

気象衛星ひまわりを用いた チベット高原上の地表面エネルギーフラックスの算出

奥 勇一郎・石川 裕彦・蘇 中波*

* International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation

要 旨

本研究では、NOAA/AVHRR データを用いて地表面エネルギーフラックスを算出する手法を参考に、GMS-5/VISSR データからチベット高原上のフラックスの空間分布を算出する手法を提案する。静止軌道衛星である GMS-5 (ひまわり 5 号) は、その観測範囲の広さ、観測頻度の高さにおいて極軌道衛星である NOAA よりも優れており、GMS-5 のデータを用いることにより高原全体におけるフラックスの空間分布が 1 時間間隔で算出可能となる。算出されたフラックスと地上観測で得られたそれとの比較を行ったところ、日変化や季節変化は妥当なものであることが確認できた。

キーワード: 静止軌道衛星ひまわり 5 号 (GMS-5), 衛星リモートセンシング, 大気陸面相互作用, 地表面エネルギーフラックス, チベット高原, アジアモンスーン。

1. はじめに

平均海拔高度が 4,000m を越えるチベット高原は、ユーラシア大陸南東部に位置し、その面積は 100 万 km^2 に及ぶ。この広大なチベット高原はその海拔高度の高さゆえに対流圏の中に障害物として存在しており、アジア地域の気候はもとより地球全体の気候にも影響を与える。

チベット高原が直上の大気およびその周辺地域との大気の循環に与える影響は、大きく分けて 3 つある。まず、高原が大気の循環、特に中緯度偏西風内の障害物として地球流体力学的に流れを変える力学的効果、次に、高緯度側の寒冷な気団と熱帯側の温暖かつ湿潤な気団の直接混合を妨げる障壁の効果、そして、対流圏中部に突出した高原の地表面が大気に対する熱源あるいは冷源として働く熱力学的効果である。特に夏季のアジアモンスーンの動態におけるチベット高原の影響については熱力学的効果が重要と考えられている。この熱力学的効果の指標としては、地表面エネルギーフラックスがよく用いられている。地表面エネルギーフラックスは、そのエネ

ルギーの輸送形態により正味放射量、地中熱流量、顕熱フラックス、潜熱フラックスの各成分に分けることができる。これら各成分を求めることにより、大気陸面間のエネルギー・水収支の定量的な議論が可能となり熱力学的効果の詳細が明らかにされる。

チベット高原が夏季アジアモンスーンの動態に与える影響について論じた研究として、古くは Flohn (1968) や Reiter and Gao (1982) などがある。彼らは、春から夏にかけて高原の熱源としての役割の強化に伴い高原上空にチベット高気圧と呼ばれる熱的な高気圧が出現し、高原の南を流れていた亜熱帯ジェットがこの高気圧の北側にジャンプすると同時にモンスーンが開始すると指摘した。ただしこれらの研究では、このような循環場の変化を引き起こすような大気加熱が、実際に高原付近でどの程度起こっているのかという定量的な議論はまだされていないかった。

高原付近での大気加熱およびそれに関わる高原地表面での放射・熱収支などの定量的な議論は、1979 年の青海西藏高原気象実験計画 (QXPME: Qinghai-Xizang Plateau Meteorological Experiment),

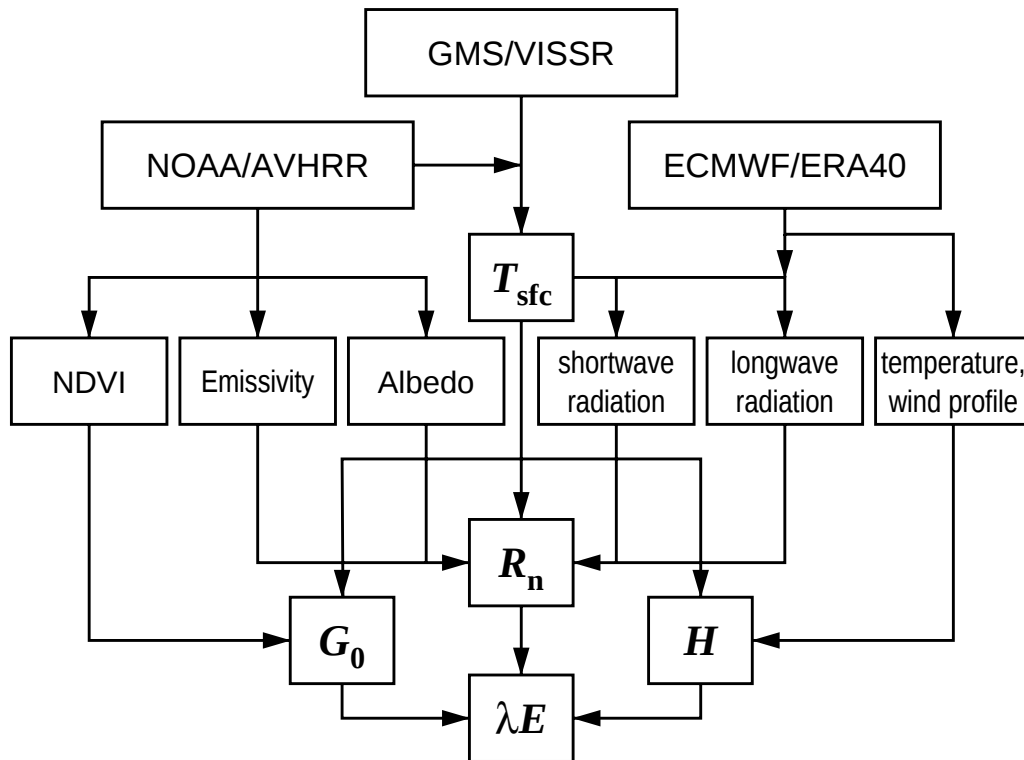


Fig. 1 Flowchart of the procedure for estimating land surface energy fluxes from GMS/VISSR.

1986年のチベット高原気象実験計画 (TIPMEX: Tibetan Plateau Meteorological Experiment) で得られた観測データにより行われるようになった。Smith and Shi (1992) や Shi and Smith (1992) は、TIPMEXによる観測データと放射伝達モデルにより長波放射収支とその鉛直分布を調べ、気温に比べ極めて高い地表面温度による地表面から大気への大きな長波放射と、直上の大気で顕著な放射フラックスの収束があることから、高原の地表面が大気境界層の加熱に大きな役割を果たしていることを示した。また Yanai et al. (1992) や Yanai and Li (1994) は、QXPMEXによる観測データに基づき、地表面加熱と大気境界層の発達過程について日変化を含めて解析し、プレモンスーン季には地表面の強い加熱と乾燥対流、モンスーン季には湿潤対流が大気加熱に重要な役割を果たしていることを明らかにした。

1998年に全球エネルギー・水循環観測計画 (GEWEX: Global Energy and Water Cycle Experiment) の一環としてアジアモンスーンエネルギー・水循環研究観測計画 (GAME: GEWEX Asian Monsoon Experiment) に基づく強化観測がチベット高原 (GAME/Tibet) で行われた (Koike et al., 1999)。高原東部を中心に自動気象観測装置 (AWS: Automatic Weather Station) が設置され (Ishikawa et al., 1999)、気温や湿度など様々な気象要素についての観測デー

タを取得することができた。GAME/Tibet 集中観測期間 (IOP: Intensive Observation Period, 1998年4月～9月) 中には渦相関法に基づく地表面エネルギーフラックスの直接観測が実施された (Tsukamoto et al., 1999)。これら観測データに基づいて大気境界層の発達に関する研究 (Tsukamoto et al., 2001) や、地表面のエネルギー収支に関する研究 (Tanaka et al., 2001) が行われ、モンスーン季の後半にあたる8月から9月にかけて潜熱は顕熱と同じ程度かそれ以上になること、降水による土壌水分の増加が顕熱から潜熱への変化に最も寄与していることなど、地表面から大気への熱的な寄与についての詳細が明らかになってきた。しかし、地表面から大気への熱力学的効果をチベット高原全体について解釈できるようにするためには、地上観測のみではデータの空間代表性の問題から議論には限界があり、高原全体からの寄与を考察するにはより広範囲からの平均的な寄与を見積もる必要がある。

リモートセンシング技術を用いた衛星観測は、広域を均質な精度で同時に観測することができるという点で地上観測よりも優れている。現在のところ衛星データのみから直接フラックスを算出することは困難であるが、観測データとの併用により間接的にフラックスの空間分布を算出する手法がいくつか提案されている (例えば Bastiaanssen et al., 1998a,b)。

その手法の多くは、正味放射量と顕熱フラックスを算出し、地中熱流量は正味放射量から、潜熱フラックスは地表面におけるエネルギー収支の残差として算出している（例えば Su, 2000; Ma, 2003）。

チベット高原では Ma et al. (2002, 2003a,b) が、GAME/Tibet 集中観測期間の極軌道衛星 NOAA の AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) データとゾンデ観測データとを併用し、フラックスの空間分布を算出している。正味放射量はゾンデ観測データによる気温と湿度の鉛直プロファイルを放射伝達モデルに与えて算出し、地中熱流量は正味放射量と土地被覆状況から算出、顕熱フラックスはスプリットウィンドウ法で算出した地表面温度とゾンデ観測データから得られる気温と風速から算出、そしてこれらの残差として潜熱フラックスを算出している。ゾンデ観測データを用いている都合上、気温や風速の空間代表性から、フラックスの空間分布の算出はゾンデ観測地点近傍の領域に制限されるが、算出されたフラックスの値は地上観測で得られたフラックスの値とよく一致したとしている。しかし、NOAA のような極軌道衛星では同じ領域を 1 日 2 回程度しか観測することができない。特にフラックスの日変化の振幅が大きいチベット高原 (Tanaka et al., 2001) では、日変化をとらえられる時間間隔で観測可能な衛星のデータが必要である。

そこで、本研究では Su (2002) の Surface Energy Balance System (SEBS) に基づき、1 時間間隔でデータを提供してくれる静止軌道衛星ひまわり 5 号 (GMS-5: Geostationary Meteorological Satellite-5) のデータを用いて、フラックスの算出を試みる (4.1 節)。フラックス算出の理論について詳しくは 2 節で述べるが、SEBS を用いてのフラックス算出にはある高さにおける気温や風速の情報が必要になる。Su (2002) において、これらの情報はゾンデ観測データを用いて与えていたが、高原上に数カ所しかないゾンデ観測地点のデータだけでは、広大なチベット高原上の気温や風速の時空間分布を得ることはできない。そこで気温や風速の時空間分布を再解析データで与え、チベット高原におけるフラックスの空間分布の日変化を算出する手法を提案する (4.2 節)。3 節では使用したデータについて、4 節でフラックスの算出結果についてそれぞれ述べ、5 節でまとめとする。

なお、本研究では海拔 4,000m 以上の領域をチベット高原として定義した。また、チベット高原における地方時 (LST) は東経 90 度におけるものとした。世界時 (UTC) との関係は $LST = UTC + 6$ 時間である。

