

海洋地质

(日) 奈须纪幸 编



地质出版社

HAIYANGDI ZHI



200357470

13254



海洋地质

〔日〕 奈须纪幸 编

白 桦 王小龙 译

郭正和 于联生 等校



00278669

5251/29



地质出版社

内 容 摘 要

本书是日本从事海洋地质工作的专家、教授的一本专著，全书共分四个部分，对海岸地貌、海底沉积物、海底构造、海岭和海山岩石学的研究以及海底火山作用等方面，综合六十年代以来的新成果作了比较全面的分析和探讨。全书附图159幅，内容丰富，是地质院校师生及从事专业工作和科研人员的参考用书。

本 书 执 笔 者

荒木重雄 井上雅夫 加贺美英雄 木村政昭 小西健二 斋藤常正
岛 诚 奈须纪幸 本座荣一 都城秋穗 茂木昭夫

海 洋 地 质

〔日〕 奈须纪幸 编

白 桦 王小龙 译

郭正和 于联生 等校

*

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑：刘海阔

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：11⁵/₈ 字数：267,000

1983年9月北京第一版·1983年9月北京第一次印刷

印数：1—2,284册 定价：2.00元

统一书号：15038·新955

序 言

所谓海洋地质学或海底地质学的研究领域，表面上往往被看作是地质学与海洋学的边缘学科。当然，一方面确是具有这一特点，但另外也可认为海洋地质学本来就具有一种作为独立学科领域的体系。

为什么这样说？因为所谓海底，那就意味着既非陆地，又非海中，而是有独特的空间存在；还因为海洋地质学附有与它独特领域有关的地史上和现在进行着的地质现象。

约占地球表面70%的海底，都成了海洋地质学研究的广阔对象，所以说这门科学领域是广阔的，而且其基础也是深厚的。

正是由于它具有广阔的研究范围，地史背景又是如此复杂，海洋地质学在当前成为迅速发展的学科，这是完全可以理解的。

1955年前后，古地磁学者们又提出了魏格纳（A. Wegener）的大陆漂移说，这一学说的复活，对那些用相对静止的观点探索海底形象的学者们给予了强烈的影响。

大约在同一时期，美国从事于海底研究的学者，有些人也开始规划在莫霍层上试行超深钻（Mohole）的钻探计划。在海洋底，地壳的下限较大陆为浅，推测可能位于海底以下4—10公里深处。因之设想如钻透洋壳，将会得到地壳与地幔过渡带的莫霍面附近的某些物质，而且再稍往下一点的地幔层物质，实际上也就不难取得了。

从1961年开始实行深海底钻探。在夏威夷与墨西哥之间水深3560米的地方，海底钻进深达171米，取得岩心资料，这可以说是划时代的奇迹。无论怎样说，这是历史上深海钻探的首次成功，同时取得了人类从来没有取到手的资料。

另一方面，第二次世界大战后不久开始的对海底的各种研究，经历了大约十年的时间，在各方面都获得了成果。

例如，关于海底扩张说的提出。二十世纪二十年代，A. 魏格纳提出的在二亿数千万年乃至一亿数千万年前存在的泛大陆（pangaea），经过分裂漂移形成了今日海洋、大陆的格局这一大陆漂移说，是以各个大陆在海底之上滑动作为这一设想的前提。魏格纳这种卓越的设想无疑是值得赞赏的。

但是，第二次世界大战后，进行海底研究的学者们，发现大西洋中部附近南北走向的大西洋中脊是连续的，之后，又观察到洋中脊轴部的沉陷性裂谷大体上也是连续的，而且看到这种大规模的洋中脊，在印度洋中部以及太平洋东侧也都是连续的。

于是，就把这一系列连续出现的大洋中脊称为大洋中脊系。地幔物质就是从这里的地壳裂隙中喷出来的。这样就终于提出了这一地带的海底可能是一面不断更新，一面不断地向左右扩展的所谓海底扩张说。那是1959至1961年间的事。尤其是美国的B. 希僧（Bruce Heezen），是最早抱有这种设想的人，并有论著发表。但明确地把海底扩张的概念肯定下来的，是1961年R. 狄茨（Robert Dietz）与H. 赫斯（Harry Hess）两人的功绩。

1961年，在许多实际资料的基础上，提出海底扩张说的概念并得到广泛流传；另外，历史上初次进行的深海钻探获得成功。

一般说来，导致海底扩张的动力，大多认为可能起因于地幔内的热对流，这个问题这样解释似乎是恰当的，但最初认为这种热对流是存在于紧接地壳以下的上地幔内，浮载于热对流上面的地壳，恰似传送带运载物体一样的移动着，推测到的只是这样一种模式。然而这样的运动形式也引起了许多矛盾。

到了1967—1968年间，终于由勒毕雄（Lepichon）等人发表了板块概念。这一概念认为载于地幔热对流之上移动的不只是地壳本身，还包括地壳下数十公里乃至百余公里的地幔层在内。这个部分如果统称为岩石圈（Lithosphere），那就是说，这个部分作为一个板块整体在运动，只有在其下面的地幔低速层中可能存在热对流移动。基于这样的概念，就把全球范围内的海底扩张说，以及受其影响而产生的洋底与大陆的错动等各种议论综合起来，通称为板块构造假说。

这一划时代的概念，认为板块移动是载于热对流上之故，这比只是地壳部分移动的早期的海底扩张概念的看法更能圆满地解释各种地质现象。因之板块构造假说在当前取得了很大成就，成了风靡于世的学说。

于是，在大西洋方面，认为产生在大西洋中脊的大西洋板块，就是以上述形式对大西洋两侧的北美大陆、南美大陆东岸，以及欧洲大陆和非洲大陆西岸直接进行排挤。另一方面，在环太平洋地区，认为太平洋板块在许多地带，斜向俯冲于其周围大陆板块之下，沉没于地幔之中。在沿着这样的地带，也就是沿着俯冲带（Subduction zone）区域，海沟、重力异常、地震、火山等现象相伴产生。

