

Berichte aus dem Institut für Meereskunde  
an der Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 96

1982

Wassermassenanalyse  
im tropischen und subtropischen Nordostatlantik

Analysis of Watermasses  
in the Tropical and Subtropical North-East Atlantic

von

Eva Willenbrink

DOI 10.3289/IFM\_BER\_96

Kopien dieser Arbeit sind erhältlich bei:

Eva Willenbrink  
Institut für Meereskunde  
Abt. Meeresphysik  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 Kiel 1

Diese Arbeit wurde 1981 als Diplomarbeit bei der  
mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität eingereicht.

---

ISSN 0341-8561

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	<u>Seite</u>
0. Inhalt	1
1. Einleitung	2
2. Allgemeine meteorologische und hydrographische Verhältnisse	5
3. Beschreibung der zugrundeliegenden Daten	8
4. Erläuterung des Mittelungsverfahrens	13
5. Räumliche Verteilung der Wassermassen	19
5.1 Das südatlantische- und das nordatlantische Zentralwasser	36
5.2 Das Mittelmeerwasser im Tiefenwasser	39
5.3 Das antarktische Zwischenwasser	45
5.4 Das Deckschichtwasser	46
5.5 Das tropische Salzgehaltsmaximum	50
6. Vergleich der Wassermassenverteilung zwischen dem Nordostatlantik und dem Nordostpazifik	62
7. Zusammenfassung	65
Abbildungsverzeichnis	67
Literaturverzeichnis	68

<u>Table of Contents</u>	page
0. Conten	1
1. Introdtion	2
2. Generameteorological and hydrographic conditns	5
3. Descriion of the data set	8
4. Explanion of the averaging method	13
5. Spatiadistribution of watermasses	19
5.1 The Soh Atlantic and the Noh Atlantic Central Water	36
5.2 The Meterranean Water in the Deep Water	39
5.3 The Anrctic Intermediate Water	45
5.4 The wat of the surface layer	46
5.5 The Trical Salinity Maximum	50
6. Comparbn of the distribution of water- masses: the North-East Atlantic and the North-Bt-Pacific	62
7. Summary	65
Locaticof figures	67
Referens	68

## 0. Inhalt

Für das Gebiet zwischen  $8^{\circ}$  und  $41^{\circ}$ N und von  $35^{\circ}$ W bis an die östliche Atlantikküste ist auf der Grundlage von etwa 4000 ausgewählten historischen Schöpferprofilen eine Wassermassenanalyse ausgeführt worden. Die Daten wurden für 3 mal 3 Grad-Felder in Tiefenschichten gemittelt und in TS-Diagrammen dargestellt. Das Mittelmeerwasser, das antarktische Zwischenwasser, das südatlantische und das nordatlantische Zentralwasser und das Wasser des tropischen Salzgehaltmaximums wurden auf ihre räumliche Ausdehnung näher untersucht.

Das in alle Richtungen aus dem Mittelmeer ausströmende Wasser wird an Hand seines vertikalen Salzgehaltmaximums verfolgt. Die Hauptausbreitungsrichtung ist Westen, wobei sich etwa 2000 km westlich von Gibraltar das Salzgehaltsmaximum auflöst, während es im Süden des Untersuchungsgebietes, rund 4000 km von Gibraltar entfernt, noch zu finden ist. Das Mittelmeerwasser scheint sich im Nordwesten des zu betrachtenden Gebietes mit nordatlantischem Zentralwasser, das eine südliche Bewegungskomponente besitzt, zu vermischen.

Das Salzgehaltsminimum des antarktischen Zwischenwassers wird nördlich von etwa  $23^{\circ}$ N rasch vom entgegenkommenden Mittelmeerwasser kompensiert.

Der Südäquatorialstrom bringt das südatlantische Zentralwasser in die nördliche Hemisphäre, wo es auf das nordatlantische Zentralwasser trifft. Die Grenzfläche hat etwa einen zonalen Verlauf und ist mit der Tiefe nach Süden geneigt. Im oberen Tiefenbereich wird diese Übergangszone von Strömungen und möglicherweise von Wirbeln beeinflusst.

Das von dem salzreichen subtropischen Oberflächenwasser stammende tropische Salzgehaltmaximum ist in Sprungschichttiefe zu finden. Es kann geziegt werden, daß der Kanarenstrom einen Teil des Transports in die Tropen übernimmt. Ein gelegentliches Verschwinden der salzreichen Schicht kann auf instationäre Ausbreitungsbewegungen oder verstärkte Vermischung zurückgeführt werden.

Ein letztes Ergebnis ist die dynamische Topographie, die die Vorstellungen einer großräumigen nordatlantischen Antizyklone bestätigt.

## O. Contents

For the area between  $8^{\circ}$  and  $41^{\circ}$ N and from  $35^{\circ}$ W to the eastern coast of the Atlantic Ocean an analysis of watermasses is carried out on the base of about 4000 selected historical profiles of water samples. A horizontal average of the data for 3 times 3 degree fields was calculated and presented in TS-diagrams. The main interest belongs to the extent of the Mediterranean Water, the Antarctic Intermediate Water, the South Atlantic and the North Atlantic Central Water and the water of the Tropical Salinity Maximum.

When the Mediterranean Water spreads out west of the Straits of Gibraltar it can be traced by its vertical salinity maximum. Most of this watermass moves in a westerly direction, but at about 2000 km away from Gibraltar the salinity maximum is missing, whereas in the south of the area of interest, more than 4000 km away from Gibraltar, the salinity maximum can still be measured. It seems that in the north-west of the examining area the Mediterranean Water is mixed up with North Atlantic Central Water moving southward.

North of about  $23^{\circ}$ N the salinity minimum of the Antarctic Intermediate Water is compensated rapidly by the Mediterranean Water.

The South Equatorial Current brings the South Atlantic Central Water into the northern hemisphere, where it meets with the North Atlantic Central Water. The boundary between these watermasses has a nearly zonal orientation and slopes southward with depth. The upper part of this transition zone is influenced by currents and possibly by eddies.

The Tropical Salinity Maximum originates from the salty surface water of the Subtropics and is found in the depth of the thermocline. It can be shown, that the Canary Current transports some of the salty water to the Tropics. Reasons for an occasional missing of this salty layer are instationary transports and intense mixing.

As a final result the dynamic topography confirms the notion of a large North Atlantic anticyclone.

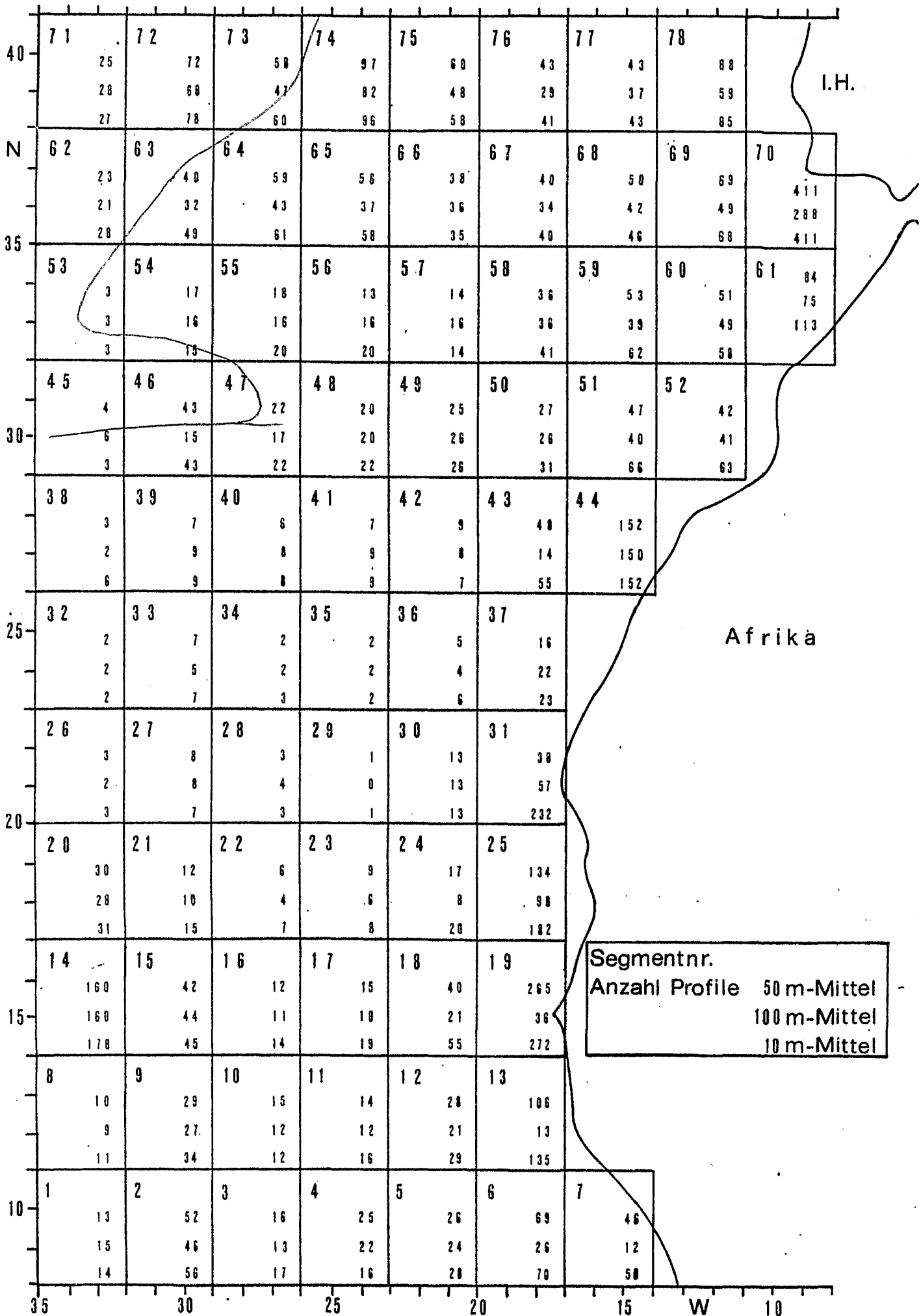
## 1. Einleitung

In letzter Zeit hat es viele Anstöße gegeben, das Strömungsbild des Nordostatlantiks, besonders in der Warmwassersphäre, neu zu überdenken. Die ausführlichen Untersuchungen von Defant (1936 a) und Stommel (1948) haben ergeben, daß es im Nordatlantik eine großräumige, antizyklonale Strömung mit westlicher Intensivierung im Osten und flächenhafter Rückströmung gibt. Worthington (1976) hat zeigen können, daß zwei geschlossene Antizyklonen westlich des mittelatlantischen Rückens liegen, an deren Ostseite der Hauptanteil des Golfstromwassers zurückgeführt wird. Im Ostatlantik erhält Worthington in der oberen Sprungschicht nordwärts gerichtete Transporte, wobei Transporte mit dem Portugal- und dem Kanarenstrom unberücksichtigt bleiben. Stommel, Niiler & Anati (1978) haben an Hand der relativen dynamischen Topographie 100/700 db erneut bestätigt, daß der geostrophische Massentransport nach Norden mit dem Golfstrom etwa im Gleichgewicht mit dem nach Süden gerichteten Fluß der ozeanweiten, subtropischen Antizyklone steht. In tieferen Niveaus rezirkuliert der geostrophische Transport des Golfstroms in einer kleineren Antizyklone, die im Westen des Nordatlantiks liegt.

Einen Beitrag zur Klärung der verschiedenen Ansichten kann eine detaillierte Untersuchung der Wassermassentransporte in den subtropischen Breiten des Nordatlantiks bis wenigstens in die Tiefe des Mittelmeerwassers bringen. Ein Anfang dazu wird hier mit einer Wassermassenanalyse und der Darstellung der räumlichen Verteilung der Wassermassen gemacht. Als Grundlage dienen historische Wasserschöpferdaten. Um auf Bewegungsrichtungen schließen zu können, werden einige Wasserkörper mittels eines auffallenden Signals bei ihrer räumlichen Ausbreitung verfolgt. Als besonders deutliche Signale gelten das Salzgehaltsmaximum des Mittelmeerwassers und das tropische Salzgehaltsmaximum.

Das zu betrachtende Gebiet wird vom 35. und 8. nördlichen Längengrad, bzw. der Küste Afrikas und der Iberischen Halbinsel (I. H.), und vom 8. und 41. westlichen Breitengrad begrenzt. Bis auf die nordwestliche Ecke des Gebietes liegt es östlich des mittelatlantischen Rückens. In demselben Gebiet und mit demselben Datensatz hat Stramma (1981) eine Arbeit zur Bestimmung der dynamischen Topographie mit unterschiedlichen Methoden angefertigt. Um direkte Vergleiche zu ermöglichen, ist gleichfalls die Unterteilung in 3 mal 3 Grad-Felder gewählt worden. Die Fläche, die die einzelnen Felder überdecken, beträgt im Mittel  $10^4 \text{ km}^2$ . Wenn im folgenden die Rede von Segmenten ist, dann sind diese 3 mal 3 Grad-Felder gemeint, die von 1 bis 78 durchnummeriert sind (Abb. 1).

Abb.1 Segmentkarte





## 2. Allgemeine meteorologische und hydrographische Verhältnisse

Im langfristigen und großräumigen Mittel läßt sich das Oberflächenströmungssystem im Nordatlantik aus dem großskaligen, atmosphärischen Feld ableiten. Das Druckfeld ist im wesentlichen durch das Subtropenhoch und den äquatorialen Tiefdruckgürtel bestimmt, wodurch die Westwindzone und die Passatwinde bedingt sind. Das kleinskalige Bewegungsfeld im Meer ist viel komplizierter. Die Bewegungen weisen in Raum und Zeit Variabilitäten auf, so daß die Strömungen manchmal nicht im Einklang mit dem großskaligen Strömungsbild zu stehen scheinen.

Die folgenden Ströme sind als die wichtigsten im Untersuchungsgebiet zu nennen: Nördlich von etwa  $30^{\circ}$  N, in der Westwinddriftregion, findet man östliche Strömungen. Der Kanarenstrom, in südwestliche Richtung fließend, ist an die westafrikanische Küste angelehnt. Ungefähr bei Cap Blanc löst er sich von der Küste. Südlich von etwa  $20^{\circ}$  N dreht der NE-Passat auf Ost und treibt den Nordäquatorialstrom an. Im Nordsommer, wenn die Passatwinde nicht so stark sind, fließt ungefähr zwischen  $5^{\circ}$  und  $10^{\circ}$  N, am südlichen Rand des Untersuchungsgebietes, der Nordäquatoriale Gegenstrom. Im Nordwinter wird gewöhnlich nur der äußerste, östliche Teil des Nordäquatorialen Gegenstromes, der Guinea-  
strom, beobachtet (Ostapoff, 1977).

Erschwert wird eine Wassermassenanalyse im Küstenbereich hauptsächlich durch die Auftriebszonen entlang der westafrikanischen Küste, die kühleres, salzärmeres Wasser an die Oberfläche bringen.

Zu erwähnen ist außerdem, daß der Monsun vor Westafrika im Sommer SW-Winde auf der Südseite der Intertropischen Konvergenzzone mitbringt. Im Juli liegt die Intertropische Konvergenzzone bei ungefähr  $15^{\circ}$  N. Im weiteren Verlauf des Jahres verlagert sie sich mit den atmosphärischen Zirkulationszellen nach Süden und befindet sich im Januar bei etwa  $5^{\circ}$  N. Der SW-Monsun ist die Ursache für heftige Niederschläge vor und über Westafrika. Durch die Niederschläge und die verstärkte Flußwasserzufuhr kommt es zu einer Minderung des Oberflächen-salzgehaltes.

In den niedrigen Breiten, außerhalb des Küstenbereichs, hat sich gezeigt, daß trotz gleichbleibender Passatwinde die Strömungen verschiedenen Schwankungen unterliegen. Divergenz- und Konvergenzgebiete, Instabilitäten, Wirbel und Rossbywellen können dort zusammenspielen (Brekhovskikh et al., 1971).

Jede einzelne dieser Erscheinungen ist veränderlich, wie z.B. eine nähere Betrachtung der nordäquatorialen Divergenzzone zeigt. Die nordäquatoriale Divergenzzone liegt zwischen dem südwestwärtigen Kanarenstrom, der in den westwärtigen Nordäquatorialstrom übergeht, und dem ostwärtigen nordäquatorialen Gegenstrom. Entsprechend der Lage dieser Ströme erstreckt sich die nordäquatoriale Divergenzzone von den Kapverdischen Inseln in westsüdwestliche Richtung und nimmt bei ca.  $10^{\circ}$  N einen zonalen Verlauf an. Im Laufe eines Jahres kann sich die Lage der Ströme und damit die Lage der nordäquatorialen Divergenzzone ändern. Die Variabilität der Beträge der Ströme beeinflusst die Intensität der Divergenzzone. Da der nordäquatoriale Gegenstrom zu manchen Zeiten im NE-Atlantik nur schwach ausgeprägt ist, ist möglicherweise die nordäquatoriale Divergenzzone dann kaum zu beobachten.

Zwischen den entgegengesetzt gerichteten zonalen Winden der Westwindzone und des Passats befindet sich die subtropische Konvergenzzone. In diesen Breiten des N-Atlantiks werden die größten Oberflächensalzgehalte gemessen (mehr als 37.3 ppt). Dies ist auf eine hohe Verdunstungsrate zurückzuführen, deren Ursachen zum einen darin liegen, daß das dort befindliche Subtropenhoch mit überwiegend unbedecktem Himmel die Sonneneinstrahlung ohne starke Absorption bis in Meeresniveau gelangen läßt, und zum anderen in den recht starken Passatwinden.

Im weiteren soll noch einiges zum vertikalen Aufbau dargelegt werden. Auf Grund der intensiven Sonneneinstrahlung in den niedrigen Breiten bildet sich eine warme, stabile Deckschicht aus, die von dem tieferen, kühleren Wasser durch eine starke Temperatur- bzw. Dichtesprungschicht getrennt ist. In der nordäquatorialen Divergenzzone liegt die Sprungschicht in nur etwa 40 m Tiefe. Nach Norden hin sinkt sie

in größere Tiefen und verschwindet im Bereich der Subtropenkonvergenz bei etwa  $25^{\circ}$  N.

Die Wassermassen von der Oberfläche bis etwa 2200 m Tiefe, die in diesem Gebiet des NE-Atlantiks vorkommen, seien jetzt nur aufgezählt:

Sargassoseewasser	SW
Südatlantisches Zentralwasser	SACW
Nordatlantisches Zentralwasser	NACW
Antarktisches Zwischenwasser	AAIW
Mittelmeerwasser	MMW
oberes Tiefenwasser	DWU
mittleres Tiefenwasser	DWM

Im Laufe der Arbeit wird dann gezeigt werden, in welchem Teil des NE-Atlantiks welche Wasserart dominiert und welche Übergangszonen bestehen.

### 3. Beschreibung der zugrundeliegenden Daten

Anhand des internationalen Datensatzes des WODC (World Oceanographic Data Center) und neuerer Daten der DDR aus dem tropischen Atlantik ist die hier vorliegende Wassermassenanalyse durchgeführt worden. Dem Datenpaket wurden die Tiefen, die Salzgehaltswerte, die in-situ-Temperatur und die Dichtewerte entnommen. Im wesentlichen stammen die Daten von Schiffen der USA, der UDSSR, von Nigeria, von Senegal, von Deutschland und von Frankreich. Die ältesten Daten liegen von dem deutschen Schiff PLANET von 1906 und die jüngsten von dem amerikanischen Schiff KANE von 1977 vor.

Extra zu erwähnen wäre, daß in dieser Datensammlung die historischen Messungen enthalten sind, aus denen Defant (1936) und Wüst (1935) die ozeanographischen Grundlagen herleiteten.

In den letzten 70 Jahren hat die Meßtechnik eine enorme Entwicklung durchlaufen. So wurde bis ungefähr 1950 der Salzgehalt über die Chlortitrierung bestimmt und heute viel einfacher über die elektrische Leitfähigkeit. Trotz der unterschiedlichen Meßmethoden erlaubt der in Raum und Zeit inhomogene Datensatz eine kleinräumige und zeitunabhängige Analyse.

Für das Untersuchungsgebiet von  $8^{\circ}$  N bis  $41^{\circ}$  N und von  $35^{\circ}$  W bis an die afrikanische Schelfkante, bzw.  $8^{\circ}$  W vor Gibraltar, liegen etwa 6200 Vertikalprofile vor. Die Datendichte ist entlang der Küste und in der Nähe von Inseln wesentlich größer als in den subtropischen Breiten des offenen Atlantiks. Die Daten sind hauptsächlich aus Schöpfermessungen gewonnen worden und besitzen daher nur eine begrenzte Vertikalauflösung. Die maximale Meßtiefe, die Abstände zwischen einzelnen Meßtiefen und die Wahl der Tiefenstufen sind sehr unterschiedlich.

Besonders aus dem afrikanischen Schelfgebiet sind zahlreiche kurze Profile vorhanden. Um Einflüsse der Küste und des seichten Wassers zu reduzieren, sind hydrographische

Stationen mit weniger als 3 Meßpunkten oder einer maximalen Meßtiefe von weniger als 100 m unberücksichtigt geblieben.

Eine weitere Auswahl der Daten war zu treffen, wenn Meßzyklen zu einer gemessenen Tiefe nicht sowohl Temperatur- als auch Salzgehaltswerte enthielten. Danach verblieb eine Zahl von 4124 Profilen.

Abb. 1 zeigt in einer Übersichtskarte die Einteilung des Gebietes in 78 Segmente mit der Verteilung der ausgewählten Profile. Die Profile eines Segmentes haben teilweise eine recht unterschiedliche TS-Verteilung mit der Tiefe. Um eine repräsentative Darstellung der TS-Eigenschaften für jedes Segment zu erhalten, ist eine Mittelung erforderlich.

Verschiedene Berechnungen gaben Anlaß zu der Vermutung, daß sich unter den Daten mehrere offensichtlich falsche Datenpunkte befinden. Um eine Vorstellung von der teilweise sehr schlechten Datenqualität zu geben, gibt Abb. 2 einen Auszug aus dem zugrundeliegenden Datensatz wieder. Diese Abbildung zeigt 23 Profile in einem "family plot", in dem der Salzgehalt in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte dargestellt wird. Es ist zu erkennen, daß sehr oft nicht nur ein einziger Meßpunkt fehlerbehaftet ist, sondern das gesamte Profil. Dies gilt z.B. für die Profile mit den Nummern 8, 12, 14, 15 in Abb. 2. Es erscheint müßig, mögliche Fehlerursachen aufzuzählen.

