

GFDセミナー2011夏

接地境界層乱流 と フラックス観測

玉川一郎

(岐阜大学流域圏科学研究センター)

自己紹介

玉川一郎

tama@green.gifu-u.ac.jp

<http://tama.green.gifu-u.ac.jp/~tama/>

岐阜大学流域圏科学研究センター 勤務

1964年大阪市生まれ，岐阜市在住

京都大学理学研究科地球物理学専攻修了

(防災研究所暴風雨災害部門)，博士(理)，気象予報士

職歴：

気象庁東京航空気象台予報課 (1989-1991) 運輸技官

名古屋大学大気水圏科学研究所 (1995-1999) 助手

岐阜大学工学部土木工学科 (1999-2002) 助教授

岐阜大学流域圏科学研究センター (2002-現在) 助教授 (准教授)

第一部

- 境界層, 大気境界層, 接地境界層
- Monin-Obukhov の相似則
- Kolmogorov の $-5/3$ 乗則
- 超音波風速計, Kansas 実験 (Businger & Dyer EQ.)
- Kadar & Yaglom 1990

第2部

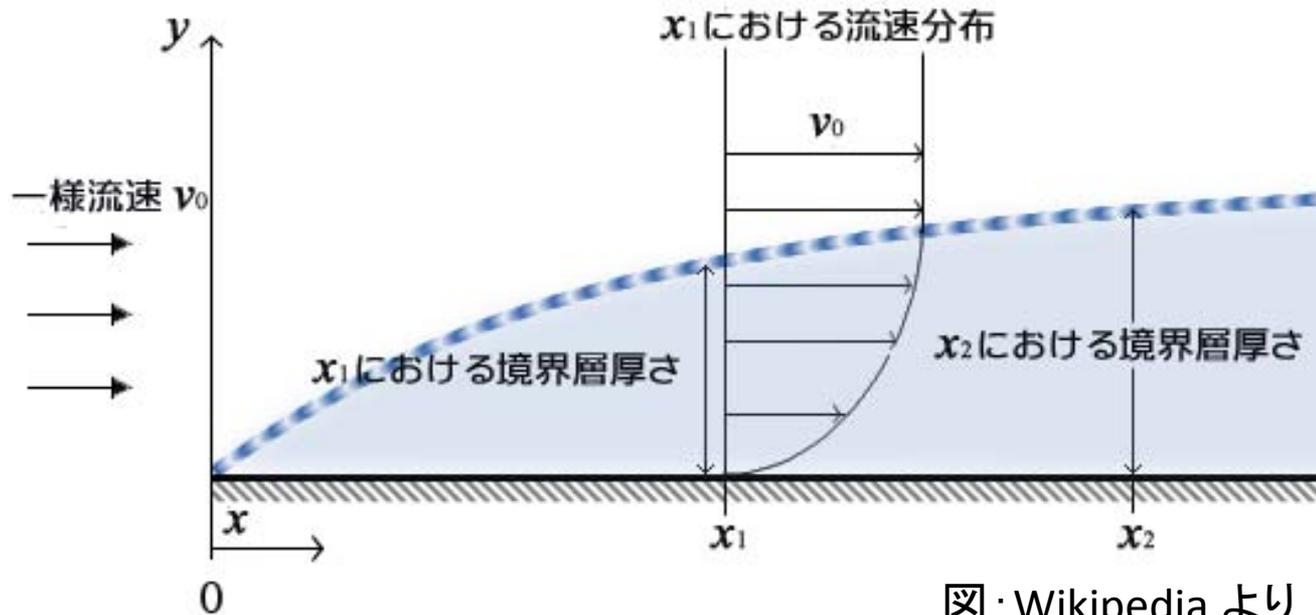
- 渦相関法, 熱収支, 水収支, 炭素収支
- センサー
- 渦相関法の仮定
- 現実のデータ
- その処理と補正, 問題点
 - サンプルング, 平均, 座標軸, 移流
- Gap filling

第一部

- 境界層, 大気境界層, 接地境界層
- 乱流輸送
- 基礎方程式
- Monin-Obukhov の相似則
- Kolmogorov の $-5/3$ 乗則, マイクロスケール
- 超音波風速計, Kansas 実験 (Businger & Dyer)
- Kadar & Yaglom 1990

境界層

流体力学における境界層



流れを(乱流)粘性の影響のある層(境界層)とその外にある非粘性流体に分けて考える近似

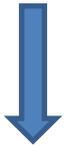


面から離れる方向のスケールが非常に小さいという近似をする

境界層方程式

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} U, \ell, \delta \quad \ell \gg \delta \quad \text{で} \\ v = O\left(\frac{\delta U}{\ell}\right) \end{array}$$

u 運動方程式の左辺 $O\left(\frac{U^2}{\ell}\right)$ で、粘性項の第一項 \ll 第二項なので、



$$\delta = O\left(\left(\frac{\nu \ell}{U}\right)^{\frac{1}{2}}\right) = O(R^{-\frac{1}{2}} \ell)$$

$\frac{\delta}{\ell} \propto R^{-\frac{1}{2}}$ を無視する近似で

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \\ 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{array} \right. \quad \text{境界層方程式}$$

外縁で u, 全体に $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ を与えて

non slip で解く

大気境界層

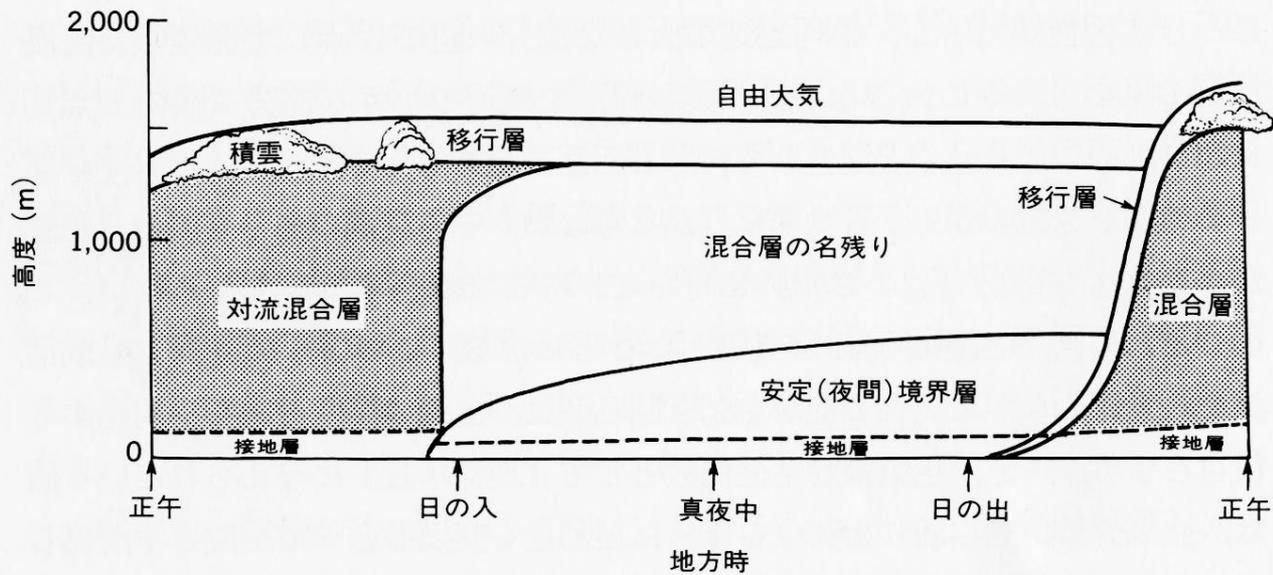


図6.23 晴天日の大気境界層の日変化の模式図 (Stull, 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Pub.)

大気境界層

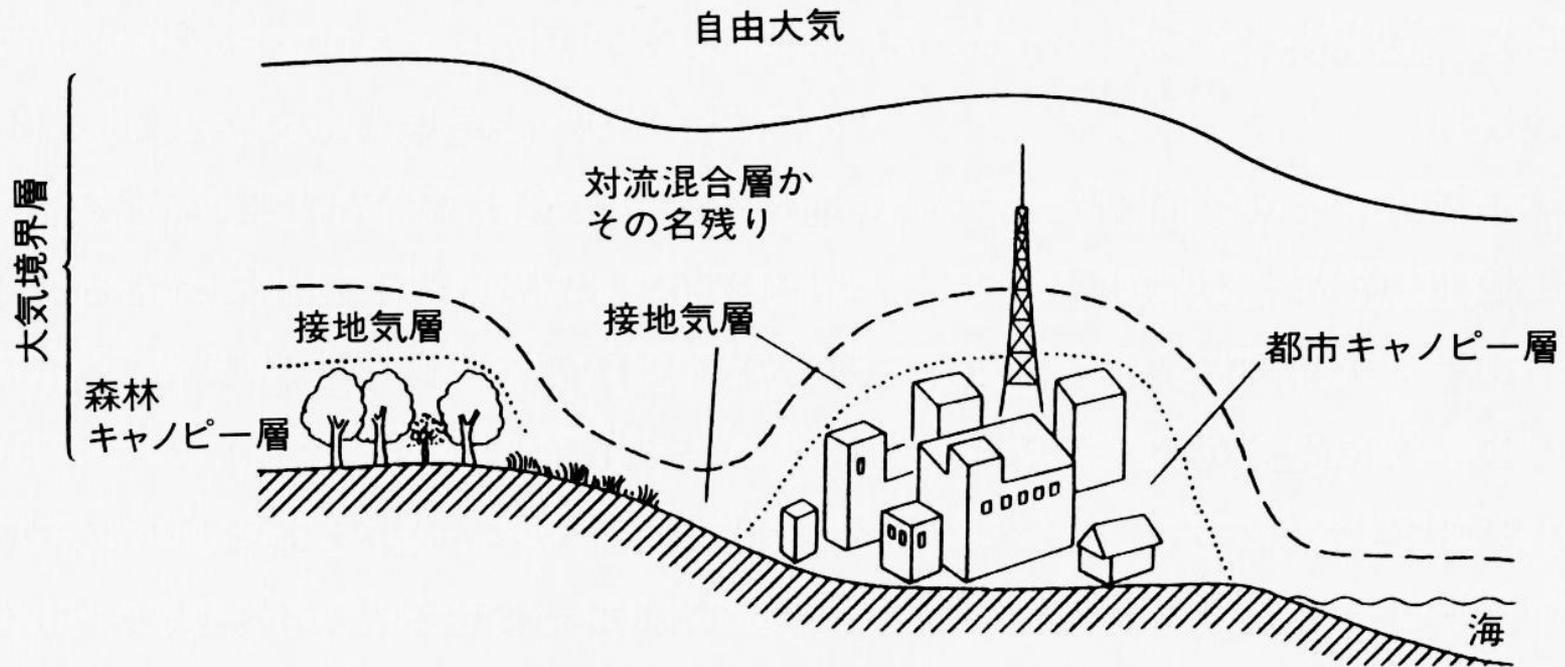
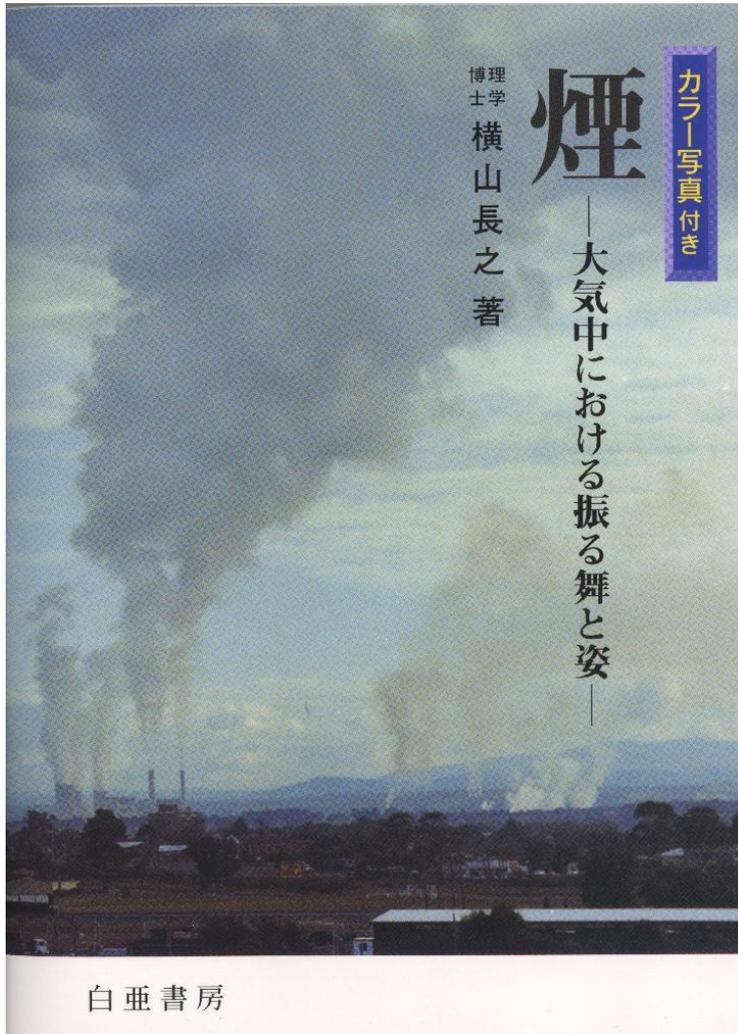


図6.26 いろいろなキャノピー層を含む大気境界層の模式図 (安田延壽, 1994 : 基礎大気科学, 朝倉書店, を変更)

煙一大氣中における振る舞と姿

横山長之 著



日中の境界層（混合層）



写真6-2 混合層形成時の煙
(Tarong Power Station, Queensland Australia)

ブルームの拡散の状態
 $Z_i=1400$ m、 $U=4.5$ m/s、 $W_i=2.5$ m/s) 写真提供: Dr. P. Manins

煙 より

夜間の境界層（安定層）



写真7-6 静穏な安定層を上昇する煙

(米国、1991. 12. 25. 早朝 カリフォルニアフレズ近郊 撮影：加藤)

煙 より

夜間の境界層（安定層）



写真 7-5 静穏な接地逆転層中を立ち上る焚き火の煙
(窪地の左側の切れ目から煙が流れ落ちるのが見られる。横浜近郊 撮影：1994. 1. 9. 夕方 長沼)

接地境界層

- 大気境界層の下端部, フラックスの鉛直方向変化が無視できる範囲 (constant flux layer)
- 水平一様, 定常の下で,
 - コリオリ力を無視し,
 - 気圧傾度力を無視
 - 粘性, 分子拡散 を無視する範囲でOK
- 運動量フラックス変化10%くらいを目安
- $0.1H$

大気境界層乱流

- 超音波風速温度計の開発以降，接地境界層乱流の直接観測が盛んに行われた。
- 乱流の統計力学としての中心的な理論である Monin-Obukhov の相似則は，それ以前，第2次大戦中に提唱されていた。
- 壁面乱流の対数則は，もっと前
von Kármán, Th. (1930), “Mechanische Ähnlichkeit und Turbulenz”, *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Fachgruppe 1 (Mathematik)* 5: 58–76 (also as: [“Mechanical Similitude and Turbulence”](#), Tech. Mem. NACA, no. 611, 1931).
From [Wikipedia](#)

対数則

- 水平一様定常, コリオリ, 粘性を無視

$$0 = -\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}$$

レイノルズ応力が支配。

$$-\overline{u'w'} = u_*^2$$

長さの次元に z を持ってきて無次元化

$$\frac{z}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{1}{k}$$

$$u = \frac{u_*}{k} \log \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

$$|u'| \sim |w'| \sim \ell \frac{\partial \bar{u}}{\partial z},$$

相関係数分も含めて $\ell = kz$ として

$$-\overline{u'w'} = (kz)^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)$$

Monin-Obukhov の相似則

- Turbulence in atmosphere with a non-uniform temperature, A.M. Obukhov, *Boundary-Layer Meteorology*, 2, 7-29, 1971 (Orig. 1946)
(<http://www.springerlink.com/content/p21902m3p8106311/>)
- Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, A.S.Monin&A.M.Obukhov, *Tr. Akad. Nauk SSSR Geiphiz. Inst.* 24(151):163-187,1954
(http://mcnaughty.com/keith/papers/Monin_and_Obukhov_1954.pdf) 最初の実験的証拠

渦粘性係数 $\nu_t = u^*(kz)$ の対数則の拡張を考えた

Monin-Obukhovの相似則

$$\text{M-Oの安定度} \quad \frac{z}{L} = - \frac{kz \left(\frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w' \theta_v'}}{u_*^3}$$

$$L = - \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w' \theta_v'}}$$

スケーリングパラメタ

uは主流方向, wは鉛直
T_vは仮温度, qは比湿 (CO₂等でも同様)
フラックスは一定とみなせる
水平一様定常の仮定

$$u_* u_* = - \overline{u' w'}$$

$$u_* T_* = - \overline{w' \theta'}$$

$$u_* T_{v*} = - \overline{w' \theta_v'}$$

$$u_* q_* = - \overline{w' q'}$$

境界層近似 $\frac{\partial}{\partial z} \gg \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial t}$

Monin-Obukhovの相似則

- フラックス—勾配関係

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{kz}{T_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{kz}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right)$$

- 変動量

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \phi_w \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{\sigma_T}{T_*} = \phi_T \left(\frac{z}{L} \right)$$

この関係は、観測や(主に極限での)理論的考察によって確かめられ、広く気象モデルの下端境界条件に使われている。

- 他 ϕ_ε 消散率, リチャードソン数, スペクトル

$$\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^3 \quad Ri = \left(\frac{z}{L} \right) \left(\frac{\phi_h}{\phi_m^2} \right)$$

z/L は

- MOの安定度(z/L)は, 水平一様定常のもとでの, 乱流運動エネルギー方程式の
浮力消滅項 / シアー生成項 に相当する。

$$e' = \frac{1}{2} u'_i u'_i = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (1.110)$$

と置けば, 水平方向に一様な場に対して

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{-\overline{u'w'}}_{(I)} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \underbrace{\frac{g}{T} \overline{w'\theta'}}_{(II)} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z}}_{(III)} - \underbrace{\frac{\partial \overline{w'e'}}{\partial z}}_{(IV)} - \underbrace{\varepsilon}_{(V)} \quad (1.111)$$

と書ける. ここで

$$\varepsilon = \nu \overline{\frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} \right)} \quad (1.112)$$

である.

植物と微気象(文字2003)より

$$\frac{z}{L} = - \frac{kz \left(\frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w'\theta'_v}}{u_*^3}$$

超音波風速温度計

Sonic Anemometer Thermometer



- Send and receive sonic pulse between two probes
- Count the time
- Calculate average sound speed and the difference of the speed
- Calc. wind speed of sound path direction
- Calc. temperature from average speed (sonic virtual temperature)

Developed in 1960s

• Kaimal, J. C. and Businger, J. A.: 1963, A Continuous Wave Sonic Anemometer-Thermometer, *J. Appl. Meteorol.* 2, 156–164.

→ATI

• Mitsuta, Y.: 1966, Sonic Anemometer for General Use, *J. Meteorol. Soc. Jap.* 44, 12–24.

→Kaijo

今や トラ技に制作記事, 高校生が作って観測。
極寒冷地では, ヒーターをつける。降水くらいなら観測可

長期安定は難しい

超音波風速計

- 音波を往復させ、その音速の差から媒体である大気等の流速を計測する装置
- 超音波パルスを使った実用システムは、光田 & 海上電機(現 株式会社ソニック)の開発である。
- Mitsuta, Y.: 1966, Sonic Anemometer for General Use, *J. Meteorol. Soc. Jap.* 44, 12–24.

First Commercial Sonic Anemometer

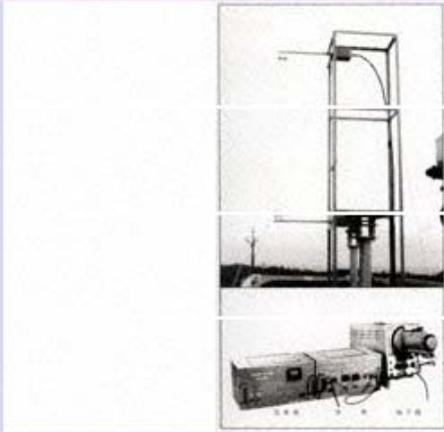
ファイル(E) 編集(E) 表示(V) 履歴(S) ブックマーク(B) ツール(I) ヘルプ(H)

http://sts.kahaku.go.jp/sts/detail.php?key=103610411150&APag

よく見るページ Firefox を使ってみよう 最新ニュース

超音波風速計... x Bookmark of ... x 超音波微風速... x 国立科学博物... x

超音波微風速計 F-PT-1型



資料番号: 103610411150
所在等: 株式会社カイジョーソニック
所在地: 東京都羽村市
製作(製造)年等: 1963
種類: カイジョー50年史
製作者(社)等: 海上電機株式会社(現株式会社カイジョーソニック)
調査機関団体: 日本計量機器工業連合会

特徴:
実用化世界初の国産1号機。超音波の伝播速度が風速により変化することを利用した風速計。垂直方向成分の風速を測定し、水の蒸発量の測定に利用できる3次元風速計として開発。プロベラ式や風杯式風速計のような機械的可動部がなく微風速観測に優れた風向風速計。微細気象、接置気象などの気象分野だけでなく、大気汚染などの環境問題や海洋科学、建築技術の研究にかかせない測器となった。1969年全国発明賞、オーム技術賞受賞。開発当時は世界でも垂直成分を高速サンプリングで計測出来る唯一の機械であったため、乱流観測に欠かせない測定器として、国内のみならず米国、欧州の研究者に好評を博し多数の研究論文が発表され今日の気象学の発展に寄与した。

◀ サムネール

超音波風速計

- 応答に優れることから、乱流観測に使用
- 可動部がないので、メンテナンスフリーの風速計として
- 原理的に直接風速をはかるので高精度
- 近年、非常に安価なタイプが出現
- 2次元タイプのもものが、既存の風向風速計を置き換えつつある。
- 分解能と強風対応はトレードオフ

製品例

風と雪を測る

▼ トンネルの風を測る

トンネル内の風を測定するために専用設計された風速です。

トンネル用風速計

TA-200

トンネル内の換気や火災等、異常事態時の風速計測に



Vaisala ウェザートランスミッターWXT520



6つの基本要素(風向、風速、降水、気圧、温度、湿度)を同時観測、小型軽量、イージーメンテナンス。

[Vaisala のWWWページより](#)

▼ 風を測る

微風(0m/s)から強風域(90m/s)の風を3次元にハイレソポンスで測定します。

三次元超音波風向風速計

SATシリーズ

乱流・熱収支・水収支観測や風洞・ビル・橋梁風等の観測に



超音波風速温度計

DA-600/650

乱流・熱収支・水収支観測や風洞・ビル・橋梁風等の観測に



[Davis のWWWページより](#)



[ソニックのwwwページより](#)

超音波風速計の使用例

- トンネル, 橋, タワーなどの風速監視
- 室内, スポーツ競技場の風速
- パイプの流速 (最近は電磁流速計やレーザー流速計にとってかわられている)
- 通常気象観測 (プロペラや風杯を置き換えつつある)

大気乱流の観測

- 地上 / 船舶上のポール, あるいはタワー
- 航空機 (低速)

他の大気乱流観測用風速計

- 熱線風速計（主に実験室）
- ピトー管 5孔ピトー管なら3次元で、乱流変動まで計測可能。航空機に使われるが、地上用に販売していたこともある。RosemountAerospace(当時)（ピトー管と圧力センサーの間に水滴受けをつけるなどの工夫が必要）

SpaceAge Control社

**Air Data Probes
and Air Data
Sensors**



Air data probes and air data sensors obtain aircraft angle of attack (AOA, alpha), sideslip (AOS, beta), static pressure, total pressure (pitot static), outside air temperature (OAT), and total air temperature (TAT). Typical names for these devices are nose booms, wing booms, nosebooms, air data probes, pitot probes (pitot tubes), pitot-static probes (pitot-static tubes), trailing cones, and trailing bombs. These products provide pressure and airflow direction data to data acquisition and air data computers for computation of aircraft orientation, airspeed, altitude, and related information.



