

距今三万年来西北太平洋洋流系统变化的初步研究

阎国年

(中国科学院地理研究所)

关键词 洋流系统变化, 西北太平洋

提要 本文探讨了西北太平洋流系统变化的研究方法, 并利用这些方法恢复了距今三万年以来这一地区洋流系统变化的过程。

洋流系统是海洋热量的动力系统。洋流的性质及其分布对世界各区域性气候的形成有着重要的影响, 洋流系统的变化对全球热量平衡、大气环流的变化起着深刻的作用。众所周知, 在“埃尔尼诺”现象发现的年份, 常常伴随着全球大气环流的变化和气候异常。自70年代末以来, 对环境变化重要机制之一的海洋环流变化的研究已引起了各国学者的关注。W. F. Ruddiman 等^[14]研究了北大西洋深海沉积物, 利用有孔虫组合, 碳酸钙含量的变化及¹⁴C年代学方法恢复了末次冰期最盛时期以东西风漂流位置和海洋极锋位置的变化, P. R. Tompson^[15]研究了西北太平洋深海沉积物中浮游有孔虫组合的变化, 恢复了距今15万年以来几个时期黑潮与亲潮相对位置的变化; 新井房夫^[12]研究了日本海的沉积物, 利用有孔虫组合及其介壳中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化和火山灰年代学方法, 阐明了洋流系统变化在日本海环境演变中的地位 and 作用。随着我国古环境研究工作的深入, 越来越迫切要求我们解决有关环境变化的机制问题。显而易见, 西北太平洋洋流系统的变化已成为当前亟待解决的问题。本文分析了西北太平洋地区有关方面的资料, 探索了该区域洋流系统变化的研究方法, 初步恢复了距今3万年以来洋流系统的演变过程。

一、西北太平洋洋流系统变化的研究方法

洋流系统变化的研究方法多种多样, 有直接的也有间接的。针对西北太平洋地区, 可以归纳为以下几种主要方法:

1. 古气候学与古海洋学方法

第四纪气候变化、海面变化与洋流系统的变化之间有着密切的联系。表现为在不同的气候海雨条件下, 一方面黑潮、亲潮主体势力变化交替出现, 即在相对温度高海面时期, 亲潮势力加强南侵^[16]; 另一方面表现为黑潮各分支暖流的变化, 即黑潮随着气温升高, 海面上升, 而形成各分支暖流并逐渐加强, 随着气温下降, 海面降低, 各分支暖流逐渐萎缩甚至消失。由此可见, 我们可以借助于现有气候海面变化的研究成果去帮助恢复西北太平洋地区洋流系统的变化过程。

2. 古生物学方法

不同性质的洋流具有不同的微体生物组合面貌。在暖、寒流交汇处(海洋极锋位置)两侧微体生物组合差异最为突出, 为在西北太平洋极锋位置以南, 微体生物组合表现为黑潮水域暖水种优势, 以北则表现为亲潮水域冷水种优势。同样, 在同纬度有洋流流经地区, 微体生物

组合多为热带、亚热带暖水种。对地层中微体化石组合的综合分析,尤其是定量与半定量分析以及今天各海域微体生物组合特征、特征种属分布的研究是当前普遍采用的,研究洋流系统变化比较有效的方法。

3. 稳定同位素方法

深海沉积物氧同位素含量变化的研究为揭示第四纪气候变化的规律起了主要的作用。其实海洋沉积物氧同位素含量的变化与海洋状况直接相关,受海水多少、海水温度、盐度的影响,通过对洋流流经地区有孔虫介壳及贝壳氧同位素含量的测定,可以定量地恢复古洋流的温度和盐度。

近年来,¹海洋沉积物稳定碳同位素(¹²C, ¹³C)方法也开始用于定性地描述海水温度的变化。由于海洋生物在不同温度下,光合作用吸收的¹²CO₂和¹³CO₂的速度没有变化,因此温度高时,生物吸收的¹³CO₂较多,产生 $\delta^{13}\text{C}$ 值大,富含¹³C的有机物。反之,则产生富含¹²C的有机物。碳同位素含量的变化可以在黑潮和亲潮势力变化的敏感地区(海洋极锋位置附近)清楚地表现出来,它代表了暖、寒流势力的变化。