Außerdem fiel auf, daß bevorzugt in gewissen Standardmess-tiefen (0, 10, 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 750, 800, 1000m, ...) gemessen wurde. Da aber nicht alle Profile in diesen Abständen ihre Meßpunkte besitzen, werden die Mittelwerte auf ausgewählten Tiefen-flächen aus unterschiedlich vielen Datenpunkten gebildet. Dadurch erhalten einzelne Meßpunkte eine übermäßige Gewichtung und verzerren möglicherweise das Bild des mittleren Profils in einer Tiefenstufe. Damit jedem Profil in jedem Tiefenintervall die gleiche Gewichtung zukommt, könnten die Profile vertikal auf einheitliche Tiefenstufen interpoliert werden. Jedoch führt dies zu Verschmierungen und

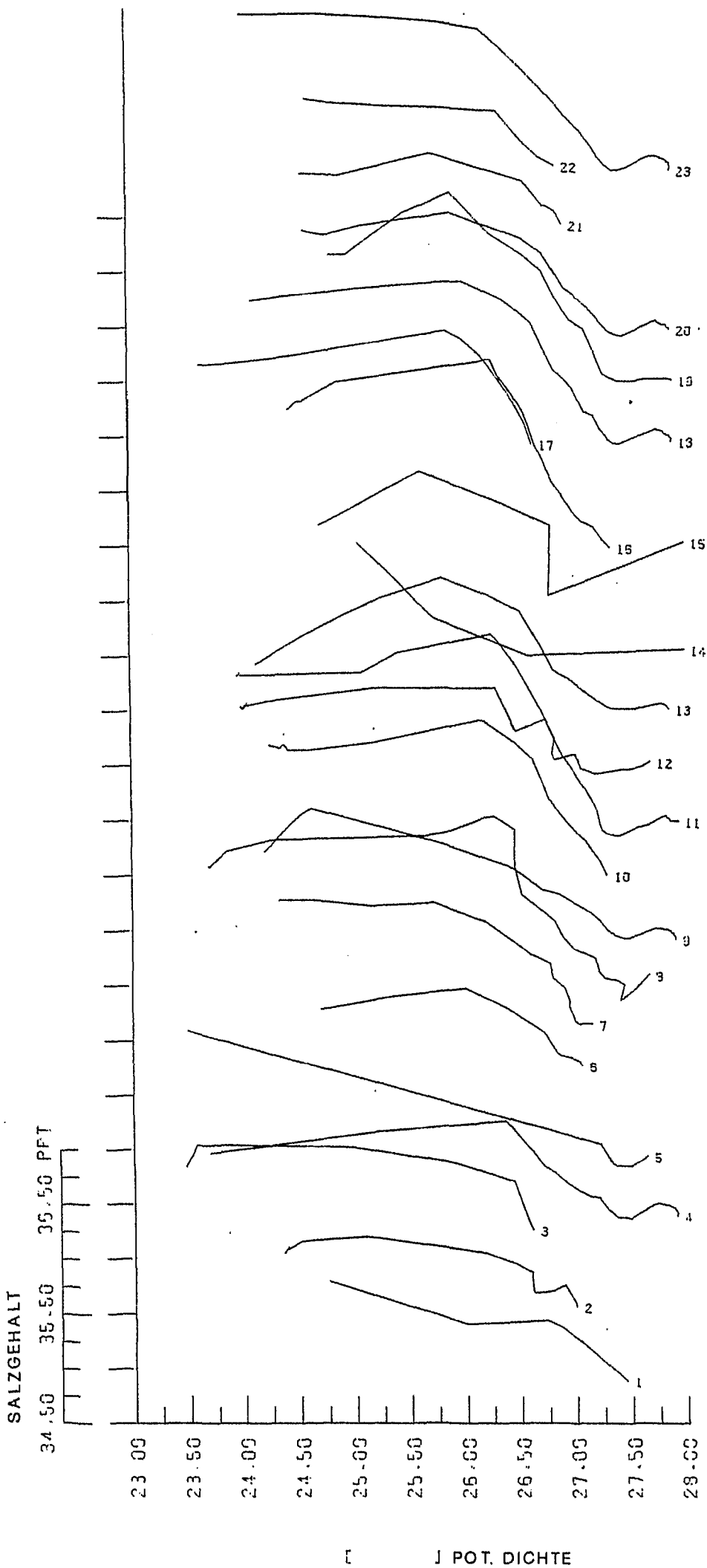


Abb. 2 Auszug aus dem Datensatz:  
Segment 17, 14° - 17° N, 23° - 26° W (Salzgehalt über pot. Dichte,  
Versetzung 0.5 ppt zwischen aufeinanderfolgenden Profilen)

kann bei großen Abständen zwischen zwei Meßtiefen zu ganz falschen Interpolationswerten führen. Man denke dabei zum Beispiel an das auf eine dünne Schicht begrenzte tropische Salzgehaltsmaximum.

Aus diesen Überlegungen und in Anlehnung an Montgomery (1958) folgt, daß es besser ist, die Daten in ihrer ursprünglichen Form, d.h. ungeglättet der Analyse zu unterziehen. Welche Meßreihen in die Analyse eingehen, ergibt sich aus einer sorgfältigen Qualitätsprüfung, deren Kriterien im nächsten Kapitel näher beschrieben werden. Nach dieser Auswahl verminderte sich der Datensatz auf nur etwa 3800 brauchbare Profile.

Diesem Datenpaket sind zur Lösung der Aufgabenstellung noch zwei Größen, die potentielle Temperatur und die potentielle Dichte, hinzuzufügen. Zur Verfolgung charakteristischer Wassermassen, die sich über verschiedene Tiefen erstreckt, ist es erforderlich, die in-situ-Temperatur in die potentielle Temperatur umzurechnen. Die potentielle Temperatur, kurz TETA genannt, ist auf die Meeresoberfläche bezogen. Um eine Vorstellung von der Größenordnung des adiabatischen Effekts zu bekommen, sei ein Zahlenbeispiel gegeben : In einer Tiefe von 1000 m ist die in-situ-Temperatur etwa  $0.1^{\circ}$  größer als TETA. Mit zunehmender Tiefe werden Unterschiede dieser Größenordnung nicht mehr vernachlässigbar gegenüber den recht kleinen Temperaturgradienten.

Die Umrechnung der in-situ-Temperatur in die potentielle geschieht mit Hilfe eines Polynoms, dessen Koeffizienten empirisch bestimmt worden sind. Es gibt eine neuere Formel von Caldwell & Eide (1980) und eine von Bryden (1973). Die erste Formel unterscheidet sich von der zweiten dadurch, daß sie einen größeren Gültigkeitsbereich bzgl. Temperatur und Salzgehalt hat und damit auch länger ist, ohne jedoch eine erheblich größere Genauigkeit zu erzielen. Da jedoch die Temperatur- und Salzgehaltswerte des Atlantikwassers innerhalb der von Bryden gegebenen Grenzwerte liegen,

genügt es, TETA aus den historischen Daten nach der Bryden-Formel zu berechnen.

Um die Stabilität der Schichtung beurteilen zu können, ist auch die auf TETA bezogene potentielle Dichte, Sigma-teta genannt, berechnet worden.

Wenn im folgenden von Temperatur, Dichte oder TS-Diagrammen die Rede ist, dann bezieht sich das immer auf die potentiellen Größen.



#### 4. Erläuterung des Mittelungsverfahrens

Zuerst sollen die Überlegungen und die verschiedenen Mittelungsversuche zum Auffinden des geeigneten Mittelungsverfahrens dargelegt werden. Zu einer Wassermassenanalyse eignen sich am besten TS-Diagramme, welche eine Beschreibung der charakteristischen Wassermassen geben. Einer TS-Kurve kann der Grad der Vermischung von zwei verschiedenen Ausgangswasserarten entnommen werden. Will man quantitative Aussagen zum Vermischungsgrad der charakteristischen Wassermassen im Nordostatlantik machen, dann genügt es nicht, nur die zwei Parameter Temperatur (T) und Salzgehalt (S) zu kennen, da im Untersuchungsgebiet Mischprodukte von mehr als zwei Wassermassen vorliegen. Die WODC-Daten enthalten zwar auch Sauerstoff und Silikatwerte, aber in viel zu geringer Anzahl für die hier beabsichtigte kleinräumige Wassermassenanalyse.

Eine andere Möglichkeit einer quantitativen Beschreibung wäre, die Verteilung von charakteristischen Wassermassen in volumetrischen TS-Diagrammen darzustellen. Diese Idee ist den Arbeiten von Montgomery (1958) und Wright & Worthington (1970) entnommen. Allerdings wurde dort von einer weniger umfangreichen Datenmenge ausgegangen. Bei Montgomery steht eine einzige Meßstation für eine Wassersäule mit einer Oberfläche von etwa  $106 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ . Bei Wright & Worthington repräsentiert eine Station im Mittel eine Wassersäule mit einer Fläche von  $15 \cdot 10^4 \text{ km}^2$ . Zur Erstellung volumetrischer TS-Diagramme sind T- und S-Intervalle zu wählen und die Volumina der Wassersäulen, deren T- und S-Eigenschaften innerhalb der einzelnen Intervallgrenzen liegen, zu berechnen. Sinnvolle Intervallgrößen liegen für die Temperatur zwischen  $1^\circ\text{C}$  und  $0.1^\circ\text{C}$  und für den Salzgehalt zwischen 0.1 ppt und 0.02 ppt. Als Ergebnis erhält man eine Häufigkeitsverteilung der vorkommenden TS-Paare eines Ozeans oder eines größeren Ozeanteils.

Da der hier zugrunde liegende Datensatz viel umfangreicher ist, wurde diese Methode in Erwägung gezogen, um kleinräumige Häufigkeitsverteilungen zu berechnen. Aus der

geographischen Verteilung der Volumina mit definierten TS-Werten müßte man auf die bevorzugte Ausbreitung dieser TS-Paare, die z. B. den Kern einer charakteristischen Wassermasse repräsentieren, schließen können.

Zuvor ist die Wassersäule jedes Segments durch ein typisches Profil zu beschreiben. Diese Kurve wird aus dem Mittel aller in diesem Segment liegenden Profile gewonnen. Ist die Fläche des Segments und die TS-Beziehung als Funktion der Tiefe bekannt, dann können ausgewählten TS-Intervallen Volumina zugeordnet werden.

Um mittlere Tiefenlagen von TS-Paaren zu erhalten, ist zuerst eine Mittelung auf Dichteflächen versucht worden. Dazu sind verschiedene kleine Dichteintervalle zwischen 0.1 und 0.02 gewählt und die dazugehörigen Tiefen-, Temperatur- und Salzgehaltswerte aller Profile eines Segments arithmetisch gemittelt worden. Dabei sind Daten mit offensichtlichen Fehlern unberücksichtigt geblieben. Die Standardabweichungen, die die so gewonnenen Tiefen-, Temperatur- und Salzgehaltsreihen begleiten, betragen im Durchschnitt mehr als 10% von dem Mittelwert. Somit sind die absoluten Fehler größer als die als sinnvoll erwiesenen Intervallgrößen für die Temperatur und den Salzgehalt. Ebenso hohe Fehlerbänder ergeben sich, wenn anstatt auf Dichteflächen auf Temperaturflächen gemittelt wurde. Eine Mittelung auf Salzgehaltsflächen erübrigt sich, da kein monotoner Zusammenhang zwischen Salzgehalt und Temperatur besteht.

Mit diesen hohen Fehlerwerten kann einer bestimmten TS-Eigenschaft kein Volumen mit ausreichender Genauigkeit zugeordnet werden. Die Absicht, relativ kleinräumige Veränderungen der Volumina mit bestimmten TS-Charakteristiken zu untersuchen, würde zu Fehlinterpretationen führen. Daher ist von einer quantitativen Berechnung charakteristischer Wassermassen Abstand genommen worden.

An dem Gedanken, jedes Segment durch eine gemittelte Kurve zu repräsentieren, ist jedoch festgehalten worden.

Unter den sinnvollen Mittelungswegen ist nun noch zwischen einer Mittelung auf Dichteflächen und einer auf Tiefenflächen abzuwägen. Der triftigste Grund für eine Mittelung auf Dichteflächen wäre, daß sich Wassermassen gut auf Dichteflächen verfolgen lassen, da die Dichte als konservative Größe angesehen werden kann. Wegen der relativ raschen Dichtezunahme mit der Tiefe in der Deckschicht kann der Abstand potentieller Dichteflächen dort größer gewählt werden als im tiefen Wasser. Die gewünschte, möglichst gute, vertikale Auflösung begrenzt die Größe des Abstandes nach oben und das Ziel, vernünftige mittlere Profile zu erhalten, begrenzt den Abstand nach unten. Bei zu kleinen Abständen der Sigma-teta-Flächen, d.h. von 0.1 in der Deckschicht und etwa 0.04 im tieferen Wasser, ergeben sich mittlere Profile, die wider Erwarten nicht monotone Tiefen- und Temperaturänderungen bzgl. der Dichte aufweisen. Außerdem sind die auf Dichteflächen gebildeten Mittelwerte, wie bereits erwähnt, von relativ großen Fehlern begleitet.

Ein Versuch, den Kern des Mittelmeerwassers, der durch sein Salzgehaltsmaximum gekennzeichnet ist, im gesamten Untersuchungsgebiet innerhalb einer relativ kleinen Dichteschicht zu verfolgen, erwies sich als nicht praktikabel. Das Salzgehaltsmaximum liegt in dem Betrachtungsgebiet innerhalb des potentiellen Dichteintervalls von 27.63 und 27.85.

Dies ist kein Gegenbeweis dafür, daß sich Wassermassen auf bestimmten Dichteflächen ausbreiten. Vielmehr ist dieser Datensatz nicht geeignet, diese Annahme zu bestätigen. An dieser Stelle sei daran erinnert, daß die verwendeten Daten von Serienmessungen mit oft mangelhafter Vertikalauflösung aus der Zeit von 1906 bis 1977 stammen. Needler & Heath (1975) haben unter Zugrundelegung von Daten aus dem relativ kurzen Zeitraum während des IGY (Internat. Geophys. Jahr, 1957 - 1958) neben horizontaler Diffusion entlang der Mittelmeerwasserzunge auch vertikale festgestellt. Diese Überlegungen führen zu dem Schluß, daß hier eine Mittelung auf Dichteflächen ungeeignet ist.

Es ist am günstigsten, die Daten, die dank der Bevorzugung gewisser Standardmeßtiefen mit der Tiefe einen gemeinsamen Parameter besitzen, auch auf Tiefenflächen zu mitteln. Dabei wird mit größerer Wahrscheinlichkeit ein Mittel aus vergleichbaren Datenpunkten gebildet. Die sich dabei ergebenden Standardabweichungen der Mittelwerte liegen für die Dichte und den Salzgehalt bei etwa 1 % und für die Temperatur bei maximal 10 %.

Unter welchen Gesichtspunkten die Auswahl aus den vorhandenen Profilen für die Mittelung auf Tiefenflächen getroffen werden darf, geht aus den folgenden Überlegungen hervor. Um eine Trennung in sogenannte gute und schlechte Profile vornehmen zu können, sind TS-Diagramme für sämtliche Segmente mit den jeweils vorhandenen Meßprofilen erstellt worden. Denn mit Hilfe von TS-Diagrammen können fehlerhafte Beobachtungen, das sind Datenpunkte, die abseits der normalen TS-Kurve liegen, entdeckt werden (Dietrich et al., 1975). Die normale TS-Kurve ist die Linie, entlang derer sich die meisten Meßpunkte häufen.

Um die fehlerhaften TS-Punkte bzw. Profile im TS-Diagramm auch identifizieren zu können, war es erforderlich, alle Profile von sämtlichen Segmenten in "family plots" darzustellen. Als Abszisse wurde der Salzgehalt und als Ordinate Sigmateta gewählt (Abb. 2). Erwartet wurde eine Schar ähnlicher Kurven, vorgefunden wurde aber teilweise eine recht unrealistische Abhängigkeit des Salzgehaltes von der Dichte. Es zeigte sich, daß in solchen Fällen meistens nicht nur einzelne Datenpunkte als Ausreißer zu werten sind, sondern das gesamte Meßprofil.

Die Untersuchung der Wassermassenverteilung soll helfen, vorherrschende Ausbreitungsrichtungen zu bestimmen. Unter der Voraussetzung, daß die Wirkung von horizontaler Advektion und Vermischung in ihrer Gesamtheit zeitlich konstant ist, gilt, daß jedes einzelne Profil mehr oder weniger die hydrographischen Verhältnisse an diesem Ort, im tiefen Wasser, unabhängig von der Zeit repräsentiert.

Mit dieser Annahme ist die Auswahl von Profilen getroffen worden, wenn nur sehr wenige Profile zur Verfügung standen. Zeigten die Profile größere Abweichungen voneinander als normalerweise zu erwarten, dann sind nur die sich ähnelnden Profile in die Berechnung eingegangen, weil sie mit größerer Wahrscheinlichkeit die mittleren Verhältnisse beschreiben. Ohne diese Auswahl würde ein mittleres Profil instabile Dichteschichtung, Temperatur- oder Salzgehaltsinversionen zeigen. Dies hat sich z.B. bei den Berechnungen für die Segmente 22, 26, 35 und 38 ergeben. Im offenen subtropischen Nordostatlantik wäre oftmals eine größere Anzahl von Meßstationen erforderlich, um fundierte mittlere Profile erhalten zu können.

Nach vielen Versuchen haben sich folgende Auswahlkriterien als sinnvoll erwiesen:

- a) Möglichst viele Profile jedes Segments in die Mittelung eingehen lassen,
- b) Dichtereihen sollen möglichst monoton mit der Tiefe zunehmen,
- c) Temperaturreihen sollen möglichst monoton mit der Tiefe abnehmen.
- d) Das gemittelte Profil sollte T-, S- und Dichtewerte haben, die angenähert sowohl zwischen dem östlichen und dem westlichen mittleren Profil als auch zwischen dem nördlichen und dem südlichen mittleren Profil liegen. Dies gilt insbesondere für die Verfolgung des antarktischen Zwischenwassers und des Mittelmeerwassers.
- e) Um das tropische Salzgehaltsmaximum möglichst unverschmiert zu erhalten, ist nur über Profile mit einem deutlichen Signal gemittelt worden. Das tropische Salzgehaltsmaximum ist auf eine relativ dünne Schicht begrenzt und ist sicher bei manchen Messungen, wegen der zu geringen vertikalen Auflösung, gar nicht erfaßt worden.

Trotzdem ist die Entscheidung oftmals schwer, die richtige Auswahl zu treffen. Die unberücksichtigten Profile müssen nicht falsch sein, sondern spiegeln möglicherweise nur eine extreme Situation zu einem bestimmten Zeitpunkt wider. Z.B. strömt aus dem Mittelmeer kein homogener Wasserkörper kontinuierlich aus (Zenk, 1975). Daher können Profile gerade in der Nähe von Gibraltar verschiedenes Aussehen oder auch eine scheinbar instabile Dichteschichtung haben.

Wenn sonst bei den gemittelten Profilen kleine Temperaturinversionen und instabile Dichteschichtungen vorkommen, dann ist das meist auf die ungleiche Tiefenüberdeckung der Einzelprofile und die dadurch bedingte übermäßige Gewichtung einzelner Meßpunkte zurückzuführen. In Segmenten mit über 100 Profilen ergibt dagegen das Mittel ein hervorragend stetiges Profil. Leider kommt das in den wenigsten Fällen vor (siehe Abb. 1).

## 5. Räumliche Verteilung der Wassermassen

Nachdem für jedes 3 mal 3 Grad-Feld ein charakteristisches Profil berechnet worden ist, folgt der Vergleich in TS-Diagrammen.

Für diese TS-Diagramme ist in 50m-Schritten horizontal, d.h. auf Tiefenflächen, gemittelt worden. Der Anfangspunkt der Kurven ist ein Mittel der oberen 25 m der Deckschicht. Da die Deckschicht jahreszeitlich bedingten Einflüssen unterliegt, sind die Mittelwerte in der Deckschicht nicht ohne weiteres vergleichbar. Jedoch hat sich herausgestellt, daß der weitaus größte Teil der Messungen während der Monate Mai, Juni und Juli gewonnen worden ist. Daher sind auch die Mittelwerte der Temperaturen in der Deckschicht typisch für die Frühsommermonate. Da das für die meisten Segmente zutrifft, können die Eigenschaften der Deckschicht in Abhängigkeit vom Ort untersucht werden. Mit diesen Eigenschaften der Deckschicht sind die Salzgehalts- und die Dichteverteilung und die dynamische Topographie gemeint.

Die gemittelten Profile haben je nach Meßtiefe der Einzelprofile eine Maximaltiefe zwischen 2000 und 2200 m. In größeren Tiefen ist die Datendichte für die gewünschte kleinräumige Betrachtung zu gering (siehe Stramma, 1981).

Wenn für ein Tiefenintervall keine Meßpunkte existieren, sind die Werte für Temperatur, Salzgehalt und Dichte aus einer linearen Interpolation der darüber und darunter liegenden Datenzyklen gewonnen worden. Dies kam gelegentlich für Tiefen größer als 800 m vor. Somit werden die gemittelten Profile auf allen Tiefenstufen vergleichbar. Die Information über die Tiefe ist im TS-Diagramm entweder an den Knicken der Kurven oder an der Markierung durch einige Symbole wiederzufinden. Die erste Marke befindet sich in 150 m und die weiteren sind im Abstand von 200 m gesetzt worden.

Um direkte Vergleiche zu ermöglichen, sind mehrere TS-Kurven gleicher geographischer Breite oder Länge in ein Diagramm gezeichnet worden. 11 zonale und 3 meridionale

Schnitte beschreiben die Veränderungen der einzelnen Kurven mit dem Ort.

Zur besseren Orientierung sind in die TS-Bilder Hilfslinien und Hilfspunkte eingetragen. Das südatlantische Zentralwasser (SACW) und das nordatlantische Zentralwasser (NACW) werden durch zwei fast parallele Linien dargestellt (Sverdrup et al., 1942). Endpunkte für das SACW sind:

16.0°C, 35.65 ppt und 8.0°C, 34.70 ppt und für das NACW: 17.5°C, 36.40 ppt und 8.0°C, 35.10 ppt.

Diese Wassermassen erfüllen die Warmwassersphäre ohne die oberen 100 bis 200 m. Das NACW hat im Durchschnitt um 0.45 ppt höhere Salzgehaltswerte. Dies rührt hauptsächlich von dem sehr salzreichen Sargassoseewasser der Subtropen und dem Mittelmeerausfluß. Nach Worthington (1976) ist das Sargassoseewasser (SW), auch 18°-Wasser genannt, durch 18°C und 36.5 ppt gegeben.

Das Mittelmeerwasser (MMW) hat, wenn es über die Schwelle von Gibraltar tritt, so viel höhere T- und S-Werte als das Atlantikwasser, daß es bereits während des Ausstroms zu einer starken Vermischung kommt. Je größer der Abstand von der Quelle wird, desto mehr reduzieren sich diese Werte. Sverdrup et al. (1942) haben das MMW durch den Punkt 12.0°C, 36.5 ppt mit der Dichte 27.78 charakterisiert. Hier soll ein Punkt gewählt werden, der sehr nahe den maximal vorkommenden Werten in Segment 70 liegt:

11.0°C, 36.30 ppt und der Dichte 27.79.

Ebenso ist der Hilfspunkt für das antarktische Zwischenwasser (AAIW) bestimmt worden. In Anlehnung an die minimal vorkommenden T- und S-Werte aus Segment 4 heißen die Koordinaten: 5.5°C, 34.65 ppt und die Dichte 27.38.

Die Zahlen, die an die Kurven in den TS-Diagrammen geschrieben worden sind, geben die Segmentnummern an.

Zur geographischen Verfolgung des MMW ist neben dem TS-Diagramm noch eine andere Darstellung gewählt worden. Um den Kern des MMW, d. h. sein Salzgehaltsmaximum



eindeutig bestimmen zu können, ist eine Mittelung über 100 m dicke Wasserschichten durchgeführt worden. Trotz dieses relativ großen Intervalls konnte für jedes Segment so ein Maximalwert gefunden werden.