2. Surface Energy Balance System

地表面付近における水平方向の熱移流の効果が無視できる場合、地表面に入るエネルギーと出ていくエネルギーは等しいとすることができる。大気から地表面に入るエネルギーは正味放射量 R_n 、逆に地表面から大気へ出ていくエネルギーは乱流による熱輸送に起源する顕熱フラックス H と水蒸気輸送に伴う潜熱フラックス λE であり、地表面から地中に入るエネルギーを地中熱流量 G_0 とすると、地表面における熱収支は

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \quad (1)$$

となる。SEBS では正味放射量、地中熱流量、顕熱フラックスを算出し、潜熱フラックスは式 (1) の地表面におけるエネルギーバランスの関係式を用いてこれらの残差から算出する。Fig. 1 はフラックス算出過程におけるデータの入出力である。日較差が大きい地表面温度および放射量については GMS-5/VISSR から、日較差がそれほど大きくなくても季節変化を無視することができない植生などの地表面状態に関する量については NOAA/AVHRR からそれぞれ求める。また、フラックスの算出にはブレンディングハイト (詳細は 2.3 節) における気温や風速のデータが必要であり、これに関しては 4.1 節ではゾンデ観測データを、4.2 節では再解析データを利用した。

2.1 正味放射量

正味放射量 R_n は上下方向の長波放射および短波放射の収支で定義される、すなわち、

$$R_n = R_S^\downarrow - R_S^\uparrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (2)$$

ここで R_S は短波放射、 R_L は長波放射であり、矢印はこれら放射の上下方向を示している。上向きは短波放射は地表面のアルベド α を用いて下向きの短波放射で、また上向きの長波放射は地表面の射出率 ϵ 、地表面温度 T_{sfc} 、それに Stefan-Boltzmann 定数 σ を用いて下向きの長波放射で、それぞれ置き換えることができ、式 (2) は

$$R_n = (1 - \alpha) R_S^\downarrow + \epsilon_{air} R_L^\downarrow - \epsilon \sigma T_{sfc}^4 \quad (3)$$

となる。

式 (3) で地表面のアルベド α と射出率 ϵ は、下向き短波放射 $R_S^\downarrow$ 、下向き長波放射 $R_L^\downarrow$ 、地表面温度 T_{sfc} と比べて日較差が無視できるくらい小さいので、季節変化だけを考慮すればよい。Valiente et al.

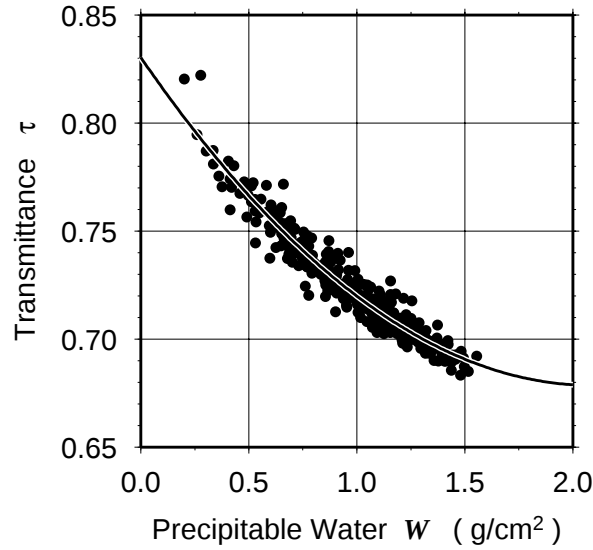


Fig. 2 Atmospheric transmittance for shortwave spectrum as a function of precipitable water with regression curve.

(1995) より，地表面のアルベド α は AVHRR の可視 1 チャンネルの反射強度 ρ_1 および 2 チャンネルの反射強度 ρ_2 を用いて，

$$\alpha = 0.545\rho_1 + 0.320\rho_2 + 0.035 \quad (4)$$

で求めることができる．地表面の射出率 ϵ は Sobrino and Raissouni (2000) の経験式に基づいて正規化植生指数 (NDVI: Normalized Difference Vegetation Index) から算出した．NDVI は，AVHRR データから Oku and Ishikawa (2004) の雲判別法 CD2 を用いて雲に覆われている領域を取り除いた後に，

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (5)$$

により算出し月平均したものを用意した．

下向き短波放射 $R_S^\downarrow$ は，大気上端における日射量 $K^\downarrow$ と大気の透過率 τ を用いて，

$$R_S^\downarrow = K^\downarrow \tau = e_0 I_{sc} \cos \theta \tau \quad (6)$$

で求めることができる (例えば Iqbal, 1983)．ここで I_{sc} は太陽定数であり，

$$I_{sc} = 1.367 \times 10^3 \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad (7)$$

である． τ は，気圧，温度，湿度の鉛直プロファイルを用いた観測データで与えたときの放射伝達モデル MODTRAN (Berk et al., 1989) による放射伝達の計算から可降水量の関数として経験的に導出する (Fig. 2)．地球の公転軌道が太陽を焦点の 1 つとする楕円であるため，地球と太陽との距離に反比例して大気上端における日射量は変化する．式 (6)

の e_0 はこの距離を大気上端における日射量の季節変化に反映するための補正率であり，DOY (day of year) を用いて

$$\omega = 2\pi \frac{\text{DOY}}{365} \quad (8)$$

としたとき，

$$\begin{aligned} e_0 = & 1.00011 \\ & + 0.034221 \cos \omega + 0.00128 \sin \omega \\ & + 0.000719 \cos 2\omega + 0.000077 \sin 2\omega \end{aligned} \quad (9)$$

で与えられる．一方，式 (6) の θ は地形を考慮した太陽の天頂角であり，傾斜角 ζ ，最大傾斜方向 (アスペクト角) η のとき，

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin \theta_{ze} \sin \zeta (\cos \theta_{az} \cos \eta + \sin \theta_{az} \sin \eta) \\ & + \cos \theta_{ze} \cos \zeta \end{aligned} \quad (10)$$

で与えられる． θ_{ze} は地表面が水平であるとき，すなわち $\zeta = 0$ のときの太陽の天頂角で，

$$\cos \theta_{ze} = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos t \quad (11)$$

であり， θ_{az} は太陽の方位角で，

$$\begin{aligned} \cos \theta_{az} = & \cos \left(\frac{\pi}{2} - \delta \right) \cos \left(\frac{\pi}{2} - \phi \right) \\ & + \sin \left(\frac{\pi}{2} - \delta \right) \sin \left(\frac{\pi}{2} - \phi \right) \cos t \\ = & \frac{\cos \theta_{ze} \sin \phi - \sin \delta}{\sin \theta_{ze} \cos \phi} \end{aligned} \quad (12)$$

である．赤緯 δ は DOY により決まり， ω を用いて

$$\begin{aligned}\delta = & \beta_1 - \beta_2 \cos \omega + \beta_3 \sin \omega \\ & - \beta_4 \cos 2\omega + \beta_5 \sin 2\omega \\ & - \beta_6 \cos 3\omega + \beta_7 \sin 3\omega\end{aligned}\quad (13)$$

で求まる．ただし，

$$\begin{aligned}\beta_1 &= 0.006918, \\ \beta_2 &= 0.399912, \\ \beta_3 &= 0.070257, \\ \beta_4 &= 0.006758, \\ \beta_5 &= 0.000907, \\ \beta_6 &= 0.002697, \\ \beta_7 &= 0.001480\end{aligned}\quad (14)$$

である． ϕ はその地点の緯度， t は時角で，経度を λ とすると，

$$t = \left(\frac{t_0 + t'}{12} - 1 \right) \pi + \lambda, \quad (15)$$

ただし t_0 は平均太陽時における UTC である．太陽が南中してから，再び通過するまでの時間は年間を通して一定ではなく，およそ ± 15 分の範囲で変動する．平均太陽時は，天の赤道を一定の速度で移動していく仮想的な平均太陽による時間である．放射量を推定する場合は実際の太陽，真太陽の動きを追従する必要があるので平均太陽時との時差を均時差 t' として

$$\begin{aligned}t' = & \frac{12}{\pi} (\alpha_1 + \alpha_2 \cos \delta - \alpha_3 \sin \delta \\ & - \alpha_4 \cos 2\delta - \alpha_5 \sin 2\delta)\end{aligned}\quad (16)$$

の補正を加える必要がある．ただし，

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= 0.000075, \\ \alpha_2 &= 0.001868, \\ \alpha_3 &= 0.032077, \\ \alpha_4 &= 0.014615, \\ \alpha_5 &= 0.040849\end{aligned}\quad (17)$$

である．下向き長波放射 $R_L^\downarrow$ は，

$$R_L^\downarrow = \epsilon_{\text{air}} \sigma T_{\text{air}}^4 \quad (18)$$

で与えられ， ϵ_{air} は大気の出射率， T_{air} は大気温度である．Swinbank (1963) より，大気の出射率 ϵ_{air} は，

$$\begin{aligned}\epsilon_{\text{air}} &= 0.398 \times 10^{-5} T_{\text{air}}^{2.148} \\ &\approx 0.92 \times 10^{-5} T_{\text{air}}^2\end{aligned}\quad (19)$$

により良い近似で求まる．地表面温度 $T_{\text{sf}}c$ については Oku and Ishikawa (2004) に基づいて GMS-5/VISSR と NOAA/AVHRR から算出する．

正味放射量算出のための物理量は，大気温度 T_{air} を除いて衛星データから求めることができる．

2.2 地中熱流量

地中熱流量 G_0 は熱拡散係数と表層の地中温度の時間変化率の積で定義できる，すなわち，

$$G_0 = C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} dz. \quad (20)$$

ここで C_s は土壌の熱拡散係数， T_s は地中温度である．地中温度の時間変化率を衛星で観測することは困難であるため，地中熱流量の直接的な算出はできない．多くの研究者は野外観測の結果などから地中熱流量を経験的に正味放射量から算出している (例えば Jia et al., 2003)，すなわち， Γ_c を植生地における正味放射量・地中熱流量の交換係数， Γ_s を裸地における交換係数とし，植生被覆率 f_c を用いて，

$$G_0 = R_n [\Gamma_c + (1 - f_c) (\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (21)$$

のようにして算出する．ここで $\Gamma_c = 0.315$ (Kustas and Daughtry, 1990)， $\Gamma_s = 0.05$ (Monteith, 1973) である．正味放射量が求めれば，植生被覆率 f_c を与えることによって地中熱流量は算出される． f_c は NDVI を用いて，

$$f_c = \left(\frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}} \right)^2 \quad (22)$$

