

Capitolo 2

2.1 L'Oceano Meridionale

Come abbiamo visto nel capitolo precedente esiste una certa similitudine tra la circolazione atmosferica dell'Emisfero Boreale e quella dell'Emisfero Australe, tanto da poter rappresentare la circolazione di entrambi con un unico modello. Questa omogeneità, tuttavia, cessa di esistere quando si passa a considerare la circolazione oceanica. Infatti i due emisferi presentano caratteristiche molto diverse legate principalmente alla diversa distribuzione delle terre emerse.

La circolazione oceanica dell'Emisfero Australe è caratterizzata dalla presenza del continente Antartico in posizione polare e dall'assenza di terre emerse nella fascia tra i 50°S ed i 65°S. Inoltre un punto centrale della circolazione dell'Emisfero Australe è l'interazione tra l'atmosfera e l'esteso Oceano Meridionale (*Southern Ocean* – SO) che circonda completamente il continente antartico estendendosi verso Nord sino all'interfaccia con le acque subtropicali (Deacon, 1937).

La particolare distribuzione delle terre emerse nell'Emisfero Meridionale consente ai principali *pattern* di circolazione atmosferica di disporsi lungo i paralleli e di generare, attraverso l'interazione con l'oceano, una dinamica oceanica circolare ed ininterrotta attorno all'Antartide. Attraverso l'interazione con la circolazione atmosferica e con le acque di scioglimento dei ghiacciai antartici, il SO svolge un ruolo di primo piano nella regolazione del clima a scala globale, fungendo da motore della circolazione delle correnti oceaniche del pianeta.

La circolazione oceanografica del SO può essere rappresentata, in prima approssimazione, attraverso una divisione in bande latitudinali poiché ad una estrema variabilità dei venti e della circolazione oceanica lungo le latitudini, corrisponde una sostanziale omogeneità a tutte le longitudini. Partendo dall'Antartide e procedendo verso Nord, è quindi possibile individuare due fasce latitudinali principali. La prima fascia è caratterizzata dalla presenza di venti

prevalenti da est detti *Polar Easterlies* cui è associata una corrente costiera detta *East Wind Drift* (Fig.2.1.1) che si muove in senso antiorario a ridosso delle coste antartiche e si interrompe solo in prossimità dello stretto di Drake.

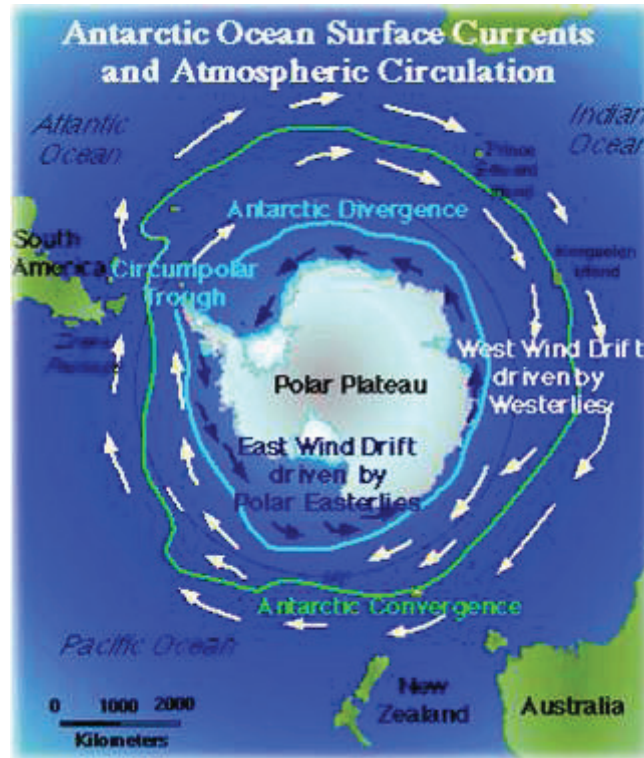


Figura 2.1.1: Venti e correnti superficiali intorno all'Antartide (modificato da Sugden, 1982).

All'esterno di questa prima fascia, a Nord dei 70°S, la circolazione del SO è influenzata dalla presenza dei venti Occidentali (*Westerlies*) che determinano l'instaurarsi di un flusso di acque superficiali diretto verso est che costituisce la Corrente Circumpolare Antartica (*Antarctic Circumpolar Current – ACC*).

A causa della forza di Coriolis, che devia verso sinistra il movimento delle correnti nell'Emisfero Australe, tra la *East Wind Drift* e la ACC, che si muovono con verso opposto, si instaura una zona frontale di notevole importanza che prende il nome di Divergenza Antartica (*Antarctic Divergence*) caratterizzata da fenomeni di divergenza superficiale e conseguente *upwelling*.

Il flusso verso est della ACC comporta un accumulo d'acqua verso Nord nella zona della cosiddetta Convergenza Antartica (*Antarctic Convergence*) ed una conseguente diminuzione di livello a Sud; si attiva in tal modo un gradiente di

pressione Nord-Sud che, a sua volta, origina una corrente geostrofica verso Est, che si somma alla Corrente Circumpolare Antartica già instauratasi. Le correnti geostrofiche originate all'interno del sistema della ACC, in particolare in corrispondenza dei fronti della corrente stessa, hanno un'importanza fondamentale nel determinare il flusso globale della ACC. Per questo motivo in appendice 1 viene illustrata la teoria del flusso geostrofico, del vento termico ed alcuni accenni al metodo pratico per la determinazione della corrente geostrofica.

La circolazione del SO (Fig. 2.1.2) è caratterizzata inoltre dalla presenza di importanti strutture a Nord ed a Sud della ACC. A Nord della ACC oltre ai *gyres* subtropicali anticiclonici legati al regime dei venti è di notevole rilevanza la presenza di intensi flussi diretti verso Sud lungo i confini occidentali dei continenti (la *Brazil Malvinas Current* - BMC, l'*Angulas Current* - AC e la *Sud-East Australian Current* - SEAC) bilanciati da flussi più deboli all'interno dei bacini oceanici diretti verso Nord (Rintoul et al., 2001). A questi bisogna poi aggiungere alcune importanti diramazioni della ACC, dirette anch'esse verso Nord, quali ad esempio la corrente di Humboldt che lambisce le coste orientali del continente sudamericano.

Il regime delle correnti a sud della ACC è caratterizzato da due grandi strutture cicloniche, ovvero i due *gyres* dei mari di Weddell e di Ross oltre alla già citata *east Wind Drift* che lambisce le coste del continente antartico (Jacobs, 1991; Whitworth et al., 1998).