Außerdem ist eine mittlere Position aus den einzelnen Meßorten, der in die Mittelwertbildung eingegangenen Profile, berechnet worden.

Mit diesen Größen ist die geographische Verteilung des Salzgehaltmaximums und der dazugehörigen Temperatur gezeichnet worden (Abb. 17, 18). Die gemittelte Position ist mit "+" in den Abbildungen markiert worden.

Aus wieviel Profilen der Mittelwert gebildet worden ist, kann der Segmentkarte (Abb. 1) entnommen werden. Dort sind in die einzelnen Segmente die Anzahl der Profile für die Mittelung

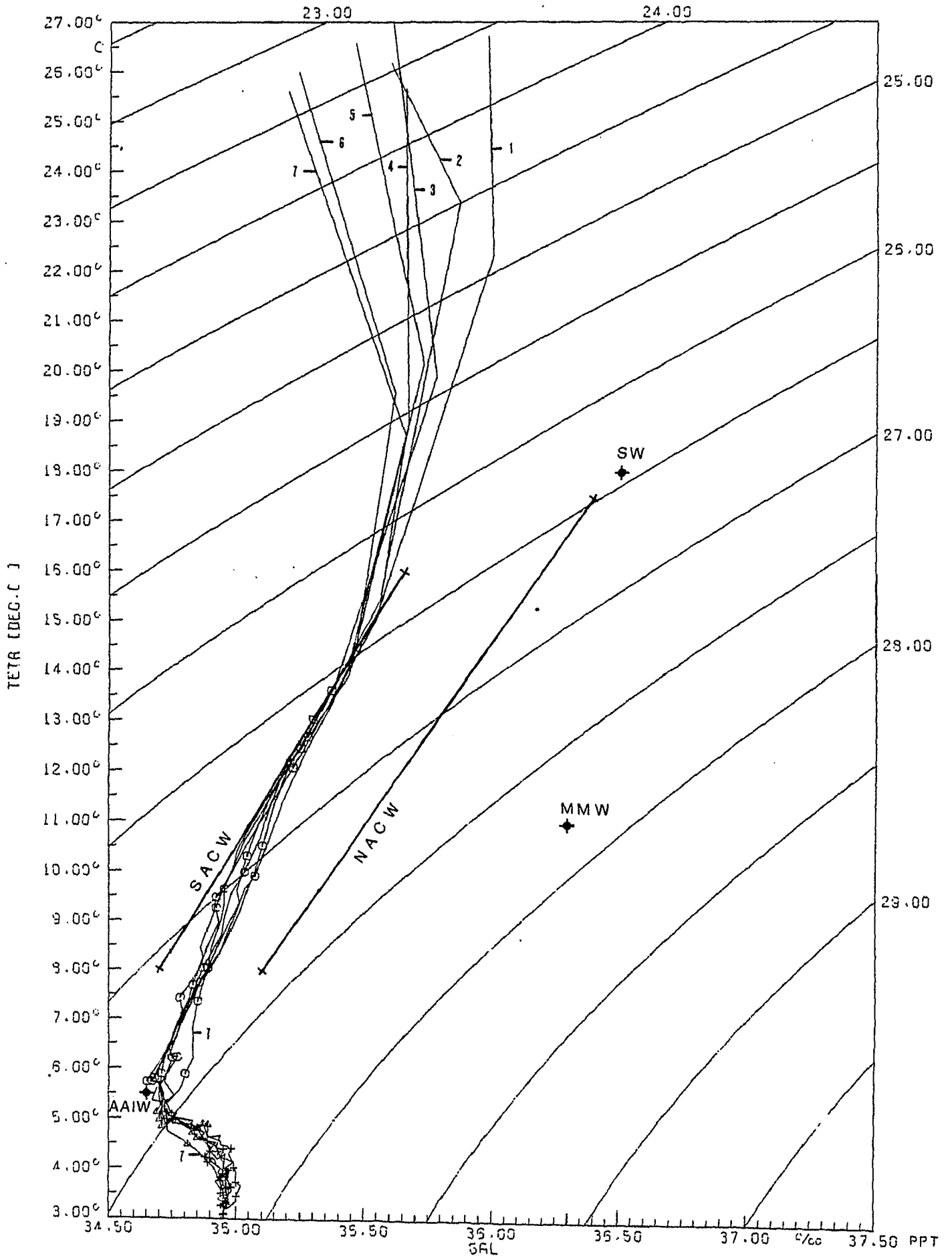
im 50 m-Abstand von 0 - 2200 m,

im 100 m-Abstand von 500 - 2200 m und

im 10 m-Abstand von 0 - 150 m

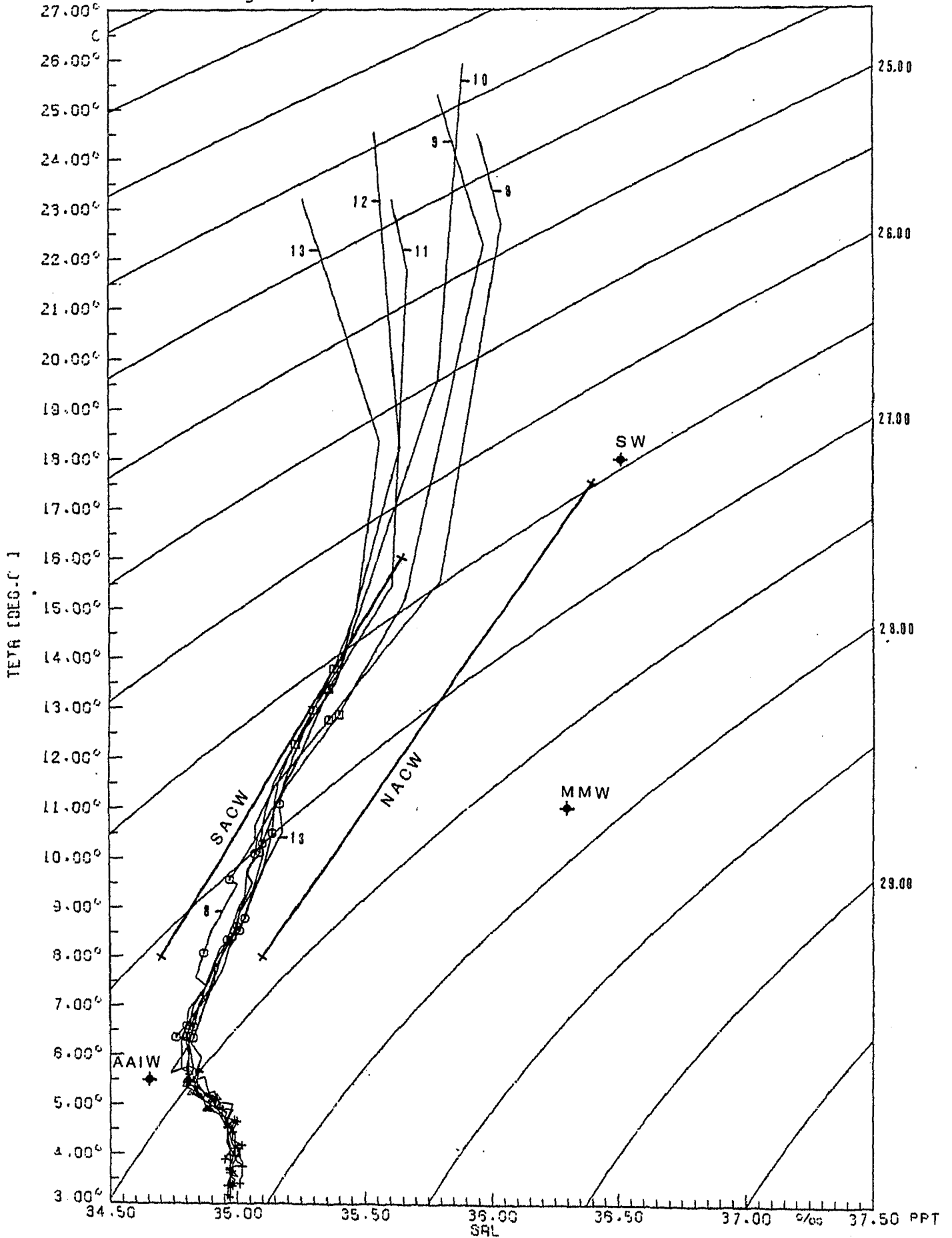
eingetragen worden. Daraus ergibt sich ein Hinweis auf die statistische Aussagekraft des berechneten Mittelwertes. Auf den nächsten Seiten sind 14 TS-Diagramme zu finden. Danach folgt eine Beschreibung der charakteristischen Wassermassen und ihrer Mischprodukte. Als erstes wird auf die Zentralwassermassen eingegangen, anschließend auf das MMW, das AAIW und das Deckschichtwasser, dabei insbesondere auf das tropische Salzgehaltmaximum.

Abb. 3 TS-Diagramm, zonal 8° -11° N



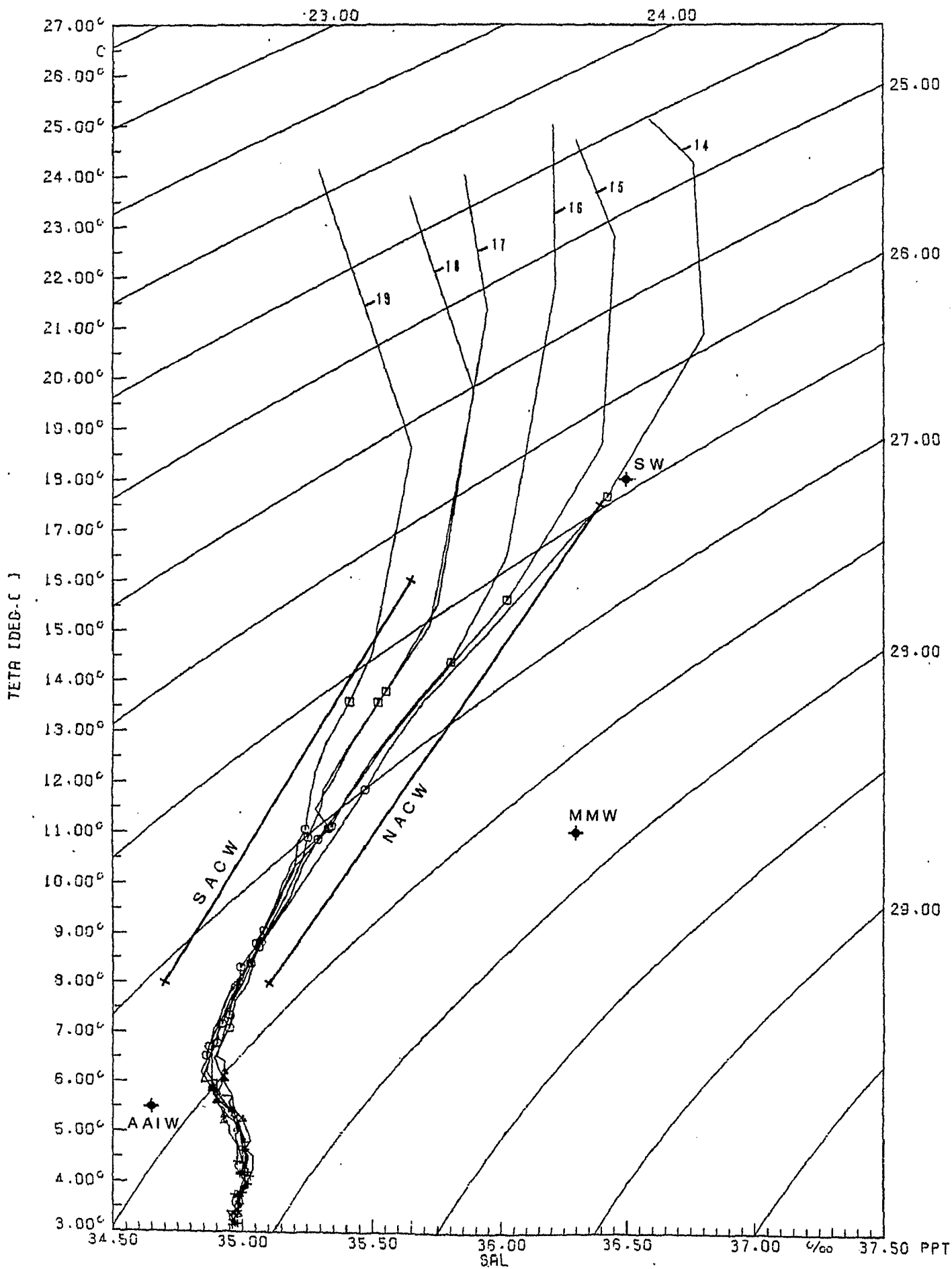
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 4 TS-Diagramm, zonal 11° - 14° N



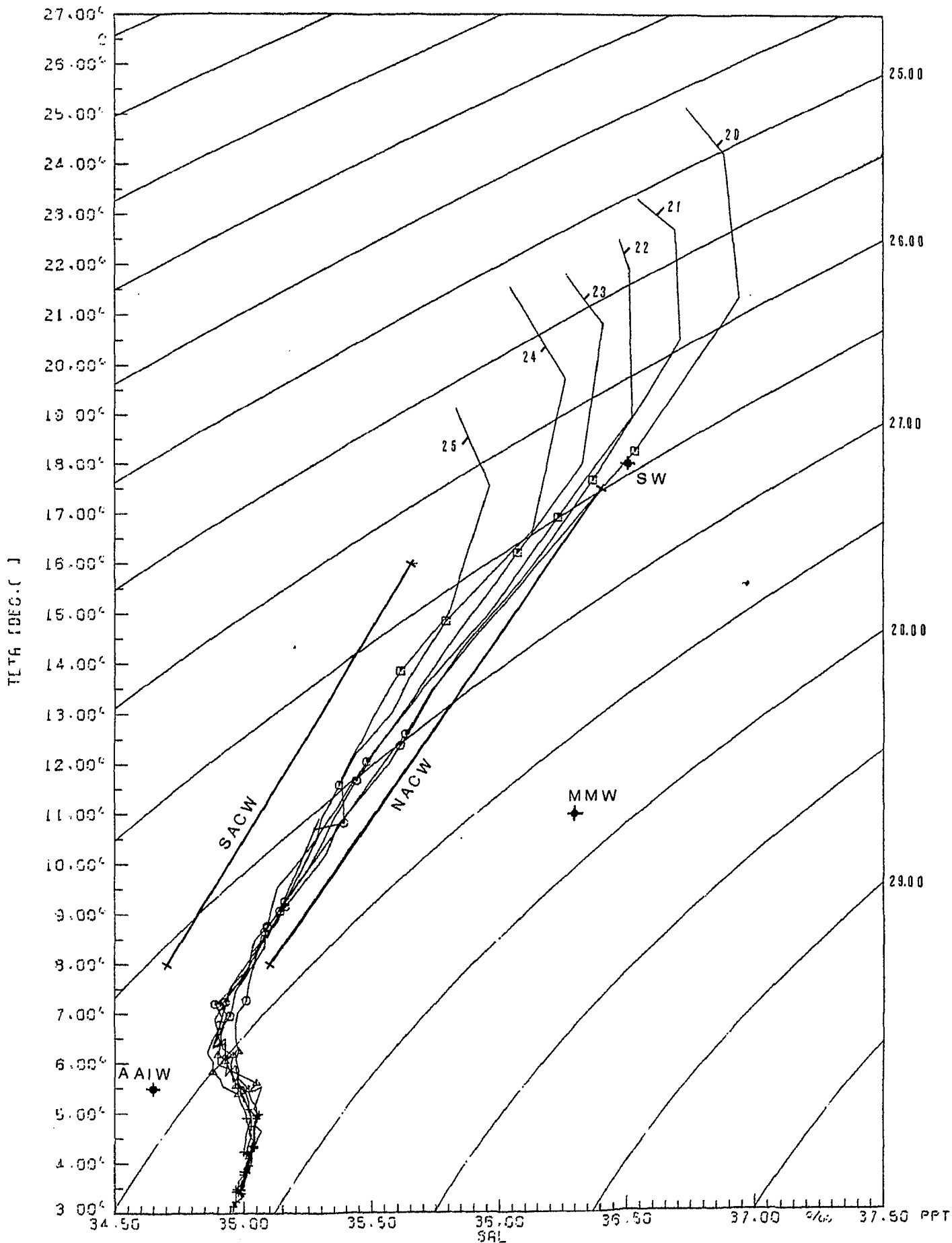
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 2000.00 M

Abb. 5 TS-Diagramm, zonal 14° - 17° N



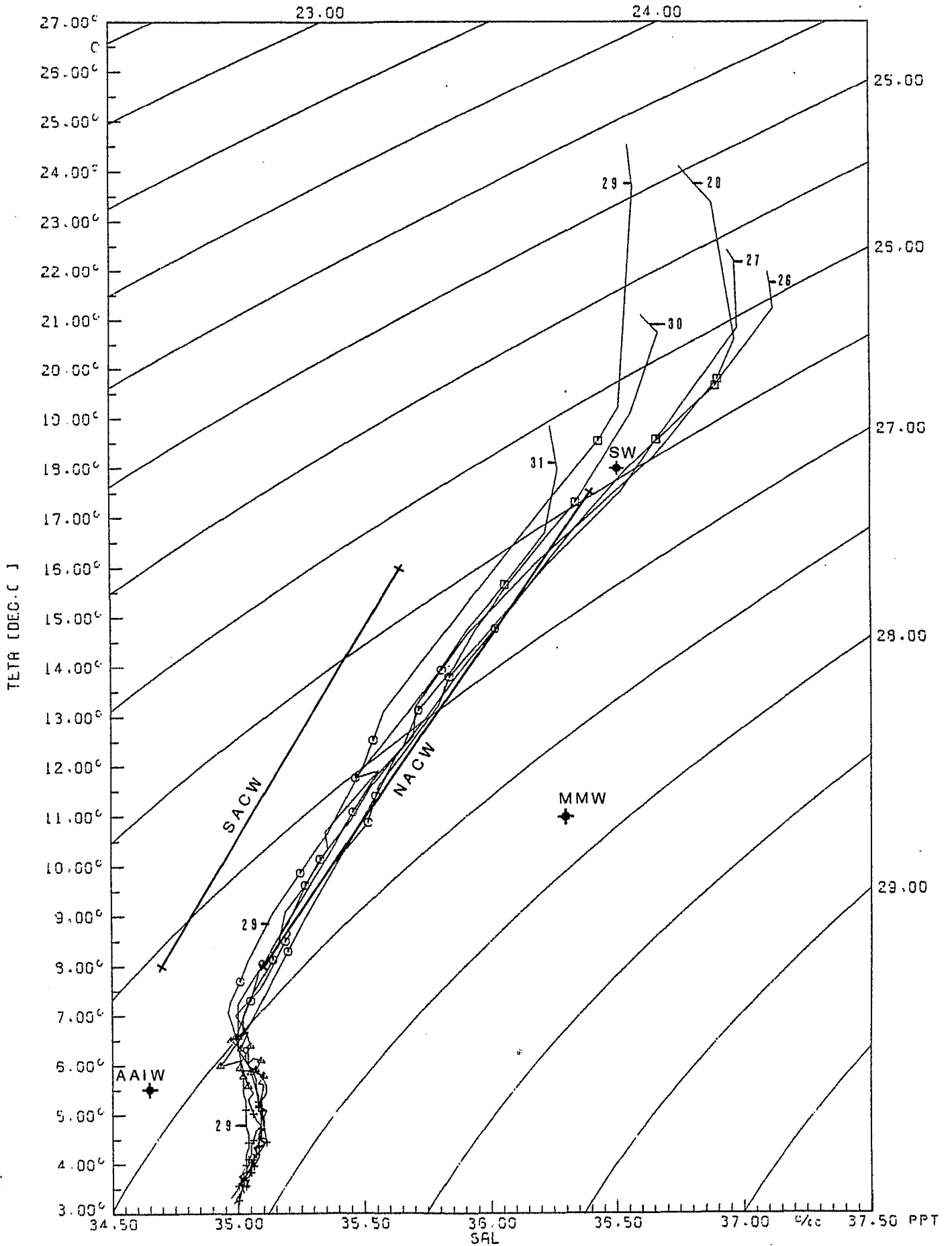
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 6 TS-Diagramm, zonal 17° - 20° N



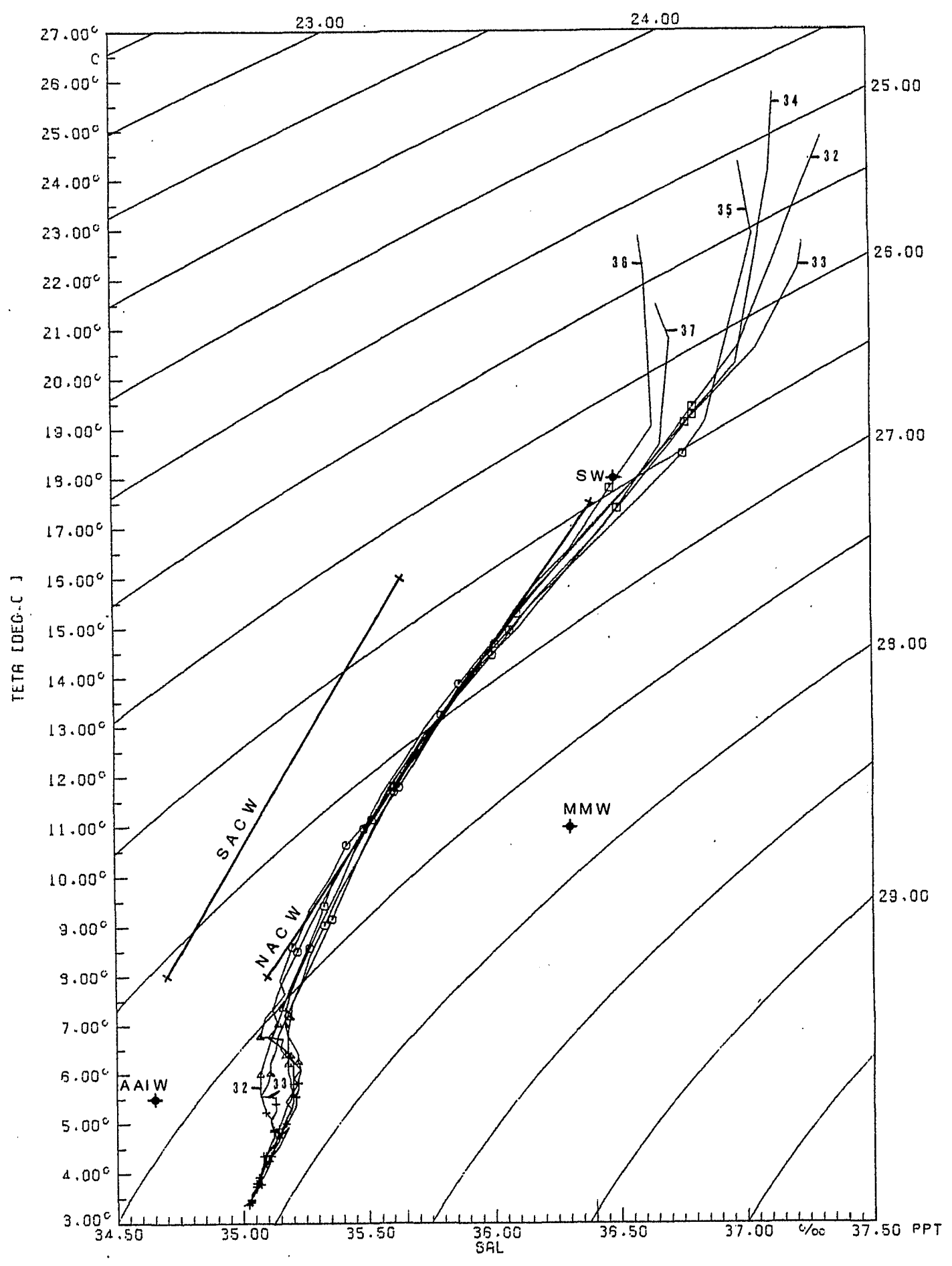
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 300.00 M  
△ 300.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 7 TS-Diagramm, zonal 20° - 23° N



