

地球温暖化による海面上昇・海象変化の影響評価

三村 信男*・磯部 雅彦**・細川 恭史***・灘岡 和夫****

1. はじめに

近年、地球環境問題、とくに温暖化に対して強い関心が寄せられている。温暖化の将来予測、影響の予測、対応戦略については「気候変動に関する政府間パネル(IPCC)」を中心に精力的な検討が行われ、昨年(1990年)11月の世界気候会議に最初の報告書が提出された(Houghton et al., 1990; Tegart et al., 1990; IPCC 1990)。この報告書では、二酸化炭素をはじめとする温室効果ガス(GHG)の排出が現状のまま推移すれば、21世紀には温暖化が有意なものとなり、種々の影響が現実化するという予測が示された。

こうした事態に対して、GHGの排出抑制と気候変動への適応策との両面に対応戦略が検討されつつあるが、影響による損害と対策費用の評価に基づいて対応戦略を策定できるようにするためには、総合的で定量的な影響評価が必要である。著者らは海面上昇を中心に影響の実態把握と評価手法の検討を進めてきたが(三村, 1990a; 三村, 1990b; 三村ら, 1990; Mimura et al., 1991; Hosokawa et al., 1991; 磯部ら, 1991), 本論文ではそれらに引続いて、海面上昇と海象変化の影響評価の枠組みを提案し、いくつかの点について影響評価を試みる。

2. 影響伝播図と影響評価の枠組み

2.1 海面上昇の予測

大気における二酸化炭素換算のGHG濃度は、現在の増加割合からすると、2030年には1950~1960年の2倍になると予測されている。その場合の気温変化は大気大循環モデル(GCM)という数値モデルなどによって予測されている。IPCC(Houghton et al., 1990)ではそれらの結果をとりまとめ、最も起こりそうな値として、10年で約 0.3°C ($0.2\sim 0.5^{\circ}\text{C}$)の気温上昇を予測し、現在に比べて2025年で 1°C 、2100年で 3°C 上昇するとしている。その結果として10年あたり6cm ($3\sim 10\text{cm}$)の海面上昇、すなわち2030年までに20cm ($8\sim 29\text{cm}$)、2100

年までに65cm ($30\sim 110\text{cm}$)の海面上昇があると予測している。

2.2 影響伝播図

海面上昇の影響に関しては三村ら(1990a, b)で示した通り様々な国、国際機関で検討されている。この中で指摘された影響の実態はきわめて広範多岐にわたるが、基本的なものとして次の7点が抽出できる。①沿岸の低・湿地帯の水没、②新たな海岸侵食の発生と加速化、③海岸域での氾濫の頻度、強さの増大、④河川、地下水層への塩水の侵入、⑤沿岸域での潮汐の変化、⑥河口での土砂の堆積場所の移動、⑦水底に届く光量の減少。

このように影響の実態は整理、把握されつつあるというものの、定量的評価には至っていない。定量的な影響評価手法を開発するために、最初に影響が現出するメカニズムを体系的に把握しなければならない。

本研究では、そのために、まず影響の諸相をなるべく多く列挙した。それを、因果関係に基づいてつないでいく事によってより上位の原因をたどり、個々の具体的な影響が出現するに至る事象の連鎖を把握することを試みた。地球温暖化・海面上昇から始まり、個々の社会経済的影響、自然環境に対する影響につながるこのような系統樹をここでは影響伝播図と呼んでいる。

得られた影響伝播図の概要を図-1に示す。このような整理からわかる事は、影響の出現が、大局的には自然の外力の変化とそれにさらされる沿岸域の社会経済・自然システムの影響され易さという2つの基本的要素をもっていることである。したがって、影響評価手法も、海象変化を中心とする外力変化の予測と沿岸域の社会・経済・自然システムの評価との2つのを主要部分として含むことになる。特に後者を、脆弱性評価(vulnerability assessment)と呼ぶ。脆弱性評価は、従来自然災害研究で用いられてきた災害ポテンシャルやリスク評価と同様なものと考えてよい。

