et CDW correctement en forçant leur modèle avec les caractéristiques de l'atmosphère observées pendant les années 1979 à 1994. Les auteurs ont bien montré la production de l'EMT pendant l'année 1987 et l'intensification de la formation des eaux profondes pendant l'année 1989.

Wu *et al.* (2000) ont idéalisé les forçages d'un OGCM par un fort refroidissement au Nord de la Mer Egée pendant 8 ans (1987-1995) pour reproduire l'EMT. Cette étude a montré que 75% du gain de sel au fond (profondeur > 1000 m) est dû à la redistribution en sel des couches supérieures et intermédiaires vers les couches profondes et non à un surcroît d'évaporation.

Stratford & Haines (2002), avec un OGCM basé sur la *version Modular Ocean Model* de *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (MOM-GFDL), ont conclu que l'augmentation de l'évaporation sur la Mer Egée était un paramètre important pour expliquer la production de l'EMDW.

Nittis *et al.* (2003) ont montré une forte variabilité inter-annuelle de la formation de l'eau dense dans la Mer Egée. Ces auteurs ont montré que l'association des hivers froids et des flux à la surface est nécessaire pour déclencher l'EMT.

Malgré tous ces efforts, il n'y a pas encore d'explication définitive des origines de l'EMT. Par ailleurs, quelle influence a eu l'EMT sur la circulation de la Méditerranée et sur la biologie ?

1.4 La circulation générale des masses d'eau

1.4.1 La circulation superficielle

La circulation superficielle de la Méditerranée orientale a été étudiée dès le début du 20^{ème} siècle par Nielsen (1912). L'auteur a proposé le 1^{er} schéma de circulation à l'échelle du bassin. Ses travaux ont été suivis par de nombreuses études aboutissant à plusieurs schémas dont le plus récent est celui de Hamad *et al.* (2005).

1.4.1.1 Le Bassin Ionien (BI)

Nielsen (1912) a décrit la circulation générale de la Méditerranée orientale comme un circuit cyclonique le long des côtes contrôlé par l'effet Coriolis (Fig.1.10a). Le courant d'eau Atlantique entre à travers le Déroit de Sicile, puis progresse vers l'Est en suivant la côte africaine jusqu'au passage de Crète par lequel l'AW entre dans le BL. Le courant de retour traverse la Mer Egée pour entrer dans le BI en suivant ses côtes Nord. Arrivé au niveau du Déroit d'Otrante, une partie du courant entre dans la Mer Adriatique tandis que l'autre rejoint les eaux sortant de la mer Adriatique et longe la côte italienne. Au Sud-Est de la Sicile, le courant forme deux branches, l'une traverse le centre du BI et l'autre rejoint le courant longeant la côte africaine.

Entre les années 1960 et 1975, plusieurs études ont été menées dans la Méditerranée orientale [Engel (1967); Lacombe & Tchernia (1972); Ovchinnikov (1966); Ovchinnikov & Fedoseyev (1965); Wüst (1961)]. Un schéma de circulation a été proposé par Ovchinnikov (1966) (Fig.1.10b.) basé sur le calcul des courants géostrophiques à partir d'une climatologie de l'hydrologie. Plusieurs gyres à l'échelle des sous-bassins ont été révélés. Ce schéma montre l'AW traversant le centre du BI en formant deux gyres, un gyre cyclonique au Nord et un anticyclonique au Sud du bassin. Les auteurs ont signalé pour la première fois un gyre cyclonique pendant l'hiver et anticyclonique pendant l'été au Sud-Ouest de la Crète. Ce schéma indique un courant s'écoulant vers l'Ouest le long des côtes libyennes, à l'inverse de celui de Nielsen (1912).

Plus, récemment, à partir des observations des campagnes POEM (1985-1995), trois échelles spatiales pour caractériser la circulation de la Méditerranée ont été proposées : l'échelle de bassin, l'échelle de sous-bassin et la méso-échelle (de l'ordre du rayon de déformation de Rossby ; $R_0 \approx 10-15$ km dans la Méditerranée) [Brankart & Brasseur (1998); The POEM Group (1992)]. Le schéma de circulation de la Méditerranée orientale déduit de ces campagnes est présenté sur la Fig.1.10c [Malanotte-Rizzoli (1994); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson & Golnaraghi (1994); Robinson *et al.* (2001)]. Ces auteurs ont décrit la circulation superficielle dans le BI à partir du parcours des masses d'eaux superficielles (AW, ISW, LSW et ASW).

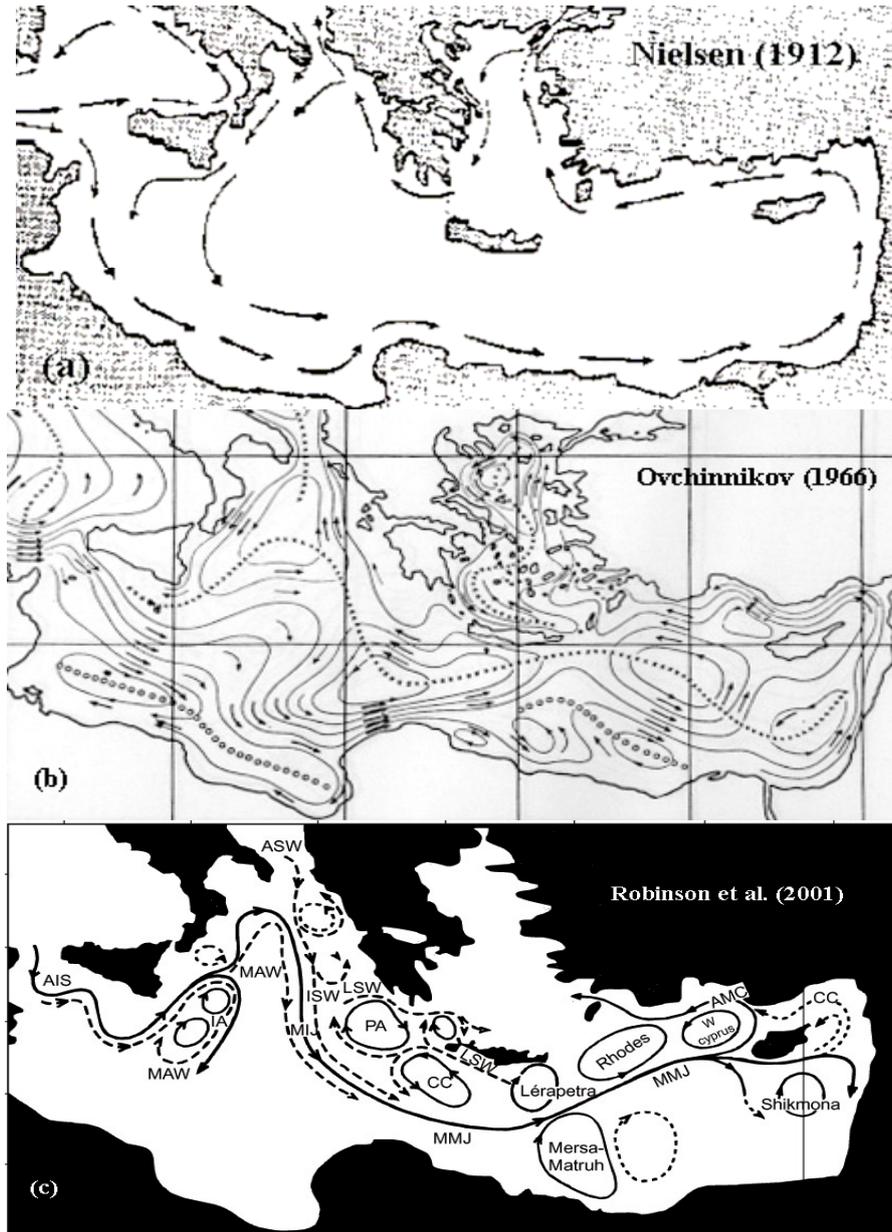


Fig.1.10 : Historique des schémas de la circulation superficielle de la Méditerranée orientale d'après, (a) Nielsen (1912), (b) Ovchinnikov (1966), (c) Robinson et al. (2001).

L'AW entre dans le Bassin Ionien par le Déroit de Sicile pour former l'*Atlantic Ionian Stream* (AIS) [Hecht & Gertman (2001); Lermusiaux & Robinson (2001); Malanotte-Rizzoli (1994)]. Celui-ci se divise en deux branches à 16°E. Une branche va jusqu'au Nord-Est du Bassin Ionien, puis tourne vers le Sud en suivant un trajet méridien jusqu'au Sud-Est du BI. La deuxième branche suit la périphérie de l'anticyclone central Ionien (IA pour *Ionian Anticyclon*) [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)], puis tourne vers l'est pour rejoindre sa branche jumelle à l'entrée du Passage de Crète (34.5°N, 19°E).

La LSW entre dans le BI par le Nord du Passage de Crète en désaccord avec Nielsen (1912) puis effectue des méandres vers le Nord-Ouest entre le gyre de Crète (CG) et l'anticyclone de Pélopes (PA).

L'ASW entre dans le BI via le Déroit d'Otrante et coule vers le Sud parallèlement au parcours de l'AW et l'ISW jusqu'au Passage de Crète pour rejoindre le « *Mid-Mediterranean*

Jet » (MMJ voir plus loin la définition de ce courant), ce qui s'oppose aux schémas précédents (voir Tableau.1 dans Robinson *et al.* (2001)).

Ces campagnes n'étaient pas suffisantes pour décrire la circulation globale de la Méditerranée orientale [Brankart & Brasseur (1998)]. Ces derniers ont reconstruit la circulation de la Méditerranée à partir de la climatologie MED04 et MED05 [Brasseur *et al.* (1996)]. Les traits de ce schéma, raffinés par une simulation numérique, ont été présentés par Pinardi & Masetti (2000) (Fig.1.10d). Etant donné que ce schéma ait été déduit par la même méthode qu'Ovchinnikov (1966), il n'en diffère pas fondamentalement. La différence principale se trouve dans la partie Sud du BI en dessous de l'AIS où la circulation anticyclonique d'Ovchinnikov (1966) est réduite à un circuit anticyclonique dans le Golfe de Syrte et une branche de l'AIS introduite sur le plateau continental tunisien. Dans le Nord-Est du BI, le CG devient plus petit, associé à la présence de PA et un petit cyclone au Nord-Ouest du bassin. A l'exception de l'AIS, du PA et du CG, ce schéma s'oppose à celui de POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)].