4. 海洋地貌学方法

西北太平洋地区,洋流系统明显受海底海岛地形的控制。研究表明,东海黑潮流轴线的位置与200,500,1000 m等深线颇为接近,大致是沿着陆架和陆坡的毗连区域流动^[2]。台湾岛对黑潮的影响与青藏高原对东亚大气环流的影响颇有相似之处,也有分支作用和屏障作用。台湾东北角,在三貂角-苏澳以东,地形激变,等深线变成与海岸近乎正交而呈WNW-ESE走向,水深从南北两侧的1000—2000 m陡降为500 m左右,西部最浅处尚不及200 m,为一明显的海岭地形,这一地形使800—1000 m水深的海潮跨越时,就象气流翻越山地一样,发生水层挤压,流速增大、流轴方向发生右偏的变化^[3]。管秉贤利用位涡度守恒原理及流量守恒原理计算出黑潮通过海岭后最大偏角可达

36°^[4]根据其计算公式,我们可以知道偏角的大小与海面高低有关。高海面时期黑潮右偏幅度小,反之,右偏幅度大。进而我们可以推论,黑潮受地形影响,海面上升时,东海黑潮及其分支暖流势力不断加强,黑潮位置向高纬度移动,而海面下降时情况正好相反,海面降低,则海岸线大幅度前进,造成黑潮各分支暖流萎缩。在冰期最盛时期,海面下降150—160 m(未进行均衡校正),对马海峡、轻津海峡,宗谷海峡、鞆海峡和台湾海峡均成为陆桥,日本海成为封闭的海盆,东海、黄海和渤海大陆架完全暴露成为陆地,对马暖流、黄海暖流、台湾暖流及通过台湾海峡北上的暖流完全消失。同样,海峡地形对分支暖流的影响也不可忽视。因此地形变化及其影响的研究有助于我们了解洋流系统的变化机制。

5. 年代学方法

一般采用¹⁴C年代学方法和火山灰年代学方法研究洋流系统时间序列变化。这两种方法在研究西北太平洋距今3万年以来洋流系统的变化中极为有效。其一,3万年的时间尺度在¹⁴C年代测定范围内;其二,研究区自距今3万年以来有过多火山喷发,多处发现火山灰地层,这些地层的存在对海洋沉积地层的对比和时代划分有着重要的意义。

二、西北太平洋洋流系统自距今3万年以来的演变过程

综合上述研究方法,将洋流系统的变化过程分为以下几个时段加以讨论:

30000—23000年B.D,这个时期为玉木冰期的间冰段,地球上许多地区发生了短时期的海侵,欧洲、日本以及我国沿海发现有这个时期的海侵地层。这次海侵可以与深海沉积物氧同位素曲线的第三期相对比。值得注意的是我国东部沿海受该次海侵影响的时间较长,范围很广。由于海面升高,东海黑潮的势力得到了加强,因此,其分支黄海暖流变化更大。

据对大量钻孔沉积物微体化石的分析;发

现在 30000—23000 B.D 年间,湾内出现了施罗德假轮虫 (*Pseudorotalia gaimardii* (dorbigny)) 现在这两种有孔虫暖水种广泛分布在东海南部及南海海域。在这一时期的同一海相地层中还发现有榧螺 (*Oliya ornata*) 依萨伯利雪蛤 (*Cnione isabelina*) 等暖水性软体动物群^[3]。在苏北和浙北平原见有亚三刺星轮虫 (*Asterorotalia Subtrispinsa*), 在大陆架海底 C 层和东海北部发现了精美圆辐虫 (*Globorotalia cultrata*), 在南黄海发现了耳状脓泡虫 (*Canceris auriculus*) 等偏暖性浮游有孔虫。在上海闵行地区 60—70 m 的海相地层中发现了珊瑚化石。以上表明,上海地区当时的古水温要比目前高 3℃^[4]。上述现象都说明我国沿海地区的水温普遍比现在高。造成这种现象的原因,一是当时水温普遍比现在高;二是暖流势力