外力の変化の中にも、図-1に示すように系統的な構造がある。海面上昇自体は物理的な現象である。沿岸域の海象変化に対する海面上昇の基本的な意味は、平均水深の増加と陸上部に対する相対的な海面位置の上昇との

* 正会員 工博 茨城大学助教授 工学部都市システム工学科

** 正会員 工博 東京大学助教授 工学部土木工学科

*** 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所 海水浄化室長

**** 正会員 工博 東京工業大学助教授 工学部土木工学科

2つにまとめられる。そうすると、平均水深の増加からは、例えば高潮や波浪の変化が導かれ、海面の相対的位置の上昇からは、水没や塩水の侵入が導かれる。海面上昇とこれらの海象変化の関係は、次節で示すように、従来蓄積されてきた知見や手法を用いて定量的評価が可能である。ただし、沿岸域の物理的環境、海象の変化をもたらす要因としては海面上昇だけにとどまらない。項目によっては気温・水温の上昇や台風の変化等他の気候変動の影響がより大きいことに充分注意する必要がある。

3. 海象変化の予測

気候変動・海面上昇によって引き起こされる自然の外力の変化を、台風、風、波浪、高潮をとり上げて予測した例を以下に示す。

3.1 台風と風、波浪

a) 台風の規模

気候の温暖化が起ると、台風の最大強度が増大するという推測がある (Emanuel, 1987)。一方、日本における台風の変化を予想した数値実験結果によれば、与えた初期条件が適切であったかという問題等が残されているものの、温暖化したときのほうが台風の規模が小さく弱くなった (気象庁編, 1990)。

以上からして、温暖化時の台風の規模・強度については増大・減少のいずれの可能性も考えられる。ただし、台風の発生域や発達域が変化することは高いため、地域的には台風の規模・強度が変化することが予想され

る。以下においては、台風の規模や強度が増減した場合も含めて、影響評価を行うことにする。

b) 風速

台風は強風と高波をもたらす。本来気圧分布と風とは気象現象の一部として同時に予測すべきものであるが、ここでは台風の強度と規模とを気圧分布で表すことにし、それが変化した場合に風速や波高がどれだけ変化するかを調べることにする。

台風における気圧分布は Myer の式 (1) によってモデル化されることが多い。

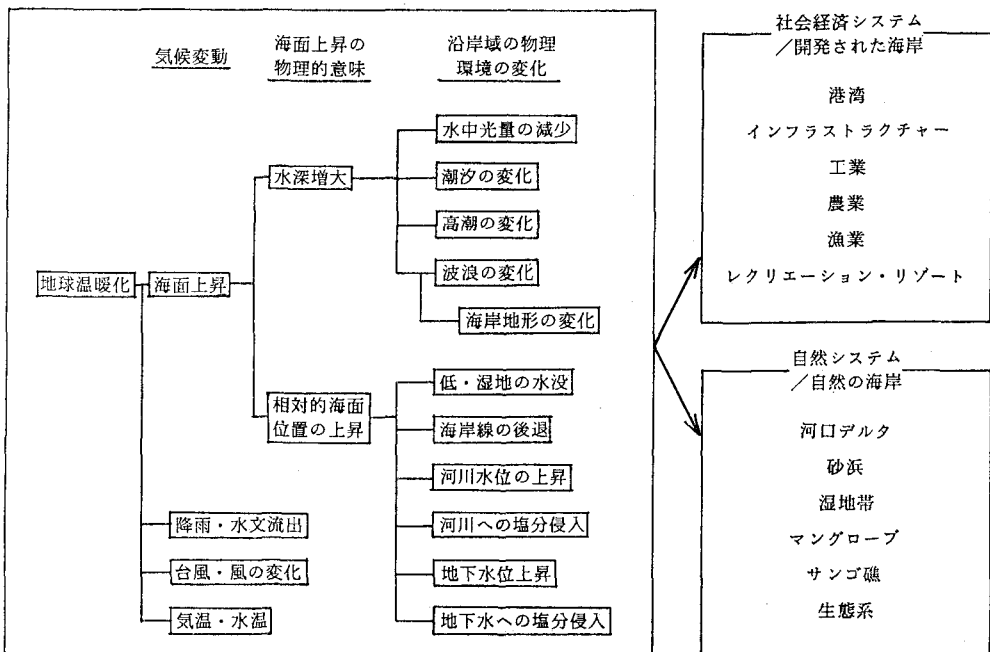
$$p = p_c + \Delta p \exp(-r_0/r) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 p は気圧、 r は台風中心からの距離であり、 p_c は台風中心の気圧、 Δp は台風の中心と外側との気圧差 (気圧深度)、 r_0 は台風中心からほぼ風速最大点までの距離である。気圧分布が与えられると、気圧傾度力とコリオリ力が釣り合う風として式 (2) のように傾度風 U_g が計算される。