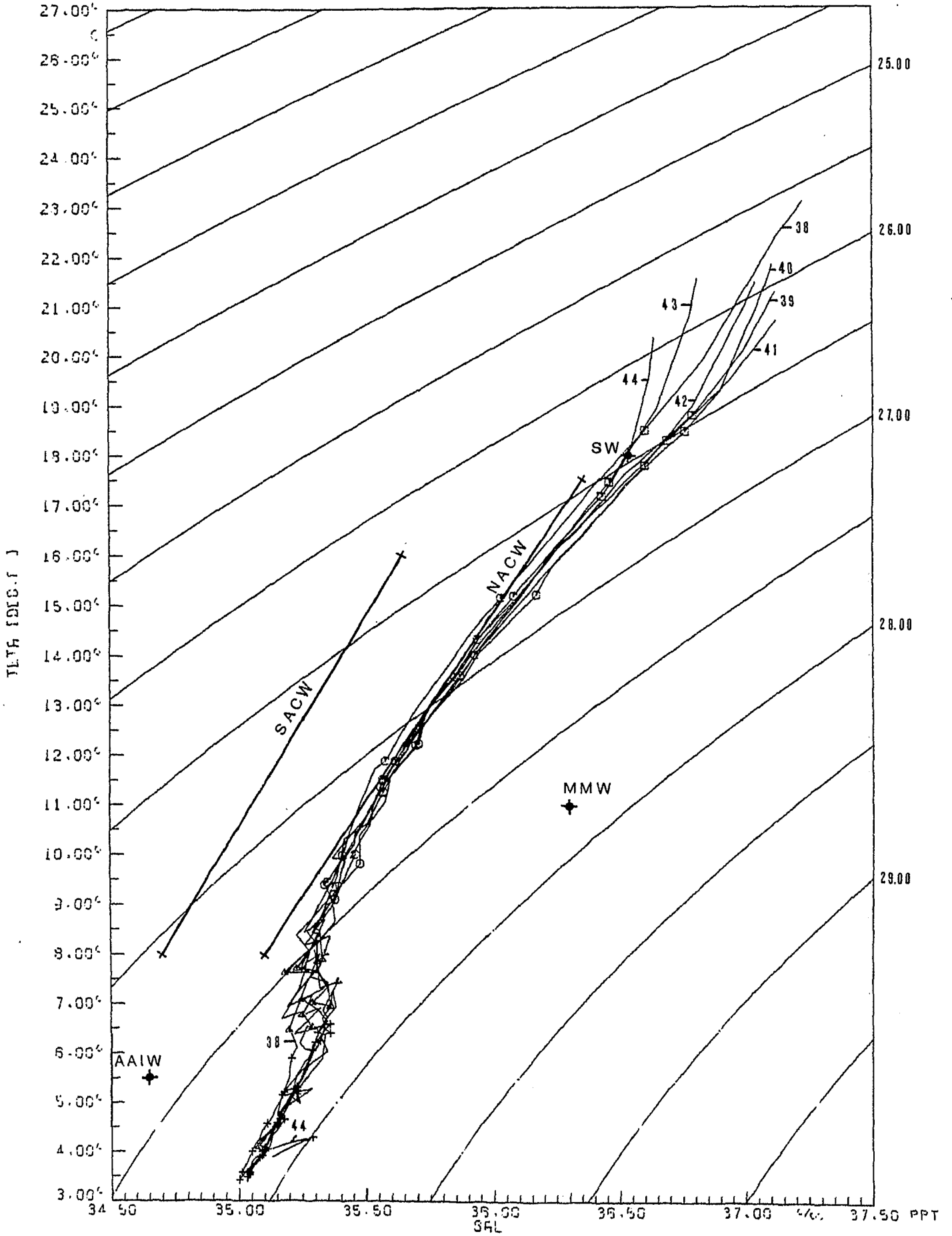
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb.8 TS-Diagramm, zonal 23° - 26° N



□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

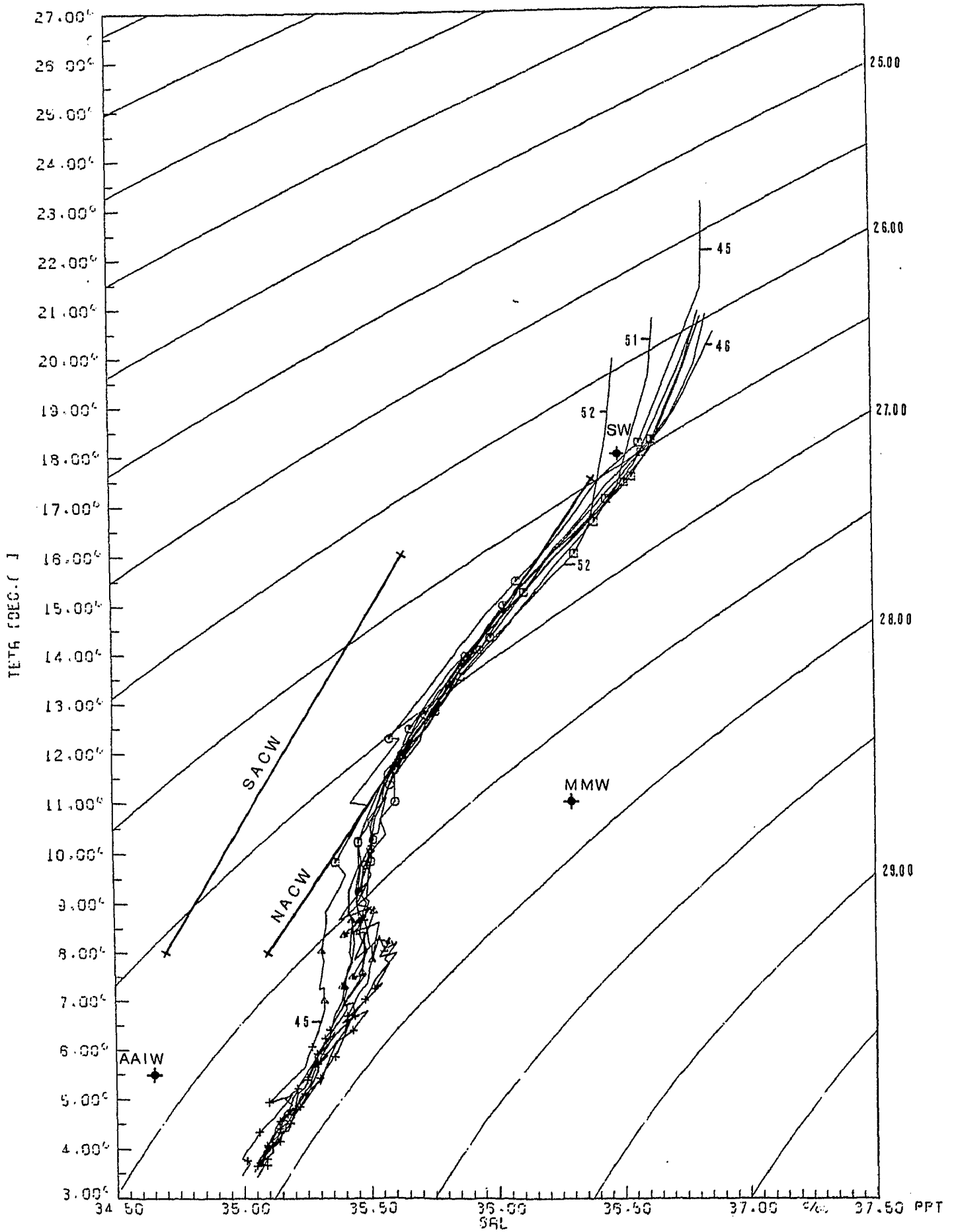
Abb. 9 TS-Diagramm, zonal 26° - 29° N



□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

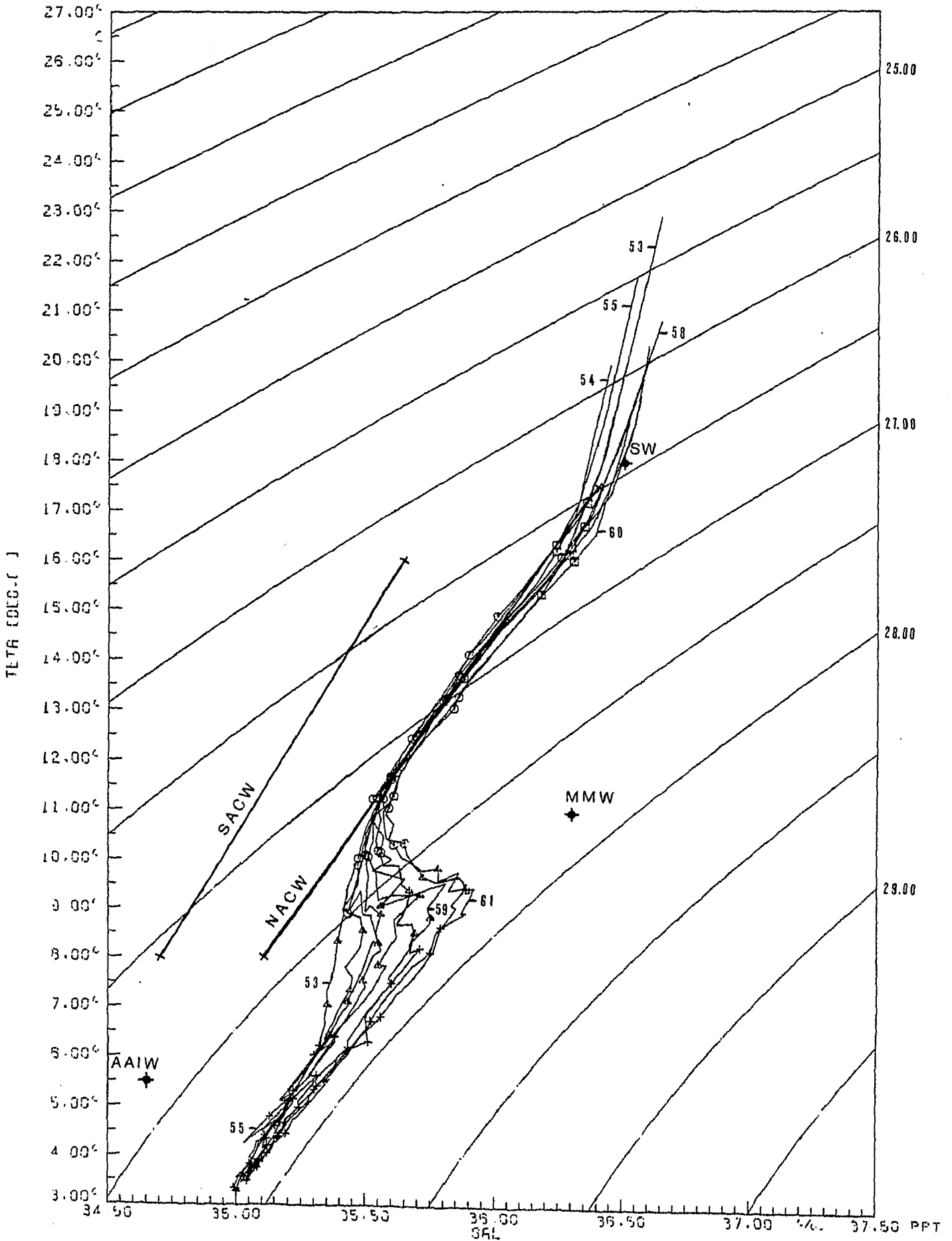


Abb. 10 TS-Diagramm, zonal 29° - 32° N



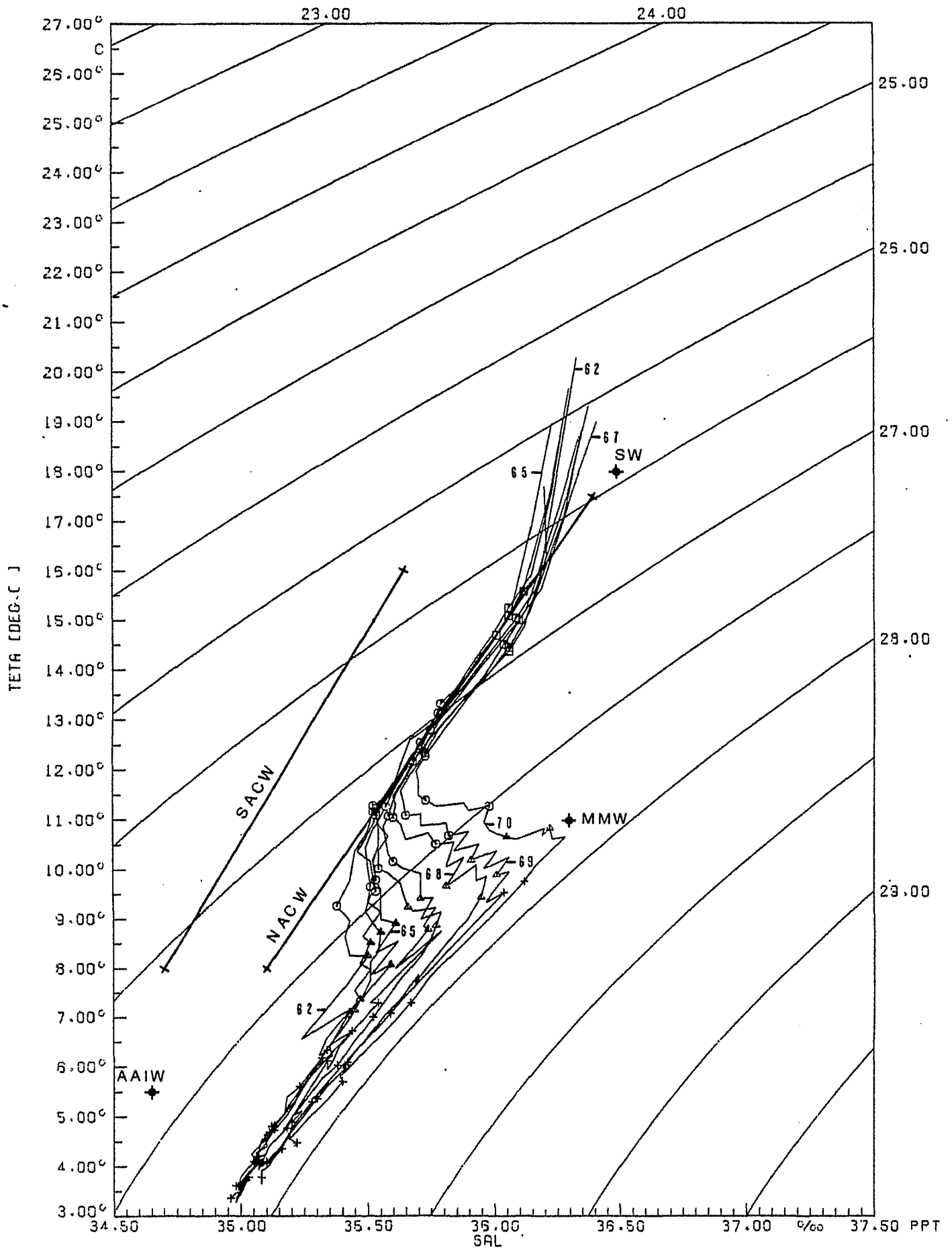
● 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 300.00 M  
△ 300.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 11 TS-Diagramm, zonal 32° - 35° N



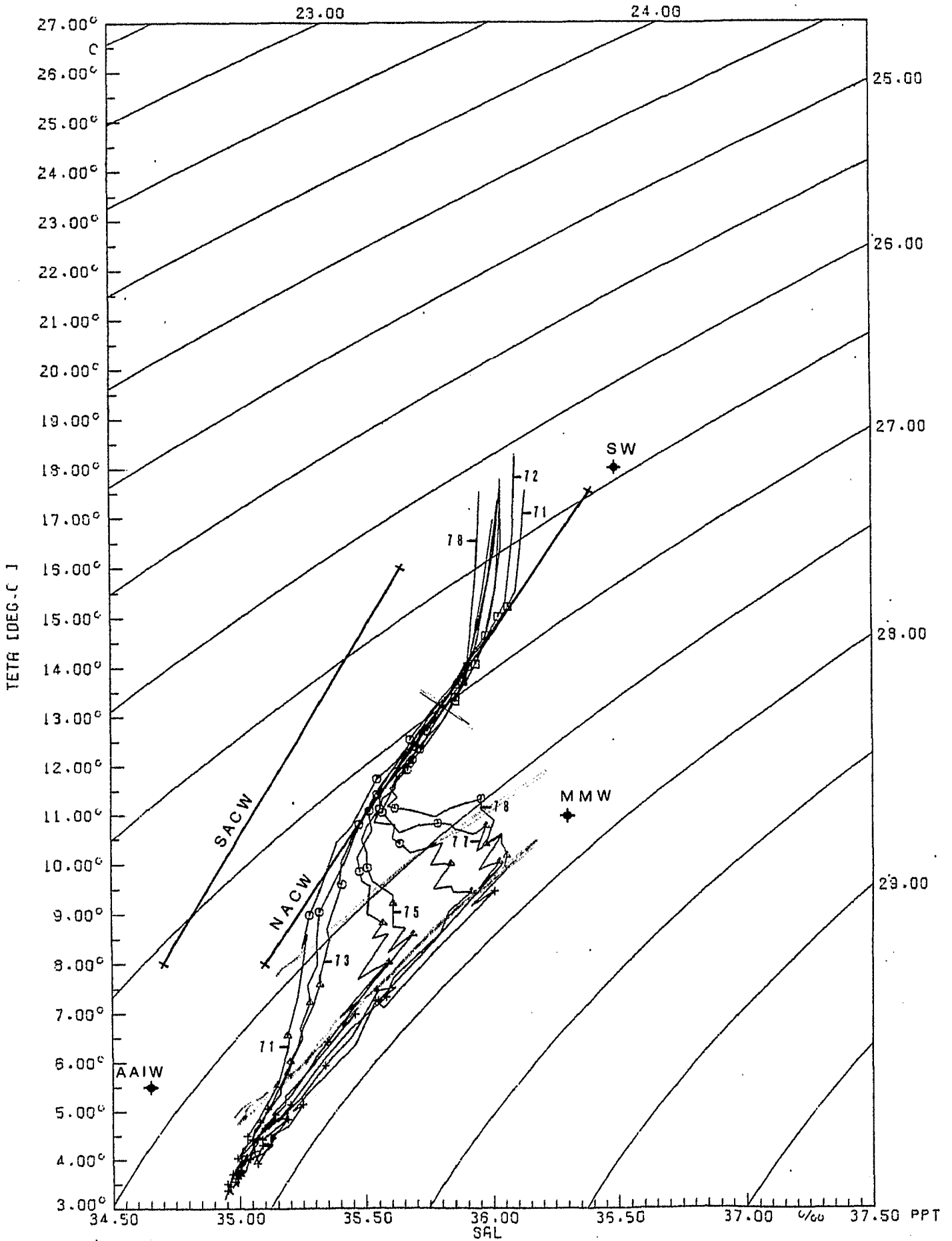
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 300.00 M  
△ 300.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 12 TS-Diagramm, zonal 35° - 38° N



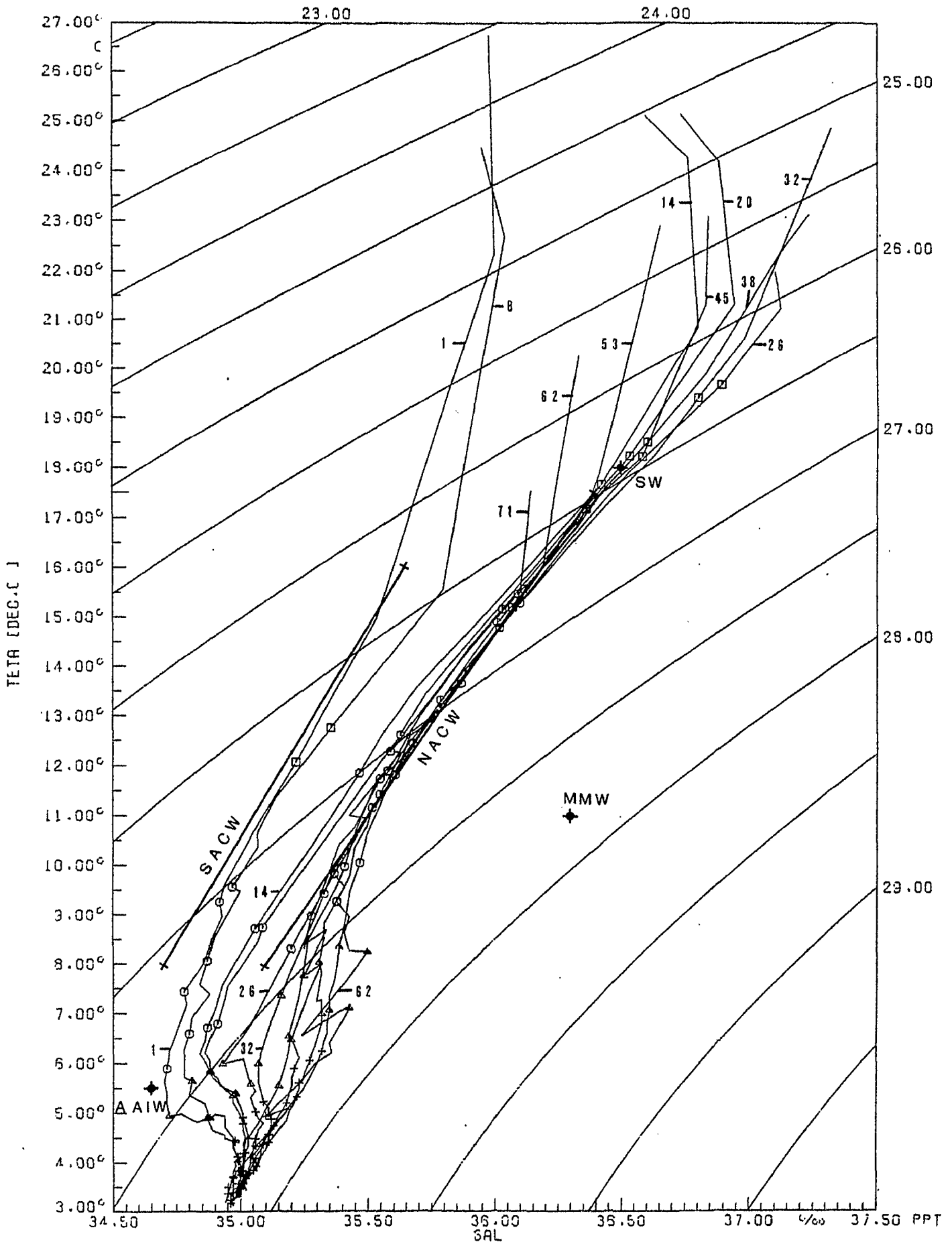
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 300.00 M  
△ 300.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 13 TS-Diagramm, zonal 38° - 41° N



