

中国東部の晩期更新世以来の海面昇降と気候変化の関係¹⁾王 靖泰²⁾・汪 品先³⁾・(米倉伸之⁴⁾・米倉弓子⁵⁾訳)Relationship between sea-level changes and climatic fluctuation in East China since late Pleistocene¹⁾WANG Jingtai²⁾ and WANG Pinxian³⁾

晩期更新世以来, 気候と海面には大きな変化が起ったが, この一時期の歴史について, 世界各地で比較的詳細な研究がなされている. 提出された資料は豊富であり, 各種の気候曲線と海面変化曲線が描かれている. いままさに, 多くの研究者が気候と海面変化の関係を研究するのに第一歩を踏みだしたところである.

世界規模の気候と海面変化の法則を明らかにするために, 近年来積みかさねられてきた中国の資料をまとめ, 国外のものとは対比することは疑いもなく必要かつ有益なことである.

本文は中国東部および海域の大量の実際的資料をもって証拠とし, 地層・動物の移動・植生の変遷・海陸変化などの分野から, 気候と海面変化の関係について若干の論述をした.

1. 地 層

中国東部晩期更新世と完新世の研究は, この数年来, 多大な発展をし, 多くの著者が岩性地層学・気候地層学・生物地層学・考古学・海成層の分布法則から, 放射性炭素年代測定・古地磁気年代測定などの分野に及んで, 新しい見解を提出している. 地層区分・岩相変化・生物群の性質・海侵海退について, 国内及び国外との対比などの問題が次第に明確にされ, 研究を一步進めるにあたって, 有利な条件を作り出している.

本文の討論の基礎として, 著者は中国東部平原地区の晩期更新世・完新世地層の資料を選んで, 表1の中に集めた. 表中に列挙してある7つの地区の典型的断面・

層序の詳細な区分と対比は, 岩性岩相・古生物群・測定年代の基礎にもとづいてうちたてられたものである. 同時に中国とヨーロッパの典型的地区の氷期区分が対比されている. 海域の研究はやっと始まったばかりで, 多くの資料はまだ系統だった整理が出来上がっていない. ただ, その中の一部分を選んで代表的な柱状断面図を図3⁶⁾に示した. 資料はまだ系統的に列記されていないが, 海域の晩期更新世以来の基本的特徴を反映しているといえよう.

2. 気 候 変 化

ある一地区での寒冷気候と温暖気候の交替変化は, 生物相に変化をもたらす. これはすでに知られている事実である. このため, 動物移動と植生変遷にもとづいて, 気候変化の歴史を復元することが出来る. 各段階の地層の代表的動物群を表1に列記した. 表中にみられるように, 大理一廬山間氷期の陸成層中には, マダラジカ(斑鹿) (*Pseudaxis hartulorum*), パレオロクソドン象 (*Palaeoloxodon cf. namadicus*), 駝鳥の卵 (*Struthioides cervus*) などの脊椎動物化石を含み, 洞穴堆積物中にはガマ, 青蛙, はりねずみ及び各種の鼠類がいる. これらは温暖ないし乾燥気候を代表する (華北地区区域地層表, 1978; 東北地区区域地層表, 1978).

大理氷期になると, 気候の寒冷化につれて, 旧北区の耐寒動物は南遷を開始し, ケサイ (*Coelodonta antiquitatis*) とマンモス (*Mammuthus primigenius*) が代表的動物群となった. ケサイは東北に広範に分布している

1) 1982年3月29日受付. 地理学報第35巻第4期, p. 299-312, 1980年12月に掲載.

2) 中国科学院蘭州冰川凍土研究所 Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica.

3) 中国上海市 同济大学海洋地質系 Tongji University, Shanghai.

4) 東京大学理学部地理学教室 Department of Geography, University of Tokyo

5) 日中学院一般講座 学生

6) 原文では図1となっているが, 図3の誤り (訳注).

表 2 中国東部の植生変遷図式

代表地区	氷期	大理氷期			後氷期		
		早大理期	亜間氷期	晩大理期			
華北平原	針葉・広葉混交林	暗針葉林	針葉・広葉混交林	暗針葉林	樺木林	広葉林	針葉・広葉混交林
上海及び浙東北	針広葉・常緑広葉混交林	針葉・広葉混交林	広葉・常緑広葉混交林	松柏林	落葉広葉林	常緑広葉林	針広葉・常緑広葉混交林

陳ら (1977), 劉 (1977), 周 (1978), 華北地区区域地層表 (1978), 華東地区区域地層表 (1978), 王ら (1978), 楊 (1979) による。

以外に、華北平原にあまねく現われ、甚しきは渤海底及び上海地区にも彼らの足跡がある(周, 1973; 周, 1978), 周 (1978) によると、ケサイの分布南限は北緯 33 度に及んだ。マンモスの主要な分布は、東北平原および渤海湾北岸で、北緯 38—39 度以北の地区である。マンモスとケサイの生態の特徴にもとづくと、彼等が適応していた環境はツンドラの寒冷気候環境であった。

大理氷期以後、気候の温暖化により、ケサイとマンモスは絶滅にむかい、シフゾウ (*Elaphurus davidianus*) 動物群にとってかわられ、一緒にニホンジカ (*Cervus nippon*), ノロジカ (*Capreolus capreolus*), インド象 (*Elephas maximus*), 犀 (*Rhinoceros* sp.) および各種の魚類と鳥類を伴っていた(曹, 1975; 浙江省博物館自然組, 1978)。その中の象・犀などは、現在すでに南遷して雲南などの熱帯森林の中に至っているが、当時の気候が現代にくらべて温暖であったことが説明できる。シフゾウは完新世以来、華北平原・蘇北—蘇南平原の湿潤沼沢地に群をなして出現し、古代人類が狩猟の主要な対象としていた(天津自然博物館, 1976; 陳, 1963)。

無脊椎動物中の有孔虫と介形虫は水温変化にしたがって、そのいくつかの属種は明らかに移動したことがある。その中で最も典型的なものは、温暖を好む仮輪虫属 (*Pseudorotalia*), 星輪虫属 (*Asterotalia*) と寒冷を好む冷水面類虫 (*Buccella frigida*), 具瘤先希望虫 (*Protelphidium tuberculatum*) である(汪品先ら, 1978)。仮輪虫と星輪虫はともに中国南部海域の現生の底棲有孔虫である。前者の分布は、東海(東シナ海)の東南部と南海(南シナ海)で、後者は台湾海峡と南海のみられる。この両方の属は、晩期更新世の二つの海成層にあまねく出現した。それらの分布範囲は、古東海・古黄海からまっすく古渤海にいたる。相対応して、華北山麓平原の古湖沼中には、温暖を好む介形虫布氏土星介 (*Ilyocypris br-*

adyi) が出現した。

大理氷期には、これらの温暖を好む種属は本海域から退出し、その分布の北限は現在とくらべてさらに南に偏っている。しかるに、渤海と黄海北部沿岸を現在の主要な生活圏とする低温水域の冷水面類虫と具瘤先希望虫は、大理氷期に大挙して南進し、東海南部にまっすぐに達し、東海の底棲有孔虫の重要な成分のひとつとなっている。この時と同時期に、華北平原の山麓湖沼の中には寒冷を好む吉爾吉斯玻璃介 (*Candona Kirgizica*) が出現した。

完新世以来、有孔虫と介形虫群の様相は現代のそれと相似している。注目に値するのはアトランティック期の気候は温暖に偏り、仮輪虫属と星輪虫属もまた北にむかって移り、寧波、上海に達し、甚しくは蘇北の連雲港にもあらわれ、アトランティック期以後現代の位置に後退した。

