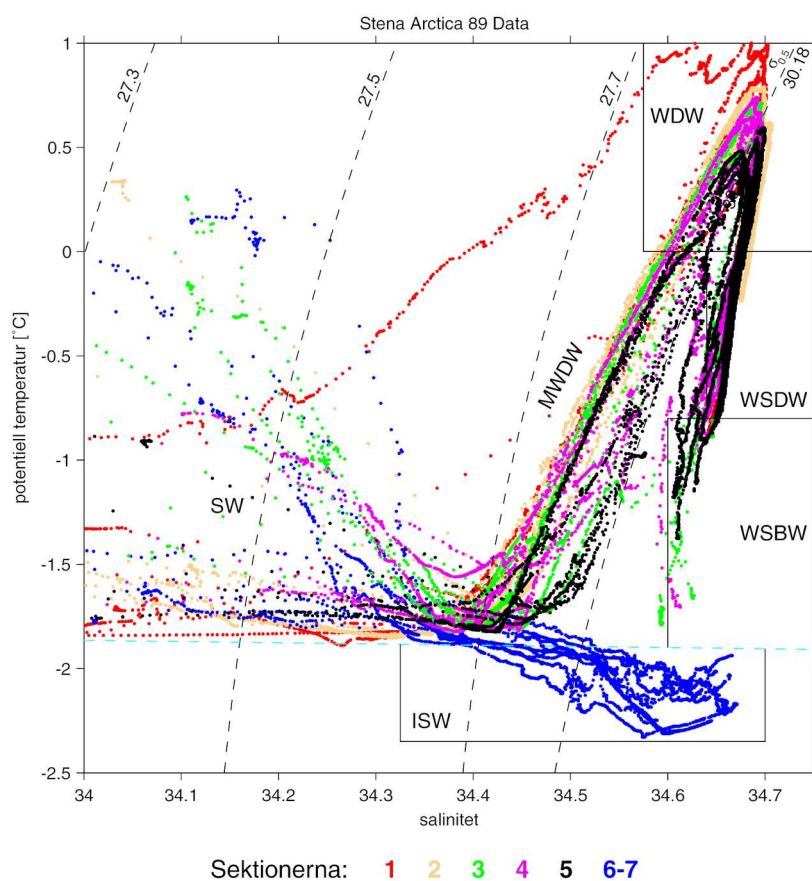


Weddellhavets hydrografi under SWEDARP 88/89-expeditionen.

Patrick B. Eriksson

Pro gradu-avhandling
23.5.2008



Handledare: Bert Rudels

Granskare: Matti Leppäranta

HELSINGFORS UNIVERSITET
INSTITUTIONEN FÖR FYSIK
Inriktningalternativet för Geofysik

PB 64 (Gustaf Hällströms gata 2)
00014 Helsingfors universitet

HELSINGIN YLIOPISTO) HELSINGFORS UNIVERSITET) UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto) Fakultet/Sektion) Faculty		Laitos) Institution) Department	
Matematiske-naturvetenskapliga fakulteten		Institutionen för Fysik	
Tekijä) Författare) Author			
Patrick Eriksson			
Työn nimi) Arbetets titel) Title			
Weddellhavets hydrografi under SWEDARP 88/89-expeditionen			
Oppiaine) Läroämne) Subject			
Inriktning(alternativ)et för Geofysik			
Työn laji) Arbetets art) Level		Aika) Datum) Month and year	Sivumäärä) Sidoantal) Number of pages
Pro gradu-avhandling		23.5.2008	89
Tiivistelmä) Referat) Abstract			
<p>Weddellhavet vid den antarktiska kusten är ett av de viktigaste områdena där produktion av världshavens djupvatten förekommer. De processer som resulterar i djupvattenbildning är beroende av havsområdets vattentransportmekanismer och av de klimatologiska förhållandena. Avhandlingens syfte är i första hand att utföra beräkningar av de rådande strömförhållandena och uppskatta förändringar i vattenmassegenskaperna i Weddellhavet. För detta ändamål användes hydrografiska data samlade under SWEDARP 88/89-expeditionen.</p> <p>Den första delen av avhandlingen omfattar en litteraturstudie om de oceanografiska förhållandena i Weddellhavet. Studien redogör för de förhållanden som reglerar Weddellhavets cirkulationsfält och de oceanografiska processer som är kännetecknande för området.</p> <p>Transportberäkningar utfördes med att applicera geostrofisk metodik på data från stationsnätverket i sydvästra Weddellhavet. Först bestämdes det baroklina strömfältet med antagandet att Weddellhavets cykloniska cirkulation går i samma riktning överallt. Strömfältets barotropa komponent beräknades med hjälp av en inversteknik vars mål var att balansera transporterna igenom mätningssektionerna med att uppfylla givna villkor. Dessa var att transporten av salt och massa är lika stor genom varje sektion.</p> <p>Den totala volymtransporten i Weddellvirveln beräknades till ca 19 Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), vilket är omkring 60 % av den transport som har uppskattats i litteraturen. Bildningen av Weddellhavets bottenvatten (WSBW) beräknades till 1,4 Sv. Det primära resultatet med studien var den mängd värme som vattenkolumnen avger till atmosfären inom mätningområdet. Värmeförlusten beräknades till 12 TW (Terawatt).</p> <p>De unika SWEDARP 88/89-stationer som mättes i Filchnerensänkan på kontinentalsöckeln, skulle vara förtjänta fortsatt analys, vilket skulle berika studierna av den globala djupvattencirkulationen.</p>			
Avainsanat) Nyckelord) Keywords			
Weddellhavet, vattenmassor, geostrofi, invers metod, SWEDARP 88/89			
Säilytyspaikka) Förvaringsställe) Where deposited			
Muita tietoja) Övriga uppgifter) Additional information			

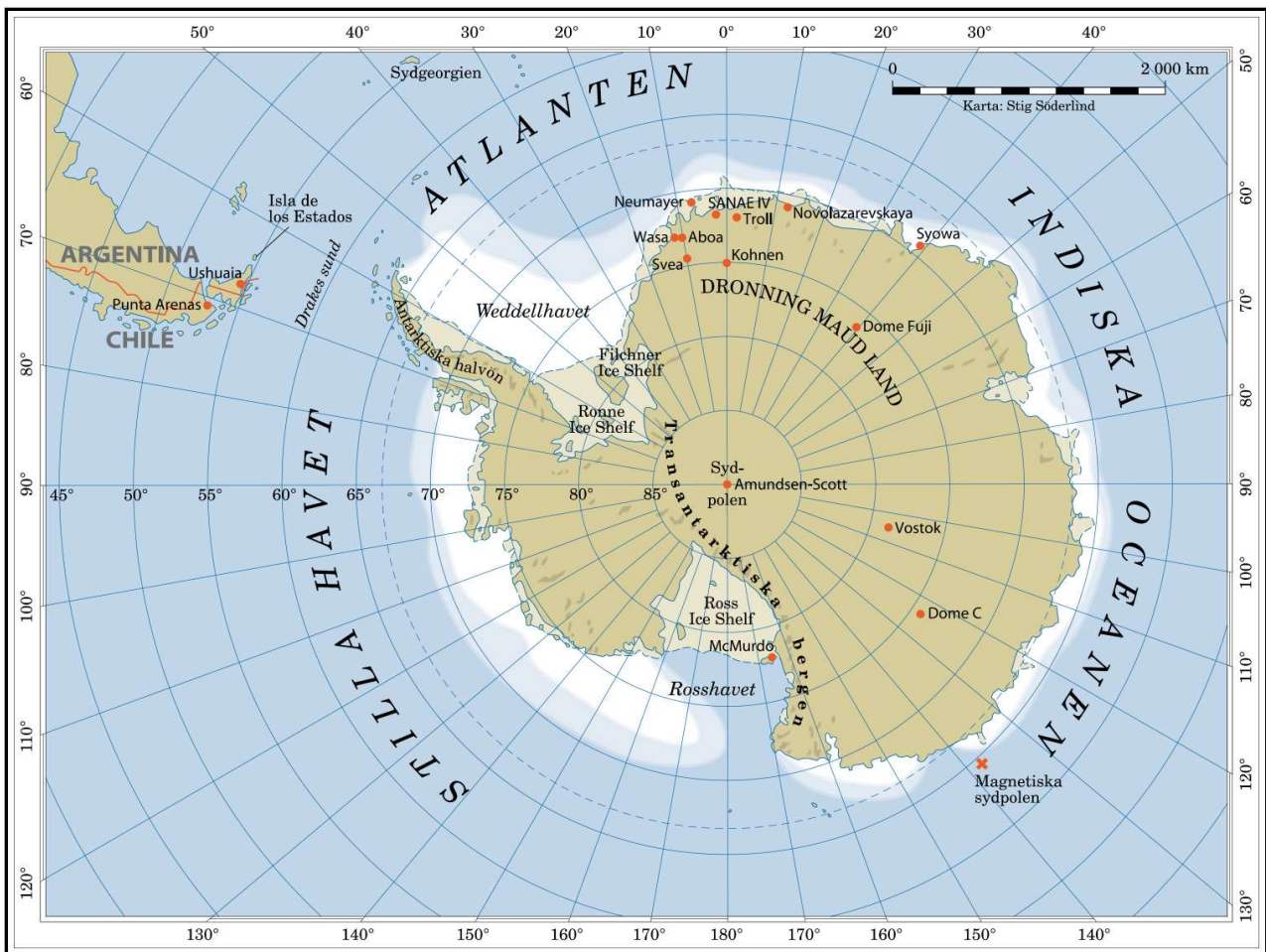
Innehållsförteckning

1	Inledning.....	1
2	Weddellhavets fysikaliska förhållanden.....	3
2.1	Bakgrund.....	3
2.2	Klimatologin.....	4
2.2.1	Polarområdenas betydelse för det globala klimatet.....	4
2.2.2	Weddellhavets klimat.....	6
2.3	Definieringen av Weddellhavets gränser och delområden.....	8
2.3.1	Weddellhavets geografiska ramar.....	9
2.3.2	Weddellhavets gränser ur oceanografisk synvinkel.....	10
2.3.3	Södra och sydvästra Weddellhavet.....	12
2.4	Allmänna cirkulationsfältet.....	13
2.4.1	Weddellhavsvirveln.....	13
2.4.2	Randströmmen längs kontinentaltröskeln.....	15
2.4.3	Kontinentalsockelns strömmar.....	16
2.4.4	Observerade variationer.....	17
2.5	Havsisen.....	17
2.5.1	Utbredning.....	18
2.5.2	Koncentration.....	19
2.5.3	Tjocklek.....	20
2.5.4	Transport.....	20
2.6	Vattenmassorna.....	20
2.6.1	Ytvattnet.....	22
2.6.2	Modifierat varmt djupvatten.....	23
2.6.3	Varmt djupvatten.....	23
2.6.4	Weddellhavets djupvatten.....	23
2.6.5	Weddellhavets bottenvatten.....	23
2.6.6	Högsalint shelfvatten.....	24
2.6.7	Isshelfvatten.....	24
2.7	Vattenmasstransformation.....	24
2.7.1	Shelfkonvektion vid kontinentaltröskeln.....	25
2.7.2	Bildning av shelfvatten och isshelfvatten.....	25
2.7.3	Bildning av antarktiskt bottenvatten.....	27

2.7.4 Konvektion i centrala Weddellhavet.....	28
3 Observationer.....	28
3.1 Expeditionen.....	28
3.2 De utförda mätningarna och databearbetningen.....	31
3.3 Dataanalys.....	34
3.4 Presentation.....	35
4 Metoder.....	43
4.1 Geostrofi.....	43
4.1.1 Hydrostatisk jämvikt.....	43
4.1.2 Den geostrofiska ekvationen.....	44
4.1.3 Geopotential.....	45
4.2 Hastighetsberäkningar.....	47
4.3 Hastighetsberäkning vid kontinentalslutningen nära botten.....	49
4.4 Referenshastighet.....	50
4.5 Transportberäkningar.....	52
4.5.1 Transporten nära botten.....	54
4.5.2 Referenstransporten för tvärsektionerna.....	54
4.5.3 Minimering av salt- och masstransporten med inversmetod.....	54
5 Resultat.....	58
5.1 Hydrografin.....	58
5.2 Geostrofin.....	63
5.3 Transporterna.....	66
5.4 Vattenmasstransformation.....	69
6 Diskussion.....	69
7 Sammanfattning.....	71

1 Inledning

Historieskrivningen noterar Weddellhavet första gången år 1823 då kaptenen på ett brittiskt säljaktfartyg, James Weddell, tack vare gynnsamt väder tog sig så långt söderut som till 72 grader sydlig bredd. Efter det blev Weddellhavet ett populärt havsområde för säljakt. Detta fascinerande hörn av världshaven har till denna dag dragit till sig uppmärksamhet med sin unika natur och sin betydelse i det globala ekosystemet. (figur 1.1).



Figur 1.1: Karta: Stig Söderlind, (ur Rickberg, S. (ed.), 2008).

Bakgrundsmaterialet till denna avhandling utgörs av de oceanografiska data som insamlats under SWEDARP expeditionen 1988–89. Det var den första svenska expeditionen till Antarktis sedan A.E. Nordenskjölds resa år 1901. Under SWEDARP 88/89 engagerades ett flertal forskargrupper i flera olika discipliner, bl.a. geologi, geografi, glaciologi, biologi, kemi och oceanografi. Som plattform för mätningarna till havs och för materialtransport till landstationerna chartrades

fartyget Stena Arctica.

Avhandlingen berör de mätningar som gjorts inom ramen för fysisk oceanografi och omfattar kontroll, bearbetning och analys av data. Målet för expeditionens oceanografiska del var att kartlägga transporten av olika fysiska och kemiska storheter i Weddellhavet. Mätningarna gjordes längs fem sektioner och på kontinentalsockeln vid Filchner isshelf i Weddellhavet.

Weddellhavet utgör ett av de få och viktiga områdena där produktion av världshavens djupvatten förekommer. De processer som resulterar i djupvattenbildning är beroende av havsområdets vattentransportmekanismer och av de klimatologiska förhållandena. Avhandlingens syfte är i första hand att göra beräkningar på de rådande strömförhållandena och uppskatta förändringar i vattenmassegenskaperna i Weddellhavet. Till ändamålet användes hydrografiska data samlade under SWEDARP 88/89-expeditionen.

I och med att den tekniska utvecklingen har gjort stora framsteg under de snart 20 åren som förflutit sedan expeditionen, har det varit skäl att göra en kvalitetskontroll av dess data. En kort utredning av metoder för detta ändamål ingår.

Eftersom praktiskt taget all litteratur om det ämne denna avhandling berör, är skriven på engelska och i.o.m. att den svenska terminologin ofta inte är väl etablerad, har här givits möjligheten att pröva den svenska terminologin i praktiken.

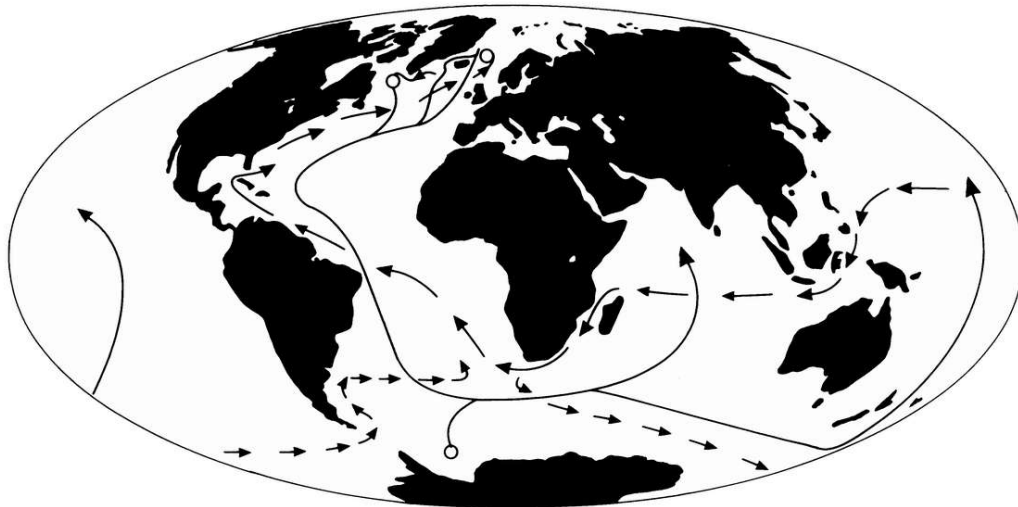
Skribenten deltog inte själv i fältarbetet under SWEDARP 88/89 utan har i efterhand åtagit sig uppgiften att analysera dess material. I arbetet ingår också en mer omfattande litteraturstudie av Weddellhavets fysikaliska förhållanden.

2 Weddellhavets fysikaliska förhållanden

2.1 Bakgrund

Jordens atmosfär och oceaner lagrar och transporterar betydande mängder energi i form av värme. Den globala vattencirkulationen spelar en avgörande roll för denna transport. För att utbyte av djupvatten ska kunna ske behövs tillförsel av vatten till de djupa vattenmassorna. Till detta behövs zoner där det förekommer produktion av vatten med högre täthet. Djupvattentillförseln driver det s.k. termohalina kretsloppet, eller THC (The Thermohaline Circulation).

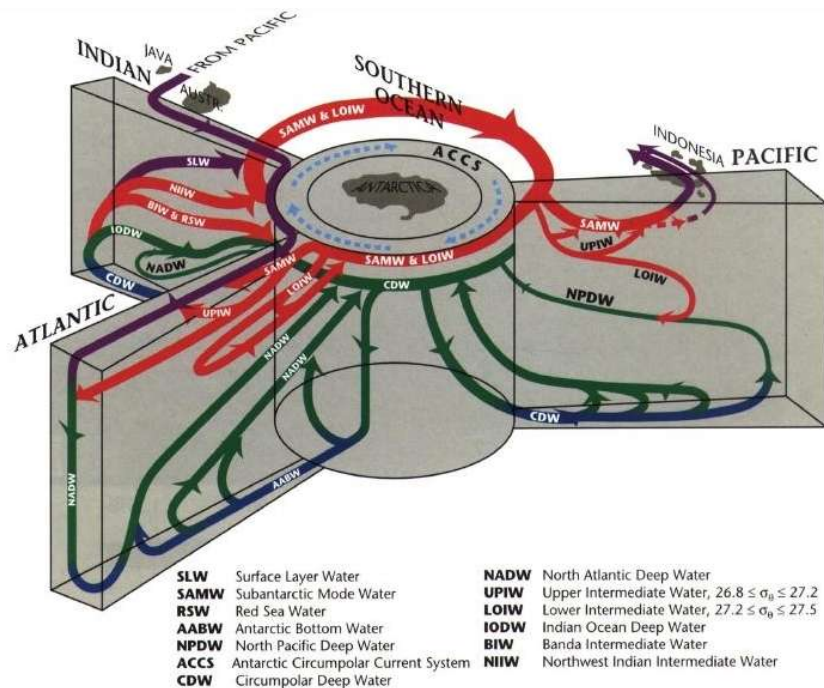
Benämningen kommer av att vattnets täthet regleras av dess temperatur och salthalt och att fördelningen av dessa styr vattenmassornas inbördes rörelser. Grundstrukturen för THC består av att djupvatten, från sina få produktionsområden, strömmar mot de stora djuphavsbassängerna, bl.a. Stilla havet, där det gradvis stiger mot ytan för att igen återvända till högre breddgrader (figur 2.1 och figur 2.2).



Figur 2.1: Det termohalina kretsloppet. De havsområden där djupvatten formas är angivna med cirklar (ur Bigg 1996).

Den här djupvattencirkulationen är viktig för det globala klimatet eftersom den har en stabiliserande effekt med en lång tidsskala. Men den kan också förorsaka snabba klimatförändringar ifall den rubbas på bestämda sätt. (Bigg, 1996)

Weddellhavet är en av de viktiga havsområden där djupvattenbildning förekommer (andra områden är Grönlandshavet, Norra Ishavet och Labradorhavet i Norra Atlanten).



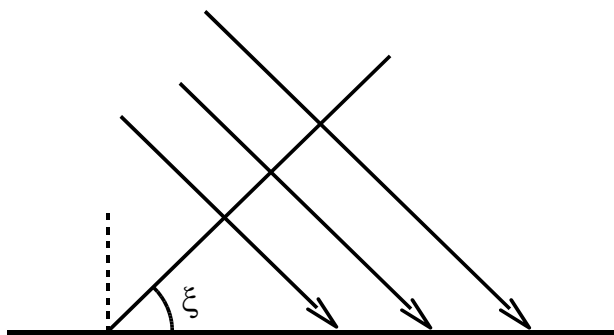
Figur 2.2: Schematisk presentation av det termohalina kretsloppet runt Antarktis (Schmitz 1996).

2.2 Klimatologin

2.2.1 Polarområdenas betydelse för det globala klimatet

Solen är den primära energikällan för jordytan. Solstrålningen fördelas inte jämnt över jordens yta och största delen faller över tropikerna och subtropikerna. På de högre breddgraderna nås markytan av en mindre mängd solstrålning per areaenhet,

$$E = E_0 \cos \xi \quad , \text{ pga. den större zenitvinkeln } \xi \text{ (figur 2.3).}$$



Figur 2.3:

Zenitvinkeln ξ som anger solstrålningens fördelning mot markytan.

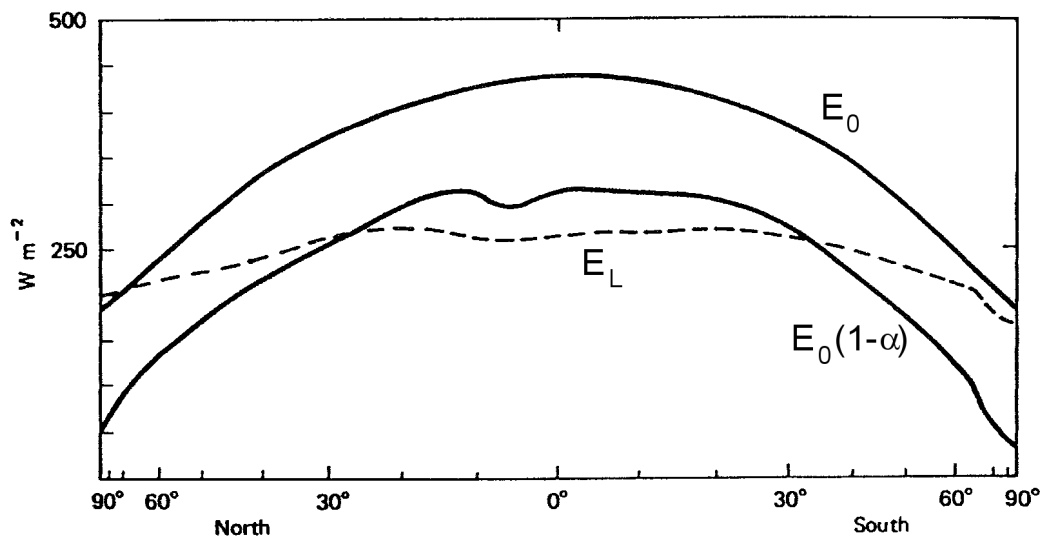
All den kortvågiga strålning som träffar atmosfärens högsta lager når inte ner till

marknivå och även från markytan reflekteras en del tillbaka mot rymden. Jordytans reflekterande effekt beror mycket på ytan. En ytas reflekterande förmåga kallas albedo (α), andelen reflekterad strålning där $0 < \alpha < 1$. Snö och is har i huvudsak högre albedo än andra ytor (tabell 1). För polarområdena är detta faktum av största betydelse då merparten av såväl mark- som havsområden är snö- och istäckt.

tabell 1: Albedo och emissivitet för olika typer av ytor (Oke 1987, Peixoto och Oort, 1992).

Markyta	Kommentar	Albedo	Emissivitet
Jordar	mörk, våt	0,05 –	0,98 –
Jordar	ljus, torr – 0,40 – 0,90
Gräs		0,16 – 0,26	0,90 – 0,95
Lövskog		0,15 – 0,20	0,97 – 0,98
Vatten	liten zenitvinkel	0,03 – 0,10	0,92 – 0,97
Vatten	stor zenitvinkel	0,10 – 1,00	0,92 – 0,97
Snö	gammal	0,40 – 0,60	0,82 –
Snö	ny	0,75 – 0,95 – 0,99
Is	hav	0,30 – 0,45	0,92 – 0,90
Is	glaciär	0,20 – 0,40	–

I motsats till kortvågsstrålningen är den långvågiga, eller infraröda, strålningen som emitteras från jordytan inte beroende av breddgraden utan av den absoluta temperaturen (T^4) och är relativt jämnt fördelad över hela jorden (figur 2.4). Snön har en emissivitet på 0,82–0,99 d.v.s. den långvågiga utstrålningen är mycket stark. Temperaturen och den långvågiga utstrålningen från jordytan påverkas också av den mängd kortvågig strålning som atmosfären, i första hand vattenånga i atmosfären, emitterar mot jorden. Pga. den kalla luften i polartrakterna innehåller atmosfären där litet vattenånga. För södra polarkalotten är nettomängden strålningsenergi från jordytan följaktligen ca 90 Wm^{-2} . Värdet är ett årsmedeltal för området söder om 70°S . (Nakamura och Oort, 1988).

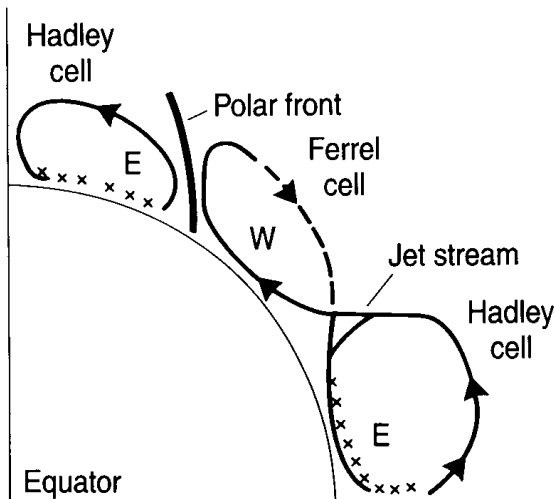


Figur 2.4: Jordens strålningsbalans som funktion av breddgrad. E_0 är mängden inkommande solstrålning i yttre atmosfären, $E_0(1-\alpha)$ mängden strålning som absorberas av jordytan. E_L är mängden långvågig strålning från jordytan. (ur Gill 1982)

Eftersom polarområdena har en negativ strålningsbalans måste underskottet kompenseras av annan energitillförsel. Denna sker i form av värmetransport från lägre breddgrader i atmosfären och med havsströmmarna. Värmeenergin transporteras både som förnimbar värme och som latent värme. Största delen av den förnimbara värmen transporteras av havsströmmarna och avges till atmosfären, delvis vid tillfrysning av ytvattnet. Den latent värmen beror på fasövergången och avges till atmosfären då vattenånga kondenseras. Exporten av is, havsis och isberg från polarområdena kan också räknas som en form av värmetillförsel, då värmen avgivits vid isbildning.

2.2.2 Weddellhavets klimat

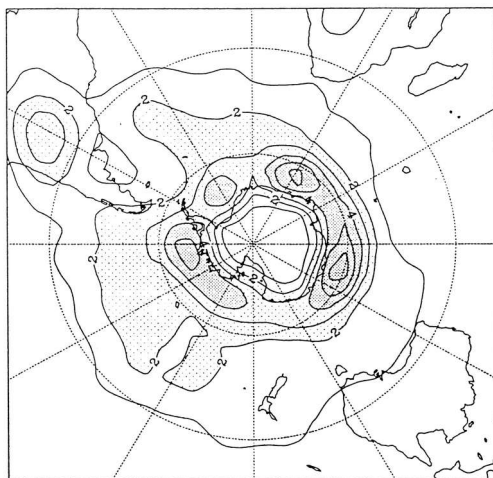
Den antarktiska kontinenten upprätthåller med sin enorma högplatå och låga medeltemperatur en bestående högtryckszon över sydpolen. I och med att Antarktis med sina omgivande havsområden är i stort sett symmetrisk kring den geografiska sydpolen, förverkligas den teoretiska strukturen av atmosfärens konvergens- och divergenszoner ganska väl (fig. 2.5).