Miniature pitot-static probe
Insitu Integrator

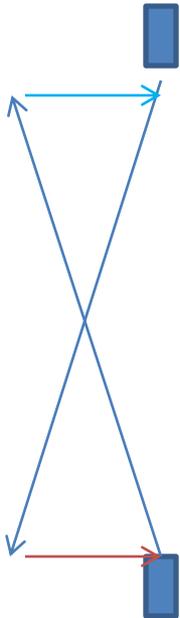
<http://www.spaceagecontrol.com/Main/Home> より

Flux measurement

Sonic Anemometer Thermometer



Sonic temperature includes cross wind effect and water vapor effect.



$$T = \frac{T_s + \frac{V_n^2}{A}}{1 + 0.32 \frac{e}{P}}$$

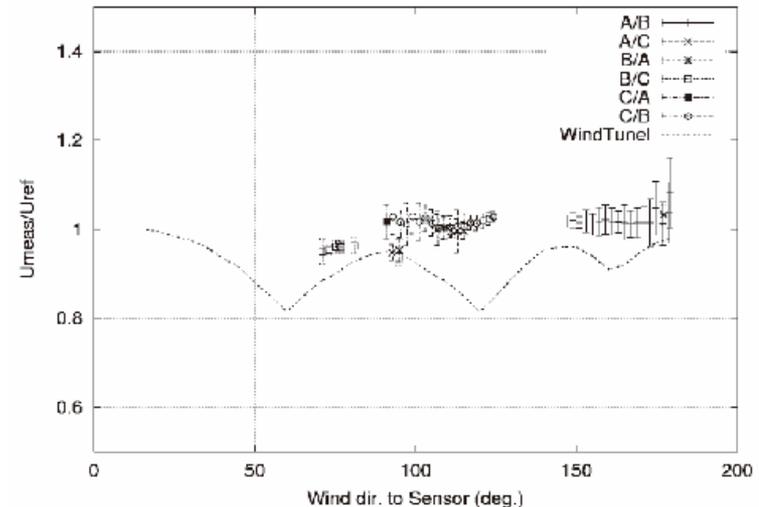
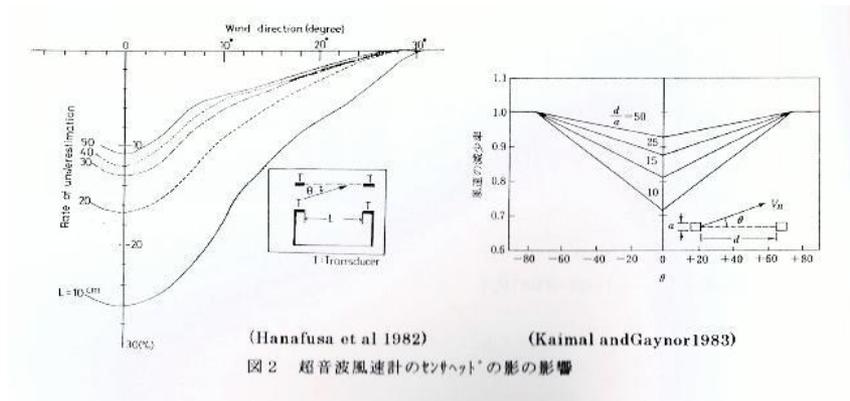
where V_n cross wind speed, $A = 403$ units (temperature in K, wind in m/s^2). (Kaimal and Finnigan 1994) 音仮温度と気象で使う仮温度はわずかに係数が違う

Kaimal and Finnigan 1994 “**Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**”

風速計自身の影響

Sonic Anemometer Thermometer

Also the effect of probes and other structure are also the source of errors



In wind tunnel

In natural turbulent wind
(unpub.)

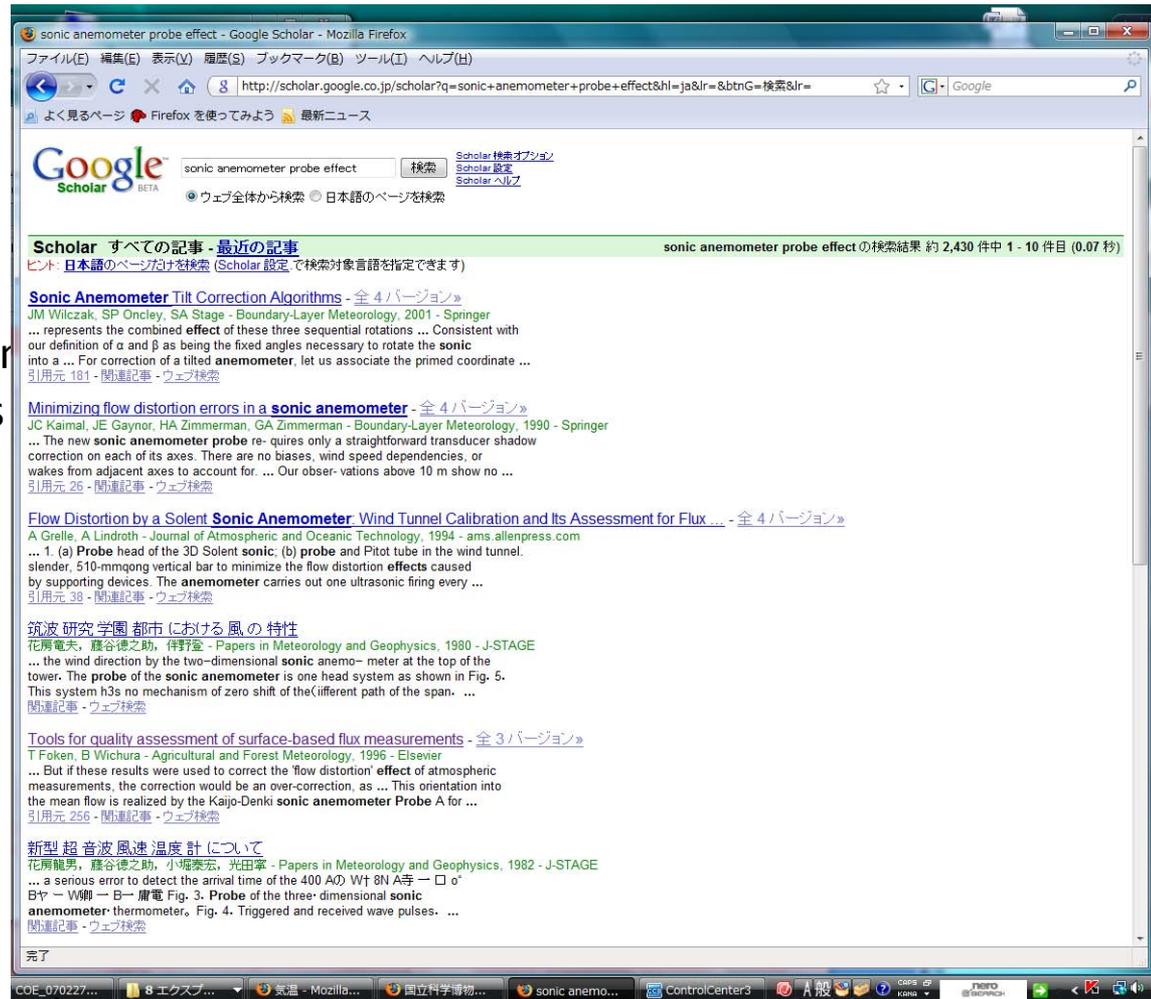
伊藤, 林, 玉川“超音波風速TR-61A型プローブ特性試験
京都大学防災研究所 共同研究12G-5
熱・水収支観測の高精度評価に関する研究

Hanafusa et.al.1982, Meteorol, Geophys.33,1-19
Kaimal and Gaynor 1983, J. Appl. Met.22, 863-880

つづき

Also the effect of probes and other structure are also the source of errors

The amount of these effects is different for each probe design so please find suitable articles or make test by yourself.



=> Deep world of measurement

大規模な野外実験

Kansas 実験 (Haugen et. al. 1971, QJRMS)

- Flux-Profile 関係 (Businger, Wyngaard, Izumi and Bradley 1971, JAS)

32mタワー, 18cmの wheat stubble, 2400mのフェッチ

風速の鉛直分布は, 23, 36, 50, 70, 100cm, 2, 4, 5.66, 8, 11.3, 16, 22.6, 32m

温度は, 0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 22.6, 32m

現在使われている主なMOS式はこのデータから、と言ってもよい

Flux-Profile

Businger et. al. 1971 の解析では、無次元シアー関数が中立に近い範囲 ($-2 < z/L < 2$) で、実験的に求められた。ただ、カルマン定数が $k=0.35$ であるなどその後の議論を呼んだ

Businger et. al. 1971 より

Mast の影響、風杯の回りすぎなどが懸念された。

近年は、 $k=0.4$ で整理された無次元シアー関数を使うことが多い。(水理学では、0.41が普通)

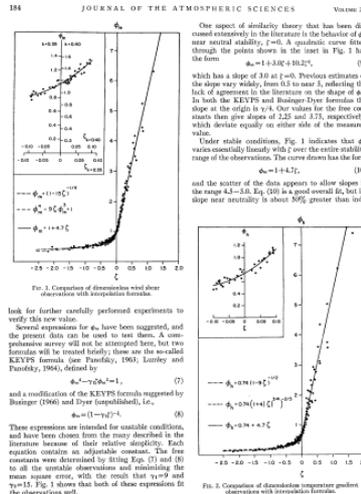


Fig. 1. Comparison of dimensionless wind speed observations with stratification formulae. Several expressions for u_w have been suggested, and the present data can be used to test them. A comprehensive survey will not be attempted here, but two formulae will be tested briefly, those are the so-called KEVPS formula (see Panofsky, 1963; Lumley and Panofsky, 1964), defined by $u_w = 1 + 3.1z + 19.2z^2$, (7) and a modification of the KEVPS formula suggested by Businger (1966) and Dyer (unpublished), i.e., $u_w = 1 + 4.7z$. (8) These expressions are intended for unstable conditions, and have been chosen from the many described in the literature because of their relative simplicity. Each equation contains an adjustable constant. The free constants were determined by fitting Eqs. (7) and (8) to all the unstable observations and minimizing the mean square error, with the result that $\gamma_1=0$ and $\gamma_2=15$. Fig. 1 shows that both of these expressions fit the observations well.

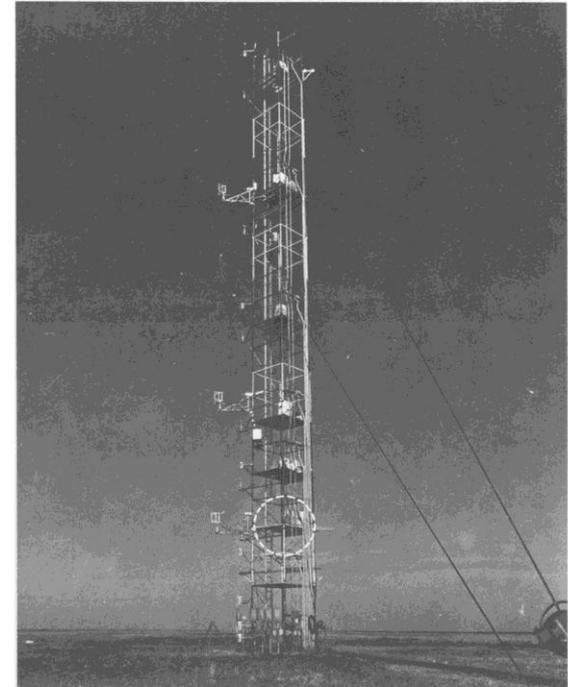


Fig. 2. The 32-m tower viewed from the east during the 1968 Kansas experiments. The dashed circle represents Wieringa's 2.4 m sphere at the 5.66 m level.

Wyngaard, Businger, Kaimal and Larsen, Comments on 'A reevaluation of the Kansas Mast Influence on Measurements of stress and cup anemometer overspeeding', Boundary Layer Meteorology, 22, 245-250, 1982 より

Monin-Obukhovの相似則

- フラックス—勾配関係

$$\frac{kz}{u^*} \frac{\partial U}{\partial z} = \phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{kz}{T^*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{kz}{q^*} \frac{\partial U}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right)$$

- 変動量

$$\frac{\sigma_w}{u^*} = \phi_w \left(\frac{z}{L} \right) \quad \frac{\sigma_T}{T^*} = \phi_T \left(\frac{z}{L} \right)$$

この関係は、観測や(主に極限での)理論的考察によって確かめられ、広く気象モデルの下端境界条件に使われている。

- 他 消散率, リチャードソン数, スペクトルも

$$\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u^{*3} \quad Ri = \left(\frac{z}{L} \right) \left(\frac{\phi_h}{\phi_m^2} \right)$$

文字2003より

1. 大気の乱れ 19

のように無次元の相似関数を用いて表すことができる。ここに、

$$q_* = -\overline{w'q'}/u_* \quad (1.64)$$

$$c_* = -\overline{w'c'}/u_* \quad (1.65)$$

である。

(1.61), (1.62), (1.63) はフラックスが傾度に比例する勾配拡散の形

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (1.66)$$

$$\overline{w'q'} = -K_e \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (1.67)$$

$$\overline{w'c'} = -K_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (1.68)$$

のように表すことができる。ここに K_h, K_e, K_c は渦拡散係数 (eddy diffusivity) で無次元プロファイルを用いれば

$$K_h = ku_* z / \Phi_h \quad (1.69)$$

$$K_e = ku_* z / \Phi_e \quad (1.70)$$

$$K_c = ku_* z / \Phi_c \quad (1.71)$$

と表せる。

$\Phi_m, \Phi_h, \Phi_e, \Phi_c$ をこの関数として求めておけば、プロファイルを測ればフラックスが求まるという実用的な意味があるので多くの研究が行われた。

文字信貴 2003
「植物と微気象」
群落大気の乱れとフラックス
大阪公立大学共同出版会



文字2003より

と表せる。

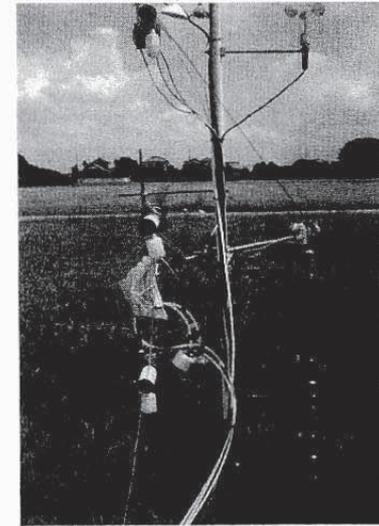
$\Phi_m, \Phi_h, \Phi_e, \Phi_c$ をこの関数として求めておけば、プロファイルを測ればフラックスが求まるという実用的な意味があるので多くの研究が行われた。

その中に、KEYPS の式と呼ばれるものがある。これはほぼ同じ時期に4人の研究者(Kazanski & Monin, Ellison, Yamamoto, Panofsky, Sellers) が独立に発表したものでその頭文字をとったものである (e.g. Yamamoto, 1959 参照) が、以下のように導かれる。まず、周囲と θ' だけ温位が異なる気塊に働く浮力は $(g/T)\theta'$ であり、気塊が l だけ移動したとき仕事は $(g/T)\theta'l$ である。一方、シアーによる仕事、あるいは言い換えれば、気塊が l だけ移動することによって運ばれてくる乱流エネルギーは $\overline{l^2}(\partial\bar{u}/\partial z)^2$ に比例すると考えられるので、両者を併せると

$$\overline{w'^2} \propto \overline{l^2} \left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \alpha' \left(\frac{g}{T}\right) \overline{\theta'l} \quad (1.72)$$

ここで渦粘性係数は $K_m \propto \sqrt{\overline{w'^2}l}$ の大きさとなることから

$$K_m^2 \propto \overline{l^4} \left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right)^2 - \alpha \frac{g}{T} \overline{l^4} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \quad (1.73)$$



農環研の傾度法による
メタンフラックス観測
(1993年ころ)

文字2003より

20

また, $\ell = kz$ を仮定すれば

$$u_*^4 = (kz \frac{\partial \bar{u}}{\partial z})^4 - \alpha \frac{g}{T} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} (kz)^4 (\frac{\partial \bar{u}}{\partial z})^2 \quad (1.74)$$

ここで $L' = \frac{\Phi_m}{(g/T)(\partial \bar{\theta} / \partial z)}$ と置けば

$$\Phi_m^4 - \alpha \frac{z}{L'} \Phi_m^3 = 1 \quad (1.75)$$

すなわち, KEYPS の式が得られる. これを導く過程で中立条件を考えると (1.75) 式の第1項だけとなり $\Phi_m = 1$ すなわち対数法則が得られることになる.

さらに, 不安定領域での測定に基づき $Ri = z/L$ とすれば $\alpha = K_h / K_m = \Phi_m^{-1}$ が得られ, また安定側については $\Phi_m = \Phi_h$ とすれば結果として Φ_m, Φ_h については次の表示式

$$\begin{aligned} \zeta \leq 0 & \quad \Phi_m = (1 - 15\zeta)^{-1/4}, \quad \Phi_h = \Phi_m^2 \\ \zeta > 0 & \quad \Phi_m = 1 + 5\zeta, \quad \Phi_h = \Phi_m \end{aligned} \quad (1.76)$$

が得られる. これは単純な形をしており広く使われている. これらの関数形 (図 1.12 参照) の不安定時の表示は Businger と Dyer がリチャードソン数が ζ に等しいことを共同研究の中で見出したことにより適用できる形となったので, Businger-Dyer representation と呼

文字2003より

が得られる。これは単純な形をしており広く使われている。これらの関数形(図 1.12 参照)の不安定時の表示は Businger と Dyer がリチャードソン数が ζ に等しいことを共同研究の中で見出したことにより適用できる形となったので、Businger-Dyer representation と呼ばれる(例えば、Businger, 1988; Dyer, 1974; Arya, 2001 など参照)また、(1.76) 式の安定側の部分については Webb(1970)が詳細な研究を行っており、後で示すように積分した風速の分布形から log-linear の関係と呼ばれる。リチャードソン数のいわれについては 1.4.3 節で述べるが、定義は次式のとおりである。

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{(\partial \bar{u} / \partial z)^2} \quad (1.77)$$

Ri と ζ の関係については図 1.13 に示すように

$$\begin{aligned} \zeta &= Ri & Ri < 0 \\ \zeta &= \frac{Ri}{1-5Ri} & 0.2 > Ri \geq 0 \end{aligned} \quad (1.78)$$

と近似される。 Ri は 0.2 に近づくと ζ が無限大となり不都合である。



マングローブ観測器材輸送船

文字2003より

これは臨界リチャードソン数 (1.4.3 節) と呼ばれ, Ri に限界があることを示すもので, 安定側についてはこの方が使いやすいパラメータであるといえる.

(1.55) 式を積分すれば

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_m(\zeta) \right] \quad (1.79)$$

ここに, $\Psi_m(\zeta)$ は無次元相似関数である. 同様に温位についても

$$\bar{\theta} - \theta_s = \frac{\theta_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_T} - \Psi_h(\zeta) \right] \quad (1.80)$$

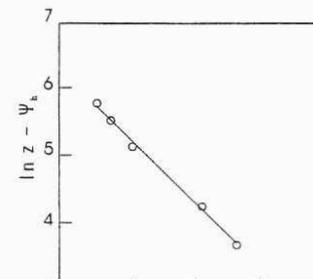
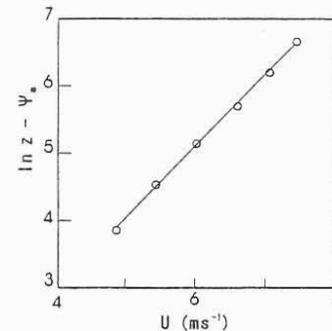
のように表すことができる.

Ψ_m, Ψ_h については (1.76) 式を用いれば,
 $\zeta < 0$ の場合

$$\Psi_m = \ln \left[\left(\frac{1+\chi^2}{2} \right) \left(\frac{1+\chi}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} \chi + \frac{\pi}{2} \quad (1.81)$$

$$\Psi_h = 2 \ln \left(\frac{1+\chi^2}{2} \right) \quad (1.82)$$

$\zeta \geq 0$ の場合



$$\bar{\theta} - \theta_s = \frac{\theta_*}{L} \left| \ln \frac{z}{z_0} - \Psi_h(\zeta) \right| \quad (1.80)$$

文字2003より

$$\Psi_m = \ln \left[\left(\frac{1+\chi^2}{2} \right) \left(\frac{1+\chi}{2} \right)^{-\chi} \right] - 2 \tan^{-1} \chi + \frac{\pi}{2} \quad (1.81)$$

$$\Psi_h = 2 \ln \left(\frac{1+\chi^2}{2} \right) \quad (1.82)$$

$\zeta \geq 0$ の場合

$$\Psi_m = \Psi_h = -5\zeta \quad (1.83)$$

のように表すことができる (Paulson, 1970). ここに

$$\chi = (1 - 15\zeta)^{1/4} \quad (1.84)$$

である. この式を用いてプロファイルのプロットした例を図 1.14 に示す. なお, 植物群落の中や直上ではこういった相似則は成立しない. このことについては 2.2 節で述べる.

1.3.3 乱流変動の相似性

上に述べたのは平均量と変動量の間での相似性であったが, 変動量の間でも相似則は成立する. 例えば, 鉛直風速成分の標準偏差 σ_w と摩擦速度 u_* の比は

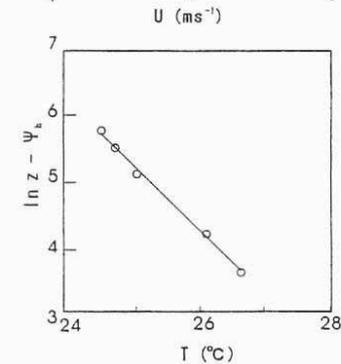


図 1.14 不安定時のプロファイルの補正. 上段が風速, 下段が気温. 式 (1.81), (1.82) を使用. (Paulson, 1967 より作成)

Kadar&Yaglom 1990

648

B. A. Kadar and A. M. Yaglom

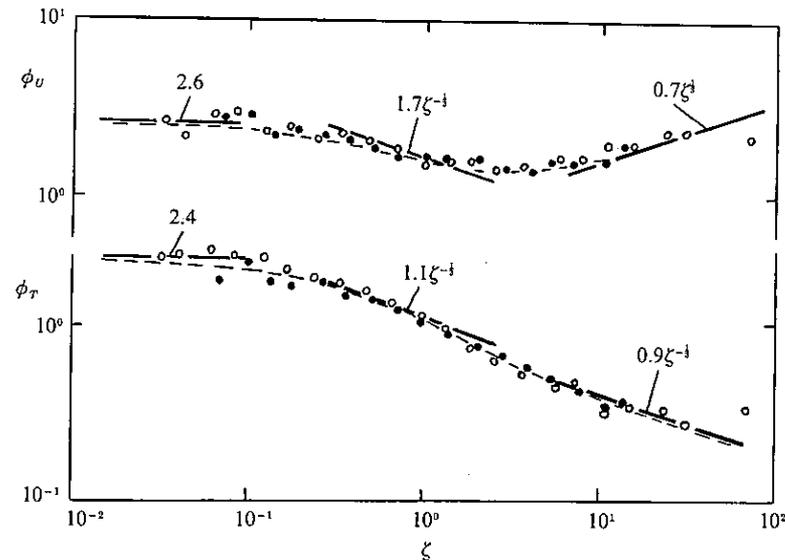


FIGURE 1. Dimensionless velocity and temperature gradients $\phi_v(\zeta)$ and $\phi_T(\zeta)$ obtained from the Tsimlyansk data of 1981-87 (open circles) and from the data collected in Kansas in 1968, Minnesota, 1973, and Australia, 1976, (closed circles); —, equations (3.5); ---, (3.6).

