

中国东部晚更新世以来海面升降与 气候变化的关系*

王 靖 泰 汪 品 先

(中国科学院兰州冰川冻土研究所) (同 济 大 学)

晚更新世以来,气候与海面发生了很大变化,对这一段历史,世界各地研究得比较详细,提出的资料最丰富,出现了各种气候曲线和海面变化曲线,许多作者正在进一步探讨它们之间的内在联系。为阐明世界范围的气候与海面变化的规律,把近年来所积累的中国资料加以归纳并与国外进行对比,无疑是十分必要和有益的。本文以中国东部及海区的大量实际资料为依据,从地层、动物迁徙、植被演替、海陆变化等方面,对气候与海面变化的关系作若干论述。

一、地 层

中国东部晚更新世和全新世的研究近几年来有很大的发展,许多作者从岩性地层学、气候地层学、生物地层学、考古学和海相层的分布规律以及放射性碳测年和古地磁测年等方面提出了新的见解。对地层划分、岩相变化、生物群性质、海侵海退以及与国内、外对比等问题逐渐有了明确的认识,为进一步研究创造了有利条件。作为本文讨论的基础,作者将中国东部平原区的晚更新世、全新世地层资料择要汇编在表1中。表中列出了七个地区的典型剖面,层序的详细划分和对比是建立在岩性岩相、古生物群和测年数据基础上的,同时与中国和欧洲典型地区的冰期划分作了对比。海区的研究刚刚开始,许多资料尚未系统整理出来,只选择其中一部分有代表性的柱状剖面列于图1中,虽然所列资料尚不系统,大体上可以反映海区晚更新世以来的基本面貌。

二、气 候 变 化

在一个地区,寒冷气候与温暖气候的交替变化迫使生物群的面貌跟着发生变化,这是人所共知的事实。因此,根据动物迁徙和植被演替可以恢复气候的演变历史。表1列出了各个层段的代表动物群,从中可以看出,大理—庐山间冰期的陆相地层中含脊椎动物化石斑鹿(*Pseudaxis hartulonum*)、纳狃象(*Palaeoloxodon cf. namadicus*)、鸵鸟蛋(*Struthiolithes cervus*)等,洞穴堆积中有蟾蜍、青蛙、刺猬及各种鼠类,代表温暖而干旱的气候^[15,16]。到了大理冰期,随着气候变冷,古北区的耐寒动物开始南迁,出现了以披毛犀(*Coelodonta*

* 施雅风,严钦尚先生惠阅全文,提出宝贵意见,何福英、王秀雅、朱美娣同志清绘图表,谨此致谢。

antiquitalis) 和猛犸象 (*Mammuthus primigenius*) 为代表的动物群。披毛犀除了在东北广泛分布外, 在华北平原普遍发现, 甚至在渤海海底上及上海地区亦有它们的踪迹^[3,12]。据研究^[12]披毛犀的分布南界可达北纬 33°。猛犸象主要分布在东北平原及渤海湾北岸北纬 38—39° 以北的地区。根据猛犸象和披毛犀的生态特征, 它们适应的环境是冰土苔原、冰缘苔原等寒冷气候环境。大理冰期以后, 由于气候变暖, 披毛犀和猛犸象趋于灭绝, 而代之以四不象鹿 (*Elaphurus davidianus*) 动物群, 一起伴生的有梅花鹿 (*Cervus nippon*)、麀 (*Capreolus capreolus*)、象 (*Elephas maximus*)、犀 (*Rhinoceros* sp.) 以及各种鱼类和鸟类^[5,14], 其中象、犀等现在已南迁到川滇等热带森林中, 说明当时气候较现代温暖。四不象鹿自全新世以来, 曾在华北平原、苏北、苏南平原的潮湿沼泽地上成群出现, 为古代人类猎取的主要对象^[1,2]。

无脊椎动物中的有孔虫和介形虫随着水温的变化, 某些属种有过明显的迁徙, 其中最典型的是喜暖的假轮虫属 (*Pseudorotalia*)、星轮虫属 (*Asterorotalia*) 和喜冷的冷水面颊虫 (*Buccella frigida*)、具瘤先希虫 (*Protelphidium tuberculatum*³⁾)。假轮虫和星轮虫都是中国南部海区的现生底栖有孔虫, 前者分布在东海的东南部和南海, 后者见于台湾海峡和南海。但这两属在晚更新世的两个海相层中普遍发现, 它们的分布范围从古东海、古黄海一直到古渤海。相应地在华北山前平原的古湖沼中出现了喜暖的介形虫布氏土星介 (*Ilyocypris bradyi*)。大理冰期时, 这些喜暖分子退出本区, 它们的分布北界要比现代更为偏南, 而那些在现代主要生活在渤海和黄海北部近岸低温水域的冷水面颊虫和具瘤先希虫, 此时却大举南侵, 直达东海南部, 成为东海底栖有孔虫的重要成分之一。与此同时, 在华北平原的山前湖沼中出现了喜冷的吉尔吉斯玻璃介 (*Candona kirgizica*)。全新世以来, 有孔虫和介形虫群的面貌与现代相似, 值得注意的是大西洋期气候偏暖, 假轮虫属和星轮虫属又向北迁徙, 可达宁波、上海, 甚至在苏北连云港也有发现, 大西洋期以后才退到现代位置。

表 2 中国东部植被演替图式^{[6, 8, 13, 15, 17, 18, 21]*}

冰期	代表地区	大 理 冰 期			冰 后 期		
		早大理期	亚间冰期	晚大理期			
华北平原	针阔叶混	暗 针 叶	针阔叶混	暗 针 叶	桦 木 林	阔 叶 林	针阔叶混
	交林阶段	林 阶 段	交林阶段	林 阶 段	阶 段	阶 段	交林阶段
上海及浙东北	针阔叶常绿阔	针阔叶混	阔叶常绿阔叶	松 柏 林	落叶阔叶	常绿阔叶	针阔叶常绿
	叶混交林阶段	交林阶段	混交林阶段	阶 段	林 阶 段	林 阶 段	阔 叶混交林阶段