因之，首先使我们看到的是从1967至1968以后的数年内，大体上阐述了全球性的海底动态，进一步为使板块构造的概念适用于地质时代中各个历史阶段，以期有助于当时的地史分析的活动也开始活跃起来。

关于蛇绿岩（Ophiolite）问题，很显然，也由于适用板块构造假说的概念才有可能获得新的进展。

至于深海钻探方面的进展情况，首先是想达到莫霍层的尝试，据说是因为经费预算过于庞大而停顿；但是，在深海底之下数百米至千余米深处钻探，主要是试图取得沉积物并确立海底地层的层位，这项工作则仍在继续。自1965年以来，尤其在深海钻探船“格罗马挑战者”号（Glomar Challenger）1968年投产以后，主要是进行“深海钻探计划”（Deep sea drilling project，略称DSDP）重要资料的搜集工作。截至1975年4月14日，这个“深海钻探计划”组织已在370个点的深海底钻了539孔，当时最大孔深达1314米。“深海钻探计划”这一组织自1975年8月间改组为“大洋钻探国际协作计划”（international phase of ocean drilling，简称IPOD），自此以后即改为美、苏、西德、英、法、日共同组成的国际研究机构。

日本方面通过东京大学的海洋研究所加入了这项计划。每年分担经费也达三亿日元之多。

现在DSDP虽已改组为IPOD，但在前一阶段确已取得了大量的成果，积累了大量知识和资料，其中多数足以提供海底扩张说的论证。

所以，从1955至1975的二十年间，如果谈到海洋地质学有何发展的话，那就可以说，由于进行深海钻探以及继海底扩张说之后板块构造说的问世，海洋地质学获得了高速发展。二十年走过的历程，将是在地学史上树立起不可磨灭的金字塔时代，甚至可以看作是为后世所

称赞的事件。

海洋地质学领域中的另一个划时代的奇迹也出现在这个二十年内，这就是声波探测的革新技术的出现。这一革新技术自1959年左右在美国已进入实际应用的阶段。它是通过发射既连续而又间断的声波，并捕捉记录从海底以及海底之下不连续界面传来的反射波。这种方法最早是属于与传真新闻通讯同样原理的记录系统，可以得到海底以下数百米深处地质构造图象，因此易于理解，颇受欢迎。进入电子计算机时代以后又发生了飞跃的进步，目前由于使用多频道调查方法，进而可以推断海底以下数百公里深处地质构造。

1965年后全世界海底油田大量开发，很大程度应归功于这种声波探测法的应用。

当然，除上述丰富多彩的地质学研究取得卓越成就之处，世界各地以及日本各地也都在进行着正规的海底地质调查，这些调查都积累了足够的资料，这一收获同样值得重视。

本书介绍的是围绕上述各项研究的一些成果。当然，全面涉及占地球表面70%的海底全貌则非本书宗旨所及。在这里想谈的只是当前已付诸实施的有哪些研究工作，取得了哪些成果？读者如能从中获得一些现在正在进行的海底研究情况，则就符合作者的愿望了。

目 录

序 言 (奈须纪幸)	
第一章 海岸 (茂木昭夫)	1
第一节 岩石海岸	1
1. 海蚀崖	1
2. 浪蚀台地	2
3. 浪蚀台地的变位与海蚀台地	3
4. 海滩岩	5
5. 珊瑚礁海岸	7
第二节 砂质海岸 (又称砂砾质海岸)	9
1. 砂质海岸的构造	9
2. 砂质海岸的变化	15
第二章 海底沉积物	22
第一节 浅海沉积物 (奈须纪幸)	22
1. 前言	22
2. 海滨沉积物	24
3. 大陆架上的沉积物	26
4. 内湾沉积物	32
第二节 深海沉积物 (斋藤常正)	35
1. 前言	35
2. 深海沉积物的分类	35
3. 深海沉积物的沉积速率	49
4. 海洋底沉积物厚度	52
5. 深海沉积物的层序	57
第三节 珊瑚礁沉积物 (小西健二)	63
1. 前言	63
2. 珊瑚礁	63
3. 珊瑚礁的沉积作用	65
4. 从珊瑚礁沉积物中看到的白垩纪以后的海底历史—— 特别关于构造性海面变动	68
5. 从珊瑚礁沉积物看过去20万年间冰川性海面变动与岛弧系的新构造运动	73
6. 结束语	76
第四节 关于生物成因硅质沉积物形成的若干问题 (井上雅夫)	77
1. 前言	77
2. 硅质沉积物的分布	77
3. 悬浊物中生物壳氧化硅与硅质沉积物的粒度组成	78
4. 具有氧化硅壳的浮游生物在水中数量与在硅质沉积物中	

含量的关系	81
5. 氧化硅壳产量及氧化硅的补偿	84
第五节 锰结核 (岛诚)	85
1. 研究历史与分布	85
2. 锰结核的形态与构造	87
3. 矿物成分	87
4. 化学成分	88
5. 锰结核的成长速度	91
6. 锰结核的成因	92
7. 结束语	93
第六节 海底地滑 (加贺美英雄)	94
1. 前言	94
2. 海底地滑的分类	94
3. 海底地滑的成因	97
4. 结束语	105
第七节 深海沉积物的沉积构造 (本座荣一)	106
1. 前言	106
2. 浊积物	107
3. 深海平原上的浊流	107
4. 浊流的物理条件	108
5. 底层流对于深海沉积物的影响	112
6. 构造运动引起的侵蚀和沉积	113
第三章 海底地质构造 (本座荣一)	115
第一节 日本东北岛弧系第三纪以后构造发展史	115
1. 前言	115
2. 东北弧东缘的地质	116
3. 东北弧西缘的地质	120
4. 日本海	120
5. 太平洋板块	125
6. 太平洋型造山运动	125
7. 东北岛弧的新构造运动	127
8. 大陆架及大陆斜坡上部的形成机制	128
9. 东北岛弧外带的断块构造	130
10. 海沟和俯冲带	131
第二节 南关东周围的地质构造	133
1. 前言	133
2. 以相模湾为中心的区域地质构造	135
3. 伊豆海岭北部的地质构造	140
4. 从板块构造的观点研究	152
第四章 基岩	157

