普通海洋地理学

【苏】A.B.根别利

河南大学出版社

普通海洋地理学

〔苏〕A.B.根别利著

陈家振等译

河南大学出版社

内容简介

本书是综述世界海洋的首次尝试。从现代观点来看，海洋和陆地是统一的，世界海洋是地理壳的一部分并与其他的地理圈有着紧密的联系。本书简述了大洋起源、海洋地质、海洋生物和海洋经济等方面的问题。

本书可供地质学家、海洋学家和具有相应专业知识的其他专家参考。

普通海洋地理学

〔苏〕A.B.根别利著

陈家振等译

责任编辑　陈波涛

河南大学出版社出版

（开封市明伦街85号）

河南省新华书店发行

荥阳县文印厂印刷

开本：787×1092毫米1/32　印张：7.25　字数：157千字

1988年8月第1版　　1988年8月第1次印刷

印数1—2500　　定价：2.50元

ISBN7-81018-165-3/K·21

译 者 序

普通海洋地理学是普通自然地理学的重要组成部分。地球表面有四分之三是海洋。海洋所占面积远远地超过陆地面积，在广阔的海洋中有着丰富的生物资源和矿物资源。随着地球上人口的迅速增长以及人们对自然资源消耗量的迅速增加，研究海洋、开发海洋已成为刻不容缓的事情。

本书以简洁的篇幅，全面而系统地介绍了海洋地理知识，特别是把海洋自然系统同陆地自然系统联系起来，把整个地球上的自然界看作是一个统一的自然综合体加以研究，作了较为详尽的分析。

书中人名的翻译采自《俄语姓名译名手册》（商务印书馆，1982）及《英语姓名译名手册》（商务印书馆，1981），地名的翻译采自《俄汉世界地名手册》（河南地理研究所编），并按《世界地图集》（地图出版社，1972）进行核对。极个别的人名和地名按《俄语姓名译名手册》中的“俄汉音译表”翻译。

本书出版时略去了一些照片及习题。

本书共分九章，由河南地理研究所的同志分工翻译：第一章、郭新敬，第二章及第八章中前三部分、胡守明，第三章、第五章、前言、绪论及结论、席柴珑，第四章、刘恩和，第六章、阎占元，第七章、汪秉仁，第八章中的后两部分、李学仁，第九章、陈家振。全书译稿由陈家振同志和中国科

学院地理研究所明世乾同志审校定稿。胡雪红同志对译稿又进行了文字上的修改。书中附图由曾燕同志清绘。

本书在翻译出版过程中，承蒙尚世英教授、司锡明教授、全石林教授、陈波涔副教授以及河南地理研究所领导的热情帮助与支持，特表谢意。

海洋地理学涉及的知识面广，由于我们的业务水平所限，不当之处，在所难免，敬希读者批评指正。

1988年元月

前　言

《普通海洋地理学》是《普通地理学》教程的一部分，它符合高等学校地理专业教学大纲的要求。

不久以前，在地理学教程中，对于海洋的研究仅占一小部分，目前也没有这方面的教科书。因此，在一定程度上，本书填补了这方面的空白，它向地理专业的大学生较为广泛地介绍了世界海洋的自然地理概况。

本书是把世界洋作为地球地理壳的一部分，并与地球的其他地理圈紧密联系来进行研究的。对于海洋学的一些主要问题，即海洋物理学方面的问题，只是从地理学的方面加以说明。本书涉及的一些问题具有讨论的性质，目的是为了使学生在学习这门课程时，能积极进行独立思考。

在编写本教科书时，除引用了大量的科学文献外，还利用了普通地理学和海洋学教科书的作者们的经验，如Ю.В.伊斯托申，Н.П.涅克柳科娃娅，С.В.卡列斯尼克，Л.П.舒巴耶夫，А.М.穆罗姆采夫，О.К.列昂季耶夫，Л.А.津科维奇和К.К.马尔科夫等。

作者谨向Д.М.平赫松教授，Л.Т.科兹洛娃娅副教授，В.К.马利亚列夫斯基，С.Ф.苏什科夫，以及本书的审校者致以深切的谢意，在本书准备出版时，他们提出许多宝贵的建议，给予作者很大的帮助。

× × × × ×

在本书准备付印时，亚历山大·瓦西里耶维奇·根别利已逝世。莫斯科大学海洋学教研室和该书的科学编辑，对于完成本书的出版工作给予了很大的帮助。

绪　论

自然科学的迅速发展是当代的特征，其中包括地球科学。地理壳的研究取得了较大的成就。但是，不久以前，地理学的研究还常常只限于地球的一部分，即陆地地理的研究。实际上，地理科学不仅应当包括陆地地理学，而且还应当包括世界洋地理学。

目前，海洋已引起各专业学者的密切关注。尤其是自然地理学者对研究地球水圈特别感兴趣。这首先是由于世界洋经济作用的增长所造成的。现在大多数国家的人民生活与世界洋资源的利用有着密切的联系。在不久的将来，海洋必然会成为地球居民的生产、生活原料的来源地之一。再过几十年，当世界人口有了很大增长时，不利用大陆架和整个世界洋水域的资源，要想解决矿物、粮食、淡水和能源短缺的问题将是不可能的。

同时，海洋是重要的理论研究对象，在整个地球科学体系中，海洋学愈来愈占据显著的地位。

地理学作为地球科学体系的主要组成部分之一，它特别注意研究地表自然界，即地理壳，尤其是生命最聚集的那一层。因此，在研究世界洋时，自然地理学家必须集中研究近表层的过程和现象。这并不是说，海洋学对这些过程的研究必须限制在水平范围内。海洋地理学（或世界洋地理学）与陆地地理学一样，不仅要从水平方面进行研究，而且要从垂

直方面进行研究，包括对流层和大洋地壳。

目前，地球科学的重要课题是：（1）大洋—大气—大陆系统的相互作用，（2）地幔与大洋地壳的研究，（3）大陆架问题，（4）世界洋资源及其合理利用的研究，（5）海洋水的保护以及一系列其他有关海洋的问题。

许多国家都建立了新的海洋科学研究和教学机构，制造了专门的科学研究船。现代海洋研究船装有回声探测器，地磁仪，重力仪，测量温度、海水含盐度的仪器，以及其他科研设备等，它们能够对从赤道带到最高纬度的世界洋的任何水域进行全面的研究。

目前，已提出加强世界洋的研究任务，这不仅是国内问题，而且是国际范围的问题，例如国际地球物理年计划中的诸问题。

为了有计划地研究世界洋，已经建立了国际机构，即在联合国教科文组织中设立了国际海洋委员会，以便对复杂的全球问题，在国际范围内进行研究（如：世界洋及其资源考察，建立全球性的天气服务，保护人类环境和社会环境等）。

在苏联当代重要的问题中，世界洋的研究及其资源开发是占显著地位的问题之一。在苏共第二十五届代表大会通过的《1976～1980年苏联国民经济发展的基本方针》决议中，已指明今后要扩大对世界洋的综合研究。

目　录

前言……（Ⅰ）
绪论……（Ⅱ）
第一章　海洋的研究历史……（1）
第二章　世界海洋的形态及其分界线……（13）
　世界海洋，它的划分及分界线……（13）
　海洋水准面及其变动的原因……（24）
第三章　海洋的起源和发展……（28）
第四章　世界洋底……（37）
　海洋底部的地形……（37）
　大陆的水下边缘……（39）
　过渡带……（45）
　大洋中脊……（48）
　大洋床……（52）
　海底沉积和泥土……（55）
第五章　世界海洋中的水……（61）
　洋水的含盐量和化学成分……（62）
　洋水含盐量的不均一性……（67）
　大洋水中的溶解气体……（68）
　悬浮物质……（73）
　洋水的温度……（74）
　水的物理性质……（87）

第六章　世界海洋中水的运动……（103）
海洋中的波浪……（103）
潮汐……（109）
洋流和海流……（116）
世界大洋表层流的总图式……（122）
第七章　海洋、大气和陆地间的相互作用……（135）
大洋和大气……（137）
大洋与陆地……（146）
大洋中的岛屿……（156）
第八章　世界海洋资源及其经济意义……（161）
海洋中的生活条件……（161）
世界海洋的生物资源……（169）
世界海洋的矿产资源……（178）
海洋的动力资源……（187）
必须保护海洋水体……（190）
第九章　世界海洋区划……（201）
苏联及其他国家的海洋区划工作……（203）
世界海洋自然界地带性的主要特征……（213）
结论……（221）

第一章　海洋的研究历史

古代人们对海洋只有一些初步的认识。

随着时间的进展，人类对水域、海流和涨潮、大洋个别部分的大小，以及海岸都获得了越来越多的新知识。早在公元前1500年，古埃及人和腓尼基人就完成了沿地中海和红海的航行。他们在非洲沿岸、比利牛斯半岛建立了许多移民区，并通过红海进入印度洋。

在人类历史的古代时期，人们（亚述巴比伦人、古埃及人、腓尼基人和荷马时代的希腊人）把海洋当作围绕圆盘状地球流动的河流（希腊文“Okeanos”表示“全世界海，冲洗宇宙的海”；看来，海洋一词是借用于腓尼基语）。

毕达哥拉斯派的哲学家们（公元前500年），提出了地球是球状的理论，但是这个大胆的断言没有充分的根据，几乎两千年未被人承认。

亚里士多德坚持地球为球状的理论。公元前四世纪，他总结并系统整理了当时所积累的全部知识、提出了正确的关于地球和宇宙相对大小的概念。亚里士多德甚至推算出地球的周长为40万斯台地亚（斯台地亚的长度在不同的地方并不相同；可见，亚里士多德对地球的周长多估了一半）。

显然，亚里士多德赞同与非洲、欧洲和印度沿岸相毗连的各大洋水域统一性观点。然而，地球表面大洋和陆地的对比关系仍未解决。对于这个问题存在着两种截然相反的观点。

解决这个问题只有通过远洋航行，而希腊人认识的世界仅局限于地中海（包括黑海与亚速海）和大西洋欧洲沿岸地区。

应该指出，希腊哲学家们提出的许多关于大洋中各种自然过程的见解是正确的。例如，彼芬（公元前四世纪）首先确定月球引力对潮汐的发生起主要作用。

在中世纪早期（公元六至十一世纪），各门科学，包括地理考察和海洋研究都停滞不前。从七至八世纪起，阿拉伯人继承了埃及、巴比伦、印度、希腊、罗马和拜占廷的古文化成就，对海洋的研究作出了一些贡献。

十至十一世纪，斯堪的那维亚人进行了卓越的航行。在欧洲人中，他们最先横渡大西洋，发现了格陵兰、拉布拉多和纽芬兰沿岸。

七至八世纪，俄罗斯人在白海沿岸定居。到十五至十六世纪，他们不仅沿白海，而且沿巴伦支海和喀拉海航行，他们到达了鄂毕河和叶尼塞河河口，进而到斯匹次卑尔根群岛，并绕斯堪的那维亚半岛航行。

到十五世纪，人们航海旅行的兴趣更加高涨。葡萄牙航海家曾驶向南大西洋水域。1471年他们抵达赤道，不久（1487）狄亚士·巴尔托洛梅从南面绕过非洲，在印度洋非洲沿岸登陆。由此最终证明，大西洋和印度洋在南部是相通的，从而否定了托莱梅关于它们是孤立的假说。

在土耳其人侵占了通往东方的主要商路近东地区以后，欧洲人力求寻找新的海路。从这个时期起，无论是陆地还是海洋都开始了伟大的地理发现。

葡萄牙人绕过非洲继续开拓通往东方的航线，而西班牙人则选择了另一条海路，即越过大西洋向西方开辟航线。显

然，大洋不仅把大陆隔离，而且还能促进民族接近。

1492年热那亚人哥伦布完成了寻求通往东亚的西方航线的首次航行。哥伦布认为，在大西洋彼岸是富庶的亚洲地区。然而，不久就宣称，他发现了新大陆。西班牙侵略者B.巴尔博亚自东向西穿过巴拿马地峡，到达另一个洋岸，他把这个洋称为南海（太平洋）。

英国人几乎与西班牙人同时到达新大陆沿岸。以意大利航海家C.卡波特为首的探险队，于1497年访问了拉布拉多和纽芬兰沿岸。

葡萄牙人继续寻求通往东南亚的航路，在B.伽马的领导下绕过南非，通过莫桑比克海峡，横渡印度洋西北部，并于1497年到达印度西南沿岸（马拉巴尔海岸）的加里库特（Калликут）港。

Ф.麦哲伦指挥的西班牙探险队的航行（1519—1522），对认识世界洋来说是最重要的航行。这是首次环球航行，终于确定了地球为球形和作为统一而完整水域的世界洋概念。

在开辟了经过南半球和中纬度地带而到达亚洲和美洲的航线以后，人们又开拓通过北方诸海的航线，寻求沿亚洲和美洲北部沿岸通往东北和西北的海上通道。巴伦支探险队（1595—1597）就是为解决这一问题的。俄国航海探险家们沿西伯利亚海岸航行，同时英国航海家们在加拿大群岛地区航行。1648年C.杰日涅夫和Ф.波波夫发现了亚洲和美洲之间的海峡（白令海峡）。

到十七世纪，A.塔斯曼海上探险队查明了世界第五大洲（澳大利亚）的存在，这是该世纪最突出的事件。

十七世纪中叶，荷兰地理学者Б.瓦列纽斯对积累的世界

洋有关资料作了系统地整理。他首先把世界洋划分成了个别部分，指出了它们的统一性和对海上航行的作用。

至十八世纪，为了解决亚洲和北美洲是否连接问题（因为C.杰日涅夫的发现在俄国已被遗忘），彼得一世开始组织巨大的北方探险队（1733—1743），俄国在研究毗连北冰洋的欧亚大陆北岸和北太平洋北部区域方面进行了重要工作。许多著名的俄国航海家都参加了伟大的北方探险队。在西伯利亚和北冰洋地图上永远铭记着他们的名字：B.白令、A.奇里科夫、哈里顿和Д.拉普捷夫兄弟、C.切柳斯金和B.普龙奇谢夫等。该探险队搜集的资料是很重要的。这些资料直到二十世纪初还是许多地区唯一仅有的资料。

为了发现新陆地和研究各大洋自然界，十八世纪后半期探险家们开始了环球旅行。在Д.库克指挥下的英国探险队的航行是最重要的环球旅行。从1768年起，库克完成了三次环球旅行。在这之前，1772—1775年，有人曾提出了探寻设想中的南极大陆的任务。库克探险队到达了南纬71°，没有发现“南极陆地”。但该探险队完成了预期的描述大洋的任务。此次环球旅行主要是为了发现新陆地，以及查明船舶航行条件和贸易联系的可能性。

十九世纪开始了世界洋的科学考察。到十九世纪初，俄国海员完成了约40次环球航行，比英国人和法国人航行次数的总和还多。这些环球航行为以后海洋科学考察奠定了基础。在O.E.科采布的一次环球航行时（1823—1826），俄国科学院士Э.X.楞次进行了深水温度测量，首次确定了不同深度（2000米以内）的海水密度。

十九世纪前半期，另一支著名的探险队是Ф.Ф.别林斯

高晋和M.П.拉扎列夫船队，他们乘坐的"东方"号与"和平"号单桅护卫舰（1819—1821）在南半球高纬度航行中发现了一个新大陆——南极洲（1820）。这次航行在南极水域系统地进行了气象和水文观测。这些资料长期来一直是世界洋南极水域的唯一资料。

十九世纪中期，许多国家建立了第一批研究世界洋的机构，从那时起，考察队的数量大大增加。各考察队拟定了气象和水文观测的专门提纲，制造了专用器具和设备。

1853年在布鲁塞尔举行了第一次国际海洋会议，通过了美国人M.莫里提出的统一的航海观测制度，该制度对以后的观测标准化，以利于综合而系统地整理资料（穆罗姆采夫，1956）等海洋研究工作起了重大作用。

因此，从十九世纪后半期人们开始使用专门装备的船只来考察海洋。第一个这样的考察队是1872—1876年英国人乘"挑战者"号，该船作了环球航行。这也是第一个专门从事海洋地理考察的海洋综合考察队，它搜集了关于大西洋、印度洋和太平洋的大量资料。考察队员们进行了气象观测，海水深度和密度的测量，还考察了海洋中的动植物界，采集了海底土样和水样。考察队的成果发表于19世纪末出版的50卷文集中。

在其它专业海洋考察队中，首屈一指的是A.诺登舍尔德带领的"韦格"号（1878——1879）瑞典—俄国考察队，它最先自西向东穿过北海；其次是挪威航海家Φ.南森领导的"弗莱姆"号，它完成了北部诸海的航行，于1894—1896年在北极中部发现了深水海盆。

稍前，俄国航海家、海军上将C.O.马卡罗夫乘"勇士"

号护卫舰完成了球航行，当时对大洋水的物理特性进行了大量调查研究。他们的研究成果刊登在"勇士"号和"太平洋"号（1891）专题文献中。

十九世纪末所搜集的资料，可以编绘第一批不同深度的海水温度和密度分布图、世界洋环流图和洋底地形图。

二十世纪初从事海洋研究的专业机构和国际组织纷纷建立，如国际海洋研究会于1902年成立。这些机构主持海洋地理的考察研究工作。这一时期规模最大的考察队有："高斯"号（1901—1903）、"探险"号（1901—1904）、"斯科提亚（Скотия）"号（1908）和"德奇兰（Дейланд）"号的南极考察队，美国"信天翁"号太平洋考察队（1900—1905）和德国"行星"号印度洋考察队（1906—1907，1910—1913）。后一考察队在瓜哇、新赫布里底和布干维尔附近发现了海洋中许多深海沟。"信天翁"号考察队完成了大量的水文观测，这些资料为以后对太平洋水文调查研究奠定了基础。

至二十世纪20年代早期，出现了对北极考察的热潮，其目的在于考察北极航线的条件。进行这项工作的俄国考察队有："叶尔马克"号（1901）、"曙光"号（1900—1902）、"斯维雅托安娜（Св.Анна）"号和"斯维雅托福卡（Св.Фока）"号（1912—1914），以及"泰梅尔"号和"瓦加奇"号（1913，1914和1915）。

在这一时期，P．阿蒙森指挥下的"约阿（Йоа）"号（1903—1906）挪威探险队，首次沿西北向航线从大西洋沿岸抵达太平洋。

第一次世界大战中断了大洋的研究工作，直至本世纪20年代研究工作才重新开始。主要研究个别海域、反复进行观

测，以便查明海洋地理情况及其时空变化（研究了日本、美国、加拿大和挪威的海岸，以及墨西哥暖流和拉布拉多洋流区）。

伟大的10月社会主义革命后，苏联于1920年成立了国家水文研究所。为了研究北冰洋的生物、水文气象和地质矿藏状况，1921年4月10日成立普拉武奇海洋科学研究所，以后该所改为全苏渔业和海洋研究所（1933）。1930年建立北极研究所（即现在的北极和南极科学考察所）。

从二十世纪30年代起，为了开辟北冰洋航线，在濒临苏联领土的所有北极海域中进行了考察工作。北方诸海的考察范围不断扩大，其中包括北极海盆中央部分。1937年在这里建立了"北极"漂流站，1938—1940年在高纬度设置了"Г.谢多夫"号破冰船。1932年"А.西比里亚科夫"号破冰船（从阿尔汉格尔斯克到远东）探险队和1934年"Ф.利特克"号破冰船（从符拉迪沃斯托克到穆尔曼斯克）探险队，完成了沿北方航线单独航行，顺利地解决了开辟北冰洋航线的任务，现已正常通航数十年。

值得指出的是，把"弗莱姆"号和"Г.谢多夫"号漂浮时所获得的资料进行对比，可以发现从本世纪起北极开始变暖。

第二次世界大战再次中断了海洋的考察研究工作。此时，在以前考察工作的基础上，绘制了世界洋各部分的水文和生物总图。

战后年代，由于捕鱼业的扩大及解决采矿和贸易航行的天气预报与水文气象预报问题，有必要较深入地研究海洋中所发生的各种过程，从而扩大了海洋的考察范围和内容。世界上许多国家的科学考察船都积极地考察了大西洋、太平洋

和印度洋。这些考察首次详细地研究了深水海洋洼地的水文条件，并创造了不同类型的观测方法，发明了新型观测仪器。

1943年，苏联成立了国家海洋水文气象研究所。1947年苏联在南极水域开始进行考察（因此建立了“光荣”号捕鲸队）。国家海洋研究所和全苏渔业与海洋研究所都参加了南极考察工作。从那时起开始了对南极水域进行系统的研究。根据这些研究成果，有必要再次提出划分出第五大洋（南极洋）的设想。

古代人们就渴望怎样更深地潜入海洋中。潜水呼吸装置的发明使人可以潜入水下100米。借助于刚体潜水服，人们能潜入约250米深处。这样就可以对鱼类、蟹类、软体动物和其它动物进行直接观察。在发明海洋测深球后（1930），美国考察队员比布和巴尔顿起初潜入到水下923米（1934），而后则达到1372米（1949）。由于测深球是从轮船上用缆索投放的，所以其测量深度就受到限制。

О.皮卡尔发明了水下自动装置——深潜器。1960年Ж.皮卡尔和Д.沃尔什(Дон Уолш)用“托里雅斯特”深潜器潜入马里亚纳海渊洋底（深度10916米）。这就征服了世界洋的最深处。

上述所有考察队都是在不同时期乘个别船只进行工作的。通常这些观测并未协调一致。其中许多考察队都曾提出过进一步积累实际资料的问题。50年代中期，这样的考察工作已不能满足需要。当时，许多相邻学科（渔业和航海）都提出了对大洋深入研究的要求。为了在大面积大洋上同时进行研究，要求不同国家加强合作。由日本、美国和加拿大（1955）参加的“诺尔帕克（Норпак）”国际考察队是第一次成功

的实践。该考察队在北纬20°以北的太平洋水域进行了考察。从40年代开始，在海洋研究中为了保证海洋航线安全和海洋捕鱼业的水文气象情报，在世界洋的公海水域专门设置了“天气船”，进行气象与水文观测。

在北冰洋借助于浮冰（或有冰的岛）建立的漂流站，为1937—1938年建设“北极”漂流站奠定了基础，利用漂流站对浮冰、大气过程进行系统观测，并对海底地貌和地球物理特征进行了研究。“北极”站广泛运用了漂浮自动无线电气象站，使北冰洋的研究进入了新阶段。在总结以往所进行的研究工作时，重新订正了北极中央自然界的许多概念，并完成了许多重要的地理发现。

研究证明，北冰洋中部并不是一个统一的深水洼地，它具有复杂的洋底地貌。在这里发现了罗蒙诺索夫中脊、门捷列夫中脊和加克利中脊，它们被南森盆地、谢多夫盆地和马卡洛夫盆地隔开。人们发现北大西洋和北冰洋之间的水分交换过程表现得十分明显，并且获得了北极中央冰盖和浮冰的新概念，还查明了整个极地海盆大气环流的真实景象。

按国际地球物理年（1957—1958）大纲进行海洋研究，对认识世界洋（作为整个地球）作出了重大科学贡献。世界上数十个国家都参加了这项研究工作。这次国际地球地理年大纲是根据1882—1883年的第一个和1932—1933年的第二个国际极地年所取得的成就制定的，新的大纲与过去不同的是研究范围扩大了。

按照国际地球物理年大纲第11条，苏联在1500多个站进行了工作，其中包括研究世界洋（高空气象、日照强度、水文、水化学、生物和地质—地球物理观测）。在苏联考察队的活动

范围中包括了一些新的海区（南大西洋和印度洋），而且在南大洋（南极大陆沿岸）作了大量的工作。1956年“曙光”号无磁机动船开始研究大洋地球磁场，该项研究一直延续到现在。1957年“勇士”号考察队在太平洋发现了马里亚纳海渊（11022米）和汤加海渊（10882米）的最深处。苏联的“M.罗蒙诺索夫”号、“海洋”号、“塞瓦斯特波尔”号、“极地者”号、“鄂毕”号、“鲁多维茨教授”号和“赤道”号都参加了国际地球物理年计划的考察工作。

美国有很多船只参加了国际地球物理年计划的考察工作，其中有“信天翁”号、“大西洋”号、“C.Ф.伯德”号、“韦马”号、“地平线”号和“X.M.斯密特”号等。法国、挪威和日本完成了大部分海洋考察工作。芬兰、丹麦、冰岛、阿根廷、新西兰、智利、秘鲁和马达加斯加等国也参加了考察工作。

国际地球物理年的考察为人们提供了很多实际资料，同时还用了一些新的方法，例如在自动浮标水文站上安装自动记录仪，记录洋流的流速、流向以及不同深度的水温。采用最新仪器测定海水的含盐度及海水的各种水文化学特征。近年来又利用复杂的仪器和电视装置进行了水下考察。

国际地球物理年于1958年末结束，根据国际科学联合会全体会议的决定，按照国际地球物理年共同研究世界洋的计划，还需要再延长一年（名为国际地球物理协作年）。

为了协调世界各国的海洋考察工作，1960年在联合国教科文组织中建立了国际海洋委员会。同时，制定了印度洋国际考察计划。该委员会亲自领导印度洋考察工作，并组织和领导“埃克瓦兰特（Экваланг）”考察队到热带大西洋进

行考察。苏联“勇士”号和“IO.M.绍卡利斯基”号船参加了印度洋考察队。由于新考察船的加入，又确定了新的大洋考察方向。用气象火箭系统地研究了大洋上高层大气。同时，还完成了其它综合观测。这样就可以修正大气环流总图式。苏联的“M.罗蒙诺索夫”号、“恒星”号和“奥洛涅茨”号等，以及美国、阿根廷、巴西和许多非洲国家的船只参加了“埃克瓦兰特”考察队。1965年苏联、美国、日本、菲律宾等国参加了黑潮洋流区的国际考察工作。

60年代中期，根据所搜集的资料，对世界洋的条件和生物结构作出了总结，比较全面地研究了海洋中自然界发展过程的基本规律。这就为扩大海洋捕鱼区，提高航行过程中的水文气象保证，为利用海洋能源和开发其矿物资源提供了可能性。

对海底已进行了钻探。可采用在陆地上所使用的地质年代表，来确定海底沉积层的年龄和切割程度，这就保证了用统一的方法来解释大洋和大陆的地质历史。在太平洋和大西洋的边缘部分的玄武岩基底上发现了最古老的沉积层(1.4亿年)，而大西洋中部的沉积层则比较年轻，这是洋底扩张说和大陆漂移说的有力论据。

1973年，苏联和美国签订了关于研究世界洋的合作协议。苏美专家制定了防止港口、港湾和沿岸水域以及公海环境污染方面共同工作的合作计划。而且，在今后的世界洋资源研究方面，苏联和美国也需加强协作。

从1971年起，苏联、美国、荷兰、联邦德国、丹麦和英国等参加了对北大西洋的地球物理综合考察。1974年，由许多国家的40艘科学考察船组成的联合舰队，考察大西洋热带水

域进行了考察。航空实验室也参加了热带实验研究工作。苏联、美国、英国、法国、联邦德国以及其它国家的科学家们，目前正在对太阳辐射及海洋与大气间的能量交换进行综合研究。同时，对北极诸海的考察也在继续进行。

为了研究北冰洋，苏联建立了“北极实验室”，该室已工作了7—8年，对海洋和大气系统相互作用的研究作出了贡献。1975年在日本（冲绳岛）举行了“世界洋”国际展览会，32个国家（包括苏联）提供了用于考察和开发海洋资源的最新工程技术设备、仪器和装备。在这里放映了“未来海上城市”影片。

为了研究太平洋，在远东建立了苏联科学院远东专门科学研究中心，其任务是解决与综合利用海洋资源及其再生产有关的一些复杂问题。在这里也进行海洋和大气相互作用过程的研究。

1977年8月，苏联“北极”号原子破冰船顺利完成了在北极地区的的航行。实现了俄国北极探险者和北极地带研究者们的宏伟理想。为了造福于苏联人民而发展国民经济，苏联将继续发展和平利用原子能事业。

目前，在海洋研究方面，着重研究大西洋北部、太平洋西北部和东北部，印度洋北部以及大多数陆架海。对北冰洋和南大洋水域也大力开展研究工作。

第二章　世界海洋的形态及其分界线

世界海洋，它的划分及分界线

占整个地球表面70.8%的世界海洋是地球上洋、海盆地的总和，它具有一个重要的特性：彼此相通，连续不断。陆地与海洋不同，它被分成彼此隔绝的地块，以大陆和岛屿的形式散布在世界洋中。

大洋和陆地在地球表面上的分布很不平衡。例如，在南半球的南纬35°到70°之间的地带，大洋所占面积为95.5%，而陆地仅占4.5%。在北半球北纬40°到70°之间的地带，陆地的面积超过大洋，在这里陆地占总面积的56%。总的来说，无论是南半球还是北半球，大洋的面积都超过陆地面积。在北半球大洋面积占60.7%，大陆占39.3%；在南半球大洋面积占80.9%，而陆地仅占19.1%。

地球通常被分为南北两半球和东西两半球。也可以根据陆地与海洋所占的比例，将地球划分为水半球（洋半球）和陆半球。水半球的极点位于新西兰沿岸，陆半球的极点则位于法国卢瓦尔河河口附近。两半球的大圆在北纬42°通过格林威治经线，在南纬42°穿过180°经线。水半球的水面面积占90.5%，而陆半球的水面仅占47%（图1，2）。

如果说整个南半球的洋面面积比北半球大，那么在两极区我们将看到相反的景象：南极是南极大陆，北极则是北冰

洋。

地球上陆地和海洋分布的不平衡性是地球上自然界形成的重要因素。

世界洋广阔浩瀚（3.61亿平方公里），连续不断。把水圈分割开的各大陆是世界洋划分成各部分（各大洋）的基础。在各大洋中又分出许多海。在划分各大洋时应考虑下列特点：洋底地形，现有的岛屿，独立的洋流系统，大气环流，水温和含盐度的分布以及生物条件等。

本来应按照水文特征（水平衡、含盐度、温度条件、洋流等）来划分各大洋间的界限。但是由于许多地区对水文指标研究不够完备，所以无法按此划分大洋界限。通常是按照阻碍各大洋之间水交换的水下高地，岛屿和浅滩来划分。如果这样的分界线也不存在的话，一般就根据等角航线（按同一角度穿过各经线的线）来划分各大洋界线（图3）。

应该指出，在不同时期的地图上，所划分出来的大洋界线是不相同的，1650年荷兰学者B.瓦伦纽斯首次把世界洋划分成各个部分。当时他划分出五大洋：太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋和南冰洋，并被1845年伦敦地理学会所承认。后来，许多学者只划分出三大洋：太平洋、大西洋和印度洋。从二十世纪30年代起，又重新增划出北冰洋（30年代俄国文版的世界地图上才有北冰洋）。

K.瓦尔洛（1948）曾将世界洋划分为太平洋、大西洋、印度洋和南极洋，他把北冰洋称为，北极内陆海K.瓦尔洛以南纬35°纬线作为南极洋的北界。

目前，我们将世界洋划分为太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋（表1）。

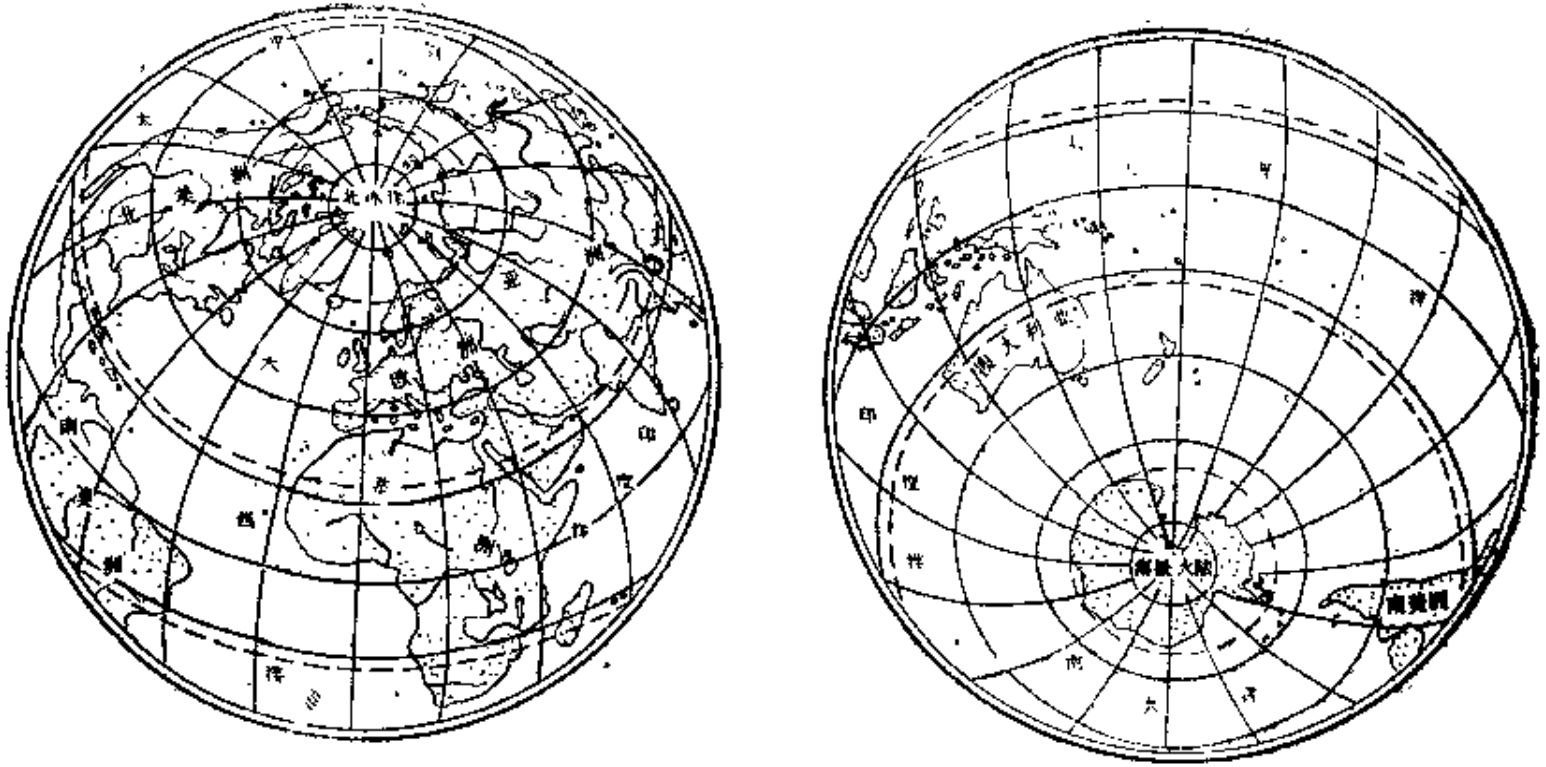


图1　陆半球和水半球

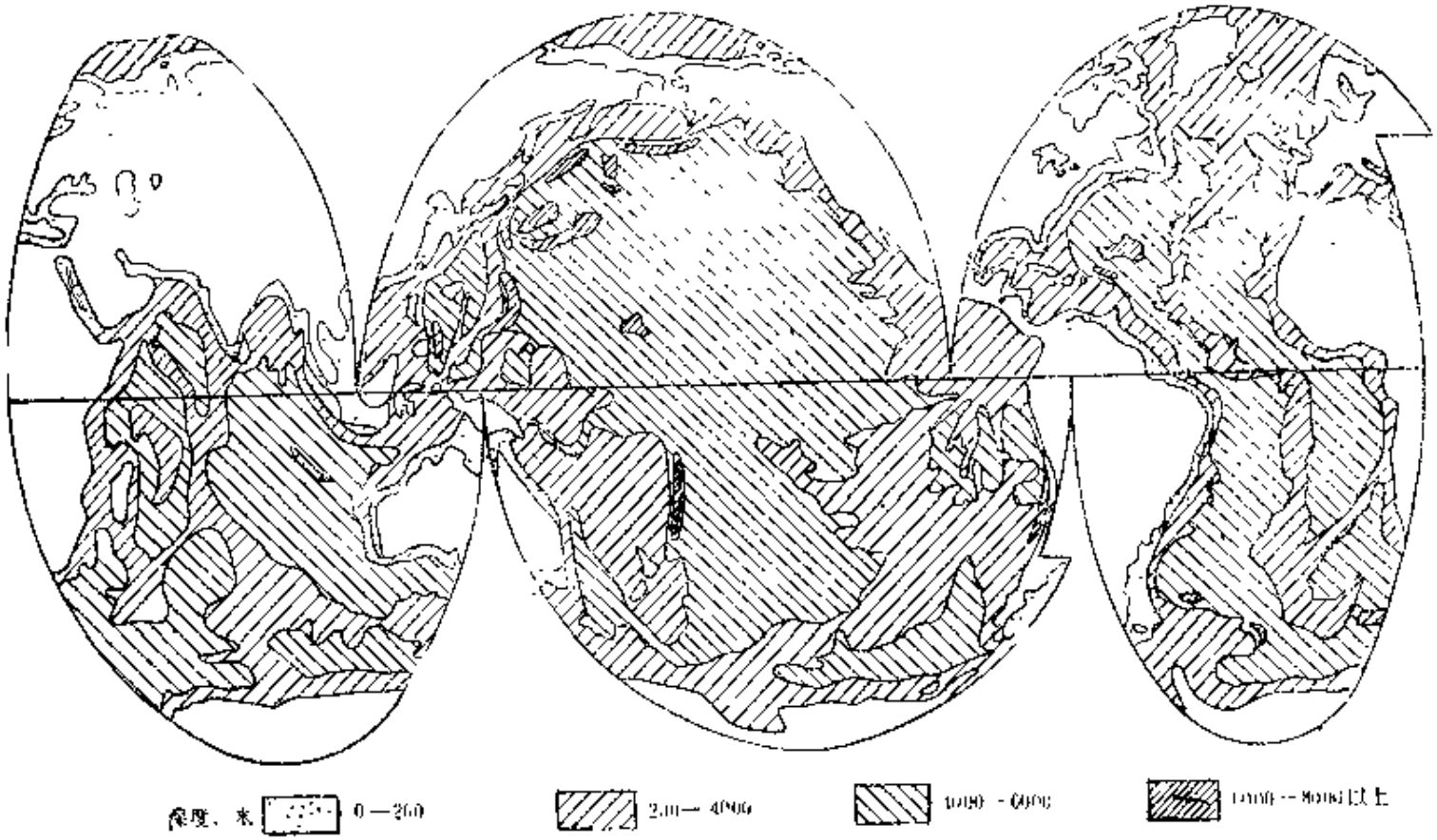


图 2　地球上水陆分布



图 3①　　大洋和海的界限

A——海的界线；B——大洋界线。大西洋：1——波罗的海，2——北海，3——爱尔兰海，4——地中海，5——阿耳伏郎海，6——巴利阿里海，7——利古里亚海，8——第勒尼安海，9——亚得里亚海，10——爱奥尼亚海，11——爱琴海，12——克里特海，13——马尔马拉海，14——黑海，15——亚速海，16——巴芬海，17——加勒比海，18——斯科沙（斯科季亚）海，19——威德尔海，20——拉扎列瓦海；太平洋：21——白令海，22——鄂霍次克海，23——日本海，24——黄海，25——中国东海，26——中国南海，27——菲律宾海，28——苏禄海（连同锡布延海，巴沙耶［米沙鄢］海，萨马海，萨莫托海和棉兰老海），29——苏拉威西海，30——马鲁古海，31——哈马黑拉海，32——斯兰海，33——爪哇海，34——巴厘海，



图3② 大洋和海的界限

35——佛罗勒斯海，36——萨武海，37——班达斯海，38——新几内亚海，39——所罗门海，40——珊瑚海，41——斐济海，42——科罗海，43——塔斯曼海，44——罗斯海，45——阿蒙森海，46——别林斯高晋海；印度洋：47——红海，48——阿拉伯海，49——安达曼海，50——帝汶海，51——阿拉弗拉海，52——杜维利亚海，53——毛逊海，54——戴威斯海，55——友谊海，56——航天员海，57——利塞尔·拉森海；北冰洋：58——格陵兰海，59——挪威海，60——白海，61——巴伦支海，62——喀拉海，63——拉普帖夫海，64——东西伯利亚海，65——楚科奇海，66——波弗特海；内陆海：67——里海，68——咸海。

表1　各大洋形态资料

大　洋	包括海的面积		容　积	平均深度（米）
	水面积（百万平方公里）	占%	10^6立方公里	
大西洋	91.6	25.4	330.1	3602
太平洋	178.6	49.5	707.1	3957
印度洋	76.2	21.0	284.6	3736
北冰洋	14.8	4.1	16.7	1131
世界洋	361.3	100	1338.5	3704

海洋地理考察证明，印度洋、大西洋和太平洋三个大洋的南部是一个独立的世界洋自然地理区，该地理区自然界具有统一而独特的特征。因此就可以另分为一个大洋——南大洋，对其北界人们曾提出过许多种划分方案。

有些学者建议按大洋水域的副极地辐聚带（大致与南纬55°纬线相吻合）来划定南大洋北界。然而，这一水域大气中一切过程的联结起点是西风带，西水圈中的南半球环流是南极环极洋流（巨大的西风飘流）。已经查明，从这个洋流向北，太平洋、印度洋和大西洋的水才形成了独立的系统，具有特定的物理、化学、生物和运动的特征。于是就出现了另一种看法，即由北极和南极研究所提出的具有更多论据的观点：南大洋应该按照形态特征来划分，并同时考虑到大洋水的来源。

В.Г.科尔特和Е.С.科罗特克维奇等人认为南大洋北界

比较合理的划法是沿各大陆（非洲——南美洲——南澳洲）的南端，即沿南极洋脊带，这个洋脊的轴在南纬40°附近。在这种情况下，南大洋水域就包括整个的西风漂流带和海洋水辐聚带。因此，这些在来源上相同性质的水系，将不再有太平洋、印度洋和大西洋间的差别。如果按这样划分，南大洋的面积将达7700万平方公里，而它的辐聚带以南的南极地区则是一个独特极地部分（面积3000万平方公里以上），即所谓南极盆地。

这种划分使太平洋面积减少3000万平方公里，大西洋面积减少1800万平方公里，印度洋面积减少2900万平方公里。

在世界洋所有区域内发生的各种过程和现象，其性质都是相同的。这又一次证明了世界洋的统一性。但是从数量上讲，这些作用和现象因地区不同而变化，这是由于大洋各部分的地理位置和气候，邻近陆地和流入大洋中的陆地水的影响，以及开阔水域的水下地形和各部分特征所引起的。所有这些必然导致更详细的划分大洋水域。

每个大洋都有自己的附属部分——海和海湾。大洋水域的这些外围地段通常位于大陆架和大陆坡上或者大陆间和岛屿间的盆地中。

按海的形态和水文特征把海分为边缘海、地中海（内陆海和陆间海）、岛间海和内海。它们在或大或小的程度上都是大洋水域的特殊地段。每个海都具有各自的不同于大洋主体部分的特点。它们具有特殊的地壳和海底构造（海底地壳通常不是大洋型的，而是大陆型的，或是过渡型的），并具有特殊的水化学成分。例如，这些海的含盐度常常不同于世界洋的平均含盐度。整个世界洋中含盐度的极值（最大值和

最小值）就出现在一些地中海中。

海与大洋的区别还表现在温度状况，生态条件以及潮汐性质上；海有自己的洋流系统。海的这些特点主要取决于海与相毗连大陆的相互作用。

边缘海 它们位于大陆的水下延续部分，少数分布在过渡地带。边缘海以一系列岛屿、半岛或者水下石滩与大洋分开。这种类型海的深度一般都较浅（达100米）。

英国和美国的一些学者根据边缘海的深度又把边缘海分为沿岸海和开阔海：浅水海（深度500米以内）和深水海（进入大洋的开阔部分）。

边缘海与大洋水域紧密相连，因此海水的物理性质和化学成分与大洋水没有多大区别。

在北冰洋中有巴伦支海、喀拉海、普拉帖夫海、东西伯利亚海和楚克奇海。它们都位于大陆的水下延续部分。

在亚洲沿岸的太平洋中有白令海、鄂霍次克海和日本海（深度3500—4000米）。这些都是半封闭海，以一串群岛与大洋分开。中国的黄海和东海是陆架海。黄海的深度不超过100米。澳大利亚沿岸的珊瑚海是巨大的边缘海。在大西洋中北海是典型的陆架海，而加勒比海则是位于过渡地带的边缘海。

地中海 地中海有陆间海和内陆海之分。陆间海出现在地震和火山积极活动的大构造带。这类海的名称就说明了它们所在的地理位置。大陆几乎从四面包围了海域，仅有一些狭窄的海峡把海和大洋沟通。海水和大洋中水的交换常很困难。因此，地中海的海水特征与大洋中的水极不相同。欧洲地中海（罗曼海）和红海都属于典型的地中海（陆间海）。

美洲地中海（具有深水海槽的墨西哥湾）也属此类海。

亚洲与澳洲间的一些海也是陆间海，但是就其与大陆相互作用的性质来说，它们又具有边缘海的特征。陆间海的特点是具有很大的深度。地中海（罗曼海）深达4500米，亚洲与澳洲间的陆间海有些深达7400米（班达海），红海深2600米，美洲地中海深达3600米。这些海大多数都被明显分隔，它们都具有特殊的水文状况。

内陆海是以某一大陆沿岸为其轮廓，如波罗的海、白海和亚速海及亚哈德逊湾等，它们通常为浅水海（陆架型水域），位于大陆壳地段。波罗的海的最大深度不超过460米，白海不超过300米，亚速海的最大深度不超过15米。内陆海的自然条件同周围陆地的自然界紧密相联。

内海 这是封闭的残余海（湖海），与大洋没有联系，如里海和咸海。它们的水与大洋中的水极不相同。

岛间海 它们或多或少地被紧密相连的岛环或岛弧所包围。属于这类海的首先是亚澳陆间海的各部分：苏拉威西海、班达海和苏禄海。在独立的岛间海中还应当提出的是菲律宾海，斐济海和所罗门海等。

还有一种海位于大洋的开阔部分，与大洋没有明显的界线。马尾藻海就是这种海中的一个。这个“无岸海”具有极透明的高温水，还有其特殊的洋流系统和动植物，马尾藻海是鳗鲡和马尾藻的故乡。

海湾 洋或海伸入陆地中的部分叫海湾。因为海湾几乎总是无约束地以其延伸部分同海或大洋相连，所以人们通常按照连结岬角的直线或某一等深线来划分海湾的界线。这样作的结果是，某些海被划作海湾（哈德逊湾、墨西哥湾、孟

加拉湾、波斯湾），而某些海湾则被划作海，虽然按其地理条件应该称为海湾（波弗特海，林肯海等）。海湾有圈形的（几内亚湾，比斯开湾）；漏斗状的（孟加拉湾、卡奔塔利亚湾白海的一些海湾）；长条状的（加利福尼亚湾、芬地湾）。根据起源、海岸构造和形状，把某些不大的海湾称为峡湾、港湾、泻湖、溺谷、三角湾等。

峡湾是伸入山地极深地带的狭而深的海湾，它具有高陡的海岸。峡湾通常以水下石滩或缓倾高地和海分开。它的起源与冰川活动紧密相连，因此大都分布在高纬度地区。其中最大的有桑格纳峡湾，特隆赫姆峡湾、波尔散格尔峡湾、瓦兰格尔峡湾、科拉湾以及南美洲沿岸和格陵兰的一些峡湾。某些受延伸的岬角和半岛所保护能免遭风浪的小海湾称为港湾，例如塞瓦斯托波尔港湾（黑海）、金角湾（日本海）、斯维亚托诺斯湾（巴伦支海）以及塔林湾（波罗的海）等。

沿海岸延伸的具有咸水并以狭窄海峡与海相通（有时以沙嘴与海隔离）的浅水海湾称为泻湖。流入泻湖的小河携带了大量的冲积物，形成了沙嘴和沙滩。泻湖海岸可以绵延数百甚至数千公里（如墨西哥湾沿岸）。在苏联泻湖发育在堪察加半岛、萨哈林岛及波罗的海沿岸。珊瑚岛（环礁）的内部水体亦称为泻湖。

河口低地沿岸的海湾叫作溺谷。这是些被水淹没的河口或低地，以沙嘴和浅滩与海隔开。它们可以深入陆地（如德捏罗夫斯基溺谷等）。

有许多海和海湾直接与大洋相连，或者以海峡与大洋沟通，这些海峡通常是位于两个陆地之间的海或洋的狭窄部分。

海峡，一般说来，具有自己特殊的水文状况和洋流系统。按照洋流的特征，海峡分为流动型海峡和交换型海峡。在流动型海峡中水流就像在河中一样，向一个方向流动（佛罗里达海峡），在交换型海峡中，可以观察到回流：表层的水朝一个方向流动，而下层的水则向相反方向流动（博斯普鲁斯海峡，直布罗陀海峡）。有时在海峡这一岸上可以看到水流向某一个方向流动，而在海峡另一岸则看到水流向相反方向流动（拉普鲁兹海峡，宗谷海峡，戴维斯海峡等）。

海洋水准面及其变动的原因

海洋的自由表面称为水准面。如果仅只受重力的影响，它和大地水准面是吻合的。因此平静的大洋水面（在不受潮汐、波浪、洋流等的影响时）被称为大地水准面。大洋的自由表面形状十分复杂，这是由于地壳表层岩石密度分布不平衡的缘故。实际上取比较简单的表面（旋转椭球体）作为地球的形状，对于整个世界洋水域来说，它们相差不超过100米。

