

$$SST (^{\circ}C) = 3.6139 \times T_{BB_{1.1} \mu m}(K) - 2.5789 \times T_{BB_{1.2} \mu m}(K) - 283.18$$

晴天域については、隣り合う 2×2 グリッドでの観測輝度温度の空間一様性を標準偏差が $0.05^{\circ}C$ 以下として判別し、平均輝度温度が 850 hPa での気温以上の条件を全解析領域で計算し、晴天域を客観的に判別した。前述の条件を満たす晴天域データから算出した海面温度を用いて緯・経度 2.5° での日平均値を算出し、それをもとに月平均値を算出した。図4-1に1984年8月の1ヶ月中に緯・経度 1° 内で日平均海面温度が算出された日数を示した。緯・経度 1° 内で晴天域のグリッド数にかかわらず海面温度が算出されれば1日と数えた。小さい□は1~5の日数を表し、大きい□は6~9までの日数を、■は10以上の日数を表す。何もない領域は雲の影響でこの1ヶ月間に1日も海面水温が算出できなかったことを示す。この8月は、緯・経度 1° 以内で海面温度が1ヶ月間で算定できなかった数がこの1年間で最大の例として示した。この図から衛星による海面温度の算出は、例えば Miyakoda and Rosati (1982) に示された船舶の観測に比べると数においてもデータの空間分布においても有効であることが分かる。

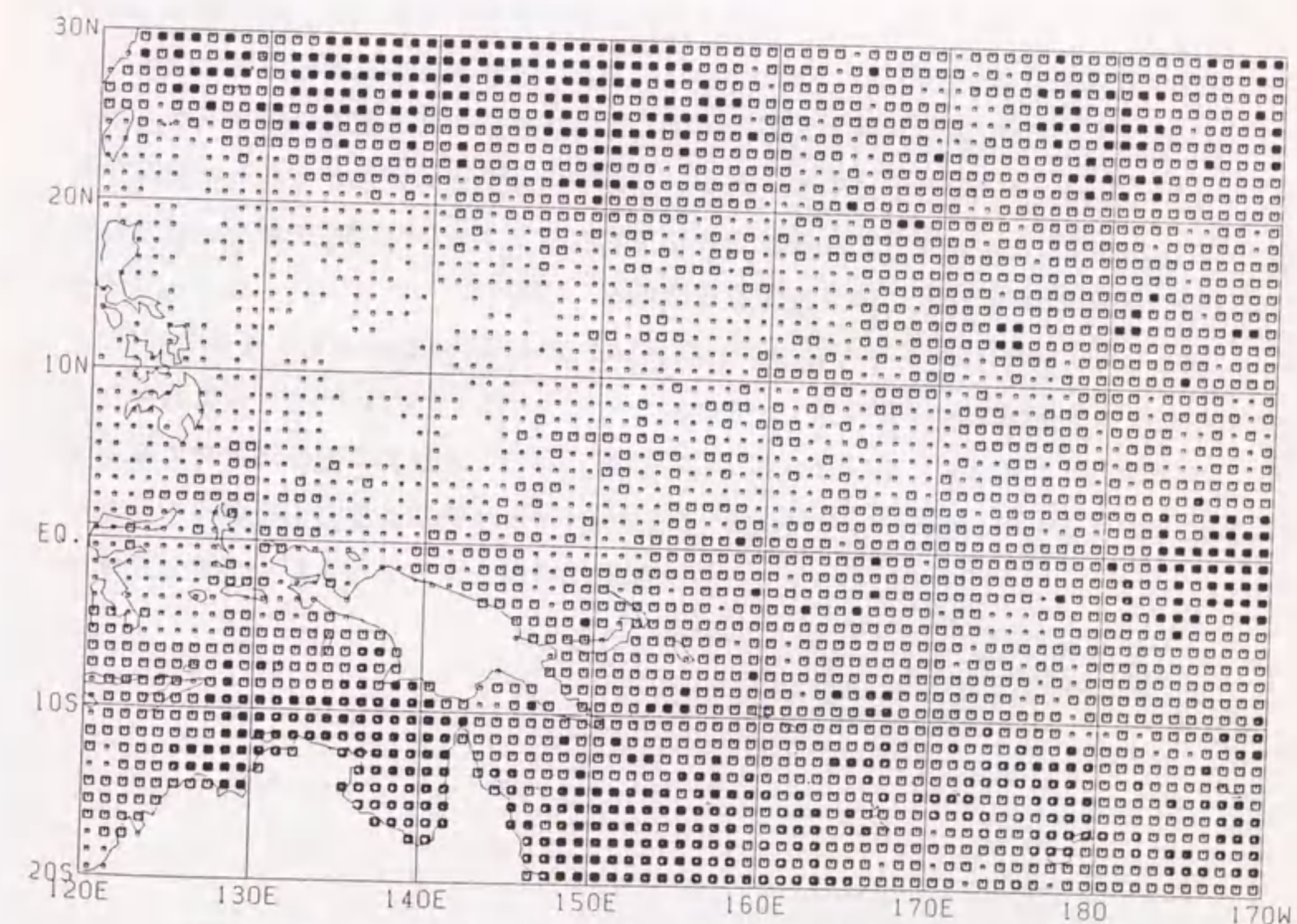


図4-1 1984年8月における緯度・経度 1° での海面温度（輝度温度差）が算出された日数を小さな点で5日以下を、□で5-9日を、■で10日以上を表わす。

4. 1. 2 水蒸気量

2. 5節で示したように晴天域での水蒸気量は $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ での輝度温度差($T_{BB_{11\mu\text{m}}} - T_{BB_{12\mu\text{m}}}$)から推定することが可能である。 $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ での水蒸気の吸収特性のちがいから大気中の水蒸気量が多くなればなるほど輝度温度差が大きくなる。ここでは水蒸気量の絶対値ではなく、指標として衛星の直下点にノーマライズした輝度温度差を用いる。輝度温度差は海面温度同様、晴天域でのみ計算される。水蒸気量の指標として緯・経度 2.5° での日平均値をもとに計算した衛星直下点にノーマライズした月平均輝度温度差を用いる。ここでの水蒸気量とは晴天域でのみ定義される輝度温度差であるため、雲のない大気状態での平均的な水蒸気量を表すことになる。また、水蒸気量の算出される個数は海面温度の個数と同じである。

4. 1. 3 対流活動

2. 3節で示したように、光学的に薄い巻雲系の雲と光学的に厚い積雲および積乱雲系の雲を輝度温度差から分類できる(Inoue, 1989)。ここでは巻雲系の雲を雲型判別により除去し、積雲および積乱雲系の雲を対流活動の指標に用いる。緯・経度 2.5° での -20°C より低温の積乱雲系雲の雲量および 200hPa 面の温度より低温の積乱雲系雲の雲量の月平均値を対流活動の指標として用いた。さらに別の対流活動の指標として、緯・経度 2.5° 内での積雲系雲の最低輝度温度を用いる。これにより、衛星が観測する地方時14時30分頃に緯・経度 2.5° 内で最も深い対流雲の輝度温度を算定することができる。これらの指標は日々緯・経度 2.5° で定義し、月平均値を算出する。第3章では衛星天底角が 30° 以下のデータのみを用いたがここでは衛星天底角 45° 以下までのデータを利用した。衛星天底角が 30° から 45° までのデータに対しては積雲系の雲を判別する輝度温度差の閾値を水蒸気の影響を考慮して 1.2°C とした。この値は衛星天底角 30° 以下のデータのみを用いた場合と衛星天底角が 30° から 45° までのデータを用いたときに解析領域での積雲系の雲量が同じになるよう経験的に決めた。

4. 2 対流活動、海面水温および水蒸気量の年平均分布の特徴

年平均での対流活動、海面温度および水蒸気量の西太平洋での特徴についてまず示す。図4-2(a)-(d)に1983年9月から1984年8月までの月平均値をもとに計算した年平均海面温度(a)、輝度温度差(b)、 -20°C 以下の積乱雲系の雲量(c)および積雲系雲の最低輝度温度(d)を示す。この解析期間は1982/83エルニーニョが1983年夏に終息に向かい(Ropelewski, 1984)、1983年11月に終わり(Bergman, 1984)、1984年6月-8月には通常の熱帯に戻った(Ropelewski, 1985)時期にあたる。海面温度の分布(a)では長期間平均値(例えばHorel, 1982)とほぼ類似のパターンを示しているが、特徴としては全体に高めで 29°C の海域がこの解析領域の大部分を占めており、ニューギニアの北に 29.5°C の等値線が見られる。また3つの特徴的な、帯状の相対的に暖かい海面温度域が 20°N 、 5°N および 10°S に沿って見られる。図には示さないが、緯度の高い領域で年変化が大きく($\sim 4^{\circ}\text{C}$)、解析領域の東側の赤道に沿った帯状の領域を除いた低緯度では年変化は小さかった($\sim 1.5^{\circ}\text{C}$)。輝度温度差の分布(b)はほぼ海面温度に似たパターンを示している。より大きな輝度温度差の領域は大まかに言って、より暖かい海面温度領域に一致している。海面温度と同様に3つの相対的に輝度温度差の大きい領域が見られる。 5°N に沿った中央の帯状の領域は海面温度のリッジとほぼ一致している。しかし北側のリッジの軸は海面温度のリッジの軸より北側に緯度で4度ズレており、南側リッジの軸は南側の海面温度のリッジの軸より南側に緯度で1度ズレている。図には示さないが、領域 $20^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}-160^{\circ}\text{E}$ および領域 $10^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{S}$ 、 $150^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$ で輝度温度差の年変化は大きく($\sim 1.5^{\circ}\text{C}$)赤道帯では年変化は小さかった($\sim 0.6^{\circ}\text{C}$)。

対流活動の指標である -20°C 以下の積乱雲系雲の雲量(c)で6%以上の領域と、積雲系雲の最低輝度温度(d)で 240K 以下の低温域は良い一致を示している。輝度温度が 240K の雲頂は熱帯の標準大気ではおよそ 10km に対応する。これらの図から積乱雲系雲の雲量の多い領域は積雲系雲の最低輝度温度が低く、対流が深い領域と一致していることが分かる。ITCZとSPCZがこれら2つの図でそれぞれ積乱雲系雲の雲量の多い領域および積雲系雲の最低輝度温度の低い領域として特徴づけられる。積雲系の雲の最低輝度温度の年変化は領域 $20^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}/130^{\circ}\text{E}-160^{\circ}\text{E}$ 、領域 $10^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{S}/150^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$ およびITCZで大きかった($\sim 70\text{K}$)。一方、領域 $5^{\circ}\text{N}-\text{EQ}/130^{\circ}-160^{\circ}\text{E}$ およびSPCZでは年変化は小さかった($\sim 25\text{K}$)。ニューギニアの北の海域やSPCZでは年間を通じて対流活動が活発で、その周辺やITCZで変動が大きかったことを示している。

2つの活発な対流活動域であるITCZとSPCZは大まかに言って海面温度の相対的に暖かい領域と一致している。しかし北側の海面温度のリッジは活発な対流活動域を伴っ

てはいない。積雲系雲の最低輝度温度の240 Kの雲域で定義される深い対流活動域は29°Cの海面温度の等値線よりも輝度温度差で2.1°Cの等値線との対応が良い。輝度温度差2.1°Cの等値線は深い対流活動をよく表現しているように見える。これらの年平均図は活発な対流活動と水蒸気量の多い（輝度温度差の大きい）領域との対応が、対流活動と海面温度との対応より良いことを示唆している。この傾向は月平均値でも同様に見られる。

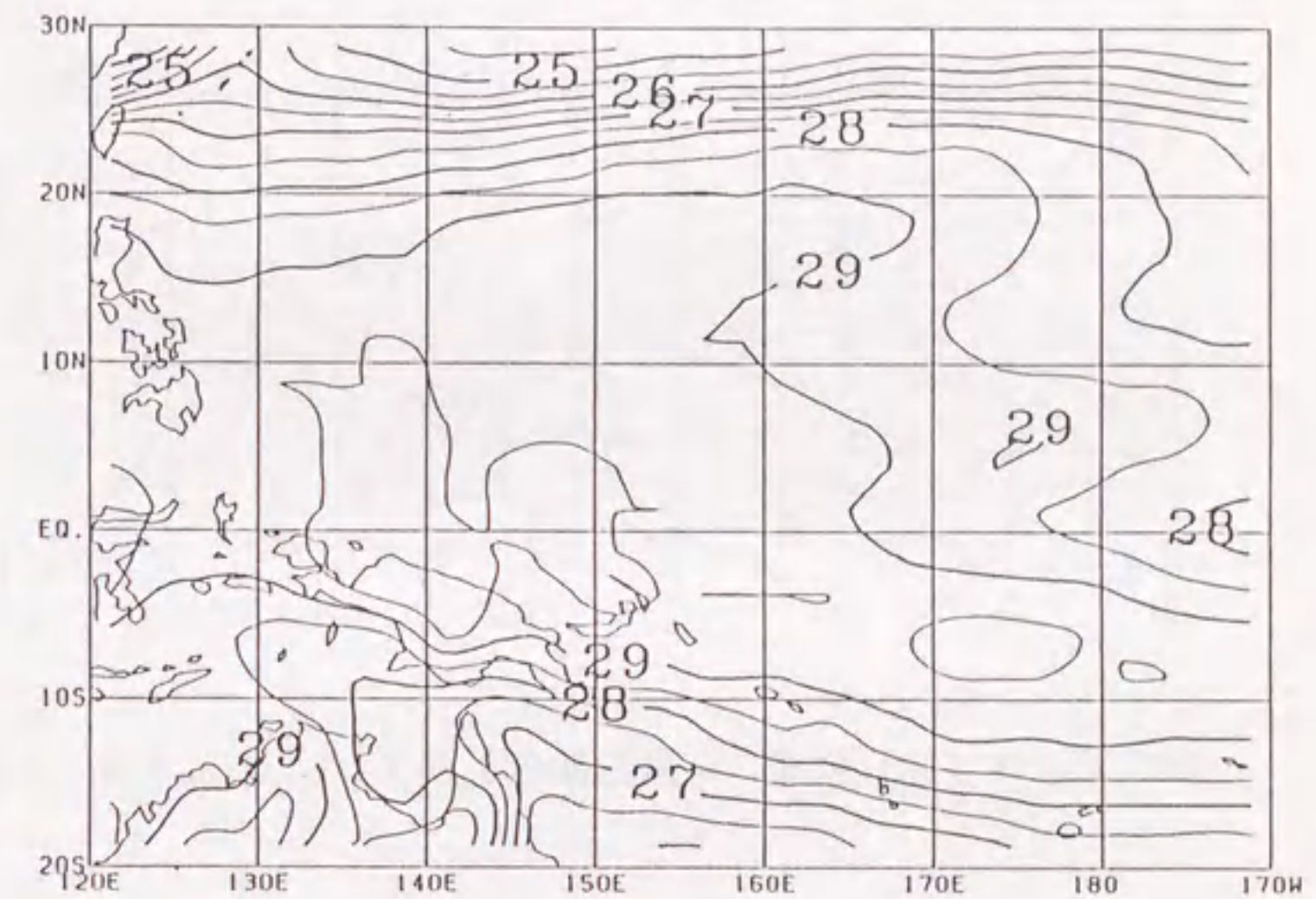


図4-2 a 緯度・経度2.5°の月平均から計算された海面温度(°C)の年平均値(1983年9月-1984年8月)