第一节 中央海岭系的岩石和构造 (都城秋穗)	157
1. 大洋区火成岩和变质岩的分布状态及与地球物理现象的关系	157
2. 中央海岭的岩石性质	160
第二节 海山的构造和岩石 (以夏威夷为例) (荒牧重雄)	167
1. 海山的分布和种类	167
2. 夏威夷海岭上的火山配布	169
3. 海中喷发	170
4. 夏威夷火山形成史	171
5. 岩石组成	173

第一章 海岸

第一节 岩石海岸

1. 海蚀崖

岩石海岸最典型的地形，是由陡然倾斜的海崖和它的前边接近海面的平坦台地（浪蚀阶地）所构成。而这种海崖顶部多为覆盖有土壤植被的平缓斜坡（近岸斜坡coastal bevel），和岩石陡立的海蚀崖（sea cliff）所构成。在高纬度地带，这种近岸斜坡常覆盖有周期冰川作用产生的冻裂沉积物，一般认为是当冰期海面下降期间未被波浪侵蚀，而受陆上风化剥蚀作用强烈影响所产生。海蚀崖则属于冰后期海面上升时再次遭受波浪冲击的产物，可以说是由于在冰后期约6000年后大致接近现在海平面的作用下造成的。

但是，也有像日本渥美半岛南岸那种海崖急剧退化的情况，在全新世（冲积）海侵^①之后，由于沿岸漂砂在一部分海蚀崖前面发育成海滩和沙堆，因此海蚀崖在波浪冲击面前得到了保护而呈现急剧退化〔据山内，1967〕。这种近岸斜坡与海蚀崖发育的程度，一般是根据海岸受到巨浪冲击的程度以及岩石性质来决定。据丰岛〔1967〕研究结果，在安山岩、玄武岩分布地区近岸斜坡相当发育，在第三系地层分布地区则下部的海蚀崖较为发育。在湿润的热带地区，由于化学风化作用岩石分解显著，因之除硅质岩与玄武岩等外，极少出现陡峭的海崖。

海蚀崖面极其明显地受地质条件所制约。在玄武岩、安山岩、花岗岩等地区，常由直立节理构成陡峭的崖面；在沉积岩地区多成顺层理面方向倾斜的崖面。层理面向海洋方向倾斜时，层理面常常构成海蚀崖面，如果层理面的坡度陡于海蚀崖斜坡，海蚀崖面就显示为锯齿状断面。当层理面水平产出或向内陆缓缓倾斜时，可能形成垂直的海蚀崖面；但沿层理面有时会发育成各种不同高度的狭窄台地，常被误认为离水海滩。

这种海蚀崖是由波浪侵蚀造成的，可是波浪侵蚀不单是海水压力的直接冲击，还有岩石

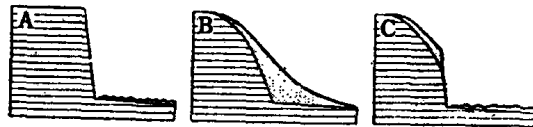


图 1 周期性冰川作用下发育的海蚀崖

〔Bird, 1968〕

- A. 周期性冰川作用前的海蚀崖；B. 更新世海面下降时海蚀崖的退化，为冰川沉积物所覆盖；C. 冰后期海面上升后，海蚀崖受到侵蚀，形成新的海蚀崖

^① 更新世末玉木冰期最盛期以后，在距今6000年前的气候适宜期(Climatic Optimum)出现高海面，高出现在海面2—5米。在日本称为绳文海侵(Jomon transgression)及有乐町海侵(yurakucho transgression)，可与欧洲的Flandrian海侵对比。——译者

裂隙中挤入空气压力引起的崩坏,尤其是被水驱动的岩石碎片与砾石的磨蚀作用效果更大。

由于这种海蚀作用,在海面附近首先形成凹槽,称浪蚀龕(notch),随着凹槽的加深,沿岸斜坡就因重力作用及风化作用而崩落,形成了海蚀崖。构成沿岸斜坡的岩石如果是花岗岩及玄武岩,则崩落时垂直的节理将有助于海蚀崖的形成;如果是沉积岩,则其向海洋倾斜的层理面也有助于海蚀崖的形成。尤其当上部为透水地层,下部为不透水地层时,则上部渗入的水沿下部地层的层理面渗流,使得上部地层易于滑动,因之一旦海蚀作用使这一层面露出于海面,往往沿这个层理面发生地滑。在这样的地段,崩坍物在崖前形成崖锥之后,岩屑一旦被海浪与海流带走,海崖就会再次遭到波浪冲击再度受海蚀而产生崩坍。因此海蚀崖就在海蚀与崩坍交替作用下逐渐向陆地方向后退。

浪蚀龕在岩石软弱地方特别发育则成为海蚀洞(sea cave),大者长200米,深达17米。因为海蚀洞形成于断层、节理、不整合面等软弱部分,沿着这些构造线的方向可有多种形状。位于海面附近的海蚀龕和海蚀洞,都是现代海浪作用的直接产物,所以它们可作为岩石海岸上海面位置最可靠的标志。如在高出现在海面的地方发现有海蚀洞与浪蚀龕,那就肯定不久前海面曾发生过变动。

