第五部分（第十四章） 海洋环境

在人类赖以生存的地球上，海洋面积占了地表总面积的 70.8%，约 3.61 亿 km^2，海陆面积之比为 2.5:1。海洋是地球上历史生命的摇篮，一直受到人们的极大关注。海水的运动及其参与的水循环，对调节全球气候、维护生命的生存环境起着巨大的作用。海洋又是一个巨大的资源宝库，蕴藏着丰富的海洋生物资源，金属、非金属矿产，石油、天然气，潮汐、波浪能，以及广阔的海洋空间。

海洋和陆地是地球表面两大地理单元，两者以海岸线为界。习惯上将连续的广阔水体称为大洋。世界上的大洋包括太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋，其中太平洋是世界上最大、最深和最古老的大洋（表 32）。

表 32 世界大洋面积和深度

Table 32 Ocean area and depth in the world

大洋	面积/×1 $0^8 km^2$(占百分数)	平均深度/m	最大深度/m
太平洋	1.7968（49.8%）	4300	11034
大西洋	0.9336(25.4%)	3626	4218
印度洋	0.7491(20.7%)	3897	7450
北冰洋	0.1310(3.6%)	1205	5220

§14.1 海水的理化性质

§14.1.1 海水的化学性质（seawater chemical property）

一、海水的起源（seawater origination）

海水的形成与地球物质整体演化有关。多数观点认为，海水是地球内部物质排气作用的产物，即水汽和其它气体是通过岩浆活动和火山作用不断从地球内部排出的。现代火山排出的气体中水汽占 75%以上，据此推测，在漫长的地球演化过程中，地球原始物质中水的含量是相当高的。地球早期火山活动排出的水汽凝结为液态水，积聚成原始海洋，还有一些火山气体溶解于水，也转移到原始海洋中。

二、海水的化学成分（seawater chemical component）

海水是一种混合物，是含有多种溶解固体和气体的水溶液，还含有少量有机和无机悬浮固体物质，其中水约占 96.5%，其他物质占 3.5%。海水中的气体溶解物质主要有氧和二氧化碳。

氢和氧是海水中最主要的化学成分。化学元素周期表上的天然元素，在海水中已发现近 80 种，但是，这些元素的含量差别很大。通常把每升海水中含 100 毫克以上的元素，叫常量元素，不足 100 毫克的叫微量元素。现在，所有的常量元素都已经过精确的测定，微量元素经过测定的也达到 40 余种。海水的主要化学成分见表 33。

表 33　海水的主要成分

Table 33　Main component of seawater

成　分	含　量 g/kg	成　分	含　量 g/kg
CL^-	19.35	$HCO3^-$	0.140
Na^+	10.76	Br^-	0.067
$SO4^{2-}$	2.71	Sr^{2+}	0.008
Mg^{2+}	1.29	B^{3+}	0.004
Ca^{2+}	0.41	F^-	0.001
K^+	0.39		

随着人口增长和工农业的快速发展，大量的工业废弃物和农药、化肥以及生活垃圾通过江河排入大海。海上交通和石油运输，每年有数百万吨以上的原油、机油泄漏到海洋中，使海洋化学成份受到改变，造成海洋污染。

§14.1.2　海水的物理性质（seawater physical property）

一、海水盐度(seawater salinity)

海水的不断运动使不同区域中均匀的海水化学性质趋于均匀，化学成份含量差别缩小。海水的盐度是指海水中全部溶解固体与海水重量之比，通常以每千克海水中所含的克数表示。世界大洋的盐度一般为 33-37‰，平均为 34.6‰。由于海水的主要溶解固体含量是相对稳定的，因而可以利用其中的一种元素作为衡量其他元素和盐度的标准。氯离子大约在海水的溶解固体中占 55%，标准海水的氯度为 19.381‰。盐度可依据氯度可按下式计算：

$$盐度=0.03+1.805\times 氯度$$

盐度主要与降水量、蒸发量有关，随降水、蒸发、入海径流的变化而发生变化。高纬区域、雨量特别充沛的区域和有大河流入的沿海区域，盐度一般低于 33‰；蒸发量很大的红

海，盐度可达到或超过 40‰。深层和底层海水盐度变幅很小，一般为 34.6-35‰。若以 P 代表降水量，E 代表蒸发量，则可根据下列经验公式计算出任意地点的海面盐度。