晩期更新世以来、自然植生も若干の顕著な変遷段階を経過した。区域の特徴を反映している主要森林樹種の花粉含量の多寡にもとづいて、この区域の植生変遷段階を概括すると表 2 のような図式となる。

図式は大理氷期を中心として提示され、下部(表の左側)は温暖から寒冷な気候序列に向って変化しており、上部(表の右側)は序列が反対になっている。説明が必要なのは、大理氷期には、大量の雲杉 (*Picea asperata*)⁷⁾ と冷杉 (*Abies fabri*)⁷⁾ が出現したことである。北京及び膠遼地区では、冷杉と雲杉の割合は 45% 以上に達し、当時、附近の山地には冷杉・雲杉林が存在していたことを示す(陳ら, 1977; 周, 1978)。雲杉・冷杉が占める割合の変化によれば、雲杉・冷杉林分布の南限は徐州一帯のようだ。今日の雲杉と冷杉の分布は、東北地方小興安嶺と長白山主峰以北の山岳地帯で、年平均気温は 0°C 前後のところである。

7) 学名は訳者加筆。

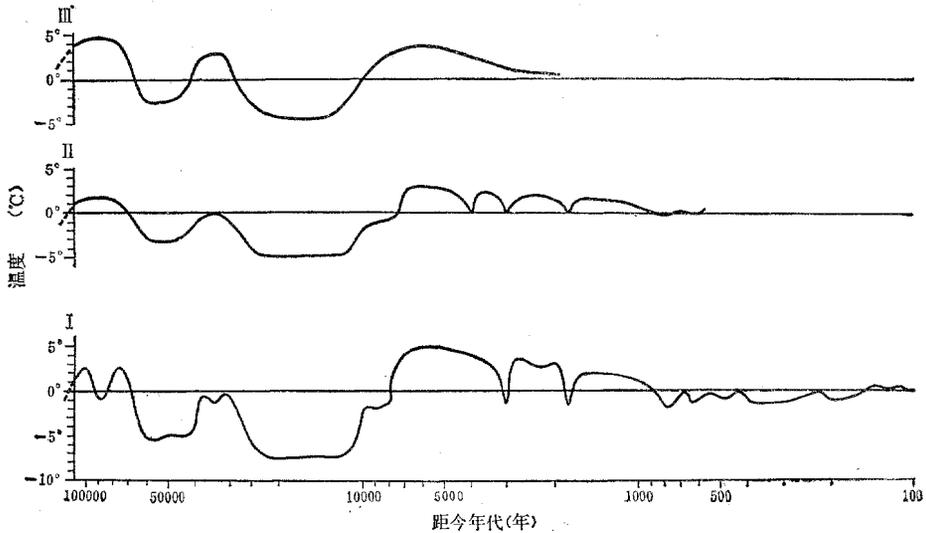


図1 中国東部の過去11万年間の温度曲線

I：植生・物候・考古資料による華北平原の古気温曲線試案
 II：植生・物候・考古資料による上海・浙北の古気温曲線試案
 III：海生動物群による東海・黄海の古水温曲線試案
 縦軸：温度（°C），0線は現代の温度を示す。横軸：年数（現在からの古さ）で対数目盛。

研究によれば、アルプスとシベリアは、ヴェルム氷期には氷河周縁地帯であり、大量の雲杉・冷杉林が成長し、群をなしたケサイとマンモスが出現していた。近年、大興安嶺などの地区で、大理氷期の氷河遺跡に関する報道があり（裘ら、1978）、当時、華北平原ないし渤海・北黄海は周氷河気候の制御下にあった可能性が大いにある。

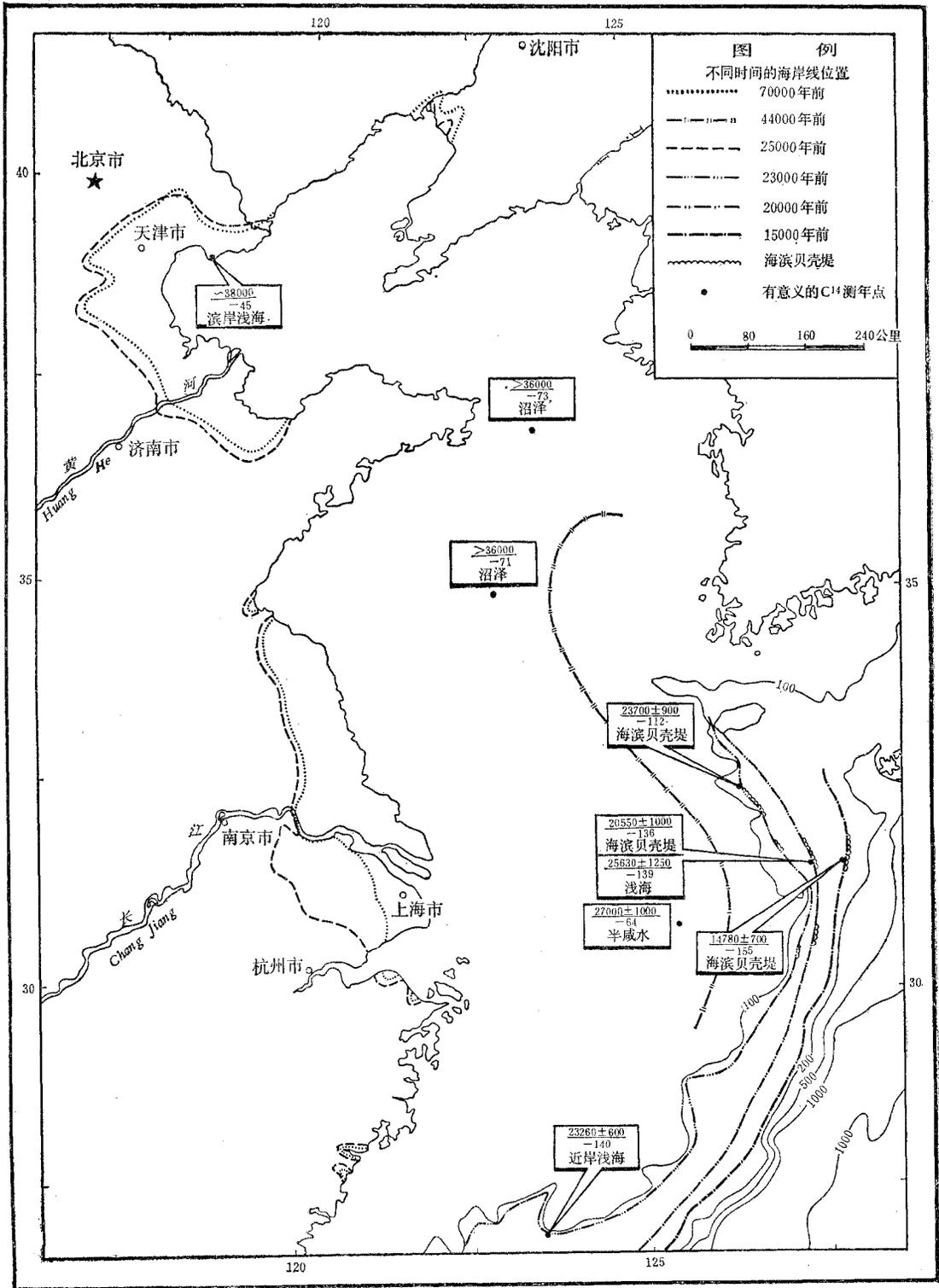
上述の生物群の変遷過程にもとづいて、本地域の気候曲線を試みに作った（図1）。図中には、三本の気候曲線があり、二つは、植生・物候⁸⁾・考古資料にもとづいた華北と上海・浙東北地区の試案的な気温変化曲線である（竺、1973；陳ら、1977；劉、1977；周、1978；王、1978）。もう一本は、海生動物化石群集にもとづいた東・黄海の試案的な水温変化曲線である。非常にはっきりしたことは、三本の曲線が反映しているところの気候波動の趨勢が一致していることである。すなわち、12万年前から、気候変化は三回の大きな段階に分けられることである。