$$U_g = r \left(\sqrt{\omega^2 \sin^2 \phi + \frac{1}{\rho_a r} \left| \frac{dp}{dr} \right|} - \omega \sin \phi \right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $\omega (=7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s})$ は地球自転の角速度、 ϕ は緯度、 $\rho_a (=1.1 \text{ kg/m}^3)$ は空気密度である。

式 (1) を (2) に代入して整理すると、台風域における傾度風速分布として次式を得る。



図一1 海面上昇の影響伝播図

$$U_g^* \equiv \frac{U_g}{\sqrt{\Delta p / \rho_a}}$$
$$= \sqrt{(\omega^* r^*)^2 + \frac{1}{r^*} \exp\left(-\frac{1}{r^*}\right) - \omega^* r^*}$$
$$\dots\dots\dots (3)$$
$$r^* \equiv r/r_0 \dots\dots\dots (4)$$
$$\omega^* \equiv \frac{r_0 \omega \sin \phi}{\sqrt{\Delta p / \rho_a}} \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 $\Delta p = 50 \sim 100$ mb, $r_0 = 50 \sim 100$ km, $\phi = 0 \sim 45^\circ$ の範囲を考えると $\omega^* = 0 \sim 0.08$ 程度となる。この範囲において式 (3) で与えられる無次元傾度風分布の最大値 $U_g^*_{\max}$ は、 $r^*_{\max} = 1.0 \sim 0.8$ において $0.6 \sim 0.5$ となり、これらはともにほぼ一定値と見なすことができる。したがって、実際の傾度風速は無次元化に用いた基準量 $\sqrt{\Delta p / \rho_a}$ に比例、すなわち気圧深度 Δp の平方根に比例することがわかる。

海上においては摩擦などの影響により傾度風が弱められ、風向きも変化する。通常、表-1 (日本港湾協会, 1989) に示される風向変化角と風速比が用いられるので、ここでは海上風速 U_1 を次のように表わし、 $\alpha_1 = 0.6$ ととる (宇野木・磯崎, 1966)。

$$U_1 = \alpha_1 U_g \dots\dots\dots (6)$$

さらに台風は進行にともなって大気の移動を促すので、これによる風速を加える必要がある。この風速分布も宇野木・磯崎 (1966) にならって次式のように指数関数的に数少すと仮定する。