で算出する (例えば Carlson and Ripley, 1997)．

2.3 顕熱フラックス

顕熱フラックスの算出にはモニン-オブコフの相似則 (Monin-Obukhov's Similarity Theory) の理論を拡張して用いる．大気境界層は対流圏の最下層に位置する地表面に接する部分で，地表面の影響を直接受ける層である．大気境界層の高さは，地表面の摩擦による力学的な影響，あるいは地表面の加熱および冷却による熱力学的な影響が及ぶ高さとして定義され，一般に 1,000m~2,000m と考えられている．中立に近い安定度の対流境界層において，直接地表面と接している高さ 50m~100m 程度の層は，地表面からの顕熱輸送量や潜熱輸送量が鉛直方向にほぼ一定であると近似でき，一般に接地境界層と呼ばれている．この接地境界層内では地表面

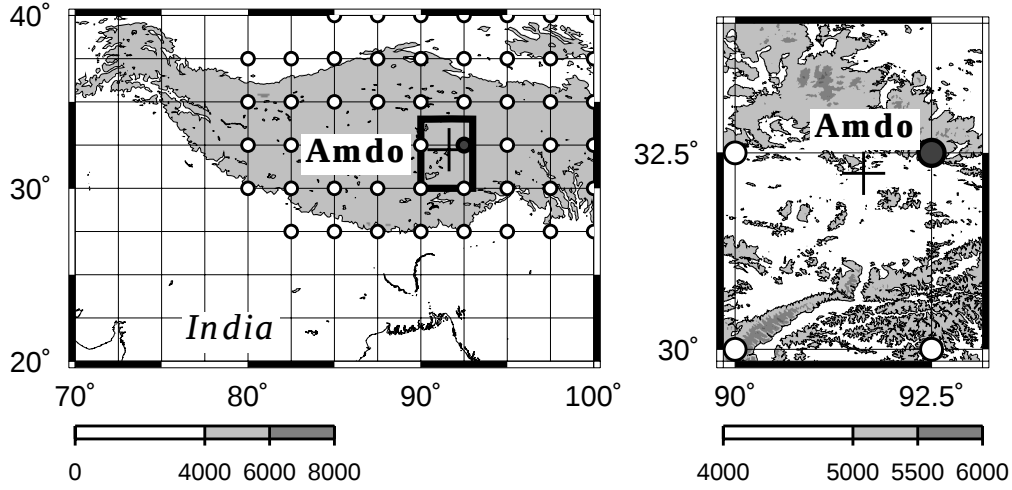


Fig. 3 Location of Amdo (cross) and grids (circle) in ERA40 reanalysis data across the Tibetan Plateau. Filled circle indicates the nearest grid to Amdo. Shaded regions in left panel indicate altitudes of over 4,000mASL. The detail topography around Amdo is shown in right panel, that is correspond to the thick square in left panel.

からの顕熱輸送量や潜熱輸送量が一定であるので、風速や気温が鉛直高度に対して対数に近い分布をしているとみなすことができ、この性質を用いて接地境界層の構造を説明しようとしたのがモニン-オブコフの相似則である (Monin and Obukhov, 1954)。

接地境界層は地表面と直接接しているため土地被覆による影響が非常に大きい。そのため、風向に沿って地表面の土地被覆が変化するとその境界線から風下側に新たな層、内部境界層が発達する。土地被覆のスケールが小さいと、ある高さで異なる地表面状態に対応する個々の内部境界層の区別があいまいになり、その高さで気温などの物理量が水平方向にほぼ一定の層ができるという考えがある。この層は広域接地境界層などと呼ばれ、接地境界層と同様にモニン-オブコフの相似則が成り立つとみなせる。また、この層の高さはブレンディングハイト (blending height) と呼ばれている (例えば Mason, 1988; Grant, 1991; Claussen, 1991, 1995)。そこで多くの研究者はこの広域接地境界層の存在を仮定し、モニン-オブコフの相似則を用いて顕熱フラックスの算出を行っている。モニン-オブコフの相似則では、安定度が中立に近い状態において、広域接地境界層のブレンディングハイト z における風速 u は、

$$u = \frac{u^*}{k} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z - d_0}{L} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right], \quad (23)$$

気温 T_{air} は、

$$T_{sfc} - T_{air} = \frac{H}{k u^* \rho C_p} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z - d_0}{L} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right] \quad (24)$$

で与えられる。ここで、 k はカルマン定数 (Karman's constant) で $k = 0.4$ 、 g は重力加速度で $g = 9.81 \text{ [ms}^{-2}\text{]}$ 、 C_p は空気定圧比熱で $C_p = 1,005 \text{ [Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}\text{]}$ である。 ρ は空気密度、 u^* は摩擦速度 (friction velocity)、 d_0 はゼロ変位面 (zero plane displacement height)、 z_{0m} は空力学的地表面粗度 (roughness length for momentum transfer)、 z_{0h} は熱力学的地表面粗度 (roughness length for heat transfer) である。 L はモニン-オブコフの安定度スケール (Monin-Obukhov stability length) であり、

$$L = - \frac{\rho C_p T_{air} u^*}{k g H} \quad (25)$$

である。式 (23)~(25) は、大気に関する情報として高度 z における p 、 u 、 T_{air} 、地表面に関する情報として T_{sfc} 、NDVI が既知であれば、未知数である u^* 、 L 、 H が算出でき、顕熱フラックスが求まる。なお、これら非線形方程式はブロイデン法 (Press et al., 1997) を用いて解く。

Gupta et al. (2002) によると z_{0m} は、

$$z_{0m} = \exp(-5.5 + 5.8 \text{ NDVI}), \quad (26)$$

Stanhill (1969) によると d_0 は、

$$d_0 = \frac{2}{3} h_0 = \frac{2}{3} (7.35 \cdot z_{0m}) \quad (27)$$

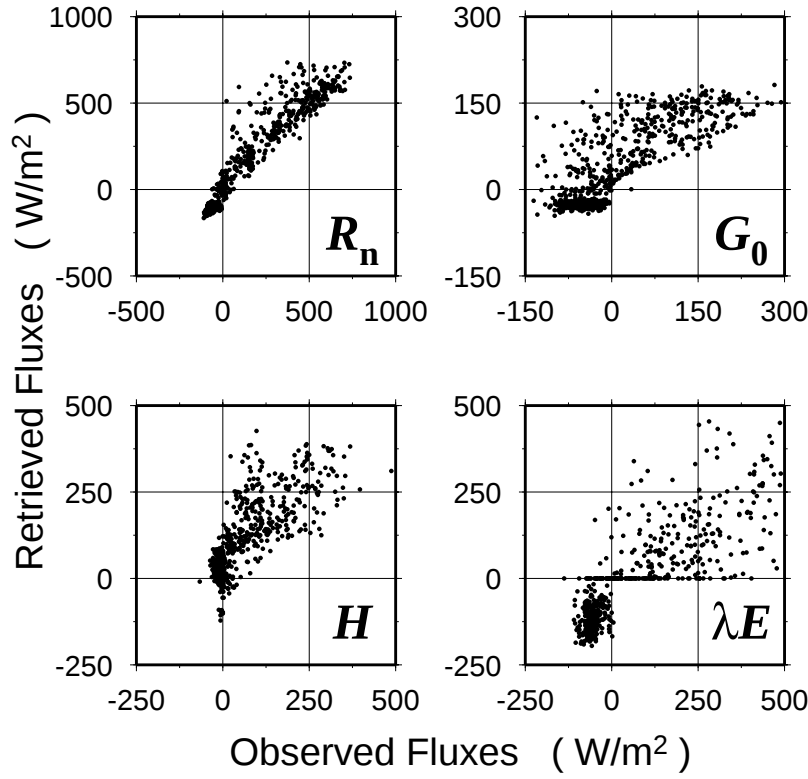


Fig. 4 A scatter diagram of land surface energy fluxes observed at Amdo (horizontal axis) and fluxes estimated by SEBS (vertical axis) with the aid of sonde observation data. Upper left panel is net radiation R_n , upper right is soil heat flux G_0 , lower left is sensible heat flux H and lower right is latent heat flux λE .

であり, h_0 は植生の高さである. z_{0h} は,

$$z_{0h} = \frac{z_{0m}}{e^{(kB^{-1})}} \quad (28)$$

であり, 空力学的地表面粗度と熱力学的地表面粗度の比 kB^{-1} は,

$$kB^{-1} = \frac{kC_d}{4C_t \frac{u^*}{u(z)} (1 - e^{-n/2})} f_c^2 + \frac{k \frac{u^*}{u(z)} \frac{z_{0m}}{z}}{C_t} f_c^2 (1 - f_c)^2 + kB_{soil}^{-1} (1 - f_c)^2 \quad (29)$$

で与えられる. 式 (22) で求めた植生被覆率 f_c を用いて, 式 (29) の第 1 項が植生地域による kB^{-1} への寄与 (Choudhury and Monteith, 1988), 第 3 項が裸地による寄与 (Brutsaert, 1982), そして第 2 項がその混在領域からの寄与をそれぞれ示している (詳細は Su, 2002). また Ψ_m は空力学的安定度関数 (stability correction function for momentum transfer), Ψ_h は熱力学的安定度関数 (stability correction function for sensible heat transfer) であり, Brutsaert (1982) で与えられているものを用いた.

顕熱フラックスの算出には T_{sfc} , NDVI の他に, プレンディングハイト z における p , T_{air} , u の情報が必要になる.

2.4 潜熱フラックス

潜熱フラックスは地表面におけるエネルギー収支の式 (1) を用いて, 正味放射量, 地中熱流量, 顕熱フラックスの残差として算出する. すなわち,

$$\lambda E = R_n - G_0 - H \quad (30)$$

で与えられる.

3. データ

SEBS を用いて地表面エネルギーフラックスを算出するためには, 地表面温度やアルベドなど地表面に関する情報と, プレンディングハイトにおける気圧, 風速, 気温など大気に関する情報が必要である. 前者は衛星データから算出する. 地表面温度は, Oku and Ishikawa (2004) に基づき GMS-5/VISSR と

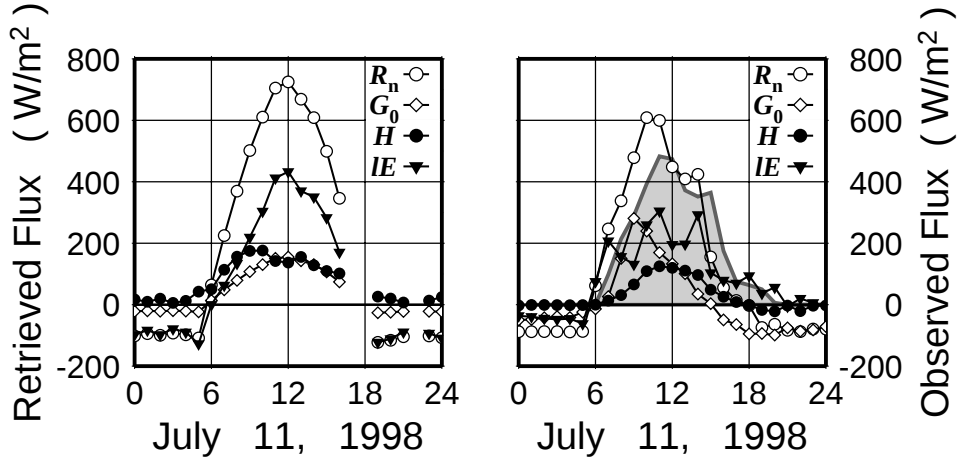


Fig. 5 Time series of SEBS-retrieved (left panel) and measured (right panel) land surface energy fluxes ($\circ$ is net radiation R_n , $\diamond$ is soil heat flux G_0 , $\bullet$ is sensible heat flux H and $\blacktriangledown$ is latent heat flux λE) and half value of measured downward shortwave radiation (shaded area with gray line in right panel) at Amdo on July 11, 1998. Horizontal axis is local time at 90°E , vertical axis is energy flux density in W/m^2 .