Figur 2.5:

Skematisk genomskärning av troposfärens cirkulation. Kryssen (och E) anger en ostlig luftström, W anger regerande västliga vindar (ur Bigg 1996).

Kontinentens starka högtryckszon omges av ett lågtrycksbälte mellan latituderna 50°S och 70°S. Dessa lågtryckssystem gör inga intrång över kontinenten förutom vid Rosshavet (fig. 2.6).

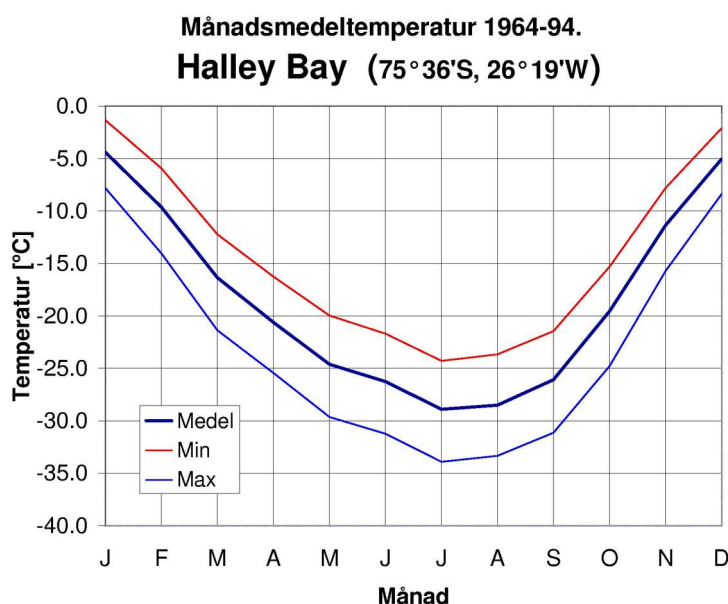


Figur 2.6:

Lågtrycksaktiviteten i havsområdena kring Antarktis. Kuvorna anger antalet cykloner ($\times 10^{-4}$) per dag. (ur Jones och Simmonds 1993).

De här stabila förhållandena medför starka s.k. katabatiska vindar som blåser ner för inlandsisens sluttningar ut mot havet. Vidare betyder detta för Weddellhavet relativt kontinentala klimatförhållanden med låga temperaturer även över öppet vatten (fig. 2.7) och låga nederbördsmängder. De små nederbördsmängderna vid den Antarktiska kusten är mycket svåra att mäta p.g.a. starka vindar och ojämn snöackumulering (Launiainen et al. 1994). Studier tyder på att nederbördsmängderna även över havsisen i Weddellhavet är av samma

storleksordning som i Sahel-området i utkanterna av Sahara, ca 200–400 mm/år (Moore et al 2002). Mätningar på stationen Halley Bay uppskattar nederbörden till 225 mm/år (CIA 1978). Halley Bay är belägen vid kusten, där iskoncentrationen ute till havs spelar en avgörande roll för nederbördsmängden. Polynjor och råkar påverkar de termodynamiska förhållandena med stora lokala nederbördsvariationer som följd. I Weddellhavet har man följt snötäckets tjockleksutveckling i olika studier och en hög salthalt i snön tyder på kraftig överföring av fukt från isfria vattenytor till luften (Massom et al. 1998).

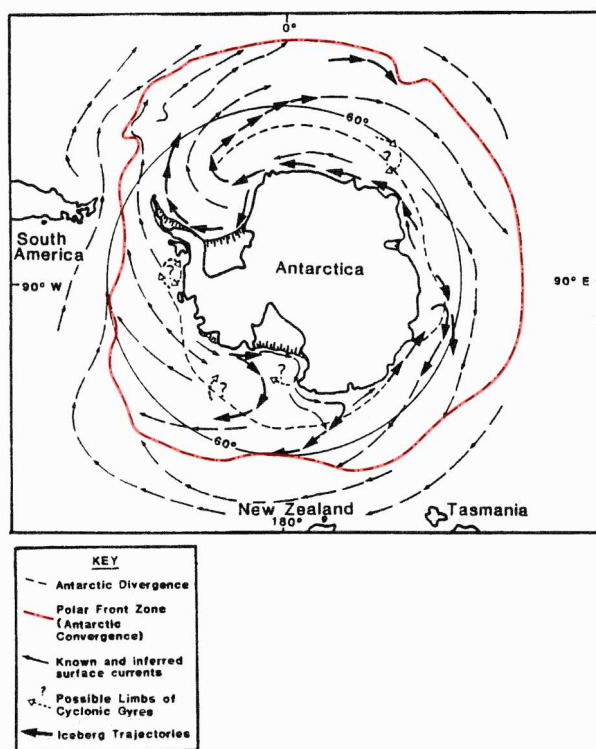


Figur 2.7:
Lufttemperaturens
månadsmedelvärden
vid Halley Bay
stationen under
tiden 1964–94.

2.3 Definieringen av Weddellhavets gränser och delområden.

Under flera miljoner år har den långsamma ackumuleringen av snö bildat ett istäcke som täcker så gott som hela den antarktiska kontinenten och som i genomsnitt är ca 2000 m tjockt. Ismassan har tryckt ner berggrunden med ca 600 m vilket har medfört att stora delar av kontinenten ligger under havsytans nivå. Inlandsisen breder delvis ut sig över havet, bildande vidsträckta flytande ishyllor eller isshelfer (floating ice shelves). Södra ishavets södra gräns utgörs därför till stor del av de här isshelferna och bildar en gränzon med stark växelverkan mellan hav och kontinent. Emedan södra ishavet geografiskt inte har någon given nordlig gräns definieras den allmänt av den starka vinddrivna östliga strömmen som

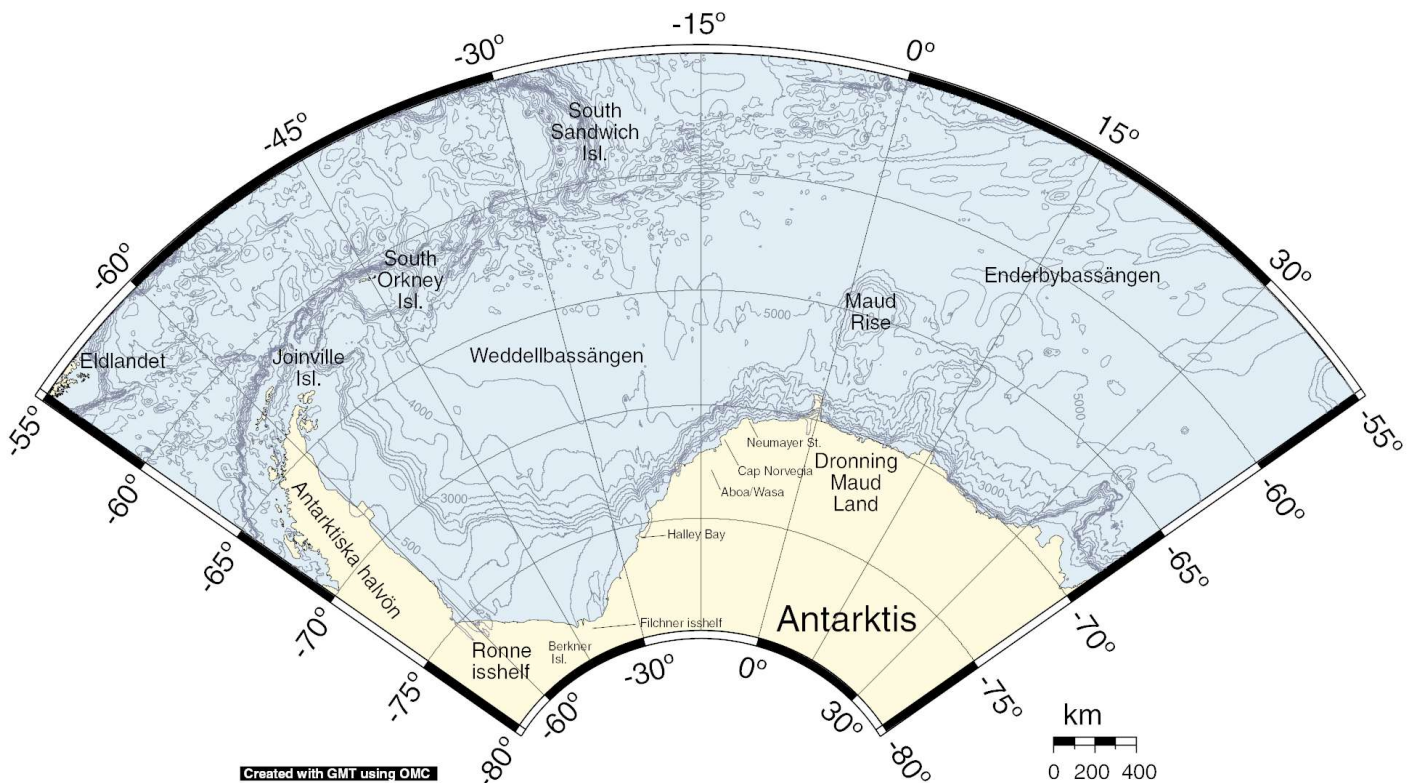
dominerar ytvattnets strömningsfält mellan 40 och 60 breddgraderna. Noggrannare beskrivs denna nordliga gräns av den s.k. antarktiska polarfronten (APF) som är ett konvergensbälte där ytvattenmassorna norr och söder om denna tydligt avviker från varandra (figur 2.8).



Figur 2.8: Ytcirkulationsfältet runt Antarktis med den antarktiska polarfronten markerad med rött. (ur Smith (ed) 1990)

2.3.1 Weddellhavets geografiska ramar

Rent geografiskt definieras Weddellhavet av det område som omgärdas av den antarktiska halvön. Mot söder avgränsas Weddellhavet av den antarktiska kusten som mot väster övergår till den antarktiska halvön och som utgör en lika entydig västlig gräns. Från spetsen av den antarktiska halvön fortsätter botten-topografin österut i en tydlig linje som består av södra Scotiaryggen (Southern Scotia Ridge), norra Weddellryggen (North Weddell Ridge) och sydvästra Indiska ryggen (Southwest Indian Ridge) ännu längre mot nordost. Österut finns endast Maud Rise, en undervattensbank utanför kontinenten vid positionen 65°00' S/02°30' E. Det är den enda batymetriska fästpunkten man österut kan hänvisa till.

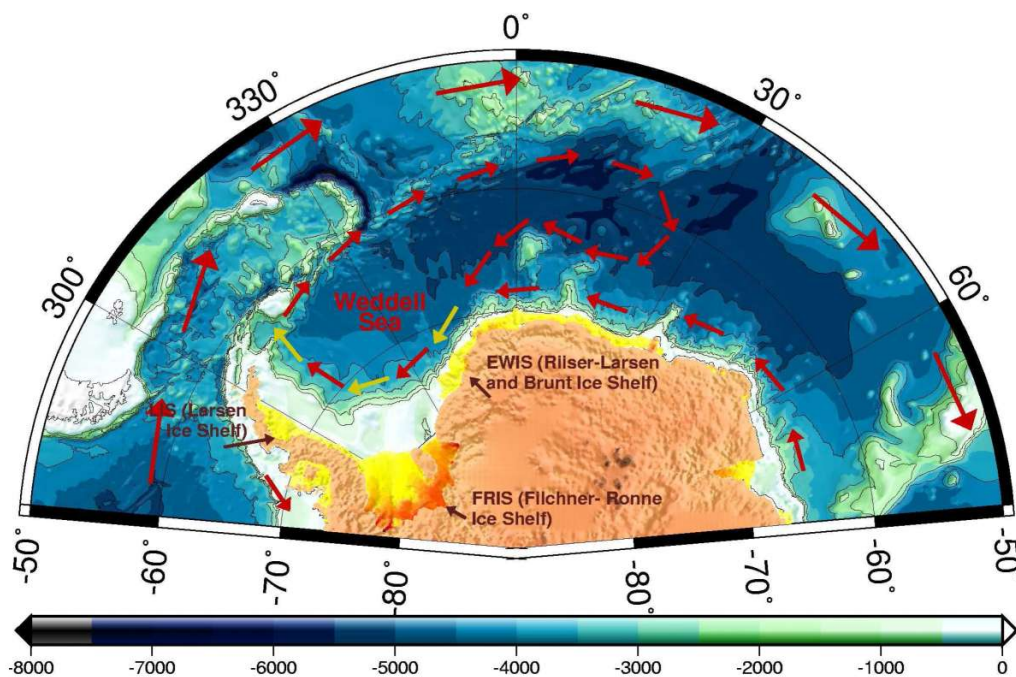


Figur 2.9: Karta över Weddellhavet med djupkonturer (batymetri).

När vi betraktar den djupa Weddellbassängens allmänna bottenform kan vi se att den till stor del är djupare än 4000 m och att den gradvis fördjupas längre ostvärt och når djup på mer än 5000 m (fig. 2.9). Fahrbach och Beckmann anger en ungefärlig östlig gräns med en linje från Joinville Island via punkten $73^{\circ}25' S/20^{\circ}00' W$ till Coats Land vid den antarktiska kusten (Fahrbach et al. 2001). Carmack och Foster placerar gränsen längs linjen South Sandwich Islands–Kap Norvegia (Carmack et al. 1977). Öster om Maud Rise ligger Enderby bassängen och på det sättet kunde man även definiera Weddellhavets geografiska nordöstra gräns med en diffus linje mellan Maud Rise och Norra Weddellryggen. Den här definitionen skulle sammanfalla med den djupbassäng som kallas Weddellbassängen.

2.3.2 Weddellhavets gränser ur oceanografisk synvinkel

I oceanografiska studier definieras Weddellhavet i allmänhet av det havsområde som domineras av det cykloniska strömningsfältet i Weddellhavet och Enderbybassängen. Den här cyklonen benämns allmänt som The Weddell Gyre – Weddellhavsvirveln eller Weddellvirveln (figur 2.10).

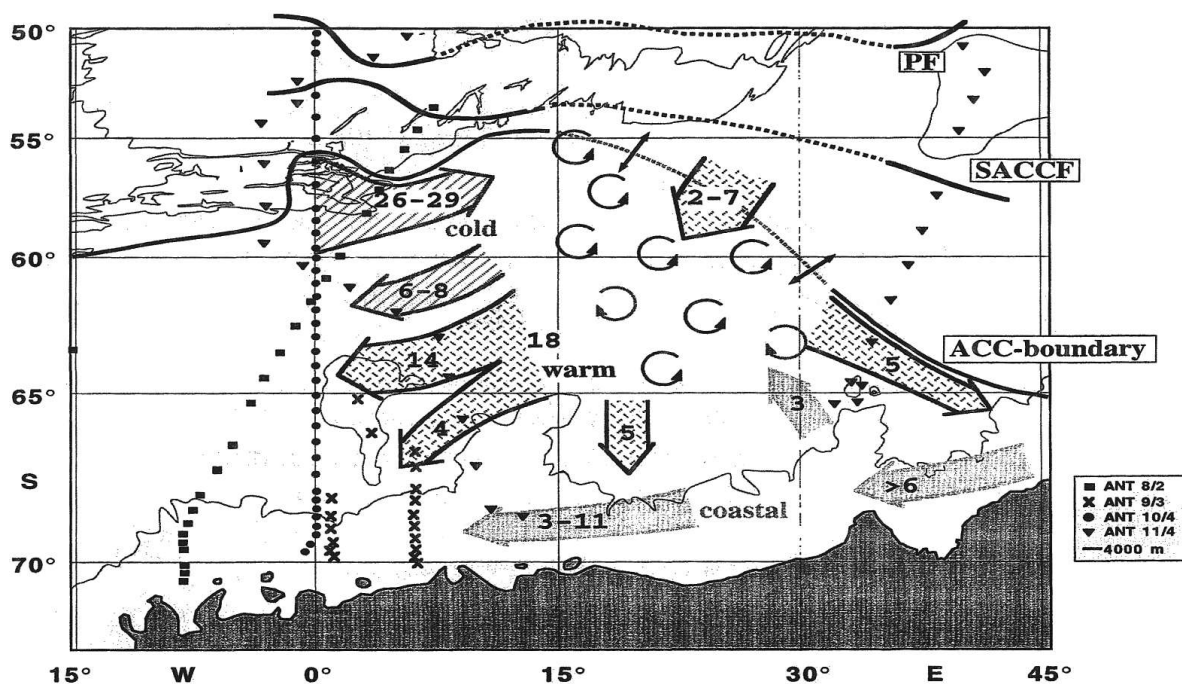


Figur 2.10: Weddellvirveln (Thoma et al. 2005)

Definitionen av Weddellhavsvirvels östra rand är i litteraturen inte alltid helt entydig. Beroende på synvinkel och mål av studie har olika definitioner använts. I Weddellvirvelns östra ända, ungefär mellan longituderna 10° och 30° W, tycks råda ombytliga förhållanden med cykloniska virvlar i olika skalor som varierar med årstiderna eller på längre tidsskalor (Fahrbach et al. 2001). En etablerad tolkning har ändå presenterats av bl.a. Carmack et al.(1975b), Orsi et al. (1993,1995) och Fahrbach et al.(1994c).

Strax öster om 20°E böjer sig polarfronten söderut och närmar sig den antarktiska kusten till ett avstånd på några hundra kilometer. Gränzonen mellan ACC:s (Antarctic Circumpolar Current) och Weddellhavsvirvelns vattenmassor visar distinkta mönster i geopotentialanomalin. Orsi et al.(1995) har valt 0,30–0,35 dyn m vid 50 dbar i relation till 1000 dbar som en södra gräns för ACC (in-tecknad i figur 2.11). Den gränsen sammanfaller med den södra randen av UCDW (Upper Circumpolar Deep Water). Definitionen är en lämplig fortsättning från den atlantiska sektorn där ACC:s södra del strömmar parallellt med Weddellhavsvirvelns vatten. Observationer i Weddellhavsvirvelns östra del tyder på att där förekommer stark blandning mellan varmare ACC-vattenmassor och kallare Weddellhavsvattenmassor. Bland annat har anticykloniska ytvattenvirvlar, 150–200 km i diameter, med kärnor av varmare vatten observerats röra sig sydvart

i en sektor som avgränsas av 26E och 32E -meridianerna (figur 2.11). Virvlarna försvagas i intensitet, dör gradvis ut och formar en källa för det varmare (omkring 1°C) vatten som dels strömmar västerut längs den antarkiska kusten och dels mot sydost jämsides med ACC (Fahrbach et al. 1994c).



Figur 2.11: Vattentransporter i Weddellhavets östra del. Enheten är Sverdrup (Sv). Bottentopografin representeras av 4000 m isobaten. (Fahrbach 1994c)

2.3.3 Södra och sydvästra Weddellhavet

Kontinentalsockelns yta i Weddellhavet kan från kartor uppskattas till ca 1–1,3 miljoner km² och ligger med sitt medeldjup på 400–500 m djupare än övriga kontinentalhyllor i världen (Kohnen 1981). Kontinentaltröskeln sammanfaller i regel med 600 m:s djupkurvan, eller isobaten (Carmack et al. 1977).

Kontinentalsockeln täcks delvis av Filchner–Ronne isshelfen och Larsen isshelfen. De här flytande glaciärerna har en tjocklek som varierar mellan knappa 100 m och ca 2000 m (Nicholls och Jenkins 1993) och arean av flytande glaciär, uppgår till ca 500 000 km² (Determann et al. 1994). Denna areal kan jämföras med Östersjöns areal på 420 000 km². Under isshelfen finns fördjupningar som ställvis är djupare än 1500 m, bl.a. Filchnersänkan öster om Berkner Island, och undersidan av isshelferna når ställvis djup på närmare 1000 m. De områden av kontinentalsockeln som inte täcks av isshelferna är året runt täckta av havsis.

Isbildningen och de blandningsprocesser som förekommer på kontinentalsockeln ligger bakom största delen av djupvattenproduktionen i Weddellhavet. Därför är kännedomen om kontinentalsockelns bottenpografi viktig. (Bigg 1996)

2.4 Allmänna cirkulationsfältet

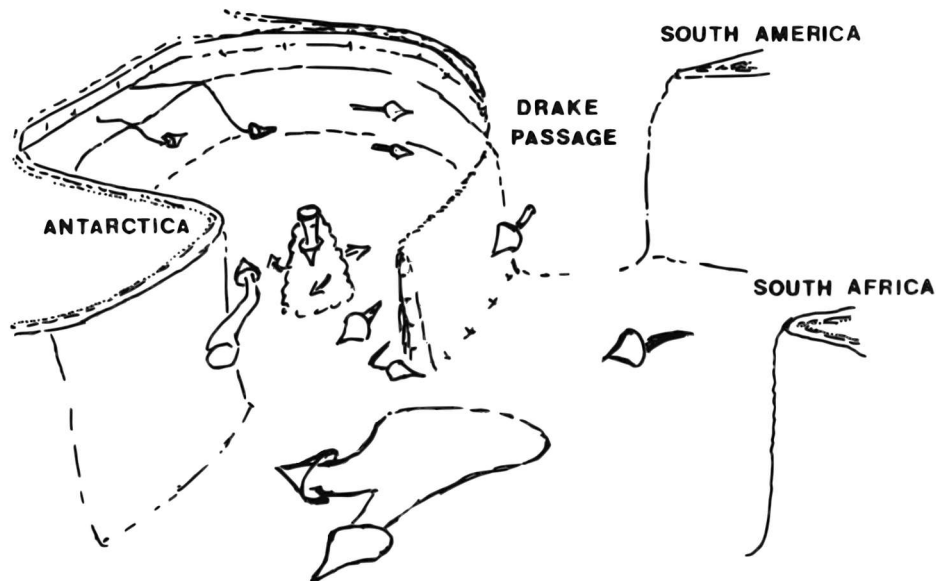
Weddellhavets cirkulationsmönster observerades första gångerna i början av 1900-talet då forskare på fartygen Deutschland och Endurance utförde sina undersökningar under åren 1912 respektive 1915–16. Båda fartygen fastnade i drivisen och drev med en cyklonisk ytström. Dr. Wilhelm Brennecke gjorde värdefulla observationer ombord på Deutschland och kunde av dem bl.a. härleda en allmän cyklonisk rörelse i vattenkolumnen och existensen av kallt bottenvatten med sitt ursprung på kontinentalhyllorna. (Brennecke, 1921).

Hela Weddellhavets cirkulationsfält domineras av Weddellhavsvirveln och upprätthålls av ACC och den rådande bottenpografin. ACC:s ytskikt drivs i första hand av de västliga vindarna vid den subantarktiska konvergenzonen. Under det vinddrivna ytskiktet förefaller vattenkolumnens täthetsstruktur visa tecken på att vara i geostrofisk balans. ACC har generellt inte speciellt höga hastigheter; i den antarktiska zonen mäts den strömstyrkor på ca 4 cm/s, norr om polarfronten 15 cm/s och vidare norrut igen lägre hastigheter. I stället är strömmen väldigt djup och beräkningar ger vid handen en medeltransport på över 100 Sv (1 Sv = 1 sverdrup = 10^6 m³/s). I samband med fronter har jetströmmar med strömningshastigheter på 50–100 cm/s observerats (Pickard och Emery, 1990). Precis längs den antarktiska kusten finns en västlig kustström som drivs av de rådande ostliga vindarna och av vattenkolumnens täthetsstruktur. Tillsammans ligger de ovannämnda bakgrundsfaktorerna som grund för Weddellhavets allmänna cirkulationsfält. Vidare utgör cirkulationen och de fysikaliska processerna på kontinentalsockeln en väsentlig del av helheten då de producerar vattenmassor som har en given plats i Weddellhavets dynamik.

2.4.1 Weddellhavsvirveln

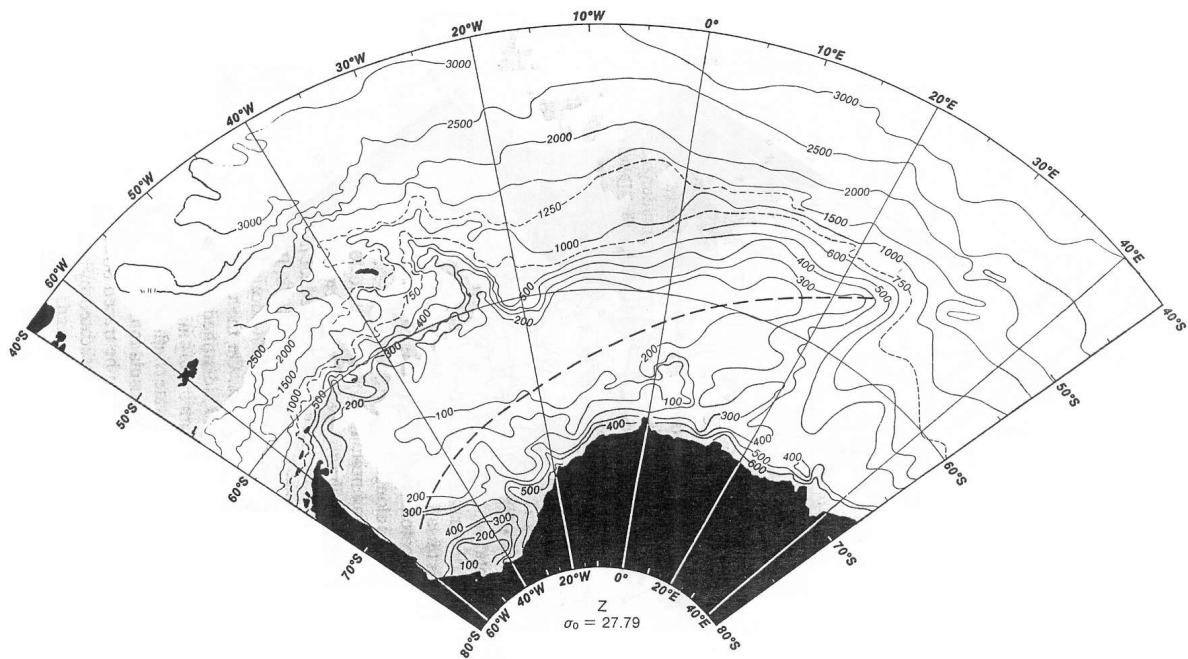
Weddellhavsvirvelns uppbyggnad och egenskaper har undersökts utgående från direkta mätningar och med hjälp av numeriska modeller. Under åren 1989–1993 genomfördes ett omfattande arbete, The Weddell Gyre Study, som bidrog till

forskningen med värdefulla strömmätardata och CTD-mätningar. Den rådande uppfattningen är att Weddellhavsvirvelns ytskikt består av ett stort cycloniskt strömningsfält medan de djupare vattenlagren är uppdelade i två celler vars diffusa gräns går från Maud Rise mot nordväst. Uppdelningen antas delvis bero på bottentopografin och delvis på sydlig inströmning från ACC (Fahrbach et al. 2001).



Figur 2.12: Schematisk presentation av Weddellvirvelns strömfält (ur Rudels 1993).

Ytskiktets observerade driftmönster, som också kan härledas från havsisens rörelser, återger både den vindalstrade ytströmmen och det barotropa fältet (havsyntans lutning) (Fahrbach et al. 2001). I ett ytskikt, som grovt sett består av de översta 500 metrarna, visar täthetsfördelningen en cyklonisk geostrofisk cirkulation och stöds av observationer av vattenmassornas egenskaper. På en yta med den potentiella tätheten $\sigma_{\theta} = 27,79 \text{ kg/m}^3$ (figur 2.13), observeras relativt varmt vatten med potentiella temperaturer $\Theta > 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ längs kontinenten mot sydväst, medan temperaturerna i den norra delen visar värden på $< 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ långt västerut (Orsi et al. 1993).



Figur 2.13: Djupet för täthetsytan $\sigma_{\theta} = 27,79 \text{ kg/m}^3$. Den streckade linjen representerar axeln för Weddellvirveln. (ur Orsi et al. 1993)

Med att studera ytor av samma potentiella täthet med referens till ett tryck som sammanfaller med ett strömningsdjup, kan man beräkna de djupa strömningsfälten (Foster et al. 1976). De djupare vattenlagren visar med denna metod två cykloniska system vars rotationscentra stort sett ligger vid 30° W och 10° E (Orsi et al. 1993).