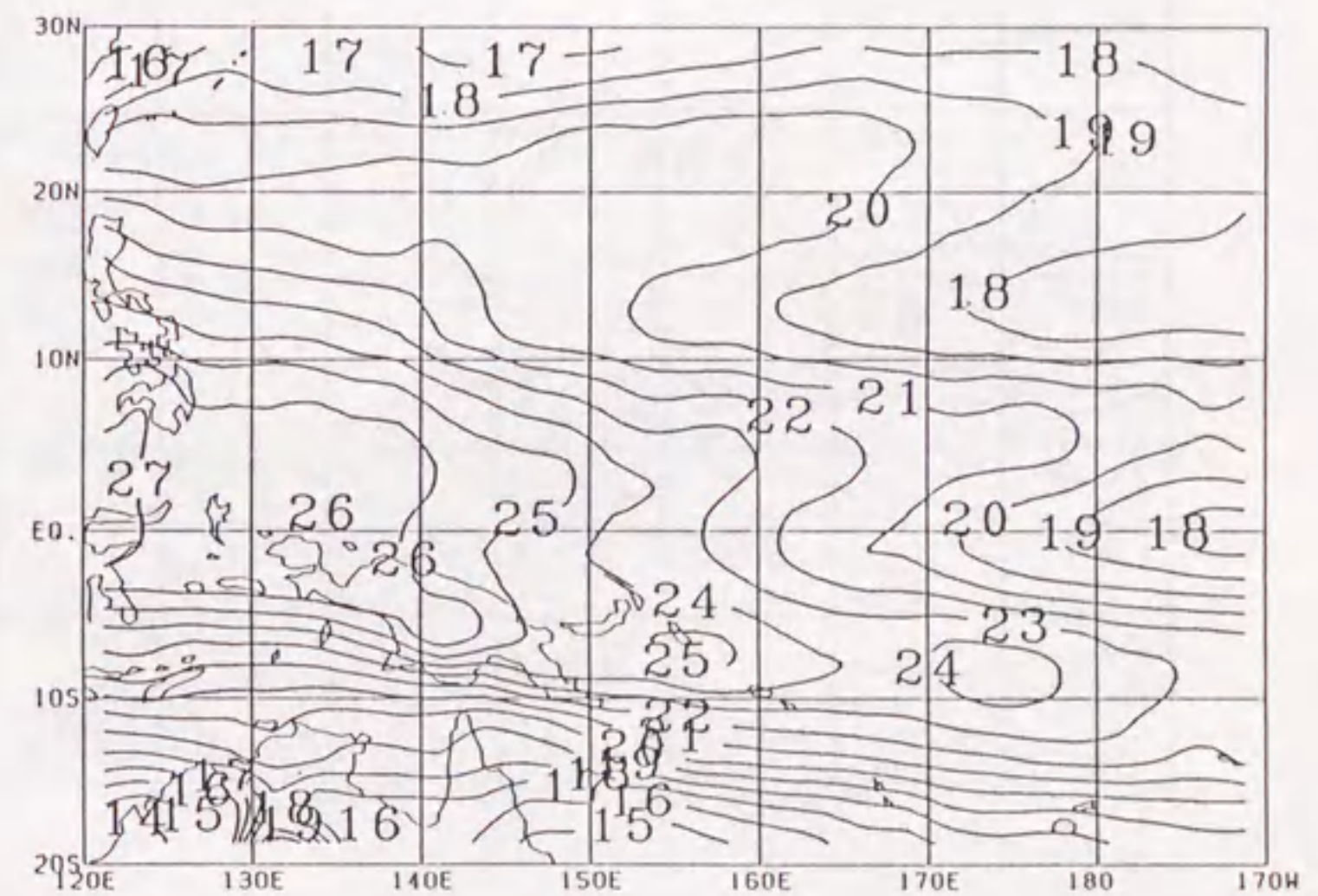


図4-2 b 輝度温度差(0.1°C)の年平均値

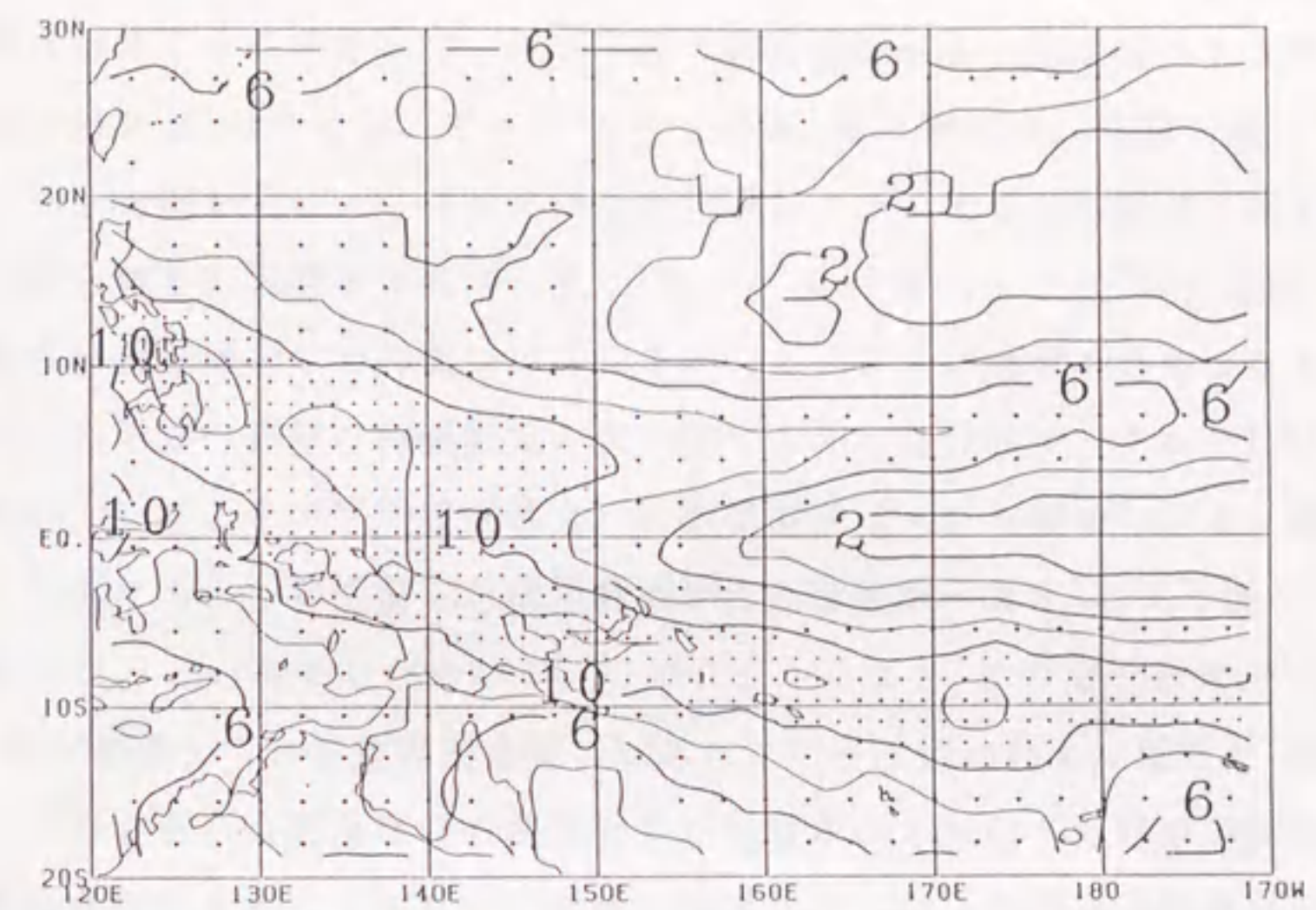


図4-2c -20°C 以下の積乱雲系の雲量(%)の年平均値

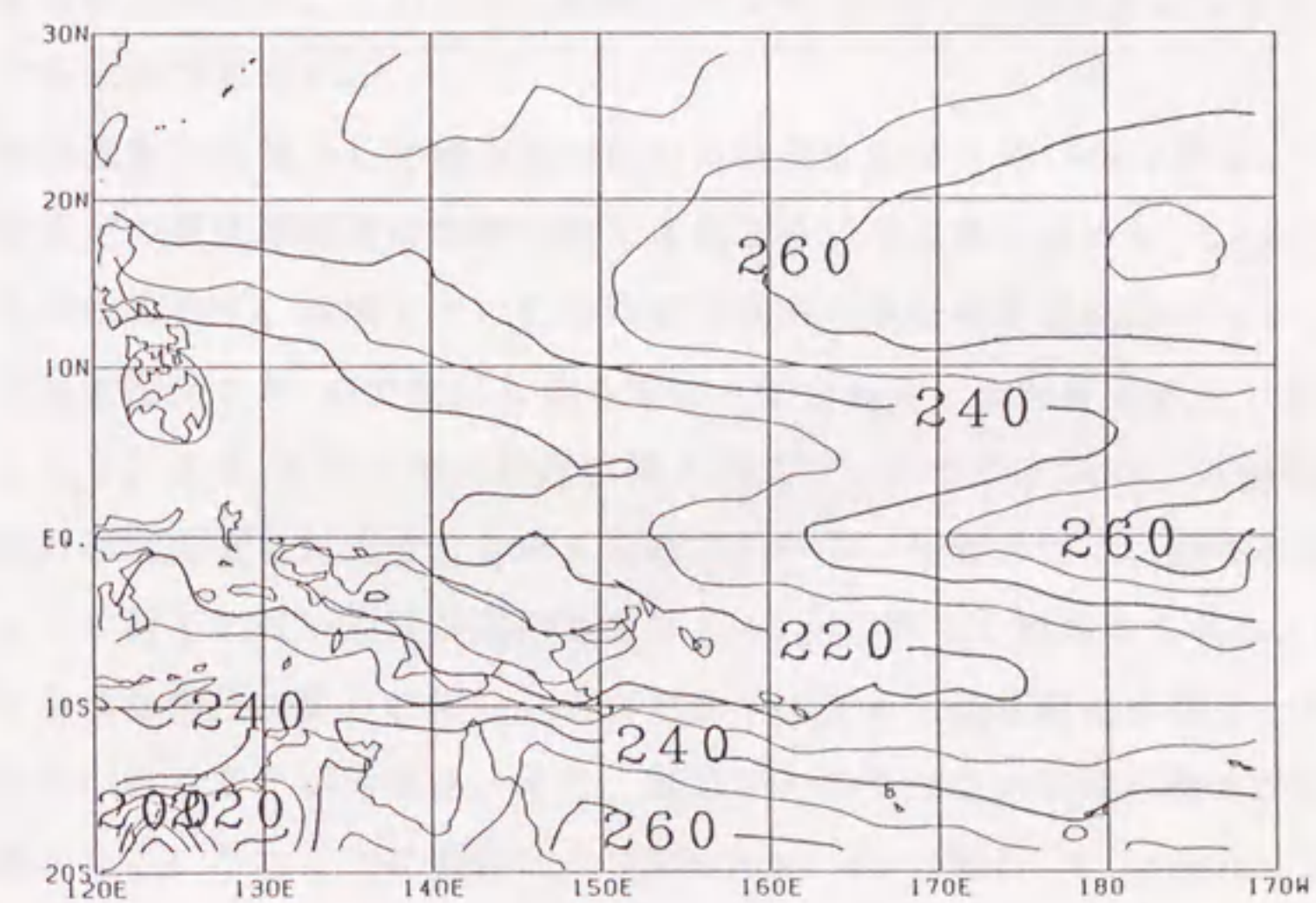


図4-2d 積雲系雲の最低輝度温度(K)の年平均値

4. 3 対流活動と海面温度

ここでは対流活動と海面温度との間の局所的な対応について調べる。対流活動は大気循環に影響されることを考慮して、西太平洋の解析領域を2つの比較的大きな地域に分割した。地域Ⅰは $20^{\circ}\text{N}-\text{EQ}$ 、 $130^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$ の範囲で、年間を通じて対流活動が活発なフィリピン南からニューギニアの北の領域およびITCZが顕著に見られる領域として特徴づけられる。地域Ⅱは $\text{EQ}-20^{\circ}\text{S}$ 、 $150^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$ の範囲で、SPCZが顕著に見られる地域として特徴づけられる。図4-3aは地域Ⅰでの200hPa面より背の高い積乱雲系雲の雲量と海面温度の散布図で12ヶ月分のデータから作成されている。海面温度 0.5°C ごとの平均値(黒丸)と標準偏差(—)も図中に示す。積乱雲系雲の雲量が5%を越えるような活発な対流活動域は海面温度が $\sim 28^{\circ}\text{C}$ より暖かい海域で急に発生しやすくなっていることが分かる。このことから 28°C の海面温度がGadgil et al. (1984)等が指摘している臨界面温度に対応していると思われる。地域Ⅱ(図4-3b)では地域Ⅰよりも低い海面温度域で積乱雲系雲の雲量が5%以上の対流活動域が現れやすい。しかも海面温度の上昇にともなって急激に雲量が5%以上の対流活動域が現れるのではなく、海面温度の上昇に伴って徐々に雲量が上昇している。地域Ⅰと地域Ⅱで本質的に海面温度と積乱雲系雲の雲量の間関係が異なっているのか、地域Ⅰでは海面温度が 28°C 以下になることが少なかったためなのか、ここでは結論は出せない。図4-3から平均値で見ると 28°C の臨界面海面温度を越えても海面温度の上昇に伴って積乱雲系雲の雲量が増加している様子が見られる。とはいってもより暖かい海面温度域でも雲量がほぼ0に近い値を示す海域は見られる。このような特徴は -20°C 以下の積乱雲系雲の雲量(図には示さない)でも同様であった。

また対流活動の指標として積雲系の雲の最低輝度温度を用いた(図4-4a、b)。月平均積雲系雲の最低輝度温度は地方時14時30分頃に緯・経度 2.5° 内で最も深い対流雲の月平均値を示す。地域Ⅰでは月平均積雲系雲の最低輝度温度が 240K 以下となる深い対流は海面温度 28°C で発生し始めることが分かる。また海面温度 28°C 以上でも対流は深くなり、 28°C 以下では対流の深さが抑えられることから、海面温度 28°C がいわゆる臨界面海面温度に対応すると考えられる。一方、地域Ⅱでは、積雲系雲の最低輝度温度が 240K 以下の深い対流が海面温度 27°C から発生し始めるものの、地域Ⅰに見られるような急激な変化は見られない。これら2つの図から積雲対流の深さと海面温度の間にはよい関係があることが分かる。また、地域ⅠとⅡではこの関連の強さが異なっていることも示唆される。これまでの調査ではGadgil et al. (1984)やGraham and Barnett (1987)に強調されているように対流活動は臨界面海面温度より高い海面温度とは無相関であるとされていた。しかし、ここでは対流活動の指標として積乱雲系雲の雲量を用いた場合にも海面温度が暖かくなるにつれて(臨界面温度を越えても)積乱雲系雲の雲量が増え、

対流活動は平均的にはより活発になることが示された。さらに対流活動の指標として積雲系雲の最低輝度温度を用いることによって、海面温度と対流の深さとの間により明瞭な対応関係があることを示した。

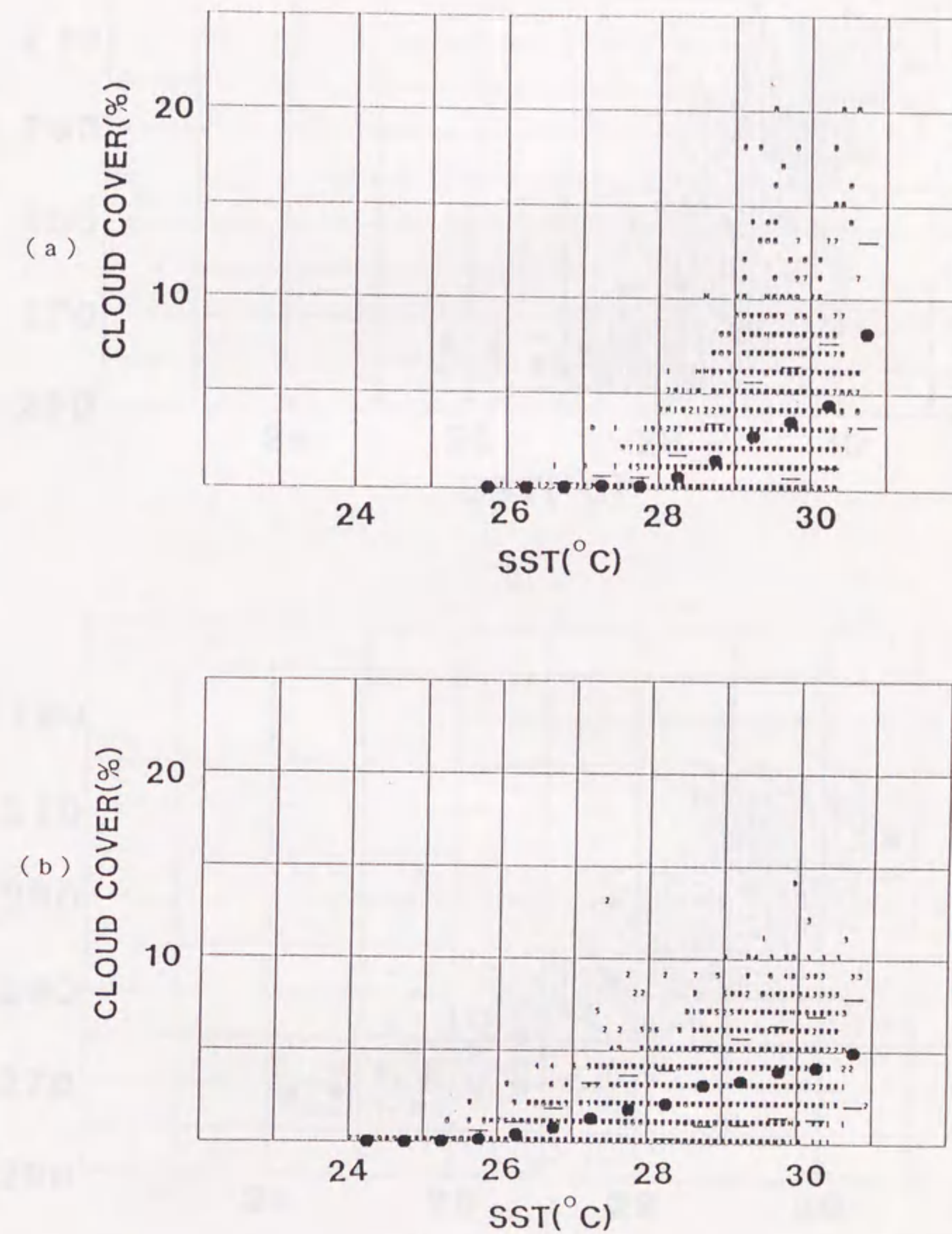


図4-3 領域Ⅰ、Ⅱ(a、b)での200hPaより背の高い積乱雲系の雲量と海面温度の散布図。

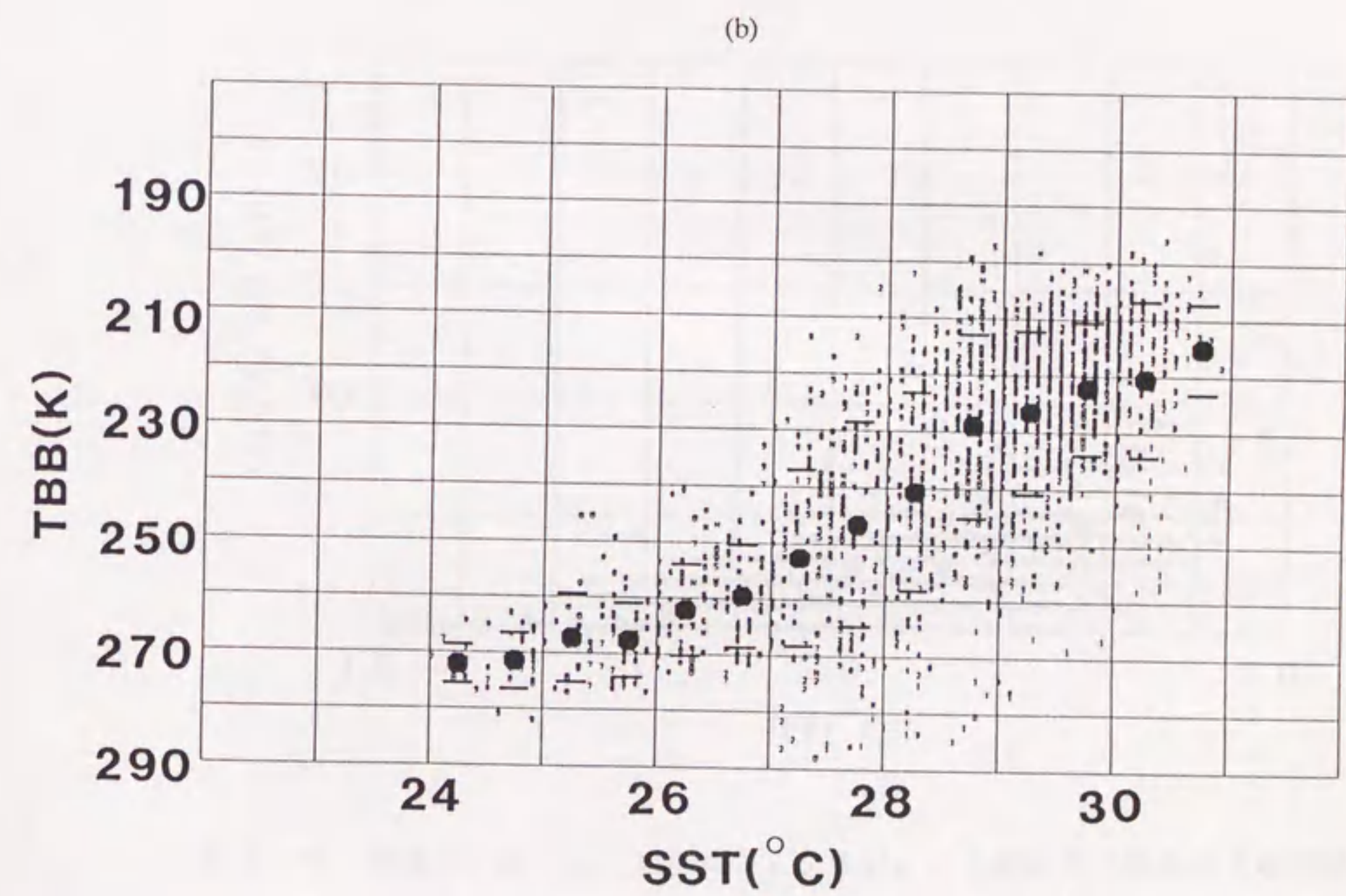
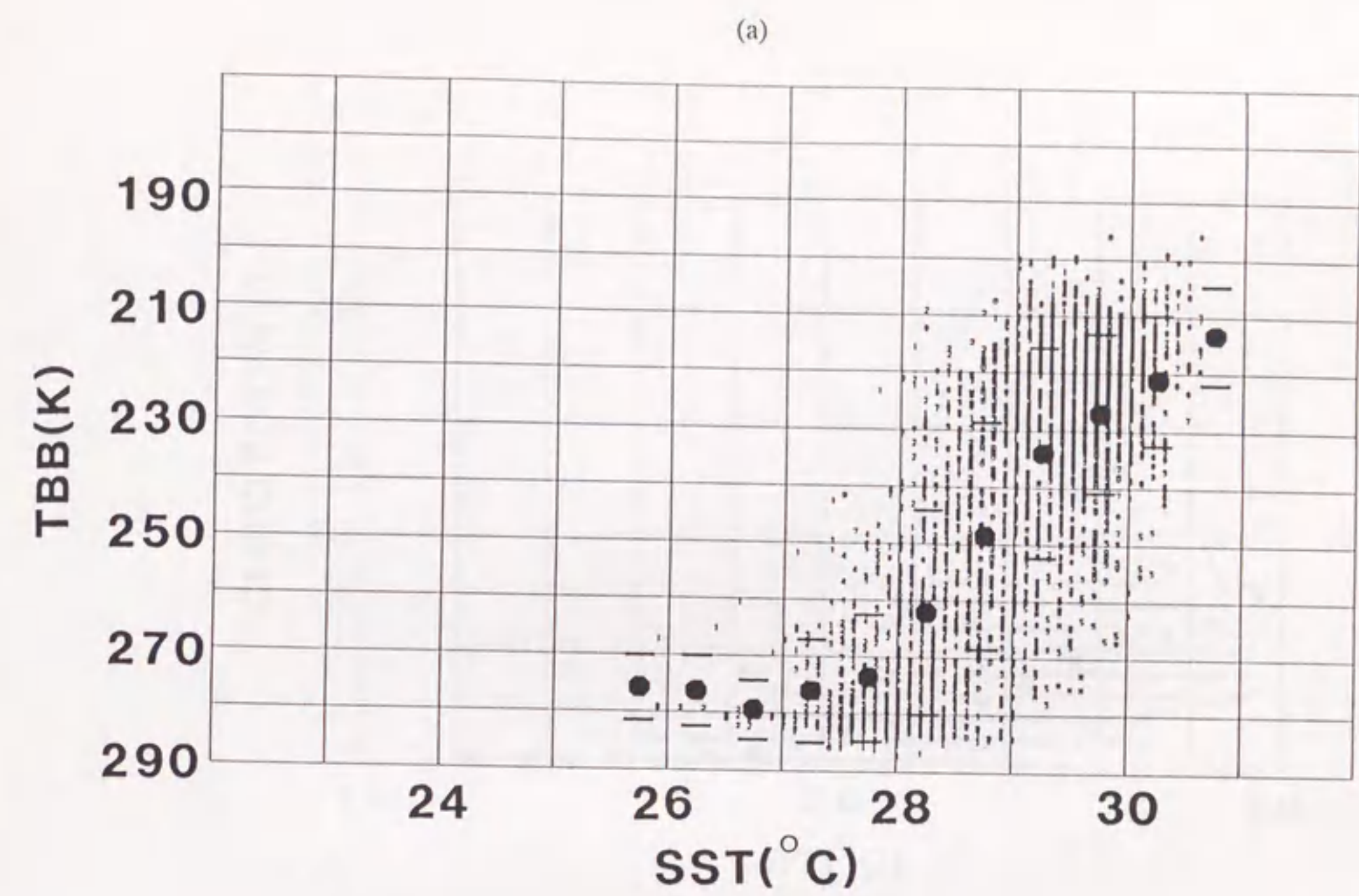
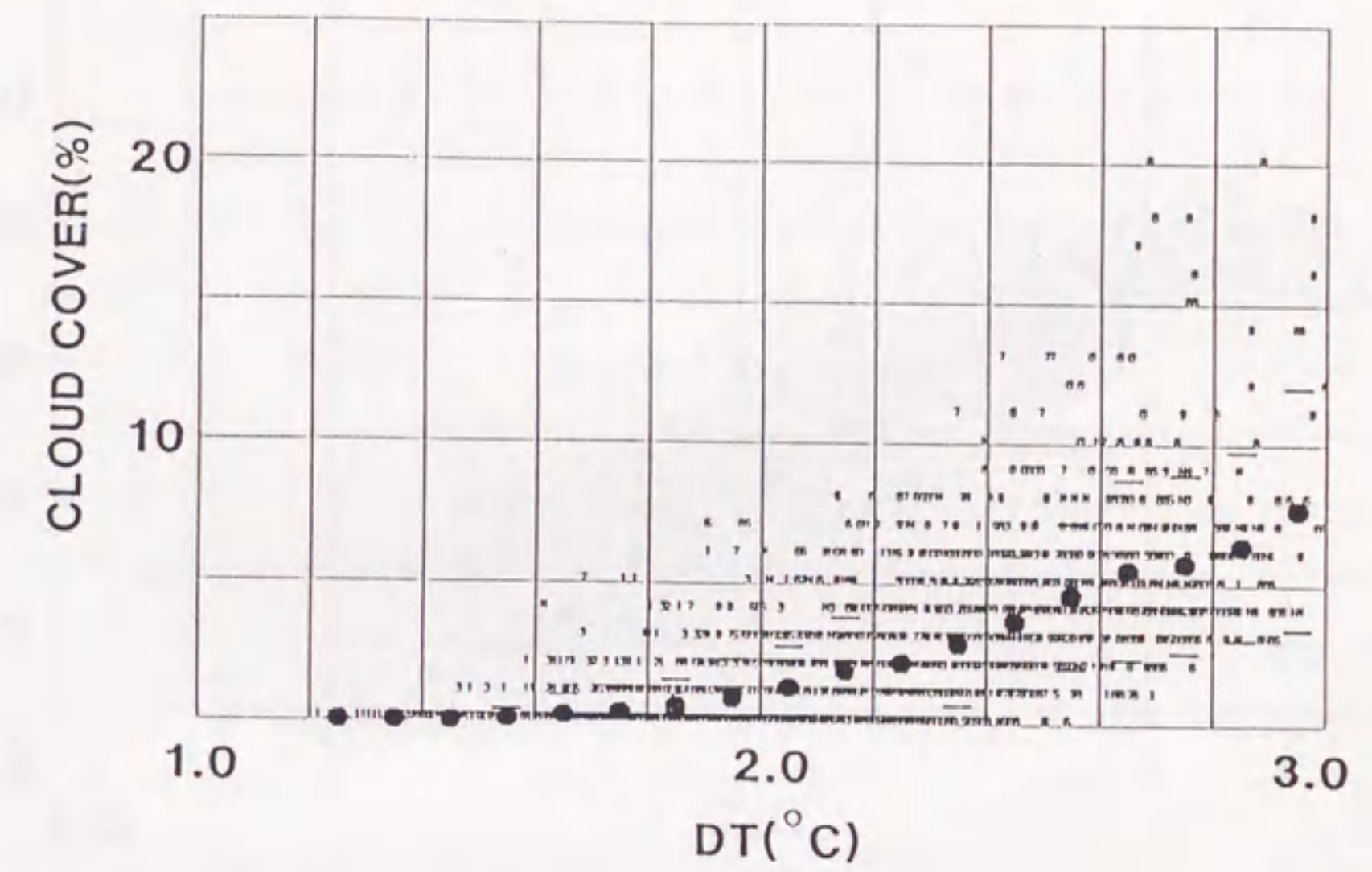


