中国近海水文

苏纪兰 主 编
袁业立 副主编

海洋出版社

中国近海水文

苏纪兰　主　编
袁业立　副主编

舟山网上方志馆

海洋出版社

2005年 · 北京

图书在版编目(CIP)数据

中国近海水文/苏纪兰,袁立业主编. —北京:海洋出版社,2005.3
ISBN 7-5027-6292-2

Ⅰ.中… Ⅱ.①苏… ②袁… Ⅲ.近海-海洋水文-中国 Ⅳ.P731

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 007247 号

内容简介

《中国近海水文》是由国家海洋局科学技术司组织 20 多名专家学者撰写的区域物理海洋学专著。本书是最近几十年来国内外学者在中国近海所取得的众多调查研究成果的综合和概述,具有很强的系统性和权威性。全书共分四篇十四章,主要内容包括:海区地理与气候、海洋水文要素(温度、盐度、密度、海水透明度、水色和海冰等)、区域水文特征(水团、环流、上升流、长江冲淡水和黑潮等)、其他形式的海水运动(潮汐、潮流、海浪、风暴潮和海啸等)。

本书可供从事物理海洋、海洋气象、海洋化学、海洋生物和海洋地质专业,以及相关专业的科技人员参考,也可供海洋管理、海洋开发、海洋运输和海洋环境保护等部门的工作人员及大专院校师生参阅。

责任编辑:王加林 王 溪
责任印制:严国晋

海洋出版社 出版发行
http://www.oceanpress.com.cn
(100081 北京市海淀区大慧寺路 8 号)
北京蓝空印刷厂印刷
2005 年 3 月第 1 版 2005 年 3 月北京第 1 次印刷
开本:880mm×1230mm 1/16 印张:23.75
字数:580 千字 印数:001~800 册
定价:80.00 元
海洋版图书印、装错误可随时退换

《中国近海水文》编委会

主　编：苏纪兰

副主编：袁业立

编　委：倪岳峰　孙湘平　许建平　李　立　马继瑞
宋学家　杨华庭　邱志高　王殿昌

前　言

1958～1960年我国进行了首次“全国海洋综合调查”（简称“普查”），取得大量的资料并出版了大量图集、报告和研究成果，为我国海洋研究和海洋科学的发展打下了很好的基础。“普查”之后，我国一直在近海海域进行定期的标准水文断面观测，并于20世纪70年代后期相继开展了许多专题、专项调查研究，局部海域的综合性调查研究，国际间的专项、专题合作调查研究等。与此同时，许多国家也在我国近海及毗邻海域进行过很多调查研究。上述国内外的调查研究，积累了大量资料，涌现出了一大批重要研究成果。这些资料和研究成果，对我国的海洋科研、教学、开发、环保、航运、国防等活动均起到了重要作用。但以上成果至今尚缺少一个整体的系统综合。

区域海洋学是综合研究某些海区各个方面海洋学的科学。由于海洋环流及水文特征是认识海洋学其他方面的基础，因此区域海洋学总是以这些状况为其基水内容。《中国近海水文》仅反映中国近海区域海洋学的部分基本内容，只叙述中国近海的物理海洋学特征。

本书的编写主要是将近几十年来国内外学者在中国近海所得到的、普遍认可的成果、新资料，进行综合整理和概述。并且，书中叙述的内容主要以实测资料和多年统计结果为依据，并经过多种方法或多方面比较和选择。数值模式的结果一般不直接引用，只作为比较和选择的依据。引用的多年统计结果和基本图件，如温度、盐度、密度、水色、透明度和海浪等，其统计的时间系列一般多在20年以上，并尽量采用新的观测技术所获得的资料，这样可以体现海洋现象及其变异规律的真实性和可靠性。水书避免数学推导，仅叙述结果，并适当地辅以物理概念的说明，故有些类似于所谓的描述海洋学。因此，本书对非专业人员也有一定参考价值。

本书由国家海洋局科学技术司组织编写，参加人员较多，涉及国家海洋局第一海洋研究所、第二海洋研究所、第三海洋研究所和国家海洋信息中心、国家海洋环境预报中心以及国家海洋局海洋发展战略研究所等6个单位的20多名专家学者。书中各篇、章、节的作者已在目录中刊出，此处不再重复。郑文振研究员不幸在编写

过程中逝世，临终前他委托陈宗镛教授完成潮汐、潮流的编定任务。国家海洋信息中心为本书提供了不少统计资料和南海水文的部分图件，使本书得以顺利完稿。孙湘平研究员为本书进行细致地统稿，付出了很大的辛勤劳动。在此一并表示感谢！

由于中国近海的水文现象复杂多变，许多现象和问题至今还不太清楚，尚有待深入调查和研究；加之编写人员的业务水平有限，收集的资料、文献也不够全面，书中存在缺点、错误在所难免，敬请有关专家和读者批评指正！

苏纪兰

2004 年 5 月 8 日于杭州

舟山网上方志馆

目　次

第一篇　海区地理与气候

第一章　海区地理（孙湘平）……（3）
第一节　海区划分与海底地形 ……（3）
第二节　海底表层沉积物分布 ……（10）
第三节　海岸、海峡及岛屿 ……（15）
第四节　中国沿岸入海的主要河流 ……（22）
第二章　海区气候 ……（29）
第一节　影响气候的主要因素（宋家喜）……（29）
第二节　海区主要气候要素特征（巴兰春）……（42）
第三节　影响海区的主要天气系统 ……（78）
一、西北太平洋热带风暴（杨淑瑞）……（78）
二、西太平洋副热带高压（杨淑瑞）……（83）
三、赤道辐合带（杨淑瑞）……（84）
四、温带气旋（战淑芸）……（86）
五、冷空气和寒潮（王咏亮）……（91）
第一篇主要参考文献 ……（94）

第二篇　海洋水文要素

第三章　海水温度、盐度和密度（孙湘平）……（99）
第一节　温度分布与变化 ……（99）
第二节　盐度分布与变化 ……（114）
第三节　密度分布与变化 ……（124）
第四章　海水透明度与水色（巴兰春、李炳兰）……（133）
第一节　透明度分布与变化 ……（133）
第二节　水色分布与变化 ……（145）

第五章 海冰(白珊、吴辉碇) …… (154)
第二篇主要参考文献 …… (164)

第三篇 中国近海区域水文特征

第六章 水团与环流概述 …… (167)
第一节 中国近海水团(潘玉球) …… (167)
第二节 中国近海环流(郭炳火、许建平) …… (174)
第七章 渤海(孙湘平) …… (182)
第一节 水文特征 …… (182)
第二节 渤海环流 …… (190)
第八章 黄海(汤毓祥) …… (193)
第一节 水文特征 …… (193)
第二节 黄海环流 …… (200)
第三节 黄海冷水团 …… (202)
第九章 中国近海黑潮 …… (207)
第一节 台湾以东的黑潮(袁耀初、孙湘平) …… (207)
第二节 东海黑潮(孙湘平、袁耀初) …… (214)
第三节 琉球以东的海流(袁耀初) …… (222)
第十章 东海 …… (229)
第一节 水文特性(潘玉球) …… (229)
第二节 东海环流 …… (240)
一、台湾暖流(潘玉球) …… (240)
二、对马暖流(郭炳火) …… (241)
三、沿岸流(潘玉球) …… (244)
第三节 长江冲淡水(浦泳修) …… (245)
第四节 浙江沿岸上升流(许建平) …… (246)
第十一章 南海 …… (250)
第一节 水文特征(许建平、李立、孙湘平) …… (250)
第二节 南海环流(李立、孙湘平) …… (263)
第三节 上升流(李立、吴日升、孙湘平) …… (272)
第四节 吕宋海峡的水交换(许建平、孙湘平) …… (278)
第五节 北部湾的水文特征与环流(孙湘平) …… (285)
第三篇主要参考文献 …… (296)

国家海洋局上海海洋志馆

第四篇 其他形式的海水运动

第十二章 潮汐、潮流(陈宗镛、郑文振) …… (305)
第一节 潮波系统 …… (305)
第二节 潮汐特征 …… (312)
第三节 潮流 …… (319)
第四节 长江河口潮及钱塘江河口涌潮 …… (323)
第十三章 海浪(许富祥) …… (327)
第一节 海浪的地理分布与季节变化 …… (327)
第二节 各种天气系统影响下的海浪场和灾害性海浪 …… (345)
第十四章 非周期性水位 …… (352)
第一节 风暴潮(王喜年) …… (352)
第二节 海啸(王喜年、于福江) …… (360)
第三节 海平面变化(马继瑞) …… (362)
第四篇主要参考文献 …… (366)

第一篇
海区地理与气候

舟山网上方志馆

第一章　海区地理

第一节　海区划分与海底地形

一、海区划分[1,9]

中国屹立在亚洲大陆的东南部，面向太平洋，她地跨热带、亚热带和温带，不仅陆域辽阔，资源丰富，而且还有广阔的海域和众多的岛屿。毗邻中国大陆和岛屿边缘的海洋有：黄海、东海、南海和台湾以东海域。渤海是我国的内海。

渤海、黄海、东海和南海四海相连，自北向南呈一弧状分布，是太平洋西部的边缘海，环绕亚洲大陆的东南部。上述四海因紧邻中国大陆，故国外有“中国海”之称，其中：渤海、黄海、东海位于中国大陆之东，又统称“东中国海”；也有人把东海称“东中国海”（East China Sea）；南海地处中国大陆以南，所以有“南中国海”（South China Sea）之称。

渤海位于37°07′～41°00′N，117°35′～121°10′E之间，是一个深入中国大陆的浅海，其北、西、南三面被辽宁、河北、天津和山东等省、市包围，仅东面有渤海海峡与黄海沟通。渤海与黄海的界线，一般以辽东半岛西南端的老铁山岬经庙岛群岛至山东半岛北部的蓬莱角连线为界。渤海形似一个葫芦状，南北长约480 km，东西最宽约300 km，面积7.7万km^2。通常，把渤海分为五个部分：（1）辽东湾，位于渤海北部，呈NNE向。湾口界线有两种说法：一是以河北大清河口到辽东半岛西南端的老铁山岬连线为界；另一种意见是，从河北秦皇岛金山嘴至辽宁长兴岛西南角连线为界。（2）渤海湾，位于渤海西部，湾口以大清河口至山东的旧黄河口一线为界。（3）莱州湾，位于渤海南部，湾口以黄河三角洲伸入海中的顶端至龙口的屺姆岛一线为界；有的主张以现代黄河新入海口至屺姆岛一线，按后者意见，莱州湾面积为6 966 km^2。（4）渤海中央区，为渤海主体部分，位于辽东湾、渤海湾、莱州湾三个湾口之间，即：辽东湾的南界为其北界，渤海湾的东界为其西界，莱州湾的北界为其南界，东至渤海海峡。（5）渤海海峡区。

黄海的命名有不同说法。有的猜测，因1128年黄河夺淮从江苏北部入海，把大量来自黄土高原的物质输送到黄海，影响海水颜色使黄海西侧近岸海水呈浅黄色，有“黄水洋”之称[24]。有的从地图历史看，法国制图学者d’ Anville于1732年命名。其根据可能是当时高丽国的一个行政区名“黄海道”，而“黄海道”乃由两个较小的行政单元“黄州”与“海州”合并而成的[31]。黄海位于31°40′～39°50′N，119°10′～126°50′E之间，也是三面被陆地包围的半封闭浅海，呈一反“S”状。北岸为我国辽宁省和朝鲜平安北道；西岸为我国山东省和江苏省；东岸为朝鲜平安南道、黄海南道和韩国京畿道、忠清南道、全罗北道和全罗南道；西北有渤海海峡与渤海相通；南部与东海相接，并以长江口北岸的启东嘴与韩国济州岛西南角连线为界。一般又以东西向最窄处的我国山东半岛成山角与朝鲜的长山串连线为界（宽约193 km），把黄海划分为两部分：连线以北称北黄海，以南称南黄海。黄海南北长约870 km，东西宽约556 km，面积为38万km^2，其中北黄海面积为7.1万km^2，南黄海面积为30.9万km^2。从鸭绿江口至朝鲜长山串一

线以东称西朝鲜湾。从山东省日照市岚山镇佛手嘴至江苏省连云港市高公岛一线以西称海州湾，面积876.39 km^2。

东海比较开阔，位于21°54′～33°17′N，117°05′～131°03′E之间。西北接黄海，东北以韩国济州岛东南端至日本福江岛与长崎半岛野母崎角连线，与朝鲜海峡为界，并经朝鲜海峡与日本海沟通；东以日本九州、琉球群岛及我国台湾省连线与太平洋相隔；西濒我国上海、浙江、福建等省、市；南至我国福建省东山岛南端沿台湾浅滩南侧至台湾省南端鹅銮鼻连线与南海相通。东海的东北至西南长约1 300 km，东西宽约740 km，面积为77万 km^2。东海西北部的杭州湾，位于浙江省北部、上海市南部，西起海盐县澉浦长山至慈溪、余姚交界的西三闸（有人主张杭州湾湾顶在杭州闸口），东至上海市南汇县芦潮港至浙江省镇海甬江口连线为界，东西长90 km，湾口宽约100 km，面积约5 000 km^2。

南海约位于2°30′S～23°30′N，99°10′～121°50′E之间，四周几乎被大陆、岛屿所包围。北临我国广东、广西、台湾和海南等省、区；西邻越南、柬埔寨、泰国、马来西亚、新加坡；东临菲律宾的吕宋、民都洛、巴拉望岛，南部沿岸有印度尼西亚的苏门答腊岛、邦加岛、勿里洞岛、西加里曼丹省以及马来西亚和文莱。南海四周有众多海峡与太平洋、印度洋及邻近海域沟通。北有台湾海峡与东海相连；东有巴士海峡、巴林塘海峡、巴布延海峡与太平洋相通，并有民都洛海峡、利纳帕次海峡、巴拉巴克海峡与苏禄海相通；南有邦加海峡、加斯帕海峡、卡里马塔海峡与爪哇海相通；西南有马六甲海峡与印度洋的安达曼海相通。南海外形似一菱形，长轴为NE—SW向，长约3 100 km，短轴为NW—SE向，宽约1 200 km。南海面积约350万 km^2。南海有两大海湾——泰国湾和北部湾。泰国湾曾名暹罗湾，位于南海西南部的中南半岛和马来半岛之间，是南海最大的海湾。北侧为泰国、柬埔寨，东临越南，西侧为泰国、马来西亚，南部湾口以金瓯角至哥打巴鲁连线为界，与南海相连。宽约370 km，面积25万 km^2[5]。北部湾曾名东京湾，位于南海西北部，呈一扇形状。东侧和北侧为我国海南、广东、广西等省、区；西侧为越南；南以海南岛西南的莺歌海角与越南的耒角*连线为界，湾口宽约227.5 km，面积12.9万 km^2。

台湾省以东海域为开阔的太平洋，大体指日本琉球群岛以南、巴士海峡以东的太平洋洋域[7]，这一海域称菲律宾海盆。台湾省东北的苏澳镇与日本与那国岛隔海相邻，东南的兰屿、高台石，向南隔巴士海峡与菲律宾的巴坦群岛相望。

二、海底地形[9,7]

中国近海的海底地形，尤其是渤海、黄海、东海和南海北部，总的趋势是自西北向东南倾斜。从我国海南岛南端，经台湾省至日本九州以西五岛列岛连成一线，可把上述海域的海底地形分为两个不同的区域：该线以西，海底起伏和坡度甚小，地势较平坦；该线以东，海底地形急转直下，坡度陡峻；并有海沟、海槽和海脊。南海是一个深度较大，地势复杂，四周浅中央深的菱形海盆，盆地水深3 400～4 400 m，海盆中还有几处隆起的岛礁。台湾以东海域，主要是岛坡和深海盆地，水深、坡陡，地形复杂，不仅有海底山脉和峡谷，还有海沟和深海平原。

中国近海海底地形的最大特点之一，就是有广阔的大陆架。它位于大陆边缘，宽度从低潮线起算，向海以极缓的倾斜伸至坡度显著增大的转折处，具有深度浅（200 m以内），坡度平缓等特点，是相邻大陆在水下的自然延伸的部分。渤海、黄海全部位于大陆架上，东海约2/3的海域

* 文献［7］把北部湾南界划在莺歌海至越南河静省的枚闵角连线，面积为12.7万 km^2.

属大陆架，南海有近1/2的海域为大陆架。除大陆架外，中国近海还有地形险峻的大陆坡以及坡度小且深为几千米的开阔海域——深海盆地。前者除东海东南有一小块外，主要分布在南海；后者只存在于南海。

渤海是一个陆架浅海盆地，海底地势从三个海湾（辽东湾、渤海湾、莱州湾）向渤海中央及渤海海峡倾斜（图1.1.1），坡度平缓，平均坡度只有28″。10 m以浅的海域占渤海面积的26%，沿岸区水深均在10 m以内，辽河口、海河口附近水深约5 m。

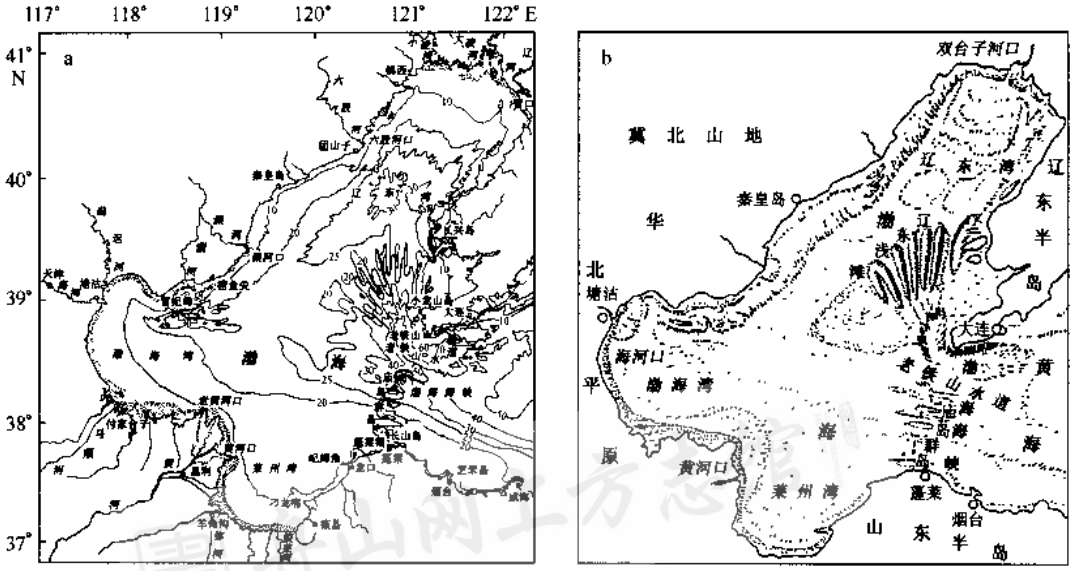


图1.1.1　渤海的海底地形（a）和地势（b）[3,7,9]
（等值线单位：m）

渤海平均水深18 m，最大深度在渤海海峡老铁山水道附近，约86 m。辽东湾的地形复杂，总的趋势仍从湾顶及两岸向湾中倾斜，东侧较西侧略深。在距岸20～30 km内，水深就降为25 m，等深线密集，有明显的岸坡。在该湾中部，存在两个水深为30 m左右的洼地。湾的东南，有一等深线呈手掌状的分布，这就是辽东浅滩。它的北面，有6条指状的潮流脊，20 m等深线呈条状分布，最浅处水深仅14.2 m。渤海湾是一个向西凹呈弧状的浅水湾，海底地势也从湾顶向渤海中央倾斜，坡度为1′02″。湾内水深很浅，一般均在20 m以内。湾的北侧，曹妃甸浅滩以南有一东西向的海槽，深度31 m。莱州湾以黄河三角洲向海突出而与渤海湾分隔开，是一个向南凸呈弧状的浅海湾。湾内地势平坦，略向渤海中央倾斜，坡度为27″，水深一般为10～15 m，最深约18 m。在黄河三角洲向海突出之处，水下三角洲地形明显。渤海中央是一个北窄南宽，近于三角形的浅水洼地，地势平坦，东北部稍高，中部低下，水深20～25 m。

黄海为一近似南北向的半封闭浅海。海底地势由北、东、西三面向中央及东南方向倾斜，平均坡度为1′21″，地势比较平坦，深度由东南向北逐渐变浅，如同一个口朝南开的簸箕。黄海平均水深44 m，最大深度为140 m。北黄海似一平行四边形的洼地，地势向南黄海倾斜，平均坡度为44″，平均水深38 m，最大深度为80 m。西朝鲜湾地形的显著特点，是潮流沙脊群众多，0～40 m等深线呈同步肠状分布，沙脊呈NE向排列，间距几千米至十几千米，延伸几十千米到上百千米。北黄海中部地势平坦，略向南倾斜，等深线呈半圆形，开口朝南。

南黄海平均水深46 m。其地形特点是一个由东南向北的长条洼地，纵贯整个南黄海，这就是黄海槽（图1.1.2）。该海槽位于约34°00′～38°00′N，123°30′～125°00′E之间，水深60～80 m，北部浅、南部深，位置偏于朝鲜半岛一侧，形成南黄海东、西方向的不对称性。槽的西侧宽缓平坦，坡度为56″；槽的东侧比较陡窄，坡度为1′40″。南黄海东岸，朝鲜半岛多礁和溺谷，水深0～25 m，为一片水下台地，江华湾、许州群岛附近和济州岛以西，均为肠状的沙脊地形。黄海槽在黑山岛附近转向东南，最终通往东海的冲绳海槽北部。在济州岛西部，等深线呈NW向的肠状分布，有几十条沙脊和海沟出现，水深90～110 m。黄海西部的苏北岸外，自海州湾往南至长江口一带，等深线向海突出，是一片广阔的浅水区，水深不足20 m，并有一些水下三角洲。北部为废黄河三角洲，地势平坦，水深10～20 m。中部为苏北浅滩，水深0～25 m，以琼港为中心，呈辐射状向外伸展，系一片低潮时露出水面的沙洲和水下沙脊群，南北长200 km，东西宽90 km，反映了潮流沙脊的地形。沙脊宽0.5～10 km，长达几十千米。南部为长江现代水下三角洲的外侧区，坡度较缓，水深5～10 m，并有几个水下小岩礁，如苏岩礁、虎皮礁等，它们与济州岛联成一条东北向的岛礁线，构成黄海与东海的天然分界线。黄海大陆架与东海大陆架相连成一体。

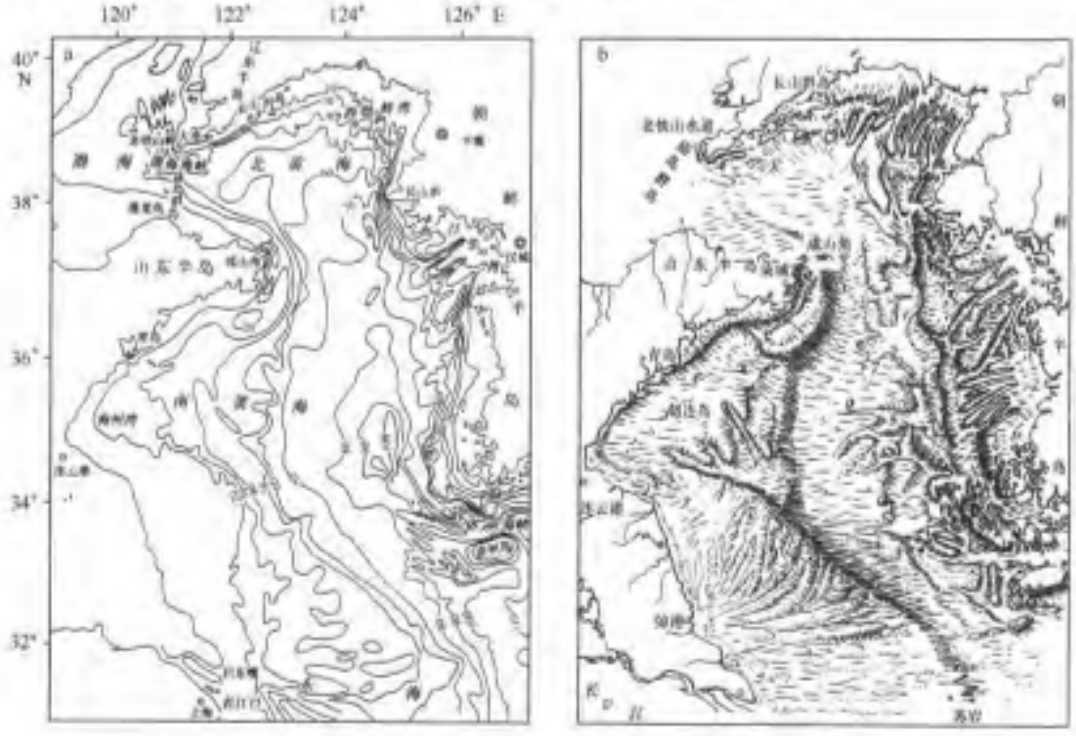


图1.1.2　黄海的海底地形（a）和地势（b）[9,13]
（等值线单位：m）

东海的海底地形与我国大陆地形有些相似，即西北高、东南低，由西北向东南倾斜。海区平均水深370 m，最大深度2 940 m[5]。依海底地形趋势，可分为两个区域：西部大陆架浅水区和东部大陆坡深水区（图1.1.3）。东海大陆架特别发育，最大宽度（崇明岛附近至男女群岛）达640 km，是世界上最宽的陆架之一。大陆架面积为52.99万km^2，占东海面积的66%。东海大陆架东北与朝鲜海峡相连，西南与南海大陆架相接，具有北宽、南窄和北缓、南陡的特点。等深线分布，在长江口外以弧状向海突出，往南大致与我国海岸平行。大陆架平均水深72 m，平均坡

度为1′17″，陆架外缘转折处水深140～180 m。以50～60 m水深为界，又把东海大陆架分为东、西两部分：西部称内陆架，岛屿林立，三角洲覆盖，水下地形复杂，坡度稍陡；东部为外陆架，地势平坦开阔，只在其东南边缘处有一些水下高地、岛屿和岩礁。

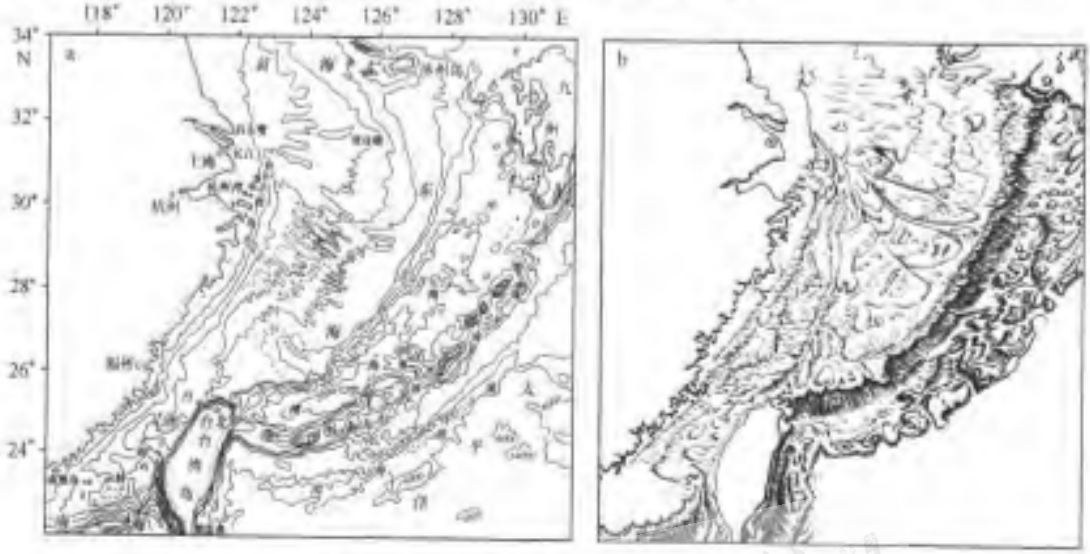


图1.1.3　东海的海底地形（a）和地势（b）
（等值线单位：m）

平坦宽阔的东海大陆架，发育着多种海底地貌，主要有三角洲、岸坡、陆架平原等。在东海大陆架北部、长江口以东，有一呈扇形的巨大水下三角洲——古长江水下三角洲，东北方向扩展到20～25 m水深，东南方向伸至水深60 m左右，南界达30°N附近。水深25～40 m以内是三角洲平原，平原上发育一些放射状的水下谷地和浅洼地。舟山群岛东北有一条明显的凹形谷地。在长江口古长江水下三角洲之上，还叠置一个深度较浅，扇形偏东南的现代长江水下三角洲，两者相交重叠，构成复式三角洲地形，水深为10 m左右。三角洲南部多孤立的高地、洼地和岩礁。舟山群岛向南的浙、闽沿岸的大陆架上，有一个与海岸平行的窄长带状的岸坡地形，长约1 000 km，北宽南窄，宽为30～60 km。在浙、闽岸坡以东、现代长江水下三角洲以南，发育中国近海最大的一片潮流沙脊群，水深为60～100 m，沙脊群呈NW—SE走向，长10～160 km，宽2～8 km。位于东海大陆架边缘水深100～150 m范围内，具有浅凹地和阶地地形特征。浅凹地有两块：一块在台湾富贵角与赤尾屿连线以北的百米深处，地形似一口朝南的簸箕，出口处有一系列岛屿，如花瓶屿、棉花屿、澎佳屿、钓鱼岛、赤尾屿。另一块在28°～29°N，125°～126°E之间，底部低平，分布有洼地和长垣。

东海大陆架的外缘便是东海大陆坡，其范围南起台湾东北端，向NE延伸至五岛列岛福江岛以南，陆坡长1 000多千米，宽40～50 km，北宽（70 km）南窄（20 km），陆坡上界水深140～160 m，下限为600～1 400 m。大陆坡呈弧状向东南突出，陆坡的主体是冲绳海槽。海槽西侧为东海大陆坡斜坡，东侧为琉球群岛岛坡。海槽为一弧形的舟状，长约1 000 km，宽140～200 km，面积约22万km^2。海槽南深北浅：北部水深600～800 m，坡度较小；南部水深2 000 m左右，坡度也大。东海最深处便出现在海槽的南部。海槽在剖面上呈U字形，槽底平缓，两侧陡峭，西坡约3°，东坡达10°。冲绳海槽以东，为露出海面的琉球群岛。这里的岛架狭窄，仅

3～37 km。岛架地形复杂，沙滩、岩礁众多。

南海为一典型的边缘海，其海底地貌类型齐全，既有宽广的大陆架，又有陡峭的大陆坡，还有宽阔的深海盆地和狭窄的海沟、海槽。海底地势西北高、中部和东南低。从南海周边向中央，依次分布着大陆架、岛架、大陆坡、岛坡以及深海盆地（图 1.1.4）。南海平均水深 1 212 m，最大深度 5 567 m[5]。

南海的大陆架也非常宽广，大陆架、岛架面积为 168.59 万 km^2，占海区总面积的 48.14%。主要分布在北、西、南三面，以西南部陆架最宽，北部次之，西部较窄，东南部及东部最窄。北部和西北部陆架，指我国台湾南端至海南岛以南的华南沿岸及越南北部沿岸的浅水区。地势平缓，平均坡度为 3'40"，陆架长 1 425 km，宽度一般为 190～280 km，最宽 310 km，东部窄、西部宽。在沿岸各大河流的河口处，均有水下三角洲发育。北部湾是一个水深小于 100 m 的浅海，平均水深约 40 m，全部位于大陆架上。该湾地形与渤海的有些相似，北部和西部较浅，约 20～40 m，中部和东南部较深，为 50～60 m。湾内海底地势由西北向东南倾斜，最深处在海南岛西南近海，达 90 余米。南海西部陆架从北部湾南部湾口起，往南延伸到加维克群岛附近，呈狭长带状，长约 720 km，南、北两端陆架较宽，为 65～115 km，中间狭窄，最窄处仅 27 km。坡度为 0°28'～0°40'之间。南海南部陆架由北巽他陆架和加里曼丹岛北部岛架组成，大致指沙捞越、纳土纳群岛和昆仑群岛所环绕的水深 150 m 以内的浅水区，也呈 NE—SW 向带状，陆架宽度一般在 300 km 以上，最宽达 405 km。海底平坦，平均坡度为 4'～5'。在淡公河口处，有一条 300 km 长的河谷。加里曼丹岛北部岛架狭窄，宽为 44～160 m，外缘水深 70～120 m。南海东部岛架指吕宋岛、民都洛岛、巴拉望岛的岛架而言，呈南北向和东北—西南向的狭窄带状，岛架外缘坡折水深 100 m 左右，有的仅 50 m。岛架宽 3～15 km。

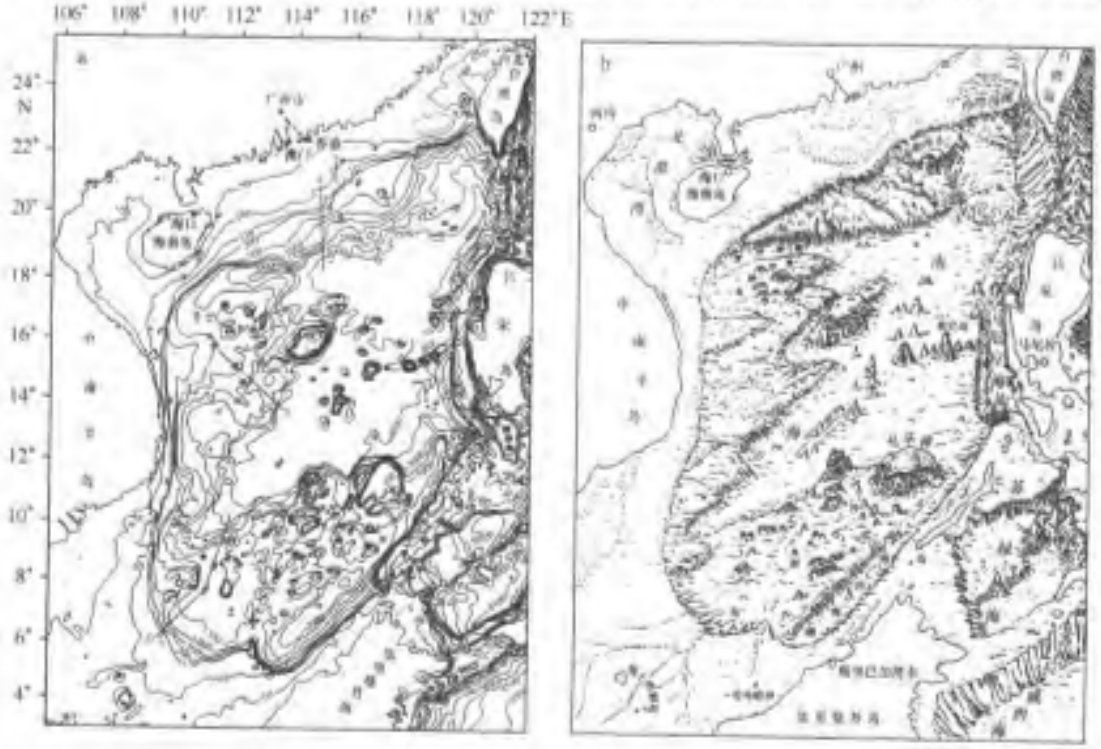


图 1.1.4　南海的海底地形（a）和地势（b）[3,9]
（等值线单位：m）

南海的大陆坡、岛坡面积约126.6万 km^2，占海区总面积的36.12%。大陆坡分布在水深150～3 600 m之间，呈阶梯状下降（这是南海大陆坡的特征之一），约从150 m开始，海底坡度明显变陡，由平坦的大陆架变成陡坡，并间隔有深沟。在1 000～1 800 m深处，地形转缓，成为断续相连的平坦面，宽达数百千米。在平坦面外侧，又为急剧陡坡，至水深3 600 m附近，大陆坡终止，到达南海深海盆地。围绕着深海盆的四周，可将南海大陆坡分为北陆坡、西陆坡、南陆坡、东陆坡四个区。南陆坡、西陆坡和北陆坡都很宽阔，东陆坡狭窄，这是南海大陆坡的特征之一。北陆坡指西沙海槽以北至台湾南端一带陆架转折处，呈东北向分布，全长约900 km，宽143～342 km，西宽东窄，地形以陡坡和缓坡相间排列，并由西北向东南呈阶梯状下降，下界水深3 400～3 600 m。陆坡上有起伏的平原及隆起的暗礁。西陆坡的北界为西沙海槽，南界为南沙西缘海槽，呈NNE向延伸。宽度南窄北宽，地形复杂，具有显著的阶梯状，坡度较大（5°～10°），等深线密集，呈南北向分布。我国西沙、中沙群岛就分布在西陆坡上。西陆坡有许多水下峡谷，把阶梯状陆坡分割成许多地块。西陆坡的坡麓有一狭长坳陷，水深5 567 m，为目前已知南海最深处。西陆坡下界水深达4 000～4 200 m。南陆坡西起南沙西缘海槽，东至马尼拉海沟的南端，长约1 000 m，也呈阶梯状下降，海底崎岖不平，切割强烈，海山、海台、海槽、海谷纵横交错。陆坡中部有一海底高原，水深1 000～2 000 m，我国南沙群岛即位于这个高原的山脊上。因地形复杂，水深变化多端，成为航海上的“危险地区”。东陆坡位于吕宋、民都洛及巴拉望岛西侧的岛架外缘，呈狭长带状，陆坡范围狭窄，宽60～90 km，最宽达110 km。坡度陡峻（4°～5°），呈狭窄的阶梯状下降，并受许多水下峡谷切割，形成众多的海峡与水道。

南海海盆面积为55.1万 km^2，占海区总面积的15.74%。海盆位于南海中部，呈北东—南西向分布，大体以南北向的中南海山为界，分中央海盆和西南海盆。中央海盆是南海海盆的主体，位于西沙－中沙群岛和南沙群岛的大陆坡之间，纵长1 600 km，最宽处达700 km，水深3 400～4 200 m。海底以平坦的平原地形为主，由北向南略有倾斜，坡度为4′～6′。海盆中以深海平原面积最大，海山、海丘星罗棋布，并有深海隆起和洼地。西南海盆长525 km，东北部最宽，达342 km，向西南逐渐变窄，海盆与陆坡交接处水深4 000～4 200 m。海盆盆底除以平原地形为主外，还有洼地、海山与海丘。

在南海东部岛坡内和坡麓下，分布着巨大的长条洼陷，自北向南有：吕宋海槽、马尼拉海沟及巴拉望海槽。吕宋海槽位于吕宋岛以西岛坡中部，呈南北向延伸，与海岸平行。大致以16°～17°N间的海底隆起及阶地为界，北段称北吕宋海槽，南段称西吕宋海槽。后者长约225 km，平均宽约50 km，槽底平坦，水深2 000～2 500 m。前者长约620 km，宽20～30 km，水深3 400 m。马尼拉海沟位于马尼拉湾外的岛坡坡麓下，也呈南北方向延伸。长约350 km，沟底宽仅10 km，水深3 800～5 300 m，最深处5 377 m。海沟西壁坡度平均1°30′，东壁坡度陡峻，达13°。巴拉望海槽位于巴拉望岛的西南，正处于南沙台地隆起地块与巴拉望－加里曼丹岛地块之间的狭长洼地部位。海槽长676 km，槽底宽约65 km，水深2 800～3 000 m，最大深度3 211 m。槽底平缓，局部有小丘陵。

台湾以东洋域的海底地形是，地貌类型基本齐全，有大陆架、大陆坡及大洋盆地（图1.1.5），但没有和台湾岛对应的海沟。岛架极窄，岛坡很陡，地势急转直下降至4 000～5 000 m的洋底。

台湾东岸直临太平洋，海底地势从东岸向太平洋急剧倾斜，从三貂角至乌石鼻一带，水深60～1 000 m，海底坡度较缓，岛架宽7～17 km，海底地貌以岛坡为主。乌石鼻至三仙台一带，

是断崖峭壁面临深海，岛架极窄，仅 2 ~ 4 km；岛架和岛坡坡度陡峻，约 10°左右。花莲岸外 35 km处，水深便达3 700 m。三仙石以南的台湾东南海域，有两列水下岛链：西部水下岛链是台湾山脉向海延伸部分，向南达吕宋岛以西的南北向海岭；东部水下岛链是由我国火烧岛、兰屿等向南延伸到吕宋岛东部，岛链的东坡急转直下为菲律宾海盆。海盆的西北角便是琉球海沟，它呈 NE—SW 向分布于琉球岛弧与菲律宾海盆之间，长 1350 km，宽 60 ~ 80 km，最窄处仅 20 km，水深大于 6 000 m，最大深度达 7 881 m。海沟的横断面呈不对称 V 字形，两侧的沟坡超过 4°。海底地形复杂，常有海山、海丘及洼地。琉球海沟以东和以南，便是菲律宾海盆，海盆平坦开阔，水深为 5 000 ~ 6 000 m。海盆西端，约 123°E 附近有一条南、北向海脊，称卡爪脊。[7]

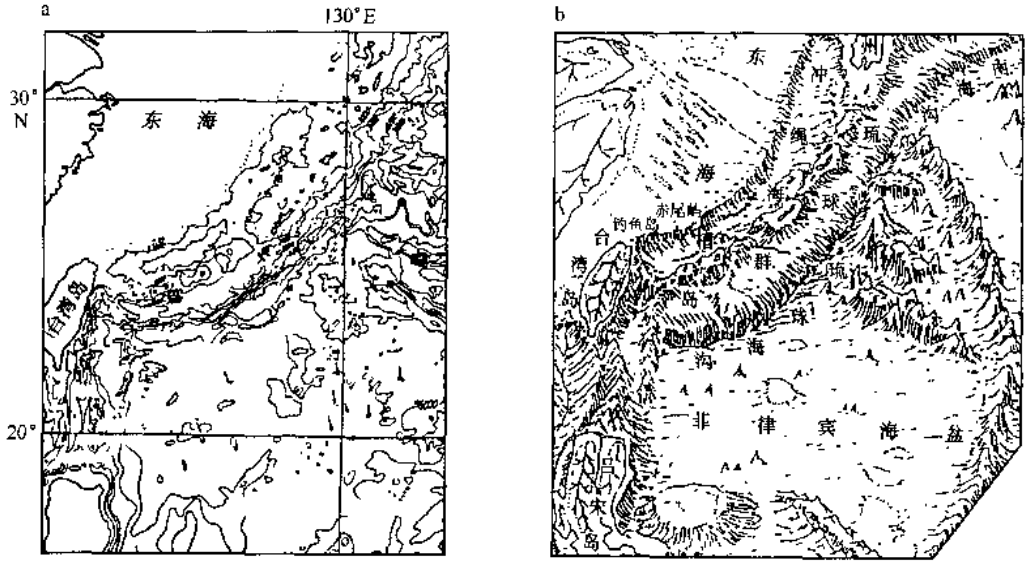


图 1.1.5　台湾以东的海底地形[1]（a）与地势（b）[9]
（等值线单位：m）

第二节　海底表层沉积物分布[9,7]

中国近海海底表层沉积物分布，明显地反映出陆源物质的特点。这些陆源碎屑物是河流的搬运及海岸、岛屿、海底剥蚀、水动力条件等综合作用的产物，并以河流输入为主。渤海和黄海，由于具有封闭性的特点和复杂的海区轮廓，加之大陆径流和潮流较强，沉积物大部分以粒级较细的软泥和砂质泥为主。东海的表层沉积物与渤海、黄海有较大的差异，很少有软泥沉积物，而以砂质占优势。南海是一个四周被大陆、岛屿包围的半深海、深海，边围岛弧外侧有海沟，是地震、火山频繁发生的地带，在热带、亚热带气候、生物等影响下，表层沉积物不仅有陆源物质，同时还有生物的遗壳和火山碎屑物，粒级较细的沉积物广泛地分布在离大陆较远的南海中央，以砂质软泥为主，同时又聚集着动物群的残余小贝壳和珊瑚等。

渤海海底表层沉积物分布的总趋势：近岸沉积物粒级较细，距岸较远和海区中央沉积物粒级较粗。由于河流输沙、海岸类型、海底地形及水动力条件等影响，造成渤海三大海湾及中央区沉积物类型的差异，并呈现出不规则的斑块状分布[3]。在辽东湾，以黏土质粉砂和砂 - 粉砂 - 黏

1）引自 A. Mogi, 1972. Bathymetry of The Kuroshio. In Kuroshio, Edited by H. Stomel and K. Yashida, P. 80.

土为主，渤海湾以粉砂质黏土和黏土质粉砂占优势，莱州湾则以粉砂、黏土质粉砂沉积居多，渤海中央区以粉砂质黏土、细砂、砂－粉砂－黏土占优势（图1.2.1）。

在渤海，砾石主要分布在渤海海峡、老铁山水道、辽东湾中部、辽东湾东、西两岸水下岸坡附近以及曹妃甸南部的水下浅滩上[1]。粗砂出现在莱州湾东部的刁龙嘴附近。从秦皇岛至滦河口一带，水深5～15 m范围内，为一片中砂分布区。细砂是渤海海底沉积物分布较广的类型之一，主要分布在辽东浅滩至渤海海峡北部，这与那里强潮流水动力环境有关。另外，秦皇岛至滦河三角洲岸外，辽东湾东部复州河口近岸以及莱州湾湾顶，也有零星斑块和断续的细砂分布。粉砂质砂主要出现在辽东浅滩的南、北两侧，分布在细砂沉积与泥质沉积之间。粉砂主要出现在泥质海岸的潮间带及河口地区，分布在滦河三角洲、黄河三角洲、莱州湾湾顶的潮间带或低潮线附近。在渤海湾南部沿岸、黄河口、莱州湾，以及渤海海峡南部，均分布着黏土质粉砂沉积物。渤海中央的洼地，主要分布着粉砂质黏土沉积。在辽东湾，砂－粉砂－黏土沉积出现在围绕深水洼地的粉砂质黏土沉积的周围。黏土质砂分布在辽东湾东部近岸和辽东浅滩的一些冲刷槽中。渤海的沉积物有两类：一类是残留沉积，主要分布在辽东浅滩至渤海海峡老铁山水道附近，另外在滦河口、六股河口及辽东湾中部也有少量出现；二类是现代沉积，除上述几处残留沉积区外，渤海绝大部分地区均为现代沉积物。现代沉积物是渤海海底的主要沉积物，而河流的输沙对渤海现代沉积起着重要作用。

黄海海底表层沉积物分布，有二个粗粒物质沉积区、二个细粒物质沉积区以及相间的过渡沉积区。粗粒物质沉积出现在黄海东部、渤海海峡及海州湾，细粒物质沉积位于北黄海中部、南黄海中部及老黄河水下三角洲（图1.2.1）。黄海以现代沉积为主，主要分布在北黄海东部、中部、南黄海中部及老黄河口水下三角洲及沿岸地区。残留沉积区也有三处：海州湾中部、成山角以东和渤海海峡北部，三处面积之和仅3.3万km^2，不足海区总面积的1/10，可见黄海的残留沉积是很少的。

黄海砾石主要分布在：辽东半岛东侧沿岸，成山角外的冲刷槽中，以及南、北黄海分界线中心附近。中粗砂分布范围极小，仅在海州湾的日照岸外，有两小块出现。细砂是黄海海底沉积的主要类型，分布范围很广，在北黄海中部、东部，与南黄海东北部相连成片，宽约100～200 km，长400～500 km的区域内均为细砂沉积区。这里潮流作用比较强，特别是西朝鲜湾，发育着大规模的潮流沙脊群。此外，黄海西部的苏北浅滩和海州湾中部，也为细砂沉积区。粉砂质砂主要分布在北黄海中部，呈南北向的狭窄带状，纵贯整个北黄海；在南黄海西侧的海州湾中部及苏北浅滩的外围，为黄海的另一个比较集中的粉砂质砂沉积区。鸭绿江口至碧流河口以及苏北近岸的潮间带或低潮线附近，分布着粉砂沉积物。黏土质粉砂、粉砂质黏土和黏土可合称为泥质沉积。黏土质粉砂主要分布在辽东半岛东岸岸外，山东半岛沿岸以及苏北老黄河水下三角洲的大部分地区，这种沉积物的分布区域，似乎与黄海北岸、西岸的沿岸流区有些吻合。南黄海中部、北黄海西部以及苏北岸外老黄河水下三角洲的中部，为粉砂质黏土沉积区。特别是南黄海，粉砂质黏土分布范围较大，几乎呈一倒三角形，这片粉砂质黏土沉积区中，北部还分布一小块纯黏土沉积。砂－粉砂－黏土在南、北黄海出现较广，尤其是南黄海，分布面积较大，它基本上环绕着南黄海中部粉砂质黏土沉积区的四周，东与朝鲜半岛岸外的细砂沉积区相接，西与海州湾、苏北浅滩的粉砂质砂沉积相邻，向南延伸并插入东海北部中央地区，呈一“U”字形状。在北黄海，砂－粉砂－黏土沉积仅出现在渤海海峡北部、辽东半岛东南岸外以及西朝鲜湾湾顶附近。

东海，因其海区轮廓、地形、入海河流输送物质、水文特征及环流等与渤海、黄海不同，故

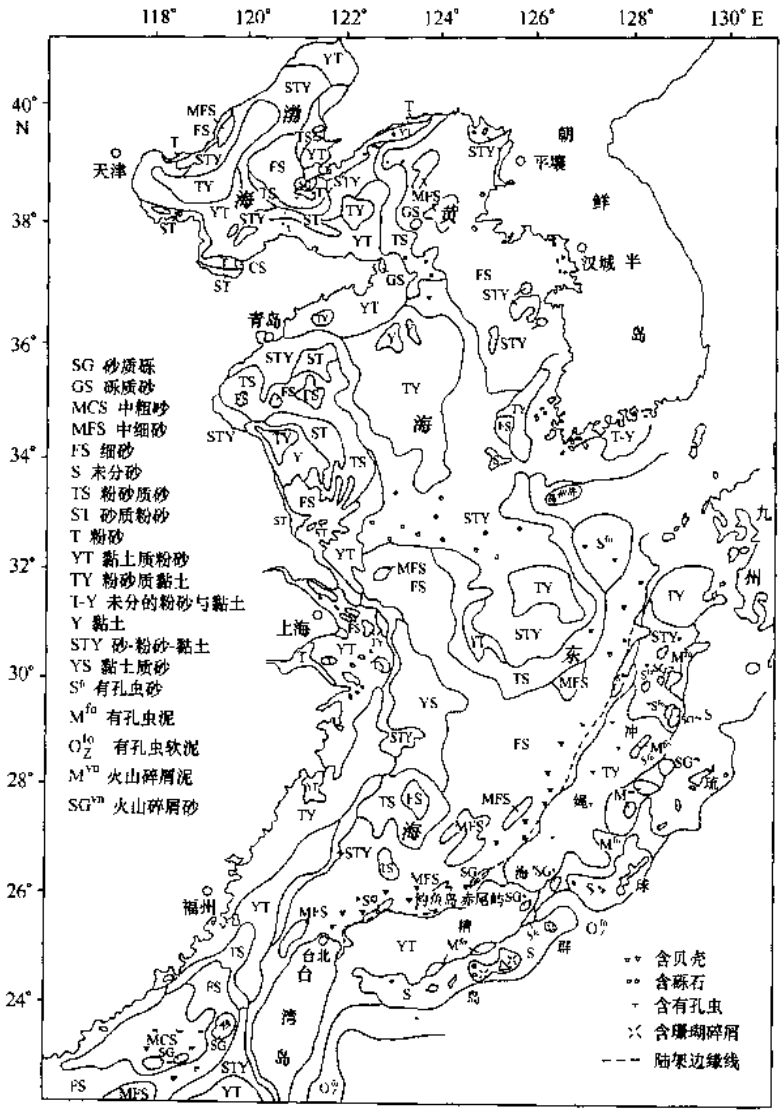


图 1.2.1　渤海、黄海、东海海底表层沉积物类型分布[9]

东海的海底沉积物分布与渤海、黄海的有很大差异。东海的沉积物分布大致可分为三个带[23]：一是近岸浅水区的细粒沉积带——内陆架沉积；二是内陆架外的粗粒沉积带——外陆架沉积；三是深水细粒沉积带—海槽沉积（图 1.2.1）。内陆架的泥质沉积和外陆架的砂质沉积分布，大体与海岸平行；冲绳海槽系半深海环境，海底水动力条件弱，主要接受泥质沉积，但因黑潮及火山活动的影响，也出现生物沉积和火山沉积物。东海的沉积仍以陆源物质为主，仅有少量的海洋自生物质、生物沉积和火山碎屑沉积。在陆源物质中，长江等河流输送物质，对东海陆架沉积的塑造起着重要作用。东海陆架区的残留沉积分布很广，出现在长江口外大沙滩区、东海外陆架区及台湾海峡区，前两区相连成片，基本呈一向右倾斜的“Y”字形；后者与南海粤东内陆架区相连。东海陆架区的残留沉积面积约 23.9 万 km^2，占东海面积的 31%，是中国近海陆架残留沉积最广的海区。

在东海，砾石出现很少，主要分布在澎湖列岛周围及澎湖水道、冲绳海槽的东北部；另外，

东海陆架外缘的南段、台湾浅滩的南缘，也有零星的分布。中粗砂主要出现在台湾浅滩附近。细砂是东海外陆架区沉积的主体，分布范围很广。从济州岛以南，向西南延伸至台湾海峡，宽200～300 km，长1 000多千米的范围，均为细砂沉积带，因虎皮礁附近泥质沉积的插入，使这一大片的细砂分布呈向右倾斜的“Y”字形。浙、闽外陆架的细砂区，与其内陆架的泥质沉积基本上呈平行分布。长江口拦门沙及福建省一些河口地区的海岸带潮下带，也有局部的细砂分布。粉砂质砂和砂质粉砂，主要分布在东海外陆架的细砂与虎皮礁泥质沉积及浙、闽内陆架泥质沉积之间；另外，台湾海峡的细砂沉积与海坛岛南的泥质带之间，也为粉砂质砂和砂质粉砂沉积。粉砂分布范围很狭小，主要出现在杭州湾附近的潮间带或低潮线地带。泥质沉积也是东海陆架区分布最广的沉积类型之一，主要分布在长江水下三角洲、杭州湾、舟山群岛至浙江近岸地区，之后便过渡为黏土质粉砂，但在福建省岸外的粉砂质黏土带的外围，又出现黏土质粉砂沉积。粉砂质黏土沉积物主要分布杭州湾以南的浙、闽岸外，呈北宽南窄的带状分布。另外，杭州湾外及长江口附近也有零星出现。冲绳海槽的沉积也以粉砂质黏土和黏土质粉砂两种类型为主，并含有微体生物和部分火山物质。海槽内黏土质粉砂主要分布在26°N以南海域，26°N以北海域是粉砂质黏土沉积，但在29°～31°N之间，都有混合沉积出现。砂－粉砂－黏土在东海主要出现在虎皮礁泥质沉积区的外围，呈环形分布；在东海外陆架细砂沉积与内陆架的泥质沉积之间，也有一小块狭窄的砂－粉砂－黏土沉积带出现。黏土质砂沉积主要分布在长江口外至浙江北部岸外的泥质沉积与砂质沉积之间，且与泥质带之间隔有狭窄的砂－粉砂－黏土带。有孔虫砂分布范围很小，主要出现在济州岛与男女群岛之间的陆架上，以及冲绳海槽北段的两侧槽坡附近。至于有孔虫泥，主要分布在冲绳海槽28°N以南的槽坡上，在28°N以北，槽底中也有零星出现。冲绳海槽的中段和北段东侧，有火山玻屑泥出现，它来源于火山物质，主要受琉球岛弧火山活动的影响。

南海海底表层沉积物有陆源碎屑沉积、生物沉积、火山碎屑沉积等。在大陆架上，沉积物以陆源物质为主，大陆架内侧的沉积，受现代河流泥沙的影响较大，而外部沉积属陆源残留沉积。生物沉积主要分布在大陆坡与深海平原中。南海大陆坡上，普遍存在珊瑚礁或珊瑚碎屑沉积，但在陆架上的局部地区，也有生物沉积出现。火山沉积主要分布在深海平原上，但在大陆坡、大陆架上也有少量分布。因此，南海的海底沉积物类型比较齐全（图1.2.2）。南海海底沉积物分布具有明显的分区与环陆分布的特点，沉积物分布成带状与海岸线平行。沉积物分布大致由岸向海有粗－细－粗－细的变化趋势。由于南海地处低纬，气候炎热，生物繁盛，特别是南部海区，生物碳酸盐沉积在沉积物中占较大比重。又因南海地跨纬度较大，南、北环境也有不同，其南、北沉积物也有地区差异。

在南海，砾石出现的区域很小，仅分布在广东靖海沿岸、海南岛西南的莺歌海、梅山一带。砂砾分布很零散，主要出现在下列地段：（1）琼州海峡南岸、琼海东岸沿海、海南岛西岸的东方至感城一带；（2）菲律宾的巴布延群岛以及马尼拉湾西南的卢邦岛一带；（3）越南北部的演州湾以南至广东群岛附近，越南的金兰湾及其以南沿岸和湄公河岸外；（4）南纳土纳群岛附近。砾砂在南海北部主要出现在台湾西南沿岸，广东南澳岛以南，广东中部沿岸，雷州半岛西岸，海南岛东南沿岸，琼州海峡的东、西口附近；南海西部，砾砂分布在越南东部沿海；南海东部，砾砂主要分布在菲律宾群岛的西岸沿海一带。北巽他陆架西部、越南东岸的浅水区，主要出现粗砂沉积，并呈南北向带状分布；此外，南海北部台湾岛南端、珠江口外、雷州半岛西岸、海南岛西南沿海及北部湾西岸沿海，也有局部的粗砂出现，它们主要分布在砾砂的外围。粗中砂零星出现在广东南澳岛以南、万山群岛以南、吴川以南及琼州海峡南岸，在巴士海峡南部的巴坦群岛一

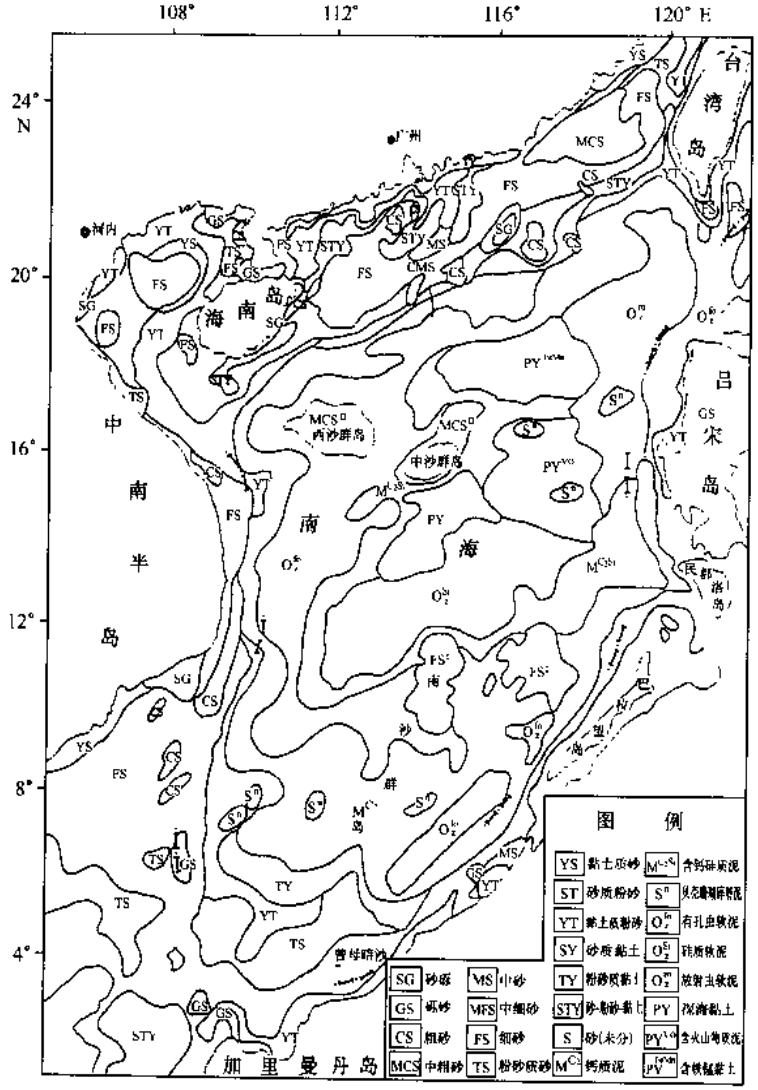


图 1.2.2　南海海底表层沉积物类型分布[9]

带，也有局部的粗中砂分布。中细砂、细砂、砂主要分布在南海北部大陆架水深 30 ~ 80 m 以外地区，从汕头至珠江口一带，北部湾西南部海域；南海西南部大陆架上的湄公河口外浅水区，有较大面积的中细砂、细砂、砂沉积物出现。南海北部，粉砂质砂、黏土质砂主要分布在台湾岛南端、汕头潮阳岸外、琼州海峡、海南岛的东南、西南以及北部湾沿岸的浅水地区，多呈斑块状出现。南海南部海区，北巽他陆架的西部、中部的陆架外缘，粉砂质砂与黏土质砂沉积呈带状分布；纳土纳群岛以南，水深 80 ~ 150 m 处，少数水深达 1 000 m 处，有大面积的粉砂质砂和黏土质砂沉积出现。南海的黏土质粉砂，一般沿陆架外缘展布；南海北部，黏土质粉砂见于珠江口以东及广州湾附近，大致与海岸平行分布，在北部湾西部、北部及东部粉砂质砂的外围，见有环带状的黏土质粉砂分布。南海西南部，越南东南的浅水陆架外缘，黏土质粉砂沉积呈南北向带状分布，并随北巽他陆架外缘向东南方向转折，而围绕着细砂之外，出现有黏土质粉砂沉积。粉砂质黏土在南海分布比较广泛，在南海北部，主要出现在广东东部、西部沿岸，以及北部湾海域。南

海南部，集中分布在北巽他陆架中、北部的古巽他河系的水下三角洲前缘，水深约150～1 000 m的水域内。砂－粉砂－黏土是一种混合型沉积，主要出现在以下地区：（1）北部湾西部；（2）雷州半岛以东、珠江口以东、东沙群岛以东陆架上细砂与泥质沉积之间；（3）纳土纳群岛和亚南巴斯群岛之间水深50～100 m的范围，沉积物中含有大量的生物碎屑物。钙质泥是南海较大的沉积区，主要分布在南海四周的大陆坡附近，以及南沙群岛中部、西部海台区、西沙海台区水深500～1 000 m的地方。在大陆坡500～3 000 m水深处，分布着生物碎屑成分较多的有孔虫软泥。3 000 m以深的海盆边缘，分布着含钙质的硅质泥，从南海北部向西南呈带状延伸；另外，在马尼拉海沟以西向南延伸至13°N附近的海盆边缘，也为含钙质硅质泥沉积物。位于含钙质泥的内侧的深海盆区，礼乐滩以北，黄岩岛西南，为硅质泥沉积物。从3 000～4 000 m的大陆坡下坡至深海海盆，广泛地分布着放射虫软泥，沉积中除含有生物碎屑外，还有一些火山物质。深海黏土主要分布在水深大于3 500 m的深海平原区。在大于4 000 m的南海海盆北部、东南部，沉积物以黏土为主，黏土中含有铁锰微粒和火山质物质成分。珊瑚碎屑沉积主要分布在西沙、中沙、南沙等海盆的珊瑚礁岛附近。

台湾以东海域的海底沉积物分布：台湾东岸有砾石、砂沉积，沉积物粒级粗；岛架200 m内的沉积大都是细砂和中砂，并有少量的钙质介壳和介壳碎屑物，台湾东南的岛架上，介壳物质丰富。台湾以东岛坡上分布有有孔虫软泥。从大陆架外缘至深海盆地，北部的沉积为深海软泥，中部为深海钙质软泥、火山黏土。琉球海沟底部覆盖有浑浊流沉积。菲律宾海盆底质沉积为深海软泥。

第三节　海岸、海峡及岛屿

海洋中的许多自然现象，如海流、潮波运动、水交换、热带气旋、寒潮、锋面移动等，往往涉及很广的范围，为了便于以后各章、节叙述上的方便，这里将与中国近海水文、气象有关的海岸、主要海峡与岛屿作一简介。

一、海岸

海面与陆地的交界线称“海岸线”，我国常把经常出现的大潮平均高潮线作为海岸线。而海岸系指陆圈与海洋水圈的交界处，即陆地与海洋相互作用和影响的地带，它包括与现代海岸线毗连的陆上部分和水下部分。由于海面经常受潮汐、波浪、风增减水等影响，海岸线并不是一条“线”，而是具有一定宽度的“面”或“带”。在“全国海岸带和海涂资源综合调查”中规定，海岸带的宽度为海岸线向陆延伸10 km，向海到15 m水深线为止。

中国的海岸线曲折漫长，呈一弧状向东南凸出展布。就大陆海岸线而言，北起中朝交界的鸭绿江口起，中经辽宁、河北、天津、山东、江苏、上海、浙江、福建、广东、香港、澳门和广西等省、市、自治区、特别行政区，南至中越交界的北仑河口止，大陆海岸线全长18 400 km，岛屿海岸线为14 247 km，两者之和为32 647 km。我国各海区大陆海岸线长度[2]：渤海2 500 km，黄海4 363.3 km，东海5 745.1 km，南海5 792.3 km。通过20世纪80年代、90年代全国海岸带调查、全国海岛资源调查，并根据近期刊登的数字（表1.3.1），我国的岛屿海岸线长为17 672.2多千米。其中：大陆海岸线以广东省为最长，其次为福建省，山东省名列第三。天津市的大陆海岸线最短，仅100多千米。岛屿海岸线以浙江省为最长，其次为广东省，福建省居第三，天津市的岛屿海岸线最短，仅7 km。

表 1.3.1　我国沿海各省、市、区、特别行政区的海岸线与岛屿数

省、市、自治区、特别行政区	大陆海岸线长度（km）	岛屿海岸线长度（km）	面积≥500m² 的海岛（个）
辽宁	2 178	700	266
河北	487	138	132
天津	133	7	1
山东	3 024	689	326
江苏	1 040	67.7	17
上海	168	277	13
浙江	2 254	4 301	3 061
福建	3 324	2 120	1 404
广东	4 314	3 461	759
广西	1 478	531	651
海南	—	1 740	181
台湾	—	1 833	
香港		870	
澳门		937.5	
全国总计	18 400	17 672.2	6 811

注：本表大陆海岸线长度根据文献［21］，岛屿数及岛屿海岸线根据文献［6］统计。台湾省及香港、澳门二特别行政区的岛屿数，我们还不清楚，故表中未列出其具体数值。

整个中国海岸的形势，大体以杭州湾为界：杭州湾以北，海岸线分别穿过黄海－苏北平原盆地，辽河平原－华北平原（包括渤海）两个沉降带和燕山山地向东延伸的辽西－冀东，山东半岛－辽东半岛两个隆起带。由于构造上的差异，海岸表现为隆起的山地丘陵海岸和下降的平原海岸交错的分布；杭州湾以南的海岸，基本上全是隆起的山地丘陵海岸，岸线由北北东、北东到东西向呈弧状展布。此外，北北东和北北西断裂交切组成的 X 型深大断裂构造，对我国海岸分布格局也有重要影响。

我国的海岸类型多种多样，除没有寒带和极地的冰冻海岸类型外，其他类型的海岸几乎皆有。迄今为止，有关我国海岸类型的划分并不统一。从成因及形态来看，大致可分为基岩港湾海岸、粉砂淤泥质平原海岸和生物海岸三大类型，每一种大类型中还可分为若干亚类。

基岩港湾海岸发育于基岩山地与海洋交界处，主要由比较坚硬的基岩组成，并同陆地上的山脉或丘陵毗连。这类海岸的特点：地势险峻，岸线曲折，具有突出的岬角和凹入的港湾，坡陡水深，岸滩狭窄，海蚀形态较发育，类型多样，岛屿星罗棋布，多天然良港。

基岩港湾海岸在我国分布范围很广，长约 5 000 km 左右。北起辽宁省大洋河口起，沿辽东半岛东侧往南至老铁山角，再沿辽东半岛西侧往北至盖县附近；在辽东湾西岸，自葫芦岛至秦皇岛以南昌黎附近；从山东北部掖县虎头崖向东绕山东半岛到连云港附近；浙江省镇南角以南经福

建、广东、至广西北仑河口；以及海南岛南岸、台湾岛东岸及其南、北两端。上述地区，除大的河口及局部地段外，大都是基岩港湾海岸。基岩港湾海岸以辽东半岛东南的登沙河西侧到老铁山角最为典型。台湾岛东岸，山脉走向与海岸平行，那里陡崖逼临深海，峭壁高达数百米，是举世闻名的断层海岸。这是由于地壳构造运动，地表岩层发生巨大断裂而形成的。

粉砂淤泥质平原海岸，系海水淹没了从前低平的平原地区，在河流、海流、波浪等水动力作用下，由泥沙堆积而成的海岸，这种海岸的地貌形态、物质组成与形成过程都与滨海平原密切相关。平原海岸的特点：组成物质较细，海滩地貌单调，岸上地势平坦，岸线平直，只有宽阔的海滩、沙洲，而无基岩岛屿，缺乏天然良港，岸线稳定性差。平原海岸地区，往往是渔场、养殖和盐业的重要场所，同时也蕴藏着丰富的石油资源，并有不少大的河口港。

我国的粉砂淤泥质平原海岸，主要分布在杭州湾以北的辽河平原、华北大平原以及江淮平原的前缘。另外，东南沿海和华南沿海也有局部的分布。具体讲，从辽东湾东岸的盖县往北，经营口至葫芦岛以北，渤海湾沿岸、莱州湾沿岸、连云港以南的苏北沿岸，长江口、杭州湾、闽江口、台湾岛西岸、韩江口、珠江口、海南岛西北部，以及广西的安铺港至钦州湾一带，皆为粉砂淤泥质平原海岸。凡是大河河口处，如长江、黄河、滦河、辽河、韩江、珠江等入海处，由于泥沙淤积，均会形成较广的平原海岸，它包括三角洲海岸和粉砂淤泥质海岸。

生物海岸，主要指珊瑚礁海岸和红树林海岸，只在热带和亚热带才多见。珊瑚礁海岸是指由热带造礁珊瑚虫的遗骸聚积而成的礁石海岸，因珊瑚虫只能在暖水高温、水质清晰的海域才能生存，故珊瑚礁海岸只在热带、亚热带及暖流到达的某些温带海区才见，像我国的南海诸岛，都是珊瑚礁海岸。珊瑚礁有岸礁、堡礁和环礁三种。我国的珊瑚礁海岸，基本上限于北回归线(23°27′N)以南，澎湖列岛差不多均有岸礁和堡礁发育，台湾南岸及火烧岛、兰屿等也有岸礁发育。此外，雷州半岛、海南岛沿岸，也断续分布有珊瑚礁海岸。

所谓红树林海岸，是热带、亚热带特有的盐生木本植物——红树这种灌木丛林与淤泥滩组合而成的海岸。主要分布在我国南方沿岸，约27°N以南，大致从福建省的福鼎附近开始，向南经台湾基隆、淡水，福建泉州湾、厦门，广东珠江口、阳江、电白、徐闻、海安、乌石、流沙港，海南岛的文昌、铺前、清澜、三亚、儋县沿海，广西铁山港至钦州湾一带，皆有断续分布。并以海南岛的铺前、清澜的红树林海岸较为典型。

二、海峡

海峡系指海洋中相邻海区之间宽度狭窄的水道的总称，它往往伸入大陆与大陆、或大陆与岛屿、或岛屿与岛屿之间，并连接两个相对独立的海域。在中国近海，主要的海峡有：渤海海峡、朝鲜海峡、大隅海峡、吐噶喇海峡、台湾海峡、巴士海峡、巴林塘海峡、巴布延海峡、琼州海峡、民都洛海峡、巴拉巴克海峡、卡里马塔海峡、加斯帕海峡等。这里仅将与中国近海水文现象关系密切的海峡记述如后。

渤海海峡[1)]

指辽东半岛南端老铁山西南角至山东半岛蓬莱登州头一带水域，南北宽约106 km，东西长约115 km。庙岛群岛散布在海峡中，把渤海海峡分割成六个主要水道，各水道的宽度和深度差异较大，但总的趋势是：北面的水道宽而深，南面的窄而浅。六个水道自北而南是：(1) 老铁

1) 孙湘平编，1975. 中国海的地理概况. 海洋科技通讯，1975No.2，1～39.

山水道，自老铁山西南角至北隍城岛一带水域，是渤海海峡最重要的水道，宽约 40 km，水深 50～65 m，最大深度 86 m。（2）小钦水道，指北隍城岛与小钦岛之间的水域，宽约 18.5 km，水深 45 m 左右。（3）大钦水道，为小钦岛至大钦岛之间的水域，宽仅 3.7 km，水深约 34 m。（4）北砣矶水道，自大钦岛至砣矶岛一带水域，宽 9～11 km，水深 30～45 m。（5）南砣矶水道，由砣矶岛至北长山岛之间的水域，宽约 18.5 km，水深 20 m 左右。（6）登州水道，指南长山岛至登州头一带水域，宽 5.6～7.5 km，水深 12～20 m。北部的老铁山水道，是外海水进入渤海的主要通道，南部的水道是渤海水流出渤海的主要通道。

朝鲜海峡　有广义和狭义之分。日本把朝鲜海峡称对马海峡。它位于朝鲜半岛南岸与日本九州、本州岛之间，呈东北—西南走向。北界为韩国的垦绝岬至日本本州川尻岬的连线，西界自朝鲜半岛西南角至济州岛，南界从济州岛东南端经日本福江岛至长崎半岛的野姆崎岬[5]。海峡长约 222 km，宽约 185 km。水深一般在 50～150 m 之间，最大深度 228 m。海峡内以对马岛最大（面积 698 km^2），横立于海峡之中，把海峡分割成东、西两大水道。西水道位于朝鲜半岛与对马岛之间，此水域即为狭义的朝鲜海峡，现称釜山海峡，宽约 67 km，平均水深约 95 m，最大深度 228 m。东水道位于对马岛与九州岛之间，宽约 98 km，平均水深约 50 m。位于东水道中的壹岐岛，又把该水道分割为两部分：对马岛与壹岐岛之间的水域，称对马海峡。宽约 50 km，水深 45～98 m，最大深度 129 m。自壹岐岛至九州岛之间的水道称壹岐海峡，东西长约 14 km，南北宽约 17 km，水深一般在 23～28 m 之间，最大深度 51 m。在朝鲜海峡的西南端，还有一个海峡——济州海峡，位于朝鲜半岛西南端与济州岛之间，此水域南北宽约 87 km。海峡北侧，岛屿林立，岸线曲折，水深 50 m 左右；海峡南侧，岛屿稀少，岸线平直，水深 100～120 m。济州海峡是黄海东岸沿岸水流出黄海，以及夏季黄海暖流进入朝鲜海峡的主要通道。朝鲜海峡是沟通东海、黄海与日本海的重要通道，地势极为险要，在航运交通、军事上都有重要意义。海峡的海底地形较平坦，但有少数洼地，在对马岛西北，有一较大的舟状海盆。海峡的表层沉积物：东南部为砂质，并有贝壳和珊瑚；九州北岸及岛屿附近出现砾石；西北部韩国沿岸为泥质，向外为砂质沉积。由于对马暖流流经朝鲜海峡进入日本海，朝鲜海峡在海洋学上具有重要地位。

吐噶喇海峡　指日本琉球群岛中的屋久岛与奄美大岛之间水域的总称，宽约 203 km，水深 100～1 000 m。因吐噶喇列岛位于海峡西口，把该海峡分为若干水道：（1）吐噶喇水道，即狭义的吐噶喇海峡，位于屋久岛与口之岛之间，宽 54～57 km，水深 120～600 m。（2）口之岛水道，指口之岛与中之岛间的水域，宽 9～10 km，水深 300～500 m。（3）中之岛水道，位于中之岛与谏访濑岛之间，宽约 20 km，水深 200～700m。（4）谏访濑水道，指谏访濑岛与恶石岛之间水域，宽约 17 km，水深 200～800 m。（5）恶石岛水道，为恶石岛与宝岛之间水域，宽约 48 km，水深 400～500 m。吐噶喇海峡海底地形崎岖不平，底质为基岩、砾和砂质，并有珊瑚碎屑物。吐噶喇海峡是黑潮由东海返回太平洋的主要通道。

台湾海峡　是沟通东海与南海的惟一通道，也是我国南、北海运的重要航道。位于东海的西南部。西靠福建省，东临台湾省。北连东海，以福建省海坛岛至台湾岛富贵角连线为北界[1]；南接南海，以福建省东山岛南端沿台湾浅滩至台湾岛西南端的鹅銮鼻连线作为南界。海峡呈东北—

1）关于台湾海峡的南、北界问题，说法不一。对于北界，有人还提出福建省北茭至台湾省富贵角连线。南界的划法就更多：一是以广东南澳岛至台湾南端的鹅銮鼻一线为界；二是以广东南澳岛经澎湖列岛至台湾东石港的连线为界；三是以福建诏安的宫口半岛经台湾浅滩至台湾鹅銮鼻连线为界；四是以福建省东山岛南端沿台湾浅滩南侧至台湾鹅銮鼻一线为界。

西南走向，似一北窄南宽的喇叭形。长约 426 km，平均宽约 285 km，最窄 134 km，最宽 436 km，面积 8.5 万 km^2（也有文献[1]记载为 7.7 万 km^2）。平均水深约 80 m，最大水深达 1 400 m。除东南一侧外，海底地形是北深南浅，从东、西两侧向海峡中央缓倾。整个海峡的地形分为六个地形单元，即：台湾浅滩、澎湖水道、澎湖盆地、台中浅滩、马祖盆地和基隆水道[10]。台湾浅滩位于澎湖列岛西南，是海峡中水深最浅之处，平均为 20 m 左右，最浅处仅 10～12 m。澎湖水道位于台湾西南与澎湖列岛东南之间，水深大于 200 m。澎湖盆地和马祖盆地分别位于澎湖列岛西北和台中浅滩以北，前者最大水深 80 m，后者最大水深 100 m。从海底地貌来看，以台湾浅滩为界，北部属东海大陆架，南部属南海大陆架[1]。

吕宋海峡　指我国台湾岛与菲律宾吕宋岛之间的水域，宽约 380 km。水域内被若干岛屿分隔成三个主要的水道：（1）台湾岛南端的猫鼻头、鹅銮鼻、兰屿与巴坦群岛之间的水域称巴士海峡，东西长约 200 km，平均宽（南北）185 km，最窄处 95.4 km，水深 2 000～5 000 m，最大深度为 5 126 m[5]。（2）巴坦群岛与巴布延群岛之间的水域称巴林塘海峡，宽（南北）约82 km，水深 700～2 000 m，最大深度2 887 m。（3）巴布延群岛与吕宋岛北岸之间的水域称巴布延海峡，长（东西）约 217 km，宽（南北）40 km，最窄处 28 km，水深 200～900 m，最大深度1 013 m。三者中以巴士海峡最宽、最重要，故过去有人把巴士海峡、巴林塘海峡、巴布延海峡统称为巴士海峡。吕宋海峡地处台湾构造带与吕宋岛弧构造带相汇处，为南海与太平洋的天然分界线。海底地形起伏变化甚大，主要是岛坡，也有海沟和海岭。吕宋岛附近的岛架宽 20～110 km，台湾岛南端岛架狭窄，仅 20 km 左右。海峡中的海底沉积物以砂质为主，并有砾石和珊瑚碎屑。吕宋海峡不仅是国际航运的重要航道之一，也是南海与太平洋水交换的重要通道。在春、夏、秋季节期间，这里经常有热带气旋穿过。

琼州海峡　指广东雷州半岛与海南岛之间的水域，西界自雷州半岛灯楼角至海南岛玉包连线，东界为雷州半岛赤坎村至海南岛的海南角连线。海峡东西长约 80 km，南北平均宽约 30 km，海峡面积 2 400 km^2。平均水深 44 m，最大深度 120 m。海峡底部地形复杂，大体由南、北两岸向海峡中部变陡增深。琼州海峡属强潮流区，使海底塑造了冲刷槽和水下沙脊等地貌形态。该海峡是沟通北部湾与南海北部沿岸的主要通道。

民都洛海峡　指菲律宾民都洛岛西南岸与布桑加岛北岸之间的水域，宽约 83 km，长 220 km，水深 300～2 900 m。是沟通南海与苏禄海的主要通道。海峡走向为西北—东南向。因海峡中分布着很多岛屿和礁滩，把民都洛海峡又分割为东阿波水道和西阿波水道。前者是主要的通道，宽约 25 km，水深 500～1 000 m。

巴拉巴克海峡　也是沟通南海与苏禄海的另一个主要通道。指菲律宾巴拉巴克岛与马来西亚的巴兰邦岸岛—邦吉岛之间的水域，长约 140 km，宽 75 km，水深 50～200 m。

三、岛屿

岛屿系指面积较小、四周环水的陆地。它与大陆（或洲）的主要区别在于面积大小，其次在起源方面也有所不同。我国海域辽阔，岛屿众多，分布在我国沿海、大陆架、大陆坡及深海盆中的岛屿，面积大于等于 500 m^2 的有 6 536 个[2]，按文献[6]公布的数字进行统计，为 6 811 个（表 1.3.1）。如将 500 m^2 以下的岛屿及台湾省、香港、澳门两特别行政区的岛屿也计算在内，估计有 7 000 多个岛屿，总面积约 80 000 km^2，占我国国土面积的 0.8%。

按成因来分，我国的岛屿可分为大陆岛、冲积岛和海洋岛三类：大陆岛系大陆地块的延续到海底并露出海面的陆地，原属大陆的一个部分，因地壳沉降或海面上升与大陆分离而成，岛上景观、动、植物种类、地质构造等均与邻近的大陆相似。冲积岛又叫“堆积岛”，在江河入海口附近，由于径流携带的泥沙沉积而堆积成的。这类岛屿的特点：地势低平，土质多由沙或黏土组成。海洋岛则不同，它与大陆无关，是由海底火山爆发或珊瑚礁堆积体露出海面而形成的。此类岛屿一般面积不大，尤其是珊瑚岛，地势低平，面积很小，常以平方米计算。

长山群岛　位于辽东半岛东岸沿海，由112个岛礁组成，总面积153 km^2[7]。按其分布分为三个岛群：北群为石城列岛，主要有石城岛、大王家岛和小王家岛等；西南群又称里长山列岛，包括大、小长山岛、大鹿岛、塞里岛、爪皮岛、格仙岛、乌蟒岛等；南群又称外长山列岛，主要有海洋岛、獐子岛、大耗岛、小耗岛、东塔连、西塔连岛等。其中：石城岛最大（27 km^2），其次是大长山岛（25 km^2），海洋岛最高（主峰388 m）。

庙岛群岛　位于辽东半岛和山东半岛北岸之间的渤海海峡中部、南部，在地质构造上是辽东半岛和山东半岛的延续部分，大体与辽东半岛走向一致。它是由32个大小岛屿组成，总面积55.96 km^2。其中：南长山岛最大（12.75 km^2），北长山岛（7.83 km^2）次之。按位置分布可分为北、中、南三个岛群：北群主要有北隍城岛、南隍城岛、大钦岛、小钦岛等；中群主要有砣矶岛、高山岛、猴矶岛、车由岛、大竹山岛和小竹山岛等；南群主要有大黑山岛、小黑山岛、庙岛、北长山岛和南长山岛等。庙岛群岛在一定程度上，限制了渤海与黄海的水交换。

济州岛　隶属韩国。位于朝鲜半岛的西南，隔济州海峡与韩国遥遥相望。岛形如一椭圆，长约72 km，宽约32 km，面积约1 850 km^2。济州岛虽不算大，但其顶峰（汉罗山，高1 950 m）却比韩国任何地方都高。该岛是由火山形成的火山岛，海岸很少受切割，岸线比较平直。

崇明岛　为我国第三大岛，也是我国最大的冲积岛。位于长江口北支和南支、北港之间。岛长76 km，宽13～18 km，面积1 087 km^2。海岸线长210 km。它是由长江带来的大量泥沙在河口沉积所造成的，岛上地势较平坦，中部略高，四周低平，土质比较肥沃。在长江口，类似崇明岛一样的冲积岛还有长兴岛（87.85 km^2）和横沙岛（49.26 km^2）。崇明岛自形成以来，出现南坍北涨的侵蚀状态：它的南岸，因建立了丁坝工程而稳定岸线；北岸，基本上为淤积状态，年淤涨速率为28～55 m；东岸滩地不断向东淤涨，其淤涨率为150 m/a左右。

舟山群岛　为我国沿海最大的岛群，由1 339个[2]大小岛屿组成，占我国岛屿总数的19%。位于长江口以南、杭州湾以东的浙江北部沿海，属浙东丘陵向海延伸的部分，为典型的大陆岛，呈东北—西南向排列。南北跨越220 km左右。以舟山岛最大，长45 km，宽18 km，面积476.16 km^2[6]，是我国的第四大岛。岱山岛（104.97 km^2）和六横岛（93.66 km^2）分别为舟山群岛的第二、第三大岛。其他较大的岛屿有：桃花岛、朱家尖岛、金塘岛、长涂山岛、大衢山岛、泗礁山岛等。较小的岛群有：嵊泗列岛、中街山群岛、浪岗山列岛等。舟山群岛海域，受长江、钱塘江、甬江等大量淡水的输入，带来丰富的营养物质，成为鱼类觅饵和产卵的场所，为我国最大的渔场——舟山渔场，盛产大、小黄鱼、带鱼、墨鱼及海蜇、海虾等。因舟山群岛岛屿众多，地形复杂，对钱塘江河口区的河床形态、泥沙运动和潮流特征等均有一定影响。

琉球群岛　隶属日本。位于日本九州岛与我国台湾岛之间，由东北向西南呈弧状分布，它是由473个大小不等的岛屿组成。总面积4 800 km^2，岛上山峰高约500 m，大部分是火山岛。按岛屿分布分三大岛群：北群位于27°～31°N之间，由大隅群岛、吐噶喇群岛和奄美群岛组成。大隅群岛中的主要岛屿有：种子岛、屋久岛、硫黄岛、黑岛、草垣岛等。吐噶喇群岛的主要岛屿有：

吐噶喇岛、谏访濑岛、中之岛、口之岛、卧蛇岛、悪石岛及宝岛等。奄美群岛中主要有：奄美大岛、加计吕麻岛、与路岛、请岛、喜界岛、德之岛及冲永良部岛等。中群位于26°～27°N，主要指冲绳群岛而言，重要的岛屿有：冲绳岛、与伦岛、伊是名岛、伊江岛、庆良间列岛和久米岛等。南群位于24°～26°N，包括宫古列岛和八重山列岛，二列岛合起来又统称先岛群岛，主要有：宫古岛、多良间岛、池间岛、依良部岛、石垣岛、西表岛及与那国岛等。冲绳岛是琉球群岛中最大的岛屿，长135 km，最宽处35 km，面积1 185 km^2。奄美大岛居第二，长56 km，最宽约30 km，面积709 km^2。第三、第四大岛分别为屋久岛（503 km^2）和种子岛（446 km^2）。琉球群岛是东亚岛弧的一部分，也是东海与太平洋的自然分界线。

台湾岛　是我国最大的海岛。台湾省包括台湾本岛及其附近的224个岛屿，总面积3.6万km^2。台湾岛耸立在东海大陆架的南缘，形状似一纺锤。岛长394 km，最宽144 km，面积35 778 km^2。海岸线长1 567 km。台湾是一个多山岛屿，山地和丘陵占陆地的2/3，平原仅占1/3。岛上地势：中部、东部山脉峻峭，西部为平原滨海地带。山脉走向呈北北东向，从东到西有：台东山脉、中央山脉、玉山山脉、阿里山脉。中央山脉有台湾“屋脊”之称，也是全岛主要河流的分水岭，有许多河流自山地向西注入台湾海峡。由于台湾岛面积不大，加上山地地势陡峻，台湾的河流都具有流程短促、水流湍急的特点，该岛是东亚岛弧中的一个环节，岛上多温泉、火山，地震较频繁。该岛自然资源丰富，素有“祖国宝岛”之称。位于台湾东北海域的钓鱼岛（约3.6 km^2）、黄尾屿（约1 km^2）、赤尾屿、南小岛和北小岛等岛礁，自古以来就是我国领土不可分割的一部分，这些岛屿周围的海域和海洋资源属我国所有。

台湾海峡中的澎湖列岛，隔澎湖水道与台湾西岸相望，它是由64个火山岛组成，面积约127 km^2。其中：澎湖岛最大（64 km^2），渔翁岛次之（约18 km^2），白沙岛居第三（约14 km^2）。澎湖列岛地势比较低平，但海岸陡峭，常以急斜坡度伸向海底。岛屿周围常有隆起的珊瑚礁。由于台湾海峡的狭管效应，澎湖列岛多大风，岛屿之间水域的潮流很强。

珠江口外岛群　系指位于珠江口外万山群岛、川山群岛、担杆列岛等的统称[2]。岛群是由380多个岛屿组成，呈东北向排列。较大的岛屿有：大濠岛、香港岛、上川岛、下川岛、大横琴岛、三灶岛、高栏岛、担杆岛、南水岛、淇澳岛、大襟岛、白沥岛、大万山岛等。这些岛屿原是大陆山脉的延续部分，因断裂构造影响和海水入侵才与大陆分离。香港岛面积（83 km^2）不大，但位置重要而闻名于世，包括香港岛、九龙半岛、新界和附近200多个岛屿在内的香港，是我国华南最大的城市之一，为我国的一个特别行政区，是国际贸易、航运、制造业、旅游、金融和信息中心。澳门位于珠江口西侧，与香港隔水相望的氹仔（3.78 km^2）、路环（7.09 km^2）二岛及澳门半岛组成的澳门（16.14 km^2），是我国又一个特别行政区，为我国通往世界的另一座桥梁。

海南岛　是我国的第二大岛，也是我国面积最小的省份。海南省包括海南岛本岛、周围的岛屿及南海诸岛中的西沙群岛、中沙群岛、南沙群岛。海南岛位于南海北部的大陆架上，北隔琼州海峡与雷州半岛相望，形状似一雪梨，尖端指向东北。岛长约300 km，宽约180 km，面积33 920 km^2。海岸线长1 617.8 km。海南岛地势：中央高，四周低。由内陆向外成环状不对称的阶梯状结构，内环为山地，中环为丘陵，外环（滨海）为台地和平原。河流多呈放射状，从中部山区向四周独流入海。山脉多呈东北—西南走向，其中五指山最显目，从东南方望去，五峰耸立略似五指而得名。海南岛原是大陆的一部分，因琼州海峡断裂陷落而与雷州半岛分离。地处亚热带，资源丰富，风景秀丽，是热带作物的宝地。它像一颗灿烂的明珠，闪耀在碧波浩瀚的南海海面上。

南海诸岛　散布在南海的许多大小不等、并由珊瑚礁构成的岛、洲、礁、滩、暗沙[1)]，依位置不同分为四大群：北群称东沙群岛，西群称西沙群岛，中部一群称中沙群岛，南部一群称南沙群岛，合起来统称南海诸岛。南海诸岛向来就是我国的领土，为我国南海海防的前哨，这些群岛扼太平洋和印度洋间的海上要冲，在国防、航运、海洋资源开发等方面都具有重要意义。

南海诸岛已命名的暗礁 113 座，暗沙 60 座，暗滩 31 座，岛屿 35 座，还有以“岩”或“石”命名的 6 座[7]。

东沙群岛　位于南海北部水深约 300 m 的大陆坡上，由东沙岛、东沙礁及南卫滩、北卫滩等岛、礁、滩组成。以东沙岛最大（约 2 km^2），它位于一座环形珊瑚礁盘的西侧，形如新月，当地渔民称“月牙岛”。岛的东北稍高，西南较低，四周为暗礁包围，湾口朝西，有南、北两条水道与外海沟通。

西沙群岛　位于海南岛和中沙群岛之间的大陆架上，由 30 多个岛、礁、滩等组成，陆地面积约 8 km^2。大致以 112°E 为界，分东、西两群：东群叫“宣德群岛”，除礁、滩、沙外，有赵述岛、北岛、中岛、南岛、石岛、永兴岛、和五岛七个岛，称“东七岛”。以永兴岛最大（2.65 km^2），其次是石岛（0.75 km^2）。西群叫“永乐群岛”，由珊瑚、甘泉、金银、晋卿、琛航、广金、盘石、中建 8 个岛及一些礁、滩组成，又称“西八岛”。以甘泉岛（0.3 km^2）最闻名（拥有淡水资源）。

中沙群岛及黄岩岛　中沙群岛全系潜伏在海面以下的珊瑚礁，位于南海西北陆坡上，由 20 多个暗沙和暗礁组成，排列在中沙大环礁上，礁区长 140 km，宽 70 km，呈东北—西南走向。珊瑚礁的边缘较突起，成为单独的暗沙。各个暗沙和暗滩的顶部一般都在水下 13～20 m。礁区的海水呈微绿色而不是蓝色，因水下衬托着珊瑚的缘故。礁区外围逼临深海，其东南侧有一个位于深海盆东侧的岛屿——黄岩岛，该岛的基底，也是一个环礁。

南沙群岛　是南海诸岛中分布范围最广，礁、滩最多的群岛，共有岛、礁、滩 230 余座。西起万皮礁，东至海马滩，北起镇南礁，南至曾母暗沙。分布范围南北长 950 千米，东西宽 887 千米。其中露出海面的岛屿 25 座（较大的 10 座），明、暗礁 123 座，暗沙 77 座。这些岛、礁、滩依地理位置与航海关系分为四部分，即危险地带、东群、西群和南群。危险地带内的主要岛屿有：西月岛、景宏岛、费信岛、马欢岛等；此外，还有许多礁、滩、沙及暗沙。东群的岛、礁主要有：海马滩、蓬勃暗沙、舰长暗沙及半月暗沙等。西群的岛、礁可依 9°N 为界，将其分为南、北两组：北组有太平岛、郑和、道明、中业等群礁以及双子、诸碧、福禄寺、大现、小现、永暑等礁和永登、丽水等暗沙。南组包括尹庆群礁、南威岛、奥援、奥南、金质等暗沙；广雅、李准、西卫、万安、南薇等滩及安波沙洲等。南群岛、礁中主要岛屿有：弹子礁、皇路礁、南通礁，此外，还有安渡滩、北康暗沙、南康暗沙、曾母暗沙、八仙暗沙及立地暗沙等。南沙群岛中以太平岛最大，面积约 0.43 km^2；其次是中业岛，面积 0.32 km^2。

第四节　中国沿岸入海的主要河流[16]

我国是一个河流众多的国家，流域面积在 100 km^2 以上的河流有 15 000 多条[30]，流域面积

1）我国劳动人民把珊瑚礁距海面的高低深浅分为五类：（1）成陆较久，露出海面，海拔较高的称岛；（2）成陆不久，一般高潮已不能淹没，几乎没有天然植被的叫沙洲；（3）出没于高低潮之间的叫礁；（4）低潮时也不能露出海面的叫暗沙；（5）比暗沙离水面还深，一般在 20～30 m 的叫暗滩[2]。

在1 000 km^2以上的河流有1 500多条，大于10 000 km^2的有79条。由于我国的地势为西高东低，有许多河流由西向东流注入海。仅中国沿海，河流流入中国近海的年径流量约为178 840亿 m^3。其中：流入渤海的为801亿 m^3，占总量的4.42%；流入黄海的为561亿 m^3，占总量的3.09%；流入东海的为11 699亿 m^3，占总量的64.45%；流入南海的为4822亿 m^3，占总量的26.56%。注入中国海的年输沙量为195 000万t。其中：入渤海为120 881万t，占总量的60.03%；入黄海的为1 467万t，占总数的0.73%；入东海的为63，059万t，占总数的31.31%；入南海的为9 592万t，占总数的4.76%[29]。近一二十年来，入海的径流量和输沙量减少，仍分别为15 923 $\times 10^8$ m和17.5 $\times 10^8$ t[1)]。如此巨量的淡水和固体物质入海，不仅对我国沿海许多方面影响巨大，对近海的某些水文现象，也起着举足轻重的作用。如大河口附近的沿岸流，就是由于大量淡水注入海而成的；长江口外终年有一支明显的冲淡水，致使那里表层盐度很低，冲淡水呈一扇形，其消长情况视长江径流及季风转换面定。因此，有必要将我国沿海的主要河流作一简要记述。

鸭绿江　为中朝两国界河。全长795 km，流域面积63 788 km^2（其中中国一侧流域面积为32 579 km^2），在辽宁省丹东市东沟县境内注入黄海。河口为强潮河口，呈一喇叭形。鸭绿江为一条山溪性河流，流域多在长白山的多雨地区，雨量比较充沛。年平均雨量在1 000～1 300 mm之间，降水主要集中在7～9月，以8月降水量最大，2月降水量最小。入海的多年平均年径流量（以下称平均年径流量）为289.5 $\times 10^8$ m^3。年内径流量分配极不均匀，以8月最多，为44 $\times 10^8$ m^3；2月最少，仅17 $\times 10^8$ m^3。径流量的年际差异：最多年（1973年）为364 $\times 10^8$ m^3，最少年（1969年）为237.5 $\times 10^8$ m^3。鸭绿江为一条少沙河流，多年平均年输沙量（以下称平均年输沙量）为113 $\times 10^4$t，最大年输沙量为373 $\times 10^4$t，最小年输沙量为7.34 $\times 10^4$t，相差50倍。输沙量最多出现在8月（图1.4.1）。

辽　河　为辽宁省第一大河，全长1 396 km，流域面积为219 000 km^2。辽河上游有东辽河和西辽河两支，二河在辽宁省的福德店汇合后称辽河，干长512 km。1958年以前，辽河在台安县六间房以下分两股：一股称双台子河，经盘山注入辽东湾；另一股南行称外辽河，在三岔河纳晖河及太子河后称大辽河，经营口注入辽东湾。外辽河于1958年在六间房附近堵截后，晖河、太子河成为独立水系。辽河流域雨量稀少，平均为465 mm左右，雨量主要集中在7、8两月。大辽河和双台子河入海的平均年径流量，分别为46.6 $\times 10^8$ m^3和39.5 $\times 10^8$ m^3，两河平均年入海水量近90 $\times 10^8$ m^3。年内径流量分配，以8月最多，大辽河和双台子河的径流量分别为13.7 $\times 10^8$ m^3和12.8 $\times 10^8$ m^3；2月最少，两河分别为0.5 $\times 10^8$ m^3和0.1 $\times 10^8$ m^3。径流量的多年变化也较大，如1986年，大辽河径流量为107.8 $\times 10^8$ m^3；1991年，双台子河径流量为49.2 $\times 10^8$ m^3。由于辽河上游水土流失较严重，故辽河水含沙量也较高，双台子河的平均年输沙量为699.1 $\times 10^4$ t，最大年输沙量为1 176.3 $\times 10^4$ t，最小年输沙量为307.2 $\times 10^4$ t；大辽河平均年输沙量为173 $\times 10^4$ t，最大年输沙量为441 $\times 10^4$ t，最小年输沙量为39.2 $\times 10^4$ t。辽河输沙量主要集中在8月（图1.4.1）。

滦　河　为华北地区的一条大河，全长877 km，流域面积44 954 km^2，在河北省乐亭县南兜网铺附近注入渤海。平均年径流量为45.6 $\times 10^8$ m^3，径流主要集中在6～9月，占全年径流量的3/4左右，其他各月仅占1/4左右。径流年际变化甚大，丰水年与枯水年可相差39倍之多。平均年输沙量为2 270万t。建了潘家口水库后，平均年输沙量减为103万t。滦河输沙量主要集中

1）引自中国海岸带和海涂资源综合调查报告，1991，海洋出版社，136页.

在7月（图1.4.1）。

海　河　本指天津市金钢桥附近的子牙河、南运河汇合处，到大沽口注入渤海一段河道而言，干长只有74 km。但它上接北运河、永定河、大清河、子牙河、南运河五大支流和300多条小河，构成华北最大的水系——海河水系。长1 090 km，流域面积264 617 km^2。流域内年降水量为400～800 mm，洪水年雨量达1 300～1 400 mm。雨量集中在7～8月，占全年雨量的70%～80%。海河的平均年径流量为226亿 m^3，只有闽江的1/4，而流域面积却比闽江的大3倍，表明海河水量很少。海河的平均年输沙量为6 000万t以上，主要集中在8月（见图1.4.1）。海河水系似一把巨大的扇子，斜铺在华北大地上，这种扇形水系，容易造成洪涝灾害。首先，因为上游积水面积大，来水量大，有时达数万米^{3}每秒，而尾闾部分的泄水能力小，只有4 000 m^3/s，来水和排水矛盾突出。其次，上游多山地，下游为平原、洼地，河流从山地进入平原后，水流缓慢，易积泥沙，许多河段形成“地上河”。第三，上游植被差，水土流失严重，各河流的含沙量大，号称“小黄河”的永定河，平均含沙量高达44 kg/m^3，超过黄河。解放以后，党和政府十分重视根治海河，采取许多重大举措，兴修水利，根治海河工程，使海河各大河流均有独立的分流入海系统。经过多年的努力，已基本上解决了海河的洪、涝、旱、碱等灾害，使海河面貌焕然一新，海河干流已不再发生洪灾。目前海河主要入海口已增至10多个，使某些河流可直接排水入海。据海河闸站的资料，平均年径流量为 21.1×10^8 m^3，平均年输沙量为 11.9×10^4 t，年最大输沙量为 32.2×10^4 t（1966年）。1980年以后，海河闸处几乎无水、无沙入海。

黄　河　为我国第二大河，全长5 464 km，流域面积752 443 km^2，在山东省垦利县境内注入渤海。黄河流域大部分处于干燥和半干燥地带，年降水量为492 mm，故黄河的水量不大，平均年径流量为485.65亿 m^3，只有长江水量的1/20，珠江的1/8，甚至比闽江的径流量还小。但变率却很大，据陕县站实测，最大流量为22 000 m^3/s，最小流量不及200 m^3/s，相差100多倍。黄河夏汛突出，年水量的78%集中于6～9月，尤以7～8月为甚（图1.4.1），汛期洪峰凶猛，易成水灾。黄河是著名的多沙河流，“水少沙多”是其最大的特点。陕县站实测平均含沙量为37 kg/m^3，最大达375 kg/m^3（黄河的含沙量为长江的50倍，为珠江的90倍，为钱塘江的160倍）。平均年输沙量为15.9亿t，占全国河流总输沙量的60%。泥沙主要来自中游段的黄土高原，那里堆积厚度近百米至数百米的黄土和黄土类土，此类沉积结构松散，遇水易崩解，加之植被稀少，雨量集中，致使水土流失严重。水土严重流失地区，每平方千米流失泥沙3 700 t，为世界平均值（137 t）的27倍。到了下游，因河床突然变宽，坡度变缓，流速减小，泥沙易于沉积形成大规模的扇形地。下游段每年约有4亿t泥沙淤积在河道中，导致河床逐渐抬高，河堤也相应增高加厚，年复一年，河床便高出堤外的平地，成为“地上河”。有的河段，河床高出两岸平地3～4 m，有的达10 m。黄河水就靠两岸的大堤约束着，一旦河堤决口，就泛滥成灾。黄河以“易决”、“易改道”闻名于世。“易决”就是容易决口，仅1912～1933年间，黄河就决口94次[11]。由于黄河口是弱潮多沙、演化迅速和堆积型河口，来沙多，外输动力弱，河口段堆积强烈，造成不断摆动和改道。自1855年至今，黄河下游大的改道有10次，它们是[30]：（1）1855年8月至1889年4月；（2）1889年4月至1897年6月；（3）1897年6月至1904年7月；（4）1904年7月至1926年7月；（5）1926年7月至1929年9月；（6）1929年9月至1934年9月；（7）1934年9月至1953年7月；（8）1953年7月至1964年1月；（9）1964年1月至1976年5月；（10）1975年7至今。最后3次为人工改道。黄河改道范围，北起海河，南到淮河，曾有七个入海口。黄河余下的12亿t左右泥沙，便被带到河口附近，冲积成向海伸展的河口三角洲，

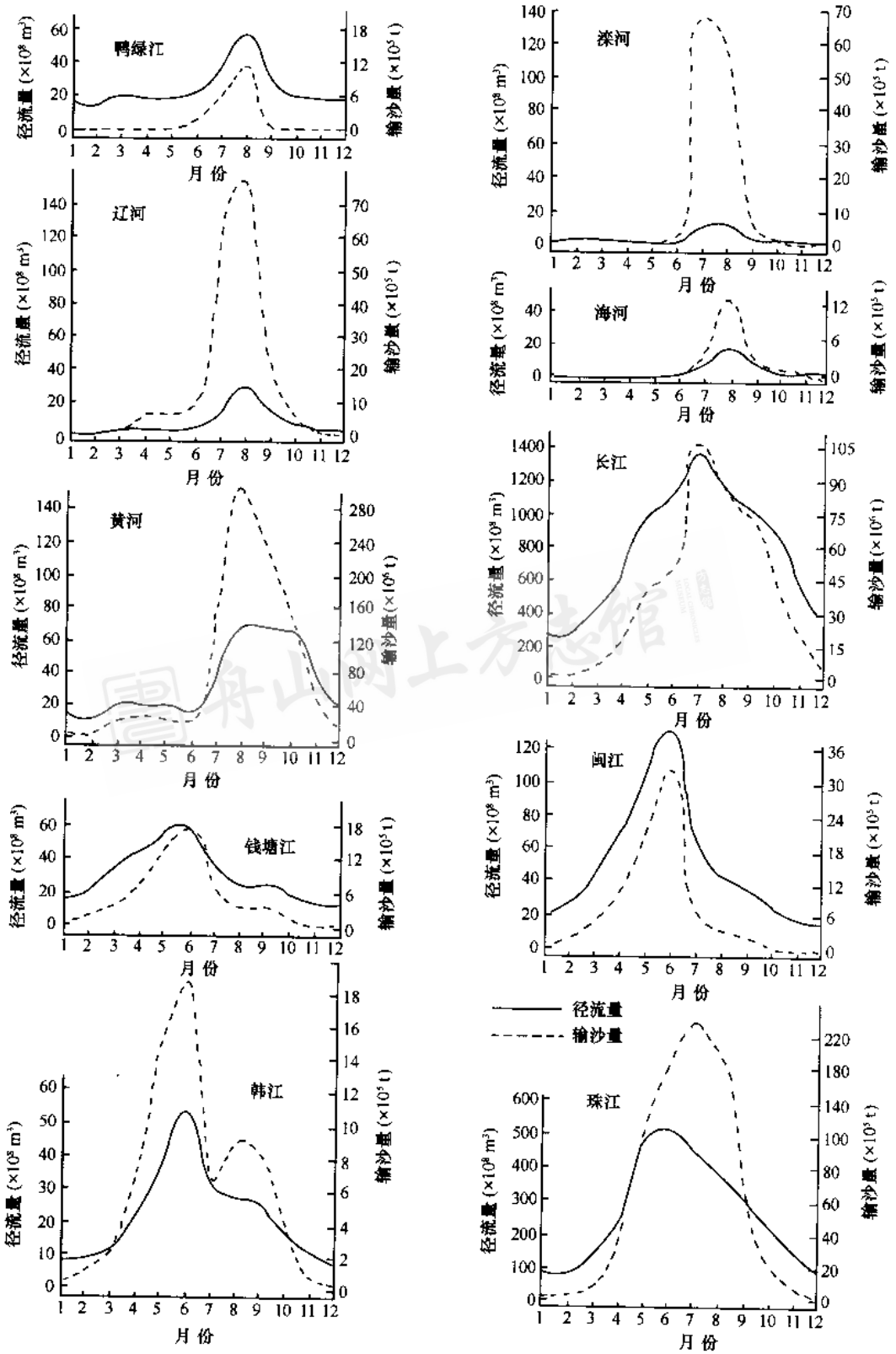


图 1.4.1　我国沿岸入海主要河流的径流量及输沙量的季节变化（多年平均）[17]

也有一部分被输送入海。黄河自1855年回复到山东入海以来，形成的河口三角洲面积达2 300 km^2，三角洲岸线平均每年向海推进0.08～0.3 km，河道出口沙嘴向海延伸3 km/a，平均每年造陆23 km^2。据离河口附近的利津站资料，黄河平均年径流量为362.2亿 m^3（1950～1996），最大年径流量为973.1亿 m^3（1964年），最小年径流量为91.5亿 m^3（1960年）。平均年输沙量为9.1亿t（1950～1996），最大年输沙量为21亿t（1958年），最小年输沙量为0.9亿t（1987）。从20世纪70年代开始，黄河经常出现断流现象。据1972～1998年利津站资料[1)]，27年中有21年发生断流，平均5年中有4年出现断流，断流的时间最长达226天（1997年），最短为5天（1978年、1988年），平均约50天。

长　江　为我国第一大河，全长6 300 km，流域面积1 807 199 km^2。在上海市和江苏省启东市之间注入东海。长江流域处于我国亚热带季风气候区，雨量丰沛，年降水量在1 100～1 200 mm，水量充足。长江的水量主要靠降雨补给，约占径流量的3/4，地下径流占1/4左右，具有雨洪河流的性质。据大通站资料，长江的平均年径流量为9 240亿 m^3。径流具有明显的季节变化；5～10月的洪水季，占71.7%，尤以7月为最大；11月至翌年4月为枯水季，占28.3%，以2月为最小。以单位体积讲，长江水的含沙量（年平均值0.55 kg/m^3）比黄河的小得多，但因长江水量浩大，平均年输沙量为4.86亿t，约为黄河的1/3。长江最大年输沙量为6.78亿t，最小年输沙量为3.41亿t。输沙量在年内分配比水量要集中，洪水季输沙量占全年的87%，以7月最大（图1.4.1），占全年的21%；2月输沙量最小，仅占全年的0.7%左右。长江口因有崇明岛缘故，把长江分为南支水道和北支水道；南支水道在浏河口以下，又被长兴岛、横沙岛分为南港水道和北港水道；南港水道在九段以下，再次被水下沙坝分为南槽水道和北槽水道。因此，长江在入海口附近实为三级分汊四口入海。

钱塘江　为浙江省第一大河，全长494 km，流域面积54 349 km^2，在海盐市澉浦镇至余姚、慈溪两市边境西三闸连线注入杭州湾。钱塘江原指杭州闸口以下至入海口一段河道，后长期沿用钱塘江一名代替并泛指整条河流。钱塘江口以涌潮壮观闻名于世，河口平面呈漏斗状，属强潮型河口。钱塘江流域雨量丰沛，年降水量为1 500～2 000 mm，5～8月为雨季，9月以后雨量减少，冬季为干季。平均年径流量为386.4亿 m^3，最大年径流量为695.6亿 m^3，最小年径流量为225.5亿 m^3，相差3倍。每年雨季的径流量占全年的57%（图1.4.1），枯水季（10月至翌年2月）的径流量占全年的22%。钱塘江属清水河流，“水丰沙小”是其特色之一，平均含沙量为0.2～0.4 kg/m^3，平均年输沙量为658.7万t，最大年输沙量为1 060万t（1956年），最小年输沙量为213万t（1960年）。由于钱塘江携带的泥沙较少，冲积作用不大，在河流入海处没有形成三角洲，而是三角江。

瓯　江　为浙江省第二大河，全长338 km，流域面积17 543 km^2，在温州、乐清之间的灵昆岛分流注入东海。瓯江口为一个山溪性强潮河口。平均年径流量为196.0亿 m^3，径流主要集中在4～9月，约占全年径流量的80%左右。其余各月之和仅占20%左右，可见年内径流分配极不均匀。径流量的年际差异：最大为332.0亿 m^3，最小为110.0亿 m^3。平均年输沙量为266.5万t，年内输沙量分配主要集中在洪水季节，占全年的75%左右，有时一次洪峰，几天内的输沙量可占全年的50%左右。最大年输沙量为635.2万t（1975年），最小年输沙量为46.7万t

1）李福林，戴同霞．1999．黄河断流对山东水资源利用的影响与对策．山东水利科学研究院“黄河下游水沙变化及其环境影响”研究报告．

(1979 年)，相差 13.6 倍。

闽　江　为福建省第一大河。全长 577 km，流域面积 60 992 km^2，在福州以东亭江附近分南、北两支注入东海。闽江流域的年降水量为 1 710 mm，年径流量相当于海河的 4 倍，但流域面积只有海河的 1/4 左右，可见闽江的水量是很丰沛的。平均年入海径流量为 620 亿 m^3，入海径流量最大为 903 亿 m^3，入海径流量最小为 304 亿 m^3。汛期出现在 4～9 月，占全年总水量的 75%，尤以 6 月径流量为最大（图 1.4.1），占全年的 22.7%；12 月为最小，占全年的 2.9%。平均年输沙量为 728 万 t，年最大输沙量为 2 000 万 t（1962 年），年最小输沙量为 272 万 t（1971 年），输沙主要集中在 5～7 月，占全年的 76% 左右；10 月至翌年 2 月为枯水期，输沙量只占全年的 4% 左右。

浊水溪　为台湾省第一大河，全长 186 km，流域面积 3 155 km^2。其中、上游流经黏板岩山地，多泥沙，河水常年混浊不清，呈灰黑色，故名浊水溪。它横贯台湾西部平原，分多股河汊流入台湾海峡。浊水溪支流较多，与大肚溪、北港溪、曾文溪等河流冲积的三角洲连接起来，成为台湾省最大的冲积平原，北起彰化，南至嘉义。由于台湾陆地面积不大，山地地势陡峻，浊水溪具有水流湍急的特点，水力资源丰富。平均年径流量为 72.45 亿 m^3。

九龙江　为福建省第二大河，全长 285 km，流域面积为 17 818 km^2。在龙海县草埔头附近入海与厦门港相接。平均年入海径流量为 148 亿 m^3，年最大入海径流量为 288 亿 m^3，年最小入海径流量为 99.6 亿 m^3。平均年入海输沙量为 244 万 t，年最大输沙量为 647 万 t（1961 年），年最小输沙量为 100 万 t 左右（1954、1956、1958 年）。径流量和输沙量主要集中在 6～9 月（汛期），尤以 6 月为高峰；12 月或 1 月径流量最小。台风暴雨、山洪暴发时输沙量特大，几乎为枯水期的 600 倍。

韩　江　为广东省第二大河，全长 325 km，流域面积为 34 314 km^2。在汕头和澄海境内注入南海。河口属三角洲型河口。韩江流域地处亚热带季风气候区，雨量充沛，年降水量为 1 400～1 700 mm，主要集中在 4～9 月，尤以 6 月降水量最多；12 月至翌年 1 月，降水量最少。韩江的径流丰沛，平均年径流量为 252 亿 m^3，但年内分配以 6 月最大，为 1 930 m^3/s；1 月最小，仅 275 m^3/s。4～9 月为汛期，径流量占全年的 80.7%；10 月至翌年 3 月为枯期，径流量占全年的 19.3%。径流量的年际差异是：最大为 478 亿 m^3（1983 年），最小为 112 亿 m^3。韩江不仅是径流量大，且含沙量也高的河流，含沙量为 0.035～0.396 kg/m^3 之间，是东南沿海含沙较多的河流。平均年输沙量为 760 万 t，最大为 1 750 万 t（1983 年），最小为 319 万 t。河流输沙有明显的季节性：汛期输沙量占全年的 87.3%，枯期仅占 12.7%。输沙主要集中在汛期（图 1.4.1）。

珠　江　原指广州城下白鹅潭至虎门一段的河道而言，现已成为西江、北江、东江及其支流的总称。全长 2 197 km，流域面积 452 616 km^2。从长度和流域面积来看，都占我国河流的第四位，但从水量来讲，仅次于长江而居全国第二，为我国华南最大的河流。它以支流众多和八大口门分流入海为其主要特色。西、北、东三江中以西江为主，占珠江流域面积的 80%。三条河流实际上是各自独立的水系，它们的下游都集中到珠江三角洲，彼此间有很多分汊水道沟通，但无真正的合流，基本上分头注入南海。西江主流在磨刀门入海，支流由横门、崖门、虎跳门等入海；北江主流在洪奇门入海，支流由在蕉门及虎门入海；东江在虎门入海。由于珠江流域位于亚热带季风气候区域，为我国多雨区之一，年降水量在 1 500～2 000 mm，故珠江水量丰沛，入海平均年径流量为 3 124 亿 m^3（表 1.4.1）。其中：西江为 2 380 亿 m^3，北江为 395 亿 m^3，东江为 229 亿 m^3，其他支流为 120 亿 m^3。珠江水系的汛期出现在 4～10 月，尤以 6 月或 7 月为洪峰期。

径流量的年际差异较大，变幅可达 1 169 亿 m^3。以单位体积讲，珠江水的含沙量很小，平均为 0.283 kg/m^3，属于少沙河流，但因珠江径流充沛，平均年输沙量可达 0.8 亿 t，大水年达 1.5 亿 t（1968 年），小水年为 0.17 亿 t（1963 年），相差 8 倍之多。八大口门的入海平均年径流量和平均年输沙量如表 1.4.1 所示，其中，磨刀门是珠江径流和输沙量入海最多的口门。珠江的径流量及输沙量的季节变化见图 1.4.1。

表 1.4.1　珠江八大口门入海的年径流量及年输沙量[16]

口门名称	平均年径流量（亿 m^3）	占流域总量的百分比（%）	平均年输沙量（万 t）
虎　门	578	18.5	495
蕉　门	541	17.3	1 323
洪奇门	200	6.4	489
横　门	350	11.2	857
磨刀门	884	28.3	2 160
鸡啼门	189	6.0	473
虎跳门	194	6.2	473
崖　门	188	6.0	341
合　计	3 124	100	6 611

南流江　为广西东南部的一条主要河流，全长 287 km，流域面积 9 439 km^2。在合浦市境内注入北部湾。河口处呈扇形展布。年平均入海径流量为 53.13 亿 m^3，年最大径流量为 80.2 亿 m^3，年最小径流量为 16.9 亿 m^3。径流量的季节变化明显，夏季最大，春季和秋季几乎相当，冬季为最小。平均年输沙量为 118 万 t[11]。

南渡江　为海南省第一大河，全长 340 km，流域面积 7 176.5 km^2，在海口市的白沙门附近注入琼州海峡。平均年径流量为 61.6 亿 m^3，丰水年径流量为 92.9 亿 m^3，枯水年为 30.9 亿 m^3，相差 3 倍。最大洪峰流量和最小洪峰流量可相差 800 倍，具有暴涨暴落的特点[25]。受台风影响，秋季水量最大，属秋汛型河流。水力资源丰富。据统计，南渡江年平均入海沙量为 46.1 万 t。

第二章　海区气候

第一节　影响气候的主要因素

影响气候的因素很多，仅气候系统内部就有，大气、海洋、冰雪覆盖、陆地表面和生物，即大气及其下垫面。气候系统的外部因素有，人类活动、太阳活动和其他的地球物理因素等。本节重点阐述大气环流、海陆分布和季风以及太阳活动几个方面对气候的影响。应该说明，海洋是影响气候的重要因素，特别是海洋变化在年际气候变化中占有重要地位。

一、大气环流

大气环流一般是指大范围空气的运行状况，它的水平尺度在数千千米以上，垂直尺度在10千米以上，时间尺度在数天以上。大气环流是影响气候的基本因素之一，大气环流的异常必然导致天气和气候的异常。

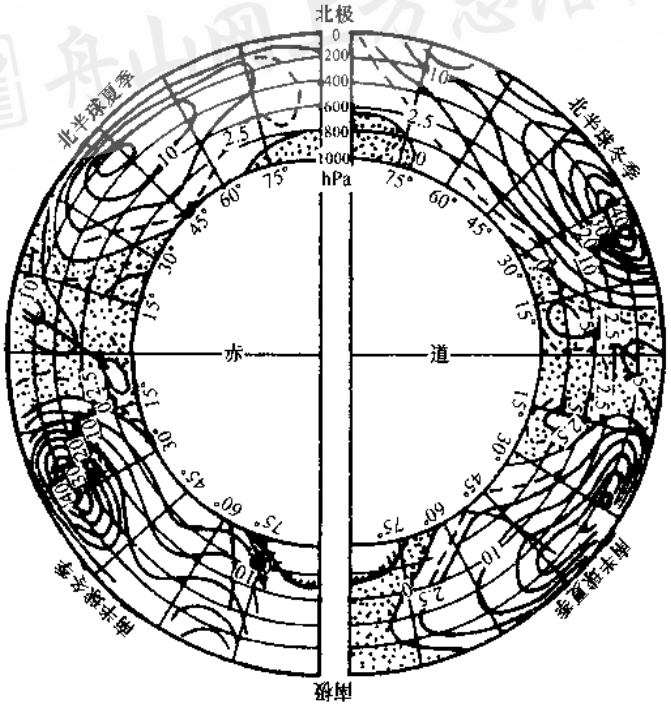


图 2.1.1　冬季和夏季平均纬风向
（等风速线单位：m/s，阴影区为东风区）

1. 平均纬向环流

大气环流最基本的状态是，盛行着以极地为中心而旋转着的沿纬圈方向的气流，也就是说，

纬向环流在整个大气运行中居主导地位。图 2.1.1 是冬、夏季沿整个地球表面各经度平均纬向环流的垂直剖面图。风带的分布是：北极区近地面冬、夏季都是东风带，厚度是夏季要比冬季的薄。东风风速在冬季约为 2 m/s，夏季减弱到 1 m/s。在中高纬度，冬、夏季对流层都是西风，它在纬距上的宽度随高度而扩大。西风强度随高度增加，冬季，其最大值位于 27°N 的 200 hPa 高空，风速约为 40 m/s。夏季最大风速区位于 42°N 的 200 ~ 300 hPa 之间，这反映了对流层西风带南北方向的季节性进退。但夏季最大风速远远小于冬季的最大风速，夏季最大风速约相当于冬季最大风速的一半左右。人们将西风最大值所在的区域称西风急流中心。在低纬度，全年都是弱的东风气流，这种热带东风在海平面约占 60 个纬度的地带，越往高，东风区越变窄。热带东风的中心随着季节的转移，同赤道辐合带一样稍有南北向移动。

以上是所有经度上的平均状况。实际上，纬圈环流在不同经度上的情况并不相同，例如，在 140°E 的剖面上，冬季西风急流的位置在 32°N 的 250 hPa 附近，风速很大，可达 150 ~ 180 m/s，是北半球最强的急流。

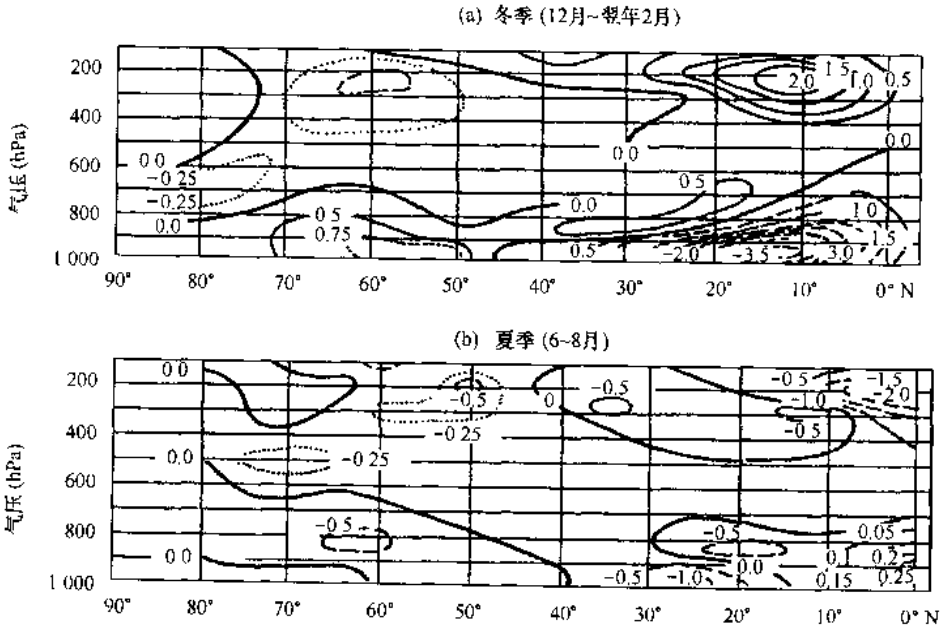


图 2.1.2　北半球冬、夏季平均经向风分量（m/s）

2. 平均经圈环流

由于地球上盛行的气流主要是纬向气流，因此，相对而言，经圈方向的环流就比较弱。地球上所获得的太阳辐射能，因纬度不同而有一定的差异，赤道地区获得的热量最多。地面附近空气受热上升，到达高空后由于空气质量堆积，开始往南、北运行。其中，向北运行的气流，由于受地转偏向力的影响，逐渐转成偏西风。在 30°N 附近不能继续北上，造成空气质量的堆积，产生下沉运动，使地面气压升高，形成副热带高压。副热带高压区下沉气流分别流向南、北：向南的一支补充到赤道附近的上升气流中，在较低纬度上升，在较高纬度下沉，构成一个闭合的环流圈，称哈德利（Hadley）环流圈。从副热带高压向北流的一支气流，遇上由极地因受冷下沉再向南流的冷空气，在 60°N 附近开始被迫沿空气楔爬升。到达高空后，也分为南、北两支：向南的一支，在副热带地区下沉，构成中纬度一个闭合环流圈。它与哈德利环流相反，在较高纬度上

升，在较低纬度下沉，称为弗雷尔（Ferrel）环流圈。从60°N附近高空向北的一支气流到达极地后，冷却下沉，补偿极地地面南流的空气，又形成一个闭合环流圈，它跟哈德利环流的方向一致，被称为极地环流圈。由哈德利环流圈、弗雷尔环流圈和极地环流圈组成的“三圈环流”，代表了经圈方向上大气的平均运行情况。实际上，各个经圈上环流的强度和位置有很大差异，海洋上的三圈环流就比大陆上明显，冬季则比夏季明显。

图2.1.2是北半球冬、夏季纬圈平均的经向风速分布。由图看出，北半球冬季在30°N以南对流层下层，有比较强的偏北风，最大风速为3.5 m/s。在200～300 hPa等压面之间，有一个明显的南风分量中心存在，最大风速达2.5 m/s。在对流层中部，经向风分量非常弱。40°N以北的对流层下层为偏南风，高空则为偏北风，但是平均风速都比较小，一般小于1 m/s。北半球夏季，在13°～40°N之间，对流层下层为北风分量，但风速较小，通常小于1 m/s。在深厚的高空气层里，都是较弱的南风。在赤道附近，低层为南风分量，风速为2.5 m/s；高空则为小于2 m/s的北风分量。

经向风表示了空气质量单纯南北移动的非地转风分量，且经向风速比纬向风速小得多，说明地球上空大气运动基本上是以东一西向的纬向运动为主。但由于经向分量的存在，空气的南北交换才得以实现；反过来对于维持大气环流的纬向平均运动来说，经向环流也是不可缺少的因子。

3. 平均水平环流

（1）海平面环流状况

由于地球表面海陆分布的不均匀性及地形（如山脉、河谷等）的影响，使地球上沿纬圈的平均环流的带状特征遭到破坏，从而导致全球大气环流特征更为复杂。

在北半球，欧亚大陆和北美洲大陆以及介于其间的北太平洋和北大西洋，有力地控制着北半球的气压状态及其分布。冬季，大陆表面气温低于海洋表面水温，因此，在寒冷的大陆上形成高压中心，同时在较暖的大洋上，形成势力强大的低压中心。夏季的气压分布正好相反，大陆上出现低压中心，大洋上形成强大的高压中心。这是因为夏季大陆表面的气温比相邻大洋上的高得多的缘故。随着季节的转移，在大陆和海洋上分别形成的高压中心或低压中心，统称为大气活动中心。而仅在某个季节经常出现的大气活动中心，称为半永久性活动中心。

这里我们重点讨论一下北半球的气压分布情况。在北半球，欧亚大陆和北美洲大陆与介于其间的北太平洋和北大西洋呈相间配置，气压分布完全不像南半球那样典型的带状排列，而是形成若干个永久性和半永久性的大气活动中心。它们的强度和范围，随着季节的转换而有变动，并对广大地区的天气和气候产生很大的影响。

各个活动中心和气压带的位置，随季节而作南北移动。最明显的是赤道低压带（赤道槽），夏季，赤道低压带位于北半球，冬季向南偏移，越过赤道抵达南半球。由于副热带高压带分裂成若干个单体，在其影响下，赤道低压带也不是环绕整个地球的连续带。夏季，赤道低压带位于北半球，在海洋上的位置随季节的变动较小，常处于赤道附近；而在近大陆地区，有较大的季节性位移。

在海陆分布的影响下，由副热带高压带分裂成的高压单体，其强度和位置，随季节而有较大的变动，是控制热带、副热带地区天气气候的大型环流系统。冬季，欧亚大陆和北美洲大陆上，形成的冷高压非常明显；夏季则为大陆热低压所代替，这时太平洋高压和大西洋高压非常明显。

冬季，欧亚大陆上出现的西伯利亚高压（也称为蒙古高压）是半永久性冷高压，其水平范围可达5 000 km。1月，中心气压可超过1 036 hPa，它对东亚地区，特别是中国大陆及其近海的

天气、气候影响很大，当它南下时常造成大范围的寒潮。到了夏季，西伯利亚高压消失，印度低压逐渐发展并控制整个亚洲大陆，其中心气压低于 997 hPa。但是北美大陆上，冬季出现的加拿大高压和夏季出现的北美低压，无论在水平范围或是强度上，都比欧亚大陆上的要弱，这与两块大陆面积的大小有关。

冬季，北太平洋上阿留申群岛附近存在一个较深厚的阿留申低压，其中心气压约为 1 000 hPa，它几乎占据整个北太平洋。夏季，阿留申低压已不明显，但沿北极圈有低压槽伸向西伯利亚。太平洋上的副热带高压位于夏威夷群岛附近，故又称夏威夷高压，是北半球大气活动中心之一。它常年存在，只是其强度和范围随季节而有所不同。夏季，它特别强大，其中心气压超过 1 027 hPa，位置北移；冬季强度减弱，位置南移，在北太平洋西部几乎看不到它的踪迹。

北大西洋上的冰岛低压是永久性活动中心之一，是常年出现在冰岛附近的强大低压，但夏季的强度（中心气压约为 1 009 hPa）比冬季（中心气压低于 997 hPa）弱得多。出现在北大西洋副热带海域上的北大西洋高压，是深厚的暖高压，并随季节而南北移动。冬季，其位置偏南，中心位于 30° N 一带，中心气压约为 1 024 hPa。夏季，其中心位于 30° N 附近，中心气压约为 1 027 hPa。其南北纬度变化，在一年中约有 5 个纬距，远小于北太平洋高压的南北变动范围。北大西洋高压常分裂为几个中心，最显著的有亚速尔高压和百慕大高压。

此外，北极高压在冬季消失，夏季在北冰洋上出现，其中心气压可达 1 012 hPa。在高纬的格陵兰岛上，终年存在一个高压中心，其强度在夏季略大于冬季。

应该指出，无论是永久性大气活动中心或是半永久性大气活动中心，在南北之间和海陆之间的热量、水分交换上都起着重要作用，对全球的气候形成和变化有着重大影响。

（2）对流层的平均环流状况

这里以 500 hPa 等压面的高度场，来表示对流层中部环流状况。图 2.1.3 和图 2.1.4 分别为 1 月和 7 月 500 hPa 多年平均高度场。从图中可以看到，冬、夏季对流层中部的平均环流有以下特征。

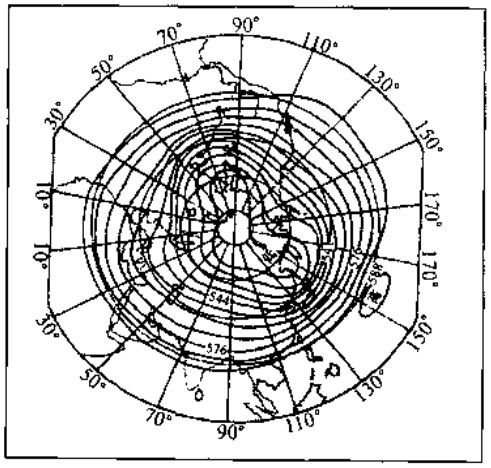


图 2.1.3　北半球 1 月（冬季）500 hPa 平均等压面形势（引自中央气象台，1982）

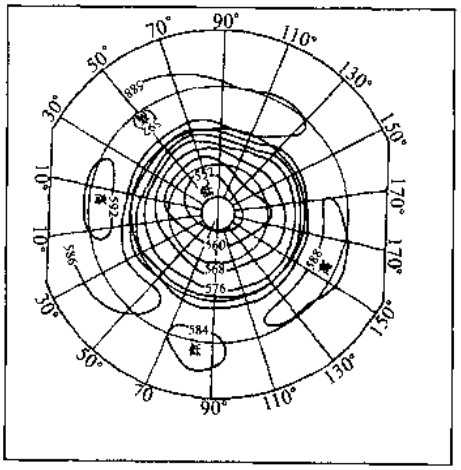


图 2.1.4　北半球 7 月（夏季）500 hPa 平均等压面形势（引自中央气象台，1982）

a. 极地低压（又称极涡）　南、北半球无论冬、夏，环绕极区都是一个气旋式涡旋，但这

两个极涡的中心都不在南、北极。1月，北半球的极涡有两个中心：较强的一个位于格陵兰西边的巴芬湾上空；较弱的一个位于东部西伯利亚的北冰洋沿岸。7月，只有一个中心，并偏在西半球的加拿大极区。极涡的强度是，冬季强于夏季。冬季极涡向低纬度扩张，夏季则向极地收缩。冬季环绕极涡的西风环流，约比夏季强一倍。

b. 北半球西风带平均槽脊　北半球大气环流的基本特征之一是，西风基本气流上叠加着行星尺度的平均槽脊。冬季，500 hPa平均环流呈三槽三脊型：三个平均槽分别位于亚洲大陆东岸、北美大陆东岸和乌拉尔山以西的欧洲上空，但后者远较前二者为弱。三个平均脊分别位于阿拉斯加、西欧沿岸和贝加尔湖地区，其中两大洋东部的平均脊较强。

将500 hPa高度场和海平面气压场相比较，高、低空气压系统是互相对应的：冬季阿留申低压和冰岛低压，分别位于东亚大槽和北美大槽前部流线散开区的下面，而西伯利亚高压和北美大高压，则分别位于大槽后部流线汇合区的下方。说明这些大气活动中心的形成，除海陆的热力效应外，还有高空流场动力作用的贡献。

7月，北半球西风带的平均槽脊增加到四个。北美大槽冬、夏之间位置少变，而东亚大槽由冬入夏向东移了20个经度，移到堪察加半岛以东地区，结果使这两个大槽之间的距离拉长，引起季节性的长波调整。调整的结果，在它们之间出现了两槽两脊，使整个北半球呈现四槽四脊型。其中四个低压槽分别位于堪察加半岛、美洲东岸、欧洲西岸和西伯利亚上空，以堪察加半岛的低压槽最深。

c. 副热带高压　西北太平洋副热带高压是长年存在的，其范围、强度和位置均随季节而异。夏季比冬季强大得多，其位置夏季比冬季偏西，纬度也偏高。

通常，以西北太平洋副热带高压的脊线所在纬度来代表其位置。脊线的多年平均位置：自冬季到4月，其位置约在15°N以南，5月北移到15°～20°N之间，6月移到20°N附近，7、8月移到30°N附近，最北可达35°N以北，9月又开始南退到25°N附近，10月退到20°N以南。

副热带高压是较低纬度最重要的大型天气系统，它的活动及其变化，不仅对中低纬天气发生、发展具有重要作用，对中高纬度环流的演变，也产生很大影响。它对我国天气、气候影响十分重要，我国夏季的旱涝和台风活动等，都与它的变化有着密切关系。

4. 行星风系

全球范围内，大气低层与经向环流相配合的海平面气压场和风场，是呈纬向带状分布的，这些呈带状分布的气压带和风带称为行星风系。

30°N到赤道之间，哈德利环流的低层，盛行由北向南的气流，这支气流在地转偏向力的作用下形成东北风（在南半球则成东南风）。于是，在30°S～30°N之间，就形成低纬度东风带。由于哈德利环流在海洋上是三圈环流中最强大、最稳定的环流，因此在相应的地面，这支风带也是一支风力稳定、风向少变的气流，这支风带被称为信风带。北半球的东北信风与南半球的东南信风，在赤道附近地区辐合，形成气压场上的低压带。在这低压带里，对流较强，云量较多，降水丰沛。又由于在这条辐合带中风很小，所以被称为赤道无风带。

自30°N到60°N之间，弗雷尔环流在低层由南往北的气流，受地转偏向力的影响变成了西南风，在南半球变成西北风，形成中纬度的西风带。在西风带和信风带之间的气流辐散区，就是气压场上的副热带高压带。在这个高压辐散区内，气流下沉，空气干燥，风力微弱。

从60°N到极地之间，极地环流低层由北往南受地转偏向力的影响变成了东北风（南半球变为东南风），形成极地东风带。极地东风带里的东北风和西南风，这两支性质不同的气流辐合形

成的锋面称为极锋，这一辐合带在气压场上则形成副极地低压带。极地低层是极地环流的下沉辐散区，气压场上形成极地高压带。

这样，从赤道到北极，风场的排列顺序是：赤道无风带、信风带、中纬度西风带、极地东风带；气压场的排列顺序是：赤道低压带、副热带高压带、副极地低压带、极地高压带。

由于海陆分布的不均匀，以及地球表面地形所产生的热力和动力作用的影响，大气低层，无论风场还是气压场，都不是完整地呈带状分布；仅在高空，这种带状特征才表现得比较明显。另外，随着太阳辐射强度的季节性北移，地球上行星风系也随季节作南北摆动。冬季南移，夏季北移。这种季节性摆动的结果，使风带扩大了影响的范围，也产生了盛行风向随季节而交替的过渡地带。

5. 大气环流在热量和水分输送中的作用

地球－大气中的热量、水分、角动量和动能等物理量的分布是不均匀的，一些地方有盈余，一些地方有亏损。因此，要维持大气温度场、风场、降水的一定分布，就必然有地域之间的各种物理量的交换和输送。大气环流在这些物理量的交换和输送中担负重要角色，而热量和水分的输送，在气候的形成和变化上有着重要作用。

（1）热量输送

就整个地球－大气系统而言，太阳辐射能的收支状况是随纬度而异的。大约在南、北纬度35°之间，吸收大于放射，辐射差额为正，即有净盈余；而在纬度35°到极地，放射大于吸收，辐射差额为负，即有净亏损。但在实际观测中，并没发现低纬度有持续增温、高纬度有持续降温的现象，其原因，就是高低纬度之间保持着正常的南北热量交换。

根据计算，总热量输送，南、北半球都在纬度35°～45°之间最大，其中潜热输送几乎全在近地面2～3 km的大气低层，以副热带最多。显热输送，在高度和纬度上各有两个高点。高度上，一个在近地面层，一个在200 hPa附近；纬度上，一个在副热带纬度，另一个在50°～60°的气旋活动频繁地带。

大气中水平热量输送，是通过平均经圈环流和大型涡旋运动进行的。在低纬度，经圈环流起重要作用，在中、高纬度，以涡旋运动为主。大型涡旋指槽、脊、气旋和反气旋等。以槽为例，槽前一般为暖平流，槽后一般为冷平流，促使热量进行南北交换。

（2）水分输送

地球上不停地进行着水分循环，通过太阳辐射加热，把陆地和海洋表面的水蒸发为水汽。大气环流将水汽输送到各地，通过上升冷却凝结为降水，重新降落到地（海）面。到达陆地上的降水，一部分又以径流形式流入海洋。就全球平均而言，并未发现大气水分增加，也未发现陆地和海洋储水量减少或增加。因此，无论大气、陆地还是海洋，降水量和蒸发量是平衡的。但是就局部地区来说，却是很不平衡的。在赤道辐合区、中高纬度极锋与气旋活跃的地带，降水量就大于蒸发量；在副热带高压控制下的洋面，下沉强烈，天空晴朗，蒸发量大于降水量。就整个大陆而言，降水量大于蒸发量；而海洋上，却是蒸发量大于降水量。因此，要实现水分平衡，则需大气运动，把水汽从盈余的地区输送到水汽亏损的地区。

在水汽输送上，在低纬度，哈德利环流对水汽输送起的作用较大；而在中高纬度，主要是通过大型的涡旋运动进行水分输送的。

我国大陆及其近海上空，从全年水汽输送来看，主要有两支水汽流：南方一支随西南气流，自孟加拉湾、印度洋和南海输入我国；北方一支随西北气流，自大西洋和北冰洋输送到我国。

就水汽输送的冬、夏季特征而言，冬季水汽输送情况比较简单，随着西风气流和一次次冷空气南下，源自大西洋和北冰洋的水汽，自西北向东南流向全国。但水汽含量较少，输送量不大。只有华南、华中沿海地区，因有来自南海的偏南水汽流，输送量较大。自云南沿25°N向东出海至琉球群岛，有一条水汽最大输送轴。总的来说，冬季，我国大陆及近海上空水汽输送量是自南向北减少。

夏季，我国大陆及近海上空有三支水汽流：一支来自孟加拉湾、印度洋的西南水汽流；第二支是沿着副热带高压西缘，从南海输送到我国大陆的东南水汽流；第三支是西北水汽流，水汽输送不多。第一支和第二支水汽流在贵州一带上空汇合，朝东北偏东方向流去，从长江口附近出海流向日本南部。第三支水汽流则从渤海一带输出。

6. 大气环流对我国近海气候的影响

通常，将大气环流与平均环流存在较大差异时的状态称环流异常，将某种或多种气候要素偏离长期平均状态的现象称气候异常。因此，当大气环流出现异常时，必然造成气候异常。

（1）大气环流状态的表示方法

诊断大气环流异常的基本方法有多种，主要有：

a. 大气环流指数

大气环流指数是反映大气环流变化的一个重要特征量。它包括纬向环流指数（也称西风指数）和经向环流指数。

纬向环流的定义是两个特定纬度上平均位势高度之差。我国通常取45°N与65°N平均位势高度差，即：

$$I_R = \overline{H}_{45} - \overline{H}_{65}$$

其中，I_R为纬向环流指数。计算欧亚区域和亚洲区域环流指数时，一般在0°～150°E和60°～150°E范围内取值。

经向环流指数（I_M）的计算公式为：

$$I_M = \frac{1}{nm\Delta\lambda}\sum_{j=1}^{n}\left|\sum_{i=1}^{m}\frac{\Delta H_y}{\cos\phi_j}\right|$$

其中，n、m分别为经向和纬向格点数；ΔH为同纬度相邻格点高度差；$\Delta\lambda$为相邻格点经距，通常取$\Delta\lambda = 10°$。

纬向环流指数较大的环流称为高指数环流，较小的称为低指数环流。当环流处于高指数时，槽脊振幅较小，西风较大；相反，当环流处于低指数时，槽脊振幅较大，西风分量较小。纬向环流指数更直接地反映了西风带大气的经向扰动程度，西风带经向扰动振幅越大，特别是出现阻塞形势和切断低压时，经向环流指数越大。

b. 时间平均图和距平图

在日常业务中，经常使用时间平均图和距平图。不同高度上的时间平均图，反映了不同层次上的大气过程的统计状态。某一时期的等压面高度场（或海平面气压场）与多年平均该时期高度场之差的分布，称为高度场的距平。

高度场的距平分布能较好地反映出大气环流的异常，正距平表征等压面高度场较多年升高，负距平表征等压面高度场较多年降低。

c. 环流型分型

Г. Я. Вангейм和A. A. Гирс将大西洋－欧洲大气环流分成三个基本类型，即W型，为纬向

型；另外两个型为 E 型和 C 型，二者都属于经向型，只是槽脊位置有所不同。

. 我国中央气象台也对亚欧－西太平洋区域的环流形势建立了分型体系。该分型体系共包括 11 个大气环流型。

不管采取那种环流分型法，只要当一种环流较长时间维持或极端异常发展时，都会造成天气、气候状况的异常发生。

d. 极涡指数

极涡的活动与气候异常有着密切关系，表征极涡变化的指数有极涡强度和位置。其中，极涡强度用极涡中心的位势高度来表示，也可用极涡面积来表示。极涡位置用极涡中心位置所在的经纬度表示。

除了上述大气环流状态的表示法外，在日常天气业务预报中，还经常采用其他的指数表示法，如，副热带高压面积指数和强度指数，特定区域的等压面位势高度指数等，这些指数在业务预报中都有着重要作用。

（2）大气环流对我国近海气候的影响

我国近海气候变化主要反映在温度、降水、大风、海雾以及台风活动等方面。

通常，当东半球纬向环流指数为正距平时，西风带环流比较平直，波动振幅减小，冷空气往往滞留在较高纬度，不易向南扩散；而暖空气又都停留在中低纬度地区。因此，我国大部分地区及近海区域温度以正距平为主。相反，当东半球纬向环流指数为负距平时，西风波动滑动振幅加大，经向环流发展，特别是在冬季，亚洲大陆东岸 500 hPa 高空平均图为一常定槽。当经向环流盛行时（此时纬向环流指数减小，为负距平），东亚大槽加强南伸，有时位置又偏西。此时我国大部分地区及近海海域在槽后西北气流控制下，冷空气自西伯利亚不断南下，向中低纬度扩散。受其影响，气温往往较正常年份偏低。由于冬季冷空气的一次次地南下，以东北风为主的冬季风也得以维持，海上偏北大风日数也会随之增多。反之，当纬向环流指数较强时，东亚大槽较弱，南下的冷空气次数少，强度弱，我国大部分地区及近海海域气温往往为正距平。

等压面高度场的距平分布与大气环流的指数特征有着密切关系。当我国大陆及近海上空 500 hPa高度场为正距平时，反映暖空气势力比较活跃，气温一般为正距平。反之，气温为负距平。

大气环流对我国大陆及近海降水的影响，要比对气温的影响复杂得多。

我国大陆及近海海区的雨季主要出现在夏半年。降水的直接因素为地形抬升、锋面、气旋和台风活动等，这些因素的变化都与大气环流有密切关系。夏季影响降水的大气环流系统，除了包括西风带大气环流之外，还有夏季风环流系统、副热带高压以及台风系统等。这些系统既有自身的变化规律，又有相互配合、相互作用和相互制约的关系。

夏季的热带风暴（台风），是造成我国近海及沿海地区强降水和大风的重要天气系统。各年热带风暴（台风）影响我国近海的总个数，在我国沿海登陆的个数、移动路径、强度以及生命史等，都有很大差异。因此，热带风暴形成的降水和大风影响区域各有不同。以上这些年际变化特征，是与热带风暴发生季节的大气环流变化，特别是与低纬度大气环流和西太平洋副热带高压活动关系密切。当西太平洋副热带高压强度明显偏强、位置偏南且较为稳定，与热带风暴发生发展密切相关的赤道辐合带位置偏南、强度较弱时，不利于热带风暴的发生。如 1998 年夏季，西太平洋副热带高压强度指数和面积指数都达到有记录以来的最高值，当年的西北太平洋热带风暴发生个数仅为 12 个（常年为 28 个左右），不足常年的一半，为近 50 a 来最少年份；在我国沿海

登陆的热带风暴为3个，也是近50 a的最少年份（常年为7～8个）。相反，1967年夏季，西北太平洋副热带高压位置偏北，辐合带活跃，西北太平洋上生成的热带风暴达40个，为近50年的最多年份。

另外，影响我国近海海雾日数的多少也与东亚大气环流变化有密切关系。

二、季风和海陆分布

1. 海陆分布

地球上约71%的表面为海洋所覆盖着，大陆仅占29%。地球上大部分陆地表面（约占67%）又分布在北半球。在高纬地区，北半球是以大陆包围着的海洋为主，南半球则是以海洋包围着的极地大陆。上述的海陆分布特征，决定了全球各地气候的复杂性。

（1）海陆物理特性的差异

海陆物理特性的差异主要有：反射、辐射和透射特性、比热容量以及由此产生的温度日变化、年变化和降水特征等方面的差异。

a. 辐射性质的差异

海洋的平均反射率，从极地冰缘到赤道之间，大体变化在5%～14%；而无冰雪覆盖的陆面平均反射率，变化范围为10%～30%。因此，等量的入射太阳辐射投射到单位表面上所获得的热量，海洋约比大陆多10%～20%。

太阳辐射到达地表后，水面和陆面在吸收方面也不尽相同。海水有一定的透明度，太阳辐射可透射到较深的深度。而陆面透射率极小，接受太阳辐射的层次局限于不到1 mm的深度。因此，水面吸收的太阳辐射比陆面多，而支出的有效辐射跟陆面接近或略小，使得海洋的净辐射大于陆面。

b. 海陆热容量的差异

海水的热容量比土壤大得多，所以海洋是一个巨大的热库。海水容积热容量约为空气容积热容量的3 100倍，也比土壤的容积热容量大2～3倍。1 m^3的海水温度降低1℃所释放的热量，可使3 100 m^3的空气升高1℃。而1 m^3的土壤温度降低1℃所释放的热量，只能使1 500 m^3的空气升温1℃。以上说明，在吸收和放出同样的热量时，陆地的增温和冷却速度比海洋要快1倍以上，所以海洋表面温度变化的位相落后于大陆。由春到夏，海洋升温落后于大陆；由秋到冬，海洋降温也比大陆慢。暖季，大陆增温快，成为热源，海洋是冷源；冷季，大陆冷却快，成为冷源，海洋是热源。

c. 海陆传热方式的差异

海水为流体。海水的铅直混合作用为海洋增温和冷却的重要因子。海水的混合作用主要有三种方式：第一是涡动混合，也称海水湍流混合。这种混合主要靠风、潮流等外力的扰动而引起的。第二是对流混合，它是在重力作用下，由于上层海水密度大于下层海水密度而产生的垂直运动。第三是分子混合，这种混合的效应很小。海洋中的垂直混合作用，可使热量向下传递到较深的深度，通常可达40 m深的水层。而土壤中热量的传递，基本是通过分子热传导来进行，热量的传递深度要远远小于在海水中的深度。

d. 海陆对空气的摩擦差异

水面比陆面平滑，粗糙度小。陆地上由于地形起伏，森林覆被和大片农作物的存在，粗糙度比水面大。

e. 海陆的热量分配方式的差异

陆地所获得的净辐射能，有相当大的一部分消耗于地表空气湍流热交换；而海洋净辐射能的吸收，大部分用于蒸发水分上，以潜热形式输送给大气。

（2）海陆分布对我国近海气候的影响

我国大陆东面和南面都是海洋，由于这种海陆分布的特征，对我国近海气候产生重要影响。海陆分布对我国近海气候的影响最重要的是气温。冷季，在相同纬度、相同海拔高度的条件下，海上温度要明显高于陆地；而在暖季，海上温度又明显低于陆地。冷季，海洋上等温线分布比大陆上稀疏，反映出海洋上由南到北气温降低比陆地慢，南北温度梯度小；暖季，情况大体相反。

海陆分布特征对我国近海的气压场和风场影响也是显著的。我国近海季风气候特征形成的最重要原因，就是海陆分布因素。

冷季，高空等压面上的等高线在大陆东岸应出现低压槽，在我国东部海洋上空容易出现槽前辐散气流，这种辐散气流与地面热力作用相配合，使海上低压发展加深，低压前部带来明显的偏南大风，后部带来偏北大风。暖季，情况相反，海上高压发展，大陆低压加强。

事实上，海陆分布特征对我国近海气候的影响更重要表现在降水上。这方面的内容将在季风部分介绍。

2. 季风

（1）季风的成因

季风是海陆间季风环流的简称，它是指大陆和海洋间盛行风随季节而有显著转变的现象。季风的形成，是海陆分布、地形影响以及大气环流等综合因素共同作用的结果。但海陆的热力性质的差异是其中最重要的因素。

冬季，海洋上的温度比大陆上要高，亚洲大陆由强大的西伯利亚高压控制，大陆东部盛行偏北气流；夏季，大陆上的温度高于海洋上的温度，亚洲大陆由强大的印度低压控制，大陆东部盛行偏南气流。另外，欧亚大陆是世界上最大的陆地，太平洋又是世界上最大的海洋，巨大的海陆差异，使亚洲成为世界上季风最显著的地区。

青藏高原在动力和热力方面均对亚洲季风有很大影响。冬季，由于高原的阻挡作用，冷空气沿着高原东侧及其沿海南下，使这些地区的冬季风进一步增强；夏季又阻挡南亚季风的北上，使我国西部地区降水量稀少，非常干旱。

青藏高原在冬季是冷源，而夏季是热源，它与周围的热力梯度和整个大陆与海洋之间的热力梯度方向是一致的，因此，它对东亚和南亚的季风都有加强作用。

亚洲季风包括东亚季风和南亚季风，南亚季风也称印度季风。南亚季风对我国大陆及其近海影响不大，影响最大的是东亚季风。

东亚夏季风又可根据季风气流的来源，分为热带季风和副热带季风：热带季风来自南半球，并在 105° ~ 110°E 及 120° ~ 125°E 处跨越赤道，直接进入南海及我国大陆的中部和东部。副热带季风是西太平洋副热带高压南侧盛行的偏东风，在副热带高压的西部边缘转向成东南或偏南风，影响我国沿海及朝鲜、日本等地。

（2）冬季风

形成并维持我国及其近海的冬季风的大气活动中心为：大陆上的西伯利亚高压和海上的阿留申低压。冬季风的强弱和进退，主要取决于这两个气压系统的相对位置、强度以及高空的环流形势。在 500 hPa 等压面上的平均环流，乌拉尔山为一弱脊，亚洲大陆的东海岸为东亚大槽，我国

正处于槽后、脊前的西北气流控制下，导致极地大陆气团的不断南下，造成地面冷高压和高压前缘冷锋的一次次向南侵袭。当高空盛行纬向环流时，冷高压位置偏北，并自西向东移动，不易南侵，我国大部分地区处在冬季风间歇期；当高空环流由纬向转为经向，盛行西北气流时，冷高压强大并猛烈南下。另外，冷高压的前部低压东移入海后往往加深，并入或代替原有低压，成为新的强大的阿留申低压。低压的发展进一步加强后部的偏北气流，使强冷空气源源不断南下，成为冬季风的爆发时期。这种强冷空气活动称为寒潮。每次寒潮天气过程的强弱和移动路径不同，所影响到的地区和程度也不一样。通常从西伯利亚西部侵入我国的寒潮，影响的范围最大；从西伯利亚中部经贝加尔湖侵入我国内蒙的寒潮，则常常比较强大。当寒潮冷锋经过华北、华东地区时，移动较快，而到川西以及长江以南丘陵地带时，速度减慢，常呈静止或准静止状态。冷锋经过西北、华北时，风力加强，气温骤降，湿度减小，局部地区有风沙和降雪。到达长江以南，因有较多的暖湿空气被抬升，容易产生大片的雨雪天气；在华南的丘陵地带和云贵高原一带，因锋面呈准静止状态，常常形成阴雨绵绵、细雨霏霏的天气。

在高压前缘的冷锋过境之后，受高压控制的地区，天气多半转为晴朗。随着冷空气低层变性增暖，气温逐渐升高，但过一段时期，新的冷空气再次爆发南下。

我国的冬季风一般是9月中旬开始爆发，10月中旬可控制全国，12月、1月为极盛时期，3月开始减弱，4月初自南向北撤退。

（3）夏季风

图2.1.5给出我国大陆和近海夏季风的发生时间。我国大陆夏季风从6月中旬开始（南海开始较早，从5月开始），7月中旬进入极盛期，9月结束。6月，大陆冷高压和阿留申低压相继退向北方，印度低压逐渐向我国扩展。到7月，我国基本上处于低压控制之下。与此同时，海上西太平洋副热带高压势力增强。此时，大陆热低压东部的西南季风和太平洋副热带高压脊前的东南季风同时进袭我国，大部分地区吹偏南风。

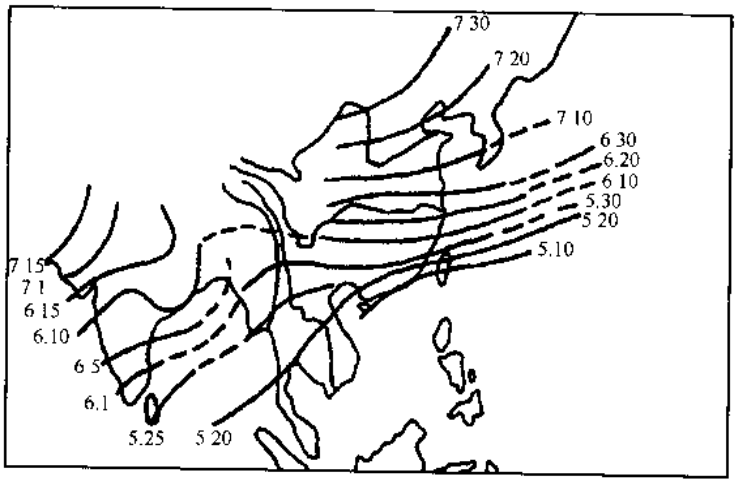


图2.1.5　亚洲夏季风建立的平均日期示意图[18]

我国夏季风由南往北的扩展过程中，往往有跳跃、停滞、再跳跃的特性。6月中旬，副热带西风急流从34°N突然北撤到40°N，夏季风从南岭跳到江淮流域，于是初夏开始。7月中，急流从40°N撤到45°N以北，夏季风从江淮流域跳到华北，于是盛夏开始。9月初，西风带南移，夏

季风迅速南撤，我国夏季风结束，冬季风开始爆发。

初夏，极锋在长江流域一带停滞时，长江中、下游出现了雨季，因时处江南梅子成熟季节，常称为“梅雨”。正常情况下，梅雨起止时间大约从6月中旬到7月中旬。如果冬、夏季风进退反常，双方势力一方过强一方过弱，都会影响梅雨起止时间和梅雨季节的长短，从而引起江淮流域雨水失调，发生旱或涝。在长江流域梅雨期间，华北仍受变性极地气团的影响，晴朗少云，气候干燥；而华南沿海及南海海域，开始受到热带天气系统，如台风、赤道辐合带等的影响。

梅雨结束后，转入盛夏，这时华中夏季风极盛，华北夏季风盛行。受极锋影响，华北和东北南部雨季开始，多阵雨和雷雨；长江流域盛夏时雨季已过，受低层热低压和高层副热带高压影响，天气闷热。

（4）季风对我国近海气候的影响

季风对我国近海气候影响极为显著，表现最突出的是温度、降水和风等方面，对海流、海浪、海冰和海水温度等也有明显影响。

a. 气温

我国近海气温的基本特点是：北方海域冬冷夏暖，四季分明；南部海区终年炎热，长夏无冬。东海和南海北部，冬季温度梯度较大，夏季等温线走向近于纬向。与同纬度大洋相比，冬季大部分海区气温偏低。

冬季，渤海气温较低，每年都有海冰发生，遇到严冬，会出现严重冰情。自黄海、东海至南海，气温自北向南递增。春季，随着大陆冷空气势力的减弱，气温开始回升，且北方海区气温较南方海区回升幅度大。夏季，受夏季风影响，南北方海区温差明显减小，渤海增温更为显著。秋季，夏季风退缩，冬季风再次开始盛行，海区气温下降，尤以北方海区下降明显，与南方海区的温差增大。

b. 降水

我国近海的降水量主要受夏季风制约，降水集中于夏季。降水量分布特点是，南方多于北方，东面多于西面。

渤海和黄海北部，降水量主要集中在7～8月，两个月的降水量可占全年的50%。南海南部，降水量集中在6～9月，此期间降水量占全年降水量的60%～75%。东海和南海北部，一年有两个雨季，即春雨期和秋雨期。盛夏当有台风影响时，也可带来丰富的降水。

雨季的起讫与季风活动相匹配，雨季的开始是南早北迟，而雨季结束却是北早南迟。雨带进退与夏季风进退是完全一致，具有跳跃、停滞、再跳跃的现象。

c. 风

冬、夏季风的发展和变化过程，决定了各海区风向和风速的变化特征。

9月，冬季风开始爆发，东海以北出现的偏北风，尔后北风向南推进，10月中旬到达南海北部，10月下旬到达南海南部。

冬季风盛行期间的11月至翌年3月，风向稳定，风力较强，自北而南均为偏北风，方向呈顺时针变化。黄海、渤海吹西北风或北风，合成风速2～4 m/s；东海南部转为东北风，风速6～8 m/s；南海北部和中部则为东北风，合成风速为7～10 m/s；南海南部转为偏北风，风速为2～3 m/s。在冬季风期间，寒潮冷空气一次次爆发，风力强度也随之变化，在强寒潮爆发时，渤海、黄海最大风速可达40 m/s。

4、5两月为冬季风向夏季风过渡期间。6～8月为夏季风盛行期，比冬季风时间短，稳定度

也比冬季风差。夏季南海为西南风，其余海区为东南风。各海区的平均风速冬季风要强于夏季风。

三、太阳活动

1. 太阳和太阳活动

太阳的半径 $R = 6.96 \times 10^8$m，质量 $m = 1.99 \times 10^{30}$kg。其半径约为地球半径的109倍，地球质量的33万倍。太阳大气的外层，是最灼热的部分，温度约为 10^6K。

太阳大气中发生的一系列物理现象统称为太阳活动。太阳活动主要包括：太阳黑子活动、光斑、日珥、耀斑以及太阳射电等。在这些现象中，最重要的现象是太阳黑子。

太阳黑子呈黑斑形式出现在太阳表面上，温度在4 200K左右，它比周围的明亮光球温度约低1 500K，看起来是暗黑色。黑子经常成群出现，称为黑子群。黑子变化的平均周期为11.1 a，为了用量值来表示太阳黑子活动，1852年沃尔夫（R. Wolf）提出用太阳黑子相对数作为指数，其计算公式为：

$$R = K\ (10g + f)$$

式中：g 为日面上黑子群的数目；f 为包括黑子群内外所有可数黑子在内的黑子总个数，K 为订正系数。

由于黑子比四周温度低，阻碍了太阳内部的能量向外辐射，这部分能量要转移到附近较亮的区域去，这些区域就是光斑。

从色球层中时常有火焰似的气柱喷出来，这样的气柱叫日珥。日珥喷出太阳表面的高度有时可达百万千米以上，有时可持续几个月之久。

耀斑是太阳上的一种爆发现象，又叫做色球爆发。耀斑生命史极短，平均只有4～10min，最长可维持1～2 h。其温度不低于10 000K，平均高度约为7 000 km。

太阳射电是指太阳电磁波辐射中的无线电波部分。

太阳活动除11 a周期外，还有22 a磁周期、80～90 a世纪周期和180 a双世纪周期等。

2. 太阳活动对气候的影响

太阳辐射能是地球上一切热能的主要来源，又是大气中一切物理过程和物理现象形成的基本动力。因此，太阳辐射能是气候形成的基本因素。

太阳活动会引起地球大气中能量的重新分配，从而影响大气平流层和对流层的状况，而大气环流状况又决定了大范围的天气和气候变化。

太阳活动的11 a周期与全球温度变化有着密切关系。在太阳活动的极大值（M）年附近，几乎所有纬带的年平均温度都是负距平，而在太阳活动的极小值（m）年附近，各纬带的年平均温度大都为正距平。

在太阳活动的极大值年或极小值年附近，我国大部分地区气温为负距平，在极大值年与极小值年之间年份，大部分地区为正距平。我国北方海区冬季，这一特点更为显著，尤其是在极大值年份，往往容易出现严冬。渤海近几十年来出现的严重冰情年，大都是在太阳活动的极大值年附近发生的。但近一二十年，由于气候变暖，这一特点有些不明显了。

太阳黑子变化与全球海面水温变化也具有很好的对应关系，二者的变化趋势一致。

另外，从统计意义上来看，当太阳活动增强时，经向环流容易发展，台风的年频数往往偏少；反之，当太阳活动减弱时，纬向环流发展，台风的年频数往往偏多。

第二节　海区主要气候要素特征

一、气温和气压

（一）气温

中国近海气温的基本特点：渤海和黄海，冬冷、夏暖，四季分明。东海和南海北部，冬季出现较强的水平温度梯度；夏季等温线分布均匀，地区差异小。南海中部、南部，终年气温较高，季节变化不明显。

1. 气温的时空分布

气温分布主要受太阳辐射和海流的影响，等温线大致呈纬向分布。在近岸海域，还受陆地的影响，渤海、黄海、东海，等温线大致呈 WSW—NE 走向，但在黑潮及对马暖流流经海域，等温线呈舌状向北伸出（图 2.2.1）。

年平均气温随纬度的递减而递增，南、北海区气温差以冬季大、夏季小为特色。年极端最低、最高气温分别为 -15.4℃和 39.9℃，均出现在渤海沿岸的塘沽。

1 月　中国近海气温以 1 月最低。四个海区又属渤海气温最低，1 月平均值为 -4～0℃。南海气温在 3°N 附近最高，为 27℃。中国近海南北海域气温相差 31℃。1 月是南北气温相差最大的月份，平均每个纬度相差 0.8℃。渤海和北黄海中部，气温高于沿岸气温，近岸出现冰冻。0℃等温线大约从 38°N 附近，呈舌状伸入北黄海。北黄海的气温在 -1～2℃之间。南黄海气温为 2～8℃。东海气温在 8～18℃之间，等温线密集呈 WSW—ENE 走向；尤其在浙闽沿海和台湾海峡附近更是如此。东西向由大陆沿岸至琉球群岛附近，平均气温相差 5～6℃；南北向相差 10℃左右。南海北部平均气温为 16～20℃，20℃等值线穿过海南岛北端至台湾岛南端。该线以北等值线密集，该线以南等值线略为稀疏。西侧气温比东侧低 1.0～2.5℃。南海中、南部平均气温达 26～27℃，气温的纬向差减小。

4 月　渤海、黄海升温幅度大，回暖较快。渤海为 7～11℃，黄海为 9～12℃，东海为 12～22℃，南海北部在 22～27℃之间，南海中、南部为 27～28℃。与冬季相比，其等值线分布变化较大，突出表现为南北温差减小。渤海北部至东海北部，平均气温仅相差 4℃，南海中部与南部平均气温相差 1℃。等温线在渤海、黄海及南海中、南部梯度减小；仅在东海南部和南海北部梯度较大。在渤海、黄海沿岸，由于陆上气温升高快于海上，等值线在岸边向北伸展。黄海西部平均气温比东部的要低。

7 月　平均气温升至全年最高。渤海平均气温 23～26℃之间，黄海为 22～25℃，东海为 25～29℃，南海为 28～29℃。此时，气温南北相差最小，气温梯度仅 0.13℃/纬距[14]。渤海、黄海沿岸气温高于海区中央气温。北黄海中部是中国近海平均气温最低的海域，其值为 21～22℃，这与该海域多雾、阴天较多有关。南黄海中部和西部气温高于东部，这与朝鲜半岛西岸的上升流和多雾有关。东海北部平均气温等值线几乎呈纬向，只在浙闽沿岸，因上升流的影响，气温低于外海约 0.5～1.0℃，这种情况在台湾海峡也很明显。

台湾以东海域，由于黑潮的影响，气温较高，为 29℃。南海大部海域平均气温在 29℃左右，只在菲律宾西海岸和越南绥和至牛顿沿岸，出现低于 28℃的低温区。

10 月　随着太阳辐射量的减小，大陆及沿岸流影响开始显示出来，气温比夏季明显降低。

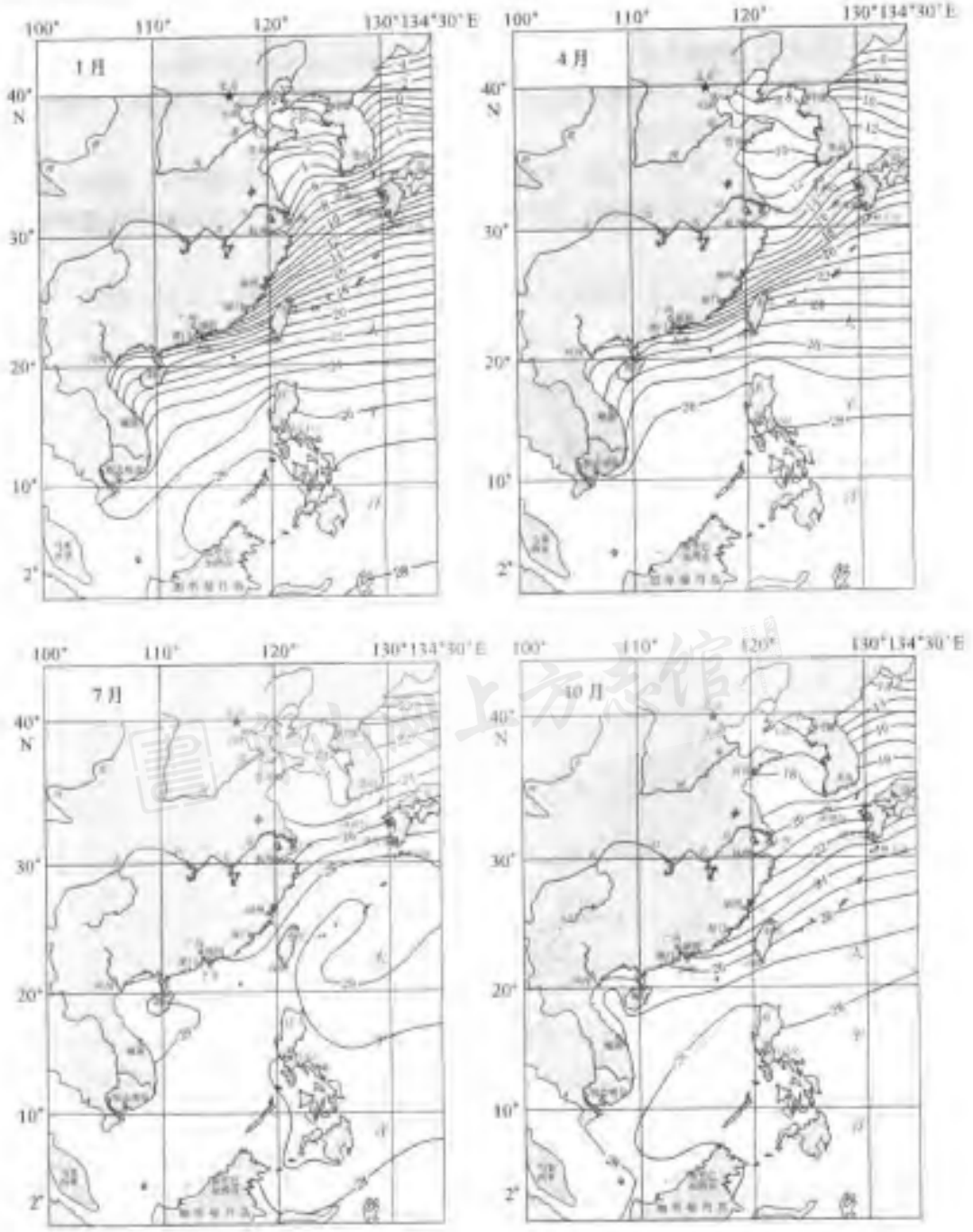


图2.2.1　中国近海气温（℃）分布[36]

沿岸气温低于海区中部，西部气温低于东部。10月，渤海、北黄海平均气温为16℃左右，黄海南部为17～19℃。东海气温的分布形势接近于冬季类型，南北和东西方向上的温差增大。东海北部气温为20℃，向南增温较快。台湾海峡气温升至25℃。台湾以东海域，气温为25～27℃。南海北部气温也在25～27℃之间；南海西部气温为27～28℃，东部略高于28℃。

2. 气温的日变化与年变化

中国近海气温日变化的基本趋势是，白天高于夜间，最低值出现在清晨 4 ~ 7 h；最高值出现在午后 12 ~ 16 h。有些海域，气温最高值出现在傍晚，这种现象主要发生在渤海，出现时间为秋季和初冬季节。其他海区比较少见。

中国近海气温日较差与季节、纬度、大陆度和天气等有关。就年平均而言，渤海气温日较差最大，南沙附近海域最小。就季节而论，东海以北，春季日较差较大；南海沿岸局部海域，冬季气温日较差也较大。

从四个海区 15 个 1° × 1° 方区（图 2.2.2）的气温年变化曲线（图 2.2.3）看出，中国近海气温年变化可分四种类型：

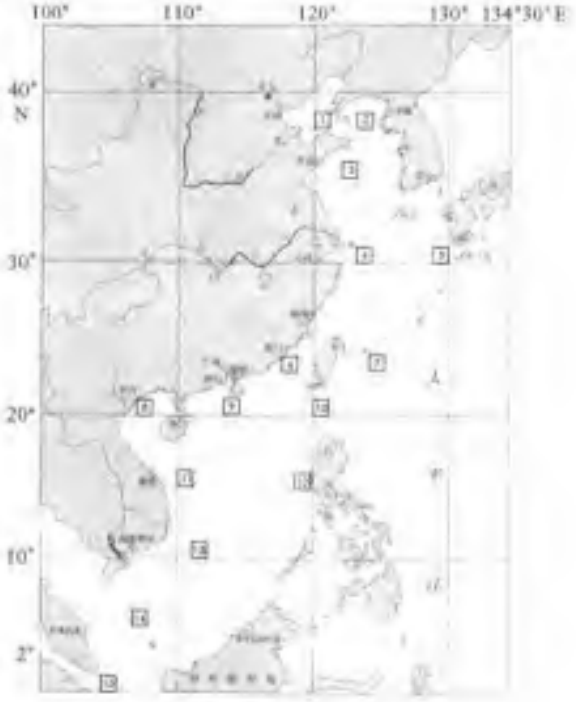


图 2.2.2　气温年变化代表方区[36]

（1）温带型（1、2、3 海区），37°N 以北的渤海和部分黄海，受陆地影响较大，气温年变化呈单峰型。1 月最低，8 月最高，变幅较大，气温年较差 25℃以上。春季升温和秋季降温都比较迅速。

（2）亚热带型（4 ~ 10 区），从 20°N 向北至 37°N，气温呈单峰型变化。1 月（或 2 月）最低，8 月最高，年较差为 8 ~ 25℃。

（3）热带型（11 ~ 13 区），从 20°N 往南至 8°N，气温年变化呈双峰型。1 月最低，6 月和 8 月最高，年变幅显著减小。

（4）赤道型（14 ~ 15 区），0° ~ 8°N 附近的南海南部，气温年变化一般以 1 月最低，5 月略高，年较差仅 2 ~ 3℃。

（二）气压

中国近海全年的气压分布可分为冬季型和夏季型。冬季气压较高，其分布形式是北高南低，平均气压等值线大致是 SW—NE 走向；夏季气压降低，南、北海区等压线分布趋于经向。

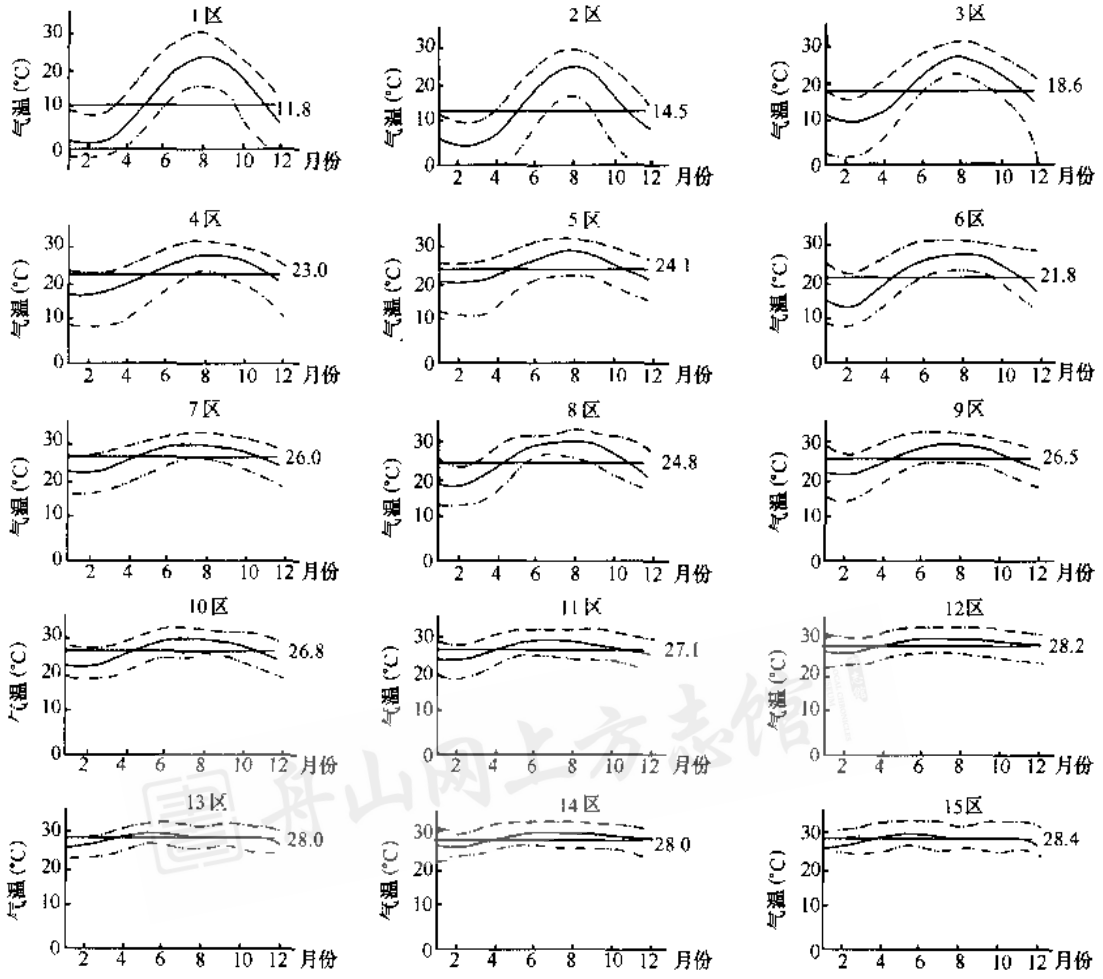


图 2.2.3　气温（℃）年变化[26]