$$U_2 = \alpha_2 V_t \exp(-\pi r/r_t) \dots\dots\dots (7)$$

ここで U_2 は台風の移動速度 V_t にともなう風速、 α_2 は係数 ($=4/7$)、 r_t は台風の半径 ($=500$ km) である。

以上により台風域における傾度風最大地点での海上10mの風速 U_{10} は次のように計算される。

$$U_{10} = U_1 + U_2 \dots\dots\dots (8)$$

図-2 は、伊勢湾台風のモデルとして用いられた $\Delta p = 70$ mb $= 7000$ N/m, $r_0 = 75$ km, $V_t = 73$ km/hr を基準として、気圧深度 Δp と台風規模 r_0 が各々 $-20\% \sim +20\%$ の範囲で変化すると仮定した場合の風速の計算値を図にしたものである。これから、海上風速 U_{10} は気圧深度 Δp に強く依存して増大することがわかる。さらに、表-2 は、 Δp と r_0 の一方または両方が10%増大したと仮定した場合の風速の計算値を示している。すでに述べたように傾度風が気圧深度の平方根に比例することから、 Δp が10%増大すると U_1 は約5%増大し、さらに U_2 が相対的に小さいことから U_{10} についても約5%増大する。

c) 波浪

風波の簡便な推算は SMB 法によって可能で、海上10mの風速 U_{10} が与えられた場合の有義波高 $H_{1/3}$ と有義波周期 $T_{1/3}$ が計算される。 gF/U_{10}^2 のあまり大きく

表-1 傾度風から海上風への補正係数

緯度	補正角	風速比 α_1
10°	24°	0.51
20°	20°	0.60
30°	18°	0.64
40°	17°	0.67
50°	15°	0.70

表-2 台風の巨大化にともなう風速、波高、周期の変化

Δp (mb)	r_0 (km)	F (km)	U_1 (m/s)	U_2 (m/s)	U_{10} (m/s)	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (s)
70	75.0	1.7 r_0	27.3	7.6	34.9	8.0	9.9
77	75.0	1.7 r_0	28.7	7.6	36.3	8.4	10.0
70	82.5	1.7 r_0	27.1	7.3	34.4	8.2	10.0
77	82.5	1.7 r_0	28.6	7.3	35.8	8.6	10.2
70	75.0	30	27.3	7.6	34.9	4.2	6.6
77	75.0	30	28.7	7.6	36.3	4.4	6.7
77	82.5	30	28.6	7.3	35.8	4.4	6.7

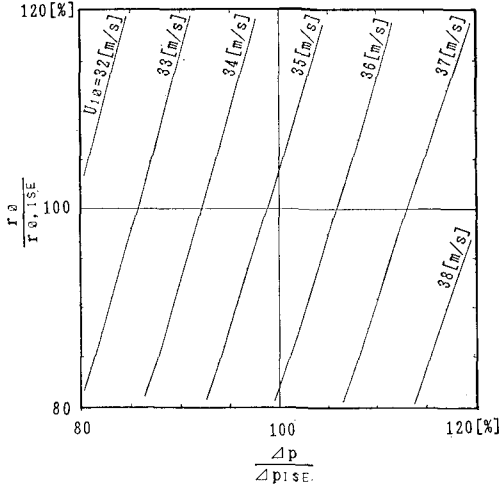


図-2 台風の変化にともなう風速の変化 (横軸、縦軸はそれぞれ伊勢湾台風の気圧深度 Δp_{1SE} と台風規模 $r_{0, 1SE}$ とで無次元化されている)

ない範囲 (<1000 ; F は吹送距離) においてもとの式を無次元表示式の形に書き直すと

$$H_{1/3}^* \equiv \frac{H_{1/3}}{(F \Delta p / \rho_a g)^{1/2}}$$
$$= 0.30 \left[1 - \left\{ 1 + 0.004 \left(\frac{F^*}{U_{10}^{*2}} \right)^{1/2} \right\}^{-2} \right] \frac{U_{10}^{*2}}{(F^*)^{1/2}}$$
$$\dots\dots\dots (9)$$

$$T_{1/3}^* \equiv \frac{T_{1/3}}{2\pi (F^2 \Delta p / \rho_a g^4)^{1/6}}$$
$$= 1.37 \left[1 - \left\{ 1 + 0.008 \left(\frac{F^*}{U_{10}^{*2}} \right)^{1/3} \right\}^{-5} \right] \frac{U_{10}^*}{(F^*)^{1/3}}$$
$$\dots\dots\dots (10)$$