盐度=34.6+0.0175（E-P）

二、海水温度（sea temperature）

海水温度是海洋热能的一种表现形式，其温度的变化决定于海水的热量收支状况。太阳辐射是海水最主要的热量来源，据估计，每年到达海面的太阳辐射总量达 12.6×10^{20}-13.6×10^{20}KJ。除 8%被反射回大气外，其余全部为海水吸收，但 60%集中在 1m 深的海水层。另外，大气对海面的长波辐射，海面水汽凝结，暖于海水的降水和大陆径流，以及地球内部向海水放出的热能，也是海水热量来源。

全球海洋年平均水温为 17.4℃，低纬度温度高，最高水温出现在赤道海区，由低纬向高纬减小。海水温度有明显的日变化和年变化。水温的年变化主要取决于太阳辐射的年变化，季风和洋流也有一定影响。北半球大洋中最低温度出现在 2 月，最高温度出现在 8 月。其中温带海洋水温年变化最为明显。

海水温度的日变化主要取决于太阳辐射的日变化。天气状况对它也有一定的影响。最低水温通常出现在 4-8 时，最高水温出现在 14-16 时，日较差不超过 0.4℃，并且一般只表现在深度 10-20m 以内的水层中。

三、海水密度（seawater density）

是指单位体积中的海水质量，用符号 ρ 表示，单位是 g/cm^3。它的倒数称为海水的比容，即单位质量海水的体积。海水密度受温度、盐度和压力的影响，温度升高时密度减小，盐度增加时，密度增大。

纯水密度在温度 4℃时最大，海水最大密度的温度则随盐度增加而降低。结冰温度也随盐度增加而降低，但比较和缓。当盐度为 24.7‰时，最大密度的温度与结冰温度均为 -1.332℃。通常情况下海水盐度为 34.6‰，所以，最大密度的温度比结冰温度低。

四、海水的颜色和透明度（seawater colour and clarity）

海水的颜色多呈蔚蓝色。海水对太阳光中波长较长的红光、黄色光吸收较强，而对短波蓝光和紫光则散射较强。射入海水的光线除被吸收外，还受到海水中悬浮微粒和水分子的散射，最后只剩下蓝光，所以海水呈现蓝色。海水中的浮游生物也吸收和反射太阳光，因而，生物丰富的海水和没有生物的海水颜色不同。沿岸海水多呈绿、黄和棕色。

海水的透明度以直径 30 厘米的白圆盘投入海水中的可见深度表示。海水的颜色、水中的悬浮物质、浮游生物、海水的涡动、入海径流，甚至天空的云量都对海水的透明度有一定

影响。海水的透明度差异很大，一般愈近大陆透明度愈低，愈近大洋中部透明度愈高。如大西洋中部的马尾藻海，是一个海水下沉区域，表层水中缺乏上涌海水带来的营养盐分，浮游生物极少，因而颜色最蓝，透明度达 66.5 米。我国黄海的透明度只有 3-15 米。

§14.2 海水的运动

处于不停运动之中的海水，不仅发生在表层，而且直到近底层的深处。海水的运动不仅输送水量，而且输送能量和物质，从而促进了海洋生态的良性循环并影响着全球的气候和天气。

§14.2.1 潮汐与潮流（tide and tidal current）

一、潮汐（tide）

潮汐是所有海洋现象中较先引起人们注意的海水运动现象，与人类的关系非常密切。世界上许多国家，已经建成了不少潮汐电站。关于潮汐现象及其规律，在第三章第三节中论述。

二、潮流（tidal current）

海水受月球和太阳引力而发生潮位升降的同时，还发生周期性的流动，这就是潮流。潮流分为半日潮流、混合潮流和全日潮流三种。若以潮流流向变化分类，则在外海和开阔海区，潮流流向在半日或一日内旋转 360° 的，叫做回转流；在近岸的海峡和海湾，潮流因受地形限制，流向主要在两个相反方向上变化的，叫做往复流；此外，涨潮时流向海岸的潮流可叫做涨潮流，落潮时离开海岸的潮流可叫做落潮流。

潮流的流速一般为 4-5 公里/小时，但在狭窄的海峡或海湾中，则流速增大，如我国的杭州湾，时速可达 18-22 公里。往复流最小流速为零时，称为“憩流”。憩流之后，潮流就开始转变方向。正因为潮流有周期变化，所以它只限于在一定的海区作往复运动或回转运动。