①12万年～7万年前：気温は温暖で間氷期をなし、温度は現在より高く、中間に一回の寒冷な波動があったらしいこと；②7万年～1万年前：気候は寒冷期に変わり、氷期となって、中間に一回の温暖な波動があった。

胞子植物の花粉の反映にもとづくと、この波動は、現在の温度とくらべると低くなっていたが、海生動物の反映している水温は現在に近い；③1万年前からは、後氷期に入り、気温は再び上昇し、6000年前には極大に達し、温度は現在より数度高かった。そのあと、また波動下降があって、800年前に現在の温度に近づいた。中国東部の動・植物群が反映しているこの一連の気候変化の趨勢と世界のその他の地区で異なった方法で得られた結論は十分に近似している（BURKE and DUROTOGE, 1969；BROECKER and KU, 1969；BISWAS, 1976；CHAPPELL and VEEH, 1978；JAMES *et al.*, 1971；STEINEN *et al.*, 1973）。

北大西洋と赤道インド洋の深海底堆積物コアの炭酸カルシウムの含有量変化は、142,000年～75,000年前に温暖期になって、75,000年～10,000年前に気候が寒冷になり、10,000年前からは気候が再度温暖になったことを反映している。太平洋とカリブ海のお底堆積物中の有孔虫殻の酸素同位体の比率変化・グリーンランドと南極の氷床の酸素同位体分析は、いずれも同じような結論を得ている。ここでの気候区分は更に詳細となり、3回の大きな気候区分の間にさらにこまかく、若干の二級の気候波動が検出されている。これらの海洋の中では、同

8) 物候とは生物の諸活動の周期的現象と気候との関係をさし、生物気候の意（訳注）。



位元素などの方法を用いて得られた結果が、西欧や北アメリカの花粉ダイヤグラムや地質の観察から得られた結論とも一致する (VEEH and CHAPPELL, 1970; WRIGHT, Jr. and FREY, 1965)。中国東部の晩期更新世以来の気候の寒暖変化は、世界的な気候変化の結果とみてよい。

3. 海陸変遷

晩期更新世以来、中国東部平原地域には3回の海侵が起った。東海・黄海の大陸棚は2回の海退を経過し、それらの大変化については今では明確に知られている。中国東部は範囲が広いために、この研究を展開している機関が大変多く、名称が比較的混乱し、それぞれの海侵が、違った場所でそれぞれ地方的な名前によって呼ばれている (林, 1977; 楊ら, 1979)。意味するところは十分に明確でなく、使用上不便である。毎回の海侵のそれぞれ特徴的な有孔虫属名をもって、3回の海侵の代表的な名称として、古いものから新しいものへ、星輪虫 (*Asterotalia*) 海侵、仮輪虫 (*Pseudotalia*) 海侵、巻転虫 (*Ammonia*) 海侵と呼ぶことを著者は提案する。

星輪虫海侵は地形の標準を保存しているのは少ない。海岸の位置は、主に海成層の分布範囲にもとづいて確定されたものだ (図2)。年代測定に適している資料は少ない。わずかに華北平原で該当する地層の底部に、約11万年前のブレイク磁性逆転事変が発見されている。

日本の下末吉海侵はこれに相当するといえる。町田らは、下末吉面上の浮石層のフィッシュン・トラック年代を測定し、12—13万年前という年代を得ており、更に下末吉層に対比される塚原層上部で、ブレイク事変が現われている。日本では下末吉のあとひき続いて、引橋と小原台の二つの海成面をもって、代表的海面波動とした。火山碎屑物のフィッシュン・トラック年代は、それぞれ10万年前と8万年前である (星野, 1970; 羽鳥・柴崎, 1971)。

大西洋内のバルバドスと太平洋内のニューギニアなどの島々は、それぞれこれらの海侵で形成された珊瑚礁段丘をもつ。高海面出現の年代は、それぞれ82,000年、105,000年、122,000年前と84,000年、106,000年、118,000年—125,000年前に分けられ、海面高度は現海面上1.5—10mにあった (CHAPPELL, 1974; CHAPPE-

LL and VEEH, 1978; JAMES *et al.*, 1971; SEARS, 1967; STEINEN *et al.*, 1973)。

中国の現在の研究状況からみると、これらの海侵は連続的で、海侵は大体11万年前にはじまった。初期には、海は深く切りこまれた河谷沿いにさかのぼり、そのうち更に海侵の拡大につれて、近海平原を埋没した。海面は、現海面上5—7mに達し、海水が河谷に沿って遠くまで遡っていた。後期には転じて海退となった。広範囲な層位の対比と堆積速度の推算から、海退の起った時期は約7万年前である。約2.5万年前後の歳月を経て、およそ4万年余りに、海岸後退は東海大陸棚外縁までいった。黄海海底には、この一時期の淡水泥炭がみつかっており、その¹⁴C測定年代はおおよそ36,000年前 (国家海洋局一所, 1979)⁹⁾で、深度は-70mであった。これにもとづいて、この時の海岸線は少なくとも-70m以深にあったと推定される。ニューギニアでも-70m以下にあったと考えられる (CHAPPELL, 1974; CHAPPELL and VEEH, 1978; STEINEN *et al.*, 1973)、ナイジェリアでは-135mの記録がある (BURKE and DUBROTOGE, 1969)。

対応する古気候からみると、海侵から海退まで温暖生物群が寒冷な方面へ向って転化したことを表現している。今回の海侵の標識となった星輪虫の化石は、東海・黄海・渤海沿岸の海侵地層中に広範に出現し、星輪虫海侵は間氷期の性質を表わしている。それにつづく海退は、すなわち大理氷期早期と対応している。

大理氷期早期の海退以後ひきつづいて、きびすを接してきたのは、仮輪虫海侵であった。その主要な証拠は、やはり海成層であり、かつ仮輪虫化石が、東海・黄海沿岸の各所で出現している。有孔虫群の生態が反映する水深および海成層の分布範囲をみると、その規模は前回の海侵にくらべて大きい (図2)。その年代については、瀋南ポーリングの年代資料の推算にもとづくと、海侵はおそらく今から40,000年あまり以前にはじまり、終わった時期は今から約25,000年前であった。山東省東營の刻当する海成層の頂部の¹⁴C年代は24,400±1,100年前である。海面の位置は現海面とくらべて5mくらい低く、25,000年—38,000年前の間に、海面は一回の下降波動をしたが、その幅は大きくない。