Les observations hydrologiques les plus récentes du projet « *Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSPP)* » (des radiales XBT répétées tous les 15 jours ou tous les mois pendant deux ans) ont montré la persistance pendant les années 1999-2000 des tourbillons anticycloniques comme l'*Ionian Central Anticyclone (ICA)*, le PA, ainsi que le CG observés précédemment [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001); Zervakis *et al.* (2003)].

Les données altimétriques entre 1992 et 1996 montrent que la circulation au Nord du Bassin Ionien a un sens anticyclonique sur la période 1992-1994 et cyclonique par la suite [Ayoub (1997)], en accord avec les observations de POEM à la même période [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997)] et l'analyse de Larnicol *et al.* (2002). Au Sud du bassin (en dessous de 35°N), Ayoub *et al.* (1998) ont indiqué la présence de plusieurs petites cellules anticycloniques. Ainsi que l'existence d'une certaine propagation vers l'Ouest, qui a été interprété comme des ondes de Rossby. Un anticyclone quasi permanent, a été observé au niveau du Passage de Crète (20-23°E, 33-35°N) en face du Cap Syrte.

L'analyse des images de température de la surface de la mer issues des radiomètres satellitaire (SST-AVHRR par exemple) se révèlent très utiles pour caractériser la circulation de surface quand il existe des fronts bien marqués, parce que ces données sont disponibles depuis les années 1970 avec une très bonne résolution spatio-temporelle, et une couverture synoptique entravée seulement par la nébulosité. Les travaux de Marullo *et al.* (1999a) sur la SST-AVHRR de 1983 à 1993 ont montré les mêmes grands traits de la circulation superficielle dans le BI que ceux vus par le groupe POEM avec en plus le Western Ionian Anticyclone (WIA) au Nord-Est de la Sicile.

Par contre Hamad (2003), Millot & Taupier-Letage (2005) et Hamad *et al.* (2005) en effectuant l'analyse de la SST-AVHRR sur la période 1996-2000, ont présenté une nouvelle vision de la circulation dans la Méditerranée orientale (Fig.1.10e). Dans le BI, ils décrivent la circulation de l'AW par un courant côtier qui suit le talus continental dès le Détroit de Sicile jusqu'au passage de Crète. Ce courant fait plusieurs méandres et génère de nombreux tourbillons. Ces tourbillons se propagent vers le large et peuvent atteindre un diamètre de quelques centaines de km et une longévité de quelques mois à quelques années. Au Nord-Est du bassin, un courant d'Est d'AW constitue la branche de retour de la circulation cyclonique (en faisant le tour du BL, voir §I.4.1.2) et suit toujours les côtes Grecques et Italiennes en accord avec Ovchinnikov (1966); Pinardi & Masetti (2000). Ils ont également décrit le PA et sa propagation vers l'Ouest. Notons que leur interprétation des données ne révèle aucune signature d'AIS ou de MIJ, en accord avec le schéma de Nielsen (1912), mais s'opposant aux Robinson & Golnaraghi (1994), Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997), Ovchinnikov (1966) et Pinardi & Masetti

(2000). Leur vision de l'AW est plutôt celle d'une AW directement issue du Déroit de Sicile et entraînée à la périphérie des anticyclones situés au Sud, mécanisme similaire à celui qui décrit la circulation de l'AW dans le Bassin Algérien.

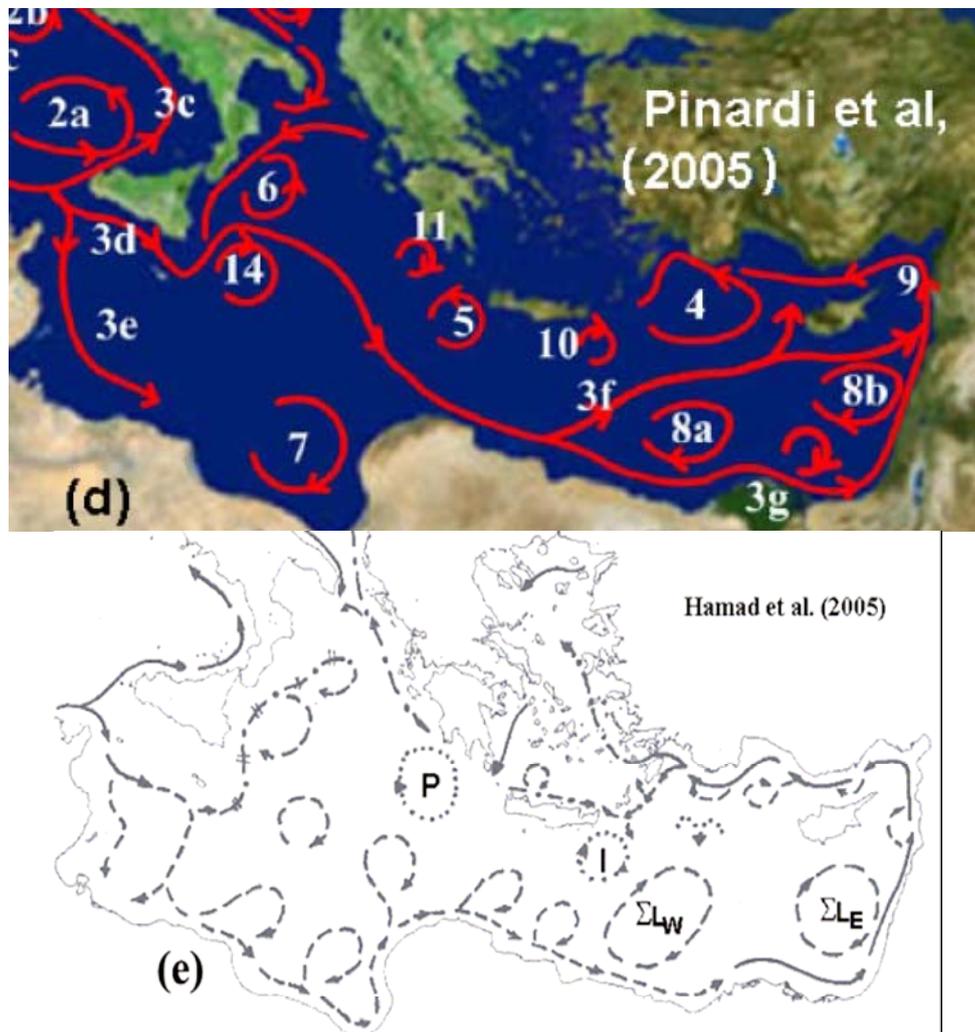


Fig.1.10 : (suite) (d) Pinardi et al. (2005), et (e) Hamad et al. (2005)

I.4.1.2 Le Bassin Levantin (BL)

La circulation dans le BL a été présentée par Nielsen (1912) comme une large circulation cyclonique le long des côtes du bassin (Fig.1.10a). Ce courant entre dans le BL à travers le Passage de Crète et longe la côte africaine pour remonter vers le Nord le long des côtes du Moyen Orient. Puis il coule vers l'Ouest et longe les côtes d'Asie Mineure et de la Grèce en passant par la mer Egée. Notons ici que Nielsen (1912) ne signale aucun courant de retour au Sud de la Crète, l'intégralité de celui-ci circulant en Mer Egée.

Le schéma d'Ovchinnikov (1966) (Fig.1.10b.) décrit un courant qui entre par la partie sud du Passage de Crète et méandre au large des côtes africaines. Un grand cyclone à l'échelle du sous-bassin occupe la zone entre les îles de Crète, Rhodes et Chypre, cyclone qui sera appelé plus tard le RG. Pour la 1^{ère} fois, cet auteur signale la présence d'un anticyclone permanent dans la zone de Mersa-Matruh (dit MMA, voir plus loin) et un cyclone dans la zone de Shikmona.

Un courant d'Ouest sort du BL via la partie Nord du passage de Crète pendant l'hiver, alors qu'un courant d'Est coule pendant l'été.

Les années 1970s-1980s ont apporté quelques modifications aux schémas précédents [Moskalenko (1974); Ovchinnikov *et al.* (1976); Philippe & Harang (1982)]. Ces travaux ont décrit le détachement du courant africain de la côte et son écoulement au centre du Bassin Levantin (similaire au MMJ décrit plus loin), il se divise en deux branches au Sud-Ouest de Chypre, une branche rejoignant le RG et l'autre passant dans le Bassin de Lattaquié pour alimenter le courant de retour coulant vers l'Ouest le long de la côte d'Asie Mineure (appelé « *Asia Minor Current* » AMC).

Les campagnes POEM (1985-1995) ont apporté une nouvelle vision de la circulation générale du BL, complètement différente des précédentes. Ces données montrent un courant qui méandre au centre du BL et peut être associé au flux de l'AW. Ce courant a été appelé par Özsoy *et al.* (1989) « *Central Levantine Basin Current* » (CLBC). Par la suite Robinson *et al.* (1991) ont décrit un jet intense entrant par le passage de Crète et traversant le centre du BL (nommé *Mid-Mediterranean Jet* « MMJ ») (Fig.1.10c). Le MMJ méandre vers l'Est apportant l'AW entre le RG et le MMA. Au centre du BL, il subit plusieurs subdivisions, certaines branches allant vers le Nord et les autres vers le Sud circulant dans les systèmes des gyres RG, MMA et SMA. Un écoulement vers le Sud et le Sud-Ouest le long de la côte du Moyen Orient a été mentionné [Malanotte-Rizzoli (1994); Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989); Özsoy *et al.* (1991); Robinson & Golnaraghi (1994); Robinson *et al.* (2001)]. L'AMC a été considéré comme une structure permanente de méso-échelle. Il méandre fortement en engendrant une série de petits tourbillons anticycloniques dans le Bassin d'Antalya [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)]. Un courant de la LSW sortant vers le BI a été observé au Sud de la Crète en accord avec Lacombe & Tchernia (1972).

Pinardi & Masetti (2000) et Brankart & Brasseur (1998) décrivent une circulation cyclonique dominant dans le bassin (Fig.1.10d) associée au déplacement de la position du MMJ vers le Sud près des côtes africaines. Même si le RG occupe la zone entre Crète et Chypre, ce schéma est plus proche des schémas (a Nielsen (1912)) et (b Ovchinnikov (1966)) que celui de POEM (c).