注：图中实线为月平均气温，上面虚线表示最高气温，下面虚线表示最低气温，横线为年平均值。

1. 平均气压的分布

四季的海平面气压分布如图 2.2.4 所示。

1 月　亚洲大陆为强大的冷高压控制，日本以东为阿留申低压。在这种形式下，渤海、黄海和东海北部，气压等值线大致呈 SW—NE 走向。渤海是中国近海气压最高海区，平均气压为 1 027 hPa左右；北黄海大部分气压也高于 1 026 hPa；南黄海气压在 1 025 hPa 左右，西部较高，在 1 026 hPa 以上。东海平均气压在 1 020 ~ 1 024 hPa 之间，舟山群岛以西沿海气压较高。自 25° N 往南，气压逐渐降低，等值线基本呈纬向分布。台湾海峡至南海北部在 1 015 ~ 1 020 hPa 之间；南海中部气压更低，在 1 010 ~ 1 014 hPa；南海南部赤道附近为全海区气压最低的海域。

4 月　大陆高压仍然存在，但强度大大减弱，太平洋副热带高压加强并北移。中国近海气压较冬季降低，南北气压差较冬季减少。渤海、黄海、东海气压在 1 015 hPa 左右；南海北部气压高于 1 011 hPa，南海中部为 1 010 hPa，南海南部低于 1 010 hPa。

7 月　副热带高压继续加强北移，脊线达 25°N 附近。中国近海气压降至全年最低，等压线

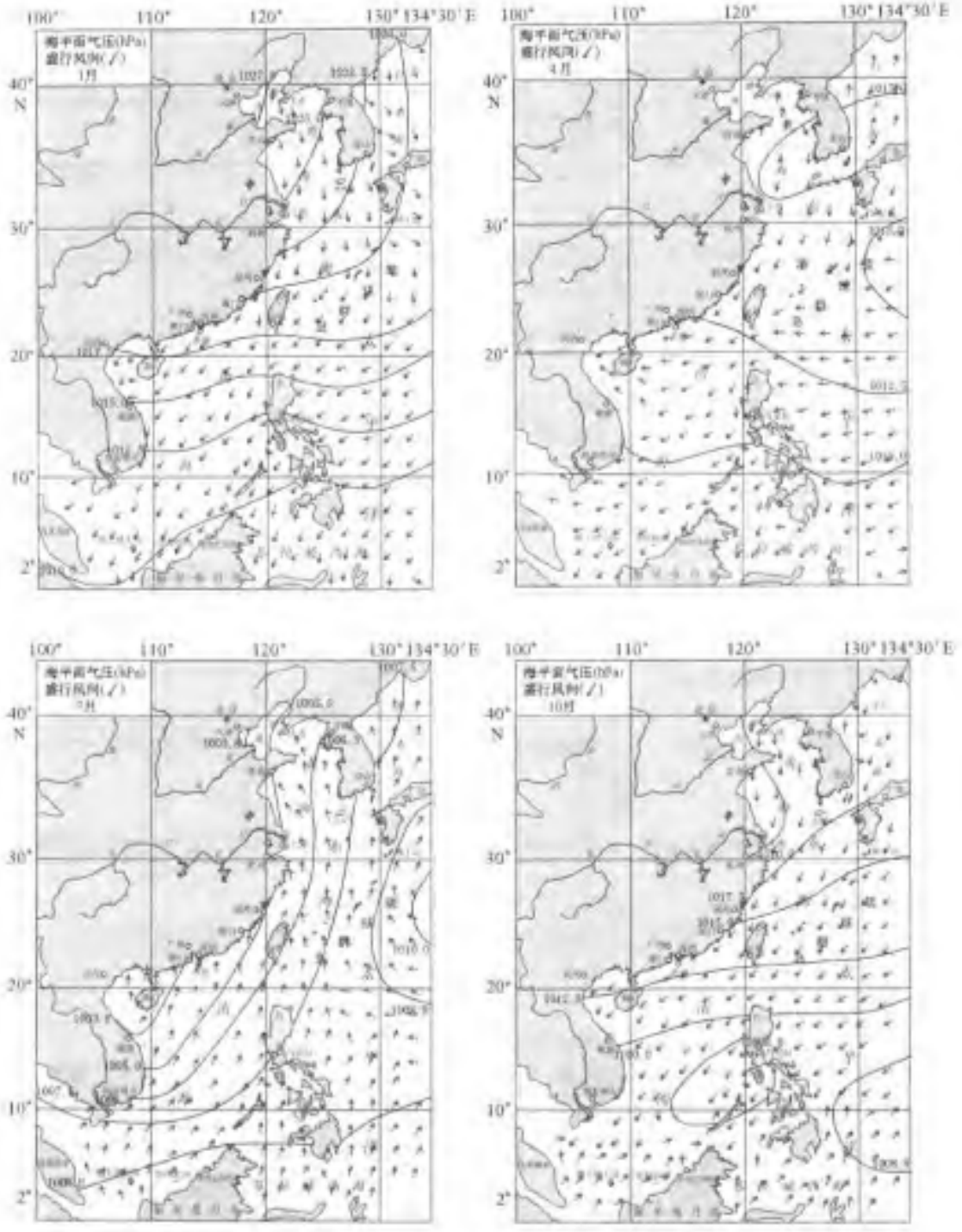


图 2.2.4　中国近海海平面气压（hPa）分布[4]

分布趋于经向。渤海平均气压小于 1 005 hPa。黄海和东海气压呈东高、西低型分布，大陆沿岸气压在 1 005 hPa 左右，黄海和东海中部气压在 1 006 hPa 左右。往东逐步增高，琉球群岛以东海域为高压区，平均气压大于 1 008 hPa。南海气压的分布与冬季的相反，呈南高、北低形势。南

海北部气压为 1 004 ~ 1 005 hPa 左右，并以北部湾最低，低于 1 004 hPa；南海中部气压为 1 005 ~ 1 007 hPa；南海南部气压最高，达 1 009 hPa。

10 月　大陆高压已经建立，副热带高压减弱南撤。等压线的分布已近于冬季类型。北高、南低的形势已很明显。渤海和黄海的气压已升至 1 020 hPa 左右。东海的气压在 1 014 ~ 1 019 hPa之间。南海北部气压在 1 011 ~ 1 014 hPa 之间；南海中部，中沙群岛至菲律宾以西沿岸，有一气压低于 1 008 hPa 的封闭区；南海中、南部气压在 1 008 ~ 10 110 hPa 之间。

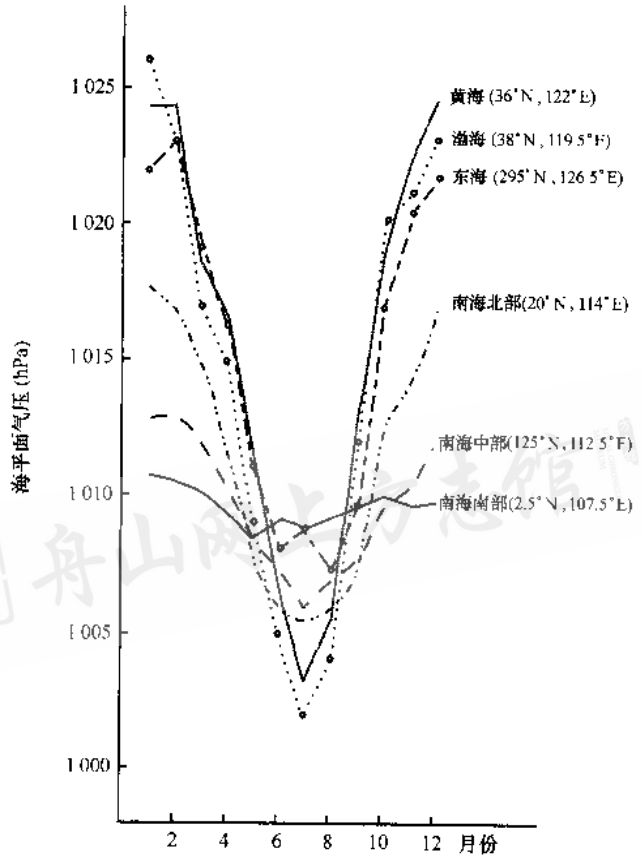


图 2.2.5　海平面气压（hPa）年变化[14]

2. 平均气压的年变化

由图 2.2.5 看出，除南海南部外，中国近海的平均气压年变化，在大部分海区为单峰型：即冬季气压高，夏季气压低，最低值经常出现在 7 月。然而，由于受副热带高压脊的影响，使东海最低气压却不出现在 7 月，而是出现在 8 月。位于南海南部的年气压变化有些特殊，不仅变化振幅小，而且出现两高、两低形势。除 1 月气压为最高外，10 月还出现次高值；5 月为最低值，7 月为次低值。气压年变化的振幅，随着纬度的增加而增大：北部海区年变差高达 24 hPa，而南海南部只有 2.4 hPa。

二、云量和日照

（一）总云量

1. 总云量的分布

中国近海云量的分布与盛行气流性质、天气系统活动、海面热状况、地形等因素有关，另

外，还受海流的影响。图 2.2.6 为四季的总云量分布。其主要的特点：渤海、黄海，冬季自沿岸向海区中央云量迅速增大。东海黑潮流经海域，全年大部分时间有一条多云带维持。南海，冬、春季与夏季之间，云量差异悬殊；南海南部常年云量较多，而且相对稳定。

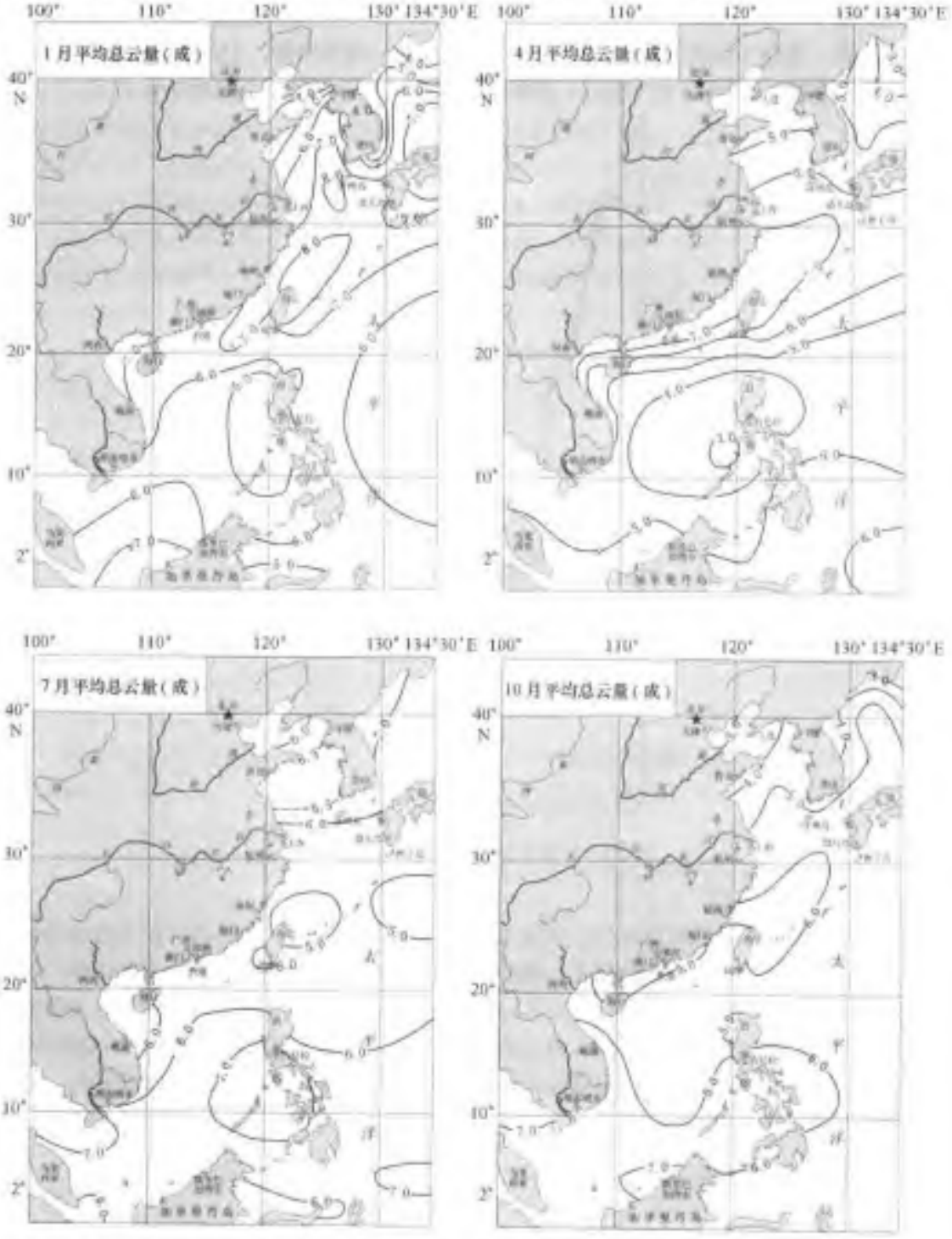


图 2.2.6　中国近海平均总云量（10 成制）分布[4]

1月　渤海、北黄海受蒙古高压控制，盛行西北风，空气干燥，云量较少，平均总云量小于4成，等值线呈SW—NE走向；南黄海中部和东部增加到5～6成。这反应了冷气团入海后逐渐变性的特点。南黄海和东海北部，等值线沿黄海槽呈舌形向北突出。舟山群岛附近海域的云量为6～7成。台湾以东和黑潮流经海域，云量多达8～9成。

4月　季风开始转换，暖湿气流逐渐北上。渤海、黄海云量分布趋于均匀，渤海为4～5成，黄海为5～6成，等云量线以纬向分布为主。东海总云量在7成左右。南海北部云量增大到7成以上；南海中部因副热带高压影响，云量仍然较少，小于4成；巴拉望岛以北海域，云量小于3成。

7月　入夏后，由于西南季风和副热带高压加强、北上，各月云量变化较大。6月，副热带高压脊线移至20°N附近，在其控制下，7成等云量线北缘达35°N。除渤海云量小于5成外，黄海南部和东海大部云量增大为7成，浙江沿海云量大于7成。南沙中部的少云区，6月云量显著增加达6成。7月，30°N以南海域的云量明显减少，在6成以下。由于受副热带高压的影响，台湾东北海域，出现一片小于5成的少云区。7成以上多云区移至黄海；渤海的云量也增至5～6成。南海中部和南部云量为6～7成。8月，渤海、黄海、东海是全年云量较少的月份，分布比较均匀，为5成左右。25°N以南海域，云量略有增加，南海云量比7月略有增加。

10月　9月季风又开始转换，除渤海、黄海北部和东海南部的个别海域外，云量小于5成，其余广大海域均在6成左右。云量分布比较均匀。10月，北方冷空气开始向南爆发，渤海、黄海沿岸云量迅速减少。渤海减至3～4成，北黄海减至4成左右，南黄海云量为4～5成。东海和南海北部为5～6成。南海中、南部云量为6成左右。

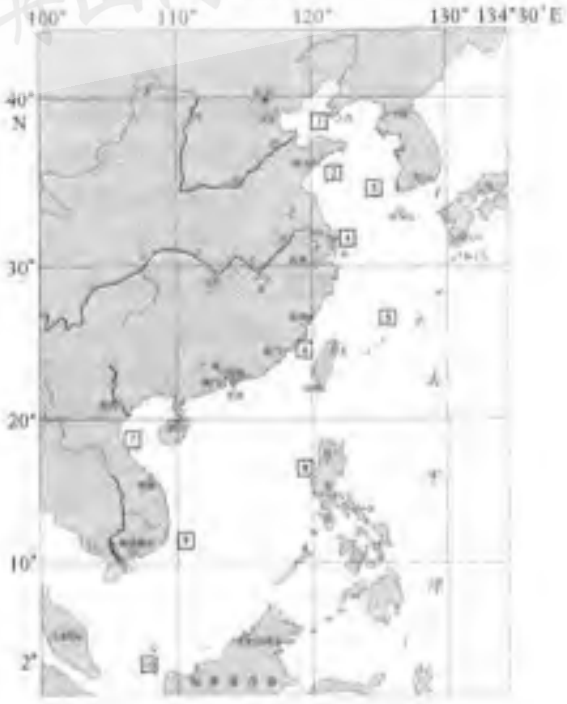


图2.2.7　总云量年变化代表方区[26]

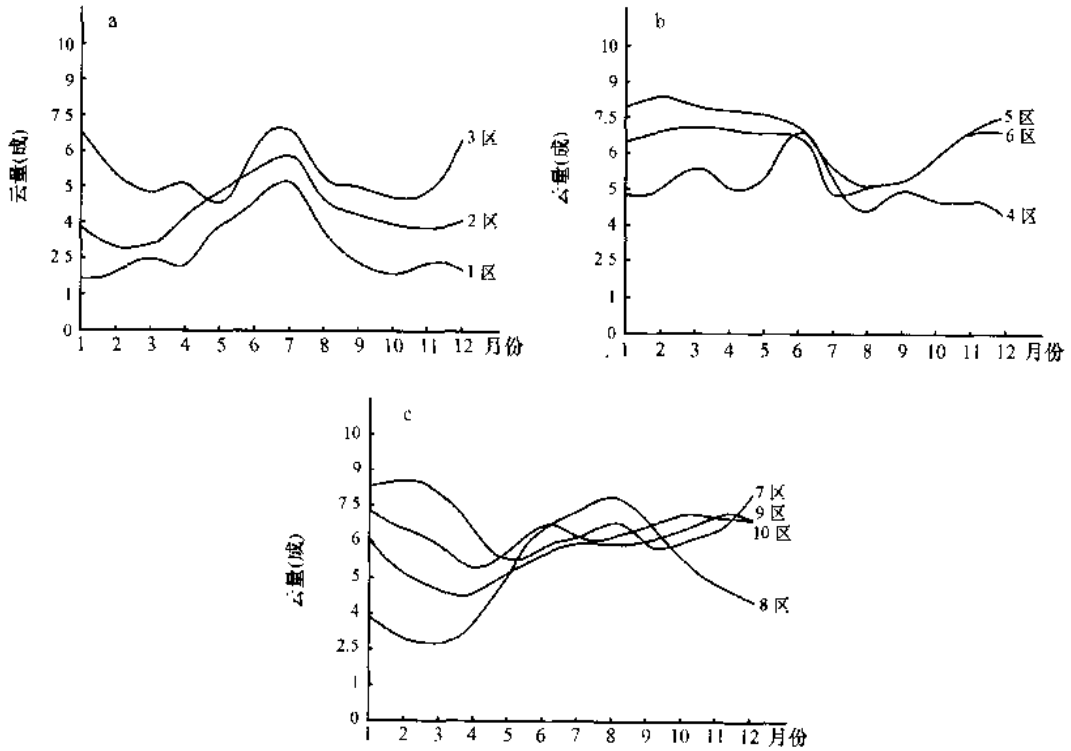


图 2.2.8　平均总云量（成）年变化[26]

2. 总云量的年变化

图 2.2.7 为总云量年变化代表方区，各区云量的年变化如图 2. 2. 8 所示。由图 2.2.8 看出，中国近海平均总云量的年变化存在单峰型和双峰型两种类型。其中，单峰类型包括：（1）冬少、夏多型。渤海和黄海北部，冬季云量 1 ~ 3 成，夏季云量 5 ~ 6 成，年平均 2 ~ 4 成。（2）夏少型。东海南部及台湾海峡于 12 月至翌年 6 月，云量较多；7 ~ 9 月云量较少。年平均总云量 6 ~ 8 成。年变化为 3 ~ 5 成。（3）春少、夏多型。南海中部，冬、春季云量较少，以春季最少，仅 3 ~ 4 成。夏季 7 ~ 8 月，在西南季风影响下，云量达 8 成以上。年平均云量 5 成左右，为中国近海云量年变化最大的海域，达 5 成之多。（4）春少、冬多型。南海南部赤道附近，春季和夏季云量略少，秋、冬季较多，年平均云量高于 6 成，年变化在中国近海为最小。

双峰型变化海区有两处：（1）黄海东南部，冬季 12 月至翌年 1 月，夏季 7 月云量较多；春季 5 月和秋季 10 月较少，年平均云量 5 成左右，年变化较小。（2）北部湾海域，冬季和夏季云量较多，达 8 ~ 9 成；春季 5 月和秋季 10 月的云量为 5 ~ 6 成，年平均云量为 6 ~ 8 成。

（二）低云量

中国近海平均低云量与平均总云量的分布规律相近。季节变化也类似，数值上约低 1 ~ 3 成。这里不再赘述。

（三）晴天、阴天的出现频率——日照

由于海上日照观测资料极少，无法获得海上日照的真实情况，但可用总云量 0 ~ 3 成和 9 ~ 10 成的出现频率分布（图 2.2.9，图 2.2.10），间接代表晴天和阴天的情形，粗略地表示日照情况。

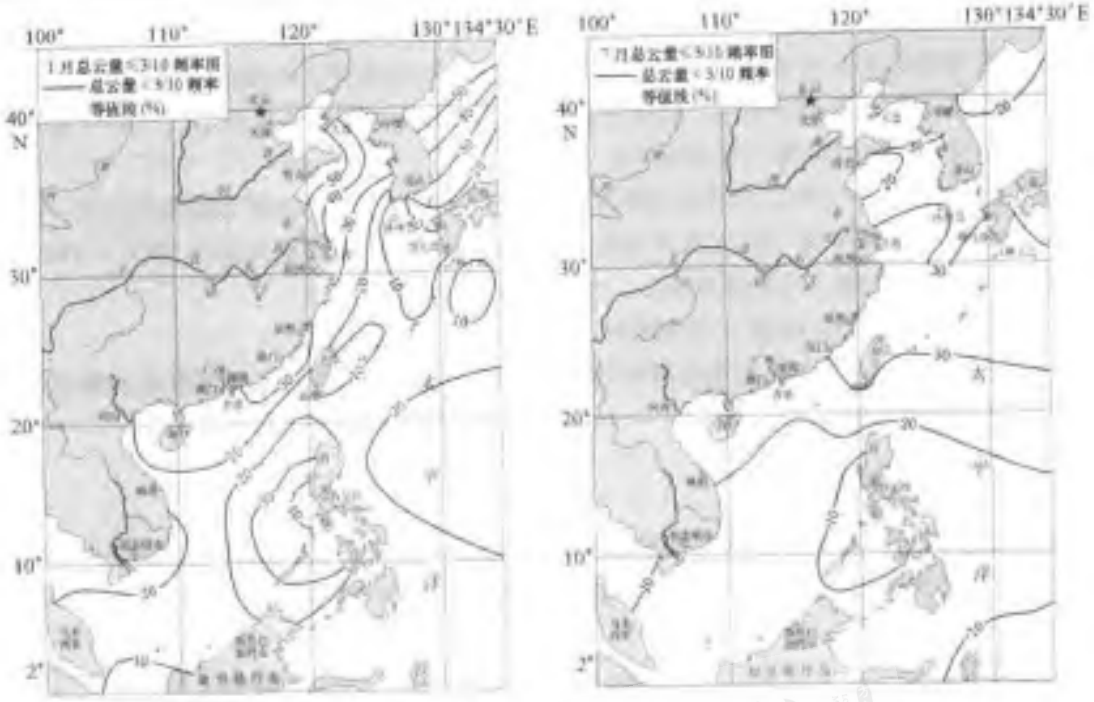


图 2.2.9　中国近海晴天（总云量 0～3 成）出现频率分布[16]

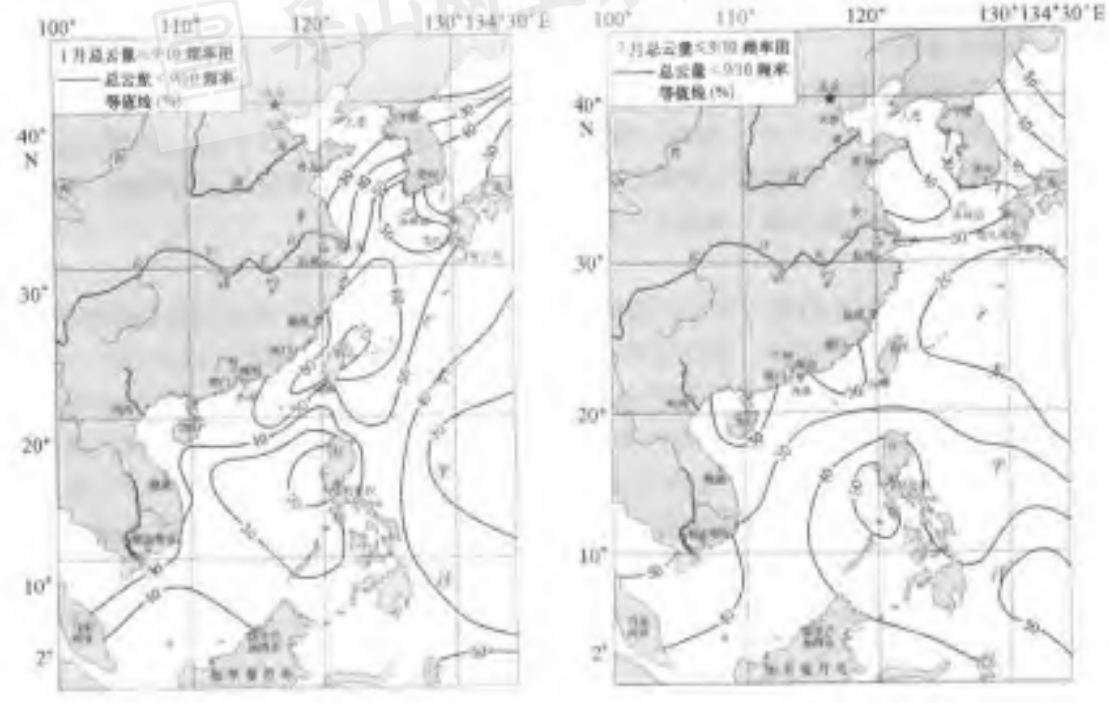


图 2.2.10　中国近海阴天（总云量 9～10 成）出现频率分布[16]

（1）晴天（总云量 0～3 成）出现频率

1 月　渤海和黄海西北部沿岸，晴天出现频率大于 50%，日照较好。黄海中、南部，晴天出

现频率为30%～40%，西部沿海频率较高，东部较低。东海西部和北部，晴天频率在20%～30%之间；东部和台湾以东海域，晴天频率仅为10%，日照很差。台湾海峡西南部福建沿岸，晴天频率为30%。南海大部分海域，晴天出现频率在20%左右，南海东部10°～18°N海域及吕宋岛附近，晴天出现频率较高，为40%左右。

7月　渤海、黄海、东海，晴天出现频率减少为30%左右，青岛近海和海州湾沿岸，晴天频率更少，为20%。南海北部，晴天出现频率在20%～30%之间，南海中部在10%～20%之间，菲律宾群岛以西海域，晴天出现频率最小，为10%，日照很差。

（2）阴天（总云量9～10成）出现频率

与晴天（总云量0～3成）出现的频率分布情况基本相反，即晴天出现频率多的海域，阴天出现频率就少，反之亦然。

三、海面热通量

海面热通量包括感热通量（也称显热通量或可感热交换）和潜热通量（也称蒸发耗热或蒸发潜热通量），它表示海洋的热量损耗，是海面热量净收支的重要组成部分。

（一）感热通量

感热通量是海洋向大气传输的可感热量，主要由海—气温差和近地面的风速决定。

1. 感热通量的时空分布

感热通量有明显的季节性变化，冬季感热通量的分布，随纬度变化十分明显。图2.2.11为中国近海四季代表月感热通量的分布状况。

（1）年感热通量

中国近海年感热通量最大的区域出现在东海东北部，特别是27°N以北，125°E以东的黑潮主干区，最大达20 kcal/cm^2·a*。渤海、黄海西部及南海北部较小，小于5kcal/cm^2·a。南海中、西部最小，几乎为零。等值线在黄海和东海西部，呈经向分布，东部高，西部低。南海东北部及巴士海峡，等值呈纬向分布，北部大，南部小。

（2）月感热通量

1月　感热通量的分布趋势与年分布趋势相似，黄海、东海大部分海域等值线呈经向分布，东部高、西部低。东海西部沿岸，感热通量在2 kcal/cm^2·月左右，中部在4 kcal/cm^2·月左右；南黄海东部，东海东部和南部感热通量较大，在4～6 kcal/cm^2·月之间。台湾东北至琉球群岛一带，其等值线为纬向分布，尤其黑潮区和九州以西海域，为感热通量最大的区域，其值大于6 kcal/cm^2·月。南海感热通量自东北向西逐渐减小，中沙群岛附近为0.5 kcal/cm^2·月，中沙以北海域为0.5～1kcal/cm^2·月。南海南部是感热通量最小的海域，其量值在0.1 kcal/cm^2·月左右。

4月　中国近海大部分海域感热通量比冬季小得多，大部分海域为0，只有九州西南局部海域，感热通量大于1 kcal/cm^2·月。

7月　中国近海大部分海域感热通量在0左右，长江口至舟山群岛附近海域，感热通量为-0.5kcal/cm^2·月，即海洋从大气中得到热量。

10月　感热通量比夏季的大，比冬季的小。黄海为1 kcal/cm^2·月左右。东海为1～2 kcal/

* cal为非法定计量单位，法定单位为焦耳（J），1cal=4.1868J，全书同.

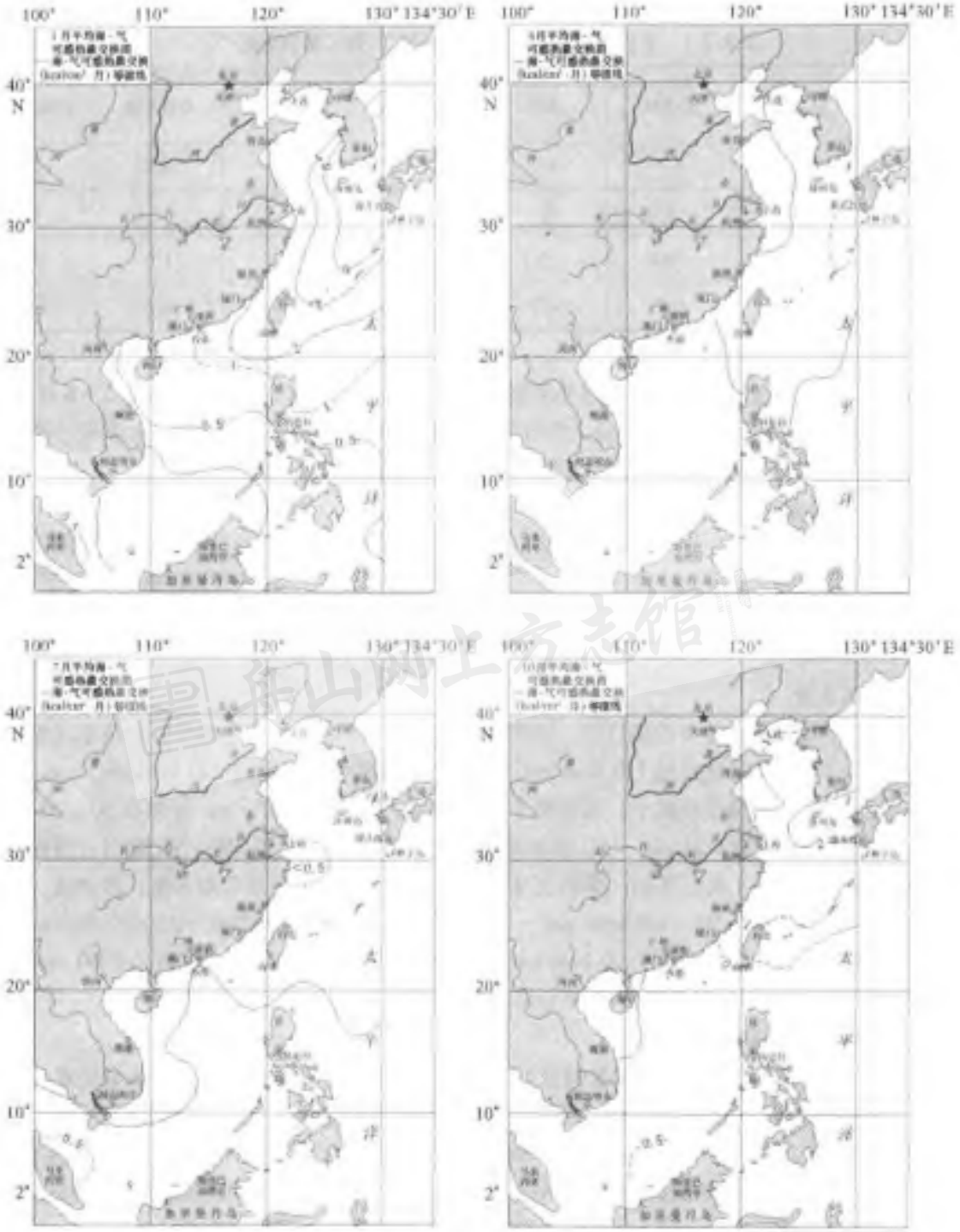


图 2.2.11　中国近海月感热通量（kcal/cm²·月）分布[15]

cm²·月，只有朝鲜海峡以西局部海域，感热通量大于 2 kcal/cm²·月。南海感热通量为 0～0.5 kcal/cm²·月；北部湾的感热通量小于 0。

2. 感热通量的季节变化

表 2.2.1　中国近海感热通量（kcal/cm² · 月）季节变化[14]

海区 / 月	北黄海	南黄海	东海	黑潮主干	南海北部	南海中部	南海南部
1	2.1	3.2	4.4	4.7	2.0	0.5	-0.1
4	-0.4	-0.2	0.5	6.0	-0.1	-0.2	0
7	-0.2	-0.4	-0.5	-0.2	-0.1	1.0	0
10	1.0	1.0	0.7	1.0	0.4	0.1	0.1

由表 2.2.1 可以看出，中国近海感热通量的季节变化较大，其变化范围为 -0.5 ~ 6.0 kcal/cm² · 月之间。最小值出现在 7 月，最大值出现在 4 月。黄海在夏季多为负值，秋季和冬季多为正值。向大气提供的感热通量以黑潮主干附近最大，其次是东海和南黄海。

（二）潜热通量

潜热通量是海面通过蒸发，向大气以水汽的形式提供的潜热能量，它是由风速、湿度的垂直梯度和近海面大气的热力层来决定的。其数值远比感热通量要大，是海面损耗热量的主要部分。中国近海及西北太平洋的蒸发耗热强度，约为感热强度的 8 倍，几乎等于有效辐射强度的 2 倍[14]。

1. 年潜热通量

中国近海年潜热通量分布的高值区，仍然出现在黑潮主干区，自巴士海峡向台湾东北至日本九州西南海域，年潜热通量超过 110 kcal/cm² · a，在九州西南海域超过 120 kcal/cm² · a。由黑潮主干区向北，潜热通量逐渐减小：渤海最小，其值小于 40 kcal/cm² · a；黄海在 50 ~ 70 kcal/cm² · a；东海为 70 ~ 120 kcal/cm² · a。潜热通量等值线在东海以北呈 SW—NE 走向。南海，潜热通量的分布趋势与以上海区不同，等值线呈经向或封闭分布：东北部和南部高，西部低，巴士海峡以西海域潜热通量为 90 ~ 110 kcal/cm² · a；南海中、南部，南沙群岛至中沙群岛海域，出现一高值封闭区，其潜热通量大于 90 kcal/cm² · a；北部湾潜热通量较小，其值小于 60 kcal/cm² · a；南海其他海域，潜热通量为 70 ~ 80 kcal/cm² · a。

2. 月潜热通量（图 2.2.12）

1 月　渤海、黄海、东海潜热通量的分布趋势与年潜热通量的相似，其高值区也出现在黑潮主干区，自巴士海峡至九州西南海域，潜热通量在 12 ~ 16 kcal/cm² · 月。黑潮主干区向北，潜热通量逐渐减小。渤海最小，其值小于 4 kcal/cm² · 月。黄海为 4 ~ 8 kcal/cm² · 月。东海为 8 ~ 16 kcal/cm² · 月。南海潜热通量的分布则不同：珠江口至中沙群岛一带出现低值区，其值小于 8 kcal/cm² · 月；北部湾、海南岛以南海域，为潜热通量的高值区，其值大于 10 kcal/cm² · 月；南海南部和越南东南沿岸，为南海潜热通量的最低值区，其值小于 6 kcal/cm² · 月。

4 月　潜热通量减少，其分布趋势也与冬季的不同。潜热通量的高值区移至台湾海峡，其值大于 8 kcal/cm² · 月。渤海、黄海成为潜热通量的最小值区，其值小于 2 kcal/cm² · 月。东海潜热通量仍呈现北低、南高的形势，其量值为 2 ~ 6 kcal/cm² · 月。南海东北部潜热通量较高，为 6 ~ 8 kcal/cm² · 月。南海北部和北部湾，是南海潜热通量最低的区域，其量值小于 2 kcal/cm² ·

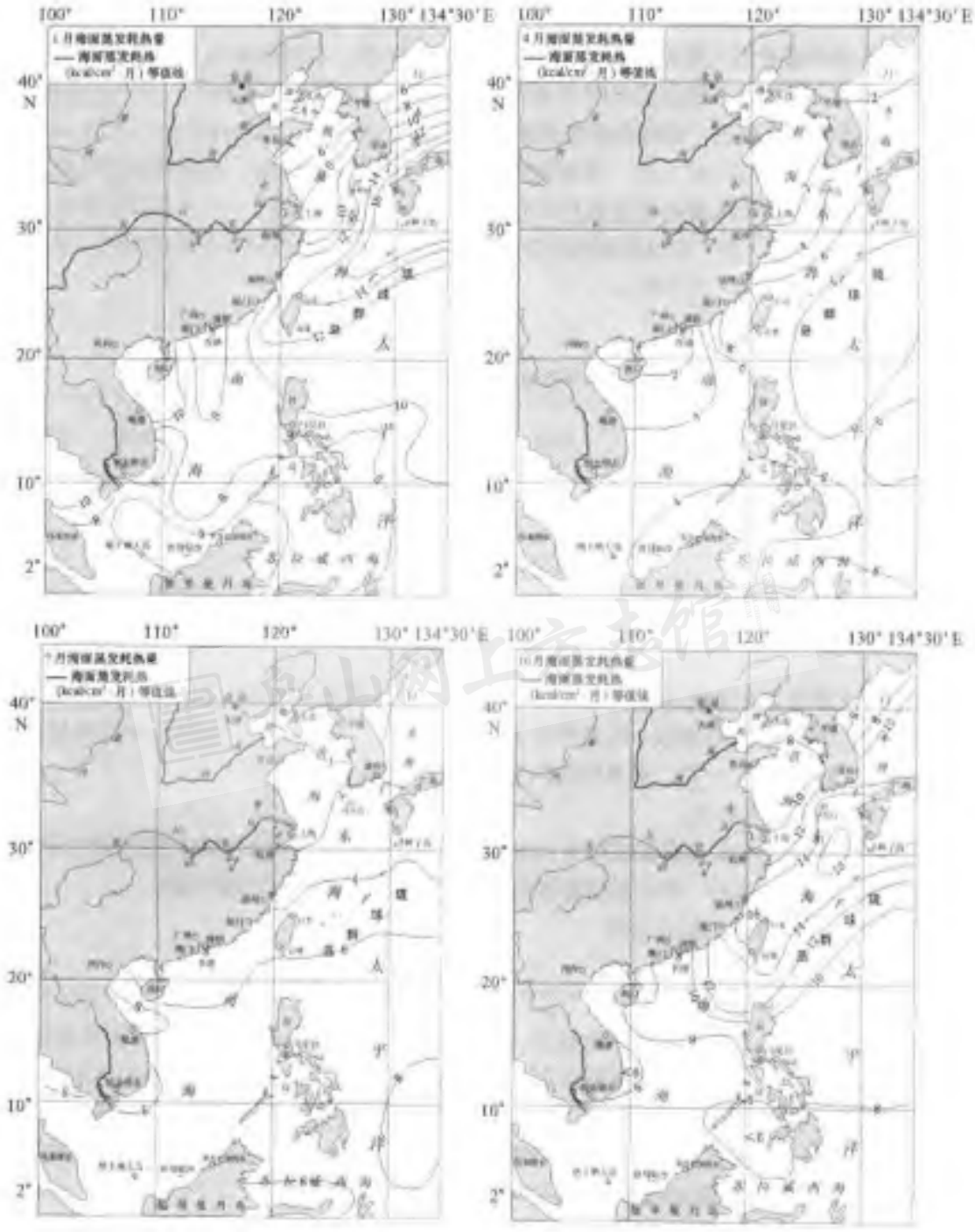


图 2.2.12　中国近海月潜热通量（kcal/cm²·月）分布[15]

月。南海其余海域潜热通量为 4 kcal/cm²·月左右。

7 月　潜热通量呈南高、北低的纬向分布趋势，地区差异小，高值区明显消失。渤海、黄海为潜热通量最小的海区，其量值在 1 kcal/cm²·月左右。东海南部潜热通量为 2～4 kcal/cm²·月。台湾海峡和南海北部为 4～6 kcal/cm²·月。北部湾西南、岘港以东海域，为中国近海夏季

潜热通量最大的区域，其值大于 8 kcal/cm² · 月。南海大部分海域均在 6 kcal/cm² · 月左右。

10 月　为潜热通量增大的季节，其分布趋势接近于冬季。台湾海峡至九州一带海域，为潜热通量的高值区，呈东北—西南走向闭合椭圆状，其值为 14 ~ 16 kcal/cm² · 月。该高值区南、北两侧，潜热通量逐渐减小。渤海的潜热通量小于 8 kcal/cm² · 月。黄海的为 8 ~ 10 kcal/cm² · 月。东海的为 10 ~ 16 kcal/cm² · 月。南海潜热通量的分布呈东北部高，西南部低的趋势。台湾以南和巴士海峡两侧是南海潜热通量最高的海域，其值为 14 kcal/cm² · 月。南海北部潜热通量在 8 ~ 12 kcal/cm² · 月之间、南海西部越南沿岸潜热通量最小、其值小于 6 kcal/cm² · 月，南海其余海域在6 ~ 8 kcal/cm² · 月之间。

3. 潜热通量的季节变化

表 2.2.2　中国近海潜热通量（kcal/cm² · 月）季节变化[14]

海区 / 月	北黄海	南黄海	东海	黑潮主干	南海北部	南海中部	南海南部
1	3.9	8.0	13.0	14.0	8.5	8.8	9.8
4	1.6	1.7	3.6	7.1	4.0	3.8	5.5
7	1.2	1.8	2.8	4.8	4.6	7.2	7.5
10	8.2	9.1	14.3	14.3	9.8	7.2	7.0

从表 2.2.2 看出，中国近海潜热通量季节变化明显，黄海、东海，秋季最大，冬季次之，春、夏季较小。南海中部和南部，以冬季最大，夏季次之，春季最小。东海是年变幅最大的海域，其值为 11.5 kcal/cm² · 月；南海南部年变幅最小，为 4.3 kcal/cm² · 月。

（三）海面总热量净收支

海面热量的净收支，是由海面获得太阳短波辐射热量扣除海面由于长波有效辐射、感热传输和潜热传输所损耗的热量后，剩余的净获得量，它表示海洋热量输送的辐散值。

1. 海面总热量净收支的时空分布

（1）年海面总热量净收支

中国近海年海面热量净收支最大的负值中心，在黑潮暖流主轴附近，自台湾至九州一带海域为高负值带。说明这一带海面支出热量最多，其量值在 20 ~ 40 kcal/cm² · a。在该负值带的南、北两侧，均为正值区。黄海海面得热量在 20 ~ 40 kcal/cm² · a。东海北部在 0 ~ 20 kcal/cm² · a。南海东北部，巴士海峡至台湾海峡南部，有一块海面热量净收支平衡的 0 值区。南海大部分海域均为正值区，即海面得到热量，其值自东向西逐渐增大，最大值出现在北部湾和越南沿岸，为 60 kcal/cm² · a。南海其他海域得热量为 20 ~ 40 kcal/cm² · a 之间。

（2）月海面总热量净收支

由图 2.2.13 看出，中国近海海面热量净收支于 1 月和 10 月为负值，4 月和 7 月（除 4 月黑潮主干区外）为正值。东海和黑潮主干区，季节分布差异最大。

1 月　整个中国近海海面热量净收支均为负值，即海面向大气支出热量。放热最大的海区为黑潮主干区，九州西南海域最大值达 24 kcal/cm² · 月以上。由黑潮主干区向北、向南，海面放出热量逐渐减小。黄海和东海北部，为 8 ~ 12 kcal/cm² · 月。台湾东北局部海域海面放出热量也较大，为 20 kcal/cm² · 月。南海北部海面放热量自东向西逐渐减小，其值在 4 ~ 12 kcal/cm² · 月

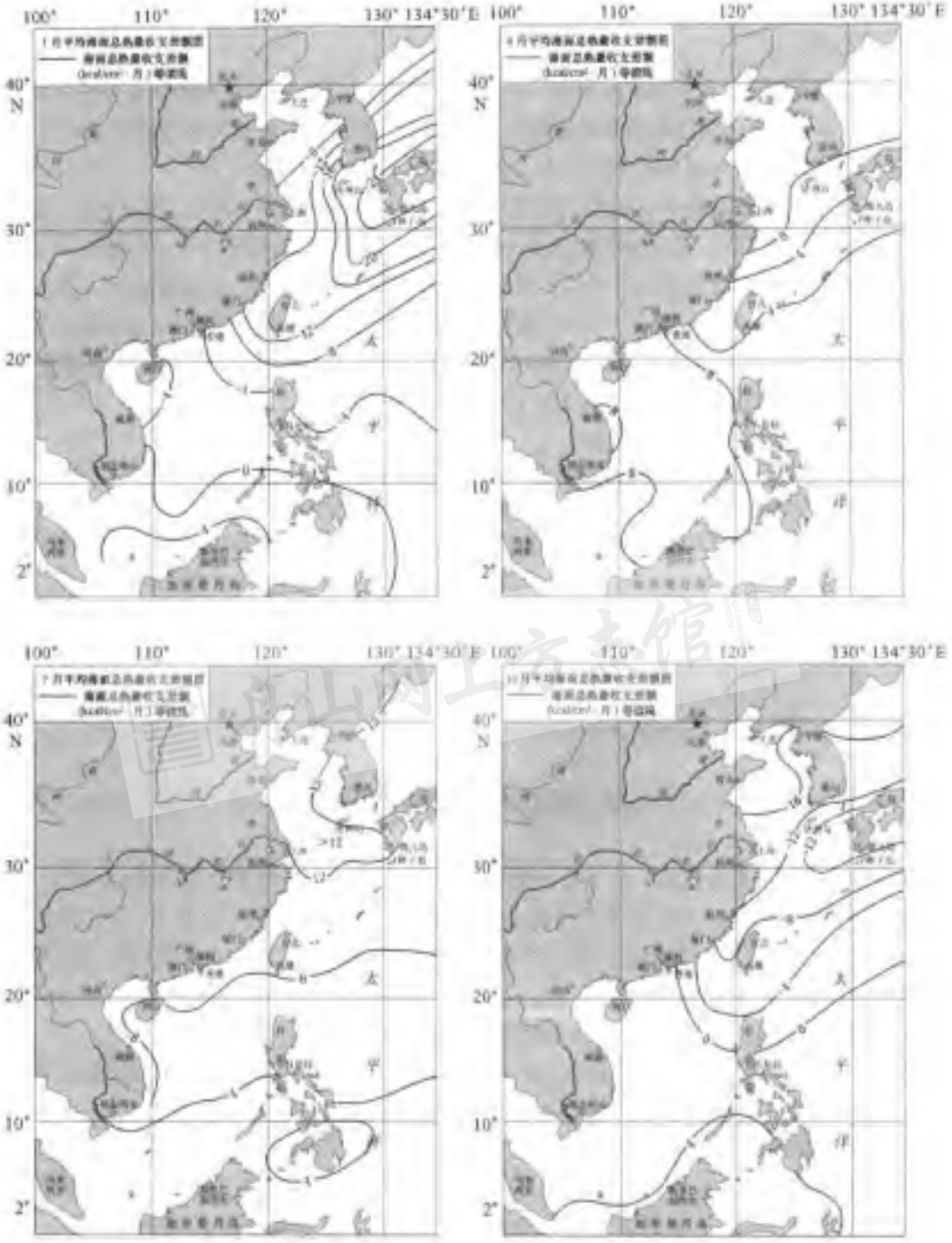


图 2.2.13　中国近海月海面热量净收支（kcal/cm² · 月）分布[15]

之间。北部湾放热量大于 4 kcal/cm² · 月，南海中部海面，1 月份热量收支基本平衡。南海南部海面与其他海区正好相反，1 月海面反而吸收热量在 4 kcal/cm² · 月左右。

4 月　中国近海海面热量净收支均为吸收热量，黑潮主干区和台湾海峡吸热量较少，为 4

kcal/cm^2·月。东海北部和黄海吸收较多，为8 kcal/cm^2·月以上。南海吸热量也较大，为8 kcal/cm^2·月左右。

7月　海面吸热量在黄海和东海北部大于12 kcal/cm^2·月，往南海面吸热量逐渐减少。东海为8～12 kcal/cm^2·月。南海海面吸热量随纬度的增加而增加：南海北部和越南沿岸大于8 kcal/cm^2·月；南海中部在4 kcal/cm^2·月左右；南海南部小于4 kcal/cm^2·月。

10月　中国近海除南海中、南部仍为吸热状态外，其他海区转为海面放热状态。放热量最大的海域仍为黑潮主干区，自台湾海峡至九州西南海域，海面放热量在8～12 kcal/cm^2·月，九州西南海域放热量大于12 kcal/cm^2·月。黑潮主干区向北，海面放热量逐渐减小，东海北部和黄海，海面放热量在4～8 kcal/cm^2·月。南海东北部，海面放热量减到0～4 kcal/cm^2·月。南海大部分海域转为吸热状态，吸热量由北向南逐渐增加：南海北部和中部，海面吸热量在0～4 kcal/cm^2·月之间；南海南部吸收热量为4 kcal/cm^2·月左右。

2. 海面总热量净收支的季节变化

表2.2.3　中国近海热量净收支｛kcal/cm^2·月｝季节变化[14]

海区 / 月	北黄海	南黄海	东海	黑潮主干	南海北部	南海中部	南海南部
1	-5.4	-10.2	-15.5	-14.7	-4.5	-1.3	-0.7
4	9.9	9.4	6.5	-2.6	7.2	9.2	7.4
7	12.6	12.8	11.9	9.3	8.2	3.7	3.3
10	-3.5	-3.5	-9.3	-16.4	-1.4	2.1	3.7

由表2.2.3看出，中国近海海面总热量净收支存在明显的季节变化，其中，黑潮主干区和东海季节变化最大。

北黄海于1～2月为放热期，从3月开始，便进入吸热期，吸热最大的月份为7月，7月以后吸热量逐渐减小，到10月便变为放热状态。各月海面热量净收支量见表2.2.3。南黄海海面总热量净收支季节变化与北黄海差不多，但其放热期较北黄海的长，吸热期比北黄海要短，吸热量比北黄海少。

东海海面热量净收支的季节变化与南黄海相似，但海面的放热期更长，1～3月、9～12月均为放热期；4～8月为吸热期。吸热量也比黄海少。黑潮主干区海面热量净收支放热量最大，放热期最长（1～4月、9～12月）；只有6～8月为海面吸热期，其吸热量很小。

南海海面热量净收支的季节变化与黄海、东海不同，吸热期很长，放热期很短。南海南部全为吸热期，吸热量以4月最大，1月最小；南海中部只有1月，海面失去热量，11月至翌年1月基本为海面放热期，2月至10月初为海面获得热量的时期，其获热量在4～8月较高。

四、风

风是海洋上最重要的气象要素，它不仅对海上船舶、工程设施产生重要影响，而且是造成波浪、风海流、流冰、风寒的重要因素。

中国近海季风显著：冬季风强而稳定，平均风速高于夏季风；春、秋季为过渡季节，风速多变，平均风速较小。

（一）平均风速

1. 年平均风速（图 2.2.14）

中国近海年平均风速较大的区域有三处，即台湾海峡、吕宋海峡周围和九州西南方，平均风速在 8 m/s 以上。另一个风速相对较大的区域在南海中南部，其中心的年平均风速大于 7 m/s。

风速较小的区域出现在南黄海北部沿岸海域，以及南海的赤道附近海域，年平均风速小于 6 m/s。

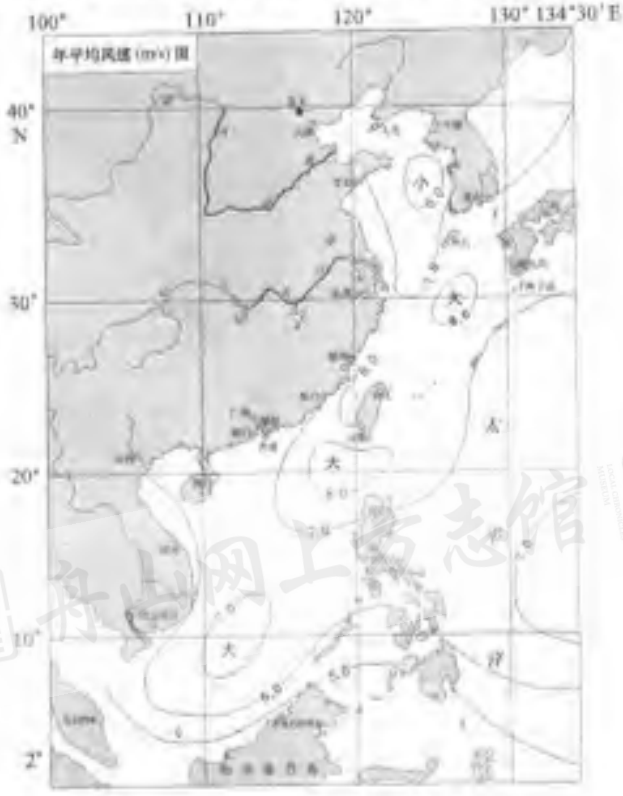


图 2.2.14　中国近海年平均风速（m/s）分布[14]

2. 月平均风速（图 2.2.15）

1 月　济州岛附近，九州岛西南经台湾海峡至中南半岛以东，为风速大于 8 m/s 的高值区，高值中心分别位于台湾海峡、巴士海峡西口及越南东南海域。黄海中部、北部湾风力次之，风速为 7～8 m/s。南海南部、中国大陆沿岸风速较小，为 5～7 m/s。台湾岛西南、吕宋岛以西为背风区，风速小于 5 m/s。

4 月　处在风向转换期，风力较小，尤其是南海减弱较快。东海和黄海由于气旋活动较为频繁，风速依然较大。济州岛附近，黄海西部，为 6 m/s 左右。台湾海峡、巴士海峡及黑潮区，平均风速仍为中国近海最大的区域，达 6～7 m/s。北部湾南部南口，风速也在 6 m/s 左右；但北部湾东北部沿岸和南海中、南部，风速较弱，为 4～5 m/s。

7 月　由于西南季风加强，南海中、西部越南东南海域风速较大，平均风速为 7 m/s。南海中、北部，风速在 5～6 m/s。南海南部风速较小，为 4～5 m/s。巴士海峡、台湾以东、东海大部及南黄海中部，风速为 6 m/s 左右。越南东北部沿岸，北部湾北部沿岸、台湾海峡及黄海西北部沿岸，风速小于 5 m/s。北黄海和渤海，风速最小，尤其沿岸海域小于 4 m/s。西朝鲜湾，风

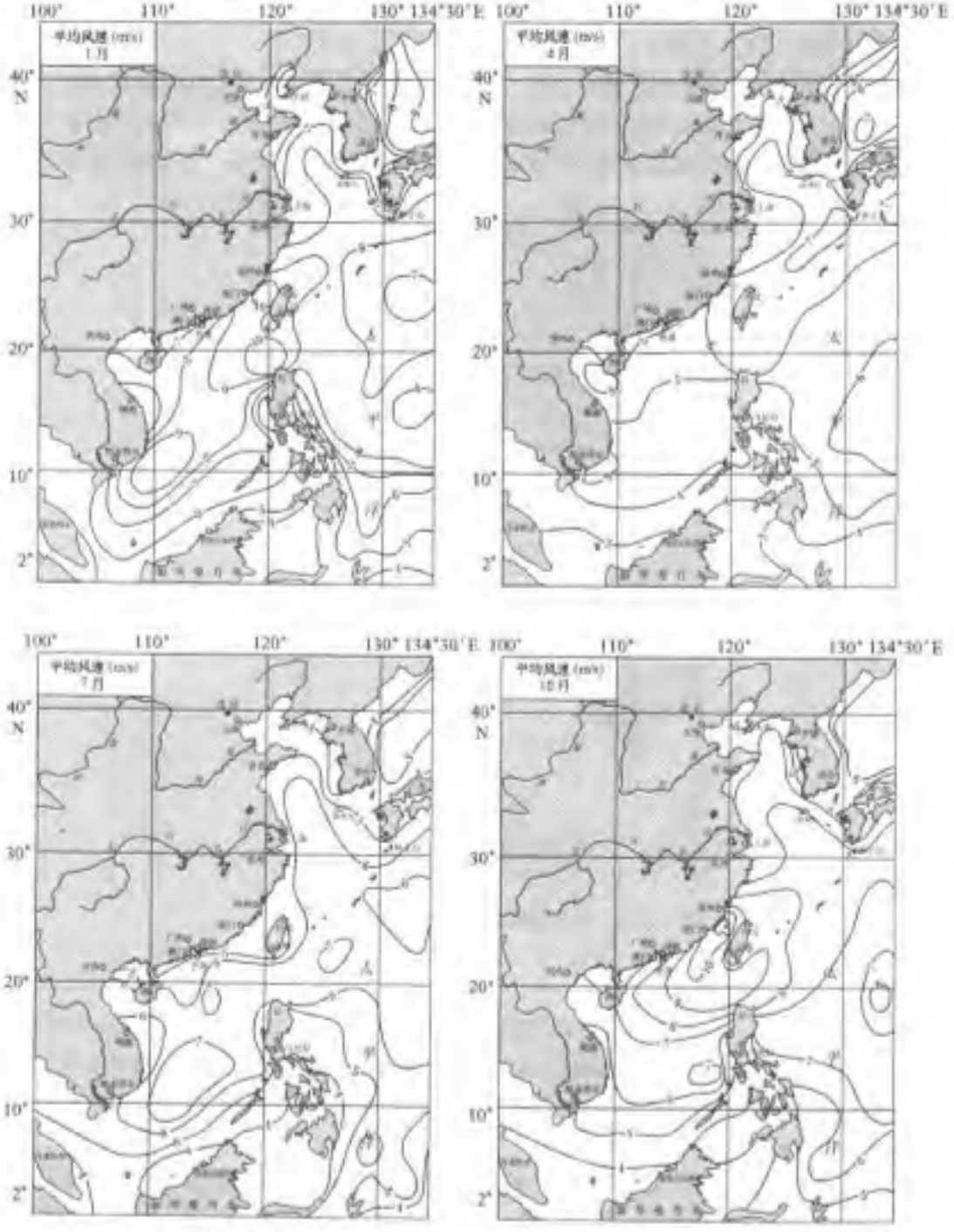


图 2.2.15　中国近海月平均风速分布（m/s）[4]

速小于 3 m/s。

10 月　中国近海冬季风基本建立。这期间，台湾海峡和南海东北部，平均风速增大到 10 m/s，成为中国近海风速最大的区域。渤海风速为 5 m/s；黄海中部为 6 m/s 左右；东海风速为 7～8 m/s；南海 15°N 附近约为 7 m/s；南海南部平均风速为 4 m/s 左右。

（二）盛行风向

冬季和夏季，中国近海盛行风向很有规律，风系清晰，与气压场的配置关系十分吻合。

冬季（1月）中国近海受大陆高压的控制，盛行风向自北向南呈顺时针方向偏转。渤海及北黄海，盛行风向为NW和N。东海以N和NE风为主。台湾海峡和南海，则以NE风为主。

夏季（7月）受大陆低压影响，中国近海主要风向自南向北呈逆时针方向偏转。南海南部以SW风为主。南海北部和台湾海峡，则以S至SW风为主。东海及黄海南部，盛行S风。黄海北部及渤海，则逐渐转为SE和S风为主。

春、秋季为过度季节，特别是春季4、5月，主要风向不明显，风向较乱，尤其是舟山群岛附近，风向变化较大。

（三）大风日数和大风极值

1. 大风日数

由我国近岸的平台、岛屿和沿岸站的大风日数（表2.2.4）看出：渤海中部和西部，全年大风日数为80 d左右；渤海海峡和黄海中部为110 d左右。渤海、黄海大风集中于11月至次年4月，平均每月10～16 d。但渤海中部，春季大风日数减少。东海西北部大风日数比渤海、黄海的略多，达120～140 d。尤其12月至翌年4月，平均每月10～15 d。夏季受台风影响，也有5～10个大风日。琉球群岛附近，大风日数明显减少，全年仅10～40 d。台湾海峡大风日数为100～120 d，西北部多，东南部少，大风日也集中在10月至翌年4月，以11～12月最多。南海北部大风日数较多，东部和南部较少。西沙群岛附近为40 d左右；越南近海和南沙群岛约50 d；南沙群岛以东及其以南降至40 d以下，大风出现时间多在6～9月台风季节。

表2.2.4　平台、岛屿站、沿岸站大风日数（d）统计[26]

站点	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年合计
8号平台	10.2	6.8	5.2	5.4	4.6	3.6	4.2	4.2	5.0	7.0	12.0	10.8	79.2
大连	9.0	7.8	9.2	10.4	7.8	4.0	2.7	2.2	3.8	6.5	9.2	8.3	80.8
砣矶岛	12.8	10.2	11.1	11.7	10.1	7.5	5.0	3.4	4.9	9.1	12.7	12.3	110.6
成山角	17.0	13.6	12.7	10.1	8.6	4.4	3.1	3.0	6.3	10.3	14.0	15.2	117.7
千里岩	16.1	13.9	11.7	11.6	9.9	6.7	7.8	6.1	7.1	10.4	15.1	16.3	132.4
朝连岛	12.9	9.0	7.9	6.7	5.2	4.2	5.0	4.8	5.7	8.3	11.9	12.2	93.8
西连岛	6.6	7.0	7.9	8.5	8.4	8.0	6.3	4.0	5.1	5.8	8.0	7.4	82.6
嵊泗	14.4	13.0	13.8	14.9	12.1	10.5	15.5	11.8	7.6	8.9	11.5	13.0	146.8
嵊山	15.5	10.0	12.8	12.5	9.0	10.0	8.8	4.6	6.8	7.3	12.0	13.5	122.8
崇武	13.6	12.9	10.1	6.2	3.9	1.5	2.4	3.4	6.3	13.2	15.5	14.0	102.9
南麂	17.5	18.3	19.0	14.4	11.8	10.6	12.7	8.3	12.6	17.7	17.8	17.7	178.5
东山	13.9	14.9	14.5	8.1	6.6	4.0	3.5	3.6	5.4	14.1	16.3	15.4	119.7
上川岛	3.7	2.5	2.1	1.7	1.9	1.6	2.7	2.9	3.4	4.3	3.1	3.8	33.7
涠洲岛	3.5	3.6	2.8	2.8	1.8	3.4	4.2	4.4	2.6	3.2	3.1	2.9	38.3
西沙	4.1	1.7	1.3	1.6	1.7	4.0	3.8	3.9	3.0	4.1	6.7	5.6	40.5
珊瑚岛	4.8	3.5	1.2	1.0	0.7	0.8	1.7	2.3	4.5	5.5	10.8	8.0	44.8
永暑礁	0.7	2.3	0.0	0.3	1.0	10.0	8.0	10.0	5.3	5.7	7.3	4.0	54.6

2. 大风风速极值

表 2.2.5 列出我国近岸的大风极值，可以看出：中国近海观测到的最大风速为 40 ~ 50 m/s。风速极值多由热带气旋所造成。沿岸风速之冠为香港站，实测极值风速为 72.1 m/s，出现在 6213 号台风过程中。汕尾极大风速为 60.4 m/s，是由 7908 号台风造成的。

表 2.2.5　部分台站观测到的大风极值[26]

项目 / 站名	最大风速及风向 (m/s)	观测时间	天气系统	极大风速及风向 (m/s)	观测时间	天气系统	资料年限
鸳鸯岛	40.0 NE, NNE	1964 - 4 - 5	寒潮				1962 ~ 1989
大连	43.0 SW	1994 - 8					1950 ~ 1999
成山角	40.0 N	1972 - 9 - 28	台风	42.6 NW	1972 - 9 - 28	台风	1955 ~ 1989
青岛	30.0 ESE	1971 - 6 - 25	台风	44.2 NW	1956 - 7 - 10	雷雨大风	1898 ~ 1989
上海	38.8 E	1915 - 7 - 28	台风	43.9	1915 - 7 - 28	台风	1884 ~ 1989
嵊泗	36.0 NNE	1979 - 8 - 16	台风	43.9 NNW	1977 - 9 - 10	台风	1963 ~ 1989
石浦	40.0 ENE	1979 - 8 - 24	台风	52.3 NNE	1961 ~ 10 - 3	台风	1949 ~ 1989
福州	33.4 NE	1954 - 8 - 28	台风	40.7 ENE	1969 - 9 - 27	台风	1952 ~ 1989
厦门	(38.0) * ESE	1959 - 8 - 23	台风	(60.0) ESE	1959 - 8 - 23	台风	1958 ~ 1989
汕头	34.0 ENE	1969 - 7 - 28	台风	52.1 ENE	1969 - 7 - 28	台风	1949 ~ 1989
汕尾	45.0 E	1970 - 8 - 2	台风	60.4 E	1979 - 8 - 2	台风	1949 ~ 1989
香港	40.2	1962 - 9 - 1	台风	72.1	1962 - 9 - 1	台风	1906 ~ 1989
琼海	48	1973 - 9 - 14	台风		1973 - 9 - 14	台风	1955 ~ 1989
西沙	45.0 SSE	1981 - 7 - 3	台风				1971 ~ 1989

* 括号为计算风速。

（四）海陆风

海陆风是海岸附近的一种中尺度天气系统。白天由于陆上增温比海上快，海陆之间产生气压梯度力，促使海上空气流向陆地，称为海风。夜间，陆上冷却快，海上相对暖些，空气由陆地流向海洋，称为陆风。

海陆风的强度、持续时间、影响范围，基本上取决于地面与海面对大气供应的热量，也与海岸地形和当时盛行的大尺度天气系统有关。白天太阳辐射强、陆面增温快，海陆之间温差大，所以海风一般强于陆风。春末、夏初，海陆风一般比其他季节要强。海风风速一般为 2 m/s 左右，陆风为 1 m/s 左右。

冬季海风开始时间，一般是上午 9 ~ 10 h，南方海岸略早，北方略迟；终止时间大约是 19 ~ 22 h，北方早，南方迟，故海风的持续时间，南方长于北方。夏季海风开始时间略有提前，结束时间略推后，南、北方持续时间相差很小。冬季陆风开始于零时前后，南方略早于北方，结束时间 9 ~ 12 h，南方比北方推迟。夏季陆风开始时间，南方略提前；终止时间，南、北方比较一致。

各地区海陆风的扩展范围相差较大，一般海风可向陆地伸展 60 ~ 100 km，有时甚至达 150 km；一般夏季比冬季扩展较远。海陆风力均在岸线附近最强，伸展高度也高，并向两侧逐渐减弱。

五、降水

中国近海降水主要受季风、极锋、气旋和热带气旋等天气活动的影响，有明显的季节变化。

（一）降水频率

降水频率的时空分布由图2.2.16看出，不同季节中国近海降水频率分布趋势各不相同。

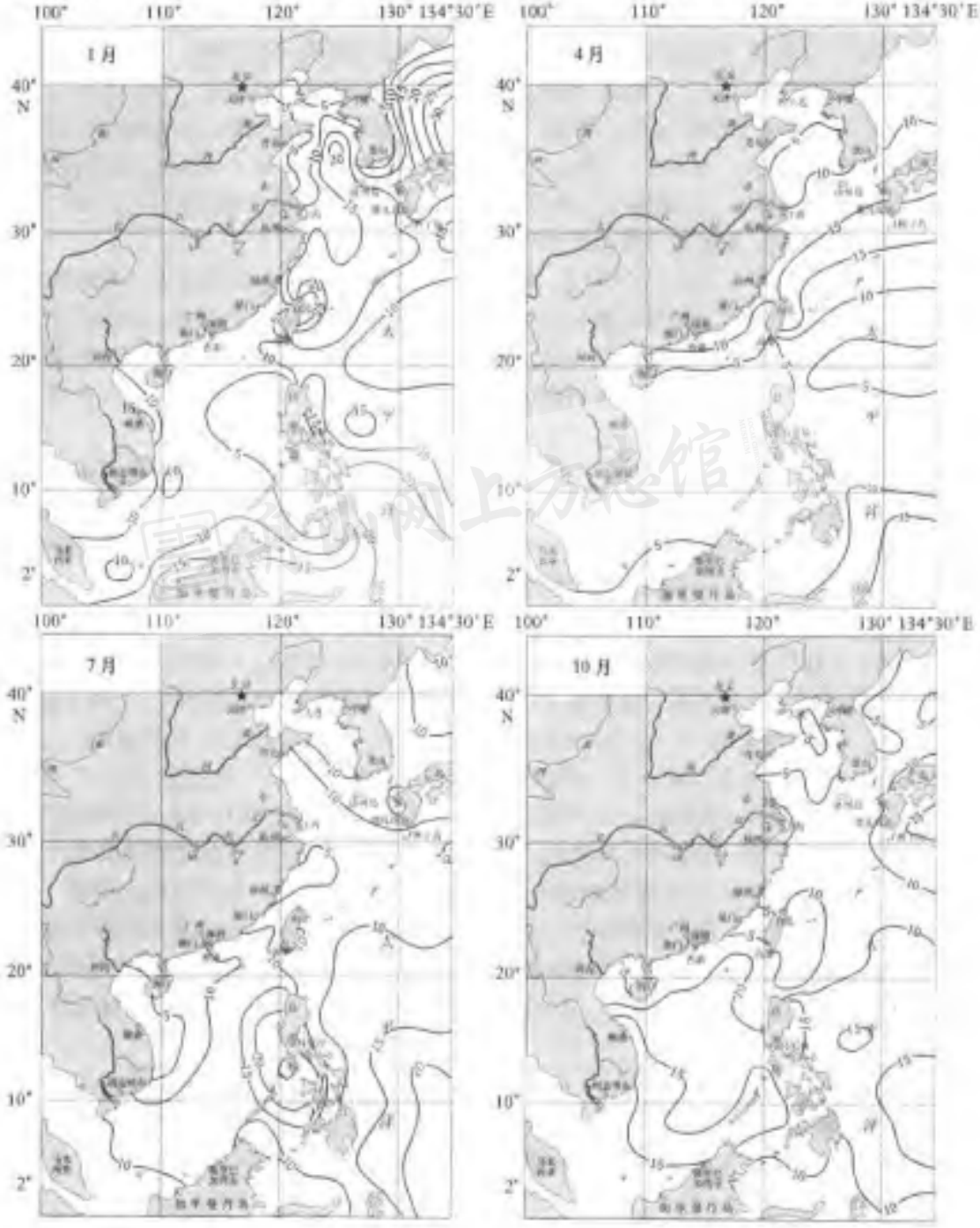


图2.2.16　中国近海降水频率（%）分布[26]

1. 一般特征

1月　中国近海降水频率差异最大，频率值由0.5%变化到30%。渤海及北黄海，降水频率为1%～3%。辽东湾及山东半岛处于迎风面，降水频率为4%。南黄海自沿岸向中部增高，由5%增加到20%。东海西部，沿岸降水频率较低，在10%以下。黑潮主干区及对马暖流区，降水频率较高，大于15%。台湾岛东北海域，降水频率最高，达20%～25%。南海降水频率相对较低，为5%～10%；菲律宾群岛西岸降水频率更少，在5%以下，主要由副热带高压影响及东北季风越过群岛后产生的焚风效应所致。南海南部降水频率比中部高，达10%。

4月　随着暖湿气流的北上，渤海、黄海和南海北部降水频率稍有变化，等值线走向与1月相比大不相同，呈WSW—ENE走向。渤海和北黄海，降水频率小于5%。南黄海增加到5%～10%。东海降水频率最大，为10%～15%，黑潮区降水频率大于15%。这期间，副热带高压脊位于15°N附近，在其影响下，南海5°～20°N之间海域，降水频率减少至5%以下；而广东沿岸受偏南暖湿气流的影响，降水频率增大到10%左右。

7月　副热带高压脊北移至25°N附近。渤海和北黄海及南海降水频率增大，东海降水频率反而减少。此时，渤海和北黄海降水频率在10%左右，南黄海东部大于10%，西部小于10%。东海25°～31°N海域，降水频率为5%～10%，浙、闽沿岸更低，仅3%～5%。南海时值西南季风盛行，频率升至20%～25%；但越南近海仍在5%以下，等值线几乎呈经向分布。南海中、东部，尤其菲律宾近海降水频率最高，达25%以上。

10月　北方冷空气大举南下，渤海、黄海、东海降水频率有所降低。渤海及北黄海，降水频率小于3%，黄海大部分小于5%。秋季，气候锋带退至东海，形成东海的秋雨期，降水频率为7%～10%。这期间副热带高压脊线南退至20°N附近，受其影响，南海北部和中部，降水频率比夏季减少，为10%～15%。10°N以南仍为西南季风控制，出现15%～17%的相对高频率区。

2. 降水频率的年变化

图2.2.17为10个代表海域降水频率的年变化。由图看出，渤海（1号曲线）降水频率变化呈单锋型：7月最高，10月最低。南黄海（2、3号曲线）出现双锋型，除6～7月频率较高外，12月至翌年1月频率也较高；3～5月，9～10月频率较低。东海西侧（4、6号曲线），降水频率高值出现在3月（春雨季）和6月（梅雨期），7～12月相对较低。黑潮主干区（5号曲线）和东海东南部，降水频率呈单峰型，12月至翌年6月频率较高，7～10月较低；在高值时段中，出现1、3、6月三次升高，分别对应冬雨期、春雨期和梅雨期。7～10号曲线代表南海、北部湾（7号曲线），2月濛雨期和11月秋雨期频率较高，4～8月频率较低。吕宋岛西北海域（8号曲线）呈明显的单峰型变化，8月频率最高，12月至翌年4月频率很低。冬、夏季频率差别为南海最大者。越南沿岸（9号曲线）降水多在冬季，11月至翌年1月频率较高，2～9月频率很低。南海南部及赤道附近海域（10号曲线），10月至翌年2月频率较高；4～9月多晴好天气，频率降低。

（二）降水量

中国近海地跨温带、亚热带和热带，地理纬度南，北跨越长，各海区地理位置又不同，空气中水汽含量有别，使得各海区降水量差异悬殊，季节分配不均，年际变化明显。

1. 年降水量的分布

中国近海降水量分布的基本形势是：南方多于北方，东部多于西部，沿岸多于海区中央（图2.2.18）。

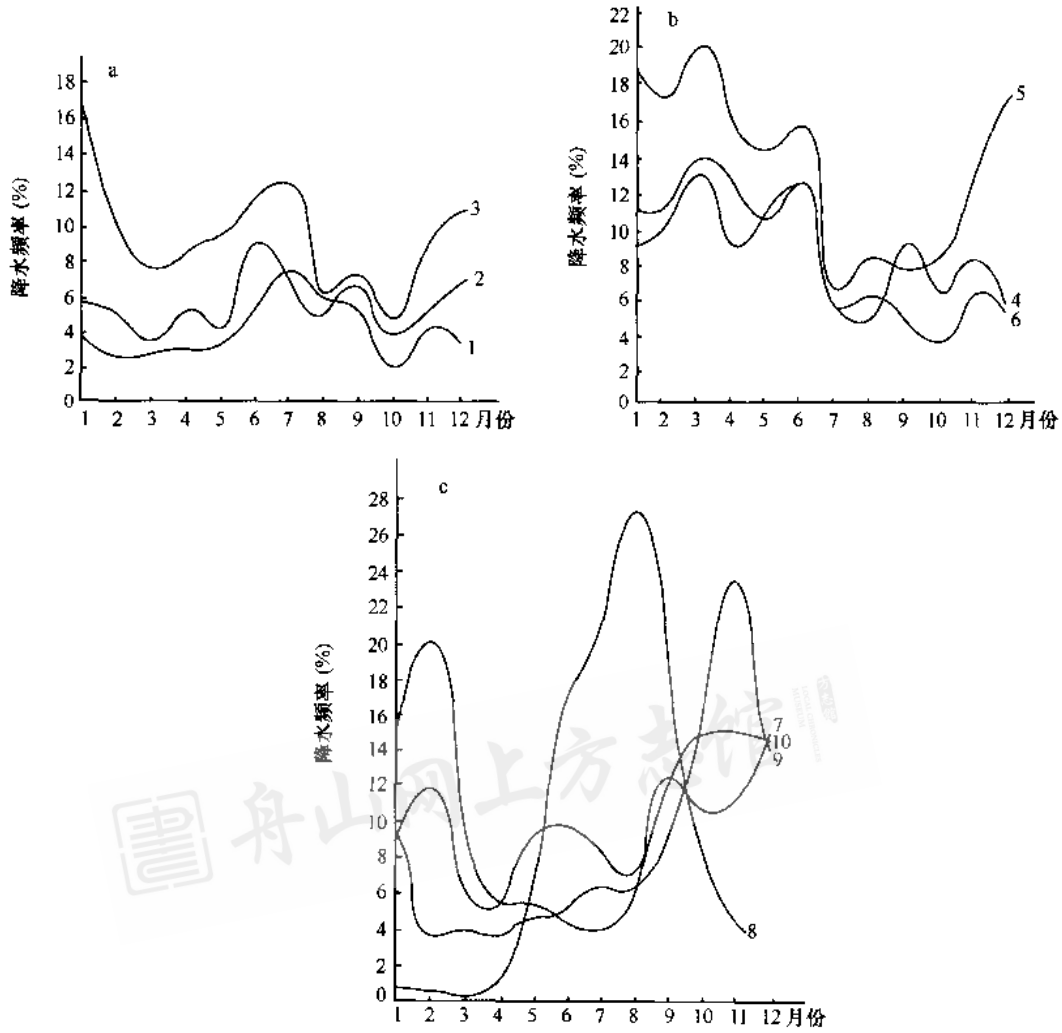


图 2.2.17　降水频率（%）年变化[26]

渤海年降水量为 500～600 mm，中部少，沿岸多，尤其是东岸，可达 600～700 mm。黄海年降水量为 600～750 mm，南黄海多于北黄海，为 800～900 mm，朝鲜半岛近海可达 1 000 mm。东海年降水量多于渤海、黄海，尤其是琉球群岛附近超过 2 000 mm，东、西岸相差一倍左右。其原因，除了东部黑潮主干海域气团变性强、气旋频数多外，还与黑潮暖流蒸发量大、水汽丰富有关。南海温度高，湿度大，对流发展旺盛，年降雨量达 1 500～3 300 mm。其中：北部沿岸为 1 500～2 200 mm；越南近海为 1 800～2 100 mm；西沙群岛附近为 1 500 mm；南沙群岛附近达 1 900～2 000 mm；吕宋岛西海岸，因是西南季风的迎风面，年降雨量增加到 2 000～2 500 mm；南海南部年降雨量为中国近海最多的海域，达 2 200～3 300 mm；加里曼丹岛附近降水量最高，达 3 000～4 000 mm。

2. 降水量的季节变化

由图 2.2.18 看出，中国近海降水量的季节变化可归为三种类型：

（1）夏雨型，主要有两处：一是在渤海和北黄海，雨量主要集中在 7～8 月，这两个月降水量可占全年降水量的 50% 以上。二是在南海热带海域，降水量集中在 6～9 月，这期间降雨量约

占全年雨量的 60% ~ 75%，因而也称为湿季；12 月至翌年 4 月降水总量仅占年降水量的 5% ~ 10%，因而也称为干季。

（2）双峰型，主要出现在东海和南海北部。降水量受极锋影响甚强，由于极锋一年两次通过该海域，故出现两个雨季，即春雨期和秋雨期。盛夏时台风虽然也带来丰富的降水，但大部分时间受到副热带高压控制，雨量相对减少。冬季月份虽然降水次数多，甚至有的海区出现阴雨连绵的天气，但降水量不大。

（3）6°N 以南赤道海域，各月降水量都很大，月降水量均在 200 ~ 300 mm 以上。冬季月份就更多，有的站冬季月降雨量可达 500 ~ 700 mm。

3. 降水量的日变化

降水量的日变化在中纬度不甚明显，原因是这里多移动性扰动和锋面系统，因而造成日降水量的不规则性。在热带却不同，降水量的日变化很明显。例如：西沙早晨 4 h 左右降水量增大，16 h 也较大，而 14 ~ 15 h 的降水较少。

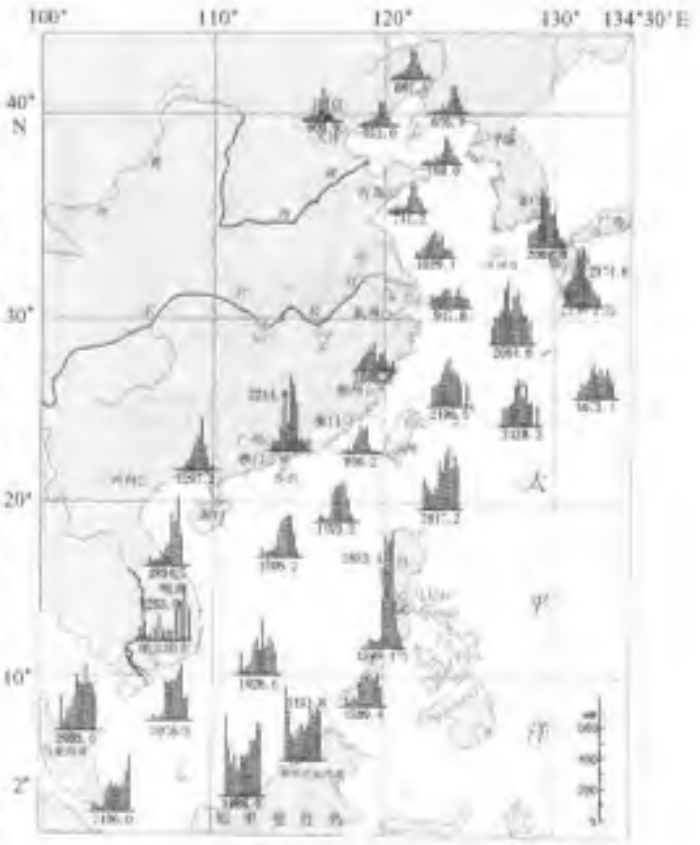


图 2.2.18　中国近海月和年降水量（mm）[26]

六、海雾

海雾是指在海洋影响下生成在海上或沿岸海域的雾。海雾使得海上水平及垂直能见度降低，严重影响航行、飞行及海上活动安全。海雾是海洋气象中重要的现象之一。

海雾是在一定的海洋环境及天气条件下产生和维持的。中国近海以平流雾为主，产生的条件是暖空气流到冷海面上。因此，它的形成与海洋表面温度、水 - 气温差、湿度、大气稳定度、风和降水等要素关系密切。

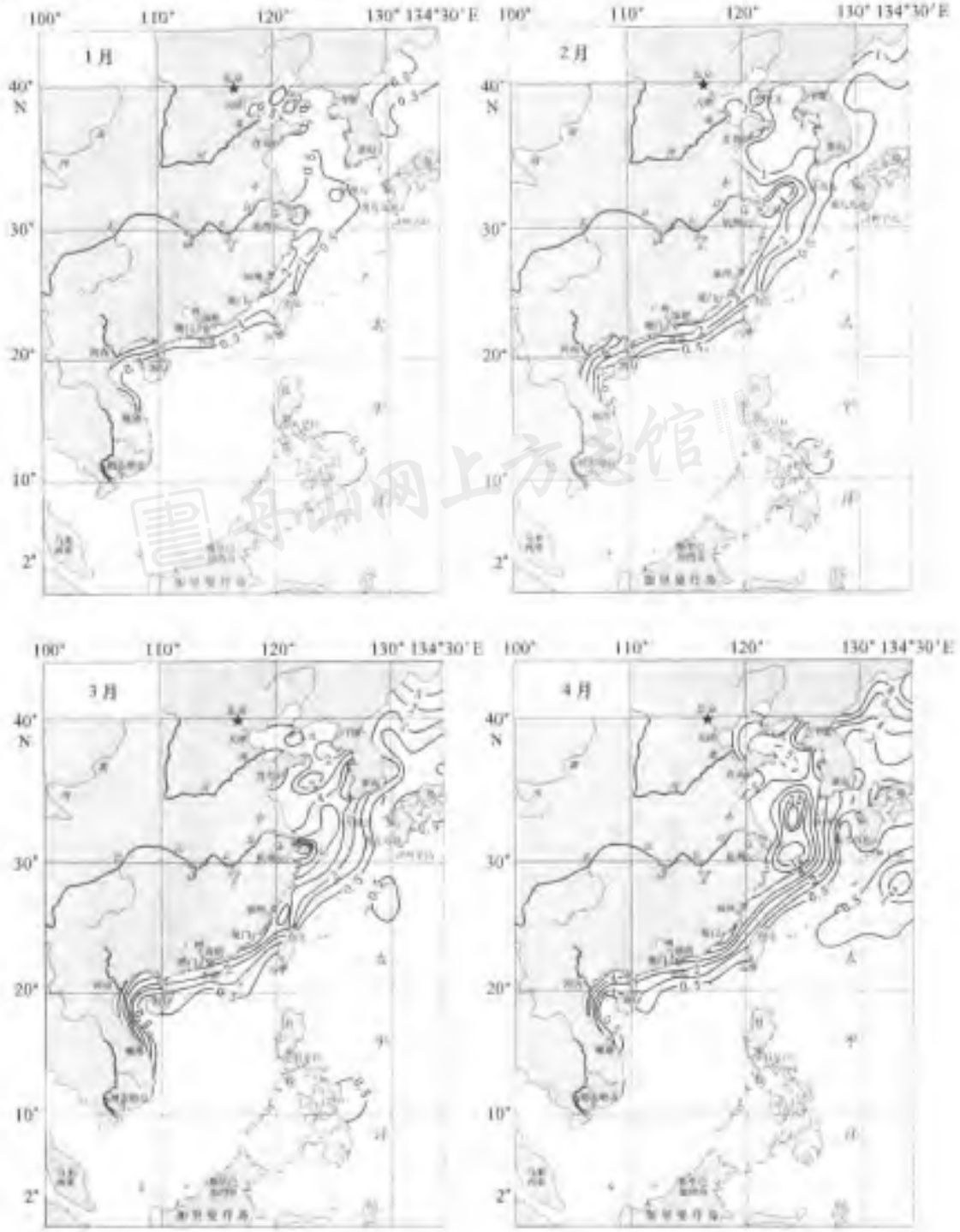
1. 海雾的时空分布

中国近海的海雾有较强的区域性和季节性特点。就区域而言，海雾主要发生在沿岸附近，相对集中在六个多雾区，自北向南分别是：青岛外海、成山角外海、朝鲜半岛西岸、舟山群岛、台湾海峡西部、北部湾。海区之间比较，黄海的雾多于东海，东海的雾多于南海。就季节而言，中国近海的雾主要发生在 2 ~ 7 月。随着时间的推后及暖空气的北上，雾区由南向北推移。南海雾季主要为 2 ~ 4 月，东海在 3 ~ 6 月，黄海在 5 ~ 7 月。8 月除了局部海域仍出现海雾外，雾频率已降至 1% 以下。下面按月叙述中国近海海雾分布状况（图 2.2.19）。

1 月，雾区范围很小，南海北部雾区在靠近海岸 100 ~ 200 km 范围内，频率为 0.5% ~ 1%，北部湾西北部频率可达 2% ~ 3%，广东沿岸为 1%。浙闽沿岸达 2%，舟山群岛附近为 1%。渤

海只有0.5%～1%的雾频率。另外在大连附近海域，时有辐射冷却雾出现，频率为0.5%～1%。

2月，南海雾区扩大，雾频率显著升高，最突出的是北部湾，雾区从近岸扩展到整个湾区，雾频率在湾的西北升至6%～7%。广东近海频率达3%，雾区向外海扩展到距岸300 km。东海雾区频率增大，浙闽沿岸频率达3%以上，舟山群岛雾区频率达4%。黄海雾区频率达1%，山东半岛沿岸雾频率为1%，辽东半岛雾频率达2%。



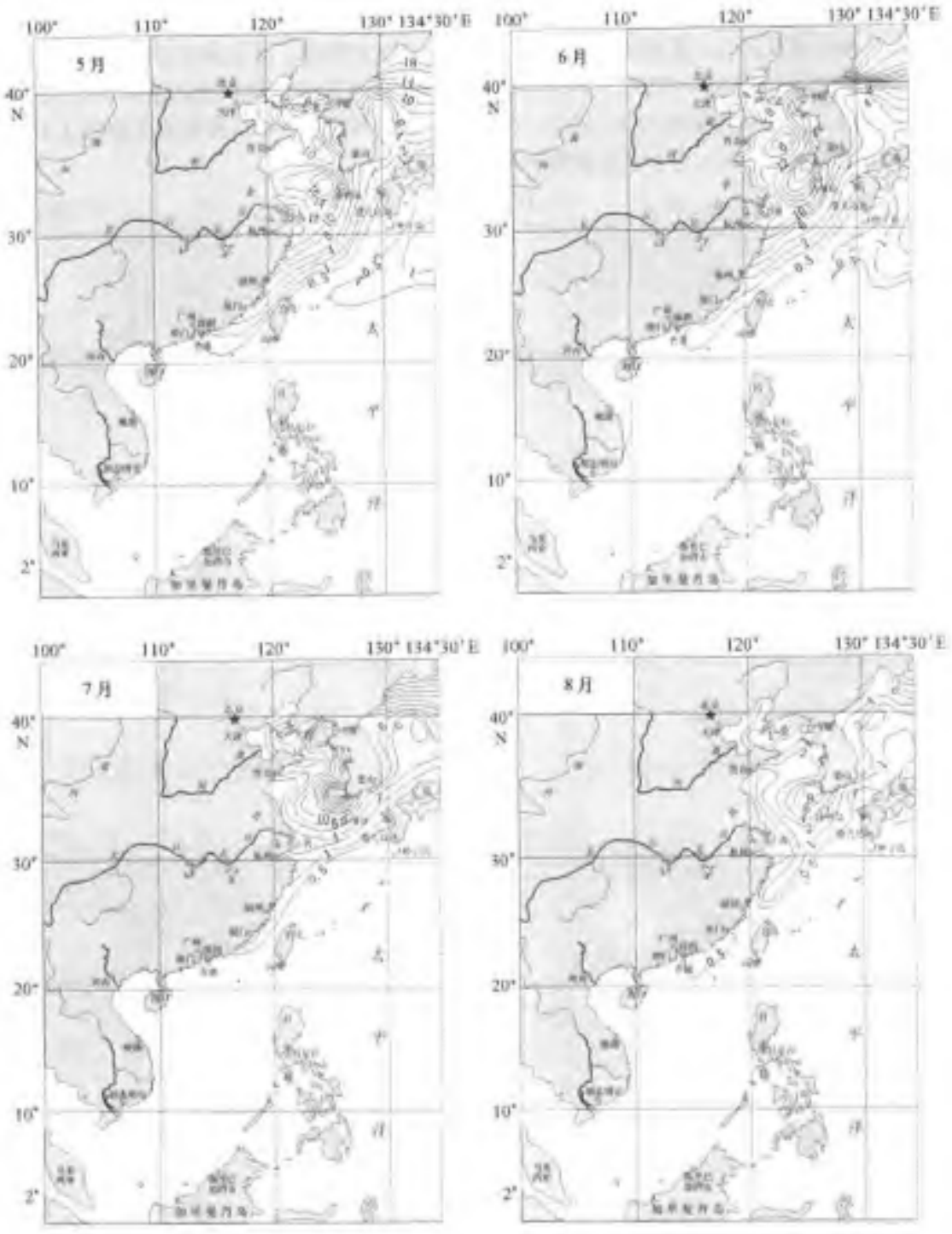


图 2.2.19　中国近海海雾频率（%）分布（1～8 月）[26]

3 月，北部湾雾区频率保持在 5% ～7%，涠岛近海最大达 8%，广东沿岸雾频率升至 3% ～5%。随着暖湿空气的北进，东海雾区较 2 月扩大，福建沿岸出现一个多雾中心，频率达 8%；舟山群岛雾频率急剧升高，最高达 10%。朝鲜半岛西岸近海开始有雾出现，并和东海雾区连成

一片。该雾区以北，黄海中部、北部及渤海的雾频率也已达2%～3%，但在区域上并不连续，青岛近海雾频率已达4%。渤海有零星雾区。

4月，南海雾频率降低，雾区缩小，高频率区逐渐向北推移。福建近海雾频率达10%，舟山群岛附近，因长江冲淡水温度升高，冷水区被推向外海，故雾区略向东移，中心在123°～125°E，频率为12%。东海北部、黄海东南部雾频率也大大升高，济州岛西部海域频率达10%～12%。

在黄海冷水团附近海域雾频率最高，达14%。朝鲜半岛西岸雾频率已达8%，青岛外海雾频率为5%，北黄海东部沿岸雾频率已达6%～8%。

5月，广东沿岸雾区基本消失。多雾中心移至台湾海峡以北，频率最高值在济州岛以西海域，中心频率达19%～20%。黄海南部频率在12%，青岛近海频率约10%。成山角至江华湾之间显示一低频率区。而在江华湾近海海域雾频率却升高达12%～16%。东海雾区的外缘扩展到黑潮主干流区以北，黑潮区以东也偶有雾出现。渤海雾频率自西向东逐渐增多，渤海海峡雾频率在6%～8%。

6月，由于水温升高，东海区海雾频率降低，约在6%～8%。黄海形成五个多雾中心：朝鲜半岛西南角，大黑山岛附近海域上升流区，频率最高为20%～22%；江华湾和西朝鲜湾雾频率升至13%～15%；青岛近海雾频率为12%；成山角近海雾频率为10%。这些多雾区之间的黄海中部，雾频率仅5%～6%。

7月，是中国近海出现雾最大的月份。雾区主要集中在30°N以北，中国沿岸雾区与朝鲜半岛以西近海雾连成一片，朝鲜半岛西南海域的多雾区频率连续升高，中心高达30%。西朝鲜湾和江华湾的频率也升达20%。成山角近海频率升为11%，但青岛外海频率却比6月有所下降。渤海的雾频率在2%～6%。

8月，由于海水温度升高，雾频率急剧下降。朝鲜半岛西南海域，雾频率由30%降到11%，成山角外海降为4%，青岛及其以南海域，频率降至1%以下。

2. 海雾频率的日变化

据沿岸站和部分岛屿站观测的海雾频率统计结果表明，多数站于午夜至上午10 h，有雾的概率较高，中午相对较少。但海区之间也有差异：南海一些站点，高频率多在上午6～9 h，12 h至15 h之间很少有雾。东海及台湾海峡，海雾出现时间大大提前，最大频率出现在早晨，夜间次之，中午最少。如崇武，高频率出现在3～8 h。北方海域，沿岸高频率虽然也在6～9 h，但一日各时之间差异较小。这种现象产生的原因，可能是北方海域海雾持续时间较长的缘故。

雾频率分布除地区之间的差异外，沿岸和海上也有差异，特别是北方海域更加明显。沿岸雾日变化大，海上雾日变化小。例如青岛（沿岸站），8～10 h雾频率显著高于其他时间，21 h～次日03 h雾频率约为上午8～10 h的一半。千里岩（海上岛屿站）除3～10h频率稍高外，其余时间相差很小。这是由于陆面上白天升温快，雾消散较快。海上温度日变化较小，海雾的日变化也小，尤其是在4～7月。

3. 海雾发生和消散时间

海雾发生时间的规律性较差，一日之中，任何时间都可以出现，也可能在任何时间消散，特别是北方海区。据青岛、朝连岛和闽东渔场的观测表明，午夜至上午10 h，海雾发生的频率较高，10～18 h频率较低。这是因为午夜以后海面气温下降较快，贴近海面的空气比较稳定，容易形成雾。白天正午前后，气温上升，低层空气不稳定，海雾难以形成，即使出现了，也往往由于低层扰动强而形成低云。海雾出现时间，海上和沿岸也有差别，岸上在清晨日出前后，雾的发

生频率较高，而海上一日之间变化不大。海雾消散的时间以 6 ~ 15 h 居多，其中 8 ~ 12 h 频率较高。

4. 海雾的持续日数

海雾除了范围大，雾浓、厚度大等特点外；另一个重要特点是，持续时间长。海雾生成后如果环流形势不发生变化，雾就会持续下去。

在东海和黄海，持续 3 ~ 4 d 的雾是常见的。东海海雾的持续时间短于黄海，一般 1 ~ 3 d。华南沿海和北部湾海雾的连续日数较少，一般连续 1 ~ 2 d，多则 3 ~ 4 d。最长连续有雾日数，在不同季节和不同海区各不相同。据不完全统计，海南岛附近最长连续日数为 5d，广州湾最长连续日数 12 d，台湾海峡最长为 15 d，东海最长为 24 d，青岛最长曾达 37 d（1942 年 6 月 29 ~ 8 月 4 日），成山角达 29 d（1973 年 7 月 1 ~ 29 日），大连、丹东最长为 10 d，渤海最长为 5 d。雾的持续时间长短与雾的种类很有关系，平流雾一般持续时间长，锋面雾较短，海岛附近的持续日数一般又较沿岸的长。

5. 海雾的年际变化

无论全年还是各月的雾日数，均有明显的年际差异。一般认为，雾日的逐年差异与海面水文条件和冷暖空气活动的年际变化有关。例如：1969 年福建沿岸雾日较多的原因，是由于该年春季冷、暖空气出现频繁。南方暖空气活跃，北方冷空气不断南下东移出海，且在海上稳定少变。长江流域经常维持一条冷锋，天气形势以东高、西低为多，适合于雾的生成，故雾日较多。而 1971 年、1963 年雾日较少，是因为这两年北方冷空气不断南下，副高建立较早。5 月以后太平洋副高迅速西进，控制福建沿海，低层湿度小，不利于雾的生成，故雾日较少。

七、湿度

中国近海相对湿度的分布和变化主要受季风、海流和海陆分布的影响，并与气温、海面蒸发密切相关。

1. 相对湿度的时空分布

从各月相对湿度分布（图 2.2.20）可以看出，中国近海相对湿度季节变化明显，冬季相对较少，夏季较大，春、秋季介于冬、夏之间。

1 月　由于受大陆冷高压的控制和影响，渤海、黄海、东海相对湿度较小，大都在 80% 以下。在 26°N 以北海域等值线呈经向分布。在 124°E 以东的黄海东部和东海东北部，相对湿度更小，在 73% 以下。朝鲜海峡相对湿度最小，在 70% 以下。这期间，台湾海峡至南海西北部，尤其是北部湾西部越南近海，相对湿度最高达 85% 以上。南海南部也较大，为 82% 以上。

4 月　相对湿度逐渐增大，渤海增大到 82% 左右，黄海增大到 85% 左右，黄海中南部和东海北部有一高于 85% 的闭合区。钓鱼岛至济州岛以东海域，相对湿度较小。浙闽沿海、台湾海峡至南海西北部，相对湿度显著增大，在 85% 以上。受濛雨期的影响，北部湾最高达 88% 以上。南海中、西部，相对湿度在 82% 左右；南海中、东部，相对湿度较小，尤其是吕宋岛以西沿岸，相对湿度小于 76%。

7 月　中国近海平均相对湿度的分布发生很大的变化，呈现出北高、南低的形势。渤海、黄海由于受雨季的影响，平均相对湿度达全年最大，尤其是南黄海中部，达 91% 以上。而东海受太平洋副高控制，绝大部分海域的相对湿度在 85% 左右。南海相对湿度多在 82% 左右，吕宋岛沿岸高于 82%。

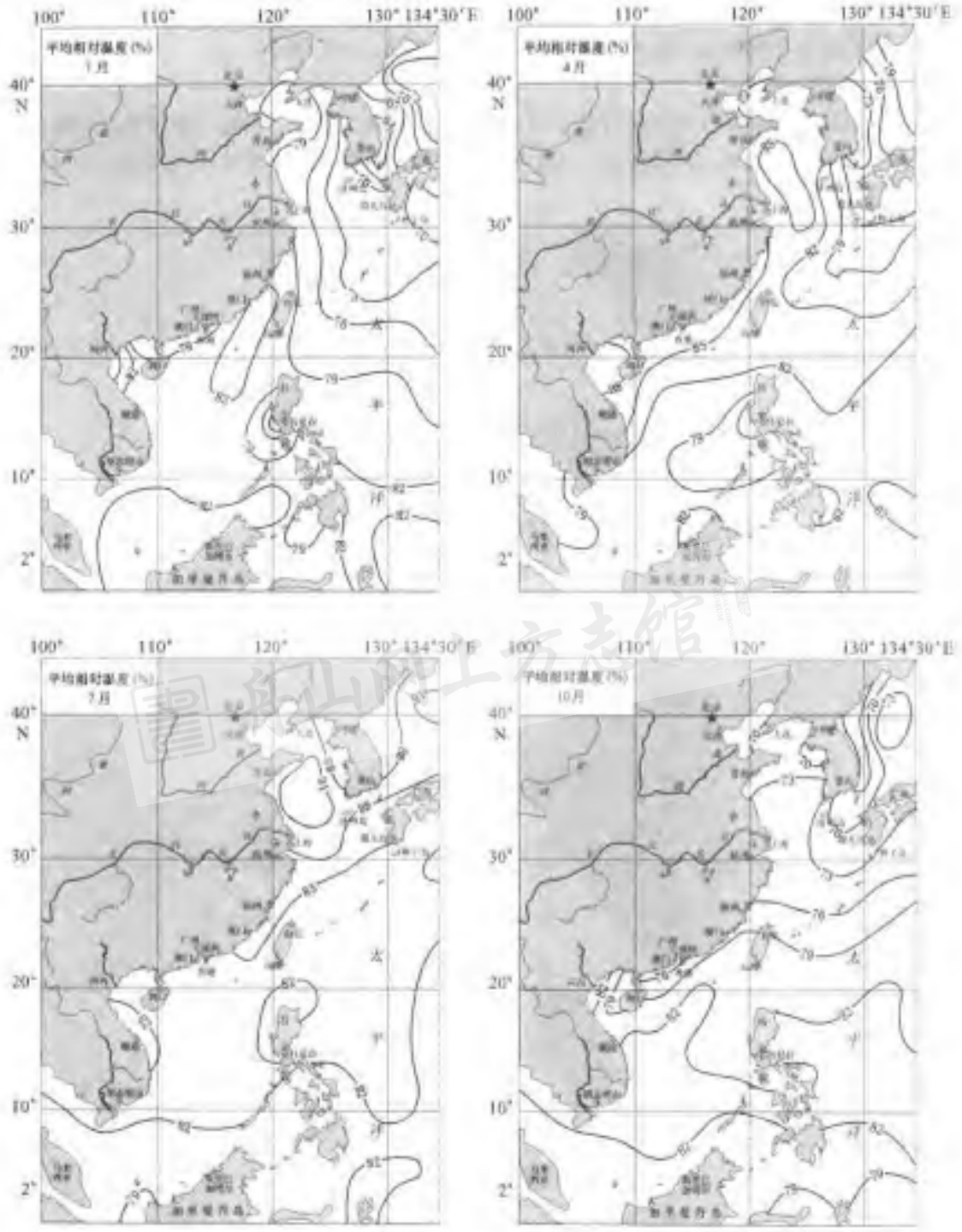


图 2.2.20　中国近海相对湿度（%）分布[4]

10 月　中国近海相对湿度的分布趋势与其他季节不同，等值线呈纬向分布，出现南高、北低的分布形势。这时，正值北方秋高气爽的季节，渤海和北黄海，出现全年最低的相对湿度，在 70% 左右。南黄海和东海，在 73% ~76% 之间。东海东北部，相对湿度仍然较低，济州岛以东

海域小于70%。台湾海峡和南海北部，相对湿度为76%～79%；南海中、南部相对湿度为82%左右。与其他季节不同的是，北部湾西部的相对湿度较低，小于79%。

2. 相对湿度的年变化

中国近海相对湿度季节变化很明显（图2.2.21）。渤海、黄海、东海，相对湿度年变化呈单峰型，夏季相对湿度较大，冬季较小，其年变幅自北向南逐渐减小。南海相对湿度年变化与上述海区的不同。

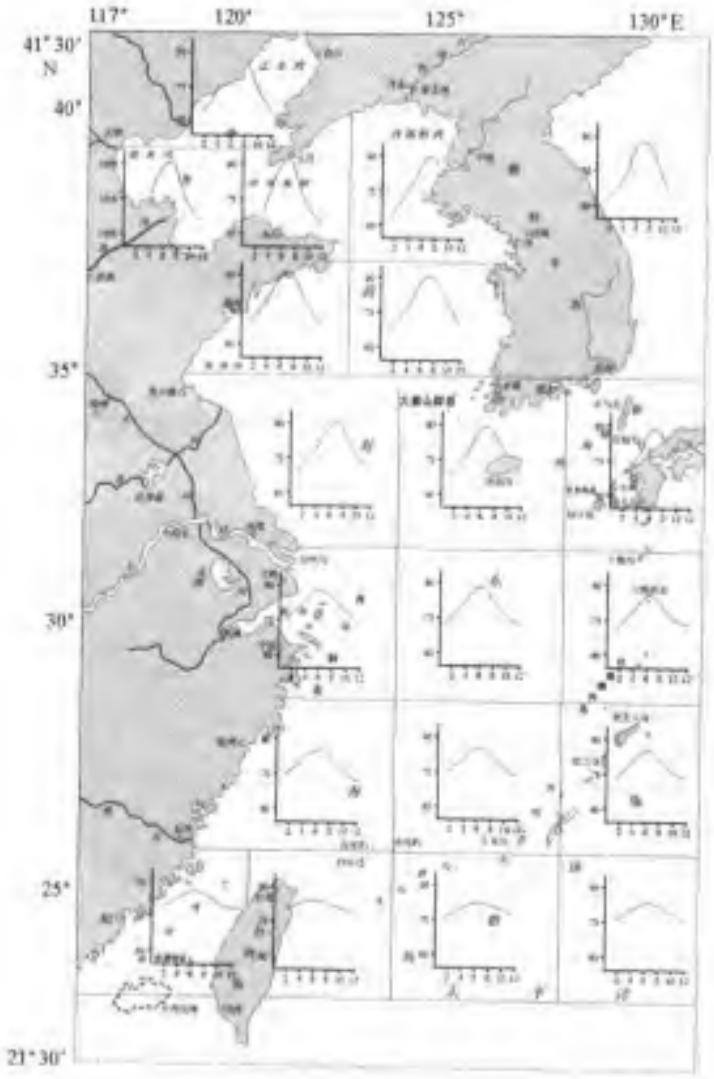


图2.2.21　相对湿度（%）年变化[1]

渤海，相对湿度以1月和12月最小，7月最大，1～7月为增大期，7～12月为减小期，年变幅在25%左右。

黄海，相对湿度仍在1月和12月最小；但最大值出现时间却不一致，北黄海和黄海西部出现在7月，而南黄海相对湿度最大值出现月份却有所提前，在6～7月。黄海相对湿度的年变幅

1）引自"渤海、黄海、东海海洋图集"——气候分册，1992. 北京：海洋出版社.

较小，在15%～25%之间。

东海，相对湿度年变幅比黄海更小，最小值仍在1月和12月出现，最大值出现在6月，年变幅为8%～20%。台湾东北部、台湾海峡及琉球群岛附近海域，相对湿度年变幅较小，小于10%。

南海北部和北部湾，相对湿度年变化呈双峰型，但峰谷出现月份又不完全相同。南海北部，最小值出现在12月，两个峰值分别出现在4月和8月，年变幅为15%～18%左右。北部湾于3月出现最大值，8月又出现第二个峰值，11月出现全年的最小值，年变幅小于15%。南海中部，相对湿度的最大值出现在3月，12月为最小，年变幅在5%～7%。南海南部相对湿度年变化呈多峰、多谷型：1～2月相对较大，3月出现低谷，4月出现第一个峰值，5月出现第二个谷值，6～9月变化较小，10月又出现第三个谷值，10月后逐渐增大，12月出现全年的最大值。年变幅为2%～8%。

八、能见度

能见度表示正常人视力能够从天空背景中辨认目标物的最大水平距离。海洋上能见度受雾、降水、降雪、低云、霾及波浪等因素的影响。雾使能见度小于1 km；大雨可使能见度小于4 km，中雨能见度为4～10 km；大雪时能见度低于0.5 km。低云高在200 m以下时，能见度较差；有时云高虽达600 m，若云层很厚，海面能见度仍可降至10 km以内。

能见度一般分为四级：一级是恶劣能见度（<1 km），它属于航行危险气象条件；二级是低能见度（<4 km）；三级是良好能见度（≥10 km），是海洋测量、飞行起落的基本条件；四级是最佳能见度（≥20 km），可满足海上活动的更高要求。

（一）低能见度的分布和季节变化

1. 低能见度频率分布（图2.2.22）

1月　南海中部和南部，频率几乎都在1%以下。北部湾和华南沿岸因有雾天气出现，频率升至3%～5%。台湾海峡及其以北海域，由于低云和降雨的影响，频率达5%～6%。台湾东北海域频率，最高达7%～10%。东海125°E以东海域频率很小，约为2%；125°E以西能见度稍差，频率为4%～5%。舟山群岛海域有雾出现，频率为5%～6%。黄海东部由于降水频率较高，低能见度频率为6%～9%；黄海西岸少雨，频率仅有1%～3%。渤海湾近岸海域，频率为5%。

4月　低能见度频率高值区移至东海西北部及黄海南部，长江口至济州岛海域，低能见度频率较高。在南、北黄海交界附近，频率仍然较低，大约在10%左右。台湾海峡至舟山群岛一带升至10～15%。南海西北部频率为5%～7%；南海北部沿岸海域高达10%；北部湾低能见度频率在3%～10%；南海中、南部低能见度频率最小，为10%。

7月　低能见度高值区稳定在黄海，并相对集中在六个海域：成山角外海，频率为20%；朝鲜半岛西南海域，频率高达35%；江华湾及西朝鲜湾，频率也达30%～35%；渤海海峡和渤海东南部，频率为10%～12%；舟山群岛附近，频率为10%～15%；东海南部，云雨减少，低能见度频率仅有1%～2%。南海只有吕宋岛以西受降水影响，频率为3%左右。

9～10月　是全年能见度最好的月份，低能见度频率普遍很低，除局部海域达5%外，大部海区在3%以下。能见度稍差的海域有：9月在长江口附近，由于秋雨增多，能见度降低；10月在台湾岛东北，冬雨频率升高，出现5%的闭合中心；11～12月，闽东沿岸低能见度频率也达5%。

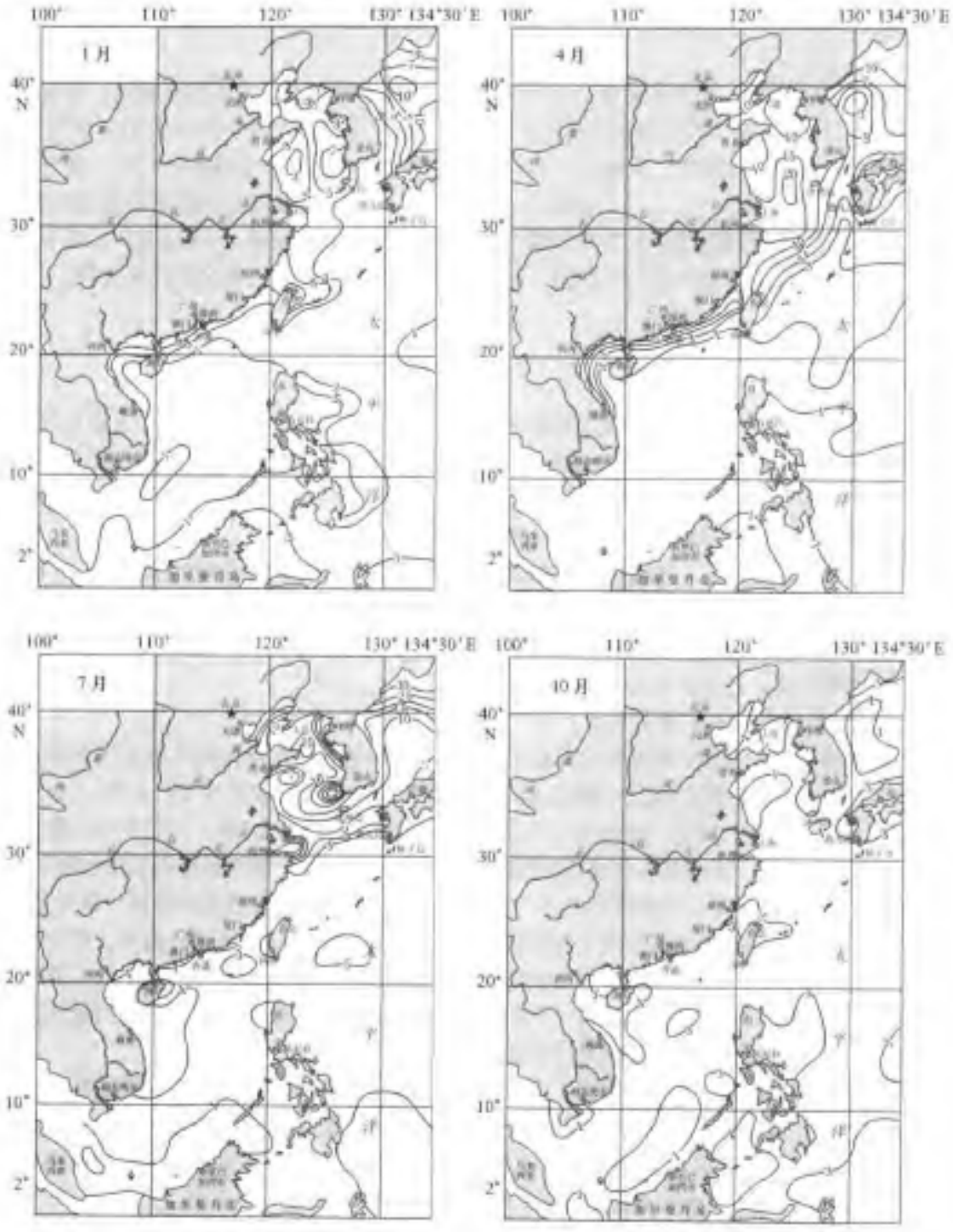


图 2.2.22　中国近海低能见度（<4km）频率（%）分布[26]

2. 低能见度频率的年变化

从中国近海8个代表方区各级能见度频率年变化（图2.2.23）看出：（1）渤海、黄海、东海（黑潮主干区除外），低能见度（<4 km）频率呈单峰型变化，峰值出现时间不一致。渤海海峡、黄海西北部在6月，黄海东南部在7月，东海西北部在5月，台湾海峡在4月。8～12月各方区频率都很低。（2）台湾东北及黑潮主干区，低能见度频率年变化幅度很小，11月至翌年3月，因冬雨绵绵，频率稍高；4～10月频率较低。（3）南海北部，2～4月因海雾和降水影响，频率稍高，5～12月频率很低。（4）北部湾呈现双峰型变化，一个高值出现在2月，另一个高值出现在4月。分别对应濛雨期和前汛期。5～12月频率很低。

另外，南海中部和南部全年低能见度频率很低，只有吕宋岛以西海域，7～9月可达3%左右。

（二）良好能见度的分布和季节变化

良好能见度的出现频率分布形势，与低能见度频率分布几乎相反。沿岸多雾区频率较低，南海中、南部及黑潮海域，频率较高。全年以8～11月频率最高，尤其是9月，是中国近海能见度最好的月份，大部分海区频率达95%～99%。

1. 良好能见度频率分布（图2.2.24）

1～2月　良好能见度较低的频率出现在北部湾及台湾东北海域。北部湾频率为80%～85%，广东沿岸略高，达85%～90%。南海中部和南部，除加里曼丹岛近海、南沙群岛附近外，频率均在95%以上。浙闽沿岸频率为80%～85%，这是因为阴雨降低了能见度。尤其台湾东北海域，能见度下降更为明显，频率仅有70%～80%。苏北、山东半岛及朝鲜半岛西岸近海，冬季有轻雾出现，频率降为80%～85%。相比之下，黄海中部能见度较好，频率高于90%。渤海与黄海相似，近岸海域频率为88%～90%，中部海域略高于90%。

3～5月　东海西部，台湾海峡至长江口，因海雾、降水等的影响，能见度变低，良好能见度频率仅有75%～80%。124°E以东海域，频率升至80%～85%。4月，舟山群岛以东，出现低频率中心，为70%。南海北部、北部湾和华南沿岸频率有所下降，近岸海域为65%～75%，距岸50～100 km以外，频率升至95%以上。5月，南海北部能见度较好，频率达90%～95%。

7月　南海东部能见度的频率低于西部，吕宋岛近海降至87%～90%。良好能见度的低频区出现在黄海，其中大黑山岛附近为55%～70%，朝鲜半岛西岸近海为60%～65%，成山角外海为68%～70%。渤海海峡，良好能见度频率升高，频率达78%～80%。渤海西部和北部能见度较好，频率保持在90%左右。东海能见度较好，频率升为90%。

9～12月　大部分海区能见度好，除台湾岛周围出现85%～90%的频率外，其余海区均在90%～95%，渤海、黄海大部分在95%以上。

2. 良好能见度频率的年变化

中国近海良好能见度频率的年变化有以下特点：（1）南海中、南部及台湾东北黑潮区，良好能见度频率年变化比较和缓，尤其是南海中、南部，全年频率较高。黑潮主干区仅1～3月频率在80%左右，其余月份在90%以上。年变化幅度较大的海区是沿岸多雾区。（2）低频率值出现的月份因海区而异：北部湾和华南沿岸出现在3月，台湾海峡在3～4月，东海西部在5月，黄海西北部在5月或6月，黄海东南部在7月。（3）黄海东南部、北部湾频率年变化曲线呈V字型，并且变幅较大，说明这些海区频率变化剧急。其他海区年变化相对缓和。

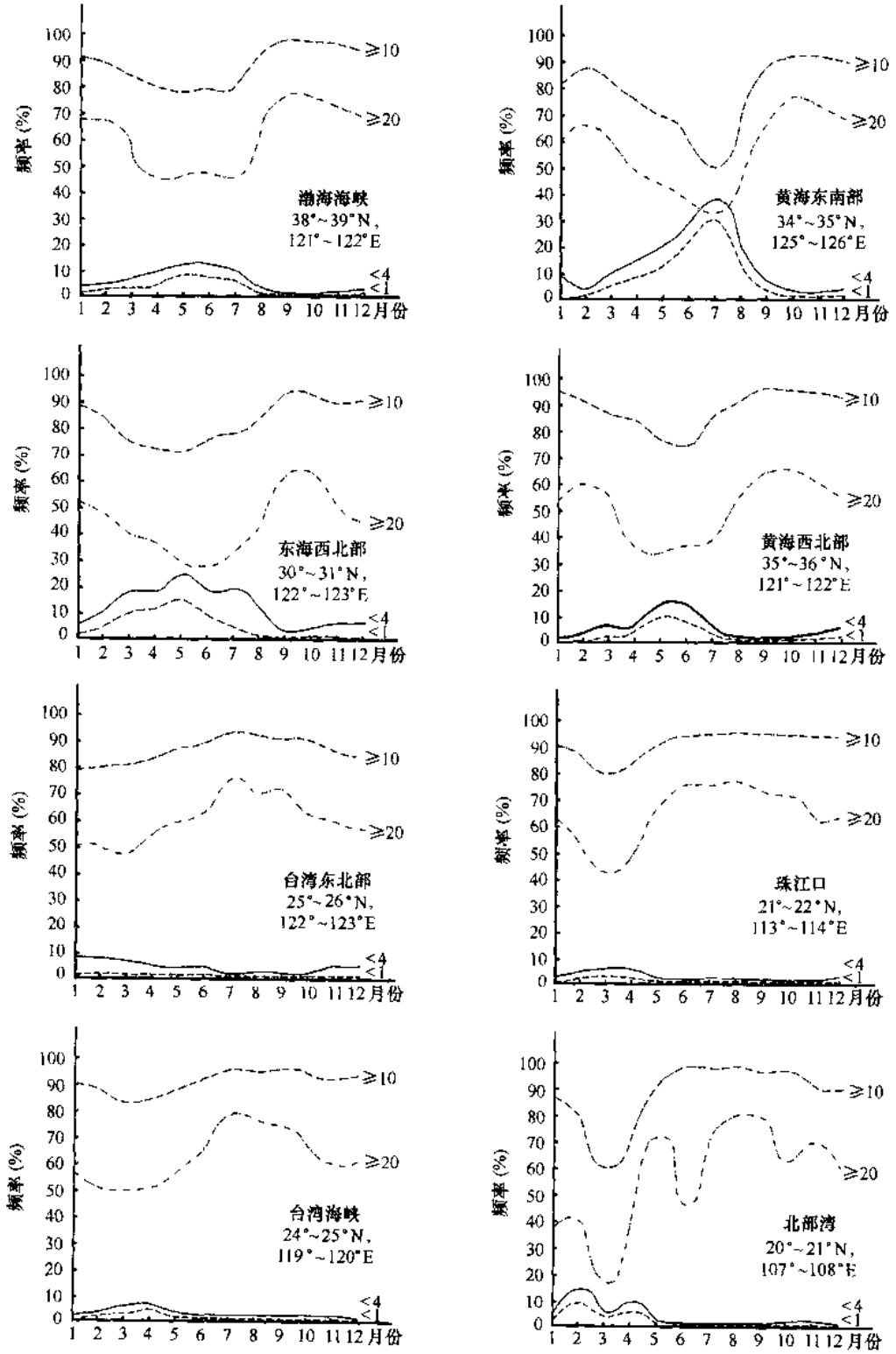


图 2.2.23　各级能见度频率（%）年变化[26]

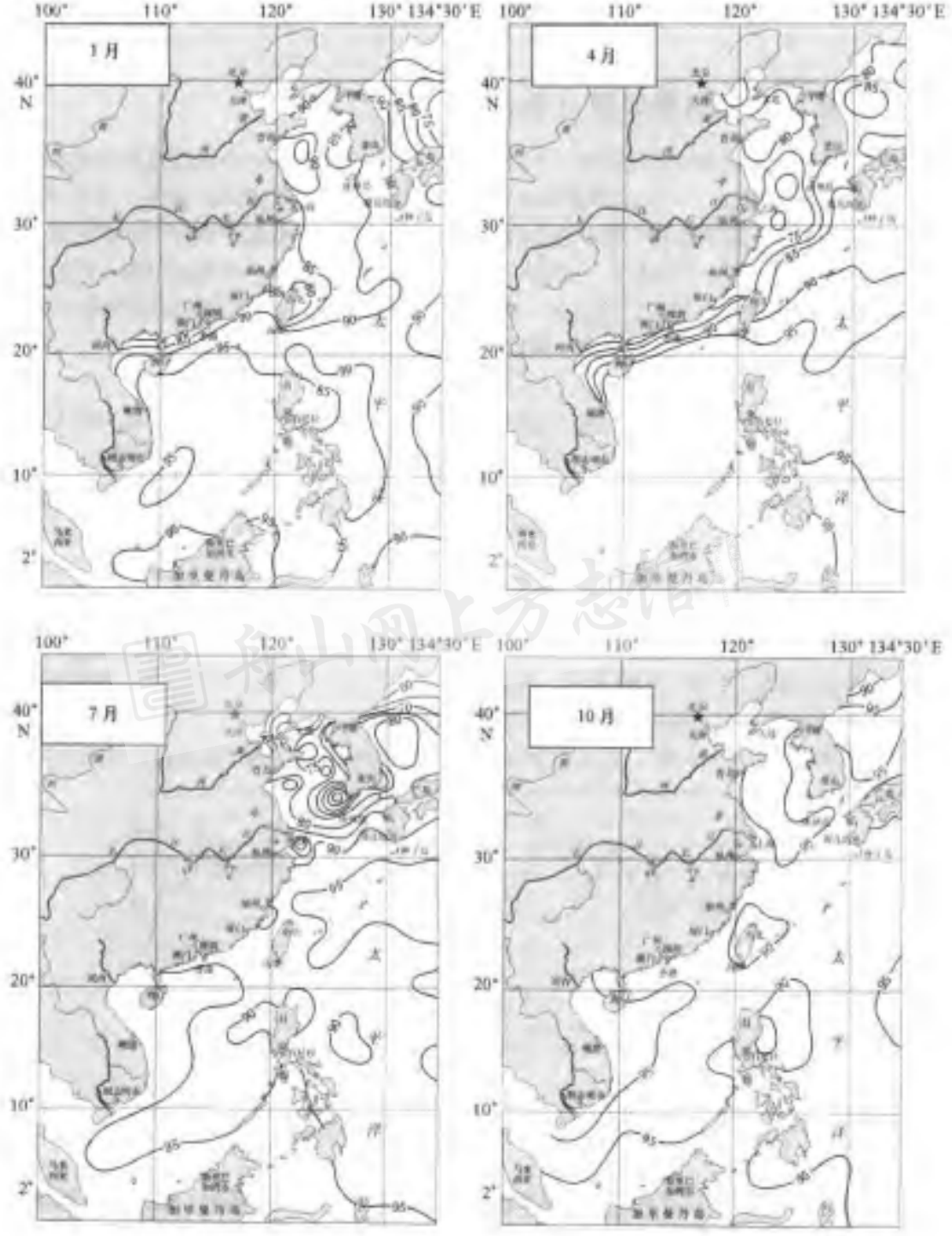


图 2.2.24　中国近海良好能见度（≥10km）频率（%）分布[36]

第三节　影响海区的主要天气系统

一、西北太平洋热带风暴（含台风）

热带风暴是海上的灾害性天气系统。在西北太平洋上，一年四季均有可能发生热带风暴，但以夏季 7 ~ 9 月居多。事实上，在全球各海域中，西北太平洋发生热带风暴最多，占全球的 1/3 左右。由于热带风暴生成的地理位置、移动路径及强度的不同，对我国影响程度也不相同。发展强烈的热带风暴所经之处，产生狂风、巨浪、暴雨、风暴潮，威胁海上作业及沿海人民的生命财产的安全。但热带风暴也有使人们受益的一面，它带来丰沛的降水，可以缓解或解除旱情。因此，研究和正确预报热带风暴，对防灾、减灾，发展国民经济是十分重要的。

1. 热带风暴的标准划分

热带风暴、强热带风暴和台风均属于热带气旋的范畴。按热带气旋接近中心风力的大小分为四类：热带低压（Tropical depression，TD），中心附近平均最大风力小于 8 级（ < 34 n mile/h）；热带风暴（Tropical storm，TS），中心附近平均最大风力 8 ~ 9 级（34 ~ 47 n mile/h）；强热带风暴（Severe tropical storm，STS），中心附近平均最大风力 10 ~ 11 级（48 ~ 63 n mile/h）。台风（Typhoon，TY），中心附近平均最大风力在 12 级或 12 级以上（≥64 n mile/h）。

2. 热带风暴频数

（1）热带风暴生成的时、空分布

从图 2.3.1 中看出，1949 ~ 1999 年间，热带风暴的年平均生成个数为 28.0 个。其年际变化比较明显，最多年为 40 个（出现在 1967 年），为常年值的 143%，次多年为 1974、1994 年，分别为 37 个。最少年为 16 个（1998 年），仅为常年值的 57.1%。最多年的生成个数为最少年的 2.5 倍。

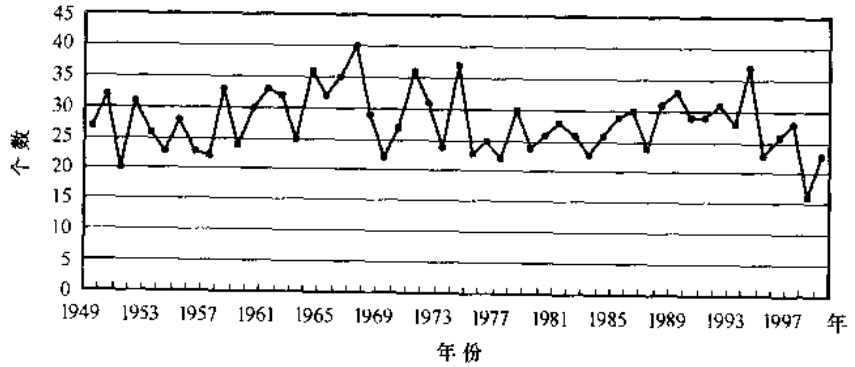


图 2.3.1　1949 ~ 1999 年历年西北太平洋热带风暴出现频数

表 2.3.1 为 20 世纪下半叶各年代的热带风暴总个数及其平均值。其中，最高值出现在 60 年代，70 年代次多，50 年代最少，90 年代次少。

表 2.3.1　20 世纪 50 年代至 90 年代热带风暴出现情况

	1950 ~ 1959 年	1960 ~ 1969 年	1970 ~ 1979 年	1980 ~ 1989 年	1990 ~ 1999 年
TS + STS + TY 总数	262	314	279	275	247
平均值	26.2	31.4	27.9	27.5	27.0

西北太平洋热带风暴（图2.3.2）各月均有可能发生，但以8月最多，2月最少，频数曲线呈单峰型分布。7～10月为热带风暴的盛季，占年总数的68.9%，而1～6月占年总数的16.9%，11～12月占年总数的14.2%。

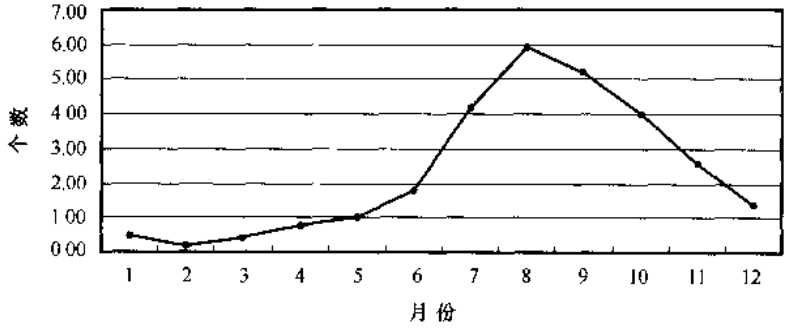


图2.3.2　1949～1999年各月热带风暴平均出现频数

由1949～1999年间各月生成热带风暴最多和最少数目中（表2.3.2）看出：热带风暴生成个数最多为8月，曾达10个（分别出现在1960和1966年），但8月最少时也有2个（出现在1979年），1～6月、11～12月均有可能无热带风暴出现。

表2.3.2　1949～1999年间各月出现热带风暴最多和最少个数

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
最多（个）	2	1	3	3	4	4	7	10	9	7	6	5
最少（个）	0	0	0	0	0	0	1	2	2	1	0	0

（2）登陆我国的热带风暴

在西北太平洋和南海海域生成的热带风暴中，登陆中国的最多，其次是菲律宾，第三是日本。其年平均登陆个数分别为8个、5.4个和4.3个。

1949～1999年间，登陆我国的热带风暴（图2.3.3）（含热带风暴、强热带风暴和台风及其减弱为热带低压后而登陆的情况）平均为7.8个。登陆个数最多的年份出现在1952、1961、1967、1971和1974年，皆各为12个，为常年值的1.5倍。登陆个数最少的年份仅有3个，发生在1998年，仅为常年的37.5%。

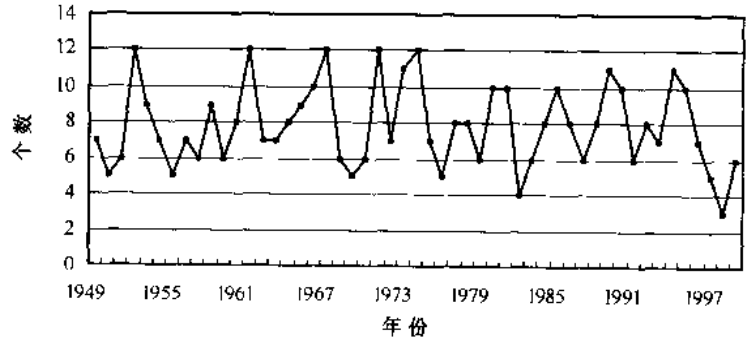


图2.3.3　1949～1999年登陆我国的热带风暴个数

据统计，在 1949 ~ 1999 年间，每年第一个登陆我国的热带风暴，最早出现在 1971 年 5 月 3 日（7102 号热带风暴在海南岛登陆），最晚的为 8 月 4 日 12 时（在我国台湾登陆后，于 5 日 02 时登陆福建省福清市的 9802 号强热带风暴）。平均出现时间为 6 月 24 日。

最后一个登陆我国的热带风暴（常年为 10 月 11 日），最早出现时间是 1997 年 8 月 30 日（9717 号热带风暴登陆厦门市），比常年偏早 4 旬，最晚出现在 1974 年 12 月 2 日（7427 号台风登陆广东台山县），比常年晚 50 d。就各月平均登陆频数而言（图 2.3.4），1 ~ 4 月无登陆热带风暴出现。5 ~ 12 月期间各月均有可能发生，尤以 7 ~ 9 月份发生频数最高，约占年平均数的 77.1%。峰值出现在 8 月，平均为 2.2 个。

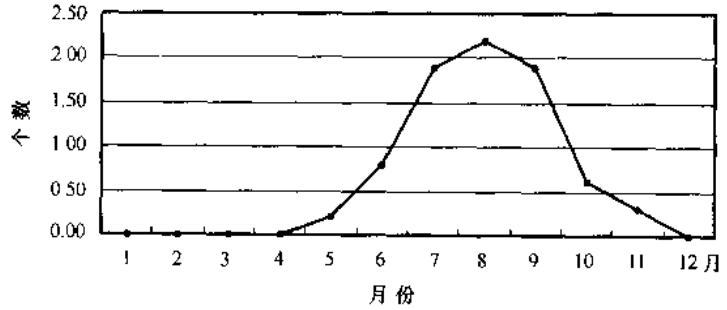


图 2.3.4　1 ~ 12 月热带风暴月平均登陆频数

图 2.3.5 为 1949 ~ 1999 年各月登陆最多个数及无登陆年份（登陆个数为 0）出现频率。

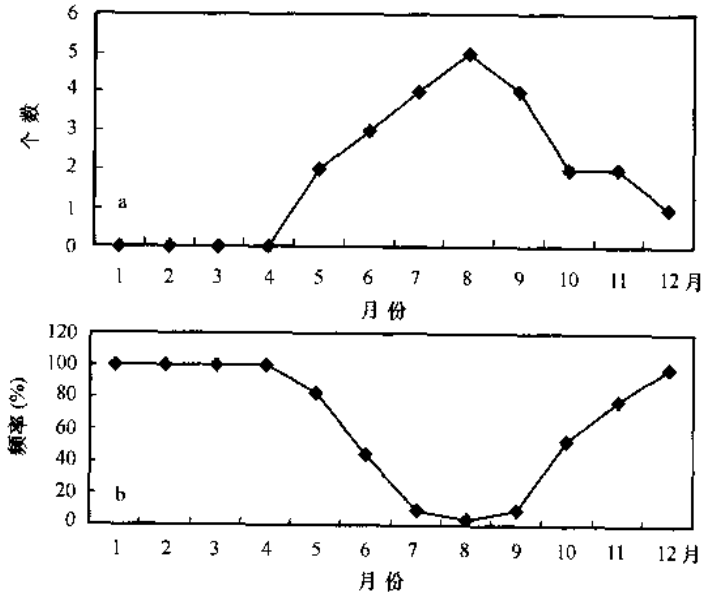


图 2.3.5　热带风暴各月登陆最多个数（a）和各月登陆个数为 0 时（b）出现频率（%）

可以看出，月登陆个数峰值为 5 个，出现在 8 月，分别为 1994、1995 和 1997 年。而无登陆年，出现频率最低也在 8 月。在近半个世纪中，仅 1949 年和 1983 年 8 月无登陆情况发生，其他各年 8 月，均有热带风暴登陆，登陆几率占 96.1%。

为了解登陆我国沿海热带风暴出现频数，将我国近海划分为三个海区，即北部海区、东部海

区、南部海区（图2.3.6）。

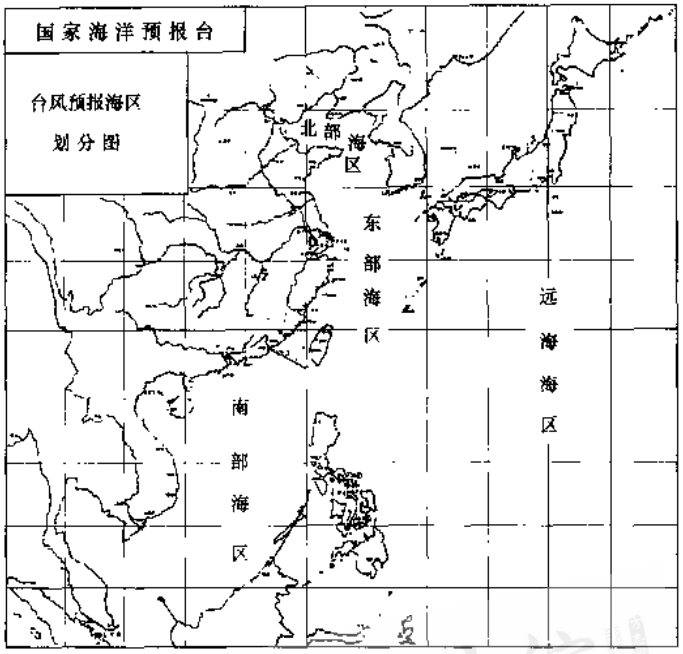


图2.3.6　热带风暴预报海区的划分

据统计，1949～1999年间，登陆南部海区的热带风暴最多，平均为5.0个，东部海区次之，为2.6个，北部海区最少，仅有0.2个。但是，由于受大气环流等因素的影响，各海区每年登陆个数的最多数与最低数相差均较大。例如，登陆南部沿海最多的为9个（出现在1995年和1971年），为常年平均值的1.8倍，而最少仅为1个（出现在1969年和1998年），为常年平均值的20%。东部海区每年登陆个数年际变动也有类似情况发生。例如，1990年登陆东部海区的热带风暴有7个，而1991年、1993年、1983年和1964年，均无热带风暴在东部海区登陆。北部海区受热带风暴影响几率极小，有近80%的年份无登陆情况发生。

3. *热带风暴源地及移动路径*

西北太平洋热带风暴发生源地南、北宽达34个纬度，但主要集中在5°～22.5°N之间，91%的热带风暴发生在这个范围内。其源地相对集中在三个地区（图2.3.7）：关岛以南的加罗林群岛周围，菲律宾以东洋面及南海中部。

生成后的热带风暴，其移动路经一般可分为七类（图2.3.8）：第一类远海转向；第二类为低纬转向；第三类为近海北上，大部分向东北，影响朝鲜半岛（$Ⅲ_2$副类），有一小部分折向西北（$Ⅲ_1$副类），登陆我国的辽宁、山东沿海；第四类登陆华东；第五类西行入南海，进南海后大部分继续西行（V_2），少部分在南海的中部或北部折向北移（V_1）；第六类登陆华南；第七类倒抛物线路径。由于大气环流在不同季节的差异，热带风暴的移动路径类别出现频率有明显不同。

4. *台风的结构*

台风半径一般可达500～1 000 km，中心气压最低。图2.3.9给出了1956年8月1日台风（Wanda）经过石浦时的气压变化。气压的分布呈漏斗状，当测站开始受台风影响时，气压缓慢

下降，当接近台风中心时，气压陡然下降，台风眼中心气压为914.5 hPa，之后迅速回升。

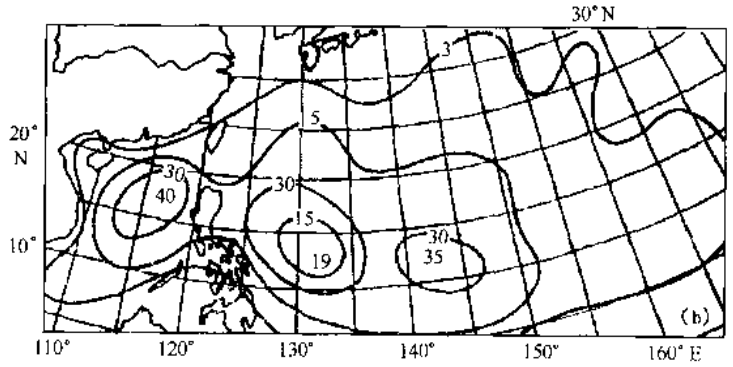


图2.3.7　1951～1980年5°×5°网格热带风暴初始位置

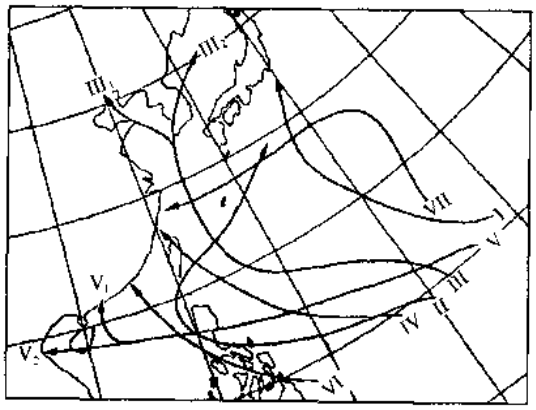


图2.3.8　西北太平洋热带风暴路径分类示意图[19]

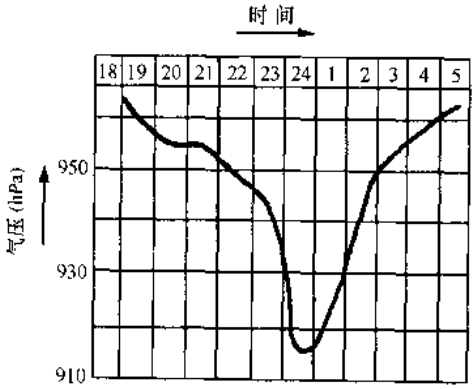


图2.3.9　1956年8月1日19时至2日05时，石浦站气压逐时变化曲线[20]

台风呈圆形气旋，中心5～30 km范围是台风眼，台风眼中以下沉气流为主，这里微风、干暖、少云，天气较好。围绕眼区大约8～19 km为最大风速区，这里气压梯度很大，并伴有最强烈的对流和降水。从风暴边缘到最大风速区，存在一条或几条螺旋雨带或螺旋云带，这里有发展的对流性云、高云和降水及大范围中低云，天气现象不及内部强烈。

台风的垂直范围一般可达对流层顶（15～20 km）。在垂直方向上，可分为三层：从地面到3 km是气流的流入层；3～7.6 km是中层，该层垂直气流很强；7.6 km至台风顶部是流出层，最大的流出层出现在12 km附近。

由此可知，由于热带洋面高温、高湿空气上升凝结释放潜热，使得台风中心温度很高，尤其对流层上部（300～200 hPa），其温度比周围高出10℃～15℃。暖心的温度结构是台风最明显的特征之一。

5. 台风灾害

从台风结构中可知，台风具有强的气压梯度和强的云雨带，因此，它的到来往往伴有狂风暴雨、巨浪，沿海地区产生风暴潮。如1986年，受第7号台风影响，广东省60多个县降水量达100 mm以上，其中揭西县龙颈水库两天降水量达1 020 mm。

对于台风登陆减弱为热带低压后，其云系仍带来较大的降水以至成灾。例如，河南中部

“75.8”大暴雨，就是由1975年第3号台风造成的。该台风于8月3日中午在台湾省花莲登陆后，4日清晨再次登陆福建晋江，入陆地后减弱为低气压。低气压继续向西北方向移动，经江西、湖南、湖北、河南四省。在这次降水过程中，河南中、南部地区过程降水量大于1 000 mm的面积达1 480 km^2，暴雨中心在沁阳，三天降水量达1 605 mm。

由于台风中心气压很低，环流圈内气压梯度很大，因此在其中心附近，风力相当强劲，狂风及由狂风引起的巨浪，对海上和沿海的各种生产设施、建筑物及海上作业等，具有严重的破坏作用。例如，1988年8月，8807号台风在浙江象山附近登陆，登陆时风力达12级，全省41个县受灾。据有关报道，经济损失10亿元以上。

登陆台风若遇上天文大潮，其造成的灾害更加严重。如1969年7月28日，6903台风在广东汕头地区登陆，中心风力12级以上。时值农历6月15日，狂风推着潮水，夹着暴雨，掀起九层楼高的巨浪冲向海堤。风暴潮潮位比当天正常潮位高出2.8 m。

另外，对于登陆后台风，其强度已减弱为热带低压。若有冷空气与之配合，带来的大风、降雨及所造成的风暴潮灾，也是触目惊心的。例如，9216号强热带风暴于8月30日登陆台湾省花莲后，继续向西北方向移动，31日6时再次登陆福建长乐时，风力仅有8级，31日20时减弱为热带低压，沿华东中部缓慢北上。由于高空从我国东北到日本为一高压所阻挡，该热带气压缓慢向东北偏北方向移动。低气压与北方冷空气配合，造成黄海、渤海较大的气压梯度，致使黄海北部、山东半岛、渤海中西部出现了8～9级、阵风11级东北偏东大风。山东半岛南部沿海、莱州湾、渤海湾沿岸出现了特大风暴增水，为我国东部沿海几十年以来影响范围最广、损失最严重的罕见特大风暴潮灾。

6. 厄尔尼诺与热带风暴

通常情况下，厄尔尼诺年时，西北太平洋和南海生成的热带风暴偏少，登陆我国沿海的热带风暴也少，而且热带风暴生成的地理位置偏东、偏南。

1997～1998年的厄尔尼诺事件为本世纪最强的一次，其次为1982～1983年。这4 a中，热带风暴年平均生成个数及登陆个数分别为23.3个和4.5个，其生成和登陆个数明显少于常年。特别是1998年，该年热带风暴生成、登陆个数之少、第一个编号和第一个登陆我国热带风暴出现时间之晚，均创半个世纪以来的历史记录。同时生成地理位置偏西、生命史短、强度弱也为历史上罕见。

二、西太平洋副热带高压

副热带高压是位于副热带地区的高压环流系统，其中位于西太平洋地区的即180°以西的副热带高压，称西太平洋副热带高压（简称副高，下同）。

副高是影响我国天气、气候的主要大气环流系统之一，对我国夏季降水的分布及热带风暴生成、移动、加强、减弱起着至关重要的作用，因此它是备受关注的天气系统。

1. 描述副高的基本特征量

（1）副高面积指数：在10°N，110°～180°E以北范围内大于等于588位势什米高度值的网格点数，用此表示副高的范围。

（2）副高强度指数：在10°N，110°～180°E以北范围内大于等于588位势什米平均高度值的累计值，取588＝1，589＝2，590＝3，依此类推，取其累计值，以此表示副高的强度。

（3）副高西伸脊点：西太平洋副高体（588等值线内有2个以上点大于等于588的范围）最

西端的经度值，用来表示副高西缘的位置。

（4）平均脊线和588线北界位置：在110°～150°E范围内，副高体脊线的平均纬度和588线北界的平均纬度值，以此表示副高的南、北位置。

2. 副高的季节变化与我国天气

冬季副高位置偏南、偏东，夏季偏北、偏西。副高脊线表示副高的南北位置：1～5月，其脊线位于13°～18°N之间摆动。6月之前，位于20°N以南，至6月下旬，发生第一次北跳。脊线跳至25°N，徘徊在20°～25°N之间，长江中下游梅雨开始。7月中、下旬，发生第二次北跳至30°N以北。华北雨季开始，长江流域梅雨结束，进入伏旱。由于脊线偏北，在25°～30°N以南的洋面处于东风带内，赤道辐合带随之北上，易产生热带风暴。登陆我国东南沿海的热带风暴明显增多。9月上中旬开始，脊线逐渐南退，回到25°N附近。雨区又回到淮河流域，长江流域及江南出现晴好天气。10月中旬以后，脊线又回到20°N以南。此时南支西风建立，开始了冬季形势。

上述副高的季节变动，仅是一个气候平均情况。每年副高活动的早晚与大气环流的不同，造成我国夏季的热带风暴多少和降水多寡也不同。

3. 副高的持续性和转变规律

副高是一个稳定的环流系统，经常可维持数月偏强或偏弱，个别时候可持续数年之久。例如，副高强度指数从1990年开始转为正距平后，一直持续到1995年。其间72个月中，正距平月份占90%，且以1995年正距平值最大，居1949年以来之首位。此种现象的出现，与90年代前期的赤道太平洋海温的升高有密切的关系。

根据计算，副高面积指数的月际相关系数一般为+0.6以上，但9、10月相关系数却为负值，说明副高的持续性在秋季易发生转折。因此，可利用冬季的副高强度预测翌年夏季的副高强度，而秋季副高转折后，一般可持续到来年夏季。

4. 副高的长期变动

副高面积指数以35 a周期变化最为突出。副高强度指数存在6～8 a和11～12 a左右的长周期。副高西伸脊点大约存在3～5 a、10～11 a及15 a左右的周期[26]。

5. 厄尔尼诺与副高

厄尔尼诺的发生，导致副高加强，位置偏南，同时，赤道辐合带亦偏南，西北太平洋热带风暴少。然而，厄尔尼诺发生与副高加强并不是同步的，一般情况下，副高的加强及其位置的变动，滞后海温1～2个季度，而厄尔尼诺结束后，其滞后影响仍然持续一定时间。1997～1998年厄尔尼诺事件就是一个典型的例子。1997年5月厄尔尼诺开始，7月副高强度指数增强。随着厄尔尼诺的发展，副高逐渐加强；1997年12月之后海温开始回落，但副高仍在增强，1998年1～3月，副高强度指数距平和仍居同期之首；1998年6月，厄尔尼诺结束，副高强度指数仍持续正距平，直至1998年12月（图2.3.10）。由于1998年西太平洋副高偏强，脊线位置偏南，西伸脊点偏西，过赤道气流弱，赤道辐合带偏南且弱，导致1998年西北太平洋热带风暴生成、登陆个数之少，均创半个世纪以来的历史记录。

三、赤道辐合带

赤道辐合带也称热带辐合带（Intertropical Convergence Zone，缩写ITCZ），是热带地区重要的大型天气系统。它是由北半球东北信风和南半球东南信风在赤道附近相遇所形成的气流辐合地

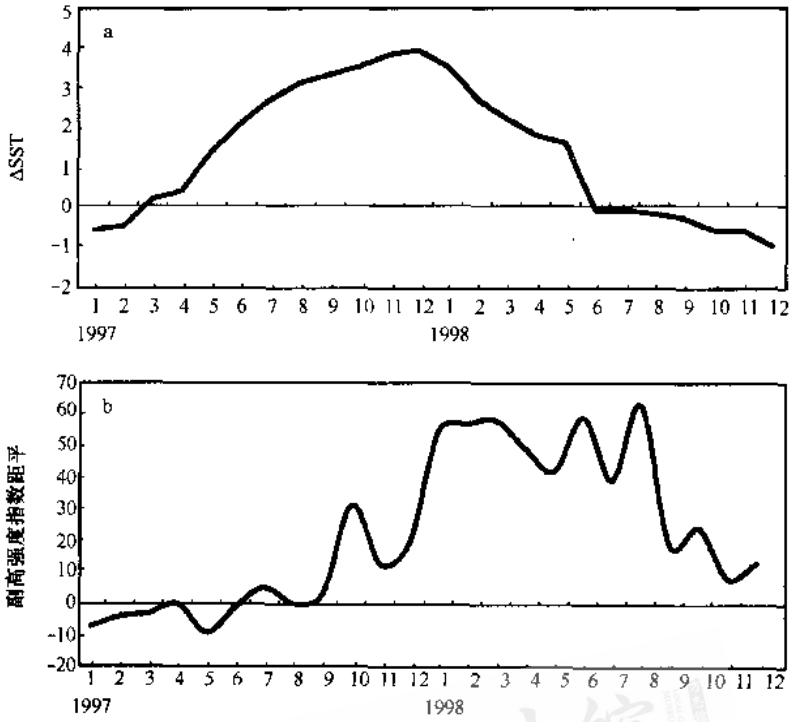


图 2.3.10　1997～1998 年各月 NINO3 区 ΔSST（a）与西太平洋副高强度指数距平（b）

带。由于赤道辐合带是处于两半球副高之间的一宽广低压区内，所以又称赤道槽。

根据气流辐合特征，赤道辐合带分为两类：一类为季风槽，主要位于南亚、东南亚及西太平洋区，其形成与季风有关。槽南侧是西风或西南风，槽北侧是偏东风，风向切变大，多云雨，易形成热带风暴。另一类为信风槽，为两半球的东北和东南信风组成，主要位于北大西洋、太平洋中、东部。信风槽不活跃，发生热带风暴少。

1. 赤道辐合带的季节变化

赤道辐合带具有明显的季节变化，特别是在南亚、东南亚及西太平洋区，它随季风的变化而变动辐合带的位置。1 月，我国和南亚盛行偏北气流，赤道辐合带被推至南半球。4～5 月，赤道辐合带开始北移。7～8 月，南半球过赤道气流活跃。我国和南亚盛行东南风和西南风，赤道辐合带北移，8 月达到 20°～30°N。9 月之后，随着过赤道气流的减弱和我国北方冷空气的活跃，赤道辐合带开始南移。

2. 赤道辐合带内的天气

赤道辐合带上，由于气流辐合，加之空气的暖湿不稳定，上升运动造成低云、降水、雷阵雨等天气。一般情况下，辐合带的南部较北部天气恶劣。

辐合带上的恶劣天气，仅出现在风场强的辐合带内或气压场上表现气旋性弯曲最大的地方。只有风场切变而无辐合，甚至表现为辐散地带，天气往往较好。

赤道辐合带对我国华南和南海一带天气影响很大。每年 6～9 月，往常活跃在南海地区，常在其上产生南海低压和热带风暴，影响华南天气。

3. 赤道辐合带与热带风暴

在赤道辐合带上，当气流辐合很强时，易形成热带低压，并逐渐发展成热带风暴。据统计，

就全球而言，约有83%的热带风暴和台风形成在赤道辐合带内。有时，一条赤道辐合带上有几个热带风暴生成。实践证明，当辐合带位置偏北，远离赤道，且其南侧西南风有明显增强时，利于气旋环流加强，进而形成热带风暴。例如，1985年8月，该月110°～130°E内赤道辐合带位于21°N附近。较常年偏北，整条辐合带几乎横跨整个西北太平洋区，且辐合带两侧向辐合带内辐合的气流强，低层来自南半球的过赤道气流范围广、强度强，该月有9个热带风暴生成。而该年7月的赤道辐合带位于4°～10°N、30°～150°E范围内，强度弱，仅有一个热带风暴生成。

四、温带气旋

（一）概述

温带气旋就是有锋面的低气压，天气学上称为锋面气旋。由于它的活动主要集中在温带地区，因此，又被称为温带气旋。

影响我国近海的温带气旋，大多数源于我国东部地区以及蒙古人民共和国一带。还有极少数生成于渤海、黄海以及东海的海面上。较为集中的生成源地有：长江中、下游及其以南地区；淮河流域；河套及黄河下游地区；内蒙古和东北地区，以及蒙古人民共和国等地。这些地区，是北半球温带气旋两大发源地之一[32]。

温带气旋在源地生成后，受西风带环流的引导，向偏东、东北或东南方向移动。最终从内陆首先进入我国近海，此时，温带气旋大多数处在发展的初始阶段。在继续东移经过太平洋或日本海的过程中，不断发展加强，进入阿留申地区。持续天数在2～5 d者居多，7～9 d者也较为常见，少数温带气旋的持续天数，甚至在10 d以上。当然并非所有初生的气旋，都具有这样完整的发展过程。有些不具备进一步发展条件的气旋，在生成后不久，又很快减弱消失，短者尚不足12 h。无论其生命史长短，中心经过我国近海时，其持续时间均不长，一般1 d左右，有时甚至不足1 d，气旋中心在海区滞留2 d以上者极少。

由于温带气旋的活动范围，主要集中在中、高纬度地区，因此，渤海、黄海、东海和台湾海峡，是受温带气旋影响较为频繁的海域，而南海则基本不受温带气旋的直接影响。但是，温带气旋具有诱发冷空气加强、南下的作用，尤其是一些由内陆进入黄海南部及东海的气旋，由于海洋下垫面的摩擦力比陆地明显减小，并有丰富的水汽及热力条件，当存在利于气旋发展的环流条件时，往往使温带气旋的强度迅速加强，诱发其后的冷空气加强南下，从而增强了对南海的影响程度。从这个角度来看，温带气旋对南海具有间接的影响作用。

（二）温带气旋的分类

按温带气旋的生成源地，通常将气旋分别称为：江淮气旋、黄河气旋、蒙古气旋和东北低压。

温带气旋不像热带气旋那样，具有国际、国内统一的标准。由于各自的侧重而不同，因而所建立的资料序列及分析结果也各不相同。按温带气旋中心经过的地区、我国近海海区来划分，将气旋的类别分为：

（1）东北低压：中心进入我国东北地区或在该区生成的温带气旋。

（2）渤海气旋：中心进入渤海海域或在该海域生成的温带气旋。

（3）黄海气旋：中心进入30°N以北至北黄海海域或在该海域生成的温带气旋。

（4）东海气旋：中心进入30°N以南的东海海域或在该海域生成的温带气旋。

（三）温带气旋的气候特征

1. 温带气旋的年际变化

根据1970～1999年的资料统计，对我国近海有影响的温带气旋，平均每年约95个。最多年达138个，出现在1985年；最少的年份仅有63个，出现在1997年。

气旋个数的逐年变化特征，存在2～4 a的准周期变化。另外，年个数的多少，还存在5～13 a的持续性特征。大致有三个不同的时期：1970～1982年，为接近常年期，该期间的年平均个数约95个。1983～1988年，为异常偏多期，除1986年偏少外，其余年份均较多，该期间年平均个数高达117个。1989～1999年，则为偏少期，该期间年平均个数约82个。

温带气旋2～4 a的准周期变化特征，与发生在赤道东太平洋上的厄尔尼诺现象的变化有相近之处。后者每隔2～7 a出现一次，以间隔3～4 a居多。从图2.3.11中看出，温带气旋年个数的9个峰值年份中，有7个出现在厄尔尼诺年或者厄尔尼诺后一年。二者有较好的对应关系。

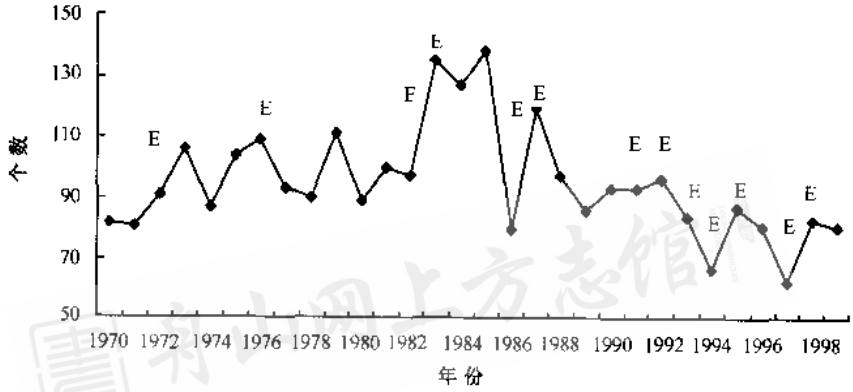


图2.3.11 温带气旋个数的年际差异（图中E表示该年为厄尔尼诺年）

2. 温带气旋的季节变化

影响海区的温带气旋，一年四季均有发生，但具有明显的盛、淡季之分（图2.3.12）。一年中有两个峰值：主峰出现在4月，这是全年中最多的月份，平均个数为12.2个；次峰出现在10～11月，仅为7.2个。3～6月是全年中的盛季。隆冬的1月是全年中最少的月份，平均为5.4个；次少月是盛夏8月，平均为5.8个。

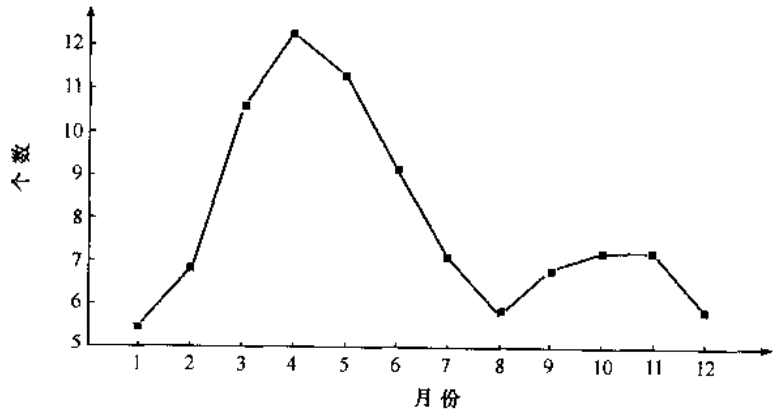


图2.3.12　温带气旋各月平均个数的季节变化

3. 各类温带气旋的特征及差异。

表 2.3.3 列出了四类气旋的年、月平均个数、极值及其出现的年份或年数。由表看出，四类中以东北低压为最多，年平均为 46.8 个。黄海气旋居第二，年平均为 27.6 个。渤海气旋是四类中最少的，年平均仅为 8.9 个。东海气旋次少，平均为 11.8 个。

表 2.3.3　四类温带气旋月、年平均个数、极值及其年份或年数

项目 / 月 / 类别		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
东北低压	Ⅰ	2.17	2.23	4.40	6.30	5.77	3.47	3.07	3.23	4.20	4.47	4.17	3.33	46.80
	Ⅱ	5,3a	8,1992	8,1989	10,2a	9,5a	9,1983	7,2a	8,1984	8,3a	8,1979	11,1984	6,3a	70,1987
	Ⅲ	0,5a	0,5a	1,1972	3,2a	2,2a	0,1998	1,6a	0,1980	0,1997	1,1992	1,1997	0,2a	27,1997
渤海气旋	Ⅰ	0.60	0.70	0.50	0.83	0.90	0.73	0.93	0.57	0.50	0.83	0.97	0.80	8.87
	Ⅱ	4,1985	2,4a	4,1984	3,2a	4,1982	2,8a	4,1995	3,1987	2,1983	4,1976	4,1985	2,5a	20,1985
	Ⅲ	0,18a	0,14a	0,19a	0,14a	0,15a	0,17a	0,14a	0,18a	0,17a	0,16a	0,15a	0,11a	4,2a
黄海气旋	Ⅰ	1.33	2.10	3.43	3.47	2.80	3.73	2.70	1.90	1.73	1.50	1.63	1.27	27.60
	Ⅱ	3,5a	6,1976	7,1987	7,2a	5,1977	7,1976	5,1991	5,1976	6,1983	4,4a	7,1982	4,1992	40,1976
	Ⅲ	0,6a	1,10a	1,2a	1,2a	0,1978	1,3a	0,2a	0,6a	0,8a	0,12a	0,4a	0,10a	18,1994
东海气旋	Ⅰ	1.30	1.70	2.27	1.57,	1.67	1.20	0.27	0.10	0.27	0.37	0.33	0.43	11.80
	Ⅱ	5,1998	8,1985	7,2a	5,1984	4,3a	4,1973	2,3a	1,3a	1,8a	3,1983	2,2a	2,2a	27,2a
	Ⅲ	0,9a	0,12a	0,7a	0,8a	0,5a	0,8a	0,26a	0,28a	0,23a	0,24a	0,23a	0,20a	2,3a

注：表中Ⅰ为月、年平均个数；Ⅱ为最多个数及年份或年数；Ⅲ为最少个数年份或年数。

四类气旋的季节变化也略有差异。春季（3～5 月）是东北低压的盛季，4 月最多，平均为 6.3 个；冬季（12 月至翌年 2 月）为淡季，1 月最少。渤海气旋的季节差异不明显。黄海气旋的盛季是 3～7 月，8 月至翌年 2 月为淡季。东海气旋较多的是 2～5 月，上半年偏多，下半年偏少的特点十分明显。四类气旋中，每月极值的差别均很大。其中，东北低压 11 月的差值最大，最多年达 11 个，最少年只有 1 个。其次是东海气旋，2 月的极值差为 8 个，最多年为 8 个，最少年没有气旋发生。黄海气旋在 11 月的极值差最大，最多年为 7 个，最少年没有气旋。渤海气旋每月皆不多，极值差相对较小。

4. 温带气旋的源地

图 2.3.13 给出了按自然天气季节划分的四个季度的气旋源地频数分布。该图是根据 1970～1999 年的温带气旋资料，按 5°×5°网格范围，计算气旋生成次数（过程开始时次）的累计值分析得出。

由图可知，春、夏两季的分布特征基本相似，南、北各有一个高频数中心（图 2.3.13a、b），分别位于 30°～35°N，110°～115°E 和 45°～50°N，110°～115°E。

所不同的是，春季南、北两个中心的强度相近，而夏季南中心的强度，比北中心的明显偏强。这表明，春季东北低压和黄海气旋相差不多，夏季东北低压则明显减少，黄海气旋占主导地

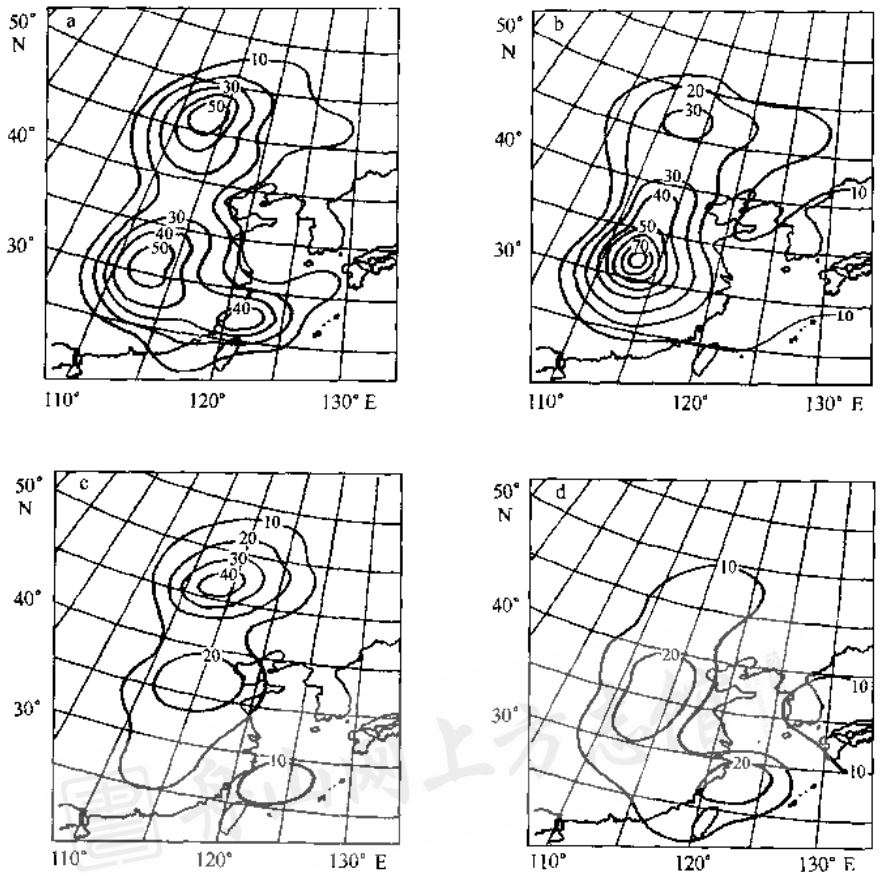


图 2.3.13　气旋源地频数分布

a. 春季（3～5月），b. 夏季（6～8月），c. 秋季（9～11月），d. 冬季（12月至翌年2月）

位。秋季也有两个高频数中心，与夏季相比，南中心稍有北移，位于35°～40°N，110°～115°E；北中心仍位于45°～50°N，110°～115°E（图2.3.13c）。但两个中心的强度与夏季相反，北中心比南中心强。冬季与其他季节不同，两个高频数中心，分别位于25°～30°N，120°～125°E 和30°～40°N，110°～115°E，而且两个中心的强度相近（图2.3.13d）。这表明，冬季在25°～30°N，120°～125°E 一带海域，多有气旋生成。这是由于我国台湾的特定地形及其以东洋面有黑潮北上所构成的特殊环境条件，使这一带经常有台湾倒槽维持，一旦有南下的冷空气与之配合，则往往发展生成气旋。

5. 温带气旋的路径

图2.3.14 为气旋路径频数及主要路径带。春季，温带气旋有两条主要的路径带（图2.3.14a）：南支位于29°～33°N 一带，该支源于长江中游一带，在长江口以北进入黄海，经过日本南侧洋面，继续向东北方向延伸。同时还有两个小的分支：一是始于河套东部，向东南延伸，在黄海中部入海后并入主支；二是始于东海海域，向东北方向并入主支。北支位于44°～47°N 一带，其南、北两侧也各有一个小分支，分别在120°E 和130°E 一带并入主支后，向东北偏东方向延伸。南、北两支的强度相近。

夏季主要路径带有三条（图2.3.14b）：南支位于32°～33°N 一带；北支位于45°～48°N 一

带；中间一支位于36°～38°N一带。其中北支有一个小分支，源于贝加尔湖东部地区，向东南在125°E附近并入主支后，向东北方向延伸。中间一支源于河套东南部，向东进入渤海，穿过朝鲜半岛，经日本海向东北方向延伸。南支源于长江中游一带，在长江口以北入黄海后分成两支：一支向东北进入日本海，在140°E附近并入中间一支；另一支经过日本以南洋面，向东北东方向延伸。南面两支的强度比北支略强。

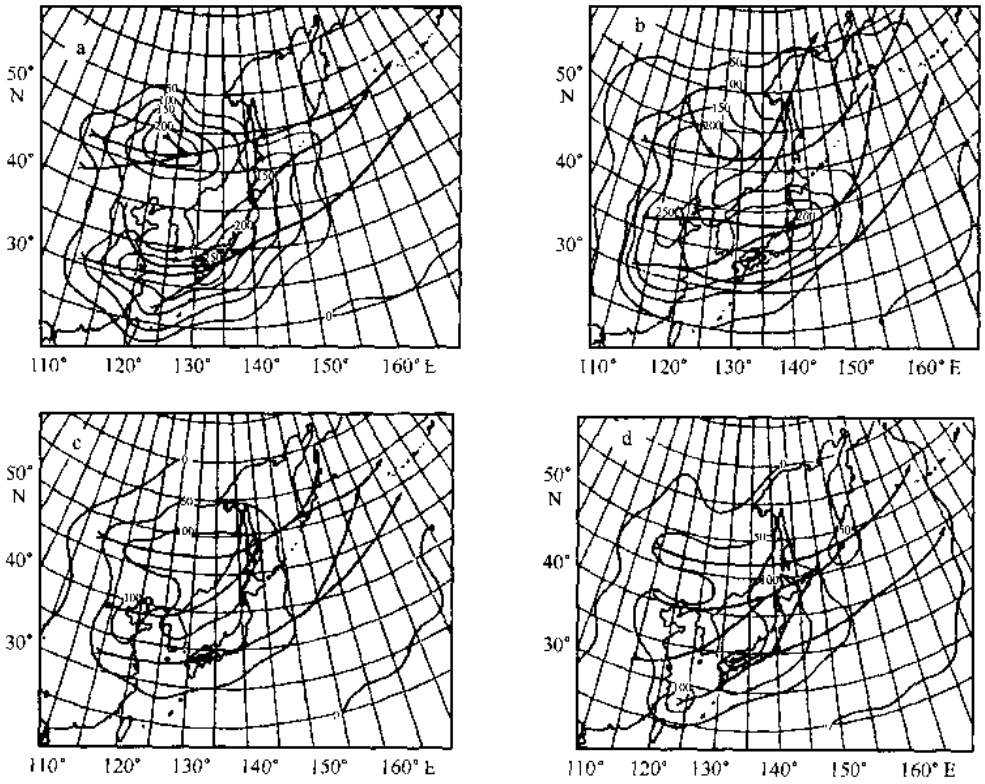


图 2.3.14　温带气旋路径频数及主要路径（1970～1999 年）

秋季的路径（图2.3.14c）与夏季的相似，也有三条主要的路径带，分别位于30°～34°N、37°～41°N、45°～50°N一带。其强度与夏季相反，北支的强度比南面两支略强。

冬季（图2.3.14d）主要路径带有四条。其中三条源于内陆，分别位于30°～33°N、37°～40°N、44°～48°N一带；还有一条源于台湾北部海域，经日本南侧洋面，向东北方向延伸。南支源于长江中、下游一带，在长江口以北入黄海，向东北方向经过日本海后，并入北支。其中源于台湾北部一支的强度，比其余三支都略强一些。

以上是根据每日4个时次气旋中心位置，按5°×5°网格计算分析的各个季度气旋路径频数图。以图中的轴线并结合实际路径，标出气旋活动较为集中的路径带。事实上，在25°～65°N广阔的范围内，均有温带气旋活动。其实际路径有时还较为复杂。同一个季度内，各月的路径也有差异。

（四）温带气旋对海区的影响

温带气旋对海区的影响时间，尤其是南向大风的持续时间，多数情况下只有1～2 d，甚至不足1 d。当其前部有入海高压配合时，南向大风的持续时间稍长，可达3～4 d。不同类别的气旋，

对海区的影响结果也不尽相同。

东北低压，绝大多数是从蒙古人民共和国或我国内蒙古地区生成后东移，经过我国东北地区的温带气旋。它的中心虽然没有进入海区，但它对渤海和黄海北部的影响有时是很大的。气旋前部的西南风，加之渤海的特定地形，产生狭管效应，风力常达7～8级以上。气旋后部则与冷空气配合，使渤海和黄海北部的气压梯度加大，致使北向风的风力增大，由大风及其所引发的恶劣海况，给海上作业和航行造成威胁。如1979年11月25日，渤海2号钻井平台翻沉的重大事故，就是一次东北低压与强冷空气配合影响所致。因此，东北低压也是影响海区的主要一类。

其余三类温带气旋，大多数是由内陆生成东移，中心进入相应的海区。此时，气旋处在发展的前期阶段，其强度不如发展后期阶段那么强；另外，气旋在我国近海又较少达到爆发性气旋的强度。虽然如此，但由于下垫面的突然改变，洋面上利于气旋发展的各种条件，使气旋的发展速度非常迅猛。温带气旋的移动速度一般又较快，并与冷空气相伴而行。因此，在其经过的海域，造成风向多变，风力骤增。这种气旋大风，致使防范措手不及，给海上作业、航运造成极大的威胁。

另外，温带气旋暖区中的浓雾，也是引发海难事故的祸因。1993年5月2日，我国“向阳红16”号大型远洋调查船，在浓雾中遭外轮撞击，沉没在长江口外海。这次大雾天气，就是由从长江口入海的黄海气旋造成的。

除了大风、浓雾外，温带气旋活动引发的温带风暴潮，给沿海地区造成生命财产的损失，也是触目惊心的。1895年4月28～29日，渤海湾产生温带风暴潮，毁掉了大沽口几乎全部建筑物，整个地区变成一个“泽国”，“海防各营死者2 000余人”。