2.4.2 Randströmmen längs kontinentaltröskeln

Weddellhavsvirvelns sydliga och västliga transport domineras av strömmen längs den antarktiska kusten. Den reglerar i hög grad växelverkan mellan det öppna Weddellhavet och vattnen på kontinentalsockeln. Den starka s.k. antarktiska randströmmen (the Antarctic Coastal Current) drivs i första hand av ostliga vindar. Kontinentalsockelns batymetri intensifierar den oavgående strömmen i enlighet med bevarandet av den potentiella virveln. Vid ytan består den västliga strömmen av relativt varmt vatten med låg salthalt, sk. antarktiskt ytvatten (AASW). Vid kontinentalsockeln och en bit ner längs kontinentalslutningen når ytvattnet djupare än ute i djupbassängen (figur 5.1). Å ena sidan pressas täthetsytorna där nedåt som en följd av Ekman-transport mot kusten, och å andra sidan skapar kustpolynjan en djupkonvektion. Längs kontinentalslutningen driver

täthetsgradienten en jetström där strömstyrkan når sitt maximum. Vid kontinentalslutningen nära Kapp Norvegia har man registrerat strömmar på i medeltal 12 cm/s (Fahrbach et al. 1994b). De starkaste uppmätta strömmarna når hastigheter på 50 cm/s. Satellitobservationer visar att isberg rör sig med strömmen i ungefär samma hastigheter (Deacon 1977). Kustströmmen följer i stort sett havsbottnens isobater även om bottenpografen ställvis delar upp strömmen i förgreningar. Där kontinentalsockeln breddas norr om Halley Bay, följer en del av ytströmmen kusten mot Filchner isshelf och en del viker av västerut längs kontinentaltröskeln (Carmack et al. 1977). Längs hela kusten förekommer vertikala cirkulationsceller som hämtar varmare djupvatten upp på kontinentalsockeln och växelverkar med atmosfären och havsisen. Den antarktiska randströmmen bidrar sålunda med den värmeförsel som behövs för smältning av glaciärisarna och havsisen och för regleringen av tillfrysningen under vintern. Mot väster minskar temperatur- och salthaltsanomalin emedan randströmmen blandas med omgivande vattenmassor (Fahrbach et al. 2001).

2.4.3 Kontinentalsockelns strömmar

Vattenmassorna på kontinentalsockeln i sydvästra och västra Weddellhavet har kartlagts i mindre utsträckning än vattnen i de djupare delarna. En given orsak till detta är isförhållandena, men också de massiva isshelferna längs kusten, under vilka tillkomsten av de kalla shelfvattnen förssiggår. Vattenkolumnen under den ställvis 2000 m tjocka isshelfen har observerats genom enstaka borrhål och kännedom om vattenmassorna och bottenpografen är förhållandevis liten (Nicholls och Jenkins 1993). För analysen av cirkulationsfältet har de enstaka mätningarna under isen och mätningar utanför isshelfen tillsammans med modellanalyser fått belysa situationen (bl.a. Gerdes et al. 1999, Hellmer och Olbers 1991).

Cirkulationen mellan isshelfkanten och kontinentalsockelns tröskel styrs långt av vinden och isdriften, men också av konvektion av nybildat bottenvatten och bottenpografen (Nøst 1995). Den allmänna strömriktningen för ytvattnet är västlig/nordvästlig mot den antarktiska halvön, medan bottenvatten söker sig längs djupkanaler in under Ronne isshelf för att där i växelverkan med undersidan av isshelfen bilda det kalla isshelfvattnet. Detta isshelfvatten strömmar huvudsakligen igenom Filchnersänkan och sedan över tröskeln ner längs kontinentalslutningen norrut (Foldvik et al. 1985).

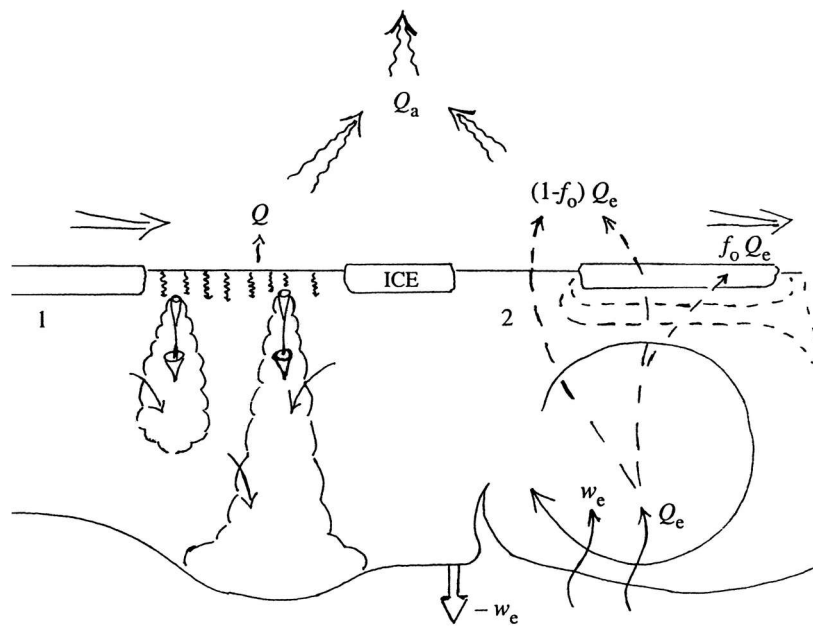
2.4.4 Observerade variationer

Variationer i Weddellhavets cirkulationsmönster har konstaterats förekomma både efter årstidsväxlingarna och efter fluktuationer med längre tidsskala. Under vintern uppnår den antarktiska randströmmen sitt maximum och samma mönster kan skönjas i bottenströmmen i nordvästra Weddellhavet. Utanför randströmmarna, i centrala Weddellhavet, kan de årliga variationerna endast skönjas i resultaten från numeriska modeller och dessa variationer tenderar att vara små. Weddellhavsvirvelns transport är större under vintern än under sommaren p.g.a. starkare vindar. Detta ger vid handen att medeltransporten inte kan beräknas med mätningar som gjorts under en tidsperiod mindre än ett år (Fahrbach et al. 1994b).

De termohalina effekterna på den storskaliga cirkulationen kan inte ses i de årliga variationerna utan under en tidsskala på några år. Numeriska studier visar en fluktuation i ACC med en typisk tidsskala på fyra år (Beckmann et al. 1999). Denna signal påverkar Weddellhavet och en periodicitet i vindanomalierna ger starkare sydliga vindar i västra Weddellhavsbassängen med medföljande starkare istransport norrut. Följden är starkare isbildning och djupvattenproduktion under påföljande vinter och större bottenvattentransport längs kontinentalslutningen. Fluktuationer i även längre tidsskalor antas förekomma men slutgiltiga resultat finns inte att tillgå (Fahrbach et al. 2001).

2.5 Havsisen

Av allt fruset vatten på jorden är ca 0,1 % havsis och av allt vatten i världshaven är ungefär 0,002 % bundet i havsisen. Havsisen utgör alltså en försvinnande liten del av den totala vattenmängden i den antarktiska, för att inte tala om den globala, hydrosfären. Trots det spelar den en aktiv och direkt avgörande roll för de fysikaliska mekanismerna i bl.a. Weddellhavet. Havsisen påverkar effektivt värmebalansen på flera plan. Tack vare sitt höga albedo hindrar ett täcke av havsis och snö den kortvågiga strålningen från att tränga in i vattenkolumnen. P.g.a. sina svaga värmeledningsegenskaper fungerar isen också som en effektiv isolator mellan havet och atmosfären.



Figur 2.14: (1) Isbildning och konvektion, (2) utspädning/inblandning och issmältning. Q_a : värmeförlusten till atmosfären, Q : latent värme som avges vid isbildning, w_e : inblandningshastigheten, $-w_e$: fördjupningshastigheten för det välblandade ytskiktet, f_0 : andelen värme som går till issmältning (ur Rudels 1995).

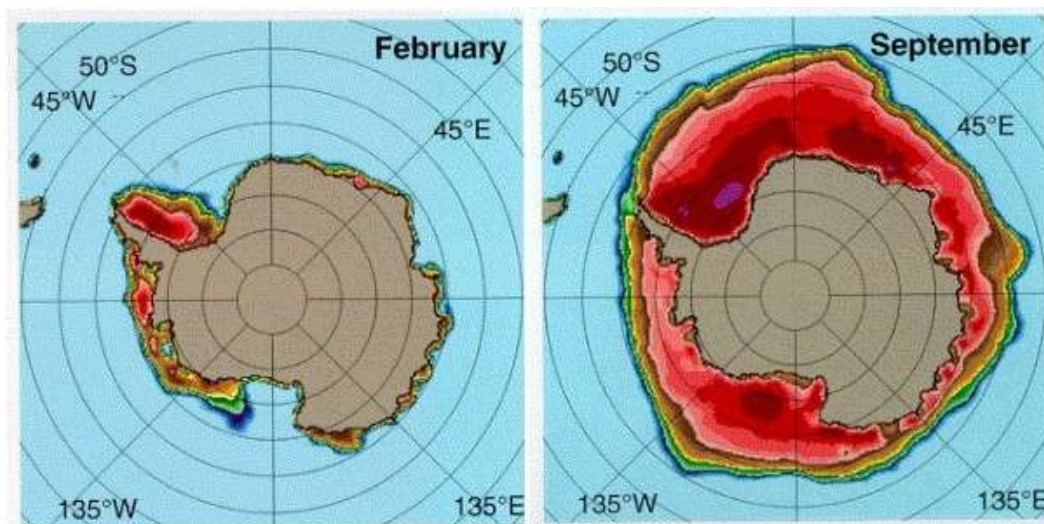
Det kanske viktigaste bidraget till havscirkulationen ger havsisen som en följd av att isbildning leder till utfrysning av salt och produktion av vatten med hög densitet. Norrut och särskilt under sommaren sker en smältning av is. Ismältningen resulterar i mer öppet vatten och sålunda kraftigare värmeöverföring från havet till atmosfären. Samspelet som uppstår mellan värmeförlusten, tillfrysningen och ismältningen anses vara anledningen till djupkonvektionen i centrala Weddellhavet (Rudels 1993).

2.5.1 Utbredning

Havet längs den Antarktiska kusten är täckt av havs is året runt. Endast i slutet av februari då isutbredningen är som minst blir kustremsan på den östra sektorn av kontinenten nästan isfri. I medeltal är en yta av $3,6 \times 10^6$ km² då täckt av havs is (figur 2.15). Endast på västra Weddellhavet och till en viss grad öster om Rosshavet upprätthålls ett enhetligt istäcke över den korta antarktiska sommaren. I april är tillfrysningen runt hela Antarktis i full gång och under maj–juni sprider sig istäcket från Weddellhavet mot nordost. (Gloersen et al. 1992).

Drivisen når sin maximala utbredning i slutet av september med en yta av ca

$18 \times 10^6 \text{ km}^2$ (figur 2.15). Enligt observationer av lufttemperaturen vid havsytan sammanfaller isgränsens läge med förflyttningen av lufttemperaturens isotherm $-1,95 \text{ }^\circ\text{C}$. Detta innebär att isutbredningen i första hand bestäms termodynamiskt. ACC förorsakar variationer i mindre skala och när isutbredningen når sitt maximum sammanfaller isgränsen i stort sett med polarfronten. För Weddellhavets del betyder det här att hela Weddellhavsvirveln är istäckt varje vinter (Wadhams 2000).



Figur 2.15: Havsisutbredningen och -koncentrationen på södra ishavet i februari och september enligt SMMR mikrovågsdata beräknade som månadsmedelvärden över åren 1979–87 (ur Gloersen et al. 1992).

2.5.2 Koncentration

Drivisens koncentration kring Antarktis avviker från förhållandena i Arktis där koncentrationen i det närmaste är 100 %. P.g.a. att södra ishavet inte norrut avgränsas av kontinenter och havsisen därmed kan divergera, hålls iskoncentrationen i regel klart under 100 %. T.o.m i de områden där koncentrationen är som störst, d.v.s. i centrala Weddellhavet och Rosshavet, nås endast koncentrationer på i medeltal 92–96 %. I Weddellhavet, intill den antarktiska halvön, upprätthålls de höga koncentrationerna året runt och detta är det enda havsområdet i Antarktis där det i nämnvärd utsträckning förekommer flerårig is. Av denna orsak är även bottenpografien på den antarktiska halvöns östkust inte kartlagd i samma utsträckning som på resten av Weddellhavet.

2.5.3 Tjocklek

Undersökandet av havsisens tjocklek i de Antarktiska vattnen har varit av hög prioritet eftersom den som följd av sin stora utbredning och starka årliga variation har en stor klimatologisk betydelse. Weddellhavsvirveln transporterar is österifrån in till södra Weddellhavet och vidare norrut längs den antarktiska halvön. Denna sträcka avläggs på ca 18 månader vilket betyder att isen kan överleva åtminstone en sommar. Medeltjockleken på flerårig is har beräknats till 1,17 m vilket är två gånger mer än medeltjockleken för den ettåriga isen, 0,60 m. Den fleråriga isen identifieras av tjockleken, isens struktur och av ett tjockare snötäcke. I medeltal är snöns tjocklek betydligt större på flerårig is (0,7 m) än på ettårig is (0,2 m). Detta leder till att den fleråriga isens övre yta i allmänhet ligger under vattenytan. Den höga ackumuleringen av snö beror på att snön på ettårig is inte nödvändigtvis smälter under den första sommaren och under sin andra vinter befinner sig i Weddellhavets sydvästliga delar, där nederbörds mängderna är större (Wadhams 2001).

2.5.4 Transport

Den is som bildas i Weddellhavet, transporteras av vindarna och ytströmmarna norrut och nära kusten bildas kontinuerligt ny is. Studier med driftbojar avslöjar att istransporten under vinter- och vårmånaderna är mer än fem gånger större än under sommar och höst (Vihma et al. 1996). Variationerna i isdriften är stora och Vihma et al. uppskattar att den årliga nettotransporten av is mellan 1991 och 1994 varierar mellan 0,008 och 0,022 Sv. Uppskattningarnas felmarginaler är dock svåra att bedöma, då det finns få väderobservationer och mätningar av iskoncentration och -tjocklek att tillgå. Enligt beräkningar av Drinkwater motsvarar nettotransporten av havsis ut ur Weddellhavet ca 0,032 (+/- 0,02) Sv. (Drinkwater 2001).

2.6 Vattenmassorna

Vattenmassor får sina egenskaper, t.ex. temperatur och salinitet, vid havsytan. Efter det att vattnet lämnat havsytan kan dess egenskaper bara ändras genom blandning och t.ex. genom nedbrytning av biologiskt aktiva ämnen. Inom fysisk

oceanografi är salthalten och temperaturen de givna storheterna för identifiering och kategorisering av havsvatten. De är konservativa inne i vattenkolumnen och oberoende av varandra men knutna till tillståndsekvationen eftersom vattnets täthet, eller densitet, bestäms av dessa två samt av trycket: $\rho = \rho(S, T, p)$.

Vattenmassornas s.k. TS-egenskaper (temperatur- och salthalt tillsammans) gör att deras rörelser och blandningar i oceanerna kan följas från bildningsområdena.

En vattentyp, d.v.s. vatten med en viss temperatur och en viss salthalt, kan placeras i ett diagram där salthalten och temperaturen återges som funktion av varandra på ett täthetsplan (s.k. TS-diagram). Vattnets temperatur anges i oceanografin gärna med den potentiella temperaturen Θ som korrigerar tryckets inverkan på temperaturen. Θ anger alltså den temperatur en vattenpartikel får om den flyttas från sitt läge upp till vattenytan. Täthetsenheten σ_Θ anger därmed samma partikels täthet utan tryckeffekten.

Då man definierar ett delområde av detta Θ S-diagram inom bestämda temperatur- och salthaltsintervall, kan varje vattentyp som faller inom dessa gränser räknas tillhöra en vattenmassa (se figurerna 2.17 och 3.11). Förutom salthalt och temperatur kan även andra storheter användas. Sådana är i allmänhet syrehalt, närsalter och andra ämnen som är upplösta i vattnet. Många av dessa är ändå inte konservativa, utan ändras som funktion av tiden via kemiska eller biologiska reaktioner. Exempelvis syre är en komponent i reaktionerna för biologisk produktion och för nedbrytningsprocesser.

Vattenmassorna i Weddellhavet indelas i fyra huvudgrupper: ytvatten, varmare djupvatten, weddell-djupvatten och weddell-bottenvatten (Carmack et al. 1977, Fahrbach et al. 1994c). För vattenmassorna används engelskspråkiga benämningar med respektive förkortningar. För ovannämnda vattenmassor används SW (Surface Water), WDW (Warm Deep Water), WSDW (Weddell Sea Deep Water) och WSBW (Weddell Sea Bottom Water). Dessa huvudgrupper innefattar mer noggrant specificerade underkategorier. I tabell 2 presenteras en del av vattenmasskategorierna som används för Weddellhavet. Definitionerna är också in-tecknade i Θ S-diagrammet i figur 3.11.

Tabell 2: $T_{fr}(S,0)$ står för vattnets fryspunkt vid havsytan och vid salthalten S .

Vattenmassa	Förkortning	Potentiell temperatur	Salthalt [PSU]
Ytvatten	SW	$> -1,8^{\circ}\text{C}$	$< 34,6$
Modifierat varmt djupvatten	MWDW	ca $-1,5 \dots 0^{\circ}\text{C}$	ca $34,4\text{--}34,6$
Varmt djupvatten	WDW	$> 0^{\circ}\text{C}$	$> 34,575$
Djupt Weddellhavsvatten	WSDW	$-0,8 \dots 0^{\circ}\text{C}$	$> 34,64$
Weddellhavets bottenvatten	WSBW	$< -0,8^{\circ}\text{C}$	$> 34,6$
Isshelfvatten	ISW	$< T_{fr}(S,0)$
Högsalint shelfvatten	HSSW	$T_{fr}(S,0) \dots -1,5^{\circ}\text{C}$	$> 34,7$

2.6.1 Ytvattnet

Till ytvatten (SW) räknas s.k. vintervatten (WW), antarktiskt ytvatten (AASW) och i vissa fall de olika kategorierna av s.k. shelfvatten som produceras på kontinentalsockeln.

AASW förekommer i centrala Weddellhavet under sommaren och strömmar in österifrån. Under sommaren är dess salthalt lägre till följd av ismältning och vattnets temperatur är högre. Under vintern försvinner detta vatten igen p.g.a nedkyllning, isbildning och utfrysning av salt.

WW är vintervatten och kan också observeras under sommaren som ett tunt lager under det varmare ytvattnet. Under vintern är ytskiktet väl blandat till ett djup av ca 50–100 m och temperaturerna är nära fryspunkten och salthalten ligger kring 34,5 ‰.

Endast om man studerar lokala variationer eller årtidsvariationer, är det befogat att göra skillnad mellan ytvattnets olika undervarianter. Här betraktas därför ytvattnet som en enda vattenmassa.

Shelfvattnen delas upp i olika varianter av vilka två presenteras skilt nedan.

2.6.2 Modifierat varmt djupvatten

Det modifierade varma djupvattnet (MWDW) ligger i ett tunt skikt mellan ytvattnet och det varma djupvattnet. Även om det i praktiken är frågan om ett språngskikt mellan dessa två vattenmassorna, har det modifierade varma djupvattnet definierats för att det i randströmmen ligger på ungefär samma djup som kontinentaltröskeln och samverkar med vattenmassorna där. Eftersom MWDW ligger i ett språngskikt skulle det vara angelägnare att bestämma dess vattenmassdefinition så att det låg mellan två täthetsytor. I praktiken är det dock svårt eftersom egenskaperna hos de vatten som MWDW är en produkt av, kan variera stort.

2.6.3 Varmt djupvatten

Det varma djupvattnet (WDW) har sitt ursprung i den vattenmassa som cirkulerar med ACC och som där kallas Circumpolar Deep Water (CDW) (Orsi et al. 1993) och kommer med i Weddellhavsvirveln och in i Weddellhavet med den södra randströmmen. Ur Weddellhavets perspektiv är detta vatten relativt varmt ($T > 0$ °C) och kallas i Weddellhavssammanhang för varmt djupvatten (Carmack et al. 1977).

2.6.4 Weddellhavets djupvatten

Under det varma vattenlagret finner vi ett vatten som har samma karakteristika som det antarktiska bottenvattnet (AABW för Antarctic Bottom Water). Eftersom det här vattnet inte har tillräckligt hög densitet för att nå botten i Weddellhavet, kallar vi det enbart Weddellhavets djupvatten (WSDW). Beträffande sin täthet ligger WSDW så högt från botten att det kan strömma igenom djupkanalerna i Weddellhavets norra del (Orsi et al. 1993). Det råder delade meningar om temperaturgränsen mellan djupvattnet och bottenvattnet. Här håller vi oss till det mera använda $-0,8$ °C.

2.6.5 Weddellhavets bottenvatten

Skiktet närmast botten upptas av Weddellhavets bottenvatten (WSBW) och

formas som följd av blandningsprocesser mellan shelfvatten och djupvatten. Tack vare sin relativt höga täthet formar blandningen mellan detta vatten och varmare djupvatten det djupaste och tätaste vattnet i världshaven bortom det Arktiska medelhavet: antarktiskt bottenvatten. WSBW ligger på sådant djup att det hindras från att strömma igenom djupkanalerna i Weddellhavets norra del, och hålls därmed inneslutet innanför Weddellhavets gränser ända till bassängens östra del där en del av det lämnar Weddellvirveln och bidrar till världshavens Antarktiska bottenvatten (Orsi et al. 1999).

2.6.6 Högsalint shelfvatten

Då antarktiskt ytvatten, delvis blandat med varmt djupvatten, strömmar in över de grunda kontinentalhyllorna och där kyls ner, bildas en relativt högsalin vattenmassa, högsalint shelfvatten (HSSW). Dess temperatur är vid eller mycket nära fryspunkten eftersom den saltlösning som isproduktionen tillför vattenkolumnen höjer vattnets salthalt betydligt (se kap. 2.7.2). Denna vattenmassa kallas ibland västligt shelfvatten WSW (Western Shelf Water), i synnerhet då den härstammar från de västliga delarna av kontinentalsockeln, väster om Ronne isshelf (Gill, 1973). HSSW (WSW) är den vattenmassa i Weddellhavet som uppnår den högsta potentiella tätheten.

2.6.7 Issshelfvatten

Till isshelfvatten räknas i praktiken allt vatten vars temperatur ligger under fryspunkten för en atmosfärs tryck. Fryspunkten sjunker med ökande tryck och eftersom isshelfvattnet bildas på stora djup och under högt tryck under isshelferna, erhåller det lägre temperaturer än vad som vore möjligt vid ytan (se kap. 2.7.2). I praktiken har man observerat temperaturer under $-2,3\text{ °C}$ (Nøst och Østerhus, 1998). Under SWEDARP-expeditionen uppmättes den mycket låga temperaturen $-2,314\text{ °C}$ (potentiella temperaturen $-2,329\text{ °C}$) på den sydligaste stationen (station 24, se figurerna 3.10 och 5.4). Issshelfvattnets salthalt ligger i intervallet 34,4–34,7.

2.7 Vattenmasstransformation

Havsvattnets egenskaper ändras i första hand då vattnet är i kontakt med atmosfären och det i gränsytan mellan dessa sker utbyte av energi i någon form

(figur 2.14 (kap. 2.5)). I polarhaven är det oftast frågan om att värme överförs från vattenkolumnen till luften varvid vattnet först kyls ner och sedan fryser till is. Båda processerna leder till högre täthet vid ytan och åstadkommer instabilitet i vattenkolumnen varigenom ytvattnet kan konvektera mot botten. Två vattenmassor kan också blandas sinsemellan och därmed bilda en ny vattenmassa med nya egenskaper och i vissa fall med större täthet än vad de ursprungliga vattenmassorna hade. Längs den antarktiska kusten växelverkar havsvattnet dessutom med de flytande isshelfernas undre yta med ändrade vattenmassegenskaper som följd. De olika nyckelområdena för vattenmasstransformation behandlas nedan.

2.7.1 Shelfkonvektion vid kontinentaltröskeln

Längs kontinentaltröskeln möts de varmare vattnen som strömmar österifrån med de kalla shelfvattnen. Blandningsprocesserna mellan dessa drivs av många faktorer. Eftersom vattnet längs kontinentaltröskeln strömmar västerut och täthetsfördelningen i vattenkolumnen starkt varierar horisontalt, uppstår starka mindre virvelströmmar, eddies, som ökar kontaktytan mellan de två vattenslagen. De starka sydliga vindarna och tidvattenströmmarna bidrar också till mekaniska blandningskrafter med bl.a. Ekmantransport som en effekt.

Då man i Θ S-diagrammet drar en linje mellan de två vattentyperna som blandas, faller blandningsprodukten någonstans längs den dragna linjen beroende på i vilken proportion blandningen sker. Eftersom kurvorna för lika täthet, isopyknerna, inte är lineära i Θ S-fältet, blir blandningen tätare än sina ursprungliga beståndsdelar (figur 2.16, Θ S-diagrammet längst till vänster). Den här effekten går under benämningen *cabbeling* (Fofonoff 1956). Den nya tyngre blandningsprodukten sjunker ner för kontinentalslutningen med karakteristika av WSBW. Under färden mot botten eroderas plymen och den blandar in omgivande WSDW tills tätheten motsvarar omgivningens (Foster och Carmack 1976).

2.7.2 Bildning av shelfvatten och isshelfvatten

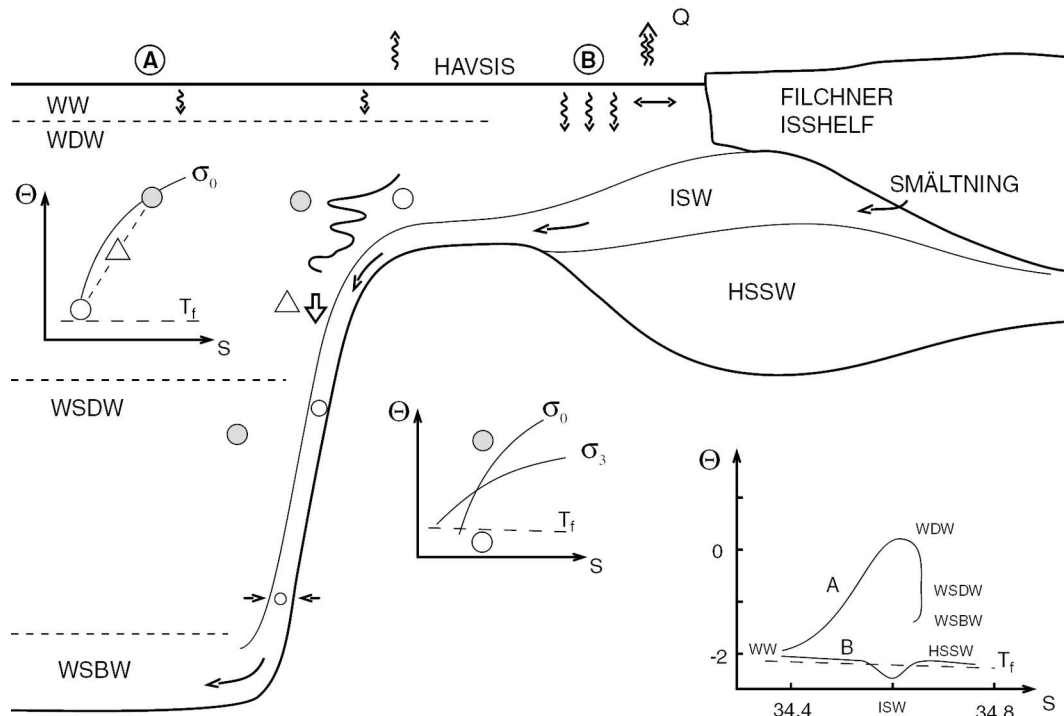
Vid låga temperaturer är temperaturändringens inverkan på vattnets täthet mindre än salthaltsändringens inverkan. När ytvattnet fryser bildas isen huvudsakligen av färskvatten medan största delen av saltet lämnas utanför. Den bildade

saltlösningen (eng. brine) höjer ytvattnets salthalt och därmed också dess täthet. Det tillåts då konvekteras vertikalt i den underliggande vattenkolumnen (Rudels 1993). I synnerhet på Weddellhavets södra vidsträckta kontinentalsöckel kan den höga salthalten observeras nära botten (HSSW och ISW). Då vindarna hela tiden transporterar is norrut, förs färskvatten bort från området i form av is och saltet blir kvar i vattenkolumnen (Gordon 2001).