NOAA-14 および NOAA-16 の AVHRR を用意し、赤外スプリットウィンドウ法により 1 時間間隔で算出したものを用いた。一方、後者の大気に関する情報としては、Amdo におけるゾンデ観測データおよび再解析データを用いる。また SEBS で算出したフラックスのグランドトゥールズ (ground truth) として Amdo におけるフラックス観測データを用いた。Fig. 3 に Amdo の位置を示す。なお、使用した衛星データは、GMS, NOAA とともに緯度経度 0.1 度間隔の格子データに幾何補正したものを用いた。

3.1 ECMWF/ERA40

チベット高原上のフラックスの空間分布の算出には、ブレンディングハイトにおける気圧、風速、気温など大気に関する情報が必要である。しかしゾンデ観測データではブレンディングハイトにおける気圧、風速、気温の空間分布はわからない。本研究ではこれらの空間分布をヨーロッパ中期予報センター (ECMWF: European Center for Medium Range Forecasts) の再解析データ ERA40 (ECMWF 40 Years Re-Analysis; Simmons et al., 2000) で与えた。ERA40 の空間解像度は緯度経度 2.5 度、鉛直 23 層である。チベット高原上における格子点の水平分布を Fig. 3 に示す。これを GMS と同じ空間解像度である緯度経度 0.1 度にデータを内挿、ブレンディングハイトを地上 500m (Su, 2002) で与えたときの風速、気温をジオポテンシャル高度場から計算し、これを用いた。またデータは 6 時間間隔でしかないので、1 時間間隔で線形内挿した値を使用した。

3.2 GAME/Tibet フラックス観測データ

GAME/Tibet 集中観測期間中、Amdo において行われた乱流観測 (Tsukamoto et al., 1999) のデータを用いてフラックスを算出し、これをグランドトゥールズとして用いた。正味放射量は、短波放射を EKO MS-801、長波放射を Eppley PIR により上下方向の成分をそれぞれ観測し、式 (2) より算出した。

地中熱流量は Tanaka et al. (2003) に基づき、熱伝導方程式 (20) を用いて算出されたものを用いた。Tanaka et al. (2003) では地中熱流量の観測値を近似的に、地表面温度 T_{sfc} 、深さ 5cm の地中温度 $T_{5\text{cm}}$ 、深さ 10cm の地中温度 $T_{10\text{cm}}$ の時間変化とそれぞれの層の厚さ $\delta_{\text{sfc}} = 0.01$ [m]、 $\delta_{5\text{cm}} = 0.06$ [m]、 $\delta_{10\text{cm}} = 0.03$ [m] と土壌の比熱 $\overline{C_s}$ の積から蓄熱量を計算し、深さ 10cm より深いところは熱流板の観測値 $G_{10\text{cm}}$ [W m^{-2}] で与えている。すなわち、

$$G_0 = \overline{C_s} \left(\frac{\partial T_{\text{sfc}}}{\partial t} \delta_{\text{sfc}} + \frac{\partial T_{5\text{cm}}}{\partial t} \delta_{5\text{cm}} + \frac{\partial T_{10\text{cm}}}{\partial t} \delta_{10\text{cm}} \right) + G_{10\text{cm}} \quad (31)$$

である。ただし δ_{sfc} 、 $\delta_{5\text{cm}}$ 、 $\delta_{10\text{cm}}$ は Tanaka et al. (2003) で経験的に与えられた値である。 T_{sfc} は、長波放射の平衡より、

$$R_L^\uparrow = (1 - \epsilon) R_S^\downarrow + \epsilon \sigma T_{\text{sfc}}^4 \quad (32)$$

で求める。ただし地表面における射出率 ϵ は 0.98 としている。 $T_{5\text{cm}}$ と $T_{10\text{cm}}$ は、5cm、10cm の深さに設置された Pt-100 による地中温度の観測データを用いる。また、土壌の比熱 $\overline{C_s}$ は土壌水分による

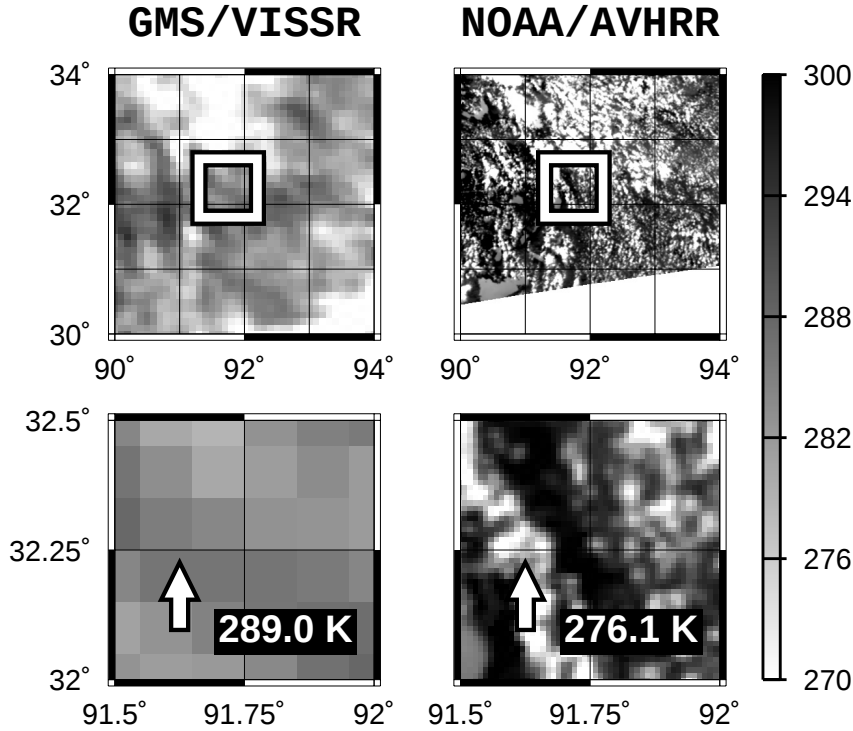


Fig. 6 GMS-5/VISSR IR1 brightness temperature image (left) at 08:23 UTC and NOAA-14/AVHRR (right) channel 4 brightness temperature image at 08:28 UTC on July 11, 1998. The white square in upper panels is corresponding to the area which the image in the lower panels shows. The white arrow in lower panels indicates the pixel including Amdo station, and value shows a brightness temperature in this pixel.

比熱の変動を考慮し、

$$\overline{C_s} = C_{\text{dry}} + \rho_{\text{liq}} c_{\text{liq}} m_{4\text{cm}} \quad (33)$$

で求める．ここで $m_{4\text{cm}} [\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$ は深さ 4cm における土壌水分量の観測値であり，乾燥土壌の比熱 $C_{\text{dry}} = 0.90 \times 10^3 [\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}]$ ，水の密度 $\rho_{\text{liq}} = 1.0 \times 10^3 [\text{kg m}^{-3}]$ ，水の比熱 $c_{\text{liq}} = 4.18 \times 10^3 [\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$ である．なお，正味放射量の算出のための物理量 $R_S^\downarrow$, $R_S^\uparrow$, $R_L^\downarrow$, $R_L^\uparrow$ および地中熱流量の算出のための物理量 T_{sfc} , $T_{5\text{cm}}$, $T_{10\text{cm}}$, $G_{10\text{cm}}$ の観測値は，データ出力時刻の前 30 分間に 2 秒間隔でサンプリングした値の平均値として，深さ 4cm における土壌水分量 $m_{4\text{cm}}$ は 1 時間間隔の瞬時値で，それぞれ与えられている．

一方，顕熱フラックスは，高さ 2.85m に設置された超音波風速温度計 Kaijo DA-300 で風速および気温変動を 10Hz でサンプリングし，渦相関法に基づき 30 分間隔で算出した．ただし，乱流観測のデータがあるのは GAME/Tibet-IOP のみであるので，季節変化スケールでの比較にはバルク法により算出した顕熱フラックスのデータ (Tanaka et al., 2004) を用いた．

潜熱フラックスについては，赤外線湿度変動計

Kaijo AH-300 で観測された湿度変動のデータを用いて顕熱フラックスと同様に渦相関法での算出が可能であるが，モンスーン季に入ると降水の頻度が増えるため赤外線の受光強度の弱くなり，潜熱フラックスの過小評価の原因となることが報告されている (Tamagaka, 1999)．本研究では潜熱フラックスの観測値は，地表面におけるエネルギー収支の (30) 式を用いて，正味放射量，地中熱流量，顕熱フラックスの観測値の残差として算出したものを使用した．

4. チベット高原の地表面エネルギーフラックス

チベット高原全体における地表面温度エネルギーフラックスの空間分布を算出する前に，まず，GMS データを用いて SEBS でフラックスが算出できるかどうか調べておく必要がある．4.1 節では GMS データとゾンデ観測データとを併用し Amdo におけるフラックスを算出，地上観測によるそれと比較した．次に，フラックスの算出の対処領域を高原全体へ拡張するために，4.2 節では再解析データ ERA40 を用いてのフラックスの算出を行った．

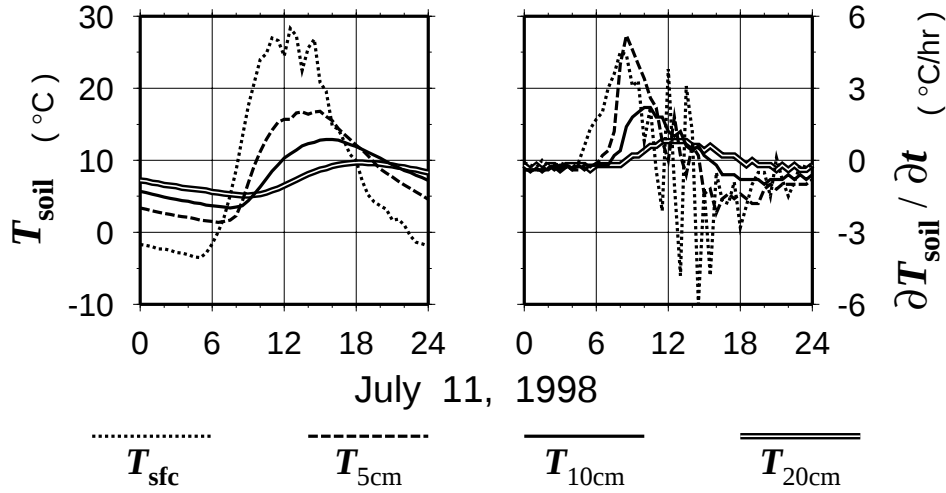


Fig. 7 Left panel shows time series of soil temperature at 20cm depth below the surface ground $T_{20\text{cm}}$ (double line), 10cm $T_{10\text{cm}}$ (solid line), 5cm $T_{5\text{cm}}$ (dashed line) and land surface temperature T_{sfc} (dot line) at Amdo on July 11, 1998. Horizontal axis is local time at 90°E , vertical axis is temperature in degrees Celsius. Right panel shows time series of soil temperature change rate per a hour ($\frac{\partial T_{20\text{cm}}}{\partial t}$ is double line, $\frac{\partial T_{10\text{cm}}}{\partial t}$ is solid line and $\frac{\partial T_{5\text{cm}}}{\partial t}$ is dashed line) and land surface temperature change rate per half hours ($\frac{\partial T_{\text{sfc}}}{\partial t}$ is dot line). Vertical axis is temperature rate in degrees Celsius per a hour or per half hours.