$$U_{10}^* \equiv U_{10} / \sqrt{\Delta p / \rho_a} \dots\dots\dots (11)$$

$$F^* \equiv F / (\Delta p / \rho_a g) \dots\dots\dots (12)$$

となる。傾度風最大地点で U_{10}^* がほぼ一定値をとるということを考慮すると、式(9)および(10)の右辺は gF/U_{10}^2 のあまり大きくない範囲ではほぼ一定となるから、 $H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ が、それぞれ $(F\Delta p)^{1/2}$ および $(F^2\Delta p)^{1/5}$ に比例することがわかる。

表-2 には SMB 法で計算した有義波高と有義波周期も示されている。なお、表中の上段は外洋での波浪推算を想定して吹送距離 F を台風規模 r_0 に比例した $1.7r_0$ ととり、下段では内湾を想定して F を台風規模に無関係に 30 km と固定してとってある。上述の性質から、有義波高 $H_{1/3}$ は気圧深度 Δp と吹送距離 F それぞれの 10% の増大に対応して約 5% ずつ増大することがわかる。

3.2 高 潮

海面が上昇した上に高潮が重ると被害が拡大する事が懸念される。たとえば1959年の伊勢湾台風の際には、高潮による最大偏差は 3.4m となった。ここでは、温暖化による海面上昇や台風の巨大化によって、高潮がどれだけ変化するかを東京湾を念頭において検討する。

図-3 に示すように、高潮は、気圧の低下によって海面が吸い上げられる効果と、沖から岸に向かって吹く風によって岸側に海水が吹き寄せられる効果によって生じる。複雑な地形や台風の移動も考慮した動力学的な高潮の予測は、電子計算機を用いて数値計算される。しかし、上述の高潮の発生メカニズムを考慮した簡便な予測式が得られている。

$$\eta_{ss} = a\Delta p + bU_{10} \cos \theta \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 η_{ss} は高潮の偏差であり、 θ は岸向きを基準とする風向、 a および b は海域ごとに決められる経験定数であり、表-3 の結果が得られている(宇野木・磯崎, 1966)。上式($\theta=0^\circ$)を用いて、現状と 65 cm の海面上昇時を対象に、台風の変化($\pm 20\%$)を考慮して高潮偏差 η_{ss} を計算した結果を図-4 に示す。さらに、65 cm と 130 cm の海面上昇量および現状と巨大化した台風の組み合わせについて、高潮偏差を比較したものが表-4 である。計算において風の寄与を表す項の定数 b は水深に反比例すると考えられるので、現状の東京湾の平均水深を 15 m とし、海面上昇による水深の増加に対応した分だけ補正した値 b_{mod} を用いた。表中、 η_{SLR} および η_{ss} はそれぞれ海面上昇および高潮偏差を表す。 η_{ss} は、気圧深度と風速の増大による水深の増加分であるが、海面上昇による水深増加によって b が減少するための減少分があるために現状と比べてほとんど変化しない。したがって、高潮時の最高潮位に対する現状との差は、台風の変化によらずほぼ海面上昇量と等しくなる。

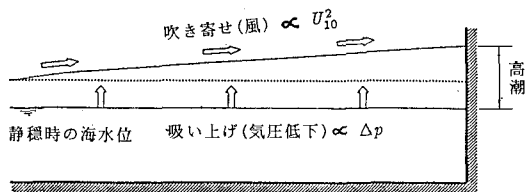
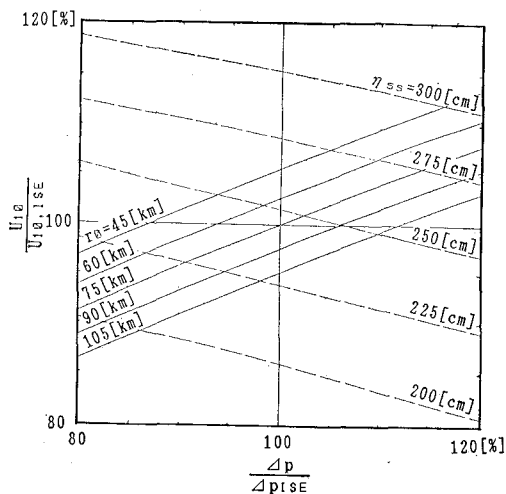


