ISSN 1346－3381

筑波大学

陸域環境研究センター報告

第 4 号
2003

報　文

筑波大学陸域環境研究センターに隣接する
アカマツ林の下層植生について …… 飯田真一・濱田洋平・安部豊・田中正 …… 1

大気炭素安定同位体比によるC3/C4 混生草原生態系CO_2交換特性の解析 … 下田星児・莫文紅・村山昌平・高村近子・及川武久 …… 11

筑波台地における土壌中の有機物
および二酸化炭素の炭素安定同位体比 …… 濱田洋平・田中正 …… 19

筑波大学陸域環境研究センターにおける地表面熱収支の
日変化とリモートセンシングへの応用 …… 北村彩子・泉岳樹・松山洋 …… 31

Settling Flux of PAHs on the Ground Surface …… Ardhendu Sekhar SHANNIGRAHI・Takehiko FUKUSHIMA・Noriatsu OZAKI・Shuichi HASEGAWA …… 41

栃木県那須扇状地における地下水と河川水の交流 …… 山中勤・田中正・浅沼順・濱田洋平 …… 51

霞ヶ浦湖岸平野の形成過程 …… 豊田麻衣・池田宏 …… 61

霞ヶ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち …… 関智弥・池田宏 …… 75

（目次－つづく）

筑波大学陸域環境研究センター

2003年10月

（目次－つづき）

西津軽地域における海成段丘崖の勾配と地質との関係 …… 佐々木　良　宜 …… 89
若　月　　強
松　倉　公　憲

琉球石灰岩からなる海食崖の崩落に関する斜面安定解析の再検討 …… 小　暮　哲　也 …… 97
青　木　　久
前　門　　晃
松　倉　公　憲

研究ノート

陸域環境研究センター気象観測塔における広域
熱・水蒸気・CO_2フラックスの測定 …… 小　谷　亜由美 …… 103
杉　田　倫　明

陸域環境研究センター圃場における2002年の
C3/C4混生草原のＬＡＩと地上部バイオマスの季節変化 …… 莫　　文　紅 …… 109
井　桝　史　彦
横　山　智　子
及　川　武　久

関東における降水のトリチウム濃度の近年の変動について …… 藪　崎　志　穂 …… 119
辻　村　真　貴
田　瀬　則　雄

モンゴル国における地上風系の日変化について …… 佐　藤　友　徳 …… 125

河床形状に及ぼす植生の影響に関する大型水路実験 …… 目　代　邦　康 …… 129
池　田　　宏
飯　島　英　夫
小　松　陽　介
齋　藤　健　一

粒度組成の異なる地盤における土研式と筑波丸東製の …… 若　月　　強 …… 135
簡易貫入試験計測値の比較 佐々木　良　宜
松　倉　公　憲

高濃度の二酸化炭素環境下における石灰岩の溶解実験 …… 橋　本　亜希子 …… 141
小　口　千　明
松　倉　公　憲

塩化ナトリウムによる大谷石の塩類風化実験 …… 木　村　知　子 …… 149
松　倉　公　憲

資　料

熱収支・水収支観測資料　－2002年－ …… 野　原　大　輔 …… 157
浅　沼　　順

講演要旨 …… 185

文献リスト …… 199

その他 …… 202

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　1 ～ 9　　（2003）

筑波大学陸域環境研究センターに隣接するアカマツ林の下層植生について

Shrubs in Japanese Red Pine Forest Adjacent to the Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba

飯田　真一[*]・濱田　洋平[**]・安部　豊[***]・田中　正[****]

Shin-ichi IIDA[*] , Yohei HAMADA[**] , Yutaka ABE [***] and Tadashi TANAKA [****]

Abstract

Vegetation survey of shrubs was conducted in the warm temperate forest adjacent to the Terrestrial Environment Research Center, Univ. Tsukuba, to obtain the basic information for studying the change of water balance due to the succession from Japanese red pine (*Pinus densiflora* Sieb. Et Zucc.) forest to oak (*Quercus myrsinaefolia* Blume) forest. Referring to previous studies, it is suggested that this succession will complete around 2020 by the simple logistic regression analysis of the decrease in stand density of red pine. The species of shrubs are comprised mainly *Quercus myrsinaefolia* Blume, *Eurya japonica* Thunb. and *Rhus trichocarpa* Misq. The maximum leaf area index (LAI) of the forest increased from 4.0 in 1985-1986 (Sugita and Kotoda, 1987) to 5.0 (±0.3) in 2001-2002: the former and the latter data were measured at the pure forest of red pine, and at the mixed forest, respectively. On the other hand, since the maximum LAI of pine was estimated to be 2.7 (±0.4) in 2001-2002, it decreased due to the decline of red pine's stand density and vegetation activity. It was made clear that there are obvious relationships between diameter at breast height (DBH) and crown projection area or tree height for all tree species. Therefore, it was concluded that DBH is a useful parameter in this forest for determining the forest transpiration or interception loss by sap flux or stemflow measurements.

Ⅰ　はじめに

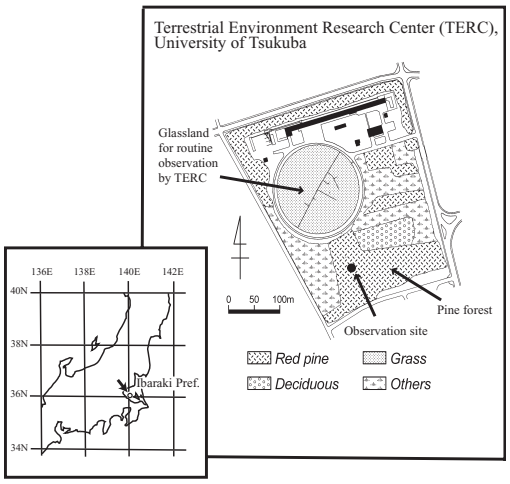
著者らは, 筑波大学陸域環境研究センターに隣接するアカマツ林において大規模なアカマツの毎木調査を実施し，過去の研究例（山下・林，1987；宇佐美・及川，1993）との比較検討から，アカマツが急激に枯死している実態を報告した（飯田ほか, 2001）．そして，この原因は，上述の 3 つの研究例で述べられているように, 下層植生の人為伐採が停止されたことによる, 暖温帯の極相に相当するシラ

[*]　筑波大学地球科学系
[**]　長寿科学振興財団
[***]　筑波大学大学院生命環境科学研究科
[****]　筑波大学陸域環境研究センター

カシへの二次遷移によるものと考えられる．しかしながら，飯田ほか（2001）では，下層植生（本研究ではアカマツを除くすべての木本類および草本類を指す）を対象とした調査は行われていない．したがって，遷移の進行をより正確に評価するためには，アカマツの減少だけではなく，それに伴う下層植生の増加を定量的に示す必要がある．

一方，下層植生の蒸散量は上層木のそれに匹敵するか，それよりも大きいこと（例えば，Black *et al*., 1996 など多数）や，下層植生の樹幹流下量は上層木よりも大きいこと（村井，1970；鈴木ほか，1979；Lloyd and Marques, 1988）が報告されている．したがって，水文学的な観点から，本林分のように遷移が進行した場合では，林分水収支を評価する上で下層植生の基礎的な情報を得ることが必要不可欠である．

以上のことを踏まえ，本研究では，下層植生の樹種構成，ならびに胸高直径（Diameter at Breast Height, DBH）と樹冠投影面積（Crown Projection Area, CPA）および樹高との関係を明らかにすることを目的とし，下層植生の植生調査を実施した．



第 1 図　研究対象地域

II　調査対象林分の概要および調査方法

調査対象のアカマツ林は，関東ローム層に覆われた洪積台地上に発達した森林であり，陸域環境研究センターの水収支・熱収支観測圃場の南側に位置する（第 1 図）．高木層を形成するアカマツは典型的な陽樹であり，暖温帯の極相ではない．アカマツの平均 DBH，立木密度などの基礎的なデータは，飯田ほか（2001）を参照されたい．

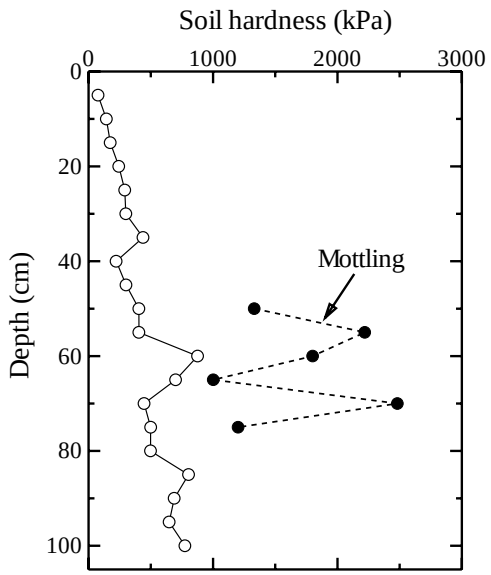
下層植生の調査を行う前に，表層から深度 100 cm までの土壌断面調査を行った（第 1 表）．なお，安井・及川（1993）によると，本林分の土壌は淡色クロボク土に分類されている．土壌断面調査の結果，深度 15 cm までが A 層，深度 15 cm から調査を行った深度 100 cm までは B 層と識別された．また，深度 50 〜 75 cm 付近には斑紋が確認された．土壌硬度のプロファイル（第 2 図）は，深度に伴う圧密の差を反映し，深度とともに土壌硬度が増加することを明瞭に示している．そして，斑紋の土壌硬度は，同深度における通常の土壌に比べて非常に大きいことがわかる．一方，植生の根系は主に表層から深度 70 cm の間に分布しているが，深度 90 cm 以深にも少量ながらアカマツの根系が確認された．これらの調査結果は，杉田ほか（1986）とほぼ一致する．なお，Iida（2003）によるハンドオーガーを用いた調査の結果，常総粘土層は深度 195 cm 以深に分布していることが判明している．したがって，関東ローム層は，杉田ほか（1986）による土壌断面の記載を考慮すると，およそ深度 195 cm まで分布しているものと考えられる．

下層植生の植生調査は，本アカマツ林内のほぼ中央に位置する微気象観測塔を中心に半径 15 m の領域を対象として行った．本研究では，下層木の稚樹と草本類を正確に調査することは困難であるため，樹高 4 m 以上の下層植生を低木層と定義し，これに該当するものを調査対象として，DBH の測定，および立木位置の特定を 2001 年 7 月に行った．なお，樹高 4 m 未満の下層植生を草本層と定義す

第 1 表　土壌断面の記載

Height (cm)	Horizons	Description
+3 to 0	Ao	Litter of Japanese red pine and shrubs
0 to -15	A_1	Dark brown (10YR3/4), silty loam (SiL) with organic substance, very weak crumb structure, moderate sticky, non-plastic, clearly flat boundary
-15 to -35	B_1	Dark brown (10YR4/4), loam (L), weak angular blocky, moderate sticky, non-plastic, abrupt flat boundary
-35 to -90	B_2	Brown (7.5YR4/4), silty clay (SiC), moderate angular blocky, slightly sticky, slightly plastic, clearly flat boundary
-90 to	B_3	Brown (10YR4/6), clay loam (CL), weak angular blocky, sticky, plastic

Observed on March 13, 2001.



第 2 図　土壌硬度のプロファイル

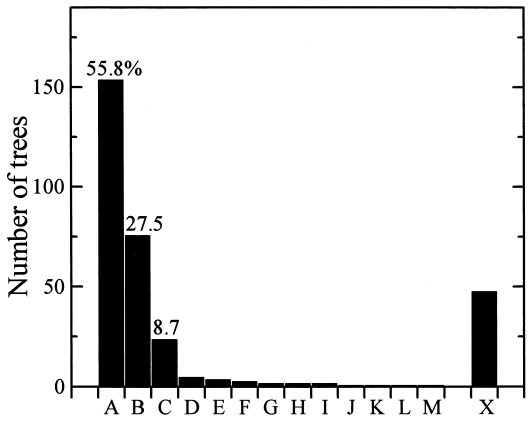
る．CPA ならびに樹高は，Iida（2003）が樹液流速あるいは樹幹流下量を測定した試験木を対象として 2001 年 10 月に測定を行った．さらに，林分の蒸散量や遮断蒸発量に重要な影響を及ぼす葉面積指数（LAI）を Li-car 社の LAI2000 を用いて推定した．LAI の測定時期等は後述する．

なお，以下に示す調査結果は下層植生の人為伐採終了から約 20 年が経過した時点のものであり，遷移は完了していないことをあらかじめ明記しておく．

III　調査結果

(1) 下層植生，特に低木層の樹種構成およびその分布

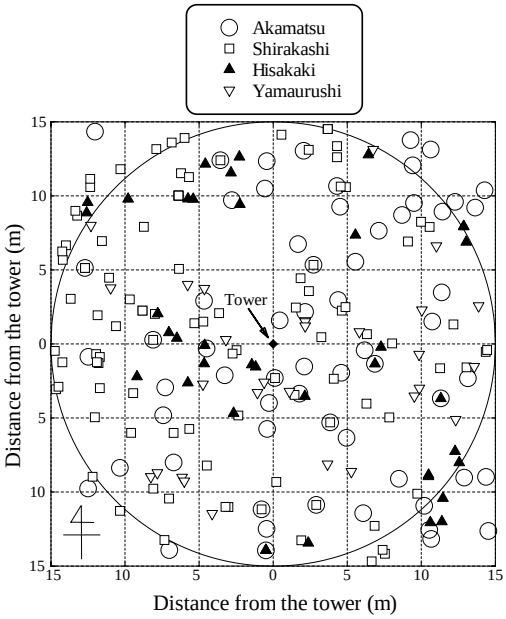
第 3 図に低木層の樹種構成を示す．植生調査対象領域内において低木層の個体数は 276 と確認された．なお，同一領域内での高木層のアカマツは 48 個体であり，低木層の個体数はその 5.8 倍に相当する．低木層のうち最も個体数が多いのはシラカシであり，全個体数の 55.8%であった．以下，順にヒサカキ（27.5%），ヤマウルシ（8.7%）となった．したがって，遷移は完了していないが，極相になるであろうシラカシの割合が最も高い．この 3 樹種で低木層の 92%が占められている．また，低木層のおよそ 86%は常緑樹で構成されている．一方，草本類ではアズマネザサとチヂミザサが卓越している．



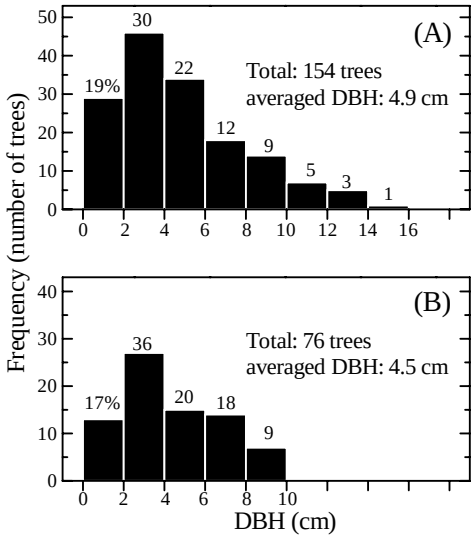
A: Shirakashi (*Quercus myrsinaefolia* Blume)
B: Hisakaki (*Eurya japonica* Thunb.)
C: Yamaurushi (*Rhus trichocarpa* Misq.)
D: Konara (*Quercus serrata* Thunb. ex. Muuray)
E: Hinoki (*Chamaecyparis obutusa* (Sieb. Et Zucc.))
F: Yamazakura (*Prunus jamasakura* Sieb. ex Koidz)
G: Kamatsuka (*Pourthiaea villosa* var. *laevis*)
H: Sawahutagi (*Symplocos chinensis* var. leucocarpa forma pilosa)
I: Sugi (*Cryptomeria japonica* (Linn. fil.) D. Don)
J: Kobushi (*Magnolia kobus*)
K:Kuri (*Castanea crenata* Sieb. Et Zucc.)
L: Shirodamo (*Neolitsea sericea* (BL.) Koidz.)
M:Uwamizuzakura (*Prunus grayana*)
X: Akamatsu, Japanese red pine (*Pinus densiflora* Sieb. Et Zucc.) for reference

第 3 図　低木層の樹種構成

高木層を形成するアカマツおよび主な低木層の樹木であるシラカシ，ヒサカキ，ヤマウルシの分布状態を第 4 図に示す．この図から，低木層の分布には高い不均一性が見られる．すなわち，仮に一辺 5 m のコドラートを設定した場合，各々のコドラート内で確認される低木層の個体数は，最低 0，最大 11 と大きく異なる．飯田ほか（2001）はアカマツの分布が不均一であるため，コドラートを設定する場合には最低でも一辺 20 m の正方形領域を確保する必要があることを述べている．アカマツの場合と同様に，コドラートを用いて下層植生の調査を行う場合には，その領域の代表性を十分考慮すると同時に，本研究で行ったように少なくとも400 m^{2}以上の領域を対象とする必要があるものと考えられる．



第 4 図　アカマツ（高木層）および主な低木層の樹木 (シラカシ，ヒサカキ，ヤマウルシ) の分布



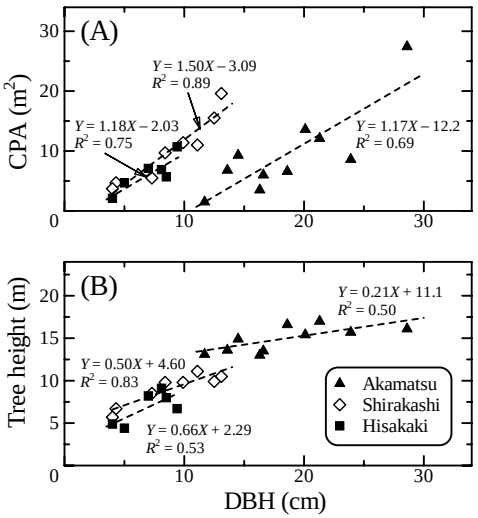
第 5 図　シラカシ（A）およびヒサカキ（B）の胸高直径のヒストグラム

(2) シラカシ，ヒサカキの DBH のヒストグラムおよび DBH と樹高との関係

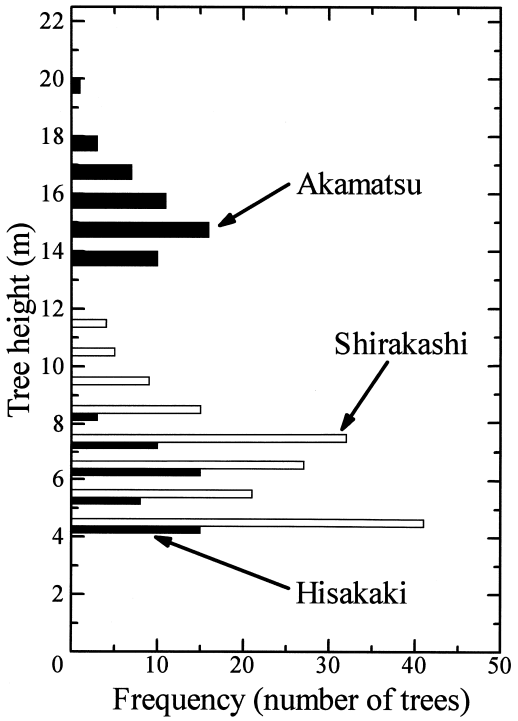
シラカシおよびヒサカキの DBH のヒストグラムを第 5 図に示す．シラカシの DBH の分布幅は 0 ～ 16 cm，ヒサカキのそれは 0 ～ 10 cm であり，シラカシの成長の方が相対的に進行していることが分かる．また，両樹種において，DBH が 2 ～ 4 cm に属する樹木が卓越していることが分かる．一方，0 ～ 2 cm の階級においては, 草本層として識別され, 毎木調査の対象外となったシラカシおよびヒサカキの稚樹が存在する．したがって，草本層も含めた場合のシラカシおよびヒサカキの 0 ～ 2 cm に属する個体数は，2 ～ 4 cm の階級のものよりも多い可能性がある．しかしながら，蒸散量あるいは遮断蒸発量に及ぼす草本層の影響は小さいものと考えられるため，第 5 図に示したヒストグラムは樹液流速や樹幹流下量の試験木を選定する上で基礎的な情報となる．

高木層を形成するアカマツ，低木層を構成するシラカシ，ヒサカキの DBH と CPA あるいは樹高との関係を第 6 図に示す．DBH と CPA の相関には，樹種による顕著な違いは見られず，決定係数はおよそ0.7～0.9の高い正の相関が見られた. DBH と樹高との関係では, シラカシでは決定係数 0.8 を超えた高い正の相関が見られるが，アカマツおよびヒサカキでは若干相関が低くなっている．この原因として，アカマツはすでにその成熟期を過ぎ，樹高の成長が著しくないため，DBH が 20 cm より大きい樹木で樹高の頭打ち現象が生じていることが考えられる．一方，シラカシとヒサカキの樹高と DBH との関係は，ヒストグラムの全領域で正の相関が見られる．これは，両樹種が成長段階にあるためであると考えられる．また，ヒサカキで決定係数が低いのは，サンプル数が相対的に少なかったことに起因しているものと判断される．

第 6 図中の回帰式を用いて，調査対象領域に存在する低木層のうち，すべてのシラカシ，ヒサカキ，そして高木層のアカマツについて樹高を推定



第 6 図　アカマツ，シラカシ，ヒサカキの胸高直径と樹冠投影面積（A），胸高直径と樹高（B）の関係



第 7 図　アカマツ，シラカシ，ヒサカキの樹高のヒストグラム

し，樹高のヒストグラムを作成した（第 7 図）．回帰式から推定されたシラカシとヒサカキの最大樹高はそれぞれ 11.7 m と 8.6 m であり，同様に推定されたアカマツの平均樹高は 15.0 m であった．本林分では，遷移が進行途中にあるため，高木層と低木層からなる 2 つのキャノピーが形成されていることが明瞭に示されている．

(3) 高木層ならびに低木層の植物季節と葉面積指数の推定および胸高断面積の評価

高木層を形成するアカマツの植物季節については，すでに杉田・古藤田（1987）によって詳しい観察が行われている．この研究によれば，アカマツの展葉は 5 月中旬から 6 月にかけて生じ，10 ～ 11 月にかけて葉の一部が茶色に変色し, 落葉する．この結果，アカマツの LAI は 1985 ～ 1986 年当時において，展葉後の 7 月初めに最大値 4.0，展葉直前の 5 月初めに最低値 1.7 であった．Iida（2003）が水収支観測を実施した 2001 ～ 2002 年におけるアカマツの植物季節は，杉田・古藤田（1987）の報告と大差はなかったが，展葉は 6 月初旬には終了したことが観測されている．2002 年の春先は例年に比べ気温が高い日が多かったため，アカマツの展葉が比較的早かったことが推察される．展葉後のアカマツの LAI を，観測塔の中段，すなわち低木層の直上で LAI2000 を用いて簡易的に評価した．この結果，アカマツの最大 LAI は 2.7（±0.4）となり，アカマツの立木密度の減少および活性の低下を反映し，LAI の最大値が大幅に減少したことが明らかとなった．

一方，低木層のうち落葉広葉樹における展葉は早いものでは 3 月下旬から観察され, 4 月中旬にはほぼ完了した．そして，低木層のうち常緑広葉樹の展葉は相対的に遅く, 4 月中旬から 5 月中旬に見られた．低木層の展葉がほぼ終了した 5 月上旬に，5 m間隔で林床面上の合計25地点においてLAI2000による測定を行った結果，LAI ＝ 5.0（±0.3）という値を得た．したがって，高木層および低木層を合わせた最大 LAI は, 単純林であった 1985 ～ 1986 年当時の最大 LAI に比べ増加したことになる．林分全体の LAI の測定を行った 5 月上旬では，アカマツの展葉は完全には終了していないため，厳密な比較はできないが，低木層の LAI はアカマツのそれにほぼ匹敵しているものと考えられる．

第 2 表に高木層のアカマツおよび低木層に属する全樹木の胸高断面積（basal area）を示す．高木層および低木層全体の胸高断面積は 22099 cm^2 となった．このうち，アカマツは 63.7%に相当する 14072 cm^2 を占め，低木層に属する樹木は 8027 cm^2 で全体の 36.3%に相当することが分かる．また，低木層に属する樹木の胸高断面積のうち，ほぼ半分がシラカシによって構成されている．

第 2 表　高木層（アカマツ）と低木層（樹高 4m 以上の下層植生）の胸高断面積

	Basal area (cm^2)	Percentage
Akamatsu	14072	63.7
Shrubs	8027	36.3
Total	22099	100.0
Species of Shrubs		
Shirakashi	4004	49.9
Hisakaki	1530	19.1
Others	2493	31.1
Sub total	8027	100.0

V　考　察

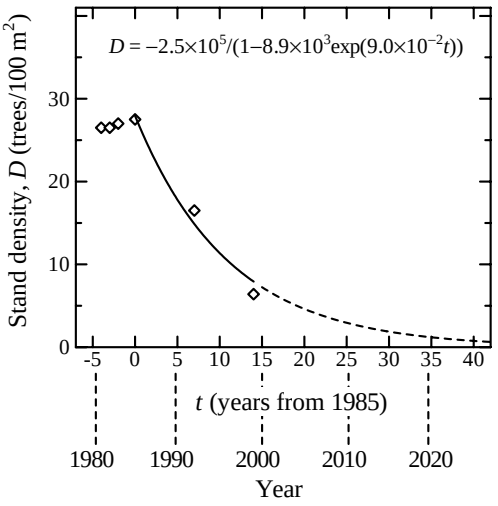
(1) 樹液流速または樹幹流下量の試験木選定基準としての DBH

森林の水収支観測を前提として林分構造を把握する場合，蒸散量や遮断蒸発量の定量的評価を精度良く行うために，その代表的な試験木を選定する上で DBH や CPA，樹高は重要な情報である．すなわち，林分の蒸散量や遮断蒸発量を評価するために，樹液流速あるいは樹幹流下量の試験木を選定する場合，さらに，単木の測定値を林分全体へスケールアップする場合には，DBH のみならず

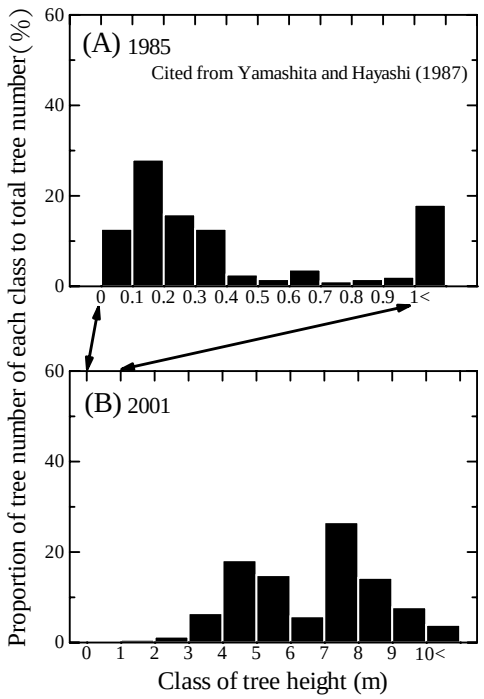
CPA および樹高を考慮する必要がある．しかしながら，蔵治ほか（1997）が指摘するように，樹幹流下量を評価する場合，複雑な林分において広範囲にわたる多数の樹木すべてに対して CPA および樹高を測定し，試験木の選定および単木から林分全体へのスケールアップを行うことは現実的ではない．また，樹液流速の評価に関しても同様のことが言える．そこで，多くの研究例では，比較的容易に測定可能な DBH に基づいてこれらの評価を行う場合が見受けられる．本林分では，DBH は CPA と樹高それぞれに対して明瞭な正の相関を持っていることから（第 6 図），林分の代表性を考慮した樹液流速や樹幹流下量の測定，およびそれら解析を行うために，DBH を判断基準として用いることは妥当であると言える．

（2）二次遷移の進行の評価

著者らは，1999 年におけるアカマツの立木密度と，山下・林（1987）および宇佐美・及川（1993）を参照し，アカマツの立木密度の変化を明らかにした（飯田ほか，2001；第 4 図）．しかしながら，アカマツの衰退がいつ頃から発生したかについては触れられていない．そこで，同林分における過去の研究例（間島・田瀬，1982；出口・田瀬，1983；Sugita，1984）を参照してデータを追加し，アカマツの衰退が発生した時期の推定を行った（第 8 図）．この結果，1985 年以前では顕著な衰退は確認されなかった．したがって，アカマツの衰退は 1985 年以降に発生したものと推察される．一方，1985 年および 2001 年におけるシラカシの樹高のヒストグラム（第 9 図 A および B）から，シラカシ稚樹がアカマツ林内に定着し，成長していることが分かる．したがって，第 7 図で示したように，本林分では高木層と低木層の 2 つのキャノピーが存在していることと併せて考えると，山下・林（1987）が予測したように，本林分はシラカシ林への遷移過程にあると判断される．



第 8 図　アカマツの立木密度の変化
図中の単純ロジスティック式は 1985，1992 および 1999 年のデータから回帰した．



第 9 図　1985 年（A）と 2001 年（B）におけるシラカシの樹高ヒストグラム
なお，1985 年のデータは山下・林（1987）から引用した．

アカマツの枯死の原因は, 成長に伴う自然間引きや低木層に属する樹木の成長に伴う放射環境の悪化が考えられる（飯田ほか，2001）．一方，本アカマツ林では, 過去に松枯れ病の発生が数回確認されているため，アカマツの枯死が加速され，その結果, 二次遷移の進行が促進された可能性が考えられる. 第 8 図中に示した単純ロジスティック式による回帰結果にしたがえば，2020 年頃にはアカマツがほぼ枯死することが推定される．つまり，下層植生の伐採が中止された 1980 年を二次遷移の開始時期と解釈すれば, シラカシ林への二次遷移にはおよそ 40 年間を要するものと考えられる．林（1990）が冷温帯の菅平で行った遷移過程の解析によると, 第一木本期に相当するアカマツから第二木本期であるミズナラへの遷移には 32 年を要することが推定されている．したがって，気候帯と樹種の違いはあるものの，本林分で推定された二次遷移に要する 40 年間という時間はほぼ妥当な値であり，松枯れ病そのものは遷移に対してそれほど大きなインパクトを与えていないものと考えられる．

VI　まとめ

本研究では，高木層（アカマツ）および低木層（樹高 4 m 以上の下層植生）の蒸散量あるいは遮断蒸発量を含む森林水収支の評価を行う際に必要となる，アカマツ林内に存在する下層植生の調査を行い，その樹種構成，葉面積指数（LAI）を把握し，胸高直径（DBH）と樹冠投影面積（CPA）および樹高との関係を解析した．その結果，以下のことが明らかとなった．

1) 低木層の樹種構成は，シラカシが 55.8%，ヒサカキが 27.5%，ヤマウルシが 8.7%であり，これらの 3 樹種で低木層全体の 92%を占める．
2) 2001 ～ 2002 年における林分の最大 LAI は 5.0（±0.3）と推定され，アカマツの単純林であった 1985 ～ 1986 年当時の最大 LAI ＝ 4.0 に比べ増加した．また，アカマツのみの最大 LAI は 2.7（±0.4）と推定され，立木密度の減少やその活性の低下を反映してアカマツの LAI の減少が確認された．現時点における低木層の LAI はアカマツのそれにほぼ匹敵するものと考えられる．また，林分全体の胸高断面積のうち 36.3%が低木層の樹木によって占められ，その約半分はシラカシによって構成されていることが明らかとなった．
3) 高木層のアカマツの平均樹高は 15.0 m，低木層のシラカシとヒサカキの最大樹高はそれぞれ 11.7 m，8.6 m と推定された．また，これら 3 樹種における DBH と CPA および樹高との間には，明瞭な正の相関があることが明らかとなった．したがって，樹液流速や樹幹流下量の試験木の選定，あるいは単木から林分へのスケールアップを行う場合，DBH をその基礎データとして用いることは妥当である．
4) 飯田ほか（2001）の結果を補足し，またアカマツの立木密度の減少を単純ロジスティック式で回帰した結果，シラカシ林への遷移はおよそ 2020 年には完了することが予測された．したがって，2002 年現在では，遷移はおよそ半分まで進行しているものと考えられる．

謝　辞

本研究を行うにあたり，樹種の判別に際し，生物科学研究科の宇佐美哲之氏にさまざまなご教授を頂いた．LAI2000 は生物科学系の及川武久教授から借用させて頂き，またその操作方法については生命環境科学研究科の下田星児氏からご指導を頂いた．また，低木層の樹冠投影面積の測定を行うにあたり, 生命環境科学研究科の橋本大輔氏, 森美幸氏，杉原修子氏に多大なご協力を頂いた．更に，土壌断面の記載では，当時地球科学研究科に在籍しておられた Kasdi Subagyono 博士からご協力を頂いた．以上の方々に，厚く御礼申し上げます．

文献

飯田真一・濱田洋平・田中　正（2001）: 筑波大学陸域環境研究センターに隣接するアカマツ林の胸高直径と立木密度の変化について．筑波大学陸域環境研究センター報告，**2**，1-6.

宇佐美哲之・及川武久（1993）: アカマツ林内の光微環境とシラカシ稚樹の成長特性．筑波大学水理実験センター報告，**17**，79-89.

蔵治光一郎・田中延亮・白木克繁・唐鎌　勇・太田猛彦（1997）: 風速がスギ，ヒノキ壮齢林の樹幹流下量に及ぼす影響．日本林学会誌，**79**，215-221.

杉田倫明・山下孔二・古藤田一雄（1986）: アカマツの形態構造．筑波大学水理実験センター報告，**10**，47-52.

杉田倫明・古藤田一雄（1987）: アカマツ林の葉面積指数の季節変化．筑波大学水理実験センター報告，**11**，111-112.

鈴木雅一・加藤博之・谷　誠・福嶌義宏（1979）: 桐生試験地における樹幹通過雨量，樹幹流下量，遮断量の研究（Ⅰ）樹幹通過雨量と樹幹流下量について．日本林学会誌，**61**，202-210.

出口賢二・田瀬則雄（1983）: 平地アカマツ林における蒸散活動と土壌水の挙動について．筑波大学水理実験センター報告，**7**，39-45.

林　一六（1990）:『植生地理学』大明堂，269 p.

間島政紀・田瀬則雄（1982）: アカマツ林内の降雨量の空間的分布について．筑波大学水理実験センター報告，**6**，75-82.

村井　宏（1970）: 森林植生による降水のしゃ断についての研究．林業試験場研究報告，**232**，25-64.

山下寿之・林　一六（1987）: 茨城県筑波におけるアカマツ林からシラカシ林への遷移過程の解析．筑波大学演習林報告，**3**，59-82.

安井弓子・及川武久（1993）: 筑波大学構内アカマツ林における土壌呼吸速度と微気象環境の日変化・季節変化特性．筑波大学水理実験センター報告，**18**，77-91.

Black, T. A., Hartog, G. D., Neumann, H. H., Blanken, P. D., Yang, P. C., Russell, C., Nesic, Z., Lee, X., Chen, S. G., Staebler, R. and Novak, M. D. (1996): Annual cycles of water vapour and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest. *Global Change Biology*, **2**, 219-229.