L'analyse des données altimétrie (ERS1/2 et T/P) a montré une circulation cyclonique pendant l'hiver dans le BL [Ayoub (1997)] en accord avec Nielsen (1912). De nombreux tourbillons quasi-permanents à l'échelle de sous-bassin, séparés par des fronts et des jets de méso-échelle, dominant la circulation du BL. Bien qu'il y ait un certain accord avec le schéma du groupe POEM, cette étude, pour la première fois, met en question l'existence de MMJ et des tourbillons de MMA et SMA. La position et la forme des tourbillons de MMA et SMA montrent une telle fluctuation qu'on ne peut plus les considérer comme des structures permanentes [Larnicol *et al.* (2002)] mais plutôt comme des structures récurrentes.

Par contre, l'analyse de Marullo *et al.* (1999a) à partir des images SST montre la présence de MMJ, RG, CG, AMC et aussi l'anticyclone d'Iera Petra (IPA pour « *Iera Petra Anticyclone* », voir plus loin) au Sud-Est de la Crète en accord avec le schéma de POEM.

Les observations du projet MFSPP ont aussi remis en question la présence du MMJ. Elles montrent un courant de surface qui semble être collé le long des côtes Libyenne et Egyptienne [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001); Zervakis *et al.* (2003)]. Ces travaux ont montré la signature d'IPA, ainsi que celles de MMA et SMA en accord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000).

La circulation du Bassin Levantin selon Hamad (2003), Millot & Taupier-Letage (2005) et Hamad *et al.* (2005) (Fig.1.10e) peut être décrite par un courant côtier suivant les isobathes. Ce courant entre dans le BL par le Sud du Passage de Crète et coule vers l'Est du bassin, puis il

tourne vers le Nord le long des côtes du Moyen Orient pour rejoindre l'AMC dans le Bassin de Cilicie. Notons que ces travaux ne mentionnent aucun retour de l'AMC à travers le Passage de Crète en accord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000). Cependant, l'AMC entre complètement dans la Mer Egée par les passages Est de l'Arc de Crète suivant Nielsen (1912). Contrairement au schéma de POEM, le RG et le MMJ n'ont aucune signature en accord avec Le Vourch *et al.* (1992) concernant RG. Cette analyse ne montre aucun tourbillon permanent, mais des tourbillons récurrents en accord avec Ayoub (1997) et Larnicol *et al.* (2002), d'origines différentes, qui se propagent en permanence. Pour la première fois, ils ont observé la propagation de l'anticyclone d'Iera Petra (IPA, voir plus loin) vers le Sud jusqu'à la côte africaine.

1.4.2 La circulation intermédiaire :

La circulation des eaux intermédiaires consiste en l'écoulement des masses d'eau qui se trouvent sous la thermocline vers 200-600 m de profondeur. Cette circulation marque le parcours de la LIW. Wüst (1961) a montré que LIW se propage de la zone de formation vers l'Est et l'Ouest en hiver et seulement vers l'Ouest pendant l'été. Dans le BI, une partie de la LIW coule vers le Nord pour entrer dans la mer Adriatique, tandis que le reste va directement vers la Méditerranée occidentale à travers le Déroit de Sicile.

Ovchinnikov (1966) a présenté la circulation de la LIW par des cartes des courants géostrophiques à 500 m de profondeur (Fig.1.11a) issues de la climatologie. Il a montré que la LIW se forme au Nord du BL, avant de s'étaler vers le Sud du bassin. Puis elle se divise en deux branches, l'une part vers l'Est dans un large cyclone et l'autre tourne vers l'Ouest et entre dans le BI via le Passage de Crète. La majeure partie de la LIW traverse le centre du bassin en direction de la Méditerranée occidentale, tandis qu'une petite branche coule vers le Nord-Ouest du bassin le long de la côte Grecque et génère plusieurs tourbillons avant d'entrer dans la Mer Adriatique.

Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997) ont décrit le parcours de la LIW à partir des données POEM dans le Bassin Ionien (Fig.1.11b). Leur schéma est conforme aux cartes d'Ovchinnikov (1966).

La compilation de la climatologie par Brankart & Brasseur (1998), raffinée par Pinardi & Masetti (2000) a donné une vue générale du parcours de la LIW dans la Méditerranée orientale (Fig.1.11c). Les auteurs montrent la dispersion de la LIW du RG vers le Sud-Est et l'Ouest du BL. La LIW sort via la partie Nord du passage de Crète puis elle tourne à droite et forme deux branches au Sud-Ouest de la Grèce. Les deux branches suivent le même chemin désigné par Ovchinnikov (1966) et Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997).

Récemment, des hypothèses d'un schéma de la circulation des eaux intermédiaires (LIW et CIW) dans la Méditerranée orientale ont été proposées par Millot & Taupier-Letage (2005). Ce schéma propose la formation de la LIW au Sud-Est de Rhodes et la CIW au Sud-Ouest de la mer de Crète en accord avec la littérature. Ils décrivent une circulation cyclonique suivant l'isobathe de 500 m dans la Méditerranée orientale (Fig.1.11d). La LIW sort du Bassin de Rhodes en s'écoulant vers le Sud-Ouest pour entrer dans le BI à travers la partie Nord du Passage de Crète, tandis qu'une partie de la LIW entre dans la Mer Egée à travers le déroit de Kassos. Dans le BI, le courant suit l'isobathe 500 m jusqu'au Déroit d'Otrante où une partie de LIW entre dans la Mer Adriatique, le reste continuant jusqu'au Sud-Est de la Sicile où la majorité de la LIW entre dans la Méditerranée occidentale via le déroit de Sicile, une partie recirculant vers l'Est pour entrer à nouveau dans le BL. Notons qu'aucun schéma de la circulation de la LIW dans le BL n'a été établi à partir des observations POEM à part la persistance au

niveau de LIW des signatures des tourbillons de surface [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)]. Des simulations numériques ont montré la possibilité de la dispersion de la LIW vers l'Ouest et l'est de son site de formation [Lascaratos & Nittis (1998); Wu & Haines (1996)].

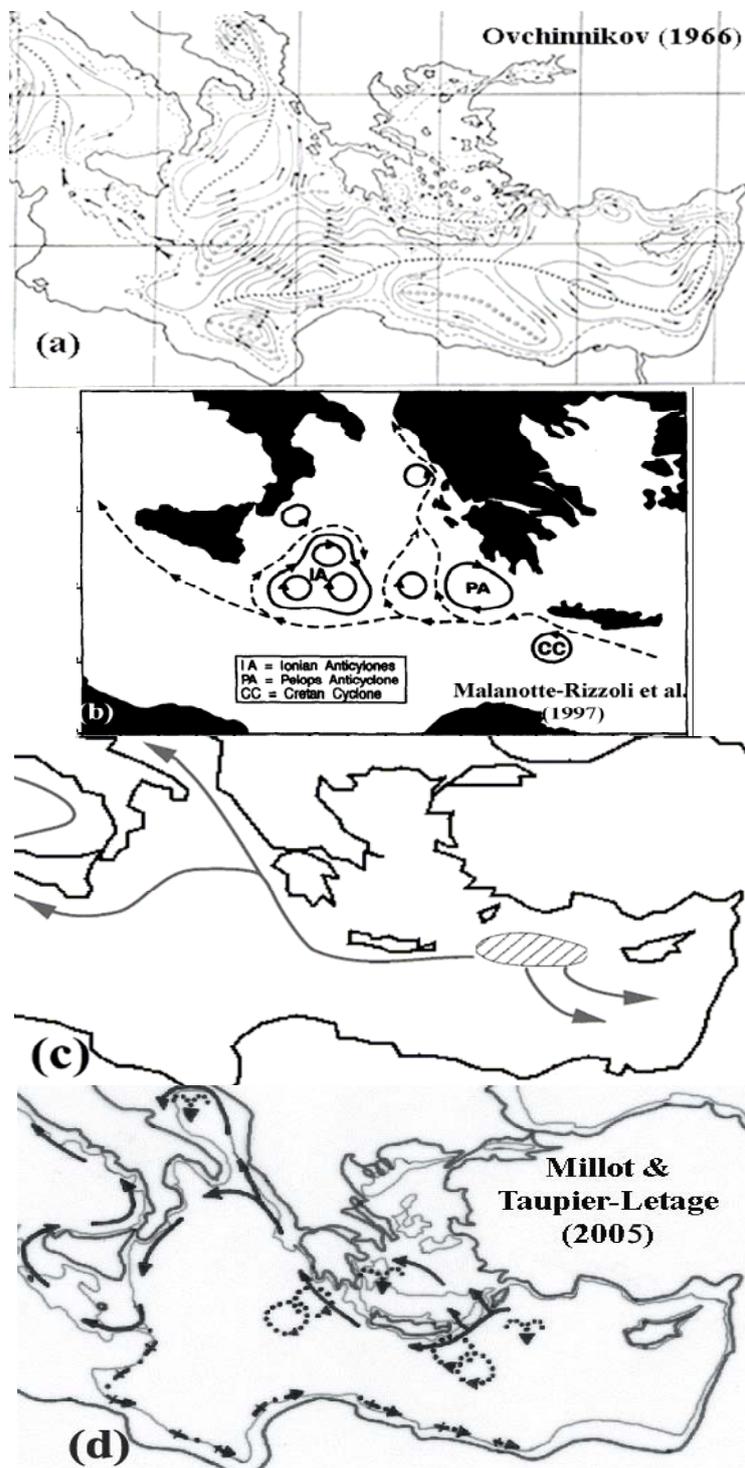


Fig.1.11 : Historique de la circulation intermédiaire dans la Méditerranée orientale d'après, (a) Ovchinnikov (1966), (b) Robinson *et al.* (2001) (c) Pinardi & Masetti (2000) et (d) Millot & Taupier-Letage (2005).

I.4.3 La circulation profonde

La circulation de l'EMDW est encore peu documentée à l'exception de quelques études réalisées par El-Gindy & El-Din (1986), Manca & Bregant (1998) et Manca (2002).