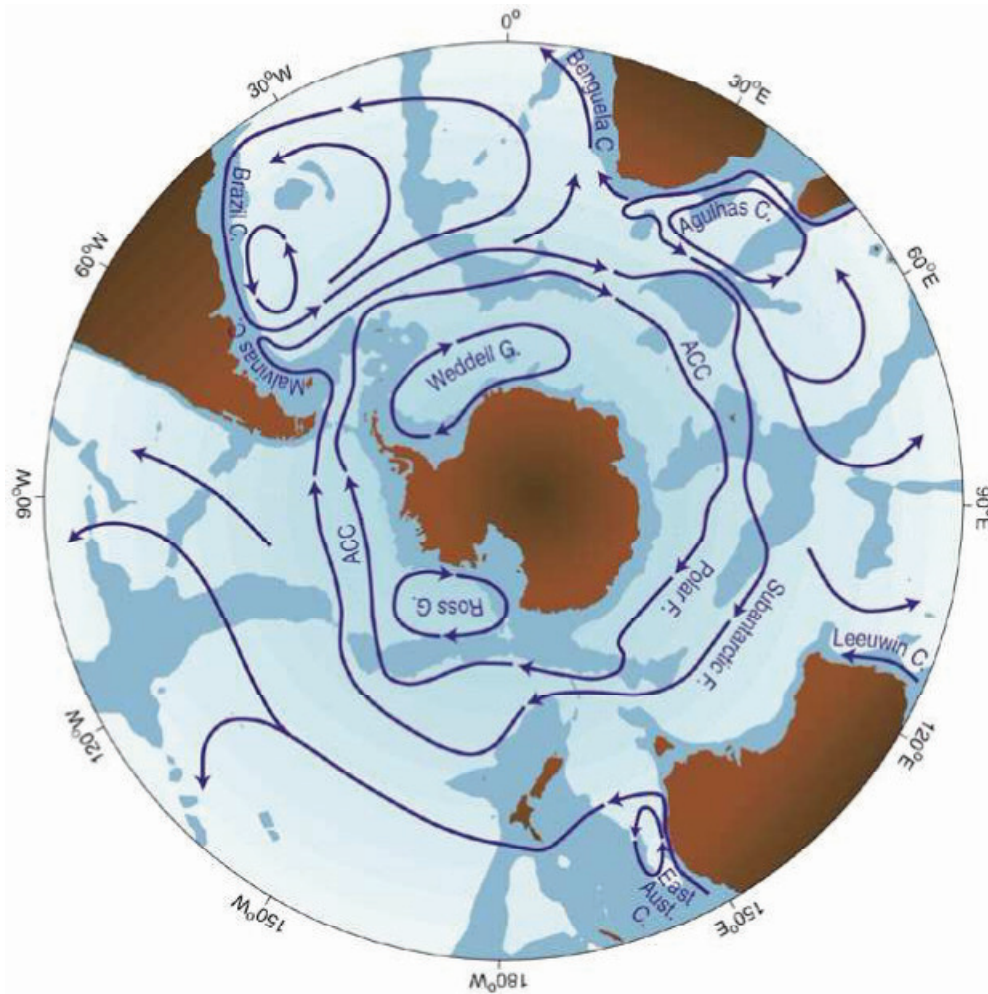


Figura 2.1.2: Schema della circolazione oceanica nell'emisfero meridionale a Sud dei 20°S (da Rintoul et al. 2001). Le profondità superiori ai 3500 m sono indicate in azzurro scuro.

In figura 2.1.2 oltre alle principali correnti oceaniche sono rappresentati i principali fronti del SO. I fronti sono aree di contatto tra masse d'acqua dalle diverse caratteristiche termoaline che generano intensi scambi non solo tra l'oceano e l'atmosfera ma anche movimenti delle masse d'acqua lungo, ed attraverso, la superficie del fronte stesso. Nella circolazione dell'Oceano Meridionale il *Polar Front* (PF) ed il *Subantarctic Front* (SAF) (Fig. 2.1.2) costituiscono non solo separazioni tra masse d'acqua differenti ma anche l'asse di intense correnti a getto dirette verso Est che coincidono con le principali linee di flusso della ACC (Orsi et al., 1995).

L'importanza di questi fronti, così come le caratteristiche peculiari della ACC saranno esaminate più in dettaglio nei paragrafi successivi.

Ricerche nel campo dell'oceanografia e della meteorologia del SO, hanno evidenziato come l'andamento della circolazione oceanica ed atmosferica, e più in generale il clima, dell'intero pianeta siano il risultato di processi che avvengono principalmente in questa parte del globo. Infatti il SO gioca un ruolo fondamentale nel cosiddetto *conveyor belt* (letteralmente "nastro trasportatore"), la circolazione oceanica globale che ridistribuisce in tutto il pianeta il calore, sale e nutrienti delle masse d'acqua, garantendo il rinnovamento delle acque degli strati profondo oceanici attraverso la formazione di celle di circolazione termoalina. Forma e struttura dello schema rappresentativo della circolazione generale, sono state indicate inizialmente da Gordon (1986) e successivamente riprese e definite da Broecker (1991), che per primo ha introdotto il concetto del *conveyor belt*. In figura 2.1.3 è mostrato uno schema del *conveyor belt* descritto da Rahmstorf (2002) in cui sono indicati i siti di formazione di acque profonde ed il loro percorso (anche detto ramo freddo), indicato in blu, e quello delle acque superficiali (ramo caldo), rappresentato in rosso.

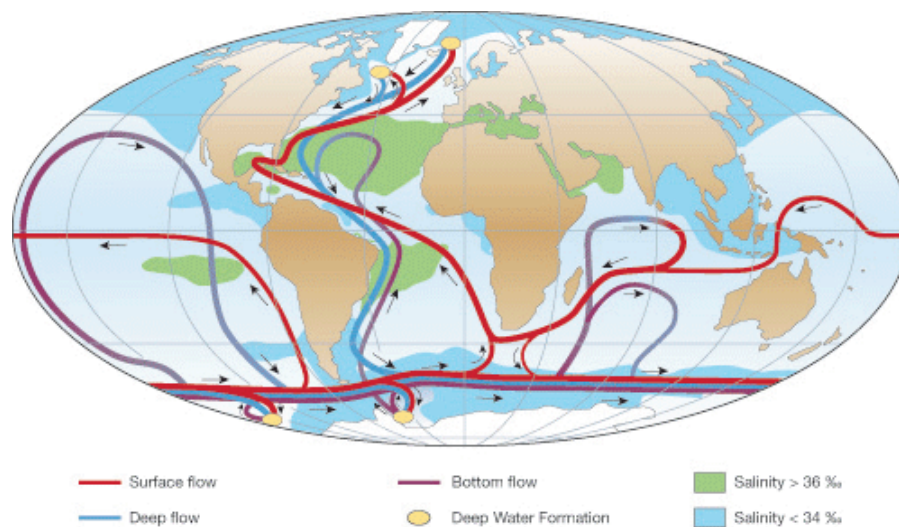


Figura 2.1.3: Schema del *Conveyor Belt*. Da Rahmstorf (2002).

La circolazione termoalina a scala globale può essere immaginata come un circuito chiuso, in cui masse d'acqua di origine diversa e dalle diverse caratteristiche termoaline si mescolano e si modificano, occupando profondità direttamente correlate al valore di densità che istante dopo istante le caratterizza. Il motore di questa circolazione è la formazione di acque profonde che avviene in

determinate zone dei due emisferi grazie a particolari fenomeni di interazione tra oceano ed atmosfera. Le acque profonde così formate vanno quindi a rinnovare, ventilare, gli strati profondi oceanici garantendo l'innescarsi di una circolazione globale che regoli il bilancio di calore degli oceani.

L'importanza del SO nella circolazione termoalina globale è connessa non solo alla presenza di due delle principali fonti di acqua profonda nei mari di Weddell e di Ross, ma anche perchè l'assenza di barriere longitudinali, come già detto, consente l'instaurarsi della ACC che svolge un ruolo determinante nella distribuzione in tutti i bacini delle acque fredde formatesi lungo il continente Antartico e nella parte settentrionale dell'Oceano Atlantico. Infatti scorrendo ininterrottamente attorno all'Antartide da Ovest verso Est lungo 24000 Km di percorso e con un trasporto stimato tra i 137 ± 9 Sv nello stretto di Drake ed i 147 ± 9 Sv a sud dell'Australia, la ACC costituisce l'unica via di collegamento tra i tre principali bacini oceanici (Atlantico, Pacifico ed Indiano) in grado di raggiungere elevate profondità.