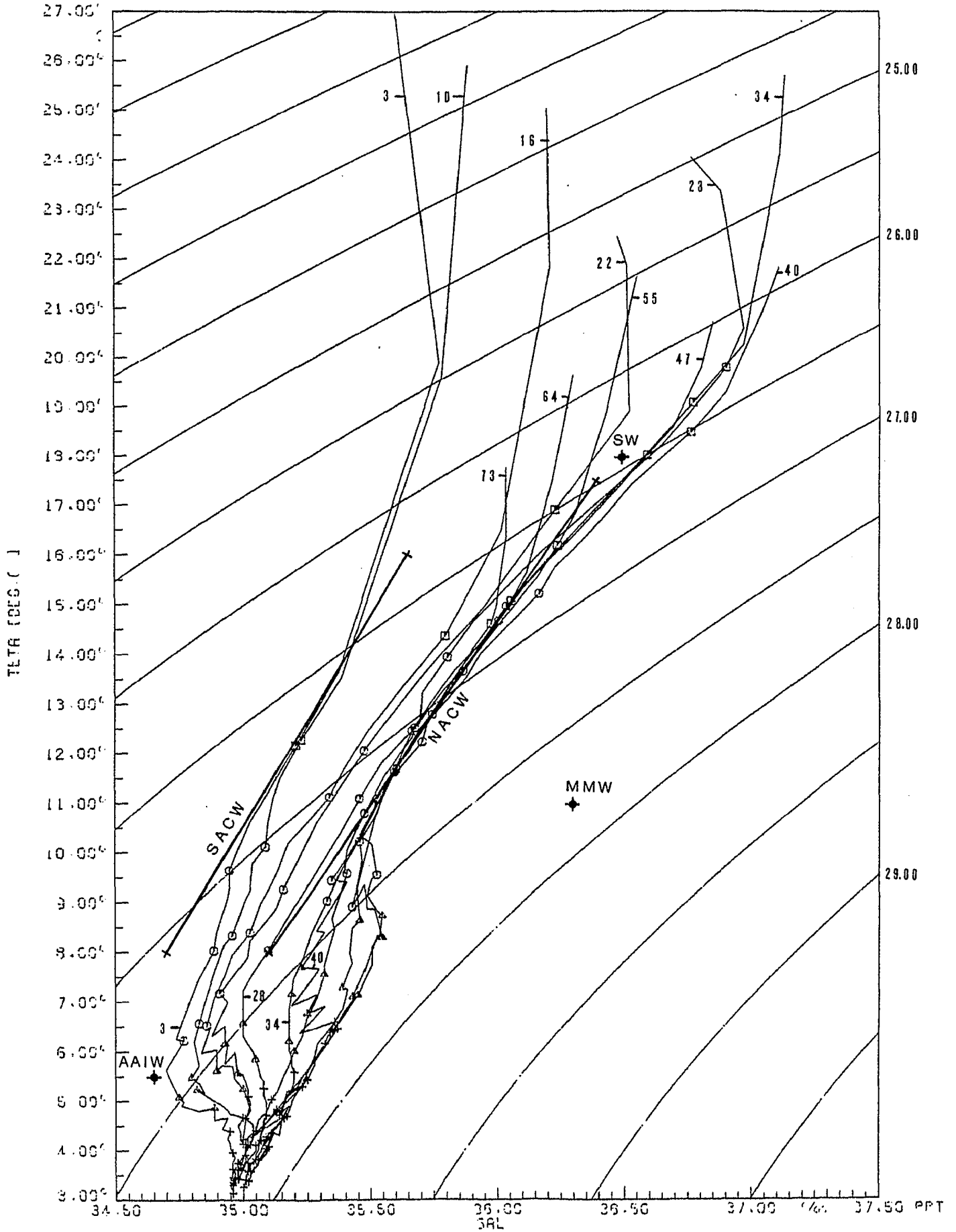
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 800.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 14 TS-Diagramm, meridional 32° - 35° W



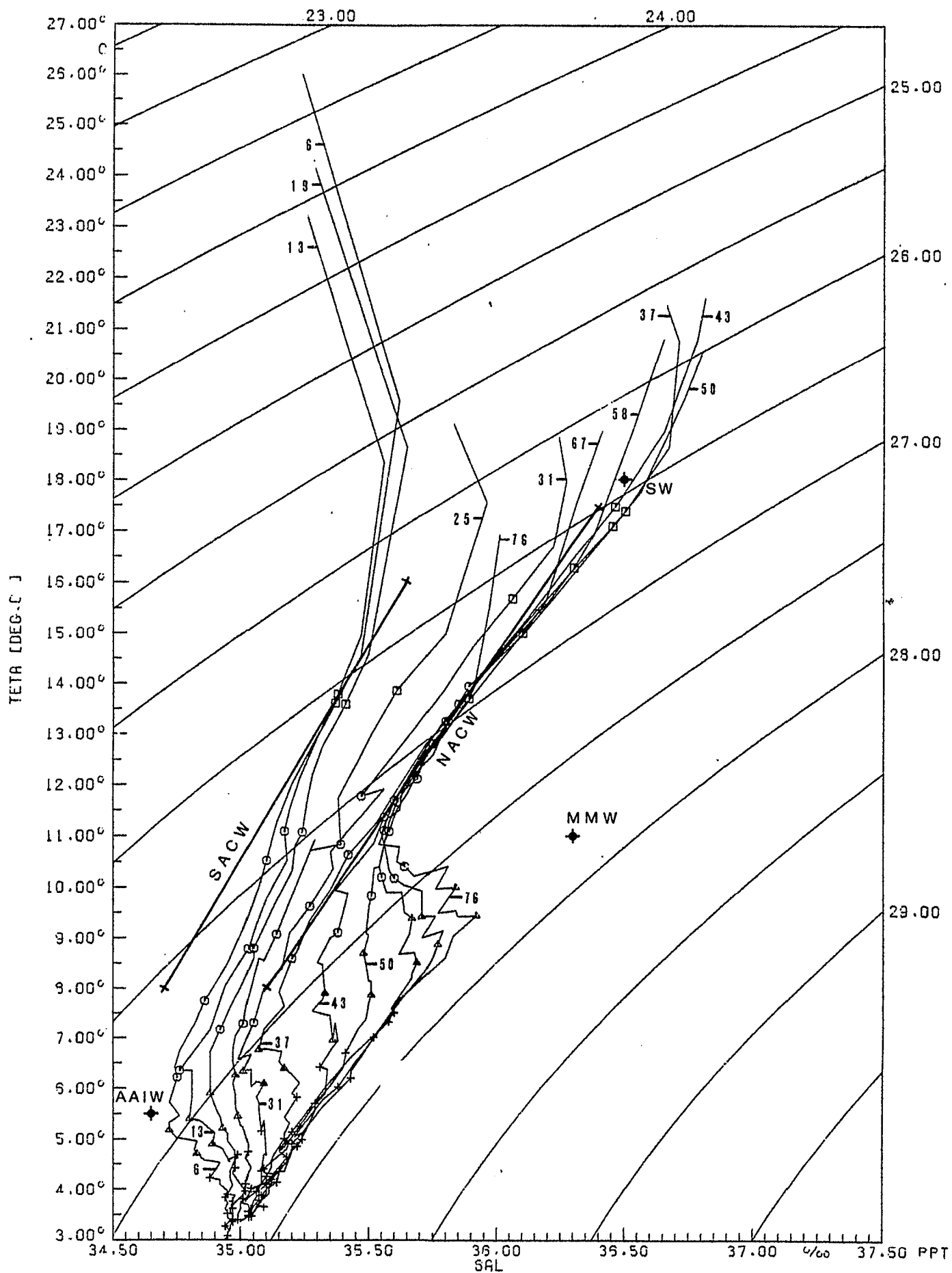
□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 900.00 M  
△ 900.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 15 TS-Diagramm, meridional 26° - 29° W



□ 0.00 TO 200.00 M  
 ○ 200.00 TO 800.00 M  
 △ 800.00 TO 1200.00 M  
 × 1200.00 TO 3000.00 M

Abb. 16 TS-Diagramm, meridional 17° - 20° W



□ 0.00 TO 200.00 M  
○ 200.00 TO 300.00 M  
△ 300.00 TO 1200.00 M  
+ 1200.00 TO 3000.00 M

### 5.1 Das südatlantische und das nordatlantische Zentralwasser

Die Warmwassersphäre enthält hauptsächlich neben dem Deckschichtwasser das südatlantische und das nordatlantische Zentralwasser. Diese beiden Wassermassen sind Mischprodukte und stellen sich im TS-Diagramm als eine Linie dar. Das NACW wird im oberen Bereich von dem salzreichen Sargassoseewasser und im unteren von dem salzreichen Mittelmeerwasser gebildet. Das salzärmere SACW wird mit dem Südäquatorialstrom in die nördliche Hemisphäre transportiert und schiebt sich als leichteres Wasser über das NACW. Die Grenzfläche zwischen diesen zwei Zentralwassermassen wird im weiteren ausführlich beschrieben.

Die Grenzfläche verläuft ungefähr zonal auf der Höhe von Cap Verde ( $15^{\circ}$  N) und neigt sich mit der Tiefe nach Süden. Aus einer Veröffentlichung von Tomczak (1977) geht hervor, daß eine deutliche Front zwischen SACW und dem NACW vor Cap Blanc (ca.  $21^{\circ}$  N) im Frühjahr 1972 zu finden war. Diese Beobachtung beruht auf Oberflächenmessungen von Temperatur und Salzgehalt, die in einem Zeitraum von drei Monaten von einem fahrenden Schiff gewonnen wurden. Die beiden Zentralwassermassen können vor der afrikanischen Küste an der Oberfläche registriert werden, weil sie mit den Auftriebsbewegungen aus maximal 250 m Tiefe an die Oberfläche gebracht werden. Daß das SACW ganz im Osten des Nordatlantiks noch bei etwa  $21^{\circ}$  N gefunden werden kann, ist wahrscheinlich auf die nordwärtsgerichtete, küstennahe Oberflächenströmung zurückzuführen. Im Westen schiebt sich dagegen Sargassoseewasser, welches das obere NACW bildet, nach Süden vor und verdrängt das SACW. Die entgegengesetzten Bewegungsrichtungen im Osten und im Westen des Untersuchungsgebietes erklären die rasche zonale Änderung der thermohalinen Eigenschaften im oberen Zentralwasser in Abb. 5.

Eine scharfe Front kann in den TS-Diagrammen aus gemittelten Profilen nicht wiedergefunden werden, weil die horizontale Auflösung dafür zu gering ist. Wenn man den raschen



meridionalen Übergang vom südatlantischen zum nordatlantischen Zentralwasser von Abb. 5 zu Abb. 7 betrachtet, dann läßt sich eine scharfe Front nur vermuten. In den Wasserschichten unterhalb von 350 m Tiefe hat die Übergangszone keinen Frontcharakter mehr.

In dem südlichsten zonalen Schnitt (Abb. 3) fällt eine Streuung in dem Temperaturbereich  $9^{\circ}$  -  $10^{\circ}$ C in ungefähr 350 m Tiefe auf. Darüber schmiegen sich die einzelnen TS-Kurven an die südatlantische Zentralwasserlinie an. Diese Beobachtung wird gestützt von einer Arbeit aus dem GATE-Gebiet (entspricht Segment 4) von Grose (1979). Er hat eine große Variabilität in der TS-Beziehung zwischen 200 und 500 m Tiefe und Dichtewerten von 26.90 bis 27.10 festgestellt. Diese Schwankungen liegen im Südwesten in etwas größerer Tiefe als weiter nordöstlich. Vermutlich spielen sich, nach Grose, örtlich begrenzte, seitliche Vermischungsvorgänge ab, die auf Wirbel zurückzuführen sind.

Interessant ist nun zu sehen, daß diese Variabilität der TS-Paare nicht nur aus Messungen sehr kurzer Zeitabstände hervorgeht, sondern auch aus dem langfristigen Mittel. Diese Übergangszone ist in dem ganzen zonalen Streifen und noch in dem nächsten (Abb. 4), der von dem 14. Breitengrad begrenzt ist, bei den gleichen Dichtewerten angedeutet.

Für den Tiefenbereich von 400 bis 600 m Tiefe ist in den zonalen TS-Darstellungen in den Abb. 3 bis 7 ein relativ gleichförmiger Wasserkörper, der ein Mischprodukt aus SACW und NACW darstellt, zu erkennen. Zonale wie auch meridionale Veränderungen in der TS-Charakteristik fallen geringer aus als in der darüberliegenden Wasserschicht. In der Tiefe zwischen 400 und 600 m vollzieht sich die Vermischung der beiden Zentralwassermassen auf einer Strecke von angenähert 1500 km.

Die TS-Kurve von Segment 29 in Abb. 7 weist einen auffallend geringen Salzgehalt auf. Dieser Linie liegt nur ein einziges Profil zugrunde, welches eventuell falsche Salzgehaltswerte besitzt.

Nördlich von  $23^{\circ}$  N (Abb. 8 bis 16) ist in der Warmwassersphäre reines NACW zu finden, d.h., die TS-Kurven liegen auf der Linie des nordatlantischen Zentralwassers. Das NACW befindet sich im Nordostatlantik zwischen etwa 150 und 500 m Tiefe, wobei es nach Westen hin in noch größeren Tiefen vorkommt. Mit zunehmender geographischer Breite nehmen im oberen NACW die Temperaturen und die Salzgehalte ab. Im unteren NACW ist in Richtung auf Gibraltar der zunehmende Einfluß des Mittelmeerwassers zu erkennen.

## 5.2 Das Mittelmeerwasser im Tiefenwasser

Das MMW ist als ein Bestandteil des Tiefenwassers zu sehen. An sich stellt das Tiefenwasser ein recht gleichförmiges Mischprodukt aus Zwischen- und Bodenwasser dar. Jedoch der markante Mittelmeerausstrom im NE-Atlantik führt zu einer Dreiteilung des Tiefenwassers in oberes, mittleres und unteres.

Das warme, salzreiche MMW strömt über die Schwelle von Gibraltar in einer Tiefe von ungefähr 400 m in den Atlantik. In Abb. 12 zeigt Segment 70 die höchsten T- und S-Werte, wie es zu erwarten ist, da dies Segment der Öffnung des Mittelmeeres am nächsten liegt. Das MMW modifiziert die Eigenschaften des Wassers in der unteren Warmwassersphäre und im oberen Tiefenwasser. Dieser Einfluß ist deutlich in TS-Diagrammen und Karten der Temperatur- und besonders der Salzgehaltsverteilung zwischen 600 und 2000 m zu sehen (Wright & Worthington, 1970).

Nach Defant (1955) breitet sich das MMW fächerartig nach Norden und nach Westen aus. Bei der Ausbreitung nach Norden, die auf die Wirkung der Corioliskraft zurückzuführen ist, lehnt sich das MMW an die portugiesische Küste an. Der Hauptausstrom erfolgt in westliche Richtung und ist von turbulenten Austauschbewegungen begleitet. Von einem Transport nach Süden ist weder bei Defant noch bei Reid (1978) die Rede. Aus den TS-Darstellungen geht jedoch hervor, daß Spuren von MMW noch ganz im Süden des Untersuchungsgebietes ( $8^{\circ}$  N) zu finden sind. Dies ist an dem Vorhandensein eines vertikalen Salzgehaltmaximums, welches die Kernschicht vom MMW repräsentiert, zu erkennen. Wie weit dieses Maximum verfolgt werden kann, hängt von den Strömungen, die das MMW transportieren, und von der Intensität der Vermischungsvorgänge ab.

In der näheren Umgebung von Gibraltar weist die TS-Struktur im Tiefenbereich des MMW Zacken auf, die auf zeitliche Schwankungen zurückzuführen sind. Es sei daran erinnert, daß in die Mittelwerte für die einzelnen Wasserschichten

mit einer Dicke von 50 m unterschiedlich viele Datenzyklen eingehen. Genaugenommen ergibt sich daher für jeden Mittelwert ein anderer mittlerer Meßzeitpunkt. Mögliche Ursachen für zeitliche Änderungen der TS-Verteilung sind zum einen die Bildung von verschiedenen Ausstromwasserarten durch die Gezeitenbewegungen in der Straße von Gibraltar (Zenk, 1975 b), durch die Topographie und zum anderen die Wirkung der Doppeldiffusion im tieferen Wasser. Die Gründe, die für dieses Aussehen der TS-Profile verantwortlich sind, können natürlich hier nicht erkannt werden. Die gemittelten Kurven können durchaus realistisch sein, denn es sind auch Doppelmaxima in Salzgehaltsprofilen oder Temperaturinversionen gemessen worden.

Der relativ kleine Wert für das Salzgehaltsmaximum vom MMW in Segment 29 (Abb. 7) erklärt sich durch falsche, vertikale Interpolationswerte bei einer ungenügenden Anzahl von Meßpunkten.

Da die Mittelmeerwasserzunge noch bis in den Westatlantik zu beobachten ist, hat Worthington (1976) die Existenz einer großen tiefreichenden Antizyklone in den mittleren Breiten des N-Atlantiks in Frage gestellt. Wenn der Golfstrom und der Nordatlantische Strom in der östlichen Hälfte des N-Atlantiks zurückströmen, dann müssen diese Wassermassen in Tiefen größer als 600 m die MMW-Zunge durchqueren. Es ist anzunehmen, daß dabei der Kern vom MMW der Vermischung erlegen ist. Worthington hat zeigen können, daß die Rezirkulation des Golfstroms hauptsächlich westlich von  $40^{\circ}$  W geschieht. Der Golfstrom dreht nach Süden, bevor er den mittelatlantischen Rücken überquert, ohne die Achse des salzreichen Kerns vom MMW kreuzen zu müssen.

Eine übersichtlichere Darstellung zur Verfolgung des MMW im NE-Atlantik bietet die Verteilung der Isohalinen (Abb. 17) und der Isothermen (Abb. 18) in der Kernschicht des MMW. Die Isolinien sind aus Mittelungen über 100 m dicke Wasserschichten gewonnen worden, um zeitliche Variabilitäten zu eliminieren. Die Karte der Isohalinen des Salzgehaltsmaximums vom MMW deutet eine Ausbreitung entlang der Küste der

Iberischen Halbinsel an und zeigt einen deutlichen Wasser-  
vorstoß nach Westen. Westlich von Madeira dreht der Gra-  
dient der Isohalinen auf eine mehr südwestliche Richtung.

Hervorzuheben ist, daß sich im Nordwesten des Unter-  
suchungsgebietes der Kern anhand des Salzgehaltmaximums  
nicht mehr verfolgen läßt. Dies betrifft die folgenden  
Segmente: 45, 46, 47, 53, 63, 71, 72 und 73 zwischen  
 $29^{\circ}$  und  $41^{\circ}$  N. Um auch dort einen Eindruck über die Lage  
von Isohalinen zu erhalten, sind den gemittelten Profilen  
die Salzgehaltswerte aus 1000 m Tiefe entnommen worden.  
In diesem Gebiet beträgt die Dichte in 1000 m fast überall  
27.66. Diese Entscheidung konnte getroffen werden, da Seg-  
ment 62 diese Richtwerte lieferte.

Die so gewonnenen Isohalinen deuten einen Vorstoß nach  
Süden von salzärmerem und kälterem Wasser im Nordwesten  
des Untersuchungsgebietes an. Diese Wassermasse ist wahr-  
scheinlich NACW, das vom MMW bereits modifiziert worden  
ist, wie in dem TS-Diagramm in Abb. 13 zu erkennen. Da das  
Salzgehaltmaximum, das den Kern des MMW charakterisiert,  
nicht mehr vorhanden ist, kann auf eine recht starke tur-  
bulente Vermischung geschlossen werden. Ganz im Süden des  
Untersuchungsgebietes dagegen bleibt das Salzgehaltsmaxi-  
mum, welches vom Mittelmeerausstrom herrührt, meßbar.

Die stärkere Vermischung im Nordwesten des Untersuchungs-  
gebietes scheint auf eine Eigenbewegung des dort befindli-  
chen Wassers zurückzuführen zu sein. Dieses Wasser bewegt  
sich in einem Winkel zur Achse der Mittelmeerwasserzunge,  
wodurch das Salzgehaltmaximum möglicherweise abgebaut  
wird. Ein weiteres Anzeichen für eine Bewegungskomponente  
in südlicher Richtung ist in Abb. 13 zu erkennen. Die  
750 m-Tiefenfläche, die durch ein achteckiges Symbol  
markiert ist, wird nach Osten hin von größer werdenden  
Dichtewerten begleitet. Das bedeutet, daß die Dichteflä-  
chen eine Neigung bzgl. der Horizontalen nach Westen be-  
sitzen. Daraus resultiert eine geostrophische Strömung  
in diesem Tiefenbereich von Nord nach Süd. Sollte dies  
ein Hinweis darauf sein, daß die westwärtsgerichtete

Ausbreitung des MMW von Wassermassen, die mit der ozeanweiten Antizyklone im Ostatlantik südwärts transportiert werden, gestört wird entgegen Worthingtons Ansicht?

Vergleicht man den Verlauf der zu dem Salzgehaltsmaximum gehörigen Isothermen (Abb. 18), so findet man eine sehr ähnliche Verteilung. Der Temperaturgradient westlich von Gibraltar ist nicht ganz so groß und nach Süden hin etwas größer als der Salzgehaltsgradient. Dies hängt mit der sich ändernden Tiefenlage des Kerns zusammen.

Die potentielle Dichte des Kerns liegt zwischen 27.63 und 27.85. Bei Gibraltar betragen die Dichtewerte etwa 27.80. Mit zunehmender Entfernung nimmt die Dichte in alle Richtungen ab bis auf minimal 27.64 im Westen. Südlich von  $29^{\circ}$  N wird das Salzgehaltsmaximum von wieder geringfügig wachsenden Dichtewerten bis maximal 27.85 begleitet. Die leichte Dichteerhöhung hängt mit dem Absinken des Kerns bis auf 1800 m Tiefe und der dabei erfolgenden Temperaturabnahme zusammen. So kommt es zu den noch deutlichen meridionalen Temperaturgradienten in den niedrigen Breiten.

Die beschriebene Ausbreitung des MMW spielt sich im oberen Tiefenwasser ab. Das darunterliegende mittlere Tiefenwasser ist gerade noch in den TS-Diagrammen mit etwa  $3^{\circ}\text{C}$  und 34.95 ppt zu finden. Da es keine auffallende Veränderung der hydrographischen Eigenschaften mit dem Ort zeigt, soll darauf nicht näher eingegangen werden.