在喇叭形海湾或河口湾中，潮流可以激起怒潮，我国的钱塘江口、亚洲的波斯湾（阿拉伯湾）、南美的麦哲伦海峡和北美的芬兰湾都是以潮高著名的。钱塘江口和波斯湾，潮高可达 10m，麦哲伦海峡和芬兰湾，潮高可超过 20m。

§14.2.2 海浪（ocean wave）

海浪是海洋中波浪现象的总称。它是指海水在外力和惯性力的作用下，水质点以其原有平衡位置为中心，在垂直方向上作周期性圆周运动的现象，包括波峰、波谷、波长、波高四个要素（图 155）。

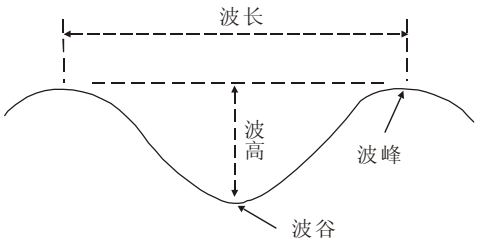

图 155　波浪要素

Figure 155　Wave elements

海浪按成因可分为：由风的作用而产生的风浪；因地震或风暴而产生的海啸；由引潮力引起的潮波；由气压突变而产生的气压波；因船行作用而产生的船行波等。

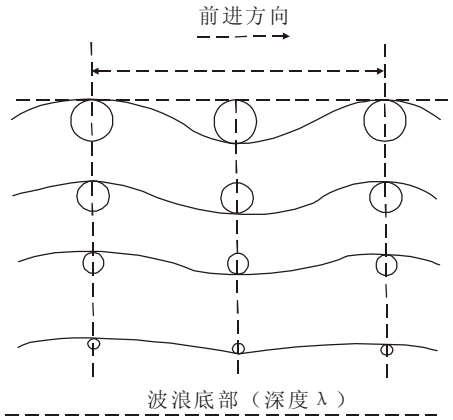

图 156 波浪余摆线（据 Cotter）

Figure 156　Wave rtochoid（according to Cotter）

在大洋中，风浪的振幅和速度与风的强度、风向和阵发性情况等因素有关。风施加给海面的能量通过波浪进行传递。波浪前进时，水面上每个水分子都沿直径和波高相等的圆形轨道运动。波峰上水分子的运动方向与波浪前进方向一致，而在波谷中，水分子的运动方向却与波浪前进方向相反。这样，波浪将能量依次向前传递，而水分子本身并不随波浪前进。风所施加于海面的能量，一部分还会传递给更深的水层，它所达到的深度以波浪大小为转移。根据波浪余摆线理论（图 156），水面以下任何水层上，水分子的圆形轨道直径随着深度的增加而减小。当水分子的圆形轨道到了和波长相等的深度就不再存在，此时的深度就是波浪的底部。

§14.2.3 洋流（ocean current）

洋流即海流，是指海洋中大规模的海水沿着一定的方向以相对稳定的速度做有规律的定向流动，包括水平运动和垂直运动方向。其中能循环起来的洋流称为大洋环流。

洋流分布主要受盛行风、海水密度、地转偏向力、海底地形、海岸轮廓和岛屿等的影响。在北半球，地转偏向力使洋流发生右偏，在南半球发生左偏，大陆的障碍使任何洋流都不可能环绕地球流动，岛屿或大陆的突出部分，可以使洋流发生分支。洋流对海面和近岸气候产生巨大（虽然并不是直接的）影响，许多沿海地区的温度和降水状况，都与附近的洋流有关。

洋流按照成因可分为①风海流（wind-driven current）、②密度流（density current）、和③补偿流（compensation current）等。风海流是在风力作用下形成的；密度流是由于海水密度分布不均引起的，不考虑摩擦力时，密度流又称地转流或梯度流。补偿流是由于海水从一个海区大量流出，而另一个海区海水流来补充形成的，既可以在水平方向上发生，也可以在垂直方向上发生。在盛行风对水面的吹拂作用，以及风在波浪迎风面上所施的压力，迫使海水向前运动。

此外，根据海水流经海域水温的差异，还可以把洋流分为暖洋流（warm current）和寒洋流（cold current）。暖流比流经海区的温度高，寒流比流经海区的温度低。根据海水与海岸的相对关系分为沿岸流（coastal current）、向岸流（onshore current）和离岸流（rip current）。根据流经的地理位置分为赤道流（equatorial current）、大洋流（big current）和极地流（polar current）等。