Oltre ad essere responsabile dello scambio di acqua tra i tre principali oceani, la ACC ha un ruolo fondamentale anche dal punto di vista climatico, infatti consentendo una comunicazione inter-oceanica permette l'instaurarsi di fenomeni di interazione (teleconnessioni) a diverse scale temporali tra il SO e molte regioni distanti da quest'ultimo (e.g. Mikolajewicz e Maier-Reimer, 1990; White e Peterson, 1996).

2.2 La Antarctic Circumpolar Current ACC

L'accordo della comunità scientifica sull'importanza della ACC nella circolazione oceanica e nell'interazione tra oceano ed atmosfera ha fornito lo spunto per numerosi progetti di ricerca focalizzati sul SO ed in particolare sulla ACC stessa. La storia dello studio della ACC passa attraverso tre tappe principali. Negli anni '70 l'esperimento ISOS (International Southern Ocean Studies) portò ad una prima stima del flusso della ACC attraverso il Passaggio di Drake. In seguito la raccolta ripetuta di dati oceanografici lungo determinate rotte durante il programma *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), ha permesso di

descrivere in dettaglio la dinamica della ACC ed il posizionamento dei diversi fronti che la caratterizzano. Più recentemente l'altimetria satellitare ha fornito un importante punto di osservazione per lo studio della variabilità della ACC associata agli *eddies* mentre la modellistica oceanografica, attraverso progetti quali il Fine Resolution Antarctic Model (FRAM), ha fatto luce su alcuni aspetti della dinamica della ACC.

Sebbene la comprensione della ACC nella sua totalità, la sua variabilità ed il ruolo nel sistema climatico globale siano ancora oggetto di studio, è possibile descrivere la struttura di questa corrente attraverso i diversi fronti e masse d'acqua che la caratterizzano.

2.2.1 I Fronti e le masse d'acqua

Una grossa parte del flusso della ACC è concentrato in corrispondenza di un numero limitato di strutture frontali che separano differenti masse d'acqua e regimi dinamici.

Come già accennato in precedenza, in oceanografia un fronte è identificabile come una zona di estensione limitata in cui avvengono grandi cambiamenti delle proprietà dell'acqua. Questi cambiamenti, come nel caso della ACC, sono riferiti a forti gradienti orizzontali delle caratteristiche delle masse d'acqua a diverse profondità. I fronti termoalini sono una delle strutture più caratteristiche dell'intero Oceano Meridionale; infatti la maggior parte dei fronti si estende ininterrotta intorno all'Antartide ed è utile per distinguere già nello strato superficiale le diverse "zone" della ACC, le masse d'acqua ed i flussi che le caratterizzano (Fig. 2.2.1.1).

Procedendo da Nord verso Sud ed utilizzando la nomenclatura di Orsi et al. (1995), i principali fronti che si incontrano nell'Oceano Meridionale sono il *Subtropical Front* (STF), il *Subantarctic Front* (SAF), il *Polar Front* (PF) ed il *Southern ACC front* (sACCf) (Fig. 2.2.1.1).

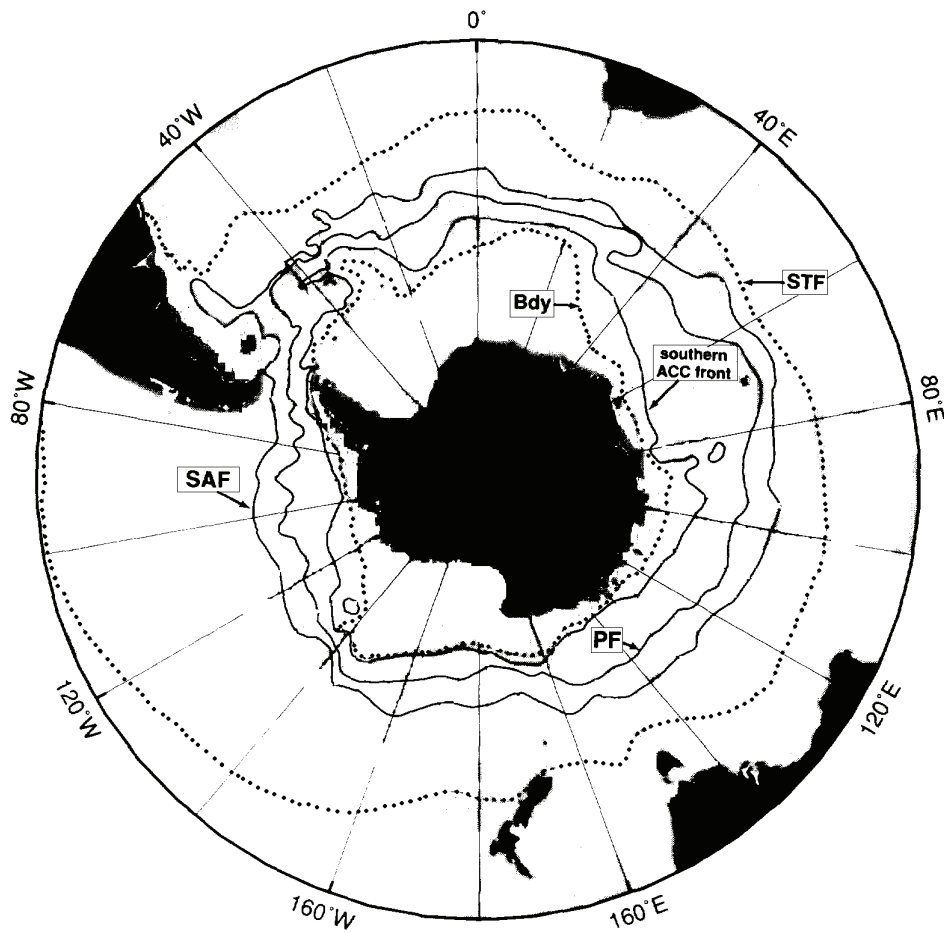


Figura 2.2.1.1: Distribuzione dei principali fronti dell'Oceano Meridionale. Modificata da Orsi et al. (1995).

Questi fronti sono direttamente associati alla ACC, in quanto ne costituiscono rispettivamente il limite settentrionale e le tre principali linee di flusso.

Le zone di interposizione tra i diversi fronti ed il continente antartico (Fig. 2.2.1.2), sono caratterizzate da proprietà spesso omogenee delle masse d'acqua all'interno di ciascuna zona e vengono chiamate rispettivamente *Subantarctic zone* (zona a Nord del SAF), *Polar Front Zone* (zona tra SAF e PF) e *Antarctic Zone* (zona tra PF e Antartide) (Tomczak e Godfrey, 2003).

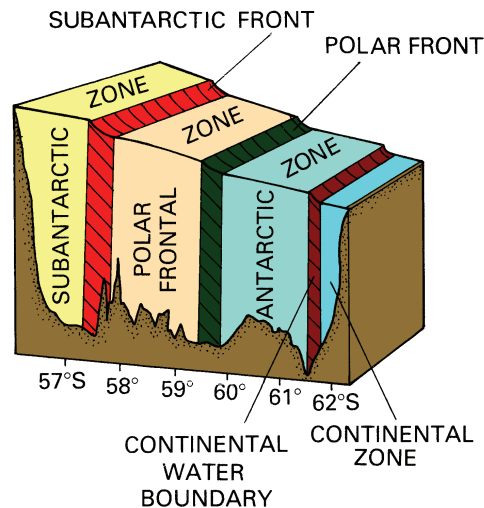


Figura 2.2.1.2: Rappresentazione schematica della zonazione del *Southern Ocean* (da Tomczak e Godfrey, 2003).