据丰岛[1965,1967]资料可知,在山阴海岸不仅存在距海面2.5米的高处有下底面的海蚀洞,据说个别地带在海拔+5米处还存在海蚀洞。此类海蚀洞与下面所述的上升海蚀台地是一致的。有时也会发现有沉入海面下的海蚀洞,在克里米亚海岸,据称有的海蚀洞入口的上端在海面下50厘米处。

2. 浪蚀台地

悬崖海岸的最单纯的地形,是在海蚀崖的靠海一侧伸展着几乎接近海面的平坦的台地,自其末端起以一定角度斜伸下去。这种平坦的台地就叫做浪蚀台地(wave cut bench)或简称台地(平台、阶地)。它是从与高潮面一致的海崖的麓部开始,一直延续到低潮面稍下一点,这种地形是在岩石对海蚀营力的强大抗蚀力与海蚀强度之间微妙的平衡的条件下形成的,如果岩石抗蚀力较强,在海面达到现在位置之后,这种地形就发育缓慢,如果岩石抗侵蚀力较弱,则陡峭的悬崖地形就难以保持,而将出现一种陆上剥蚀相当强烈的地形。此外受强烈的海浪冲击的海岸,如果不是抗蚀力强的岩石,就不会造成浪蚀台地,由此可知如果岩石抗侵蚀力较弱,则这种地形只有在风平浪静的海岸才能出现。

富士湾西岸的冰见海岸是由第三系地层组成的,因为海岸正对着风浪强烈的北东方向,台地发育不良,而面向着不受风浪直角冲击的南东方向的海岸台地发育良好,这是因为东北侧风浪过于强烈之故[吉川,1950]。

关于浪蚀台地的形成过程,D.约翰逊(Johnson,1919)认为,陆地下沉时,受海浪作用首先形成浪蚀龕,浪蚀龕逐步加深的同时,近岸斜坡崩坍就形成海蚀崖,海蚀崖下则形成与海面接近的浪蚀台地,海浪侵蚀逐步向前推进,台地面积就相应地扩展,而在海浪侵蚀下搬运来的岩屑就堆积在那里的外海中,这样就发育了与浪蚀台地相连续的水下波成阶地(wave built terrace)地形。然而,约翰逊认为,浪蚀龕、浪蚀台地等地形应该只表现为幼年期的地形,但就日本大量的浪蚀台地实测剖面观察,其外端多为陡倾斜,而且多数情况下降到了下面的海蚀台地,属于壮年阶段的水下波成阶地的发育极为少见。如果认为强烈的波浪作用能够通过浪蚀台地而达到海蚀崖的根部,就不能排除这种波成阶地的发育,但通常在空间位置上浪蚀台地相当于激浪带(zone of swash),产生最强烈侵蚀

作用的激浪就是在浪蚀台地的外缘进行的。如果说在这一地带能够形成极浅的平坦的波成阶地，那是难以置信的。

巴特姆 (Bartum) 等人[1926]认为：海面上的岩石在大气中经风化、剥蚀作用可以受到破坏，然而，在海面以下则可得到保护，因而风化物质沿着这一界面易于被波浪与海流带走，在那里就可形成平坦的浪蚀台。但是用这种海平面作为风化基准面的论点，来阐明浪蚀台的形成是有问题的。伯德 (E.C.F. Bird) [1968]根据浪蚀台的高度分为潮间带台地、高潮台地与低潮台地三种。他认为接近水平的高潮台地是海面上风化、剥蚀作用形成的；向海呈缓倾斜的潮间带台地，主要是浪蚀作用形成的。根据三位学者[1962]的详细调查，潮间带台地也是由几种不同的面所形成，愈是高位置面（高潮线）倾斜愈缓，一般由抗侵蚀力强的砾岩与砂岩构成；风化基准面是被浪蚀作用冲刷出来的；而在其下的倾斜较陡的斜面上则发育有浪蚀沟和落水洞等侵蚀地形。这反映着海浪侵蚀作用的影响明显地强于风化作用的影响，也就是说潮间带台地不过是高潮台地与低潮台地的合成产物，上部是受风化作用形成的基准面，下部则以受强烈的侵蚀与溶蚀作用形成的基准面为主。

浪蚀台的表面地形，强烈表现出地质构造对浪蚀的影响，有时地层的层理面、节理面直接成为浪蚀台的表面，在砂岩、泥岩、凝灰岩互层的地区，砂岩与凝灰岩形成突起的地形，泥岩地区受侵蚀多形成低缓的鬃崖 (Cuesta 单面山陡崖) 地形。

根据铃木、高桥[1970]的实验结果，据说，这是在干湿交替环境下泥岩吸水膨胀，脱水收缩，其体积大于砂岩和凝灰岩，故泥岩内部发生的破坏较大，因之易于受海浪的剥蚀。1975年高桥则认为，以表层磨蚀为主的砂岩磨蚀基准面平均约在高潮线上；相对的以干湿破坏为主的泥岩，其侵蚀基准面则平均在略低于海面的地方，它们之间的差距就构成了锯齿状地形。