Iida, S. (2003): Change of water balance in Japanese red pine forest under the successional process. Doctoral Thesis, University of Tsukuba.

Lloyd, C. R. and Marques, A. de O. F. (1988): Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **42**, 63-73.

Sugita, M. (1984): Evapotranspiration from a pine forest. Master Thesis, University of Tsukuba.

（2003 年 5 月 30 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　11 ～ 17　　（2003）

大気炭素安定同位体比による C3/C4 混生草原生態系 CO_2 交換特性の解析

The Use of Atmospheric Stable Carbon Isotope Ratio as a Indicator of CO_2 Exchange in a C3/C4 Mixed Grassland

下田　星児[*]・莫　文紅[**]・村山　昌平[***]・高村　近子[***]・及川　武久[**]

Seiji SHIMODA [*], Wenhong MO [**], Shohei MURAYAMA [***],
Chikako TAKAMURA[***] and Takehisa OIKAWA [**]

Ⅰ　はじめに

陸域生態系における炭素循環は，地球規模の環境変化の中で注目されており，大気－生態系間の交換により大きく規制されている．それゆえ，陸域生態系の変動過程の解明には，大気圏，生物圏を個別に捉えるのではなく，これらを統合した地球のシステムとして捉え，個々の過程の解析を踏まえた総合解析が不可欠となっている．安定同位体を化学トレーサーとして草原生態系における環境変動と物質循環の変動との関わりを解明することにより，大気圏 - 生物圏の総合解析を行い，生態系将来予測の可能性を探求できる．

CO_2 の動態に関する研究が行われ，特に正味生態系 CO_2 交換量（NEE）は，フラックスによる渦相関観測サイトの地域的ネットワークに見られるように，現在世界中のさまざまな生態系で測定されている（Baldocchi *et al*., 2001）．FLUXNET の鍵となる生産量には，NEE とその構成要素の環境変動に対する応答を含んでいる．生態系炭素動態のデータは，地球変動問題を扱う土壌 - 植生 - 大気輸送モデルや生物地球化学モデルによる地域的，グローバルな動態総量の推定や検証に用いられる．NEE から総生態系 CO_2 交換量（GPP）を求めるためには，生態系呼吸量を算出する必要がある．その算出には，夜間の NEE 測定から求める方法（例えば Goulden *et al*., 1996）チャンバー測定により求める方法（例えば Law *et al*., 1999），モデルを応用して求める方法などがある．CO_2 の同位体組成は光合成と呼吸とで異なるため，炭素や酸素の同位体による大気サンプルの解析は，生態系で同化される炭素と呼吸コストの関係を理解するのに役立つ．

特に C3 植物と C4 植物が混生する草原生態系においては，C3 と C4 植物の同位体分別過程の違いから，大気の炭素安定同位体比が生態系炭素循環プロセスを詳細に解明する手がかりになると考えられる．C3 植物での同位体分別は，大気から葉緑体までの拡散による物理的な分別と，二酸化炭素を固定する酵素による生化学的な分別という複数のステップで起こる．一般に，生化学的プロセスで起こる同位体分別は物理学的プロセスによるものよりも大きい．大気中の CO_2 が光合成により固

[*]　筑波大学生命環境科学研究科
[**]　筑波大学生物科学系
[***]　産業技術総合研究所

定されるとき，$^{12}CO_2$ は $^{13}CO_2$ より速く光合成回路に取り込まれる．これは，$^{12}CO_2$ の拡散速度が $^{13}CO_2$ より速いため，光合成における炭素固定反応を担う酵素の RuBisco（リブロース 1,5-リン酸カルボキシラーゼ / オキシゲナーゼ）と反応しやすいためである．これにより，植物体内の炭水化物は ^{12}C が ^{13}C より多く取り込まれるために，植物体付近の大気中では ^{12}C より ^{13}C が相対的に多くなる．一方，C4 植物は初めの CO_2 固定酵素は PEP カルボキシラーゼであるため，安定同位体構成は C3 植物と異なる．個葉でも組織レベルでも C3 植物では C4 植物に比べより大きな同位体分別がおこる（Lloyd and Farquhar, 1994）．地域，全球スケールの炭素フラックスは重要であるにも関わらず，C3/C4 植物の同位体分別に関して生態系レベルについての議論をしている例は少なく（Buchmann and Ehleringer, 1998），$\delta^{13}C$ の日変化に関しての情報は限られている（Yakir and Wang, 1996）．

本研究では，CO_2 安定同位体比（$\delta^{13}C$）を用いて C3/C4 草原生態系における炭素フラックス中の C3 と C4 植物の寄与度とその季節変化を解明することを目的とし，大気 CO_2 安定同位体比を測定した．

II　測定方法

観測は筑波大学の陸域環境研究センター（TERC）の実験草原（北緯 36 ° 06', 東経 140 ° 06'）で 2002 年 5 月から 10 月にかけて行われた．草原は直径 160 m の円形で，C3 種と C4 種により構成されている．優占種は，セイタカアワダチソウ（*Solidago altissima*, キク科 C3 植物），ススキ（*Miscanthus sinensis* , イネ科 C4 植物）とチガヤ（*Imperata cylindrica* , イネ科　C4 植物）である．草は 1 月に完全に刈り取られた．草原の状態の維持と遷移進行の妨げのため，樹木の種苗の進行を防ぐために刈り取りを行っている．本草原サイトでは初夏に優占種が C3 植物主体から C4 植物主体へ移行することが，地上部バイオマスの調査から明らかになっている（Saigusa *et al.*, 1998）．

炭素安定同位体比測定用大気サンプルは，2002 年 5 月 25 日，7 月 12 日，8 月 9 日，10 月 25 日に採取した．サンプリング地点は圃場中央の気象観測タワーから 60 m 北北西の観測ポールの高度 0.5 m, 1.0 m，2.0 m，3.5 m に設けた採気口からデコロンチューブ（Dekoron Type 1300, Furon Co. Ltd., USA）を伸ばし，ダイアフラムポンプを用いて空気を吸引した．空気を除湿剤（過塩素酸マグネシウム）のカラムに通し，5 L/min の流量で 4 分間以上流した後，あらかじめ標準ガスを詰めておいた容積 1 L のガラス製フラスコに採取した．

サンプリングした空気を，赤外線ガス分析計（MLT3, EMERSON, USA）を用いて CO_2 濃度を測定した．CO_2 濃度を高精度で測定するため，4 種類の濃度の標準ガスを用意し順次分析計に導入し，得られたサンプルからの出力と標準ガスの濃度との関係が二次関数で近似できると仮定して，最小自乗法で検量線を計算し，この検量線に出力を代入して各標準ガスの濃度を求めた．

CO_2 ガス精製ラインを用いて CO_2 の精製を行った．フラスコをラインに装着し，一晩の間ターボポンプを用いて真空引きを行い，系内の圧力を 10^{-6} torr 台まで排気した．H_2O トラップは液体窒素で－90 ℃まで冷やしたエタノールをつけて冷却し，CO_2 トラップは液体窒素で－195 ℃に冷却した．空気試料の流量を流量調整部で 30 ml/min 以下に調整しながら，油回転ポンプで排気した．この操作により，水蒸気は H_2O トラップで，CO_2 は CO_2 トラップで凝固されることで回収され，空気試料に含まれる N_2, O_2, Ar などの気体はポンプによって排出される．空気試料が排気され系内の圧力が $2x10^{-2}$ toor 基準以下になる時，排気ポンプをターボポンプに切り換え 10^5 toor 台まで排気した．その後，H_2O トラップを排気系から切り離し，CO_2 トラップを－120 ℃のエタノールにつけて CO_2 を昇華させ，－197 ℃の液体窒素に付けた封入管に転送することによって，CO_2 トラップ内の全 CO_2 を封入管に移動させた．移動完了後，

ガスバーナーで封入管を封じ切った. 1 本の空気試料を精製するための時間は 1 時間余りであった.

精製されたサンプルは質量分析計（Delta-S, Finnigan Mat）により炭素安定同位体比を測定した．本研究では質量数 44, 45, 46 に対応するイオン検出器を使用し，CO_2 の酸素と炭素の同位体比を決定した．精製された CO_2 サンプルの入った封入管をガラス製のチューブクラッカーに入れ，ターボポンプで排気を行った後，クラッカーで封入管を割り CO_2 サンプルを容積可変型の試料溜部に導入する．コンピューター自動制御により，電磁石の電流を微調整して検出器に入射するイオンビームの位置を最適化し，サンプル試料側と標準試料側のイオン電流が等しくなるよう標準試料側の試料溜部を収縮させ容積を変化させる．次に空気圧作動弁を開閉し標準試料とサンプル試料を交互に分析管内に導入する. 本研究では 1 試料に対して 7 回の繰り返し測定を実施した．質量分析計の性能確認と標準試料のドリフト補正のため，サンプル測定回数 10-20 回ごとに CO_2 標準ガスを精製した試験試料を分析した.

III　解析方法

同位体とは原子番号（陽子数）が同じで，質量数（陽子と中性子の数の和）が異なる元素のことである. 自然界では炭素の安定同位体として ^{12}C と ^{13}C が存在する. ^{12}C に対する ^{13}C の割合を炭素安定同位体比，$\delta^{13}C$ と表す.

サンプルの絶対値の測定には, 質量分析計とサンプルの不均一な変動が影響するため, 安定同位体比は，標準試料の C とサンプル試料の C との割合で測定される．$\delta^{13}C$ は，試料の $^{13}C/^{12}C$ を標準物質の $^{13}C/^{12}C$ からの千分率偏差で表した値である.

$$\delta^{13}C = \left(\frac{R_{sample}}{R_{s\tan dard}} - 1 \right) \times 1000 \left({}^{0}/_{00} \right) \qquad (1)$$

ここでの R は ^{12}C と ^{13}C が存在する比率である．植物に含まれる ^{13}C は，大気中に含まれる ^{13}C より少ない．様々なプロセスにより，CO_2 拡散と酵素反応によって重い^{13}Cに対する分別が起こるためである.

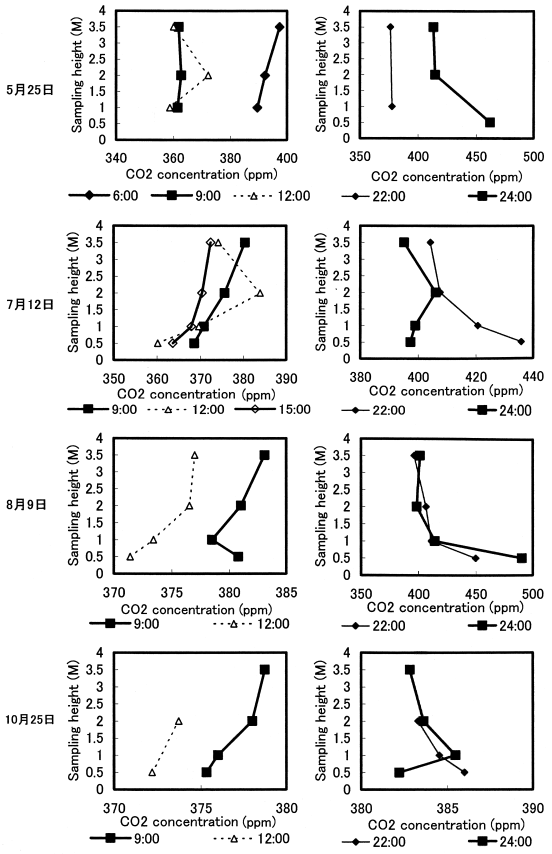
正味生態系 CO_2 フラックスの内，光合成と呼吸の項を区分するために，生態系呼吸の炭素安定同位体組成の推定が不可欠である．生態系の同位体分別過程を明らかにするため，Keeling プロットを用いて炭素同位体の生態系呼吸項を決定した.

Keeling プロットとは, 大気 CO_2 の増加に対するソースの貢献を，CO_2 濃度に対する $\delta^{13}C$ の値をプロットしたものである．群落内と境界層の大気のガス濃度は，あるバックグラウンドの大気濃度と，生態系からのソースを加えた大気を反映した値となる．Keeling プロットでは，夜間には光合成がないため，生態系呼吸に由来する ^{13}C の減少のみが起こると仮定される．直線回帰した式の切片から生態系呼吸のソースの $\delta^{13}C$ 値を得る．生態系の時間変動の度合いに伴う，$\delta^{13}C$ の変動について解析した.

IV　結果

1．サンプリング高度と CO_2 濃度

日中のサンプリング高度と CO_2 濃度の関係について第 1 図に示す．5 月 25 日の測定では，サンプリング高度と CO_2 濃度に関連は見られなかった. 5 月は葉面積指数（LAI）が 1 程度と小さかったため，群落の正味 CO_2 交換量（NEE）が他の期間と比較して小さかった（莫ほか , 2003）．そのため，高度 1.0 m と高度 3.5 m の間の CO_2 濃度差はほとんどなかった．7 月以降の測定では，光合成による CO_2 吸収の影響により，日中はサンプリング高度が低いほど CO_2 濃度が低くなった．LAI は 3 以上となった．Toda *et al.*（2000）は，本圃場では LAI が 1-3 の間は NEE が LAI に比例して大きくなるが, LAI が 3 以上では NEE は LAI に依らないことを



第 1 図　サンプリング高度ごとの日中と夜間の CO_2 濃度

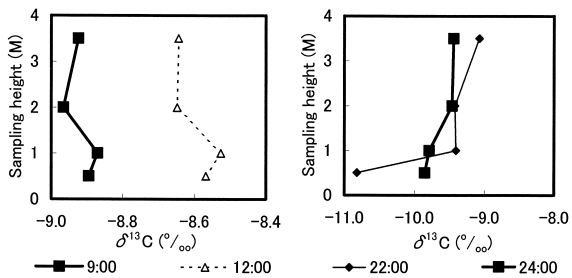
示している．NEE は 7 月以降大きく，光合成のために植被に近い高度でのサンプルほど CO_2 濃度が低くなった．この圃場の草丈は 7 月になると 1 m を超えるため，高度 0.5 m で群落の内部，高度 1.0 m では群落の上部付近の大気をサンプリングしていた．このため CO_2 濃度は，植物の光合成の影響を大きく受けたと考えられる．夜間のサンプリング高度と CO_2 濃度の関係は，植物と土壌より放出される CO_2 により，高度が低くなるほど CO_2 濃度が高くなった．高度 0.5 m と 3.5 m の濃度差は大気安定度によって大きく異なる．

2．CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値

CO_2 濃度の鉛直プロファイルは炭素の同位体比に影響を与える．地表面付近では，高い CO_2 濃度で低い $\delta^{13}C$ となった．8 月 9 日のサンプリング高度ごとの $\delta^{13}C$ 値について図 2 に示す．日中の同時刻における高度ごとの CO_2 濃度の差は，12:00 の高度 0.5 m と 2.0 m の間で 6.1 ppm であった．2 高度における $\delta^{13}C$ 値の差は−0.10‰であった．CO_2 濃度が大きくなるほど $\delta^{13}C$値が小さくなる傾向を示した．

日中の高度差に伴う鉛直 CO_2 濃度差は小さく，サンプリング高度による $\delta^{13}C$ 値の差も小さくなる．CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値の関係から回帰直線を引く場合，誤差成分が大きく作用してしまい，CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値の相関関係が弱くなり，Keeling プロットに従わないデータプロットが多くなってしまう．このため多くの観測結果は夜間の CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値から Keeling プロットを作成し，議論している（例えば Bowling *et al.*, 2002）．しかし，今回の測定結果では，日中のサンプリング高度ごとのと対応する傾向にあった．CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値の測定結果が，日中の Keeling プロット作成に対し十分な精度を持っていたと考えられる．

夜間 22:00 のサンプルにおいては，CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値の関係は日中と同じように，CO_2 濃度が高いほど，$\delta^{13}C$ 値は低くなった．しかし，24:00 のサンプリングでは，高度 0.5 m の CO_2 濃度が 490 ppm と著しく高かったのに対し，$\delta^{13}C$ 値は−9.86‰であった．高度 1.0 m では CO_2 濃度が 416 ppm に対し，$\delta^{13}C$値は−9.79‰となり，CO_2濃度は2高度で大



第 2 図　サンプリング高度ごとの日中と夜間の $\delta^{13}C$ の値（8 月 9 日）

きく異なるが，δ^{13}C値はほとんど変わらなかった．これにはサンプルのフットプリント面積が関係している可能性がある．8 月には，本研究サイトの群落高さは 1 m 程度に達する．このため高度 0.5 m のサンプリング地点は草原内部の大気をサンプリングすることになる．日中のように活発に乱流が起きる条件であれば，群落内と群落上の大気が十分に交換されるため，高度差によるサンプリング大気のフットプリントの差は比較的小さいと考えられる．また夜間においても，サンプリングのフットプリント面積はサンプリング高度と共に増加するが，Keeling プロットモデルの仮定は維持され，サンプリング高度の違いを無視してもプロファイルに問題が生じないことは経験的に言える（Pataki *et al.*, 2003）．

しかし，大気が安定した夜間における群落内の大気は，狭いプットプリント面積内における生態系を代表することになり，δ^{13}C 値は異なる土壌・植物呼吸，大気 CO_2 を代表している可能性があり，データの取り扱いには注意を要すると考えられる．このため，Keeling プロットの作成には，このような特殊と思われるデータは排除して解析を行った．

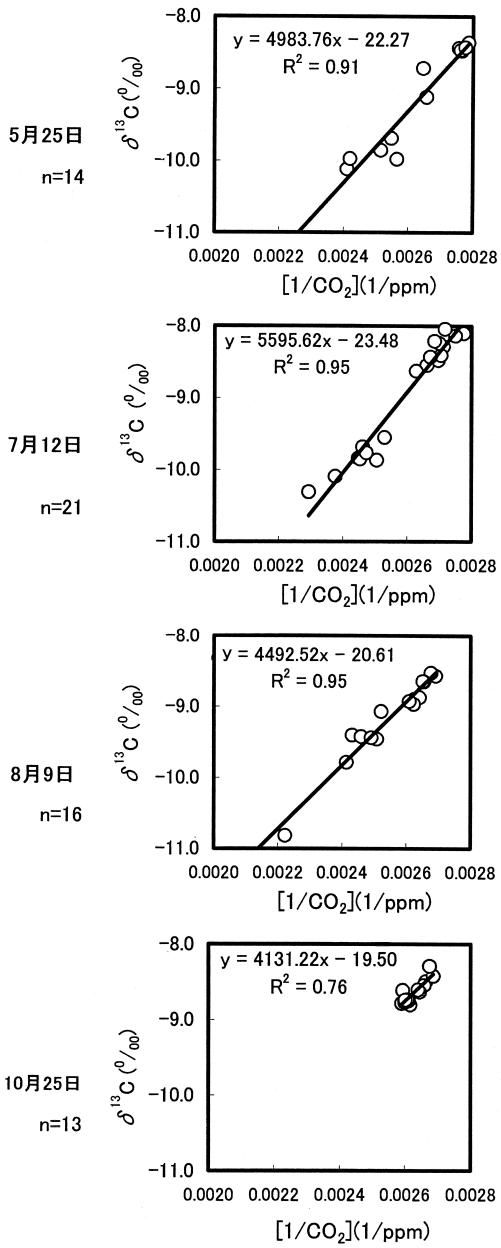
3. Keeling プロット

第 3 図に CO_2 濃度の逆数に対する δ^{13}C の値をプロットした回帰直線を示す．Keeling プロットの切片は生態系呼吸のソースの δ^{13}C 値（$\delta^{13}C_R$）を示している．

5 月，7 月，8 月の測定から得られた回帰直線は R^2 値が 0.9 以上と高い相関を示した．

C3 と C4 植物の同位体分別過程の違いから，C3 植物では C4 植物に比べより大きな同位体分別がおこる．C3 植物の δ^{13}C 値は−22 ～−31‰程度の値となり，C4 植物では−10 ～−16 ‰程度の値となる（米山 , 1988）．

この草原では，5 月はセイタカアワダチソウやヨモギなどの C3 植物が群生し，植物体地上部バイオマスからみても優占していた（莫ほか, 2003）．5 月の $\delta^{13}C_R$ 値は−22.27‰であった．同じく C3 植物が優占した 7 月の $\delta^{13}C_R$ 値は−23.48‰であった．これらの値は C4 植物の個体の同位体比に近く，生態系呼吸のソースの δ^{13}C は C3 植物による寄与が



第 3 図　日中と夜間のデータをあわせた 1/[CO_2] と δ^{13}C の相関図

大きかったと思われる．C3 植物の $\delta^{13}C$ 値を平均的な値である－27‰，C3 植物の $\delta^{13}C$ 値を平均的な値である－12‰と仮定すると，生態系全体のガス交換に対する C3 植物の寄与率は 5 月で 69%，7 月で 76%となる．大気の $\delta^{13}C$ 値は生態系によるガス交換を代表したものであり，植物体地上部によるガス交換のみならず，植物体地下部や土壌呼吸を含めた生態系全体のガス交換を代表している．このため，C3 植物の地上部バイオマスが優占したことだけが，$\delta^{13}C$ 値を小さくした理由とはいえない．しかし，5 月，7 月の $\delta^{13}C$ 値に，C3 植物の生態系ガス交換が大きく寄与した可能性が高い．

一方, 8 月には $\delta^{13}C_R$ は－20.61‰まで低下した．この草原では，毎年 7 月から 8 月にかけて C3 植物から C4 植物への優占種の移行が起こり，2002 年も似たような傾向を示している（莫ほか , 2003）．C3植物の生態系ガス交換に対する寄与率は57%と推定され，7 月に比べ小さくなっており，優占種の移行が大気の $\delta^{13}C$値の変化に大きく影響したと考えられる．

V　まとめ

本研究では，Keeling プロットを用いて炭素同位体の生態系呼吸項を決定した．光合成過程が気孔に与える影響は短期スケールで変化する一方，生態系呼吸は長期に渡る様々な炭素ソースに由来する反応となる．このため，生態系ガス交換が完全に同位体平衡に達していない可能性がある．しかし，Keeling プロットの仮定では，夜間の呼吸が大気 $\delta^{13}CO_2$ に与える影響と日中の影響に差がみられない，と定義する．Pataki *et al.*（2003）は，C3 種のみ，あるいは C4 種のみの生態系では，光合成と呼吸過程において光合成と呼吸におなじ CO_2 が利用される同位体平衡状態とすることは妥当かも知れない，と述べている．本研究サイトのような C3 植物と C4 植物が混生する草原生態系において，上記の仮定が成り立つかどうかははっきりしていない．また $\delta^{13}CO_2$ を用いた生態系呼吸の推定は，その他にもフットプリントを同一とすることや CO_2 濃度と $\delta^{13}C$ 値の相関が確かであること等, 多くの仮定を基にして成り立っている．これら仮定をひとつひとつ検証することは不可能であるが，ある程度の測定条件を整備してサンプリングを行い，データの精度向上につとめなければならない．

本研究では，これら仮定の上ではあるが，C3 植物と C4 植物が混生する草原生態系において, 優占種の移行にともなう生態系ガス交換のソースとなる $\delta^{13}C$ 値の変化を明らかにした．5 月と 7 月で生態系ガス交換に対する C3 植物の寄与率は 69%, 76%と推定され, 8 月では寄与率は減少すると推定された. 今後は, 植物体地上部, 地下部や土壌の $\delta^{13}C$ 値を含めて総合的な, CO_2 の ^{13}C ソースの推定を行い，生態系炭素循環プロセスを詳細に解明する必要がある．

文　献

莫　文紅・下田星児・鞠子　茂・及川武久（2003）: 筑波大学実験草原圃場（C3/C4 混生草原）における炭素フラックスの細分化．各種陸上生態系における炭素・水・熱フラックスの相互関係の微気象生態学的解析基盤研究（A）（1）平成 14 年度成果報告書 , 21-25.

米山忠克（1988）: 同位体は語る．化学と生物, **26**, 176-183.

Baldocchi, D., Falge, E. and Wilson, K. (2001): A spectral analysis of biosphereatmosphere trace gas flux densities and meteorological variables across hour to multi-year time scales. *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**, 1 -27.

Bowling, D. R., McDowell, N. G., Bond, B. J., Law, B. E. and Ehleringer, J. R. (2002): 13C content of ecosystem respiration is linked to precipitation and vapor pressure deficit. *Oecologia*, **131**, 113-124.

Buchmann, N. and Ehleringer, J. R. (1998): CO_2 concentration profiles, and carbon and oxygen isotopes in C3 and C4 crop canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**, 45-58.

Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M., Daube, B. C. and Wofsy, S. C. (1996): Measurement of carbon storage by long-term eddy correlation: Methods and a critical assessment of accuracy. *Global Change Biology*, **2**, 169-182.

Law, B. E., Baldocchi, D. and Anthoni, P. M. (1999): Below-canopy and soil CO_2 fluxes in a ponderosa pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **94**, 171-188.

Lloyd, J. and Farquhar, G. D. (1994): 13C discrimination during CO_2 assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia*, **99**, 201-215.

Pataki, D. E., Ehleringer, J. R., Flanagan, L. B., Yakir, D., Bowling, D. R., Still, C. J., Buchmann, N., Kaplan, J. O. and Berry, A. (2003): The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycles research. *Global Biogeochemical Cycles*, **17**, 1 -14.

Saigusa, N., Oikawa, T. and Liu, S. (1998): Seasonal variation of exchange of CO_2 and H_2O between a grassland and atmosphere: An experimental study. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**, 131-139.

Toda, M., Saigusa, N., Oikawa, T. and Kimura, F. (2000): Seasonal changes of CO_2 and H_2O exchanges over a temperate grassland. *Journal of Agricultural Meteorology*. Japan, **56**, 195-207.

Yakir, D. and Wang, X. F. (1996): Fluxes of CO_2 and water between terrestrial vegetation and the atmosphere estimated from isotope measurements. *Nature*, **380**, 515-517.

（2003 年 6 月 2 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　19 ～ 30　　（2003）

筑波台地における土壌中の有機物および二酸化炭素の炭素安定同位体比

Carbon-13 Natural Abundances of Organic Matter and Carbon Dioxide in Soil Profiles on Tsukuba Upland

濱田　洋平*・田中　正**

Yohei HAMADA* and Tadashi TANAKA**

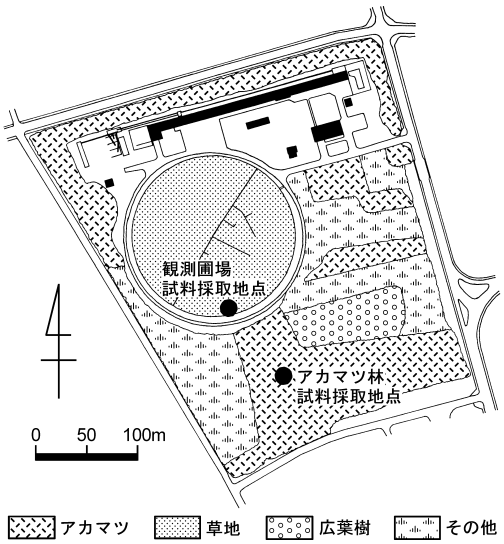
Abstract

Natural abundances of carbon-13 of soil organic matter and soil carbon dioxide were measured and their origins and determining processes were discussed. Samples were collected from 1）a largely disturbed grassland soil, and 2）relatively natural soil under a planted pine forest adjacent to the grassland on Tsukuba Upland, Japan. Stable carbon isotope ratio of the organic carbon was generally -20 to -22 per mil, indicating intermediate values between C3 and C4 plants. This would result from continuous vegetation changes from forest to grassland and vice versa, probably due to the traditional land use in the study area. Carbon-13 abundance of carbon dioxide in the forest soil was low in summer and high in winter, and decreased with increasing depth, suggesting the mixing of atmospheric carbon dioxide that was rich in carbon-13. According to Keeling plot analysis, the source of carbon dioxide has a δ value of -27.8 per mil, a representative value of current C3 vegetation. Carbon isotope ratio of carbon dioxide in the grassland soil showed relatively complicated profiles, which reflect largely disturbed and compacted soil horizons. Contribution of the previous surface soil buried in the grassland to the total carbon dioxide, which means all carbon dioxide both in soil air and dissolved in soil water, was 61％ in January and 14％ in August.

Ⅰ　はじめに

筑波大学陸域環境研究センターの熱収支・水収支観測圃場（以下「観測圃場」；第 1 図）は，地表面における熱収支および水収支を長期継続観測によって明らかにすることを目的として，1975 ～ 77 年にかけて造成された半径 80 m の円形の草地である（井口ほか，1977）．当初はケンタッキーブルーグラスなどの牧草を中心とする，比較的均一な植生が維持されていたが，地力の低下に伴って雑草が侵入しやすくなりその駆除に要する労力が多大になってきたため，1988 年に地力の回復を目的として土壌の天地返しと牧草の再播種が実施された．当時の施工計画書によれば，天地返し作業は 9

*　長寿科学振興財団
**　筑波大学陸域環境研究センター



第 1 図　研究地域の概要と試料採取地点

トン級のブルドーザーで表土を 30 cm 程度すき取り，バックホーで中層部を掘削し表土を埋め戻した後, 6 トン級のブルドーザーで水平に整地するという大規模なものであった．著者らは，観測圃場における土壌の断面調査および物理特性の解明を通して，この大規模な撹乱が土壌の透水性・保水性に大きな影響を及ぼしていることを定量的に明らかにした（濱田ほか，1998）．

このような施工にもかかわらず，その後も雑草の侵入は続き, 現在ではセイタカアワダチソウ（C3 植物）やススキ・チガヤ（C4 植物）の群落が各所に形成される不均一な草原になっている（田中・及川，1998；1999；横山・及川，2000；2001）．C3 植物と C4 植物は, その光合成回路の違いのために固定される炭素の安定同位体比（^{12}C と ^{13}C の比）が異なっており，その値は一般に標準物質（Pee Dee Belemnite，PDB）からの偏差の千分率（‰）で表され, それぞれ−22 〜−27‰および−9 〜−17‰である（米山，1996）．また，これらの植物を起源とする土壌有機物の同位体比は分解の過程でそれほど変化せず，供給源となった植物遺体の同位体比を保存することが知られている（米山，1987；米山・笹川，1994）．観測圃場が造成される以前の植生は, 観測圃場の南に現存するアカマツ（C3 植物）の植栽林（以下「アカマツ林」；第 1 図）と同一であった可能性が高く，C4 植物を含めた草原が成立することによって土壌中の有機炭素の同位体比が変化する可能性がある．

一方，天地返しによって埋積された表土中には新鮮な有機物が多く含まれており，土壌深層における CO_2 の主要な発生源となりうる．Hamada（1999）では，以前の表土が埋積された深度の土壌空気中において 10%に迫る高 CO_2 濃度を観測しており，その理由として土壌の圧密と客土された粘土層（濱田ほか，1998）による CO_2 の拡散の抑制に加え，埋積された有機物の寄与を指摘している．この有機物の起源となった以前の植生と現生植生との間で炭素同位体比に差があれば，それを利用して CO_2 生産に対する両者の寄与を定量的に評価することが可能である．

このような経緯を踏まえ，本稿では大規模な改変を受けた観測圃場と，改変以前の状態を維持していると想定されるアカマツ林において，土壌有機物および土壌空気中の CO_2（以下「土壌 CO_2」）の炭素安定同位体比を測定し，これらの炭素の起源ならびに同位体比の形成過程を明らかにする．

II　方　法

(1) 土壌の採取および土壌有機炭素の分析

土壌有機炭素の含有量および安定同位体比の分析に供する土壌試料の採取を，1996 年 4 月に行った．第 1 図に示した試料採取地点において，観測圃場では 2ヶ所（A および B とする），アカマツ林では 1ヶ所で，濱田ほか（1998）に記した方法によって 100 cm^3 の不撹乱土壌試料コアを地表面から深度 1.2 m ないし 1.4 m まで 10 cm 間隔で採取した．採取した土壌試料は各種土壌物理試験に供した後に炉乾し，ハンマーで軽く粉砕したものを 0.5 mm

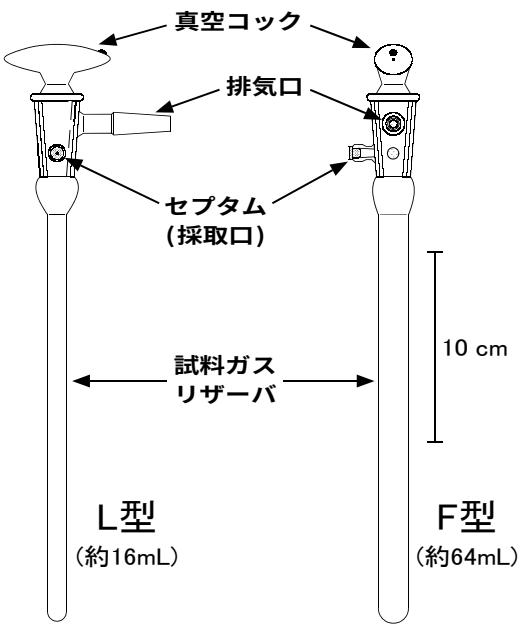
メッシュのふるいにかけ, 通過した分を乳鉢ですり潰して粉末状にした. リターや細根などの粗大な有機物はできるだけ取り除き, 20 mL のバイアルに 15～20 mgの土壌粉末を入れて有機炭素分析用の試料とした. なお, 分析の際の深度間隔は 20 cm とし, その間隔に含まれる 2 つの土壌コアを 1 つにまとめた上で上記の処理を施した.

土壌有機炭素の含有量と安定同位体比の分析は, (株) 地球科学研究所に委託して行った. 含有量は, 酸処理によって無機成分を除去した後, C/N コーダー法により定量した. 同位体比は, 同様に酸処理を行った後, CuO 封管酸化法によって有機炭素を CO_2 ガスに変換し, 質量分析計によって測定した. 分析された試料数は観測圃場で 13 点, アカマツ林で 7 点の合計 20 点である.

(2) 土壌 CO_2 の採取および分析

土壌 CO_2 の濃度および炭素同位体比を測定するため, 土壌空気の採取を 1998 年 1 月～ 8 月にかけて数回行った. 土壌コア採取地点の近傍に, 濱田・田中 (1995) で製作した土壌空気採取管を, 深度 10 ～ 100 cm にかけての数深度に各深度 1 本ずつ埋設した. この採取管からシリンジを用いて土壌空気を吸引し, あらかじめ内部を排気しておいた真空コックつきのガラス管 (光信理化学製作所・特注 ; 第 2 図) に採取した. このガラス管にはゴム製のセプタムを取り付けることができ, 注射針を用いることでセプタムを通してシリンジ内の空気のみをガラス管に捕集することができる. ガラス管は, 濃度測定用には L 型を 1 本, 同位体比測定用には分析に必要な CO_2 量が得られるように, 容量の大きい F 型を含めて CO_2 濃度に応じて 1 ～ 4 本を各深度について使用した.