2.2.2 Il Sub Tropical Front - STF

Il STF è posizionato intorno ai 40° S con uno spostamento verso Sud, fino ai 45°S tra la Tasmania e l'estremità meridionale della Nuova Zelanda. Il STF si estende lungo una fascia ampia circa 4°÷5° in latitudine dove fronti interni separano zone di mare più o meno omogenee (Belkin e Gordon, 1996) e creano una separazione tra le masse d'acqua superficiali caratteristiche della zona subantartica, le *Subantarctic Surface Water* (SASW), e le masse d'acqua caratteristiche della zona sub tropicale, *Subtropical Surface Water* (STSW) (Orsi et al., 1995).

La prima valutazione di questa variazione di temperatura superficiale dell'oceano fu realizzata da Deacon (1937) che valutò in 4°÷5°C il gradiente di temperatura che caratterizza il STF. Successivamente il STF è stato identificato come la fascia in cui, alla profondità di 100 m, si riscontra procedendo verso Nord un aumento di temperatura e salinità da 10°C a 12°C e da 34.6 a 35 rispettivamente (Deacon, 1982). La natura meno stagionale del gradiente di salinità rende l'utilizzo delle caratteristiche termoaline a 100 m di profondità un indicatore più robusto della posizione del STF (Deacon, 1982). La regione del STF è delimitata a nord e a sud da due fronti detti rispettivamente Nord e Sud STF (NSTF e SSTF rispettivamente). Sezioni per meridiano dimostrano la presenza di

queste due regioni frontali caratterizzate da valori di salinità e temperatura ben definiti sia nell'Oceano Pacifico che nell'Oceano Atlantico. In particolare nel settore Atlantico meridionale, il NSTF è definito da un netto cambio sia della salinità, in corrispondenza della isolina 35.5 che della temperatura in corrispondenza della isoterma dei 20°C (in estate) mentre il SSTF è determinato da un salto in salinità in corrispondenza della isolina 35 con un massimo sub-superficiale a sud del fronte. Nell'Oceano Indiano il STF è determinato da quello che Belkin e Gordon (1996) indicano come il fronte dell'Agulhas (AF) identificato a sua volta sulla base della profondità dell'isoterma 10°C.

La transizione tra le acque antartiche e quelle sub-tropicali, a cui è associato il STF avviene sempre a nord delle linee di flusso più settentrionali della ACC e praticamente ovunque nell'Oceano Meridionale. Ovviamente il STF non è continuo attraverso lo Stretto di Drake ragione per cui, non può essere considerato parte della ACC, tuttavia rappresenta in maniera efficace il limite settentrionale delle SASW separando in maniera netta il regime subtropicale da quello polare (Orsi et al., 1995).

2.2.3 Il Sub Antarctic Front – SAF

Il SAF è uno dei più importanti fronti che caratterizzano l'ACC poiché sezioni latitudinali della corrente tra la Nuova Zelanda e l'Antartide dimostrano che a questo fronte è addossata una delle principali correnti a getto che costituiscono la ACC stessa (Budillon e Rintoul, 2003).

La definizione di questo fronte, dal punto di vista delle caratteristiche termoaline e, di conseguenza, il suo posizionamento hanno subito diversi cambiamenti negli ultimi 50 anni. Solo nella seconda metà degli anni 90, con i lavori di Orsi et al. (1995) e Belkin e Gordon (1996) si è arrivati ad una definizione univoca del SAF. La posizione del SAF, in una sezione verticale attraverso l'ACC effettuata per meridiano, è determinata dalla rapida diminuzione della profondità del minimo di salinità associato all'affondamento dell'*Antarctic Intermediate Water* (AAIW) (Fig. 2.2.3.1). L'isolina di riferimento utilizzata per la definizione del fronte è quella dei 34.0 che nella zona in prossimità del fronte

polare affiora in superficie, per poi inabissarsi fino a profondità maggiori di 400 m nella zona del SAF ($S > 34.3$).

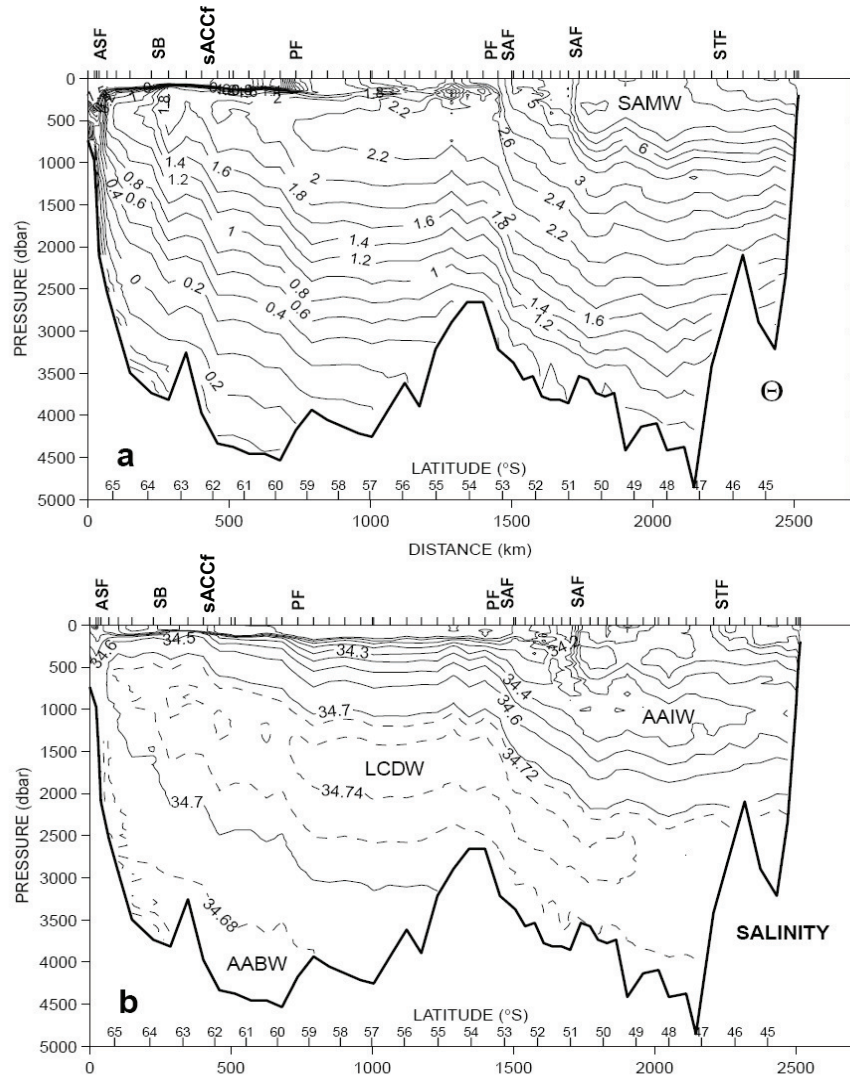


Figura 2.2.3.1 a,b: Sezioni di Temperatura Potenziale (a) e Salinità (b) lungo il transetto WOCE SR3 tra l’Australia e l’Antartide. In figura sono indicati i maggiori fronti dell’Oceano Meridionale: STF - Subtropical Front; SAF - Subantarctic Front; PF - Polar Front; sACCF - southern ACC front; SB - southern boundary of the ACC; ASF - Antarctic Slope Front. Sono inoltre indicate le principali masse d’acqua: SAMW, Subantarctic Mode Water; AAIW, Antarctic Intermediate Water; L(U)CDW, Lower (Upper) Circumpolar Deep Water; AABW, Antarctic Bottom Water. Modificato da Rintoul et al. (2001).