近年来、¹⁴C年代資料の増加について、大理氷期中の

図2 中国東部の70,000年前—15,000年前の海岸変遷図

各種の線はそれぞれの時代の海岸線の位置を示す。黒丸は¹⁴C年代測定地点。枠内はその年数 (y.B.P) を水深m。

9) 原文では国家海洋局一所、1978を脚注として引用しているが、同著者名・同題目論文が参考文献表に1979として列記されている (訳注)。

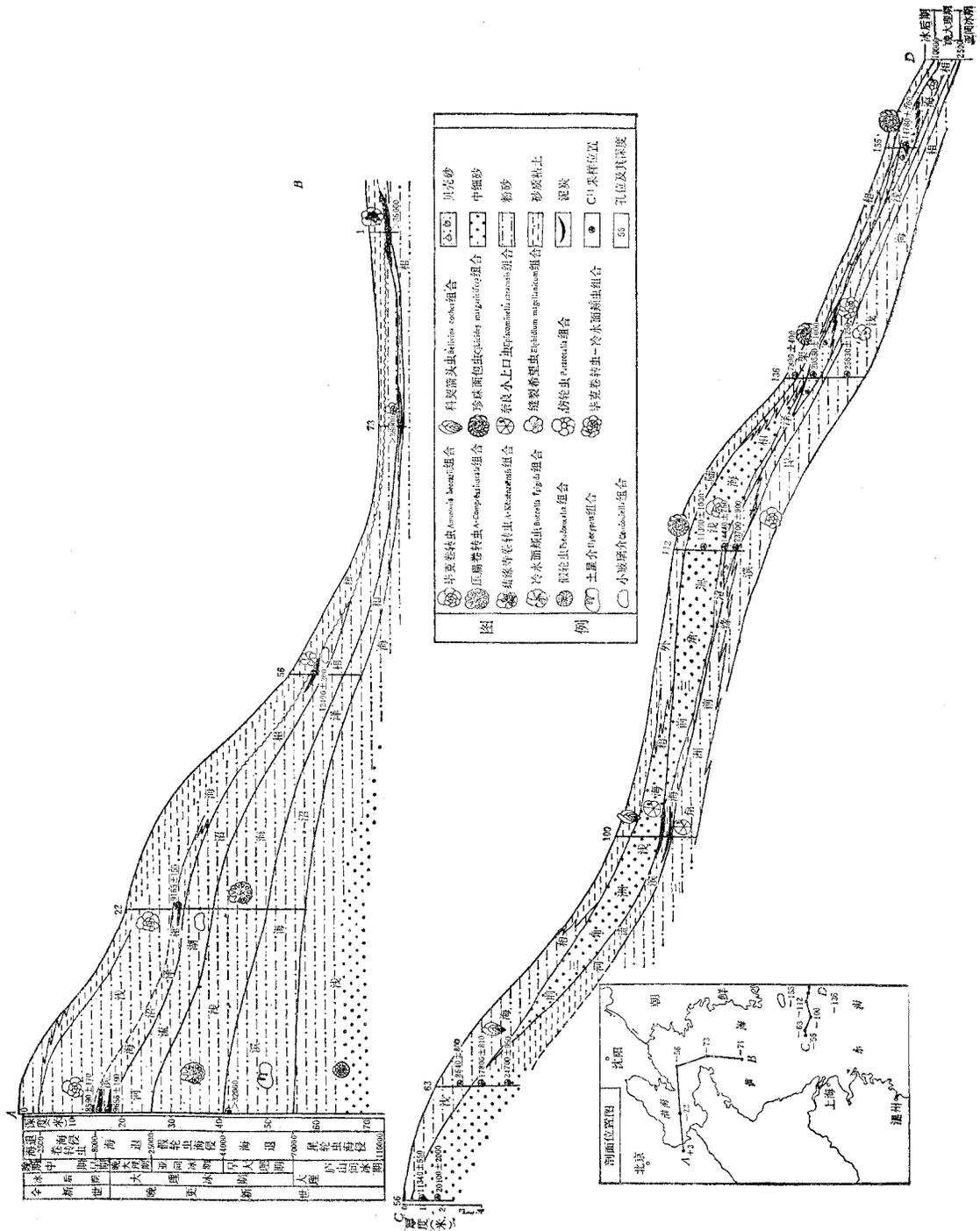


图 3 渤海·黄海·东海の晚期更新世と完新世の地層断面図

图 2, 3, 4* は主に国家海岸局一所, 二所と同济大学海洋地质系資料編図による. ¹⁴C 年代資料は陸上については貴陽地球化学所 ¹⁴C 実験室, 1974; 陳, 1977; 趙ら, 1978; 国家地震局研究所 ¹⁴C 実験室, 1978; 王ら, 1978 により, 海域については主に中国科学院貴陽地球化学所 ¹⁴C 実験室分析, 国家海洋局二所提供による (*原文では図 3, 4, 5 と表記されている).

海侵が広く実証された。海侵発生の年代は世界各地ではほぼ一致するが、今から約 25,000 年～50,000 年前 (CRONIN, 1977; SEARS, 1967; STEINEN *et al.*, 1973; OSTROVSKII 1977), 中間にも波動があって, ジョージア沿岸のように 2 回の高海面があって, 時期は 25,000～30,000 年前と 40,000～48,000 年前である (JAMES *et al.*, 1971)。ニューギニアでは, 29,000 年前と 35,000～50,000 年前である (CHAPPELL, 1974; CHAPPELL and VEEH, 1978)。しかし, 今次の海侵の海面は現在の海面位置にまで到らなかった (JAMES *et al.*, 1971; STEINEN *et al.*, 1973; VEEH and CHAPPELL, 1970; OSTROVSKII, 1977)。広く知られていることは, 現在の海面位置に接近していたが, 現海面より 10 m—20 m 低かったことで, 中国東部と基本的に一致している。

大理氷期晩期の海退は東海・黄海大陸棚上において, 各種の遺跡を残している。10 年あまりの調査を経て, 渤海・黄海海底上で広く淡水泥炭層が発見された (牛ら, 1979; 国家海洋局第一海洋研究所三室, 1979)。東海大陸棚上には, 海退時に形成された貝殻堤や残留海浜砂が保存され, 多くの場所で陸生哺乳動物化石が漂われた。海底地形の研究を通じて, 埋没河成段丘, 埋没谷あるいは大陸棚外縁まで延長された陸棚谷があることがわかった。泥炭層と貝殻堤については, ^{14}C 年代測定が進められ, 海退の歴史を詳細に語る信頼できる証拠を手に入れた (貴陽地球化学所 ^{14}C 実験室, 1974; 国家地震局研究所 ^{14}C 実験室, 1974; 国家地震局研究所 ^{14}C 実験室, 1978)。

仮輪虫海侵以後, 大体 25,000 年前までに海退がはじまり, 当初海退は異常に迅速であった。23,000 年前になって海水は渤海・黄海から全部退出して, 海岸線は東海大陸棚辺縁の現水深 -110 m の位置にまで後退した。その貝殻堤の ^{14}C 年代は 23,700±900 年前である。20,000 年前になると海岸はふたたび後退し現水深 -136 m の位置にきた。そこにもひとつの貝殻堤があり, その ^{14}C 年代は 20,550±1,000 年前である。最後の一行の海浜貝殻堤は東海大陸棚前縁において現水深 -155 m に位置し (図 2, 3), その ^{14}C 年代は 14,800±700 年前である。これは今までに出現した最も低い海岸線であり, 大理氷期晩期の海退の最後の海岸線である。