CO_2 濃度の測定はガスクロマトグラフィーにより行った. ガラス管に捕集した土壌空気を, 再度セプタムを通してボタン式バルブを備えたガスタイトシリンジ (A-2 型 PS シリンジ, ジーエルサイエンス) に取り, 熱伝導度式の検出器を備えたガスクロマトグラフ分析装置 (GC-14B, 島津製作所) に正確に 1 mL 注入し, 出力されたクロマトグラムのピーク面積を既知濃度の標準ガスのピーク面積と比較して試料ガスの濃度を算出した. カラムには Porapak Q の充填カラムを使用し, 高純度ヘリウムをキャリアーガスとして使用した.



第 2 図　ガス採取用ガラス管の概要
両者の違いは容量のみ, L 型はセプタムを, F 型は排気口を正面向きに描いてある.

炭素同位体比の測定は, まず油拡散ポンプを備えたガラス真空ラインを用いて前処理を行った. 真空ラインの U 字トラップを液体窒素 (−196 ℃) に浸した状態でガラス管の真空コックを開き, 試料ガス中の CO_2 と水蒸気をトラップした後に窒素と酸素を排気した. その後液体窒素に代えて−100 ℃前後に調整した液体窒素アルコール (またはドライアイスアルコール) に浸し, 隣り合ったもう一つのトラップを液体窒素に浸すことで, 水蒸気をトラップしたまま CO_2 のみを次のトラップに捕集した. この操作を 2 段階繰り返し, 土壌空気から CO_2 のみを分離・精製した. 精製した CO_2 ガス

第 1 表　土壌有機炭素の含有量および同位体比（TOC：Total Organic Carbon）

深 度	TOC（重量%）			TOC（g/100 cm^3）			$\delta^{13}C$（‰ vs PDB）		
(cm)	圃場A	圃場B	林地	圃場A	圃場B	林地	圃場A	圃場B	林地
0-20	1.64	1.38	3.44	1.52	1.22	1.93	−19.8	−21.5	−23.4
20-40	3.87	0.84	1.52	3.42	0.88	0.74	−21.1	−21.8	−20.3
40-60	6.09	4.08	1.14	3.78	2.60	0.48	−20.3	−20.0	−20.5
60-80	4.36	1.64	1.33	2.28	1.07	0.67	−20.1	−20.1	−20.4
80-100	2.50	0.63	1.39	1.37	0.63	0.82	−20.3	−21.0	−21.2
100-120	1.52	0.77	0.75	0.89	0.78	0.58	−22.2	−21.3	−21.1
120-140	2.26	—	0.42	1.57	—	0.37	−21.0	—	−22.5

を，筑波大学地球科学系の Dual-inlet 方式の同位体質量分析計（MAT-252，サーモエレクトロン）に導入し，炭素同位体比を同定した．標準ガスとして，あらかじめ RM8543（−5.04 ±0.06‰，NBS18 に相当）および RM8544（+1.95‰，NBS19 に相当）で同位体比を決定しておいた炭酸カルシウムの特級試薬をリン酸でガス化し，試料ガスと同じラインで分離･精製した CO_2 ガス（−11.05‰）を使用した．

III　結　果

(1) 土壌有機炭素の含有量および同位体比

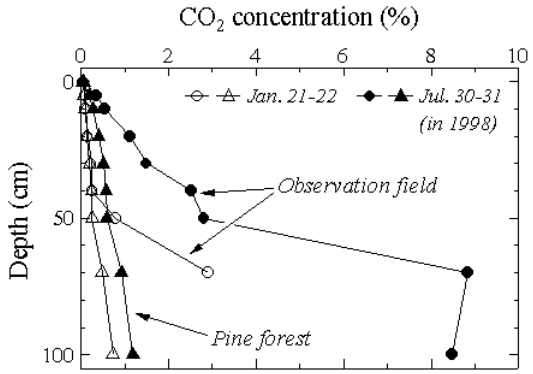
土壌有機炭素の含有量および同位体比を第 1 表に示す．測定された含有量は粉末にした試料についての重量%であったため，土壌コアの乾燥重量を乗じて土壌100 cm^3当たりの炭素重量に換算した値を併せて示した．なお，採取した土壌の固相率や乾燥密度は先に著者らが提示した観測圃場およびアカマツ林における一般的な傾向とほぼ同様であった（濱田ほか，1998；第 2 図〜第 4 図）．

アカマツ林における有機炭素量が，深度とともに減少するという一般的な傾向を示しているのに対し，観測圃場では 2ヶ所とも，また重量%と単位体積当たりのいずれにおいても深度 40-60 cm で最大となった．この深度は天地返しの際に以前の表土が埋積された深度に相当し，著者らが以前に報告した土壌の真比重から予測された結果（濱田ほか，1998；第 5 図）と一致する．表層 1 m に含まれる有機炭素量を計算すると，観測圃場 A，B およびアカマツ林でそれぞれ 24.7，12.8 および 9.3 kgC・m^{-2} となり，観測圃場の有機炭素密度がかなり高くなった．観測圃場 B とアカマツ林では重量%の平均値がほぼ同じであることから，表土の埋積だけではなく圧密による土壌の乾燥密度自体の増加が，炭素密度の増加に寄与していることが分かる．観測圃場 A の炭素密度は B の 2 倍，深度によっては 4 倍近くに達しており，これは土壌改変が極めて不均一に行われたことを示唆するものである．

土壌有機炭素の同位体比は，アカマツ林の最表層部を除いてほぼ−20 〜−22‰という，C3 植物と C4 植物の中間の値を示した．アカマツ林の深度 0 〜 20 cm では−23.4‰と，C3 植物起源の影響を示す値が得られた．また，いずれの地点においても 60 cm 以深で深度とともに若干軽くなる傾向が見られた．このような同位体比のプロファイルが形成された要因については後ほど議論する．

(2) 土壌 CO_2 濃度

1998 年の 1 月および 7 月に観測した，土壌 CO_2 濃度のプロファイルを第 3 図に示す．CO_2 濃度は深度が増すにつれて上昇し，夏季に高く冬季に低い傾向を示した．アカマツ林では，地表面から深度 1 m まで緩やかに増加し，夏季には最大で 1%を超える値を示した．この傾向は，同一林分におけ

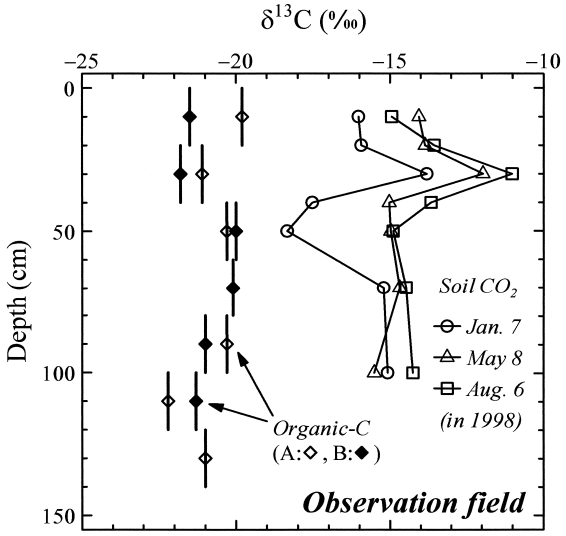


第 3 図　土壌 CO_2 濃度のプロファイル
観測圃場を丸，アカマツ林を三角で示す.

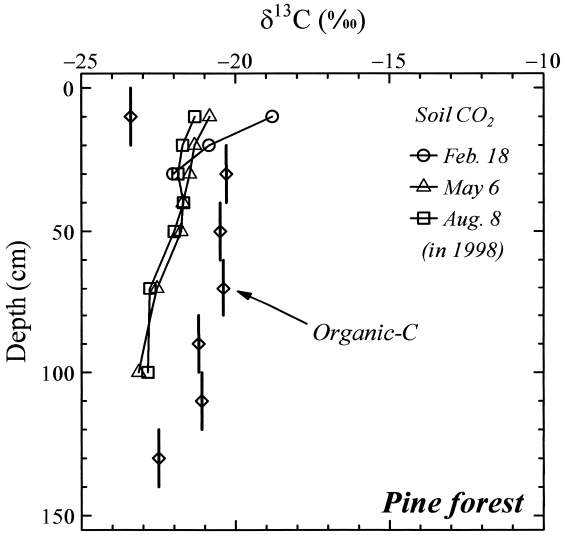
る過去の測定事例（濱田・田中, 1995, 1997；Uchida, 1995）とほぼ同様であった．一方の観測圃場においては, 50 cm 以深で CO_2 濃度が急激に上昇し, 夏季には 9%近くの高濃度に達した．Hamada（1999）では，土壌呼吸速度がアカマツ林と観測圃場であまり差が見られなかったことから，観測圃場における高 CO_2 濃度は土壌中の CO_2 総生産量自体の大きさではなく，表土の埋積によって CO_2 生産量の分布が深い方へシフトしていることと，圧密された土壌による CO_2 拡散の抑制とによるものと結論づけている.

(3) 土壌 CO_2 の炭素同位体比

1998 年 1 月（アカマツ林では 2 月）・5 月・8 月に測定された, 観測圃場およびアカマツ林における土壌 CO_2 の炭素同位体比のプロファイルを第 4 図および第 5 図に示す. 第 1 表に示した有機炭素の同位体比も併せてプロットした. アカマツ林における土壌 CO_2 の炭素同位体比は，少なくとも表層において夏季に軽く冬季に重くなる傾向が見られる. また, 深度が増すにつれて軽くなる傾向を示し, 特に 2 月には深度 30 cm までのデータしか得られていないものの, 明瞭な勾配が認められる．これに対して観測圃場のプロファイルは大きく異なっており, 季節的な傾向はアカマツ林とは反対に夏季に重く, 冬



第 4 図　観測圃場における土壌中の炭素同位体比のプロファイル



第 5 図　アカマツ林における土壌中の炭素同位体比のプロファイル

季に軽い値を示す. 深度方向には一定の傾向が認められず，深度 30 cm で重い方にずれ，冬季にはその下の 40 ～ 50 cm で逆に軽い方に大きくずれる複雑なプロファイルを示している.

土壌 CO_2 の炭素同位体比の δ 値は，アカマツ林でほぼ－21 ～－23‰と，同じ深度の有機炭素の δ

値に比べて 1 ～ 2‰軽い値を示す場合が多い. 観測圃場においては，全体では－11 ～－19‰と幅広い分布を示すが，多くの場合－14 ～－16‰程度の値を示す. この値は同じ深度の有機炭素に比べて 5‰前後重く，アカマツ林の土壌 CO_2 と比べると 6 ～ 8‰も重い値である．これらの結果は，観測圃場およびアカマツ林における土壌 CO_2 の起源となる植生のタイプと，土壌有機物の CO_2 生産に対する寄与の違いを強く示唆するものである.

Ⅳ 考 察

(1) 土壌有機炭素の同位体比の形成過程

第 1 表および第 4 図・第 5 図に示したように, 土壌有機炭素の同位体比は多くの場合，－20 ～－22‰という C3 植物と C4 植物の中間の値を示す．この傾向が観測圃場とアカマツ林で共通していること, また深度 1 m 以深まで及んでいることから, この同位体比が観測圃場の造成に伴う土壌の撹乱や植生変化といった短期的な要因ではなく，はるかに長期間に渡る過程を経て形成されたものであることが分かる.

筑波台地における伝統的な土地利用についての記録によると，近世においてこの地域は江戸で消費される松薪の産地となっており，アカマツの二次林が広く分布していた（守山，1997, p.3 ～ 12）. また守山（1998）によれば，つくば市周辺の台地では 1970 年代までアカマツ林が切り替え畑として利用されてきた．切り替え畑とは，林を切り拓いて 2 ～ 3 年耕作した後に再び林に戻す耕作形態であり，火入れをしない点が焼畑と異なる．この過程で台地の土壌には，種々の作物や有機肥料から様々な同位体比を持つ有機炭素が供給されたと考えられる．畑を林に戻す際には人の手でアカマツの苗が植えられたが，わが国では裸地を放置すると数年でススキの草地に移行するため（守山, 1997, p.90；林，1990, p.202），そのまま放棄された畑など場所によってはススキが入り込んだ可能性もある．このような形に限らず，ススキは萱葺き屋根を葺くための材料として必要とされたことから，台地の所々では毎年火入れをすることによって広い草地が維持されていた（守山，1997, p.9 ～ 10）. 崎山・糸賀（1994）は，筑波台地南方の稲敷台地における土地利用について，近世においてはむしろ原野が多く広がっており，防風林・薪炭林としてアカマツの植林が盛んに行われたのは明治以降であることを指摘している.

このように，筑波台地においてはアカマツを中心とした林（C3）やススキ（C4）などの草本，さらに様々な畑作物や有機肥料など，多種多様な有機物が土壌に供給される環境が古くから人為的に維持されてきた. この伝統的な土地利用形態が, C3 にも C4 にも属さない土壌有機炭素の同位体比が形成された理由の一つと推察される.

わが国における同様の研究事例として, 石塚ほか（1999）は－18 ～－20‰の炭素同位体比を示す八甲田山南山麓の黒色土中の腐植の起源として, ススキなどの C4 植物遺体が約 5 割を占めることを報告している．彼らはまた，人為的な影響の有無については述べていないものの, 地表面から 1 m 以深まで続くこの同位体比が過去 4,000 年間に渡る草原植生からの有機物供給の結果であるとしている.

本研究地域の土壌は淡色黒ボク土であるが，黒ボク土の形成に対する草原植生の寄与はよく知られており，またわが国における黒ボク土の分布と縄文期の遺跡等の分布が似通っていることから，黒ボク土の形成に対する縄文期以降の人間活動の影響も指摘されている（三枝，1989；河室，1990）. 筑波台地周辺を見ると，例えば霞ヶ浦沿岸一帯では 300 近い縄文時代の貝塚が発見されており（筑波大学貝塚調査チーム，1995），桜川の沿岸地域では弥生時代～古墳時代の遺跡が 10 以上確認されている（赤坂，2001）. これらのことから，本研究地域における人間活動に伴う草原の成立とその植生からの ^{13}C に富む有機炭素の供給は, 歴史時代以前まで遡るのかもしれない.

アカマツ林の最表層部では例外的に，−23.4‰という C3 植物寄りの値が得られた．宇佐美・及川（1993）はこの林分のアカマツの樹齢を約 30 年としており，本研究の時点まで少なくとも 35 年程度の間，アカマツから土壌へのリター供給が継続されていることになる．なお，この林分は 1980 年に下刈りが中止されて以降，シラカシやヒサカキの侵入が進んでいるが（飯田ほか，2001, 2003），これらの樹木植生はすべて C3 植物である．これらのことから，アカマツ林土壌表層の有機炭素の同位体比は，樹木からの継続的なリター供給，また最近では枯死したアカマツの樹体からの有機炭素の供給により，C3 植物寄りの軽い値にシフトしてきていると考えられる．観測圃場においては，土壌表層の有機炭素に対する現生植生の影響は明瞭には認められない．これは，大規模な土壌改変から 10 年程度しか経過していないこと，また C3・C4 両方の草本種の群落がパッチ状に分布していることがその理由であろう．

有機炭素の同位体比はまた，深度 60 cm 以深で深度とともに軽くなる傾向が見られた．米山（1987）によれば，土壌有機物が分解される過程で炭素同位体比はわずかに重い方にシフトするため，むしろ深度とともに重くなるプロファイルが一般的である．先に議論した炭素同位体比の δ 値と同様，このプロファイルもまた，この地域における伝統的な土地利用の影響を示している可能性がある．

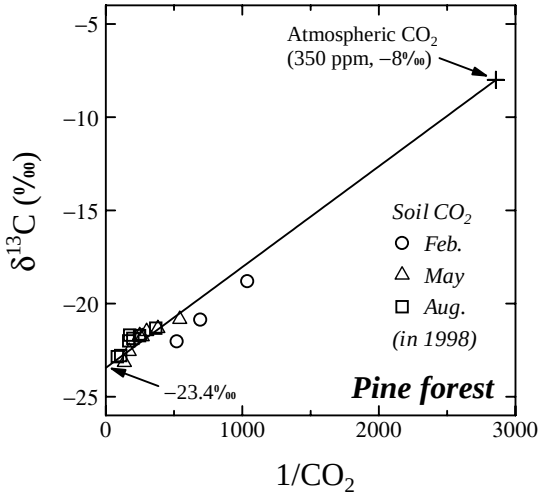
筑波台地をはじめとする関東平野一帯の潜在植生は暖温帯常緑樹林であり（林，1990, p.184），人の手が加わる以前は C3 植物起源の有機炭素が蓄積されてきたと考えられる．そこに人の手が入り，前述したような C3 と C4 が入り混じった植生が維持され，従来より重い同位体比を持つ有機炭素が供給されるようになった．この過程で，C3 植物起源の軽い有機炭素が土壌表層から順次新しい，より重い炭素に置き換えられてゆき，その結果として深度とともに軽くなるプロファイルが形成されたものと予想される．

（2）アカマツ林における土壌 CO_2 の起源とその炭素同位体比

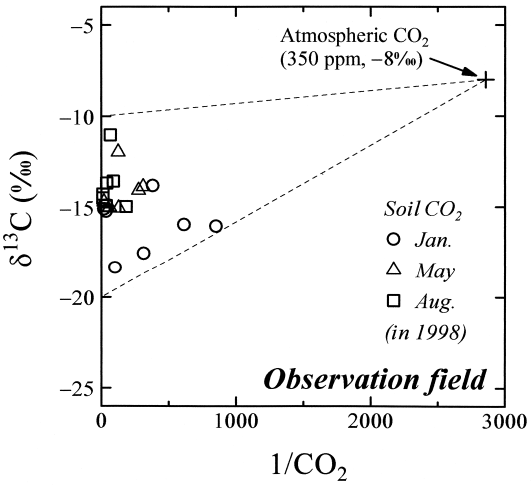
アカマツ林の土壌 CO_2 の炭素同位体比は，夏季に軽く冬季に重くなり，また深度が増すにつれて軽くなる傾向を示す（第 5 図）．この傾向および測定されたδ値は，本林分における過去の研究事例（Uchida, 1995）とほぼ同様であった．Cerling *et al.*（1991）は簡易な数値モデルを用いて，土壌呼吸速度が小さいほど大気中の CO_2（約− 8‰）の土壌中への拡散が増加し，土壌 CO_2 の同位体比が重くなることを示している．地表面に近いほど，特に土壌呼吸速度が低下する冬季において重い（＝大気 CO_2 に近い）同位体比を示すのはこのためと考えられる．

有機炭素の同位体比との比較では，地表面付近を除いて土壌 CO_2 の方が 1 〜 2‰軽い場合が多い．これに対して過去の研究事例では，土壌 CO_2 がその発生源となった有機炭素より 4 〜 5‰重くなる結果が数多く報告されている（例えば Dörr and Münnich, 1980；Hendry *et al.*, 1993）．これは，$^{12}CO_2$ と $^{13}CO_2$ との拡散係数の比が 1.0044 であることから，拡散による CO_2 輸送が卓越する条件下では，土壌 CO_2 の炭素同位体比は発生源のそれに対して理論上 4.4‰重くなるためである（Cerling *et al.*, 1991；Cerling and Wang, 1996；Nordt *et al.*, 1996）．逆に言えば，本研究で得られた土壌 CO_2 より重い有機炭素の同位体比は，発生源の同位体比を代表していないことを意味する．そこで，アカマツ林における土壌 CO_2 の発生源の炭素同位体比の推定を試みた．

アカマツ林における土壌 CO_2 の濃度と炭素同位体比との関係を第 6 図に示す．横軸を CO_2 濃度の逆数で表すと，データがおおむね一つの直線上にプロットされることが分かる．このダイアグラムは一般に Keeling プロットと呼ばれるもので，大気中の CO_2 に関してこの関係を見出した Charles D. Keeling の先駆的な研究（Keeling, 1958；1961）に



第 6 図　アカマツ林における土壌 CO_2 の濃度と炭素同位体比の関係



第 7 図　観測圃場における土壌 CO_2 の濃度と炭素同位体比の関係

由来する．この手法は群落内 CO_2 の起源の推定などに広く用いられており（例えば Pataki *et al.*，2003），土壌 CO_2 において試みられた事例としては Parada *et al.*（1983）や Cerling *et al.*（1991）などがある．

アカマツ林の土壌 CO_2 の起源が，大気 CO_2（ここではその濃度を 350 ppm, 炭素同位体比を−8‰とした）とある一定の同位体比を持つ土壌中の有機炭素の 2 つのみである場合，土壌 CO_2 のデータは第 6 図において大気 CO_2 をプロットした点を通る直線上に並ぶ．そこで，大気 CO_2 の点を通る条件を与えて回帰直線を求めたところ，切片として−23.4‰を得た．この値から，前述した拡散係数の違いに起因する同位体効果 4.4‰を差し引くと−27.8‰となり，これがアカマツ林における土壌 CO_2 の発生源の炭素同位体比を代表する値であると考えられる．

−27.8‰という値は，アカマツなどの C3 植物についての代表的な値である一方，有機炭素の同位体比に比べて約 7‰も軽い値である．このことから，アカマツ林の土壌 CO_2 は，現生植生の根の呼吸や供給されたばかりの新鮮で分解されやすいリターなど，C3 植物起源の有機炭素を主要な発生源としていると考えられる．長期間に渡って蓄積された，C3 と C4 の中間の同位体比を持つ有機炭素は，すでに腐植化が進み難分解性のものが多く，現在の土壌 CO_2 生産に対する寄与は低くなっていると思われる．

（3）観測圃場下層に埋積された有機物の土壌 CO_2 への寄与

観測圃場における土壌 CO_2 の炭素同位体比は，アカマツ林とは反対に夏季に重く冬季に軽くなる傾向を示し，そのプロファイルは極めて複雑である（第 4 図）．土壌呼吸速度の低下する冬季に，大気 CO_2 の同位体比から離れる方向に変化していることから，土壌 CO_2 の季節変化は大気 CO_2 の混入では説明できない．大気 CO_2 の寄与が小さいことは，土壌断面調査および土壌物理特性（濱田ほか，1998）から示された通気性の低さや，第 3 図に示した土壌深層における高 CO_2 濃度からも類推できる．また，観測圃場の土壌 CO_2 についての Keeling プロットを第 7 図に示す．プロットされた点は季節や深度によって大きくばらつき，直線上に並ぶことはない．これは，土壌中における CO_2 の発生源として，同位体比の異なる複数の起源があることを意味している．そこで，天地返し以前の表土

が埋積されており，また最も大きな同位体比の季節変化が観測された，深度 40 ～ 50 cm における土壌 CO_2 の起源について，以下の通り推定を行った．

まず，土壌 CO_2 の起源として，埋積された有機物と現生植生の 2 つを想定した．大気 CO_2 の寄与はなく，拡散による同位体効果も無視できるものとする．埋積された有機物の炭素同位体比は，深度 20 - 40cm および 40 - 60cm の測定値から－21‰とした（第 1 表および第 4 図）．現生植生の同位体比は，C4 植物の代表的な値として－13‰を仮定した．試料採取地点の近傍ではススキ群落が優占しており，セイタカアワダチソウはほとんど見られない．草丈の低い草本種については不明であるが，土壌深層における CO_2 生産への寄与は小さいと考えられるため，この仮定は妥当と思われる．

次に，測定した土壌空気中の CO_2 の濃度および同位体比から，土壌水中に存在する溶存炭酸種の濃度および同位体比を計算した．土壌空気および土壌水に含まれるすべての炭酸物質（以下「全 CO_2」）の同位体比は，次式で与えられる．

$$\delta^{13}C_T = (\delta^{13}C_G \cdot M_G + \delta^{13}C_A \cdot M_A + \delta^{13}C_B \cdot M_B) / M_T$$

ただし　$M_T = M_G + M_A + M_B$

ここで，M_i は単位バルク土壌体積当たりの含有量（mol・cm^{-3}），添字の T・G・A・B はそれぞれ全 CO_2，空気中の CO_2（CO_2（g）），溶液中の炭酸（CO_2（aq）＋ H_2CO_3）および重炭酸イオン（HCO_3^-）を表す．M_G は土壌空気中の CO_2 濃度に気相率を乗じて求めた．M_A および M_B は，まず溶液中における濃度を CO_2 濃度・地温・pH の関数として計算した後，体積含水率を乗じて求めた．観測圃場の土壌は極めて保水性が高く，三相分布の季節変化が小さいため，気相率および体積含水率には濱田ほか（1998；第 3 図）で示した土壌コア採取時の値を適用した．地温は陸域環境研究センターのルーチン観測データの値を利用し，測定されていない深度の値は直線補間により求めた．土壌水の pH は，Hamada（1999）において 1997 年 7 月～ 1998 年 6 月にかけて測定された値の平均値を用いた．この手法は，埋設型テンシオメーターを用いて高 CO_2 濃度条件下の土壌水の pH を測定するもので，その詳細および妥当性に関する議論は濱田・田中（2002）に記載している．なお，溶存炭酸濃度の計算の詳細は濱田（2001）を参照されたい．

空気中の CO_2 と溶液中の炭酸物質との間には，炭素同位体比の分別が生じる．分別係数 α は温度の関数であり，15 ℃のときに空気中の CO_2 に対して炭酸は 1.10‰軽く，重炭酸イオンは 9.02‰重くなる．Mook *et al.*（1974）によって示されたこの関係を温度 t（℃）の指数関数として回帰したところ，以下に示す関数で良好に近似された．

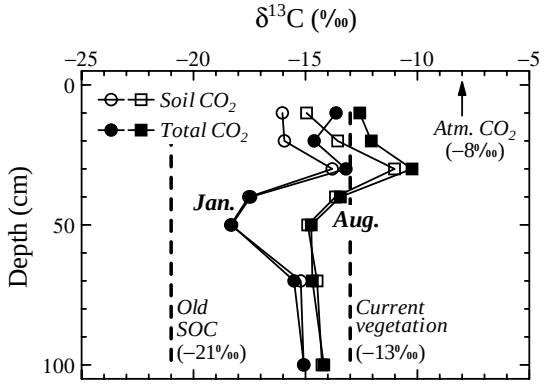
$$\alpha_A = -1.1765 \exp(-0.0042\,t),\quad R^2 = 0.9965$$
$$\alpha_B = 10.875 \exp(-0.0127\,t),\quad R^2 = 0.9994$$

炭酸および重炭酸イオンの炭素同位体比は次式で表されるため，これらの同位体比は土壌 CO_2 の同位体比と地温の関数として求めることができる．

$$\delta^{13}C_A = \delta^{13}C_G + \alpha_A,\ \delta^{13}C_B = \delta^{13}C_G + \alpha_B$$

これらの式を最初の式に代入することによって，全 CO_2 の炭素同位体比が求められる．

以上の手順によって推定した，観測圃場の土壌中における全 CO_2 の炭素同位体比の 1998 年 1 月および 8 月のプロファイルを，土壌 CO_2 の実測値と併せて第 8 図に示す．両者のプロファイルには結果として，地表面付近を除いて大きな差は見られなかった．これは，炭酸と重炭酸イオンについて，炭素同位体の分別係数の比がおよそ－1：10 であったのに対し，存在比はほぼ 10：1 となったため，両者による分別効果が相殺されたことによる．深度 40 ～ 50 cm における全 CO_2 の同位体比は，1 月に－17.9‰，8 月に－14.1‰となった．この値をもとに，埋積された有機物の土壌 CO_2 への寄与率を計



第 8 図　観測圃場における土壌 CO_2 および全 CO_2 の炭素同位体比のプロファイル
（SOC：Soil Organic Carbon）

算すると，1 月および 8 月でそれぞれ 61%および 14%となり，約 10 年前に埋積された以前の表土中に含まれる有機炭素が，特に冬季において土壌 CO_2 の主要な発生源となっていることが示された．

観測圃場では深度 40 ～ 50 cm 以外においても，土壌 CO_2 の炭素同位体比が特異な傾向を示す深度がいくつか見られた．深度 30 cm では，同位体比が季節によらず重い方に大きくシフトしていた．この理由として，この深度に埋積された灰白色の粘土層の影響が考えられる．この粘土の物性および出所は明らかになっていないが，土壌生成作用を受けた形跡は見られず，未風化の炭酸塩鉱物を多く含むと予想される．炭酸塩鉱物中の炭素同位体比は，一般に 0‰前後の重い値を取ることが知られており，この鉱物起源の重い炭素が風化反応を通して土壌 CO_2 に寄与した可能性が考えられる．深度 70 ～ 100 cm にかけては，その上方で見られた大きな季節変化が及んでいない．この深度は季節によっては地下水面下になることもあり，地下水中の溶存炭酸種がバッファーとなって同位体比の変動を抑制していることが考えられる．

V　まとめ

筑波大学陸域環境研究センターの観測圃場およびアカマツ林において，土壌中の有機物および土壌 CO_2 の炭素安定同位体比を測定し，その起源と形成過程について議論した．得られた結果は以下のとおりである．

1) 土壌有機炭素の同位体比は概して－20 ～－22‰という，C3 植物と C4 植物の中間の値を示した．この原因として，筑波台地における伝統的な土地利用形態が重要な役割を果たしており，またこの人為的な影響が歴史時代以前にまで遡る可能性が示された．アカマツ林最表層部の同位体比は，C3 植物起源の有機炭素の供給のために軽くなってきており，また両地点の土壌深層には，人為的な影響が及ぶ以前の古い有機物の同位体比が保存されている可能性が示唆された．
2) アカマツ林における土壌 CO_2 の炭素同位体比は，夏季に軽く冬季に重くなり，また深度とともに軽くなる傾向を示した．Keeling プロットにおいては，大気 CO_2 の点を通る直線上にプロットされた．これらのことから土壌 CO_2 に対する大気 CO_2 の寄与が示された．Keeling プロットを用いた解析の結果，土壌中における CO_2 の発生源の同位体比は－27.8‰と推定され，C3 植物である現生植生が土壌 CO_2 の主要な起源であることが示された．
3) 観測圃場における土壌 CO_2 の炭素同位体比は，アカマツ林とは反対に夏季に重く冬季に軽くなり，複雑なプロファイルを示した．同位体比が大きな季節変化を示した深度 40 ～ 50 cm について，全 CO_2 の同位体比を計算してその起源を推定したところ，埋積された以前の表土中の有機物の寄与が 1 月および 8 月でそれぞれ 61%および 14%となり，冬季における主要な発生源となっていた．

謝　辞

本研究における不撹乱土壌試料の採取は，筑波大学第一学群自然学類の水文学実験の授業において，受講された学生の方々のご協力のもとに行わ

れました．筑波大学陸域環境研究センターのスタッフの方々には，同センターを利用するに当たり様々なご便宜を頂きました．熊本大学理学部の嶋田　純教授には，ガス採取用ガラス管の製作ならびに同位体分析全般に関して有益なご助言を賜りました．科学技術特別研究員（当時）の南　浩史氏には，同位体分析のための前処理の手順をご教授頂きました．海洋科学技術センターの内田昌男氏には，ガスクロマトグラフィーによる CO_2 濃度の測定法およびアカマツ林における土壌 CO_2 の同位体比に関する情報をご提供頂きました．ここに記して感謝申し上げます．

文　献

赤坂　享（2001）: つくば市上境発見の弥生時代土器棺墓．筑波大学先史学・考古学研究，第 12 号，89-102.

飯田真一・濱田洋平・安部　豊・田中　正（2003）: 筑波大学陸域環境研究センターに隣接するアカマツ林の下層植生について．筑波大学陸域環境研究センター報告，**4**，1-9.

飯田真一・濱田洋平・田中　正（2001）: 筑波大学陸域環境研究センターに隣接するアカマツ林の胸高直径と立木密度の変化について．筑波大学陸域環境研究センター報告，**2**，1-6.

石塚成宏・河室公康・南　浩史（1999）: 黒色土および褐色森林土腐植の炭素安定同位体比分析による給源植物の推定―八甲田山南山麓における事例―．第四紀研究，**38**，85-92.

井口正男・池田　宏・林　陽生・佐倉保夫（1977）: 雑報（「水理実験センターの概要」ほか）．筑波大学水理実験センター報告，**1**，77-91.

宇佐美哲之・及川武久（1993）: アカマツ林内の光微環境とシラカシ稚樹の成長特性．筑波大学水理実験センター報告，**17**，79-89.

河室公康（1990）: 縄文人がつくった黒い土．日本林業技術協会編:『土の100不思議』東京書籍, 38-39.

三枝正彦（1989）: 黒ボク土．日本化学会編：『土の化学』学会出版センター，148-154.

崎山夏子・糸賀　黎（1994）: 稲敷台地における原野の変遷．筑波の環境研究，**15**，29-44.

田中克季・及川武久（1998）: 筑波大学水理実験センター内円形圃場草原における C3･C4 植物の LAI の季節変化（1996，1997）．筑波大学水理実験センター報告，**23**，87-89.

田中克季・及川武久（1999）: C3/C4 植物が混生した水理実験センター内円形草原圃場におけるバイオマスと LAI の季節変化特性．筑波大学水理実験センター報告，**24**，121-124.

筑波大学貝塚調査チーム（1995）: 茨城県出島村八幡貝塚の測量・調査報告．筑波大学先史学・考古学研究，第 6 号，115-127.

濱田洋平（2001）: 土壌中の CO_2 生産に対する埋積された有機質土壌の寄与～炭素安定同位体組成を用いた推定～．2001 年度日本水文科学会学術大会発表要旨集，No.15，52-55.

濱田洋平・田中　正（1995）: ガス検知器を用いた簡易な土壌空気中の CO_2 濃度の測定法．ハイドロロジー，**25**，123-130.

濱田洋平・田中　正（1997）: 森林土壌空気中における二酸化炭素濃度の時空間分布．日本水文科学会誌，**27**，3-16.

濱田洋平・田中　正（2002）: tensionic 法を用いた土壌水のpH測定. 水文･水資源学会誌, **15**, 594-604.

濱田洋平・A. R. Indra F.・田中　正（1998）: 筑波大学水理実験センター内アカマツ林および熱収支・水収支観測圃場における土壌の物理特性．筑波大学水理実験センター報告，**23**，1-10.

林　一六（1990）:『植生地理学』大明堂，269p.

守山　弘（1997）:『むらの自然をいかす』岩波書店，128p.

守山　弘（1998）: 不均一性と撹乱－農村環境を特徴づける要因のもとでの生物多様性．日本生態学会第 45 回大会自由集会『里と生態学～田舎の自然の現状と将来』要旨.

横山智子・及川武久（2000）: 水理実験センター圃場における 1999 年の C3/C4 混生草原の LAI とバイオマスの季節変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**1**，67-71.

横山智子・及川武久（2001）: 陸域環境研究センター圃場における 2000 年の C3/C4 混生草原の LAI とバイオマスの季節変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**2**，37-39.

米山忠克（1987）: 土壌 - 植物系における炭素，窒素，酸素，水素，イオウの安定同位体自然存在比：変異，意味，利用．日本土壌肥料学雑誌，**58**，252-268.