* 王开发等, 根据孢粉分析推断沪杭地区一万年来气候变迁, 1978。

1) 天津自然博物馆, 渤海西岸的形成和演变过程, 1976。

2) 陈金渊: 南通地区成陆年代初探, 1963。

3) 汪品先等, 我国东部第四纪海侵地层的初步研究, 1978。

晚更新世以来,自然植被也经历了若干个显著的演替阶段,根据反映区域特征的主要森林树种花粉含量的多寡,可将本区的植被演替阶段概括为如上图式。

图式反映出以大理冰期为中心,下部是由温暖转变为寒冷的气候序列,上部则是逆反序列。需要说明的是大理冰期时出现了大量云杉和冷杉,在北京及胶辽地区冷杉及云杉的数量高达 45% 以上,指示当时附近山地有云杉、冷杉林存在^[6,13],根据云杉、冷杉所占百分数的变化,云杉、冷杉林分布的南界可能在徐州一带。今日的云杉和冷杉分布在东北小兴安岭和长白山主峰以北的山区,年平均温度在 0℃ 左右。据研究,阿尔卑斯和西伯利亚在玉木冰期冰川的冰缘地带,有大量云杉、冷杉林生长,并有成群的披毛犀和猛犸象出现。近年来,有许多关于在大兴安岭等地发现大理冰期冰川遗迹的报道¹⁾,可见当时华北平原乃至渤海、北黄海很可能在冰缘气候控制之下。

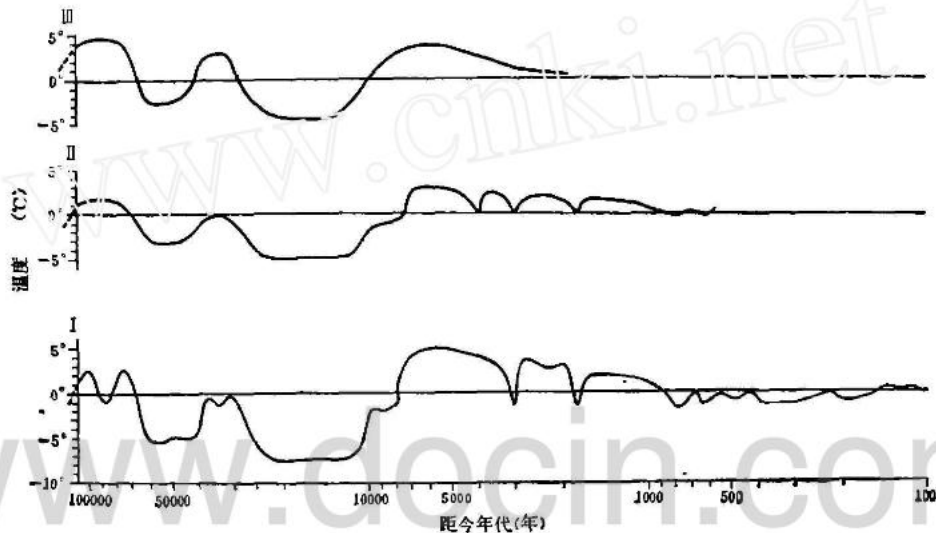


图 1 中国东部 11 万年以来的温度曲线

- I 根据植被、物候和考古资料试拟的华北平原古气温曲线
- II 根据植被、物候和考古资料试拟的上海、浙北古气温曲线
- III 根据海生动物群试拟的东、黄海古水温曲线
- “0°”线代表现代温度

根据上述生物群的演化过程,可以试拟出本区的气候变化曲线(见图 1)。图中共列出三条气候曲线,两条是根据植被、物候及考古资料试拟的华北和上海、浙东北地区的气温变化曲线^[2,6,8,13,18];一条是根据海生动物化石群落试拟的东、黄海水温变化曲线。很明显,三条曲线所反映的气候波动趋势是一致的,即自 12 万年前以来,气候变化可分为三个大的阶段,120,000—70,000 年前气候温暖,为间冰期,温度比现今为高,中间可能有一次寒冷波动;70,000—10,000 年前,气候变冷为冰期,中间有一次变暖的波动,根据孢粉反映,这个波动比现代温度为低,但海生动物群反映的水温与现代相近。10,000 年前以来是冰后期,气温回升,至 6,000 年前达到高峰,温度比现代高几度,随后又波动下降,至 800

1) 袁善文等,中国东北晚更新世冰期与古气候的探讨, 1978。

年前接近现代温度。中国东部动、植物群所反映的这一气候变化趋势与世界其他地区用不同方法得出的结论十分近似^[26,27,28,31,34,36]。北大西洋和赤道印度洋岩心的 CaCO_3 含量变化反映出 142,000—75,000 年前为温暖时期, 75,000—10,000 年前气候变冷, 10,000 年前以来, 气候再度变暖。太平洋和加勒比海海底沉积物中有孔虫壳的氧同位素比率的变化, 以及格陵兰和南极冰盖氧同位素分析, 都得出相同结论, 这里气候划分更加详细, 在三个大的气候区间中进一步分出了若干个次一级的气候波动。这些海洋中用同位素等方法所得的结果也与西欧及北美从孢粉图谱及地质观察中得出的结论相一致^[37,38]。可见中国东部晚更新世以来气候的冷暖变化是全球性气候变化的结果。

三、海陆变迁

晚更新世以来, 中国东部平原区发生了三次海侵, 东、黄海大陆架经历了两次海退, 对它们的沧桑变化现在已经有了比较明确的认识。由于中国东部范围辽阔, 开展这一工作的单位很多, 名称比较混乱, 几乎每次海侵在不同的地区都有地方性的名字^[9,23], 含意不够明确, 使用很不方便, 为统一起见, 作者建议以每次海侵各具特征的有孔虫属名作为三次海侵的代表名称, 由老及新为星轮虫、假轮虫、卷转虫海侵。