浪蚀台的靠海一侧，多出现砂砾堤 (rampart) 的高地。这是由于浪蚀台外缘经常受波浪冲击浸水，因而这一部分风化基准面变高。

3. 浪蚀台地的变位与海蚀台地

海蚀崖和沿着海平面伸展的浪蚀台地，是岩石海岸上引人注目的特征地形。但是与这一水准面无关的，受现代的海蚀作用形成的台地状地形更应予以注意。一种是出现在海面上的风暴台地 (storm bench)，一种是产生在浪蚀台地外侧海底的海蚀台地 (abrasion platform 或称磨蚀平台)，或水下台地 (submarine bench)。以上三种地形都是因为在波浪到达海岸时，海蚀作用形式发生变化表现的各种地形[据武永，1966]。海浪在浪蚀台地外端直到破碎以前的运动，以及由于破浪时造成的破坏力与水分子的旋迴运动，使其侵蚀下限即所谓海蚀 (浪磨) 基面 (abrasion base) 达到-10米附近。所以，由于这种侵蚀作用，就在浪蚀台地外侧-10米以上的地带内扩展形成侵蚀平坦面。此类海蚀台标志着海浪营力的衰减，其剖面表现为陆侧地形较陡到外海则逐渐变缓；但实际上有的地形极为复杂。接近水平的浪蚀台地，如前所述主要是破浪后冲刷作用与风化作用共同的产物。由于破浪后的巨浪冲击岩石后便垂直激起，以致破坏范围达到一定高度，同时结合岩石构造的特点，就会在海面上形成了风暴台地。因而在同一海平面可以形成三种不同高度的台地。如果海平面变化或地壳发生变动，将使台地的变位更为复杂，以致难以识别。

风暴台地常常受到巨浪沿着岩石的层理及节理进行侵蚀，或由于砾砂冲洗而使构造面暴露在外，形成构造平台；如果有确实证据说明存在横切构造面并且伴有上升海滩时，就

可以确定为上升台地 (raised bench)。此类上升台地在日本各地广泛存在, 一般多见于海拔 + 2 米及 + 6 米左右两个高度。它们不仅经常切割构造面, 并且与海蚀洞和隆起沙洲相连, 有时成为含有陶片或贝壳的上升海滩的基底。关于 + 6 米左右的上升台地, 这一标高日本各地认为与冰后期最大海浸时的海岸线 (Daly海岸线) 是一致的, 所以多数人认为它是约6000年前高海面时形成的。但是琉球群岛Daly海岸线的海拔则在 + 3 ~ + 4 米; 南洋群岛则为 + 2 ~ 3 米, 这不仅是海岸线海拔的差异, 事实上是有的上升台地由于最近地壳变动而再度上升所致。

高桥 [1973] 认为, 纪伊半岛南部台地的高度分布与海岸阶地 (Monastrian^①shore line) 所处高度变化恰相对应, 造成阶地变位的地壳运动继续活动, 就使得 2000~3000年前形成的台地发生变位, 例如年平均上升速度 2 毫米的室户角的前端, 据推测也是 2000~3000年前的台地, 现在的上升高度已达 4 米。

另一方面, 据说也有伴随地震而隆起的最新上升台地, 1922年关东大地震时, 在过去海平面上的三浦半岛南岸台地, 从海面上升了1~3米就是一个典型的例子。现在的上升台地位于海角前端, 而在内湾一侧仍存在有对应于海平面的高潮台地。丰岛 [1956] 曾经断定, 现在的高潮台地也是很早以前保留下来的, 所以如将地震前的状态予以复原时, 则现在的上升台地的位置应该稍高于最高高潮面。然而在最低低潮面附近也有高潮台地的存在, 推测两种台地可能是经过长时期的地壳上升、下降的渐进运动形成的。1964年由于新泻地震产生的粟岛隆起, 也造成了浪蚀台地的上升。高桥 [1967] 认为一类是属于旧海平面附近上升的浪蚀台地, 一类是属于旧海平面下约 1 米的隆起的浪蚀面。同时指出, 以上两者在山咀处是以小崖为界, 进入海湾后则界线逐渐模糊。这种情况与三浦半岛相同, 可知是上升前形成的两种海平面上的浪蚀面。另据高桥报告, 青森县大户濑海岸在1793年地震时上升了 2 米, 岛根县唐钟海岸在1793年地震时上升了 1.2 米, 各自形成了上升台地。但这些台地迄今为止又已经历了相当大的侵蚀了。

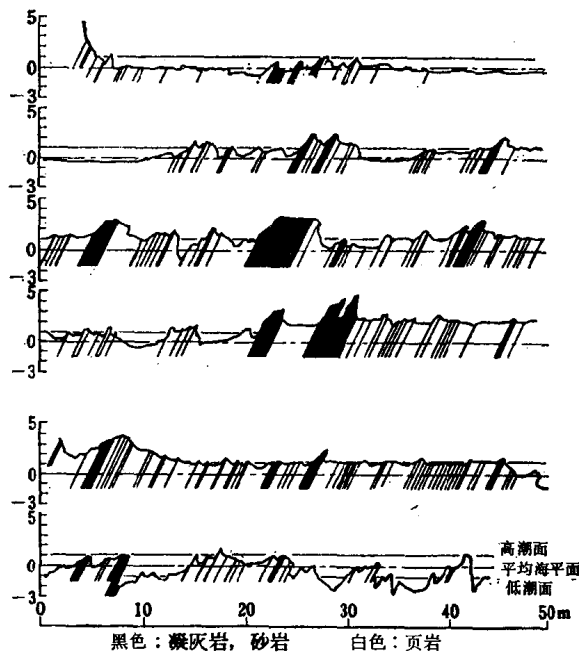


图 2 三浦半岛荒崎海岸的浪蚀台地剖面

浪蚀台地的外海一侧, 一般是从其周围砂砾沉积面上露出浅的基岩地带呈岬角状延伸。其表面因被深的浪蚀沟所切割, 呈显著的起伏 (图 3)。尽管地形起伏很大, 但从各个起伏顶部的连线, 仍可显示同一的水深, 而且在这一水平面上常常发现有的地方残留着许多平顶。这一事实已在日本几个地方得到公认, 而且这种平顶的深度是非常一致的。这种平顶由浅向深可以分作 -2 米, -3~5 米, -6~8 米, 以及 -9~11 米四级。即浪蚀台的外海一侧呈四级平坦面阶梯状相连。这些格子状切割的浪蚀沟, 现在很可能还在继续进行侵蚀, 可以认为基岩正向着周围沉积面的层准水平缓慢地下降中。如此看来, 浪蚀台地外侧的海蚀台地, 是在到达其周围沉积