El-Gindy & El-Din (1986) ont étudié la circulation des masses d'eaux profondes dans la Méditerranée orientale à partir de données hydrographiques sur la période 1948-1972 et pour une profondeur supérieure à 1000 m. Cette étude est particulièrement intéressante car elle confirme la contribution de la CDW à la formation de l'EMDW même avant l'EMT. Les auteurs ont identifié trois composantes de l'EMDW :

- l'eau profonde Adriatique (ADW): $\theta=13^{\circ}\text{C}$ et $S=38.6$
- l'eau profonde Levantine (LDW) : $\theta=16.2^{\circ}\text{C}$ et $S=39.12$
- l'eau profonde Crétoise (CDW): $\theta=14.2^{\circ}\text{C}$ et $S=38.97$

Cette étude propose une circulation quasi cyclonique dans le BI et une circulation cyclonique bien développée dans le BL (Fig.1.12a). Des observations hydrographiques au Nord du BI entre 1986-1999 aboutissent à la même conclusion [Manca & Bregant (1998) ; Manca (2002)]. Le schéma récemment proposé par Millot & Taupier-Letage (2005) est cohérent avec l'analyse d'El-Gindy & El-Din (1986) (Fig.1.12b). Les auteurs présentent deux zones de formation de l'EMDW composée des eaux profondes Adriatique et de la mer Egée (ADW et CDW respectivement). La CDW entre dans le BI et le BL via les détroits de l'Arc de Crète. Les deux branches se rejoignent à l'Ouest de la Crète et forment un courant qui suit la côte grecque jusqu'au Déroit d'Otrante. L'ADW sort par le Déroit d'Otrante pour rejoindre la CDW en suivant les isobathes 1000-2700 m le long de la côte sicilienne. Au Sud-Est de la Sicile, une petite branche entre dans la Méditerranée occidentale alors que la majorité de cette eau retourne vers le centre du BL pour fermer la cellule cyclonique de la circulation.

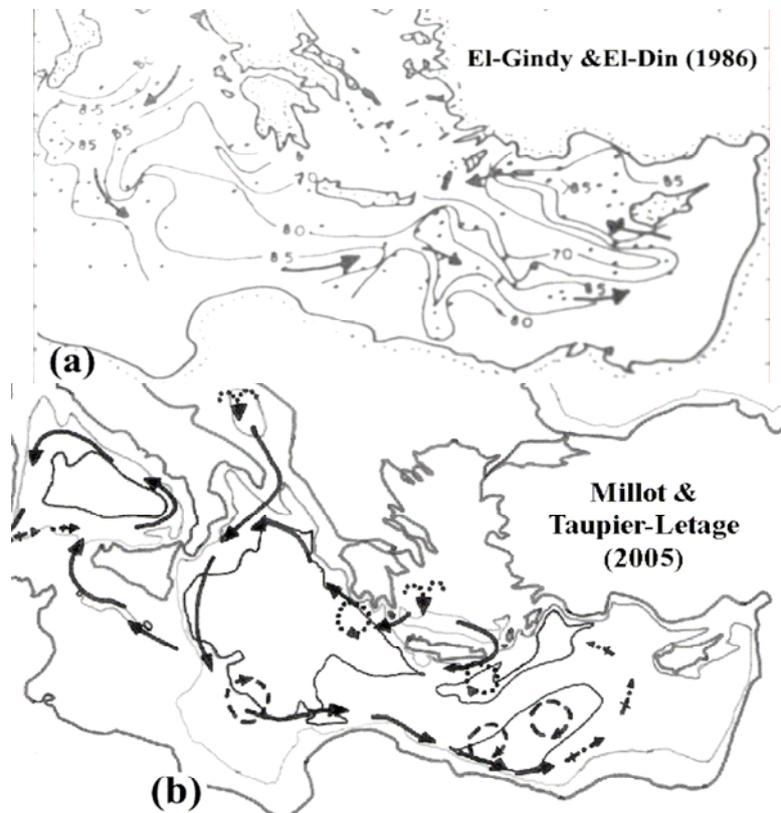


Fig.1.12 : La circulation des eaux profondes de la Méditerranée orientale (a) la circulation d'après El-Gindy & El-Din (1986), (b) d'après Millot & Taupier-Letage (2005)

1.5 Transport aux détroits

Les détroits constituent des zones clés qui contribuent activement à la circulation dans la Méditerranée (Fig.1.1). Ils jouent un rôle important car ils contrôlent l'interconnexion des différents sous-bassins de la Méditerranée, à travers lesquels les distributions des masses d'eau se produisent (Pour une review voir Astraldi *et al.* (1999)).

1.5.1 Déroit de Sicile

Le déroit de Sicile sépare la Méditerranée occidentale de la Méditerranée orientale. Les eaux Atlantiques passent à travers celui-ci vers le bassin oriental en surface, tandis que les eaux levantines le traversent vers l'Ouest en sortant au niveau des couches profondes. Ce déroit peut être donc considéré comme un passage à deux couches dont la dynamique est similaire à celle du Déroit Gibraltar [Béranger *et al.* (2004)]. Ceci définit le Déroit de Sicile comme un point de contrôle de la cellule thermohaline zonale de la Méditerranée, ce qui explique sa sensibilité à la variabilité de cette dernière [Gasparini & Astraldi (2002)]. En effet, le transport de l'eau Atlantique à travers le déroit de Sicile est fortement influencé par l'activité à méso-échelle dans la région sicilienne [Béranger *et al.* (2004)], raison pour la quelle l'estimation du transport varie beaucoup d'une étude à l'autre (ex : Astraldi *et al.* (1999) observent 1.1 Sv tandis que Manzella *et al.* (1988) mentionnent 2.35 Sv). Les simulations numériques sont plutôt en accord avec Astraldi et donnent une valeur moyenne de l'ordre 1 Sv. Un fort signal saisonnier peut être observé sur le transport avec des valeurs de 1.4 Sv en hiver et 0.8 Sv pendant l'automne [Astraldi *et al.* (2001); Béranger *et al.* (2005a)].

1.5.2 Déroit d'Otrante

Le déroit d'Otrante connecte le bassin Ionien à la mer Adriatique qui est la source de l'eau dense ADW (détaillée ci-dessus). Ce déroit contrôle la cellule secondaire profonde de la circulation thermohaline de la Méditerranée. De nombreuses études et observations ont été réalisées pour une meilleure compréhension de la dynamique de ce déroit [Astraldi *et al.* (1999); Manca (2000); Manca (2002)]. Ces auteurs ont estimé que le transport moyen d'ADW à travers le déroit d'Otrante est de l'ordre 0.3 Sv avec une variabilité saisonnière d'une amplitude de ~ 0.2 Sv. Le transport à travers ce déroit a été influencé par l'EMT qui a réduit son débit à ~ 0.1 Sv [Klein *et al.* (1999); Manca *et al.* (2003); Manca (2002)].

1.5.3 Passages de l'Arc de Crète

Les passages de l'Arc de Crète connectent la mer Egée au bassin Ionien à l'Ouest et au bassin Levantin à l'Est. Ce n'est que récemment et suite à l'EMT qu'on a pris en considération l'importance de ces passages, ce qui explique le manque d'observations. Cependant, malgré le peu de données, plusieurs initiatives pour l'estimation de leur transport ont été réalisées par Kontoyiannis *et al.* (1999), Tsimplis *et al.* (1997) et plus récemment par Nittis *et al.* (2003). Kontoyiannis *et al.* (1999) ont calculé le flux de la CDW à travers les passages Est et Ouest de l'Arc, ils ont trouvé une valeur de l'ordre ~ 0.3 Sv. Par contre Tsimplis *et al.* (1997) ont montré un transport total de ~ 0.5 Sv, valeur qui n'est que la moitié de l'estimation réalisée par Nittis *et al.* (2003).

1.6 Etude de la variabilité de la circulation de la mer Méditerranée Orientale

1.6.1 La variabilité saisonnière :

Pendant le dernier demi-siècle, de nombreuses études ont été dédiées à l'étude de la variabilité de la circulation dans la mer Méditerranée par un grand nombre de moyens d'observation océanique et d'outils numériques. D'autres mentionnent une forte variabilité saisonnière [Ayoub *et al.* (1998); Fusco *et al.* (2003); Horton *et al.* (1994); Lacombe *et al.* (1981); Larnicol *et al.* (2002); Larnicol *et al.* (1995); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998); Özsoy *et al.* (1991); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); The POEM Group (1992); Zavatarelli & Mellor (1995); Zervakis *et al.* (2003)]. Robinson & Golnaraghi (1994); Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont même montré que le signal saisonnier dans la Méditerranée orientale est plus fort que celui dans la Méditerranée occidentale. Mais quelles sont les caractéristiques de cette variabilité? Sous quelle forme se manifeste-t-elle ?

Je présente ici une synthèse de ces résultats dans la Méditerranée orientale. Etant donné que le printemps et l'automne sont considérés comme des saisons transitoires et courtes par rapport à l'hiver et l'été, la variabilité saisonnière dans la Méditerranée orientale peut être efficacement présentée par la différence entre les signaux hivernaux et estivaux [Iudicone *et al.* (1998); Marullo *et al.* (1999a)].

1.6.1.1 Le bassin Ionien:

1.6.1.1.1 En hiver :

La circulation dans le BI en hiver est caractérisée par une circulation cyclonique délimitée au Sud par l'écoulement de l'AIS. L'AIS traverse le détroit de Sicile puis tourne vers le Sud-Est pour couler le long de la côte africaine jusqu'au passage de Crète. Cette circulation a été décrite pour la première fois par Ovchinnikov (1966) à partir de la climatologie. Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont montré une circulation cyclonique au-dessus d'AIS en accord avec d'autres observations [Lacombe *et al.* (1981); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson & Golnaraghi (1994); The POEM Group (1992)]. Les résultats des modèles numériques OGCM révèlent également ce sens de circulation [Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); Zavatarelli & Mellor (1995)]. Myers & Haines (2000) notent que l'AIS forme deux branches, l'une traversant le centre du bassin et la seconde tournant vers le Sud le long des côtes libyennes en accord avec Pinardi & Masetti (2000).

Les analyses des données altimétriques de T/P et ERS1/2 montrent une série de petites structures cycloniques et anticycloniques le long de la côte Ouest de la Grèce variant dans le temps et l'espace [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002)]. Au Nord-Ouest du bassin, leurs données altimétriques montrent un anticyclone (WIA : 18°E/39°N) caractéristiques de la circulation pendant l'hiver en désaccord avec les observations et les simulations numériques précédemment citées.

1.6.1.1.2 En été :

La campagne d'été POEM-AS87 a révélé un trajet d'AIS au centre et au Nord du BI, qui arrive jusqu'à ~39°N puis il se dirige vers le Sud-Est pour engendrer une circulation anticyclonique [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); The POEM Group (1992)]. Les travaux de Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) et Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) ont montré que la circulation dans cette région devient anticyclonique pendant l'été en accord avec

Lacombe *et al.* (1981), Pinardi & Navarra (1993) et Horton *et al.* (1994). De nombreuses expériences numériques ont montré ce renversement associé à une instabilité de l'AIS. Marullo *et al.* (1999a) ont observé le renversement de la circulation au Nord du BI à partir des images IR-AVHRR en accord avec Ayoub (1997), et plus tard Larnicol *et al.* (2002). Cette variabilité de l'AIS a été expliquée par le régime du vent dominant dans ce bassin [Ayoub *et al.* (1998); Ovchinnikov & Fedoseyev (1965); Pinardi & Navarra (1993)]. Hamad (2003) et Hamad *et al.* (2005) ont considéré que le signal saisonnier le plus important dans le bassin Méditerranée orientale est celui du courant hivernal qui coule le long des côtes grecques vers l'Adriatique, qui disparaît en été à cause de vents Etésiens. Roussenov *et al.* (1995) ont mentionné la génération de PA en été en accord avec l'observation acquise plus tard par *MFSP* [Fusco *et al.* (2003); Zervakis *et al.* (2003)].