星轮虫海侵保存下来的地貌标志很少, 海岸位置主要是根据海相层的分布范围确定的(图 2)。适于年代测定的资料也很少, 仅在华北平原于该层的底部发现约 11 万年前的布拉克磁性倒转事件。日本的下末吉海侵可能与其相当, 町田等测定了下末吉面上浮石层的裂变年代, 获得 12 至 13 万年的数据, 并在可与下末吉层对比的塚原层上部发现了布拉克事件。日本继下末吉之后又分出了以引桥和小原台两个海成面为代表的海面波动, 火山碎屑的裂变年代分别为 10 万和 8 万年^[24,25]。大西洋中的巴巴多斯和太平洋中的新几内亚等岛屿都有这次海侵形成的珊瑚礁阶地, 高海面出现的年代分别为 82,000、105,000、122,000 和 84,000、106,000、118,000—125,000 年前海面高度在现代海面以上 1.5—10 米^[29,31,34,35,36]。从中国目前的研究情况来看, 这次海侵是连续的, 海侵大约从 11 万年前开始, 初期海侵沿深切河谷而上, 继而海侵扩大, 淹没近海平原, 海面达到现代海面以上 5—7 米, 海水并沿河谷可以上溯很远, 后期转为海退, 从大范围的层位对比和沉积速率推算, 海退发生的时间约在 7 万年前, 海退历时约 2.5 万年左右, 大约在 4 万多年以前, 海岸后退到东海外陆架上, 在黄海海底发现这一时期的淡水泥炭, C^{14} 测年大于 36,000 年前^①, 深度在 -70 米, 据此推测这时的海岸至少在 -70 米以外。新几内亚可能也在 -70 米以下^[29,31,36], 在尼日利亚则有一 135 米的记录^[26]。从对应的古气候来看, 由海侵到海退表现为温暖生物群向寒冷方面转化, 作为本次海侵标志的星轮虫化石在东、黄、渤海沿岸海侵层中广泛出现, 说明星轮虫海侵是间冰期性质, 随后的海退则与大理早期相对应。

继大理早期的海退以后, 接踵而来的是假轮虫海侵, 它的主要标志仍是海相地层, 而且假轮虫化石在东、黄海沿岸多处出现。从有孔虫群的生态反映的水深及海相地层的分布范围来看, 其规模比前次海侵为大(见图 2)。关于它的年代, 根据深南钻孔的年代资料推算,