図4-4 領域I、II (a、b)での積雲系雲の最低輝度温度と海面温度の
散布図。

(a)



(b)

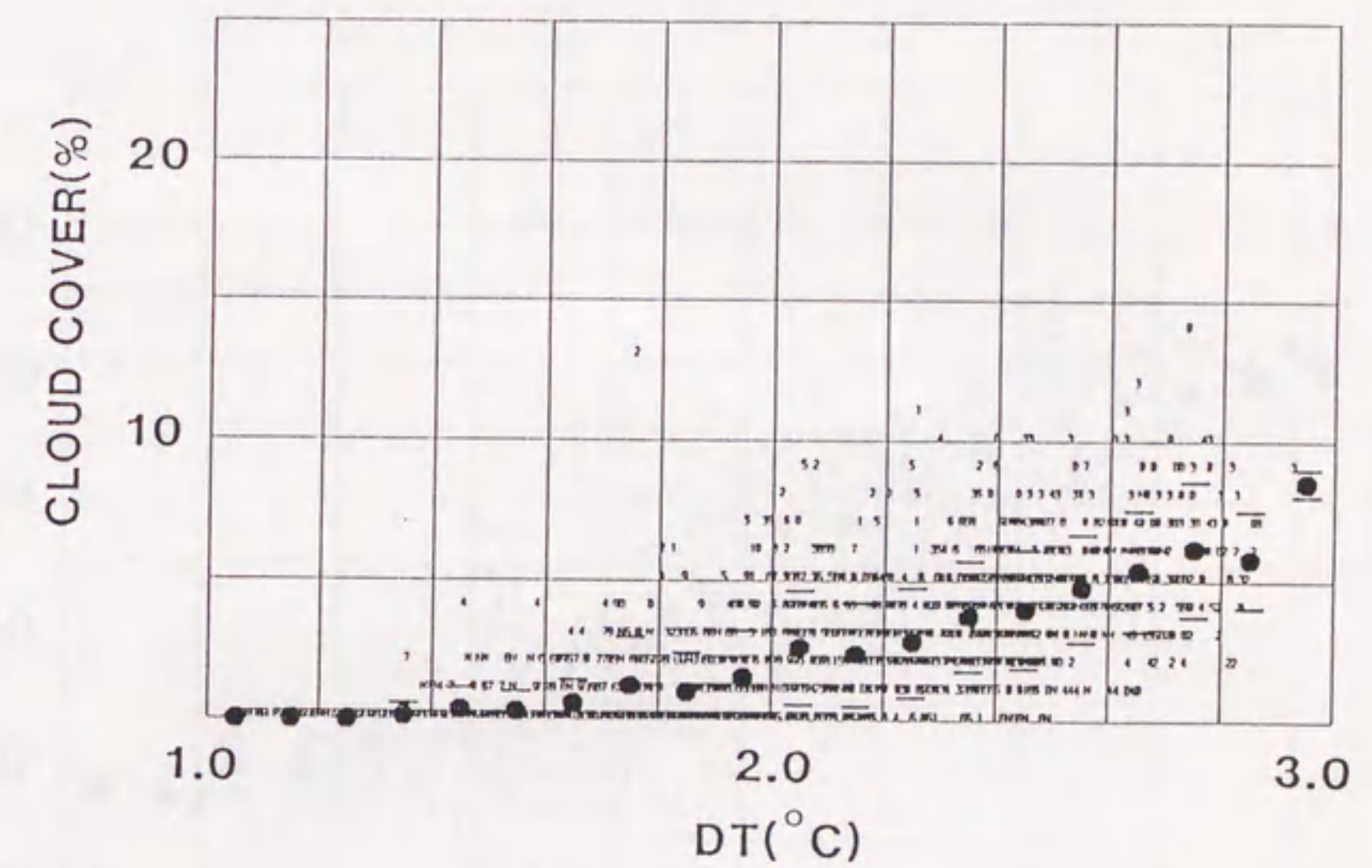


図4-5 領域I、II (a、b)での200hPaより背の高い積乱雲系の雲量と輝度温度差の散布図。

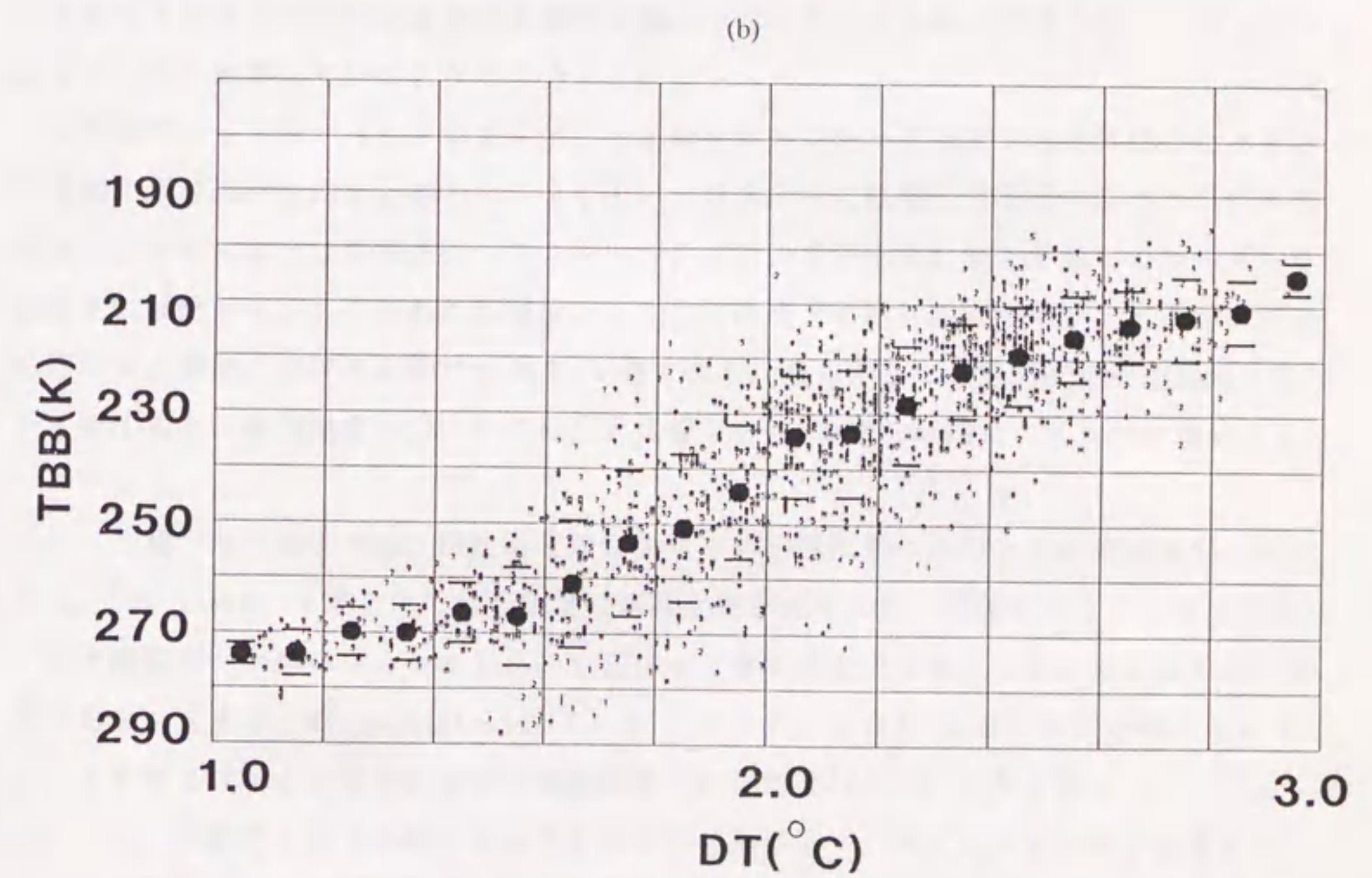
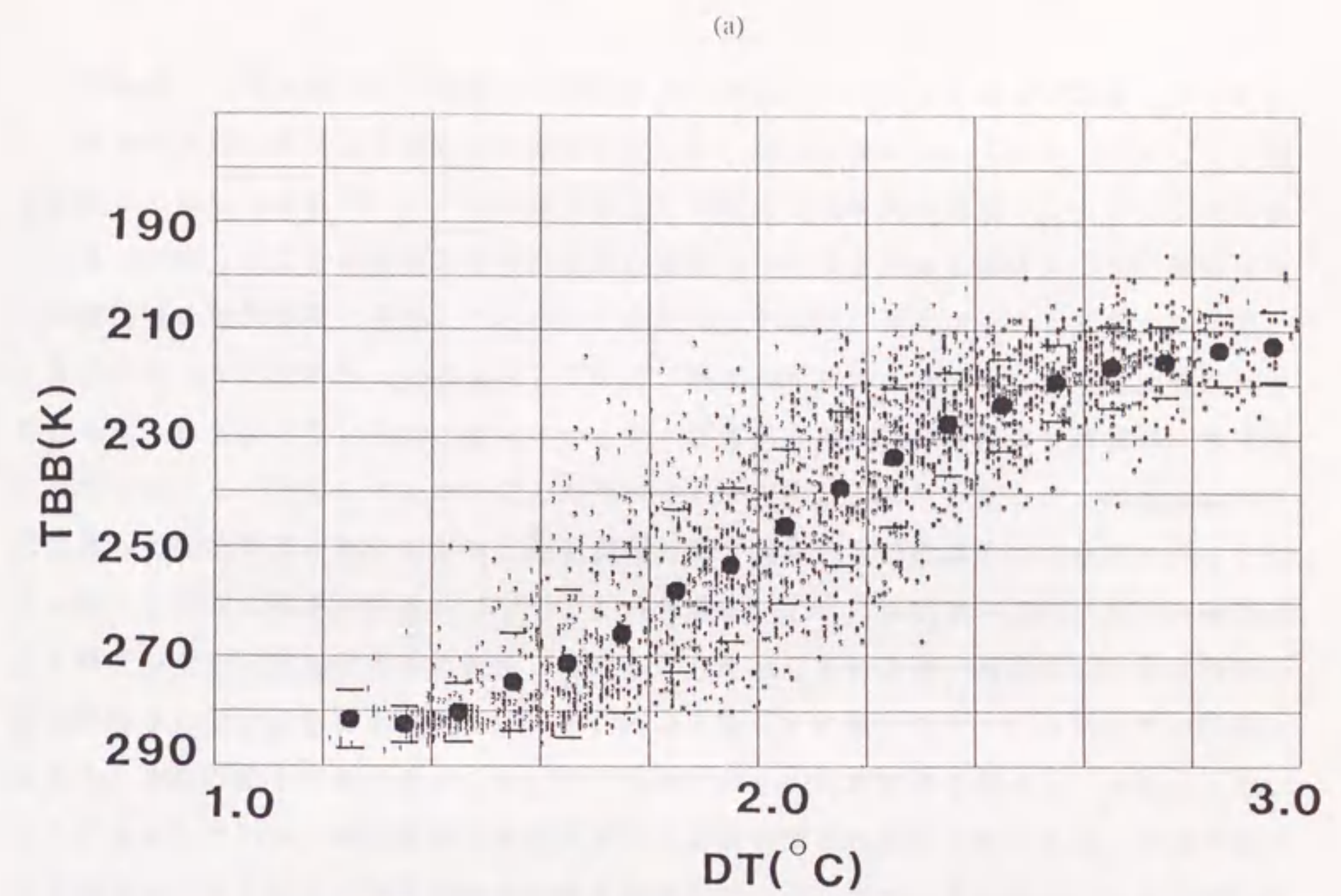


図4-6 領域Ⅰ、Ⅱ（a、b）での積雲系雲の最低輝度温度と輝度温度差の散布図。

4. 5 対流活動と海面温度／水蒸気量

海面温度と水蒸気量の対流活動との関係について図4-7(a)および図4-7(b)にそれぞれ地域Ⅰおよび地域Ⅱでの結果を示した。海面温度については 0.2°C ごと、輝度温度差については 0.1°C ごとの海面温度と輝度温度差を持つ海域が12ヶ月間に5例以上あった時、そこでの積雲系雲の最低輝度温度の平均値を計算し図中に示す。数字は平均輝度温度を絶対温度で表わしたときの10位の値を示す。例えば251 Kなら5 また 257 Kなら6 と四捨五入して表示している。輝度温度差からみると、輝度温度差が大きくなるにつれてより深い対流となっているが、輝度温度差が同じ条件では対流の深さは海面温度にほとんど依存していないことが分かる。一方海面温度から見ると、海面温度の上昇に伴って対流は深くなっており、海面温度が同じ条件では輝度温度差の増加に伴って対流の深さが非常に敏感に深まっていることが分かる。これらの図は一般的に対流は海面温度と輝度温度差の増加とともに深まっていることを示しているが、海面温度と水蒸気量の対流の深さに対する影響が異なっていることを示唆している。また、この図は月平均値でみると、海面温度と水蒸気量が与えられた海域では平均的な対流の深さがほぼ決まっていることも示している。海面温度と水蒸気量共に対流の深さと対応しているが、対流の深さは海面温度よりもむしろ輝度温度差に良く対応している。このことは図4-7の積雲系雲の最低輝度温度の等値線がほぼ海面温度の軸に平行であるように、対流の深さに対し輝度温度差が強く影響していることから分かる。

湿潤静的エネルギー ($h = C_p T + L q + \Phi$) はエンタレイメントを無視したときの対流雲の到達高度を示す指標としてよく用いられる。ここに示した対流の深さが主に水蒸気量に依存する理由は湿潤静的エネルギーでの空気の定圧比熱 C_p と潜熱 L のオーダーを比較すれば分かる。よく使われる単位として大気温度 T に絶対温度を用い、比湿 q に g/kg を用いると潜熱 L は定圧比熱 C_p の2.5倍である。したがって大気温度を海面温度と同じ仮定とすると、海面温度 2.5°C の増分と比湿 1 g/kg の増分が同じエネルギー増分となる。

2.5節で示したように、輝度温度差は大気中の可降水量の増加と共にほぼ線型に増加する。Liu (1986) は地上における比湿は可降水量と非常に良い関係にあることを全球的なゾンデ観測データから明らかにした。したがって輝度温度差は地上における比湿の良い指標であると言える。Minamitorishima ($24^{\circ}18' \text{ N}$ 、 $153^{\circ}58' \text{ E}$) 近海における1984年8月および2月における輝度温度差はそれぞれ 2.4°C および 1.5°C であった。一方、雲量が5以下の時にのみ00 GMTにおけるゾンデ・データを用い計算した1000 hPaにおける月平均比湿は8月では 19 g/kg また2月では 10 g/kg であった。このことから輝度温度差 0.1°C はおおよそ1000 hPaにおける比湿 1 g/kg に対応していることが分かる。以上より図4-7で積雲系雲の最低輝度温度の等値線は海面温度の

軸にはほぼ平行となる。

図4-7(a)から地域Ⅰでは積雲系雲の最低輝度温度240 K以下の深い対流は海面温度で28.2°C、輝度温度差で2.1°C以上の条件で発生している。一方、地域Ⅱでは、同じ深い対流は海面温度で27.2°C、輝度温度差で2.0°C以上の条件で発生している。一般的に、海面温度と輝度温度差が同じであれば地域Ⅱの対流は地域Ⅰの対流よりも背の高いものになっている。特に、積雲系雲の最低輝度温度が270 K以上の浅い対流については、地域Ⅰと地域Ⅱで海面温度と輝度温度差の条件に大きな違いがあることが分かる。より低い海面温度、より乾いた水蒸気量の条件でも地域Ⅱでは地域Ⅰより背の高い対流が形成されている。これらのことは地域Ⅰと地域Ⅱで力学的条件が異なることを示唆している。

図4-7は、さらに海面温度と輝度温度差の組合わせは図中のほぼ中央に集中しており、ランダムに散らばってはいない。一般的には水蒸気量は海面温度の上昇とともに増えていることが右上がりの分布から分かる。また各海面温度に対する輝度温度差の上限は地域Ⅰでも地域Ⅱでもほぼ同じであるが、下限は地域Ⅰの方が地域Ⅱよりも海面温度27°C-29°Cの範囲で小さい傾向にある。上限は海面温度に対応した飽和水蒸気で決ってしまうことが考えられる。下限については大気の乾燥を示しており、暖かい海面温度海域での組織化された対流活動によって引き起こされた大気の大規模な循環に伴った下降流による影響が現れていると考えられる。

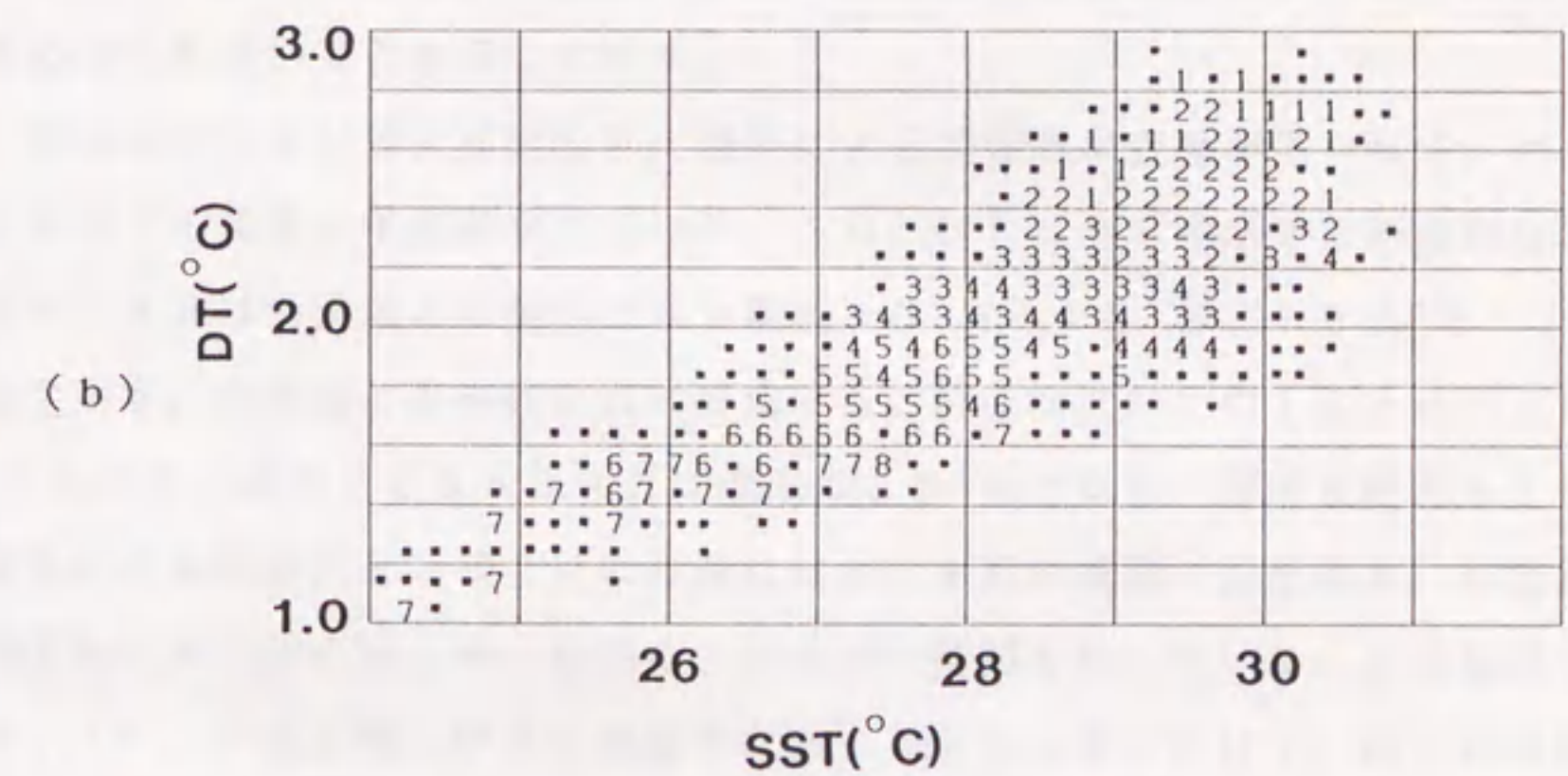
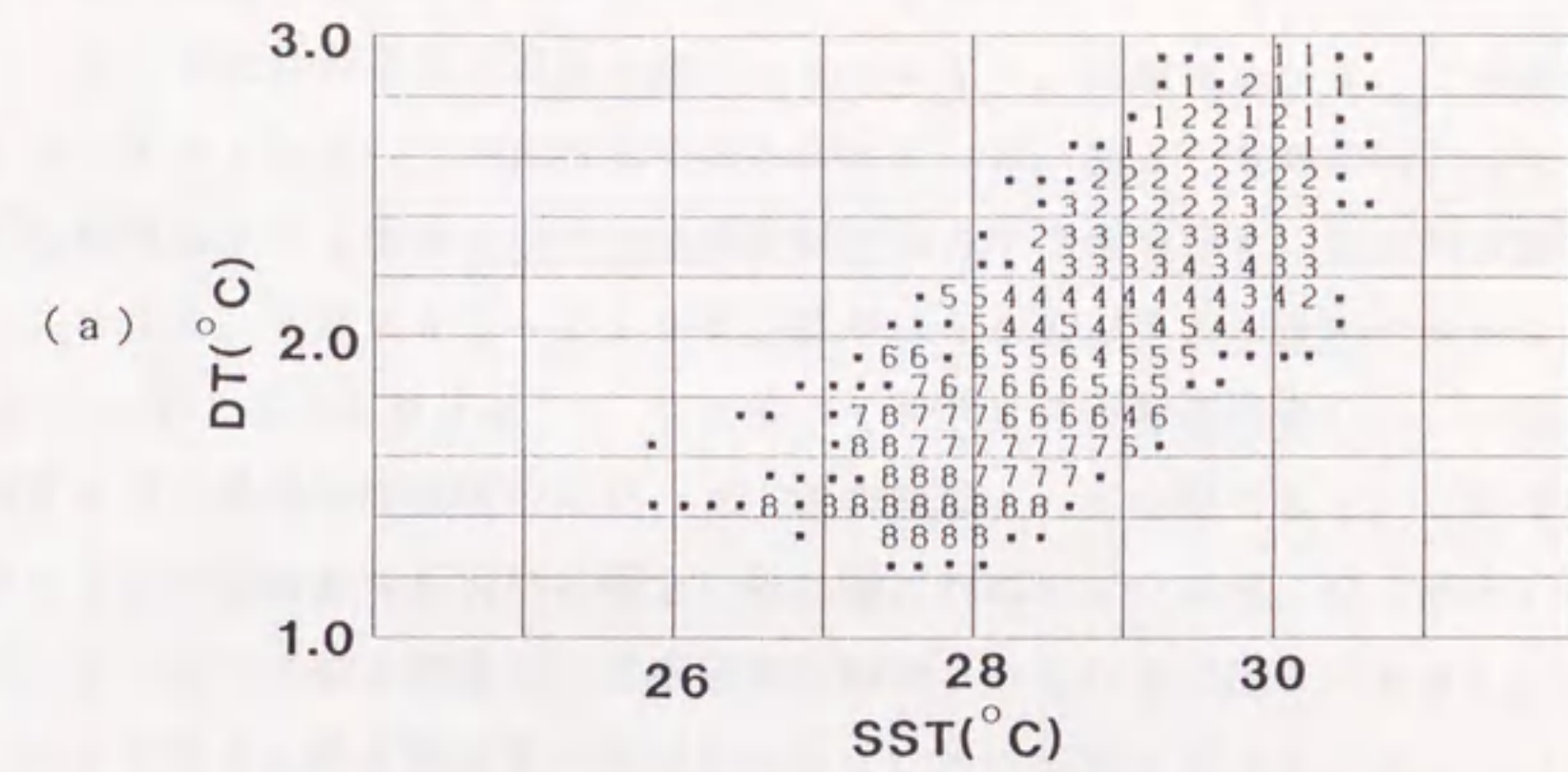