以上四类气旋中，以黄海气旋尤其是经过黄海中、北部的气旋，引发风暴潮的机会最多。这是由于在气旋前部南—东南大风的作用下，将黄海中、北部的海水，大量输送到渤海。当气旋入海后，渤海处于气旋的后部，迅速从偏东风转为偏北风。大量堆积的海水，又在北风的作用下，涌向山东半岛北部的沿岸地区，产生暴潮。1969年4月23日，发生在莱州湾沿岸的风暴潮，就是由一次强黄海气旋活动引发的。这个气旋22日20时中心位于34°N，114°E，快速向东北方向移动，于23日中午前后在35°N处进入黄海，并迅速发展加强，风力达7～8级，阵风8～9级，引发潮灾。这是1950～1990年期间最强的一次风暴潮。山东寿光县羊角沟水文站最大增水3.5 m，最高潮位6.74 m。自渤海湾到莱州湾普遍出现了2 m以上的增水，海水侵陆最深处达40 km。潍县、昌邑、寿光等县，大量良田被淹、盐田被冲毁、房屋倒塌、人畜伤亡等，损失惨重。

据1951～1990年期间的资料统计，由温带气旋或配合冷空气引发的温带风暴潮，最多年份有4次，年平均为1.2次。这个数字仅占温带气旋总数的1.3%。由此可见，温带气旋对海区的影响，主要是气旋大风以及由大风所引发的恶劣海况。虽然出现温带风暴潮的几率较小，可是一旦出现，造成的损失是巨大的！

五、冷空气和寒潮

北半球冬季盛行冬季风，而东亚又是全球冬季风最强的地区，我国沿海处于东亚大陆和太平洋西北部的交汇处，受冬季风带来的冷空气影响更大。每次冷空气的活动，都会不同程度地给我国沿海带来大幅度的降温、狂风、巨浪，甚至风暴潮。在锋前有时还有大范围的海雾和雨雪，对于渤海和黄海北部还会出现大范围的海冰，是我国冬季近海重要的灾害性天气系统之一。

冷空气是由干冷的极地大陆气团，以及它在移动过程中逐渐变性而形成的变性极地大陆气团

构成。一次冷空气过程，由于源地的不同，在移动过程中能量集积与耗散的不等，以及在入海后变性速度的快慢，对于我国的影响程度也各不相同。国家气象中心规定："凡24小时内降温10℃以上，最低气温达5℃以下者称为寒潮"。国家海洋环境预报中心参照国家气象中心的规定，根据24小时降温或冷空气的过程降温，结合海上风力情况，将冷空气分为由弱至寒潮共5个等级（表2.3.4）。

表2.3.4　冷空气分级标准

等级	24 h降温（℃）	过程降温（℃）
弱	-2.0 ~ -4.4	-3.0 ~ -6.9
中	-4.5 ~ -6.4	-7.0 ~ -8.9
中等偏强	-6.5 ~ -8.4	-9.0 ~ -10.9
强	-8.5 ~ -10.4	-11.0 ~ -12.9
寒潮	$\Delta T \leqslant -10.5$	$\Sigma\Delta T \leqslant -13.0$

为了叙述方便，把我国近海分成三个海区。定义35°N以北的渤海和黄海北部为北部海区，35°N以南的黄海南部以及包括台湾海峡在内的东海为东部海区，台湾海峡以南的南海为南部海区。表2.3.5列出了各海区累年9月至翌年5月各级冷空气影响的平均次数。该表表明：平均全年冷空气总数从北到南分别为39次，33次和26次，南部海区比北部海区少1/3左右。然而这些冷空气中，绝大多数属于对海区影响较小，持续时间较短的弱冷空气。其中：北部海区占年总数的58%，而东部海区和南部海区则高达65%。对海区构成明显影响的灾害性冷空气过程（包括中等偏强、强和寒潮三个级别），全年平均分别为9次、6次和4次，占全年总数的23%，18%和16%。这些冷空气对北部海区和东部海区而言，主要集中11月至翌年1月，而南部海区则主要集中在1~3月。达到寒潮强度的冷空气过程全年出现并不多，北部海区平均每年2.5次，东部海区和南部海区分别为1.1次和1.2次。从时间来看，北部海区主要出现在11~12月，而11月平均1.0次；东部海区则出现在11月至翌年1月，仍主要集中在11月，达0.3次；南部海区的寒潮出现在12月至翌年3月，平均次数在0.2~0.3次之间，最多的则在1月，为0.3次。

11月，北、东部海区的偏南暖湿气流仍较活跃，冷暖空气在这一带频繁地交会，促使温带气旋活动达到全年的第二个高潮。冷空气在气旋的配合下，使北、东部海区的风力明显增大，同时，气旋内的增温也造成冷空气南下后的降温幅度增大，因此，北、东部海区的11月，比隆冬季节更易出现寒潮。初冬季节，当冷空气经过北、东部海区后已明显变性，而这时偏南暖湿气流在南部海区还十分强劲，在地形的配合下，冷空气往往在南岭处于准静止状态。直到隆冬季节，偏南暖湿气流才撤出南海北部，这时冷空气才能大举南下，造成1月影响南部海区的寒潮次数增多。

冷空气的年际差异很大，就年总数来说，北部海区最多的年份达51次，而最少的年份只有31次，两者相差20次之多。东部海区和南部海区虽不如北部海区那样悬殊，但两者相差也分别达15次和10次（表2.3.6）。对于寒潮而言，北部海区在1965~1966年度多达9次，而1977~1978年与1983~1984年度则一次也没有。东部海区在1968~1969年度出现4次寒潮过程，南部海区则在1965~1966年度与1968~1969年分别出现3次寒潮过程。但少的时候甚至一次寒潮也没有。这种情况在29年的统计中，东部海区出现15年，南部海区10年。

表 2.3.5　各海区累年 9 月至翌年 5 月各级冷空气影响平均次数（1961～1999）

海区	强度	9 月	10 月	11 月	12 月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	年总计
北部海区	弱	2.5	2.3	2.0	2.1	2.7	2.2	2.7	2.8	3.1	22.4
	中	0.2	1.2	1.2	1.4	1.3	0.9	0.5	0.4	0.4	7.5
	中强	0.1	0.7	0.9	0.7	0.7	0.5	0.2	0.1	0.1	4.0
	强	0.0	0.4	0.5	0.7	0.4	0.3	0.1	0.0	0.1	2.5
	寒	0.0	0.0	1.0	0.8	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	2.5
	中强－寒	0.1	1.1	2.4	2.2	1.6	1.0	0.3	0.1	0.2	9.0
	月合计	2.8	4.6	5.6	5.8	5.6	4.0	3.6	3.4	3.7	38.9
东部海区	弱	2.1	2.3	2.4	2.4	2.4	2.4	2.5	2.3	2.5	21.3
	中	0.3	0.4	0.8	0.8	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	5.5
	中强	0.1	0.1	0.6	0.6	0.3	0.4	0.5	0.3	0.2	3.1
	强	0.0	0.1	0.3	0.4	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	1.7
	寒	0.0	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	1.1
	中强－寒	0.1	0.3	1.2	1.2	0.8	0.7	0.7	0.6	0.3	5.9
	月合计	2.5	3.0	4.3	4.4	3.8	3.5	3.8	3.4	3.4	32.7
南部海区	弱	1.8	1.7	2.4	2.1	2.1	1.6	1.5	1.7	2.0	16.9
	中	0.1	0.4	0.6	0.8	0.7	0.5	0.7	0.8	0.3	4.9
	中强	0.0	0.1	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.1	2.0
	强	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.0	0.0	0.9
	寒	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0	1.2
	中强－寒	0.0	0.2	0.5	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	0.1	4.1
	月合计	1.9	2.3	3.5	3.5	3.5	2.9	3.0	2.8	2.5	25.9

表 2.3.6　各海区累年（9 月～翌年 5 月）各级冷空气影响极端最多、最少次数及年度

海区	项目	弱	中	中强	强	寒潮	年合计
北部海区	最多次数	31	15	8	7	9	51
	出现年度	84/85 86/87	97/98	77/78 86/87	89/90	65/66	86/87
	最少次数	16	2	1	0	0	31
	出现年度	96/97	94/95	4 年	83/84	77/78 83/84	67/68
东部海区	最多次数	29	9	7	6	4	40
	出现年度	91/92	64/65	62/63	65/66 66/67	68/69	86/87
	最少次数	15	2	0	0	0	25
	出现年度	94/95	66/67 71/72 91/92	64/65 74/75	7 年	15 年	94/95
南部海区	最多次数	22	10	6	4	3	31
	出现年度	79/80 88/89	70/71	82/83	93/94	65/66 68/69	88/89
	最少次数	11	2	0	0	0	21
	出现年度	74/75	78/79	93/94	13 年	10 年	62/63 74/74

总之，我国地理纬度跨越较大，冷空气入海后又逐渐变性，无论是冷空气影响次数，还是强度，都出现自北而南由多到少，由强而弱的特点。从时间分布来看，较明显的冷空气对北、东部海区主要集中在 11 ~ 12 月，而南部海区则推迟到 1 ~ 3 月。严重影响的时段均在隆冬。

图 2. 3. 15 是根据地面冷高压中心路径，将冷空气爆发分成三个阶段。第一阶段冷空气主要来自北方的巴伦支海（56%），西北方的喀拉海（25%）和西方的大西洋（15%），并移到西伯利亚西部及新疆边境（图 2. 3. 15 的阴影区），这里是冷空气爆发的关键区。第二阶段冷空气在关键区停留和加强，形成强的地面冷高压，中心有时可达 1 070 hPa 以上。第三阶段冷空气向南暴发，这时又可分为四条路径：西北路（50%）、东路（33%）、西路（10%）以及东路和西路同时发生（少量）。此外，还有一支冷空气从广西经越南沿海到达南海南部。

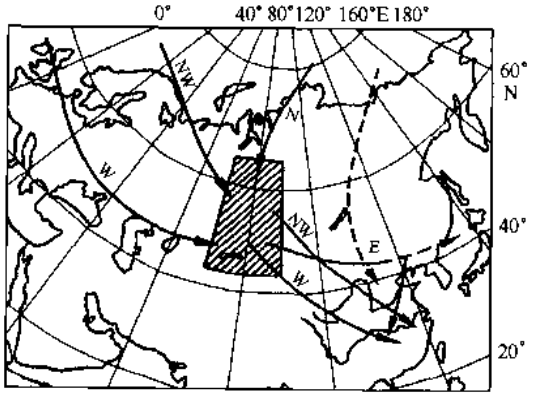


图 2. 3. 15　影响中国大陆的冷空气路径[8]

第一篇主要参考文献

[1] 中国科学院《中国自然地理》编委会. 1979. 中国自然地理—海洋地理. 北京：科学出版社

[2] 中国科学院《中国自然地理》编委会. 1981. 中国自然地理—地貌. 北京：科学出版社

[3] 中国科学院海洋研究所地质研究室. 1985. 渤海地质. 北京：科学出版社

[4] 中国气象局国家气象中心. 1995. 中国内海及毗邻海域海洋气候图集. 北京：气象出版社

[5] 中国大百科全书——大气·海洋·水文卷. 1987. 北京—上海：中国大百科全书出版社

[6] 中国海洋年鉴编委会年鉴编辑部编. 1992. 1987 ~ 1990 年中国海洋年鉴；1994. 1991 ~ 1993 年中国海洋年鉴；1997. 1994 ~ 1996 年中国海洋年鉴；1999. 1997 ~ 1998 年中国海洋年鉴；2001. 1999 ~ 2000 年中国海洋年鉴. 北京：海洋出版社

[7] 王颖主编. 1996. 中国海洋地理. 北京：科学出版社

[8] 北京大学地球物理系气象教研室. 1976. 天气分析和预报. 北京：科学出版社

[9] 许东禹等主编. 1997. 中国近海地质. 北京：地质出版社

[10] 刘维坤. 1995. 台湾海峡的地形特征与地貌发育. 台湾海峡及邻近海域海洋科学讨论会论文集. 北京：海洋出版社，106 ~ 110

[11] 成松林. 1983. 我国的河流. 北京：科学出版社

[12] 孙湘平. 1985. 我国的海洋. 北京：商务印书馆

[13] 李凡，张秀荣，唐宝珏著. 1998. 黄海埋藏古河道及灾害地质图. 济南：济南出版社

[14] 李克让主编. 1993. 中国近海及西北太平洋气候. 北京：海洋出版社

[15] 李克让主编. 1984. 中国近海及西北太平洋气候图集下册. 北京：海洋出版社

[16] 陈则实主编. 1998. 中国海湾志（第14分册）. 北京：海洋出版社
[17] 陈达熙主编. 1992. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文分册. 北京：海洋出版社
[18] 陈隆勋，朱乾根，罗会邦等. 1991. 东亚季风，北京：气象出版社
[19] 陈联寿，丁一汇. 1979. 西北太平洋台风概论. 北京：科学出版社
[20] 张家诚. 1991. 中国气候总论. 北京：气象出版社
[21] 张耀光. 2001. 中国边疆地理（海疆）. 北京：科学出版社
[22] 罗汉民，阎秉耀，吴诗敦. 1986. 气候学. 北京：气象出版社
[23] 秦蕴珊等主编. 1987. 东海地质. 北京：科学出版社
[24] 秦蕴珊等主编. 1989. 黄海地质. 北京：海洋出版社
[25] 黄锡荃，苏法崇，梅安新，1982. 我国的河流. 北京：商务印书馆
[26] 阎俊岳，陈乾金，张秀芝，黄爱芬编著. 1993. 中国近海气候. 北京：科学出版社
[27] 章基嘉，葛玲. 1983. 中长期天气预报基础. 北京：气象出版社
[28] 谢安，江剑民. 1994. 大气环流基础. 北京：气象出版社
[29] 程天文，赵楚年. 1984. 我国沿岸入海河川径流量与输沙量的估算. 地理学报，39（4）：418～426
[30] 廖克主编. 1999. 中华人民共和国国家自然地图集. 北京：中国地图出版社
[31] Sangbok D Hahn. 1993. Study on the name of the Yellow Sea. Yellow Sea Research, 5：1－4
[32] Whittaker L M, Horn L H. 1984. Northern hemisphere Extra－tropical Cyclone activity for Four Mid－season Months. Jonrnal of Climatology, 4. 297－310

舟山网上方志馆

第二篇
海洋水文要素

舟山网上方志馆

第三章　海水温度、盐度和密度

第一节　温度分布与变化

海水温度的分布与变化，除取决于海区的热量平衡状况外，还与地理环境（如地理纬度、海区形状、海岸类型、海区孤立程度）、海流强弱、气象条件等有关。由于中国近海南、北跨越温带、亚热带、热带，又受陆地和岛屿的环抱，温度状况的地区差异悬殊。渤海和黄海北部，三面靠陆，易受大陆气象的影响，温度季节变化最大。黄海南部和东海，沿岸流系和外海流系交汇明显，温度状况受海流影响较大。南海地处亚热带和热带，显示若干热带深海的特征—终年高温，地区差异和季节变化都小。因此，中国近海海水温度分布的基本特征：自北向南逐渐递增，其年较差却由北向南逐渐减小。

根据中国近海海水温度分布的特点，可归纳为冬季型、夏季型和过渡型三种类型。就渤海、黄海、东海而言，冬季型出现在12月至翌年3月，此时太阳辐射最弱，为全年温度最低季节。特点是：表层水温高于气温，沿岸陆地气温低于海上气温，沿岸水温低，外海水温高，等温线密集，水平梯度大，等温线分布大体与岸线平行，暖水舌与海流路径一致。冬季正值干冷强劲的偏北季风盛行，对流、涡动混合最强，使陆架浅水区温度垂直分布呈上下均一状态。夏季型于6～8月出现，此时太阳辐射最强，使中国近海表层水温普遍升高，成为全年水温最高的季节。因气温高于水温，沿岸水温高于外海水温，使表层水温的地理分布较均匀，水平梯度小，等温线分布规律不明显。水温南北地区差异小。因表层增温快，深层增温慢，加之夏季对流、涡动混合弱，使水温垂直分布出现较强的层化现象，尤其是黄海最为明显（图3.1.1）。过渡型发生在4～5月和9～10月的季节交替时期，其中春季为增温期，秋季为降温期。过渡型的主要特点：温度状况复杂多变、且不稳定，规律性差。在水温垂直分布方面，增温期间出现微弱的垂直梯度，有弱的分层现象；降温期间，温度垂直梯度减弱，上均匀层厚度增大，温跃层厚度下沉，温跃层遭到破坏。现以2月、5月、8月和11月，分别作为渤海、黄海、东海、南海的四季代表月，记述上述海域温、盐、密度的四季状况；南海因深度较大，深层的温、盐、密分布的地区差异较小，主要讨论表层及混合层以下100 m层的情况。

一、温度的地理分布

冬季　陆架浅水区垂向混合可达海底，表、底层水温分布形势基本相同，这里仅附表层分布图。渤海表层水温为－1～2℃，辽东湾、渤海湾、莱州湾分别为－1℃、0℃和1℃，渤海中央为1～2℃。温度分布自海区中央向沿岸递减，东部、中部高，北、西、南沿岸低（图3.1.2），沿岸浅水区有程度不同的结冰现象，是中国近海温度最低的海域。黄海各层水温分布趋势相似，由于受黄海暖流的影响，黄海水温分布的特点是，高温水舌自济州岛以西，沿黄海中央由南向北伸展至渤海海峡附近，暖水舌中央水温明显高于两侧，温度由南向北逐步递减。黄海北岸水温为1～2℃，也有结冰现象；西岸为2～5℃；东岸为3～7℃，东岸高于同纬度的西岸。东海各层水温

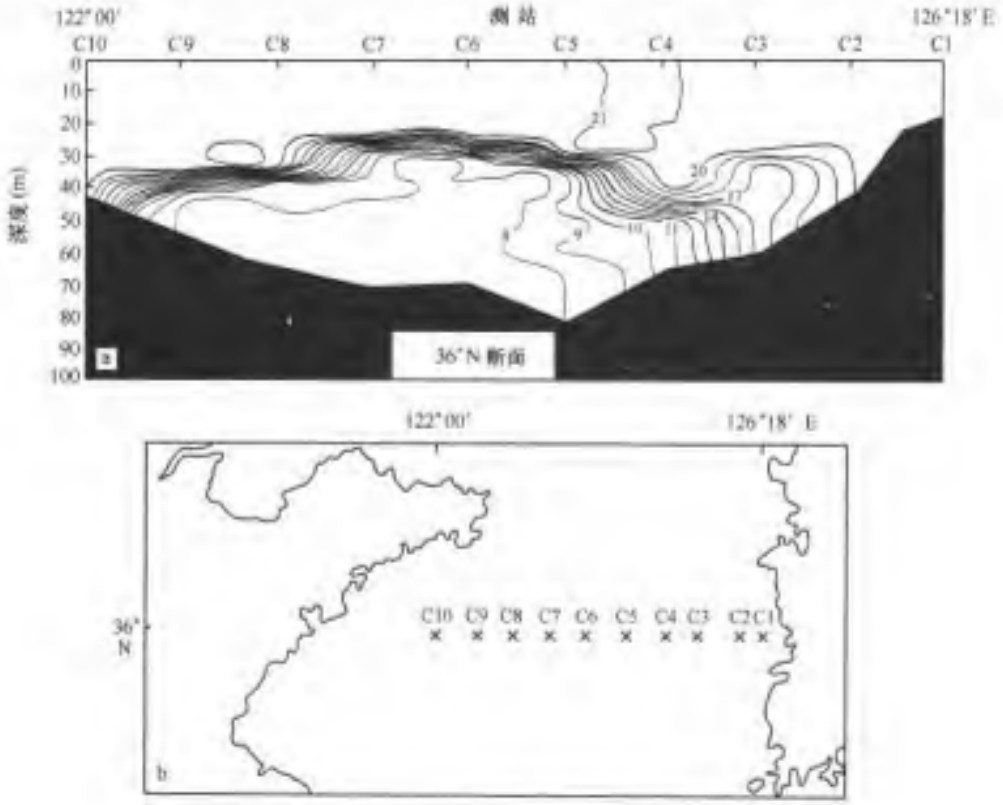


图 3.1.1　1992 年 9～10 月黄海 36°N 断面的水温分布[19]
a. 温度断面图，b. 断面位置和测站分布

分布以等温线密集，冷、暖水舌清晰以及地区差异悬殊为主要特征。这种水温分布格局，反映了黑潮、台湾暖流、对马暖流、黄海暖流、黄海沿岸流以及东海沿岸流的配置关系，与流系分布相对应（图 3.1.2 和图 6.2.2）。黑潮及暖流流经海域，其水温明显高于邻近海域。东部黑潮区，水温高达 20～23℃，为东海水温最高海域，等温线由西南向东北较均匀地呈舌状分布。东北部，水温为 12～19℃，由对马暖流带来的暖水舌，明显地分为两支：一支指向朝鲜海峡，另一支指向济州岛以西进入黄海。西部的浙、闽沿岸，水温为 9～12℃，为东海水温最低的低温带，这是由于东海沿岸流贴岸南流的缘故。其外侧，台湾暖流北上，水温增至 12～20℃。在沿岸流与台湾暖流交汇海域，等温线密集，其走向为西南—东北，形成较强的温度锋。西北部，来自黄海西岸的冷水舌南下伸向东南，插入东海北部，被南面的台湾暖流暖水舌和北面的黄海暖流暖水舌包围形成相互交错的形势。台湾海峡的水温在 12～23℃之间，由西向东逐渐递增，等温线分布与海峡走向一致。台湾以东海域，终年受黑潮控制，温度高，一般在 23～25℃，温度由南向北递减，但差异很小，暖水舌明显。

南海地处热带、亚热带，海区形状独特，似一菱形状，季风盛行，盛行季风方向与海区菱形长轴一致。海区内岛屿、暗礁、沙滩众多，使南海的动力、热力结构复杂，在海盆尺度的环流系统中，还嵌套着许多中尺度现象。因此，南海的温度地理分布（图 3.1.3）与渤海、黄海、东海的不同。最显著的差异是冬季南海表层水温较高，通常在 20～28℃。表层水温分布总的趋势是：大致以 17°N 为界，该线以北，水温低而水平温差大；该线以南，水温高而温差小，东、西向同

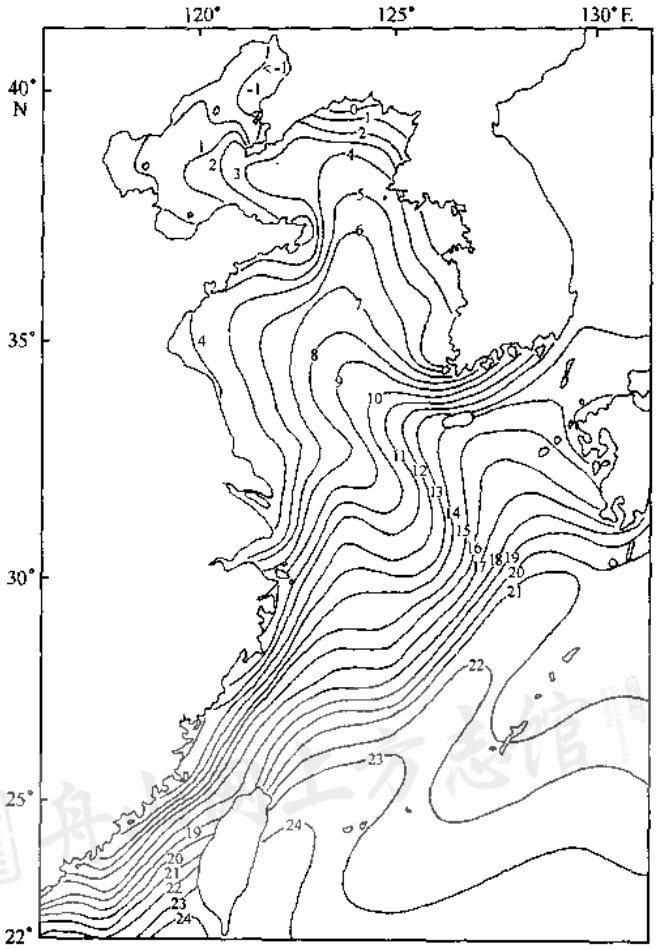


图 3.1.2　2 月渤海、黄海、东海表层水温（℃）分布（多年平均）[8]

一纬度比较，东高、西低。北部陆架浅水区及北部湾，易受陆地及气象因子影响，水温较低，一般为 18 ~ 23℃。等温线密集，走向大体与海岸平行，温度由岸向外递增。珠江口以东至汕头一带，温度更低（16 ~ 18℃）。北部湾水温南北地区差异悬殊，湾口暖水舌向湾内伸展，与外海水入侵的路径一致。南海中部水温达 24 ~ 26℃，因受东北季风漂流的影响，那里的等温线并不与纬度平行，而与越南海岸成一交角，呈东北—西南走向，并向西南倾斜。南海南部距赤道较近，水温高达 27 ~ 28℃，为中国近海水温最高的海域。图 3.1.3a 中还显示一个现象，即在巴拉望岛以西海域，存在一片水温高于 27℃的暖水区，暖水中心水温为 28℃，比周围水温高 2℃左右。南海北部陆架浅水区，冬季因垂向混合强，水温垂直分布较均匀，深水区上均匀层厚度为 40 ~ 90 m，该深度以下，水温垂直分布存在起伏现象[1]。100 m 层（图 3.1.3b）的水温分布与表层的有显著不同：（1）在吕宋岛西北，出现一个水温低于 17℃的闭合冷水区，冷中心水温比周围的低 3 ~ 4℃。冷水范围约 3 ~ 4 度纬距，这就是由东北季风所导致的吕宋西北的上升流区，有人[11]称“吕宋冷涡”。该冷水区在 50 m 层、150 m 层、200 m 层和 300 m 层温度图上均清晰可见。文献 20 刊出的吕宋冷水块南伸舌状可达民都洛岛附近。（2）巴拉望岛西侧的暖水块依然存在，但范围比表层的有所缩小。（3）在万安滩—广雅滩一带，出现一片低温区，低温中心低于

19℃。南海深层水温分布比较均匀，没有明显的地区差异，如 500 m 层，整个南海海盆水温为 8.5℃左右；到了 1 000 m 层，南海海盆水温为 4.2℃左右。故以下讨论南海水温分布时，深层情况不再赘述。

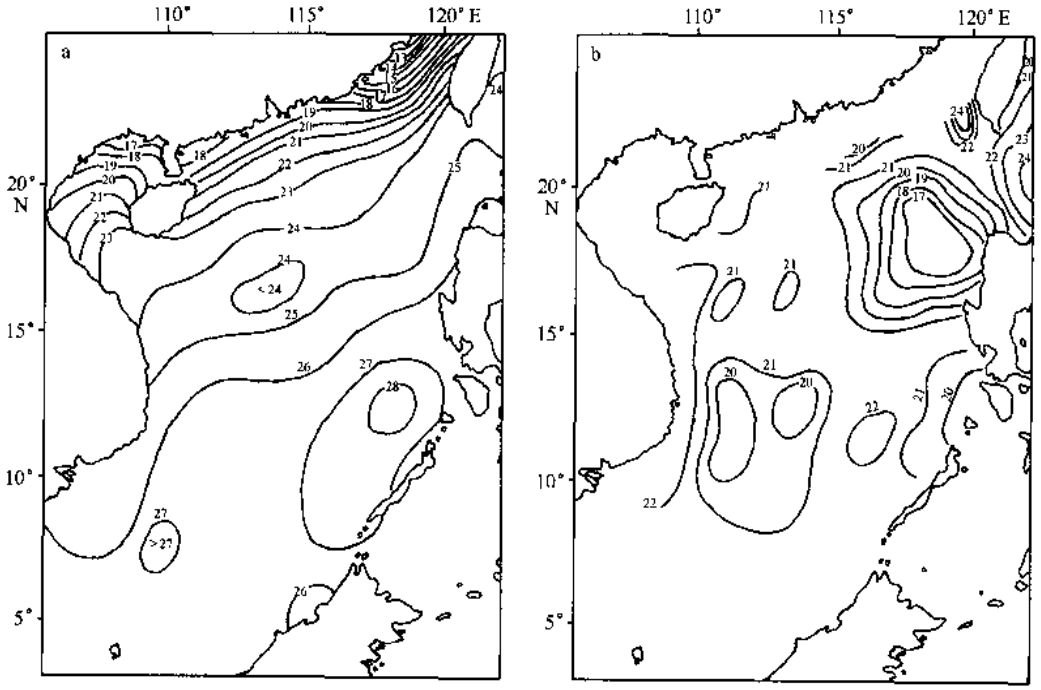


图 3.1.3　2 月南海表层（a）、100 m 层（b）水温（℃）分布（多年平均）[13]

春季　水温逐渐升高，其分布形势正向夏季型演变。渤海、黄海表层水温分布形势与冬季的不同，突出的表现在（图 3.1.4）：（1）渤海沿岸升温比中央的要快，形成渤海沿岸水温高（14～17℃）、中央水温低（10～12℃）的格局；（2）原冬季黄海中央由南北伸的暖水舌此时已大减，打破了冬季黄海水温分布的面貌，而成为黄海西岸水温高（13～17℃）于东岸的（8～10℃）形势；（3）渤海、黄海都出现多个冷、暖水块。渤海的冷水块有：（1）辽东湾东部至渤海海峡西口的闭合低温区，可能是春季辽东湾融冰所造成的；（2）滦河口附近低温区，冷中心分别低于 10℃和 13℃。黄海的冷水块出现在：西朝鲜湾（也与春季黄海北岸融冰有关）、江华湾南部、罗州群岛附近、成山角及青岛近海。暖水域分布在辽东湾北部、渤海湾、莱州湾、苏北沿岸及江华湾北部（图 3.1.4），暖水域最高温度分别为 14℃、17℃、15℃和 13℃。苏北沿岸水得到沿山东半岛沿岸南下低温水的补充，向东南方向入侵势力比冬季的要强，在伸向东南方同时，有一部分伸向舟山群岛附近。

东海除西北部外，其表层温度的分布形势与冬季的基本相同，此时温度值较冬季的升高 3～6℃。与冬季不同的是：长江口附近增温快，并受台湾暖流水的顶托，使东海西北部等温线分布呈 W 状。西岸浙、闽沿岸升温较快，等温线水平梯度减弱。福建马祖一带，出现一个弱的低温区。台湾东北基隆—苏澳一带，出现一个低于 25℃的冷水块，这个冷水块以 10～50 m 层最为明显，是下层冷水涌升的结果。东海东北部水温为 17～23℃，东海西北部水温为 15～17℃，浙、闽沿岸水温为 18～23℃，台湾海峡水温为 20～27℃，黑潮区水温为 24～26℃，台湾以东海域水温为 27～28℃。

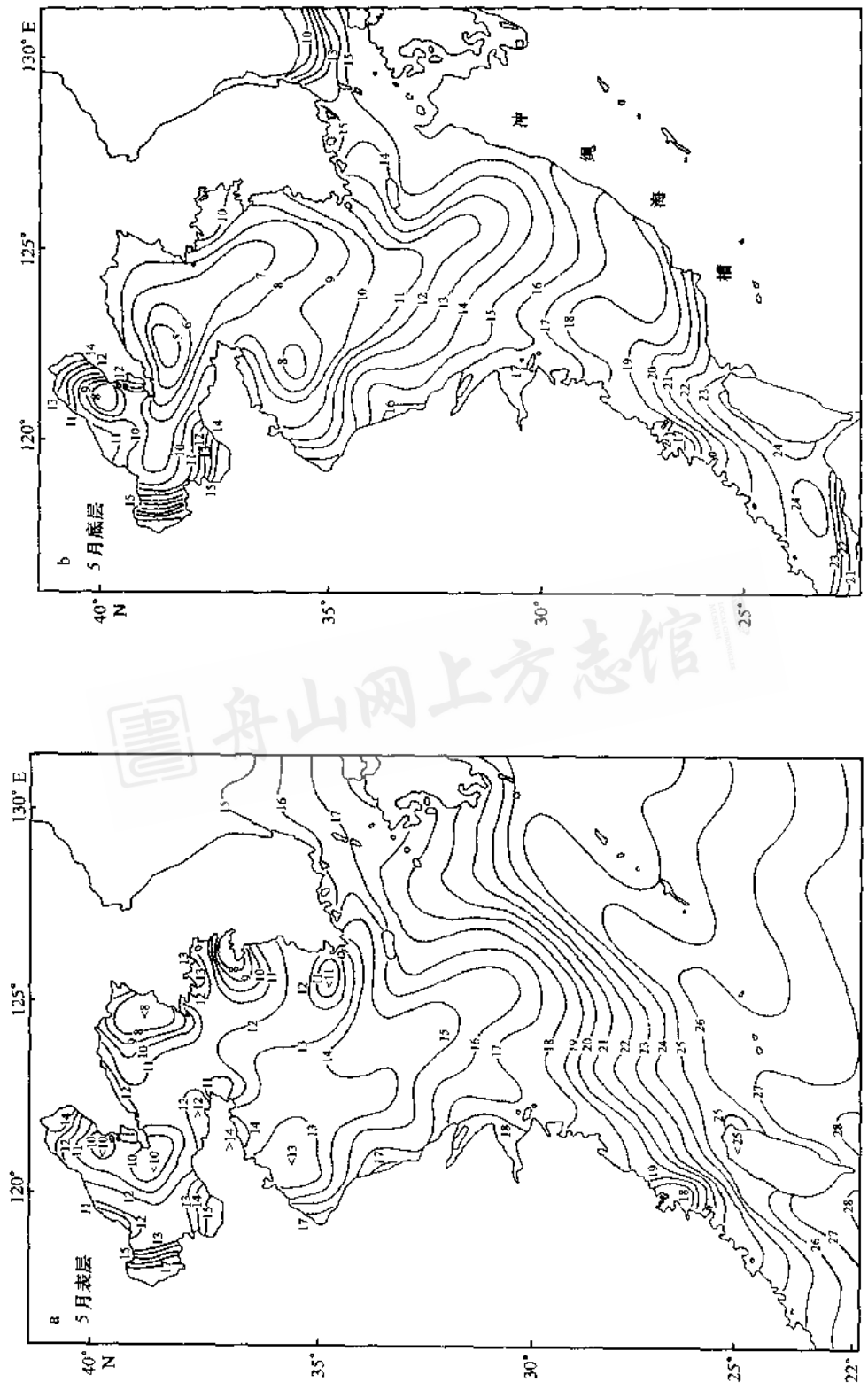


图 3.1.4　5月渤海、黄海、东海的温度(°C)分布(多年平均)[8]

渤海、黄海表层以下各层水温分布与表层相似，但到了底层，除黄海南部外，水温分布却是另一番景象。尽管渤海、黄海水温仍是沿岸高、中央低的格局，但其系统已不是表层的面貌，而是被范围较大的等温线呈封闭状的冷水块所控制，这就是“辽东湾冷水”和“黄海冷水团”（图3.1.4b）。辽东湾冷水位于辽东湾中央的洼地上，冷中心低于8℃，比周围温度低2～3℃。黄海冷水团盘踞在北黄海和南黄海中部，存在两个冷中心，分别位于北、南黄海的西侧，冷中心温度分别低于5℃和8℃。

东海底层水温分布趋势与表层大同小异，只是底层显示台湾暖流暖水舌更为明显，前锋北伸至舟山群岛附近。福建马祖附近的低温区仍然存在，温度低于17℃。台湾海峡南部的台湾浅滩附近，出现水温高于24℃的闭合暖水区。需要说明的是，东海底层水温分布范围仅指陆架区而言（下同），陆坡及冲绳海槽因深度变化急剧，温度差异悬殊，无法与陆架区的底层水温绘在同一幅图上。

5月南海北部沿岸浅水区增温较快，加之由北南下的沿岸冷水势力大减，沿岸水温上升至23℃左右，比冬季增温7℃，外海水温增温3℃，达27～28℃。整个海区水温为26～28℃，水温分布较均匀（图3.1.5a）。此时，北部湾原冬季的水温舌状分布已消失，水温升至27～28℃。巴拉望岛西侧的暖水依然存在，但此时位置有较大的偏移，向东北、西南已分裂成几个孤立的（中心温度为30℃的）暖水块。100 m层（图3.1.5b）的情况是：吕宋岛西北的冷水区依然存在，只是位置有些外移，冷中心水温为18℃。从等值线的密集程度看，似乎该冷水区的势力比冬季有所减弱。在吕宋岛西南和巴拉望岛西侧，分别出现一个暖水块和冷水块。

夏季 渤海、黄海表层水温分布趋势与春季的大体相似，此时温度升至全年最高。渤海水温为24～27℃。辽东湾东部、海峡口西北的冷水块依然存在，冷中心已升至24℃，这个冷水区，可能是较强潮流垂直混合所致。辽东湾北部、渤海湾、莱州湾的水温分别达26℃和27℃。黄海水温在24～27℃之间。与春季相比，除江华湾那个冷水块已消失外，黄海东、西两岸的四个冷水块仍然存在，且位置也比较稳定（图3.1.6）。尤其是东岸两个冷水块，强度较大，比周围温度低3～4℃。西岸的成山角和石臼所近海，表层低温似乎微不足道，并不显眼引人注目。到了10 m层，这两个冷水块范围迅速扩大，中心强度也有所增强。相反，西朝鲜湾冷水块，其中心强度和范围都减弱和缩小，从而形成成山角、石臼所、珍岛三足鼎立的三个冷中心。成山角和珍岛两个冷水块，也是较强潮流垂直混合的结果。

东海表层水温为26～29℃，沿岸水温与外海的相差无几，以致看不出台湾暖流暖水舌的特征，等温线分布凌乱。西部沪、浙、闽沿岸的水温分布已非冬、春季那样的面貌，而是出现若干小的冷、暖水块（图3.1.6a）。冷水块分布在舟山群岛和闽江口附近海域。暖水块呈现在长江口、象山至鱼山列岛一带以及厦门海域。台湾东北的冷水块，表层水温分布图上并未显示出来，但在10～50 m水层，冷水块明显。东海其他海域的水温分布趋势，与冬、春季的大体相似，只是这时等温线稀疏、温度升高罢了。黑潮区水温高达29℃，对马暖流区水温达26～28℃，台湾暖流区水温为26～27℃，台湾海峡水温为26～29℃，台湾以东洋面表层水温为26～28℃。

在渤海、黄海，从20 m层开始，温度分布形势与表层的截然不同，完全被冷水控制，形成四周温度高、中央温度低的格局。并以底层最为典型（图3.1.6b）。春季出现的下、深层冷水，此时已趋于稳定。渤海存在两个冷中心：一个在辽东湾口，另一个在渤海中部。后者称“渤中冷水”，它位于渤海中部的洼地上，与辽东湾冷水并列，冷中心温度低于20℃。在冷水块上面，海水层化十分剧烈，5～10 m之间，温度垂直梯度达1.2～2.0℃/m。在黄海，底层等温线更为密

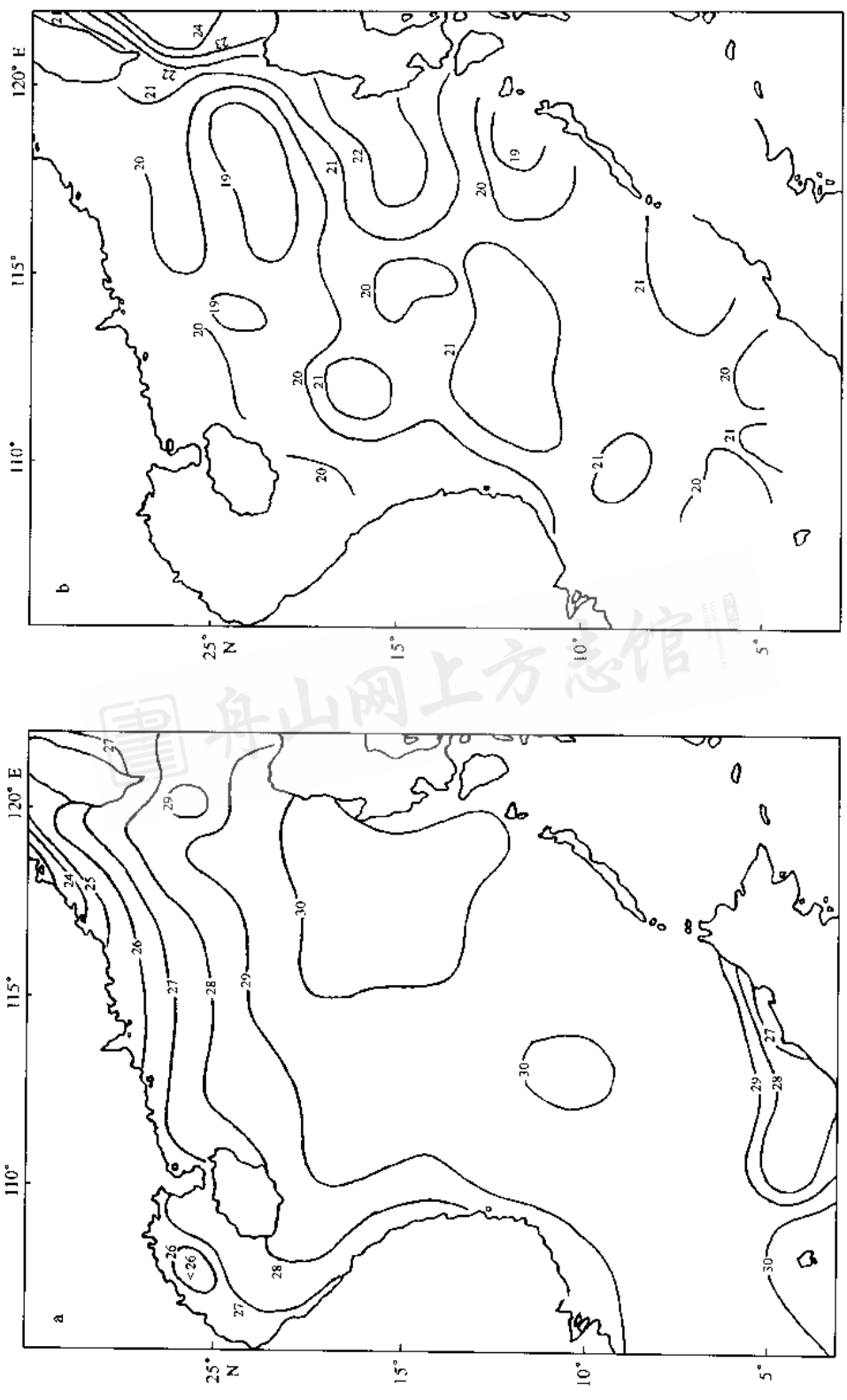


图 3.1.5　5 月南海表层 (a)、100 m 层 (b) 水温(°C) 分布(多年平均)[13]

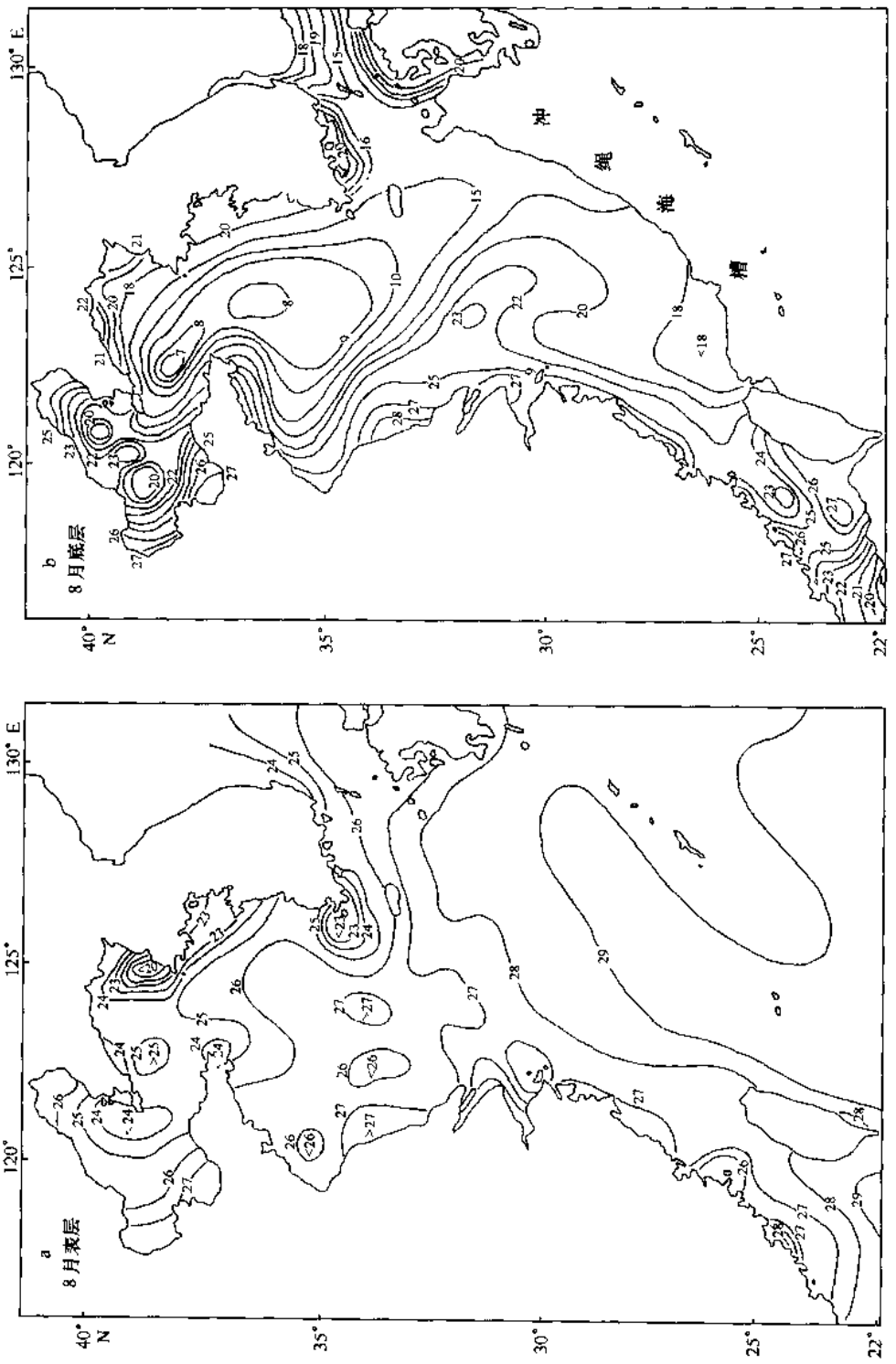


图 3.1.6　8月渤海、黄海、东海的温度(°C)分布(多年平均)[8]

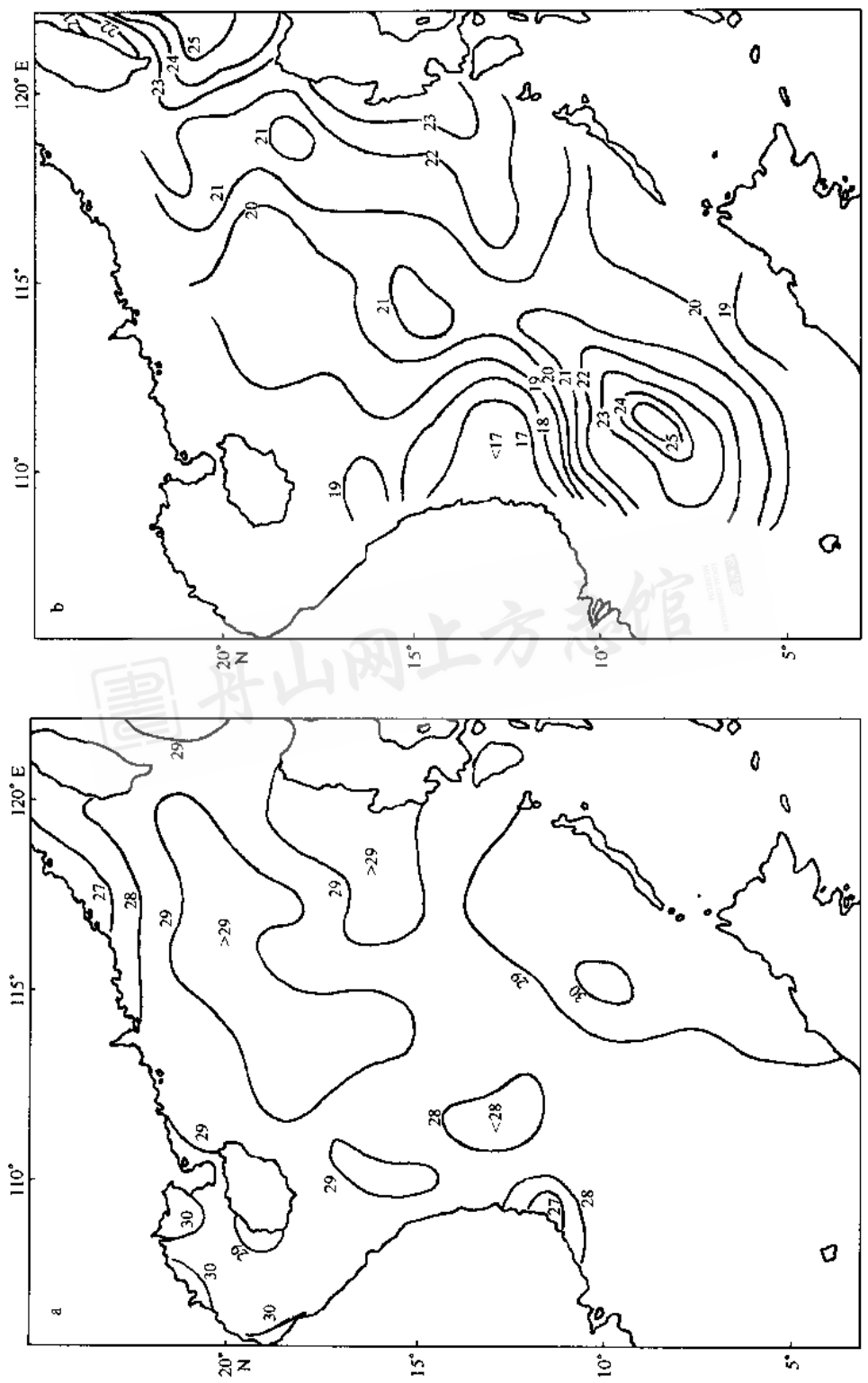


图 3.1.7　8 月南海表层 (a)、100 m 层 (b) 水温(°C)分布 (多年平均)[13]

集，冷中心与岸边温差达 13 ~ 20℃；与表层相比，冷中心与表层温差达 17 ~ 18℃。冷水团顶部，温度垂直梯度很大，这便是夏季黄海温跃层特强的原因所在。若取 10℃等温线作为黄海冷水团的边界，则可看出，黄海冷水团盘踞的范围，约占黄海面积的 1/3 左右。黄海冷水团似一长把梨状，扣卧在黄海中央洼地上。它有两个冷中心：一个在渤海海峡口东侧，另一个在南黄海北部，冷中心温度分别低于 7℃和 8℃。从冷中心强度和范围来看，此时是黄海冷水团的鼎盛时期。

东海，夏季表层至 50 m 各水层，水温分布形势基本相同；但到了底层，出现与表层相反的情景，呈现为沿岸高、外海低的形势（图 3.1.6b）。苏北沿岸水、东海沿岸水海域出现高温，温度分别为 23 ~ 28℃和 24 ~ 27℃。黑潮次表层水自台湾以北陆架入侵的势力十分明显。台湾海峡水温 22 ~ 27℃，等温线分布呈两侧高、中央低的形势。朝鲜海峡北岸、南岸的水温也都高于海峡中部的水温。由此看出，沿岸水的温度具有两重性，冬季表现为低温，夏季具有高温性质。

夏季，南海表层水温（图 3.1.7a）都较高，北部为 27 ~ 29℃，中、南部为 29 ~ 30℃，等温线比较零乱，无规律可循。在沿岸和局部海域，上升流十分活跃，从而形成若干低温区。如珠江口以东、汕头至台湾浅滩一带、海南岛东北岸、东沙群岛西南等海域，均出现低温现象，尤以越南芽庄附近最明显，表层出现低于 27℃的低温区。在 100 m 层温度场（图 3.1.7b）上，最显目的特点是，吕宋岛西北海域的冷水区已消失，看来该冷水区只存在于冬、春两季。在越南南部的芽庄附近，出现一个低于 16℃的冷水区，呈舌状分布，它比周围水温低 3 ~ 4℃，范围约 2 ~ 3 个纬距。暂称“芽庄冷水区”，有的文献[11]称“越南冷涡”。芽庄冷水区在 50 m 层、150 m 层、200 m层温度场上也都明显显示出来，它可能是夏季西南季风导致的一个上升流区。紧靠芽庄冷水区的南侧，即广雅滩附近，出现一个水温高于 25℃的暖水区，该暖水区的水温比周围的高 3 ~ 4℃，形如椭圆状，暂称“广雅暖水区”。

秋季 水温逐渐下降，其分布形势正向冬季的特征转化。此时北方冷空气南下逐渐加强，对中国近海降温影响最显著的要算是渤海和北黄海了。由于沿岸降温比海区中央要快，使渤海、北黄海表层水温又恢复到沿岸低、外海高的面貌（图 3.1.8）。渤海表层水温下降 12 ~ 18℃，最低水温出现在辽东湾湾顶，为 8 ~ 9℃；渤海湾、莱州湾和渤海中央水温分别为 10 ~ 12℃，12 ~ 13℃和 13℃。北黄海降温 8 ~ 12℃，北岸水温最低，为 12 ~ 13℃，其余海域为 13 ~ 14℃。在 37℃N 附近，等温线呈纬向分布，这是其他季节没有的。南黄海情况有些不同，因为东海西部的暖水舌状分布又重新显露，暖水分布范围随着沿岸低温水的减弱而扩大，使东海西部的高温水舌与南黄海的相连成片。成为一个范围较大的北伸暖水舌，前锋可达海州湾附近，使黄海暖水和东海暖水难以辨别。这种现象正好与其他季节相反。

东海黑潮区和对马暖流区降温分别为 3℃和 6℃，此时暖水舌明显，水温分布基本上恢复到冬季的状态。台湾东北的冷水块依然存在，水温低于 23℃。台湾以东海域水温较高，保持在 26℃左右。

从 30 m 层开始，北黄海冷水团显露。到了底层，黄海冷水团的全貌清晰可见，此时冷中心水温仍保护在 9℃以下。10℃等温线所包络的范围大减，冷水团的位置较夏季向东偏了一些，移至黄海槽附近，显示出黄海冷水团处于衰减阶段。渤海底层水温分布趋势与表层相似。东海底层水温分布与表层及其以下各层的完全两样。此时东海陆架区被一暖水所控制，暖水舌由台湾海峡向东北延伸至济州岛附近，并在舟山群岛外构成一个闭合的暖水域。东海底层的暖水可能是初秋台湾暖流北上遗留的结果。自台湾以北陆架入侵的黑潮次表层水仍然明显，但规模比 8 月的小很多。黄海、东海底层水温分布有明显差异，北（黄海）为冷水，南（东海）为暖水。

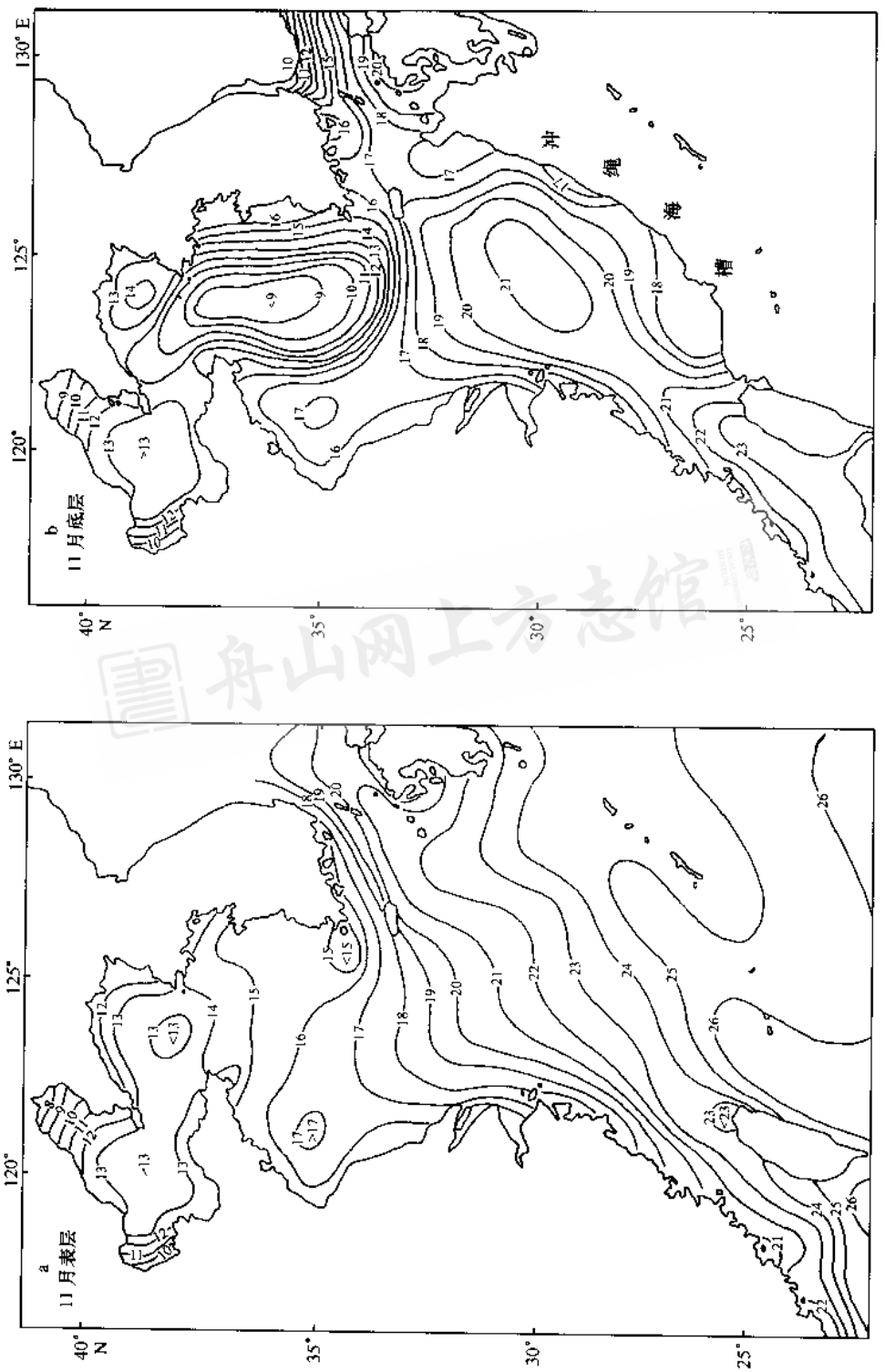


图 3.1.8　11 月渤海、黄海、东海的温度(°C)分布(多年平均)[8]

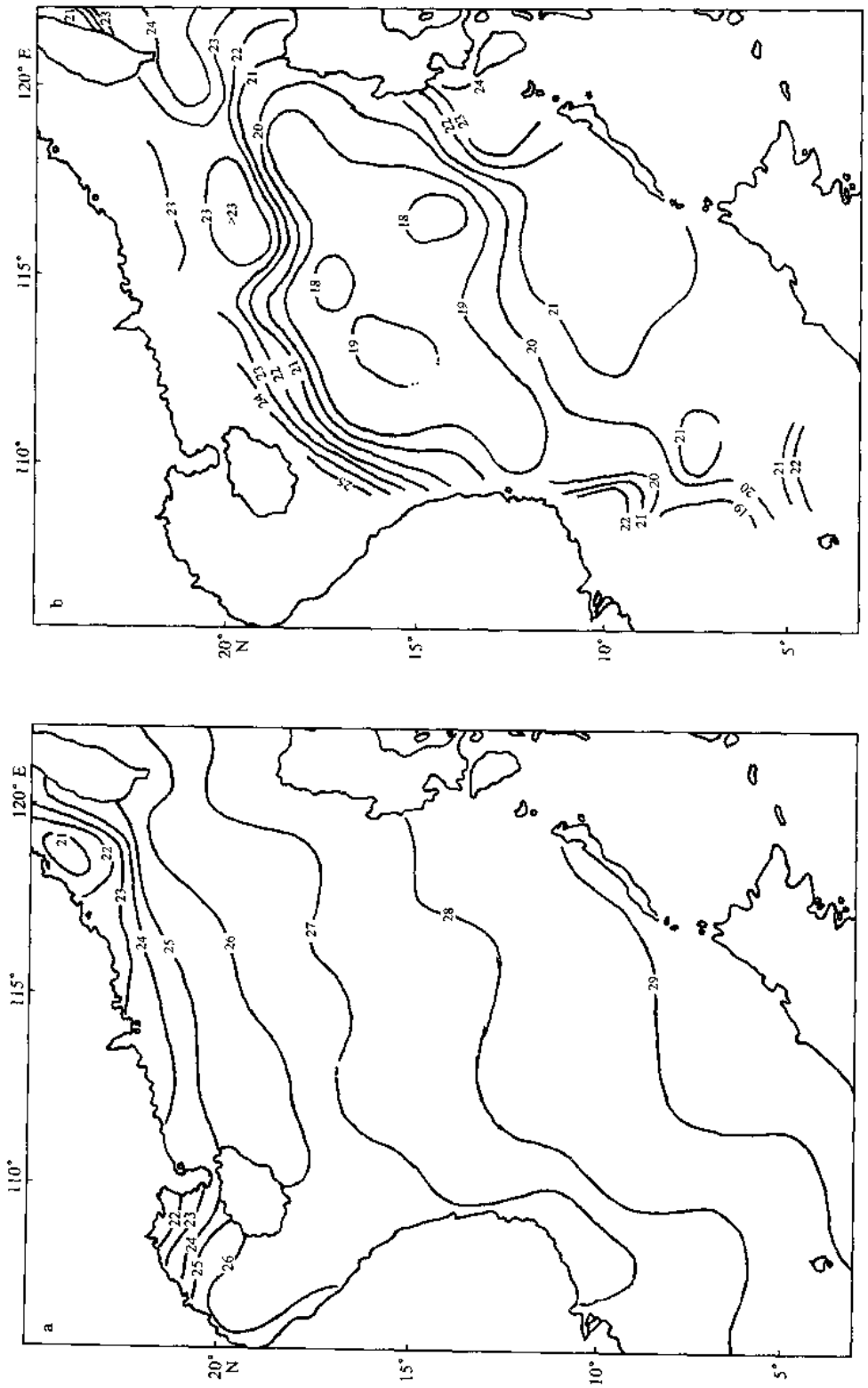


图 3.1.9　11 月南海表层 (a)、100 m 层 (b) 水温(°C)分布 (多年平均)[13]

秋季南海表层水温也明显下降，北部近岸海域降温5～6℃，南海中部降温2～3℃，南部降温1～2℃。等温线分布又较均匀，基本上呈现随纬度降低而水温递增的趋势（图3.1.9a）。在100 m层（图3.1.9b），“芽庄冷水区”和“广雅暖水区”在秋季已不复存在。看来“芽庄冷水”和“广雅暖水”只存在于夏季。在南海的东南一侧（民都洛岛、巴拉望岛、加里曼丹岛一带）和南海北侧（台湾岛、东沙群岛、海南岛一带），水温较高，而南海中部海域为一大片低温区，后者比前者低2～3℃，成为南北高、中间低的分布格局。

二、温度的日变化和年变化

水温除有显著的地区差异外，还存在着明显的日变化、年变化和年际差异。因受资料所限，这里只介绍前两种情况。一般说来，在晴天风平浪静之时，表层水温的日变化与气温日变化趋势一致，日最高水温出现在午后13：00～15：00，日最低水温发生在日出前的4：00～6：00。水温极值出现的时间比气温的落后2 h左右。但在多数情况下并非都是这样。例如：天气突然变化会引起较大的气温变化，但这种短时间的气温突变，并不能使保守性较大的水温也作相应的调整，难以使水、气温的日变化趋于一致；相反，大气引起的垂向混合，还会破坏水温正常的日变化规律。

中国近海水温日变化十分复杂，最大日较差达13℃之多，最小的仅0.2℃。通常，沿岸浅水区水温日变化较大，有的达3～4℃，海区中央及外海的日变化较小。从表3.1.1和表3.1.2看出，就海区而言，水温日变化以渤海和北黄海最大，南黄海和东海次之，南海最小。以层次来讲，表层水温日变化最大（1.25℃），其次是中层（如10 m层为1.18℃），底层最小（0.65℃）。但在第二、第三季度有温跃层出现的海域，在跃层附近水温会发生日变化最大的现象，特别是冷水团附近尤为明显。另外，渤海海峡、河口区及成山角附近，水温日变化也很显著。从季节来讲，水温日变化以第二、第三季度为最大，其次为第一季度，第四季度日变化最小。夏季在温跃层强的海域，还伴生有内波发生。内波振动会造成某一固定水层的水温发生剧烈

表3.1.1　渤海及黄海、东海近海水温日变幅的平均值（℃）[7]

层次	季度	渤海	黄海北部	黄海中、南部	东海北部
表层	一	1.44	0.79	0.66	1.09
	二	2.49	2.06	1.23	1.25
	三	2.06	1.95	1.09	1.29
	四	0.88	0.50	0.45	0.75
5 m层	一	0.37	0.45	0.50	0.79
	二	1.59	2.08	0.82	1.09
	三	2.45	2.14	1.26	1.28
	四	0.39	0.45	0.41	0.57
10 m层	一	0.32	0.39	0.46	0.82
	二	1.70	2.66	0.72	1.21
	三	1.97	2.60	1.57	1.70
	四	0.29	0.39	0.39	0.60
底层	一	0.31	0.36	0.34	0.49
	二	1.02	0.91	0.44	0.66
	三	1.11	1.55	0.62	0.83
	四	0.26	0.49	0.31	0.56

注：一季度指1～3月，二季度为4～6月，三季度为7～9月，四季度为10～12月.

的日变化，如渤海中部，5 m 层的水温日变化可达 8℃。在温度水平梯度较大的海域，由于潮流的效应，也会导致水温发生较大的日变化，如渤海海峡的老铁山水道、山东半岛成山角以及浙江沿岸，分别在第二、第三季度出现与潮流周期一致的水温日变化现象。

由于各海区的自然环境、水文状况及气象条件不同，水温的年变化、极值出现时间以及年较差，也是多种多样的。依影响因子的不同，中国近海水温年变化可归纳为两类：一类是太阳辐射及海面与大气间热交换引起的年变化。它具有与气温年变化相对应的一年周期，其年变化曲线较规则，接近正弦曲线，但降温期比增温期短，海面冷却比升温要快。另一类年变化除有以上两因素外，还加上平流的影响。它是在前一类的基础上，叠加了不同水团的消长，使正常的水温年变化受到干扰，其年变化曲线显得不规则。表层以下水温年变化曲线出现两个或两个以上的峰与谷。

根据资料分析表明，中国近海水温年变化以 8 ~ 9 月最高，1 ~ 3 月最低。最高值出现以表层最早，表层以下，最高值出现时间随深度增加而推迟，底层最晚。表、底层最高水温出现的时间可相差 1 ~ 4 个月。最低水温出现的时间与最高水温出现的时间有所不同，从表层到底层基本上是同时的，相差仅 1 个月左右（图 3.1.10）。这是因为冬季对流混合向下传送热量较快的缘故。

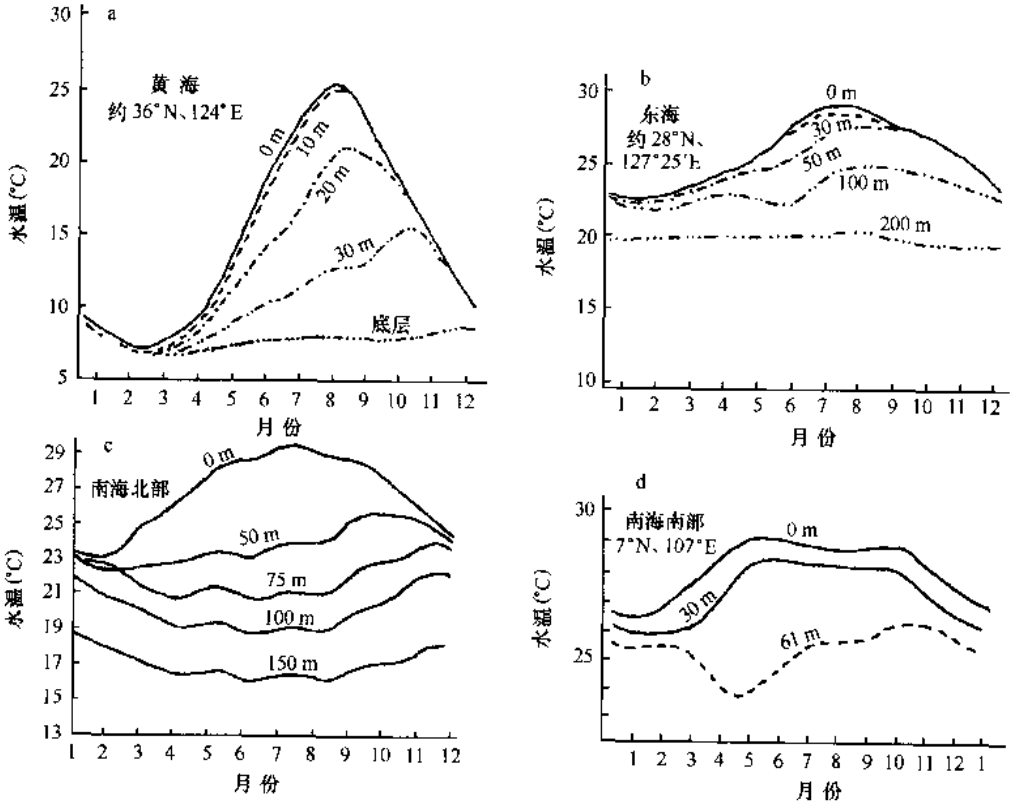


图 3.1.10　水温（℃）年变化实例[8,5]

渤海表层水温以 8 月最高，约 28℃；最低水温出现时间除辽东湾在 1 月外，其余海域均在 2 月（约 -1.5 ~ 2℃）。3 ~ 6 月增温最快，增温率为 4.1 ~ 6.8℃/月；10 ~ 12 月降温最快，降温率为 5.1 ~ 7.4℃/月。渤海水温年变幅以渤海湾沿岸最大，在 27℃以上，渤海海峡北部在 21 ~ 24℃之间，其余海域为 25 ~ 26℃。

表 3.1.2　东海外海及南海北部水温日变幅的平均值（℃）[1)]

层次	季节*	东海外海	南海北部近岸	南海北部外海
表层	冬	0.6	0.7	0.4
	春	1.3	0.7	0.8
	夏	0.9	1.2	0.9
	秋	0.5	1.0	0.7
中层	冬	0.4	0.8	0.7
	春	1.4	0.7	1.7
	夏	0.2	3.2	3.4
	秋	0.2	1.7	2.0
底层	冬	0.4	0.5	0.7
	春	0.6	0.3	0.8
	夏	0.2	0.8	0.6
	秋	0.2	0.6	0.2

*：冬、春、夏、秋四季划分分别为，12 月至翌年 2 月，3～5 月，6～8 月和 9～11 月.

黄海表层水温的年变化与渤海相似，最高水温都出现在 8 月；北部水温为 25℃，中、南部水温为 26～27℃。最低水温除黄海南部发生在 3 月外，一般均出现在 2 月（2～10℃）。但中、深层，因受黄海冷水团影响，出现双峰单谷现象。以 30m 层为例，最低水温在 3 月出现，约 7.0～7.5℃；4～6 月逐渐升温，升温率为 1.3～3.1℃/月；至 8 月达次高，约 12℃；8 月以后，因冷水团势力最强，水温又下降，到 9 月中旬至 10 月中旬，水温最高，达 16℃；11 月开始，水温急剧下降，降温率为 2.6～3.5℃/月。黄海表层水温的年变幅，北部为 21～24℃，南部为 16～24℃。

东海的平流作用明显，因此其水温年变化的地区差异较大。以表层为例，黑潮区最高水温出现在 7 月下旬至 8 月中旬（29～29.7℃），最低水温出现在 2 月中、下旬（21～23℃）。对马暖流区于 8 月中旬水温最高（28～29℃），比黑潮区推迟半个月，最低水温出现在 2 月中旬至 3 月中旬（14～20℃）。东海北部，8 月上、中旬水温最高（25～26℃），3 月上、中旬最低（9～12℃）。舟山群岛附近海域，于 8 月上旬水温最高（26～27℃），2 月下旬水温最低（9～10℃）。台湾海峡，最高水温（27～29℃）于 8 月中旬出现，最低水温（23℃）于 2 月发生（个别在 3 月）。台湾以东海域，最高水温出现在 8 月（28.5℃），最低水温发生在 2 月下旬（23℃）。底层水温的年变化比较复杂，在浅水区，其变化趋势与表层大体相同；在水深较大之处，如有水团平移的影响，其年变化曲线出现双谷单峰等现象。东海表层水温的年变幅以长江口最大，为 19～20℃，浙闽沿岸为 13～19℃，台湾海峡为 5～14℃，东海其他海域为 5～18℃[9]。台湾以东海域水温年变幅最小，为 5℃左右。

南海的平流作用也强，其水温的年变化与渤海、黄海、东海的有显著差异。就南海北部和南部而言，也不一样（图 3.1.10）。南海北部，表层水温年变化仍以年周期为主。最低值出现在 2 月，约 21.5℃；最高值出现在 7 月，约 29℃；升温率和降温率分别为 1.60℃/月和 1.14℃/

1）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964. 全国海洋综合调查报告，第二册.

月[5]。从 75 m 层开始，水温年变化极不规则，与表层呈相反的变化趋势：最高水温不出现在夏季，而是发生在冬季。以 150 m 层为例，最高值出现在 1 月，约 19℃，最低值出现在 6 月，约 16℃，升温率和降温率分别为 0.38℃/月和 0.53℃/月[5]。南海中部海域，最高水温发生在 6 月，约 29℃；最低水温出现在 1～2 月，其值为 23～27℃。南海南部海域，水温年变化具有半年周期的特点，一年中出现双峰单谷：表层最低水温仍发生在 2 月，约 27℃；最高水温发生在 5 月和 10 月，其值分别为 29℃ 和 28.5℃。南海表层水温年变幅：南海北部 7～16℃，北部湾为 7～15℃，南海中部为 3～6℃，南部为 2～4℃[9]。

第二节　盐度分布与变化

盐度的分布与变化，主要取决于海区的盐量平衡状况。对于外海或大洋来讲，影响盐度的主要因子有蒸发与降水之差值、环流的强弱以及水团的消长等。对于近岸海域，除上述因子外，江河入海径流量的多少起着至关重要作用。

中国近海的沿岸海域，多为江河入海径流所形成的低盐水系，外海则为黑潮及其分支带来的高盐水系，这两种性质不同水系的消长运动，就构成上述海域盐度空间分布的特点：表层低，深层高；近岸低，外海高；河口区最低，黑潮区最高。

在渤海、黄海、东海，除夏季表层外，各层盐度地理分布的总趋势与冬季的温度分布形势基本相似，反映了海区流系的配置情况。当然，由于上述三个海区的自然环境不尽相同，导致各海区盐度分布存在着局部性差异。例如：渤海南部、黄海北岸，盐度状况与黄河、鸭绿江的径流有关；而东海北部，表层盐度的分布与变化，很大程度上取决于长江入海径流的多少。

渤海为中国近海盐度最低的海区，年平均值为 30.0 左右。渤海沿岸受沿岸水控制，中部及东部受黄海暖流余脉高盐水支配，其盐度分布为：中央、东部高，向北、西、南三面递减的形势。

黄海因入海的大河少，盐度状况主要取决于黄海暖流高盐水的消长。除鸭绿江口附近盐度较低外，黄海盐度比渤海的要高，年平均值为 30.0～32.0。黄海暖流带来的高盐水，由南黄海沿黄海中央北上延伸，并西侵进入渤海，高盐水是由南向北凸出而偏西伸的，这是黄海盐度分布的主要特点。

东海的盐度分布又是另一番格局。除长江口、杭州湾、舟山群岛一带外，东海的盐度又高于黄海，年平均值为 33.0 左右。其中：黑潮区更高，在 34.0 以上；长江口附近一般在 22.5 以下。东海的盐度分布取决于高盐的黑潮水及低盐的沿岸水的消长运动，等盐线分布略呈西南—东北走向。东北部为对马暖流及其分支的高盐水所盘踞，存在两支明显的高盐水舌：一支由济州岛西南向西伸入黄海；另一支伸向朝鲜海峡并进入日本海。西北部为苏北沿岸低盐水南下扩散区，也呈舌状向东南伸展。东部深水区为高盐黑潮水控制，高盐水舌清晰可见。东海西岸长江冲淡水于冬半年贴岸南下，在浙闽沿岸形成带状低盐区。两者之间为台湾暖流高盐水所盘踞，高盐水舌由南向北伸展，其前锋可达长江口附近，并楔入在长江冲淡水的下层。因此，东海的水系比较复杂，尤其是东海的西北部，往往是几种海水交汇的海域。台湾以东海域，终年为高盐区，变化较小，年平均盐度约 34.5。

南海的盐度又高于渤海、黄海、东海，年平均值约 34.0。南海西边界为亚洲大陆，入海河流众多，尤其是南海北部沿岸，表层盐度较低，等盐线密集。除局部海域外，同纬度相比，南海

西侧表层盐度略低于东侧表层盐度。夏季，沿岸海域表层盐度显著降低，尤其是大河口附近，低盐水向外扩展，形成明显的低盐水舌。冬季，沿岸低盐水减弱并向岸收缩，外海高盐水则向岸推进；又因中层高盐水在南海北部向上扩展，使南海北部出现一条高盐带。冬季南海北部浅水区，盐度垂直分布呈均匀状态。外海，尤其是南海海盆，主要受太平洋高盐水控制，盐度终年较高，分布均匀，地区差异小。冬季太平洋高盐水经吕宋海峡进入南海，并向西南伸展，此时蒸发大于降水，使南海海盆区盐度升高。夏季，沿岸水范围扩大，南海北部沿岸水随西南季风漂流向北输送，迫使高盐南海表层水北退，又因此时降水大于蒸发，南海海盆区盐度降低。南海海盆盐度按其垂直结构可分为四个层次：表层相对为低盐（表层水），次表层高盐（次表层水），中层相对为低盐（中层水），深层为高盐（深层水）。表层水厚约 50～100 m，盐度 33.50～34.50。次表层水位于表层水之下，介于 100～300 m 层之间，盐度在 34.60 以上，最大值出现在 120 m 附近。中层水介于 300～900 m 之间，盐度不高于 34.50，最小值出现在 500 m 左右。深层水位于 1 000～2 500 m 之间，盐度为 34.50～34.60。

在渤海、黄海、东海，因表层以下各层盐度分布趋势大体与表层的相似，故记述渤海、黄海、东海盐度状况时，主要以表层为例，并附表层盐度分布图（图 3.2.1、图 3.2.3、图 3.2.5、图 3.2.7）。南海的盐度分布与渤海、黄海、东海的不同，主要差异是：在 300 m 以浅水层内，南海表层盐度分布格局与其下各层盐度分布趋势不一致，它们有其自身的特点。因此，在介绍南海盐度状况时，分表层和 100 m 层记述。

一、盐度的地理分布

冬季　天气干燥、风强、蒸发大，降水及河川径流量小，沿岸水势力很弱，表层盐度达全年最高。由于强劲偏北季风的作用，沿岸流南下势力有所增强。与此同时，作为补偿流来讲，黄海暖流的高盐水体北上也相应的增强，高盐水舌 31.5 等盐线西伸至渤海海峡附近（图 3.2.1）。渤海表层盐度为 26.0～31.5。辽东湾为 30.5～31.0，渤海湾为 29.0～30.5，莱州湾为 26.0～29.0，渤海中央为 31.0～31.5。除莱州湾外，等盐线分布大体与岸线平行，莱州湾等盐线分布呈半个放射状。

黄海表层盐度为 30.0～34.0，盐度由南向北逐渐递减，高盐水舌海域的盐度明显高于两侧。就东、西岸同纬度比较，东岸又略高于西岸（图 3.2.1）。由于冬季强烈的对流、涡动混合，使渤海、黄海盐度垂直分布呈现为均匀一致状态，无盐跃层存在。若将黄海各条等盐线的高盐水舌线的舌尖拐点连接起来，便得一条舌轴线（图 3.2.3）。2 月表、底层的舌轴线基本重合，表明冬季黄海暖流高盐水舌相当稳定。

东海表层盐度为 19.0～34.7 之间，东、西向地区差异悬殊。西岸沪、浙、闽一带，等盐线分布密集，水平梯度大，等盐线顺着海岸呈南北向分布（图 3.2.1）。盐度在 20.0～32.0 之间。杭州湾最低盐度为 19.0。由于长江冲淡水顺岸南流，导致这一带沿岸盐度反而比夏季的要低。大约从 123°E 开始，往东盐度分布均匀，其值为 33.5～34.7 之间。黑潮区盐度为 34.75。对马暖流区盐度为 34.0～34.5。在东海西北部，由黄海西岸南下的低盐水向东南插入东海北部，与北面黄海暖流高盐水、南面台湾暖流高盐水交叉相楔，从而使那里的等盐线分布呈 S 状弯曲。台湾海峡的盐度分布仍是近岸向外递增，等盐线分布与海峡走向一致，近岸低盐主要是由浙闽沿岸水南下引起的，远岸高盐是受海峡暖流水的影响，在沿岸水外缘，存在着较强的盐度梯度——盐度锋。台湾以东海域，表层盐度在 34.50～34.75 之间，等盐线分布几乎与台湾东海岸线平行。

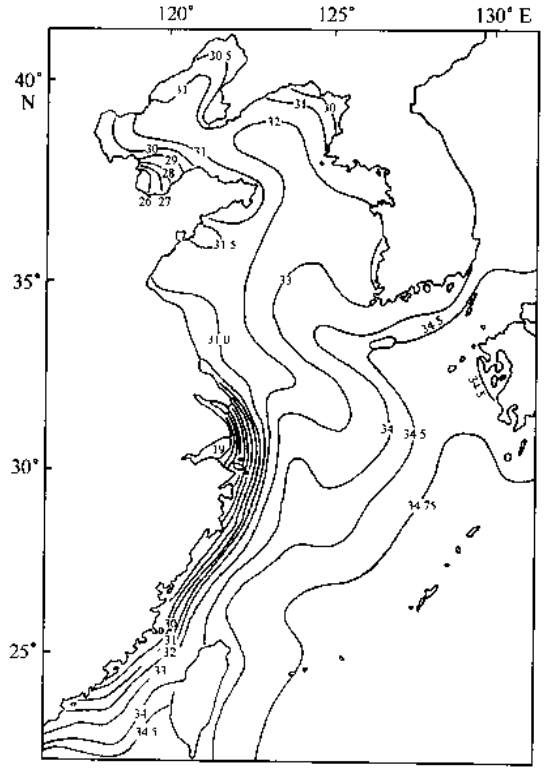


图 3.2.1　2 月渤海、黄海、东海表层盐度分布（多年平均）[8]

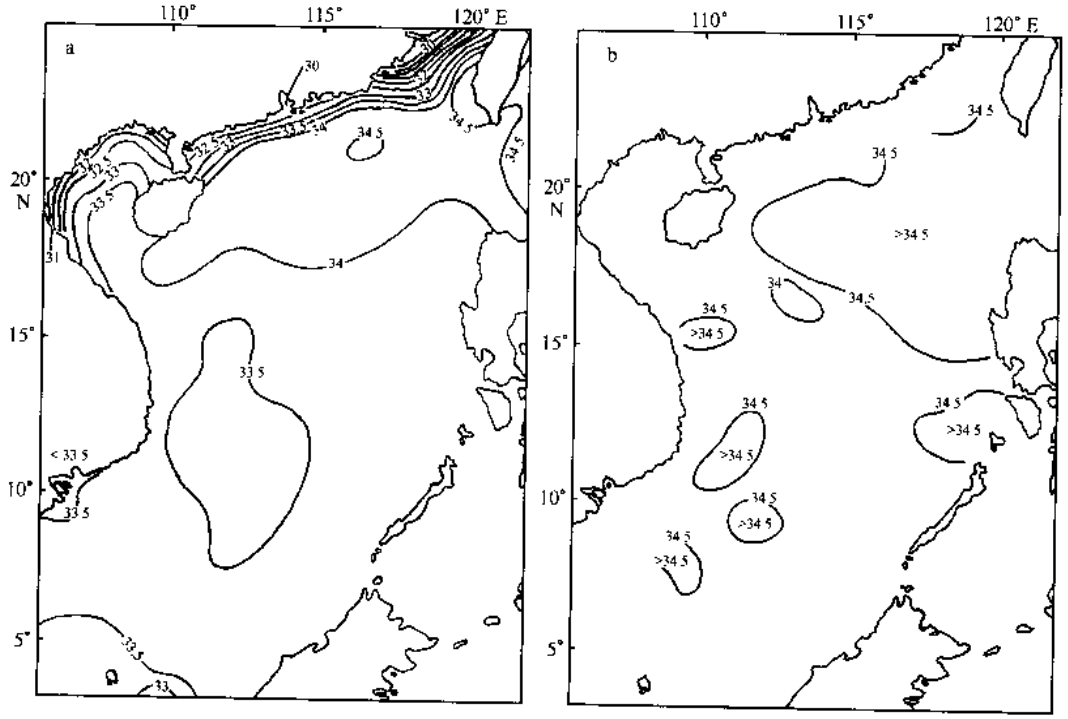


图 3.2.2　2 月南海表层（a）、100 m 层（b）盐度分布（多年平均）[13]

冬季南海北部表层盐度在31.0～34.5之间。沿岸低盐水向岸退缩，而从吕宋海峡进入南海的高盐水舌西伸和北扩势力很强（图3.2.2a）。34.0等盐线盘踞着陆架外缘和陆坡附近海域。北部湾表层盐度呈舌状从湾口伸向西北，等盐线与岸线平行，沿岸盐度较低，特别在西北沿岸，盐度低于30.5。南海中部和南部表层盐度在34.0左右，局部海域出现33.5。但在加里曼丹岛的马都—巴罗一带，出现低于32.0的低盐区，这可能与那里的河流淡水流入有关。在100 m层的盐度场上（图3.2.2b），盐度在34.0～34.5之间，地区差异不明显。吕宋岛西北海域的冷水区，盐度为34.5左右，与四周盐度相差无几。南海深层的盐度分布均匀，如500 m层，盐度为34.40～34.45之间；到了1 000 m层，盐度在34.50～34.55之间，变化甚微。故以下各季不再叙述南海的深层盐度分布状况。

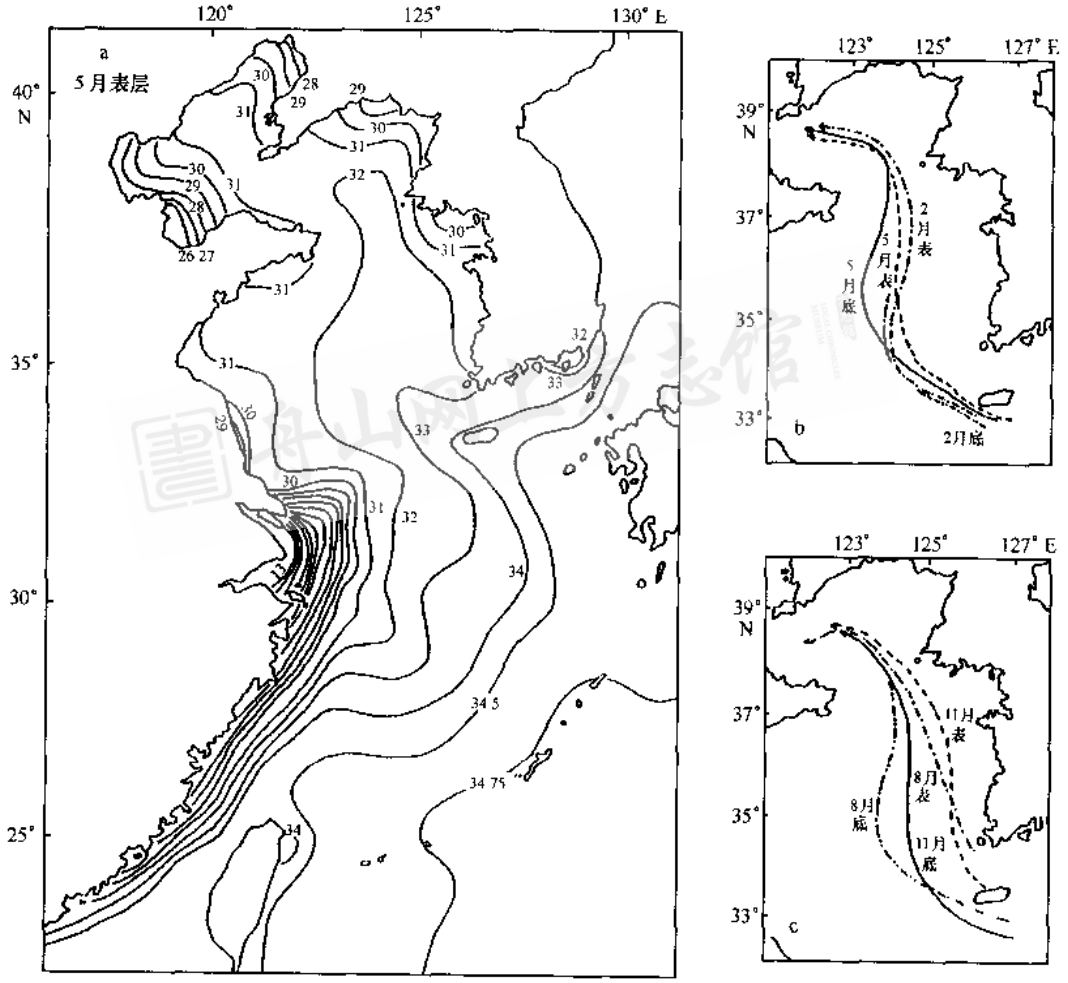


图3.2.3　5月渤海、黄海、东海表层盐度分布（a）及四季代表月黄海高盐水舌轴线的位置（b，c）（多年平均）[8]

春季　海面开始降盐，主要是偏南季风兴起，湿度增大、蒸发减小、降水和江河入海径流增大的缘故。与冬季相比，渤海、黄海表层降盐0.5左右，东海降盐1.0～2.0。渤海以辽东湾降盐最明显，约下降2.5；莱州湾、渤海湾降盐1.0～2.0。渤海中央的高盐水范围也有所缩小。黄河口附近的低盐区开始扩展（图3.2.3a）。

黄海以北岸鸭绿江口、西岸苏北的琼港附近，东岸江华湾北部降盐较多，为1.0～2.0之间。同时，32.0、33.0、34.0各等盐线包络的范围也缩小，并向南退缩，表明黄海高盐水的势力在减弱。

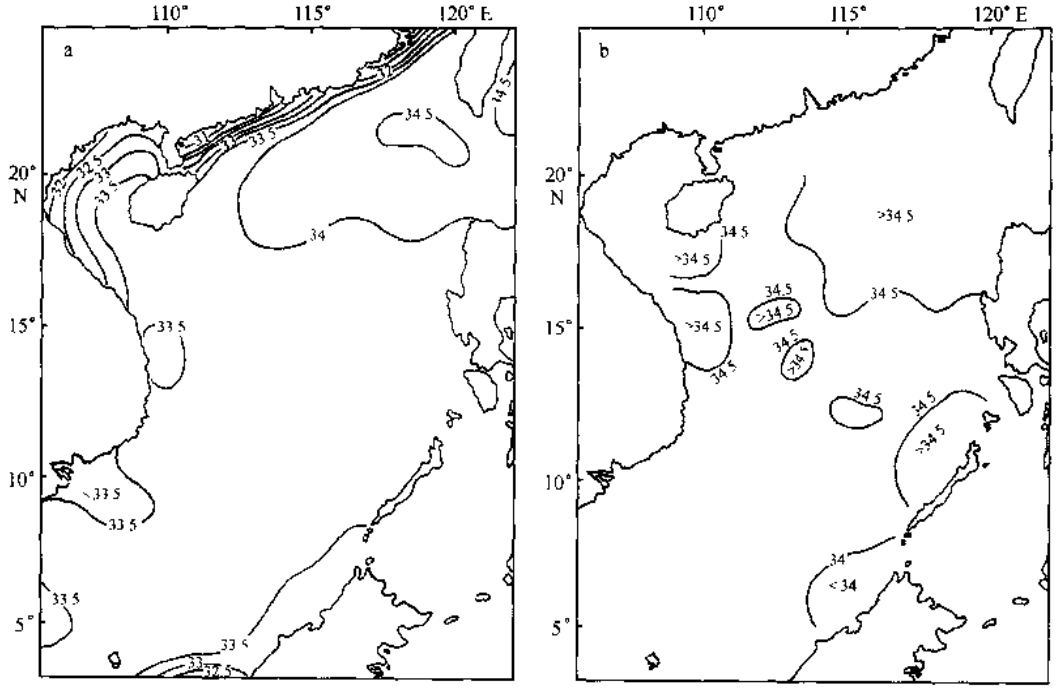


图3.2.4　5月南海表层（a）、100 m层（b）盐度分布（多年平均）[13]

东海，随着长江入海径流量的增大，长江口附近降盐最多，通常在1.0～10.0之间。东海表层盐度分布最突出的是（图3.2.3a）：长江口、杭州湾、舟山群岛一带，由冬季顺岸南下的带状低盐区，已变成向外扩展的水舌，低盐水舌向东北凸出，指向济州岛方向。其最低盐度仅为13.0，从而在那里形成很强的水平梯度。长江冲淡水转向东北，也阻碍了苏北沿岸水南下。由于长江冲淡水向外冲溢和扩散的结果，以及整个海域表层海水淡化等原因，使济州岛附近的高盐水舌也作相应的调整和东移。

从大的形势来看，渤海、黄海、东海的盐度分布格局仍与冬季的相近。在垂直分布上，渤海黄河冲淡水向外扩展，与下层外海高盐水叠交，出现明显的盐跃层。黄海，由于深层冷水团已形成，在冷水团的顶界附近，也有弱盐跃层存在。东海，由于沿岸冲淡水势力和范围的扩大，以及沿岸上升流导致底层低温高盐水的涌升，东海北部几乎皆出现盐跃层，长江口附近盐跃层强度达0.5/m。春季台湾海峡暖流水北伸势力增强、低盐的浙闽沿岸水向北退缩，除闽江口外，台湾海峡降盐并不太甚，加之沿岸上升流导致底层低温高盐水涌升，使10 m层盐度分布出现近岸高于外海的现象。闽江口附近因入海径流增大，盐度降至20.0以下。

春季南海北部表层盐度的分布（图3.2.4a）趋势与冬季的不同，主要差异有二：（1）由吕宋海峡进入南海的高盐水舌，其西伸势力有些减弱。（2）沿岸和大河口附近明显降盐，粤西沿岸降盐0.5～1.0，珠江口出现弱的低盐水舌伸向西南；而粤东沿岸水反而升盐1.0～2.0（存在上升流缘故）。由于高盐水的北抬和粤东出现上升流，使粤东、粤西等盐线分布出现两个系统。

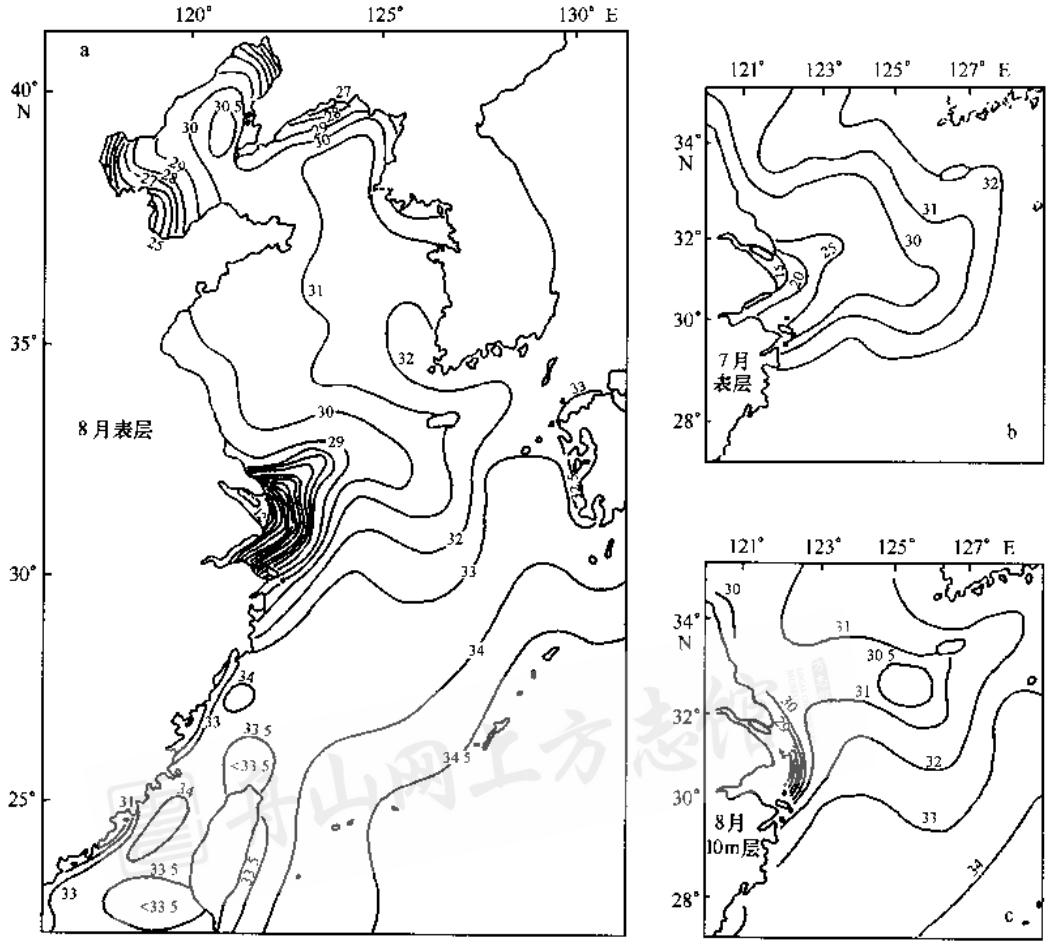


图 3.2.5　8 月渤海、黄海、东海表层（a）及东海 7 月（表层）（b）、8 月（10 m 层）盐度（c）分布（多年平均）[8]

南海中部、南部表层盐度仍在 34.0 左右。100 m 层的盐度在 34.0～34.5 之间。

夏季　是年内降水集中、雨量最多、江河径流入海最大的季节，也是沿岸冲淡水势力最强、扩展范围最广的季节，因此，表层盐度也最低。尤其河口附近，盐度层化更为剧烈，盐跃层强度明显增大。

渤海表层盐度在 30.5 以下。渤海三大海湾出现较强的水平梯度，辽东湾、渤海湾、莱州湾沿岸最低盐度分别为 19.0、23.0 及 24.0（图 3.2.5）。此时黄河冲淡水水舌可伸到渤海中部，而 10 m 以深水层仍为黄海高盐水占据，形成盐跃层。

黄海除北岸外，表层盐度一般在 31.0 左右，且分布均匀。表层黄海高盐水舌分布不如冬、春季那样明显，水舌轴线也明显地东移（图 3.2.3）。黄海北岸鸭绿江口至长山群岛（辽南沿岸）为一低盐带，这就是辽南沿岸水，最低盐度为 26.0。苏北沿岸水和长江冲淡水相连成片。但 10 m 层以下，盐度分布仍与冬季的相同。在垂直方向上，深层盘踞着低温、高盐的黄海冷水团，在冷水团的顶界附近，出现明显的盐跃层。底层的高盐水舌轴线，仍在黄海的中央，大体与 5 月的位置相当（图 3.2.3），表、底层水舌轴线不一致，表明夏季表层的黄海高盐水舌并不很

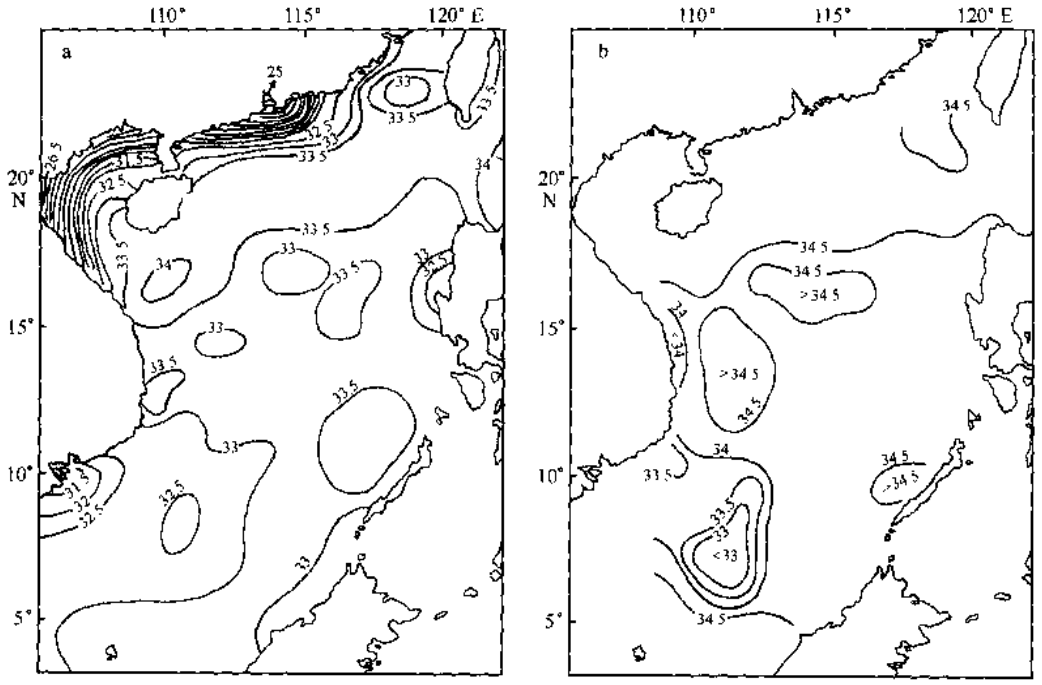


图 3.2.6　8 月南海表层（a）、100 m 层（b）盐度分布（多年平均）[13]

稳定。

东海，表层盐度分布最突出而显目的要算是长江冲淡水了（图 3.2.5）。此时冲淡水范围扩大了许多，横挡在东海北部。若取 30.0 等盐线作为长江冲淡水的影响范围，则可看出，由冲淡水构成的低盐水舌扩展方向，也随离岸距离的增大而不同，先是顺着长江入海方向，然后紧急转向东北，指向济州岛。长江冲淡水降盐很强，使河口及沿岸表层盐度出现 12.0，有些年份为 5.0，形成很强的水平梯度。沿舌轴方向最大盐差为 27.0，甚至一个经度盐差竟达 10.0。如此强劲的冲淡水仅限于薄薄的表层，厚度约 5 m 左右。从 10 m 层开始，长江冲淡水的影响范围虽较明显，但冲淡水水舌已基本消失，盐度也上升至 26.0 左右（图 3.2.5）。浙闽沿岸的上升流依然强劲，只是因表层盐度没有春季那样低，因此垂向盐度梯度也较春季的弱。夏季台湾海峡全被北上的海峡暖流水控制，除厦门附近外，盐度分布比较均匀，一般在 33.0 ~ 34.0 之间。从闽江口到湄州湾一带，盐度反而比春季的略有升高，这与那里存在上升流有关。台湾浅滩周围，盐度略低，而海峡中部出现一个盐度为 34.0 的高盐区。

夏季，南海表层盐度最大降盐发生在南海北部近岸，大河口附近表层低盐水呈舌状向外扩展，外海高盐水潜在表层以下向岸楔入，形成强的水平梯度和垂直梯度。由于表层低盐水增强，盐度分布出现沿岸低外海高的形势。由吕宋海峡进入南海的高盐水似乎只伸入到吕宋海峡的西口附近，高盐水西伸势力最弱（图 3.2.6a）。珠江冲淡水向外冲溢方向发生明显变化，多年平均而言，低盐水舌顺着珠江向南伸展，珠江口的盐度在 25.0 ~ 30.0 之间。北部湾降盐较甚，比春季的下降了 1.0 ~ 3.0。除河口地区外，南海中部和南部的表层盐度比春季下降了 1.0 左右。在湄公河口附近，出现低盐水舌（最低盐度在 31.0 以下），其水舌方向指向东，这可能与西南季风有关。100 m 层盐度分布（图 3.2.6b）的特点：在南薇滩西北、广雅滩以东海域出现一个低盐

水区，最低盐度为32.0。

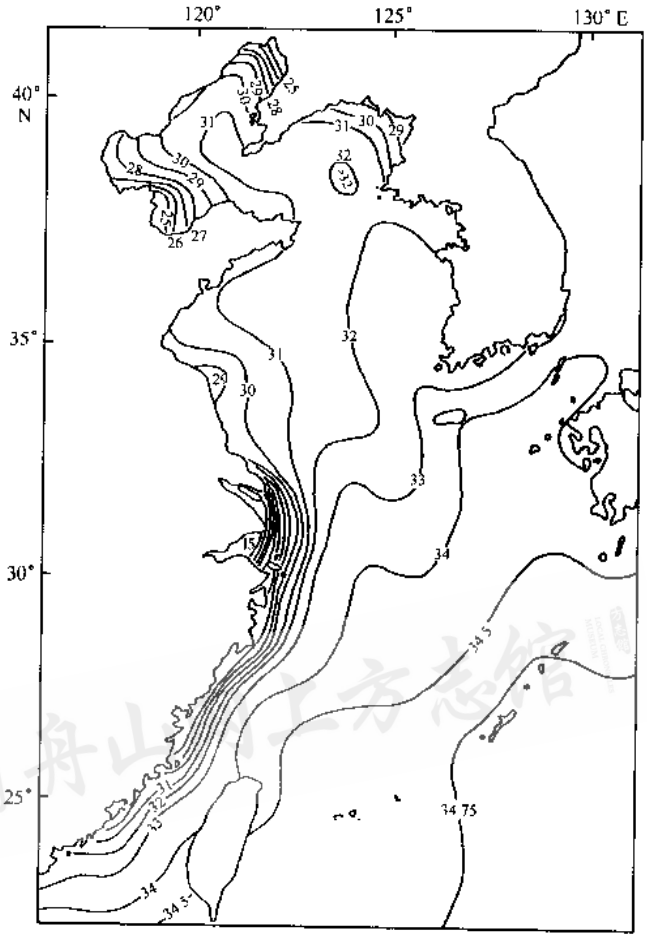


图3.2.7　11月渤海、黄海、东海表层盐度分布（多年平均）[87]

秋季　海面开始升盐。此时偏北季风兴起，湿度减小、蒸发增大、降水和江河入海径流明显减少，沿岸冲淡水势力大减。与夏季相比，渤海、黄海、东海升盐0.5～3.0。渤海以辽东湾升盐最多，约5.0，渤海湾及莱州湾分别升盐3.0和1.0。渤海中央高盐水范围又开始扩大，盐度为30.5左右（图3.2.7）。

黄海表层盐度一般在31.0～32.0。此时黄海低盐区有二：（1）夏季出现在辽南沿岸的低盐区已东移至西朝鲜湾，最低盐度保持在29.0左右。（2）苏北的灌河口、新淮河口附近，也出现一个盐度为29.0左右的低盐区。尽管黄海高盐水舌仍很清晰，但位置已向东偏移，这点在图3.2.3中看得尤为清楚，特别是表层，舌轴线东偏最远。

东海，表层盐度的分布形势大体恢复到冬季时的状态。除长江口附近外，东海表层盐度一般在30.0～34.5之间。长江冲淡水向东扩展势力已无足迹，冲淡水基本上沿海岸而南下，使浙江和福建北部沿岸普遍降盐1.0～3.0，成为那里全年盐度最低的季节。123°30′E以东海域，盐度普遍升高。台湾海峡西侧受浙闽沿岸水影响，盐度下降，而东侧盐度升高。台湾以东海域，盐度在34.5～34.7之间。

秋季，南海东北季风兴起，江河入海径流减少，使南海表层盐度普遍升盐，但升盐量值各地

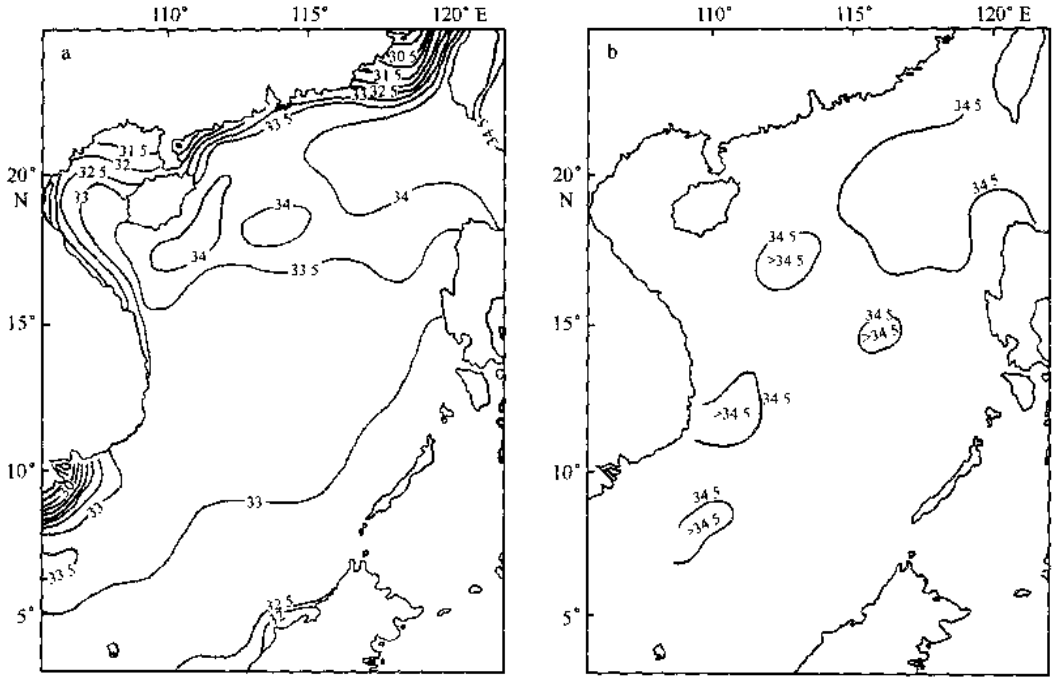


图 3.2.8　11 月南海表层（a）、100 m 层（b）盐度分布（多年平均）[13]

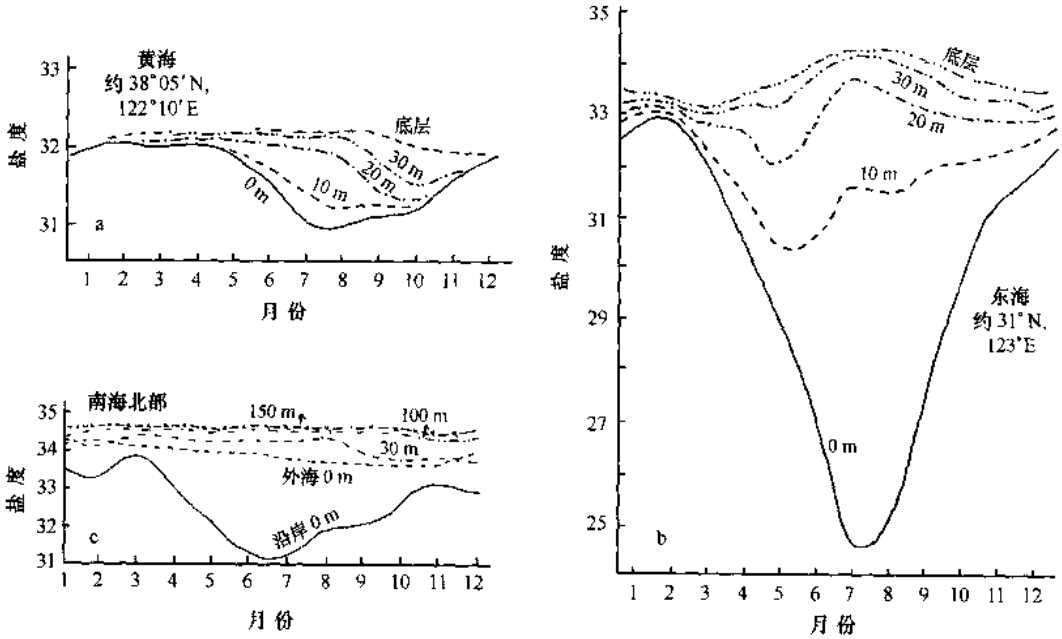


图 3.2.9　盐度年变化实例（多年平均）[18,5]

a. 黄海北部，b. 东海嵊泗列岛附近，c. 南海北部

不一，河口、沿岸地区升盐显著，而南海绝大部分海域的表层盐度仍在 33.0 左右。珠江冲淡水又向西南方向扩散，粤西沿岸又形成较大范围的低盐区，但盐度比夏季的高，为 31.0 ~ 33.0。

此时粤东沿岸水也向岸收缩，外海高盐水向北推进，伸向沿岸，使南海北部表层盐度分布又出现类似春季的形势。由吕宋海峡进入南海的高盐水舌（≥34.0），此时已西伸至114°E，与春季相比，秋季高盐水舌西伸势力要弱（图3.2.8a）。在南海南部，存在两处低盐区：（1）在湄公河口附近，盐度低于31.0，低盐水舌指向南，可能受东北季风的影响。（2）在巴拉望岛和加里曼丹岛的斯里巴加湾市附近海域分别出现低盐区，盐度低于31.0；100 m层（图3.2.8b）的盐度在34.2～34.6之间，地区差异小。

二、盐度的日变化和年变化

与水温一样，盐度也存在着日变化、年变化和年际差异。中国近海的盐度日变化具有以下特征[1)]：从季节来讲，夏季最大（达3.5），春季次之，秋、冬季最小。从层次来讲，表层日变化大，下层日变化小。从离岸远近来讲，沿岸日变化大，尤其在河口及海湾，日变化显著，规律性较强；日变化由岸向外海逐渐减小，外海日变化小（<0.2），规律性差。从地区来讲，江浙沿岸日变化最大，其次是广东沿岸。从引起盐度日变化的原因来看，沿岸海域主要是由潮汐所致，盐度日变化具有与潮汐相同的周期，涨潮时增盐，落潮时降盐，极值出现在潮流流速最弱的时刻。外海中层的盐度日变化，主要是由内波造成的，有时日较差可达2.0。

中国近海盐度的年变化，不仅年较差大，且变化复杂。全国海洋综合调查报告第二册[1)]中，曾根据径流的影响程度，把中国近海盐度的年变化划分为沿岸河口型和外海型两类：前者主要特点是，年较差大，最低值出现在江河径流最大以后1～2个月内，表、底层的变化趋势基一致，规律性较强。后者具有年较差小，表、底层变化不一致，规律性较差等特征。这里列举三个实例（图3.2.9），分别代表黄海北部、东海嵊泗列岛附近以及南海北部的情况。

在北黄海，1～4月各层盐度几乎无变化。表层最高盐度出现在1～2月，5～7月为降盐期，表层最低盐度出现在7～8月，8月以后至11月为升盐期。降盐期比升盐期要短。10 m层的变化趋势与表层基本相同。但从20 m层开始，最低盐度出现时间却随深度增加而推迟。底层年变化甚小。在嵊泗列岛附近，由于受长江冲淡水的影响，表层盐度的年变化特大。表层盐度呈现为单峰单谷型，最高值出现在2月，最低值出现在7～8月。表层以下却不同，特别是20 m层和30 m层，呈现为双峰单谷型。以20 m层为例，最高值出现在7月，最低值出现在5月，次高值出现在2月。到了底层，盐度年变化趋势与表层正好相反，最高值出现在8月，最低值出现在3月。表层以下盐度年变化出现这种现象，可能与台湾暖流夏季增强有关。南海北部又是另一番情景。在沿岸海域，表层盐度年变化为双峰单谷型，最高盐度出现在3月，次高盐度出现在11月，最低盐度出现在6～7月。在外海，无论表层、100 m层、150 m层，盐度年变化不明显，只有30 m层，存在年变化现象，但变化很小。

渤海表层盐度的年变幅为1.0～11.0。其中：辽东湾、渤海湾、莱州湾分别为2.0～11.0、2.0～6.0以及2.0，渤海中央为1.0～2.0。

黄海表层盐度的年变幅为1.5～4.5。北部为2.0～3.0，中部为1.0～3.0，南部为2.0～4.5。

东海表层盐度的年变幅为：长江口为10.0以下，个别年份达20.0左右；浙闽沿岸为1.0～2.0；东海东北部为2.0左右；黑潮区为1.0。

1）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964年．全国海洋综合调查报告，第二册．

南海北部表层盐度年变幅为 1.0 ~ 11.0。珠江口为 11.0 左右，粤西沿岸为 7.0，北部湾为 2.0（河口处可达 15.0），南海中部为 1.0 以下，南海南部为 1.0 ~ 2.5，湄公河口在 2.0 以上。[9]

第三节 密度分布与变化

海水密度不同于温度、盐度，它不能用直接测定的方法获得，而是根据温度和盐度计算求出，因此，密度是属于第二性的、派生的要素。海水密度是温度、盐度、压力（深度）的函数，可用 $\rho_{s,t,p}$ 表示。海洋学上要求密度精确到小数后第 5 位，如大气压力下，温度为 0℃，盐度为 35.0，则 $\rho_{35,00}=1.027\ 68$。因在正常的盐度范围内，海水密度的前两位数都相同，为了书写方便，将密度写成 $\sigma_{s,t,p}=(\rho_{s,t,p}-1)\times10^3$。如 $\rho_{s,t,p}=1.027\ 68$，那么 $\sigma_{s,t,p}=27.68$。$\rho_{s,t,p}$ 和 $\sigma_{s,t,p}$ 代表现场温度、盐度、压力下的密度，叫海水“现场密度”。把大气压力为 0 时的海水密度又叫“条件密度”，用 σ_t 表示，$\sigma_t=(\rho_{s,t,0}^{-1})\times10^3$。通常，海水密度在 10.0 ~ 30.0 之间。

影响中国近海密度状况的因子比较复杂，并随海区和季节的不同而异。在沿岸及江河冲淡水影响的海域和水层，密度的分布与变化主要取决于盐度的状况；在外海或大洋，盐度变化较小，密度状况主要取决于温度。密度的时间变化，主要视温度、盐度的变化值大小而定。温度和盐度的垂直分布类型，也就相应地决定了密度的垂直分布类型。由于温度、盐度在表层变化最大，因而密度的变化也以表层最显著，在温度、盐度出现跃层的附近，也相应地出现密度跃层。南海表层密度比渤海、黄海、东海的要低，是中国近海表层密度最低的一个海区。密度分布的总趋势是，由北往南逐渐递减。

一、密度的地理分布

冬季 渤海表层密度为 21.0 ~ 25.0 之间，以莱州湾最低——21.0 ~ 23.0，渤海湾和辽东湾为 24.0 左右。渤海表层密度分布形势，与渤海冬季表层盐度、温度的分布都有些相似，但更接近于盐度的分布。25.0 等密线的高密水舌由北黄海西伸进入渤海中央，然后向辽东湾和渤海湾伸展，形成渤海中央及东部密度高、三个海湾密度低的格局。莱州湾密度分布与盐度分布相似。

黄海表层密度比渤海的要高，为 23.0 ~ 26.0。以鸭绿江口附近密度最低（23.0 左右），其他海域为 24.0 ~ 25.0。黄海表层密度分布与黄海表层盐度分布比较一致，也存在明显的高密水舌，但水舌左右两边不对称，水舌由南黄海北上西伸进入渤海，25.5 等密线北伸至渤海海峡以东。26.0 高密水自朝鲜半岛南岸与日本海伸入黄海，这是黄海表层密度与同季表层温度、盐度分布的不同之处（图 3.3.1）。

东海表层密度分布又是另一种面貌：长江口附近与冬季表层盐度分布相似；浙、闽沿岸及黑潮区均与同季的表层水温分布接近；对马暖流区的等密线几乎呈纬向；其余海域被一由东北向西南伸展的高密水舌控制。高密水舌前锋伸至台湾海峡的南部附近（图 3.3.1），使东海东北部、中部的表层密度值由东北向西南逐渐递减，与黄海由南向北递减相反。对马暖流区密度最高，约 25.0 左右，黑潮区为 23.5 ~ 24.5，低密水舌由西南指向东北。中央高密水舌海域的密度为 24.0 ~ 25.5，在舟山群岛以东，存在一个密度高于 25.5 的闭合区，这便是东海高密水所在地。浙、闽沿岸为 21.0 ~ 23.0。长江口附近密度最低，最低值为 15.0。台湾以东海域，密度分布与水温的一致，其值为 23.0 ~ 23.5。

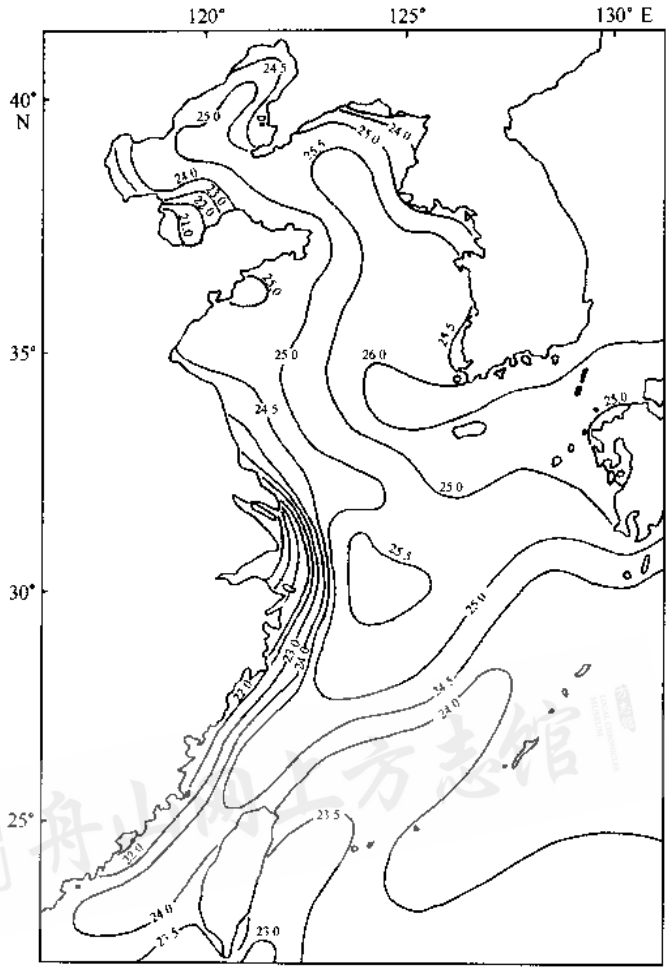


图 3.3.1　2 月渤海、黄海、东海表层密度分布（多年平均）[8]

渤海、黄海、东海底层密度的分布趋势与表层基本相同。

冬季南海北部表层密度为 21.0 ~ 24.0，其分布形势与同季表层盐度分布趋势相近；南海中部和南部的表层密度分别为 22.0 和 21.0 ~ 22.0。南海中部和南部的表层密度分布与温度分布趋势相似。在南海北部的陆架区，存在一条 23.5 的高密带，它是由台湾海峡向西南延伸至海南岛东岸附近（图 3.3.2）。在北部湾，西岸密度（21.0 ~ 22.0）低于东岸密度（23.5），且等密度线走向并不与岸线平行。南海中部和南部的表层密度分布有三点需记述：（1）在巴拉望岛西侧，存在一个密度为 21.5 的低密区，其位置大体与同季的巴拉望暖水区相当，与冬季这里出现的暖水相对应。（2）在加里曼丹岛的斯里巴加湾市附近，也存在一个密度为 22.0 的相对高密区，也与同季那里出现的低温区相对应。（3）在加里曼丹岛的马都—巴罗一带，存在一个低密区，同样与那里存在一低盐区相对应。在 100 m 层（图 3.3.2b）上，最显目的有两点：（1）吕宋西北的冷水区，此时呈现为一个闭合的高密区，其中心密度在 25.0 以上。（2）万安滩—广雅滩一带存在的低温区，在密度图上为一高密区。表明温度和密度分布是对应的。南海深层的密度变化甚微，如 500 m 层，密度为 26.70 ~ 26.85，1 000 m 层密度为 27.34 ~ 27.40 之间。因此，以下各季南海深层的密度分布就不再叙述了。

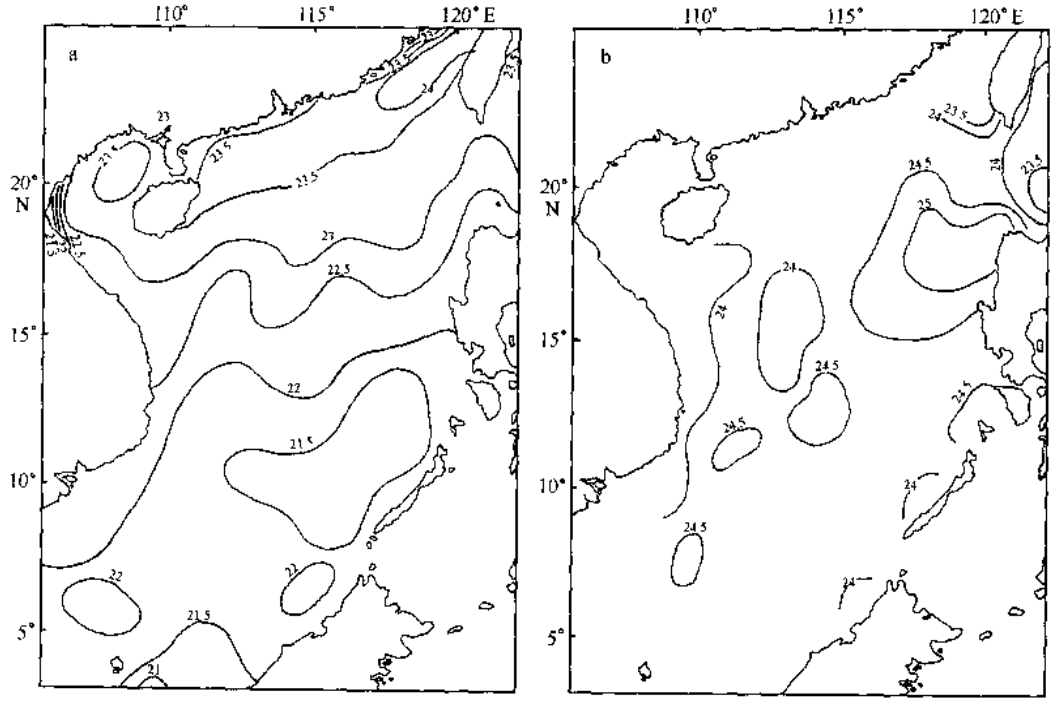


图 3.3.2　2 月南海表层（a）、100m 层（b）密度分布（多年平均）[13]

春季　表层密度值逐渐下降，尤其河口附近降密甚多。与冬季相比，辽东湾降密 1.5 ~ 3.5，渤海湾和莱州湾分别降密 2.0 ~ 3.0 和 2.0，渤海中央降密 1.5 左右。春季渤海、黄海表层密度的分布形势，仍与同季两海区表层盐度分布形势一致。渤海三大海湾等密线较密集，出现明显的水平梯度（图 3.3.3）。

春季黄海表层密度分布形势也与冬季的大同小异，只是苏北沿岸水平梯度增大。与冬季相比，黄海北部降密 0.5 ~ 1.0，东岸江华湾降密 2.0，朝鲜半岛西南岸降密 1.5，山东半岛南岸降密 1.5，苏北沿岸降密 1.0 ~ 1.5，黄海中部降密 1.0 左右。

东海春季表层密度的分布形势基本上保持冬季时的面貌，但有两处差异较大：（1）长江冲淡水的低密水舌已十分明显，并有显著的水平梯度。低密水舌扩展方向有两个：一是向东北指向济州岛方向，二是顺着长江口指向东南（图 3.3.3）。（2）冬季在舟山群岛以东出现的东海高密水，此时已消失。长江口附近最低密度为 10.0，比冬季的降低 5.0；浙闽沿岸降密 2.0。黑潮区降密最小，降密 1.0。台湾海峡降密 1.0 ~ 1.5。东海中部降密 1.0 ~ 1.5。台湾以东海域降密 1.0。

渤海、黄海、东海底层密度分布形势与表层的大体相同。与表层相比，细节上的差异主要有：（1）黄海底层高密水舌位置西移至黄海中央，使黄海底层高密水舌呈对称形式。（2）在苏北新淮河口、灌溉总渠附近出现一个小尺度的低密水舌，强度较弱。（3）长江口附近，低密水舌的影响势力较弱，其等密线的分布与岸线平行（图 3.3.3）。

春季南海北部表层密度分布形势与冬季的不同点有（图 3.3.4a）：（1）密度普遍下降。粤西沿岸和北部湾北部沿岸降密最多，降密 2.0 ~ 5.0，其他海域降密 1.0 ~ 2.0。（2）冬季陆架区存在的狭窄高密水舌，此时向西南伸展势力减弱，已退缩到珠江口附近。（3）珠江口以西的粤西

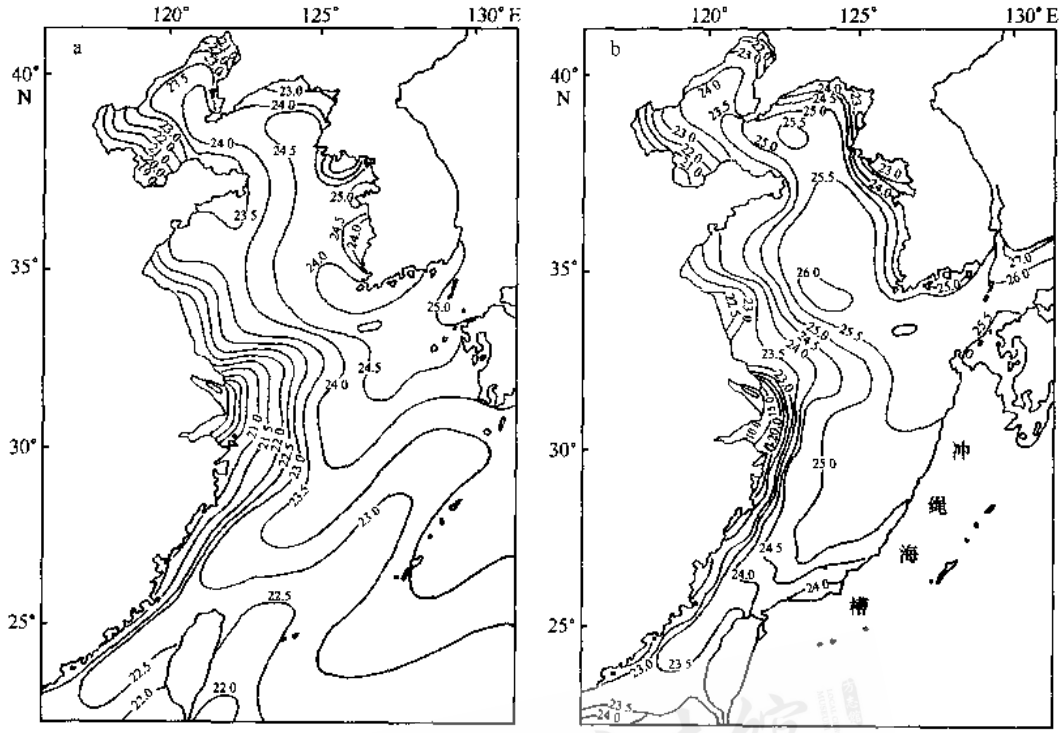


图 3.3.3　5 月渤海、黄海、东海密度分布（多年平均）[8]
a. 表层　b. 底层

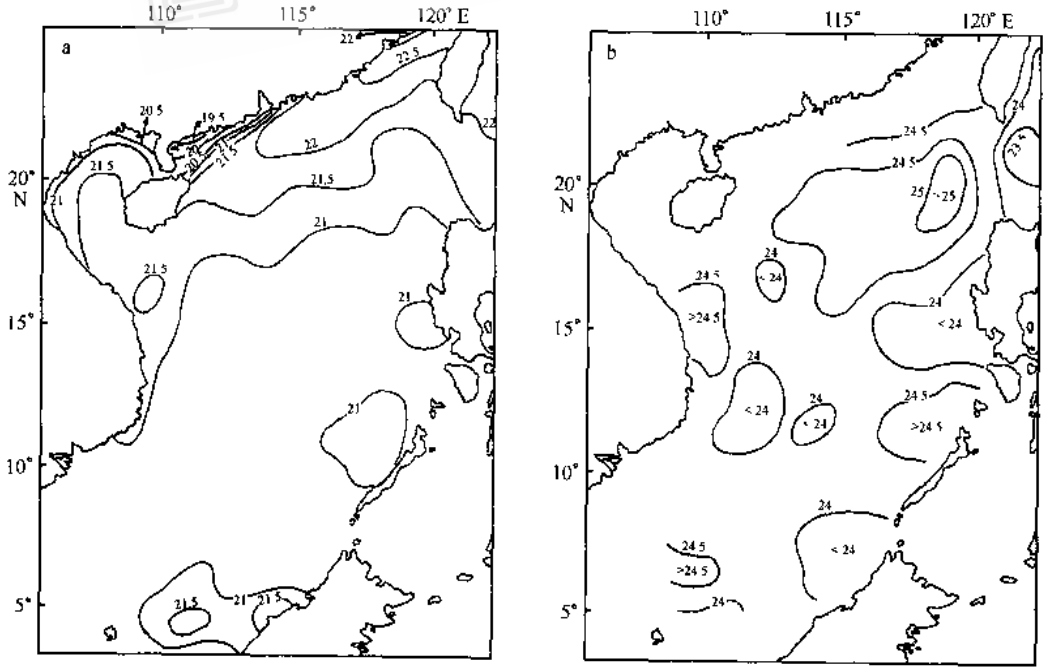


图 3.3.4　5 月南海表层（a）、100m 层（b）密度分布（多年平均）[13]

沿岸，等密线密集，而粤东沿岸，密度分布均匀，两者形成鲜明的对比。（4）北部湾等密度线分布与岸线平行。南海中部、南部的密度在 20.5 ~ 21.0 之间，而加里曼丹岛西侧沿岸的高、低密度区依然存在，只是密度值下降了 0.5 ~ 1.0。在 100 m 层（图 3.3.4b），密度分布均匀，在 24.0 ~ 25.0 之间。

夏季　是密度最低的季节。渤海表层密度已降至 11.0 ~ 20.0，辽东湾、渤海湾、莱州湾最低密度分别为 11.0、13.0 和 16.0。渤海中央密度为 19.0 ~ 20.0。渤海表层密度的分布形势仍保持春季时的状态，只是辽东湾、渤海湾的密度水平梯度有所增大。

黄海表层密度分布比较复杂：辽南沿岸的密度分布与同季表层盐度分布相对应，为低密、低盐区，密度为 16.0 ~ 19.0。黄海东半部的密度分布与温度分布形势相对应，在西朝鲜湾、江华湾和珍岛附近三处，分别出现闭合的低温、高密区，中心密度分别为 21.0 和 21.5。黄海西半部的密度分布与盐度分布形势相近，密度为 17.0 ~ 20.0（图 3.3.5a、图 3.2.5a、图 3.1.6a）。

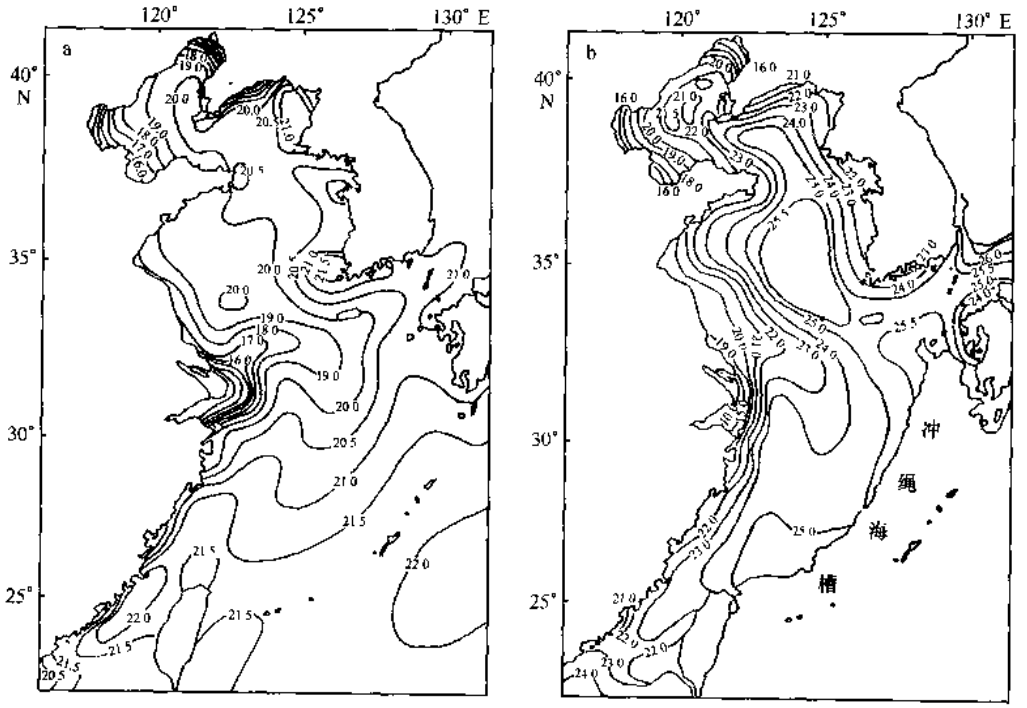


图 3.3.5　8 月渤海、黄海、东海密度分布[8]

a. 表层，b. 底层

东海表层密度的分布形势与同季盐度分布相一致。主要特点有二：（1）长江口附近，低密度水舌向外扩展方向与趋势，均同盐度图上的形势一一对应。长江口、杭州湾最低密度分别为低于 7.0 和低于 9.0，出现强的水平梯度（图 3.3.5）。从 10 m 层开始，低密度水舌已基本消失。（2）东海北部、中部的密度场有很大的改变，在冬、春季出现由东北伸向西南的高密水舌，此时已不存在。密度分布已成为另一种格局，即：等密线分布比较均匀，台湾暖流区、黑潮区、对马暖流区均出现明显的高密水舌，除长江冲淡水波及和影响范围外，东海的密度值已改变成由南向北逐渐递减。与冬、春的情况正好相反。

到了底层，渤海、黄海、东海的密度分布形势大体与底层温度的分布形势一样，比较图

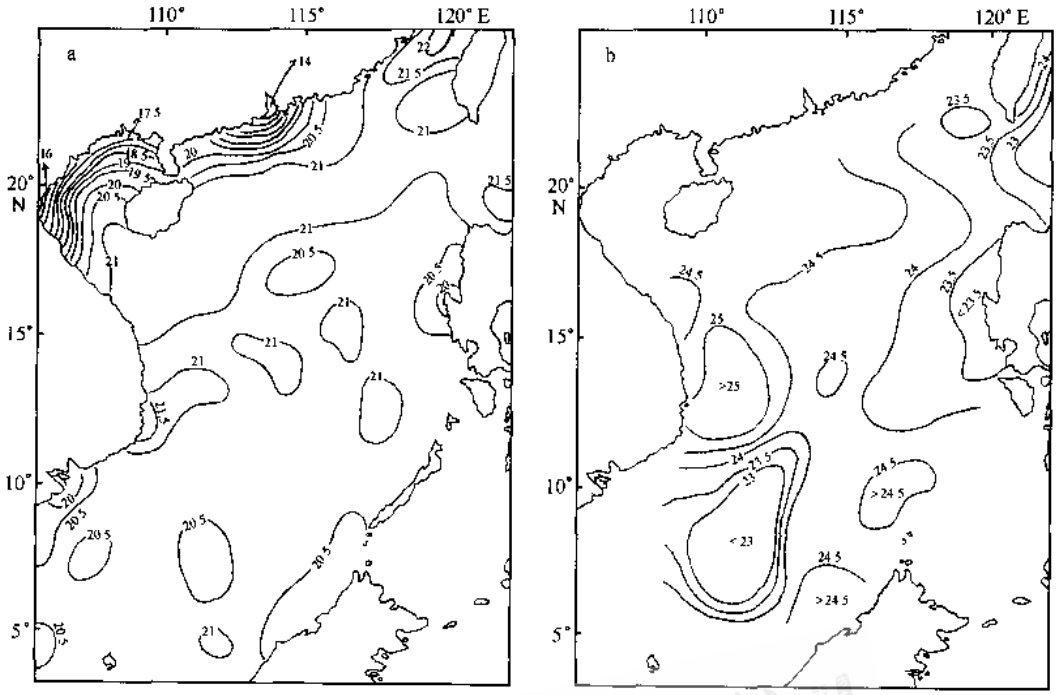


图 3.3.6　8 月南海表层（a.）、100 m 层（b）密度分布（多年平均）[13]

3.3.5b 和图 3.1.6b 看出，渤海出现高密与低温区一一对应，黄海冷水团也属高密、低温性质。但在东海的陆坡附近，有两处值得记述：一处在台湾东北海域，另一处在九州以西海域，均存在密度高于 25.5 的舌形状，高密水舌分别指向北和西北。两支水舌反映了黑潮次表层水的爬坡入侵情况。

夏季南海表层密度的分布有以下几个特点：（1）密度降至全年最低，除南海北部沿岸及北部湾外，密度一般在 20.5～21.0 之间。（2）低密区出现在粤西沿岸和北部湾沿岸，最低密度在 18.0 以下（图 3.3.6a）。珠江口附近有一低密水舌向东南伸展，以 7 月密度值最低，伸展范围也最大。此低密水舌的强弱具有明显的年际变化，其年际变幅达 8.0～10.0[10]。北部湾的情况是，等密线分布与岸线平行，最低密度出现在西北岸，南部湾口有一高密水舌北伸。（3）在芽庄和湄公河口附近，各自出现一个高密区和低密区，前者是由芽庄冷水引起的，后者是因湄公河大量淡水流入，由盐度降低所致。（4）加里曼丹岛西岸的高密区和低密区依然存在，但位置互换了一下，原来的低密区成为高密区，而原来的高密区变成低密区了。8 月南海 100 m 层的密度分布（图 3.3.6b）与 5 月的大不相同，突出的表现在南海的中部和南部，即芽庄和南薇滩附近，分别存在一个高密区和低密区，中心密度分别为 25.0 和 21.5，比周围密度高 1.5 和低 2.0～3.0。

秋季　是升密季节。渤海表层密度已升至 20.0～23.5。与夏季相比，辽东湾、渤海湾、莱州湾分别升密 3.0～9.0、4.0～7.0 以及 2.0～3.0，渤海中央升密 2.5～3.0。渤海表层密度分布形势仍与夏季相同，渤海三大海湾存在着明显的密度水平梯度。

黄海表层密度已升至 22.0～24.0，但升密值不如渤海的大。辽南沿岸升密 3.5～6.0，西朝鲜湾、江华湾、珍岛附近分别升密 0.5～3.0、3.0～3.5 以及 2.0～2.5。黄海西岸和黄海中部升密 3.0 左右。黄海表层密度分布形势与盐度分布比较接近，也出现自济州岛附近向北伸的高密水

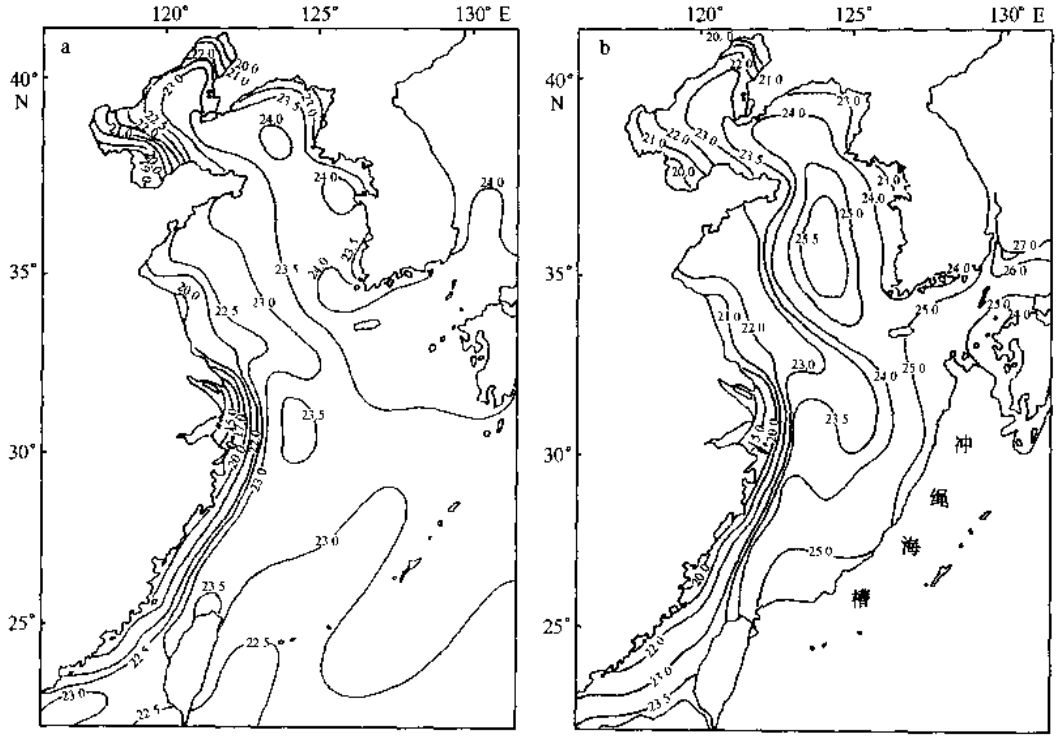


图 3.3.7　11 月渤海、黄海、东海密度分布（多年平均）[18]
a. 表层，b. 底层

舌，其前锋可达渤海海峡附近，水舌轴线也向东偏靠朝鲜半岛一侧。

除长江口附近外，东海表层密度已升至 20.0 ~ 23.5。浙江沿岸和台湾海峡升密 1.0 ~ 2.0，对马暖流区升密 2.0 ~ 3.0，黑潮区升密 1.5 左右，长江口附近升密显著，升密 4.0 ~ 5.0。长江冲淡水低密水舌已消失（图 3.1.7a），长江口附近及浙、闽沿岸等密线密集，水平梯度明显，等密线分布呈东北—西南走向。东海其他海域密度分布均匀。台湾以东海域升密 1.0 左右，密度分布形势与同季同层的水温分布相似，密度水舌与海流路径一致（图 3.3.7）。

底层密度分布与表层的有显著差异：渤海，表、底层密度分布形势相近，只是渤海湾、莱州湾的水平梯度比表层的要小。黄海，底层密度分布与同季同层的水温分布一样，因为黄海冷水团是一个温差大、盐差小的水体，所以密度分布取决于水温的分布。东海底层密度分布仍与夏季的底层密度分布相似，只是密度值较夏季的升高而已。但到了 12 月至翌年 1 月，东海底层密度场又调整到冬季的分布形势。

除南海中部外，秋季南海表层密度分布形势与同季的表层盐度分布有些相似。珠江口外的低密水舌已消失，代之而来却在珠江口东出现一个较弱的高密带。南海北部陆架区表层密度已上升至 20.0 ~ 22.5。在南海南部，出现三个低密区（图 3.3.8a）：湄公河口、巴拉望岛四周以及斯里巴加湾市附近，与秋季的盐度分布一一对应。在 100 m 层上（图 3.3.8b），最显目的是在南海中部，盘踞着一个尺度较大的高密区，其位置大体与同季 100 m 层的低温区相当。表明这个高密区是由低温所致。

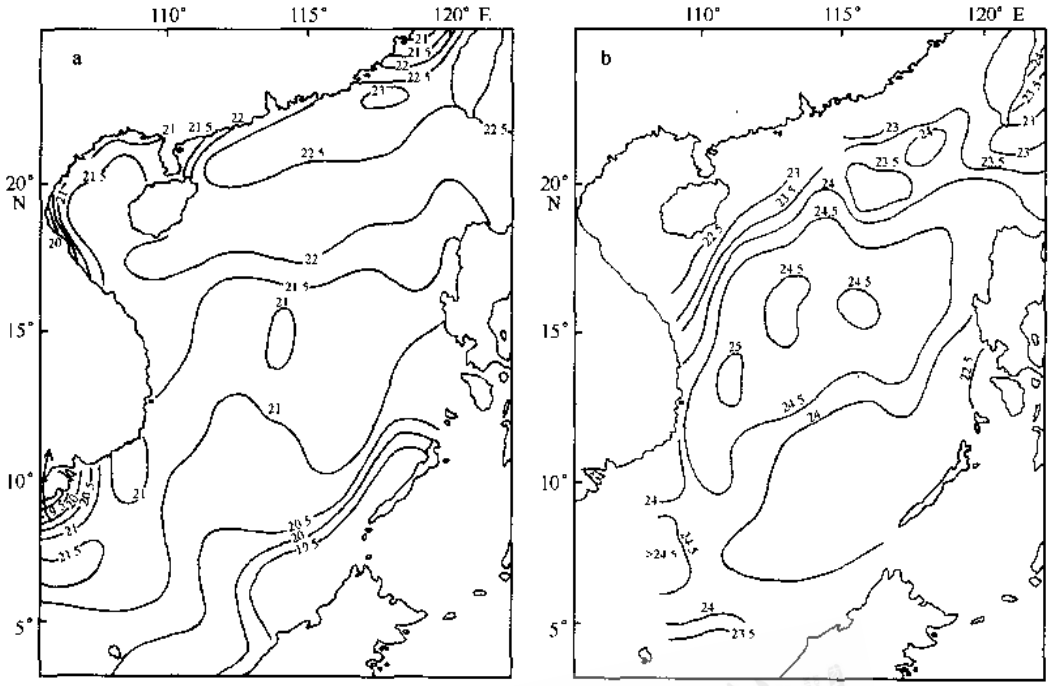


图 3.3.8　11 月南海表层（a）、100 m 层（b）密度分布（多年平均）[13]

二、密度的年变化

密度季节变化实例如图 3.3.9 所示。黄海，表层及其以下各层的最高值均发生在 2～3 月。最低值出现时间则随深度增加而延迟：20 m 层出现在 9 月，30 m 层出现在 10 月，50 m 层将出现双峰双谷现象。台湾海峡北部又是另一番情景，表层、20 m 层和底层变化趋势大体相同：最高值出现在 1～2 月，最低值出现在 9～10 月；7～8 月出现次高值，6 月出现次低值。此现象可能与那里的海水涌升现象有关。南海北部粤西沿岸表层密度的年变化也为双峰双谷型：最高值出现在 1～2 月，最低出现在 6 月；次高值出现在 7～8 月，次低值出现在 9～10 月。出现这种现象的原因，主要是粤西沿岸江河入海径流而造成的。北部湾和南海北部某些海域，表层密度的年变化呈单峰单谷型，最低值出现在 7 月，最高值出现在 1～2 月。由此看出，密度的季节变化比较复杂，随地点和影响温度、盐度的因子不同而异。

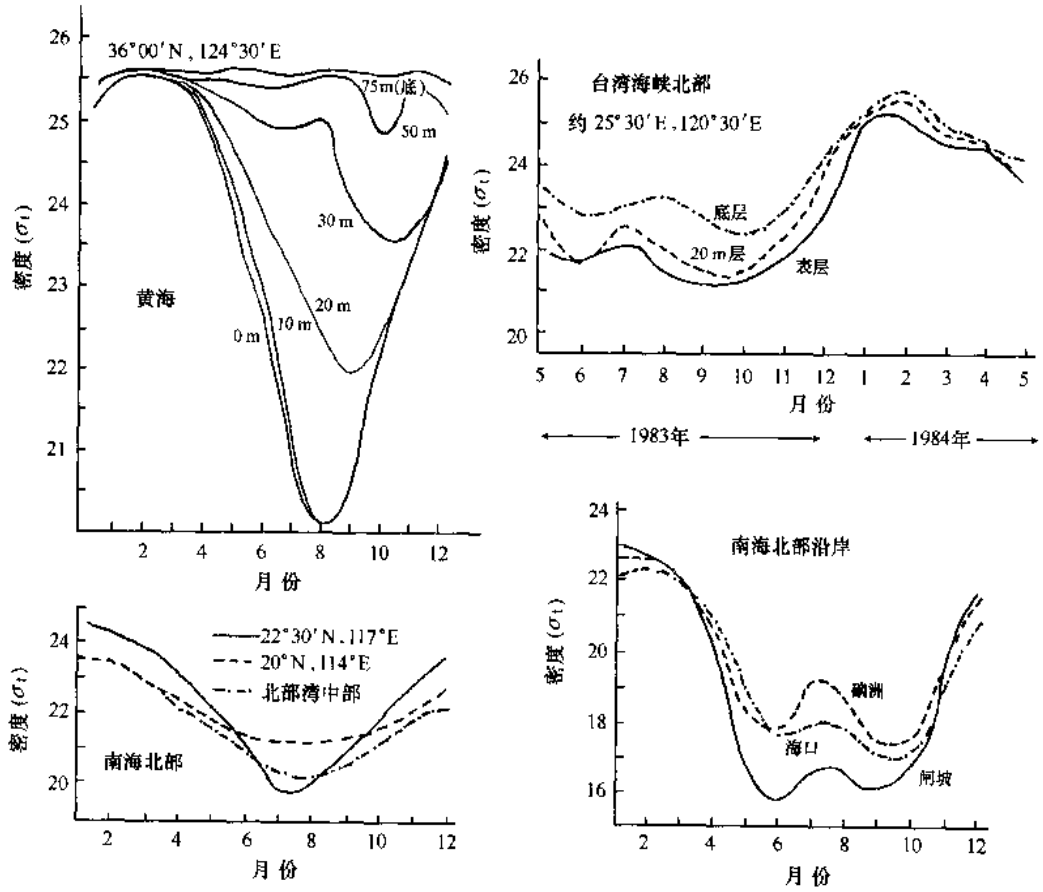


图 3.3.9　密度年变化实例[18,15,10]

第四章　海水透明度与水色

透明度是海水能见（透明）程度的一个量度，即光线在海水中的衰减程度。水色表示海水的颜色，是由水质点及海水中的悬浮质点所散射的光线来决定的。两者都取决于海水的光学特性。海水中光线愈强，透入愈深，透明度就越大，反之则愈小。在观测透明度时，透明度盘垂直沉入海水中的最大可见深度称透明度。把透明度盘放置在透明度值为一半时的水层，此时透明度盘上方所呈现的海水颜色称水色。国际统一以福氏水色计的色标号码（1～21 号）来表示水色，蓝色水色高（号码小）、褐色水色低（号码大）。水色与透明度有着密切的关系，一般来说，透明度大，水色高（号码小）；透明度小，水色低（号码大）。决定透明度与水色的主要因素是海水中的悬浮物质（包括浮游生物）。海水的透明度和水色，与浮游植物现存量和初级生产力之间有一定的相关关系，有人曾提出利用海水的透明度和水色，来间接估计海域中浮游植物蕴藏量和初级生产力。

中国近海大陆架浅水区，由于入海河流众多，海水中悬浮物质和浮游生物含量大，因此透明度小、水色低。陆架以外的东海和南海的深水区，主要受外海水控制，具有透明度大、水色高的特点。

下面以 2 月、5 月、8 月和 11 月，分别作为冬季、春季、夏季、秋季的代表月，来叙述渤海、黄海、东海、南海四季透明度和水色的分布。

第一节　透明度分布与变化

一、透明度的地理分布

中国近海由北往南，自近岸向外海透明度逐渐增大。从渤海到南海，除河口附近外，透明度的等值线分布大致与海岸线平行。由于江河入海的影响，在河口区存在低透明度的水舌。

渤海与其他海区相比，透明度小。渤海透明度的分布特点：中央和东部透明度大，北、西、南沿岸透明度小，透明度自海区中央向沿岸递减。透明度小的区域出现在辽东湾、渤海湾、莱州湾。

黄海透明度分布基本上是海区中部大，沿岸小；东部大，西部小。又由于黄海暖流的影响，其等值线走向大致与黄海深槽一致，终年出现舌状，与盐度的分布形式相似。

东海的透明度比黄海、渤海的要大。分布趋势为沿岸和陆架浅水区（200 m 等深线以西）透明度小，等值线密集；外海深水区（200 m 等深线以东）透明度大，水平梯度较小的特点。在长江口外，有一向东伸展的水舌，为透明度低值区；其他区域，透明度等值线呈西南—东北走向。在琉球群岛西侧，透明度等值线呈现波状分布，反应了受黑潮的影响。

南海北部，这一海域 50 m 以浅地区，透明度较小，一般在 10 m 左右，夏季可大于 15 m，冬季在 5 m 左右。50 m 等深线以深海域，透明度由北向南逐渐增大，一般在 15～25 m 之间，个别海域超过 30 m。北部湾的透明度分布基本呈沿岸小、湾的中部大的格局，等值线基本与海岸

线平行。在莺歌海至东方沿岸，透明度最小。南海中部透明度终年较大。南海南部深水区透明度终年也较大，陆架区稍小。

冬季　海水冷却，对流混合强，浅水区混合达海底，使泥沙上搅，海水变浑，透明度小。渤海的辽东湾、渤海湾和莱州湾的透明度均小于 1 m，辽东湾最小仅 0.1 m，渤海中央区透明度为 2 m 左右。2 m 的舌状等值线，自渤海海峡向渤海中央延伸，海峡附近透明度为 3 ~ 4 m（图 4.1.1）。

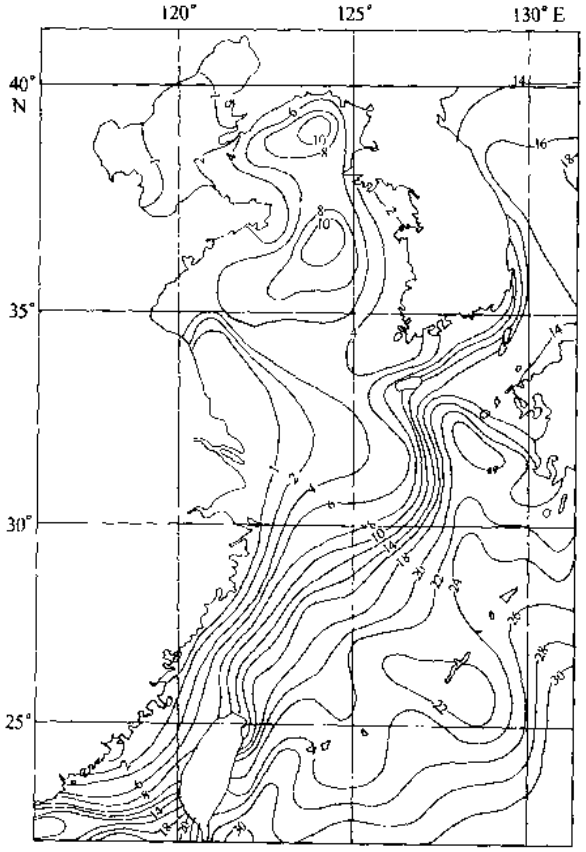


图 4.1.1　2 月渤海、黄海、东海透明度（m）分布[8]

黄海的辽南沿岸和山东半岛沿岸透明度小于 4 m，苏北沿岸透明度小于 1 m。黄海中部有两个高值区：一在北黄海海洋岛以东约 39°N，124°E 为中心，透明度大于 10 m，最大值达 18 m；二是位于南黄海，以 124°E，36°30′N 为中心的高值区，该区与黄海冷水团的核心部分大体重合。在两个高值区之间透明度相对较小。黄海中部透明度一般为 6 m 左右。黄海东部沿岸透明度小于 4 m，等值线与岸线平行。其中，江华湾的透明度小于 2 m。南黄海西部苏北浅滩透明度小于 1 m，是黄海透明度最小的区域。由此向东，透明度逐渐增大，水平梯度加大，等值线较密（图 4.1.1）。

冬季东海西岸的沿岸水顺岸南下，海水垂向对流混合强烈，悬浮物质难以沉淀，使浙闽沿岸海域透明度不足 1 m。杭州湾、长江口外小于 1 m 的范围向东达 122°30′E 附近。沿岸 50 m 以浅海域，透明度等值线与海岸线平行，水平梯度较大。50 m 等深线以东海域，透明度逐渐增大，等值线水平梯度逐渐减小。台湾以北海域，透明度等值线与台湾暖流流向一致，呈南北走向，透明度在 8 ~ 16 m 之间。台湾以东海域，受黑潮影响透明度较大，水平梯度较小，等值线走向呈南北的舌形状，该舌形分布一直延伸到钓鱼岛附近。冲绳海槽区，透明度大，其值在 20 ~ 24 m 之

间。九州以西海域透明度为 10 ~ 22 m 之间，等值线分布很有规律，呈西北—东南向的舌形状，指向济州岛方向。舌形内透明度高于两侧，透明度的这一分布，也反映了对马暖流的路径（图 4.1.1）。

南海北部，特别是汕头附近海域，透明度最小，低于 2 m。珠江口东、西两侧沿岸与雷州半岛东岸，透明度均小于 4 m。其他沿岸透明度也较小（图 4.1.2）。等值线分布基本与海岸平行。

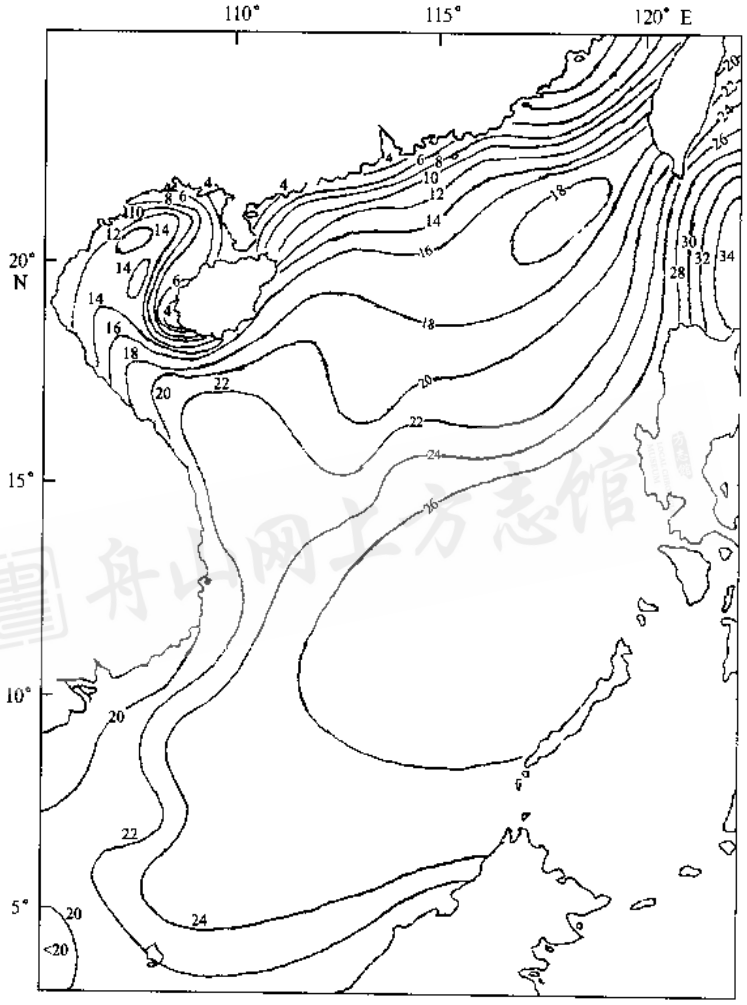


图 4.1.2　2 月南海透明度（m）分布[13]

沿岸以外的陆架区，2 月份的透明度为 16 ~ 18 m。海南岛东南海域，透明度小于 20 m。西沙群岛周围海域的透明度大于 20 m（图 4.1.2）。但在 1 月，西沙以西海域透明度仅 6.9 m，为全年最低值。2 月，西沙东北海域透明度高达 32.7 m。

在北部湾，以海南岛西侧的莺歌海至东方一带透明度最小，为 2 ~ 4 m。湾西昏约岛至涠岛附近透明度也较小，最小值为 2.5 m。钦州湾的透明度为 4 m。雷洲半岛西岸至琼州海峡，透明度小于 4 m。北部湾的中部和北部，出现透明度高值区，最大值为 19.7 m。该湾的中南部，透明度也较大，最大值为 17.7 m。北部湾南部湾口的透明度分布，呈明显的舌状分布，由南向北伸展。

南海中部的黄岩岛西南海域，透明度较大，一般为 24 ~ 26 m，最大达 40 m。中沙群岛周围海域透明度不到 30 m。其他海域透明度在 20 ~ 30 m 之间（图 4.1.2）。

南海南部深水区，透明度大于 25 m。中南半岛以东透明度在 22 ~ 24 m 之间，中南半岛南端、马来半岛东侧及加里曼丹岛西侧海域，透明度在 20 m 左右。

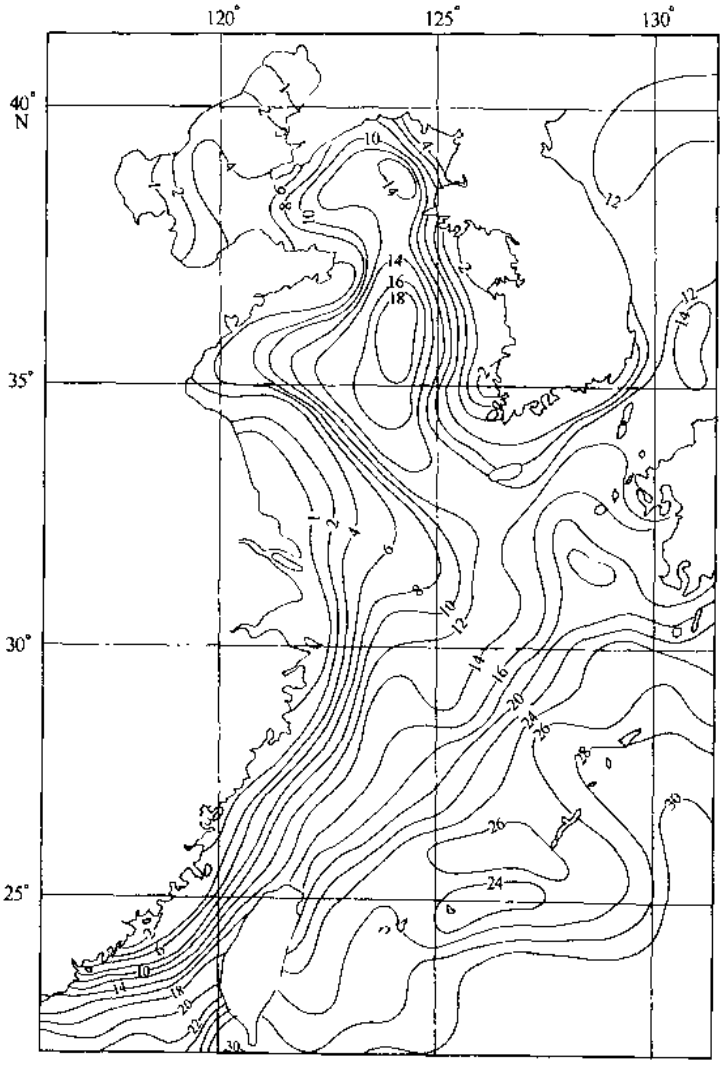


图 4.1.3　5 月渤海、黄海、东海透明度（m）分布[8]

春季　表层海水开始增温，海水稳定性增加，透明度较冬季的增大（图 4.1.3）。在渤海，透明度等值线由东向西呈舌状伸展，只有渤海湾和辽东湾湾顶，透明度小于 1 m，莱州湾的透明度大于 2 m。冬季辽东湾 1 m 等值线的区域，此时已被 2 m 等值线取代；渤海中央 4 m 舌状等值线已延伸到滦河口附近，最大值达 6 m；渤海海峡的透明度由冬季的 3 ~ 4 m 增至 6 m。

春季黄海的透明度明显增大，特别是南黄海，透明度 6 m 的等值线已伸展到青岛近海。北黄海只有鸭绿江口和西朝鲜湾沿岸，透明度小于 4 m；丹东以西沿岸及北黄海大部海域，透明度均大于 8 m。冬季北黄海中部 10 m 的高透明度区此时已增至 14 m。南黄海的透明度仍呈中部大、

周围小的分布趋势，其高值区域较冬季的有所扩大，向南扩展到33°30′N；向北扩展到35°N附近。南黄海东部沿岸透明度较小，一般为2～4 m，在德积群岛以东、鞍马群岛与罗洲群岛之间海域，透明度小于2 m。南黄海西部、山东半岛近海，透明度一般在6 m左右。苏北沿岸仍为低透明度区，但小于1 m的范围大大缩小了，冬季1 m等值线的范围已被4 m的等值线取代。

东海西侧浙闽沿岸透明度分布趋势与冬季的相似，长江口和杭州湾以东海域，透明度仍小于1 m。椒江以南至闽江口沿岸，透明度由冬季的1 m增大到2 m。舟山群岛至马祖列岛一带，透明度等值线与海岸线平行，向东透明度逐渐加大：在50 m以浅近岸水域，透明度为2～9 m；50 m以深海域，透明度增大到10 m以上。200 m等深线附近海域，透明度增至18～20 m，等值线分布与黑潮流轴一致。台湾以东透明度在20～30 m之间，北部小而南部大。九州以西海域，透明度比冬季的降低2～3 m；且等值线分布趋势与冬季的不同，舌状由冬季的西北向转为春季的东北方向。

南海北部的珠江口、汕头以东海域，透明度均小于2 m。沿岸其他海域，透明度比冬季有所增大，在21°30′N，112°～113°E附近，透明度增至10 m左右。

沿岸以外的陆架区，透明度20 m等值线已由冬季的200 m等深线处，北移到100 m等深线附近（图4.1.4）。5月，珠江口以南，透明度大于20 m。一统暗沙附近海域，已由冬季的20 m增至26 m以上。海南岛东南透明度大于20 m。东沙群岛北部海域，透明度也增至20 m以上，但其东北仍有一小块区域透明度小于20 m。

春季，北部湾透明度普遍增大。在19°N以北，透明度呈均匀分布，但仍为湾中部大，岸边小的趋势。全湾最小值仍然出现在东方沿岸，其值为4.9～1.7 m。雷州半岛西岸至琼州海峡，透明度小于6 m，其他沿岸海域，透明度在8～10 m之间。湾中白龙尾附近，出现大于20 m的高值区，最大达21.8 m。湾的中、南部及湾口，透明度大于18 m。

南海中部，春季透明度的分布趋势为西北小、东南大。西沙群岛周围海域透明度较小，为25 m左右，中沙东北至双子礁西北海域透明度较大，在30 m以上。巴拉望和菲律宾群岛以西海域，透明度小于30 m。其他海域在25～30 m之间（图4.1.4）。

南海南部，近岸海域透明度较小，特别是加里曼丹岛西北近海，透明度不足20 m。曾母暗沙周围海域，透明度在25 m左右。纳土纳群岛东北海域，透明度为30 m左右。中南半岛西南海域，透明度为20 m左右（图4.1.4）。

夏季　表层水温升至最高，出现跃层，垂直稳定度大，上下海水不易混合，是一年中透明度最大的季节（图4.1.5，图4.1.6）。但在河口区因径流增大，泥沙入海多，透明度反而减小。在渤海：辽东湾、渤海湾和黄河口附近透明度小于2 m，莱州湾透明度增至2～4 m。各海湾冬季1 m等值线的位置，现在被4 m等值线代替。渤海中央透明度达8 m。6 m等值线延伸到40°N和滦河口附近。渤海海峡透明度为9 m左右。

夏季，黄海透明度大于14 m的范围大大扩展，在北黄海和南黄海之间约37°N，124°E附近，出现一个封闭的大于16 m的高值区。北黄海北岸，由于河川径流增大，其透明度一般小于6 m，西朝鲜湾小于4 m。北黄海中部透明度大于14 m，10 m等值线伸向渤海海峡。南黄海的透明度略有增大，中部高值区向东、西扩展，18 m等值线最南端已伸展到34°N，最大透明度为19.5 m。南黄海东岸透明度一般为6～8 m，只有德积群岛及鞍马群岛以东近岸，透明度小于6 m。山东半岛沿岸透明度一般在8～10 m，石臼所近岸为6 m。在连云港海域出现了10 m的高值区。连云港以南苏北浅滩仍为低透明度区，其值小于1 m，这是由苏北沿岸水带来的大量悬浮

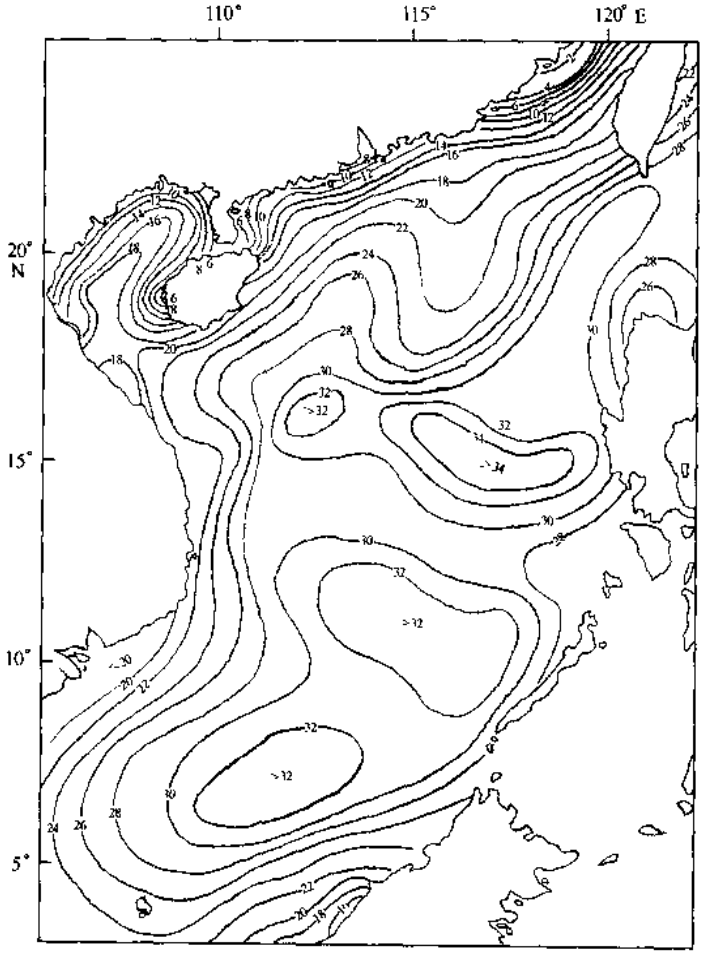


图 4.1.4　5 月南海透明度（m）分布[13]

泥沙造成的。苏北浅滩以东透明度水平梯度较大，这是外海水与沿岸水交汇的缘故。

夏季是一年中长江冲淡水向东北方向扩展最盛的季节。长江口、杭州湾附近，悬浮物质最多，透明度减小。然而，这个季节表层海水温度高，垂直稳定度较大，又可使透明度增大。此外，夏季外海水入侵大陆架较强，也使透明度增大。这就使得东海的透明度分布出现了复杂的格局。长江口与杭州湾，10 m 等深线以浅的近岸，透明度小于 1 m。温州至福州沿岸透明度增大到 4 m。浙闽近海透明度普遍增大，等值线仍与岸线平行，但水平梯度大，10 m 等值线已西移到 50 m以浅的海域。大陆架外缘至冲绳海槽的透明度为 20 m，琉球群岛西侧透明度达 30 m 左右。台湾东北和北部海域，透明度增大 8 m，达 20 m 左右。九州西北至济州岛海域，又出现了向济州岛以西伸展的透明度水舌，并在五岛列岛与济州岛之间出现了一个大于 22 m 的高值区，比冬季和春季的增加了 6 m。除长江口和杭州湾近岸透明度仍小于 1 m 外，东海大部分海区透明度增大 4 ~ 8 m。

南海北部夏季的透明度也普遍增大。珠江口附近透明度为 4 m。22°30′N，114° ~ 115°E 以北沿岸海域在 10 m 以上。汕头附近海域增至 2 m 以上。