4.1 ゾンデ観測データを用いたフラックス算出

衛星データとゾンデ観測データから地表面エネルギーフラックスを算出し、Amdoにおける地上観測によるその実測値と比較した。Fig. 4 にその散布図を示す。

まず、正味放射量は観測値よりも高く算出されている場合が多い。正味放射量が過大評価される原因としては、衛星観測と地上観測との間において、観測される放射量の空間スケールに差があることが原因の一つであると考えられる。たとえば 1998 年 7 月 11 日の場合、Fig. 5 からこの日の 08:30UTC (14:30LST) における正味放射量の観測値は 378.7 W/m^2 であったのに対し、推定値は 499.36 W/m^2 と 120 W/m^2 ほど過大評価していた。この日の下向き短波放射の観測データに着目すると、その時系列がきれいな曲線を描ききれていないことから、日中を通して完全に雲に覆われていたことはないにしろ、時間帯によっては雲により日射が遮られていた可能性があることがわかる。このときの Amdo 周辺領域における雲の分布を調べるために、ほぼ同時刻である 08:32UTC の GMS-5 IR1 輝度温度分布と 08:28UTC の NOAA-14/AVHRR 4 チャンネル輝度温度分布を比較した。それが Fig. 6 である。これによると Amdo 付近には東西に 10km 前後の幅を持った南北にのびる低輝度温度領域あり、図には示していないが NOAA-14/AVHRR 1 チャンネル反射強度分布と照らし合わせると、これは背の

低い雲列であったと考えられる。08:30UTC の地表面温度の観測値が 299.85 K であり、Amdo を含むピクセルの NOAA の輝度温度は 276.1 K であったことから、Amdo の観測地点には雲がかかっていたと推測できる。一方、Fig. 6 の GMS の輝度温度分布を見ると NOAA で確認された雲列を GMS ははっきりととらえることができていない。Amdo を含むピクセルの輝度温度も 289.0 K と比較的高く、そのため雲判別法によりこの地点は雲に覆われていない地表面からの放射をとらえていると判定された。このときに SEBS で算出された正味放射量の推定値は、完全に晴れている状況を想定してのものであり、雲の影響により下向き短波放射が抑えられた観測値と比較すれば推定値の方が値が大きくなる。

次に、地中熱流量をみると、まず Fig. 5 の 1998 年 7 月 11 日における地中熱流量の時系列からもわかるように、双方の日変化の位相にずれがある。これは、地中熱流量の観測値は式 (31) のように地表面表層における地中温度の時間変化率で計算しているのに対して、SEBS による推定値は式 (21) のように正味放射量として地表面に到達する熱量がどの程度の割合で地中に伝導するかを仮定して算出しており、そもそも双方の算出方法において本質的な違いがあることが大きな原因となっている。観測値の日変化の位相は式 (31) より地表面温度および地中温度の時間変化率で決定され、推定値のそれは正味放射量の日変化の位相で決定される。Fig. 5 と同日の地表面温度および地中温度の時間変化率を Fig. 7

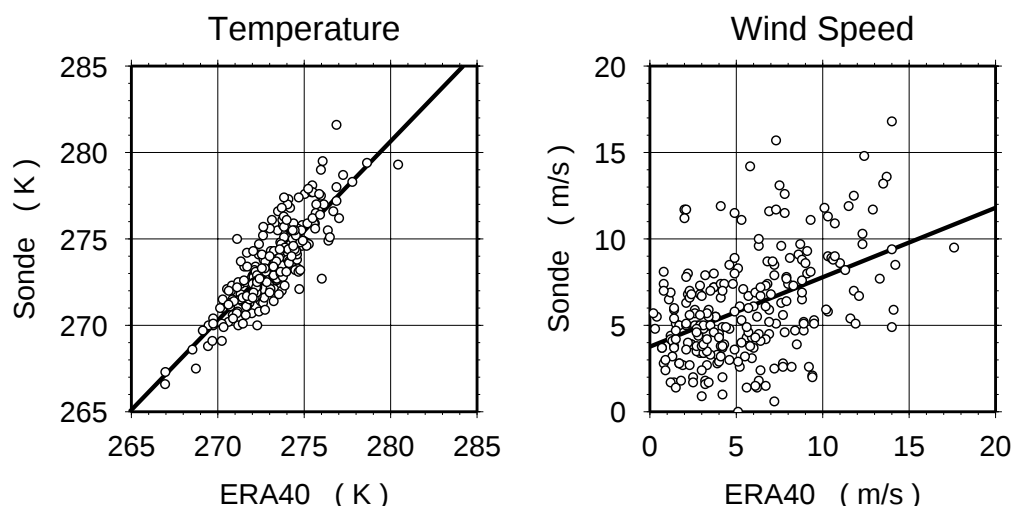


Fig. 8 Scatter diagram of sonde observation data at Amdo (horizontal axis) and ERA40 reanalysis data at the nearest grid to Amdo (vertical axis) for air temperature (left) at the height of 500hPa level and wind speed (right). The solid line is liner regression.

に示す．Fig. 7 によると，深さ 20cm における地中温度の時間変化率の極大は正午前後に現れているものの，地表面温度とこの他の深さの地中温度のそれは午前中に現れていることがわかる．一方，正味放射量の位相は Fig. 5 からわかるように太陽高度の日変化を反映し，正午にその極大が現れる．この差が，そのまま地中熱流量の位相差になっており，同様の問題は Kustas et al. (2000) などでも報告されている．また，推定値の地中熱流量の日変化における極大値・極小値の絶対値が観測値のそれに比べて小さい．例えば，前述の地中熱流量の位相差を無視すれば，Fig. 5 の 1998 年 7 月 11 日における地中熱流量の極大は観測値で 280.96 W/m^2 ，SEBS による推定値で 155.10 W/m^2 とその差が 100 W/m^2 以上もあった．このとき仮に植生被覆率 f_c が 1 だったとして，式 (21) は $G_0 = 0.315 R_n$ であり，この日の正味放射量の最大値 724.93 W/m^2 を与えても，SEBS で推定される地中熱流量は 228.35 W/m^2 と観測値との間にはまだ 50 W/m^2 以上の誤差がある．これは，位相のずれの原因と同じく観測値と推定値との算出手法の違いも考えられるが，式 (21) の正味放射量にかかる正味放射量・地中熱流量の交換係数項 $[\Gamma_c + (1 - f_c)(\Gamma_s - \Gamma_c)]$ の値に土壤水分の変動による効果が考慮されていない点が考えられる．正味放射量にかかる交換係数の値は，式 (21) では 0.05 から 0.315 であるのに対して，Clothier et al. (1986) や Santanello and Friedl (2003) によると土壤水分の変動により交換係数の値は 0.05 から 0.5 まで変動している．近年，マイクロ波センサーを用いた土壤水分量のリモートセンシングが進歩しており，その値を用いて土壤水分の変動の効果を

正味放射量と地中熱流量の交換係数項に反映させることによって，地中熱流量の算出の改善ができるものと期待される．

一方，顕熱フラックスに関しては，Fig. 4 や Fig. 5 から弱い負の顕熱フラックスを再現しきれていないことが多い．この弱い負の顕熱フラックスは主に夜間から明け方にかけて観測されている．一般に晴天時のチベット高原の夜間は放射冷却が卓越し安定層が発達する．しかし，安定度が中立に近い状態の接地境界層の構造を記述したモニン-オブコフの相似則では，逆転層ができる安定な場合において境界層の高さ（広域接地境界層を仮定している本研究ではブレンディングハイト）が定義されないため，このことに原因があるといえる．

潜熱フラックスは，観測値と推定値との差が他の成分に比べて最も大きい．SEBS では地表面におけるエネルギー収支が成り立つことを仮定した上で，式 (30) により潜熱フラックスを算出している．よって，算出される潜熱フラックスの誤差は，その他のフラックスの誤差に依存する．なお，それぞれのフラックスの観測値の相関係数や誤差などは Table 1 にまとめている．

4.2 再解析データを用いたフラックス算出

前節までの地表面エネルギーフラックスの算出を，チベット高原全体を対象としたその空間分布の算出に拡張するためには，ブレンディングハイトにおける風速，気温の空間分布を与える必要がある．本研究ではこの空間分布を再解析データ ERA40 で与える．ERA40 を用いてフラックスを算出する前に，再

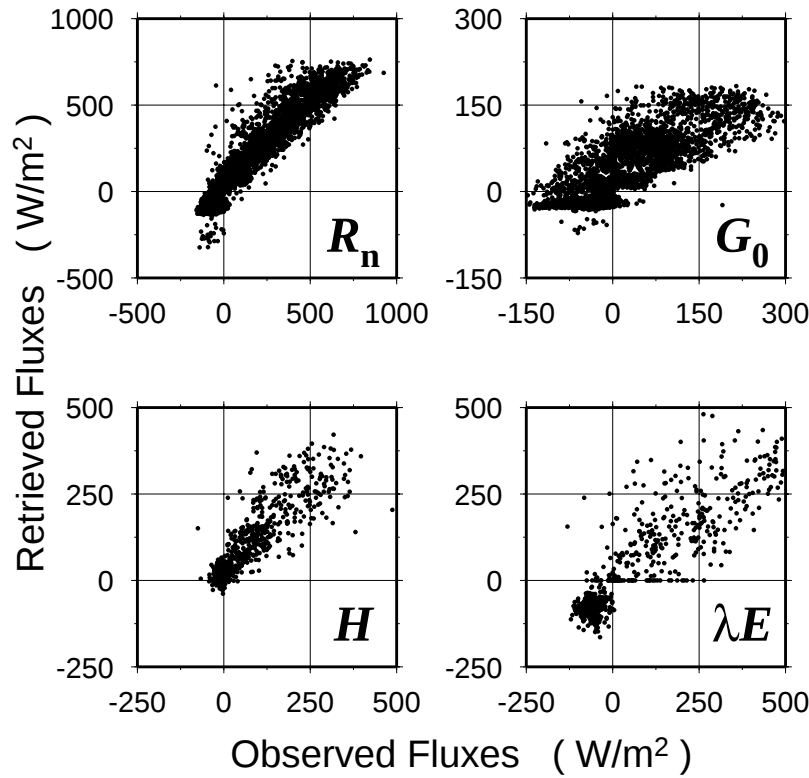


Fig. 9 Same as Fig. 4, but retrieved fluxes are calculated by SEBS with the aid of ERA40 data.