米山忠克（1996）: 土壌有機物の $\delta^{13}C$ 値から植生の変化を読む．*Radioisotopes*，**45**，57-58.

米山忠克・笹川英夫（1994）: 土壌 - 植物系における炭素，窒素，酸素，水素，イオウの安定同位体自然存在比：1987 年以降の研究の進歩．日本土壌肥料学雑誌，**65**，585-598.

Cerling, T. E., Solomon, D. K., Quade, J. and Bowman, J. R. (1991): On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , **55**, 3403-3405.

Cerling, T. E. and Wang, Y. (1996): Stable carbon and oxygen isotopes in soil CO_2 and soil carbonate: Theory, practice, and application to some prairie soils of upper Midwestern North America. Boutton, T. W. and Yamasaki, S. eds., *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, 113-131.

Dörr, H. and Münnich, K. O. (1980): Carbon-14 and carbon-13 in soil CO_2. *Radiocarbon*, **22**, 909-918.

Hamada, Y. (1999): Production and transport processes of carbon dioxide in soil profiles at a coniferous forest and an adjacent grassland. Doctoral thesis, University of Tsukuba.

Hendry, M. J., Lawrence, J. R., Zanyk, B. N. and Kirkland, R. (1993): Microbial production of CO_2 in unsaturated geologic media in a mesoscale model. *Water Resources Research*, **29**, 973-984.

Keeling, C. D. (1958): The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **13**, 322-334.

Keeling, C. D. (1961): The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **24**, 277-298.

Mook, W. G., Bommerson, J. C. and Staverman, W. H. (1974): Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*, **22**, 169-176.

Nordt, L. C., Wilding, L. P., Hallmark, C. T. and Jacob, J. S. (1996): Stable carbon isotope composition of pedogenic carbonates and their use in studying pedogenesis. In: Boutton, T. W. and Yamasaki, S. eds., *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, 133-154.

Parada, C. B., Long, A. and Davis, S. N. (1983): Stable-isotopic composition of soil carbon dioxide in the Tucson Basin, Arizona, U.S.A. *Isotope Geoscienses*, **1**, 219-236.

Pataki, D. E., Ehleringer, J. R., Flanagan, L. B., Yakir, D., Bowling, D. R. Still, C. J., Buchmann, N., Kaplan, J. O. and Berry, J. A. (2003): The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycle research. *Global Biogeochemical Cycles*, **17**, 1022.

Uchida, M. (1995): Determination of CO_2 flux from forest soil using ^{222}Rn and diffusion process of soil CO_2 to the atmosphere. Master of Environmental Sciences *thesis, University of Tsukuba*.

（2003 年 6 月 6 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　31 ～ 40　　（2003）

筑波大学陸域環境研究センターにおける地表面熱収支の日変化とリモートセンシングへの応用

The Diurnal Variation of the Surface Energy Budget at TERC, University of Tsukuba and its Application to Remote Sensing Studies

北村　彩子*・泉　岳樹*・松山　洋*

Ayako KITAMURA *, Takeki IZUMI * and Hiroshi MATSUYAMA*

Ⅰ　はじめに

地表面温度の空間分布を把握することは，熱収支を解いたり，都市気候の研究を行なったりする上で重要である．人工衛星の熱赤外バンドを利用したリモートセンシングは，広域を均質な精度で同時に観測することができ経済的であるうえ，高空間分解能であるため，地表面温度を観測するのに有効である．しかしながら太陽同期準回帰軌道をとる衛星の場合，通過時刻が限られ，例えばLandsat では，回帰日数が 16 日で，南進軌道時の東京では午前10時ごろの画像しか得られないという問題がある．また，日本では，現在では地表面温度の観測が通常行なわれていないため（近藤，2000），多地点における気温，地表面温度と衛星の輝度温度との関係を調べるには，地表面温度の日変化を求める方法を確立する必要がある．

この点について，近藤（1992）では，常時気象観測データの日平均値を波数展開し，地表面パラメータを与え，地表面熱収支式を解くことによって，観測値のない地表面温度と熱収支各項の日変化を解析的に求めている．関東地方を対象とした場合，地表面温度や熱収支の日変化を観測しているのは，館野の高層気象台（以下，館野）と筑波大学陸域環境研究センター（以下，TERC）だけしかないが，近藤（1992）の方法を用いれば常時気象観測を行なっている他の地点においても，地表面温度の日変化を求めることができる．

本研究は，観測値のない地表面温度と熱収支各項の日変化を，熱収支式を解析的に解いて求めることを目的とする．熱収支の入力データとして気象観測データを使用するほか，地表面パラメータとして，交換速度は近藤（1992），アルベドは近藤（1998），蒸発効率は近藤（1992，2000），射出率は近藤（2000）の概略値を使用し，熱物理係数は計算から求める．得られた結果は，Landsat の飛来時（午前 10 時）の館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と TERC の顕熱の観測値との比較から，精度の検証を行なう．また熱収支計算で必要となる地表面のパラメータの感度解析を行なうとともに，TERC の熱収支各項の特徴について考察する．

Ⅱ　データと解析方法

（1）対象日の選択と入力・検証データ

*　東京都立大学大学院理学研究科

研究対象日を選択するために，Landsat-5 号 /TM の画像が得られる日で, 1985 年から 1999 年のうち特徴的な熱環境が見られる冬季（1，2，12 月）の気象庁（大手町）における気温，全天日射量，日照時間と関東地方の風向・風速，並びに気圧配置を調べた．画像と気象条件から，画像に雲がなく，移動性高気圧に覆われ静穏である 1992 年 2 月 28 日，1997 年 2 月 25 日，1998 年 12 月 13 日，1999 年 1 月 30 日を研究対象日とした．

これらの対象日における熱収支の日変化を近似解法を用いて解析的に求めた．熱収支式の入力に用いた TERC のデータは，気温（測定高度 1.6 m），風速（1.6m），全天日射量（1.5m），露点温度（1.6 m），水蒸気圧，気圧で，計算結果の検証に用いたデータは仮顕熱輸送量（1.6 m），正味放射量（1.5 m），地中熱流量（－0.02 m），蒸発散量（ライシメーター）である．また，館野の観測値については，気温，風速，全天日射量，下向き長波放射量，露点温度，水蒸気圧を熱収支式の入力に使用し，正味放射量，上向き長波放射量を計算結果の検証に用いた．

これらはいずれも時別値であるが，次節で述べる近藤（1992）の方法では，日平均値を波数展開して熱収支式に与えることになっている．そこで，気温（第 1 図 a,b）と全天日射量（第 1 図 c,d）について，波数展開したものと時別値を比較したところ，前者は概ね日変化をよく再現していることが分かった．また，熱収支式は，1992 年の衛星通過時刻における館野の地表面温度（上向き長波放射量から算定）と TERC の顕熱の観測値を同時に再現できるようにパラメータを決め，これを 1997 年から 1999 年のデータで検証した．

(2) 熱収支計算

近藤（1992）では地表面の熱収支式を解いて地表面温度と熱収支各項の日平均値，振幅，位相を表す式を求めている．この結果を利用すれば，気象官署やアメダス地点のように継続的に気象観測を行なっている地点のデータを入力として熱収支各項の日変化を推定できる．ここで必要となる入力データとして，全天日射量，気温，比湿，下向き長波放射量の日平均値のほか，地表面のパラメータとして交換速度，アルベド，蒸発効率，熱物理係数，射出率が挙げられる．

全天日射量は日平均値が求められれば，近藤（1992）の秋の式を元に，日変化を表す式を作ることができる．ここで秋の式を用いたのは冬の推定式がないためで，研究対象日は春分・秋分より冬に近いので，秋の式を用いた．この式は北緯 43 度の 10 月 20 日を想定しており，式は以下のようになっている．日射量は波数 4 までしか合成していないので，やや平滑化された日変化となる．

$$S\downarrow = 157 - 248\cos\omega t + 116\cos 2\omega t - 21\cos 3\omega t - 4\cos 4\omega t \qquad (1)$$

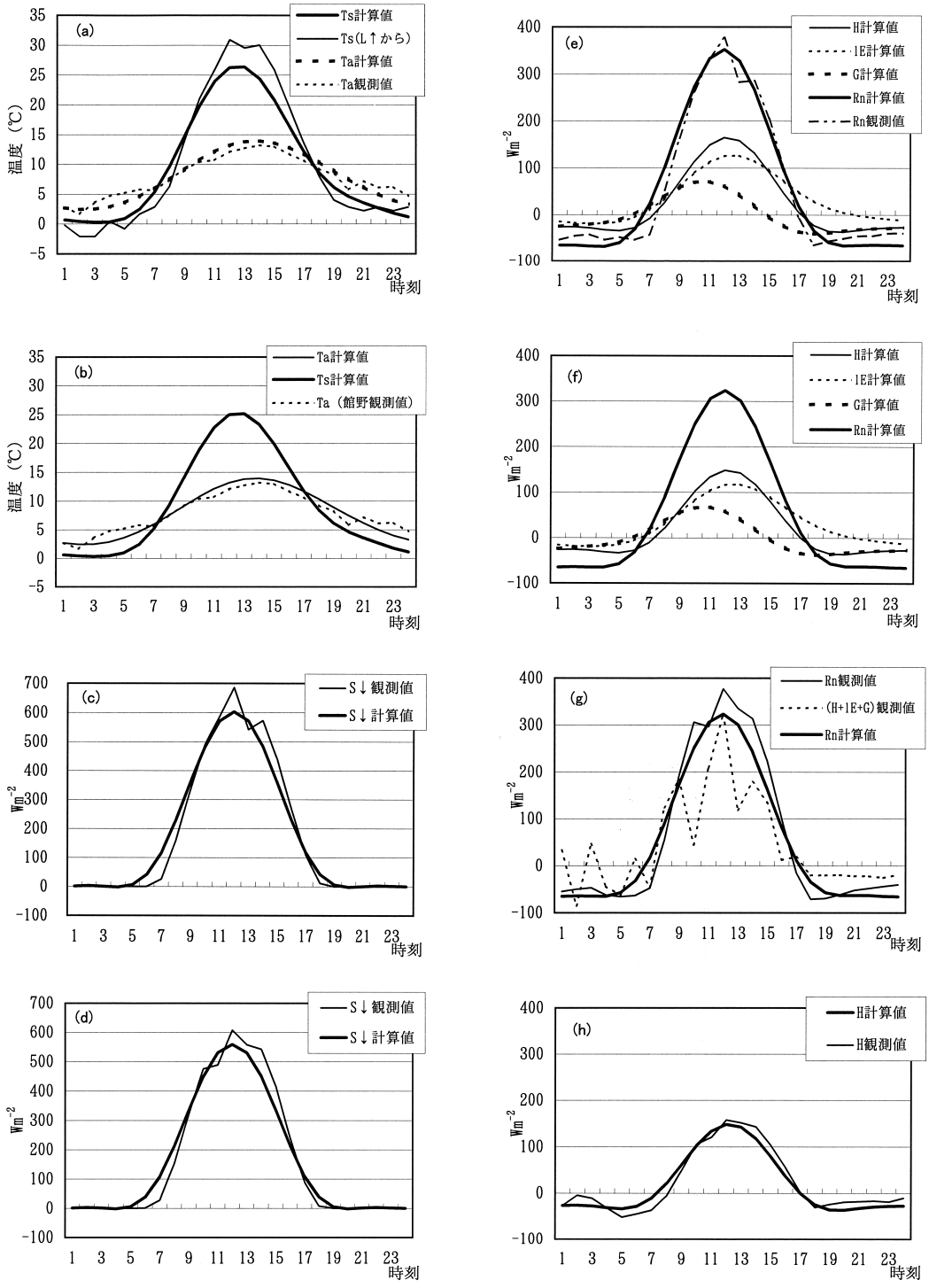
$S\downarrow$：全天日射量（W/m^2）
ω　：日変化の角速度 （＝ 0.727 × 10^{-4}s^{-1}）
t　：時間（s）

式（1）の右辺第一項は日平均値となっており，右辺各項の係数を足すとゼロになる．この点に留意して，式全体にある割合を掛けて対象日の全天日射量の日変化を表す式を作成した．

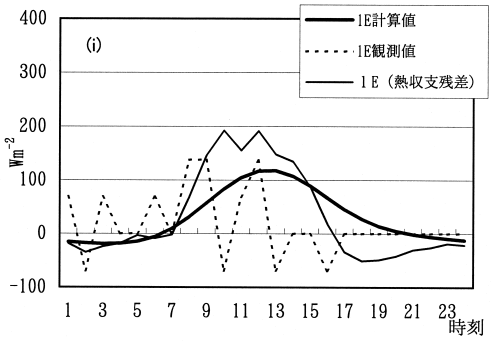
気温の日変化を表すには波数 0 から 2 まで合成する必要がある．式は以下のようになる．

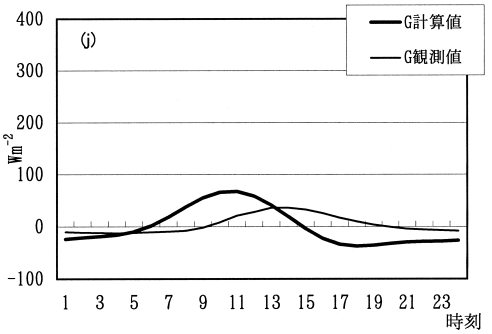
$$T = T_M - B_1\cos(\omega t - \alpha) + B_2\cos(2\omega t - \alpha) \qquad (2)$$

T：気温 （℃）
T_M：日平均気温 （℃）
B_1：振幅 （＝ 0.5（$T_{max} - T_{min}$））
T_{max}：日最高気温
T_{min}：日最低気温
B_2： 波数 2 の時の振幅
ω： 日周期 （＝ 0.727 × 10^{-4}s^{-1}）
α ： 入力放射量と気温の位相差 （rad）



第 1 図　1992 年 2 月 28 日の地表面温度，気温と熱収支の日変化





第 1 図（続き） 1992 年 2 月 28 日の地表面温度，気温と熱収支の日変化

この式のB_2を求めるために最小二乗法を用いた．α は観測値とあうように 30 分単位で変化させ，誤差が一番小さくなったときの値を採用した．また，日平均下向き長波放射量は，近藤（1994）の式（4.83）を用いて推定した．推定誤差は 15 ～ 20 W/m^2 である．

(3) 地表面パラメータの設定

次に地表面のパラメータについて述べる．地表面の熱収支各項を誤差 20 W/m^2 以内で求めることは非常に難しいと言われているが（近藤，1996），交換速度（C_HU）について言えば，熱収支量を 20%程度の精度で知りたければ交換速度は 50%程度の精度で分かっていれば良いとされている（近藤，1992）．TERC の顕熱は冬季の日中に 150 W/m^2 程度であり（第 1 図 h），その 20%，約 30 W/m^2 は，目標とする精度の 20 W/m^2 と同程度である．交換速度は地表面状態や測定高度により変化するが，通常は 0.001 ～ 0.01 ms^{-1} 程度である．そこで今回は交換速度を，近藤（1992）で基準条件とされている 0.01 ms^{-1} とした．

アルベドは TERC で 1994 年 6 月に観測されたデータがあり（Mabuchi *et al*., 1997），平均で 0.18 となっている．TERC のデータ解析を行なった近藤（1998）では，アルベドを 0.18 で一定として 1 年間同じ値を用いている．冬の TERC は，6 月とは地表面状態が異なる上，地表面が枯れ草で覆われている状態になるが（第 2 図），本研究でもアルベドを 0.18 とした．

最も重要なパラメータの一つである蒸発効率（β）は，0 から 1 までの値をとる．地表面温度の観測値があれば，他の観測データと合わせて蒸発効率を求めることができるが，地表面温度の観測値がないので，ここでは概略値を適用する．近藤（2000）では，TERC において，冬季でも枯れ草の下の土壌面から蒸発がおきているので，蒸発効率を 0.3 ～ 0.4 としている．また冬季の芝生の気象観測露場では例として 0.2 ～ 0.4 という値が挙げられており，近藤（1992）では草地の値として 0.4 としているので，本研究でも蒸発効率を 0.4 とした．

射出率も概略値を使用した．近藤（2000）では地表面の状態ごとに射出率を挙げており，土壌では 0.95 ～ 0.98，ゴルフ場の芝生では 0.98，コンクリート，アスファルト面では 0.96，森林では 1 としている．本研究では草地を対象としているので射出率を 0.98 とした．

第 2 図　TERC の観測圃場の様子（2003 年 3 月 3 日撮影）

熱物理係数（$c_G\rho_G\lambda_G$）は熱収支の日変化の振幅と位相を支配するパラメータである．これも熱収支式を解く方法で熱収支各項を求める場合は 50%程度の精度で分かっていればよい（近藤，1992）．最初に熱物理係数の概略値として近藤（1982）で挙げられている 2.0×10^6（$J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$）を使って地表面温度を求めた．この値は夜間冷却量から求めたもので，無風時の平野部での代表的な値である．土壌の場合だと少し湿り気味の土や砂の値が 2.0×10^6（$J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$）になる（近藤，1982）．館野の上向き長波放射量の観測値から射出率を 0.98 として間接的に得られる地表面温度と比較したところ，計算値のほうが小さくなり，日変化を再現できなかった．そこで近藤・森（1982，1983），近藤（1994）の方法で実際に気温と下向き長波放射量のデータを使って夜間冷却量を計算し，熱物理係数を求めたところ，上向き長波放射量の観測値がある館野においては 0.35×10^6（$J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$）という値が得られた．館野においてその値を使って熱収支式から解析的に求めた地表面温度と，上向き長波放射量から求めたものとを比較すると，計算値の日変化が全体的に小さくなり，一致性がよくなかった．

夜間冷却量から熱物理係数を求めるとうまく日変化を再現できない理由として，熱物理係数を求める際に夜間に重点を置いたために，本研究で必要となる昼間の値よりも大きな値になったことが挙げられる．つまり日中は草の温度が非常に上昇するため，その直下の土壌の温度より地表面温度がかなり高温になり，熱物理係数の値は小さくなる．一方，夜間の草の温度はその直下の土壌の温度より低くなるが大きな差がないため，夜間に重点をおいた解析から得られた熱物理係数は土壌に重みがついた大きな値になったと考えられる（近藤　私信）．

そこで昼間に重点をおいた熱物理係数を求めるために，他のパラメータを固定し，館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と，TERC で観測されている顕熱の両方の計算値が同時に一致するように繰り返し計算を行った．ここで熱収支項のうち顕熱としたのは，顕熱を求めるバルク式（4）に地表面温度の項が出てくることと，ほかの熱収支項目に比べ顕熱を測定している超音波風速温度計の精度が信頼できると考えられるからである．

計算値を観測値に合わせるときに，日変化が合うようにする方法と，衛星の飛来時の観測値が合うようにする方法があるが，今回は衛星の飛来時の観測値に合わせる方法を採用した．このようにして熱物理係数を求めたところ，1992 年では 0.2×10^6（$J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$）になった．これを 1997 年から 1999 年のデータで検証したところ，衛星通過時の館野の地表面温度（上向き長波放射量から算出）と TERC の顕熱の観測値を同時によく再現できた．よって以下ではすべての時期でこの値を用いることとする．

以上のように決定したパラメータを用いて，地表面温度と熱収支各項の日変化を解析的に求めた．具体的には以下の式を解くことで得られる．

$$Rn = H + lE + G \tag{3}$$

$$H = c_p\rho\, C_H U(T_S - T) \tag{4}$$

$$lE = l\rho\ \beta\, C_H U(q_S - q) \tag{5}$$

$$G = G_1 \cos(\omega t - \phi + \frac{\pi}{4}) \tag{6}$$

$$G_1 = A_1(\omega c_G\rho_G\lambda_G)^{\frac{1}{2}} \tag{7}$$

$$T_S = T_{S,M} + A_1 \cos(\omega t - \phi) \tag{8}$$

$$T_S - T = \frac{\left((1-\alpha)S_M + L_M - \sigma T_M{}^4\right) - x}{4\sigma T_M{}^3 + c_p\rho\, C_H U + l\rho\ \beta\, C_H U + \Delta} \tag{9}$$

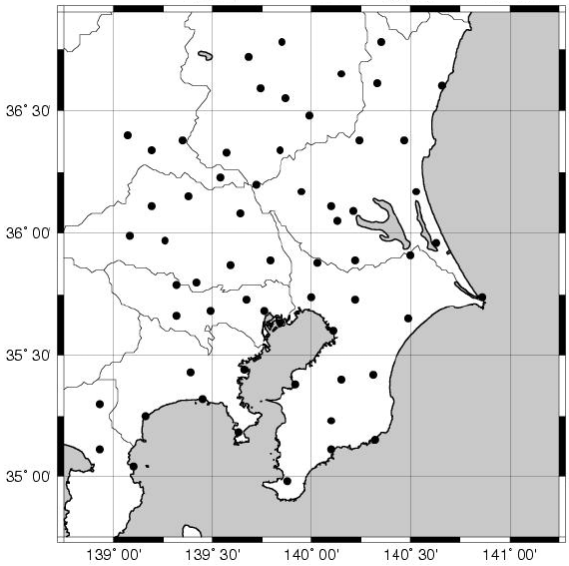
$$x = l\rho\ \beta\, C_H U(q_s(T_M) - q) \tag{10}$$

T_S：地表面温度（℃）
q_s：T_S における飽和比湿（kg/kg）
q：測定高度における比湿（kg/kg）
A_1：波数 1 のときの地表面温度の振幅（℃）
ω：日変化の角速度（$= 0.727 \times 10^{-4}s^{-1}$）
$T_{S,M}$：日平均地表面温度（℃）

$c_G\rho_G\lambda_G$：熱物理係数（ここでは $0.2 \times 10^6 J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$）
φ：入力放射量と地表面温度との位相差（rad）
S_M：日平均全天日射量（W/m^2）
L_M：日平均下向き長波放射量（W/m^2）
⊿：飽和比湿の温度に対する変化率（K^{-1}）

式（3）-（5）を波数 0 から 4 まで合成して日変化を表す．式（6），（8）は波数 1 のときであり，これらも波数 4 まで合成して日変化を表した．ここでは正味放射量，地中熱流量は下向きを正，顕熱，潜熱は上向きを正とした．また，それぞれのパラメータが地表面温度や熱収支各項にどの程度寄与しているのか調べるために，近藤（1992），菅原・近藤（1995）にならい 1992 年 2 月 28 日において Landsat-5 号 /TM の関東シーン （ほぼ第 3 図に対応）で気象データのある場所のデータを平均し，その平均値を用いて感度解析を行った．

なお，一連の熱収支の日変化の計算には菅原・近藤（1995）で使用されている防衛大学校地球海洋学科の菅原広史氏のプログラムを使用した．また，本研究で行なった熱収支計算は近似解法であるため誤差があるが，今回基準とした衛星通過時の顕熱の推定誤差が 20 W/m^2 程度なので，十分実用的と考えた（**III**参照）．



第 3 図　感度解析の際に参照した気象官署，アメダス地点

III　結果と考察

(1) 地表面温度と熱収支各項の日変化について

第 1 図（a）は 1992 年 2 月 28 日の館野における気温と地表面温度の日変化を示している．地表面温度の日変化を見ると，日中は計算値のほうが小さくなっているが，衛星飛来時で見ると，計算値と観測値の差は 1.27 ℃になった．日変化で計算値の方が小さくなったのは，日射量の推定値が観測値より小さくなっていることと（第 1 図 c），パラメータを一日を通して一定としたことが要因と考えられる．近藤（2000）では，市販の放射温度計の問題点をいくつか挙げているが，その誤差は大きいもので 2 ～ 3 K となっている．このことから，衛星飛来時の計算値と，上向き長波放射量から求めた地表面温度との差 1.27 ℃は十分な精度であると言える．

地表面温度は日の出直後から上昇し始め，13 時に最高となり次の日の朝方にかけてまた下降する．気温は地表面温度と位相が 1 時間ずれており，14 時に最高となる（第 1 図 a）．また地表面温度と正味放射量（第 1 図 e）において，観測値と比較すると計算値の方が位相が早い．これは日射量の推定式を作る際に観測値との位相差を考慮しなかったことが要因と考えられる（第 1 図 c）．観測では例えば 11 時から 12 時の平均値を 12 時の観測値としているため，本来は 11 時 30 分のところにプロットされなければいけないものが 30 分遅れたところにプロットされていることになる．よって地表面温度の位相もずれたものと推測される．また 13 時に正味放射量の観測値が急に小さくなっているのは，この時間に雲が出ていたためと考えられる（第 1 図 c,e）．

計算の結果得られた熱収支各項を TERC の観測値と比較した．なお，TERC の気温は欠測となっていたので，ここでは館野の観測値を用いて計算を行なった．正味放射量の観測値（第 1 図 g）は，顕熱，潜熱，地中熱流量の観測値の和とは一致せず，熱収支が閉じていない．また 3 項の和として求めた正味放射量は変動が激しくなっている．次に熱

収支各項について見ていくと，顕熱は日変化がよく再現できている（第 1 図 h）．衛星の飛来時刻でみると観測値と計算値との差は 3.02 W/m^2 となった．日変化は 7 時ごろまでマイナスの値をとり，それから上昇して 12 時に最高となり，17 時ごろ再びマイナスとなる．

潜熱は檜山ほか（1993）で述べられていたように時別値の変動が激しく，日中に負の蒸発が見られた（第 1 図 i）．これはライシメーターの精度の問題である．日積算値においても計算値と約 340 W/m^2 の差があったので，観測値と比較することができなかった．そこで潜熱に関しては間接的方法として，熱収支の残差として求めたものと比較したところ，日積算値の差が約 8 W/m^2 となった．しかし残差として求めた潜熱のほうが位相が早く，日変化でみると一致しなかった．計算値では 13 時に最大となり，残差から求めた潜熱は 10 時に最大となっている．これは地中熱流量の項に大きく影響を受けていると考えられる．地中熱流量の観測値は振幅が小さく，また計算値では最大が 11 時に現れるのに対し，観測値は 15 時と，位相が 4 時間ずれている（第 1 図 j）．

1997 年から 1999 年においても 1992 年と同じパラメータを用いて同様の解析を行った．館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と計算値を比較すると，衛星の飛来時刻で 1998 年は 0.46 ℃，1999 年は 0.14 ℃の差となった．なお 1997 年は上向き長波放射量が欠測であったため比較できなかった．TERC の顕熱で比較すると，1997 年が 16.44 W/m^2，1998 年が 0.42 W/m^2，1999 年が 30.57 W/m^2 となり，精度よく再現できていると言える．また TERC で観測されている熱収支各項の日変化についても 1992 年と同様の傾向が見られた．

(2) パラメータの感度解析

1992 年のデータを使ってパラメータの感度解析を行なった．気温，日射量は，気象官署，アメダス地点（第 3 図）での観測値の平均値を基準条件とし，パラメータと観測値をそれぞれある割合で変化させた．なお，アメダス地点における日射量は，近藤ほか（1991）にならって日照時間と可照時間から推定した．推定式を TERC の観測値と比較したところ，RMSE は 19.64 W/m^2 であった．比湿は，気象官署では観測値を用い，アメダス地点では最も近い気象官署のデータを用いた．

日射量と下向き長波放射量の推定式の精度は約 20 W/m^2 となった．そこでその分日射量と下向き長波放射量が大きくなったときに地表面温度と熱収支各項にどの程度の影響が出るのかを感度解析により調べた．

感度解析の結果は第 1 表の通りである．日射量では地表面温度の振幅は約 1 ℃，日平均値で 0.7 ℃，衛星の飛来時で 1.67 ℃高くなった．また下向き長波放射量では，衛星の飛来時の地表面温度は 0.83 ℃高くなった．

地表面温度に影響を与えるパラメータと入力すべき観測値は交換速度，アルベド，蒸発効率，日射量，下向き長波放射量で，特に Landsat が飛来する 10 時の値で比較すると，交換速度，蒸発効率，日射量の地表面温度に対する感度が高い．地表面温度の日平均値（Am，式（8）では $T_{S,M}$）が大きくなるのは，日射量，下向き長波放射量が大きく，アルベド，交換速度が小さいときである．地表面温度の振幅（A1）が大きくなるのはさらに蒸発効率が小さいときである．顕熱の日平均値が大きくなるのは交換速度，蒸発効率が小さく，下向き長波放射量，日射量が大きいときで，潜熱の日平均値が大きくなるのは交換速度が大きいときである．地中熱流量の日平均値はパラメータの影響を受けないが，振幅は熱物理係数が大きいときに大きくなる．

地表面温度は，熱収支式を解く際に必要となるパラメータの影響を受けやすいが，その感度は実際の観測で使われる放射温度計の器差や観測誤差と比べると小さい．つまり第 1 表より，熱物理係数以外のパラメータを固定しても地表面温度の推定に与える影響は小さいと言える．

第 1 表　パラメータの感度解析

基準条件	条件の変化	⊿Tm(℃)	Am(℃)	Hm(%)	Em(%)	Gm(%)	Al (℃)	Hl(%)	El(%)	Gl(%)	Ts(10:00)
基準条件のとき		0.3(℃)	9.9(℃)	3.6(W/m^2)	34.6(W/m^2)	0.01(W/m^2)	11.4(℃)	94.1(W/m^2)	69.8(W/m^2)	49.9(W/m^2)	18.0(℃)
C_nU 0.01(m/s)	+0.005 (m/s)	−0.6	−0.6	−151.0	134.6	100.0	−2.2	109.4	120.3	78.9	−2.3
albedo 0.18	+0.1	−0.7	−0.7	−141.6	87.6	100.0	−1.0	86.3	90.3	89.8	−1.7
β 0.4	−0.1	0.4	0.4	235.5	80.2	100.0	0.7	107.0	78.6	105.9	0.8
$c\rho\lambda$ 0.2E+06 ($J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$)	+(0.1E+6) ($J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$)	0.0	0.0	100.0	100.0	100.0	−0.3	95.1	96.9	118.8	−0.5
q 4.7E-3 (kg/kg)	+ 1.0E-3 (kg/kg)	0.5	0.5	280.6	73.6	100.0	0.0	100.0	100.0	100.0	0.5
emi 0.98	+0.02	−0.1	−0.1	71.2	98.5	100.0	0.0	99.6	100.0	99.7	−0.1
Sm 165 (Wm^{-2})	+20 (Wm^{-2})	0.7	0.7	342.9	112.4	100.0	1.1	114.0	108.7	110.4	1.7
Tm 9.7 (℃)	+1 (℃)	−0.5	0.6	−67.6	109.5	100.0	−0.3	98.5	104.6	98.2	0.5
lm 164.8 (Wm^{-2})	+20 (Wm^{-2})	0.8	0.8	387.3	114.7	100.0	0.0	100.4	99.2	99.5	0.8

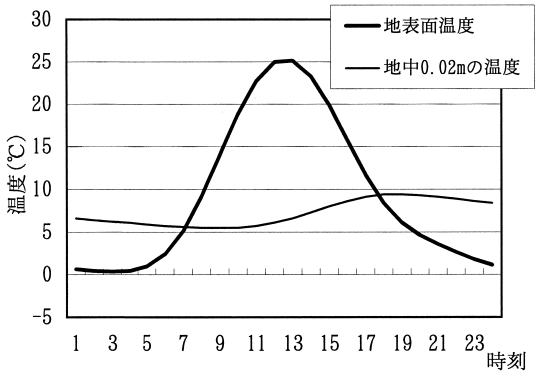
⊿Tm：地表面温度と気温の差の日平均値
Am：地表面温度の日平均値
Hm,Em,Gm：顕熱，潜熱，地中熱流量の日平均値
Al：地表面温度の振幅
Hl,El,Gl：顕熱，潜熱，地中熱流量の振幅
Ts(10:00)：地表面温度の10時における差
emi ： 地表面の射出率
注）⊿Tm，Am，Ts(10:00)は基準条件の時との差で表し，そのほかは基準条件を100とした時の値で表す．

(3) 熱収支のインバランス問題

TERC の観測値を解析したところ, 熱収支が閉じないことが確認できた（第 1 図 g）．これは顕熱や潜熱を直接測定する渦相関法が用いられるようになった頃から，ほかの観測でも報告されるようになったことである（宮崎・山本, 2001）．これまで使用してきたボーエン比法や熱収支法は熱収支が閉じることが前提となっていた．しかし顕熱と潜熱が別々に観測できるようになると，多くの研究者から熱収支のインバランス問題が指摘されるようになった．具体的には，TERC と同様に，正味放射量の観測値が顕熱，潜熱，地中熱流量を足したものより大きくなる．これはランダム誤差ではなく系統的な問題と言われている（塚本，2001）．

熱収支のインバランス問題への対応として，測器のキャリブレーションを定期的に行なうことが挙げられる. TERC の正味放射量はセンサーの交換後に実際より大きく観測されているという報告があるように（近藤，1998），測器のキャリブレーションを定期的に行ない，測器の癖を知ることで精度よく観測することができる．また熱収支が閉じない一因として，蒸発散量を測定しているウエイングライシメーターの時別値の精度が良くないことが挙げられる（第 1 図 i）．日平均値では観測値と計算値で差が小さくなったが，時別値でみると日中に負の蒸発がおこるため，このデータを用いて日変化について調べることができない．

また熱収支のインバランスの一番大きな要因として考えられるのは, TERC の場合, 地中熱流量が実際よりも小さくなっていることが挙げられる．つまり，地中熱流量の日変化が計算値と大きく異なったのは草の影響が考えられる（第 1 図 j）. TERC では冬季の草刈後，草がそのまま放置されるため（第 2 図）, 地表面が厚みを持っている（近藤, 1998）．日中，日射により地表面が温められるが，その一部は草の層の昇温に使われるため熱収支のインバランスが起こると考えられる. また草の層を通ったものが地中へと流れていくので, 計算値に比べると位相が遅れ振幅も小さくなる．実際に地中 0.02 m の温度と，解析的に求めた地表面温度の日変化を見ると（第 4 図），1992 年には地表面温度は 13 時に最大になるのに対し，地中 0.02 m の温度の最大値は 18 時に現れている．これは近藤（2000）で見ると，地中 0.13 m の温度に相当する．TERC の熱収支解析では草の層の熱容量を考慮しておらず, また熱収支各項の観測場所がそれぞれ離れているため（例えば桜ほか，1999 の第 1 図），他の熱収支項と同一面とはならず，熱収支のインバランス問題が発生したと考えられる．逆に草の層の熱容量がわかれば，冬季に地面が枯れ草に覆われていて



第 4 図　1992 年 2 月 28 日の TERC の地表面温度（解析解）と地中 0.02m の温度の日変化

も熱収支各項を精度良く推定することが可能である．また，熱流板だけではなく，温度積分法（広田ほか，2001）と組み合わせるなどして測定精度を上げることも重要である．冬季の霜柱などにより埋設深が変わっている恐れがあるので，まずは熱流板が本当に 0.02 m に埋設されているかを確認したほうが良いであろう．

IV　結論

本研究では，交換速度，アルベド，蒸発効率，射出率，熱物理係数を設定し，気温を波数 2 まで，日射量を波数 4 まで合成して熱収支式を解析的に解き，地表面温度と熱収支各項の日変化および Landsat 飛来時（午前 10 時）の値を求めた．本研究によって明らかになったことをまとめると，以下のようになる．

- 熱収支式から解析的に求めた地表面温度と熱収支各項の日変化を館野とTERCの観測値と比較したところ，十分な精度でこれらを求めることができた．
- 熱収支解析では，熱物理係数の設定が難しく，その他の地表面パラメータは標準的な値にしておけばよいことが感度解析より明らかになった．
- TERC の観測値で熱収支が閉じない原因として，顕熱，潜熱を独立して測っていること，正味放射量の観測値が実際より大きく観測されていること，蒸発散量を測定しているライシメーターの時別値の精度が悪いこと，草刈後に地表面を覆う草の貯熱量が考慮されていないことを指摘した．

今後は，本研究の手法を関東地方の気象官署とアメダス地点に適用し，本研究で解析対象とした日時の地表面温度，気温，衛星 Landsat の輝度温度の関係を調べる予定である．

謝辞

本研究は，北村彩子による東京都立大学理学部地理学科の 2002 年度卒業論文（熱収支の日変化を考慮した，衛星データによる熱環境の把握に関する研究）の一部をまとめたもので，その骨子は平成 14 年度陸域環境研究センター年次研究報告会で発表しました．本稿執筆の機会を与えて下さった TERC の田中　正先生とスタッフの皆様に感謝いたします．

東北大学名誉教授の近藤純正先生には，卒業研究全般にわたり指導して頂きました．また，本稿にも目を通していただき，有益なコメントを頂戴しました．産業技術総合研究所資源環境研究所の三枝信子氏からは論文をお送りいただき，防衛大学校地球海洋学科の菅原広史氏には熱収支式のプログラムを使わせていただきました. TERC の野原大輔氏と浅沼　順氏には，データ利用時や 2002 年 10 月 24 日の TERC 見学の際に便宜を図っていただきました．

ここに記してお世話になった方々に感謝の意を表します．

文献

近藤純正（1982）: 複雑地形における夜間冷却―研究の指針―．天気，**29**，935-949.