① 国家海洋局一所: 黄海晚更新世末期以来古地理环境的演变, 1978。

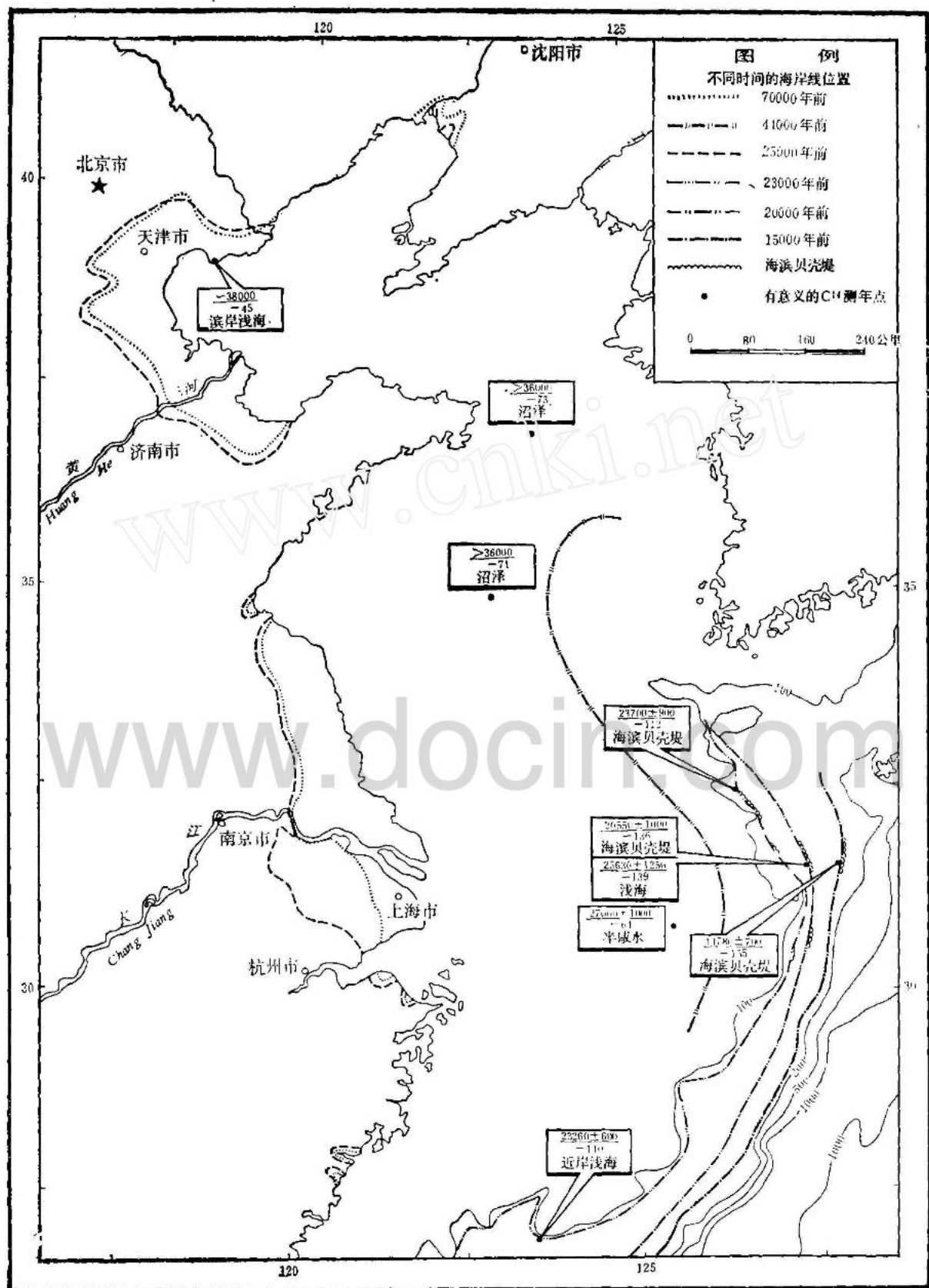


图2 中国东部 70,000 年前—15,000 年前海岸变迁图

海侵至迟发生在距今4万多年以前,结束的时间约在距今25,000年前,山东东营该海相层顶部的淤泥, C^{14} 测年为 $24,400 \pm 1,100$ 年。海面位置比现代海面低5米左右,在25,000—38,000年前之间,海面有一次下降波动,但幅度不大。近年来,随着 C^{14} 测年资料的增加,普遍证实了大理冰期中的海侵。海侵发生的年代世界各地大致相近,约为距今25,000—50,000年前之间^[30,35,36,40],中间也有波动,如佐治亚沿岸有两次高海面,时间为25,000—30,000年前之间和40,000—48,000年前之间^[34],新几内亚为29,000年前和35,000—50,000年前之间^[29,31]。然而,这次海侵海面没有达到现代海面位置^[34,36,37,40],普遍认识是接近或比现代海面低一、二十米,与中国东部基本一致。

大理晚期的海退,在东、黄海大陆架上留下了各种遗迹。经过十多年的调查,在渤海、黄海海底上普遍发现淡水泥炭层^[22,23],东海大陆架上保留着海退时形成的贝壳堤及残留滨海砂,许多地方打捞出陆生哺乳动物化石^[31],通过海底地貌的研究,发现有被埋藏的河流阶地,埋藏谷或延伸到大陆架外缘的陆架谷。对泥炭层和贝壳堤进行了 C^{14} 测年,取得了详细追述海退历史的可靠证据^[4,11]。即自假轮虫海侵以来,大约到25,000年前开始海退,最初海退异常迅速,到了23,000年前,海水从渤海、黄海全部退出,海岸线后退到东海大陆架边缘现代水深—110米的位置上,那里的贝壳堤 C^{14} 测年为 $23,700 \pm 900$ 年前。到20,000年前,海岸又后退到—136米的位置上,在那里也有一道贝壳堤, C^{14} 测年为 $20,550 \pm 1,000$ 年前。最后一道海滨贝壳堤在东海大陆架前缘—155米的位置上(见图2,图3), C^{14} 测年为 $14,730 \pm 700$ 年前,这是至今发现的最低海岸线,也是大理晚期海退的最后海岸线。

这次海退也是全球性的,规模最大,中国东部海岸后退约600公里(见图4),世界其他大陆架也都全部露出水面成为陆地。这次海退引起的海面下降幅度认识尚不统一,日本为135米和140米^[24,25],东海大陆架也是这个幅度,北美大西洋陆架为105米^[32],黑海为100—110米^[40],尼日利亚为100米^[26],墨西哥湾只有55米^[32,38]。

卷转虫海侵是大理晚期海退以后发生的最后一次海侵,这次海侵从沿岸到大陆架积累的资料都很丰富。海侵大约从15,000年前开始,海面上升速度很快,到12,000年前左右就达到现代水深—110米的位置上(见图4),此时海面可能稍有停顿,形成贝壳层, C^{14} 测年为 $12,400 \pm 500$ 年前。到了11,000年前上升到—60米位置,形成一道古海滨砂堤, C^{14} 测年为 $11,340 \pm 550$ 年前,这一时期海水可能溯长江古道而上,进入杭州湾、上海、南通一带;在北面可能溯黄河古道进入渤海盆地。随后海侵迅速扩大,淹没近海平原,江南地区海水直拍山麓,在华北海岸达到天津以西。沿海岸线形成高3—4米的贝壳堤或海滨砂堤, C^{14} 测年为 $6,620 \pm 300$ 、 $5,690 \pm 250$ 、 $5,680 \pm 180$ 、 $5,410 \pm 250$ 年前,这是冰后期海侵的最高海岸线。自此以后,海面趋于稳定,并稍有下降,加上河流的沉积补偿,海岸线逐渐后退,又形成2—3列海滨贝壳堤或海滨砂堤,较老的一条高3米左右, C^{14} 测年为4,600—3,400年前,较新的一条高2米左右,年代为2,500—1,800年前。自此以后海面接近现代海面高度,海岸线逐渐退到现代位置上^[61,1,2]。