真实的水准面常偏离大地水准面。这是因为受到离心力、潮汐、风、洋流、降水、水的密度、沿岸径流、冰的融化、大气压力、洋面蒸发以及一系列其它因素的影响。因此，尽管世界洋各部分都互相连接构成一个完整体系，但它们却具有不同的水准面，而且随时在变化。例如芬兰湾的最高水位是在多西风的8月。黑海的最高水位常出现在6月，这是由于此时融冰水流已经形成，而蒸发还未达到最大。巴伦支海和白海的最高水位之所以出现在秋季，是因为北风促成涨

水。

观测证明，温带大陆西岸的大洋水面稍高于东岸的水面。后者水面的上涨由于受当地盛行的西北风的制约。例如波罗的海的海水位比日本海高出1.8米。在热带由于受信风影响，则会出现相反的景象，从而使水从西岸流走。

算出海洋不同地点的平均水准面，可得出用来测定地表高度和海洋深度的基准水准面。每个国家都有一个这样的地点作为基准点。苏联是根据喀琅施塔得市芬兰湾水准面（零水准面）来计算深度和高程的。西欧按北海水准面计算高程和深度。

某一地点的平均水准面的变动一般按厘米计。封闭盆地中水准面在短时间内可能有很大变动。例如，里海水准面在近35年内下降了2.5米。这一自然界地理变动是由周围陆地自然界变化所引起的。

近半个世纪以来，世界洋平均水准面约上升了6厘米。在地球地质历史时期海洋水准面曾发生过很大变化。在大洋发育的早期，大洋水准面的上升，往往是由于地球深处的水来到地表，致使水圈体积增大的缘故。此后大洋和陆地又不断改变自己的轮廓和大小，因此即使是水的体积不变，海洋水准面也必然发生变化。

因而，缓慢而持久的大洋水准面的变化（长期变动），可能是由于双重原因。如果说大洋水准面的上升或下降是由于水量的增加或减少（如由于覆盖冰川的作用），那么这些变化就称为水面升降运动或海面升降运动（休斯，马尔科夫，1960年）。如果因地球内部作用使大洋容量发生变化和因地壳变动而引起的水准面变动，就叫造陆运动。这种变动不是

由于水量的变化，而是取决于岩石圈的某一地段的上升或降落。洋底的下沉引起水准面下降，洋底的隆起引起水准面上升。假如洋底产生等于地中海容量的洼地，将会使整个世界洋的水准面下降12米。如果出现像大西洋中脊那样大规模的隆起，会使大洋水准面上升40—45米。

人们曾多次指出，第四纪时大洋水准面有很大变化。例如，30万年前地中海水准面比现代水准面高20米。根据对花粉和贝壳的分析证明，这一时期地中海气候比较凉爽而湿润（水面升降受太阳活动制约）。

海岸考察证实，17000年以前，世界洋的水准面比现代约低100米，冰川时代（冰川作用海面下降），大洋水准面之所以低（-90米，-100米）是因为大陆冰把水冰封并保存下来。间冰期水位上涨，比现代高出30米以上。这样，第四纪时水准面的总变幅达120米。据计算，如果现在大陆冰完全融解，世界洋水准面可提高66—68米（马尔科夫，苏耶托娃，1964）。

如果南极大陆冰每年融化2厘米厚，那么大洋水准面每年将上升1.2毫米。这个数字看来不大，但如果一直持续下去，只需100年，世界洋水位就将提高12—15厘米。结果，水在沿纬度方向必然出现再分配，从而使地球自转变慢，每昼夜延长好几秒钟。后者可促使地球上新的自然地理现象的某些过程进一步发展。

因而，正象陆地上所发生的过程影响大洋水准面的升降变化一样，与地表水的再分配相结合的大洋水准面的变动也影响到地球自然界，甚至影响到地球自转的速度。

上述实例说明，太阳活动、含冰量、大洋水准面、地球自转速度以及其他现象和过程具有明显的相互依赖关系。

对于世界洋水准面变动，人们正在探索其长期的(1850年）节奏性对大陆上其他过程的影响，这些节奏表现在大陆冰川、湖泊、陆地气候、地域湿润性以及在大陆上所发生的其他一些过程上（什尼特尼科夫，1957）。

人类有史以来，大洋水准面的变化主要与气候变动有关。陆地湿润程度提高，引起封闭水体的水准面上升，使大陆冰川和沼泽化加强。大部分水储存在大陆上，它们一时没有流入海洋，结果使世界洋水准面降低。类似的现象出现时在公元前2000年后半期，公元前1000年的中期和公元13-16世纪（图申斯基，1966）。

陆地湿度降低，导致湖泊和和其它封闭水体的水准面下降，使大陆冰量减少。在里海、拉多加湖和奥涅加湖沿岸，以及阿尔卑斯冰川和撒哈拉，都可以看到湿度降低的遗迹。据此可以断定，陆地上水量，即在公元前3000年及公元1000年初都曾发生过减少（这与A．B．什尼特尼科夫大周期相吻合）。当代的特征是大陆冰川和极地海中冰川有些缩小。这将可能引起世界洋水准面的微小提高。

第三章　海洋的起源和发展

海洋的起源与整个地球地壳的形成紧密相联。地壳的形成取决于地球内部析出的放射性热能对地球原始加热的影响。由于地球加热使物质的原始状态发生变化，从而导致地壳的形成。

根据A.П.维诺格拉多夫理论，易熔的玄武岩相形成了原始的地壳。在玄武岩地壳形成的过程中，易熔化合物析出后遗留下来的物质就形成了由基岩组成的地幔。同时，许多气体也伴随着易熔物质上升至地表，这些气体开始形成水圈和大气圈。整个地球上大约80%的花岗岩形成于太古代，这是由于这一时期火山作用强烈，侵入作用促使玄武岩转化为花岗岩。这就是说，花岗岩地壳形成于地球发展的一定时期，即在地表地形强烈切割的条件下。因此，在花岗岩形成前，整个地球表层已建造了“硅铝层基底”，以后所产生的大陆壳具有‘三层”构造。

用地球物理方法，在地壳的不同地段，已经查明穿过地壳的弹性波的速度变化以及重力异常。弹性波在通过不同成分或不同物理性质的地层界面时，产生了反射和折射。借助于这些方法，查明了地球上由各种物质成分所组成的岩石(地层或地壳）界限。用这种方法，还查明了莫霍面的位置。莫霍面是地壳本身下界面，其下是由橄榄石与辉石混合物组成的上地慢，这种橄榄石在成分上接近橄榄岩。

大陆壳的厚度在平原区达40公里，在山区达80公里。它共有三层：上部为沉积岩层，中部为“花岗岩层”，下部为“玄武岩层”。将中层和下层称为“花岗岩层”和“玄武岩层”带有某种程度的假定。之所以这样命名，是因为这些地层的成分很复杂，弹性波在这些地层中的传播速度（6—6.5公里/秒和7—7.2公里/秒）与在花岗岩和玄武岩中的传播速度基本相同。

与大陆地壳相比，大洋地壳具有另外一种构造。其厚度很小，平均为7公里。通常，大洋地壳中缺少花岗岩层，下面的玄武岩层（5—6公里）比大陆下的玄武岩层薄。在玄武岩层上面，直接堆积着松散的沉积物。所以，大洋地壳基本上是玄武岩壳。

在大洋的边缘部分（白令海、日本海、鄂霍次克海等）发现有薄花岗岩层地段，这些花岗岩层在有些地方有火山岩混入。按其构造，这种地壳接近于大洋型。但是，像在大陆上一样，在那里发育了极厚的沉积层。这就是所谓从大陆到大洋的过渡型地壳。

具有断块垅岗结构的大洋中脊地段属于特殊类型的地壳。在这些地区中，洋壳的厚度为15—20公里。这种地壳是由于深部物质的上升并侵入到玄武岩洋壳中形成的。

世界洋的大部分盆地是与各大陆同时发育的。所以，各盆地不是突然产生的，也不是同时产生的。不能认为大洋与大陆保持静态平衡，各个地质时代的海侵和海退已证明了这一点。

到目前为止，关于大洋凹地的成因问题还没有解决。现时有一系列极相矛盾的学说。最常见的有两种大地构造学说，

假定称其为“大洋化”学说和“移动论”学说。最有根据的是大洋化学说。苏联学者B.B.别洛乌索夫成功地发展了这一学说。按照别洛乌索夫及其拥护者的意见，起初先形成大陆地壳，只是到古生代末期（大约2.5亿年以前）才形成了各大洋（至少包括大西洋、印度洋和北冰洋）。此时，大陆壳和“原先的”大陆（冈瓦纳大陆、北大西洋大陆）沉入被熔解的地幔中。使地壳“玄武岩化”或“大洋化”。别洛乌索夫认为，在大洋中脊区，这种过程一直进行到现在。

实际资料表明，按照年代，北冰洋、北大西洋和部分印度洋较太平洋年轻（目前在许多地点测定了构成洋底的岩石年龄）。在当今大西洋和印度洋区的一些地方，中生代褶皱作用时期毗连大陆块的边缘曾发生下沉。世界洋底的最年轻地段是大陆的水下边缘部分，它们在第四纪时由于陆台边缘地带的最后沉没和冰期后世界洋水面上升而变为洋底。

美国学者A．布拉德（1971）发展了移动论学说。众所周知，在世界洋底耸立着环绕整个地球的大洋中脊（裂谷）系。这些洋中脊没有发生过褶皱，完全由从地球内部上升的火山岩（玄武岩）构成。沿着洋中脊的脊岭是类似裂隙的深裂谷。可以认为，目前在那里仍然不断地形成新的洋底地段。对这些裂隙（裂谷）的地震研究表明，裂隙向两旁张开，而裂隙本身充填着由下面涌出来的物质。换言之，裂隙两斜坡上的岩石沿着彼此相反的方向移动，而裂隙里凝固着新的岩石，这些新岩石在地球磁场的方向上被磁化*。

裂谷各边斜坡的移动速度为3—8厘米/年。最高的速度出现在东太平洋隆起区，而最小的速度出现在大西洋中脊区。假如斜坡位移以最大速度（16厘米/年）进行时，宽度

约15000公里的整个太平洋底可以在1亿年内形成，裂谷脊每边的洋壳板块都是由上地幔岩石组成，并像刚体一样向外缓慢移动。这样就证实了持续到现在的海底扩张和大陆分离的设想。然而，地球的体积并没有扩大。那么在这样的条件下，在大洋和大陆的边界上发生了什么现象呢？

在某些区域，例如在南大西洋，没有出现岩石的位移和地震，对于大陆来说，海底也没有发生相对运动。大陆在这里应看作是包括附近洋底的板块的一部分。位于板块上部的陆壳岩石，显然与板块共同移动。在另一些区域，例如在南美洲的太平洋沿岸，运动着的大洋板块以约45°角的倾斜潜入陆下，在这里从沿岸地表到大陆深部曾多次发生地震。

在板块开始沉没之处，形成了太洋深渊，也就是在洋底产生了洼地。当大洋板块下沉时，部分沉积岩好像被刮去，并以杂乱堆积物的形式聚集在毗连大陆的大洋深渊那一边。以后，这些沉积物可以形成山岭。这些山岭出现在大陆边缘。

安第斯山脉的现代火山喷发物及其熔岩可能是板块下沉到约 150 公里深处部分熔化的结果。这些熔岩的成分不同于大洋中脊熔岩的成分。

A.布拉德认为，地壳表面分为六个大的和一系列小的

---

*为了理解上述现象，我们将引用虽然是间接的、但又很相似的类比。我们设想水体中的一个大冰块有了裂隙，水进入裂隙而上升，从而使冰块分裂，水带扩大；此时寒冷加剧，水中又可形成新的冰壳并逐渐加厚。这种过程很类似新的洋壳形成的过程。紧靠岸边的冰块边缘部分被压碎；假如这些冰块比沿岸冰密实而且较重，那么这些冰块就沉入到了岸冰之下。

地台板块，它们具有不同的活动性。其中主要的板块是：太平洋板块，美洲板块(美洲和大部分大西洋)，非洲板块（相对静止），欧亚大陆板块，印度洋和南极板块（图4）。这些板块的厚度约50—150公里，同大洋与大陆一起移动，此时，沿着大洋中脊脊岭通过裂隙涌出的上地幔熔岩提供了新的物质（马秋斯，1973）。板块移动时，在洋槽或大陆下遭到破坏，并沉没于地幔中；结果，沉没的板块与以前形成它们的那些物质混合。Ф．瓦伊诺的研究表明，现时地块（板块）常常具有不同磁极的磁性，这就证明了它们张开的设想。

移动说能够驳倒第三种假说拥护者的观点。第三种假说认为，大洋产生于很古的时候，而且是不变地存在着，所以洋底的下面是“原始地壳”。

在一些较年轻的海中，即在黑海、加勒比海、日本海、鄂霍次克海等海中已经查明其底部缺少花岗岩层，所以海相沉积直接堆积在玄武岩地壳上。众所周知，在不久以前的地质时期里，这些海所处的地方曾经是陆地。为什么能在这里产生所谓原始地壳呢？在这些海中形成的大洋类型地壳仅仅和中生代的下沉有关。

还该提到一种与洋底扩张相类似的过程。这就是非洲和亚洲大陆的分离。红海和亚丁湾俨如大洋胚胎（起源点），其底部没有大陆型岩石，而是典型的大洋型岩石。海底岩石中富含铜、锌、铁、银、金。由于从2000万年前开始（中新世）一直延续至今的非洲和阿拉伯的分离，才产生了这些海。非洲大陆沿着裂谷系就这样被分裂。在埃塞俄比亚地区，裂谷的宽度以每年几厘米的速度在扩大。

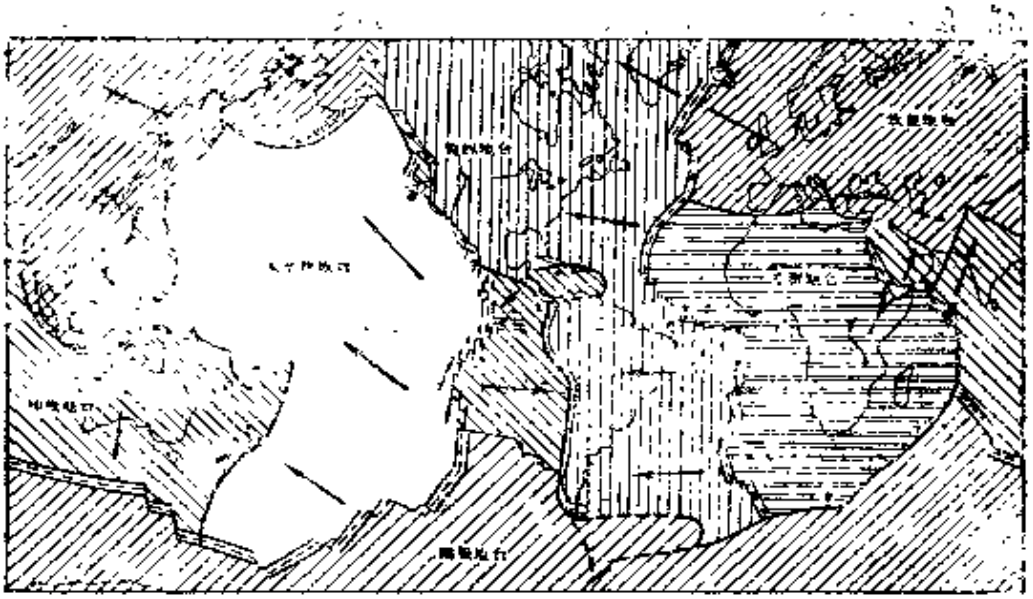


图 4　参与大陆漂移的主要地壳板块．箭头标示大板块的运动方向，这些板块运动常受洋脊或深水槽的限制

最新的研究否认了这一种假说，即这种假说认为：在40亿年前所有各大陆都连成一块，后来被分裂为几部分，它们便开始漂浮于地球表面。有充分根据认为，我们现在所看到的过程过去都曾经发生过。各大陆曾多次被分裂，并形成了一些新的大洋，有时各大陆当然会互相接近而连在一起。已经查明，在 1.5 亿年前，大西洋还没有产生。最早在古生代才有了大洋，在大洋里堆积的沉积物是来自现在的北美和欧洲的加里东——海西宁山脉中。现代各大洋底都比其毗邻的大陆地壳年轻。现时世界洋最古老的地区被认为是太平洋的西北部（1.8—2.0亿年）。北大西洋最古老的大洋沉积物的年龄是1.65亿年。水库郎（1973）断言，大洋底部平均每 1 亿年左右就会像“传动磁带”一样被更新一次。

在地球发展历史中，大陆、原始大洋和大气圈的形成很

可能是同时进行而且紧密相联。试图按照地壳——大气圈——水圈图式的顺序分析地球壳起源是不能辩证说明问题的。

在世界洋水体起源问题上同样存在着许多不同的观点，这里应该提到其中的三种假说。

根据第一种假说，在地球发展的最初阶段，所有的水都是由地幔物质中分泌出来的，并且形成了浅水洋型的原始聚水体（A.休斯）。A.魏格纳（1925）持这种观点，即认为大洋与大陆的一些巨型构造是移动的，但是，这些构造不能从这一种转化到另一种。苏联学者Б.利奇科夫（1960）也谈到了大洋水的古老性和不变性。В.И.韦尔纳茨基(1954）曾阐述了大洋与大陆间稳定的质量平衡。

第二种假说排除了大洋与大陆质量的固定不变的关系。在地质历史时期，大洋与大陆间物质分配曾发生过、现仍发生着不断的变化。所以，地壳中所保持的不是静态平衡，而是动态平衡，其证据是无数次的海侵、海退和海面变化，这必然导致世界洋与大陆面积对比的变化和大洋体积的变化。按照Л.Г.帕诺夫意见（1949，1961），现代洋是地球长期的历史发展的结果，因此，世界洋的某些部分具有比较年轻的年龄。与此相接近的还有В.А.马格尼茨基（1958），А.П.维诺格拉多夫（1967）等人的意见。他们认为，水圈物质的积累是逐渐形成的，是在地壳和地幔物质中易熔化合物熔解过程中产生的。

按照第三种假说，大洋中水的主要部分是在中生代和新生代析出的，因而，各大洋的年龄都比较年轻（别洛乌索夫，1962）。

A.M.阿尔帕季耶夫（1969年）对各种假说进行比较后得出，第一种和第三种假说，不管其理论前提条件如何不同，但具有共同的特点。两种假说的核心观点是：大量的地表水是在比较短暂的地质时期内密集折出的（一种认为是在地球历史最古时期，另一种认为是在中生代和新生代）。

但是，按现代知识水平，关于所有大洋形成于古老和年轻时代的两种假说，都不能解释在地球发展的短暂（以地质时期计）时期内会分离出如此巨大的水体。

П.Н.克罗波特金（1956）、В.А.马格尼茨基（1958）和A.M.阿尔帕季耶夫（1969）认为，没有确实的资料证明水圈的形成在时间上是不均衡的。2亿年仅占整个地球发展历史的5%，在这段时期内，未必能分离出占现时世界洋水体的70%。

水圈很可能是逐渐增长的，开始于30—35亿年前，在整个地质历史时期内由地球深部易挥发（与水有关）化合物的析出而成。现在仍可以看到这种过程。当火山喷发时，地幔中的水就沿着弧形岛屿地区裂隙和大洋中脊裂谷谷缝以挥发物质扩散的方式从下向上穿过地表空隙而到达地面。（每年火山喷出4000—5000万吨水）。

地幔中水的总储量估计为20×10^{24}克，而整个地球上的地表水和地下水不超过2.5×10^{24}克。所以，整个地质历史时期所析出的水大约只占地幔中水的13%。这就是说其余的87%贮存于地幔中的水，是将来补充地表水和地下水的后备水源*。

*按照A.П.维诺格拉多夫的意见，地幔中的水不超过13亿立方公里，即不超过现代世界洋的体积。

应当考虑到地球和宇宙之间的一些水量交换。陨石和小行星大概含有少量的结合水，当它们降落到地球上时，给地球补充了一部分水源。但是，看来地球上一部分水还将返回到宇宙中。这种返回是通过高度1500公里以上的质子层中氢的逸散作用而进行（质子的下部叫做氢环）。在那里，氢的气体逸出地球引力范围。据估计，这种损失在整个地质历史时期只占水圈整个水体的0.5%。

总之，地球上的水是地球内部自然界本身发展的产物。这种过程现时仍在进行着，目前还没有根据认为，在近几百万年里由地球内部上升到地表的水有明显减少。

第四章　世界洋底

海洋底部的地形

世界洋底的地形是极其多种多样的。这清楚地反映在现代水深图上，洋底地形的切割程度并不亚于陆地地形的切割程度（图5）。像大陆上一样，在洋底也延伸着辽阔的平原、高原、山岭和峡谷等。然而，洋底地形除火山区以外，都比陆地地形有更大的稳定性，因为外力作用对它的影响大大减弱，其中某些外力作用（风力作用、物理风化作用等）几乎完全消失。

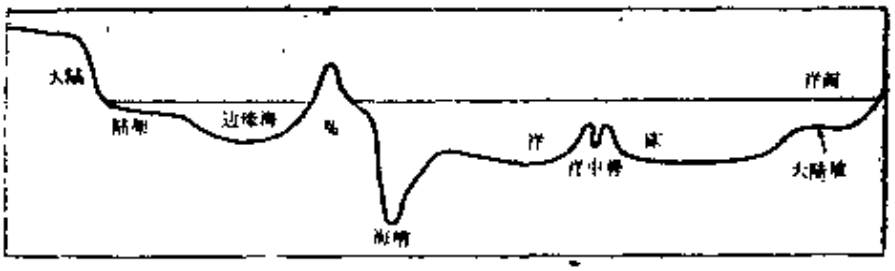


图5　洋底示意断面图

陆高海深曲线（图6）表明，大洋中深度的变化幅度比陆地上高度的变化幅度大得多（从0至马里亚纳海沟的11022米*）。下面是具有不同深度的海洋面积占世界洋面积的百分比：

* 在某些资料中最大深度为11039或11054米。

深度（米）	占世界洋面积的百分比
0—200	7.6
200—1000	4.3
1000—2000	4.2
2000—3000	6.3
3000—4000	19.6
4000—5000	33.3
5000—6000	23.3
6000—7000	1.1
7000以上	0.1

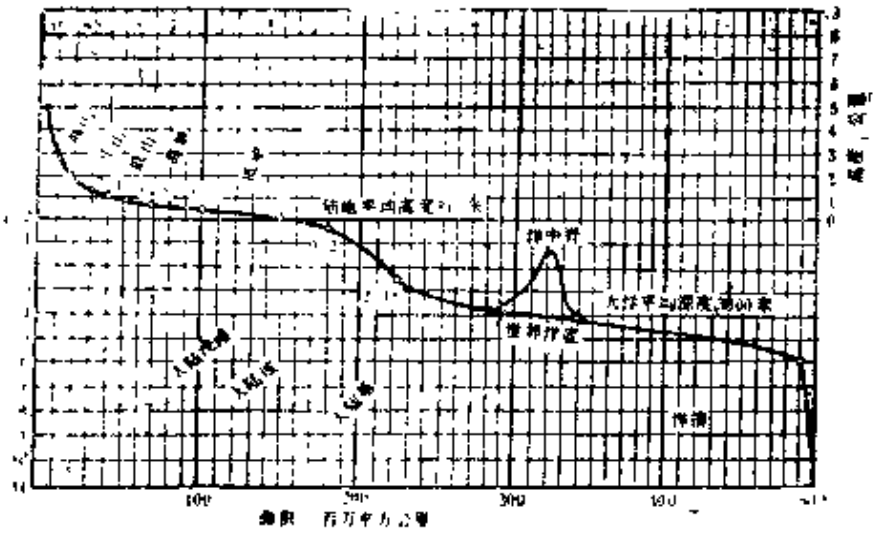


图 6　地球陆高海深曲线图

根据目前的资料，传统上将世界洋底划分为大陆浅滩、大陆坡、洋床和深水洼地看来是不精确的。O.K.列昂季耶夫（1965，1968）把洋底大构造形态划分为：（1）大陆水下边缘，（2）过渡带，（3）大洋中脊，（4）洋床（图7）。

大陆的水下边缘

这一部分所占面积为8150万平方公里，约占世界洋底面积的22.6%。

大陆水下边缘本身又分为大陆架，大陆坡和大陆基。

大陆架 围绕海洋岸的水下平原叫大陆架或大陆浅滩。从地质方面看，大陆架是陆台的直接延伸部分。以往，人们按200米等深线来划定大陆架的界线。对大陆架考察之后，使我们有可能从海洋方面修改划分大陆架界线的原则。现在不是按水的深度划定其界线，而是按地质地貌特征来划定界线。

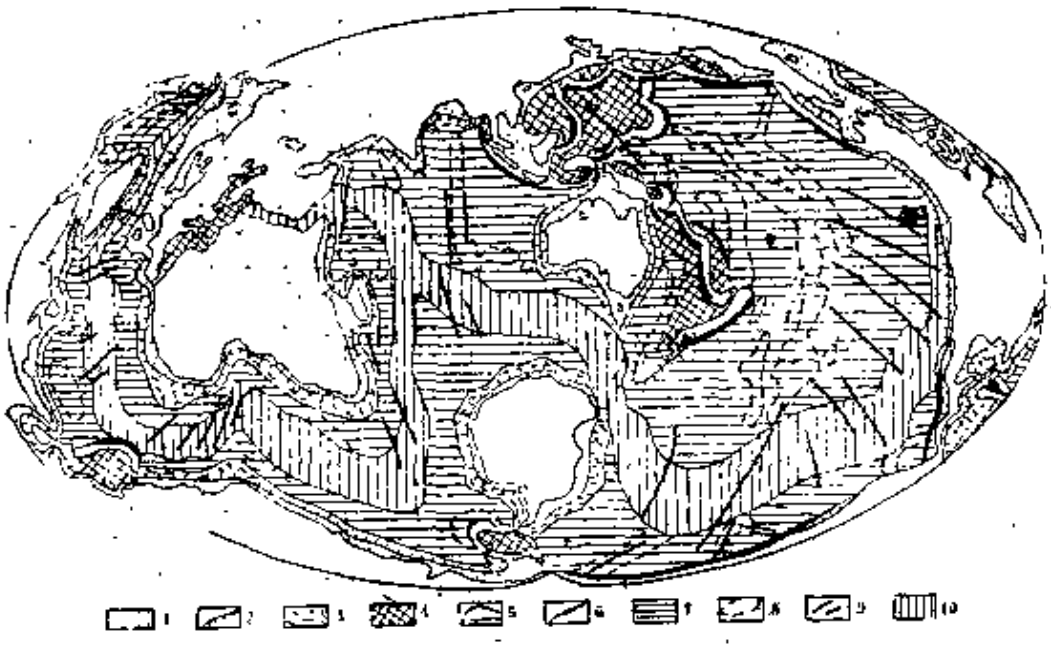


图7 世界洋底的地形和地质构造的基本元素

大陆水下边缘：①大陆架，②大陆坡，③大陆基；过度带：④边缘海和地中海盆地，⑤岛弧，⑥深水渊，⑦洋床，⑧水下高地，⑨大断裂带，⑩洋中脊

因此，不同海岸大陆架的深度是不同的。例如，在东西伯利亚海和拉普帕夫海中大陆架深度不超过100米，巴伦支海和挪威海中的大陆架深度不超过200米，而南美洲沿岸大陆架深度仅55米。较深的大陆架也是有的，如南极洲沿岸的大陆架深达500米。

大陆架的宽度从几公里到1300公里之间，北冰洋诸海的大陆架特别宽。大陆架的总面积占世界洋底面积的8%。

M.M.叶尔莫拉耶夫在对大陆架详细考察之后指出，所有的大陆架都可以分成两个相邻的带。其中一个带与陆地毗连，是不稳定过程出现区。在这一带中洋流及水文条件的变化使海岸线形状和位置常发生变化，这一带是大陆架沿岸活动带。这里所形成的碎屑物质为该水域和世界洋提供了沉积物。从沿岸带向海的方面是第二带，这一带才是大陆架的本身，具有相对稳定的水文条件（条件更替周期以世纪计）。在大陆架的这一带中，对沿岸带提供的碎屑物质进行分类、再沉积、搬运和堆积，而且将微粒悬浮体输送到大洋的深水区。在大陆架上往往会遇到各种不同起源的水下谷地和峡谷（新构造裂隙、泥水流冲蚀物以及地上谷地的延伸部分等）。

大陆架（大陆浅滩）的产生与第四纪晚期世界洋水平面的上升和不久前造成陆台边缘下沉的最新构造运动有关。分布最广泛的是海浸型大陆架，它们是被海水淹没的大陆平原的边缘。在其上常可见到大陆地貌的遗迹：被淹没的河谷、冰川地貌、剥蚀地貌、甚至喀斯特地貌。

按照大陆架的地貌特征，可以将其划分为以下类型。

1.位于第四纪大陆冰川区周围的大陆架。在冰川鼎盛时，洋面下降，这些大陆架曾是陆地。它们非常宽阔，其上保

持着冰川谷（槽谷）和具有很多淤泥及碎屑物质的盆地，这类大陆架的特点是沿其外缘分布着许多沙滩。大陆架的海岸亦具有古冰川遗迹。

2.具有延伸的沙滩和浅凹地的大陆架。它们分布在没有遭受过冰川作用的低地平原海岸附近。沙滩和平缓的山岭造成了水下波状平原。

3.由于强大的沿岸流的作用而形成的大陆架。在这里大陆架很窄，有的地方大陆架甚至完全缺失。在强大的洋流带内沉积堆很小，大陆架的底是陡峭的岩石。但在大陆架邻近地段的海底上覆盖着由这些洋流带来的沙和砾石（如北美东岸）。

4.位于大河三角洲前的大陆架。它们很宽，有平坦的阶地，在河口附近覆盖着淤泥沉积层；在这类大陆架上可看到河谷和三角洲。

5.具有珊瑚礁的热带海中的大陆架。

6.沿山地海岸带分布的窄而陡的大陆架。

7.被切割的大陆架是这样一些海底地段：即按其深度和构造来说都是典型的大陆架，但深的切沟把它们与和海岸相连的大陆架隔开（纽芬兰岛以东的弗累明格·开普沙滩）。

在上述大陆架的基本类型中还可以分出一些次一级的类型。

如果把大陆架看作是一定的地理综合体，则根据水体的性质及其与浅水区的相互作用，可以将大陆架分为五个主要地理类型（叶尔莫拉耶夫，1970）。

1.大陆架上的水域是不深的内陆海，与世界洋没有直接联系。其底部主要是来自大陆的碎屑物质。水很容易变热（夏

季时）并易被混合。水中富含被溶解的游离氧，因此使由大陆带来的有机质在水中迅速氧化，并在磷、锰沉积层中固定下来（如亚速海）。当磷从洼地中进入富含氧的透光水带*后，就转化为易被吸收的状态。

2.深水地中海式（黑海、地中海和红海）大陆架。它们的水体结构很复杂。

黑海中表层水位于比较冷的、含盐度大的深层水之上。因此，水的垂直交换极难，深层水就供氧不足。深层受硫化氢污染，使其中的生物死亡，来到这里的有机物被还原成碳氢化合物，而硫酸盐则被还原成硫化氢。

在热带海中（地中海和红海）则是另一种状况。强烈的蒸发使表层水的含盐度升高并下沉，海水产生对流，整个水体含氧丰富。

3.被岛弧分隔的边缘海大陆架。海和洋的水量交换受狭窄的海峡限制(如鄂霍次克海、日本海、中国东海等)。大陆架是宽广的、与大陆海岸相连的陆台；向岛弧方面，大陆架急剧地变为深水盆地。

4.开阔的边缘海大陆架。海同大洋的水量交换能顺利进行（如巴伦支海、喀拉海、拉普帖夫海等），这些都是具有复杂海底地形的浅海。它们的大陆架很宽广。由于大量的河川径流使这里出现了明晰的水层：表层被淡化了的水位于较重而含盐度大的深层水之上。大陆架上的水混合是靠来自大洋的涨潮波浪。

5.大洋沿岸的大陆架。其性质取决于毗连陆地的地质构造。在流向这种大陆架的深水洋流区，深层水上升并将有营

* 光合作用在表层水（200米以内）进行。

养物质输送到透光层区。

大陆坡从海洋方面限制了所有的大陆架。

近来，人们发现，世界洋大陆架具有重大的国民经济意义。在大陆架上可开采石油和天然气，并发现有磷钙石矿和金属砂矿，而且大陆架还是主要的捕鱼区和海兽捕猎区。此外，研究大陆架对编制航海指南有重要意义，航海指南是航海中所使用的最重要的参考资料。

大陆坡 大陆坡同样是大陆边缘的水下部分，是大陆块的侧面。通常它从大陆架边缘下降到1500—3000米的深度。大陆坡上部常常缺少疏松的沉积物，在底部直接露出基岩。大陆坡几乎到处都是不同坡度的阶地（平均坡度为3—7°，有时达30°）。

某些学者认为大陆坡是“过渡带”。然而从大陆坡采集的岩石标本以及对大陆坡地质资料的研究表明，大陆坡地质构造和大陆架构造的共同性比它与标准过渡带的共同性多得多。大陆坡的形态显示出它是大陆壳向大洋壳的过渡构造。

大陆坡地带很宽(达2000公里)，其特点为切割地貌。它常具有陡峭阶地的块状切割，因此大陆坡特有的地形是水下峡谷。这种典型的地形与水下滑坡及包括泥水流在内的近底洋流有关，这些近底洋流是搬运海岸带泥沙物质的重要营力。

水下峡谷的形成与陆上峡谷的形成很类似。看来，峡谷的生成可能有多种不同的原因，它或者是构造形态（较少），或许是大陆古河床作用的结果，或者是水下侵蚀形成的。侵蚀型峡谷是由于富含细粒物质的密度流和在大陆坡的倾斜表面变成淤泥流的雪崩型滑坡的作用而形成的。

液体因同一水平面上的密度不同就形成水流。例如大洋

中的深水环流是由于水的含盐度和温度分布不平衡引起的。泥水流就属于密度型流。底部沉积物的流动悬浮体使其密度过大。泥水流有时以很大的速度沿斜面流下，形成了峡谷型侵蚀下切。在水下深峡谷末端发育了冲积锥。

滑坡的发生可能是由于地震和因沉积流或构造运动引起的斜坡坡度增大的缘故。

许多大的水下深峡谷分布于巴哈马群岛附近，加利福尼亚以西，冰岛以北，葡萄牙和法国以西，白令海以及其他许多地方。

峡谷的顶部常延伸到陆上的河谷口，它的两侧是由不同地质时期的坚硬岩石所构成。大多数深峡谷都具有很多支谷。

在大陆坡上发育的堆积过程是次深海沉积物的积聚。这些沉积物基本上是陆源物质（兰色、褐色和红色淤泥），而在热带则是生物沉积（珊瑚淤泥）。

在大陆坡范围内，构造过程很活跃，其特点是具有频繁的地震和现代火山活动。这就证明了在大陆坡上发育着地球物质的分异过程，而这一过程在大陆台上已基本完成，但在大洋床上却处于萌芽状态。

在大陆坡的许多地方，人们详细研究了位于很深处（1000—2000米）的、类似大陆架的边缘高原，这些边缘高原被部分大陆坡将其与沿岸大陆架分开。属于这类高原的有北美大西洋沿岸的布来克（Blake）高原，伊贝里卡高原和新西兰高原。美国大西洋沿岸大陆坡上的阶地类似构造阶地。Ф.舍帕尔德认为，大陆坡的构造阶地具有断层特性，有时是М.布尔卡尔的"大陆性挠曲"型，即这是受陆台（隆起）和洋床（沉降）各种方向垂直运动制约的地壳弯曲。

在太平洋的加利福尼亚沿岸和其他一些地区，水下大陆边缘因断裂而强烈破碎。因此，按其构造，这一地带既不属于水下大陆架，也不属于大陆坡，而把它命名为“大陆裾”或“大陆边缘地槽”。其地形、岩性和地质构造的基本特征与毗邻的大陆特征很相似。这或者是大陆的下沉部分，或者是发生巨大变化的海底地段，变化的结果使它成了大陆的一部分（时而被淹没，时而被抬升）。

大陆基 围绕大陆坡底深约 5 公里的微波状倾斜平原叫大陆基。它的宽度达数百公里，位于大陆坡和大洋的深水部分之间。

较厚的沉积层（达 3 公里）是大陆基的固有特征，这个沉积层基本上是陆源物质（冲积锥、冲积裾等）。地震观测表明：在大陆基堆积平原的下面是大陆型地壳（大陆型地壳总共占洋面积的23%）。关于大陆基的起源问题只应看作和大陆坡的生成一样。这很可能是陆台的下沉部分。

过渡带

在典型的过渡带范围内通常分布着：边缘海的深水盆地、内岛弧和外岛弧以及深水海沟。也有偏离这个模式的，例如中美和南美太平洋沿岸只有上述元素中的一个——深水海沟，安第斯山的前沿山脉起了岛弧的作用，但没有边缘海。世界洋的过渡带约占3060万平方公里。

过渡带的洼地和海沟下面的地壳在构造上与大洋地壳相似，所不同的只是沉积层的厚度较大。岛弧下面的地壳是花岗岩层。

过渡带可分为四个类型：

1.典型的西太平洋型。在这一类中三个元素表现得很明显：边缘深水盆地，岛弧和深水海沟。属于这一类的有阿留申区、千岛—勘察加区、日本区、中国东海区、菲律宾区、马利亚那区和汤加—克马德克区。

2.东太平洋型。它的特点是只有一个元素——深水海沟，大陆岸上的年轻山脉代替了岛弧。

3，印度尼西亚型。其特点是地形非常复杂。岛弧在这里呈环状弯曲，通常它们有数条。海沟分布在岛弧的外面和整个区域的内部。

4.地中海型。它明显表现出深海盆地的残留特性，具有大陆区域的优势。没有深水海沟或深水海沟不明显。

深水盆地是深海平原与阶地、水下火山、水下盆地及水下高原的综合体*。

岛弧是被横断裂切割的线状走向隆起。强烈的火山作用及频繁的破坏性地震是岛弧的特征。

深水海沟总是伴随着岛弧或大陆沿岸带年轻的褶皱山，它是窄而深的陡坡洼地，是局限于地壳一定地方的水下裂隙。这就是说，海沟是世界洋最深的地方。

上述海沟地形在太平洋有较广的分布，而在大西洋和印度洋仅局限于一定地区。太平洋几乎完全被边缘的海沟所包围，这里仅较大的海沟就有10个以上（表2）。

海沟的宽度不大，通常不超过150公里。海沟的横断面

---

*深海平原是大洋底部最深地带（达7000米）的丘陵和平坦的平原，是大洋床的主要部分。

表2　世界洋最主要的海沟
（摘自1966年《简明地理百科全书》）

名　　称	最大深度（米）	测量船，国家和年代		
大　西　洋				
波多黎各海沟	9218	“韦玛”号	美国	1956
南桑德维奇海沟	8264	“流星”号	德国	1926
罗曼什海沟	7728	“信天翁”号	瑞典	1948
印　度　洋				
爪哇（爪哇）海沟	7450	“行星”号	德国	1906
太　平　洋				
马利亚那海沟	11022	“勇士”号	苏联	1957
汤加海盆	10882	“勇士”号	苏联	1957
千岛—勘察加海沟	10542	“勇士”号	苏联	1954
菲律宾海沟	10497	“凯普约翰逊”号	美国	1945
克马德克海沟	10047	“勇士”号	苏联	1958
伊豆诸—小笠原海沟	9810	“勇士”号	苏联	1955
布干维尔海沟	9140	“行星”号	德国	1910
雅浦海沟	8527	“勇士”号	苏联	1958
日本海沟	8412	“C．Ф．别尔德”号	美国	1953
帕劳海沟	8133	“斯特凡”号	德国	1905
秘鲁—智利海沟	8064	“C．Ф．别尔德”号	美国	1957
阿留申海沟	7822	“切兰”号	美国	1956

续表 2

名　　称	最大深度（米）	测量船、国家和年代		
新赫布里底海沟	7570	“行星”号	德国	1910
南锡（琉球）海沟	7507	“曼休”号	日本	1925
中美海沟	6662	“EPCE（P）857”号	美国	1952

总是非对称的：内坡与岛弧或大陆毗连，坡度较陡（10—15°），外坡则较平缓。海沟的底通常是平坦的（被堆积沉积物夷平）。

几乎所有的海沟在平面上都呈弧形，同时弧的凸出部分都是朝向开阔的大洋。边缘海沟是大陆和大洋间的构造分界线，地壳类型的更替就在这里进行：海沟的一个坡的下面是大陆地壳，其另一坡下面则是大洋地壳。按照现代大洋发育概念，深海沟是在大洋地壳向大陆地壳下面沉降的情况下形成的（津克维奇，阿加波娃，1974），因此，海沟是在遇到岩石圈板块压缩构造的情况下形成的（与洋底扩张区域的大洋中脊裂谷不同）。

重力测量证明，深水海沟具有负的重力异常值。

过渡带所有的地形元素都处于紧密的相互联系中，尤其是强烈的地质构造过程把它们结合在一起。

大洋中脊

在前一节中提到了关于大洋中脊作用的一些知识，这里

我们仅详细叙述它的形态及分布（图 8 ）。

大洋中脊不是褶皱构造，而是块状建造。这是具有特殊地壳构造的地球大构造地貌元素。大洋中脊是环绕整个地球的统一系统，它不仅非常长，而且占面积广阔（5530万平方公里），可与陆地的面积相比。所有大洋中脊的总长度计约75000公里，等于陆地上主要山脉的总长度。

在南半球南纬40—60° 之间延展着几乎封闭的水下隆起环。在距特里斯坦—达库尼亚群岛不远处，由它向北分出最大的山脉建造——沿大西洋中线延伸的大西洋中脊（南、北大西洋中脊）。在冰岛以北它伸向斯匹次卑尔根群岛大陆架（作为冰岛—杨—迈恩洋脊和莫纳洋脊），并且向北冰洋继续延伸（加克利洋脊）。

从南极山带分出的另一支脉，从克罗泽海盆向北进入印度洋。在这里延伸着中印度洋洋脊，后转为阿拉伯印度洋洋脊。后者直至亚丁湾。澳大利亚—南极洋脊是向南延伸。在太平洋中可以看到第三条沿经线方向的分支，在这里东太平洋洋脊从南太平洋隆起直奔加利福尼亚海湾，并进入加利福尼亚沿岸陆地。人们把赤道以北的这一段洋脊叫作阿尔巴特罗斯海台。

大洋中脊的横断面是宽数百公里，有时达几千公里的垣状隆起。大多数洋脊的共同特征是具有裂谷谷地（沿隆起轴的破裂带）。沿裂谷的两侧耸立着两个裂谷脊（第二级），其外面则是与被切割的块状地貌带（破碎的台地）相连接。所有这些地貌元素共同组成裂谷带，裂谷带的两侧毗连着具有中山和低高山地貌的两斜坡带（图 9 ）。当断裂谷谷地宽度达100—150公里时，在它的中央部位通常又出现新的裂谷

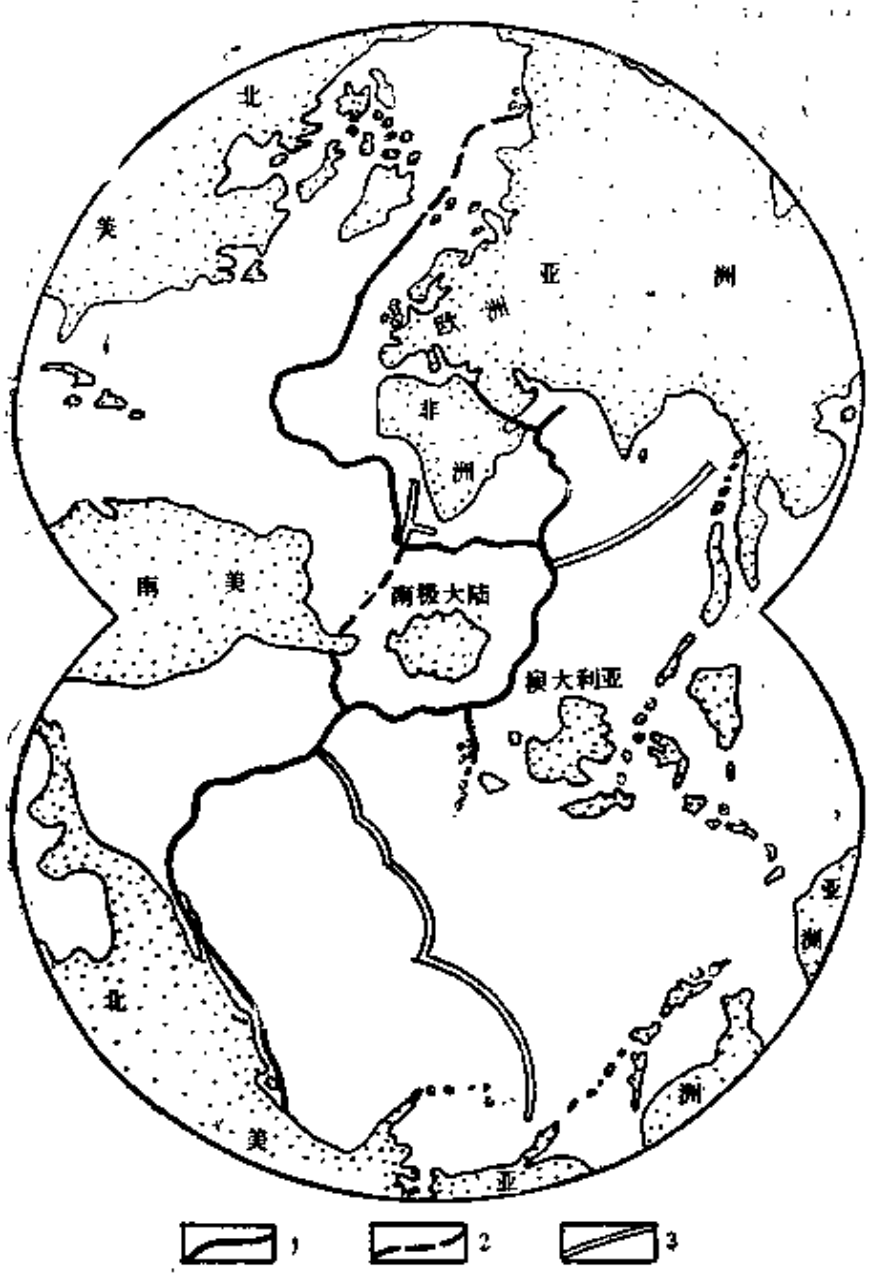


图 8　大洋中脊的全球系统

①现代大洋中脊；②假想的延伸部分；③古大洋中脊

谷地（希恩，1964）。

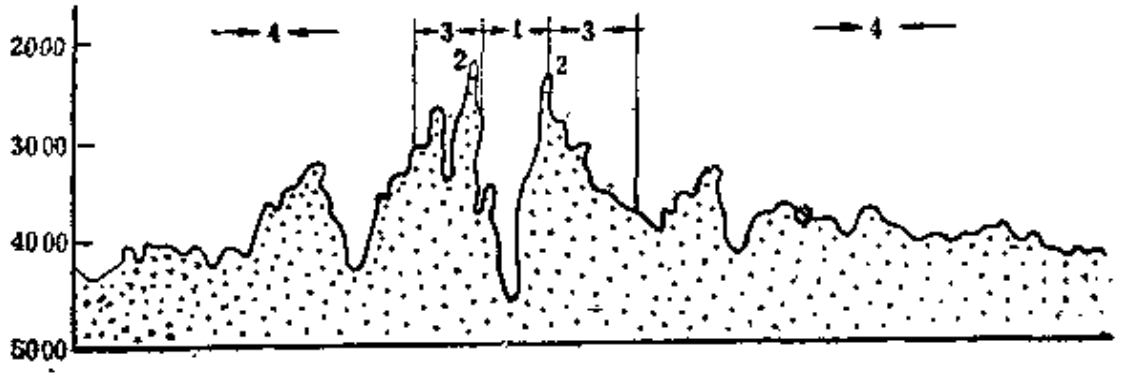


图9　南纬23°大西洋中脊横断面图（A.舒马赫尔，1958）
1—裂谷谷地；2—裂谷脊；3—被切割的台地；
4—坡面带

对大西洋海底磁性的研究表明，磁场转换线与洋脊平行延伸，就象平面镜映像一样位于裂谷隙两侧：具有相反位置规律的磁场转换线分布在从裂隙向东、向西的等距离处。

在赤道地段，大西洋中脊被纬线方向的许多大洋断裂所分割，根据这些断裂可以测定深水洼地的年龄（如罗曼什海沟，北纬11°附近的韦玛断裂横谷，深度在5200米以上，有非常平坦的底和陡坡等）。

当斜坡带上的某些火山高出海面后，就形成了火山岛，如特里斯坦—达库尼亚群岛、阿森松岛、圣赫勒拿岛、圣保罗岛（在大西洋）、复活节岛、斯科特岛等（在太平洋）、阿姆斯特丹岛、圣波尔岛（在印度洋）。