上図で $\zeta = (1/k) (z/L)$ カルマン定数を含まない, MO安定度

水平方向と鉛直方向を分ける次元解析を行い, 3つの領域に分けた。

ちなみに $[k] = (Lz/Lx)^{1/2}$ $[z/L] = (Lz/Lx)^2$

文字2003より

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = A(1 - B\zeta)^{1/3} \quad (1.85)$$

のように表されることが測定で確かめられている。Panofsky *et al.* (1977)によれば $A=1.25, B=3.0$ である。ここで $-\zeta$ が十分に大きい時、すなわち大気が不安定で自由対流 (free convection) が卓越するとみなされる場合は

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = B_w(-\zeta)^{1/3} \quad (1.86)$$

と表すことができる。 B_w の値は様々な研究者によって求められており (Haugen *et al.*, 1971; Monji, 1973; Asanuma & Brutsaert, 1999 など), 約2である。この関係は次のように次元解析で求めることができる。自由対流時には摩擦速度 u_* は重要でないとし、 σ_w は $\overline{w'\theta'}$ と浮力のパラメータ g/T および高さ z で表されるとすると

$$\sigma_w = \left(\frac{g}{T}\right)^\alpha (\overline{w'\theta'})^\beta (z)^\gamma \quad (1.87)$$

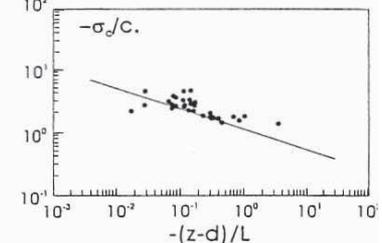
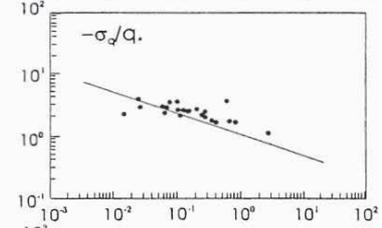
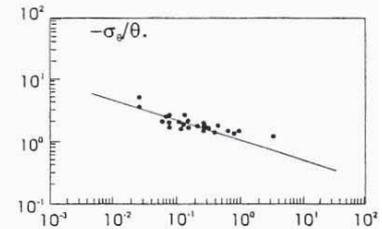
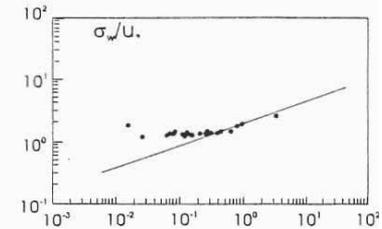
のように書けるが、ここで次元を合わせると

$$\text{長さについては: } 1 = \alpha + \beta + \gamma$$

$$\text{温度については: } 0 = -\alpha + \beta$$

$$\text{時間については: } -1 = -2\alpha - \beta$$

となり、これから $\alpha = \beta = \gamma = 1/3$ が得られる。そして変形すれば (1.86) 式となる。温度変動について同じことをやると、 $\alpha = -1/3$,



文字2003より

るとすると

$$\sigma_w = \left(\frac{g}{T}\right)^\alpha (\overline{w'\theta'})^\beta (z)^\gamma \quad (1.87)$$

のように書けるが、ここで次元を合わせると

$$\text{長さについては: } 1 = \alpha + \beta + \gamma$$

$$\text{温度については: } 0 = -\alpha + \beta$$

$$\text{時間については: } -1 = -2\alpha - \beta$$

となり、これから $\alpha = \beta = \gamma = 1/3$ が得られる。そして変形すれば

(1.86) 式となる。温度変動について同じことをやると、 $\alpha = -1/3$ 、

$\beta = 2/3$ 、 $\gamma = -1/3$ となり、(1.54) 式の θ_* を用いると

$$\frac{\sigma_\theta}{\theta_*} = -C_\theta (-\zeta)^{-1/3} \quad (1.88)$$

のように表せる。同様に自由対流の条件下では水蒸気や CO_2 についても

$$\frac{\sigma_q}{q_*} = -C_q (-\zeta)^{-1/3} \quad (1.89)$$

あるいは

$$\frac{\sigma_c}{c_*} = -C_c (-\zeta)^{-1/3} \quad (1.90)$$

が成立することが予想される。これらの関係については図 1.15 に

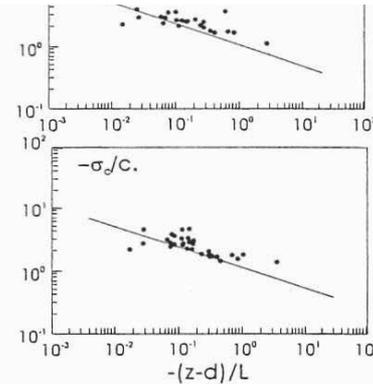


図 1.15 無次元化した乱流変動の標準偏差と安定度の関係。図中の直線は $1/3$ あるいは $-1/3$ の傾きを示す。(山口, 1999)

文字2003より

示した。係数についても多くの観測データがあるがいずれも約1という値をとっている (Wyngaard *et al.*, 1971; Monji, 1973; Ohtaki, 1985; Asanuma & Brutsaert, 1999, など)。中立付近も含めれば Tillman (1972) は

$$\frac{\sigma_\theta}{\theta_*} = -C_1(C_2 - \zeta)^{-1/3} \quad (1.91)$$

を提案している。

なお安定な成層状態の時のデータはあまりないが, Kansas の結果では $0 \leq \zeta \leq 1$ の範囲において

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1.25(1 + 0.2\zeta) \quad (1.92)$$

$$\frac{\sigma_\theta}{\theta_*} = 2(1 + 0.5\zeta)$$

などが示されている(Kaimal & Finnigan, 1994)。

風速水平成分の変動の標準偏差についても古くから研究が行われており, σ_u/u_* や σ_v/u_* については中立の時に約 2.5 の値が得られている (Lumley & Panofsky, 1964 にまとめがある)。これらの値は不安定時には w 成分と同じように増加する傾向がある。しかし, 風速水平成分の変動は大きな eddy の寄与が大きくその変動幅は長周期の成分のとり方によってかなり違った値となる。例えば図 1.16 に示したように, 規格化した周波数 ($f = nz/\bar{u}$) の低周波側の範囲を 10^{-3} まで含めるか 10^{-2} までにするかで σ_u/u_* や σ_v/u_* の値が大きく違うことがわかる。

安定度と水蒸気

大気中に水蒸気が多量に含まれていると浮力に影響を与える場合がある。空気の密度は乾燥空気と水蒸気の密度の和, すなわち

$$\rho = \rho_a + \rho_v = \frac{p-e}{RT} + \frac{e}{R_w T} = \frac{p}{RT} \left(1 + \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon} q\right)$$

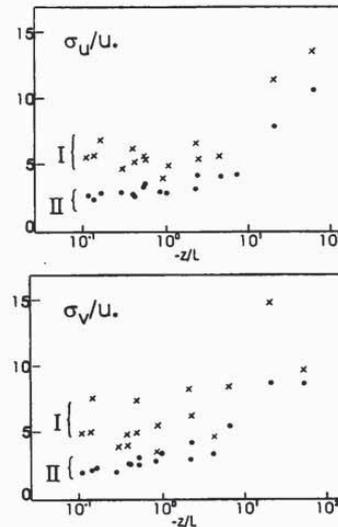
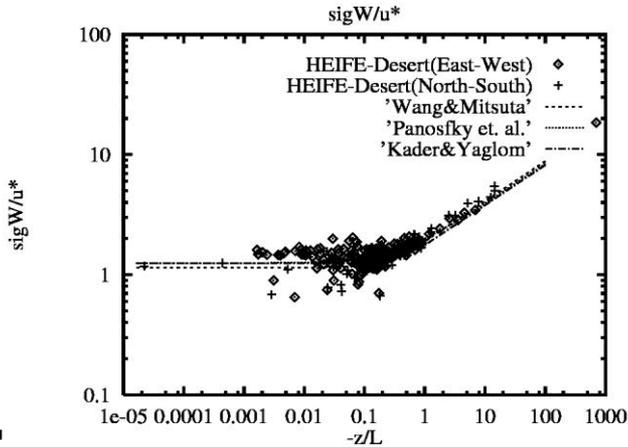


図 1.16 摩擦速度で無次元化した風速水平成分標準偏差の安定度変化。I は風速の変動を周波数 f の 10^{-3} について II は 10^{-2} の範囲について計算したもの。 f は無次元周波数 (Monji, 1975)

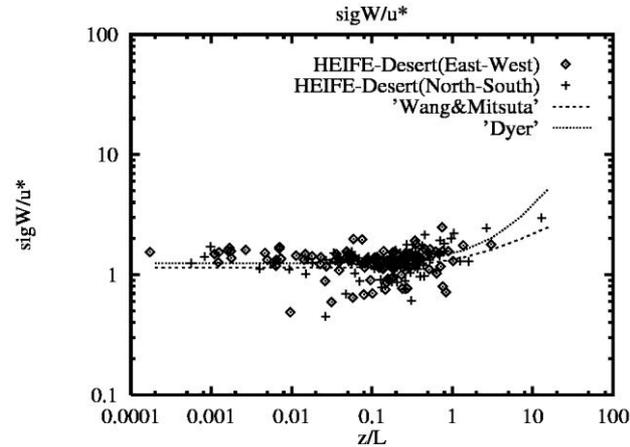
変動に関して (手元のデータより)

- 不安定の極限で、 u^* によらない形で、無次元化された標準偏差が z/L の関数になる。

W

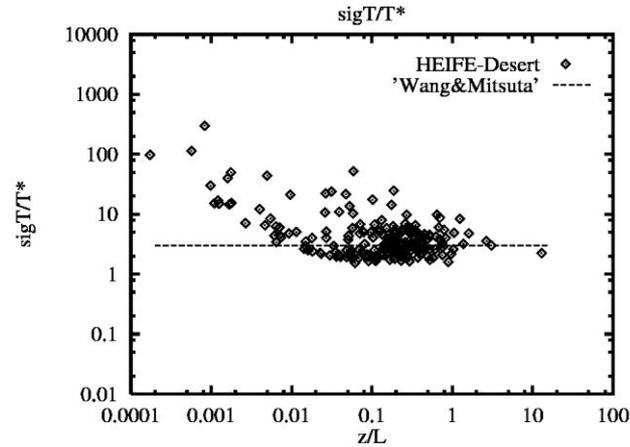
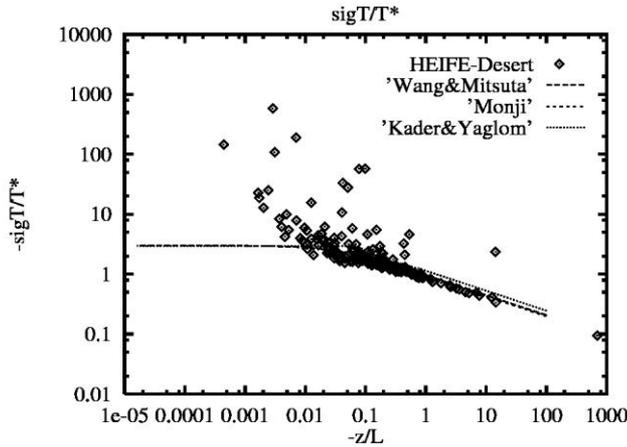


不安定



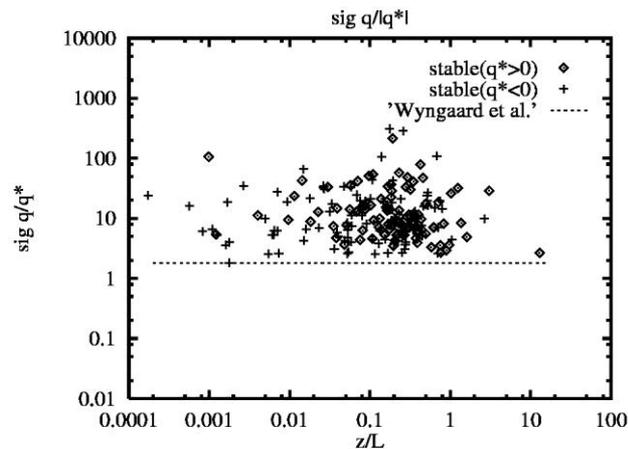
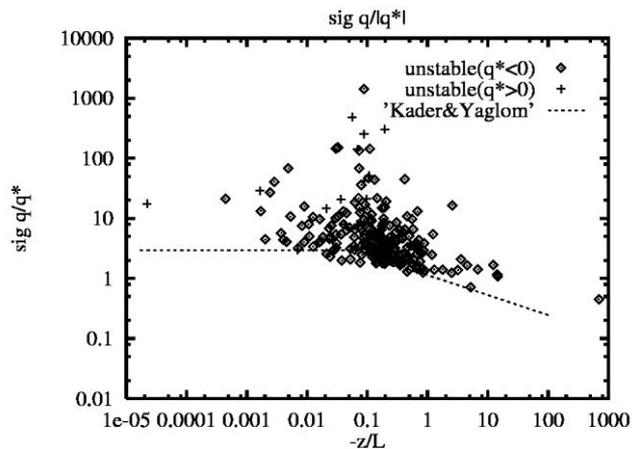
安定

T



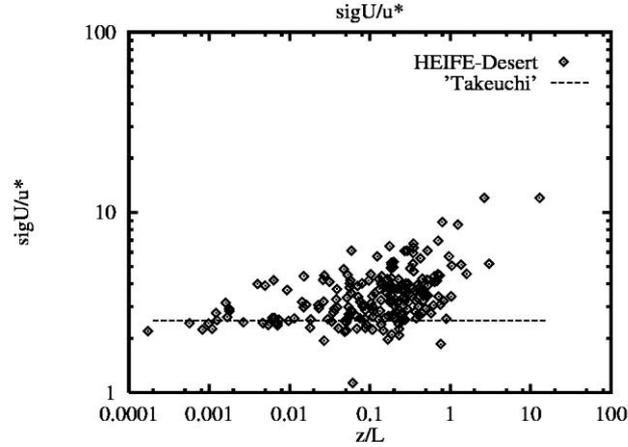
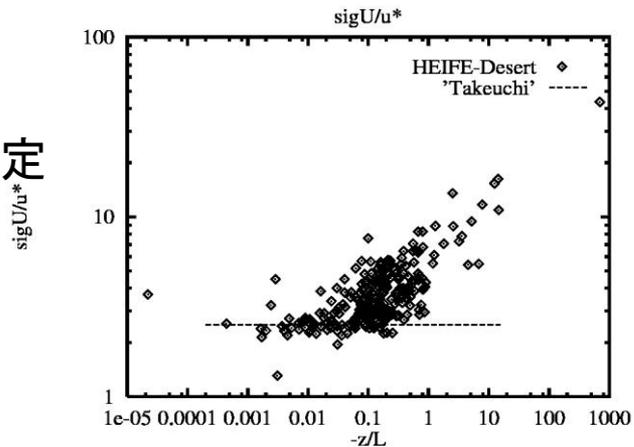
変動 (U q), 怪しくなってくる

Q



不安定

U



安定

あやしくなるのは、

- 仮定の水平一様定常が崩れていく

砂漠上での観測 -> 水蒸気の鉛直微分が小さい＝相対的に
水平方向の影響を受けやすい

U は、境界層全体に及ぶような循環の影響を受ける（ Z_i の
影響を受けるとい解析結果：だれだっけ？ 乱流として解
析する周波数帯に依存）

メソスケール循環との重ね合わせとして理解しようとする方
法もある。

もとに戻って、どういう変動が乱流変動か？ → スペクトル

2003)

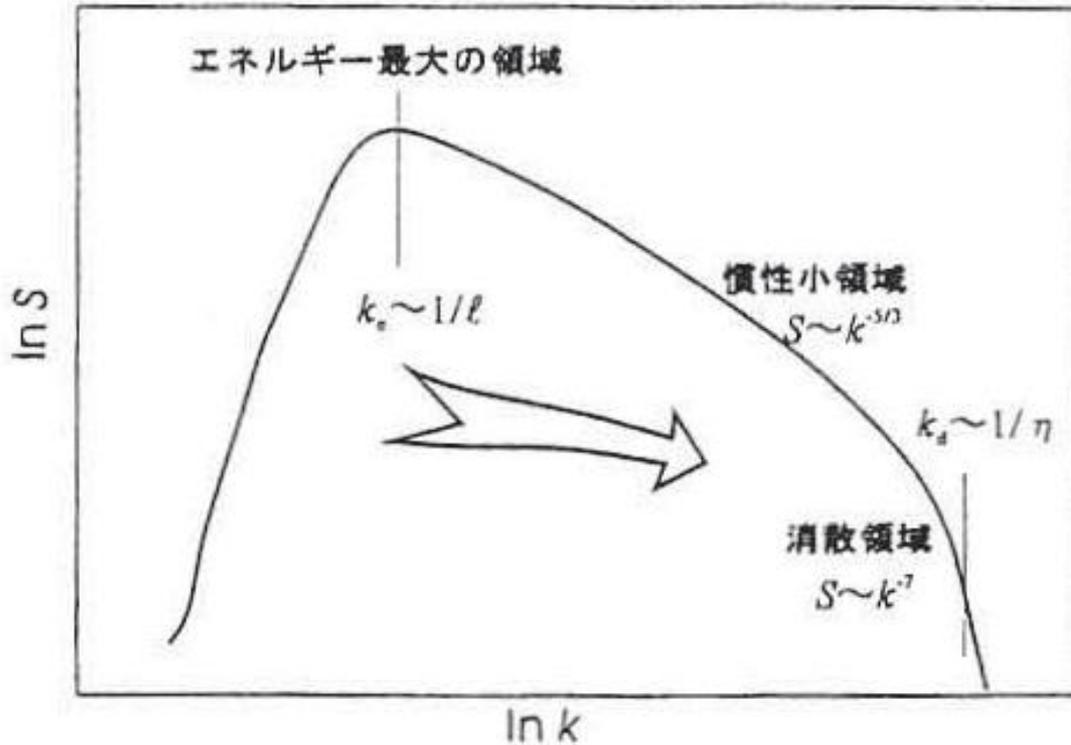


図 1.18 大気乱流スペクトルの模式図

図に表すと図 1.18 のようになる。また、大きな渦から小さな渦にエネルギーが伝わっていく様子は滝に喩えられカスケード (cascade 図 1.19) と呼ばれる。スケールの最小端では乱流エネルギーは摩擦で熱に変わる。これが (1.111) 式の ε である。大きな渦から小さな渦にいたる範囲に乱流エネルギーがどのように分布しているかはパワースペクトル (power spectrum) を用いて示すことができる。風速の u 成分の分散はパワースペクトル S を全波数で積分して、

$$\sigma_u^2 = \int_0^{\infty} S_{uu}(\kappa_1) d\kappa_1 = \int_0^{\infty} S_{uu}(n) dn \quad (1.145)$$

のように表される。なお右辺は Taylor の frozen eddy 仮説を用いて $\kappa_1 = 2\pi n/\bar{u}$ としている。

-5/3乗則 (文字2003より)

1. Reynolds 数が十分に大きければ, 乱れは統計的に平衡であり, エネルギー Spektral が消散 ε と粘性係数 ν だけで決まる領域が存在する.

2. Reynolds 数が非常に大きければ $\kappa_e \ll \kappa \ll \kappa_d$ の範囲ではエネルギー Spektral は ν とは独立になり ε のみで決まる.

というもので, 後者の範囲が慣性小領域である. ここに κ_e はエネルギーを含む大きな渦の波数 ($\sim \ell^{-1}$), κ_d は Kolmogorov の長さ η に対応する波数である. η は

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon}\right)^{1/4} \quad (1.146)$$

と定義される. 大気境界層では η は数 mm 程度の大きさをもつ. この長さは乱流の消散のスケールと考えることができる.

Kolmogorov は慣性小領域では乱流エネルギーは

$$S = a\varepsilon^{2/3} \kappa^{-5/3} \quad (1.147)$$

と表されるとした. すなわち, 風速の Spektral は波数の-5/3 乗に比例して減衰すると言うものである. これは次元解析により上記 Kolmogorov 理論の仮説 2 から導かれる. 井上(1952)も違った方法で同じ法則を導いている. a は定数で Kolmogorov の定数 (Kolmogorov constant) と呼ばれ, 約 0.5 という値をもつ. ただし, これは風速の風向方向の成分 u に対してであって, 流れに直角な w や v 成分については a の 4/3 倍の値をもつ. 温度の変動については Corrsin(1951)によって,

$$S_\theta = a_\theta \varepsilon_\theta \varepsilon^{-1/3} \kappa^{-5/3} \quad (1.148)$$

という関係が得られている. 温度の Spektral も慣性小領域では波数の-5/3 乗に比例して減衰することになる. 他のスカラー量, 例えば比湿や CO_2 などの変動についても同じ法則が適用されることが考えられる. 上式は波数で示されているが $nS(n) = \kappa S(\kappa)$ の関係から周波数でも同じ法則が適用できると考えてよい. なお, Spektral の横軸は周波数の対数で表す方がわかりやすいことから

$$S(n)dn = nS(n)d \ln n \quad (1.149)$$

の関係を用いて縦軸に周波数をかけた形で表されることが多いが, この場合 Kolmogorov の法則は-2/3 乗則と言うことになる.

(1.147), (1.148) 式は応答の速い測器の開発とともに多くの検証がなされ(図 1.20 参照), 確立された理論と考えてよく, これに従わないデータはノイズが含まれているか, あるいは応答に問題があると考えられる. ただし, 群落内ではこの関係は成立しない(2.1 節参照).

Power Spectrum

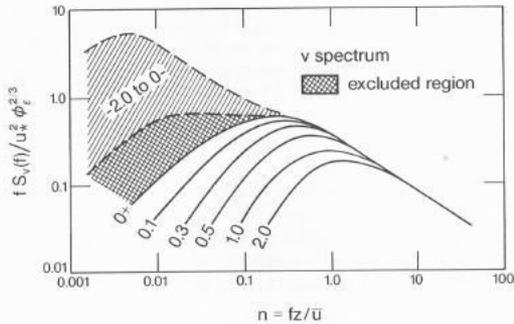


Fig. 2.6. Normalized surface layer v spectrum shown varying with z/L .

only in the range $-0.3 > z/L > -2$ (shown as a hatched area in Fig. 2.7) does the spectrum exhibit an insensitivity to z/L . This happens because the normalized spectral peak n_m stops shifting to lower frequencies with increasing z/L (see Fig. 2.9), an indication that the peak wavelength λ_m scales only with z . The u , v , and θ stable spectra also progress systematically, but their unstable spectra spread over a

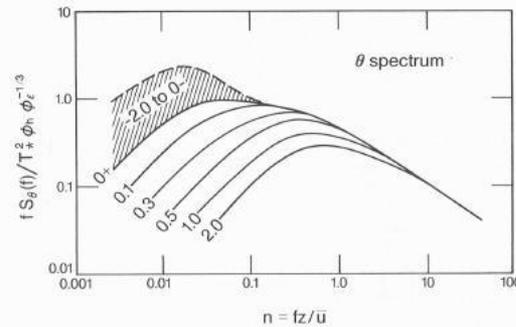
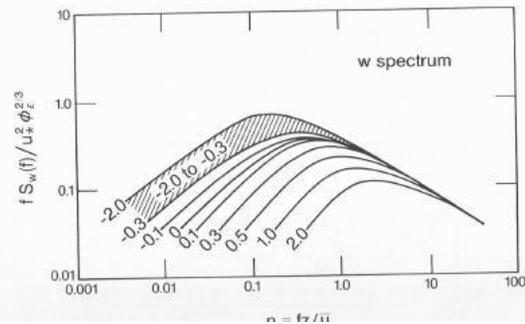


Fig. 2.8. Normalized surface layer θ spectrum shown varying with z/L .

larger area (hatched); in u and v , an "excluded" region (crosshatched) can be seen separating the stable and unstable spectra. The limiting curves for stability regimes approaching neutral from both sides are indicated by notations $z/L = 0+$ and $0-$ in the figures. Clearly, the unstable u and v spectra do not follow M-O similarity, and since no measurements of the boundary layer depth z_i were made in Kansas, it was not known at the time that their λ_m 's scaled with z_i . Later, the Minnesota

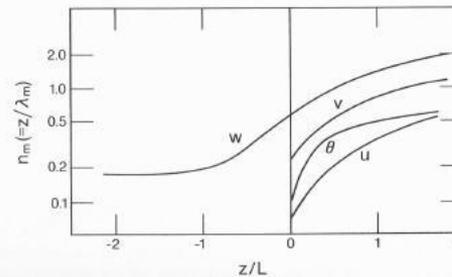


Fig. 2.9. Nondimensionalized frequency at spectral maxima shown as functions of z/L .