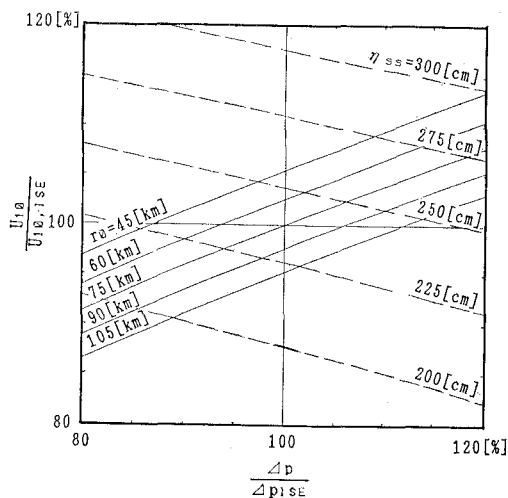
図-3 高潮の模式図

表-3 高潮予測のための経験定数

地名	a (cm/mb)	b (cm/[m/s]²)
東京	1.059	0.138
名古屋	1.674	0.165
大阪	2.167	0.181
串本	1.490	0.036
高知	-2.385	0.033



(a) 海面上昇なし



(b) 海面上昇 65 cm

図-4 台風の変化にともなう高潮時の最高潮位の変化(横軸、縦軸はそれぞれ伊勢湾台風の気圧深度 Δp_{ISE} と海上風速 $U_{10, ISE}$ とで無次元化されている)

表-4 気候変動にともなう高潮時の最高潮位の変化

η_{SLR} (cm)	b_{mod} (cm/[m/s] ²)	Δp (mb)	U_{10} (m/s)	η_{SLR} (cm)	$\eta_{SLR} + \eta_{SL}$ (cm)	現状との差 (cm)
0	0.138	70	34.9	242	242	—
65	0.132	70	34.9	235	300	58
65	0.132	77	35.8	251	316	74
130	0.127	70	34.9	229	359	117
130	0.127	77	35.8	244	374	132

3.3 波浪の変形

浅海域における波浪変形には浅水変形, 屈折, 回折, 反射, 底面摩擦による波高減衰, 碎波などがあり, それぞれ海面上昇の影響を多少とも受けると考えられるが, 影響が有意になるのは碎波であろう。浅海における碎波においては, 碎波波高が碎波水深にほぼ比例するため, 海面上昇による水深の増大は浅海域における碎波波高, ひいては設計波高の増大をもたらすことになる。なお, 構造物に及ぼす波力, 越波等の検討結果は磯部ら(1991)に示されている。

4. 脆弱性評価

自然の外力が上にみたように変化したとき, どのような影響が生じるかは沿岸域の諸システムの影響され易さに関する特性による。沿岸域のシステムは, 図-1に示したように, 社会・経済システム(開発された海岸)と自然システム(自然海岸)とに大別できよう。

社会・経済システムの脆弱性は, 海面上昇の影響が及ぶ範囲における人口, 資産, 産業活動, 文化・レクリエーション活動等の集積度に依存する。同時に, この地域の防災システムの強さにも左右される。社会・経済システムに対する脆弱性評価は, 最悪のケースの影響予測とともに, 防災システムの完成度に対応した各レベルの被害予測が含まれる。