大洋中脊是现代造山运动区，这一点已被地热观测所证实。地热观测发现了这里有来自地球深处的巨大热流。可见

大洋中脊不是古大陆的残余山，而是活跃的构造带。它们与过渡带极不相同（虽然在那里也有火山现象和造山运动）。在洋脊区没有诸如花岗岩一类的酸性岩石，震源较浅；其特点是垣状横断面及存在着裂谷带。

如上所述，大量的研究把大洋中脊的形成与地壳局部伸展联系在一起，地壳的局部伸展导致大断裂的形成，地球深处的地幔岩石通过裂隙而上升。

大洋床

无论大洋中脊有多么宽广，在洋脊和大陆之间仍然存在着广阔的洋底空间。位于3公里以上深处的这些洋底空间还形成了地表第二级大面积等高水平面：陆高海深曲线中的大洋阶地。大洋阶地的面积19380万平方公里，即约等于大洋总面积的54%，或约等于整个地球表面积的40%。它的性质属大洋型地壳，在大地构造方面是大洋地台构造。

广阔的大洋平原和隆起区在很多地方被大断裂分割。这些纬线方向的断裂是密集的，例如在大西洋的赤道区。近纬线方向的各大断裂带（长达2000公里）切割了太平洋东北部低地平原和东太平洋隆起。这里的大断裂带有门多西罗、梅列尹、克拉里恩和克利伯顿断裂。

在印度洋中，洋中脊将海底划分为东、西两部分，西部的海底是从前的陆台（无震海岭或称之微大陆）。其特征是大陆型地壳和大洋型地壳相互交替；东部海底仅由大洋型地壳构成。在洋床上广泛发育着平原地形，有许多大的隆起、高地和海台，它们和洋中脊与过渡带的造山建造没有联系。

大洋型地壳不厚，没有花岗岩层。

苏联学者A.B.佩韦把洋床下的地壳自上而下分为五层：（1）深水粘土、碳酸盐和硅质粘土沉积物；（2）拉斑玄武岩（含少量氧化硅的玄武岩）；（3）由拉斑玄武岩变化而产生的岩石；（4）深成基性岩（辉长岩和闪岩），即《玄武岩层》；（5）上地幔的超基性岩。

大洋床的主要地貌元素是盆地。盆地的底很深（5—6公里）。在大西洋中盆地沿洋中脊两侧呈两列延伸。其中最大的有北亚美利加海盆，巴西海盆，阿根廷海盆，伊比利亚海盆，加那利海盆，几内亚海盆，安哥拉海盆和开普海盆。

在印度洋有阿古利厄斯海盆、莫桑比克海盆、马达加斯加海盆、索马里海盆、阿拉伯海盆、中印度洋海盆、克罗泽海盆、西澳大利亚海盆、北澳大利亚海盆、非洲—南极海盆和澳大利亚—南极海盆。在太平洋有西北部海盆、中太平洋海盆、南太平洋海盆、秘鲁海盆、别林斯高晋海盆。在北冰洋有南森海盆、马卡罗夫海盆和波弗特海盆。

大洋盆地的地形分为两类：深海平坦平原和夹杂着丘陵的平原—深海丘陵。后者是穹状隆起，高度50米到1000米，宽度1—10公里。丘陵的标准高度是300米。

深海平原是坡度小于1：1000理想的均夷空间。这些地段之所以如此平坦是由于活跃的沉积堆积作用（砂、粉砂和深海沉积）所致。沉积物下埋藏着起伏不平的古地形（梅纳尔德，1959）。

毗连着大海岭和台地山麓的岛屿大陆架的倾斜平原也是洋床的独特地貌元素。在太平洋中它们分布在中部的火山岭附近，在大西洋分布在塞拉利昂和佛德角台地山麓附近（列

昂季耶夫，1966）。

在很多方面不同于洋中脊的一些海岭是洋床的正地貌。B.B.别洛乌索夫把它们称为"无震"海岭，因为在其境内未观测到地震活动。O.K.列昂季耶夫把它们称为大洋海岭。属于这种海岭和高地的在大西洋有鲸鱼海岭，百慕大高地（海台）、亚速尔高地、格兰德高地①；在印度洋有马斯克林海岭、马达加斯加海岭、克罗泽高地、克尔格伦高地；在太平洋中这类海岭很少，有可可海岭（在加拉帕戈斯群岛和巴拿马之间）、西智利海岭（智利南部沿岸一带）。这些海岭中有许多海岭的横断面是不对称的，它们与断裂带同时生成。

垣状隆起是特殊的造山运动，山顶扁平，叫"盖约特（Guyot）②"。显然，这就是水下平顶火山。太平洋中由盖约特组成的马尔库斯（Маркус-Неккер）长垣就是一个例子。有时盖约特成群分布，但没有发现有线性走向特征（阿拉斯加湾）。

在太平洋中常遇到许多具有个别山峰的水下火山链。有时水下的平顶山是建造珊瑚礁的基础。这样隆起的山在太平洋中很多。一般说来，洋床的特征是大蜂窝状的地貌构造，这种地貌构造形态取决于近东西向和南北向各种不同高度的构造山的组合，这些构造山从四面包围了大规模沉降的洋底——大洋盆地。

---

①原文Рио—Гранде应为Риу—Гранде（里乌——格兰德海台）——校者

②美国地质地理学家A.Guyot首先发现这种山，故得名——校者

B.E.海因（1964）把洋床看作是地壳在构造上相对稳定的地段，并提出将水下高原命名为深海背斜，而把大洋盆地命名为深海向斜*。

从这一章中所叙述的世界洋底地貌元素及其相互联系中可以看出，海底在构造上并不比陆地简单。现在应该放弃海底地形是稳定的和变化性小的概念。近年来的研究说明，海底地形的发育常常因火山作用、地震活动和强烈的构造过程而复杂化。

海底沉积和泥土

海洋底部是沉积物长期集聚的地方。海底沉积可以是陆源的、生物的、火山沉积以及洋底发生化学作用的产物（图10）。沉积物的堆积形成海底泥土，海底泥土在后来的大向斜过程中变成岩石，这些岩石形成了山脉和高地。属于这类岩石的有石灰岩、砂岩、页岩等。以往的海相沉积层占地球沉积壳的90%。它们是由于陆地的风化物以粗、细的碎屑物质，尘埃及钙盐、钠盐、硅酸盐等溶解质进入海洋而形成的。部分沉积则是由海生生物的骨骼残骸和介壳组成。在某些温暖的浅水海中形成了介壳泥土、牡蛎沙滩及各种各样的珊瑚礁。当火山爆发时，火山灰、尘土及其它一些喷出物也沉入海底；火山岛沿岸受冲蚀时，火山碎屑就沉入海中。在海洋沉积物中还可以遇到来自宇宙的物质，比如含镍的"磁性小球"，它们常见于抱球虫软泥和红色粘土中。

---

*《Талacca》——希腊文中的海。在此，这个名词着重指的是上述构造中的海洋型沉积堆积。

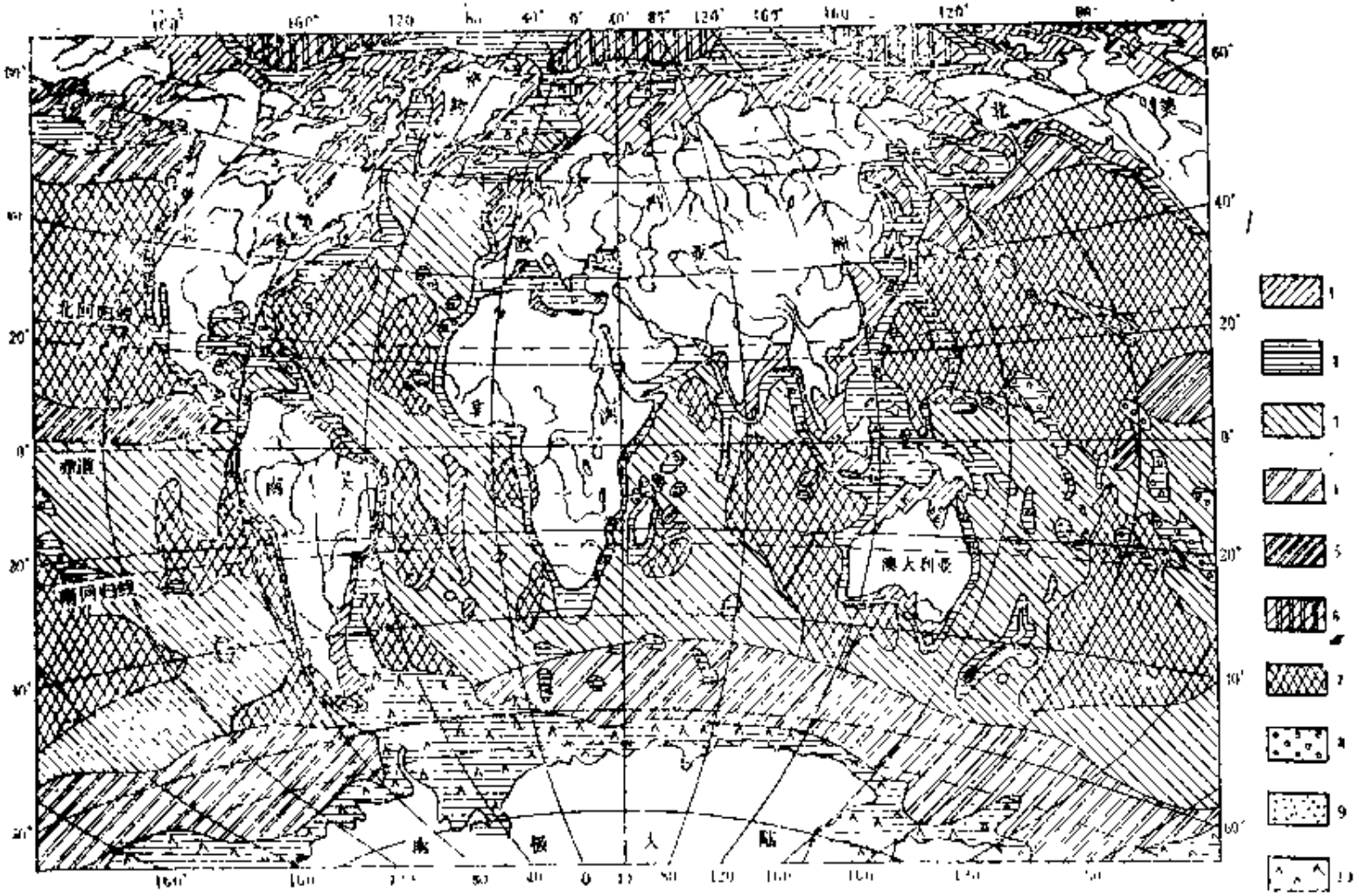


图10　世界洋现代沉积图

①浅水沉积；②次深水沉积；③抱球虫泥；④硅藻泥；⑤放射虫泥；⑥深水棕色（CaO）淤泥；⑦深水红粘土；⑧珊瑚礁；⑨火山沉积物；⑩海水沉积

由于化学作用，在洋底形成各种各样的铁、锰、镍、铜、钴和其它矿物结核体。

海底沉积物的颜色取决于组成泥土微粒的颜色和有机物含量以及铁、锰的氧化程度。例如，由碎屑物质组成的泥土在铁、锰氧化作用微弱时呈灰绿色或灰色，而在铁，锰氧化作用强烈的情况下则呈灰褐色。

当沉积物中含有很多碳酸钙时（由于软体动物生命活动而产生），沉积物则呈浅灰色或白色。海绿石矿物使泥土呈绿色，而被破坏的火山岩则呈暗黑色。

海底沉积物微粒的大小取决于两个因素：微粒下沉的速度和海流沿海底对其搬运的速度。在大陆架和部分大陆坡内，沉积微粒的大小由于沉积地点不同（如深度、洋流速度、潮高和构成海岸的岩石等）而有明显变化。但在深水洋底它们则较一致。也可以说，浅水沉积物的化学成分是多种多样的，而深水沉积物的化学成分则较为单一。

海洋沉积按其形成条件可划分为浅海沉积、次深海沉积和深海沉积。

浅海沉积是在水体中有巨大的不稳定性和丰富的陆源物质（海岸被冲毁，河流及冰川对固体物质的搬运）情况下，在海岸带和大陆架范围内形成的，因此沉积物的主要成分是陆源物质。沉积微粒的大小很不一致——从泥沙到卵石。在某些地方分布着由生物产生的微粒沉积（介壳、珊瑚）或是化学成因的微粒（鱼卵石和海绿石砂子）沉积。

次深海沉积物形成于大陆坡或大陆基区。它们也以陆源物质占优势，来到这里的有热带沙漠的尘土（如从撒哈拉来到亚速尔群岛，从澳大利亚来到新西兰）和火山喷发物，在

热带的某些地方有珊瑚泥。

次深海沉积通常是淤泥沙或沙石泥。

深海沉积物分三种类型。

1.在很深的地方形成的深水红粘土。按其起源它们是复合沉积。其成分既有陆源物质，又有火山喷发物和有机体残骸。深水粘土呈红色是由于铁、锰氧化物的含量高所致。

2.生物产生的含碳酸盐的深水淤泥是抱球虫淤泥和翼足类淤泥。它们是死亡的根足纲及较大的有机贝壳在深度3000—4000米的水域内形成的，分布在印度洋西部和太平洋及大西洋的东部（主要是在热带和温带的温水海域）。

3.硅质沉积是放射虫泥和硅藻泥。它们是由海绵、硅藻类及放射虫残骸形成的。放射虫泥在太平洋和印度洋的温暖水域分布很广，硅藻泥则堆积在大洋的冷水带：在南半球是沿着洋水副极地辐聚带，在北半球一部分是在鄂霍茨克海和日本海之间地带，另一部分是在阿拉斯加湾。

零星的珊瑚沉积仅见于印度洋热带水域和太平洋的西半部。在大西洋中它们仅分布在加勒比海盆地（图10）。

洋底的沉积堆积作用进行得非常缓慢。不久前曾认为，平均每一千年中形成的沉积层厚度是2厘米。后来对太平洋和大西洋的最新研究改变了对这个过程的看法。经查明，在条件适合的情况下，水流在短期内可以形成相当厚的泥层。沿海底斜坡运动的水流对这种冲积沉积层的形成起着主要作用。

在大洋的某些地方突然形成沉积物，这些沉积物继而可以被近底洋流搬运。

对现有资料的分析证明，洋底松散物质的沉积速度是变化的，在一千年内由1厘米到170厘米（谢尔巴科夫，1962）。

底部沉积形成的速度在海中比在大洋中高得多，黑海和巴伦支海的沉积速度比大洋中的沉积速度要大10—15倍。里海式的封闭盆地比开阔的外海的沉积速度大得不可比拟。

洋底沉积层的平均厚度 2 — 4 公里，但在某些水域则相当厚，例如墨西哥湾的沉积层厚达15公里，里海南部的沉积层厚达25公里。

海底泥土的分布有一个共同的规律性，即最大的沉积物，如巨砾、卵石、沙石、泥沙、有时还夹杂着贝壳都聚积在海岸附近。离海岸远一点是沙质淤泥，进而是深水淤泥。偏离常规的现象也不足为奇，这取决于沉积物沿海底移动的条件、侵蚀状况以及沉淀速度，特别是底部地形情况（地貌、大陆架的宽度及坡度），以及潮流和波浪的性质。后者在狭窄的大陆架上可形成沉积物分布的反常现象：各种细微物质集中在离海岸带较近的地方，而粗粒沉积物则被搬运到大陆架的外缘（叶尔莫拉耶夫，1970）。

现在世界上很多国家都对海底泥土进行了广泛研究。人们能取得各种深度的土样，土柱的厚度可达数十米。

海底沉积的研究具有很大的实际意义，各种有用矿床与沉积层性质有密切联系。泥沙的状况对港口建设以及航运、渔业和石油化学工业都很重要。

根据海底泥沙特性，可以确定海洋水文状况的许多特点。

例如，大块沉积物质（漂砾、砾石等）说明近底水流流速大，或反映高纬度区浮冰对碎屑物质的搬运。淤泥状沉积层说明水的移动缓慢。根据沉积物还可以判断大洋个别水域的温度状况。富含碳酸钙($CaCO_3$)的泥土是温暖水域特征，而硅有机体的存在则说明该处是冷水域。

热带、温带、极地带的沉积物是不同的，因为它们是由各种不同自然带的风化物形成的。

第五章　世界海洋中的水

地球水圈中水的总储量大约为14亿立方公里，其大部分水集中在世界洋中。

不久以前人们曾认为，整个水圈中有14.6亿立方公里的水，而世界洋中的水占13.7亿立方公里，即占整个水圈的93.3%（加利宁等，1968）。1973年，由于苏联许多水文和地球物理单位的共同研究，从而更精确地确定了水圈中各部分水的体积。根据这些精确的资料，水圈中水的总体积为13,856亿立方公里，而世界洋就容纳了13,380亿立方公里的水（索科洛夫，1974，沃斯克列先斯基，1972，兹沃纳烈夫，1972）：

水	体积，以千立方公里计
世界洋中的水	1338000
冰和雪	24000
地下水（地壳内）	23400
河床中的水	2
湖泊水	175
沼泽水	10
大气水	12
生物体内的水	1
总计	1385600

可见，世界洋中的水占地球整个水圈的96.5%还多，而所有其他类型的水（主要是淡水）只占3.5%

大洋水体与大陆物质之间要大致保持平衡(卡列斯尼克，1970)，因为，世界洋体积与大陆体积之比是2.45:1，而水的密度与大陆物质密度之比恰相反，为1：2.50。

由于结晶岩和沉积岩的密度比水的密度大，所以，大陆的小体积才能与海洋水体保持均衡。

海洋深度与大陆高度的比例，很好地反映在地球陆高海深曲线图上（图6）。

洋水的含盐量和化学成分

地球水圈像轻的大陆花岗岩体一样是次生的。由于来自地球内部水的上升，才使水圈的体积扩大；地表水量随着逐渐增加。海洋水的体积也就增大(马尔科夫，1960)。于是，花岗岩层与大洋水就同出一源，均来自地球上地幔。所以，大陆壳和大洋水在化学组成上有许多共同点。两者几乎都有门捷列夫表中的所有元素，只是其比例不同而已。

现代大洋水中盐分形成的假说有好几种。这些假说彼此并不矛盾，而是相互补充的。

1公斤海洋水中所含各类盐的总量（以克计）叫做含盐量*，以千分比（‰）表示。大洋水的平均含盐量为千分之三十五（35‰），也就是说在1公斤海水中含有35克的盐。海洋水中氯化物和硫酸盐特别多，即钠、镁、钙、钾的化合物。

* 含盐量有时简称盐分

大洋盐分的主要元素自初始以来就有的，特别是如上所说的那些元素，如氯和部分钠。其他一些元素，即钾、钙、镁和一部分钠，是由大陆径流带入到大洋中来的。现在，河流每年带入大洋54亿吨溶解的物质。大洋本身是一个复杂的化合物的迁移和转化系统，这个系统取决于生物和水流的活动。据计算，如果海洋生物（珊瑚、软体动物、抱球虫、苔藓虫、藻类）在建造外壳和骨骼时不消耗碳酸钙，那么经过1700万年，大洋中的水就会与"河水"类型相同(博戈罗夫，1964）。在某种程度上，这些有机物使得世界洋水保持着海洋型的含盐量。

在世界洋发育的最初阶段，其所溶解的盐类浓度比现在小（长期的大陆经流和大洋与地壳的接触，对于大洋中盐类浓度的增加起独特的作用），但是，海水中氯化钠的相对含量看来比现代高。

根据较淡水型的生物残骸沉积物可以证明，古代大洋的含盐量比较小。Л.А.津克维奇认为，大洋的盐分起源于前寒武纪。此后，含盐量没有发生重大变化。根据Я.М.萨莫伊洛夫（马尔科夫，1960）计算，在二叠纪时，海水的一般含盐量是26.1‰，只是到上白垩纪时，大洋的盐类成分才接近于现代洋的盐类成分。

世界洋的发育历史经历了几个时期，当时含盐量的变动或是减少，或是增加。显然，由于地质和构造的原因（构造活动，火山作用等），影响到地幔脱气作用的活动程度及气候变化，从而导致含盐量发生变化。例如，在冰川时期，大量的水被冻结在陆地冰川中，水的含盐量就可能增加；当陆地上的冰融化时，冰川水流入大洋中，水的含盐量就可能降

低。

现在，海洋水的含盐量和成分也在变化。不过，这种变化过程非常缓慢，短期内的观察实际上是难以觉察到这种变化的。

海洋水中溶解了如上所述的很多物质，但是，这些物质的数量是不同的：一些物质比较多（按一公斤水中的克数计）另一些物质的含量按一吨水中有千分之几克计。后者是指海水中的微量元素。

海洋水中还含有一些贵重金属，虽然其数量较小。例如，1立方米水中约含银0.3毫克，含金0.008毫克。我们所以知道海水中含有锡、镍、钴，是因为从海洋生物血液和底部沉积层中发现了它们。

已经查明，海水含盐量的主要物质组成，无论是在大洋表面或深部的各点上，几乎都是同样的和不变的。当被溶解的盐类总量变化时，主要物质组成的百分比并不改变。

世界海洋各部分含盐量的大小，主要取决于淡水的收支平衡。

流入海洋中的淡水（河流），海面上降水量的增加，漂来的冰块的融化，洋流带来的高纬度盐分小的水，都可以引起含盐量的减少。

蒸发促使了海洋含盐量的增加，因为所蒸发的仅仅是水，而盐类却留在海洋表层。蒸发量因气温升高和风力加强而增大。冰的形成也会导至含盐量增大。如果冰没有被运送到其他地区，而是在春季时就在原形成地区融化，那么含盐量又会重新降低（季节性变动）。来自热带比较咸的暖流能使含盐量增大。

下面引用了大洋水的平均化学组成。

氯化物是海洋中溶解物质的主要部分（88.7%）。而碳酸盐占极小部分。但河水中主要是碳酸盐（80%），氯化物只占6.9%。河水的平均含盐量很小，不超过0.15‰。

盐类	数量（克/1公斤水）	占总含盐量的百分数	
氯化钠	27.2	77.8	全部氯化物占88.7%
氯化镁	3.8	10.9	
硫酸镁	1.7	4.7	全部硫酸盐占10.8%
硫酸钙	1.2	3.6	
硫酸钾	0.9	2.5	
碳酸钙	0.1	0.3	碳酸盐占0.3%
溴化镁等	约0.1	0.2	

海水的化学组成说明了海水苦咸味和密度（与陆地淡水相比）比较大的原因。海水不溶解皂类，因形成水垢，所以不适于锅炉使用。下边列举出海水中主要离子的含量（根据C.勃鲁耶维奇）：

离子和分子	含盐量为35‰时1公斤水中的克离子	百分数
负离子		
氯	19.3534	55.044
硫酸	2.7007	7.681
重碳酸	0.1427	0.406
溴	0.0659	0.187
氟	0.0013	0.004

硼酸	0.0265	0.075
正离子		
钠	10.7638	30.614
镁	1.2970	3.688
钙	0.4080	1.160
钾	0.3875	1.102
锶	0.0136	0.039
	35.1604	100.000

这应当指出，氮、磷、硅一类化合物含量不大，但对于生物生命活动则具有决定性意义。

水的含盐量可以用各种方法测定，有物理法与化学法。物理法有：（1）在一定温度下按照水的密度测定含盐量（液体比重法）；（2）按照所测得的水的折射系数（光学法）；（3）按照水的电导率。

化学方法有：（1）对水进行化学分析；（2）测定某一种化学元素含量，通常是氯，再根据氯的含量进一步计算出其他主要元素含量(因为海洋水的主要盐分组成是固定的)。由于测定海水中氯的含量比测定其他元素含量的技术简单得多，所以，这种方法得到了广泛地推广。国际海洋研究委员会确定的世界洋含盐量与氯含量之间的经验比例关系为：

$$S=1.80655Cl,$$

1.80655这个数叫做氯系数。

为了根据氯而确定总含盐量，必须用上述公式进行计算，如使用专门制成的表来计算就更简单。

对于内海不能用这个公式。可以采用专门计算每个海的其他一些公式。

洋水含盐量的不均一性

已经指出，世界海洋水的含盐量在各处是不相同的，甚至在其开阔部分（不用说海）也有一些差别。大洋中含盐量的变动范围是32—38‰。地中海的含盐量变动范围则更大，从7‰（波罗的海）到42‰（红海，波斯湾）。

在世界洋开阔部分的表面上含盐量最小的是在高纬度地区，其原因是蒸发量小，降水量和河川径流都大（在北半球），而且还有冰的融化。在靠近热带地区含盐量显著增大，到纬度20—25° 之间地带含盐量最大。热带地区含盐量高是由于蒸发量大和降水量小。在大西洋的这些纬度带有最大的含盐量（37.9‰），而在太平洋和印度洋则不超过36—36.5‰。在赤道带，由于降水量大而蒸发量较小，所以水的含盐量比热带稍低一些。

因此，在含盐量分布上表现出了像在另一些自然界过程和现象所出现的地带性特点。应当指出，含盐量严格的地带性分布在许多地方被洋流所破坏。这种情况在北大西洋中特别明显。在那里，墨西哥湾流和北大西洋洋流把温暖较咸的热带水带到高纬度地区。

大洋中表层水和深层水的含盐量也有差别（图17），含盐量的变化还表现在一定深度水层的水平方向上。深水层中含盐量沿水平方向的变化可以不与其在大洋表面的变化相吻合。

深水洋流在破坏表层和深层含盐量沿水平方向分布的一

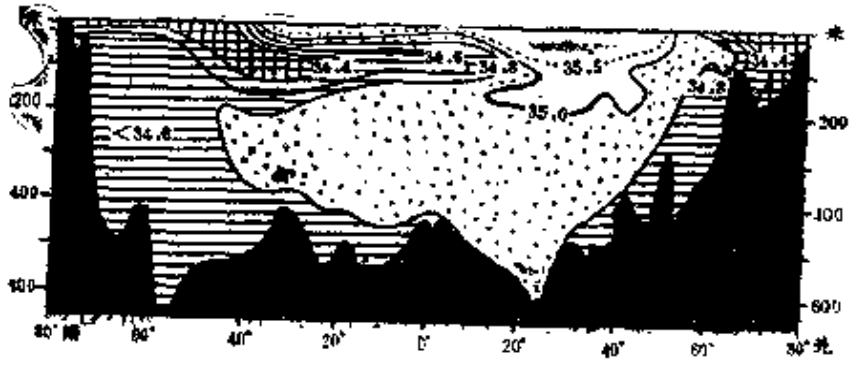


图11　通过大西洋某一经线剖面的含盐度分布

致性方面，起着很大的作用。例如，在大西洋和太平洋的赤道带的表层水下100—150米深处，有一高盐水层（大于39‰），这些高盐层的水是靠热带水补充的是来自西方的深水逆流带来的。

因而，在开阔的大洋中，含盐量随深度的变化是不相同的。但是，这种变化的深度不超过1500米。往下，含盐量的变动很小。

在世界洋深处，也遇到含盐量的异常变化。例如，在红海盆地约2000米深处，发现水的含盐量为300‰。

在开阔的大洋中，含盐量的季节变化不超过1‰。在大洋沿岸地区和海与海湾中，含盐量的季节变化稍大些，可达2—3‰。

大洋水中的溶解气体

除了固体物质以外，海水中还溶解了一些气体：氧、氮、二氧化碳，有时还有硫化氢、氡和甲烷。海水中溶解的

氧和氮的比例（氧35%，氮65%）与大气圈中（21%与79%稍有不同。海水中溶解的气体数量不大，但这些气体对海洋所有生物的生长具有决定的作用。

氧具有特殊的意义。氧和所有其他气体的含量都是变化的，其含量取决于水的含盐量和温度、以及表层水的混合程度。随着水的含盐量的增加，氧的溶解度就下降，相反；随着水的含盐量的减少，氧的溶解度则增大。

水温的变动对氧的溶解度有较大的影响：温度增高时氧的溶解度减小。当氧的绝对含量相同时，氧在温暖和寒冷的水里具有不同的饱和度。当水温升高时，可以看到氧的“过饱和现象”。并且有部分氧气从水中溢出而进入大气圈，水中氧的绝对含量减少。当水温下降时，可以看到氧的“不饱和现象”，并开始从大气圈中吸取氧气，增大水中氧的绝对含量。在饱和度相同时，热带地区水中含有的氧较少，而在高纬度地区水中含有的氧较多。

波浪能加强大气圈与海洋之间氧的交换。波浪越大，从大气圈转移到大洋中的氧就越多而且转移速度也快。其原因是由于波动时，水和空气的接触面增大。此外，波动形成的水沫和浪花进入空气中，从而使其获得了氧气。然后，飞沫和浪花下降到大洋表面，由于波动的掺合作用，其溶解的氧气就被输送到海水的下层。如果大洋表面处于平静状态，那么海洋与大气之间的氧的交换就进行得很缓慢。

通常，海水中氧的含量以立方厘米/升和饱和百分数计。

氧进入海水中，不仅是由于水和空气的接触，而且还与生活在海水中的藻类的光合作用有关。光合作用的过程取决于海水的照度。这个过程从太阳升起开始，到天黑时结束。

研究表明，在光合作用过程中，水中的氢和二氧化碳气体相结合形成碳水化合物，并放出分子氧和使碳还原（维诺格拉多夫，1967）。这就是说，氧是水分解的产物。照度越大，游离氧就分离得越快。天黑以后，植物吸收氧并放出二氧化碳。在光合作用时，红色光谱的光具有最大的意义。

在大洋中照明度随着深度的增加而减小，红色光谱的光，为最上层水吸收，所以光合作用的过程在表层得到最充分的进行。通常，氧的数量随深度而减少，在某些内陆海的深海盆底，则完全缺氧。

在海洋水的上层，有五个大的缺氧区（具有高的温度和含盐量），它们分布在大西洋和太平洋赤道两侧的热带地区和印度洋的赤道以南地区。

表3说明了海水中饱和氧与海水含盐量及温度间的关系。

在温度和含盐量一定的条件下，偏离上述数字就使水中所含的氧呈过饱和或不饱和状态。例如，在含盐量为35‰和温度为30℃时，每公升海水中的溶解氧为4.35立方厘米。这就是说，上表中所给出的氧的数量能使在该种温度和含盐量条件下的海水饱和，氧在水中的相对含量等于100%。如在这种水中，氧的数量例如为3.6立方厘米/升，那么它的相对含量就为83%。上表表明，温度的变化能引起氧的溶解度较大的变化，而含盐量的变化引起氧的溶解度的变化较小。

大洋中的氧消耗于生物的呼吸和各种物质的氧化上，若表层水中氧的含量过剩时，则部分氧就转移到大气圈中。

氮同样是由大气圈渗入水中的。此外，在有机质分解时也形成游离氮。氮在水中的含量变化很小。因为，氮不易化

表3　海水饱和氧的数量（厘米³/升）

（《海洋用表》，1975）

温度 ℃*	含盐量（‰）					
	0	10	20	30	35	40
-2	10.82	10.10	9.42	8.79	8.49	8.20
0	10.22	9.54	8.91	8.32	8.05	7.77
10	7.89	7.41	6.95	6.52	6.32	6.12
20	6.35	5.99	5.64	5.32	5.17	5.02
30	5.28	4.99	4.73	4.47	4.35	4.24

* 此处温度以摄氏度计，以后相同。

合，需求量不大。仅仅某些浸润型细菌能使氮变成硝酸盐和氨。

被溶解的氮不能被植物吸收，对海洋生物的意义不大。以盐的形式处于结合状态的氮，具有很大的意义，如硝酸（硝酸盐），亚硝酸（亚硝酸盐）和铵盐。由于大气圈中的游离氮在陆地土壤中的固结作用很强烈，原生硝酸盐基质很可能随大陆径流进入大洋中。

二氧化碳气不同于氧和氮，它主要是以结合状态的碳酸化合物（碳酸盐和重碳酸盐）的形式处于大洋水中。二氧碳由大化气圈进入水中，生物呼吸和有机物分解时放出二氧

化碳，另外在火山喷发时从地壳内部也可放出二氧化碳。如同氧一样，二氧化碳在冷水中溶解得很快。当水温升高时，二氧化碳逸入大气圈，当水温下降时，水从大气圈中吸取二氧化碳。因此，从水中逸入大气圈的二氧化碳热带比温带多。在极地地带，二氧化碳则由大气圈进入水中。

水中二氧化碳的溶解度比氧的溶解度高十至百倍。这是因为二氧化碳易与水化合形成碳酸。海水中二氧化碳的正常含量是有机物生命活动的必要条件。大洋中的二氧化碳气体是制造有机物所必需的碳的来源。

碳酸对金属的腐蚀和混凝土的破坏起着主要作用。在现代港口建设和航行中，必须注意这种作用的影响。

近50—60年来，大气圈中二氧化碳的数量明显增加。因而，进入海洋水中的二氧化碳也相应增加。据苏A.П.维诺格拉多夫（1972）的资料，半个世纪以来，大气圈中二氧化碳的含量增加了15—20%。大气圈中二氧化碳含量的增加，增强了对太阳幅射的吸收，阻挡了地面热量的散逸。如果大洋——大气系统中二氧化碳的平衡进一步受到破坏，就可能影响气候和整个地球自然界的变化，从而给人类带来不良的后果。

在海底的某些地方，由于有机物质的分解和微生物的生命活动而形成了硫化氢。硫化氢是烈性有毒物质。硫化氢不仅可以存在于底层水中，同时还可以进入上层水中，达200米深度（例如在黑海中只有13%的水体不含硫化氢）。饱和硫化氢的水环境不适于动植物的生存。

深海洼地是硫化氢聚积的有利环境。在那里，由于水的密度随深度增加，就妨碍了水的垂直循环。由于缺少水的对

流作用，所以使得氧的含量随着深度增加而逐渐减少。而硫化氢的含量则随深度而增加（海底水中硫化氢可达7立方厘米/升）。

不久以前人们认为，硫化氢仅见于具有特殊性质的内陆深海中（黑海、里海、红海等）。但事实并非如此。苏联勘探队在印度洋西北地区的中等深度也发现了硫化氢。所以，不能排除世界洋其他地区也有硫化氢污染的可能性。

悬浮物质

除了溶解于海水中的物质外，海洋中还有一些长期处于悬浮状态的物质。这就是被河流与风等带来的矿泥和由死亡的细小有机物分解而形成的粉末状的有机物与残骸，以及处于悬浮状态的浮游生物。

悬浮胶体微粒的大小是10^{-7}—10^{-5}厘米，只有用超倍显微镜才能发现。当清净的海水（没有泥粒）蒸发时，沉淀物常常以结晶的形式析出。胶体或混浊液中的物质在沉淀时，常呈絮状或凝胶状。

总混浊度可以用光学方法测定，它是划分海洋中各种水体的标志。在沿海水域中，特别是大河流的河口（黄河、密西西比河）混浊度很大，随着远离河口，到开阔海域混浊度就降低。在亚热带大洋区，混浊度达到最小值。

混浊度对于海水的物理性质（颜色、透明度、光学性质等）有相当大的影响。

洋水的温度

水的热力性质和大洋的热量平衡 世界洋是我们星球上极大的热能蓄积池。由于水和大气的运动，使这种热能在地球表面重新得到分配。

大洋获得热量的主要来源是太阳辐射。大洋水还吸收大气的长波辐射（逆辐射）而获得热量，部分热量是来自流入海洋的河流和落到海洋表面上的降水。当水汽凝结和结冰时就释放出热量，在洋水层中进行生物化学作用时也析出一些热量。此外还有一些热量是从地球内部进入底层水中。

穿过大洋表面的太阳辐射被散射和吸收。散射时，部分光线偏离原来的方向而向不同方向反射。散射不改变能量性质，仍保留着光能形式。当光线被吸收时，光能转变为热能：向深处透入的光线，随着环境的增温而丧失光能量。大洋最表层吸收了热能的主要部分，厚度为1厘米的水层大约吸收了25%的太阳辐射，1米厚的水层大约吸收65%的太阳辐射。如果没有垂直掺和作用，那么较深层的洋水实际上是不能够得到热能的。

水的主要热力性质（热容量、导热率、溶解热和汽化热）与其他液体的热力性质有明显的区别。海水与淡水的热力性质也不同。

海水最重要的热力性质之一是其热容量。热容量是物体吸收的热量与相应上升的温度之此。单位物质（1公斤）温度升高1℃时所需要的热量叫比热。在国际单位制中，比热的单位是焦耳／千克·开，在厘米·克·秒制中，比热的单

位是卡／克·度，1卡／克·度＝4190焦耳／千克·开。

除了氢和液态氦以外，水的热容量高于其他任何物质的热容量。如果取水的比热为1，那么，铁的比热是0.11，铜和锌的比热是0.09，煤油的比热是0.50，酒精的比热是0.57。水的热容量取决于水的温度和含盐量（表4）。

表4　水的热容量同温度与含盐量的关系。

温度 ℃	含盐量 ‰				
	0	10	20	30	40
0	1.005	0.989	0.974	0.959	0.946
10	1.002	0.987	0.973	0.960	0.947
20	1.000	0.986	0.973	0.961	0.949
30	0.999	0.986	0.974	0.962	0.950

*海洋用表，列宁格勒　1979

由于海水的热容量较大，所以世界洋增温和冷却都很缓慢。因为空气的热容量较小（1.05焦耳）且密度不大，所以大洋的保暖效应很大。可以计算出海水冷却1℃时进入大气多少热量。这个热量值就是热容量乘以密度和温度下降度数的积。例如，1（厘米）^{3}海水（s＝35‰，t＝10℃，密度1.02697）在温度下降1℃时（从10.5降到9.5℃）放出的热量：

$$Q=3.897\times1.02697\times1\approx4.0\text{焦耳。}$$

现在来看空气。在0°C和标准压强（ 10^5牛/米^2）状态下，空气密度等于0.00129，那么，1（厘米）^{3}空气上升1°C时需要的热量：

$$Q=1.05\times0.00129\times1=0.00135\text{焦耳}$$

这就是说，1（厘米）^{3}海水下降1°C所放出的热量能使以下体积的空气温度提高1°C：

$$\chi=\frac{4.0}{0.00135}=2970(\text{厘米})^3$$

水的热容量和空气热容量的关系是这样的，若一百米厚的水层变冷0.1℃时，就能使该水层上整个大气圈增温6℃。十米厚的大洋水层具有的热容量是整个大气圈的4倍多。因此，大洋是地球的温度调节器。由于大洋水的热容量大，所以形成了沿海地带的“海洋性气侯”，其全年温差不大。大洋的热容量大是产生季风和海陆风的原因。

大洋的平均热状况是稳定的。我们知道，正像大洋水可可从太阳辐射获得一些热量一样，大洋水也可以通过各种方式丧失一些热量，即大约0.015焦耳/（厘米）^{2}·秒。由于海洋本身的辐射，以及明显存在的和潜在的热量损失（例如蒸发），所以大洋热量损失的过程在不断地进行着。

在晴朗干燥天气里，大洋本身长波辐射的平均能量是0.012焦耳/（厘米）^{2}·秒，即约占来到大洋表面的全部太阳辐射平均能量（0.015）的75—80%。这种能量损失在十分晴朗和干燥的天气里仅发生在大洋的表面薄层，其厚度约为1微米，最大数值为0.012焦耳/（厘米）^{2}·秒。实际上，在

大气圈里有吸收长波辐射的水汽和二氧化碳气体，因而，海洋释放出的部分能量被截留和重新返回。在夏季阴暗的天气里，这种现象表现得特别明显；此时，海洋表面的有效辐射可以减少到1/4至1/5。

由于大气圈近水层的导热性*和对流，通过海洋表面与大气圈的直接接触，使大洋丧失部分热量。当水面比空气温暖时，热量进入大气圈，在相反的情况下，海洋从大气中获得热量。空气越寒冷，风越大，海洋越温暖，海洋向大气圈放出的热量就越多。

最后，大量的热量消耗于大洋表面水的蒸发。在水中各个分子被相互之间的引力结合在一起。这并不妨碍水分子经常的紊乱运动，而且水分子是以各种速度运动着，一些运动得较快，另一些运动得较慢。为了使水分子脱离水面转变为气态，必须切断水分子间的联系。显然，只有最“迅速的”、具有较大动能的分子才能作到这一点。因此，留在水中的分子平均速度就降低——水就变冷（温度是分子平均动能的量度）。这样一来，蒸发时大洋表面变冷。

形成水汽的热量（蒸发热）是单位质量水转化为水汽所必需的热量。随着温度的增长，形成水汽的热量就减小。在大洋温度幅度内，蒸发1克水，约消耗245焦耳热量。当水汽在高空凝结时，这个热量又析出，并在大气圈中蓄积起来。

在北半球的中纬和低纬地带，1平方厘米的大洋表面每年输送给大气的热量是2.1×10^3到3×10^5焦耳。

大洋表面的温度分布　象在整个地理壳中一样，在大洋水的上层热量呈带状分布。如果地球完全被海洋水所覆盖，而

* 导热性是分子间热量转移的过程，它取决于分子的熵运动。

且在大洋中没有洋流，那么大洋表面的温度分布则取决于太阳光线平均入射角的正弦，而且等温线将与纬线平行。

实际上，世界洋表面的温度分布具有地带区域特点。某一地带中的各区域之间的差异取决于陆地不平衡的分布、海流、经常刮的风以及大陆径流和其他原因。

分析海洋表面温度异常和等温线图得出世界洋的热量状况具有三个特征：①在低纬度和中纬度地带的每个大洋的东西部分温度不同；②在南极水圈内，大西洋、印度洋和太平洋之间温度不同；③大西洋北部表面的温度特别高。

第一个特征是由于在大洋中发育着亚热带反气旋式的水流运动，这个水流在大洋的东部，把中纬度的冷水送往赤道。南温带的本格拉寒流和秘鲁寒流对水温的影响特别大，它们带来了中纬度冷水。在大洋的西部，洋流把赤道的温水送往较高的纬度带。大洋东西两部分的这种温度对比随着东部地区深层冷水的上升而加剧。在南温带水域占优势的是西风表流，大洋东、西两部分的温度差异就消失。温度的分布象水的含盐量一样具有纬度特征。

第二个特征是由于南极大陆对南极的偏心位置*：南极大陆质量重心位于大陆的东部，南极大陆东部海岸线在大西洋和印度洋水域是沿着南纬66°纬线延伸，而它的西部边界（在太平洋区域）约通过南纬73°纬线。因为在南极大陆附近的水域等温线主要沿着平行于大陆的海岸延伸，所以太平洋纬度带应该比大西洋印度洋相同纬度带较温暖。

第三个特征是由于墨西哥暖流及其支系送来了热量（平流）。墨西哥暖流向高纬度输送了温暖的水，这些水不仅有北

* 作者把这种现象的原因看得过于简单——原校者。

半球的，而且还有一部分南信风洋流的。固此，大西洋南部总是比较冷。在北半球，等温线从大洋的西部向东北甚至向北方呈扇状散开（有时差不多和经线相一致，或者以40—45°角穿过径线），这在大西洋中特别明显，在那里等温线被墨西哥暖流分支向北方挤压。

在整个世界洋中，温度是呈现地带——区域性的分布得到了透彻的研究。在赤道带出现了最高的年平均水温（27—28℃）。这里温度随季节变化不超过2—3℃。如上所述，在热带最高温度（25—27℃）是出现在大洋西部地区。东、西两地区平均温差达8—10°。

在中纬度温度的变动是：在南半球是从南纬60°处的零度上升到南纬40度处的10℃；在北半球的温带水域比较暖和，10℃等温线在八月份可达极圈。在这里，起重要作用的是暖流（墨西哥湾流、日本洋流）和通过白令海峡的太平洋与北冰洋之间的微弱的水量交换。在南半球的温带，南极的水当然显示出其冷却作用（表5）。

各大洋表面的年平均温度是不同的：大西洋16.5℃，印度洋是17.3℃，太平洋是19.4℃，北冰洋是0.75℃。

大洋中的最高温出现在赤道稍北一点的5—10°之间。地球热赤道就穿过这里（图12）。

如果不仅研究大洋开阔部分的温度，而且还有海水温度那么最高温度是在热带的内陆海中（红海和波斯湾）。波斯湾中温度曾高达35.6℃，最低温度是在极地海中，但不低于－2℃。因此，整个世界洋表面的温度变幅不到40℃，而大陆上空气的温度变幅则超过140℃。

在开阔洋面上，昼夜温度变幅通常不超过1℃。一年中

表5　三大洋面各纬度带的平均水温分布（据伊斯托申，1969年）

平均水温（℃）				平均水温			
北半球（纬度）	大西洋	印度洋	太平洋	南半球（纬度）	大西洋	印度洋	太平洋
70—60	5.60	—	—	70—60	—1.80	—1.50	—1.30
60—50	8.66	—	5.74	60—50	1.76	1.63	5.00
50—40	13.16	—	9.99	50—40	8.68	9.67	11.15
40—30	20.40	—	18.62	40—30	16.90	17.00	16.98
30—20	24.16	26.14	23.38	30—20	21.20	22.53	21.53
20—10	15.81	37.23	26.42	20—10	23.16	25.85	25.11
10—0	26.66	27.88	27.20	10—0	25.18	27.41	26.01

月平均温度变幅达10℃。整个世界海洋表面的平均温度是17.5℃，比地球的平均气温（14.4℃）高3℃。气流把部分热量从海洋送到陆地上，因此，陆地上很多地方冬季的平均温度都大大高于大陆本身所能达到的温度。

水温的垂直分布　大洋水温在垂直方向上也不相同。通常，温度随着深度而降低。但是，在不同纬度带中温度下降的情况是不一样的，这是因为在不同地带中太阳辐射穿透的深度是不同的。此外，温度的垂直变化还取决于一些平流因素。

水的导热性虽然比所有其它的液体高，但比较来说，例如同金属相比较还是不大的。水的导热性大约是 6×10^{-3} 焦

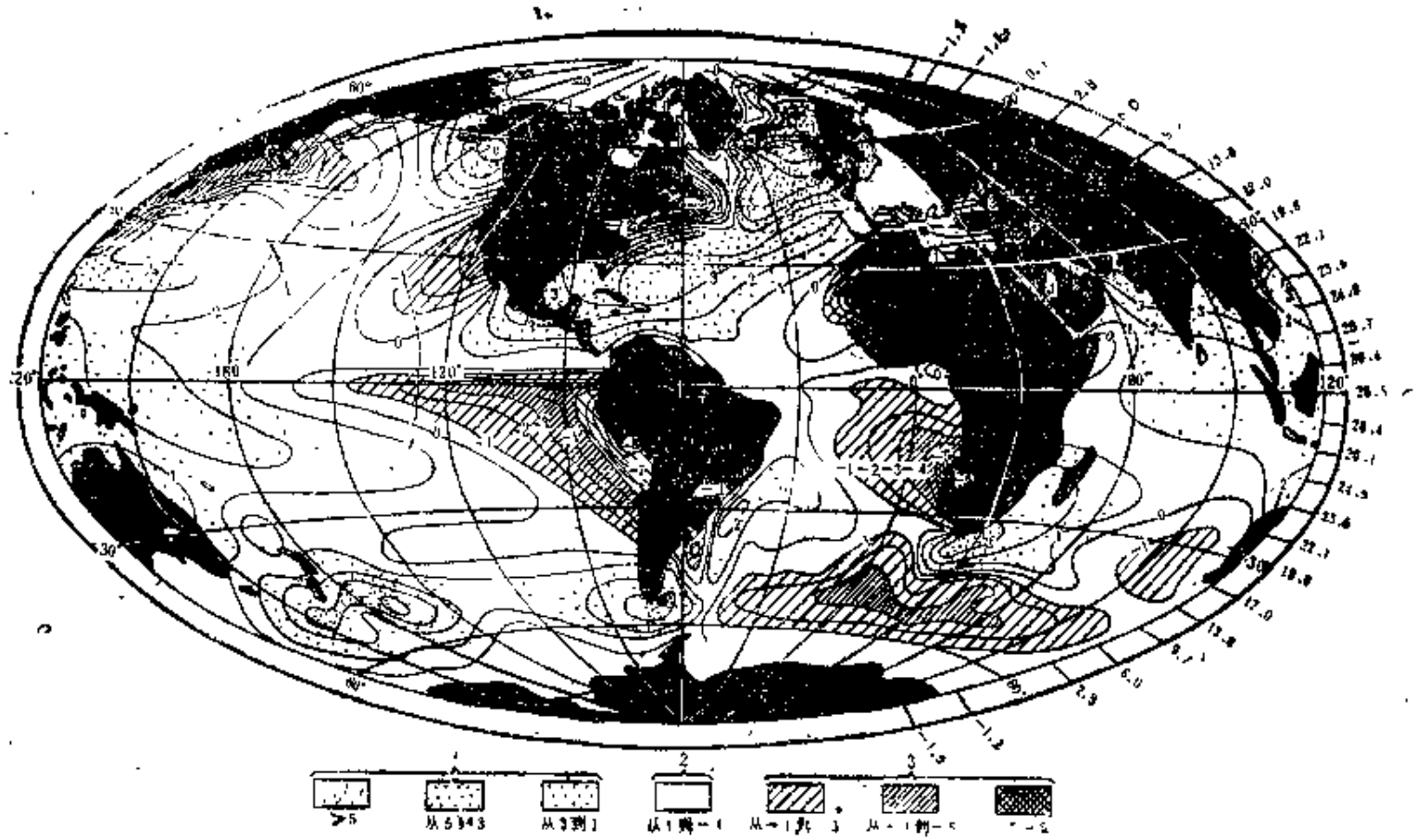


图12　大洋表面温度：地球上被水覆盖部分的距常分布（据Г.迪特里希）
1——反常温暖的（在1—5℃和5℃以上）；　2——正常的（在－1°至＋1℃）；
3　　反常寒冷的（在－1至－5℃和－5℃以下）。　图廓外的数字是各纬线处的正常值。