慣性小領域も見える

Kansas実験の結果

Kaimal and Finnigan 1994

教科書 Atmospheric Boundary Layer Flowsより

文字2003

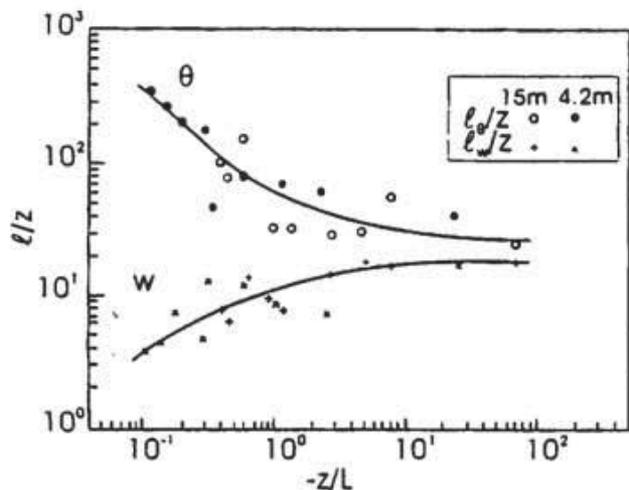


図 1.23 スペクトルのピークの波長の安定度変化
(Monji, 1973)

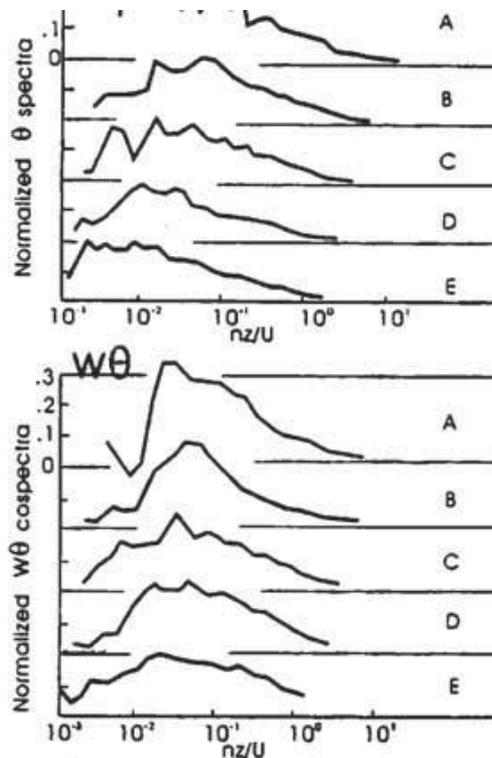


図 1.22 不安定時の安定度範囲ごとの鉛直風速(上段)、気温(中段)のスペクトルと顕熱フラックスのコスペクトル(下段)。すべて分散値あるいは共分散で無次元化してある。(Monji, 1973)

接地気層のさまざまな安定度に対する代表的なスペクトルは Kaimal *et al.* (1972) によって得られており、スペクトル形のモデル化も行われている。なお、コスペクトルのピークの渦サイズには図 1.22 (下段) に示すように大きな安定度依存は認められない。

Co spectrum

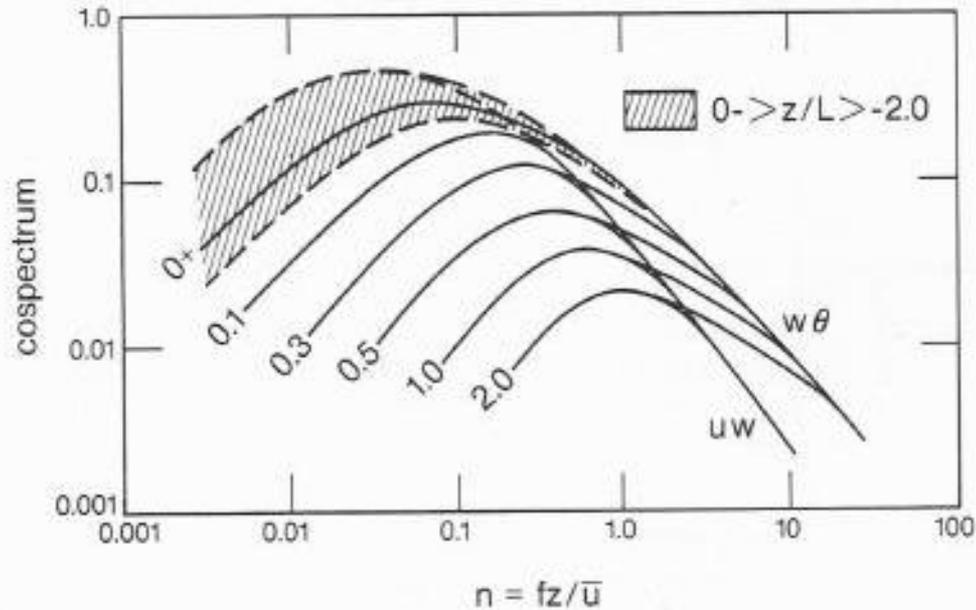


FIG. 2.18. Normalized surface layer cospectra of uw and $w\theta$, as represented in (2.52) and (2.53), shown varying with z/L . Note that the $w\theta$ cospectrum attains $-4/3$ behavior at a higher frequency than uw .

Kaimal and Finnigan 1994

乱流の研究として 70–80's

- MO相似則は、確かに成立 => 密度成層流体の乱流統計理論, **でも、安定成層時は、今でも難しい。**
(z less profile, wave, intermittent turbulence)
- **水平一様定常**仮定を極力満たすように観測条件を設定。観測場所のみならず, 時間も, たとえば, 朝夕は観測せず日中, 夜間のみ観測して統計するなどしていた。
- 他に, 粗度高など地面の空気力学的条件
- もちろん, レイノルズ応力や顕熱フラックスは計測された。熱収支の直接観測はまだ。潜熱は残差
- 他に, 乱流の中に組織的運動があることも, 当時から指摘されていた。立体的な理解はLES、ライダー観測などまで待つ必要がある。
- 慣性小領域でのコルモゴロフの $-5/3$ 乗則の観測, コルモゴロフ定数からLESのスマゴリンスキー定数。対数則から $k-\epsilon$ のモデル定数など, 基礎的な定数を大気でも確認した (と思う)。風洞とはレイノルズ数が違う。

粗度高

- 対数則 (= 中立時のMO則) を積分
(MO則でも同様)

$$u_2 - u_1 = \frac{u^*}{k} \log(z_2 / z_1)$$
あてはめて、 $k_{u1} = 0$ となる高度 z_1 を z_0 とする。
地面の特性量になるとされている。

- 温度に対しても同様にする。地面の温度を放射温度計で計測したもの等に置き換えて処理 (圧力による抵抗, ソースの位置の違い, 表面値の定義の相違等でかなり違う値になる)
- 森林のような高い粗度物体では z の原点を変える必要がある
 $z/z_0 \rightarrow (z-d)/z_0$
- キャノピーモデルを使う現在でも, キャノピー直上でこの値が使われている。
- しかし, z_0, d は大気安定度の関数であるらしい(例えば Zilitinkevich et. al. 2008)

Zilitinkevich et. al., The Effect of Stratification on the Aerodynamic Roughness Length and Displacement Height, Boundary-Layer Meteorol (2008) 129:179-190
DOI 10.1007/s10546-008-9307-9

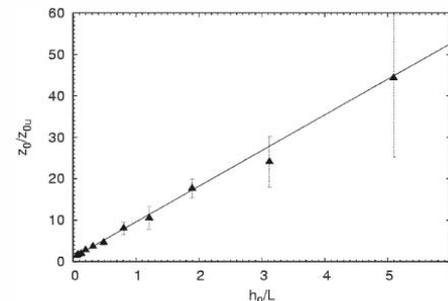


Fig. 1 The roughness length in stable stratification, z_{0u} , compared to its neutral-stability value, z_0 = for the boreal forest with typical height of nine trees $h_0 = 15$ m [Sodankylä, sub-polar Finland]

粗度高ほか

表 3.9 土地利用別地表面パラメータ (夏用)

土地分類	アルベド	ポーエン比	粗度長 (m)	熱拡散係数 ($\times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	熱容量 ($\times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)
田	0.10	0.3	0.10	0.67	3.0
畑	0.20	1.0	0.02	0.40	2.0
果樹園	0.15	1.0	0.30	0.30	1.8
他の樹木畑	0.15	1.0	0.20	0.30	1.8
森林	0.10	0.5	2.00	0.15	2.0
荒地	0.25	2.0	0.10	1.40	1.9
建物用地 A	0.13	3.0	1.00	2.30	2.1
建物用地 B	0.15	2.0	0.50	1.00	2.0
幹線交通用	0.25	3.0	0.10	2.00	2.0
その他	0.25	3.0	0.10	1.00	2.0
湖沼	0.07	0.2	0.001	0.15	4.2
河川地 A	0.10	0.2	0.001	0.15	4.2
河川地 B	0.20	1.0	0.01	0.80	2.0
海浜	0.20	0.5	0.001	0.74	2.9
不明	0.20	1.0	0.01	0.70	2.5

木村¹¹⁷⁾, Pielke⁷⁶⁾, オーク¹¹⁸⁾, 田中ら⁸⁴⁾を参考に設定.

表 2.1 種々の地球表面のアルベド

(Sellers, 1965 ; List, 1966 ; Paterson, 1969 ; Monteith, 1973)

地表面	備考	アルベド
土壌	暗黒, 湿潤, 明るい, 乾燥	0.05~0.40
砂漠		0.20~0.45
草地	長い (1.0 m) 短い (0.02 m)	0.16~ 0.26
農作地, ツンドラ		0.18~0.25
果樹園		0.15~0.20
森林		
落葉性	裸の 葉のついた	0.15~ 0.20
松柏類		0.05~0.15
水	小天頂角 大天頂角	0.03~0.10 0.10~1.00
雪	古い 新鮮な	0.40~ 0.95
氷	海 氷河	0.30~0.45 0.20~0.40

上、人間環境の気象学 近藤裕昭著より
数値計算に使用したパラメータ

右、基礎気象学 浅井富雄、新田尚、松野太郎著
より

第2部

- 渦相関法, 熱収支, 水収支, 炭素収支
- センサー
- 渦相関法の仮定
- 現実のデータ
- その処理と補正, 問題点
 - サンプルング, 平均, 座標軸, 移流
- Gap filling

地表面熱収支

$$(1 - \alpha)Q_{s\downarrow} + Q_{l\downarrow} - Q_{l\uparrow} = Q_n = H + \lambda E + G$$

α	アルベド	$Q_{s\downarrow}$	日射量
$Q_{l\downarrow}$	上空から地面への長波放射量	$Q_{l\uparrow}$	地面から上空への長波放射量
Q_n	放射収支量	H	顕熱輸送量
λE	潜熱輸送量	G	地中熱流量

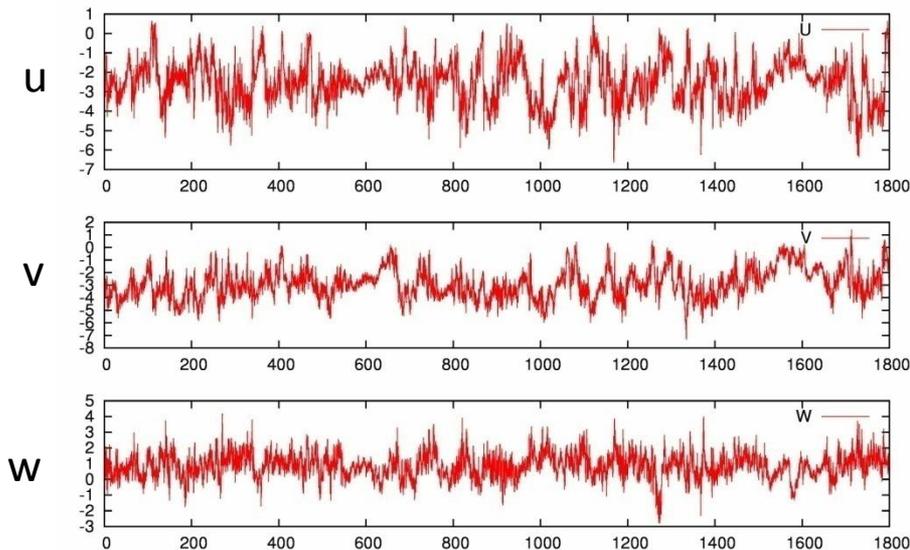
ここで、 E が蒸発量である。

この内の $H, \lambda E$ が乱流観測から評価される
もちろん。この E は蒸発量なので水収支にも現れる。

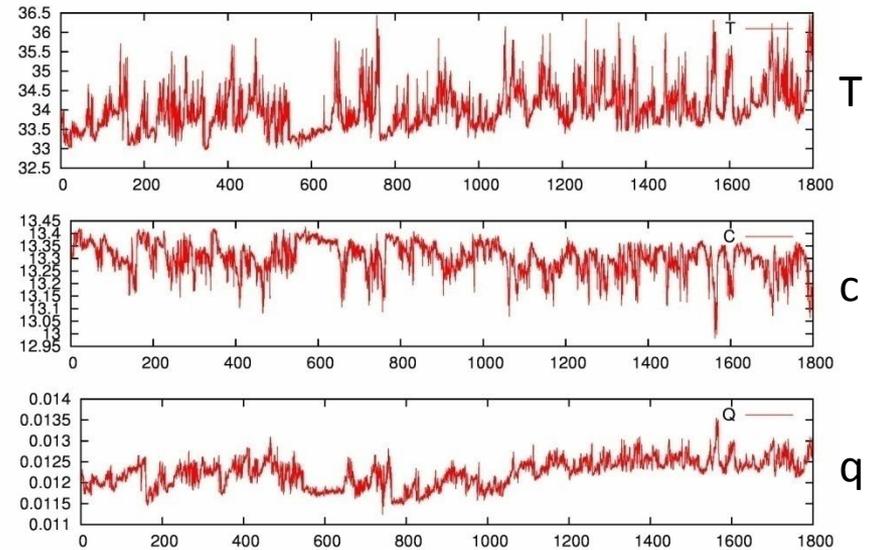
また、炭素収支にも、乱流変動による CO_2 輸送項が
でる。

Observed data (daytime)

200807221230_1800



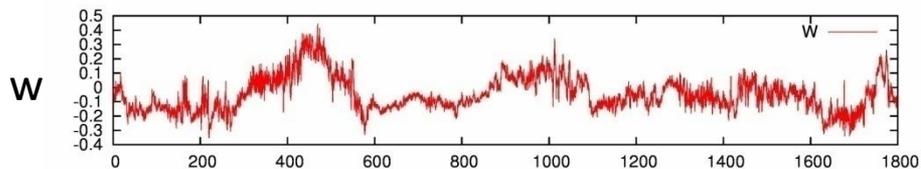
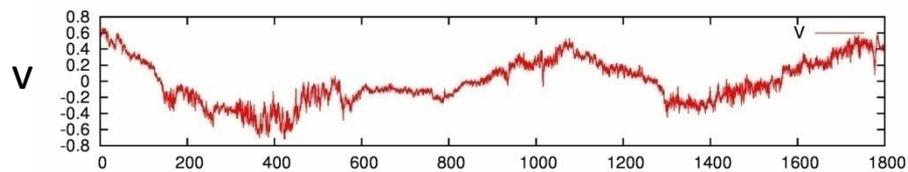
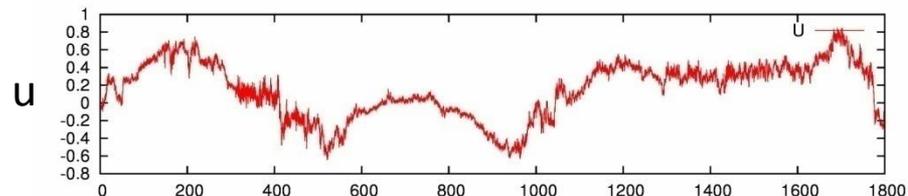
200807221230_1800



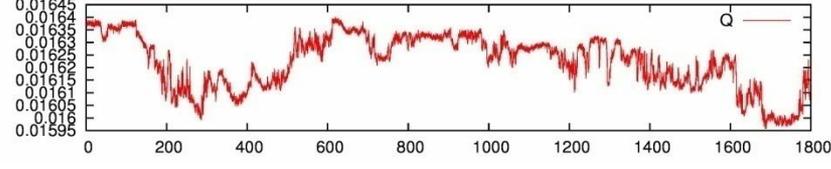
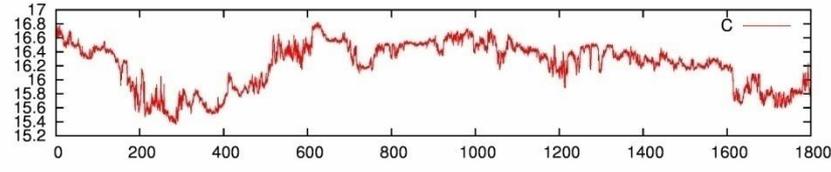
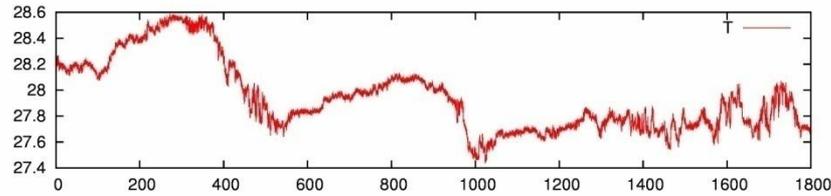
TKC での観測値の例

Observed data (nighttime)

200807220330_1800



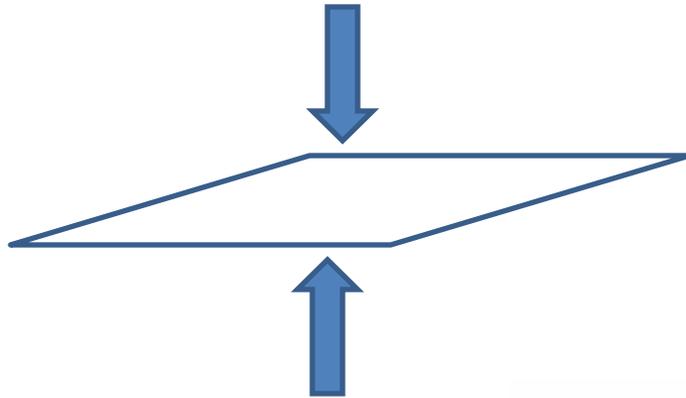
200807220330_1800



TKCでの観測値の例

渦相関法による乱流輸送量推定

Eddy covariance:



$$F = \overline{xw}$$
$$= \overline{x\bar{w}} + \overline{x'w'}$$

$$x = \bar{x} + x'$$

$$w = \bar{w} + w'$$
$$\bar{w} = 0$$

Then assume horizontal homogeneity →

using continuity equation of incompressible fluid:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0$$

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad \lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'}$$

顕熱フラックス

CONSERVATION LAWS

2.7 THERMODYNAMICS OF THE DRY ATMOSPHERE

49

the x component

Subtracting (2.38) from (2.37), we obtain

$$\rho \frac{De}{Dt} = -p \nabla \cdot \mathbf{U} + \rho J \quad (2.39)$$

force does work

The terms in (2.37) that were eliminated by subtracting (2.38) represent the balance of mechanical energy due to the motion of the fluid element; the remaining terms represent the thermal energy balance.

Using the definition of geopotential (1.15), we have

$$g w = g \frac{Dz}{Dt} = \frac{D\Phi}{Dt}$$

pressure force is

so that (2.38) can be rewritten as

$$\rho \frac{D}{Dt} \left(\frac{1}{2} \mathbf{U} \cdot \mathbf{U} + \Phi \right) = -\mathbf{U} \cdot \nabla p \quad (2.40)$$

element of mass

which is referred to as the *mechanical energy equation*. The sum of the kinetic energy plus the gravitational potential energy is called the *mechanical energy*. Thus (2.40) states that following the motion, the rate of change of mechanical energy per unit volume equals the rate at which work is done by the pressure gradient force.

use the Coriolis

The thermal energy equation (2.39) can be written in more familiar form by noting from (2.31) that

no work. Thus

$\rho \mathbf{g} \cdot \mathbf{U} \delta V$.

control volume

$\rho J \delta V$ (2.35)

tion, and latent

rewrite (2.35) as

(2.36)

m on the left in

ρJ (2.37)

product of \mathbf{U} with

(2.38)

2.7 THERMODYNAMICS OF THE DRY ATMOSPHERE

Taking the total derivative of the equation of state (1.14), we obtain

$$p \frac{D\alpha}{Dt} + \alpha \frac{Dp}{Dt} = R \frac{DT}{Dt}$$

$$d \left(\frac{1}{\rho} \right) \approx \frac{R}{\rho} dT$$

とすると

$$c_p = c_v + R$$

より

$$c_p \left\{ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{u}_j \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j' T'}) \right\} = J$$

J : heating to unit mass

これを、両辺に ρ をかけて、地表におかれた単位面積のカラムで積分して、水平一様、定常、加熱は下端のみとすれば、

$$H = \rho C_p \overline{w' T'}$$

Montgomery 1948, J.Met.5,265-274 に多分最初期の議論がある。

ちよつとこの辺で密度変動を無視して連続式を使う

顕熱、潜熱フラックスの推定

- 1980年代, 水蒸気の乱流変動観測が可能になってきた。
- 細線熱電対乾湿球温度計が使われたが, その後, 赤外線あるいは紫外線の吸収を利用した Gas Analyzer が使われるようになった。

(Ohtaki and Matsui 1998 BLM 24, 109-119)

現在, LI-COR社の製品(LI-7000, LI-7500)が定番

結果, 顕熱と潜熱のフラックスが測れるようになったので, 熱収支観測が盛んに行われるようになった。その後, 水蒸気, メタンなども可能になった

フラックス測定 Field Projects

- 多分, FIFE (The First ISLSCP Field Experiment) あたりが最初(1987-1989)。
<http://daac.ornl.gov/FIFE/fife.shtml>
- 他に, TOGA-CORE, HEIFE 1991,92に集中観測
(<http://ssrs.dpri.kyoto-u.ac.jp/~heife/>), BOREAS 1994,96に集中観測
(http://daac.ornl.gov/BOREAS/bhs/BOREAS_Home.html) など多数
- GEWEX/GAMEでも, 多数の地点で乱流観測が行われた。

START OF MY RESEARCH

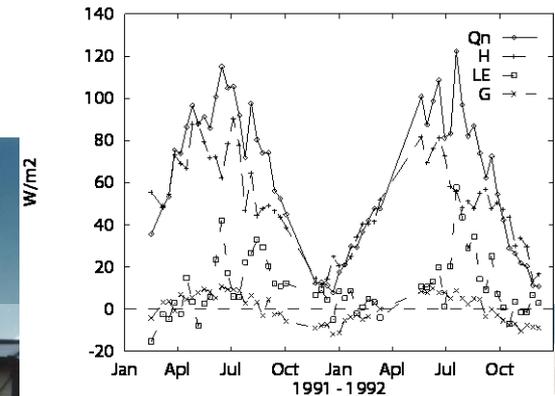
HEIFE

<http://ssrs.dpri.kyoto-u.ac.jp/~heife/>

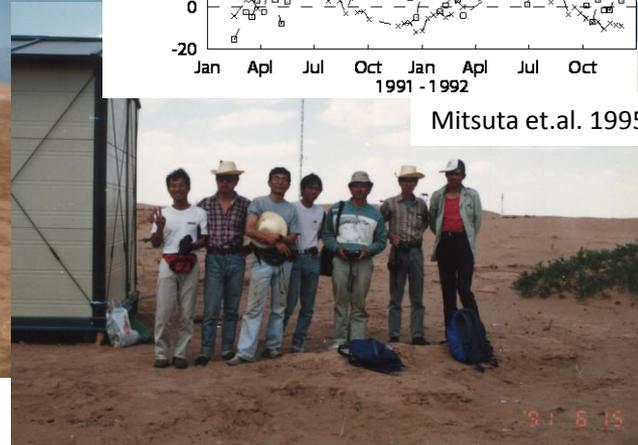
(Heihe River Basin Field Experiment)



Observation of heat and water exchange over desert.