I.6.1.2 Le bassin Levantin:

I.6.1.2.1 En hiver :

Ovchinnikov (1966) a indiqué une faible variabilité saisonnière dans le BL en désaccord avec Brankart & Brasseur (1998) et Pinardi & Masetti (2000). La circulation dans le BL reportée par les campagnes POEM [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989); Robinson & Golnaraghi (1994); The POEM Group (1992)] montre l'absence d'IPA, SMA et l'intensification de MMJ, AMC et le CG qui deviennent instables. Pinardi & Masetti (2000) mentionnent l'intensification en hiver de RG et AMC associés au passage de MMJ au Sud du bassin. Les travaux de Fusco *et al.* (2003) et Zervakis *et al.* (2003) ont montré que le PA et l'IPA deviennent plus petits et plus profonds (>800 m). Les campagnes de Krivosheya *et al.* (1996) ont indiqué un jet fort traversant le bassin de Lattaquié du Sud au Nord associé à un anticyclone à sa droite et deux cyclones à sa gauche en accord avec Özsoy (1993). Les conclusions obtenues par Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991) et Pinardi & Navarra (1993) ont montré un affaiblissement de RG, de CG, et de MMA ainsi que la disparition de la signature de SMA. Les sorties des modèles numériques ont montré l'intensification des courants (AIS, MMJ, AMC) associés à l'affaiblissement voir la disparition des tourbillons pendant l'hiver [Myers & Haines (2000)].

Larnicol *et al.* (1995) n'ont indiqué aucune variabilité saisonnière de MMA et SMA. Par contre, Iudicone *et al.* (1998) ont observé une forte intensification de MMJ et d'AMC et la présence de MMA. Les mêmes conclusions ont été obtenues par Marullo *et al.* (1999a). La période hivernale analysée par Hamad (2003) est caractérisée par l'absence des vents Etésiens, avec comme conséquence, la continuité de l'écoulement d'AMC vers la mer Egée à travers le passage de Rhodes.

I.6.1.2.2 En été :

Les traits de la circulation générale dans le BL ne changent pas beaucoup par rapport à ceux de l'hiver selon Ovchinnikov (1966). La différence, selon POEM, se manifeste par la signature de SMA qui forme un gyre multipolaire, associé à l'intensification des autres tourbillons (RG, MMA, ...) [Özsoy (1993)]. Les auteurs mentionnent un cyclone au Sud-Ouest de Crète pendant l'été en accord avec Horton *et al.* (1994), mais à l'opposé des observations *MFSP* [Fusco *et al.* (2003)]. Les mesures de la campagne CYBO ont montré l'affaiblissement du MMJ au Sud-Ouest de Chypre [Zodiatis *et al.* (2003a); Zodiatis *et al.* (1998)]. Krivosheya *et al.* (1997) ont observé dans le bassin de Lattaquié une circulation complètement différente par rapport à celle d'hiver, caractérisée par un jet faible et confiné à la côte syrienne et un cyclone dominant le centre du bassin. Horton *et al.* (1994) et Zervakis *et al.* (2003) ont montré que l'IPA est généré en été avec une intensité maximale à la fin de l'été en accord avec Hamad

(2003); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002); Larnicol *et al.* (1995) et contrairement à Hecht & Gertman (2001). Les travaux de modélisation numérique montrent également l'affaiblissement des courants (MMJ, AMC, CG) et l'intensification des tourbillons (MMA, SMA, RG...) [Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991); Myers & Haines (2000); Pinardi & Navarra (1993); Roussenov *et al.* (1995); Tziperman & Malanotte-Rizzoli (1991); Zavatarelli & Mellor (1995)].

Les travaux de Marullo *et al.* (1999a) et Ayoub *et al.* (1998) ont conclu que le signal saisonnier n'était pas évident à caractériser dans le BL à partir de données satellitaires.

I.6.2 La variabilité interannuelle :

Les observations climatologiques ont mis en évidence une large variabilité inter-annuelle dans la Méditerranée. L'exemple le plus important dans la Méditerranée orientale est celui de l'EMT (voir §I.3.3). Robinson *et al.* (1991) et The POEM Group (1992) ont interprété la présence/absence de certains tourbillons d'une année à l'autre, comme des structures récurrentes liées à la variabilité inter-annuelle. De nombreuses études ont traité la variabilité inter-annuelle dans la Méditerranée orientale à partir d'observation du transport à travers ses détroits (Sicile, Otrante, Crète, etc) [Astraldi *et al.* (1999); Tsimplis *et al.* (1999)]. D'autres ont abordé cette variabilité à partir de l'hydrologie comme la formation et l'évolution des caractéristiques des masses d'eau [Manca *et al.* (2003); Theocharis *et al.* (1999b)]. Les mesures *in situ* n'ont pas permis jusqu'ici une véritable étude de la variabilité inter-annuelle de la circulation dans la Méditerranée orientale, excepté l'unique analyse des campagnes POEM par Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) dédiée à l'EMT (voir §I.3.3). Les données satellitaires ont été largement utilisées pour étudier cette question [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998); Hamad (2003); Iudicone *et al.* (1998); Larnicol *et al.* (2002); Marullo *et al.* (1999b)]. Les études les plus poussées de la variabilité interannuelle sont celles qui ont été effectuées à l'aide de modèles numériques [Demirov & Pinardi (2002); Korres *et al.* (2000b); Lascaratos *et al.* (1999); Myers & Haines (2000); Pinardi *et al.* (1997); Pinardi & Masetti (2000); Samuel *et al.* (1999) parmi d'autres]. Malgré tous ces efforts, la variabilité inter-annuelle à long terme reste mal connue.

Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) ont comparé la circulation obtenue par les campagnes POEM-AS87 et POEMBC-O91. Cette analyse a montré qu'en 1991 l'AIS forme un jet plus fort qu'en 1987 ainsi que les tourbillons IPA et MMA contrairement à CG qui devient plus faible et plus petit en accord avec Marullo *et al.* (1999b). Hamad (2003) a montré qu'une branche de l'AW entre dans le BI le long des côtes italiennes pendant les années 1993-1997 puis elle disparaît. Manca (2000) et Fusco *et al.* (2003) ont observé que la circulation anticyclonique au Nord-Ouest du BI devient cyclonique pendant 1999-2000. Les IPA et PA montrent aussi une variabilité interannuelle par leur intensité, taille, position et propagation [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (2002)]. Les travaux de Marullo *et al.* (1999b) ont conclu que le BI montre une variabilité plus forte que le BL et l'amplitude de la variabilité inter-annuelle est plus forte en hiver que dans les autres saisons mais elle reste plus faible que la variabilité saisonnière en accord avec Hamad (2003). Pinardi *et al.* (1997) et Pinardi & Masetti (2000) ont décrit la variabilité inter-annuelle par le changement d'intensité et de forme de RG dans le BL et par le changement de l'axe d'écoulement d'AIS. Ces auteurs ont conclu que la variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale est plus forte que la variabilité saisonnière en désaccord avec Marullo *et al.* (1999b) et Hamad (2003). Une analyse réalisée par Korres *et al.* (2000a) et Korres *et al.* (2000b) à partir d'un modèle a montré que le maximum de variabilité en Méditerranée orientale se trouve au centre du BL et du BI en accord avec Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999) et Marullo *et al.* (1999b). Quant au MMJ, il change son parcours selon la position

de RG et MMA. En général, RG est intense et large en hiver, avec le MMJ qui est alors repoussé vers la côte africaine. En 1984 et 1987, le MMA s'intensifie et devient plus large, avec le MMJ qui coule alors au centre du BL. Demirov & Pinardi (2002) ont comparé les sorties de MOM avant et après l'EMT et montrent qu'en 1991 après le début de l'EMT les AIS, MMA, AMC et MMJ sont plus intenses qu'en 1987 avant l'EMT et que cela est associé à la disparition de SMA et CG.

1.7 Modélisation numérique de la circulation Méditerranéenne:

La circulation dans la Méditerranée montre une certaine complexité due à une interaction de plusieurs échelles spatiales (bassin, sous-bassin, méso, et petite échelle). Ceci met en défi les modèles numériques pour la résolution de la circulation générale et de sa variabilité.

La 1^{ère} tentative a été conduite par Menzies & Moskalenko (1982) pour étudier la composante barotrope de la circulation à l'aide d'un modèle numérique aux équations primitives. Par la suite, de nombreuses expériences ont été réalisées pour modéliser la circulation globale/régionale de la Méditerranée. Stanev *et al.* (1989) ont étudié la réponse de la circulation aux forçages annuels et saisonniers à l'aide d'un modèle de basse résolution. Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1989) et Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) ont réalisé un modèle de la Méditerranée orientale afin d'étudier les composantes barotrope et barocline de la circulation. Beckers (1991) a appliqué le modèle du GHER dans la Méditerranée occidentale, puis dans l'ensemble de la Méditerranée [Beckers *et al.* (2002)]. Le « *Modular Ocean Model* » (MOM) (version modulaire du modèle du GFDL) a été largement employé dans la Méditerranée à plusieurs résolutions et avec des objectifs différents tels que la simulation climatologique, la variabilité inter-annuelle, la réponse aux forçages etc. [Horton *et al.* (1997); Korres *et al.* (2000a); Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998); Pinardi *et al.* (1997); Roussenov *et al.* (1995); Wu & Haines (1996); Wu & Haines (1998); Wu *et al.* (2000)]. La circulation générale de la Méditerranée a été simulée par Zavatarelli & Mellor (1995) et Drakopoulos & Lascaratos (1999) à l'aide du *Princeton Ocean Model* (POM). Ce modèle a été appliqué plus tard dans le BL à haute résolution pour étudier la formation de LIW [Lascaratos & Nittis (1998)]. Herbault *et al.* (1996); Herbault *et al.* (1997) ont mené plusieurs expériences dans la Méditerranée occidentale avec le modèle OPA. Une comparaison entre les résultats de différents modèles de la Méditerranée à basse résolution a été présentée par le groupe MEDMEX [Beckers *et al.* (2002)]. Bien que plusieurs approches aient été appliquées (modèle inverse, modèle conceptuel, méthodes d'assimilation...), nous allons survoler certains travaux de modélisation numérique (modèle pronostique aux équations primitives) conduits dans la Méditerranée en exposant leurs principaux résultats.