Anche utilizzando le sole caratteristiche termiche della massa d'acqua, la posizione del SAF è identificabile in più di un modo. Belkin (1990) identifica il SAF come un gradiente massimo di temperatura, nell'intervallo $3^{\circ}\div 8^{\circ}\text{C}$ a 300 m di profondità, mentre Orsi et al. (1995) associano il SAF alla zona in cui a 400 m di profondità la temperatura procedendo verso Nord supera i $4\text{-}5^{\circ}\text{C}$. Queste due definizioni portano a determinare posizioni del SAF molto diverse, soprattutto nel settore del SO tra Nuova Zelanda ed Antartide. Infatti mentre Orsi et al. (1995) mostrano una flessione del SAF verso Sud, Belkin e Gordon (1996) suggeriscono che il SAF segua il margine del Plateau Campbell prima di dirigersi al largo. Tuttavia studi recenti (Budillon e Rintoul, 2003) dimostrano che entrambe le definizioni del SAF sono corrette, poiché come già osservato da Russo et al. (1999) e Rintoul et al. (1997), il SAF forma due rami a Sud della Nuova Zelanda, il *Northern* SAF (NSAF) ed il *Southern* SAF (SSAF). Il ramo settentrionale, il NSAF, è associato ad un gradiente di temperatura a 300 m nell'intervallo $4\div 7^{\circ}\text{C}$, mentre il SSAF è caratterizzato da un gradiente termico compreso nell'intervallo $3\div 4^{\circ}\text{C}$. Guardando anche ai valori di salinità, bisogna precisare che mentre alla quota considerata il SSAF mostra variazioni di salinità trascurabili, il NSAF è associato ad un significativo gradiente di salinità (Rintoul et al., 1997).

La definizione basata esclusivamente sulla distribuzione di temperatura delle masse d'acqua che costituiscono il SAF sarà utile in seguito, quando per la determinazione della posizione dei fronti e delle relative correnti saranno utilizzati i soli dati di temperatura in situ. Indipendentemente dal tipo di criterio utilizzato per definire la posizione del SAF, quest'ultimo risulta essere fortemente legato alla formazione ed alla diffusione della AAIW e della *Subantarctic Mode Water* (SAMW). L'interazione tra queste due massa d'acqua è alla base di uno dei criteri strutturali per la definizione del SAF, infatti Belkin e Gordon (1996) stabilirono che il SAF può essere legato ad un minimo di salinità a quote intermedie ed alla presenza di SAMW a Nord del SAF.

L'AAIW, è un tipo di acqua intermedia e relativamente dolce, il cui processo di formazione e la cui circolazione sono strettamente legate alle modificazioni cui va incontro la SAMW lungo il suo percorso (McCartney, 1982). La AAIW sembra infatti essere formata a partire dalla SAMW prodotta nell'Oceano Pacifico

che lungo il suo percorso attraverso l'Oceano Pacifico ed Indiano si riscalda si addolcisce e perde *buoyancy* attraverso l'interazione con l'atmosfera (McCartney, 1982; England et al., 1993).

Dal Pacifico sud orientale, la AAIW si diffonde a Nord e ad Est nell'Oceano Atlantico ed attraverso lo Stretto di Drake. Ulteriori modificazioni dovute al *mixing* ed alle interazioni oceano-atmosfera nell'Oceano Atlantico producono poi una varietà di AAIW più fredda e dolce (Molinelli, 1981; Piola e Georgi, 1982; Piola e Gordon, 1989; Talley, 1996). Più recentemente Sloyan e Rintoul (2001) hanno messo in evidenza come sia, meccanismi di trasformazione dello strato superficiale sia meccanismi di scambio aria-mare, laddove la SAMW affiora in superficie forzata dall'andamento delle isopicne, contribuiscono alla formazione di AAIW.

In contrasto con la formazione della AAIW che risulta essere limitata al Pacifico Sud Orientale ed all'Atlantico Sud Occidentale (Gordon e Molinelli, 1982; Talley, 1996) la formazione di SAMW avviene lungo tutta la fascia circumpolare.

La SAMW si forma in inverno nel settore più settentrionale della ACC, dove ha luogo la convezione che conferisce alla massa d'acqua le proprietà che maggiormente la caratterizzano ,ovvero, uno strato più o meno profondo di densità pressoché costante con alti valori di ossigeno (Hanawa e Talley, 2001; McCartney, 1977).

Tali proprietà diventano dei veri e proprio traccianti della SAMW che può essere seguita lungo il suo percorso partendo dalle zone di formazione nell'Oceano Meridionale fino alla zona di influenza dei *gyres* sub-tropicali, dove contribuisce al rinnovo delle acque presenti alla base del termoclino (McCartney, 1982).

Da quanto detto risulta evidente il ruolo che le interazioni oceano-atmosfera hanno nella formazione e modificazione di queste due particolari masse d'acqua, sia attraverso la variabilità dei flussi di calore all'interfaccia tra oceano e atmosfera, sia attraverso la variabilità del trasporto di Ekman, che a sua volta determina lo spostamento di acque nella zona di formazione della SAMW.

L'AAIW e la SAMW occupano lo strato intermedio della ACC ed entrambe seguono il flusso Ovest-Est della corrente e poiché vengono rinnovate su scale decadal attraverso l'interazione con l'atmosfera, costituiscono un ottimo mezzo per lo studio dei cambiamenti indotti dalle variazioni delle forzanti atmosferiche su queste scale temporali (Rintoul et al., 2001). Inoltre il percorso di queste due masse d'acqua è stato oggetto di numerosi studi in quanto esse partecipano attivamente a processi a grande scala (*Meridional Overturning Circulation* - MOC; Schmitz, 1995), a scale di bacino (ventilazione del basso termocline, Bindoff e McDougall, 1994) ed infine a processi di scambio lungo la verticale (flussi attraverso le isopiche; Rintoul e England, 2002).

2.2.4 Il Polar Front – PF

Procedendo verso il continente Antartico, il successivo fronte che si incontra è il *Polar Front* (PF). Il PF è caratterizzato dalla grande variazione di temperatura che avviene alle quote superficiali ($\Delta T > 2^\circ\text{C}$), ed è identificabile, nelle sezioni di temperatura, dalla massima estensione verso Nord dell'isoterma 2°C a profondità comprese tra 200 e 300 m (Fig. 2.2.3.1a). In particolare, in questo lavoro, il PF sarà identificato come il limite settentrionale della zona in cui la temperatura a 200 m è inferiore ai 2°C (Botnikov, 1964; Orsi et al., 1995). La posizione del PF indica la massima estensione verso Nord raggiunta dalla *Antarctic Surface Water* (AASW). Le AASW si formano in prossimità dell'Antartide ed occupano lo strato superficiale nella zona tra la piattaforma continentale ed il *Polar Front* (Budillon e Rintoul, 2003). Le AASW sono caratterizzate da valori di temperatura molto bassi, anche prossimi al punto di congelamento (-1.9°C) e da bassi valori di salinità dovuti allo scioglimento estivo dei ghiacci. Nella zona della convergenza antartica le AASW, a causa della loro maggiore densità, rispetto alle circostanti *Subantarctic Surface Water*, affondano dando luogo a processi di *mixing* con le *Subantarctic Intermediate Water*.

2.2.5 Il Southern ACC front – sACCF

A differenza dei fronti esaminati finora, il *Southern ACC front* (sACCF) non separa masse d'acqua superficiali con caratteristiche termoaline diverse, in quanto tutta la *Antarctic Zone* è occupata in superficie dalla già citata AASW (Budillon e Rintoul, 2003).

Il sACCF è associato ad un gradiente meridionale di densità con conseguente massimo nel flusso geostrofico verso Est che costituisce la terza e più meridionale corrente a getto della ACC (Orsi et al., 1995).