在世界其他地区,这次海侵开始于16,000—17,000年前,至6,000年前达到高峰,海

1) 贵阳地球化学所,渤海湾西岸全新世海岸变迁, 1978。

2) 同济大学海洋地质学系三角洲教研组,长江三角洲发育过程和砂体特征, 1978。

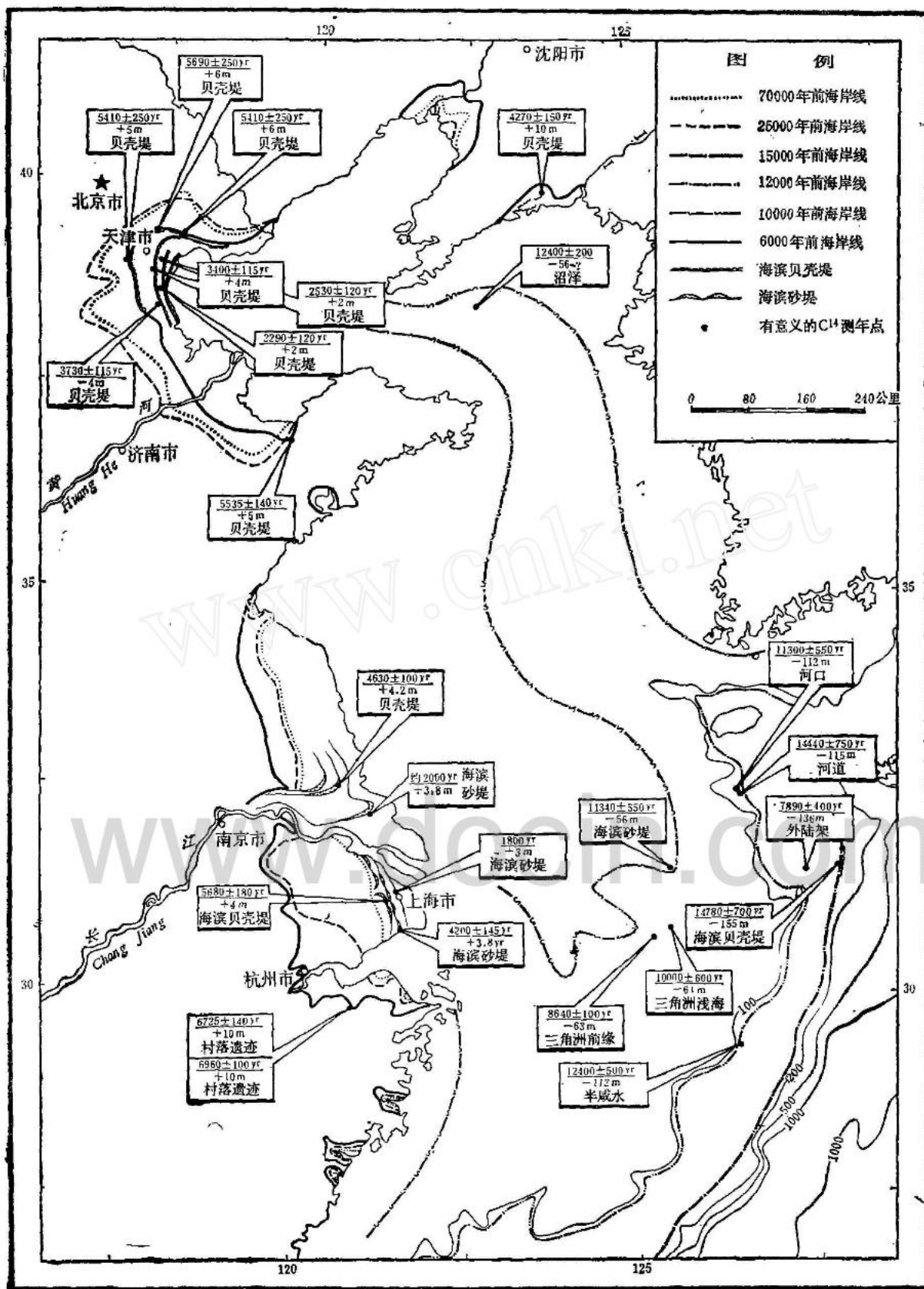


图4 中国东部15,000年前以来海岸变迁图

面在现代海面以上 3—5 米, 而后波动下降直至目前位置^[26,28,31,33]。但也有冰后期海侵海面持续上升逐渐达到现代位置, 6,000 年前并无高海面出现的说法^[38]。这主要是从密西西比和荷兰得出的, 那里是有名的沉降区。目前全球海岸上已有 150 多个站的资料, 说明 6,000 年前高海面的存在^[39]。从中国东部沿海古海滨堤的分布规律来看, 6,000 年前的高海面是肯定的。

四、海面升降曲线

从中国东部及海区晚更新世以来的海陆变迁历史中可以看出, 在 11 万多年的时间里, 海水进退异常频繁, 海面变动幅度很大。这种变动是否有规律性? 引起这种变动的主要原因是什么? 这是本文讨论的主要课题。然而要阐明这个问题有种种疑难。海面变动可以由多种因素引起, 如气候因素控制的冰期、间冰期旋迴引起大洋水体的增减(气候-海面变动); 构造因素控制的洋盆或大陆的升降(构造-海面变动); 沉积物的压缩作用; 冰盖或水体的重量引起地体的均衡升降以及水温变化导致大洋水体膨胀或收缩引起的洋面变化等。这些因素都是随时间而变化的, 要从这些变量的代数和中区分各个分量似乎不大可能。但是, 可以通过具体分析求得一个近似结果。在上述诸因素中, 均衡升降在极地比较明显^[30], 水体的膨胀或收缩也很有限, 大约水温每升高 1 度, 洋面上升还不到 2 米^[33], 文中涉及的沉积层厚度不大, 沉积物比较松散, 形成年代较新, 因而压实作用也可以忽略不计。在气候-海面升降与构造-海面升降两个因素中, 前者是世界性的, 可以通过大范围的对比加以确定; 后者则比较复杂, 不同地区, 不同时期, 运动的性质和强度不同, 需要分别加以研究。因此, 在试拟海面升降曲线之前, 先应评述一下构造因素。

中国东部平原是新构造运动的复杂地区。渤海湾西部和下辽河平原以沉降为主, 但在不同阶段沉降是各不相同的, 从三次海侵的分布范围来看(图 2), 渤海湾西部假轮虫海侵规模最大, 星轮虫海侵次之, 卷转虫海侵最小, 而下辽河平原卷转虫海侵规模最大, 假轮虫海侵次之, 星轮虫海侵最小。在同一个海区, 各次海侵的规模有如此明显的差别, 显然是新构造的差异沉降引起的。胶辽半岛是上升区, 在辽东半岛, 6,000 年前的海岸遗迹高出现代海面 10—15 米^[7]。根据 1937—1958 年期间的重复水准测量, 辽东的庄河相对于营口上升了 60 毫米^[9]。在历史上渤海湾沿岸是强烈地震区, 构造运动非常活跃。从地应力、地变形等的研究得出这个地区新构造运动的特点是^[9]近海平原向渤海中心倾斜沉降, 外围地区掀斜上升, 不同地区沉降量各不相同。根据沉积率推算, 11 万多年以来的年平均沉降量, 沧州地区约为 0.5mm/年; 滦南约为 1mm/年; 下辽河平原约为 1mm/年。

徐州以南, 包括苏北、苏南、上海及浙东北沿海平原, 晚更新世以来主要表现为稳定的下沉。这些地区上更新统和全新统的厚度及埋藏深度都很接近, 构造沉降量基本一致。根据上海地区 1921—1965 年的重复水准测量结果, 沉降量不大, 年下沉量在测量误差以内¹⁾。根据沉积率推算, 年下沉量在 1 毫米左右。从区域构造特征来看, 新生代以来, 东、黄海大陆架与江、浙平原基本一致, 可以以上海地区的构造沉降量作为代表。