比现在强造成局部水温升高。现有资料表明^[4],这一时期气温回升幅度还不大,持续时间较短,地球气温没达到全新世高渔期的水平。由此可以推断,因为海面上升,东海黑潮势力得到加强,同时其分支(黄海暖流和台湾暖流)势力也得到相应加强,黄海暖流到达渤海湾内,台湾暖流到达长江口地区,形成了中国海域水温高值区。

新井房夫等在研究日本海环境变化时发现^[12],这个时期太平洋浮游有孔虫在日本海少量出现,深海底栖有孔虫的产量很低,通过氧同位素含量与温度和盐度的关系计算,当时温度与外海相当,而海水温度要比现在低 8—10℃,由此推断当时对马暖流存在,但是势力十分微弱,里曼寒流的势力也相当微弱如图。

为什么同属黑潮系统的几股分支暖流在同

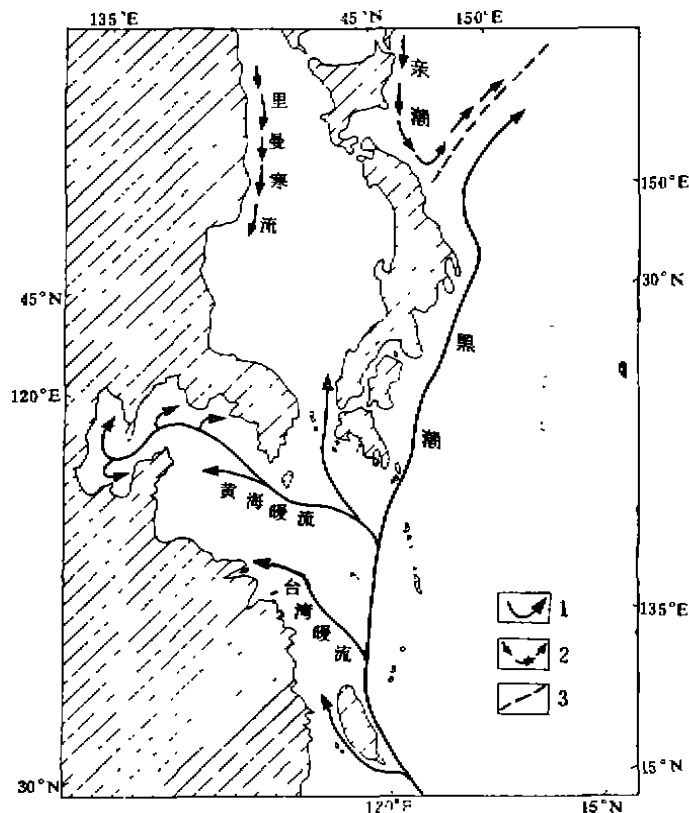


图 1 30,000—23,000 年 B. D. 西北太平洋洋流形势

1. 暖流; 2. 寒流; 3. 海洋锋

Fig. 1 Situation of the Ocean Current System in the Western North Pacific Ocean from 30,000 to 23,000 Y. B. P.

一时期会表现出不同的情况呢?一方面与我国这次海侵的主要原因有关,表现为在气候海面变化的基础上新构造运动^[17]或大地水准面变化^[7]所引起的海面变化。海面的局部相对上开促成区域暖流势力的加强;另一方面,对马海峡地形的影响使对马暖流势力减弱。正象新井房夫推断的那样,当时对马海峡可能只是浅水通道^[12]一定意义上说对马暖流势力减弱则相对加强了黄海暖流的势力。