耳/（厘米·秒·度），是空气的10倍，然而是铜的1/1000。实际上，分子的导热性对于热量向深处传递只具有次要的意义。Г．迪特里希指出：如果热量的传送仅仅由分子的导热来完成，那么，将洋面加热到30℃（设整个水层开始时的温度为0℃），经过1000年才能使300米深处的水温提高到3℃。

使热量向深层传送的决定性因素是对流和紊流作用。在这种情况中，导热系数可以增大1千倍，掺合作用传热很快，且可达到很大的深度。例如，在高纬度地带，秋冬季变冷的水层可达几百米的深度。

在世界洋的大部分水域，即在北纬50°和南纬45°之间，温度的分布随深度变化有很多共同点。开阔洋面的水温随着深度增加而下降（至4000米深），而且温度下降在500米深度以内进行得很快，再向下到1500米深，温度下降得相当缓慢，在1500米以下，温度下降得更慢。有时甚至完全没有变化（这就是所谓大洋平流层）。在3000——4000米深处，温度通常保持在+2°至0℃之间（图13）。

4000米深处以下，水温通常稍有上升。这种现象与任何热量的补充无关，而是压力加大的结果。海洋学家称其为绝热增温。有时只有在深水凹地才能看到超绝热增温，它取决于通过洋底而来的地球内热。

例如，在太平洋深水沟中，“勇士”号上的探险队曾发现下列温度：在9000米深处温度为+2.07℃，8000米深处为+1.86℃，7000米深处为+1.74℃，4000米深处为+1.43℃，2000米深处为+2.17℃，1000米深处为+4.52℃。（博戈罗夫，1964年）。超绝热增温促进了垂直掺合作用和近底层对

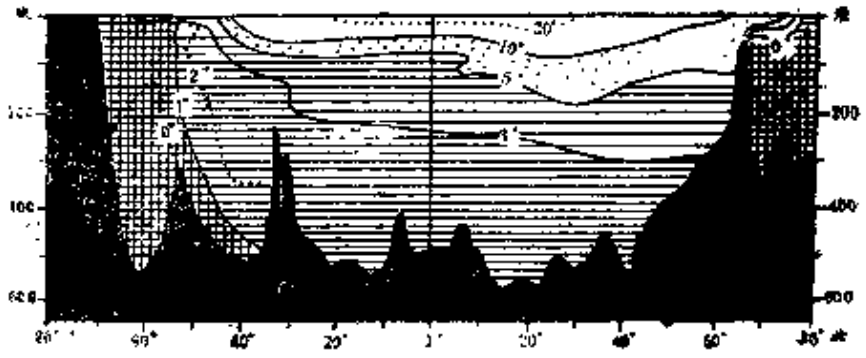


图13　穿过大西洋某一经线剖面的温度分布

流的产生。这种对流作用甚至也不允许海槽中的水停留不动（那里生活着正常的深水生物）。

人们推测，在深水洼地可能有比较高的温度。但是，不久以前在红海（“发现——Ⅱ”号，1964年；“巨人——Ⅰ”号，1965年；“锚链”号，1971年）的发现超出了所有的推测。1964年，在一个洼地的1950米深处，发现水温为22℃，而在2055米深处，温度急剧增加到44.8℃。1965年曾发现另一个洼地的温度达55.9℃，且盐分的含量达310‰。1971年发现了第三个洼地亦具有类似的温度。红海深水洼地底层水温度和化学性质的这种反常值的出现，大概是由于非洲和阿拉伯半岛分离运动的缘故，即海底扩张，大洋地壳断裂以及地幔熔岩与热水由地球内部上升，使穿过洋底进入红海近底层水中的热流急剧增加的缘故。这种反常现象在世界洋的其它地区也可见到，在这些地区大洋底部经常有强烈的构造变动。

在温带和高纬度地带，水温随深度的变化没有像在热带

中那样明显，这是因为夏季表层水增温比较小的缘故。在近极地区的100米深处内发现温度下降，往下，由于从温带和亚热带送来较温暖的、含盐量较高的水，温度又上升。这里的最高温度是在200—500米深处的水层中；再往下到底层水温度则缓慢地下降。Φ.楠塞发现北冰洋中温暖层在近半个世纪以来由200米深处上升到近表层(至100米)。这说明墨西哥暖流和冷水逆流得到了加强。因此，北极地带逐渐变暖。根据某些假说，在近数百年内，极地海水可能完全消失（如果变暖还以原来那样的速度继续进行，而且，大气中二氧化碳的数量还在增长）。

热水和冷水在垂直方向进行着剧烈的重新分配，特别是在辐散和辐聚地带。

在辐散地带，表面水流是发散的，其原因是由于海洋上风速分布的不平衡性。在辐散发育地带伴随着上升水流，这种水流是比较冷的深层水，富饱含营养盐类，而且冲向大洋表面。

在辐聚地带，世界洋的表层水会聚而下沉。

由于风力场、水的温度、盐分和密度的分布不平衡，从而产生了海水的辐聚。辐聚带形成于暖流和寒流的汇合处。当温度和盐分的梯度很大时，表层水的掺合就很剧烈，结果使水的密度增加，被掺合的水下沉。

辐散带与风力场有关，穿过气旋系统槽的轴部，而辐聚带则穿过反气旋高压脊的轴部。赤道辐聚带位于赤道稍北一点。在赤道辐聚带两侧，沿着热带气旋系统低压槽是热带辐散带，以后沿着亚热带反气旋环流的轴部约到纬度40°，称亚热带辐聚（在南半球位于亚热带和亚南极带水域之

间）。极地辐散是沿着高纬度气旋系统，最后，南极辐聚带是沿南极水环流的脊部。南极辐聚在大西洋，印度洋是位于南纬50°纬线附近，而在太平洋是位于南纬60°纬线附近，沿着南极和亚南极水域的边界。总之，世界洋里有四大辐聚带和四大辐散带。

温水和冷水的中间层的形成与上述地带有联系。我们已经指出，世界洋的某些水区中有潜入层，它的温度和水化学特征与表层水是极不相同的。这就是中间层。当中间层发生在辐聚地带后，它就在大洋水域里扩展。

冬季变冷（温带和极地）引起的正常对流，也有助于中间层的产生。

在春季和初夏季节，冷水中间层表现得特别明显，此时，水的增温仅仅在最上的薄层，而下边还是在冬季变冷了的水。所以位于很深处的冷水温度接近于冬季表层水的温度。

中间层产生的原因可能是由于温水或冷水的水平流动所致。例如，通过直布罗陀海峡而来的地中海的水，以热的和含盐量高的夹层的方式扩展到大西洋约1000米深处。

垂直温度梯度较大的水层称为温度突变层。通常假定，在大洋中1米厚的水层中温度变化在0.1℃以上时称为温度突变层。

在一年的不同季节，对各种深度的水温直接测量表明：季节的增温和变冷仅仅反映在海洋活动层的某一深度内，其厚度为数十米。而这个温度突变层在开阔的洋面要比在内陆海中深得多。

在封闭的内陆海中，温度的垂直分布一般来说具有另外的一些特点。在这里，对流过程起决定作用，温度随着深度

的分布取决于当地的特征：即冬季变冷和夏秋增温的程度，河川径流，以及把海和大洋隔开的海岭深度。

对上述的大洋中温度的垂直分布加以总结，可以得出一个奇异的结论。整个世界洋水体的年平均温度是+3.8℃，是一个冷水圈。甚至在赤道，整个水柱的平均温度也只有+4.9℃。但是，这并不妨碍大洋是整个地球表面的热量贮存池和重新分配器，因为在这种情况下所说的热量运动仅发生在大洋的上层，而不是其整个水层。也就是说，低纬度和中纬度的表层水（由于水的热容量较大）含有大量的热，洋流和气流把这些热量送往高纬度地带。

在大洋中，由于其表面受热不均匀，使它好象是一个大的热机：在热带是“加热器”，在高纬度地带是“冷却器”（舒累金，1959，1960）。事实上，赤道附近表层水温达28℃，而在高纬度地带，表层水温则不超过2℃。

由于大洋水在热带变热而在两极地区变冷，因而形成了水循环，即冷水在下边向赤道运动，而热水在上边由赤道向两极运动。这种简单的“加热—变冷”图式因受地球自转和一些其它过程的影响而变得复杂化。类似这样的热机亦在大气圈中工作。

但是，应当着重指出：大气过程是以汽化潜热的形式从海洋中吸取能量。

热力过程起源于大洋并使“热机”运动，热力过程在很多方面决定了地球上个别地区的气候和天气状况。

水的物理性质

海水含有约35‰*的盐分、被溶解的气体及各种悬浮物质。但是，为理解大洋中所发生的一些过程，了解作为化学物质的水的性质是很重要的。

水分子由两个氢原子和一个氧原子组成（H_2O）。已经知道，在天然条件下有两个氢同位素（^1H、^2H）和三个氧同位素（^{16}O、^{17}O、^{18}O）。通过对这些同位素的不同组合，可以得到九种水。纯水分子（$^1H_2{}^{16}O$）形成了地球水体的主要部分，占99.73%。所有其余的水的混合物叫做重水（有时把氘的氧化物$^2H_2{}^{16}O$叫做重水）。按其物理性质，重水和平常的水不同。

水的许多物理性质是反常的。这可以用水分子本身的构造和水分子排列的特征（水的结构）来说明。

水分子是不对称的：氢和氧原子的排列形成一个夹角（不是180°，而是大约110°）。因此，水分子的内电力不能完全得到补偿，所以，水分子是带电偶极子。单个分子依靠引力结合起来从而形成水的结构。

水的结构随温度的变化而变化。在汽态时，水由单个未缔合的分子和少量的二聚物$(H_2O)_2$及三聚物$(H^2O)_3$组成。在固态（冰）时，水具有四面体结构，每个水分子由位于四面体点顶的其他四个水分子所包围。

当水转变为液体状态时，四面体的晶格遭到破坏，水分子不断被掺合，并合并为复杂缔合体。

* 原文误为35‰——校者

水的结构决定了水性质的反常性。例如，水结冰时密度不增大反而减小，这与绝大多数的其他物质不同。冰的密度比液态水的密度小10%。

水的高热容量是反常的。水的热容量随温度的变化也是反常的。按照动力学理论，热容量应该随温度的升高而增大。而水完全是另一种情况。当冰融化时，热容量呈跃进式增大（在0℃时是由0.49到1.005卡/克·度），往后，当温度上升到大约35℃时，热容量又减小。只有当温度更高时，热容量才如同"通常的"物质一样，开始重新增大。

特别有趣的是水的另一种反常状况，即水的密度随温度的变化情况。根据动力学理论，物体在加热时由于分子的热运动加强，使分子间距离增大，物体的密度应该减小。

在水中，冰融化后温度升高时发生两种过程，即由于四面体结构的破坏使密度增大和按动力学理论使密度同时减小。淡水从0℃增温到4℃时，主要是第一种过程（密增度大），而当温度进一步升高时，开始进行的主要是第二种过程（水的密度减小）。

温度大约在4℃时，水具有最大的密度。所以，当秋、冬季淡水体变冷时，水的密度增大。直到整个水层温度在4℃以下。在表面水进一步变冷时，水的密度减小，由于这些水比较轻就停留在上面。而整个冬季深层水温都保持在4℃左右。

海水与淡水不同。在温度下降到冰点的过程中，密度一直在增大，而且海水结冰的温度比淡水低。下面列举的资料，说明了海水的冰点温度和最大密度的温度同含盐量间的关系。

含盐量（‰）	结冰温度（℃）	最大密度的温度（℃）
0.0	0.00	+4.0
0.5	—0.27	+2.93
10.0	—0.53	+1.86
15.0	—0.80	+0.77
20.0	—1.07	—0.31
24.7	—1.33	—1.33
25.0	—1.35	—1.40
30.0	—1.63	—2.47
35.0	—1.91	—3.54
40.0	—2.20	—4.54

根据上面列举的资料，绘成了图14曲线图，该图说明了上述各要素之间的关系。

图上的斜线反映了上述各要素之间关系。因为在含盐量增大时，最大密度的温度变化较快，所以，这两条直线的斜率不同，它们交点对应的含盐量是24.7‰（较精确的数是24.695‰）。两条直线交点意味着在这个含盐量的条件下，结冰温度和最大密度的温度都等于-1.33℃。交点的左边，最大密度的温度比结冰温度高(在规定的含盐量条件下)，而交点的右边，结冰温度比最大密度的温度高（温度交换了其在图象上的位置）。含盐量不超过24.7‰的水叫做微咸水，而

含盐量超过这个数值的水叫做海水或咸水。以含盐量等于24.7‰起，由于加强了垂直循环就出现了一些新情况，这些情况为海水的结冰造成困难（参见下面）。

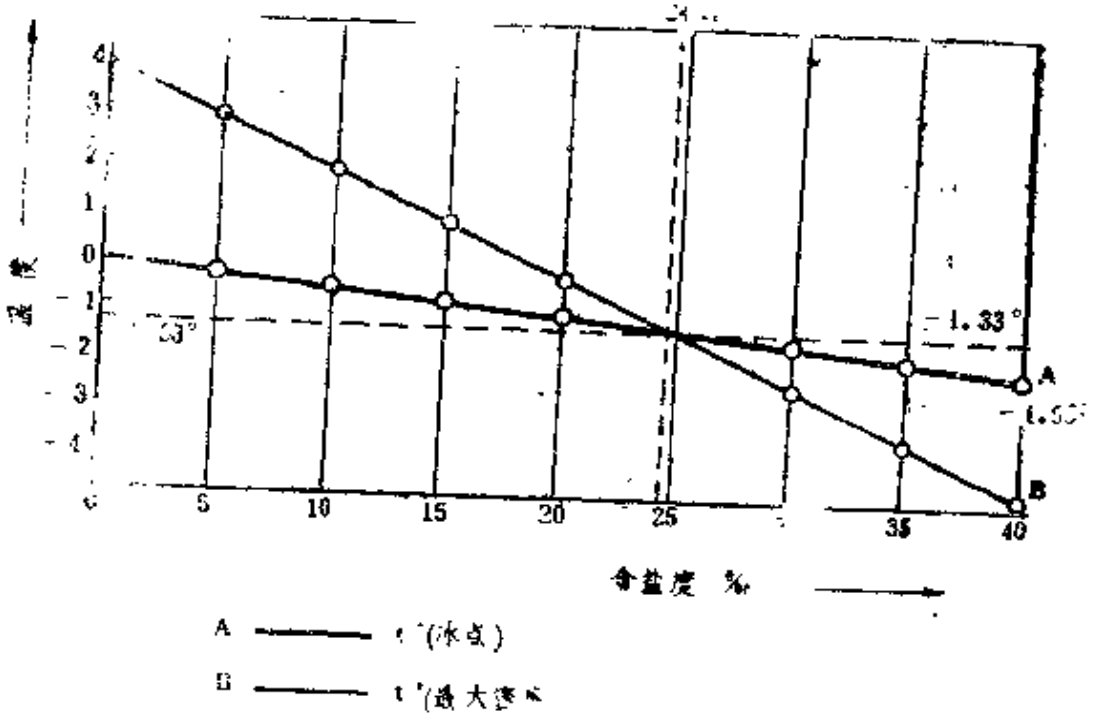


图14 水的结冰温度和最大密度时的温度同含盐量的关系

如果海水结冰，海水就不能被冷却到最大密度时的温度。但是，在一定条件下，海水能够冷却到结冰温度以下并保持液体状态。这种现象叫做过冷却现象。在天然情况下，有时也能看到这种现象。

海水的密度实质上是取决于含盐量，含盐量越大，密度越大。含盐量为35‰的海洋水的密度大大地超过了淡的湖水和河水的密度。（因此，船在海水中的吃水深度比在淡水中小）。

在海洋学里，用精确到小数点后5位数字来确定水的密度，用给定的单位表示。例如，在0℃和含盐量为35‰时，

海水的密度是1.02813（这就是说，1立方米这种水比同体积的蒸馏水重28.13公斤）。如果从1.02813这个数减去1.00000，把余数乘以10^3，那么我们就得到了给定密度。

给定密度将等于$(1.02813-1.00000)\times10^3$即等于28.13给定单位。

如前所述，大洋中水的密度分布取决于很多过程。在海水被降雨、河川经流以及冰融化稀释时，密度就减小。而在蒸发和形成冰时，密度增大。

通常，大洋中水的密度随深度而增加。如果受某些地方性因素的影响，上层水的密度比下层水大，那么就会出现一种不稳定的状态，对流过程将调整垂直方向的密度；从而密度随深度的增加而逐渐地增大。在上层，常常可以看到密度的突变现象，即密度的垂直梯度很大。突变层分两种类型：季节性和永久性的。季节性的突变层明显地出现在温带和高纬度带的夏季，这是由于表层水在春夏季增温而形成的。这种突变层的深度有几米或几十米。冬季时，海水表面变冷，突变层就消失。

永久突变层又称大“斜温层”，它埋藏比较深。例如，在马尾藻海中，永久突变层上界深度为500—600米，下界深度为1000—1200米。永久突变层全年都存在。在温带可以发生象季节性突变层那样的永久密度突变层。

由地表水（河川径流、冰的融化等）强烈淡化而产生的密度突变层。同“充水”现象有关。这种现象见于下列场合，即在含盐量大的厚水层上有薄而轻的淡化层。这淡化层好象沿着密度大的咸水滑动。当船运动时。这个表面的淡水（“充水”）层就被船带走并产生船波，发动机的主要能量消耗在

船波的形成上。结果，使船速减慢。"死水"产生于这样的密度层中，当时急剧的密度突变层很接近海洋表面。

世界海洋水的密度分布及其变化，既与海水的垂直运动有关又与海水的水平运动相互联系。水的运动对于海洋生物具有很大的意义，不仅具有地方性，而且具有全球性的意义。水的运动遍及从表面到海底整个大洋水层，把赤道的水送往极地和把极地的水运往赤道。

压力和压缩性 水的密度比空气大得多，所以在大洋中压力随深度的变化速度比在大气圈中的压力变化快很多倍。深度增加10米，可使压力增大10^5牛顿/米^2，这相当 1 个大气压或1巴。大洋深水海沟深达10000米处，压力可达10^8牛顿/米^2（1千个大气压）。

虽然有这样大的压力，但水的收缩，即水的单位体积减小量却很小。所以，水的压力对深水生物的影响不可能像想像的那样大。

但是，虽然水的压缩量很小，但对整个世界洋水体来说，被压缩的水体仍然是个相当大的数字。世界洋的平均深度是3700—3800米，在绝对没有压缩的条件下，整个水的体积应该比它现在的实际体积大1100万立方公里。这就是说，如果水完全没有压缩，那么，这些"多出的"1100万立方公里的水能使现代大洋水准面提高30米。现代大洋水准面若上升30米，就会使大陆500万平方公里低地被水淹没。

在进行海洋计算时，为了确定水的压缩性（与确定密度、含盐量等一样）需要使用专门的"海洋用表"（1975）。

水的结冰条件和海冰 如上所述，海水的含盐量对结冰具有很大的影响。淡水变冷到 4 ℃时达到最大的密度，而只

有在0℃时才开始结冰。我们已谈过淡水结冰情况。类似这样的结冰过程在微咸水里（S<24.7‰）亦可以看到，只是冰点稍低于0℃。在盐水（S>24.7‰）里结冰的过程相当复杂。因为盐水最大密度的温度总是低于其冰点温度，那么，在它结冰时，上层水因变冷而较重就下沉，较暖的下层水则上升到表面。这种垂直循环一直进行到冰点以前整个水层都不再变冷为止。开阔大洋深达数千米，甚至在高纬度地区的整个冬季，也不能使整个水体都变冷到冰点，所以，在大洋中形成冰是困难的。应该补充的是，盐水的结冰温度一般来说比淡水结冰温度低1.5℃—2.0℃。因此，海水结冰需要失去大量的热，还需要变冷到冰点以下，而且水中还要有结晶核（灰尘、雪等）。

世界洋极地陆架海具有形成冰的最有利的条件。正是在这些地区，冬季时出现了最低的温度，不大的深度使整个水层迅速掺合。此外，因为冬季时陆地比海洋冷得多，海岸附近的水变冷也比较快。

冰开始形成时呈现出针状和薄片状晶体。当冰的晶体大量集中时，就形成冰淞，如果冰面上有降雪，那么就形成雪酱。冰淞和雪酱堆积起来叫雪凌。所有这些，都是冰形成的最初状态。水表面可以被蒙盖上一层薄的有弹性的冰壳——冰皮。它的厚度不超过10厘米。此后，冰逐渐变厚、变得更密集。海冰的厚度可达2米或更厚。必须指出，海水的含盐量比形成冰时水的含盐量低得多。甚至冰开始形成时的含盐量也很少超过20‰，而且它们还要进一步淡化。由于冰的形成是在表层水中进行，结冰排盐使表层水被进一步盐化。

海冰的存在不超过一个冬季的叫一年冰，超过一年的，

按年龄可化分为二年冰和多年冰。

海冰可以是静止的或是漂流的。静止的冰覆与大陆海岸和岛屿有关，叫做岸冰。在某些地区岸冰可以扩展到离海岸几百公里处（例如，在拉夫帖夫海，其宽度达500公里）。静止的冰可以有不同的年龄，同时其厚度也在逐渐地增大。多年岸冰高出水准面2米以上，叫做陆架冰。很厚的陆架岸冰位于南极大陆沿岸。

漂流冰与海岸无关，叫做浮冰。其中按其大小分为碎冰（直径从几米到100米）和冰原。冰原分为特大冰原（超过10公里）、广阔冰原（从2到10公里）和大冰原（0.5—2公里）。冰块直径的大小变动范围在100—500米间时，又称冰原碎块。

特大的漂浮冰原可用来建立科学观测站。

北冰洋全年有冰，它们常处于稳定的漂浮状态（除冬季的岸冰外）。浮冰的南界是由斯维亚托伊角到斯匹次卑尔根岛的西岸，再到杨马延，沿着丹麦海峡的中部到格陵兰的西南部。苏联的北极诸海，除了巴伦支海以外，其它完全被冰复盖。

在太平洋的北部，冰仅形成于鄂霍次克海和白令海。鄂霍次克海的浮冰可达北海道沿岸。

到冬季时，内陆海（波罗的海、里海，亚速海）沿岸部分和黑海三角湾才结冰。但这些海的中央部分不结冰。

为了使船舶沿着北冰洋诸海航行，需要使用专门的破冰船。苏联著名的破冰船有“叶尔马克”号、“谢多夫”号、“马雷金”号和轻便的“利特克”号。现在，苏联的“列宁”号原子破冰船已顺利完成了领航任务，不久以前，加入

破冰船队伍的还有巨型的“北极”号和“西伯利亚”号。

在南半球，海水深入到温带的界线比北半球远得多。在大西洋的南纬50℃左右的合恩角就见到漂流冰，在太平洋中冰的界线靠近南纬60℃（图15）。

除了海洋本身形成的冰之外，还发现有两种冰；即由大陆带入海中的河冰和冰川冰。这是淡水冰，它们与海冰的不同是它们具有较大的强度，对于航行有实际意义。河冰从大河的河口向外伸展不远，因此，在海洋中不起很大作用。堆积了数千年的南极冰厚度最大，它所形成的冰川冰的意义很大。

当冰川和陆架冰川裂断时便形成冰山。山谷冰川以窄而厚的冰舌流入海中，其速度有时每昼夜达30米。这些冰舌在其底部以奇异的断块形式被折断。在坠落入海时它们就形成巨大波浪（特别是在狭窄的海湾中）。北半球冰山形成的主要区域是北纬69°和73°之间的格陵兰沿岸。在那里，每年形成的冰山超过5000个。它们被拉布拉多洋流从这里运往南方，其中部分冰山可达温带甚至亚热带地区（抵达大西洋一些主航道上），对海中航行的船只来说这些冰山是非常可怕的。当船与冰山相碰撞时，船就毁灭。如1921年，当时世界上最大的轮船“铁坦尼克”号满载1500名旅客遇难。1959年，巨大的“赫德托弗特”号大轮船被撞毁。由于冰和水的密度差别不大，通常冰山本身体积的7/8—8/9沉入水中。高出海面的只是不大的、形状不规则的角锥体冰块。冰山直径常达几十米和几百米，有时则达几千米。

在南半球的南极地区常看到只有平坦顶面的桌状冰山。这些冰山是由陆架冰川掉下来的冰块所形成。大部分南极冰山的直径超过1.5公里。个别的长达150公里，高出水面90

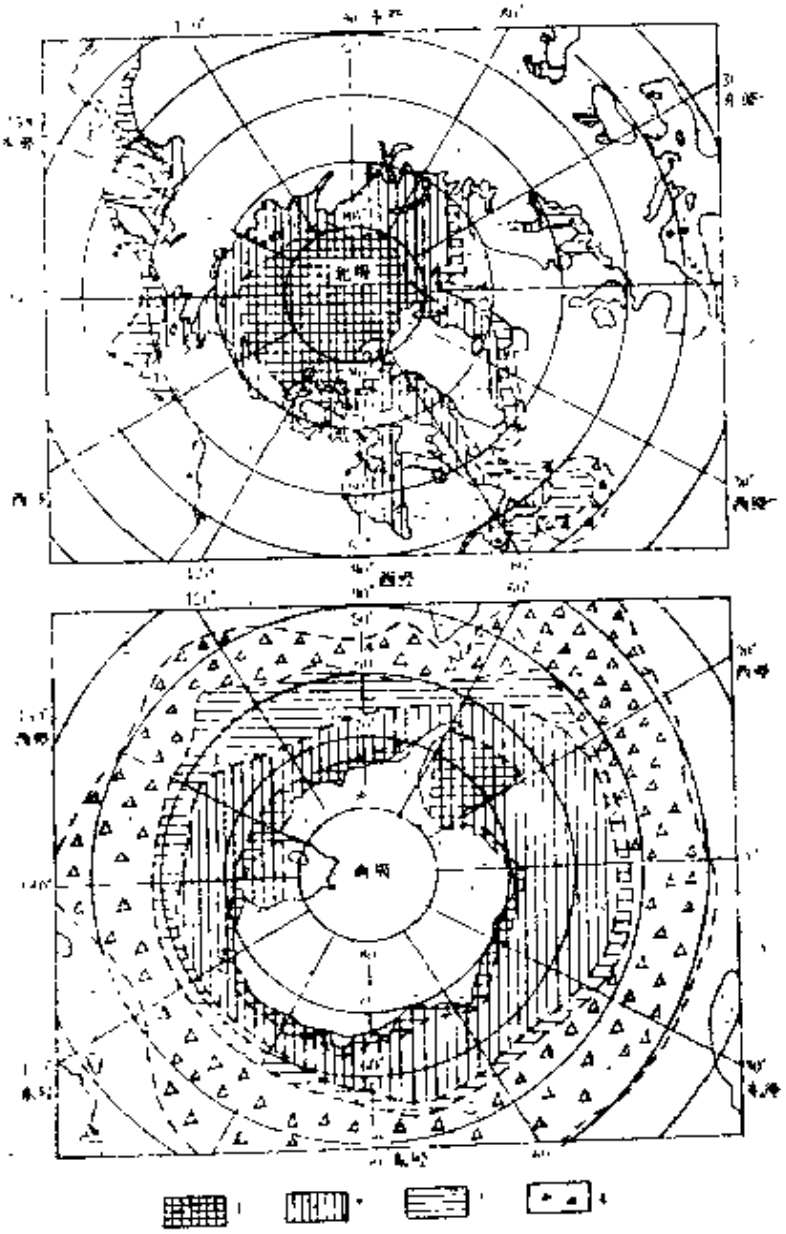


图15　南、北两半球冰的界线

1—永久性的，全年的；2——年中经常出现的；3—冬季和春季偶然出现的；4—偶然有冰山

—100米。

南极大陆冰川的边缘以每年200—300米的速度向大洋方面发展，在有些地方发展得比较快，从而使大陆逐渐"扩大"。偶尔部分"海岸"被折断而掉入海中，使大陆"缩小"。如1964年，由于冰山断裂（厄伊美里陆架冰川中的巨冰），使普鲁德斯湾海岸在宽50—70公里范围内后退160公里。大陆面积缩减了11000平方公里。南极大陆的海岸变化可从不同年代出版的地图上看出。近年来，南极大陆冰川遭到特别强烈的破坏。

到春季气温超过0℃后，冰的融化与破坏就加剧。由于融化1克冰必须消耗约80卡的热量，所以，冰就从大气圈中强烈地吸取热量。

在苏联，开展了人工削弱和破坏冰的有效方法的研究，目的是为了改善船舶在冰区的航行条件，延长通航日期和保护港口建筑物。除常用破冰船进行机械破冰外，还采用了N·C·佩光斯基法，这种方法是用粉碎的黑色材料（矿渣、煤粉、黑沙等）覆盖在冰的表层上，以减少雪冰的反射率，促使冰雪融化。

海水的光学性质 由于太阳的直接辐射和散射，使海洋的表面被照亮。位于垂直的直射太阳光线下海面的平均照度等于140勒克司。

辐射的反射取决于光线的倾角。由于海洋表面特别平滑，所以反射的测量结果值偏离理论值。当太阳高度大于40°时，海洋平均反射全部太阳光的5%。在波动很大时（由于形成了很多浪花）反射率可能被强烈改变。随着太阳高度的减小，光的反射强度增大。例如，太阳高度为10°时，40%的辐射

被反射。因此，傍晚以前海面下的照明强度比海面上的照度减少得快得多。

海水的透明度取决于海水对光线吸收和散射的性质。水的透明度以这样的深度计，即把一个白色标准圆盘（直径30厘米）放到这一深度，使得从海面正好刚刚能看见。在马尾藻海，这个深度是67米，在地中海是50米，在黑海是25米。在北海和波罗的海它通常不超过13—18米，而在有些地方则更小。透明度取决于海水中悬浮物质的含量。海水的颜色取决于光线在水中的反射和散射的综合影响。如果我们垂直向下看，那么，来自海洋深处的光能漫射流起着主要的作用。光流因分子散射呈天兰色和兰色，这种颜色是纯水本色。各处海水的颜色像透明度一样，取决于海水所含物质的光散射，即取决于由有机物和矿物形成的各种悬浮微粒的数量和大小，以及水中所溶解的气体和其它杂质的含量。

紫色光和兰色光在离海面不深处就被散射掉，其中一部分向上反射，穿过薄的水层进入空气中，光能量很少损失。绿光在水中经过较长的行程才能进入空气，与兰光比较，水能够强烈地吸收绿光。这就是说，从水中出来的绿光能量比兰光和紫光能量要稍小些。还有更小能量的就是红光。红光在水中被散射得不快，而且比其他的光线更能被强烈地吸收。悬浮微粒扩大了散射和吸收。这就是为什么在最"干净的"热带水中海水的颜色呈兰色和钴兰色的原故，在陆架海中，水的颜色变成了绿色，而在沿岸的泥水中则看到混杂的浅绿色，甚至黄色。

应将海色和水的颜色加以区别。海色是海洋表面的颜色，它可以用肉眼看到。海色也取决于在水中发生的两种主要现

象：水分子、水气泡与悬浮物的散射同光的吸收。

当我们向远方瞭望时，影响海面颜色的原因有几个条件：观看者的视角、天空的颜色，云量及波浪性质等。向远方看时，落入观察者眼中的来自海水中的散射光较少，而从水面反射的光较多。

在无风时，海面比较明亮，而且近似于天空的颜色。我们看到的是天空在海面的反射，而来自海洋深处的光线几乎看不到。当海中有波浪时，而且以较大的角度注视水面，那么，来自海洋深处的光射线流就得到了加强。这就是海洋呈现兰色、兰绿色、绿色或别的颜色的原因，这些颜色都是海洋水所特有的颜色。在无风时，海水的色调要暗些。

最后，关于海洋发光性质的问题，还应该论及两种现象，即海洋发光和海生水草。

在夜间，海面的发光是由于海洋生物放出的光。闪烁发光的浮游生物在这方面起了主要作用。海面上的光是由细菌发出的（细菌发光）。

在海水中生长有海草时，海面颜色就发生了不正常的变化，这是由于生物学的原因，其中主要是植物因素，有时也有动物因素影响。

任何一种生物的大量堆积都可能使海面染上某一种颜色：黄色的、玫瑰色的、绿色的、乳白色的和棕色的等。

声音在大洋中的传播 研究声波在海洋中传播的理论科学叫做海洋声学。在研究海水的声学性质时，必须考虑到前几章已经谈到的（虽然是不大的）水的压缩性，海洋声学认为水是可被压缩的弹性体。声速首先取决于压缩性，其次取决于海水的密度。压缩性和密度又取决于温度、含盐量和压

力。大家知道，世界洋水含盐量和温度、是随时随地发生变化的，因此，声音在海洋中传播的条件是变化的。

现在，对海水中声速的测量可以十分精确。不论是为了实用目的测量从声源到海底的距离（根据信号发射至收到回声的时间—回声测声法），或是为了测定水平的距离（在测定物体方位和进行水声定位时）都必须进行这种测量。

在大洋中声速的变化范围是1400—1500米/秒（表 6）

表6　在不同含盐量和温度条件下的海水中的声速（米/秒）

温度	含盐量（‰）					
（℃）	0	10	20	30	35	40
0	1402	1415	1429	1442	1449	1456
10	1443	1456	1470	1483	1490	1497
20	1474	1487	1500	1514	1521	1528
30	1492	1505	1519	1532	1538	1546

表中所引用的是世界洋表面水的资料．在大洋的较深处温度和含盐量的分布是这样的：在1200米深度以浅由于温度下降而使声速减小；再向下，由于压力增大而使声速逐渐增大。如果在含盐量为35‰与温度为 0 ℃的洋面上，声速为1449米/秒，那么在含盐量和温度相同的条件下，在2000米深处声速等于1483米/秒，在4000米深处声速为1518米/秒，

在6000米深处声速为1554米/秒，在800米深处声速约为1591米/秒。

在深度1200—1300米的水层中声速最小。这就是说，声速由一层到另一层要发生变化，当"声射线"在大洋水层中传播时会受到折射。

在水中声速最小的水平面上有一种特殊的"声道"，在"声道"中，声音如同在"管子"中传播一样，能传播很远的距离而不损失其能量。例如在大西洋中，1.8公斤爆炸物的爆炸声可以在4200公里远的地方被记录到（舒累金，1960）。这种现象对海洋考察具有很大的实际意义。

大洋中的电磁现象 海水是微弱的、几乎完全被电离的溶液，因此是良好的导电体（不同于淡水）。海水的电导率随着温度的升高和含盐量的增加而增大。在含盐量从10‰增加到40‰时，水的电导率大约增长2.5倍。

在世界洋的所有部分，均可以看到磁偏斜现象。

磁偏斜的本质及其年际间的变化，到目前尚缺乏研究。

表面看来，可能是埋藏在大洋底部的某些磁体引起磁针的偏斜（比如陆地上的库尔斯克矿的磁反常类型）。如果这是唯一的原因，那么，"矿石"上磁场垂直分量的强度应被扩大。但实际上并没有见到这种情形。

大洋中磁偏斜现象的发生可能是另一原因引起的，即由相应强度和相应方向的电流所引起。这样的电流类似于地壳中的大地电流，看来这和从太阳来的带电粒子流有关。近来已经确定，电流密度随着深度而增加。但是现时还不能确切测定电流对磁偏斜变化起怎样的作用。这是由于在罗盘下降到深处时一部分电流始终存在于罗盘之下，并影响其在海面上的

磁性方向，而在罗盘之上（上层水中）的另一部分电流，以相反位置的方向影响它的磁性。目前我们只能确信：深处的磁偏斜将比大洋表面所看到的小。

海水的放射性 海洋水具有很弱的天然放射性。海水的放射性是花岗岩放射性的 1 /180，是陆地沉积岩放射性的 1/40。

海水中的天然放射性是由于在海水中存在着钾的同位素（^{40}K）。

由于把放射性残渣排入海中和在海中进行原子武器试验，从而会使海水受到人工放射性污染。在这种情况下，海水中的放射性可能比其天然放射性高出几百倍。

第六章　世界海洋中水的运动

世界洋从来都不处于静止状态。不断运动是其特点之一。水的运动不仅仅发生在表层，而且直到近底层的深处。水体移动不仅可以在水平方向上，而且可以在垂直方向上观察到。

大洋紊流（涡动性）运动对海水起特别重要的作用。如果像热量传送那样仅取决于分子的作用，那么只能使很浅的水层变热。夏天时，由于温带水的紊流混合却可以使几十米深的水变热。紊流促使了把氧从表面送往深层，并把营养盐类从深层带回表面。所以紊流在大洋中起着净化系统的作用，即“处理”从大陆运来的外来物质。

引起洋水运动的原因很多。其中主要有：太阳光对不同纬度水的不均衡加热，大气压力梯度以及由此引起的空气流动——风及涨潮力等。地球自转也影响到洋流。大洋中水的运动形式多种多样：洋流和潮汐，波动和脉动，对流，林穆尔涡流（在水层内出现左右交替的螺旋状涡流）等。现在我们将研究海洋中水的主要运动类型。

海洋中的波浪

波浪是水质点在其平衡位置附近的周期变动（从平均水面向上和向下）。这类变动是由于受外力（例如风力）作用

使水面失去平衡，而水又能恢复其平衡所致。根据水动力学理论，在表面波内水质点运动的轨迹是一个椭圆，在波移动一个波长距离的时间内，质点正好沿椭圆运动一周。在水平方向上水体实际并不运动，所能看到的仅仅是波形的视移动，观察在不大波浪中摇晃的浮标这一点即可得到证实。当有风时，轻的物体会沿着水的表面移动并冲向岸边。然而，这不是由于波浪本身，而是由于受气流作用所产生的漂流所引起的。

海洋中波浪形成的原因有：（1）能激起表面风波和高频率内波的风；(2)引起潮汐长波的涨潮力；(3)形成驻波（定振波）的大气压力变化；（4）引起特殊长波（海啸）的地震和火山喷发。航行的船造成的特殊波（船波）。

在水的表面上和最上层形成的波叫做表面波，表面波与在某些深度形成的而在海面上看不到的内波是有区别的。

在引起波浪力的直接作用下形成的波叫强制波，当引起波浪的力的作用终止以后因惯性而持续存在的波叫自由波。

前进波和驻波不同。在前进波（例如风波）中可以看到波形移动，而在驻波（定振波）中则没有这样的移动。

海的深度影响到波形和波的传播速度，因此，分出了短波和长波：在短波中海的深度与波长的比值大于0.5，在长波中这个比值小于0.1。当海的深度与波长之比在0.1—0.5 范围时，波处于过渡阶段，称为浅水波。例如，风波是短波，海啸和定振波是长波。

每个波都具有下列要素：波的最低部分叫波底，最高部分叫波脊，从波底到波脊的垂直距离叫波高，相邻的两个波底或波脊之间的距离叫波长。波高和波长之比叫波陡。

波脊的移动速度叫波速（应当强调的是这仅仅是指波形的传播速度，常使用“相速度”这一术语。为了描述质点沿轨道的运动特征，常引用角速度概念）。两个相邻波脊经过空间同一点的时间间隔叫波的周期（图16）。

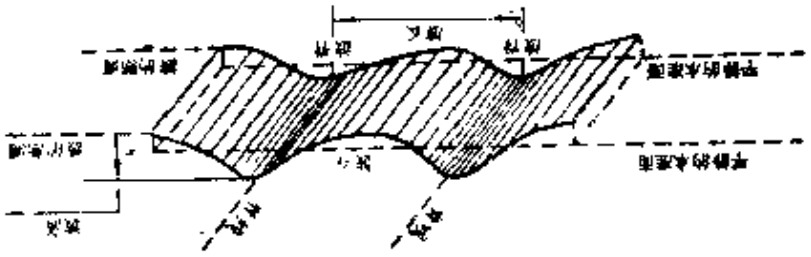


图16　自由波的形状和要素

沿着波脊并与波的移动方向相垂直的线叫波脊线(波锋)。

风波　风波是由风引起的，这是复杂的水面三维振动运动。风波的大小直接决定于风速，风在水面上作用的时间以及由风所控制的水域空间的大小和深度。

目前，风赋予波能量的机制还没有研究清楚。B.B.舒莱金（1968）研究确定，波能按下列表达式计算：

$$W = Ah(V - C)^2,$$

在这里：h—波高，V—风速，C—波的传播速度，A—经验系数。

波能的一部分用于加强波高和波长，另一部分则消耗于克服内部紊流。每一时刻的波能都与波高的平方成正比。由此可知，用来加强波高的能量和波高的增长速度成正比。随着风能的损失越来越大，波高的增长速度就逐渐减少。

波的相速度随着波动的发展而逐渐增大，并逐渐接近风速，因之波高也随着增加。

随着波动的发展，波的外形也发生变化，开始，它们呈平行纹，随着风的加强和波高的增大，波被分成许多"丘陵"，由二维波变为三维波，不仅有铅直平面内的运动，而且有横向运动。当风进一步加强时，重新出现很高的平行波和位于其上的三维波。

风波的高度通常不超过4米；很少形成波高达8—10米的波。超过15米高的波仅产生于长时期的大风暴的条件下。最大风波见于南半球，在那里洋面辽阔，常刮强烈的西风，因而波高达25米，波长达几百米。

与宽阔的大洋相比，海中的波浪要小得多。例如在黑海中，波高不超过12米。

由于强烈的风，在波的上部形成很尖的波脊，这些波脊随时都可能被破坏，而后变成泡沫状"浪花"。泡沫是由彼此被液膜分隔的小气泡所组成的。当气泡高出水面时，气泡就破裂，把盐沫留在空气中。

随着风速的减少，波动开始衰减。首先衰减消失的是小波，而后才是大波。最后仅剩下形成涌浪的长而平缓的波。涌浪的波长达数百米（达350米），但高度不大（3.5—4.0米），所以在广阔的大洋里很少能看见这些波。涌浪离开发源地数千公里以上，在完全无风的地区也可以被发现。

随着深度增加波动很快衰减。水质点运动的轨道直径越往深处越小，因之波高也相应减少。在深度等于波长的深处，波动实际上近于消失。虽然波长、波速和周期并不随深度变化，但波高却随深度增加而趋近于零。

波在浅水中的变形　当波接近平缓海岸时就发生变形：由于海底的阻尼作用，波就变得较陡。当波脊线以某一角度

接近岸边时，它力求占据与海岸平行的位置。这是由于靠近海岸的一段波锋进入浅水区后，运动就减慢（浅水区摩察增强），而远离海岸（位于深处）的另一段波锋运动得较快，结果，整个波系统都向岸边弯曲并垂直于岸边运动。波脊线向平行于海岸线的转弯称波浪在浅水中的折射。

底部摩擦的增强使位于波底附近的水质点的运动减慢；而波脊处的水质点的运动较快，波脊开始追赶前边的波底。以后，波脊愈来愈倾斜，最终翻倒和破坏。冲到平缓的沿岸时已是小的次生波，形成了拍岸浪。当波靠近陡岸时，它变形很小，所有的能量都加于岸边。此时常形成扑浪（水柱），其高度可达60米以上。

某些远离岸边在浅滩或暗礁上被翻倒和破坏的波浪叫做激浪。发生激浪时被击碎的波浪形成了泡沫状波涛，在船上和岸上看得很清楚。对于航海者来说，激浪可以用来判断该区域内有暗礁和其他水下危险物的存在。

内波　内波产生于不同密度的水层界面上。内波在海面上看不到。内波和表面波一样，也有短波和长波。内波高度可达数十米，然而它的传播速度比表面波的速度小得多。

内波的形成与从海面到海底不同水层的不同密度有密切关系。换句话说，内波是按深度分层的大洋水对外力的自然反应。波动时质点在平衡位置的振动是发生在具有密度变化的不同深度的水中。任何外力都会破坏大洋各层间的平衡。结果，使水质点由于密度梯度和附加的作用力而向深处沉没。质点因惯性向密度大的水层中沉没，这种过程一直进行到惯性力与阿基米德力未平衡以前；此后水质点开始上升。

引起表面波的一些原因如月亮和太阳的引潮力、风力和

大气压力（气象过程）的作用，也能引起内波，因此，内波有时又分为潮汐波、气象波和惯性波。

内波不仅引起了海洋地理学家的注意，而且也引起了其他专家（水生物学家、水声学家、水利工程学家、潜水家）的注意。这是因为内波对营养物质的输送，声音在水中传播、辽阔海洋中的水工建筑、潜水艇及深海潜球的沉没都有影响，并且内波还直接影响吃水很深的大船的航行。据推测“特列舍尔”号潜艇的失事和北海中钻井工程的破坏均与内波作用有关。

波能 波的动能很大。一般说来，波能的大小取决于波高、波长和波脊宽度。然而，波高起主要作用——波的能量与波高平方成正比。当波高增大 5 倍时，例如从 2 米增大10米，波的能量就增加25倍。在波高为 5 米，波长为100米时，它的最大能量约为30×10^4焦耳/米。因此，波浪对海岸天然悬崖和人工建筑物所造成的破坏是不奇怪的。例如，苏格兰沿岸经常遭到破坏，拍岸浪搬运了1350吨和2600吨的混凝土块。在这些地方拍岸浪对海岸的压力可达29吨/米^2。人们将面临着解决波能的利用问题。

海啸 如果太阳能是形成风波的根源，那么海啸则是由水下地震（海震）和火山喷发而引起的。因此，海啸是由地球内力作用所产生的现象。所以海啸有时被称为海震波。由于海底许多地段地震活动频繁，所以经常形成海啸，但破坏性海啸每年仅有 2 — 3 次。

海啸多发生在太平洋东部。在辽阔的大洋中，海啸的波长有时可达数百公里（200—300），而波高只有数十厘米。因此，海啸很平缓，在开阔的大洋中通常不易被察觉。海啸

的传播速度很大（达800公里/小时）。因此，它们能很快地离开震中而到达邻近的海岸。通常许多波是由水下地震产生的。当波靠近海岸时其运动速度变慢，但高度增大（达10米，很少超过20米）。

特别高的波形成于具有陡峻海岸的、狭窄的漏斗状海湾中。海啸袭击海岸时常造成很大损失：破坏居民点、沉没港内船只、夺去人们的生命（例如，1946年夏威夷群岛的海啸）。

现时已经能够预报沿海岸所出现的海啸。引起海啸的地震所产生的地震波比海浪传播得快得多。在海啸到达之前，地震台就已经测出。这就可以及时采取安全措施。

1960年5月，在智利发生破坏性地震信号报出后，太平洋沿岸的居民就预先得知海啸的来临。

潮　汐

在月亮和太阳的引力作用下所引起的海面周期性变动称为潮汐。水准面上升和下降的相位相应地称为涨潮和落潮。

关于潮汐发生的原因很早就引起了人们的注意。伦纳德·达·芬奇（意大利人）是最早试图解释潮汐形成的人之一。牛顿在分析了由于吸引力和离心力的作用使水体保持静态平衡的基础上第一次作出了引潮力的科学解释。伯努利于1738年完成了潮汐的静力学理论。

十八世纪末，拉普拉斯已看出了静力学理论中的许多缺点，他研究出了新的、动力学潮汐理论。根据这个理论，潮汐是具有波动性质的周期性振荡运动。

在潮汐问题的研究中，艾里（Airy）、开尔文（Kelvin）、杜德桑都有过自己的贡献。在潮汐理论的完成过程中，出版了《潮汐用表》和《潮汐地图册》，记载着苏联学者A.И.杜瓦宁、B.A.斯涅任斯基、B.B.舒莱金等人的重大贡献。

取决于引力的起潮作用引起了整个世界洋水体的振荡运动。这些运动伴随着海洋水准面的变化和周期性的水流。简单地说，在月亮和太阳的引力作用下，产生表面的和内部的潮汐波。

地球和月亮在围绕其共同重心（这个共同重心位于距地心0.73个地球半径的地球内）转动时，都受到与离心力相平衡的相互吸引力的作用。此时，地球体发生弹性变形，呈现出沿着地球和月亮中心连线方向伸长的对称的鸡蛋形。在朝向月亮的洋面及背离月亮的洋面出现了地球水圈的最大变形。在这些地方形成了涨潮突起部分，而在两突起部分之间的弧形地段，即在垂直地、月连线的地段，产生水面下降。