ISW bildas då HSSW kommer i kontakt med isshelfernas undre ytor och samtidigt blir både färskare genom smältning av glaciäris och kallare av kontakten med den kalla isen (mörkblåa pilen i figur 2.17). Det speciella med den här processen är att den sker under högt tryck och då fryspunkten sjunker med trycket leder det till att ISW når temperaturer lägre än $-2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (se kap. 2.6.7), vilket inte är möjligt vid havsytan (Nøst 1995).

Av allt att döma ligger den i särklass viktigaste källan för isshelfvattnet under Ronne och Filchner isshelferna. Största delen av det flyter sedan norrut längs Filchnersänkan (vars djupa partier i praktiken är fyllda av ISW) och rinner över kontinentaltröskeln tillsammans med det övriga shelfvattnet (Hellmer och Olbers 1991).

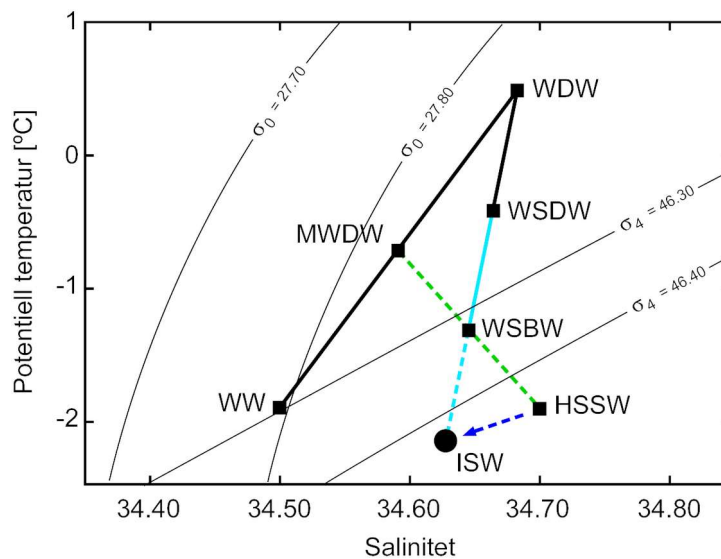
En egenskap hos isshelfvattnet som är värt att poängtera är att även om det inte är det tätaste vattnet på kontinentalhyllan, är det det kallaste. Med en lägre temperatur har det också högre kompressibilitet än de övriga shelfvattnen. Detta leder till att dess relativa täthet ökar snabbare med ökat tryck då det sjunker ner för kontinentalslutningen. Fenomenet kallas *termobarisk effekt* och är visualiserat i figur 2.16. Denna egenskap antas vara nödvändig för att plymen skall nå botten på djupbassängen (Gill 1973).



Figur 2.16: Schematisk presentation av uppkomsten av isshefvatten och dess färd ner för kontinentalslutningen. A och B anger "stationer" vars Θ -S-kurvor är teckande. (omarbetad på basen av figurer i Carmack 1986, Rudels 1993 och Gordon 2001.)

2.7.3 Bildning av antarktiskt bottenvatten

Källan för det antarktiska bottenvattnet är på kontinentalhyllorna. På basen av dess Θ -S-egenskaper kan WSBW-bildningen ske då man blandar shelfvatten med vattenmassorna i djupbassängen. Två idealiska blandningslinjer presenteras i figur 2.17, där den gröna linjen blandar ihop HSSW och MWDW som beskrivet i kapitel 2.7.1. Den ljusblå linjen beskriver den blandning som kan ske då en plyn med ISW sjunker ner för kontinentalslutningen och blandar in både WDW och WSDW (kap. 2.7.2). Den del av plynvattnet som når ända ner till botten bidrar till den tunna lins av WSBW som fyller den djupa Weddellbassängens botten.



Figur 2.17: Idealiserat blandningsschema i ett ΘS -diagram (omarbetad från figur i Jacobs 1986).

2.7.4 Konvektion i centrala Weddellhavet

Även utanför kontinentalslutningarna, i djupa havsområden, kan ytvatten nå tätheter som får det att konvektera djupare än det homogena ytlagret. Sådan djuphavskonvektion har i polarförhållanden närmast observerats i Grönlandshavet och i Weddellvirveln (figur 2.12). Djuphavskonvektion i Weddellvirveln möjliggörs av att en stark cyklonisk virvel håller en relativt varm blandning av smält is och varmt ytvatten i kontakt med atmosfären där det avkyls ytterligare och slutligen sjunker till djup av 3000–4000 m (Rudels 1993). Den första sådana händelsen påträffades i Weddellhavet mellan vintrarna 1974 och 1976 i närheten av Maud Rise och kopplades ihop med det stora området med öppet vatten som har kallats för Weddellpolynian (Gordon 2001).

3 Observationer

3.1 Expeditionen

SWEDARP 88/89-expeditionen var en fortsättning på det antarktiska forskningsprogram som inleddes 1987. Det omfattande programmet planerades och genomfördes av Polarforskningssekretariatet i samarbete med Polarforskningskomitéen vid den Kungliga Vetenskapsakademien och Svenska Naturvetenskapliga Forskningskommiteen.

Fältarbetet koncentrerades till två geografiska områden, västra Dronning Maud Land och den Antarktiska halvön. På bägge områden utfördes glaciologiska och geologiska undersökningar. De oceanografiska mätningarna omfattar hela Weddellhavet och utfördes från fartyget Stena Arctica under den första delen av expeditionen.

Arktisk forskning är en internationell aktivitet. Detta återspeglas i det internationella deltagandet i expeditionen. Expeditionen bidrog med logistik för det finska antarktiska forskningsprogrammet FINNARP. De finska och svenska programmen samarbetade i många praktiska syften, isynnerhet vid upprättandet av den gemensama Nordenskjöldbasen. Den svenska stationen Wasa och den finska motsvarigheten Aboa har sedan uppbyggandet lett till fruktsamt logistiskt samarbete fram till dessa dagar.

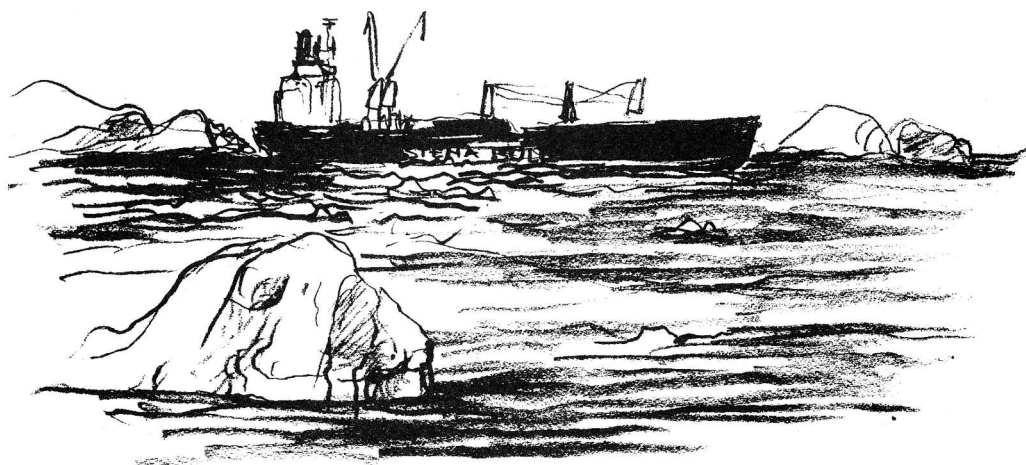
Huvudsyftet med det oceanografiska programmet, som var ett samarbete mellan Göteborgs universitet och Norsk Polarinstitut, var att undersöka transporten av naturliga och antropogena ämnen i Weddellhavet. Orsaken ligger i den viktiga roll Weddellhavet har i produktionen av bottenvatten. Strategin var att utföra provtagningar på och analysera havsvatten och sediment längs tre huvudsektioner. Den första sektionen skulle gå norrifrån till Dronning Maud Land, den andra från Dronning Maud Land till spetsen av den Antarktiska halvön och den tredje från centrala Weddellhavet till Filchner isshelf. Sektionerna valdes i syfte att analysera 1) det vatten som strömmar in i Weddellhavet, 2) vattnen som deltar i produktionen av bottenvatten och 3) de nybildade bottenvattnen som strömmar ut med Weddellhavsvirveln. Genomförandet av de planerade mätningssektionerna lyckades och vid Filchner isshelf lyckades man tack vare gynnsamma isförhållanden göra fler mätningar än planerat. I Filchnersänkan mättes två sektioner som gav värdefulla data om vattenmassorna under isshelferna. Den oceanografiska delen av expeditionen omfattade tiden 13.12.1988–14.2.1989 med avbrott p.g.a. logistiska uppdrag till kusten.

Fartyget Stena Arctica byggdes 1978 och konstruerades för frakttransport i arktiska förhållanden och isförstärktes därefter. Sedan år 1989 går Stena Arctica igen under sitt ursprungliga namn M/S Columbialand. Nybygget Stena Arctica, en tanker byggd år 2005, är klart större än sin föregångare.

Några tekniska specifikationer:

Längd	185,8 m
Dödsvikt	31 900 ton
Isklass	DNVIA super
Maskinstyrka	15 200 hk
Maximihastighet	16 knop
Ekonomihastighet	12 knop
Djupgång (under expeditionen)	ca 8 m
”Däcksplatser” (utöver besättning)	50/55

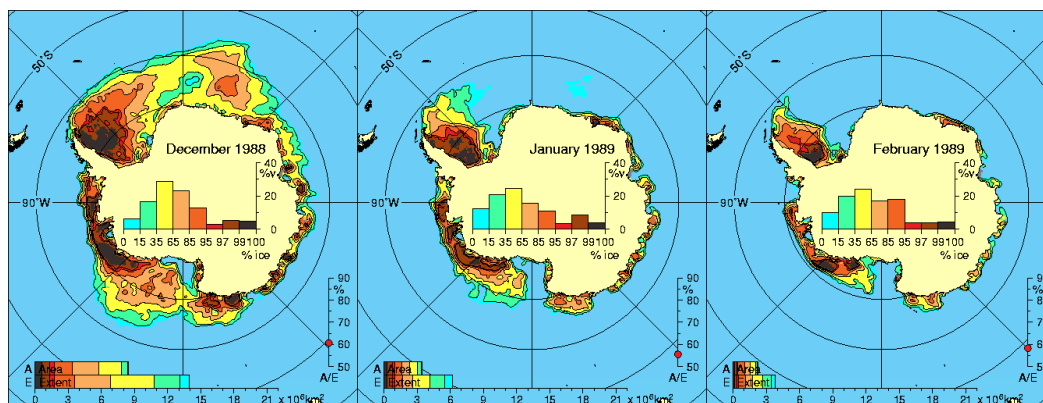
Hope Bay i väntan på återfärd till S.A.



Figur 3.1: *Stena Arctica* i Hope Bay. (Illustration: Svenerik Jacobsson, ur Karlqvist, A.(ed.) 1990)

Under expeditionens oceanografiska del hade *Stena Arctica* 41 forskare ombord och besättningen omfattade 23 personer.

Stena Arctica kunde genomföra de uppgifter som förväntades av henne. De förseningar som uppstod förorsakades närmast av svåra is- och väderleksförhållanden än av brister hos fartyget.



Figur 3.2: Havsisens utbredning under månaderna december 1988, januari och februari 1989. (National Snow and Ice Data Center.)

Stena Arctica fullföljde hela den fyra månader långa expeditionen till Weddellhavet, inklusive förflyttning från och till Sverige, utan bunkring av tillägsbränsle.

Mer detaljerad information om SWEDARP 88/89 -expeditionen och de enskilda forskningsprogrammen kan läsas i expeditionsbeskrivningen *Swedish Antarctic Research Programme 1988/89 – A Cruise Report* (Karlqvist, A.(ed.) 1990), utgiven av Svenska Polarforskningssekreteriatet.

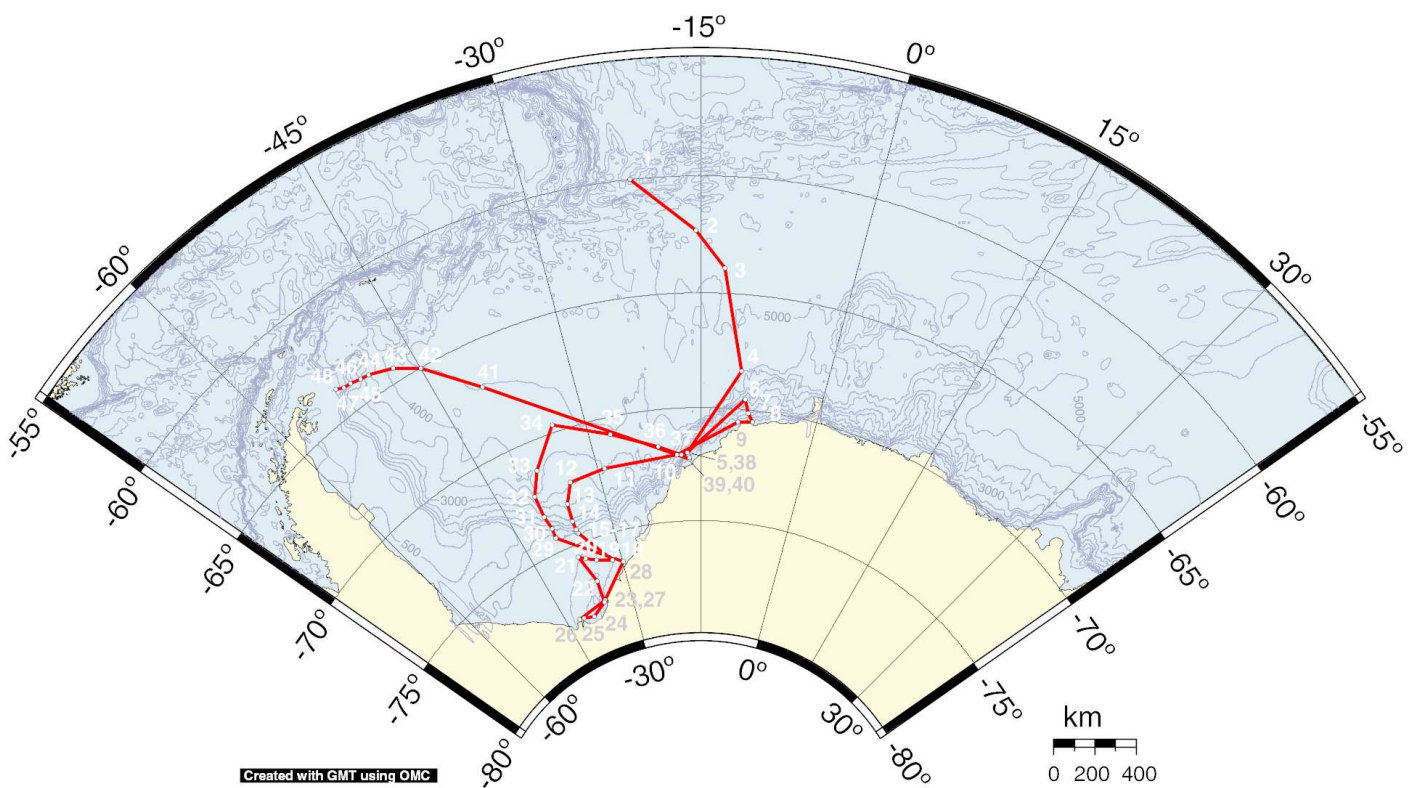
3.2 De utförda mätningarna och databearbetningen

De hydrografiska mätningarna utfördes i stort sett längs de planerade mätninglinjerna. Figur 3.3 visar stationsnätet längs Stena Arcticas rutt. Alla oceanografiska stationer är listade i tabell 3.

För mätandet av fysiska oceanografiska parametrar användes ett Neil Brown CTD-instrument (CTD står för conductivity, temperature och depth) som mäter temperatur, elektrisk ledningsförmåga och tryck. CTD:n är ett av de viktigaste instrumenten inom fysisk oceanografi och med hjälp av de tre mätningstorheterna kan ett antal andra parametrar beräknas. Med att fästa CTD:n vid en vajer med inbyggd datakommunikation, kan man mäta temperatur-, konduktivitets- och tryckprofiler för hela vattenkolumnen.

Expeditionenens CTD-data kalibrerades med saltvattenprover analyserade med däckssalinometer.

Specifikationerna för Neil Brown-instrumentet, givna av tillverkaren, anger en temperaturnoggrannhet på 0,005 °C, trycknoggrannhet 0,1% och konduktivitetsnoggrannhet 0,005 S/m (Hietala et al 1999). Detta betyder att noggrannheten på den beräknade salthalten $S = S(C, T, p)$, i Weddellhavets förhållanden, kan uppskattas till ca 0,004 (Fofonoff et al. 1983).



Figur 3.3: Stationsnätet under SWEDARP 88/89

Tabell 3: Stationsförteckning

Stat.Nr.	Datum	Tid UTC	Latitud	Longitud	Djup [m]	Max. tryck [dbar]	C _{is} (x/8)
001	19.12.1988	08:40	60°00' S	021°00' W	4765	4900	0
002	20.12.1988	11:50	62°20' S	015°27' W	>5000	6000	1
003	21.12.1988	09:12	63°55' S	012°38' W	>5000	5250	4
004	22.12.1988	07:30	68°19' S	010°13' W	4750	4800	1
005	03.01.1989	03:50	71°57' S	016°58' W	1625	1625	0
006	05.01.1989	09:47	69°33' S	009°27' W	2640	2630	0
007	05.01.1989	21:50	70°08' S	008°53' W	1540	1500	4
008	07.01.1989	18:30	70°30' S	008°09' W	250	262	8
009	09.01.1989	15:50	70°33' S	010°06' W	853	859	5
010	13.01.1989	08:20	72°02' S	018°29' W	3100	3104	6
011	14.01.1989	19:25	72°09' S	029°03' W	3978	3975	2
012	15.01.1989	15:10	72°19' S	034°25' W	3640	3640	1
013	16.01.1989	05:55	73°10' S	036°00' W	3100	3109	0
014	16.01.1989	18:35	73°57' S	036°05' W	2112	2112	0
015	17.01.1989	03:15	74°21' S	036°02' W	1528	1528	0
016	17.01.1989	06:40	74°25' S	036°04' W	1014	1013	0
017	17.01.1989	09:55	74°33' S	035°54' W	466	466	0
018	18.01.1989	00:55	76°10' S	031°46' W	555	555	0
019	18.01.1989	06:35	75°57' S	034°38' W	695	696	0
020	18.01.1989	23:05	75°43' S	036°18' W	544	544	2
021	19.01.1989	05:25	75°32' S	037°24' W	436	435	5
022	19.01.1989	15:25	76°51' S	035°48' W	1012	1012	1
023	20.01.1989	01:30	77°50' S	035°58' W	506	506	1
024	20.01.1989	09:10	78°16' S	039°13' W	1221	1220	/
025	20.01.1989	18:08	78°08' S	041°21' W	914	914	0
026	20.01.1989	21:15	78°05' S	042°19' W	705	698	4
027	21.01.1989	15:30	77°46' S	035°44' W	403	405	1
028	22.01.1989	03:30	76°22' S	029°54' W	340	340	0
029	23.01.1989	05:35	74°23' S	039°40' W	453	453	1
030	23.01.1989	09:30	73°55' S	039°39' W	1227	1227	/
031	23.01.1989	15:55	73°18' S	039°59' W	2201	2201	/
032	24.01.1989	07:00	72°18' S	039°59' W	3147	3147	2
033	25.01.1989	01:30	71°18' S	038°13' W	3870	3870	5
034	26.01.1989	09:45	69°39' S	034°07' W	4334	4334	0
035	27.01.1989	09:50	70°45' S	027°13' W	4350	4350	0
036	28.01.1989	02:00	71°37' S	021°00' W	4215	4215	/
037	29.01.1989	00:45	72°03' S	017°51' W	2531	2531	1
038	29.01.1989	08:42	72°01' S	016°50' W	1435	1418	/
039	29.01.1989	17:50	72°12' S	016°41' W	833	833	/
040	29.01.1989	21:35	72°16' S	016°42' W	524	524	1
041	06.02.1989	07:00	66°59' S	040°07' W	4472	4472	0
042	07.02.1989	02:24	65°00' S	045°00' W	4410	4410	0
043	07.02.1989	15:20	64°25' S	047°21' W	3338	3338	0
044	08.02.1989	10:35	64°02' S	049°46' W	3266	3266	6
045	09.02.1989	01:31	64°00' S	050°39' W	2508	2508	6
046	09.02.1989	15:50	63°53' S	051°44' W	1700	1707	6
047	10.02.1989	00:10	63°52' S	052°26' W	1140	1140	/
048	10.02.1989	15:40	63°43' S	053°11' W	468	468	4

3.3 Dataanalys

Inför användningen av SWEDARP 88/89-expeditionens CTD-mättningsdata för geostrofiberäkningar, utfördes en kvalitetsgranskning på varje datafil. Syftet med granskningen var att 1) korrigera spikar eller klara felvärden i profilerna för de enskilda storheterna och att 2) fylla eventuella luckor i dataföljden. De skulle leda till diskontinuiteter i stationens geopotentialprofil och därmed i den beräknade hastighetsprofilen mellan två stationer (kapitel 4.1.3 nedan). Totalt krävde 26 av de 48 stationerna datakorrigeringar och många stationer behövde korrigeras på flera ställen. Korrigeringen innebar att de raderade data för ett visst tryck ersattes av ett lineärt interpolerat värde mellan värdena intill.

Datasetet innehöll några instabila datarader eller skikt, d.v.s. vattenlager där tätheten var högre än på följande djupare nivå. De här instabiliteterna är av allt att döma inte reella, utan en följd av att de enskilda mätsensorerna har avvikande responstid och att deras enskilda mätvärden därmed inte representerar samma vattenpartikel. Då de sedan används för beräkningarna av andra storheter kan små felaktigheter uppstå, vilket ger orsak att överväga en databearbetning. För att eliminera dylika fel borde man helst rikta de enskilda sensorernas data med en tidsförskjutning. Eftersom de ursprungliga rådata inte fanns tillgängligt, kunde detta inte utföras. Följande alternativ var att filtrera data så att man får en utslätad profil och eventuella inversioner försvinner.

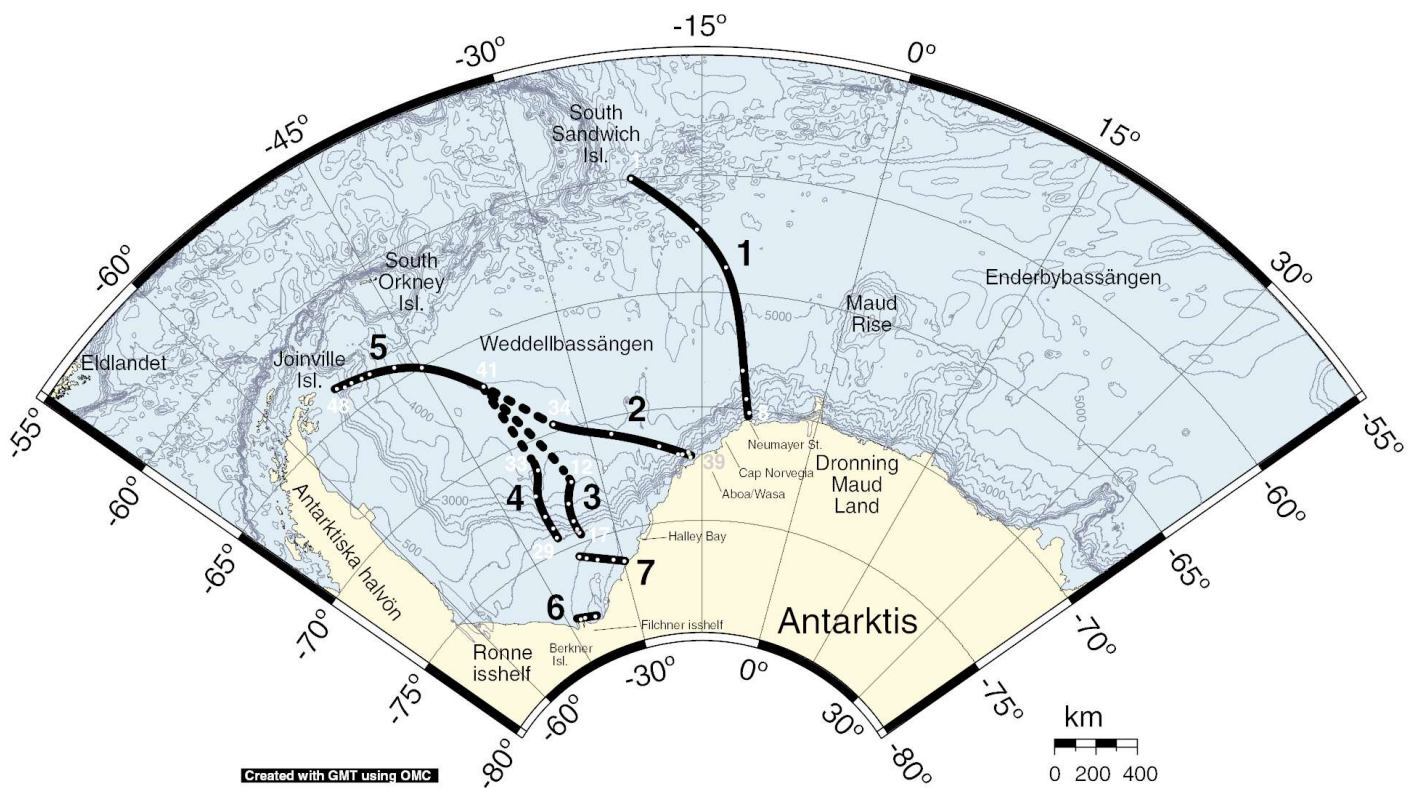
Filtreringstester av profilerna utfördes med ett medianfilter och med ett cosinusfilter, så att avvikelser från ursprungliga data ändå skulle vara så liten som möjligt. Medianfiltrets inverkan var godtagbar i den bemärkelsen att det inte förvrängde gradienter i profilen, utan bara minskade på spikarnas amplitud. Cosinusfiltret däremot gjorde att skarpa (verkliga) gradienter slätades ut mer än önskat. Jämfört med korrigeringen av instabiliteterna var ingreppet mera till skada än till nytta. Ett medianfilter med ett intervallfönster på 5 datapunkter visade sig förvränga data minst, men ändå ta bort inversionerna. Eftersom mängden instabila datarader i hela datasetet var mycket liten och kasten i instabiliteterna rörde sig innanför instrumentets noggrannhetsgränser, kunde man dra slutsatsen att ingen datafiltrering i praktiken var nödvändig.