図4-7 領域Ⅰ、Ⅱ(a、b)での海面温度と水蒸気量(輝度温度差)に対する積雲系雲の平均最低輝度温度(Kで表わしたときの10位の数字)。点は観測数が5以下を空白はNo Dataを示す。

4. 6 地域的特徴

対流活動には ITCZ や SPCZ のように地域的な特徴が見られる。ここではまず 1984 年 1 月の平均値で場所による特徴を見る。1984 年 1 月における月平均海面温度と -20°C 以下の積乱雲系雲の雲量を図 4-8 a に示す。雲量は \triangle が 5~10%、 \diamond が 10~15%、 \star が 15% 以上の 3 段階で表わされている。図 4-8 b は同じ 1984 年 1 月の月平均輝度温度差と積雲系雲の最低輝度温度の月平均値を示す。最低輝度温度は \square が $240-230\text{K}$ 、 $*$ が $230-220\text{K}$ 、 \boxtimes が 220K 以下の 3 段階で表わされている。5°N に沿って ITCZ および 15°S に沿って SPCZ が雲量の多いバンド状の領域あるいは積雲系雲の最低輝度温度の低いバンド状の領域として認識できる。この ITCZ および SPCZ は海面温度の相対的に暖かい極大軸に対応しているが、最も暖かい海面温度域であるニューギニアの東の海域で対流活動が抑制されている (図 4-8 a)。この海域は図 4-8 b で見ると輝度温度差の相対的に小さい極小領域になっている。この 2.5°S に沿った対流活動の抑制されている領域は海面温度は高いが、比較的乾燥した (輝度温度差が小さい) 領域として特徴づけられる。また $20^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ 、 $140^{\circ}\text{E}-160^{\circ}\text{E}$ の領域も海面温度は比較的暖かいものの対流活動は抑えられている領域と言える。この領域もこの緯度帯のより東の領域から広がる乾燥域の一部として特徴づけられる。これらの乾燥した領域は対流活動の活発な ITCZ に起因する大規模な大気の流れの反映であると考えることが出来る。この図も、対流活動と輝度温度差との対応がむしろ対流活動と海面温度との対応よりも良いことを示している。

対流活動、海面温度および輝度温度差に、場所による特徴的な変動が見られる。ある場所ではこれらすべての要素に年変動が大きい、これに対してある場所では年変動は非常に小さい。図 4-9 a は各要素の変動が大きい領域 $20^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ での年変化を示す。各要素とも季節と共に変化する。海面温度は冬の 1984 年 2 月に最低の 26°C となり、夏の 1984 年 8 月に最高の 30°C となる。輝度温度差も 1984 年 6 月を除きほぼ海面温度と同様 2 月に最低になり、8 月に最高の値を示す。積雲系雲の最低輝度温度も 2 月に背の高さが一番低く、8 月に一番高くなっている。この領域では冬のアジアモンスーンの北西風に伴う下層雲が卓越する冬から春にかけて、深い対流活動が抑制されていることを示している。図には示さないが南半球の領域 $12.5^{\circ}\text{S}-17.5^{\circ}\text{S}$ 、 $150^{\circ}\text{E}-160^{\circ}\text{E}$ でも同様の季節に伴う (北半球とは逆の) 大きな変化をしている。

図 4-9 b は各要素の年変化が非常に小さくかつ各要素が大きな値を示す領域 $5^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ での年変動を示す。この領域は一年を通じて海面温度が 29°C 以上で輝度温度差も 2.3°C 以上を示し、非常に背の高い対流が卓越する地域として特徴づけられる。同様な特徴を持つ地域としては、SPCZ の、 $12.5^{\circ}\text{S}-17.5^{\circ}\text{S}$ 、

170°E-180°Eの領域でも見られる。

ITCZが顕著に見られる領域10°N-5°N、170°E-180°Eでの年変化を図4-9cに示す。解析期間中の1984年2月-5月にかけて積雲系雲の最低輝度温度の平均値は240Kより暖かくITCZの対流活動は抑制されている。この領域での海面温度の特徴は一年を通じて28°Cより暖かく年変化も小さい。一方、輝度温度差は非常に大きく変動しており、84年1月から5月にかけて輝度温度差は2.0°Cより小さくなっている。輝度温度差の年変動と対流活動はほぼ対応した変動を示している。

図4-9dはITCZの北側で年間を通して対流活動が抑制されている領域17.5°N-12.5°N、175°E-175°Wでの年変化を示す。海面温度は84年2月に27°Cの最低値を示し、84年8月には29°Cの最高値を示す。夏の海面温度が比較的暖かい時期でも積雲系雲の最低輝度温度で250K以上であり、対流活動は抑制されていると言える。輝度温度差は夏の大きい時には2.0°Cを越え、83年10月や84年8月には2.1°C以上になっているものの対流活動は抑制されている。この領域では4.5節で示した深い対流が発生する海面温度や輝度温度差の条件は揃っているにもかかわらず対流は深くなっていない。このことは海面温度や水蒸気量だけでは深い対流を理解するには十分ではなく、大規模な大気循環に伴った風場の情報も重要であることを示唆している。図には示さないが、このように対流活動が抑制されている地域としては、ITCZとSPCZに挟まれた、今回の解析領域の東側に位置する赤道沿いの狭い領域にも見られる。

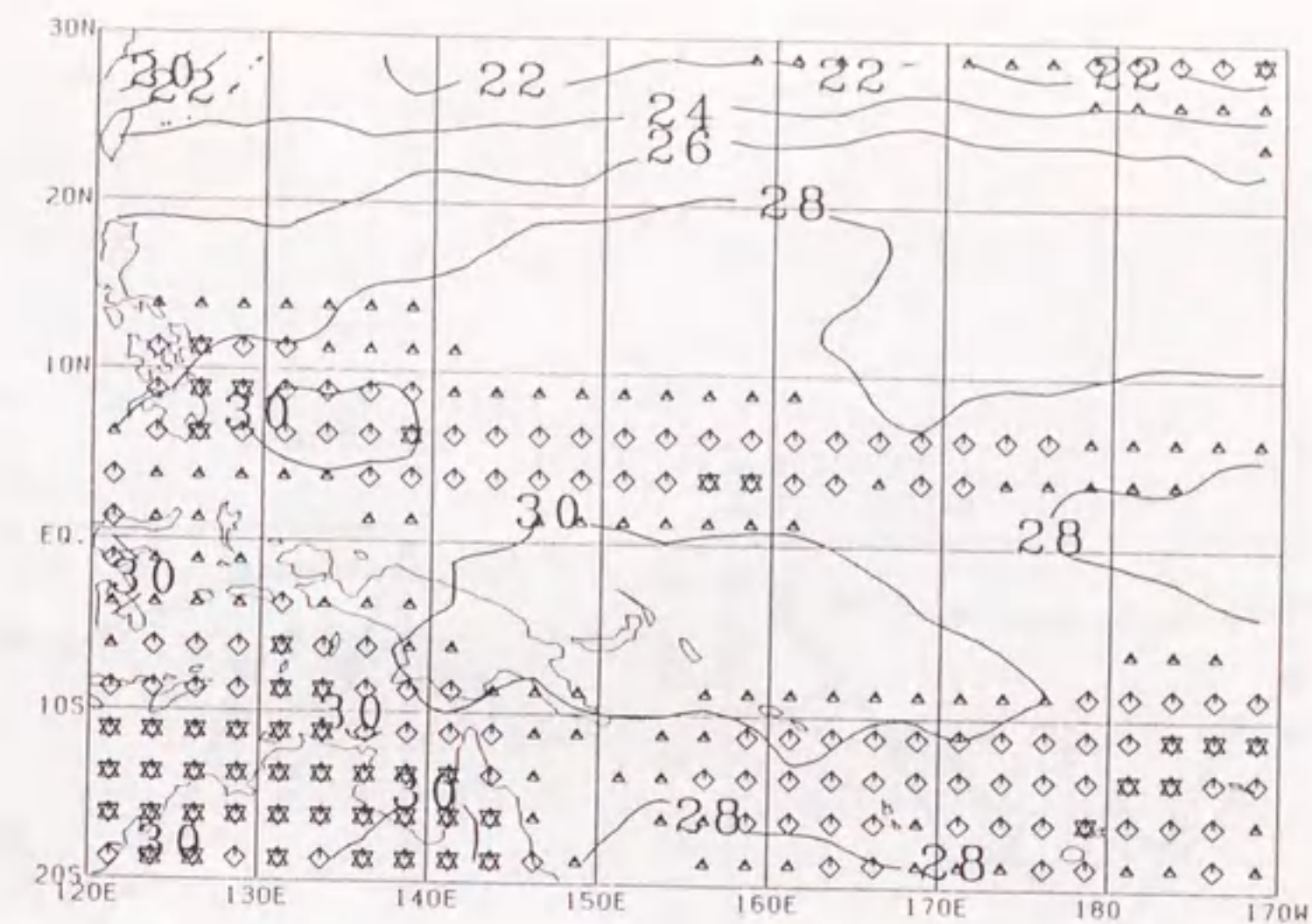


図4-8 a 1984年1月の月平均海面温度と -20°C 以下の積乱雲系の雲量。

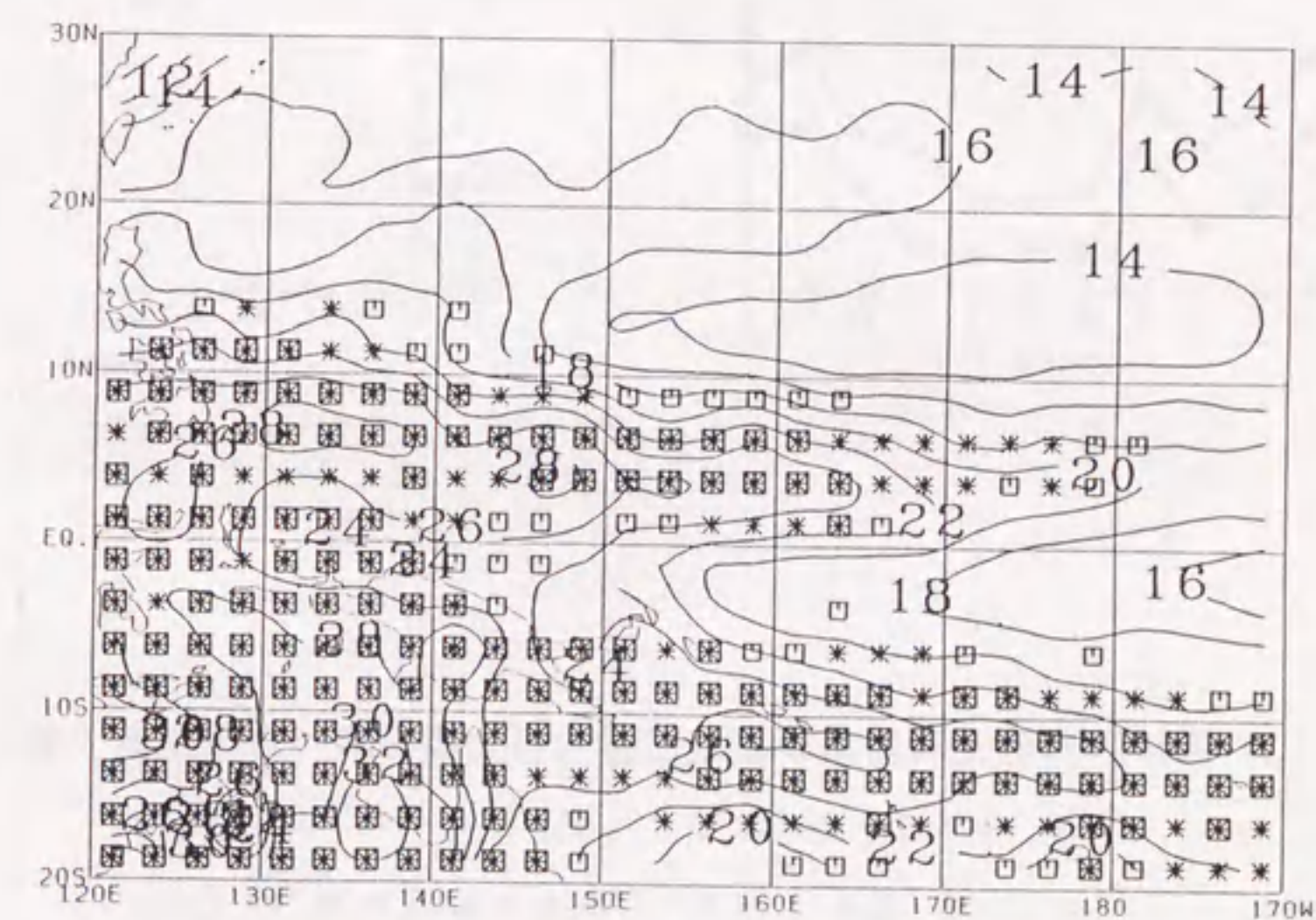


図4-8 b 1984年1月の月平均輝度温度差と積雲系の平均最低輝度温度。

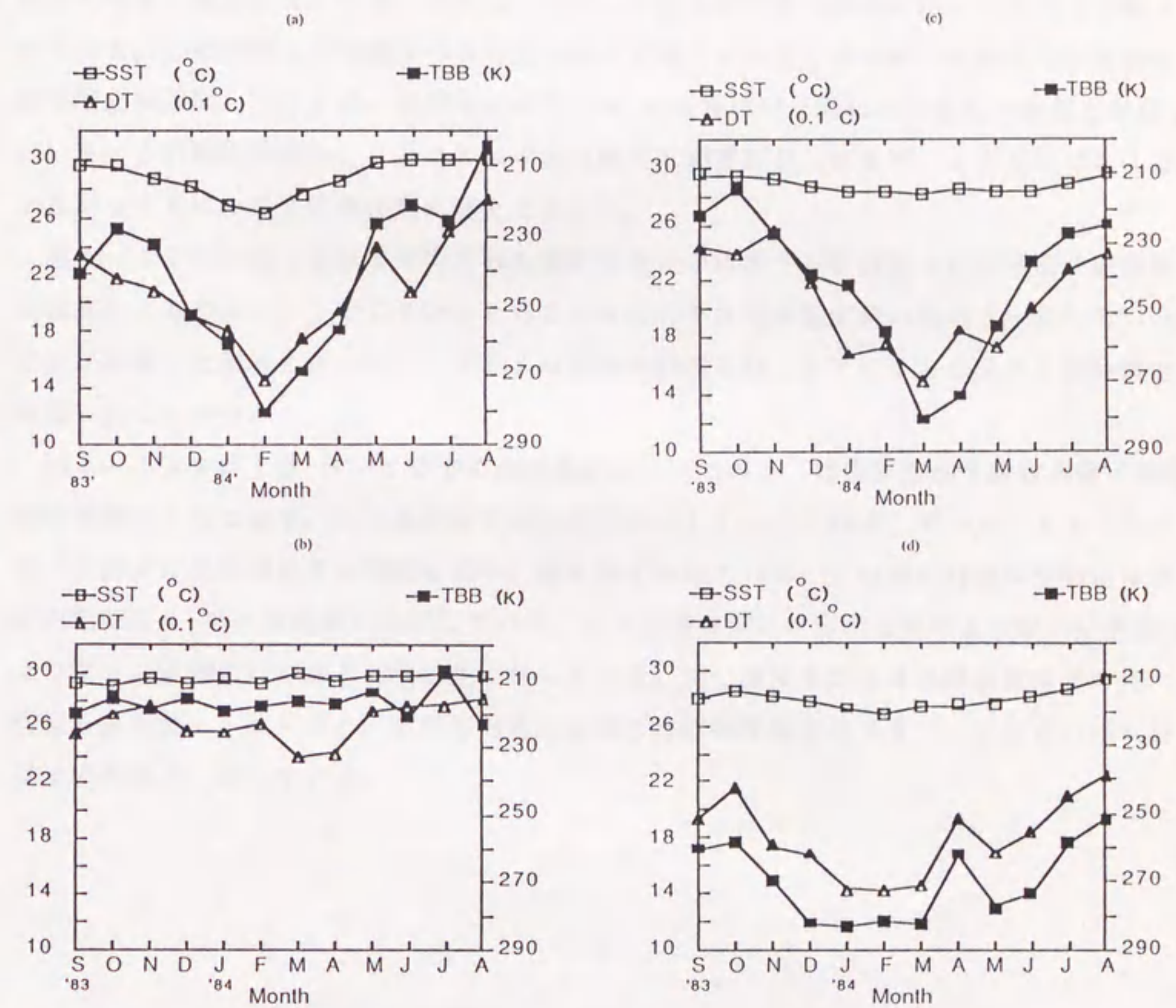


図4-9 海面温度、輝度温度差、積雲系雲の最低輝度温度の年変化。

(a) 20°N-15°N/130°E-140°E

(b) 5°N-EQ/130°E-140°E

(c) 10°N-5°N/170°E-180°E

(d) 17.5°N-12.5°N/175°E-175°W

4. 7 時間断面

160°E-170°Eで平均された海面温度についての緯度-月断面図を積雲系雲の最低輝度温度とともに図4-10aに示す。最低輝度温度は3段階で表わし、□は240-230K、*は230-220K、■は220K以下を表わす。図には2サイクル分を表示している。ITCZとSPCZに対応する2つの活発な対流活動域が带状に海面温度の相対的な極大域上に見られる。この2つのバンドは比較的狭い赤道に沿った領域で分離されている。この領域はやや低めの海面温度域に対応している。南半球では活発な対流活動域が南北に移動しているが、ほぼ海面温度28°Cの海域の季節による南北の移動と対応している。この解析期間中、SPCZは年間を通じて顕著に見られるが、ITCZは84年2月から4月にかけて対流活動が弱まっている。

図4-10bに同じ領域で平均された輝度温度差の緯度-月断面図を積雲系雲の最低輝度温度とともに示す。ITCZとSPCZはほぼ大きな輝度温度差の領域と一致している。比較的乾燥した領域によって、ITCZの活動が抑制され、ITCZとSPCZが分離されていることが分かる。

図4-11aは10°N-EQでの海面温度についての月-経度断面図を積雲系雲の最低輝度温度とともに示す。この緯度帯での対流活動はITCZに対応している。ITCZの東への拡大は北半球の夏に明瞭に表れ、春に抑えられている。この深い対流の変動はほぼ海面温度29°Cの等値線に同期している。また対流の深さは海面温度のより暖かい西側でより深く、東側に行くほど対流は浅くなっている。同じ緯度帯における輝度温度差の月-経度断面を図11bに示す。活発な対流活動域はほぼ輝度温度差で2.1°Cあるいはそれ以上の海域と一致している。