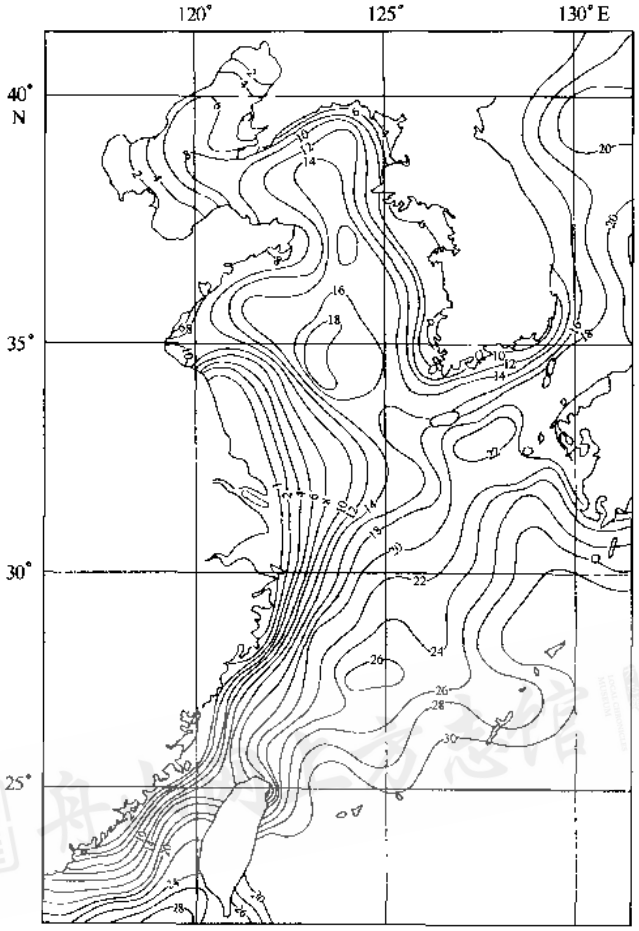


图 4.1.5　8 月渤海、黄海、东海透明度（m）分布[8]

沿岸以外的陆架区，透明度比春季明显增大，20 m 等值线又由春季的 100 m 等深线处，再次北移到 50 m 等深线附近。50 m 等深线以深海域透明度大于 20 m。

夏季北部湾的透明度却是另一番情景，透明度反而减小（图 4.1.6）。湾的西岸宜春至海防沿岸，透明度等值线向湾中伸出，宜春沿岸最小值为 3.4 m。最低透明度仍出现在莺歌海至东方沿岸，东方附近透明度为 1.8 m。雷州半岛西岸至琼州海峡，透明度小于 4 m。北海沿岸最小值为 1.7 m。白龙尾附近不到 15 m。只有在该湾的中、南部，透明度出现大于 16～18 m 的高值区，最大值达 23.5 m。

在南海中部，夏季透明度分布与春季的不同（图 4.1.6）。中沙群岛周围海域，透明度较小，一般在 20 m 以下。中部其他海域，透明度在 30 m 左右。南海中部夏季透明度的分布，很大程度上与生物量有关。出现高透明度的海域，其叶绿素的含量低（10 mg/m^3）；而出现低透明度的海域，叶绿素含量高（50 mg/m^3）。

南海南部，礼乐滩周围海域透明度小于 20 m。北子岛以东海域，透明度在 30 m 左右。九章群礁周围海域，出现过 40 m 的高透明度记录。中南半岛东南近海，透明度在 20 m 左右。湄公河口西南海域，透明度为 12 m 左右。其他深水区透明度大于 25 m。

秋季　表层海水开始降温，垂向稳定度减小，垂直混合逐渐增强，透明度普遍开始减小，尤

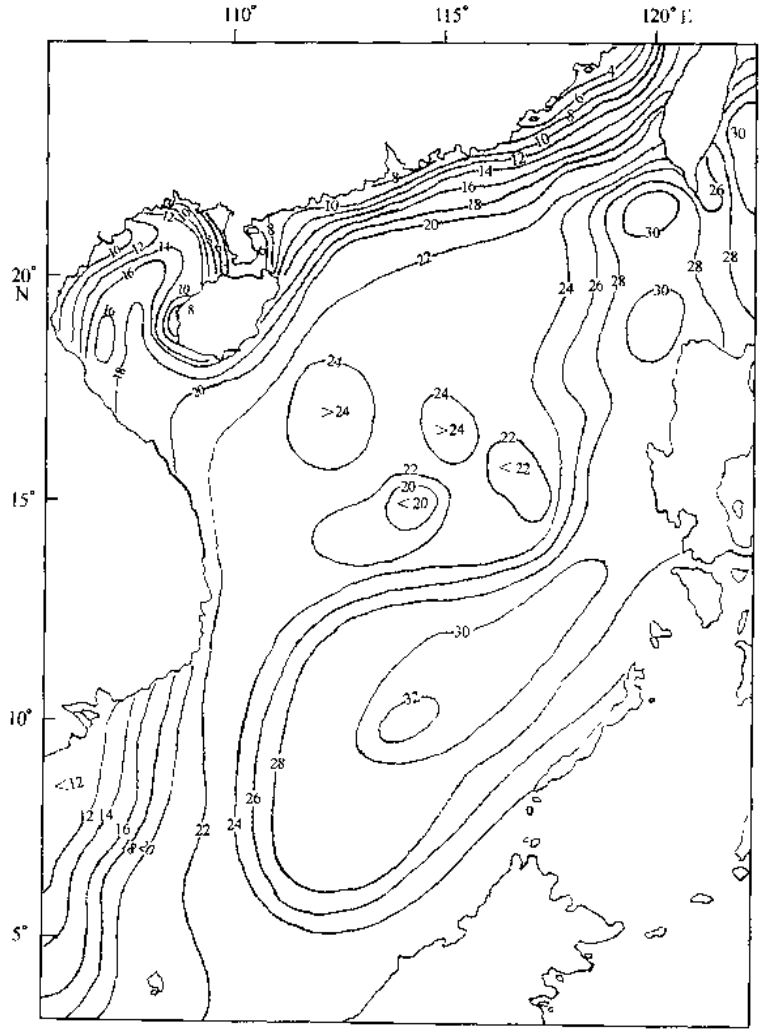


图 4.1.6　8 月南海透明度（m）分布[13]

以渤海最为明显（图 4.1.7）。渤海辽东湾顶部和渤海湾及黄河口沿岸，透明度减至 1 m 以下；渤海中部透明度仍大于 2 m，渤海海峡透明度约 4 m。

秋季黄海透明度分布趋势仍呈舌状。6 m 等值线退缩到渤海海峡以东。北黄海中部一般为 10 m，北部沿岸及西朝鲜湾的透明度小于 4 m，山东半岛北岸在 4 ~ 6 m 之间。南黄海中部出现 16 m的高值区，其范围最南达 33°30′N，125°E 附近。西部沿岸有大片小于 4 m 的低值区，特别是苏北浅滩，小于 2 m 的范围大于夏季。南黄海东岸透明度明显减小，夏季 10 m 等值线的区域，到秋季变成 6 m 了，德积群岛沿岸透明度小于 4 m，其他沿岸在 6 m 左右。

在东海西岸，50 m 以浅海域的透明度分布与冬季相似，但东、西向水平梯度比冬季的大，比夏季的小。长江口、杭州湾透明度小于 1 m 的范围比夏季反而扩大了，小于 4 m 的范围伸展到 125°E 以东。台湾以北海域透明度为 12 ~ 20 m。台湾以东和钓鱼岛以东海域，分别出现大于 22 m的高值区；在冲绳海槽北部，又出现了大于 26 m 的高值区。九州以西海域，又出现伸向济州岛和朝鲜海峡的水舌。济州岛西南海域透明度水平梯度较大，这是长江冲淡水向济州岛方向伸

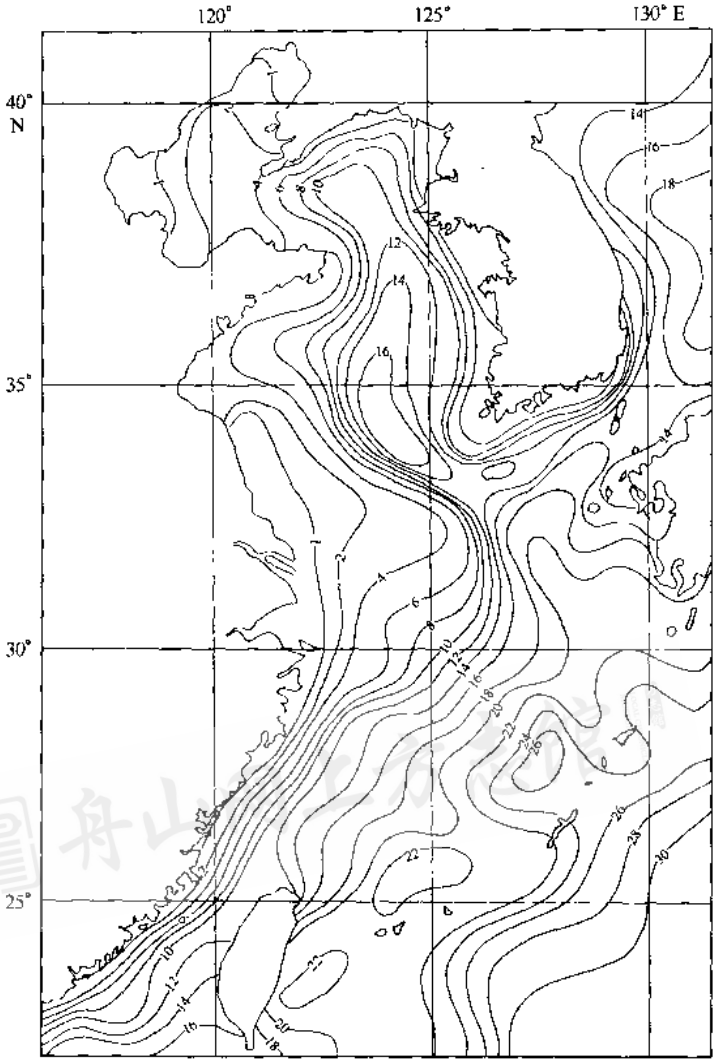


图4.1.7　11月渤海、黄海、东海透明度（m）分布[8]

展的缘故。

秋季，南海北部沿岸透明度均小于6 m（图4.1.8）。汕头以东为2 m以下。珠江口近岸小于1 m。珠江口以东沿岸，透明度减至4 m。海陵岛至海南岛的东北沿岸，透明度小于4 m。珠江口西南出现了小于8 m的低值区，8 m等值线已南移到21′N以南。

在沿岸以外的陆架区，透明度为20 m等值线又南移到200 m等深线附近，与春季的位置相近。等透明度线基本呈东北—西南走向，自沿岸向外海逐渐增加。一统暗沙附近出现高值区。海南岛东南海域等值线密集，万宁沿岸透明度为6 m，到100 m等深线附近已增加到24 m。永兴岛西、北的局部海域，又出现了小于20 m的透明度。在19°～20°N，113°～114°30′E的局部海域，出现小块透明度高值区，其最大值可达34 m。

秋季北部湾的透明度比夏季的显著减小（图4.1.8）。西岸为全湾最小透明度区，特别是红河口附近，透明度为1 m左右。雷洲半岛西岸至琼州海峡，透明度小于4 m。湾中18°30′N以北海域，大部分透明度小于14 m。南部湾口西侧，出现大于20 m的高值区，最大值达28.3 m。

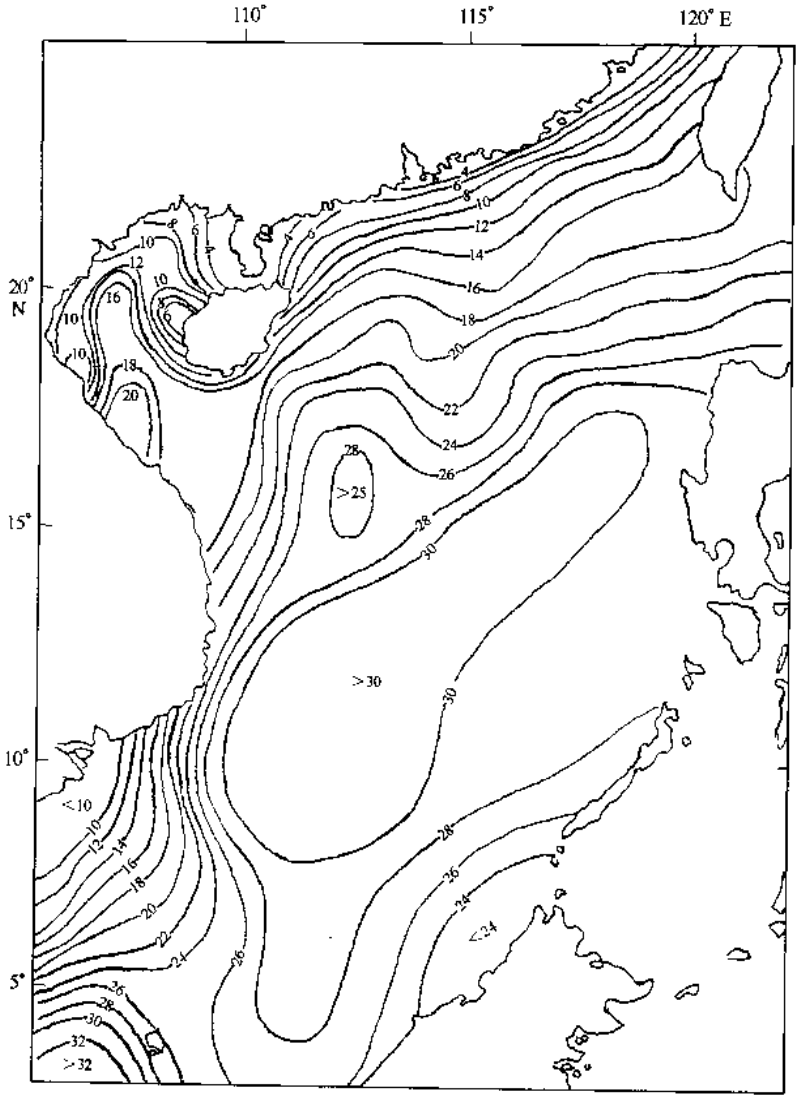


图 4.1.8　11 月南海透明度（m）分布[13]

南海中部越南沿岸的透明度小于 20 m。中沙、西沙群岛南部海域的透明度小于 24 m。其他海域透明度一般大于 30 m。黄岩岛西北海域透明度达 40 m。

南海南部马来半岛东南海域，透明度仍小于 20 m；湄公河口西南海域小于 10 m；加里曼丹岛以西海域，透明度为 25 m 左右；万安滩周围海域小于 30 m；纳土纳群岛东北海域，透明度为 25 m 左右。其余深水区透明度均大于 25 m（图 4.1.8）。

二、透明度的年变化

中国近海海水透明度具有明显的季节变化，但其年际变化的规律不显著。为了说明各海区透明度和水色的季节变化，利用 1907～1999 年的资料，在每个海区中选取若干具有代表性的半度方区（图 4.1.9），将该方区内的资料进行统计并绘制其季节变化曲线，结果如图 4.1.10 所示。

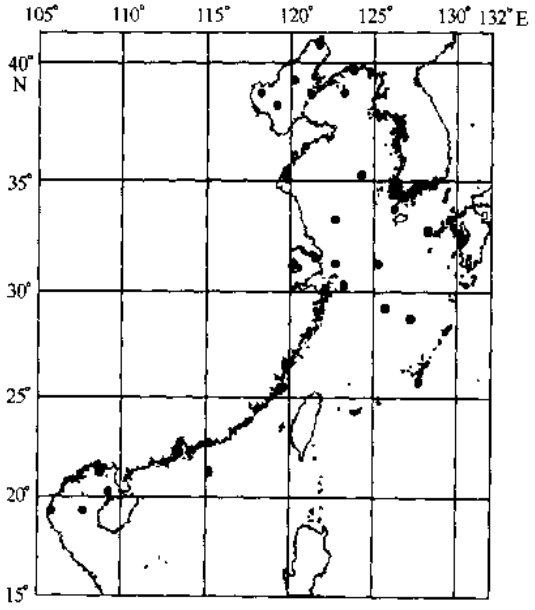


图4.1.9　透明度、水色年变化的代表方区

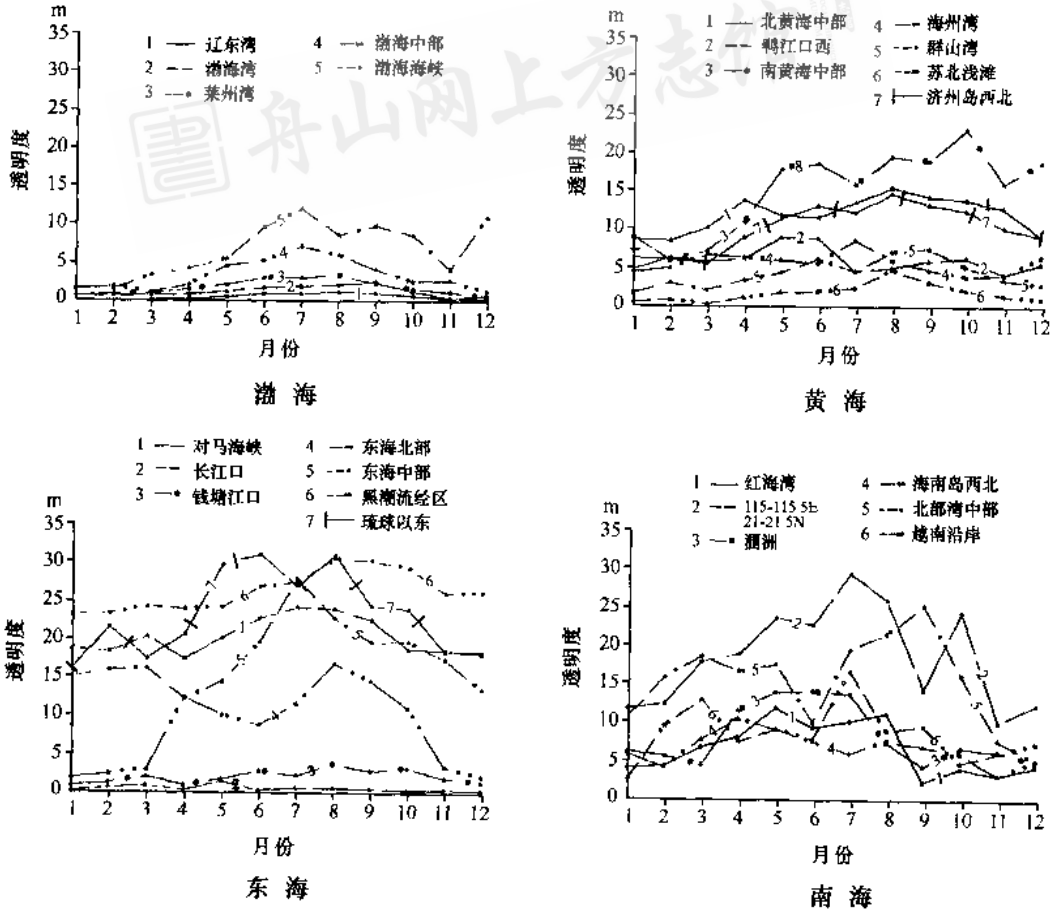


图4.1.10　渤海、黄海、东海、南海透明度（m）年变化曲线

1. 渤海

从图 4.1.9 和图 4.1.10 看出，渤海的辽东湾、渤海湾及莱州湾三个海湾的透明度年变幅较小，渤海中部变幅较大，渤海海峡年变幅最大。但渤海透明度年变化曲线的峰、谷差异不大。总的趋势是，冬季小，夏季大，春季为透明度上升期，秋季为下降期。

渤海透明度以辽东湾的年变化为最小，年变幅仅为 1.1 m。最大值出现在 8 月，为 1.2 m；最小值出现在 3 月，仅 0.1 m。

渤海湾的年变化形式与辽东湾的相似，但最大值出现在 9 月，为 2.5 m；最小值出现在 1～2 月，为 0.8 m。其年变幅为 1.7 m。

莱州湾透明度的年变幅是三个湾中最大的，年变幅为 2.8 m。其最大值出现在 8 月，为 3.4 m；最小值出现在 1 月，为 0.6 m。

渤海中部透明度的年变化曲线呈现正弦形式。最大值出现在 7 月，最小值出现在 3 月，年变幅为 6.0 m 左右

渤海海峡是该海区透明度年变化最大的区域。最大值出现在 7 月，为 12.0 m；最小值出现在 1～2 月，为 2.5 m。其年变幅为 9.5 m。

2. 黄海

图 4.1.9 和图 4.1.10 中显示：黄海透明度年变化比渤海略大，年变化曲线的峰、谷比渤海的明显。在水浅的沿岸区，透明度小，其年变幅也小；水深较大的区域，透明度大，年变幅也大。

北黄海中部，透明度的年变化呈现初春和仲夏大、冬季小的双峰形式。最大值出现在 8 月，为 15.5 m；初春的 4 月却出现了次高峰，为 13.8 m；最小值出现在 2 月，为 8.6 m。其年变幅为 6.4 m。

黄海北岸鸭绿江口以西海域，其年变化与黄海中部的不同。最大值出现在 5 月，为 9.0 m；夏季反而减小，7 月的透明度仅为 4.7 m；年最小值出现在 11 月，为 4.3 m。年变幅为 4.7 m。

南黄海海州湾的透明度与北黄海沿岸的也不相同，其最大值出现在 7 月，最小值出现在 10 月，年变幅也为 4.7 m。

南黄海中部透明度的年变化又是另番情景。其年变幅是渤海、黄海、东海中最大的，为 17.0 m。最小值出现在 2 月，为 6.0 m；最大值却出现在 10 月，为 23.0 m。这种年变化的特点，反映了南黄海中部海水悬浮物和浮游生物变化的特殊性。

南黄海东岸的群山湾，透明度年变化与莱州湾的有些近似。最大值出现在 9 月，最小值出现在 1 月，年变幅为 5.1 m。

苏北浅滩是南黄海最浅的海域，也是悬浮体含量最大的区域，所以透明度小。透明度的年变化也是黄海中最小的，其最大值出现在 8 月，最小值出现在 3 月，年变幅只有 4.5 m。

济州岛西北海域，透明度的年变化曲线呈双峰单谷型：最小值出现在 3 月，最大值出现在 8 月；6 月出现次峰值。这种变化趋势与群山湾的变化相似，但年变幅却比后者大。

3. 东海

图 4.1.9 和图 4.1.10 表明：朝鲜海峡，透明度的年变化呈现出冬半年小、夏半年大的趋势；最大值出现在 7 月，最小值出现在 4 月，年变幅为 6.7 m。

东海最小透明度出现在长江口附近，这里年变化也是东海最小的。透明度最大值出现在 5 月，最小值出现在 1 月。年变幅仅为 1.4 m。

杭州湾口与长江口均处于东海西岸，都有江河入海，但两者的透明度年变形式却不相同。杭州湾口透明度的年变幅比长江口的大，为2.9 m。其原因是长江入海的水量和输沙量均远超过钱塘江的缘故。透明度最大值出现在8月，最小值出现在1月。4月又出现次小值。

在东海，最大透明度年变化出现在东海东北部海域。这主要是由于该海域既受陆地沿岸水的影响，又受外海水的影响的缘故。最大值出现在8月，最小值出现在1月。年变化曲线呈现双峰型，次大值出现在4月。其年变幅为14.7 m。

东海中部透明度的年变化形式也为双峰型，但极值出现时间却不一样，最大值出现在7月，最小值出现在4月。年变幅为10.5 m。

东海黑潮区透明度的年变化，比东海中部小，但比沿岸海区大。最大值出现在8月，为30.3 m；最小值出现在1月，为23 m。年变幅为7.3 m。

4. 南海

南海北部、北部湾的透明度年变幅较大，南海中部和南部，透明度年变化幅度较小。

（1）南海北部

南海北部透明度的年变化也呈现出冬季小、夏季大的特点（图4.1.10）。沿岸海域透明度年变幅一般在10 m左右。8月达最大（如红海湾最大值为11.1 m）；最小值一般出现在秋末（珠江口最小值却出现在9月，为1.3 m）。

近海海域的透明度年变幅较近岸的稍大。7月达最大，其值为21.6 m，12月达最小。

外海海域透明度的年变幅大于10 m，7月达最大，11～12月达最小。例如，21°～21°30′N，115°～115°30′E半度方区，7月透明度达最大，为29.2 m；11月出现最小，为10.0 m。

（2）北部湾

北部湾的透明度年变化也是冬季小、夏季大，但湾的中部和岸边也不完全一样（图4.1.7）。

涠洲岛以西海域（21°～21°30′N，108°30′～109°E），透明度于6月出现最大值，为13.9 m；9月出现最小值，为4.4 m。

海南岛西北海域（20°～20°30′N，109°～109°30′E），透明度的年变化与涠洲的略有不同。其年变幅较小，为7.2 m；年变化为秋、冬季较小，春季最大。4月出现最大值，为10.4 m；11月出现最小值，为3.2 m。2月又出现次小值，为4.2 m。

北部湾中部海域（19°～19°30′N，107°30′～108°E），透明度的年变化曲线呈双峰型，最大值出现在9月，为25 m，次大值出现在3月，为18.4 m；12月出现最小值，为5.2 m。

北部湾西部越南沿岸（19°～19°30′N，105°30′～106°E），透明度以1月为最小，约为2.5 m；7月达最大，为16.5 m。

第二节　水色分布与变化

一、水色的地理分布

中国近海水色的分布与透明度的大体相似，近岸浅水海域水色低（编号大），深水区水色高（编号小）。自北往南水色由低到高，等水色线在近岸海域一般与岸线平行；但在渤海的三个海湾、黄海的苏北浅滩和东海的长江口附近，出现大片的低水色区。在深水区，受水系、流系的影响，水色等值线分布出现与流轴一致的趋势。

渤海是中国近海水色最低的海区。在近岸海域，特别是渤海湾、辽东湾，海水发黄，水色低，一般在 16 ~ 21 号；渤海中央水色稍高，海水呈绿色，水色为 10 ~ 14 号。

黄海的水色比渤海的高，比东海的低。其分布特点是：中部高，沿岸低；东部水色高于西部。苏北浅滩是黄海水色最低的区域，其等值线分布形势与盐度的分布有些相似。

东海水色的分布主要受沿岸流、长江冲淡水、台湾暖流及黑潮的影响。水色呈东南高，西边低的格局。距岸愈近、水色愈低，长江口、杭州湾和瓯江口是该海区水色最低的海域。浙闽沿岸水色等值线密集。在台湾暖流和黑潮流经的海域，水色高，水色小于 4 号，等水色线与等温线分布相似，且与流轴一致。在近岸和陆架浅水区（100 m 以浅），水色低，季节变化明显；在深水区（200 m 以深），水色高，季节变化不明显。

南海水色分布与透明度的很相似。

在南海北部沿岸，夏季水色高，一般在 6 ~ 8 号；冬季水色低，为 10 号左右。河口附近水色较低，在 15 ~ 20 号之间。外海水色较高，100 m 等深线附近水色一般为 3 ~ 4 号；200 m 等深线以深海域，水色为 2 ~ 3 号。北部湾水色的分布基本上是近岸水色低，湾中央水色高，等值线分布基本与岸线平行。这一趋势几乎终年不变，但量值却有明显的季节变化。南海中部、南部，水色一般在 2 ~ 4 号之间，海水呈蓝色和天蓝色。

冬季　渤海近岸海域水色低，水色大于 16 号。辽东湾水色在 18 ~ 20 号之间。渤海湾、莱州湾水色在 18 ~ 21 号之间。黄河口附近水色最低，为 21 号左右。渤海中央水色在 12 ~ 16 号之间，16 号等值线自辽东半岛南端和山东半岛烟台近海伸向渤海，呈舌形状。渤海海峡水色为 10 ~ 12 号（图 4.2.1）。

冬季黄海大部分海域水色为 6 ~ 8 号。中、东部较高，西部和北部沿岸水色较低。黄海中部水色为 6 ~ 8 号，在南黄海的 36°N，125°E 附近水色最高，出现水色小于 6 号的高值区。在海州湾东南海域，等值线密集，是苏北沿岸水与外海水系交汇处。山东半岛沿岸水色大于 12 号。苏北浅滩出现大片低水色区，最低水色号为 21 号。水色等值线自岸边向东呈舌形分布，12 号等值线自连云港以南向东南方向伸展达 32°30′N，125°E 以东海域，为一大范围低水色区。连云港、石臼所近海水色稍高，为 10 号。黄海东岸水色较高，大致以德积群岛为界，该群岛以北沿岸，水色大于 8 号；以南沿岸水色大于 6 号（图 4.2.1）。

东海，在长江口、杭州湾近岸是东海水色最低的区域，水色大于 20 号。浙、闽沿岸水色也较低，水色大于 16 号。瓯江口水色大于 18 号。厦门海域水色为 16 ~ 17 号。台湾海峡的水色分布为东高、西低，东侧为 4 ~ 6 号，西侧小于 16 号。从台湾西北至济州岛一线，在水深 75 ~ 100 m的海域，水色较高，为 4 ~ 6 号。水深 100 m 以深，黑潮流经海域为高水色区，水色小于 4 号。在冲绳海槽，有一向北延伸的高水色舌，它向北延伸到五岛列岛以北海域，水色小于 4 号。九州以西和朝鲜海峡的水色为 4 号左右（图 4.2.1）。

从图 4.2.2 看出，南海北部沿岸水色等值线基本与海岸线平行。珠江口以西至雷州半岛沿岸，水色均低于 10 号，最低为 14 号。珠江口以东沿岸的水色也低，一般为 12 ~ 15 号之间，特别是汕头附近，水色最低，曾出现水色为 21 号的记录。

沿岸以外的陆架区，4 号等水色线在 100 ~ 50 m 等深线附近，该线以南海域水色基本在 2 ~ 3 号。西沙西北局部海域，出现高水色区，水色为 1 号，这与该海域为高透明度相对应。

在北部湾，以海南岛西岸东方至莺歌海附近水色最低，水色为 16 号。海南岛西北沿岸为8 ~ 10 号。湾北北海沿岸水色也较低，最低水色为 12 号。湾西的昏约岛附近也有小范围的低水色

区，为10号。其余沿岸水色在6～8号左右。湾中北部水色一般为4～6号，湾南稍高，一般在4号左右。

南海中部大部分海域水色为2～3号。黄岩岛以西海域水色较低，最低水色为7号。

南海南部深水区水色为2～3号。中南半岛以南海域水色为3号。

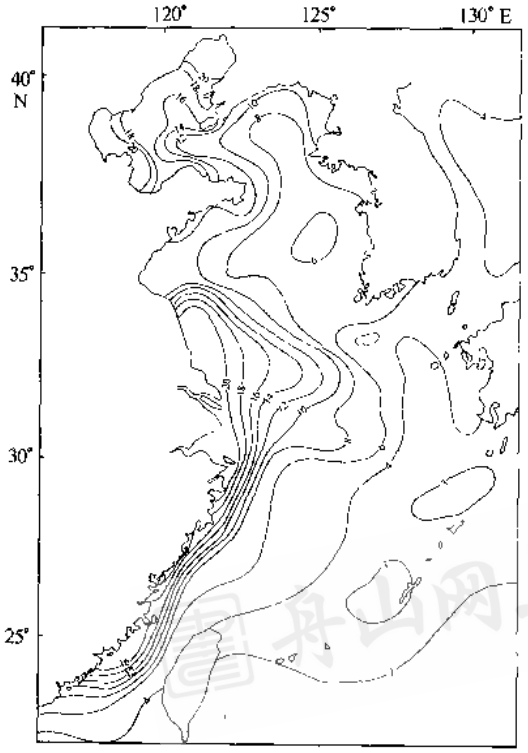


图4.2.1　2月渤海、黄海、东海水色（号）分布[8]

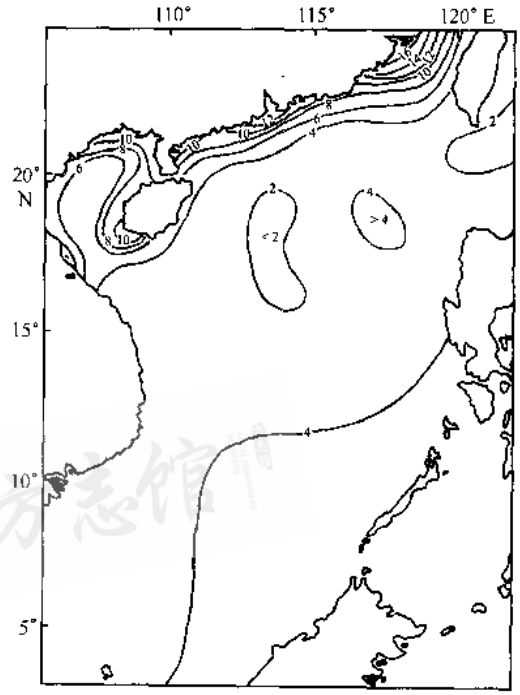


图4.2.2　2月南海水色（号）分布[13]

春季　水色较冬季有所升高（图4.2.3和图4.2.4）。渤海中央水色在10～12号之间，12号等值线与冬季的18号等值线范围相当。辽东湾水色大于18号的范围比冬季大大缩小，近岸最低值仍为20号。在秦皇岛近岸，出现小于10号的高水色区。莱州湾、渤海湾水色升高明显，前者水色在12～14号之间；后者仅黄河口近岸小范围内，出现水色为16～17号低值区。

在黄海，除苏北浅滩水色较低外，黄海大部分海域水色为6～8号，较冬季升高2个水色号，6号等值线占据了南黄海中部的大部分海域。在济州岛以西，出现小于4号的高水色区。鸭绿江口近岸和西朝鲜湾，水色大于10号。山东半岛东北和南岸，水色为8～11号之间。苏北浅滩水色仍较低，但低水色区大大向岸边退缩。连云港沿岸水色下降至12号。射阳沿岸出现大于18号的低水色区，最低水色为21号。朝鲜半岛西岸水色大于6号，在德积群岛近海水色大于8号，朝鲜半岛西南端水域，水色为4～6号，但在南海岛以北近岸水色为6～10号。

东海的各等水色线走向虽与冬季相似，但大都向浙、闽沿岸退缩。由于大陆径流开始增多，所以长江口、杭州湾的水色仍然很低，特别是杭州湾出现水色为20～21号的混浊区。浙、闽沿岸，水色较冬季的高，瓯江口为14～16号，闽江口至厦门海域为12～14号。浙闽沿岸以东，水色等值线仍然较密集。台湾西北至朝鲜海峡一线，水色为4～6号。台湾东北至九州以南为高水

色区，水色小于4号。冲绳海槽为3号水色区。

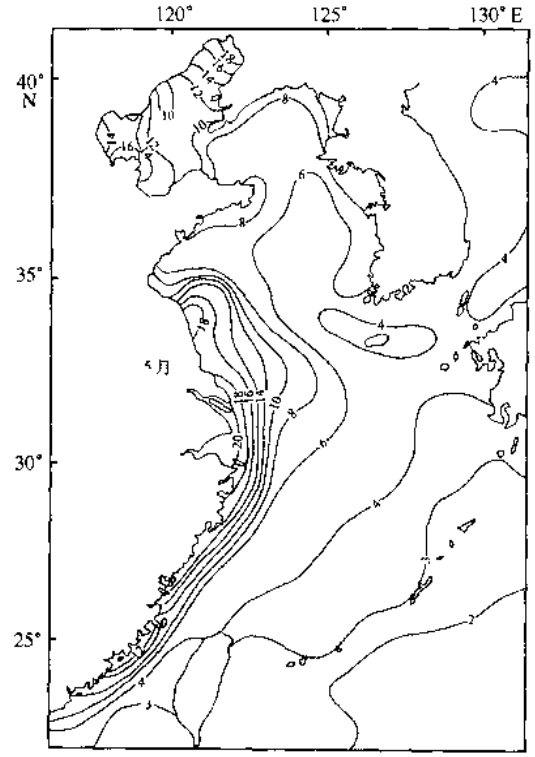


图4.2.3　5月渤海、黄海、东海水色（号）分布[8]

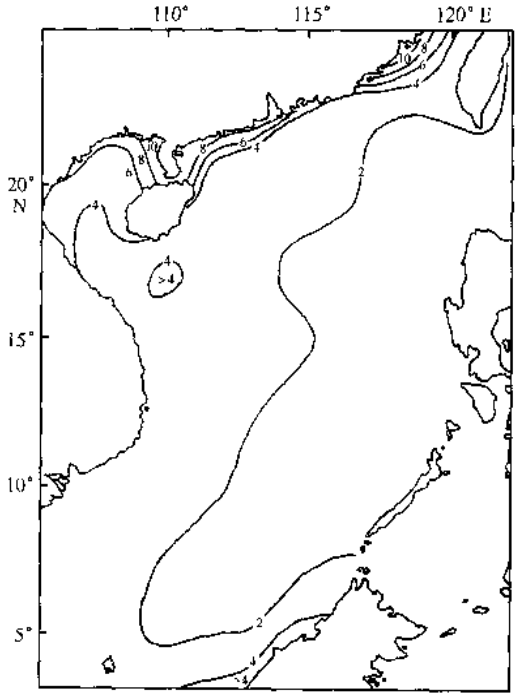


图4.2.4　5月南海水色（号）分布[13]

在南海北部沿岸，随着温度的升高和跃层的出现，水色比冬季有所上升，但随着春雨到来，江河径流的增加，河口附近水色反而变低了，如4月珠江口的水色为18号左右。珠江口以西海域，水色稍高，为7~9号。汕头以东附近海域的水色低于10号。5月，珠江口和红海湾的水色略有上升，但汕头以东附近的水色却比4月还低。在沿岸以外的陆架区，春季水色逐月升高的趋势比较明显。如3月，18°~19°N，111°30′E附近出现了1号水色。4月，在21°~18°N，113°30′E以东的范围内，出现了1~2号的高水色海域。其他海域水色在2~4号之间。

在北部湾，全湾水色最低的区域仍然出现在莺歌海附近，水色为9号。雷州半岛西侧至钦州湾沿岸，水色低于8号，钦州湾最低为11号，其余沿岸水色在6号左右。该湾中部水色在4号左右。

南海中部，越南近海的水色为3~5号。西沙至中沙群岛以南海域，水色为3号。其他深水区，水色为2号。

南海南部的水色分布与冬季基本相同。深水区水色为2号，加里曼丹岛以西近海水色为4号。

夏季　从图4.2.5和图4.2.6看出，夏季是一年中水色中最高的季节。渤海中央水色为8~10号，较春季升高2个水色号。辽东湾水色一般在12~16号，近岸局部区域大于16号。渤海湾水色为14号左右。莱州湾黄河口附近，因黄河径流增大而出现14~17号水色。渤海海峡水色为8号。

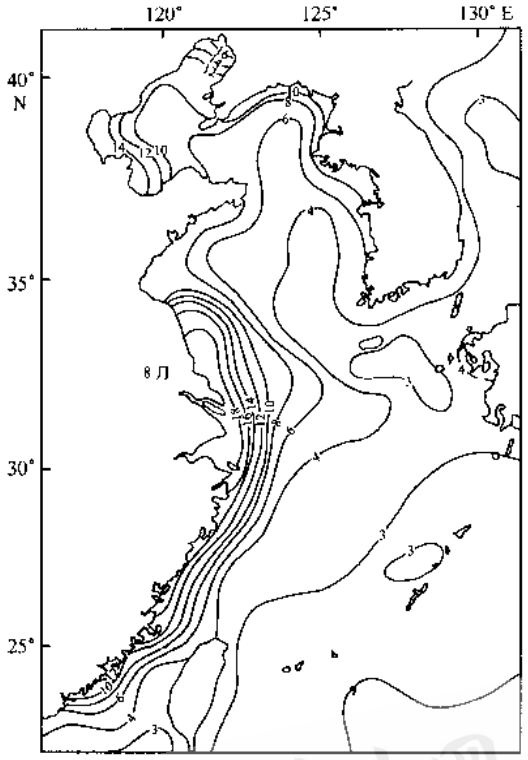


图4.2.5　8月渤海、黄海、东海水色（号）分布[8]

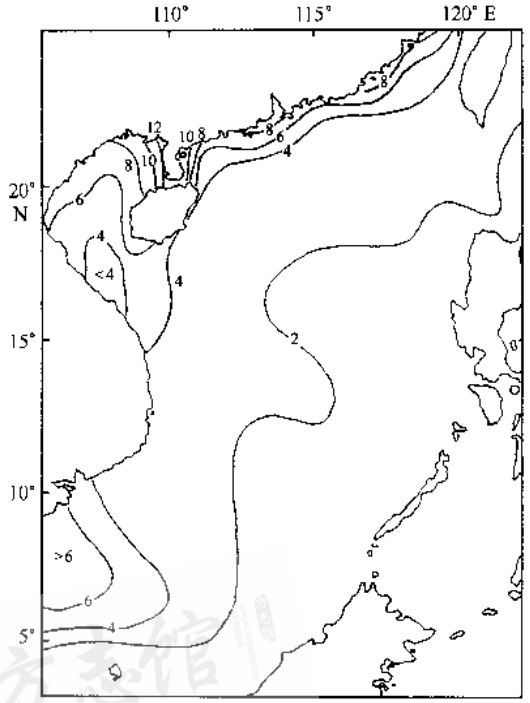


图4.2.6　8月南海水色（号）分布[13]

黄海中部夏季大部分海域水色小于8号，6号等值线除占据南黄海大部分外，已伸展到了北黄海39°N附近。在南黄海中部有一自济州岛向北伸展的高水色水舌，水色为4号，该水舌向北可达36°40′N。北黄海近岸由于夏季入海径流的增加，使水色降低，如西朝鲜湾、鸭绿江口及其以西海域，水色大于10号，在长山列岛以北海域，水色低至12～13号。山东半岛北岸水色为6～8号，半岛南岸至连云港一带，水色升高至8号。苏北浅滩水色大于10号的范围，较春季又向西退缩，10号等值线已收缩至123°E以西海域，近岸水色大于18号。朝鲜半岛西岸水色为8号，西南端海域为4～6号。

在东海，浙闽沿岸水色显著升高，4号等水色线退缩至75 m水深线以西。长江口、杭州湾近岸水色为14～20号。福州至厦门近岸水色为12～13号。长江口以东的等水色线呈舌形向东扩展。在水深大于75 m的海域，水色都小于4号。冲绳海槽水色小于3号。济州岛东南海域出现小于3号的高水色区。朝鲜海峡的水色为3～4号。

南海北部的河口附近，却因径流增大水色降低，所以珠江口以南水色等值线密集。珠江口水色低于16号。汕头附近水色低于10号。海南岛万宁附近海域，水色为3～4号。

在沿岸以外的陆架区，小于2号的高水色区范围扩大并向南伸展。

在北部湾，夏季水色降低。海南岛西侧东方沿岸出现低水色区，水色为17号。海南岛北岸至北海沿岸，水色低于10号。湾的西岸宜春近岸也出现了低于10号的水色。其他沿岸水色在6～8号左右。该湾中部水色为4～6号，4号等值线从湾口向湾中延伸。

在南海中部的北侧、西侧和礼乐滩西北海域，水色较低，为3号。其他海域水色为2～3号。

南海南部，水色有所升高。深水区仍为 2 号水色，而纳土纳群岛以北海域，7 月出现 1 号水色。但湄公河口附近，8 月水色为 7 号。

秋季　水色开始下降，但水色比冬季的高，比夏季的低。渤海中央水色在 12 ~ 16 号之间；秦皇岛近岸海域水色较高，水色小于 12 号；辽东湾的水色在 18 ~ 20 号之间；渤海湾水色为 18 ~ 19 号；莱州湾的水色在 14 ~ 18 号之间；渤海海峡水色为 12 号。

秋季黄海水色比冬季的高，比春季的低（图 4.2.7）。北黄海中部大部分海域水色在 6 ~ 8 号之间；南黄海中部水色小于 6 号，在 36°30′N，125°E 附近海域，出现水色小于 4 号的高水色区。北黄海沿岸和山东半岛沿岸水色大于 10 号，苏北浅滩的低水色水舌向东南伸展，10 号等值线已伸展到 32°N，125°30′E 附近。在 33°30′N，123° ~ 126°E 这一海域，水色等值线密集，是不同水系的交汇之处。苏北沿岸出现大片大于 16 号的低水色区，近岸水色大于 20 号。朝鲜半岛西岸，水色大于 8 号。

东海秋季水色分布是：长江口外等水色线向东伸展，除大于 10 号的等水色线向东偏南形成舌形外，4 号等水色线扩展到 30°N 以北、127°40′E 附近。长江口、杭州湾水色仍然为 20 ~ 21 号。杭州湾至温州沿岸，水色也大于 20 号。福州沿岸水色为 16 ~ 18 号。厦门近岸水色为 14 ~ 17 号。台湾海峡及台湾北部海域水色较高，为 4 号水色。冲绳海槽、朝鲜海峡中部水色为 3 ~ 4 号。九州西岸水色为 4 号。

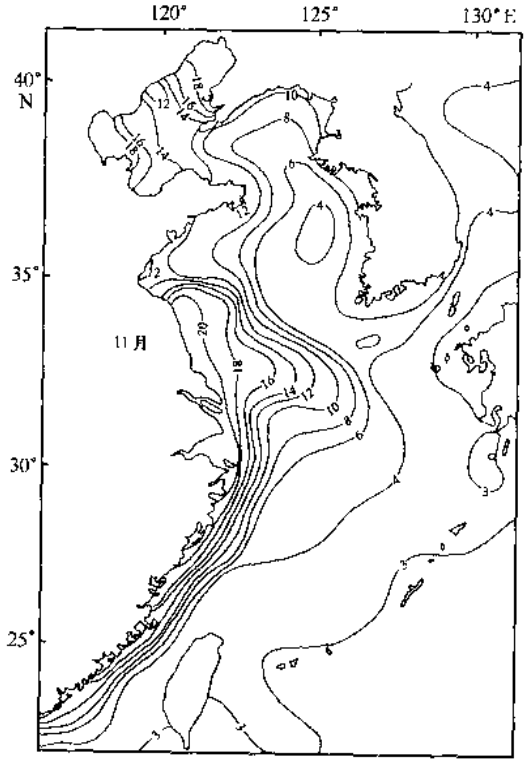


图 4.2.7　11 月渤海、黄海、东海水色（号）分布[8]

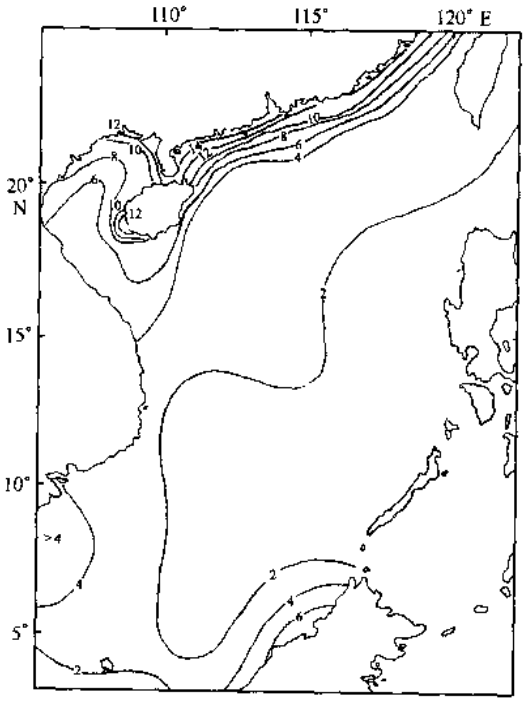


图 4.2.8　11 月南海水色（号）分布[13]

秋季南海水色分布如图 4.2.8 所示。在南海北部沿岸海域，10 月比 8 月降低 1 ~ 2 个水色号。珠江口最低水色为 18 号，粤东沿岸最低水色为 17 号，红海湾附近水色也出现了 15 号。4 号水

色等值线在114°E以西向南移到50～100 m等深线之间。11月水色分布与10月的不同。河口附近水色反而有所升高，珠江口最低水色为13号，红海湾附近的为12号，汕头附近的为15号。由于垂向混合加强，珠江口以西海陵岛附近，出现了大于10号的低水色区。雷洲半岛东岸的水色也低于12号。

在沿岸以外的陆架区，小于2号的高水色区，已南退到115°E以东的深水区，水色均在2～4号左右。

北部湾沿岸海域，特别是海南岛西岸低于10号水色的范围有所扩大，10号等值线几乎包围了海南岛西南近海。东方近岸的情况有所不同，秋季水色最低值却比夏季上升了1～2个水色号，最低值为13号。该湾西岸红河口至宜春以南近岸，10月水色低于10号，红河口最低水色为13号。其他沿岸水色在8号左右。该湾中部水色较夏季降低，为4～6号，6号水色等值线向北伸展的范围较大，几乎占据了北部湾的中部。

南海中部越南近海，水色为3～4号，其他深水区水色为2～3号。

南海南部秋季水色略有降低。湄公河口的水色低于5号，其他陆架区的水色为3～5号，加里曼丹岛以西近海，局部海域水色小于5号。

二、水色的年变化

水色的年变化与透明度的相似。图4.2.9为渤海、黄海、东海、南海代表方区的水色年变化曲线，代表方区位置见图4.1.9。

1. 渤海

渤海水色的年变化较为明显：冬季水色低，夏季水色高，春季为上升期，秋季为下降期。渤海三大湾水色年变幅为5～7个水色号；渤海中部年变幅稍大，为8个水色号；渤海海峡年变幅最大，为10个水色号。

辽东湾水色的年变化只有5个水色号，是渤海水色年变幅最小的海域。最高值出现在夏季（7～9月），水色为15号；最低值出现在冬季（1～3月，12月），水色为20号。

渤海湾的水色年变化与辽东湾相似，但最高值出现在6～8月，水色为13号；最低值出现在12月，水色为19号。

莱州湾水色的年变化是渤海三个湾中最大的海域，年变幅为7个水色号。最高值出现在6月，水色为12号；最低值出现在1月和12月，水色为19号。

渤海中部水色年变化比三个海湾都大，其年变幅为8个水色号。7月达最高，水色为8号；2月最低，水色为16号。

渤海海峡水色的年变化是渤海中最大的，其年变幅为10个水色号。最高值出现在7月，水色为6号；最低值出现在2月，水色为16号。

2. 黄海

黄海水色年变化幅度比渤海的小，其年变化幅度随海域而异。其中：苏北浅滩年变幅最大，朝鲜半岛西岸的群山湾，年变幅最小。

北黄海中部水色的年变化为2个水色号，夏季高，水色为5号；冬季低，水色为7号；其他月份为6号水色。

北黄海北岸鸭绿江口以西海域，水色的年变化不大。2～4月和6月最高，水色为8号；8月最低，水色为11号，其他月份多为10号水色。

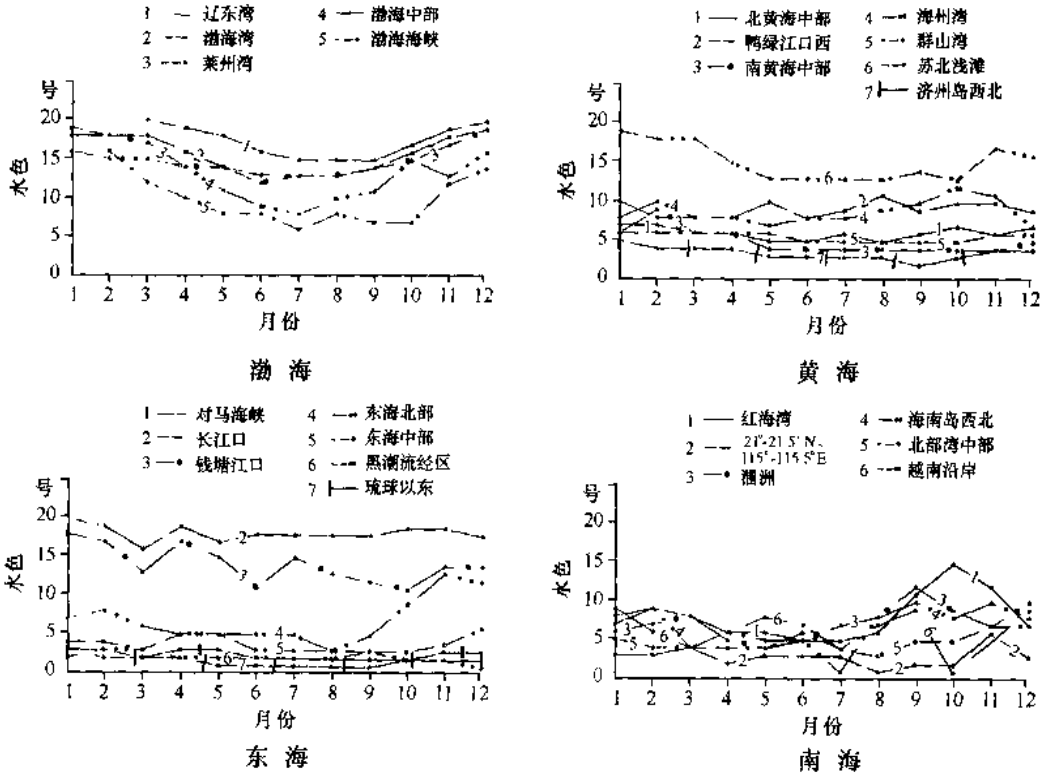


图 4.2.9　渤海、黄海、东海、南海水色（号）年变化曲线

南黄海西岸海州湾的水色年变化较大，为 5 个水色号。最高值出现在 5 月，水色为 7 号；最低值出现在 10 月，水色为 12 号。

南黄海中部水色的年变化呈现出冬季低，其他季节高的形式。最低值出现在 2 月，水色为 9 号；5 ~ 11 月水色为 4 号；其他月份水色为 5 ~ 6 号。

朝鲜半岛西岸的群山湾水色年变化只有 1 个水色号。6 ~ 10 月水色为 5 号；其他月份水色为 6 号。

苏北浅滩水色的年变化是黄海中最大的，年变幅为 6 个水色号。最低值出现在 1 月，为水色 19 号；10 月为最高，水色为 13 号。

济州岛西北海域水色年变化不大，9 月最高，水色为 2 号；1 月最低，水色为 5 号。

3. 东海

东海深水区水色年变化较渤海和黄海的要小。但东海北部处于不同水系交汇处，水色年变化较大，杭州湾附近水色年变化也较大。

朝鲜海峡水色年变化较小，6 ~ 10 月水色为 2 号，其他月份水色为 3 号。

长江口是东海水色最低的海域，其年变幅为 4 个水色号。最低值出现在 1 月，水色为 20 号；最高值出现在 3 月，水色为 16 号。

杭州湾附近水色年变化比长江口的大，为 7 个水色号。最高值出现在 6 月和 10 月，水色为 11 号；最低值出现在 1 月，为 18 号。

东海北部水色年变化是东海中最大的，为 10 个水色号。最高值出现在 8 月，水色为 3 号；

最低值出现在11月，水色为13号。

东海中部水色年变化较小。12月最低，为6号水色；6～10月水色均为3号，其他月份水色为4～5号。

东海黑潮区水色年变化最小。2～3月和9月为3号水色；12月为1号水色；其他月份均为2号水色。

4. 南海

南海水色年变化的特征不如透明度明显，尤其是深水区，水色终年变化不大。

（1）南海北部

南海北部水色变化呈现出冬季低，夏季高的特点（图4.2.9）。沿岸海域水色年变化较大，年变幅在8～11个水色号之间，一般秋、冬季低，夏季高。例如红海湾，6月出现最高值，水色为5号；10月出现最低值，水色为15号。近海海域水色年变化较近岸海域略小，年变幅为5个水色号，一般冬季低，夏季高，7月最高，12月最低。外海海域水色的年变幅更小，一般在2～3个水色号，仍然是秋、冬季低；夏季高。以21°～21°30′N，115°～115°30′E半度方区为例，8月水色最高，水色为1号；11月最低，水色为6号。其他月份水色为3～4号。

（2）北部湾

北部湾水色的年变化仍然是夏季高，秋、冬季低的趋势，但沿岸与该湾中部又不相同。

该湾涠洲以西海域，5月出现最高值，水色为4号；9月出现最低，水色为12号。海南岛西北海域（20°～20°30′N，109°～109°30′E）水色的年变化是，7月出现最高，水色为1号；最低值出现在9月和11月，水色为10号。北部湾中部海域（19°～19°30′N，107°30′～108°E），水色年变化比沿岸的小，最高值出现在8月，水色为3号；最低值出现在11～12月，为7号水色。

湾西越南沿岸海域（19°～19°30′N，105°30′～106°E），水色年变化与其他海域不同，年变化曲线波动较大。3月出现最高值，水色为4号；7月又出现第二个高值，水色为4号；10月出现最低值，水色为10号。

第五章　海　冰

渤海、黄海北部是我国最北的海域，位于37°～41°N之间，属于中纬度季风气候区。冬季干燥寒冷，受大陆高压和阿留申低压控制。伴随寒潮侵袭，气温骤降，盛行偏北风。随着冬季冷空气不断入侵，导致海洋上层海水迅速降温。当海温降至冰点后，海水发生相变，从液态转变为固态晶粒，形成海冰。每年11月末到12月初，海水开始冻结。我国结冰海域仅在渤海和黄海北部，也是世界上纬度最低的结冰海域。这里的海冰是由纯冰晶、卤水、固体盐和气泡组成的多元复相物质，有些海域的海冰还含有泥砂等杂质。海水的组成成分由于成冰地点、结冰时间和结冰后的环境条件，以及冻结速度等不同而有明显差异。渤海海冰曾给国民经济和人身安全造成巨大损失。如1969年春的渤海大冰封，使进出天津塘沽港的123艘客货轮中，有58艘被冰层夹住，遭到不同程度的损坏：有的被海冰挤压，船体变形，船舱进水；有的被海冰推移搁浅；有的螺旋桨被海冰碰坏，随冰漂移；有的被海冰夹住，无法航行。“海二井”（重500 t）石油钻井平台被冰推倒在海里。塘沽、秦皇岛、葫芦岛、营口、龙口等港口受到海冰堵塞，海上所有船只航行受阻，迫使渤海海上交通停顿，损失严重。

一、渤海及黄海北部的海冰类型

为了便于使用和交换海冰的资料和情况，世界气象组织海洋气象委员会，于1956年对海冰的名称术语做了统一的定义和命名，并于1968年进行过修订。我国对海冰分类和定义曾经多次改动，根据海冰的生长过程、存在形态和表面特征，以世界气象组织发布的国际海冰术语为基础，结合我国海冰的实际情况，制定了我国的海冰类别。

根据冰的运动状态，将海冰分为固定冰和流冰两大类。海上最初出现的冰都是流冰，随着冷空气不断入侵，海水热量散失到一定程度时，在海湾浅水处和岸边附近才有固定冰出现。沿着海岸形成与海岸或海底冻结在一起或者随潮位变化作垂直升降运动的海冰，统称为固定冰。通常黄海北部岛屿附近固定冰很少，莱州湾龙口附近，固定冰也较少见。辽东湾各海洋站附近可明显观测到固定冰，且持续时间较长。根据固定冰的成因又分为下列三种冰型。

沿岸冰（coastal ice）：沿着海岸、浅滩形成，并与其牢固地冻结在一起的海冰。沿岸冰可以随海面的升降作垂直运动。

冰脚（ice foot）：固定在海岸上的狭窄沿岸冰带，是沿岸冰流走后的残留部分，或涨潮时糊状浮冰以及浪花沫附着在海岸聚集冻结的冰带。

搁浅冰（Stranded ice）：退潮时留在潮间带或浅水中搁浅的海冰。

流冰（pack ice）指任何漂浮在海面且受风和流作用而漂移的冰。

出现在渤海的流冰按其发展阶段、形态和厚度可分为七种，即：初生冰（new ice），冰皮（ice rind），尼罗冰（nilas ice），莲叶冰（pancake ice），灰冰（grey ice）、灰白冰（grey－white ice）和白冰（white ice）。其中后三种冰较厚，超过10 cm以上。按其表面特征可分为：“平整冰（level ice）”，未受形变作用影响的海冰，冰面平整。“重叠冰（rafted ice）”，在动力作用下，一层或多层冰相互重叠，但冰面仍较平坦。“堆积冰”，在外力作用下，冰块任意杂乱无章地堆积

在一起形成的冰，堆积高度可达3 m；呈丘陵状的堆积冰即“冰丘（ice hummock）”，堆积高度可达3～5 m。另外，在渤海也可观测到典型的“冰脊（ice ridge）”，海冰在相对运动过程中相互挤压或剪切时，在其共同边界处形成冰块的上下堆积。挤压作用形成的堆积，称压力冰脊；剪切作用形成的堆积，称剪切冰脊。形成冰脊的冰盖称作母冰。母冰面以上堆积的高度称冰脊的帆高，母冰底面以下堆积的厚度称冰脊的龙骨。在渤海，冰脊的帆高与龙骨之比，一般为1∶5～1∶3。

在盛冰期，辽东湾以灰白冰、灰冰和白冰为主；渤海湾以灰冰、灰白冰和尼罗冰为主；莱州湾以灰冰、灰白冰和初生冰为主；黄海北部以灰冰、灰白冰和初生冰为主。在辽东湾的北部和东北部以及渤海湾西部和南部，容易出现重叠冰和堆积冰。

二、渤海及黄海北部的冰情

渤海和黄海北部水深很浅，尤其是沿岸海域，有的水深仅几米；又因流入渤海的河流众多，使渤海沿岸的盐度较低；加之渤海及黄海北部三面环陆，这些因素为渤海及黄海北部海水结冰提供了有利条件。冬季，一旦遭受强冷空气的侵袭和持续低温，渤海和黄海北部就会出现结冰现象。渤海和北黄海的海冰，皆属一年冰，即每年入冬海冰形成，持续到翌年春初，海冰完全消融。

1. 冰期

渤海和黄海北部，一年中仅在冬季出现海冰。初冬最早出现冰的日期称初冰日，到翌年初春，冰最晚消失的日期称终冰日。出初冰日至终冰日这一期间称为结冰期，简称冰期。渤海和黄海北部的冰期约为3～4个月。其中：以辽东湾冰期最长；黄海北部和渤海湾依次次之；莱州湾冰期最短。每年的冰期及初、终冰日都不一样（表5.1、表5.2）。

表5.1　辽东湾、渤海湾、莱州湾的初冰日和终冰日和冰期[12]

项目		辽东湾					渤海湾			莱州湾		
		北岸	西北	西南	东北	东南	北	西	南	西	南	东
初冰日（日/月）	平均	23～16/11	3/12	20/11	17/11	3/2	10/12	22/12	10/12	5/12	15/12	18/12
	最早	15/11	17/11	10/11	2/11	10/12	25/11	8/12	2/12	20/11	15/12	7/12
	最晚	15/12	18/12	15/12	1/12	3/2	20/12	3/1	23/12	23/12	2/1	10/1
终冰日（日/月）	平均	25/3	15/3	10/3	22/3	15/3	20/3	25/2	9/3	5/3	26/2	25/2
	最早	10/3	7/3	28/2	3/3	2/3	10/3	18/2	16/2			
	最晚	10/4	2/4	5/4	8/4	3/4	27/3	10/3	29/3			
冰期（d）	平均	120	108	103	120	68	108	55	90	80		
	最短	110	77	75	113	29	70	35	65			
	最长	128	147	145	149	112	75	95	108	100		
固定冰初冰日（日/月）	平均	25/12	8/1	7/1	21/12	5/1	20/12		20/12	25/12		5/1
	最早	15/12	9/12	10/12	15/11	2/12	10/12		1/12			
	最晚	5/1	6/2	25/1	5/1	5/2	10/2		12/1			

续表

项目		辽东湾					渤海湾			莱州湾		
		北岸	西北	西南	东北	东南	北	西	南	西	南	东
固定冰终冰日（日/月）	平均	28/2	1/3	20/2	15/3	8/3	25/2		20/2	25/2		
	最早	15/2	21/1	6/2	15/3	25/12	22/1		5/2			
	最晚	25/3	17/3	23/3	25/3	5/4	10/3		20/3			
固定冰冰期（d）	平均	75	50～60	15	70	5	15～25		63	30～45		15～20
	最短	0	25	0	102	50	85		28			
	最长	80	80	82	130	110	40～60		88			
盛冰期初日（日/月）	平均	15/12	25/12	10/1	20/12	20/1	15/1	13/1	27/12	25/12		5/1
	最短	3/12	17/12	22/12	3/12	5/1	25/12	2/1	12/12	10/12		25/12
	最长	28/12	10/1	25/1	10/1	10/2	10/2	4/2	10/1	5/1		20/1
盛冰期终日（日/月）	平均	5/3	5/2	25/1	2/3	17/2	10/2	2/2	20/2	20/2		10/2
	最短	20/2	10/2	25/1	15/2	20/1	5/1	10/1	12/1	5/1		15/1
	最长	28/3	10/3	21/2	10/3	10/3	5/3	22/2	22/3	15/3		3/3
盛冰期（d）	平均	85	65	27	72	18	20～30	12	55	50		20～25
	最短	67	30	10	36	1	3	0	10	10		
	最长	102	76	60	88	44	60～80	45	82	70～80		60～65
固定冰	厚度（cm）	40～60		20～40	20～60	15～30	20～40			15～25	15～60	
	范围（km）	3～8	4	0.2～2	5～8	0.1～0.5	2～4			2～30	1～3	1～10
	堆积（m）	2～3	50	2～3	2～4	1～2	1～2			1～8	1～2	1～2.5

表 5.2　黄海北岸的初冰日、终冰日和冰期

项目		大鹿岛站	小长山岛站
初冰日（日/月）	平均	23/11	17/1
	最早	9/11	28/12
	最晚	18/12	16/2
终冰日（日/月）	平均	22/3	16/2
	最早	7/3	20/1
	最晚	4/4	9/3
冰期（d）	平均	120	31
	最长	147	64
	最短	99	0

由表 5.1 和表 5.2 看出，在上述结冰海域中，辽东湾初冰日最早，终冰日最迟，冰期最长；相反，渤海湾和莱州湾的初冰日较迟，终冰日较早，冰期较短。黄海北部的大鹿岛距鸭绿江口较近，初冰日早，终冰日晚，冰期也长；而距鸭绿江口较远的小长山岛，初冰日晚，终冰日早，冰期短。造成初冰日、终冰日和冰期差别的主要原因，是渤海和黄海北部特定的地理环境和显著变

化的气象条件。

位于渤海和黄海北部纬度较高的海域，相对于纬度较低的海域而言，前者的冬天来得早，春天来得迟，冷的时间长，因此那里结冰早，冰期也长。每年初冬，海水总是由北往南先后冻结，翌年初春，又总是由南至北渐次消失。对于同一海区，冬天姗姗来迟时，结冰就晚，而冬天的严寒匆忙赶来时，海冰也早来。寒冷的冬季冰情重，温暖的冬季冰情轻。即使位于同一纬度的海区，结冰情况也不尽相同。例如，塘沽和大连大致位于同一纬度带，冬季塘沽气温比大连高，但是大连附近海域一般年份不出现海冰，而塘沽附近海域每年都结冰。造成这种差异的原因，主要是地理位置的不同和海洋环境的差异。由此可见，海洋的结冰情况非常复杂，除了取决于气温的高低外，海区的形状、位置、水深、海水盐度和风向的影响也相当重要。

通常，根据海冰实测资料，考虑海冰和海上生产与航运的关系，把冰期划分为三个阶段，即初冰期、盛冰期和终冰期。

初冰期　是指从初冰日到盛冰日的时间间隔。初冰期是海冰形成和发展的时期，初冰期在整个冰期中持续的时间最长。初冰期内，气温和水温的变化都比较剧烈，在温度逐渐降低的总趋势中，它们常有明显的回升。随着气温、水温以及风、浪、流、潮等水文气象因素的变化，最初形成的海冰，时而融化消失，时而生成发展。初冰期内冰情极不稳定，反复冻结或多次冻结，进入隆冬，到了初冰期的后期，海冰的数量和厚度不断增加，冰情逐渐加重。

盛冰期　是指从盛冰日到融冰日的时间间隔。盛冰期是一年中冰情最严重的时期。通常：辽东湾的盛冰期出现于1月上旬到翌年2月下旬，持续时间约2个月。渤海湾盛冰期从1月上旬到2月中旬，约1个半月。而莱州湾盛冰期最短，出现在1～2月，盛冰期不足1个月。黄海北部的盛冰期从1月中旬到2月中、下旬，持续时间约1个半月。盛冰期内，冰情相对比较稳定，冰量多而冰块厚，冰质坚硬，堆积现象比较严重。在此期间，辽东湾北部的一些港口处于封冻状态，一般船只无法通行。

终冰期　终冰期或称融冰期，是指融冰日到终冰日之间的时间间隔。它是整个冰期最后的一个阶段。终冰期的时间也最短，各个海域的终冰日期很不一致，一般在2月下旬至3月上、中旬。需注意的是，渤海终冰期有时会发生“返冻”现象，对海上生产活动和航运产生不同程度的影响，甚至造成灾害。在终冰期，固定冰或大片冰层不断破碎成小冰块或碎冰，并不断融化减少，直至最后消失。终冰期的一个显著特点，就是海冰的漂流现象十分普遍。

2. 冰情

冰情指的是海上冰的数量、结冰范围、冰的厚度以及海冰分布和漂流等情况，是反映海冰轻、重程度的综合性概念。渤海与黄海北部的海冰每年都有出现。渤海海冰一般发生在辽东湾、渤海湾和莱州湾。渤海中央海区一般很少见到海冰，除非冰情特别严重的年份。黄海北部海冰一般发生在辽东半岛和朝鲜半岛北部沿岸，38°N以南的朝鲜半岛沿岸见不到海冰。由于各个海区地理位置不同，即使在同一年，冰情也不一样。冰情以辽东湾最重，黄海北部次之，渤海湾第三，莱州湾最轻。

在渤海，每年从11月中旬至12月初由北开始冻结，逐渐向南扩展；翌年2月下旬至3月中旬，由南向北消失，冰期一般超过3个月。盛冰期间，渤海和黄海北部沿岸固定冰的宽度多在0.2～2 km之间，个别河口和浅滩区可达5～10 km。海中覆盖的冰几乎皆是流冰，在风、流和浪共同作用下漂移，在运动过程中形变，乃至破碎和堆积，冰间出现开阔水域即水道。

图5.1是1997年1月23日世界时21:58，Radarsat卫星的扫描合成孔径雷达的渤海海冰分布，

它清晰地展现了该海域冰厚及水道的分布实况，显示出冰水相间的空间分布特点。除辽东湾外，渤海和黄海北部流冰外缘线大致沿 10～15 m 等深线分布。辽东湾流冰外缘线离北岸 65～85 n mile，渤海湾和莱州湾离岸 15～30 n mile，黄海北部离岸 15～25 n mile。各海区流冰覆盖范围，随各年冰情轻重差别很大。从冰的分布范围和厚度分布看，辽东湾是我国海冰最严重的海区。

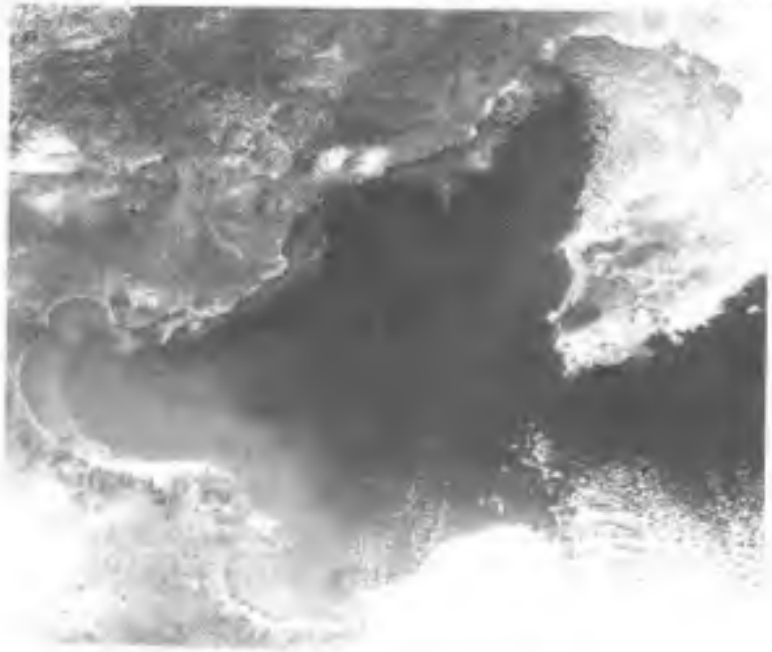


图 5.1　渤海辽东湾的海冰图像

渤海、黄海冰情存在着显著的日变化、月变化和年际差异。冰情严重年份，冰对海上航运、海洋开发等海上生产活动具有很大影响，甚至直接影响整个环渤海经济发展。为了满足海冰监测、预报、研究以及生产部门的需要，根据有关资料，以海冰范围和厚度为指标，将渤海和黄海北部的冰情划分为五个等级（Ⅰ～Ⅴ级），即：冰情轻年、偏轻年、常年、偏重年和重年（表 5.3）。图 5.2 是以冰外缘线表示的等级示意图。下面将渤海及黄海北部的冰情分常年（一般）冰情、重冰年冰情和轻冰年冰情三种情况来介绍。

表 5.3　渤海和黄海北部冰情等级标准

冰情等级	辽东湾			渤海湾			莱州湾			黄海北部		
	冰厚（cm）		范围（n mile）	冰厚（cm）		范围（n mile）	冰厚（cm）		范围（n mile）	冰厚（cm）		范围（n mile）
	一般	最大		一般	最大		一般	最大		一般	最大	
轻年	<15	30	<35	<10	20	<5	<10	20	<5	<10	20	<10
偏轻年	15～25	45	35～65	10～20	35	5～15	10～15	30	5～15	10～20	35	10～15
常年	25～40	60	65～90	20～30	50	15～35	15～25	45	15～25	20～30	50	15～25
偏重年	40～50	70	90～125	30～40	60	35～65	25～35	50	25～35	30～40	65	25～30
重年	75	100	>125	>40	>80	>65	>35	>70	>35	>40	80	>30

常年的冰情　所谓常年，是指正常或一般情况下的海冰情况。

在辽东湾，流冰外缘线距离辽东湾北岸 65～85 n mile，秦皇岛附近海域离岸 10～20 n mile，长兴岛附近离岸15～25 n mile。辽东湾北部海冰厚度为30～40 cm，最大60 cm。秦皇岛附近海冰厚度 20～30 cm，最大 45 cm，复州角及秦皇岛以南海域，海冰厚度多为 5～20 cm。随着卫星遥感监测技术发展，经常看到在辽东湾北部往往出现厚度较薄的海冰区域，这样就纠正了地理位置越北，海冰越厚的传统观念。辽东湾湾顶的薄冰区，往往出现在偏北大风过后。

渤海湾的流冰外缘线基本沿 15 m 海水等深线分布，离西岸 20～30 n mile，冰厚 15～30 cm，最大 45 cm。

莱州湾的流冰外缘线大致位于 10～15 m 等深线之间，多偏于 10 m 等深线附近，离岸约15～20 n mile，离东岸 10 n mile。冰厚一般 10～25 cm，最大40 cm。图 5.3 是渤海和黄海北部常年冰情示意图。图 5.4 是卫星遥感获得的渤海和黄海北岸海冰分布实况图。

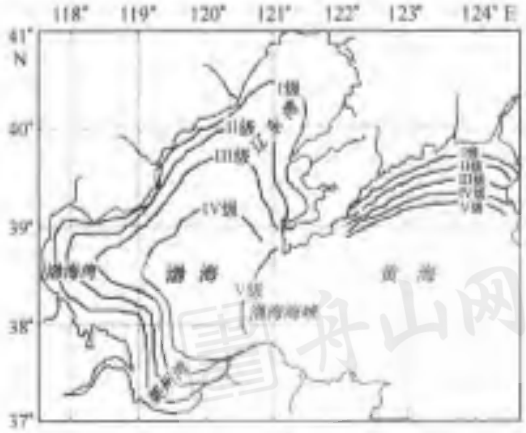


图 5.2　冰外缘线示意的渤海冰情等级



图 5.3　渤海和黄海北部常年冰情示意图[6,14]



图 5.4　2001 年 2 月 7 日世界时 12:32　NOAA－16 卫星遥感渤海海冰实况

黄海北部的流冰外缘线在鸭绿江附近离岸 25 n mile 左右。由鸭绿江往西，流冰范围逐渐变

窄，大致沿 15 m 等深线分布，到长山列岛以西离岸仅 10 n mile 左右。在鸭绿江以东的西朝鲜湾，由于浅滩过宽，海冰范围比我国沿岸要大。冰厚一般在 20 ~ 30 cm 之间，最厚为 50 cm。

重冰年的冰情　重冰年冰情主要表现为结冰范围广，厚度厚，冰期长，冰情严重等方面。在重冰年的盛冰期，渤海结冰范围占整个渤海海面的 7/10 以上。辽东湾盛冰期 60 d，冰厚 40 ~ 60 cm，最大冰厚 90 cm 以上；其他海域盛冰期大多为 2 ~ 30 d，冰厚为 20 ~ 40 cm，最大 70 cm 左右。

在特别严寒的冬季，冰情极为严重。历史记载，1936，1947 和 1969 年渤海曾发生过三次特别严重的冰情。以 1969 年为例，该年 2、3 月间，渤海发生了历史上罕见的特大冰封。渤海各港口被海冰封锁；除老铁山水道和猴矶水道外，整个渤海海面几乎全被坚冰覆盖；冰封时间长达 40 d 之久；冰层厚，冰质坚硬，破坏力大，堆积现象严重。坚硬而密集的堆积冰，封锁了港口，使万吨级轮船丧失控制，被迫随冰漂移。在风和流作用下的流冰破坏力极强，竟然将海上的石油钻井平台推倒海中。根据当年几次船舶和航空观测的结果，综合绘制的渤海冰情图，如图 5.5 所示。

轻冰年的冰情　轻冰年冰情（图 5.6）的特点是，结冰范围小、冰薄，盛冰期短，某些海域甚至没有盛冰期。即使结冰最严重的辽东湾，盛冰期间，流冰外缘线距北岸不超过 35 n mile，冰厚 5 ~ 10 cm，最大 30 cm 左右。其他海域流冰外缘线仅限于岸边附近或浅滩区域，冰厚 10 cm 以下，最大 20 cm 左右。

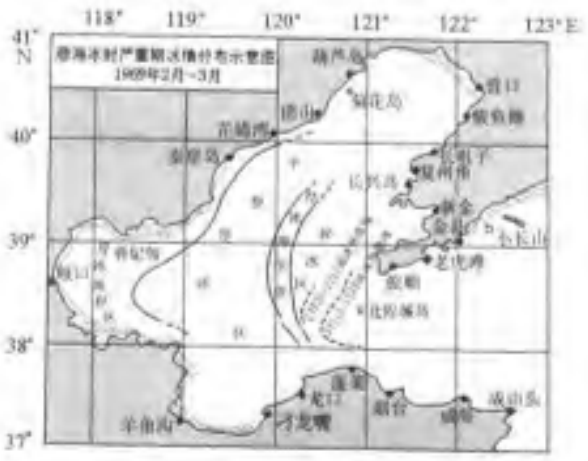


图 5.5　1969 年 2 ~ 3 月渤海冰封严重期冰情分布示意图[6,34]

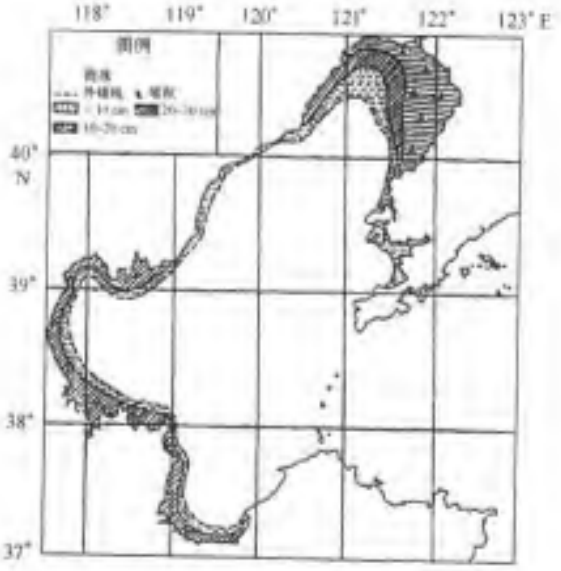


图 5.6　渤海轻冰年的冰况示意图

例如，1972/1973 年冬季冰情很轻。结冰范围小、冰薄、盛冰期短，除辽东湾北部外，其他海域均无盛冰期。龙口和小长山岛附近，整个冬季均未结冰。

以上简要说明了常年、重冰年和轻冰年我国渤海和黄海北部的冰情概况。至于偏轻冰年和偏重冰年的冰情，无论结冰范围还是冰厚，均介于常年和轻冰年以及常年和重冰年之间，不再赘述。应该指出，我国渤海和黄海北部的海冰，与海温、大气环流、气温、太阳黑子及 ENSO 等气候现象有显著的相关关系。

三、渤海海冰的生消与漂移

1. 海冰的生消

海水结冰，系指海水温度降至冰点以后由液态转变成固态的形态变化。由于浅水区比深水区的热容量小，冬季浅水区垂向混合强，降温快，因此，海水结冰都是从岸边浅水区开始，然后逐渐向较深海域发展。渤海结冰，最早出现在辽东湾北岸的河口及沿岸浅滩地带。海水开始冻结时，首先形成冰晶、冰针或小冰片。一旦有冰晶生成，成为新的凝结核，使海水很快冻结。接近或达到冰点的海水，若含有许多凝结核时会很快冻结。冰晶可以存在于水体中，当它们合并形成冰体时，成为漂浮在海面上的初生冰、冰皮，进一步发展成为尼罗冰、莲叶冰等。随着一次次冷空气不断地入侵，特别是强寒潮的爆发和持续，使海冰覆盖面积和冰厚越来越扩大和加厚，进入盛冰期。到了翌年春季，气温回暖，使海温升高，当海冰的温度高于冰点时，海冰就要融化。渤海的融冰期短于初冰期。海冰表层被太阳辐射或大气热量融化时，形成融坑、融洞，海冰中的卤水渗透到下面未融化的冰层中，使未融化冰层中的盐水泡扩大相通，海冰变得疏松。在风、浪、流的作用下，大块海冰散解成小碎冰而加速融化，直至消失。

2. 海冰漂移

在渤海和黄海北部，除沿岸很少部分海域为固定冰所覆盖外，大部分海域为不断运动的流冰。渤海流冰冰块的水平尺度是：辽东湾一般在 100 ~ 10 000 m 之间，最大达 20 000 m；渤海湾的一般在 10 ~ 1 000 m 之间，最大达 15 000 m；莱州湾的一般在 5 ~ 500 m 之间，最大达 10 000 m[12]。海冰的漂流方向指去向，与海流流向的涵义相同，但与风向涵义相反，风向指来向。渤海和黄海北部海冰漂移，主要受潮流和风的驱动，近岸的海冰漂移受海岸走向和地形影响很大。流冰运动的主要方向，基本与海岸平行。从表 5.4 看出，在辽东湾西岸的葫芦岛、芷锚湾、秦皇岛三站附近，近岸流冰的方向比较一致，皆以偏西南向居多，三站 WSW、W、SW、SSW 几个方向的频率之和分别为 43%、50% 和 44%，平均漂流速度分别为 0.4 m/s、0.4 m/s 和 0.3 m/s，最大流速分别为 0.9 m/s、0.7 m/s 和 0.6 m/s。而偏东北向的频率较少，三站 ENE、NE、E 几个方向频率之和分别为 31%、15% 和 22%，平均流速分别为 0.3 m/s、0.3 m/s 和 0.2 m/s，最大流速分别为 0.9 m/s、0.7 m/s 和 0.6 m/s。辽东湾东岸的情况稍有不同：鲅鱼圈附近的流冰漂流方向仍以偏西南的较多，WSW、SW、W 三个方向频率之和为 34%，平均流速为 0.4 m/s，最大流速为 1.0 m/s；长兴岛的流冰漂流方向十分集中，南向频率为 57%，平均流速为0.3 m/s，最大流速 0.7 m/s；北向频率为 21%，平均流速 0.2 m/s，最大流速为 0.5 m/s。由于辽东湾沿岸流冰偏南向的频率超过偏北向的频率（尤以长兴岛附近最明显），因此，每年的融冰季节，很少结冰的长兴岛附近，却出现大范围的流冰。在渤海湾的塘沽附近，偏东向的流冰频率较多，E、ESE、SE 三向频率之和为 42%，平均流速为 0.3 m/s，最大流速为 0.8 m/s；而偏西向的频率略少，W、WSW、SW 三向频率之和为 21%，平均流速为 0.2 m/s，最大流速为 0.6 m/s。莱州湾东部的龙口附近又是另一番情景，偏北向的流冰较多，NNE、NE、N 三向频率之和为 60%，平均流速为 0.5 m/s，最大流速为 1.2 m/s；偏南向的流冰出现率较少，WSW、SSW 两向频率之和为 18%，平均流速 0.2 m/s，最大流速 0.6 m/s。黄海北部沿岸大鹿岛和小长山岛站的情况：前者以偏北向的流冰居多，N、NW、NNW 三向频率之和为 46%，平均流速为 0.4 m/s，最大流速为 1.1 m/s。后者的流冰以偏南向为多，ESE、SE、SSE 三向频率和为 58%，平均流速为 0.3 m/s，最大流速为 0.7 m/s。说明各地近岸海冰的漂移与地形密切相关。

表 5.4　渤海及黄海北部沿岸海域，流冰多年平均和最大速度（m/s）及出现频率统计[12]

项目		年限	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
大鹿岛	频率%	1963～1979	16	3	2	1	1	1	7	14	10	2	1	1	2	2	11	19
	平均		0.4	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4
	最大		1.0	1.1	0.6	0.4	0.3	0.5	0.6	0.6	0.7	0.8	1.0	0.4	0.6	0.5	1.1	1.1
小长山	频率%	1966～1979	5	14				43	5	10		14						
	平均		0.3	0.3				0.3	0.2	0.3		0.4						
	最大		0.3	0.3				0.7	0.2	0.4		0.5						
长兴岛	频率%	1970～1979	21		0		0				57		1		1		2	
	平均		0.2		0.2		0.3				0.3		0.2		0.3		0.3	
	最大		0.5		0.2		0.3				0.7		0.2		0.5		0.4	
鲅鱼圈	频率%	1963～1979	0	1	2	5	2	0	0	0	0	1	8	16	10	2	1	0
	平均		0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	1.5	0.8	0.6	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3
	最大		0.6	0.9	0.7	0.9	0.7	0.9	0.2	1.5	1.5	1.9	0.8	1.0	0.9	0.8	1.5	0.3
葫芦岛	频率%	1963～1979	0	1	3	10	13	9	5	2	3	4	9	18	14	3	1	0
	平均		0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.6
	最大		0.4	0.5	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7	0.7	0.6	0.9	1.3	1.4	1.0	1.1	0.3	0.7
止锚湾	频率%	1963～1979	0	0	4	11	3	1	0	0	1	5	23	22	3	0		
	平均		0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2		
	最大		0.1	0.2	0.7	0.6	0.4	0.5	0.1	0.2	0.3	0.8	1.2	1.0	0.7	0.3		
秦皇岛	频率%	1962～1979	0	1	4	12	6	2	1	1	2	4	18	20	6	1	0	0
	平均		0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1
	最大		0.2	0.5	0.4	0.5	0.6	0.2	0.1	0.1	0.3	0.3	0.6	0.7	0.7	0.1	0.1	0.2
塘沽	频率%	1972～1979	0	2	4	7	16	15	11	5	3	—	7	4	10	3	3	2
	平均		0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	—	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2	0.2
	最大		0.3	0.3	0.8	0.6	0.8	0.7	0.8	0.5	0.4	—	0.5	0.6	0.4	0.6	0.6	0.2
塘沽	频率%	1962～1971	2	1	6	8	8	11	20	4	3	3	7	5	5	1	11	2
	平均		0.3	0.1	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2
	最大		0.5	0.1	0.5	0.6	0.5	0.6	1.1	0.5	0.4	1.0	0.4	0.6	0.7	0.3	0.5	0.3
龙口	频率%	1963～1998	14	25	21	4	1	1	—	1	—	4	1	14	2	—	—	5
	平均		0.5	0.5	0.4	0.1	0.1	0.2	—	0.0	—	0.2	0.5	0.2	0.2	—	—	0.1
	最大		0.9	1.2	0.7	0.2	0.1	0.2	—	0.0	—	0.3	0.5	0.6	0.2	—	—	0.2

1989 年 1 月下旬至 2 月上旬，在锦州 20～2～1 平台（40°27′N，121°11′E）上观测了辽东湾流冰的漂移情况，方法是用导航雷达监测冰块上投放无源跟踪浮标的漂移。该结果[12]显示：（1）流冰速度高于 1m/s 的占观测总数的 15.9%，流速低于 0.5 m/s 的占 68.2%，平均流速为 0.4 m/s，最大流速为 1.4 m/s。（2）流冰的漂移方向 SSW 的最多，占 22.5%；SW 方向占 17.7%；NNE 方向的为 16.5%；NE 方向的为 10.3%，可见，在辽东湾流冰主要沿 SSW 或 SW、NNE 或 NE

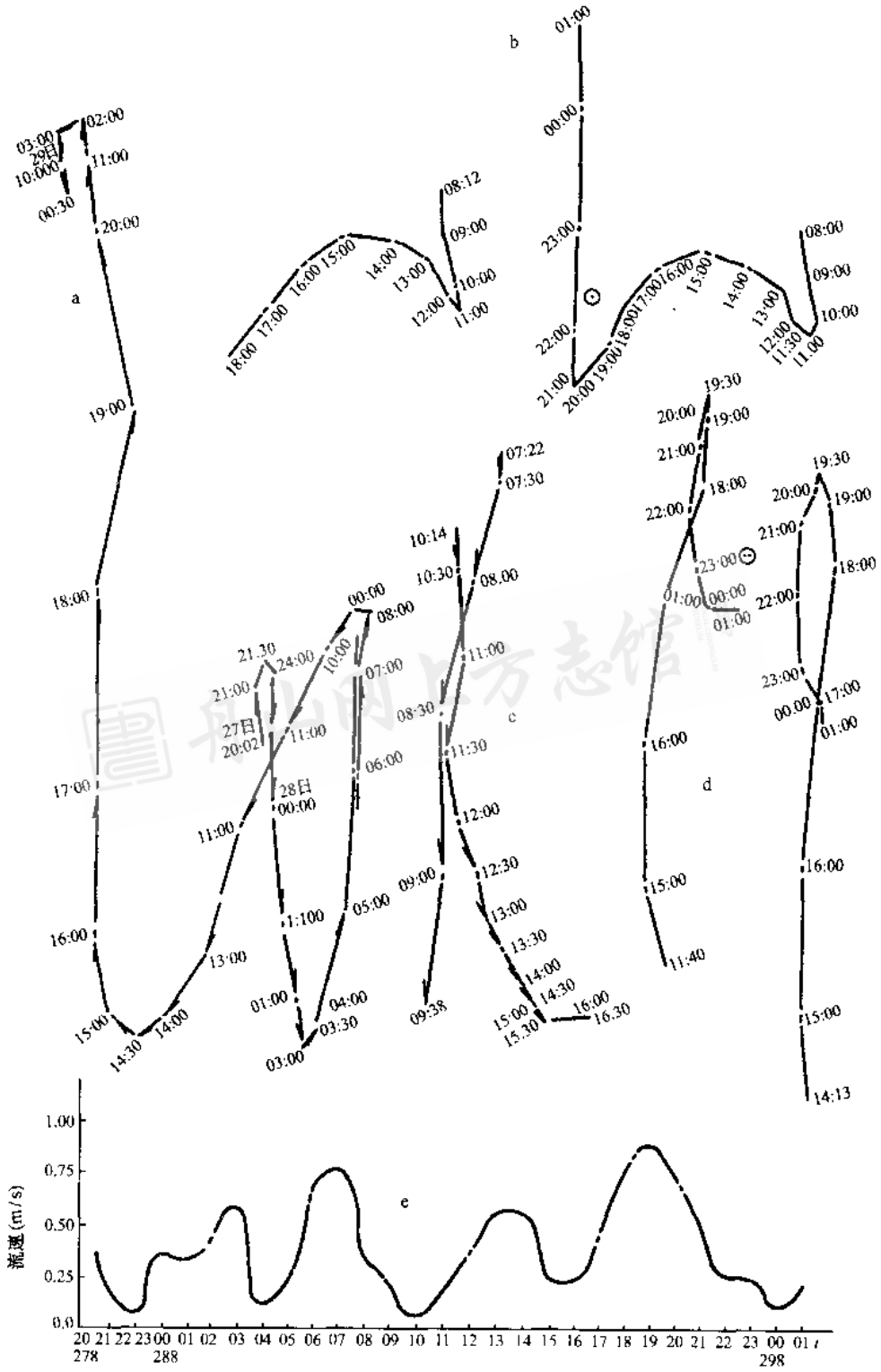


图 5.7　渤海辽东湾流冰的漂移轨迹（a～d）和流速（m/s）分布（e）[12]

方向随潮流作往复运动，且逐渐向 SW 方向漂移远处。（3）流冰的漂移轨迹（图 5.7）十分复杂，但概括起来大致出现旋转、直线和曲线三种形式，表明风、潮流对流冰影响的程度差异。当风速较弱、风向与潮流流向不一致时，流冰主要受潮流的作用，从而出现旋转式的流冰漂移轨迹；当风速较强，风向与潮流流向一致时，就出现直线式的流冰漂移轨迹。潮流使流冰作往复漂流，盛行风使流冰作定向漂移。（4）流冰漂移速度的日变化（图 5.7e）为一峰、谷交错出现较规则的曲线，它与辽东湾的潮流日变化曲线颇为一致。低谷时为平潮时刻，流冰的漂移速度较小，峰值时为涨、落潮流的中间时刻，潮流速度最大时，流冰漂移速度也大。流冰的主要方向，与潮流椭圆的长轴方向大体一致。

第二篇主要参考文献

[1] 中国科学院《中国自然地理》编委会. 1979. 中国自然地理—海洋地理. 北京:科学出版社

[2] 中国科学院南海海洋研究所编辑. 1985. 南海海区综合调查研究报告(二). 北京:科学出版社

[3] 中国科学院南沙综合科学考察队. 1989. 南沙群岛及附近海区综合调查报告,下卷. 北京: 科学出版社

[4] 中国科学院南海海洋研究所. 1990. 南海中部海域环境资源综合调查报告. 北京: 海洋出版社

[5] 马应良主编. 1990. 南海北部陆架邻近水域十年水文断面调查报告. 北京:海洋出版社

[6] 孙湘平等. 1981. 中国沿岸海洋水文气象概况. 北京:科学出版社

[7] 邱道立. 1992. 渤海及黄、东海近海区水温日变化特点分析. 海洋学报,4(4):391 ~ 403

[8] 陈达熙主编. 1992. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文分册. 北京:海洋出版社

[9] 陈冠贤主编. 1991. 中国海洋渔业环境. 杭州:浙江科学技术出版社

[10] 陈特固,黎洁溪. 1987. 南海北部表层海水密度的分布变化概况. 南海海洋科学集刊,8,111 ~ 117

[11] 杨海军,刘秦玉. 1998. 南海上层水温分布的季节特征. 海洋与湖沼,29(5):501 ~ 507

[12] 杨国金编著. 2000. 海冰工程学. 北京:石油工业出版社

[13] 国家海洋信息中心编绘. 2002. 南海海洋图集——水文分册. 正在清绘印刷、出版中

[14] 张方俭. 1986. 我国海冰. 北京: 海洋出版社

[15] 福建海洋研究所. 1988. 台湾海峡中、北部海洋综合调查研究报告. 北京:科学出版社

[16] 廖克主编. 1999. 中华人民共和国国家自然地图集. 北京:中国地图出版社

[17] Pan Yuri, Su Jillian, Xu Duanrong. 1991. The formation and evolution of the China Sea Winter density water. Acta Oceanologica, 10(4): 525 - 538

[18] Yong Chul Lee, Qin Yun - Shan, Rui - Yu Liu. 1998. Yellow Sea Atlas. Ho Yong Publishing Co(Korea)

[19] 近藤正人. 1985. 東シナ海、黄海漁场の海況にす关る研究 I. 西海区水产研究所研究报告,第 62 号,19 - 66

[20] 海洋资料センタ - 编集. 1978. 海洋环境图,外洋编—北西太平洋 II. 东京:日本水路协会

第三篇
中国近海区域水文特征

舟山网上方志馆

第六章　水团与环流概述

第一节　中国近海水团

水团是指海洋中某一区域的海水在一定动力条件下，形成的某些理化性质比较接近，且具有一定时间和空间尺度的水体。中国大百科全书[8]对水团的定义是："源地和形成机制相近，具有相对均匀的物理、化学和生物特征及大体一致的变化趋势，而与周围海水存在明显差异的宏大水体。"

中国近海的水团，由当地形成的水（沿岸水）和大洋菲律宾海海水（外海水）（图 6.1.1 和图 6.1.2）以及位于这两者之间的混合水组成。

1. 沿岸水

是由沿岸江河径流入海淡水与陆架水混合而成，盐度低于 30.0，温度随季节而变，季节变化较明显。

冬季，在偏北季风盛行时期，北起渤海湾沿岸，南至雷州半岛沿岸，中国近岸的沿岸水几乎连成一片，基本上位于 50 m 等深线以浅。春季是个过渡季节，随着太阳辐射的增强，偏北风的减弱以及河川入海径流量的增加，沿岸水的水温和盐度都有不同程度的升高和降低，但它仍存在于 50 m 以浅的水域。

夏季，随着各主要河流入海径流量的骤增和偏南风的盛行，沿岸水的水平范围扩大，且浮于具有较高盐特性的陆架水上部。秋季是偏南风转向偏北风的过渡季节，海面开始失热，对全海域的沿岸水来说，水温开始下降，各大河流入海径流蜷缩于沿岸，并在偏北风的作用下，沿岸水向南延伸，分布范围与冬季的大致相同。

2. 外海水

由外海海流（在我国近海主要为黑潮）带来，隶属大洋菲律宾海海水。它首先影响南海东北部，然后随黑潮影响东海、黄海陆架边缘水域。

大洋菲律宾海海水，由次表层的高盐"热带水"、低盐"中层水"、介于上述两个水团之间的"温跃层水"，温度低于3℃的"北太平洋深层水"及其下温度更低、盐度更高的"北太平洋深层水"组成。

次表层高盐热带水的源地位于夏威夷以西，通过冬季海面强烈的蒸发而形成，然后沿着等密度面，通过北赤道流和黑潮带入中国近海。

低盐中层水（intermediate water），它的源地在东太平洋的亚极地区，在冬季的强对流混合可达深度处形成，然后在主温跃层中，沿等密度面向西北太平洋副热带环流区扩散，沿程由于与邻接水混合，盐度略有增高。温跃层水（thermocline water）的温度随深度几乎呈线性变化，也叫主温跃层水，它的温度为 8～18℃。温跃层水中有一种温度大致为 16℃的垂向比较均匀的水，叫副热带模式水（subtropical mode water）。这种水同样在冬季的北太平洋北部海面形成。北太平洋深层水位于低盐中层水之下，约 1 000～2 600 m 之间，盐度为 34.5～34.6。这部分水与底层水

一样，来自其他大洋，且比较均匀。深层水对中国近海海盆深底层水的形成有影响。北太平洋底层水对中国近海水文没有影响，因为中国近海的海峡（或水道），最深也不超过 2 600 m，因此，盐度约为 34.7 的北太平洋底层水不可能进入南海深海盆和冲绳海槽。

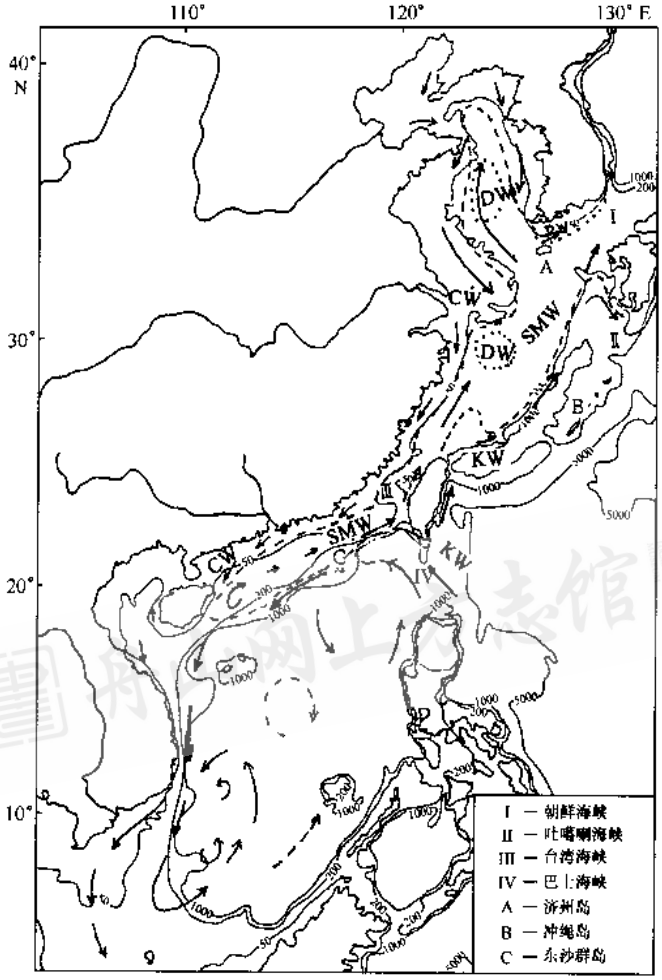


图 6.1.1　冬季中国近海水团分布示意图

CW：沿岸水；SMW：陆架混合水；DW：高密水核心；KW：黑潮水

（1）南海

大洋菲律宾海海水对南海的影响较大。在吕宋海峡、台湾以东及南海，都存在热带表层水、次表层水、中层水和温度为 2 ~ 3℃、盐度为 34.6 左右的深层水。它们的 $T-S$ 曲线都呈现反“S”形特征（图 6.1.3）。这种特征的一致性，体现出南海水源自菲律宾海。但南海水的这些水团与菲律宾海海水在性质上有较大的不同[22]。就表层水而言，两者所处的深度都小于 50 m，温度也大致相同；但其盐度则差别较大，菲律宾海海水的盐度约为 34.5，南海水的盐度为 33.7，可见当地入海径流和海面降水，对南海表层水的降盐有重要的影响。高盐的次表层水，菲律宾海所处深度大约为 100 ~ 300 m，南海的处于 75 ~ 200 m，菲律宾海水温度比南海水温度约高 0.6℃。菲律宾海海水盐度为 35.08，南海水盐度为 34.72，菲律宾海水盐度比南海水高。对于盐度极小值水层，在菲律宾海水是处在 500 ~ 1 000 m 水层中，南海则处在 400 ~ 700 m 水层中；两者的核

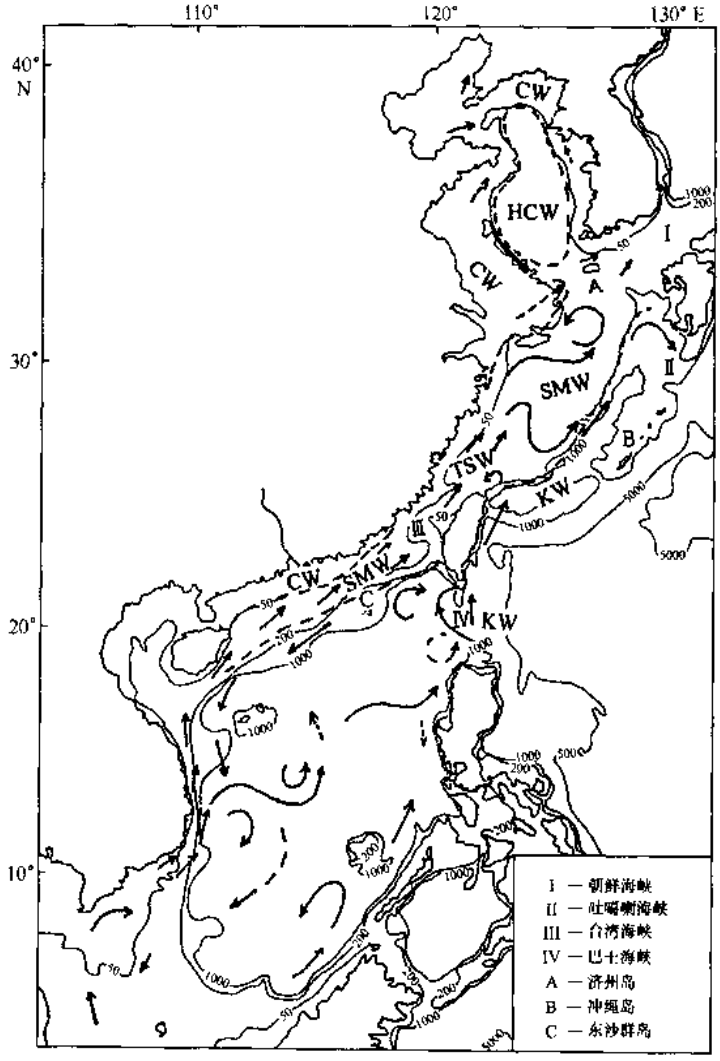


图 6.1.2　夏季中国近海水团分布示意图

CW：沿岸水；SMW：陆架混合水；HCW：黄海冷水；TSW：台湾海峡水；KW：黑潮水

心温度基本相同，但就盐度来说，前者为 34.08，后者为 34.36，菲律宾海水盐度比南海水低。对于深层水，在菲律宾海处于 1 200 m 以深的水层中，在南海则分布于 1 000 m 以深的水层中，前者的温度为 1.6℃，后者的为 2.0℃；盐度方面，前者为 34.66，后者为 34.64，菲律宾海水的盐度略高于南海水。

菲律宾海海水进入南海的方式有两种：一种是直接侵入，如表层和深层；另一种是沿等密度面扩散。次表层水和中层水沿等密度面的扩散是明显的。它们在上层的季节变化具有如下特点（图 6.1.4 和图 6.1.5）。

冬季　吕宋海峡附近的菲律宾海表层水入侵明显，盐度极大值在 25.0，σ_θ 等密度面附近向南海海盆中央扩展较盛，一直影响到越南中部外海。在南海东南部，一般盐度低于 34.60 的南海次表层水，自加里曼丹岛以北海域，向吕宋岛以西海域发展。与菲律宾海次表层水在一起，两者组合成一个海盆尺度的气旋型冬季循环水系。对于中层水，它与菲律宾海次表层水的扩展方向相

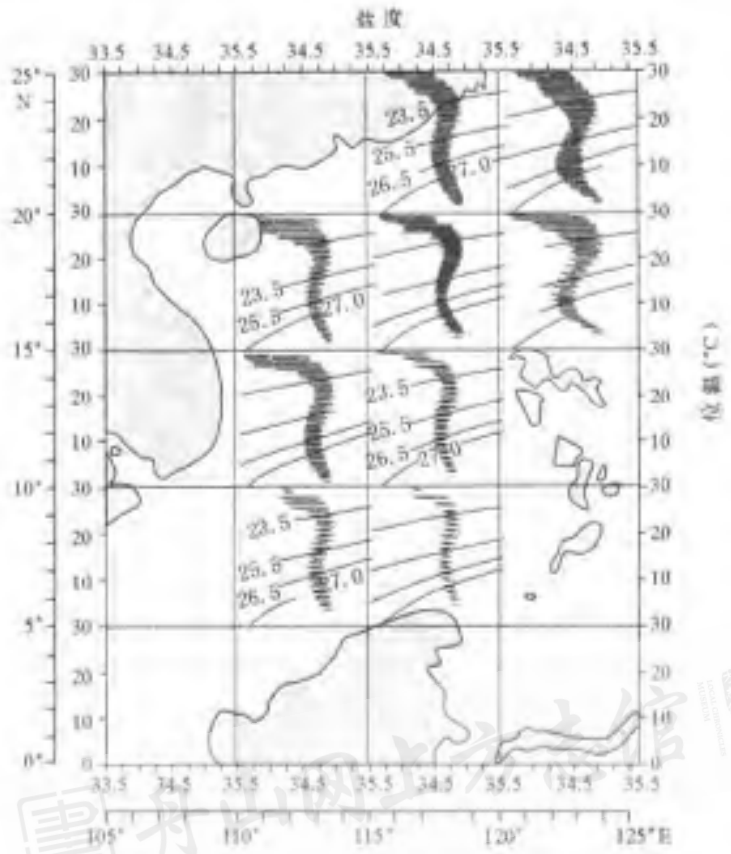


图 6.1.3　南海位温和盐度关系[166]

反，从越南中南部指向南海东北部，势力较强。

春季　吕宋海峡附近的菲律宾海表层水入侵停止，但在台湾西南海域，盐度高于 34.70 的水域仍然可以见到。作为同种水的另一部分残余（盐度接近 34.62），此时它沿南海北部的大陆架斜坡，朝西南方向移动直达海南岛东南海域。盐度低于 34.60 的南海次表层水，此时从南海西南海域，经吕宋岛西岸朝吕宋海峡区域扩展。两部分水在南海北部形成气旋式循环。南海中层水（盐度高于 34.42），与南海次表层水一样，朝吕宋海峡发展。

夏季　从夏初开始，吕宋海峡附近的菲律宾海表层水再度侵入南海东北部。次表层水沿大陆架坡朝海南岛东南海域的扩散也比较明显；与此相反，南海次表层水，朝吕宋岛以西海域的扩散受到限制，没有春季那么明显。此时由这两部分水组成的气旋型循环水系，在越南外海的反气旋环流诱导下，朝海南岛东南海域扩张。南海中层水，它以 34.44 的盐度特征广泛散布于南海海盆中。而盐度低于 34.42 的黑潮水，此时仅出现在吕宋海峡西侧和吕宋岛以西海域。

秋季　菲律宾海水两次入侵南海东北部海域。入侵途径大致在 200 ~ 1 000 m 等深线之间的南海大陆架边缘。此时，盐度高于 34.60 的菲律宾海次表层水，沿等密度面的扩展比较弱，但可达珠江口以南的大陆架边缘。南海次表层水（盐度低于 34.60），此时朝吕宋岛西岸的扩展势力比较弱。这可能与春到早秋存在于南海南部的反气旋环流有关。这个系统可能阻止了高于 34.60 的菲律宾海次表层水进一步向南，以及低于 34.60 南海次表层水进一步向北。对于盐度大致为 34.42 的黑潮极小值水，此时紧靠在吕宋海峡附近，而相对高盐的南海极小值水（ >34.44），主

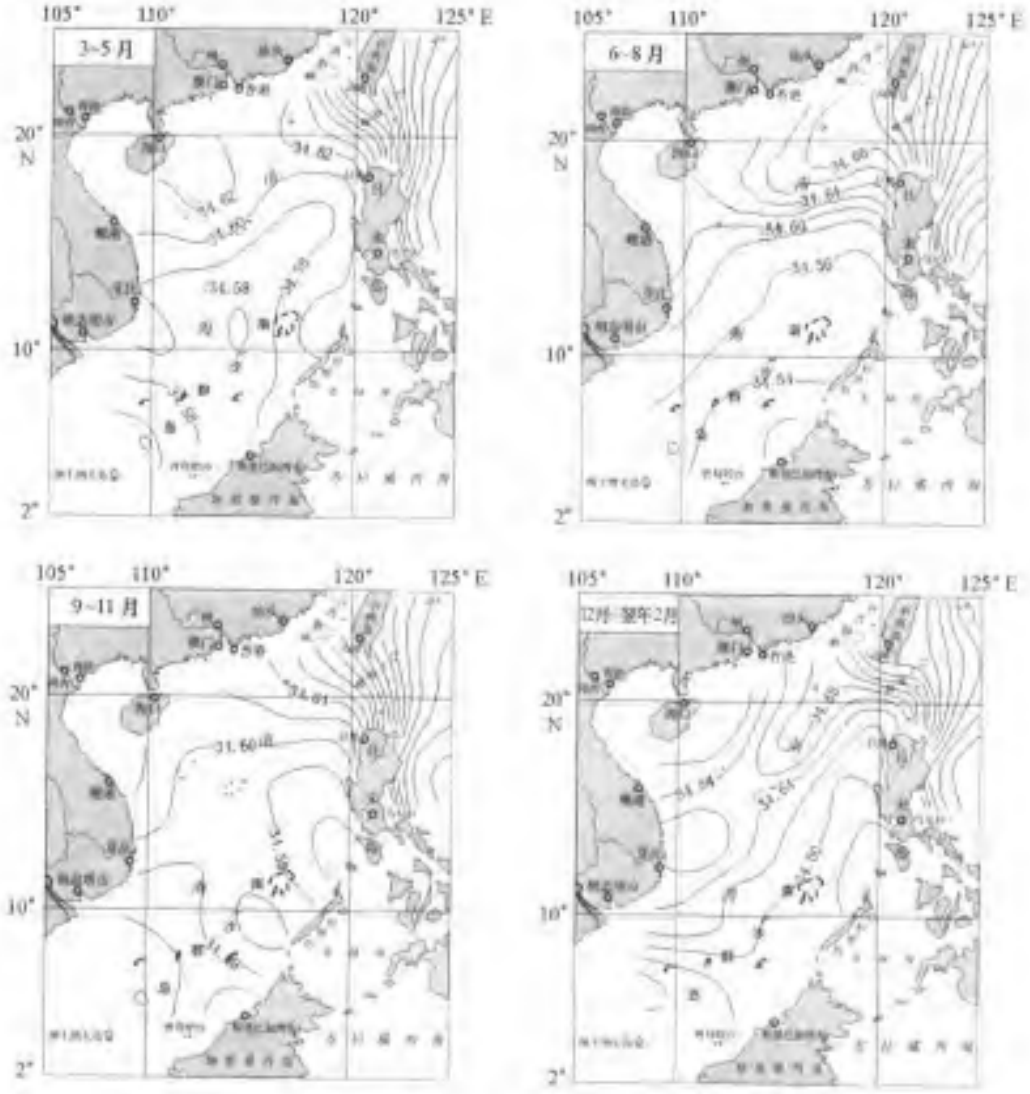


图 6.1.4　南海 σ_t = 25.0 等位密度面上的四季盐度（相当于盐度最大值）[186]

要呈现在南海的中部和南部。

南海深底层水，其温度、盐度性质比较稳定，也比较均匀。从来源看，北太平洋深层水，向西通过台湾和菲律宾之间的海峡进入南海，充斥于呈 NE－SW 向的海盆深底层（约为 1 500～4 000 m左右）。

关于南海深、底层水的更新时间，有不同说法：有的提出，其滞留时间约为 40～115 a。有人认为，2 000 m 层以下的海水滞留时间为 76a。也有人认为，1 500～2 000 m 的北太平洋深层水，持续进入南海的过程一直在进行，因此，南海深、底层水总是在不断更新，南海海盆中溶解氧含量没有耗尽，反而得到增加。

（2）东海黑潮区和琉球群岛两侧海域

随黑潮进入东海陆架边缘水域的菲律宾海海水通常称黑潮水。我国学者[15]把表层水和热带水定义为“黑潮表层水”（KSW）：冬季，其温度为 15～13℃，盐度为 34.50～34.86。夏季，其

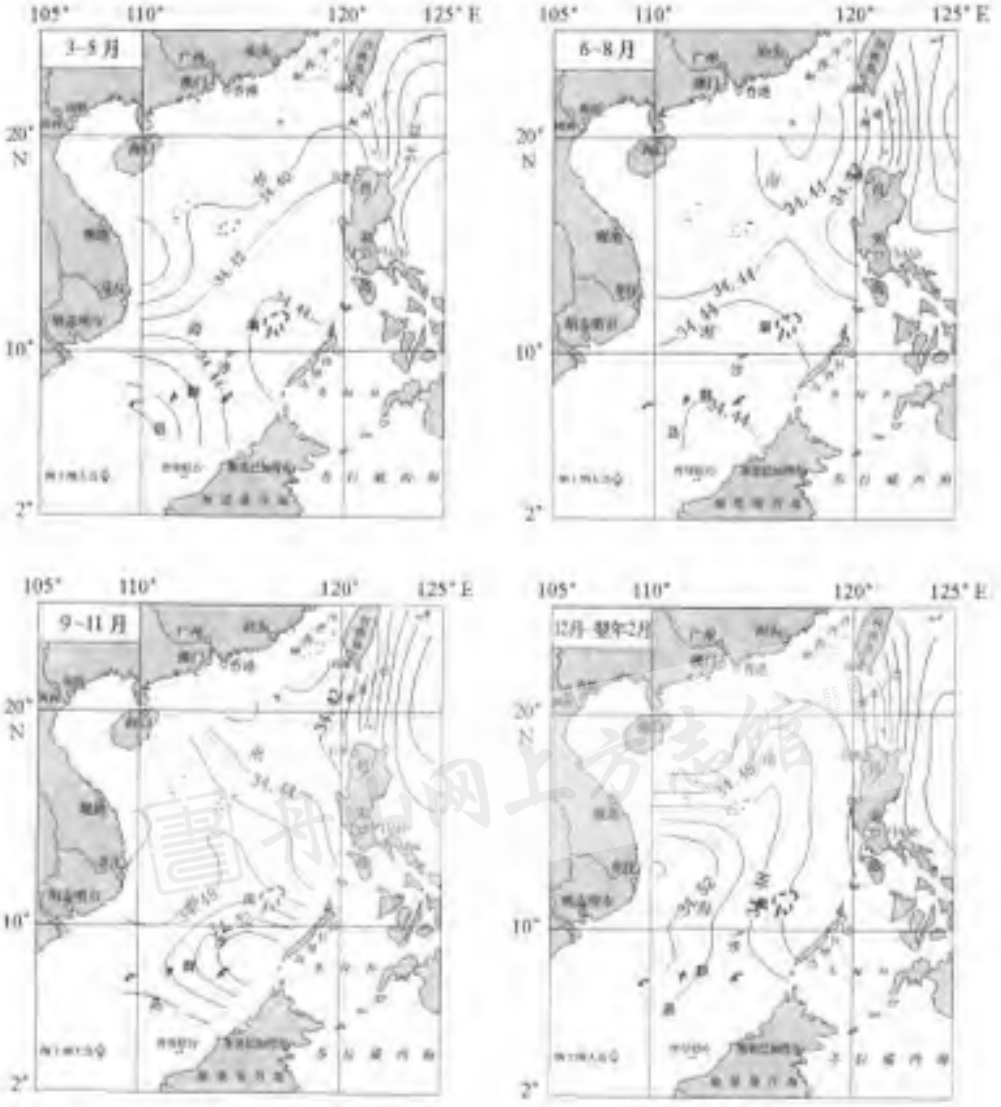


图 6.1.5　南海 $\sigma_\theta = 27.63$ 等位密度面上的四季盐度（相当于盐度最小值）[166]

温度、盐度范围大致分别为 20 ~ 29℃ 和 34.00 ~ 34.50。把温跃层水的上端部分称为“黑潮次表层水”（KSSW），其温度、盐度性质是：冬季，它与黑潮表层水相近，夏季则分别为 15 ~ 19℃ 和 34.00 ~ 34.60。确切地说，这种水团分类定义（黑潮表层水和黑潮次表层水）可以很好地和东海陆架上的一些水团（如大陆沿岸冲淡水、黄海混合水等，图 6.1.6）联系起来。东海黑潮表层水和黑潮次表层水之下，还有黑潮中层水和黑潮深层水。由于在中国海陆架水深一般都小于 200 m，因此，东海黑潮中层水和黑潮深层水，一般都不侵入陆架，对东海陆架水文影响不大。

东海黑潮中层水盐度极小值，主要是由琉球群岛以东的西边界流——琉球海流，通过冲绳南面的水道输入东海。如东海中部（PN 断面）陆架边缘黑潮水中的低盐核盐度，比台湾东北的低（>34.3），但与琉球群岛以东相应层次的低盐核值比较接近，盐度分别小于 34.3 和 34.2。由于琉球海流的核心深度为该盐度极小值层的深度，而它的水道最深处超过 1 000 m，因此，该水团自然成了东海黑潮盐度极小值水的源地。在台湾以东，由于苏澳 - 与那国岛之间的水深小于

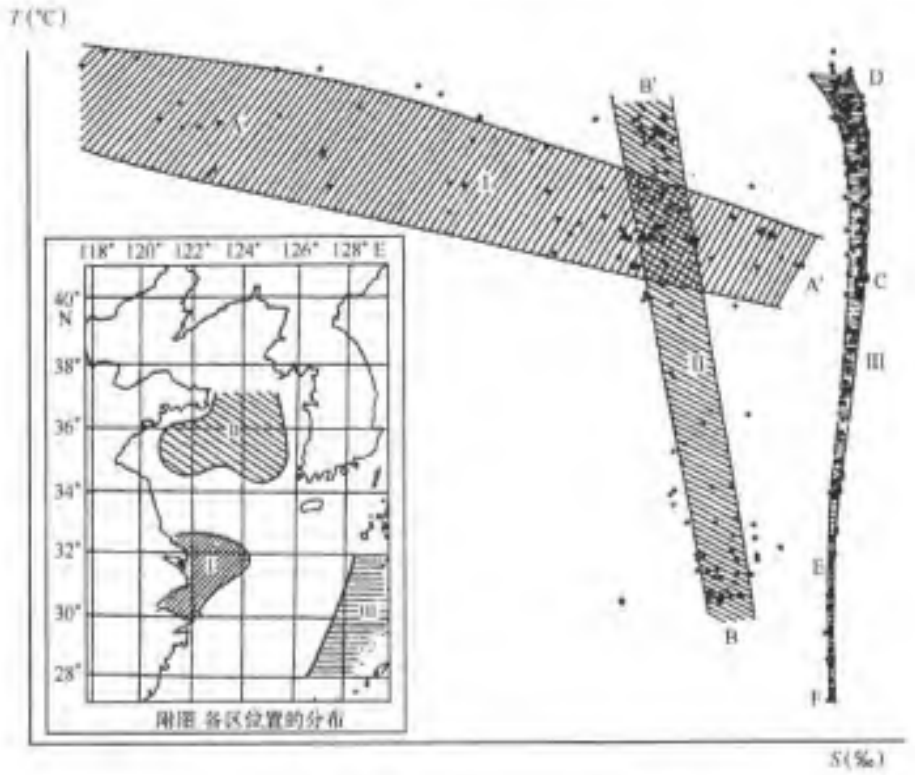


图 6.1.6　28°~37°N $T-S$ 曲线的基本类型[15]

Ⅰ 大陆沿岸冲淡水；Ⅱ 黄海混合水；Ⅲ 黑潮水

800 m，因此，这个水道不可能是东海黑潮盐度极小值水的主要源地。

同样，对于位于冲绳海槽的黑潮深层水与琉球群岛以东的 1 000～1 200 m 的北太平洋深层水有关。

3. 陆架混合水

陆架混合水位于沿岸水和黑潮水之间，是通过沿岸水和外海水的线性混合而形成的。这种水的温度、盐度在 9～25℃、30.00～34.50 之间。在南海北部和台湾海峡，其温度和盐度范围分别为 15～25℃和 32.50～34.50。在东海，其温度和盐度指标可见第十章第一节。在渤海、黄海，这部分水的温度更低，大致为 2～9℃，盐度范围与东海的大致相同，但其高盐部分要比东海的稍低。

中国近海陆架混合水的明显特征：冬季，由于北上暖流水受海面冷却并同时与两侧海水混合，它的条件密度一般都高于两侧水，且从南海东北部起，经台湾海峡，到长江口外形成一个稠密水带，高密度核心位于长江口外的 50～100 m 等深线之间的开阔海域。在黄海混合水中，由于同样的原因，也形成一个高密度核心。春、夏季时，它或者残留在温跃层以下，或者自南往北因混合而逐步变性。东海的高密度水核心[159]，在春、夏季具有朝济州岛方向平移的特征。黄海高密度水核心在温跃层以下，冬季比较稳定。

第二节　中国近海环流

中国近海的环流，主要受下列因素的控制：（1）盛行于海域上空的季风场。冬季盛行偏北风，夏季盛行偏南风，季风对表层流影响较大，在不同程度上带有风海流的性质。（2）沿岸大量的河川径流入海，在当地形成以低盐为特征的沿岸流。（3）来自大洋的黑潮。黑潮及其入侵水是中国近海环流的主干。黑潮源地在吕宋岛以东海域，贴近台湾岛东岸北上，流经东海后返回太平洋，向东海和南海北部输送大量动量、热量和盐量，影响或制约中国近海的密度场，进而制约中国近海的环流。假如黑潮不流经中国近海，那么中国近海的环流就不是现在的样子；就连温度、盐度、密度分布与结构，水团配置，海洋生物资源及海底沉积物分布，都会是另一个面貌。（4）潮流非线性效应。中国海是潮汐、潮流现象十分显著的海区，对渤海、黄海来讲，潮流流速约为余流的10倍，因此，潮致余流对某些局部环流至关重要。（5）海区的轮廓和地形，在很大程度上影响局部环流的格局。

上述因素的综合作用，使中国近海的环流十分复杂。迄今为止，人们对中国近海环流的认识还是很初步的，许多现象和问题还有待深入调查和研究。由于渤海、黄海、东海环流与南海环流在格局上就有差异，因此渤海、黄海、，这里将分别进行叙述。

一、渤海、黄海、东海环流

1934年，宇田道隆[183]首次编绘了渤海、黄海、东海的海流流系分布状况（图6.2.1），该图清晰地勾绘出渤海、黄海、东海环流的基本面貌，在20世纪70年代前，曾被广泛地引用。

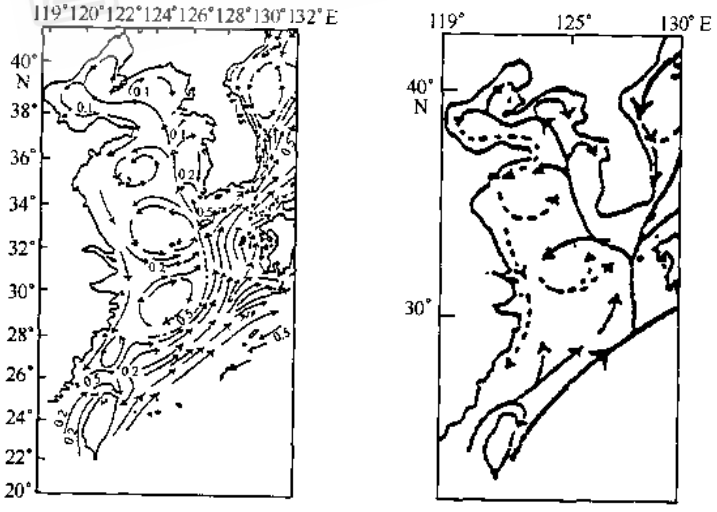


图6.2.1　渤海、黄海、东海的海流与环流示意图[183]

管秉贤[143]经过多年的研究及在总结前人的基础上，提出中国近海海流流系分布模式（图6.2.2）。他把渤海、黄海、东海的环流概括为两大流系：其一为源自北太平洋的高温、高盐的黑潮及其分支和延伸部分；其二是沿岸为具有低盐特征的沿岸流系。从总体来说，前者向北流，后者向南流动。把渤海、黄海、东海作为一个半封闭型的整体来看，其环流主要由一个气旋式所

组成，即：东侧为黑潮、对马暖流、黄海暖流及其延伸部分；西侧为渤海沿岸流、黄海西岸沿岸流、东海沿岸流。在朝鲜半岛西岸，也有一支向南流动的沿岸流，这里暂称黄海东岸沿岸流。黄海暖流及其延伸部分和黄海沿岸流构成黄海环流。在夏季，由于出现黄海冷水团密度环流，黄海环流更趋于封闭。与黄海环流相比，东海环流的封闭性要差得多。东海沿岸流以东，为终年向北流动的台湾暖流。在台湾暖流以东，黑潮、对马暖流以西的陆架区，存在着一个流向为 NE—E 的弱流区。东海沿岸流流向随季风而变：冬季，顺岸南流，夏季，顺岸北流。除冬季之外，东海环流基本上是非封闭性的，盛行流向呈指向 NE 的带状分布。除了某些局部海域外，渤海、黄海、东海主要流系，冬、夏季的分布格局颇为相似，并无本质上的差异（图 6.2.3）。渤海、黄海、东海的环流系统包括如下的暖流、沿岸流及局地环流。

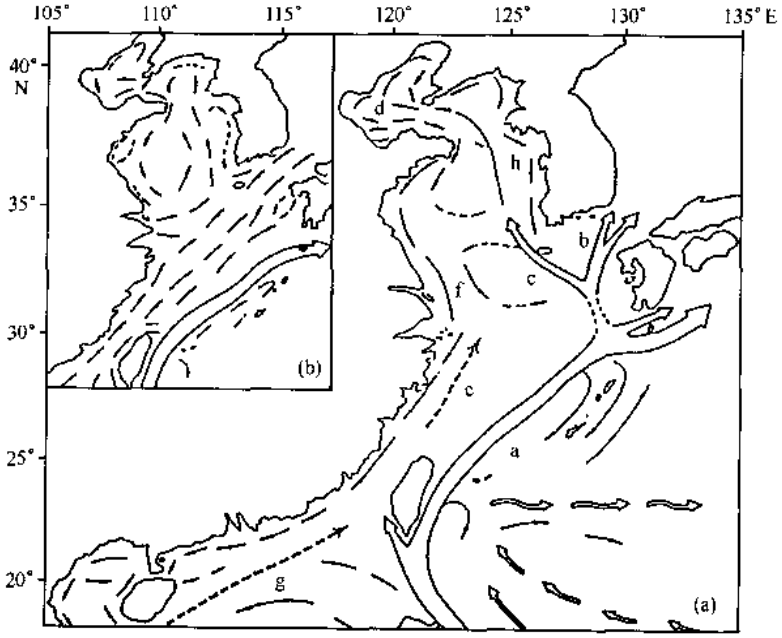


图 6.2.2　中国近海冬季（a），夏季（b）海流流系分布模式[16]

a：黑潮；b：对马暖流；c：黄海暖流；d：渤海环流；e：台湾暖流；f：中国沿岸流；g：南海暖流；h：朝鲜半岛西岸沿岸流

（一）暖流

1. 黑潮

黑潮来自北赤道流的北上分支，在吕宋海峡以东、台湾岛东南，除部分黑潮水进入吕宋海峡外，主流沿台湾东岸北上，越过苏澳－与那国岛海脊进入东海，顺冲绳海槽西侧的陆架斜坡向东北流动，并于 30°N 附近转向东，从吐噶喇海峡流出东海返回太平洋。这段黑潮通常被称为东海黑潮。东海黑潮的流量为 $20 \times 10^6 \sim 28 \times 10^6$ m^3/s，主轴流速 1 ~ 3 kn，主干流宽度约 30 ~ 40 n mile。它携带的高温、高盐水，给东海、黄海海洋环境带来重大的影响。东海黑潮路径比较稳定，基本顺陆架斜坡流动，但在台湾东北海区和吐噶喇海西侧海区，黑潮路径存在季节性的波动[37]。黑潮右侧的冲绳海槽区，往往存在着逆流，或逆流形成的反气旋涡旋。此外，黑潮与陆架坡地形的相互作用，产生入侵陆架的分支。其中：在台湾东北海区入侵后形成为台湾暖流主要来源，在九州西侧海区入侵后成为对马暖流的一个来源。

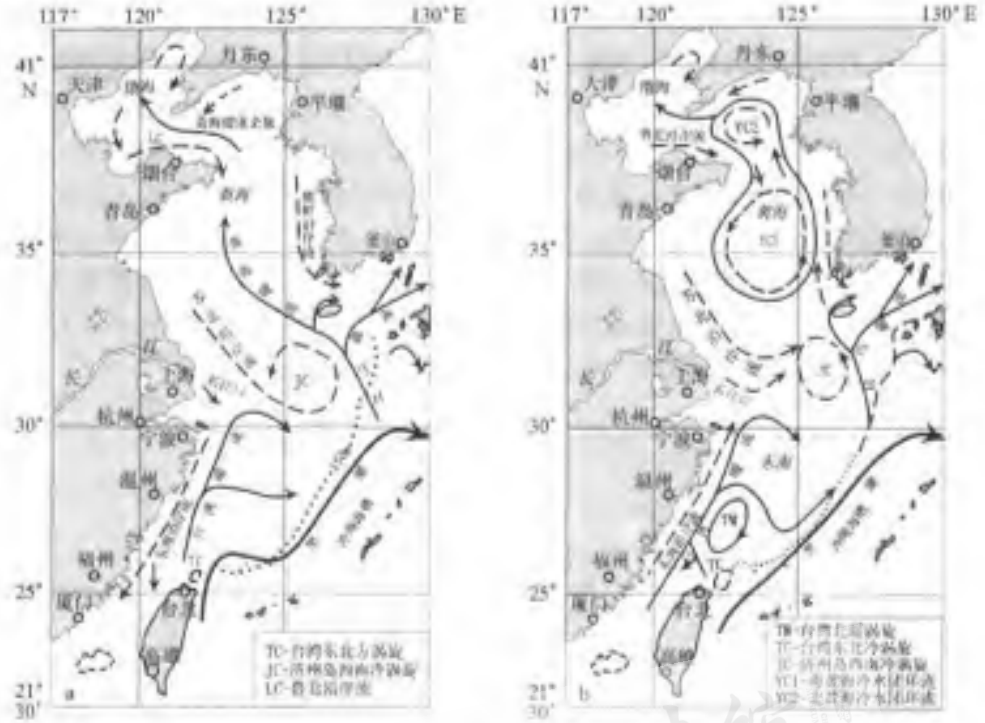


图 6.2.3　渤海、黄海、东海的环流模式

a：冬季；b：夏季

2. 台湾暖流

台湾暖流首先由管秉贤等提出，并定义为靠近浙江、福建近海终年向北流动的一支高温、高盐的海流。台湾暖流顺浙江近海向北流的过程中，受海底地形影响，逐渐转向东，并存在两个相对较强的流速带：其一是约在 28°～29°N 鱼山列岛附近转向东，也称“台湾暖流外侧（南）分支”；其二是在舟山群岛以东、长江口以南转向东，叫“台湾暖流内侧（北）分支”。转向东的这两部分流动有人称“台湾暖流延续体”[88]。台湾暖流的来源有二：一是由黑潮在台湾东北海域入侵的一个分支；二是从台湾海峡流出的海流，两者构成继续北流，并具有明显的季节交替[89]。

3. 对马暖流

在东海东北部，一支东北向流通过朝鲜海峡进入日本海的这支海流称对马暖流。东海东北部为对马暖流的起源地，流态比较复杂，且不稳定。通过朝鲜海峡的对马暖流比较稳定，流速达 1kn。对马暖流在对马岛附近分为两个分支，分别从朝鲜海峡的东、西两水道流入日本海。在日本海，对马暖流大致分成三个分支，且在能登半岛以北进入道崎一带汇合，之后大部分经津轻海峡流出日本海，另小部分沿北海道西岸继续北上，它的主要部分从宗谷海峡流出，残余部分折向西北，与日本海南下的寒流汇合。

4. 黄海暖流

黄海暖流最早由宇田道隆命名的。按我国学者传统的说法：黄海暖流是对马暖流在济州岛东南方分出的一个分支。与周围海水相比，具有高温、高盐特色，并呈水舌分布，这在冬季表现得更为明显。它大致沿南黄海深槽北流，并呈现为盐度大于 32.00 的高盐水舌，称黄海暖流及其余脉。这支暖流及其延伸部分，一般沿高盐水舌方面流动，而不沿动力高度的等高线流动，从而具

有“射形流”性质。近期通过观测和研究表明，冬季黄海暖流的主体并非位于黄海深槽处，而是位于深槽西侧地形比较陡的地方，约60 m等深线附近[59]。夏季，黄海暖流流速微弱，甚至不存在。即便是存在，也只能出现在济州岛西北很短的距离，并转而向东进入济州海峡，并继续东流汇入朝鲜海峡。因此，黄海暖流仅出现冬季，是一支季节性的海流[93]，它是由偏北季风所诱导的一种具有补偿流性质的海流。

（二）沿岸流

沿岸流包括渤海沿岸流、黄海沿岸流和东海沿岸流。其中，中国沿岸的沿岸流主要有：

1. 鲁北沿岸流

它发源于渤海南部的莱州湾，顺鲁北沿岸东流，绕过山东半岛东端流向南黄海，并汇入南黄海环流中。该沿岸流于冬季最强，夏季最弱。

2. 苏北沿岸流

苏北沿岸流终年向东南流，但呈冬强、夏弱的趋势。冬季，苏北沿岸水的势力可达30°N，126°E的东海北部。

3. 浙闽沿岸流

该沿岸流具有明显的季节变化：冬季，长江冲淡水在偏北风作用下，沿浙江沿岸南下达福建沿岸，它与外侧的台湾暖流的方向相反；入春后，该沿岸流向北退缩，至夏季变为顺岸北上，与台湾暖流流向一致。

4. 长江冲淡水

长江冲淡水的扩展运移，在中国沿岸流中占有重要的地位。冬季，在偏北风的驱动下，它顺浙江沿岸南下，入春后逐渐由东南转向东，至夏季转向东北，指向济州岛方向；有的年份可指向南黄海中部方向[101]。进入秋季，长江冲淡水逐渐由东北转向东，再转向东南，完成一年的转移过程。

（三）局地环流与中尺度现象

东海具有开阔的大陆架，东面又有众多的岛屿作屏障。黄海又为半封闭浅海，全部位于大陆架上。这种特殊的地理环境，除构成上述的环流体系外，同时也存在一些较稳定的局地环流和中尺度现象。

1. 黄海冷水团环流

黄海冷水团于夏季出现在黄海的中、底层，以低温为其特征。如北黄海，夏季冷水团中心部分的上方，表层温度可高达28℃以上，而底层最低水温却为4～5℃。10～25 m层间的温度差达7～11℃。冷水团以山丘状盘踞海盆的中央部分，围绕冷水团周围的等动力高度面，自冷水中心向边缘下倾，结果形成一气旋式密度环流。南、北黄海各形成一个冷水团环流，且两者联成一体。在南黄海，除存在一个整海盆尺度的环流外，其内部还存在两个以上的气旋式和反气旋式环流[89]。

2. 东海北部气旋式涡旋

东海北部济州岛西南存在一个冷水涡旋。有人认为该冷涡是终年存在的。但近期调查表明，该冷水块发育于冬季，形成于春季，夏季最强，秋季消失。

3. 台湾东北海域气旋式冷涡

台湾东北彭佳屿附近海域出现一个冷涡，几乎是终年存在的。

4. 东海南部弱流涡旋区

在东海南部，黑潮沿陆架坡折向东北流动，而台湾暖流顺浙江海岸大致沿 60 ~ 100 m 等深线流动，在这两者之间往往形成一个弱流涡旋区。涡旋的形态比较复杂，稳定性较差，不同季节不同年份都有差别。夏季，那里往往存在一个明显的暖涡（反气旋），如 1967、1973、1985 年[88]；秋季，那里可能同时出现气旋和反气旋涡旋，如 1997 年 10 月出现一对冷、暖涡[90]。

5. 长江口外冷涡

该冷涡位于长江口外 31°30′N，123°00′E 附近的水域，仅存在于 6 ~ 7 月，它的形成可能与夏季长江冲淡水入海以后的转向有关。

二、南海上层水平环流

南海上层水平环流主要取决于两大因素：一是盛行于海域上空的季风场。冬季盛行东北季风，夏季盛行西南季风，受季风的影响，使南海的水平环流呈现明显的季节差异。二是黑潮的影响。黑潮通过吕宋海峡向南海北部输送能量、热量和盐量，影响南海北部的密度场，进而影响南海北部的环流。

1956 年，Dale[139] 根据船舶漂移资料，最先绘制了南海冬、夏两季的表层环流图（图 6.2.4）。随后，Wyrtki（1961）[171] 又编制了每双月的南海表层海流图（图 6.2.5）。图 6.2.4 和图 6.2.5 被认为是南海环流的经典模式，显示了南海水平环流的总体轮廓，揭示了季风是南海水平环流的主要驱动力，体现了南海水平环流的西岸强化。

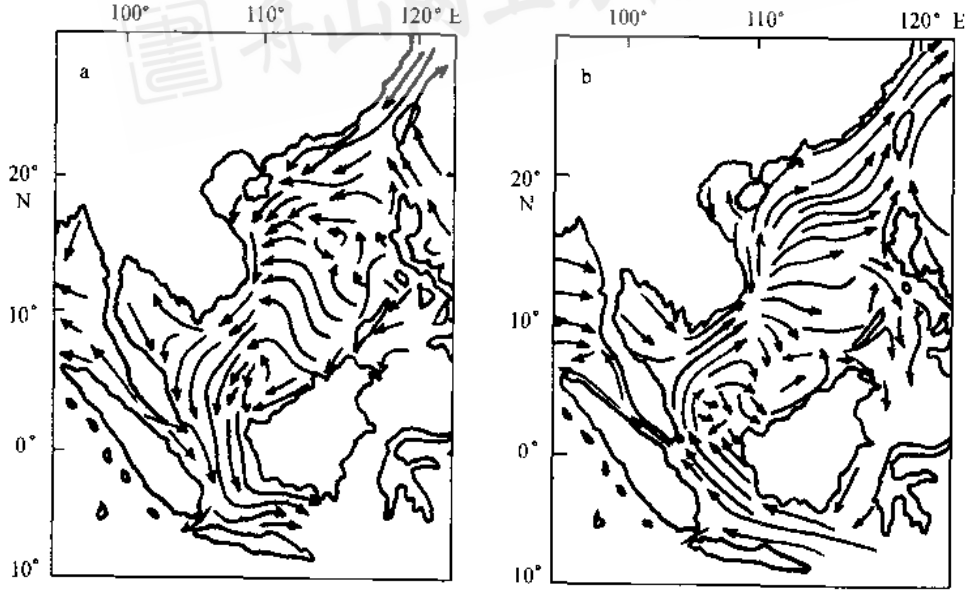


图 6.2.4　Dale 的南海表层水平环流[139]

a：冬季；b：夏季

冬季，从南海北部经中南半岛东岸流入爪哇海，夏季则相反，由爪哇海北流经中南半岛东岸流至南海北部。无论是冬季还是夏季，在南海西侧的中南半岛近岸，都有一支强流存在。相比而言，南海东部的环流结构显得弱而零乱，规律性差。受强流的支配，冬季南海上层环流呈现为气旋状，夏季则呈现为反气旋状。事实上，由于南海诸岛林立在广阔的南海海面上，南海地形十分

复杂，加之南海西岸和东南岸，有众多的河流入海，形成低盐的沿岸流。南海北部的环流，除受季风驱动外，还受黑潮入侵的驱动，结果使南海水平环流更为复杂化。在大的海盆尺度的环流中，还嵌套着若干次一级的中尺度运动，即局部环流，构成所谓的“多涡”结构。因此，南海水平环流主要有沿岸流、南海暖流、黑潮入侵流套、东沙海流和吕宋海流，以及南沙群岛海域若干中、小尺度涡旋组成（图6.2.6）。

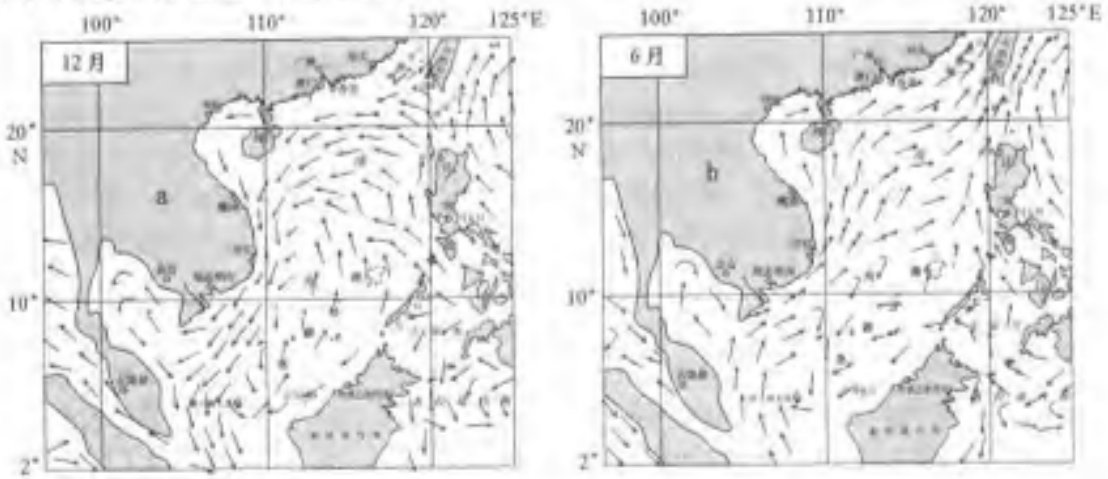


图6.2.5　Wyrtki的南海表层水平海流[19]

a：冬季；b：夏季

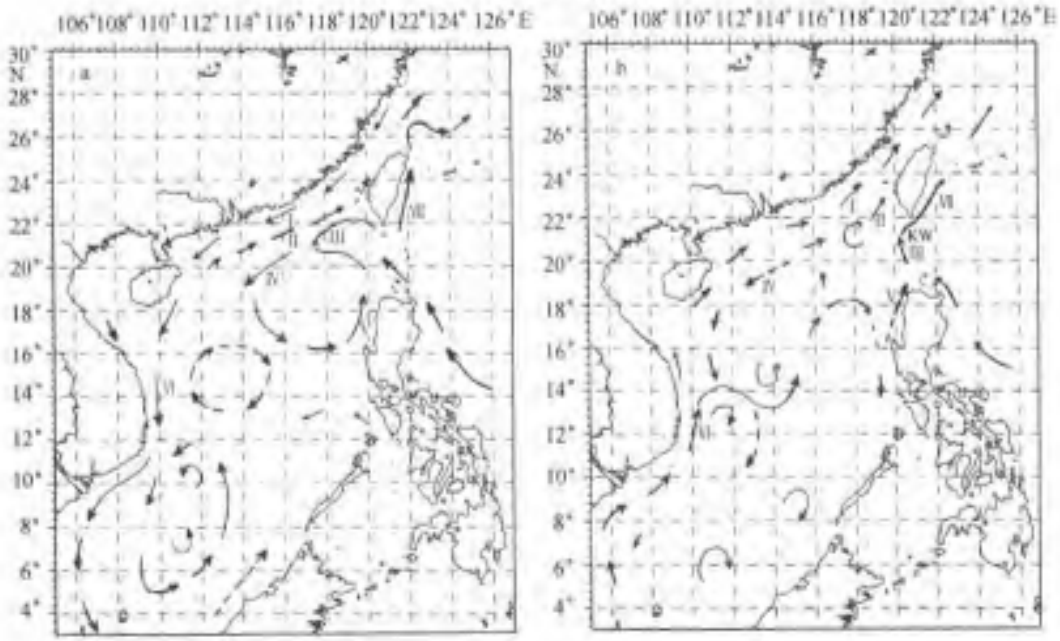


图6.2.6　南海水平环流的组成模式

Ⅰ：沿岸流（广东）；Ⅱ：南海暖流；Ⅲ：黑潮入侵流套；Ⅳ：东沙海流；Ⅴ：吕宋海流；Ⅵ：南海季风急流；Ⅶ：黑潮

a：冬季；b：夏季

（一）沿岸流

沿岸流位于陆架上沿着海岸流动的浅海海流。风力作用是沿岸流盛衰的主要驱动因子，具有

明显的季节变化和浅海海流特征。

冬季　自11月至翌年2月，沿广东海岸西行，顺海南岛沿岸南下，贯穿南海整个西边缘，在加里曼丹岛附近折转东北方向流动。构成一个大尺度、强盛的气旋式西边界流。冬季沿岸流的特点：（1）流速不断增强。如广东沿岸约为0.1 m/s，海南岛南部约为0.15 m/s，越南沿岸，流速增至0.2～0.3 m/s，到了马来半岛以东，流速仍然保持在0.2～0.3 m/s左右。（2）流幅不断扩大。广东和海南岛东北沿岸流流幅较窄，粤东约100 km，粤中、粤西约60～70 km，海南岛东北部流幅缩减到30～40 km。到越南金兰湾附近，流幅逐渐增加到100 km以上；在中南半岛以南海域，最宽处流幅可达400 km。（3）西岸流量不断增加。广东沿岸流量约为0.3×10^6 m^3/s，海南岛东南岸为1.8×10^6 m^3/s，越南沿岸约为2.5×10^6 m^3/s，到了马来半岛以东，增加到4.1×10^6 m^3/s。（4）东岸逆风流动。在南海东部吕宋岛西侧，沿岸流明显呈北向流，即逆风流动。这是由于冬季东部海水一派向北再向西、西南流，必然会产生补偿流动，从而在东岸形成逆风流动。

夏季　自5月至9月，南海沿岸流流向与冬季相反，由南往北流。夏季南海沿岸流的特点是：（1）流幅南窄北宽。在马来半岛以东，沿岸流流幅只有90 km。海南岛东北，流幅增至100 km。广东沿岸增加至200 km左右。（2）全程流量变化不大。如马来半岛以东，流量为1.2×10^6 m^3/s，越南金兰湾以东为1.6×10^6 m^3/s，海南岛以东为1.9×10^6 m^3/s，到了广东珠江口外为2.1×10^6 m^3/s。（3）东岸流速弱、流向紊乱。除在加里曼丹岛西北部海域，东北向沿岸流较强外，沿巴拉望岛向北到吕宋岛西岸海域，沿岸流速不断减弱，且流向紊乱。

（二）黑潮入侵流套

当黑潮自菲律宾以东海域北上流经吕宋海峡东侧时，其中一部分水体从巴林塘海峡向西进入南海，到了东沙群岛附近，受岛屿和陆架浅地形所阻转向东北，到台湾浅滩南面，再次受浅地形所阻转而向东，沿着台湾岛南端，从巴士海峡北部流出南海。形成一个反气旋流套。流套水平范围在19°～22°N，117°～121°E之间。

夏季　反气旋流套西伸势力较强，向西可到达东沙群岛。流速为0.1 m/s。流套中心位于21°N，117°40′E附近。在流套中间还镶嵌着一个独立的、闭合的反气旋涡，其中心位于21°N，117.5°E附近，最大直径约150 km。流环内海水特性与周围的不同：次表层高盐核盐度比周边高，而中层低盐核的盐度则比周边低。

春季　反气旋流套西伸势力减弱，退至东沙群岛以东70 km附近。吕宋海流携带大量南海表层水加入流套外缘，孤立反气旋涡消失。受东北风的影响，春季流套范围小于夏季，且深度显著变浅。

（三）东沙海流

指沿东沙群岛附近陆坡流动的一支长年存在的西南向流。东起黑潮反气旋流套的西缘，即19°N，118°E附近，沿大陆坡经东沙群岛西南向流动，西至海南岛以东17°30′N，113°E附近。东西绵延约500 km，深度可影响到1 200 m左右。

（四）南海暖流

指冬季沿着广东沿海大陆坡（100～1 000 m）、从东沙群岛流向东北的一支海流。因与东北季风方向相反，故有“冬季逆风流”之称。又因该海流携带之水体温度，高于左右侧的水温，所以又称“南海暖流”。

南海暖流的流轴西从东沙群岛西北方115°E起，东到台湾浅滩东面120°E止，北从大陆架边

缘22°N（约100 m等深线）起，南界到21°N附近，即大约1 500 m的陆坡边缘处止。南海暖流的流向为东略偏北，水平尺度可达5个经度。主流宽度约100 km。平均最大流速约0.10～0.15 m/s。

南海暖流到了台湾西南海域：一部分进入台湾海峡，成为台湾暖流的重要组成部分；另一部分转而向东，加入反气旋流套北翼，从吕宋海峡北端流出南海。但是不同月份，南海暖流分流情况差别较大。

南海暖流携带的水体主要有三个来源：（1）东沙群岛附近的南海表层和次表层水；（2）北侧的沿岸流；（3）东部的反气旋流套水。反气旋流套到了台湾浅滩南面与南海暖流汇合，构成冬季逆风流的南缘，使逆风流流速加大，流幅加宽。

（五）吕宋海流

吕宋海流是指紧贴吕宋岛西侧大陆坡上自南向北流动的一支海流。南邻菲律宾的民都洛岛，北至吕宋岛的博哈多尔角。南北历程500 km、宽约150 km，最大流速约0.2 m/s。吕宋海流既是南海气旋式环流的东翼，又是南海深层环流的重要组成部分。吕宋海流在0～50 m层中流辐最宽，南北两端最宽处可达300 km；流速一般在0.04～0.06 m/s之间。吕宋海流终年存在，春、夏、秋三季，吕宋海流一部分水量从巴布延海峡流出南海；冬季，受东北季风影响，北太平洋水从巴布延海峡进入南海，阻碍了吕宋海流的东流。

吕宋海流的水体主要有三个来源：一是中沙南反气旋涡东向输送的南海水；二是西侧吕宋涡旋所带来的南海水；三是冬春季由苏禄海进入的高温低盐水。

（六）南沙海域弱流与涡旋

南沙群岛岛屿星罗棋布，热力学比较稳定，风力又相对较弱。除近岸陆架区呈现季风环流外，广阔的海域很难构成较强的、独立的环流系统，大多以各种中、小尺度涡存在。

冬季，存在一个尺度较大的气旋环流。显著的涡旋有：南沙气旋涡、南沙北部反气旋涡和南沙东部反气旋涡等。夏季，存在一个较大的反气旋式环流。主要的中尺度涡有：西陆架区反气旋涡、金兰湾东部反气旋涡和文莱西部气旋涡等。

第七章　渤　海

第一节　水文特征

渤海水浅，封闭性较强，受大陆气候影响显著，致使渤海的水文特征，具有其自身的特点。渤海水文的另一个独特点是，每年冬季皆有程度不同的结冰现象。在“全国海洋综合调查报告”[1),2),3)]以及相关文献[4)]中，对渤海的温度、盐度状况、跃层分布与变化以及水系消长等已做了细致的论述，本节着重讨论多年平均的水文特征。

一、温度的分布与变化

冬季　垂向混合很强，使表、底层水温平面分布趋势大体相同。水温达全年最低，但表层水温仍高于气温，海洋向大气输送热量。2月，整个渤海水温在 -1.5～3.6℃之间，等温线分布与等深线分布基本一致，有一高温水舌由北黄海向西经渤海海峡伸入渤海，水舌前锋达渤海中部。渤海温度值由东向西、自中央向南岸逐渐递减（图3.1.2）。其中：辽东湾出现负温，最低为 -1.5℃；渤海湾为0℃左右，最低 -0.5℃；莱州湾为0～1℃；渤海中央为1～2℃；渤海海峡附近为2℃，老铁山水道的底层水温达3℃，为渤海的暖水区。

渤海三个海湾的湾顶沿岸，均有海冰出现，使湾顶水温低于湾口，近岸低于远岸。

春季　气温已高于表层水温，海面开始吸热，大气向海洋输送热量。此时由于表层水温增温较快，深、底层增温较慢，出现明显的分层现象。表层冬季的高温水舌和沿岸的低温现象消失，形成渤海沿岸水温高、中央及海峡附近水温低的现象，水文特征正向夏季型转换，水文状况不甚稳定，等温线分布较冬季的密集（图3.1.4）。5月，表、底层水温分别在10～17℃和7～17℃之间。其中：渤海中央及海峡附近水温最低，为7～11℃；次低为辽东湾，水温在8～14℃之间；莱州湾水温为次高，在11～15℃之间；渤海湾水温最高，为13～17℃。春季渤海增温具有明显的地区差异：以渤海湾增温最快，莱州湾次之，辽东湾居第三，渤海中央及海峡附近增温最慢，这显然与水深有关。三个海湾的表、底层等温线分布趋势仍与海湾的等深线分布一致，但在表层，辽东湾口和海峡以西的北部海域，分别出现两个闭合的低温区，低温中心低于10℃。而在底层，辽东湾口附近仍为一个闭合的低温区，其中心温度低于9℃；海峡及其西侧海域，则被北黄海西伸的低温水舌控制，水舌前锋伸至渤海中央，水温低于8℃，这个西伸的冷水舌，是北黄海冷水团的一部分。5月的大凌河口至旧黄河口水温断面图（图7.1.1），显示了这两个孤立冷水块的特征，它们被分别命名为“辽东湾冷水”和“渤中冷水”[1),2)]。冷水块以温差大、盐差小以低温为主要特色。冷水块的形成过程，与“黄海冷水团”的形成过程基本相似。

1）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964. 全国海洋综合调查报告，第二册—中国近海温度、盐、密度的分布.

2）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964. 全国海洋综合调查报告，第四册—中国近海的水系.

3）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964. 全国海洋综合调查报告，第三册—中国近海温度、盐、密度的跃层现象.

4）沈鸿书、毛汉礼，1965. 渤海及北黄海西部的水文基本特征。海洋科学集刊，01号：1～22.