1) 上海城建局测量队资料。

以上是对中国东部平原及海区构造沉降量的粗略估算,据此可以拟制中国东部的海面升降曲线。

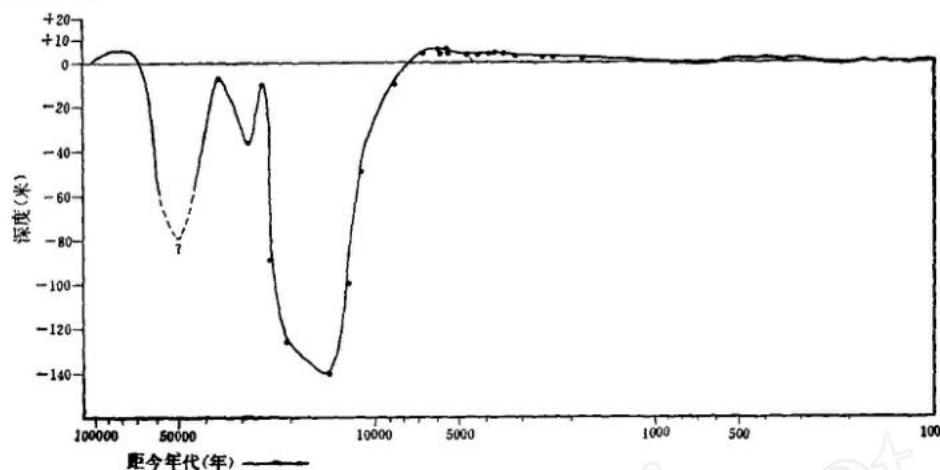


图5 中国东部平原及东、黄海大陆架晚更新世以来海面升降曲线

(注: · 为 C^{14} 测年资料。5,000 年以来的海面变化参考了历史考古资料)

图5是根据已有的年代和深度资料,消除构造因素影响后拟定的海面升降曲线,可以看出11万多年以来,对应于三个海侵旋回出现了三个高海面 and 两个低海面,其中7—11万年前的海面和6千年前的海面在现代海面以上,而2.5—4万年前的海面相对较低,曲线变化的基本趋势与世界其他大陆架基本符合(图6)。当然,在细节上有不一致的地方,这主要是不同地区研究程度不同,以及资料的误差所造成的。

五、海面升降与气候变化的关系

从海面变化曲线的试拟中得出,中国东部沿海地带的海面变化受构造因素的影响较小(约为10比1),海平面的大幅度升降主要与世界性海面变化有关系。关于世界性海面变化的机制问题,“冰川控制论”已很流行。它的依据是气候的变化改变了陆地上冰的数量,相应地影响世界大洋水体的增减,因而得出海侵海退周期与气候变化周期是一致的。前面比较详细地论述了中国东部晚更新世以来的气候变化,并试拟出气候变化曲线。如果海侵海退与气候变化相关的话,那么气候曲线与海面变化曲线之间应该出现某种对应关系。对比的结果表明,它们之间的对应关系十分鲜明(见图6),即温暖时期与高海面相对应,寒冷时期与低海面相对应,两种曲线符合得很好。这种对应关系在世界范围内普遍发现^[31,33,34,36,37]。新几内亚和巴巴多斯高海面时,造礁珊瑚曾旺盛地向外侧生长,表明当时的气候处于温暖时期^[29,34],日本代表晚更新世高海面的下末吉层,其所含贝类化石与附近浅海中的现有属种差不多,说明水温与现今相同^[24,25];深海岩心中 $CaCO_3$ 含量的变化及 δO^{18} 比值的变化,其高温时期出现的年代也与海面上升的年代相一致^[34,38];更明显的是北美威斯康辛冰期冰川的进退与海面的升降相呼应^[38]。从中国东部化石组合的研究中进一步发现,海侵初期,出现喜冷植物群,海侵最盛时期,变为喜热植物群,海退时期则以耐寒植