近藤純正（1992）: 地表面温度と熱収支の周期解及

びその応用．農業気象，**48**，265-275.
近藤純正編（1994）:『水環境の気象学』朝倉書店，350p.
近藤純正（1996）: 放射量の観測．農業気象，**52**，171-174.
近藤純正（1998）: 種々の植生地における蒸発散量の降水量および葉面積指数への依存性．水文・水資源学会誌，**11**，679-693.
近藤純正（2000）:『地表面に近い大気の科学』東京大学出版会，324p.
近藤純正・森　洋介（1982）: アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量と最低気温予報式（1）．天気，**29**，1221-1233.
近藤純正・森　洋介（1983）: アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量と最低気温予報式（2）．天気，**30**，143-150.
近藤純正・中村　亘・山崎　剛（1991）: 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, **38**, 41-48.
桜　久美子・新村典子・木村富士男（1999）: 長期データを用いた草地の熱収支の変動について．筑波大学水理実験センター報告，**24**，97-106.
菅原広史・近藤純正（1995）: 都市における各種地表面温度の敏感度解析．天気，**42**，813-818.
塚本　修（2001）: 地表面フラックスと大気境界層．気象研究ノート，No.199，1-9.
檜山哲哉・杉田倫明・三上正男（1993）: ウエイングライシメーターと熱収支法による潜熱フラックスの比較．筑波大学水理実験センター報告，**18**，41-53.
広田知良・福本昌人・渡辺　力（2001）: 地中熱流量と水体・森林貯熱．気象研究ノート，No. 199，141-152.
宮崎　真・山本　晋（2001）: 熱収支インバランス研究会報告．天気，**48**，711-713.
Mabuchi, K., Kida, H., Saigusa, N. and Oikawa, T.（1997）: A biosphere-atmosphere interaction model（BAIM）and its primary verifications using grassland data. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **47**, 115-140.

（2003 年 5 月 14 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　41 ～ 50　　（2003）

Settling Flux of PAHs on the Ground Surface

Ardhendu Sekhar SHANNIGRAHI*, Takehiko FUKUSHIMA *,
Noriatsu OZAKI ** and Shuichi HASEGAWA ***

Abstract

Three methods (bucket, downward and upward surface plate, and water vessel) for measuring dry deposition were used at the three different heights (0.5 m, 1.5 m and 12.5 m) to estimate the real settling fluxes of mass and Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) in TERC (Tsukuba), Japan. Ambient air samples were also collected there using a high-volume sampler. Particle size distributions and composition of PAHs were measured by the low pressure cascade impactor (LP-20) at NIES which is located about 5 km south of TERC. Settling velocities were calculated as the settling fluxes divided by corresponding average ambient air concentration. The results showed that small particles dominate atmospheric dry deposition of PAHs and that bucket deposition fluxes and net fluxes decrease with height due to re-suspension and/or vertical distribution of suspended particles etc. The results also indicated that downward fluxes overestimated and net fluxes underestimated the real fluxes for both mass and PAHs. To estimate the real fluxes, we can assume that net flux is the first approximation.

Keywords: Polycyclic aromatic hydrocarbons; Atmospheric deposition; Net flux; Settling velocity; Size distribution

I Introduction

Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) are organic compounds, containing more than one benzene ring. Sixteen PAH congeners have been classified as priority pollutants by Environmental Protection Agency (EPA), USA due to their carcinogenic property. Interest in atmospheric deposition has increased over the past decade because deposition is an important pathway for the transfer of pollutants from the atmosphere to natural surfaces. Dasch (1985) found that bucket collected more dry deposited material than Teflon, foil, or coated foil surfaces. Previous attempts to quantify PAHs dry depositions have found that there is still no generally acceptable technology for sampling and analyzing dry deposition flux. Therefore, till now, there has been insufficient data to reliably estimate and understand PAH movement in the environment. Recently, a greased, smooth surrogate surface was successfully used to measure particulate fluxes of organic and inorganic air pollutants (Yi *et al*., 1997; Tasdemir, 1997; Franz *et al*., 1998; Cakan,

* Institue of Geoscience, University of Tsukuba
** Department of Civil and Environmental Engineering, Faculty of Engineering Hiroshima University
*** National Institute for Environmental Studies

1999; Shahin *et al*., 1999; Shahin *et al*., 2000; Yi *et al*., 2001; Vadar *et al*., 2002). Since this surrogate surface does not significantly disturb airflow, it gives estimates of the lower limits of dry deposition compared with rougher natural surfaces.

Various surrogate surfaces have been used in the past with the deposition flux shown to be dependent on the shape and properties of the surface (Davidson *et al*., 1985; Vandenberg and knoerr, 1985). Surrogate surfaces are often used because they are relatively inexpensive and do not possess many of the problems associated with the biological surfaces. However, no surface has been established as a standard. The present collection surface was patterned after those used in wind tunnel studies (McCready, 1986) and was designed to provide minimum air flow disruption and thus provide an estimation of the lower limit for dry deposition flux (Davidson *et al*., 1985; Vandenberg and knoerr, 1985).

A comparison of various dry deposition surfaces has shown that the deposition flux is a function of the collector surface geometry and that a smooth surface provides the lowest deposition flux. The flux plate was designed so that it could simultaneously collect particles on the upward and downward surface plate. This provides information on both particle deposition and suspension. Particles collected on the deposition upward and downward surface plates are used to calculate net flux (downward flux - upward flux).

The objectives of this study were:

1. To compare different settling methods to estimate mass and PAHs fluxes at the three different heights.
2. To estimate real fluxes of mass and PAHs on the ground surface.

II Experimental section

2.1. Deposition plate

The dry deposition flux was directly measured by using smooth surface plastic plates (0.45 m × 0.3 m × 5 mm) of which both surfaces were covered with aluminum sheets (0.3 m × 0.2 m) coated with approximately 15 mg silicon grease. The plates were fixed to the horizontal bars at the three different heights. We call the flux measured by the upper sheet the downward flux and that measured by the lower one the upward flux. This hydrophobic grease has a high molecular weight and low vapor pressure and is therefore suitable to measure PAH flux and it is suitable for measurement of particulate matter and PAHs. Before sample collection, the grease was sprayed onto the aluminum sheets. Sheets were then put in an oven at 50 ℃ for 90 minutes to remove the volatile substances. The sheets were weighed before and after sampling to determine total mass of the particles collected. The greased sheets were then extracted and analyzed for PAHs. Analysis of unexposed aluminum greased sheets (blank) showed that their PAH mass was below the detection limits of this study.

The following features were considered to be applicable to the smooth surface plate for measuring the deposition fluxes under study:

a. A smooth surface produces minimum deposition velocities for surrogate collectors under atmospheric conditions (Davidson *et al*. 1985).
b. An aerodynamic boundary layer that developed over a smooth, flat, acrylic plate with a sharp leading edge in wind tunnel studies (McCready, 1986) is present.
c. Particles are deposited on the surrogate surface plate due to interactions between the particles and the turbulent motion of the atmosphere if the particles are in the inertial deposition range.
d. The greased surfaces prevent particle bounce (Holsen *et al*. 1991).

2.2. Sampling program

Experimental site is located at Terrestrial Environment Research Centre, University of Tsukuba, Tsukuba, Japan (36 ° 06'35" N, 140 ° 6'00" E and an altitude of 27 m).

Experiments were conducted at three different heights *i.e*. 0.5 m, 1.5 m and 12.5 m, using three different settling methods: (1) downward and upward surface plates covered by aluminum sheet (exposed surface area 0.06 m^2) coated with silicon grease, (2) bucket (exposed area 0.046 m^2) and (3) water vessel (exposed area 0.039 m^2).

Deposition fluxes by water vessel method were measured only at 1.5 m height. Simultaneously, air samples were also collected at TERC building roof (about 7 m height) using a high volume sampler. For particle size distribution, air samples were collected using a low pressure cascade impactor (LP-20) on the building roof (about 3 m height) in NIES campus which is located about 5 km south of TERC. The sampling apparatus of dry deposition are shown in Fig. 1.

Simultaneous dry deposition and ambient air samples were collected between July and December, 2002 at TERC and particle size distribution air samples were collected at NIES during November, 2002. During periods of no rain, the dry deposition plates allow adequate material to be deposited for the PAH analysis. Each set of dry deposition samples was typically exposedfor 2-5 for days; each high-volume sample was collected for 24 hrs. Air samples for measuring particle size distribution were collected for 3 days. Wind speed (ms^{-1}) was measured at 1.5 m height during the study period.

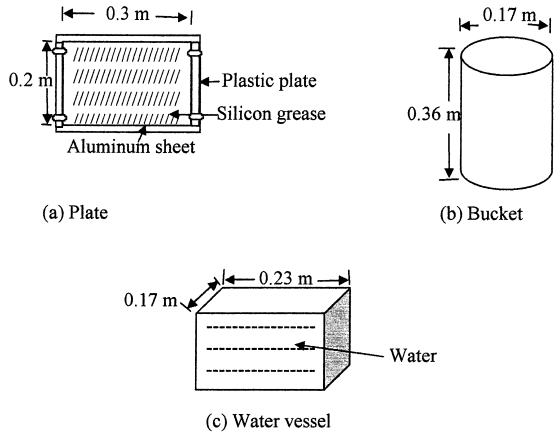


Fig. 1 Different sampling apparatus of atmospheric deposition

2.3. PAHs extraction and analysis

After collecting deposited samples, the silicon greased aluminum sheets and glass fiber filter papers were dried for two days at room temperature and subsequently put into a 50 ml glass bottle and extracted with dichloromethane in an ultrasonic water bath for analysis of particulate PAHs. Extracts were concentrated with N_2 before GC/MS analysis. For analysis of solvent PAHs, the eluent was filtered through SepPak tC 18 and PAHs were trapped in it. Entrapped PAHs were extracted with dichloromethane, and the elution was also concentrated with N_2. PAHs were analyzed with a GC/MS (Shimadzu). In this study, 16 PAH congeners were analyzed and their abbreviations, molecular weight (MW), chemical formula and structure are shown in Table 1.

III Results

3.1. Settling fluxes of mass and PAHs

Mass fluxes decrease with height. At 1.5 m, settling fluxes of bucket, downward surface plate, water vessel, and upward surface plate decrease in this order: bucket > downward plate > water vessel > upward plate (Fig. 2). Net fluxes (downward minus upward) of mass which were nearly the same magnitude as upward fluxes were very low. Similarly, Fig. 3 shows that PAH fluxes decrease with height except the flux of the bucket at 0.5 m and at 1.5 m, and that settling fluxes of water vessel, bucket, downward surface plate, and upward surface plate decrease in this orde (Fig. 3). PAH fluxes of bucket were about four times higher than net flux. These net fluxes were very small because PAH fluxes difference between downward and upward surface plate were very low.

Settling fluxes of mass measured by the previous studies were reported as 175 $mgm^{-2}d^{-1}$ by Noll *et al*. (1989), 193 $mgm^{-2}d^{-1}$ by Holsen and Noll (1992), 163 $mgm^{-2}d^{-1}$ by Lin *et al*. (1993) and 134 $mgm^{-2}d^{-1}$ by Sheu *et al*. (1996). The settling fluxes of mass measured in this study were about one seventh to one fourth of the

Table 1 Measured PAHs and their abbreviations, molecular weight (MW), chemical formula and structure

PAH	Abbreviation	MW	Formula	Structure
Acenaphthylene	ACY	152.2	$C_{12}H_8$	
Acenaphthene	ACE	154.2	$C_{12}H_{10}$	
Fluorene	FLU	166.2	$C_{13}H_{10}$	
Phenanthrene	PHEN	178.2	$C_{14}H_{10}$	
Anthracene	ANTH	178.2	$C_{16}H_{10}$	
Fluoranthene	FLUR	202.3	$C_{16}H_{10}$	
Pyrene	PYR	202.3	$C_{16}H_{10}$	
Benz[a]anthracene	B(a)A	228.3	$C_{18}H_{12}$	
Chrysene	CHR	228.3	$C_{18}H_{12}$	
Benzo[b]fluoranthene	B(b)F	252.3	$C_{20}H_{12}$	
Benzo[k]fluoranthene	B(k)F	252.3	$C_{20}H_{12}$	
Benzo[e]pyrene	B(e)P	252.3	$C_{20}H_{12}$	
Benzo[a]pyrene	B(a)P	252.3	$C_{20}H_{12}$	
Benzo[g,h,i]perylene	B(g,h,i)P	276.3	$C_{22}H_{12}$	
Indeno[1,2,3-cd]pyrene	I(1,2,3-cd)P	276.3	$C_{22}H_{12}$	
Dibenz[a,h]anthracene	DB(a,h)A	278.4	$C_{22}H_{14}$	

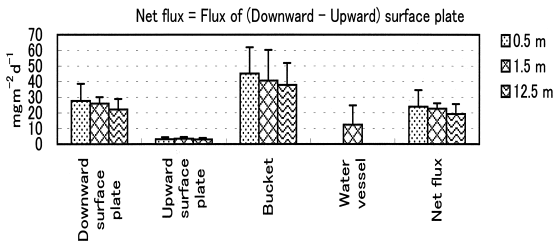


Fig. 2 Averaged mass flux ($mgm^{-2}d^{-1}$) at TERC, Tsukuba

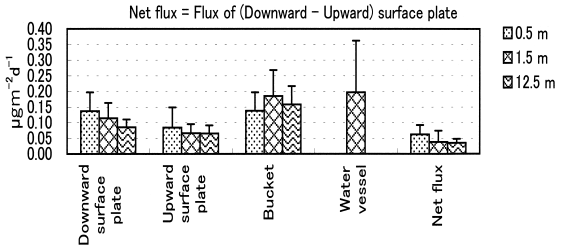


Fig. 3 Averaged ∑ 16 PAH congeners ($\mu gm^{-2}d^{-1}$) at TERC, Tsukuba

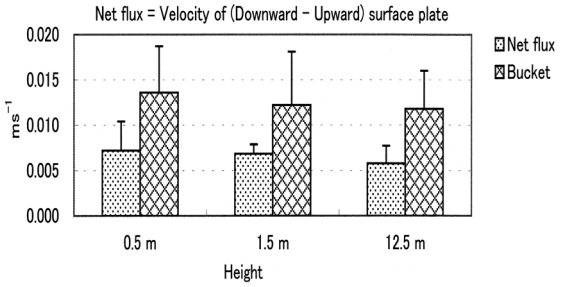


Fig. 4 Average settling velocity (ms^{-1}) of particulate matter at TERC, Tsukuba

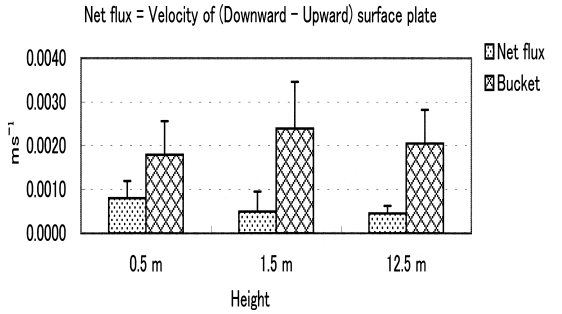


Fig. 5 Average settling velocity (ms^{-1}) of PAHs (∑ 16 PAH congeners) at TERC, Tsukuba

value measured by the previous studies because these studies involved urban areas.

Settling velocities for mass and PAHs fluxes were calculated by dividing the deposition flux by the ambient particle concentration. Settling velocity of mass and PAHs fluxes were nearly equal at different heights (Fig. 4 and Fig. 5) because no significant difference was observed for the settling velocity at the different heights. Fig. 4 shows that settling velocity of mass measured by bucket was about two times higher than that of net flux. Fig. 5 shows that settling velocity of PAHs measured by bucket was about 2 ~ 5 times higher than that of net flux. The calculated settling velocities for PAHs flux in this study were one-tenth to one-fourth of the value measured by the previous studies reported as 0.0067 - 0.018 ms^{-1} by Sheu *et al*. (1996), 0.065 ms^{-1} by Tasdemir (1997), 0.004 - 0.037 ms^{-1} by Franz *et al*. (1998), 0.067 ms^{-1} by Odabasi *et al*. (1999), and 0.045 ms^{-1} by Vadar *et al*. (2002).

An average overall particle phase dry deposition velocities of the PAHs with molecular weights between 154 and 202 was 0.14 cms^{-1}, and that of the PAHs with molecular weights between 228 and 276 was 0.04 cms^{-1}. This decrease in deposition velocity with increasing molecular weight is supported by other experimental studies which have shown that a greater fraction of the higher molecular weight PAHs are associated with smaller particles in comparison with the lower molecular weight compounds (Winberry *et al*., 1988; Pistikopoulos *et al*., 1990; Lewis *et al*., 1991; Aceves and Grimalt, 1993; Poster *et al*.,1995; Allen *et al*., 1996; Kiss *et al*., 1998; Kaupp and McLahlan, 1999; Odabasi *et al*., 1999; Kaupp and McLahlan, 2000; Vadar *et al*., 2002).

Fluxes of mass and PAHs measured by downward surface plate and bucket method were nearly proportional to wind speed (Fig. 6 and Fig. 7), but fluxes of mass measured by upward plate did not change with wind speed.

The correlation coefficients between wind speed and deposition fluxes of mass and PAHs in bucket methods were 0.91 and 0.89, while the correlation coefficients between wind speed and the net fluxes of mass and PAHs were only 0.24 and 0.18, respectively. Deposition fluxes of mass and PAHs on the downward surface plates weakly correlate with wind speed (r = 0.48 and 0.52). The deposition fluxes of PAHs on the downward surface plate correlated well with the flux to the upward surface plate (r = 0.75), while deposition fluxes of mass on the downward surface plate insignificantly correlated with the flux to the upward surface plate (r = 0.04).

The data in this study showed that deposition flux and velocity increase with wind speed. The previous finding by Noll *et al*. (1988) found that the mass fluxes ratio of upward surface plates to downward surface plates was 0.33, while it was 0.13 in this study. The fluxes ratio of

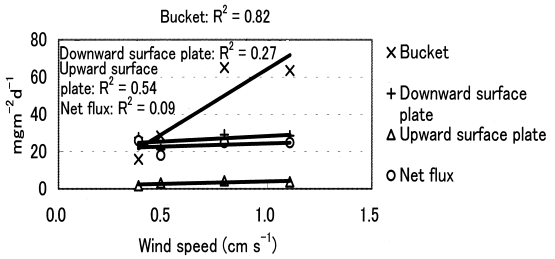


Fig. 6 Correlation analysis on deposition fluxes of mass ($mgm^{-2}d^{-1}$) with wind speed (cms^{-1}) at 1.5 m height

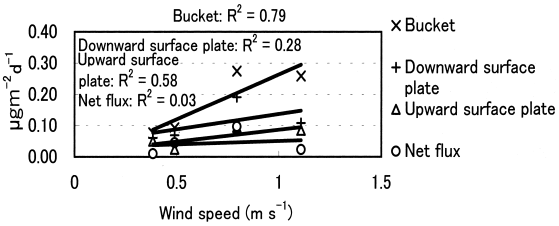


Fig. 7 Correlation analysis on PAHs deposition fluxes (∑ PAH congeners; $\mu gm^{-2}d^{-1}$) with wind speed (ms^{-1}) at 1.5 m height

the downward surface plate and upward surface plate provides information that can determine if particles remain suspended in the atmosphere.

The profile of dry deposition flux of individual PAHs were fairly similar regardless of sampling heights and sampling methods (Fig. 8). Phenanthrene, fluoranthene and pyrene were the most abundant compound measured in this study. The profile of dry deposition flux of individual PAHs in this study was nearly the same magnitude as the previous studies (Odabasi *et al*., 1999; Vadar *et al*., 2002).

3.2. Ambient particle phase concentration

The suspended particles were rich in high-molecular PAHs (Fig. 9). The particles captured by upward surface plates were rich in low-molecular PAHs. PAH compositions were fairly similar regardless of sampling heights. As to suspended particles, the smaller particles were very rich in low and high molecular weight PAHs compared with larger particles (Fig. 10). The small particles captured by low pressure cascade impactors showed higher PAH composition than that of deposited particles in bucket. In addition, a smaller particle has a higher specific area, and a higher attachment rate for organic pollutants. It may therefore contain a greater amount of organic carbon, which allows more PAH adsorption. PAH compositions of deposited matter were fairly similar regardless of sampling heights. The dominances of the contribution of small particles to the total PAHs in this study were also of nearly the same magnitude as the result obtained by Hildemann *et al.* (1991), Venkataraman *et al*. (1994) and Chen *et al.* (1997).

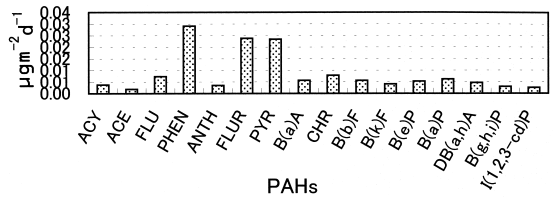


Fig. 8 Averaged individual PAH fluxes ($\mu gm^{-2}d^{-1}$) by downward surface plate method at 0.5 m height

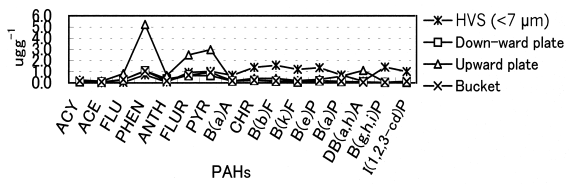


Fig. 9 PAH composition (ugg^{-1}) of the deposition samples at 1.5 m height and the suspended particles captured by high volume sampler (HVS) at TERC, Tsukuba

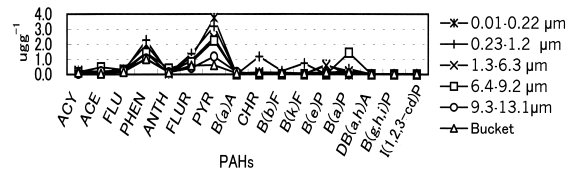


Fig. 10 PAH composition (ugg^{-1}) of the deposition samples measured by bucket and particle size measured by low pressure cascade impactor (LP-20)

IV Discussion

1. Difference between the methods

The deposition fluxes of mass and PAHs measured by the bucket method are about 1.6 and 1.4 times those by the downward surface plate methods, respectively, and about 1.9 and 3.6 times their net fluxes (downward minus upward), respectively (Fig. 2 and Fig. 3). The higher ratio of bucket flux to net flux for PAHs compared with mass, which resulted from the smaller difference in the fluxes between the downward and upward surface plate methods, indicates the difference in settling behaviors of the particles between with high and poor PAHs contents.

As for the water vessel, we can not explain the small deposited flux of mass in comparison with those by bucket and downward surface plate, suggesting the measurement errors; on the other hand, the coincidence of deposited PAHs fluxes between the bucket and water vessel appears reasonable.

Fig. 11 shows the possible errors induced by the three methods for measuring the settling fluxes. The downward and upward surface plates have a possibility of underestimating the actual fluxes because of the release of once-attached particles from the plate due to strong wind and/or gravitational force, reflection of particles due to their inertia, etc. This underestimation leads to the underestimation of the real flux estimated by the net flux.

On the other hand, the bucket and water vessel would overestimate the real flux because they substantially suppress the upward flux. Therefore, it is supposed that the real flux is present between the net flux and the bucket flux (or water vessel flux).

Then, we estimate the real flux. The hypotheses for the estimation are as follows:

1) The reduced rate { α : (actual flux - measured flux) / actual flux} for downward surface plate is identical to that for upward surface plate.

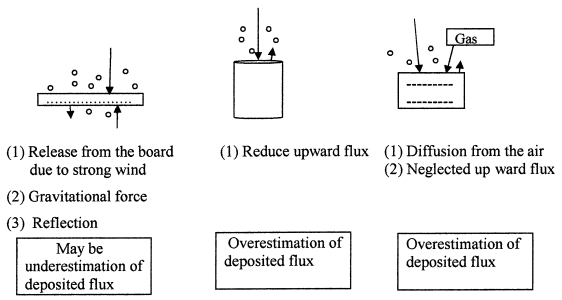


Fig. 11 Measurement errors of deposition flux

2) The reduced rate is identical for mass and PAHs.
3) The actual downward flux is measured by the bucket method.

Then, (1 - α) is estimated to be 0.6 (mass) to 0.7 (PAHs) by the downward surface plate flux divided by the bucket flux. Accordingly, the real flux is calculated to be the net flux divided by (1 - α); the ratios of the real flux to the flux measured by bucket are 1.2 for mass and 2.5 for PAHs. Because the calculated (1 - α) is underestimated due to the hypothesis 3), ratios of the real flux to flux measured by bucket are larger than the values above.

In conclusion, the deposition fluxes of mass are similar between the net (downward minus upward) and bucket methods because the upward flux of large particles representing mass is negligibly small compared with the downward flux even during strong wind period (Fig. 12). There would be insignificant differences in estimating the real mass flux between the net and bucket methods.

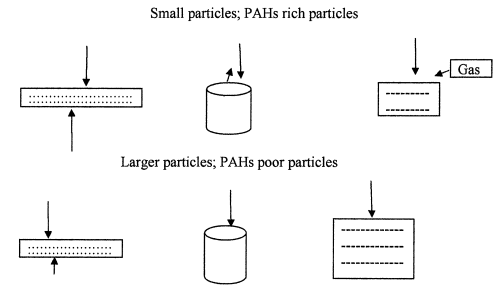


Fig. 12 Larger differences in smaller particles between net flux and bucket deposition flux

On the other hand, the upward flux should not be neglected for small particles e.g. the ones with high PAHs content. In such a case, the net flux is the better estimate for the real flux.

2. Height difference

It can be supposed that the reason why net fluxes decrease with height because real fluxes decrease with height; whereas decrease in the bucket flux with height can be a result of re-suspension from ground. This decrease in real flux with height is probably due to the vertical distributions of suspended particles and/or the vertical distribution of settling velocity. The vertical distributions of suspended particles and settling velocity depend not only on the positions of the sources but also the vertical mixing rate.

V Conclusions

This study focused to estimate real fluxes of mass and PAHs on the ground surface using different settling methods at the three different heights. The main conclusions are summarized as follows:

(1) Comparing the different heights, we have noted that bucket deposition fluxes and net fluxes decrease with height due to re-suspension and/or vertical distributions of suspended particles and settling velocity.

(2) Comparing the different settling methods, we have obtained higher settling flux in bucket method compared with net-flux, particularly for PAHs. The bucket method probably over-estimates and net-flux method underestimates the real deposition flux.

(3) To estimate real fluxes on the ground surface, we can use the net flux.

(4) PAHs are rich in small particles.

Acknowledgements

The authors wish to thank Dr S. Wakamatsu, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan for useful comments on this research work. We thank Dr Jun Asanuma and Mr. Daisuke Nohara (TERC, University of Tsukuba) for providing meteorological data, and for sampling help. Thanks are also addressed to Ms. Nitta Kyoko, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of Hiroshima, Japan for her help during PAHs extraction and analysis. This work was supported by grants from the Japan Society for the Promotion of Science.

References

Aceves, M. and Grimalt, J. O. (1993): Seasonally dependent size distributions of aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons in urban aerosols from densely populated areas. *Environmental Science & Technology*, **27**, 2896-2908.

Allen, J. O., Dookeran, N. M., Smith, K. A., Sarofim, A. D., Taghizadeh, K. and Lafleur, A. L. (1996): Measurement of polycyclic aromatic hydrocarbons associated with size-segregated atmospheric aerosols in Massachusetts. *Environmental Science & Technology*, **30**, 1023-1031.

Cakan, A. (1999): The direct measurement of the dry deposition of organochlorine pesticides and poly-chlorinated naphthalenes. Doctoral. Thesis, Illinois Institute of Technology, Chicago, IL.

Chen, S. J., Liao, S. H., Jian, W. J., Chiu, S. C. and Fang, G. C. (1997): Particle-bond composition of polycyclic aromatic hydrocarbons and aerosol carbons in the ambient air. *Journal of Environmental Science and Health*, **A32**, 585-604.

Dasch, J. M. (1985): Direct measurement of dry deposition to a poly-ethylene bucket and various surrogate surfaces. *Environmental Science & Technology*, **19**, 721-725.

Davidson, C. I., Lindberg, S. E., Schmidt, J. A., Cartwight, L. G. and Landis, L. R. (1985): Dry deposition of sulfate onto surrogate surface. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 2123-2130.

Franz, T. P., Eisenreich, S. J. and Holsen, T. M. (1998): Dry deposition of particulate polychlorinated biphenyls and polycyclic aromatic hydrocarbons to Lake Michigan. *Environmental Science & Technology*, **32**, 3681-3688.

Hildemann, L. M., Markowski, G. R. and Jones, M. C. (1991): Sub-micrometer aerosol mass distributions of emissions from boiler, fireplaces, automobiles, diesel trucks, and meat-cooking operations. *Aerosol Science and Technology*, **14**, 138-152.

Holsen, T. M., Noll, K. E., Liu, S. P. and Lee, W. J. (1991): Dry deposition of polychlorinated biphenyls in urban areas. *Environmental Science & Technology*, **25**, 1075-1081.

Holsen, T. M. and Noll, K. E. (1992): Dry deposition of atmospheric particles: application of current models to ambient data. *Environmental Science & Technology*, **26**, 1807-1815.

Kaup, H. and McLahlan, M. S. (1999): Atmospheric particle size distributions of polychlorinated dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans (PCDD/Fs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and their implications for wet and dry deposition. *Atmospheric Environment*, **33**, 85-95.

Kaup, H. and McLahlan, M. S. (2000): Distributions of polychlorinated dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans (PCDD/Fs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) within the full size range of atmospheric particles. *Atmospheric Environment*, **34**, 73-83.

Kiss, G., Varga-Puchony, Z., Rohrbacher, G. and Hlavay, J. (1998): Distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons on atmospheric particles of different sizes. *Atmospheric Research*, **46**, 253-261.

Lewis, R. G., Kelly, T. J., Chuang, J. C., Callahan, P. J. and Coutant, R. W. (1991): *Proceedings of the 9th World clean Air Congress and Exhibition*, Montreal, Canada.

Lin, J. M., Fang, G. C., Holsen, T. M. and Noll, K. E. (1993): A comparison of dry deposition modeled from size distribution data and measured with a smooth surface for total particle mass, lead and calcium in Chicago. *Environmental Science & Technology*, **27A**, 1131-1138.

McCready, D. I. (1986): Wind tunnel modeling of small particle deposition. *Aerosol Science and Technology*, **5**, 301-312.

Noll, K. E., Fang, K. Y. P. and Watkins, L. A. (1988): Characterization of the deposition of particles from the atmosphere to a flat plate. *Atmospheric Environment*, **22**, 1461-1468.

Noll, K. E., Fang, G. C. and Kenneth, Y. P. (1989): Development of a dry deposition model for atmospheric coarse particles. *Atmospheric Environment*, **23**, 585-594.

Odabasi, M., Sofuoglu, A., Vardar, N., Tasdemir, Y. and Holsen, T. M. (1999): Measurement of dry deposition and air-water exchange of polycyclic aromatic hydrocarbons with the water surface sampler. *Environmental Science & Technology*, **33**, 426-434.

Pistikopoulos, P., Wortham, H. M., Gomes, L., Masclet-Beyne, S., Bon Nguyen, E., Masclet, P. A. and Mouvier, G. (1990): Mechanisms of formation of particulate polycyclic aromatic hydrocarbons in relation to the particle size distribution; effects of mesoscale transport. *Atmospheric Environment*, **24**, 2573-2584.

Poster, D. L., Hoff, R. M. and Baker, J. E. (1995): Measurement of the particle size distributions of semivolatile organic contaminants in the atmosphere. *Environmental Science & Technology*, **29**, 1990-1997.

Shahin, U. M., Zhu, X. and Holsen, T. M. (1999): Dry deposition of reduced and reactive nitrogen: a surrogate surface approach. *Environmental Science & Technology*, **33**, 2113-2117.

Shahin, U., Lu, J., Yi, S. M., Paode, R. D. and Holsen, T. M. (2000): Long-term elemental dry deposition fluxes measured around lake Michigan with an automated dry deposition sampler. *Environmental Science & Technology*, **34**, 1887-1892.

Sheu, H. L., Lee, W. J., Su, C. C., Chao, H. R. and Fan, Y. C. (1996): Dry deposition of polycyclic aromatic hydrocarbons in ambient air. *Journal of Environmental Engineering*, **122**, 1101-1109.

Tasdemir, Y. (1997): Modification and evaluation of a water surface sampler to investigate the dry deposition and air-water exchange of polychlorinated biphenyls (PCBs). Doctoral. Thesis, Illinois Institute of Technology, Chicago, IL.

Vadar, N., Odabasi, M. and Holsen, T. M. (2002): Particulate dry deposition velocities of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs). *Environmental Science & Technology*, **128**, 269-274.

Vandenberg, J. J. and Knoerr, K. R. (1985): Comparison of surrogate surface techniques for estimation of sulfate dry deposition. *Atmospheric Environment*, **19**, 627-635.