由于地球绕地轴自转，地球上的涨潮突起部分就围绕地球沿着与其自转相反的方向运动，即自东向西运动。在波脊通过的地方形成涨潮，而在波底通过的地方则形成落潮。

潮汐的形成，除了月亮以外，还有太阳参与。但是，由于太阳远离地球，所以太阳潮汐仅是月亮的1/2.17。

地转偏向力、海岸轮廓和浅海底部的摩擦对潮汐波的传播都有重大影响。

涨潮时，水面逐渐升高，一直达到被称为“高潮”的最高位置。

落潮时，水位逐渐降低到被称为“低潮”的最低位置。涨

潮和落潮能引起水的平移运动——潮汐流。涨潮时，水向海岸流去；落潮时，水则离开海岸。在浅滩型海岸，落潮时海岸带常干枯；涨潮时海岸带被淹没。在高山深水（悬崖）海岸带，涨潮和落潮仅仅表现为水面的升降（垂直）变动。高潮和低潮（或者低潮和高潮）水位间的垂直距离称为潮高。不应当把潮高与潮水位混淆。潮水位是在假定某一水平面为零（例如平均水位或基准零位）时，在某时刻高于该水平面的水面位置。潮高的一半称为潮汐幅度（潮幅）。

两个相邻的高潮时刻之间或者两个相邻的低潮时刻之间的时间间隔叫做潮汐周期（在这段时间内能观测到一次涨潮和一次落潮）。

根据潮汐周期，将潮汐分为半日潮、全日潮和混合潮（不规则的半日潮和不规则的全日潮）。

如果在一个太阴日内，出现两次高潮和低潮，而且它们具有相同的潮幅和相同的周期，那么这样的潮汐就称为半日潮。

半日潮的周期平均为12小时25分。当发生半日潮时，在一个太阴日（也就是两个相邻的月中天之间的时间，等于24小时50分）内能定期地观测到两个高潮和两个低潮。此时，水位上涨的时间和降落的时间是相等的，连续的两个高潮水位或连续的两个低潮水位几乎相等，其高度在一个月内的变化也很规律。

当发生全日潮时，在一个太阴日内通常只有一个高潮和一个低潮。

实际上，很少观测到规则的潮汐。经常发生的潮汐按其高度和时间来说都是不相等的，这是由于地球、月亮和太阳

彼此间位置经常变化的缘故。

在发生不规则的半日潮时，每日常有潮高不等的两个高潮和潮高不等的两个低潮。也就是两个相邻的潮高不相等。

在发生不规则的全日潮时，只有当月球赤纬等于零时，在一个太阴日内有两个高潮和两个低潮。随着月球赤纬增加，在一个太阴日内，全日潮就只有一个高潮和一个低潮。相邻的高潮和低潮的开始时间和高度都不相同，这叫做潮汐周日不等现象。潮汐不等常分为周日不等、半月不等和月不等几种。

月球赤纬的变化造成了潮汐周日不等。半月不等是由两种不等造成的：因月相变化而形成的不等和由于月球在一月中赤纬变化而引起的不等。最后，月（视差）不等是由于在一个月中地球到月球的距离周期变化所致（图17）。

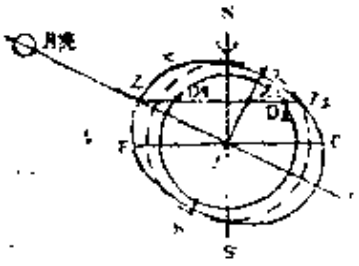


图17　月球位于北赤纬时的潮汐椭球体

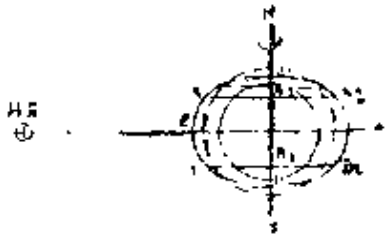


图18　月球位于0°赤纬时的潮汐椭球体

图17说明了潮汐周日不等产生的原因。绘出了当月球位于北赤纬时潮汐球体位置。Zn是指向月球方向的潮汐椭球体的长轴，ab是地球被月光照亮的界线，NS是地球的自转轴。

在Z点出现高潮，经过一段时间后，当Z点移动到同一纬度的位置Z_1时，将是低潮。往后到位置Z_2时将是第二次高潮，

但比第一次高潮要小得多（$ZD_1 > Z_2D_2$）。

从图上可以看出，弧ZZ_1大于弧Z_1Z_2，因此地球周日旋转运动而使该点通过这些距离所用的时间是不同的。从第一次高潮到第一次低潮水面降低所用的时间大于从第一次低潮到第二次高潮水面上升所用的时间，这就是潮汐周日不等。

当月球围绕地球和地球围绕太阳转动时，引潮力的方向不断地在改变着。在一个月内，从地球到太阳的方向变化很小，而在此段时间内地球到月球的方向则改变了360°。因此，在一个月中有两次（望月和新月）地球到月球的方向与地球到太阳的方向一致。地球、月球和太阳大致位于同一条直线上的这个位置叫做朔望。此时，日潮值和月潮值合在一起，高潮水位最高。

在一个月的上弦和下弦时，有两次地球到月球的方向与地球到太阳方向相垂直。这个位置叫做方照（上弦）。此时，月潮减去日潮，所以方照时出现不大的潮汐值。相应地在朔望时低潮具有最低的水位，而在方照时具有较高的水位。潮汐半月不等的平均周期为14.77日，因为两个望月或两者个新月之间（朔望月）平均时间为29.53日。

形成半月不等的第二个原因是偏角（赤纬）不等或者回归不等。在一个回归月内（27.32日）月球完成了赤纬变化的一个循环，因此，回归不等的周期为13.66日（回归月的一半）。当月球运动到最大的北赤纬或南赤纬时，潮汐不等达到最大值，叫回归潮。当月球赤纬为零时，潮汐不等达到最小，叫赤道潮（图18）。

我们已经讲过，月不等是由于从地球到月球和太阳的距离变化而引起的。引潮力与地球到两星球的距离平方成反比。

因此，距离的变化会影响到潮汐值。近地点的月潮比远地点的月潮大40%。

另外，还有长周期的潮汐不等，这是由于在一年中太阳赤纬的变化和从地球到太阳距离的变化而引起的。此外，已观测到了十九年的潮汐不等现象。苏联学者（И. В.马克西莫夫、Н. П.斯米尔诺夫等）的研究证实"十九年周期"的出现。这是由于在18.61年中月球赤纬由28°35′变化到18°19′所致。很多年来的月潮改变着大洋的水准面，造成了大洋中洋流速度的天文变化。显然，与19年潮汐周期有密切联系的是地轴自由振动的振幅和地球两极点椭圆形轨道的变化。

在地球极地附近，由于月球和太阳的作用力使大洋水准面位于其平均位置以下，而在赤道则高于平均位置。世界洋的这个潮汐偏率具有易变性（与平均水准面相差 7—13 毫米）。

根据静力学理论，高潮到来的时刻，应当与月球通过当地子午线的时刻相一致。事实上，由于受大洋深度的限制，高潮与月球中天时刻并不一致，而是有一段时间间隔，这段时间间隔叫做月潮间隙。月潮间隙是周期性变化的，但它与平均值的偏差不超过±1小时。

朔望时最大潮差同样也要晚 2—3 日，从朔望时刻到最高高潮的这段时间叫潮龄。

动力学理论完满地解释了潮汐的这些特点。它把潮汐看作是由其他地区来的自由潮波和当地形成的强制波综合作用的结果。

无论静力学理论，还是动力学理论，都不能解释潮汐的地方性特点。海岸带的每一个自然地理区都具有自己的特点

（海底地形、海岸线性质、海水深度等），它们对潮差和潮的周期性都有影响。

在狭窄海岸的入口处，涨潮波迅速地增长到15米或15米以上，并且潮流的速度达5米/秒。除海湾的宽度外，海湾的深度也影响潮波。例如，当宽度不变而深度缩小到1/10时，波的振幅则增大到3倍。

在海岸附近，如果向海岸前进的涨潮波同从海岸反射回来的波"迭加"，那么潮的高度就特别大。在芬地湾出现了最大的潮差（达18米）。较大的潮差亦出现在品仁湾（达14米）、白海（10米）和布里斯托尔湾（12米）。在很少被切割的海岸带潮差通常不大于3米，在开阔的洋面上涨潮不到1米。在地中海、波罗的海、墨西哥湾这样的一些地区，即基本上是内陆海地区几乎不能形成潮汐。在某些海中形成了潮汐驻波。例如，在红海中整个水体的变化是：当西部水位上升时则东部水位下降，而中部水位几乎保持不变。

涨潮波进入河口后就顺着河流向上游移动，形成了高达1—5米的巨浪。这个巨浪可以移动到距河口数百公里的地方：沿亚马孙河可上朔1400公里，沿圣劳伦斯河为700公里，沿恒河为250公里，沿北德维纳河为120公里。

在航海时，我们必须准确地了解每一个大海港的潮汐周期。为此就需要有专门的《潮汐用表》。这些资料，也是渔民所必需的，因为捕鱼活动通常与潮汐有关。例如，在勘察加地区，巨大的鲱鱼捕获量通常与潮汐变动较小的方照时间一致。

潮汐具有很大的能量，估计约8^{12}—10^{12}千瓦。这大约是地球上所有河流能量的1.5倍。潮汐能量可以为人类所利

用。目前，在法国、苏联、英国、中国等国家都有了建立潮汐发电站的经验。潮汐发电站的功率决定于被海堤隔开的水域面积和平均潮差。这个功率可按公式$N=250a^2F$来计算，这里：N是功率（千瓦），a是涨潮的平均高度（米），F是被海堤分开的水域面积（平方公里）。

目前潮汐发电站的造价还很高。但是随着技术的进步，建立这样的发电站无疑将是合理的。它的作用将由于大陆上能源的减少而逐渐增大。

洋流和海流

水体从海或洋的一个地区向另一个地区的水平流动称为海流或洋流。水的这些平移运动在世界洋生命中起着重大作用：促进水交换、热量的再分配、海岸变化、冰的移动，并赋予大气循环和地球上不同地区的气候以巨大的影响。

在开阔的大洋里，水通过洋流方式移动可达数千公里。这些洋流包括了大量的大洋水。在很深处和近底层水中，水的运动比较缓慢，其流向常与表流方向相反。水平流与水的垂直运动共同形成了世界洋水的大循环或环流（地球“热机”的主要部分）。

如果大洋开阔部分的水体是以洋流方式进行长距离移动的，那么在海里和大洋陆架部分则见到较小规模的海流。

海流能量的主要来源是风，风的切应力引起并维持大洋表面上水的运动。风也是到达地球表面的太阳能的产物。

我们已经谈过，潮汐流是引起海洋深层和表面上水的移动的其他原因之一。在海洋的不同部分，由于水的含盐量和温

度不同而形成水的密度差，同样是引起海流的最主要原因之一。洋流还可以由产生表面水位差的许多其他原因引起，其中有大气压力的变化、涨水　落水现象，以及由于降水增加和冰的融化而引起的涨水等。总之，对于海流的形成来说，水平压力梯度是必须的。

海流可以是长期的、暂时的和周期性的。例如，在定向风(信风)作用下形成的定向洋流。暂时的或偶然性的水流，可能是由变化的风和降水分布不均匀所引起。潮汐流具有极明显的周期特征。

可以按下列标志对各种洋流进行分类：1.根据起源（按洋流形成因素和过程）的成因分类；2.按洋流存在的持续时间，分长期的（准稳定的）、暂时的和周期性的；3.按水流分布的深度（表面的、深处的、近底的）；4.按运动和流向的特征（直线的和曲线的、反气旋型的和气旋型的，即顺时针和反时针偏转）；5.按移动水体的物理化学性质（暖流和寒流，即其水比周围的水较暖或较冷，咸水流和淡水流）。

成因分类是大洋表流的基本分类。依此可以分出下列洋流。

摩擦流（漂流和风流）是由风和水面摩擦而产生的。运动能量是由上层摩擦下层，并使下层水发生运动。

沿风向流动的长期而稳定的洋流称为漂流。属于这类洋流的有南、北信风流及西风流等。由暂时的和方向变化的风所引起的水流，叫做风流。

漂流包括厚100—200米的表面水（摩擦层）。

密度流是由于同一深度上水的密度在水平方向上分布不平衡所引起的。这种不平衡通常取决于水体温度和含盐量的

差异。密度流属于梯度流类型，它们广泛地分布在大洋的表层水和深层水中（在摩擦层下），在这里漂流已经消失。密度流既可以在封闭的海域又可以在大洋的开阔部分引起水的垂直循环。

径流洋流是由于水的流入和丰富的降水而使水面上升所形成的（例如佛罗里达洋流把墨西哥湾的多余水输往大西洋）。在喀拉海和拉普帖夫海已观测到由于河川径流使水面上升而产生的径流洋流。此外，滨海地区风形成的涨水或落水也可以引起径流洋流。涨水抬高水位；落水降低水位。水位调整的结果就产生了这种洋流。

潮汐流是由引潮力的水平分力造成的。在狭窄的海峡里这种洋流有最大的速度（达22公里/小时，而在宽阔洋面上则速度不超过1公里/小时。

在海中很少见到只由上述一种因素所形成的洋流。通常所看到的是形成洋流的多种因素同时起作用，即洋流是由综合因素形成的。例如：墨西哥暖流同时是密度流、风流和径流洋流。

洋流由上述因素形成后，又要受到次一级因素的影响。这些因素虽然不能产生新的洋流，但能改变已有的洋流。这些因素是：1.以法国物理学家Г.Г.科里奥里名字命名的科里奥里力，这个力使北半球的洋流向右偏斜，使南半球的洋流向左偏斜；偏转作用由地球自转引起并且随着纬度的增加而增大；2.阻碍水体运动的摩擦力；3.离心力（仅对曲线洋流起作用）。

由风引起的表面流，在北半球与风向成45°角向右偏斜，在南半球则向左偏斜45°。信风流的方向是从东向西，而引

起信风流的风向在北半球是东北西南向。这个偏斜角既不取决于洋流速度，又不取决于当地的地理纬度。

偏斜（往左或往右）向深处传递。因此，每一个下层都继续偏离上层的运动方向（图19）。

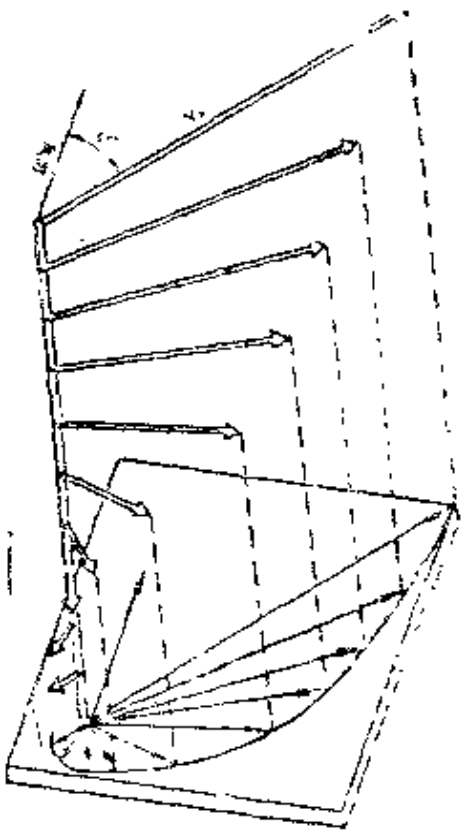


图19 不同深度的漂流——艾克曼螺旋线（北半球）

洋流的速度随着深度增加从上层向下层减小。至某一深度，洋流的方向与表流方向相反。这个深度称为摩擦深度。在理论上这里的水流速度为表面速度的1/23。这样一来，甚至是最稳定的风，通常也只能在300米以内的表层内造成水的运动。

在谈到漂流和风流特征时，应当注意，海流和洋流不是风力作用的简单而直接的结果。风同时使水面倾斜，即产生引起水流的水平压力梯度：

我们已经指出，压力梯度不仅可以由风引起，而且还可由另外一些原因引起。由于科里奥里力的偏斜作用，洋流将不沿着压力梯度方向从水面的高水位区流向低水位区。在北半球已形成的洋流中，洋流流向右边的洋面高于左边洋面。这特别是在落水和涨水时表现得最为明显。大家知道，在浅水-

中当风从海上吹向沿岸时出现涨水，当风从沿岸吹向海中时出现落水。

而在深的海洋中则是另一种情况。当风向沿着海岸而海岸又位于风向的右面时则出现最大涨水；而当海岸位于风向左面时则出现最大落水。例如，沿着非洲西岸吹来的夏季季风（海岸在左面）形成了典型落水的加纳利洋流。

有时一种原因可以同时形成两个方向相反的洋流。例如，在海的某一区域上，在其北部刮强北风，而南部风力较弱。结果，在北部形成大的落水，在南部则出现产生水脊的积水。水从这个脊向两个方向流动：沿北坡向北，沿南坡向南。由于偏斜，流出的水便开始形成两个方向相反的（向东和向西）洋流。这样一来，同一种风就产生了两个方向相反的洋流。

当两个大的直线洋流平行流动时，在它们之间通常就产生了具有补偿性质的反向洋流。这见于赤道带。在这里的两个向西的信风流间出现相反方向的赤道逆流。赤道逆流的产生与信风横断面上风的速度不均衡有关：在某些纬度上速度减小。在该带就出现了逆流。

遇到陆地时（特别是遇到伸入大洋中的大的半岛和岬角时），洋流常被分支并改变方向。例如，在圣罗克角，南信风流被分成巴西洋流和几内亚洋流。

南信风流在太平洋中分出东澳大利亚洋流，在印度洋马达加斯加以东分出厄加勒斯洋流和索马里洋流。

有时，可以观测到似乎不符合科里奥里定律的现象。例如，在北半球当进入到探水区时，洋流的分叉不是向右而是向左。又如，北大西洋洋流向左分出伊尔明格（Irmingr，丹麦人——校者）洋流和斯匹次卑尔根洋流。

在开阔大洋的洋流中流线常呈波状，类似河川曲流。但是，洋流曲流不像河曲那样始终不动，而是与洋流一起缓慢移动。有时，曲流摆脱洋流，像“气旋式涡流”旋转。这种现象曾多次出现在墨西哥湾流系统中。显然，曲流形成是与海底地形有关（图20）。

洋流中曲流和气旋式涡流现象与中纬度的高空对流层中所发生的现象（射流）很相似、显然，它们不是由于某一种原因引起的，而是与旋转的地球上各层介质中射流的内动力所固有的共同作用有关（迪特里希，1961）。

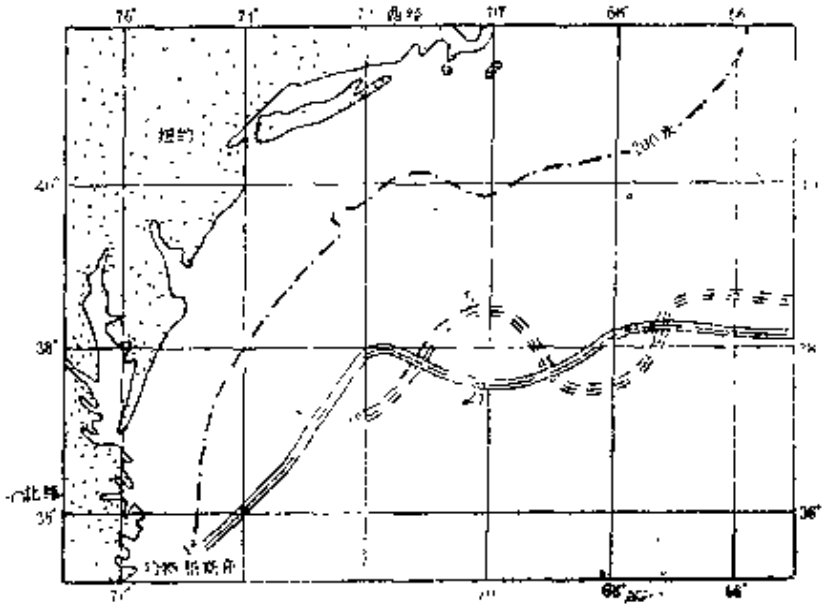


图20　按深度200米水层的平均温度确定的墨西哥湾流在两周内的变动　（6月8日 ——实线等温线，6月22日(1950年) —— 虚线等温线）

早在上一世纪，K.采普里茨就对海流理论的创立进行了首次尝试。但是，在他的计算中没有考虑到水的紊流粘滞性、科里奥里力和其他因素。这些缺点已在瑞典学者B.埃克曼的漂流理论中被解决。对海流理论进一步完善作出贡献的既有国外学者（Г.У.斯文尔德鲁普，В.Г.曼克，Г.斯托美尔等），又有苏联学者（П.С.利内金，В.Б.施托克曼，А.С.索尔金襄等）。

世界大洋表层流的总图式

水从一个地区向另一个地区的任何移动都会影响到整个系统的相互联系运动，这是因为一个地方水大量减少后必然要从其他地方得到补充。这样，就造成了不同规模的水的循环。这种循环既可以是气旋型的（在北半球为反时针运动，在南半球为顺时针运动），也可以是反气旋型的（与气旋型相反的运动）。按循环所表现的规模可分为微循环、中循环和大循环系统（斯捷潘诺夫，1974）。

微循环系统形成于大洋锋带。它们的直径不超过30公里。

中循环系统是直径从50到200公里的独特水循环。该系统常见于大西洋副极地锋带。在锋轴右边形成反气旋式涡流，在锋轴左边形成气旋式涡流。

В.Н.斯捷潘诺夫分出三种大循环系统：(1)准稳定(长期存在的）大洋系统，地球水循环主要靠这个系统来实现；(2)准稳定的海水流动系统；(3)偶然的大规模系统。

在大洋和大气圈相互作用中形成的第一种系统最有意义。第一种系统形成于大气作用的主要中心和与其相接近的

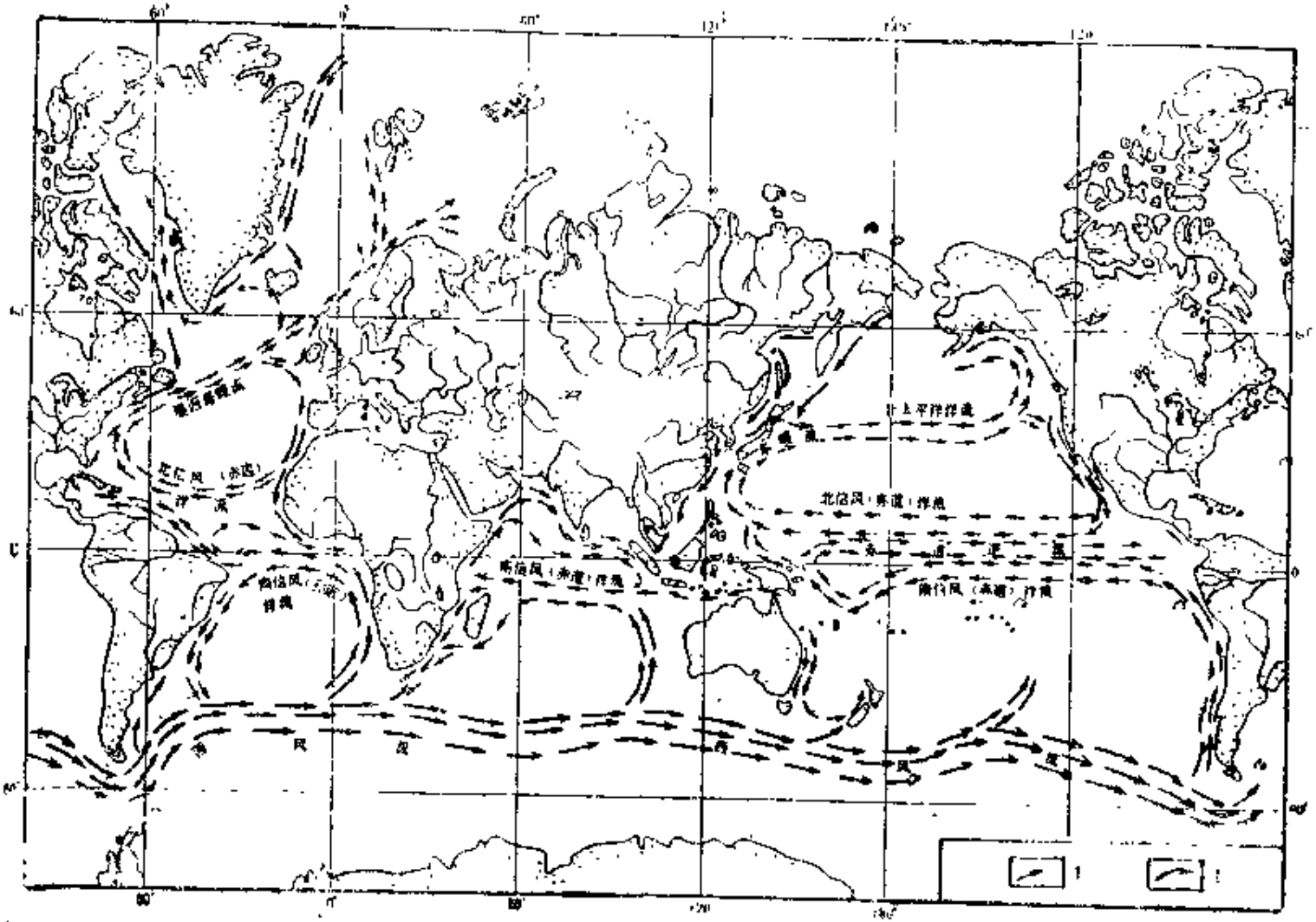


图21　世界洋流图式，　1—暖流，2—寒流

大水平范围（沿经线达5000公里，沿纬线达15000公里）。

在准循环大洋系统中，必须指出沿赤道两侧的稳定的反气旋系统。在大洋西部，这个系统中的洋流被加强了，这是与所谓β效应有关（科里奥里参量随纬度而变化）。

在高纬度，南极环流（西风流）最为明显，这是世界洋中最强大的洋流。此外，还有北气旋型系统（在冰岛和阿留申群岛的低压区）和表现微弱的南气旋系统，后者位于西风流（反气旋流）和南极沿岸洋流之间。

在每个大洋水域中都有一个总的洋流系统，这个总洋流系统包括了上述的许多系统（图21）。大洋流系统主要取决于大气环流和地球的自转。在大陆的西岸出现了水从高纬度流向赤道。在赤道带风把“过剩”的水向西运送，通过整个大洋而达另一个大陆的东岸。在这里，水就流向右（在北半球）或向左（在南半球），并流向中纬度和高纬度地带。在中纬度和高纬度地带，由于受西风作用，洋流又重新穿过大洋，以相反的方向流向极地大陆西岸。这样一来，在每一个大洋中都形成了表层水环流的两位一体系统。这个系统的洋流在北半球形成了顺时针方向移动的水循环，在南半球形成了反时针方向移动的水循环。此时，水从低纬度流向高纬度的表现是北半球比南半球强大。于是，世界洋中的洋流就表现出不对称性。

在每个亚热带洋流环中不对称性表现的更甚。这种不对称性表现在：反气旋系统的核对于反气旋风系的形成中心来说向西移动很远。因此，海流把向极地方向移动的水体集中在大洋西侧亚热带地区一个狭窄带中。墨西哥湾流、巴西洋流、厄加勒斯洋流和日本洋流都有这个特点（迪特里希，1961

年）。我们已经指出，不对称性与科里奥里参数随着纬度变化有关。

在太平洋、大西洋和印度洋中，洋流系统都很类似。北冰洋和南大洋中的洋流具有另外一些特性。海中的海流在许多方面取决于当地的自然地理特性，每个海中的海流又分别具有独自的特点。

下面我们将比较详细地研究每个洋的表层流。

大西洋 赤道两侧的信风形成了自东向西运动的南、北信风流（图22）。南北信风流在到达美洲东岸后被分成两支，较小的一支流向赤道，形成了具有补偿性质的赤道逆流。夏季时表现得特别明显。这个逆流与赤道并不吻合；它的轴在北纬3—9°间移动。不久前还认为，赤道逆流是世界洋热带地区唯一的一个向东流动的海流，然而在60年代曾发现了强大的深水逆流。对于赤道来说，信风流的分布是不对称的：南信风流的轴约位于赤道；北信风流（和赤道逆流）位于赤道以北，因为热赤道和大气低压带已被北移，因而信风带也随着北移。

北信风流靠近安的列斯群岛后被分为两支。一支进入加勒比海和墨西哥湾，形成加勒比洋流；另一支沿安的列斯群岛流动（安的列斯洋流）并与从墨西哥湾经佛罗里达海峡流出的佛罗里达洋流混合。安的列斯洋流和佛罗里达洋流汇合的结果形成了墨西哥湾流。这个名字常常被理解为包括北大西洋洋流的大暖流系流(达1万公里)，但事实并不完全如此。其实，墨西哥湾流本身只是从哈特腊斯角（佛罗里达）到纽芬兰大海滩。墨西哥湾流是由不准确的含意而得名：曾认为墨西哥湾流中的水是来自墨西哥湾，因此称湾流。实际上海

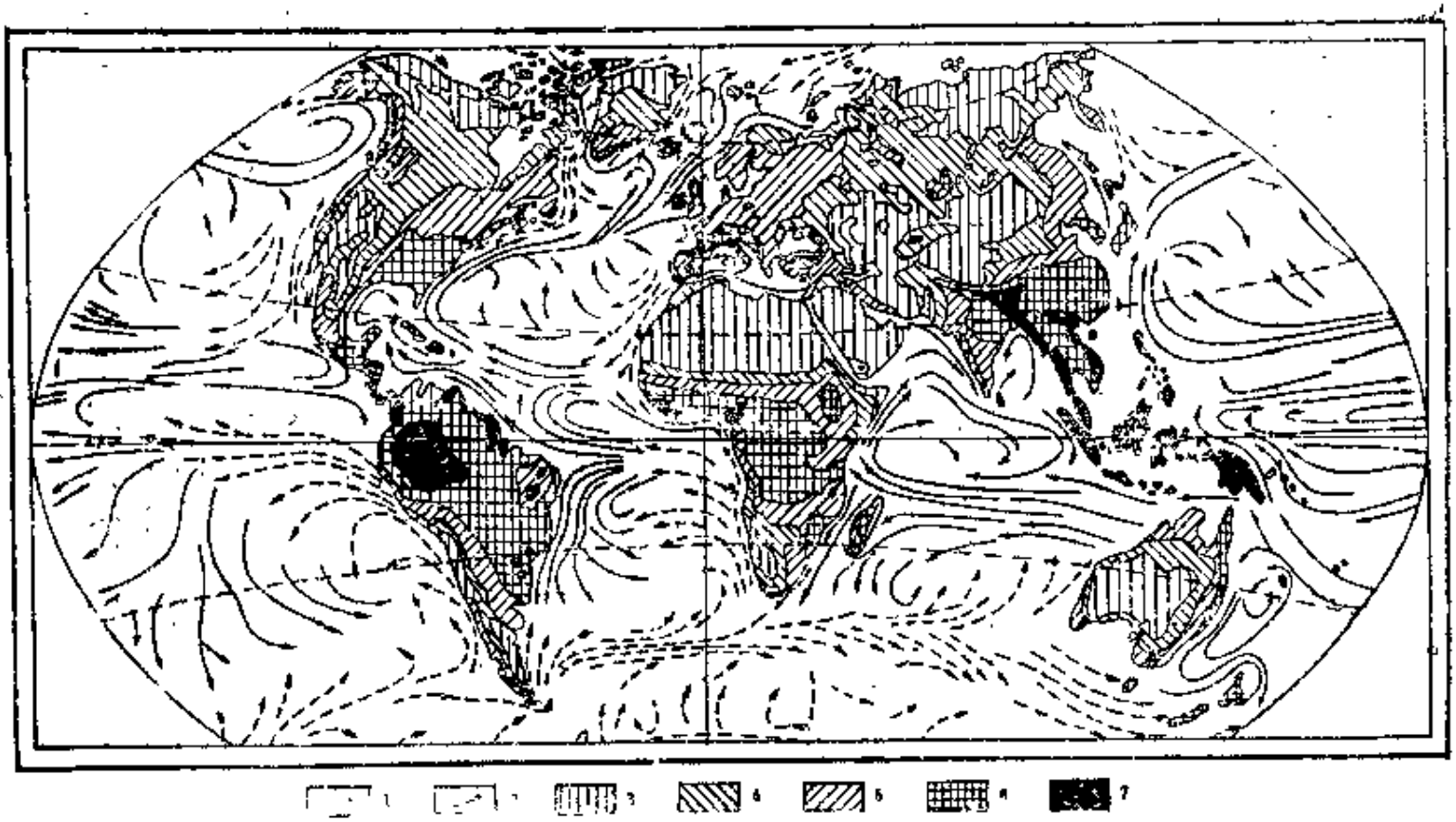


图22　洋流和陆地上的降水分布（根据H.H.戈尔斯基）：

1——暖流，2——寒流，3——少于300毫米降水，4——从300到500毫米，5——从500到1000毫米，6——从1000到2000毫米，7——超过2000毫米

湾本身的水在墨西哥湾流中只占很少一部分。海湾的水主要是来自佛罗里达和古巴岛之间的大西洋的信风流分支；此外，从古巴东面绕过的安的列斯洋流和从波多黎各北岸与巴哈马群岛来的其他洋流也都补充了墨西哥湾流。

通过佛罗里达海峡的洋流的流量大约为2000—2500万米³/秒。在北纬40°附近，由于马尾藻环流水对它的补充，使洋流的水量增加到每秒9000万立方米。

墨西哥湾流是一个比较窄的水带（75—120公里），它具有很大的运动速度（每小时达10公里）。墨西哥湾流带在马尾藻海的热水区和来自北方的寒流之间穿过。洋流随深度增加而速度减缓。显然，大约在深度1000米或其以下存在着强大的反向水流——反墨西哥湾流。

整个墨西哥湾流是由个别的水流、涡流和支流构成。洋流随时都是弯曲的。洋流的流速波动与信风和西风速度的变化紧密有关。墨西哥湾流中表层水的年平均温度为25—26℃，含盐量高于大洋的平均含盐量一约为36.5‰。

在纽芬兰大沙滩以东，墨西哥湾流被分成一系列水流。其中之一是在西风作用下形成的北大西洋洋流——这就象是墨西哥湾流向东北的延续部分。在北纬50°附近，它的分支形成了葡萄牙洋流，葡萄牙洋流在加那利群岛和阿尔马德角（佛得角——校者）之间与从中纬度向热带流的加那利洋流汇合，在这里接通了北半球亚热带和热带环流。北大西洋洋流的主要一支流向欧洲沿岸被称为挪威洋流，继而进入北冰洋。显然，早在10000—12000年以前，这个洋流的暖水就已深入到北极盆地。

北大西洋洋流对欧洲气候影响很大。洋流本身不会使陆

地变暖（不管洋流如何接近陆地，但都不能抵达陆地）。欧洲气候是由于水分的蒸发和水汽向大陆的移动而变暖，即温暖的气候是由于汽化潜热的转移而形成。在冰岛以南，北大西洋洋流向西北又分出了伊尔明格(Irminger)洋流，与东格陵兰洋流汇合后，折向格陵兰南端。在那里形成了西格陵兰洋流，它伸往巴芬湾并部分地深入到北冰洋。西格陵兰洋流的大部分水折向南流，被北极水加强后，形成了拉布拉多寒流（水的温度1月为0°C，8月为12℃）。当与墨西哥湾流相遇后，拉布拉多洋流的部分冷水伸入到墨西哥湾流暖水的下面。由于拉布拉多洋流的影响，格陵兰的冰山可向南深入到纽芬兰沙滩。

南信风流穿过大西洋，在巴西沿岸被分成圭亚那洋流和巴西洋流。圭亚那洋流流向西北与北信风洋流汇合并与其一起进入加勒比海和墨西哥湾流。巴西洋流向南并逐渐向左偏斜，在南纬40°附近与南极绕极环流汇合。只有一峡窄的支流继续向南沿南美大陆海岸运动。南来的福克兰寒流与巴西洋流相遇，汇合后折向东流。在非洲南端附近，从南极环流中分出本格拉寒流。本格拉寒流向左偏斜，沿非洲沿岸流至赤道附近进入南信风流，南半球洋流环在这里闭合。

太平洋　北信风洋流大约位于北纬10°附近。在大洋西部菲律宾群岛附近北信风洋流分成三支：一支形成黑潮（日本暖流），另一支向南进入巽他群岛，第三支为赤道逆流的一部分。

在九州岛附近黑潮分出对马洋流，通过对马海峡而深入日本海。黑潮沿日本沿岸折向东形成北太平洋洋流。至北美沿岸形成加里福尼亚洋流和阿拉斯加洋流。加里福尼亚寒流向南使太平洋的北部洋流环闭合。阿拉斯加洋流部分注入白

令海，甚至注入北冰洋。

千岛—勘察加寒流沿勘察加和千岛群岛沿岸从北向南运动、随着向南推进形成了亲潮，而后逐渐地深入到黑潮暖流下面转为深水洋流。

南信风洋流比北信风洋流稳定。它在南纬5°附近自东向西流。至新几内亚沿岸分成两支。其中一支注入赤道逆流，另一支形成东澳大利亚洋流。后者使塔斯曼海水作环形运动，并有一部分注入南极环流，向南美洲沿岸流去。至南美沿岸又分出强大的一支，折向北流，形成了秘鲁洋流（洪保德洋流）。秘鲁洋流与南信风流汇合后，闭合了南半球的太平洋环流。

印度洋　在北半球内，印度洋主要是一些海和海湾。所以这里没有类似北大西洋和北太平洋的洋流。一年内随季节而变化方向的季风流在这里具有极重要的意义。在南半球有自东向西稳定的信风流。至距非洲海岸不远处它被分成两支。北支夏季时形成索马里洋流，而在冬季时则随着季风方向的改变转为赤道逆流。南支形成马达加斯加洋流和莫三鼻给洋流汇合后在非洲南岸形成厄加勒斯（Игольный）洋流，而大部分水注入南极极地环流中，从南极极地环流中向北分出西澳大利亚洋流，闭合了印度洋环流。

南大洋　沿南大洋边缘的是作为三大洋南部边界的南极绕极环流（西风流）。这是世界洋中最强大的洋流，在某些地方（别林斯高晋海）它的宽度达1300公里。洋流的流量并不是处处都相同的。例如，在南大西洋水域经过德雷克海峡（在南极大陆和南美之间）流入的水比经过非洲和南极大陆间断裂处流出的水少40×10^6米^3/秒，这个差额将由北大西洋

深层水流来补充。南极绕极环流在北部与大西洋、太平洋和印度洋的暖水相连接。这里分布着世界洋的一个辐聚带。

大洋水辐聚带是世界洋表层水的下沉和潜没带。辐聚带形成于热水和冷水的汇合处，所以，海洋地理要素（温度、含盐度、密度、化学和生物指标）具有着明显的水平梯度特征。在辐聚带水强烈混合而下沉，大洋中有四个大辐聚带：两个在副极带，两个在副热带。

南副极带（或南极）辐聚带最长，它在南纬50°—60°间环绕着整个地球。该带的水下沉很深，提高了深层水的温度并使深层水富含氧气。

在南大洋，除了南极绕极环流外，在南极大陆沿岸出现了水的反向运动：从东向西。这两种洋流都取决于相应纬度的盛行风。

北冰洋 在北冰洋中，沿欧亚大陆由东向西刮的风和沿格陵兰从北向南刮的风占有优势。这些风使浮冰和海水向大西洋方向运动。同时形成了一些地方性的环流：波弗特海盆中的反气旋式环流、南森海盆中（新地岛以北）的气旋式环流以及格陵兰以北的反气旋式环流，该环流促使了东格陵兰洋流的形成，并把冰和冷水送入大西洋。

此外，在北极盆地还有把大西洋温水带来的挪威洋流的分支（北角洋流和斯匹次卑尔根洋流）。这些水首先被Φ。南森在“弗雷姆”号上漂游时发现，并且以深150—500米的深水洋流形式在北冰洋内扩展。

近半个世纪来，进入北冰洋的温水流加强了。“南森层”（温水层）上升到接近表面。美国学者认为，北极盆地的变暖比从前估计的时间要快。按他们的意见，到2000年北冰洋

可以消除冰。

现时有许多改造北极区气候的方案。其中有一个方案就是使北大西洋洋流的温水单向流经整个北冰洋，并把北极水通过白令海峡引入太平洋（为此就必须建立许多大的抽水站以便把北极水引入太平洋）。北极的变暖必然导致与其邻近地区的气候变暖（鲍里索夫，1962）。但是，应当注意到这可能破坏气候平衡，因而使地球的其他地区气候发生不利的变化。所以在实施这些方案时应很慎重。

海和海湾中的海流 海和海湾中的海流有自己的特点，这些特点取决于附近陆地的自然条件。通常，在北半球的内陆海中，水流呈环状并呈反时针方向（具有气旋特性）。水流沿着整个水域海岸运动(地中海、黑海、里海、波罗的海、哈德逊湾等)。与这些水流系统几乎相同，但比这更复杂的水流系统出现在白令海、鄂霍次克海、日本海、黄海和孟加拉湾。

在墨西哥湾和马尾藻海，有复杂的顺时针方向的环流系统。它们不是由于当地的原因，而是与总的洋流系统有关。

暖流和寒流 洋流被划分成暖流和寒流是有条件的。这种划分不是根据水的绝对温度而是根据其相对温度。洋流中水的温度高于其周围的水的温度称为暖流。寒流的水温低于其邻近区的水温。因此，有时极地暖流具有比热带寒流更冷的水是不足为奇的（例如，在斯匹次卑尔根附近暖流的温度是+8°C，而在加那利群岛的寒流温度在20°C以上)。在地球的所有地带内，暖流和寒流维持了大洋东西海区之间的温度差异。在低纬度的大陆东岸和中纬度的大陆西岸，洋流对陆地起了保暖作用，而温带东岸和热带西岸的水比较寒冷。寒流对这一些地区的气候产生了特别不利的影响，这些寒流是东

大西洋的本格拉洋流和加那利洋流，太平洋的加利福尼亚洋流和洪保德（秘鲁）洋流。濒临这些洋流的海岸，形成了非常干燥而强烈的大陆性气候（图21）。当洋流表面上变冷的空气来到大陆时，该空气就被变热并离开饱和点；水汽不能凝结，因此就没有降水或降水很少。在这些距海很近的地区却分布着热带沙漠——纳米布、西撒哈拉和阿塔卡马。在北纬30—40°的温带大洋中，冬季时在水—空气系统中出现了最大的温差（在大洋中是暖流，而从陆地上来的是冷空气）。

深水逆流 二十世纪50年代，人们在太平洋中从向西流动的南信风洋流下面数十米深处发现了速度为1.5米/秒向东流动的水流，水流的最大速度是在100米深处。水流的垂直厚度达300米，宽300公里。这个太平洋深水逆流位于北纬1.5°到南纬1.5°的赤道带，长度超过5000公里。根据发现这个洋流的美国海洋学者的名字称它为克伦威拉洋流。该逆流下面更深处的水像表层一样又向西流动。

1959年，苏联考察队乘“米哈伊尔·罗蒙诺索夫”号在大西洋的赤道带也发现了表层水下面的逆流。在深50—100米的信风水层下，厚度为200—250米的水流以1.2米/秒的速度向东流去。逆流宽度达400公里，长度超过4500公里。所发现的这个逆流被称为罗蒙诺索夫洋流，其特点是含盐量高，氧的饱和度大，而磷酸盐的含量则很低。逆流分布于斜温层（位于风成掺合深度以下的温度剧烈变化层）内。洋流的主轴不是总位于同一深度：西部较深且向东升起，并在距几内亚海湾不远处露出表面。

在安的列斯洋流和北信风洋流接合处的600—800米深处，发现了强大的安的列斯—几内亚逆流水流，这个水流为

罗蒙诺索夫逆流提供了水分。

也就是说，墨西哥湾流，安的列斯洋流和北信风流衔接处的巨大的水循环是安的列斯—几内亚逆流的起点。

60年代在印度洋中也发现了表层水下的逆流，它同样是沿着赤道从西向东流。由于季风环流，印度洋中的洋流具有季节特性。

表层下洋流按其流量可与墨西哥湾流相比（其流量在3400万到1200万米^3/秒之间）。但是，墨西哥湾流系统是经向循环，是地球上热带和极地之间热交换的主要通道。赤道逆流是各种行星过程互相联系的重要环节，是大洋东部水分和盐分平衡的稳定调节器。众所周知，在赤道区内，地球自转的偏斜力几乎表现不出来，洋流也不像在北半球和南半球那样偏斜。赤道的这个特点连同近赤道带水受热的不均匀就破坏了力的平衡，大概这就决定了在太平洋、大西洋和印度洋中形成表层水下的赤道逆流。

在世界洋中，除了表层水下的洋流以外，还有深水流和近底流。它们是深水环流，调节着极地和热带水域以及大洋东部和西部许多地方的水分交换。

对底层流的研究是在最近几年才开始的。它们的速度大概达50厘米/秒。现在已经拍照了许多海底照片，其上有洋流形成的波纹和冲沟。

整个世界海洋的底层水主要形成于南极大陆附近，特别是在威德尔海。它们由这里沿大陆坡流下，进入围绕南极大陆的带状环流，并逐渐向北深入，直到大西洋的北部及阿拉伯海和白令海。在这里它们的运动速度看来不超过2厘米/秒。

除了极深的底层洋流以外，在许多海峡（佛罗里达、直

布罗陀、德雷克以及千岛海峡和小安的列斯群岛）都有近底层水流。

由上述可以看出，以前认为洋流是大规模的概念是不确切的。洋流按其水平和垂直方向的结构比在图上所绘出的要复杂得多。洋流是多水流多层次的，它们弯弯曲曲并形成不同规模的涡流。

洋流的形成不仅只取决于风这一个因素，这在从前就已指出过。毫无疑问，风的作用引起漂流，使大洋水面倾斜，促使水的移动。但主要原因仍是热量的不平衡。

所以，导致海水大量运动和改变这些运动的主要作用和因素是：太阳对世界海水加热的不平衡，稳定而占优势的风，以及地球形状及其自转，洋底地形的复杂性和海岸轮廓。

世界洋的洋流对地球上生命的发展有非常重要的意义。洋流不仅仅重新分配海水，而且还传送热和冷，给气候以巨大影响。洋流输送营养物质，而且把卵、幼虫和小鱼从产卵地运往生长地，决定了浮游生物的分布以供养较大的生命有机体。当洋流汇合和海水下沉时使深层水富含氧，而当洋流分散和海水上升到表面时则使表层水得到营养物质—磷酸盐和硝酸盐。

洋流方向的改变影响到渔场和捕鱼业。从最古的时候起，洋流就对水上航行起了重要作用。

第七章　海洋、大气和陆地间的相互作用

作为地球水圈基本部分的世界洋，经常处在与地球其它圈层相互作用之中。海洋同大气圈和岩石圈的相互作用是直接的，也是最活跃的。海洋的自由水面经常与对流层下层接触，而它的侧面和底面则与海岸斜坡和大洋底接连。在这些界面带，上述圈层之间的相互依赖性和渗透性表现得最为明显。当然，世界洋同地球其它圈层的相互联系也是存在的；其中占特殊地位的是生物圈——无论在陆地还是在海洋都分布着生物。

各地理圈相互作用的实质是物质与能量的相互交换。

如果把世界洋从地理圈中取出进行单独地研究，那么就不能理解甚至预测在大洋和大气中所发生的各种过程。

地球上水圈和大气圈的存在及其相互作用决定了地壳的形成。这种地壳只能在具有大气圈和水圈的星球上形成。大气圈和水圈借助于气候过程把太阳光能转化为地质作用。因此，无论是在月球或是火星上，显然都没有形成类似地球的硅铝层。

在海洋、大气、陆地系统内部所进行的各种过程都包含在地球与宇宙总的相互作用之中。它在很多情况下，决定着个别地理圈之间及其内部相互联系的特点。

太阳辐射能是主要的能源，它决定着各圈之间的相互作用和海洋、大气、陆地系统中的物质与能量交换。正是太阳辐射使“第一代热机”（主热机）发生作用，正是热机决定了世界洋中水的循环，大气循环，以及与此相关的热量和水分在大洋和陆地系统中的重新分配。

太阳活动的节律，显然表现在洋面的变化和水文过程的节律上，因而也表现在地球上的天气和气候的变化上。例如在太阳活动一世纪周期的最低值时，大西洋北边气团经向移动的削弱，随着就导致了北大西洋洋流强度的削弱。太阳活动长期的和十一年节奏表现在冰岛、戴维斯海峡地区以及冰岛与格陵兰之间地带的冰量上。水对地表所作的功：地形变化，海岸被冲刷，土壤的淋溶，盐分在土壤和大气中的转移和水蚀，都与陆地在水循环过程中所获得的水能有关。因此，地球上的水分循环是地球地理圈中物质与能量交换的重要组成部分之一。

表现在地表和地球内部的地球自转和引潮力，对引起地理圈相互作用的地球这个大能机影响很大。当地球绕轴旋转时，它的两极点描绘出两条复杂曲线，因此，除大洋的一般涨潮外，随着极的运动中还产生“极潮”波。地球自转的不均匀性影响着地球各部分的大洋水面、水温分布、乃至整个地球的气候。穿过洋壳和大陆壳的地球内部的热在“热机”中也起一定作用。

现在，在地球上所修建的许多大的能源系统的人文因素（人类作用）起很大作用。将来这种作用还要增强，因为被人类所转化的并包含在总“能机”中的那部分能量，将要增加若干倍，可与地球来自太阳的能量相比。