整个世界大洋都存在洋流，并且其时空变化是连续的（图 157）。世界大洋表层洋流的产生和运动与海洋上的盛行风有密切的关系。由信风带形成的赤道流起始于大洋的东海岸附近，由东向西加强，影响深度约 100-300m。赤道流到达大洋西岸向南北方向分流（暖流），在北太平洋往北形成黑潮，在南太平洋往南形成东澳大利亚洋流，在北大西洋形成北大西洋暖流（又称墨西哥湾暖流），在南大西洋形成巴西洋流，在印度洋中形成厄加勒斯洋流。

在盛行西风作用下，海水全年向东运动的洋流形成西风漂流（west wind drift）。在北半球表现为北太平洋和北大西洋海流（属于暖性）；在南半球，由于三大洋面积广阔，彼此相连，风力常达 8 级以上，使洋流充分得到发展，主要分布在 40^0S 到 60^0S 一带（属寒流性质）。在极地东风作用下形成的南极绕极环流是唯一绕地球一周的环流，它与西风漂流相邻，在科里奥利力影响下南极辐散带，深层海水上升。

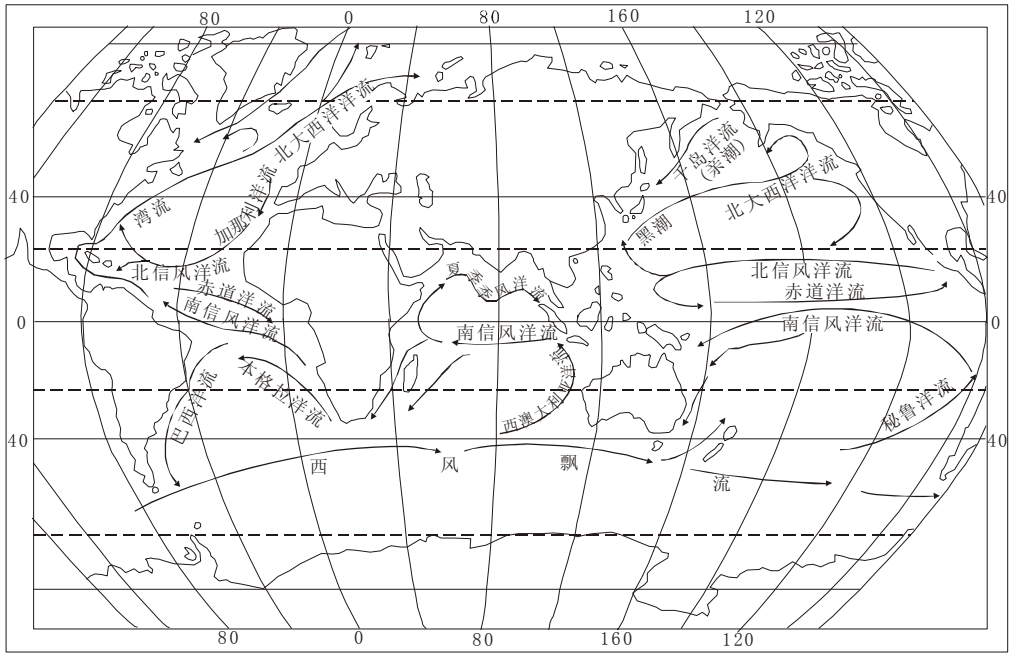

图 157 世界大洋环流系统（据列昂杰耶夫，1982）

Figure 157　Globe ocean circulation system

§14.3　海洋的演化及海平面变化

§14.3.1 大洋演化的板块活动机制（plate activity mechanism of ocean evolvement）

从板块构造活动的角度来看，大洋演化实际上是洋壳产生、扩大、消亡的过程，也是相邻板块之间的开合历史过程（图 158）。

当相邻板块不断分离，引起板块接触带的下陷，发生海侵。当洋底下陷到一定程度后，地壳破裂，地幔岩浆挤入并形成洋壳。随着洋脊不断扩张、增生，洋壳不断扩大，大洋的范围也随之扩大。洋壳扩张的同时又不断推动两侧的板块相背动分离开来。而此时的大陆边缘性质属于被动型的大陆边缘。