Venkataraman, C., Lyons, J. M. and Friedlander, S. K. (1994): Size distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons and elemental carbon: sampling, measurement, and source characterization. *Environmental Science & Technology*, **28**, 555-562.

Winberry, W. T., Murphy, N. T. and Riggan, R. M. (1988): *Compendium of Methods for the Determination of Toxic Organic Compounds in Ambient Air*. Center for Environmental Research Information Office of Research and Development U.S. Environmental Protection Agency.

Yi, S. M., Holsen, T. M. and Noll, K. E. (1997): Comparison of dry deposition predicted from models and measured with a water surface sampler. *Environmental Science & Technology*, **31**, 272-278.

Yi, S. M., Shahin, U., Sivadechathep, J., Sofuoglu, S. C. and Holsen, T. M. (2001): Overall elemental dry deposition velocities measured around Lake Michigan. *Atmospheric Environment*, **35**, 1133-1140.

（Manuscript received May 23, 2003; accepted July 24, 2003）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　51 ～ 59　　（2003）

栃木県那須扇状地における地下水と河川水の交流

Interaction between Groundwater and River Water in the Nasu Fan, Tochigi

山中　勤*・田中　正*・浅沼　順*・濱田　洋平**

Tsutomu YAMANAKA*, Tadashi TANAKA*, Jun ASANUMA* and Yohei HAMADA**

Abstract

Water levels were measured for 34 wells in the Nasu Fan, Tochigi prefecture, in the end of October, 2002. Water quality of groundwater (34 samples), river water (6 samples) and spring water (3 samples) were also analyzed. Local relief of groundwater table is considerably low, and the typical value of its gradient is approximately 1/100. At an elevation between 220 m and 250 m, groundwater table approaches to the ground surface. Revival of interrupted stream of the Sabi River can be found near around this elevation as well as several major springs forming creeks. Comparison of water quality between groundwater and river water suggests that the Sabi River and the Houki River can recharge groundwater. These facts indicate that there is active interaction between groundwater and surface streams. Groundwater level fell over most part of the fan in recent 10 years. The maximum reduction of the groundwater level exceeds 3 m. Increase in electric conductivity of groundwater was detected in some areas including urban areas.

Ⅰ　はじめに

那須野原，あるいは那須野ヶ原ともよばれる那須扇状地は，栃木県北部に位置する面積およそ 400 km^2 の広大な扇状地であり，那珂川・箒川・蛇尾川・熊川などの諸河川によって形成された複合扇状地である．典型的な扇状地の例に漏れず，この地域においても扇頂から扇央にかけての一帯では地下水面が深く，河川は伏流する．このような水利用の困難さゆえに，那須扇状地は江戸時代後期まで開発の対象とは成りえなかったが，明治 18 年（1885 年）に国の直轄事業として那須疎水が開通した後，一転して開墾が進み，現在では扇頂部を除く大部分の地域が水田として利用されている．

那須扇状地の地下水は，那須疎水の開通以後も農業あるいは工業用水として利用されてきたが，戦後の過剰揚水により地下水位はかなり低下したと言われ，また昭和 40 ～ 60 年代に行われた那須疎水のライニング（コンクリート化）が地下水位の低下に拍車をかけたとも言われている（西那須野町史編さん委員会，1991）．このことは，那須疎水からの浸漏水が地下水涵養において重要な役割を担っていたことを暗示しており，また同様に，水田の水が透水性の高い扇状地礫層に浸透して地下

*　筑波大学陸域環境研究センター
**　筑波大学地球科学系（現：長寿科学振興財団）

水を涵養しているということも容易に想像できる．最近では，高濃度の窒素肥料を溶かし込んだ水田水の浸透により，地下水の硝酸イオン濃度が上昇するという，いわゆる硝酸性窒素汚染が問題視されている（例えば，檜山・鈴木, 1991；大橋ほか，1994；宗村ほか，2002）．

このように，那須扇状地における水循環は人間の活動範囲を規定する重要な自然要因の一つであったが，明治以降は逆に人間活動の影響を受けて質・量ともに変貌しつつある．さらに最近では首都移転先の有力候補として那須地区が注目されており，もし実現されればその変容の加速は必至であろうと思われる．したがって，本地域の社会的変容に伴う水循環の応答を継続的にモニターすることは極めて意義深いと考えられる．幸い，本地域においては1950年代以降幾つかの地下水調査事例があり（例えば，佐々木ほか , 1958；山本・寺田 , 1980；檜山・鈴木 , 1991），過去の状態との比較は容易に行える．しかしながら，扇状地の特性とも言える河川の伏流や再湧出など，地下水と河川水の間のダイナミックな交流現象については，従来の研究調査の間で見解に差異がある．例えば，佐々木ほか（1958）は基盤形状などを根拠として，蛇尾川が地下水涵養に果たす役割は僅少であること，また那珂川・箒川と那須扇状地地下水の交流はほとんどありえないことを推論した．一方，檜山・鈴木（1991）は，地下水面形状や地下水溶存成分の空間分布パターンをもとに，蛇尾川・熊川のみならず箒川からも地下水涵養がなされている可能性を指摘している．しかしながら，地下水と河川水の水質の直接的な比較は示されていない．

以上のような背景から，筆者らは 2002 年 10 月末に那須扇状地における水循環の現状を再確認するための調査を実施した．本報では特に，地下水と河川水の間の交流現象に焦点をあててその結果を報告する．また，従来の調査結果との比較により，近年における水循環の様相の変化についても論じる．

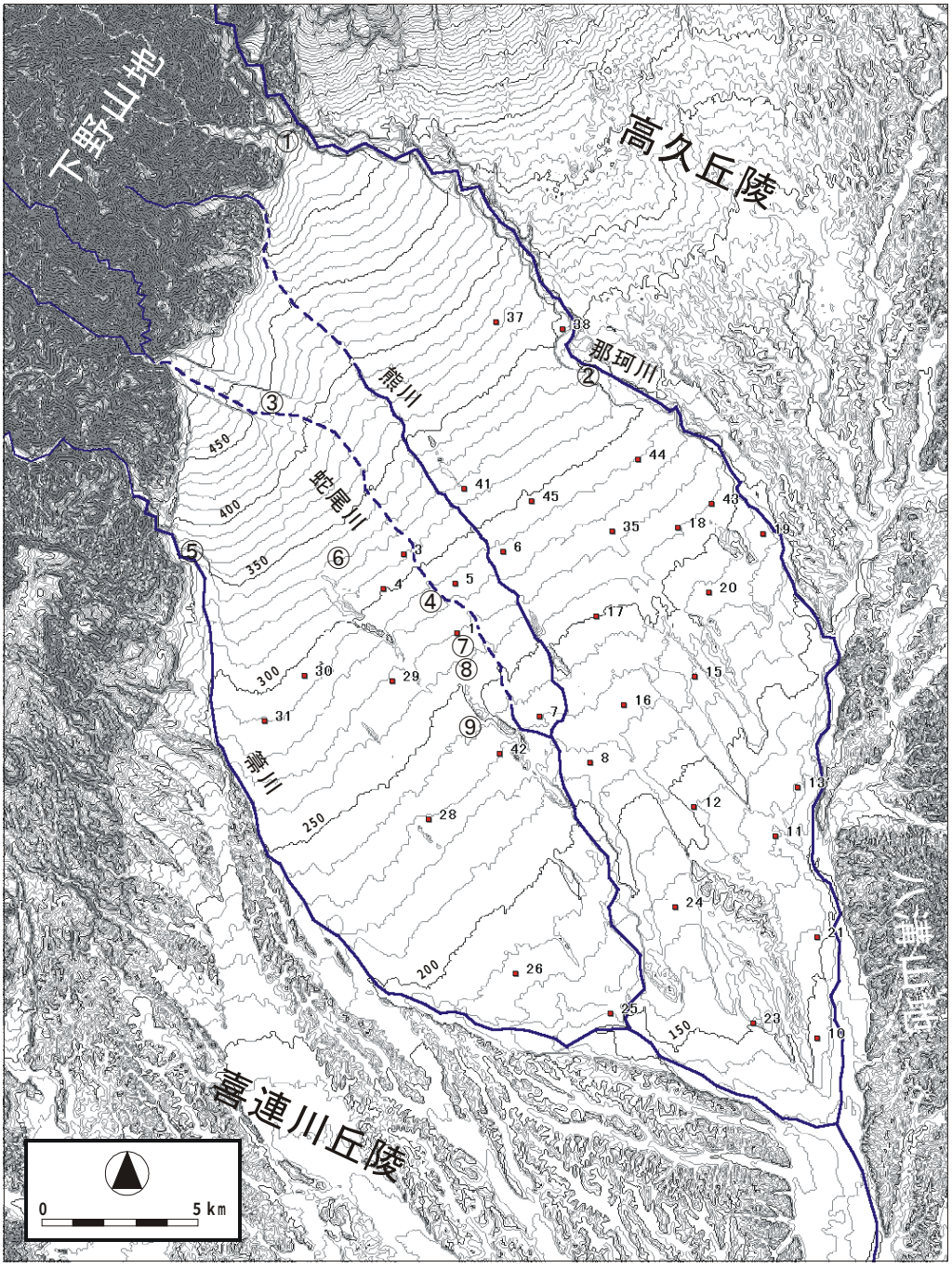
II　調査対象地域概要

那須扇状地の海抜標高は 560 m から 120 m の範囲におよび，北北西から南南東に向けて傾斜している（第 1 図）．渡部・提橋（1962）の区分にしたがえば, 標高約 360 m 以上の地域が扇頂部, 250 ～ 220 m 以下の地域が扇端部，それらの中間が扇央部に相当する．北西縁は下野山地（帝釈山地）に接し，その境界に関谷構造線が走る．北東縁と東縁には北方の那須火山に源を発する那珂川が南流しており，それぞれ高久丘陵（白河丘陵）と八溝山地に境を接している．なお，いわゆる“那須高原”という呼び名は高久丘陵を指す．一方，西縁および南西縁は喜連川丘陵（塩那丘陵）と接し，その境界を西方の高原火山に源流をもつ箒川が流れ，扇状地南東端において那珂川と合流する．このため扇状地全体の形状は扇頂を要とする単純な扇形ではなく，扇端で閉じる紡錘形あるいは砲弾型に近い形状をもつ．那珂川・箒川に準ずる規模を持つ蛇尾川・熊川の二河川が扇状地中央部を縦断しているが，下野山地から扇状地面へ出てまもなく伏流し，水無川となっている．伏流区間は先行降雨の多寡によって変動するが，通常，蛇尾川は扇央と扇端の境界にあたる標高 220 m 付近で再湧出する．また，この付近から扇端にかけてはかなりの数の湧水が認められ，イトヨや国指定天然記念物のミヤコタナゴの生息地となっている．扇央から扇端にかけての一帯ではまた，諸河川による開析を受けて形成された分離丘陵が残存する．

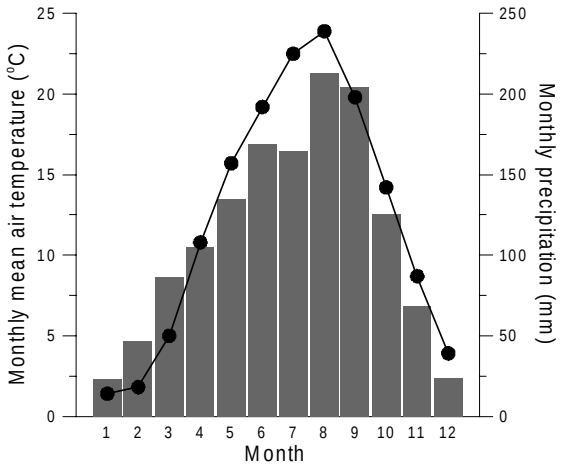
気象庁 AMeDAS データによる 1978 年～ 1997 年の 20 年間の平年的な値によれば，那須扇状地のほぼ中央に位置する大田原市における年平均気温は 12.2 ℃，年降水量は 1365.4 mm である．また，最暖月（8 月）の月平均気温は 23.9 ℃，最寒月（1 月）の月平均気温は 1.4 ℃である. 降水量の季節変化傾向は気温とほぼ同様であり，夏季に大きく，冬季に小さい（第 2 図）. 檜山・鈴木（1991）の Thornthwaite

法を用いた試算によれば，この地域の年可能蒸発散量はおよそ 800 mm 程度である．

那須扇状地の形成過程と水文地質構造については，青野・尾留川（1968）や下野地学会（1979）を参考に，以下のようにまとめられる．



第 1 図　調査対象地域（■は観測井戸、丸付き数字は河川水・湧水の水質測定地点）



第 2 図　大田原における月平均気温（折れ線グラフ）と月降水量（棒グラフ）
（気象庁 AMeDAS データによる 1978 年～ 1997 年の 20 年間平均）

(1)　古第三紀漸新世(3600 万年前～ 2500 万年前)：大規模な地殻変動により，那須野原を含む栃木県の大部分が海面下に沈降する．

(2)　新第三紀中新世(2500 万年前～ 1300 万年前)：活発化した火山活動にともなう火砕岩屑が海底に堆積し，緑色凝灰岩が広範囲に形成される．これが那須扇状地の基盤をなす．

(3)　新第三紀鮮新世(1300 万年前～ 170 万年前)：隆起運動によって陸化する．緑色凝灰岩は侵食され，河谷が形成される．

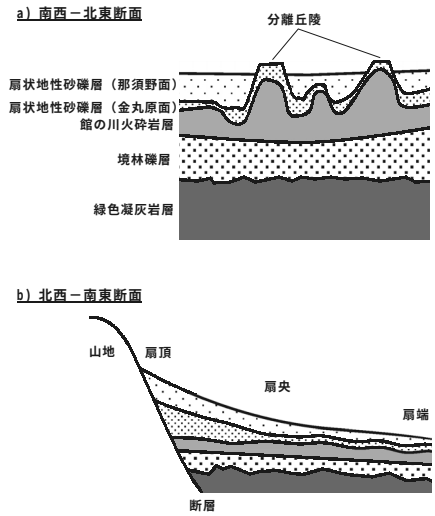
(4)　第四紀更新世中期 (100 ～ 10 万年前頃)：間氷期の海進により関東平野南部に古東京湾が形成．この時，栃木県北部は海面下にないが，広範囲にわたり湖水域が形成され，境林礫層（柳林礫層），続いてその上位に館の川火砕岩層（高原累層）が堆積する（両層を合わせて川崎層群と呼ぶが，年代的には南関東の成田層群に相当する）．那須扇状地の分離丘陵（権現山面）や南隣の喜連川丘陵はこの火砕岩層からなる．湖水域が縮小，あるいは消滅した時期には河谷が刻まれた．

(5)　第四紀更新世後期（10 万年前頃）：関谷構造線における断層運動により那須野原一帯が陥没．上流域を中心に砂礫層が厚く堆積し，古期扇状地が形成される．この際の堆積物（金丸原面）は分離丘陵上にわずかに残存しているが，侵食力が強化された時期に一度削り取られる．

(6)　第四紀更新世終期 (1 ～ 2 万年前頃)：最終氷期にふたたび堆積が促進され，現扇状地面の大半を占める那須野面が形成される．那須野面は金丸原面よりも新しいが，一度切り込んだ後に再堆積したものなので，より低位にある．

(7)　第四紀更新世末期および完新世(最近 1 万年以内)：扇頂部において熊川・蛇尾川などによる小規模な扇状地が形成される．このため，扇頂部付近は傾斜がやや急で，複合扇状地の様相を呈す．

以上のように，那須扇状地の地下には館の川火砕岩層と緑色凝灰岩層の二つの難透水層がある（第 3 図）．館の川火砕岩層の上位には数層の扇状地性砂礫層が堆積しており，ここに浅層地下水が存在する．また，館の川火砕岩層の下位，緑色凝灰岩層との間にある境林礫層に深層地下水（被圧地下水）が存在する．本研究ではこのうち浅層地下水のみを調査対象とする．



第 3 図　那須扇状地の地層断面の模式図

III　調査方法

2002 年 10 月 30 日および 31 日の両日にわたって現地調査を実施した．30 日には，調査地域を理解する上で重要となる幾つかの地点（岩盤河床，断層崖，湧水など）を視察しながら河川水と湧水の簡易水質測定を行った．31 日には計 34 軒の民家を訪問してまわり，井戸の測水調査と簡易水質測定を行った．調査対象とした井戸は檜山・鈴木（1991）によって対象とされた井戸と同一であり，扇央部から扇端部にかけての広い領域をカバーしているが，扇頂部には適当な井戸が存在しない（第 1 図）．河川水と湧水の水質測定は第 1 表に示す 9 地点で実施し，その位置は第 1 図に示すとおりである．

測水調査は水面計と折尺を用いて行った．地面から井戸枠の天端までの高さ，ならびに天端から地下水面までの深さを測定し，檜山・鈴木（1991）によって得られている地盤標高をもとに地下水面標高を算出した．水質の測定項目は，水温・電気伝導度・pH・RpH・硝酸イオン濃度の計 5 項目であり，全て現地で測定した（ただし，硝酸イオン濃度は地下水のみ）．水温と電気伝導度は携帯型ECメーター（Yokogawa SC82），pH と RpH は携帯型 pH メーター（Yokogawa PH81）を用いてそれぞれ測定した．硝酸イオン濃度はパックテスト（共立 ZAK-NO_3）により測定した．この際，亜硝酸イオンの含有量は少ないと考え前処理剤は使用していない．このため，亜硝酸イオンが多く含まれるような場合には測定値が過大評価されている可能性があるが，硝酸性・亜硝酸性窒素濃度の空間的差異を定性的に議論する際にはそのような測定値も有意であると考えた．

なお，以上の調査は平成 14 年度水文学野外実験 A（筑波大学自然学類）の一環として実施された．

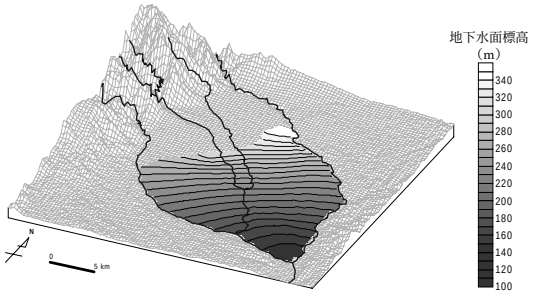
第 1 表　河川水・湧水の水質測定地点と測定結果

No.	場所	水温 (℃)	EC (μS/cm)	pH
①	木ノ俣川	8.1	70.9	6.59
②	那珂川（鳥野目河川公園）	12.4	109.7	6.57
③	蛇尾川（伏流直前）	11.0	125.7	6.35
④	蛇尾川（再湧出直後）	13.8	91.4	6.90
⑤	箒川（堰場橋上流）	11.6	186.5	7.33
⑥	那須疎水	11.6	90.2	7.46
⑦	出釜湧水	16.2	99.1	6.30
⑧	津室川湧水	14.0	118.6	6.24
⑨	乃木清水	15.5	126.8	6.24

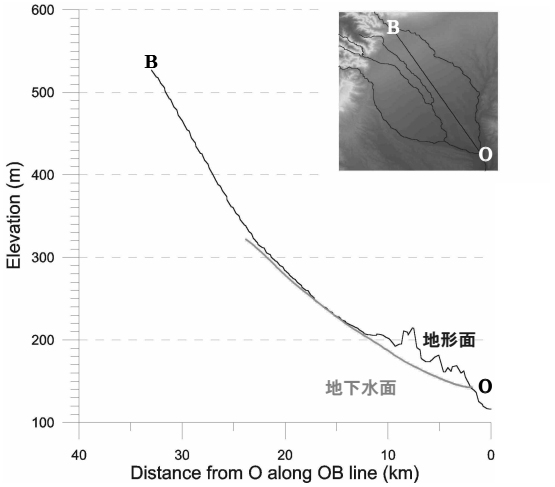
IV　結果と考察

(1) 地下水面形状からみた地下水流動と河川・湧水との関係

第 4 図に地下水面図（地下水面標高の等高線図）を示す．図から読み取れる地下水の水平流動方向は地形面の広域的な最大傾斜方向とほぼ一致する（ただし，分離丘陵ならびにその周辺部では不明）．傾斜の大きさは扇端部に向かうにつれ小さくなるが，地下水面標高 200 ～ 300 m の範囲の平均勾配はおよそ 1/100 であり，佐々木ほか（1958）によって報告された値（1/101）とほぼ完全に等しい．佐々木らにしたがい，帯水層の透水係数を 0.0044 m/s，有効間隙率を 0.25 と仮定すれば，地下水の平均間隙流速（実移動速度）は 15.2 m/day と算定される．地下水面形状の起伏の小ささは観測井戸の分布密度が小さかったことに起因するものとも考えられるが，扇央部においてより高密度な測水を行った山本・寺田（1980）の調査でも同様の結果が得られている．したがって，このようになだらかな地下水面の形状は，扇状地面自体が起伏に乏しいことと帯水層の透水性が高いことに起因するものと思われる．



第 4 図　地下水面図

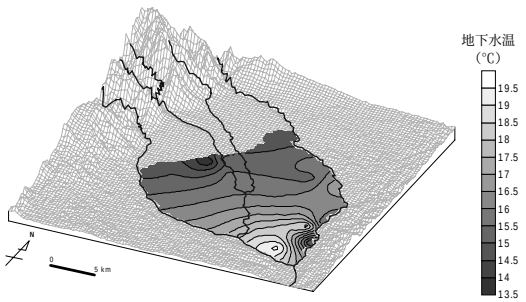


第 5 図　測線 OB に沿った地形面および地下水面の断面図（右上オフセットは測線 OB の位置を示す）

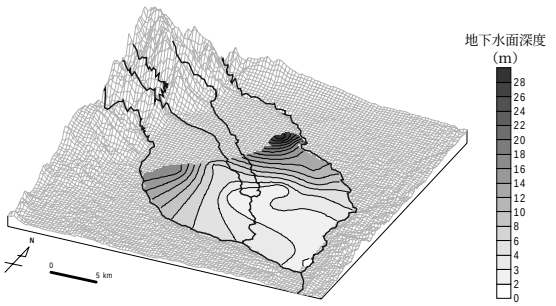
第 5 図は測線 OB に沿った鉛直断面図であるが，これを見ると，標高 220 〜 250 m の地域で地下水面と地表面が接近している．この標高帯は蛇尾川の再湧出地点や幾つかの代表的な湧水（出釜湧水・津室川湧水・乃木清水など）の標高とも近い．このことから，蛇尾川の再湧出や他の湧水群は第 4 図に示された広域的な地下水流動と密接に結びついたものであることが分かる．

（2）地下水温からみた地下水流動

第 6 図に地下水温の等値線図を示す．一般に，地下水の温度は同深度の地温とほぼ等しく，地温の深度分布は地表面からの熱伝導に支配される．それゆえ，浅層地下水の水温は地表面から地下水面までの深さに大きく規定される．しかしながら今回の調査結果では，一部の地点を除いて，地下水面深度分布図（第 7 図）よりもむしろ地下水面図（第 3 図）との類似性が高く，地下水温の等値線は地下水面等高線とほぼ平行に走っている．この時期の表流水の水温（第 1 表）は平均気温と同様に 10 ℃前後を示していたので，高温域の地下水はより温暖な時期に涵養され，低温域は比較的新しく涵養されたとの解釈も成り立ちうるが，先に示したように本地域における浅層地下水の水平流動速度は 15 m/day（年間 5.5 km）程度と推定されるので，そのような可能性は少ない．注目すべきは扇端部の地下水温が年平均気温をはるかに上回っている点である．このことは，地下の熱源からの直接的な熱伝導，もしくは深部を流動した地下水の混合などを考慮に入れる必要があることを示唆するが，深井戸に関する調査は行っていないので本報ではこれ以上の議論は避ける．



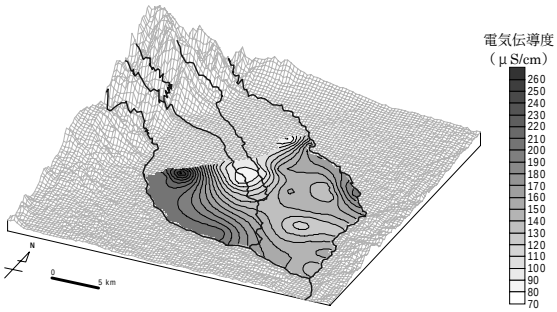
第 6 図　地下水温の空間分布



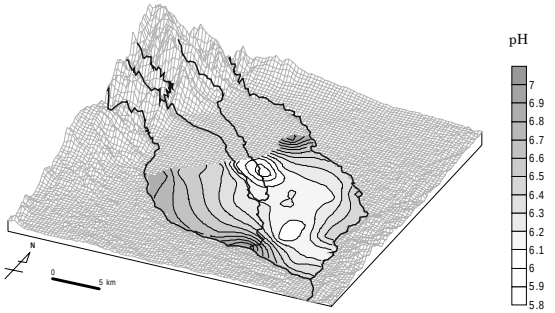
第 7 図　地下水面深度（地表面から地下水面までの深さ）の空間分布

(3) 水質から見た地下水と河川水の交流

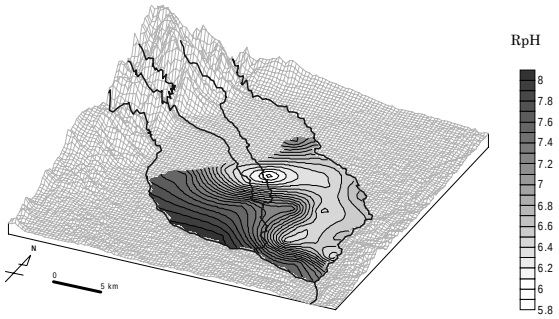
電気伝導度（第 8 図）・pH（第 9 図）・RpH（第 10 図）の 3 項目は極めて類似の空間分布傾向を示した．すなわち，蛇尾川・熊川合流地点のやや上流寄りで低い値を示し，箒川沿いに高い値を示すという傾向である．蛇尾川の水質は EC・pH ともに低い値を示し，箒川の水質は EC・pH ともに高い値を示していることから（第 1 表），これらの河川による地下水涵養の影響が水質の空間分布に反映されていると考えられる．前述したように，佐々木ほか（1958）はこれらの河川による扇状地地下水の涵養に対して否定的であるが，今回の水質測定結果は，檜山・鈴木（1991）同様，河川による地下水涵養の可能性を積極的に支持する．しかしながら，対象とした水質項目は地下水流動過程での保存性が悪く，水田水の混入などの影響も明確にはできない．この点，水の安定同位体トレーサーは地下水流動における保存性が高く，水田水の混入の識別にも利用できるため，より確かな証拠を得るにはそれらのトレーサーを利用する必要があろう．



第 8 図　地下水の電気伝導度の空間分布



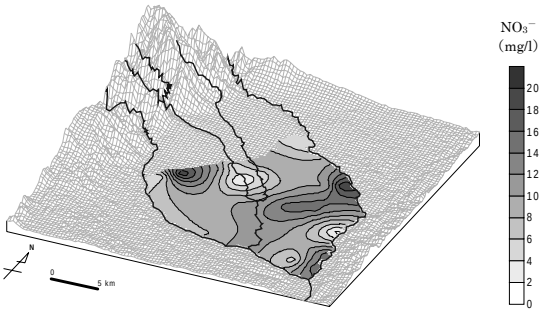
第 9 図　地下水の pH の空間分布



第 10 図　地下水の RpH の空間分布

地下水涵養の影響が水質の空間分布に反映されていると考えられる．前述したように，佐々木ほか（1958）はこれらの河川による扇状地地下水の涵養に対して否定的であるが，今回の水質測定結果は，檜山・鈴木（1991）同様，河川による地下水涵養の可能性を積極的に支持する．しかしながら，対象とした水質項目は地下水流動過程での保存性が悪く，水田水の混入などの影響も明確にはできない．この点，水の安定同位体トレーサーは地下水流動における保存性が高く，水田水の混入の識別にも利用できるため，より確かな証拠を得るにはそれらのトレーサーを利用する必要があろう．

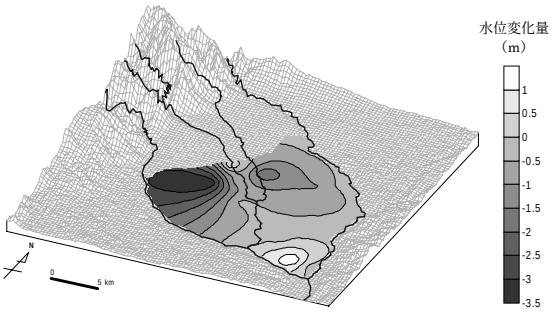
なお，硝酸イオン濃度は上記 3 項目の分布とは異なる分布パターンを示している（第 11 図）．これは，硝酸イオン濃度分布が広域的な地下水流動系よりも局所的な負荷源の影響を受けやすいことを示している．しかしながら，硝酸イオン濃度の値そのものは最高で 20 mg/l であり，硝酸性窒素濃度（NO_3^--N）に換算すると 4.6 mg/l でしかない．したがって，環境基準値（10 mg/l）を上回るレベルではなく，少なくとも今回調査対象とした地下水に関しては汚染が心配されるほどのものではない．



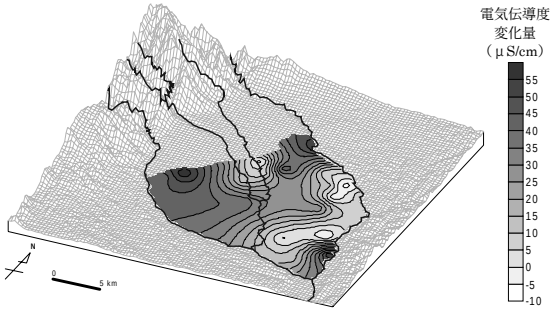
第 11 図　地下水の硝酸イオン濃度の空間分布

(4) 最近 10 年間における地下水環境の変化

次に，1989 年 10 月末に実施された檜山・鈴木（1991）の調査結果と今回の調査結果との比較を試みる．調査時期は本研究と同じく 10 月末なので季節変化の影響は無視することができる．無論，先行降雨状況が全く同一であるとは考えられないが，両者の差異は主に 10 年余の長期的変化を反映していると考えられる．第 12 図は地下水位変化量（2002 年の地下水面標高の値から 1989 年の値を差し引いた値）の空間分布を示している．この図から，蛇尾川再湧出地点付近と扇端部を除けば，地下水位は広い範囲にわたり低下しており，その傾向は特に蛇尾川と箒川の間の地域で顕著であることが読み取れる．一方，電気伝導度について見てみると，一部の地域を除き，広域的に増加傾向を示している（第 13 図）．特に蛇尾川と箒川の間で増加量が大きい．蛇尾川と箒川に挟まれたこの地域では，那須疏水による大規模な水田灌漑が行われていると同時に，多数の工場が立地している．そのような人間活動と地下水位・水質との間の因果関係は現時点では特定できないが，今後詳細に調査する必要があるだろう．また，黒磯・大田原・西那須野・湯津上などの市街地では総じて電気伝導度が増加していることも特筆に価するだろう．



第 12 図　地下水位変化量（2002 年 10 月の測定値－1989 年 10 月の測定値）の空間分布



第 13 図　地下水の電気伝導度変化量（2002 年 10 月の測定値－ 1989 年 10 月の測定値）の空間分布

V　おわりに

那須扇状地の水循環に関する調査を行い，その結果を報告した．調査項目は限られているため確証が得られない部分も多いが，従来の調査結果との比較を含め，本研究によって明らかになった点を要約すると以下のようである．

1)　地下水面はきわめてなだらかな形状をしており，その平均的な勾配は 1/100 程度である．この値はおよそ半世紀前に行われた調査結果と比較してほとんど変化がないが，蛇尾川と箒川の間の地域では最近10年の間に地下水位が最大で 3 m 以上低下している．

2)　透水係数を 0.0044 m/s，有効間隙率を 0.25 と仮定すると，地下水の移動速度は概ね 15 m/day（＝ 5.5 km/yr）程度と見積もられる．

3)　標高 220 ～ 250 m の地域では地下水面と地表面が接近しており，蛇尾川の再湧出地点や湧水群もその近辺に認められる．すなわち，伏流河川の再湧出や幾多の湧水は広域的な地下水流動と密接に結びついている．

4)　地下水と河川水の水質の類似性やその地理的分布パターンから見て，蛇尾川（そしておそらく熊川）や箒川による地下水涵養が顕著な地域が存在する．

5)　市街地ならびに蛇尾川と箒川の間の地域では，最近 10 年間の電気伝導度の上昇が著しく，人為的な汚染の影響が疑われる．しかし，今回対象とした地下水については硝酸性窒素汚染は認められない．

謝辞

測水調査の実施にあたっては，ティーチングアシスタントの橋本大輔・杉原修子の両氏，ならびに水文学野外実験 A の参加者各位の協力を得た．名古屋大学・檜山哲哉助教授には井戸リストならびに 1989 年の調査結果を提供して頂いた．井戸の所有者の方々には調査の実施を快く許可して頂いた．記して謝意を表する．なお，作図用の標高データとして国土地理院の数値地図 50 m メッシュを利用した．

文献

青野壽郎・尾留川正平（1968）: 日本地誌 第 5 巻 関東地方総論・茨城県・栃木県．二宮書店，455-461.

大橋真人・田瀬則雄・檜山哲哉・鈴木裕一（1994）: 那須野原における地下水中の硝酸イオン濃度の時空間変動について．ハイドロロジー（日本水文科学会），**24**，221-232.

佐々木　実・鰺坂富夫・岡本　昭（1958）: 那須野原の地質と地下水．地学雑誌，**67**，59-73.

下野地学会（1979）:『栃木の地質をめぐって（日曜の地学－ 9）』 築地書館, pp. 2-13, pp. 28-32.

西那須野町史編さん委員会（1991）: 西那須野町の自然（西那須野町史双書 1）．西那須野町，25-83.

檜山哲哉・鈴木裕一（1991）: 那須野原における地下水－特に水質の空間的変化と季節的変化について－．ハイドロロジー（日本水文科学会），**21**，143-154.

宗村広昭・増田未生・後藤　章・水谷正一（2002）: 那須野ケ原における地下水窒素汚染の実態と汚濁機構の解明．農業土木学会論文集，No. 219，71-79.

山本荘毅・寺田　稔（1980）: 那須扇状地の地下水について．立正大学文学部論叢，**67**，17-36.

渡部景隆・提橋　昇（1962）: 那須野が原の“関東ローム”－那須野が原の水理地質・4 －．地質学雑誌，**68**，451-460.