① Monastrian阶地在地中海沿岸, 是里斯—玉间冰期形成的——译者

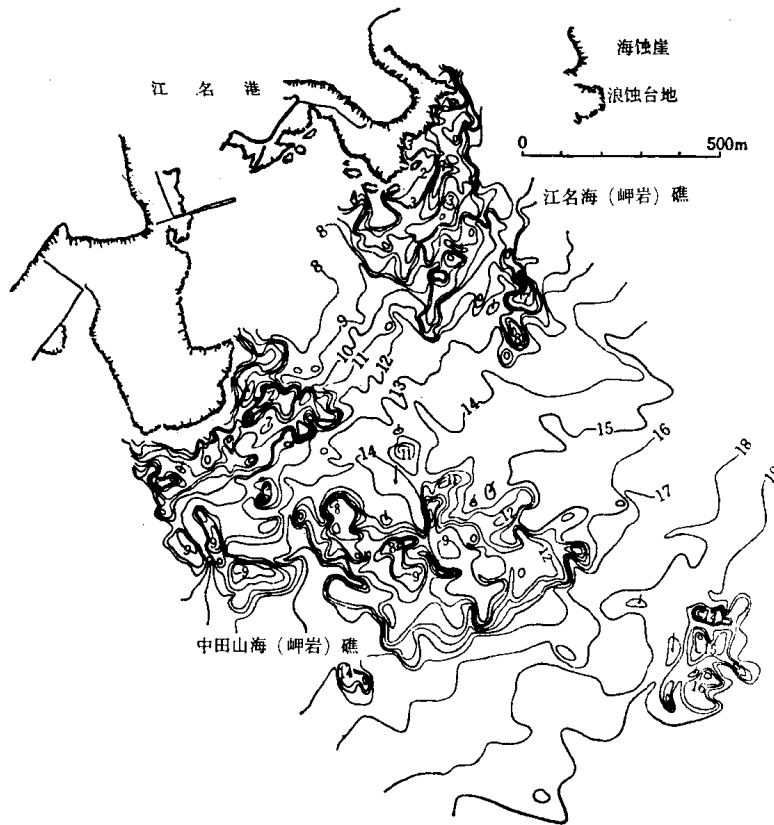


图 3 福岛县江名港附近的浪蚀台地与外海海底地形

面的水准时形成的，因之，目前各起伏顶部的残留平坦面可能属于过去的下沉（水下）台地〔茂木，1973〕

如上所述，在浪蚀台地的上位与下位存在有上升台地与下沉台地，这两者是与现在波浪作用形成的地形难以区别的。因为上升台地中有的是冰后期高海平面下形成的，有的是伴随地震时地壳变动所形成的；下沉台地肯定也会有两种不同的成因。自从藤〔1966〕与藤井〔1967〕两人在富山湾与北陆地方海底发现埋藏树林的年代（公元前3000~1500年）后，提出在全新世海侵高峰期（公元前6000年）以后，海平面曾低于现在海平面以下。又通过井关〔1974〕对埋藏谷地的研究，远藤〔1969〕对全新世沙丘的研究，成瀬〔1974〕的全新层研究等一系列的研究成果。说明在公元前2000年左右存在一个海面下降期的实例逐渐增多。此类下沉台地中，-3~5米的台地，其水准与海面下降期的台地类似，因之要区别台地是由海面变化引起的还是地壳变动引起的，就更成为一个困难的问题了。

4. 海滩岩 (beach rock)

浪蚀台地被其周围的海滨沉积物所覆盖，有的部分出露于海滨，与此相类似的是砂、砾等固结成岩后被波浪冲刷而出露于海滨，这叫做海滩岩，它是一种钙质胶结的全新世的砂砾岩。

海滩岩一般产于热带、亚热带地区的潮间带，厚度为10~60厘米的板状重叠层，以 5° ~ 10° 的倾角向海延伸。由于各层均向陆侧急倾斜，呈微小的鬣^①崖 (Cuesta) 地形，走向多