23,000—13,000 年 B. D. 距今 23,000 年以后,海面迅速下降,到距今 18,000 年冰期最盛时期,海面下降到最低点,比现在低 150—160 m。中国大陆架研究表明,在距今 22,000 年前海面已下降到—120 m 以下^[8],大陆构架完全暴露,台湾海峡成为陆桥,黄海暖流、台湾暖流以及经台湾海峡北上的暖流消失。日本海在距今 22,000—21,000 年后深海底栖有孔虫绝灭,有孔虫介壳中 ^{18}O 的含量呈直线减少,海底处还原条件下^[12]。说明对马海峡、轻津海峡、宗谷海峡、鞆海峡均成为陆桥。日本海成为封闭的海盆,理所当然对马暖流、里曼寒流消失。外海高盐度水不能与日本海水交换,而大气降水、河流淡水汇入,日本海水逐渐淡化,造成日本海氧同位素变化与外海截然不同的情况。洋流的消失及海水的扩张造成海底贫养,使深海底栖有孔虫失去了生存条件。

海面在 1000 多年中下降了 100 多米,台湾海峡成为陆桥,台湾岛失去了原有的分流作用,而三貂角-苏澳以东海岭地形的阻挡和分流作用则日趋明显,黑潮的一部分则可能沿琉球群岛以东向东北流去,而另一部分翻越海岭进入冲绳海槽,受海岭地形影响黑潮流轴向右偏。根据管秉贤提供的公式计算,在海面下降 150 m 的情况下,黑潮轴越过海岭后右偏的最大角度可达 47° — 48° ,由此可以造成黑潮远离日本群岛,向低纬度大幅度移动,估算其移动的幅度可达 10—12 个纬度,到达北纬 30 度附近,这与 P. R. Thompson 利用深海沉积浮游有孔虫组合变化恢复的距今 18,000 年黑潮相对位置大

致相吻合。黑潮南跳,亲潮势力加强南侵,日本东部海域完全受亲潮控制(图 2)

13,000—10,000 年 B. D. 盛冰期以后,海面开始波动式上升,到距今 13,000 年前后,日本海北部大量的喜冷底栖有孔虫出现,浮游有孔虫介壳中 ^{18}O 的含量开始增加^[12]说明该时期日本海大部分海水消融。鞆海峡、轻津海峡,宗谷海峡全部或部分形成。外海海水进入日本海,亲潮把太平洋西北部喜冷的底栖有孔虫带进日本海,并提供了生存条件。

10,000—9,000 年 B. D. 这一时期海面快速上升,各陆桥受海侵均成为海峡。日本海沉积物有孔虫介壳 ^{18}O 的含量继续增加^[12],南关东湾暖水性的贝类 *Logiuarca granosa*. 开始出现^[13],名古屋港底部海相沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐上升并出现一个小的峰值^[10]。这说明日本东部海域的水温明显升高,黑潮开始影响南关东湾以南地区,该地区由于受高盐度黑潮水体的影响,沉积物中 FeS_2 含量显著增高^[10]。这是黑潮随海面上升向北跃动的结果,黑潮北进,亲潮后退,极峰位置北移。

9,000—8,000 年 B. D. 这个时期存在着一降降温过程,此新冰期冷峰在我国出现在 8,200 年前后。海面相应出现一次短时间快速下降,下降的幅度在 3 m 左右^[6],黑潮势力有所减弱,海洋极峰位置相对南移。松岛义章对大坂湾贝类化石组合的研究发现,这一时期亲潮冷水域的贝类种属明显增加^[13]。名古屋海底海相沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值及 FeS_2 含量急剧减小,出现低峰值^[10],均说明亲潮控制了大坂湾及名古屋以东海域。

8,000—6,500 年 B. D. 气候进入最宜时期的早期阶段,海面持续上升,并达到全新世的高海面,沿海各地发生海侵。日本海的研究表明^[12],在距今 8,000 年前后,有孔虫 *G. pachyderma* 的旋转方向发生了突变,从以左旋占优势变为以右旋占优势,黑潮水域的有孔虫及放射虫大量出现, ^{18}O 含量达到峰值,表层水温达 17.6°C ,陡升 7 — 8°C ,海底由还原环境变为氧化