Abb.17 Verteilung des Salzgehaltmaximums vom MMW (ppt)

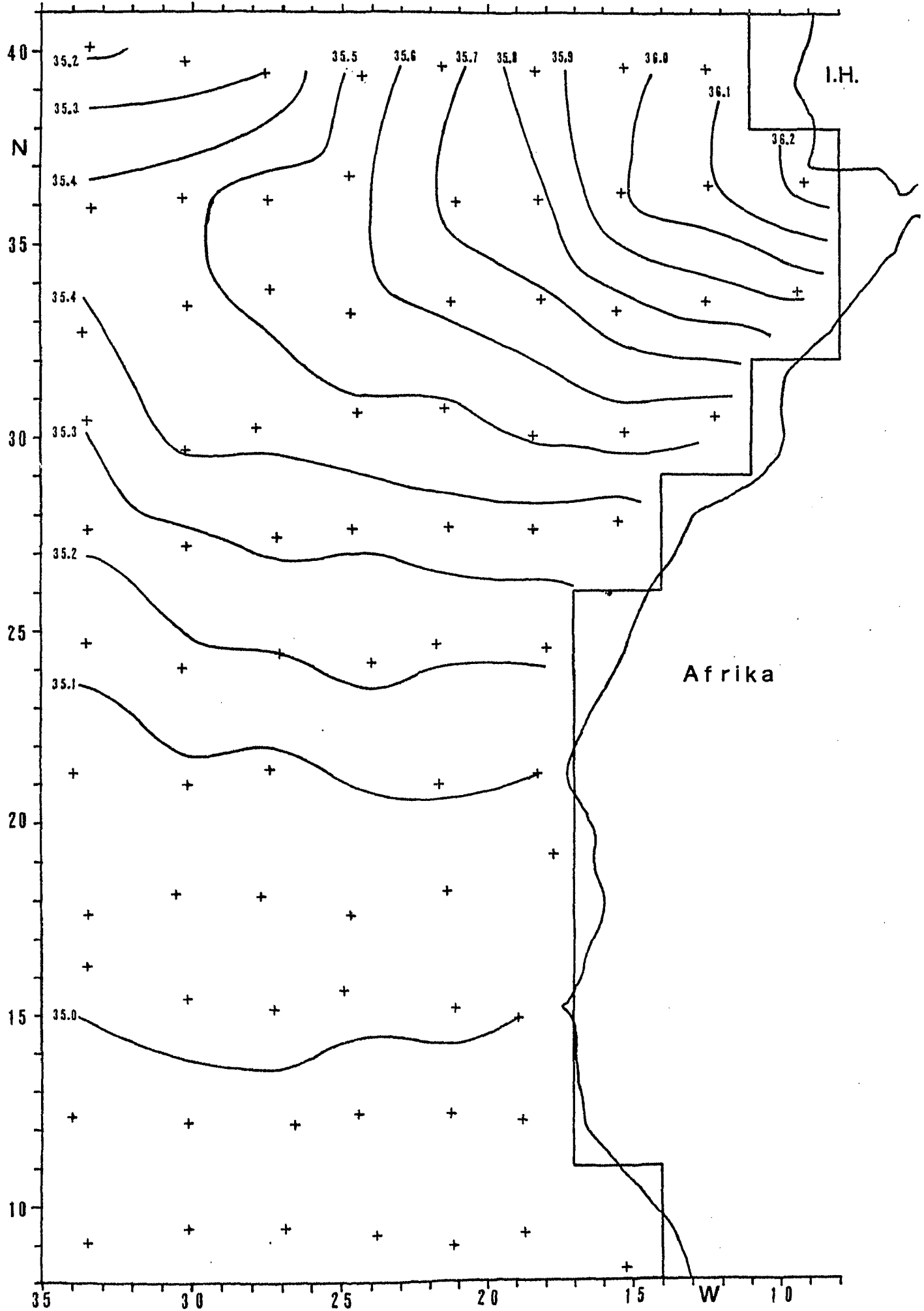
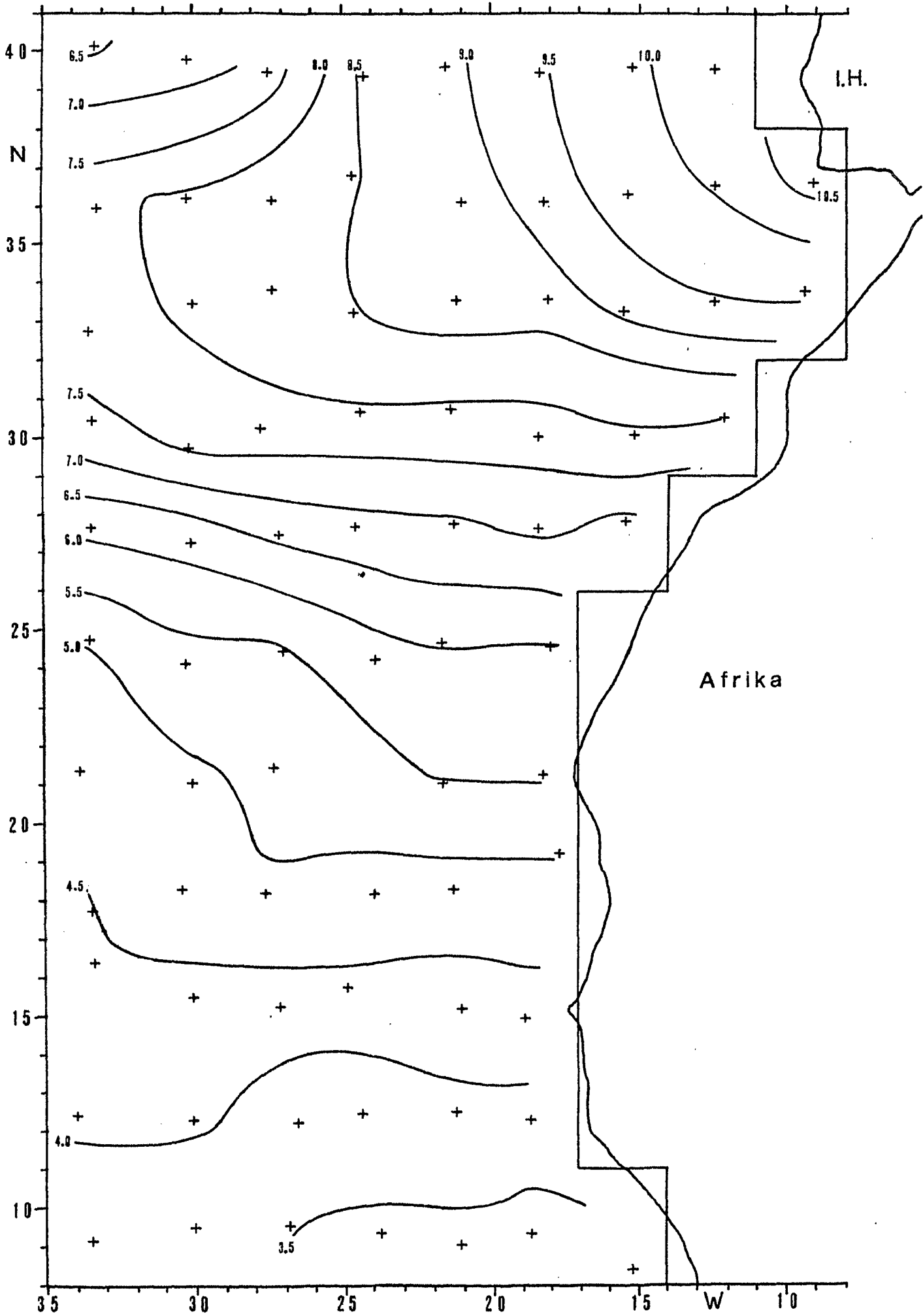


Abb.18 Temperaturverteilung im Kern vom MMW (°C)





### 5.3 Das antarktische Zwischenwasser

In dem Untersuchungsgebiet kann von den Zwischenwasser-massen nur das antarktische registriert werden. Das AAIW hat seine Bildungsstätte in einem Streifen südlich der zirkumpolar ausgebildeten, antarktischen Konvergenz-zone (Polarfront), etwa  $50^{\circ}$  S. Im Ursprungsgebiet weist das AAIW einen Salzgehalt von ungefähr nur 33.8 ppt, eine Temperatur von  $2^{\circ}\text{C}$  und eine Dichte von 27.1 auf. Das AAIW sinkt auf relativ kurzer Strecke in etwa 900 m Tiefe ab und breitet sich dann äquatorwärts in sich geringfügig ändernder Tiefe aus. Aufgrund seines geringen Salzgehaltes kann dieses Zwischenwasser im nord-atlantischen Ozean bis etwa  $20^{\circ}$  N verfolgt werden. Es befindet sich unterhalb der Wassermassen der Warmwasser-sphäre. Die Ausbreitung des AAIW scheint recht gleichmäßig über die gesamte Breite des zu betrachtenden Gebietes zu geschehen. Den drei meridonalen TS-Schnitten (Abb. 14 - 16) kann man entnehmen, daß im NE-Atlantik der Kern des AAIW allmählich von 800 m auf 900 m Tiefe sinkt. Auf einer Strecke von rund 1000 km vom Süden des Untersuchungs-gebietes (Abb. 3) bis  $20^{\circ}$  N (Abb. 6) wächst die Dichte der Kernschicht von etwa 27.38 auf etwa 27.48 wegen der Zunahme des Salzgehaltes, trotz einer Zunahme der Tempe-ratur, an. Die dazugehörigen TS-Werte betragen etwa  $5.7^{\circ}\text{C}$  und 34.7 ppt im Süden und 1000 km weiter nördlich  $6.3^{\circ}\text{C}$  und 34.9 ppt.

Nördlich von  $23^{\circ}$  N wird das Salzgehaltsminimum des AAIW rasch vom salzreichen Mittelmeerwasser kompensiert. Vergleicht man die Dichtewerte im Salzgehaltsminimum in Abb. 7 und 8, kann man eine recht große Dichteerhöhung von angenähert 0.1 auf einer Strecke von ungefähr 300 km feststellen. Dies ist durch das entgegenkommende salz-reiche MMW bedingt. Die Existenz des Salzgehaltmaximums vom MMW verlangt auch ein Salzgehaltsminimum in den höheren Breiten. Das Verschwinden dieser Extremwerte im Nordwesten, welches bei der Verfolgung des Mittelmeer-wassers bereits festgestellt worden ist, läßt auf eine durchgreifende Vermischung schließen.

#### 5.4 Das Deckschichtwasser

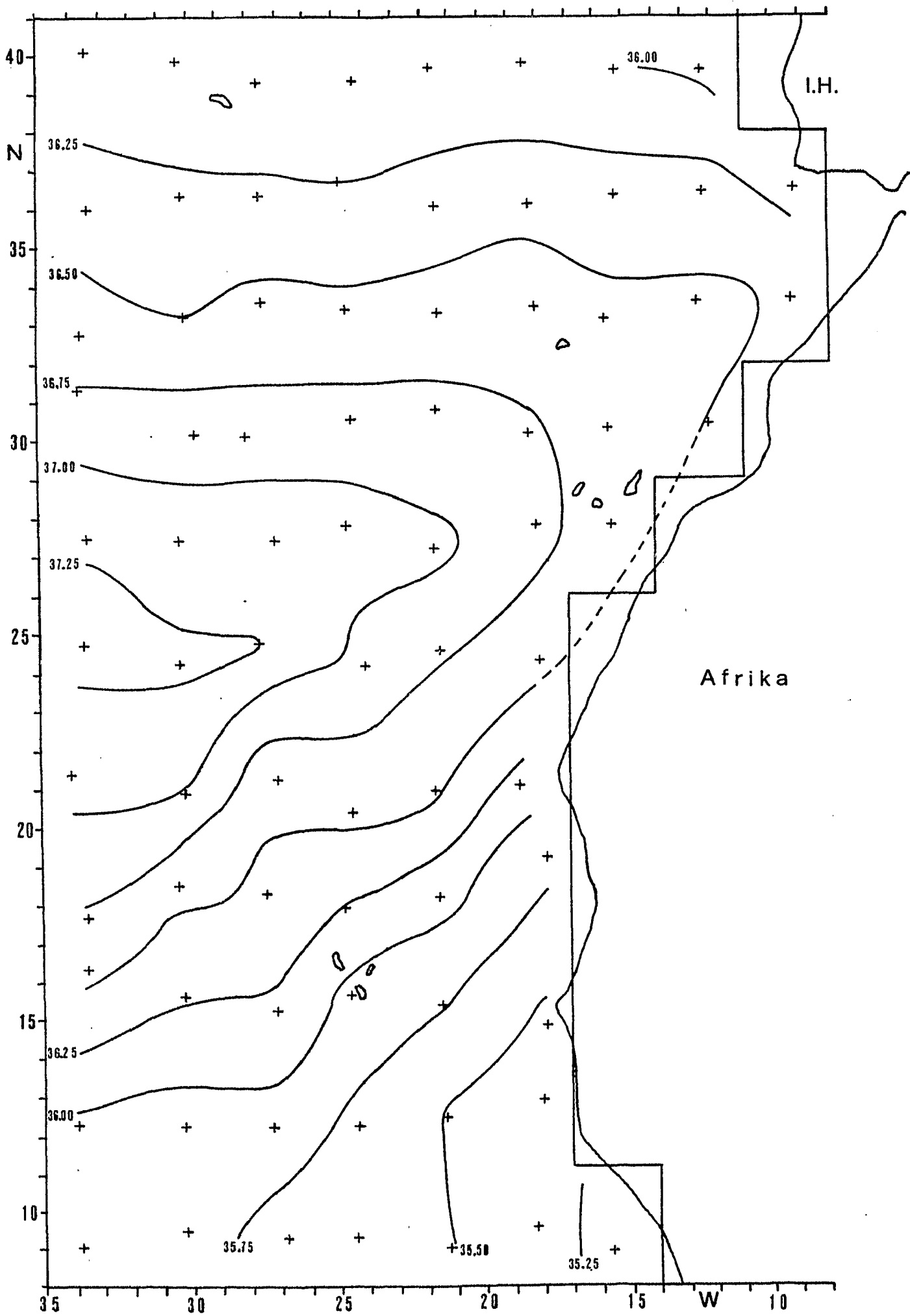
Bereits aus den TS-Darstellungen, die nur eine grobe vertikale Auflösung der Deckschicht wiedergeben, ist eine sehr schnelle Änderung der TS-Charakteristik mit dem Ort erkennbar. Von Süd nach Nord vermindert sich die Temperatur von ca.  $27^{\circ}\text{C}$  um mehr als  $9^{\circ}\text{C}$ . Die Oberflächensalzgehalte nehmen von 35.0 ppt in den Tropen vor Afrika bis auf 37.3 ppt in der Sargassosee zu. Um eine feinere vertikale Auflösung in der Deckschicht zu erhalten, wurde dafür die Mittelung für Tiefenintervalle von 10 m Dicke ausgeführt.

Abb. 19 zeigt die Verteilung des Oberflächensalzgehaltes. Die maximal vorkommenden Werte befinden sich bei  $25^{\circ}\text{N}$ , dort, wo im Bereich der Subtropenkonvergenz große Mengen Wasser verdunsten.

Für das Gebiet südlich des 20. Breitengrades bietet der Merle-Atlas (1978) eine gute Vergleichsmöglichkeit bzgl. des Jahresganges in der Deckschicht. Diesem Atlas liegt eine wesentlich größere Datenmenge zugrunde als den früher erschienenen. Es sind alle bis 1974 gesammelten Daten des WODC. Merle hat mittels TS-Diagrammen einen großen Teil fehlerhafter Stationen herausgefiltert, den Atlantik von  $20^{\circ}\text{N}$  bis  $20^{\circ}\text{S}$  in Felder von vier Längengraden mal zwei Breitengraden eingeteilt, die Daten jedes Feldes in Anlehnung an die umliegenden Felder horizontal geglättet, eine Unterteilung in vier Jahreszeiten vorgenommen, und zum Schluß dann Karten mit Isolinien, sowohl für das Jahresmittel als auch für die vier Jahreszeiten, von Hand gezeichnet.

An dieser Stelle der Untersuchung ist es interessant festzustellen, daß ohne vorher Zugang zu dem Merle-Atlas gehabt zu haben, in dieser Arbeit eine sehr ähnliche Behandlung des Datensatzes durchgeführt worden ist. Ein Vergleich mit den entsprechenden Karten des Merle-Atlases bestätigt, daß die hier erhaltenen Karten eher die Verhältnisse im Sommer als im Jahresmittel beschreiben.

Abb.19 Oberflächensalzgehalt (ppt)



Die Verteilung des Oberflächensalzgehaltes (Abb. 19) stimmt am besten mit der entsprechenden Karte vom Frühsommer überein. Zu dieser Zeit hat sich die 36.0 ppt-Linie am weitesten nach Süden vorgeschoben. Die stärkste Salzgehaltsabnahme ist in südöstliche Richtung zu finden. Dies rührt unter anderem von den starken Niederschlägen des Sommermonsuns vor den Küsten Guineas, Gambias und Senegals.

Wie bereits bei der Beschreibung der hydrographischen Verhältnisse erwähnt, sinkt die ausgeprägte Temperatursprungschicht, die gleichzeitig eine Dichtesprungschicht ist, von Südosten nach Nordwesten in maximal 200 m Tiefe ab. In der subtropischen Konvergenzzone löst sie sich dann allmählich auf. Als eine Folge der großen Wasserversetzungen nach Westen mit dem NE-Passat stellt sich eine entgegengesetzte Neigung der Sprungschicht ein. Dies erklärt, warum die Sprungschicht in den niedrigen Breiten von West nach Ost ansteigt. Das ist recht gut in Abb. 5 zu sehen, wo die größte Temperaturabnahme mit der Tiefe im Segment 19 oberhalb von 50 m und weiter nach Westen unterhalb von 50 m zu finden ist. Aus der Mittelung auf 10 m-Flächen erhält man für diese Breite eine Sprungschichttiefe von 40 m im Osten und 80 m im Westen des Untersuchungsgebietes.

Segment 12 weist die geringste Sprungschichttiefe von 30 m auf. Dafür gibt es keine sichere Begründung. Es ist unwahrscheinlich, daß dort der Guinea- oder Dakardom liegt. Bei diesem Dom handelt es sich um einen zyklonalen Wirbel, erzeugt durch ein "Ekman pumping regime", in dem die Isopyknen aufsteigen, so daß die Deckschicht sehr dünn wird. Dieser Dom ist nach Voituriez et al. (1980) und Ostapoff (1977) mehr südwestlich, zwischen  $5^{\circ}$  und  $12^{\circ}$  N und  $18^{\circ}$  und  $26^{\circ}$  W, zu finden. Das mittlere Profil für Segment 12, sowie die dadurch bedingten geschlossenen Isopyknen in Abb. 21 und 22 sollten nicht überbewertet werden.

Das Interessanteste an der Sprungschicht der Tropen und Subtropen bis zur Konvergenzlinie ist, daß sich dort ein intermediäres Salzgehaltsmaximum befindet. Diesem tropischen Salzgehaltsmaximum ist das nächste Kapitel gewidmet. Nördlich der subtropischen Konvergenzlinie wird das Deckschichtwasser gleichförmiger (Abb. 9 - 13). Mit wachsender geographischer Breite wird die Abnahme des Salzgehaltes mit der Tiefe geringer bis die TS-Kurve auf die Linie des nordatlantischen Zentralwassers stößt. Auch zonal wird die Variabilität der TS-Beziehung immer kleiner.

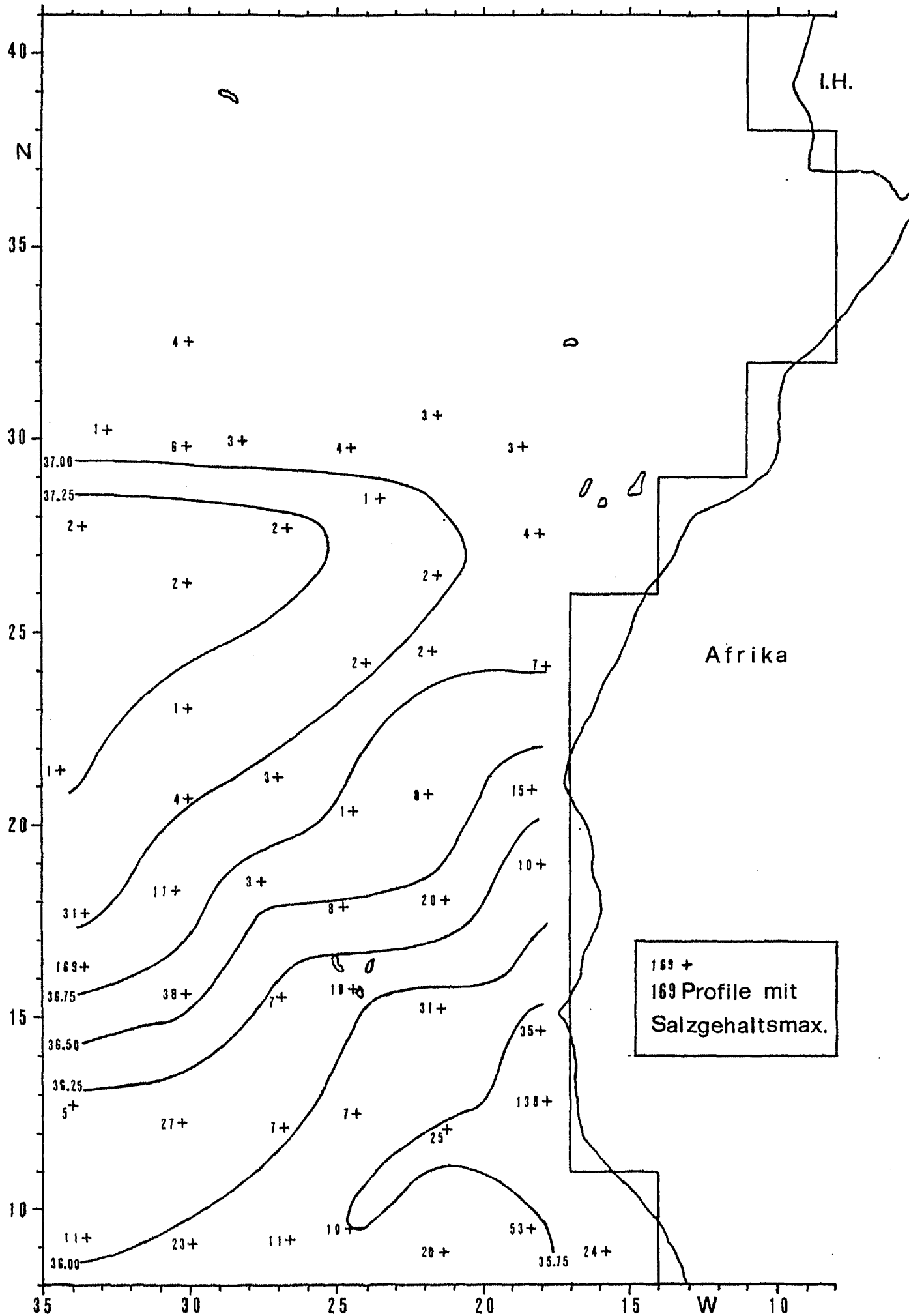
### 5.5 Das tropische Salzgehaltsmaximum

In der tropischen und verschiedentlich auch noch in der subtropischen Dichtesprungschicht sind Salzgehaltswerte zu finden, die bis zu einem halben Promille größer als die Oberflächensalzgehalte sind. Dieses tropische Salzgehaltsmaximum hat seinen Ursprung in dem subtropischen Oberflächenwasser. Die größte Salzgehaltsabnahme im Salzgehaltsmaximum ist in südöstliche Richtung festzustellen, ähnlich wie beim Oberflächensalzgehalt. Da diese salzreiche Schicht nur ungefähr 10 bis 30 m dick ist, ist beim Einsatz von Wasserschöpfern dieses vertikale Salzgehaltsmaximum sicherlich oftmals nicht erfaßt worden.