在大陆边缘，陆壳与洋壳长期作用下，最终出现了洋壳向陆壳下的俯冲-消减，主动型的大陆边缘出现了。

在经历了一个洋壳增生与消减持平的时期，洋壳消减速度超过其增生速度，这时洋壳不断减小，直至消失，大洋随之关闭，相邻板块相互拼接在一起。在板块接合部位可存在古洋

壳的残余，即蛇绿岩套。

§14.3.2 大洋演化的威尔逊旋回（ocean evolvement wilson cycle）

大洋由产生、发展到消亡的全过程称为一个威尔逊旋回(wilson cycle)。威尔逊旋回实

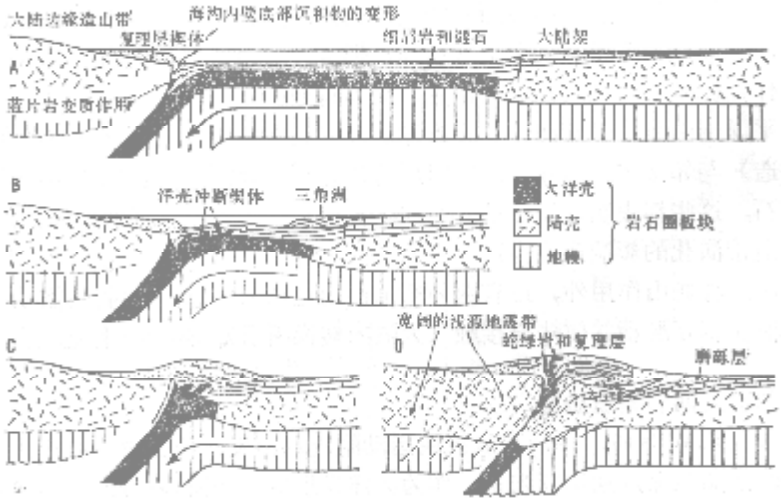

图 158　大洋演化的板块活动机制

Figure 158　Plate movement mechanism of global ocean evolvement

质上也是一个地槽旋回，又是一个相邻板块之间开合的板块构造旋回。大洋因相邻板块之间的拉开而形成和发展，又因相互靠近而萎缩和消亡。70 年代，威尔逊发现，大洋盆地裂开到闭合完成一个旋回，大体经历孕育期、幼年期、青年期、老年期、残余期和遗痕期六个阶段，分别以东非裂谷、红海和亚丁海、大西洋、太平洋、地中海、喜马拉雅的印度河为实例（表 34）。根据威尔逊旋回理论，古板块演化可分为裂谷阶段、大洋扩张阶段、大洋俯冲阶段、碰撞造山阶段、后造山拉张阶段，陆壳阶段。

表 34　大洋发展阶段划分

Table 34　Global ocean developmental stage subdivision

大洋发展阶段	实例	特点
孕育期	东非地堑	无海水入侵
幼年期	红海、亚丁湾	无典型洋壳出现
青年期	大西洋	洋脊，被动型大陆边缘。
老年期	太平洋	主动型大陆边缘。
残余期	地中海	无洋壳
遗痕期	阿尔卑斯-喜马拉雅山系	地缝合线

§14.3.3 海平面变化(sea level change)

海平面是指海洋水体与大气圈之间的界面，全球各地的海面是不一致的，为方便起见，采用全球平均海平面即理论海平面做为研究标准。海岸带历来就是经济发达地带，居住着世界近 2/3 的人口，海平面的变化与未来变化趋势直接关系到人类的切身利益。全球性海平面上升是当今引人瞩目的气候型或冰川型海平面波动。海平面上升的速度为每百年 10-15 厘米（图 159）。

一、海平面变化的原因(the cause of sea level change)