解析データが現実大気をどのくらい反映しているのか調べておく必要があるため、Amdoにおけるゾンデ観測データを現実大気としてERA40との比較を行った。Amdoの海拔高度は4,700mであり、ブレンディングハイトは地上500mとされているので、Amdoにおけるブレンディングハイトの高さにおける気圧はおよそ540hPaとなる。この高さから最も近いERA40の気圧面は500hPaであるので、500hPa高度面におけるAmdoのゾンデ観測データと、Amdoに最も近い格子点（Fig. 3の●）におけるERA40の気温と水平風速のとの比較を行った（Fig. 8）。気温では両者の相関係数0.857，RMSE 1.29 K，風速

では相関係数0.458，RMSE 3.44 m/sであった。残差として求める潜熱フラックスを除くと、ブレンディングハイトにおける風速，気温により算出されるフラックスの値への影響を最も大きく受けるのは顕熱フラックスである。そこでそれぞれのRMSEだけ誤差があったときに見込まれる顕熱フラックスの誤差を見積もってみた。顕熱フラックスの絶対値が小さい（100W/m²未満）夜間では、およそ温度1Kで数W/m²の誤差が生じ、風速による誤差はほとんどないことがわかった。絶対値が大きい（数100W/m²）日中では、気温1Kの誤差で10数W/m²，風速1m/sの誤差でも同様に10数W/m²の

	Sonde			ERA40		
	R	RMSE	N	R	RMSE	N
R_n	0.9573	82.506	784	0.9555	86.026	1235
G_0	0.9038	44.161	411	0.9086	44.588	679
H	0.7899	79.585	721	0.8687	47.691	935
λE	0.6638	112.538	721	0.7134	134.439	935

Table 1 Statistics of measured versus retrieved land surface energy fluxes by SEBS with sonde observation data (left 3 columns) or reanalysis data ERA40 (right 3 columns) at Amdo. R is correlation coefficient, RMSE is root mean square error in W/m² and N is number of data used. R_n is net radiation, G_0 is soil heat flux, H is sensible heat flux, and λE is latent heat flux.

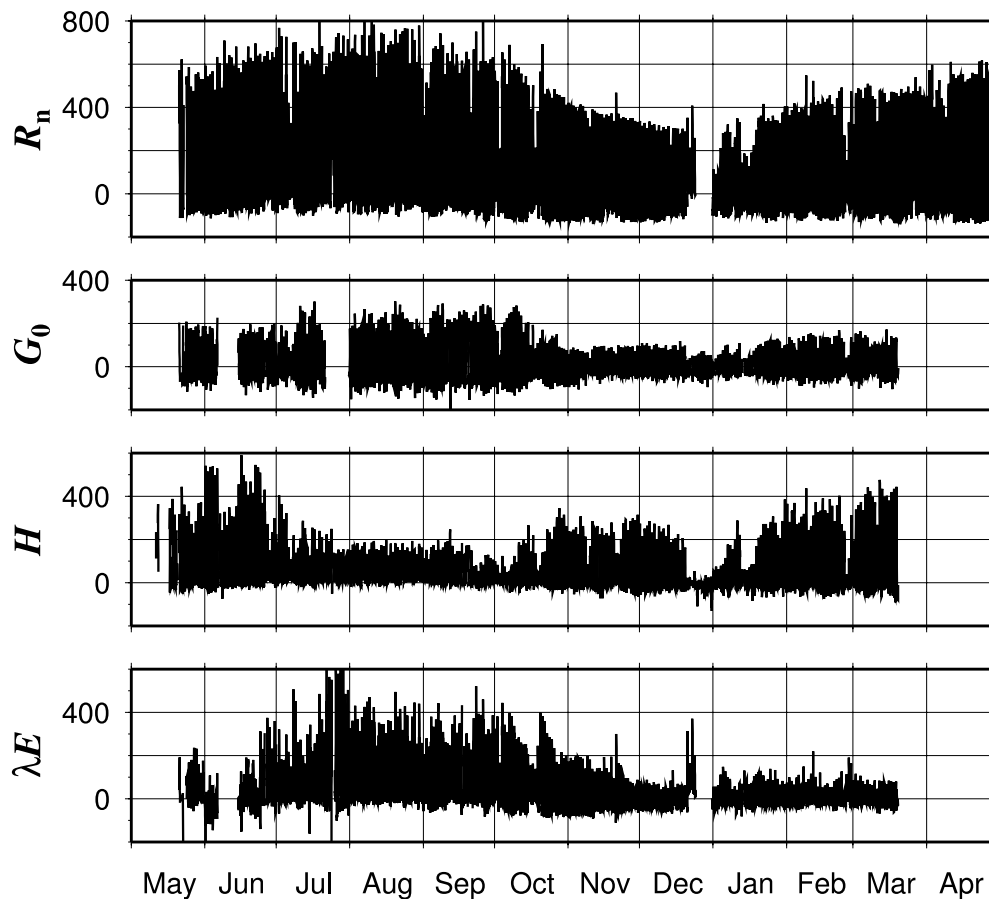


Fig. 10 Time series of land surface energy fluxes observed by ground-based measurements (net radiation R_n , soil heat flux G_0 , sensible heat flux H and latent heat flux λE from upper to lower) at Amdo from May 1998 to April 1999. Unit is W/m^2 .

フラックス算出誤差が生じることがわかった。

再解析データを用いることによって顕熱フラックスに対しこの程度の誤差が生じることをふまえた上で、SEBSを用いてAmdoにおけるフラックスを算出した。ERA40のジオポテンシャルハイトのデータから地上500mにおける気圧を計算し、その上下気圧面の気温および風速データを用いて内挿し、ブレンディングハイトにおける気温、風速データとしてSEBSに与えた。算出されたフラックスと観測データとの比較を行い（Fig. 9）、相関係数などを求めた（Table 1）。散布図による誤差の分布、相関係数やRMSEなど、ゾンデ観測データを用いたときと同等の精度でフラックスを算出することが確認できた。

ゾンデ観測はモンスーン季を中心に行われたためデータの期間には限りがあり、この期間以外のSEBSで算出したフラックスと地上観測で得られたフラックスとの比較は4.1節では行えなかった。ERA40のデータは年間を通してあるので、SEBSで算出されたフラックスが、観測データと矛盾のない季節変化をとらえられているかを調べることがで

きる。そこで、1998年5月から1999年4月までの1年間のデータを用いてフラックスの季節変化の比較を行った。その結果がFig. 10, Fig. 11である。SEBSによる推定値は1時間間隔であるが、7月や8月を中心にデータの空白域が目立つ。このデータが欠如している期間は、雲の存在によりフラックスが算出できなかった期間であり、特に対流活動が活発になるモンスーン季において顕著にみられる。それぞれのフラックスの成分を見ていくと、まず正味放射量は、日中の極大値の季節変化が観測値のそれと良い一致を示している。また、観測データでは夜間の極小値は夏に比べて冬の方がその絶対値が大きくなり、これは大気や地表面が乾燥する冬季の夜間には夏季に比べて地表面付近の放射冷却が卓越するためであると考えられるが、推定値では観測値ほど顕著な変化はみられない。次に、地中熱流量であるが、年間を通して、日中の極大および夜間の極小ともに絶対値が観測値より低く、図からは判別しにくい。4.1節で述べた位相のずれも確認された。また観測値には、10月から11月にかけてを境に日中の極大値に変化が見られ、これ以前のモン

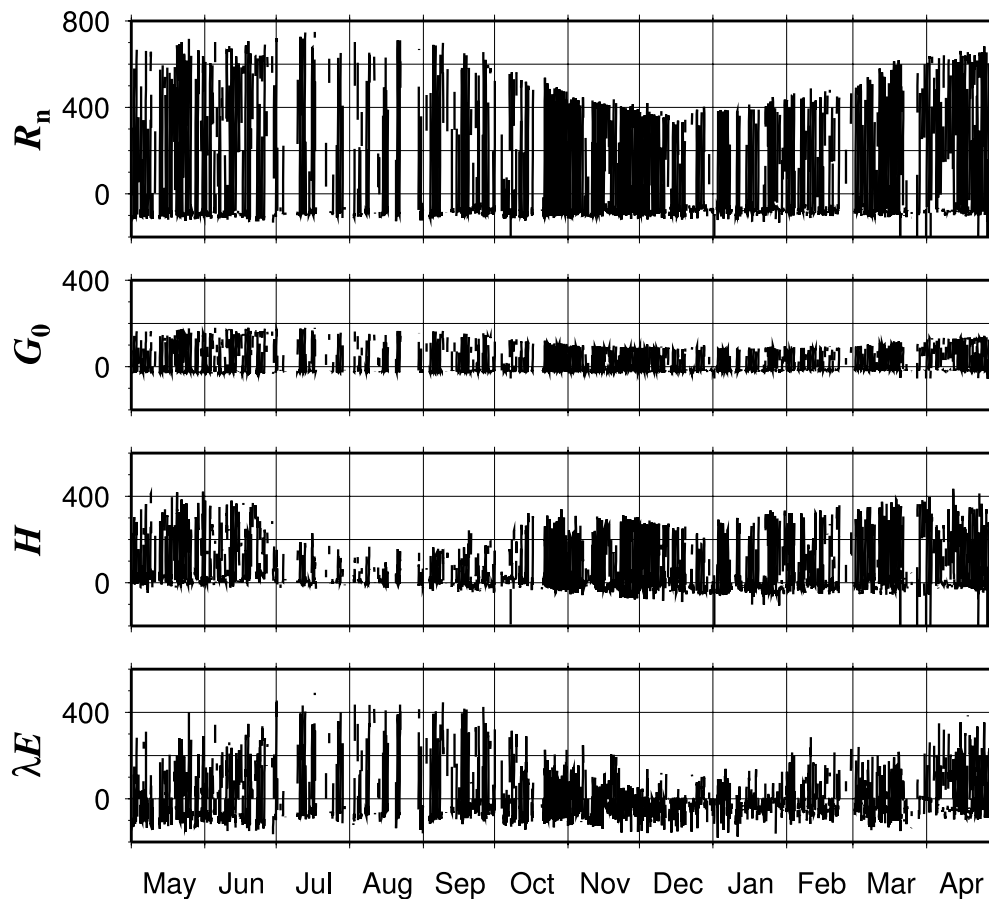


Fig. 11 Same as Fig. 10 but estimated by SEBS.