大洋和大气

在大气圈下层和大洋表面的界层中经常进行着物质和能量的交换。由于太阳能和“表面”力，首先是整个大气圈使大洋处于运动状态中。大气赋予大洋以风能，使大洋产生各种运动（洋流、波浪和紊流混合）。同时大气在很大程度上又从大洋中吸取能量。

作为大气机械运动的能源是太阳向水面和陆地的辐射，这些辐射在以后的蒸发，辐射和热的接触交换过程中被转移到大气的中、下层。因为来到地球上的太阳辐射的2/3被大洋中的水所吸收，所以大洋使大气圈变暖的作用是很明显的。

约有90%的太阳光能转化为从水面到100米深的水层中的热。

大气同大洋之间机械能的交换在任何情况下都取决于热能。在热带气旋（台风、飓风和龙卷风）形成时，相反地可以看到热能转变为机械能并由大洋进入大气中。

台风（飓风）是热带气旋的成熟阶段，其半径为200—900公里。台风以10—20公里/小时速度向前运动。其速度有时可达100公里/小时。只有在其中心有一个平静区——“台风眼”或“风暴眼”，宽度达30公里。

台风和飓风发源于两半球纬度为5°和20°之间。那里水的温度超过27℃。在北半球它们发生在加勒比海、佛得角群岛、孟加拉湾和阿拉伯海以及夏威夷群岛和密克罗尼西亚区。在南半球台风发源于马达加斯加岛、查戈斯群岛、斐济及新喀里多尼亚附近。

在北半球，台风运动开始时是向西，而后向西北、北和东北方向。台风的速度通常随着其向北移动而逐渐增大。当风速达60米/秒时，台风激起的波浪波长达200米，波高达12—13米。在沿岸地区台风造成了破坏性水灾，带来了很大损失。1963年“弗洛拉”号飓风经过多巴哥岛和海地岛时，使它们变为废墟，有5000多人死亡。以后经过五昼夜它又在古巴怒吼。1970年11月在孟加拉湾沿岸飓风发生时曾造成300000多人死亡。

1974年12月26日在澳大利亚北岸的达尔文港区，“特莱伊西”号飓风速度达260公里/小时，使达尔文城遭到破坏和淹没，有20000人无家可归，数百人死亡。

台风平均每小时所释放出的能量等于数十颗氢弹的能量。

直径700公里的台风的功率约为150×10^{18}尔格/秒。

台风和飓风的平均持续时间为7—9天。但有些台风能活动三周。这个台风的能量相当于勃腊茨克（友谊）发电站在26000年中所发的电量。极强烈的台风并不很多（年平均不超过70个）。所以它们中的每一个都有自己的名称。它们通常采用阴性名词(阿莉萨、克拉腊、南西、维奥拉等)。这些名称对太平洋台风来说是在第二次世界大战时授予的，而对大西洋飓风来说则是在1953年以后。在美国台风名录中有84个名字（4个名单，每个名单上有21个名称），按字母顺序排列。当4个名单上的全部名称用完后，再以第一个名单开始。

大气赋予海洋的机械能大部分用于形成波浪，当波浪消失后，能量就逸散。

强烈的（甚至是短时的）风对大洋表面有巨大的作用。例如，速度为30米/秒的烈风在5小时内赋予水的动量超过弱风（5米/秒）在一周内的动量。

大洋和大气之间的热能交换 能量交换有两种途径（不包括光能交换）。当冷空气在温暖的水面上运动时热流就直接进入大气（涡流热交换）。然而洋面水的蒸发具有更大的意义。蒸发时水面变冷，水放出的部分热量用于汽化。含水分的空气，上升到高空，由于绝热冷却，水汽凝结，水分蒸发时所消耗的热量就转移到空气中。这种热量可足以使空气产生运动。通常由于蒸发所传送的热量要比通过水和空气界面直接传递的热量大得多。当把海面上一克水变为水汽时，所消耗的热量大约为2500焦耳。这种热量和水汽一起聚集在大气中。

世界洋表面每年蒸发的水量约为40×10^{13}吨，此时进入空气中的热量达10^{24}焦耳。整个地球表面由于蒸发而消耗了来自太阳的热量的一半以上。大洋表面由于蒸发而消耗的热量平均每年约为4×10^{5}焦耳/厘米^{2}。

M.И.布德科的研究指出：大气环流的大部分能量是由汽化潜热所提供的。

在某些地区，巨大的洋流（日本洋流、墨西哥湾流）把很热的水从热带送向盛行西风的温带和高纬度带。冬季时陆地变冷，当陆地上的空气移动到温暖的水面上时，就以接触传导和汽化潜热的方式获得大量的热量。在这些地区（例如北大西洋），大洋表面所放出的热量大于该纬度带由太阳辐射所获得的热量。但总的来说，世界洋的热交换是均等的，平均值等于零。

热量和水汽的传送取决于水与空气界面的温差和大气中的湿度差额。通常海面和位于其上的气团具有不同的温度。这正是大洋和大气之间经常进行着热量交换的原因。热量交换在很大程度上（特别是蒸发潜热）取决于风速。另一方面，因为大气的大部分能量以水汽的形式获得，所以水汽是保证大气一切运动的主要“可燃”气体。

在热带和温带地区海洋向空气中传送的能量特别大，因为这里的蒸发力最大。例如在佛罗里达半岛东北的墨西哥湾暖流区，每年蒸发的水层厚约为320厘米。

对大洋、大气和陆地之间热交换性质产生重大影响的不仅是全球条件，而且还有当地条件，特别是季风环流。从沿岸向海上吹的风，使得深层冷水涌向表面，相反地，从海面吹来的风使岸边的热水增多。当然，这就反映出该地区热量向大气的流入。我们已经指出，风的速度和涡流对于蒸发有很大影响。蒸发量随着这种影响的增加而增大。风从洋面扬起水沫，水被蒸发，而微小的结晶盐类则浮游于气流中，起了凝结核作用。随后，当水汽凝结时，就把蒸发消耗的热量送往大气中。从大洋进入大气的大部分潜热能是由蒸发完成的，最后都散布世界空间，只有3％的潜热转化为大气的动能，用来形成风浪和洋流。

大洋具有极大的热容量：单位质量的水所吸收和贮存的能量要比空气大得多，所以水是比较有效的热储存器。水的加热和变冷都比较缓慢，当空气在水面上运动时就要受水的温度的影响。因此，海洋气候比大陆性气候平稳（水调节着在水面上移动的气团的温度）。

尽管大洋对大气温度的影响比大气对大洋温度的影响

大，但当热量进入大气后，大洋就变冷。此时由于水的密增加，从而也加强了对流混合作用。

大洋和大气之间能量交换最活跃的地方是在信风带和暖流（墨西哥暖流，日本洋流）流经的地区。这里的高温，稳定的风和上层空气的低温保证了巨大的蒸发力。

热量从热带移向赤道和高纬度，进入赤道带的热量占该热量的70%，而进入高纬度的热量为30%。

锋带（在大气和海洋中）为热交换高供了有利条件。在这里常形成气旋，其频率到冬季时就增大。在锋带内，由于空气——水系统内的温差较大以及大气的不稳定性而使热交换加强。

在温带锋带内，气团受大洋的热作用而强烈变热，而大洋活动层也受到了大气的强烈影响。从这一带向北和向南热交换减弱，到赤道附近热交换达到最低值。在那里来自太阳的热流和消耗在蒸发上的热量没有季节性变化。

在世界洋中，锋带是水的剧烈混合区。在这里，含有许多营养物质的水上升。这就保证了浮游生物的发育，因此这些地区的鱼类比较丰富。

极地冰是大气和大洋相互作用的产物，冰在很大程度上调节着大洋和大气之间的热量与水分的交换。冰是特殊的屏蔽物，它阻止热和水分进入大气。不结冰水面和冰间水面向大气放出的热量和水分是冰封海面（同样面积）的20倍。这就是说，在大西洋和太平洋高纬度不结冰水域，在大洋——大气系统的总热量交换中居重要地位。

北极盆地冰量的变化是水与冰、大气与冰、大气与水间的能量交换的复杂函数。

当大洋和大气相互作用时，不仅产生热量交换，同时还使热量沿地表水平移动和重新分配。这种重新分配同样取决于以上所说的海流和气流的机械能。

水循环 参与气候形成过程的整个水循环系统是在地球上太阳辐射的作用下实现的。

在地球上的水循环中，大洋——大气圈——岩石圈的水循环（或称大循环）对整个地球自然界具有最重要的意义。次一级的水循环是大气——大洋（小循环）和大气——陆地（内陆）循环。它们都是大的水循环的一个组成部分。

大洋——大气——陆地系统中的水循环是大量的陆地水形成的基础，是土壤水、地下水形成的基础，是生物界与非生物界之间相互交换的重要内容。没有水循环，有机生命的存在是不可能的。在水循环的过程中产生了侵蚀，形成了地形，完成了各种被溶解物质的交换，使大量的热量转移，实现了重要的生物过程——蒸腾作用（利沃维奇，1970）。毫无疑问，在水的大循环中，大洋是大气水分的主要来源。一年内从大洋表面平均蒸发约为1米厚的水层。但大洋水准面并没有降低，这是因为降水、河川径流、冰川融解，地下水径流补偿了被蒸发的水量。每年从地球表面蒸发的总水量（$520\times10^3 km^3$）中，世界洋的蒸发量约占80%。

可以设想，在整个地球上从大洋进入到陆地上的水量等于径流量，但是在个别地区这种平衡遭到破坏。在温带，陆地上的水汽平流超过降水量。这种超出量在欧亚大陆是10—20%，而在北美洲为35%，因此，部分水分应该通过整个大陆，并被送回大洋（德罗兹多夫，1959）。在热带季风区的高空中发现大气含水量很高。在这里它超过温带夏季大气含

水量的 1 倍。在季风区，进入陆地的水分也比进入温带的水分大一倍。某些台风在一昼夜内降水1100毫米。有一次台风经过菲律宾群岛时，在 4 天之内降水2200毫米，这相当于在1平 方公里 面积上降水220万吨。

每年从世界洋表面蒸发的总水量为40.6万立方公里，而又降落到大洋上的约为37万立方公里(沃斯克列先斯基，1972年)。其余的水分以水汽的形式输送到陆，在那里以降水的形式落下，形成了地表和地下径流而流入大洋，作为补偿大洋表面上的降水量与其蒸发量相比之不足部分。

应当看到，近年来所修建的许多大型水库，对于陆地与大洋之间的水分交换起了一些减缓作用。水库蓄存的一部分淡水参与了内陆水循环。但对内陆水循环的作用不应估计过高。一些学者（Э.布吕克纳，A.杜巴赫等）认为，从大洋来到陆地上的水汽，只有几次是以降水的形式降落到一定的地区，但多数还是参与内陆水循环，只是最后才加入更远的大气环流的。M.И.布德科（1956）指出，由当地水汽所形成的降水只占其总降水量的很小一部分。因而，大陆获得的水分主要还是由大洋带来的水汽形成的。

在全球水量平衡中，蒸发量与降水量应当是相等的，但是个别大洋的水平衡与平均值相差很大，下表中列出了各大洋的水量平衡（根据Л.А.茹科夫，1976）。

大西洋和印度洋从北冰洋和太平洋中获得了大量水分，使整个世界洋系统的水平衡保持平衡状态。

进入内陆海中的径流减少，明显改变了这些海中的水分循环。例如，由于流入亚速海的径流的减少，现时已决定调节亚速海和黑海间的水交换。由于从黑海引入大量的盐水，

大　洋	降水量（千立方公里）	蒸发量（千立方公里）	大陆水的收入量（千立方公里）	水分交换量（千立方公里）
大西洋	92.7	124.4	20.8	+10.9
印度洋	100.4	108.0	6.1	+1.5
太平洋	260.0	269.7	14.8	−5.1
北冰洋	5.3	3.2	5.2	−7.3
世界洋	458.4	505.3	46.9	0

致使部分的浮游生物死亡，因而使亚速海的生物产量降低。

，大气圈中的水量（按某一时刻水汽折算）估计为 1.3 万立方公里。随着地球热状况的变化，大气的含水量也发生变化。现在地球大气圈的平均温度不超过14℃，而在冰川时代其温度（推测）大约是22℃。这就是说，那时大气中的水量比现在多。

在大洋与大气之间除了热量和水分的交换外，还存在着气体的交换，这同样具有气候意义。二氧化碳的交换在这方面具有特别重要的作用：大气中CO_2含量的增加使空气平均温度显著增高。根据估计，仅是有机燃料与工业废料的燃烧以及森林面积的缩小，到本世纪末会使大气圈的平均温度升高2℃*。

这也反映在大洋——大气系统的气体交换上。很早以前，科学家们就已得出结论，大洋是大气二氧化碳浓度的主要调节器。水溶解的CO_2比大气圈中其它气体要高很多倍。在0℃时，1升淡水可以从大气中吸收50厘米³的二氧化碳，但只能吸收 8 厘米³氧气。如果大气中二氧化碳的浓度提高，

* 另一方面，大气中二氧化碳气含量的增加会使来到地球表面的太阳辐射有一些减小。

那么，大洋将吸收大部分多余的二氧化碳。如果大气中的二氧化碳含量降低，那么，将从大洋中得到补充。目前已对大气和大洋表层二氧化碳的交换速度作了估算。海水在一年中溶解了1000亿吨大气中的CO_2（是各种燃料燃烧时形成的二氧化碳的10倍）。二氧化碳从水的上层向深层深入的速度是很缓慢的(艾扎图林，列别杰，1974)。在数百万年时期内，CO_2主要是从大气进入大洋中，然后再由大洋进入底部沉积的石灰岩中，在地球的历史时期内，CO_2的沉积比现在大气所含的CO_2大1万倍。

世界洋具有巨大的面积和很高的溶解能力，能吸收和释放大量的气体，维持着大气圈和水圈中气体成分的动态平衡。必须指出，大洋中氧气和其它一些气体的比例与大气中的比例是不同的。洋水中氧与氮的体积比为1：2，而大气中则为1：4。因而，这些氧对保证从表层到最深处氧化活动过程是绰绰有余的。

水体、气团和海岸地形形态的相互作用，在美洲的西岸表现得很明显。沿加利福尼亚和秘鲁沿岸延伸的山脉，使低空风向偏斜。结果使风和海岸平行地吹向赤道。因此，在加利福尼亚沿岸水流方向对风向来说是向右偏斜，而在秘鲁沿岸则向左偏斜。也就是说，在这两种情况下水都离开海岸。随着表层的温水离开海岸，深层的冷水就上升到表面。

在大西洋的北纬45° 处经常吹刮的是强烈的西风，而在北纬15° 处是东北向信风。在这些纬度风所形成的洋流都向右偏斜，所以在这两种情况下，水都流向中心位于北纬35° 附近的马尾藻海。所形成的水量聚集使海面升高（达1米），并迫使水向深处降落，而在马尾藻海的内部和周围的广大空

间形成了顺时针方向的表流系统。

北大西洋是热量转移与水分环流相互依赖的最好例子。在占优势的气团向西移动的时期，美洲东岸水温比平常温度低。当经向（从南向北）移动加强时，气温和水温都升高。

总之，大气引起世界洋运动，而来自大洋的热量是大气的主要能源。在这两个系统之间存在着固定的密切关系。大气环流类型在很多方面决定了洋流系统，这些洋流又决定了在那里有多少热量进入大气。气流类型决定了大洋一定水域上的云层性质和它的变暖程度（斯图尔特，1971）。

大洋、大气相互关系的研究，在许多方面都是非常重要的。这对于了解地球上天气和气候形成的复杂状况，以及满足天气预报、海洋工程学、航海学、水下声学等专家们的实际需要都是必须的。

大洋与陆地

世界洋与陆地的相互作用和它们之间的物质与能量交换有两种途径：借助于大气作用和水体与岩石圈物质的直接接触。

我们已经部分地谈到，世界洋对大陆自然界的作用，是通过大气圈，即首先通过大气环流实现的。大洋与大陆之间机械能交换借助于大气，大气把热量从大洋输往大陆（尤其是以蒸发潜热的形式）将水分重新分配，确切地说大洋与大陆之间的水分交换是相互的。在现代水的循环中，整个大气圈中的水分在9—10天内更新一次，陆地上的河水在12—13天内更新一次，土壤水在一年内更新一次，湖泊水在200—300

年内更新一次，而整个水圈，包括大洋在内，300年更新一次。当气团从大洋移向大陆，或从大陆移向大洋时，它的物理性质就发生变异，尤其是改变了空气的污染程度。如果气团在洋面上停留的时间比较久，它的含尘量要比陆地上空气中的含尘量低得多。城市居民点的大气含尘量和含烟量特别高，在大城市里平均1立方厘米空气中含有100000颗微尘，而大洋上同样体积的空气所含的微尘不超过500颗。此外，陆地上的空气中还含有很多的细菌——每1立方厘米中含500个以上的微生物。而在大洋上同样体积的空气中只含有很少几个微生物。

全球范围大气环流的任何变化，都会引起活动面热状况的转化和降水状况的变化。降水状况的变化必然使大气的水量平衡发生变化。后者不可避免地导致大气水平衡的变化。最后将发生大范围气候变化，而且这种变化将影响到大气循环的性质和其水平衡。人类社会活动所引起的短时期气候变化在自然界中到处都可以观察到。因砍伐森林或植树造林，疏干沼泽和人工灌溉等，人为地改变了径流，蒸发和降水之间关系，从而使气候发生变化。

广泛地采用土壤改良措施，使从沿岸地域流入大洋中的径流发生变化。在排水时，起初径流增加，而当区域内水排干后，径流则减少。土壤改良还有另一些后果。例如，在加利福尼亚为了灌溉而打井，使地下水位急剧降低。结果，太平洋咸水由地下侵入。在这里海水每年向前推进270米。

在大洋——大气——陆地系统的相互联系中，使陆地上以大陆冰的形式（大约2500立方公里）蓄积着大量的水。假若这些冰被融化，那么，世界洋面将升高60米（这在较温暖

的时期可观察到）。在冰川时期，当时有更多的水分固结在大陆冰中，大洋水位比现在要低得多（低90—100米）。

在大洋与陆地之间经常进行着固体物质的变换，从陆地向大洋不断地搬运陆源的固体物质和溶解物质。大陆上所有岩石风化物，最终都将进入洋底，形成新的沉积层。每年从每平方公里陆地上冲到海里的陆源物质平均为26吨。而海洋又把砂、泥、盐类形式的产物送回陆地。

大洋——陆地系统的物质交换主要发生在海岸和沿海地带，在这里水圈和岩石圈在表层和底部直接接触，因而两个圈的相互作用表现得最为明显。正是在这里进行着风化物与化学元素的交换。

Н.沃亭（1954）对岩石圈，水圈和大气圈相互冲突的沿岸地带作了详细的研究。海水和陆地相接触的地带称为海岸。海岸向陆地伸展到高水位（涨潮、波浪）时水所到达的界限，这个界线叫海岸线或海岸界。海岸线以外的地带是沿海。这是具有着由海所形成的地形特点的地带或是受海洋影响的地带。

海岸在海一侧限制于最低水位（退潮、落水）时的水边线。继之，是伸入海中直接遭受波浪和洋流作用的水下海岸坡。水下海岸坡也称为沿岸地带，它通常限于20米等深线以内。

海岸的性质和沿岸特征相互联系着。在由疏松岩石构成的低地沿岸上，发育着具有砂质海滩带的缓坡海岸或多红树的平坦的泥质海岸。

海滨表面是由往返的拍岸流形成的：在波能作用下，水层沿海岸坡面向上运动，在重力作用下水又反向运动。拍岸

流在浅水砂底上留下了许多平行于岸边延伸的涟纹和浅槽。

拍岸流形成的海滩剖面受很多因素影响：（1）斜坡原来的形状；（2）波浪参数；（3）构成海滩的物质粒度；（4）海滩的泥沙补给条件；（5）泥沙的纵向（沿海岸）位移（其速度可达40米/小时）。所形成海滩类型取决于这些因素的综合性质。分布最广泛的是具有完整剖面的双坡海滩和单坡依靠海滩。（图23）。在后一种中又可以划分出凸起的和凹陷的（隆吉诺夫、帕谢奇尼克，1953）。

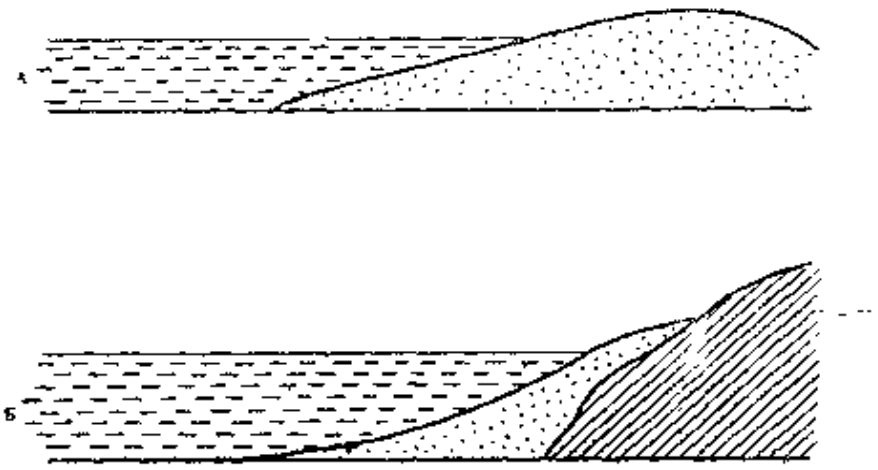


图23　完整剖面的双坡海滩（А）和单坡依靠海滩（Б）

海滩表面常常覆盖着与海岸平行的坡度平缓的沙丘、波痕长堤和砾石滩。这些沙丘受到强烈波浪的冲刷，并由较低的波浪或吹向陆地的风而重新建造。

山地沿岸有着陡而高的海岸悬崖，有时它们尖灭于水边，并不能形成海滨地带。

海岸在海水的作用下，经常改变其轮廓和地形。砂砾石海岸变化最快，陡峭的海岸则比较稳定。在砂质海岸地带的

一个地方发生冲刷，而在另一个地方则产生沉积。甚至不太弯曲的海岸线也能造成固体物质堆积。如果海岸线弯向海中，冲积层就形成狭窄的砂咀，这些砂咀有时可长达90公里（克里米西北岸的田德罗夫砂咀）。如果海岸线弯向陆地，冲积层则堆积在弯曲处，形成许多弯曲阶地。海岸的破坏和物质的搬运，常使沿海岛屿与大陆联接起来，使海湾与海脱离开。海岸轮廓的变化，引起沿岸地带涨潮，波浪及洋流性质的变化（图24）。

海不断地形成海岸。如上所述，海滨带是由砾石砂和卵石构成，当波浪运动到缓倾斜的海岸时，力量逐渐减小、消失，并向相反方向退去。如果在其行程中遇到障碍物，它们将以极大的力量冲击它，并向后退去，把长期堆积的砾石和砂带入海中。在修建海堤、坝、建筑物和港口工程时，应当考虑到这种情况。有时人类的干预破坏了海岸——海系统的平衡，导致了不良的后果，使海岸和其上面的建筑物遭到破坏。海滨带的平衡被破坏的情形可见于黑海沿岸的一些地区（皮聪大角等地），在那里由于修筑堤坝，使暴风时拍岸浪的破坏速率急剧增加。

总之，大洋在沿岸地带的做功主要是破坏，冲刷和对构成海岸的岩石的搬运。破坏和冲刷发生在突入海中的海岸地段，而破坏物的堆积则出现在深入陆地的水域中。作用于海岸的海水动力常使海岸线变得平直或使它呈平滑曲线形状而深入陆地。海岸线的这种变化同戴维斯和约翰逊关于港湾海岸发育的理论很吻合。但是也有例外：港湾海岸在海蚀后退后仍保持其不整齐的轮廓（津科维奇，1955年）。

拍岸浪的机械作用破坏了所托起的物质，并把它们搬运

到距海岸很远的地方。随着固体物质颗粒的变化，从岸边到海中按照下列顺序分布：倒塌的岩石，具有棱角的岩块，卵

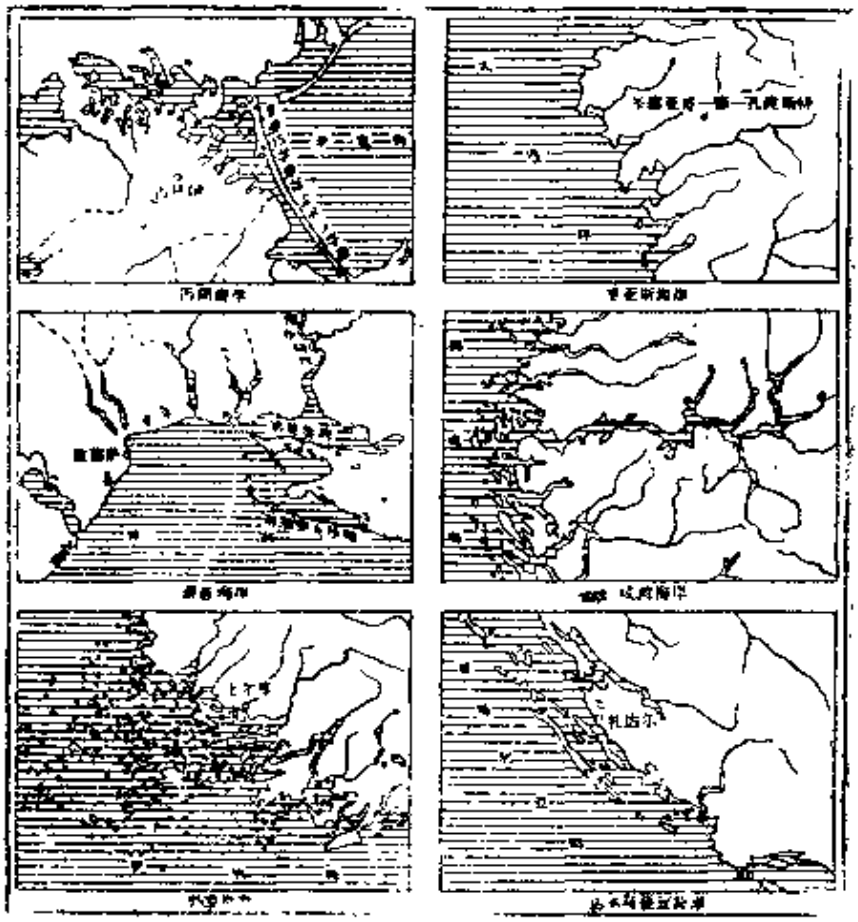


图24　各种海岸

石、砾石、砂子和淤泥。最细小的沉积物漂浮在水中，并被洋流搬运它处。

在有冰的海中，冰和岩块与岩屑的摩擦亦能产生类似拍岸浪的破坏作用；只是这里的卵石磨圆度较差。

当海面周期性降低时，海底的一些地段裸露。吹向陆地

的风把海底的物质带到海水直接作用的范围以外，并把它们堆积在那里。因此，可以形成海滨砂丘。

在陆地与大洋之间物质交换中占主要部分的是流水带去的大量风化物和盐类，以及大量淡水和大陆冰。世界洋海岸线总长度约77.7万公里。平均一公里海岸线在一百万年内从陆地搬运到海中的固体沉积物为36立方公里（吉鲁里，1957年）。另一方面，通过每一立方公里海岸线，大洋在一年内向陆地输送2000吨盐类。在各大陆的77.7万公里长的海岸线上，每年应向陆地输送大约1.5×10^9吨盐类。

据富年估计，每年被水流搬运到海中的不可溶解物质为12立方公里（250亿吨以上）。每年被海蚀冲走的物质为0.12立方公里。每年被带入大洋中的溶解物质达1.5立方公里（主要是形成海洋有机物贝壳和骨骼的碳酸钙）。总之，每年被搬运到大洋中的不可溶解物质在13.6立方公里以上。

目前，位于海面以上的陆地总体积为130×10^6立方公里。如果陆地地形没有新的变化，那么，每年被搬运的岩石为13.6立方公里，经过1000万年以后，大陆将被夷平到海面以下。

陆地上松疏的岩石和溶解质被输送到海洋中，理应使洋面抬高，面实际上这种现象并没有发生。于是，大洋底部某些地段就发生凹陷。这当然使地幔物质由大洋区流向陆地并产生均衡上升。

大洋底部另一些地段，不但没有下沉，反而上升（造陆构造运动），部分洋底变为陆地，从而把海洋沉积物移往陆地上。现代大陆沉积层中的石炭岩，白云岩，砂岩和某些页岩当时就是这样形成的。

海岸各种各样*。它们的切割性质和程度取决于许多原因。低地海岸通常比山地海岸的切割程度要小。在山地海岸中多是横向切割，在这里山岭以一定的角度逼进海岸，而与山岭走向一致的纵向切割较小。陆地淹没所形成的海岸比海退所形成的海岸的切割程度大。在很少受海洋作用改变的年轻海岸中，明显地表现出原来地表的切割特性，这种特性是同海水活动没有联系的情况下而产生的。以后，波浪作用逐渐夷平海岸，形成夷平冲蚀和堆积海岸（冲蚀被理解为在波浪和洋流作用下，海岸岩石的机械破坏过程）。

在一定条件下，另一些过程在海岸形成中起重要作用。属于这些过程的是潮汐，洋流、入海河流的活动，冰对冰、冻土的热作用以及有机物的生命活动等。

可以根据海岸的不同特征进行分类。根据地形特点可以分为低地海岸、高地海岸和山地海岸(平坦的，陡峭的和直立的)。海岸通常是根据海岸线的形状和发生特征进行分类的。

根据海岸线的轮廓可分为直线海岸，弧线海岸和弯曲海岸（港湾海岸），双重海岸（由和基本海岸平行延伸的沙洲和浅滩所形成）和岛屿型海岸（沿海岸分布着岛和岩块）。

B.П.津科维奇（1959）在进行海岸分类时，考虑了海岸的形状和动力过程。他把海岸分为两大类：（1）前伸海岸（上升的和增长的）；（2）后退海岸（下沉的和消失的）。现阶段后者居多数，这反映了现代大洋状态的海侵特性。而且每一种类型又可按主要过程（侵蚀、冰川剥、蚀堆积，有机物的组成）从发生原因上分成许多种。

*这里只是适当地研究海岸的分类，至于个别海岸类型的地形将在《陆地地形》中研究。

由于现代世界洋面的上升，将来后退型海岸将占主导地位。仅在现时的冰川中心、断层区与沿年轻山脉才可能产生上升海岸。

现在通常采用的海岸分类中，包括三种基本类型。

1.由造陆和构造作用形成的很少受海水切割的年轻海岸。现代的海岸轮廓是在晚冰期和冰期后海侵过程中形成的的。

2．在没有波浪因素作用下形成的海岸，这些海岸是河流沉积形成的（因河川固体径流），涨潮形成的，生物形成的（与有机物生命活动有关的珊瑚和红树林），剥蚀形成的（由于坡面作用）及热磨蚀作用形成的（海水对岩石的热作用）。

3，由波浪作用形成的海岸，这是最经常遇到的海岸。

海岸亚类间的区别取决于海岸线的切割特性。而海岸线的切割又取决于海岸发育阶段和占优势的侵蚀和堆积作用。最年轻的海岸是侵蚀港湾海岸。它们是由造陆和构造作用所形成的原始切割海岸（里亚斯海岸，峡湾海岸和珊瑚海岸）向均夷海岸演化。在这里，侵蚀形状（图24）在演化过程中表现得很明显。

当进一步演化时，均夷侵蚀和侵蚀堆积港湾海岸通常变成泻湖型均夷海岸或溺谷湖型海岸。

演化的另一种方式是形成次生切割海岸（当自然地理和地质条件急剧变化时）。在海岸的演化过程中并不总是通过所有的发育阶段。在以上所提到的系列中可以缺少个别环节。例如，当陆地上升时，原始切割的峡湾海岸常变为次生切割海岸，而绕过均夷阶段。

河流侵蚀物被搬运到海中，结果形成了三角洲海岸。这种海岸是由流入海中河流的三角洲形成的，具有低地平原地形。伏尔加河，波河，密西西比河、印度河、恒河、勒拿河、伯朝拉河等三角洲可作为这一类型海岸的例子。

泻湖海岸是由用砂嘴把海隔开的浅泻湖或溺谷形成的；泻湖通常通过海峡与海相连。有时泻湖变为淡水湖。黑海西北部沿岸是泻湖海岸的例子。在萨哈林岛（库页岛），堪察加半岛，以及墨西哥湾沿岸也都是这类海岸。

峡湾海岸和岩礁海岸是由冰川作用形成的。

峡湾海岸的特点是具有深入到陆地的狭而深的弯曲的海湾。某些峡湾的长度超过200公里，深达1000米（挪威的桑格纳峡湾，特隆赫姆峡湾，瓦兰格尔峡湾）。由于沿岸多山，所以沿岸高而陡，是由坚硬的结晶岩构成的。这种海岸主要是由构造基础上的第四纪冰川作用所形成的，并被海所淹没（格陵兰、斯堪的那维亚海岸以及南北美洲高纬度太平洋沿岸）。

岩礁海岸周围有很多的岩石小岛和岩堆，岛屿和岩块通常受冰川剥蚀、具有"羊背石"型的浑圆形平坦地表。某些岩堆埋藏子冰下。有些小岛不是岩堆，而是冰川堆积地形（蛇形丘、鼓丘和冰碛丘）。这种海岸分布在芬兰的南部和西部、瑞典的南部、挪威和加拿大。

里亚斯海岸（又称沉降海岸）是由于山地河谷被淹没而形成（尤其是与海岸线有一定角度的横向河谷）。其特点是具有漏斗状和分叉的海湾和港湾。海湾的底部向毗连河谷方向明显升高。里亚斯海岸分布在中国东南部，苏联远东和西班牙西北部。

达尔马提亚海岸也是由于褶皱山地岩岸沉没而形成。它是纵向海岸。当沿岸下降时，海水充注纵向河谷形成海峡体系，山岭的最高地形成了纵向岛屿。这种海岸的最典型的例子见于亚得里亚海东岸的达尔马提亚，因此就称为达尔马提亚海岸。

大洋中的岛屿

世界洋水域中的大多数岛屿是在地壳发育及其与水圈相互作用过程中产生的。大多数岛屿的本身是不平坦的，是洋底或与大陆分离的陆地地段的隆起部分。岛屿在世界洋水域中的分布极不平衡。一般说来，大的岛屿集中在大陆附近，较小的岛屿则散布在广阔的大洋中。岛的分布既有单个的，又有成群的（群岛）。在地质构造变动最为活跃的亚洲东岸分布着许多岛链（岛弧）。

地球上所有岛屿的面积约990万平方公里，占陆地总面积的6.5%以上。

最近，某些学者曾把岛屿列入大洋而没有列入大陆中，所以能准确的确定该岛是属于哪一个大洋，就毋须确定哪些岛屿是属于哪个大陆。

按照岛的起源分为两大类型：大陆岛和独立岛（原生岛）。

大陆岛在形成上与陆地有关。这是当陆地地壳个别地段下陷时一部分陆地与大陆分离而形成的。这些岛屿在地质结构和地形上通常与大陆相似。当然，岛屿的年龄是不同的；这表现在它们的自然界，动植物区系以及地理位置上（沿岸岛，

大陆架岛，大陆坡岛，以及大陆山脉延续部分的造山岛）。

在大陆岛屿中约有20个大岛，每个岛的面积都在10万平方公里以上。现将一些最大的岛屿的面积列举于下：

岛屿	面积（千平方公里）	岛屿	面积（千平方公里）
格陵兰岛	1276	埃尔斯米尔岛	200
新几内亚岛	829	苏拉威西岛	179
加里曼丹岛	734	新西兰南岛	150
马达加斯加岛	590	瓜哇岛	126
巴芬岛	512	新西兰北岛	115
苏门答腊岛	435	纽芬兰岛	111
大不列颠岛	230	古巴岛	108
本洲岛	223	吕宋岛	106
维利多亚岛	212	冰岛	103

独立岛不是陆地的分离部分；它们在海洋中产生。在大多数情况下，它们是火山活动所形成的，其大小取决于火山喷发性质。裂缝溢出的熔岩形成大岛屿，而中央型喷发则形成小岛。基性熔岩漫流到很远的距离时，形成盾形岛（夏威夷群岛）。酸性熔岩则形成面积不大的尖形火山锥岛（斯特龙博利火山）。

在太平洋西部和大西洋中火山岛分布得特别广泛。几乎所有的岛屿都是由活火山或死火山形成（大西洋中的杨马延岛，加那利群岛，亚速尔群岛，佛得角群岛，阿森松岛，斐南多波岛，特里斯坦—达库尼亚群岛，安的列斯群岛；太平洋中的千岛群岛，日本群岛，琉球群岛，夏威夷群岛，新赫

布里底群岛，斐济群岛，萨摩亚群岛等）。在大西洋中部，美拉尼西亚群岛及印度洋有一些现代水下火山。在水下火山与地震活动区现在还在产生新的岛屿与水下山岭。例如，在1811、1867（亚速尔群岛附近）和1932年中，在大西洋中有许多小火山岛形成和消失。在1963—1964年，在冰岛以南形成了新的苏尔特斯火山岛，其面积1.5平方公里，高度170米。最近几年，由于水下火山作用在日本以东的太平洋中形成了许多岛屿。所有这些都说明了，世界洋的上述地区是地球上不稳定的构造活动区。

属于独立岛的还有许多珊瑚建造的岸礁、堡礁和环礁。珊瑚构造只见于世界洋的热带水域，因为珊瑚虫必须生活在20℃以上的水中，而且不能生存在海面和空气中。同时珊瑚虫还需要阳光，所以其栖居区限于不太深的水中。珊瑚礁和珊瑚岛是由具有大量石灰质骨骼的珊瑚虫尸体形成的。

世界上最大的珊瑚建造是澳大利亚东岸的大堡礁。它平行于大陆海岸延伸2000公里以上，距离大陆30—60公里。涨潮时礁面以个别岛屿的形式高出水面。礁的平均宽度60—80公里。它在向海洋的一面突然断落，断崖高度达数百米。在礁与陆地之间为宽阔的可通航的海峡。

珊瑚礁的生长比较快，比洋底沉积物的堆积快得多。在1000年中，礁可以增高30—32米高。大堡礁很高，它的形成像珊瑚海中的很多岛屿一样很早就已开始。当时澳大利亚东部沿海沉陷，并形成了温暖的浅海，在距海岸不远的地区（在淡水流的范围以外）珊瑚虫群体就开始发育。海底继续下沉，而珊瑚虫群体力求得到阳光，就向上发育，珊瑚虫群体的下部因位于很深处就死亡，形成了坚硬的堡礁基底。而在其

上又发育了新的珊瑚体。这样经过数千年，珊瑚墙则建造起来。当海底上升，珊瑚虫露出水面时，它们就死亡，堡礁的生长即停止。

在珊瑚海和太平洋及印度洋的其它热带海中，很多的珊瑚岛都是以类似的方式形成的。

岸礁形成于大陆或岛屿沿岸时，岸礁围绕着岛屿呈环形阶地，但它在河口处中断，因为那里的水被强烈淡化。

环礁是最低的珊瑚岛，呈环状或椭圆形，礁内有深达70多米的礁湖。它以不宽的海峡与大洋相连。环礁处坡陡峻，向大洋降落百米。朝向礁湖的斜坡很平缓。

根据达尔文的理论，环礁和堡礁的形成与大洋岛屿的沉没有关系，这些岛屿最初曾被岸礁包围。由于逐渐下沉，岛屿被淹没，岸礁被珊瑚加高开始变为堡礁，之后，当海底上升时，即变为在岛屿消失的地方具有珊瑚的环礁。环礁也可能在某些火山岛上形成，这些岛的顶部在冰川时的大洋低水位的情况下就已形成并被夷平。当水位上升时在以往的火山锥上形成礁湖。

最后应当指出，珊瑚建造不仅在发展而且也在被破坏。某些软体动物在珊瑚上钻孔，海刺猬在珊瑚上筑造自己的巢穴，各种各样的软体虫将珊瑚咬成管状孔，并在管道内建造自己的住所，而某些海星则以珊瑚为食。这样的海星群体，在短时间内能够消灭许多长达千百米的大珊瑚礁。近几年来，已发现海星侵入到大堡礁和波利尼西亚和密克罗西亚的一些珊瑚岛。珊瑚礁的消灭可能破坏某些热带岛上所形成的生物过程。现在人们已经开始提出了保护珊瑚建造的问题。

孤立岛的另一种类型是沿岸附近由河流冲积物所形成的

一些小岛。

各种岛的海岸特征均取决于它的起源和地理位置。大陆岛、火山岛、珊瑚岛的海岸与海水的相互作用是不一样的，而且以不同的方式影响着洋水的侵蚀活动。

对于极地海的岛屿来说，其特征是泻湖型海岸，根本没有珊礁海岸。在热带海的岛屿中，没有峡湾海岸、岩礁海岸及具有冰川侵蚀遗迹的其它类型海岸。

大洋岛屿的发育与大洋水域密切相关；陆地对大洋岛屿的作用不大。正如内陆海的自然界是在周围的陆地的作用下形成一样，大洋岛屿的自然界是在大洋水域的直接影响下形成的。

第八章　世界海洋资源及其经济意义

海洋中的生活条件

物质和能量的交换　在世界洋中连续不继地进行着大规模的物质与能量的交换与转化过程，正是这种过程才决定了其整个历史时期大洋自然界的演化。世界洋的自然界是在一系列过程的相互作用下发展的：（1）宇宙过程，包括得到的太阳辐射，月球和太阳引力以及陨星微粒流；（2）地球上的生物与非生物过程。

在非生物过程中占重要地位的是地质作用，构造作用，地球化学作用，以及大洋同大陆、大气圈与地球深层（地幔）的相互作用。

在生物过程中，过去和现在都起着重大作用的是大洋中的生物演化，有机物对太阳能的吸收，生物生产率，有机物质由无机物质的生物合成以及物质与能量的化学再分配等。

宇宙过程和地球非生物过程是从大洋水体形成时就已经发生了，而生物过程只是从大洋中生命产生时才存在。

生命的出现，改变了能量转化和物质交换的性质。然而所有这些过程（宇宙的，地球上生物与非生物的），都是紧密相互联系的、而不是孤立地进行。这就是"多样性统一"原则，反映了世界洋统一水域中很多过程相互作用的统一（博戈罗夫，1969）。

大洋中的物质与能量交换发生在所有纬度带和直到最深海槽底的整个水层中。虽然在不同条件下，这种交换的强度是不同的，但是可以肯定，在从亦道到极地的任何地带和任何深处都存在着生命发育所必需的条件。即使在10000米以上深处，那里的水压达1吨/〔厘米〕²也有生命的生存和发育。

用来形成和维持大洋中生命的90%以上的有机物质是由在太阳照射的上层水中的浮游植物合成的。正是太阳光赋予原生生物产量（被有机体完成的大洋中物质和能量转化的重要过程部分）以能量。

大洋中的生活条件 光是水中绿色植物生存所必要的条件。因此，光对靠绿色植物供养的所有有机物具有极大的意义。水中光比空气中少，随着深度增大光照度迅速减小。1米厚水层能吸收射来的太阳辐射的60%。至1000米深处，仅能得到1米深处太阳光线的1/3000000。

不同的光线被水的吸收和散射是不相同的。红光在100米深度以内能完全吸收，而绿光、蓝光和紫光则能穿过很深的水层。曙暮光随深度而变化：开始呈绿色，往下是天蓝色，以后是蓝色和蓝紫色，直到海渊完全是黑色。

水圈的光状况影响到栖居在水中的有机物的颜色。在上层（至150米深）光线充足，海生动物或呈透明体和玻璃状，或呈天蓝色，蓝色（接近水色）或银白色。当深达500米时，它们呈具有天蓝色斑点的强红色。深水有机体呈暗色：暗棕色、深红色、黑紫色和黑色。藻类仅在上层呈绿色，在数十米深处呈褐色，再深则变为红色。

除太阳光外，水的含盐量和密度，营养物质的数量，洋流和水的垂直环流以及底土性质都对生物的分布产生影响。

例如，硅藻类常生活在营养物质丰富的上升水流区；单细胞鞭毛类多发育在下沉水中，而且集中于水面。夏季时在某些大陆沿岸积聚了大量的鞭毛虫，使水变成红色或棕色（"红波"）。在"红波"区鞭毛虫衰亡后变成有毒物质。有时，鞭毛虫尸体引起大量鱼类和无脊椎动物死亡。

水中还有许多各种不同的不需要阳光的细菌。它们散布到很深的水中，在物质的转化中起重要作用。

据统计，人们每年从大洋的浮游生物中获取60亿吨氮、磷、铁和其它元素。如果不再补充这些物质，那末它们在上层水中的储量将会很快消失。但由于细菌活动，死亡的有机物及其残骸很快被分解，所必需的元素又重新进入生物合成循环中。

随着深度增加，植物和动物的数量减少，这些动物直接或间接地依赖于光合作用的植物。

在南纬0—10°的大西洋表面上，1公升水中含有10000多个特殊的微生物；在100米深处它们不超过2700个，至1000米深处只有90个，而至5000米深仅剩下15个。表7列举了各地带不同深度浮游生物量的变化资料。

表7　太平洋不同地带中的浮游生物量（毫克/米³）
（根据M. E. 维诺格拉多夫）

深度（米）	地带			
	北温带	北信风带	两信风间带	南信风带
0—500	266.0	7.2	31.8	10.3
500—1000	59.3	2.64	6.11	3.34
1000—2000	21.8	0.85	0.97	0.68
2000—4000	9.3	0.13		0.14

水的流动和混合对有机物的生命活动具有间接的、但是极重要的意义。由于深层水的上升使表层水含有丰富的营养物质氮、磷、铁等。气旋式环流，辐散，驱流风和风暴都促使了水的上升和混合。在这方面中纬度地区是最有利的地区。而在反气旋环流控制的地区，对于单细胞植物（大洋"原生"产品）的营养供应和生命活动极为不利。在这里表层水下沉，水层中虽然可进行光合作用，但营养盐类得不到补充。这些地区浮游植物很少，因而，浮游动物和鱼类也很少。

生活在极深水中的动物能承受很大的压力，甚至在1000个大气压条件下也能生存。而且，有很多的深水动物能经受巨大的压力变化，夜间它们由深处迁徙到表面。它们能适应数十个到数百个大气压的变化。

所有的海洋生物按其栖居条件可分为三大基本类型：浮游生物、自游生物和海底生物。

浮游生物是栖居在海水层中而不能自主游动的生物。浮游生物的组成是各种藻类，主要是单细胞生物，软体动物、腔肠动物、鱼卵和各种幼虫等。

自游生物是指在水中能自主游动的生物。这首先是指各种鱼类和海生动物（鲸鱼、海豹等），头足类（乌鲗、章鱼和墨鱼），海蛇和甲鱼。

海底生物是指栖居在海底的生物：各种藻类，珊瑚，棘皮动物、海绵及软体虫等。某些海底有机物栖居在海底沉积物和基岩中。

浮游生物是大洋中最强大的生物群落。它把单细胞藻类（浮游植物）和极小的动物（浮游动物）统一起来。浮游动物包括许多单细胞动物，软体虫类，海蜇和栉水母等。此外，

在浮游生物中还包括一些处于发育初期的鱼卵、鱼幼虫、海绵虫、腔肠动物、海底蚯蚓、软体动物及棘皮动物。

世界洋中很明显地呈现出浮游生物的最大和最小密度带。北极和南极带（纬度75°以上），由于温度低，且有很长的极夜，所以浮游生物很贫乏。浮游生物的最大密度带是在两半球的纬度45°—75°之间。从45°纬线向回归线浮游生物逐渐减少。浮游生物数量最少的地带是赤道带和热带。在赤道带的信风流和逆流范围内浮游生物的密度虽有所提高，但仍没有达到温带的高密度。

单细胞植物（浮游植物）发育在阳光充足的水层中。

在浮游植物的阳光"牧场"，繁殖了以植物为食的浮游动物和小鱼群。这些浮游动物又是较大的食肉动物的捕猎物，这样逐级的提供食物。

浮游植物的种类很复杂，有地区性变化、节季性变化和年变化。而且在世界洋的每个区域中通常都有一定种类的浮游植物占优势。大洋中大规模的水循环经常把在某些地区最适应的海生植物带走。以后它们可能被表层逆流、深层逆流及风暴时的水点又重新送回原来的生长地。

大的植物没有适应这样条件的发育、分布和繁殖能力，所以大洋中植物界的发育受到很大限制。大的植物常固定在水底和仅生长在浅水中（后者占世界洋的面积不到2%）。作为例外的只是在大洋的一些特殊区域才遇到较大的漂浮植物，例如马尾藻海中的马尾藻。

大部分浮游动物以单细胞植物为食，所以浮游动物也生活在水的上层。大约有65%的生物总量集中在深度不超过500米的水层中。在深水层中（占大洋水体的90%）栖居着

不超过35%的浮游动物，它们在深水海渊中的数量约为透光层中的数量的1/1000（博戈罗夫，1967）。

生物，特别是浮游生物对许多物理过程有明显的影响。浮游生物的机体表面蓄积着电荷：活的机体上带正电荷，死的机体上带负电荷。此因，浮游生物的分布就引起了自然电场的变化。浮游生物和小鱼群的聚集形成散声层，影响声音的传播。大量的浮游生物影响海水透明度。在浮游生物旺盛的两信风间地带，10米深水层所透过的红光是浮游生物贫乏的北信风带中同样水层的1/4（博戈罗夫，1969）。某些浮游生物夜间时能发光。