Datakvaliteten kan därmed anses vara god och fylla de krav man tekniskt kan ställa det använda mätinstrumentet. Med tanke på de geostrofiska beräkningarna

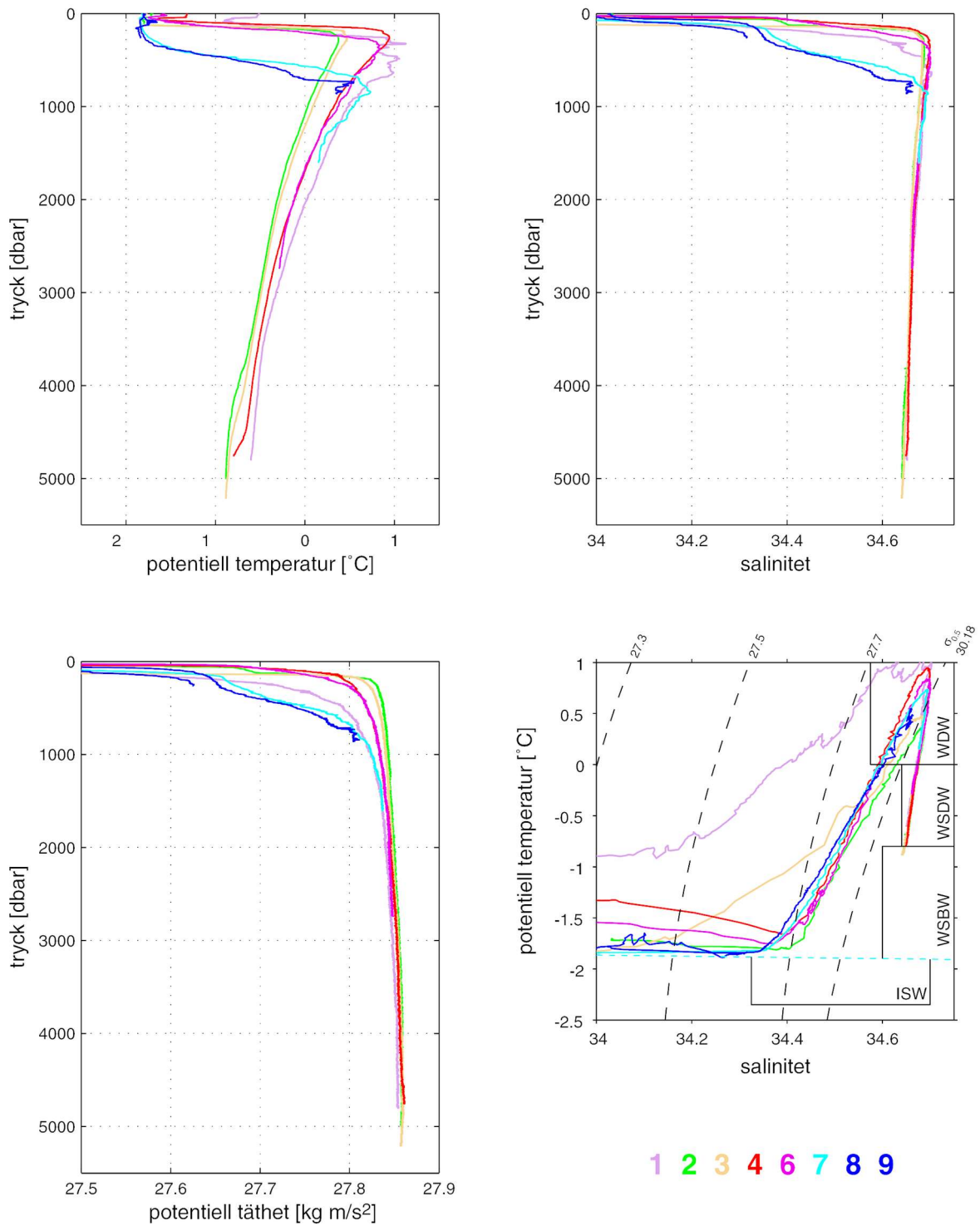
kunde stationstätheten i den djupa delen av Weddellhavet ha varit aningen större. Som längst låg stationerna ca 370 km ifrån varandra.

3.4 Presentation

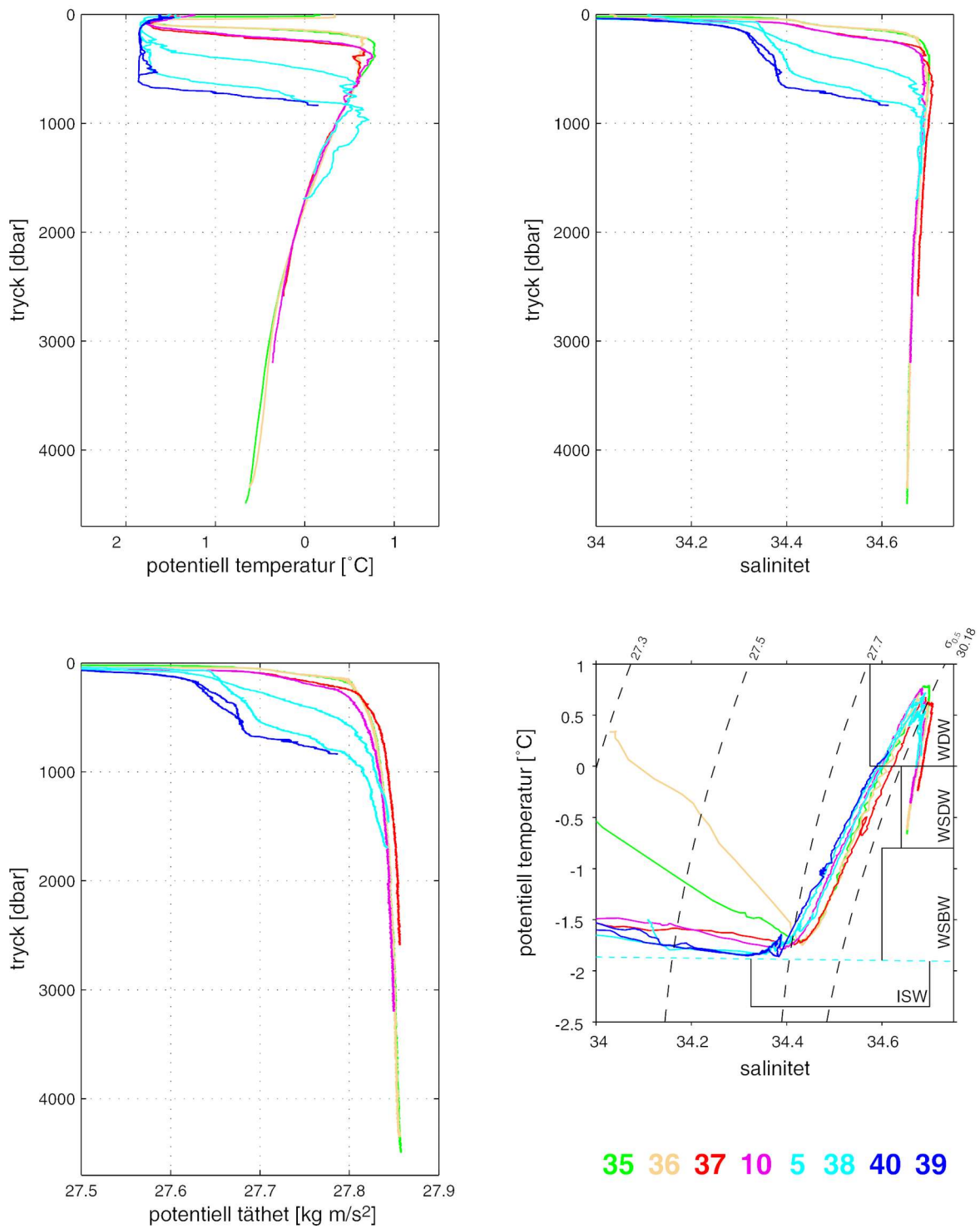
Nedan är SWEDARP 88/89-expeditionens CTD-profiler tecknade sektionsvis (se kartorna i figurerna 3.3 och 3.4).



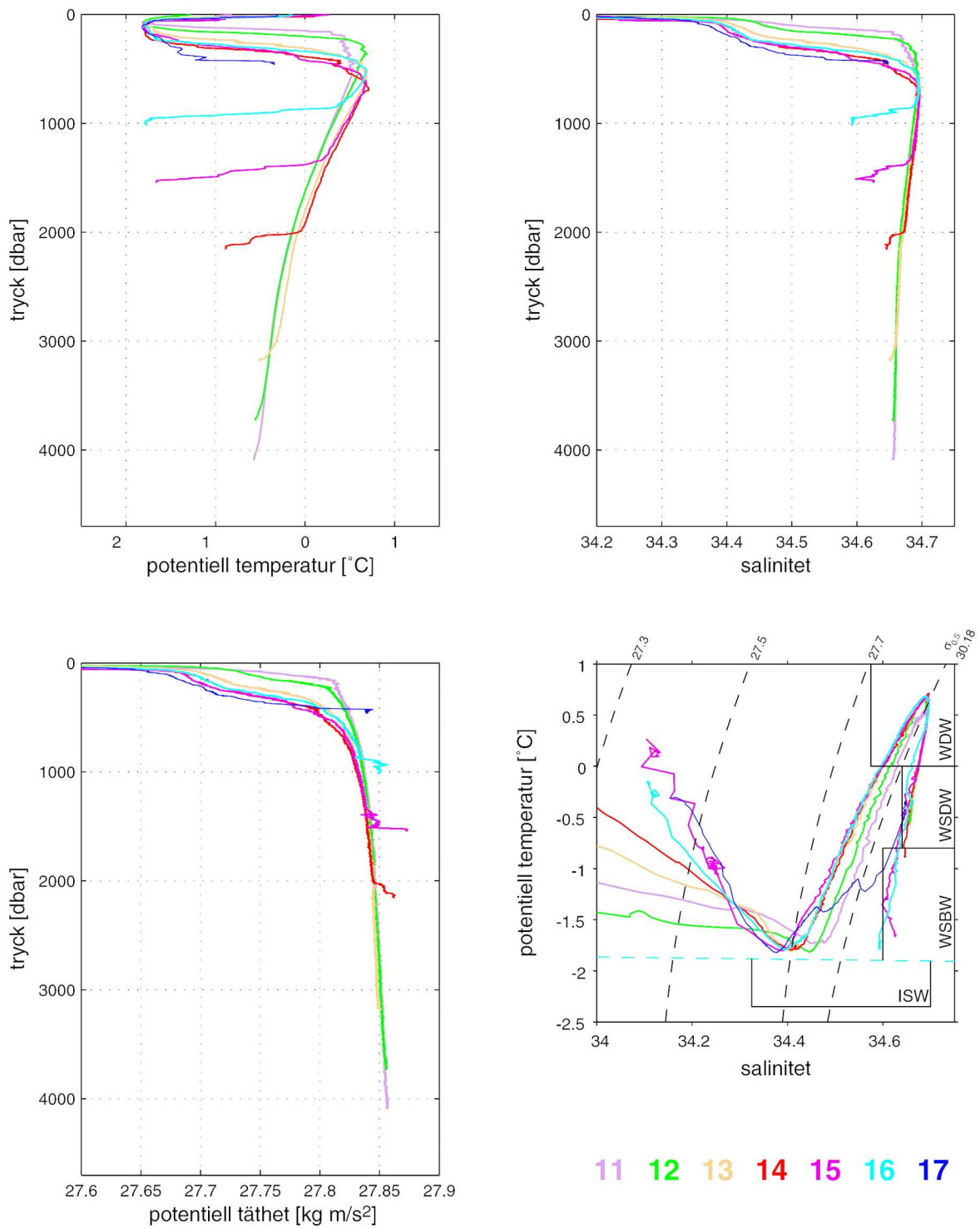
Figur 3.4: Sektionsindelningen för SWEDARP 88/89-stationerna. De streckade stationsmellanrummen är använda vid de geostrofiska beräkningarna för att sammanlänka sektionerna 2, 3 och 4 med sektion 5. De vita siffrorna anger stationsnummer.



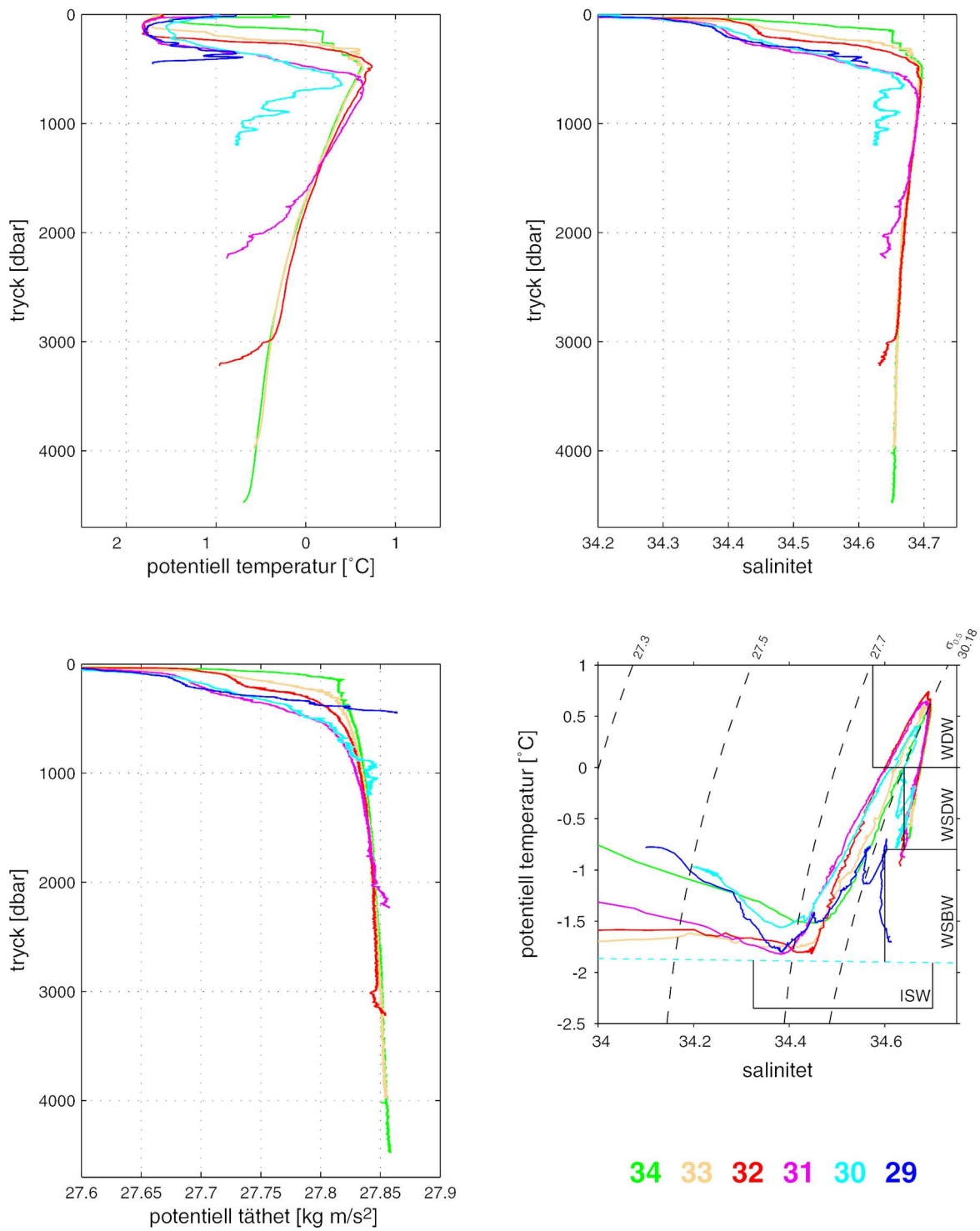
Figur 3.5: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ - σ_t -diagrammet för stationerna i sektion 1. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station.



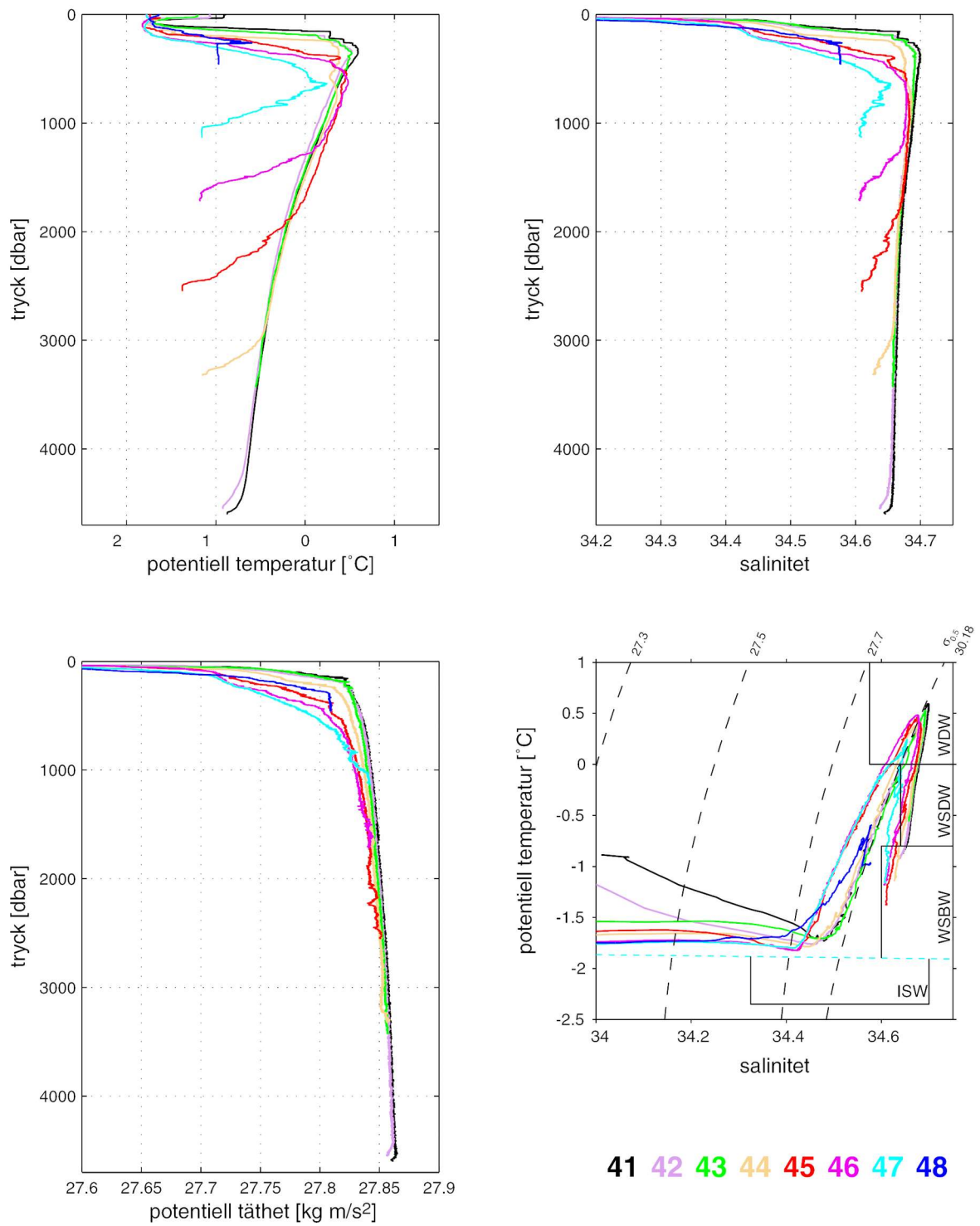
Figur 3.6: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ -S-diagrammet för stationerna i sektion 2. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station.



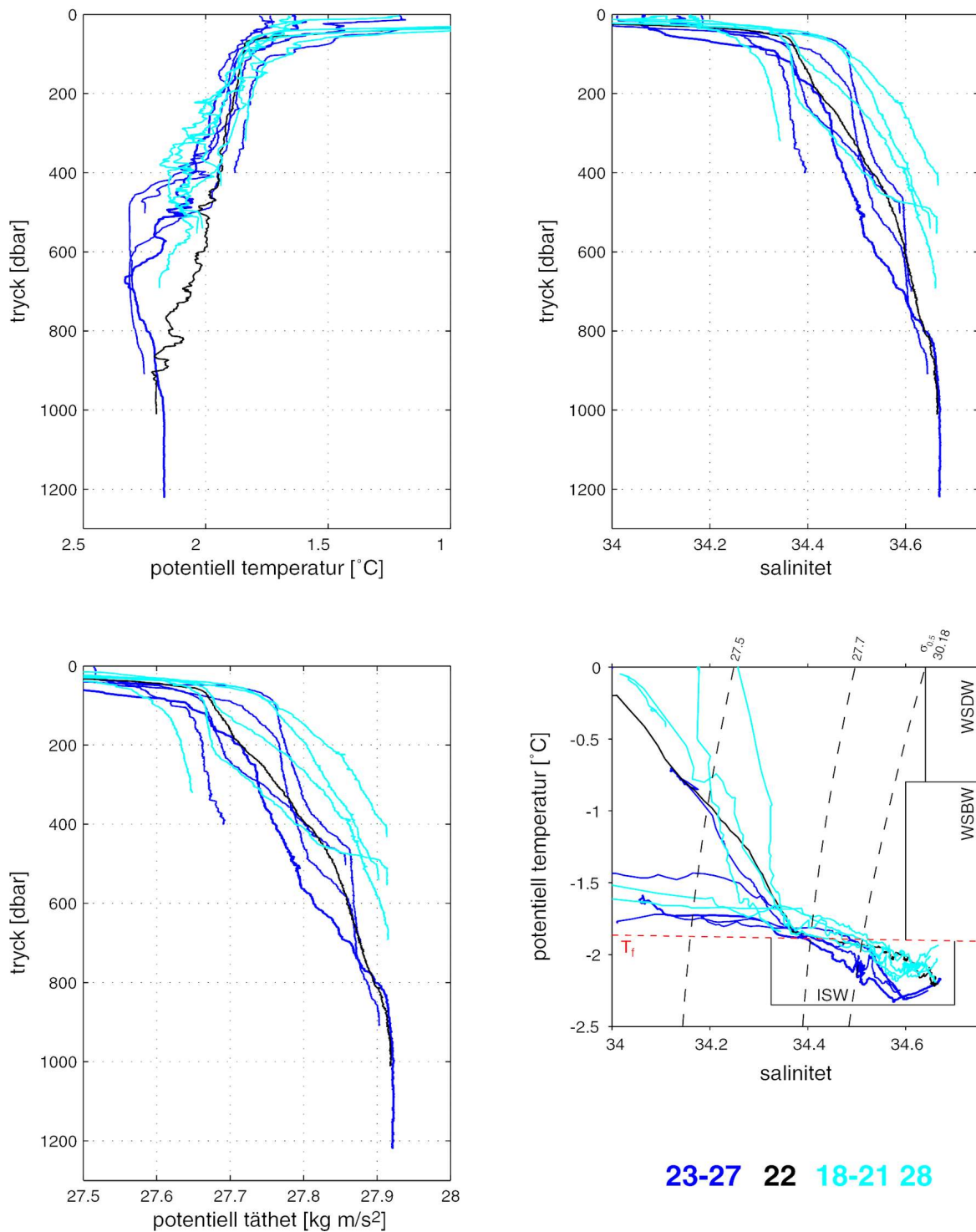
Figur 3.7: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ - σ -diagrammet för stationerna i sektion 3. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station.



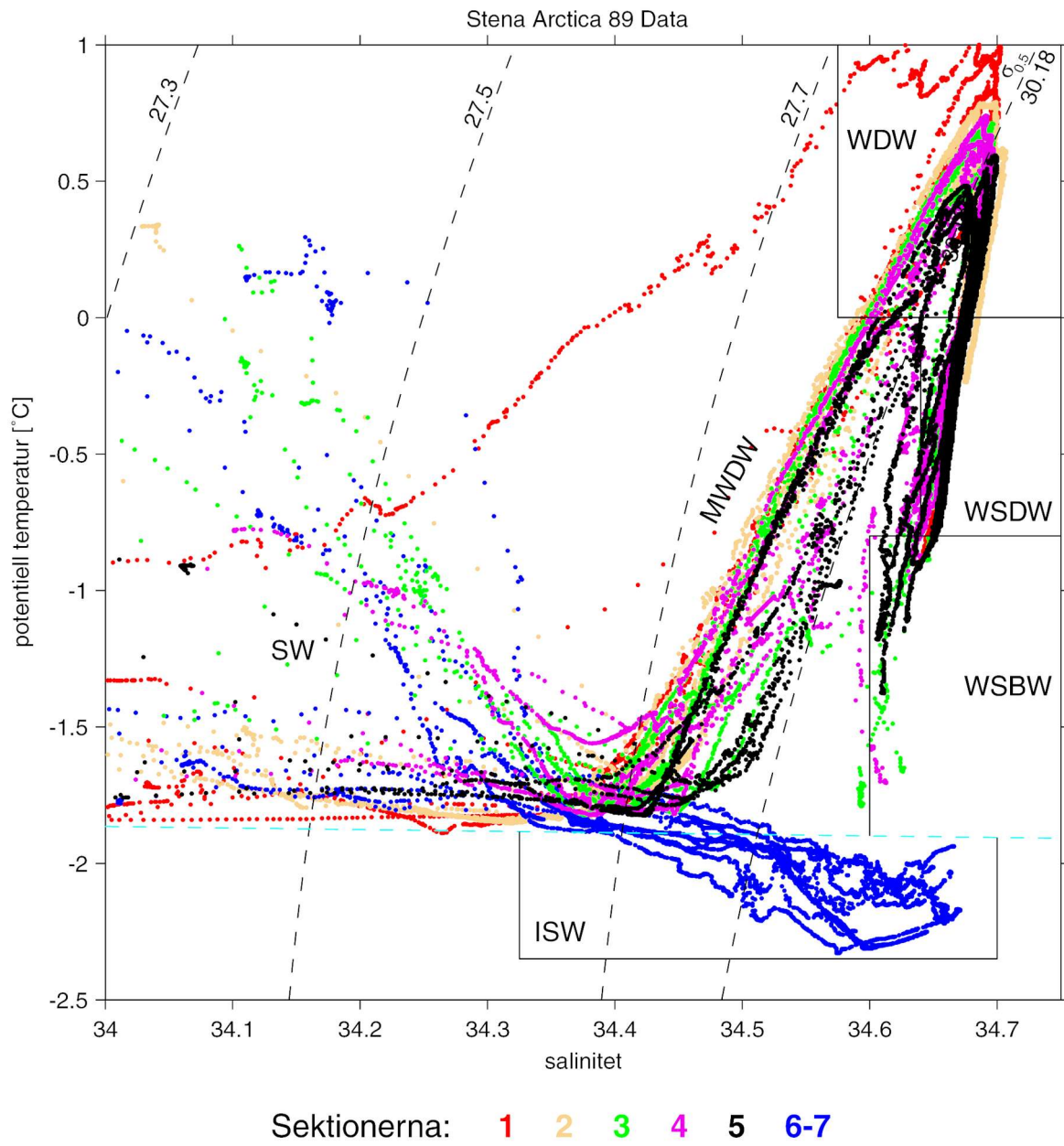
Figur 3.8: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ -S-diagrammet för stationerna i sektion 4. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station.



Figur 3.9: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ - σ -diagrammet för stationerna i sektion 5. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station.



Figur 3.10: Profilerna på potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet, samt Θ -S-diagrammet för stationerna i sektionerna 6 och 7. Färgerna på numren i nedre högra hörnet motsvarar kurvorna för respektive station. Station 24 är tecknad med tjockare linje. T_f är vattnets fryspunkt vid havsytan.



Figur 3.11: θ - S -diagram med alla SWEDARP 88/89-data. Färgerna på numren i nedre kanten motsvarar färgen i plottarna för respektive sektion.

4 Metoder

Detta arbete är begränsat till att analysera CTD-mätningarna gjorda under SWEDARP 88/89-expeditionen. CTD-observationerna bestämmer temperatur- och salinitetsfördelningen som funktion av tryck (djup) och kan därför användas till att identifiera olika vattenmassor och deras egenskaper, fördelning och förändringar.

Vidare kan man genom att använda tillståndsekvationen för havsvatten, bestämma täthetsfördelningen i vattenkolumnen och därmed det geostrofiska strömfältet.

4.1 Geostrofi

Vid hydrostatisk jämvikt är de vertikala krafter som en vattenpartikel utsätts för den vertikala tryckgradienten och vattnets egen tyngd. Dessa två krafter tar ut varandra helt, d.v.s. trycket vid vilken punkt som helst bestäms helt av vikten av den ovanliggande vattenpelaren.

Antar vi stationära förhållanden och försummar ickelineära krafter och friktionen, är de dominerande krafterna i det horisontella planet tryckgradienten och Corioliskraften. Corioliskraften är en skenbar kraft som beror på att vi betraktar rörelse i ett koordinatsystem som är fixerat till jordytan. Jordens rotation inverkar då på vilken som helst kropp i rörelse, inklusive havsströmmarna. Beträktat i rörelsens riktning, upplever en rörelse på norra halvklotet en avlänkande kraft vinkelrätt åt höger och på södra halvklotet åt vänster.