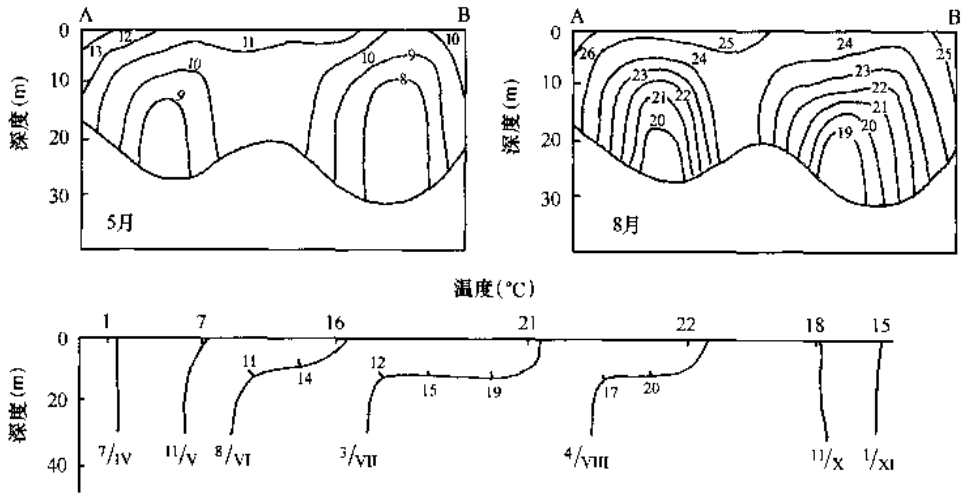


图 7.1.1　纵贯渤海断面（大凌河口附近——旧黄河口）的水温分布（上）及渤海水温垂直结构的逐月变异（下）[4]

夏季　8月水温升至全年最高，达23～28℃，此时水温分布最主要的特征是，海水层化现象最强，大致以10 m层左右为界，明显的分为上、下两层。上层水温分布较均匀，等温线分布自东向西递增，分布趋势正好与冬季的相反，出现近岸高于远岸，湾顶高于湾口，渤海三大海湾水温高于渤海中央及海峡附近的格局（图3.1.6）。辽东湾表层水温为23～26℃，渤海湾和莱州湾为26～28℃，渤海中央为25～26℃，海峡附近为24～26℃，水平温差为3℃左右。就多年平均结果看，由黄河口向外冲溢的高温水舌并不明显，仅局限于近岸的较小范围内。但对于某些年份（如1959年），这种黄河水的冲溢范围可达渤海中央。10 m以下的水层，尤其是近底层，与上层情况截然不同，突出表现在有多个低温闭合中心出现，等温线密集，水平梯度大，温差显著。渤海底层水温为16～27℃之间，原来春季出现的两个冷水块依然存在，冷中心温度分别为19℃和20℃（图7.1.1），比周围温度低5～6℃。渤海东部、海峡附近仍受北黄海冷水团的影响，但西伸势力比春季的要弱，仅限于海峡西口附近；渤海南部的冷中心已与北黄海冷水团的西伸水舌分开，成为一个孤立的“冷中心”。

秋季　表层水温逐渐下降，水文特征正向冬季型转换，表层水温又高于气温。除海峡附近外，渤海表、底层水温分布趋势基本相同，又出现沿岸水温略低、中央略高的形势。10月，渤海水温在16～19℃之间。其中：辽东湾为16～17℃；渤海湾、莱州湾为18℃左右；渤海中央为18～19℃；海峡附近，表层水温为18℃左右，底层为15～17℃。辽东湾降温最快，其次是渤海湾和莱州湾，渤海中央及海峡附近降温最慢。此时的底层，海峡附近仍受北黄海冷水团西伸的控制，表现为低温特征，春、夏季出现的“辽东湾冷水”和“渤中冷水”已不复存在。“辽东湾冷水”于4月出现，9月消失，持续时间为5个月；“渤中冷水”出现在5月，9月消逝，持续时间为4个月。渤海的两个冷水块，形成时间较早，持续时间短，消失也快。

5月，渤海水温垂直分布的分层现象已普遍形成，但温跃层强度较弱；到了6月，分层现象极为明显，整个渤海已进入温跃层的强盛期，跃层所处深度在5～10 m之间。此时上层为高温，水温随深度增加递减显著；下层为低温，仍为均匀一致状态，在下层上界与上层下界之间，出现明显的温跃层。7月，为渤海温跃层的鼎盛月份。8月，表层海水继续增温，但因渤海水深较浅，

底层水温也升温较快，温度的垂直梯度反而减小，温跃层强度减弱。到了9月，水温垂直分布趋势又与4、5月的相同。10月，渤海除个别水域外，温跃层现象已趋于消失，又恢复到冬季的状态。因此，渤海水温垂直结构，可划分为三种类型：冬季型、夏季型和过渡（春、秋）型。冬季型为无温跃层类型，特点是温度垂直结构均匀一致，持续时间最长，大约6个月左右（10月下旬至翌年3月底、4月上旬）。夏季型为温跃层盛期类型，持续时间仅3个月（6～8月）。过渡型为温跃层形成和消衰类型，持续时间更短，前者约2个月，后者仅1个多月。作为多年平均来讲，渤海的温跃层出现在一年中的4～9月之间（即夏半年），前后持续时间为6个月。特点是：成长迅速、范围广、强度大，厚度及深度都比较浅，消衰时间短，在一个月之内就把强温跃层消衰而尽，强温跃层区出现在渤海的低洼处附近。

根据资料分析，渤海各层的水温年变曲线非常规则，大体与余弦曲线相当。各层的最低水温值均出现在2月下旬，最高水温出现的时间，却随深度的增加而向后推迟；水温的年变幅也随深度的增加而减小（图7.1.2）。表层最高水温发生在8月中旬，沿岸地区水温受陆地和气候的影响，最低、最高水温出现时间略有提前，分别在2月上旬和8月上旬。表层水温的年变幅：以辽东湾和渤海湾最大，为24～27℃；莱州湾次之，为23～26℃；渤海中央为21～25℃；海峡附近最小，为20～22℃[8]。深、底层最高水温出现时间各地不一，辽东湾为9月中旬，渤海湾为9月上旬，渤海中央为8月下旬，莱州湾为8月上旬。深、底层水温的年变幅以渤海海峡附近为最小，约8～20℃；渤海中央水域次之，为14～24℃；辽东湾为17～26℃；渤海湾为18～26℃；莱州湾的最大，为21～27℃[5]。冬季，垂向混合最强，在渤海可直达海底，故最低水温出现的时间几乎是同时发生的；夏季，海水密度随深度增加而增大，水层稳定，垂向混合作用较弱，使各层水温的最高值不能同步出现，具有随水深增大而滞后的现象。

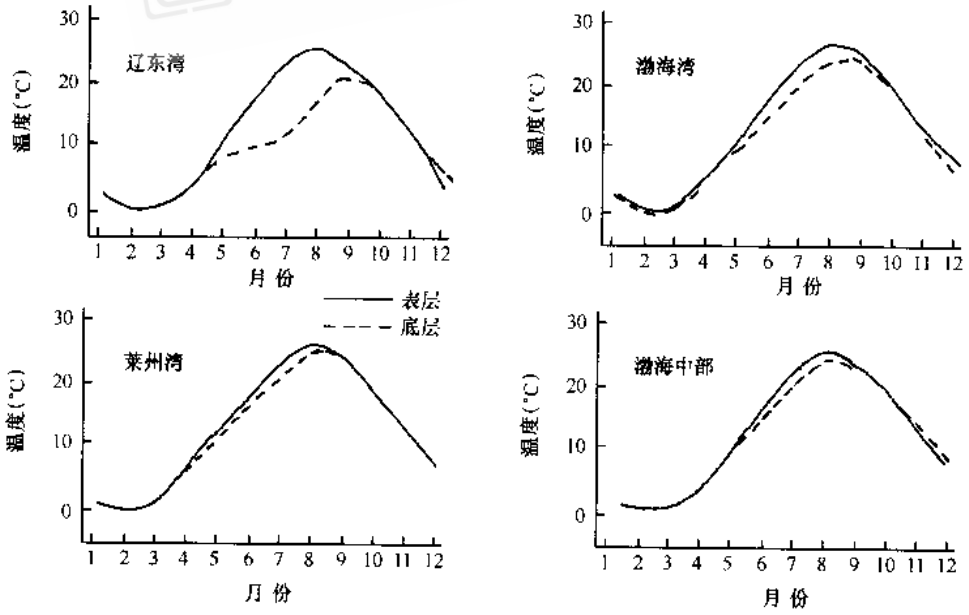


图7.1.2　渤海水温的季节变化[5]

1960～1997年间，渤海沿岸的气温、海面水温和海面盐度长期变化趋势如图7.1.3所示，就龙口、塘沽、秦皇岛、芷锚湾、鲅鱼圈、长兴岛6站平均而言，年平均气温的变幅在2.14～

2.80℃之间，气温平均以0.024℃/a的速率增暖；年平均海面水温变幅在1.82～2.64℃之间，海面水温平均以0.01℃/a的速率增暖。1988年和1989年，分别为气温、海面水温的气候变化转折年，即这两年之前，气温、海面水温均为降温（偏冷）趋势。1988年、1989年分别为降温的低谷；然后由偏冷转为升温，且升温趋势至今仍持续着。这种环渤海气温、海面水温的增暖趋势，是与华北、全国、全球气温以及黄、东海的海面水温增暖趋势相一致的，只不过渤海的增温比较突出。另外，渤海沿岸的气温、海面水温普遍存在6.2年的主要变化周期和3.5 a的次要变化周期[73]。

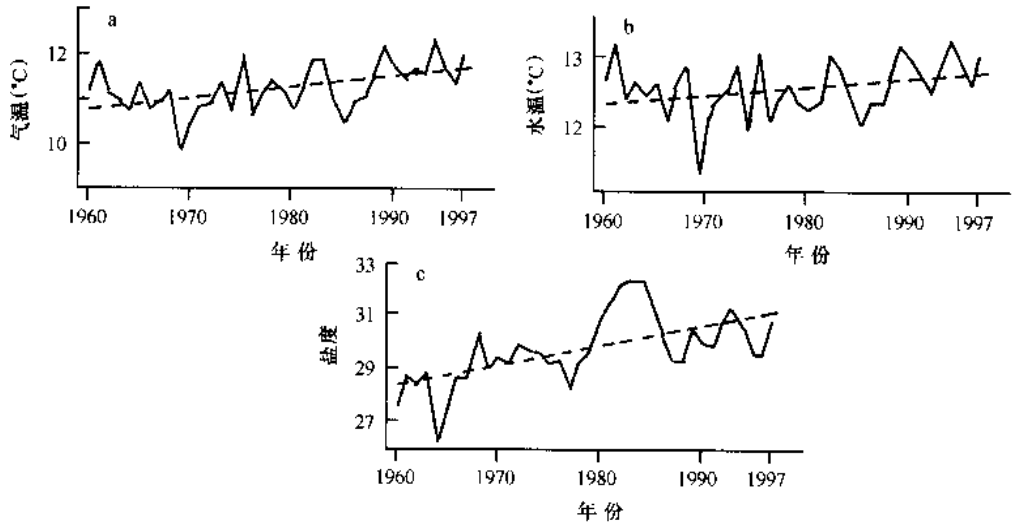


图7.1.3　渤海沿岸6站年平均气温（a）、海面水温（b）、海面盐度（c）的长期趋势变化[73]

二、盐度的分布与变化

渤海是中国近海盐度最低的海域，年平均盐度约为30.0。无论表层或底层，盐度平面分布的总趋势与温度分布相对应的，有一高盐水舌由北黄海向西经渤海海峡伸至渤海中央，形成东部高、中央高、北、西、南三面沿岸低的格局（图3.2.1，图3.2.3，图3.2.5及图3.2.7）。

冬季　盐度达全年最高。渤海中央及海峡附近，盐度为31.5～32.0之间。31.0等盐线的高盐水舌分布范围最广，西伸势力也最强，北自老铁山角经辽东湾南部至秦皇岛以南，南自海峡南部经莱州湾外至曹妃甸附近，均为一片相对高盐区，31.0等盐线分布大体与20 m等深线位置相当。冬季表、底层盐度分布趋势大体相同。

就渤海三大海湾而言，辽东湾盐度最高，表、底层约为30.5，无水平差异。其次为渤海湾，表、底层盐度分别为29.0～31.0和29.5～31.0，等盐线分布与该湾岸线平行。莱州湾盐度最低，表层为26.0～29.0，底层为27.0～29.0，并有明显的水平梯度，等盐线分布自黄河口附近向外呈弧状冲溢，莱州湾盐度东岸高于西岸。

春季　偏北季风减弱，偏南季风兴起，此时降水和河川入海淡水量增加，开始降盐。盐度分布趋势与冬季的基本相似，表、底层盐度分布也相同，只是盐度值较冬季的降低，相同等盐线的位置较冬季的有所变动。尤其是31.5等盐线向东退缩到海峡附近，31.0等盐线包络的范围也比冬季的小。渤海中央及海峡附近的盐度为31.5左右，较冬季的下降0.5。辽东湾表、底层盐度均为28.0～31.0，比冬季的下降2.5。渤海湾表、底层盐度分别为27.0～30.0和28.0～30.0之间，比冬季的下降2.0。莱州湾表、底层盐度均为26.0～29.0，比冬季的下降1.0左右，是渤海

三大海湾由冬季到春季降盐幅度最小的海湾。

夏季　沿岸冲淡水势力最盛，扩展范围也最大，此时渤海的表层盐度降至最低，为全年盐度的最低值。又因夏季海水稳定度大，垂向混合较难进行，使渤海出现表、底层盐度分布趋势不一致现象。在表层，31.0 等盐线在渤海已不存在，相对高盐区由 30.0 等盐线所包罗的范围代替。同时，外海高盐水舌入侵渤海的方向也有改变，由原先的西伸转变成北伸进入辽东湾，并在辽东半岛西岸附近出现一个闭合的相对高盐区，盐度为 30.5。渤海中央及海峡附近的表层盐度为 30.5，比冬季的降低 1.0～2.0。辽东湾的等盐线十分密集，水平梯度大，尤其东侧的梯度大于西侧的梯度；表层盐度为 20.0～30.0。渤海湾和莱州湾的表层盐度分别为 23.0～28.0 和 24.0～28.0，水平盐度梯度都比较强，等盐线分布几乎皆呈经向分布。底层盐度分布与表层不同，前者基本上仍保持冬、春季的分布趋势，只是盐度值有所降低。渤海中央及海峡附近的盐度为31.0～31.5，辽东湾为 25.0～30.0，渤海湾为 25.0～29.0，莱州湾为 26.0～29.0。

秋季　海水处于增盐时期。渤海的盐度普遍升高，又出现表、底层盐度平面分布趋势相同的格局。整个渤海的盐度分布又恢复到春季的状态，只是盐度值仍比春季的略低。以 10 月为例，渤海中央及海峡附近盐度为 30.5～31.0。渤海三大海湾的等盐线分布虽较夏季的稀疏，但水平梯度仍明显。辽东湾表、底层盐度分别为 23.0～30.0 和 24.0～30.5；渤海湾表、底层的分别为 24.0～29.0 和 25.0～29.0，莱州湾的表、底层盐度相同，均为 26.0～29.0。取 30.5 等盐线所包络的范围作一指标，则可看出，表层，2 月的这一范围最广，其次是 5 月，10 月居第三，8 月的最小。在底层，2 月、5 月的范围大体相当，8 月、10 月的范围也基本相同。

就多年平均状况而言，夏季黄河口附近和辽河口附近的冲淡水，对渤海南部及辽东湾的冲溢扩展影响并不显著，但对于单独年份来讲，这些河口附近的低盐水冲溢现象是明显的。20 世纪 50 年代以来，黄河尾闾河道进行了三次人工改道：1953 年 7 月至 1964 年 1 月黄河走神仙沟入海；1964 年 1 月至 1976 年 5 月走钩口河入海；1976 年 5 月至现在走清水沟入海。前两条流路黄河入渤海湾，后一条流路黄河入莱州湾。由于黄河口的变迁，对其附近的水文状况，尤其是河口附近的盐度分布有重大改观。图 7.1.4 中的 a、b、c 三幅图，分别为 1958 年 9 月、1964 年 7 月 31 日至 8 月 2 日以及 1983 年 9 月的盐度分布，代表三个流路时期的情形。由图看出，三个流路时期的黄河口附近的表层盐度分布是不同的。

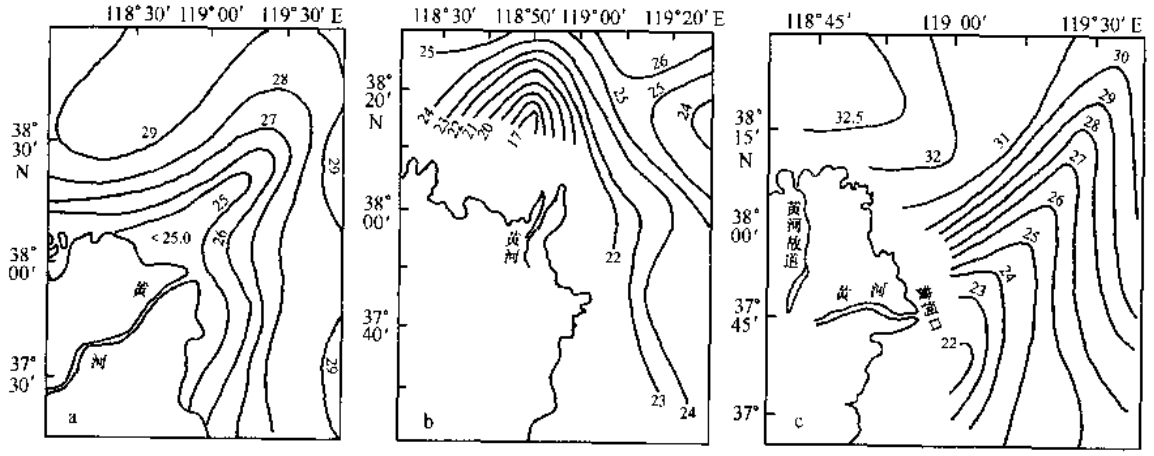


图 7.1.4　神仙沟（a）、钩口河（b）及清水沟（c）三条流路时期黄河口附近的表层盐度分布[21],[27]

渤海的盐度垂直状况，是随季节不同而异的（图 7.1.5）。冬季，盐度垂直分布呈现为上下一致的均匀状态。这种分布形式，大致从 10 月下旬至翌年 4 月，渤海大部分海域均属这种类型。春季，使冬季的盐度垂直分布状态遭到破坏，出现强度较弱的层化现象，这种层化以渤海中央比较显著。但在黄河口附近，5～10 m 水层也会出现较强的盐跃层。夏季，大量淡水的流注入海以及海水稳定度大，使夏季的盐度垂直分布具有层化显著、盐跃层强的特点。黄河口附近并不是盐跃层最强的海域，强盐跃层往往出现在渤海中央。到了秋季，盐跃层强度减弱，盐度垂直分布又逐渐趋于上下均一的状态。除黄河口附近及莱州湾，盐度随深度增加略有递增外，渤海大部分海域，盐度垂直分布已趋于均匀一致的形式。

因此，渤海的盐度垂直分布，与温度的垂直结构相对应，大体上存在着冬季型、夏季型和过渡型（春、秋）三种类型。冬季型的盐度随深度增加无明显变化，这种形式持续时间最长。夏季型的盐度垂直分布呈现为三层结构：表层盐度低，下层盐度高，但表层盐度随深度增加，而下层随深度增加无显著变化；只有中间水层出现强的盐跃层。这种类型在渤海持续时间很短，仅 7～8 月才存在。过渡型介于冬季型和夏季型之间，在盐度随深度增加的分布图中，没有明显的上、下界，或只有一个较明显的上界或下界。此类型大都出现在春、秋季节，除浅水水域外，几乎在渤海都有出现，尤以渤海中央最为普遍。由于渤海沿岸的河流分布不均匀，使渤海的盐跃层出现两点明显的差异：（1）南部与北部、西部与东部海域的地区差异；（2）季节性差异。与温跃层相比，盐跃层的特点是：强度较弱，范围小，深度和厚度也较浅，强盐跃层区发生在渤海的西南部。黄河入海的淡水，在渤海盐跃层的消长过程中起着重要角色。

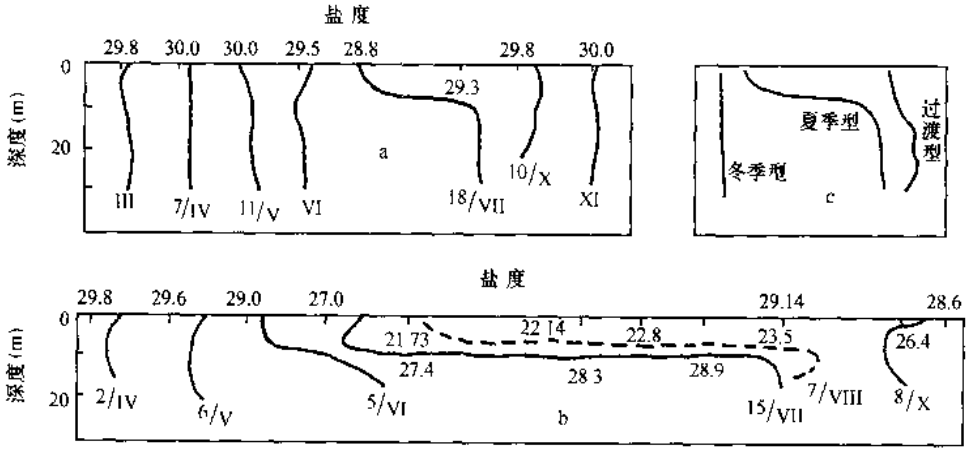


图 7.1.5　渤海盐度垂直分布的逐月变异[4]

a：非河口地区；b：河口地区；c：三种类型示意

渤海盐度的季节变化不如温度的规则，总的趋势正好与温度的相反。表层从 4 月开始至 9 月为降盐期，莱州湾的降盐期推迟到 11 月；10 月至翌年 3 月为增盐期。但各海域由于所处的地理环境不同，还有其自身的变化特点（图 7.1.6）。在渤海中部，表、底层的盐度年变化曲线接近重合，只是在 4～9 月间，底层盐度略高于表层。盐度最高值出现在 2 月，最低值发生在 8 月。表层的盐度年变幅为 2.6，底层的为 1.8[63]。辽东湾的情况与渤海中部的大同小异，表、底层的最高盐度均发生在 1～2 月，数值也几乎相同；但最低盐度出现的时间却不相同，表层出现在 8 月，底层反而提前于 7 月出现。表、底层的年变幅相差无几，约为 2.1[63]。渤海湾的盐度年变化

与上述的不同，表层似乎仍具有不规则的年周期特点，最高值出现在2月，最低值发生在8月；底层却是另一番情景，具有两峰两谷的现象，最高值发生在2月和7月，最低值不明显，似乎是出现在1月和10月。盐度的年变幅达4.5，为渤海盐度年变幅最大的海域。莱州湾的情况更为特殊，表、底层盐度年变曲线具有三个最高值和一个最低值：最低值都发生在12月至翌年1月，最高值发生在3月、6月和9月。年变幅表、底层分别约为3.8和2.7[5]。

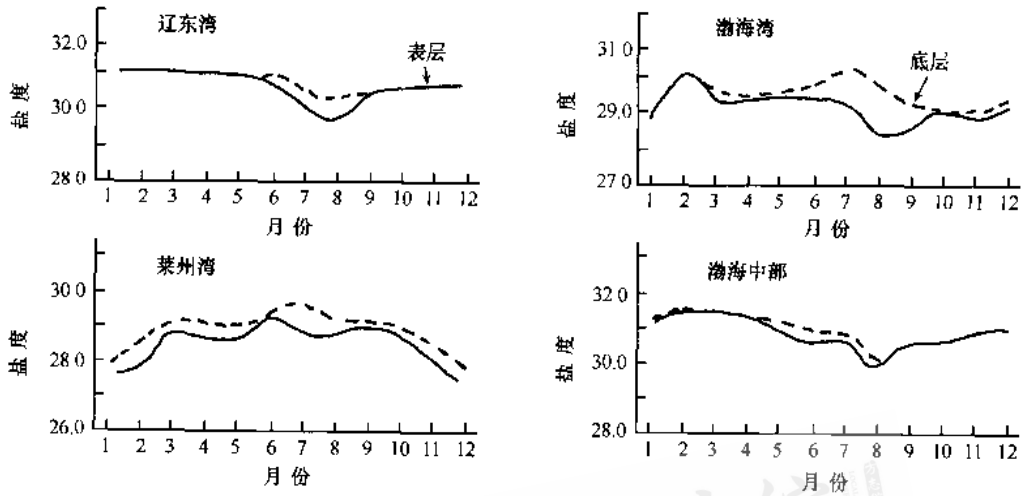


图7.1.6　渤海盐度的季节变化[5]

近几十年来，渤海沿岸主要大河入海的年径流量趋于减少的势头，如黄河，从20世纪70年代开始，经常出现断流现象。1998年黄河入海年径流量约为20亿m^3，只有20世纪50～70年代入海年径流量的1/24。同样，近期海河、辽河入海年径流量也大幅度下降。因此，对渤海的盐度有重要影响，突出的表现在，渤海的盐度在升高。1960～1997年间，渤海的海面盐度变咸现象极为明显（图7.1.3c），是海面盐度、气温、海面水温三个要素中最突出的现象。盐度增咸的速率为0.045～0.107/a（平均为0.067/a），变幅在2.77～10.74之间。1980年为渤海沿岸海面盐度变咸的转折年。另外，渤海沿岸海面盐度普遍存在着12a的主要周期[73]。

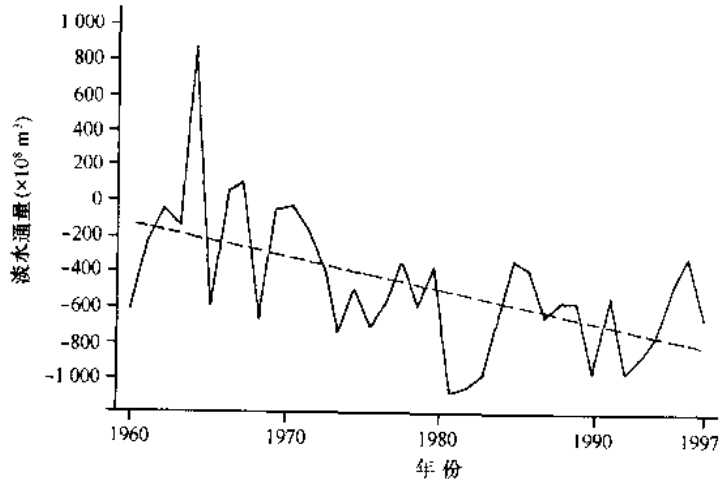


图7.1.7　渤海淡水通量的年际变化曲线（虚线为最佳拟合回归直线）[73]

1982 年 4 月至 1983 年 5 月，黄海海洋水产研究所在渤海湾、莱州湾、辽东湾南部及渤海中部进行每月一次的水文调查，将调查资料与全国海洋普查资料（1958～1959 年）进行对比[63]，在盐度方面，两次调查结果的主要差异表现在：（1）1958～1959 年黄河冲淡水在北大咀，而 1982～1983 年黄河冲淡水已移至南大嘴。（2）1982～1983 年调查的盐度值比 1958～1959 年调查的普遍都偏高，一般月份偏高 1.00～2.00，个别月份及海域（9 月辽东湾南部表层）偏高 2.86。上述增盐变咸的原因可能有二：一是渤海的淡水通量大幅度减少（图 7.1.7）。1960～1997 年间渤海的淡水通量以 19.8×10^8 m^3/a 的速率在减少，其中，蒸发以 6.6×10^8 m^3/a 速率增加，入海径流量和降水量分别以 15×10^8 m^3/a 和 1.73 mm/a 的速率在减少[73]。二是外海高盐水势力增强。

三、水团

渤海水浅，温度易受外界条件的影响，变化剧烈；而盐度除河口地区外，比较稳定和规则，因此，主要依据盐度，适当参考温度，将海区的水团划分为两部分：一是渤海沿岸水，二是渤海混合水。

渤海沿岸水系是由渤海沿岸江河入海的淡水与海水混合而成的，包括辽东湾沿岸水、渤南（渤海湾—莱州湾）沿岸水，主要分布在 20 m 等深线以内的浅水沿岸地带，具有盐度比较低，水平梯度大，垂向较均匀，温度、盐度的年变幅也大，水色混浊，透明度小，分布范围有较大的季节性和年际差异等特点。

辽东湾沿岸水　主要由辽河、大凌河等淡水入海后混合而成，分布在辽东湾内，其湾口则为辽东湾沿岸水和外海混合水系的混合带。冬、春季，流入辽东湾的江河径流很小，又在偏北季风的吹刮下，辽东湾沿岸水便沿该湾东侧海岸南下，使辽东湾东、西两岸盐度有所差异，东岸低于西岸。夏季，江河入海径流增大，又盛行偏南风，辽东湾沿岸水主要分布在该湾的西岸和北岸，此时，该沿岸水改为沿西岸南下，西岸盐度又明显低于东岸盐度。从沿岸水的范围来看，夏、秋季大，冬、春季小。辽东湾沿岸水的盐度变幅较大，约 10.0 左右。其温度状况是，冬季具有低温，夏季则有高温特征。

渤南沿岸水　系由黄河、海河、滦河等入海的淡水与海水混合而成，分布在河北滦河口往南经渤海湾、莱州湾至山东北部沿岸海域，其中渤海湾和莱州湾为该沿岸水的源地，也称渤莱沿岸水。其流动路径也具有明显的季节性。大约自 10 月至翌年 4 月，为渤南沿岸水东流时期，此时沿岸水分布在渤海南部 20 m 等深线以内水域，在偏北风作用下，顺着海岸自西向东流出渤海海峡而进入黄海至成山角附近。5～9 月，该沿岸水向渤海中央冲溢扩展，此时沿岸水的分布范围与前一时期的不同，主要出现在渤海湾和莱州湾一带，沿岸水的东界在渤海海峡附近。渤南沿岸水于 1～2 月水温最低，约 0℃；8 月最高，为 27℃。盐度的变幅在 23.0～29.0 之间。渤南沿岸水的另一个特点是，冬季溶解氧的含量特别高，平均为 8.24～8.30 ml/L，而夏季，溶解氧含量只有 4.4～5.2 ml/L。

渤海混合水　是指渤海沿岸以外由黄海来的高盐水和当地海水混合而成的。相对于沿岸水来讲，其主要特点是，盐度较高，且年变幅较小。在垂直结构上：冬半年呈现为垂直均匀状态；夏半年有层化现象，上层为高温、低盐水，下层为低温、高盐水。

渤海混合水的温度、盐性质：冬季，表、底层的温度约为 -1～2℃，盐度为 31.0～31.9。夏季，表层海水迅速增温和降盐，温度可达 25～27℃，盐度则降为 30.0～31.0。深、底层水基本上保持冬季遗留下来的低温高盐性质，因此，在辽东湾南部及渤海湾以东的洼地上，出现两个

冷中心——辽东湾冷水和渤中冷水。

从图 7.1.8 看出：冬季，因垂向混合强，渤海表层和底层水团分布趋势基本上是一致的。渤海混合水盘踞在渤海中央、辽东湾南部及山东半岛北部沿岸；辽东湾沿岸水和渤南沿岸水分别分布在辽东湾北部、中部以及渤海湾和莱州湾一带。黄海混合水未进入渤海。夏季，渤海水团分布格局比冬季的复杂一些，除渤海混合水的盘踞范围有些缩小外，还有黄海混合水西伸进入渤海海峡以西海域，渤海海峡一带被黄海混合水占据，有少部分黄海混合水进入渤海。

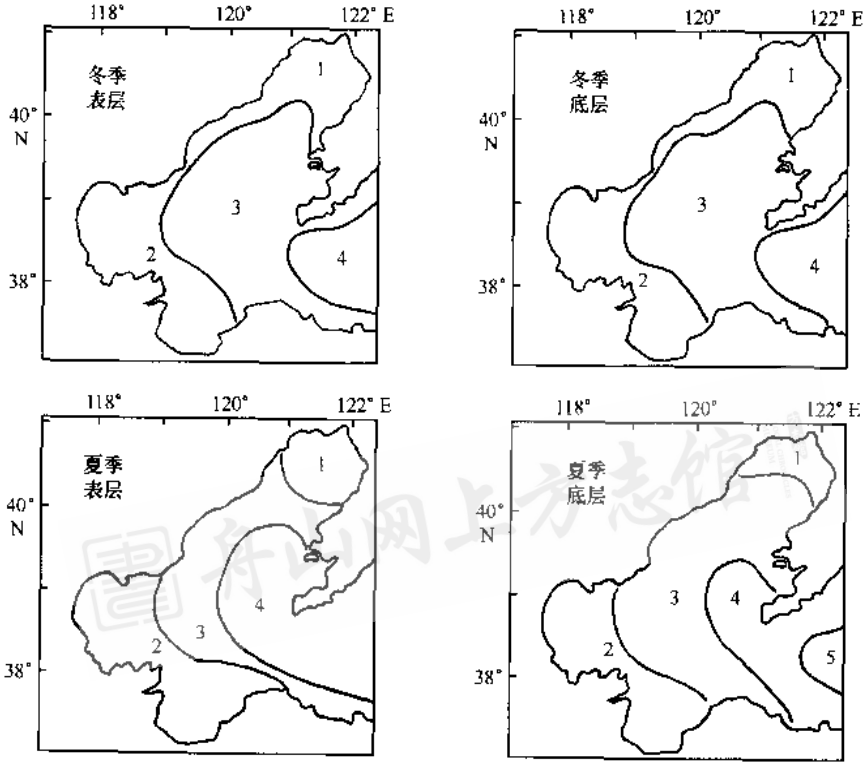


图 7.1.8　冬、夏季渤海水团分布示意图（根据文献[4]改绘）

1：辽东湾沿岸水；2：渤南沿岸水；3：渤海混合水；4：黄海混合水；5：夏季黄海冷水团

第二节　渤海环流

渤海是潮汐、潮流现象显著的海区之一，其余流很弱，表层余流流速一般在 3 ~ 15 cm/s 之间，流速最大值也不超过 20 cm/s，仅为渤海最大潮流值的 1/10[4]。

由于渤海的余流很弱，相应的环流也很微弱。“环流”系指一个海区气候式海流的平均状况，即构成该海区海水总循环的模式。渤海表层流流向受风的影响比较大，有时环流也显得很不稳定。但结合水文状况的分析，或用数值计算方法，一个相对稳定的弱的环流在渤海是确实存在的。

按传统观念，渤海的环流主要由北黄海高盐水舌进入渤海的所谓“黄海暖流余脉”和渤海沿岸流所组成[1]。

冬季所称的“黄海暖流余脉”，系指由北黄海进入渤海的高盐水，通常是指从北黄海进入渤

1）国家科委海洋组全国海洋综合调查办公室编，1964．全国海洋综合调查报告，第五册——中国近海的海流系统．

海的盐度大于31.00偏西向的高盐水舌；但在夏季，此高盐水指向西北，似乎不宜再称“黄海暖流余脉”，因为夏季黄海暖流并不明显。

渤海沿岸流由两部分组成：一是辽东湾沿岸流，二是渤（海）—莱（州）湾沿岸流。前者是由辽河、双台子河、大凌河等河川径流入海后形成的混合水，主要分布在辽东湾内20 m等深线以浅的沿岸水域；后者是由滦河、海河、黄河等河川径流入海后形成的混合水，主要分布在河北东部、天津和山东北部沿岸一带，以渤海湾和莱州湾为这一沿岸流的源地。

为了说明渤海的环流，首先介绍一下渤海海峡附近的海流状况。图7.2.1为1958年3月（a）和6月（b）的余流分布与10 m层的盐度分布[1)]，比较a，b两图可看出，余流的流向与盐度分布有着一定的联系，主要表现在：（1）外海高盐水是通过渤海海峡北部进入渤海的，渤海内的海水，由渤海海峡南部流出而进入北黄海，即海峡附近的海流为“北进、南出”。（2）外海水大体跟随31.50等盐线的舌轴方向进入渤海，渤海内的低盐水沿着舌缘而流出渤海。这种趋势，尤以1958年6月更为明显。通过全国海洋普查及有关调查表明，渤海海峡附近的海流所呈现的为“北进”、“南出”现象，不仅夏季是这样，冬季也是如此，似乎是终年存在的。

从渤海海峡北部进入的“黄海暖流余脉”在渤海是如何流动的呢？早期宇田道隆[183]给出的渤海、黄海、东海海流示意图（图6.2.1）中表明：“黄海暖流余脉”向西可伸入到渤海西岸附近，在那里遇海岸受阻而分为南、北两支：北支沿渤海西岸北上进入辽东湾西岸，构成一个辽东湾内的顺时针式的环流。南支沿渤海西岸折南进入渤海湾，在渤海南部构成一个逆时针的环流，最后从渤海海峡南部流出渤海。

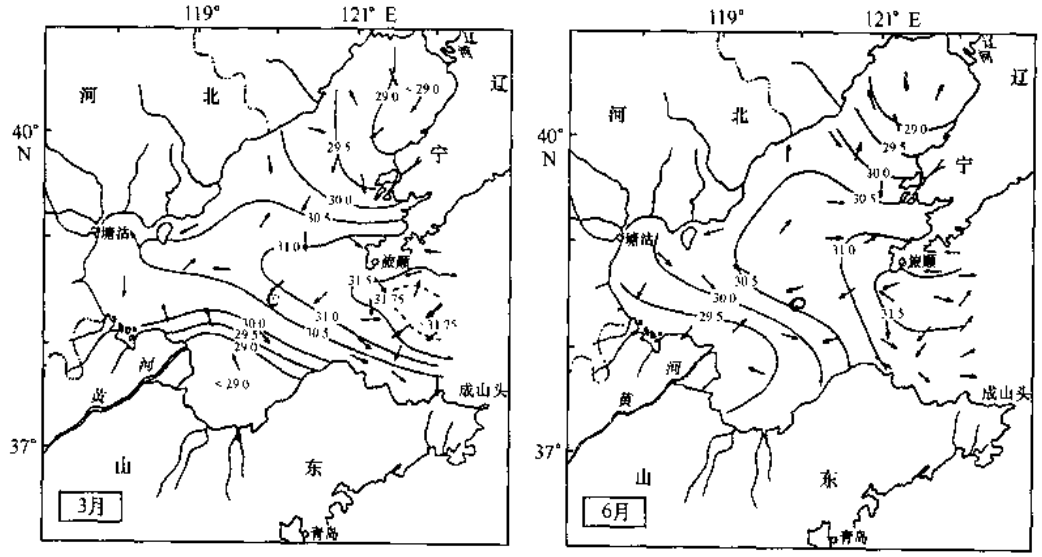


图7.2.1　渤海的余流及盐度分布[1)]

1977年，管秉贤等[2)]编绘了每月一张的渤海海流分布图。最近，他又编绘了渤海、黄海、东海四季代表月的表层海流图[131]。现以渤海的部分为例（图7.2.2），记述渤海的环流情况。该图表明，就辽东湾而言，四季代表月的海水流动路径可归为两类：2月和5月为一种类型；8月和

1）国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964．全国海洋综合报告，第五册．

2）管秉贤，丁文兰，李长松，1997．渤海、黄海、东海表层海流图．中国科学院海洋研究所．

11 月为另一种类型。前者在渤海西岸分为两支：南支进入渤海湾；北支沿辽东湾西岸北上，与顺着辽东湾东岸南下的辽东湾沿岸流相接，构成辽东湾内为一顺时针的环流。但 8 月和 11 月的情况正好相反，进入渤海海峡北部的海流，在渤海海峡西北面便分支：一支继续西流，另一支沿辽东湾东岸北上，与辽东湾沿岸流相接并沿该湾西岸南下，从而构成辽东湾内的环流为一逆时针环流。在渤海南部，四季各代表月的海水流动路径差异不大，基本上皆为逆时针的流动，并沿山东半岛北岸东流流出渤海。

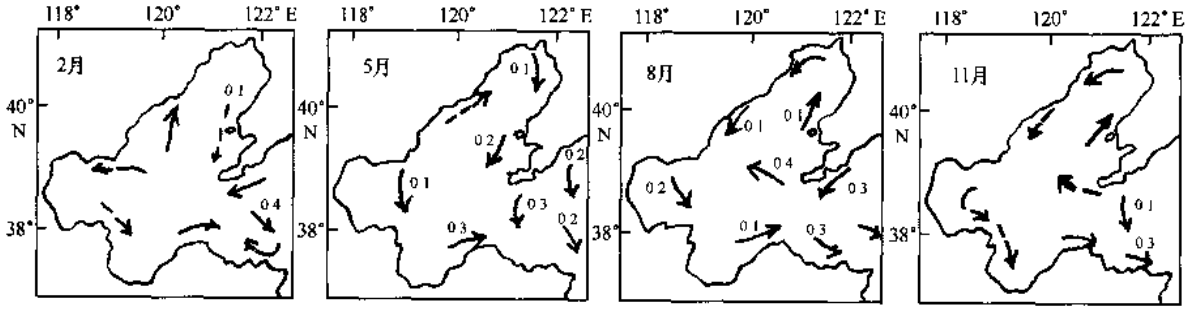


图 7.2.2　渤海环流示意图[131]

在黄河口附近，传统观念认为，海水主要向东输送，成为黄海西岸沿岸流的源头。由于黄河的入海口经常变迁，岸线变化频繁，对河口附近滨海浅水区的流场势必产生影响。在 1964 ~ 1976 年间，黄河入海口朝北入渤海湾，其冲淡水的流动方向除夏季大体偏北外，其他季节无规律可循。1976 年以后，黄河入海口朝东入莱州湾西岸。

在莱州湾，海流受风的影响更大，流矢多变。最早仍由管秉贤[1]勾绘出该湾的冬季环流模式为顺时针的（如图 6.2.2）；从 1958 ~ 1985 年间的渤海南部的余流资料表明[48]，除冬季余流资料稀少外，春、秋两季的余流，均反映出莱州湾存在一个顺时针的环流。但环流的位置，并不沿该湾的四周或中央，而是偏于莱州湾的西半部。

1）管秉贤，1984. 中国海海流系统及其结构概述. 渤海、黄海、东海调查研究报告，116 ~ 141.

第八章　黄　海

黄海是一个半封闭的陆架浅海。其海底地形的显著特点是，在南黄海的中央，为一水深 50～80 m 的黄海槽，该槽西侧的苏北沿岸为古黄河三角洲，是较广阔的平坦浅水地形；而沿山东半岛和朝鲜半岛西岸，地形坡度较大。黄海地处温带，属东亚季风气候。其风向每年变换两次：冬季为偏北风，夏季为偏南风。冬季经常出现寒潮，夏季有台风过境。由于黄海具有特殊的地形和它所处的特殊地理位置，使其水文特征和环流系统的分布和变化，均显示出独有的特征。下面以 2 月、5 月、8 月、11 月分别作为四季的代表月，来叙述冬、春、夏、秋四季的水文特征。

第一节　水 文 特 征

一、温度的分布与变化

黄海水文状况的季节变异十分明显，冬、夏季的水文状况差异甚大，且各具特色，春、秋季多呈过渡型性质。

冬季　黄海温度平面分布的突出特点是（图 3.1.2）：一支高盐暖水舌从表至底，自济州岛西南海域向西北偏北方向伸展，占据了黄海中部广阔海域。这一高盐暖水舌进入北黄海后，舌的前缘明显指向西。传统观点认为，这一高温水舌舌轴就是通常所指的黄海暖流及其余脉所在的位置[1)]。在暖水的两侧，温度较低，但两侧温度分布有较明显的差别。在黄海西侧，等温线分布皆平行于海岸线，显示出有一股较冷的水沿山东、江苏沿岸南下，并在苏北五条沙外形成向海中央区伸展的冷水舌。该冷水舌的前缘可到达 125°E 以东海域，并与黄海中部向西北扩展的暖水舌，构成一斜“S”型结构，成为冬季黄海温度分布的另一重要特色。在黄海东侧朝鲜半岛近岸水域，尽管等温线大致平行于岸线，但较稀疏，并在朝鲜半岛西南端，等温线密集。

冬季黄海温度的垂向结构如图 8.1.1a 所示，由图可知，冬季在强劲的偏北风和海面冷却的共同作用下，黄海绝大部分海域的温度垂直分布基本上皆呈均匀状。然而，在断面的中部，温度皆高于其两侧，这正是前面所述的进入黄海的高盐暖水。这支高盐暖水与沿岸低温水相汇处，从表到底形成强度不一的温度锋区，成为冬季黄海不同水团的分界面。

春季　进入春季，随着风向的变换、风力减弱和海面增温，温度的垂直结构和水平分布亦相应发生变化。在垂直方向上，除近岸浅水区因潮混合作用，温度分布仍保持垂直均匀状外，大部分海域出现温跃层（图 8.1.1 b），从而使上、下水层温度的水平分布亦发生较大变化。从图 3.1.4 可看到：在上层，高温水覆盖的范围明显减小，在深、底层，北黄海冷中心形成，且封闭等温线范围向南黄海扩展。同时，在青岛以东的 36°N，122°15′E 附近海域，存在着一个范围不大的低温区，最低水温小于 8℃。自 20 m 至底层，等温线皆呈封闭状分布，这就是青岛冷水团。春季水文结构的另一变化是，在山东半岛和朝鲜半岛西侧近岸浅水区，出现了一些孤立的冷水

1）国家科委海洋组全国海洋综合调查办公室编，1964. 全国海洋综合调查报告，第五册—中国近海的海流系统.

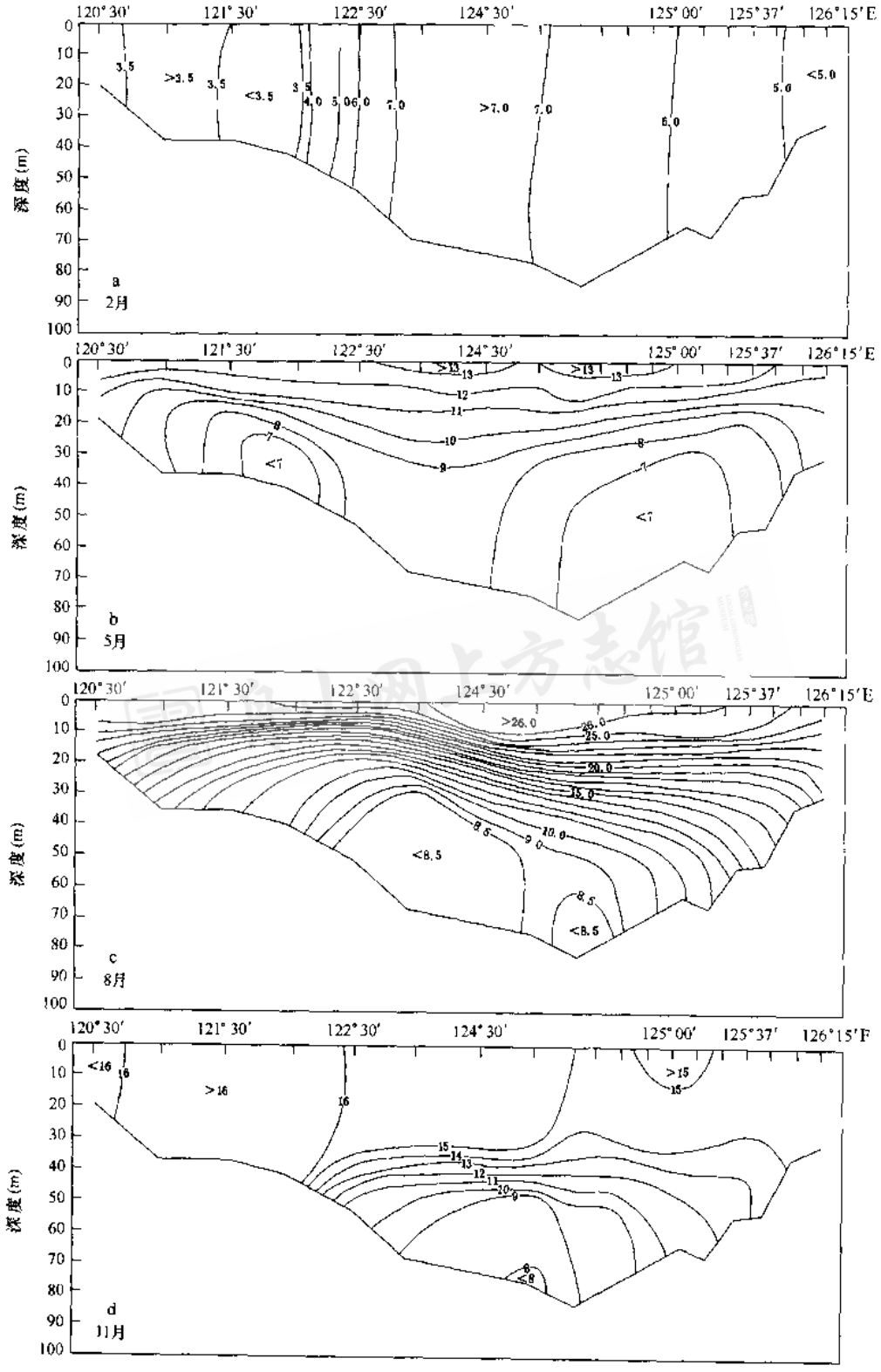


图 8.1.1　黄海 36°N 断面四季的温度（℃）分布[173]

区。尤以西朝鲜湾、江华湾和黑山岛附近海域最为明显。冷中心的水温与邻近海域的温差为3～4℃。这些冷水区，一般出现在近岸温度垂直均匀区与外海跃层区之间，是伴随潮锋出现的现象。

夏季　由于海面加热所形成的温跃层普遍加强，整个黄海的水文状况与冬、春季相比发生了明显的变化。在水平方向上，主要表现在（图3.1.6）：（1）暖水舌在上层已完全消失。除了若干局部冷水域外，黄海大部分海域表层水温在水平方向上十分均匀，其值大多在26～27℃之间。春季出现在西朝鲜湾和黑山岛附近海域的冷水区进一步增强，同时，在苏北浅滩外侧也出现了小范围的冷水域。（2）在30 m以深的黄海深底层，冷水团已完全占据了南、北黄海的整个中央部分，并在南、北黄海各出现了一个低温中心，它们分别位于36°30′N，124°E和38°30′N，122°30′E附近海域，中心最低温度分别小于7℃和8℃。在整个冷水团周边形成了强的温度锋区。

夏季温度的垂直分布明显地表现出三个不同的层次，即上均匀层、跃层和下均匀层（图8.1.1 c）。在近表层等温线向外上斜，近岸浅水区海面水温一般较低，中部水深较大处海面温度较高。在跃层以下的中、下层，靠中央侧温度低，边缘侧温度高，等温线呈中间略向下凹的台状形式。在冷水团中心水温呈均匀状态。

秋季　表层水温分布的南北梯度增大：北黄海中央小于13℃，成山角外海小于14℃，黄海东岸低于16℃；并出现一个从南黄海南部向西北伸展的暖水舌（图3.1.8）。底层，冷水团范围已明显缩小，北黄海冷中心已消失。此时，等温线呈椭圆状分布，长轴为南、北向。冷中心基本保持南黄海原有的冷中心位置，其最低温度小于9℃，与夏季相比，水温略有升高。

在垂直方向上，由于风力逐渐增强，使上均匀层迅速加深（图8.1.1d）；而处于较浅水域的温跃层，却明显减弱。至秋末，跃层完全消亡。

黄海水温垂直分布有两个比较突出的现象：（1）夏季由于南、北黄海的深、底层存在势力强的冷水团，因而在冷水团的顶部，出现很强的温跃层，温跃层在黄海特别强盛（图8.1.1.c），是中国近海温跃层最显著的区域之一。（2）在南黄海西部，约34°00′～37°30′N，124°E以西海域，于4～6月间，出现中层冷水现象，冷水多位于20～30 m附近，如图8.1.2所示。

图8.1.3列举几个黄海水温年变化的例子，它们分别表示北黄海（a）、南黄海东侧（b）以及南黄海济州岛以西海域（c）的情况。在表层，三站的水温年变化都比较规则，接近正弦曲线，年较差较大，其值由北往南逐渐递减。最低水温出现在2月（c站出现在3月），最高水温都发生在8月。表层以下的情况是：最低水温仍出现在2月或3月，与表层基本上是同步的；但最高水温出现的时间却不同步，而是随着深度的增加而逐渐向后推移。a、c两站底层最高水温出现在11～12月，与表层相比，时间推迟3～4个月。另外，表层以下水温年较差值也不相同，而是随着深度增大水温年较差值减小，底层水温年变幅最小。

二、盐度的分布与变化

黄海的盐度平面分布非常有规律，几乎终年都存在高盐水舌由南向北伸展，且表层以下各层的分布趋势大体相似，只是盐度值随深度增加而增大而已。

冬季　盐度平面分布与水温分布相似，一支高盐水舌贯穿黄海中央，从表到底，自济州岛西南向西北偏北方向伸展（图3.2.1），这一高盐水舌轴线，大体反映黄海暖流的位置。高盐水舌西侧是低盐水，若与水温分布图（图3.1.2）相对照，便有一股较冷的低盐水沿山东、江苏海岸南下，其前锋可达长江口外125°E附近。在南黄海东侧，盐度明显高于南黄海西侧。冬季黄海盐度的垂直分布比较简单（图8.1.4），呈现为均匀一致的状态，但有一点非常显目，即断面中部

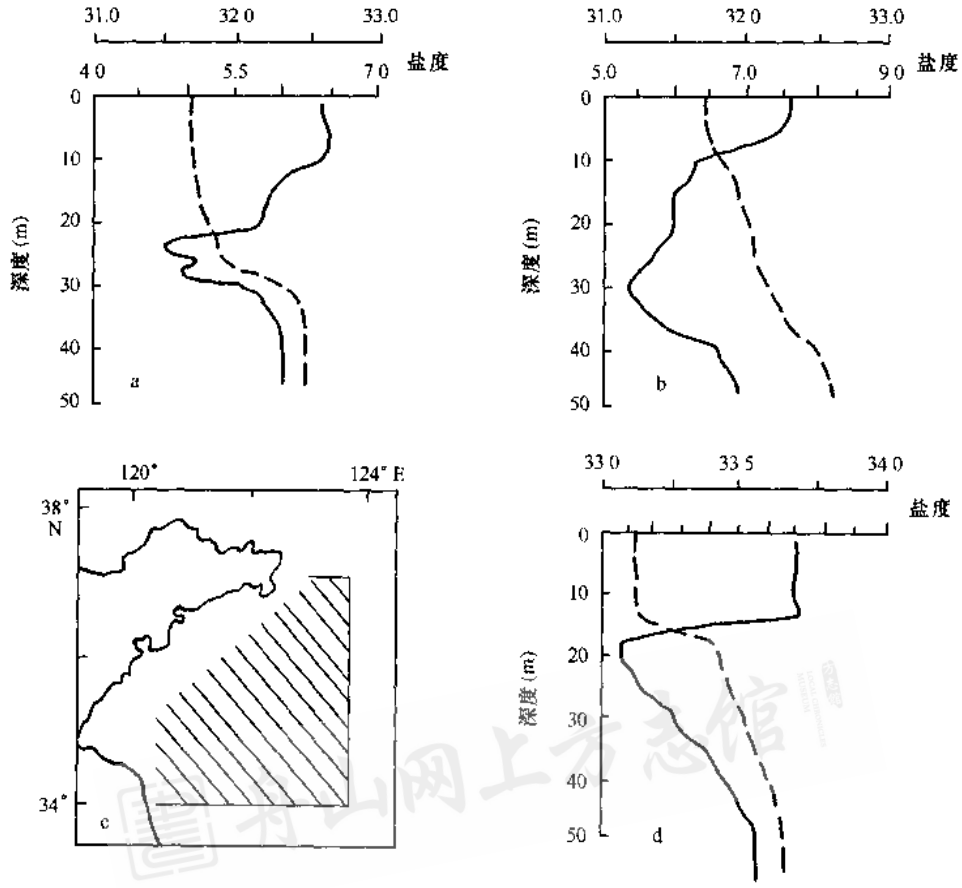


图 8.1.2　1996 年初春，黄海几个代表性测站上的温度、盐度垂直分布
（中层冷水现象）（实线：温度；虚线：盐度）

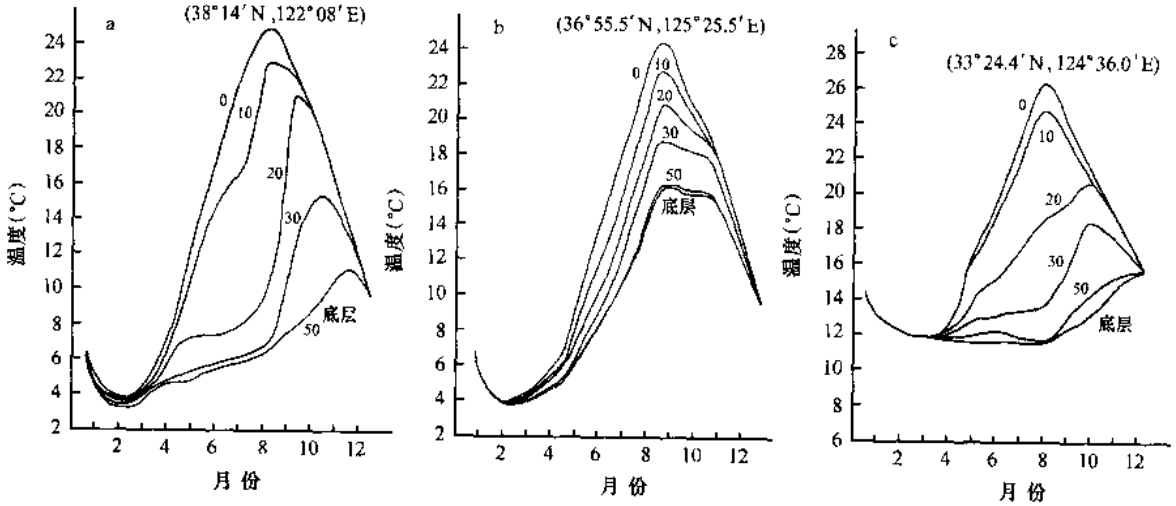


图 8.1.3　黄海水温年变化过程曲线[173]

盐度明显高于两侧的盐度，东侧又高于西侧，中部高盐暖水便是黄海暖流水。

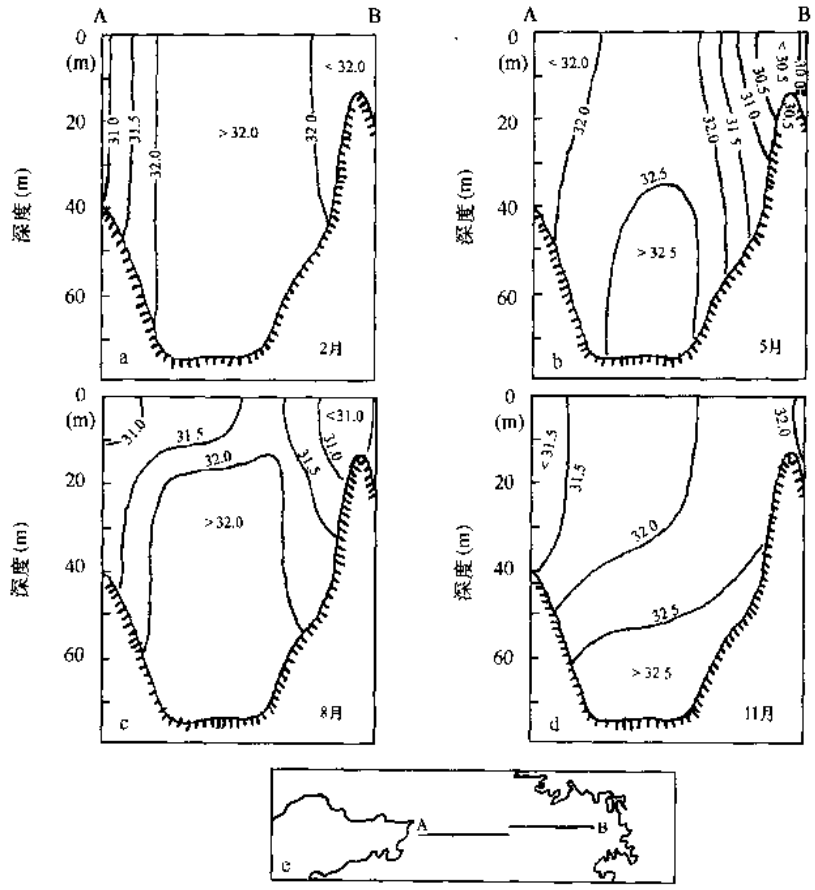


图 8.1.4　成山角－仁川附近断面盐度分布[64]

春季　黄海春季盐度平面分布的总趋势与冬季的基本相似，所不同的是表层盐度普遍下降（图 3.2.3），32.0 等盐线明显南退至南、北黄海分界线附近，高盐水舌的范围也明显缩小。在垂直断面图（图 8.1.4）上，洼地处（黄海槽）出现 32.5 的闭合高盐区，中心盐度高于 32.5，它与温度断面图（图 8.1.1）上的闭合低温区相对应，这便是低温高盐的黄海冷水团。春季盐度断面图的另一特点是，山东半岛顶端一侧的盐度，明显高于西朝鲜湾一带的盐度，表明西朝鲜湾受朝鲜半岛众多河流淡水流入的影响。

夏季　盐度水平分布最明显的特点是，在表层以长江冲淡水为主体的沿岸水，呈舌状向济州岛方向扩展，使黄海、东海交汇区的盐度明显减小。济州岛邻近水域的盐度值也降至 31.5 左右。但在底层，黄海中部仍保持较高的盐度，大部分底层水域的盐度保持在 32.5～33.5 之间，显然这是冬季残留水所致。黄海夏季盐度的垂直分布与同季水温的垂直分布（图 8.1.4 与图 8.1.1）不同，后者温跃层很强，而前者无明显的盐跃层现象，盐度跃层在冷水团附近不明显，而且成山角附近与江华湾附近的盐度大体相同，皆为 31.0 左右。

秋季　黄海秋季表层盐度平面分布的显著特点是，黄海高盐水舌向东偏移，与夏季相比，黄海普遍升盐，尤其是黄海东侧，升盐较多。在垂直断面图（图 8.1.4）上，又出现黄海东岸盐度高于西岸的状态，盐度垂直分布相对比较均匀，并逐步向冬季型过渡。

与讨论水温年变化相仿，现取北黄海（a）、南黄海（b）以及济州岛以西海域（c）三站作为代表（图 8.1.5），叙述黄海盐度年变化的情形。三站的地理位置与温度年变化的站位相同。除 b 站外，似乎盐度年变化的趋势与温度的相反，其他两站盐度年较差值的变化与温度的相同，表层最大，随着深度的增加而减小。年内盐度最大值，无论表层或其以下各层，皆出现在冬季 1～2 月，其数值差异亦很小；但盐度最小值出现的时间却不相同，表层出现在 6～8 月，表层以下各层，其最小值出现时间是随深度增加而推迟。尤其是在北黄海的 a 站，出现双峰、双谷现象。b 站的情况表明，全年盐度分布比较稳定，变化很小。

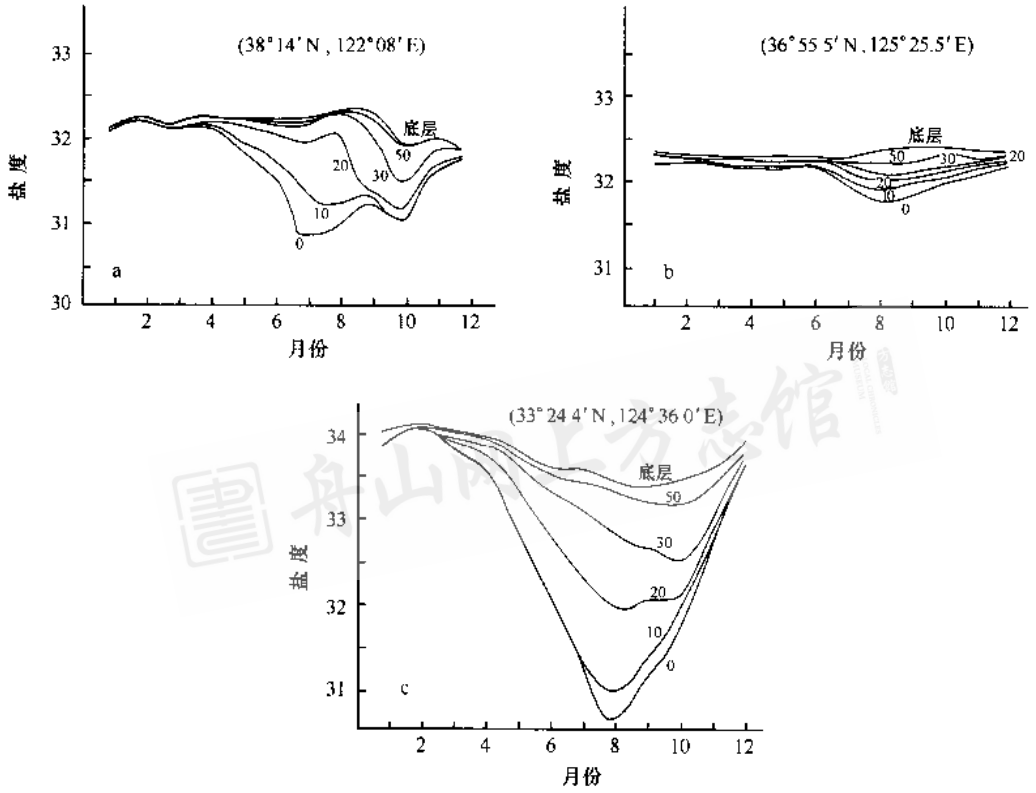


图 8.1.5 黄海盐度年变化过程曲线[173]

三、水团

1. 水团的基本特性

黄海主要存在四个水团（图 8.1.6）：黄海暖流水、黄海沿岸水、黄海混合水和黄海冷水团。黄海暖流水来自于外海，具有相对高温、高盐特性。冬季，其温盐特征值分别为 8.0～17℃和 33.0～34.7。黄海暖流水在北上途中不断与沿岸水混合，并受气候条件的影响而逐渐变性。因此，在黄海又形成一种新的水团，即黄海混合水。该水团属地区性中盐水，全年皆存在黄海中部海域，但其覆盖范围和温盐特征皆随季节的不同有所变化。冬季，该水团散布于黄海暖流水的周边，温盐特征值分别为 5～9℃和 32.0～33.0。但至夏季，黄海混合水几乎占据了黄海表层的绝大部分海域（图 8.1.6b），它的温盐特征值也分别为 15.0～26.0℃和 30.5～33.0。黄海沿岸水团主要分布在黄海沿岸海域，它们的形成依赖于江河入海径流与近岸海水的混合。因地理位置的不同，习惯上又把它们分别称为辽南沿岸水、鲁北沿岸水（可绕过成山角进入黄海）、黄海东岸

沿岸水、苏北沿岸水。它们的共同特点是低盐，一般低于30.00，鸭绿江口外和苏北沿岸更低，甚至不到29.00。黄海冷水团在夏季盘踞于黄海深、底层的广大海域，且以低温为其特征。在夏季，北黄海冷水团中心部分的表层水温高达28℃或以上，底层最低水温仅4～5℃，表、底层温差高达20℃以上。

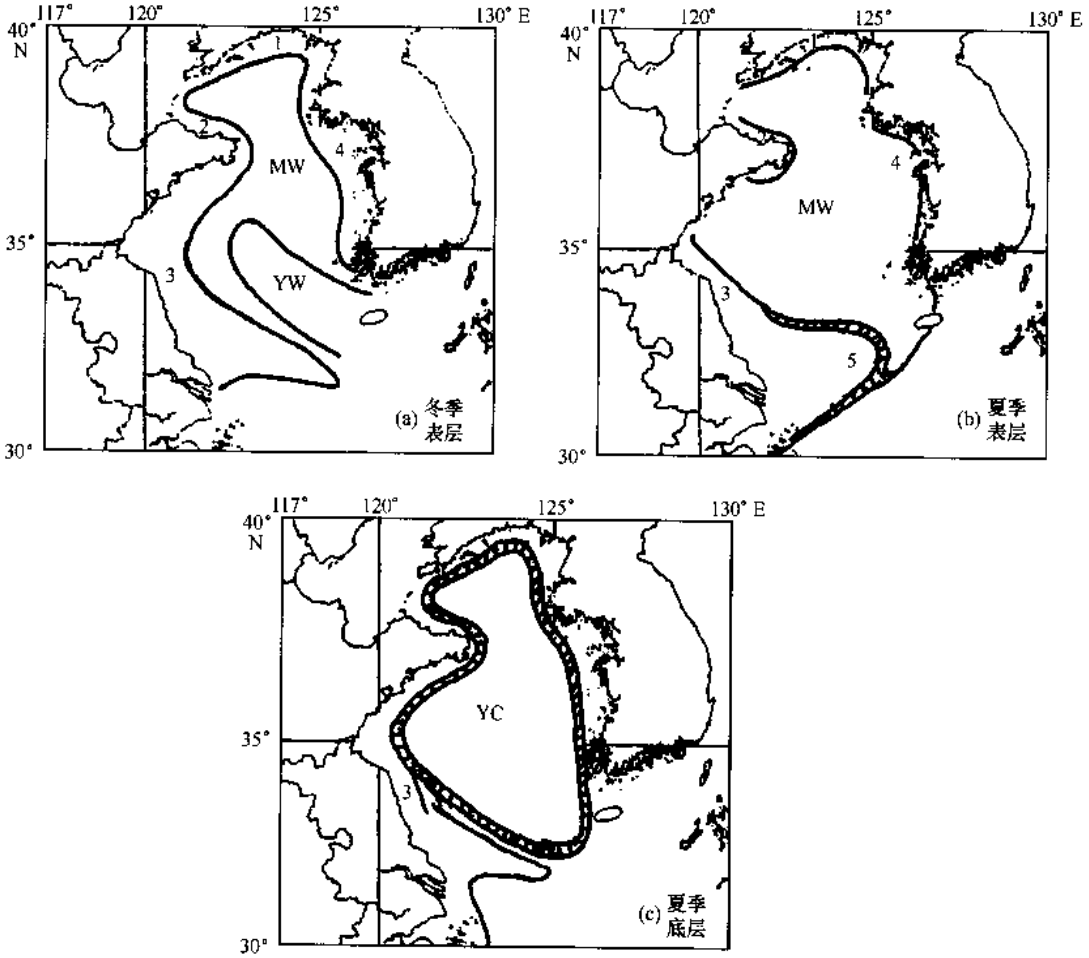


图8.1.6　黄海水团的水平分布

1：辽南沿岸水；2：鲁北沿岸水；3：苏北沿岸水；
4：黄海东岸沿岸水；5：长江冲淡水；YW：黄海暖流水；MW：黄海混合水；YC：黄海冷水团

2. 水团的季节演变

冬季，在偏北季风作用下，高温、高盐水从济州岛西南海域进入黄海，在黄海中央区形成黄海暖流水（图8.1.6）。入春后，黄海暖流水首先在表层向东南方向退缩。至夏季，黄海暖流水仅存在于济州岛邻近海域底层的一个狭小区域内，其温盐特征值分别为13.0～14.0℃和33.5～34.0。直到秋末，随着北风逐渐增强，海水层化明显减弱，黄海暖流水又逐渐开始向黄海挺进。

黄海混合水在冬季仅分布于黄海暖流水的周边区域（图8.1.6a）。入春后，随着沿岸水的不断增温，且与周围海水混合使其不断变性，本有着较高盐度的黄海东岸沿岸水，混合变性而成为黄海混合水，使表、底层黄海混合水的面积扩大。夏季，黄海混合水几乎占据着南黄海整个表层

(图 8.1.6b)。入秋后，尽管鲁南沿岸水开始入侵南黄海，黄海东岸沿岸水也向南移动，但它们的势力均甚弱，并没有改变黄海上层混合水的特性。因此，黄海混合水仍然占据着南黄海中部的广大海域。底层，从5月开始，由于出现黄海冷水团，使黄海混合水的面积大大缩小。夏季有些年份，当黄海冷水团甚强时，黄海底层几乎被冷水团所占据（图 8.1.6c）。10 月后，由于强烈的垂直混合，使浅水区温度、盐度垂直均匀。同时，随着黄海冷水团向南黄海中部萎缩，在冷水团的东、西两侧，又出现黄海混合水。

冬季，渤南沿岸水经山东半岛北岸绕过成山角顺鲁南沿岸南下后，与苏北沿岸射阳河口外的沿岸水汇聚，分布于沿岸浅水区，形成盐度低于 32.0 的黄海沿岸水（图 8.1.6 a）。入春后，由于沿岸水温的增高，并不断地与周围海水混合使其不断变性，而演变成为黄海混合水。至夏季，整个南黄海中部表层，几乎被大片的黄海混合水所覆盖，仅在苏北沿岸有零星的苏北沿岸水(图 8.1.6a，b)，其温度比黄海混合水高，约 28～29℃；而盐度却低于黄海混合水，仅约 29.5。入秋后，长江冲淡水主流逐渐转向南，盐度的变化范围已显示出变性沿岸水的特征。

黄海冷水团从春季开始形成，夏季几乎覆盖了整个黄海底层的大部分海域（图 8.1.6c），直至秋季，又明显向黄海槽区收缩。有关该水团的详细情况见本章第三节。

第二节　黄海环流

早在 20 世纪 30 年代初，宇田道隆[183]基于水文观测和漂流瓶运移轨迹资料，首次给出了整个黄海的环流模式图（图 6.2.1）。认为黄海环流，基本上是由向北输运高温、高盐水的黄海暖流和沿其两侧向南运移的东、西两支沿岸流组成。至今，人们对黄海环流基本结构的认识比较一致：在冬半年（12 月至翌年 4 月），黄海的环流主要是由来自外海的黄海暖流及其余脉与东、西两侧的沿岸流组成；而暖半年（5～11 月），则主要存在着因黄海冷水团密度环流的出现，而形成的近乎封闭的循环（见图 6.2.2）。

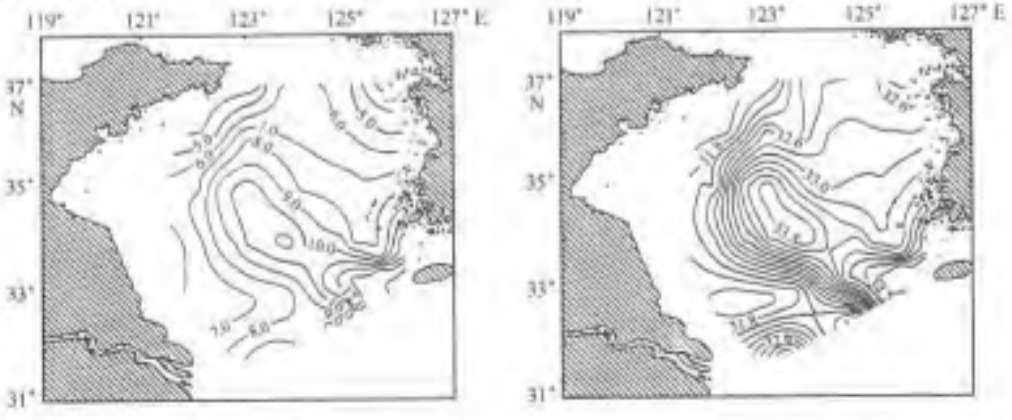


图 8.2.1　1997 年 2 月南黄海温度（℃）（左）、盐度（右）的平面分布

一、黄海暖流及其余脉

冬季的黄海，从表至底，总存在着一支相对高温、高盐的海水，自济州岛西南侧海域呈舌状伸向黄海。这支由南向北输运的高盐暖水的流动，即为传统所说的黄海暖流。

1. 黄海暖流的路径

黄海暖流由济州岛西南流入黄海后，逐渐转向北，通常沿黄海深槽的西侧北上。一般地讲，盐度大于32.0的水舌，可看作为黄海暖流及其延伸部分。黄海暖流先向北流动，进入北黄海后逐渐偏西，在冬季，其延伸部分可进入渤海，但其盐度已降到32.00以下。这一高盐水在深层是终年向北流动的。在冬季风力较强时期，这支向北流动的暖流，不仅出现在深层，也可显现在表层。黄海暖流在北上过程中，又先后向左右两侧分出其支流：首先，于35°N附近向西分出一个分支，并与黄海沿岸流汇合南下；然后又于37°N附近向东分出一个分支，汇入南下的黄海东岸沿岸流。而其主流经过北黄海后以微弱的势力向西进入渤海。

以上指的是黄海暖流的一般路径，在不同季节、不同年份，黄海暖流路径也存在一定的差异[60]。

2. 黄海暖流的强度和起源

黄海暖流实质上是由偏北季风所诱导的一种补偿流。因此，黄海暖流的强、弱和北伸范围的大小，与风场有着十分密切的关系。黄海暖流是一支平均流速约5～10 cm/s的弱流，不论在时间或空间上都是不连续的。

过去，一般认为黄海暖流是在济州岛西南从对马暖流中分离出来的一支海流。事实上，冬至初春，在济州岛及其邻近海域主要存在两种水团：一种是高温、高盐的对马暖流水，其盐度一般大于34.6；另一种是低温、低盐的陆架水，其盐度一般小于33.0。在这两种水的交汇形成了一较强的南、北向的温、盐锋区。冬季，黄海暖流并不是从对马暖流中直接分离出来的，而主要是从济州岛西南侧的锋区中衍生出来的。主要是对马暖流水和东海混合水通过侧向混合而形成的，但黄海混合水和黄海东岸沿岸水也不同程度地参与了混合[58,59]。

夏季，黄海暖流很弱，甚至不存在。

二、沿岸流

作为黄海环流主要组成部分的沿岸流，主要有西黄海沿岸流、东黄海沿岸流和辽南沿岸流。所有这些沿岸流都具有低盐（冬季为低温）的特点。

1. 西黄海沿岸流

西黄海沿岸流，上接渤海沿岸流，沿山东半岛北岸东流，在成山角附近转向南或西南流动，绕过成山角后，大致沿海州湾外海40～50 m等深线的走向南下，而在33°～32°N附近流向东南，其前锋可达30°N附近。

西黄海沿岸流的路径基本上保持终年不变，但其流幅和流速有着较明显的区域性差异。在渤海海峡南部，成山角附近和大沙渔场三个区域，流幅较窄，流速较大，最大流速可达到30～40 cm/s；而在山东半岛北岸和成山角以南，流幅较宽，流速较小，最大流速不超过20 cm/s。

2. 辽南沿岸流

辽南沿岸流系指北黄海辽东半岛南岸自鸭绿江口向西南流动的海流，其流速和流幅都具有明显的季节变化。夏季，流速大、流幅窄；冬季流速小、流幅宽；春、秋季，自东北向西南流动不甚明显。辽南沿岸流的季节变化特点，是与鸭绿江的径流量和辽南沿岸一带风的季节变化相一致。鸭绿江的径流量是冬小夏大，冬季尚不足夏季的一半，且径流量主要集中在7～9月三个月。因此，夏季鸭绿江的径流量对辽南沿岸流的影响是很大的。当辽南沿岸流强盛时，它可以经渤海海峡流入渤海。此外，辽南沿岸流在流动途径中，由于地形的影响，流速逐渐增大，致使里长山

列岛东、西两侧流速产生明显的差异，即东侧流速小于西侧。在列岛东侧，由于岛屿的影响，使流速受阻而减小，所以不论在西北风较强的冬季（12 月），或鸭绿江径流量较大的夏季（7 月），表层至 10 m 层的流速，一般在 15 cm/s 以下；而在列岛西侧，流速增大，在旅大沿岸，6 月余流流速可达 40 cm/s 以上。

3. 东黄海沿岸流

冬季至初春期间，黄海东侧朝鲜半岛沿岸，确实存在一支向南的沿岸流。这支海流大致沿朝鲜半岛西侧 20 ~ 40 m 等深线南下，运移至 34°N 附近海域后，向东或东南进入济州海峡，其流速从北向南递增。夏季，在黄海东岸海域，却存在一支北向流[58]，平均流速达 22.4 cm/s 以上。这与终年皆向南运动的东黄海沿岸流不同。

第三节　黄海冷水团

黄海冷水团，特别是北黄海冷水团，是中国近海浅海水文中突出和重要的现象之一。

一、黄海冷水团的主要特征

从图 3.1.6b 看出，夏季，黄海整个底层除近岸外，几乎全被低温海水所盘踞，其等温线自成一个水平封闭体系。这个等温线呈封闭型的冷水体，就是黄海冷水团，尤以北黄海最为显著。在冷水团内部，存在两个冷中心，分别出现在南、北黄海，且北黄海冷中心的水温（（7℃）低于南黄海的冷中心水温（（8℃），在冷水团的周边形成了强的温度锋区。盐度方面，底层几乎全为盐度值大于 32.0 的次高盐水体所覆盖，但 34.0 等盐线已紧贴济州岛近海。

为了叙述黄海冷水团的特征，这里选取两条横切黄海冷水团的温度、盐度断面分布图（图 8.3.1 和图 8.3.2）作为例子，两条断面的位置绘于图 8.3.2 的插图中，它们分别为成山角—东港断面（Ⅰ）和 35°N 断面（Ⅱ）。两断面分别横切北、南黄海冷水团中心。该图显示，夏季，黄海水温的垂向分布尽管有着区域性差异，但基本上皆是由上混合层、跃层和下均匀层三部分组成。近岸浅水区海面水温一般较低，中部水深较大处，海面水温较高，等温线呈现近岸上翘、中间下沉的分布趋势。跃层区等温线呈台状分布，且斜坡地区的温跃层强度较深水区大。跃层和下均匀层在海底斜坡区均呈向上抬升的趋势。盐度的断面分布，尽管未形成盐跃层，但等盐度线亦呈现台状结构。冷水团中心区盐度分布均匀，其值皆大于 32.0，显示出冷水团区的水体为冬季残存水。

从水平分布范围（图 8.3.3）看，各年的黄海冷水团，大致都盘踞在 50 m 等深线以深的黄海中央区。底层的平均位置，南北约占 5 个纬度（33°43′ ~ 38°45′N），东西跨 4 个经度（121°15′ ~ 125°05′E）。黄海冷水团的边界，除山东半岛附近海域因受地形影响比较稳定外，其他海域都有较大的变化，且南黄海比北黄海明显。在南黄海，黄海冷水团的范围，又是西侧大于东侧。其南界位置的变动最大，最大变动距离约 82 n mile。黄海冷水团的北黄海低温中心的位置比较稳定，多年的位置极为相近。多数年份，它位于 38°30′N，122°30′E 附近。黄海冷水团南黄海东侧低温中心位置亦较稳定，基本位于 36°30′N，124°29′E 附近。南黄海西侧尚有一个较小的青岛冷水团，其冷中心位置变化略为大些，尤其是南北摆动较大。该冷中心的平均位置约在 36°N，122°15′E。据统计[105]，黄海冷水团温度、盐度的多年最大变幅差分别为 7.7℃和 2.5。可见，黄海冷水团是一个温差大、盐差小，以低温为主要特色，且温度、盐度性质相对稳定的水团。

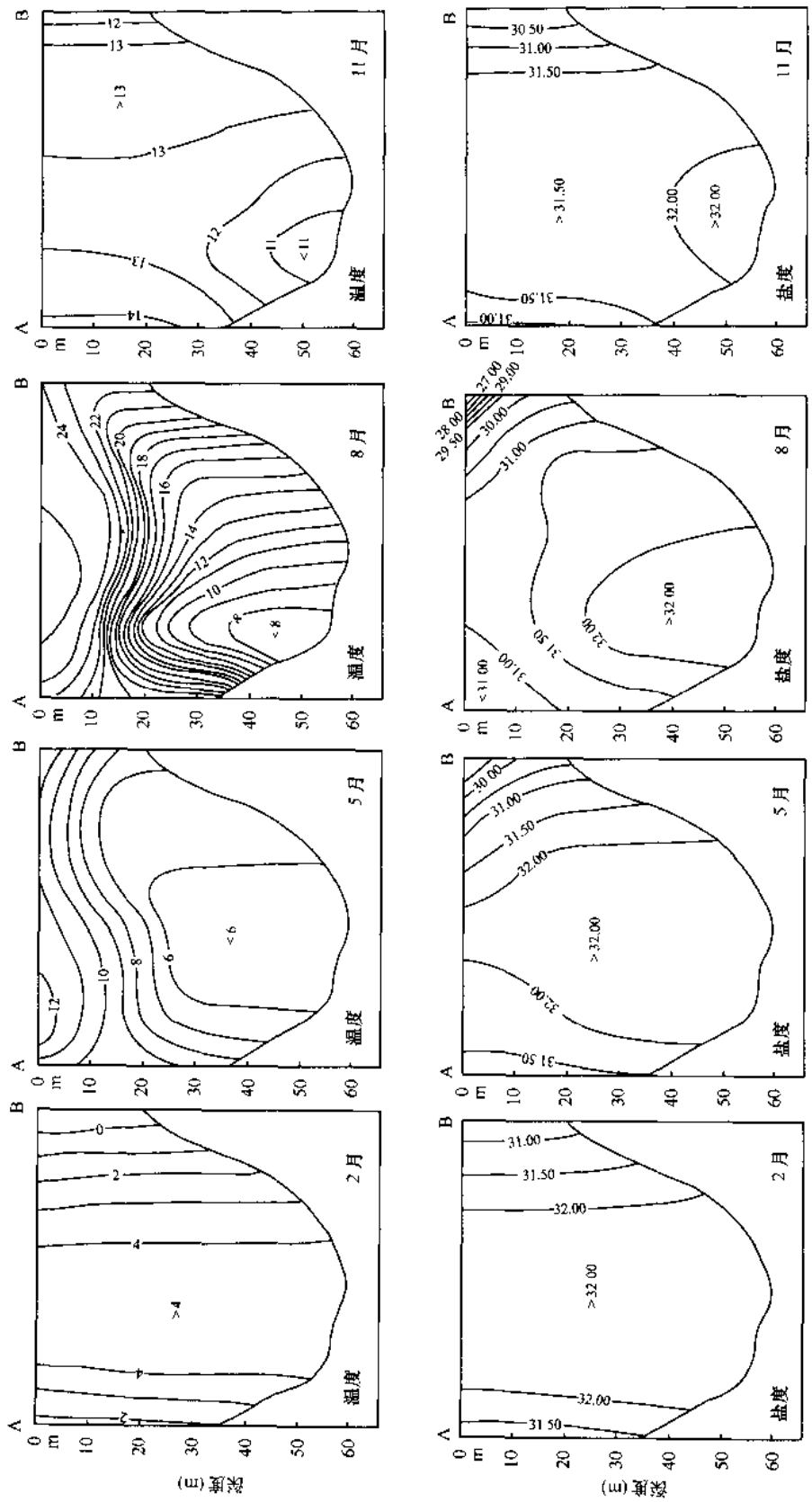


图 8.3.1　横穿北黄海冷水团断面的温度(℃)、盐度分布[44]

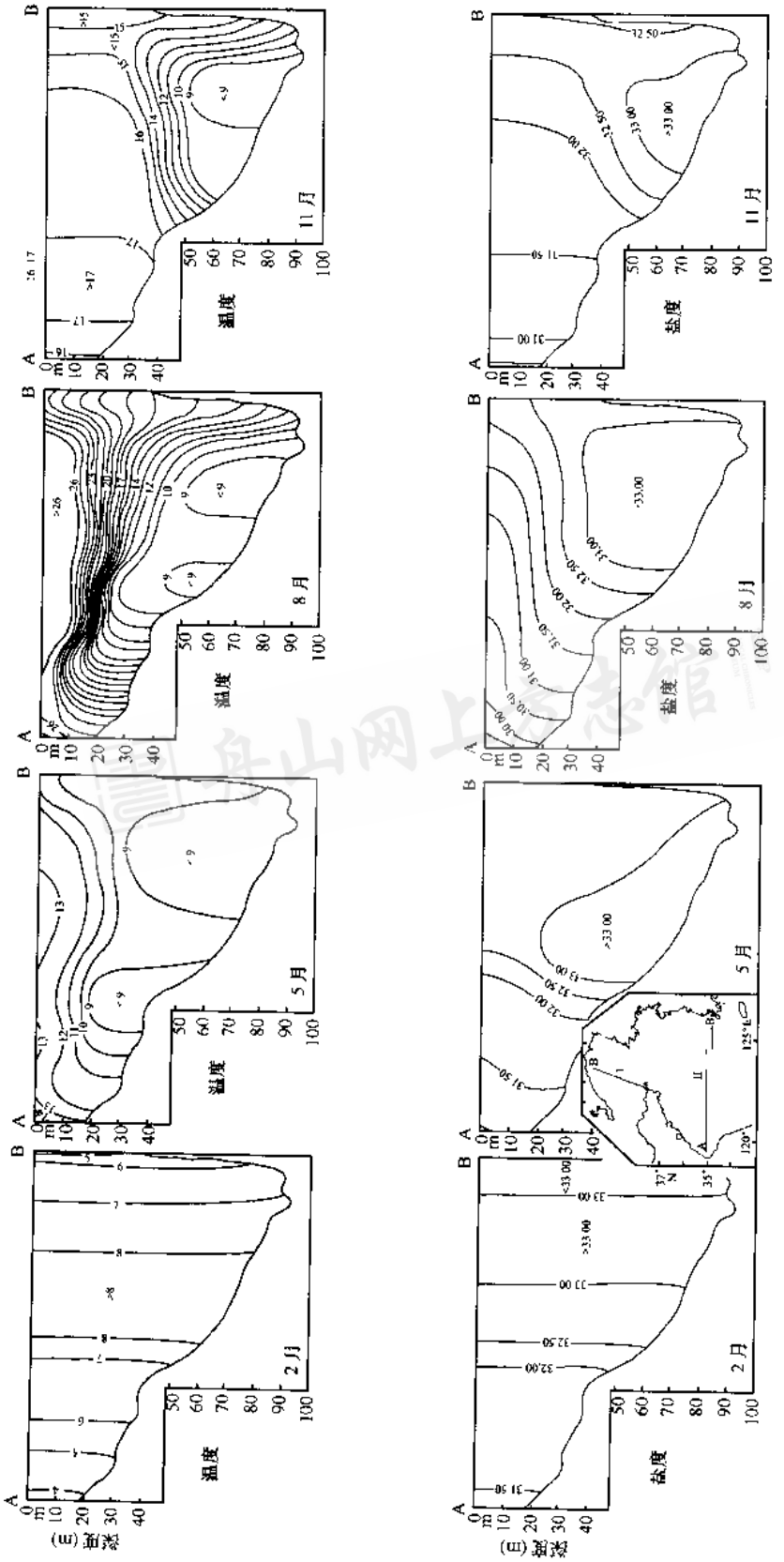


图 8.3.2　横穿南黄海冷水团断面的温度(°C)(上)、盐度(下)分布[4]

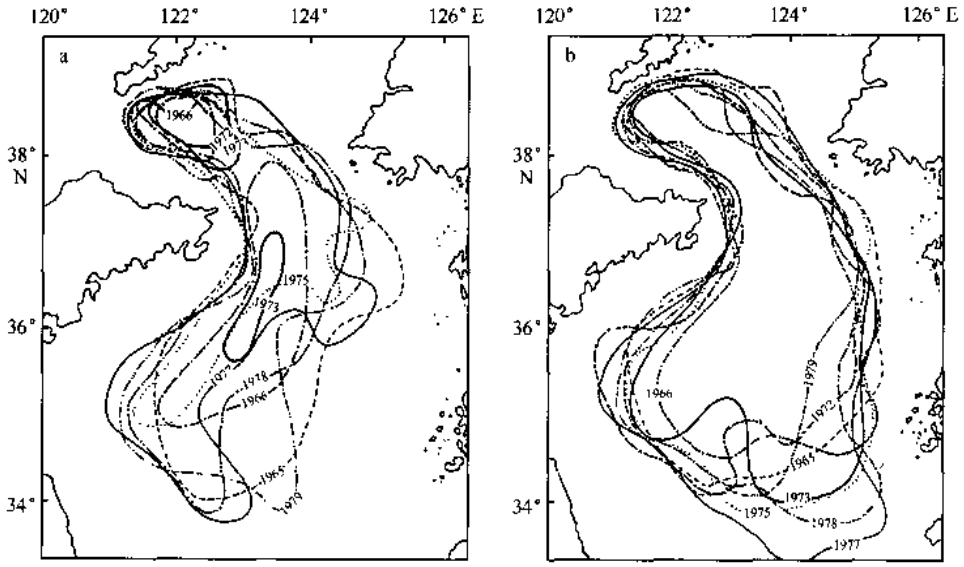


图 8.3.3　各年黄海冷水团的分布范围[105]

a：30 m 层；b：底层

二、黄海冷水团的环流结构

1959 年，赫崇本等首先提出了黄海冷水团是“局部（或当地）形成论”的看法。认为黄海冷水团主要是前冬表层海水，因冷却下沉而留存在海盆中的水体[120]。很多研究结果表明，黄海冷水团的形成，确实与前冬黄海邻近地区气温寒冷程度有关，也同潮混合有关，其内在关系尚需进一步研究。黄海冷水团环流，是我国近海海况的重要现象之一，它影响着整个黄海的夏季环流。冷水团的水平环流，基本上是一个海盆尺度的气旋式环流。该环流的流核，夏季在南黄海西侧，是一支比较稳定的南向沿岸流；在黄海、东海交界区，以长江冲淡水为主体的沿岸水，则明显向济州岛方向扩展；而在黄海东部，存在一支北向流。总的情况显示出，夏季黄海表 层大致构成一海盆尺度的逆时针向环流（图 8.3.4）。而在底层，从南黄海获取实测底层流资料（人工

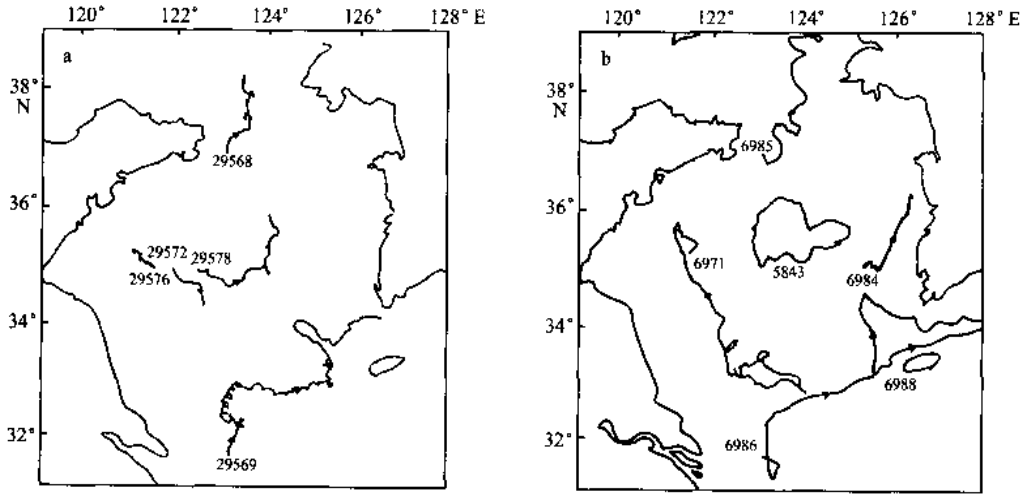


图 8.3.4　1997 年夏季（a）和 1986 年夏季（b）卫星跟踪漂流浮标运移动轨迹[59]

水母试验）看到，夏季黄海底层基本存在着一气旋式环流（图 8.3.5）。黄海冷水团的四周，大部分以潮致锋与沿岸水相邻。潮致锋锋区的垂向环流结构为两个横断的环流。两个环流从上层向锋面幅聚，然后沿跃层向冷水团中心区下沉[53]，并向上、向外及向下、向外分别闭合。

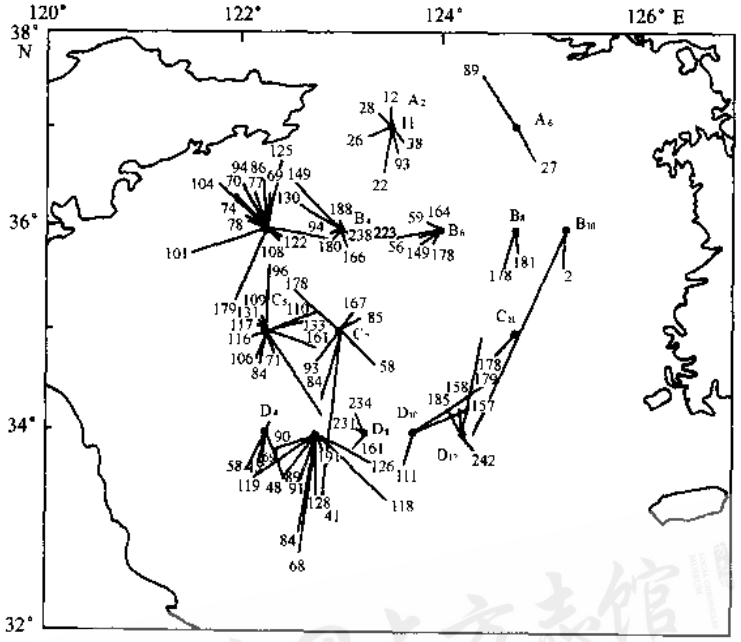


图 8.3.5　黄海底层漂浮物运移路径（1997 年夏）[59]

第九章　中国近海黑潮

黑潮为北太平洋西边界流，它与大西洋湾流齐名为世界瞩目的两支强流。黑潮具有高温、高盐、透明度大和水色深蓝等特点，其流速很强，携带着巨大的水量和热量。黑潮这一名称的由来，是因为它的海水颜色呈深蓝，看起来似一黑色水带，蜿蜒在北太平洋西边界而得名。黑潮主要来自北赤道流的北向分支，即北赤道流在吕宋岛以东，约在11°~17.5°N之间分为两支：北向分支成为黑潮主要来源，南向分支则成为棉兰老流。严格地讲，黑潮源地位于吕宋岛以东海域，但也有学者认为它位于吕宋岛与台湾岛之间以东海域[158]。黑潮从源地流经台湾以东海域，通过苏澳以东海脊进入东海，沿东海大陆架外缘向东北方向流动，并通过吐噶喇海峡返回太平洋，再流向日本以南海域，汇入北太平洋海流。黑潮对中国及其周边国家的气候、海洋环境、海洋资源（特别是渔业资源）、航运及国防事业等都有重要的影响。

第一节　台湾以东的黑潮

一、水文特征

台湾以东海域水温较高，表层水温终年皆在23~24℃以上。除夏季外，冬、春、秋三季表层水温分布的共同特点是，有一高温水舌沿台湾东岸北上伸入东海，温差很小，仅2℃左右。夏季水温高，水温的舌状显不出来。百米以下至深层（如400 m，图9.1.1）水温的平面分布又是另一种面貌，紧靠台湾东岸，等温线密集，呈南北走向，这显然是黑潮流轴所在之处。往东便分别出现一个中尺度的暖水块和冷水块，暖、冷水块的中心，有时为一个，有时为多个。这样的温度分布格局，大约延深到1 000 m左右。有些年（月）份，在吕宋海峡附近，还有一冷水块伸入到黑潮的左侧。

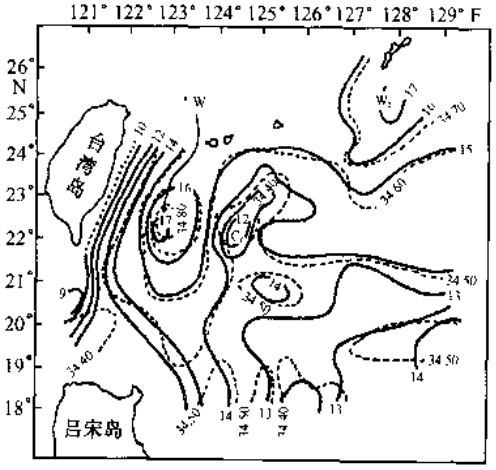


图9.1.1　台湾以东海域400 m层的温度（℃）、盐度分布[3]

实线：温度；虚线：盐度

水温垂直分布的总趋势是随深度增加而减小（图 9.1.2），但在断面分布上（图 9.1.3），西侧等温线密集，存在温跃层，并由西向东急剧下倾，深层等温线向上翘，出现爬坡涌升现象，这正是黑潮流经之处，流向向北，流速很强。

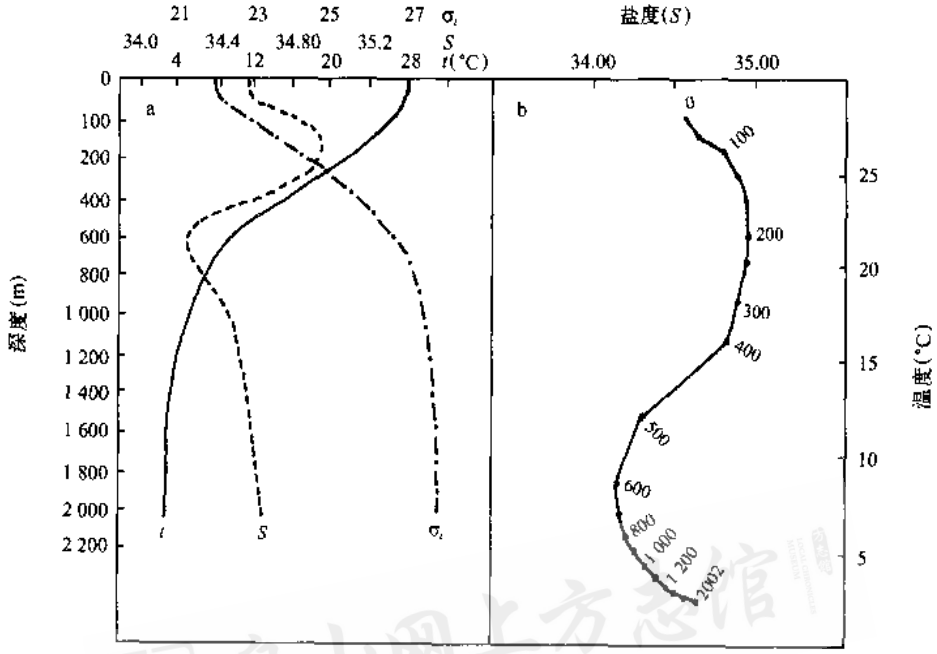


图 9.1.2　台湾以东海域温、盐、密度的垂直分布（a）与 $T-S$ 曲线（b）[1]

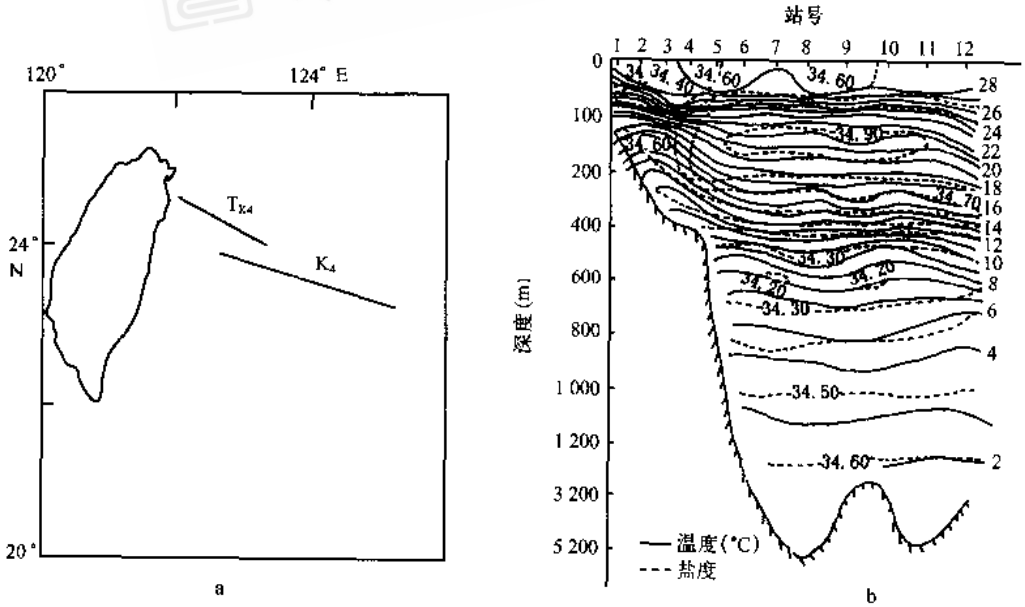


图 9.1.3　台湾以东 $T_{K4}-K_4$ 断面的温度（℃）、盐度分布[1]

a 为断面位置；b 为断面上的温度、盐度分布

台湾以东海域的盐度较高，一般皆在 34.50 以上；水平分布均匀，地区差异很小，盐差仅为 0.20～0.30 之间。

盐度的垂直分布却比较复杂，在1 000 m以浅水域，盐度随深度分布基本上呈一倒“S”状，出现一个最大值和最小值（图9.1.2）。在断面分布（图9.1.3）上，于100～300 m和500～700 m之间，分别存在一个高盐水舌和一个低盐水舌，由东向西伸展，尤其是前者，西伸势力很强，几乎伸至台湾东岸岛架附近。高、低盐水舌的中央，还分别出现闭合的高、低盐核，盐度分别为35.00和34.20。从上述盐度的垂直分别看出，从表层到底层，台湾以东海域存在四种类型的海水：①表层水；②次表层水；③中层水；④深层水。

表层水，位于80 m以浅的深度，易受外界影响，具有高温、次高盐特点。温度为27.5～29°C之间，盐度为34.20～34.58。

次表层水，位于表层水之下至400 m左右深处，特点是盐度高，核心盐度值超过35.0。温度为14.3～27.4°C，盐度为34.70～34.90。

中层水，位于400～1 200 m之间，特点是盐度低。具有多个低盐核，东侧盐度又低于西侧，最低盐度为34.20。温度为4.3～13.5°C，盐度为34.25～34.40。

深层水，位于1 200 m以下的深层。特点是温度低，盐度中等，水团稳定。温度为1.5～4.0 ℃，盐度为34.45～34.65。

二、流场状况

在以往的海流模式图中，描述台湾以东海域黑潮的流动比较简单。北赤道流在菲律宾以东分为两支：北上一支沿吕宋岛、台湾岛东岸北上，进入东海，这便是黑潮。黑潮在吕宋以东具有带状结构，有两支北向的强流带（核）；西侧（紧靠吕宋岛）的很强，约100 cm/s；东侧的较弱，约30 cm/s，两个北向流带之间，夹着一个南向的逆流，流速为30 cm/s。在台湾东岸黑潮的右侧，出现与黑潮流向相反的逆流（图9.1.4）。通过“中日副热带环流合作调查研究”（China－Japan Joint Cooperative Study of Substropical Circulation），世界大洋环流试验（WOCE）等在这一海域的调查研究，对台湾以东海域的流场状况有了进一步的了解。

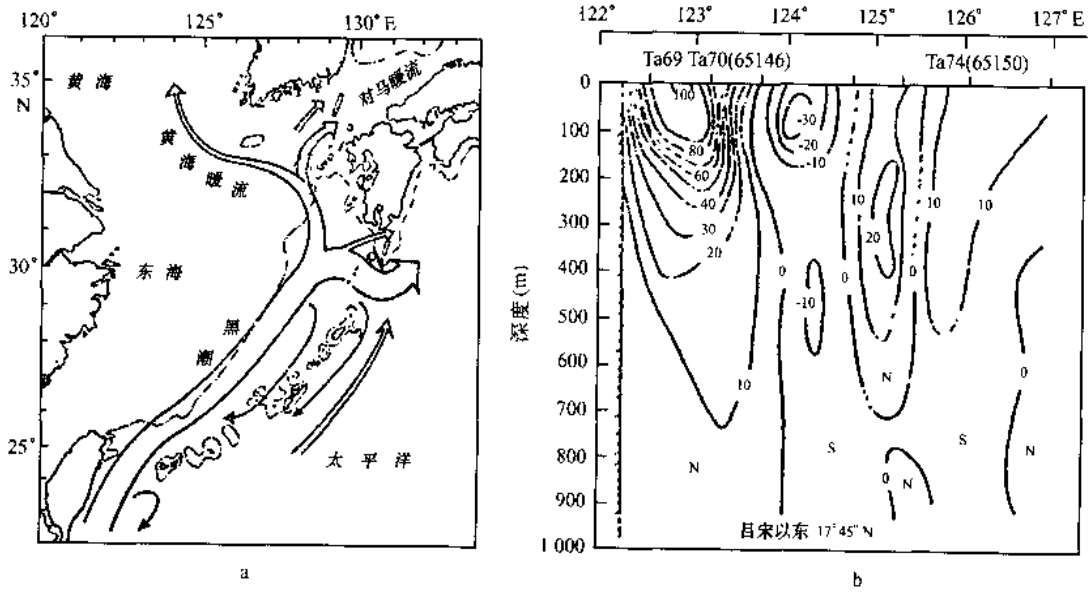


图9.1.4　台湾以东、东海黑潮的路径（a）与吕宋以东17°45′N断面的流速（cm/s）分布（b）[158]

台湾岛东南和吕宋海峡以东海域，可视为黑潮的源地，这里的流场和海流的流速结构都比较复杂。对黑潮而言，就我们目前掌握的资料来看，大致有两种流态：一是台湾以东的黑潮出现“东分支”现象，二是不存在有“东分支”。

1. 台湾以东的黑潮出现“东分支”的情形

从相当于200 m附近的流场分布图（图9.1.5）上看出，1995年10月，台湾东南海域的黑潮存在西、东两支：西支（主要的一支）紧贴台湾东岸北流进入东海；东支的流向为东北，沿琉球群岛外侧呈东北向流动，它就是黑潮的“东分支”。“东分支”东侧为一范围较大的暖涡，在宫古岛西南，出现一个小范围的冷涡。反映在流速断面图（图9.1.6）上，也是相互对应的。该图显示出有4个北向强流带（核）：西侧两个紧靠一起，组成一组，两个流核中心速度分别为240 cm/s和100 cm/s，流速很强，但流幅很窄。这便是人们通常所称的黑潮，这里暂称它为“黑潮主干”。东侧两个流核组成另一组，流核中心的速度分别为60 cm/s和80 cm/s，流幅较宽，流速比西侧的弱些。这里暂称它为黑潮“东分支”。不论是“东分支”还是“黑潮主干”，它们皆为两个强流带。从调查的几个航次来看，黑潮源地出现“东分支”现象不仅发生在1995年10月，还有1996年5～6月。但1996年5～6月间的黑潮“东分支”（图9.1.7）与1995年10月的在路径上完全不同，后者向琉球群岛外侧流动。前者的路径是，先向北，随之而折东出现逆时针的小弯曲，然后又转向北，最终在琉球群岛南部海域再分为两股，一股进入东海，成为东海黑潮的第二个来源之处。另一股再沿琉球群岛东北流。

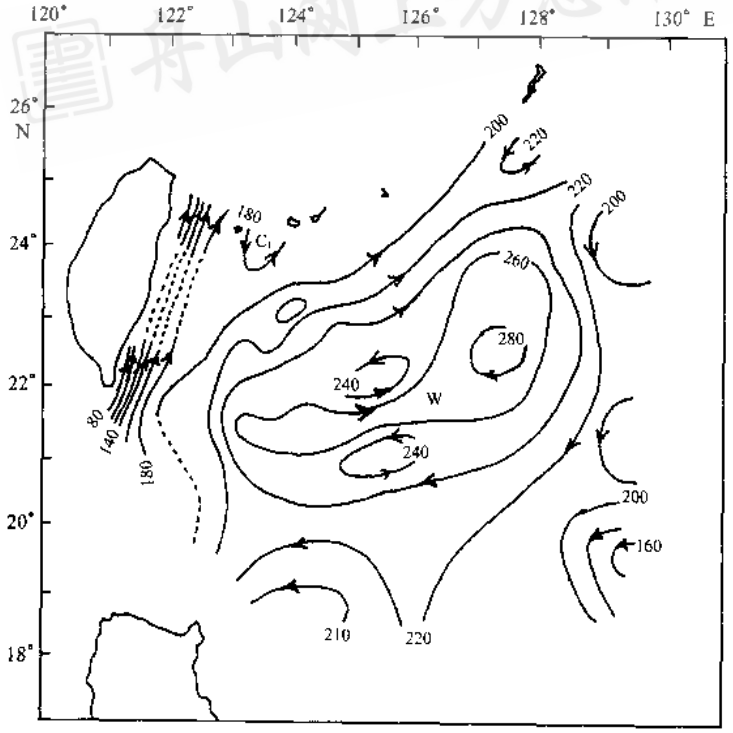


图9.1.5　黑潮源地 $\sigma_t=24.80$ 的等密度面上的深度（m）分布[1]（1995年10月）

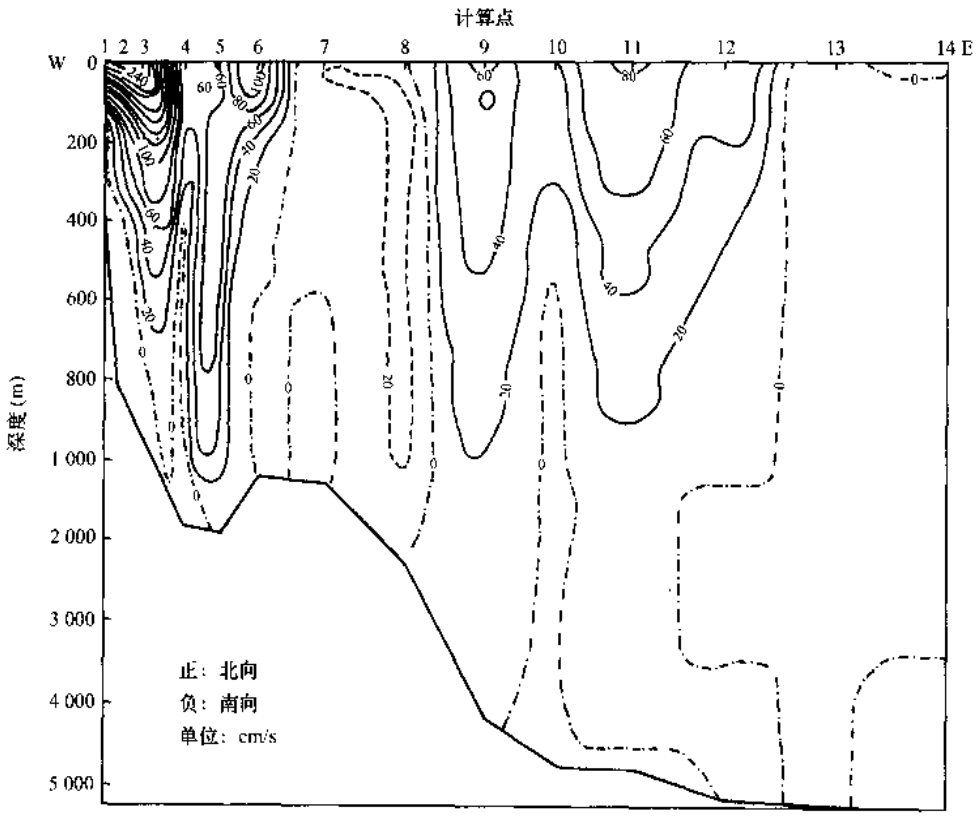


图 9.1.6　$T_{K2}-K_2$ 断面的流速（cm/s）分布（1995 年 10 月）[97]

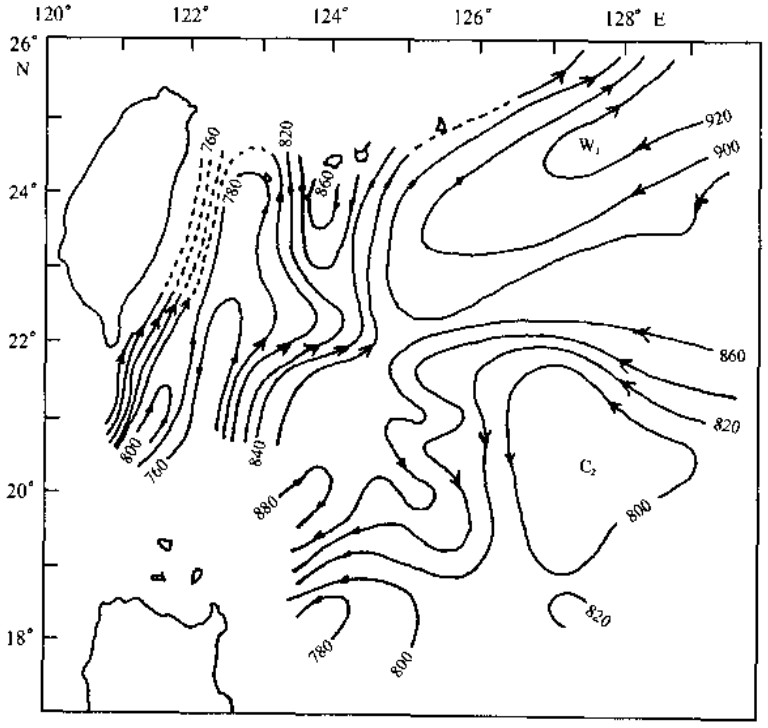


图 9.1.7　黑潮源地 $\sigma_t=27.20$ 的等密度面上的深度（m）分布（1996 年 5～6 月）[174]

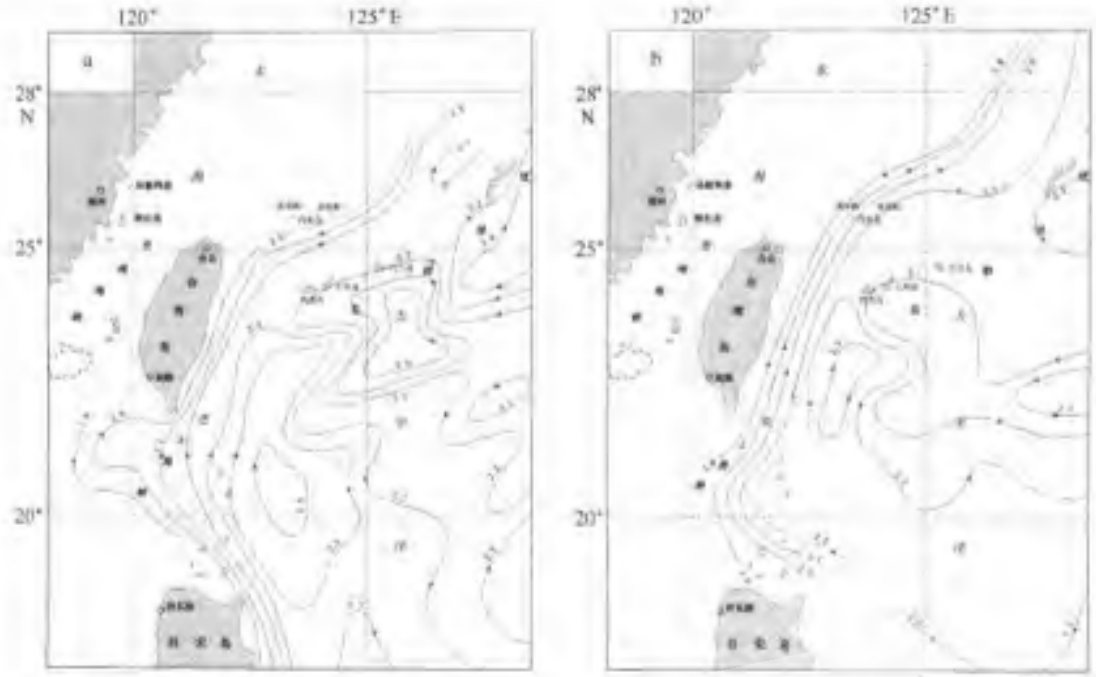


图 9.1.8　黑潮源地海面相对于 $1\,200\times10^4$ Pa（a）和 $1\,000\times10^4$ Pa（b）重力势分布[140]（单位：m^2/s^2）
a：1965 年 7～8 月；b：1965 年 12 月～1966 年 3 月

2. 台湾以东的黑潮没有“东分支”的情形

从图 9.1.8 列出的海面重力势分布看出，1965 年夏季和 1965～1966 年冬季，黑潮源地的流场特点是，黑潮没有“东分支”出现，黑潮是沿台湾东岸北上进入东海的；台湾以东的黑潮右侧是一个暖涡，往东出现一个冷涡。而在 1965 年夏季，吕宋海峡附近的重力势线还出现向西凸突的弯曲，表明黑潮中有一部分从吕宋海峡南部进入吕宋海峡西口后，又从该海峡北部沿台湾南端返回到黑潮主流中。图 9.1.9 可视为台湾以东没有出现黑潮“东分支”情况下的流速结构例子。由图可见，台湾以东的黑潮有两个北向强流带（核），强流带流层深度达 1 000 m 左右，强流带核心流速分别为 150 cm/s 和 100 cm/s。流速很强，但流幅很窄，强流带的东侧出现逆流。

台湾以东的黑潮路径（指主干，不含“东分支”）也并非是平直的，而呈现出小的波动状态，且季节性摆动明显。多年平均而言，冬季、黑潮路径偏西，距台湾东岸较近，约距岸 31～56 km；夏季，黑潮路径偏东，距台湾东岸较远，距岸约 56～130 km。黑潮的流幅宽度在 112～167 km 之间[138]。流速结构以单核带状分布居多，少数为多核结构。流层深度为 1 000 m 左右。流速一般为 2 kn，最大达 4 kn。流量，各年、各月均有较大差异，一般在 23×10^6～45×10^6 m^3/s 之间。台湾以东海域出现各种尺度的涡旋，以 1997 年 7 月为例（图 9.1.10），在 500 m 层的温度分布图上，黑潮以东明显地存在一个中尺度暖涡及一个中尺度冷涡。暖涡中心位置约在 20°20′N，123°E 附近，而冷涡中心位置约位于 20°20′N，124°20′N 附近[94]。在冲绳岛东南也存在一个反气旋式涡，该涡在任何时候总是存在的，只是它的强度、位置及尺度随不同时间而变化[94]。1940 年 2～3 月，在台湾东南的兰屿以东，出现一个尺度为 100 km×200 km 的气旋式涡旋，黑潮在流经台湾岛东南时，路径出现了小的弯曲。1996 年 5～6 月，在兰屿岛东北 500 m 以深处出现冷水中心，其位置在 1 000～2 000m 较深水层向东移。

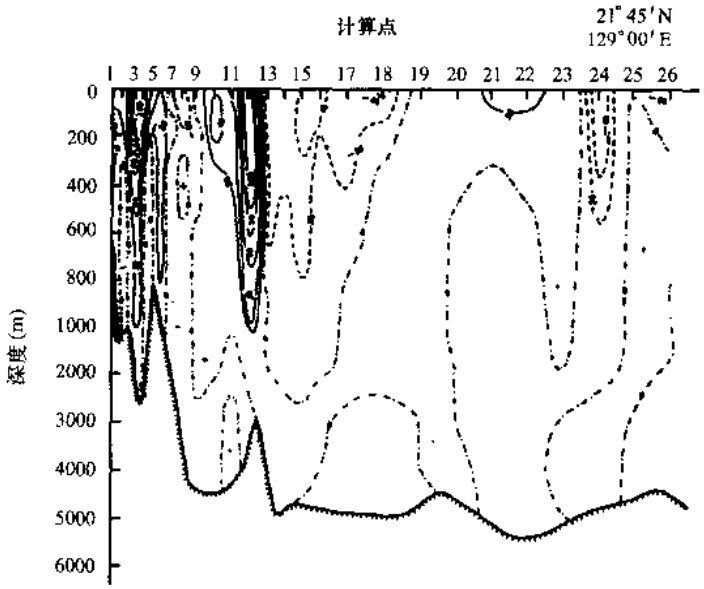


图 9.1.9　台湾南端沿 21°45′N 断面的流速（cm/s）分布（1985 年 5 月）

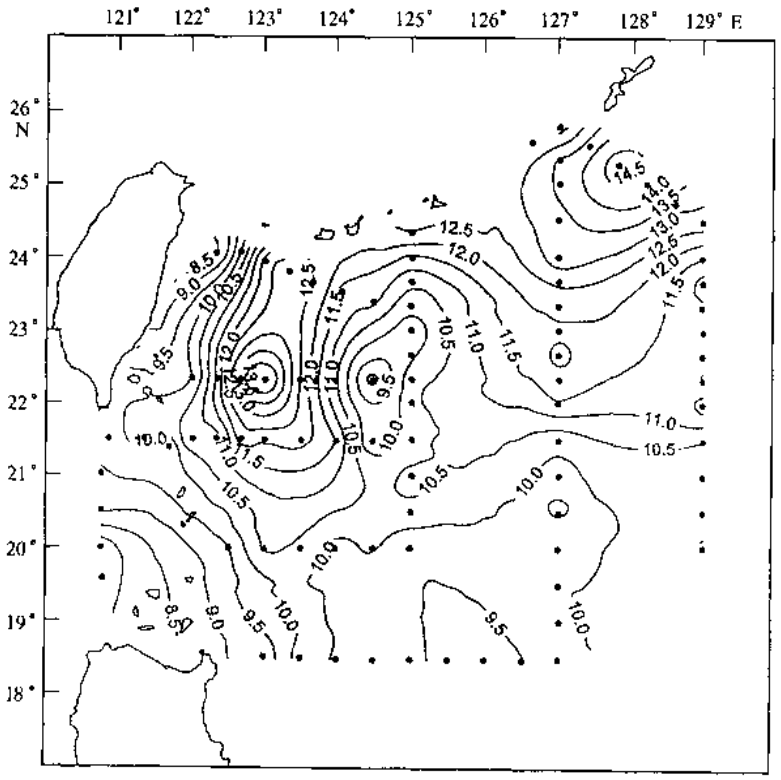


图 9.1.10　1997 年 7 月 500 m 层的温度（℃）分布[94]

1997 年 12 月是最强的厄尔尼诺时期，在台湾以东海域出现一些异常现象。台湾东南、吕宋海峡附近海域，出现一个较强的气旋式冷涡，涡的方向自西南指向东北，呈舌状，一直延伸到 21°30′N，122°E 附近 。在此期间，黑潮没有分支入侵南海，此时黑潮主流通过该冷涡的东侧作

气旋式弯曲，黑潮主干的位置偏向东。

第二节　东海黑潮

黑潮有广义和狭义之分：前者指黑潮流系，包括黑潮源地、黑潮主体（干）和黑潮续流三部分；后者指黑潮主体，它系指我国台湾近海至日本铫子附近，紧沿大陆坡大致朝东北方向连续流动的强流带而言。从路径、水文特征等来讲，黑潮主体又可分为两段：由苏澳——与那国岛至吐噶喇海峡这一段在东海境内的称东海黑潮；从吐噶喇海峡开始，黑潮返回太平洋后，沿日本海岸流至铫子近海的这段强流带，称日本以南黑潮。本节仅记述东海黑潮。

一、水文特征

从第三、第四章的温度、盐度、密度、水色、透明度等要素的分布看出，东海黑潮具有高温、高盐、水色深蓝、透明度大等特点。冬季，表层温度、盐度分别为 20～23℃和 34.50～34.75，水色为 3～4 号，透明度为 18～24 m。夏季，表层温度、盐度分别为 29℃和 34.00～34.50，水色为 2～3 号，透明度为 24～28 m。到了 200 m 层，温度、盐度十分稳定，变化甚微，温度、盐度为 15～20℃和 34.75 左右。黑潮的厚度约为 1 000 m，在此范围内，自上而下可分为四个水层（图 9.2.1）：即东海黑潮表层水、东海黑潮次表层水、东海黑潮中层水和东海黑潮深层水。

东海黑潮表层水，具有高温、高 pH 值、低硅酸盐、低磷酸盐[68]和透明度大等特点。它覆盖在东海黑潮区的最上层，厚度最薄。春、夏季位于 0～75 m，秋季在 0～100 m 之间，到了冬季，因强烈的对流混合，厚度加深，位于 0～150 m 深度。东海黑潮表层水源自太平洋的表层水，该水层温度、盐度易受外界条件的影响，具有明显的季节变化。东海黑潮表层水的温度、盐度，夏季分别为 28～29℃和 34.20～34.70；冬季分别为 18～24.5℃和 34.50～34.90。

东海黑潮次表层水，为东海黑潮水系中盐度最高的水体。它潜于东海黑潮表层水之下至 400 m深处，温度、盐度分别为 14.4～20.5℃和 34.40～34.90。春、夏季处于 75～400 m，秋季为 100～400 m，冬季位于 150～500 m。它源自北太平洋副热带次表层水，其来源有两种途径：一是随黑潮而流入东海；二是由琉球群岛之间的水道侵入东海，如石垣岛—与那国岛之间水道、宫古岛与冲绳岛之间水道，均可进入东海冲绳海槽内。

东海黑潮中层水，位于 400～800 m 深度之间，具有低温、低盐、低氧和低 pH 值特性[68]。最低盐度值位于 600 m 附近。温度、盐度分别为 5～12℃和 34.20～34.30。这一低盐中层水的来源是北太平洋中层水，它是通过以下两条途径进入东海的：一是由黑潮源地的中层低盐水随黑潮流入东海；二是从冲绳岛——宫古岛之间的水道进入东海，以前者为主。

东海黑潮深层水，只存在于冲绳海槽的深层海域，约 800 m 以深。温度、溶解氧和 pH 值都比较低，但盐度略比东海黑潮中层水的要高。温度、盐度分布较均匀，温度为 4～6℃，盐度为 34.30～34.70。由于琉球群岛之间水道的最大深度一般不超过 800 m，因此，该水团同太平洋深层水之间的交换很弱，是一个十分稳定的水团。

至于黑潮流幅内的温度、盐度水平分布，以盐度均匀为其特征，水温则在流向右侧高于左侧，因而密度是左侧的高于右侧，使得海面及其以下的水层自左向右上倾，产生自右指向左的水平压力梯度，当它和地转力取得平衡时，海流就沿等压面上的等高线流动。对于某些特殊年份而

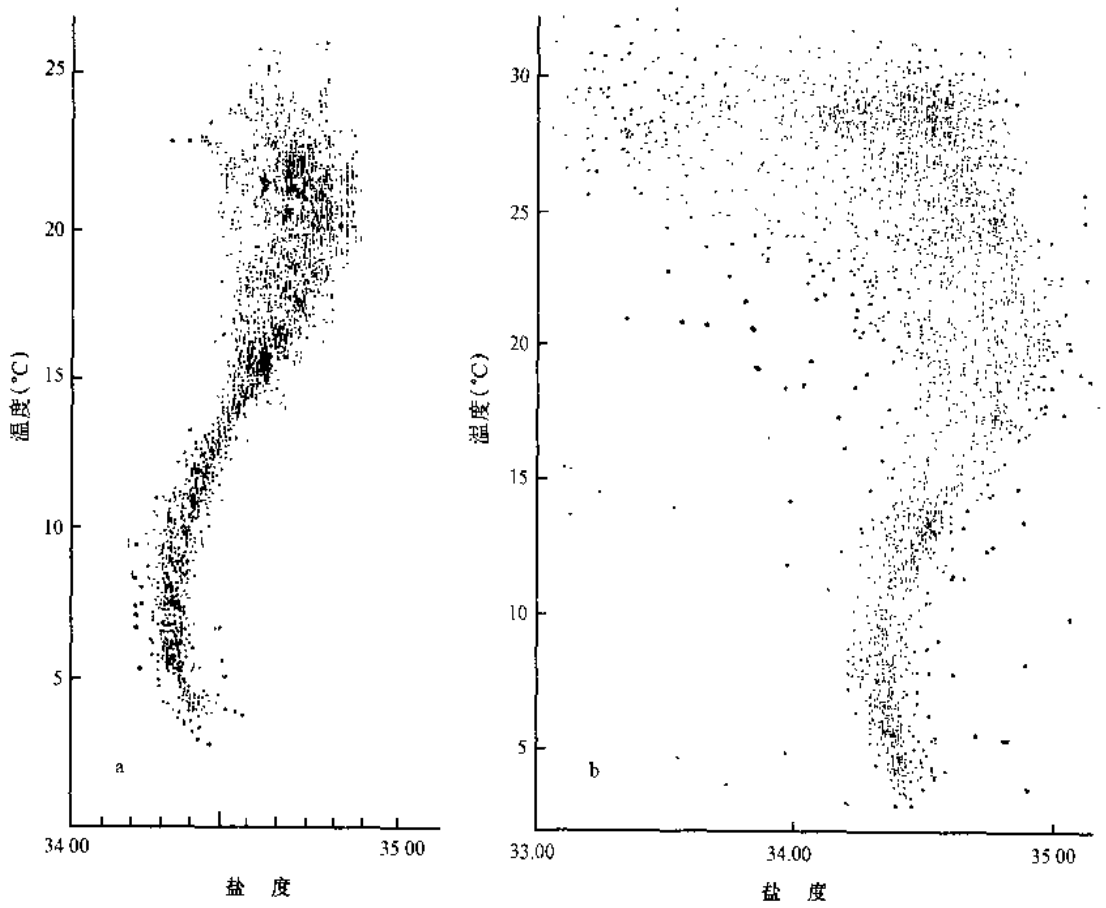


图 9.2.1　东海黑潮区冬（a）、夏（b）两季的温－盐点聚图[70]

言，东海黑潮表层盐度仍有明显差异。例如，1987 年春季至秋季，东海黑潮区出现增盐现象，春、夏、秋三季表层盐度分别为：34.85～34.90、34.40～34.70、34.55～34.80，盐度偏高。此时正值厄尔尼诺事件强盛期，西太平洋热带海域出现干旱。而 1988 年秋季至 1989 年秋季，东海黑潮区表层盐度偏低，1989 年 1～2 月表层盐度为 34.65～34.75，1989 年春、夏、秋三季盐度分别为 34.30～34.40、34.30、34.20～34.55。这与 1988 年 6 月～1989 年 6 月的反厄尔尼诺事件相对应，此间赤道西太平洋地区出现水涝，从而黑潮源地表层盐度下降[68]。

二、路径与流幅

源自台湾东南海域的黑潮，沿台湾岛东岸北上，经苏澳—与那国岛之间的水道（此处有一海脊）进入东海，大体沿 100～1 000 m 等深线陡峻的大陆坡朝东北方向流动。流轴常位于海底坡度最陡处，温度场水平梯度最大的地方便是流轴所在之处。由于东海黑潮流轴与海面动力高度线或 100 m、200 m 层的等温线梯度最大地带的位置及走向大体一致，所以黑潮具有地转流或准地转流性质。100 m 或 200 m 层温度场上的 20℃或 18℃等温线，可以近似地作为东海黑潮表层流轴位置的指标。东海黑潮流经 30°N，129°E 附近时，几乎成 90°转向东流，其中绝大部分通过吐噶喇海峡（小部分流经大隅海峡）而返回太平洋。

相对而言，东海黑潮路径在整个黑潮流系中是比较稳定的，没有出现过像日本以南那样的

“大弯曲”现象，但在台湾东北海域和吐噶喇海峡附近，即东海黑潮在入口附近和出口附近，其路径均有较大的变化，尤其是在台湾东北海域，无论是冬、春、夏、秋还是多年平均路径，都存在一个先向北伸，再折东南或东的小弯曲。这种反气旋式的小弯曲，各季程度不一，以秋季弯曲最大，向北延伸最甚，可达陆架区的百米深处；其次是冬季；春季居第三；夏季弯曲最小，位置也偏南（图9.2.2）。



图9.2.2　东海黑潮表层流轴分布[37]

由于吐噶喇海峡西侧散布着许多岛屿（吐噶喇列岛），把海峡分割为若干水道，因此，东海黑潮流经吐噶喇海峡时，流路复杂，并非稳定地出现在一个水道，而是在海峡的北部、中部和南部水道，皆有黑潮流经的可能，即黑潮有分流成为多支（股）现象，有时为一支（股）进入该海峡，有时为两支（股）或三支（股）[39,71]（这种情况较多）。多数情况下，黑潮流轴位于该海峡的中部偏北，大约在屋久岛西南30 km附近的海域[80]，通过吐噶喇海峡返回太平洋。

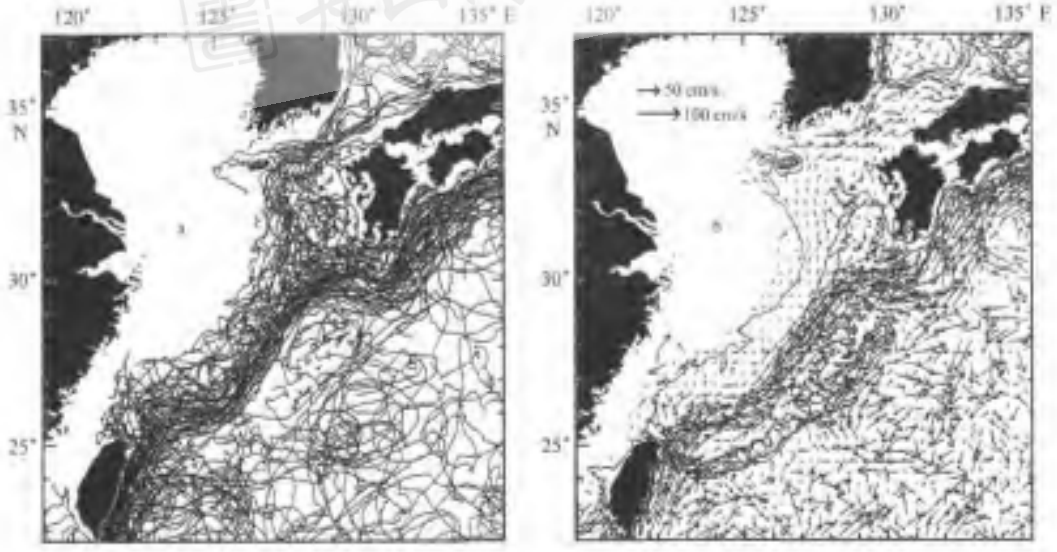


图9.2.3　卫星跟踪漂流浮标的轨迹（a）及表层流矢量分布（b）[152]

以上系指黑潮路径的多年平均情况。事实上，黑潮路径是各年、各月不同的，很难找到完全相同的路径，摆动现象明显（图9.2.3）。以PN断面为例，表层流轴的摆动幅度为40 km左右，在吐噶喇海峡，黑潮流轴的摆动幅度为54 km。黑潮路径的摆动，不仅有年周期，而且还有几个月周期和15 d的周期。

黑潮以流幅窄、流速强、厚度大而著称，东海黑潮表层的流幅为 70 ~ 110 km，有明显的时空差异。以季节而言，春季和夏季的流幅较宽，冬季的次之，秋季的流幅最窄，但各段也不尽相同，是因地随季节而异的（图 9.2.4）。在年际之间，东海黑潮的流幅也有很大差异。在 1962 ~ 1984 年 PN 断面上：冬季，1978 年和 1980 年的流幅最宽，为 105 km；而 1967 ~ 1968 年的流幅最窄，仅 40 km 左右。夏季，1980 年的流幅为 120 km，1962 年的仅 40 多 km。流幅最宽与最窄之差达 3 倍左右。

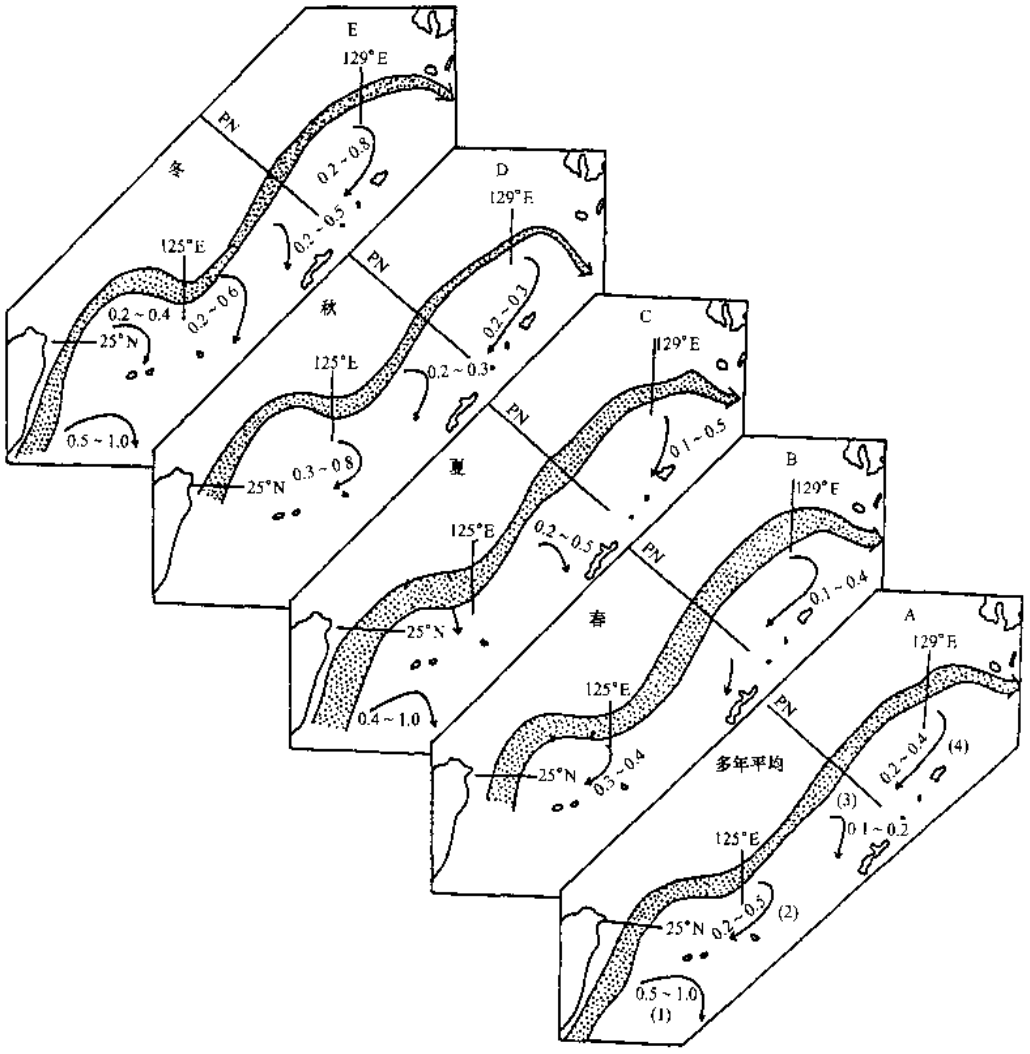


图 9.2.4　东海黑潮表层流幅分布[37]（箭头表示逆流、流速单位：kn）

三、流速

黑潮以流速强和流向稳定为其特征之一。东海黑潮流速一般在 40 ~ 80 cm/s 之间，最大为 180 cm/s，历史上的极大值曾达 250 cm/s 左右。现以 G - PN 断面[1]（地转流计算结果）为例（图 9.2.5），可看出东海黑潮表层最大流速，出现在 G5 ~ G6 站之间，这便是东海黑潮的流轴所在之处，多年平均最大流速为 97 cm/s，流向为 NE。流速大于 50 cm/s 的流幅为 45 km。无论是冬、春、夏、秋四季或多年平均流速断面图上，均表现出三种不同情况：一是东海黑潮主流段，

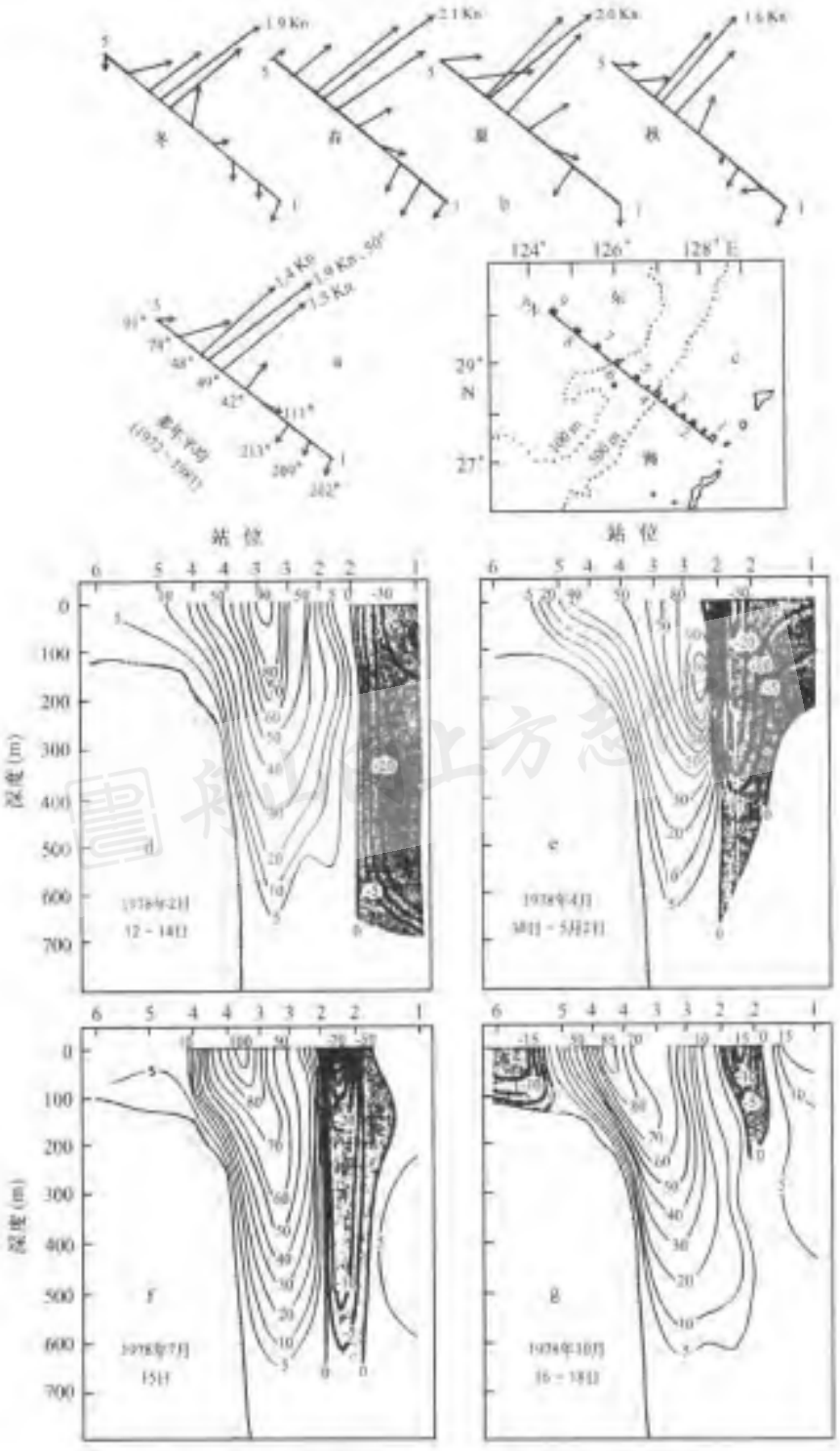


图 9.2.5　G－PN 断面表层流速分布（a、b）及断面流速（cm/s）结构（d～g，地转流计算，计算零面 700 m）

（根据文献[179]、1)、[17] 综合）

即流轴段；二是流轴左侧的陆架段，流速小，流向比较零乱，规律性差；三是流轴右侧约 50 km 处，出现逆流——黑潮逆流区，流向为南、东南、西南，逆流最大流速达 30 cm/s。逆流流幅宽约 100 km[123]。

PN 断面的流速分布（图 9.2.5d～g）：一般都有两个向北或东北向的流核，中间夹着反向的逆流，而较强的那个都位于靠岸的一侧，表现大洋环流向西岸强化的特征。随着深度的增加，流速迅速减小，但流向十分稳定，几乎无大的变化。10 cm/s 等流速线分布可达 600 m 深处，表明黑潮是一支流层深厚的海流。从四季来看，夏季和春季的流速较强，流核附近速度为 100 cm/s 左右；秋季流速最小，核心速度为 85 cm/s 左右，冬季流速居第三，核心速度为 90 cm/s。此外，1978 年 PN 断面的流轴还发生异常的偏离和摆动现象。从多年平均来讲，黑潮流轴在 PN 断面上 P3 站～P5 站之间。但 1978 年有些特殊（图 9.2.5d～g）：2 月 12～14 日的黑潮流轴（指50 cm/s 等流速线所包络的水体），位于 P2′站～P4 站之间，流核在 P3′站附近；4 月 30～5 月 2 日，黑潮流轴明显地向东偏了，流核在 P2′站～P3 站之间，此时流核并不发生在表层，而是出现在 100～200 m 之间。到了 7 月 14～15 日，黑潮流轴又向西摆动，流轴出现在 P3 站～P4 站之间，流轴深度（50 cm/s 等流速线的垂直距离）为 350 m，比 2 月 12～14 日的流轴深度下降了 80 m 左右。10 月 16～18 日，黑潮流轴继续西移，位于 P3 站～P5 站之间，流轴随深度增加而向右倾斜最大，流轴深度又上浮到 300 m 左右。

通常，PN 断面上的黑潮流速分布相对于流轴来讲是不对称的，流轴随着深度的增加而有些向右倾斜；流速结构多为单核、单束带状分布。而 1992 年 1 月和 4 月，PN 断面上东海黑潮分别为 1 个流核和 2 个流核，而 1998 年 10～11 月，该断面上存在 3 个流核（图 9.2.6）。1995 年秋季该断面上也出现 3 个流核。PN 断面出现多核是极为少见的，这种多核结构的出现，表明黑潮强流带不再是 1 个，而可细分为 2～3 个。此外，在东海黑潮的流层深度下面，还存在着与黑潮流向相反的逆流。这种深处的逆流，由于不稳定和流速较小（一般为 2～5 cm/s，最大不超过 10 cm/s），尚未证实是一支连续而单独存在的海流，因此，还不能称“黑潮潜流”。

四、流量

流量是体现海流强弱的另一个重要指标。东海黑潮，在不同时间、不同地段，流量也是不同的。人们常以 G－PN 断面作为研究东海黑潮流量的例子，原因是该断面的水文观测资料时间系列最长、最系统、流轴较为稳定的缘故。

若以 700 m 深度作为起算面，用动力计算方法计算 PN 断面上黑潮的流量，其多年平均（1973～2000 年）流量为 25.5×10^6 m^3/s（图 9.2.7），约相当于长江年平均流量的 1 000 倍。其流量的四季值：冬季为 26.0×10^6 m^3/s，春季为 25.8×10^6 m^3/s，夏季为 26.8×10^6 m^3/s，秋季为 23.5×10^6 m^3/s。相对而言，秋季流量较小，其余三季差异不明显。在年际变化中，以 8 年左右的周期最为显著。若用逆方法和改进逆方法计算东海黑潮流量，则 PN 断面的多年平均流量为

1）G－PN 断面位于冲永良部岛西北，横切东海黑潮主干，跨越冲绳海槽、大陆坡和大陆架，与纬线成 37°交角。1955 年开始，日本长崎海洋气象台就做定期观测，一直持续至今已积累了 40 多年的记录。起初叫 G 断面，设置 12 个测站，站距为 10～20n mile。于 1955 年 6 月至 1972 年 2 月，每年进行冬、夏两季观测，少数年份也进行春、秋季观测。从 1972 年 5 月起，改名为 PN 断面。PN 断面与 G 断面平行，只是位置较 G 断面向西南方向略有移动，测站也增多，每年实施春、夏、秋、冬四季观测到现在。1976 年起，在黑潮流轴所在的陆架、陆坡附近又增设加密站，站距缩小到 2.5～5n mile，这就为研究东海黑潮流轴处的细微结构、黑潮变异等提供了宝贵的基础资料。G－PN 断面是东海黑潮最稳定的地段。

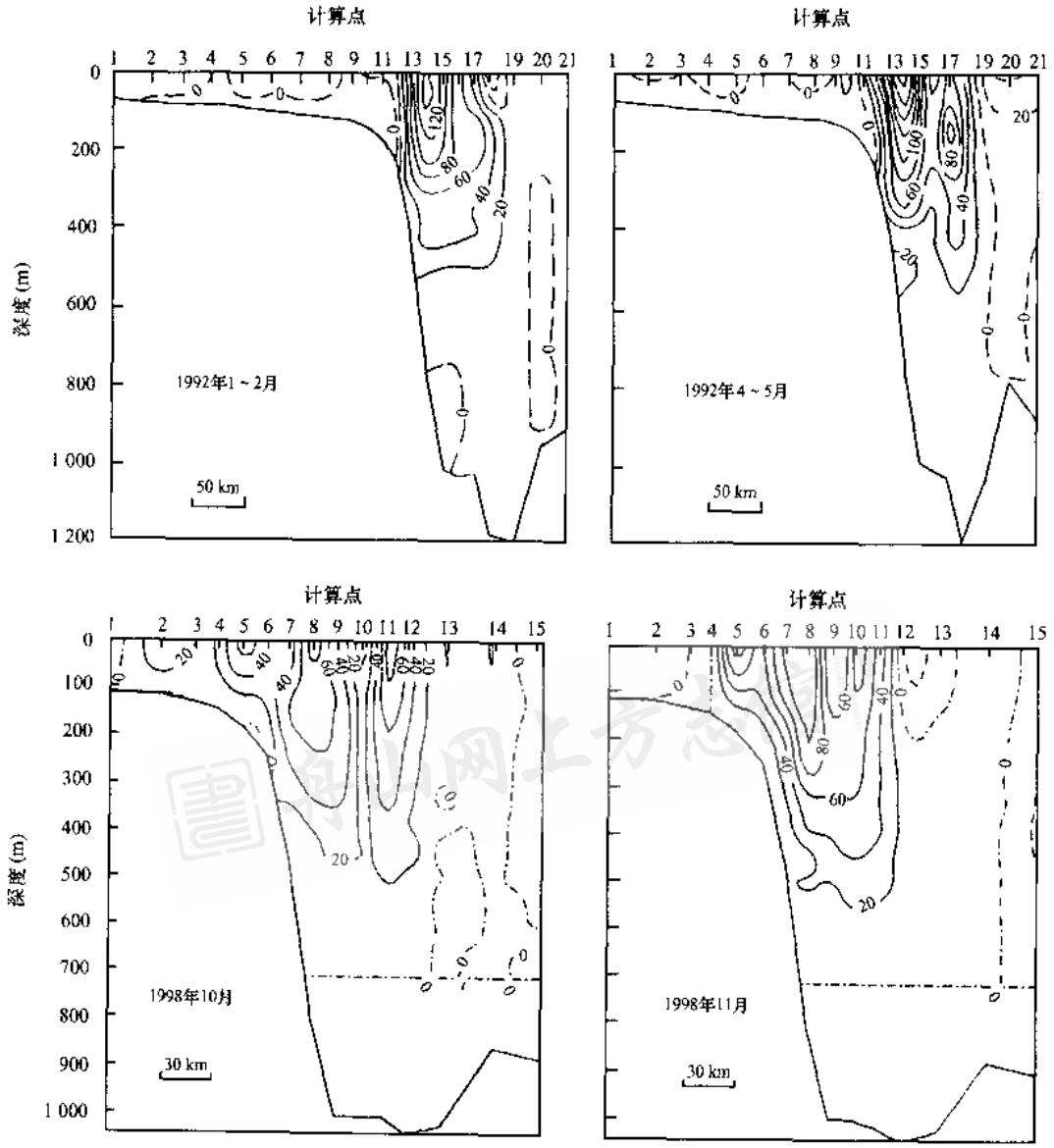


图 9.2.6　1992 年及 1998 年 PN 断面的流速（cm/s）分布（改进逆方法计算结果）[30,98]

26.8×10^6 m^3/s，1 月为 27.0×10^6 m^3/s，4 月为 26.6×10^6 m^3/s，6～7 月为 27.7×10^6 m^3/s，10 月为 25.8×10^6 m^3/s。两种方法计算的流量值虽有出入，但其季节变化的趋势仍是一致的。

五、逆流与涡旋

黑潮的左右两侧，尤其是右侧，经常有逆流存在。多年平均而言（图 9.2.4），在东海黑潮右侧有三个逆流区，它们是：宫古岛以北海域、冲绳岛以西海域以及奄美大岛以西海域。这三个逆流区并不相连成片，而是彼此独立存在的，呈 EN—WS 向排列。逆流的流速一般为 0.1～0.3 kn，最大 0.8 kn。从季节来看，冬季，黑潮右侧逆流区最多，出现四个，春、秋季次之，出现三个，夏季最少，仅出现两个。

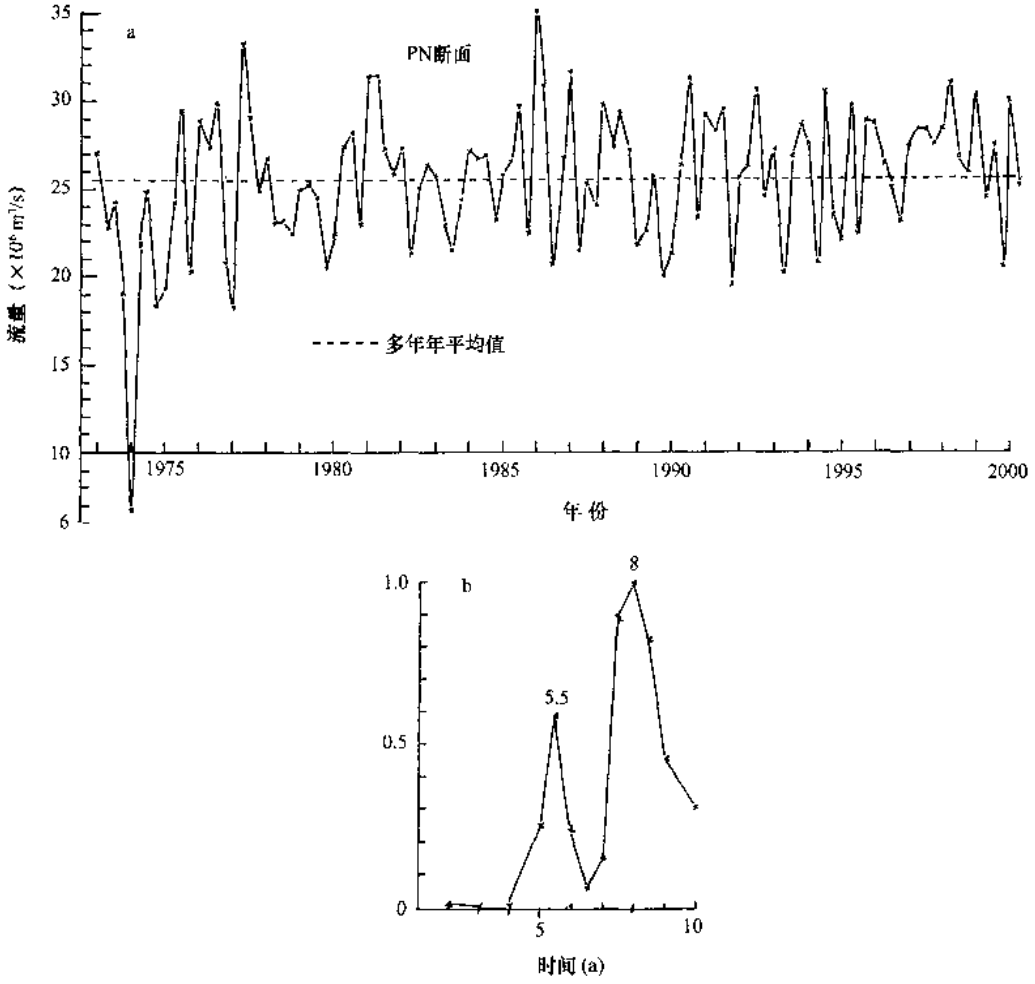


图 9.2.7　PN 断面东海黑潮流量的年际差异（a）及显著变化周期（b）
据文献［180］整理，图 b 取自文献［182］）

在 PN 断面（图 9.2.5a、b）上：约在 PN_3 站以东，无论冬、春、夏、秋四季还是多年平均，皆有逆流存在；逆流流速以春季最强，夏季次之，秋季居第三，冬季为最弱。年平均流向为 202°～213°。这是指多年平均情况。至于年际之间则会有很大的差异。黑潮右侧的逆流流量较小，一般约为黑潮流量的 1/3 左右。

黑潮左右两侧的逆流与涡旋有着密切的联系，最明显的有：台湾东北海域的冷涡、东海西南部暖涡、奄美－冲绳以西暖涡以及东海黑潮左侧的锋面涡。

台湾东北海域的冷涡　该冷涡最初是在彭佳屿附近发现的，故有彭佳屿冷涡之称。事实上，该冷涡的位置，并不稳定地出现在某一固定的地点和区域，而是随着季节不同有所差异，范围也有大小之别。夏季，冷涡位置偏东；秋季，冷涡西移退至彭佳屿西北；春季的冷涡位置位于夏、秋季的之间；冬季，冷涡出现在基隆—花瓶屿之间，范围较小。冷涡并非仅一处，面是有两处：基隆以北至彭佳屿一带海域，台湾东岸的苏澳—三貂角沿海一带。除冬季外，从表层至 100 m 层的温度场均有低温小冷水块出现，尤以 20 m 和 50 m 层最为明显；春季和夏季，有时还有双涡出现。冬季，由于陆架区水温较低，冬季的温度场不易反映出冷涡来，但从卫星跟踪漂流浮标漂移

轨迹、溶解氧及卫星图片来识别，冷涡依然存在。以 1984 年 6 ~ 7 月为例，在 30 m 层温度场上，冷中心比周围温度低 4 ~ 5℃，水平温度梯度较强，冷涡形似一椭圆，长轴为 SW—NE 向，长约 148 km，短轴长 74 km 左右。从纵切冷涡的剖面图看，水文、化学要素的断面分布均由深层向上层凸起、上拱，冷涡具有低温、高盐、高密、低氧、高磷、高硅和高氮等特点，是由于黑潮次表层水涌升的结果。

东海西南部的暖涡　在东海的西南部、台湾西北海域，即 26° ~ 28°N，122° ~ 125°E 之间，于某些年份（如 1967 年 7 月、1973 年 7 ~ 8 月、1984 年 6 ~ 7 月、1987 年 8 月），在 50 ~ 75 m 层的温、盐分布图上，出现一个高温、低盐的闭合低密区，水平尺度约 2° × 3° 经纬距，为 NE—SW 走向的椭圆状的暖涡，暖中心与周围温度可相差 4℃，温度水平梯度较强。暖涡中心在 27°N，123°E 附近。在温度断面图上，等温线明显下凹，向东、西翘起，向南、北缓升。由于地形影响，暖涡有南、北两个中心，水温分别高于 24℃ 和 20℃。暖涡表层盐度变化较大，在 31.00 ~ 34.00 之间，底层盐度为 34.00 ~ 34.50。暖涡形成于 5 月，6 ~ 7 月发展较快，除水温升高外，范围也扩大，至 8 月为最盛期，9 月衰减并逐渐消失。

奄美—冲绳以西暖涡　在奄美大岛和冲绳岛以西海域，于某些年份的夏季和秋季，出现一个近于闭合的反气旋式的小环流，对应表层以下 50 ~ 200 m 层的温度场，出现一个 NE—SW 走向的暖涡，如 1977 ~ 1980 年连续 4 个夏季，分别在 50 m、100 m、200 m 层均有暖涡出现。暖涡的形状似一椭圆，以 1977 年夏季 100 m 层温度场为例，椭圆长轴为 2 ~ 3 个经距，短轴为 1 个经距，中心温度比周围的高 2 ~ 4℃，厚度为 200 m 左右。1994 年 10 月，冲绳岛以西的暖涡呈三角形，范围较小。此外，1987 年 5 月、1989 年 8 月，在奄美大岛西侧和北侧，均有范围大小不同的暖涡出现。

黑潮左侧的锋面涡[68]　锋面涡是发生在黑潮左侧陆架、陆坡附近暖、冷水相互入侵的中尺度现象。东海黑潮左侧的锋面涡，以春季出现最为频繁，尤其是九州西南海域的陆架坡折处附近，是锋面涡十分活跃的海域。其发生周期为 7 ~ 10 d，锋面涡的水平尺度可达几百千米。东海黑潮锋面涡的特征是：黑潮左侧流速因切变的非线性作用，形成黑潮左侧锋面呈锯齿状。黑潮左侧伸出一股暖水舌，呈逆时针倒卷，陆架水被卷入其中，伴随着下层水涌升，构成外围为暖水，而冷水为涡的内核；冷涡中心的等温线在开始时具有不闭合的特点，以后逐渐闭合。在垂直方向上，等温线在涡心凸突、上拱，形成山峰状的冷中心，冷中心的宽度约数十千米，长度 100 km 左右。屋久岛以西海域，是黑潮锋面涡发育较典型的区域。如 1988 年、1989 年和 1992 年的三次春季海洋调查，在该海域均观测到锋面涡。当黑潮在 30°N，128°E 附近转向东流后，锋面涡失去陆架海底的制约，以 30 cm/s 左右的相速，随黑潮东移。锋面涡的出现，除对所在海域的温、盐、流场有影响外，对黑潮水与陆架水交换也有一定的作用。在温、盐、溶解氧等要素的断面图上，常可看到低盐、高溶解氧的孤立水块被卷入黑潮水中。

第三节　琉球以东的海流

琉球群岛的海况极为复杂。就海流而言，既有东北方向流动的西边界流，还有它东侧的西南向流以及西边界流下面的西南向深层流，同时还伴随出现各种尺度的涡旋，通过琉球群岛间的水道还进行着两侧的水交换。加之琉球群岛以东的海底地形复杂，水深达 4 000 ~ 5 000 m，风浪较大，给海洋调查和海况研究增加了很大的难度。因此，人们对这一海域的海流、海况的认识是十

分肤浅的，许多现象还需深入调查研究。这里仅就中日黑潮合作调查研究（1986～1991年），国家海洋局第二海洋研究所与日本筑波大学、九州大学与鹿儿岛大学合作调查研究（1991～1993年）以及中日副热带环流合作调查研究（1995～1998年）的某些结果，记述如后。

一、琉球群岛以东海域的水文特征

琉球群岛附近的表层水温，常年都在21℃以上，夏季可达29℃。在百米以浅水层内，该群岛东侧水温，比西侧的略低1℃左右，这显然是由于黑潮流经东海的缘故。冬季和春季，琉球群岛东侧，从表层至200 m层，在冲绳岛、宫古岛东侧或南侧，各自皆有一个小块闭合的高温区，比周围水温高1℃左右。200 m以深，水温几乎无季节变化，如600 m层，终年水温为9℃；1 000 m层，终年水温为4℃。

但盐度的平面分布与水温的不同，该群岛东侧盐度略比西侧要高0.10～0.20。东侧：冬、春、秋三季表层盐度皆为34.75，夏季为34.60左右。200 m以深，盐度也几乎无季节差异，如600 m层，终年盐度为34.30；1 000 m层，终年盐度为34.40。

从图9.3.1～图9.3.3列出的各组分布图可知：在P_{25}断面上，约70 m以浅水层，温度分布均匀；随着深度增加，降温明显，尤其在200～800 m之间，出现主温跃层。盐度分布的特点是：在70～200 m和500～700 m之间，分别有一高盐水舌和低盐水舌由东南向西北伸展。高盐水舌核心盐度为34.90，低盐水舌最低盐度为34.20。高、低水舌西伸势力都比较强，两者都通过石垣岛和西表岛之间的水道进入东海。在P_{CM}、S_5、P_3断面上，温、盐结构的基本特点与P_{25}断面上的相同，尤其是P_3断面上，中层低盐水舌可西进到东海200 m等深线以西海域，它是通过奄美大岛和冲永良部岛之间的水道进入东海的。

由上述各组盐度分布图看出，琉球群岛东侧的海水垂直结构为四层（图9.3.1～图9.3.4）：（1）表层水，位于表面至70 m左右水层；温度在22～26℃之间，盐度为34.75左右。（2）高盐、高氧的次表层水，高盐核位于100～150 m之间，盐度大于34.9。若以34.50等盐线作为它的下界，则厚度约为400 m，在陆架坡附近厚度变薄。（3）以低盐、低氧为主要特征的中层水，约处在400～1 000 m之间。盐度为34.31～34.50，低盐核在500～600 m层之间，盐度值小于34.20。（4）深层水位于1 000 m以深，盐度随深度增加而缓慢增大，温度、溶解氧均随深度增加而减小。

二、琉球群岛以东的涡旋

琉球群岛以东海域，存在各种尺度的涡旋（图9.2.3）。例如：1985年初夏，宫古岛以东海域存在一个中尺度的冷涡，它的中心约位于24°N，127°E附近。该冷涡的东北、冲绳岛东南却存在一个中尺度反气旋式暖涡。1975年4～5月，GEK观测和地转流计算，均表明在冲绳岛以南存在一个尺度较大而深厚的暖涡（图9.3.5）。1995年10月，西表岛与石垣岛以南海域，出现一个冷涡，它的中心约位于23°N，124°20′E；位于冲绳岛东南海域的中尺度反气旋式暖涡仍然存在。在1996～1998年期间，冲绳岛东南反气旋式暖涡始终存在。当然，在不同时期，涡的位置与强度都有变化。除上述中尺度冷、暖涡外，该海域还存在不少小尺度的涡旋。冲绳岛东南反气旋式中尺度暖涡似乎在任何时期总是存在[96]的，它对西边界流影响较大。为此，有必要讨论一下它的年际差异。1985年初夏，该反气旋式暖涡的中心，约位于25°N，128°10′E附近；1995年10月，它向西南向移动；但在1996年初夏时，这个再生环流的反气旋暖涡的范围，进一步向西

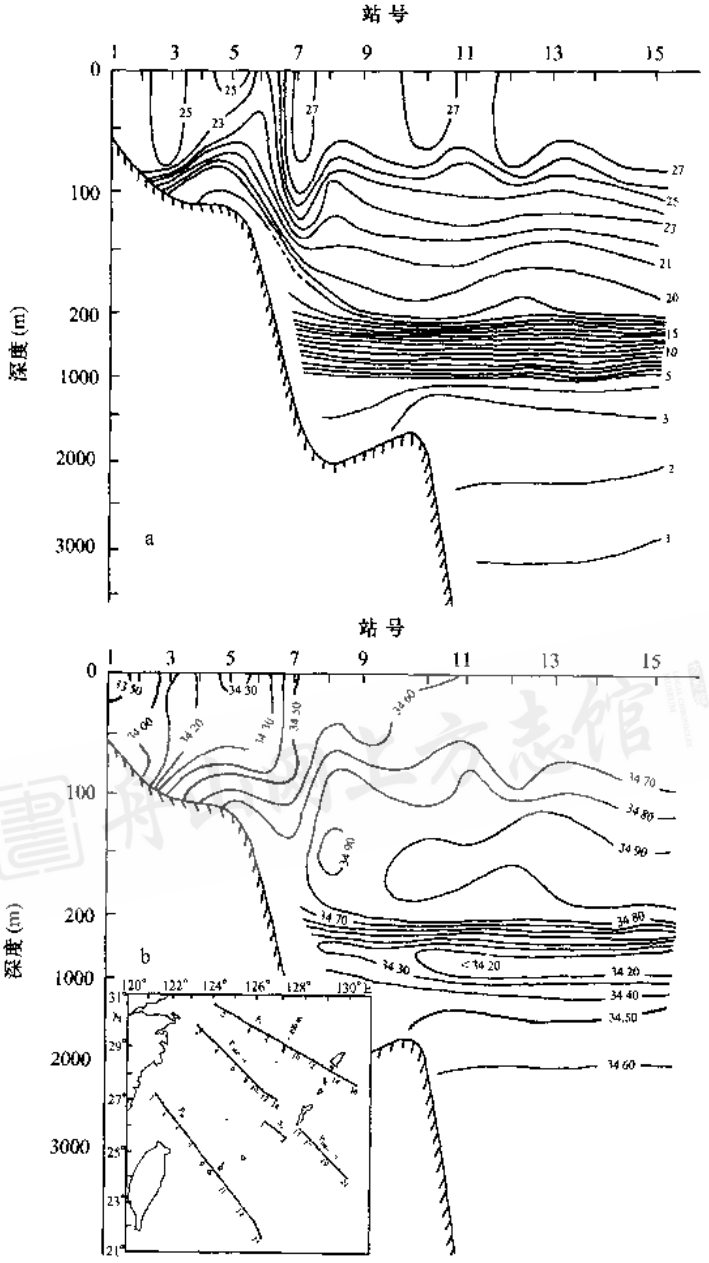


图 9.3.1　P_{25}断面的温度（℃）（a）、盐度（b）分布（1991 年 10～11 月）[2]

南方向扩大，其强度也较大。1997 年夏季[98]，该反气旋式暖涡位于宫古岛以东、冲绳岛东南海域，其所在范围要比 1996 年初夏时要小。与 1997 年 7 月相比，这个反气旋暖涡于 1997 年 12 月向西南方向移动，进入石垣岛、宫古岛以南海域，其中心约在 24°N，125°～126°E 之间，它扩展范围比上述年份的都要大[95]。由于在 1997 年 12 月该暖涡中心向西移动，约制着台湾以东黑潮的东分支向东北方向流动，从而此时在冲绳岛以东海域，没有黑潮的东分支[95]。

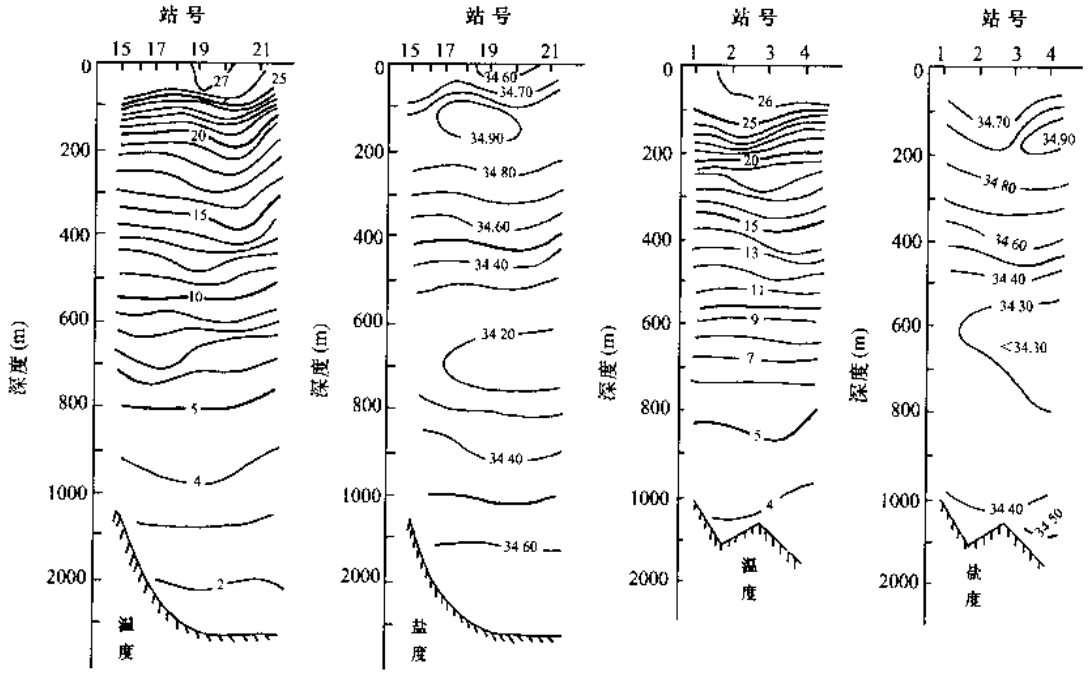


图 9.3.2　P_{CM}断面 15～21 站（a）和 S_5 断面（b）的温度、盐度分布（1991 年 10～11 月）[2]

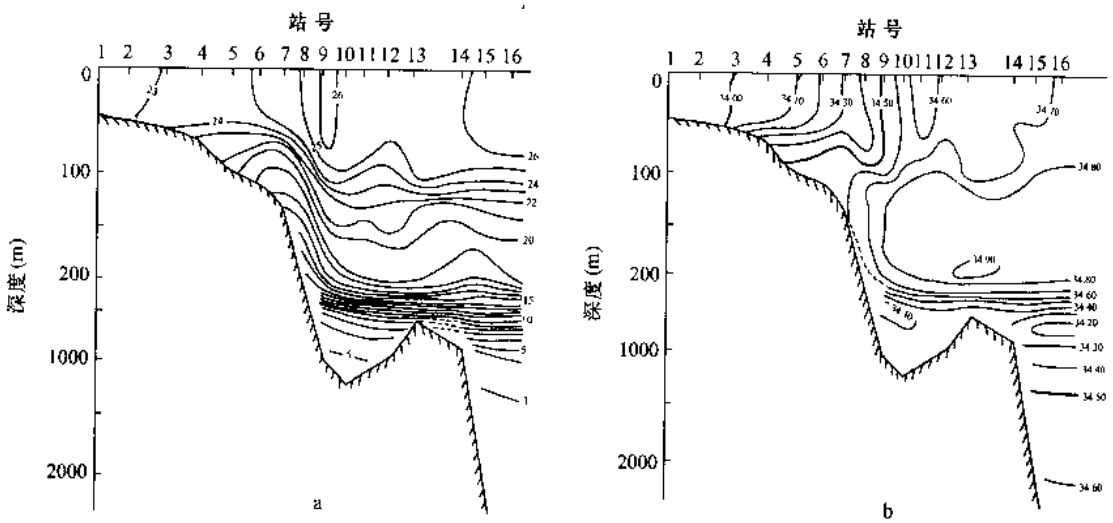


图 9.3.3　P_3 断面的温度（a）、盐度（b）分布（1991 年 10～11 月）[2]

三、琉球群岛以东的海流分布

1972 年，二谷颖男[158]在他的东海及其邻近海域的流系示意图（图 9.1.4）中标出，琉球群岛东南海域存在一支北向海流，并给出了这支海流流量的多年变化曲线。在“中日黑潮合作调查研究”中，有人把这支海流称“琉球海流”[13]，认为琉球群岛东侧，于冬、夏季有一狭长的弱暖涡，构成这个弱暖涡的一对海流是黑潮逆流和琉球海流。这支北向的海流在日本九州以南海域与通过吐噶喇海峡的黑潮汇合，形成日本以南强大的黑潮，试图解释为什么日本以南的黑潮流量远大于东海黑潮流量这样一个事实。但琉球海流如何与东海黑潮返回太平洋后汇合，琉球海流

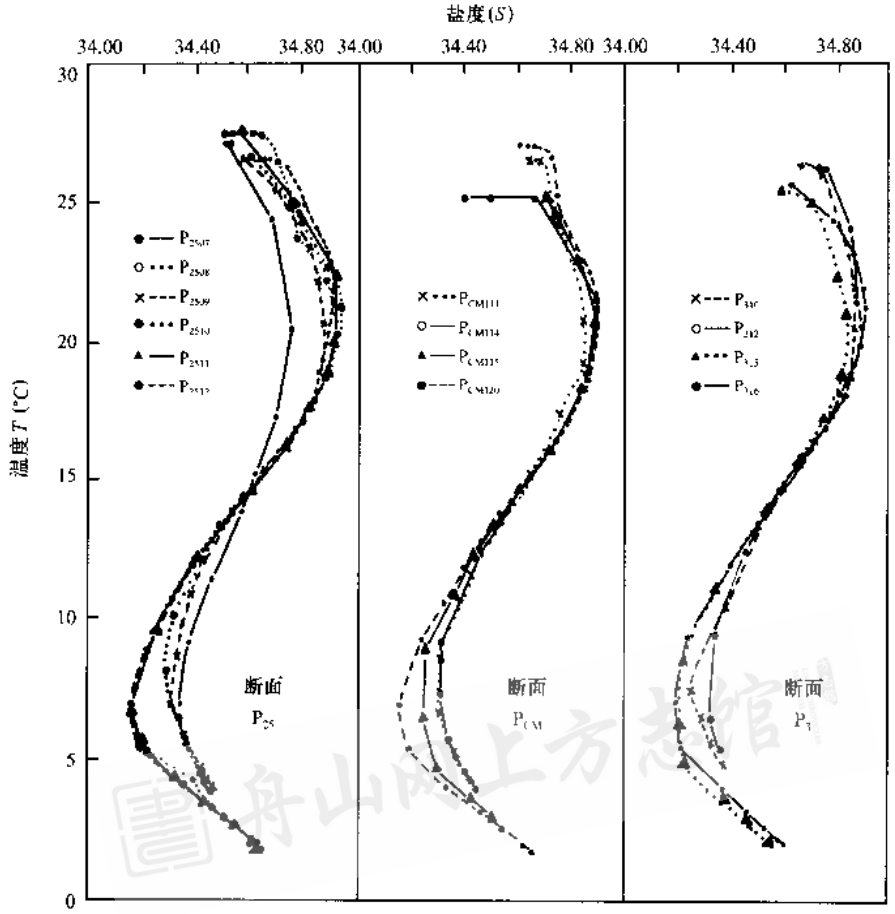


图 9.3.4　P_{25}、P_{CM}和 P_3 三条断面测站的 $T-S$ 曲线[12]

是否连续终年存在等问题，都不清楚，还需进一步深入调查研究。为了叙述琉球群岛以东海流的某些特征，这里列出一组流速分布图（图 9.3.6），来说明该海域海流的结构与各段的特点。

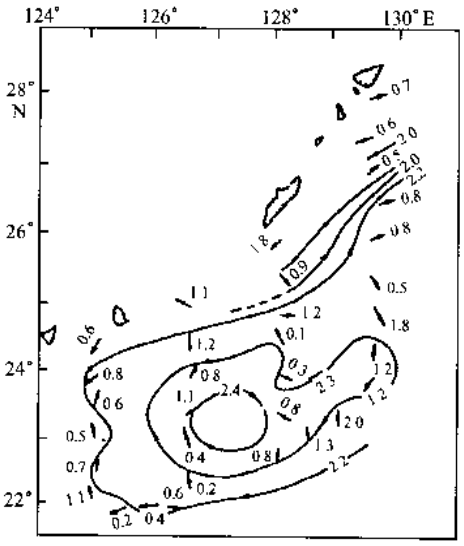


图 9.3.5　冲绳岛以南的暖涡[143]

图 9.3.6 表明，三条断面的共同特点是：（1）在紧靠石垣岛、宫古岛、冲绳岛、奄美大岛附近，存在一支北向海流，流速各地大小不一，且强流并不出现在表层，而是分别出现在 100 ~ 300 m 层（NS 断面）、125 ~ 700 m 层（OK 断面）、400 ~ 800 m 层（F_8 断面），最大流速分别为 52 cm/s、25 cm/s 和 38 cm/s。也就是说，强流带位于次表层或中层，是一支潜伏在海面以下较深的，具有次表层流核结构的海流。（2）在强流带的东侧，皆存在着南向的逆流，逆流流速较弱，一般在 10 cm/s 左右。（3）在有些断面上，出现双核或三核结构的特点，但与主核相比，流速较弱。（4）流速的垂直分布是随着深度的增加而向右倾斜，反映了西边界流强

化的特征。

至于深层流的情况，可用流速矢量前进图（图9.3.7）显示。它表明：在冲绳岛东面，深层确实存在东北向的海流。在OA站（水深1 000 m），570 m处的平均流速为21.7 cm/s，流向66.8°；870 m处的平均流速为5.0 cm/s，流向50.9°。在OB站（水深2 020 m），1 890 m处平均流速为4.4 cm/s，流向253°。OC站（水深4 630 m），700 m处平均流速10.1 cm/s，流向330°。同时，在东北向流的深层（OB站的1 890 m，OC站的2 000 m和4 500 m），还存在反向的西南流，流速分别为3.8 cm/s、4.2 cm/s和2.6 cm/s。可见，无论在次表层或深层，琉球群岛以东海域存在着西边界流，它有两个流核：一个位于海底地形梯度最大处；另一个位于其东面。两个核的垂向位置均存在季节变化。例如，第一个流核在1992年9月位于次表层，最大流速为23.0 cm/s，出现在400 m处。而在1988年4月，最大流速为37.3 cm/s，出现在表层。第二个流核，于秋季位于表层，而在冬、春季则位于次表层。在这支西边界流下面，均存在一支较稳定的、南向的深层流。一般说来，琉球海流的流速为15～80 cm/s之间，年际差异较大，但季节变化并不明显。平均而言，夏、秋季较强，春季较弱。

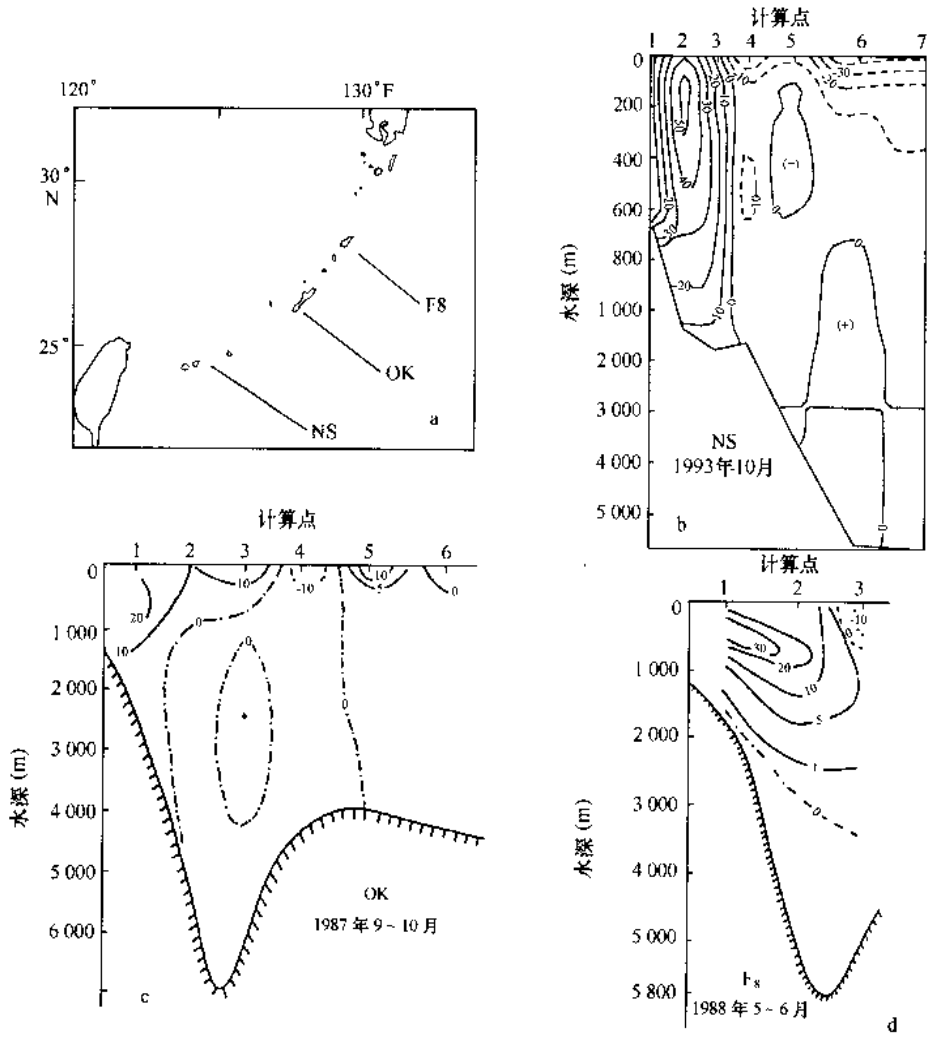


图9.3.6　琉球群岛东侧三条断面的流速分布

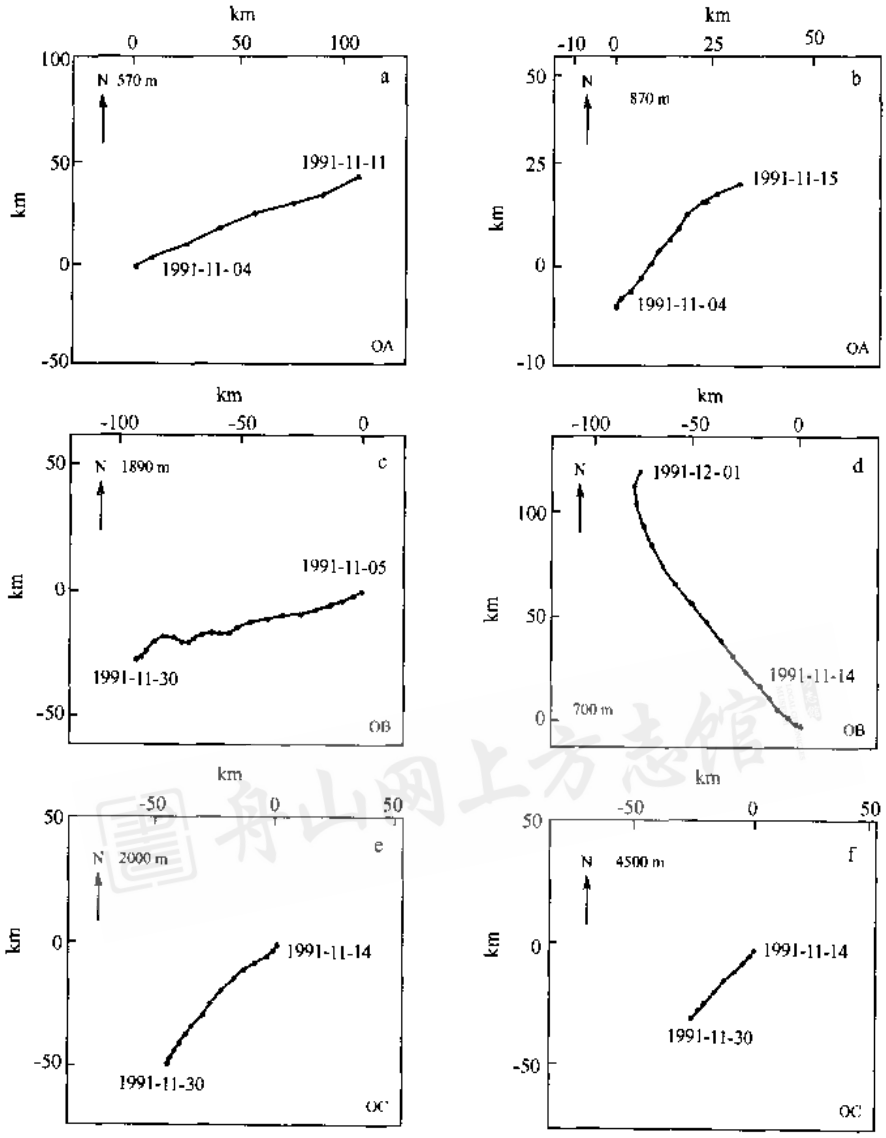


图 9.3.7　冲绳岛附近 OK 断面深层海流前进矢量图[176]（1991 年 11 月）

（曲线两个相邻点的时间间隔为 1 d）

四、琉球群岛以东海流的流量和琉球海流的来源

如上所述，琉球群岛以东海流甚为复杂：有东北向的西边界流及其以下西南向的深层流，还有它的东侧为西南向流，并伴随着各种尺度涡旋等。以冲绳岛附近 OK 断面 16 个航次（1993 ~ 1996 年）为例：东北向流量为 $21.3\times10^6 m^3/s$，西南向流量为 $18.4\times10^6\ m^3/s$，则净流量为 $2.9\times10^6\ m^3/s$。

关于琉球海流的来源，主要来自以下三个方面：一是来自冲绳岛东南海域反气旋式的再生环流；二是来自于 130°E 断面中纬度处的西南向流；三是来自台湾以东的黑潮“东分支”。但是，黑潮的“东分支”并不稳定，有些年份有黑潮“东分支”出现，有些年份并不存在。至于冲绳岛东南海域的反气旋式再生环流，在任何时候总是存在的。

第十章　东　海

第一节　水文特性

东海是一个具有倾斜地形特征，陆架开阔的边缘海。其大陆架边缘，终年存在一支流速高达1～3 kn，流量约为 20×10^6 m^3/s～30×10^6 m^3/s 的高温、高盐的强大海流——黑潮。黑潮及其分支，是东海、黄海诸多水文现象的直接参与者。在大陆一侧，注入东海的河流众多，其中首要的要数长江了。长江的平均年径流量约为 $9\ 240\times10^9$/m^3，夏季的入海径流量是冬季的5倍，具有较大的季节变异特点，它对东海水文影响很大，起着举足轻重的作用。

东海的水文结构和环流特征，还与海面气象条件（风和海气热交换）的改变有关，也与潮汐作用有关。前者的季节性变化往往会引起东海环流特性的改变，后者对沿岸近海的混合状况影响较大。

一、温度分布特征

1. 冬季

（1）水平分布

大陆沿岸存在一个低温水舌，自长江口外沿岸向南伸展，温度为4～12℃。在低温水舌的向海一侧，温度水平梯度较大。在陆架上，一个具有较大水平温度梯度，温度处在13～19℃的锋区，从台湾海峡朝东海东北部延伸（图10.1.1）。该锋区在长江口外发生弯曲，然后在济州岛以南衍生出一个高温水舌指向黄海；另一个高温水舌则从31°N，129°E附近的黑潮锋中衍生出。先指向济州岛方向，然后在五岛列岛以西海区，再次生一个高温水舌转向朝鲜海峡。在陆架坡折附近，一个黑潮高温水舌从台湾东北直指吐噶喇海峡。在其左侧，等温线（20～23℃）也比较密集。在台湾东北海区，20～23℃等温线突入陆架，然后在钓鱼岛以北海区归于陆架坡折带。

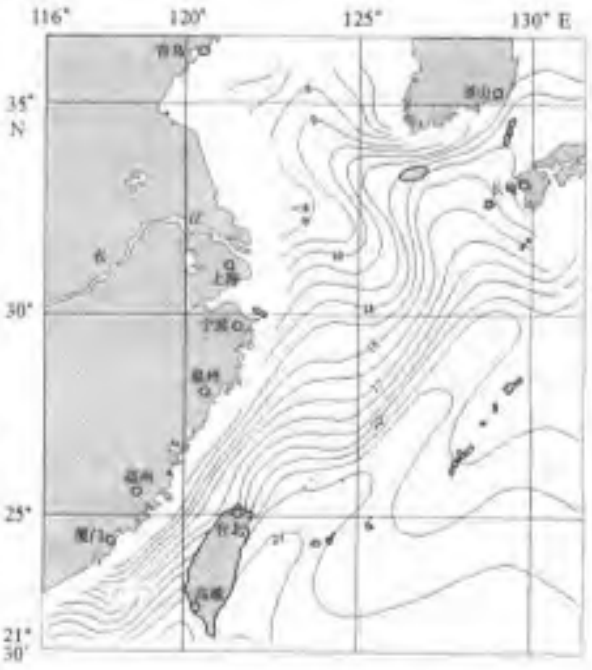


图10.1.1　冬季东海30 m层水温（℃）分布[84]

（2）断面分布

从台山列岛和鱼山列岛附近的两个与等温线几乎是正交的斜向断面（图10.1.2）看出，在台山列岛附近（B断面），10～16℃等温线

比较密集，陆架上等温线比较稀疏。在陆架坡折附近，20～22℃等温线侵入陆架，高于22℃的黑潮暖水逼近陆架坡折带。断面两侧，有层化的迹象，但在中部陆架区，温度呈垂向均匀分布。

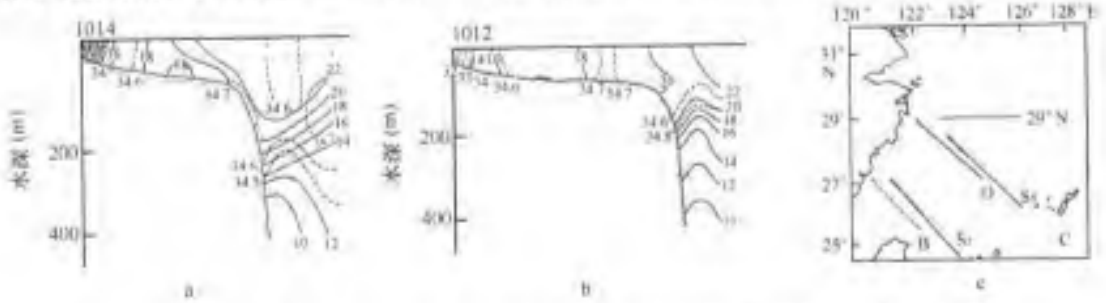


图 10.1.2　冬季 B（a）、D（b）断面温度（℃）、盐度断面分布，c 为断面位置

在鱼山列岛外侧（D 断面），10～16℃等温线却比较稀疏；在中部陆架区，温度垂向分布显得更为均匀。在陆架坡折附近，20℃等温线在近底层有突入黑潮的特征。黑潮暖水偏离陆架坡折带，陆架坡折带附近的温度为 10～20℃，下层冷水具有涌升的特征。

2. 春季

（1）水平分布

大陆沿岸的南伸低温水舌退缩，近岸水温升高到 18℃。在陆架上，起自台湾海峡的北伸水舌比较强劲，促使台湾以北的 15～23℃等温线形成舌形弯曲（图 10.1.3），水平梯度增大。在东海中部，一个起自济州岛西北海区的温度为 11～14℃的低温水舌，具有转向济州岛方向的特征。温度为 24～26℃的黑潮高温舌仍然位于冲绳海槽中。陆架坡折带附近的等温线仍然比较密集，但在台湾东北海区，它们具有移向外海的特征，从而在彭佳屿附近形成一个温度为 23℃的低温中心。而 15～23℃等温线舌形弯曲以东，等温线呈现出更加密集的特征，这种特征可能是由水团挤压造成的。

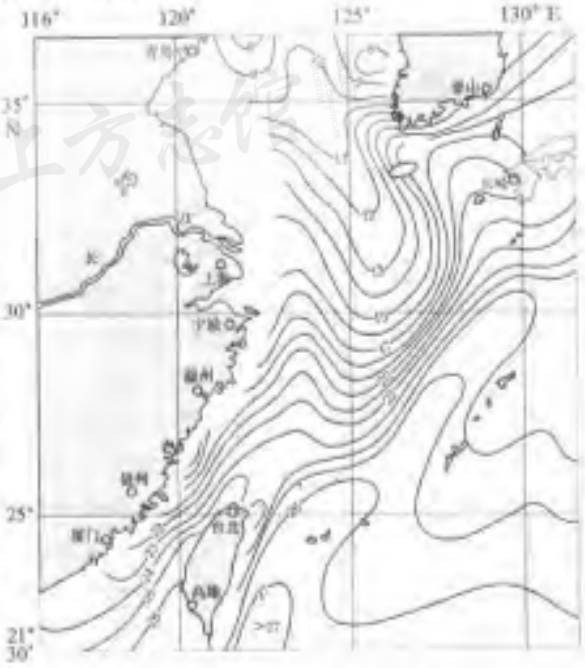


图 10.1.3　春季东海 30 m 层水温（℃）分布[64]

（2）断面分布

从图 10.1.4 可知，在 S_2 断面上，大陆沿岸的 18℃水，在上层具有向外海扩展的特性。高于 19℃的高温水（20℃），出现在台湾海峡以北的 50～100 m 等深线的中部陆架上。20～24℃以上的黑潮暖水，具有离开陆架坡折的特征。近底层冷水出现（17℃）在陆架坡折附近。

29°N 断面的情况是：具有温度为 22～23℃的暖核开始出现在鱼山列岛以东外海；浙江近海等温线相应向岸抬升；在 80～100 m 等深线之间，一个冬季残留冷水（15～16℃）呈现在暖水核的东部，25 m 层附近层化较强。此时可能由于暖核的出现，冬季残留冷水两侧的温度水平梯度增大，且其右侧的水平梯度大于左侧。右侧是黑潮暖水（20～23℃）存在的地方。

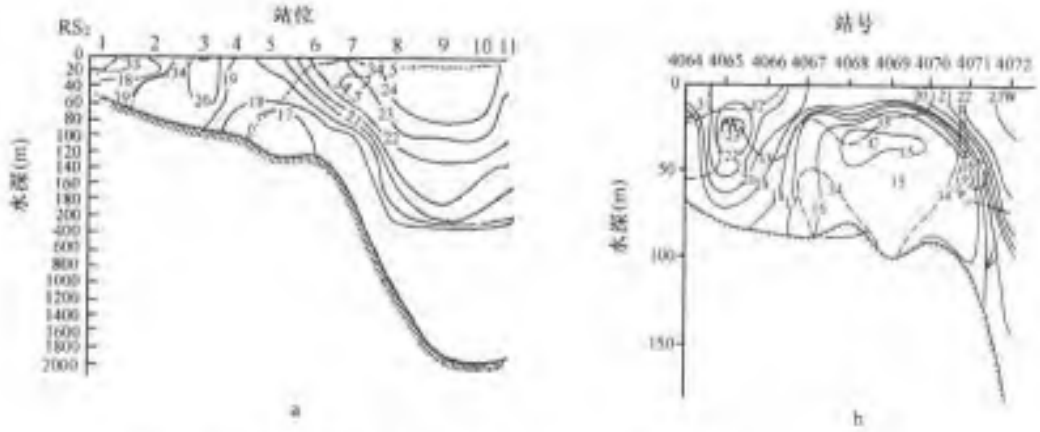


图 10.1.4　春季 S_2（a）和 29°N（b）断面的温度（℃）、盐度分布

3. 夏季

（1）水平分布

东海表层水温一般高于 27℃，浙江近海，特别是舟山群岛一带水域，近表层出现低温区，为 24～26℃。黑潮区的表层水温最高，29℃等温线的舌形分布显著。表层以下，来自黄海的南伸冷水舌势力较强，14℃等温线有时可以达到 32°N，126°E 海域。东海南部，北上暖水势力也较强，促使黑潮次表层水沿陆架坡爬升。台湾东北和浙江近海，其爬升势力达到最强。两者共同作用的结果是，在东海中部形成一个具有很大水平温度梯度的锋，以较大弯曲形状横穿东海中部，并直指朝鲜海峡（图 10.1.5）。

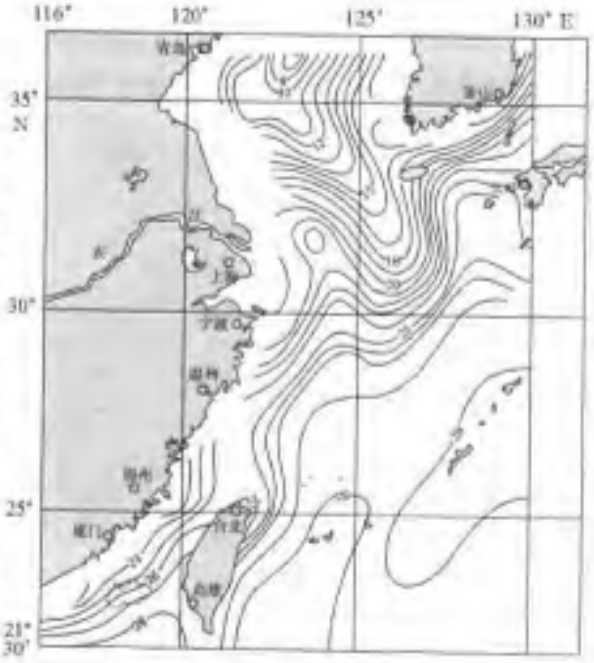


图 10.1.5　夏季东海 30 m 层水温（℃）分布[94]

（2）断面分布

此时温跃层普遍出现。在黑潮次表层水和黄海底层冷水侵入比较明显的地方，温跃层一般较强。从图 10.1.6b 看出，隶属黑潮次表层水的 18℃冷水，在台湾东北的陆架坡折附近发生强烈的涌升，形成强温跃层。50～100 m 深的中陆架区，水温相对均匀且为 24～28℃的高温区。而在图 10.1.6b 中，此时出现并侵入到浙江近海的 18℃冷水，在其上部形成强温跃层。在该断面 100 m 以深的外陆架上，出现两个 17℃冷水块：一个位于 100 m 等深线附近，另一个位于陆架坡折附近，后者与黑潮次表层水侵入陆架有关。在两个 17℃冷水的上部，温跃层也较强。在断面中部和陆架坡折附近，是温度高于 20℃的暖水。两者应该分别代表北上台湾暖流水和黑潮水。

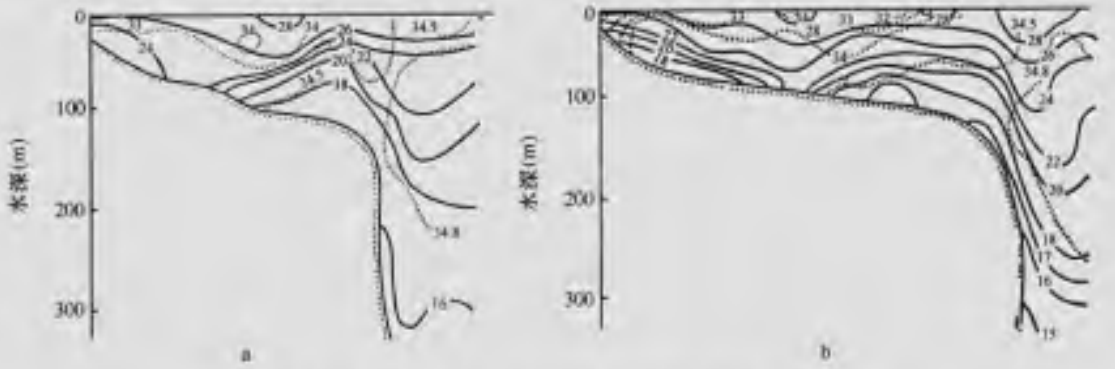


图 10.1.6　夏季 B（a）、D（b）断面温度（℃）、盐度分布

4. 秋季

（1）水平分布

大陆沿岸水温分别下降到 17～21℃，沿岸水南伸水舌仍明显。在陆架上，黄海南伸冷水舌消失，20～24℃等温线从台湾海峡延伸到东海中部，然后在九州以西海域形成舌状弯曲，指向朝鲜海峡（图 10.1.7）。由 20～24℃等温线构成的锋区，水平梯度较小，东海陆架上的温度锋消失。黑潮高温（25～26℃）水舌从台湾东北指向奄美群岛以北海域。

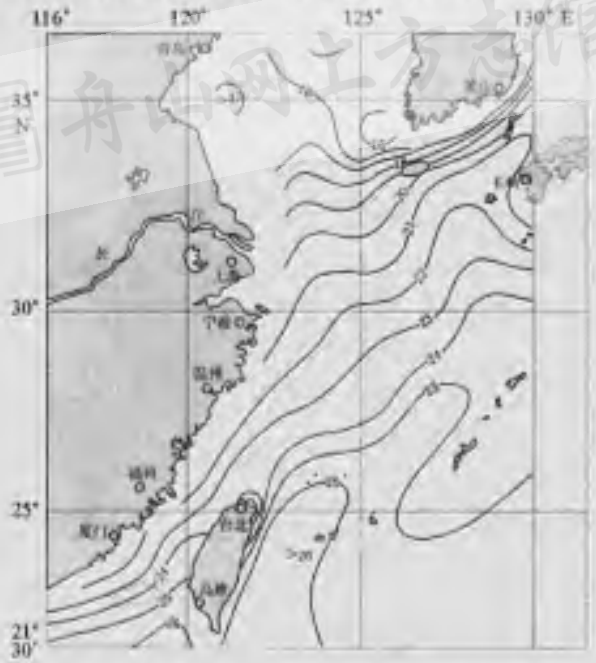


图 10.1.7　秋季东海 30 m 层水温（℃）分布[66]

（2）断面分布

图 10.1.8 a 表明，陆架上的温跃层深度已经降到 60 m 附近，其下还是存在两个冷水块：一个位于 90 m 等深线附近，温度为 18℃；一个位于陆架坡折以西，温度为 20℃。此时黑潮暖水（温度为 25～28℃）已明显侵入陆架。在图 10.1.8b 中，从舟山群岛到冲绳岛以西海域，温跃层普遍下降到 40 m 以深。温跃层以下则存在三个具有 19℃温度的冷水块：一个位于舟山群岛一侧

的 70 m 等温线附近；一个位于 100 m 等深线附近；一个位于陆架坡折带。在温跃层上部，水温呈均匀状态，大致为 24～26℃。

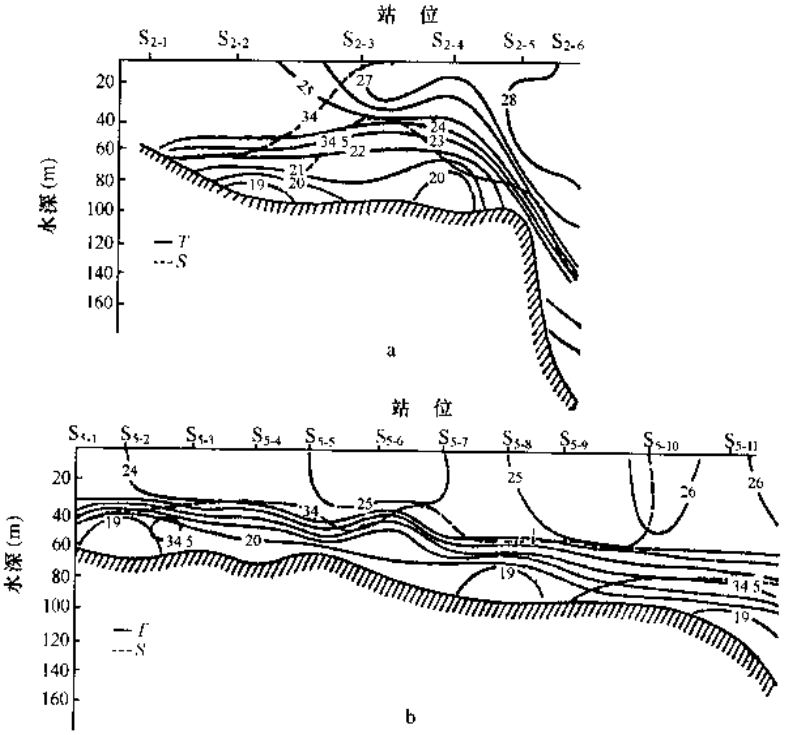


图 10.1.8　秋季 S_2（a）和 S_5（b）断面的温度（℃）、盐度分布

二、盐度分布特征

1. 冬季

（1）水平分布

大陆沿岸存在一个较强的盐度锋，其 30.00～33.50 等盐线从长江口外一直延伸到台湾海峡。来自黄海西岸的弱盐舌锋进入东海；东海北部济州岛附近，一个弱盐舌锋进入黄海。这些盐度锋的东部，由于黑潮水的西进，盐度较高，一般为 34.50～34.75（图 10.1.9）。近底层的高盐水（34.50）位于外陆架。

（2）断面分布

从图 10.1.2 的 B 断面上可以看到，近岸盐度锋和温度锋几乎重合。在这个季节，台湾以北的黑潮高盐水可以侵入到 75 m 等深线，盐度为 34.60。黑潮高盐核（盐度为 34.60 和 34.70）位于冲绳海槽南端。

图 10.1.2 中表明，D 断面的盐度分布与 B 断面的基本相似，近岸一侧和黑潮区，盐度分布有层化的特征，但在陆架上，盐度的垂向分布较均匀。

2. 春季

（1）水平分布

长江口附近海域的表层盐舌锋，呈现沿岸侧松弛，盐度水平梯度减小。在舟山群岛以东海域，这里衍生出一个盐度为 31.50～33.50 的盐舌锋，舌锋指向东南。东海北部，来自黄海西岸

的弱盐舌锋指向东。济州岛附近的弱盐锋指向西北。在陆架上，34.50 的等盐线已经扩展到黑潮水域中，黑潮水的盐度有所下降（图 10.1.10）。近底层，盐度为 34.50 的黑潮次表层水在台湾东北侵入陆架明显。

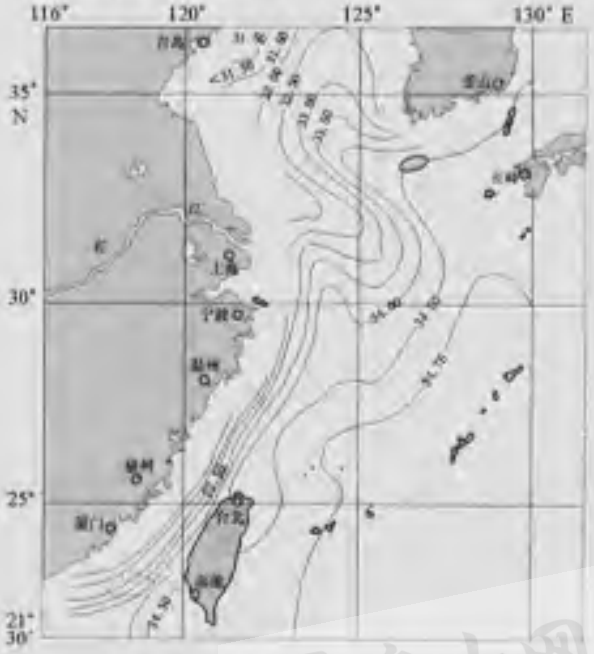


图 10.1.9　冬季东海 30 m 层盐度分布[64]



图 10.1.10　春季东海 30 m 层盐度分布[64]

（2）断面分析

在图 10.1.4 中，S_2 断面近岸 33.00 的低盐水向外海扩展较明显，34.00 等盐线存在于 70 m 等深线附近，34.50 等盐线仅仅存在于 100 m 等深线以深水域。即使在黑潮水域中，其表层盐度也仅为 34.50。说明这个季节的东海陆架盐度比冬季的低。

在 29°N 断面（图 10.1.4）上，盐度为 31.00～33.00 的近岸低盐水向外海扩展明显。33.00 等盐线已经扩展到冬季残留冷水块之上。34.00 等盐线从陆架坡折处沿海底楔入中陆架区。黑潮高盐核（34.30～35.50）靠近陆架坡折带。

3. 夏季

（1）水平分布

以指向济州岛方向的长江冲淡水扩散水舌为主导，由盐度为 30.00～33.50 的等盐线组成的弱盐锋，从浙江近海起弯曲延伸到济州岛方向。在 30°N，124°E 附近形成第一个弯曲，俗称台湾暖流高盐舌。在 31°N，126°E 附近形成第二个弯曲，可称为隶属长江冲淡水的低盐扩散水舌。此弱盐锋的南部，尤其是黑潮水占据的海区，此时的盐度锋到 34.00。在九州西南海域，舌形指向北（图 10.1.11）。在近底层，盐度为 34.50 的黑潮次表层水，广泛侵入陆架，尤以台湾东北更加明显。

（2）断面分布

盐度为 34.00 的大陆近海水在上层向外海扩展较远，隶属黑潮次表层水性质的盐度为 34.50 的高盐水，在爬升之后侵入陆架，可达 100 m 等深线。盐度为 34.80 的黑潮高盐核位于冲绳海槽

中的50－200 m水层（图10.1.6a）。

大陆近岸低盐水　盐度为32.00－34.00，在上层可扩展到陆架坡折附近。34.50等盐线从下层侵入陆架，可达100 m等深线。盐度为34.80的黑潮高盐水核较靠近陆架坡折带。该高盐核所处的深度在50－200 m水层（图10.1.6 b）。

4. 秋季

（1）水平分布

长江冲淡水退缩到近岸并沿岸向南伸展。大陆沿岸的盐度锋加强，从长江口外延伸到台湾海峡。黄海西岸的弱盐舌锋形成，并向济州岛西南海域发展。在台湾东北海域，盐度为34.50的黑潮水侵入陆架较明显；在其他海区，34.50等盐线在陆架坡折带附近（图10.1.12）。底层，九州以南海域增盐。34.50等盐线在外陆架上的分布与夏季相同。

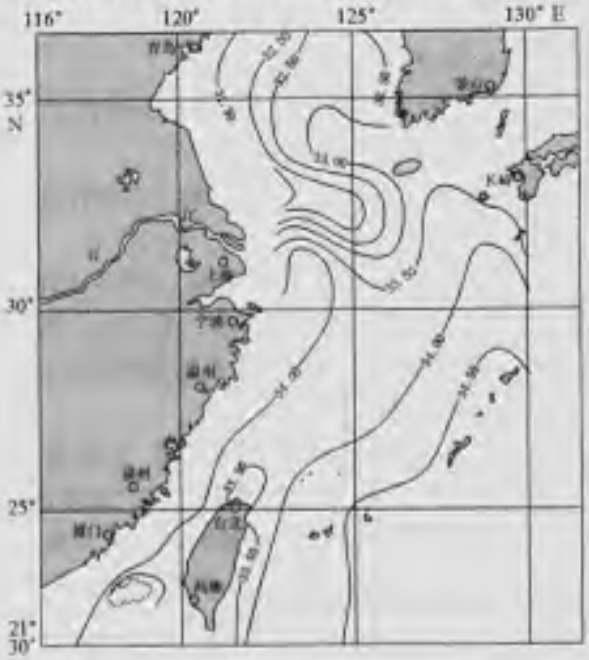


图10.1.11　夏季东海30 m层盐度分布[64]

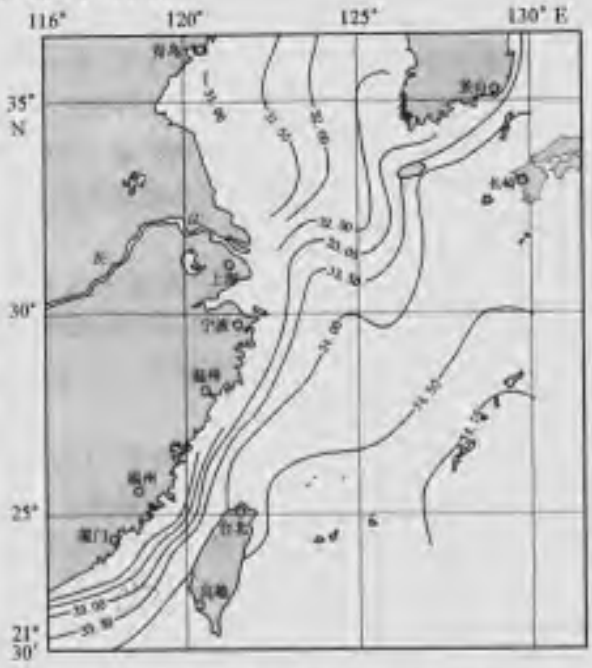


图10.1.12　秋季东海30 m层盐度分布[64]

（2）断面分布

图10.1.8 a表明，在70 m以浅的陆架上，盐度垂向分布均匀。34.00等盐线从100 m等深线所在的位置，楔入在盐度均匀水之下。盐度为34.50的黑潮次表层水，潜伏在外陆架（100～200 m之间）的近底层。

在图10.1.8b中，40 m以浅的盐度低于34.00，且比较均匀。40 m以深，盐度一般高于34.00。在陆架坡折附近，盐度高于34.50，显然是黑潮次表层水爬升的地方。

三、水团分布的季节特点

与第六章第一节所述的一样，东海也是存在三种基本水团，即黑潮水、沿岸水和陆架混合水。其温度、盐度指标大致可归纳如下。

沿岸水　盐度一般低于30.00，并从近岸向外海递增。温度随季节而改变，冬季温度最低，

垂向均匀分布。夏季温度最高，近岸在潮混合作用下温度垂向一致，较深水域出现层化，形成温跃层。

黑潮水　从影响东海陆架的水文状况看，主要是黑潮表层水和黑潮次表层水。这两种水是由黑潮带入的，季节变化较小。冬季，黑潮表层水的温度、盐度分别为 15 ~ 23℃、34. 50 ~ 34. 86；夏季，温度、盐度分别为 20 ~ 29℃、34. 00 ~ 34. 50。温度、盐度一般向陆架递减。黑潮次表层水，冬季，与黑潮表层水相近。但在夏季，其温度、盐度则分别为 15 ~ 19℃、34. 00 ~ 34. 60，性质比较稳定。

黑潮中层水和深层水　由于位于更深的层次，它们一般不会影响东海陆架水文。但其温度、盐性质大体是[1),2)]：黑潮中层水，一般分布于 400 ~ 800 m 的深度，其温度为 6 ~ 15℃，盐度为 34. 30 ~ 34. 60，盐度极小值（34. 32）处于这一水层中。黑潮深层水，它位于 800 m 以深，其温度为 4 ~ 6℃，盐度为 34. 30 ~ 34. 70。

陆架混合水　其温度、盐度介于 9 ~ 20℃、30. 00 ~ 34. 50 之间[159]。

东海高密水　冬季形成于长江口外海区[159]，从它形成时起，其温度、盐度基本保持在 10 ~ 17℃、33. 50 ~ 34. 50 之间，条件密度高于 25. 0。

台湾海峡水、黄海沿岸冷水和黄海冷水团，分别位于东海的西南和西北部海域。它们的消长可以影响东海水文的季节特征。

图 10. 1. 13 ~ 图 10. 1. 16 为东海水文特征分布状态。图中 ECSDW、SMW、CW、TSW、KSW、KSSW、TWW、HWW、HCCW 和 HCW 分别表示东海高密水、陆架混合水、沿岸水、台湾海峡水、黑潮表层水、黑潮次表层水、对马暖流水、黄海暖流水、黄海沿岸冷水和黄海冷水团。从上述四图看出：

冬季　温度为 4 ~ 10℃、盐度低于 30 的沿岸水南下，台湾海峡水北上势力较弱。在台湾东北部，黑潮表层水大举侵入台湾以北陆架，在 50 m 等深线附近与沿岸水形成强温度、盐度锋。100 m 等深线附近也生成温度锋，它横穿陆架并在 27. 5°N 附近与坡折处的黑潮汇合。在九州西南海区，一个温度为 14 ~ 19℃、盐度为 33 ~ 34. 7 的高温水舌从黑潮水中分出，并指向北。在东海西北部，温度为 7 ~ 12℃，盐度低于 33. 5 的低温、低盐特性的黄海沿岸水向东南方向扩展，并侵入东海北部。与此同时，黄海暖流水自对马暖流水中分出，并朝西北侵入黄海，它的水温为 10 ~ 16℃，盐度与对马暖流水大体相同。此时东海的温度、盐度分布特点是：暖、冷水舌在水平方向上交错楔入，从而在东海陆架上形成锋区。在东海陆架锋区中，由于海面冷却，垂直混合强烈，因此，这一锋区的温度、盐度，自海面到海底呈均一状态。正是在这样的海区，位于舟山群岛以东形成高密性质的水团，其条件密度高于邻接水团。这种特征，在密度分布图中十分明显。它大致位于 50 ~ 100 m 等深线之间陆架开阔区，其温度为 10 ~ 17℃、盐度为 33. 50 ~ 34. 50，条件密度大于 25。

春季　整个海区表层增温，沿岸水增温较快。东海北部中央海区下层，有冬季余留下来的具有低温、低盐特性的黄海沿岸水，其温度为 12℃，盐度低于 34。浙闽沿岸水已不再南下，沿岸锋松弛，水平梯度较弱，长江冲淡水向外海扩展。伴随偏北风的减弱，台湾海峡中的台湾海峡水

1）毛汉礼，任允武，孙国栋，1965. 南黄海和东海北部（28° ~ 37°N）夏季的水文特征以及海水类型（水系）的初步分析. 海洋科学集刊，01：23 ~ 77.