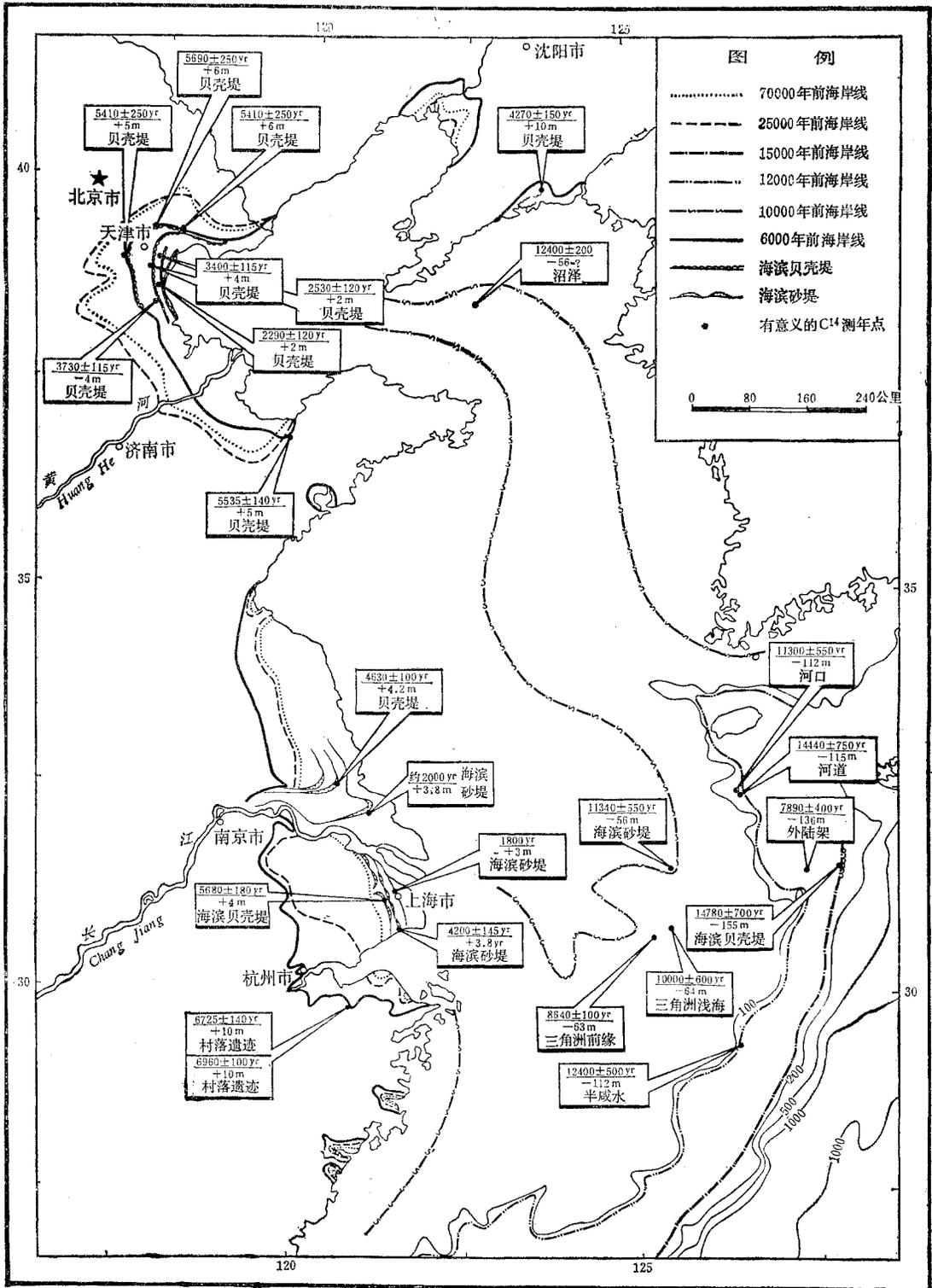
この海退は世界的なもので, 規模は最大である。中国東部海岸は約 600 km 後退し (図 4), 世界の他の大陸棚も全部露出し, 水面が陸地となった。この海退のひきおこした海面降下量はまだ不統一にしか知られていないが, 日本では 135 m と 140 m (星野, 1970; 羽島・

柴崎, 1971), 東海大陸棚もこの降下量で, 北米大西洋大陸棚では 105 m (EMERY *et al.*, 1968), 黒海では 100～110 m (OSTROVSKII, 1977), ナイジェリアでは 100 m (BURKE and DUROTOGE, 1969), メキシコ湾ではたったの 55 m (EMERY *et al.*, 1968; WRIGHT, Jr. and FREY, 1965) である。

巻輪虫海侵は大理氷期晩期の海退以後起った最後の一段の海侵である。この海侵については, 沿岸から大陸棚まで, 累積された資料は大変豊富である。海侵は大体 15,000 年前にはじまり, 海面上昇速度は大変速く, 12,000 年前までに現在の水深 -110 m の位置に達した (図 4)。この時, 海面は少し停滞した可能性があり, 貝殻層を形成し, その ^{14}C 年代は 12,400±500 年前である。11,000 年前になって現水深 -60 m の位置まで上昇し, 一行の古海浜砂堤を形成した。その ^{14}C 年代は 11,340±550 年前である。この時期, 海水は長江古道にも遡っているが, 杭州湾・上海・南通一帯に進入している。一方北方では, 黄河古道を遡って, 渤海盆地に進入した可能性がある。

すぐそのあとで, 海侵は迅速に拡大し, 近海平原を埋没し, 江南地区の海水はまっすぐに山麓にぶつかり, 華北海岸では天津以西に達した。海岸線に沿って, 3～4 m の高さの貝殻堤あるいは海浜砂堤が形成され, それらの ^{14}C 年代は, 6,620±300, 5,690±250, 5,680±180, 5,410±250 年前で, これは後氷期の海侵の最高の海岸線である。これより以後, 海面は安定にむかってわずかに降下し, 河川の堆積作用も加わって, 海岸線は逐次後退し, 2～3 列の海浜貝殻堤または海浜砂堤を形成した。比較的古いものは, 高さが 3 m 位で ^{14}C 年代は 4,600～3,400 年前である。比較的新しいものは, 高さが 2 m 前後で年代は 2,500～1,800 年前である。これ以後, 海面は現代の海面高度に接近し, 海岸線は漸次後退し, 現在の位置になった (陳ら, 1977; 貴陽地球化学所, 1978; 同済大学海洋地質学系三角州科学組, 1978)。

世界のほかの地区では, この海侵は 16,000～17,000 年前にはじまり, 6,000 年前に最高に達し, その海面は現在の海面上 3～5 m にあった。しかるのちに, 波動下降し今の位置になった (BURKE and DUROTOGE, 1969; BISWAS, 1976; CHAPPELL and VEEH, 1978; FAIRBRIDGE, 1961)。しかし, 後氷期海侵の海面は持続的に上昇し, 漸次現在の位置にいたり, 6,000 年前にとりたてて高海面の出現はなかったという説もある (WRIGHT, Jr. and FREY, 1965)。これは主にミシシッピーとオランダから得られたもので, いずれも有名な沈降区であ



る。世界の海岸ではすでに150箇所あまりの地点の資料があり、6,000年前の高海面の存在を説明している(KALININ *et al.*, 1975)。中国東部沿海の古海浜堤の分布様式をみてみると、6,000年前の高海面は肯定できるものである。

4. 海面昇降曲線

中国東部及び海域の晩期更新世以来の海陸変遷の歴史から、11万年あまりの期間に海水の進退が異常に頻繁で、海面変動の振幅が大きかったことがわかる。この種の変動は法則性があるのかどうか？この種の変動を引き起す主要な原因は何か？これが本文で討議すべき主要な課題である。しかるのちに、この問題にいろいろ不明なところがあるのを明らかにすべきだ。

海面変動は各種の要因によって引き起され、気候要因が制御する氷期—間氷期のくりかえしは大洋の海水の増減をもたらす(気候—海面変動)；構造要因が制御する海盆または大陸の昇降(構造—海面変動)；堆積物の圧密作用；氷床または水体の重量が引き起す地殻の均衡昇降；さらには水温変化が大洋水体の膨張や収縮を導いて引き起す海面の変化など。

これらの要因はみな時間につれて変化するもので、これらの変量の代数和の中から各々の分量を区分することは出来ないようだ。ただし、具体的な分析を通じて、ある近似的な結果を得ることは可能である。上述の諸要因の中で、均衡昇降は極地で比較的明らかである(CRONIN, 1977)。水体の膨張または収縮もまた限界があり、大体水温が1度上る毎に海面上昇は2mよりは高くない(FAIRBRIDGE, 1961)。文中で言及した堆積物の厚さはあまり大きくなく、堆積物はまばらで形成年代がわりに新しい。そのため圧密作用についての計算は省略してもよからう。