1.7.1 POM (Princeton Ocean Model):

POM comporte une surface libre et les premières simulations globales de la Méditerranée ont utilisé une résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ sur 29 niveaux verticaux. A l'aide de ce modèle, la circulation thermohaline dans la Méditerranée a été bien reproduite par la formation de l'EMDW dans la mer Adriatique et la LIW dans le bassin Levantin [Zavatarelli & Mellor (1995)]. Les auteurs ont obtenu un signal saisonnier de la circulation dans le BI (hiver : cyclonique, Eté : anticyclonique) en accord avec Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1989), Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) et Bergamasco *et al.* (1993). Le modèle a généré un cyclone au Nord-Est du bassin, mais n'a pas reproduit SMA ni PA. Ceci est dû à la basse résolution du modèle. L'écoulement de la LIW traverse le BI directement vers la Méditerranée occidentale pendant l'été, tandis que deux branches sont observées pendant l'hiver : une branche

passé dans le Nord du BI et l'autre parcourt le Sud du bassin. Les auteurs concluent que le forçage dominant dans le BI est le vent, tandis que le forçage thermohalin est prépondérant dans le bassin Levantin.

Drakopoulos & Lascaratos (1999) ont étudié la circulation climatologique à l'aide du POM à basse résolution ($1/4^\circ \times 1/4^\circ$), avec des forçages atmosphériques issus de l'ECMWF en moyenne mensuelle sur la période de 1986 à 1992. La circulation présentée par le modèle est en accord avec les observations *in situ*. Ils montrent aussi le renversement saisonnier de la circulation au Nord du BI, l'intensification du MMJ en hiver et l'affaiblissement du RG en été. Des études dédiées à la formation de la LIW, à l'aide de POM à très haute résolution (5.5×5.5 km) dans le BL, ont également été réalisées par Lascaratos & Nittis (1998). Le modèle reproduit les éléments principaux de la circulation observés par le group POEM dans le BL. La comparaison entre deux expériences à basse et haute résolution a permis de conclure que :

- **La phase de pré-conditionnement a lieu entre novembre et janvier.**
- **La phase de formation d'eau dense a lieu en février-mars.**
- **La phase de la dispersion va de mars jusqu'à la fin avril.**
- **La haute résolution permet l'existence des petits tourbillons baroclines à la périphérie du RG (Fig.1.13).**
- **Ces tourbillons baroclines permettent de restratifier la zone après la phase de formation, contrôlant ainsi la convection.**

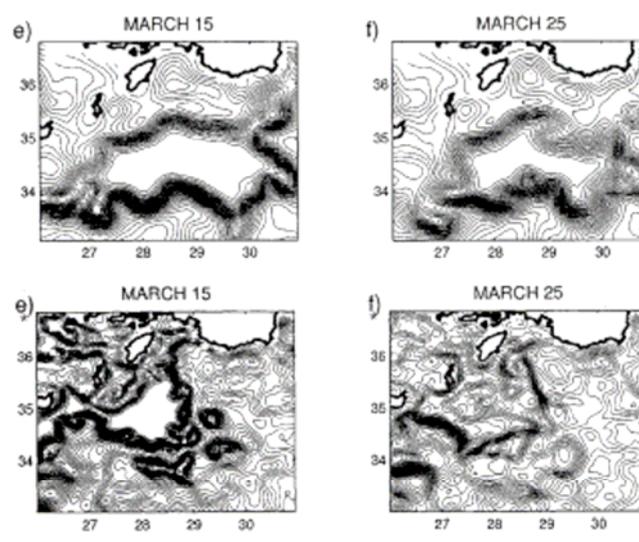


Fig.1.13 : La profondeur(en mètres) de l'isopycne 29.05 au Nord-Est du BL. Expérience à basse résolution (11 km) (haut), expérience à haute résolution(5.5 km) (bas) d'après Lascaratos & Nittis (1998).

Les premières prévisions en temps réel ont été effectuées sur la Méditerranée en utilisant le modèle POM [Horton *et al.* (1997)]. Cette expérience fut innovante car caractérisée par :

- Une résolution horizontale de 10 km.
- Une utilisation des forçages atmosphériques synoptiques.
- Une prise en compte détaillée de l'orographie continentale basée sur un downscaling des vents sur une grille de 10 km avec un modèle de couche limite atmosphérique simplifié.
- Une assimilation de données à l'entrée du modèle.

Les résultats du modèle sont particulièrement intéressants car ils montrent un courant côtier le long de la côte africaine de la Méditerranée orientale (Fig.1.14). La majorité des

structures de la circulation présentées dans la littérature ont été reproduites correctement ainsi que le renversement de la circulation dans le Nord du BI. Les auteurs ont montré la corrélation entre IPA et l'orographie de l'île de Crète, et que la dissipation d'IPA peut être liée à la résolution de 10x10 km et au flux à travers le passage de Kassos.

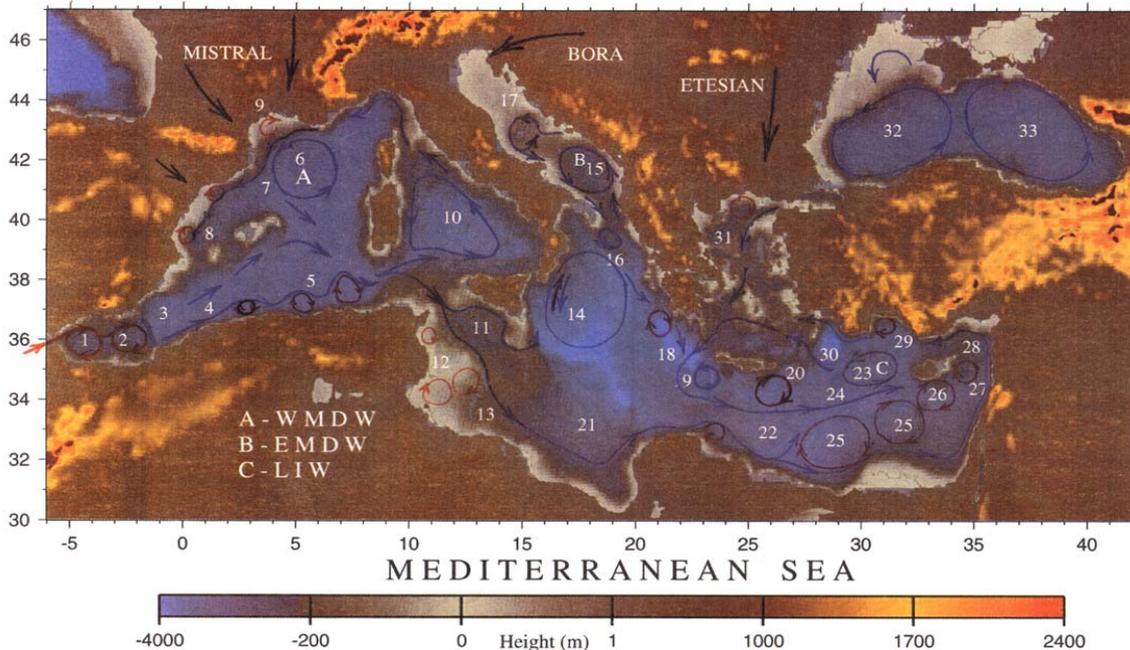


Fig.1.14 : La circulation superficielle dans la Méditerranée déduite des sorties d'une simulation numérique à haute résolution (~10 km) d'après Horton et al. (1997).

1.7.2 GFDL-MOM (GFDL-Modular Ocean Model):

Roussenov *et al.* (1995) ont utilisé le modèle MOM ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) pour étudier la circulation générale de la Méditerranée et sa variabilité saisonnière. Généralement, la circulation simulée dans la Méditerranée orientale, peut être résumée par un courant dirigé vers l'Est, coulant au centre du bassin en traversant deux systèmes de tourbillons à l'échelle du sous-bassin. Des tourbillons cycloniques occupent la partie Nord et des anticycloniques occupent la partie Sud du bassin. Le modèle montre un cycle saisonnier modulé par un cycle interannuel d'une période de 3 ans. C'est la première fois qu'un modèle numérique reproduit le MMA avec une variabilité saisonnière en déphasage avec le PA. Les auteurs ont indiqué l'intensification des tourbillons PA, MMA et SMA pendant l'été et RG en hiver dans la Méditerranée orientale. Cette étude conclut aussi que MMA est lié à la variabilité saisonnière du flux de chaleur. Le problème principal de ce modèle est la formation de la LIW dans le BI au lieu du BL, et son incapacité à former la EMDW.

La configuration précédente du MOM a été utilisée par Wu & Haines (1996), Wu & Haines (1998) forcée par des moyennes mensuelles de climatologie de SST et SSS afin d'étudier la circulation thermohaline de la Méditerranée (120 ans de simulation). Ce modèle, contrairement à Roussenov *et al.* (1995), forme bien la LIW dans le BL. Les auteurs attribuent à celle-ci un rôle primordial pour la formation de WMDW/EMDW par convection profonde. Ceci confirme qu'une anomalie dans le taux de formation de LIW peut provoquer une anomalie dans la formation d'eaux profondes et la circulation générale de la Méditerranée, et par voie de conséquence, dans le transport au Déroit de Gibraltar avec un *feedback* possible du flux d'AW par le Déroit sur la formation de LIW. Mais dans leur modèle, l'ADW ne plonge pas

suffisamment dans le BI. Dans la Méditerranée orientale, la circulation générale résultante est cohérente avec les observations et la littérature (ex : RG, MMA, MMJ, AIS et AMC). La variabilité saisonnière se caractérise par la disparition totale d'AMC et la présence de SMA pendant l'été.

Une simulation de 11 ans (1979-1990) a été réalisée par Pinardi *et al.* (1997) à l'aide du MOM ($1/4 \times 1/4^\circ$) pour étudier la réponse de la Méditerranée à la variabilité interannuelle des forçages atmosphériques. Les auteurs ont montré que le signal de la variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale se manifeste par :

- **Le renversement de direction des courants dans certaines parties de la Méditerranée orientale (ex : l'AIS va vers le Sud en longeant la côte africaine en 1986, par contre il va vers le Nord en 1987 en formant 2 branches à l'Est de la Sicile).**
- **La présence/absence de MMA et SMA.**
- **La variation de l'intensité et de l'extension de RG et le changement de la position de MMJ.**

Les auteurs concluent que la réponse du transport à travers le Déroit de Sicile est retardée de 6 à 18 mois par rapport au forçage atmosphérique.