2）任允武，孙国栋，毛汉礼，1965. 南黄海和东海北部（28° ~ 37°N）冬季的水文特征及海水类型（水系）的初步分析. 海洋科学集刊，01：78 ~ 125.

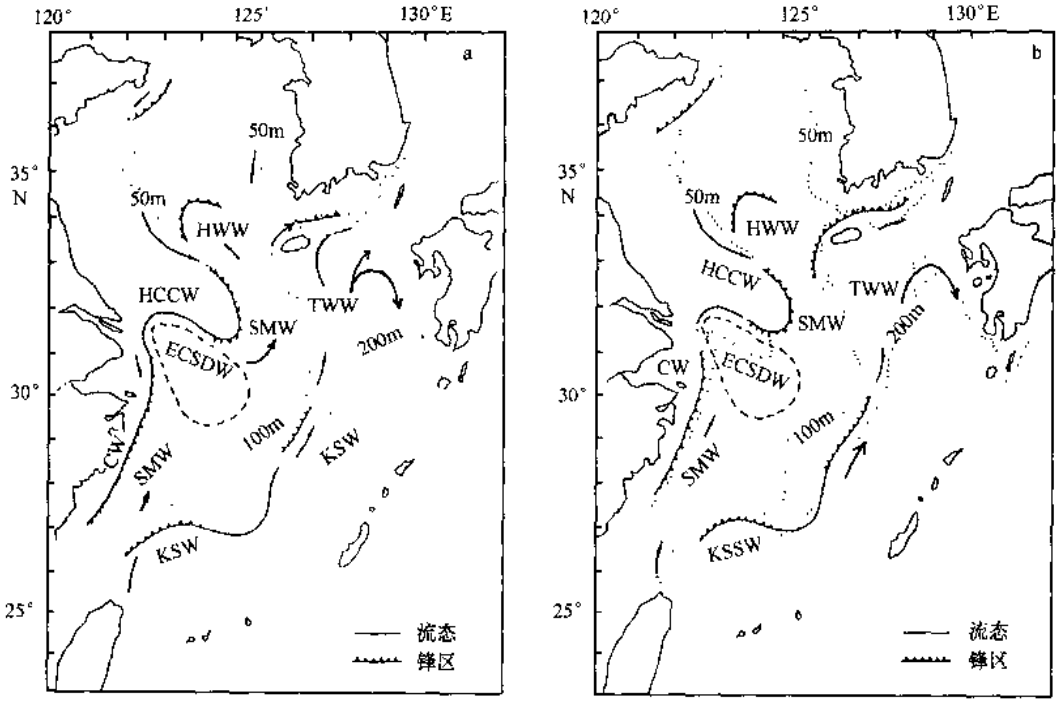


图 10.1.13　冬季东海流态与海洋锋位置

a：上层；b：下层

（温度、盐度分别为 20～24℃和 34.0～34.3），向北推进，并在东海高密水附近，形成温度、盐度水平梯度都较大的、具有弯曲特征的台湾暖流羽状舌锋[117]。沿岸锋区中的长江口外混合水，此时沿此弯曲锋区向外海输运[119]。台湾东北黑潮表层水入侵减弱，黑潮锋位于坡折区一带，台湾以北的冷中心出现；在下层，台湾东北的黑潮次表层水明显侵入陆架，并与高温、低盐特性的台湾海峡水，在台湾以北形成较强的锋面。在九州以西，对马暖流舌锋，从 31°00′N，128°00′E 附近衍生出来，并指向济州岛东南海域[64]，温度为 13～21℃，盐度为 34.5 左右。

夏季　西南风盛行，海面增温加剧。台湾海峡水持续朝东北方向发展。位于跃层以下的冬季残留下来的东海高密水核心，也朝济州岛方向缓慢移动。此时长江冲淡水水舌指向济州岛方向，在这个指向东北的水舌中，一个扩散水舌从此衍生出来，并在台湾暖流水和东海高密水核心之间的温度或密度锋中发展[119]。这个扩散水舌，随锋区的移动而不断改变方向，从而使东海北部陆架表层广泛出现高温、低盐水。这个海区的表层温度为 23～27℃，盐度为 30～33.0（长江口除外）。在夏末，在济州岛以东至朝鲜海峡一带海区的表层，呈羽状的具有低盐特征的长江冲淡水扩散水体广泛呈现。

在台湾以北海区，呈现表层温度比周围低 2～3℃的上升流区，分别出现在台湾以北的彭佳屿附近以及浙江近海的鱼山列岛附近。在台湾西北 27°N，123°E 附近海区，暖水块也时常出现，它的表层温度要比周围海区高出 1～2℃，中层比较明显。在下层，台湾东北海域，呈现强烈的黑潮次表层水涌升，涌升高度可达 70～100 m。这个涌升水沿着两个方向侵入陆架：一股朝西北经浙江近海向长江口外方向发展；一股沿 100 m 等深线以深的外陆架朝东北方向发展[56]。

在东海西北海区，除了黄海冷水团外，其南部还存在由冬季黄海沿岸水南下向东海输送的低

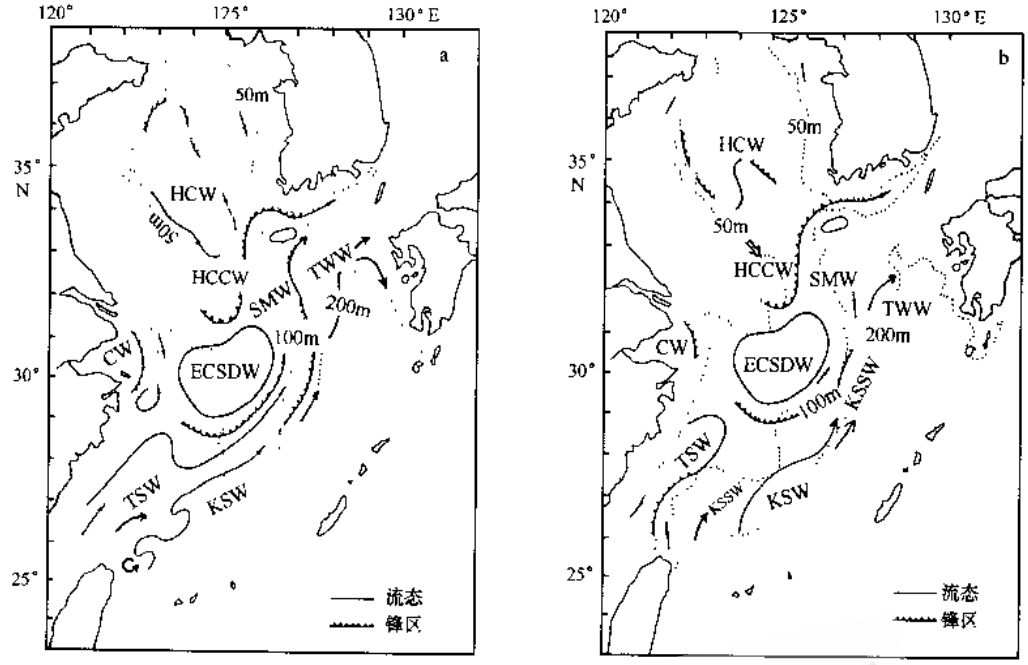


图 10.1.14　春季东海流态与海洋锋位置

a：上层；b：下层

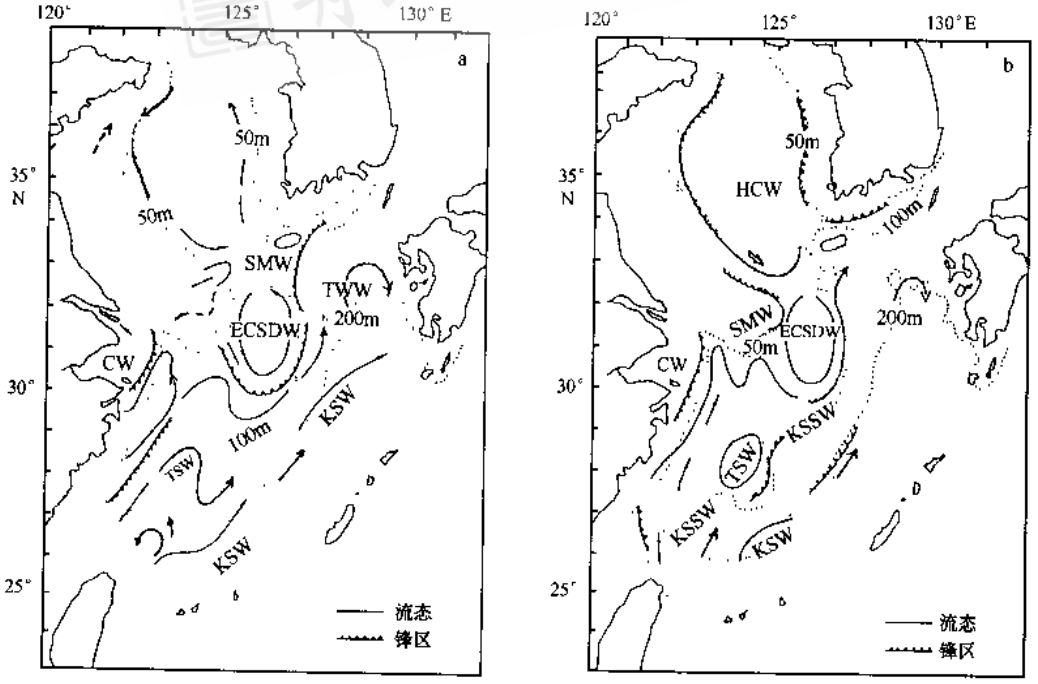


图 10.1.15　夏季东海流态与海洋锋位置

a：上层；b：下层

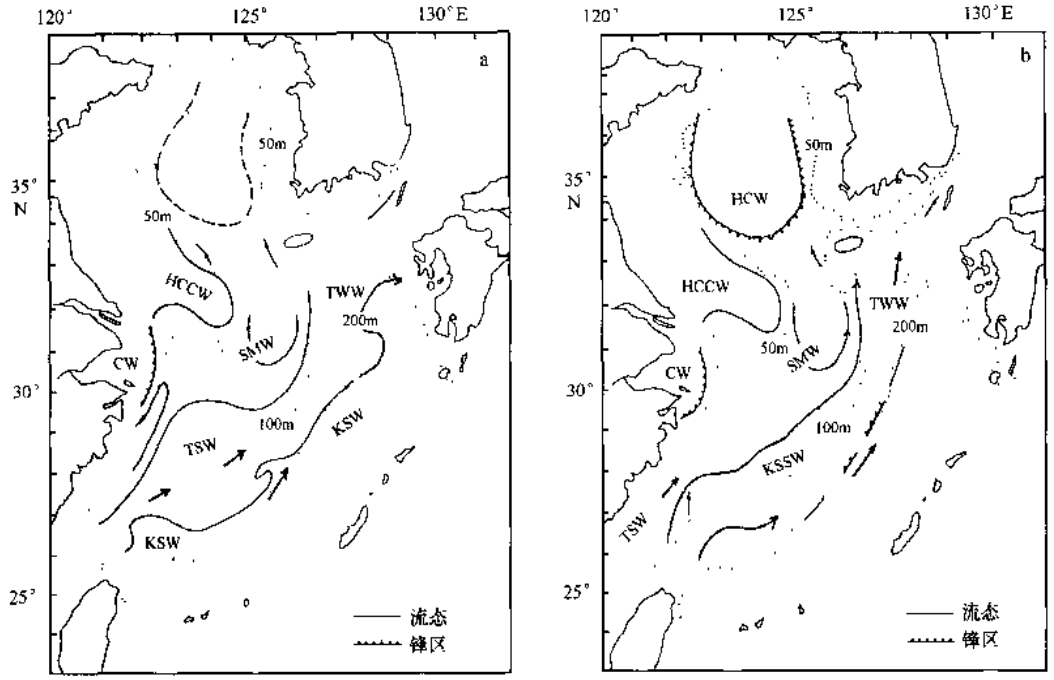


图 10.1.16　秋季东海流态与海洋锋位置

a：上层；b：下层

温水。前者的温度为 6～12℃，盐度为 31.60～33.00。后者的温度为 9～20℃，盐度为 32.00～34.00。两者皆残留在跃层以下，位于东海高密水的西北侧。

秋季　长江冲淡水开始沿岸向南发展，且可到达浙闽沿岸海区，沿岸盐度锋增强。长江口以北，黄海沿岸低盐冷水进入东海北部有所加强。九州以西的对马暖流水舌向济州岛方向发展，黄海暖流水舌逐步形成。台湾海峡水舌在陆架上没有明显的特征，自台湾东北侵入陆架的黑潮表层水高温舌出现，台湾以北的低温中心向西移，黑潮锋增强。此时，东海表层水温一般为 19～26℃，但表层盐度与夏季同，盐度较低。在舟山群岛以东的陆架开阔区，一种密度相对比较高的水型（团）已露端倪。

台湾以北海区的底层，一股起自台湾海峡的温度为 21～23℃、盐度为 34.00～34.50 的台湾海峡水，沿 50～100 m 等深线伸延到东海中部，并在 30°N，125°E 附近形成一个温度为 21℃的孤立的暖水区。在台湾东北，黑潮次表层水向浙江近海侵入的势力减弱，水团变性较明显。在 100～200 m 等深线的陆架边缘区，黑潮次表层水的影响依然明显，此时它的温度为 17～19℃，盐度大于 34.50。

东海西北部海区的底层，黄海底层冷水团没有南伸，与东海中部的孤立暖区对峙。另外，一个盐度为 33.00～34.50 的次高盐水舌，从九州以西伸向黄海。

第二节 东海环流

一、台湾暖流

台湾暖流存在于东海沿岸流和黑潮之间的陆架上，大致沿 50 ~ 150 m 等深线北流，是东海诸多水文特征现象的直接参与者。它终年存在，即使是在冬季偏北风强的时候，表层以下它还有 0.5kn 的北向速度。

1. 台湾暖流源头的流态[134,136,169]

（1）台湾海峡区

台湾海峡中部的底层流，终年稳定流向东北。底层以上，冬季是不稳定的，而且是间歇性的东北向流，流速为 2 ~ 15 cm/s。当东北季风很强时，它改为西南向流，其反向流速度为 20 ~ 40 cm/s。春季流速显著增大，上层可达 40 cm/s，流向为稳定的东北向流。夏季，上层东北向流较强，可达 1kn 以上。秋季，台湾海峡中的流速显著减小，并出现间歇性的西南向流。

（2）台湾东北海区[50,117,135]

台湾东北海区的地形特点是，在 24°40′N 附近存在一个大致呈纬向的、水深约为 700 m 的海脊。海脊以北是位于冲绳海槽西端的棉花屿峡谷。大致到 25°35′N，坡折带急转为纬向的走向。

冬季 黑潮入侵水形成的锋面两侧，海流方向是相反的。锋面的台湾一侧，表层流是由南向改为东南向；锋面的黑潮一侧，表层流是西北向流。下层流速为 10 ~ 20 cm/s，流向为西—西北方向。

春季 台湾东北黑潮表层水入侵势力减弱，黑潮锋退却到 100 m 等深线附近。但在下层，仍是西向流，流速较大，190 m 层以下的西向流速可达 10 ~ 20 cm/s。

夏季 台湾东北海区的黑潮次表层水涌升强烈，并在表层形成气旋性冷环流。与冬、春季一样，下层为西向或西南向流，可达 10 ~ 20 cm/s。从而构成了东海底层低温、高盐水的一个主要来源。

秋季 黑潮表层水再次入侵陆架，台湾东北的黑潮表层流指向西北，黑潮次表层水涌升高度下降。近底层流为西南向流及西北向流。

2. 台湾以北陆架上台湾暖流的流态[51,127]

台湾以北陆架上，北上台湾暖流可分内、外侧两个分支，即台湾暖流除了具有上、下层的结构外，无论冬、夏季，它还可分为内、外侧分支。内侧分支沿岸北上，即为传统的台湾暖流，上层水主要来自台湾海峡。外侧分支源自台湾东北且在浙南外海与内侧分支分离，先作反气旋，继作气旋式流动归向坡折带。外侧分支大部来自台湾东北黑潮表层水和次表层水的入侵，但在春、夏季，似也受到台湾海峡水加入的影响（图 10.1.13 ~ 图 10.1.16）。

冬季 东海南部南向沿岸流以东，存在一支与 50 ~ 100 m 等深线平行的东北向逆风流，速度达 20 cm/s。在 27°30′N 以北、50 ~ 100 m 等深线之间，海流方向尽管为北—东北，但流动比较缓慢，平均流速小于 8 cm/s。这支海流，在舟山群岛东北受地形影响向东偏转，然后在济州岛以南向北流，与黄海的东南向沿岸流一起，在济州岛西南组成一个气旋环流。之后在济州岛附近分成两支：一支为济州海峡海流，流向东；另一支位于济州岛以东，流向东北。二支海流经过朝

鲜海峡流向日本海。在台湾东北，黑潮表层水在那里大举入侵陆架，台湾以北 100 m 等深线附近的近底层流流速较大，可达 10～20 cm/s。在棉花屿峡谷附近形成指向北，且具有顺时针环流性质的暖涡，由此入侵水形成的锋面流，大致在 27°N 附近迅速转向陆架坡折。温州以东海域，也有受黑潮水入侵影响的陆架混合水，从浙江近海的北向流动中分出，最后归于陆架坡折。之后，这支海流大致沿 100～150 m 等深线流向东北，成为对马暖流的一个源。

春季　沿岸流改为北向。在其东侧，一支起自台湾海峡具有低密度性质的东北向流较强，表层流速为 20 cm/s 左右。在 28°30′N 以北，它形成气旋型弯曲的弱流，表层流速为 5～10 cm/s。在济州岛附近还能见到济州海峡分支，但济州岛以东分支显得更为突出，表层流速为 10 cm/s 左右。在台湾以北，黑潮水入侵陆架没有冬季强，黑潮锋位于 100 m 等深线以东。台湾暖流岸侧分支则与起自台湾海峡的低密舌锋走向一致；外侧分支则起自台湾东北，并沿 100～150 m 等深线流向济州岛东南。面在低密舌以北，则为冬季残留下来的东海高密水。在下层，入侵陆架的黑潮次表层水分成两支：一支进入浙江近海，另一支在 100～150 m 等深线之间流向东北。

夏季　西南风盛行，长江入海径流量剧增。除长江口和杭州湾外，呈现南向沿岸锋面流外，浙南近海沿岸为北向沿岸流。在沿岸流以东，一支台湾暖流岸侧分支，便是起自台湾海峡由条件密度为 23.0～24.5 等值线所表征的海流，初始为较强（多在 20～30 cm/s 之间）的东北向流。它在 30°00′N 附近呈现较大的弯曲，之后流往济州岛附近，但流速比较弱，为 4～15 cm/s。此弱流东流到五岛列岛西北海区，经朝鲜海峡进入日本海。另一支台湾暖流外侧分支，则与由条件密度为 22.0～23.0 的等值线所表征。它从由台湾海峡组成的台湾暖流主流中分出，然后转向东和东南，并在流向东北的过程中归于黑潮。

在台湾东北海区，黑潮表层水没有入侵；但在下层，黑潮次表层水呈现强烈的涌升和入侵，形成了一个下层趋岸分支和一个指向东北的离岸分支。速度约为 10～20 cm/s。

秋季　南下沿岸流增强。台湾海峡上层北上流明显减弱。舟山群岛以东 50～100 m 等深线之间的宽广海区，流动很弱，是一个表层气旋型环流存在的海区。在济州岛以南海区，上层流动同样很弱，但其流动趋势是从西南指向东北，进入朝鲜海峡。在下层，底层流速在 6～15 cm/s 之间，方向偏北，大致与 100 m 等深线的走向平行。在台湾东北，一支起自棉花屿峡谷附近，相当于黑潮表层水入侵陆架途径的海流比较强，表层流速可达 20 cm/s 以上。这支流在进入陆架后，可一直影响到温州以东 100 m 等深线附近。然后以顺时针形式转向东，大致到 28°00′N，125°00′E附近变成东北向流。在下层，底层流具有相似的流态特征。到九州以西，这支表层流较弱，但具有流向朝鲜海峡的趋势。在近底层，九州以西的流多为东北向流，但流速似要比 50～100 m 等深线之间的底层流要大。

二、对马暖流

对马暖流首先由修林克（Л. И. Шренк）于 1874 年发现并命名。该暖流从东海东北部开始，向北流动，然后通过朝鲜海峡进入日本海。最后大部分海水通过津轻海峡流入北太平洋，小部继续沿北海道西海岸北上，通过宗谷海峡进入北太平洋。这里叙述的对马暖流，仅指其在东海的情况。为了区别对马暖流的全流域，本书将对马暖流源地至朝鲜海峡这一段，暂称对马暖流“东海段”。

1. 对马暖流的路径和流速

宇田道隆[183]的海流模式图（图 6.2.1）中表明：黑潮流经东海大约在 30°N，128°～129°E 附近开始转向，主流往东进入吐喀喇海峡返回太平洋。从主体中分出一小支北上，到了五岛列岛

以西和济州岛东南海域，对马暖流转向东北，至对马岛西南分成两支，分别从朝鲜海峡的东、西水道进入日本海。经过多年的调查研究表明，对马暖流“东海段”的路径，基本上如宇田道隆所指出的那样，只是在细节结构上有些差异（图 10.2.1）。如在九州西岸，除有一支南向的沿岸流外，还存在一个气旋式的小环流；在济州岛西南侧，有一支海流绕过济州岛而东流，通过济州海峡又并入对马暖流“东海段”中。从列出的一组流速断面分布（图 10.2.2）看出，对马暖流

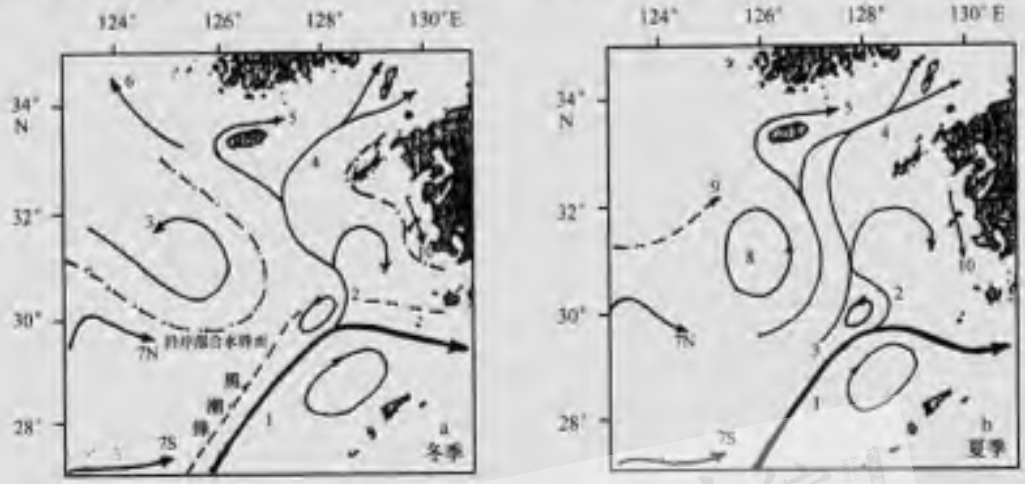


图 10.2.1　对马流激区海流示意图

图中，1：黑潮；2：黑潮分支；3：陆架边缘流；4：对马暖流；5：济州暖流；6：黄海暖流；
7N：台湾暖流北分支；7S：台湾暖流南分支；8：济州岛西南气旋式涡旋；
9：长江冲淡水；10：九州沿岸流

“东海段”的流速分布特点：（1）流速结构随地点而异，流核出现在表层至 50 m 水层内。在江福岛—济州岛断面以南，为单核、单束的带状分布。从中通岛—生白岛断面开始，出现双核、双束的带状分布，双核、双束表明对马暖流出现两支。也就是说，对马暖流分两支流入日本海的分叉点，大致在五岛列岛西北 50 ~ 60n mile 附近。（2）对马暖流的流速为 20 ~ 95 cm/s，流层较深，基本上从海面至海底。流速大小也随地点而异，从源地流至日本海南部的过程中，流速逐渐递增。开始时流速较弱，为 20 ~ 30 cm/s，随着接近朝鲜海峡的东、西水道，流速增强，达 50 cm/s。最强流速出现在朝鲜海峡西水道出口处，达 85 cm/s。（3）对马暖流主流的左右两侧，均存在着逆流，其流速为 5 ~ 20 cm/s，尤其是在对马岛东北，存在流速为 20 ~ 25 cm/s 的西南向逆流。

对马暖流的流速存在着明显的季节变化，从朝鲜海峡东、西水道的两个固定测流站的结果表明（图 10.2.3），对马暖流的流速以夏季最强，其次是秋季，春季居第三，冬季最弱。就东西水道而言，除冬季外，西水道流速明显强于东水道流速。但冬季略有不同，似乎东水道流速比西水道的略强一些。

2. 对马暖流的流量

关于对马暖流“东海段”的流量，不同地段流量也不相同。在朝鲜海峡附近，对釜山—博多及蔚山—川尻之间断面以及定点测流的结果计算（表 10.2.1），对马暖流的年平均流量大致在 2.0×10^6 ~ 2.7×10^6 m^3/s 之间，夏、春两季较大，秋、冬两季较小。从东、西水道来看，西水道流量略大于东水道流量。

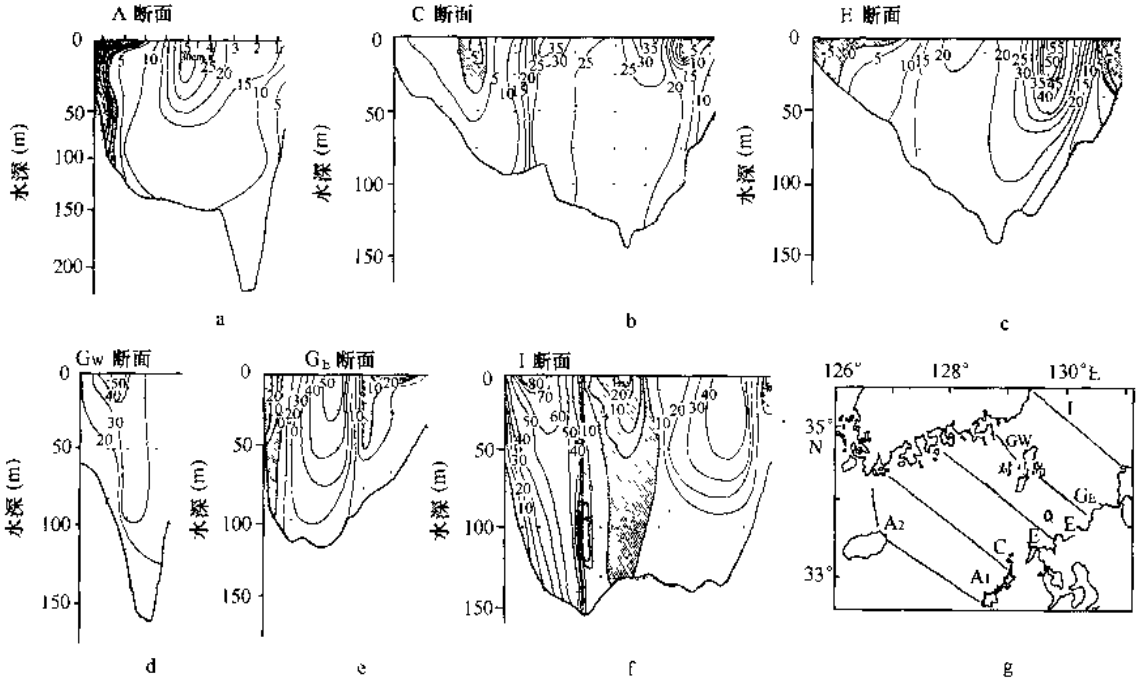


图 10.2.2　夏季对马暖流各断面的流速（cm/s）分布（a～f）[181]（g 图为断面位置）

图中：A_1 断面指日本福江岛大濑崎—韩国济州岛防头串；C 断面指日本中通岛奈摩—韩国生白岛；E 断面指日本向岛—韩国丽水湾口；G_W 断面指日本对马岛三根御前崎—韩国巨济岛鼠耳末；G_E 断面指日本相岛—对马岛黑岛；I 断面指日本川尻岬—韩国蔚山。

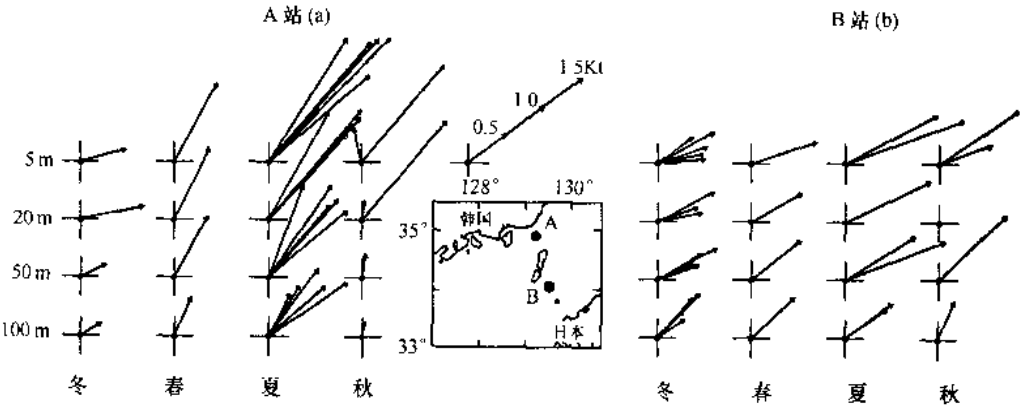


图 10.2.3　朝鲜海峡东（b）、西（a）水道四季各层的余流矢量分布[184]

3. 对马暖流的起源

传统观点认为，对马暖流是从黑潮分离出来的一个分支。也有人提出[155]，对马暖流不是黑潮的直接分支，而是在东海陆架边缘形成的，为黑潮表层水和中国大陆沿岸水的混合体。事实上，对马暖流不是直接来自某一支海流，也不是直接来自几种海水的简单交汇，而是多种海水的混合体。不同季节其海水来源也是不同的。

表 10.2.1　朝鲜海峡处对马暖流的流量（$\times 10^6$ m^3/s）[184]

季节	西水道	东水道	总流量	
冬	0.92	0.90	1.82	1.95①
春	1.57	1.12	2.69	2.50①
夏	1.80	1.63	3.43	2.65①
秋	1.67	1.45	3.12	2.30①
平均	1.49	1.28	2.77	2.35①
	1.5②	1.2②	2.7②	

① Atsuhiko etal, 2001. Fresh water and temperature transport through the Tsushima – Korea Strait. Proc 11th PAMS/JECSS symp. Cheju, 29 – 31.

② Tetsutaro etal, 2001. The monitoring of the Tsushima current through the ferry line between Hakata and Pusan, Proc. 11th PAMS/JECSS symp. Cheju, 25 – 28.

冬季　在偏北季风的作用下，东海北部混合水西退至 100 m 等深线附近。在 100 m 等深线以东的水域和朝鲜海峡，基本上为黑潮表层变性水所占据，海区的盐度大于 34.60。

春季　九州西侧海域黑潮锋面涡旋和暖丝十分活跃，它有时直接向北成为对马暖流的基本来源，有时在九州西侧形成暖水涡旋块，这些暖水块堆积造成九州西侧近海海面升高，间接地驱动其西侧的海水北上。另外，春季东海北部陆架混合水也逐月向北推进，逐步增加对对马流的贡献。

夏季　长江冲淡水汇同南下的黄海沿岸水，指向济州岛方向流动，最终从表层进入朝鲜海峡，导致朝鲜海峡 20 m 以浅的水层盐度，降低到小于 32。台湾暖流的北分支在舟山近海转向东，于 126°30′～128°E 之间，绕过济州岛西南冷涡转向北，汇入对马暖流之中，这是对马暖流在夏季的主要来源。此外，黑潮和陆架边缘流，仍然对对马暖流有一定的贡献。

秋季　大陆沿岸水和陆架混合水西退，黑潮变性水增加对对马暖流的贡献。对马暖流源区迅速增盐，至 12 月，黑潮变性水已基本占据了对马暖流源区。

三、沿岸流

东海沿岸流主要分布在长江口以南的浙、闽沿岸。其水文特征是：盐度低，水温年变幅大，水色混浊，透明度小。它与台湾暖流交接的地带，各水文要素的水平梯度大，形成锋面。

冬季　东海沿岸因低盐水堆积于近岸，同时，由于受强劲偏北风的作用，使近表层流速增大，流向较稳定。沿岸流流速的地区差异是：江苏沿岸较小，表层流速为 10～15 cm/s；长江口、杭州湾一带较大，表层流速为 20 cm/s；浙南沿岸较小，仅为 10 cm/s 左右。

春季　江苏沿岸，表层流在长江口以北转向东，流速 15 cm/s 左右。长江口以南，随着偏北风的减弱和浙闽沿岸流的北上，长江口南下沿岸流流幅也较冬季大，流速显著减小，平均流速约 10 cm/s。温州以南浙闽沿岸流为东北向流，流速为 10～15 cm/s。

春季在长江口外存在着上升流。其涌升区以 31°30′N，122°40′E 为中心，涌升现象十分稳定。这里的上升流是深层的台湾暖流水，在长江径流外泻，并在上层转向的背景下形成的[83]。

夏季　长江口以北为西北向沿岸流，流速为 10 cm/s 左右。浙江沿岸的流态与春季相似。由于偏南风盛行，从台湾海峡到温州以南近岸，北向流非常明显。台湾海峡中的沿岸流速多在 20 cm/s 左右，该北向流流出海峡后，速度有所减小。从长江口到椒江沿岸一段，沿岸流的流向与

由长江口、杭州湾外的盐度锋产生的密度流流向一致，沿岸为南向流，流速较小，约为 10 m/s。两者相会于椒江以东外海。

夏季长江口外上升流，冲淡水在台湾暖流和偏南风作用下，转而向济州岛方向扩展。

秋季　随着偏北风的增强，长江口以北南下的沿岸流与长江口冲淡水汇合，在浙江沿岸近海形成一支稳定的较强的南向流。长江口以北的沿岸流速约为 20 cm/s。从舟山群岛近岸到台湾海峡沿岸，流速逐渐增大到 30 cm/s。

第三节　长江冲淡水

长江是我国第一大河，按长度和流量而言，均居世界第三。因长江口的感潮区一直上溯到安徽大通，故通常均引用大通站的径流资料来分析长江的流量。长江的最大、最小和年平均流量分别为 92 600 m^3/s、4 620 m^3/s、29 300 m^3/s。5～10 月为洪季，径流量占全年的 71.7%，尤以 6～8 月更为集中，以 7 月为最大。11 月至翌年 4 月为枯季，占 28.3%，以 2 月为最小。年入海径流总量为 9 240 亿 m^3，年平均输沙量为 4.86 亿 t。其流量之大占我国渤海、黄海、东海总入海径流量的 80% 以上。如此巨量的长江淡水，自然会对东海的水文环境产生明显的影响。特别是入夏以后，在长江径流达到峰值的季节里，长江冲淡水的扩展成了东海水文环境中最活跃、最显著的特征。

长江径流一出口门就立即和海水发生混合，使海水盐度降低。毛汉礼等（1958）把它的影响框定在 31 等盐线范围之内，即自长江口起以等盐线 31.0 所框定的低盐水海域，看成是长江淡水扩及的范围，并给它起了个直观的名字叫“长江冲淡水”。

长江冲淡水有冬、夏两条典型扩展路径（图 10.3.1）：冬季，在强劲偏北风的吹刮下，径流入海后不久就转而顺岸南下，成为冬季浙闽沿岸流的主要淡水源，且流幅狭窄；夏季，长江冲淡水流出口门后，在惯性力的作用下，先以“射形流”或“拟射形流”的态势直下东南，大约在

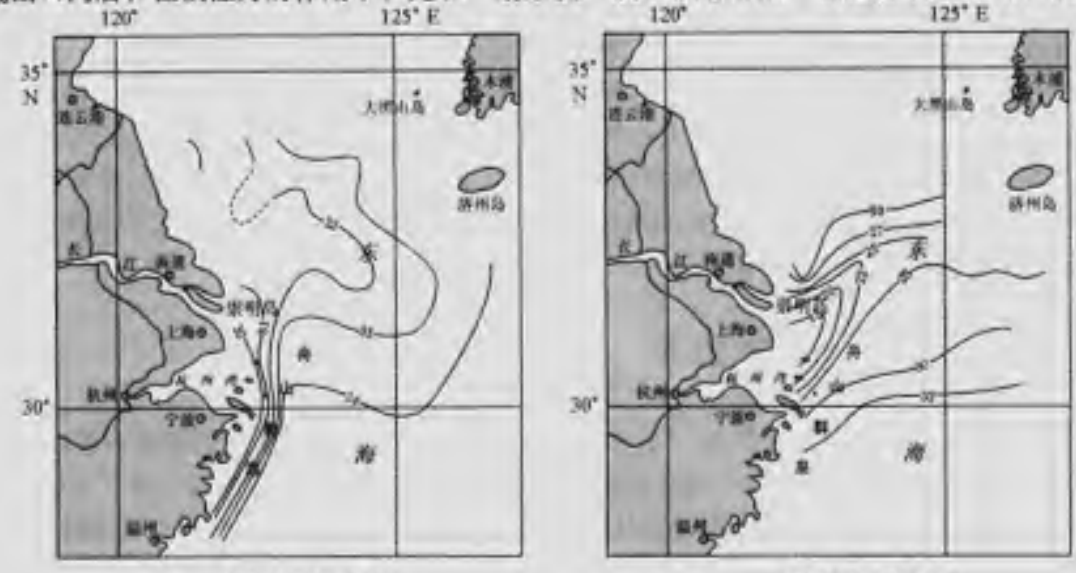


图 10.3.1　冬、夏季的长江冲淡水扩展方向（表层盐度分布）

122°10′～122°30′E 区段，即江口外 20～60 km 的范围内，开始转向东北，舌状向东北的济州岛方向扩展。有些年份，它在夏季的影响可以越过 34°N 纬线直抵南黄海的中部。在春、秋季，长江冲淡水还有一条直下东南方向的扩展路径。这条路径在春季相当频见，故而也称得上是长江冲淡水一条稳定的路径。

在长江冲淡水扩及的海域，呈现为很强的盐度梯度。在其边缘的水平方向形成盐度锋，量值高达每个经纬度盐度变幅在 10 以上；而在垂直方向，由于冲淡水的低盐特性，密度较小，所以通常只浮置于表层 10 m 以内。其下为极强的盐度跃层（图 10.3.2）。

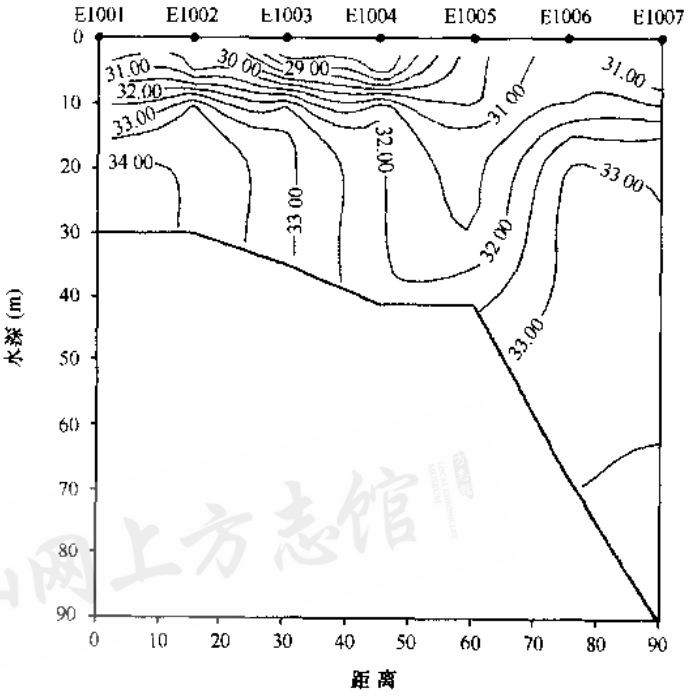


图 10.3.2　1998 年 8 月长江口—济州岛断面的盐度分布

长江冲淡水的走向大体上有如下的季节演变趋势：初春 3、4 月，它自江口直下东南。到了 5 月，水舌开始上抬，轴线指东或东北。6 月就进入全盛时期。7、8 月保持稳定。这段时间里，长江冲淡水水舌以东北向为主，有时偏北、有时偏南，并无定势，水舌的形状也极其多变（图 10.3.3）。进入 9 月，这个舌形分布很快消失，10 月以后又恢复到沿岸南下的冬季路径。

由此看来，长江冲淡水至少有三条比较稳定的扩展路径：（1）顺岸南下的冬季沿岸流路径；（2）出口门直下东南或东东南的春季路径；（3）出口门转向东北的夏季路径。

上述只是统计性的归纳。事实上，各年的情况差异甚大。例如，夏季东北向的低盐水舌通常在 6 月成形，但有的年份会提早到 5 月出现；也有的年份，即使在盛夏，它有时也会不走东北而向东南扩展。在许多情况下，这三条路径并不单一呈现。在 5～8 月，长江冲淡水常有双向扩展的现象，即表现为东北走向和东南走向同时存在。在个别月份，自长江口起有多个低盐水舌，向不同方向扩展的特殊图例（图 10.3.3）。

第四节　浙江沿岸上升流

上升流是指海水从“深层”向“上层”涌升的垂向缓慢运动，其运动速度一般在 10^{-5}～10^{-7}m/s 之间。上升流把“深层”富含营养盐类的海水带到“上层”或表层，使“上层”或表层海水中因生物摄食而消耗的营养盐类得以不断补充，因此，上升流强的区域，也可能是渔场所在之处。上升流是东海的另一类重要的海洋水文现象。就东海西岸而言，有浙江沿岸上升流、福建海坛岛附近上升流、闽南—台湾浅滩渔场上升流、澎湖列岛附近上升流以及台湾东北沿岸上升流等。其中，闽南—台湾浅滩上升流、澎湖列岛附近上升流以及台湾东北沿岸上升流，已在本书

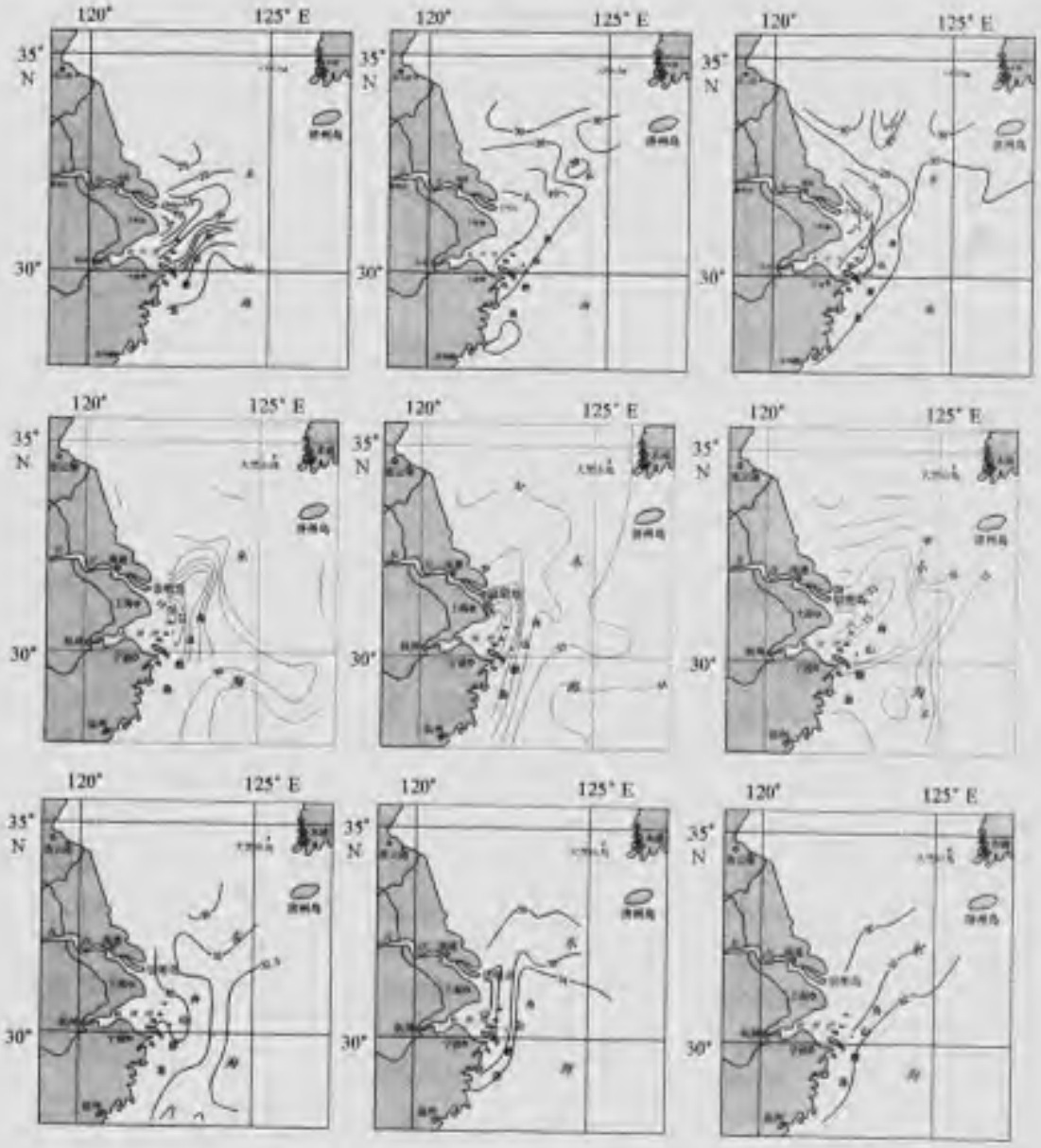


图 10.3.3　长江冲淡水的扩展形态（表层盐度分布）

有关章节作了介绍，这里就不再重复。浙江沿岸上升流区，还与舟山群岛附近的渔场有关，因此，浙江沿岸上升流就显得更为夺目了。

浙江地处东亚季风气候区，风向一年有两次变换，冬季盛行偏北风，夏季盛行偏南风。风力冬强、夏弱（夏季台风除外）。

浙江沿岸海岸线曲折，岛屿众多，星罗棋布地林立在浙江沿岸的北部和中部。在 20 - 50 m 等深线之间，海底有一明显的狭长的斜坡，坡度约为 1.1×10^{-3}，呈东北—西南走向，大体与等深线或海岸线平行。斜坡以外，海底地势较平坦。浙江近海的海水运动是：近岸一带为江浙沿岸流控制。在沿岸流的东（外）侧，为北向的台湾暖流，流向终年为东北向。在沿岸流与台湾暖

流侧向相遇之处，侧向混合较强。浙江沿岸上升流，就是在这样复杂的自然环境条件下形成的，是地形、海流、风等诸因素综合作用的结果。

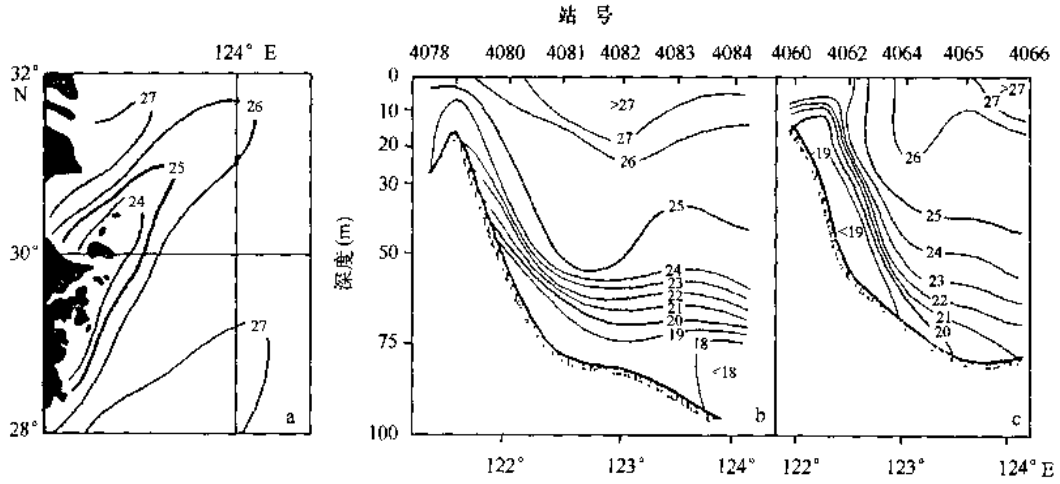


图 10.4.1　浙江沿岸表层水温（℃）平面分布（a）和28°N（b）、29°N（c）断面水温（℃）分布

浙江沿岸上升流区域大致在28°～31°N，124°E以西海域（图10.4.1，图10.4.2），水深为20～70 m的范围，其中心位置在29°N，即鱼山列岛附近。据计算，上升流的速度为3×10^{-5}～9×10^{-5} m/s。在平面分布上，该上升流区有两大特点：（1）出现以低温（低氧）为主要特色的冷水块。低温为上升流的主要特征，但上升流区的低温水块并不经常出现在表层，而是出现在5～10 m以深水层，以10 m层最为显著，几乎每年夏季都能清晰可见。只有个别年份（如1978年），涌升水才抵达海面。28°30′～30°40′N，123°E以西海域的温度低于24℃，比周围海温低2～3℃，呈现出等温线为半闭合的低温区，低温水舌顺浙北沿岸指向东北（图10.4.1）。（2）具有高盐、高密、高磷特征（图10.4.2，图10.4.3）。尤其是盐度分布，半闭合的高盐水舌与水温分布相匹配，高盐水舌中的高盐核在29°N附近。在垂直断面分布上，各要素均以涌升现象为主要特征，尤以29°N断面温度、盐度分布最为典型（图10.4.1c和图10.4.2c）。正因为深层的低温、高盐水爬坡而涌升，在表层以下水层的平面图才显示出低温、高盐水块。

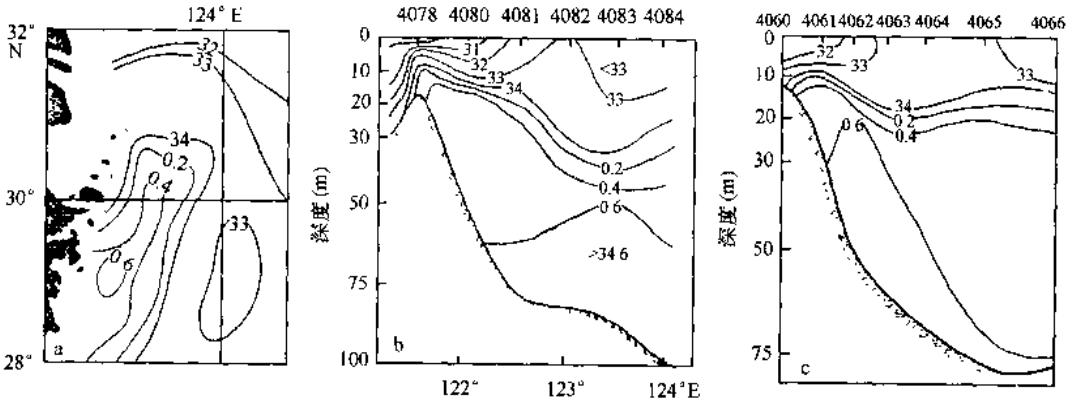


图 10.4.2　浙江沿岸20 m层盐度平面分布（a）和28°N（b）、29°N（c）断面盐度分布

浙江沿岸上升流起始于5月，6月增强，7～8月达最盛，9～10月开始减弱。冬季虽仍有上升流出现，但势力微弱。

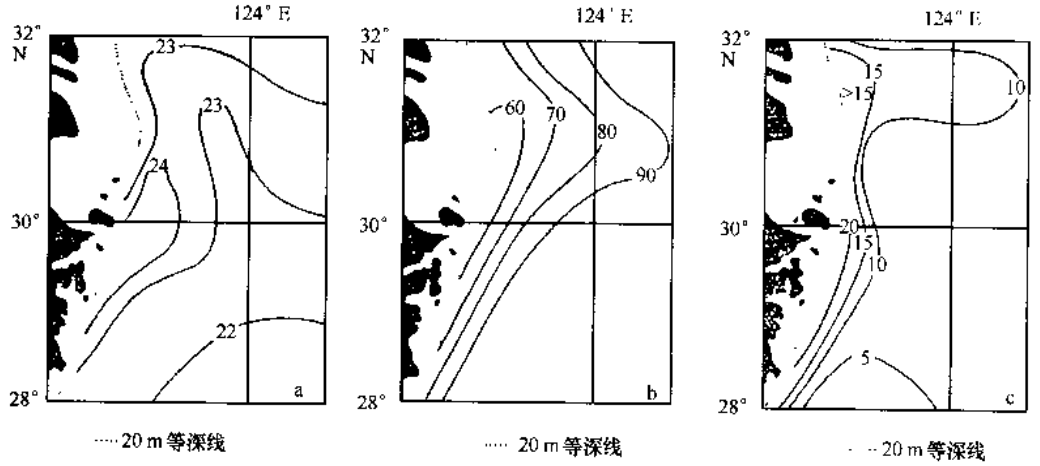


图 10.4.3　浙江沿岸 20 m 层密度（a）、溶解氧饱和度（%）（b）以及磷酸盐－磷（c）的平面分布

第十一章　南　海

第一节　水文特征

南海是北太平洋西部最大的一个边缘海，半封闭性较强，只有台湾海峡、吕宋海峡、民都洛海峡、巴拉巴克海峡、卡里马塔海峡等与邻近海域沟通，进行水交换。南海地处东亚季风区域内，并受西南季风的影响，风场随季风而变：冬季盛行东北风，夏季盛行西南风。南海形似一菱形，其长轴与盛行风向一致，海盆深度为3 400～5 000 m，并有众多的岛、礁、滩、暗沙等分布于其中。由于南海所处纬度较低，太阳辐射较强，终年气温较高，雨量丰沛，湿度大。南海西濒亚洲大陆，源于亚洲大陆的众多河流，有不少在南海入海，使大量淡水注入南海。因此，南海不仅具有热带深海或热带大洋的某些水文特征，同时还有其自身独特的水文特征。

一、温度的分布与变化

这里讲的温度、盐度分布，主要指深度小于等于500 m的水体而言，即南海上层的情况。这是因为南海海洋资料匮乏，深层资料更少的缘故。其实，南海深层的温度、盐度变化很小，以500 m层为例，温度、盐度的最大值与最小值之差值分别为1.53℃和0.046；到了1 000 m层，其差值分别为0.70℃和0.038。由于深层的温度、盐度变化幅度较小，更需要精确的资料才能进行分析。

有关南海表层、100 m层的温度、盐度分布简况，已在第三章中作了记述，本节就不再重复。这里主要介绍10 m层和150 m层的温度、盐度分布及其垂直结构。

冬季　南海10 m层水温分布的趋势：温度值随纬度递减而升高，即水温由北往南逐渐递升，但其等温线分布并不与纬度平行，而是呈东北－西南走向，与纬度有一交角（图11.1.1）。南海北部，水温在20～24℃之间，等温线密集；并在吕宋海峡附近，有一暖水舌西伸，但西伸势力不强，约至117°E附近。南海中部，水温为25～26℃。南海南部，水温为27℃，其中：湄公河口附近，因受江河径流影响，水温仅25～26℃；而吕宋岛、巴拉望岛、加里曼丹岛以西海域，水温较高，为27～28℃。也就是说，从湄公河口至吕宋岛西北端连一直线：该线以北海域，水温较低，地区差异大；该线以南，水温高，分布均匀，几乎无地区差异。

10 m以下的各个水层，水温分布皆有程度不同和大小不一的冷、暖水块出现，即“多涡”现象。如150 m层（图11.1.1），最显目的是在吕宋岛的西北海域，存在一个尺度为3°×3°经纬距的低温水块（有人称吕宋冷涡[71]），这个闭合的冷水块，中心水温低于16℃，比周围水温低2℃左右。另外，图11.1.1中还显示，在西沙群岛以南海域，出现一个冷水块；在巴拉望岛以西海域及南沙群岛一带，皆有暖水块存在。

至于水温的垂直分布，在浅水区，水温随深度增加而递减比较激烈，并视季节而异。在深水区，其上层水温变化较大，深层变化甚小，其总的趋势可分为上均匀层、跃层、渐变层和下均匀层几个部分。今以珠江口斜断面（图11.1.2）和15°N纬向断面（图11.1.3）为例，记述南海北部、中部的水温垂直分布。

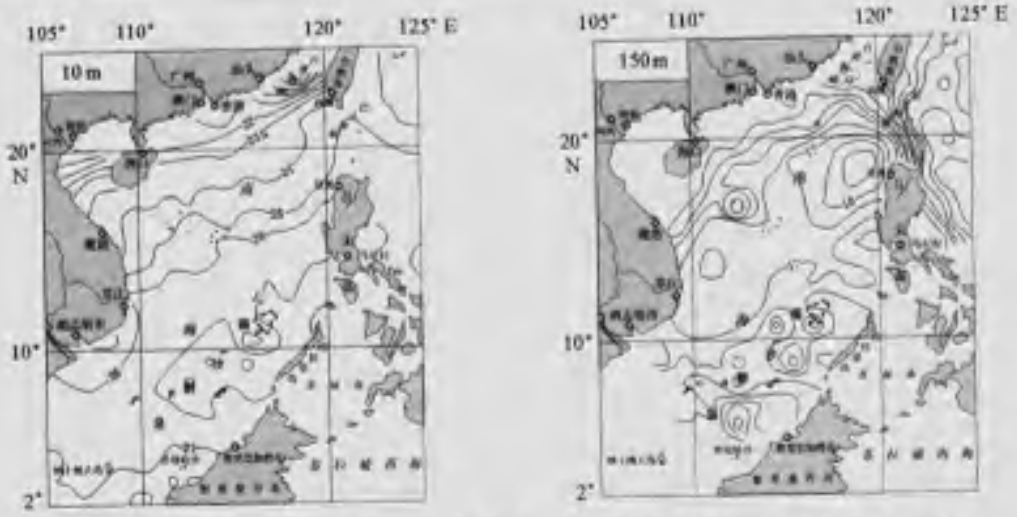


图 11.1.1　冬季南海 10 m 层和 150 m 层水温（℃）分布（多年平均）（根据 WOA01）

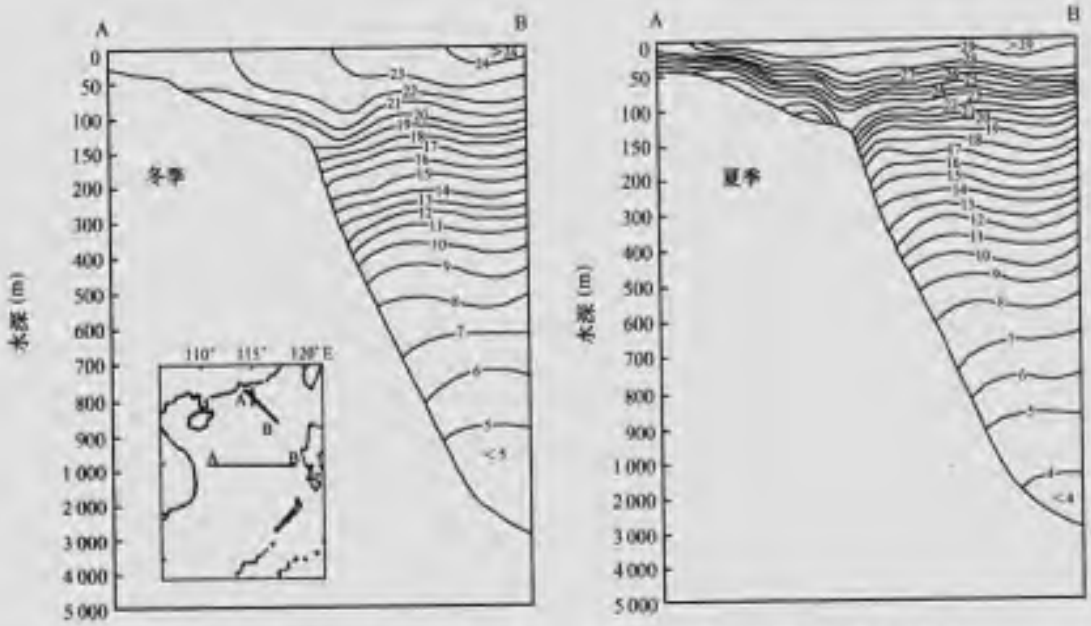


图 11.1.2　南海北部珠江口斜断面冬季、夏季水温（℃）分布（多年平均）[80]

珠江口斜断面位于珠江口外（见图 11.1.2 中小插图），呈东北－西南走向，西北端起自珠江口，东南端至南海海盆北缘，是一条由大陆架伸向海盆的断面。从图 11.1.2 看出，在浅水区（水深 <200 m），冬季因海面冷却对流混合强，使水温垂直分布呈现上下一致的均匀状态，上均匀层深度为 50～60 m。到了深水区，上均匀层深度变薄，为 30～50 m。上均匀层之下，便是温跃层，其强度很弱，厚度约 80～100 m。温跃层以下，水温随深度增加面均匀递减，等温线分布均匀。在 0～300 m 范围内等温线起伏较大。

15°N 纬向断面呈东西走向，它从越南中部近海向东延伸至菲律宾马尼拉以西海域，横跨南海海盆，处在芽庄冷水块、中沙冷水块以及南海暖池附近。该图表明，400 m 以深至海底，温度

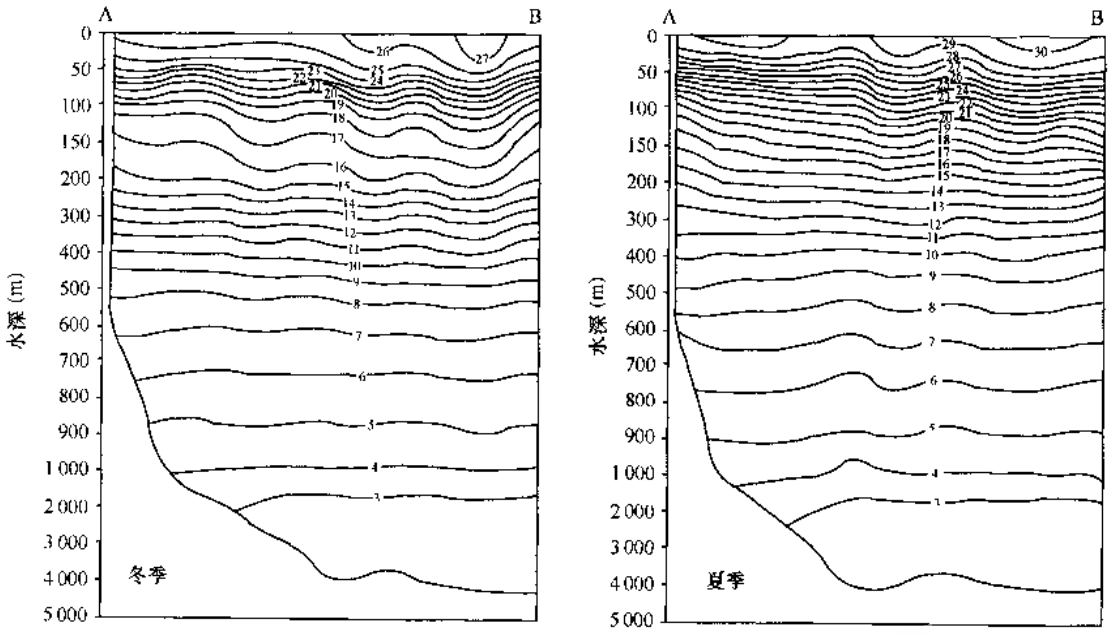


图 11.1.3　南海中部 15°N 纬向断面冬季、夏季水温（℃）分布（多年平均）[69]

分布均匀；而在 300 m 以浅水层中，等温线呈波状起伏分布，表明水温变化急剧。其中：断面东侧表层水温比西侧的高 1～2℃，且东侧的上均匀层深度比西侧的要深。在上均匀层之下，便是温跃层，出现在 50～130 m 水深之间。温跃层深度西浅东深。断面上的等温线分布在两侧出现明显的上拱现象，暗示那里可能有上升流存在。

春季　除局部海域外，等温线分布趋势大体与冬季的接近，只是温度值比冬季明显升高。此时，南海北部 10 m 层的水温升至 25～27℃，中部达 28～29℃，南部为 29℃（图 11.1.4）。春季 150 m 层的水温分布与冬季的比较，有以下几点异同之处：（1）吕宋岛西北海域的冷水块，这时依然存在，只是范围和强度比冬季的有所缩小和减弱，可见，该冷水块存在于冬、春两季。（2）吕宋岛西南马尼拉附近海域，新出现一个暖水块，这是冬季所没有的。（3）巴拉望以西海域，冬季出现的暖水块，此时已转变成冷水块了。（4）南沙群岛附近的暖水块，春季依然存在，似乎范围和强度有所缩小和减弱。

夏季　水温升至全年最高，南海 10 m 层的水温达 28～29℃。图 11.1.5 的最大特点是，温度的南、北地区差值小，仅 1℃之差，水温分布均匀。但在局部海域，出现中、小尺度的闭合冷、暖水块——涡旋。换句话讲，夏季 10 m 层的温度场，与其他季节的在格局上就不相同，其主要特点是：（1）在台湾海峡南界附近，等温线密集，暗示那里可能出现两种情况，一是温度锋区，二是上升流区。（2）在越南的归仁、芽庄、藩切一带岸外，出现一片低温区，温度值在 28℃以下。（3）吕宋岛西侧和巴拉望岛西侧海域，也都存在着暖水块。到了 150 m 层，水温分布又是另一种面貌（图 11.1.5）：（1）吕宋海峡西口及吕宋岛西侧近海，均为一片暖水区，前者可视为黑潮水西伸，但西伸势力不强，大约抵达东沙群岛附近。（2）越南归仁、芽庄一带的低温水块依然存在，但其范围比 10 m 层的缩小了一些，表明该水块的深度至少在 200 m 以深。（3）在归仁、芽庄冷水块的东南侧，出现一个尺度较大的闭合暖水块，其中心水温在 18℃以上。（4）巴拉望岛以西海域，被一冷水所控制。

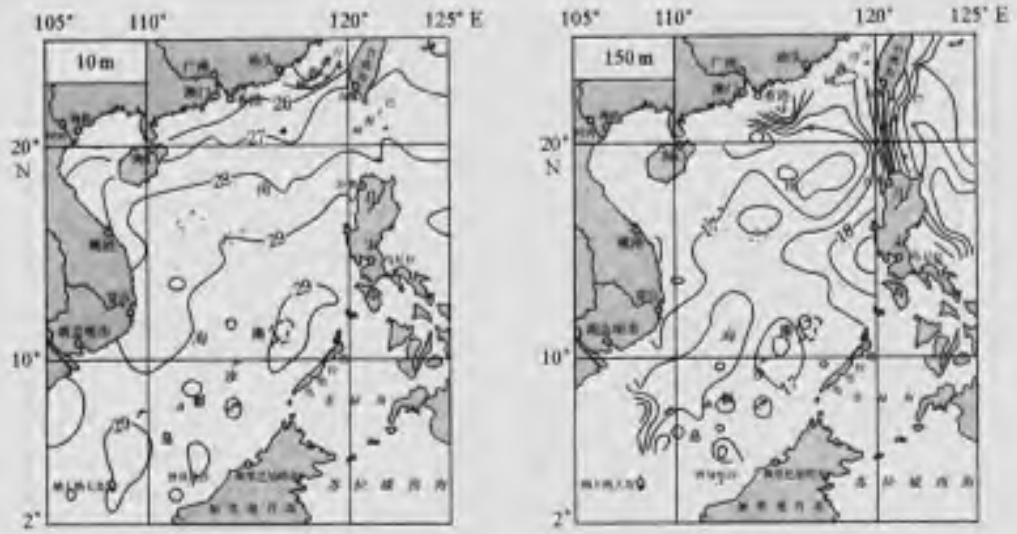


图 11.1.4　春季南海 10 m 层和 150 m 层水温（℃）分布（多年平均）（根据 WOA01）

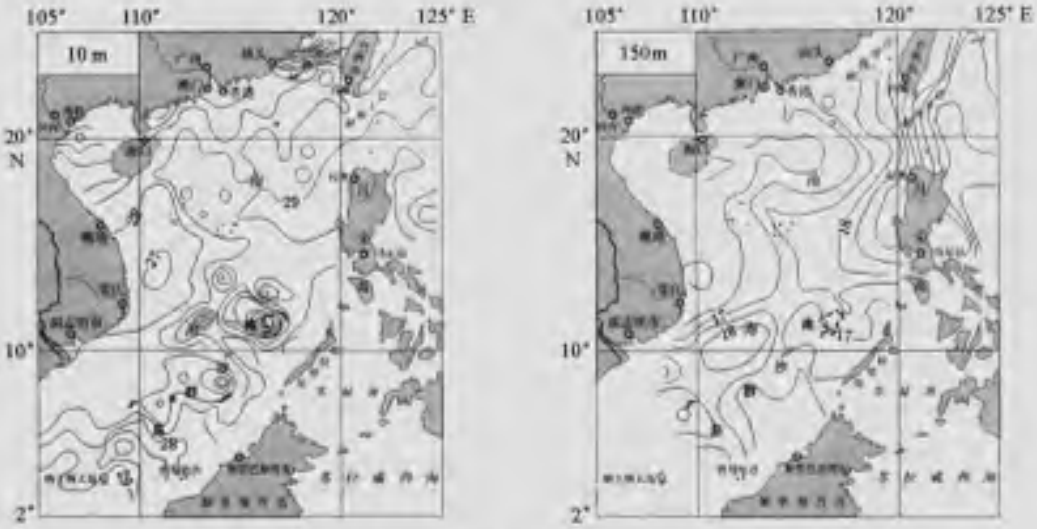


图 11.1.5　夏季南海 10 m 层和 150 m 层水温（℃）分布（多年平均）（根据 WOA01）

夏季水温的垂直分布如图 11.1.2 和图 11.1.3 所示。由图可见，在南海北部珠江口附近，上均匀层很薄，只有几米。到了深水区，上均匀层可增至 20～30 m。在大陆架边缘的 100 m 附近的洼地处，存在一个半圆上凸的冷水块，最低水温低于 20℃，它沿斜坡面上涌，从而使那里的温跃层也上抬。同样，在大陆坡的 300～400 m 深处，也出现海水涌升现象。由于近岸海水涌升的结果，使温跃层出现由岸向外海倾斜的现象。在南海中部的 15°N 断面上，温跃层的所在深度也是不同的，西端位于 20～80 m 之间，东端位于 40～150 m 之间，温跃层强度是西侧大于东侧。从而使该断面上的温跃层出现由西向东逐渐张开。同样，该断面西端从 400～500 m 深处，存在海水涌升的迹象，它可能就是归仁、芽庄冷水块的映照。

秋季　随着气温的下降，海水对流混合也增强，从而使 10 m 层的水温也迅速下降。尤其是

南海北部，降温最明显，水温仅为24～26℃。中部为27～28℃，南部为28～29℃（图11.1.6）。南海10 m层水温分布趋势又接近春季的格局，只是温度值比春季的略低而已。从四季10 m层水温平面分布看，南海近表层水温分布可归纳为：冬季型、夏季型和过渡（春、秋季）型三种类型。

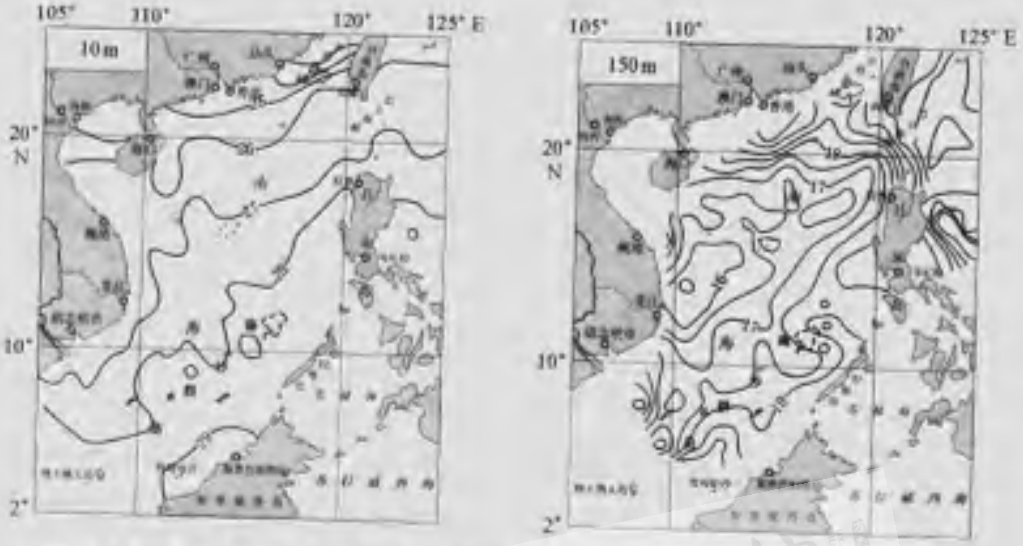


图11.1.6　秋季南海10 m层和150 m层水温（℃）分布（多年平均）（根据WOAOI）

在150 m层（图11.1.6），水温分布的特点：吕宋海峡西口的高温水舌西伸至118°E附近。南海中部基本为一大片闭合的低温区，低温中心出现在越南的慕德至藩切一带的近海，其范围比夏季同层次的冷水块扩大了。由此也可看出，越南归仁、芽庄冷水块，存在于夏季和秋季。南海的东南部，吕宋岛西南近海、巴拉望岛、加里曼丹岛以西海域，仍有几个孤立的暖水块。

南海水温的年变化比较复杂，总的趋势是：近岸水温年较差大，外海的则小；表层的大，深层的小；北部海域的大，南部海域的小。这里列举几个代表站来说明，其位置标注在图11.1.7中，分别代表南海北部、中部和南部的情况。为叙述方便起见，将它们分别编号为A、B、C。

图中A站位于珠江口附近，其表层水温的年变化在一定程度上受珠江冲淡水的影响。表层水温以8月最高，最低水温出现在1月。10 m层的水温年变化趋势与表层的相似，呈现出年周期的特点。但从20 m层开始，水温年变化的规律性差，出现两峰两谷现象：最高水温出现在7～8月，次高水温出现在10月；最低水温发生在1月，次低水温发生在3月。可是到了50 m层，水温年变化又出现另一种面貌：10～11月出现最高水温，6月出现次高水温；2～3月出现最低水温，5月和9月分别又出现次低水温。表明该站水温年变化以20 m层为界：20 m以浅，年变化规律性较强；20 m以深水层，年变化复杂，影响因子较多。

图中B站位于南海中部中沙群岛的海鸽暗沙附近，水深1 000 m以上。表层和10 m层水温年变化相似，最高水温出现在6月，最低水温出现在2月。但50 m层和100 m层，水温年变化又是另一种情形，波动起伏较大。以100 m层为例，2月、6月、8月、10月为波峰月份；4月、7月、11月为波谷月份。到了200 m层，水温年变化缓和。500 m层，水温年变化很小；1 000 m层，水温年变化几乎不存在了。

图中C站位于南海南部万安滩以西的巽他陆架上，深度很浅，受陆地及气象因子影响较大。

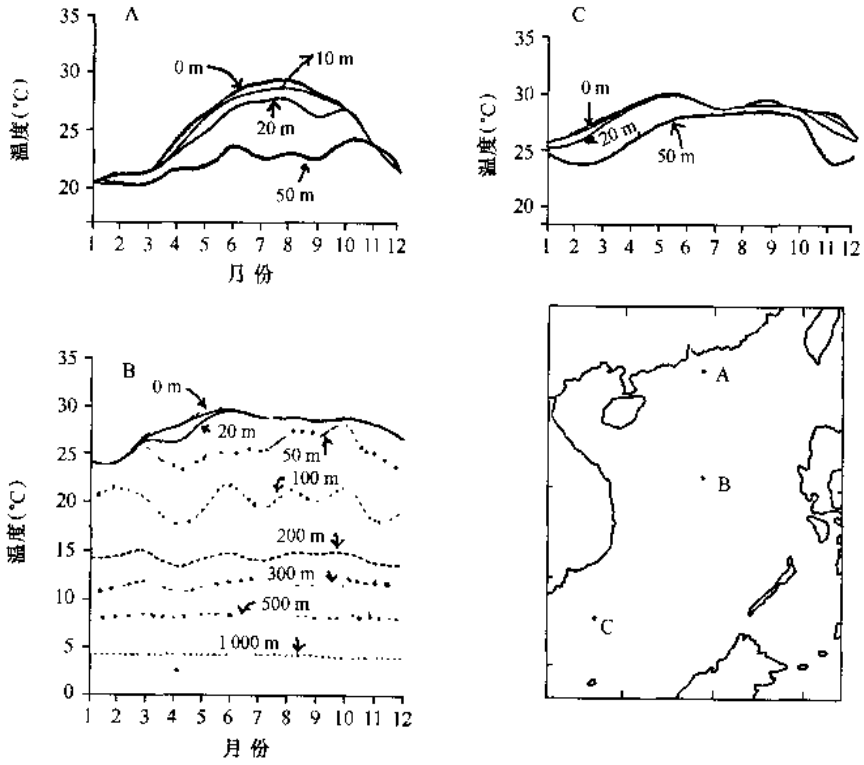


图 11.1.7　南海几个代表站的水温年变化[69]

表层、10 m 和 20 m 层水温年变化趋势基本相似，出现两峰、两谷一具有半年周期特点。最高、次高水温发生在 5～6 月和 9 月；最低、次低水温发生在 1 月和 7 月。但 50 m 层不同，最高水温发生在 8～9 月，最低水温发生在 2 月和 11 月。

二、盐度的分布与变化

由于南海的盐度分布与吕宋海峡以东的黑潮水有关，故在记述南海盐度分布与变化之前，首先介绍一下南海水与黑潮水的盐度特征。这对了解南海水本身盐度分布、变化以及黑潮水入侵南海等颇有帮助。

南海表层盐度分布的总趋势：吕宋海峡附近有一高盐水舌西伸至海南岛以东海域，构成一条宽阔的高盐带（区）。高盐带以北为广东沿岸水，特点是低盐，等盐线密集，水平梯度大，季节变化显著。高盐带以南，盐度随纬度递减而下降，但递减率很小，等盐线分布稀疏均匀。越南湄公河口，泰国湾湾口北侧，加里曼丹岛古晋至斯里巴加湾市一带，为南海南部的三个低盐区。

南海北部盐度的垂直分布如图 11.1.8 所示，为了与邻近海域的情况作一比较，也将它们一并列出。图中实线表示菲律宾以东的黑潮水，虚线表示南海东北部的南海水，点虚线表示巴士海峡的海水。由图可见，三个海域的盐度垂直分布曲线十分相似，它们的共同特点是：在次表层（75～200 m），都有一个盐度最大值；在中层（300～600 m），都存在一个盐度最小值。但在数值方面，却有明显的差异。就南海水和黑潮水而言，在次表层，前者的高盐特性比后者的要低；在中层，前者的低盐特性远不如后者的明显，其值却比后者的要高，且南海水最低盐度的所在深度比黑潮水的要浅。到了 1 000 m 以下的深处，两个海域的盐度值才趋于接近。

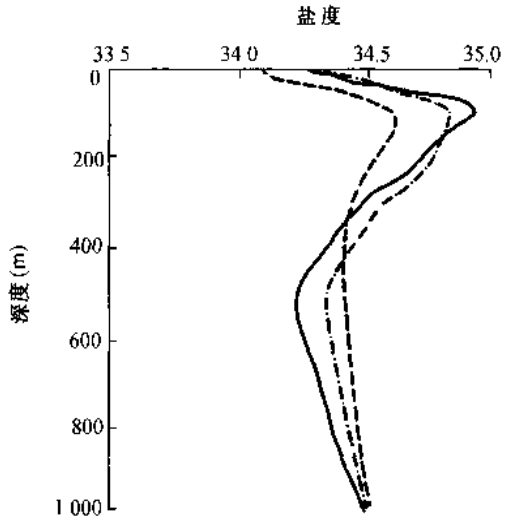


图 11.1.8　南海北部、吕宋海峡及其以东海域代表站的盐度垂直分布[22]

图 11.1.9 显示了上述三海域盐度垂直分布的分层结构特征，它们的温度、盐度点聚图皆呈一反“S”形状，不过反“S”字形的上半部分与下半部分并不对称；上半部分的温、盐点子比较分散，下半部分的比较集中，说明上半部分的海水特征值变化较大，不如下半部分的稳定。根据 $T-S$ 曲线的连续性和相似性可知，南海水的源地是黑潮水。图 11.1.9 还表明，在表层，南海水的温度值与黑潮水的基本接近；但盐度值却有差异：南海水的盐度为 33.74，黑潮水的为 34.66，南海水低 0.92。在次表层，南海水的盐度最大值为 34.66，黑潮水的为 34.85，前者比后

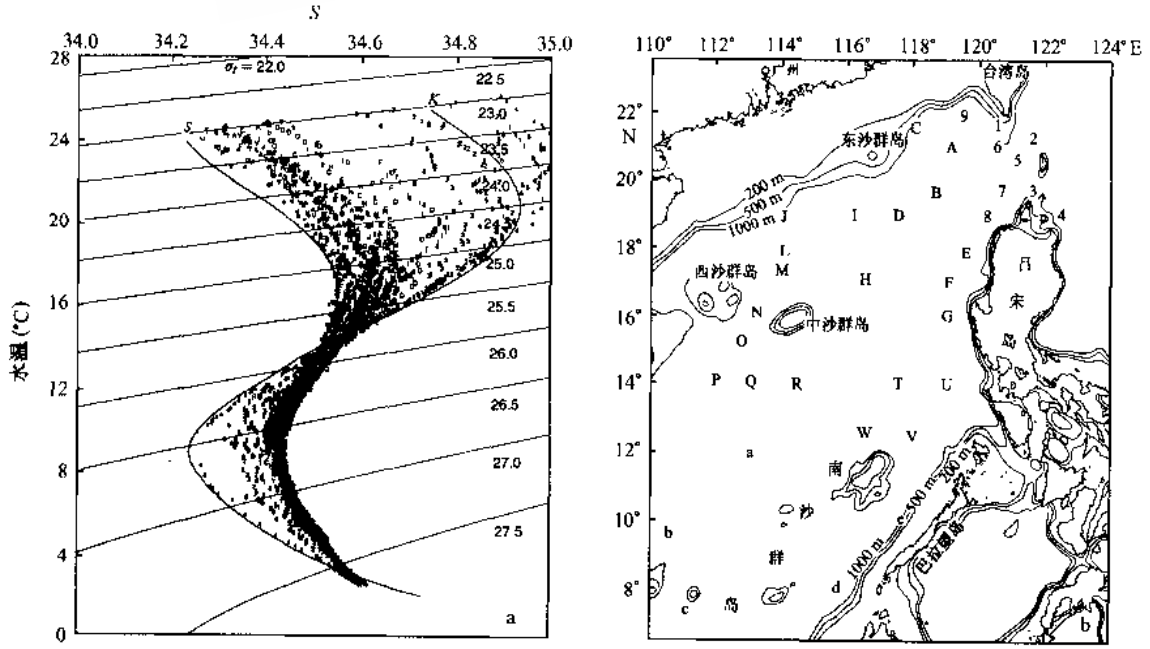


图 11.1.9　南海一些代表测站的 $T-S$ 曲线（a）及其对应的测站位置（b）[11]

者也低0.19。它们所对应的温度值也不相同：南海水的为18.93℃，黑潮水的为23.75℃，前者比后者低4.82℃。中层，南海水的盐度最小值为34.41，黑潮水的为34.22，前者比后者高0.19。相应的温度值，前者（8.88℃）也比后者（7.11℃）高1.77℃。深层，南海水盐度为34.64，黑潮水的为34.66，两者差异甚微。

冬季　在东北风作用下，蒸发大于降水，此时正值江河入海径流量最小，表层盐度达全年最高。由于冬季对流混合强，除河口地区外，10 m层的盐度分布（图11.1.10）趋势基本上与表层的相似。南海10 m层盐度在32.80～34.20之间，盐度分布有三个特点：（1）南海北部除近岸海域外，受黑潮水影响，呈现高盐特征；盐度在34.0以上，个别海域达34.50。（2）南海中部盐度比北部略低，一般在33.80～33.60之间，分布比较均匀。（3）南海南部盐度又略低于中部，盐度在32.80～33.40之间，尤其是湄公河口及加里曼丹岛以西海域，盐度比较低。150 m层的盐度分布（图11.1.10）与表层的不同，主要特点是出现若干闭合的高、低盐水块，其中最显目的有：（1）在吕宋岛西北海域，存在一个闭合的高盐水块，其位置与150 m层温度图（图11.1.1）上的冷水块大体相当，该水块的属性为低温、高盐。（2）在越南以东海域（12°－16°N，111°－113°E之间），也存在一个闭合的高盐水块，中心盐度在34.60以上，与同层温度图（图11.1.1）比较，该高盐水块位置比低温水块的偏南一些。

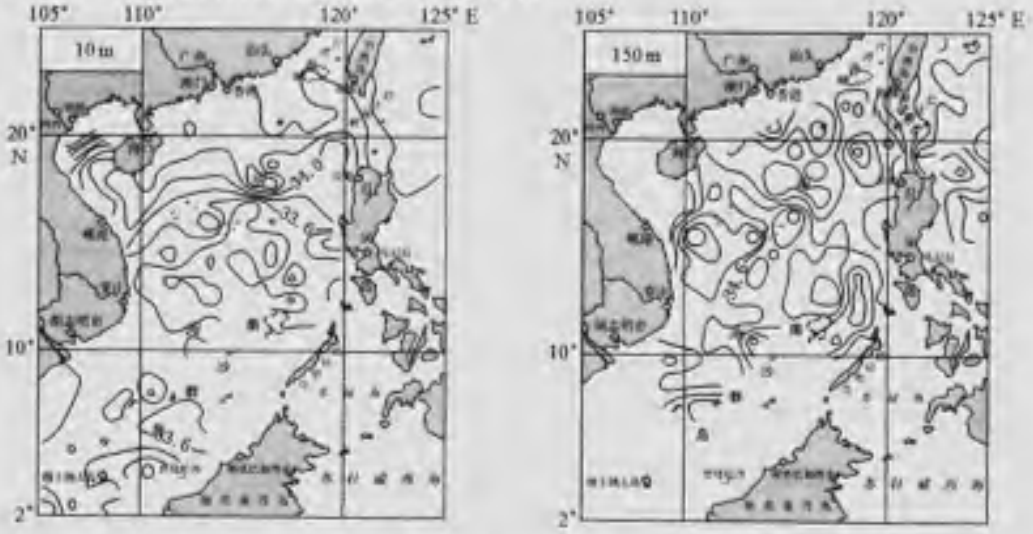


图11.1.10　冬季南海10 m层和150 m层盐度分布（多年平均）（根据WOWOI）

南海北部珠江口斜断面的盐度分布如图11.1.11所示。该图表明，断面由左向右（从浅水区至深水区），存在着三种不同性质的海水，即：沿岸水，盐度低于33.00；混合水，盐度在33.00～34.00之间；外海水，盐度在34.00以上。在近岸浅水区，盐度垂直分布呈均匀一致状态，表、底层盐度值几乎相同，说明冬季对流混合可达海底。深水区，上均匀层出现在0～60 m之间。上均匀层以下，盐跃层弱而不明显。在100～200 m之间，出现盐度最大值，为34.71，这便是南海次表层水的高盐核。300～900 m之间，盐度随深度变化很小，基本在34.50左右变动，盐度最小值不明显。900 m以下至海底，盐度略有上升，为34.70左右。

在南海中部的15°N纬向断面上（图11.1.12），盐度的垂直分布与珠江口外斜断面上的大同小异，不同点是：（1）这里的上均匀层较薄，为25 m左右；（2）上均匀层下紧接着出现盐跃

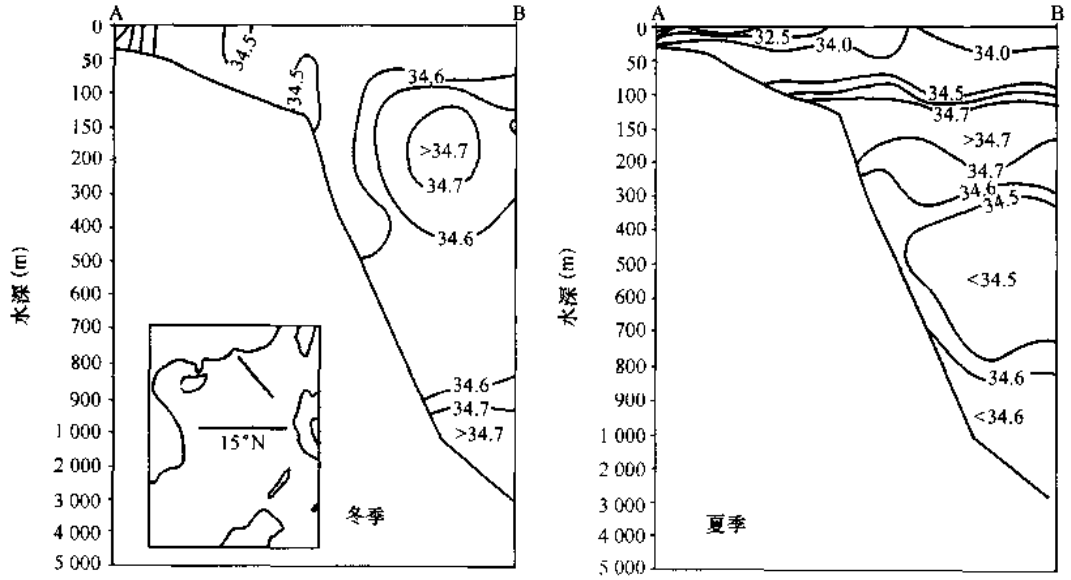


图 11.1.11　南海北部珠江口斜断面冬季、夏季盐度分布（多年平均）[69]

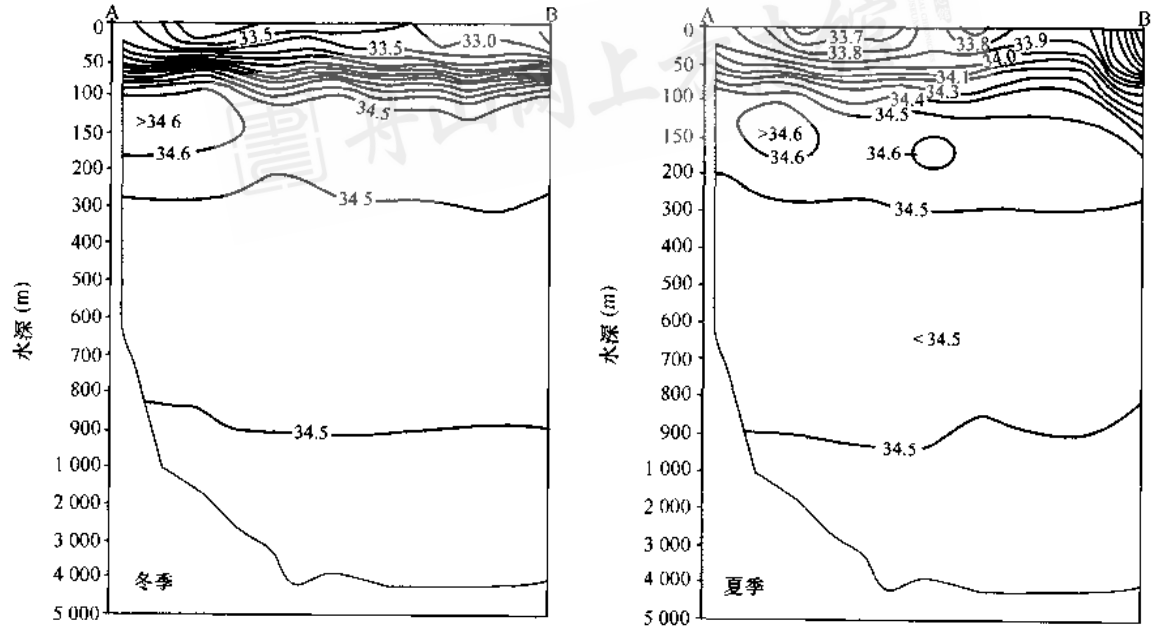


图 11.1.12　南海中部 15°N 纬向断面冬季、夏季盐度分布（多年平均）[69]

层，位于 25 ~ 100 m 之间；（3）断面东侧的近表层盐度比西侧的要低；（4）300 m 以浅等盐线分布波状起伏较大，表明垂直向海水运动较强。

春季　随着蒸发减弱以及降水、江河入海径流增大，南海表层盐度普遍下降，降盐对 10 m 层盐度也有影响。南海 10 m 层盐度在 32.60 ~ 34.20 之间（图 11.1.13）。南海北部珠江口以东至台湾浅滩一带，盐度为 33.60 左右。34.00 高盐水舌由吕宋海峡向西伸至海南岛以东海域，高盐范围比冬季的有所缩小。南海中部盐度在 33.40 ~ 33.60 之间，南海南部盐度在 33.60 以下。

湄公河口及加里曼丹岛古晋至斯里巴加湾市一带，盐度更低，为33.00左右。在150 m层，盐度为34.00～34.80之间。吕宋海峡西口附近，盐度为34.80。东沙、西沙群岛附近，分别出现一闭合的高盐水块，盐度在34.60以上。越南芽庄岸外也有闭合的高盐水块。吕宋岛西南岸外近海、巴拉望岛、加里曼丹岛以西海域，分别出现低盐水块。这些闭合的高、低盐水块，与周围盐度差值均较小，一般为0.20～0.80之间。

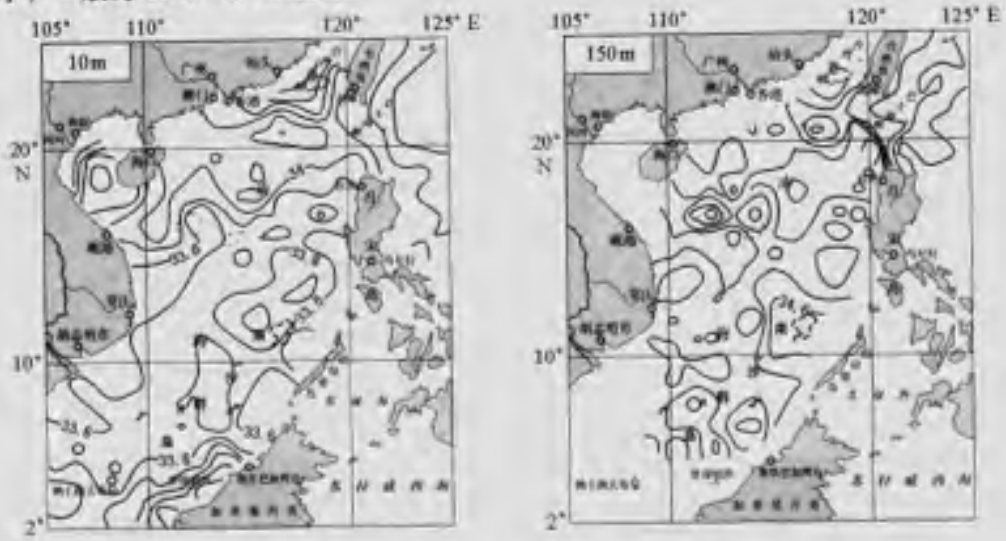


图11.1.13　春季南海10 m层和150 m层盐度分在（多年平均）（根据WOA01）

夏季　是全年盐度最低的季节。与春季相比，除河口地区外，南海10 m层盐度普遍下降0.50～1.00，盐度在32.60～34.00之间。南海未见有34.00等盐线的足迹，34.00等盐线已东退至吕宋海峡附近（图11.1.14）。南海北部盐度为33.80左右，南海中部为33.60，南海南部为33.00左右。河口地区的盐度在30.0～32.0之间。150 m层的盐度分布特点：①吕宋海峡西口与台湾西南海域，有一高盐水舌（34.80）西伸，西伸势力与春季的相当，至119°E附近。②珠江口外存在一个较强的舌状盐锋，盐锋走向由西北伸向东南。南海北部盐度为34.60左右。③吕宋岛西南岸外、民都洛岛以西以及南沙群岛一带，仍有闭合的低盐水块出现。

夏季断面上的盐度分布（图11.1.11，图11.1.12）与冬季的比较，存在以下几点差异。在南海北部珠江口斜断面上：（1）此时在珠江口附近出现明显的盐跃层。而在深水区，仍有很薄的上均匀层出现。（2）次表层高盐水向岸入侵趋势，夏季强于冬季，34.70等盐线此时已伸至大陆架上。（3）中层低盐水以34.50等盐线为标志，十分明显，表明其入侵势力夏季比冬季的强。在南海中部15°N纬向断面上：（1）上均匀层比冬季的浅而薄；（2）盐跃层强度比冬季的强；（3）在越南近海，等盐线出现上翘（凸）现象，暗示着那里可能有上升流出现。

秋季　随着东北季风兴起，降水和江河径流量减少，蒸发增强，南海表层盐度普遍升高。10 m层升盐也比较明显，尤其是南海北部，升盐0.5～1.00。此时，34.00等盐线的高盐水舌又开始西伸，但西伸势力比春季的要弱，只达113°E附近海域（图11.1.15）。除河口地区外，南海10 m层盐度在32.50～34.00之间。其中：南海北部盐度为33.00～34.00，南海中部为33.00～33.60，南海南部为32.50～33.00。150 m层的盐度在34.40～34.75之间，出现若干闭合的高、低盐水块，但盐度差很小，为0.20～0.80之间。

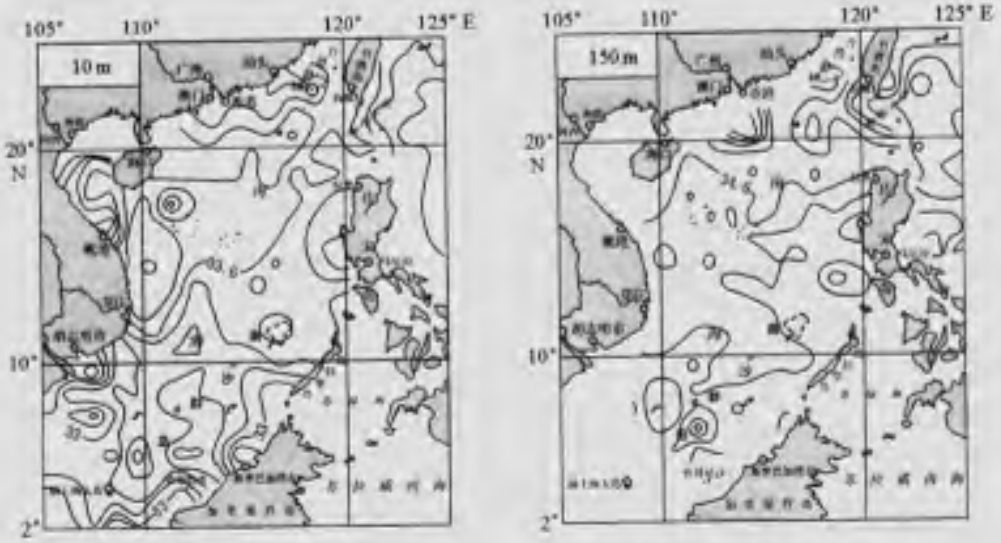


图 11.1.14　夏季南海 10 m 层和 150 m 层盐度分布（多年平均）（根据 WOAOI）

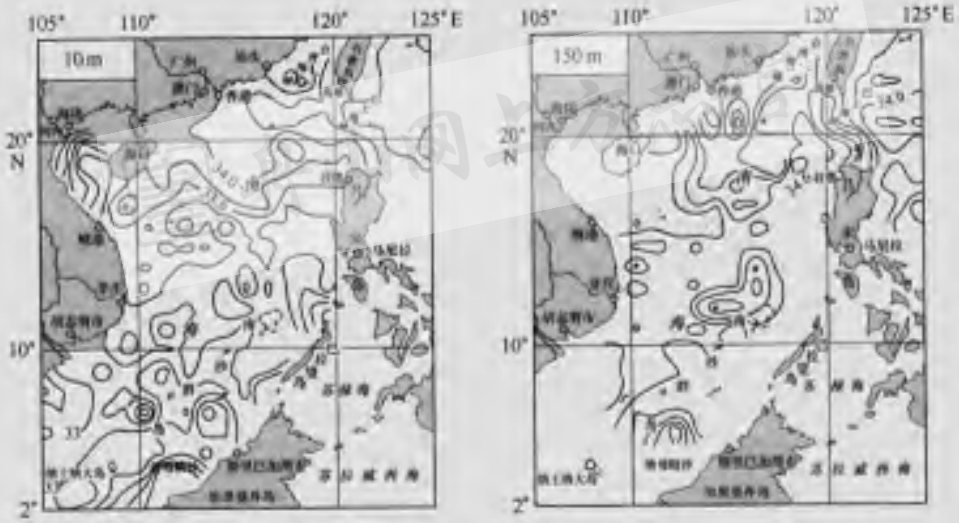


图 11.1.15　秋季南海 10 m 层和 150 m 层盐度分布（多年平均）（根据 WOAOI）

由于盐度的变化受江河入海径流、降水、蒸发、海流等因子的影响，因此南海的盐度年变化比较复杂，这里也取三个代表站，分别表示南海北部、中部和南部盐度的年变化情况（图 11.1.16）。

图中 A 站位于珠江口附近，这里表层盐度的年变化是：最高值出现在 2 月，盐度为 34.50；最低值出现在 7 月，盐度为 31.30。盐度年较差为 3.20 左右。10 m 层的情况与表层的略有不同，主要是其盐度最低值提前在 6 月出现。20 m 层和 50 m 层的盐度年变化呈现出多个波状起伏，显得非常不规则。

图中 B 站位于南海中部，0～50 m 之间各个层次，盐度年变化比较急剧；100 m 以下层次，如 200 m 层、500 m 层和 1 000 m 层，盐度年变化缓慢，盐度最高值和最低值差异很小。表层、20 m 层、50 m 层，三者的盐度年变化趋势基本相似，最高盐度发生在 1 月、5～7 月，次高盐度

发生在3月、9月；最低盐度发生在4月，次低盐度发生在2月、8月和6月。

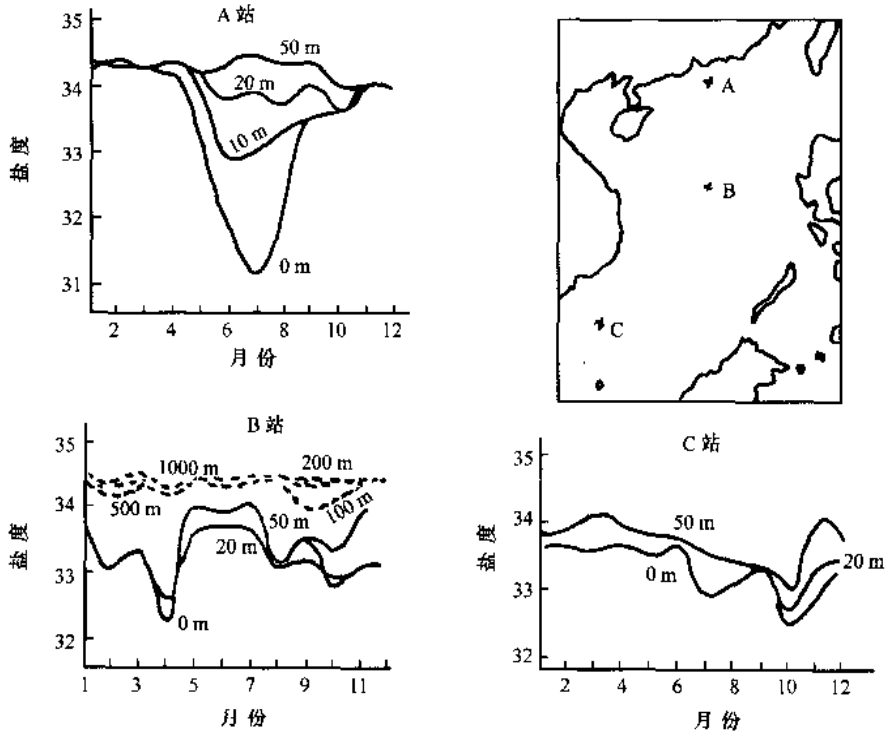


图11.1.16　南海几个代表站的盐度年变化[69]

图中C站位于南海南部的巽他陆架上，这里的盐度年变化呈现为多峰、多谷现象。其中：表层、10 m层的盐度年变化相似，最高盐度发生在1月、4月、6月，次高盐度发生在9月；最低盐度发生在10月，次低盐度发生在7月。50 m层的情形则不同，最高盐度发生在3月和11月，最低盐度发生在10月。

三、水团[34]

关于南海的水团，曾有不少人做过分析研究。但因受调查海域的限制和资料不足等影响，往往局限于部分海域，缺乏整体的认识。1998年6月12日至7月6日和1998年11月28日至12月28日期间，国家海洋局“向阳红14”号调查船，对南海大部分海域（6°～23°N，110°～120°E）进行了两个航次的准同步调查，获得了大面积的CTD和ADCP资料。图11.1.17即为上述两航次的$T-S$曲线图。图中左下方插图，为冬、夏季航次的断面及测站分布，站位水深均超过200 m。虚线代表菲律宾海西侧的北太平洋水；实线代表典型的南海水。该图清晰表明，南海200 m以深海域的$T-S$曲线，与菲律宾海西侧的极为相似，它们皆呈反“S”状，从海面至深层存在着4个水团（四层结构），即南海表层水、南海次表层水、南海中层水和南海深层水。再加上沿岸的江河冲淡水、近岸混合水以及黑潮水的入侵，则该年南海冬季存在6个水团，夏季存在8个水团，各水团的温度、盐度特征值如表11.1.1所示。

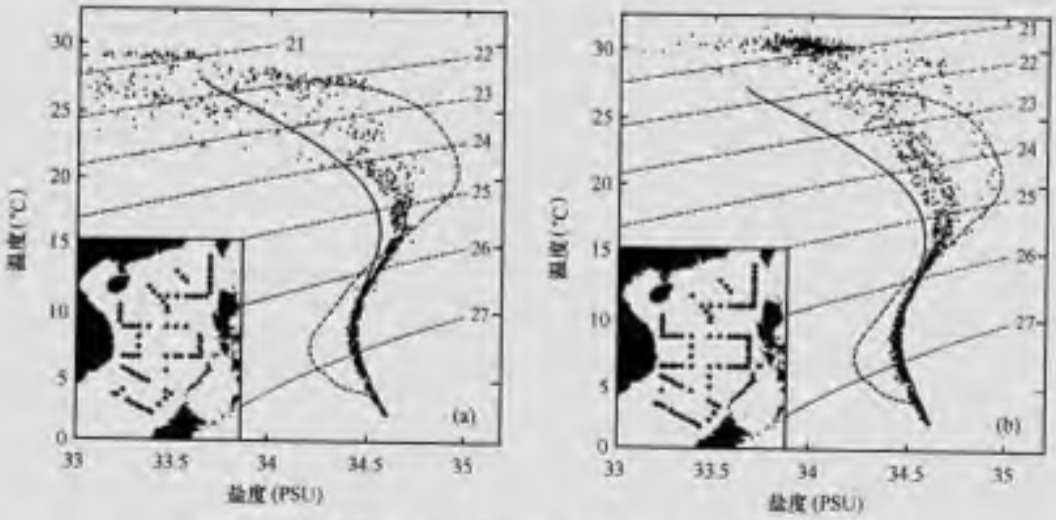


图 11.1.17　南海冬（a）、夏（b）季的 $T-S$ 点聚图（1998 年）

沿岸冲淡水团　系由江河入海的径流与海水混合而成，主要分布在河口附近海域，占有一定的空间。它还经常被沿岸流或在季风影响下，从河口顺着海岸向别处输运。在此过程中，不断地与周围海水混合，盐度逐渐升高。如珠江口、湄公河口、湄南河口、红河口、拉让河口等河口附近，皆有冲淡水团出现。表 11.1.1 中的沿岸冲淡水是指广东沿岸水而言。冬季受东北季风影响，珠江冲淡水的核心转向西南，经粤西到琼州海峡东口附近；夏季在西南季风作用下，珠江冲淡水向东北输运到达东沙群岛附近，有时还影响到台湾浅滩海域。该水团的主要特征是低盐。冬季具有低温属性，夏季又具有高温特色。由于冲淡水盐度低，密度小，它一般漂浮在表层至 15 m 水层之中。

表 11.1.1　南海各水团的温度（℃）、盐度特征值（1998 年）[36]

名称	冬季			夏季		
	温度范围（℃）	盐度范围	深度（m）	温度范围（℃）	盐度范围	深度（m）
沿岸冲淡水	19.4	<31.00	<15	27.4～32.0	<31.70	0～10
近岸混合水	22.31～22.45	31.82～32.30	<75	27.0～30.8	32.10～33.10	0～20
南海表层水	20.96～29.51	32.59～34.61	0～100	22.3～31.9	32.20～34.63	0～120
南海次表层水	14.81～21.82	34.50～34.73	100～350	15.7～22.2	34.44～34.73	120～350
南海中层水	5.27～10.49	34.41～34.50	350～900	5.5～15.6	34.39～34.65	350～800
南海深层水	2.35～5.16	34.48～34.61	900～2500	2.35～4.56	34.49～34.60	800～2500
黑潮表层水				24.0～30.4	33.72～34.36	0～75
黑潮次表层水				15.9～24.9	34.71～34.91	75～250

近岸混合水团　是由沿岸冲淡水与外海水混合而成，呈狭长的混合带。凡有显著冲淡水的海域，其外侧皆有近岸混合水出现。表 11.1.1 中的近岸混合水，它主要分布在广东沿岸水外侧、南海北部水深小于 50 m 的海域。冬季温度、盐度为 22.3～22.5℃和 31.82～32.30 之间；夏季温度、盐度为 27.0～30.8℃和 32.10～33.10 之间。

南海表层水团　广泛地分布在南海表层至 120 m 的水层中。水团的特点是高温、低盐，季节变化显著。冬季，温度、盐度分别为 20.96～29.51℃和 32.59～34.61 之间；夏季，温度、盐度

为22.3～31.9℃和32.20～34.63之间。冬季，该水团厚度较大，可达75～100 m；夏季，水团厚度为50～100 m之间。

南海次表层水团　广泛地分布在南海100～350 m的深度处，是南海中盐度最高的一个水体。但与北太平洋的次表层水相比较，其盐度已明显下降了，由34.90下降为34.73。冬季，该水团的温度、盐度分别为14.8～21.8℃和34.50～34.73；夏季，其温度、盐度分别为15.7～22.2℃和34.44～34.73。

南海中层水团　几乎盘踞了整个南海海盆区域。位于350～900 m之间，其核心处于400～700 m的深处。该水团的特点是低盐，但与北太平洋中层水相比较，其盐度反而升高了。前者为34.20，后者为34.40。冬季，该水团的温度、盐度分别为5.27～10.49℃和34.41～34.50；夏季，其温度、盐度分别为5.5～15.6℃和34.39～34.65。

南海深层水团　主要分布在1 000 m以深的南海海盆区域内。冬季，其温度、盐度分别为2.35～5.16℃和34.48～34.61；夏季，其温度、盐度分别为2.35～4.56℃和34.49～34.60。

黑潮表层水团　当黑潮自菲律宾以东海域北上流经吕宋海峡东口时，有一部分黑潮水通过该海峡而进入南海。1998年夏季，在吕宋海峡西口出现黑潮表层水团和黑潮次表层水团；而该年的冬季，在吕宋海峡西口并没有观察到有黑潮水出现。以吕宋海峡西口的一条经向断面（119°36′E断面）为例（图11.1.17中的断面插图），也就是说，夏季黑潮水西侵越过该断面；而冬季，黑潮水位于该断面以东。1998年夏季，黑潮表层水团位于吕宋海峡附近，其伸入南海的势力极弱，西界为118°48′E，南、北界分别为19°N和21°30′N。水团位于0～75 m深处。其温度、盐度分别为24.0～34.4℃和33.72～34.36。

黑潮次表层水团　该水团仅限于吕宋海峡西口的118°E以东海域。主要分布在75～250 m的深处。以高盐为其主要特征，温度、盐度分别为15.9～24.9℃和34.71～34.91。

第二节　南海环流

南海环流的主要驱动因素之一，是盛行于该海域的季风。冬季，南海盛行东北风，始于11月，终于翌年3月；夏季，南海盛行西南风，一般于5月开始，9月结束。受季风影响，南海上层环流具有明显的季节差异。

黑潮是影响南海环流的另一个重要因素，它通过吕宋海峡，向南海传输大洋信息，主要影响南海北部。此外，影响南海环流的还有太阳辐射、淡水通量以及地形等因素。由于上述诸因子的综合作用，使南海环流十分复杂，呈现海盆尺度、次海盆尺度和中尺度等的海水运动形式。

一、南海上层海盆尺度环流

南海的环流复杂、多变，至今尚未定论，但运用不同的观测方法，也得到一些重要的结果。

1. 根据船舶漂移资料和风资料编制的流场

南海环流的早期认识，主要是来自船舶漂移资料和风力资料，如1945年英、美出版的有关南海的表层海流图[90][91]。嗣后，Dale[139]在分析南海海面风的季节变化基础上，不仅编绘了南海冬、夏季的表层水平环流（图6.2.4），而且还描述出海流西岸强化的迹象。Wyrtki[171]从动力学观点，认为季风是南海表层环流的主要驱动力，并绘制了逢双月的南海水平环流图。从两幅代表冬、夏两季的月水平环流图（图6.2.5）上可以清晰地看出，无论冬季或夏季，南海的西侧皆有

一支较强的海流存在，但流向正好相反：冬季，从台湾海峡和吕宋海峡开始，海水南流，经广东近海、中南半岛沿岸和巽他陆架，通过卡里马塔海峡而进入爪哇海。夏季，从爪哇海开始，海水北流，经卡里马塔海峡进入巽他陆架，再沿中南半岛北上，经广东近海而流入台湾海峡和吕宋海峡。在南海东部，海流比较弱，环流结构比较复杂、零乱，规律性差。但从总体来看，冬季，南海呈一个气旋式的环流；而夏季，呈现为一个反气旋式环流。

应该说，Dale 和 Wyrtki 的海流图，尤其是后者，初步地建立了南海表层环流的基本“框架”，揭示了季风对南海环流的重要作用，从而被人们认为是南海环流的经典模式。

2. 利用温度、盐度资料计算获得的平均海流分布

徐锡祯等[99]利用 1921～1970 年间的温度、盐度资料，计算了南海四季的表层、500 m 层的地转流，图 11.2.1 反映冬、夏两季表层流的情况。冬季（12 月至翌年 2 月），整个南海被一个大的气旋式环流所控制，其中还包含了三个次海盆尺度的环流，它们是：南海北部气旋式环流，南海南部万安滩附近气旋式环流，以及南海中部中沙、西沙群岛之间的反气旋式环流。夏季（6～8 月），与冬季的流场大体相反，南海的大部分海域为东北向流动，尤其是南海北部，东北向流占优势；在越南中部外海，有一个较强的次海盆尺度的气旋式环流，在其南、北两侧，各有一个反气旋式环流，尤以南侧的规模较大。

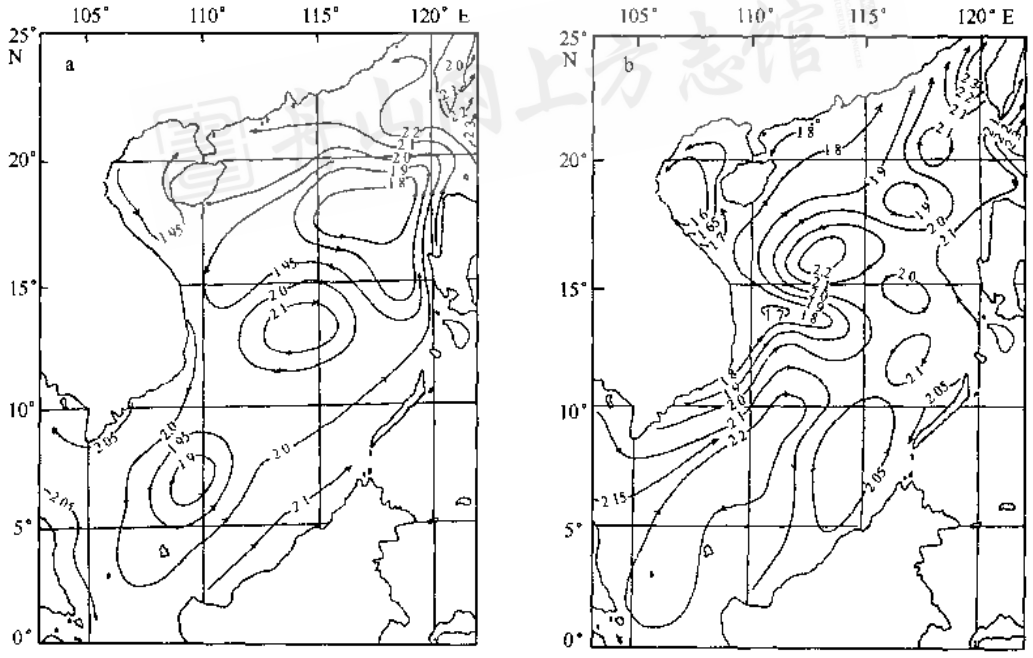


图 11.2.1　冬季（a）、夏季（b）南海表层地转流（cm/s）分布[99]

流速零面：1 200 m，动力高度单位：动力米

曲堂栋[167]利用更丰富的历史资料（1920～1990 年），计算了南海 100 m 层逐月和年平均的动力高度分布，这里列举了 1 月和 7 月，分别代表冬、夏季的南海上层环流（图 11.2.2）。由图可见，冬季，整个南海被一个气旋式环流所控制，气旋中心位于吕宋岛西北近海；从他的逐月动力高度图来看，吕宋岛西北的那个气旋中心，大约从 12 月开始出现，一直维持到翌年 5 月，持续时间约 6 个月。在南海南端，有一较小的反气旋式的环流存在。夏季，南海北部仍继续保持一

个比冬季要弱的气旋式环流；但在南海南部，却转变成一个反气旋式的环流了，环流呈双涡旋结构形势。同时，在越南东岸 13°～16°N，110°E 附近海域，存在一个尺度较小的气旋式冷中心。同样，在曲堂栋的逐月动力高度图上看出，该冷中心从 6 月开始出现，一直维持到 9 月，持续时间约 4 个月。这些环流的形势，皆与各月的平均风应力旋度分布，有较好的对应关系。

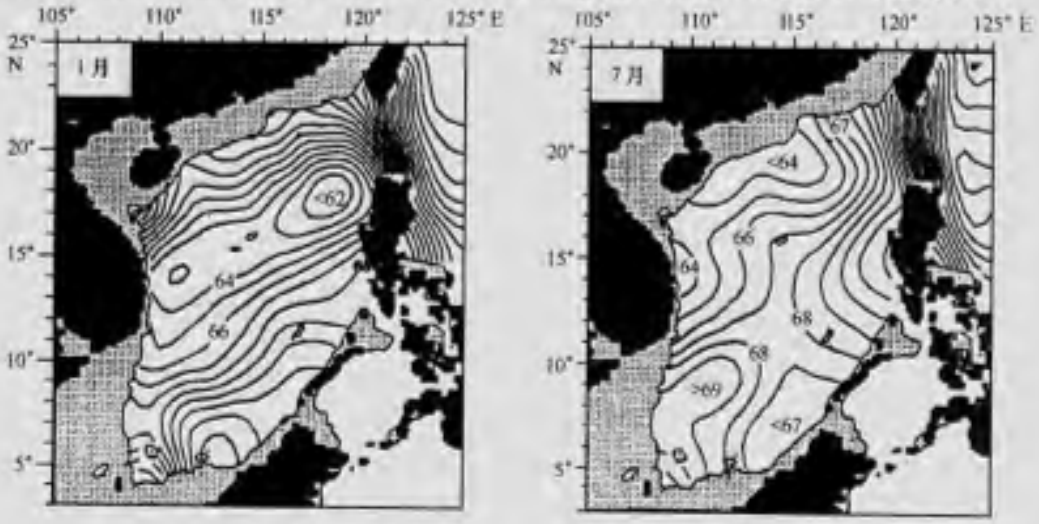


图 11.2.2　冬季、夏季南海 100 m 层动力高度分布（多年平均）[487]
流速零面：400 m，等值线间距为 1 动力厘米

3. 利用卫星测高资料求得的水平环流

20 世纪 90 年代，星载微波高度计实现了业务化运行。以 TOPEX/POSEIDON 为例，已在轨运行了多年，可以从中得到相对于多年平均值的海面高度异常。Hwang 等[7]利用 1993～1999 年间卫星高度计资料，导出南海逐月、相对于年平均流场的表层地转流分布。其中，1 月和 8 月的如图 11.2.3 所示，分别代表冬季和夏季的情形。从该图可知，冬季，南海为一海盆尺度的气旋式环流所控制，气旋中心位于吕宋岛西岸近海，范围较大，呈东北—西南走向的椭圆状。从其逐月的地转流分布来看，该气旋中心位置是逐月移动的，只有 12 月和 1 月才比较稳定。在南海的南端，存在一个反气旋式环流，其流速较强。夏季，环流形势有较大变化，南海北部转变成一个反气旋式环流，其流速比冬季的略弱；在越南东岸 12°～15°N，113°E 以西海域，存在一个气旋式的小环流。而紧靠这个气旋式的小环流的南侧，又出现一个反气旋式小环流。在加里曼丹岛的西侧海域，存在一个气旋式环流。南海的冬季漂流浮标资料基本也反映此流态，但夏季由于资料较少，还难以说明。

二、南海次海盆尺度和中尺度环流特征

南海的中尺度运动十分活跃，各个季节或月份，除有海盆、次海盆尺度环流外，还有若干中尺度的局部环流或涡旋，形成所谓的“多涡结构”。这些局部环流的空间尺度，大都小于 500 km，如南海的中尺度涡旋、南海冬季逆风海流——南海暖流、局部海域的沿岸流等。南沙海域的环流属次海盆尺度。

1. 南海的中尺度涡旋

南海有众多的中尺度涡旋发生。王桂华等[170]利用卫星高度计资料，对南海出现的涡旋作了

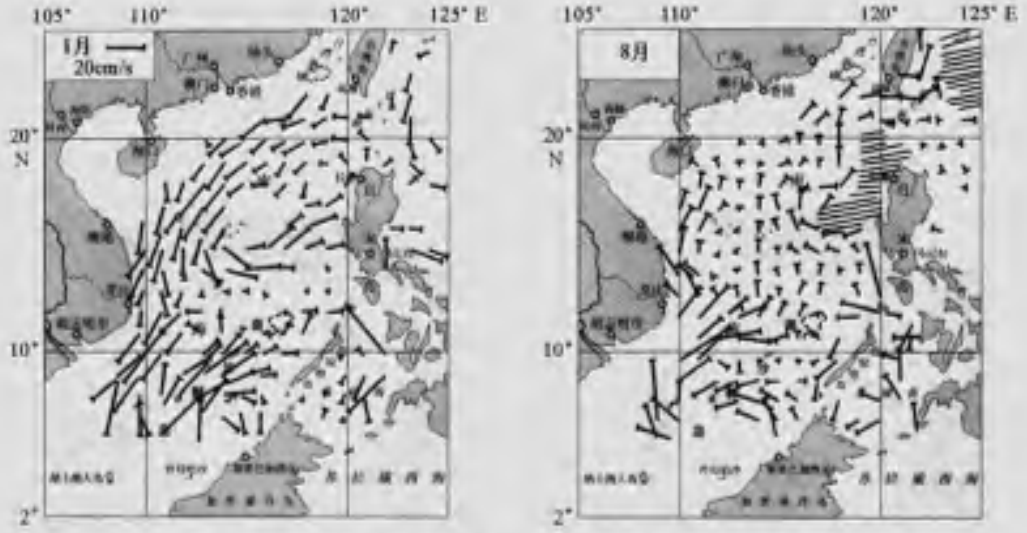


图 11.2.3　利用卫星高度计资料导出的相对于年平均流场的南海冬季（1 月）、夏季（8 月）表层地转流分布（多年平均）[2]，流速的比例尺标在 a 图的左上角

统计和分析（图 11.2.4 和图 11.2.5）。所用资料实际是在 1993 ~ 2000 年间的海面高度，相对于 1993 ~ 1998 平均值的距平。这些资料中虽包含有各种不同时间尺度的海面高度变化，但用于探讨中尺度涡在平均海面高度场上的运动，仍是可行的。在这 8 年期间，南海共出现 86 个涡旋（统计涡旋时以其生命史大于等于 30 d 为准，低于 30 d 的，不作为统计对象）。其中：反气旋式 58 个，气旋式 28 个。这 86 个涡旋中，又可分为两种情况：一是准静性的（移动范围小），二是移动性的。鉴于分析和叙述方便，把涡旋生成地分为 4 个区域，即 Z_1、Z_2、Z_3 和 Z_4。在 Z_1 区生成的涡旋多为反气旋，于东北季风期间生成，涡旋移动距离一般较短。在 Z_2 区，气旋涡多生成于东北季风期间，以气旋形式沿 2 000 m 等深线向西南移动。西南季风暴发或盛行期间生成的涡多为反气旋，其移动方式有两种：一是以气旋形式沿 2 000 m 等深线向西南移动，另一是沿南海

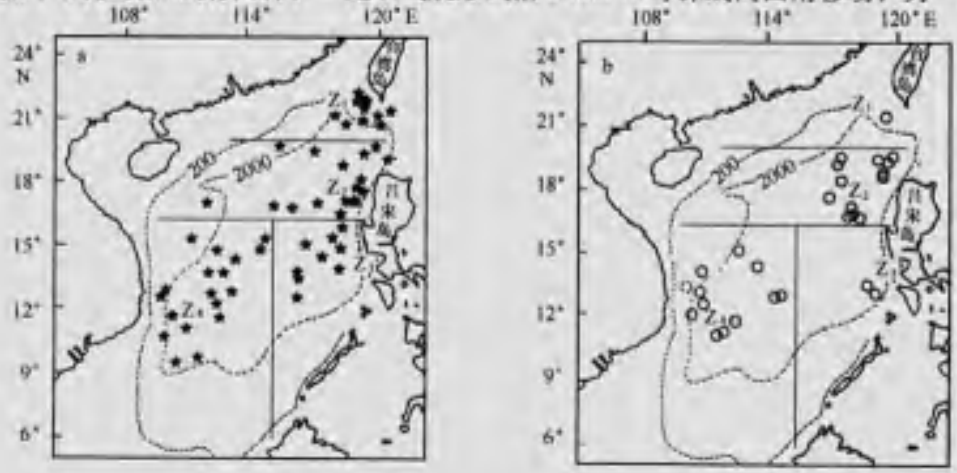


图 11.2.4　利用卫星高度计资料获得的南海涡旋生成地分布（1993 ~ 2000 年）[130]
（a）反气旋，（b）气旋，虚线表示等深线

深海盆向西运动。在 Z_3 区以反气旋涡为主，是在东北季风消失后的时期内生成。涡旋的移动方向为西行或西北行，移动距离较远。在 Z_4 区生成的中尺度涡，西南季风期间一般以偶极子的结构形式存在，北侧为气旋涡，南侧为反气旋涡；东北季风期间则多为另一种双涡结构（图 11.2.6）。这两类涡因靠近中南半岛，移动距离均较短。南海中尺度涡的生命周期为 50～370 d。直径为 210～480 km。移动速度为 0～5.6 km/d。移动距离为 0～980 km。

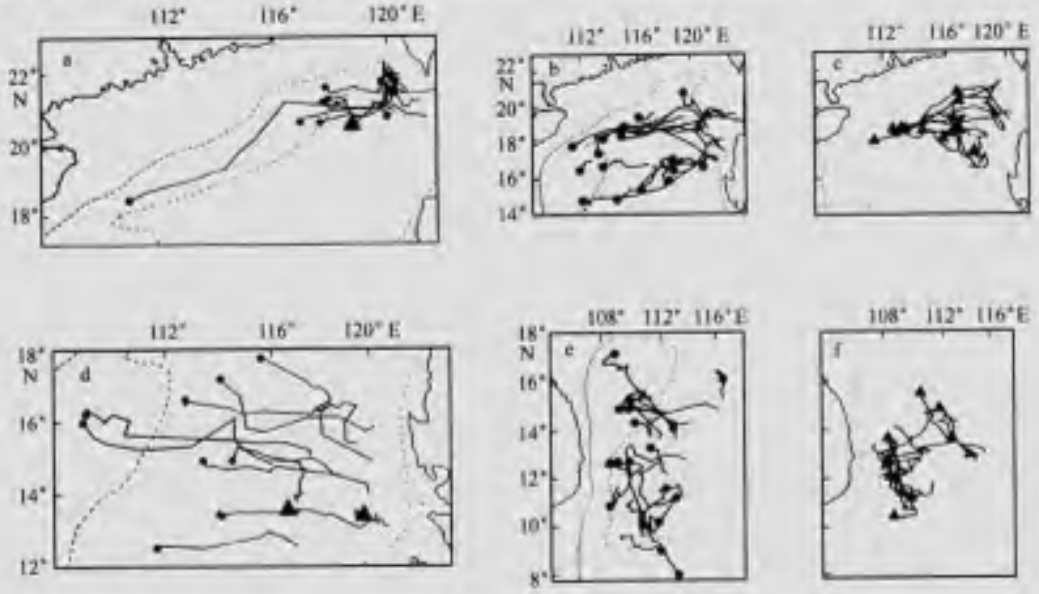


图 11.2.5　1993～2000 年间南海的涡旋移动轨迹[139]

图中实线表示涡旋的移动轨迹，实三角表示气旋涡的最终位置，实圆点表示反气旋涡的最终位置，虚线表示等深线

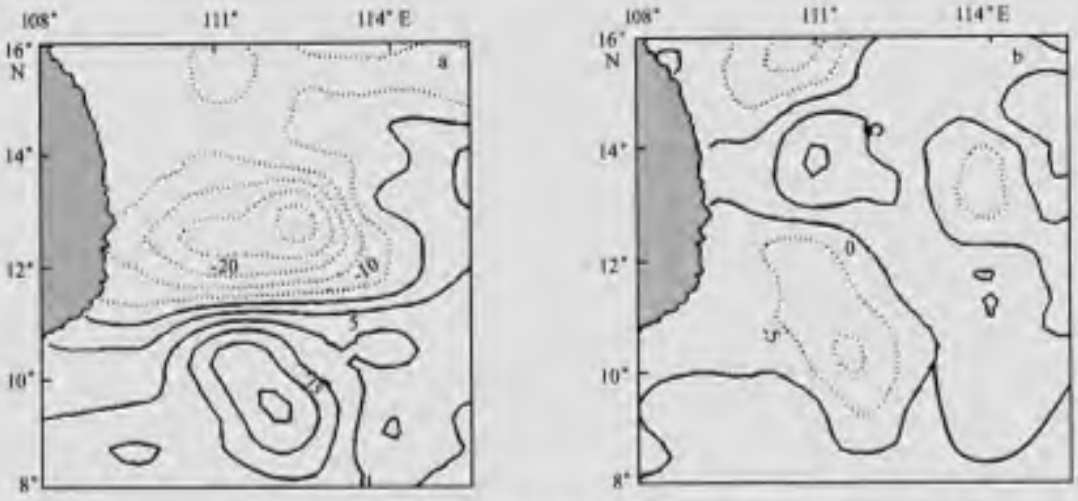


图 11.2.6　越南东岸近海海面高度异常（10^{-2}m）分布[170]

a：1994 年 7 月中旬；b：1996 年 3 月下旬

1994 年 9 月初，在南海东北部调查获得的反气旋涡，可以作为南海涡旋的一个实例。图 11.2.7 和图 11.2.8 大体反映了该涡旋的基本面貌。由图 11.2.7 表明，在东沙群岛的东北侧，存在一个反气旋式的涡旋，呈卵圆形，其中心位于 21°N，117°30′E 附近，直径约 150 km，垂直尺度超过 1 000 m。涡旋区表层流速较强，最大值接近 100 cm/s。在 200 m 层的温度、盐度、密度分布图（图略）上，涡旋中心温度为 21℃，盐度为 34.70，密度为 24.20，与周围海水相比较，温度偏高 6℃，盐度偏高 0.50，密度偏低 1.60。也就是说，该涡旋具有高温、高盐、低密性质，为一个暖涡。

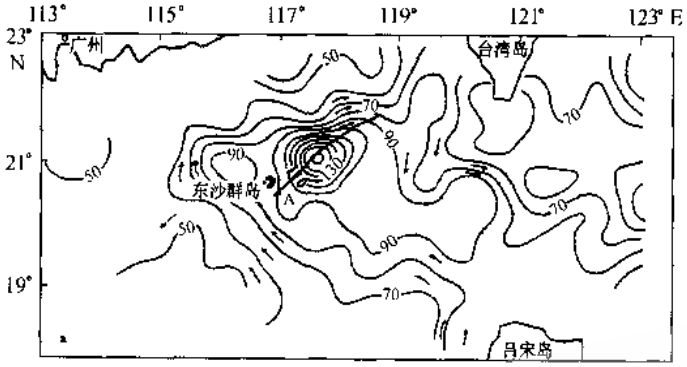


图 11.2.7　1994 年 8 月 28 日～9 月 10 日，南海东北部海域 σ_t = 23.0 等密度面上的深度（m）分布[23]

图中直线 A 表示穿越涡旋的 A 断面

在温度、盐度、密度垂直断面分布图（图 11.2.8）上，涡旋中心附近的温、盐、密等值线均向下凹陷，有的地方向下沉降了 150 m 左右。涡旋中心的海水性质，与黑潮锋区的大体相当，说明该涡旋可能来源于黑潮[43]。

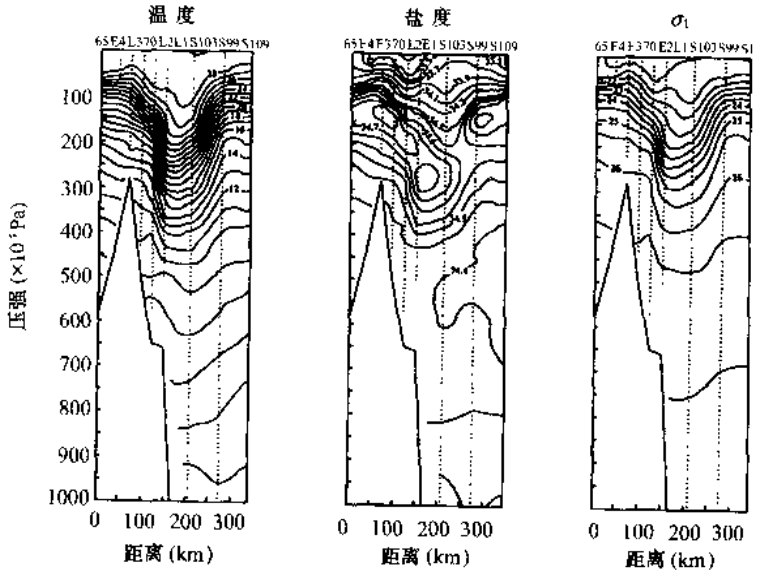


图 11.2.8　穿越反气旋式涡旋 A 断面上的温度（a）、盐度（b）、密度（c）分布（1994 年 9 月初）[43]

2. 南海暖流[129]

南海暖流是指在广东沿岸流的外缘，有一盐度高于33.00的暖水，自海南岛东南沿等深线走向流向东北的一支海流。它终年存在，即使在东北季风强盛的冬季，除表层受风的影响，流向可能偏南外，表层以下均流向东北。这支海流因其冬季水温较暖，故称“南海暖流”。该海流是在全国海洋普查期间，由管秉贤、陈上及发现和命名的。

南海暖流的主要特点是：（1）流向比较稳定，终年由西南流向东北。从图11.2.9和图11.2.10可知，就广东沿岸流外侧的实测余流和地转流分布而言，无论冬季还是夏季，主要流向为东北，其他季节也是如此。从层次来看，表层以下，从10 m层开始至深层，基本上流向东北。（2）流速较强，但存在着季节性差异。夏季较强，如上川岛东南实测最大流速为77 cm/s；碣石湾外为67 cm/s。冬季较弱，据地转流计算结果（图11.2.11），上川岛外不到30 cm/s，碣石湾外为25 cm/s左右。（3）由图11.2.11看出，南海暖流的流速结构呈V字形或U字形，强流出现在表层或近表层，为单核、单束带状结构。流层深度为300 m左右。在南海暖流的南侧，存在一支较强的西南向流。（4）图11.2.10表明，南海暖流的流轴，大致沿着200 m、300 m、400 m等深线的走向，由西南流向东北。这个位置，也正好是100 m层、200 m层上温度负梯度最强，同时也是海面相对于200×10^4 Pa的等动力高度线密集通过之处。文献[16]指出，南海暖流的流幅、流量变化，大体可以东沙群岛为界：东沙群岛以西，流幅较窄，最窄处仅28 km，最大流量约为4×10^6 m^3/s；东沙群岛以东，流幅较宽，约为130 km，最大流量为10×10^6 m^3/s。

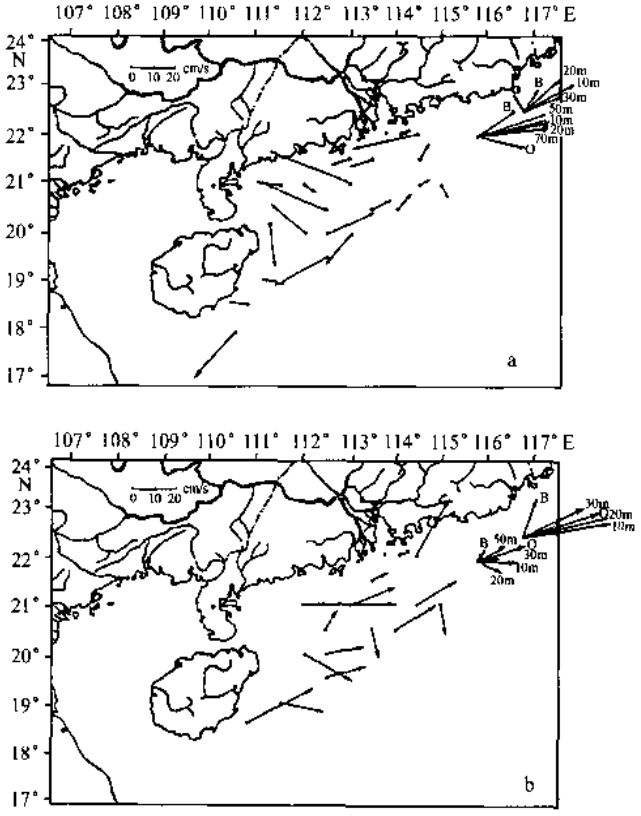


图11.2.9　1971～1973年间，南海北部冬季（a）、夏季（b）实测余流分布（10 m层）[129]

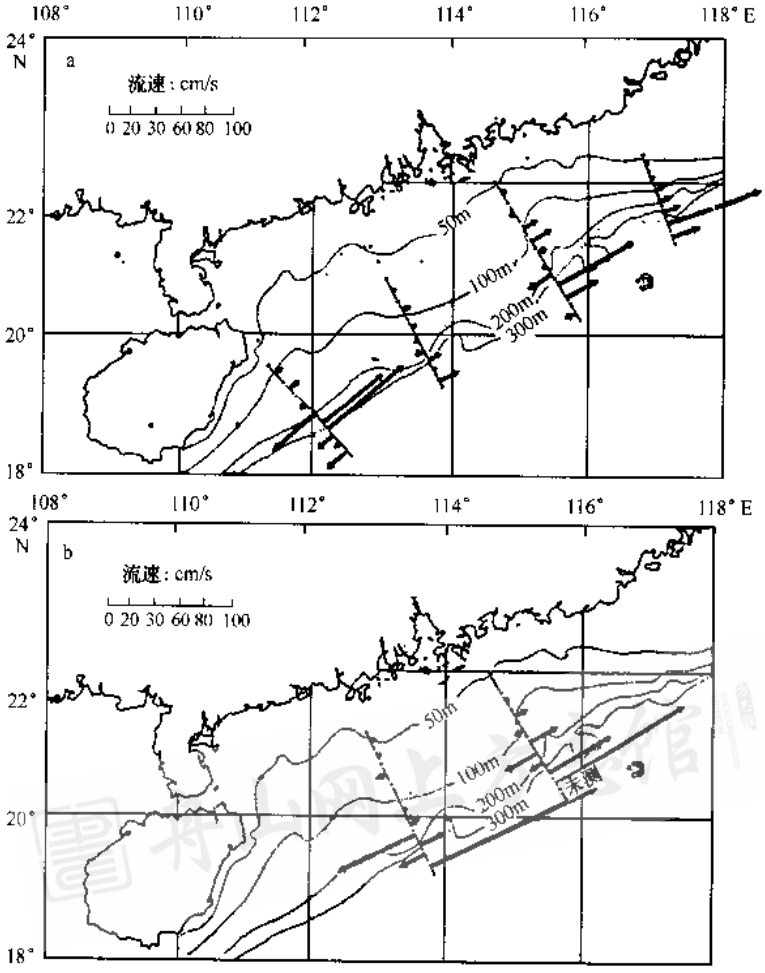


图 11.2.10　南海北部 10 m 层地转流速（cm/s）分布[129]

计算零面以相邻两站共有最深的观测层为零面，a：1968 年 1 月 6～14 日；

b：1966 年 11 月 24～25 日，12 月 5～6 日

3. 广东沿岸流[109]

广东沿岸流习惯上以珠江口为界，将其划分为粤东沿岸流和粤西沿岸流。冬季，在强劲的东北风作用下，粤东沿岸流流向西南，其东部与闽浙沿岸流相接；夏季，粤东沿岸流流向东北，并进入台湾海峡。冬季，粤东沿岸流流幅较窄，距岸仅 10～20 km。流速为 15～30 cm/s。夏季，粤东沿岸流受珠江冲淡水影响，流幅较宽，可达 130～150 km。粤西沿岸流基本上终年由东北流向西南，只有在强盛的西南季风持续期间，其表层才会出现东北向流。粤西沿岸流的流幅也是冬季窄、夏季宽。

4. 南沙群岛海域的环流

南沙群岛共有 230 余座岛、礁、滩、暗沙组成，海底地形极其复杂；海域面积宽广，南北长约 900 多 km，东西宽约 800 多 km；在盛行季风作用下，有其自身的环流特点。过去对南沙群岛海域的环流了解甚少，经过中国科学院南海海洋研究所对南沙群岛进行多年综合科学考察，相比多年平均的地转流场，对南沙海域的环流状况，有了进一步的认识。

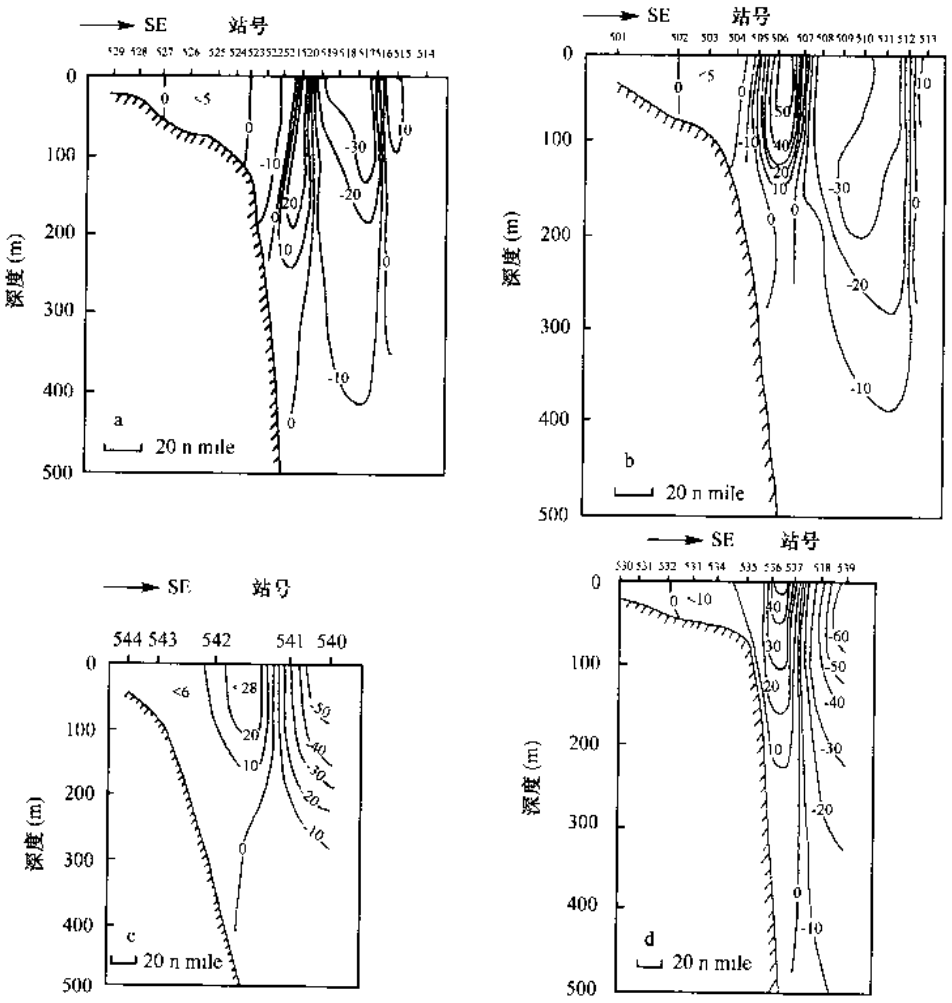


图 11.2.11　冬季广东沿岸几条东北～西南走向断面的地转流分布[6]

a：上川岛外；b：珠江口外；c：碣石湾外；d：汕头外。流速以 cm/s 表示，正值表示东北向流，负值表示西南向流；时间：1981 年 1 月、12 月和 1982 年 1～2 月

东北季风期间，南沙群岛海域上层环流如图 11.2.12a 所示，其西部，有一个海盆尺度的气旋式环流，东南部则有一个反气旋环流。这种流态形势，也反映在曲堂栋[167]的动力高度分布图上（图 11.2.2a）。

西南季风期间，南沙群岛上层环流被一个水平尺度约为 400 km 的反气旋式环流所控制，其北侧，有一向东且较强的射流。这种流态也反映在徐锡祯[99]的动力高度图上（图 11.2.1 b），并与王桂华[170]的卫星高度计资料所得的模态一致（图 11.2.6a）。

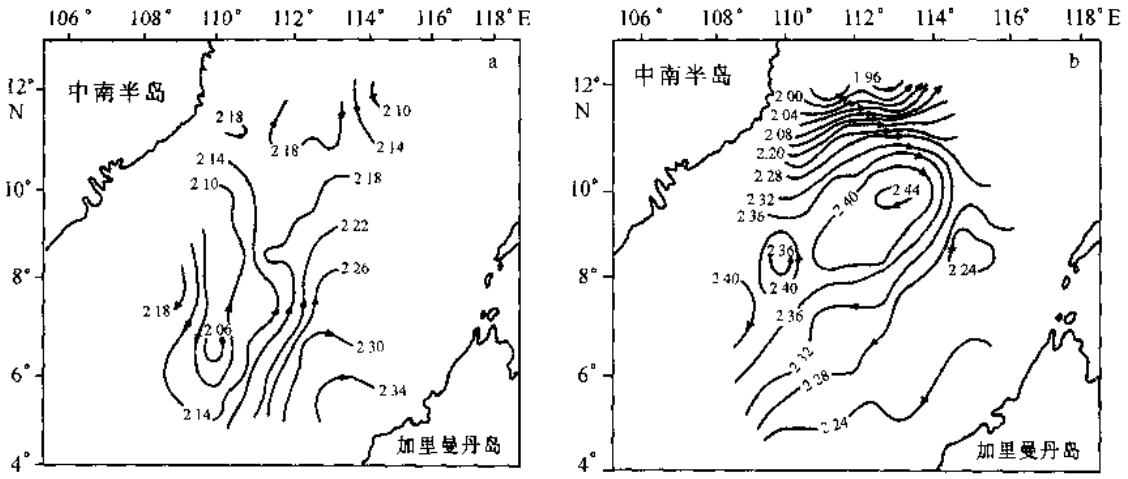


图 11.2.12　南海南部海域表层重力势偏差（$\times 10^2/s^2$）分布[16,85]

a：1993 年 12 月；b：1994 年 9 月；流速零面：$1\,500 \times 10^4 Pa$

第三节　上升流

上升流是一类重要的海洋现象，它通常是因表层水体辐散所致。这种上升运动将次表层水体带至表层或近表层，并被水平海流带出上升流区。沿岸上升流是上升流中最为常见的一种，一般是由于有利的风场或海流所诱导而成的。在南海，其北部陆架、越南东部沿岸和吕宋岛西北岸外海域，均为主要的上升流区，其中沿岸上升流主要发生在夏季。

根据已有的文献报道，南海沿岸主要的上升流分布如图 11.3.1 所示，它们是，闽南沿岸上升流、台湾浅滩渔场上升流、粤东沿岸上升流、粤西沿岸上升流、琼东沿岸上升流、越南归仁－芽庄－藩切沿岸上升流、吕宋西北岸外海域上升流等。

一、夏季南海北部陆架海域的上升流

夏季，南海北部盛行西南风，风向与广东、海南东岸岸线大致平行。在海底地形方面，南海北部陆架区的等深线分布也基本上与岸线平行。海南岛岸外陆架宽度约 100 km，粤西沿岸约 280 km，粤东沿岸约 200 km，汕头岸外为 150 km 左右。到了台湾海峡南部的台湾浅滩，大陆架一分为二：以北属东海大陆架，以南属南海大陆架。台湾浅滩南侧的陆架宽度为 70 ~ 120 km，等深线密集，并呈东北—西南走向。台湾浅滩东侧为水深达数百米的峡谷——澎湖水道；西侧为水深不足 50 m 的浅滩。南海北部的岸线、地形以及季风风场，对夏季沿岸上升流的形成提供了有利的条件。