Mitsuta et.al. 1995



1991 Jun, Aug, Oct, Dec

I was a student!

1991.8.15

HEIFE 1989-1993の乱流観測の様子



年間の熱収支、水収支

- 放射、平均場、地中温度の観測は通年
- 乱流観測は集中観測時のみ(有人)
(記録計と電源の問題が大きかった)
- Profile-flux関係式を現地で作成して年間に適用

Mitsuta et. al. 1995

October 1995

Y. Mitsuta, I. Tamagawa, K. Sahashi and J. Wang

971

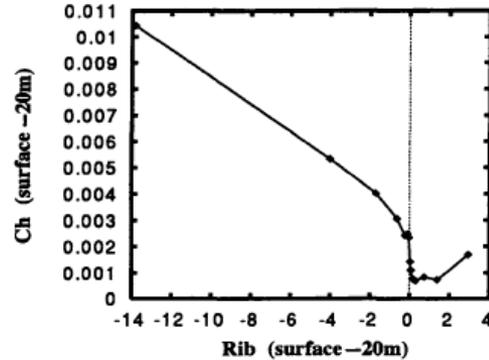


Fig. 5. The bulk transfer coefficient of sensible heat flux, as the function of bulk Richardson number at the Desert Station (after Tamagawa, 1995).

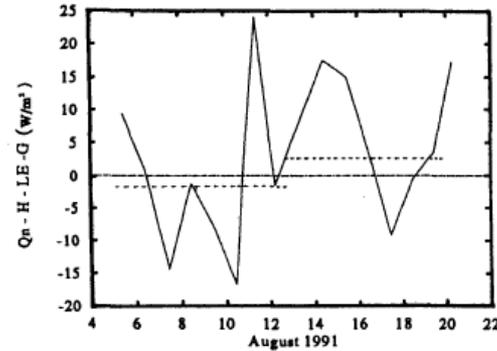
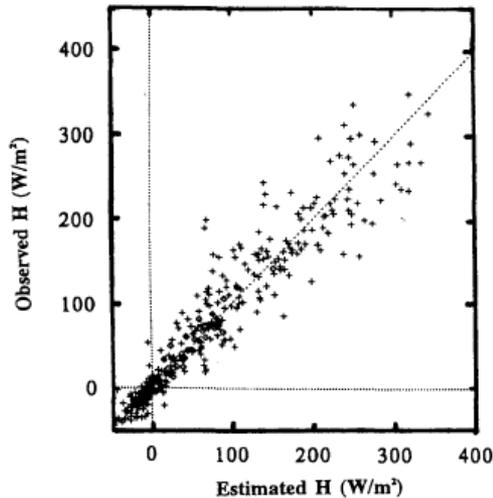


Fig. 7. The residues of the energy balance equation when checked with daily observed components during IOP-2. The longer-period average is shown by a dotted line.

乾燥地なので
水蒸気バルク式は
うまく作成できず
残差で推定



10 W/m² throughout the year.

4.4 Evaluation of ground heat flux

The ground surface heat flux, G can be evaluated from the time changes of the heat stored in the ground observed per unit area, as follows:

$$G = \int_{-80 \text{ cm}}^0 C \frac{dT(z)}{dt} dz + \int_{-\infty}^{-80 \text{ cm}} C \frac{dT(z)}{dt} dz, \quad (4)$$

where z is the height, t the time and C is the volumetric heat capacity of the soil. The soil temperature is measured at the depths of 5, 10, 20, 40 and 80 cm from the ground surface. The heat capacity of the wet soil is expressed by

$$C = C_{\text{soil}} + C_{\text{water}}W, \quad (5)$$

where C_{soil} and C_{water} are the volumetric heat ca-

GAME/Tibet

1998 Intensive Observation



I belonged to Nagoya univ.

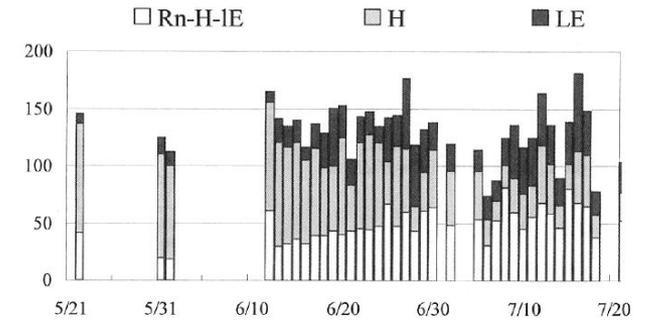


Fig. 11. Surface energy fluxes in daily average. 100 W/m^2 is equivalent to $8.64 \text{ MJ/m}^2\text{day}$ $Rn-H-IE$: the residual flux from SEB equation. H : the sensible heat flux, LE : the latent heat flux. The total height of three bars show the net radiation flux (Rn).

Tanaka et.al. 2001

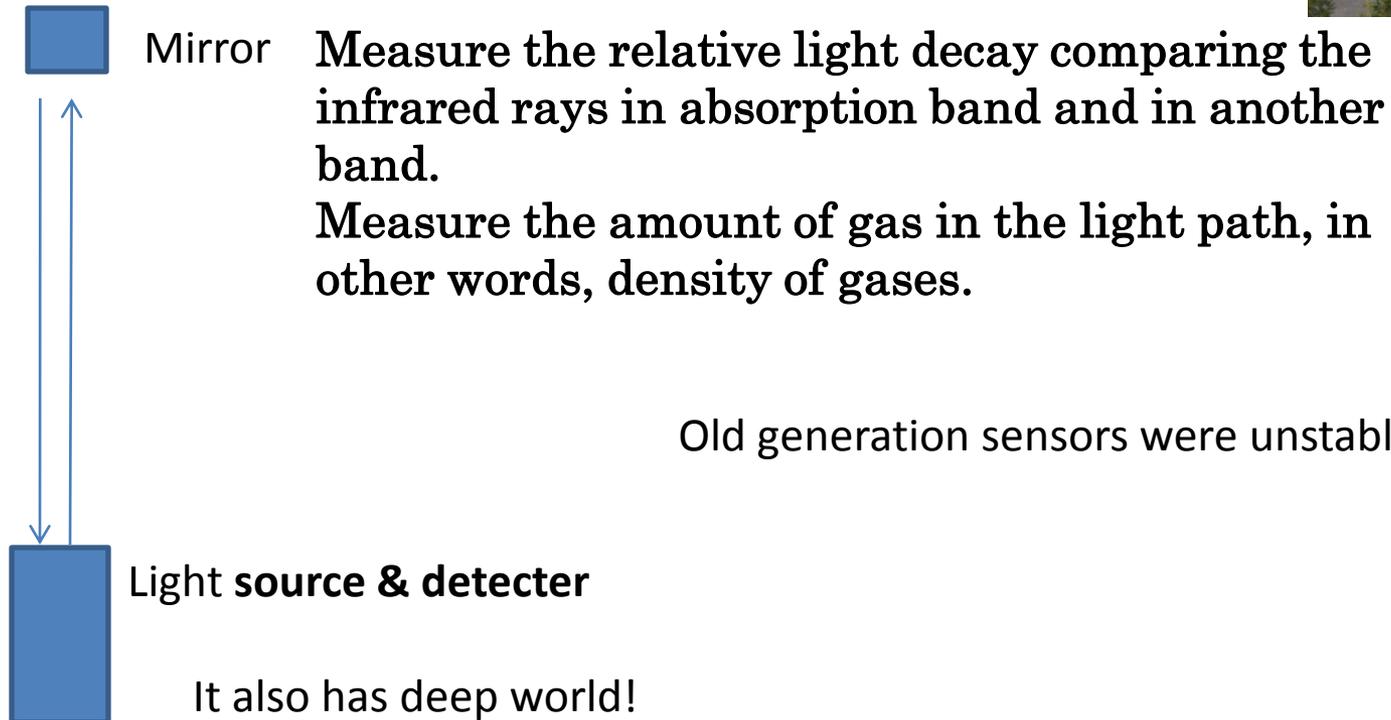


観測装置

- 超音波風速温度計 (昔は, ほとんど Kaijo だった。最近は, Gill が多いが, いろいろなメーカーが使われる)
- 赤外線 Gas Analyzer (LI_COR LI-7500 オープンパス, あるいは同 LI-7000クローズドパス)
- 昔は, ここに細線抵抗(あるいは熱電対)温度計を付けたが最近はあまり付けない。
- 必要に応じて, 傾斜計, 加速度センサー
- 共分散のみが目的なら不要だが, スペクトル解析のためには, ローパスフィルターも必要。(電源ノイズ対策でもある) 今時ならオーバーサンプリングして演算処理でも。

Flux measurement

Infrared H₂O CO₂ analyzer



Old generation sensors were unstable.

Open path 型は、2000年頃、実用モデル
それ以前は、実用型としては、吸引して分析する
closed path型しかなかった。

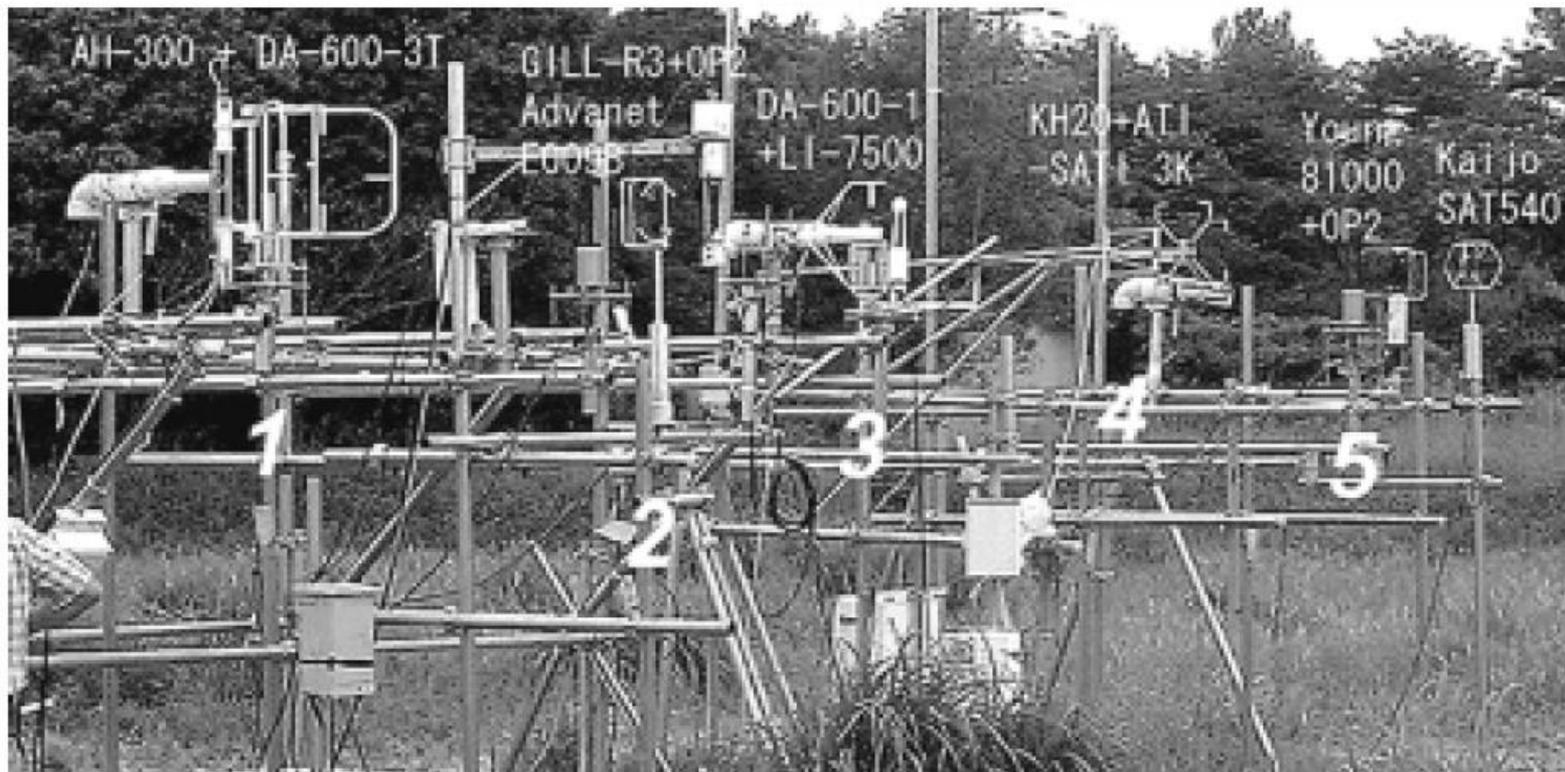
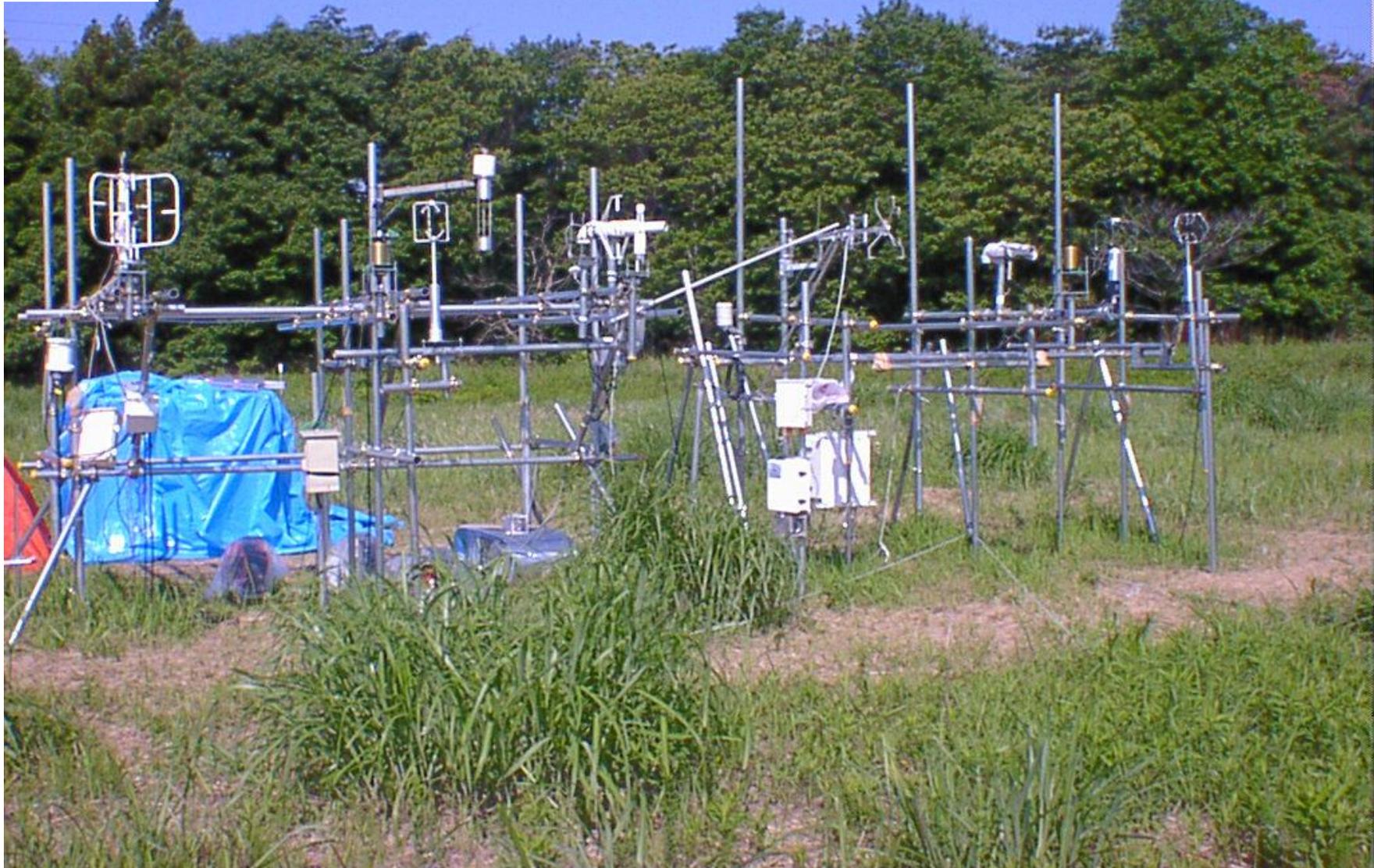


写真-3 フラックス比較フェーズでの観測状況. 左からAH-300とDA-600-3Tの組み合わせ, Advantec E009B・OP2とGILL-R3との組み合わせ, Li-COR社のopen-path式の水蒸気/CO₂変動計(LI-7500)とDA-600-1T(1次元SAT)との組み合わせ, KH20とATI-SATI 3Kとの組み合わせ, OP2とYoung Model 81000との組み合わせ, およびKaijoの新型3次元超音波風速温度計(SAT-540).

石田 祐宣, 松島 大, 樋口 篤志, 檜山 哲哉, 戸田 求, 浅沼 順, 玉川 一郎, 宮崎 真, 田中 賢治, 杉田 倫明, 永井 秀幸, 田中 久則, 飯田 真一, 小林 菜花子: “2001年筑波大学陸域環境研究センター (TERC)における乱流計測機集中観測:機器比較と校正による誤差の解析”, 水文・水資源学会誌, Vol. 17, No. 1, pp.43-60, (2004).

Advantet E009

Kaijo AH300



2001TERC比較観測の写真(石田@弘前大)

LI-COR 社のWWWより

定番センサー

年1回程度の較正で
安定して観測可

LI-COR
40 Years of Excellence

Search licor.com

Measuring Change in a Changing World®

Env Home Products Applications LI-COR EU Support Contact

Eddy Covariance

Analyzer Resources:

- Literature
- Support
- Frequently Asked Questions

LI-COR > Env Home > Products > Eddy Covariance Analyzers

ANALYZERS

SONIC INTEGRATION

CONNECTIVITY & DATA LOGGING

SOFTWARE

TRAINING

APPLICATIONS

LI-7500A
Open Path
CO₂/H₂O
Analyzer

Measures CO₂ and H₂O in situ. It is the most widely used open path CO₂/H₂O analyzer worldwide.



LI-7200
Enclosed
CO₂/H₂O
Analyzer

Combines the advantages of open and closed path analyzers.



LI-7700
Open Path
CH₄
Analyzer

Designed for in situ measurements through the extremes of the environment.



The eddy covariance method is an advanced micrometeorological technique used to measure the exchange of greenhouse gases between the atmosphere and biosphere. Eddy covariance systems require high speed, high precision gas analyzers and sonic anemometers to measure the rapid movement of gases in small air currents.

LI-COR gas analyzers are specifically designed for eddy covariance flux measurements.

- High speed, high precision analyzers
- Built for the field
- Low power (solar power operation)
- Lightweight, low maintenance
- Weatherized instruments require no enclosures

LI-COR
Greenhouse Gas Systems

Measure CH₄, CO₂ and H₂O

Learn More

Eddy Covariance Resources:



A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements
by G. Burba and D. Anderson



Webinars



CASE STUDIES GALLERY



CAMPBELL社のWWWより



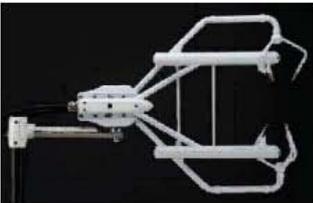
CAMPBELL SCIENTIFIC
EUROPE
WHEN MEASUREMENTS MATTER

Choose your site: United Kingdom

Home | About Us | News & Events | Quality & Reliability | Privacy & Terms | Contact Us | Site Map

Components | Systems | Applications | Support

EC150 Open-Path Gas Analyser



Replaces the Licor LI-7500 in Campbell OPEC (Open Path Eddy Covariance) systems

The EC150 is an in-situ open path gas analyser specifically designed for eddy-covariance flux measurements. It simultaneously measures absolute carbon dioxide, water vapour densities, air temperature and barometric pressure. With the optional CSAT3G Sonic Anemometer head, the EC150 also provides 3D wind speed and sonic air temperature measurements.

The device is specifically designed to match with the CSAT3A to co-locate the measurement volume of the gas analyser and the sonic and also to minimise air flow disruption caused by the instrumentation. The EC150 also shares electronics with the CSAT3A to reduce system complexity and cost but also to provide synchronisation of the measurements of the two sensors before they reach the data logger reducing logger processing.