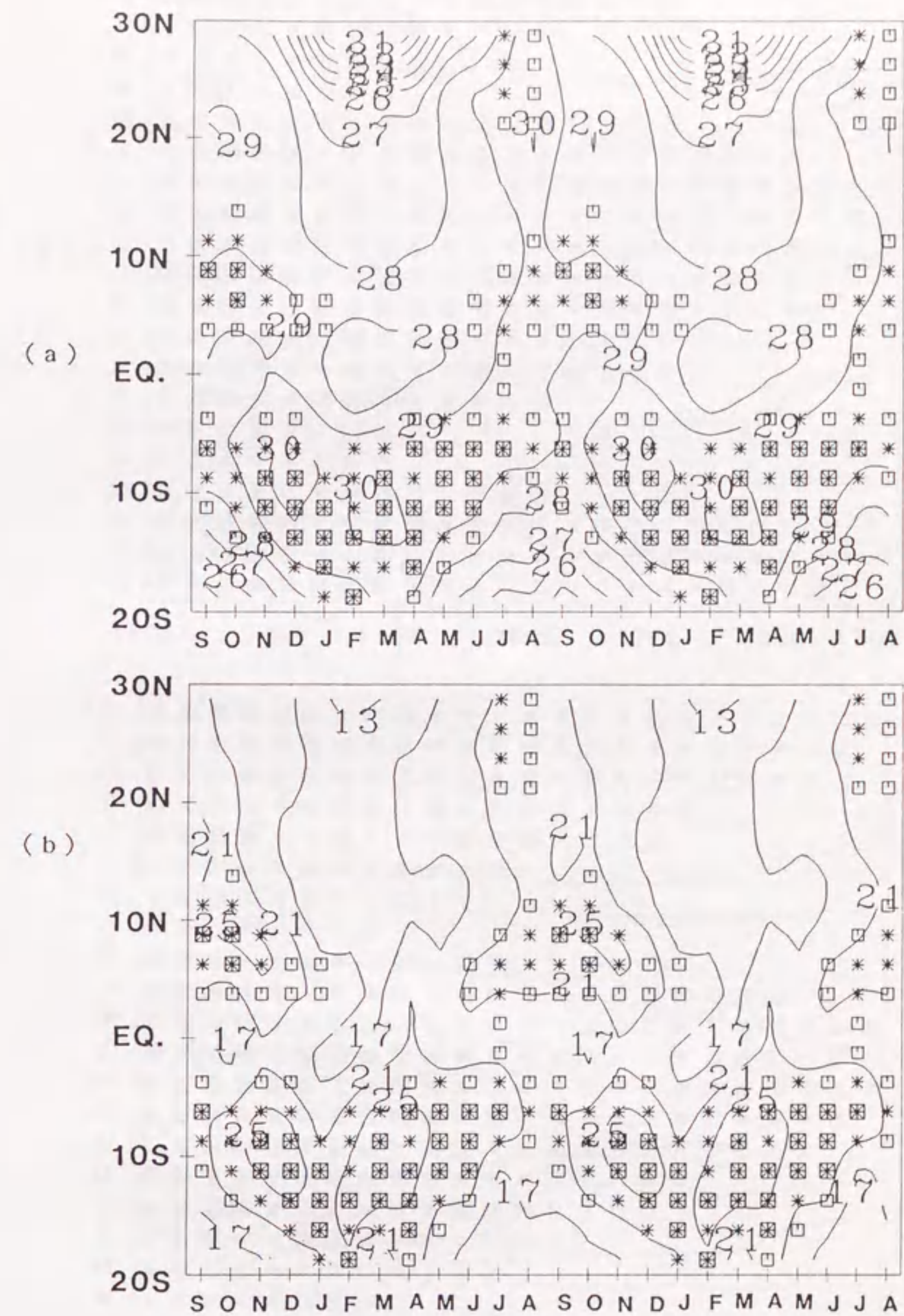


図4-10 170°E-170°Wで平均された海面温度 (a) と緯度温度差 (b) の緯度-月断面図。積雲系雲の最低緯度温度を□で240-230 K、*で230-220 K、⊠で220 K以下の3段階で表わす。

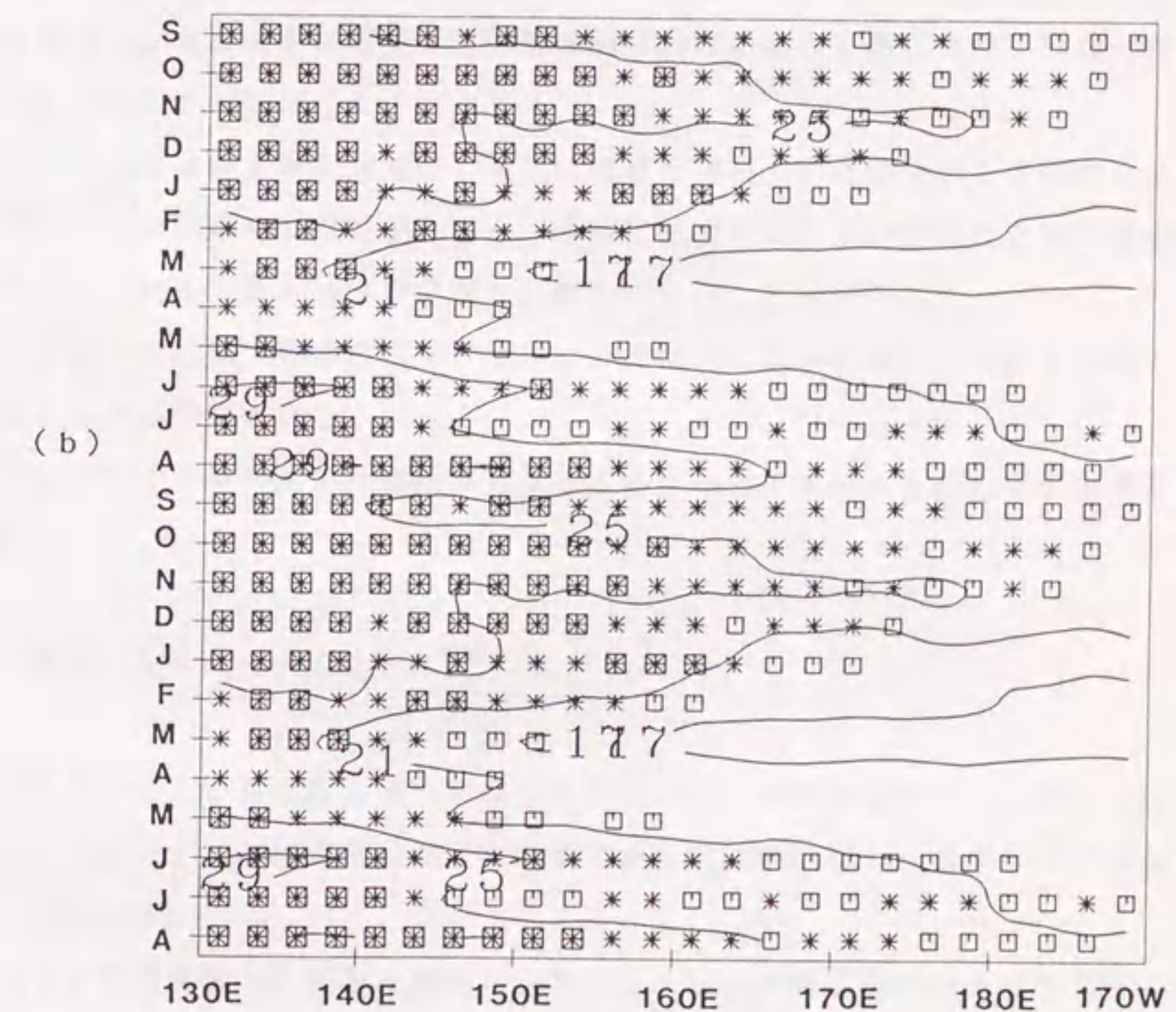
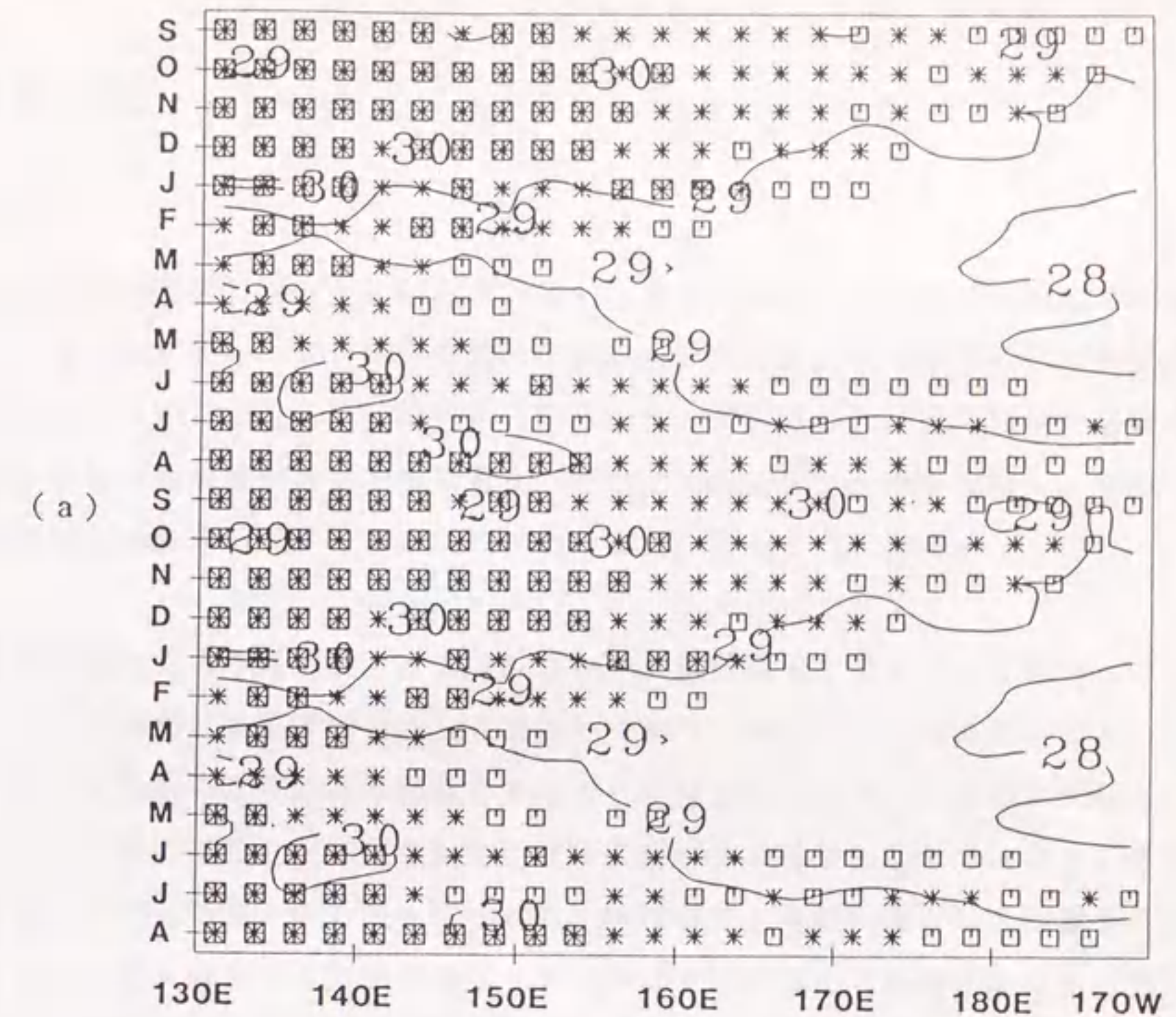


図4-11 10°N-10°Eで平均された海面温度(a)と緯度温度差(b)の月-経度断面図。積雲系雲の最低緯度温度は図4-10と同じ。

第5章 まとめと考察

5.1 まとめ

本研究では、極軌道衛星NOAAに搭載されているAVHRRのSplit Window データ ($11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$) をもとに積雲系の雲と巻雲系の雲を客観的に判別する手法を開発し、熱帯太平洋域についてこれらの雲の分布の特徴について調査した。さらに対流活動に密接に関連している海面温度および水蒸気量を Split Window データから算定し、対流活動との局所的な対応を調査した。その結果をまとめると以下のようになる。

熱帯は水蒸気の潜熱を雲や降雨という形で放出し、大気大循環の熱源として特徴づけられる。熱帯における降雨は積雲対流を通して発生しており、降雨を伴う対流性の雲と、降雨を伴わない例えば巻雲のような雲を区別できることが望ましい。また、巻雲は太陽光の大部分を占める短波長に対してはほぼ透明で、地球表面からの放射に対してはより不透明で地上気温を暖める温室効果があるとされており、放射収支上重要な雲として特徴づけられる。このように雲量が同じでも雲種が異なっていれば大気に与える影響は異なり、雲型を分類することが必要である。これまでの衛星による雲解析では雲の種類を分類したものはほとんどなかった。本研究では雲型（雲物理学的な分類ではなく衛星気象学的な分類）に関して次のようなことが分かった。

- 1) $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差の大きい雲域と可視・赤外画像から主観的に判別される巻雲が良い対応をしている。またこの輝度温度差の小さい雲域と下層の積雲や対流活動の中心付近に見られる積乱雲との対応が良いことも分かった。
- 2) 下層の積雲や積乱雲で輝度温度差が小さいことは、これらの雲が十分厚く黒体と仮定できることから理解される。
- 3) $11\mu\text{m}$ (チャンネル4) の射出率 E_4 と $12\mu\text{m}$ (チャンネル5) の射出率 E_5 の間に次式

$$E_5 = 1 - (1 - E_4)^{1.08}$$

のような関係があることが積乱雲に伴うアンビル8例のデータから分かった。巻雲で輝度温度差が大きいことは、この波長帯に対して巻雲による散乱を無視した簡単なモデルおよび上式から説明できる。

- 4) このような輝度温度差の特徴を利用し、かつ $11\mu\text{m}$ の輝度温度から雲頂温度に関する情報を抽出することによって雲型を分類する客観的手法を開発した。この判別法により巻雲系の雲を3種類 {非常に低温で濃密な巻雲(I1型)、低温の巻雲(I2型)、暖かい巻雲(I3型)} と積雲系雲を2種類 {低温の積乱雲型(B型)、暖かい積雲型

(U型)} およびその他の雲(N型)の6種類に分類できる。雲型は雲型判別ダイアグラムのより各画素ごとに客観的に判別することが出来る。

5) Split Window で分類した6種類の雲型と気象衛星センターで専門家によって解析された雲解析図を比較すると、雲解析による巻雲は今回の分類による巻雲型(I2型、I3型)、さらに雲解析による濃密巻雲は今回の分類による低温で濃密な巻雲型(I1型)が良く対応している。また、主な対流活動の中心域と今回の分類による低温の積雲系雲(B型)が対応し、雲解析による積雲/層積雲と今回の分類による暖かい積雲系雲(U型)が良く対応している。

6) また Split Window で分類した6種類の雲型に対する可視データについて調べた。レベル値(1024階調、大きいほど反射率が大きいと考えられる)の平均は、I2型で237、I3型が130であり、B型が494、U型が282、またI1型は344あった。Split Window で分類された巻雲系の雲は積雲系に比して反射率が小さいことが分かった。このことから赤外データから判別した雲型は可視データの光学的厚さにも対応していることが分かる。

この雲型分類を熱帯太平洋に応用し、1987年1月~2月にかけての30日間の平均値として熱帯太平洋での北半球冬期における雲型別雲分布の特徴について調べ次のようなことが分かった。

7) $20^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{S}$ 、 $110^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{W}$ の熱帯太平洋での全雲量は54%であり、そのうち全I型の雲は31%を占め、B型の雲は6%、U型の雲は9%、N型の雲(巻雲と下層雲が共存した場合、測器の分解能の一部分を占める雲、黒体と仮定できない薄い下層雲等)が8%を占めることが分かった。このことから熱帯での最も主要な雲型は巻雲であることが分かった。

8) 全雲量で見ると東太平洋の南半球に非常に雲量の少ない($\sim 20\%$)領域が見られ、西太平洋の 10°N 以北や 10°S 以南で比較的雲量の少ない($\sim 40\%$)領域が見られた。一方、東太平洋の北半球側で雲量が60%を越え、西太平洋の $10^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}$ の赤道帯では非常に雲量の多い(80%を越える)領域が見られた。

9) B型の雲は西太平洋の $\text{EQ}-10^{\circ}\text{S}$ に帯状の雲量の高い領域が見られ、I型の雲は、このB型の雲を取り囲むように広い範囲で雲量が高いことが分かった。一方、下層のU型の雲は $20^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ の緯度帯および南アメリカ大陸西岸沖に高雲量域が見られ、B型の分布と非常に異なることが分かった。。

10) 8) および9) から積雲対流活動が西太平洋の $\text{EQ}-10^{\circ}\text{S}$ の緯度帯で非常に活発でそれに伴う南北循環と東西循環が形成され、上層の流れで巻雲がその周辺に拡大し、さらに北や南および東で沈降流が発生し、雲量の少ない領域が出現していると考えられる。

- 1 1) また 150°W の経線で分けた西太平洋と東太平洋では雲分布の特徴に違いがみられた。全雲量では西太平洋が 61% で東太平洋より 20% 多かった。B 型の雲および I 型の雲の雲量は西太平洋ではそれぞれ 8% と 29% で、どちらも東太平洋のほぼ 2 倍であった。一方、下層の U 型の雲の雲量は東太平洋で 12% で、西太平洋の 2 倍であった。
- 1 2) 気象衛星「ひまわり」の雲解析でよく用いられる輝度温度だけから定義される上層雲量 (-20°C 以下の雲) と B 型の雲量を比較すると空間分布ではよい対応を示すが、B 型の雲量はいわゆる上層雲量の 46% に過ぎないことが分かった。輝度温度のみで雲を分類すると温度の低い巻雲が区別できないためである。
- 1 3) 輝度温度に対する光学的に厚い雲 (積雲系) と光学的に薄い雲 (巻雲系) の出現確率を見ると、 -40°C 以下では積雲系の出現確率が巻雲系を上回り、 -50°C 以下では積雲系の出現確率が 50% を越え、 -60°C 以下では 80% を越える。一方、 -40°C 以上の輝度温度に対しては巻雲系の出現確率が積雲系を上回り、 -20°C 以上では巻雲系の出現確率は 50% を越える。輝度温度 $5^{\circ}\text{C} \sim 15^{\circ}\text{C}$ では巻雲系の出現確率は減少し、積雲系の出現確率は増加しているが、一般に輝度温度が高くなるにつれて巻雲系の出現確率は増加する傾向にある。
- 1 4) B 型の雲の高雲量域は西太平洋では 29°C 以上の暖かい海面温度域と良い対応を示した。さらに B 型の雲の雲量および平均雲頂温度と海面温度との比較から、深い対流は 26°C を越える海面温度域で発生し始めること、また海面温度の上昇に伴ない対流活動が深まる傾向が見られることが分かった。一方、下層の U 型の雲の雲量は海面温度が暖かくなる程小さくなる傾向にあることが分かった。

以上の結果から海面温度と対流活動には関連があることが示唆された。また本研究での雲型分類をすることによって対流活動が従来より正確に抽出することが可能になった。そこで海面温度の他に水蒸気量の指標も Split Window データから算出し、対流活動との関連について調査した。対流活動の指標として、緯・経度 2.5° の小領域での積雲系雲の最低輝度温度を毎日算出したものから月平均した値を主として用いた。これはその小領域で衛星の観測時刻に最も深い対流の輝度温度の月平均値を示す。海面温度も緯・経度 2.5° の小領域で毎日算出したものから月平均した値を用いる。 $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差は大気中の可降水量とほぼ線型関係があり、水蒸気量が多くなるほど輝度温度差が大きくなることを示した。そこで水蒸気量を示す指標として衛星の直下点にノーマライズした輝度温度差を用いた。輝度温度差も緯・経度 2.5° での月平均値を算定した。海面温度および輝度温度差はともに晴天域でのみ算出される量である。これらのデータを用い西太平洋の熱帯域で 1983 年 9 月から 1984 年 8 月の 1 年間のデータを用いて解析し、次のような結果を得た。

15) 海面温度の上昇に伴って対流の深さは深くなる。フィリピン東沖の活発な対流活動域やITCZを含む領域Ⅰ(20°N-Eq、130°E-170°W)では~28°Cを境にしてそれ以上の海面温度域では積雲系雲の平均最低輝度温度が240K以下の深い対流が発生しやすく、海面温度の増加に伴って対流も深くなる。一方、それ以下の海面温度域では対流の深さが抑えられる傾向が見られる。SPCZを含む領域Ⅱ(EQ-20°S、150°E-170°W)では領域Ⅰのような臨界海面温度は見られず、ほぼ単調に海面温度の増加に伴い対流が深くなっている。

16) また水蒸気量についても水蒸気量の増加に伴ってより深い対流が対応していることが分かった。領域Ⅱの対流は領域Ⅰに比し同じ水蒸気量に対してはやや深い傾向がみられた。

17) 海面温度の上昇に伴って対流の深さは深まり、水蒸気量が多くなればなるほど対流の深さは深まる傾向が見られた。しかし、同じ海面温度に対しては水蒸気量の増加が非常に敏感に対流の深まりに対応しているが、同じ水蒸気量に対しては海面温度の上昇は必ずしも対流の深さとの対応はみられない。このことから対流の深さは海面温度および水蒸気量ともに関係するが、海面温度よりも水蒸気量と非常によい相関があることが分かった。これは湿潤空気の上昇可能性を見る湿潤静的エネルギー

($h = C_p T + Lq + \Phi$) を考えると、 L は C_p の2.5倍の値(T に絶対温度、 q にg/kgを用いる)を持っていることから理解できる。

18) 同じ海面温度と水蒸気量に対する対流の深さは領域Ⅱの方が領域Ⅰに比してより深いことが分かった。また、浅い対流については領域Ⅱでは領域Ⅰに比してより冷たい海面温度とより少ない水蒸気量の条件でも発生している。

19) 領域Ⅰでは輝度温度が240K以下の深い対流(熱帯では高さ10km以上)は水蒸気量が輝度温度差で2.1°Cかつ海面温度が28.2°C以上の条件で発生している。領域Ⅱでは輝度温度差が2.0°C以上かつ海面温度が27.2°C以上の条件で同様の深い対流が発生している。このことから領域ⅠとⅡでは力学的な状態が異なることが示唆される。

20) 対流活動の空間分布は海面温度よりもむしろ水蒸気量の空間分布との対応が良いことが分かった。また、暖かい海面温度域でしばしば見られる対流活動が抑えられている領域では水蒸気量が少ないことが分かった。この領域は海面温度が高いにもかかわらず、大気循環の下降流域にあたり、水蒸気量が少なく、対流活動が抑えられていると考えられる。

5. 2 考察

5. 2. 1 他の雲気候との比較

まず、衛星による雲の検出について考察する。通常、雲は高い高度にあるため雲の輝度温度は背景の海面や陸地面の輝度温度より低い。しかしながら雲頂高度の低い層積雲や薄い巻雲等は輝度温度は背景の輝度温度との差は～数度と非常に小さい。また夜間の陸上や冬期の高緯度地方では雲の輝度温度よりむしろ背景の輝度温度が低くなる。衛星で観測される輝度温度から雲を判別するときこの問題点は議論されているがまだ明快な答えを持っていない。これに関連して何が晴天であるかの問題に対しては、空間的一様性や時間選別が主な手法とされている。空間一様性は例えば $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ 等の小領域での海洋では海面温度や大気状態に一様性が仮定でき、この領域の輝度温度の標準偏差は0となるが、この領域に低温の雲が混在すれば輝度温度の標準偏差は大きくなることを利用する。今回もこの手法により晴天域を判別した。雲頂が一樣な層状の雲域でも標準偏差が0となるため平均温度による判別も同時に行う必要がある。時間選別はある領域での例えば1ヶ月の輝度温度の変化を監視し、その領域が晴天であれば輝度温度が高く、雲が混在すれば輝度温度が低くなることから、その領域の地表面温度や大気状態が大きく変化しないと仮定すれば最高輝度温度は晴天によってもたらされたと考える。この手法では同一地点でのデータを比較しなければならず衛星による位置決定を精度良く行なう必要や、観測時刻、季節等による特徴を考慮する必要がある。