温暖的热带水饱含$CaCO_3$，所以动物骨骼在其中不能被溶解。在这些骨骼附近形成了大量的贝甲物质。在这些水中堆积了大量的石灰质物质——珊瑚礁和珊瑚岛。而在温带和极地的冷水中，死亡动物的石灰骨骼都被溶解，不能形成堆积物。

在大洋水的上层和中层，栖居着最大的鱼类和其他动物。主要有鲔鱼和各种鲨鱼*、箭鱼、海豚、海猪，其中最大的食肉动物是有须鲸、海狮和海豹，它们能潜入深水中寻觅食物。在大洋的中纬度地区大量地聚集着鲱鱼，鳕鱼及其他鱼类。所有这些大的海生动物和鱼类，除了某些鲨鱼外，通常都成群结队游动；这种生活方式便于交尾、防敌和寻觅食物。

有机物质下沉到大洋水的中层和较深的弱光层，使栖居在这里的鱼虾得以生活。

深水海底的环境和海水层及其上层的环境完全不同。这里的某些地段定居着较大的无脊椎动物，它们是以贝壳和植

* 鲨鱼中对人类危害最大的是大白鲨、虎鲨、鲨、槌头鲨和海狐狸等。这些大型动物长达29米。

物组成的碎屑物质为食。在这些动物中有甲壳类，棘皮动物和环虫类，还发现有古老的多细胞生物，透明硅海绵，海百合，腕足软体动物。最近借助照相机对深水海底的研究表明，下沉的小碎屑不是海底生物唯一的食料来源。鲸鱼、大鲨鱼和其他大鱼的尸体也是这些生物的食料。

沿岸浅水地带，特别是大河口附近的海底动物特别丰富；在这里河流带来的营养物质起很大作用，表层中有大量的食物。

世界洋的生物生产率 现时存在着（水体）“生物生产率”和（有机物）“生物产量”两个概念。这两个概念的含义是不相同的。“生物生产率”是表示在单位时间内，某一大洋、海或其部分水域所有生物群落所产生的有机质的数量。生物的生存同整个水体的物理、化学以及地质特征有着不可分割的联系。因此可以说是某一大洋、海和区域的生产率。这个概念含有地理意义。

“生物产量”是指一定生物群落的生物量增长额（浮游生物产量，海底生物产量或自游生物产量）。因此，产量是表示一定生物群落的生态概念（博戈罗夫，1969）。

决定某一大洋生物生产率的最主要条件是：(1)得到的太阳辐射，太阳辐射在光合作用中起决定性作用，它决定了原生产量；(2)在水的上升和混合过程中来到表层的营养物质（生物物质）；(3)有机物本身的相互联系（特别是在获取食物的情况下），这种联系影响到藻类和动物在空间和季节上的数量。

世界洋中生物量的分布遵循着像在陆地上的一般规律。但同时也具有着仅仅是大洋所固有的一系列特点（苏耶托娃，1976）。

已经查明，同在陆地上一样，大洋中动植物量的提高和降低随地带更替。陆地和世界洋中生物比较丰富的地区都是处于大气和水的气旋式运动状态下。

与陆地不同，大洋生物聚集最多的地方是副极带和温带，而不是热带。海洋和陆地相比较还有一个很特殊点：陆地上所有的动物同植物同时存在；而大洋中深度达200—500米为上生产（浮游植物）层，往下至最深处才是动物和菌类占优势。

世界洋中植物量的绝对储量同陆地相比较是不大的，约为陆地植物储量的1/200。如果按单位面积上生物密集度来说，那末陆地上的密集度是大洋的1000倍。

陆地上植物的年产量估计为170×10^9吨（占其总储量的7%）。世界洋中植物的年产量比当时平均总储量大300倍。这是因为大洋中占统治地位的是单细胞植物，它们具有极大的再生产速度。但世界洋中植物的年产量仍是陆地上植物年产量的1/4。陆地上生物的总储量同样比世界洋中生物的总储量大许多倍。如果仅以动物作比较，那末大洋中的动物量大大地超过陆地。世界洋中保存了地球上90%的动物蛋白。

海洋中生物的特点是有机物的破坏过程很强烈和其恢复很快，有机物越小，这一点表现的越明显。鲸鱼一年产一个幼仔，鳕鱼和鲽鱼一季度产600—900万个鱼卵，而一个硅藻在4天内能繁植1400亿个后代。虽然大部分鱼卵和浮游生物后代身遭死亡，但仍有大量的后代保存下来作为再生产的种子。

陆地上生物数量的分布首先决定于温度和降水量，总的说来呈现出地带性。大洋中某一地区的生物量首先取决于营养物质来到的速度和水的上升运动，所以大洋中生物量的大小首先是与水的环流类型有密切联系。在气旋式涡流中生物

的数量就增大。大洋中生物的第二个特点是其多集中于大陆架带，这同样是由于水的强烈垂直混合的缘故。

根据И.А.苏耶托娃（1976）统计，世界洋中的高产面积仅占总面积的7%。大洋中1平方米上的生物量不超过15公斤（南极沿岸的小动物〔Kriel〕和太平洋的珊瑚礁），而在陆地上则达125公斤/米^{2}以上（热带森林带）。

应该考虑到，高的原生产量不一定能为扩大有价值的生物数量提供良好条件。有时在浮游植物群落中出现了新品种藻类，而当地的浮游动物又对这种藻不适应，从而使浮游动物量减小。最后导致鱼类的数量减小。有时产生了有毒藻类大量发育的条件（例如在中美洲沿岸），使鱼类死亡，或迫使它们离开原来的栖居地。这就是说，当不能食用的或有毒的物质蔓延时，虽然提高了原生产量，但鱼的产量反而减少。

据推算，浮游动物的年产量约是浮游植物年产量的1/10。海底生物的年产量是原生（植物）产量的1/180，而自游生物的年产量则是原生植物的产量1/1750。自游生物的年产量达2亿吨。然而，并不是全部的自游生物都具有经济意义。所获取的一半是无用的有机物。因此，大洋中有经济意义的有机物的最大年产量不超过1.2亿吨。

世界海洋的生物资源

世界洋中蕴藏着丰富的但总是有限的生物资源。动物资源特别丰富，栖居在海洋中的动物总量超过地球陆地上动物总量的数倍。

人类从古代起就利用海中宝藏：捕捉鱼类、甲鱼类和软

体动物，追捕海兽，开发藻类，利用这一切作为食物及满足服饰品（针、线）和纺织生产，医疗，农业酿造和香料的需要。海洋事业从来就被认为是世界经济的一个重要部门。

世界洋中的动物有15万种（其中鱼类有1.6万种），植物有1万种以上。

不久以前，人们还没有真正意识到海洋生物资源有衰竭的可能。但是，随着人口的增长，海洋有机物的捕获规模日益扩大，根据B.Г.巴博戈罗夫（1969年）的材料，1800年的捕获量约为120万吨（人均1.5公斤），1900年为400万吨（人均2.6公斤），而到1966年则达5850万吨（人均18公斤）。今后，在合理管理的条件下，海洋有机物的捕获量还可以提高一倍，但这只有在开发新的、具有高的生物生产率的捕获区和捕捉未被利用的生物的条件下才有可能。

渔业 据统计，现在每年从海洋中捕捞的产量达7000—7500万吨，约占世界肉类生产的一半。人们从海洋中获得的生物量的90%是鱼类。其余部分是海兽（鲸鱼、鳍脚动物），甲壳类，软体动物和某些无脊椎动物。鱼是不多的海食品之一，在世界范围内鱼的捕捞速度正继续超过地球上人口的增长的速度。鱼产品不仅用于人类食品，而且能加工成动物饲料，还可用来提取脂肪、各种技术材料和肥料。现在，所捕获的鱼类几乎有一半不是用作人类的食品，例如，秘鲁所捕获的鱼只有0.5%用作人们的食品，其余部分都加工成饲料粉。

被开发的鱼产资源中，在海鱼中占捕获量第一位的是鲱鱼和鲭鱼（超过30%），占第二位的是鳕鱼（约15%）。再其次是鲽鱼、比目鱼和竹策鱼等。

主要捕鱼量是在大陆架地区得到的(86%)，大陆坡上的

捕鱼量仅占4%，而在远离海岸的大洋浮游生物区的捕获量约占10%，世界上有六个国家的捕鱼总量占世界捕鱼总量的一半以上，这六个国家是：日本、苏联、中国、秘鲁、挪威和美国。

在战后一段时期，苏联的捕鱼量增长得特别迅速，这是同苏联鱼业有完备的技术装备和捕鱼船进入开阔大洋有密切关系。苏联最重要的捕鱼对象是：鲱鱼、鳕鱼、比目鱼、鳊鱼、海鳟鱼和鲑鱼等。

目前，在世界洋中划分出14个大的捕鱼区，其中只有两个在印度洋，其余都分布在太平洋和大西洋。

在大西洋中有六个捕鱼区，大西洋东北部（欧洲附近），西北部（北美沿岸），中部的东部（毗连西非），中部的西

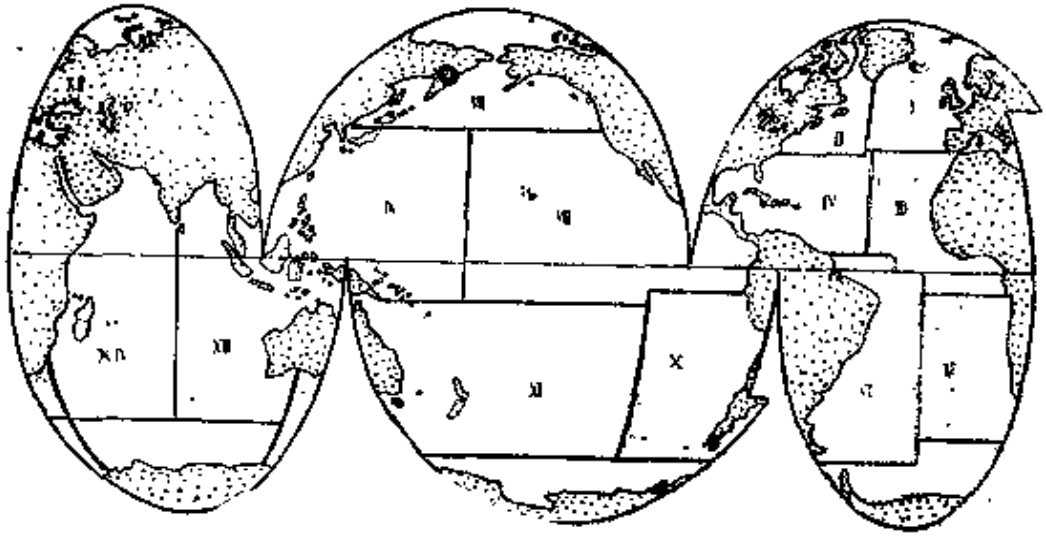


图25　世界洋的捕鱼区

Ⅰ—大西洋东北部　Ⅱ—大西洋西北部　Ⅲ—大西洋中部的东部
Ⅳ—大西洋中部的西部　Ⅴ—大西洋东南部　Ⅵ—大西洋西南部
Ⅶ—太平洋北部　Ⅷ—太平洋中部的东部　Ⅸ—太平洋中部的西部
Ⅹ—太平洋东南部　Ⅺ—太平洋西南部　Ⅻ—地中海
ⅩⅢ—东印度洋　ⅩⅣ—西印度洋

部（位于中美洲对面的大西洋部分），东南部（南非以西）和西南部（南美洲附近）。

在太平洋中有五个捕鱼区：北部（从北纬40°到白令海峡）、中部的西部（与东亚毗连）、中部的东部（北纬0°—4°间的美洲以西）、西南部（澳大利亚和新西兰以东水域）和东南部地（南美洲沿岸附近）。在印度洋中有东部区和西部区。把地中海和黑海水域作为特别区。

目前，产量最大的区是：大西洋北部区，太平洋西北部区和南美洲西岸区。近来这三个区年捕鱼量分别超过1000万吨。

从整体上看，北半球的温带是各大洋的最大产鱼区。该带捕鱼量占总捕鱼量的40%；各大洋热带占32%；世界洋的南部各区占26%；北冰洋仅占2%。

长期以来，按捕鱼量来说，大西洋居首位。最近几十年来，太平洋一跃而为首位（约占55%）。现在，大西洋捕鱼量占40%以下，印度洋的渔场仅在狭窄的热带，捕获量不超过世界总量的5%。

在地球的许多地方，尤其是在接近人口稠密的地区，海中资源现已遭到过度开发。随着对海产品需求的增加和捕获技术的改进，大洋资源的形势日趋严重。

任何一种鱼类所吞食的食物都能保证幼鱼的生长，使其长成大鱼。如果在群体中大鱼占优势，它们就吞食大部分饲料，引起幼鱼死亡或生长缓慢。大鱼远离，小鱼就增殖，使整个生物量提高。所以，一般说来由于成鱼按年龄分异过程，在鱼类资源开发的一定条件下，人们能够提高整个生物群体的生物量。换句话说，人们在捕捞时若不超过一定的界线，就能促使鱼群状态好转。在现在进行捕鱼地段上的生产率明

显地高于“荒地”上的生产率，这是由于成鱼数量减少而使群体结构发生了重大的变化。

如果捕获量过度，就会使尚未完全发育的生物群体消亡，从而使生物总量依次迅速减少，造成所谓过度捕捞。

过度捕捞降低了大洋的生产率，因而也降低了总捕获量。

过度捕捞出现在大洋许多地区。第二次世界大战后，海洋捕鱼船的数量迅速增加，而且技术装备空前提高，使世界洋鱼类资源面临着枯竭的危险。世界洋大陆架上大多数地区的鱼类资源已被利用到最大限度或接近最大限度。

高产捕鱼区约占世界洋面积的17%。其中最高产量是在1平方公里水域上，年捕鱼15吨以上（秘鲁、智利沿岸）。北海捕鱼量是5—7吨，北大西洋仅有2—3吨。过度的捕捞使北海和大西洋西北部大陆架上的鱼产量下降。

从50年代起，北海、挪威及冰岛水域的某些鱼类(鳕鱼、里线鳕和比目鱼）已出现了过度捕捞现象。拉布拉多、纽芬兰和北角（挪威）水中的鲈鱼储量已经枯竭。

现在，世界洋中的年捕鱼量平均占每年增长量的70%。按现在的捕捞速度，经过20—30年后将捕获每年的全部增长量（费多罗夫，1972）。

二次大战后，捕鱼业表现出移开主要产鱼区，这种趋向每年都有所加强。世界渔业中心移往世界洋开阔水域可减轻沿岸区的捕鱼强度，开辟新的鱼场和新的捕捞对象。这将促使世界渔业的平衡分布，是合理利用世界海洋食物资源的重要条件之一。

促进开发世界洋深部鱼类和其它生物资源是海洋鱼业合理分布的第二个方向。

世界洋食物资源的调节利用问题，需要各有关国家共同努力。只有严格的国际捕鱼制度，才能预防大洋鱼类和其他生物资源枯竭。

除了扩大捕鱼强度外，建立“水体”工业对鱼类资源也极为有害，这类工业排放的有毒物质，毒死了鱼卵和幼鱼。人们在抽水站的网罩上和冶金工厂的平炉或高炉过滤器上发现大量死亡的幼虫、鱼卵和幼鱼。

除了调节捕鱼和保护水源外，必须在捕鱼业中制定出一些科学的预测方法，因为现在显然缺少捕鱼预测。毫无疑问，将来要扩大鱼类的迁移和使其适应新区的环境。这种实验已经在许多国家进行，其中也包括苏联。将来要采取在海水中人工施肥，人工提高水深及培育浮游生物等措施，以提高世界海洋捕捞区的生物生产率。

捕鲸 海生哺乳动物鲸类在世界海洋动物资源中占居重要地位。古时是狩鲸，而到19世纪末变成大量捕捞。从鲸鱼肉中提炼脂肪，制作罐头，把骨骸加工成骨粉，并利用弹性鲸皮。由抹香鲸中可提取带香物质（龙涎香）。这种香质是化妆品生产的珍贵原料。

鲸鱼是地球上最大的动物，特别是兰鲸和鳗鲸具有巨大的体躯：长20—30米，体重30—150吨，从一个兰鲸身上能提取高质量的脂肪20吨。

鲸鱼的捕获量年年增多。在60年代，平均每年捕捉6.5万头，总重量250—300万吨。这就使鲸鱼的总头数急剧减少。北大西洋的鲸鱼实际上已经绝迹，南极水中的鲸鱼数量也已大大减少。兰鲸已达到灭绝界限。到1965年，世界洋中鲸鱼总数已不超过100万头（米哈伊洛夫，1966）。如果考虑到鲸鱼的成

长过程很长而生殖力很低（通常是一个仔，很少两个），那么在最近几年内，它们的资源是很有限的。已建立的条约要求严格执行国际鲸鱼捕捞规定。上述条约同样也使用于捕豹业以及其它大的海洋哺乳动物。

捕捞无脊椎动物 生活在海洋中的无脊椎动物的数量要比鱼类多，它们的捕获量按体积算还不到捕鱼量的1/10；但近年来它们的捕获量接近600多万吨。

按照捕获量，软体动物占第一位（每年是400万吨），甲壳类（图34）居第二位（约每年200万吨），其余的无脊椎动物（海绵、珊瑚虫、棘皮动物、软体虫、水母），每年捕获量不到50万吨。（图35—37）

无脊椎动物被广泛地用作食品、动物饲料和农田肥料。无脊椎动物还可用作工业原料。

捕获无脊椎动物的事业在很多国家，其中包括苏联还没有得到广泛的发展。但在西欧和东方一些国家（日本、中国和澳大利亚）则发展很快。

无脊椎动物能很迅速地恢复自己的储量。这是世界海洋生物资源中最有前途的部分。特别是在沿岸区的一些亚洲国家，已经掌握了人工养殖软体动物的经验，在所捕捞的无脊椎动物中，这些人工养殖的软体动物常占首位。

具有捕捞意义的软体动物有三类：双壳类（牡蛎、壳菜、海扇），头足类（乌贼墨鱼、章鱼）和海蜗牛（喇叭虫、海叶耳等）。

人工养殖的对象首先是牡蛎和壳菜。许多国家在浅水区建立牡蛎田（澳大利亚、日本、美国、印度尼西亚）。苏联适于养殖牡蛎和壳菜的水域是黑海和远东沿岸。

日本在上一世纪就已开始人工养殖珍珠软体动物。这一海洋经济部门得到了迅速发展，几乎完全取代了天然珍珠的采集。如果说在30年代采集天然珍珠的船有500多艘，那么现在这种船不到20艘。

在头足类软体动物的捕捞中，主要是乌贼，而章鱼和墨鱼只占少部分。乌贼既可用作新鲜食品又可醋渍，制成罐头和晒干食用。在日本、朝鲜、冰岛、挪威沿岸它们被大量捕捞。

在甲壳类中，价值最高的是螯虾、螃蟹、鳌虾和龙虾（大海胆虾，体重4—6公斤）。所有甲壳动物由于肉嫩味鲜被誉为海味。现在不仅在欧洲和北美沿海，而且在亚热带海中都可见到甲壳动物。甲壳动物的肉不多，甲壳占其体重的90%，甲壳可以用来作饲料粉。近年来甲壳动物每年的采集量达200万吨。

捕捞藻类 生长在海中的植物有1万多种，而现在被人们利用的不超过70种。它们被分成三大类：褐藻、红藻和海草。它们中有单细胞植物，也有长达30米的大植物。这些藻类很容易采集，因为除了大的深水藻（макроцистис）以外，它们都生长在浅水区（深度不超过70米）。

在有些国家（日本、冰岛），红藻代替了当地冬季的蔬菜。褐藻是廉价的蛋白质来源。从藻类中可得到代替动物胶的琼脂，这种物质常用于制造食品和工业品。

从许多藻类中能提炼出许多珍贵物质，这些物质对食品工业和其它工业都是必不可缺少的，如钠、钾盐、琼脂、碘、酒精。从每千吨海藻干物质中可以取得2.7吨钠和190吨钾盐。

可利用专门的船只使用机械收割藻类。

在苏联像在其它大多数国家一样对海藻的利用还极不充

分。苏联对海藻的利用与其对藻类产品的需求和苏联的类藻资源都不相称。

海带资源集中在苏联远东诸海和白海。近来还发现有"伊谷草"。海带能加速家畜生长，并且提高它们的产量。

在黑海，从塞瓦斯托波尔到多脑河下游分布着世界上最大的膏叶藻场地，它的储量估计有1600—1700万吨。从这些深红藻类中可得到拟琼脂。

仅仅在黑海、波罗的海和远东诸海，每年就可以从水下草地中采集1000多万吨植物，为食品业，饲料业，医疗业和工业提供宝贵原料（斯捷潘若夫1967）。

近年来世界上藻类总开采量约为100万吨，其中日本约占50万吨。

大量的游浮生物资源几乎完全没有被利用。它们的储量达250亿吨，而年产量则达3600亿吨。这是一个巨大的化学业、工业、医疗业和饲料业的原料来源地。不久的将来，这个原料基地将为人类服务。毫无疑问，应合理的利用浮游生物，不允许破坏大洋生态环境。

深水动物区系 在大洋的1000米以下，栖居着深海动物区系。它们分为深海（6000米以浅）动物和超深海（大于6000米以下）动物。已经知道的超深海动物不超过150种，约占世界海洋或浅水区动物种类的0.1%。（图38）。大多数深水动物是属于甲壳类，环节软体虫，棘皮动物和角鲛鳐。

对深水的研究是在不久前才开始的，所以，超深海动物群只是在最近二十年来才成为科学财富。这一时期在太平洋、印度洋和大西洋只发现了一些角鲛鳐，其种类在100种以上。这些被新发现的动物，没有肠道，而是通过触须吸取营养物

质。角鲛鳊常生活在泥土中的长筒洞中。

在深水动物中又发现了曾被认为是已经绝迹动物的“活化石”例如总鳍鱼（图39）。单调的，很少变化的生活条件以及稀少的深水生物使这些有机物保留在很深处。

对超深海有机物及其地理分布的研究，不仅仅是动物学的问题。对它们的研究还能解决与海洋自身的发展（它的轮廓，海底地形）有关的海洋动物和一般动物界历史联系等一系列问题。

许多海洋生物在医疗上有很重要的用处。某些鱼类、软体动物、甲壳动物和棘皮动物的器官以及藻类是医药工业的原料。从它们身上可以得到抗生素、生长激素、内分泌素（荷尔蒙）和维生素。例如，从章鱼、乌贼和太平洋独有的盲鳗鱼身上能得到用于医疗心脏病和其它心血管病的物质。“红胡须”海绵分泌出的物质，能够杀死结核杆菌。海胆卵中含有健身物质。用鱼胆制成的麻醉剂是外科医学必不可少的药物。在某些动物和鱼类的机体上也含有用于医疗上的剧毒物质。属于这类有机体的是某些海星、石头鱼等。应该指出，海洋动物的传染病比陆地动物少得多，其中机体有很多物质能杀死病菌。

藻类（昆布等）是生产广泛用于医药上的碘和溴的主要原料，同时也是提取维生素和降低血压物质以及其他药物的原料。

世界海洋的矿产资源

世界洋的矿产资源可分为两类：直接含在水中的资源和

蕴藏在海洋底部的资源。

整个大洋水体是一个液体“矿床”，在其组成中实际上几乎包括了门捷列夫周期表上的所有元素。这些元素的含量极不相同，其中某些元素（如氯、钠、镁、硫、钾、钙），在一立方公里水体中含有数十万吨，甚至百万吨，另一些元素（溴、碘、锶、硼）则含量较低。而像金、铊、铋、汞、铅这些元素在一立方公里水体中只有几公斤。下表中列举了洋水中主要化学元素浓度资料。

海水中汞含量为25公斤/公里^3；铋含量为25公斤/公里^3；铊含量是12公斤/公里^3；黄金含量6公斤/公里^3。

如果考虑到世界洋水体体积超过13亿立方公里，那么被溶解在洋水中的物质总储量就非常大。例如在海水中浓度不

元素	1立方公里水（10亿吨）中所含物质吨数
氯	21000000
钠	11800000
镁	1500000
硫	1000000
钙	440000
钾	430000
溴	72000
碳	32000
锶	8600
硼	5000
硅	3400

大的稀有元素之一金的总储量超过800万吨；银的总储量超过了3亿吨；铀的储量约30亿吨。而广泛散布于海水中的元素，如氯、钠、镁的数量则以数万亿吨计，被溶解于海洋水中所有物质总量是一个很大的数字，即48×10^{15}吨。如果把这些物质均匀地平铺在地球陆地表面上，整个陆地将因此而升高约200米。

海水中，氯化钠(食盐)的含量几乎占所有物质的80%。现时所用的食盐大多数是从海水中提取的。全世界每年需要食盐2500万吨。其中约三分之一来自海水。如果说在陆地上（在湖中和地下）盐的储量比较有限，那么世界洋中氯化钠的总含量达38×10^{15}吨。这个储量可供人类使用15亿年以上。显然，从海水中采盐的比重今后将逐渐增加。现在，从海水中采盐最发达的国家是：英国、美国、西班牙、日本和法国。苏联已在黑海中采盐，并在远东诸海中进行采盐实验。

从海水中能提取很有价值的产品——镁。这种轻金属（镁与铁同体积重量比为1：4.5）被广泛地用于飞机制造业，纺织业、造纸业和橡胶工业。世界上40%的镁来自海中，故称“海镁”。世界洋中镁的总储量达1.6×10^{14}吨。

从海水中还可提取钾，它的开采在二次世界大战以后才开始。钾盐是重要的农业肥料和贵重的化学原料。钾盐被用来制造肥皂、爆炸物以及净化剂和漂白粉。

海水中溴的浓度不像氯化钠和镁那样大。然而许多国家几乎都是从海水中提取溴。目前，在大洋中采集的溴占其总量70%。

溴是一种易挥发的液体，被用于颜料制造，制药工业、生产汽油和毒气以及内燃机防爆剂。海洋中溶解的溴占地球上

溴的总储量的90%。

目前正准备从海水中提取其它矿物质。分离稀有元素和分散元素最为复杂。已经对使用离子交换树脂作过实验，借助离子交换树脂可以得到铀、银、锶、铋、金、锌、铜、锰、镁等。

世界海洋中最重要的“有用矿物”之一是水的本身，确切地说是淡水。地球上淡水体积约为4760万立方公里（占水圈的3.5%）；其中约有2400万立方公里蕴藏在极地冰中和高山冰川中，约有2350万立方公里埋藏在地壳中。地表淡水（河水、湖泊和沼泽）和大气水仅有20.2万立方公里（不到淡水总储量的0.5%）。在水循环过程中，每年更新的水量（大约等于河川径流）不超过4.5万立方公里。这就是满足人们需水的水资源（索科洛夫，1974）。

随着农业、工业和生活对淡水需求的增长，补充淡水储备已日益成为刻不容缓的任务。据统计，人均淡水的需求量已从19世纪初的80升/日增长到300—350升/日。现在苏联的一些城市，每个居民的日供水量已接近300升。工农业的用水量特别大。栽种一吨蔬菜平均需水2000吨，得到一吨肉需水20000吨。制造一吨纸耗水250吨。生产一吨卡波隆纤维，要耗淡水5000吨（斯捷潘诺夫，1967）。

世界上许多淡水源已被污染，它们的水已不能被使用，到2000年时将出现纯净淡水的严重不足。目前，非洲，亚洲和拉丁美洲的一些国家已感到缺水；在苏联某些地区（中亚，顿巴斯，北高加索）亦感到淡水不足。

弥补淡水不足有许多方案，其中之一是修建水库体系。另一种方案是把南极冰山拖到苦于干旱或缺水的国家沿岸。然而，采用这种方案（由于经过很长距离）未必能解决所有的问

题。

为了防止水荒，人们应该制定出海水淡化的廉价方法。海水储量实际上是取之不尽的。这个任务可以与提取稀有元素问题同时解决。实验证明，从海水中提取一公斤黄金时，可以得到灌溉副热带沙漠40公顷土地的淡水。

现在，世界上100多个大型海水淡化装置在工作，每年提供约几百万立方米淡水。虽然海水淡化的价值比较高，但在一些干旱和缺水地区，淡化海水仍比从其他地区运水合算。现在已有数十个淡化器在科威特、阿森松岛及美国西部等地区工作。

用现代方法淡化海水的费用要比净化被污染了的淡水贵。但淡化器的经济指标能迅速提高。

最常见的海水淡化方法是蒸馏法，冷冻法和电解法，后者近年来才被采用。现在正研究海水淡化的新方法。例如在英国采用：分离冷却过程：把水与液体丁烷混合后冻结，对所形成的结晶水进行冲洗，并从丁烷析出融化后就得到淡水。

世界海洋不仅在海水中溶解了丰富的化学元素，而且海底还蕴藏着丰富的矿藏。这些矿藏主要是在基岩和沉积层的表面或内部呈地方性的矿床和构造。它们包括：（1）可用钻井开采的液体和被溶解的有用矿物（石油、天然气、硫磺和钾碱）。（2）海底面以下的矿层，属于这类的有煤、铁矿及其它一些金属矿，呈脉状；它们的开采现时只在通往沿岸的水平坑道中进行。（3）海底面上的砂物层，它们可以开取；其中占重要地位的有锰和磷灰石结核体、重金属矿砂和砾石以及金刚石、牡蛎贝壳、冲积矿等。

到目前为止，海洋矿产资源的开发只限于海深不超过100

米的大陆架区，正是在这里聚集了世界储量1/3的石油、天然气、铂、锡、钛放射性元素和金刚砂等。现在许多国家都在堪查蕴藏在深海底上的矿物资源，以便进行工业开采。

据经济学家估算，陆地上的煤、石油和天然气的储量将只够最近30-60年用（米哈伊洛夫1969）。H.H.谢留诺夫（1972）认为，陆地上已查明和新发现的燃料储量在不超过140年内将被采尽。至人类历史以来所利用的全部燃料中，约有一半在最近30—40年内耗掉的。因此寻找新的燃料资源和其开采方法以满足高速度开采和消耗已成为日益迫切的任务。

目前，从海底开采的主要燃料是石油。已经查明，石油和天然气的主要矿床不是在陆地上，而是在海底。地球上石油和天然气的矿床分布正是在地壳的洼地上。而且已经发现，哪里海渊越深、哪里的石油和天然气的储量就越多。因此，海洋地段常比毗连的陆地区富含石油。现在认为，大陆架和陆架海是含油最多的地区。展望前景，海洋中产油面积将超过4500万平方公里，而在所有大陆上，产油面积勉强达3000万平方公里。据专家估计，仅在大陆架带石油储量就达1500亿吨。

近年来，许多国家都在大陆浅滩上为寻找石油而钻探。如果说从前钻探深度只有80—100米，那么现在则达180—200米，一些浮动钻井台能达到6000米深。

现在从海洋中开采的石油和天然气的价值占从海洋中开采全部有用矿产价值的90%。世界上有40多个国家都是从大陆架底上取得石油的。海洋石油开采量占世界石油采量的25%以上。到1980年，世界石油开采量的三分之一以上将由海洋提供。

波斯湾是最大的海洋石油分布区之一。这里的石油产量达到并超过全世界资本主义国家海洋石油开采量的一半以上。近年来在沙特阿拉伯和科威特沿岸发现了一些新油田。这个盆地的总储量估计有40亿吨。已查明，墨西哥湾是石油（达20亿吨）和天然气储量较大的地区。仅在该湾的北部就钻井4500口。石油勘深正在马拉开波湾及加利福尼亚沿岸进行。在石油方面最有前途的地区是：加拿大、阿拉斯加、阿根廷和巴西沿岸水域。在苏伊士湾已开采出石油。在非洲西部（加蓬、尼日利亚、安哥拉）地区正在寻找石油矿床，在突尼斯和黎巴嫩沿海地区已开始钻探。非洲东部沿岸（坦桑尼亚，肯尼亚、莫桑比克）的陆架区也很有前途。在亚洲东岸，澳大利亚东南岸和印度尼西亚群岛之间都蕴藏着大量的石油。

近年来，在北海加强了石油勘深。在荷兰、西德、英国和挪威沿岸以及比斯开湾和亚得利亚都发现一系列矿床。在设得兰群岛和法罗群岛也发现了油田。

在北海还发现了天然气矿床，其储量估计有5000—7000亿立方公里，占世界总储量的三分之一（米哈伊洛夫，1966）。利用这些储存的天然气可以从根本上改变西欧的动力条件。

早在1925年，苏联就在黑海中开采石油。这里除了储藏石油外，还发现有天然气。为了开采石油，在黑海沿岸建造了人工岛。

除了石油和天然气以外，还可以从海底采煤。为此，人们利用水下水平坑道（出口在陆地上为竖井）现在已知世界上水下矿井有100多眼，利用这些矿井开采煤、铁、铜、镍、锡和石灰石。日本水下采煤量约占其总量的30%，英国占10%

上以。

在大洋底面上发现了具有极大规模的铁锰结核矿床。勘探查明，它们大量聚集在水深较深的部位(3000—6000米)。显然，这些结核体主要是由于锰的氧化物和从海水及陆地冲积来的岩石化学分解物中的矿物盐类，以及火山喷出物沉淀而形成的。结核体围绕着任何一个核心（岩屑、石块、贝壳或鲨鱼齿）而浓集。结核体的增长速度和深水淤泥堆积的平均速度相吻合，即在1000年内，增长约1—2毫米。但也发现某些结核体在100年内竟增长数厘米之多。铁锰结核分布很广，它们覆盖的面积以数百万平方公里计。在太平洋海底上，它们的密度是一平方公里12000吨。铁锰结核几乎以同样的密度分布于印度洋。

世界洋海底拥有几万亿吨的铁锰结核体(维诺格拉多夫，1972)，为全世界所有国家发展冶金工业提供了巨大的潜力。海洋学专家们认为，铁锰结核面积占太平洋洋底面积的25—50%在结核体中聚集着各种各样的矿物质，其中锰占24%。而某些结核体中含锰达45%，含铜18%等。

最近几年，某些外国公司对开采结核体进行了实验工作。从一百万吨结核体中能够得到25万吨锰、1.6万吨镍、1～1.2吨铜，0.8～1.0万吨钴（韦利奇科，1974）。

在发现太平洋和印度洋铁锰结核矿床的工作中，苏联海洋地理考察队建立了不小的功绩。苏联海洋学家在印度洋裂谷中还发现了铬铁矿。

在北美靠近太平洋沿岸发现了锆、钛和其它重金属矿床。在泰国和苏门答腊岛沿岸已开采出锡矿石。

在另一些蕴藏在海洋底面上的矿物元素中，应该提到的

是硫和磷钙石。在盐丘石帽中发现了硫磺，这些盐丘多埋没于大陆或水底沉积层下面。硫的开采是用管道从地面灌入过热的水把硫溶化，而后用压缩气体将它往上压。在墨西哥湾，硫的开采规模较大，那里的硫矿层厚度达65～120米。

磷钙石以结核状蕴藏在海底面上。结核体呈密集而松散构造。在加里福尼亚的深水陆架上，在危加勒斯浅滩上和恰捷姆 Чатем 高原上发现古代形成的密集结核体。苏联"勇士"号探险队在太平洋水下山脉顶部发现了一系列这样的矿床。

在西南非洲和南美(智利)沿岸，发现了疏松而"潮湿"的磷钙石结核，呈凝胶磷酸盐状。这些结核体年龄不超过2万年，在地质年代上，这些结核体是属于现代的（巴图林等，1972）。

许多沿海国家都在开采蕴藏在陆架上砂矿中的砂产资源。由砂矿中采出来的有钛铁矿、金红石（用于提取钛）磁铁矿，锆石、金和铂。从南部非洲沿岸砂矿中开采出了金刚石。

在沿海水中砂、砾石和牡蛎贝壳的极大储积量为建筑工业提供了大批原料。仅在美国，每年就开采约4000万吨砂和砾石，为了生产石灰每年捞取2000万吨牡蛎贝壳。

在像红海型的一些半封闭盆地中，发现了含矿物质浓度达300‰的炽热盐水，几乎比普通海水的矿物质浓度高10倍。位于其下的沉积层有丰富的重金属矿，如锌、铅、铜、银、金。类似的矿床亦见于具有这样裂谷的其它盆地中。

对于世界洋的矿物资源的开发还仅仅是开始。这是一项很有前途的事业。回顾以往，在大陆上对可能含石油和重要矿

球的面积已勘探了90%，而在大陆架上勘探的还不到10%。已考察的洋床仅占极小面积。

海洋的动力资源

随着地球上人口的迅速增长和社会生产的发展，对电能的需求将日益增加。在近一百年来，世界电能的生产约提高了100倍，据统计，近十年来，世界电能的需求增加了一倍。然而热力资源却在减少，因此，作为燃料的石油、煤、泥炭和木材的需用量将大为减少，它们将只用作作为化学原料。此外，进一步发展火力发电还会导致更严重的环境污染。显然，在最近的将来，为了满足对电能的需求，将广泛利用核反应和世界洋的能量。

对未来的热核电站来说，海洋不仅拥有大量的原料(氘)储量，而且还拥有用之不尽的、廉价的、潜在的能源，这些能量蕴藏于波浪，洋流和潮汐之中，它们可以转化为电能。

大气能是波浪和海流形成的源泉，它借助于气流传递给海洋。大气"热机"产生气流，热机的动力是大洋上所形成的水汽潜热。因此，世界洋和大气就像一个巨大而统一的天然能系统，在这个系统中太阳热能转化为动能。

潮汐能的源泉乃是直接作用到少量海水上的某些天体引力。

波浪的运动可以用作沿岸地带的能源，在那里波浪的运动表现为拍岸浪，波高可达数十米，波浪具有巨大的力量。例如在苏格兰沿岸，拍岸浪推动和破坏了由石块、钢筋和混凝土构成的重达1350吨的墙壁。

日本对利用波能曾作过一些实验。在那里根据浮标原理修建了一些很小的发电站：经过漂浮电站下面的波浪能压缩空气，从而使涡轮机转动发电。

虽然利用波能和拍岸浪能的愿望令人神往，但这个问题目前还未被解决，毫无疑问，再过几十年后，波能将被广泛地利用。

另一个问题是利用潮汐能的问题。在这方面人们已取得了明显的进步。早在中世纪时，在法国和英国就利用海潮力来磨面和锯木。最早提出修建潮汐发电站的设想是在十九世纪中叶，然而，实际修建潮汐电站是在不久前才开始的。据计算，潮汐电站的发电成本约与河流水电站的发电成本相当。而且，潮汐电站可能比原子能电站还要经济。

全世界潮汐能量估计约有10亿千瓦，超过了地球上全部河流水能的总和。采用专门的小型水力发电机组，就可以使潮汐电站在涨潮和退潮时进行发电。

当前，在中国、法国、英国，苏联等国家都有潮汐实验电站。具有工业意义的电站已开始供电。在拉芒什海峡（英吉利海峡）沿岸修建许多大型潮汐电站的计划最引人瞩目，在那里潮差达13.5米。在塞文河口（布里斯托尔湾）和芬地湾沿岸（北美）有世界上最大的潮差（18—20米）。在芬地湾正计划修建大功率的潮汐发电站。

苏联第一个潮汐发电站修建在喀拉半岛的基斯尔湾。在卢姆博夫湾建造了具有工业意义的电站（卢姆博夫潮汐电站）。苏联有许多适于修建潮汐电站的海湾，在这方面最有前途的是白海的麦晋湾(在那里计划修建功率为600万千瓦的潮汐电站)及鄂霍次克海的品仁湾和吉日加湾(潮差达13米)。

近年来曾提出利用温暖的表层水和寒冷的深层水之间的温度差修建海洋热电站的计划。这些计划已在巴西、法国及其它一些国家中开始实现。在苏联，热电站可以建筑在黑海和里海沿岸。

最复杂的课题是利用海流能。要获取这种强大的动力，就得在很深的海中修筑规模宏大的堤坝。

最后是利用人工方法使相邻水域水准面之间形成落差，利用这个落差来获取能量。假如在直布罗陀海峡和达达尼尔海峡中修筑拦水大坝，并在苏伊士运河上建一水闸，那么地中海由于蒸发（而又得不到从大西洋和黑海来水补充）将每年下降1米，经若干年后，在大西洋和地中海之间将形成落差，在这里就可以修建功率为2500—3000万千瓦的发电站。

世界洋的热能是改变陆地气候的源泉。

众所周知，到达地表的大部分太阳能是蓄积在世界洋中（通常同一纬度带中水所吸收的热量比陆地大30—50%）。

大洋的保暖作用随纬度的增加而增大，至两极地区达到最大值。

如上所述，大洋表面的蒸发量决定了大气中的水分含量，而大气中的水分含量本身就是强大的气候形成因素。许多学者就是根据这一点，提出了一系列改造地球上不同地区气候的方案。

为了改善北美的气候，曾提出改变拉布拉多寒流的水道，为此需要在纽芬兰和拉布拉多之间修建一座水坝，并从纽芬兰向东南在大洋中修一条长400公里的海堤。

苏联学者曾提出利用黑潮（日本暖流）来改善远东气候。草案包括在涅维尔斯克海峡的狭窄部分建一水坝。利用定时

开启的闸门，让受涨潮挤压的，来自日本海的温暖水进入鄂霍次克海。据估计，“这个月球发动机”每年吸取的水量是伏尔加河年径流量的4倍以上。其结果可使鄂霍次克海表面年平均水温提高10℃（斯捷潘诺夫，1967）。

还有改善北极气候的一些方案。其中之一是计划通过白令海峡，把北冰洋的冷水抽到太平洋中，以便加强把大西洋的温暖水送往北极，使整个北极地区大大变暖（鲍里索夫，1962年）。

由此可见，开发世界洋的各种能源是大有前途的。但某些计划的实现目前在技术上、经济上以及政治上（国际上）还有不少困难。除此之外，还不清楚在地球的自然界中采取如此大规模措施将会引起怎样的后果。因此，像“墨西哥湾流”，“黑潮（日本暖流）”和“白令海峡”这样的计划，目前都还都是远景规划。

必须保护海洋水体

海洋水的污染。合理利用世界海洋资源和保护其水资源是两个互相联系的问题，这些问题在人类社会活动中将日益占据重要的地位。

对海洋资源的状况和其再生能力以及这些资源所处的自然环境的变化（海洋水体）不加以严格的监测和控制，就无法长期利用这些资源。

保护世界海洋的自然环境，是当代国际范围内的迫切问题。任何一个国家，即使是最大的海洋国家，如果没有其它国家的协助，也不可能单独解决这个问题。因此，使用法律

和物质手段，同世界海洋污染作斗争，是每个国家的权力，也是国际上的共同任务。

如所周知，随着城市的增多和工业的发展，进入大洋的各种废弃物随时都在增加。海洋已不能迅速而有效的净化这些物质，现时在许多沿海城市附近已形成污染区。尤其是在海湾区更为明显，因为在这里的水体难以同开阔水域的水体进行交换。水体污染表现在：水面上有漂浮物质，水体的物理性质（透明度、颜色）发生变化，产生臭味，化学成分被改变，并出现有毒物质。这一切会使水中的溶解氧减少，使细菌的种类和数量发生变化，导致病菌的产生。海水只能承受一定程度的污染，往后就失去了自身净化能力。应当指出，从某种意义上来讲大洋是闭合水体，它接受数千条水流，但又缺乏可以从世界洋中排除废物的“排水道”。

生活用水，直至地下水道的排放以及大量的工业残渣（洗涤剂、石油制品、化学、造纸、制革及食品工业等）废水污染了海洋水体。河流也带来了不少污染海水的物质。同河川径流一起被搬运的不仅有倒入河中的生产废渣，而且还有大量的、来自农田的磷酸盐、硝酸盐和化学毒剂，使土壤失去肥料和虫害蔓延。更为可怕的是排出的物质不受生物分解作用。

每年约有800—900立方公里的污水被排放到大洋和其它水体中（阿尔帕李耶夫，1973）。许多大河把大量的汞、铅和磷带入海中，使水中的氧气减少，并引起藻类大量死亡。莱

①在最近四分之一世纪，世界工业向周围环境排放的污水，超过过去19个半世纪的排放量。

茵河是污染极其严重的河流的例子。联邦德国、法国、瑞士、荷兰和卢森堡，经常向莱茵河排放化学毒剂和其它废物（每日向莱茵河排放的工业废水达5万吨）。莱茵河水中的除草剂、杀虫剂和各种金属的含量每年增加6—8%。镉、铅和汞的含量在这里已达到极限，这些极限在任何用水情况下都被认为是最危险的。塞纳河及欧洲与北美的其它一些河流大概都属于类似的情况。内陆水体污染的本身就是一个灾难，如果考虑到这种污染会影响到海洋的污染，那么人们的这种耽心不是没有根据的。仅法国的河流每年就向大洋中排放180亿吨液体废物。美国的河流污染程度在最近70年中增加了9倍。

在过去的半个世纪中，各大洋北部上层一百米水体中铅的含量增加了4—9倍。铅含量增加的主要来源是工业废水和为防爆而使用的四乙铅内燃发动机的排放物。

海水的大面积污染使日本居民深受其害。在这个国家的沿岸水域每年排入有1000万吨工业和生活污水，还有原子能电站容器和废料。

在金兰湾（Золотой Рог）（土耳其）及北海、波罗的海和地中海的一些海湾，几乎都有这样的情况。

被纤维——造纸工业废物和污水而污染的波罗的海，其海水中的氧气含量减少，导致（在1968——1969年）深层缺氧环境的发育和在那里形成硫化氢。这种危害情况亦发生于地中海。仅在沿岸的一段——从巴塞罗纳城到比萨城（意大利）——就分布着5万个未经任何净化就向海中排放污水的企业。

水体的污染和毒化，使海洋生物（其中包括浮游生物）间的平衡发生变化，促使绿色藻类和硅藻类大量繁殖。这些藻类死亡后就形成"臭"水。例如，近年来在亚得里亚沿岸这些藻

类形成了一层很厚的胶状体，甚至妨碍了出港的船只。

大家知道，生命在大洋中主要是集中在沿岸的表层。所有海洋动物，都直接或间接地取决于作为食物链基础的浮游植物，而浮游植物也只能在受光层中生存。在热带，该层的厚度达80——100米，在高纬度地区仅有20米。海洋水的污染也正是发生在几乎集中了所有生命（主要是大陆架水域）的那些层中。人们毁灭浮游生物，因而也就是在毁灭生命链的其它生物。此外，浮游生物的毁灭将导致地球上氧气的急剧减少。

毫无疑问，海水污染对捕鱼量起很大的负作用；捕捞量下降，鱼常带有石油和其它化学物气味；受污染的鱼卵场丧失作用。这里可以举出几十个例子。例如在北海和波罗的海捕捞的食肉日鱼类和软体动物体内含有汞。在格陵兰鲸鱼脂肪中发现了农药，其中包括敌敌涕。在海中的河口附近形成了"毒棚"，隔断了某些过往鱼类（如鲑鱼）进入河流的通道。

海洋水直接受水面上的石油和石油产品的污染。据统计，装在船上油槽中的石油只有99%的石油卸在码头上；其余的石油就留在油罐的底上和侧面上。空油槽很不稳定，所以石油卸下后就用海水装入油罐作为平衡物。在新油装槽之前，就把这个平衡物，确切地说就是把剩余的石油乳剂，排入海中。这就是石油污染海水的主要原因之一。而且一公升石油能污染20万公升的净水。这种污染在闭合水域（地中海、里海、波罗的海和其它海中）尤为严重。

在冲洗石油坦克①（油槽）时，石油和石油废弃物也进

①英文《坦克》（tank）油槽、油罐；因此运石油的船叫坦克尔（Tanker）

入海中。如果考虑到平衡水和冲洗油轮水的排放，每年注入海中的石油和石油废物的总量多达500万吨。

最后，当油轮失事时就有大量石油流入海中，现在在世界海洋中有5000多艘巨大型油轮在工作，其运输量超过了世界石油产量的一半，油轮失事的现象并不罕见。美国最大的油轮“陶伦坎诺”号1967年3月在英国沿岸失事，对英国西部和法国的沿岸居民造成了很大的灾难。油船沉没时在水面上留下12万吨石油。清除“黑罩”工作，使英国耗资10亿多英镑。在英国和法国沿岸引起了鱼类，牡蛎和水禽的大量死亡。沿岸的旅游资源质量也大为降低。

1968 年初在波多黎各也发生了同样的事件，当时载重1.2 万吨的“伊耶尔号”（利比里亚）油轮，在进入圣胡安港时被撞成两半而沉没。浮起的石油在港内水域形成了很厚的油层，严重的威协着城市海滨浴场。其它的事故就更为可怕。1972 年 2 月，在22天内波斯湾的水下石油井，由于管道破裂，每天向海湾流入 1 万桶石油（ 1 桶等于 159 公升）。专家们认为，这可能是世界上发生的最大的海上漏油事件。

石油和石油废物进入海中后并不同水混合，而是在水的表面形成薄膜，它能随着海流移动很长距离。部分石油还将侵入海滨浴场。进入海中的 1 吨石油，可覆盖12平方公里水面，2500万吨石油就可覆盖整个世界洋面（形成0.1微米厚的薄层）。“拉— 2 ”号航行日记中有一篇记录：“水污染程度使人吃惊”。1970年“拉— 2 ”号船员们在完成4000多公里的航行时，在大西洋的开阔水域见到了大量的石油斑点。水面上漂浮着石油和沥青的凝结物，这些凝结物黏住了