全球海平面也是处于一种动态的变化之中，引起海平面变化的主要原因是海洋水体积变化、海盆容积变化、大地水准面变化。

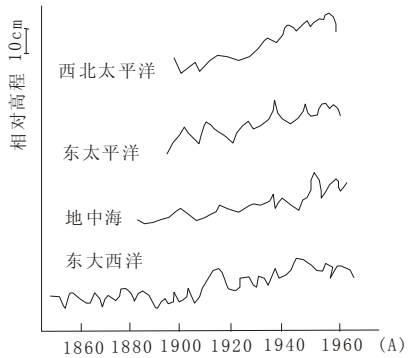

图 159 近百年来世界海平面变化（据 Welcott）

Figure 159 Globe sea level change last century

海洋水体积变化主要包括水量引起的体积变化和密度体积变化。水量体积变化主要来自于全球水圈的分配变化，如冰川的消长-海面变化，此种变化与全球气候的长期变化有关，因而又称为气候-海面变化。此外，海洋水与地幔水之间的交换也是引起海洋水量变化的原因。海洋水体密度变化主要受水温的明显控制和影响，水体温度随太阳辐射量的不同可以出现季节变化、年际变化，以及更长期的变化。

表 35 全球海平面变化的时间尺度（据刘本培）

表 35 Time scale of globe sea level change（according to liu binpei）

变化因素	时间尺度	幅度
海水密度	季	微
大地水准面	10^3～10^4a	
米兰科维奇韵律	2(4,10)×10^4a	
海底扩张、洋壳俯冲	10^5～10^6a	几十～200m
沉积物填充	＞10^6	
幔-海水循环	＞10^6a	
大陆碰撞	2.5×10^2Ma	
大冰期	2～3×10^2Ma	100～200m

海盆容积变化来自于沉积物的充填、洋底扩张和俯冲速率的变化、地壳均衡补偿和区域

性的构造运动等。

大地水准面变化来自于地球运动轨道参数、地球自转速率变化，地球运动轨道参数、地球自转速率变化经常会打破大地水准面与之保持的平衡状态而产生相映的变化。海洋变化比起固体地球来说更容易产生变化和调整，从而导致海平面的变化。

不同海平面变化因素的时间尺度有很大的差别（表 35）。

二、 相对海平面变化(relative sea level change)

世界某一地点的实际海平面变化是全球海平面变化值，加上当地陆地上升或下降值之和，这便是某一具体地点的相对海平面变化。世界上一些大的三角洲，包括长江三角洲和老黄河三角洲的地面沉降速率均在 10mm/a 以上，较目前理论海平面（又称绝对海平面）上升率大 10 倍以上。近年来国际科学界十分重视相对海平面变化研究，因为它在评估海平面上升对人类社会的影响方面比理论海平面变化更有实际意义。

§14.4 海洋资源和海洋环境

§14.4.1 海洋资源（marine resources）

海洋是地球上最大的沉积场所，也是水生生物最广阔的生活场所。从任何意义上都可以认为，海洋是一个巨大的资源宝库。所谓海洋资源，主要是指与海水本身有着直接关系的物质和能量。例如，溶解于海水中的化学元素、海洋生物和海底矿藏，由海水运动所产生的能量，以及贮藏在海水中的热量等。

一、海水资源（seawater resources）

20 世纪以来，由于世界各国工农业的迅速发展，城市人口的急剧增长，水灾、水荒已成为世界许多国家面临的重大问题，尤其是城市缺水，甚至成为其经济持续高效发展的“瓶颈”因素，海水成为 21 世纪人类淡水的主要来源。

据有关资料统计，全世界有 22 个国家严重缺水，其人均水资源占有量都在 1000 立方米以下；另外，还有 18 个国家的人均水资源占有量不足 2000 立方米。如果遇到降水少的年份，这些国家就会出现严重的缺水现象。因此，从海洋中获取淡水已成为重要的课题。此外，海水中含有大量溶解固体和气体物质，其中包括 80 多种化学元素。盐分是海水中的最主要的固体溶解物质，总重量达 5×10^{16} 吨，其中食盐占 80%。钾、镁、溴、铀都比陆地上多，铀的储量相当于陆地上的 4500 倍。