一方, 自然システムも種類に応じて固有の影響出現メカニズムを持っている。例えば, サンゴ礁では先端部の水深が増大することによって, 潟湖(ラグーン)に高波浪が侵入するようになり, 侵食が進むと懸念されるし, マングローブでは帯状の樹種分布があるため, 海面上昇によっていったん最前面の樹種が枯死すると一挙に侵食が進む可能性がある(藤原, 1991)。

脆弱性評価では, このように沿岸域の資源と価値を総合的に対象とするとともに, 各システムの固有の特性を明確にする必要がある。これまで, 端初的な試みはあるものの(Smith・Tirpak(eds), 1998; UNEP・Government of the Netherlands, 1988)総合的手法の開発は今後の課題である。

5. 結 語

本論文では, 地球温暖化による海面上昇と海象変化に着目し, 影響出現のメカニズムの把握と評価手法の枠組みを示した。これらの中では, これまで蓄積された海岸工学の知識が極めて有効な部分があれば, 我々にとって全く新しく挑戦しなければならない部分もある。我々の視野を広げ, 総合的な影響評価手法の開発に進む必要がある。

本研究を進めるにあたり, 「海面上昇等による臨海部の社会経済活動への影響とその対策に関する調査委員会」((財)沿岸開発技術研究センター)における議論は極めて有益であった。また, 関和美, 藤原正憲, 矢内勝浩(茨城大学学生)の3氏には熱心に協力していただいた。心からの謝意を表する。

参 考 文 献

- 磯部雅彦・三村信男・瀬岡和夫(1991): 地球温暖化による海面上昇・海象変化と海岸への影響評価, 第6回環境工学講演会講演論文集, 日本学術会議, pp. 1-6.
- 宇野木早苗・磯崎一郎(1966): 高潮における気圧と風の効果の比較, 第13回海岸工学講演会論文集, pp. 248-253.
- 気象庁(編)(1990): 温室効果気体の増加に伴う気象変化(II), 大蔵省印刷局, 231 p.
- 日本港湾協会(編)(1989): 港湾施設の技術上の基準・同解説(上・下), 日本港湾協会, 469 p.・499 p.
- 藤原正憲(1991): アジア地域における地球温暖化と海面上昇の影響, 平成2年度茨城大学都市システム工学科卒業論文.
- 三村信男(1990a): 温暖化による海面上昇の影響評価と課題, 土木学会第45回年講概要集, 第2部, pp. 714-715.
- 三村信男(1990b): IPCCでの検討の成果と我が国の課題, Coastal Development, No. 13, 沿岸開発技術研究センター, pp. 94-99.
- 三村信男・磯部雅彦・瀬岡和夫(1990): 海面上昇・気候変動による沿岸域への影響とその対応策, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 863-867.
- Emanuel, K. A. (1987): The dependence of hurricane intensity on climate, Nature, Vol. 326, pp. 483-485.
- Hosokawa, Y. and K. Minami (1991): Nationwide cost for bank raise against sea level rise—case study for Japanese port and harbor area—, Proc. Intl. Conf. on Climatic Impacts on the Environment and Society (in press).
- Houghton, J. T., and G. J. Ephraums (1990): Climate Change-The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press.
- IPCC (1990): Climate Change-The IPCC Response Strategies, Island Press.
- Mimura, N., M. Isobe and K. Nadaoka (1991): Impacts of sea level rise and a framework of their assessment, Proc. Intl. Conf. on Climatic Impacts on the Environment and Society (in press).
- Smith, J. and D. Tirpak (eds)(1988): The Potential Effects of Global Climate Change on the United States, U. S. Environmental Protection Agency.
- Tegart, W. J. McG., G. W. Sheldon and D. C. Griffiths (1990): Climate Change-The IPCC Impacts Assessment, Australian Government Publishing Service.
- UNEP and Government of the Netherlands (1988): Impacts of sea Level Rise on Society, A case study for Netherlands, Delft Hydraulics Laboratory.