藻类和小甲壳动物。水面上形成的石油薄膜，不仅危害现存的鱼类和动物，还影响蒸发，破坏正常的水分循环，不能使水饱含氧气，妨碍了光合作用，这就破坏了作为下一代鱼类和其它海洋生物食物的浮游生物的发育。另一方面，光合作用的破坏，也减少了大气中氧气的来源。因为光合作用能使浮游生物析出整个地球上再生氧的70%。由于石油产品的污染，使某些鱼类，如鲱鲤、石鲈鱼和鲭鱼的捕捞量大为减少。在污染区捕捞的鱼，由于有特殊气味而失去了商品价值。

鸟类也是海域污染的受害者，当它们落到被石油膜覆盖的水面上时，它们的羽毛就丧失了保温和防水特性。在多数情况下，鸟类死亡是由于体温调节失常，因为他们的躯体已不能用羽毛所形成的那个空气层与水境隔开。羽毛经常粘在一起，鸟类就无法起飞。

由于某些海生生物（例如，美味的软体动物）能大量富集石油产品中的致癌物质，所以对用软体动物作为食品的人们造成了严重危害。从北海捕捞的软体动物，体内含有大量的汞。

对海洋所造成的危害，除了石油运输和海上开采石油外，还有用地震法勘探石油。在这方面所带来的危害不是石油的污染，而是使鱼卵，幼虫、小鱼和成鱼大量死亡的爆炸。在海洋中用地震法勘探石油，对渔业危害极大，所以应当用微生物法、地球化学法和放射线测量法等来取代它。

苏联从1976年起，已禁止在所有内陆和外流水体中采用爆破法进行地震勘探。近来在一些专门装置中已开始用压缩空气和液缩石油气来代替破爆物质。

对世界海洋资源和人类危害特别大的是放射性物质对水的污染。放射性污染源是：①热核武器试验；②把原子生产废物倒入和埋藏于大洋中。

大家知道，美国曾在太平洋水域进行过核武器实验。第一次氢弹爆炸是1954年在比基尼珊瑚岛进行的。仅一次爆炸所发生的辐射杀伤面积就达2500平方公里以上。从这里捕捞的鱼（鲔鱼）在日本一些城市出卖以后，使很多人患放射性疾病。由于爆炸使珊瑚岛消失，降落的放射性尘埃强烈地污染了海洋。洋流在半年内把污染面积扩大到250万平方公里。近年来就连大西洋水中的放射性也提高了，尽管那里没有进行过核武器实验。

受辐射的动物和鱼类长期持续感染，甚至在净水中也有受感染的浮游生物。在太平洋中捕捞了大量的双壳软体动物，它们的放射性强度是海水放射性强度的2000倍。在这些软动物的肌体内发现钴—60，虽然在海水中未曾发现过这种元素。

在远离污染区，鱼吃了藻类和无脊椎动物后就具有放射体性。鱼体内放射性物质的积累不仅通过食物，而且也直接来自海水，这个积累过程幼鱼比成鱼快得多。在鱼和软体动物的肌体组织内，有害物质（铯—137，锶—90）的含量急剧增加，给以此为食品的人造成致命的威协。放射性污染之所以对所有生命都很危险，是因为这种污染能使人和动物的肌体发生变异，这种变异不仅发生在受害者本身，而且还祸及他们的下一代。

随着原子生产的发展，出现了放射性废物的处理问题。许多国家（英国、荷兰等）是把低、中度的放射性液体废物

倒入海中(米哈伊洛夫，1966)。美国则把部分原子生产的放射性废物，用集装箱密封沉入太平洋和大西洋几深水区域。1972年西欧一些国家曾把几千吨的放射性废物投入比斯开湾海底。“核垃圾堆”建在距爱尔兰西岸700公里处，在那里已堆放4万吨以上放射性废物。经过几十年后密封器被破坏，放射性废物所表现的危害作用将不只是一个十年。苏联学者的研究指出，对世界洋的深水环境，即使用100年的时间来恢复，这对于使原子生产的废弃废物失去放射性并变为无害物质也是不够的。此外，深水洼地的污染也不可能局限在一个地方。各大洋以统一的水循环而相互联系着，深水同样处于经常运动中；它们进行垂直掺合时，向上升起，并把其中被溶解的元素带到海洋表面。总之，被埋藏的放射性物质将会从深处逸出，并被洋流带到世界洋的其它区域。所以，把原子生产废物投入海洋是绝对不能允许的。

海洋水又一个放射性污染源是原子船。必需解决的问题是消除船上反应器的放射性废物。水下原子艇意外地产生的感染更加危险。“特列舍尔”号失事后，它的反应器就成为北大西洋海水的放射性污染源。

污染水的净化方法 水具有自动净化能力。最初，混合降低了水中污染物的浓度，而后便开始了有机质矿化和病原菌的死亡过程，自净的媒介物是细菌、霉菌和藻类。经测定，经过24小时的细菌自净过程，遗留的致病细菌不超过500个，而经过96个小时，则仅存有原致病细菌数的0.5%。为了保障受污染水的自然净化，必须对他们进行多次的净水稀释；如果污染程度大到水不能自动净化，那就必须运用专门的方法和污水净化手段。

机械净化方法的实质是用机械排除污水中未被溶解的混合物。在专门建筑物中大于5毫米的混合物被栅栏阻滞，较小的微粒被网筛收集。为了收回浮在表面的污染物采用集油器、石油回收器和焦油捕集器。

化学净化法的核心是向污水中添加一些同污染物起反应的化学试剂，促使不能被溶解的胶体物质和被溶解的物质析出。采用机械和化学方法来完成的把水放到水池中的净化过程也可称为净化第一阶段，此后这些水就进入生物净化阶段。

生物净化的实质是借助于生物化学过程，使污水中有机污染物矿化。生物净化的结果，使水变成透明，水中饱含被溶解的氧和硝酸盐。生物净化在天然条件下是通过特殊地段（灌溉田地）来实现的。在这里同时也用净化水种植饲料作物和牧草。水通过土壤的过滤作用而被净化。在人工条件下这种净化是在生物滤池中进行。为了进行水的生物净化，在专设的水池中可以采用“活性泥”，当泥中氧气充裕时，细菌和微生物迅速发育。它们分泌出的酶素把有机污染物分解成简单的矿物分子，这就是有机物矿化作用。这些方法主要是在向水池中排水前使用。

近来制定了区分工业供水管和生活供水管方案。工业水可循环使用，这就减少了工业水净化费用，同时增加了生活供水，满足了居民生活用水量的不断增长。

为了同水的污染作斗争，可直接在海港上修建专门的化学净化站。在黑海这样的站已发挥作用。人们正在制造从海水表面收集石油膜的船只。英国已制成把海面上石油收集到专门漂浮贮水池中的工作系统。

以上所列举的措施都是为用来减少世界海洋的水质污染而提出的。必须指出，所有沿海国家在保护海洋水的事业中应当紧密联合起来。

苏联曾颁布了一系列保护环境的法律和决议，其中包括对水资源的保护。1970年12月11日，苏联最高苏维埃通过了关于《苏联水域立法原则》的决议。其中规定了用水核算监督和规划的国家条例，向工业企业提出了水的净化及遵守污水排放标准的要求等。1972年12月29日，苏共中央委员会和苏联部长会议通过了《关于加强自然保护和改善利用自然资源》的决议。因此，苏联国家水文气象和自然环境监测委员会对大气、土壤和水体的污染程度组织了全国性的监测。

已经缔结了一些关于保护世界海洋水体的国际条约和协议。例如，1958年通过了关于公海的日内瓦协定，协定要求每个国家都要预告放射物质对海水的污染。1963年签定了《关于禁止在大气，宇宙空间和水下进行核武器实验》的莫斯科条约。

1972 年 12月，在伦敦召开了为防止海洋污染问题的国际会议，有80个国家参加。大会通过了保护世界海洋及其生物界免受有毒物质污染的预防措施协定。协定禁止向海中排放含有放射性的物质，以及汞和镉等有害性生产废物。含有锌、铜和铝的物质，只有在严密的监督下才可以排放。在斯德哥尔摩举行了关于保护周围环境问题的联合国会议。

苏联参加了欧洲、美洲和亚洲国家关于调整在大西洋和太平洋捕鱼的协定，同时也参加了同波罗的海污染作斗争的协定，这个协定是由民主德国、瑞典、联邦德国和芬兰签订的。在苏联和美国之间已就周围环境，其中包括世界海

的一系列保护问题达成协议。苏联主张系统地调整各国海洋捕鱼业。在这个问题上，苏联政府同日本，美国、加拿大和挪威签署了协议。

当谈到人类的未来时，我们将日益转向海洋。合理开发海洋生物资源在很大程度上保证了社会对食品的需求。采自海底的石油和天然气，大大地补充了燃料和石油化学资源。合理综合利用被溶解在水中和沉淀在海底沉积层中的化学和矿物物质的可能性确实是无限的。开发海洋能源和交通运输的可能性同样也是很大的。利用海洋取得淡水是无止境的。水可以把现在干燥的沙漠变成富饶的绿洲。

海洋为热核装置中氢同位素的利用开拓了最广阔的道路。陆地经济和海洋经济的接合，则是人类合理利用地球资源的伟大任务之一。

海洋还保持着自身高的生产率和极迅速地恢复生活在其中动物数量的能力，而这些动物又往往会被人们轻率地毁掉。海洋是将来人类食品丰富的来源之一，如果人们对它进行合理开发，就能保证较高的“海洋收成”。为了使大洋干净，并最大限度地保障人类对食物和矿物的需求，世界上所有的国家和民族必须严格遵守已达成的关于保护世界海洋水体及其生物界的协议。

第九章　世界海洋区划

根据社会经济的需要，有必要在一定的地域内划分出自然经济区。陆地的自然区划问题近百年来在自然地理学中一直占据着重要的地位。关于分区的理论原则，国内外许多自然地理学家在其著作中都有所论述，但彼此的看法往往截然相反。仅就苏联的情况来说，对这一问题有所论述的有A.Г.伊萨琴科（1953）。A.M.阿尔帕季耶夫和A.M.阿尔汉格尔斯基（1973）。所谓自然地理的分区，就是根据不同的成因及景观特征把自然界中本来已存在的各个地域单元如实地揭示出来。

近来，大多数自然地理学家都倾向于按下列分类法进行陆地的自然区划：地理带——自然地带——副地带，自然地理国——省——自然地理区——自然地理（景观）地区。

自然界的纬度地带性在很大程度上是由热量和水分的带状分布所决定的。而且，由于地球的自转，大气环流及地表在岩石成分和地形方面的极端差异，使这种带状分布变得更加复杂。因此，“纯粹的”带状，即像数学般规则的地理带和地理地带的交替现象，实际上并不存在，也不可能存在（伊萨琴科，1953）。陆地自然带的界线在外形上极为复杂，这是由于有地方性的（说得更确切些，是地区性的）自然地理因素作用的缘故。

由于大陆地表的巨大差异以及各个地区在自然过程上的多样性，有必要在每个地带内进一步详细划分出各种等级的分类单位(省，区，地区，景观)，这将有助于对各种自然综合体进行更加细致的研究。

对世界海洋进行科学研究是不久以前才开始的。目前，这一工作的主要目的在于更合理地开发海洋资源，以满足人类的需要。持这种态度去研究世界海洋，就要求科学家们必须制订出整个水域的地理分区系统。

各大洋和大陆在地球表面形成一个统一的自然系统。这种统一性表现为大陆和大洋具有共同的自然规律，也表现为陆地和水面发生类似的过程和现象。陆地上无论哪一级自然综合体中所包含的基本要素（岩石成因，水文气候的形成，生物的起源)均可见于世界洋之中。在陆地上和大洋中，占优势的都是同类物质和同一样的生物分布因素：光线、营养、温度、底层基体及其他有机物。

大陆和大洋很相似，这可以从它们同大气圈、宇宙圈及地球内圈的相互关系中看出来。现已查明，世界洋底部的地形，其切割程度并不亚于大陆地形。按地质构造来说，大陆和大洋盆地虽有一些差异，但也颇有相似之处。都可以说是河谷和大陆沉积。

但是，陆地和世界洋的存在，这件事的本身就是地表自然界中最重大的矛盾之一。

同陆地不同，海洋表面是处在经常的运动之中。这个表面在反射率、热容量及颇大的阳光渗透性等方面都较突出。海水温度变化的幅度较小(从－2°到＋37℃)，而陆地气温的变化则较大(从＋58°到－88℃)。水压随深度而增大，深度每增加

10米水压就增加10^5牛顿/米^2(1个大气压)。至一万米深处，水压为1000多个大气压(但只有固态大陆块压力的1/3到2/5)。

通过对大陆和世界洋自然界的异同进行分析，可以断言，大洋水域自然界也受地带性这一规律的制约。这同大陆自然界是一样的。因此，世界洋水域区划的方法，基本上应该和大陆区划的方法一样。划分水域时应根据自然条件全部总和的差异。在观察研究大洋自然界时，即使是初步接触，也会立即发觉表现极不相同的北极和南极水域带（及地带）、温带水域带、热带及赤道水域带。当然，进行大洋和大陆区划时，划分水域和划分陆地的详细程度是不同的，因为两者的表面按自然条件的均一性来说极为悬殊。陆地上的地理带被当作带状区域分类法中最大的分类单位，它下面又分为地带和副地带。大洋中每个带内的地理景观比较一致，因此，水域的地带区划不必像陆地那么详细。各大洋之间的地区性差异往往也很明显，并不亚于各大陆间所表现的差异。

苏联及其他国家的海洋区划工作

世界洋的区划尝试是在近30—40年才开始进行的。毫无疑问，最初的区划试验具有相当多的缺点。那时在区划过程中通常所考虑的不是自然地理条件的全部总和，而只是某些要素（水温或洋流、含盐量、水域的地理位置等）。

在对世界海洋进行区划的初次试验中，有一次是法国海洋学家K。瓦洛于1933年进行的。他根据地理带原则，划分出几个大的水域。譬如，他在太平洋中划分出三个水域：北部盆地（北回归线以北），珊瑚海（大约在北回归线和南回归

线之间）和南海（大约到南纬40°）。在大西洋，K.瓦洛分出五个区：北大西洋区，墨西哥暖流区，北回归线无风带，赤道带及南回归线区。在印度洋，他只特别标出两个区：热带水域和季风区。此外，K.瓦洛还特意划出了南大洋；至于北冰洋，他认为这在总图式之外只不过是北极地带的一个内海而已。不难发现，K.瓦洛的分类法太笼统，太不完善。

Г.肖特对世界洋进行的区划尝试（1935—1936）更加糟糕。在他所发表的大洋区划总图中，没有反映出自然地理各种基本指标的特点，也看不出什么因素和过程是分类法的根据。

在比较新近的著作中，应该提一下德国学者Г.迪特里希的分类法（1961）。在五十年代，迪特里希提出把洋流作为划分世界洋的唯一根据。Г.迪特里希的图式在一定程度上可以反映出大洋自然界的地带性。他划分出：（1）信风洋流区（北半球及南半球）；（2）赤道逆流区；（3）季风洋流区（低纬度及中纬度）；（4）“马”纬度区（南半球信风及西风环流区水域）；（5）自由细流区（北半球的墨西哥暖流和日本暖流区，南半球的巴西洋流、东澳大利亚洋流和厄加勒斯洋流区）；（6）西风漂流区（在北半球及南半球，该处全年的风以西风为主）；（7）两极地区（沿南极水域和北极内海区）。

不难看出，Г.迪特里希所划分的单元与其说是地理带倒不如说像苏联自然地理学家们所公认的一般的自然地理区。

在以更充分的根据划分世界洋的外国的学者们中，我们发现一位叫弗朗西斯·艾略特的美国海洋学家（图26）。他进行大洋区划时，是根据大洋水的自然地理类型，同时也考

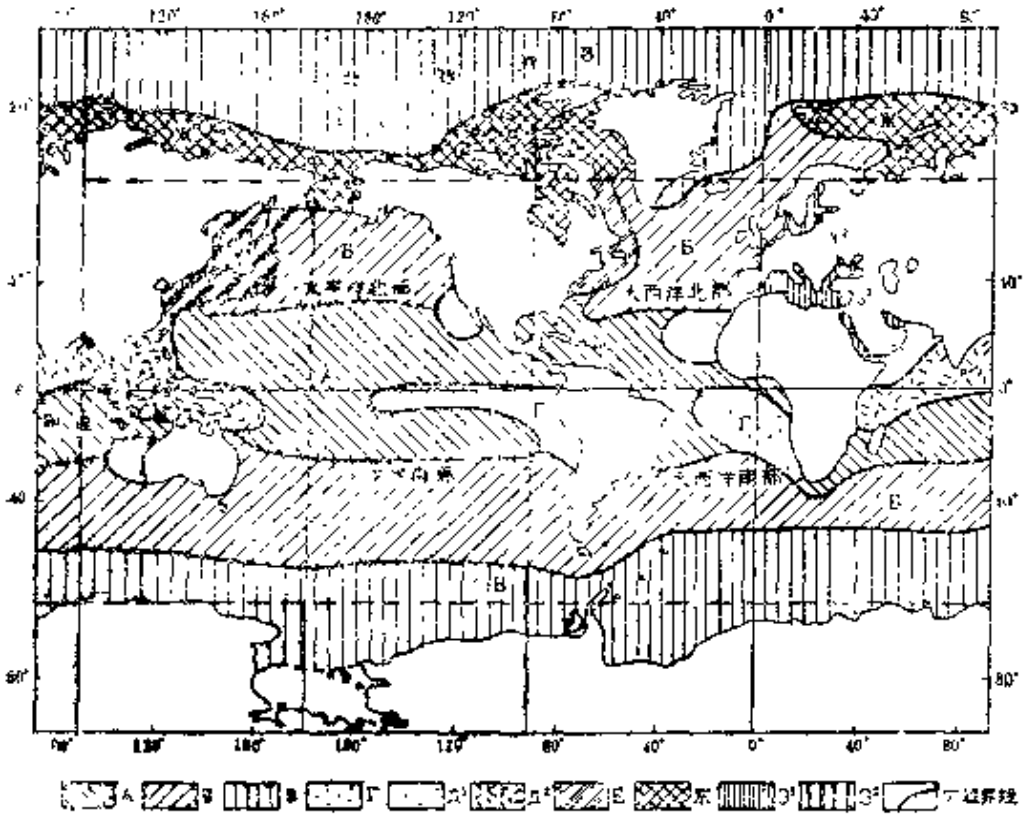


图26 大洋的地理分区（据F.艾略特）；А—低纬度大洋水域；Б—中纬度大洋水域；В—高纬度大洋水域；Г—反气旋型上升水域；Д¹—含盐量高的季风水域；Д²—含盐量低的季风水域；Е—中纬度大陆东岸水域；Ж—极地大陆水域；З¹—含盐量高的地中海型水域；З²—含盐量低的地中海型水域

虑到地带性原则。F.艾略特的分类法既考虑到上层水，又注意到大气圈下层的全部主要特征。他对照并总结了各类地图资料：冬季平均水温和年平均水温，含盐量，表流和占优势的风，冰的界线，气温的年变化和年平均降水量。结果划分出8个区：（1）低纬度大洋水域（赤道和热带）；（2）中纬度大洋水域（在南北回归线和浮冰冬季界线之间），

（3）高纬度大洋水域（在北半球是从冬季冰的边缘至北极，在南半球是从冬季冰的边缘到南极大陆沿岸）；（4）反气旋型上升水域（在低纬度西岸）；（5）季风水域（印度洋及太平洋西部受大陆影响的低纬度水域）；（6）中纬度大陆水域（亚洲和北美洲的东岸）；（7）极地大陆水域（北冰洋沿岸海域）；（8）地中海型水域（亚热带和温带受周围陆地严重影响的地中海及内陆海）。

在苏联，探讨世界洋区划问题的著述相当多，其作者为：A.M.穆洛姆采夫，B.Г.博戈罗夫，Д.B.波格丹诺夫，Д.Г.帕诺夫及C.B.卡列斯尼克等。

苏联关于世界洋区划最早的分类法之一是A.M.穆洛姆采夫于1953年提出的。在确定海和其他水域不同类型的同时，作者还编绘了一幅世界洋分区图，每个区域的水面上的自然条件相同。

在A.M.穆洛姆采夫的区划中，大洋各个部分无疑都具有自己本身的特点，彼此各不相同，但在分区中却看不出明确的地带区域体系。他在对各大洋进行区划时，没有预先确定整个世界洋中各个地理带和地带的界线。

B.Г.博戈罗夫（1960）在分析世界洋自然界的地带性时正确地指出：地理带的界线在大洋表面和在大洋深处不可能完全一致。大约至200米深处，每个地带比在更深处可以划分得更详细些；因为自然条件的差异对比在超过200米深处后大大减小。他把大洋表面划分为地带和副地带。作者根据洋流的不同性质来划分副地带。例如，在北纬40°和南纬40°之间的亚热带（地带），划出五个副地带：（а）北亚热带（洋流东向），（б）北信风带（洋流西向），（в）两信

风之间的，即赤道带（赤道逆流），（г）南信风带（洋流西向），（д）南亚热带（洋流东向）。可以看出，上述划分地带和副地带的原则并非普遍有效，因为在比较高的纬度带同热带的情况一样，洋流同纬度带是不一致的。

在对大洋水域进行大面积区划的同时，许多作者对水下景观也作了区划(Д.Г.帕诺夫，K.M.彼得洛夫等）。水下景观是一个具有共同地质构造、一定的水下地形形成和现代沉积层规律，以及相同的水文气象状况(水文气候)的水域，而该处生物群落在成分和分布方面则是各种各样的。水下景观的特点是地带性、非地带性和垂直特性的统一。在描述水下景观时，Д.Г.帕诺夫（1950）把自己的主要注意力不是集中在水平地带和区域上，而是集中在海洋的垂直地带性上，垂直地带性对形成水下景观起着重要作用，而纬度地带性在这里只起从属作用。他把各种各样的水下景观归纳为五类：（1）具有大的生产率的沿岸浅海带景观，(2)大陆架景观，(3)海盆底部景观，(4)大陆坡景观(大洋的“半沙漠带”)，（5）大洋盆地底部景观（大洋的“寒漠带”）。

Д.В.波格丹诺夫（1961）编绘了一幅世界海洋然自带地图（图27），并对这些自然带进行了较充分的描述。Д.В.波格丹诺夫的分类法值得详细研究。他划分出北半球五个地带，赤道带和南半球五个地带，共十一个地带。

I.北半球各带 (А)极带或北极带——同北冰洋的北极盆地相吻合。在这里，水的温度为负值，一年中的大部分时间都形成冰。冬季时没有阳光，而夏季时的热量则用于冰的融化。有机物很贫乏。

(Б)副极带，或副北极带——是位于冰层边缘发生季

节性移动的范围内的海洋区：冬季时几乎完全冰封，夏季时冰层消失。冰融化后，剩余的热可使水面的温度上升到5℃。夏季阳光充沛，为浮游生物的发育提供了良好条件，从而把许多鱼、鸟和部分鲸类都吸引过来。但是，尽管这些动物的数量不少，而种类却不多（由于温度低）。水底主要是硅藻硅和冰川陆源沉积。

（B）温带——中纬度的辽阔水域。这是大气活动最强烈的地带——经常有大气旋和狂风暴雨，降水量和云量都很大。水的温度为5°至15℃。大气的移动主要是自西向东，因此大洋中水的流动也主要是向东。冬季时在水中常出现强烈的垂直环流，从而使水中富含营养盐分和氧气。充足的阳光热量和营养物为发展浮游生物、自游生物及其他有机物创造了良好条件。许多最大的捕鱼区都集中在这一地带。

（Г）亚热带——基本上与大气高压区相吻合。在大多数情况下，风力很弱，风向不定，或者风平浪静，且空气向下运动。洋流很弱。降水量小，蒸发量大，含盐量高；水面温度在18℃以上。热量和光是发展有机物的有利因素，但微弱的垂直环流使氧气很难到达深水层，也使盐类不易上升到水的上层，因此，由于缺少浮游生物，这个地带有机物不多。海水清彻明净，色彩蔚兰（特别是在马尾藻海区）。

（Д）北半球的热带或信风带——全年刮着温和的风。与此相联系的是方向向西的强大水流（北信风洋流）。随着接近赤道，云量和降水量都随之增长，水的含盐量则下降。

Ⅱ.（E）亦道带——常年热水区（27℃—30℃），含盐量不大。全年大部分时间浓云密布，雨量充沛，风力微弱，水波不兴。在南北信风带洋流之间形成赤道逆流（方向朝

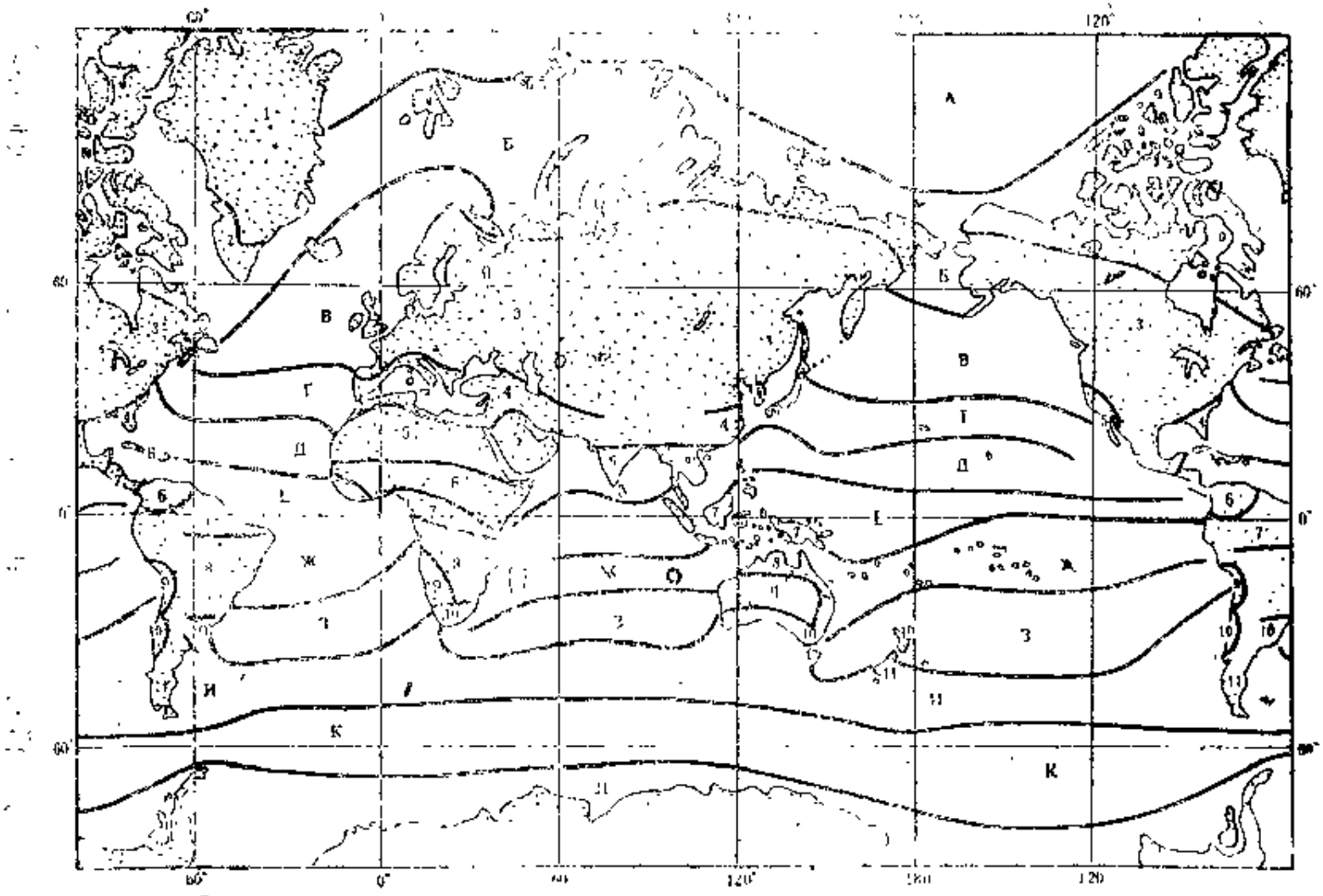


图27　世界洋的自然带示意图（根据Д.В.波格丹诺夫）

东）——罗蒙诺索夫逆流，克伦威尔逆流和塔列耶夫逆流（在印度洋）。由于水的流动性较强，结果使水中所含的盐类和氧气相当丰实，促进了浮游生物和各类鱼群的发育。水的透明度略低于热带。温暖的海水使珊瑚礁得到发育。这个赤道带位于地理赤道带稍北。亦道带和热带在有机界与底部沉积（含碳酸盐的有机物沉积和珊瑚岛）上具有很多共同点。

Ⅲ.南半球各带 （Ж）热带，或叫信风带，其主要特征和北半球相应地带一样。

（3）亚热带是风向变化无常和由于反气旋而水流较弱的地区，但这些特点并不像北半球表现的那样明显。

（И）温带——在南半球该带始于亚热带辐聚带以南，一直延伸到南极辐聚带，从而形成了一个辽阔的、完整的环形水域。这一地带中大气多变，风暴和巨浪的频率比世界洋任何别的地区都高。这就是著名的"狂风怒号"和多暴风的纬度50°附近地区。南极环流与这里占优势的西风密切相连。水的温度比北半球的温带稍低。

（К）副极带（副南极带）——北面始于南极辐聚带，南面终于南极幅散带。也形成一个完整的环形水域。冬季时水基本上冰封，夏季解冻。风向及洋流也以自西往东为主。浮游生物很多；洋底以硅藻泥沉积为其特点。

（Л）极带（南极带）——绵延于南极大陆周围，濒临南极大陆并包括大陆架海域。北而延伸到南极幅散带。大陆架海域全年被冰覆盖，部分水域为大陆架冰川所占。沿岸通常是南极大陆冰川峭壁，冰山很多。以来自大陆的东南风为主；沿岸洋流的方向朝西。

Л.В.波格丹诺夫指出，大洋的地带性受到洋流破坏。

地带的界线依季节的不同而向北或向南移动。

Д.В.波格丹诺夫把自己所划分的世界洋地带同陆地上的自然地带做了比较，结果发现两者是完全协调一致的：

大洋地带		大陆地带	
А	极带（北极带）	1	北极带（冰漠）
Б	副极带（副北极带）	2	副北极带（苔原和森林苔原带）
В	北半球温带	3	温带（泰加森林带，阔叶林带和草原带）
Г	北半球副热带	4	干燥的和湿润的副热带及北半球沙漠区
Д	北半球热带（信风带）	5	热带沙漠和热带稀树干草原（6）
Е	赤道带	7	赤道雨林
Ж	南半球热带	8	热带稀树干草原及热带沙漠（9）
З	南半球副热带	10	干燥的和湿润的副热带
И	南半球温带	11	温带无林带
К	副极带（副南极带）	12	副极带
Л	极带（南极带）	13	南极大陆冰封带

С.В.卡列斯尼克（1970）参考Д.В.波格丹诺夫和其他苏联作者的著作，提出了带有总结性的世界海洋区划图。

作者以下列一些原则为出发点：将水域分为大的地理带，根据水体特性再划分出地带，岛屿包括在大洋地带之内，世界洋地带的界线是不固定的。

С.В.卡列斯尼克划分并说明了下列一些地带：（1）北冰海地带；（2）北温带（在大西洋为北纬70°和45°之间，在太平洋为北纬30°和50°之间）；（3）北信风流环流带（至北纬8°）；（4）珊瑚海带（北纬8°—南纬6°）；（5）南

信风流环流带（至南纬40°）；（6）海洋高草原带（南纬40°—50°）；（7）南大洋的中部地带（至南纬60°—66°）；（8）南冰海地带。

除对大洋地带区划之外，C.B.卡列斯尼克还很重视大洋水层的垂直地带性。他分出三个基本带(或大洋圈深度区)：（1）200米深处以上的表层，该处有足够的阳光，可以进行光合作用，因而可以生长绿色植物；（2）次深水区（深度200米至1500米），光线只能透入深水带的上层。仅有的植物为灰质藻类。次深水区的温度变化不大；（3）深水区——深度超过1500米。光线完全不能透入，温度固定不变且相当低（不超过十4℃），没有植物。很多作者在研究深水带（圈）时使用不完全恰当的术语——“地带”。

为了解决较具体的问题，在研究世界洋的过程中有时不采用普通地理区划，而采用专门的（生物地理、气候、水文化学等）区划。进行这样的区划时，并不是根据全部自然条件综合体，而只是取其中二、三种要素。譬如，世界洋的生物地理分区是根据有机体的地理分布状况。气候和水文作用对这种分布是有影响的。但对有机物的分布起最大作用的则是生物因素——食物链和回游。按浮游生物和水底动物区系划分的生物地理带已用于海洋地图册中(第Ⅱ卷；38页，1953)。

在进行详细的生物地理区划时，首先要考虑到每个大洋都有两大部分——近岸部分和开阔海域部分。因此，每个生物地理带（有些作者称之为区）——北极带，副北极带，亚热带和热带——都分为世界洋的近岸部分和开阔部分两大区域，这两个区无论在生物因素方面，还是在有机物的密度方面，都有显著的差别。

之所以要对世界洋的各种区划图(在苏联及国外研究中)作比较详尽的分析，是因为直到目前为止在各类教学文献中还没有这类论述。

世界海洋自然界地带性的主要特征

上述世界洋区划图的分析说明，大洋自然界地带性是大洋区划的基础。

现在的研究证明，在大洋表面所发生的各种主要自然过程和现象都服从于地带性法则。通常，地带性差异随着深度的增加和向大气圈上层上升而减弱。只有某些要素（水底沉积等）即是在很深处仍保持地带性特点。

关于气候的地带性不需要多说。太阳辐射很清楚地按纬度带分布，它影响到气候综合体形成的全部过程和要素。就是在水文条件中（表层水温、含盐量、密度以及与大气环流有密切联系的水体运动）地带性的表现也是明显的。

关于海洋中动植物分布的地带性曾积累了很丰富的资料。海洋生物家已查明，在不同的纬度带栖居着不同的有机物，它们的数量也是不相同的。温暖的海水为大多数动植物生存提供了良好条件。例如，在太平洋的赤道带中的动物种类要比在东西伯利亚和拉普帖夫海中的动物种类多到一百倍。生活在低纬度水域中的动物，一般说来不可能在极地海中生存。在大洋浅水部分的水底生物的分布上，以及在水体上层的浮游生物与藻类的分布上地带性差异都表现得很明显。

在大洋的深水部分，曾仔细研究了水底沉积物分布的地带性，它反映了大洋表面所发生的过程的地带性。例如，

硅藻泥是极地和中纬度地带的固有特征，在那里发育着硅藻类生物；而在热带它们仅见于冷水区（秘鲁与本格拉洋流区）。放射虫泥只形成于热带。珊瑚沉积物的分布限于赤道带和热带。极地海底沉积物只是一些大的冰川物质，它们来自高纬度大陆冰中。世界洋自然界的其他方面也服从于地带性法则。

这样一来，按地带性来划分世界海洋就不会引起疑惑。而海洋和陆地的地带差别只是一些细节。显然，单一水面被切割得比陆地微弱。B.Г.博戈罗夫（1966）曾指出，大洋中地带性比陆地地带性表现得简单而明显。在大洋中首先划分出地理带（寒带、温带和热带），在地理带中再划分出地带（有时是副地带）。大洋地带（由于具有较大的均一性）约与陆地的地理带相吻合。

由于大洋水域在南、北两半球之间分布的不平衡，使两半球的地带分布呈现出某些非对称性。

同陆地上的地带一样，海洋中每一个地带在其整个水面上不可能完全一致。特别是地带的东、西两部间差别很大。因此，每个大洋地带又可以划分出许多区。每个区是一个小地带，从属于一定的地带。这就是陆地和水域自然综合体分布的地带区域性实质。

在各级大洋区划中首先要找出其主导因素和过程。太阳辐射决定了地理带的位置，大洋中水体类型（如同太阳幅射）和洋流性质在很多方面决定了自然地带的界限。按水文特点和当地自然地理条件（取决于附近陆地和大气环流）可以再划分出比较小的地区和区域。

大洋同陆地一样亦有垂直（深度）地带性，B.H.斯捷潘

诺夫（1974）划分出大洋水体的垂直结构带，确切地说叫水层。根据水体物理性质分出四层：（1）表层（下界深度由150到300米）；（2）中间层（下界由800到1800米）；（3）深层（深达4000米）和（4）近底层。

可以取Л.В.波格丹诺夫的图式作为划分世界洋的基础，同时还要考虑到F.艾略特、С.В.卡列斯尼克以及国内外其他作者的意见。

如上所述，世界洋的自然特性是在太阳能的直接影响下形成的。因此就得出，大洋自然界的地带性就是它的基本规律。

在世界洋中，划分出两个极带、两个副极带、两个温带、两个副热带和一个赤道带。它们间的界限通常表现为锋面形式，在锋面中的一个单位距离内，大洋特性定量指标变化很大（指标的水平梯度急剧增大）。大洋地带的界限，一般地说不是直线，因为大陆东、西两岸水体类型往往差别很大。此外，在温带中地带的界限还有不大的季节性移动，时而向北，时而向南。

大洋地带的界限在南半球表现得比较明显，在这里陆地的影响极小（图28）。

在比较和评述陆地和大洋的地带时，我们可以看出自然界的一个重要规律：我们星球（陆地与大洋）上的地带是统一的。每个自然带（或地理带）都围绕着地球延展，包括陆地和世界洋的不同地区。陆地和大洋下垫面的差别，只是加强了每个地带中自然界的地方性，这个地带则是由陆地和大洋的许多地区组成的。

大洋中有许多岛屿，它们好象是联结陆地和大洋各区的

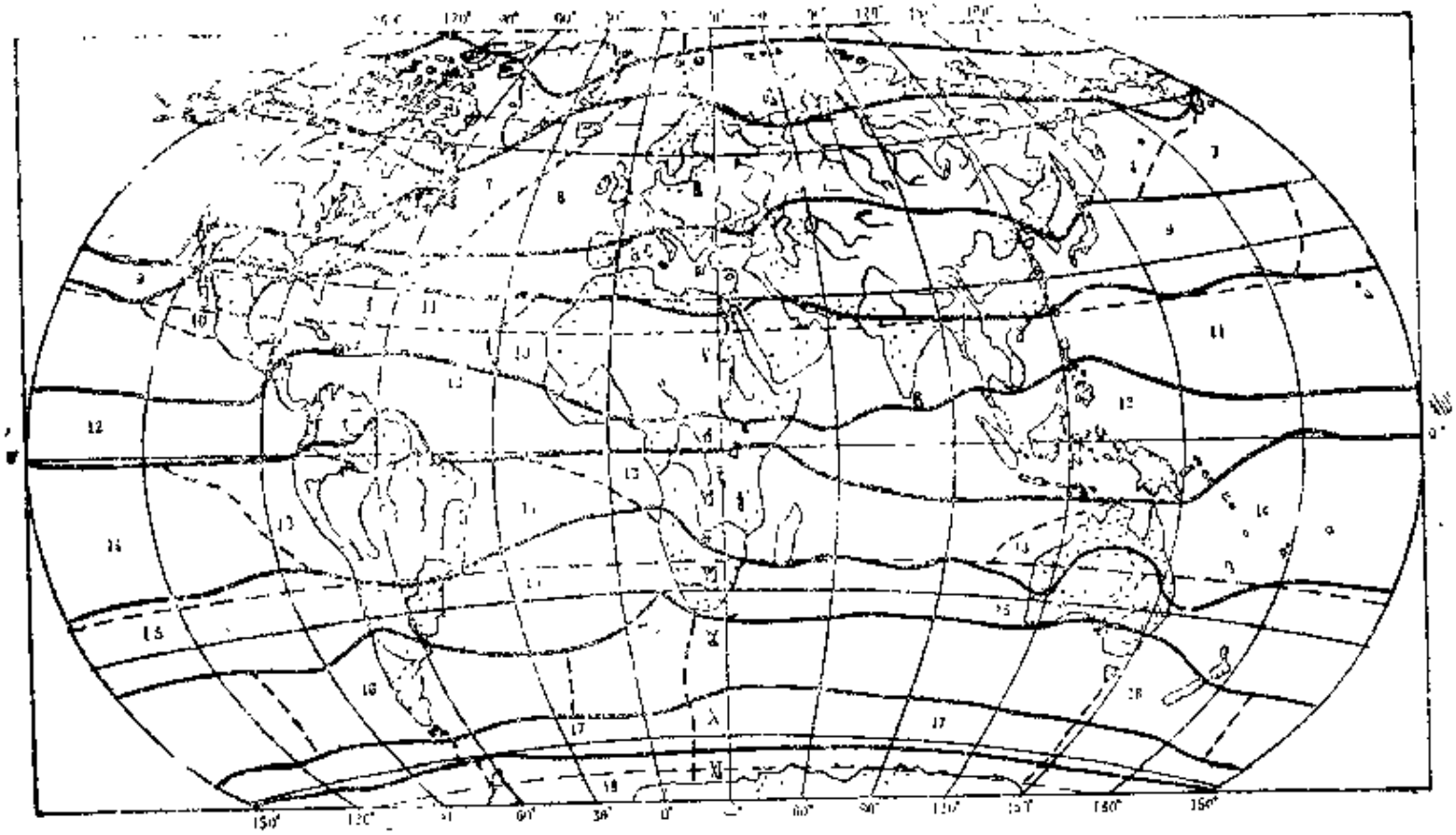


图28　地球地理带图和世界洋的分区

地理带：Ⅰ，Ⅺ——两极带；Ⅱ，Ⅹ——副极带（苔原和极地大陆水域带；Ⅲ，Ⅸ——温带（森林带，草原带和温带大洋水域带）；Ⅳ，Ⅷ——副热带；Ⅴ，Ⅶ——热带（热带沙漠，热带稀树干草原，温暖信风水域和寒冷上升水域带）；Ⅵ——赤道带（热带雨林和赤道水域带）。

世界洋分区：1——北极中央盆地；2——欧亚和北美副极地大陆区；3——太平洋东部边缘区；4——太平洋西部边缘区；5和7——大陆东岸区（5——鄂霍茨克海和日本海，7——大西洋格林兰区）；6——大西洋欧洲区；8——副热带内陆水域；9——太平洋和大西洋东、西两岸副热带区；10——冷水上升区（加那利区和加利福尼亚区）；11——温暖的信风水域（太平洋和大西洋中的加勒比海与北信风带，阿拉伯海和密克罗尼西亚）；12——太平洋、大西洋和印度洋的赤道逆流区；13——南半球的冷水上升区（本格拉、秘鲁和西澳大利亚）；14——温暖水域（巴西、南印度洋和南太平洋信风区；15——南半球副热带区（太平洋、印度洋和大西洋）；16——南半球温带区（太平洋南美沿岸、太平洋中部、新西兰澳大利亚、印度洋、大西洋非洲沿岸和南美沿岸）；17——南半球副极地区（太平洋、印度洋和大西洋）；18——南极地区（印度洋、太平洋和南大西洋）

锁链。岛屿是特殊的“指示器”，指出世界洋中某一地区应属于某一统一的自然带。

在陆地上，地带差异随着向对流层上部上升而逐渐减弱。在大洋中同样随着深度增加从一个带向另一个带的过渡也变缓。

表 8　陆地和世界洋的自然带和地带

地理带	世界海洋的地带和区	陆地上的地带	地球统一的自然带
极地带	1．极地带　在北半球是北极中央盆地；在南半球是南大西洋极地和印度洋及太平洋极地	北极和南极沙漠带	地球上的极地带
副极带	2．副极地带　欧亚大陆副极地水域区	苔原带和森林苔原带	苔原和极地大陆水域带
温　带	3．温带　北半球的区： (1)太平洋东边(阿拉斯加) (2)太平洋西边(亚洲) (3)大陆东岸水域(鄂霍茨克海，日本海和大西洋格陵兰) (4)大西洋欧洲区 南半球的区： (1)太平洋南美区 (2)太平洋中部区 (3)新西兰澳大利亚区 (4)印度洋区 (5)大西洋非洲区 (6)大西洋南美区	森林和森林草原带 草原带和南、北两半球半沙漠带	森林和温带大洋水域带 草原和温带内陆与大洋水域带
副热带	4．副热带 (1)副热带内陆水区 (2)太平洋和大西洋东、西边缘的副热带区	地中海和副热带森林带，湿草原和半沙漠带	地球副热带

表 8　陆地和世界洋的自然地带

地理带	世界海洋的地带和区	陆地上的地带	地球统一的自然带
热　带	5．热带　北半球信风水域副地带 (1)寒冷上升水区（加那利和加利福尼亚） (2)温暖水区（加勒比，密克罗尼西亚和北信风区） 南半球信风水域副地带 (1)寒冷上升水区(比格拉、秘鲁和西澳大利亚） (2)暖水区（西巴、南印度洋和南太平洋信风区）	南、北两半球热带沙漠和热带森林带 南、北两半球的热带稀树干草原带	热带沙漠，半沙漠和热带寒冷水上升地带 稀树干草原和温暖的热带信风和季风水域地带
赤道和副赤道带	6．赤道地带 (1)太平洋赤道逆流区 (2)大西洋赤道逆流区 (3)印度洋赤道区		赤道雨林和赤道水域地带

在陆地和海洋中，生物分布密度的地带交替具有着同一的规律。在气旋状态占优势的地带（即水体和空气上升地带），不管是在大洋或陆地生物都旺盛；而在反气旋状况和水体下降占优势的地带中，生物则较稀少（马尔柯夫，1970）。

因而，陆地和海洋地带之间的共同性大于差异性，这就可以把它们联接成总的地球地理带。K.K.马尔柯夫(1968)认为必须建立地球地理区划系统。在表8中把大洋地带和地区同陆地地带进行了对比，而且拟订了地球统一自然带的大致模式。

同研究陆地时把它划分成个别大陆一样，大洋水域亦被划分成个别部分（太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋和南大洋），它们的界限在第二章中已经说明。世界洋地带的总图式"复盖"在各大洋之上。在每个大洋中各自然带都表现得很清楚，在每个自然带中又分出区甚至地区。详细研究个别大洋是《区域海洋地理学》的任务。

结　论

“陆地”与“大洋”经济发展愈来愈密切地结合是人类发展生产力的主要任务之一。为了实现这个任务，就需要制订出综合利用世界海洋丰富资源的科学规划。

教科书中叙述的材料反映了世界海洋自然界的重要特征。对大洋许多问题的研究具有重大的理论意义，如对大洋中脊区、大陆架和过渡带的研究。对洋流及海水化学和物理性质的研究同样是迫切需要的。大洋——大气——陆地系统的相互作用问题，应特别引起学者们的注意。世界海洋地理的研究具有日益增长的实际意义。

世界海洋地理学与陆地地理学是地理科学系统中相互联系的两个部分。世界海洋地理学与陆地地理学是同等重要的。

在对海洋中生物数量分布进行测定和制图时，海洋地理学具有特别重要的作用。要彻底研究海洋生物资源问题，需要对它们进行系统的研究、计算和保护。海洋地理学要为海洋开发事业服务。海洋地理学从对自然资源的数量和质量评价上来阐明下列问题：洋流及水的大循环，温度状况，含盐量，水化学；光学，声学，海底地形与地质，以及生物学许多方面的问题。上面列举的一些知识不是零散的材料，其间有紧密的联系。

如同为了完善理论那样，为了各种实际目的必须对个别海洋地理著作进行综合，而这些海洋地理描述的详细程度并不亚于陆地地理著作。这种综合在研究生物资源的现状和预

测，以及生物资源的利用和再生产方面特别重要。

由于定期航行的不断发展，需要对所有航线进行全面的地理科学研究。现在，世界航运业务是国际运输的重要部门，它担负着世界货运量的3/5。估计到2000年，国际货运总量将达1000亿吨。

由于迫切需要整顿和利用最新技术管理大洋中无数船只的航行，因此就要求更详细而全面地解决航线分类的问题，目前解决这一问题的时机已经成熟。

世界海洋地理学的任务在于与其他科学合作，为海洋资源的综合经济考察，提供最有效的方法和新的技术手段。

解决世界海洋及其资源开发的新问题，对发展国际关系起着相当重要的作用。这关系到许多国家和民族的安全和利益。在苏联1971年的倡议中就有缔结禁止在海底及其内部布置核武器和其他大量杀伤武器条约的建议。

进一步制定和明确国际海洋法的新原则和新规范是迫切需要的（其中还包括在国际海峡中的自由航行，领海的大小和界线，在公海进行捕鱼的规则等）。

区域大洋地理学的重要任务是总结出世界海洋的每一地带内个别区域和地区特征，这些特征反映了自然条件特性、生物生产率、渔业资源及其利用的可能性与方法。对世界洋的每一区域研究得越深入，就越能有效地最大限度地利用其资源。

世界海洋地理学作为地理科学的一个部门还是比较年轻的。其主要的任务、结构和方法已经确定，但还面临着许多工作要做，以便使其在科学体系中占有一定的位置，适应现代社会生活发展的要求。