I världshavens inre, utom räckhåll för atmosfärens inverkan vid ytan eller havsbottens friktion, kan man anta att den horisontella tryckgradienten och Corioliskraften är i balans. Den här balansen går under benämningen *geostrofisk jämvikt*. En ström som befinner sig i geostrofisk jämvikt kallas för en *geostrofisk ström*, d.v.s. den är "jordalstrad" (geo=jord, strophos=alstrad).

4.1.1 Hydrostatisk jämvikt

För en vätska i rörelse kan man definiera en rörelseekvation (eng. momentum equation) utgående från mekanikens andra grundlag. De krafter som verkar på en vattenpartikel är tryckgradienterna, Corioliskraften, gravitationen och friktionen. Dessa placerar sig i rörelseekvationen på följande vis:

$$\frac{D\mathbf{V}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \mathbf{g} + \mathbf{F}_r \quad (4.1)$$

Till en början utgår vi ifrån att 1) havet ligger i vila, d.v.s att $u=v=w=0$, att det 2) förblir i vila, d.v.s. att det inte upplever någon acceleration: $d\mathbf{V}/dt=0$, varefter också 3) friktionen är negligerbar: $\mathbf{F}_r=0$. Om man delar upp rörelseekvationen på enhetsriktningarna x , y och z , får vi

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (4.2)$$

De två första ekvationerna betyder att de isobariska ytorna (tryckytorna) är horisontella. Den sista kan skrivas i formen

$$dp = -\rho g dz \quad (4.3)$$

och ger tryckdifferensen dp för ett tunnt, dz tjockt, vattenlager med tätheten ρ . (4.3) kallas för den hydrostatiska ekvationen. Trycket kan då skrivas som

$$p = -\int_0^z \rho g dz \quad (4.4)$$

Denna approximation gäller ofta också då vatten är i rörelse. Minustecknet på högra sidan beror på att djupet ges som höjden från havsytan. SI enheten för tryck är pascal (Pa). Eftersom $10^4 \text{ Pa} = 1 \text{ decibar (dbar)}$ och trycket i dbar ungefär motsvarar djupet i meter, anges tryck i fysisk oceanografi i allmänhet i dbar. T.ex. vid ett djup av 50 m ger insättning av $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ (medeltätheten för vattnen i världshaven) och $g = 9,81 \text{ kg m s}^{-2}$ (gravitationsaccelerationen) i (4.4):

$$\begin{aligned} p_{50\text{m}} &= -1025 \text{ kg m}^{-3} \times 9,81 \text{ kg m s}^{-2} \times -50 \text{ m} \approx 50,28 \times 10^4 \text{ Pa} \\ &\approx 50,28 \text{ dbar} \end{aligned}$$

4.1.2 Den geostrofiska ekvationen

Den geostrofiska jämvikten kräver att Corioliskraften och den horisontella tryckgradienten tar ut varandra. För rörelseekvationerna (the equations of motion,

Pond & Pickard, 1983) ger vi följande antaganden: 1) strömmen är konstant, d.v.s. den upplever ingen acceleration, $du/dt = dv/dt = dw/dt = 0$; 2) den horisontala hastigheten är mycket större än den vertikala, $w \ll u, v$; 3) den enda yttre kraften är gravitationen; 4) den hydrostatiska approximationen gäller och 5) friktionen är försumbar. Då tar rörelseekvationerna formen

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g; \quad (4.5)$$

Definition: $f = 2\Omega \sin(\phi) = 2 \times 0,73 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \sin(\phi)$ är den s.k.

Coriolisparametern där Ω är jordens rotationshastighet

($\Omega = 7,292 \times 10^{-5} \text{ radianer/s}$) och Φ den geografiska latituden.

Här är de två första ekvationerna de s.k. geostrofiska ekvationerna och den tredje den hydrostatiska ekvationen.

4.1.3 Geopotential

För att kunna beräkna geostrofisk ström från hydrografiska data, introducerar vi begreppet *geopotential*. För att lyfta en vattenvolym vertikalt måste man utföra ett arbete $dw = Mg dz$, där M är vattenvolymens massa, g gravitationen och dz det djup volymen lyfts. Vi inför sedan storheten *geopotential* (Φ) så att ändringen i geopotential, $d\Phi$, över djupet dz kan skrivas som

$$M d\Phi = dw = M g dz \quad (4.6)$$

eller

$$d\Phi = g dz \quad (4.7)$$

med enheten joule/kg = m^2/s^2 (ändring av potentiell energi/massenheter).

Vidare kan (4.7) med hänvisning till (4.4) skrivas som

$$d\Phi = -\alpha dz \quad (4.8)$$

där $\alpha = \alpha(S, T, p)$ är den s.k. specifika volymen (eng. specific volume).

Från (4.5) kan detta skrivas

$$\frac{d p}{\rho} = \alpha d p = -g d z \quad (4.9a)$$

$$\alpha d p = d \Phi \quad (4.9b)$$

Geopotentialskillnaden mellan två trycknivåer P_1 och P_2 (figur 4.1) på en station A är därmed

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(S, T, p) dp \quad (4.10)$$

Den specifika volymanomalin skrivs som summan av två delar:

$$\alpha(S, T, p) = \alpha(35, 0, p) + \delta \quad (4.11)$$

Där $\alpha(35, 0, p)$ är den specifika volymen för havsvatten med salthalten 35 (PSU), temperaturen 0°C , och trycket p . Den sista termen δ är den specifika volymanomalin (eng. specific volume anomaly). Insättningen av (4.11) i (4.10) ger

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(35, 0, p) dp + \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp \quad (4.12)$$

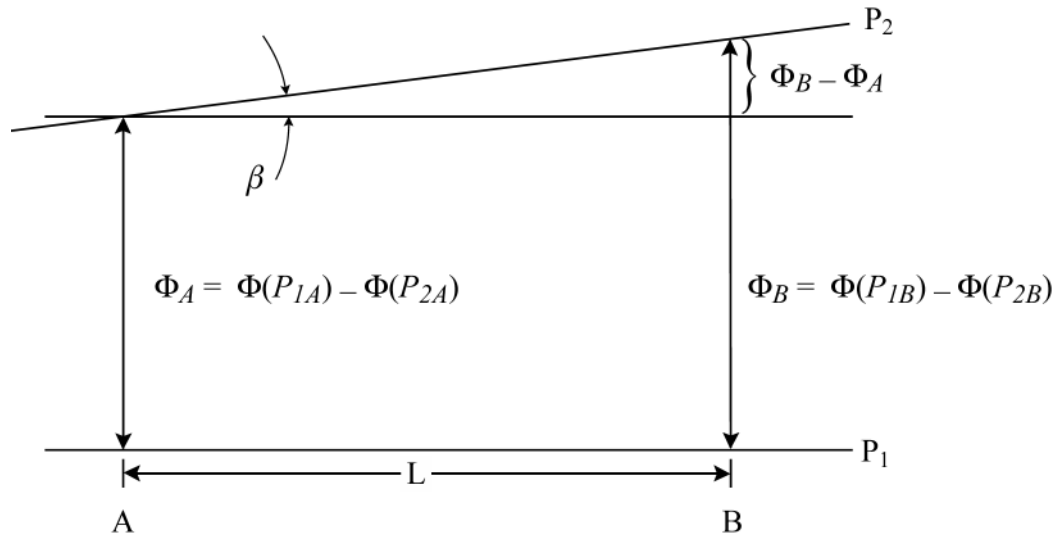
$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = (\Phi_1 - \Phi_2)_{std} + \Delta \Phi_A \quad (4.13)$$

där $(\Phi_1 - \Phi_2)_{std}$ är standardgeopotentialavståndet mellan de isobariska ytorna P_1 och P_2 , och

$$\Delta \Phi_A = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp \quad (4.14)$$

är anomalin i geopotentialavståndet mellan ytorna. Detta är den s.k. geopotentialanomalin (eng. geopotential anomaly) och kan beräknas ur en

hydrografisk profil för varje datapunkt med hjälp av salthalt, temperatur och tryck. Geopotentialanomalin är av storleksordningen 10^{-3} av det geopotentiella avståndet mellan Φ_2 och Φ_1 .



Figur 4.1: Den geometriska uppställningen för beräkandet av geostrofi ur hydrografiska data (enligt Pond & Pickard, 1983).

4.2 Hastighetsberäkningar

I detta arbete, där alla data vertikalt är uppdelade med 1 decibars mellanrum, har geopotentialanomalin räknats för varje trycknivå över hela stationsprofilen. När man räknat geopotentialanomalierna på samma trycknivåer för två bredvid varandra liggande stationer, på ett avstånd L ifrån varandra, kan man definiera trycknivåernas lutning β till geopotentialytorna (figur 4.1). I figur 4.1 antar vi att den djupare isobaren sammanfaller med geopotentialytan och lutningsvinkeln β är 0. Det här betyder att ingen tryckgradientkraft förekommer på denna geopotentialyta och att vi där inte har någon geostrofisk ström. På den övre ytan har isobarytan en lutning

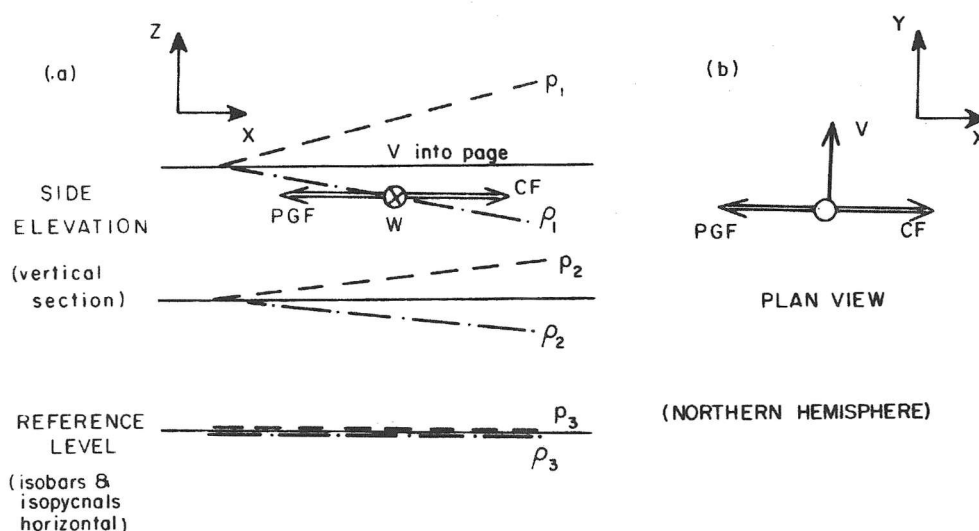
$$\beta = \frac{\Delta \Phi_B - \Delta \Phi_A}{L} \quad (4.15)$$

eftersom standardgeopotentialavstånden är identiska för stationerna A och B.

Den geostrofiska hastigheten på trycknivån P_2 blir utgående från (4.15) då

$$V = \frac{(\Delta \Phi_B - \Delta \Phi_A)}{f L} \quad (4.16)$$

V är den hastighetskomponent som står vinkelrätt mot det plan som bildas av de två hydrografiska stationerna. I figur 4.2 skulle strömmen riktas in i pappret om vi var på norra halvklotet. Samma tryckfält placerat på södra halvklotet ger en strömriktning ut ur planet.



Figur 4.2: (a) Schematiskt diagram på isobariska och isopykniska ytor och den geostrofiska ström som tryckgradienten (PGF) och Corioliskraften (CF) framkallar. (b) Krafternas balans med motsvarande strömriktning ur fågelperspektiv. Ur Pickard & Emery (1990).

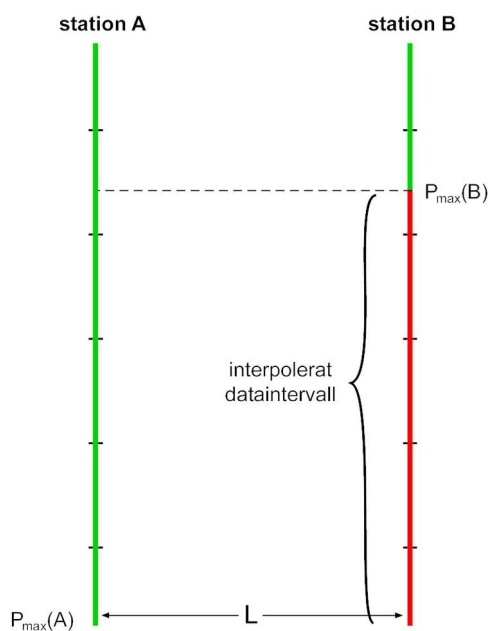
Det går att konstatera att man lika gärna hade kunnat räkna isobarernas lutning med att använda tätheten ρ istället för den specifika volymen α . Här har vi använt α dels för att det inom oceanografin är allmän praxis, men framför allt för att det med hjälp av datorkoderna är fördelaktigt att räkna geopotentialanomalin ur dataprofiler som vertikalt redan är uppdelade som funktion av trycket. Dessa koder baserar sig på algoritmer som är officiellt definierade av det internationella oceanografiska samfundet och publicerade av UNESCO / Division of Marine Sciences (Fofonoff och Millard 1983).

V (i (4.16)) ger en hastighetsprofil som bara är den relativa hastigheten mellan två nivåer. Den andra faktorn som inte finns med i beräkningen förorsakas av den tryckgradient som åstadkoms av havsytans lutning. Havsytans lutning mellan två stationer kan inte mätas tillräckligt noggrant och oceanografen är tvungen att ta till andra lösningar. Lutningen för en isobar, d.v.s. en yta med konstant tryck, kan

alltså inte bestämmas absolut men den relativa skillnaden mellan tryckgradienterna på två olika djup kan beräknas tillräckligt exakt.

4.3 Hastighetsberäkning vid kontinentalslutningen nära botten

Vid kontinentalsockelns sluttning ställs man inför problem då två dataprofiler har olika djup. Från den trycknivå där den grundare stationen slutar, ner till det största trycket för den djupare stationen, kan man inte direkt beräkna någon geopotentialanomali och därmed inte heller någon geostrofisk hastighetsprofil. Ifall man vid botten har, så som i dessa data, ett lager av shelfvatten med tydligt högre täthet än det omgivande vattnet, kan strömmarna där i många fall uppnå lokala maximivärden. Felmarginalerna kan inte bara bli stora utan också svåra att uppskatta. Detta gäller särskilt kontinentalslutningen vid Weddellhavets västra rand, där det kalla shelfvattnet strömmar norrut (figur 2.12). Se även presentationen av hydrografen i kapitel 5.1.



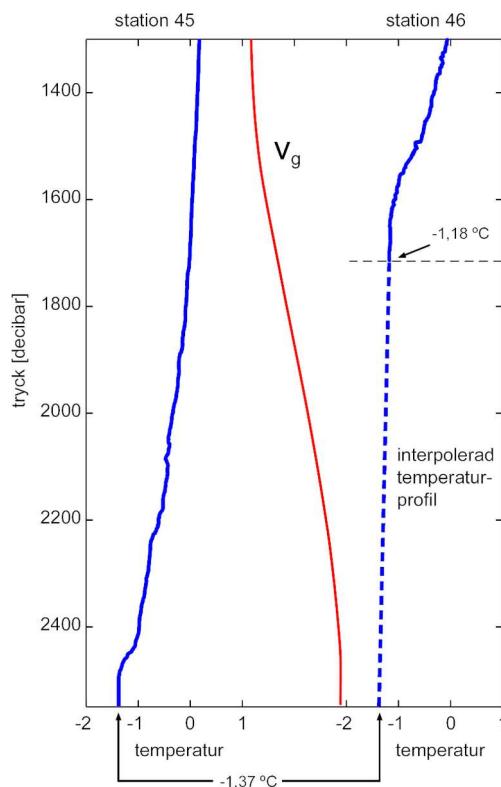
Figur 4.3:

Beskrivning av hur stationsprofilerna behandlas vid en sluttande botten.

I ifrågavarande arbete har den grundare stationen för enkelhetens skull förlängts med värden interpolerade mellan de båda stationernas bottenvärden ($P_{max}(A)$ och $P_{max}(B)$, figur 4.3). Därmed behandlas arean under bottenprofilen som en fortsättning av vattenkolumnen. Eftersom de norrut strömmande plymerna sprider

sig längs slutningen och vattnets täthetsgradient längs botten då blir liten, d.v.s. skillnaden mellan $S(P_{max}(A))$, $T(P_{max}(A))$ och $S(P_{max}(B))$, $T(P_{max}(B))$ är liten, torde antagandet motsvara verkligheten ganska väl (figur 4.4).

Vid geostrofiberäkningen i den djupare delen (interpolationsintervallet) har avståndet L (figur 4.3) hållits konstant av bestämda orsaker. Ifall L skulle närma sig noll då vi närmar oss botten, skulle v_g växa obegränsat. Transportberäkningen i bottenskiktet är entydigare med ett konstant L och de eventuellt onaturligt höga hastigheterna vid botten undviks (kap. 4.4). Den area transporten räknas igenom, interpoleras så att även den lineärt går mot noll. Därmed går också transporten i dessa matrispunkter mot noll.



Figur 4.4:
Stationsprofilernas
datainterpolering vid
botten. Station 46 är
grundare än station 45
men förlängs till samma
djup för att en
hastighetsberäkning ska
kunna göras. Den
beräknade
hastighetsprofilen
tecknad i rött.

4.4 Referenshastighet

Som konstaterat i kapitlen 4.1.2 och 4.1.3 är de beräknade geostrofiska hastigheterna endast relativa hastigheter mellan olika trycknivåer. Ett av geostrofiberäkningens grundproblem är därför att bestämma en referenshastighet i vattenkolumnen så att man kan relatera den relativa hastighetsprofilen till en känd strömningshastighet. Detta kan göras bl.a. med data från förankrade strömmätare.

För de flesta hydrografiska dataset, liksom för SWEDARP 88/89-data, saknas ofta strömmätardata vilket betyder att man är tvungen att på annat sätt definiera en referenshastighet. Ofta görs grundantagandet att hastigheten någonstans i vattenkolumnen är noll eller så låg att den i praktiken kan antas vara lika med noll. Man strävar efter att fastställa denna nivå, kallad "The Level of No Motion" (nivån för noll-hastighet), och korrigera alla hastighetsprofiler efter denna referens.

För detta ändamål har tillämpats en mängd olika metoder. En är att låta hastigheten vid botten vara lika med noll. De hydrografiska mätningarna görs dock mellan två stationer som i praktiken aldrig är lika djupa. Ifall botten dessutom sluttar brant, vilket oftast är fallet i strömningsmässigt intressanta områden, påverkas strömmarna av bottenpografien. För de data som använts i detta arbete tillkommer ytterligare en aspekt, nämligen det att vatten med hög täthet sjunker ner från kontinentalhyllorna längs med den branta kontinentalslutningen. Då är man tvungen att definiera en nollnivå på andra grunder.

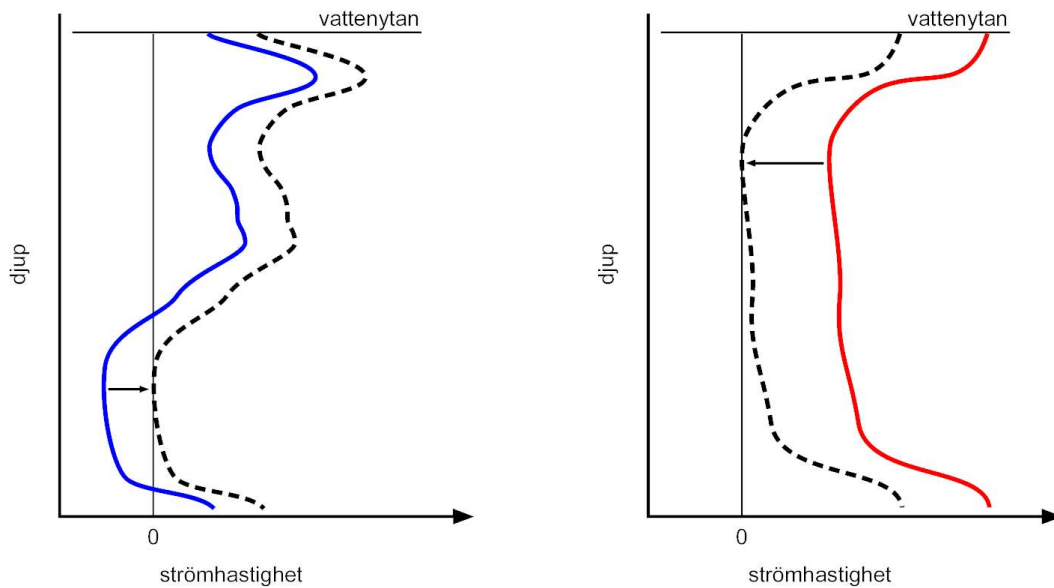
Stationsnätet för SWEDARP 88/98 planerades så att sektionerna placerade sig från en antagen mittpunkt av Weddellvirveln mot kusten (figur 4.5).

Utgångspunkten är alltså att det allmänna cirkulationsfältets strömriktning går i stort sett vinkelrätt mot sektionerna.

Här kommer vi först att göra två antaganden.

- 1) Det finns en positiv strömriktning medurs genom alla sektionerna och hastigheten genom varje station är riktad i positiv riktning.
- 2) För varje station antar vi att strömhastigheten är noll på en nivå i profilen.

Antagande 2) innebär att varje strömprofil skiftas med ett off-set, olika för varje stationspar, så att profilen är positiv över hela djupet och att det finns en nollnivå (figur 4.5). På ovannämnda sätt har varje strömprofil sin egna "Level of No Motion".



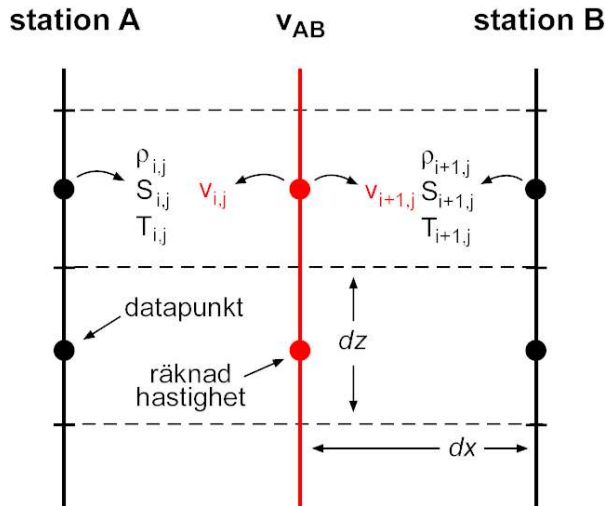
Figur 4.5: Korrigeringen av strömprofilerna. De färgade strömprofilerna är ursprungliga beräknade profiler; den blåa innehållande negativa strömhastigheter, den röda innehållande enbart positiva strömhastigheter.

4.5 Transportberäkningar

Volymtransporten (volymenhet/tid) genom en hydrografisk sektion beräknas från den geostrofiska hastigheten och den del av sektionen som denna hastighet representerar. Då man har ett värde för volymtransporten genom en sektion, kan man också räkna hur mycket av ett ämne som transporteras genom. Här lägger vi fokus på transporten av salt och värme, vilka båda är avgörande parametrar i beräkningarna av vattenmassatransformation.

Transporterna genom de olika sektionerna beräknades först med de hastighetsprofiler som beskrivs i kapitlen 4.3 och 4.4. Resultatet ger den s.k. baroklina transporten genom varje sektion. På grund av antagandet om en nollhastighet i varje hastighetsprofil (kap. 4.4) är transporten genom de olika sektionerna inte lika stor. Det betyder att det blir konvergenser och divergenser mellan de olika sektionerna. För att eliminera dessa konvergenser används en inversionsmetod som beskrivs nedan.

All sektionsdata (profilerna för salinitet, potentiell temperatur, täthet, geostrofisk hastighet, avståndet mellan stationerna och vattenlagrens tjocklek) ställdes upp enligt figur 4.6 så att transportberäkningarna kunde utföras.



Figur 4.6:

Transportberäkningsmatrisernas
uppbyggnad där v_{AB} är den
geostrofiska hastigheten
uträknad mellan stationerna A
och B.

Varje kolumn i den nya matrisen är med andra ord en slags halvstation med både hydrografiska storheter och en geostrofisk hastighet. Vi kan kalla denna halvstation för en datacell.

Den baroklina transporten av massa M_k och salt S_k genom sektionen A_k är bestämd av

$$M_k = \int_{A_k} \rho(x, z) \cdot v^{bc}(x, z) dx dz \quad (4.17a)$$

$$S_k = \int_{A_k} \rho(x, z) \cdot S(x, z) \cdot v^{bc}(x, z) dx dz \quad (4.17b)$$

Eftersom våra data är diskret fördelade kan vi för varje delyta, $dx dz$, av sektionen räkna en transport och hela sektionens transport kan summeras från denna datamatrix. (4.17) kan då skrivas i diskret form som

$$M_k = \sum_{i=1}^{N(k)} \sum_{j=1}^{M(i)} h_{ij} b_{ij} \rho_{ij} v_{ij}^{bc} \quad (4.18a)$$

$$S_k = \sum_{i=1}^{N(k)} \sum_{j=1}^{M(i)} h_{ij} b_{ij} \rho_{ij} S_{ij} v_{ij}^{bc} \quad (4.18b)$$

där $h_{ij} b_{ij}$ är datacellens höjd gånger bredd, m.a.o. arean a_{ij} , och $M(i)$ är djupet (antalet datapunkter) för station i medan $N(k)$ är antalet stationer i sektion k .

4.5.1 Transporten nära botten

Det sätt på vilket de geostrofiska hastighetsprofilerna räknas nära botten (kap. 4.3) kräver att i transportberäkningarna där ta hänsyn till den i någon mån konstgjorda hastighetsprofilen (figur 4.4). I synnerhet för stationerna på kontinentalslutningen i västra Weddellhavet, där det finns starka täthetsgradienter nära botten, leder stationsförlängningen till höga hastigheter i interpoleringsintervallet (figur 4.3). Areamatrisens värden vid botten (mellan $P_{max}(A)$ och $P_{max}(B)$, se figur 4.3) har interpolerats så att b_{ij} i (4.18) i detta intervall lineärt går mot noll, för att simulera en linjär bottenprofil mellan stationerna. Eftersom b_{ij} mellan två stationer vid botten går mot noll, går också transporten i dessa matrispunkter mot noll.

4.5.2 Referenstransporten för tvärsektionerna

Utgångsläget för transportberäkningarna var de antaganden som är gjorda i kapitel 4.4 om att vi har en positiv strömriktning medurs igenom sektionerna 2–5 (figur 3.4). De här hastighetsprofilerna ger en baroklin transport igenom varje sektion som i Weddellvirvelns riktning också följaktligen är positiv i varje punkt. De beräknade baroklina sektionstransporterna är angivna i tabell 4 (kap. 5.3). Den största transporten erhöles för sektion 2 (18,7 Sv) och den minsta genom sektion 5 (7,1 Sv). Till referenstransport för balanseringen av den totala transporten valdes den största av de baroklina sektionstransporterna, nämligen den given av sektion 2. Valet ansågs berättigat i ljuset av att Weddellvirvelns transport i litteraturen är uppskattad till 30–35 Sv och alla de beräknade baroklina transporterna därmed underskattar den totala transporten.

4.5.3 Minimering av salt- och masstransporten med inversmetod.

Inversa metoder har använts för att lösa ekvationssystem där antalet okända variabler är större än mängden ekvationer i systemet. Inom oceanografin introducerades inversa metoder av Wunsch (Wunsch 1978) och sedan dess har ett antal olika varianter presenterats (Wunsch 1996, Fiadeiro och Veronis 1982, Provost och Salmon 1986).

För hela Weddellhavsvirveln antas transporten vara så fördelad att den mängd salt och volym som transporteras genom sektion nr 2 också transporteras genom de

följande tre sektionerna (se kapitel 3.2). Salt och massa är konservativa storheter i vårt system. Värmeutbytet mellan havet, havsisen och atmosfären gör att värmemängden inte bevaras. I Weddellhavet, och isynnerhet på kontinentalsockeln i sydvästra Weddellhavet, är värmeöverföringen från havet till atmosfären stark och dess variation så dåligt känd att värmebalansen är svår att använda som referens för transportberäkningarna. I stället kan vi härleda hur värmetransporten varierar mellan sektionerna.