（2003 年 5 月 20 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　61 ～ 73　　（2003）

霞ヶ浦湖岸平野の形成過程

The Formation of Lacustrine Lowlands around Lake Kasumigaura

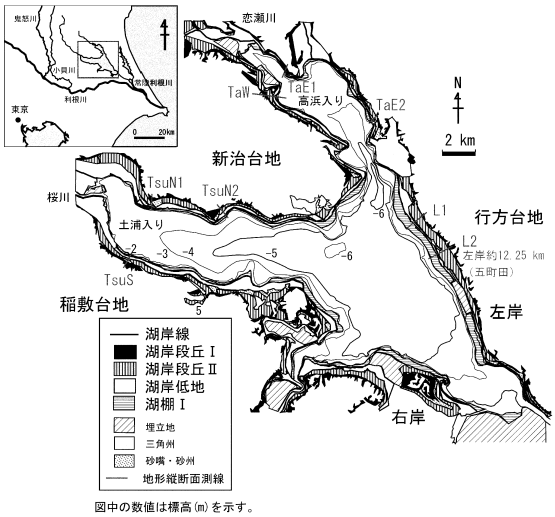
豊田　麻衣 * ・池田　宏 **

Mai TOYOTA *　and　Hiroshi IKEDA **

Ⅰ　はじめに

霞ケ浦は東京の北東約 60 km に位置する，日本第 2 位の湖水面積をもつ海跡湖である（第 1 図）．霞ヶ浦湖岸平野は縄文海進による水位変動と土地の隆起によって形成されたといわれている．

霞ヶ浦湖岸平野は霞ケ浦周辺の台地（標高 20 ～ 30 m）の基部から湖岸線まで広がっている（第 2 図）．霞ヶ浦湖岸平野の各地形面は上位から湖岸段丘Ⅰ，湖岸段丘Ⅱ，湖岸低地となっている（大矢ほか，1986）．これらと湖棚Ⅰを含めた 4 段丘面は湖岸線にほぼ平行に分布している（第 1 図）．霞ヶ浦湖岸平野の段丘面は海退期に海水準に対応して形成された堆積面であると考えられている（宇都宮，1981）．大矢ほか（1986）の霞ケ浦・北浦周辺地形分類図も地形面の分類は宇都宮（1981）を踏襲している．宇都宮（1981）は沖積高位段丘面（湖岸段丘Ⅰ）には現在の湖岸線に調和的な離水した砂嘴または砂州が発達していると述べており，段



第 1 図　霞ヶ浦湖岸平野の地形面分布
霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図（1986）を改変

第 2 図　霞ヶ浦湖岸平野（左岸，麻生付近）
国土交通省関東地方整備局霞ケ浦工事事務所調査課 提供

*　　筑波大学第一学群自然学類（現：筑波大学大学院）
**　　筑波大学地球科学系

丘面の中で湖岸段丘Ⅰについてのみ成因を言及している．他の段丘面は成因を明らかにされていない．平井（1989）は段丘面の形成時期について，現在離水している湖岸段丘Ⅰ，湖岸段丘Ⅱはそれぞれ別々の高位海水準期（約 6 千年前，約 4 ～ 3 千年前あるいは約 1 千年前），湖岸低地は現在，湖棚Ⅰは低位海水準期（約 4,500 年前頃，約 3 ～ 2 千年前，16 ～ 17 世紀頃のいずれか）と推定している．しかし，湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰについては海水準変動を各段丘面の標高に対応させて推定しており，定かではない．つまり形態的特徴および構成層について十分に言及されているとは言い難い．

そこで本研究では霞ケ浦湖岸平野において地形縦断面形を作成し，各段丘面の特徴を明らかにする．また各段丘面の構成層を分析し成因を明らかにする．

II　霞ヶ浦周辺の地形

1．霞ケ浦周辺の地形の概観

霞ケ浦に，桜川，恋瀬川など多くの河川が流入する（第 1 図）．西方には鬼怒川と小貝川が北から南へ流れ，利根川に流入する．利根川は西から東へ流れ河口付近で霞ケ浦から流出した常陸利根川と合流し，太平洋へ流出する．

霞ケ浦の最大水深は 7.3 m，平均水深は 3.4 m（斎藤・井内，1993）であり皿状の湖底である．以下本稿では，桜川が流入する入り江を土浦入り，恋瀬川が流入する入り江を高浜入り，湖心地域のうち玉造から麻生の湖岸を左岸，浮島付近の湖岸を右岸と呼ぶ．

霞ヶ浦湖岸平野はほぼ沿岸部全域に発達している．その標高は約 0 ～ 5 m，湖岸線から台地基部までの幅は約 0 ～ 2 km である．ただし新治台地先端部の歩崎や稲敷台地先端部の馬掛では湖岸平野が存在せず，台地が湖岸線まで張り出している．また，桜川や恋瀬川の河口部には三角州が発達している．

2．霞ケ浦周辺の地形発達

霞ケ浦は周囲を行方台地，新治台地，稲敷台地に囲まれている．これらは約 12 万年前に古東京湾であった頃，海底に堆積した層が離水したものである（馬場・青木，1972）．約 15 万年前から下末吉海進が始まり，霞ケ浦地域はバリアー島によって外洋と隔てられラグーン環境であった．そのバリアー島は行方台地付近まで発達した（村越，1990）．約 12 ～ 13 万年前の最高海水面期に海面は現在の標高約 5 m となり，その後海退した．8 万年前に霞ヶ浦付近は浅海となって鳥趾状三角州が海底堆積物上に広がり，新治台地，稲敷台地上部を形成した（池田ほか，1982）．現在霞ケ浦がある地域は取り残され，周囲より低い場所となった．

約 3 万年前まで古鬼怒川はその周囲より低い場所を通って，桜川低地，土浦，霞ヶ浦の底を流れ太平洋に注いでいた．2.6 万年前に古鬼怒川は西に移り，霞ヶ浦地域は桜川によってさらに深い谷が作られた（池田ほか，1977）．海面が今より 40 ～ 50 m 低かったため，谷の深度は現在の海水準に対して桜川河口部では－10 m ほど，霞ケ浦南部では－49 m，常陸利根川沿いで－57 m であった（新藤・前野，1982）．

1.6 万年ほど前から後氷期の海進が始まり，1 万年ほど前に霞ヶ浦の谷底にも海水が進入した．6 千年ほど前の縄文海進期にかけて海面が上昇するにつれて，古鬼怒湾と呼ばれる入り江の周囲の台地は波によって激しく侵食されて後退した．台地からもたらされた土砂と鹿島台地からの沿岸漂砂によって入り江は埋め立てられ，4 千年前には霞ヶ浦の深さは 20 m ほどになった（池田ほか，1977；斎藤ほか，1990）．

4 ～ 3 千年前に海面が 2 m ほど下がり土地が 1 ～ 2 m 隆起したため，霞ヶ浦と周囲の台地との間に湖岸平野が広がった．湖岸平野には離水時に湖岸段丘が 2 面残された．その後，湖心地域では堆積が進み湖はさらに浅くなり，現在の深さに至った（斎藤ほか，1990）．

III　霞ヶ浦湖岸平野の形態的特徴と構成層

1．霞ケ浦湖岸平野の 4 段丘面の形態的特徴

霞ヶ浦湖岸平野の地形縦断面形を把握するために，全域において任意に 43 測線をとり，1:5,000 霞ケ浦（西浦）改修計画平面図（水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部，1979）を用いて地形縦断面図を作成した. 各地形面の名称は, 大矢ほか（1986）による湖岸段丘Ⅰ，湖岸段丘Ⅱ，湖岸低地，湖棚Ⅰを踏襲した．その理由は，1:5,000 霞ケ浦管内平面図（建設省関東地方建設局霞ケ浦工事事務所，1968），1:5,000 霞ケ浦（西浦）改修計画平面図（水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部，1979），1:10,000 霞ヶ浦・北浦湖沼図（国土地理院，1960）の各地形図と空中写真を判読したところ, 霞ケ浦・北浦周辺地形分類図（大矢ほか，1986）と各地形面が一致したからである．

各地の地形縦断面形を第 3 図，各地域の代表する測線の位置を第 1 図に示す．測線の名称は，土浦入り南岸（TsuS), 土浦入り北岸（TsuN1, TsuN2), 高浜入り西岸（TaW), 高浜入り東岸（TaE1, TaE2), 左岸（L1，L2）とした．それらは現在，河川の影響がない所を選んだ．測線はほぼ湖岸線と直交する方向に選定した．各段丘面の幅は，湖岸線に垂直方向の距離とする．霞ケ浦（西浦）改修計画平面図の標高値は Y.P.（Yedogawa Pail の略；利根川水系の河川改修の基準面）で記してあるので，T.P.（東京湾中等潮位）に読み替えた．

地形縦断面形より，霞ヶ浦湖岸平野には不連続な段丘面が存在する（第 3 図）．断面図では湖岸段丘Ⅰと湖岸低地は幅が狭く水平面であるのに対し，湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰは幅が広く傾斜面である．湖岸段丘Ⅰと湖岸低地の幅を比較すると，湖岸低地の方が広い．また湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰの幅を比較すると，湖岸段丘Ⅱの方が広い.

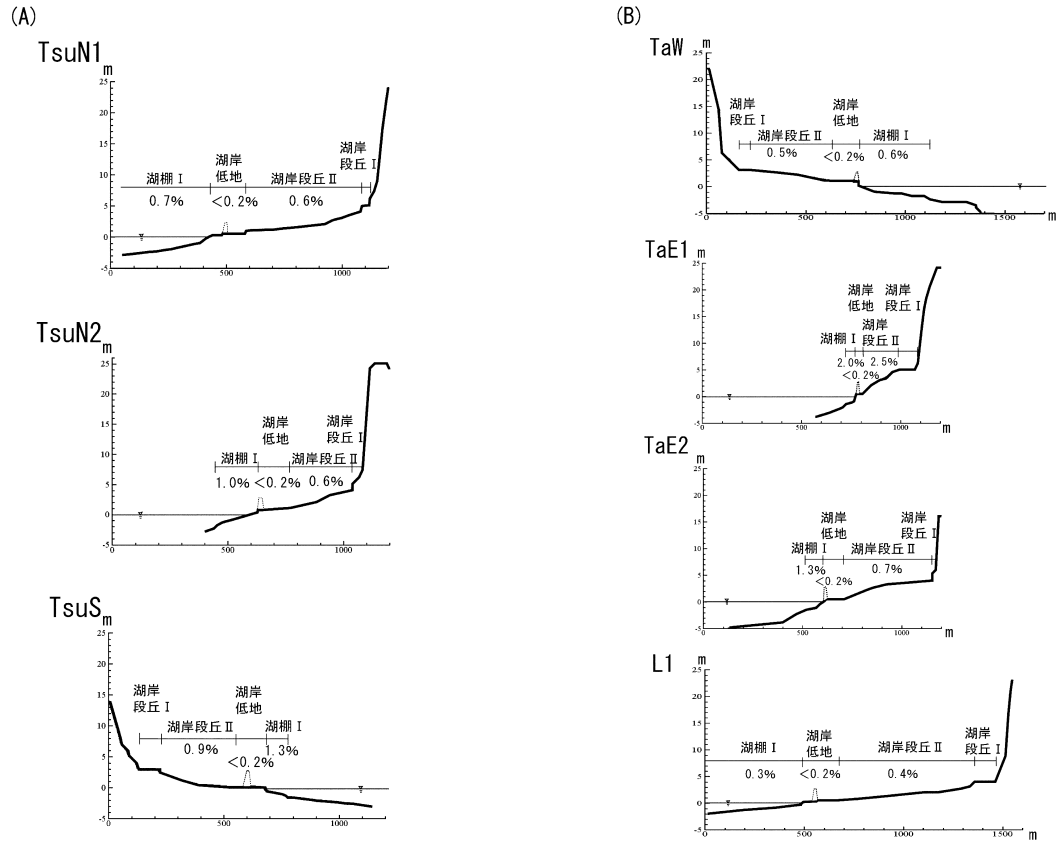
霞ヶ浦湖岸平野全域において湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰが傾斜面であるかどうか明らかにするために，各地形面の傾斜を 250 m 間隔で調べた（第 4 図）．湖岸低地，海成堆積面である砂嘴・砂州，河口部の三角州の勾配は 0.2 %未満であり，水平面である．一方，湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰの勾配は 0.2 %以上と大きい. その勾配は場所によって異なるが, 霞ヶ浦湖岸平野全域において湖岸低地は水平面であり，湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰは傾斜面であるといえる．なお，湖岸段丘Ⅰは幅が狭い上に崩積土が堆積し大きく変形しているため，勾配を計測していない.

2．湖岸低地および湖棚Ⅰの構成層

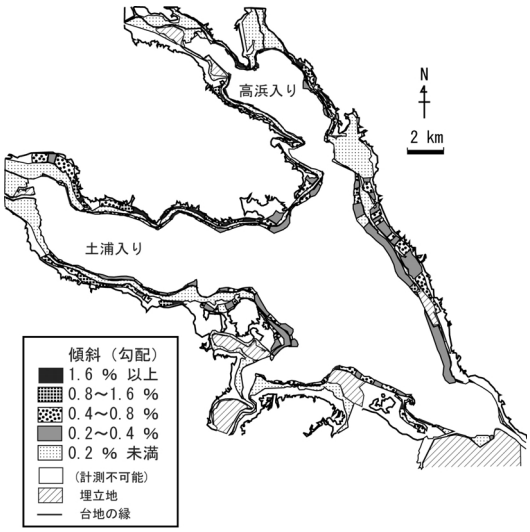
湖岸低地と湖棚Ⅰは現在の湖水面に対応して形成されていると仮定し，構成層を調査した．湖棚Ⅰでは検土杖やアクリルパイプを用いて底質を調査した．また霞ケ浦地盤図（水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部，1992）や既存のボーリング資料を元に霞ヶ浦湖岸線付近の基盤深度を調べた．

湖棚Ⅰは波浪や湖岸流などによって湖水面下で形成されている現成の地形である（平井，1989）．その構成物質は砂質であり，湖棚Ⅰは堆積面といわれている（斎藤ほか，1990）．しかし，現地調査で基盤が表出している場所が確認された．基盤は固結しており，ほとんどの基盤表面には多数の生痕がある（第 5 図 A）.

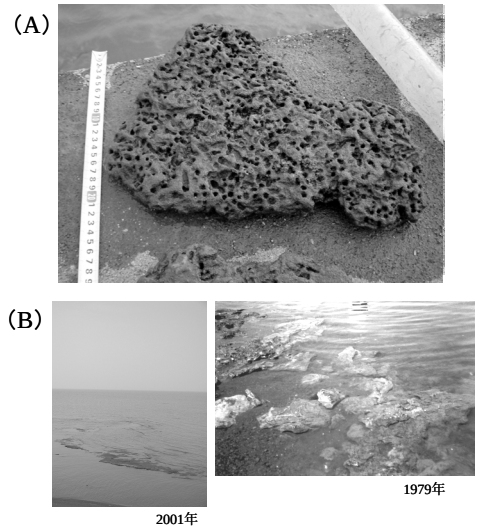
第 6 図に現地調査で基盤が確認できた場所と, 霞ケ浦地盤図やボーリング資料によって推定した湖棚Ⅰの基盤深度を示す. 左岸や右岸では広範囲で基盤が表出している. 土浦入り南岸の馬掛や土浦入り北岸の崎浜など, 湖岸線が湖水面側に突出している部分においても基盤を確認できた. 土浦入りの他の 4 地点や霞ケ浦の流出部付近では基盤が表出しておらず，地表面は砂層であった．しかし，湖棚Ⅰの基盤深度はほぼ全域において－10 m 以浅であると推定される．特に左岸や右岸では基盤が－2 m 以浅に存在する．また，1979 年および 2001 年の夏の渇水時には, 右岸の広範囲において基盤が湖棚Ⅰに表出していた（第 5 図 B）．基盤の表出は湖棚Ⅰが侵食面であることを示している.



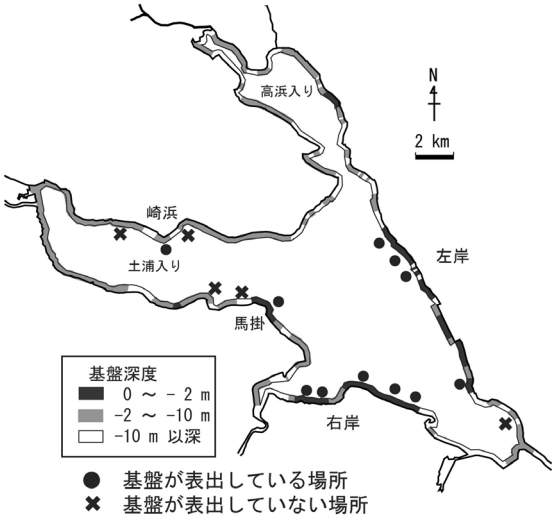
第３図　霞ヶ浦湖岸平野の地形縦断面　（A）土浦入り（B）高浜入り
（1:5,000 霞ヶ浦（西浦）改修計画平面図（1979）を元に作成）側線の位置は第１図に示す．図中の％は各地形面の勾配を表す．



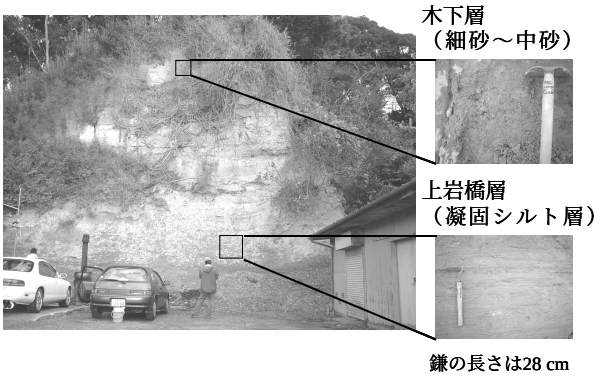
第４図　霞ヶ浦湖岸平野の傾斜分布



第５図　湖棚Ⅰの基盤
（A）現地調査で確認された基盤の一部（玉造町根古谷 地点）
（B）夏の渇水時に右岸で確認された基盤（浮島近辺，西の州 地点）
（社）霞ケ浦市民協会　大久保裕司 氏　提供



第 6 図　湖棚Ⅰの基盤深度
（霞ケ浦基盤図（1992）を元に作成）



第 7 図　左岸 12.25 km（五町田）測線付近の台地の構成層

湖岸低地はヨシ原によって定着された砂やシルトからなり，堆積面であることが明らかにされている（関・池田，2003）．従って，現成地形である湖岸低地と湖棚Ⅰはそれぞれ堆積面，侵食面であることが明らかになった．

3．湖岸段丘Ⅰおよび湖岸段丘Ⅱの構成層

湖岸段丘Ⅰ，湖岸段丘Ⅱ，湖岸低地の構成層を調査した．これらは縄文海進後に離水した段丘面である．初めに既存のボーリング資料を元に台地や湖岸平野の地質を調べた．しかし十分な見解が得られなかったため，左岸 12.25 km 付近に測線を選定し現地調査を行った．この測線を選定した理由は（1）台地，各地形面の地形分類が明確であり，既存の資料が測線から 50 m 以内にあること，（2）土地改良事業は湖岸段丘Ⅱの低位でなされているが，改良前後で大きな変化がなく盛土がされていないこと，（3）現成の谷地や河川の影響がないこと，の 3 点である．調査内容は，台地の露頭調査，湖岸段丘Ⅰ・湖岸段丘Ⅱ・湖岸低地のボーリング調査および簡易貫入試験調査とした．

1）台地の構成層

測線をとった左岸の台地は行方台地である．台地の露頭は測線から約 500 m 南方で観察できた．行方台地は約 15 ～ 12 万年前の下末吉海進期の堆積層である．台地の露頭上部は細砂～中砂の木下層であり，バリアー島が海進に伴って陸側に移動し，海退時にそのまま残された層である．台地の露頭下部の凝固シルト層（上岩橋層）はラグーン堆積物であり，霞ケ浦地域がバリアー島によって外洋と隔てられたときに堆積した（村越，1990）．凝固シルト層はほぼ水平な層理面をもつことが観察された（第 7 図）．

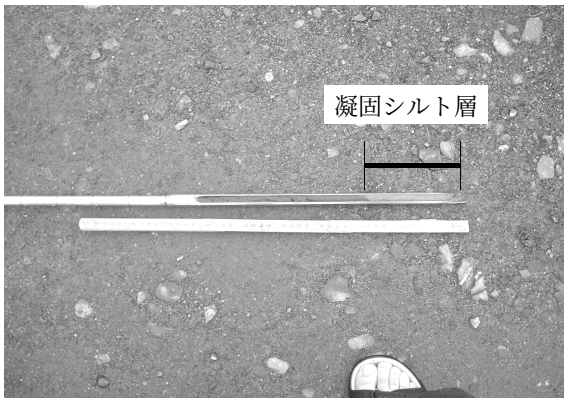
2）湖棚Ⅰの構成層

湖棚Ⅰにおいて，測線上に湖岸線から湖心に向かって 150 m ほど底質を調査した（第 9 図）．左岸では湖棚Ⅰは幅が広く，湖心に向かって勾配はほぼ 0.2 ～ 0.4%で傾斜している．湖岸線から 150 m 付近でも−1 m と浅い．湖棚Ⅰにおいて，凝固シルト層は湖岸線付近では地表面から50 cm以深に存在するが，湖岸線から 50 ～ 100 m では地表面から深さ約 30 cm に存在した．湖岸線から 150 m 付近では地表面から深さ 50 cm 以深に存在した（第 8 図）．

3）ボーリングによる構成層の調査

霞ヶ浦湖岸平野の構成物質を確認するために，ハンドオーガーを用いてボーリング調査を行った．調査地点は湖岸段丘Ⅰに 1 地点（A），湖岸段丘Ⅱに 3 地点（高位から B，C，D），湖岸低地に 1 地点（E）である．測線上には既存のボーリング資料が湖岸段丘Ⅱ中位に 1 地点，湖岸低地の堤防より湖水面側に 1 地点ある．各地点につき深さ 3 ～ 4 mまで採掘し，20～30 cm毎にサンプルを採取した．

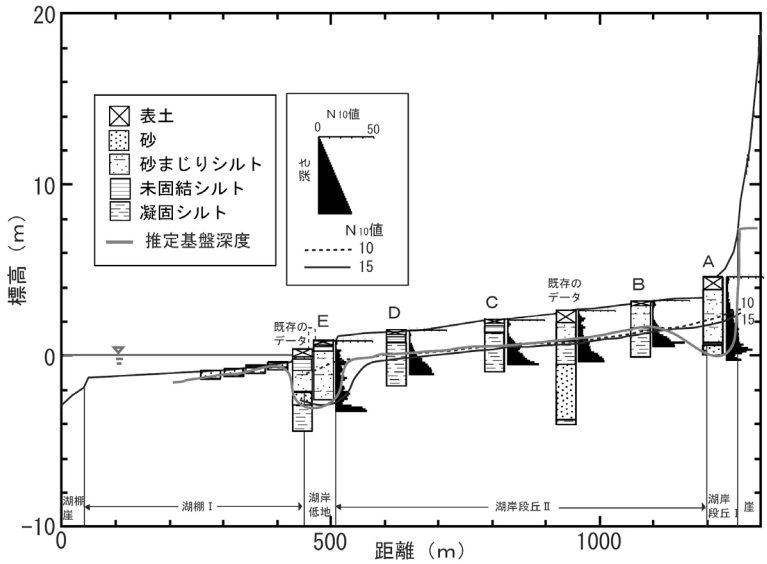
測線における構成層は第 9 図のようになった．A 地点では，深さ 0 ～ 400 cm は砂まじりシルト層である．この層には直径 2 ～ 5 mm の円礫がわずかに混入する．深さ 400 cm からは少量の固結シルトや直径約 5 mm の円礫が混入し，深さ 410 cm からは黄土色の細砂～中砂層が確認された．深さ 490 cm まで凝固シルト層は確認されず，それ以深に存在するかは不明である．湖岸段丘Ⅱでは固結したシルト層が存在する．B 地点では深さ 0 ～ 160 cm は砂まじりシルト層であったが，それ以深は凝固シルト層である．C，D 地点は田であり表層は未固結シルト層に覆われているが，深さ 90 cm からは凝固シルト層である．E 地点では表層は未固結シルト層に覆われており，深さ 360 cm まで砂まじりシルト層である．



第 8 図　左岸 12.25 km（五町田）測線における湖棚Ⅰの凝固シルト層（採取地点は湖岸線から 50 m 付近）

各段丘面の構成層を比較すると，湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰでは地表面から深さ 0 ～ 2 m に凝固シルト層が存在する．地表面は砂や砂まじりシルト層が薄く覆う．一方，湖岸段丘Ⅰと湖岸低地には砂まじりシルト層が厚く存在し，凝固シルト層は確認されなかった．すなわち湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰ，湖岸段丘Ⅰと湖岸低地はそれぞれ構成層が類似している．

湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰに存在する凝固シルト層は，塊状，ほぼ暗灰～暗青灰色で（第 10 図 A，B），貝



第 9 図　左岸 12.25 km（五町田）測線における推定基盤深度

第 10 図　湖岸段丘Ⅱの凝固シルト層
（A）B 地点（深さ 250 - 265 cm），（B）D 地点（深さ 220 - 240 cm）

の破片や鉄分がわずかに集積する．霞ヶ浦湖岸平野に存在する凝固シルト層は台地の露頭下部の上岩橋層と層相が類似しており，現成の堆積面である湖岸低地表層の未固結シルト層とは明らかに異なる．

4）簡易貫入試験による基盤の調査

凝固シルト層を基盤と推定し，霞ヶ浦湖岸平野の基盤形状を明らかにするために簡易貫入試験を行った（第 9 図）．簡易貫入試験はボーリングした地点の傍で行った．値は 10 cm 毎に計測し，N_{10} 値が 30 を越す場合が 30 cm 続く深さまで計測した．

A 地点は，深さ 0 ～ 300 cm では $N_{10} \leqq 10$ でばらつき，深さ 300 ～ 400 cm では N_{10} 値はほぼ 15 を示した．深さ 400 cm 付近で N_{10} 値は 30 付近まで増加した．湖岸段丘Ⅱの B，C，D 地点は，深さ 0 ～ 150 cm では N_{10} 値は 10 以下でしだいに増加していった．深さ 150 ～ 200 cm で N_{10} 値は急激に増加し，深さ 200 ～ 250 cm の間で N_{10} 値は 30 に達した．湖岸低地の E 地点の深さ 0 ～ 370 cm，湖水面側の地点の深さ 0 ～ 270 cm では $N_{10} \leqq 15$ でばらつき，それ以深で N_{10} 値は 30 に達した．霞ヶ浦湖岸平野の凝固シルト層と比較するために，測線上ではないが，台地の露頭下部にある上岩橋層に対し湖岸段丘Ⅰとの境界から鉛直方向に簡易貫入試験を行った．表層から $N_{10} \geqq 15$ を示し，深さ 70 cm で N_{10} 値が 50 に達し非常に固い層であった．

N_{10} 値と構成層を比較すると，地表面付近の表土や砂まじりシルト層では N_{10} 値が小さく，ばらつきがあったのに対して，凝固シルト層では N_{10} 値は大きい値を示す．N_{10} 値の等値線を示すと N_{10} 値が 10 ～ 15 の間で値が急激に増加し，ボーリング調査で凝固シルト層が確認された深度とほぼ一致した．そこで，N_{10} 値が 10 ～ 15 の深さと凝固シルト層の深さを考慮して基盤深度を推定した（第 9 図）．推定基盤深度は湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰでは地表面付近に存在し，湖心に向かって緩く傾斜している．その勾配（約 0.29%）は湖岸段丘Ⅱの勾配（約 0.33%）とほぼ一致する．また基盤上には湖岸段丘Ⅱでは表土や砂まじりシルトが約 150 cm の厚さで覆い，湖棚Ⅰでは砂が約 50 cm の厚さで覆っている．

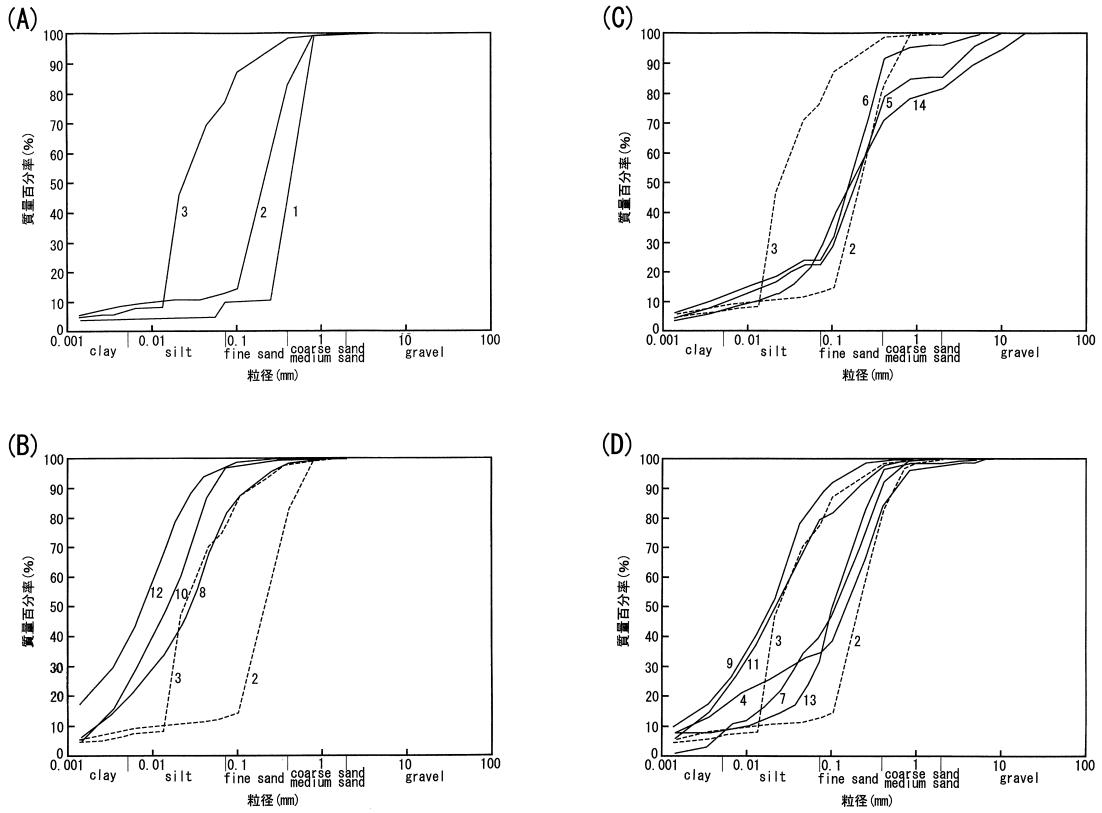
5）粒度分析による構成物質の調査

台地と各地形面の凝固シルト層が同一であるか，地表面付近の構成物質の供給源は何かを確かめるために粒度分析を行った．ボーリングで採取した構成層のうち，地表面付近（深さ約 100 cm）のサンプル，基盤と考えられる深さのサンプル，そして台地の構成層である木下層と上岩橋層のサンプルを選び，計 14 サンプルを分析した．その際，ふるいで構成物質の粒径が 2 mm 以上と 2 mm 未満で分離し，粒径 2 mm 未満は直径 6 cm，1000 ml のメスシリンダーを用いた沈降分析法，粒径 2 mm 以上は手で約 5 分間振盪して分析したふるい分析法で行った．各サンプルの平均粒径と均等係数を第 1 表に示す．

台地の露頭上部の木下層は細砂～中砂（平均粒径 0.21 mm，0.44 mm），露頭下部の上岩橋層（基

第 1 表　台地と霞ヶ浦湖岸平野の構成物質の粒径

サンプル No.	場所	地点名	深さ（cm）	平均粒径 (mm)	均等係数
1	台地（木下層）			4.4×10^{-1}	18
2	台地（木下層）			2.1×10^{-1}	5
3	台地（上岩橋層）			2.3×10^{-2}	2
4	湖岸段丘Ⅰ	A	80 - 100	1.5×10^{-1}	99
5	湖岸段丘Ⅰ	A	385 - 405	1.9×10^{-1}	46
6	湖岸段丘Ⅰ	A	470 - 490	1.5×10^{-1}	54
7	湖岸段丘Ⅱ	B	100 - 130	1.1×10^{-1}	24
8	湖岸段丘Ⅱ	B	250 - 265	2.7×10^{-2}	18
9	湖岸段丘Ⅱ	C	60 - 90	1.9×10^{-2}	17
10	湖岸段丘Ⅱ	C	250 - 265	7.7×10^{-3}	18
11	湖岸段丘Ⅱ	D	60 - 90	2.1×10^{-2}	16
12	湖岸段丘Ⅱ	D	240 - 260	1.5×10^{-2}	10
13	湖岸低地	E	90 - 120	1.1×10^{-1}	14
14	湖岸低地	E	270 - 300	1.6×10^{-1}	23



第 11 図（A）台地の構成物質
（B）湖岸段丘Ⅱ（基盤）の構成物質
（C）湖岸段丘Ⅰ，湖岸低地の構成物質
（D）地表面付近の構成物質

盤）はシルト（平均粒径 0.023 mm）が多く含まれる（第 11 図 A）．今宿木下層と上岩橋層は均等係数が 5 以下であり，分級が良い．

基盤が地表面付近に存在する湖岸段丘Ⅱの深さ 250 cm 付近の凝固シルト層はシルトが卓越し，上岩橋層に類似している（第 11 図 B）．均等係数は 10 ～ 20 であり分級がほぼ良い．それに対して A 地点の深さ 385 ～ 405 cm と深さ 470 ～ 490 cm，E 地点の深さ 270 ～ 300 cm の砂まじりシルト層は細砂が卓越し木下層に類似しているが，木下層より分級が悪い（第 11 図 C）．均等係数は A 地点では 46 と 54，E 地点では 23 である．地表面付近の構成物質は細砂が多く含まれている（第 11 図 D）．A 地点の深さ 80 ～ 100 cm は均等係数が 99，湖岸段丘Ⅱの B 地点の深さ 100 ～ 130 cm は均等係数が 24 と分級が悪い．E 地点の深さ 90 ～ 120 cm は均等係数が 14 と分級がほぼ良い．湖岸段丘Ⅱの C，D 地点の深さ 60 ～ 90 cm は上岩橋層と同様にシルト質であり，均等係数がそれぞれ 17，16 と分級がほぼ良い．

以上より，湖岸段丘Ⅱで確認された凝固シルト層は上岩橋層と同一の基盤である．また，地表面付近の構成物質は細砂を多く含み，その細砂は台地が波に侵食された時に露頭上部の木下層から供給されたといえる．

Ⅳ　波食によって形成された霞ヶ浦湖岸平野

1.「堆積面－侵食面」の組み合わせ

1）湖岸低地および湖棚Ⅰの成因

湖岸低地は勾配が 0.2%未満の水平面であり，湖棚Ⅰは勾配が 0.2 ～ 2.0 %の傾斜面である．ところで海食台の勾配は，2 ～ 10 %（豊島，1967），0.7 ～ 4 %（Bradley and Griggs，1976）で海方へ緩く傾くといわれている．湖棚Ⅰの形状は海食台の形状と同様に緩傾斜である．湖棚Ⅰは海食台と同じく波食の場である湖食台と考えられる．湖棚Ⅰには多くの地域で基盤が表出している（第 6 図）．第 9 図において現地調査では湖岸線から約 150 m 付近では基盤が確認されなかったが，－2 m 以浅にはおそらく基盤が存在する（第 6 図）．従って湖棚Ⅰは侵食面である．すなわち湖岸低地は堆積面，湖棚Ⅰは侵食面である．

茅根・吉川（1986）は，房総半島の岩石海岸において，海成段丘に存在する「ベンチ－小崖－海食台系」は安定した海水面に対して同時に形成されると考えている．湖岸低地と湖棚Ⅰは，現在，安定した湖水面に対して異なる成因で形成された地形面の組み合わせである．このような地形の組み合わせを「同時異面」と呼ぶことができる．

2）湖岸段丘Ⅰおよび湖岸段丘Ⅱの成因

湖岸段丘Ⅰは湖岸低地に，湖岸段丘Ⅱは湖棚Ⅰに，形態的特徴と構成層が類似している．以下，海進期における湖岸段丘Ⅰと湖岸段丘Ⅱの形成について述べる．

湖岸段丘Ⅰや湖岸低地に卓越する砂まじりシルト層や地表面付近の構成層は細砂を多く含む．この細砂は台地の露頭上部に見られた木下層が主な供給源であると考えられる．かつて海進が進むにつれて台地が激しく侵食を受け，大量の土砂が沖の方へ流出した．その後，海水面が高水位で安定した時に沿岸流や岸沖方向の波によって土砂が堆積し，湖岸段丘Ⅰが形成されたと考えられる．また海水面安定期には背後の崖は侵食されて間もなく，不安定な状態であった．その崖が安定するまで湖岸段丘Ⅰ上に堆積したと考えられる．

測線における基盤は，ボーリング調査からは凝固シルト層，簡易貫入試験調査からは N_{10} ＝ 10 ～ 15 以深であると推定した．台地の下部に見られる上岩橋層はほぼ水平な層理面をもつが，基盤深度は湖心に向かって緩く傾斜している．水平な層理をもつ基盤が緩く傾斜しているのは，湖岸段丘Ⅱがかつて海食台であったためと推定される．その海食台は辻本（1985）の波食地形の Type A と考えられる．Type A とは「海側に緩傾斜した波食棚」であり，「波の侵食力に対して台地の抵抗力が弱い地域に多く存在し，侵食が海面下へおよんでいて，海底基盤は厚さ

0.5 ～ 1 m の堆積物に覆われている」とされる．かつての海進期には霞ケ浦地域は入り江であり, 今より吹送距離は長く波の侵食力が大きかったと考えられる. 海進期には湖棚Ⅰはかつての湖岸段丘Ⅱと一続きの海食台であったと考えられる. そのため湖岸段丘Ⅱと湖棚Ⅰは幅広く, 現在の傾斜面の勾配は海食台の勾配に起因しているといえる. 基盤深度が湖岸段丘Ⅰと湖岸低地で約2 mほど掘れてしまっていることについては, 海進期前に小河川があった可能性が考えられる.