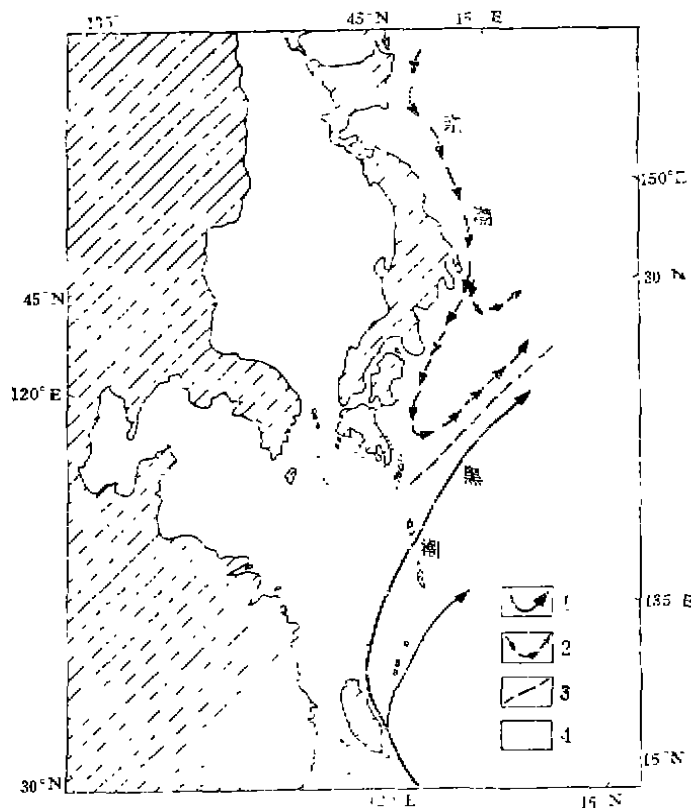


图2 23,000—13000 年 B. P. 西北太平洋洋流形势

1. 暖流; 2. 寒流; 3. 海洋极锋; 4. 海岸线

Fig. 2 Situation of the Ocean Current System in the Western North Pacific Ocean from 23,000 to 13,000 Y. B. P.

环境,有孔虫介壳有明显的溶蚀现象,说明对马暖流已经形成。日本群岛东海岸名古屋港海底相沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐上升, FeS_2 的含量也迅速增加^[10],说明黑潮又一次控制该地区。Kazuhiro Taira 测定了日本千叶县馆山沿海贝壳 (^{14}C 年代为 7320 ± 135 年 B. D.) ^{18}O 的含量,发现该时期黑潮的温度为 $26-28^\circ\text{C}$,比现在要高 $7-9^\circ\text{C}$ ^[11]。这次黑潮势力的加强北进,促成对马暖流,黄海暖流及台湾暖流的形成,从而奠定了今日西北太平洋洋流系统的格局。

6,500—6,000 年 B. D., 这个时期是全新世高海面时期,沿海地区发生全新世最大海侵,发育海侵地层,渤海湾这次发育的海相地层中球室陆轮虫 (*Ammonia globosa* (Millett)). 简单希望虫 (*Elphidium simplex* Cushman) 含

量丰富^[8],前者为暖水种,后者为广暖水种,现在渤海湾内数量很少,反映当时渤海海水温度比现在高。山东省乳山县白沙口海滩岩的发现也说明这个时期黄海水温比现在高,这可能说明当时黄海暖流势力要比现在强。

日本东部沿海南关东湾暖水性贝类新种大量出现,造礁性珊瑚开始生长^[12],名古屋港底沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 的值及 FeS_2 的含量均达到高峰值^[10],说明黑潮水温进一步升高,势力进一步加强(图3)

6,000—5000 年 B. P., 这个时期为全新世第二新冰期,冷峰在 5,800 年 B. P. 前后最为明显,伴随着一次海面下降过程^[6]。杨子赓等研究发现^[9],这一次海面波动在南黄海大陆架上,表现为 $-40-50\text{ m}$ 为潮坪环境,沉积物中夹