気候—海面昇降と構造—海面昇降の二つの要因の中で、前者は世界的なもので、広範囲の対比を通じて確定される。一方、後者は比較的複雑で、異なる地区や異なる時期に運動の性質と強度は異なり、はっきりさせる研究が必要である。このため、海面昇降曲線の試案を作る前に、ひとまず構造要因の詳述をするべきである。

中国東部平原は新しい構造運動の複雑な地区である。

渤海湾曲部と下遼河平原は沈降が主であるが、時代ごとに沈降は各々異なったものであった。3回の海侵の分布範囲をみてみよう(図4)¹⁰⁾。渤海湾西部の仮輪虫海侵は規模が最大で、星輪虫海侵がこれにつき、巻転虫海侵が最小である。しかし下遼河平原では、巻転虫海侵の規模が最大で、仮輪虫海侵が次で、星輪虫海侵は最小である⁹⁾。同一の海域で各回の海侵の規模はこのように明らかな差異があって、はっきりしていることは新しい構造の差異が沈降を引き起していることだ。

膠遼半島は上昇区域で、遼東半島では6,000年前の海岸遺跡が現在の海面より10~15m高い(林, 1977)。1937~58年の期間の水準測量の改測にもとづくと、遼東の庄河は營口に対して相対的に60mm上昇した(国家地震局地震測量隊, 1977)。歴史上、渤海湾沿岸は強烈な地震地区で、構造運動は非常に活発である。地殻応力・地殻変形などの研究から得られたこの地区の新しい構造運動の特徴は、近海平原は渤海の中心に向って傾斜沈降し、外周地区は傾動隆起していることで、地区ごとの沈降量はそれぞれ異なっている(国家地震局地震測量隊, 1977)。堆積速度にもとづいて推算すると、11万余年以來の年平均沈降量は滄州地区で約0.5mm/年、濰南で約1mm/年、下遼河平原は約1mm/年となる。

徐州以南、蘇北・蘇南・上海及び浙東北沿海平原を包括して、主要なことは晩期更新世以来一様に沈下していることである。これらの地区では、上部更新統と完新統の厚さ及び埋藏深度がどれもみな接近していて構造沈降量は基本的に一致している。上海地区の1921—65年の水準測量の改測結果によれば、沈降量は大きくなく、年沈降量は測量の誤差以内である(上海城建局測量隊資料)。堆積速度の推算にもとづけば、年沈降量は1mmくらいである。区域の構造の特徴をみてみると、新生代以来、東海・黄海大陸棚と江・浙平原は基本的に一致し、上海地区の構造沈降量をもって代表となしうる。

以上は、中国東部平原及び海域についての構造的沈降量の大小の見積り計算である。これにもとづいて、中国東部の海面昇降曲線を試みに描いた。

図5はすでに入手した年代と深度の資料にもとづき、構造要因の影響を消去した後の海面昇降曲線であり、11万余年以來、3回の海侵のサイクルに対応して、3回の

図4 中国東部の15,000年前以来の海岸変遷図

各種の線はそれぞれの時代の海岸線の位置を示す。黒丸は¹⁴C年代測定地点、棒はその年数(y.B.P)と水深または高度m。

10) 原文では図2となっているが図4と思われる(訳注)。

11) 図4では下遼河平原の海侵の規模は、巻転虫海侵、星輪虫海侵、仮輪虫海侵の順に小さくなっている(訳注)。

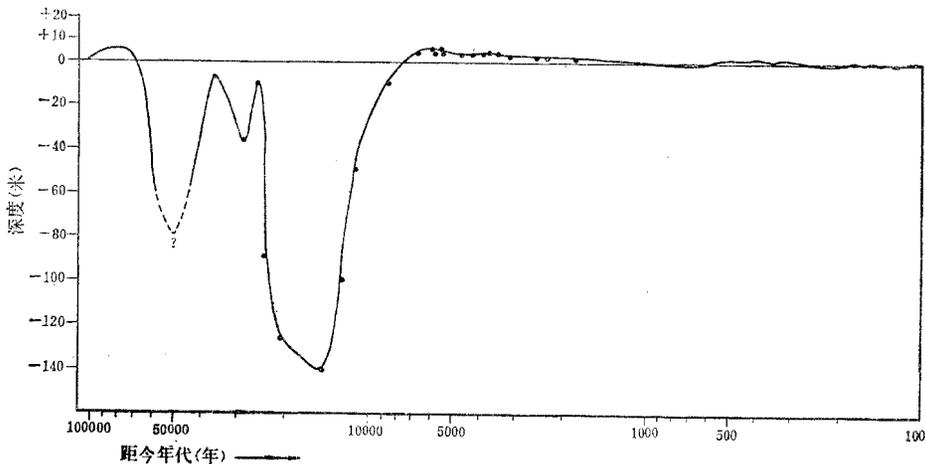


図5 中国東部平原及び東海・黄海大陸棚における晩期更新世以来の海面昇降曲線

縦軸：深度 (m)，横軸：年数 (現在からの古さ) で対数目盛。 ^{14}C 測定年代資料による。5,000 年以前の海面変化は歴史考古資料を参考にした。

高海面と2回の低海面が出現した。その中で、7~11 万年前の海面と6,000 年前の海面は、現在の海面以上であり、2.5~4 万年前の海面は相対的に低く、曲線変化の基本的趨勢と世界のその他の大陸棚のそれとは、符合する(図6)。当然、細部では不一致のところがあり、これは主にそれぞれの地区の研究程度の違いと、資料の誤差によってもたらされたものである。

5. 海面昇降と気候変化の関係

海面変化曲線の試案を得る中で、中国東部沿岸地帯の海面変化は、構造要因の影響を比較的少ししか受けていないが(約10対1)、海面の大幅な昇降は、主要な世界規模の海面変化と関係があることがわかった。世界的な海面変化の機構に関しては、すでに「氷河制御論」が流行している。その依拠するところは、気候変化は陸上の水量を変え、それが世界の大洋の水量増減に影響するため、海侵・海退の周期と気候変化の周期とが一致する、ということである。

今まで、比較的詳細に中国東部晩期更新世以来の気候変化を論述してきたが、試みに気候変化曲線をあわせて描いてみよう。もし海侵・海退と気候変化に相関があるとすれば、気候曲線と海面変化曲線の間には、ある種の対応関係が出現するはずだ。対比の結果をみると、それらの間の対応関係は十分に鮮明である(図6)。温暖期と高海面が相対応し、寒冷期と低海面が相対応するのだから、二種の曲線の符合は大変よい。

この種の対応関係は世界的な範囲で広く起っている

(CHAPPELL and VEEH, 1978; FAIRBRIDGE, 1961; JAMES *et al.*, 1971; STEINEN *et al.*, 1973; VEEH and CHIPPPELL, 1970)。ニューギニアとバルバドスの高海面時には、造礁珊瑚は外側にむかって盛んに生長していたが、当時の気候は温暖期であったことがはっきりしている(CHAPPELL, 1974; JAMES *et al.*, 1971)。日本の晩期更新世の高海面を代表する下末吉層では、そこに含まれる貝類化石と付近の浅海中に含まれる現在の属種とに差異がなく、水温は現在とほぼ同じであったことを示している(星野, 1970; 羽鳥・柴崎, 1971)。深海堆積物コア中の炭酸カルシウム含有量の変化と ^{18}O の比率の変化は、その高温時の出現年代と海面上昇の年代とが相一致していることを示す(JAMES *et al.*, 1971; WRIGHT, Jr. and FREY, 1965)。更に明らかなことは北来ウィソンシン氷期の氷河の進退と海面の昇降が相呼応していることである(WRIGHT, Jr. and FREY, 1965)。