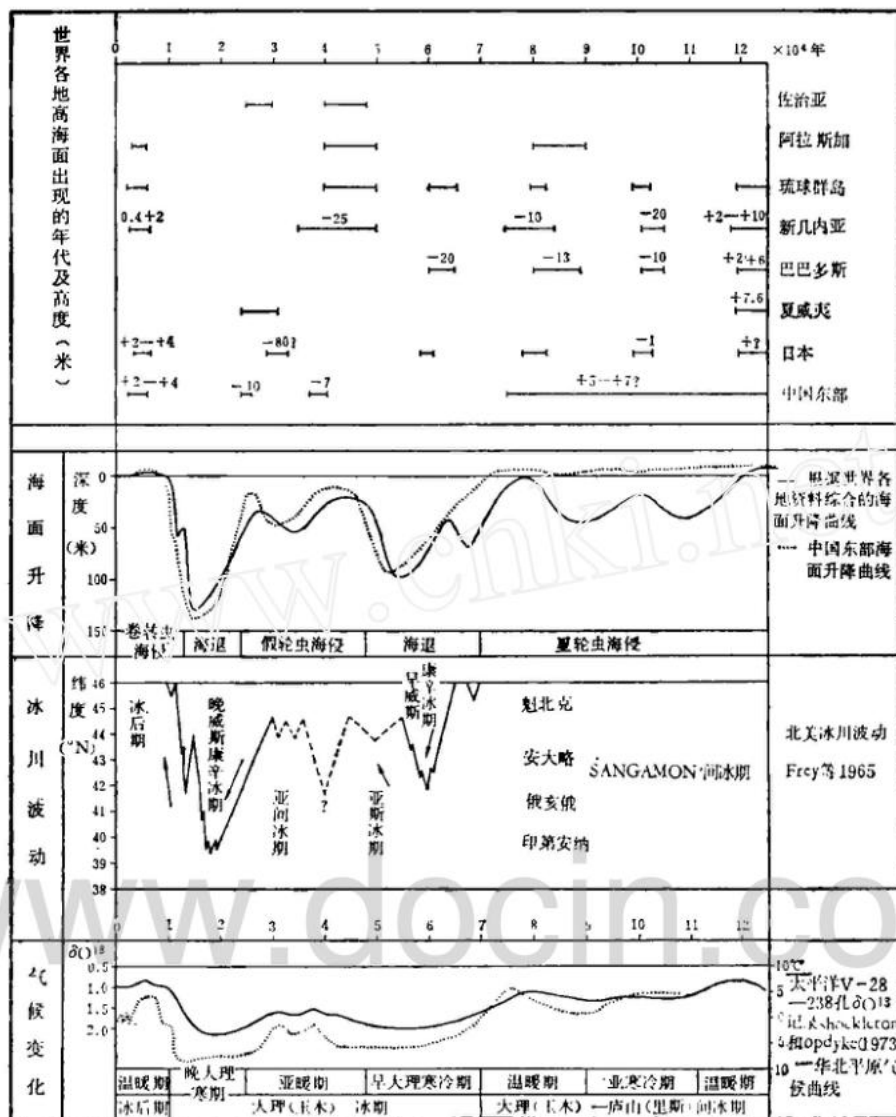


图6 气候变化、冰川波动与海面升降的关系

物为主,动物群也有相应的变化,形成温暖时期——高海面,寒冷时期——低海面的气候旋迴与海侵旋迴的对应关系。甚至,海面升降的幅度也在气候变化中得到明显的反映。大理冰期中的亚间冰期,气候没有间冰期及冰后期那样热,海面没有上升到现代海面位置^[34],距今6,000年左右,气温比现代高几度,相应地海面位置在现代海面之上3—5米。从仪器观测得出,天津和上海的温度在本世纪的最初一、二十年中稍有下降,此后逐渐上升,至40—50年代超出平均值达0.6℃^[2]。仪器观测的温度变化在中国西部的冰川地区也得到反映,从1910—1960的五十年中,天山雪线上升40—50米,西部天山的冰川舌后退约500—1,000米,东部天山的冰川舌后退200—400米,同时森林线的上限也升高一些^[3]。中国东部平原区本世纪以来的气温上升不仅与遥远的,西部冰川后退相一致,而且竟然与

世界大洋洋面的变化相符合(见图7)^[39]。令人信服地证明,气候变化、冰川波动、海面升降之间存在着深刻的内在联系,其中气候变化是原因,海面升降只不过是气候变化的一个直接结果。

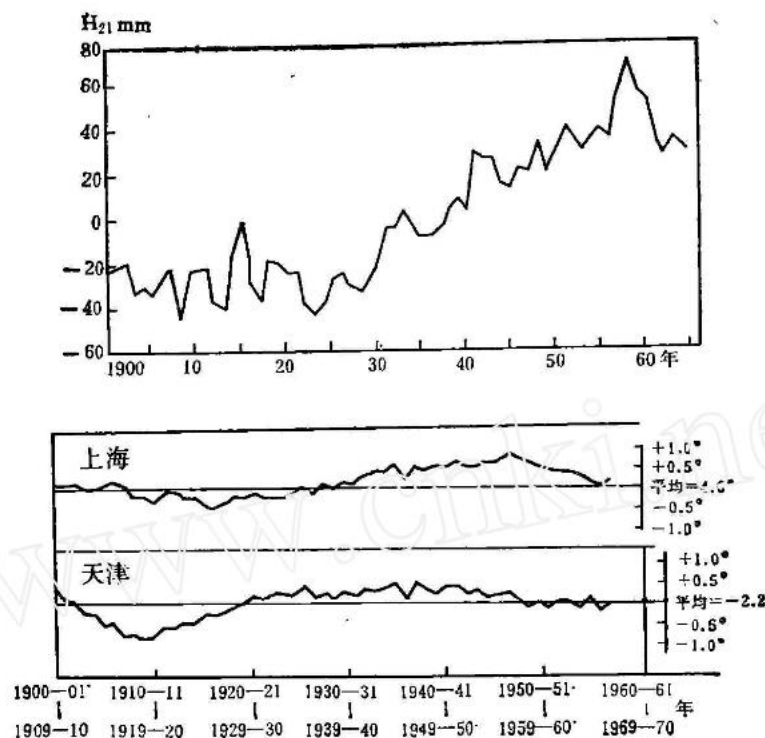


图7 中国东部本世纪气候变化与洋面波动

简言之,中国东部沿海及大陆架上,海面升降的实质是气候——海面变动,即冰期与间冰期或冰后期的冰盖消长是海面升降的主要机制。海面变化的“冰川控制论”揭示了冰期、间冰期的交替出现与海面升降变化之间的关系,这个理论已被越来越多的事实所证明,并为多数人所接受,本文所提供的资料,无疑地是这一理论的又一佐证。

参 考 文 献

- [1] 许世远,中国天山现代冰川作用的研究,地理学报,29(4),1963。
- [2] 竺可桢,中国近五千年来气候变迁的初步研究,中国科学,1973,2。
- [3] 周明镇,从一块骨化石谈起,化石,1973,1。
- [4] 贵阳地球化学所 C¹⁴ 实验室,天然放射性碳年代测定报告之二,地球化学,1974,1。
- [5] 曹克清,上海附近全新世四不像鹿亚化石的发现及我国这属动物的地史地理分布,古脊椎动物与古人类,13(1),1975。
- [6] 陈承惠等,辽宁省南部一万年来自然环境的演变,中国科学,1977,6。
- [7] 林景星,华北平原第四纪海进海退现象的初步认识,地质学报,1977,2。
- [8] 刘金陵,上海浙江某些地区第四纪孢粉组合及其在地层和气候上的意义,古生物学报,16(1),1977。
- [9] 国家地震局地震测量队,海城7.3级地震的地变形,地球物理学报,20(4),1977。
- [10] 赵松龄等,关于渤海湾西岸海相地层与海岸线问题,海洋与湖沼,9(1),1978。
- [11] 国家地震局研究所 C¹⁴ 实验室,天然放射性碳年代测定(二),地质科学,1978,4。