また衛星測器の空間分解能より小規模の雲が混在しているときにその観測値が雲か晴天かのどちらに判別されるかにより雲量に誤差が含まれ、いわゆる部分雲量の問題もある。通常雲量は対象とする領域、例えば緯・経度 $2.5'$ 内の衛星によって観測された画素それぞれについて晴天か雲かを判別し、雲の画素を領域全体の画素で除して算出する。この場合、部分雲量を持つ画素が晴天と判別されれば雲量は過小評価され、雲と判別されれば雲量は過大評価される。したがって衛星測器の空間分解能が異なれば同じ領域の雲量が異なることもあり得る。この誤差は測器の空間分解能と雲の大きさによって現れ方が異なる。空間一様性を利用することによりこの問題点を克服することがCoakley and Bretherton (1982)により提唱されているが、雲量を算出する領域内に晴天域と雲頂が一樣な雲域が存在するときにはじめて有効となる。現在進行中のISCCPでも雲の判別には閾値法によっているため、雲と疑わしき画素は marginal cloudy と分類しているが、部分雲量による誤差は免れない。本研究では $3 \times 5\text{ km}^2$ (実際には $1 \times 4\text{ km}^2$) と比較的小さい空間分解能のデータを用いているため、この誤差はこの空間分解能より小規模の雲が出やすい貿易風帯や、気候学的に層積雲の出やすい領域で現れやすいが、この種の雲の一部は本研究ではN型に分類されている。

地上観測による雲量は観測する角度により積雲の側面を雲として判定し、上空から見た

真の雲量と異なるという問題点も存在する。本研究では衛星の天底角が30度（または45度）までのデータを用いて雲量を算出し、viewing angle による影響を少なくしている。地上観測では上層の巻雲等は下層雲が存在する場合正確に把握されず過小評価され、下層雲を過大評価する傾向にある一方、衛星では逆に下層雲量を過小評価する傾向にある。この点も、衛星では多層にわたって雲が存在しているときに下層の雲を判別できない点とあわせて衛星の雲量を解釈するときに注意が必要である。

本研究では晴天域を空間一様性により日々判別し、30日平均値を輝度温度および輝度温度差について計算し、さらに緯・経度10度での平均値を閾値として雲を判別する手法を用いた。輝度温度および輝度温度差の30日間での標準偏差はそれぞれ最大で1.9°Cおよび0.7°Cまた最小で0.2°Cおよび0.1°Cであった。今回の手法では標準偏差の大きいところでは、日々の雲判別に誤差が含まれる。また雲判別の閾値に晴天輝度温度-3°CをISCCPに準じて用いたが、何故-3°Cで-1°Cや-5°Cでないのか、また、場所には依存しないのか等についてはISCCPでも議論されている。これは部分雲量とも関係しており、例えば Coakley and Bretherton (1982) による雲量と閾値法による雲量が一致するように経験的に決めていく必要がある。

いずれにしても衛星はその広大な観測範囲により非常に有効な雲観測手段ではあるが、前述したように様々な問題点が残されている。本研究では Split Window データを用いて従来の手法では困難とされている巻雲の抽出を含めて、雲型別の雲分布の特徴について北半球の冬期の熱帯太平洋域で調査した。そこで第3章で得られた結果と最近の衛星による北半球冬期の雲気候との比較をし、特徴について考察する。

最近の全球雲解析の例としては Hughes and Henderson-Sellers (1985) がある。3次元雲解析法と呼ばれ、Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) データを用い、米空軍で現業的に行なわれているデータを1979年について編集した。基本的には46km四方で赤外データのヒストグラムのモードから雲/晴天の判別をして雲量を計算し、さらに地上、航空機の観測データも総合し、雲情報を作成する。赤外データを主としているため巻雲および雪氷と雲の判別には弱点がある。問題点として、極地方での雲の判別、下層の層積雲の過小評価、アジアモンスーンに伴う雲の過大評価を指摘している。

Henderson-Sellers (1986) は同じ3次元雲解析を発展させ、1979年の1月と7月について Hughes and Henderson-Sellers (1985) が示した全雲量の他に上、中、下層の層別の雲量を算出している。結論として2Km以下の下層雲がどの領域でも卓越した雲量を示していることを指摘した。また6Km以上の上層雲は10%以下で地上観測データをもとに作成された London (1957) の巻雲よりも少ないことを指摘している。また大陸西岸の層積雲は1月に21-40%、7月に41-60%の雲量で正しく評価できたとしている。

Stowe et al. (1989) は Nimbus-7 による全球雲気候セットを1979年4月から1980年3月について THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer) の

11.5 μm と TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) の 0.37 μm のデータから示した。雲の情報としては雲頂高度、雲量、雲と地表の温度および UV (0.37 μm) チャンネルでの反射率等を算出している。IR+UV法で北南米西海岸の層積雲の雲量が IRのみより 10-40%増加し、UVチャンネルの有効性を指摘している。

雲分布の変動には、日変化や年々変動も非常に大きな振幅を持つことが知られており、単純に今までの雲気候と本研究での結果との定量的な比較は適切ではない。しかし今回の調査での熱帯太平洋における主要な雲は巻雲であるとの結論に対し、Henderson-Sellers (1986) (以下 HS) は雲頂高度 2 km 以下の下層雲が主要な雲であることを指摘している。HS の手法は明確ではないが主として用いているデータは DMSP 衛星の赤外データであり、雲の射出率は 1 と仮定しているため、上層雲量が過小評価されると自ら結論している。本研究では第 3 章の図 3-10 で示すように赤外の輝度温度に対する Split Window による巻雲系と積雲系の出現確率では -20°C 以上の輝度温度では巻雲系の雲の出現確率が、積雲系の雲の出現確率の約 3 倍近くあった。HS で仮定したように雲の射出率を 1 とした場合、図 3-10 に現れる輝度温度 10°C 以上の大部分の巻雲は下層雲と判別される。下層雲が主要な雲であることは地上観測データを基にした London (1957) の雲気候に示されている。一般に地上観測では下層雲を過大評価し、衛星では上層雲量を過大評価する傾向にある。しかし、HS によれば緯度平均された下層雲量は 20°N より北では London (1957) とほぼ量的な一致を示すが、低緯度では衛星による下層雲量は London (1957) の下層雲量の 2 倍の雲量を示している。また上層雲量では London (1957) の上層雲量が HS の上層雲量よりどの緯度帯でも多めで、低緯度でも 5~10% ほど HS の上層雲より多くなっている。さらに空間的な分布でも大陸西岸の下層雲領域を除いて HS では上層雲、中層雲、下層雲ともにほぼ相似的な分布をしている。本研究では上層雲 (B 型) と巻雲 (I 型) は空間的に相似的な分布をしているが、上層雲と下層雲 (U 型) では空間的な分布は全く異なっている (図 3-5)。このことから HS では薄い巻雲を下層雲と誤判定し、下層雲が熱帯海洋域での主要な雲であるとの結論が導出されたものと推定される。「全雲量と下層雲量はかなり良好に算出できた。また中層雲と上層雲についても算出したが、しばしば中層雲については過大評価、上層雲については過小評価している。」と HS では結論しているが、日々の雲分布 (例えば図 2-12) でも巻雲は広く熱帯域を覆っていることが分かる。ここでは HS の結論と今回の結果とは異なっていることを特に指摘する。

次に ISCCP でも特に重要な雲として FIRE (First ISCCP Regional Experiment) 等特別観測が行われている巻雲と層積雲について従来の雲気候と今回の結果について考察する。巻雲に関する雲気候は特定の場所については Appleman (1961) に記述されている。データには国際雲年 (ICY) の 1986-97 年および 1950 年代のイギリス、アメリカ、カナダ、西ヨーロッパで観測された発生頻度、雲底高度および厚さが含まれている。

巻雲の高度は緯度により変わり、ほぼ London (1957) の結果と同様である。報告されている巻雲の厚さは1-2 kmである。London (1957) のデータでは巻雲の厚さは1.7 kmで固定されている。Appleman (1961) のデータは限られた地域のもので全球分布を算定しようという試みはなされなかった。

Woodbury and McCormick (1983) は S A G E (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) のデータから15カ月間の巻雲の発生頻度の解析結果を報告している。これは衛星による巻雲に関する雲気候として最初のものであった。S A G Eで得られた解析結果と地上観測をもとにした Warren et al. (1985) の結果との比較をすると大きなちがいがあり、地上観測は巻雲の雲量を過小評価する傾向にある。また、Woodbury and McCormick (1986) は1979年2月から1981年11月まで解析期間を広げ、緯度平均した巻雲の雲量および全球分布を示した。西太平洋の熱帯域では巻雲発生頻度が60%以上の領域が広く示されている。S A G Eは衛星の直下ではなく、地球の縁辺部を観測するため有効分解能は $(100\text{ km})^2$ となる。また彼らが示した発生頻度(%)と通常定義される雲量(%)とは異なるため比較には注意が必要である。Liou (1986) はS A G Eによる巻雲の情報を他の適当な手法で検証する必要があるが地上観測では見落とされやすい薄い巻雲についてのS A G Eによる観測は意味が大きいとしている。

Barton (1983) は N i m b u s - 5 の $2.7\text{ }\mu\text{m}$ の H_2O と CO_2 の2つの吸収帯の波長を用い上層雲量と高さの情報を算出した。この吸収帯は非常に吸収が強いため、地表面や中、下層の雲からの反射光は検出されず6 km より背の高い雲からの反射光のみを検知している。ここでは巻雲のみならず背の高い積雲、積乱雲も同じ上層雲とされる。1972年12月から1975年2月までの解析により上層雲の季節による緯度平均分布および空間分布図を示した。上層雲の発生は赤道の少し北で最大となり、60%以上の雲量を示す。北半球の冬にはほぼ他の季節と同様の緯度分布をし、緯度で 10° 程南へシフトしたものになっている。この測器の空間分解能は $(25\text{ km})^2$ 、走査型でないので衛星直下のみを観測するため緯・経度 10° のグリッドで雲情報を抽出している。

Wylie and Menzel (1989) は静止衛星 G O E S に搭載された V A S の $15\text{ }\mu\text{m}$ の炭酸ガスの吸収帯の3つのチャンネルを用いて、巻雲を含めて雲の高度と射出率を算出し、1985年12月から1988年1月までの約2年間について北アメリカでの雲気候を算出している。Prabhakara et al. (1988) は N i m b u s - 4 の I R I S データから緯度 50° より低緯度での薄い巻雲の季節ごとの分布図を示した。原理的には Split Window 法と同じで、 $10.8\text{ }\mu\text{m}$ と $12.6\text{ }\mu\text{m}$ での巻雲による輝度温度差を利用している。I R I S は空間分解能が $\sim(95\text{ km})^2$ でかつ走査型の測器でないためデータ数は限られたものになる。しかし、分布図では I T C Z、S P C Z そしてベンガル湾等、対流活動が活発な領域に巻雲の分布が示されている。

熱帯太平洋域で、巻雲の雲量として示されている最近の雲量分布図としては Stowe et

al. (1989)に1979年7月と1980年1月の月平均値がある。1980年1月ではインドネシア付近の海域から東西に太平洋およびインド洋に帯状に伸びる巻雲の高雲量域がある。7 km以上の上層雲の分布ではSPCZとITCZに対応する高雲量の雲分布が見られるものの、巻雲の分布ではインドネシア付近とSPCZに対応して高雲量域があるが、ITCZに対応する巻雲の高雲量域は見られない。また、深い対流雲の分布ではインドネシア付近には高雲量域は見られるものの、ITCZやSPCZに対応したバンド状の高雲量域は見られない。つまり、彼らの結果では巻雲の空間分布と深い対流雲の空間分布にあまり良い対応がみられない。次に雲量の値についてみると熱帯太平洋での巻雲の最大雲量は25%に過ぎないが、本研究の結果では最大70%にも達する。Barton (1983)の上層雲量では60%以上の高雲量域が見られ、Woodbury and McCormic (1986)でも60%以上の出現頻度が示されている。Rossow (私信)によれば、ISCCPと同じ雲判別アルゴリズムによりNOAA-5のScanning Radiometer (SR)の可視と赤外データによる解析でも熱帯太平洋での巻雲の雲量は最大で15%の値を示すのみである。このことは図2-12でも分かるように薄い巻雲は可視データからの判別は赤外データよりも難しく、薄い巻雲の判別に可視データは不可欠ではあるが十分ではないことを示していると考える。

南アメリカ大陸西岸での層積雲について、Stowe et al. (1989)では中層雲の定義が2~7 kmであることからこの領域の層積雲は中層雲に分類されるとし、この領域での雲量は30%で極大域を形成している。一方下層雲量では10%以下の値を示している。本研究ではこの領域のU型雲の雲量は多くて20%であった。この領域の全雲量で見ると、Stowe et al. (1989)は40%、Hughes and Henderson-Sellers (1985)では1979年の1月の月平均値で40~60%、本研究では30~40%とやや低めである。Minnis et al. (1987)はISCCPの32 kmごとにサンプリングされたGOESの可視・赤外データから1983年7月の15日間について東太平洋で雲情報の抽出を行っている。南アメリカ西岸沖における下層雲量は7月には40~60%の値を示す。さらに下層雲の日変化を8.7°S、111.3°Wで調べ、地方時9時~15時に40%の最小の雲量を示し、地方時03時に最大の雲量60%となることを示した。またStowe et al. (1989)の結果でも7月のこの海域の全雲量は50%を越えており、北半球の夏には冬に比してこの領域の雲量が大きい傾向が見られ、季節変化も示唆される。さらに、この領域での下層雲の雲量は下降流の強さと関係している (Sadler, 1968)と言われ、エルニーニョ年には雲量が少なめになる等の年々変化もあると考えられる。したがってこの海域の雲量の定量的な比較は同じ期間のもので行なうべきである。

5. 2. 2 対流活動と海面温度／水蒸気量

熱帯での高い海面温度は大きな潜熱や顕熱の大気中への放出を通じて局所的な対流活動を強化するとされてきている（例えば Ichie and Petersen, 1963; Bjerknes, 1966; 1969）。ところが Krueger and Gray (1969) は 1965-66 の El Nino の期間、東部太平洋では海面温度の高い異常に対しても雲量は低いままであったことを指摘している。Cornejo-Garrido and Stone (1977) は Walker 循環の 10°S の領域では海面温度と蒸発散量や大気加熱は負の相関を持っていることを示した。彼らの解析は西太平洋における降水の強化は高海面温度による局所的な蒸発の増大よりも水蒸気の収束に依存することを示唆している。Ramage (1977) は海面温度と降水の相関が低い例を示し、局所的な降水の変動は、海面温度の変動よりも大気循環の変動によって発生するとの説を提出している。Khalsa (1983) は最大の heat flux も降水異常もどちらも海面温度異常の最大域にあるとは限らないことを示した。このように熱帯の対流活動と海面温度の関係は簡単なものではないことが示唆される。最近の研究では、Gadgil et al. (1984)、Graham and Barnett (1987) は海面温度の変動と対流活動の関係について調査し、おおよそ $27^{\circ}\text{C} - 28^{\circ}\text{C}$ に臨界海面温度があり、深い対流が発生する最低の海面温度を強調した。しかし、それより高温の海面温度では海面温度と対流活動の関係は明確でなくなることを示した。Gill and Rasmusson (1983) は 82/83 エルニーニョ時に活発な対流活動域が 29°C の海面温度の海域の移動に伴って東へ移ったことを示し、海面温度の異常ではなく絶対値に意味があることを示した。

また風と対流活動の関係は Steiner (1987) によって調べられている。Steiner (1987) は対流の指標として Highly Reflective Clouds (HRC) を緯・経度 5° の領域での週平均値を用いた。風は NMC の 1000 mb の u 、 v （大部分は衛星風で、船や島での観測も含まれる）の週平均値を用いた。下層の水蒸気量としては TOVS (TIROS-N operational vertical sounder) による 1000 mb-700 mb の解析を使った。その結果 5°N より北では水蒸気量が風よりもよく HRC と対応し、 5°N でも水蒸気が主な要素として HRC と非常によく対応している。一方、 $5^{\circ} - 15^{\circ}\text{S}$ では風の要素が水蒸気量よりも大きく HRC と対応していることを指摘した。このように下層の風が対流活動と密接な関係があることを示した。ただし、NMC の風で divergence を求めるには風の精度が十分でないことも指摘している。

このように対流活動は海面温度、水蒸気量、下層風に関連していると考えられるが、熱帯域ではこれらの気象要素のデータが少ないため解析的にこれらの関係を示したものは現在のところ、前述したものだけである。今回の調査では、対流活動の指標として Split Window によって雲型判別された積雲系の雲の最低輝度温度データを用いることにより、客観的に対流活動を評価することができた。海面温度の算出には $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ での水蒸気による吸収特性のちがいを利用して水蒸気の吸収効果を補正する手法を用いた。海面

温度を算出するときの問題点としては 1) 如何にして晴天域を見つけるか 2) この波長帯での大気中に存在する物質による吸収効果を如何にして補正するか 3) この波長帯での海面の射出率は 1.0 としてよいか、また、射出率の角度依存性はないか 4) 衛星で遠隔測定される温度は海面の表皮のどの深さの温度なのか、従来の直接測定で同じ表皮の温度が測定でき検証できるのか等が挙げられる。1) については空間一様性を利用しているが、薄い一様な雲の影響は無いとはいえない。2) の水蒸気による吸収効果の補正については熱帯域等水蒸気量の多い場所では理論的な根拠が薄れる。また、エーロゾル等水蒸気以外の吸収物質による影響については観測的にも理論的にも十分な知識はない。3)、4) についてはまだ十分な研究が行われていない。これらの不確定要素は衛星の観測とブイによる海面温度から回帰的に決定される係数に押し込められている。本研究では米国大気海洋庁が決定した係数を用い、月平均値を算出した。衛星による海面温度の標準偏差については大きいところでは $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ になる。船舶のデータは観測精度が船によって異なり、観測数も観測場所も限定されている。また、衛星の海面温度は晴天域のみから算出されるが船舶による海面温度は天候に関係なくデータが得られる。したがって衛星と船舶の海面温度は質が異なりある場所での衛星の海面温度と船舶の海面温度との比較は難しいが、等値線の視察では 1°C 内ではほぼ良好な対応を示している (例えば図 3-3 と図 3-4)。米国標準大気について Shibata and Aoki (1989) に基づいて放射伝達式を理論計算し、輝度温度差が可降水量とほぼ線形の関係があることを示した。そこで水蒸気量は輝度温度差を衛星直下点にノーマライズしたものを指標として用いた。水蒸気量の絶対値の算出も Aoki and Inoue (1982) の手法を応用することで可能であるが、極軌道衛星 NOAA は地方時 14:30 分頃の観測のため、手法を検証するための対応するラジオゾンデの観測データが得られず、今回は輝度温度差のまま用いた。輝度温度差は $DT = T_4 - T_5$ であり、NOAA-9 号の海面温度は

$$SST = 3.6446 \cdot T_4 - 2.6616 \cdot T_5 - 267.96$$
 であるが同じ Split Window (T_4 、 T_5) から算出されるためこれらが相関をもったパラメータではないかと懸念される。そこで T_4 と T_5 を $200 \sim 300\text{K}$ で変化させたときの DT と SST の相関係数を計算すると 0.17 となりほぼ独立のパラメータであることが分かった。また、Split Window で算出される輝度温度差と海面温度はほぼ独立した (相関が小さい) パラメータであることは図 4-7 でデータの分布が直線的でなく巾を持っていることから示唆される。

以上対流活動、海面温度および水蒸気量をすべて Split Window データから算定し、それぞれの局所的な対応を第 4 章に示した。その結果、海面温度と対流活動には良い対応があり、従来の成果と異なり海面温度が高くなればなる程 (いわゆる臨界面面温度を越えても) 対流はより深くなることを示した。そして対流活動と水蒸気量にも良い対応があり、水蒸気量が多い程対流活動がより活発になることも分かった。しかし、高い海面温度域が必ずしも深い対流を伴っていない場合もあり、この海域では水蒸気量が相対的に少ないこ

とも分かった。そして、対流活動は海面温度と水蒸気量共に良い対応をしているが、海面温度よりも水蒸気量の方がより対応が良いことが示された。一般的に高海面温度の領域は広く、対流活動のスケールに比しても大きい。このことから高海面温度域で例えば下層風の収束等何かのきっかけで対流が発生し、組織化される。組織化された対流活動により、新たに大気の大規模な流れが発生し、風や水蒸気はこの流れに敏感に対応し、対流活動の活発な領域が下層の風や水蒸気の収束域となる。一方、周辺領域では下降流に伴い対流活動が抑えられ、かつ地上で発散域となり水蒸気量が少なくなることが考えられる。このことにより高海面温度域でも対流活動が活発でない領域が現れるので対流活動域と水蒸気量の対応のほうが海面温度との対応より良好になることが推測される。また、風、水蒸気、海面温度および対流活動は密接にしかも複雑に相互に影響し合っており、それぞれの情報を正確にしかも広域で観測されることが望まれる。

風の観測に関しては、静止衛星による短時間間隔の画像間での雲の移動から風を算出しているが、現業的に処理される風の算出数は緯・経度 1° に対して得られたとしても最大1個に限られている。また台風や組織化された雲域での下層風の算出数は非常に限られたものとなる。さらに、風を算出した雲から風の高度についての情報を得ることは困難である。その雲が一体風で流されているかどうか、また流されているとしたら雲頂の風か雲底の風か等、問題点は多い。しかし、ラジオゾンデとの比較から統計的に下層雲の雲移動ベクトルは850 hPaの風、また上層雲の雲移動ベクトルは圏界面での風とされている。いずれにしても熱帯では風のための把握は重要であり、正確で広域の観測を可能にする技術（例えばLAW S (Laser Atmospheric Wind Sounder)）の開発が望まれる。