Une nouvelle configuration du MOM (MOM Array, version de MOM parallélisé) d'une résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ avec une surface libre a été forcée pendant 300 ans avec différents forçages atmosphériques [Myers & Haines (2000); Myers *et al.* (1998)]. Cette simulation a confirmé les hypothèses de Roether *et al.* (1996) que la formation de l'EMDW dans la mer Egée pendant l'EMT résulte d'une redistribution de sel dans la Méditerranée orientale. Le modèle reproduit la LDW et l'ADW qui plongent jusqu'au fond du bassin. La formation de CIW est mentionnée et montre un cycle de 2 ans. Une importante quantité de LIW sort par le passage de Crète si le MMJ est confiné à la côte. Cette quantité diminue considérablement lorsque le MMJ coule au centre du passage. Cette étude indique un cycle interannuel de 2 ans et interdécennal de 12-16 ans pour la formation de LIW. Selon les auteurs, cette variabilité peut être expliquée par le *feedback* entre les processus aux échelles différentes.

Pour la première fois le modèle MOM a été appliqué sur la Méditerranée à plus haute résolution ($0.125^\circ \times 0.125^\circ$ et 41 niveaux verticaux) par Wu *et al.* (2000). Pour caractériser l'EMT qui a été mis en évidence en particulier à l'aide de mesures de CFC^{12} , ce traceur chimique passif a été suivi dans leur modèle au cours de cette expérience. Deux expériences ont été réalisées:

- Exp-A : Une simulation de 17 ans après l'initialisation du CFC^{12} à zéro. Les sorties de l'année 17 ont été comparées avec la campagne METEOR 1987.
- Exp-B : même configuration que pour l'exp-A, mais la SST a été réduite de $1-2^\circ\text{C}$ au Nord de la mer Egée en février.

Les résultats du modèle ont montré une forte concentration de CFC^{12} dans l'EMDW des deux sources (Egée et Adriatique) en accord avec Sur *et al.* (1992), The POEM Group (1992) et Malanotte-Rizzoli (1994) (voir §I.3). Cette étude a révélé qu'une faible perte d'eau douce supplémentaire en surface dans la Méditerranée orientale associée à une répétition d'hivers froids, et une diminution de la température de la mer Egée de $1-2^\circ\text{C}$, pouvaient déclencher la formation d'EMDW en Mer Egée et un scénario de type EMT.

Les travaux de Pinardi *et al.* (1997) ont été complétés par une simulation de 15 ans (1979-1993) [Pinardi & Masetti (2000)]. La variabilité interannuelle dans la Méditerranée orientale est plus forte que la variabilité saisonnière. Les auteurs expliquent la variabilité interannuelle comme une conséquence due à :

- La variation des forçages atmosphériques.

- La variation météorologie et la formation des masses d'eau.
- La variation non-linéaire de la dynamique de l'océan à méso-échelle.
- L'interaction des tourbillons de méso-échelle barotropes et baroclines avec la circulation générale, ce qui provoque un transfert de KE ↔ APE.

Pour étudier la réponse de l'océan à la variabilité basse fréquence du forçage atmosphérique, Korres *et al.* (2000a) et Korres *et al.* (2000b) ont adopté la même configuration que Roussenov *et al.* (1995) pour réaliser une simulation interannuelle de 9 ans (1980-1989). Cette étude mentionne le passage de l' AIS au Sud du BI en général. Cependant, pendant les étés 1984 et 1987, l' AIS montre deux branches, une branche s'écoulant vers le Nord et l'autre vers le Sud du bassin. Pendant l'hiver 1982, l' IA était très intense. Celui-ci apparaît généralement en été. Le MMJ s'écoule entre les MMA et RG et change son parcours selon leurs positions. En général, le RG est intense et large en hiver, donc le MMJ est poussé vers la côte africaine. En 1984 et 1987 le MMA s'intensifie, le MMJ s'écoule alors vers le centre du BL. L' AMC est intense en hiver et instable en été. Le modèle reproduit la formation de LIW en février. La LIW passe au Nord et au Sud de la Crète puis suit la côte grecque en hiver et suit la côte africaine en été, à cause de la présence de PA. Le modèle montre un déphasage de 3 mois entre le détroit de Sicile et celui de Gibraltar. En conclusion, pour ces auteurs, la convection en hiver détermine la mémoire de la circulation et la variabilité en été : plus l'hiver est froid, plus la profondeur de la couche de mélange (MLD pour 'Mixed Layer Depth') est profonde et plus la circulation pendant l'été suivant est variable.

Demirov & Pinardi (2002) utilisent la même configuration que Korres *et al.* (2000a) en divisant le forçage atmosphérique en deux périodes :

- P-I (1981-1987) est caractérisée par des vents forts dans la Méditerranée occidentale et faibles sur la Méditerranée orientale.
- P-II (1988-1993) est caractérisé par des vents faibles sur la Méditerranée occidentale et forts dans la Méditerranée orientale.

La comparaison de la circulation en 1987 et 1991 montre les résultats suivants :

1987 : L' AIS se subdivise en deux branches, la première s'écoulant au Nord du bassin et formant l' ICA, la deuxième faisant des méandres et développant trois anticyclones qui influencent le passage de AW et LIW dans le Sud du bassin. Notons que l' AIS coule directement au centre du BI vers le BL pendant la P-I. Cette période est caractérisée par la présence de MMA, MMJ, SMA, RG et CG.

1991 : Les deux branches de l' AIS sont plus fortes qu'en 1987. La première va plus loin au Nord du BI, tandis que la deuxième forme trois anticyclones plus intenses que ceux de 1987. L' AMC est plus fort et entre dans la mer Egée. La partie P-II est caractérisée par l'intensification de MMA qui pousse MMJ vers le centre du BL. Le RG est plus faible qu'en 1987 et est associé à une disparition de SMA et de CG. Les résultats de ce modèle sont en bon accord avec l'observation des campagnes POEM [Malanotte-Rizzoli *et al.* (1999)].

1.8 L'activité à méso-échelle :

L'échelle horizontale des structures de méso-échelle est généralement associée au premier rayon interne de déformation de Rossby qui est de l'ordre de 10 à 15 km dans la Méditerranée [Robinson *et al.* (1987)]. Ces structures ayant des dimensions horizontales de un (filaments, fronts dynamiques, ...) à quelques rayons de déformation (méandres liés aux instabilités, tourbillons, ...), . L'étude des phénomènes à méso-échelle a donc besoin d'observations à haute résolution qui, à l'exception notables des images de SST, restent peu nombreuses. C'est la raison pour laquelle seules quelques structures de méso-échelle ont été jusqu'à présent

documentées. Je présente ci-dessous certaines de ces structures qui ont été observées dans la Méditerranée Orientale.

I.8.1 Les tourbillons dans le Bassin Ionien central :

Bien que la résolution spatiale d'échantillonnage des campagnes POEM ait été de 3 à 4 fois supérieure au rayon de déformation, ces campagnes ont permis de mettre en évidence l'existence d'une intense activité à méso-échelle dans la Méditerranée Est [Robinson & Golnaraghi (1994)]. Un système anticyclonique constitué de plusieurs noyaux au centre du BI a été observé [Malanotte-Rizzoli (1994)] : il s'agit des *Ionian Anticyclones* (IAs). Ce régime d'IAs est associé aux méandres de l'AIS. Ces tourbillons ont été considérés comme des structures récurrentes qui varient en position, taille et intensité selon le passage de l'AIS [Hecht & Gertman (2001) ; Horton *et al.* (1997); Lermusiaux & Robinson (2001)].

La combinaison des mesures de T/P et ERS1/2 a permis d'identifier de tels tourbillons, mais n'a pas mis en évidence leur propagation [Ayoub (1997)]. Par contre, l'analyse des images SST-AVHRR par Hamad (2003) ne montre aucune signature de l'AIS au centre du BI, tandis que des tourbillons de l'ordre de 70-100 km de diamètre sont détectables et se propagent dans plusieurs directions, Sud, Nord et Nord-Est.

I.8.2 Les tourbillons du Sud du BI :

Dans cette zone, à partir des données altimétriques, Ayoub (1997) a observé, pour la 1^{ère} fois, la propagation de tourbillons vers l'Ouest le long du plateau continental africain avec une vitesse de propagation de ~1-1.5 km/jour. L'intensification des tourbillons et leur propagation ont été interprétées comme l'une des conséquences de la variabilité de la bathymétrie dans le Sud du BI [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. Hamad (2003) s'oppose à ces études, notamment sur le sens de propagation des tourbillons : la génération des tourbillons à méso-échelle se ferait par instabilité barocline du courant le long de la côte libyenne, puis les tourbillons se détachent du courant et se propagent vers le Nord-Est.

I.8.3 Le tourbillon de Pélops (PA) :

Robinson *et al.* (1991) ont décrit pour la première fois une structure anticyclonique permanente au Sud-Ouest du Péloponnèse. De nombreuses études ont associé cet anticyclone aux vents Etésiens [Ayoub *et al.* (1998); Golnaraghi & Robinson (1994); Le Vourch *et al.* (1992); Robinson & Golnaraghi (1994)] dont le rotationnel présente un minimum fortement négatif dans cette région. Le diamètre du PA a été estimé par Matteoda & Glenn (1996) à environ 100 km, sa profondeur pouvant atteindre ~2000 m selon Theocharis *et al.* (1999a). L'analyse des données altimétriques a révélé le PA comme une structure multipolaire récurrente dont la position varie parallèlement à la côte grecque [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. Les données SST-AVHRR de Matteoda & Glenn (1996) ont montré une forte variabilité interannuelle du PA. Ces auteurs ont mentionné la tendance à la propagation vers l'Ouest du PA. Larnicol *et al.* (2002) s'accordent avec Ayoub *et al.* (1998) pour dire que le PA est un tourbillon récurrent soumis à un cycle saisonnier. Les auteurs indiquent la formation du PA en automne et sa dissipation à la fin de l'hiver suivant. A partir des données SST-AVHRR, Hamad (2003) confirme le cycle saisonnier de PA et sa propagation vers l'Ouest. Ils ont aussi observé parfois une survie de plus d'un an de PA ce qui conduit alors à la coexistence de deux anticyclones dans la zone de Pélops.