Nelle sezioni di temperatura del SO, il sACCF (Fig. 2.2.3.1a) è identificato come la posizione più meridionale occupata da acque con temperatura massima superiore agli 1.8°C a 500 m di profondità e, contemporaneamente, come la posizione più settentrionale occupata da acque con un minimo di temperatura inferiore agli 0°C nei primi 150 m (Orsi et al., 1995).

2.2.6 Il Boundary della ACC

La massima estensione verso sud delle caratteristiche di regime e delle acque che caratterizzano la ACC prende il nome di *Boundary* della ACC. Alcuni studi nella zona del mare di Weddell (Whitworth e Nowlin, 1987) e nel mare di Ross (Patterson e Whitworth, 1990) dimostrano che la distribuzione delle proprietà termoaline nel SO mostra un'improvvisa fine del segnale caratteristico di una particolare massa d'acqua (la *Upper Circumpolar Deep Water* - UCDW) durante la sua risalita verso Sud. Inoltre questa netta perdita di segnale coincide con la linea più meridionale di flusso della ACC attraverso il Passaggio di Drake e per questo motivo può rappresentare in maniera efficace il limite all'estensione verso il Polo della ACC stessa (Orsi et al., 1995). La perdita del segnale della UCDW rappresenta il limite massimo raggiunto verso Sud dall'unica massa d'acqua che si trova esclusivamente nella ACC ed, inoltre, rappresenta bene la separazione tra il regime di flusso subpolare e quello della ACC poiché oltre il *boundary*, il flusso geostrofico osservato è nettamente inferiore a quello caratteristico della ACC (Orsi et al., 1995).

La UCDW è il risultato dei processi di trasformazione che interessano la *Circumpolar Deep Water* (CDW), la massa d'acqua che maggiormente caratterizza la ACC e di cui costituisce la gran parte del volume.

La CDW è il prodotto di processi di mescolamento della *North Atlantic Deep Water* (NADW) sia con acque profonde dei bacini oceanici dell'Indiano e del Pacifico (meno dense) sia con acque profonde di origine antartica (più dense). Tali processi avvengono lungo il percorso che segue la NADW una volta inglobata nell'ACC e influenzano fortemente le caratteristiche termoaline della CDW formata. A seconda delle caratteristiche acquisite, la CDW può essere scomposta in due masse d'acqua principali: la *Upper Circumpolar Deep Water* (UCDW) e la *Lower Circumpolar Deep Water* (LCDW). La UCDW occupa lo strato meno profondo e può essere identificata lungo la colonna d'acqua da un minimo del contenuto di ossigeno (Orsi et al., 2002). Questa caratteristica è il risultato di processi di mescolamento che avvengono con le acque profonde dell'Oceano Indiano settentrionale (*North Indian Deep Water* – NIDW) e del Pacifico (*North Pacific Deep Water* – NPDW).

La LCDW è invece caratterizzata da un massimo di salinità dovuto all'input di NADW nella ACC. Nonostante la diluizione che avviene lungo il percorso che porta la NADW nella ACC, determinata dal mescolamento con *Antarctic Intermediate Water* negli strati più alti e con l'ACC *Bottom Water* negli strati più profondi (Orsi et al. 1999), l'ingresso della NADW nella corrente è marcato da un vistoso massimo in salinità (salinità > 34.74), valore ancora superiore a quello che caratterizza la CDW con più alto contenuto di sale. La LCDW diffonde inoltre verso sud, scorrendo negli strati sottostanti le acque superficiali ed intermedie antartiche, per giungere sino alla piattaforma continentale dove, mescolandosi con acque che dalla provengono piattaforma (*Shelf Water* – SW), dà luogo ad una massa d'acqua molto densa, tale da precipitare verso il fondo fino alla profondità di equilibrio (che spesso coincide con il fondo stesso). La contro-circolazione di queste acque dense, si muove verso nord fino a giungere nuovamente l'area della ACC dove determinerà una diminuzione sia di temperatura che di salinità della CDW (Orsi et al., 1995). La massa d'acqua, prodotta da quest'ultimo processo di mescolamento, viene ulteriormente diffusa verso nord, ad opera di correnti

profonde che si staccano dalla ACC e scorrono lungo i margini occidentali dei continenti determinando il complesso sistema attraverso il quale le acque di origine antartica vanno a riempire i bacini profondi degli oceani.

2.3 Le masse d'acqua profonde formate oltre il Boundary della ACC

Come descritto nel paragrafo 2.1 la circolazione a Sud della ACC è caratterizzata dalla presenza di una corrente costiera diretta verso Ovest e dai due *gyre* del Mare di Ross e del Mare di Weddell (Jacobs, 1991, Whitworth et al., 1998).

In queste due zone, a causa delle particolari interazioni all'interno del sistema oceano-ghiaccio-atmosfera, si forma una importante massa d'acqua: la *Antractic Bottom Water* (AABW) che insieme alla NADW maggiormente caratterizza il cosiddetto "ramo freddo" e profondo del *conveyor belt*.

Come già detto, le principali zone di formazione di AABW sono il Mare di Weddell (dove si crea più di metà del volume totale), il Mare di Ross (dove si forma il volume a più alto contenuto di sale), ma anche altri siti sembrano essere coinvolti nella produzione di AABW come la costa della terra di Adelia (Rintoul, 1998) e la baia di Prydz (Mantisi et al., 1991). L'AABW è il prodotto finale di un processo che coinvolge sia processi convettivi che di *mixing* (Tomczak e Godfrey, 2003). La formazione di AABW comincia con la determinazione di una prima massa d'acqua ad alto contenuto di sale, la *High Salinity Shelf Water* (HSSW), che si forma sulla piattaforma continentale e per processi caratteristici delle zone polari aumenta il proprio contenuto di sale. La formazione di HSSW ha luogo nelle cosiddette aree di *Polynta* (Fig. 2.3.1) dove, nonostante la presenza di ghiacci circostanti, l'atmosfera è spesso a diretto contatto con la superficie del mare. In queste zone i processi di scambio si amplificano e i flussi di calore e vapore, che localmente hanno influenze importanti sui processi di formazione delle masse d'acqua, possono trasmettersi su scale spaziali superiori (Budillon et al., 2000).

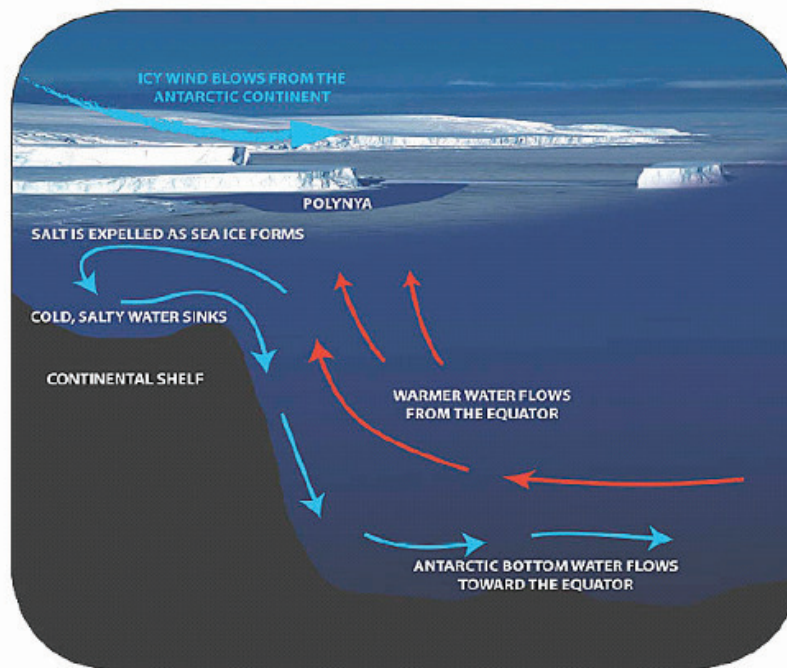


Figura 2.3.1: Rappresentazione schematica dei processi che innescano la formazione di *Antarctic Bottom Water* (AABW) da England (2008).