二、海洋矿产资源（oceanic mineral resources）

海洋是 21 世纪人类生产的重要原料基地。海洋矿产资源的品种与陆地一样丰富，而且种类之多、范围之广、储量之大都是陆地所不及的。据研究表明，在总体积约为 13.38 亿立方公里的全球海水中固体矿物含量将高达 5 亿亿吨。就海溶矿物资源的元素性质而言，包括金属矿物元素(如钾、钠、铁、镁、铜、金、银等)与非金属元素，基本包含了自然陆地上分布的 92 种元素，都是人类未来可取之用之的矿物资源。海底矿产资源不仅包括钛铁矿、金钢石、铌铁矿、琥珀砂等，还包括目前海洋矿产业开发中产值最高的海底石油与天然气。与陆地资源的开发相比，海洋矿产资源的普查、勘探工作的广度与深度都不够，大部分海域尚属空白或调查甚少。石油和天然气是最重要的海底资源，主要蕴藏在大陆架及浅海区。全球海底石油储藏量约近 2500×10^{8} 吨，占世界石油可能储量的 31%。全世界正在开发的 150 个石油盆地中，有 85 个分布在海底。产值仅次于石油的是海滨砂矿，主要包括贵金属及宝石砂矿，如金、铂族金属和金刚石等；铁砂、锡砂和含锆石、金红石、钛铁矿及独居石的重矿物砂。海滨砂矿分布广，矿种多，储量大，便于开采。

三、海洋动力资源（oceanic power resources）

海洋动力资源是指由于海洋不间断地接受太阳辐射以及太阳与月亮的相互作用，而使海洋所特有的依附于海水的可再生自然能源，包括潮汐能、波浪能、海流能、温差能以及盐差能。各种海洋动力资源的能量密度一般较低，但由于其依附的介质(海水)面积巨大，所以其总蕴藏量较大，其中海洋波浪能仅其人类可利用部分，据理论计算总能量功率就高达 27 亿千瓦。随着经济发展需能的增加，环境保护意识的加强，科学技术水平的提高，海洋可更新能源将会得到充分有效地利用。

四、海洋生物资源（living marine resources）

海洋生物是人类最早熟悉并加以利用的海洋资源，即使现在海洋生物仍然是人类消费水产品的主体。海洋是人类生命的摇篮，是人类未来生活的重要物质基础。已知海洋动物有 16-20 万种，海洋植物有 1 万多种，发现可被人类食用的有 8 万多种，而且大多数营养价值高、可口易消化。如被誉为“海底牛奶”的牡蛎，被视为“海味珍品”的紫菜等。基于海洋生物资源的种类繁多和营养丰富，许多海洋学家和生物学家都认为海洋生物将成为 21 世纪人类食物的重要来源。

五、海洋空间资源（oceanic space resources）

21 世纪人类生存的新空间在世界人口急剧增长、生存空间越显紧张的今天，人类传统的聚居生活区出现空间需求与环境有限的矛盾。人们在经历了向荒漠、向山区进军的实践、思索和权衡后，逐渐对占地球表面 2/3 以上的海洋空间投入较大的注意力，想通过努力来实

现向海洋争取生存空间的愿望。海洋空间资源具有立体性和整体性两大特点，其中立体性保证了海洋空间是发展海上交通、贸易、旅游、养殖业等的理想场所，而无时无刻都在流动的海水将全球海洋紧密联系成一个有机整体，使海洋空间具有相对均一、区域差异不明显的自然环境，这是陆地圈层无法比拟的，为人类整体开发海洋资源提供更有利条件。

§14.4.2 海-气相互作用（ocean-atmosphere interaction）

海洋与大气相接，并不断发生相互作用，这种作用也称为海-气相互作用。海洋具有最大的热容量，使之成为地球上太阳辐射能的巨大的储存器和地球大气温度的调节器。上述作用产生了全球生命体最适宜的气温，而大洋水温的微弱变化，将引起大气温度的明显而强烈的变化，形成灾害性气候。著名的厄尔尼诺-拉尼娜现象就属于此种类型。

一、厄尔尼诺-拉尼娜现象（EI Nino- La Nina phenomena）

厄尔尼诺一词来源于西班牙文 EL Nino，原意是“圣婴”，最初用来表示某些年份圣诞节前后，沿厄瓜多尔海岸出现的一支微弱且向南移动的暖洋流。后来科学上用此表示在南美秘鲁和厄瓜多尔附近出现的尺度为几千 km 的赤道东太平洋上海面温度的异常增温现象。

拉尼娜（La Nina）是“圣女”的意思，拉尼娜现象是在厄尔尼诺现象之后出现在赤道太平洋上的温度异常变冷现象。但并不是每次厄尔尼诺之后都有拉尼娜的出现。

二、厄尔尼诺-拉尼娜形成（EI Nino- La Nina formation）

巢纪平（1998）利用赤道太平洋地区的海水表层、次表层水温资料分析了发生于 1997 年/1998 年的厄尔尼诺-拉尼娜现象，发现厄尔尼诺暖水团和拉尼娜冷水团先在赤道西太平洋暖池次表层水中 150m 深的温跃层中形成，而在洋面毫无反映。暖水团形成后向东移动，并加强，范围扩大，并上升。至东太平洋复活节岛时，暖水团慢慢接近海面，水团出露后就形成厄尔尼诺现象。当暖水团在西太平洋次表层中形成并东移时，紧随其后出现了冷水团，跟随暖水团东移、增强、扩大、上升，到东太平洋暖水团出露和消失之后，冷水团随之露出洋面，形成拉尼娜现象。