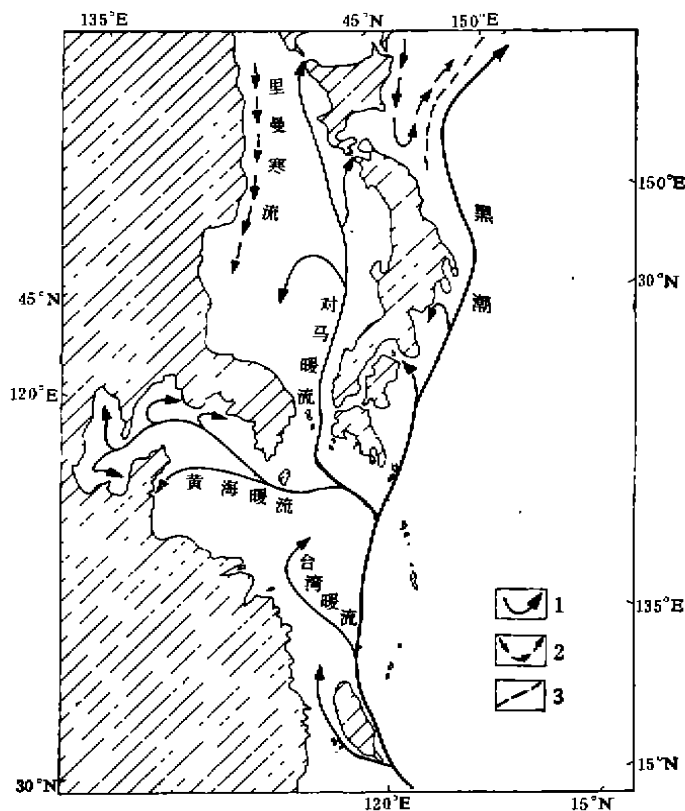


图3 6500—6000年 B. P. 西北太平洋洋流形势

1. 暖流; 2. 寒流; 3. 海洋极峰

Fig. 3 Situation of the Ocean Current System in the Western North Pacific Ocean from 6500 to 6000 Y. B. P.

有黄色古土壤残余碎块。同时报道了在莱州湾, 胶州湾以及上海附近的钻孔或柱样中都发现这次海面波动的迹象。至于海面下降的幅度是否达到 40—50 m 有待进一步研究, 但这次海面下降是肯定的。海面的下降, 黑潮势力减弱, 到 5710 ± 130 年 B. P. 台湾以东黑潮水温只比现在高 4°C ^[11]。日本在海岸南关东湾暖水性贝类大量绝灭, 珊瑚停止生长^[12], 名古屋港海底相沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 FeS₂ 含量激烈减小, 达到 8,000 年 B. P. 前的水平^[10], 说明黑潮对日本东海岸的影响减弱了。

5000 年 B. P. 以来, 海面在波动中趋于稳定, 尽管目前能够用于洋流系统变化的资料很少, 但我们相信这一时期洋流仍有变化, 只是可能变化的强度、幅度没有以前那样明显。

三、几点认识

1. 西北太平洋洋流系统变化的研究比较复杂, 需要灵活运用各种方法, 综合多方面资料。

2. 距今 3 万年以来洋流系统的变化可以分为 9 个时期, 即: 距今 30,000—23,000 年暖流 (除对马暖流) 强盛期; 距今 23,000—13,000 年暖流急剧衰变而寒流急剧加强期; 距今 13,000—10,000 年日本海寒流形成期; 距今 10,000—9,000 年暖流增强期; 距今 9,000—8,000 年暖流衰弱期; 距今 8,000—6,500 年对马暖流, 黄海暖流及台湾暖流形成, 暖流系统加强期; 距今 6,500—6,000 年暖流极强期; 距今 6,000—5,000 年暖流衰弱期和距今 5,000 年以来洋流变化微弱期。