5. 2. 3 1987年冬と1984年冬の比較

第3章で解析した期間は1986/87エルニーニョの最盛期にあたっている。また、1983-84年の北半球の冬は北アメリカでは非常に寒い冬であり、1982/83エルニーニョの冬における暖冬と極端に異なっている。1983/84はラニーニャ期として特徴づけられる。ここでは、赤道太平洋における雲分布や海面温度分布の特徴についてSplit Windowデータでエルニーニョ期とラニーニャ期について解析した結果を示す。解析期間はエルニーニョ期については1987年1月11日-1987年2月9日、ラニーニャ期については1984年2月1日-29日（ただし欠測が10日分）である。

この2つの時期（1987年1-2月と1984年2月）における海面温度分布（図5-1 a、b）の大きな違いは中部太平洋の赤道付近の低温域に特徴的に現れている。赤道における西太平洋の 28°C 以上の暖水域の東端は86/87エルニーニョ期には 150°W にあるが、83/84ラニーニャ期には 170°E にあり、経度にして 40° 異なる。一方、 10°S における 28°C 以上の暖水域の東端は86/87エルニーニョ期、83/84ラニーニャ期共に 135°W 付近にあり大きな差は見られない。86/87エルニーニョ期と83/84ラニーニャ期の海面温度の差で見ると、（ 165°W 、 EQ ）に中心を持ち 165°E から 115°W まで南北に緯度 15 度巾の領域でエルニーニョ期により暖かくなっている。一方、この領域をはさむ高緯度側および 160°E 以西の海域では、ラニーニャ期により暖かくなっている。

雲分布の特徴として、対流活動を示す積乱雲系の雲量分布（図5-2 a、b）で見ると、ラニーニャ期には $5^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ および $5^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{S}$ にITCZに対応する高雲量バンドおよびSPCZに対応する高雲量域が見られる。一方、エルニーニョ期にはITCZとSPCZの区別は明確にはできず 8°S に沿って 150°W までの高海面温度領域に対応して緯度巾 10 度で高雲量域が見られる。 7.5°N 上で積乱雲系の雲量のエルニーニョ期とラニーニャ期の差を見ると、ラニーニャ期に 170°E より西側で雲量が多くそれより東側ではエルニーニョ期に雲量が多くなっている。また赤道および 10°S に沿って積乱雲系の雲量を見ると 150°W より西側でエルニーニョ期に対流活動が活発であるが、 150°W より東側ではエルニーニョ期、ラニーニャ期による対流活動のちがいは特に見られない（もともと対流活動の弱い領域）。

エルニーニョ期およびラニーニャ期共に見られる（ 120°W 、 10°N ）付近の積乱雲系の高雲量域は海面温度の比較的低い領域にあり、エルニーニョ期に海面温度がラニーニャ期に比してやや低いにもかかわらずむしろ雲量が多くなっている。この領域の積乱雲系の雲はその場所の海面温度に関連した積雲対流活動ではなくZangvil (1975) も指摘しているように中緯度等からの移動性の雲によるものと考えられる。また、この領域の積雲系の輝度温度の平均値は西太平洋の対流活動域より高温で標準偏差も大きいことから西太

平洋の対流活動と異なっており、McGuirk et al. (1987) が解析している北半球冬期によくみられる熱帯から中緯度へ流入する Moisture Burst (上層および中層雲からなる雲塊) とも関連していることが推測される。このように Split Window の解析により、エルニーニョ期、ラニーニャ期の海面温度や対流活動の特徴を解析することが出来る。

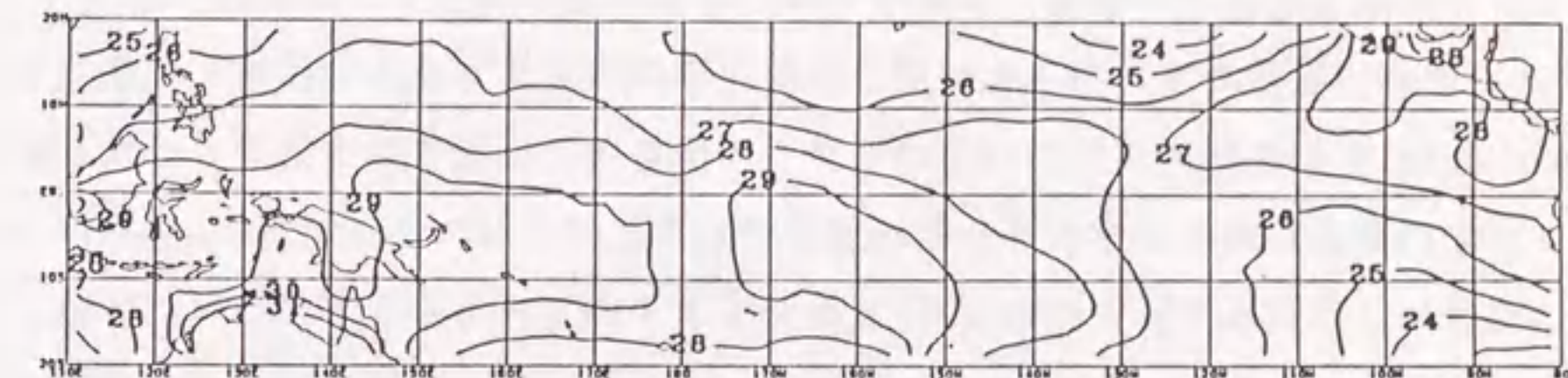


図5-1 a 1987年1月11日-2月9日での Split Window で算定された平均海面温度 (°C)。

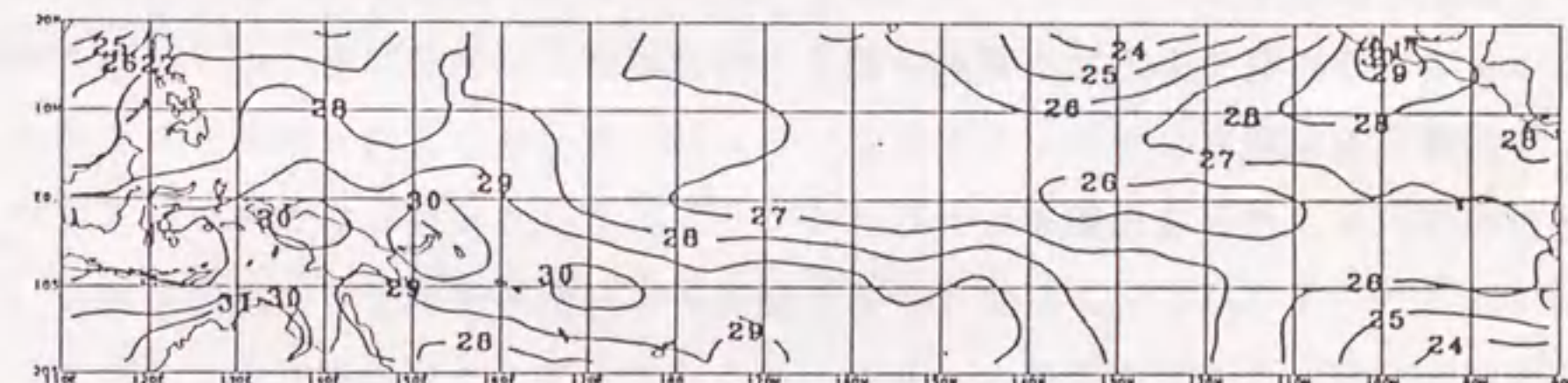


図5-1 b 1984年2月1日-2月29日での Split Window で算定された平均海面温度 (°C)。

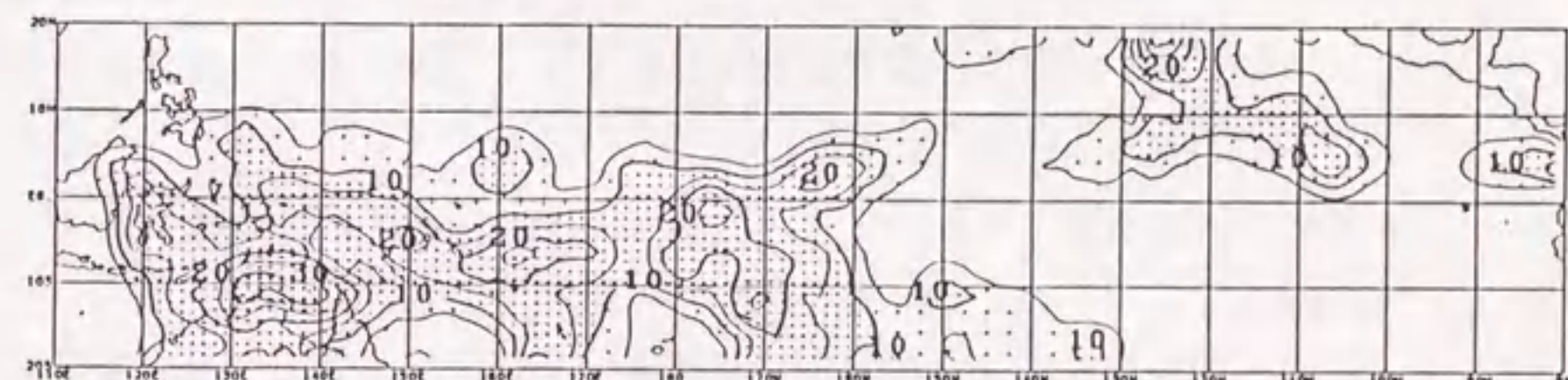


図5-2 a 1987年1月11日-2月9日での Split Window で判別されたB型雲の平均雲量 (%)。

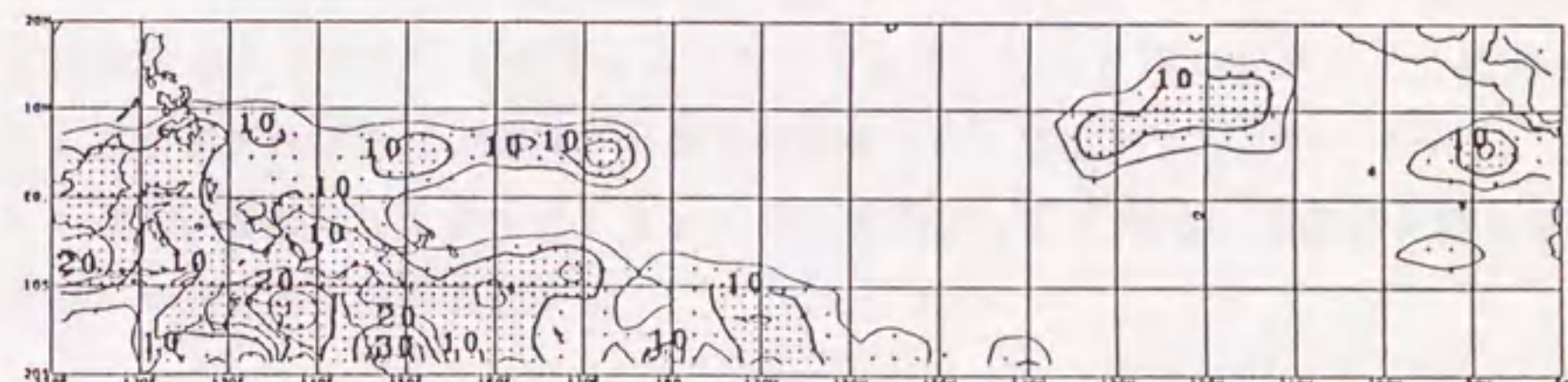


図5-2 b 1984年2月1日-2月29日での Split Window で算定されたB型雲の平均雲量 (%)。

5. 2. 4 巻雲の温度の算出

巻雲は $10\ \mu\text{m}$ 帯の波長に対しては半透明であり、衛星で観測される輝度温度は巻雲下にある海面等の影響を受け実際の巻雲高度の大気温度より暖かい。したがって巻雲の輝度温度をそのまま黒体雲と仮定すると下層雲と誤認する場合が多い。Henderson-Sellers (1986) の下層雲が熱帯域でも主要な雲であるという結論は、巻雲を下層雲と誤認したものと思われる。巻雲は放射収支から温室効果の卓越した雲であるが、その効果は巻雲の光学の厚さばかりでなく存在する高度にも依存することが知られている (例えば Manabe and Strickler, 1964)。衛星データから巻雲の温度や射出率を算出する手法は非常に少なく、Szejwach (1982) が METEOSAT の $11\ \mu\text{m}$ と $6.7\ \mu\text{m}$ のデータを利用して巻雲の温度算出法を開発したのが最初である。しかし、METEOSAT の $6.7\ \mu\text{m}$ の水蒸気チャンネルのデータにノイズが多く、便法を用いた結果が Szejwach (1982) に示されている。Wylie and Menzel (1989) は静止衛星 GOES に搭載された VAS の $15\ \mu\text{m}$ の炭酸ガスの吸収帯の3つのチャンネルを用いて巻雲を含めて雲の高度と射出率を算出し、1985年12月から1988年1月までの約2年間について北アメリカでの雲気候値を算出している。また ISCCP では可視および赤外データから既知の地表面および大気状態等のデータを用い放射伝達式から雲の光学の厚さと高度を算出している。しかし ISCCP では緯・経度 2.5° での月平均値として示されるものの個々の巻雲の温度についての解析を示すものではない。ここでは Split Window ($11\ \mu\text{m}$, $12\ \mu\text{m}$) を用いて巻雲の射出率と温度の算出を試みる。

巻雲からの放射量 (I_4 (C)、 I_5 (C)) は次式

$$I_4 (C) = (I_4 - (1 - E_4) \cdot I_4 (B)) / E_4 \quad (19)$$

$$I_5 (C) = (I_5 - (1 - E_5) \cdot I_5 (B)) / E_5 \quad (20)$$

で表わされる。ここで、巻雲に対して2つのチャンネルでの I_4 および I_5 は観測値として得られており、巻雲底に入射する放射量 (I_4 (B)、 I_5 (B)) は対象とする巻雲の近傍の晴天域の放射量から前もって決定することができる。したがって上の2式で射出率 (E_4 、 E_5) が決まれば巻雲の温度が等価黒体温度として算出できる。ところが2.2節で示したように、巻雲の $11\ \mu\text{m}$ と $12\ \mu\text{m}$ での射出率 (E_4 、 E_5) の間には積乱雲のアンビル8例から統計的に得られた次式

$$E_5 = 1 - (1 - E_4)^{1.08} \quad (21)$$

の関係がある。しかも射出率は0から1までの間しか取らないため、例えば $11\mu\text{m}$ での射出率 E_4 を0から1まで0.01ごとに変えれば、(21)式で対応する E_5 を算出できほぼすべての巻雲の場合分けができる。これらの E_4 、 E_5 に対し(19)、(20)式からそれぞれのチャンネルでの巻雲の温度を計算することができる。(19)式および(20)式で計算された巻雲の温度は同一の巻雲を観測しているので巻雲の温度は同じはずである。したがって計算された巻雲の温度が一致するまで $11\mu\text{m}$ の射出率 E_4 を0から1の間で変え、一致したときの温度を巻雲の温度として、さらにその時の射出率を巻雲の有効射出率として算定することになる。射出率を0から1まで0.01ごとに変えても計算時間は問題にならないほど短時間で可能である。

第2章、図2-2での雲Aについての2つのスキャンラインで算定された巻雲温度の結果を図5-3 a、bに示す。上段の図に算出された巻雲の温度を太い実線で、輝度温度を細い実線で、その時の輝度温度差を点で示す。中段に $11\mu\text{m}$ での射出率を第2章の(2)式を用いて E_4 について計算した結果を点で、今回の Split Window 方式での計算結果を実線で示す。下段に第2章の(2)式を用いて E_5 について計算した $12\mu\text{m}$ での射出率と本手法で巻雲の温度が算出されたときの E_4 から(21)式で計算した $12\mu\text{m}$ の射出率との差を示してある。下段に見られる射出率の差が大きい雲域((21)式からのズレが大きい雲域)で当然のことながら算出された巻雲の温度はアンビルのコア付近の積乱雲の温度からのズレが大きくなっている。射出率で0.5以上(輝度温度で -5°C 以下)の巻雲に対しては良好な算出結果を示しているが、射出率が0.5以下の薄い巻雲に対しては算出結果が悪くなっていることが分かる。

図5-4に1982年8月3日0600GMTに観測された西太平洋上での4例の巻雲についての温度および射出率の算出結果を示す。領域の大きさは $\sim 45\text{km} \times 45\text{km}$ である。上段の数字は巻雲の温度をKで表わし、下段の数字は射出率を100倍した値を示す。等値線は $11\mu\text{m}$ の輝度温度をKで表わしている。*は $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差が小さい黒体域を示す。表3は射出率で雲域を分類し、それぞれの雲域で算出された巻雲温度の平均値および標準偏差さらにデータ数を示す。どの厚さの雲域での算出値も射出率が0.95から1の雲域の巻雲温度と一致することが望まれる。巻雲が薄くなる程標準偏差が大きくなっているが $\pm 8\text{K}$ 以内で射出率0.4以上の巻雲に対して良好に巻雲の温度が算出されていることが分かる。Schiffer and Rossow (1983)に示されているようにISCCPの目標である巻雲の高度を1kmの精度で算定するためには熱帯では標準的な温度減率 $\pm 7\text{K}$ で見積る必要がある。射出率で0.4以上の巻雲に対しては、ほぼ1kmの精度で見積られていると考える。

しかし、この手法は(19)、(20)式に見られるように1以下の値を持つ射出率で割算をしているため観測精度が算出結果に敏感に影響する。例えば、巻雲の温度と $11\mu\text{m}$ での射出率をそれぞれ240Kおよび0.5と仮定する。また巻雲の近傍の晴天域の輝度温

度を $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ のチャンネルで 288K および 286K とする。第2章の(1)式から I 4、I 5 について計算すると、この巻雲の輝度温度はそれぞれ 266.96K および 264.09K となる。実際の観測では I 4、I 5 はそれぞれ 267K および 264K と観測されるであろう。今度は、この観測値をもとに巻雲の温度と射出率を前述の Split Window 法で計算すると、それぞれ 237K および 0.488 となる。観測誤差 0.1K 程度で巻雲の温度算出に 3K 程の誤差を生むことになる。つぎに、 0.5K の観測誤差があるとして、巻雲の算出温度範囲は 224K から 246K となる。同様に、温度 240K で射出率 0.7 の巻雲について 0.5K の観測誤差があるとした場合、算定される温度範囲は 234K から 245K となる。このように今回の算出法の精度は観測精度に大きく依存する。また、 $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の射出率の関係が積乱雲に伴うアンビル8例から回帰的に得られたが、この関係が中緯度の温暖前線やジェット気流に伴う巻雲などの巻雲についても成立するのか、今後の調査が必要である。

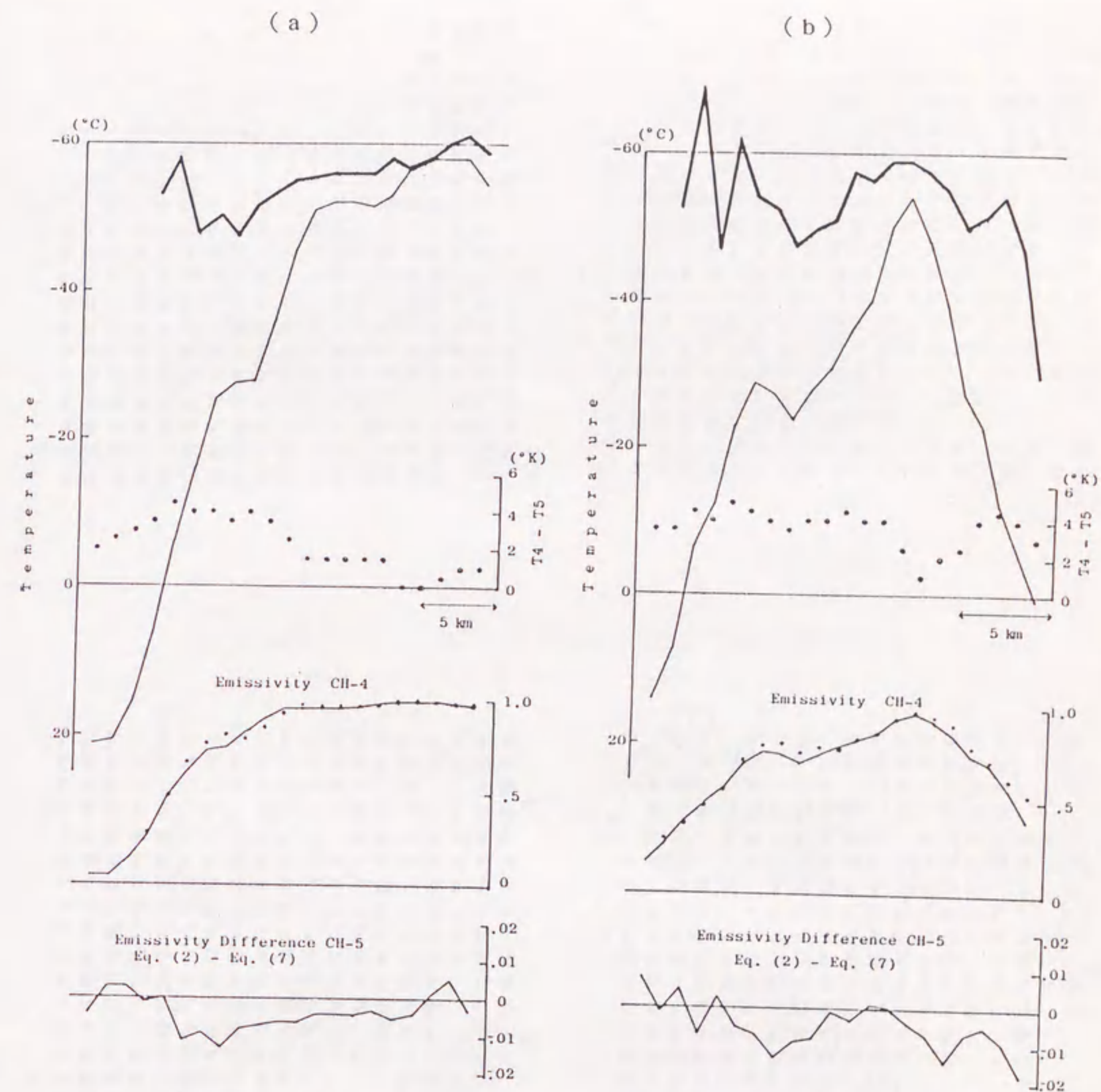


図5-3 図2-2の雲Aの2つのライン(a、b)についての本手法で算出された巻雲の温度(太線)、11 μmの輝度温度(細線)と輝度温度差(点)を上段にまた中段に本手法(実線)と(2)式(点)で算出されたチャンネル4の有効射出率を示す。下段に(2)式でのE5と本手法でのE5との差を示す。