Here is a link to a Antarctic project which is using one of our new [EC150 gas analysers](#)

- [Download EC150 Open-Path Gas Analyser brochure \(228 KB\)](#)

いいね！ 155人が「いいね！」と言っています。Facebookにアカウント登録して、友達の「いいね！」を見てください。

twitter | Find us on Facebook | Follow Us LinkedIn | Buzz

NEED MORE INFORMATION?
* Email us for prices or answers
* Download a leaflet (pdf 228 KB)

OTHER USEFUL PAGES
* Eddy Covariance Systems
* Open Path System (OPEC)
* Closed Path System (CPEC)
* More About Eddy Covariance
* EC155 Closed Path Gas Analyser
[Sign up for our Email Newsletter](#)

Page:2117
© Campbell Scientific 2011

Home | About Us | News & Events | Quality & Reliability | Privacy & Terms | Contact Us | Site Map

Flux measurement

Infrared H₂O CO₂ analyzer



Mirror



ELSEVIER

It also has deep world! Ex. Heating by sensor itself

Available online at www.sciencedirect.com

 ScienceDirect

Agricultural and Forest Meteorology 147 (2007) 48–57

AGRICULTURAL
AND
FOREST
METEOROLOGY

www.elsevier.com/locate/agrformet

Fine-wire thermometer to correct CO₂ fluxes by
open-path analyzers for artificial density fluctuations

Achim Grelle^{a,*}, George Burba^b

^a Swedish University of Agricultural Sciences, Department of Ecology, Sweden

^b LI-COR Biosciences, Lincoln, NE, USA

Received 27 April 2007; received in revised form 13 June 2007; accepted 19 June 2007

筐体の熱の影響の補正

記録に関して

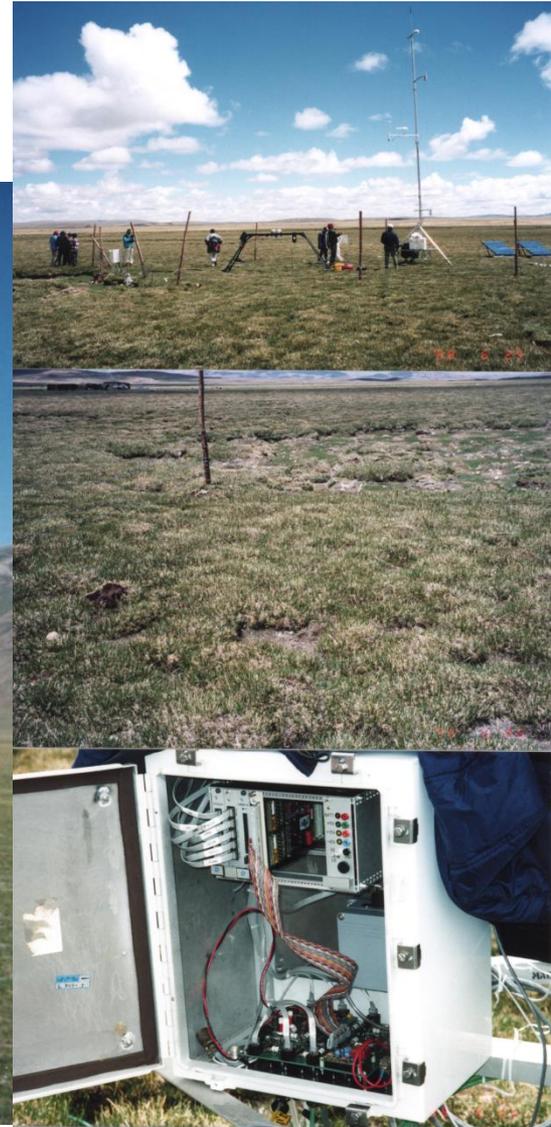
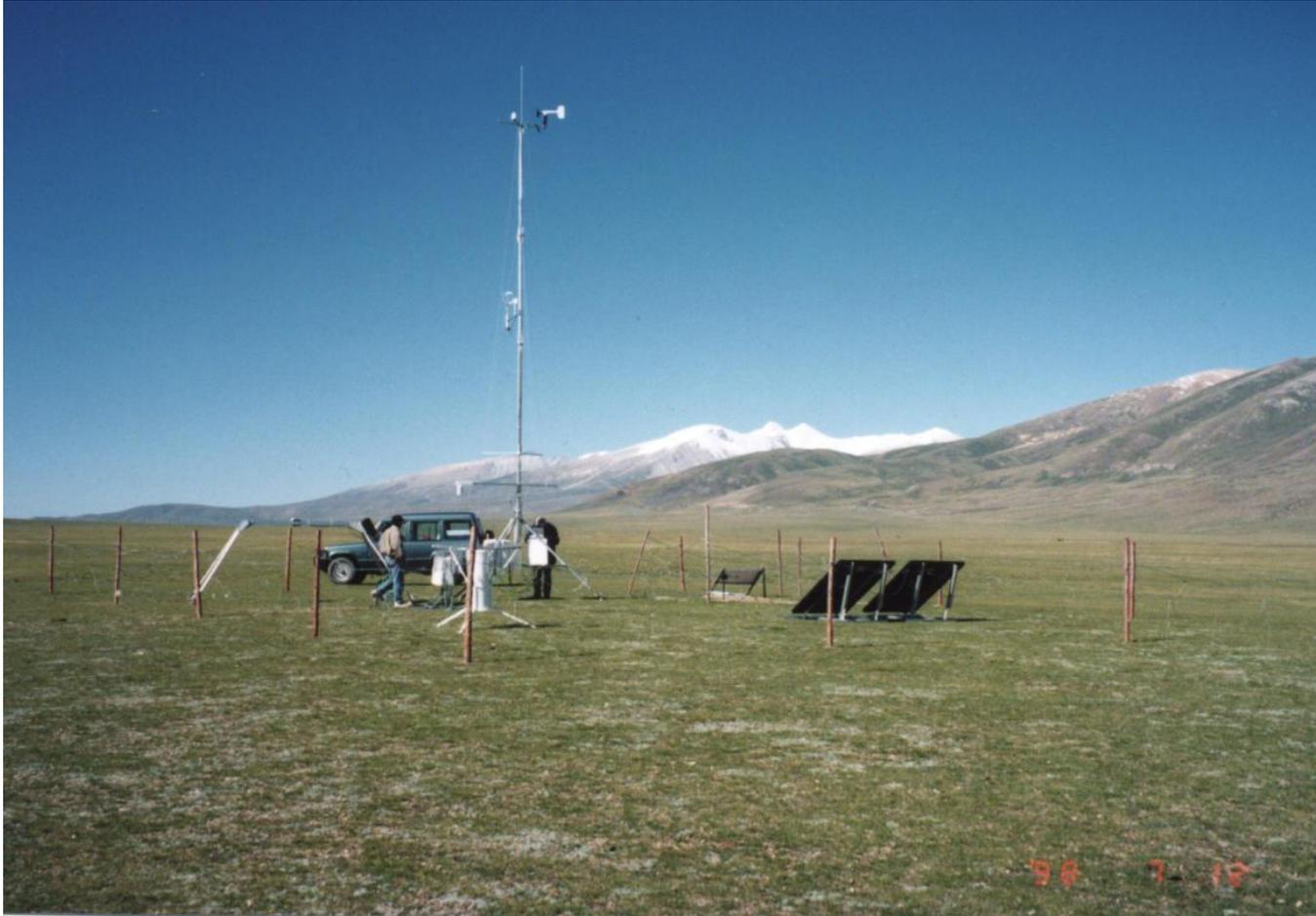
- 1990年代以前は，統計値のみ，あるいは30分前後の期間の乱流生データを保存。
- それ以降は，連続的に乱流データを保存するのが普通。
- サンプリングは，10Hz 程度
- 例えば，90年代のFlux-PAM_(太陽電池駆動) は，10分毎に平均値と共分散を記録，GAME-Siberia では連続記録。

耐久性に優れる専用ロガー



容量等性能が高いPC利用

Flux-PAM



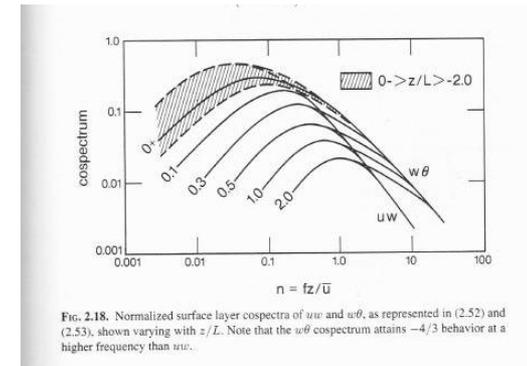
NCARとGAME(筑波大学)共同開発。太陽電池で動作。
残念ながら当時とてもよく壊れた。記録制御部の問題

乱流フラックス計測

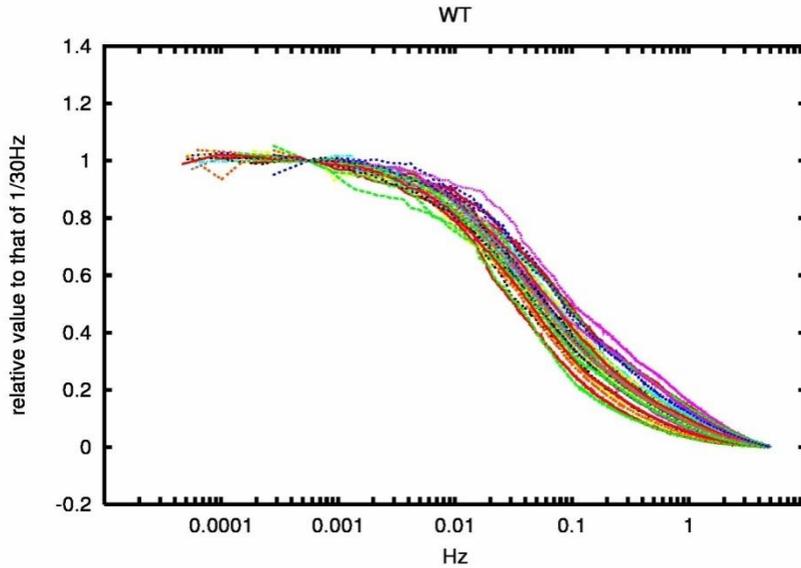
- サンプルング間隔, 平均時間, トレンド除去?
乱流変動のコスペクトル, 計測器の安定性, 応答性
 - Wの向き, 座標系設定
- 更に現実的には
- 密度変動による質量フラックスに対する補正
 - 鉛直風
 - 乱流以外の輸送(夜間の斜面流などが特に問題)

平均

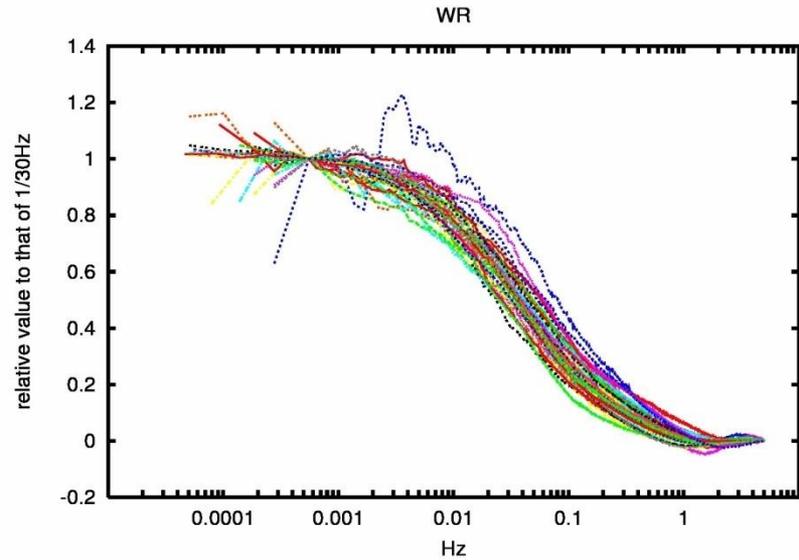
- コスペクトルを考慮して，適切な時間で平均処理。
- 乱流（特に，不安定時のプリューム）が十分平均されて統計的に安定する程度に長く，日変化等の影響を受けない程度に短く[wには影響しないはずなので，大丈夫？]
- 高周波側も十分取得する必要



From GAME-Tibet 1998



Covariance w and T



Covariance w and mixing ratio of water vapor

30分以上なら、あまり問題はないが、水蒸気が雲活動の影響が見える

トレンド除去

- センサーのトレンドがあれば不可欠
- 長周期の変動を取り除き、乱流だけにする機能
- しかし、論理的には、トレンド間で共分散＝フラックスがある
- 1次、または2次のトレンド、High pass filter など使われたが、どちらかと言うと、ブロック平均が好まれる。

座標系

- 地表面を覆う面で積分するのが多分正しいが、現実には1点のタワー観測
 - 3つの選択
 - 1run毎に, z軸周りに回転して $\bar{v} = 0$ & y'軸周りに回転して $\bar{w} = 0$
 - 1runごとに $\bar{w} = 0$, かつ $\overline{v'w'} = 0$
 $\bar{v} = 0$
 - 長期間の平均風の乗る平面を求める
(planar fit)
- 後述の平均鉛直風の問題や物理的理解のしやすさから好まれるが実際に実行できるとは限らない

密度変動補正(WPL補正)

文字2003より

100

の原理から、乾燥空気の鉛直フラックスはゼロ(1.2.1節参照)、すなわち、

$$\overline{w\rho_a} = \bar{w}\bar{\rho}_a + \overline{w'\rho'_a} = 0 \quad (3.20)$$

ここで、 ρ_a は乾燥空気の密度である。これより、平均鉛直風速は

$$\bar{w} = -\frac{\overline{w'\rho'_a}}{\bar{\rho}_a} \quad (3.21)$$

と表せる。また、状態方程式を用いると

$$\bar{w} = \frac{\mu}{\bar{\rho}_a} \overline{w'\rho'_v} + (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{w'\theta'}}{\bar{T}} \quad (3.22)$$

が成り立つ。ここに、 T は気温、 $\mu = m_d/m_v$ 、 $\sigma = \rho_v/\rho_a$ 、また m_a 、 m_v はそれぞれ乾燥空気、水蒸気の分子量、 ρ_v は水蒸気の密度で

密度変動補正(WPL補正)

文字2003より

m_v はそれぞれ乾燥空気, 水蒸気の分子量, ρ_v は水蒸気の密度である. (3.22) 式を CO_2 密度 c について(3.9)式に適用すると CO_2 フラックスは

$$F_c = \overline{w'c'} + \mu \frac{\bar{c}}{\bar{\rho}_a} \overline{w'\rho'_v} + (1 + \mu\sigma) \frac{\bar{c}}{\bar{T}} \overline{w'\theta'} \quad (3.23)$$

と書ける. この式の右辺第1項は測定された CO_2 フラックス, 第2項は水蒸気フラックスからの寄与, 第3項は顕熱フラックスからの寄与を表す. この補正は著者3人の頭文字をとって WPL 補正とも呼ばれる. これが森林でどの程度の補正值がでるかという例を図3.11に示す. 同様にして, 水蒸気フラックスは

$$E = (1 + \mu\sigma) \overline{w'\rho'_v} + \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{T}} \overline{w'\theta'} \quad (3.24)$$

と書ける.

クローズドパス法の長所の一つは, この密度変動補正が軽減されることである. (3.23) 式から分るように, 密度変動補正には, $\overline{w'\theta'}$ を含む項と, $\overline{w'\rho'_v}$ を含む項とがある. この内特に湿潤な場所を除いて $\overline{w'\theta'}$ を含む項が一般に大きい. しかし, クローズドパス法は空気がチューブを通る間に温度変動が減少するためこの項が無視でき

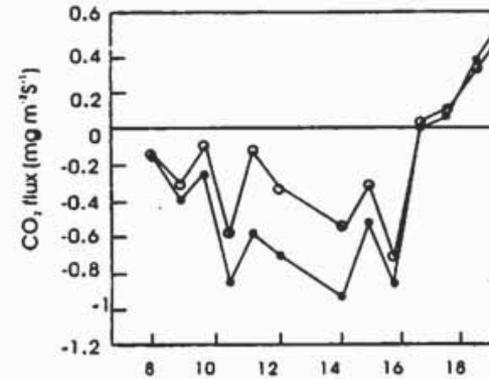


図3.11 密度変動補正を針葉樹林上に適用した例. 補正前(●)と補正後(○)

WPL補正

- w の計測誤差以下の平均鉛直風を評価
- 実際の計測で見える平均鉛直風は無視することが多い。

(単純に \overline{wT} \overline{wq} を計算すると非常に大きなフラックス値がでて明らかにおかしいことが多い。大規模渦の片側のみでの計測になるのではないほうがまし。センサーやタワーのせいが出た鉛直風の可能性もある。)

鉛直風の補正 (Lee 1998)

- 鉛直移流の効果 (planar fit によるw)

$$\rho c_p \bar{w} (\bar{T}_a - \bar{T}_0)$$

水平移流では温度変化なしと考える

などの補正を加えると、熱収支がよく閉じるという報告があるが、年単位での解析例は多分ない

精度良く計測するには

- W の方向 (double rotation, planer fitting)
- WPL 補正 (密度変動による乾燥空気の質量輸送の補償平均風を考慮) CO₂等では輸送の正負まで変わることもある。
- 風速計自身の影響などセンサーの詳細な補正
- 森林等では, 計測高度以下の貯留や非一様性による鉛直風の考慮

それでも, 森林の場合 $(R_n - G)/(H + LE)$ は 0.7 – 0.9 程度。たとえば Foken, T. 2008. The energy balance closure problem: an overview. *Ecol. Appl.* **18**, 1351-1367.

そもそも1点では。。。話も

- 神田 学, 渡辺 力, マルコス オリバー レッツェル, ジークフリード ラッシュュ: LESによるインバランス問題に対する検討(第1報)大気境界層スケールの対流構造の影響, 水文・水資源学会誌, 15, 243-252, 2002.

点計測の時系列データに基礎を置く限り,測定点数を増やして厳密に空間平均をとっても,その乱流フラックスは真の水平平均乱流フラックスを過小評価する(負のインバランスが生じる).これは,計測点に於けるローカルな平均鉛直流の熱輸送寄与によるものである

境界層内の準定常的循環の影響

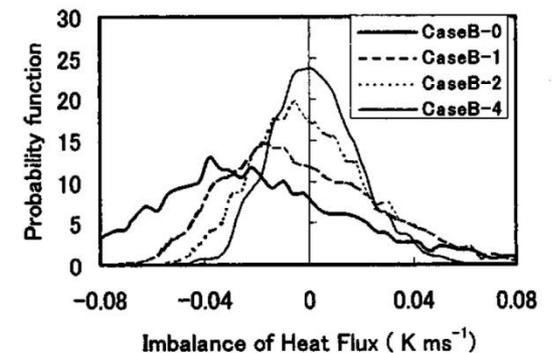
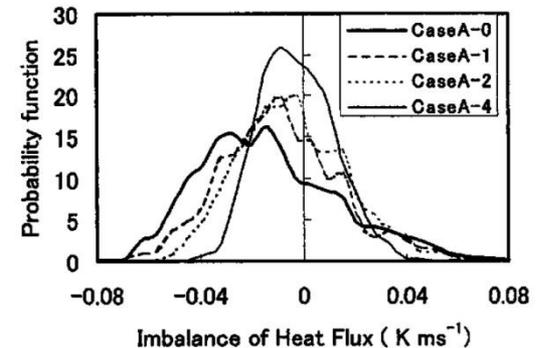


図-3 各格子点におけるインバランス量 lb の確率密度関数 上図が実験A, 下図が実験B. 縦軸は確率密度でインバランス量と逆次元を($K^{-1}m^{-1}s$)をもつ.

Kanda et. al. 2004

Kanda M, Inagaki A, Letzel MO, Raasch S (2004) LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 110:381–404

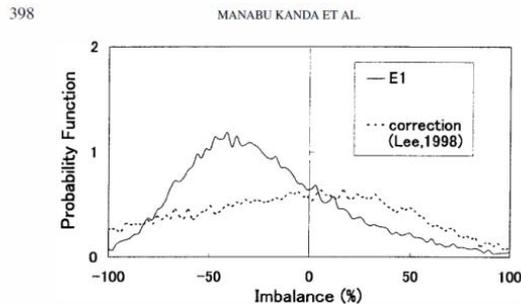
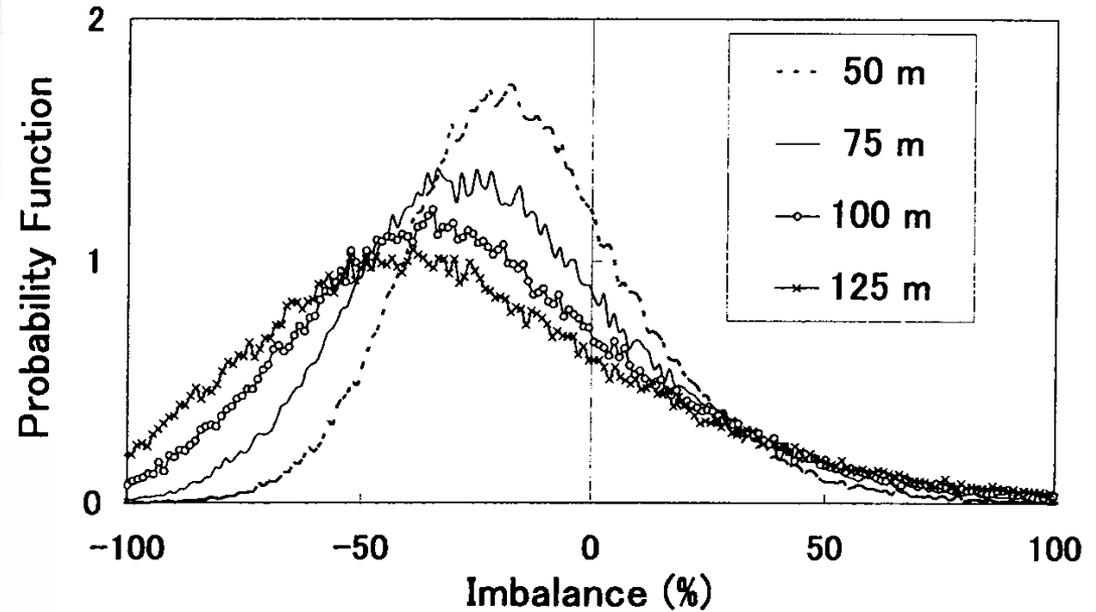
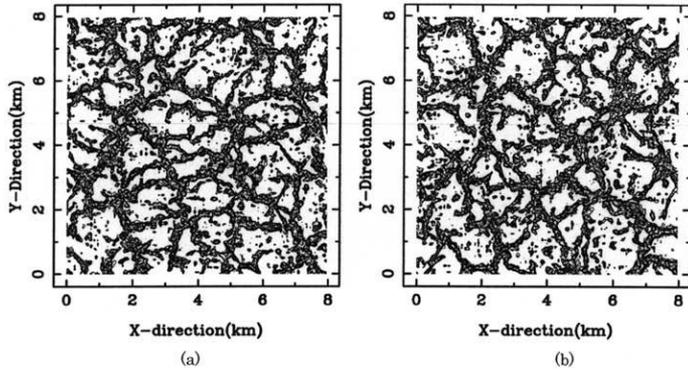


Figure 11. Probability functions of imbalance with Lee's (1998) correction for E1. Geostrophic wind $U_g = 0 \text{ m s}^{-1}$; averaging time $t_a = 1 \text{ hr}$; time period $t_p = 2 \text{ to } 3 \text{ hr}$.

used a vertically integrated temperature below the measurement height (z_r) as the base temperature and corrected the local flux estimate ($\overline{F_{Lee}}$) as,

$$\overline{F_{Lee}} = \overline{w'T_r'} + \overline{w} \left[\overline{T}_{z=z_r} - \frac{1}{z} \int_{z_0}^{z_r} \overline{T} dz \right]. \quad (9)$$

Lee's (1998) correction, however, makes the scatter of imbalance even larger, as shown in Figure 11. This is not surprising, since we know that \overline{wT} has a poor correlation with imbalance. Additionally, the assumption of no horizontal heat

データ処理の流れ

- データを保存 (1 run = 30分程度)
 - 不良データ, ノイズ除去
 - 座標回転, 補正
 - 平均, 共分散等計算
 - 運動量, 顕熱, 潜熱, CO₂交換量など算出
- この検討のために
全データ保存
- 逆にすることも多い
-