3. 洋流的变化具有突变性,距今3万年以来西北太平洋洋流系统变化的突变时期主要有距今23,000—22,000年B.;距今8,000年前后和距今6000年前后。

4. 气候变化,海面变化与洋流系统的变化存在着某种反馈关系,海面的升降时期可以有相应洋流系统的变化,但不能完全用海面变化的幅度去确定洋流变化的强度和幅度。

西北太平洋洋流系统的变异不仅控制着该海域水文情况,而且对东亚地区环境变化有着显著的影响。研究洋流系统的变化,从系统的观点出发,有助于我们理解东亚地区环境变化的特点,预测一些环境变化的事件。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤,1978。我国台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响。海洋科学集刊 14: 1—21。
- [2] 管秉贤,1980。我们对黑潮研究的若干初步结果。海洋科学 (4): 34—37,56。
- [3] 汪品先,1981。我国东部第四纪海侵地层的初步研究。地质学报 55(1): 1—13。
- [4] 耿秀山,1981。中国东部晚更新世以来的海水进退。海洋文集 4(3): 99—114。
- [5] 杨怀仁等,1985。中国东部第四纪海面升降、海侵海退与岸线变迁。海洋地质与第四纪地质 5(4): 59—80。
- [6] 杨怀仁等,1985。中国近20000年来的气候波动与海面升降运动。第四纪冰川与第四纪地质论文集,第二集。地质出版社。
- [7] Möner, 1984。海面升降运动与作为地核地幔变化函数的大地水准面变化。国外第四纪地质 (2): 20—38。
- [8] 朱永其等,1980。东海大陆架晚更新世以来海面变化。科学通报 (7): 317—320。
- [9] 杨子庚等,1985。南黄海晚更新世以来的沉积环境。海洋地质与第四纪地质 5(4): 1—19。
- [10] 中井信之等,1983。从沉积物岩芯的碳同位素比、C/N比、FeS₂含量看名古屋港附近古气候和海面变化。海平面。广东科技出版社。
- [11] Kazuhiro Taira, 1979。距今7000年前东亚及东南亚“黑潮”的温度变化和地壳运动。国外地质 (5): 9—11。
- [12] 新井房夫、大場忠道、北里 洋、堀部纯男、町田 洋, 1984。後期第四紀に於ける日本海の古環境, the Quaternary Research 20(3): 209—230。
- [13] 松島義章, 1979。南關東に於ける縄文海進に伴る貝類群集の変遷。The Quaternary Research 17(4): 243—265。
- [14] Ruddiman, W. F. and McIntyre, A., 1981. The North Atlantic Ocean during the Last Deglaciation. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 35: 145—214。
- [15] Thompson, P. R., 1981. Planktonic foraminifera in the Western North Pacific Ocean during the past 150,000 years: Comparison of Modern and Fossil Assemblages, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 35: 241—279。

CHANGES OF OCEAN CURRENT SYSTEM IN THE WESTERN NORTH PACIFIC SINCE 30,000 YEAR B.P.

Lü Guonian

(*Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences*)

Key Words Changes of ocean current system, The Western North Pacific

Abstract

According to the specific environment in the Western North Pacific, Palaeoclimatology, Palaeoceanography, Palaeontology, steady isotope, Geomorphology and Geochronology methods are discussed in this paper and us to study the process of the changes of the changes of the ocean current system in this region since 30,000 Y. B. P.. The development of the ocean current in the Western North Pacific Ocean is divided into 9 periods:

1) The Yellow Sea Warm Current and Taiwan Warm Current were stronger than that at present, but the Tsushima Warm Current was very weak from 30,000 to 23,000 Y. B. P..

2) The yellow Sea Warm Current, Taiwan Warm Current and Tsushima Warm Current disappeared, and the sea polar front of the North Pacific Ocean moved toward the low latitude 10—12 degrees, located about 30 degree North.

3) The Oyashio Current came through the Tsugaru Straits into the Japan Sea about 13,000 Y. B. P..

4) The Kuroshio moved toward the high latitude greatly about 10,000 Y. B. P..

5) The Oyashio Current became stronger and moved toward the south during 9,000 to 8,000 Y. B. P..

6) The Tsushima warm Current flew into the Japan Sea about 8,000 Y. B. P.. The Yellow Sea Warm Current and Taiwan Warm Current formed at the same time. The water temperature of the Kuroshio from 8,000 to 6,500 Y. B. P. was 7—9° higher than that at present.

7) The warm current system was strongest in Holocene, the Yellow Sea Warm Current reached the Bohai Bay from 6,500 to 6,000 Y. B. P..

8) The warm current system became weak during 6,000 to 5,000 Y. B. P..

9) The ocean current system did not change greatly after 5,000 Y. B. P..