① Cuesta地形，有译成层崖地形，为软硬相间的岩层受侵蚀后，形成悬崖陡峭高差较大的地形。——译者注

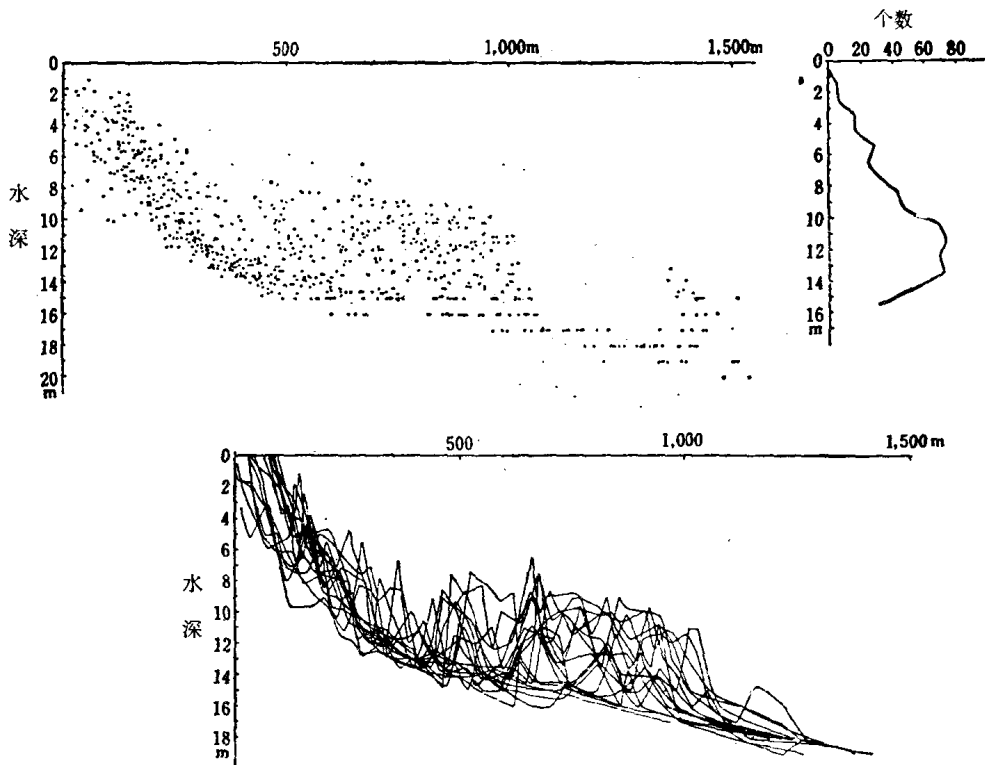


图 4 福岛县江名港中田山海礁 (岬岩)
 水深投影图 (左上)
 水深频度图 (右上)
 投影剖面图 (下)

与海滨平行 (潮间带海滩岩: inter-tidal beach rock)。其他类型中接近水平面的, 除砂砾外并含有大量珊瑚、贝类、海胆等生物, 有的出现在潮位上, 以礁湖底特别发育 (礁面海滩岩 reef surface beach rock)。砾石构成的海滩岩, 板状层并不明显, 也不向海侧倾斜, 因之没有微型鬣崖。一般在靠海一侧有小崖, 位置略高于高潮线 (砾石海滩岩: Conglomerate beach rock) [据武永、1965]。

海滩岩因为是由钙质等胶结而成, 所以表面坚硬而内部脆弱, 有的是在上、下硬层之间夹有一未固结层。海滩岩中经常发现有陶器残片及装饰品等, 说明是在全新世形成的。

(橘、阪口 [1971] 在五岛奈留岛海岸的海滩岩中曾发现绳文^① 前期曾畑式陶器碎片, 与陶片胶结在一起的贝壳, ¹⁴C 年代测定为公元前 5650 ± 150 年。米谷 [1963] 在奄美半岛北部的海滩岩中发现银梳, 据说系日本岛津藩国时期的遗物。距今不超过 200 年。此外从海滩岩中还发现过第二次世界大战时的弹壳 (在太平洋群岛), 玻璃杯, 以及可口可乐空瓶等, 这除说明海滩岩能在极短的时间内形成外, 同时也显示在不同地区有不同年代的海滩岩的存在。

关于海滩岩的成因, 罗赛尔 (Russel) [1958] 与米谷提倡地下水说, 即由于海岸线附近地下水的化学变化, 使碳酸钙沉淀, 胶结其周围物质, 因而形成钙质砂岩。但武永认为

^① 绳文, 以绳文式陶器为标志的日本新石器时代名, 根据绳文式陶器的变化分为早、前、中、后、晚五个时期。自公元前七、八千年起延续数千年。——译者

海滩岩所在地点不一定存在地下水，他指出：设以 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 板状层向海倾斜或连接于礁湖底的礁原海滩岩而论，很难设想有地下水径流。他认为海水所含 CaCO_3 的沉淀与生物分泌作用的效果较地下水要大。这种情况下礁湖的环境起着重要的作用。武永认为成层与胶结应该分为两个阶段来考虑；成层在礁湖底，而胶结则在潮间带以上进行，其过程如下：首先在礁湖底部当暴风雨天气时以粗粒堆积为主，平静时则以细粒物质堆积为主呈水平沉积而成板状层，但当海水平静时礁湖表面则由海水与生物构成的 CaCO_3 进行着胶结作用。经全新世后期的海面下降，此类胶结物质处于潮间带位置时，受潮汐等作用的影响，出现倾斜，在日光照射下产生高温，海水蒸发后进入固结阶段。堀等人通过对与论岛的海水进行分析后〔1972〕认为：白昼随着水温上升海水中的 CO_3^{2-} 显示浓度增加，碳酸钙接近于过饱和状态，这种浓度增加必将引起沉淀，即使不考虑地下水的混入，海水中形成海滩岩所必需的碳酸钙的沉淀肯定也会得到满足的。但是，关于武永所主张的形成于礁湖内的礁面海滩岩，通过全新世后期海面下降，就转化为潮间带海滩岩，这种设想，可能还存在一些问题。橘〔1963〕根据在五岛、奈留岛的潮间带海滩岩上获得的曾畑式陶器以及测得的 ^{14}C 年代判定，这里的海滩岩形成于绳文前期。同时在这一带还发现有约为绳文期的遗址。因之可以说明自绳文前期海岸线附近有海滩岩形成以来，这里的地壳延续了一个比较稳定的阶段，因此很难设想海平面位置曾发生过变化。而且现在五岛附近的海水温度是不可能形成这样胶结的海滩岩的，所以推测绳文海侵最盛期的海水温度要比现在高，因而那时在这一纬度的附近也有形成海滩岩的可能。日本海滩岩分布的北限过去认为是在屋久岛北邻的竹岛，但是现在已在五岛发现，而且武永又在馆山市神户海岸拾到海滩岩的碎片，则其北限又延伸了一步。在欧洲据说在北纬 50° 都有海滩岩的存在。海滩岩在罗赛尔（Russel）与米谷提出之前，田山〔1935〕曾在南洋群岛发现过，当时的记载为海滨砂岩。