この後, 目的に応じてデータを選別, 欠けているところを実験式で補って, 年間の熱収支, 水収支, 炭素収支の解析へ

最近の観測例として 岐阜大学高山常緑針葉樹林サイト

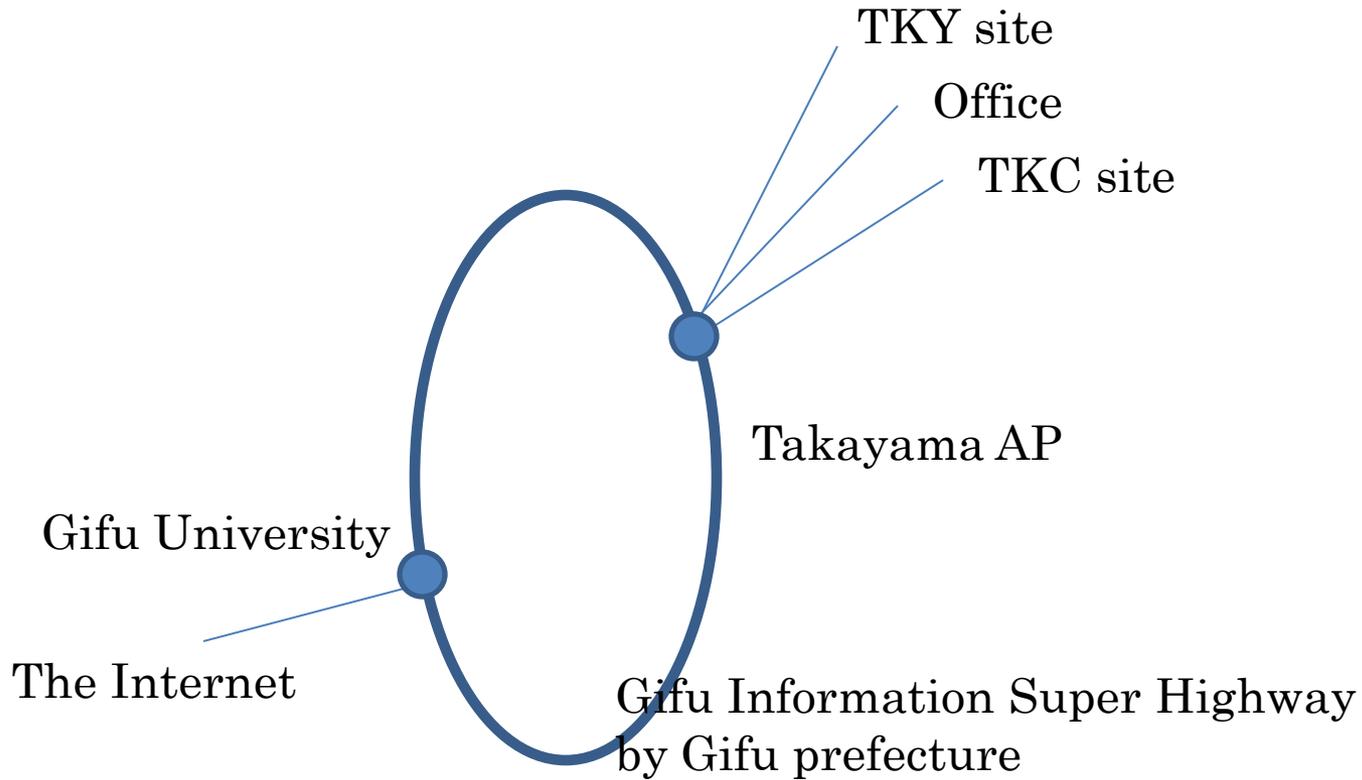


TKC Tower

- Electric power supply
- Information network

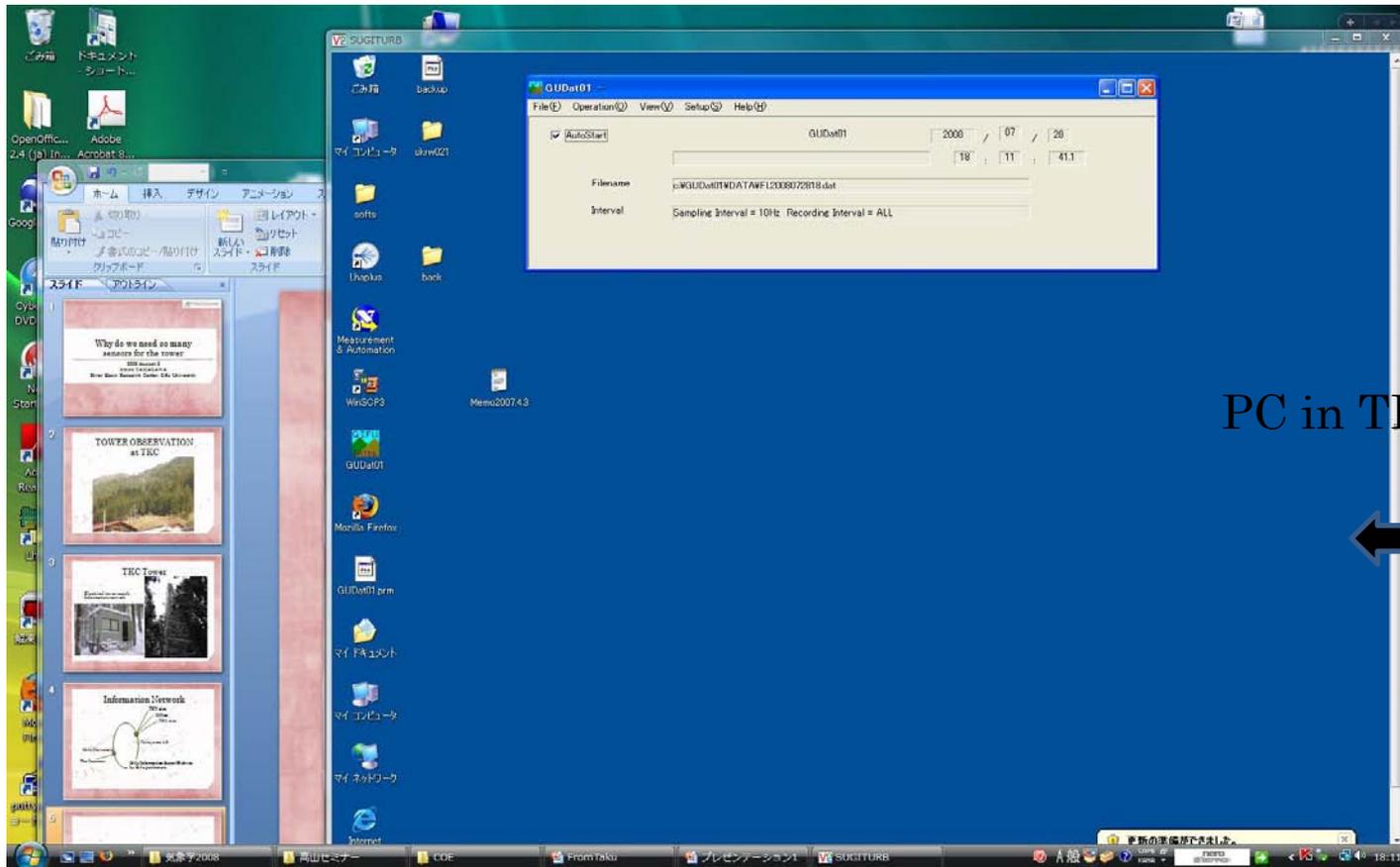


Information Network



Use PC at TKC from my laboratory in University

PC in university



PC in TKC site



VNC server and viewer

WWW camera & PEN

C50 Site in Takayama - Mozilla Firefox

ファイル(E) 編集(E) 表示(V) 履歴(S) ブックマーク(B) ツール(I) ヘルプ(H)

http://sateco-archive.green.gifu-u.ac.jp/C50/

よく見るページ Firefox を使ってみよう 最新ニュース

21世紀COEプログラム「衛星生態学創生拠点」  Gifu University
Graduate School of Science and Technology

[sateco-archive トップへ](#)

人工衛星による観測を活用した流域における生態系の機能評価のために、その生態系機能の詳細な観測を高山地区で行っています。その集中観測点の一つとして、市東部の標高800mの杉の人工林に観測タワーを設置し、森林観測を行っています。

高山杉林観測タワー

- 観測場所
- タワー、観測小屋
- 観測装置
 - 気象観測
 - CO₂濃度分布
 - 乱流変動
- 観測データ
- 観測の様子



-  [観測小屋内wwwカメラ](#)
(現在の様子 10分毎更新)
2008/07/28 18:07
-  [森林内wwwカメラ](#)
(現在の様子 10分毎更新)
2008/07/28 18:14

完了

Mozilla Firefox

ファイル(E) 編集(E) 表示(V) 履歴(S) ブックマーク(B) ツール(I) ヘルプ(H)

http://www.pheno-eye.org/

よく見るページ Firefox を使ってみよう 最新ニュース

PEN TKC_

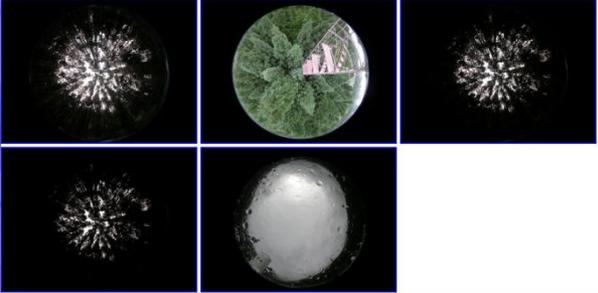
[summary_observation_log](#)

[original_data](#)

[summary_data](#)

[PEN_mother_server](#)

Mon Jul 28 17:46:01 JST 2008 DOY: 210



完了

Sensors on Tower (1/2)

Table. 1(Part1) Instruments for measuring meteorological elements

Parameter	Position	Symbol	LI Data number	Instrument	Model, Manufacturer	Data logger
Downward shortwave radiation	30.5 m	SWin	45	Pryheliometer	CM-6B, Kipp&Zonen, Delft, Netherlands	CR23X, Campbell Scientific, Logan, UT, USA
Upward shortwave radiation	29.7 m	SWout	46			
Downward longwave radiation	30.5 m	LWRin	49	Pygeometer	CG3, Kipp&Zonen, Delft, Netherlands	
Upward longwave radiation	29.7 m	LWRout	50			
Downward PPFd*	30.5 m	PARin	47	Quantum Sensor	LI-190SZ, Li-Cor, Lincoln, NE, USA	
Upward PPFd	29.7 m	PARout	48			
Rainfall	30.9 m	Rain	51	Tipping bucket rain gauge	RH-5A, Ikeda Keiki, Tokyo, Japan	
Wind Speed	31.0 m	Winds31	14 or 17	Cup-anemometer	A100L2, Vector, LHYL, UK	
	23.4 m	Winds23	15 or 18			
	2.0 m	WindS1	16 or 19			
	2.0m	Winds2	59	Sonic anemometer	WindSonic, Gill instruments, Hampshire, UK	
	6.5 m	WindS6	60			
Wind Direction	30.9 m	WindD30	12 or 13	Potentiometer Windvane	W200P, Vector, LHYL, UK	
	2.0 m	WindD2	61	Sonic anemometer	WindSonic, Gill instruments, Hampshire, UK	
	6.5 m	WindD6	62			
Air temperature	30.2 m	Temp30	27	Humidity and temperature probe	HMP45A, VAISALA, Vantaa, Finland	
	22.8 m	Temp22	26			
	18.4 m	Temp18	25			
	14.7 m	Temp14	24			
	10.6 m	Temp10	23			
	6.5 m	Temp7	22			
	3.6 m	Temp4	21			
	1.3 m	Temp1	20			
	29.3 m	Tempcal	29			
1.5 m	Temp2	28				
Relative Humidity	30.2 m	RH30	37	Humidity and temperature probe	HMP45A, VAISALA, Vantaa, Finland	
	22.8 m	RH22	36			
	18.4 m	RH18	35			
	14.7 m	RH14	34			
	10.6 m	RH10	33			
	6.5 m	RH7	32			
	3.6 m	RH4	31			
	1.3 m	RH1	30			
	29.3 m	RHcal	39			
1.5 m	RH2	38				

Sensors on Tower (2/2)

Table. 1(part2) Instruments for measuring meteorological elements

Parameter	Position	Symbol	LI Data number	Instrument	Model, Manufacturer	Data logger
CO2 concentration	30.2 m	C30		Closed-path CO2 IRGA (Infrared Gas Analyzer)	LI-820, Li-Cor, Lincoln, NE, USA	CR10X, Campbell Scientific, Logan, UT, USA
	22.8 m	C22				
	18.4 m	C18				
	14.7 m	C14				
	10.6 m	C10				
	6.5 m	C7				
	3.6 m	C4				
Surface Temperature	30.0 m	SufT30	40	Infrared Thermometer	MI-710, OPTEX, Siga, Japan	
	22.0 m	SufT22	41			
	2.0 m	SufT2	42			
Li7500 Body temperature	30.2 m	TC_T1	63	Thermocouple (Type K)	KFT-25-200-200(P), ANBE SMT, Kanagawa, Japan	
Air Pressure	1.5 m	Pre	43	Digital Barometer	PTB220, VAISALA, Vantaa, Finland	
Snow Depth	3.32 m	SnowD	44	Sonic Ranging Sensor	SR50, Campbell Scientific, Logan, UT, USA	
PPFD on the forest floor		PAR1	52	Quantum Sensor	LI-190SB, Li-Cor, Lincoln, NE, USA	CR23X, Campbell Scientific, Logan, UT, USA
		PAR2	53		IKS-27, Koito, Tokyo, Japan	
		PAR3	54		IKS-27, Koito, Tokyo, Japan	
		PAR4	55		IKS-25, Koito, Tokyo, Japan	
		PAR5	56		IKS-25, Koito, Tokyo, Japan	
		PAR6	57		IKS-25, Koito, Tokyo, Japan	
		PAR7	58		IKS-25, Koito, Tokyo, Japan	
soil temperature	-5 cm	SoilT5	2	Temperature Probe	Model 107, Campbell Scientific, Logan, UT, USA	
	-10 cm	SoilT10	3			
	-15 cm	SoilT15	4			
	-20 cm	SoilT20	5			
	-40 cm	SoilT40	6			
Volumetric water content	-5 cm	SWC5	7	TDR (Water Content Reflectometer)	CS616, Campbell Scientific, Logan, UT, USA	
	-10 cm	SWC10	8			
	-15 cm	SWC15	9			
	-20 cm	SWC20	10			
	-40 cm	SWC40	11			

*PPFD (Photosynthetically photon flux density)

updated on December 22, 2006

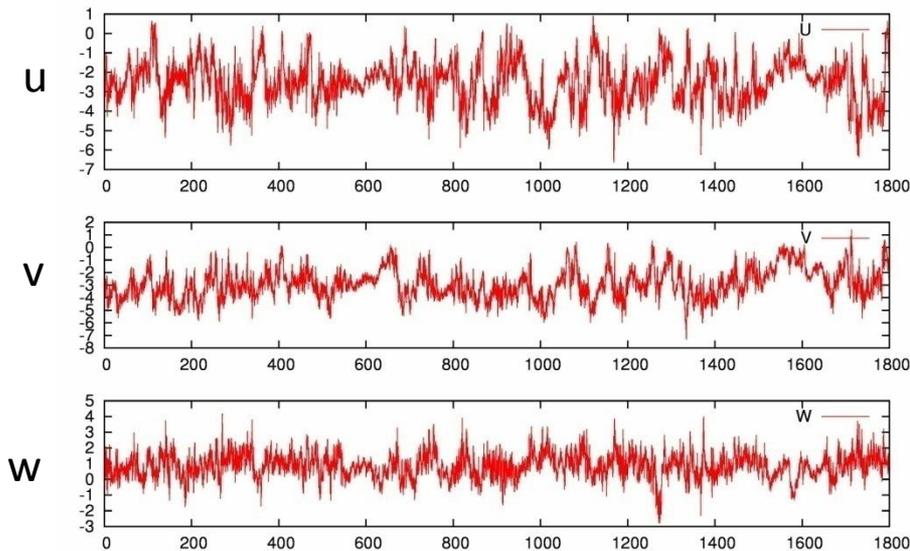
Also flux measuring system

- Sonic anemometer and thermometer (R3-50, Gill)
- Infrared H_2O and CO_2 analyzer LI-7500(LI-COR)

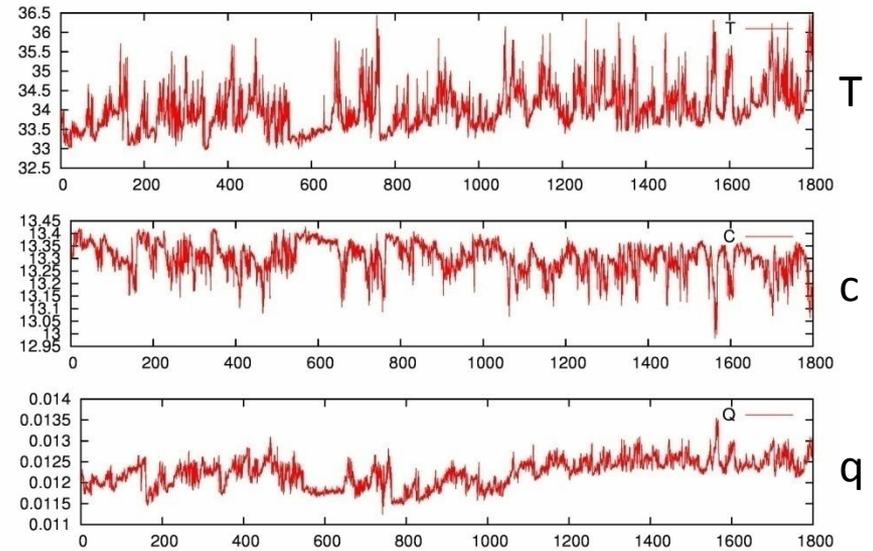


Observed data (daytime)

200807221230_1800



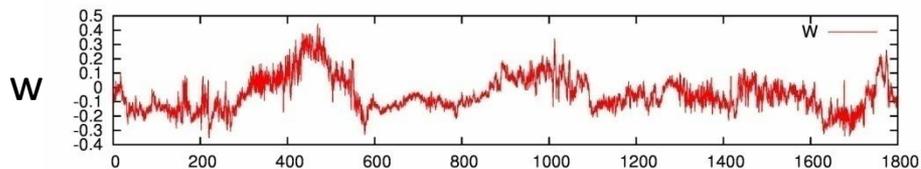
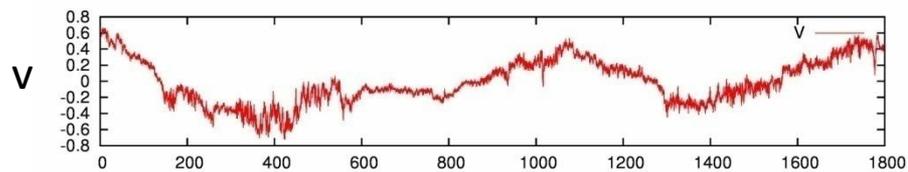
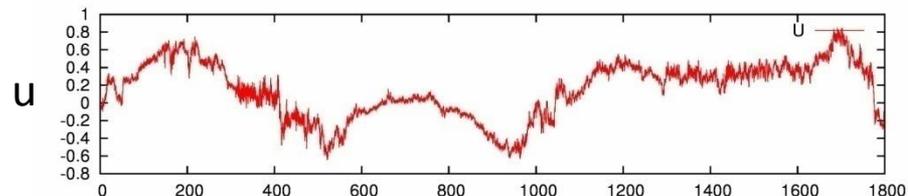
200807221230_1800



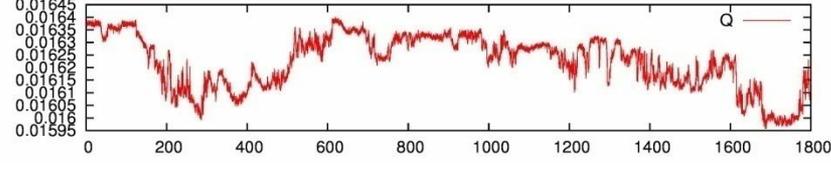
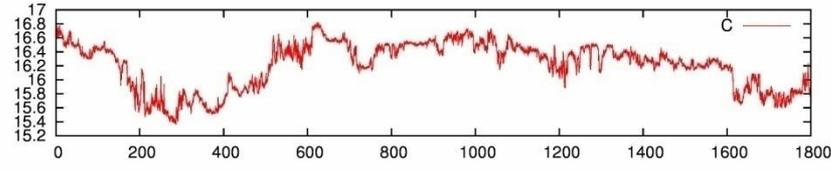
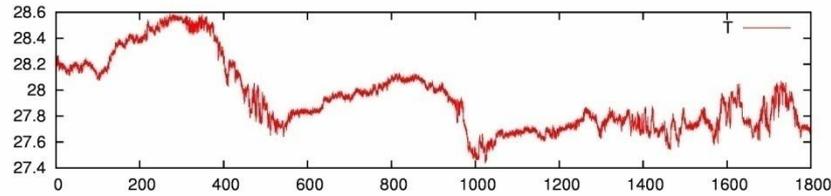
TKCでの観測値の例

Observed data (nighttime)

200807220330_1800



200807220330_1800



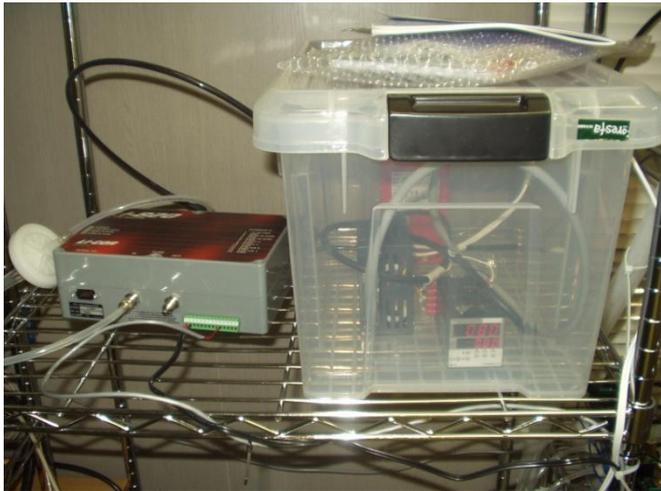
TKCでの観測値の例

乱流測定以外に平均場の計測も

乱流測定以外に、平均場の鉛直分布を計測

- 乱流輸送を決める平均場
- 渦相関フラックス観測高度以下でのソース／シンク
- そもそも、森林の研究のために必要

CO2 profile measuring system



Heat budget (1 dim.)

$$(1 - \alpha)Q_s + Q_{l\downarrow} - Q_{l\uparrow} = Q_n$$

$$Q_n = H + LE + G + S$$

where α : albedo, Q_s : solar radiation, $Q_{l\downarrow}$: long wave radiation from atmosphere, $Q_{l\uparrow}$: long wave radiation to atmosphere, Q_n : net radiation, H : sensible heat flux, LE : latent heat flux, G : heat into ground, S : storage by canopy

- Heat budget must be satisfied by energy conservation (if horizontally homogeneous).