スーン季には冬季のおよそ2倍の地中熱流量があった。推定値の地中熱流量は正味放射量から算出されることもあり、日中の極大値は冬季に比べて夏季の方が大きいものの、観測値でみられるような10月から11月にかけての落ち込みは確認できない。一方、顕熱フラックスに関して、観測データでは、6月の日中に400ないし300 W/m²あった顕熱フラックスが、モンスーンの進行に伴い大気や地表面が湿潤になるにつれて減少し、7月に入ると200ないし100 W/m²に落ち込んでいる。SEBSを用いて算出した顕熱フラックスは、冬季およびプレモンスーン季には観測値より100 W/m²ほど過小評価しているものの、この季節変化をよく再現できている。以上のフラックスの成分からの残差として求めている潜熱フラックスであるが、Fig. 9などでの統計的な比較においてSEBSによる推定値の観測値との誤差が他の成分に比べて大きかったものの、季節変化の傾向を比較する限りではそれほど観測値と矛盾するような結果ではないことがわかった。冬季からプレモンスーン季にかけての日中における潜熱フラックスの推定値が観測値に比べて過大評価しているが、モンスーンの進行とともに日中の極大値が大き

なる傾向はよくとらえられているものと思われる。

5. まとめ

NOAA/AVHRR 画像データとゾンデ観測データとから地表面エネルギーフラックスの空間分布を推定するアルゴリズム SEBS を、GMS-5/VISSR 画像データに適用しゾンデ観測データの代わりに再解析データ ERA40 を用いてチベット高原のフラックスの空間分布の算出を行った。

まず、GMS-5 のデータとゾンデ観測データを用いて算出したフラックスの推定値を観測値と比較し、フラックスの各成分における誤差の原因を検討した。観測値との差が大きくなる原因としては、衛星データと観測データとがとらえる空間スケールの差、SEBS で推定する値と観測データから求める値との計算方法の本質的な違い、中立に近い安定度を想定したモニン-オブコフの相似則の理論を夜間の放射冷却による強い安定層下で適用していること、などが考えられた。特に地中熱流量の推定では、土壌水分の変動による熱交換係数の変動を考慮していないため、この効果を地中熱流量の算出に反映さ

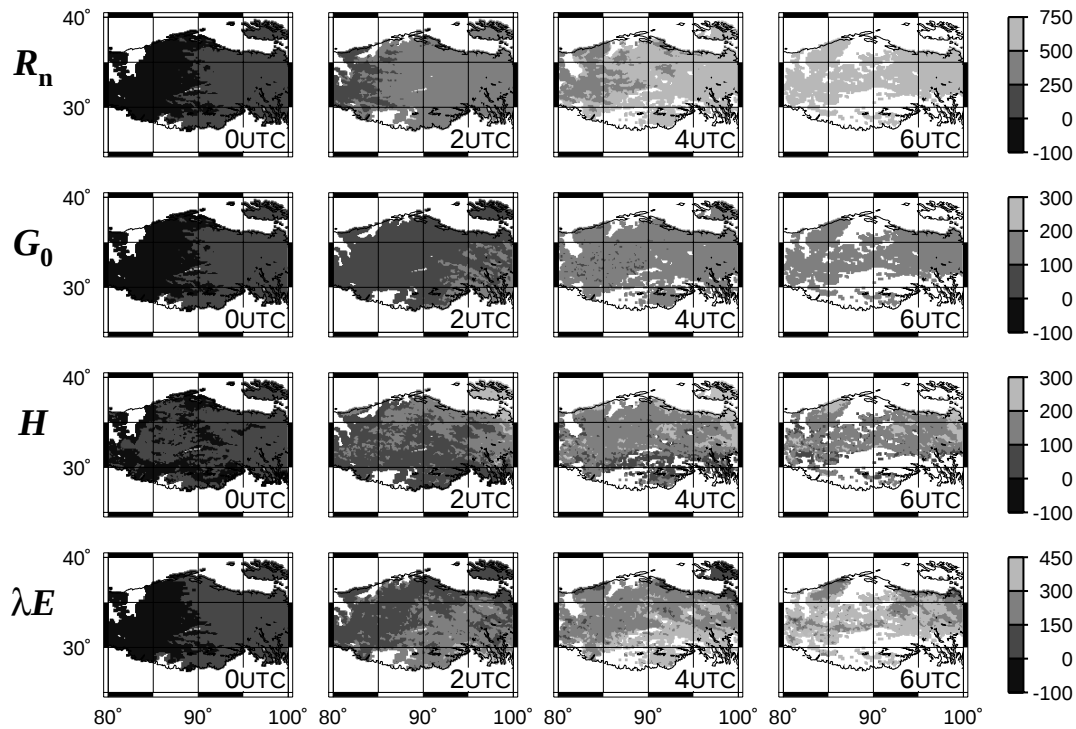


Fig. 12 Horizontal distribution of available retrieved land surface energy fluxes (net radiation R_n , soil heat flux G_0 , sensible heat flux H and latent heat flux λE from upper to lower) from 0000UTC (0600LST at 90°E) to 0600UTC 25 Apr. 1998. Blank white region over the Tibetan Plateau is cloudy area. Unit is W/m^2 .

せる必要がある。また、チベット高原の地表面は、日射による加熱と夜間の強い放射冷却のため、土壌水分の凍結・融解過程がしばしばみられる。したがって土壌水分の変動に加えて、土壌における水の相変化を考慮した地中熱流量の算出法を新たに構築する必要もある。土壌水分量の空間分布はマイクロ波センサを搭載した衛星による研究が進められているが、これら凍結・融解水分量まで算出すると日変化を解像できる時間間隔での観測が必要になり、それは現時点では困難な状況である。また、顕熱フラックスを算出するのにモニン-オブコフの相似則を用いている点については、フラックスリチャードソン数などで安定度による閾値を決め、その値により算出される顕熱フラックスの信頼性の指標にすることなどを検討する必要があると思われる。同時に、安定層が発達する状況下における顕熱フラックスの算出法も構築するべきである。

次に、GMS-5のデータと再解析データERA40を用いての算出および観測値との比較を行った。フラックス算出のために必要なブレンディングハイトにおける気温、風速のデータについて、ゾンデ観測データと再解析データとを比較したところ、ある程度の差が確認され、この差によるフラックス算出への影響は、正味放射量で最大 5 W/m^2 、地中熱

流量で最大 2 W/m^2 、顕熱フラックスで最大 10 W/m^2 程度の影響を受けることがわかった。このような誤差があることをふまえた上で、観測値との比較を行った結果、ゾンデ観測データを用いたときと同程度の精度でフラックスが算出できることが確認された。またフラックスの季節変化の傾向を比較したところ、観測値と矛盾なく算出されていることもわかった。ここでは、フラックスの空間分布を算出する際に衛星データだけではなく、ブレンディングハイトにおける気温や風速の空間分布のデータとして再解析データを使用した。本研究のようにチベット高原全体におけるフラックスの空間分布の算出となると、観測地点の少ないゾンデ観測データから気温や風速の水平一様を仮定するには無理がある。再解析データを用いた理由はそこにあるが、純粋な観測データではない以上、再解析データの気温や風速は気象モデルや陸面モデル、その解像度、乱流パラメタリゼーションなど物理過程の簡略化などに依存した値になる危険性がある。4.2節でのゾンデ観測データとの比較により、再解析データの値が現実大気と矛盾しないこと、気温や風速の平均的な誤差が算出されるフラックスの値へ深刻な影響を与えないことが確認された。本研究における再解析データの使用は、実際のフラックスの変動と矛盾し

ないデータの算出のために必要最小限の入力データとして用いたという位置づけである。また、最近の衛星データを用いた研究では、気温プロファイルや水蒸気プロファイルの算出も行われている(例えば Susskind et al., 2003; Fetzer et al., 2003)。これらのデータと組み合わせることで、より正確なフラックスの空間分布を算出できるようになると期待される。

本研究で構築した GMS-5 のデータを用いて地表面エネルギーフラックスの空間分布を算出する手法は過去に例がなく、この手法により算出されたデータセット(例えば Fig. 12)を用いることにより、今後の、アジアモンスーン気候におけるチベット高原の地表面の熱力学的影響の研究において、季節内変化、季節変化、年々変化に加え、日変化の時間スケールにおける解析が行えるようになる。具体的には、チベット高原上における対流圏の熱収支の指標として Yanai et al. (1992) で用いられている Heat Source Q_1 、Moisture Sink Q_2 を再解析データから求め、これと本研究で算出した地表面エネルギーフラックスの分布と比較することで、地表面からの加熱が鉛直方向にどのように伝播しているのかを定量的にかつ面的に評価することができる。また、Oku and Ishikawa (2004) で提案した変動閾値による雲判別法を用いて、フラックスの算出対象から除外してきた雲に覆われている領域のデータは、対流活動度の情報を含んでおり、その強度を示す新たな指標を定義できる可能性を持っている。この雲に覆われている領域のデータを、レーダー観測やゾンデ観測のデータを用いてバリデーションを行うことによって、モンスーンの影響を受ける地域について対流活動度の分布がわかる。そして、モンスーンの動態の指標となるチベット高気圧の気圧場やこの対流活動度の分布と、 Q_1 、 Q_2 、地表面エネルギーフラックスの空間分布を比較することにより、日変化を含む季節内変化、季節変化、年々変化と様々な時間スケールでのチベット高原の地表面が及ぼす大気加熱およびモンスーンの動態への影響が明らかにされるものと思われる。

GMS-5 の後継機 MTSAT や、中国の静止軌道衛星 FY2B の後継機 FY2C の観測体制が整えば、さらに長期間の地表面温度やフラックスのデータも取得できるようになる。また、現在の手法ではフラックスの算出の対象領域をチベット高原のみに限定しているが、衛星データに含まれる大気減衰の効果を水蒸気チャンネル以外のデータから定量化することができれば、他の地域においてもフラックスの空間分布を求めることができるようになる。最近の衛星データのリトリバル研究では水蒸気プロファイル

などの算出も行われており、このようなデータを併用することによって、フラックス算出法の拡張を行うことができるものと思われる。この改良された算出手法により、地表面温度やフラックスの空間分布が他の地域でも 1 時間ごとに算出できるようになれば、4 次元データ同化の資料として有用であり客観解析データの精度向上や、日々の天気予報の予測精度向上に大きくつながるものと思われる。また、地表面エネルギーフラックスの空間分布のデータセットは、広域の水・エネルギー循環や環境変動など様々な分野での需要が多く、気象学、気候学のみならず環境学、土木工学、農学はじめ多くの分野への貢献が期待される。

謝 辞

本研究で使用した GMS-5/VISSR 画像データは京都大学防災研究所 大気災害研究部門で受信したものであります。またその一部は高知大学気象情報頁(<http://weather.is.kochi-u.ac.jp>)より配布されたものです。NOAA/AVHRR 画像データは米国大気海洋庁 National Environmental Satellite, Data and Information Service (NESDIS, <http://www.saa.noaa.gov>)より配布されたものです。再解析データ ERA40 はヨーロッパ中期予報センター(<http://www.ecmwf.int>)より配布されたものです。放射伝達モデル MODTRAN は米国空軍地球物理研究所 AFGL (Air Force Geophysics Laboratory)より配布されたものです。本論文中の図は GMT (The Generic Mapping Tools, <http://gmt.soest.hawaii.edu>)によって作成されたものであります。

本研究は日本学術振興会特別研究員研究奨励費の支援を受けて遂行されました。地表面エネルギーフラックス算出アルゴリズム SEBS の習得のためのワーゲニンゲン大学 (Wageningen University and Research Institute) への滞在には京都大学防災研究所 21 世紀 COE 海外派遣大学院生制度の援助を受けました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., and Holtslag, A. A. M. (1998a): A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1. Formulation, *J. Hydrol.*, **212–213**, 198–212.
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., and van der Wal, T. (1998b): A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2. Validation, *J. Hydrol.*, **212–213**, 213–229.