5. 珊瑚礁海岸

热带地方广泛分布的珊瑚礁（Coral reef）代表着一种特异的海岸地形。珊瑚礁是由造礁珊瑚、石灰藻、有孔虫、苔藓虫等组成，具有一般风浪难以破坏的强度，但其骨骼构造为多孔质，孔隙率达 $25\sim 50\%$ 。体内有藻类共生。珊瑚水螅体（Coral polyp）简称珊瑚虫，张开后可摄取食料及海水中氧分，而放出二氧化碳^①，由其体内的共生藻（利用 CO_2 ）进行光合作用而放出 O_2 。因之珊瑚在光线照射不到的地方就不能发育。由于海水可在珊瑚组织的孔隙中自由通过，一面在孔隙中逐渐填满了来自礁体的沉积物和化学沉淀物，同时原有的骨骼被溶解掉，这些充填物就被残留下来。在这种交互的溶蚀与填充，形成（礁）面缓慢上升中，就造成珊瑚礁间歇性的生长，其成长速度缓慢的年平均速度为5毫米，快的年平均速度可达80毫米。

单体珊瑚在不同的深度上，能够适应一般的海水温度，而造礁珊瑚则冬季水温至少要在 18°C 以上，夏季最高应在 35°C 以下，否则就不能生存。据说它生存的海水深度一般只能到45米，盐度范围以 $27\sim 40\%$ 为限。

在河口等处淡水流注的地方，由于盐度降低就影响了珊瑚礁的发育。在这些地区有的珊瑚礁甚至被淤泥窒息而死亡，一般认为淡水对珊瑚礁生存的影响要比浮泥的影响为大。

^① 原文系珊瑚张开水螅体，摄取食料及水中氧分后，由其体内共生藻进行光合作用而放出二氧化碳，这是错误的。——译者

对珊瑚礁的成长来说，食料的供给至为重要。

由于这些原因，海水循环好的上风侧要比下风侧的珊瑚发育得好。

根据珊瑚礁的形态可大致分为岸礁 (fringing reef), 堡礁 (farsier reef), 环礁 (atoll) 三种。岸礁直接连接陆地; 堡礁是位于陆地与珊瑚礁之间环抱着泻湖; 环礁缺失陆地, 为一环状的珊瑚礁, 其中抱着泻湖 (礁湖)。田山于 1952 年曾对此类地形作过以下总结。他认为, 岸礁大致在低潮面附近, 与海蚀崖下的浪蚀台地相连。在浪蚀台地上的边沿 (Visor) 上受溶蚀作用发育有许多尖峰 (Pinnacle), 在浪蚀台地则发育有平底的内槽 [Guilcher, 1958]。与浪蚀台地连接的礁台 (礁原) 上, 被覆着薄层砂砾, 部分地段长有海藻, 但在其外缘石灰藻发育旺盛, 造成高达 50 厘米左右的石灰藻岭 (或藻脊)。石灰藻岭外侧有与之成直角切割藻岭的沟, 现代珊瑚即生于沟的两壁及外侧的礁斜坡上。堡礁的内侧礁体与浪蚀台地相接, 其外侧及斜坡上有滨珊瑚 (Porites) 等珊瑚发育。

礁湖深达 40~60 米 (最深 85 米), 常在陆上河流的延伸处产生溺谷, 礁湖外侧的外礁, 在上风侧及海流一侧受巨浪的冲击扬起的岩屑有的堆积成岛。环礁靠海一侧的礁台, 低潮时则干涸露出平坦底部, 在其外缘有高起的石灰藻岭, 靠海一侧发育了多数成直角切割的沟, 成陡斜面直下深海底。原生珊瑚在礁湖的外缘与礁湖一侧礁台的边缘上旺盛地发育着。礁湖深度平均约 50~90 米, 最深者达 108 米。

关于南洋群岛的珊瑚礁, 田山 [1952]、浅野 [1942] 等发现蘑菇状 (mushroom) 岩石与台地的高度在礁台面上同为 2 米左右, 他认为这是冰后期出现的高海面时形成的。

珊瑚礁在琉球群岛也有发育 (其北限为小宝岛), 这一高海面所产生的上升珊瑚礁, 在喜界岛的高度是 +5 米~+10 米, 宝岛为 +3 米; 与论岛上升海滩岩高达 +2~+3 米。武永 [1968] 曾在喜界岛以 ^{14}C 测得年代值为公元前 6630 ± 150 年。Tracey, Ladd 和 Hoffmeister [1948] 在比基尼岛环礁上越过礁体的最外端 -7~-10 米水深处发现有阶地地形, 由此向内侧追踪的结果, 见其与礁湖中深约 5 米的阶地相连, 认为属于前一时代的礁平面 (reef level)。田山于 1952 年在水面下 6~20 米处发现了几个包括礁体的最浅部在内的沉没环礁与桌礁。至于这些隆起礁与沉没礁是否属于冰后期海面变动的产物, 有待于今后进一步探讨。

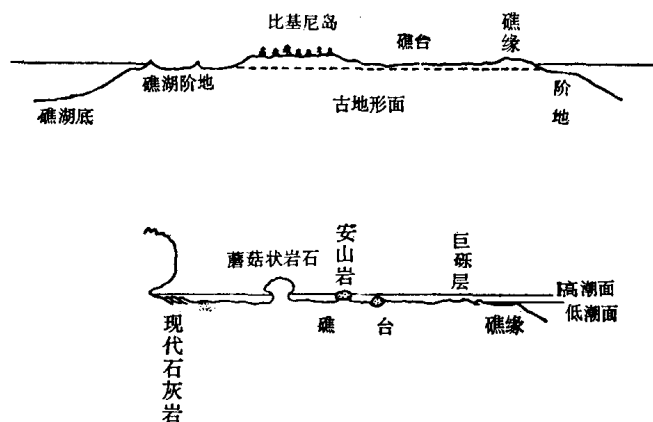


图 5 比基尼岛环礁 (上图) 与塞班岛罗洛湾的珊瑚礁剖面图 [浅野, 1955]