La circolazione sulla piattaforma continentale fa sì che la HSSW vada ad occupare le cavità che si formano nella parte immersa delle grandi piattaforme di ghiaccio presenti lungo le coste delle aree di formazione indicate (Holland et al., 2003; Smethie e Jacobs, 2005). Poiché con l'aumentare della pressione il punto di congelamento si abbassa ulteriormente, anche a temperature inferiori di -1°C , la HSSW è in grado di far sciogliere il ghiaccio con cui viene a contatto. Il risultato è che la HSSW si raffredda ulteriormente e viene leggermente diluita dall'acqua prodotta dallo scioglimento. Da questo processo deriva una nuova massa d'acqua detta *Ice Shelf Water* (ISW) caratterizzata da temperature inferiori al punto di congelamento dell'acqua superficiale e da una densità sufficiente per scivolare lungo la scarpata continentale, come corrente di gravità (Gordon et al., 2004). Durante questa fase, processi di mescolamento possono ancora avvenire, dovuti ad esempio alle maree o a processi di convezione forzati dal vento, determinando il contenimento della ISW entro lo *shelf break*. Anche la topografia può giocare un ruolo importante facendo da blocco o da guida al percorso della massa d'acqua come nel caso della immissione nel bacino argentino di ISW generata nel Mare di Weddell (Foldvik et al., 2004). Il flusso di ISW procede infine verso nord, fino ai

marginii della piattaforma continentale, dove ha luogo una ulteriore modifica dovuta al mescolamento con la LCDW che scorre più in profondità con valori di salinità più elevati (Bergamasco et al., 2002). In sostanza quindi la produzione di AABW è il risultato di processi convettivi e di mescolamento che riguardano l'interazione tra oceano ed atmosfera ed il successivo mixing a cui le acque formate vanno incontro lungo il loro percorso.

Il percorso dell'immissione di AABW nelle regioni subtropicali (Orsi et al., 1999) (Fig. 2.3.2), comincia attraverso profondi canyon nel mare di Scozia, dove un primo ramo è portato verso nord lungo il margine occidentale dell'Oceano Atlantico.

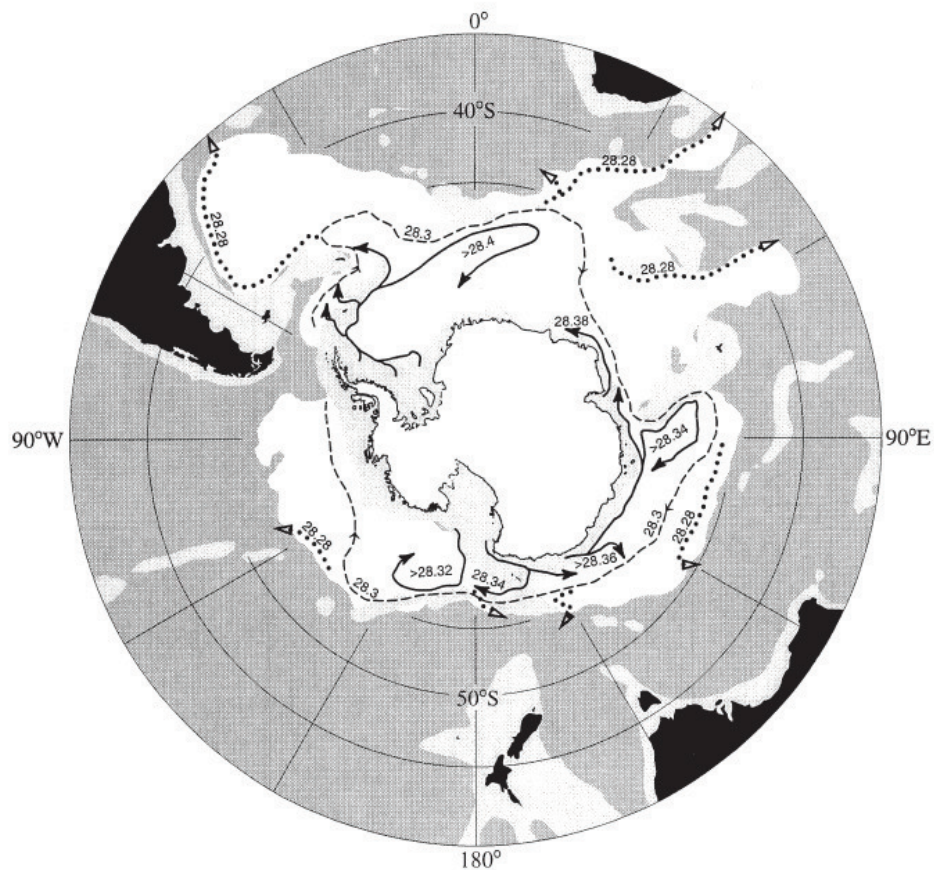


Figura 2.3.2: Schema della circolazione della AABW con indicazione dei valori di densità (Kg m^{-3}) assunti dalla massa d'acqua lungo il suo percorso da Orsi et al. (1999).

Un secondo ramo si muove verso est circumnavigando il continente antartico fino allo stretto di Drake dove il flusso sembra interrompersi. Durante il percorso fino allo stretto, alcuni rami di AABW devianti dalla forza di Coriolis si dirigono

nell'Oceano Indiano attraverso il bacino di Agulhas e il bacino di Crozet. La distribuzione di AABW non è quindi circumpolare, tuttavia il riscaldamento della AABW dovuto a mixing con la LCDW tende a far risalire di quota la AABW che viene inglobata nel corpo della ACC entrando in circolo attorno al continente. Ai processi di trasformazione di questa massa d'acqua contribuisce anche la NADW con il suo alto valore di salinità. La massa d'acqua che ne risulta, che è presente lungo tutto il percorso della ACC è detta *ACC bottom water* (ACCbw) (Orsi et al., 1999) ed è l'unica massa d'acqua di origine meridionale che viene esportata negli altri bacini oceanici attraverso i sistemi di correnti che scorrono verso l'equatore lungo i margini occidentali dei continenti.

2.4 Il trasporto della ACC

La necessità di stimare il trasporto della ACC è stato uno dei punti focali di molti progetti di riguardanti l'Oceano Meridionale, poichè variazioni dell'intensità della ACC potrebbero essere poste in relazione a cambiamenti nell'intensità della circolazione termoalina globale, e quindi implicare un impatto sul clima a scala planetaria.