Radiation observation



Ground observation



So many sensors for profiles

Table. 1(Part1) Instruments for measuring meteorological elements

Parameter	Position	Symbol	LT Data number	Instrument	Model, Manufacturer
Downward shortwave radiation	30.5 m	SWin	45	Pyheliometer	CM-6B, Kipp&Zonen
Upward shortwave radiation	29.7 m	SWout	46		
Downward longwave radiation	30.5 m	LWRin	49	Pyrometer	CG3, Kipp&Zonen, I
Upward longwave radiation	29.7 m	LWRout	50		
Downward PPFDF*	30.5 m	PARin	47	Quantum Sensor	LI-190SZ, Li-Cor, Li
Upward PPFDF*	29.7 m	PARout	48		
Rainfall	30.9 m	Rain	51	Tipping bucket rain gauge	RH-5A, Ikeda Keiki,
Wind Speed	31.0 m	WindS31	14 or 17	Cup-anemometer	A100L2, Vector, LH
	23.4 m	WindS23	15 or 18		
	2.0 m	WindS1	16 or 19		
	2.0m	WindS2	59	Sonic anemometer	WindSonic, Gill instr
	6.5 m	WindS6	60		UK
Wind Direction	30.9 m	WindD30	12 or 13	Potentiometer Windvane	W200P, Vector, LH
	2.0 m	WindD2	61	Sonic anemometer	WindSonic, Gill instr
	6.5 m	WindD6	62		
Air temperature	30.2 m	Temp30	27	Humidity and temperature probe	HMP45A, VAISAL
	22.8 m	Temp22	26		
	18.4 m	Temp18	25		
	14.7 m	Temp14	24		
	10.6 m	Temp10	23		
	6.5 m	Temp7	22		
	3.6 m	Temp4	21		
	1.3 m	Temp1	20		
	29.3 m	Tempcal	29		
	1.5 m	Temp2	28		
Relative Humidity	30.2 m	RH30	37	Humidity and temperature probe	HMP45A, VAISAL
	22.8 m	RH22	36		
	18.4 m	RH18	35		
	14.7 m	RH14	34		
	10.6 m	RH10	33		
	6.5 m	RH7	32		
	3.6 m	RH4	31		
	1.3 m	RH1	30		
29.3 m	RHcal	39			
1.5 m	RH2	38			

Table. 1(part2) Instruments for measuring meteorological elements

Parameter	Position	Symbol	LT Data number	Instrument
CO2 concentration	30.2 m	C30		Closed-path CC (Infrared Gas A
	22.8 m	C22		
	18.4 m	C18		
	14.7 m	C14		
	10.6 m	C10		
	6.5 m	C7		
Surface Temperature	3.6 m	C4		Infrared Therm
	1.3 m	C1		
	30.0 m	SuT30	40	
	22.0 m	SuT22	41	
Li7500 Body temperature	2.0 m	SuT2	42	Thermocouple (
	30.2 m	TC_T1	63	
Air Pressure	1.5 m	Pre	43	Digital Baromet
Snow Depth	3.32 m	SnowD	44	Sonic Ranging ;
PPFD on the forest floor		PAR1	52	Quantum Senso
		PAR2	53	
		PAR3	54	
		PAR4	55	
		PAR5	56	
		PAR6	57	
		PAR7	58	
soil temperature	-5 cm	Soi15	2	Temperature Pr
	-10 cm	Soi10	3	
	-15 cm	Soi15	4	
	-20 cm	Soi20	5	
	-40 cm	Soi40	6	
Volumetric water content	-5 cm	SWC5	7	TDR (Water Cc Reflectometer)
	-10 cm	SWC10	8	
	-15 cm	SWC15	9	
	-20 cm	SWC20	10	
	-40 cm	SWC40	11	

*PPFD (Photosynthetically photon flux density)

Saitoh et. al. の紹介

- [Saitoh T.M., Tamagawa, I., Muraoka H., Lee N-Y., Yashiro Y., and Koizumi H. \(2010\) Carbon dioxide exchange in a cool-temperate evergreen coniferous forest over complex topography in Japan during two years with contrasting climates. Journal of Plant Research doi:10.1007/s10265-009-0308-7.](#)
- [齋藤琢・玉川一郎・村岡裕由・小泉博, 森林における光合成・呼吸活動に伴う貯熱量, 農業気象66巻4号,289-298,2010](#)
- [Taku M. Saitoh, Ichiro Tamagawa, Hiroyuki Muraoka, and Hiroshi Koizumi, Energy balance closure over a cool temperate forest in steeply sloping topography during snowfall and snow-free periods, Journal of Agr. Met., 2011, doi:10.2480/agrmet.67.3.4](#)
- 齋藤琢・玉川一郎・村岡裕由, 渦相関法を用いた炭素収支評価におけるCO₂貯留変化量の影響 日本森林学会誌, 2011

CO₂フラックス

- 渦相関のよいデータを選ぶ
(平均湿度計測の一致、風向の選択、定常性検査)
- 夜間のデータの内、 u_* の大きいものを使って温度と呼吸の関係式
- 森林光合成と光合成有効放射の関係式を渦相関データから作成
- 林内の貯留
- 年間を埋める推定値 \rightarrow 年間の収支

[Saitoh T.M., Tamagawa, I., Muraoka H., Lee N-Y., Yashiro Y., and Koizumi H. \(2010\) Carbon dioxide exchange in a cool-temperate evergreen coniferous forest over complex topography in Japan during two years with contrasting climates. Journal of Plant Research doi:10.1007/s10265-009-0308-7.](https://doi.org/10.1007/s10265-009-0308-7)

熱収支

- 光合成、呼吸による熱の出入りは、問題になるかならないかぎりぎりくらい。林内の顕熱、潜熱の貯留の次に問題になる大きさ
- 斜面なので、鉛直を図る放射観測と乱流フラックス観測の方向が違って、結果、面積が違う。
- 十分補正して考えると、平坦な森林と同程度の $H+LE$ があるべき値の 70% 程度までとらえられている。
- Corrections of the storage term, the AOA error, and the inclined surface improved EBR by 2.0–2.6%, 8.3–8.9% and 4.9–5.9%, and improved CR by 5.3–5.8%, 5.6–7.9%, and 4.0–5.4%. Consequently, EBR and CR reached 0.86 and 0.79 during the snow-free period. By also considering the heat of fusion, EBR reached 0.79 during the snowfall period. Our findings suggest that heat fluxes of eddy-covariance measurements over a forest on steep slopes have a similar accuracy as those over other topography.

[Taku M. Saitoh, Ichiro Tamagawa, Hiroyuki Muraoka, and Hiroshi Koizumi, Energy balance closure over a cool temperate forest in steeply sloping topography during snowfall and snow-free periods, Journal of Agr. Met., 2011, doi:10.2480/agrmet.67.3.4](#)

近年の観測

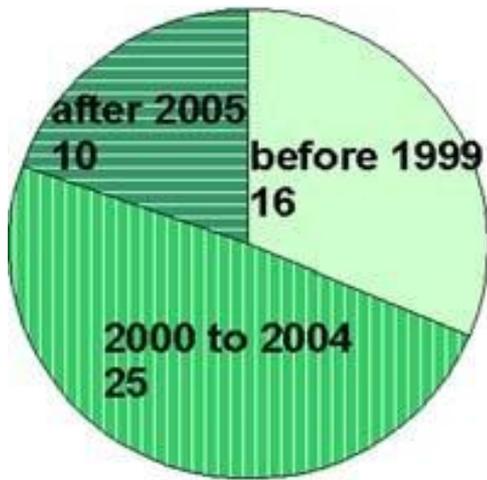
- 近年の乱流観測は、おもに大気と地面との間の交換量の観測を目的としている。
- 風速, 気温, 湿度, CO₂濃度等の鉛直分布と, その交換に関わる, 放射量, 地温, 水分量など多くの観測とともに行われる。
- 観測したということ自身が重要な未知の場所は, 地球では多分もうない。(極域, チベット, ヒマラヤ, 砂漠, 海洋上, 森林, 都市)
- 多数地点の観測もすでに CASES-97, 99 (<http://www.cora.nwra.com/cases/CASES-99.html>), CAPS2002, 03 (<http://tama.green.gifu-u.ac.jp/~tama/flux/>), ADVEX などされている。
- FLUXNETによる陸面モニター (炭素が中心的話題)

Asia Flux FLUXNETのアジア版

- Mizuguchi et. al. 2009, J. For Res.

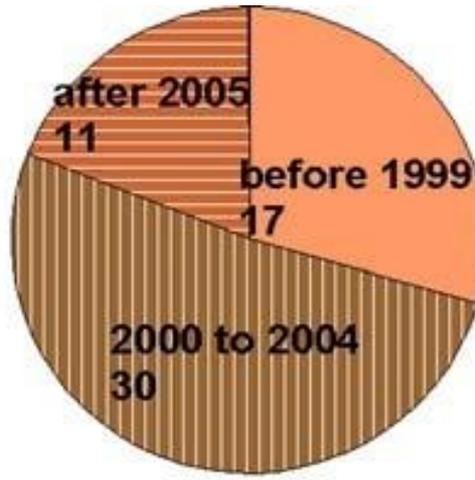
各サイトの計測開始時期

合計109サイト



Forest

森林サイト



Un-forested

森林以外のサイト

ただし、すでに論文化されているサイトは少ない!!

年積算NEE(またはNEP)の報告があるサイトは

森林サイトで 23 非森林サイトで 8

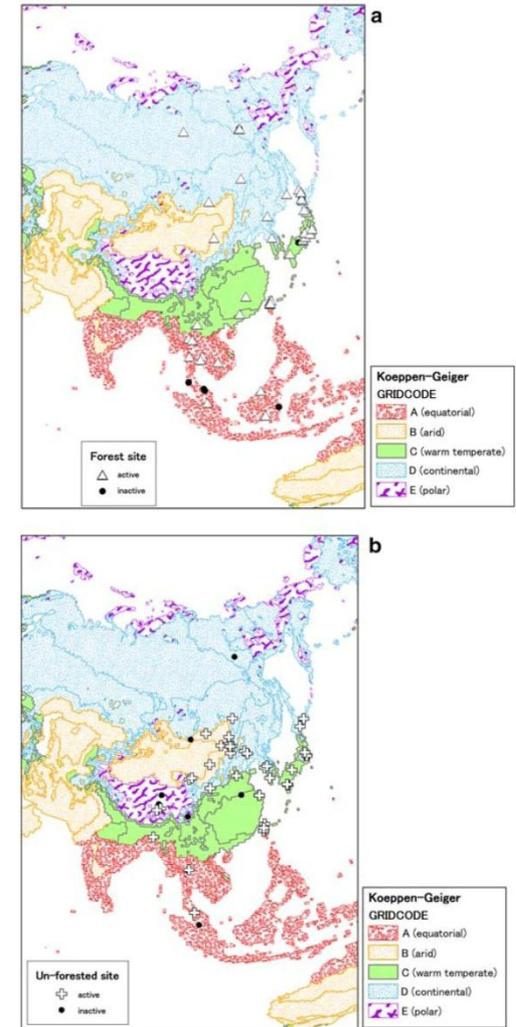


Fig. 3 Tower flux observation sites on the Koeppen-Geiger climate classification map (Kottek et al. 2006). GIS format data for climate classification were downloaded from the Internet (URL: <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/>). (a) forest sites, (b) un-forested (grassland, cropland, and other land cover) sites

観測のマニュアル化

- 乱流などの気象系観測の研究者が少ない
- 森林の方は、観測系研究者が主流
- 森林研究者のタワー観測への参加

データは自分で取らないと
という文化



マニュアル化、データ処理の標準化(ブラックボックス化でもある)の進行

多地点比較のために品質をそろえる意味もある

タワーフラックス観測マニュアル



環境省地球環境保全試験研究プロジェクト「アジア陸域炭素循環観測のための長期生態系モニタリングとデータのネットワーク化促進に関する研究」

森林総合研究所、農業環境技術研究所、産業技術総合研究所、国立環境研究所の四機関合同

内容

1. 観測計画とフラックス観測サイトの選定

- 1.1 観測サイトの選定
- 1.2 インフラの整備
- 1.3 観測項目の選定

2. 乱流系観測

- 2.1 超音波風速温度計
- 2.2 オープンパス型CO₂/H₂O分析計
- 2.3 クローズドパス型CO₂分析計
- 2.4 貯留変化量
- 2.5 簡易渦集積法
- 2.6 データロガー
- 2.7 ノイズのチェックと対策

3. 微気象観測

- 3.1 放射
- 3.2 風向・風速
- 3.3 気温
- 3.4 湿度
- 3.5 地温・地中熱流量
- 3.6 土壌水分
- 3.7 降水量・積雪調査
- 3.8 水位・水温・灌漑・排水量
- 3.9 データロガー

内容例（ノイズ対策）

ノイズの問題は対策を施そうとしても、一体どこをどのように対策してよいか非常に難しい問題となる場合が多くある。ノイズに強い観測システムの設計のためには以下の点に注意すべきである。

- 1) 計測器の電源には、電力機器用の電源とは別系統の電源を用いる。ノイズカットトランスなどを用いて分離することが有効である。
- 2) トランスやフィルタを使用した時は、1次側と2次側のラインは接近しないように分離して配線する。
- 3) 電力ラインと信号ラインをなるべく離す。やむを得ず交叉する場合は直交させる。観測小屋や観測タワーの配線では違う取り入れ口や鉛直パイプを使い、両者の配線位置を明確に分離する。
- 4) 信号線はできるだけ短くし、余りの部分をループ状にしない。
- 5) 測器やデータロガー、信号線などを、ノイズを発生していると思われる機器からなるべく離す。
- 6) アースの取り方には充分注意する。計測器同士のアースをつないで、しっかりしたアース端子に接続する。

Tips!

温度センサと一体となった防水型のデータロガーの内部にシリカゲルを入れてしっかりと密閉すると、基盤の結露による不具合を防ぐことが出来る。シリカゲルは適時、交換する。

Tips!

スパイラルチューブあるいは樹脂製の保護管でケーブルを保護することにより、ネズミなどに噛み切られることを防ぐことが出来る。

Tips 3.5-2

Tips!

1ヶ所で複数の深度の地温を測定する場合、センサを埋設した後は、どのケーブルがどの深度のセンサのものか解らなくなる。そのため地表面付近やロガー結線部などに、測定深度を記したタグをつけておくと、その後のメンテナンス時に便利である。

Tips 3.5-1

近年の観測まとめ

- 乱流と通常気象観測だけではなく、総合的観測が求められている
- マニュアル化、標準化が進んで、多くの研究者が参入できるようになっている。
- 観測目的は、地面（植生）の活動のモニター
- モデル化および検証のためのデータ、衛星観測の地上検証データに使われる。
- 多地点を集めて、地球のモニター

終

ありがとうございました

参考文献

- Asanuma, J., Brutsaert, W., 1999: Turbulence variance characteristics of temperature and humidity in the unstable atmospheric surface layer above a variable pine forest, *Water Resources Res.*, 35, 515-521.
- Businger, J. A., 1988: A note on the Businger-Dyer profiles, *Bound. Layer Meteor.*, 42, 145-151.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., Bradley, E. F., 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile relationships, *Bound. Layer Meteor.*, 7, 363-372.
- Foken, T., 2008: The energy balance closure problem: an overview, *Ecol. Appl.*, 18, 1351-1367.
- Grelle, A., Burba, G., 2007: Fine-wire thermometer to correct CO₂ fluxes by open-path analyzers for artificial density fluctuations, *Agric. For. Meteorol.*, 147, 48-57.

- Hanafusa, T., Fujitani, T., Kobori, Y., Mitsuta, Y., 1982: A new type sonic anemometer-thermometer for field operation, *Papers in Meteorology and Geophysics*, 33, 1-19.
- Haugen, D. A., Kaimal, J. C., Bradley, E. F., 1971: An experimental study of Reynolds stress and heat flux in the atmospheric surface layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 168-180.
- 石田祐宣, 松島大, 樋口篤志, 檜山哲哉, 戸田求, 浅沼順, 玉川一郎, 宮崎真, 田中賢治, 杉田倫明, 永井秀幸, 田中久則, 飯田真一, 小林菜花子, 2004: 2001年筑波大学陸域環境研究センター (TERC) における乱流計測機集中観測: 機器比較と校正による誤差の解析, *水文・水資源学会誌*, 17, 43-60.
- Kader, B. A., Yaglom, A. M., 1990: Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers, *J. Fluid Mech.*, 212, 637-662.
- Kaimal, J. C., Businger, J. A., 1963: A continuous wave sonic anemometer-thermometer, *J. Appl. Meteor.*, 2, 156-164.
- Kaimal, J. C., Gaynor, J. E., 1983: The boulder atmospheric observatory, *J. Appl. Meteor.*, 22, 863-880.

- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M. O., Raasch, S., Watanabe, T., 2004: LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes, *Bound. Layer Meteor.*, 110, 381–404.
- 神田学, 渡辺力, マルコス・オリバー・レッツェル, ジークフリード・ラッシュ, 2002: LES によるインバランス問題に対する検討 (第 1 報) 大気境界層スケールの対流構造の影響, *水文・水資源学会誌*, 15, 243-252.
- Lee, X., 1998: On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation, *Agric. For. Meteorol.*, 91, 39–49.
- Mitsuta, Y., 1966: Sonic anemometer-thermometer for general use, *J. Met. Soc. Japan*, 44, 12-24.
- Mitsuta, Y., Tamagawa, I., Sahashi, K., Wang, J., 1995: Estimation of annual evaporation from the Linze desert during HEIFE, *J. Met. Soc. Japan*, 73, 967-974.
- Mizoguchi, Y., Miyata, A., Ohtani, Y., Hirata, R., Yuta, S., 2009: A review of tower flux observation sites in Asia, *J. For Res.*, 14, 1-9.

- Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst., 24, 163-187.
- Monji, N., 1973: Budgets of turbulent energy and temperature variance in the transition zone from forced to free convection, J. Met. Soc. Japan, 51, 133-145.
- Monji, N., 1975: Characteristics of the horizontal wind fluctuations in the surface layer under strong convective conditions, J. Met. Soc. Japan, 53, 99-102.
- Obukhov, A. M., 1971: Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature, Bound. Layer Meteor., 2, 7-29.
- Ohtaki, E., 1985: On the similarity in atmospheric fluctuations of carbon dioxide, water vapor and temperature over vegetated fields, Bound. Layer Meteor., 32, 25-37.
- Ohtaki, E., Matsui, T., 1982: Infrared device for simultaneous measurement of fluctuations of atmospheric carbon dioxide and water vapor, Bound. Layer Meteor., 24, 109-119.

- Panofsky, H. A., Tennekes, H., Lenschow, D. H., Wyngaard, J. C., 1977: The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions, *Bound. Layer Meteor.*, 11, 355--361.
- Paulson, C. A., 1967: Profiles of wind speed, temperature and humidity over the sea, Ph.D. dissertation, Univ. of Washington.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, 9, 857—861.
- 斎藤琢, 玉川一郎, 村岡裕由, 2011: 渦相関法を用いた炭素収支評価における CO₂ 貯留変化量の影響, *日本森林学会誌*, 93, 105-112.
- 斎藤琢, 玉川一郎, 村岡裕由, 小泉博, 2010: 森林における光合成・呼吸活動に伴う貯熱量, *農業気象*, 66, 289-298.
- Saitoh, T. M., Tamagawa, I., Muraoka, H., Koizumi, H., 2011: Energy balance closure over a cool temperate forest in steeply sloping topography during snowfall and snow-free periods, *Journal of Agr. Met.*

- Saitoh, T.M., Tamagawa, I., Muraoka, H., Lee, N. -Y., Yashiro, Y., Koizumi, H., 2010: Carbon dioxide exchange in a cool-temperate evergreen coniferous forest over complex topography in Japan during two years with contrasting climates, *Journal of Plant Research*, 123, 473-483.
- Tamagawa, I., 1996: Turbulent characteristics and bulk transfer coefficients over the desert in the HEIFE area, *Bound. Layer Meteor.*, 77, 1-20.
- Tanaka, K., Ishikawa, H., Hayashi, T., Tamagawa, I., Ma, Y., 2001: Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data, *J. Met. Soc. Japan*, 79, 505-517.
- Tillman, J. E., 1972: The indirect determination of stability, heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer from simple scalar variables during dry unstable conditions, *J. Appl. Meteor.*, 11, 783-792.
- Karman, Th. v., 1931: Mechanical Similitude and Turbulence, *NACA Tech. Mem.*, 611, 1-19.
- Webb, E. K., 1970: Profile relationships: the log-linear range, and extention to strong stability, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 67-90.

- Wyngaard, J. C., Businger, J. A., Kaimal, J. C., Larsen, S. E., 1982: Comments on 'a reevaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding', Bound. Layer Meteor., 22, 245-250.
- Wyngaard, J. C., Cote, O. R., 1971: The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci., 28, 190-201.
- 山口浩司, 1999: クローズドバス法とオープンバス法を用いた森林上でのCO₂・水蒸気フラックスの評価, 大阪府立大学農学生命科学研究科修士論文.
- Yamamoto, G., 1959: Theory of turbulent transfer in non-neutral conditions, J. Meteor. Soc. Japan., 37, 60-70.
- Zilitinkevich, S. S., Mammarella, I., Baklanov, A. A, Joffre, S. M, 2008: The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height, Bound. Layer Meteor., 129, 179-190.
- Arya, S. P., 2001: Introduction to micrometeorology 2nd edition, Academic Press, pp.420.
- 浅井富雄, 新田尚, 松野太郎, 2001: 基礎気象学, 朝倉書店, pp.202.

- Holton, R. J., 2004: An introduction to Dynamic Meteorology 4th ed., Elsevier Academic Press, pp.535.
- Kaimal, J. C., Finnigan, J. J., 1994: Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement, Oxford University Press, pp.289.
- 近藤裕昭, 2001: 人間環境の気象学, 朝倉書店, pp.156.
- Lee, X., Massman, W., Law, B., 2004: Handbook of Micrometeorology: A Guide to Surface Flux Measurement and Analysis, Kluwer Academic, pp.268.
- Lumley, J. L., Panofsky, H.A., 1964: The structure of atmospheric turbulence, Interscience Publishers John Wiley & Sons, pp.239.
- 文字信貴, 2003: 植物と微気象, 大阪公立大学共同出版会, pp.148.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学, 東京大学出版会, pp.308.
- 巽友正, 1982: 流体力学, 培風館, pp.464.
- 横山長之, 1997: 煙一大気中における振る舞と姿, 白亜書房, pp.149.

- Air Data and 3D Displacement Sensors for a Demanding World, <URL: <http://www.spaceagecontrol.com/Main/Home>>
- C50 Site in Takayama, <URL: <http://sateco-archive.green.gifu-u.ac.jp/C50/>>
- CASES-99, <URL: <http://www.cora.nwra.com/cases/CASES-99.html>>
- Davis, <URL: http://www.davisnet.com/marine/products/marine_product.asp?pnum=00276>
- Eddy Covariance Analyzers - LI-COR Environmental, <URL: http://www.licor.com/env/products/eddy_covariance/>
- FE2011 (ISHIDA) <URL: <http://www.st.hirosaki-u.ac.jp/~ishida/flux/2001/index.html>>
- FIFE Project Page <URL: <http://daac.ornl.gov/FIFE/fife.shtml>>
- FLUX 野郎の会改め、FLUX 野郎 & お嬢 の会, <URL: <http://tama.green.gifu-u.ac.jp/~tama/flux/>>
- Home of HEIFE DATA, <URL: <http://ssrs.dpri.kyoto-u.ac.jp/~heife/>>

- I. Tamagawa's Page, <URL: http://tama.cive.gifu-u.ac.jp/~tama/COE_study_memo/Tower_Photo1/>
- 伊藤芳樹, 林泰一, 玉川一郎: 超音波風速TR-61A型プローブ特性試験, <URL: <http://atmos.cc.okayama-u.ac.jp/flux/TR61A.PDF>>
- Open Path Gas Analyser for Eddy Covariance <URL: <http://www.campbellsci.co.uk/index.cfm?id=2117>>
- ソニック, <URL: <http://www.u-sonic.co.jp/product/meteorology.html#b>>
- タワーフラックス観測マニュアル, <URL: http://www.ffpri.affrc.go.jp/labs/flux/manual/manual_index_j.html>
- Vaisala, <URL: <http://www.vaisala.co.jp/jp/meteorology/products/wetheradars/Pages/default.aspx>>
- Welcome to the BOREAS Project, <URL: http://daac.ornl.gov/BOREAS/bhs/BOREAS_Home.html>
- Wikipedia, <URL: <http://ja.wikipedia.org/wiki/%E3%83%A1%E3%82%A4%E3%83%B3%E3%83%9A%E3%83%BC%E3%82%B8>>