中国東部の化石組成の研究にひとつの発見があった。海侵初期には寒冷を好む植物群が現れ、海侵最盛時には温暖を好む植物群にとって変わり、海退時には耐寒植物が主となる。動物群も相応の変化をし、温暖期—高海面、寒冷期—低海面という気候サイクル—海侵サイクルの対応関係を形成している。

海面昇降の度合いが気候変化の中に明確に反映されている。大理氷期中の亜間氷期は、気候が間氷期および後氷期のように暑くなかったし、海面は現海面の位置まで上昇しなかった(JAMES *et al.*, 1971)。今から6,000年くらい前は、気温は現代とくらべて数度高く、相応す

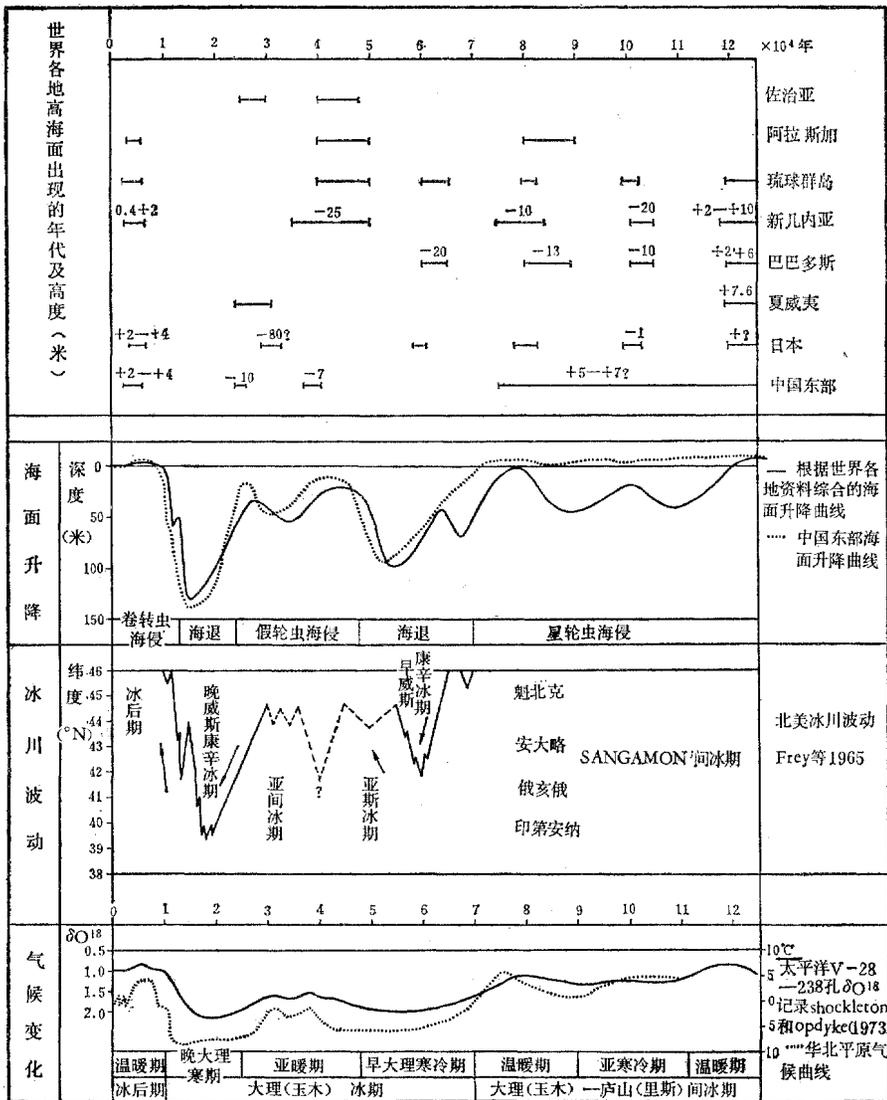


图 6 气候变化・冰河波动と海面昇降の關係

上から世界各地における高海面出現的年代と高度 (m) (ジョージア, アラスカ, 琉球, ニューギニア, バルバドス, ハワイ, 日本, 中国東部); 海面昇降 (実線は世界各地の資料による総合的海面昇降曲線, 点線は中国東部の海面昇降曲線); 氷河波動 (北アメリカの氷河波動 FREY et al, 1965 による, 縦軸は緯度 (北緯), 横軸は年代 (万年), 地名はケベック, オンタリオ, オハイオ, インディアナ, サンガモン間氷期・ウィスコンシン氷期・後氷期にわたる氷河の前進後退を示す); 気候変化 (実線は太平洋 V-28-238 コアの δ¹⁸O の変化 (左縦軸 °C) を示し SHOCKLETON and OPDYKE, 1973 による, 点線は華北平原の気候曲線 (右縦軸 °C), 横軸は時代区分で右から大理 (ヴェルム) - 廬山 (リス) 間氷期・大理氷期・後氷期) (記注)。

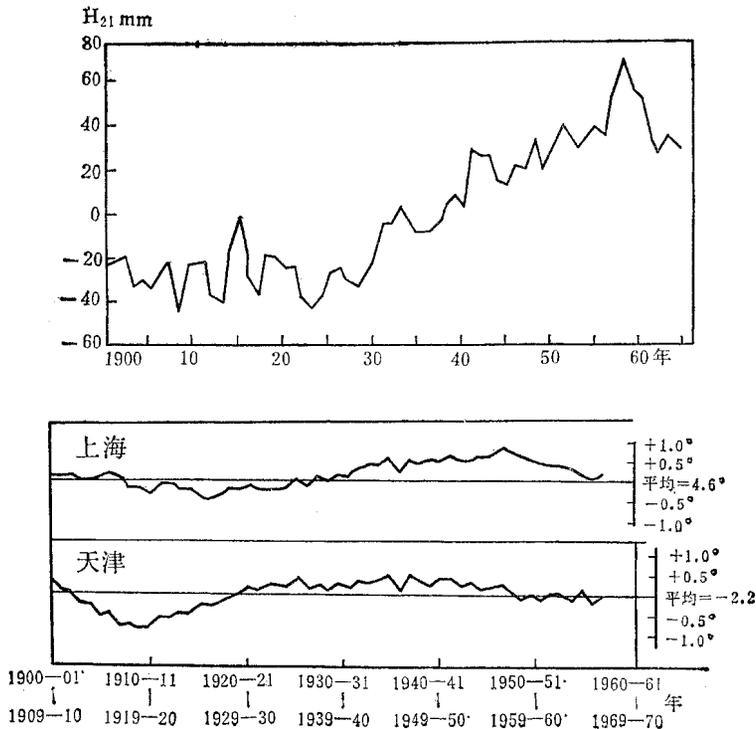


図 7 中国東部の今世紀の気候変化(下)と海面波動(上)

る海面の位置は現海面の3~5m 上にあった。

機器観測から得られたところによれば、天津と上海の温度は、今世紀最初の10~20年間ではわずかに下降し、そのあと漸次上昇し、40~50年代になって平均値を0.6°Cだけ上廻った(竺, 1973)。機器観測の温度変化は、中国西部の氷河地区でもその反映がみられ、1910-1960年の50年間に天山の雪線は40~50m 上昇し、西部天山の氷舌端は約500~1,000m 後退し、東部天山の氷舌端は200~400m 後退し、同時に森林限界もわずかに上がり上昇した(許, 1963)。中国東部平原地区の今世紀以来の気温上昇は、はるかに遠くまで関与し、西部の氷河後退と一致するばかりでなく、意外にも、世界の大洋の海面変化と相符合している(図7)(KALINN *et al.*, 1975)。

気候変化・氷河波動・海面昇降の間に存在している深く影響しあう内在的関係は、その中の気候変化が原因であって、海面昇降はただ単に気候変化のひとつの直接的結果にすぎないということが実際に証明された。