- [12] 周本雄, 披毛犀和猛犸象的地理分布, 古生态与有关的古气候问题, 古脊椎动物与古人类, 16(1), 1978。
- [13] 周昆叔, 北京平原第四纪晚期花粉分析及其意义, 地质科学, 1978, 1。
- [14] 浙江省博物馆自然组, 河姆渡遗迹动植物遗存的鉴定研究, 考古学报, 1978, 1。
- [15] 华北地区区域地层表, 北京市分册, 天津市分册, 地质出版社, 1978。
- [16] 东北地区区域地层表, 辽宁省分册, 地质出版社, 1978。
- [17] 华东地区区域地层表, 江苏省及上海市分册, 山东省分册, 地质出版社, 1978。
- [18] 王开发等, 根据孢粉分析推断上海地区近六千年以来的气候变迁, 大气科学, 2(2), 1978。
- [19] 王开发等, 东海北部海洋沉积物的孢粉藻类组合及其地层古地理, 同济大学学报, 1979, 1。
- [20] 闵秋宝等, 论上海地区的第四纪海侵, 同济大学学报, 1979, 1。
- [21] 杨子震等, 试论河北平原东部第四纪地质几个问题, 地质学报, 1979, 4。
- [22] 牛永其等, 关于东海大陆架晚更新世最低海面, 科学通报, 1979, 7。
- [23] 国家海洋局第一海洋研究所三室, 黄海晚更新世末期以来古地理环境的演变, 科学通报, 1979, 12。
- [24] 星野通平, 大陸棚の成因, 浅海地质学, P. 370—422, 东海大学出版会, 1970。
- [25] 羽鳥謙三, 柴崎達雄, 气候变化と海面变化, 第四纪, P. 57—95, 共立出版株式会社, 昭和46年。
- [26] Burke, K. and B. Durotoye, Late Quaternary Climatic variation in South-Western Nigeria: evidence from pediments and pediment deposits. *Etude sur le Quaternaire dans le monde*. vol. 1, p. 145—153, 1969.
- [27] Broecker, W. S. and T. L. Ku, Caribbean cores F6304—8 and P6334—9: new analysis of absolute chronology. *Science*, vol. 166, p. 404—406, 1969.
- [28] Biswas, B., Bathymetry of Holocene Foraminifera and Quaternary sea-level changes on the Sunda Shelf. *Journal of Foraminiferal Research*, vol. 6, no. 2, p. 107—133, 1976.
- [29] Chappell, J., Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 85, p. 553—570, 1974.
- [30] Cronin, T. M., Late Wisconsin marine environments of the Champlain valley (New York, Quebec). *Quaternary Research*, vol. 17, no. 2, p. 238—253, 1977.
- [31] Chappell, J. and H. H. Veeh, Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 89, p. 356—368, 1978.
- [32] Emery, K. O. et al., Post-Pleistocene level of East China Sea. *Late Cenozoic Glacial Ages*. p. 381—390, 1968.
- [33] Fairbridge, R. W., Eustatic changes in sea-level. *Physics and chemistry of the Earth*, vol. 4, p. 99—185, Pergamon Press, 1961.
- [34] James, N. P. et al., An Early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies and its climatic implications. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 82, p. 2011—2018, 1971.
- [35] Sears, M., *Progress in Oceanography*, vol. 4, Pergamon Press, 1967.
- [36] Steinen, R. P. et al., Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 B. P.: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 84, p. 63—70, 1973.
- [37] Veeh, H. H. and J. Chappell, Astronomical theory of climatic changes: support from New Guinea. *Science*, vol. 167, p. 8620865, 1970.
- [38] Wright, H. R., Jr. and D. G. Frey *The Quaternary of the United States*. p. 15—113. Princeton University Press, 1965.
- [39] Г. П. Калинин, Е. И. Бреслав и Р. К. Клинге, Некоторые особенности современных изменений уровня океана. Колебания уровня мирового океана и вопросы морской геоморфологии. Изд. Наука, стр. 5—12, 1975.
- [40] А. Б. Островский и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене. Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. стр. 131—140, 1977.

RELATIONSHIP BETWEEN SEA-LEVEL CHANGES AND CLIMATIC FLUCTUATIONS IN EAST CHINA SINCE LATE PLEISTOCENE

Wang Jingtai

(Lanzhou Institute of Glaciology and
Cryopedology, Academia Sinica)

Wang Pinhsien

(Tung-Chi University, Shanghai)

Abstract

This paper deals with the relationship between sea-level changes and climatic fluctuations based on the analysis of stratigraphy, fauna and flora, archeology and radiometric dating of the East China coastal plains and the continental shelves of Dong Hai (East China Sea) and Huang Hai (Yellow Sea) since Late Pleistocene. It concluded that there are three major cycles of climatic changes since the last 110,000 years B.P. in East China, namely:

110,000 B.P. — 70,000 B.P., a warm stage, corresponding to the Lushan-Dali Interglaciation;

70,000 B.P. — 10,000 B.P., a cool stage, corresponding to the Dali Glaciation;

10,000 B.P. to the present, the Post-Glacial stage, a stage of rewarming.

Within three major stages, some climatic oscillations are recorded, i.e., cool sub-stages in warm stages or warming substages in cold stages. The general trends of climatic changes in East China conform to those of the European and American continents, as well as to the climatic changes in the oceans indicated by oxygen isotope and other techniques.

During the past 110,000 years regression occurred twice over the continental shelves of the Dong Hai and the Huang Hai. On the coastal plains of East China traced out three transgressions. They are the *Asterorotalia* Sea transgression of 110,000—70,000 years B.P., the *Pseudorotalia* Sea transgression of 44,000—25,000 years B.P., and the *Ammonia* Sea transgression which started at about 14,000 years B.P. and reached its maximum at 6,000 years B.P. The rate of Late Quaternary tectonic subsidence in East China is estimated at 0.6-1 mm/year, it is very slow in respect to the sea-level fluctuation rate of 6—9 mm/year. Consequently, the sea-level changes observed here were controlled by sea-level change of the world and were only slightly influenced by tectonics.

The similarity of the sea-level change curve to the paleoclimatic curve points to a close correlation of sea-level rising with climatic warming, and sealevel dropping with cooling. Therefore, the essence of the sea-level changes in East China is the climatic—sea-level changes of the world.