Zur Untersuchung der mittleren Verteilung des salzreichen Wassers ist nur über Profile, die das vertikale Salzgehaltsmaximum enthalten, gemittelt worden. Das Ergebnis dieser Mittelung zeigt Abb. 20. Die Mittelwerte gelten für 10 m dicke Wasserschichten. Die zugrundeliegenden Daten lassen eine feinere vertikale Auflösung nicht zu. Die Zahlen an den gemittelten Positionen (+), dort, wo das Salzgehaltsmaximum vorkommt, geben die Anzahl der berücksichtigten Profile an.

Ein Mittel über alle Profile eines Segments führt zu einer Minderung des absoluten Wertes des Salzgehaltmaximums und einer Erhöhung des Oberflächensalzgehaltes. Neben den Fällen, in denen das tropische Salzgehaltsmaximum meßtechnisch nicht erfaßt worden ist, gibt es Fälle, die aus anderen Gründen kein vertikales Salzgehaltsmaximum besitzen. Dies ist aus der Beobachtung zu schließen, daß manche Profile im Vergleich zu den anderen Profilen des Segments einen relativ hohen Salzgehalt und gleichzeitig oft eine recht hohe Oberflächentemperatur in der oberen Deckschicht und kein Salzgehaltsmaximum im Bereich der Sprungschicht besitzen. Ein Beispiel dafür ist Profil 23 in Abb. 2, welches in den oberen 50 Metern bis zum Dichteebene von etwa 26.25 einen Salzgehalt von 36.3 ppt aufweist.

Abb.20 Verteilung des tropischen Salzgehaltmaximums (ppt)



Dieser Wert ist größer als der berechnete mittlere Maximalwert und somit auch größer als der mittlere Oberflächenwert in Segment 17. Für Profile dieser Art konnte kein eindeutiger Zusammenhang mit einer Jahreszeit festgestellt werden, hauptsächlich jedoch, weil nicht genügend Messungen vorliegen. Auf welche Ursachen ein gelegentliches Verschwinden des tropischen Salzgehaltmaximums zurückzuführen sein kann und wie sich die salzreiche Schicht ausbreitet, soll nun versucht werden herauszufinden.

Bereits Worthington (1976) hat festgestellt, daß eine vermehrte Bildung von salzreichem Oberflächenwasser in den Subtropen ein kräftiger ausgebildetes, tropisches Salzgehaltmaximum zur Folge hat. Nach Zeiten hoher Verdunstung kann ein salzreicher, mit Sauerstoff gesättigter Kern von der subtropischen Konvergenzzone bis fast zum Äquator unter der Meeresoberfläche verfolgt werden. Da die Stärke der Passatwinde unperiodischen Schwankungen unterliegt und damit die Bildung von salzreichem, schwerem Wasser, wird auch die Ausbreitung dieses Wassers nicht kontinuierlich stattfinden.

Um eine Aussage machen zu können, ob das salzreiche Wasser mit Gradientenströmen transportiert wird, sind die Isopyknen in 50 m und in 100 m Tiefe dargestellt worden (Abb. 21, 22). Die Verteilungen der Isopyknen sind jedoch besonders in den niedrigen Breiten ziemlich kompliziert, so daß sich hieraus die Ausbreitungsrichtung nicht unmittelbar bestimmen läßt.

Allgemein ist festzustellen, daß in 50 m Tiefe die horizontalen Dichtegradienten erheblich größer sind als in 100 m. In 50 m Tiefe fällt beim 35. Längengrad zwischen  $15^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  N eine Drängung der Isopyknen auf, die nach Osten und nach Südosten laufen. In 100 m Tiefe dagegen zeigen die Dichtelinien nördlich von  $20^{\circ}$  N nach Südosten, drehen südlich davon auf südwestliche Richtung und laufen dann aus dem Untersuchungsgebiet. Die zweite Isopyknendarstellung spiegelt etwa das großräumige, antizyklonale Bewegungsfeld in den mittleren Breiten wider.



Abb.21 Isopyknen in 50m Tiefe

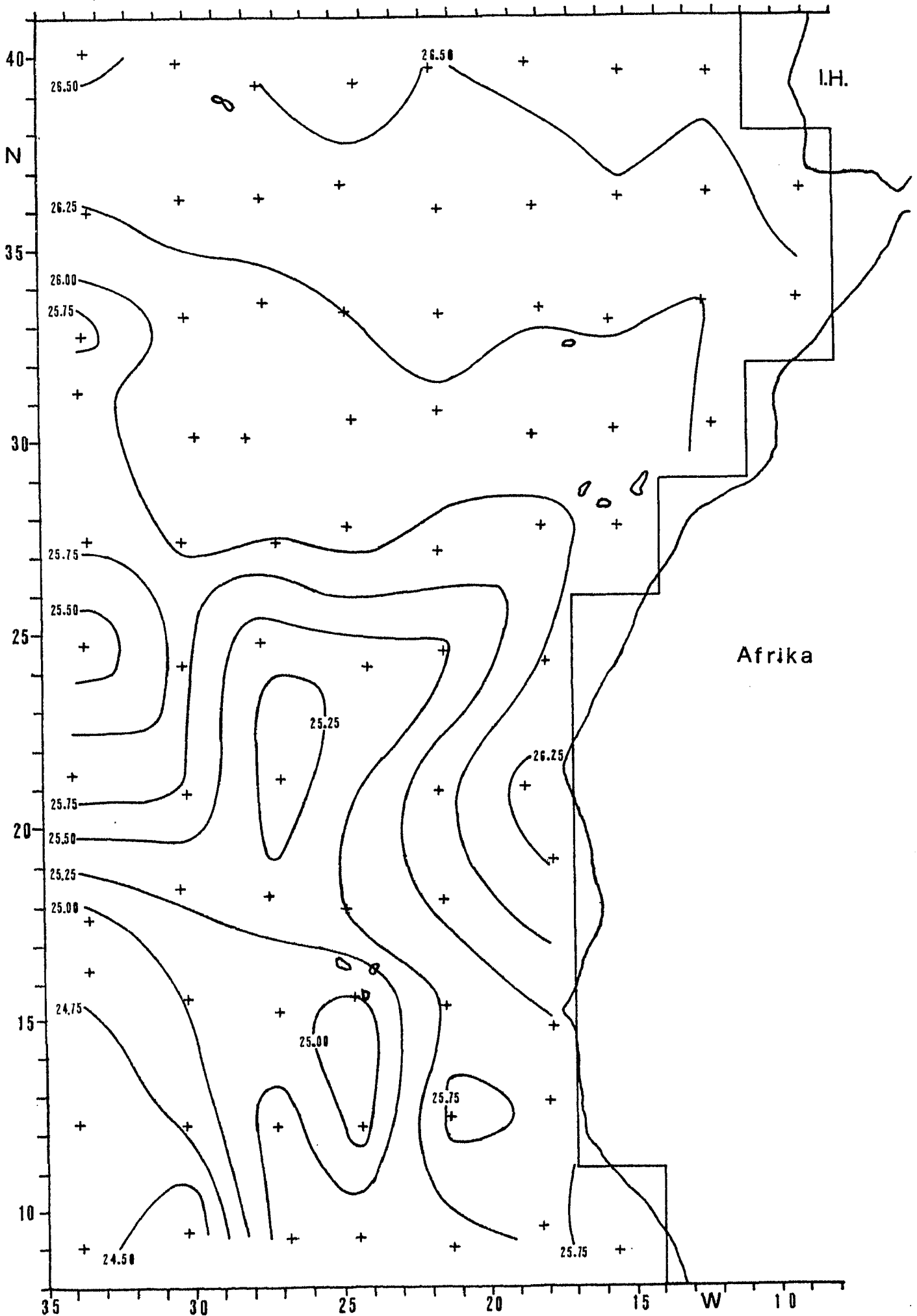
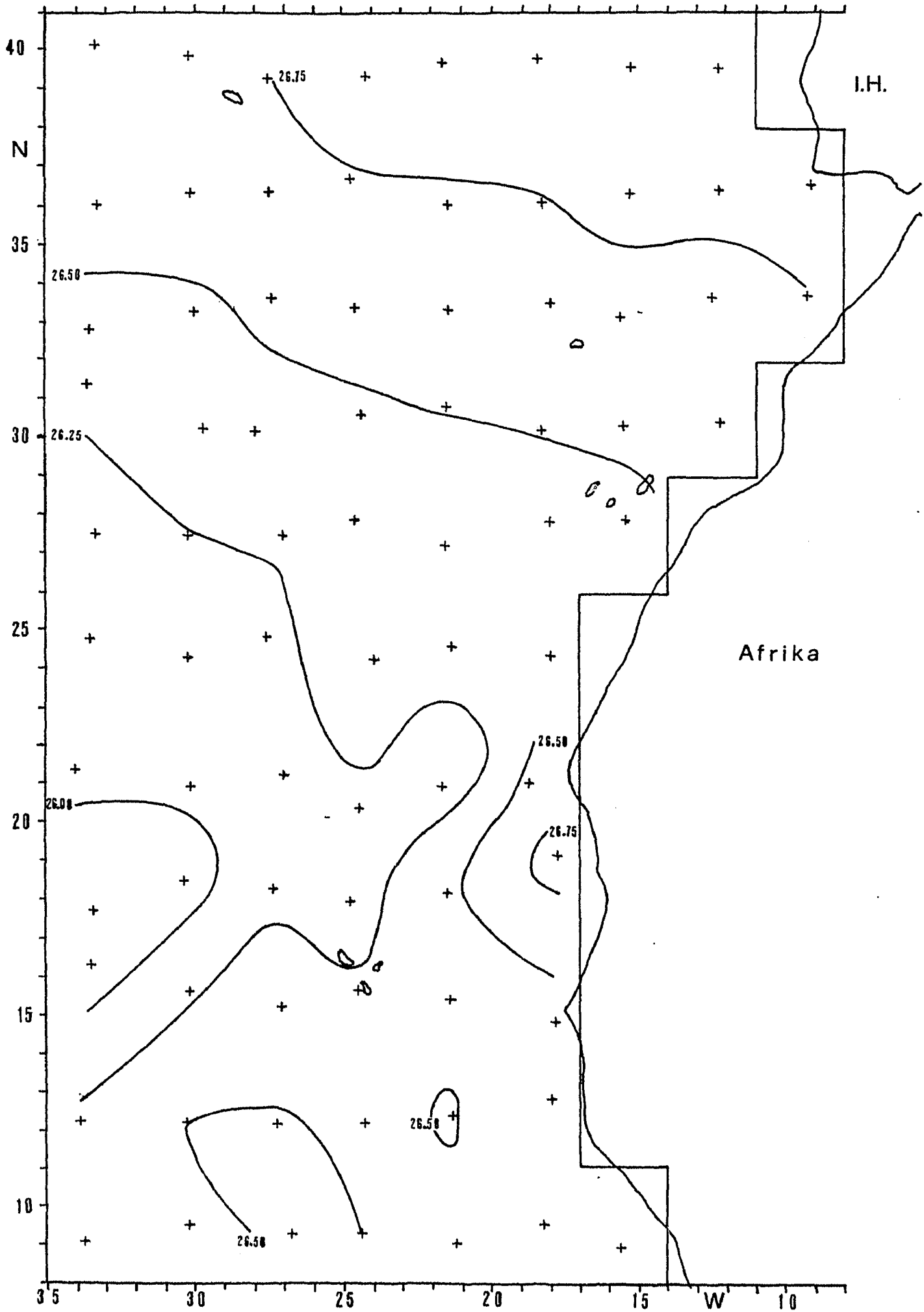


Abb.22 Isopyknen in 100m Tiefe



Die verschiedenen Richtungen der Isopyknen bei einem vertikalen Abstand von nur 50 m deuten auf eine recht große vertikale Scherung. Die geschlossenen Isopyknen in 50 m Tiefe von 25.0 und 25.75, eine Antizyklone und eine Zyklone darstellend, sind wahrscheinlich Zufallsergebnisse, wegen der unterschiedlichen Meßzeiten und der ungleichen Tiefenüberdeckung der Einzelprofile.

Die Betrachtung der Isopyknendarstellungen zeigt, daß das tropische Salzgehaltsmaximum weder an bestimmte Dichte- noch an Tiefenflächen, sondern, wie bereits erwähnt, an die Dichtesprungschicht gebunden ist. Diese Feststellung gilt für das langzeitige Mittel, während für kurze Zeiträume und räumlich begrenzte Gebiete das Salzgehaltsmaximum durchaus auf einer bestimmten Dichte- oder Tiefenfläche zu finden sein kann. Interne Wellen oder zyklonale Wirbel bewirken möglicherweise, daß das tropische Salzgehaltsmaximum in oberflächennähere Sichten gehoben wird. Gerade in den niedrigen Breiten sind nur geringe Vertikalauslenkungen nötig, um eine verstärkte Vermischung durch den Wind zu haben.

Nach Defant (1936) wird die Ausbreitung des Salzgehaltsmaximums von der nordäquatorialen Divergenzzone gestört. Möglicherweise ist in Abb. 20 die kleine "Nase" mit Werten kleiner als 35.5 ppt im Südosten auf die nordäquatoriale Divergenzzone zurückzuführen. Allerdings findet sich kein Hinweis auf eine zeitlich beständige bzw. ortsfeste Divergenzzone in den Dichteverteilungen (Abb. 21, 22).

Ob das Wasser des tropischen Salzgehaltsmaximums von den Subtropen mit geostrophischen Strömen transportiert wird, soll als nächstes an Hand der dynamischen Topographie untersucht werden. Im Hinblick auf die Bewegungsvorgänge in der Deckschicht sind die relativen dynamischen Topographien 0/500 m und 50/500 m berechnet und gezeichnet worden (Abb. 23, 24). Ausgegangen wurde dabei von den im 50 m-Abstand gemittelten Profilen.

Abb23 Dynamische Topographie 0/500m (dyncm)

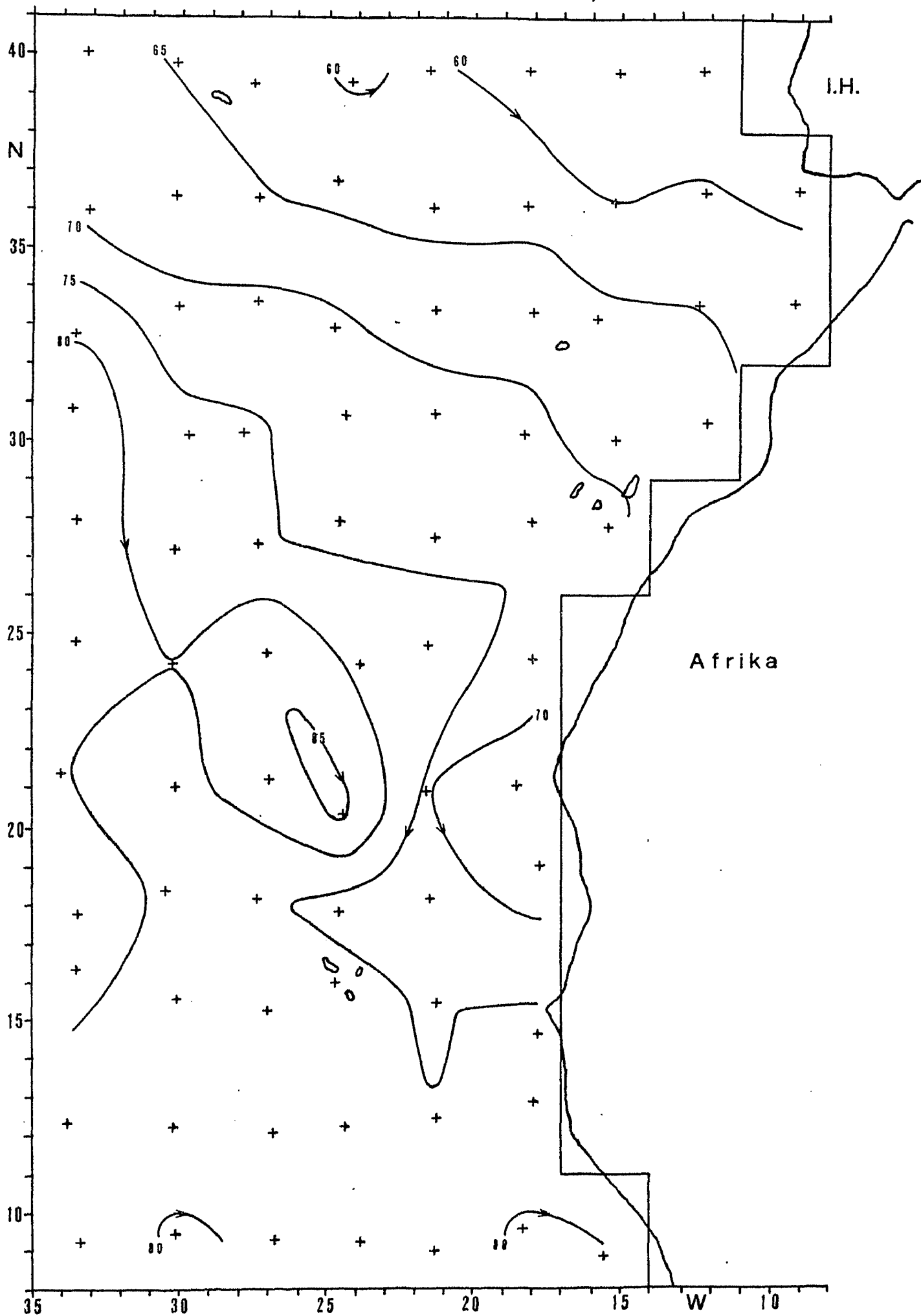
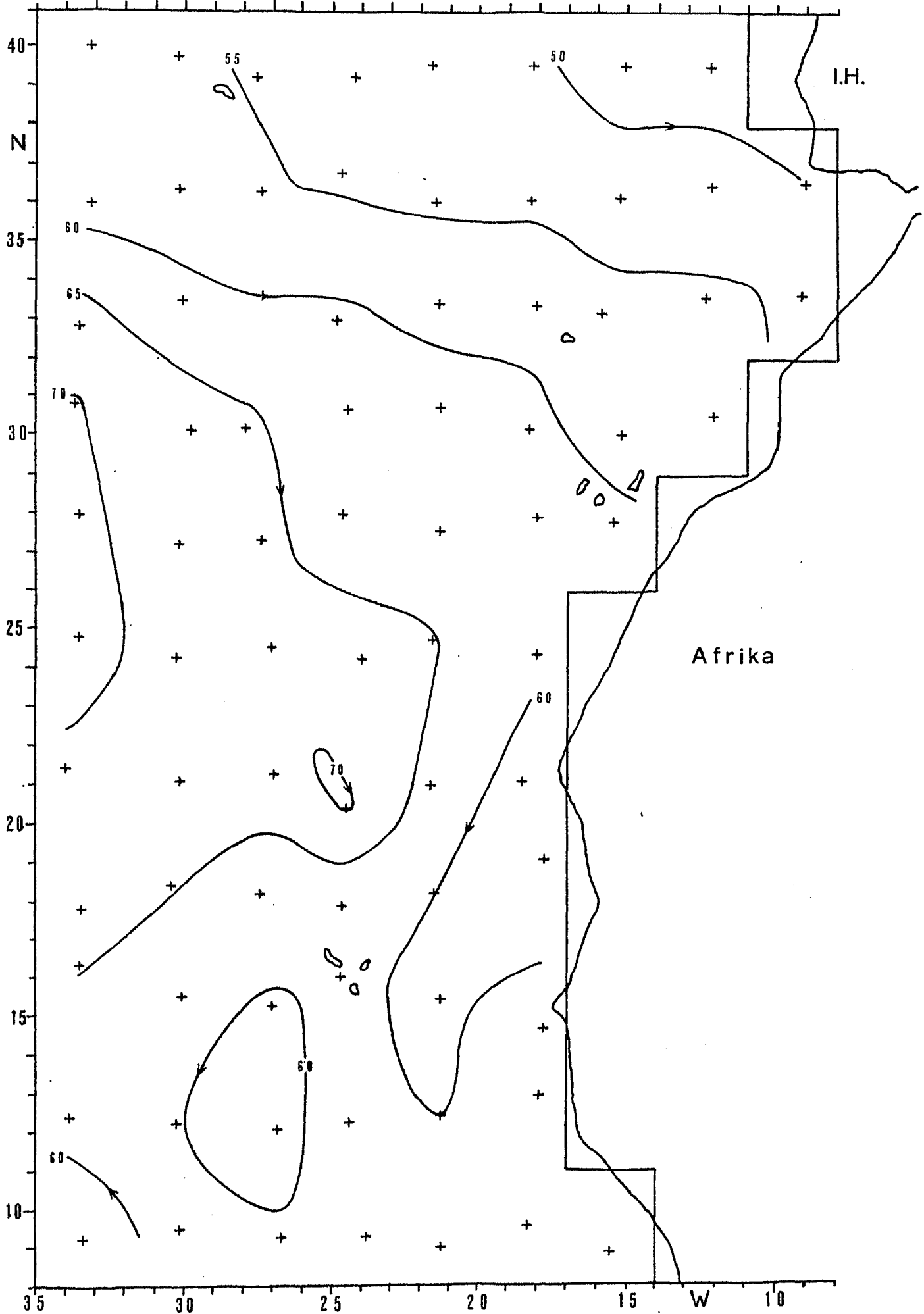


Abb.24 Dynamische Topographie 50/500m (dyncm)



In Abb. 23 sieht man eine Oberflächenströmung relativ zu 500 m Tiefe, die aus Nordwesten kommt und vor der afrikanischen Küste nach Süden schwenkt. Vor Cap Blanc kommt es zu einer Drängung der Isohypsen, die weiter südlich wieder divergieren. Die antizyklonale Zelle von 85 dyn cm beruht auf äußerst wenigen Profilen, wie Abb. 1 zu entnehmen ist. Die relativ große dynamische Tiefe deutet auf leichtes Wasser im Zentrum hin. Dies scheint im Zusammenhang mit der Tatsache zu stehen, daß das eine Profil von Segment 29 im November aufgenommen worden ist und sich für das nordwestlich davon liegende Segment 34 als mittlere Meßzeit Oktober ergibt. Diese beiden Segmente sind durch relativ hohe Oberflächentemperaturen gekennzeichnet (Abb. 7, 8). Bei Segment 29 kommt hinzu, daß möglicherweise das gesamte Meßprofil zu geringe Salzgehaltswerte besitzt. Für Segment 53 (Abb. 11) hat sich jedoch als mittlere Meßzeit ebenfalls Oktober ergeben. Dort weist zwar das mittlere Profil aus dem Spätherbst eine etwas höhere Oberflächentemperatur auf, ohne aber eine größere dynamische Tiefe zur Folge zu haben. Der zyklonalen Zelle von 85 dyn cm wird kein großes Gewicht beigemessen.

Auch in den Tropen gibt es noch geostrophische Ströme, die allerdings wegen des kleiner werdenden Coriolisparameters auch von geringeren Gradienten begleitet werden.

Da sich das tropische Salzgehaltsmaximum nicht an der Oberfläche befindet und um Oberflächeneinflüsse zu reduzieren, ist außerdem die relative dynamische Topographie in 50 m Tiefe bzgl. 500 m betrachtet worden. Diese Karte (Abb. 24) gleicht der vorhergehenden bis auf eine zyklonale Zelle in den niedrigen Breiten. Möglicherweise ergibt sie sich aus dem in südwestliche Richtung fließenden Kanarenstrom und dem in östliche Richtung fließenden nordäquatorialen Gegenstrom. Dicht an der afrikanischen Küste ist bis nördlich von Cap Verde aus dem Verlauf der 60 dyn cm-Linie die nordwärtsgerichtete Oberflächenströmung zu erkennen. Somit gibt die relative dynamische Topographie 50/500 m das allgemeine Strömungsfeld

recht gut wieder. Die hier gewonnenen relativen dynamischen Topographien sind nur etwas weniger geglättet in ihrem Kurvenverlauf als die entsprechenden Verteilungen im Merle-Atlas während der Sommermonate und als die von Stramma (1981) ermittelten.