簡単にいうと、中国東部沿岸と大陸棚上での海面昇降の実際は、気候-海面変動である。すなわち、氷期と間氷期あるいは後氷期の氷床の消長が、海面昇降の主要な

機構である。海面変化の“氷河制御論”は、氷期・間氷期の交替的出現と海面昇降変化の間の関係を示すものである。この理論は、すでにそれを証明する事実が多くなればなるほど、多くの人々の受けいれるところとなる。本文の提供した資料は、疑いもなく、またこの理論の証明の一助となる。

引用文献

*を付したものは、原文中で脚註として表記されていたもので、また文献の書誌が完全でないものを含む(訳者注)。
 BURKE, K. & DUROTOGE, B. (1969) Late Quaternary climate variation in South-Western Nigeria: evidence from pediments and pediment deposits. *Etude sur le Quaternaire dans le monde*, **1**, p. 145-153.
 BROECKER, W. S & KU, T. L. (1969) Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9: new analysis of absolute chronology. *Science*, **166**, p. 404-406.
 BISWAS, B. (1976) Bathymetry of Holocene Foraminifera and Quaternary sea-level changes on the Sunda Shelf. *Jour. Foraminiferal Res.*, **6**, p. 107-133.
 曹 克清 (1973) 上海附近全新世四不象鹿化石的発見及我国這属動物的地史地理分布. *古脊椎動物与古人類*, **13**, no. 1.

- CHAPPELL, J. (1974) Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, p. 553—570.
- CHAPPELL, J. & VEEH, H. H. (1978) Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, p. 356—368.
- 陳承惠等 (1977) 遼寧省南部一萬年來自然環境的演變. *中國科學*, 6.
- 陳金淵 (1963) 南通地區成陸年代初探. *
- CRONIN, T. M. (1977) Late Wisconsin marine environments of the Champlain valley (New York, Quebec). *Quat. Res.*, **17**, p. 238—253.
- 東北地區區域地層表 (1978) 遼寧省分冊, 地質出版社.
- EMERY, K. O. et al., (1968) Post-Pleistocene level of East China Sea. *Late Cenozoic Glacial Ages*, p. 381—390.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1961) Eustatic changes in sea-level. *Physics and chemistry of the Earth*, **4**, p. 99—185.
- 貴陽地球化學所 ¹⁴C 實驗室 (1974) 天然放射性炭年代測定報告之二, 地球化學, 1.
- 國家地震局地震測量隊 (1877) 海域 7.3 級地震的地變形. *地球物理學報*, **20**, no. 4.
- 國家地震局研究所 ¹⁴C 實驗室 (1978) 天然放射性炭年代測定 (二). *地質科學*, 4.
- 國家海洋局第一海洋研究所三室 (1979) 黃海晚更新世末期以來古地理環境的演變. *科學通報*, 12.
- 羽鳥謙三・柴崎達雄 (1971) 氣候變化と海面變化, 第四紀, p. 57—95, 共立出版(株).
- 星野通平 (1970) 大陸棚の成因. *淺海地質學*, p. 370—422, 東海大學出版會.
- 華北地區區域地層表 (1978) 北京市分冊, 天津市分冊, 地質出版社.
- 華東地區區域地層表 (1978) 江蘇省及上海市分冊, 山東省分冊, 地質出版社.
- JAMES, N. P., MOUNTJOY, E. W., and OMURA, A. (1971) An early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies and its climatic implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, p. 2011—2018.
- KALININ, G. P., BRISLAV, E. I., & KLIGE, R. K. (1975) Nekotore osobennosti Sovremennikh izmenenii urovnya okeana. *Kolebaniya urovnya mirovogo okeana i voprosi morskoi geomorfologii*. Izd. Nauka, STR. 5—12.
- 林景星 (1977) 華北平原第四紀海進海退現象初步認識. *地質學報*, 2.
- 劉金陵 (1977) 上海浙江某些地區第四紀孢粉組合及其在地層和氣候上的意義. *古生物學報*, **16** (1).
- 閔秋宝等 (1979) 論上海地區的第四紀海侵. *同濟大學學報*, 1.
- 牛永其等 (1979) 關於東海大陸架晚更新世最低海面. *科學通報*, 7.
- OSTROVSKII, A. B. i dr. (1977) Novie dannie o paleo-olidrogicheskom rezhite chernogo morya v verkhnem pleistotsene i golotsene. *Paleogeografiya pleistotsena yuzhenfkh morei SSSR*. STR. 131—140.
- 裘善文等 (1978) 中國東北晚更新世水期與古氣候探討. *
- SEARS, M. (1967) *Progress in Oceanography*. **4**, Pergamon Press.
- STEINEN, R. P., HARRISON, R. H., and MATTHEWS, R. K. (1973) 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.*, **84**, p. 63—70.
- 天然自然博物館 (1976) 渤海西岸的形成和演變過程. *
- 同濟大學海洋地質學系三角州科研組 (1978) 長江三角洲發育過程和砂體特徵. *
- VEEH, H. H. & CHAPPELL, J. (1970) Astronomical theory of climatic changes: support from New Guinea. *Science*, **167**, p. 862—865.
- 王開發等 (1978) 根據孢粉分析推斷上海地區近六千年以來的氣候變遷. *大氣科學*, **2** no. 2.
- 王開發等 (1979) 東海北部海洋沈積物的孢粉藻類組合及其地層古地理. *同濟大學學報*, 1.
- 汪品先等 (1978) 我國東部第四紀海侵地層的初步研究. *
- WRIGHT, H. R., JR. & FREY, D. G. (1965) *The Quaternary of the United States*. p. 15—113, Princeton University Press.
- 許世遼 (1963) 中國天山現代冰川作用的研究. *地理學報*, **24**, no. 4.
- 楊子慶等 (1974) 試論河北平原東部第四紀地質幾個問題. *地質學報*, 4.
- 趙松齡等 (1978) 關於渤海西岸海相地層與海岸線問題. *海洋與湖沼*, **9**, no. 1.
- 浙江省博物館自然組 (1978) 河姆渡遺跡動植物遺存的鑑定研究. *考古學報*, 1.
- 周本雄 (1978) 披毛犀和猛犸象的地理分布, 古生態與有關係的古氣候問題, 古脊椎動物與古人類, **16**, no. 1.
- 周昆淑 (1978) 北京平原第四紀晚期花粉分析及其意義. *地質科學*, 1.
- 周明鎮 (1973) 從一塊骨化石談起. *化石*, 1.
- 竺可楨 (1973) 中國近五千年來氣候變遷的初步研究. *中國科學*, 2.

訳者あとがき

中国における第四紀研究の最近の発展は著しい。本論文は中国東部における氣候變化と海面變化についての研究成果をまとめたものである。東アジアの第四紀の自然變遷を明らかにするために、日本の第四紀研究者は中国の研究成果を知ることが必要不可欠であろう。内容は広汎にわたっており日本の第四紀学界に紹介する価値があると考える。

学名のうち脊椎動物については、長谷川善和「脊椎動物の變遷と分布」(日本の第四紀研究, 1977年, p. 227

-243) を参考にしたが、他のもので適当な訳がみつからないものは、ラテン学名と中国語表記を並記した。表1および図1—7は原図のまま採録しやや詳しい説明を付した。表2は和訳した。なお簡体字は印刷の都合上繁体字になおした。

本論文を和訳し公表することについては中国地理学会「地理学報」編集委員会及び著者に手紙を書き了承を求

め、快諾するとの返事を得た。

内容の理解および和訳上でいくつかの誤りもあることと思うが、その責任は全て和訳者にある。読者のご指摘および訂正をご教示いただければ幸いである。本訳稿を「第四紀研究」に投稿することをお勧めくださった貝塚爽平氏に感謝いたします。(米倉伸之・米倉弓子)