Den baroklina transporten av massa och salt genom sektion k är given av M_k och S_k enligt (4.18).

Vi kräver att transporterna skall vara

$$M_k' = M_2 \quad (4.19a)$$

$$S_k' = S_2 \quad (4.19b)$$

d.v.s. de samma som transporterna igenom sektion 2. Det betyder att till varje sektion måste adderas ett barotrop hastighetsfält \mathbf{v}^b som tillför transporten

$$M_k^{\rightarrow} = M_2 - M_k \quad (4.20a)$$

$$S_k^{\rightarrow} = S_2 - S_k \quad (4.20b)$$

Vi ställer med andra ord villkoret att mängderna M_k^{\rightarrow} massa och S_k^{\rightarrow} salt ytterligare skall transporteras igenom sektionen.

Om vi inför vektorerna

$$a_i = \sum_j \rho_{ij} a_{ij}$$

$$s_i = \sum_j \rho_{ij} a_{ij} s_{ij}$$

där a_i är arean av datacellskolumnen i , kan detta skrivas

$$\begin{bmatrix} \cdots & a_i & \cdots \\ \cdots & s_i & \cdots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vdots \\ v_i^b \\ \vdots \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_k^{\rightarrow} \\ S_k^{\rightarrow} \end{bmatrix} \quad (4.21a)$$

eller, då vi definierar den vänstra matrisen som B , som

$$B\mathbf{v}^b = \begin{bmatrix} M_k^{\rightarrow} \\ S_k^{\rightarrow} \end{bmatrix} \quad (4.21b)$$

där $k = 3,4,5$ och v^b är den okända barotropa hastigheten (referenshastighet). Eftersom v^b innehåller flera (i stycken) obekanta referenshastigheter än vi har ekvationer (2 stycken), bestäms det barotropa hastighetsfältet genom variationskalkyl med bivillkor. Här minimerar vi den kinetiska energin hos det barotropa fältet

$$\frac{1}{2} \int_A \rho (v^b(xy))^2 dx dz \quad (4.22)$$

med våra bivillkor att massa- och salttransporterna är lika genom de olika sektionerna (Rudels 1987).

För sektion k får vi då

$$\frac{\partial}{\partial v^b} \left[\frac{1}{2} \int_{A_k} \rho (v^b(x))^2 dx dz + \lambda_1 \left(\int_{A_k} \rho v^b(x) dx dz - M_k^- \right) + \lambda_2 \left(\int_{A_k} \rho s(xz) v^b(x) dx dz - S_k^- \right) \right] = 0 \quad (4.23)$$

där λ_1 och λ_2 är Lagrange-operatorer.

(4.23) blir i diskret form

$$\frac{\partial}{\partial v_i^b} \left[\sum_{i=1}^{N(k)} \frac{(v_i^b)^2}{2} \sum_{j=1}^{M(i)} \rho_{ij} a_{ij} + \lambda_1 \left(\sum_{i=1}^{N(k)} v_i^b \sum_{j=1}^{M(i)} \rho_{ij} a_{ij} - M_k^- \right) + \lambda_2 \left(\sum_{i=1}^{N(k)} v_i^b \sum_{j=1}^{M(i)} \rho_{ij} a_{ij} s_{ij} - S_k^- \right) \right] = 0 \quad (4.24)$$

som efter derivering tar uttrycket

$$a_i v_i^b + \lambda_1 a_i + \lambda_2 s_i = 0 \quad (4.25)$$

där $i = 1..N(k)$.

Med införandet av matriserna

$$K = \begin{bmatrix} \dots & 1 & \dots \\ \dots & \frac{s_i}{a_i} & \dots \end{bmatrix}$$

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \end{bmatrix}$$

där $a_i = \sum \rho_{ij} a_{ij}$ och $s_i = \sum \rho_{ij} a_{ij} s_{ij}$, kan (4.25) skrivas

$$\begin{bmatrix} \vdots \\ v_i^b \\ \vdots \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \vdots \\ 1 \\ \vdots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vdots \\ \frac{s_i}{a_i} \\ \vdots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \end{bmatrix} = 0 \quad (4.26a)$$

eller

$$\mathbf{v}^b + K^T \Lambda = 0 \quad (4.26b)$$

Vi ställer upp ett ekvationsystem med ekvationerna (4.21b) och (4.26b):

$$\begin{cases} \mathbf{v}^b = K^T(-\Lambda) \\ B\mathbf{v}^b = \begin{bmatrix} M_k^- \\ S_k^- \end{bmatrix} \end{cases} \quad (4.27)$$

där vektorn \mathbf{v}^b med hastighetskomponenter balanserar hastighetsprofilen så att vårt krav på transport av massa och salt igenom sektion k uppfylls. Lösningen uppfyller kraven med att höja systemets kinetiska energi möjligast lite och metoden kallas också för minimering. Ekvationssystemet löses med insättning av först \mathbf{v}^b i den nedre ekvationen av (4.27), varefter lösandet av Λ i den övre ekvationen ger

$$\mathbf{v}^b = K^T (BK^T)^{-1} \begin{bmatrix} M_k^- \\ S_k^- \end{bmatrix} \quad (4.28)$$

Formen på (4.28) kallas för Moore–Penrose-inversen och ger en entydig lösning för \mathbf{v}^b (Wunsch 1978).

5 Resultat

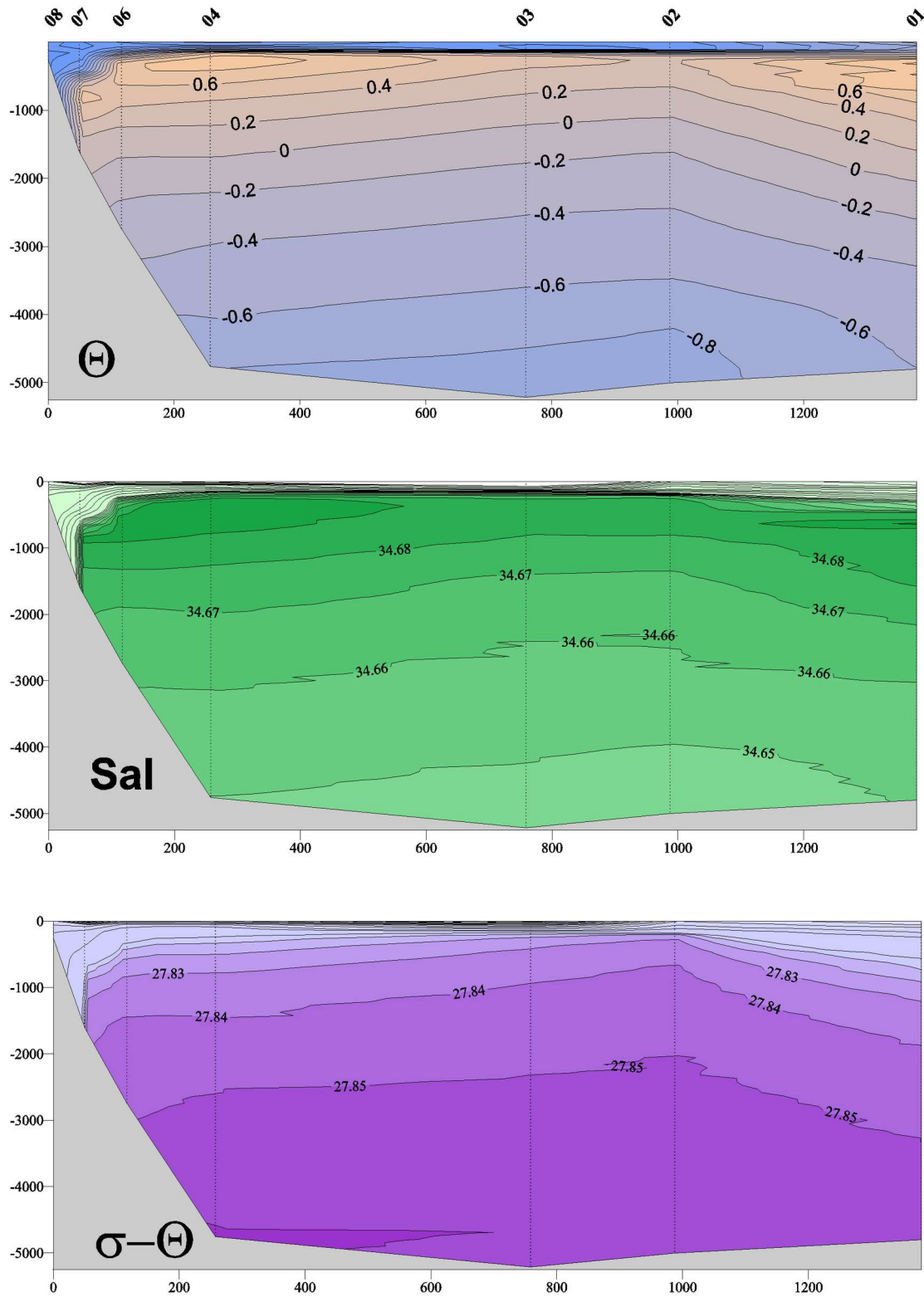
5.1 Hydrografin

Mättningsprofilerna från SWEDARP 88/89-expeditionen uppvisar i stort sett de egenskaper för vattenmassorna som beskrivs i kapitel 2. Som en avvikelse kan nämnas de kalla plymerna på kontinentalslutningen som i vissa fall har så låg salinitet att de inte ryms med i de vattenmassklassifikationer som presenterats i litteraturen (Fahrbach, Carmack, m.fl.)

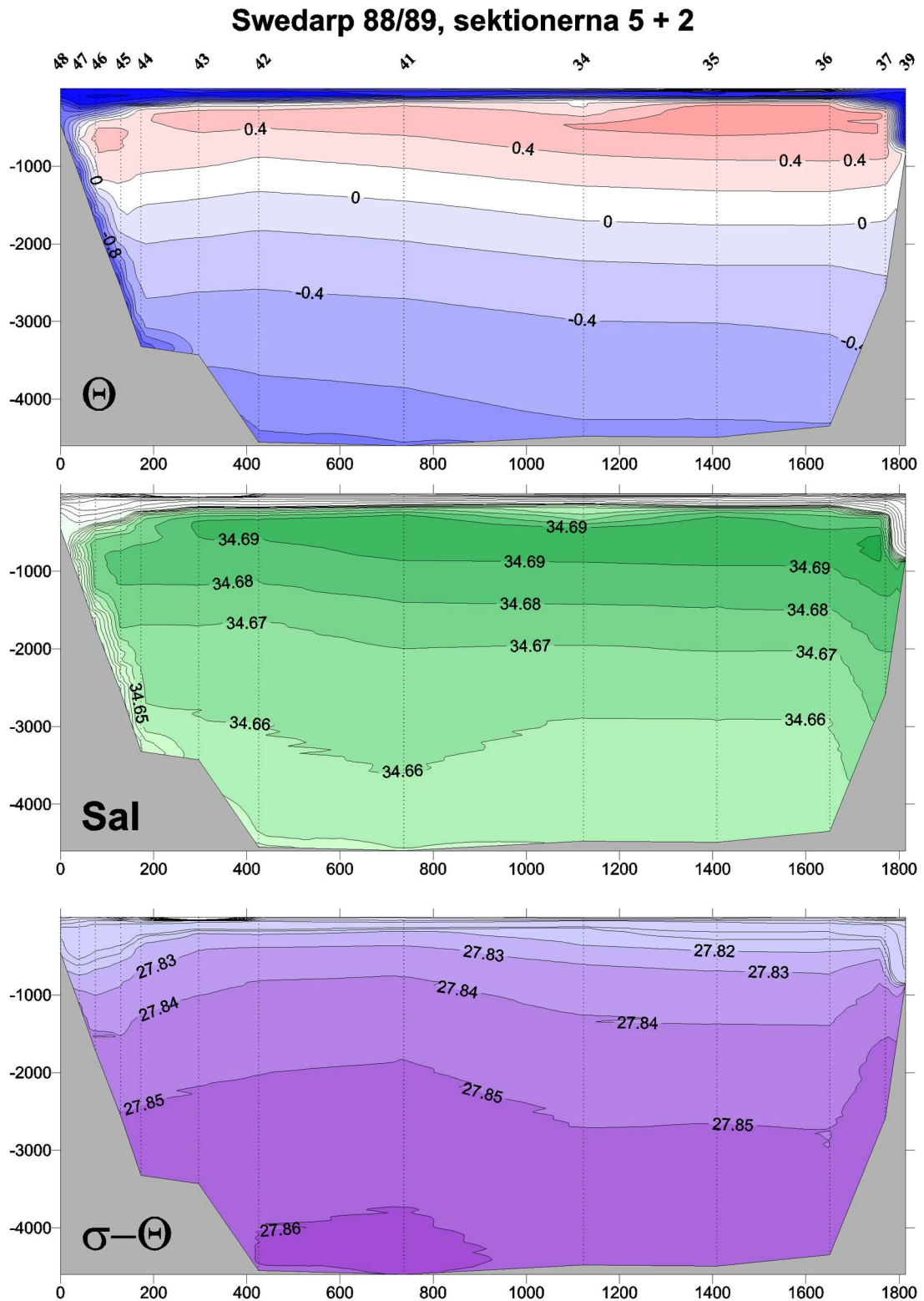
Då relativt varmt ytvatten strömmar in i Weddellhavet, kyls det ner av den kalla luften. En stor del av vattnets värmemängd går också åt till att smälta havsis och ytvattnet salthalt minskar då smältvattnet blandas in. I Weddellhavet ser man därför i ytskiktets undre del, vid 20–60 meters djup, ett starkt språng i salthalt; en s.k. haloklin. Haloklinen ses i stationsprofilerna (figurerna 3.5–3.10) i salthaltsintervallet 33–34,4. Under haloklinen ligger det varma djupvattnet (WDW) vars höga salthalt och höga temperatur tydligt syns i Θ S-kurvorna i figurerna 3.5–3.11 och som ett temperaturmaximum i sektionerna i figurerna 5.1–5.3. I sektion 3 ligger temperaturmaximumet på ca 500-700 meters djup. Då temperaturen igen sjunker med djupet, övergår vattenmassorna först till Weddellhavets djupvatten och slutligen till Weddellhavets bottenvatten.

Den största delen av den vattenvolymen som SWEDARP 88/89-expeditionens mätningar omfattar, består av Weddellhavets djupvatten (WSDW). På sektionen tvärs över bassängen, sektionerna 5 och 2, upptar WSDW 60 % av ytan. Det varma djupvattnet (WDW) upptar ca 34 %, medan ytvattnet (SW) tar 4 % och bottenvattnet (WSBW) bara ungefär 1 % av ytan (figur 5.5). De motsvarande ytorna för Polarstern-sektionen 1989 mellan spetsen av antarktiska halvön och Kapp Norvegia var: 63,8 % (WSDW), 25,8 % (WDW), 4,7 % (SW) och 5,6 % (WSBW) (Fahrbach et al. 1994b). Den sektionen gick lite längre österut än Stena Arctica-sektionen.

Stena Arctica Section # 1

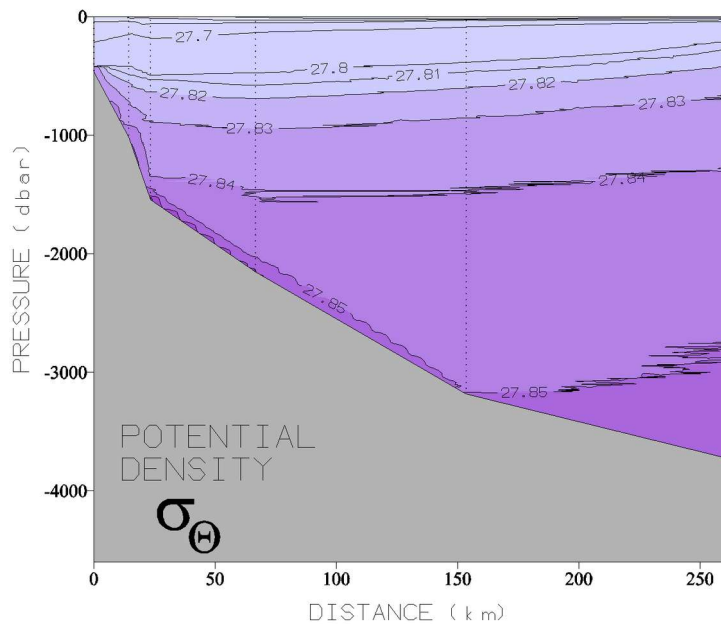
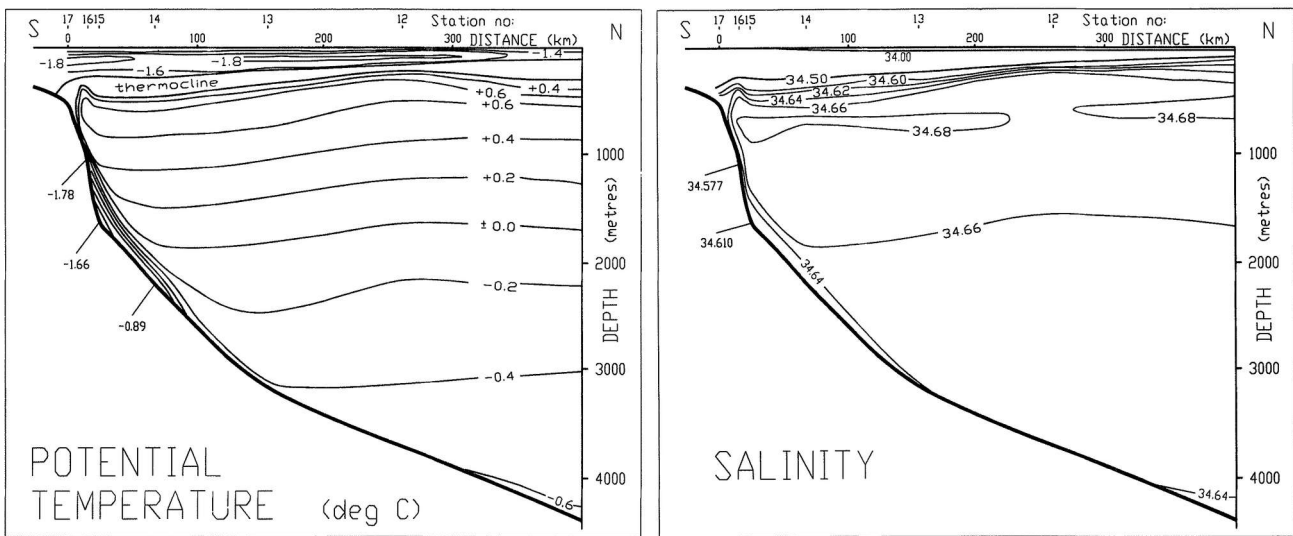


Figur 5.1: Sektionstvårsnitt av sektion 1 för potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet.



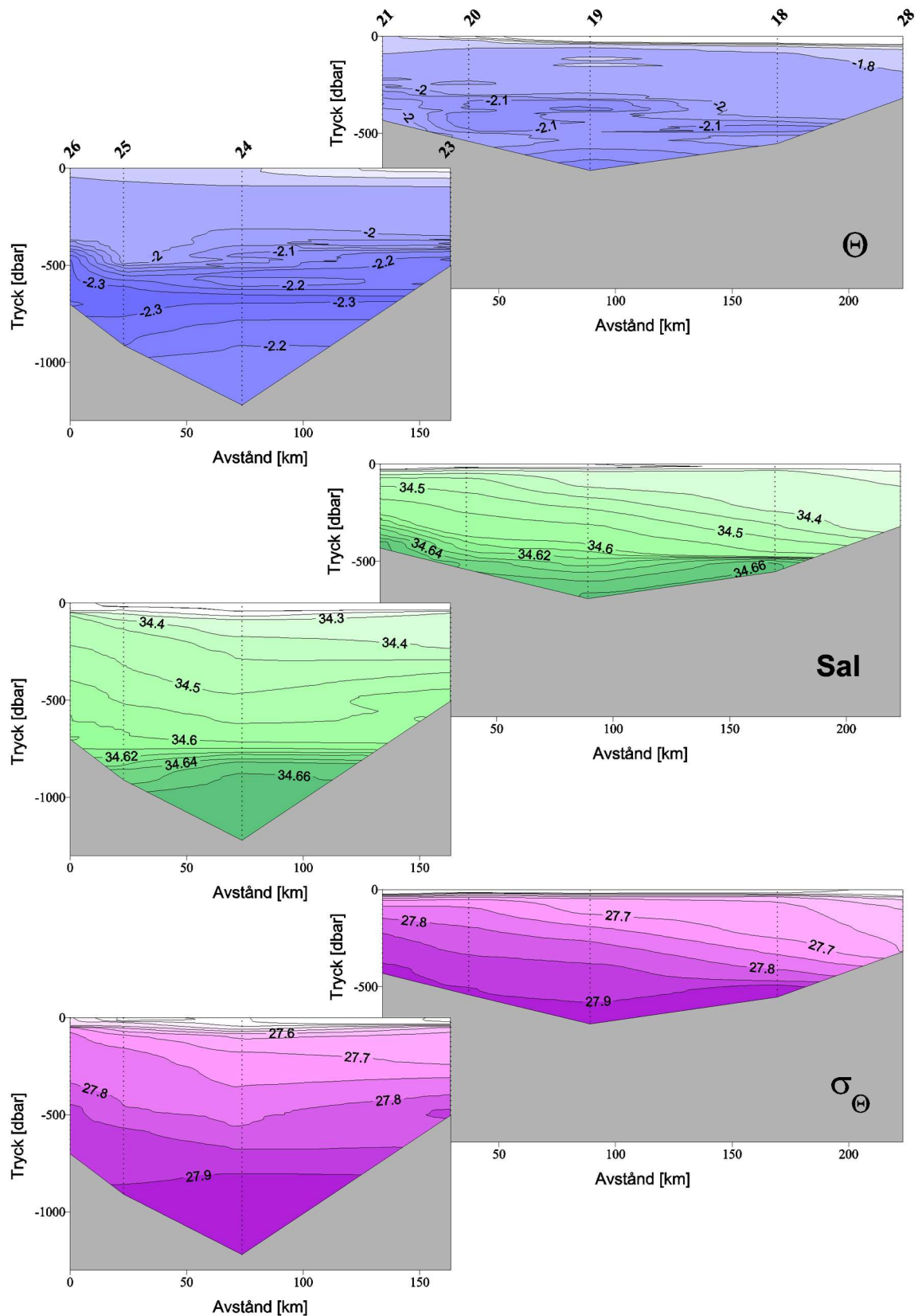
Figur 5.2: Sektionstvårsnitt av sektionerna 5-2 för potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet.

Stena Arctica Section # 3

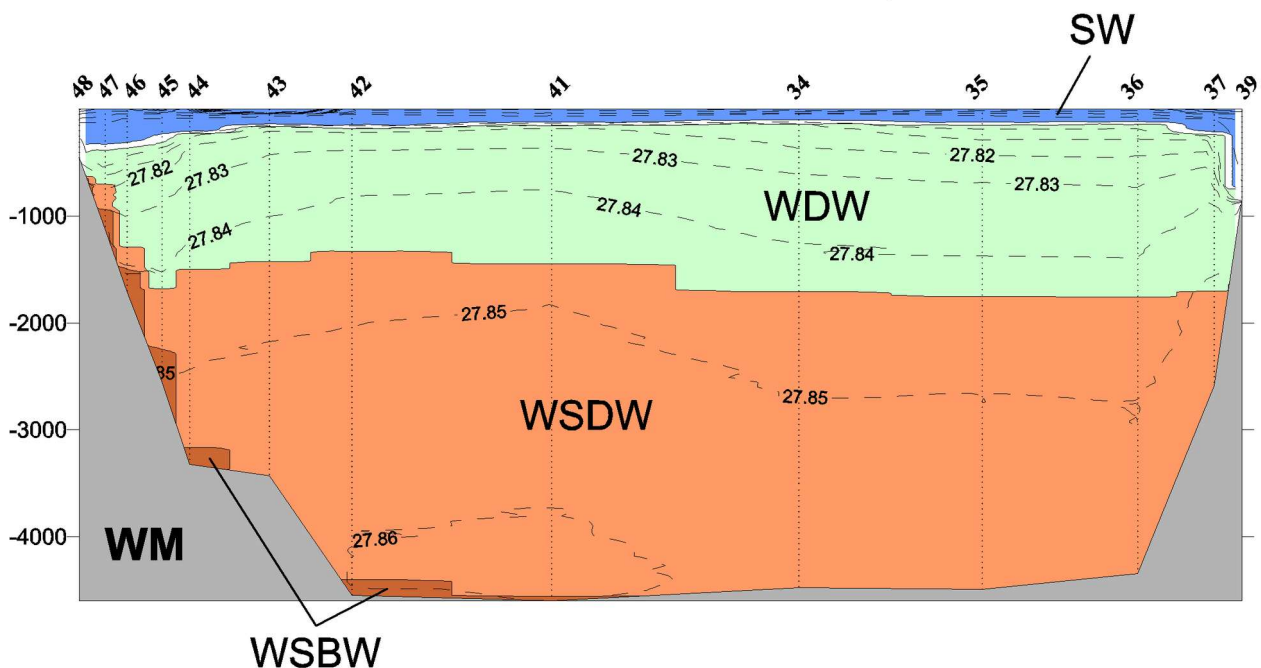


Figur 5.3: Sektionstvårsnitt av sektion 3 för potentiell temperatur (Θ), salinitet (ur SWEDARP 88/89-expeditionens färdrapport (Karlqvist 1990)) och potentiell täthet.

Swedarp 88/89 Sektionerna 6 och 7



Figur 5.4: Sektionstvårsnitt av sektionerna 6 (till vänster) och 7 (till höger) för potentiell temperatur (Θ), salinitet och potentiell täthet.



Figur 5.5: Vattenmassidentifikationen på sektionen 5-2. Den potentiella tätheten är intecknad med streckade linjer.

5.2 Geostrofin

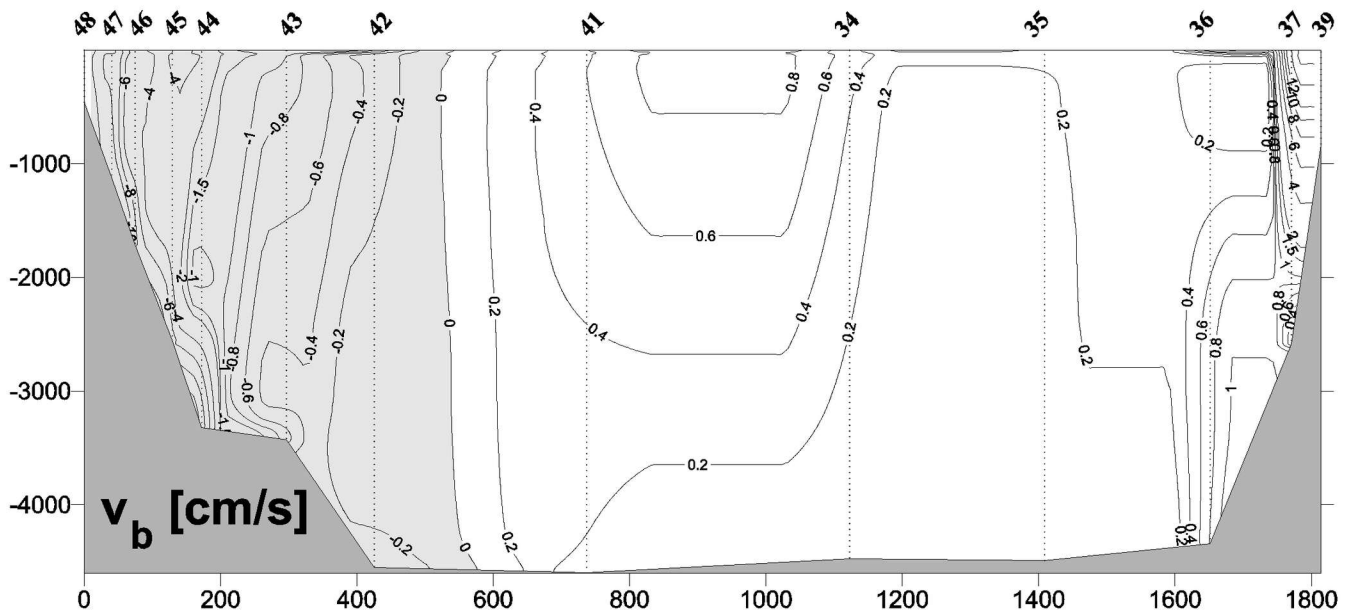
SWEDARP 88/89-data ställdes upp så att alla beräkningar beskrivna i kapitel 4 kunde genomföras. För varje station räknades en geopotentialanomaliprofil och mellan varje brevid varandra liggande station i en sektion räknades den baroklina geostrofiska strömprofilen. Sektionernas volymtransporter balanserades med villkoret att salt- och masstransporten igenom varje sektion var konstant. Resultatet är en uppskattning på det totala strömningsfältet i Weddellvirvelns västra del.