I.8.4 Les tourbillons du Sud du BL :

La circulation au Sud du BL a été décrite initialement par deux anticyclones : le *Mersa-Matruh Anticyclone* (MMA) et le *Shikmona Anticyclone* (SMA) [Robinson *et al.* (1991); The POEM Group (1992)]. Ces deux anticyclones ont été considérés comme des structures permanentes, tout en montrant une variabilité en taille, position et intensité [Brenner (1993); Brenner *et al.* (1991); Özsoy *et al.* (1991)]. Özsoy (1993) suggère que ces tourbillons sont des systèmes anticycloniques constitués de plusieurs centres, ce qui est confirmé plus tard par Horton *et al.* (1994) et Horton *et al.* (1997). Ces derniers ont montré le rôle du vent sur la génération de MMA ainsi que son interaction avec IPA, où l'un ne s'intensifie seulement si l'autre s'affaiblit, ce qui est confirmé par l'analyse des mesures altimétriques [Ayoub (1997)]. Larnicol *et al.* (2002) ont observé une large fluctuation du MMA et du SMA en accord avec Brenner (1993).

Les observations de MFSPP et CYBO ont montré la signature du MMA et du SMA à une profondeur >500 m [Fusco *et al.* (2003); Zodiatis *et al.* (2003a); Zodiatis *et al.* (1998)].

Ce n'est que récemment qu'on a pu observer la propagation des tourbillons de MMA et SMA [Hamad (2003); Hamad *et al.* (2005)]

I.8.5 Le tourbillon de Lattaquié :

Le gyre de Lattaquié (LG pour *Lattakia Gyre*) montre une variabilité aléatoire. L'analyse des observations des campagnes POEM [Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989)] a montré un gyre récurrent dans le bassin de Lattaquié. Un cyclone assez intense, avec une profondeur >300 m, a été observé pendant l'été 1985 à l'Ouest du bassin, alors qu'il a complètement disparu pendant la campagne suivante en 1986. Durant l'été 1987, on observe un anticyclone intense au centre du bassin qui s'affaiblit tout en restant stationnaire pendant l'automne. La campagne POEM en juillet 1988 montre un cyclone en surface seulement, se déplaçant vers le Sud du bassin. Six mois plus tard, un anticyclone s'installe au Nord du bassin. Les sorties d'un modèle inverse, à partir des observations POEM, montrent aussi l'existence du LG [Robinson & Golnaraghi (1993)].

Les observations réalisées par le R/V *Vityas* en février-mars 1992 et mars 1993, montrent un tourbillon anticyclonique au centre du bassin de Lattaquié. La signature de ce tourbillon persiste jusqu'à 500-1000 m de profondeur, et se propage dans le sens du transport moyen, soit vers le Nord en hiver sur toute la colonne d'eau à une vitesse de 4-5 km/j. Cependant, pendant l'été le tourbillon se propage vers le Nord dans la couche de la surface et vers le Sud dans les couches en dessous de la thermocline [Krivosheya *et al.* (1996); Krivosheya *et al.* (1997); Ovchinnikov & Abousamra (1994)].

Les cartes altimétriques ont montré une variabilité saisonnière du tourbillon de Lattaquié, d'une activité anticyclonique pendant l'été à une activité cyclonique en hiver au Nord-Est du bassin [Ayoub (1997)]. Rappelons tout de même qu'il s'agit là d'une anomalie par rapport à une moyenne inconnue.

I.8.6 Les tourbillons associés au AMC :

L'analyse des observations POEM montre un anticyclone intense jusqu'à une profondeur >300 m dans le golfe d'Antalya. Robinson *et al.* (1991) considère le tourbillon d'Antalya comme une structure récurrente qui montre une forte variabilité saisonnière. Özsoy *et al.* (1991) et Özsoy (1993) ont montré une série de tourbillons (cyclones/anticyclones) qui occupent la baie d'Antalya et le bassin de Cilicie au cours des observations de POEM.

Les mesures altimétriques montrent plusieurs structures anticycloniques le long des côtes turques associées aux méandres de l'AMC [Ayoub (1997); Ayoub *et al.* (1998)]. A partir

de l'analyse des images SST-AVHRR, Hamad (2003) conclut que ces tourbillons sont dans la continuité des tourbillons formés le long des côtes du moyen orient (Sud-Est du BL).

I.8.7 L'anticyclone d'Ierapetra (IPA):

L'IPA est mentionné comme une structure anticyclonique au Sud-Est de Crète d'un diamètre de ~100-150 km et d'une profondeur de ~1500 m. L'analyse des observations POEM montre un anticyclone récurrent au Sud-Est de la Crète [Özsoy (1993); Robinson *et al.* (2001); The POEM Group (1992)]. Cette structure est nommée «*Iera Petra Anticyclone*» par Theocharis *et al.* (1993). Ceux-ci relient la variabilité de l'IPA à la position de MMJ. Par la suite, plusieurs auteurs ont signalé l'existence de cette structure [Hecht & Gertman (2001); Larnicol *et al.* (1995); Theocharis *et al.* (1999a)]. Horton *et al.* (1994) et Horton *et al.* (1997) ont montré le rôle des vents Etésiens et l'écoulement de la mer Egée vers le BL dans la génération d'IPA. Tandis que The MFSPP Group (2002) indiquent que la résolution du forçage atmosphérique est le facteur principal dans la génération d'IPA.

Certains auteurs s'accordent sur l'intensification d'IPA en été et son affaiblissement pendant l'hiver [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (1995)], tandis que Matteoda & Glenn (1996) ont montré que l'IPA pouvait persister plus de 4 ans. L'analyse des images SST-AVHRR par Hamad (2003) sur la période 1996-2001 a apporté de nouveaux éléments à propos de la formation et de la variabilité d'IPA. L'auteur conclut que l'IPA est formé en été (juin-août) et peut être alimenté par le courant qui suit la pente africaine ou par les eaux issues du Nord (AMC, mer Egée). Ces résultats montrent que l'IPA peut atteindre un diamètre ~200 km et une longévité jusqu'à ~3 ans. L'IPA peut aussi se propager vers le Sud pour fusionner avec les tourbillons du Sud de BL (la zone de Mersa-Matrouh) ou bien rester immobile pendant ~20 mois au Sud-Est de la Crète.

I.8.8 Le MMJ comme structure de méso-échelle :

De nombreuses études, observations et modèles, ont indiqué l'existence d'un courant intense au centre du BL, le *Mid-Mediterranean Jet* que nous avons déjà vu (Fig.1.10c) [Özsoy *et al.* (1991); Robinson *et al.* (1991)]. Ce courant a d'abord été considéré comme une structure permanente de la circulation dans le BL. Il est la continuité de l' AIS, et apporte l'AW à travers le Passage de Crète vers le centre du BL (33.5-34.5°N) [Golnaraghi & Robinson (1994); Malanotte-Rizzoli *et al.* (1997); Robinson *et al.* (2001) ; The POEM Group (1992); Theocharis *et al.* (1999a)].

En fait, le MMJ méandre largement vers l'Est entre le RG et le MMA au centre du bassin et subit plusieurs subdivisions [Robinson & Golnaraghi (1993)]. A partir de données hydrologiques, Robinson *et al.* (1987) ont observé une subdivision du MMJ au Sud-Ouest de Chypre en deux branches. Une branche passe à l'Ouest de Chypre puis tourne vers le Nord-Ouest pour encercler le cyclone de Rhodes. La seconde branche passe à l'Est de Chypre dans le bassin de Lattaquié pour alimenter l'AMC. Özsoy (1993); Özsoy *et al.* (1989) ont indiqué que le MMJ subit deux subdivisions. La première a eu lieu au centre du BL en trois branches: Une branche se dirige vers le Sud et entre dans l'anticyclone de Mersa-Matrouh, tandis que la deuxième dévie vers le Nord-Est pour rejoindre le cyclone de Rhodes et que la troisième continue son chemin vers l'Est jusqu'au Sud-Ouest de Chypre, où elle se scinde alors en deux branches. Une retourne vers le Nord-Ouest dans le cyclone de Rhodes en passant à l'Ouest de Chypre et l'autre branche continue vers le Sud-Est le long des côtes du Moyen Orient pour encercler le SMA. Ceci est confirmé par Malanotte-Rizzoli & Bergamasco (1991) à l'aide d'un modèle inverse en accord avec Zavatarelli & Mellor (1995) et Zodiatis *et al.* (1998).

Les analyses de la SLA ont remis en question le MMJ [Ayoub (1997); Larnicol *et al.* (2002)], tout comme les observations de MFSPP qui ne montrent aucune signature de MMJ au centre du BL, mais plutôt un courant qui semble être confiné le long de la côte africaine [Fusco *et al.* (2003); Manzella *et al.* (2001)]. A l'aide d'un modèle à très haute résolution (~5 km) du BL, Korres & Lascaratos (2003) ont montré le passage du MMJ au Sud du MMA en suivant la côte africaine. Plus tard, les analyses de la SST-AVHRR par Hamad (2003); Hamad *et al.* (2005) et Millot & Taupier-Letage (2005) ont montré que l'AW circule le long de la côte africaine indiquant l'absence du MMJ.

1.9 Conclusion

Malgré la grande diversité des descriptions de la circulation en Méditerranée orientale et de sa variabilité, qui témoignent surtout du manque de données in-situ sur le long terme et d'expériences dédiées spécifiquement à l'étude de la méso-échelle, il est important de noter que les trois schémas principaux sont en accord sur une majorité de points (la formation de LIW au Nord du BL, le trajet vers la mer Adriatique...) mais en désaccord sur deux points importants : la circulation de l'AW au Sud de la Méditerranée orientale, et la recirculation vers l'Est de LIW le long des côtes africaines.

En conclusion, et de façon générale, les courants s'intensifient et deviennent plus stables pendant l'hiver, tandis que la signature des tourbillons est plus forte en été ce qui témoigne d'une augmentation de l'activité tourbillonnaire à méso-échelle pendant l'été.

On peut également conclure de ces travaux que la variabilité inter-annuelle de la circulation dans la Méditerranée orientale se manifeste par le changement de position de passage des jets (AIS et MMJ), ainsi que par l'intensification/affaiblissement des gyres ou tourbillons à l'échelle des sous-bassins (WIA, MMA, RG, IPA...).

Les résultats parfois contradictoires des travaux exposés ci-dessus révèlent surtout la complexité de la circulation et sa variabilité très importante encore très insuffisamment étudiée avec l'instrumentation et surtout l'échantillonnage adéquat.