La prima stima ottenuta su una robusta base sperimentale del flusso della ACC è quella determinata da Whitworth e Peterson (1985) che, dall'analisi di una serie annuale di misure correntometriche, di pressione e di sezioni dei principali parametri fisici nello Stretto di Drake svolte nell'ambito del progetto ISOS (International Southern Ocean Studies), fornirono una stima del trasporto della ACC di 134 Sv. Tuttavia la particolare struttura della ACC, con tre correnti a getto principali in corrispondenza del SAF, del PF e del sACCf creò non pochi problemi per la stima del flusso della corrente. Infatti la stima di 134 Sv risultò essere estremamente variabile, in funzione del posizionamento della strumentazione in corrispondenza dei fronti. Successivamente con l'acquisizione dei dati del progetto WOCE e con l'utilizzo dei dati disponibili dal 1975 al 1990, Cunningham et al. (2003) hanno stimato un trasporto baroclinico nello Stretto di Drake (relativo alla batimetrica dei 3000 m e allo strato ad essa soprastante) pari a 107.3 ± 10.4 Sv. Il trasporto baroclinico medio derivato rispetto al fondo dalle sole

sezioni eseguite durante il progetto WOCE, è pari a 136.7 ± 7.8 Sv e di questo hanno inoltre stimato i contributi parziali dovuti ai tre principali fronti della ACC valutando in 53 ± 10 Sv il trasporto legato al SAF, in 57.5 ± 5.7 Sv il trasporto legato al PF e infine in 9.3 ± 2.4 Sv quello legato al sACCf.

Sempre utilizzando i dati WOCE, Rintoul e Sokolov (2001) hanno quantificato in 147 ± 10 Sv il trasporto della ACC tra l'Australia e l'Antartide (Fig. 2.4.1) stimando inoltre i flussi relativi ai principali fronti della ACC.

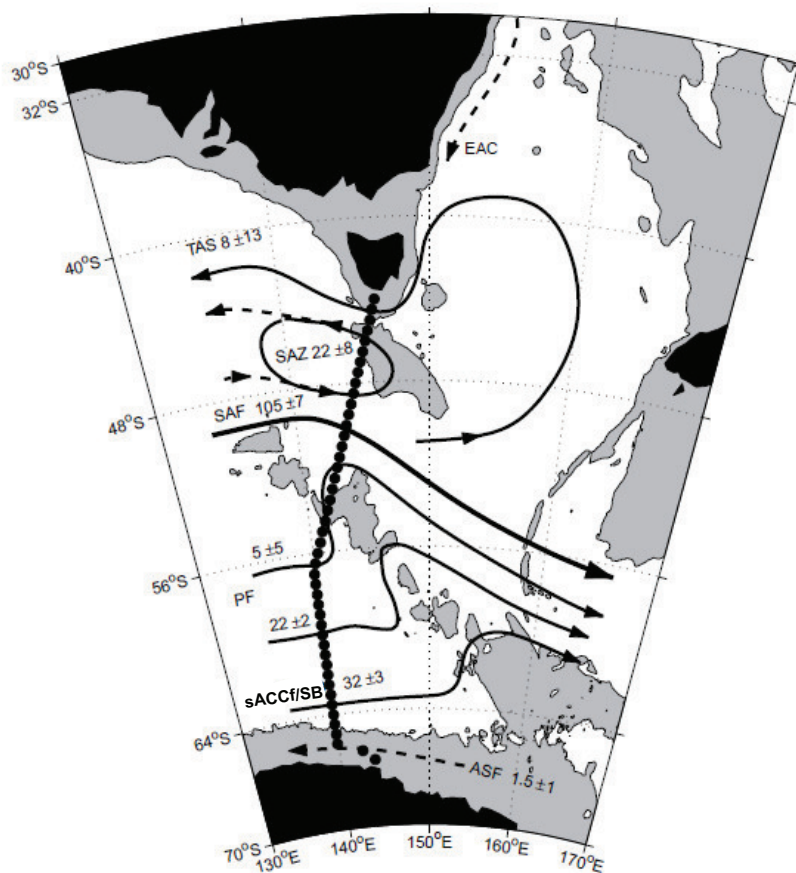


Figura 2.4.1: Principali pattern di circolazione tra la Tasmania e l'Antartide ottenuti attraverso l'utilizzo di dati WOCE. I valori dei trasporti dalla superficie al fondo sono indicati numericamente. Sono inoltre indicati: l'outflow di *Tasman Sea Water* (TAS); la circolazione anticiclonica di acqua proveniente dalla zona Subantartica; il *Subantarctic front* (SAF); due rami del *Polar Front* (PF); il *Southern ACC front* (sACCf); il *boundary* della ACC (SB) ed infine l'*Antarctic Slope Front* (ASF). Modificata da Rintoul e Sokolov (2001).

La stima ricavata da Rintoul e Sokolov (2001) risulta essere di 13 Sv maggiore rispetto a quella ottenuta dall'analisi dei dati raccolti durante il progetto ISOS e rivisti da Cunningham et al. (2003) ma sostanzialmente in buon accordo con quest'ultima. Infatti la discrepanza sembra essere dovuta essenzialmente al contributo di circa 10 Sv necessario per bilanciare il trasporto legato all'*Indonesian Throughflow* (Ganachaud e Wunsch, 2000). A causa però di una larga incertezza circa la variabilità legata alla componente barotropica della corrente, l'accordo tra le stime di trasporto misurate allo Stretto di Drake e a sud dell'Australia è probabilmente casuale (Rintoul et al., 2001).

2.5 Vortici di mesoscala generati dalla ACC

Oltre alle caratteristiche fin qui descritte la ACC mostra fenomeni di elevata variabilità a più piccola scala temporale e spaziale legati alla formazione di meandri e vortici di mesoscala (*mesoscale eddies*). In particolare l'interazione tra il flusso della ACC e la topografia del fondale (Morrow et al., 2004) oppure tra la ACC e le correnti circostanti (Swart et al., 2008a) sembra essere in grado di dare il via al processo di formazione di *eddies* amplificando in alcuni casi l'instabilità dei meandri della ACC. Conferme in questo senso derivano dal fatto che fenomeni di variabilità di mesoscala associati alla ACC non avvengono lungo tutta la fascia circumpolare (e.g. Lutjeharms e Baker, 1980; Gille, 2003, Morrow et al., 2004; Swart, 2008a) ma solo nelle zone in cui la ACC subisce un maggiore stress indotto dalla topografia o dalle correnti circostanti.

La chiusura dei meandri della ACC e la formazione di *eddies*, analogamente a quanto accade in atmosfera in corrispondenza del fronte polare, hanno come risultato finale l'isolamento a Nord e a Sud del SAF di masse d'acqua dalle caratteristiche molto diverse da quelle circostanti. Queste masse d'acqua oltre a costituire un importante fattore di variabilità della ACC, giocano un ruolo fondamentale nella redistribuzione del calore e delle proprietà chimico-fisiche delle acque di origine antartica oltre il limite del SAF (e.g. de Szoeke e Levine, 1981; Ansorge et al., 1999; Froneman et al., 1999; Pakhomov et al., 2000; Perissinotto et al., 2000). Infatti l'assenza di terre emerse in grado di supportare

un gradiente di pressione zonale lungo il percorso della ACC causa l'impossibilità dell'instaurarsi di flussi geostrofici in direzione meridionale (Morrow et al., 2004). A causa di questa mancanza lo scambio di proprietà, ed in particolare quello di calore, tra le zone polari e quelle sub tropicali deve essere garantito da un meccanismo differente dalla semplice avvezione e gli *eddies* sembrano essere i maggiori candidati per questo ruolo (de Szoeki e Levine, 1981). Stime basate su dati sperimentali (Johnson e Bryden, 1989; Philipps e Rintoul, 2000; Morrow et al., 2004; Swart et al., 2008a) e modellistici (Jayne e Marotzke, 2002) dimostrano che parte degli 0.3-0.7 PW ($1PW=10^{15}W$) necessari a bilanciare il calore perso dall'oceano a favore dell'atmosfera alle alte latitudini (Gordon e Owens, 1987; Keffer e Holloway, 1988) possono essere garantiti dal flusso di calore collegato agli *eddies* di mesoscala generati dalla ACC (Gordon e Owens, 1987; Keffer e Holloway, 1988).