三、厄尔尼诺-拉尼娜对气候的影响（effects of Ei Nino-La Nina phenomena on climate）

当厄尔尼诺出现时，东太平洋洋面温度升高，暖流代替冷洋流，气层由原来稳定的变得不稳定，原来的沃克环流中的下沉气流削弱或消失，导致对流天气的发生。气候由原来干燥少雨变为多雨，引起洪涝灾害的发生。与此同时，赤道西太平洋地区因沃克环流中上升气流减弱或消失，再加上原来的东南信风减弱或消失，甚至变为西风，原来旺盛的上升气流则减弱，降水锐减，气候变得干燥。

厄尔尼诺出现不仅对低纬，而且对中纬和高纬地区的气候带来了强烈的影响，强厄尔尼

诺差不多可以影响到全球 3/4 面积的气候。1997 年-1998 年是近百年来最强的一次厄尔尼诺事件，它使赤道太平洋东部南美沿海地区由原来干旱气候变为洪涝灾害频繁发生地，使西太平洋及印尼等国家干旱少雨，森林大火蔓延。使中纬地区原来正常的气候为旱涝灾害和风暴取代。1997 年夏，中国江南暴雨成灾，北方则苦旱无雨；1998 年夏，长江、松花江和嫩江出现严重洪涝，损失达 3000 亿元。这些事件表明，海-气相互作用是巨大的。

§14.4.3 海洋环境问题（marine environment problem）

由于人类活动作用于海洋环境引起的环境问题主要来自两个方面：一是由于人类的生产活动将各种物质和能量过量引入海洋所产生的海洋环境污染；二是由于人类对海洋资源的不适当开发导致的海洋生态破坏。就世界范围而言，进入海洋的工业废水、生活污水和各种废弃物与日俱增，都将损害海洋生物资源、危及人类健康、妨碍海事活动和恶化海滨环境。致使全球的海洋环境问题变得越来越多元化、复杂化。表现为由单项环境问题为主演化为以综合性环境问题为主；由局地环境问题为主演化为以区域性环境问题为主；由显性环境问题为主演化为以隐性环境问题为主；由短期环境问题为主演化为以长期环境污染与生态破坏并重。显然，为了持续地利用海洋资源，持久地保护海洋环境，永久地维护海洋生态系统的健康，人类必须确保海洋环境的安全，限制进入海洋污染物的数量。海洋环境安全要求我们改变现有对海洋生态系统健康的粗浅认识，通过消除对海洋生态系统现存的威害，制定政策并付之行动以消除对将来的威胁。如何在发展的同时，保护好海洋环境，成为海洋环境所要解决的中心问题。

思 考 题

1. 何谓潮流？其运动形成有几种？各有何特征？
2. 试阐述大洋表层环流的生成与特性。
3. 简述波浪要素。波浪按成因分为哪些类型？什么是波浪余摆线？
4. 何谓海流？大洋中的洋流与大气环流有何关系？叙述洋流分布的基本规律。
5. 简述威尔逊旋回的含意。
6. 试分析海洋环境的气候效应。

参 考 文 献

1. 黄锡荃主编. 水文学. 北京:高等教育出版社，1985.

2. 刘本培等主编. 地球科学导论. 北京:高等教育出版社，2000.

3. 金性春. 板块构造学说基础. 上海科学技术出版社，1984.

4. 李春昱. 板块构造学说中的基本问题. 见:板块构造基本问题. 北京:地震出版社，1986.

5. 辛永信，马淑芹. 中国现代海平面变化及其地壳动力学含义. 海洋通报，1994，3：31~41.

6. 范代读，邓兵，杨守业. 21 世纪的逐鹿之地-海洋. 同济大学学报，1999，2:17~20.

7. 刘锋. 关于我国海洋生物资源的可持续利用. 国土与自然资源研究，1999，9：9~11.