南海北部沿岸的上升流属季节性上升流，是夏季南海北部陆架区的普遍现象。从 5 月下旬到 9 月上旬，南海北部盛行西南季风。在近岸海域，风向大致平行于海岸线。受风的 Ekman 输送作用，表层海水离岸流向外海，下层海水则由外海流向沿岸，并沿斜坡地形而爬升，以补偿近岸上层所流失的水体，从而产生了上升流。上升流出现在海南岛东岸和东北海域、湛江东南海域至珠江口一带。

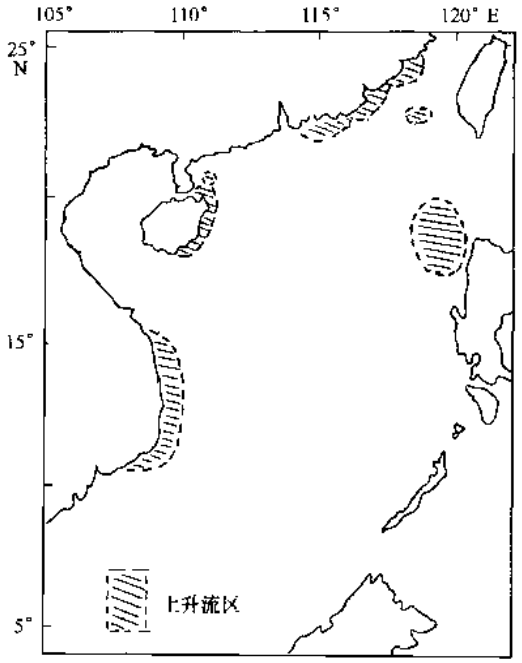


图 11.3.1　南海沿岸上升流区示意图

上升流的流速一般小于 10^{-3} cm/s 的量级，迄今还难以直接进行观测。目前，常以上升流区域内的海水理化特性，与其周围及较深层海水的差异来判别；或者根据质量守恒，从水平流速的辐散值进行估算而得。由于上升流将数百米深处的水体带至上层或近表层，因而上升流区域的海水一般呈现出低温、高盐、贫氧和高营养盐含量的特点。表 11.3.1 即为夏季粤东沿岸上升流区海水理化性质的举例。表中除显示上升流区的温盐特征外，还显示了表层溶解氧含量及磷的特征。

表 11.3.1　夏季粤东上升流区 20 m 以浅海域海水的理化特征[113]

层次	水温（℃）	盐度	溶解氧含量（$10^{-3}V/V$）	氧饱和度（%）	PO_4-P 含量（μmol/L）	SiO_3-Si 含量（μmol/L）
表层	23.28	33.47	4.38	89.3	0.64	
底层	21.66	34.46	3.33	66.3	1.59	
各层	22.13	34.19	3.72	74.6	1.10	
贫氧水	23.38	33.40	2.57	52.4	1.37	47.9

1. 粤东、粤西和琼东沿岸上升流

1964 年，管秉贤、陈上及根据 1959～1960 年间全国海洋综合调查资料，分析广东、海南沿岸的夏季上升流现象。指出在海南岛东岸（琼东）、雷州半岛以东海域（粤西）、广东汕头一带海域（粤东）存在三个上升流区，并认为夏季盛行西南风是其主要的驱动力。图 11.3.2 系根据国家海洋局南海北部调查资料，绘制的广东、海南近海 10 m 层水温及 20 m 层溶解氧含量及其标准差分布。由图可见，在海南岛东岸，18°30′～20°30′N，112°30′E 以西的 30 m 等深线以浅海域，夏季 10 m 层水温普遍偏低。并有两个低温区：一个在清澜和陵水之间的博鳌附近，呈半圆

状从岸边向外扩展。那里素有“夏季低温中心”之说，其原因是那里水深较浅，深层冷水受地形抬升影响，迅速接近表层的缘故。另一个在清澜以北的七洲列岛附近，其低中心水温比周围的低2℃左右。在广东沿岸，西起琼州海峡东口，东至珠江口西缘，再从香港附近至汕头以北沿岸，在这距岸100 km的范围内，均表现出低温和低氧的特征。其中：琼州海峡东口附近10 m层水温为26℃，比周围水温低2℃；汕头附近海域，10 m层水温为24℃，比周围水温低3℃。粤西沿岸上升流与粤东沿岸上升流的相同点是：（1）起因一样，都是侧向Ekman输送引起的；（2）跃层之下都有明显的低温区；（3）30 m层水温分布图上，距岸100 km范围内水温均低于24℃。两者的不同点是：粤西表层水温高，粤东的则低。粤西表层水温经常在30℃以上，看不出低温范围和低温特征；粤东表层水温普遍低于外海，最低温度出现在汕头附近，其值为25～26℃。表明粤东沿岸上升流比粤西的要强。

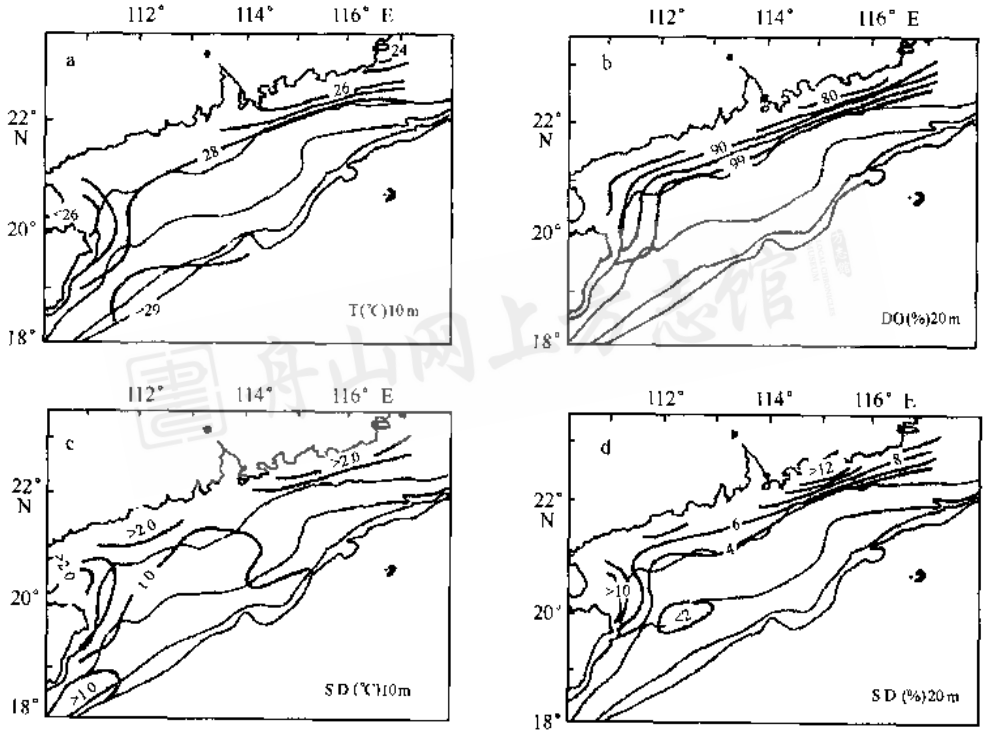


图11.3.2　南海北部陆架区夏季平均温度、溶解氧含量及其标准差分布[154]

a：10 m层；b：20 m层

上升流区除在水文、水化学要素平面图上呈现出低温、低氧等特征外，在温度、盐度等断面分布图上还呈现出等值线向上拱起（上凸）现象。这种上拱现象，暗示着海水沿岸坡由下向上涌升运动。涌升现象是上升流的重要标志之一，也是定性识别上升流的证据之一。从图11.3.3看出，1959年6月，海南岛东岸的19°N断面上，海水涌升大体从150 m深处开始，沿海底斜坡涌升至距海面10 m左右的水层。涌升区紧靠海岸，约距岸10～30 km的范围。1979年7月，粤东115°E断面上要素分布（图11.3.4）表明，夏季在西南风的作用下，粤东沿岸也有涌升现象存在。无论温度、盐度还是密度和溶解氧的等值线分布，均紧贴海底斜坡向岸抬升，将100 m左右深处的海水带至20～10 m水深附近。

琼东沿岸上升流自4月开始出现，6～8月最盛，9月减弱，10月以后消失。持续时间约半

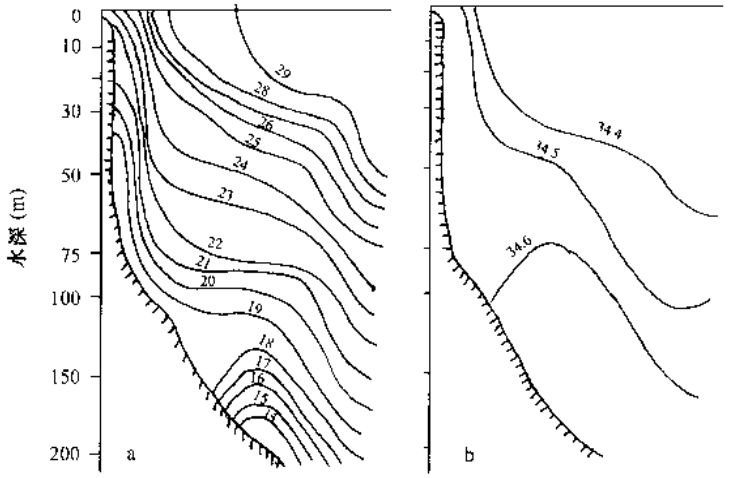


图 11.3.3　海南岛东岸 19°N 断面温度（℃）（a）、盐度（b）分布（1959 年 6 月）[19]

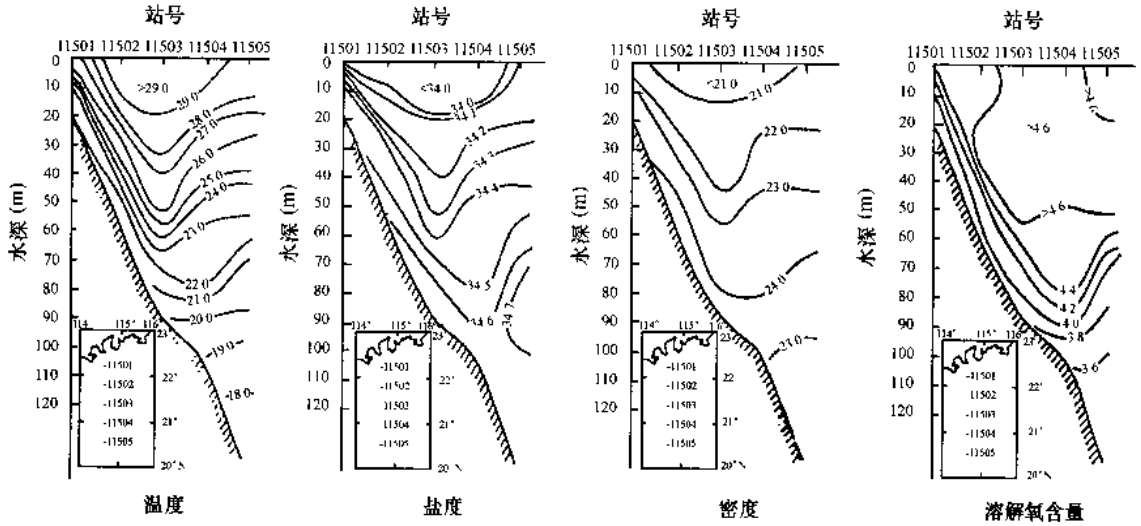


图 11.3.4　粤东 115°E 断面温度、盐度、密度及溶解氧含量分布（1979 年 7 月）[29]

年。该上升流除有明显的月际差异外，还有显著的年际差异。就 1959 年、1976 年、1977 年和 1978 年 4 年而言，以 1978 年琼东上升流较弱，出现时间也较短，仅存在于 6～7 月间，到 8 月便明显减弱。这里上升流强弱程度与西南季风的强弱有关。

2. 台湾海峡南部的上升流

台湾海峡南部的上升流，主要指厦门－汕头岸段与台湾浅滩一带的上升流而言。在闽南近岸与台湾浅滩附近海域，有多处上升流存在，这里主要叙述：闽南沿岸上升流和台湾浅滩南部上升流。

闽南沿岸上升流　夏季（6～8 月），闽南近岸从礼是列岛至广东甲子一带，近岸海域出现明显的低温、高盐现象，低温中心位于南澳岛－海门附近（图 11.3.5）。与周围的海水相比较，表层水温偏低 2～4℃，表层盐度偏高 0.50～1.50。在水化学要素方面，上述低温、高盐区海域，具有高营养盐和低溶解氧特征。此外，南澎列岛西南还稳定地出现浮游植物高密集区（$>10^8$ 个/m^3），初级生产力碳达 1.06g/（m^2·d）。这些都是上升流区的特征。

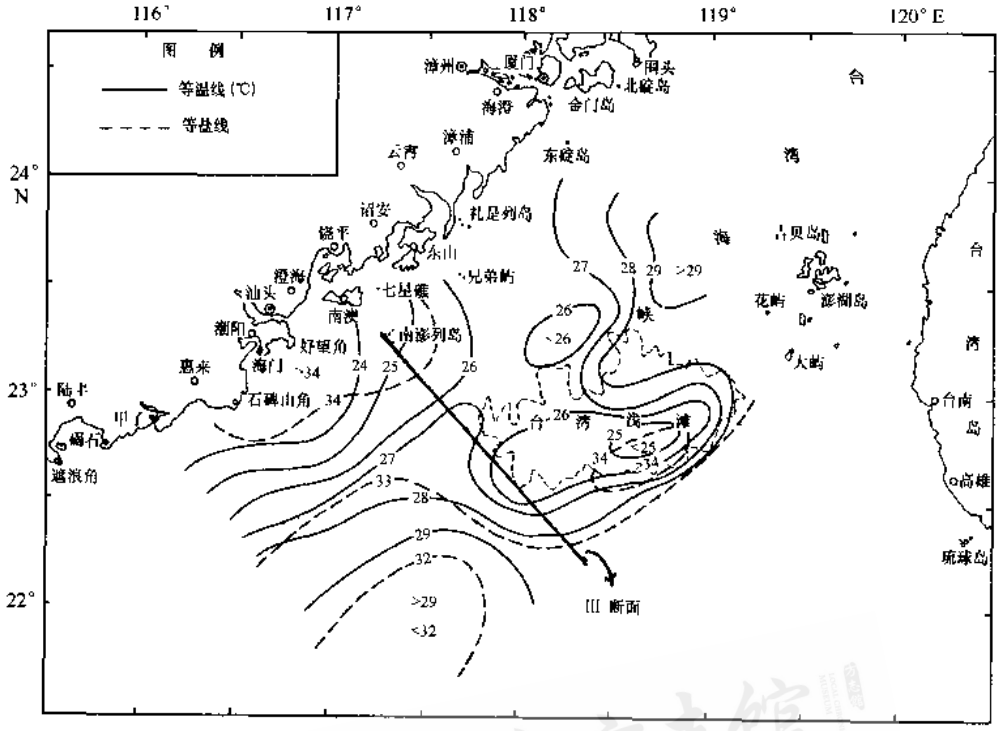


图 11.3.5　台湾海峡南部海域表层温度（℃）、盐度分布（1988 年 7 月）[110]

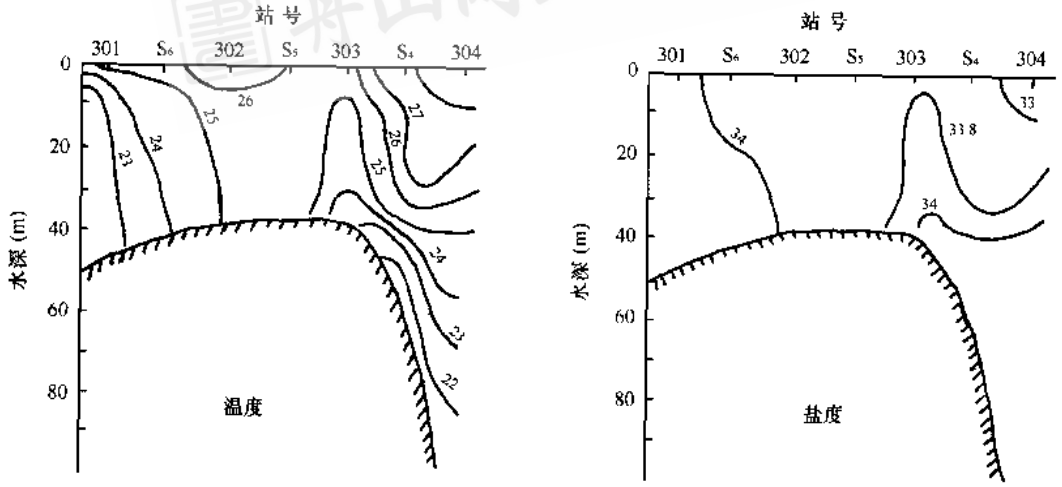


图 11.3.6　南澎列岛－台湾浅滩以南（Ⅲ）断面的温度（℃）、盐度分布[49]（1998 年 7 月），断面位置见图 11.3.5

图 11.3.5 中的Ⅲ断面呈西北－东南走向，它切割闽南沿岸上升流和台湾浅滩南部上升流的部分海域，反映了两支上升流在断面上的状况。大体以断面上的 S_5 站为界，向岸一侧为闽南沿岸上升流占据的区域；向海一侧，则为台湾浅滩南部上升流区。图 11.3.6 清晰表明，向岸一侧的水温度、盐度等值线均呈现出明显的上拱现象，导致近表层水温偏低，盐度升高。尤其是图中的 301 站、S_6 站附近最为明显，涌升现象最强。

台湾浅滩南部上升流　图 11.3.5 中表明，夏季在台湾浅滩南部，存在着一个闭合的椭圆状

的低温、高盐区。其长轴约120 km，短轴约60 km，闭合中心的温度、盐度分别为小于25℃和大于34.00。与周围海水比较，温度偏低3～4℃，盐度偏高2.00左右。在温度、盐度断面分布图（图11.3.6）上，即S_5站向海一侧，低温和高盐水舌均顺海底斜坡爬升，从80 m以深上升至10 m左右。根据“闽南－台湾浅滩渔场上升流区生态系研究”表明[78]，台湾浅滩南部上升流是终年存在的，它与闽南沿岸上升流不同，后者主要出现在夏季。

一般认为，闽南沿岸上升流是由夏季盛行的西南风所驱动的，其范围比较大，且稳定。但台湾浅滩南部上升流的成因尚无定论，有人提出是地形、海流和风的作用[78]，三者之间的关系如何尚不清楚。

二、夏季越南东岸海域的上升流

越南东岸10°～15°N之间，陆架很窄，200 m与50 m等深线相距仅30～40 km。在泵吸作用下，深层水容易上升至近岸得以补充而形成上升流。所以每年夏季，在越南的义平省、富庆省和顺海省沿岸，大致从归仁开始往南，经绥和、芽庄、金兰至藩切一带海域，是南海的另一个上升流区。该上升流区的低温特性，在多年平均的表层、10 m层、100 m层和150 m层（见图3.1.7和图11.1.5）上也都显示出来，尤其以20～50 m之间的水层最为明显。图11.3.7是根据世界海洋图集资料（2001年），以1°×1°网格的水温平均值绘制的。该图清晰地表明，受上升流的影响，在越南东岸约11°～14°N，112°E以西海域，存在一大片冷水，其水温低于28℃，比周围水温偏低1～2℃。这个低温区（上升流），明显地受季风的控制。以1998年为例，这年南海夏季风暴发时间为5月21～25日前后。根据在夏季风爆发之前的4月22～5月5日，进行的一个航次的调查结果表明[20]，在30 m层、100 m层温、盐分布图（略）上，越南东岸近海并没有明显的低温现象出现；相反，在越南东岸近海出现一个高温水块。在南海西南季风爆发之后的6月12～7月6日期间，进行的另一次调查表明，在30 m层和100 m层的温度、盐度分布图上，越南的归仁至芽庄一带以东海域，出现一个闭合的低温、高盐区。其值分别为28.5℃和34.10，与周围海水相比，温度偏低1～2℃，盐度偏高0.30～0.50。不过这个闭合低温、高盐区，并不在越南沿岸，而是偏东在海上约距岸200 km。

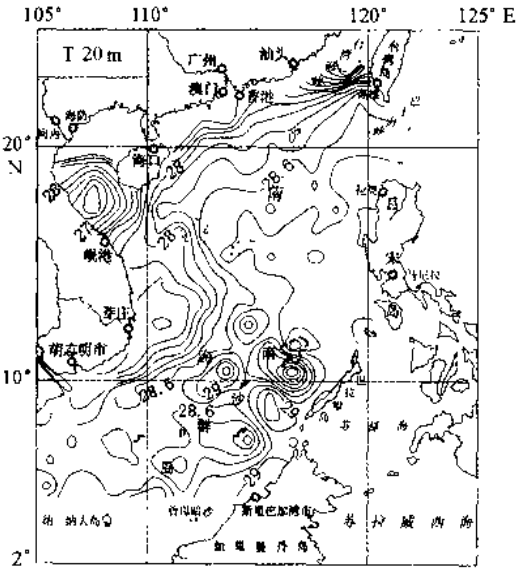


图11.3.7　夏季南海20 m层水温（℃）分布

到了秋季，越南东岸近海的冷水块依然存在。这不仅在150 m层的多年平均水温分布图（图11.1.6）上清晰可见，而且在1998年11月25日～12月29日的南海调查结果中明显显示出来。在越南富庆省以东，为一片低温区，低温中心位于14°N，112°E附近，最低温度为17℃（100 m层），比同纬度的东部海域低8℃之多。由此看出，越南东岸的上升流，不仅夏季存在，秋季也可能存在。

图11.3.7的另一个显目之处是：在北部湾南部湾口西侧的越南沿岸，大致在河静至顺化一带，也存在一个低温区。水温在27℃以下，比周围水温偏低1～2℃，低温中心位于洞海附近。

这个低温区，在以往的文献中并无记载，它是不是由于上升流所致，还有待进一步证实。

图 11.3.7 的第三个显目之处是，从宏观上看，越南以东的低温区，似乎与我国华南沿岸的低温区（如琼东沿岸上升流区、粤东沿岸上升流区、台湾浅滩南部上升流区）相连。这或许暗示南海北部上升流和越南沿岸上升流，可能同是由西南季风驱动的一个尺度较大的上升流系。

三、冬季吕宋西北海域的上升流

早在 1978 年，日本海洋资料中心编绘的海洋环境图集[178]中，冬季 100 m 层的水温分布图上，吕宋岛西北海域存在一个闭合的低温区（冷水块），低温区的范围：16°～19°N，117°～120°E，约 3°×3°经纬距。冷中心温度（100 m 层）低于 18℃，比周围温度低 4℃ 左右。该冷水块在 200 m层水温图上仍清晰可见。但这一重要现象并未引起人们的重视。

1996 年，Shaw 等[161]指出，冬季（10 月至翌年 1 月），吕宋岛西北近海存在一个强上升流区，位于 16°～19°N，117°～119°E 之间。宽度为 100 km，低氧海水的上升运动在 300 m 深处仍可识别。也就是说，冬季吕宋岛西北海域的低温区（有的文献称吕宋冷涡[71]），是由于上升流所致。关于吕宋西北海域的低温区分布，参见图 3.1.3b。

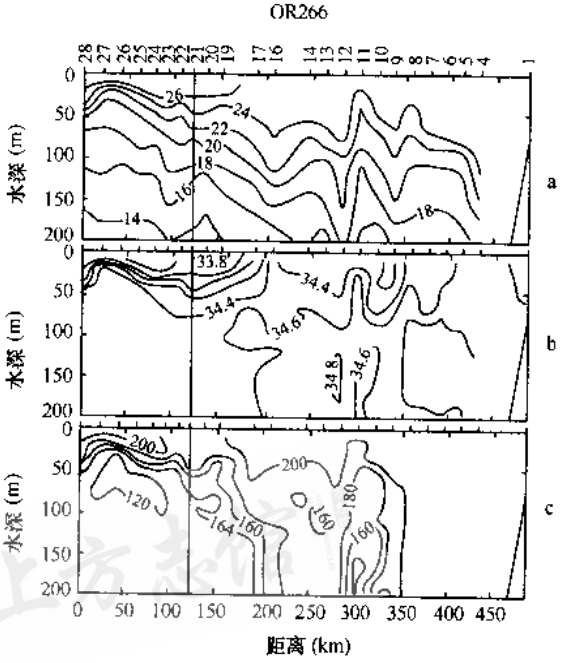


图 11.3.8　吕宋岛西北海域 0～200 m 层势温（℃）（a）盐度；（b）和溶解氧 μmol/L；（c）断面分布（1990 年 12 月）[16]。

在图 11.3.8 中，1～21 号站是沿 120.7°E 自北向南经向分布。21 号站位于吕宋岛岸边。21～28 号站是沿 18.6°N 自东向西纬向分布。由图看出，在吕宋海峡南端的 21 号站附近，出现低温、低氧水的涌升现象。涌升水体的盐度在34.40～34.60 之间，溶解氧含量在 120～140 μmol/L 之间，垂向比较均匀，其中心位置在 27 号站附近，距岸约 100 km。

冬季南海盛行东北季风，它所带来的表层海水离岸 Ekman 输送，有利于南海东部沿岸上升流的发育。然而，有人（如 Shaw 等[161]）认为，吕宋岛西北外海的上升流形成原因，并不是局地风场，而是海盆尺度环流强迫作用的结果。上升流依靠上层的离岸 Ekman 输送和向北辐聚的下层潜流得以维持。也就是说，南海沿岸的上升流，可能是南海海洋对海盆尺度风场变化的一种季节性动力的响应。

第四节　吕宋海峡的水交换

南海四周有众多的海峡与东海（台湾海峡）、西北太平洋（吕宋海峡）、苏禄海（民都洛海峡、巴拉巴克海峡）、爪哇海（卡里马塔海峡、加斯帕海峡）、安达曼海（马六甲海峡）沟通。其中：台湾海峡、卡里马塔海峡、加斯帕海峡的海槛深度皆在 100 m 以内。民都洛海峡、巴拉巴克海峡的海槛深度分别为 420 m 和 100 m 左右，但苏禄海往南通道的海槛深度仅 200 m 左右。只

有吕宋海峡（见图 11.4.1），西接南海，东邻西北太平洋，是南海与西北太平洋直接沟通的惟一通道。海槛深度为 2 200 ~ 2 400 m。黑潮在北上的流动过程中，流经吕宋海峡东口，那里像一个豁口[31]，黑潮失去了西边界陆坡的支持与依托，从而发生摆动或变异。西北太平洋与南海的水交换，主要通过吕宋海峡进行的，受黑潮水的影响至关重大。

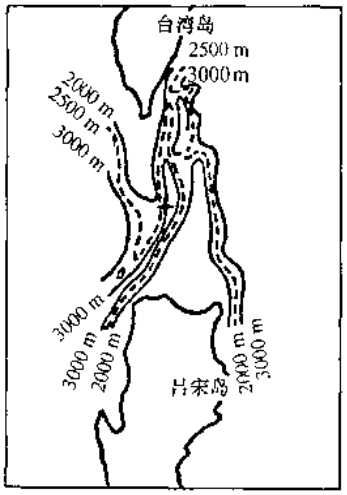


图 11.4.1　吕宋海峡附近的水深（m）分布[158]

一、吕宋海峡简况

吕宋海峡位于我国台湾岛与菲律宾吕宋岛之间，跨越 3 个多纬距，海峡呈东西走向，南北宽约 380 km，平均水深 1 400 m 左右。它由巴士海峡（北部）、巴林塘海峡（中部）、巴布延海峡（南部）3 个海峡及其水道组成。其中，巴士海峡南北平均宽约 185 km，最窄处仅 95 km，大部分水深在 2 000 ~ 4 500 m 之间，最大水深约 5 000 m。巴林塘海峡南北宽约 82 km，大部分水深在 700 ~ 2 000 m 之间，最大水深 2 887 m。巴布延海峡东西长约 217 km，南北宽约 40 km，大部分水深在 200 ~ 900 m 之间，最大水深 1 013 m。吕宋海峡的海底地形十分复杂，起伏变化大。但总的地形特点有二：（1）海底地势由北向南逐渐上升，北深南浅；（2）海峡中有 3 个海槽和海脊，它们分别分布在巴士海峡、巴林塘海峡和巴布延海峡内。

二、吕宋海峡的水交换

由于直接进行海流观测存在许多困难，故吕宋海峡的水交换问题，主要是依赖于根据温度、盐度资料，进行水文分析而估算，或者进行动力计算，或者运用数值模拟等方法而获得。又因吕宋海峡的流况十分复杂，各个作者所得水交换结果不仅不同，有的差异较大，至今没有定论。

1. 应用温度、盐度资料，进行动力高度差分析[4]

早在 1961 年，Wyrtki[171] 根据当时有限的温度、盐度资料，计算了吕宋海峡南、北两站的动力高度差的垂直分布（图 11.4.2）。该图表明，冬季，太平洋上层海水经吕宋海峡流入南海。而在 300 ~ 900 m 水层中，海流的方向与上层的相反，南海水流入太平洋，最大流速出现在 500 m 左右的深处。深层流的厚度虽大，但因流速小，其流量比上层的小，所以冬季仍是太平洋水流入南海。夏季，流速的垂直分布与冬季的相反，南海水流向太平洋。而太平洋中层水（400 ~ 900 m）却潜入南海，上、下层流量比较，仍以上层的较大，所以夏季是南海水流向太平洋。同时，Wyrtki 还给出太平洋水经吕宋海峡而输入南海的流量为 $2.5 \times 10^6 \sim 3.0 \times 10^6$ m^3/s 之间。

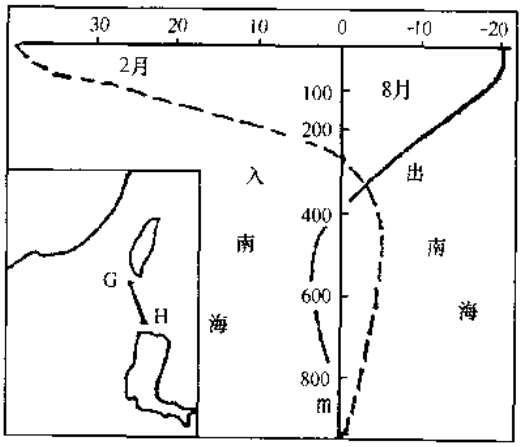


图 11.4.2　吕宋海峡 G、H 两站动力高度差的垂直分布[4,171]

2. 应用温度、盐度资料，进行动力计算

很多学者，如 Nitani（二谷颖男）[158]、朱祖

佑[⑨]、黄企洲[107]、郭忠信等[87]、许建平等[22,23]、刘秦玉等[31]、曲堂栋[167]、Wang 等[⑮]、Liu 等[⑫]、Metzger 等[⑬]皆对吕宋海峡的海流与水交换进行过动力计算。图 11.4.3 系二谷颖男、黄企洲计算的吕宋海峡同一断面、同一时间的地转流结构。由图看出，尽管 a、b 两图在细节上存在着差异，但在整体趋势上，两者是基本一致的。即在 1966 年 7 月，吕宋海峡的海流是东向流（由南海进入太平洋）、西向流（由太平洋进入南海）交替出现的，西向流最大流速为 98 cm/s，东向流最大流速为 85 cm/s。这种东、西向流相间或间隔分布的格局，在其他许多年、月都发生过，如 1965 年 8 月、9 月、10 月[107]，1966 年月 1 月、4 月[107]，1967 年 2 月、9 月[107]，1990 年 12 月[31]，1991 年 11 月[31]，1992 年 3 月[22]、11 月[31]以及 1994 年 8～9 月[23]，吕宋海峡经向断面上的地转流速结构也都是这样。图 11.4.4 为“海研一号”调查船用 ADCP 测得的巴士海峡的流速分布，其结果与上述的相同，只不过 ADCP 所得的流速，比地转流计算的要大。以上这些事实表明，该海峡的海流出现东、西向流是经常的，比较普遍，几乎四季皆有。纬向流的出现，标志着南海水和西北太平洋水发生水交换。这种水交换，黑潮起着重要的作用。但黑潮以什么方式或形式担当此角色，目前还不清楚。

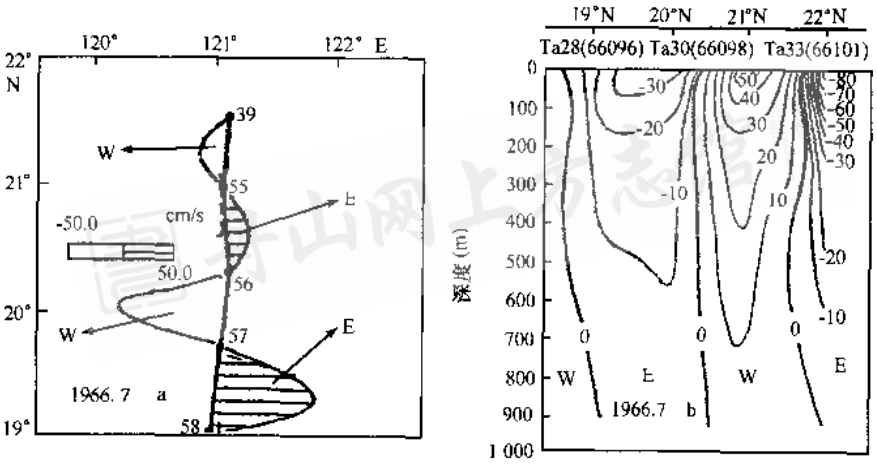


图 11.4.3　吕宋海峡 120°10′E 经向断面上的地转流分布[107,158]

图中：W：西向流，正号；E：东向流，负号；动力计算零面：1200 m

刘秦玉等[31,32]根据 20 世纪 90 年代在吕宋海峡的调查资料，进行地转流计算，结果表明：计算的各航次都有纬向流存在，流入和流出的纬向流深度大致为 500 m。其中，200 m 以浅水层，流速较强，最大达 80 cm/s；500 m 以深水层，流速较弱，一般在 10 cm/s 以下。由太平洋进入吕宋海峡的西向流的入口处，主要位于海峡的中部；而由南海流出吕宋海峡的东向流的出口处，主要位于海峡的北部（图 11.4.4）。同时，刘秦玉等[31]还计算了吕宋海峡上层各月的纬向流量值，向西输送（流入海峡）的流量平均为 10.2×10^6 m^3/s，面流出海峡（向东输送）的流量平均为 5.0×10 m^3/s，即流入的比流出的大 1 倍左右。当东北季风盛行时，流入海峡的流量远大于流出海峡的流量，两者之差可达 8×10^6 m^3/s；而在其他季节，两者差为 3×10^6 m^3/s，说明东北季风盛行时，会有较多的海水从南海南部其他海峡流出南海。

3. 运用水文资料分析，对水交换进行粗略估计

1992 年 3 月和 1994 年 8～9 月间，台湾海峡两岸海洋学家对南海东北部海域开展了两次规模较

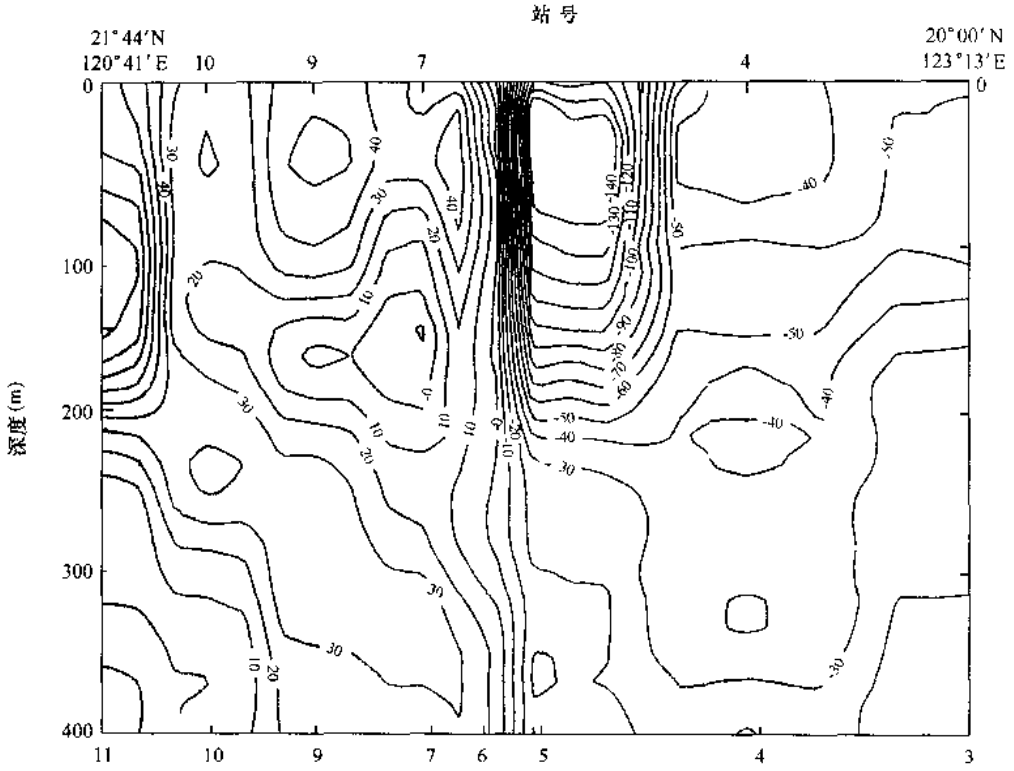


图 11.4.4　冬季巴士海峡断面流速分布（转引自陈镇东[4]）。
图中：正号表示东向流（流出南海），负号表示西向流（流入南海）

大的海洋调查。图 11.4.5 和图 11.4.6 分别表示调查期间部分层次的流场结构和温度、盐度分布。文献［23］分别用 $\sigma_t=23.0$、$\sigma_t=25.0$ 和 $\sigma_t=26.75$ 三个等密度面来探讨表层、次表层和中层海水的流动。这里以次表层海水流动作为例子，相应的温度、盐度分布取 150 m 层和 200 m 层为代表。

从图 11.4.5a 看出，1992 年 3 月（冬末）的流场特点是：（1）在吕宋海峡北部、台湾岛的西南海域，出现一个反气旋式弯曲的流动；（2）在吕宋岛西北海域，存在一个尺度较大的气旋式涡旋；（3）在东沙群岛的西南海域，出现一个反气旋式涡旋；（4）在吕宋海峡的中部，确实有西向流越过吕宋海峡面进入南海，它沿着海峡北部那个反气旋式涡旋的边缘流动，其向西入侵的势力很弱，约西伸至 118°E 附近。作为吕宋岛西北海域那个气旋式涡旋的一部分，出现一支由南向北的海水流动，南海中部的海水也被携带到这里。当它在吕宋海峡中部与黑潮水汇合时，必然与黑潮水混合，约在 20°～21°N 附近折西进入南海，然后再与东沙群岛西南的反气旋式涡旋东侧汇合而南流。从温、盐图解和断面图（图略）看出，在吕宋海峡西向流所带的水体，既有黑潮水的特性，又具有北上南海水的性质，系南海水和黑潮水混合的南海再循环水[22]。

1994 年 8～9 月间（夏末）的流场结构（图 11.4.5b）与上述的不同，主要表现在：（1）吕宋海峡的东北海域，分别出现一个反气旋式和气旋式的涡旋，黑潮基本上沿这两个涡旋的西边界北上，没有明显分支侵入南海，即使有也很有限。（2）在吕宋海峡西北，即台湾岛西南海域，存在一个气旋式的涡旋，其尺度较小。（3）在东沙群岛的东北侧，出现一个较强的反气旋式的涡旋（暖涡）。该涡旋的特点，已在本章第二节中记述过了（图 11.2.7），此处不再赘述。（4）在东沙群岛的西南海域，也出现一个气旋式涡旋。纵观图 11.4.5b 看出，由吕宋岛西岸北上的一

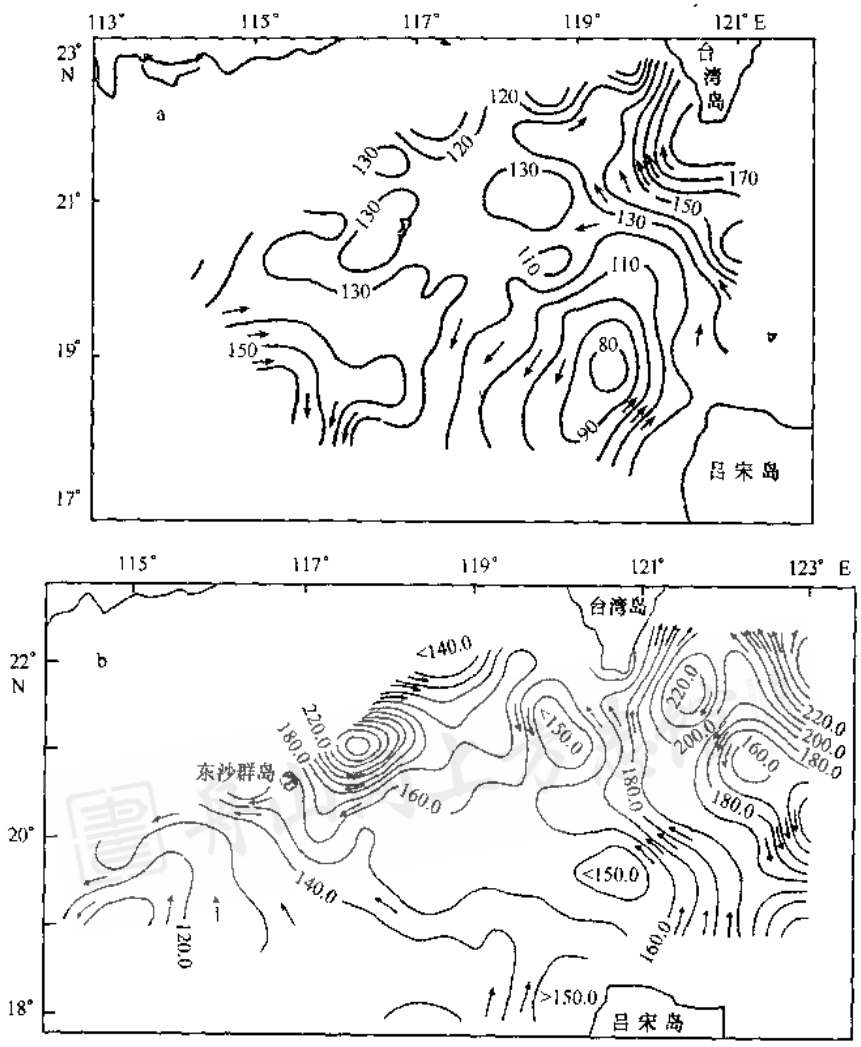


图 11.4.5　南海东北部海域等密度面上的深度（m）分布[22,23]

a：1992 年 3 月 8 日至 27 日；b：1994 年 8 月 28 日至 9 月 10 日

支海水海动，基本上在吕宋海峡中部与黑潮水汇合，然后转向西北进入台湾西南海域，最后再折南，基本上也呈现为南海水与黑潮水混合的南海再循环水的特点。

上述的流场结构，与温度、盐度分布相对照（图 11.4.6），基本上是匹配的。反气旋式涡旋对应的是高温暖涡，气旋式涡旋对应的是低温冷涡。图 11.4.5 和图 11.4.6 尽管表明两次调查的海况虽有不同，但其共同点是，黑潮水穿过吕宋海峡进入南海的势力很弱，大体在 118°E 以东海域，即台湾的西南海域。

图 11.4.7 为 1965 年夏季 19°30′N 纬向断面上的温度、盐度分布。该断面西起南海东北部，横穿巴林塘海峡，东至西北太平洋 127°E 附近。显示了 3 个海域的温度、盐特性。由图（图 11.4.7a）可见，在 121°～123°E 之间，等温线出现显著的向右倾斜，倾斜的影响程度达 600 m 左右的深处。这个等温线显著倾斜之处，即为黑潮的流轴或黑潮的强流带，它位于吕宋海峡附近。在 121°E 以西海域，即南海的东北部，出现很强的温跃层，温跃层的最大强度达 0.08℃/m[158]。123°E 以东海域便是太平洋了，这里温跃层明显减弱且下沉，上均匀层增厚。在盐度分布图（图 11.4.7b）

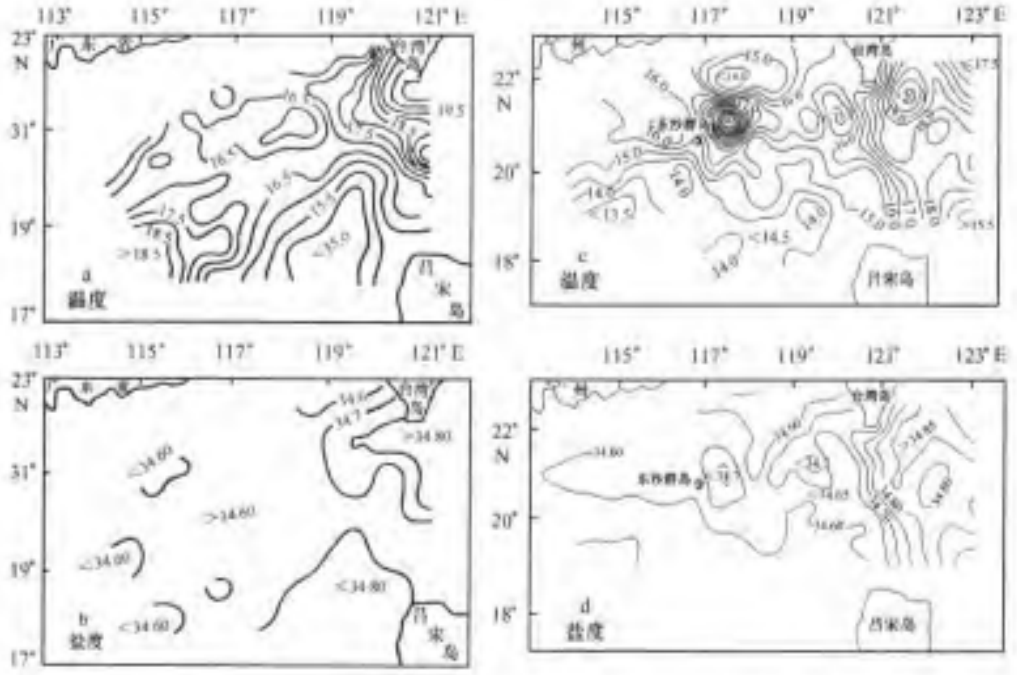


图 11.4.6　南海东北部海域 150 m 层（a、b）和 200 m 层（c、d）温度、盐度分布[22,23]

a、b：1992 年 3 月 8 至 27 日；c、d：1994 年 8 月 28 日至 9 月 10 日

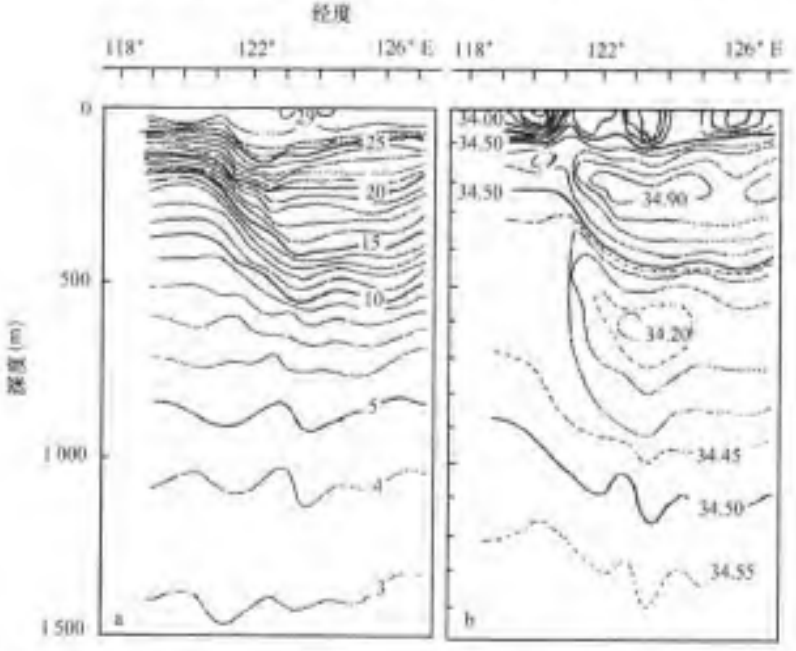


图 11.4.7　1965 年 8 月，沿 19°30′N 纬向断面上的温度（℃）（a）、盐（b）度分布[159]

上有三个特点：（1）122°E 以东海域的海水存在 4 个水团：太平洋表层水、太平洋次表层水（盐度高于 34.90）、太平洋中层水（盐度低于 34.20）、太平洋深层水。这种特征与南海的水团十分相似（图 11.1.8 和图 11.1.17），只不过在次表层水中，南海的高盐特征比太平洋的低；而在中

层水，南海的低盐特性比太平洋的要高。到了 1 000 m 以下，两者的盐度才趋于接近。（2）断面上的高、低盐水，在 122°E 附近突然向西上升，标志着那里就是黑潮的位置。（3）太平洋次表层水和中层水，向西分别伸展到 120°E 和 121°E 附近。

由于吕宋海峡的海槛深度为 2 200 ~ 2 400 m，它将阻碍西太平洋底层水直接进入南海。但根据 $T-S$ 图解分析表明，南海的底层水来源于西太平洋深层水。因此，一般认为，南海深海盆的深、底层水，是西太平洋的深层水经吕宋海峡进入南海的，然后再下沉而形成南海深、底层水[④]。从水文分析和直接测流结果的估算表明，西太平洋深层水经吕宋海峡进入南海的流量，分别为 0.78×10^6 m^3/s 和 1.2×10^6 m^3/s。基于这种估计，南海深层水的更新时间，Gong 等[⑨]认为是 40 ~ 115 a；韩舞鹰等[⑤]的计算，南海 2 000 m 以下的深层水滞留时间为 76 年；而方国洪等[②]的估算，南海水更新的时间尺度为 40 ± 15 a。由此看来，南海深层水的更新时间，至少需要 40 ~ 50 a。

另外，南海内部具有强烈的涌升和混合，如吕宋西北的冷水区，越南富庆以东的冷水区以及南海北部陆架上升流区等。上升流是南海重要的中尺度海洋现象。如果把东沙群岛、西沙群岛、中沙群岛和南沙群岛的周边上升流区也估算在内，那么南海的上升流区面积约占南海总面积的 1/15。

用稀有元素的垂向分布去追踪水团的性质，发现南海深层水与 2 900 m 深度以下的南海底层水分离，深层水涌升在中层形成一支反向流[①]。也就是说，南海的深层水涌升到中层水的水层，最后通过吕宋海峡的北部输出而进入西太平洋（图 11.4.8）。

西太平洋海水进入南海的净流量，主要是在 600 m 以内的海洋上层，它包括盐度值最小的海水[⑩]。考虑到质量平衡，经吕宋海峡进入南海的净流量为 $4.2\times10^6\sim5.0\times10^6$ m^3/s。而流出的流量分配大体上是：向北经台湾海峡输出的流量为 2.0×10^6 m^3/s[⑧]；向东南由南海往苏禄海输送的流量为 2.2×10^6 m^3/s[⑭]或 3.0×10^6 m^3/s[⑬]。在南海的南部巽他陆架区，由于海槛深度太浅，故通过卡里马塔海峡的年平均流量不重要，可以忽略不计[⑬]。

综合以上的记述，可以把吕宋海峡的水交换示意模式，勾绘成如图 11.4.9 所示。其中：西太平洋净流入量用空心箭头表示，它主要在海洋的上层。其入口处主要在吕宋海峡的中部，少量的也可在海峡的南部流入。西太平洋深层水流入主要在吕宋海峡的中部，而南海中层水的流出主要在吕宋海峡的北部。

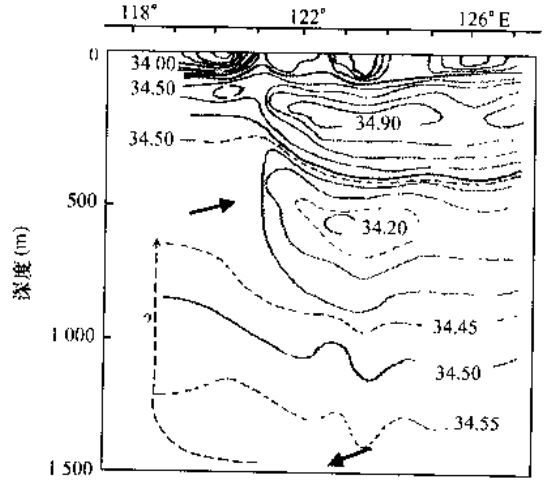


图 11.4.8　南海深层水的再生示意图（苏纪兰提供）

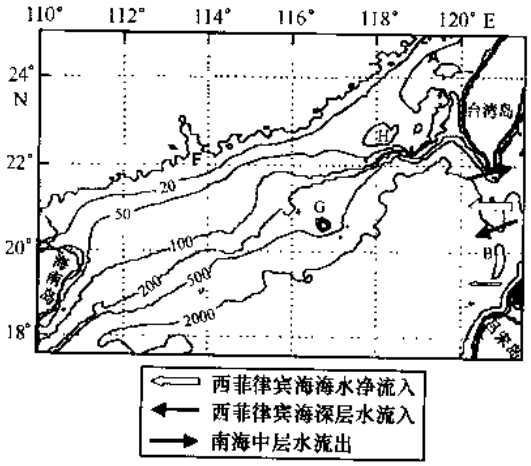


图 11.4.9　吕宋海峡水交换示意图（苏纪兰提供）

西太平洋水以什么方式，经吕宋海峡进入南海，这个问题至今尚不清楚。早期的研究认为，黑潮有直接的分支进入南海，并有“黑潮南海分支”之说[6]。但迄今为止，还没有充分的证据来证实这一说法。嗣后，有人[41]提出黑潮以流套的形式进入南海，但从历史资料来看，黑潮水仅在118°E以东的台湾西南海域出现，还难以说明流套的问题，有些年份黑潮在吕宋海峡西口出现“小弯曲”，可能是黑潮锋面不稳定的缘故。

同样，南海水又以什么方式经吕宋海峡而输入西太平洋？也没有公认的答案。Wyrtki[171]认为是季风的作用，夏季西南季风将南海上层水输送到西太平洋。Gong等⑨通过化学特征分析，认为盐度极小层与1 500 m之间可能是南海水输出的主要途径。

第五节　北部湾的水文特征与环流

北部湾为一向西凸出、湾口朝南的半封闭性浅海，最大水深不足100 m，湾内海底地形由西北向东南下降。该湾位于亚洲季风区域内，冬季多东北风，常有寒潮、低温、阴雨和东北大风天气；夏季多西南风，气温高、湿度大、伴有闷热天气和对流性天气，并遭有热带气旋侵袭；春、秋季风向多变。5～10月为雨季，11月至翌年2月为干季，2～4月出现海雾和濛雨天气。这些自然条件对北部湾的水文特征有一定的影响，也使北部湾的环流具有自身的变化特点。

一、北部湾的水文特征

1. 水温分布与变化

这里仍以2月、5月、8月和11月，分别作为北部湾海洋水文的四季代表月，来说明北部湾四季水温和盐度的分布特点（图11.5.1）。

冬季　太阳辐射最弱，此时正值东北季风盛行，风速强而风向稳定，垂向混合强，北部湾的水温最低，表、底水温分布趋势一致，水温在16～23℃之间。其中：湾北为16～19℃，沿岸浅水区低于16℃，中部为19～21℃，南部为22～23℃，南部湾口附近高于23℃。等温线分布基本与等深线分布一致。近岸水温低，远岸水温高，北部低于南部，从南部湾口有一个明显的高温水舌伸入北部湾，水舌前锋可达湾北。湾北因水浅，受陆地影响较大，水温最低。另外，在北海—拜子龙群岛一带，有一呈东北向西南伸的低温区，温度低于16℃。低温区走向与东北季风方向一致，表明东北季风有一定影响。

春季　表层水温迅速增温，底层增温较慢，从而出现明显的分层现象。此时，表层水温分布比较均匀，一般在26～28℃之间，地区差异小。湾北因水浅，增温最快，表层水温为28℃，近岸高于28℃，为全湾水温最高的地区。中部和南部海域，水温无地区差异，均在27℃左右。惟有西岸的海防、红河口一带，出现一个低于26℃的低温区，这可能与河川径流增大有关。在底层，湾内几乎被一低温水所控制，中部出现一个闭合的冷水块，位于白龙尾岛东侧，本书暂定名为“北部湾冷水团”。冷水团的中心温度低于21℃，比周围温度低3～4℃，这个冷水团的位置各月略有变动。该冷水团与南部湾口的底层冷水并不沟通，而是独立存在的，它是在北部湾有利地形条件下当地形成的。南部湾口附近，仍有外海深层冷水以舌状形式伸入的趋势，但势力较弱，低温水舌为23℃左右。

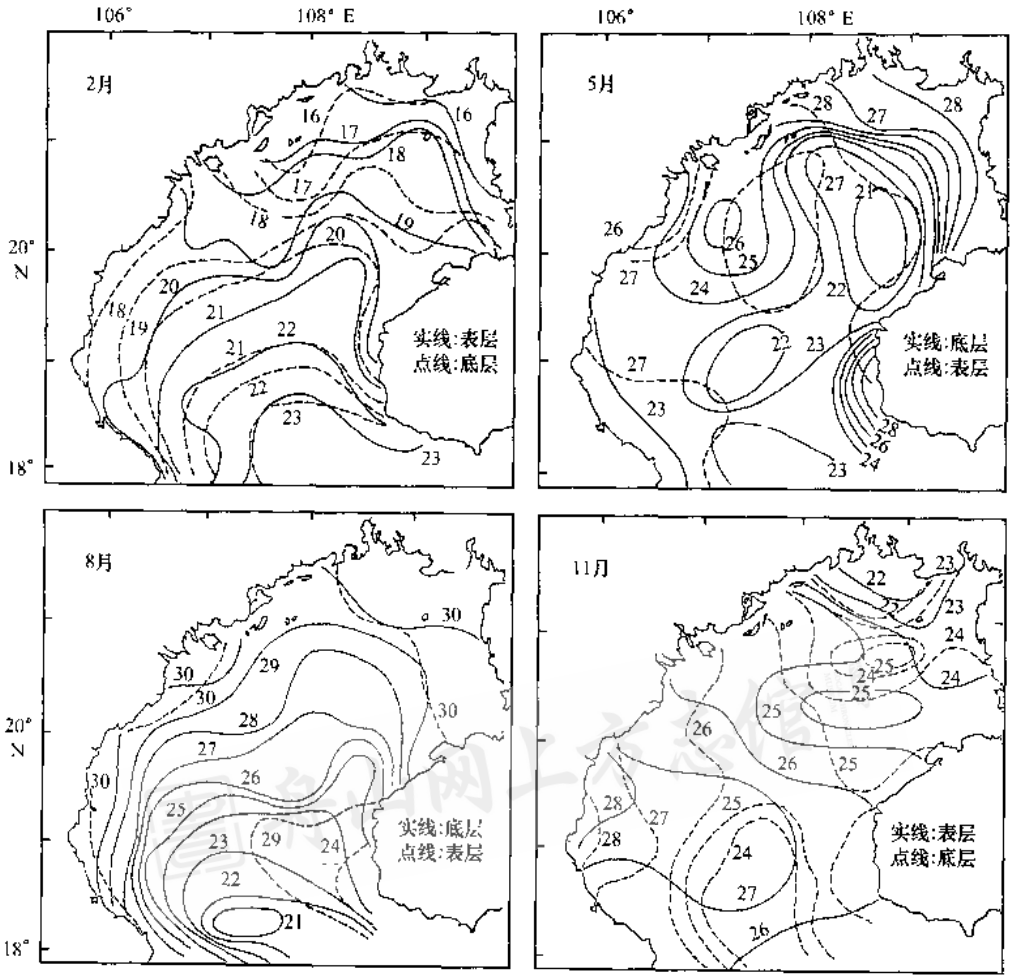


图 11.5.1　北部湾四季代表月的水温（℃）分布（多年平均）[1]

夏季　太阳辐射最强，水温最高。表层水温一般在 30℃左右，等温线分布极为稀疏，温度水平梯度不明显，规律性差。北岸、西岸浅水区水温超过 30℃，惟有莺歌海近岸，水温比较低，约 28 ~ 29℃。总的趋势是：四周高，中央低。底层水温分布与春季的不同，有些像冬季底层水温的面貌。外海深层冷水舌从南部湾口向北伸，一直可伸至 20°30′N 附近，温度由南向北和自湾的中央向沿岸递增。此时，南部湾口底层水温低于 21℃，中央区底层水温为 23 ~ 28℃，而沿岸附近底层水温达 30℃左右。春季出现的北部湾冷水团，此时在多年平均图上不太明显。

秋季　表层水温降为 22 ~ 27℃。其中：湾北降温较快，为 22 ~ 24℃；中部和南部表层水温为 25 ~ 27℃；惟有西岸的清化至茅市附近，水温仍比较高，保持在 28℃左右。秋季表层水温分布趋势为南高、北低的形势，等温线分布呈纬向分布，降温过程显得北部快而南部缓慢。底层水温的分布趋势与表层大同小异。不同的是：南部，底层水温仍有外海低温水伸入的残余存在，其前锋伸至 19°N 附近，比夏季的南退了许多。

1）引自国家海洋局第一海洋研究所、中国科学院海洋研究所，南海西部石油公司. 1994. 北部湾海洋水文气象图集.

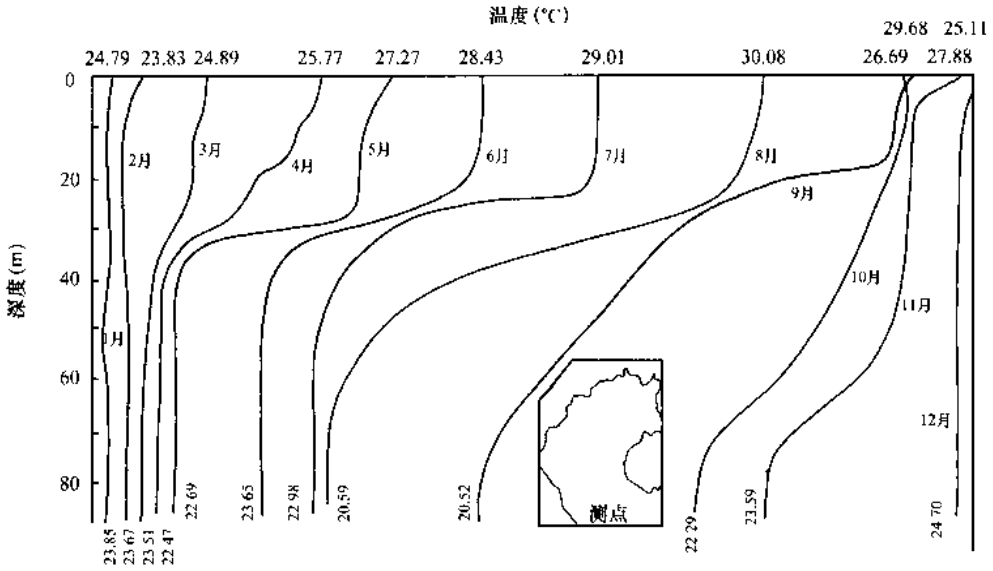


图 11.5.2　北部湾南部湾口水温垂直分布的逐月变化[1)]

以南部湾口一个测站为例（图 11.5.2），来说明全年水温垂直分布的逐月变异。冬季，垂向混合强，致使海水垂直分布呈现为上、下一致的均匀状态，这种类型在浅水区大致从 10 月开始，至翌年 2 月结束；深水区从 12 月开始至来年 2 月结束。到了 3 月，全湾的表层海水开始普遍增温，增温使对流混合减弱，海水垂直分布出现“负梯度”，即层化现象。4 月，表层海水因太阳辐射增强而迅速增温，加之这时风力减弱，均使对流混合和涡动混合减弱；而在深层，仍被外海低温水和北部湾冷水团所盘踞；致使上、下水层之间的温度差越来越大，从而出现温跃层现象，不过这时的温跃层强度较弱。5 月，温跃层强度增大，开始进入温跃层的强盛期。强盛期一直持续到 8 月，尤以 7～8 月两月温跃层最强。跃层之上，由于涡动混合的结果，形成高温的上均匀层；跃层之下，因跃层的屏障作用，太阳辐射不能向下传输，保持外海低温冷水的特性。9 月开始，海水层化现象转弱，垂直梯度减小，温跃层减弱。10 月、11 月，只是在深层尚有较弱的垂直分层现象。也就是说，随着时间的推移，温跃层的深度也逐渐变深，强度减弱而消失。

温跃层现象在北部湾十分显著。6～8 月为北部湾温跃层鼎盛时期，其特点是：强度强，范围大。除湾的东北浅水区外，温跃层已布满北部湾的大部分海域，并有两个强温跃区：一个在湾中，另一个在湾西。前者的位置与底层冷水团位置大体相当，厚度（5～10 m）较大，持续时间较长。后者位于越南海防—荣市—洞海—带岸外，出现时间早、成长快，持续时间较短、厚度较薄（5 m 左右）。

北部湾的水文季节的长短受季风影响较大，冬、夏两季持续时间都比较长，而春、秋两季的时间比较短。由于太阳辐射强度具有显著的年变化周期，故北部湾水温的年变化极为明显，大致情况是：湾北的水温年变幅大于南部，沿岸又大于远岸，表层大于深层。根据 129 个测站的水温年变化的特点，如变化趋势、极值出现的时间、年变幅大小等，可将该湾水温年变化分为三种类型，各类型的地理分布与年变化曲线如图 11.5.3 所示。

1）中越北部湾海洋综合调查队，1965. 中越北部湾海洋综合调查报告二，水文物理. 简称第二次北部湾调查报告.

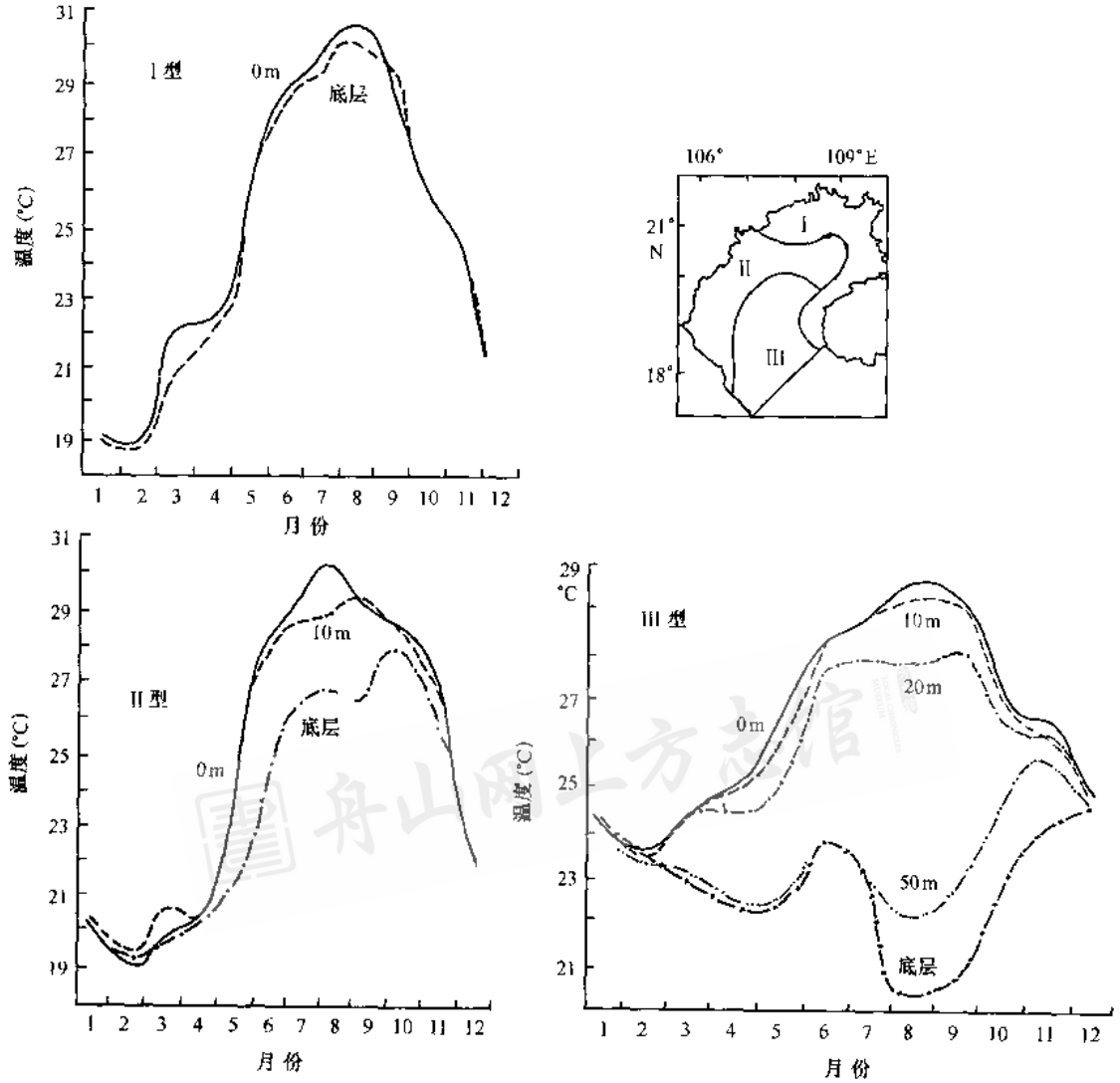


图 11.5.3　北部湾水温年变化类型及其地理分布[1)]

I 型　主要出现在湾北的浅水区和北部湾的东岸。特点是：表、底层水温年变化趋势基本相同，极值出现时间大体与气温最高、最低值出现时间接近，受陆地气温影响较大。最高水温出现在 8 月，约 30℃；最低水温发生在 1 ~ 2 月，约 15.5 ~ 18.5℃。水温年变幅达 12 ~ 15℃左右，为全湾水温年变幅最大的类型。

II 型　主要出现在越南沿岸及湾北的南侧海域。最低水温出现在 2 月，最高水温出现时间，是随深度增加而后移。表明升温过程是由表层温度通过涡动混合向深层传递，而降温过程主要是表层水冷却对流和风混合的作用。

III 型　主要出现在中部的深水区。特点是：水温年变幅比较小；上层水温年变化具有明显的一峰一谷现象，即年周期；而下层水温的年变化比较复杂，似乎有两峰两谷现象，即半年周期。

2. 盐度分布与变化

影响北部湾盐度分布和变化的最重要的因素有二：一是江河入海径流量的大小与时间分配；

1）中越北部湾海洋综合调查队. 1965. 中越北部湾海洋综合调查报告二，水文物理. 简称第二次北部湾调查报告.

二是南海水的入侵情况。前者主要影响表层，后者主要影响深层。由于江河入海径流对盐度的分布与变化至关重要，在此将径流做一简介。

注入北部湾的河流，分布极不均匀，多数集中在该湾的西岸。东岸有昌化江，北岸有南流江、钦江和北仑河，西岸有红河、马江、朱江和兰江。这些河流中，对北部湾水文要素（尤其是盐度）影响最大的是红河。据 1960 年和 1962 年的统计，流入北部湾诸河流的径流总量为 $1\ 400\times10^8\ m^3$[2]，其中红河的年径流量占总量的 75% 左右。从径流量的年变化来看，以 7、8 两月最大，2～4 月最小。以红河 1960 年为例，8 月径流量为 $250.4\times10^8\ m^3$，4 月径流量为 $17.1\times10^8\ m^3$，相差 15 倍之多，这对北部湾西岸的盐度分布与变化无疑是有重要的影响。

图 11.5.4 为四季代表月表层盐度的地理分布。总的趋势是，北部湾的盐度分布比较稳定而有规律，等盐线的分布大体与等深线分布一致。终年盐度值均为南部高、北部低，东侧高、西侧低。表层盐度以春季最高，夏季最低；低盐水范围以春季最小，夏季的最大。底层高盐水的势力具有夏季强、冬季弱的特点。河川径流量对盐度的影响，主要体现在表层，对底层几乎无明显的影响。

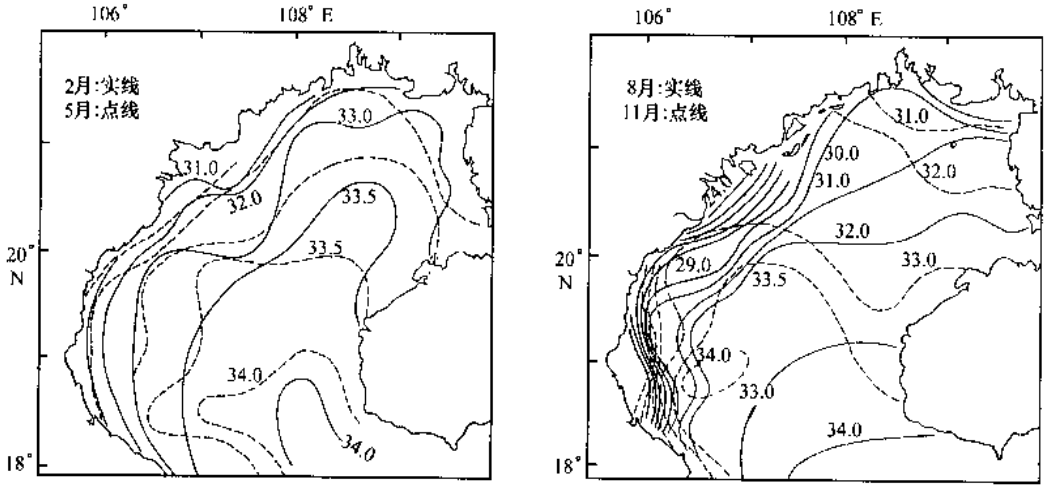


图 11.5.4　北部湾四季代表月的表层盐度分布（多年平均）[1]

冬季　是北部湾河川径流量较小和蒸发较强的季节，湾内的表层盐度比较高。2 月，表层盐度在 31.0～34.0 之间，外海高盐水舌由南部湾口向北伸，盐度由南向北和自东向西递减。高盐水（以等盐线 34.0 为例）的核心在湾口的东侧，核心盐度大于 34.0。低盐出现在西岸，表层盐度在 31.0～32.0 之间，尤以海防、拜子龙群岛一带为最低，其值为 31.0。东岸的盐度为 32.0～33.0。表层盐度的水平梯度在越南沿岸较明显外，其他海域均很小。冬季海水处于垂直均匀状态，故底层盐度分布与表层的基本相同，只是外海高盐水范围比表层的要大。

春季　北部湾沿岸的河川径流量以春季为最小，这时越南沿岸的盐度有所增高。其低盐区的范围也比冬季的有所缩小，仅限于沿岸的狭窄地带，等盐线分布也比较稀疏，水平梯度很小。盐度的分布形势与冬季的基本相同，盐度值在 31.0～34.0 之间。惟有外海高盐水的范围，春季的比冬季的扩大了一些，表明春季外海高盐水的势力有所增强。这点在底层尤为明显。

1）国家海洋局第一海洋研究所，中国科学院海洋研究所，南海西部石油公司. 1994. 北部湾海洋水文气象图集.

2）国家科委海洋组海洋综合调查办公室. 1964. 中越合体北部湾海洋综合调查报告.

夏季 是沿岸河川入海径流量剧增的季节，又是年内降水集中和雨量最大的季节，此时表层盐度普遍下降，全湾盐度值在 24.0 ~ 34.0 之间。与冬、春季相比，此时表层盐度的分布形势是另一种面貌，主要表现在沿岸低盐水势力增强，范围扩大，在河口地区均有一支低盐水舌向海伸展，形成近岸低，远岸高，西部、北部低，东部、南部高的格局。西岸近海等盐线呈经向分布，低盐水大部分沿西岸南下流出北部湾。这里的等盐线密集，水平梯度大，最大达 0.5/1 km。南部湾口仍为高盐区，外海高盐水核心盐度仍大于 34.0，但势力较冬、春季的有所减弱。除西岸和北岸的河口外，其他海域的盐度分布仍比较均匀，等盐线呈东北—西南走向分布，左侧低、右侧高。底层盐度分布又是另一番情景，它基本上保持了冬、春季底层盐度的分布特色，即等盐线分布基本与等深线分布相似。与冬、春季不同的是，此时外海高盐水势力加强，湾口高盐核盐度升至 34.5 以上，34.0 等盐线水舌已伸至 19°20′N 左右，包络了整个南部。只有海防至民安一带，盐度较低，约在 29.0 ~ 31.0 之间，并有一低盐水舌向外扩伸至涠洲岛附近。北部湾西岸，盐度也在 32.0 ~ 33.0 之间。

秋季 沿岸各河流的径流量普遍减小，海面蒸发又增强，因此，与夏季比较，表层盐度也普遍增高。尤其是西岸海域，表层盐度已升至 30.0 左右，湾北的表层盐度也升至 31.0，其他海域的表层盐度为 32.5 ~ 33.5 之间。等盐线分布形势，除 20°N 以南仍显示出外海高盐水的入侵外；20°N 以北海域，高盐水入侵现象不明显。盐度水平梯度较大的出现在越南清化至洞海一带。底层盐度分布与表层的基本相同，只是盐度值升高而已。外海高盐水势力虽比夏季的有所减弱，但高盐区的范围仍占据整个南部。不同的是，秋季底层高盐核的核心，出现在湾口的西侧，并不像其他季节那样位于南部湾口的东侧。

现取西部清化岸外一个测站为例（图 11.5.5），来说明北部湾盐度垂直分布的逐月变异。冬季的 1、2 月，盐度的垂直分布呈现为均匀状态，近似为一条直线。大约从 5 月开始，随着河川径流量增大，表层盐度淡化，使盐度随深度的变化出现较弱的盐跃层（正梯度）。这种盐度分层现象可持续到 9 月，主要是由于入夏以来，江河径流量猛增所造成的，使盐跃层得到迅速发展。10 月开始，随着江河径流量的减小，垂直对流加强，盐跃层也逐渐衰退而消失。和温跃层一样，北部湾的盐跃层也十分显著，尤以 7 ~ 9 月最盛，除雷州半岛西岸、海南岛北岸和南部湾口无明显盐跃层外，其余大部分海域均有较强的盐跃层，尤其在越南沿岸，为全湾盐跃层最强的地区。

北部湾的盐度年变化并不如温度年变化那样规则，主要是由影响盐度年变化的因子所决定的。根据盐度年变化的趋势、极值出现情况、年变幅大小等进行归类，大致分为Ⅰ型、Ⅱ型、Ⅲ型三种，各型的特点和地理分布如图 11.5.6 所示。

Ⅰ型 主要出现在湾西和湾北的西侧，它主要是受江河入海径流的影响。特点是：盐度低，年变幅大，最大达 8.0，年内的盐度最高、最低值出现时间，大体与径流量出现最小、最大值相对应。最高盐度出现在 5 月，最低盐度出现在 7 ~ 8 月。

Ⅱ型 出现在湾的东岸，受江河径流影响较小。表、中、底三层的盐度年变化曲线基本相同，上、下层盐度值差异小，各层的盐度年变化曲线几乎重叠。最高盐度出现在 6 月，最低盐度出现在 11 月。年变幅小，为 2.5 左右。

Ⅲ型 主要出现在湾的中央区。特点是：盐度较高，垂直方向上分层现象明显，盐度的年变幅在表层较大，中、底层较小。表层最高盐度出现在 6 月，最低盐度出现在 9 月，年变幅为 2.0。20 m 层开始，年内最高盐度与最低盐度出现的时间与表层相反，最高值出现在 8 月，最低值出现在 12 月。可见，Ⅲ型中表层盐度的年变化受降水、径流的影响，而深层则主要受外海高

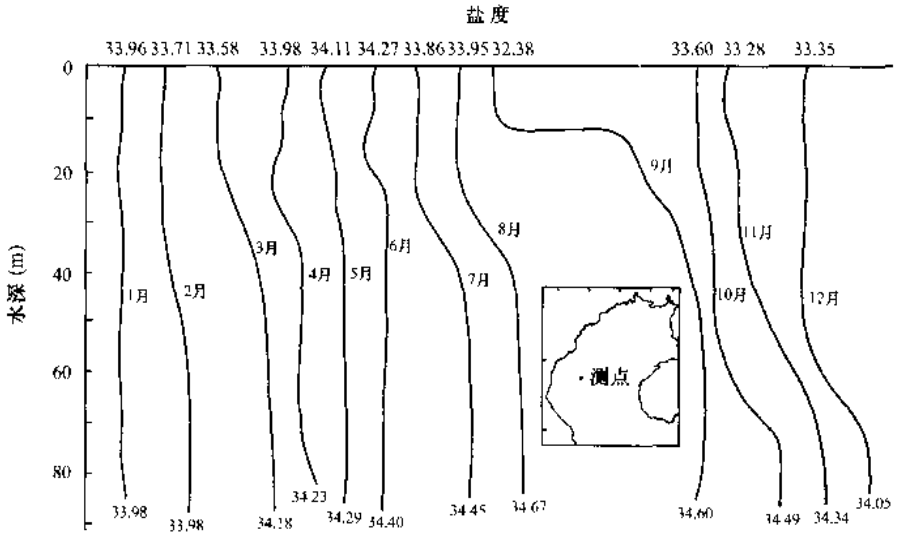


图 11.5.5　北部湾西部清化外盐度垂直分布的逐月变化[1]

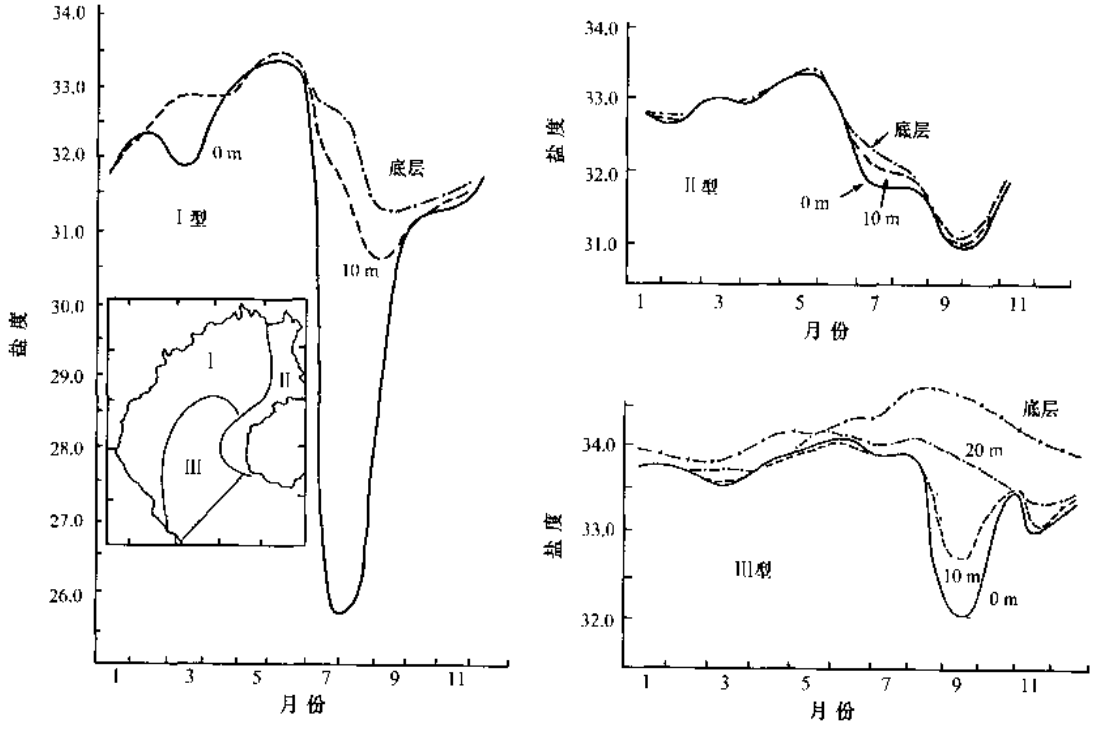


图 11.5.6　北部湾海水盐度的年变化类型及其地理分布[1]

盐水的影响。

3. 水团

从前面的讨论看出，北部湾的水温变化较大，保守性差，应用“温－盐”关系（$T-S$ 曲线）来分析水团并不适合，宜采用保守性较好的盐度作为划分水团的主要依据。这样，北部湾的水团可分为沿岸水团（A）、湾外南海水团（C）、混合水团（B）和北部湾冷水团（D）（图 11.5.7）。

1）中越北部湾海洋综合调查队. 1965. 中越北部湾海洋综合调查报告二，水文物理. 简称第二次北部湾调查报告.

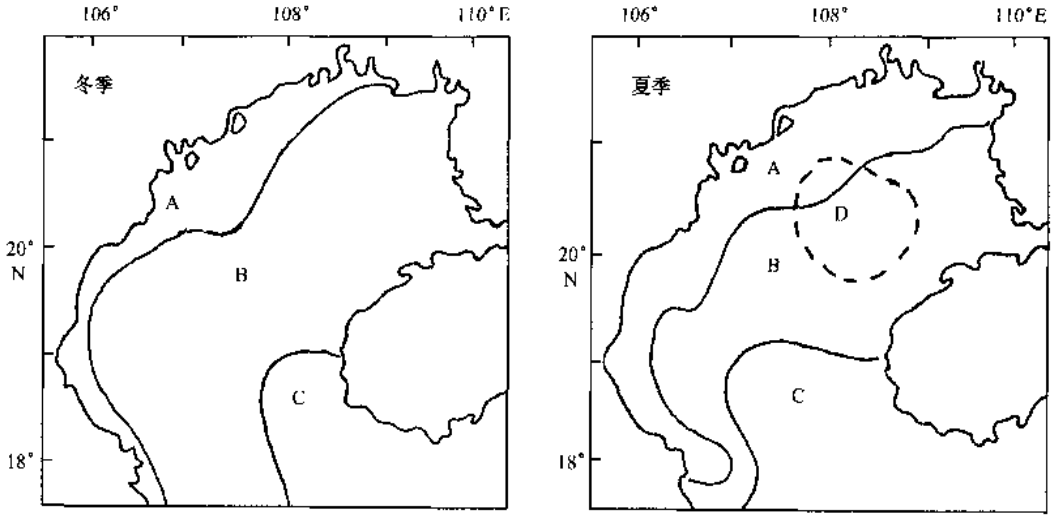


图 11.5.7　北部湾水团基本模式（根据文献[4,65,91]等综合）

沿岸水团（A），主要出现在湾西、湾北的沿岸，是由江河冲淡水与海水混合而成。特点是：盐度低（<32.0，有的为11左右，水平梯度大），盐度的区域变化和年变化均较大。冬季具有低温特征，海水呈垂直均匀状态并呈狭窄带状分布。夏季，沿岸水团具有高温特征，且有层化现象。由于河川径流量猛增，又受西南季风的影响，红河口外的冲淡水北上，湾西、湾北冲淡水连成一片，使湾西和湾北的表层几乎全被冲淡水盘踞。但底层冲淡水范围很小，仅限于沿岸的一个狭窄地带。冲淡水厚度很薄，一般为5 m左右，最深达15 m。入秋以后，随着径流减小，冲淡水范围退缩，并又逐渐分裂成湾西和湾北两块。因红河径流量较大，湾西的冲淡水在红河口附近几乎终年存在；而湾北那块又沿雷州半岛西岸南下至海南岛北岸附近。

湾外南海水团（C），系指南海水终年由南部湾口中央及东侧侵入北部湾的海水，是北部湾盐度最高的水团。通常盘踞在深层，只有冬季和初春才上升至表层。特点是：盐度高，达33.0～34.5，盐度分布均匀，水平梯度小；主要分布在南部湾口，盛期可伸入到中部海域。该水团温度、盐度的年变化趋势与沿岸冲淡水的相反，盐度以冬季最低，夏季最高；温度则以冬季最高，夏季最低。湾外南海水团在夏季具有低温、高盐的特性，这主要是由于湾外南海深层低温、高盐水的袭击所致。它反映了湾外南海深层水的固有特性，受浅海环境因子影响较小。冬季是湾外南海水消衰的时期。4月开始增强，自海南岛西岸向西扩展。6月占据湾口的大部分海域，并阻碍湾西沿岸冲淡水在湾口转向湾内。8月，北上外海水进一步增强，整个湾口均被外海高盐水盘踞。9月，外海水势力最盛，其前锋可达20°N附近，盐度最高达34.5。10月，外海水北进势力消退，34.0等盐线又退缩至湾口附近，只有深层还有一些残迹。11～12月继续退却。1～2月，湾口附近的高盐水也基本消失，只有海南岛西南近海，冬季至初夏，仍有小范围的高盐水存在。

混合水团（B），其水文特性介于沿岸水团和湾外南海水团之间，具有过渡水性质。分布在湾的中部广大海域，它的北界是沿岸水团，南邻湾外南海水，其边界是随湾外南海水、沿岸冲淡水的消长而变动的。特点是：终年具有次高盐的性质，冬季，温度、盐度在17.5～20℃和32.0～34.0之间；夏季，温度、盐度在26～31℃和32～33.5之间。混合水团的范围是随季节而异：8～9月最小；12月至翌年3月为最大；10月以后，由于沿岸水范围逐渐缩小，混合水团逐步扩

大；4～6月，因沿岸水势力扩展，混合水团的范围也逐步退缩。

北部湾冷水团（D）　它出现在4月，6～7月最强，9月消失，持续时间5个月左右。其大体位置在白龙尾岛东北或以东海域的深槽处（图11.5.8）。该水团以低温、低盐为其特征，并有温差大、盐差小的特点。5月底至6月初，核心温度和盐度分别低于21℃和33.0。在冷水团的上方20～30 m之间，出现强的温跃层。图11.5.8b反映了北部湾冷水团的垂直结构，冷中心有较强的涌升现象，中心处（测站5和测站6）由65 m深处涌升至30 m深处，且南、北向的涌升比东、西向的要强。另外，在测站9至测站12之间，即海南岛西岸的莺歌海与昌化一带近海，也存在着明显的上升流区，呈一狭窄的带状。低温的底层水从南、北两侧沿着陡峭的斜坡涌升至10 m深处，涌升高度达50～60 m，并在10～20 m深处形成较强的温跃层。由此可见，在北部湾的湾北中部和琼西沿岸，存在着明显的上升流。琼西的上升流区，宽约37 km，为一经向的狭窄带状。在冷水团周围，特别是东侧，有强的温度锋出现。这个冷水团是冬季北部湾中部低温、低盐混合水，在春末、初夏温跃层形成后，残留在深槽中形成的。该冷水团与黄海冷水团相比，不如后者来得典型和稳定。有些年份，如1962年，这个冷水团并不十分明显，而1960年和1994年，北部湾冷水团较强。

二、北部湾的环流

北部湾的环流，就是由外海高盐水、次高盐水构成的外海流系，沿岸低盐水构成的沿岸流系，这两支流系组成了北部湾的环流。

关于北部湾的环流，概括起来有三种说法：一是湾内环流终年为气旋式环流，方向不随季风而变。二是湾内的环流随季节而转换：冬季，湾内呈现气旋式大环流；夏季，湾内呈现为反气旋式的大环流，并在西、北沿岸有一支紧贴海岸的南下沿岸流。三是全湾均被一个大的气旋式环流控制，并在局部海域又套有小的气旋式或反气旋式的小环流。

根据最新出版的图集[131]表明，北部湾的环流模式如图11.5.9所示。就整体而言，湾内四季代表月的环流形式均为一个大的逆时针式的环流，在大的逆时针环流中，还套有局地性的小环流出现，南部湾口的海流，终年都是东进（包括湾口中央）西出。

冬季　东北季风强而稳定，湾内海流具有明显的漂流性质，又因深度较浅，垂向混合较强，使密度垂直结构多呈现均匀状态，故冬季表、底层的环流模式大体相同。此时，南海高盐水从南部湾口的中部和东侧自东南向西北进入北部湾，然后继续北流。约至20°N附近，因受强劲的东北风吹刮，以及西岸南下沿岸流和琼州海峡西向流的作用，在那里转而向西偏转，汇入西部的沿岸流，再沿西海岸南下。从西北沿岸南下的低盐水，由两部分组成：一是由于沿岸冲淡水的堆积而成；二是在湾北（约20°N以北），表层海水受东北季风的作用下，以漂流的形式向西南方向流动，因此越南沿岸的海流，是包括漂流和密度流两种成分的沿岸流。它沿西岸往南低达南部湾口而流出北部湾。这支沿岸流因受东北风的作用而得到加强，这样，就构成湾内冬季的环流为逆时针方向的环流。冬季的这种流况，无论流速和流向都比较稳定。在琼州海峡内，主要是西向流，流速为15～20 cm/s。在越南沿岸（19°N以南），流向为东南，流速为15～30 cm/s。在湾北，流向为西南，流速为15～20 cm/s。海南岛西岸，流向皆为北向，流速为10～15 cm/s。

春季　东北季风势力减弱，西南季风兴起。此时，湾的中部和南部的环流形势基本上与冬季的相似。在南部湾口附近，外海高盐水仍由中部和东侧流入，当抵达19°30′N附近分成两股：一股折西，并汇入西岸的沿岸流而南下，构成南部湾口以北一个小的逆时针环流；另一股继续北

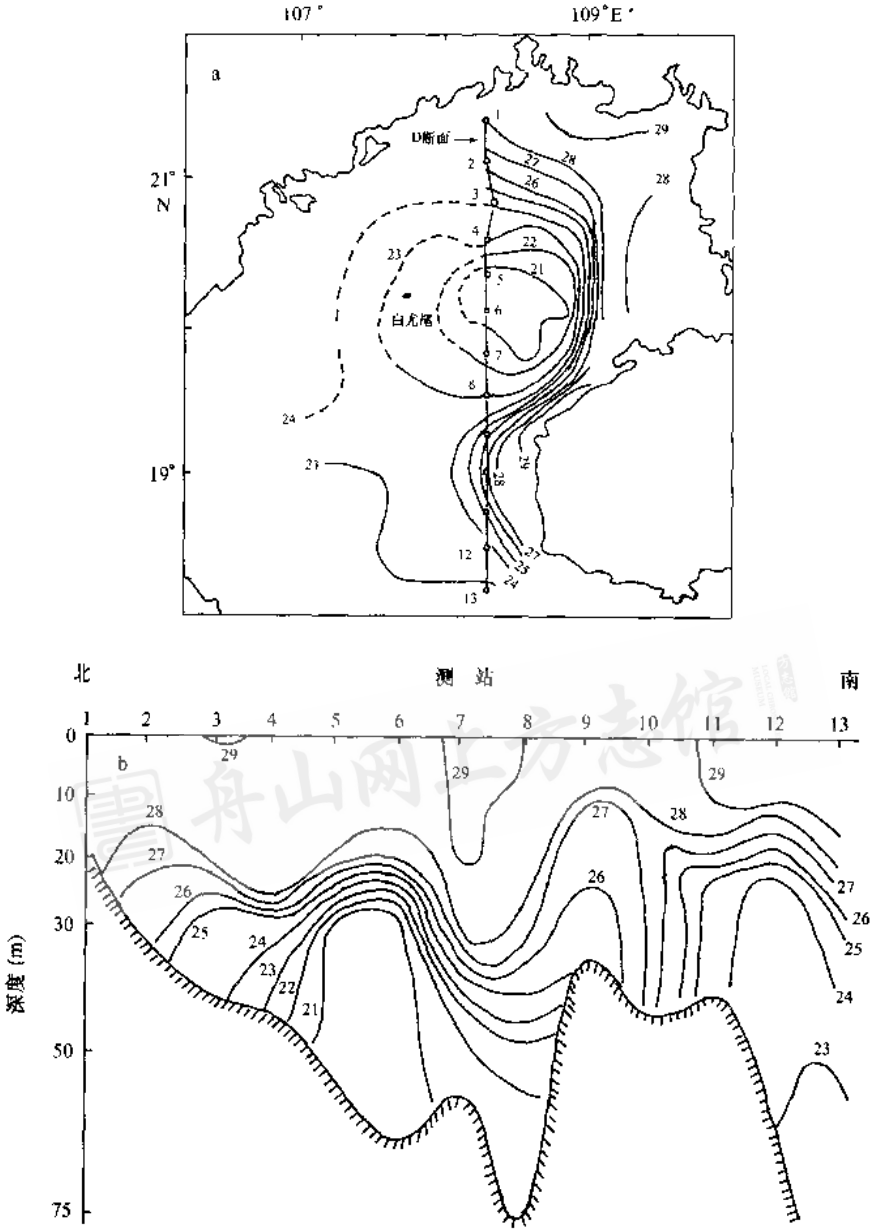


图 11.5.8　1994 年 5～6 月、北部湾底层水温（℃）分布（a）及 D 断面水温（℃）垂直结构（b）[91]

上，与来自琼州海峡的西向流汇合，北上再折西汇入西岸的沿岸流。琼州海峡的海流仍为西向流。与冬季相比，春季的流速稍有减弱。如琼州海峡，西向流为 10～20 cm/s；海南岛西岸，北向流速为 15～20 cm/s；越南沿岸的西南向流，流速为 10～20 cm/s。

夏季　北部湾盛行西南风，但与冬季东北季风相比，不仅风速较弱，而且稳定性也差。此时，北部湾沿岸江河入海的径流量增大，沿岸地区出现较强的密度流。因此，夏季的环流总趋势仍为一个逆时针的大环流，但在局部海域有较大差异，主要在湾北，出现一个逆时针的小环流。20°N 以南海域，环流形势变化不大。在流速方面：琼州海峡的西向流流速为 10～15 cm/s；湾北

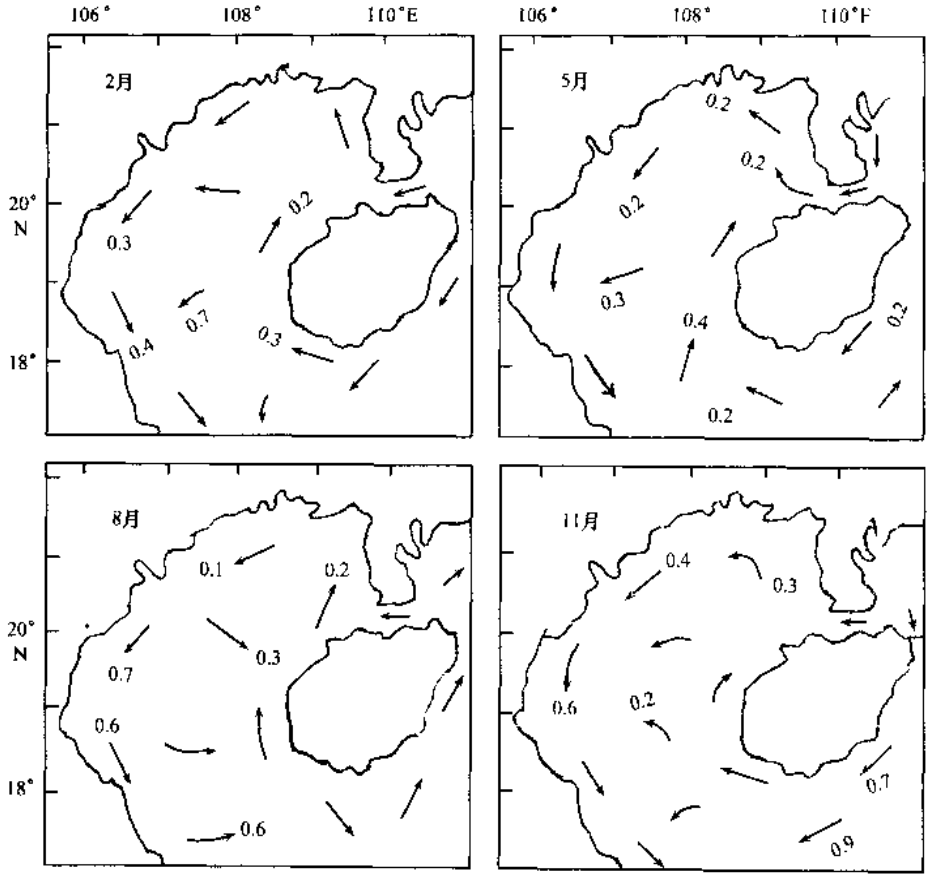


图 11.5.9　北部湾四季代表月的环流示意图[131]

的流速为 10～20 cm/s；越南沿岸流速为 15～20 cm/s；海南岛西岸的北向流速为 15～20 cm/s。

秋季　湾北的环流模式与冬季的比较接近。此时，东北季风兴起，西南季风减弱而南退，湾北又呈现出一派西南向的漂流。由南部湾口进入的海流，大约流至 20°N 附近分成两股。一股转向西北，与西岸的沿岸流汇合南下；另一股继续北上而折西，汇入西岸的沿岸流。秋季琼州海峡的海流仍为西向流，在该海峡的西口附近，一部分沿岸北上，一部分汇入湾北的漂流中。秋季流速的地理分布：琼州海峡为 15～20 cm/s；西北沿岸为 10～25 cm/s；越南沿岸，19°N 以北为 15～25 cm/s，19°N 以南为 10～25 cm/s；海南岛西岸为 15～25 cm/s。

总之，北部湾四季环流模式的基本面貌是：冬季环流形式比较简单，基本上是一个大的逆时针环流。春、夏季，在大的逆时针环流中又套有局地的小环流，其中：春季在湾南出现一个逆时针式的小环流；夏季，湾北又转成逆时针式的小环流；南部湾口的海流流向，似乎不随季风而变，四季均从东面流入北部湾，西侧流出北部湾。

此外，北部湾的海流，尤其表层，受风的影响很大，基本上随风而异：在偏南风作用下，表层流流向偏北；在偏北风作用下，表层流流向则偏南，即北部湾的表层海流，具有明显的风海流性质[1)]。

1）中国科学院南海海洋研究所．1973．广东沿海及北部湾的表层海流状况（1964～1971 年漂流瓶资料总结）．

除了风海流以外，北部湾的海流中还有相当成分的密度流存在。从北部湾的各月密度分布图看出，该湾的海水密度总是东高、西低，南高、北低，即南海高盐、高密水，终年由南部湾口中部和东侧流入北部湾；湾的西岸，则为江河径流入海后的冲淡水——低盐、低密的堆积地段，使等压面自岸向海下倾，出现由西北岸沿西海岸南下的沿岸流，最终流出北部湾。在琼州海峡，一年中绝大多数月份，均为自东向西的西向流，即由东向西流入北部湾。只有6月中旬至8月中旬[3)]，在琼州海峡南部呈现为东向流，这是一年中惟一出现东向流的时期。

第三篇主要参考文献

[1] 于洪华，苏纪兰，袁耀初等. 1997. 1995年10月台湾以东黑潮与冲绳岛东南海域的水文特征. 中国海洋学文集(11). 北京：海洋出版社，16～23

[2] 于洪华，袁耀初. 1995. 1991年秋季琉球群岛附近海域的水文特征. 中国海洋学文集(5). 北京：海洋出版社，38～46

[3] 于洪华，苏纪兰，袁耀初等. 2000. 1997年冬季台湾岛以东黑潮及其附近海域水文特征. 中国海洋学文集(12)，北京：海洋出版社，30～36

[4] 中国科学院《中国自然地理》编委会. 1979. 中国自然地理——海洋地理. 北京：科学出版社

[5] 中国科学院、国家计划委员会主编. 1990. 京津地区生态环境地图集. 北京：科学出版社

[6] 中国科学院南海海洋研究所编辑. 1985. 南海海区综合调查研究报告(二). 北京：科学出版社

[7] 中国科学院南沙综合科学考察队. 1989. 南沙群岛及附近海区综合调查报告，下卷，北京：科学出版社

[8] 中国大百科全书——大气·海洋·水文卷. 1987. 北京－上海：中国大百科全书出版社

[9] 王胄，陈庆生，1987. 南海北部之暖心涡流(一)：对南海暖涡之初步观测. 台湾大学海洋学刊，18：92～103

[10] 王胄，陈庆生. 1989. 台湾海峡东侧冷季之闽浙沿岸水入侵事件. 台湾大学海洋学刊，22：43～67

[11] 王胄，陈庆生. 1997. 南海东北部海域次表层水与中层水之流经. 热带海洋，16(2)：24～40

[12] 王颖主编. 1996. 中国海洋地理. 北京：科学出版社

[13] 王元培，孙湘平. 1990. 琉球海流特征的探讨. 黑潮调查研究文选(二). 北京：海洋出版社，237～245

[14] 毛汉礼，甘子钧，蓝淑芳. 1963. 长江冲淡水及其混合问题的初步研究. 海洋与湖沼，5(3)：183～205

[15] 毛汉礼，任允武，孙国栋. 1964. 应用T－S关系定量分析浅海水团的初步分析. 海洋与湖沼，6(1)：1～23

[16] 方文东，郭忠信，黄羽庭. 1997. 南海南部海区的环流观测研究. 科学通报，42(21)：2 264～2 271

[17] 方文东，方国洪. 1998. 南海南部海洋环流研究的新进展. 地球科学进展，13(2)：166～172

[18] 仇德忠，杨天鸿，郭忠信. 1984. 夏季南海北部--支向西流动的海流. 热带海洋，3(4)：65～72

[19] 邓松，钟欢良，王名文等. 1995. 琼东沿岸上升流及其与渔场关系. 台湾海峡，14(1)：51～56

[20] 许建平，薛惠洁，侍茂崇等. 2001. 1998年夏季南海上层环流与中尺度涡旋观测研究. 中国海洋学文集(13). 北京：海洋出版社，178～187

[21] 许建平. 1986. 浙江近海上升流区冬季水文结构的初步分析. 东海海洋，4(3)：18～23

[22] 许建平，苏纪兰，仇德忠. 1996. 黑潮入侵南海的水文分析. 中国海洋学文集(6). 北京：海洋出版社，1～12

[23] 许建平，苏纪兰. 1997. 黑潮水入侵南海的水文分析Ⅱ. 1994年8～9月观测结果. 热带海洋，16(2)：1～23

[24] 乐肯堂. 1986. 关于长江冲淡水路径的若干问题. 海洋科学集刊，27：221～228

[25] 乐肯堂，周参武. 1995. 黄河口的变迁对滨海大陆架区流场变化的影响. 海洋科学集刊，36：93～109

[26] 乐肯堂. 1992. 冬季黄海暖流水的起源. 海洋学报，14(2)：9～19

[27] 乐肯堂. 1995. 黄河口的变迁对黄河冲淡水分布的影响. 海洋科学集刊，36：81～92

[28] 伍伯瑜. 1982. 台湾海峡环流研究中的若干问题. 台湾海峡，1(1)：1～7

[29] 伍伯瑜. 1990. 珠江口以西陆架区环流——上升流. 台湾海峡，9(1)：14～21

[30] 刘勇刚，袁耀初. 1998. 1992年东海黑潮的变异. 海洋学报，20(6)：1～11

[31] 刘秦玉，杨海军，李薇等. 2000. 吕宋海峡纬向海流及质量输运. 海洋学报，22(2)：1～8

[32] 刘秦玉等. 1996. 黑潮在吕宋海峡的形变及动力机制. 青岛海洋大学学报，26(4)：413～420

[33] 刘秦玉，李薇，徐启春. 1997. 东北季风与南海环流的相互作用. 海洋与湖沼，28(5)：493～501

[34] 刘增宏,许建平,李磊等. 2001. 1998 年夏冬季节南海水团及其分布. 中国海洋学文集(13). 北京:海洋出版社,221 ~ 230
[35] 孙湘平等. 1981. 中国沿岸海洋水文气象概况. 北京:科学出版社
[36] 孙湘平. 1992. 对马暖流水来源(表层). 海洋通报,11(1):1 ~ 10
[37] 孙湘平. 1987. 东海黑潮表层流路(途径)的初步分析. 黑潮调查研究论文集. 北京:海洋出版社,1 ~ 14
[38] 孙湘平,王元培,袁启科等. 1991. 1986 ~ 1988 年黑潮的变异. 海洋与湖沼,22(6):524 ~ 533
[39] 孙湘平,金子郁雄. 1993. 1989 ~ 1991 年黑潮的变异. 黑潮调查研究论文选(五). 北京:海洋出版社,52 ~ 68
[40] 李立,李达. 1989. 台湾海峡西侧水道夏季的水文特征与上升流. 台湾海峡,8(4):353 ~ 359
[41] 李立,伍伯瑜. 1989. 黑潮的南海流套? ——南海东北部环流结构探讨. 台湾海峡,8(1): 89 ~ 95
[42] 李立. 1990. 珠江口以西陆架夏季上升流的研究. 台湾海峡,9(4):338 ~ 346
[43] 李立,苏纪兰,许建平. 1997. 南海的黑潮分离流环. 热带海洋,16(2):42 ~ 57
[44] 李立,吴日升,郭小刚. 2000. 南海的季节环流——TOPEX/POSEITON 卫星测高应用研究. 海洋学报,22(6):13 ~ 26
[45] 李薇,李立,刘秦玉. 1998. 吕宋海峡及南海北部海域水团分析. 台湾海峡,17(2):207 ~ 213
[46] 李凤岐,苏育嵩,范立群. 1989. 南海北部海区水团的判别分析. 青岛海洋大学学报,19(1),Ⅱ:181 ~ 187
[47] 李凤岐,苏育嵩编著. 2000. 海洋水团分析. 青岛:青岛海洋大学出版社
[48] 李繁华主编. 1989. 山东近海水文图集与水文状况. 济南:山东省地图出版社
[49] 何发祥. 1991. 台湾海峡南部夏季上升流与暖涡. 闽南——台湾浅滩渔场上升流区生态系研究. 北京:科学出版社,150 ~ 157
[50] 苏纪兰,潘玉球. 1990. 台湾以北黑潮水入侵陆架途径的探讨. 黑潮调查研究论文选(二). 北京:海洋出版社,187 ~ 197
[51] 苏纪兰,潘玉球. 1989. 台湾以北陆架环流动力学初步研究. 海洋学报,11:1 ~ 14
[52] 苏纪兰,许建平,蔡树群等. 1999. 南海的环流与涡旋,南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京:气象出版社,66 ~ 72
[53] 苏纪兰,黄大吉. 1995. 黄海冷水团的环流结构. 海洋与湖沼,26(5):1 ~ 7
[54] 苏纪兰. 2001. 中国近海的环流动力机制研究. 海洋学报,23(4):1 ~ 16
[55] 苏育嵩,李凤岐,王凤钦. 1996. 渤海、黄海、东海水系分布与水团划分. 海洋学报,18(6):1 ~ 7
[56] 苏育嵩,李凤岐. 1989. 东海北部区域底层冷水团的形成及其季节变化. 青岛海洋大学学报,19(10):1 ~ 14
[57] 汤毓祥,林葵,田代知二. 1994. 关于东海黑潮流量某些特征的分析. 海洋与湖沼,25(6):643 ~ 651
[58] 汤毓祥,邹娥梅,李兴宰等. 1999. 初春南黄海水文特征及环流状况的分析. 海洋学报,21(5):73 ~ 78
[59] 汤毓祥,邹娥梅,李兴宰等. 2000. 南黄海环流的若干特征. 海洋学报,22(1):1 ~ 16
[60] 汤毓祥,李兴宰. 2001. 冬至初春黄海暖流的路径和起源. 海洋学报,23(1):1 ~ 15
[61] 邹娥梅,徐伯昌,王宗山等. 2001. 南黄海西部中层冷水特征的时空变化. 黄渤海海洋,19(1)
[62] 邱道立. 1992. 渤海及黄、东海近海区水温日变化特点分析. 海洋学报,4(4):391 ~ 403
[63] 邱道立,马绍赛,李昌明等. 1986. 渤海增殖环境的水文特征. 海洋水产研究,(7):121 ~ 133
[64] 陈达熙主编. 1992. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文分册. 北京:海洋出版社
[65] 陈冠贤主编. 1991. 中国海洋渔业环境. 杭州:浙江科学技术出版社
[66] 陈特固,黎洁溪. 1987. 南海北部表层海水密度的分布变化概况. 南海海洋科学集刊,(8):111 ~ 117
[67] 陈金泉. 1982. 关于闽南 - 台湾浅滩渔场上升流研究. 台湾海峡,1(2):1 ~ 8
[68] 国家海洋局科技司. 1995. 黑潮调查研究综合报告. 北京:海洋出版社
[69] 国家海洋信息中心编绘. 2002. 南海海洋图集——水文分册. 正在清绘、印刷、出版中
[70] 杨天鸿. 1984. 东海黑潮水团的初步分析. 海洋科学集刊,(21):179 ~ 199
[71] 杨海军,刘秦玉. 1998. 南海上层水温分布的季节特征. 海洋与湖沼,29(5):501 ~ 507
[72] 林葵,汤毓祥,郭炳火. 1995. 吐噶喇海峡黑潮流速结构和流量的研究. 海洋与湖沼,26(3):247 ~ 253
[73] 林传兰,苏纪兰,徐炳荣. 2000. 环渤海沿海温度、盐度的长期变化及其对海洋生态系统的影响. 99' 海岸海洋环境资源学术研讨会论文集. 北京:海洋出版社,58 ~ 66
[74] 范光龙. 1980. 台湾东北海域上升流现象. 台湾大学理学院海洋研究所研究报告,11:105 ~ 117
[75] 张以恳,翁学传,张启龙等. 1991. 台湾海峡的底层流. 海洋与湖沼,22:124 ~ 131
[76] 胡敦欣,丁宗信,熊庆成. 1980. 东海北部一个气旋涡旋的初步分析. 科学通报,25(1):29 ~ 31

[77] 胡敦欣,吕良洪,熊庆成等. 1984. 关于浙江沿岸上升流的成因及动力结构的研究. 海洋科学集刊,21:101 ~ 111
[78] 洪华生,丘书院,阮五崎等. 1991. 闽南 - 台湾浅滩渔场上升流区生态研究概述. 闽南 - 台湾浅滩渔场上升流区生态系研究. 北京: 科学出版社,1 ~ 8
[79] 赵保仁. 1993. 长江口外的上升流现象. 海洋学报,15(2):108 ~ 114
[80] 赵保仁,方国洪. 1991. 东海主要水道的流量估算. 海洋学报,13(2):169 ~ 178
[81] 赵保仁. 1991. 长江冲淡水的转向机制问题. 海洋学报,13(5):600 ~ 610
[82] 赵保仁,庄国文,曹德明等. 1995. 渤海的环流、潮余流及其对沉积物分布的影响. 海洋与湖沼,26(5):466 ~ 473
[83] 赵保仁. 1985. 黄海冷水团锋面与潮混合. 海洋与湖沼,16(6):451 ~ 460
[84] 赵保仁,Limeburner,胡敦欣. 1991. 黄海南部及东海北部夏季若干水文特征. 海洋与湖沼,22(2):132 ~ 139
[85] 郭忠信,方文东,陈福培等. 2000. 南沙群岛海域的环流及主要海流. 南海海洋科学集刊,第 13 集,1 ~ 24
[86] 郭忠信,杨天鸿,仇德忠. 1985. 冬季南海暖流及其右侧西南向流. 热带海洋,4(1):1 ~ 9
[87] 郭忠信,方文东. 1988. 1985 年 9 月吕宋海峡中黑潮的输送. 热带海洋, 7(2):13 ~ 19
[88] 郭炳火,卢景明,林葵. 1987. 东海环流的某些特征. 黑潮调查研究论文集. 北京:海洋出版社,15 ~ 32
[89] 郭炳火,汤毓祥,葛人峰. 2000. 台湾暖流和入侵陆架黑潮水的季节变化. 海洋学报,22(增刊):24 ~ 38
[90] 郭炳火,邹娥梅,熊学军等. 2000. 黄海、东海水交换的季节变异,海洋学报,22(增刊):13 ~ 23
[91] 姜景忠,朱兆方. 1997. 春末夏初北部湾的水文特征. 第四届全国水动力学术会议论文集. 北京:海洋出版社,200 ~ 207
[92] 袁耀初,潘子勤,金千郁雄等. 1993. 东海黑潮的变异与琉球群岛以东的海流. 黑潮调查研究论文选(五). 北京:海洋出版社,279 ~ 297
[93] 袁耀初,苏纪兰,孙德制等. 1997. 东海黑潮与琉球群岛以东海流半诊断计算. 海洋学报,19(1):1 ~ 21
[94] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰等. 2000. 1997 年夏季台湾岛以东与东海黑潮. 中国海洋文集(12). 北京:海洋出版社,1 ~ 10
[95] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰等. 2000. 1997 年冬季台湾岛以东与东海黑潮. 中国海洋文集(12). 北京:海洋出版社,11 ~ 20
[96] 袁耀初,苏纪兰. 2000. 1995 年以来我国对黑潮及琉球海流的研究. 科学通报,45(22):2 353 ~ 2 356
[97] 袁耀初,刘勇刚,刘倬腾等. 2000. 1995 年 10 月台湾以东黑潮及冲绳岛东南海流. 中国海洋学文集(11):北京:海洋出版社,31 ~ 38
[98] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰. 2001. 1997 ~ 1998 年 E Lniño 至 La Niña 期间东海黑潮的变异. 地球物理学报,44(2):1 ~ 11
[99] 徐锡祯,邱章,陈惠昌. 1982. 南海水平环流概述. 中国海洋湖沼学会水文气象学会论文集. 北京:科学出版社,127 ~ 145
[100] 徐锡祯. 1982. 南海中部的温、盐、密度分布及水团特征,南海海区综合调查报告(一). 北京: 科学出版社,119 ~ 128
[101] 顾玉荷. 1985. 长江冲淡水转向原因的探讨. 海洋与湖沼,16(5):354 ~ 363
[102] 浦泳修. 1983. 夏季长江冲淡水扩展机制的初析. 东海海洋,1(1):43 ~ 51
[103] 柴扉,薛惠洁,侍茂崇. 2001. 吕宋海峡水平通量研究. 中国海洋学文集(13). 北京:海洋出版社,152 ~ 167
[104] 翁学传,王从敏. 1984. 台湾暖流水夏季 T - S 特征和来源的初步分析. 海洋科学集刊,(21):233 ~ 242
[105] 翁学传,张以恳,王从敏等. 1989. 黄海冷水团的变化特征. 青岛海洋大学学报,19(1):119 ~ 130
[106] 黄企洲. 1983. 巴士海峡黑潮流速和流量变化. 热带海洋,2(1):35 ~ 41
[107] 黄企洲. 1984. 巴士海峡的海洋学状况. 南海海洋科学集刊,6,54 ~ 66
[108] 黄企洲,郑友任. 1996. 1992 年 3 月南海东北部和巴士海峡的海流. 中国海洋学文集(6). 北京:海洋出版社,42 ~ 52
[109] 黄企洲,王文质,李毓湘等. 1992. 南海海流和涡旋概述. 地球科学进展,7(5): 1 ~ 9
[110] 黄荣祥. 1991. 台湾海峡南部的温、盐结构与夏季上升流. 闽南 - 台湾浅滩渔场上升流区生态系研究. 北京: 科学出版社,75 ~ 84
[111] 曹欣中. 1986. 浙江近海上升流过程的初步研究. 水产学报,10(1):51 ~ 69
[112] 曾流明. 1985. 粤东沿岸上升流迹象的初步分析. 热带海洋,5(1):68 ~ 72
[113] 韩舞鹰,马克美. 1988. 粤东沿岸上升流的研究. 海洋学报,10(1):52 ~ 59
[114] 韩舞鹰,王明彪,马克美. 1990. 我国夏季最低表层水温海区 - 琼东沿岸上升流区的研究. 海洋与湖沼,21(3):261 ~ 275
[115] 蓝淑芳. 1993. 黄海暖流水的调查研究. 海洋科学,1:38 ~ 40
[116] 福建海洋研究所. 1988. 台湾海峡中、北部海洋综合调查研究报告. 北京:科学出版社
[117] 潘玉球,苏纪兰,苏玉芬. 1993. 东海南部水文的季节特征. 黑潮调查研究论文选(五). 北京:海洋出版社,186 ~ 199
[118] 潘玉球. 1995. 台湾暖流的季节特征. 台湾海峡及邻近海域海洋科学讨论会论文集. 北京:海洋出版社,1 ~ 9

[119] 潘玉球,梁湘二,黄树生.1997. 东海高密水环流的演变及其对长江口外混合水扩散的影响. 东海海洋,15(2):13~23
[120] 赫崇本,徐斯,汪园祥等.1959. 黄海冷水团的形成及其性质的初步探讨. 海洋与湖沼,2(1):11~15
[121] 赫崇本,管秉贤.1984. 南海中 PNE-SW 向断面海水热盐结构以及海盆冷水来源的分析. 海洋与湖沼,5(15):411~418
[122] 管秉贤.1981. 苏澳—与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化. 海洋科学集刊,18:1~18
[123] 管秉贤.1964. 黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析. 海洋与湖沼,6(3):229~251
[124] 管秉贤.1963. 黄海冷水团的水温变化及环流特征的初步分析. 海洋与湖沼,5(4):225~281
[125] 管秉贤.1978. 我国台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响. 海洋科学集刊,14:1~21
[126] 管秉贤.1979. 东海黑潮变异的若干结果. 海洋与湖沼,10(4):297~306
[127] 管秉贤.1986. 东海海流结构及涡旋特征概述. 海洋科学集刊,27.1~21
[128] 管秉贤.1978. 南海暖流-广东外海--支冬季逆风流动的海流. 海洋与湖沼,9(2):117~127
[129] 管秉贤.2002. 中国东南近海冬季逆风海流. 青岛:中国海洋大学出版社
[130] 管秉贤.1985. 台湾以东黑潮深层流的途径. 海洋与湖沼,16(4):253~260
[131] 廖克主编. 1999. 中华人民共和国国家自然地图集. 北京:中国地图出版社
[132] Chao S-Y, Shao P-T, Wu S Y. 1996. Deep water ventilation in the South China Sea. Deep-Sea Research, 43:445-466
[133] Shenn-Yu Chao, Ping-Tung Shaw and Joe Wang. 1995. Wind Relaxation as a Possible Cause Of the South China Sea Warm Current. *Journal of Oceanography*, 51:111-132
[134] Chern C. S., Wang Joe. 1989. On the water masses at Northern offshore area of Taiwan. Acta Oceanographica Taiwanica. 22,14-32
[135] Chong-Kung Wu, 1993. Observation of current field near the Peng-Chia Yu. Proceedings of the Symposium on the Physical and Chemical Oceanography of the China Seas. China Ocean Press. 179-180
[136] Chuang W S. 1986. A note on the dring mechanisms of current in the Taiwan Strait. J. Oceanogr. Soc. Jpn., 42, 355-361
[137] Chu Tsu-You. 1974. The fluctuations of the Kuroshio Current in the eastern sea area of Taiwan. Acta Oceanographica Taiwanica, No. 4, 1-12
[138] Chu T Y. 1970. Report on the variation of velocity anol volume transport of the Kuroshio. In: the Kuroshio, A symposrum on the Jpana current II (Edited by J. C. Marr), East-west center press, Honolulu, 165-174
[139] Dale W L. 1956. Wind and drift currents in the South China Sea. the Malayan Journal of Geography 8:1-310.
[140] Fan Kuang Lung. 1979. On upwelling along the southeastern coast of Taiwan, Acta Oceanogr. Taiwanica, 10, 155-163
[141] Farris, M Wimbush. 1996. Wind Induced Kuroshio Introsion into the South China Sea. J. Oceanogr., 52, 771-784
[142] Guohong Fang, Wendong Fang, Yue Fang et al. 1998. A Survey of Studies on the South China Sea Upper Ocean Circulation. Acta Oceanogr. Taiwania, 37(1):1-16
[143] Guan Bingxian. 1994. Circulations east of Taiwan and the Ryukyu Islands A brief review. Proceedings of China-Japan JSCRK. Beijing: China Ocean Press, 18-28
[144] Guo Binghuo, Xiu Shumeng. H. Ishii, Y. Nakamara. 1991. Kuroshio warm filament and the Source of the warm water of the Tsushima current, Acta Oceanogica Sinica, 10(3): 325-340
[145] Hsueh, Y. Wang J. Chern C-S, 1992, The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan, J. Geophys. Res, 97: 14 323-14 330
[146] Hsueh Y. 1988. Recent current observations in the eastern Yellow Sea. J. Geophys. Res., 93, 6 875-6 884
[147] Hsueh. Y., H-J Lie, H. Ichibawa. 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. J. Geophys. Res. 101: 3 851-3 857
[148] A. Isohe. 1999. On the origin of the Tsushima Warm Current and its seasonality. Continental Shelf Research, 19, 117-133
[149] Japanese Oceanographic Data center. 1967—1968. CSK Atlas, 1-2
[150] Lie H. J. 1985. Wintertime temperature-salinity characteristics in the Southeastern Hwanghae (Yellow Sea). J. Oceanogr. Soc. Japan, 41, 291-298
[151] Lie H. J. 1986. Summertime hydrographic features in the Southeastern Hwanghae. Prog. Oceanog. 17, 229-242
[152] Lie Heung-Jae, Cho cheol-Ho and A. Arata. 1998. On the bran-ching of the Kuroshio and the formation of slope Countercurrent in the East China Sea. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, 25-41

[153] Lie H. J., C. H. Cho. 1994. Origin of the Tsudhinia warm current. J Geophys. Res. 99, 22 681 – 25 091

[154] Li L. 1993. Summer upwelling system over the northern continental shelf of the south china sea—A physical description. In proceeding of the symposium on the physical and chemical Oceanography of the china sea (Eds. J. Su., W. S. Chuang and R. Y. Hsuch) China Ocean Press. 58 – 68

[155] Lim D – B. 1971. On the origin of the Tsushima Current Water. J. Oceanogr. Soc. Korea, 6(2): 85 – 91

[156] Liu Cho – Teng, Cheng Shih – Pei, Chuang Wen – Ssn et al. 1998. Mean Structure and Transport of Taiwan Current(Kuroshio). Acta Oceanographica Taiwanica, 36(2): 159 – 176

[157] Liu C. T Yang Y, Cheng S. P et al. The counter current southeast of Lanyu Island. Acta Oceanographica Taiwanica, 34(1), 1995: 41 – 56

[158] Nitani H. 1972, Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio – its Physical Aspects (Stommel, H., Yoshida K. Eds). University of Tokyo. Press, 129 – 163

[159] Pan Yuqiu, Su Jilan, Xu Duanrong. 1991. The formation and evolution of the China Sea Winter density water. Acta Oceanologica, Vol. 10, No. 4, 525 – 538

[160] Ping – Tung Shaw and Shenn – Yu Chao. 1994. Surface Circulation in the South China Sea. Deep Sea Research, 41(11/12): 1 663 – 1 683

[161] Ping – Tung Shaw, Shenn – Yu Chao, Kon – Kee Liu et al. 1996. Winter Upwelling off Luzon in the Northeastern South China Sea. Journal of Geophysical Research, 101(c7)16 435 – 16 448

[162] Shaw P T. 1989, The intrusion of water masses into the sea southwest of Taiwan, J. Geophys. Res., 94(C12): 18 213 – 18 226

[163] Shaw P T. 1991. The Seasonal Variation of the Intrusion of the Philippine Sea Water Into the South China Sea. J. Geophys. Res., 96(C1): 821 – 827

[164] Su Jilan, Pan Yugiu, 1987. In the shelf circulation north of Taiwan. Acta Oceanologica Sinica, 6 (Supp. 1): 1 – 20

[165] Su J., W. Wang. 1987. On the Sources of the Taiwan Warm Current from the South China Sea. Chin. J. Oceanol. Limnol., 5(4):299 – 308

[166] Tangdong Qu, Humio Mitsudera, Toshio Yamagata. 2000. Intrusion of the North Pacific waters into the South China Sea. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, No. C3, 6 415 – 6 424

[167] Tang Dong Qu, 2000. Upper layer circulation in the south china sea. Journal of physical Oceanography, vol 30. 1 450 – 1 460

[168] Wang J, C. S. 1996. Chem. Some Aspects on the Circulation in the Northern South China Sea. La mer, 1996, 34(3): 246 – 257

[169] Wang J, C. S. Chem. 1988, On the Kuroshio branch in the Taiwan Strait during winter time. Prog. in Oceanogr., 21:469 – 491

[170] Wang Guihua, Su Jilan, Peter C chu. 2000. Mesoscale eddies in the South china sea observed with altimeter data. Geophysical Research Letters 30(21): Oct 1 – 4

[171] Wyrtki K. 1961. Physical Oceanography of the South – East Asian water, scientific result of marine inverstigation of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959 – 1961. Naga Report, 2

[172] Yang Yih, Liu Cho – Teng, Hu Jian – Hwa et al. 1999. Taiwan Current (Kuroshio) and Impinging Eddies. Journal of Oceanography, 55: 609 – 617

[173] Yong Chul Lee, Yun – Shan Qin, Rul – Yu Lin Edited. 1998. Yellow Sea Atlas. Ho Yong Publishing Co(Korea)

[174] Yuan Yaochu, Arata Kaneko, Su Jilan et al. 1998. The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands during early summer of 1996. Journal of Oceanography, 54:217 – 226

[175] Yuan Yaochu, Takano K., Pan Ziqin et al. The Kuroshio in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands during autumn 1991. La mer, 32(4), 1994: 235 – 244

[176] Yuan Yaochu, Su Jilan, Pan Ziqin et al. 1995, The western boundary current east of the Ryukyu Islands. La mer, 33, 1 – 11

[177] 近藤正人. 1985. 东シナ海、黄海渔场の海沉にす关る研究Ⅰ、西海区水产研究所研究报告,第62号,19 – 66

[178] 海洋资料セシタ – 编集. 1978. 海洋环境图,外洋编—北西太平洋Ⅱ. 东京:日本水路协会发行

[179] 井上尚文. 1981. 东け海すよび对马暖流域にすける流况. 长崎县生物学会文集,29 – 72

[180] 长崎海洋气象台.《海洋速报》. No. 140 – 177, 1991 – 2000

[181] 二井田恒博. 1976. 定置测流かうみた流. 水産海洋研究会报,第28号,33 – 58

[182] 佐伯理郎. 1985. 黑潮の流量. 海洋科学,17(5):267 – 273

[183]　宇田道隆. 1934. 日本海及ご其の鄰接海区の海況. 水産試驗場報告 5: 57 - 190

[184]　日本海洋研究会沿岸海洋研究部会编. 1985. 日本全国沿岸海洋誌. 东京:东海大学出版社会

补充参考文献

① 王东晓,杜岩,施平. 2002. 南海上层海洋物理学气候图集. 北京:气象出版社

② 方国洪,魏泽勋. 2002. 太平洋—印度洋贯穿流南海分支及其南海海洋学意义. 海峡两岸第五届台湾邻近海域海洋科学研讨会论文集(摘要). 210

③ 朱祖佑. 1972. 太平洋和南海的水文换. 台湾大学海洋学刊 2:11 - 24

④ 陈镇东. 2001. 南海海洋学. 台北:渤海堂文化公司印行

⑤ 韩舞鹰. 1998. 南海海洋化学. 北京:科学出版社

⑥ Chau - Ron Wu, Ping - Tung, Shaw, shenn - yu. Chao. 2000. Assimilating altimetric data into a South China Sea model. Journal of Geophysical Research Vol,104. No. c12, 29 987 - 30 005

⑦ Cheinway Hwang, Sung - An Chen. 2000. Circulation and eddies over the South China Sea derived from Topex/poseidon altimetry. Journal of Geophysical Research Vol15 No. C10. 23. 943 - 23. 965

⑧ Fang G H, Zhao B R, Zhu Y H. 1991. Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental sheef of the East China Sea measured with current meters. Oceanography of Asian Marginal Seas. Elsevier Oceanography series 53, 345 - 358

⑨ Gong G C, Lin K K Lin C T et al. 1992. The Chemical Hydrography of South China Sea West of Luzon and Comparison with the west Philippine Sea. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic sciences 3: 587 - 602

⑩ Hydrographic Department, Admiralty. 1945. The surface current of the South China, Java, Celebes and Sulu Seas. H. D. 409 Plate 1 - 12, London

⑪ Hydrographic office, United States Navy. 1945. Currents in the South China, Java, Celebes and Sulu seas. H. O. Pub 236 plale 1 - 12, Washingdon

⑫ Liu C T, Liu K J. 1988. The deep current in the Bashi Channel. Acta Oceanographica Taiwanica. 20:107 - 116

⑬ Metzger, F. J and Hurlburt, H., 1996. Coupled dynamics of South China Sea, Sulu Sea, and the Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research 101. 12 331 - 12 352

⑭ Qu T, Mitsudera H, Yamagata T. 2000. Intrusion of the North Pacific waters into South China Sea. J. Geophy Res. 105(c3): 6 415 - 6 424

⑮ Wang J. 1986. Observation of abyssal flows in the northern South China Sea. Acta Oceanographica Taiwanica 16:36 - 45

⑯Guan Bing - xian. 1994. patters and structures of the Currents in Bohai, Huanghai and Easl China seas. Oceanology of China Seas. vol. 1. kluwer Academic Publishers. 17 - 26

⑰藤原伊佐美,江口一平,中尾一見. 1982. 東シナ海の黑潮定缘にすシナる海況. 黑潮の開發利用の調查研究成果報告書(さ95) 61 - 70

第四篇
其他形式的海水运动

舟山网上方志馆

第十二章　潮汐、潮流

潮汐主要是由于月、日对地球的引潮力场和地、月、日的相对运动引起的，其主要周期接近12 h（半日潮）或24 h（全日潮）。它在铅直方向表现为潮位的升降，而在水平方向表现为潮流的涨落。潮位升降和潮流涨落，正是海水质点在潮波传播过程中能量传递和转换的一种表现形式。

潮汐是海洋中典型的长波。大洋半日潮的波长可达8 000 km以上，而黄海的波长也有800多千米。

中国近海的潮汐，主要的动力源是西太平洋传入的潮波。如黄海，它由天体引潮力直接产生的强迫潮仅占3%[36]，但在南海还得考虑半日潮引潮力的作用[5]。仍以黄海为例，潮能占全部海洋动能的80%[6]。主要由潮混合产生的浅水海洋锋，在黄海的表、底层同时存在，潮混合作用和风混合作用是黄海冷水团消衰的基本动力[32]。对于这类陆架浅海，占优势的天文潮自身非线性耦合潮周期平均效应与产生的潮余流[37]，引起潮致环流。东海，潮致水平余流与风生、热盐流动在杭州湾以南至福建沿岸，产生一股南下沿岸流。潮流还是塑造海岸地貌、起动海底沉积物、造成大范围海岸的侵蚀和淤积的主要动力[22]。海浪、风暴潮过程叠加在天文潮高潮时，会对沿岸地带造成灾害。

第一节　潮波系统

中国近海的潮汐主要是由西太平洋传入的潮波，它由中国台湾经琉球群岛至日本九州岛一线传入，经东海进入黄海、渤海，形成渤海、黄海、东海的潮波系统。而由巴士海峡和巴林塘海峡传入的潮波，进入南海形成以全日潮著称的南海潮汐。

一、渤海、黄海、东海的潮波系统

经由琉球群岛一线传入的M_2和S_2分潮波的能量为169GW，而全日分潮波（K_1和O_1）的仅为7GW，前者为后者的24倍。加之，东海南部海域对半日分潮存在发生共振的条件，致使半日潮占优势[26]。

半日潮波传入东海后分为三支：主要一支（北支）以前进波形式进入黄海，并在渤海、黄海形成驻波；中支直射浙江三门湾一带；南支在台湾岛北端左旋传向台湾海峡。北支传递能量为94GW，主要分潮M_2和S_2，在渤海和黄海各自形成四个旋转潮波系统，无潮点偏向中国陆地一侧（图12.1.1）。

全日分潮波K_1和O_1，在黄海、渤海的分布很相似。它们在黄海靠近中央和渤海海峡各有一个无潮点，同时发生高潮的线由无潮点向四周辐射，等振幅线以无潮点为中心，呈同心环状分布（图12.1.2）。K_1、O_1分潮在东海呈驻波类型，并在台湾岛北面左旋传入台湾海峡北部海域。比起半日潮波来，渤海、黄海、东海全日分潮的振幅小得多。K_1、O_1分潮进入黄海的能量只有M_2、S_2分潮能量的1/36[22]。

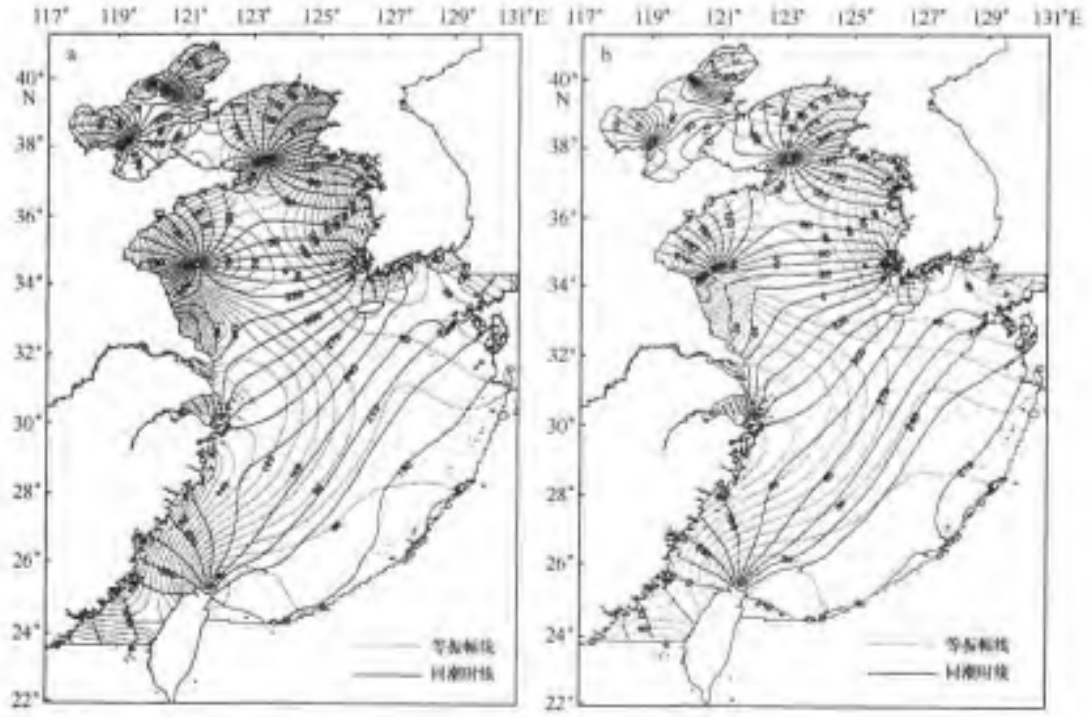


图 12.1.1　渤海、黄海、东海 M_2（a）和 S_2（b）分潮的同潮时图[22]

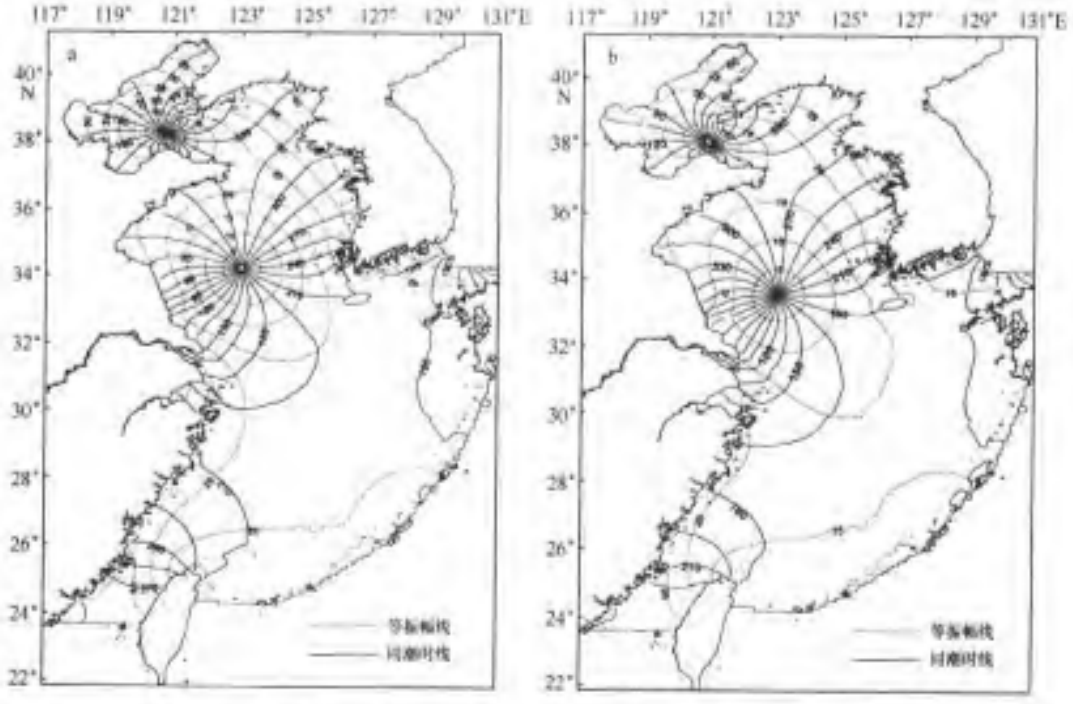


图 12.1.2　渤海、黄海、东海 K_1（a）和 O_1（b）分潮的同潮时图[22]

M_2、S_2 分潮波传入渤海的能量为3GW，而 K_1 和 O_1 分潮波的只有0.7GW。半日分潮波在渤海各有二个潮波系统，而全日分潮波在渤海连同北黄海才形成一个潮波系统，南黄海也只有一个潮波系统。

黄海、渤海的全部潮波系统都是逆时针方向，所以从河北、山东和江苏沿岸看来，潮波都是从北向南传播的。

在江苏的盐城至吕四之间，是南黄海的一个潮波辐聚区。因为由北向南的潮波和从东海传来的由东南向西北传播的潮波，在这里辐合形成大潮区，如小洋口外最大潮差9.3 m。而南黄海另一个潮差大的水域在仁川附近，其最大可能潮差大于12 m。

吕四以南到舟山岛，东至济州岛和朝鲜半岛南端，这一带是东海潮波传入黄海的通道，半日潮波为前进波类型。

舟山岛以南的三门湾，是东海入射潮波的顶端区。在舟山以北向黄海传播，台州湾以南向台湾海峡传播。M_2 分潮进入台湾海峡的能通量为19GW，而 K_1 和 O_1 只有1.1GW左右。它们经台湾海峡向南海传播。另一股由巴士海峡传入的潮波，绕台湾岛南端，经高雄、台南外海向西北传播。在台湾海峡闽、粤交界的诏安外海，存在上述两股潮波的辐聚区。半日潮波并没有由东海经台湾海峡传入南海，因其携带的能量小于自巴士海峡传入台湾海峡的能量，故从同潮时线和断面上看，潮能自南海进入台湾海峡。

从渤海、黄海、东海为协振潮的性质来看，凡输入的能量，皆于本海区中耗散殆尽。M_2 分潮在北黄海、南黄海和东海的潮能耗散，分别为13.4GW、49.0GW、42.0GW。其中，在东海和南黄海消耗的能量，分别占总输入的32.8%和38.2%[2]。

二、南海的潮波系统

由巴士海峡和巴林塘海峡传入的潮波，主要向西南方向传播，所输入的潮能 M_2 和 m_1（K_1 和 O_1 平均值，下同）分别为9.6GW和29.7GW。沿途有部分进入北部湾、泰国湾和南海西南海域，少量进入南海北部陆架[6]。

北部湾是世界上相当典型的全日潮区。这是因为该海湾固有振动的频率，接近全日分潮的缘故。以北海为例，K_1 和 O_1 分潮的振幅分别为90 cm和96 cm，而 M_2 和 S_2 分潮的振幅只有45 cm和11 cm。在湾口左侧的顺化附近有一无潮点，存在左旋 K_1 潮波系统，O_1、M_2、S_2 均无独立潮波系统。

南海中部 M_2、S_2、K_1、O_1 分潮同潮时线稀疏，而在西南海域分别存在三个 M_2 和一个 K_1 潮波系统（图12.1.3，图12.1.4）。南海中部海域水深大，全日引潮力影响甚微，而半日分潮则影响很明显。这是因为南海纬度相对较低，全日潮引潮力与 $\sin 2\varphi$（φ 为地理纬度）成比例，而半日潮引潮力和 $\cos^2\varphi$ 成比例的缘故[6]。

泰国湾和南海西南海域，潮波系统复杂。特别是在巽他陆架海域（图12.1.5，图12.1.6），各个作者仍有差异，潮波分布存在较大的不确定性，有待进一步探讨。

南海潮波能量传播比较复杂。因为它北与台湾海峡（A），东与巴士海峡、巴林塘海峡（B）和民都洛海峡（C），南和马六甲海峡和卡里马塔海峡（D）沟通。从A、B进入 m_1 潮能通量为29.8GW，由C、D出去的为10.3GW，所以净进入19.5GW。由B、C进入的 M_2 潮能通量为12.1GW，由A和D出去的潮能通量为2.8GW，净进入的为9.3GW。它们依次传入各海湾，并在整个南海将输入的潮能消耗掉。

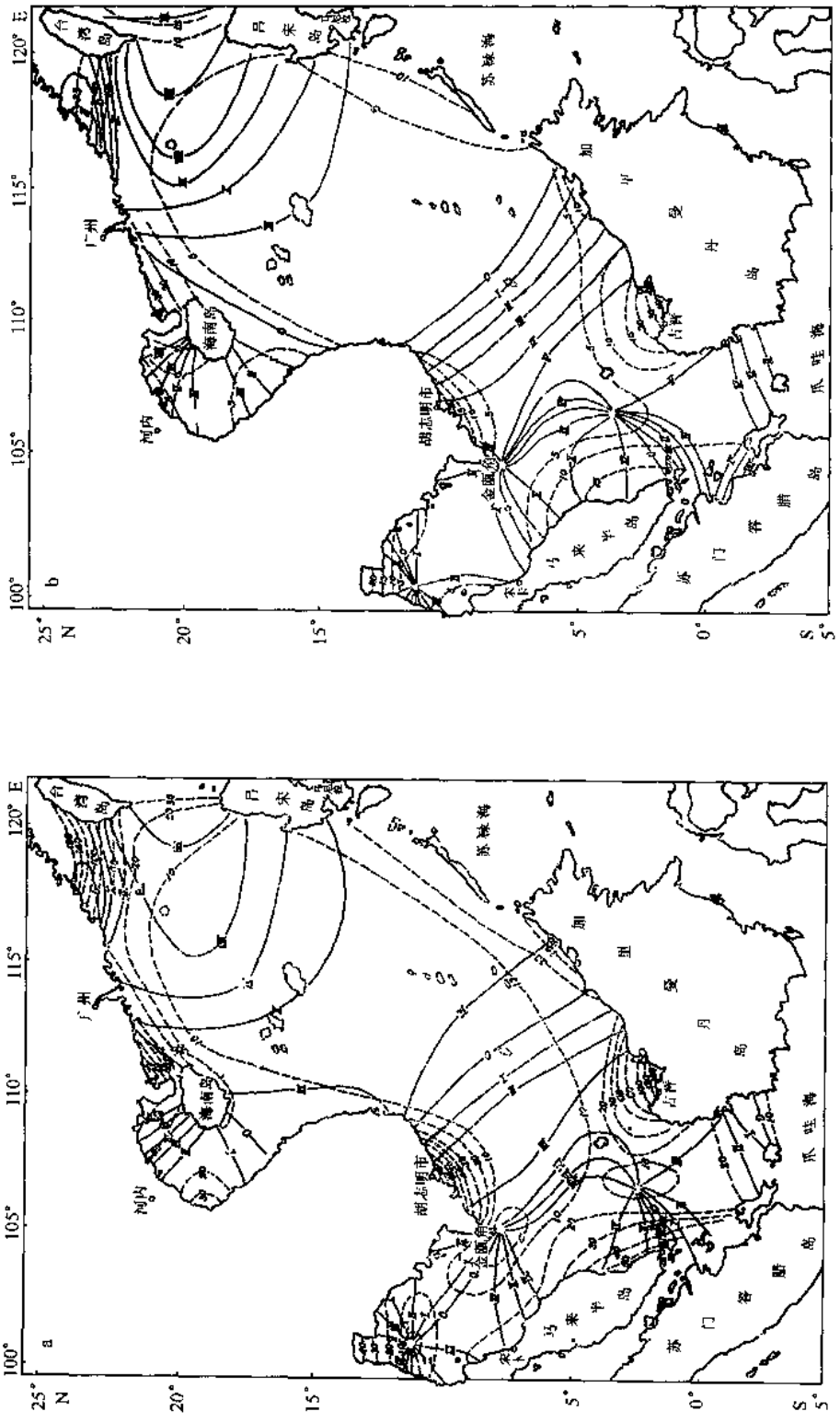


图 12.1.3　南海 M_2(a) 和 S_2(b) 分潮的同潮时图[14]

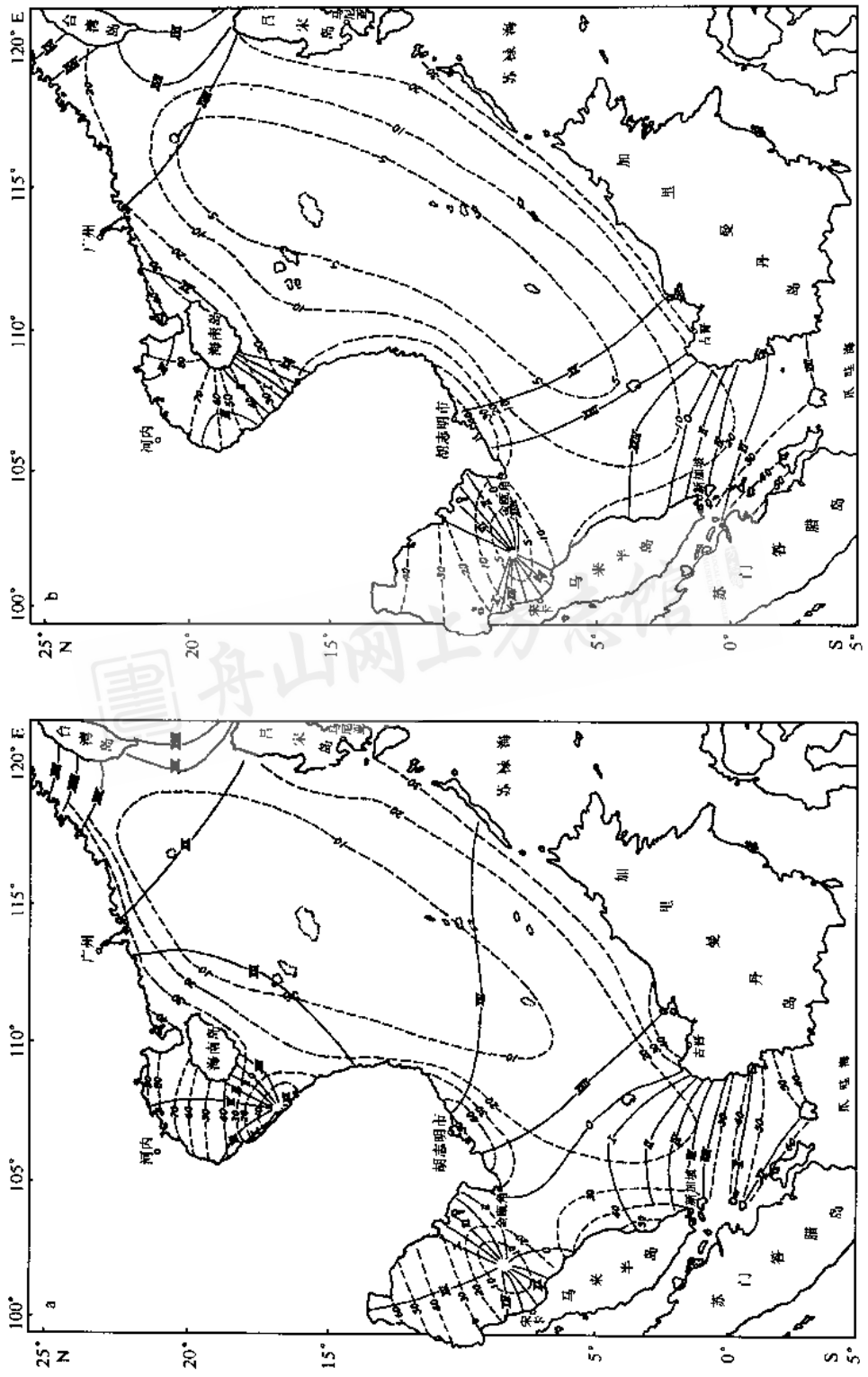


图 12.1.4　南海 K_1(a) 和 O_1(b) 分潮的同潮时图[114]

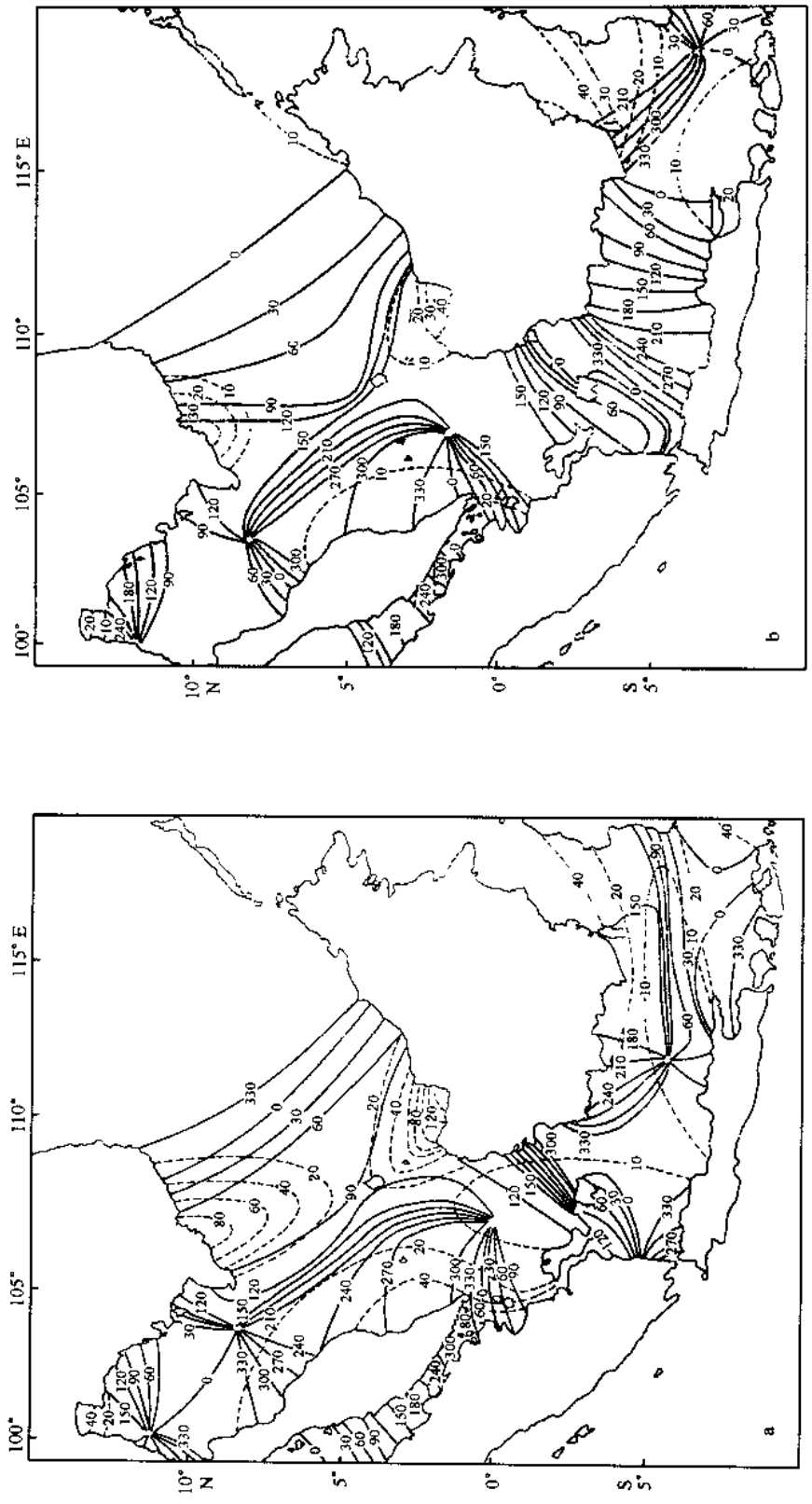


图 12.1.5　南沙及其西南海域 M_2(a) 和 S_2(b) 分潮的同潮时图[34]

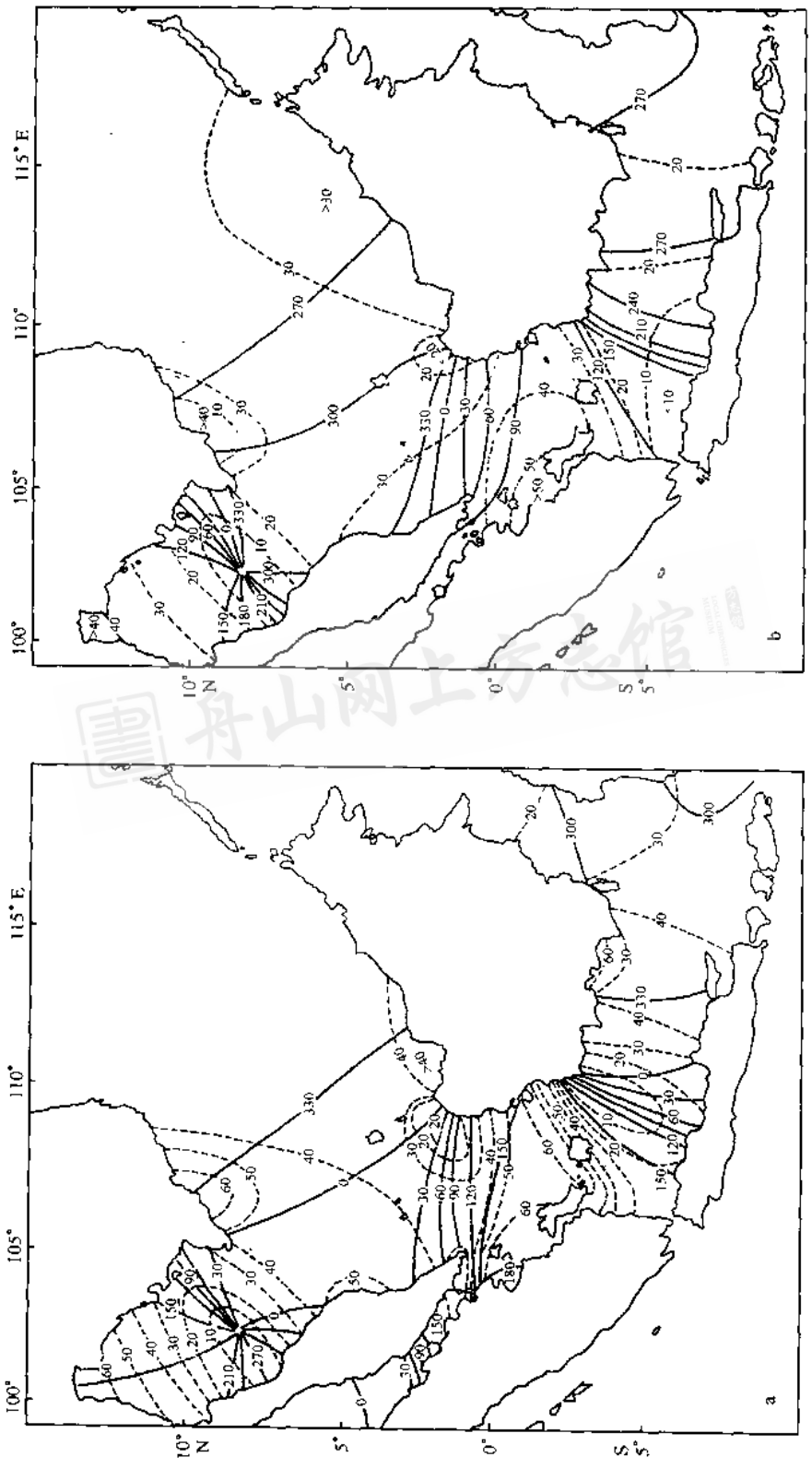


图 12.1.6　南沙及其西南海域 K_1 (a) 和 O_1 (b) 分潮的同潮时图[34]

对于具体海区来说，它的形状已确定，故潮波系统的个数主要取决于入射分潮的周期。比如，全日潮只有一个潮波系统，半日潮就有两个潮波系统，四分之一日分潮则有四个潮波系统等。当然，它们都是在入射波遇到海区岸形的反射波形成驻波，并在地转偏向力作用下形成的。由于摩擦效应，不仅消耗潮波能量，使得驻波节点偏向入射潮波前进方向的左侧[20]，而底摩擦系数对浅水分潮的分布也有明显的影响。此外，潮波系统中同潮时线的分布，决定着能量传播的方向。而开边界上分潮振幅的大小，决定了传播能量的多寡。也就是说，直接决定入射和反射波的强弱，进而影响无潮点位置的变化。至于天体引潮力的作用，主要取决于海区水体的多少和它所处的地理纬度，对渤海、黄海、东海而言，天体直接引潮力的作用是次要因素。

第二节　潮汐特征

潮汐现象可看做是由许多分潮波组合而成的，一般以 M_2、S_2、K_1 和 O_1 分潮最大，故取决这4个分潮波的叠加来说明其特征。这里所说的特征，是指有代表性地点的主要分潮的调和常数、潮汐类型、潮差、振幅比和迟角、历史最高潮位等量值。其中潮汐类型，可用潮型数

$$A=\frac{H_{K_1}+H_{O_1}}{H_{M_2}},\ \text{或}\ B=\frac{H_{K_1}+H_{O_1}}{H_{M_2}+H_{S_2}}\text{来划分。}$$

中国大多采用：

$0.0<A\leqslant 0.5$	规则半日潮
$0.5<A\leqslant 2.0$	不规则半日潮
$2.0<A\leqslant 4.0$	不规则全日潮
$4.0<A$	规则全日潮

进行划分。鉴于有些海区 M_2 和 S_2 大小相近，故也可取

$0.0<B\leqslant 0.25$	规则半日潮
$0.25<B\leqslant 1.5$	不规则半日潮
$1.5<B\leqslant 3.0$	不规则全日潮
$3.0<B$	规则全日潮

进行划分似更合理些。

一、渤海和北黄海

1. 潮汐调和常数

潮汐现象可视作为许多不同周期振动的叠加，分潮振幅（H）和专用迟角（g）只与地点有关，称潮汐调和常数。它们是由海区形状、深度、海底地形等自然环境决定的，如果这些自然条件相对比较稳定，那么在不同时期所观测的资料，分析所得的 H、g 也基本相同，在这个意义上称“常数”。调和常数的用途主要有三：（1）用以推算未来的潮汐和潮流；（2）用以计算潮汐或潮流的一些特征值，可供海洋工程方面使用；（3）主要分潮的 H 比值，可用来划分潮汐类型。渤海和北黄海沿岸主要测站的4个分潮的调和常数如表 12.2.1 所示。

表 12.2.1　各站 4 个主要分潮的调和常数（振幅：$H\times10^{-2}$m，位相：g,°）

站名	M_2		S_2		K_1		O_1	
	H	g	H	g	H	g	H	g
营口	126	143	34	206	38	101	29	51
葫芦岛	94	151	27	210	38	104	29	54
秦皇岛	10	311	5	37	29	111	23	61
塘沽	117	90	34	164	36	154	27	99
歧口	106	96	20	192	28	140	20	109
龙口	41	316	13	38	20	200	17	138
烟台	36	289	22	345	16	295	9	234
威海	59	303	18	358	22	309	13	256
大连	99	289	29	343	26	1	18	320
大长山岛	132	265	42	321	33	342	25	304
海洋岛	127	254	43	306	37	329	25	297
大鹿岛	187	244	56	300	38	326	24	285
薪岛	212	246	74	295	41	331	27	291

2. 潮汐类型

渤海，在秦皇岛西北以 40°N，120°E 为中心，10 ~ 20 km 以内为规则全日潮，向外一圈 10 km左右为不规则全日潮。老黄河口附近西北 10 ~ 15 km 一圈为不规则全日潮，其中有西北向——很小长条水域为规则全日潮。渤海海峡附近，因是全日潮无潮点所在，所以呈现出规则半日潮。此外，辽东湾、渤海湾、莱州湾和渤海中部均为不规则半日潮。

北黄海，大连至威海以西一线，均与渤海海峡相同，为规则半日潮。成山角以东 10 ~ 15 km 一圈为不规则全日潮，以该圈为中心，北至长山群岛，西至大青群岛一大圈为不规则半日潮。而西朝鲜湾至大连和长山群岛以北，包括鸭绿江口大片海域，全是规则半日潮（图 12.2.1）。

3. 潮差

潮差指相邻的高潮和低潮的水位高度差。它可分为平均潮差、平均大潮差、平均小潮差、最大潮差、最小潮差和最大可能潮差。这里只介绍平均大潮差和最大可能潮差。

（1）平均大潮差

渤海湾以歧口和涧河口为最大，达 3.2 m，塘沽为 3.0 m。辽东湾底营口达 3.1 m。潮差最小出现在秦皇岛和环海寺一带，只有 0.8 ~ 1.1 m。老黄河口附近也接近这个数值。现在的黄河口潮差 2 m，莱州湾和烟台、威海大潮差为 1.4 ~ 1.5 m。北黄海的大潮差：大连为 2.6 m，大长山岛为 3.5 m，大王家岛为 4.2 m，大鹿岛为 4.8 m，赵氏沟为 5.3 m，薪岛潮差最大，达5.8 m。西朝鲜湾的云雾岛为 6.0 m，这一带是渤海和北黄海潮差最大的海域。

（2）最大可能潮差

从图 12.2.3 看出，最大可能潮差分布很有规律，湾顶潮差大，海区中央潮差小。辽东湾湾顶最大可能潮差分别达 5 m 和 4 m，而渤海中央最大可能潮差仅 2 m 左右。在北黄海，大潮差出现在右岸，即辽南沿岸和西朝鲜湾，最大可能潮差均在 4 ~ 5 m 以上，尤其是西朝鲜湾湾顶，最大可能潮差达 9 m 之多。在北黄海左岸，如山东半岛北部沿岸，最大可能潮差为 3 m 以下，成山

角外一小区，最大可能潮差不足 2 m。

4. 渤海和黄海主要分潮的振幅和迟角差（表 12.2.2）。

表 12.2.2　主要分潮的振幅比和迟角差

海区	$gO_1 - gK_1$	H_{O_1}/H_{K_1}	$gS_2 - gM_2$	H_{S_2}/H_{M_2}
渤海	−53°	0.76	70°	0.29
渤海海峡	−50°	0.72	62°	0.30
黄海	−46°	0.72	50°	0.34

表 12.2.2 表明，一些主要分潮的振幅比和迟角差值在一个区域内变化较小，取多个观测点的平均值，可近似视为常数。这样，对一些站点可由少数几个分潮计算出其他的分潮，以便应用。

5. 渤海和北黄海主要测站的最高潮位（表 12.2.3）

表 12.2.3　各验潮站历史最高潮位（cm）

大连	464	营口	512	葫芦岛	434	秦皇岛	255
海河闸	614	塘沽	593	羊角沟	645	龙口	344
烟台	408	旅顺	450	威海	290		

二、南黄海和东海

1. 潮汐调和常数（表 12.2.4）

表 12.2.4　各站四个主要分潮的调和常数（振幅：Hcm，位相：g,°）

站名 \ 项目	M_2		S_2		K_1		O_1	
	H	g	H	g	H	g	H	g
青岛	126	134	41	175	28	257	22	294
连云港	159	182	50	226	31	19	24	314
吕四	171	352	75	37	21	149	10	86
绿华山	119	288	53	334	28	194	16	151
吴淞	104	9	44	60	24	212	14	161
南汇嘴	143	331	53	20	30	207	19	158
澉浦	248	36	93	95	37	226	22	175
坎门	188	256	68	294	30	219	23	181
海门	181	275	70	332	22	249	13	188
厦门	182	352	54	43	34	281	28	238
高雄	15	236	6	248	16	294	15	249
台中	170	317	46	10	22	262	11	221
基隆	19	283	5	281	19	230	15	197
钓鱼岛	49	204	4	235	21	219	20	191
济州岛	79	251	34	285	25	194	18	164
仁川	284	109	109	166	39	290	28	251

注：青岛，据 1997、1998 年分析，M_2 的振幅 H = 130cm.