- Berk, A., Bernstein, L. S., and Robertson, D. C. (1989): MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN7, GL-TR-89-0122.
- Brutsaert, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 299pp.
- Carlson, T. N. and Ripley, D. A. (1997): On the relation between NDVI and fractional vegetation cover and leaf area index, *Remote Sens. Environ.*, **62**, 241–252.
- Choudhury, B. J. and Monteith, J. L. (1988): A four layer model for the heat budget of homogeneous land surface, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **114**, 373–398.
- Claussen, M. (1991): Estimation of areally-averaged surface fluxes, *Bound.-Layer Meteor.*, **54**(4), 387–410.
- Claussen, M. (1995): Flux aggregation at large scales – on the limits of validity of the concept of blending height, *J. Hydrol.*, **166**(3–4), 371–382.
- Clothier, B. E., Clawson, K. L., Pinter Jr., P. J., Moran, M. S., Reginato, R. J., and Jackson, R. D. (1986): Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa, *Agric. For. Meteorol.*, **37**(4), 319–329.
- Fetzer, E., McMillin, L. M., Tobin, D., Aumann, H. H., Gunson, M. R., McMillan, W. W., Hagan, D. E., Hofstadter, M. D., Yoe, J., Whiteman, D. N., Barnes, J. E., Bennartz, R., Vomel, H., Walden, V., Newchurch, M., Minnett, P. J., Atlas, R., Schmidlin, F., Olsen, E. T., Goldberg, M. D., Zhou, S. S., Ding, H. J., Smith, W. L., and Revercomb, H. (2003): AIRS/AMSU/HSB validation, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **41**(2), 418–431.
- Flohn, H. (1968): Contributions to a meteorology of the Tibetan highlands, In *Atmospheric Science*, Fort Collins, CO. Colorado State University, 130, 121pp.
- Grant, A. L. M. (1991): Surface drag and turbulence over an inhomogeneous land surface, *Bound.-Layer Meteor.*, **54**(4), 309–337.
- Gupta, R. K., Prasad, T. S., and Vijayan, D. (2002): Estimation of roughness length and sensible heat flux from WiFS and NOAA AVHRR data, *Adv. Space Res.*, **29**(1), 33–38.
- Iqbal, M. (1983): *An introduction to solar radiation*, Academic Press, New York, 390pp.
- Ishikawa, H., Hayashi, T., Tanaka, K., Tsukamoto, O., Fudeyasu, H., Tamagawa, I., Asanuma, J., Qi, Y., Wang, J., Ma, Y., Hu, Z., and Gao, H. (1999): Summary and the preliminary results of PBL observation, In *Proceeding of the 1st International Workshop on GAME-Tibet*, Xi'an, China, 69–72.
- Jia, L., Su, Z., van den Hurk, B., Menenti, M., Moene, A., R., D. H. A., Yrisarry, J. J. B., Ibanez, M., and Cuesta, A. (2003): Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ASTR measurements, *Phys. Chem. Earth*, **28**, 75–88.
- Koike, T., Yasunari, T., Wang, J., and Yao, T. (1999): GAME-Tibet IOP Summary Report, In *Proceeding of the 1st International Workshop on GAME-Tibet*, Xi'an, China, 1–2.
- Kustas, W. P. and Daughtry, C. S. T. (1990): Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data, *Agric. For. Meteorol.*, **49**, 205–223.
- Kustas, W. P., Prueger, J. H., Hatfield, J. L., Ramalingam, K., and Hipps, L. E. (2000): Variability in soil heat flux from a mesquite dune site, *Agric. For. Meteorol.*, **103**(4), 249–264.
- Ma, Y. (2003): Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area, *Int. J. Remote Sens.*, **24**(15), 3137–3148.
- Ma, Y., Ishikawa, H., Tsukamoto, O., Menenti, M., Su, Z., Wang, J., Yao, T., and T., K. (2003a): Regionalization of surface fluxes over heterogeneous landscape of Tibetan Plateau by using satellite remote sensing data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**(2), 277–293.
- Ma, Y., Su, Z., Li, Z., Koike, T., and Menenti, M. (2002): Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau, *Hydrol. Process*, **16**, 2963–2971.
- Ma, Y., Su, Z. B., Koike, T., Yao, T., Ishikawa, H., Ueno, K., and Menenti, M. (2003b): On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau from GAME/Tibet to CAMP/Tibet, *Phys. Chem. Earth*, **28**(1–3), 63–74.
- Mason, P. J. (1988): The formation of areally-averaged roughness lengths, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **114**, 399–420.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. M. (1954): Basic Laws of Turbulent Mixing in the Ground Layer of the Atmosphere, *Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk. USSR*, **151**, 163–187.
- Monteith, J. L. (1973): *Principles of Environmental Physics*, Elsevier, New York, 241pp.
- Oku, Y. and Ishikawa, H. (2004): Estimation of land surface temperature over the Tibetan Plateau using GMS data, *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 548–561.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1997): *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 994pp.
- Reiter, E. R. and Gao, D. Y. (1982): Heating of the Tibetan Plateau and movements of the south Asian high during spring, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1694–1711.
- Santanello, J. and Friedl, M. (2003): Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation, *J. Appl. Meteorol.*, **42**(6), 851–862.
- Shi, L. and Smith, E. A. (1992): Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan Plateau. Part II: Cooling-rate variation over large-scale plateau domain during summer monsoon transition, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 823–844.

- Simmons, A. J., Gibson, J. K., and Eds. (2000): *ERA-40 Project Report Series 1. The ERA-40 Project Plan*, ECMWF, 62pp.
- Smith, E. A. and Shi, L. (1992): Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan Plateau. Part I: Influence of relative longwave radiative heating at high-altitude, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 805–822.
- Sobrino, J. A. and Raissouni, N. (2000): Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco, *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 353–366.
- Stanhill, G. (1969): A simple instrument for the field measurement of turbulent diffusion flux, *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 509–513.
- Su, Z. (2000): Remote sensing of land use and vegetation for mesoscale hydrological studies, *Int. J. Remote Sens.*, **21**(2), 213–233.
- Su, Z. (2002): The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes, *Hydrology and Earth System Sciences*, **6**(1), 85–99.
- Susskind, J., Barnett, C. D., and Blaisdell, J. M. (2003): Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **41**(2), 390–409.
- Swinbank, W. C. (1963): Long-wave radiation from clear skies, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **89**, 339–348.
- Tamagaka, I. (1999): Consideration on the eddy correlation method using sonic anemometer-thermometer and infrared hygrometer, *J. Jpn Soc. Hyrol. Water Resour.*, **12**(2), 387–392, (in Japanese).
- Tanaka, K., Ishikawa, H., Hayashi, T., Tamagawa, I., and Ma, Y. (2001): Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 505–517.
- Tanaka, K., Ishikawa, H., Ma, Y., and Hu, Z. (2004): Long term variation of the surface energy flux at Amdo in the eastern Tibetan Plateau, In *Proceeding of the 4th International Symposium on the Tibetan Plateau*, Lhasa, China. Chinese Academy of Science (CAS) and The People's Government of Tibet Autonomous Region (TAR) of People Republic of China, 136.
- Tanaka, K., Tamagawa, I., Ishikawa, H., Ma, Y., and Hu, Z. (2003): Surface energy budget and closure of the eastern Tibetan Plateau during GAME-Tibet IOP 1998, *J. Hydro.*, **283**, 169–183.
- Tsukamoto, O., Fudeyasu, H., Miyazaki, S., Ueno, K., Qi, Y., Ma, Y., and H., I. (1999): Turbulent surface flux measurements over the Tibetan Plateau with flux-PAM system, In *Proceeding of the 3rd International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle Workshop*, Beijing, China, 411–412.
- Tsukamoto, O., Joko, M., Ishikawa, H., Miyazaki, S., Kim, J., Ma, Y., and Hu, Z. (2001): Diurnal and seasonal variations of surface fluxes and boundary layer over the Tibetan Plateau, In *Proceedings of the 5th International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME*, Nagoya, Japan, 300–303.
- Valiente, J. A., Nunez, M., and Lopez-Baeza, E. and. Moreno, J. F. (1995): Narrow-band to broad-band conversion for Meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and AVHRR-2 channels, *Int. J. Remote Sens.*, **16**(6), 1147–1166.
- Yanai, M. and Li, C. (1994): Mechanism of heating and the boundary-layer over the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 305–323.
- Yanai, M., Li, C., and Song, Z. (1992): Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319–351.

Estimation of Land Surface Energy Fluxes over the Tibetan Plateau using GMS "Himawari" Data

Yuichiro OKU, Hirohiko ISHIKAWA and Zhongbo SU *

* International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation

Synopsis

A Surface Energy Balance System (SEBS) originally developed for NOAA/AVHRR is applied to GMS-5/VISSR data in combination with meteorological information. Land surface temperature obtained from GMS data are input to SEBS to estimate hourly regional distribution of land surface heat fluxes over the Tibetan Plateau. Estimated fluxes are validated by corresponding field observations at Amdo. Both diurnal and seasonal cycles of estimated fluxes are in good agreement with the field measurement. For example, diurnal range of estimated sensible heat flux decreases from June to August, which reflects the change of surface characteristics from dry to wet due to frequent precipitation in the summer monsoon. Over the Tibetan Plateau, the diurnal range of land surface temperature is as large as the annual range, so that the resultant sensible heat flux has large diurnal variation. Hence, the hourly estimation with GMS data may contribute better understanding of land surface-atmosphere interaction of this important area.

Keywords : Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS-5, Himawari-5); satellite remote sensing;
land surface-atmospheric interaction; land surface energy flux; Tibetan Plateau; Asian Monsoon