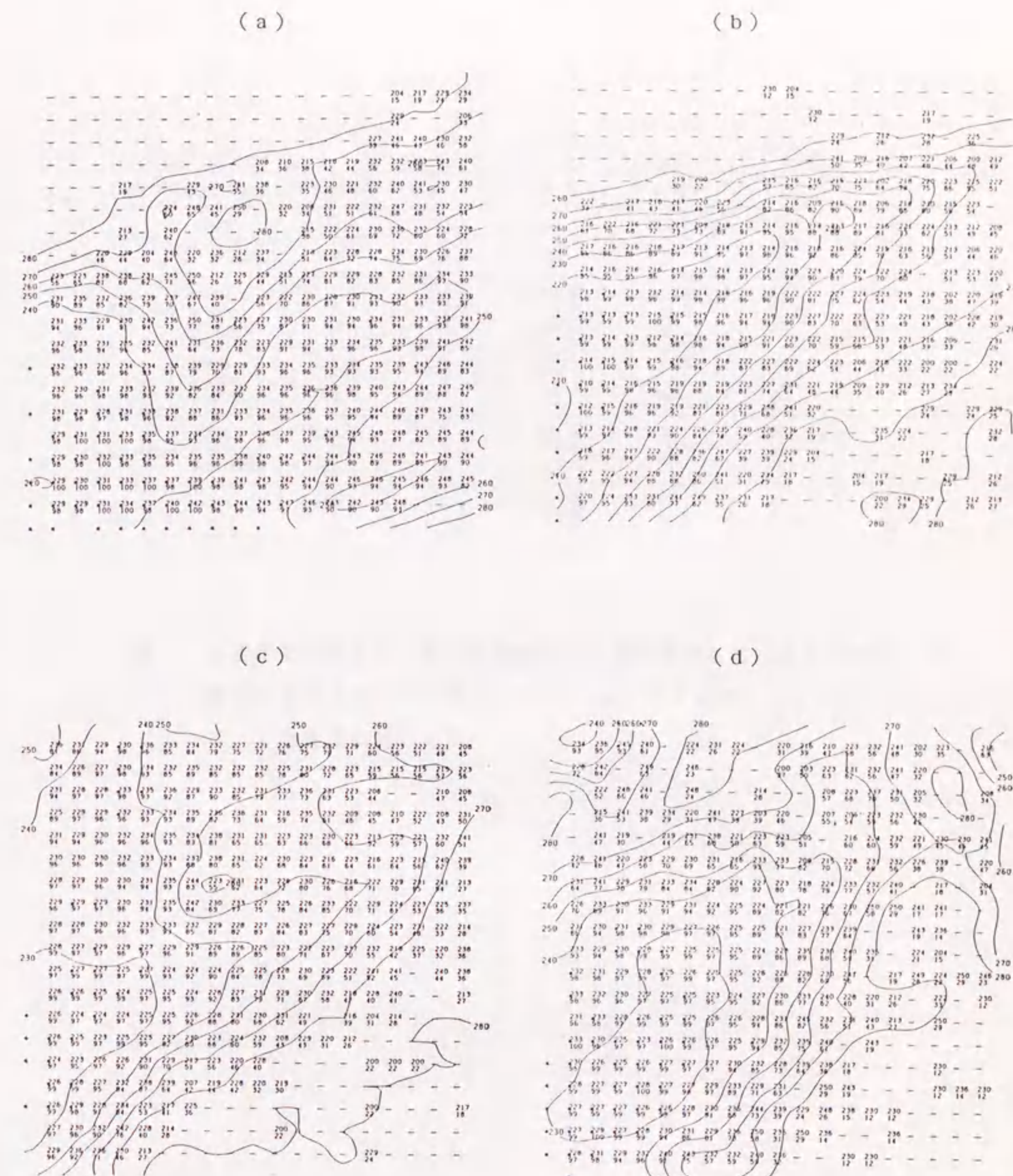


図5-4 本手法で算出された巻雲の温度(K、上段)と有効射出率($\times 0.01$ 、下段)の空間分布。1982年8月3日06GMTの西太平洋から4例(a、b、c、d)の巻雲を選んだ。

Emissivity (CH-4)		1.0~0.95	0.95~0.8	0.8~0.6	0.6~0.4	0.4~0.2	0.2~
Cirrus a	mean	233.4	238.4	234.1	229.0	221.0	218.5
	r. m. s.	4.3	6.0	8.0	8.3	13.0	11.4
	% of data	42	168	42	39	27	4
Cirrus b	mean	215.3	218.9	223.6	219.6	220.6	220.0
	r. m. s.	2.7	6.2	9.8	9.8	11.4	16.2
	% of data	30	101	41	54	53	13
Cirrus c	mean	227.4	230.0	228.6	221.9	218.6	213.7
	r. m. s.	2.8	4.5	5.4	9.6	12.2	5.6
	% of data	22	147	79	72	46	4
Cirrus d	mean	228.5	229.7	231.6	227.3	227.5	230.5
	r. m. s.	2.5	5.6	8.4	11.7	15.5	10.3
	% of data	50	96	57	72	65	27
Cirrus A	mean	215.4	217.3	222.7	223.1	228.7	237.3
	r. m. s.	1.4	4.4	9.5	11.2	15.2	10.3
	% of data	13	37	45	55	78	17

表3 本手法で算出された巻雲の平均温度と標準偏差を各有効射出率毎に示す。
 表中の巻雲Aおよび巻雲a、b、c、dはそれぞれ図2-2の巻雲Aおよび図
 5-4の巻雲に対応する。

謝辞

本論文作成にあたって、名古屋大学水圏科学研究所 武田喬男教授に終始親切かつ適切な指導と御教示をいただいた。また本研究の遂行にあたって気象研究所台風研究部の山岬正紀博士、村上勝人博士、中沢哲夫博士には多くの助言と批評をいただくと共に、歴代の台風研究部長藤原滋水氏、片山昭博士、相原正彦博士、正村敬三氏、蔵重清氏、大塚伸氏には良好な研究環境を作っていただいた。ここに記して深く感謝の意を表わす次第である。

台風研究部の同僚には研究過程で熱心に討論していただいた。特に大西晴夫氏には作図プログラムに関しても、また星紀世子女史には衛星データの処理、論文の入力に多大のお世話をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げる。

参考文献

- Agee, E.M., 1972: Note on ITCZ wave disturbances and formation of tropical storm Anna. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 733-737.
- Albrecht, B.A., 1981: Parameterization of trade-cumulus cloud amounts. *J. Atmos. Sci.*, 38, 97-105.
- Allen, J.R., 1971: Measurements of cloud emissivity in the 8-13 μ wave band. *J. Appl. Meteor.*, 10, 260-265.
- Anding, D. and R. Kauth, 1970: Estimation of sea surface temperatures from space. *Remote Sens. Environ.*, 1, 217-220.
- Aoki, T., 1979: On the information content of the satellite measured infrared radiation in the atmospheric window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 508-515.
- Aoki, T., 1980: An accurate representation of the transmission function of infrared bands of H₂O and CO₂. *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*, 24, 191-202.
- Aoki, T. and T. Inoue, 1982: Estimation of the precipitable water from the IR channel of the geostationary satellite. *Remote Sens. Environ.*, 12, 219-228.
- Aoki, T. and S. Nakajima, 1981: On misalignment between HIRS and AVHRR pictures of NOAA-6 meteorological satellite. *M.S.C. Technical Note*, 4, 63-67.
- Appleman, H.S., 1961: Occurrence and forecasting of cirrostratus clouds. WMO, 109, Tech. Paper 40, World Meteorological Organization, Geneva, 29pp.
- Arkin, P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- Arking, A., 1964: Latitudinal distribution of cloud cover from TIROS III Photographs. *Science*, 143, 569-572.
- Barton, I.J., 1983: Upper level cloud climatology from an orbiting satellite. *J. Atmos. Sci.*, 40, 435-447.
- Bergman, K.H., 1984: The climate of autumn 1983-Featuring the conclusion of a major El Nino Event. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1441-1456.
- Bingnell, K.J., 1970: The water-vapor infrared continuum. *Quart. J. Roy.*

- Meteor. Soc., 96, 390-403.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Booth, A.L., 1973: Objective cloud type classification using visual and infrared satellite data, paper presented at 3rd Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, Amer. Meteor. Soc., Boulder, Colo., 220-227.
- Chang, C.P., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. *J. Atmos. Sci.*, 27, 133-138.
- Chesters, D., L.W. Uccellini and A. Mostek, 1982: VISSR atmospheric sounder (VAS) simulation experiment for a severe storm environment. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 198-216.
- Clapp, P.F., 1964: Global cloud cover for seasons using TIROS nephanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, 92, 495-507.
- Coakley, J.A., Jr. and F.P. Bretherton, 1982: Cloud cover from high-resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932.
- Cogan, J.L. and J.H. Willand, 1976: Measurement of sea surface temperature by the NOAA 2 Satellite. *J. Appl. Meteor.*, 15, 173-180.
- Cornejo-Garrido, A.G. and P.H. Stone, 1977: On the heat balance of the Walker circulation. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1155-1162.
- Cox, S.K., 1971: Cirrus clouds and the climate. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1513-1515.
- Cox, S.K., 1976: Observations of cloud infrared effective emissivity. *J. Atmos. Sci.*, 33, 287-289.
- Dvorak, V.F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- Erickson, C.O., 1967: Some aspects of the development of hurricane Dorothy. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 121-130.
- Fett, R.W., 1968: Typhoon formation within the zone of intertropical convergence. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 106-117.

- Frank, N.L. and H.M. Johnson, 1969: Vortical cloud systems over the tropical Atlantic during the 1967 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 124-129.
- Fritz, S., L. Hubert and A. Timchalk, 1966: Some inferences from satellite pictures of tropical disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, 94, 231-236.
- Gadgil, S., P.V. Joseph and N.V. Joshi, 1984: Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, 312, 141-143.
- Gentry, R.C., E. Rodgers, J. Steranka and W.E. Shenk, 1980: Predicting tropical cyclone intensity using satellite-measured equivalent blackbody temperatures of cloud tops. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 445-455.
- Gill, A.E. and E.M. Rasmusson, 1983: The 1982-83 climate anomaly in the equatorial Pacific. *Nature*, 306, 229-234.
- Graham, N.E. and T.P. Barnett, 1987: Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238, 657-659.
- Gray, W.M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- Griffith, K.T., S.T. Cox and R.G. Knollenberg, 1980: Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from aircraft measurements. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1077-1087.
- Gruber, A., 1974: The wavenumber-frequency spectra of satellite-measured brightness in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1675-1680.
- Heddinghaus, T.R. and A.F. Krueger, 1981: Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1208-1218.
- Henderson-Sellers, A., 1986: Layer cloud amounts for January and July 1979 from 3D-Nephanalysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 118-132.
- Horel, J.D., 1982: On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1863-1878.
- Huhges, N.A., 1984: Global cloud climatologies: A historical review. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 724-751.
- Hughes, N.A., and A. Henderson-Sellers, 1985: Global 3D-nephanalysis of total cloud amount: Climatology for 1979. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 669-686.
- Ikeyama, M. and T. Takeda, 1988: Seasonal and interannual changes in cloud amount over the western Pacific. -Changes in 30-day period variation-.

- J. Meteor. Soc. Japan, 66, 291-307.
- Ichie, T. and J.R. Petersen, 1963: The anomalous rainfall of the 1957-58 winter in the equatorial central Pacific arid area. J. Meteor. Soc. Japan, 41, 172-182.
- Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the $10\mu\text{m}$ window region. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 88-99.
- Inoue, T., 1987a: A cloud type classification with NOAA 7 Split-Window measurements. J. Geophys. Res., 92, 3991-4000.
- Inoue, T., 1987b: An instantaneous delineation of convective rainfall areas using split window data of NOAA-7 AVHRR. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 469-481.
- Inoue, T., 1989: Features of clouds over the tropical Pacific during northern hemispheric winter derived from split window measurements.
- Inoue, T., 1990: The relationship of sea surface temperature and water vapor amount to convection over the western tropical Pacific revealed from split window measurements. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 589-606.
- 井上豊志郎、1979: 大気補正、GMS システム総合報告、II データ処理編 その2、気象衛星センター技術報告(特別号II-2)、7-14.
- 井上豊志郎、1985: 雲影による雲頂高度の算出、天気、32、435-439.
- Kaveney, W.J., R.G. Feddes and K.N. Liou, 1977: Statistical inference of cloud thickness from NOAA 4 scanning radiometer data. Mon. Wea. Rev., 105, 99-107.
- Khalsa, S.J.S., 1983: The role of sea surface temperature in large-scale air-sea interaction. Mon. wea. Rev., 111, 954-966.
- Knutson, T.R., K.M. Weickmann and J.E. Kutzbach, 1986: Global-scale intra-seasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during Northern Hemisphere summer. Mon. Wea. Rev., 114, 605-623.
- Kornfield, J. and A.F. Hasler, 1969: A photographic summary of the earth's cloud cover for the year 1967. J. Appl. Meteor., 8, 687-700.
- Krueger, A.F. and T.I. Gray, 1969: Long-term variations in equatorial circulation and rainfall. Mon. Wea. Rev., 97, 700-711.
- Kuhn, P.M. and H.K. Weickmann, 1969: High altitude radiometric measurements of cirrus. J. Appl. Meteor., 8, 145-154.

- Lau, K.M. and P.H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1889-1909.
- Lauritson, L., G.G. Nelson and R.W. Port, 1979: Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA A-G radiometers. NOAA Technical Memorandum NESS 107.
- Liebmann, B. and D.L. Hartmann, 1982: Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1153-1162.
- Liou, K.N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.
- Liu, W.T. and P.P. Niiler, 1984: Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over oceans from satellite data. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1451-1457.
- Liu, W.T., 1986: Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1591-1602.
- London, J., 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final Report, Contract AF 19(122)-165, New York Univ., 99pp.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- Manabe, S. and R.F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361-385.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- McClain, E.P., W.G. Pichel, C.C. Walton, Z. Ahmad and J. Sutton, 1983: Multi-channel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures. *Adv. Space Res.*, 2, 43-47.
- McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz and J.S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere (third edition). *Environ. Res. Papers*, No. 411.
- McGuirk, J.P., A.H. Thompson and N.R. Smith, 1987: Moisture bursts over the tropical Pacific ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 787-798.

- McMillin, L.M., 1975: Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *J. Geophys. Res.*, 80, 5113-5117.
- Miller, D.B. and R.G. Feddes, 1971: Global atlas of relative cloud cover. U.S. National Environmental Satellite Service and USAF Rep. No.1, Washinton, D.C., 14pp and charts.
- Minnis, P., E.F. Harrison and G.G. Gibson, 1987: Cloud cover over the equatorial eastern Pacific derived from July 1983 International Satellite Cloud Climatology Project data using a hybrid bispectral threshold. *J. Geophys. Res.*, 92, 4051-4978.
- Miyakoda, K. and A. Rosati, 1982: The variation of sea surface temperature in 1976 and 1977 1: the data analysis. *J. Geophys. Res.*, 87, 5667-5680.
- Morrissey, M.L., 1986: A statistical analysis of the relationships among rainfall, outgoing longwave radiation and the moisture budget during January-March 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 931-942.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, Part I: Diurnal variation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 60-76.
- Murakami, M., 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia Part II. Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 88-108.
- Murakami, T., 1975: Interannual cloudiness changes. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 996-1006.
- Murakami, T., L.-X. Chen and A. Xie, 1986: Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations, and transient disturbances as revealed from outgoing longwave radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1456-1465.
- Muramatsu, T., 1983: Diurnal variations of satellite-measured TBB areal distribution and eye diameter of mature typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 77-90.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc.*, 66, 823-839.
- Nitta, Ts., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 373-390.
- Palmen, E.H., 1948: On the formation and structure of tropical cyclones.

- Geophysica, 3, 26-38.
- Paltridge, G.W., 1974: Infrared emissivity, shortwave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds. *J. Geophys. Res.*, 79, 4053-4058.
- Platt, C.M.R., 1975: Infrared emissivity of cirrus -simultaneous satellite, lidar and radiometric observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101, 119-126.
- Platt, C.M.R., 1976: Infrared absorption and liquid water content in stratocumulus clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 553-561.
- Prabhakara, C., G. Dalu, V.G. Kunde, 1974: Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13 μ . *J. Geophys. Res.*, 79, 5039-5044.
- Prabhakara, C., G. Dalu, R.C. Lo and N.R. Nath, 1979: Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water vapor over the oceans and the inference of boundary-layer structure. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1388-1401.
- Prabhakara, C., I. Wang, A.T.C. Chang and P. Gloersen, 1983: A statistical examination of Nimbus-7 SMMR data and remote sensing of sea surface temperature, liquid water content in the atmosphere and surface wind speed. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 2023-2037.
- Prabhakara, C., R.S. Fraser, G. Dalu, M.L.C. Wu, R.J. Curran and T. Styles, 1988: Thin cirrus clouds: seasonal distribution over oceans deduced from Nimbus-4 IRIS. *J. Appl. Meteor.*, 27, 379-399.
- Ramage, C.S., 1977: Sea surface temperature and local weather. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 540-544.
- Ramage, C.S. and A.M. Hori, 1981: Meteorological aspects of El Nino. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1827-1835.
- Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Nino. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- Rasool, S.I., 1964: Cloud heights and night time cloud cover from TIROS radiation data. *J. Atmos. Sci.*, 21, 152-156.
- Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.

- Reiter, E.R., 1978: The interannual variability of the ocean-atmosphere system. *J. Atmos. Sci.*, 35, 349-370.
- Ropelewski, C.F., 1984: The climate of summer 1983--A season of contrasts and extremes. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 591-609.
- Ropelewski, C.F., 1985: The global climate June-August 1984: A return to "Normal" in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 664-679.
- Rossow, W.B., F. Mosher, E. Kinsella, A. Arking, M. Debois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985: ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 877-903.
- Sadler, J.C., 1964: Tropical cyclones of the eastern north Pacific as revealed by TIROS observations. *J. Appl. Meteor.*, 3, 347-366.
- Sadler, J.C., 1968: Average cloudiness in the tropics from satellite observations. East-West Center Press, Univ. of Hawaii, 22pp.
- Sadler, J.C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1266-1278.
- Sadler, J.C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137-1152.
- Schiffer, R.A. and W.B. Rossow, 1983: The international satellite cloud climatology project (ISCCP): The first project of the world climate research programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64, 779-784.
- Selby, J.E.A. and R.M. McClatchey, 1975: Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 μm : Computer Code LOWTRAN 3, AFCRL-TR-75-0255, Air Force Cambridge Res. Lab.
- Shibata, K. and T. Aoki, 1989: An infrared radiative scheme for the numerical models of weather and climate. *J. Geophys. Res.*, 94, 14923-14943.
- Shimamura, M., 1981: The upper-tropospheric cold lows in the northwestern Pacific as revealed in GMS satellite data. *Geophys. Mag.* 39, 119-155.
- 嶋村 克、1979: GMS画像に現れる深い対流活動、天気、26巻、243-245。
- Shimizu, N., 1981: Cloud activity and center pressure of a typhoon, *Geophys. Mag.*, 39, 267-276.
- Sikdar, D.W. and V.E. Suomi, 1972: On the remote sensing of mesoscale tropical convection intensity from a geostationary satellite. *J. Appl.*

- Meteor., 11, 37-43.
- Sikka, D.R. and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1840-1853.
- Simpson, R.H., N. Frank, D. Shideler and H.M. Johnson, 1968: Atlantic tropical disturbances, 1967. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 251-259.
- Steiner, E.J., 1987: The relationship of low-level and moisture to convection in the tropical Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 744-749.
- Stephens, G.L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II. Parametrization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132.
- Stephens, G.L. and P.J. Webster, 1981: Clouds and climate: Sensitivity of simple systems. *J. Atmos. Sci.*, 38, 235-247.
- Strong A.E. and E.P. McClain, 1984: Improved ocean surface temperatures from space-comparisons with drifting buoys. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 1984.
- Stowe, L.L., H.Y.M. Yeh, T.F. Eck, C.G. Wellemeier, H.L. Kyle and the Nimbus-7 cloud data processing team, 1989: Nimbus-7 global cloud climatology. Part II: First year results. *J. Climate*, 2, 671-709.
- Szejwach, G., 1982: Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: Application to METEOSAT. *J. Appl. Meteor.*, 21, 384-393.
- Takeda, T. and M. Ikeyama, 1985: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 997-1012.
- Thepenier, R. and D. Cruette, 1981: Formation of cloud bands associated with the American subtropical jet stream and their interaction with mid-latitude synoptic disturbances reaching Europe. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2209-2220.
- Valovcin, F.R., 1968: Infrared measurements of jet-stream cirrus. *J. Appl. Meteor.*, 7, 817-826.
- Vonder Haar, T.H. and V. Suomi, 1971: Measurements of the earth's radiation budget from satellites during a 5-year period. Part I: Extended time and space means. *J. Atmos. Sci.*, 28, 305-314.
- Wang, W., W.B. Rossow, M. Yao and M. Wolfson, 1981: Climate sensitivity of a one-dimensional radiative-convective model with cloud feedback. *J.*

- Atmos. Sci., 38, 1167-1178.
- Warren, S.G., C.J. Hahn and J. London, 1985: Simulations occurrence of different cloud types. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 658-667.
- Williams, K.T. and W.M. Gray, 1973: Statistical analysis of satellite-observed trade wind cloud clusters in the western north Pacific. *Tellus*, 25, 313-336.
- Woodbury, G.E. and M.P. McCormick, 1983: Global distributions of cirrus clouds determined from SAGE data. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1180-1183.
- Woodbury, G.E. and M.P. McCormick, 1986: Zonal and geographical distributions of cirrus clouds determined from SAGE data. *J. Geophys. Res.*, 91, 2775-2785.
- Wylie, D.P. and W.P. Menzel, 1989: Two years of cloud cover statistics using VAS. *J. Climate*, 2, 1-13.
- Yamanouchi, T., K. Suzuki and S. Kawaguchi, 1987: Detection of clouds in antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 949-961.
- Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 225-229.
- Zangvil, A.Z., 1975: Temporal and spatial behavior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 904-920.