Den högsta beräknade strömhastigheten var 62 cm/s, mellan stationerna 16 och 15 vid kontinentalslutningen, i början på sektion 3. Å andra sidan visar sektion 3 tendenser som motstrider den antydda allmänna cirkulationen. Detta beror troligen på sektionens geometri, där det sista stationsmellanrummet (mellan stationerna 12 och 41) är klart större än de övriga närmare kusten (figurerna 3.3 och 3.4). Bortser man från sektion 3, är de starkaste beräknade strömmarna lite över 20 cm/s, i de yttre kanterna av sektionerna 2 och 5 (stationsmellanrummen 39–37 respektive 48–47). Plymen på kontinentalslutningen av sektion 5 når vid botten, djupare än 3000 m, hastigheter på över 10 cm/s.

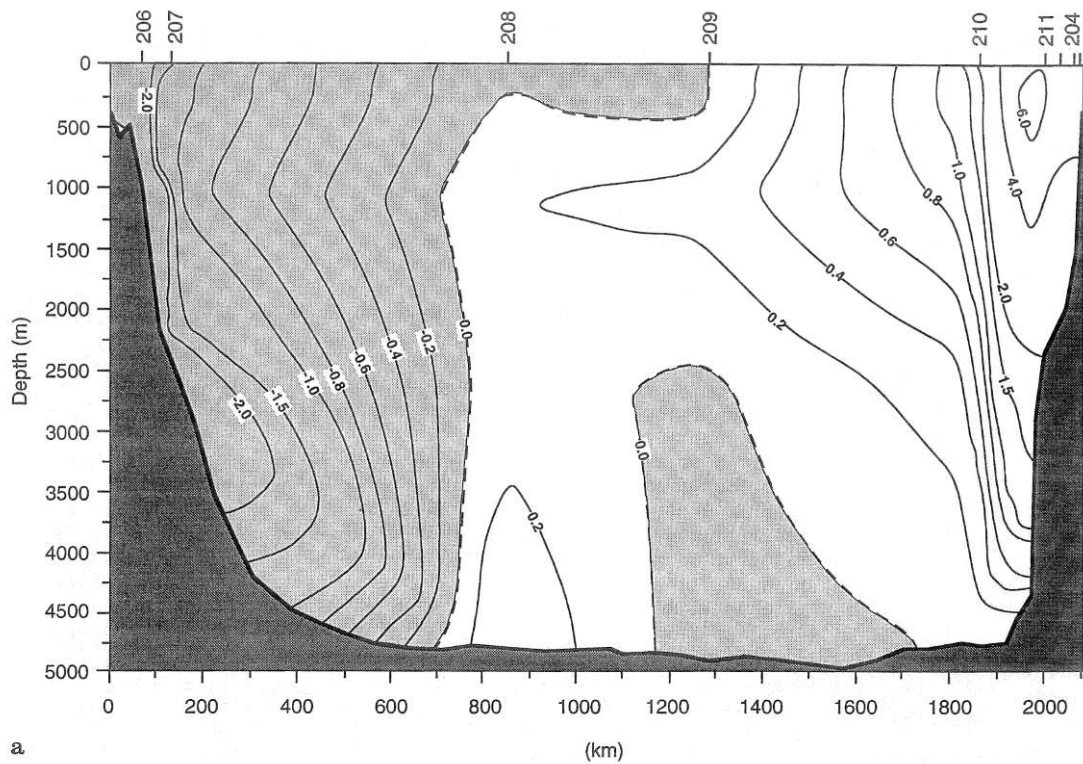
I den djupa delen av Weddellbassängen, borta från randströmmen nära kusten, i stort sett mellan stationerna 35 och 42, var de beräknade strömmarna mycket små; mindre än 1 cm/s överallt (figur 5.6). De sammanslagna sektionerna 5 och 2 ger en tydlig helhetsbild av att Weddellvirvelns riktning är cyklonisk runt bassängen. Den antagna baroklina strömriktningen förstärks av den beräknade barotropa andelen, och bara mellan stationerna 41 och 42 ger inversionberäkningen en barotrop ström mot det baroklina strömfält som bestämdes på basen av sektionens täthetsfördelning (figur 5.2).

Resultatet uppvisar en struktur liknande den som erhållits vid andra studier, bl.a. av Farbach et al. (figur 5.7) och Heywood et al. (1998). De största beräknade strömhastigheterna rör sig i samma storleksordning som de beräknade av Farbach (ca 50 cm/s i den södra randströmmen), som också konstaterar att läget i djupbassängen är så gott som stagnant (FARBACH 2001).

De beräknade geostrofiska strömfälten genom sektionerna 2, 4 och 5 uppvisar god överensstämmelse sinsemellan. Sektion 4 ligger på en kritisk position med tanke på djupvattenproduktionen från kontinentalsockeln. Då vi betraktar sektion 3 är signalen av plymvattnet på sluttningen så svag att våra inverteringsvillkor (eng. constraints) inte är användbara. Plymerna tenderar att strömma över kontinentaltröskeln längs djupa fåror och är därigenom svåra att observera med CTD-mätningar. Detta kan betyda att våra sektionsdata inte tillräckligt väl representerar de verkliga förhållandena.



Figur 5.6: Fördelningen av den beräknade geostrofiska strömshastigheten på sektion 5-2. Den positiva riktningen indikerar en ström söderut medan den negativa (skuggad area) talar om en nordlig ström.



a

Figur 5.7: Långtidsmedelvärde av strömstyrkan på sektionen Joinville Island–Kapp Norvegia (Fahrbach 1994b)

5.3 Transporterna

Med de antaganden som är gjorda i kapitlen 4.4 och 4.5, om att Weddellvirvelns strömfält är positivt överallt i virvelns riktning, beräknades först de baroklina transporterna igenom sektionerna 2–5. I tabell 4 anges transporterna sektionsvis för volym, massa, salt och värme.

Tabell 4: De baroklina transporterna beräknade för sektionerna 2–5. Värmemängden är angiven relativt till temperaturen $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

	Volym [Sv]	Massa [kg/s] $\times 10^9$	Salt [kg/s] $\times 10^6$	Värme [TW]
Sektion 2	18,7	19,2	665	131,7
Sektion 3	11,6	11,9	413	91,6
Sektion 4	13,9	14,3	496	105,1
Sektion 5	7,1	7,3	252	46,8

De totala transporterna igenom sektionerna beräknades från de bestämda totala hastigheterna (baroklina och den barotropa delen). Resultaten är presenterade i tabell 5. Samtidigt med de totala transporterna igenom sektionerna har också de olika vattenmassornas andel av transporten beräknats.

Den totala volymtransporten genom alla sektionerna har balanserats till 18,7 Sv, d.v.s. till den sektions baroklina transport som var störst (sektion 2). Jämfört med andra uppskattningar, vilka varierar mellan 10 och 90 Sv (bl.a. Carmack och Foster 1975a och Fahrbach et al. 1991) är vårt resultat i den lägre delen av spektret. I analyser gjorda av Yaremchuk et al. har det dock kommit fram att transportberäkningar för Weddellhavet enbart baserade på hydrografiska data kan ge mindre än hälften lägre värden för transporterna än om man samtidigt använder sig av referensdata från strömmätare eller motsvarande (Yaremchuk et al. 1998). Volymtransporten med WSBW är noll vid den sydöstra kusten, men ökar till 0,3 vid sektion 4 och är 1,4 Sv vid Joinville Island (sektion 5) Detta värde ligger väl i det intervall som är uppskattat av Fahrbach, 0,8–3,9 Sv, med mätningar över flera år (Fahrbach et al. 1995).

Det centrala resultatet transportvärdena visar är mängden värme som försvinner ur

vattenkolumnen. Då sektion 2 transporterar ca 130 TW in i Weddellhavet, avges först ca 4 TW fram till sektion 4, och ytterligare ca 8 TW då man nått sektion 5. Totalt avges enligt våra uträkningar alltså ca 12 TW värme från havet till atmosfären innanför sektionen 5–2, då motsvarande uppskattningar med motsvarande metoder ligger i intervallet 9-14 TW. Yaremchuk et al. uppskattar att värmetransporten med hydrografiska mätningar underskattar den verkliga värmeförlusten med ca 40 %. Denna uppskattning motsvarar på samma sätt skillnaden mellan det här beräknade värdet och Farbachs beräkning av långtidsmedelvärdet på 35 TW ($0,4 \times 35 = 14$).

Tabell 5: Transporter av olika storheter igenom sektionerna 2-5.

Volym [Sv]:					
	SW	WDW	WSDW	WSBW	Totalt
Sektion 2	3,7	8,1	6,4	0,0	18,7
Sektion 3	5,4	14,6	-3,3	0,6	18,7
Sektion 4	4,5	7,8	2,5	0,3	18,7
Sektion 5	3,4	6,5	4,0	1,4	18,7
Massa [kg/s] ×10⁹:					
	SW	WDW	WSDW	WSBW	Totalt
Sektion 2	3,8	8,3	6,5	0,0	19,2
Sektion 3	5,6	15,0	-3,3	0,7	19,2
Sektion 4	4,6	8,0	2,6	0,3	19,2
Sektion 5	3,4	6,6	4,1	1,5	19,2
Salt [kg/s] ×10⁶:					
	SW	WDW	WSDW	WSBW	Totalt
Sektion 2	130	289	226	0	665
Sektion 3	191	522	-116	23	665
Sektion 4	158	278	89	12	665
Sektion 5	118	230	142	51	665
Värme [TW], relativt till temperaturen -2 °C:					
	SW	WDW	WSDW	WSBW	Totalt
Sektion 2	5,7	78,1	44,5	0,0	131,7
Sektion 3	11,9	143,9	-1,1	2,1	150,0
Sektion 4	9,0	75,1	20,1	1,1	127,5
Sektion 5	5,4	59,6	28,1	5,6	119,3
Färskvatten, totala [Sv]:					
	SW	WDW	WSDW	WSBW	Totalt
Sektion 2	3,6	7,8	6,1	0,0	18,1
Sektion 3	5,2	14,1	-3,1	0,6	18,1
Sektion 4	4,3	7,5	2,4	0,3	18,1
Sektion 5	3,2	6,2	3,9	1,4	18,1

5.4 Vattenmasstransformation

Transformation av vattenmassor sker då vattnet vid ytan påverkas av avkyllning och uppvärmning, nederbörd, avdunstning, isbildning och issmältning. Då vattnet lämnar havsytan, behåller det sina egenskaper vilka endast kan påverkas genom blandning med andra vattenmassor. I frågan om Weddellhavet är det uppenbart att anta att delar av de intermediära varmare vattenmassorna transformeras till kallare vatten med högre täthet. Den här transformationen beräknas enklast genom att jämföra transporterna av de olika vattenmassorna igenom de olika sektionerna. Våra resultat visar att mängden WDW som lämnar Weddellvirveln är ca 1,6 Sv mindre än den mängd som strömmar in. Motsvarande siffra för WSDW är -2,4 Sv, vilket inte alls överensstämmer med tidigare uppskattningar. T.ex. Farbach et al. (1994c) anger de motsvarande transformationerna till ca -6,0 respektive +1,2. Då vi betraktar bottenvattenproduktionen (WSBW) ser vi att våra sektioner vid den sydöstra kusten inte transporterar in något bottenvatten alls. Den mängd WSBW som strömmar ut genom den nordvästra sektionen, ca 1,4 Sv, kan därmed räknas som nybildat bottenvatten. Beräkningar av Yaremchuk och Farbach ligger mellan 2 och 3 Sv.

6 Diskussion

Under arbetets gång kom det fram att de etablerade vattenmassdefinitionerna för Weddellhavets djupare vattenmassor, WSDW och WSBW, inte helt omfattar de observationer som gjordes under SWEDARP 88/89-expeditionen. Skribenten föreslår därför ett fortsatt arbete i frågan, där en isopyknisk vattenmassindelning mellan MWDW och WSDW/WSBW införs. En introduktion till detta är given av Gammelsrød et al. (1994) och skulle kunna bidra till bestämningen av tillförseln av Antarktisk bottenvatten till den globala termohalina cirkulationen.

Volymtransporten av WSDW igenom sektionerna 4 och 5 är ungefär hälften av transporten in i Weddellhavet igenom sektion 2. Det här är motstridigt då WSDW är den vattenmassan i Weddellhavet som antagligen växelverkar minst med andra vattenmassor och som därigenom borde vara den vars cirkulation i bassängen är stabilast. Detta tyder på att ytterligare villkor borde införas, som tar större hänsyn

till de stora, mer konservativa, vattenmassorna. Dessa villkor kunde knytas till bestämda täthetsintervall.

Randströmmen längs den antarktiska halvön uppskattas av Farbach et al. (2001) till 25–30 Sv, medan transporten av nyligen format Antarktiskt bottenvatten (WSBW) bara uppgår till några Sv (FARBACH et al. 1994a). Bottenvattenutflödet i våra resultat stämmer bra överens med uppskattningar i litteraturen. Därmed kan man anta att den använda metoden för strömhastighetsberäkningen i slutningen tämligen väl beskriver de verkliga förhållandena.

Den metod som använts för transportberäkningarna i detta arbete, har redan fått en prägel av att vara en standardmetod inom oceanografin. Bland annat för Weddellhavet har man på senaste tid gjort mer raffinerade transportberäkningar med stöd av tätare dataset, flera tracer-parametrar och framför allt med hjälp av strömmätardata (Yaremchuk et. al. 1998). Yaremchuk påpekar att beräkningar som grundar sig på enbart hydrografiskt data generellt underestimerar totaltransporten i Weddellvirveln. Den klassiska variationella metoden presenterad av Wunch kan med fördel användas då bivillkoren berör hela sektionen i fråga och då diapycniska blandningsprocesser inom systemet är försumbara. Ingetdera av dessa kriterier uppfylls dock i frågan om Weddellhavet.

Det är inte långsökt att tro att de motstridigheter i vattenmasstransformationerna som detta arbetes beräkningar påvisar, delvis kan bero på ovannämnda faktorer. Processerna för djupvattenbildning är alltför lokala och fluktuerande för att man skall kunna göra tillförlitliga uppskattningar på vattenmasstransformationer med hjälp av glesa och/eller sporadiska observationer. Även om SWEDARP 88/89-expeditionens data håller hög standard, är mer omfattande mätningar – i tid eller rum – nödvändiga för att kunna ge stabilare resultat.

Eftersom de områden där djupkonvektion sker är små, och de styrande faktorerna lokala och varierande, är det svårt för globala klimatmodeller att simulera djupvattenproduktionen (Gordon 1998). Med tanke på Weddellhavets speciella roll i världshavens kretslopp skulle kontinuerliga direkta mätningar av de bildade

djupvattnen vara nödvändiga som basinformation för de storskaliga cirkulationsmodellerna. Samma kan konstateras om transportberäkningar utan direkta stödande strömmätningar.

7 Sammanfattning

1. Av de data som insamlades under SWEDARP 88/89-expeditionen, visar sig några stationers djupa vattenmassor ha lägre salthalt än mätningar presenterade i litteraturen.
2. De starkaste strömmarna i Weddellvirvelns randström beräknades till över 20 cm/s. I plymen på kontinentalslutningen utanför den Antarktiska halvöns spets erhöles bottenhastigheter på över 10 cm/s.
3. De beräknade geostrofiska strömfälten genom sektionerna 2, 4 och 5 uppvisar god överensstämmelse sinsemellan och en strömfördelning som härletts i andra studier.
4. Det erhållna bottenvattenutflödet överensstämmer väl med uppskattningar i litteraturen. Den använda metoden för strömhastighetsberäkningen på kontinentalslutningen verkar också beskriva förhållandena tämligen väl.
5. Den totala volymtransporten i Weddellhavsvirveln beräknades till 18,7 Sv.
6. Totalt avges enligt våra uträkningar ca 12 TW värme från havet till atmosfären innanför det område som våra mätningar innesluter.
7. Produktionen av bottenvatten (WSBW) uppskattades till ca 1,4 Sv.

SWEDARP 88/89-data har i detta arbete använts i en storskalig analys av Weddellhavsvirveln. En av expeditionens framgångar var de elva stationer som togs i Filchnersänkan och de sydligaste av dem är unika i sitt slag. Dessa data skulle vara förtjänta fortsatt närmare analys.

Tack

Skribenten vill rikta ett tack till Polarforskningssekretariatet i Stockholm för vänligt bistånd av publikationer och information. Till Finska

Havsforskningsinstitutet riktas ett tack för både materiellt och immateriellt stöd under årens lopp.

Referenser

- Bigg, G.R. (1996) *The Oceans and Climate*.
- Beckmann, A., Hellmer, H. H. och Timmermann, R. (1999) *A numerical model of the Weddell Sea: Large scale circulation and water mass distribution*, J. Geophys. Res., 104, 23,375-23,391.
- Brennecke, W. (1921) *Die ozeanografischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1911-1912*. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, 39, pp.216.
- Carmack, E.C. (1986) *Circulation and mixing in ice-covered waters*. In: N. Untersteiner (ed.). *Geophysics of Sea Ice*, NATO ASI Series B, 146:641–712.
- Carmack, E.C., Foster, T.D. (1975a) *Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf*. *Deep-Sea Research*, 22, 77-90.
- Carmack, E.C., Foster, T.D. (1975b) *On the flow of water out of the Weddell Sea*. *Deep-Sea Research*, 22, 711-724.
- Carmack, E.C., Foster, T.D. (1977) *Water Masses and Circulation in the Weddell Sea*. In: Dunbar M.J. (ed.), *Polar Oceans*, pp. 151-165. Scripps Institution of Oceanography.
- CIA (1978) *Polar Regions Atlas*, National Foreign Assessment Center, Washington, D.C.
- Deacon, G.E.R. (1977) *Antarctic Water Masses and Circulation*. In: Dunbar M.J. (ed.), *Polar Oceans*, pp. 11-16, Institute of Oceanographic Sciences, England.
- Determann, J., Grosfeld, K., Gerdes, R., Hinze, H. (1994). *Melting and freezing rates beneath Filchner-Ronne Ice Shelf from a 3-d ocean circulation model*, FRISP Report, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 8, 12-19.
- Drinkwater, M. R., Liu, X., Harms, S. (2001) *Combined Satellite- and ULS-Derived Sea-Ice Flux in the Weddell Sea, Antarctica*, *Ann. Glaciol.* 33, 125–132 (2001).
- Fahrbach, E., Beckmann, A. (2001) *Weddell Sea Circulation*. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 3201-3209. Academic Press, San Diego.
- Fahrbach, E., Peterson, R.G., Rohardt, G., Schlosser, P., Bayer, R.. (1994a) *Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea*. *Deep-Sea Research I*, 41, No.2, 389-411.
- Fahrbach, E., Rohardt, G., Scheele, N., Schröder, M., Strass, V., Wisotzki, A. (1995) *Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea*. *Journal of Marine research*, 53, 515-538.
- Fahrbach, E., Rohardt, G., Schröder, M., Strass, V. (1994b) *Transport and structure of the Weddell Gyre*. *Annales Geophysicae*, 12, 840-855.
- Fahrbach, E., Schröder, M., Klepikov, A. (1994c) *Circulation and Water Masses in the Weddell Sea*. *Physics of Ice-Covered Seas*, Vol.2, 569-604.
- Fiadeiro, M. E.; Veronis, G. (1982) *On the determination of absolute velocities in*

- the ocean*. Journal of marine research 40: 159-182.
- Fofonoff, N. P. (1956) *Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water*. *Deep-Sea Res.*, 4, 32–35.
- Fofonoff, N.P. och Millard, R.C. Jr, Unesco (1983) *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, 1983*. Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci., No. 44
- Foldvik, A., Gammelsrød, T., Tørresen, T. (1985) *Physical oceanography studies in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1978/79*. Polar Research 3 n.s., 195-207.
- Foster, T.D., Carmack, E.C. (1976) *Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea*. *Deep-Sea Research*, 23, 301-317.
- Gammelsrød, T., Foldvik, A., Nøst, O. A., Skagseth, O.E., Anderson, L. G., Fogelqvist, E., Olsson, K., Tanhua, T., Jones, E. P., Østerhus, S.(1994) *Distribution of water masses on the continental shelf in the southern Weddell Sea*, In: *The polar oceans and their role in shaping the global environment*, ed. by O. M. Johannessen, R.D. Muench and J.E. Overland, Washington, American Geophysical Union 1994, pp. 255-262
- Gerdes, R., J. Determann, K. Grosfeld (1999) *Ocean circulation beneath Filchner-Ronne Ice Shelf from three-dimensional model results*. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), 15, 827-15, 842.
- Gill, A.E. (1973) *Circulation and bottom water production in the Weddell Sea*, *Deep-Sea Research*, 20, 111-140.
- Gill, A.E. (1982) *Atmosphere-ocean dynamics*, Academic Press.
- Gloersen, P., Campbell, W.J., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Zwally, H.J. (1992) *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis*. National Aeronautics and Space Administration, Rep. NASA SP-511, 290.
- Gordon A. L. (1998) *Western Weddell Sea thermohaline stratification*. *Ocean, Ice, and Atmosphere*, S. S. Jacobs and R. F. Weiss, Eds., Antarctic Research Series, Vol. 75, Amer. Geophys. Union, 215–240.
- Gordon, A.L. (2001) *Bottom Water Formation*, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 334-340. Academic Press, San Diego.
- Hellmer, H.H., Olbers, D.J. (1991) *On the thermohaline circulation beneath the Filchner-Ronne Ice Shelves*. *Antarctic Science*, 3 (4), 433-442.
- Heywood, K.J., Locarnini, R.A., Frew, R.D., Dennis, P.F., King, B.A. (1998) *Transport and Water Masses of the Antarctic Slope Front System in the Eastern Weddell Sea*. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the antarctic continental margin*. Antarctic research series, Vol. 75, 203-214.
- Hietala, R., Purokoski, T., Vainio, J., Eriksson, P., Vuori, H. (1999) *CTD-laitteiston käyttö Merentutkimuslaitoksella. [Användningen av CTD-apparatur på Havsforskningsinstitutet.]* MERI - Report Series of the Finnish Institute of

Marine Research, No. 38, 3-24

Jacobs, S. (1986) *Injecting ice-shelf water and air into the deep Antarctic oceans*, Nature 321, 196–197.

Jones, D.A., och Simmonds, I. (1993) *A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones*. Climate Dynamics, 9, 131–145.

Karlqvist, A. (ed.) (1990) *Swedish Antarctic Research Programme 1988/89 – A Cruise Report*. Stockholm: Polarforskningssekretariatet.

Kohnen, H. (1981) *Bathymetrical Measurements in the Southern Weddell Sea during the German Antarctic Expedition 1979/80 to the Filchner/Ronne Ice Shelf*. Polarforschung, 51, 1, 39-42.

Launiainen, J., Uotila, J., Rantanen, K., Vihma, T. (1994) *Air-Sea interaction experiment in the Weddell Sea*. 2nd Meteorological Argos-buoy report from FINNARP, 1991-1993, Antarctic Reports of Finland, 3, Ministry of Trade and Industry, Helsinki, Finland.

Massom, R.A., Lytle, V.I., Worby, A.P., Allison, I. (1998) *Winter snow cover variability on East Antarctic sea ice*. Journal of Geophysical Research, 103 (C11) 24,837-24,855

Moore, G. W. K., Alverson, K., Renfrew, I. A. (2002) *A reconstruction of the air-sea interaction associated with the Weddell Polynya*, J. Phys. Oceanogr., 32, 1685-1698.

Nakamura, N., Oort, A.H. (1988) *Atmospheric heat budgets of the polar regions*. Journal of Geophysical Research, 93, 9510-9524.

National Snow and Ice Data Center: <http://nsidc.org/data/>

Nicholls, K.W., Jenkins, A. (1993) *Temperature and salinity beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica*. Journal of Geophysical Research, 98 (C12), 22,553-22,568.

Nøst, O.A. (1995) *Formation and Circulation of Ice Shelf Water in the Weddell and Ross Seas*. Dr. Scient thesis. University of Bergen.

Nøst, O.A. och Østerhus, S. (1998) *Impact of grounded icebergs on the hydrographic conditions near the Filchner Ice Shelf*, in “Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin”, Antarctic Research Series, Vol. 75, 267-284.

Oke T.R. (1987) *Boundary Layer Climates*, Second editon.

Orsi, A.H., Johnson, G.C., Bullister, J.L. (1999) *Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water*. Progress in Oceanography, Vol.43, 55-109.

Orsi, A.H., Nowlin Jr., W.D., Whitworth III, T. (1993) *On the circulation and stratification of the Weddell Gyre*. Deep-Sea Research, 40, pp.169-203.

Orsi, A.H., Whitworth III, T. och Nowlin Jr., W.D (1995) *On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current*. Deep-Sea Research 42 (5), 641-673.

Peixoto, J.P., Oort, A.H. (1992) *Physics of Climate*.

- Pickard, G.L., Emery, W.J.(1990) *Descriptive Physical Oceanography, An Introduction*. Butterworth-Heinemann Ltd.
- Pond, S., Pickard, G.L. (1983) *Introductory Dynamical Oceanography. 2nd edition*, Butterworth-Heinemann.
- Provost, C., Salmon, R. (1986) *A variational method for inverting hydrographic data*. Journal of Marine Research, 44, 1-34.
- Rickberg, S. (ed.) 2008. Polarforskningssekretariatets årsbok 2007. Stockholm: Polarforskningssekretariatet.
- Rudels, B. (1987) *On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait*. Norsk Polarinstitutt Skrifter 188:1-53.
- Rudels, B. (1995) *The thermohaline circulation of the Arctic Ocean and the Greenland Sea*. Phil. Tr. R. Soc. Lond. A, 352, 287-299.
- Rudels, B. (1993) *High latitude ocean convection*. Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory, 323-356.
- Schmitz, W. J. (1996) On the World Ocean Circulation. Volume I, Some global features/North Atlantic circulation. Woods Hole Oceanog. Inst. Tech. Rept. WHOI-96-03, 141 pp.
- Smith, W.O., Jr. (ed.) (1990) Polar Oceanography. Part A, Physical Science. Academic Press, San Diego.
- Thoma, M., Grosfeld, K., Mohrholz, C.-O., Lange, M. A. (2005) *Modelling ocean circulation and ice-ocean interaction in the southeastern Weddell Sea*, FRISP-Report 16, edited by L. Smedsrud, Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway, 33-42.
- Vihma, T., Launiainen, J., och Uotila J. (1996) *Weddell Sea ice drift: Kinematics and wind forcing*. J. Geophys. Res., 101, 18,279-18, 296.
- Wadhams, P. (2000) *Ice in the Ocean*. London: Gordon and Breach.
- Wadhams, P. (2001) *Sea Ice: Variations in Extent and Thickness*. Encyclopedia of Ocean Sciences, 2582-2599. Academic Press, San Diego.
- Wunsch, C. (1978) *The North Atlantic General Circulation West of 50°W Determined by Inverse Methods*, Rev. Geophys., 16(4), 583–620.
- Wunsch, C. (1996) *The Ocean Circulation Inverse Problem*, Cambridge University Press.
- Yaremchuk, M., Nechaev, D., Schroter, J., Fahrbach, E., (1998) *A dynamically consistent analysis of circulation and transports in the southwestern Weddell Sea*. Annales Geophysicae, vol. 16, pp.1024-1038.