2. 潮汐类型

南黄海和东海的潮汐类型，按潮型数 A 划分只有两种类型，连云港外半日分潮无潮点（区）附近，济州岛、济州海峡、新安群岛附近，杭州湾口南岸、舟山岛附近，台湾岛北端经彭佳屿至日本五岛列岛一线，以东至琉球群岛，汕头、南澳岛经台湾浅滩一带到高雄至澎湖列岛以南，均为不规则半日潮，其余海域全属规则半日潮类型（图 12.2.1）。

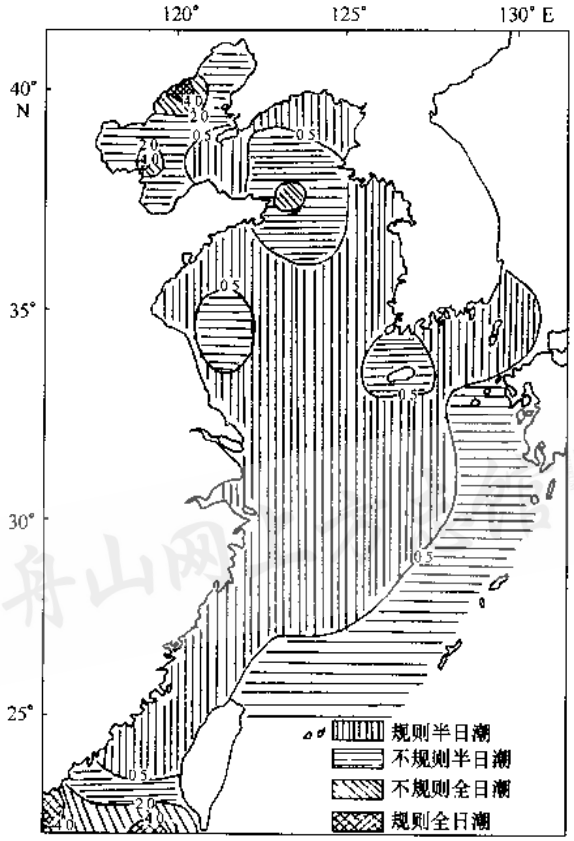


图 12.2.1　渤海、黄海、东海的潮汐类型分布[16]

3. 潮差

（1）大潮潮差

南黄海：成山角和连云港外为 0.5 m，从成山角到俚岛湾为 1.3～1.7 m，石岛为 2.1 m，青岛为 3.4 m，石臼所为 3.7 m，连云港为 4.3 m，小洋口为 6.0 m，吕四为 4.9 m。江华湾的牙山为 8.3 m，仁川为 8.1 m，群山为 5.8 m，新安岛为 2.9 m，巨文岛为 2.7 m，济州岛为 2.3 m。

东海东侧：鹿儿岛为 2.2 m，中之岛为 1.6 m，那霸为 1.7 m，平良为 1.5 m，与那国岛为 1.3 m。东海西侧：绿华山为 3.5 m，佘山为 3.4 m，高桥为 3.2 m，吴淞为 3.0 m，金山嘴为 4.8 m，乍浦为 5.9 m，海宁为 5.1 m，长涂为 3.0 m，镇海为 2.3 m，海门为 4.8 m，龙湾为 5.6 m，马祖澳为 6.1 m，平潭岛为 5.6 m，泉州为 5.3 m，厦门为 4.8 m，东山为 2.8 m。

（2）最大可能潮差

南黄海的最大可能潮差分布不对称，也是东岸（右侧）大于西岸（左侧）（图 12.2.3）。朝鲜半岛西岸，最大可能潮差均在 6 m 以上，特别是江华湾的仁川港，最大可能潮差达 12 m 之多，

为中国海潮差最大之处。黄海西岸的海州湾，最大可能潮差为 5 ~ 6 m，南黄海中央海域，最大可能潮差较小，一般为 3 m 左右。尤其是射阳岸外，最大可能潮差仅 2 m 左右。东海的最大可能潮差分布与黄海的不同，呈现出西侧大于东侧的特点。朝鲜海峡、硫球群岛一带，最大可能潮差分别为 1 ~ 3 m 和 3 m 左右；而沪、浙、闽沿岸和台湾西岸，最大可能潮差均在 5 m 左右。尤其是杭州湾和闽江口附近，为东海两处潮差大的区域，最大可能潮差分别为 9 m 和 8 m。

黄海潮差为东岸大于西岸；东海则相反，西岸明显比外海大，它和东海南部陆架对半日潮波的增大效应有关。

4. 东海主要分潮的振幅比和迟角差（表 12.2.5）

表 12.2.5　主要分潮的振幅比和迟角差

海区	$gO_1 - gK_1$	H_{O_1}/H_{K_1}	$gS_2 - gM_2$	H_{S_2}/H_{M_2}
朝鲜海峡	-30°	0.74	35°	0.45
东海	-43°	0.68	46°	0.40
台湾海峡	-42°	0.84	46°	0.28

5. 东海沿岸主要测站的最高潮位（表 12.2.6）

表 12.2.6　各验潮站历史最高潮位（cm）

乳山口	505	长涂	540	东山	782
青岛	544	定海	445	崇武	857
石臼所	552	镇海	497	梅花	977
吕泗	456	温州	675	澳浦	789
吴淞	574	坎门	826	盐官	909
上海	522	三沙	886	海门	690
绿华山	503	平潭	780	龙湾	671
乍浦	675	厦门	740		

三、南海

1. 潮汐调和常数

表 12.2.7　各站 4 个主要分潮的调和常数（振幅：Hcm，位相：g,°）

站名	M_2		S_2		K_1		O_1	
	H	g	H	g	H	g	H	g
汕头	42	24	10	94	30	294	24	249
汕尾	28	255	11	277	33	297	26	249
闸坡	65	293	28	333	41	314	35	264
榆林	22	314	7	356	31	325	29	280
东方	19	59	6	118	56	72	65	10
北海	45	177	11	240	89	96	96	33
香港	39	268	16	297	36	299	29	251
澳门	47	288	19	321	37	307	31	257
涂山	4	131	3	166	72	104	70	40
海防	4	99	5	170	64	124	73	57
乌尼拉	19	295	7	335	30	319	28	269

2. 潮汐类型

图 12.2.2 表明，南海几乎不存在规则半日潮，只出现不规则半日潮、规则全日潮和不规则全日潮三种类型。台湾西南、珠江口以西至琼州海峡东口为不规则半日潮。北部湾（除湾口外）以及南海中央大片海域，泰国湾底、卡里马塔海峡全是规则全日潮。马来半岛东南海域也属不规则半日潮。

3. 大潮潮差

下川岛（南澳）为 2.3 m，汕尾为 1.6 m，香港为 1.8 m，闸坡为 2.6 m，湛江为 3.1 m，海口为 2.0 m，澳门为 2.0 m。三亚湾为 1.4 m，北海为 4.0 m。西沙、南沙群岛都是 1.2 m，东沙群岛为 1.0 m，黄岩岛为 1.4 m。曼谷湾底为 2.7 m。越南头顿为 2.8 m，西贡为 2.9 m，归仁为 1.4 m，涂山为 2.9 m，海防为 2.8 m，鸿基为 3.6 m。菲律宾群岛大多在 1～2 m 之间，其中马尼拉仅 1.3 m。图 12.2.4 为南海最大可能潮差（m）分布，与图 12.2.3 比较，明显看出，南海潮差比黄海、东海的小得多，除北部湾湾顶潮差达 6 m 外，南海的最大可能潮差一般为 2～3 m。

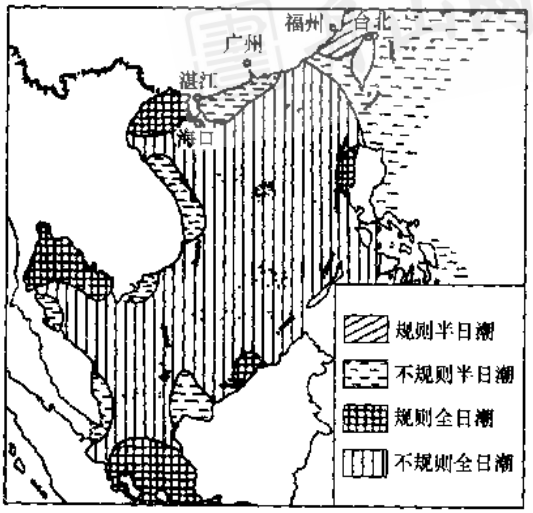


图 12.2.2　南海潮汐类型分布

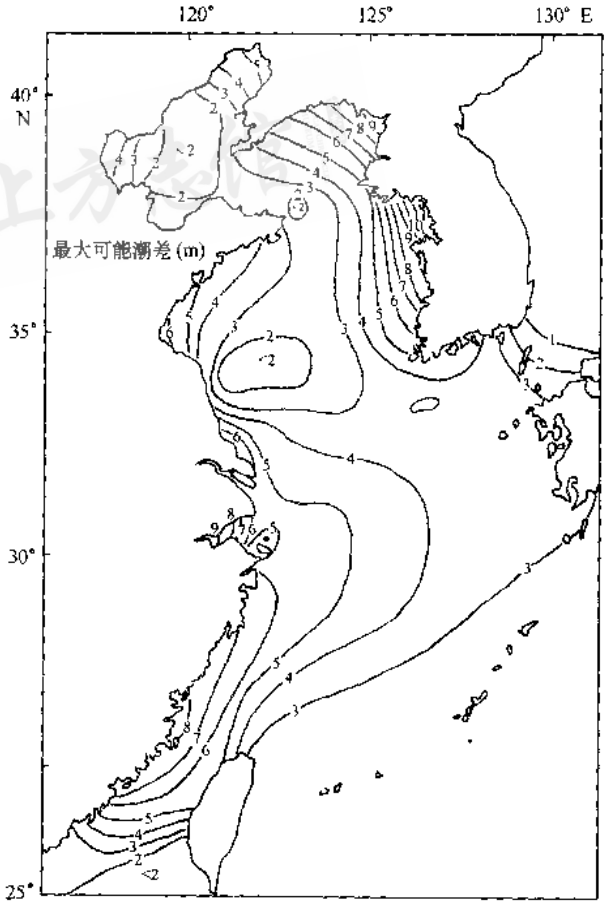


图 12.2.3　渤海、黄海、东海最大可能潮差（m）分布[16]

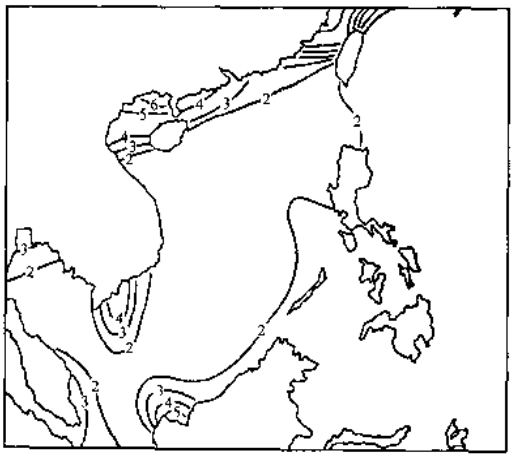


图 12.2.4　南海最大可能潮差（m）分布

4. 南海北部、北部湾、泰国湾分潮振幅比和迟角差（表 12.2.8）

表 12.2.8　主要分潮的振幅比和迟角差

海区	$g_{O1}-g_{K1}$	H_{O_1}/H_{K_1}	$g_{S2}-g_{M2}$	H_{S_2}/H_{M_2}
南海北部	-49°	0.85	40°	0.39
北部湾	-60°	1.11	52°	0.34
泰国湾	-48°	0.65	59°	0.44

5. 南海北部沿岸主要测站的最高潮位（表 12.2.9）

表 12.2.9　各验潮站历史最高潮位（cm）

汕头	481	硇洲	495	三亚	216
汕尾	337	北海	593	秀英	260
灯笼山	269	涠洲	488	八所	206
赤湾	178	海口	401	东方	390
闸坡	493	南渡	594	榆林	288

四、潮汐表

潮汐表是主要港口的潮位及重要航道的潮流预报表，更是为有关部门提供未来的潮汐、潮流变化的信息资料。世界沿海国家，大多编制出版各自国家的潮汐表。我国的潮汐表由国家海洋信息中心编印，每年提前一年编印出第二年的潮汐表。2000 年的潮汐表共分 6 册：中国沿岸 3 分册，世界大洋区域 3 分册。前者包括了中国沿岸的主要港口、航道、渔场、海峡的潮位或潮流的预报。后者除包括了英国潮汐表第 1、2、3 卷的主港外，还增添了一部分主港。每个主港都刊载出一些潮汐特征值。对附属港除特征值外，还刊载出它和主港的潮时差、潮高比值和改正数。主港预报精度，中国沿岸预报误差一般潮时在 20 ~ 30 min 之内，潮位高度在 20 ~ 30 cm 之内，国外主港预报精度大致和英、美等国的潮汐表相当。使用潮汐表时应注意两点：一是区时，中国沿

岸采用北京时（东8时）；二是预报潮高起算面与一些港口的海图深度基准面不一致，应给予订正。

第三节　潮　流

海水在受月球、太阳的引力作用产生潮汐现象的同时，海水还产生周期性的水平运动——潮流。由于潮流是潮波运动中水质点的运动，因此，潮流也具有半日潮流、全日潮流和混合潮流几种形式。在多数情况下，潮汐升降与潮流涨退的类型是一致或相似的，即潮汐上升是由外海海水涨潮流流入引起的，而潮汐下降是海水由湾内、内海向外海流动的结果。但也有一些海域，如秦皇岛附近和烟台岸外以及台湾海峡的南界附近，两者并不一致，即潮汐类型和潮流类型并不相同。这种两者相似或不相同的现象，可用潮波系统的分布和局部潮波振荡来说明。

由于海岸、岛屿及地形等的影响，使潮流现象可能显得十分复杂。通常，在海峡、水道和港湾湾口附近，潮流流速较大，潮流具有往复流特点；而在外海或开阔的海域，潮流为回转式潮流，其流向和流速均随时间而改变。

中国海是潮流现象十分显著的海区，某些近岸海域和海峡地区，潮流流速很强，有的可达300～500 cm/s。由于潮流现象自身的复杂性，受地形、风场、余流、分潮流以及摩擦和非线性效应等诸因素的共同作用；加之海上观测海流的难度远比岸边潮汐观测要大得多，获得资料极不容易，潮流资料远比潮汐资料匮乏得多。因此，对中国近海潮流的认识和了解还是初步的，许多问题还有待深入调查研究。

与潮汐类型相仿，潮流类型可用潮流类型数来确定：

$$\frac{W_{K_1}+W_{O_1}}{W_{M_2}}\leqslant 0.5 \qquad \text{规则半日潮流，}$$

$$\frac{W_{K_1}+W_{O_1}}{W_{M_2}}\leqslant 2.0 \qquad \text{不规则半日潮流，}$$

$$2.0<\frac{W_{K_1}+W_{O_1}}{W_{M_2}}\leqslant 4.0 \qquad \text{不规则全日潮流，}$$

$$4.0<\frac{W_{K_1}+W_{O_1}}{W_{M_2}} \qquad \text{规则全日潮流。}$$

式中 W_{K_1}、W_{O_1}、W_{M_2} 分别表示 K_1、O_1、M_2 分潮流的最大流速。

一、渤海和北黄海

1. 潮流类型

从图12.3.1看出，辽东湾、渤海湾至莱州湾西半部和长山群岛以东，整个北黄海都是规则半日潮流。渤海海峡附近和渤海中部为不规则半日潮流。其中庙岛群岛至威海以西和龙口港附近为不规则全日潮流，而烟台芝罘岛、崆峒岛和养马岛附近为规则全日潮流。

2. 潮流圆流系统和潮流分布

潮流圆流系统类似于旋转潮波系统，潮流为圆流系统。无潮点为潮波系统的旋转中心，而圆流点则是潮流同潮流时线的旋转中心。一般分潮流观测矢量端点的联线为椭圆，而圆流点则是东分量和北分量相等，故该点观测矢量端点的联线为圆而称谓。

渤海、黄海、东海的潮波系统已有较明确的结论，而圆流系统的分布和个数，不同作者有不同的结果。以图 12.3.2 和图 12.3.3 为例，渤海 M_2 分潮流最大潮流同潮时线有两个圆流系统：一个位于滦河口外，另一个在莱州湾湾口附近，它们均呈逆时针旋转。渤海 K_1 分潮流的最大潮流同潮时线只有一个圆流系统，其位置也在滦河口附近，但其旋转方向为顺时针。在北黄海，K_1 分潮流没有独立的圆流系统。只有 M_2 分潮流在烟台附近，出现一个圆流系统，其旋转方向也为逆时针。

渤海 M_2 分潮流最大潮流分布是：辽东湾、渤海湾两湾湾顶流速均为 40 cm/s，莱州湾湾顶 M_2 分潮流流速较小，为 20 cm/s，渤海中央和渤海海峡潮流流速为 40 cm/s。渤海有两处 M_2 分潮流流速较强：一处是长兴岛附近，另一处在旧黄河口附近，流速为 60 cm/s。北黄海的情况不同，东侧潮流大于西侧潮流，流速由东向西逐渐递减。西朝鲜湾 M_2 分潮流流速在 60 cm/s 以上，最大为 80 cm/s 左右。北黄海中部为 40 cm/s，烟台附近出现一片弱流区，流速为 20 cm/s。渤海、北黄海 K_1 分潮流流速较弱，除渤海海峡 K_1 分潮流流速大（20 cm/s）外，渤海其余海域和北黄海 K_1 分潮流最大流速一般在 10 cm/s 左右。

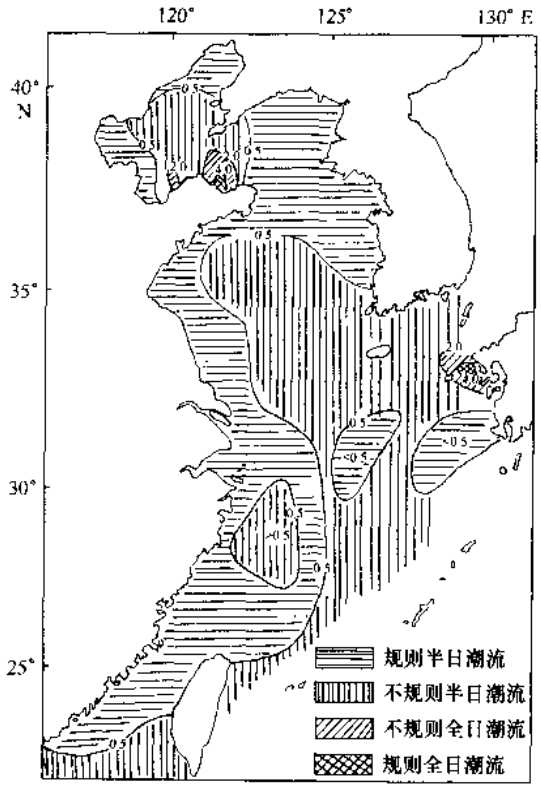


图 12.3.1　渤海、黄海、东海的潮流类型分布[16]

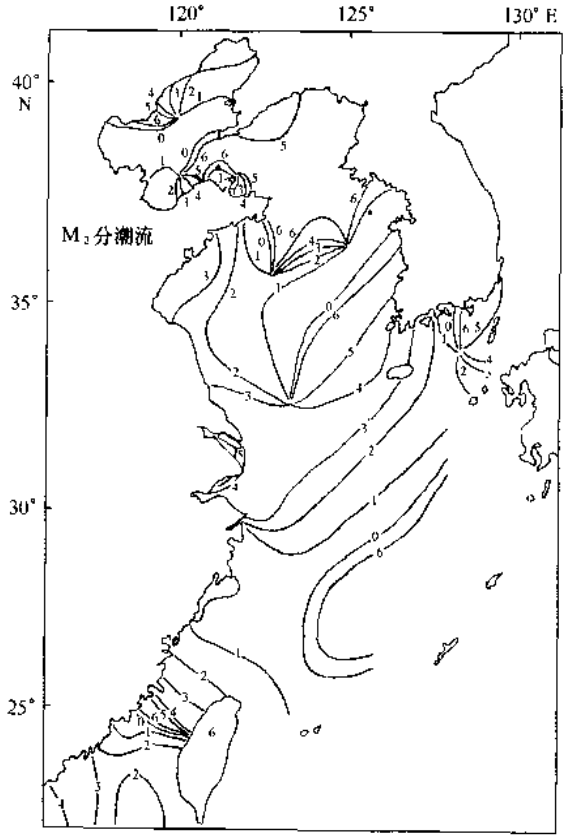


图 12.3.2　渤海、黄海、东海 M_2 分潮流最大潮流同潮时线[16]

二、南黄海和东海

1. 潮流类型

从山东半岛的成山角至广东汕头以南 23°N 一带沿海，包括台湾浅滩、澎湖列岛至台湾的新

港以北大片海域，都是规则半日潮流。朝鲜半岛一侧，鞍马群岛以北也是规则半日潮流。

南黄海中部连接东海冲绳海槽，除温州至宁波外海和30°N～32°N附近，存在三片不连续近月牙形的水域为规则半日潮流外，其他全属不规则半日潮流。其中五岛列岛至长崎还存在近东西向小片水域，分别为不规则全日潮流和规则全日潮流的类型（图12.3.1）。

2. *潮流圆流系统和潮流分布*

南黄海 M_2 分潮流同潮时线存在三个圆流系统，均位于南黄海中央（图12.3.2），几乎呈三足鼎立的局面，为一倒三角形。北面两个圆流系统的旋转方向正好相反，东侧一个为顺时针，西侧一个为逆时针；南面一个圆流系统也为逆时针旋转。在东海，除朝鲜海峡外几乎没有 M_2 分潮的圆流系统。朝鲜海峡中部，存在一个逆时针旋转圆流系统。对于 K_1 分潮流而言（图12.3.3），南黄海和东海的潮流圆流系统分布比较简单，各海区分别只存在一个圆流系统。前者位于山东半岛南岸附近，后者位于济州岛以南海域。两个圆流点的旋转方向相反，前者为顺时针，后者为逆时针。

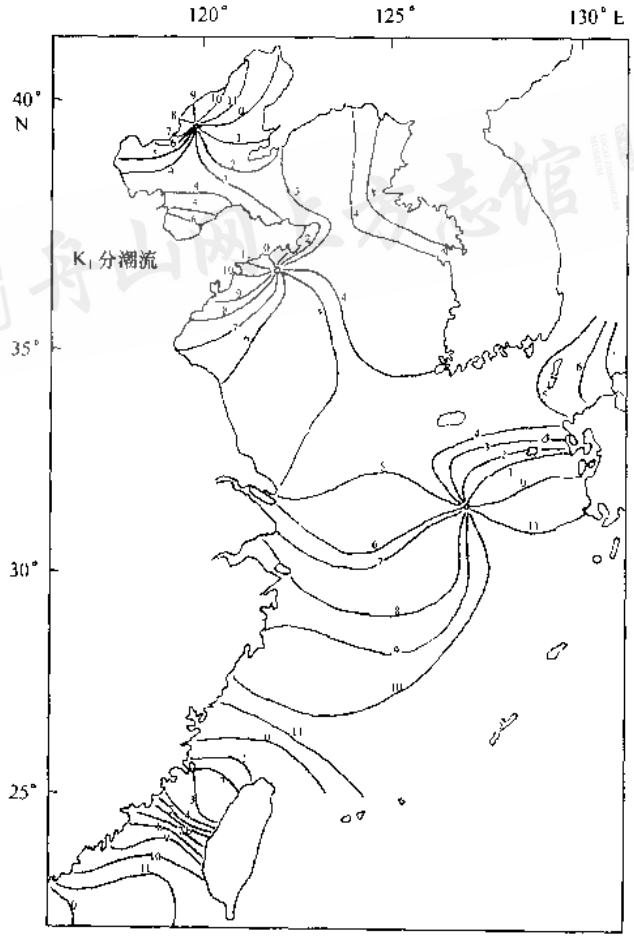


图12.3.3　渤海、黄海、东海 K_1 分潮流最大潮流同潮时线[16]

南黄海 M_2 分潮流流速较强（图12.3.5），除南黄海中央局部海域外，南黄海 M_2 分潮流流速为40～60 cm/s。尤其是东岸的江华湾，M_2 分潮流流速达100 cm/s以上，该湾不仅是黄海，

也是中国近海潮流最强的区域。另外，在苏北五条沙一带，M_2 分潮流速也在 60 cm/s 以上，为南黄海另一个强潮流区。在东海，M_2 分潮流速分布是自东向西逐渐递减，东侧琉球群岛附近，流速为 20 cm/s 左右；到了西侧沿岸海域，流速增至 40 ~ 60 cm/s。尤其是杭州湾和台湾浅滩附近，潮流流速达 100 ~ 120 cm/s。K_1 分潮潮流在南黄海和东海的比重都比较小，除长江口至朝鲜半岛西南端一线附近，K_1 分潮流流速为 10 cm/s 左右外，其余广阔海域的 K_1 分潮流速皆在 10 cm/s 以下（图 12.3.6）。

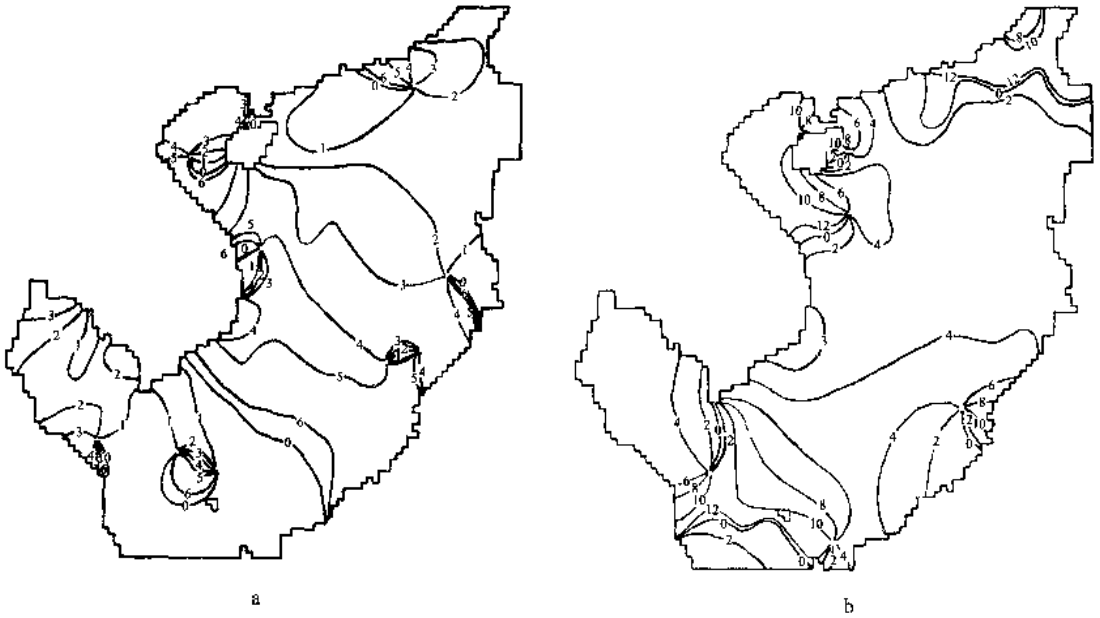
三、南海

1. 潮流类型

在南海，广东沿岸为不规则半日潮流，而南海中部、西南海区、泰国湾口以东海域，全属不规则全日潮流。北部湾南部为规则全日潮流，北部为不规则全日潮流。泰国湾湾顶为不规则半日潮流，其余大部分水域均为规则全日潮流。马来半岛东面以及马来亚和加里曼丹岛之间水域，属不规则半日潮流[1]。

2. 潮流圆流系统和潮流分布

文献［6］给出，南海 M_2 分潮流存在 8 个圆流系统，m_1 分潮流有 5 个圆流系统（图 12.3.4）。前者的圆流点分别出现在东沙群岛附近、北部湾西南、岘港附近、马尼拉以西、巴拉望岛以西、南沙万安滩附近以及泰国湾湾口南侧。除巴拉望岛以西和万安滩以西两个圆流系统为顺时针旋转外，其余 6 个均为逆时针旋转。后者的圆流点出现在海南岛东岸、西沙永乐群岛附近、巴拉望岛西侧、曾母暗沙以西和泰国湾湾口附近，除巴拉望岛西侧那个圆流系统为顺时针旋转外，其余皆为逆时针旋转。与渤海、黄海、东海相比，南海的潮流具有以下特点：（1）除局部海域外，南海的潮流普遍较弱；（2）M_2 分潮流在南海潮流中所占的比重较小，南海主要以全日潮流成分占优势；（3）南海较强的潮流主要出现在南海西侧的台湾海峡南口、北部湾和泰国湾湾口、湄公河口附近，南海东侧强潮流区很少。



a　　b

图 12.3.4　南海 M_2（a）和 m_1（b）分潮流的同潮时线[6]

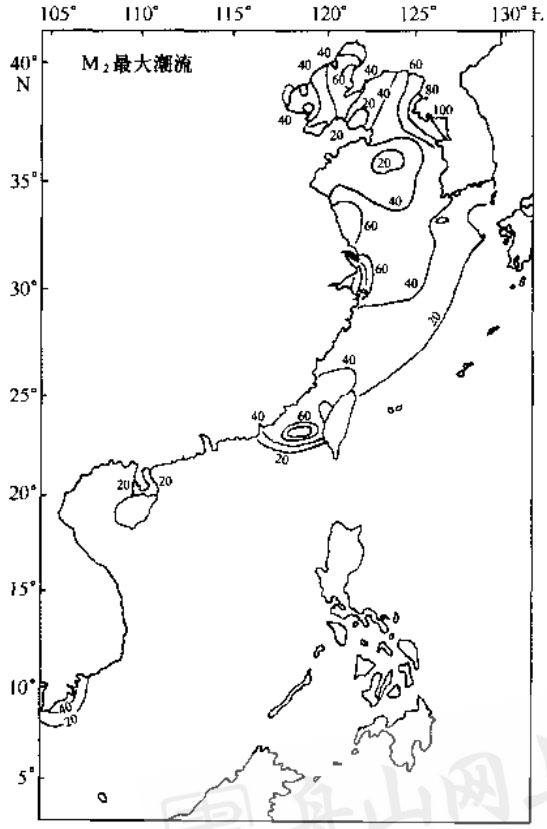


图 12.3.5　渤海、黄海、东海、南海 M_2 分潮流最大潮流（cm/s）分布[35]

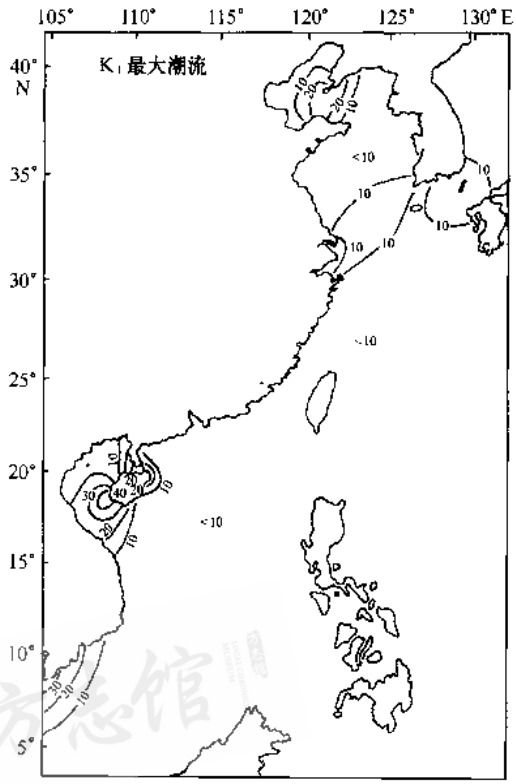


图 12.3.6　渤海、黄海、东海、南海 K_1 分潮流最大潮流（cm/s）分布[35]

图 12.3.5 表明，台湾海峡南口 M_2 分潮流速为 40～80 cm/s，琼州海峡 M_2 分潮潮流流速为 20 cm/s，湄公河口附近，M_2 分潮流速为 20～40 cm/s，其余南海的 M_2 分潮潮流通常在 20 cm/s 左右。南海 K_1 分潮流有三处强流区：（1）琼州海峡，潮流为 40 cm/s 以上。雷州半岛东、西两侧及海南省东北部和西北部沿岸，K_1 分潮流速为 10～20 cm/s。（2）北部湾湾口以莺歌海至东方一带为中心，K_1 分潮流速达 40 cm/s，湾口南、北两侧，潮流流速为 20～30 cm/s。（3）泰国湾东南角至湄公河口一带，K_1 分潮流流速也在 20～30 cm/s，其余南海 K_1 分潮流速一般在 10 cm/s 左右。

第四节　长江河口潮及钱塘江河口涌潮

在我国的三大河口（黄河口、长江口和珠江口）中，黄河口与珠江口，皆位于小潮岸段，长江口位于中潮岸段，因此，潮汐对长江河口的动力状况也有较大影响。而长江口南侧的杭州湾，因其具有喇叭形态的岸线，在钱塘江河口，出现闻名于世的涌潮。本节仅简述上述两河口的潮汐特征。

一、长江口的潮汐和潮流

长江口被崇明岛分隔为北支和南支。南支在吴淞以下又被长兴岛分隔为南港和北港。南港以

下被九段沙分隔为南槽和北槽。东海潮波传入长江口受河流顶托和河床阻力的作用，涨潮流速愈来愈慢，潮差愈来愈小。在离河口一定距离的地点，涨潮流消失，称为潮流界。潮流界以上，河水受潮水顶托，潮波仍能影响一定的距离，在潮差为零的地点，称为潮区界。从河口的口门到潮区界之间的河段称为感潮河段。潮区界和潮流界的位置，随河水径流和潮流势力的消长而变动。长江枯水期感潮河段 640 km，也就是潮汐可波及安徽的大通，而在洪水期，只影响到芜湖附近。

长江口是中等强度的潮汐河口。口门附近的中浚站，多年平均潮差 2.7 m，最大潮差 4.6 m。位于黄浦江口的吴淞站，多年平均潮差仅 2.2 m。传入长江口的潮波，因崇明岛的阻挡，分成北支和南支。北支在永龙沙至青龙港河段有涌潮现象，高度为 1 m 左右。因地转偏向力的作用，北岸潮差比南岸大。以南港为例，它的北岸潮差一般都比南岸大 40 ~ 50 cm。关于潮差沿口门向上的变化，北支先递增后递减，转折点发生在口内；南支递增现象不甚明显，潮差最大发生在拦门沙前缘的口外海滨，由此向里潮差逐渐减小[15]。

长江口在口外潮差近于平均潮差的情况下，河口进潮量 2.7×10^5 m^3/s，为年平均河流径流量的 8.8 倍。进潮总量 32.5×10^8 m^3，大潮进潮量更大，达 45×10^8 m^3。

长江口外潮汐类型属半日潮，口内为不规则半日浅海潮。长江口区起主要作用的为半日分潮 M_2、S_2、N_2 及 K_2 等，潮型数介于 0.35 ~ 0.40 之间，属规则半日潮。当然全日分潮也起作用，因为 M_2 迟角与（$K_1 + O_1$）迟角之差接近零摄氏度，所以高潮不等明显。夏半年夜潮大于日潮，冬半年日潮大于夜潮。

由于水深随潮汐的变化，在口门附近的潮波波峰和波谷传播速度不一样，大潮波峰、波谷传播速度分别为 46 km/h、39 km/h 左右，小潮分别为 31 km/h、36 km/h 左右。当然其值在洪季、枯季甚至每天都有变化。在口门外，潮波基本上属于前进波，也就是高、低潮时刻流速最大，转流出现在半潮面附近。传入口门后分南、北两支：北支受地形和沙坎的影响，潮波向驻波型转变。以青龙港为例，最大流速发生在半潮面前 1h，而转流发生在高、低潮时前 1h。而南支基本上仍保持前进波的特点，但波峰前坡逐步缩短增陡，后坡增长变缓，涨潮历时愈短、落潮历时愈长。

长江口的潮流有旋转流和往复流两种形式。在拦门沙以内的河段为往复流，过拦门沙向外逐渐向旋转流过渡，口门附近旋转流已相当明显。最大流速约 150 ~ 250 cm/s，方向为顺时针。

潮流历时，愈向上游，涨潮历时愈短，而落潮流历时愈长。例如，在南港主槽，涨潮流历时为 5 h，新桥水道为 4 h3 min，到七丫口断面为 3 h 33 min；落潮流历时却相反，愈来愈长。

在垂向上，底层涨得早，落得迟，涨潮流历时比表层长。在口门附近，一般长 10 ~ 20 min。

长江口区，径流大则涨潮流弱，径流小则涨潮流强。而落潮流因与径流流向一致，所以正好和涨潮流的情况相反。这必然导致涨、落潮流流路发生分歧，实测潮流椭圆两个长半轴不在一直线上。

关于潮流类型，口内为规则半日浅海潮流，口外为规则半日潮流。但鸡骨礁以东、绿华山以北局部海域，为不规则半日潮流。

长江口区（31°50′N 以南和 30°45′N 以北；121°40′E 以东，122°45′E 以西），M_2 平均表层最大流速 99.2 cm/s，底层为 58.2 cm/s。在北支口，M_2 表层最大流速 119.0 cm/s，底层 69.3 cm/s。因其水深仅 5 m，所以随水深每米递减 12.2 cm/s。在南港平均水深约 7 m 的一个断面，M_2 表层平均最大流速 108.2 cm/s，底层为 58.4 cm/s，每深 1m 递减 8.5 cm/s。M_2 发生最大流速的时刻，总趋势是南先于北，东早于西。在垂向上随深度增加而超前，而且南部超前比北部大。关于

最大流速的流向，基本上和河口方向一致。

二、钱塘江口的涌潮

涌潮是指在特定的海湾（比如呈喇叭形等）河口附近，潮波前锋的水位和流速发生急剧变化甚至破碎现象，为水力学界常将涌潮看成“移动的水跃”[23]。

钱塘江口的涌潮之所以发生，有其独特的环境和条件。东海潮波传入杭州湾，湾口宽100 km，距湾口86 km的澉浦，宽度减为21 km。多年平均潮差，湾口3.2 m，澉浦增至5.6 m（实测最大达8.93 m）。这里涨潮平均流量约1.8×10^5 m^3/s，为强潮区。河口水下存在庞大沙坎，主槽时有变迁并分叉。涌潮沿两叉河槽上溯，往往形成东、南两股涌潮，在八堡、新仓一带交汇形成“汇合潮”。潮波传至盐官，形成“一线潮”，滚滚怒涛，齐头推进（见图12.4.1）。传至老盐仓，遇直角转弯产生反射，俗称“回头潮”。冲击力极大，激起巨大的水柱和浪潮，蔚为壮观。涌潮一直向上传到闻家堰以上，全程90 km。



图12.4.1　杭州湾海宁的涌潮

涌潮行进速度一般4～7 m/s，最大10 m/s。同一地点水位上涨率可达0.1～1.0 m/s。与其相对应的水流速度比较快，实测最大值12 m/s，持续时间十几分钟。

由于东海以半日潮为主，所以朔、望过后2～3 d，当S_2与M_2分潮同相、特别是分点潮附近日期，涌潮强。若遇东或东南大风，风助潮势，涌潮更强。涌潮与径流迎面对冲，一般是径流弱、涌潮较强。这只是问题的一个方面。另一方面，径流能冲刷河口段的主槽，若较长时间径流量大，主槽趋于平直，涌潮也得以增强。每年梅雨季节（4～7月）过后，河道顺直，而8～9月份，径流量又较小，所以农历八月十八附近日期，为观潮佳节。

文献［23］认为：（1）下游断面的初始涨潮速率，是影响涌潮形成的基本因素；涨率越大，涌潮形成越早。（2）河宽、水深的收缩率越大，涌潮的形成长度越短。与河宽收缩率相比，河床潮源抬高的影响更大些。（3）河道摩擦阻力阻碍涌潮的形成，在一定初始涨率下，摩擦阻力

大到一定程度，涌潮不再发生。(4) 因潮波波峰的传播速度比波谷快得多，上溯过程，前坡渐陡，后坡渐坦。前坡波陡逐渐增大，在波陡最大处形变最显著，甚至使波面破碎乃形成涌潮。(5) 形成涌潮需要两个条件：一是潮差要大，二是河道较长、水深较小、河床溯源抬升等，是促使潮波充分变形的条件。

潮差比钱塘江口大的地点甚多，但都因其条件不能使潮波充分形变，所以并没有出现涌潮。涌潮虽能冲击海堤，在某些地段造成危害，但它毕竟是一种极为宝贵的自然景观，应予保护。

第十三章　海　浪

海浪是发生在海洋中的一种海水波动现象。这里指的海浪是由风产生的波动，其周期为0.5 s至25 s，波长为几十厘米到几百米，波高一般为几厘米到20 m。海浪的空间范围一般为几百千米至上千千米，时间尺度几小时至几天。海浪影响区域随大气扰动因子的移动而移动，因而一次波高大于3 m以上的海浪过程，可影响渤海、黄海、东海、台湾海峡和南海北部、中部海面，有时甚至遍及日本海、日本以南、台湾以东洋面、吕宋海峡和菲律宾附近海域，影响时间多达数天之久。

海浪给航海、海上施工、渔业捕捞、海上军事活动、沿海的堤岸、海塘、港口码头和各类建筑物等带来巨大威胁和灾害。如公元1281年，元世祖忽必烈命范文虎率10万大军，4 400多艘战舰在攻占日本的一些岛屿时，8月23日一次台风突然袭来，狂风巨浪使4 400艘战舰几乎全部毁坏、沉没，10万军队被葬身海底，活着逃回的仅3人。1991年，美国ACT石油公司的一艘大型铺管船，在南海珠江口外海域被9111号台风浪拦腰折成两截后沉没海底。

海浪包括风浪、涌浪和近岸浪三种。风浪是在风的直接作用下产生的水面波动。风浪中同时出现许多高低、长短不等的波，波面粗糙，波峰附近有浪花和大片泡沫，波峰线短。涌浪是风停后尚存的海浪或传出风区的海浪。涌浪具有较规则的外形，排列整齐，波面较平滑，波峰线长。近岸浪是由外海的风浪或涌浪传到海岸附近时，受地形作用而改变波动性质的海浪。随着海水变浅，波速和波长减小，致使波峰线弯折而渐渐地和等深线平行。同时，海浪遇到障碍物会引起折射、绕射和反射，而使波高发生变化。近岸浪的波峰前侧陡、后侧平，波面随水深变浅而变得不对称，直至倒卷破碎。在海洋上还经常遇到不同来源的波系（如风浪与涌浪，或另一系统的涌浪）叠加而形成的海浪，称为混合浪。不管海浪是风浪、涌浪、近岸浪或者是混合浪，它们皆主要由海浪要素描述。本章仅讨论浪向、平均波高、最大波高、平均周期、最大周期等要素。其中波向系指海浪的来向。

第一节　海浪的地理分布与季节变化

一、中国近海海浪的地理分布和季节变化

为了说明中国近海风浪向和涌浪向的特征，这里引用多年平均2月、5月、8月、11月的盛行风浪向和涌浪向的频率，分别记述冬、春、夏、秋四季的情况。表13.1.1～表13.1.6统计结果均由国家海洋信息中心提供。

1. 风浪向

表13.1.1～表13.1.3的盛行风浪向表明下列情形。

表 13.1.1　渤海和黄海四季代表月的盛行风浪向频率（%）　资料年限：1968～1982 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
渤海北部（39°～41°N，120°～122°E）	最多	浪向	N	S	S	W
		频率	21	26	16	21
	次多	浪向	NE	SW	N	N
		频率	16	20	16	19
渤海南部（37°～39°N，119°～121°E）	最多	浪向	N	S	SE	W
		频率	15	20	18	21
	次多	浪向	SW	W	NE	SW
		频率	15	14	17	17
黄海北部（37°～39°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	SE	N
		频率	28	23	20	23
	次多	浪向	NW	SE	S	NW
		频率	24	18	19	18
黄海北部（37°～39°N，123°～125°E）	最多	浪向	N	SW	S	N
		频率	37	24	21	29
	次多	浪向	W	S	E	W
		频率	24	23	18	11
黄海中部（35°～37°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	34	29	29	26
	次多	浪向	NW	SW	SE	NW
		频率	20	14	17	16
黄海中部（35°～37°N，123°～125°E）	最多	浪向	NW	S	S	N
		频率	22	22	30	46
	次多	浪向	SW	NW	SE	NW
		频率	15	15	21	17
黄海南部（33°～35°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	32	23	24	27
	次多	浪向	NW	SE	SE	NW
		频率	18	17	22	14
黄海南部（35°～37°N，123°～125°E）	最多	浪向	NW	S	SE	NW
		频率	36	24	20	31
	次多	浪向	N	SE	N	N
		频率	15	23	17	30
黄海南部（31°～33°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	35	21	25	30
	次多	浪向	NW	SE	SE	NE
		频率	18	19	22	15

表 13.1.2　东海和台湾以东洋面四季代表月的盛行风浪向频率（%）　　资料年限：1968～1982 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
东海北部（31°～33°N，125°～127°E）	最多	浪向	N	NE	NE	N
		频率	32	16	23	37
	次多	浪向	NW	E	S	NW
		频率	26	16	20	20
东海北部（29°～31°N，122°～124°E）	最多	浪向	N	E	S	N
		频率	38	23	35	24
	次多	浪向	NW	S	SE	NE
		频率	21	16	17	22
东海北部（29°～31°N，126°～128°E）	最多	浪向	N	N	E	N
		频率	40	26	22	46
	次多	浪向	NW	E	S	NE
		频率	18	15	21	21
东海中部（27°～29°N，122°～124°E）	最多	浪向	N	NE	S	N
		频率	46	26	22	43
	次多	浪向	NE	N	SE	NE
		频率	24	21	17	28
东海中部（27°～29°N，126°～128°E）	最多	浪向	N	N	E	N
		频率	47	21	18	38
	次多	浪向	NE	E	SE	NE
		频率	14	16	17	32
东海南部（25°～27°N，120°～122°E）	最多	浪向	NE	NE	E	NE
		频率	52	36	19	67
	次多	浪向	N	N	SW	N
		频率	35	17	17	25
东海南部（25°～27°N，124°～126°E）	最多	浪向	N	N	SE	N
		频率	37	24	21	38
	次多	浪向	NE	E	E	NE
		频率	31	20	20	37
台湾海峡（23°～25°N，119°～121°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	63	47	21	70
	次多	浪向	N	S	S	N
		频率	25	16	20	27
台湾以东（23°～25°N，122°～124°E）	最多	浪向	NE	S	S	NE
		频率	52	24	18	49
	次多	浪向	N	NE	N	N
		频率	25	19	18	35

表 13.1.3　南海和北部湾四季代表月的盛行风浪向频率（%）　资料年限：1950～1995 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
北部湾北部（20°～25°N，105°～110°E）	最多	浪向	NE	S	S	NE
		频率	39	27	16	41
	次多	浪向	E	NE	SW	E
		频率	9	10	13	16
北部湾南部（15°～20°N，105°～110°E）	最多	浪向	N	SE	SW	NE
		频率	21	30	22	32
	次多	浪向	SE	S	S	N
		频率	18	25	19	23
南海北部（20°～25°N，110°～115°E）	最多	浪向	NE	E	S	NE
		频率	45	24	17	53
	次多	浪向	E	S	SW	E
		频率	28	20	17	23
南海北部（20°～25°N，115°～120°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	58	30	18	65
	次多	浪向	N	E	S	N
		频率	16	15	14	19
南海中部（15°～20°N，110°～115°E）	最多	浪向	NE	S	SW	NE
		频率	49	32	28	64
	次多	浪向	E	E	S	E
		频率	24	15	27	16
南海中部（15°～20°N，115°～120°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	52	17	31	63
	次多	浪向	N	S	S	N
		频率	21	15	24	17
南海南部（10°～15°N，110°～115°E）	最多	浪向	NE	S	SW	NE
		频率	60	20	52	52
	次多	浪向	N	SW	S	N
		频率	17	20	15	26
南海南部（10°～15°N，115°～120°E）	最多	浪向	NE	E	SW	NE
		频率	46	17	43	41
	次多	浪向	N	S	S	N
		频率	21	14	18	19
吕宋海峡（15°～20°N，120°～125°E）	最多	浪向	NE	E	SW	NE
		频率	37	20	25	55
	次多	浪向	E	S	S	E
		频率	30	15	19	23

冬季　渤海以N向浪为主，N向浪的频率为21%（北部）、15%（南部）。渤海北部NE向浪为次，渤海南部NW向浪为次，频率约为16%。黄海也以N向浪为主，频率为30%。但在黄海中、南部局部海域，出现以NW浪为主，频率为36%、22%，黄海的次多浪向为NW向，频率为20%左右。

东海北部以N向浪为主，N向浪的频率为32%～42%，NW向浪为次，NE和NW向浪频率为18%～26%，偏N向浪的总频率为50%～70%。东海中部以N向浪为主，N向浪的频率为46%，NE和NW向浪为次，NE和NW向浪频率为20%左右，偏N向浪的总频率为60%～75%。东海南部以NE向浪和N向浪为主，NE向浪的频率为52%；N向浪频率为37%，偏N向浪的总频率为65%～90%。台湾海峡和台湾以东海面以NE向浪为主，NE向浪的频率为52%～63%；N向浪为次，N向浪频率为25%，偏N向浪的总频率为70%～95%。

南海北部和吕宋海峡以NE向浪为主，NE向浪的频率为37%～58%；N和E向浪次之，N和E向浪频率分别为16%和30%。N和NE向浪的总频率为60%～80%。北部湾以NE向浪为主，NE向浪的频率为39%；E向浪次之，E向浪频率为9%。北部湾南部以NE向浪为主，NE向浪的频率为21%；N向浪次之，N向浪频率也为21%。南海中部以NE向浪为主，NE向浪的频率为49%～52%；E和N向浪次之，E和N向浪频率都为21%～24%。NE和N向（或E向）浪的总频率超过80%。南海南部以NE向浪为主，NE向浪的频率为46%～60%；N向浪次之，N向浪频率为17%～21%。NE和N向浪的总频率为60%～90%。

春季　渤海和黄海温带气旋活动频繁，风向不稳定，渤海和黄海浪向分布较散乱。渤海及黄海偏S向浪增加很快，偏S向浪频率大于偏N向浪频率，S向浪频率均在20%以上。渤海北部和南部次多向浪为SW向和W向，频率分别为20%和18%。黄海北部次多向浪为S和SE，频率为18%～23%。黄海中部次多浪向为NW和SW，频率均为15%左右，黄海南部次多浪向皆为SE向，频率为17%～23%。

东海和台湾海峡正处于东北季风转为西南季风的过渡期，东海和台湾海峡仍有较多的偏N向浪。N向浪频率为20%～30%。S向浪为次，S向浪的频率为16%～23%。

南海和北部湾，此时正为东北季风转为西南季风的过渡期。南海北部仍有较多的偏N向浪。N向浪频率为20%～30%；S向浪的频率为20%～25%。北部湾和南海中、南部，从4月开始出现SW向和S向浪，以后偏S向浪范围逐渐扩大。到6～8月，整个南海盛行SW或S向浪。

夏季　渤海由于地形影响，东南季风不太明显。渤海北部以S向浪为主，频率为16%；次多向浪为N向浪，频率也为16%。渤海南部以SE向浪为主，频率为18%，NE向浪次之，频率为17%。黄海受来自太平洋东南季风的影响明显，以S～SE向浪为主，S—SE向浪频率为20%～35%，黄海偏S向浪的总频率为40%～55%。

夏季东海主要受来自太平洋东南季风的影响。东海以S向浪和E向浪为主，频率为20%～30%；SW向浪和SE向浪为次，频率为20%。偏S向浪的总频率为40%～55%。台湾海峡主要以SW向浪为主，SW向浪频率为21%；S向浪为次，S向浪的频率为20%。台湾以东洋面，夏季S、N向浪均有出现，频率为18%。

南海夏季处于西南季风时期。南海北部115°E以西海域和北部湾，主要以S向浪为主，频率为16%～17%。南海其他海域皆以SW浪为主，频率在25%～52%；S和SE向浪次之，S和SE向浪的频率为20%～30%。偏S向浪的总频率为40%～65%。

秋季　渤海和黄海的盛行浪向又比较分散。渤海以W向浪居多，频率为21%；其次是N向

浪和 SW 向浪，频率为 19% 和 17%。黄海以 N 向浪为主，频率在 23% ~46% 之间。次多向浪为 NW 向和 W 向，频率为 11% ~18%。渤海海峡、黄海北部已转向为 N 向浪为主，频率较小，在 15% ~20% 之间。

秋季东海和台湾海峡正处于西南季风转为东北季风的过渡期，此时已开始由 SW 向浪转为 NE 向浪。11 月，东海和台湾海峡以 N 向浪为主，N 向浪的频率已达 20% ~35%；NE 向浪为次，NE 向浪频率为 20% ~30%，偏 N 向浪的总频率为 45% ~60%。

表 13.1.2 还表明，在冬季偏北季风期，自长江口起往南，浙、闽沿岸海域盛行风浪向由 NW 转为 NE，顺转了 90°。东海中、北部以 NW 浪和 N 向浪为主，偏 N 向浪总频率一般在 50% 以上。台湾海峡 NW 浪和 N 向浪频率减小，NNE 浪和 NE 浪频率剧增，并占绝对优势，上述两向浪的频率和在 75% 以上，这与东海、台湾海峡沿岸的地形有关。

秋季南海和北部湾正处于西南季风转为东北季风的过渡期。9 月开始，在南海东北部首先出现 NE 向浪，NE 向浪的频率为 25% 左右。10 月，NE 向浪扩大到南海中部。到 11 月，整个南海和北部湾均盛行 NE 向浪，这时 NE 向浪频率已接近冬季时的情形。

综上所述，就平均风浪浪向来看，中国近海风浪浪向的分布趋势可归纳为三种类型：冬季型、夏季型和春季型。秋季的风浪浪向分布形势与冬季的相似。冬季型的浪向分布特点是，渤海多为 NW 向浪，黄海为 N 和 NW 向浪，东海、台湾以东洋面为 N 和 NE 向浪，到了南海，浪向几乎转为 NE 向，构成一个顺时针的旋转趋势。夏季型正好相反，南海多为 SW 向浪，东海、台湾以东洋面转为 SE 向和 S 向浪，黄海、渤海又多为 SE 向、E 向浪，浪向构成一个逆时针旋转趋势。春季型的浪向比较零乱、复杂，南海南部、中部多为 S 向浪，南海北部多 SE 向浪，东海、台湾以东洋面多 SE 向、E 向浪，台湾海峡多 NE 向浪，黄海、渤海多 SE 向和 S 向浪。

2. 涌浪向

从表 13.1.4 ~ 表 13.1.6 看出中国近海的涌浪向分布特征。

冬季 渤海和黄海北部盛行涌浪向以 N 向涌浪为主，N 向的涌浪频率为 28% ~37%。次多向涌浪频率比较分散。在渤海北部为 S 向涌浪，渤海南部为 SE 向涌浪，频率分别为 20% 和 17%。黄海北部的次多向涌浪为 NE 和 SW 向，频率分别为 13% 和 20%。黄海中、南部以 N – NE 向涌浪为主，N – NE 向的涌浪频率最大达 50%。黄海中、南部次多向涌浪为 NE 向、N 向、NW 向，频率为 15% ~38% 之间。

冬季东海北部盛行涌浪向仍以 N 向为主，N 向的涌浪频率为 24% ~44%。NE 向和 NW 向涌浪为次，NE 向涌浪频率为 25%，NW 向涌浪频率为 24%。东海中、南部以 N 和 NE 向涌为主，N 和 NE 向的涌浪频率为 38% ~52%。台湾海峡和台湾以东洋面以 NE 向涌为主，NE 向涌浪频率达 63%。次多向涌浪为 N 向，频率为 23% ~26%。

冬季南海北部、北部湾和南海中部盛行涌浪向与盛行风浪向相同，以 NE 向涌浪为主，NE 向涌浪频率为 48% ~62%。NE 和 E 向涌浪总频率为 70% ~90%。南海南部以 N 和 NE 向涌为主，N 和 NE 向的涌浪频率最大达 65%，N 和 NE 向涌浪的总频率超过 80%。吕宋海峡以 NE 向涌为主，NE 向的涌浪频率为 37%。

春季 渤海和黄海风向不稳定，渤海和黄海风浪向较散乱，但涌浪向却比较稳定，仍以偏 N 向涌浪为主，偏 N 向涌浪的总频率为 30% ~55%。

春季东海和台湾海峡仍有较多的偏 N 向涌浪。N 向涌浪频率为 20% ~45%。S 向涌浪频率很小，频率为 15% ~20%，偏 N 向涌浪的总频率为 44% ~65%。

表 13.1.4　渤海和黄海四季代表月的盛行涌浪向频率（%）　资料年限：1968～1982 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
渤海北部（39°～41°N，120°～122°E）	最多	浪向	N	S	S	W
		频率	28	23	15	22
	次多	浪向	S	SW	NE	N
		频率	20	16	15	20
渤海南部（37°～39°N，119°～121°E）	最多	浪向	N	SW	NE	N
		频率	35	23	20	18
	次多	浪向	SE	W	S	NE
		频率	17	20	17	17
黄海北部（37°～39°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	SE	SE	NW
		频率	37	28	23	27
	次多	浪向	NE	S	S	N
		频率	13	21	22	19
黄海北部（37°～39°N，123°～125°E）	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	35	32	44	28
	次多	浪向	SW	N	N	W
		频率	20	29	17	14
黄海中部（35°～37°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	33	29	34	30
	次多	浪向	NE	N	SE	NW
		频率	17	16	24	17
黄海中部（35°～37°N，123°～125°E）	最多	浪向	NE	SW	S	N
		频率	19	16	51	33
	次多	浪向	N	SE	N	NW
		频率	15	14	17	21
黄海南部（33°～35°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	SE	SE	N
		频率	33	24	28	32
	次多	浪向	NE	S	S	NE
		频率	19	20	21	19
黄海南部（35°～37°N，123°～125°E）	最多	浪向	N	SE	S	NW
		频率	25	24	34	35
	次多	浪向	NW	N	N	N
		频率	23	20	21	31
黄海南部（31°～33°N，121°～123°E）	最多	浪向	N	S	SE	N
		频率	38	25	30	35
	次多	浪向	NE	SE	S	NE
		频率	15	20	23	24

圖書館网上方志馆

表 13.1.5　东海和台湾以东洋面四季代表月的盛行涌向频率（%）　　资料年限：1968～1982 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
东海北部（31°～33°N，125°～127°E）	最多	浪向	N	E	SE	N
		频率	25	24	25	36
	次多	浪向	NW	N	S	NW
		频率	25	22	24	19
东海北部（29°～31°N，122°～124°E）	最多	浪向	N	E	S	NE
		频率	35	31	33	26
	次多	浪向	NE	NE	SE	E
		频率	24	20	21	23
东海北部（29°～31°N，126°～128°E）	最多	浪向	N	N	S	N
		频率	39	19	22	38
	次多	浪向	NW	NE	SW	NE
		频率	24	18	14	19
东海中部（27°～29°N，122°～124°E）	最多	浪向	N	NE	S	NE
		频率	38	22	22	38
	次多	浪向	NE	E	SE	N
		频率	24	19	21	30
东海中部（27°～29°N，126°～128°E）	最多	浪向	N	N	SE	N
		频率	52	19	19	35
	次多	浪向	NE	NE	E	NE
		频率	17	18	19	31
东海南部（25°～27°N，120°～122°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	44	33	19	55
	次多	浪向	N	N	NE	N
		频率	31	15	18	26
东海南部（25°～27°N，124°～126°E）	最多	浪向	N	E	E	N
		频率	38	22	23	37
	次多	浪向	NE	NE	S	NE
		频率	32	21	15	32
台湾海峡（23°～25°N，119°～121°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	63	46	31	75
	次多	浪向	N	S	NE	N
		频率	23	13	21	19
台湾以东（23°～25°N，122°～124°E）	最多	浪向	NE	NE	S	NE
		频率	43	20	19	50
	次多	浪向	N	S	E	N
		频率	26	20	19	21

表 13.1.6　南海和北部湾四季代表月的盛行涌浪向频率（%）　　资料年限：1950～1995 年

海区	项目		2 月	5 月	8 月	11 月
北部湾北部（20°～25°N 105°～110°E）	最多	浪向	NE	S	S	E
		频率	33	34	58	33
	次多	浪向	S	SE	SW	NE
		频率	21	28	15	13
北部湾南部（15°～20°N 105°～110°E）	最多	浪向	NE	SE	S	NE
		频率	28	37	26	36
	次多	浪向	N	E	SE	E
		频率	25	20	19	34
南海北部（20°～25°N 110°～115°E）	最多	浪向	NE	E	S	NE
		频率	45	28	28	48
	次多	浪向	E	NE	SW	E
		频率	35	18	17	32
南海北部（20°～25°N 115°～120°E）	最多	浪向	NE	NE	S	NE
		频率	51	30	26	56
	次多	浪向	E	E	SW	E
		频率	17	18	20	15
南海中部（15°～20°N 110°～115°E）	最多	浪向	NE	SW	SW	NE
		频率	61	21	51	53
	次多	浪向	N	NE	W	N
		频率	16	15	21	29
南海中部（15°～20°N 115°～120°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	53	26	44	59
	次多	浪向	N	SW	S	N
		频率	25	14	20	23
南海南部（10°～15°N 110°～115°E）	最多	浪向	NE	S	S	NE
		频率	56	22	32	63
	次多	浪向	E	NE	SW	E
		频率	20	19	29	15
南海南部（10°～15°N 115°～120°E）	最多	浪向	NE	SW	SW	N
		频率	38	17	51	36
	次多	浪向	N	NE	W	NE
		频率	33	14	21	34
吕宋海峡（15°～20°N 120°～125°E）	最多	浪向	NE	NE	SW	NE
		频率	37	17	33	47
	次多	浪向	N	E	S	N
		频率	21	17	15	21

圖源山西上方志館

春季南海的涌浪向比较零乱，南海北部涌浪以 E 向和 NE 向居多，频率为 28% ~30%。北部湾北部涌浪向以 S 向为主，南部以 SE 向涌浪居多，频率分别为 34% 和 37%。南海中部以 SW 向和 NE 向为主，频率分别为 21% 和 26%。南海南部涌浪以 S 向和 SW 向居多，频率分别为 22% 和 17%。

夏季 渤海北部盛行涌浪向以 S 向为主，频率为 15%；渤海南部涌浪向以 NE 向为主，频率为 20%。黄海盛行涌浪向以 S - SE 向涌浪为主，S 向的涌浪频率最大达 55%，黄海偏 S 向涌浪的总频率为 50% ~70%。

夏季东海北部、中部盛行涌浪向以 S - SE 向的涌浪为主，S 向的涌浪频率为 22% ~33%，东海南部的涌浪向以 E 和 SW 向为主，频率分别为 23% 和 19%。台湾海峡的涌浪以 SW 向为主，频率为 31%。台湾以东洋面盛行涌浪向多为 S 向，频率为 19%。

夏季整个南海和北部湾盛行涌浪向以 S - SW 向涌浪为主，S 向的涌浪频率最多达 58%，S 向和 SW 向涌浪的总频率 45% ~75%。

秋季 渤海和黄海盛行涌浪向以 N ~ NW 向涌浪为主，频率在 21% ~46% 之间。偏 N 向涌浪的总频率已超过 50%。

秋季在东海，已开始由 SW 向涌浪转为 N 向和 NE 向涌浪。N 向频率为 30% ~38%，NE 向频率为 26% ~55%。台湾海峡以 NE 向涌浪为主，频率最多为 75%。台湾以东洋面以 NE 向涌浪为主，频率为 50%。

秋季南海的盛行涌浪向已转成 NE 向为主。其中：北部湾北部涌浪仍以 E 向居多，频率为 35%；该湾南部涌浪以 NE 向为主，频率为 36%。除南海南部的西南海域为 N 向涌浪外，其余南海海域均为 NE 向涌浪，频率为 48% ~63%。

综合上述的讨论，从平均涌浪浪向看，中国近海涌浪浪向分布趋势大致也可归纳三种类型：冬季型、夏季型和春季型，秋季的涌浪浪向分布形势与冬季型的基本相似。

3. 风浪波高和周期的地理分布

中国近海四季代表月的风浪波高及周期的地理分布如图 13.1.1 ~ 图 13.1.4 所示。就季节而言，冬、秋季风浪大，其次是夏季，春季风浪最小。从海区来讲，台湾海峡、南海东北部、吕宋海峡风浪大；其次是东海、南海中部；北部湾、渤海和南海南部风浪较小。

冬季 渤海大部分海域风浪波高小于 1 m，渤海海峡附近风浪波高为 1.5 m。辽东湾、渤海湾、莱州湾的风浪周期小于 4 s，渤海中央风浪周期为 4 s。

黄海的风浪波高分布由南向北逐渐减小。黄海北部，风浪波高小于 1.5 m；中部和南部波高分别为 1.5 m 和 1.7 m。黄海风浪波高最大出现在济州岛附近，波高为 1.75 m 左右。黄海的风浪周期一般为 4 s，沿岸低于 4 s；海区中央为 4 s，南黄海局部海域为 5 s。

东海的风浪波高较大，一般在 1.5 m 左右。尤其是台湾海峡地区，风浪波高为 2 m 左右，为东海风浪最大的区域，这是由于狭管效应的缘故。台湾以东洋面，波高也在 1.7 m 左右。东海的风浪周期通常为 4 ~5 s。台湾以东洋面的风浪周期为 6 s。

南海的风浪波高分布又是另一番景象，较大风浪出现在南海东北部，尤以吕宋海峡附近，波高为 2 m。北部湾湾口及吕宋岛西南，出现小范围的小波区，波高在 1 m 以下。南海大部分海域的波高为 1 m，局部海域出现 1.5 m 的波高。南海的风浪周期一般为 5 ~6 s。

春季 风浪波高为全年最小的季节，这可能是季节转换期间，大范围的天气系统活动过程较少的缘故。除台湾海峡地区风浪波高仍在 1.5 m 外，渤海、黄海、东海的风浪波高均在 1 m 左右，其中，渤海三个海湾、黄海北部、东部及黄海西岸，波高不足 1 m。渤海、黄海、东海的风

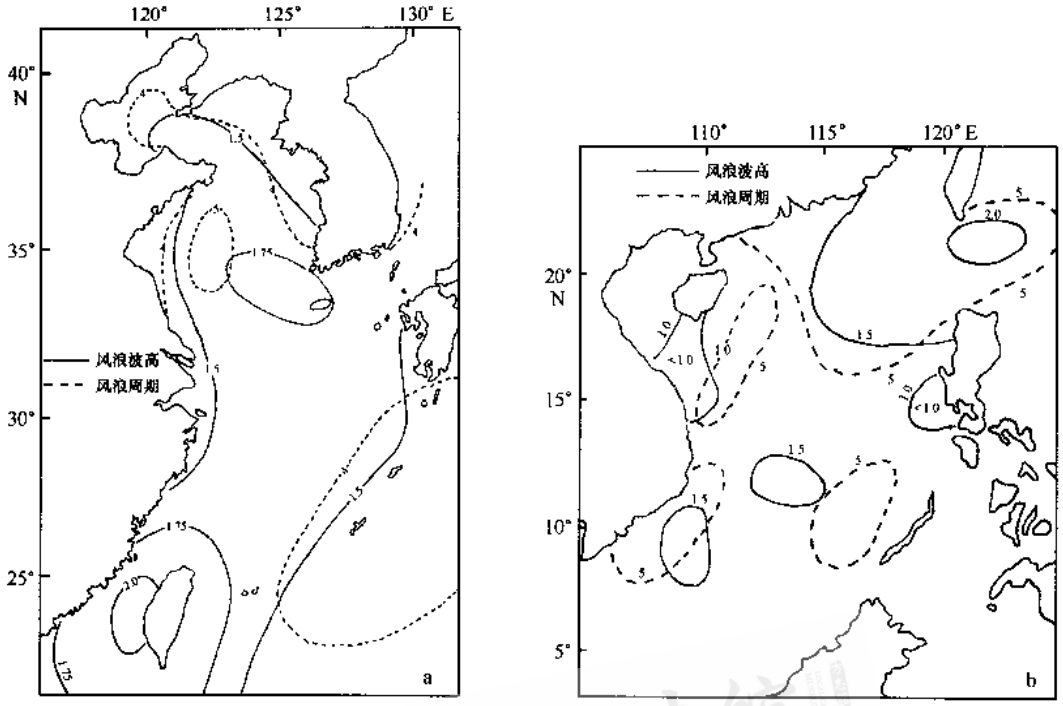


图 13.1.1　2 月中国近海风浪波高（m）和周期（s）的地理分布[16,35]

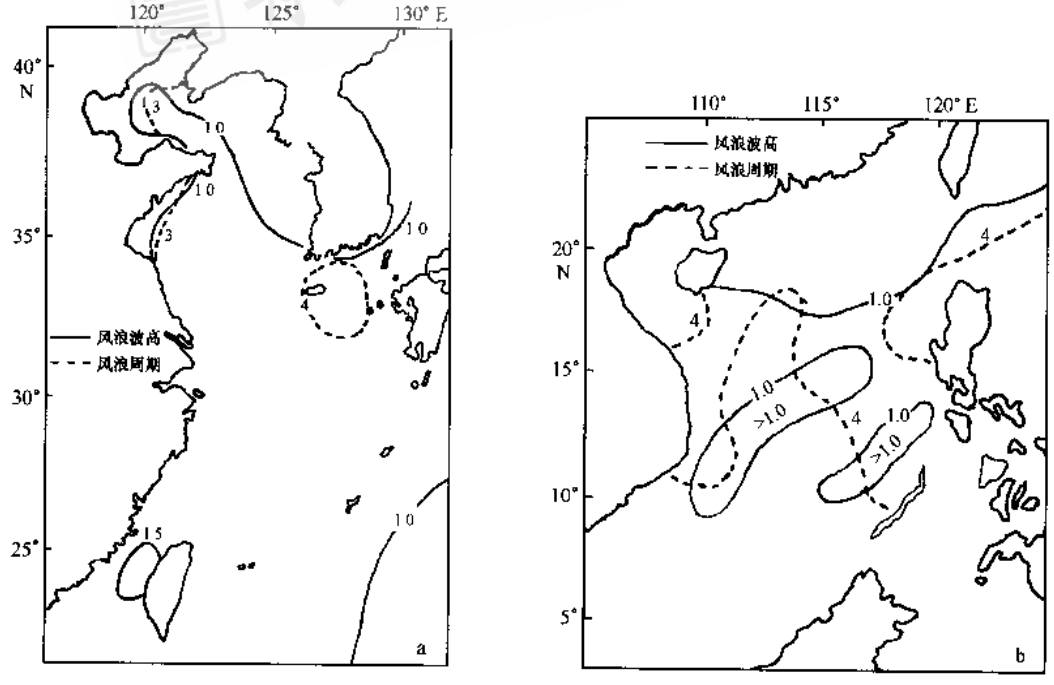


图 13.1.2　5 月中国近海风浪波高（m）和周期（s）的地理分布[16,35]

浪周期为 3 s、3～4 s 和 5 s。

在南海，除南海北部、中沙群岛、巴拉望岛西侧局部海域，仍出现 1 m 左右的风浪波高外，

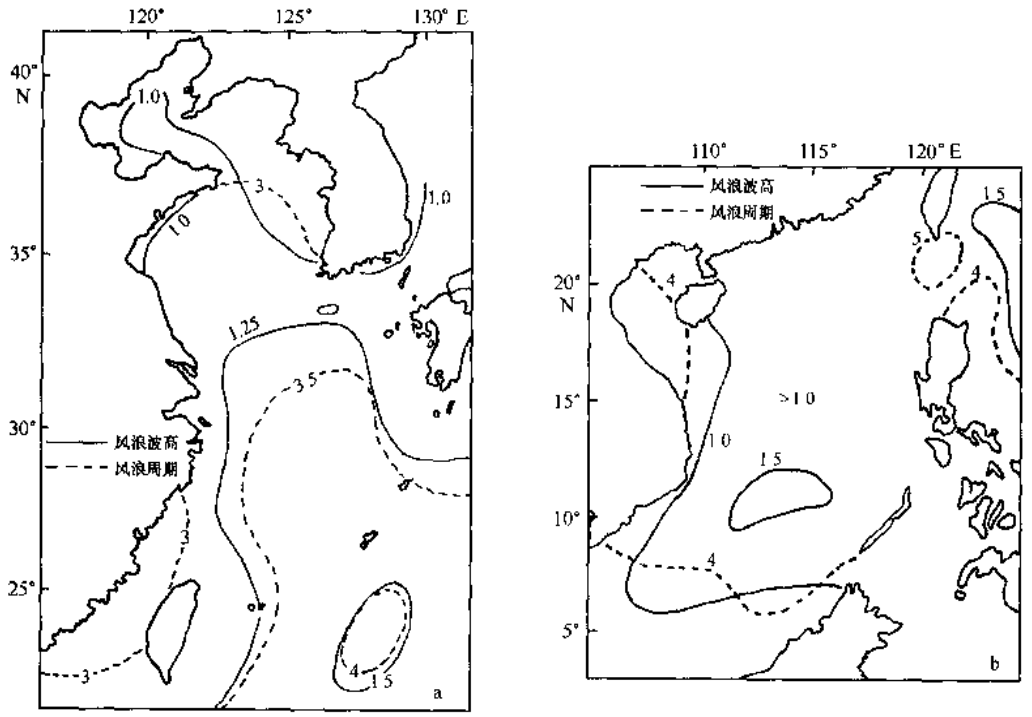


图 13.1.3　8 月中国近海风浪波高（m）和周期（s）的地理分布[16,35]

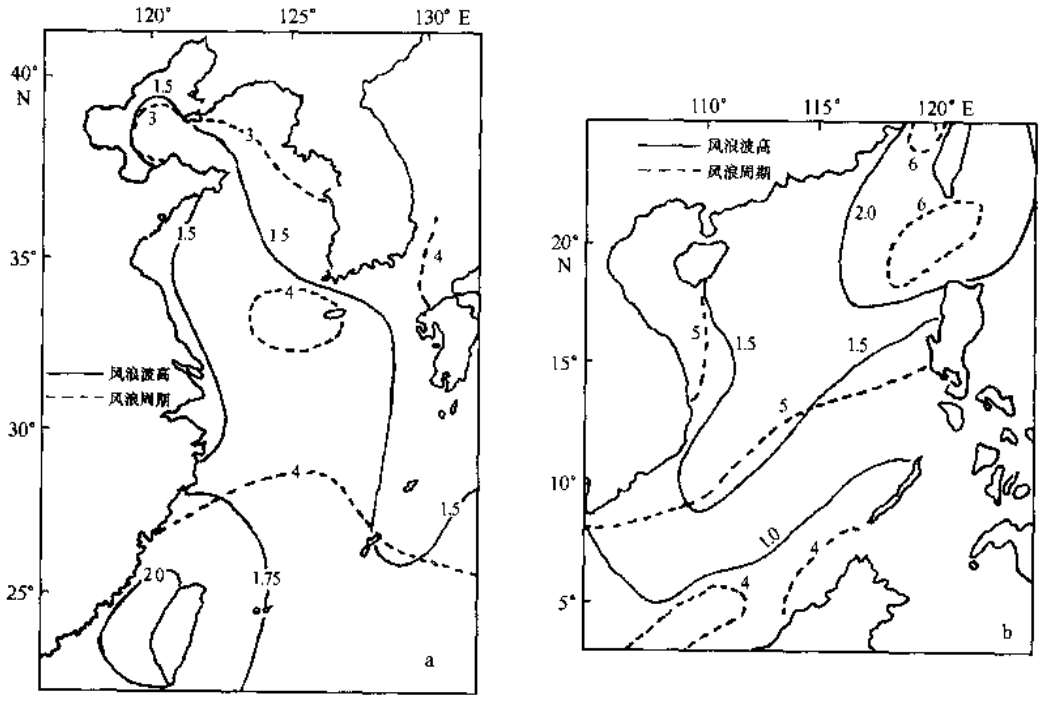


图 13.1.4　11 月中国近海风浪波高（m）及周期（s）的地理分布[16,35]

其余南海海域波高皆在 1 m 以下。春季南海风浪周期为 4 ~ 5 s。

夏季　风浪波高比春季的略有增大，其中，渤海、黄海的波高分布格局与春季的相差无几，只是东海的波高增为 1.3 m 左右。

在南海，除北部湾、南海的西南部海域，风浪波高小于 1 m 外，南海大部分海域的波高皆为 1 m 或 1 m 以上。其中，南沙群岛北部海域波高为 1.5 m，为夏季南海风浪波高最大的区域。夏季南海风浪周期为 5～6 s。

秋季　风浪波高比夏季的明显增大。渤海湾的波高为 1 m，辽东湾、渤海海峡及渤海中部波高为 1.5 m。渤海风浪周期为 3 s。黄海北部、西朝鲜湾、江华湾以及海州湾的风浪波高皆为 1 m，黄海中、南部波高为 1.5 m。黄海风浪周期为 3～4 s。

东海北部，风浪波高为 1.5 m。东海南部，尤其台湾海峡地区，波高为 1.7～2 m。台湾以东洋面，风浪波高为 2～2.3 m。东海及台湾以东洋面的风浪周期为 5～6 s。

秋季南海的风浪波高为全年最大的季节。南海东北部、吕宋海峡、台湾海峡南部，波高均增至 2 m，南海北部、中部的波高皆为 1.5 m，南海南部的波高也在 1 m 左右。南海风浪周期分布比较规则，由南向北递增，南部小，为 4 s 左右，中部、北部为 5 s，吕宋海峡和台湾海峡南口为 6 s。

4. 涌浪波高和周期的地理分布

从图 13.1.5～图 13.1.8 看出，中国近海涌浪波高的显著特点是：冬季和秋季，涌浪波高大，涌浪高值区的范围也大；其次是夏季，春季涌浪波高最小，高值区的范围也最小。涌浪海区主要出现在台湾以东洋面、东海、吕宋海峡、南海北部和中部，黄海涌浪较小，渤海涌浪最小。涌浪周期分布很有规律，大体上是由南往北涌浪周期逐渐递减。南海最大，其次东海，黄海为第三，渤海最小。

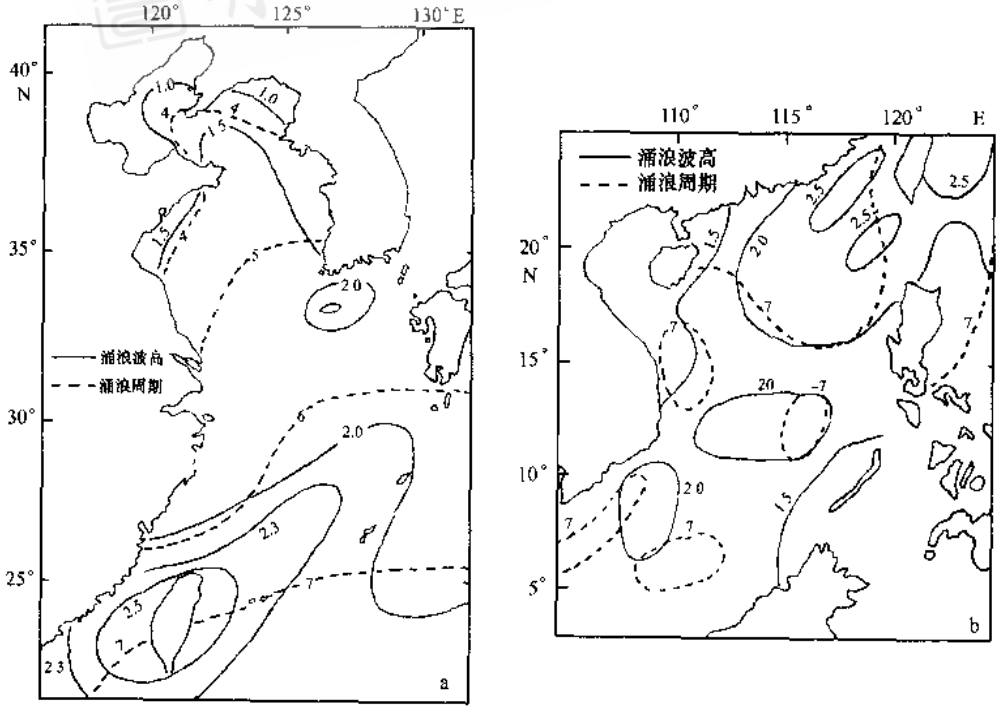


图 13.1.5　2 月中国近海涌浪波高（m）和周期（s）的地理分布[16,35]

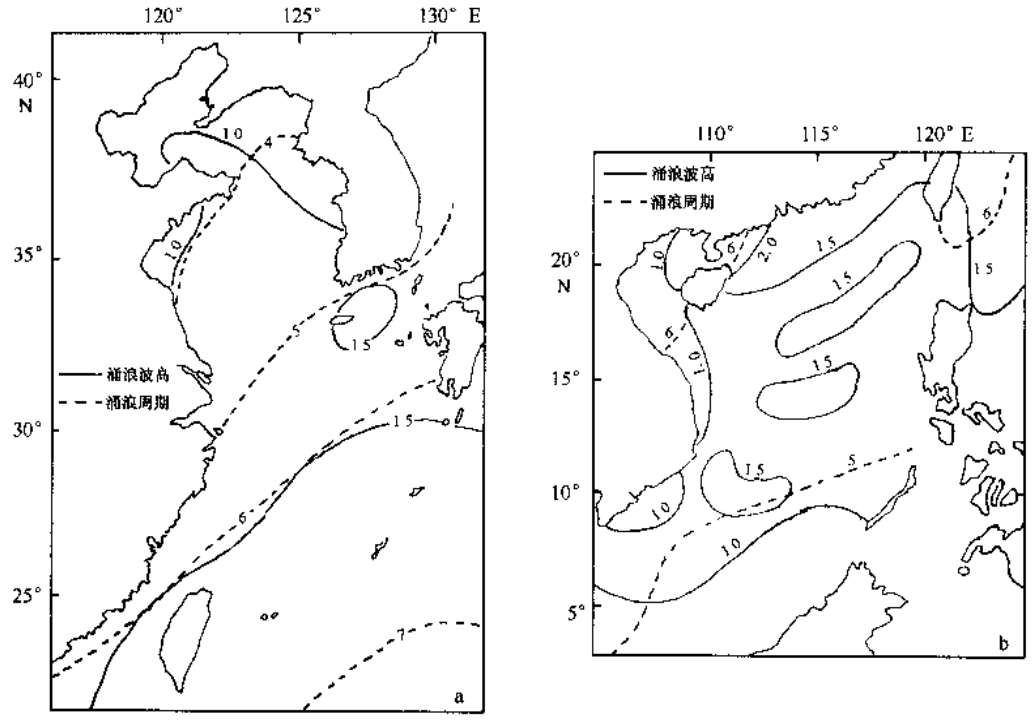


图 13.1.6　5 月中国近海涌浪波高（m）及周期（s）的地理分布[16,35]

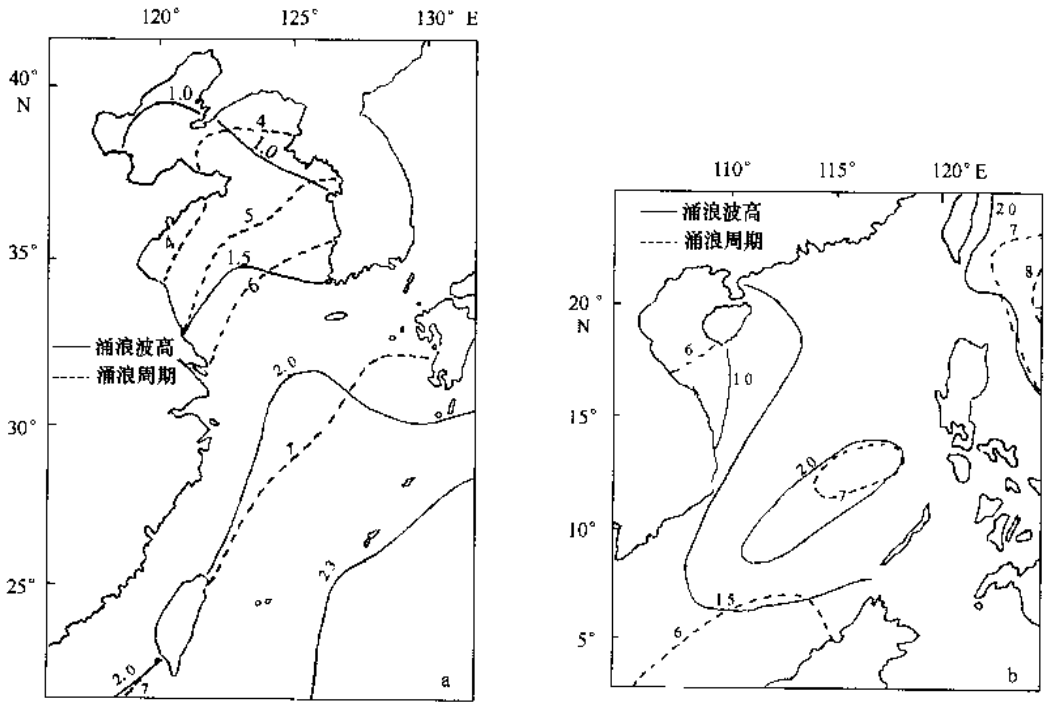


图 13.1.7　8 月中国近海涌浪波高（m）及周期（s）的地理分布[16,35]

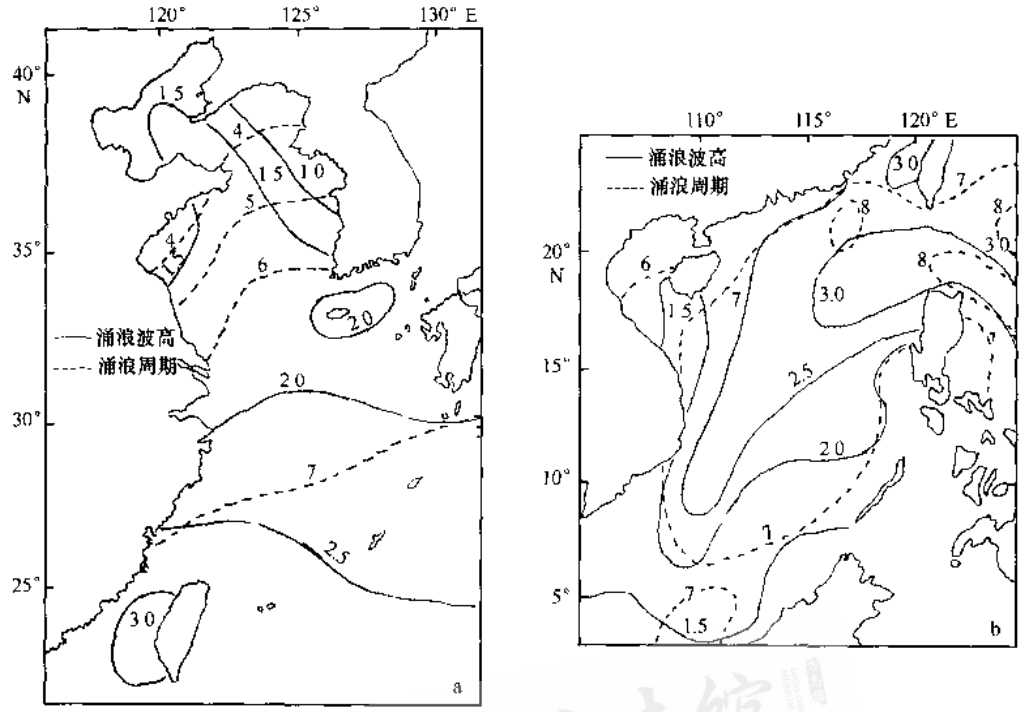


图 13.1.8　11 月中国近海涌浪波高（m）及周期（s）的地理分布[16,35]

冬季　渤海中央及渤海海峡附近，涌浪波高为 1 ~ 1.5 m，辽东湾、渤海湾、莱州湾涌浪波高在 1 m 以下。渤海的涌浪周期在 4s 左右。黄海的涌浪波高为 1 ~ 2 m。其中：黄海北部为 1 ~ 1.5 m，西朝鲜湾为 1 m 以下，黄海东岸、西岸的波高为 1.5 m 左右。黄海中央在 1.5 ~ 2 m 之间。济州岛附近为 2 m，是黄海的大涌区。黄海的涌浪周期为 4 ~ 5 s，北部小而南部大。

东海涌浪比黄海的稍大。东海北部涌浪波高为 1.5 m 左右，中部为 1.5 ~ 2 m 之间，东海南部和东部涌浪较大。尤其是台湾海峡地区，为东海的大涌区，涌浪波高为 2.5 m。台湾以东洋面涌浪大，波高在 2.3 ~ 2.5 m 之间。东海北部涌浪周期为 5 ~ 6 s，南部为 6 ~ 7 s，台湾以东洋面涌浪周期为 7 s。

南海的涌浪较大，涌浪波高通常皆在 2 m 左右，北部湾和巴拉望岛附近较小，为 1.5 m。

南海东北部，如台湾海峡南口和吕宋海峡一带，为南海大涌区，波高为 2.5 m。南海的涌浪周期一般为 7 s。

春季　涌浪明显减弱。除渤海海峡附近外，渤海的涌浪波高一般在 1 m 以下，渤海海峡涌浪波高在 1 m 左右。渤海涌浪周期为 4 s 左右。黄海涌浪波高多在 1 m 左右，其中，黄海北岸及海州湾一带波高在 1 m 以下，济州岛附近涌浪稍大，波高为 1.5 m 左右。黄海涌浪周期为 4 ~ 5 s 。东海涌浪波高为 1.5 m 左右，涌浪周期为 5 ~ 6 s。在南海，除北部湾和南海南部涌浪稍小，波高为 1 m 以下外，其余南海的涌浪波高为 1.5 m，局部海域出现 2 m 的涌浪。春季南海涌浪周期为 6 s。

夏季　与春季相比，夏季涌浪明显增大。从波高、周期等值线分布趋势看，夏季中国近海的涌浪是由太平洋的涌浪传播面来。在渤海，除辽东湾、渤海湾涌浪波高小于 1 m 外，渤海其他海域涌浪波高为 1 m 左右。渤海涌浪周期在 3 ~ 4 s 之间。夏季黄海涌浪波高在 1 ~ 1.5 m 之间，黄

海北部沿岸波高稍小，多在 1 m 以下。黄海涌浪周期为 5 ~ 6 s。

东海涌浪波高多在 2 m 左右，涌浪周期为 7 s。台湾以东洋面涌浪波高为 2.3 ~ 2.5 m，涌浪周期为 7 ~ 8 s。

南海涌浪波高为 1.5 m 左右。其中：北部湾的涌浪波高为 1 m；吕宋海峡及南沙群岛一带，涌浪稍大，波高为 2 m。南海夏季涌浪周期为 6 ~ 7 s。

秋季　秋季涌浪波高比夏季的又有些增大。在渤海，除渤海海峡及渤海中部，涌浪波高为 1.5 m 左右外，其余海域涌浪波高为 1.5 m 以下。秋季渤海的涌浪周期为 3.5 s 左右。

黄海涌浪波高在 1 ~ 1.5 m 之间，西朝鲜湾、江华湾一带涌浪稍小，波高为 1 m 左右。而济州岛附近，涌浪波高达 2 m。黄海涌浪周期为 4 ~ 6 s。

东海北部涌浪波高为 2 m，南部为 2.5 ~ 3 m，其中，台湾海峡地区涌浪波高达 3 m。东海涌浪周期为 7s。台湾以东洋面涌浪波高为 2.5 ~ 3 m，涌浪周期为 7 ~ 8 s。

秋季南海涌浪较大，除北部湾、南海南部浅水区外，这些海域波高为 1.5 m 以下，其余南海的涌浪波高为 2.5 m 左右。特别是吕宋海峡和台湾海峡南口，涌浪波高达 3 m。北部湾秋季涌浪周期为 6 s，南海大部分海域涌浪周期为 7 s，吕宋海峡附近涌浪周期为 8 s。

5. 平均波高和最大波高的季节变化

渤海和黄海月平均波高变化在 0.5 ~ 2.0 m 之间。基本特点是，冬季高，秋季次之，春、夏季最小。渤海冬季月平均波高最大为 1.5 m，夏季月平均波高最小为 1.0 m。黄海北部冬季月平均波高最大为 1.5 m，夏季月平均波高最小为 0.5 m（图 3.1.9，图 3.1.10）。黄海中部冬季月平均波高最大为 1.8 m，夏季月平均波高最小为 1.0 m。黄海南部冬季月平均波高最大为 2.0 m，夏季月平均波高最小为 1.0 m。

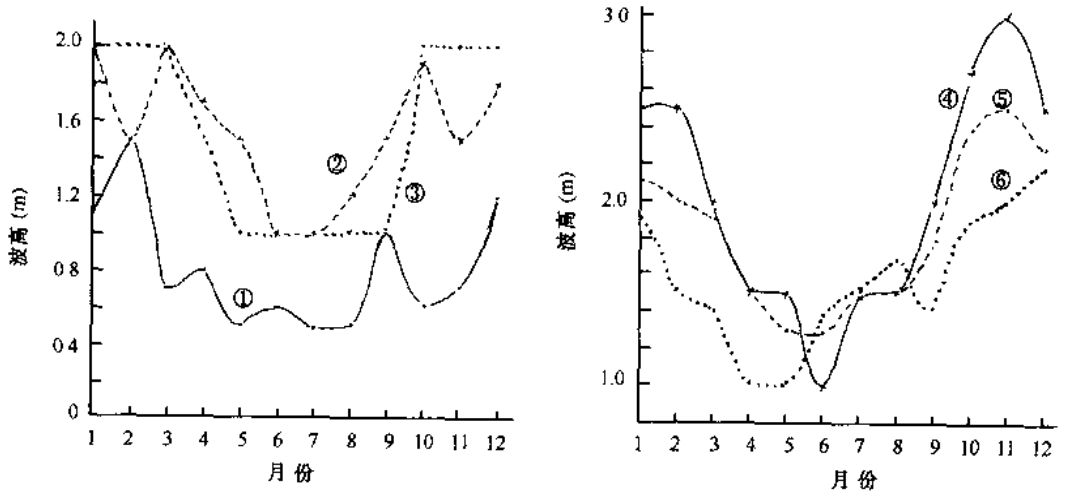


图 13.1.9　黄海、东海、南海代表方区平均波高（m）的月际变化

（根据国家海洋信息中心提供的资料而绘制）

①黄海北部（37° ~ 39°N，123° ~ 125°E），②黄海南部（31° ~ 33°N，121° ~ 123°E），③东海中部（27° ~ 29°N，126° ~ 128°E），④台湾海峡（23° ~ 25°N，119° ~ 121°E），⑤南海北部（20° ~ 25°N，115° ~ 120°E），⑥南海南部（10° ~ 15°N，115° ~ 120°E）

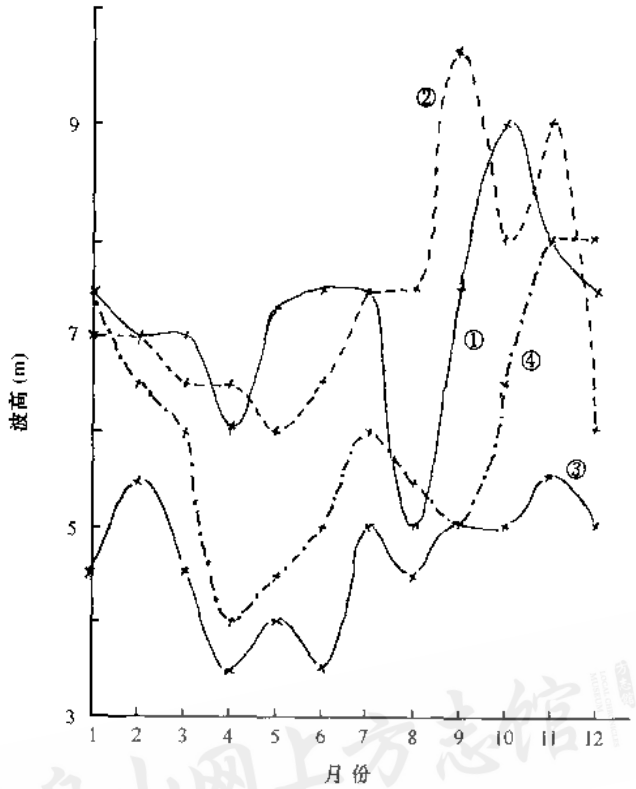


图 13.1.10　黄海、东海、南海代表方区最大波高（m）的月际变化

（根据国家海洋信息中心提供的资料而绘制）

①黄海中部（35°～37°N，121°～123°E），②东海中部（27°～29°N，126°～128°E），③南海北部（20°～25°N，110°～115°E），④南海南部（10°～15°N，115°～120°E）

渤海和黄海历年月最大波高在 5.0～15.0 m 之间。渤海北部为 6.5 m，渤海南部为 7.5 m；黄海北部为 15.0 m，黄海中部为 9.0 m，黄海南部为 15.0 m。月最大波高都出现在 6～10 月台风活动期和 11 月至翌年 3 月强冷空气活动期。

东海月平均波高变化在 1.0～3.0 m 之间，季节性差异是冬季大，夏、秋季次之，春季最小（图 3.1.9，图 3.1.10）。东海北部，冬季和夏季 8 月月平均波高为 2.0 m，春季月平均波高为 1.0 m。东海中部，冬季月平均波高为 2.0 m，春、夏季月平均波高为 1.0 m。东海南部，冬季月平均波高为 2.5 m，春、夏季月平均波高为 1.5 m。台湾海峡和台湾以东洋面，冬季月平均波高为 2.5～3.0 m，春季月平均波高为 1.0～1.5 m。

东海历年月最大波高在 5.0～12.5 m 之间。其中：东海北部为 10.0 m，东海中部为 12.5 m，东海南部为 12.0 m，台湾海峡和台湾以东洋面为 10.0 m。月最大波高都出现在 6～10 月台风活动期和冬季东北季风期。

南海月平均波高变化在 0.6～2.7 m 之间。北部湾，冬季月平均波高最大，为 1.6 m；春季月平均波高最小，为 0.6 m。南海北部和吕宋海峡：冬季月平均波高最大，为 2.6 m；春季月平均波高最小，为 1.2 m（图 3.1.9，图 3.1.10）。南海中部，冬季月平均波高最大，为 2.7 m；春季月平均波高最小，为 1.1 m。南海南部，冬季月平均波高最大，为 2.6 m；春季月平均波高最小，为 1.0 m。

南海历年月最大波高在2.0～9.5 m之间（图3.1.10）。其中：北部湾为5.0 m，南海北部为9.5 m，南海中部为9.0 m，吕宋海峡也为9.0 m。

6. 平均周期和最大周期的季节变化

渤海和黄海月平均周期在2.3～7.0 s之间。其中，黄海南部月平均周期大于渤海和黄海北部月平均周期。渤海：冬季月平均周期最大，为3.8 s；夏季月平均周期最小，为2.5 s（图3.1.11）。黄海北部，冬季月平均周期最大，为5.4 s；夏季月平均周期最小，为2.3 s。黄海中部，冬季月平均周期最大，为4.9 s；夏季月平均周期最小，为2.9 s。黄海南部，冬季月平均周期最大，为7.0 s；夏季月平均周期最小，为3.3 s。

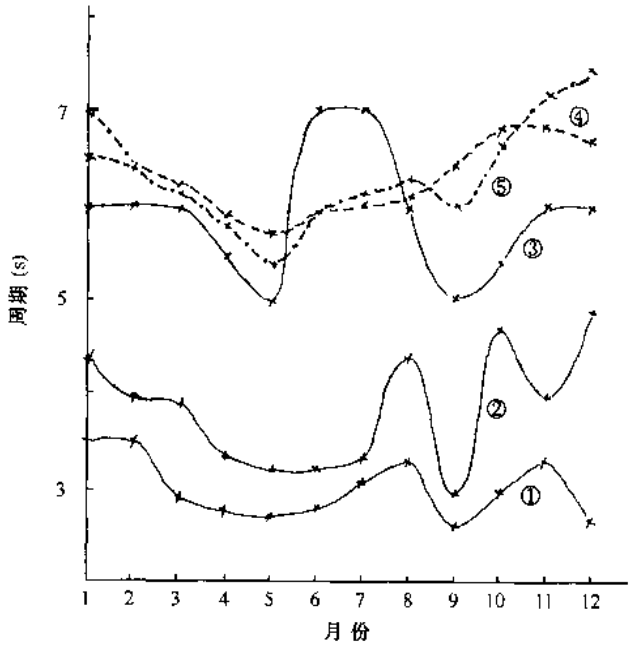


图13.1.11　渤海、黄海、东海、南海代表方区平均周期（s）的月际变化

（根据国家海洋信息中心提供的资料而绘制）

①渤海南部（37°～39°N，119°～121°E），②黄海中部（35°～37°N，121°～123°E），③东海北部（31°～33°N，125°～127°E），④南海北部（20°～25°N，115°～120°）E，⑤南海南部（10°～15°N，110°～115°E）

渤海和黄海历年月最大周期在8.0～14.0s之间。渤海北部为12.0 s，渤海南部为13.0 s，黄海北部为14.0 s，黄海中部为14.0 s，黄海南部为14.0 s。

东海月平均周期变化在4.7～7.0 s之间（图3.1.11）。东海北部为4.7～6.9 s，东海中部为5.0～7.0 s，东海南部为5.5～7.0 s，台湾海峡为5.0～7.0 s。台湾以东洋面为6.0～7.0 s。

东海历年月最大周期在9.0～14.0 s之间。东海北部为14.0 s，东海中、南部、台湾海峡及台湾以东洋面均为14 s。

南海月平均周期变化在4.1～7.4 s之间（图3.1.11）。其中：北部湾为4.1～6.0 s，南海北部为5.7～6.8 s，南海中部为5.5～7.4 s，南海南部为5.4～7.4 s，吕宋海峡为5.9～7.2 s。

南海历年最大周期出现于10.0～20.0 s之间。其中：北部湾为18.0 s，南海北部为20.0 s，南海中部和南海南部皆为19.0 s，吕宋海峡为20.0 s。

第二节　各种天气系统影响下的海浪场和灾害性海浪

中国近海的天气系统受欧亚大陆和太平洋的影响，南、北冷暖气流交换异常活跃。冬季受西伯利亚、蒙古等地冷高压影响，夏季受台风的袭击，春、秋季节常常受温带气旋的影响，所以形成中国近海及邻近海区海浪场的主要天气系统有以下四类[10]：台风型、冷高压型、气旋型、冷高压与气旋配合型。

一、台风型海浪场

台风是热带海洋上的一种强热带风暴，其风力很强，大风范围大，能形成很大的海浪。台风形成的海浪场（图 13.2.1）有如下特点：（1）台风外围海域有广大的涌浪区，涌浪区的宽度和涌浪的大小，主要受台风强度、台风移动方向和台风移动速度等因子影响。涌浪的波高随离台风中心距离的增加而减小，涌浪周期随离台风中心距离的增加而增大。台风涌浪波长长，传播速度快，沿海人们常常在台风离得很远时，就能受到台风涌浪的影响，因而能提前 1～2 d 做好防台准备。（2）台风域内的海浪分布，按风向和台风移动方向可分三个区：一是风向与台风移动方向相同区；二是风向与台风移动方向相反区；三是风向与台风移动方向相交区。台风域内的海浪，一般为风浪和涌浪并存的混合浪。由于台风域内一区的海浪始终受同一方向风的作用，这里风速大，大风持续时间长，海浪发展充分，因而是台风域内海浪最大的区域。其次是台风域内三区的海浪。台风域内二区的海浪最小，该区大风持续时间短，海浪生成后不久就移出台风域外。（3）台风海浪场的强弱与台风的移向、移速和路径有密切关系：当台风移动速度快时，台风域内的海浪增长速度慢，海浪小，浪区范围小，台风域内海浪高值区明显偏于台风移动方向右后部。当台风移动速度慢时，台风域内海浪不仅得到充分成长，海浪大，浪区范围也大，台风域内海浪高值区，在台风域内的分布也比较均匀。当台风转向时或台风转向后，台风域内的风浪和涌浪都会减小，因为台风域内的各个部位随台风移向改变而改变，原一区的海浪趋于减弱，新一区

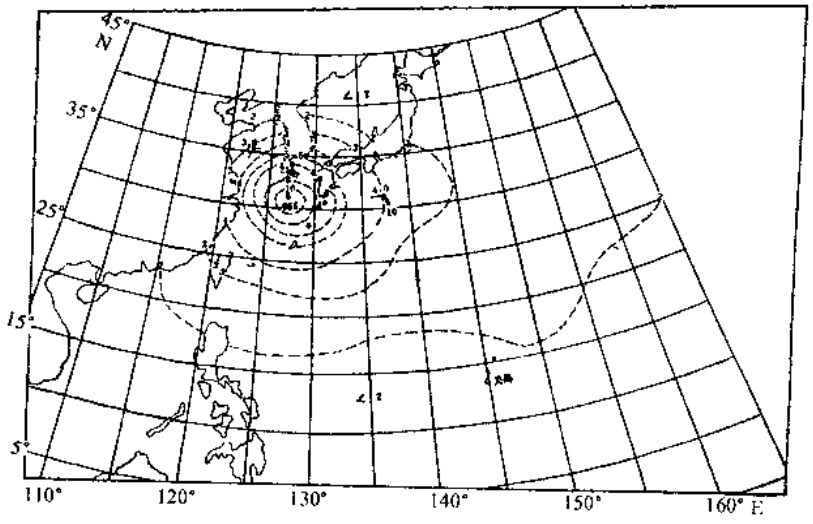


图 13.2.1　台风型海浪分布

的海浪因风时不足尚未增强。（4）在台风中心，虽然风力较小，但由于台风域内海浪都向中心汇集，所以海浪很大，并出现接近最大波陡的三角浪。

从 1976～1985 年资料统计看出：渤海受台风型海浪场（波高≥4 m）影响的频率为 0.1%（相当于年平均 0.4 d）；黄海为 1.8%（相当于年平均 6 d）；东海为 4.9%（相当于年平均 18 d）；台湾海峡为 5.7%（相当于年平均 21d）；南海为 8.8%（相当于年平均 32 d）。

二、冷高压型海浪场

冬季当西伯利亚或蒙古冷高压形成东移时，在地面天气图上，只有一条 SW－NE 走向的冷锋经过渤海、黄海和东海，造成这些海区刮 N 到 NE 向大风；同时冷锋还常常越过秦岭，直达南海中部和南部，然后再向东扩展到日本以南和日本以东洋面。这时中国近海和邻近海域都会形成 4 m 以上的海浪场（图 13.2.2）。这类海浪场的分布特点：4 m 以上的巨浪中心一般出现在冷锋附近，巨浪中心区最大波高一般 4～8 m，最大时可达 9～15 m 的狂涛。渤海最大波高可达 7.3 m，黄海最大可达 9 m，东海最大可达 9～12 m，台湾海峡最大可达 9～11 m，南海最大可达 10～15 m。4 m 以上巨浪区维持时间：渤海一般为 12～36 h；黄海为 24～48h；东海为 24～72 h；南海为 36～72 h，最长的可达 96～120 h。波向的分布是：渤海为 NW－NE 向，黄海为 N－NE 向，东海、台湾海峡和南海以 NE 向为主。

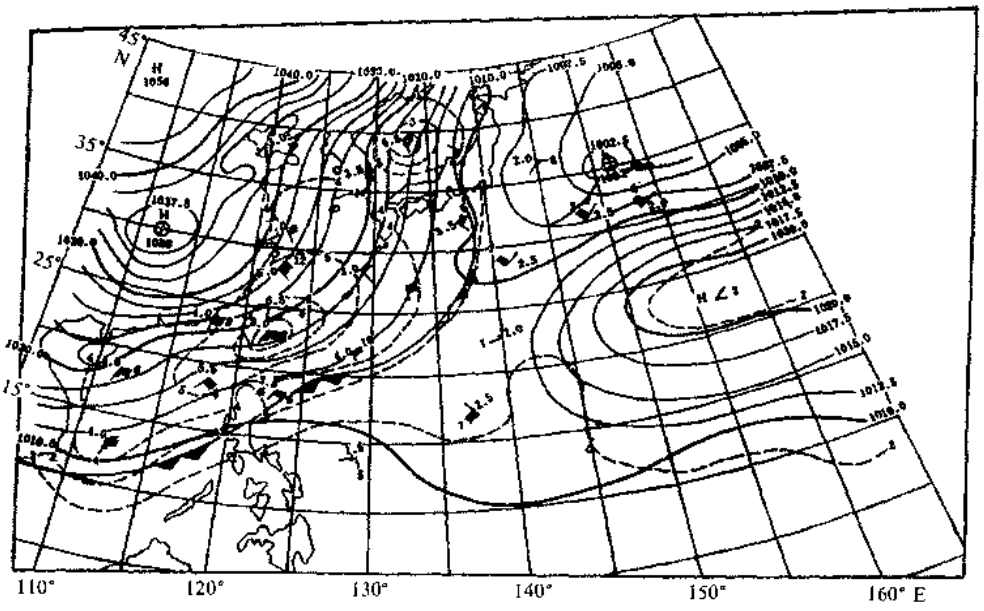


图 13.2.2　冷高压型海浪分布

根据 1976～1985 年资料统计得知：渤海受大于等于 4 m 冷高压海浪场影响的频率为 4.4%（相当于年平均 17 d）；黄海为 12.2%（相当于年平均 45 d）；东海为 15.8%（相当于年平均 57 d）；台湾海峡为 7.4%（相当于年平均 28 d）；南海为 20.5%（相当于年平均 74 d）。

三、气旋型海浪场

中国近海一年四季都受气旋影响。尤其是渤海、黄海、东海、日本海、日本以南和以东洋面

影响较大。但温带气旋的强度与季节有关：春初、秋末和冬半年气旋入海后，气旋后部有自大陆南下入海的冷高压配合，前部和东南部有海上副热带高压配合，北部有高纬度高压配合，则形成三个风区。所以气旋型海浪场分布（图 13.2.3）特点：冷锋后的西北风区以风浪为主，冷锋前的西南风区和暖锋前的偏东风区，以涌浪和风浪并存的混合浪为主。浪区的范围和浪区中心最大波高，一般是近海小于远洋。在渤海、黄海、东海，最强的气旋浪最大波高为 6～9 m，中等强度气旋为 4～6 m，较弱的气旋为 2～4 m。日本以南和日本以东洋面，最强的气旋浪最大波高为 9～12 m，日本以东洋面最大波高可达 15 m。中等强度气旋为 6～9 m。较弱的气旋为 4～6 m。影响中国近海的气旋主要有：（1）黄渤海气旋，气旋一般从渤海或黄海移到日本海。由于此类气旋在海上时间短，形成的海浪不大，但浪区具有形成快、移动快的特点。尤其是具有突然爆发和突然增强的隐患，给及时正确预报带来困难。（2）江淮气旋，气旋从黄海南部移到日本海，此类气旋入海前常常与海上副热带高压配合，暖锋前的偏东风就能形成 2～4 m 的偏东向海浪。（3）东海气旋，气旋从东海移到日本以南和以东洋面。此类气旋，冬季冷锋后的 NW 向浪大于暖锋前的 SW 向浪；夏季则以冷锋前的 SW 向浪和暖锋前的偏 E 向浪为主。（4）东北低压，东北低压虽然大部分都在陆地上移动，并不在海上活动，但在其移动发展过程中，无论暖区中的偏南大风，还是冷锋后的 N－NE 大风，都会在渤海、黄海北部形成 2～4 m 的海浪。其主要原因是，东北平原和渤海的辽东湾至渤海湾的地形都是 NE－SW 向的带状走向，加上东北低压东南部和西北部常常有高压与它配合。

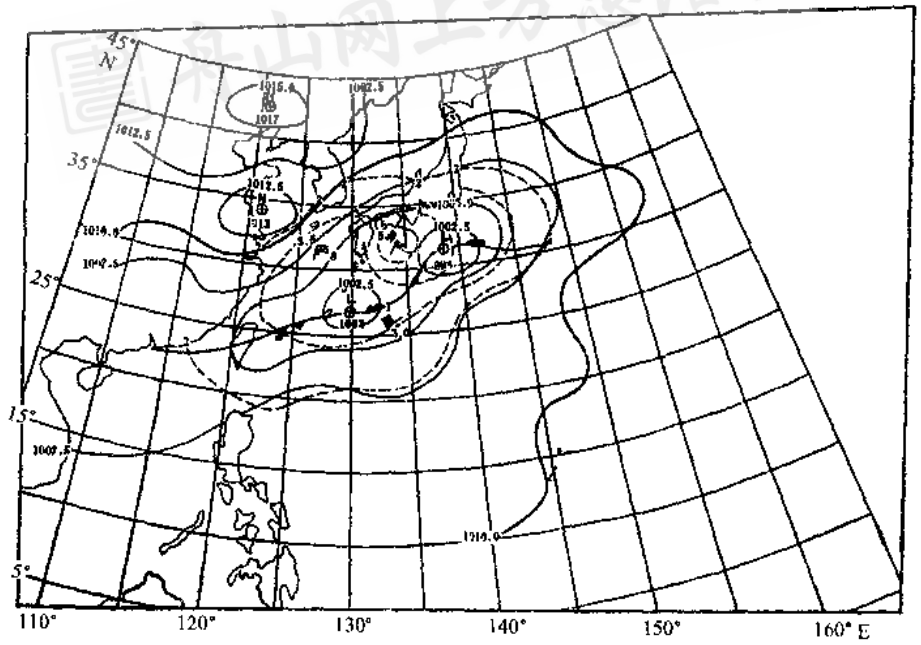


图 13.2.3　气旋型海浪分布

1976～1985 年资料统计结果表明：渤海受波高大于等于 4 m 气旋海浪场影响的频率为 0.6%（相当于年平均 2.3 d）；黄海为 4.2%（相当于年平均 15 d）；东海为 3.8%（相当于年平均 14 d）；台湾海峡为 3.0%（相当于年平均 11 d）；南海为 2.2%（相当于年平均 9 d）。

四、冷高压与气旋配合型海浪场

这类天气系统主要出现在初春、秋末和隆冬季节。发展强烈的气旋与冷高压配合，在30°N以北海域常常形成4 m以上海浪场，浪区中心最大波高可达10多m。仅次于台风形成的海浪场。冷高压与气旋配合型海浪分布如图13.2.4所示。

根据1976～1985年资料统计看出：渤海受波高大于等于4 m冷高压与气旋配合型海浪场影响的频率为1.3%（相当于年平均5 d）；黄海为4.7%（相当于年平均17 d）；东海为5.5%（相当于年平均20 d）；台湾海峡为2.6%（相当于年平均10 d）；南海为2.5%（相当于年平均10 d）。

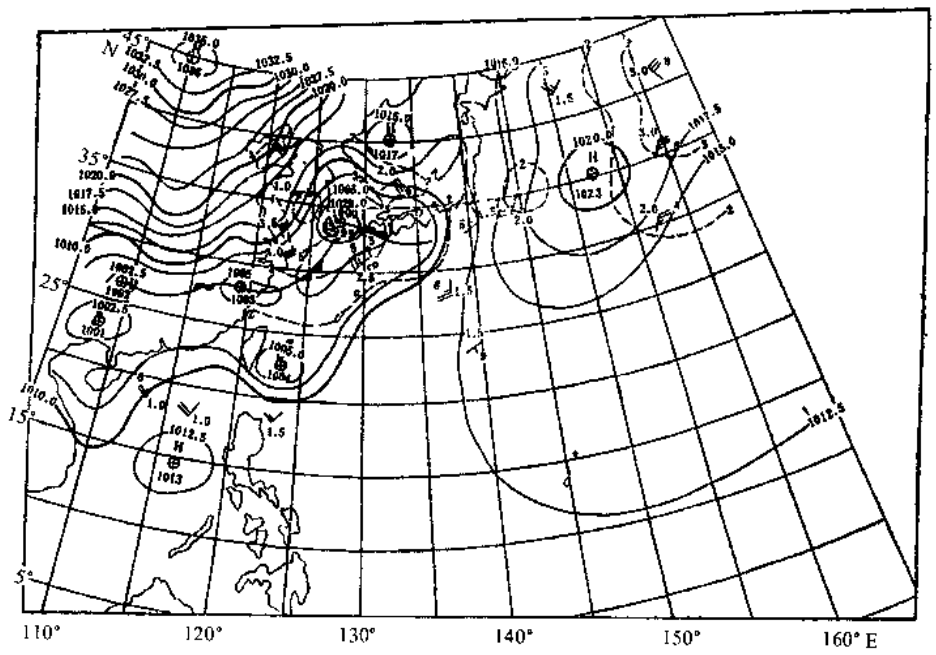


图13.2.4　冷高压与气旋配合型海浪分布

五、中国近海及邻近海域灾害性海浪时空分布[19]

通常，灾害性海浪是指海上波高大于等于6 m的海浪。因为这样的海浪，对航行在大洋的大多数船舶已构成威胁，它能掀翻船舶、摧毁海上工程和海岸工程，给航海、海上施工、海上军事活动、渔业捕捞等带来灾害。按产生灾害性海浪的大气扰动系统分类[10]，可将其分为热带气旋（包括热带低气压、台风和强台风）、温带气旋和寒潮大风造成的海浪三大类，分别简称台风浪、气旋浪和寒潮浪。

1. 灾害性海浪的地理分布

表13.2.1表明，渤海灾害性海浪的频率较小，平均每年仅0.9次。在25a中，共发生寒潮浪9次，气旋浪12次，台风浪2次。渤海海峡，当吹偏东风或偏西风时，有足够长的风区，加上狭管效应，风浪易于成长，曾出现过13.6 m的最大波高。

表 13.2.1　1966～1990 年中国近海及邻近海域 $H \geq 6$ m 灾害性海浪统计

海区	台风浪（次数）	寒潮浪（次数）	气旋浪（次数）	总次数	年均次数
渤　海	2	9	12	23	0.9
黄　海	22	81	45	148	5.9
东　海	104	94	46	244	9.8
台湾海峡	68	74	11	153	6.1
南　海	189	164	–	353	14.1
台湾以东及吕宋海峡	175	100	–	275	11.0

黄海灾害性海浪的发生次数较多，年平均为 5.9 次。在 25 a 中，出现寒潮浪 81 次，气旋浪 45 次，台风浪 22 次。其中，成山角外海，受海流影响，出现狂浪时容易造成海难。

东海灾害性海浪发生次数更多，年平均为 9.8 次。在 25 a 中，出现寒潮浪 94 次，气旋浪 46 次，台风浪 104 次。

台湾海峡，灾害性海浪频繁发生，年平均为 6.1 次。在 25 a 中，出现寒潮浪 74 次，气旋浪 11 次，台风浪 68 次。冬季 N－NE 风时，因狭管效应，极易出现 4 m 以上的巨浪。

台湾以东洋面及吕宋海峡，水深浪大，具有大洋海浪的特点。其灾害性海浪的频率较大，年平均为 11 次。在 25 a 中，出现寒潮浪 100 次，台风浪 75 次。必须指出，台湾以东洋面及吕宋海峡的灾害性海浪场，常会影响和扩展到东海、台湾海峡和南海，尤其是该海区的台风浪，更是预报台风西行或转向的依据，这是预报我国近海灾害性海浪的关键海区之一。

南海也具有大洋海浪的特征。南海是我国近海灾害性海浪出现频率最大的海区，年平均为 14.1 次，其中台风浪年平均为 7.6 次。该海域也是受台风浪最严重的海区之一。气旋浪的影响主要限于黄海和东海，对南海影响不大。

2. 灾害性海浪的时间变化

在 1966～1990 年的 25 a 里，中国近海及其邻近海域共出现 700 次 6 m 以上的狂浪区。平均每年出现 28 次，相当于每 13 天发生 1 次。9 m 以上的狂涛区共出现 146 次，平均每年出现 5.8 次，相当于每 2 个月出现 1 次。

（1）灾害性海浪的年际变化

图 13.2.5 是 1966～1990 年间中国近海波高（H）≥6 m 以上狂浪发生次数的逐年变化曲线。其中：1971 年最多，共发生 53 次；1975 和 1987 年最少，为 20 次。1970～1971 年、1980～1981 年、1989～1990 年为灾害性海浪频繁发生年，1966 年、1975 年、1986 年为灾害性海浪稀少发生年。

灾害性海浪年际变化与产生灾害性海浪的大气环流和气候变化有关，而影响大气环流和气候变化的因素既多而又复杂。因此，深入研究产生和影响灾害性海浪年际变化机制及其预测，对改进海浪短期预报和长期海浪预测有重要意义。

（2）灾害性海浪的月际变化

图 13.2.6 表明，中国近海虽然全年都有灾害性海浪发生，但各月间的差别较大：11 月最多，为 122 次；而最少的是 5 月，只有 11 次。冬季 11 月至翌年 2 月共发生 373 次，占全年总数的 53%；而 3～6 月共发生 83 次，仅占全年总数的 11%。

图 13.2.7 表示一年中台风浪发生的逐月次数，说明台风浪主要发生在 7～10 月的台风季节，发生次数占全年总数的 73%。其中，仅 8 月便占全年总数的 21%；而 1～6 月仅占全年总数的 10%。

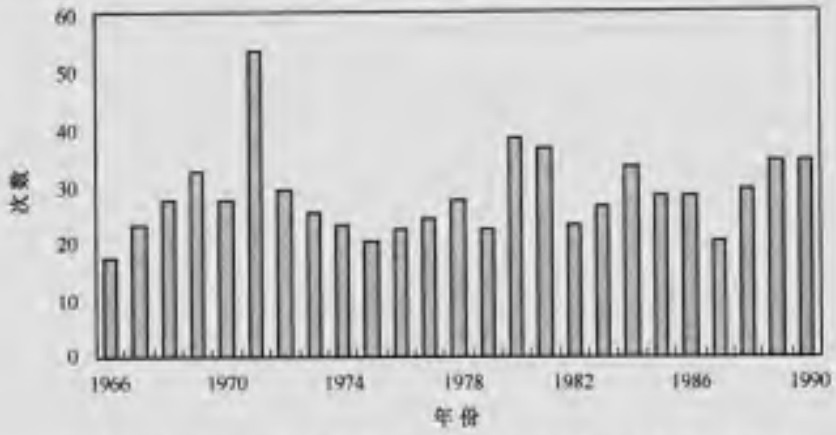


图 13.2.5　1966～1990 年中国近海及邻近海域 6 m 以上海浪（次数）

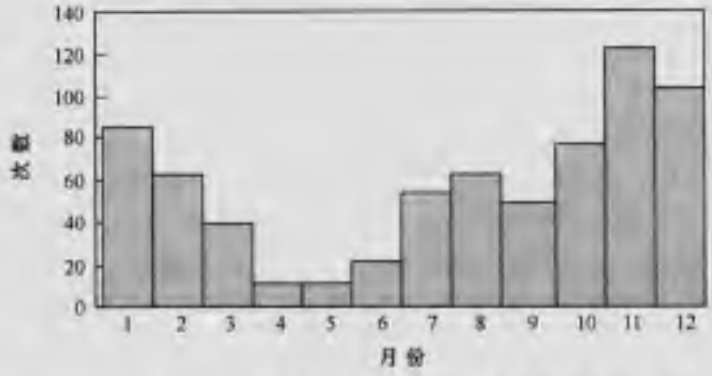


图 13.2.6　1966～1990 年中国近海 6 m 以上灾害性海浪逐月次数

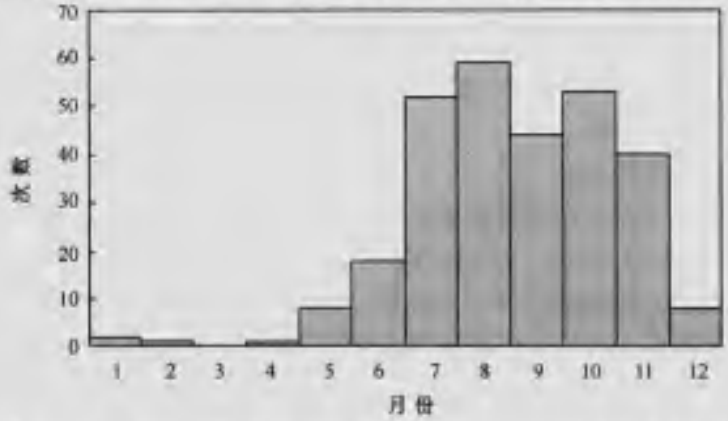


图 13.2.7　1966～1990 年中国海及邻近海域 6 m 以上台风浪逐月次数

图 13.2.8 表示寒潮浪在年内的分布情况。寒潮浪主要发生在冬半年，发生次数占全年总数的 84%。其中：12 月便占全年总数的 25%；夏季的 6～8 月则没有寒潮浪发生；春、秋季仅占全年总数的 16%。

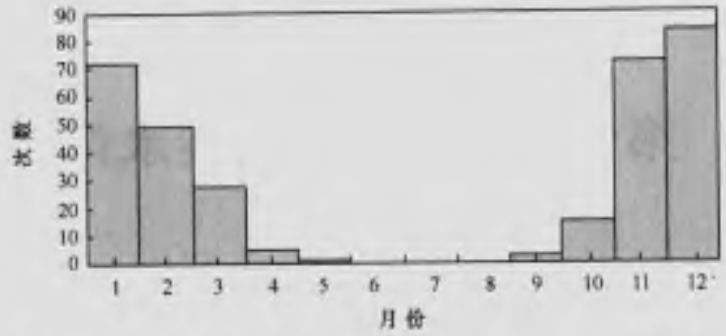


图 13.2.8　1966～1990 中国海及邻近海域 6 m 以上寒潮浪逐月次数

从图 13.2.9 看出，气旋浪也主要发生在冬半年，占全年总数的 77%，而夏半年发生次数占全年总数的 23%。

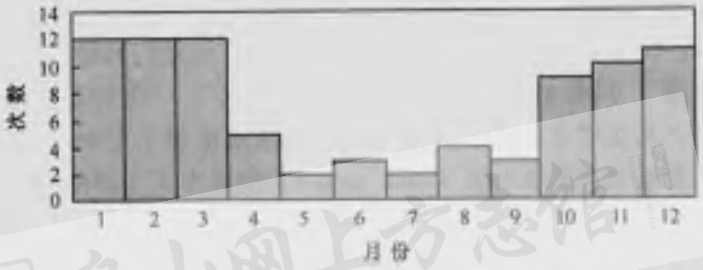


图 13.2.9　1966～1990 年中国海及邻近海域 6 m 以上气旋浪逐月次数

图书馆 泉山网上方志馆

第十四章　非周期性水位

第一节　风暴潮

风暴潮系指由于强烈的大气扰动（强风和气压骤变）引起的海面异常升高现象。它具有数小时至数天的周期，叠加在正常潮位之上。而风浪、涌浪具有数秒或十几秒的周期，叠加在前二者之上。由这三者的结合引起的沿岸涨水，常常酿成巨大灾害，通常称之为风暴潮灾害或潮灾。但是，有时也能遇到相反的情况：背离开阔海岸方向的大风长时间吹刮，致使岸边水位急剧下降，暴露出大片海滩，严重影响舰船，特别是大型油轮的正常航行和锚泊。有人称这种海面异常下降现象为“负风暴潮”。风暴潮，有人称之为“风暴增水”，“负风暴潮”也可称为“风暴减水”。图 14.1.1 是一个风暴增水的例子。该例中，塘沽站出现了 1949 年以来的第三大高潮位（5.59 m）。图中的风暴增水过程最大值（peak surge），出现在天文潮低潮后 3h。许多观测事实表明，此最大值可发生在天文潮的任何时段。若最大值发生在天文潮高潮时易造成大的潮灾。

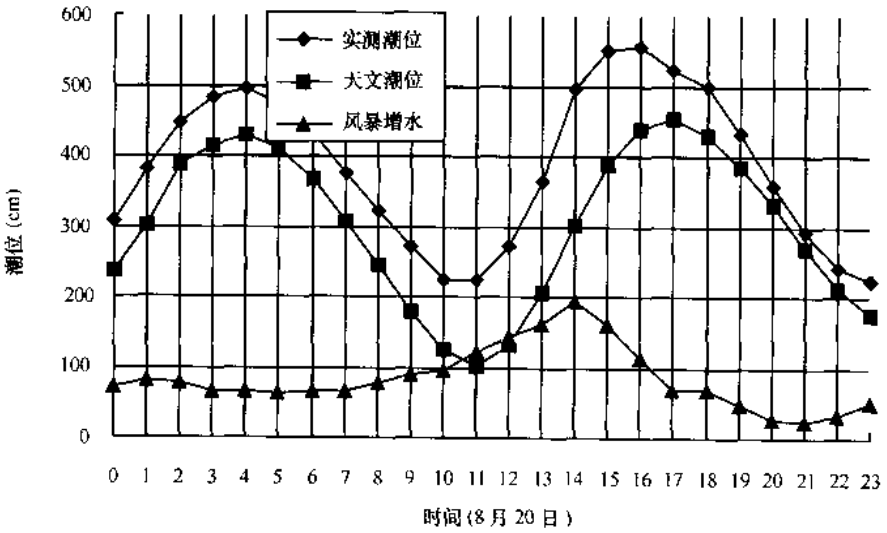


图 14.1.1　1997 年 9711 号热带风暴期间天津塘沽港潮位过程曲线

从验潮曲线中准确分离风暴潮是困难的，这是由于天文潮和风暴潮的相互作用，两者并非严格的线性叠加。数值试验结果表明，在潮差大的浅海中，这种相互作用特别严重。不过目前国内外仍采用实测潮位与正常潮位预报值代数差的方法，来计算风暴潮的值。

风暴潮灾害是我国沿海地区危害最大的海洋灾害，如 1922 年 8 月 2 日的一次台风风暴潮袭击了广东汕头地区，竟有 7 万人丧生，这是 20 世纪我国死亡人数最多的一次海洋灾害。

一、风暴潮的类型

若按诱发风暴潮的天气系统特征来分类，可把风暴潮分为温带风暴潮和台风风暴潮两大类。在我国，风暴潮一年四季都有发生。我国大陆沿岸，夏、秋季多有台风风暴潮发生，其频发区和严重区为沿岸海湾湾顶及河口三角洲区。我国黄海、渤海沿岸，春、秋、冬季多有温带风暴潮发生。我国三个温带风暴潮频发区和严重区依次为：莱州湾、渤海湾和海州湾沿岸区。据国家海洋环境预报中心的统计，莱州湾年均50c m以上的温带风暴潮过程有36次，渤海湾年均50 cm以上的温带风暴潮过程有27.4次（年均有78 d出现50 cm以上增水），海州湾有14.4 d出现50 cm以上增水。

1. 温带风暴潮

引起温带风暴潮的气压形势大体有三类：冷锋配合低压类、冷锋类和强孤立温带气旋类。

冷锋配合低压类：这类风暴潮多发生于春、秋季。渤海湾、莱州湾沿岸发生的风暴潮，大多属于这一类。其地面气压场的一般特点是，渤海中、南部和黄海北部，处于北方冷高压的南缘、南方低压或气旋的北缘。辽东湾到莱州湾均吹刮东北大风，黄海北部和渤海海峡为偏东大风所控制。在这样的风场作用下，大量海水涌向莱州湾和渤海湾，最容易导致强烈的风暴潮。莱州湾西岸位于小清河口的羊角沟站，1969年4月23日，曾记录到有验潮记录以来的最大温带风暴潮值（3.55 m）（图14.1.2），居世界首位。

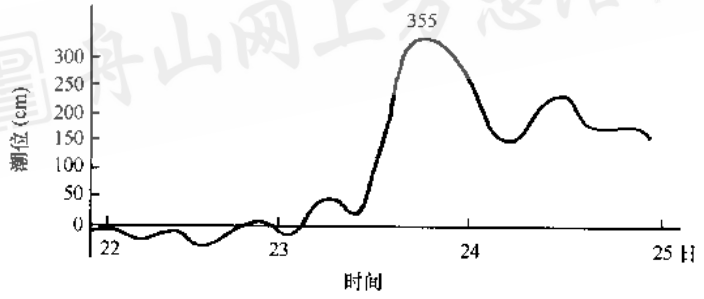


图14.1.2　1969年4月22～25日，羊角沟站温带风暴增水过程曲线

冷锋类：当西伯利亚或蒙古等地的冷高压东移南下，而我国南方又无明显的低压活动与之配合时，地面图上只有一条横向冷锋掠过渤海，造成渤海偏东大风，致使渤海西岸（渤海湾沿岸）和西南岸发生风暴潮。此类的风暴增水幅度一般在1～2 m之间（1974年11月8日03时塘沽站曾出现了2.12 m增水值），比前一类低。冷锋类多发生在冬季、初春和深秋。当横向冷锋继续南移掠过海州湾时，也能造成该湾偏东大风，使海州湾沿岸产生此类风暴潮。

强孤立温带气旋类：这是指无明显冷高压与之配合的、暖湿气流活跃的那种气旋。这类风暴潮往往在春、秋季和初夏期间发生。渤海有验潮记录以来的这类风暴潮的最大值是2.19 m，是1973年5月7日莱州湾羊角沟站记录到的。渤海湾最大值是1.61 m，是1971年6月26日塘沽站记录到的。海州湾有验潮记录以来的这类风暴潮的最大值是1.12 m，是1973年5月1日连云港站记录到的。

2. 台风风暴潮

在西北太平洋沿岸国家中，我国沿海遭受台风风暴潮袭击既频繁又严重。

热带气旋按近中心的风力大小分为热带低压（Tropical depression，TD）、热带风暴（Tropical storm，TS）、强热带风暴（Severe tropical storm，STS）和台风（Typhoon，Ty）。据西北太平洋48年热带气旋资料（1949～1996年）统计，西北太平洋年平均生成台风（Ty）17.7个，年平均生成强热带风暴、热带风暴（STS＋TS）10.6个，年平均生成热低压（TD）7.1个。8级以上大风的热带气旋（T＋STS＋TS）28.3个，6级以上大风的热带气旋（Ty＋STS＋TS＋TD）35.3个，最多的一年发生40个（1967），最少的一年也有20个。

上述48年资料统计还表明：我国年均登陆台风3.3个；年均登陆热带风暴和强热带风暴3.8个；年均登陆热低压2.4个。以上三项合计9.4个。

据45年资料（1951～1978年，1980～1996年）统计，我国年均受影响的热带气旋有15.7个，每年平均有6.3个热带气旋影响（非登陆）我国沿海。

西北太平洋不仅是世界上台风发生最频繁的海区，而且是生成的台风最强、大风范围最大的海区。1979年10月12日08GMT，在西北太平洋用下投式探空仪测得超级台风Tip的中心气压为870 hPa（最大风速＞80 m/s），这是有记录以来世界大洋生成台风中最强的，而这一天Tip台风7级大风半径（15 m/s）为1100 km，居世界首位。

表14.1.1给出了32年间（1949～1981年）在我国登陆的台风（包括热带风暴和热低压）总数与西北太平洋沿岸国家登陆台风个数的比较。从表中看出，中国居首位，占总数的34.5%。然后依次为菲律宾、越南、日本等。

表14.1.1　热带气旋登陆西北太平洋沿岸国家个数比较（1949～1988年）

国名 / 类别	中国	菲律宾	越南	日本	韩国* 朝鲜	俄罗斯
台风	197	160	76	116	39	7
强热带风暴	111	84	65	43	12	3
热带风暴	66	39	54	11	1	1
总数	374	283	195	170	52	11
占总数百分比	34.5	26.1	18.0	15.7	4.8	1.0

*在统计热带气旋在朝鲜半岛登陆时，没有再细分在韩国、朝鲜分别登陆的个数

当台风在外海向开阔海岸移来时，岸边验潮站首先观测到海面的上升是缓慢的，一般只有20～30 cm，持续时间通常有十几个小时。这是台风风暴潮来临的预兆，即初振阶段。尔后，随着台风的逐渐移近，风暴潮位急剧上升，并在台风过境前后达到最大值，即激振阶段。最后，是余振阶段，它是激振过后遗留下来的，为一种振幅越来越小的潮位振动。这个阶段的振动，有时在港内可持续一天以上。

根据42年的资料统计（1949～1990年）[21]，中国沿岸共发生过程最大增水1 m以上的台风风暴潮259次，平均每年发生6.5次。其中：2 m以上的46次，平均一年超过一次；超过3 m的8次。1980年7月22日，我国广东省海康县南渡站，记录到的台风风暴潮最大增水为5.94 m。图14.1.3a和图14.1.3b分别给出了这次台风路径与南渡站风暴潮过程曲线。

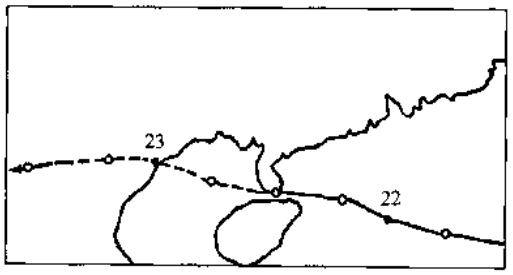


图 14.1.3a　1980 年 7 月 8007 号台风路径

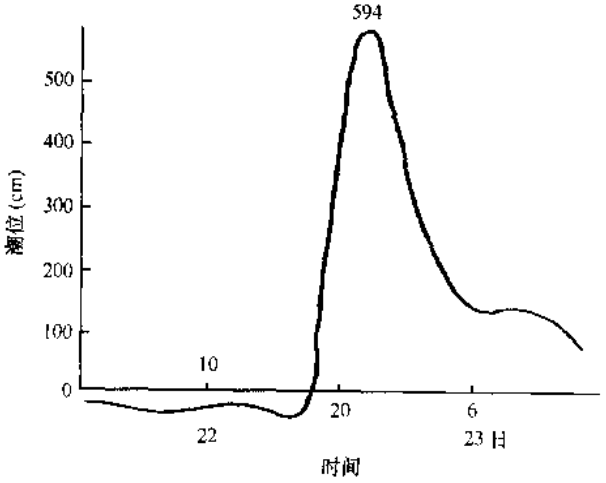


图 14.1.3b　1980 年 7 月 22～23 日，8007 号台风期间南渡站风暴潮过程曲线

二、台风风暴潮的地理分布

统计分析我国沿海验潮站台风风暴潮资料，可显示台风增水的地理分布（表 14.1.2～表 14.1.4）。

从表 14.1.2 和图 14.1.4 看出：渤海莱州湾沿岸的台风增水值最大，位于该湾小清河口的羊角沟站，最大台风增水 304 cm；渤海湾沿岸次之，西岸的黄骅和塘沽两站的最大台风增水均超过 200 cm；辽东湾湾顶居第三，位于该湾西岸的葫芦岛站，最大台风增水也超过 200 cm。位于黄海海州湾沿岸的江苏省燕尾，最大台风增水达 243 cm，连云港为 185 cm，该区的其余各站的最大台风增水均在 200 cm 以下。

表 14.1.2　我国北部沿岸主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

海区	站名	纬度	经度	增水值	时间（年月日）	台风编号	资料年限
北部	营　口	40°38′N	122°09′E	143	1972.07.27	7203	1961～1985
	葫芦岛	40°43′N	121°01′E	210	1972.07 27	7203	1954～1997
	秦皇岛	39°55′N	119°37′E	173	1972.07.27	7203	1950～1997
	塘　沽	39°00′N	117°43′E	216	1972.07 27	7203	1950～1997
	黄　骅	38°16′N	117°50′E	236	1997.08.20	9711	1997
	羊角沟	37°16′N	118°52′E	304	1992.09.01	9216	1951～1997
	夏　营	37°03′N	119°28′E	277	1992.09.02	9216	1951～1996
	龙　口	37°39′N	120°19′E	182	1992.09 01	9216	1961～1997
	烟　台	37°32′N	121°24′E	119	1992.09.02	9216	1960～1997
	老虎滩	38°56′N	121°39′E	109	1972.07.26	7203	1980～1997
	大　连	38°56′N	121°39′E	116	1992.09.01	9216	1953～1992
	青　岛	36°05′N	120°18′E	109	1997.08 20	9711	1950～1997
	石臼所	35°23′N	119°23′E	119	1981.09.01	8114	1968～1997
	连云港	34°45′N	119°25′E	185	1951.08 21	5116	1951～1997
	燕　尾	34°45′N	119°25′E	243	1981.09.02	8114	1951～1997

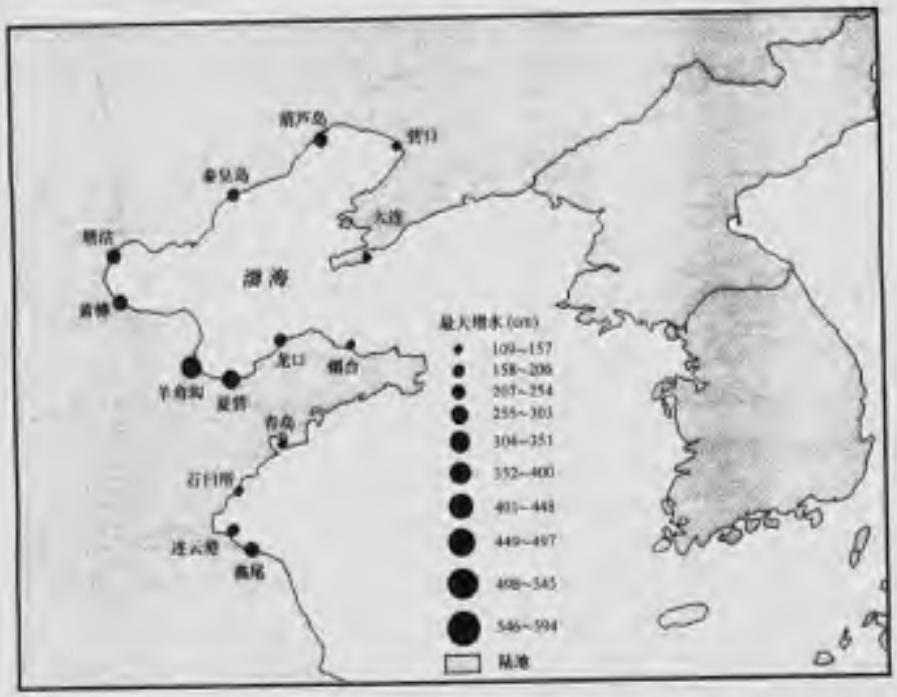


图 14.1.4　我国北部沿岸主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

表 14.1.3　我国东部沿海主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

海　区	站　名	纬　度	经　度	增水值	时间（年月日）	台风编号	资料年限
东部	吕　四	32°08′N	121°37′E	246	1977.09.11	7708	1969～1996
	吴　淞	31°24′N	121°30′E	242	1956.08.02	5612	1914～1994
	高　桥	31°23′N	121°36′E	243	1956.08 02	5612	1950～1997
	乍　浦	30°36′N	121°05′E	434	1956.08.02	5612	1951～1997
	澉　浦	30°23′N	120°53′E	502	1956.08 02	5612	1951～1997
	镇　海	29°57′N	121°43′E	272	1956.08.02	5612	1951～1997
	宁　波	29°53′N	121°33′E	255	1956.08.02	5612	1948～1992
	健　跳	29°02′N	121°38′E	261	1997.08 18	9711	1975～1997
	海　门	28°41′N	121°47′E	229	1994.08.21	9417	1951～1997
	坎　门	28°05′N	121°17′E	216	1994.08 21	9417	1959～1997
	温　州	28°02′N	120°39′E	383	1952.07.20	5207	1950～1997
	龙　湾	27°58′N	120°48′E	259	1994.08 21	9417	1959～1997
	瑞　安	27°48′N	120°38′E	294	1994.08 22	9417	1956～1997
	鳌　江	27°36′N	120°34′E	276	1990.09.08	9018	1956～1994
	沙　埕	27°17′N	120°17′E	133	1966.09 03	6614	1956～1997
	三　沙	26°55′N	120°13′E	192	1966.09 03	6614	1959～1997
	琯　头	26°08′N	119°34′E	180	1971.09 23	7123	1958～1997
	梅　花	26°01′N	119°41′E	220	1996.08 01	9608	1956～1997
	白岩潭	25°58′N	119°27′E	236	1960.08.09	6008	1951～1997
	平　潭	25°28′N	119°50′E	130	1997.08 18	9711	1966～1997
	崇　武	24°53′N	118°56′E	140	1969.09 27	6911	1956～1997
	厦　门	24°27′N	118°04′E	179	1983.07 25	8304	1954～1997
	东　山	23°44′N	117°32′E	152	1969.07 28	6903	1956～1997

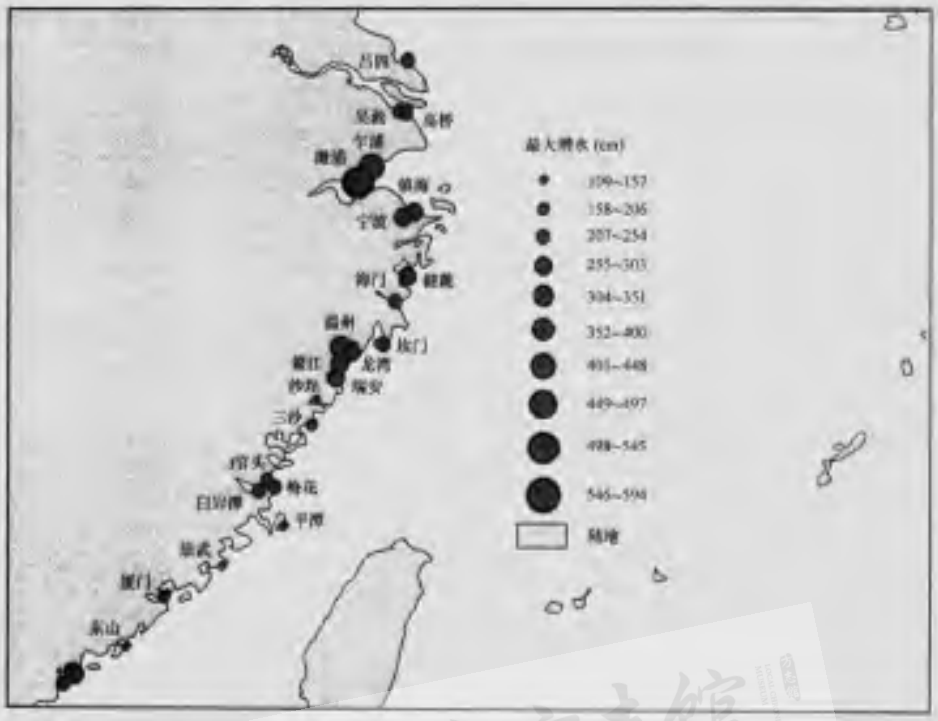


图 14.1.5　我国东部沿岸主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

表 14.1.3 和图 14.1.5 表明，我国东部海区（北起江苏吕四南到福建东山），从吕泗经长江口到杭州湾及整个浙江沿海各站，最大台风增水均超过 200 cm。其中：最大值出现在杭州湾的澉浦为 502 cm。温州湾的温州为 383 cm、飞云江入海口的瑞安以及鳌江入海口的鳌江站分别为 294 cm 和 276 cm。东部海区的福建沿海各验潮站，除闽江口的梅花和白岩潭两站外，其余各站均在 200 cm 以下。

表 14.1.4 和图 14.1.5 表明我国南部海区沿岸最大台风增水情况。其中：粤东韩江入海口的汕头市妈屿站，最大台风增水值达 320 cm。位于珠江河口的三灶、灯笼山、黄冲、广州的黄埔，以及珠江口以西的北津、闸坡各站的最大台风增水值均超过 200 cm。粤西沿海的黄坡、湛江、南渡站的最大台风增水值超过 300 cm，尤其南渡站达 594 cm，是我国有验潮记录以来的最大值。广西沿海 4 个验潮站，只有石头埠站的最大台风增水值超过 200 cm，达 223 cm。

海南省沿海各站，只有位于北部的海口、秀英以及位于东北部的清澜站的最大台风增水值超过 200 cm。

因无台湾、香港、澳门沿海实测潮位资料，表 14.1.4 和表 14.1.3 中未给出上述省、特别行政区的最大台风增水值。但据文献［38］介绍：1937 年 9 月 2 日台风经过香港期间，香港 Tolo 港记录到有史以来的最大风暴潮为 4 m，有 11 000 人丧生，Tolo 港周围的几个村庄荡然无存。香港其他地方的最大风暴潮一般不超过 2 m。

表 14.1.4　我国南部沿海主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

海　区	站　名	纬　度	经　度	增水值	时间（年月日）	台风编号	资料年限
南部	妈　屿	23°20′N	116°45′E	320	1969.07.28	6903	1953～1998
	海　门	23°12′N	116°37′E	224	1969.07 28	6903	1954～1998
	汕　尾	22°45′N	115°21′E	169	1971.07.22	7114	1956～1997
	港　口	22°34′N	114°54′E	123	1979.08.02	7908	1974～1997
	赤　湾	22°28′N	113°53′E	185	1964.09.05	6415	1964～1997
	黄　冲	22°18′N	113°04′E	212	1975.10.06	7513	1958～1997
	泗盛围	22°55′N	113°36′E	185	1964.08.09	6411	1964～1997
	横　门	22°35′N	113°31′E	170	1964.08.09	6411	1964～1997
	黄　埔	23°06′N	113°28′E	261	1964.09 05	6415	1954～1997
	灯笼山	22°14′N	113°24′E	227	1993.06.27	9302	1958～1997
	三　灶	22°02′N	113°24′E	242	1993.06.27	9302	1964～1997
	北　津	21°48′N	112°01′E	267	1974.07 22	7411	1954～1997
	闸　坡	21°35′N	111°50′E	216	1980.07.22	8007	1957～1997
	黄　坡	21°21′N	110°34′E	309	1980.07 22	8007	1953～1986
	湛　江	21°10′N	111°24′E	497	1980.07.22	8007	1946～1997
	南　渡	20°52′N	110°10′E	594	1980.07 22	8007	1955～1997
	石头埠	21°36′N	109°35′E	233	1971.06.28	7109	1976～1997
	北　海	21°29′N	109°05′E	176	1964.07 03	6403	1954～1997
	涠　洲	21°01′N	109°07′E	129	1964.07.03	6403	1956～1997
	白龙尾	21°30′N	108°13′E	173	1991.07 14	9106	1969～1992
	海　口	23°20′N	116°45′E	244	1980.07.22	8007	1973～1997
	秀　英	23°12′N	116°37′E	239	1980.07 22	8007	1949～1971 1976～1997
	清　澜	22°45′N	115°21′E	259*	1972.11.08	7220	1975～1997
	港　北	22°34′N	114°54′E	157	1996.08 22	9612	1976～1997
	榆　林	22°28′N	113°53′E	112	1971.10.08	7126	1954～1990
	三　亚	23°06′N	113°28′E	111	1971.10 08	7126	1950～1997
	东　方	22°14′N	113°24′E	170	1964.07.02	6403	1955～1997

注：表中清澜最大增水值为调查值.

表 14.1.5 给出发生在我国沿海严重的 20 次台风风暴潮（1949～2000 年）情况。由表可知：风暴高潮位（从当地平均海平面起算）依次出现在杭州湾（尖山）、雷州湾（南渡）、浙江三门湾（健跳）、温州湾（温州）、台州湾（海门）、福建闽江口（梅花）、长江口（吕泗）等位于海湾湾顶与入海河口附近的验潮站。

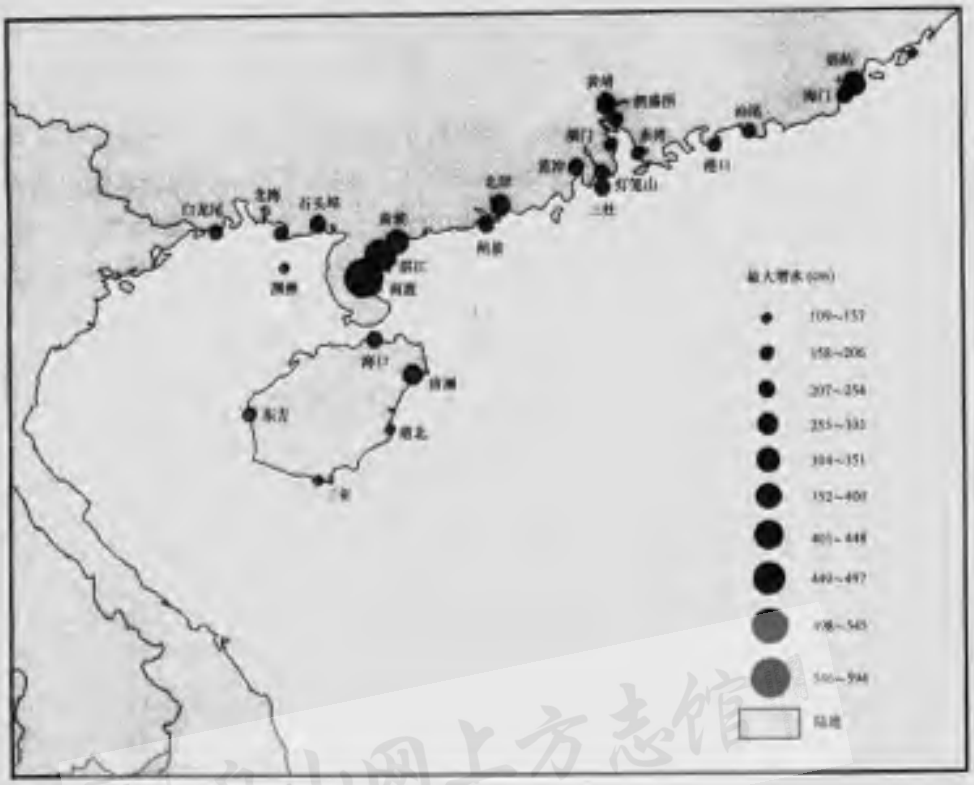


图 14.1.6　我国南部沿岸主要验潮站最大台风增水值（单位：cm）

表 14.1.5　中国沿岸严重的 20 次台风风暴潮（1949～2000 年）

时间	测站	最高风暴潮（cm）	最高潮位（cm）	影响区域	台风编号
1956－08－01	澉浦	502	437	杭州湾等	5612
1965－07－15	南渡	287	333	雷州湾等	6508
1969－07－18	汕头	302	328	韩江口等	6903
1969－09－27	梅花	199	457	闽江口等	6911
1974－08－20	宝山	224	609	杭州湾等	7413
1980－07－22	南渡	594	593	雷州湾等	8007
1981－09－01	吕四	203	439	长江口等	8114
1986－07－21	石头埠	117	396	广西东部沿海	8609
1986－09－05	南渡	352	337	雷州湾等	8616
1989－07－18	三灶	176	275	珠江三角洲	8908
1989－09－15	海门	146	467	浙江台州湾等	8923
1990－09－08	温州	241	387	温州湾等	9018
1991－08－16	南渡	384	270	雷州湾等	9111
1992－08－30	瑞安	203	430	浙江飞云江口等	9216
1993－09－17	灯笼山	162	262	珠江三角洲	9316
1994－08－21	温州	269	488	温州湾等	9417
1996－07－31	梅花	220	456	闽江口等	9608
1997－08－18	鲤跳	261	527	浙江三门湾等	9711

第二节　海啸

海啸有地震海啸、火山海啸和滑坡海啸。发生较多的是地震海啸，其严重程度名列首位。

地震海啸是由海底垂直活动断层的一侧向上运动，另一侧向下运动的浅源地震引起的，它是海洋中迅速传播的一种长周期重力波。海啸波在大洋中移行时，波长可达数百千米，周期 2 ~ 200 min。最常见的是周期为 2 ~ 40 min，波高仅为 1 m 左右的波动，所以在大洋中海啸不会造成灾害甚至难以察觉。然而当海啸波进入大陆架后，因深度急剧变浅，从海面到海底波速几乎一样的海啸波，携带着巨大能量直冲岸边或港湾，波长变短（从数十千米直至 10 km 左右），波高骤增，波幅常常可达 20 ~ 30 m，波峰倒卷（图 14.2.1），常给沿海地区造成严重的生命财产损失。

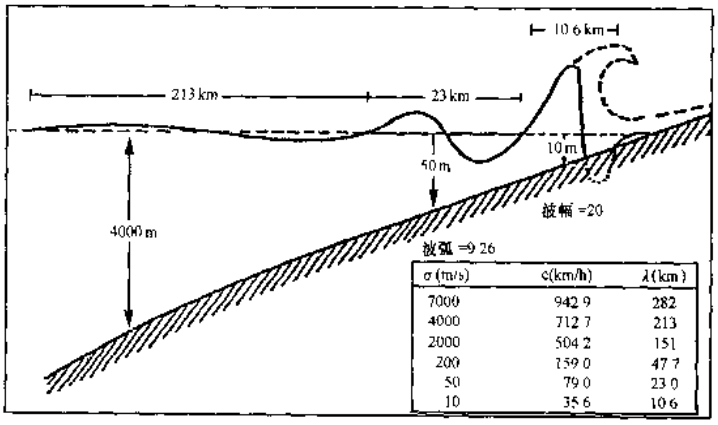


图 14.2.1　海啸波移行至浅水区波幅激增示意图
（引自智利 I. H. A. Pub 3017）

中国有丰富的历史海啸资料，但深入分析后发现，所记载的海啸绝大多数不是真正的地震海啸，而是风暴潮。所以，对历史海啸资料一定要做细致的分析研究，多方考证，去伪存真，最后鉴定出较可信的地震海啸。东汉熹平二年（公元 173 年）6 月至 7 月，莱州湾连续地震，并发生信度 3 级、振幅 1 m 左右的海啸多次。这个记录曾被国外学者广泛引用，并认为是世界上最早的海啸文字记录。据分析，公元前 47 年至 1867 年中国发生过 25 次海啸灾害，其中至少有 8 ~ 9 次属于破坏性海啸，死伤人员和财产损失相当可观[1)]。公元 1076 年至 1994 年，台湾及其邻近地区有 32 次地震海啸，确实侵袭台湾的海啸最少有 9 次，很可能有 10 次[9]。

1992 年 1 月 4 日至 5 日，我国海南省西南部海域（18°N，108°E）海底发生弱地震，一天时间内就记录到 8 次地震，最大震级 3.7 级，震源深度 8 ~ 12 km。受其影响，榆林验潮站 5 日下午记录到振幅达 0.78 m 的海啸波，周期 17 分钟（图 14.2.2）。与此同时，三亚、东方、清澜、秀英以及涠州岛，也先后观测到振幅不等的海啸波振动[12]。

1994 年 9 月 16 日 14 时 20 分 20.6 秒，台湾海峡南部（澎湖西南方 147 km）23°N，118.5°E 发生 6.4 级、震源深度约为 45.1 km 的地震。曾引起小海啸，福建东山验潮站记录到 26 cm 海啸，如图 14.2.3 所示。澎湖观测到 38 cm 的海啸。

1）杨华庭，1987. 海啸及太平洋海啸警报系统. 海洋预报（增刊，风暴潮及海啸专集），68 ~ 76 页.

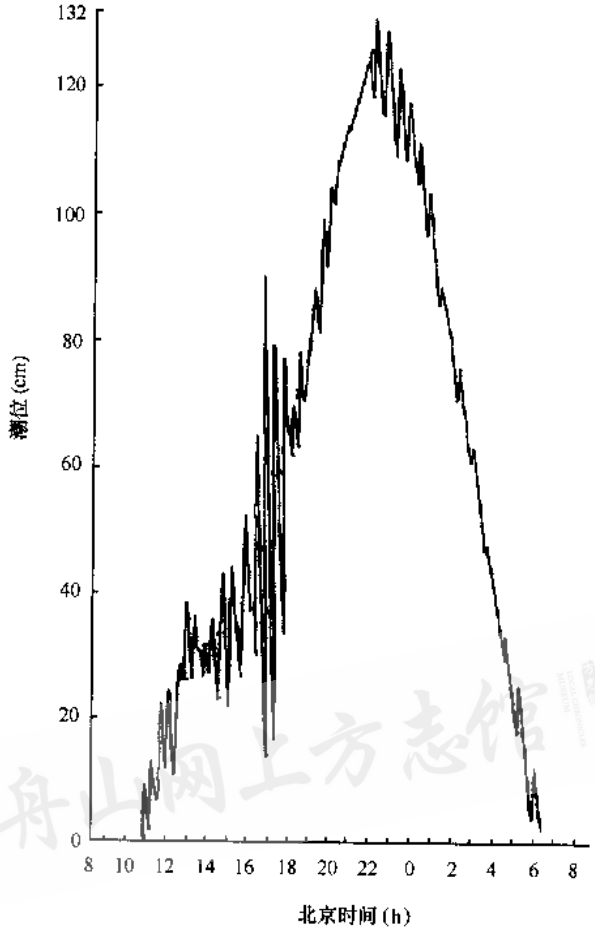


图 14.2.2　海南省榆林港验潮站的潮位过程曲线（1992 年 1 月 5 日 08 时～1 月 6 日 08 时）

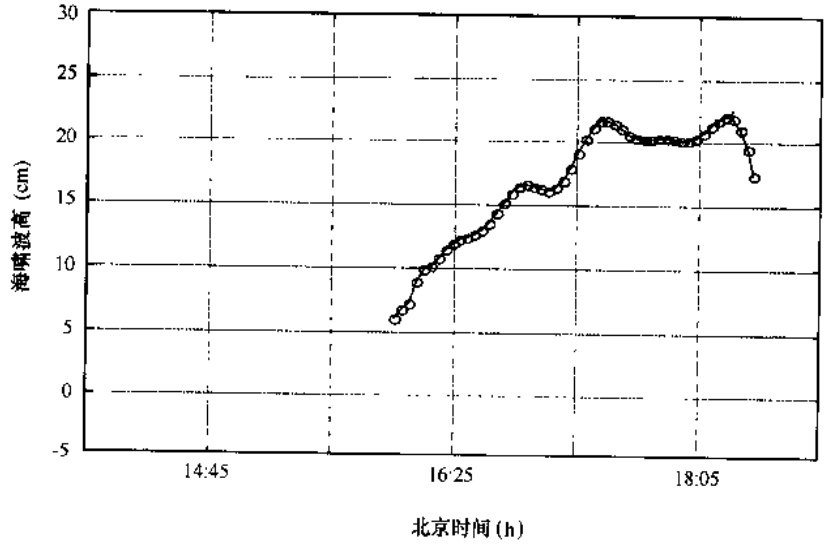


图 14.2.3　东山站 1994 年 9 月 16 日海啸波高过程曲线

除台湾东岸外，越洋海啸对中国沿海的影响很小，主要原因是受日本、琉球群岛、我国台湾、菲律宾、印度尼西亚等岛屿和浅海大陆架的保护，越洋海啸进入中国沿海后能量衰减很快，不足以引起灾害。例如，1960 年在智利近海发生 8.7 级地震并引发海啸，在智利沿岸海啸波高 20.4 m。海啸波传到夏威夷希鲁（Hilo）时，波高尚超过 11 m，在日本太平洋沿岸波高仍有 6.1 m，但当海啸波传到香港北角验潮站，最大海啸波高只有 0.38 m（图 14.2.4）。可见越洋海啸对我国沿海的影响甚小。

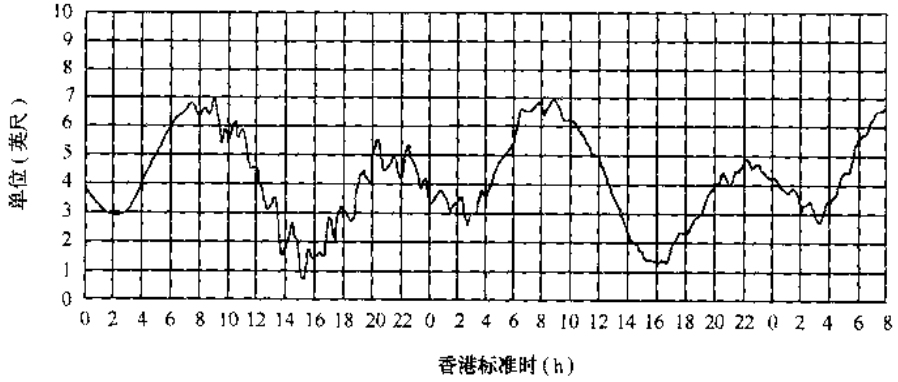


图 14.2.4　受 1960 年智利海啸影响，香港北角验潮站的潮位过程曲线
（1960 年 5 月 24 日 00 时～5 月 26 日 08 时，引自香港皇家天文台）

第三节　海平面变化

海平面，通常是指在一足够长时期内的理想海面。由于近代海平面变化的主要依据是根据验潮记录求得的，这样得到的海平面升降率，是以陆地为参照观测到的某地海平面的升降量，即相对海平面变化。因地壳垂直运动和沿岸地面沉降等原因，使得作为参照物的陆地，也在不断地作垂直运动。因此，相对海平面变化中，既包括全球性的绝对海平面上升，也包括陆地的垂直运动；而绝对海平面上升，是指由于全球气候变暖所引起的全球性海平面上升。

近百年来，气候变暖引发的海平面上升尽管是缓慢的，但由于它是持续的，其长期积累效应，正在和将要对沿海一带居民的生存环境造成不可忽视的影响。这一全球性的环境变化，已引起世界有关国家的科学家和政府的广泛关注。政府间气候变化专门委员会（IPCC）在 1995 年的评估报告中指出，过去 100 a，全球平均气温上升了 0.5℃，全球海平面上升了 18 cm（不确定范围为 10～25 cm）。即海平面上升率为 1.8 mm/a 左右，略高于 1990 年 IPCC 给出的估计值[13]。过去几十年来，太平洋相对海平面的平均年上升率约为 1.2 mm/a[8]。

我国东南沿海地区，是当今人口最集中、经济较发达的地区。中国海岸线曲折漫长，沿海地区地质结构复杂。随着经济建设的发展，地下水在被过量开采，土地压实，水位抬升，在全球海平面上升的背景下，相对海平面上升问题也很严重。尤其珠江三角洲、长江三角洲等经济高速发展区，成为难以抵御海平面上升的脆弱区，严重地危害我国沿海地区经济的持续发展，这一趋势已引起国家有关部门和科学家的重视。近 20 多年来，我国对海平面的变化进行了较全面的研究，取得了一系列阶段性的研究成果。国家海洋局从 1991 年起，还定期发布中国海平面变化公报[13]。

一、中国海的海平面升降趋势

综合文献［28］，［7］，［3］，［29］，［30］，［25］，［27］和国家海洋局发布的中国海平面公报得出：近50年中国相对海平面的上升率为1.0～2.0 m m/a，这一上升速率与全球及太平洋海平面上升速率基本一致。

图14.3.1表示中国沿岸海平面的区域变化，其中图（a）是用Barnett方法以30个水位站求得中国沿岸区域海平面的平均变化。该图表明，中国沿岸海平面变化，在不同时段，海平面变化存在着差异。其中：20世纪50年代海平面较高，到60年代末海平面处于低谷，70年代开始，尤其是80年代至今，海平面上升非常明显。说明中国海平面变化除存在上升趋势外，还存在年际至年代的周期振动。这个现象在全球皆存在，是由于气候的年际和年代周期变化所引起的。上述中国近海海平面上升，是指平均而言。图14.3.1（b、c、d）分别表示渤海（塘沽以北6个水位站）、山东半岛（5个水位站）和黄海南部至南海北部沿岸海平面区域平均变化，表明我国近海各海区、各时段，海平面的升降趋势并非一致。根据海区相对海平面的升降特点，又将我国近海划分为五个区，各区升降率如表14.3.1所示。

表14.3.1　中国沿岸5个区域的海平面平均上升速率[25]

区域	上升速率（mm/a）
辽宁—天津沿海	1.6
山东半岛东、南部沿海	-0.8
江苏—广东东部沿海	2.0
珠江口附近沿海	0.5
广东西部—广西沿海	2.0

二、中国海海平面的周期变化

中国海海平面的年际变化尺度为2～5a，它与尺度为16～20a的长周期变化相叠加。图14.3.2为整个中国沿岸的空间平均低通数据（DMSLA）序列。表14.3.2列出了1951～1989年期间，低通MSLA出现的峰和谷的时间和相应的数值。反映了中国沿海的海面低频变化特征。表明中国沿岸1951～1989年期间，海面最大的峰和谷分别出现在1975年和1968年，这两个极值都发生在低频（尺度为16～20a）和中频（2～5a）振动同时达到极值的时期。表14.3.3给出了中国沿海海面18.61a和11.3a分潮的振幅。其中18.61a分潮理论振幅为1 cm，面实际资料分析在中国海为2.7 cm。在2～5a振动中，主要的峰出现在1954年、1964年和1975年；主要的谷出现在1955年、1963年和1968年。在多数情况下，厄尔尼诺年期间平均海面下降。厄尔尼诺发生期间，赤道太平洋海面的异常波动可波及我国海域，使我国沿岸的月平均水位，在厄尔尼诺发生年的下半年呈负异常，低于常年的相应值，最大可达10 cm。[3]

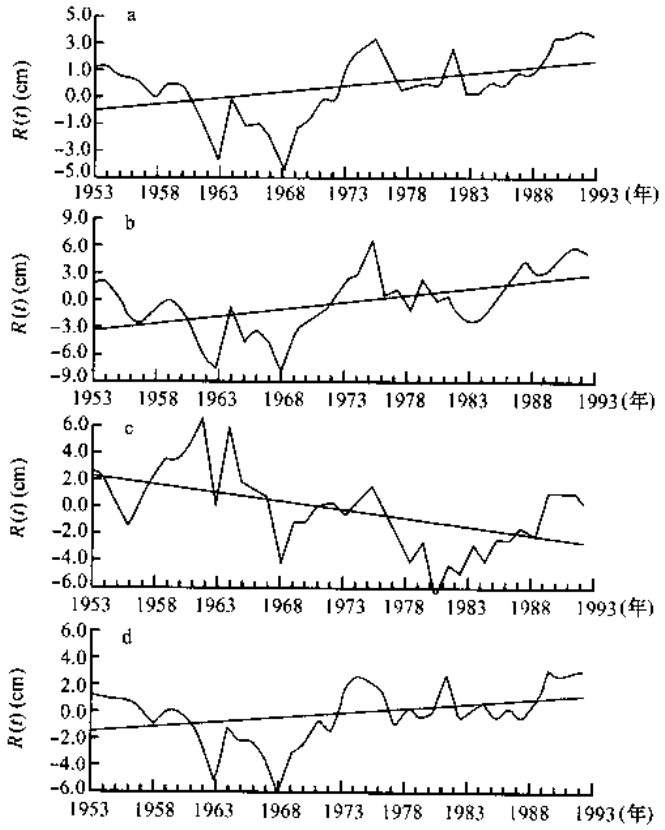


图 14.3.1　中国沿岸年平均海平面距平的区域平均（$R(t)$）变化[7]

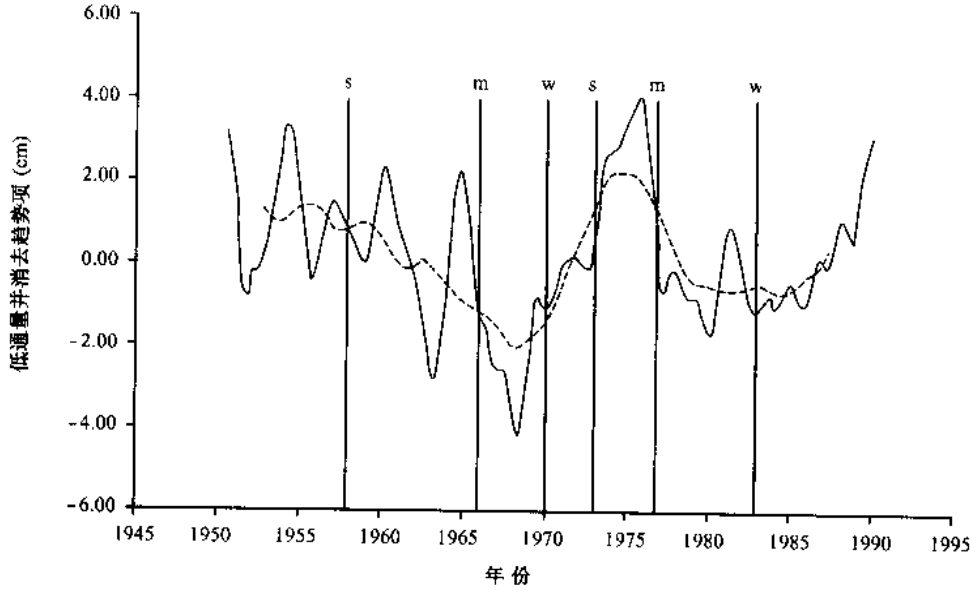


图 14.3.2　中国沿岸平均 DMSLA（低通并消去趋势项）的时间变化[3]

图中点线是 DMSLA 的 5a 滑动平均；垂线表示厄尔尼诺年，字母 W 表示弱，M 表示中等，S 表示强

表 14.3.2　1951～1989 年间低通 MSLA 出现的峰和谷[3]

峰			谷		
年份	月份	MSLA 的值（cm）	年份	月份	MSLA 的值（cm）
从低通 MSLA 的 5a 滑动平均中摘取					
1954	7	1.39	1968	1	-2.05
1974	3	2.18	1984	7	-0.74
从低通 MSLA 以及从中减去 5a 滑动平均后的剩余（圆括号中的数字）中摘取					
1954	2（2）	3.38（2.40）	1955	11（11）	-0.50（-1.88）
1957	1（2）	1.49（0.68）	1958	12（12）	-0.08（-1.02）
1960	2（4）	2.31（1.28）	1963	2（2）	-2.95（-2.76）
1964	9（9）	2.31（3.21）	1968	4（4）	-4.33（-2.30）
1975	11（11）	4.14（2.16）	1980	2（2）	-1.81（-1.29）

表 14.3.3　中国沿海海平面的 18.61a 和 11.3a 分潮的振幅（单位：cm）[36]

海区	站数	Mn（18.61a）		太阳黑子周期（11.13a）	
		平均振幅	变化范围	平均振幅	变化范围
渤海	6	3.5	0.9～7.3	1.9	0.5～3.2
黄海	9	2.2	0.7～4.5	1.2	0.7～1.7
东海	17	2.5	0.7～6.8	1.5	0.4～3.3
南海	20	3.0	0.9～6.4	1.4	0.3～3.4
全国	52	2.7	0.7～7.3	1.4	0.3～3.4

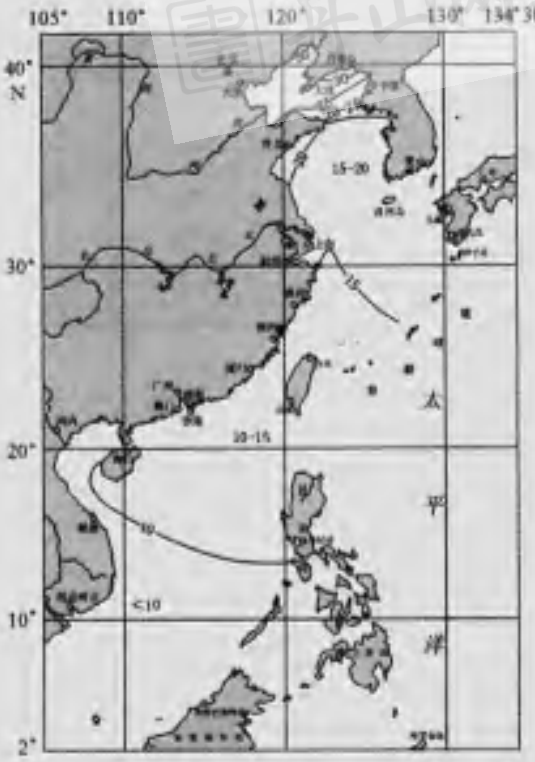


图 14.3.3　中国海年分潮 Sa 的振幅分布[31]

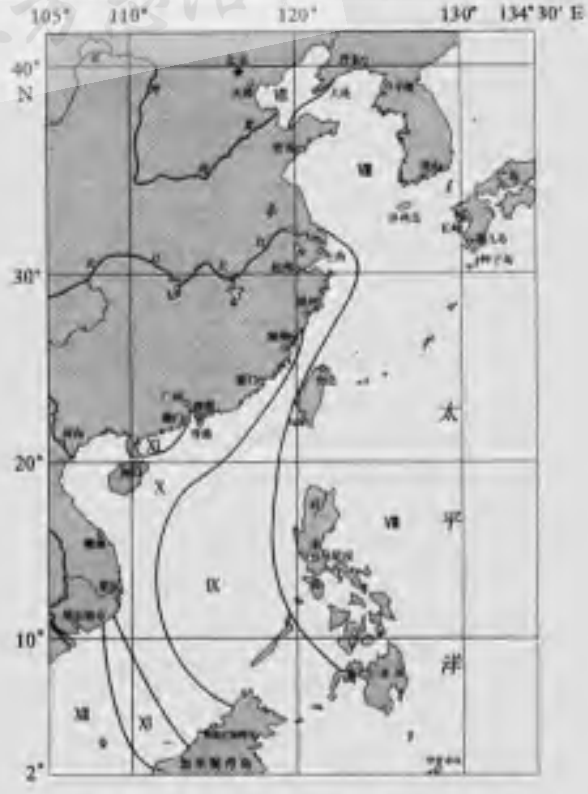


图 14.3.4　中国海年分潮 Sa 的同潮线分布[31]
（数字表示太阳年分潮达到最高海面时对应的月份）

中国沿岸海面季节变化以年周期分潮 Sa 为主。由表 14.3.4、图 14.3.3 与图 14.3.4 看出，中国海的年周期分潮的振幅和迟角的分布比较有规律。Sa 在中国近海平均约为 16.7 cm，Sa 的区域分布由北向南逐渐减小。渤海 Sa 最大，约为 23～31 cm，其中葫芦岛附近可达 31 cm。北黄海中部以北，Sa 的振幅也较大，约为 25～30 cm，丹东附近及其以西沿岸约为 31～35 cm。北黄海中部以南为 25～30 cm。南黄海中部及东部广大海域为 15～20 cm，山东半岛东南沿岸至连云港沿岸，约为 20～25 cm。东海北部和中部，Sa 的振幅为 15～20 cm。东海南部至我国南海的西沙群岛和中沙群岛以北，为 10～15 cm，中沙及南沙群岛以南海域为 5～10 cm。

图 14.3.4 表明 Sa 达到最高海面对应的月份，在中国海约为 7～10 月，它在沿岸的分布是由北向南推迟。相应的月份在渤海约为 7 月，黄海、东海外海和台湾沿岸及其以东海域出现在 8 月，长江口附近和浙江沿岸及台湾海峡中部出现在 9 月，福建、广东大部、海南、广西沿岸均出现在 10 月。

半年周期分潮的振幅较小，其振幅在中国海由北向南逐渐增大，平均为 4.7 cm，各海区情况如表 14.3.4 所示。Sa 分潮迟角分布也较规律，半年分潮达到最大值的月份：在渤海东部和黄海大部分海域及南黄海东半部出现在 8 月和 2 月；渤海中、西部大部分海区、朝鲜西北沿岸、南黄海西部、东海外海和我国台湾以东海域发生在 9 月和 3 月；长江口以南近海、浙江与福建近海和海南发生在 10 月和 4 月，而福建平潭附近、广西沿岸、北部湾西部及我国南沙群岛海域，发生在 11 月和 5 月。

表 14.3.4 Sa 和 Ssa 分潮的振幅（单位：cm）[31]

海区	站数	Sa（年分潮）		Ssa（半年分潮）		平均振幅之比 Sa: Ssa
		平均振幅	变化范围	平均振幅	变化范围	
渤海	6	27.9	23.8～30.7	3.5	1.8～9.2	8.0: 1
黄海	9	22.6	17.9～25.6	2.5	1.7～3.3	9.0: 1
东海	17	14.2	11.7～25.0	5.0	3.2～9.9	2.8: 1
南海	20	10.9	8.5～13.9	6.0	3.7～9.2	1.8: 1
全国	52	16.7	8.5～30.7	4.7	1.7～9.9	3.6: 1

第四篇主要参考文献

[1] 丁文兰. 1986. 南海潮汐和潮流的分布特征. 海洋与湖沼，17(6)：468～480

[2] 王凯，方国洪，冯士筰. 1999. 渤海、黄海、东海 M_2 潮汐潮流的三维数值模拟. 海洋学报，21(40)：1～13

[3] 王骥. 1999. 中国海平面的变化. 中国东部沿海地区海平面与陆地垂直运动. 北京：海洋出版社，8～25

[4] 王喜年，叶琳. 1989. 中国大陆沿海的风暴潮及其预报. 海洋通报，8(2)：98～105

[5] 方国洪. 1979. 黄海潮能的消耗. 海洋与湖沼，10(3)：200～213

[6] 方国洪，曹德明，黄企洲. 1994. 南海潮汐潮流数值模拟. 海洋学报，16(4)：1～12

[7] 马继瑞，张琴，柴新敏. 1995. 东亚沿岸近期相对海平面的升降趋势. 热带海洋，14(3)：23～30

[8] 马继瑞，田素珍，郑文振等. 1996. 太平洋水位站相对海平面升降趋势分析. 海洋学报，18 (5)：14～21

[9] 许明光，李起彤. 1996. 台湾及其邻近地区之海啸. 台湾海洋学刊，35(1)

[10] 许富祥. 1996. 中国近海及邻近海域灾害性海浪的时空分布. 海洋学报，18(2)：26～31

[11] 许富祥. 1991. 西北太平洋灾害性海浪的监测和预报. 海洋预报，8(1)：36～42

[12] 叶琳,王喜年,包澄澜.1994. 中国的地震海啸及其预警服务. 自然灾害学报,3(1):100~103
[13] 杜碧兰,张锦文.2000. 海平面上升对中国海地区的影响研究. 海洋学报,22(增刊):1~12
[14] 沈育疆,胡定明,梅丽明等.1985. 南海潮汐数值计算. 海洋湖沼通报,1985,(1):1~10
[15] 沈焕庭,谷国传,潘定安等.1988. 长江口潮波特性,潮流特性,潮流垂直结构. 长江河口动力过程和地貌演变. 上海:上海科技出版社
[16] 陈达熙主编.1992. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文分册. 北京:海洋出版社
[17] 刘凤树,王喜年.1984. 渤海风暴潮的初步探讨。海洋科学集刊,23:1~17
[18] 刘爱菊,尹逊福,卢铭.1983. 黄海潮汐特征(I). 黄渤海海洋,1(2):1~7
[19] 国家科委重大自然灾害综合研究组.1993. 全国重大自然灾害及减灾对策(分论). 北京:科学出版社
[20] 陈宗镛.1980. 潮汐学. 北京:科学出版社
[21] 杨华庭,田素珍,叶琳,许富祥主编.1993. 中国海洋灾害四十年资料汇编(1949~1990). 北京:海洋出版社,98~170
[22] 林珲,闾国华,宗志尧等.2000. 东中国海潮波系统与海岸演变模拟研究. 北京:科学出版社
[23] 林炳尧,周朝生,黄世昌.1998. 关于涌潮的研究. 自然杂志,20(1):28~33
[24] 林钧珊,许林之,许富祥.1988. 台风波浪场的分析. 海洋科学,1988 年第 4 期(总第 58 期):17~21
[25] 张锦文.1997. 中国沿海海平面的上升预测模型. 海洋通报,16(4):1~9
[26] 周天华,陈宗镛.1987. 东海南部陆架对半日分潮波的增大效应. 海洋学报,9(6):681~684
[27] 周天华,陈宗镛,田晖等.1992. 近几十年来中国沿海海面变化趋势的研究. 海洋学报,14(2):1~8
[28] 郑文振,于继业,钮滨.1992. 中国的海平面研究. 海洋通报,11(2):68~72
[29] 郑文振,吴乃华,金承钟等.1993. 世界和中国的海平面变化. 海洋通报,12(4):95~99
[30] 郑文振.1996. 全球和我国近海验潮站及任意地点(区)的 21 世纪海平面预测. 海洋通报,15(6):1~7
[31] 郑文振,陈宗镛.1999. 我国海平面年速率的分布和长周期分潮的变化. 中国东部地区海平面与陆地垂直运动. 北京:海洋出版社,65~74
[32] 赵保仁.1985. 黄海冷水团锋面与潮混合. 海洋与湖沼,16(6):451~460
[33] 黄祖珂,俞光耀,罗义勇等.1996. 东海沿岸潮致上升流的数值模拟. 青岛海洋大学学报,26(4):405~411
[34] 曹德明,方国洪,黄企洲等.1997. 南沙及其西南海域的潮波系统. 海洋与湖沼,28(2):198~207
[35] 廖克主编.1999. 中华人民共和国国家自然地图集. 北京:中国地图出版社
[36] An H S.1977. A numerical experiment of the M2 Tide in the Yellow Sea. *J.* Of the oceanographical Society of Japan, 33:103-110
[37] Feng Shizuo.1998. On circulation in Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. In: Hong G H, Zhang J and Park B K eds. Health of the Yellow Sea. Seoul: The Love Publication Association, 41-77
[38] Ying Wa Chan et al. 1997. Statistics of storm surge in Hong Kong. MAUSAM,48(4):515~518