Da das tropische Salzgehaltsmaximum sich recht deutlich von dem darüber und dem darunter befindlichen Wasser unterscheidet und trotz bestehender Austauschvorgänge Bestand hat, muß es durch seitliche Advektion gespeist werden. Es ist anzunehmen, daß der Kanarenstrom, der in der relativen dynamischen Topographie zu erkennen ist, einen Teil des Transportes von salzreichem Oberflächenwasser von den Subtropen in die Tropen übernimmt. Eine Abschätzung soll zeigen, wieviel von dem salzreichen Wasser nach einer gewissen Transportstrecke mit dem Kanarenstrom bei gegebenem Austausch mit dem andersartigen Umgebungswasser verbleibt. Dies geschieht mit der Diffusionsgleichung für den Salzgehalt  $S$  und folgenden Annahmen (Defant, 1936 b):

- Stationarität
- konstante Ausbreitungsgeschwindigkeit  $u$  längs der  $x$ -Achse
- vernachlässigbar kleine Vertikalbewegungen in  $z$ -Richtung
- vernachlässigbar geringe Vermischung quer zur Ausbreitungsrichtung
- konstanter vertikaler Austauschkoefizient  $A$ .

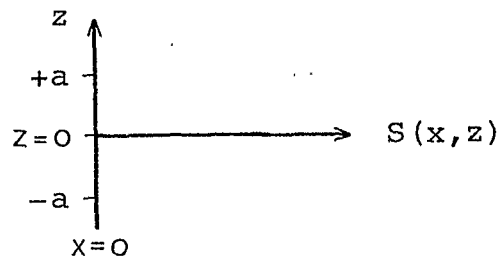
Die vereinfachte Diffusionsgleichung lautet nun:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} - A \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = 0$$

Das erste Glied gibt die Wirkung der horizontalen Advektion innerhalb des Kanarenstroms wieder, das zweite stellt die Veränderungen durch turbulente Vermischung dar, und beide müssen sich in ihrer Wirkung auf die Verteilung des Salzgehaltes gerade aufheben, wird ein stationärer thermohaliner Aufbau vorausgesetzt. Zur Lösung der Differentialgleichung sei die nachstehende Randbedingung gegeben:

$S = F(z, t)$  in % für  $x = 0$ ,  $t = \text{const.}$

$$F(z) = \begin{cases} 1 & \text{für } |z| \leq a \\ 0 & \text{für } |z| > a \end{cases} \quad \text{für } x = 0$$



Die Anfangsmenge von Salz bei  $x = 0$  betrage innerhalb einer Schicht der Dicke  $2a$  1, d.h. 100%, und außerhalb 0%. Die Abnahme des Salzgehaltes wird im weiteren nur in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$  im Kern der Schicht bei  $z = 0$  betrachtet. Die allgemeine Lösung lautet:

$$S(x, z) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} F(z + 2\eta \sqrt{\frac{Ax}{u}}) e^{-\eta^2} d\eta$$

Mit der Randbedingung erhält man endliche Integrationsgrenzen:

$$z + 2\eta \sqrt{\frac{Ax}{u}} = a$$

$$\eta = \frac{a-z}{2\sqrt{\frac{Ax}{u}}}$$

Wegen der Symmetrie der Funktion läßt sich die Lösung in Form des einfachen Gaußschen Fehlerintegrals schreiben:

$$S(x, z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{a-z}{2\sqrt{\frac{Ax}{u}}}} e^{-\eta^2} d\eta$$

(Tabellen in Abramowitz & Segun, 1968).



Wählt man zur Abschätzung:

- Dicke der salzreichen Schicht  $a = 15 \text{ m}$
- Transportstrecke  $x = 2000 \text{ km}$
- Strömungsgeschwindigkeit  $u = 0.1 \text{ m sec}^{-1}$
- turbulenter vertikaler Austauschkoefizient  
 $A = 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$

dann können nach 2000 km noch 6% des ursprünglichen salzreichen Wassers registriert werden. Ein kleinerer Austauschkoefizient von  $A = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ , welcher in einer stabilen Dichteschichtung möglich sein kann, verdreifacht den Anteil auf 19%. Diese recht bedeutungsvollen Beträge erhöhen sich ebenfalls bei größeren Strömungsgeschwindigkeiten.

Diese Abschätzung bestätigt, daß der Kanarenstrom einen Beitrag für den Transport salzreichen Subtropenwassers liefert. Sobald man zeitliche Veränderungen der Gegebenheiten in Betracht zieht, wird die kontinuierliche Ausbreitung des tropischen Salzgehaltmaximums gestört oder sogar unterbrochen werden. Vergleichbare Profile eines Segments weisen teilweise recht unterschiedliche Maximalwerte für die salzreiche Schicht auf, woraus auf instationäre Ausbreitungsprozesse geschlossen werden kann.

Die leichte Spreizung der Isohalinen des tropischen Salzgehaltmaximums im Südwesten in Abb. 20 wird möglicherweise durch den nordäquatorialen Gegenstrom, der salzreiches Wasser von Westen heranzuführt, hervorgerufen. Somit scheint die Verteilung des tropischen Salzgehaltmaximums konsistent mit der mittleren Zirkulation zu sein. Darüber hinaus ist nicht auszuschließen, daß auch Ausbreitungsvorgänge von den Subtropen in die Tropen quer zum Kanarenstrom möglich sind.

Dieses Phänomen des salzreichen Wassers in der Sprungschicht ist an die Verhältnisse der Tropen gekoppelt und daher auch in den entsprechenden Breiten der anderen Ozeane zu finden. Zum Abschluß sollen die Gegebenheiten im Nordostatlantik mit denen im Nordostpazifik verglichen werden.

## 6. Vergleich der Wassermassenverteilung

### zwischen dem Nordostatlantik und dem Nordostpazifik

Im Grunde hat man es im Nordpazifik mit dem gleichen Windfeld und dem dadurch bedingten Strömungssystem zu tun. Nur findet man im Pazifik eine wesentlich größere zonale Ausdehnung und andere Küstenformen vor, wodurch sich dort unter anderem folgende Unterschiede ergeben.

Die erheblich größere zonale Ausdehnung des Pazifiks erlaubt es, daß sich das äquatoriale Stromsystem besser ausbilden kann und größere Transporte dabei übernimmt als im Atlantik.

Da im Osten des Pazifiks eine kontinentale Fläche wie die der Sahara fehlt, gibt es dort keinen ausgeprägten SW-Monsun im Sommer. Der Südost-Passat ändert im Laufe eines Jahres kaum seine Richtung und weist nur Variabilitäten in seiner Stärke auf.

Ein anderes Verhältnis von Land zu Wasser ist die Ursache für die ungefähr um 1 ppt geringeren Oberflächen-salzgehalte im N-Pazifik. Die maximalen Salzgehaltswerte der Subtropen sind sogar fast 2 ppt kleiner als die im N-Atlantik und sind somit die kleinsten Oberflächen-salzgehaltswerte aller Ozeane in den Subtropen. Dem Sargassoseewasser im Nordatlantik mit den charakteristischen Werten von  $18^{\circ}\text{C}$  und 36.5 ppt entspricht im Nordpazifik das subtropische Wasser bei  $18^{\circ}\text{C}$  mit 34.85 ppt (Masuzawa, 1969). Die Mächtigkeit der Wassersäule im Zentrum der Subtropen mit Temperaturen größer als  $18^{\circ}\text{C}$  beträgt in beiden nördlichen Ozeanhälften angenähert 200 m (Abb. 5 und Reid, 1965).

Das tropische Salzgehaltsmaximum ist ebenfalls im Nordostpazifik zu finden. Diese salzreiche Schicht hebt sich jedoch von dem darüber und dem darunter liegenden Wasser im Nordpazifik nicht so deutlich wie im Nordatlantik ab. Der Unterschied zwischen dem Salzgehalt des Oberflächenwassers und dem des tropischen Salzgehaltmaximums beträgt nur ungefähr 0.2 ppt. Dies ist darauf zurückzuführen,

daß sich in der Deckschicht des tropischen Atlantiks Anteile des relativ salzarmen südatlantischen Zentralwassers, welches mit dem Südäquatorialstrom herangeführt wird, befinden, während sich in den tropischen Breiten des Pazifiks das pazifische Äquatorialwasser befindet (Sverdrup et al., 1942). Dieses pazifische Äquatorialwasser liegt im Ostpazifik etwa zwischen  $20^{\circ}$  N und  $10^{\circ}$  S und besitzt fast um ein halbes Promille größere Salzgehaltswerte als das nordpazifische Zentralwasser.

Bei einem Vergleich der tropischen Salzgehaltsmaxima in den vier Hemisphären findet man im Südpazifik das mächtigste Maximum (Sverdrup et al., 1942). Einem Nord-süd-Schnitt im Pazifik von Reid (1965) ist zu entnehmen, daß in den Subtropen des Südpazifiks die  $18^{\circ}$ -Isotherme in etwa 300 m Tiefe liegt, d.h. ungefähr 100 m tiefer als in den nördlichen Ozeanhälften. Somit besitzt der Südpazifik ein größeres, relativ salzreiches subtropisches Wasservolumen. Hieraus könnte auf einen Zusammenhang zwischen dem Volumen des salzreichen Subtropenwassers und der Intensität des tropischen Salzgehaltsmaximums geschlossen werden.

Das nordpazifische Zentralwasser füllt ähnlich wie das nordatlantische Zentralwasser den Bereich unterhalb der Deckschicht bis in ungefähr 600 m Tiefe. Die geringen Salzgehaltswerte des nordpazifischen Zentralwassers beruhen zum großen Teil auf dem unter dem Zentralwasser befindlichen arktischen Zwischenwasser. Diese Wasserart breitet sich von der Nordpolarfront bis in Äquatornähe aus und ist durch ein Salzgehaltsminimum von angenähert 34 ppt im Kern gekennzeichnet.

Das Tiefenwasser des N-Pazifiks ist ebenfalls salzärmer als das nordatlantische, weil es keine dem Mittelmeerwasser vergleichbare salzreiche Quelle gibt.

Insgesamt geschieht die Zirkulation im Atlantik mit größeren Geschwindigkeiten. Die TS-Charakteristik durchläuft

im Atlantik einen größeren T- und S-Bereich als im Pazifik. Die hier für den NE-Atlantik im Abstand von ungefähr 300 km berechneten TS-Kurven unterscheiden sich alle merklich voneinander. Eine relativ kleinräumige Wassermassenanalyse läßt sich deshalb im Nordostatlantik besser an Hand von TS-Diagrammen ausführen als im Nordostpazifik.

## 7. Zusammenfassung

In dieser Arbeit ist eine detaillierte Wassermassenanalyse von  $8^{\circ}$  bis  $41^{\circ}$  N und von  $35^{\circ}$  W bis an die östliche Atlantikküste durchgeführt worden. Die Untersuchung beruht auf rund 4000 ausgewählten historischen Schöpferprofilen, die nach einer gründlichen, wenn auch subjektiven Fehleruntersuchung verblieben sind.

Für jedes der 78  $3 \text{ mal } 3$  Grad-Felder ist ein horizontal gemittelttes Profil aus einer Anzahl zwischen 2 und 400 Einzelprofilen berechnet worden. Die Darstellung in TS-Diagrammen zeigt mit recht guter Auflösung gleichzeitig die horizontale und vertikale Verteilung der Wassermassen.

Unterhalb des Deckschichtwassers, welches atmosphärischen Einflüssen unterliegt, befindet sich das Zentralwasser. Das nordatlantische Zentralwasser, welches durch eine Linie im TS-Diagramm beschrieben wird, stellt sich als ein Mischprodukt aus Saragassoseewasser und Zwischenwasser dar.

Im Süden des Untersuchungsgebietes befindet sich die Übergangszone zwischen dem nord- und dem südatlantischen Zentralwasser, da das südatlantische Zentralwasser mit dem Südäquatorialstrom in die nördliche Hemisphäre geführt wird und dann im wesentlichen weiter nach Westen strömt. Der relativen dynamischen Topographie 50/500 m ist zu entnehmen, daß das nordatlantische Zentralwasser von der Westwindzone weiter mit dem Kanarenstrom in die niedrigen Breiten und dort nach Westen fließt. Die Front zwischen dem nordatlantischen und dem südatlantischen Zentralwasser verläuft etwa von Cap Verde in westlicher Richtung und neigt sich mit der Tiefe nach Süden. Abweichungen von diesem idealisierten Verlauf gibt es an der Oberfläche und in etwa 350 m Tiefe auf der Dichtefläche von ungefähr 27.0. Unter der afrikanischen Küste wird mit einer oberflächennahen Strömung südatlantisches Zentralwasser nach Norden bis fast nach Cap Blanc geführt. Im Westen ist ein Vorstoß salzreichen Subtropenwassers nach Süden zu erkennen. In etwa 350 m Tiefe wirken sich vermutlich seitliche, instationäre Vermischungsprozesse stärker aus. Zwischen 400 und 600 m Tiefe scheint sich die Vermischung auf einer Strecke von angenähert 1500 km zu vollziehen.

Einen Hinweis auf Bewegungsrichtungen gibt die Ausbreitung des Mittelmeerwassers. Der Kern des Mittelmeerwassers ist an Hand seines Salzgehaltmaximums verfolgt worden. Wie erwartet, zeigt die Hauptausbreitungsachse nach Westen. Bemerkenswert ist, daß etwa 2000 km westlich von Gibraltar das Salzgehaltmaximum verschwunden ist, während bis in den Süden des Untersuchungsgebietes, rund 4000 km von Gibraltar entfernt, das Salzgehaltmaximum, welches auf das Mittelmeerwasser zurückzuführen ist, noch zu finden ist. Der Verlauf der Isolinien legt die Vermutung nahe, daß das Mittelmeerwasser im Nordwesten des Untersuchungsgebietes in Wassermassen vorstößt, die eine Bewegungskomponente von Nord nach Süd besitzen und daß dort eine wesentlich intensivere Vermischung stattfindet.

Das tropische Salzgehaltmaximum ist überall, jedoch nicht zu allen Zeiten, von den subtropischen bis in die tropischen Breiten festgestellt worden. Mögliche Gründe für ein nicht vorhandenes Salzgehaltmaximum in Sprungschichttiefe sind: zyklonale Wirbel oder Interne Wellen, wobei die salzreiche Schicht an die Oberfläche gehoben werden kann, instationäre Ausbreitungsbewegungen und verstärkte Vermischung. Eine Abschätzung mit der Diffusionsgleichung bestätigt, daß der Kanarenstrom und der nordäquatoriale Gegenstrom wichtig für den Transport des salzreichen Oberflächenwassers der Subtropen in die Tropen sind. Eindeutige Anzeichen einer Auflösung der salzreichen Schicht in der nordäquatorialen Divergenzzone finden sich nicht.

Um auf die Motivation dieser Arbeit zurückzukommen, läßt sich abschließend sagen: In der Ausbreitungsrichtung von Wassermassen und in der dynamischen Topographie läßt sich eine Bestätigung für eine Antizyklone, die sich über den gesamten subtropischen Atlantik erstreckt, finden.

Abbildungsverzeichnis

Abb.		Seite
1	Segmentkarte	4
2	Auszug aus dem Datensatz (Segment 17)	10
3	TS-Diagramm, zonal 8° - 11° N	22
4	TS-Diagramm, zonal 11° - 14° N	23
5	TS-Diagramm, zonal 14° - 17° N	24
6	TS-Diagramm, zonal 17° - 20° N	25
7	TS-Diagramm, zonal 20° - 23° N	26
8	TS-Diagramm, zonal 23° - 26° N	27
9	TS-Diagramm, zonal 26° - 29° N	28
10	TS-Diagramm, zonal 29° - 32° N	29
11	TS-Diagramm, zonal 32° - 35° N	30
12	TS-Diagramm, zonal 35° - 38° N	31
13	TS-Diagramm, zonal 38° - 41° N	32
14	TS-Diagramm, meridional 32° - 35° W	33
15	TS-Diagramm, meridional 26° - 29° W	34
16	TS-Diagramm, meridional 17° - 20° W	35
17	Verteilung des Salzgehaltmax. vom MMW	43
18	Temperaturverteilung im Kern vom MMW	44
19	Oberflächensalzgehalt	47
20	Verteilung des tropischen Salzgehaltmax.	51
21	Isopyknen in 50 m Tiefe	53
22	Isopyknen in 100 m Tiefe	54
23	Dynamische Topographie 0/500 m	56
24	Dynamische Topographie 50/500 m	57

Literaturverzeichnis

- Abramowitz, M. & Segun, I.A. (1968):  
Handbook of mathematical functions.  
Dover Publications, INC., New York.
- Brekhovskikh, L.M.; Fedorov, K.N.; Fomin, L.M.;  
Koshlyakov, M.N. & Yampolsky, A.D. (1971):  
Large-scale multi-buoy experiment in the  
Tropical Atlantic.  
Deep-Sea Research, 18, pp. 1189 - 1206.
- Bryden, H.L. (1973):  
New polynomials for thermal expansion, adiabatic  
temperatur gradient and potential temperature of  
sea water.  
Deep-Sea Research, 20, pp. 401 - 408.
- Caldwell, D.R. & Eide, S.A. (1980):  
Adiabatic temperature gradient and potential  
temperature correction in pure and saline water:  
an experimental determination.  
Deep-Sea Research, 27 A, pp. 71 - 78.
- Defant, A. (1936 a):  
Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans.  
Die Troposphäre. - Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Exp.  
"METEOR" 1925 - 27, Vol. 6, Teil I, Liefg. 3,  
pp. 289 - 411, Berlin.
- Defant, A. (1936 b):  
Ausbreitung und Vermischungsvorgänge im antarktischen  
Bodenstrom und im subantarktischen Zwischenwasser.  
Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Exp. "METEOR" 1925 - 27,  
Vol. 6, Teil II, Liefg. 2, pp. 55 - 96, Berlin.



Defant, A. (1955):

Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantischen Ozean.

Papers in Marine Biology and Oceanography,  
pp. 465 - 470, Pergamon, New York.

Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W. & Siedler, G. (1975):

Allgemeine Meereskunde, 3. Aufl., XII, 593 S.  
Berlin, Stuttgart: Borntraeger.

Grose, P.L. (1979):

Transition in water mass properties between  
200 and 500 meters depth in the GATE B-array.  
Deep-Sea Research, GATE Suppl. I to Vol. 26,  
pp. 147 - 160.

Masuzawa, J. (1969):

Subtropical Mode Water.

Deep-Sea Research, 16, pp. 463 - 472.

Merle, J. (1978):

Atlas hydrologique saisonnier de l'océan  
Atlantique intertropical.

Travaux et Documents de L' O.R.S.T.O.M., Paris.

Montgomery, R.B. (1958):

Water characteristics of the Atlantic Ocean  
and of the world ocean.

Deep-Sea Research, 5, pp. 134 - 148.

Needler, G.T. & Heath, R.A. (1975):

Diffusion coefficients calculated from the  
Mediterranean salinity anomaly in the  
North Atlantic Ocean.

Jour. of phys. Oceanogr., 5, pp. 173 - 182.

Neumann, G.W.; Pierson, Jr. (1966):

Principles of Physical Oceanography.  
Prentice-Hall, INC. Englewood Cliffs, N.J.,  
pp. 545.

Ostapoff, F. (1977):

B/C - Scale Oceanography.  
in Report of the U.S. Gate Central Programm Workshop  
(Sponsored by National Science Foundation National  
Oceanic and Atmospheric Administration, Held at  
National Center for Atmospheric Research,  
Boulder, Colorado, 25 July - 12 Aug. 1977).

Peters, H. (1978):

A compilation of CTD- and profiling current meter data  
from GATE 1974, F. S. "Meteor" and W.F.S. "Planet".  
"Meteor"-Forschungsergebnisse, A, 20, pp. 49 - 80.

Reid, J.L. (1965):

Intermediate waters of the Pacific Ocean.  
John Hopkins Oceanogr. Stud., 2, pp. 1 - 85,  
Baltimore.

Reid, J.L. (1973):

The shallow salinity minima of the Pacific Ocean.  
Deep-Sea Research, 20, pp. 51 - 68.

Reid, J.L. (1978):

On the middepth circulation and salinity field in  
the North Atlantic Ocean.  
Jour. of Geophys. Research, 83, pp. 5063 - 5067.

Stommel, H. (1948):

The westward intensification of wind driven  
ocean currents.  
Trans. Amer. Geophys. Un., 29, pp. 202 - 206.

- Stommel, H.; Niiler, P. & Anati, D. (1978):  
Dynamic topography and recirculation of the  
North Atlantic.  
Jour. of Mar. Research, 36, pp. 449 - 468.
- Stramma, L. (1981):  
Die Bestimmung der dynamischen Topographie aus  
Temperaturdaten aus dem Nordostatlantik.  
Berichte aus dem Inst. für Meereskunde an der  
Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr. 84.
- Sverdrup, H.U.; M.W. & Fleming, R.H. (1942):  
The Oceans, their Physics, Chemistry and General  
Biology.  
Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New York,  
pp. 1087.
- Tomczak, M. Jr. (1977):  
Continuous measurements of near surface temperature  
and salinity in the NW African upwelling region  
between Canary Islands and Cap Vert during the  
winter of 1971 - 1972.  
Deep-Sea Research, 24, pp. 1103 - 1119.
- Voituriez, B. & Herbland, A. (1980):  
Comparison of the coastal and open upwelling  
ecosystem of the tropical eastern Atlantic.  
Rapp. P.-V. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180.
- Worthington, L.V. (1976):  
On the North Atlantic circulation.  
John Hopkins Oceanogr. Stud., 6, pp. 1 - 110,  
Baltimore.

Wright, W.R. & Worthington, L.V. (1970):

The water masses of the North Atlantic Ocean;  
a volumetric census of temperature and salinity.  
Ser. Atlas mar. Envir., 19, 8p., 7 plates.

Wüst, G. (1935):

Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans.  
Das Bodenwasser und die Stratosphäre.  
Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped. "METEOR" 1925 - 27,  
6, pp. 1 - 288, Berlin.

Zenk, W. (1975 a):

On the Mediterranean outflow west of Gibraltar.  
"Meteor"-Forschungsergebnisse, A, 16, pp. 23 - 34.

Zenk, W. (1975 b):

On the origin of the intermediate Double-Maxima  
in T/S-Profiles from the North Atlantic.  
"Meteor"-Forschungsergebnisse, A, 16, pp. 35 - 43.

## Danksagung

Meinen Dank möchte ich Herrn Prof. Dr. G. Siedler aussprechen für die Vergabe des interessanten Diplomarbeitsthemas und seine weiterführende Beratung.

Herrn Dr. W. Zenk danke ich für sein Entgegenkommen, mir Hinweise und Zugang zu neueren Veröffentlichungen zu geben. Bei Herrn Dr. H. Peters bedanke ich mich für seine wertvollen Diskussionsbeiträge.

Nicht zuletzt gilt mein Dank all denen, die mir zur Datenverarbeitung und Erstellung von Rechnerprogrammen sehr hilfreiche Ratschläge gegeben haben.