従って，湖岸段丘Ⅱ形成年代は湖岸段丘Ⅰより新しい（大矢ほか，1986）とされているが,「湖岸段丘Ⅰ－湖岸段丘Ⅱ」もかつての高海水面安定期における「堆積面－侵食面」と考えられる．また湖岸低地と湖棚Ⅰが現在同時に形成されているのと同様に，湖岸段丘Ⅰと湖岸段丘Ⅱも安定した海水面に対して同時に形成された「同時異面」であると考えられる（第 2 表）.

2. 湖岸段丘Ⅱが傾斜面として残された要因

湖岸段丘Ⅱの地形縦断面が傾斜面として残された要因として，主に波の作用が考えられる．湖岸段丘Ⅰと湖岸段丘Ⅱが形成された高海水面安定期には，現在より水深が深く吹送距離が長かったので，波は現在よりも強かったと考えられる．海退期に霞ケ浦と太平洋は鹿島台地に発達した砂嘴によって隔てられたため（斎藤ほか，1990）吹送距離が短くなり，波の侵食は弱まったと考えられる．波の侵食力が弱まると海食台は侵食されなくなり傾斜面が残された. その後, 傾斜面は堆積物によって薄く覆われたと考えられる．湖岸段丘Ⅱ高位の B 地点は低位の C, D 地点と異なり，地表面付近に砂まじりシルト層が確認された. この層は厚さ 150 cm ほどである．現成地形の湖棚Ⅰの基盤上にも砂が薄く覆っていることを考慮すると，B 地点の砂まじりシルト層は，高海水面安定期に地表面付近で波による撹乱を受けていた物質であると考えられる．海退期に離水する直前まで波による撹乱を受けており，海退したときにその物質が堆積したと考えられる.

では，なぜ海食台に厚く土砂が堆積しなかったのであろうか．海進期には波が激しく台地を侵食し，土砂が大量に供給されたのに対し，高海水面安定期には台地は後退しなくなり，海退期には台地は侵食されなくなった．従って高海水面安定期以後には土砂が湖岸段丘Ⅰのみに供給され湖岸段丘Ⅰは幅が狭い水平面となり，湖岸段丘Ⅱには土砂がほとんど運搬されなくなった．仮に波や河川などによって運搬されたとしても，その土砂供給量は台地からの供給量に比べ小さく，湖岸段丘Ⅱの基盤の上に厚く堆積できる程ではなかったと考えられる.

第 2 表　霞ヶ浦湖岸平野の形態的特徴と成因

	湖棚Ⅰ	湖岸低地	湖岸段丘Ⅱ	湖岸段丘Ⅰ
勾配	傾斜面	水平面	傾斜面	水平面
幅	広い	狭い	広い	狭い
構成層	基盤	砂まじりシルト層	基盤	砂まじりシルト層
貫入値 N_{10}	（測定せず）	ばらついている	深くなるにつれ増加する	ばらついている
分級	（測定せず）	悪い	ほぼ良い	悪い
成因	侵食	堆積	侵食	堆積
形成年代	現在	現在	縄文海進期の 高海水位安定期	縄文海進時の 高海水位安定期

湖岸段丘Ⅱの傾斜面は海進に伴って形成され，海退時に波の作用が弱まり土砂供給量が減少したため幅が広く残された．さらに相対的に標高約 5 m も海退し，その後地形を変化させる程の大きな河川が流れなかったことによっても，かつて海食台であった湖岸段丘Ⅱの幅広い傾斜面が残存されたと考えられる．

Ⅴ　霞ケ浦湖岸平野の形成過程

籠瀬（1976）によると，土浦入り南岸の美浦村上新田における湖岸段丘Ⅰの ^{14}C 年代値は 6,710 ± 190 y.B.P. とされる．また美浦村の湖岸段丘Ⅰも縄文時代中期～後期とされている（小元，1998）．縄文海進時に湖岸段丘Ⅰと湖岸段丘Ⅱが形成されたと考えられる．

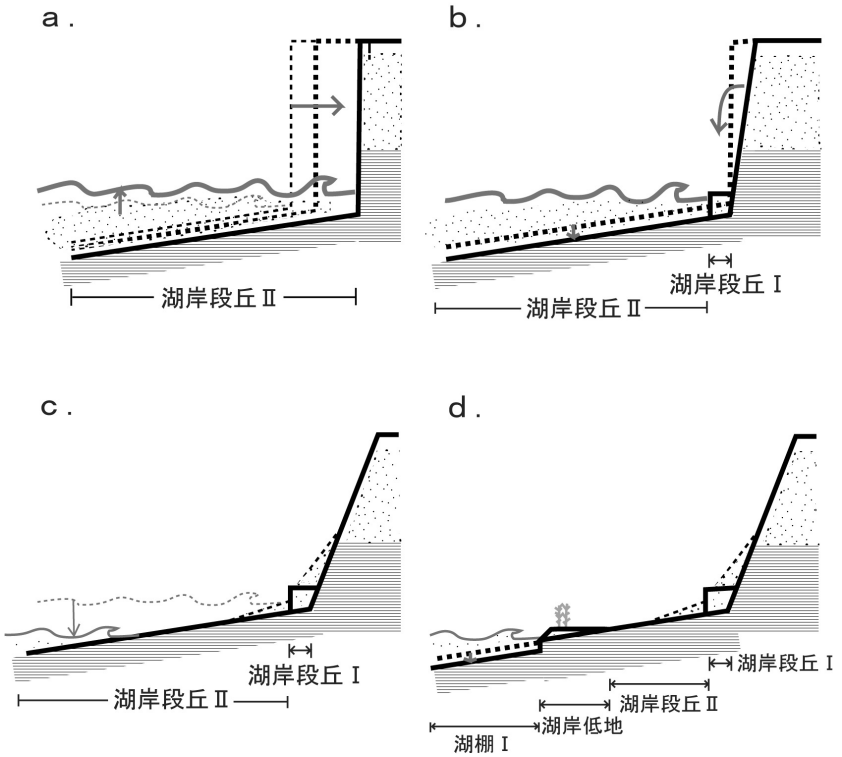
以上より霞ケ浦湖岸平野の形成過程をまとめる（第 12 図）．

a．約 1 万～ 6 千年前（縄文海進期）

台地が波によって激しく侵食され，海食台（現在の湖岸段丘Ⅱ）が形成された．この時大量の土砂が供給され，波によって沖の方へ運搬された．つまり霞ヶ浦湖岸平野は縄文海進時には侵食の場であった．霞ケ浦周辺の台地の縁が現在の湖岸線とほぼ平行かつ直線状であるのは，縄文海進時に台地が侵食されたことを裏付けている．

b．5 ～ 6 千年前（高海水面安定期）

波打ち際に土砂が堆積し，湖岸低地（現在の湖岸段丘Ⅰ）が形成された．また，当時まだ不安定であった崖からも直接土砂が供給された．海食台（現在の湖岸段丘Ⅱ）は，海水面安定期も波によってさらに侵食された．



第 12 図　霞ケ浦湖岸平野の形成過程

a．約 1 万～ 6 千年前（縄文海進期）　b．5 ～ 6 千年前（高海水面安定期）
c．3 ～ 4 千年前（海退期）　d．3 千年前～現在（湖水面安定期）

c．3～4千年前（海退期）

「湖岸低地－海食台（現在の湖岸段丘Ⅰ－湖岸段丘Ⅱ）」が離水した．この頃，霞ケ浦は海跡湖となった．海退期，海食台の地表面は波による撹乱を受け堆積物が薄く残された．しかし，台地の崖から土砂が供給されなくなり波も弱まったため，海食台の基盤形状は保存され，傾斜面が残された．

d．3千年前～現在（湖水面安定期）

波打ち際に土砂が堆積し湖岸低地が形成されている．土砂は主に波によって供給される．河川からの供給や植生による土砂の定着も考えられる．湖棚Ⅰは，現在の湖水面に対してさらに波の侵食を受けている．

この霞ケ浦湖岸平野の形成過程は，主に左岸12.25 km（五町田）測線から考えられた．しかし地形縦断面形は霞ヶ浦湖岸平野全域において類似しているため，全域において同様の形成過程が示されるといえる．

Ⅵ　おわりに

本研究では，霞ケ浦湖岸平野の形成過程を明らかにした．地形縦断面形をみると，霞ヶ浦湖岸平野には現成地形と離水地形の「水平面－傾斜面」という組み合わせが2組ある．構成層の調査から，現成地形である「湖岸低地－湖棚Ⅰ」が「堆積面－侵食面」であることが判明した．「湖岸段丘Ⅰ－湖岸段丘Ⅱ」もそれぞれ構成物質が類似しており，離水地形の成因も現成地形と同様である．

侵食面は海進時の海食台であり，堆積面は台地から供給された土砂によって構成されている．さらに湖水面が安定した時に，湖岸低地は堆積作用で形成され，湖棚は波食を受け，2つの地形面は同時に形成される．

謝　辞

本研究を進めるにあたり，信州大学理学部物質循環学科の村越直美先生には多くの助言をいただき，現地にて地質の見方を教えていただいた．国土交通省関東地方整備局霞ケ浦工事事務所調査課の村岡基晴係長をはじめ同事務所の方々には貴重な資料をお借りし，現地調査にもご協力いただいた．茨城県鉾田土木事務所，潮来土木事務所，土浦土木事務所，鉾田土地改良事務所，江戸崎土地改良事務所，水資源公団霞ケ浦用水管理所の方々には霞ケ浦湖岸平野のボーリング資料を提供していただいた．（社）霞ケ浦市民協会の大久保裕司さんには写真を提供していただいた．

筑波大学第一学群自然学類の地形学ゼミを通じて地球科学系の諸先生方から多くのご指導をいただき，特に目代邦康先生には様々なご助言をいただいた．大学院地球科学研究科の斎藤健一さんには全般にご助言をいただいた．現地調査では大学院地球科学研究科の若月強さんをはじめ地形学専攻の院生・学生にお手伝いいただいた．以上の方々に記して謝意を表します．

文　献

池田　宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄次（1977）：筑波台地周辺低地の地形発達．―鬼怒川の流路変更と霞ケ浦の成因―．筑波の環境研究，**2**，104-113.

池田　宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ（1982）：筑波台地の地形発達―“古霞ケ浦”鳥趾状三角州―．筑波の環境研究，**6**，150-156.

宇都宮陽二朗（1981）：霞ヶ浦とその周辺の低地の地形について．国立公害研究所研究報告，**20**，1-23.

大矢雅彦・加藤泰彦・春山成子・平井幸弘・小林公治・井上洋一・忍澤成視（1986）：『3万分の1霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図』建設省関東地

方建設局霞ヶ浦工事事務所.
小元久仁夫（1998）: 日本大学放射性炭素年代測定報告－ 5. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要（地理），**33**，1-41.
籠瀬良明（1976）: 北浦・霞ヶ浦岸の条里水田と用水．日本地理学会予稿集，**10**，216-217.
茅根　創・吉川虎雄（1986）: 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究．地理学評論，**59**，18-36.
建設省関東地方建設局霞ケ浦工事事務所（1968）:『1:5,000 霞ケ浦平面図』
国土地理院（1960）:『1:10,000 霞ヶ浦･北浦湖沼図』
斎藤文紀・井内美郎・横田節哉（1990）: 霞ケ浦の地史：海水準変動に影響された沿岸湖沼環境変遷史．地質学論集，**36**，103-118.
斎藤文紀・井内美郎（1993）: 霞ケ浦．アーバンクボタ，**32**，56-64.
新藤静夫・前野元文（1982）: 霞ケ浦周辺低地の環境研究（1）―桜川低地と霞ケ浦の地形，地質―．筑波の環境研究，**6**，173-181.
関　智弥・池田　宏（2003）: 霞ケ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち．筑波大学陸域環境研究センター報告，**4**，75-88.
辻本英和（1985）: 千葉県東部海岸の波食地形と構成岩石の物理・力学的性質．地理学評論，**58**，180-192.
豊島吉則（1967）: 山陰海岸における海蝕地形に関する研究．鳥取大学教育学部研究報告，**18**，64-98.
馬場勝良・青木直昭（1972）: 茨城県 , 霞ケ浦一北浦地域の下総群層の層序区分．地質学雑誌，**78**，577-584.
平井幸弘（1989）: 日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達．地理学評論，**62**，145-159.
水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部（1979）:『1:5,000 霞ケ浦（西浦）改修計画平面図』
水資源開発公団霞ケ浦開発事業建設部（1992）:『霞ケ浦地盤図作成業務報告書霞ケ浦地盤図』
村越直美（1990）: 更新統下総層群の上げ潮潮汐三角州の堆積プロセス．筑波大学第一学群自然学類卒業論.
Bradley, W.C. and Griggs, G.B. (1976): Forms, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society American Bulletin*, **87**, 433-449.

（2003 年 7 月 7 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　75 ～ 88　　（2003）

霞ヶ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち

Mechanism and Process of Landforms in Associated with
Reed Community in Lake Kasumigaura

関　智弥[*]・池田　宏[**]

Tomoya SEKI [*] and Hiroshi IKEDA [**]

Abstract

Lake Kasumigaura is a coastal lake, the second largest lake in Japan. There is the lacustrine lowland with a width of 0.5 － 1.0 km, around Lake Kasumigaura. The lacustrine lowland consists of“ Terrace Ⅰ ”,“ Terrace Ⅱ ”and“ developing Lowland ”. It has been known that the lacustrine lowland formed at present, however the mechanisms and processes of formation have not been well understood. Thus, in this study, geomorphic characters and mechanism of developing lowland are revealed by distributions of reed community and grain size analysis and analysis of wave energy.

Developing lowland is low and flat topography, and its relative height is 0 － 0.5 m from mean water level. And its structure materials are mainly fine grains especially “ very fine sand ”and “ silt ”. In addition, distributions of the developing lowland and reed community have close correlation. And these distributions are determined mainly by wave energy.

These results lead to the conclusion that developing lowland was formed with deposition of sands by the wave and capture of fine grains by reeds.

Ⅰ　はじめに

「霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図」（大矢ほか, 1986）によると，霞ヶ浦の沿岸部には幅 0.5 ～ 1 km の湖岸平野（汀線～台地縁までの地形）が形成されており，その地形は主に 1984（昭和 59）年の「霞ヶ浦管内平面図（1:5,000）」と空中写真によって以下のように区分される；

湖岸段丘Ⅰ：標高 4 ～ 8 m〈Y.P. 4.8 ～ 8.8 m〉に断片的に分布する段丘面．湖水位（海水準）の高かった時代（6,000 年前）に形成された．

湖岸段丘Ⅱ：標高 1.8 ～ 3 m〈Y.P 2.6 ～ 3.8 m〉に連続して分布する段丘面．湖岸段丘Ⅰより形成年代は新しい．

湖岸低地　：段丘Ⅱによりも低い所に広がる地形．現在形成されつつある低地であり，霞ヶ浦全域に分布している．

このように，霞ヶ浦における湖岸平野の地形はその形成が海進・海退時における堆積，あるいは

[*]　筑波大学第一学部自然学類（現：筑波大学大学院）
[**]　筑波大学地球科学系

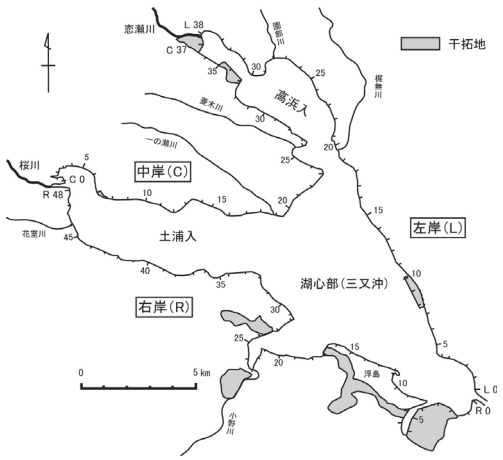
侵食作用によるものと考えられ，その形成年代が推定されている程度である．特に湖と接する一番低い面に存在する「湖岸低地」に関しては，「現成の地形である」と述べられている程度であり，その特徴や，地形形成プロセス・メカニズムについては明らかにされていない．

ところで，地形と植生は密接な関係があるとされている（菊地，2001）．従って湖面に接し，低い面に存在する湖岸低地と，抽水（挺水）植物で湿地に群落を形成するヨシは，密接な関係があると考えられる．

そこで本研究では，「湖岸低地」に注目し，その形態・特徴を明らかにすると共に，湖岸植生である“ヨシ”の群落（ヨシ原）との関係に注目することによりその成り立ちを明らかにすることを目的とする．

II　霞ヶ浦の概要

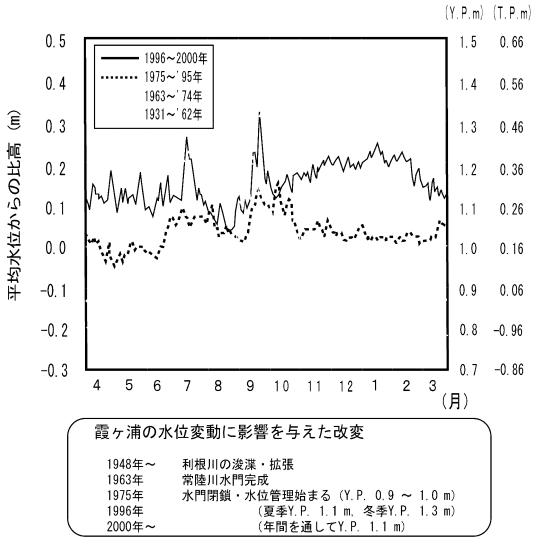
霞ヶ浦（西浦）は，茨城県南部に位置し，面積 172 km^2 であり日本で第 2 位の広さを持つ．しかしながら平均水深は 3.4 m，水深は最大でも 7.3 m（人為的な掘削地を除く）で，面積のわりにきわめて浅い．また，50 余りの中小河川が流入しており，これらの中でも桜川，恋瀬川などの比較的規模の大きな河川は霞ヶ浦へ注ぐ河口にデルタ地形を形成している（第 1 図）．



第 1 図　霞ヶ浦の概観

水害が深刻であった霞ヶ浦では，1948 年より霞ヶ浦放水路事業が着手され，その後 1963 年には塩害防止の目的で河口堰が建設された．これらの改変により，霞ヶ浦の水位変動は大きく変化し，「霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書」（国土交通省霞ヶ浦工事事務所，2000）によると本来（1931 ～ 1962 年）Y.P. 0.85 ～ 1.4 m で季節変動していた水位は，現在（1996 ～ 2000 年），水門による水位調整で Y.P. 1.1 ～ Y.P. 1.3 m の間で細かく変動しているのみである（第 2 図）．湖岸堤に関しては，1960 年代前半までは霞ヶ浦全周の 3 分の 2 が暫定の堤防か無堤の状態であったが，1971 年から実施された霞ヶ浦開発事業によって湖岸堤が建設され，1996 年にはほぼ全域で堤防が完成した．

なお，本研究では霞ヶ浦周辺地形の高さを「（平均水位からの）高さ“○ m”〈Y.P. ○ m〉」と表した．「Y.P.」は，利根川や霞ヶ浦の水位や周辺地形を測量する際の基準となっており，霞ヶ浦の平均水位はおおよそ「Y.P. 1.0 m」（＝「T.P. 0.16 m」）である．



第 2 図　霞ヶ浦における水位の季節変動の変化
「霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書」（国土交通省霞ヶ浦工事事務所，2000）を基に作成

霞ヶ浦の湖岸は，第 1 図に示すように左岸・中岸・右岸に分けられる．また，霞ヶ浦をその形状・位置から 3 分割し，桜川の流れ込む「土浦入」，恋瀬川の流れ込む「高浜入」，そして開けた「湖心部」とした．これらを組み合わせて，以後霞ヶ浦湖岸のある地域示す時には，「土浦入の右岸」などと表記し，ある地点を示す時には“ R15（右岸の 15 km 地点）”などと表記する．

III　調査方法

1．湖岸低地の再定義とその形態

湖岸低地における大矢ら（1986）の区分は，1971 年から実施された霞ヶ浦開発事業以降の空中写真・地形図によって行われているため，築堤やほ場整備などの地形改変が進んでおり，自然状態の湖岸環境，地形を示しているとはいい難い．そこで本研究ではより人為的な地形改変の影響がより少ない 1968（昭和 43）年の大縮尺地図（「霞ヶ浦平面図（1:2,500）」：国土交通省霞ヶ浦工事事務所）を用いて、霞ヶ浦全域から人為的な改変や極地的な影響の少ないと思われる計 6 地点選出し，岸－沖方向の詳細な断面図を作成した．そして，断面図による形状から主に標高に注目することにより湖岸低地を再定義した．また，断面図・平面図を用いてその形態・特徴を明らかにする．

2．湖岸低地の構成物質

一般的に地形と地質は密接な関係があるとされている．そこで湖岸低地においても地質的特徴を調べることにした．しかし現在，湖岸低地の殆どは湖岸堤によって湖面と隔離され，水田や蓮田に農地化されており，その表層構成物質はすでに撹乱されている．従って，現在も撹乱されていないと思われる汀線付近の湖岸構成物質を調査し，湖岸低地の発達している湖岸と湖岸低地の存在しない湖岸で比較することで，湖岸低地の地質的特徴を探った．調査地点は，霞ヶ浦各地点（湖岸低地の発達している湖岸：5 地点，湖岸低地の存在しない湖岸：5 地点，計 10 地点）の湖岸（汀線付近）である．それぞれの地点において，表層から 60 cm 程度まで掘ったピットによる構成物質の観察と，直径 5 cm・長さ 130 cm のパイプ打ち込みによる表層から－1 m 程度までのコア採取をした．コアは観測した後，表層・中層・深層の代表的と思われる深度部分においてそれぞれ厚さ 10 cm 程度を持ち帰り，それを 110 ℃で 24 時間乾燥させた後，篩による φ スケールごとの粒度分析をおこなった．

3．100 年前のヨシ原分布と湖岸低地の対応関係

湖岸低地とヨシ原の関係を探るために，霞ヶ浦全域において湿地（植生帯）と砂浜（無植生帯）の分布を地形図より調べ，湖岸低地の分布と比較をした．しかしながら，霞ヶ浦の湖岸部は人為的改変・影響を受け変動が激しい場であり，湖岸堤の先に現在わずかに存在する湿地・砂浜も本来の自然条件下における分布とは異なる可能性がある．そこで人為的な改変・影響が少ないと考えられる約 100 年前の湿地・砂浜の分布を旧版地形図により調べ，湖岸低地との対応を調べた．なお旧版地形図で「湿地」と記されている地点は，1883（明治 16）年前後につくられた迅速測図（1:20,000）では「葦（ヨシ）」と記されていることから，湿地＝ヨシ原であるといえる．

湿地（ヨシ原）・砂浜の分布を調べるために使用した地図は旧版地形図（1:50,000），1903（明治 36）年“ 玉造 ”，1906（明治 39）年“ 佐原 ”，1918（大正 7）年“ 土浦 ”である．これらから地図中に記されている湖岸部の湿地（ヨシ原）と砂浜の分布を調べた．また，地図上の湖岸には湿地や砂浜の表記の無い地点も存在する．このような地点は 1:50,000 の地図では，湿地にも砂浜にも分類されない所であると考え，規模の小さなヨシ原，または規模の小さな砂浜という意味で「中間帯」とした．

なお，この分布調査において 1883 年の迅速測図 (1：20,000) を用いなかったのは，1903 〜 1918 年

の旧版地形図（1:50,000）とほぼ変わらない結果であったことに加えて，一部統一性が無いことを考慮すると，旧版地形図（1:50,000）の方が有用だと考えたためである．したがって本研究では 1903 ～ 1918 年の旧版地形図（1:50,000）を用いた．

4．波浪条件とヨシ原分布との対応関係

1）波浪によるヨシの繁茂限界

湖岸植生であるヨシの生育・繁茂条件については，底質・勾配といった条件と共に，波浪の強さがヨシの繁茂限界を決めると報告されている（西嶌ほか，1997，1998；宇多ほか，1997；土木研究所水循環研究グループ，2001）．そのため，100 年前のヨシ原の分布は，霞ヶ浦各地点における波浪強度の影響を強く受けていると考えられる．そこで本研究では，霞ヶ浦全域の各地点第 11 図において，霞ヶ浦湖心観測所で観測された過去 15 年分の風速・風向データと，有効吹送距離から波浪エネルギー推算し，100 年前の湖岸性状（植生状況）との対応を比較した．なお，本研究での新しい点は，15 年間 1 時間毎の風のデータを用いる事により，より正確な風特性との対応を明らかにできること，また，霞ヶ浦本来の分布と思われる 100 年前の植生帯の分布との対応を比較したことである．

2）使用したデータと計算式

各地点での波浪強度を評価するには，年間の積算波エネルギーフラックスを推算すればよい．この波エネルギーを推算するには，風速・風向とそれぞれの風向に対応した有効吹送距離より，各地点における波高を推算しなくてはならない．そこで，風速・風向については，霞ヶ浦の湖心観測所で測定された 15 年間（1985 ～ 1999 年）1 時間毎の風速・風向データを用い，有効吹送距離については（土木研究所水循環研究グループ，2001）のデータを使用した．しかしながら，この有効吹送距離のデータは，現在の霞ヶ浦での値であり，本研究では 100 年前の霞ヶ浦での値で推算しなければならない．そこで大規模干拓により 100 年前と現在で有効吹送距離が大きく異なる地点“＊ R2”，“＊ R5”，“ L2 ”は，（土木研究所水循環研究グループ，2001）の式（1）に従い新たに値を算出した．

$$Fe = \frac{\sum Xi \cdot \cos^2\theta_i}{\sum \cos\theta_i} \qquad \cdots(1)$$

Fe：有効吹送距離（m）

θi：主方向からの角度

〔0 °～±45 °（土木研究所水循環研究グループ，2001 より）〕

Xi：角度 θ i 方向における吹送距離（m）

これら風速・風向，有効吹送距離の値と式（2）を用いることにより，各地点における波高頻度が推算できる．この式（2）は，湖心における波浪観測結果に対して求められた霞ヶ浦における回帰式であり，（宇多ほか，1997）でその適用性が認められている．

$$gH_{1/3}/U^2 = 2.47\times10^{-3}\left(gF_e/U^2\right)^{0.427} \cdots(2)$$

$H_{1/3}$：有義波高（m），U：風速（m/s），

g：重力加速度（m/s^2），Fe：有効吹送距離（m）

年間の積算波エネルギーフラックスは，波高の値を用いて式（3）から推算することができる．ここで，植生の繁茂条件を左右するのは，強風で起こるような大きなエネルギーをもつ波であると考えられる（宇多ほか，1997）．そこで本研究では風速 10 m/s 以上の風のみを使用し，推算した波高から波のエネルギーフラックスを算出し，それを湖岸に対する進入角度（45 °までとした）によって重み付けをして積算し，それぞれの地点における年間の積算強風波エネルギーフラックス（kg・m/s^2/year）（以下 EF_{10} とし，その値（EF_{10} 値）を表すときは，単位と，$\times 10^3$ を省略する）を推算した．

$$EF_{10} = \sum_{U=10} \frac{1}{8}\rho g\left[\frac{U^2}{g}\left\{2.47\times10^{-3}\left(gF_e/U^2\right)^{0.427}\right\}\right]^2 \times \cos\phi \times f(U_\phi) \div 15 \quad \cdots(3)$$

ρ：水の密度（kg/m^3）

ϕ：湖岸に対する波の進入角度　（0 ～±45 °）

$f(U_\phi)$：湖岸に対する進入角度が ϕ となる風向の U の 15 年間での観測回数

IV　結果

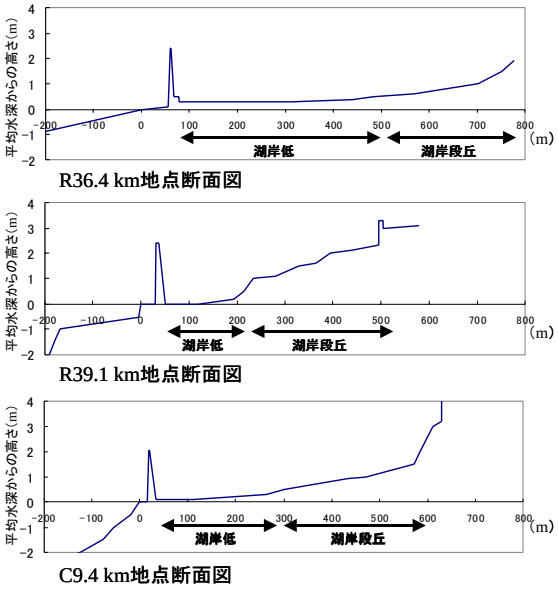
1．湖岸低地の再定義とその形態

断面図より，水面上極わずかな高さまでに（平均水位からの高さ“ 0 ～ 0.5 m ”〈Y.P. 1.0 ～ 1.5 m〉）低く平坦な地形が幅広く特徴的に存在している地点第 3 図と，そのような高さの地形が存在しない地点第 4 図に分類できる．そこで本研究では，この平均水位からの高さ“ 0 ～ 0.5 m ”〈Y.P. 1.0 ～ 1.5 m〉までの低く平坦な地形を「湖岸低地」と再定義した．この特徴的な地形は，大矢ら（1986）による湖岸低地と比べ，0.5 ～ 1.0 m 程低い高さまでの地形であり，霞ヶ浦全域に分布するわけではないことから，異なる分類の地形だと言える．

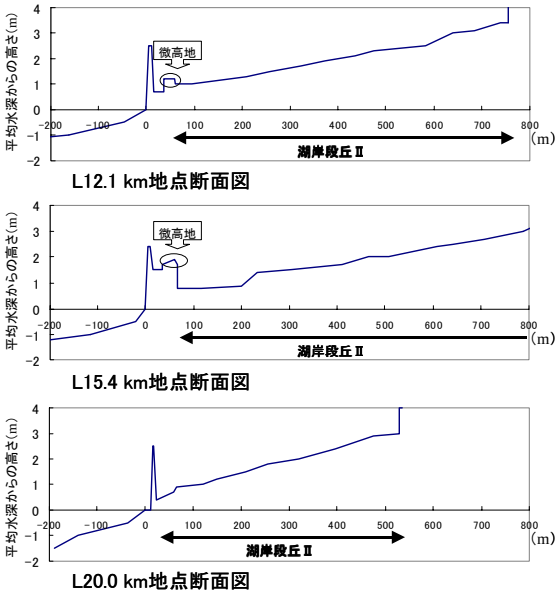
また，「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」の特徴を断面図と平面図により判読すると以下のようであった．

「湖岸低地の発達している湖岸」第 3，5 図では，平均水位からの高さ“ 0 ～ 0.5 m ”〈Y.P. 1.0 ～ 1.5 m〉までに傾斜の殆ど無い（1/1000 程度）平坦な湖岸低地が 100 ～ 300 m 程度（広い所では 400 m 以上）の幅で存在する．その背後には，高さ“ 0.5 ～ 3.0 m ”〈Y.P. 1.5 ～ 4.0 m〉程度までの 4/1000 ～ 5/1000 程度に傾斜した湖岸段丘Ⅱ（以下，「段丘Ⅱ」とする）が広がる．また，湖岸低地は主に水田や蓮田として利用されており，集落や畑などには利用されていない．

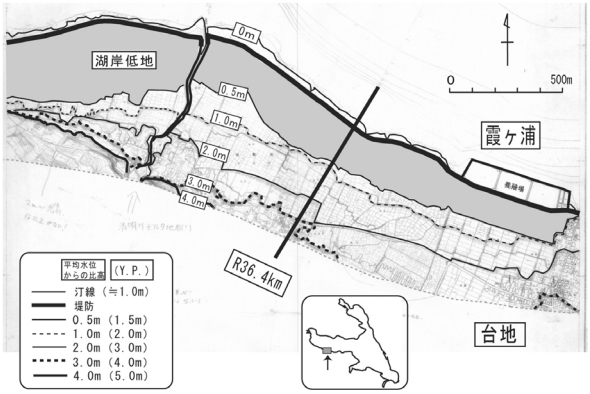
「湖岸低地の存在しない湖岸」第 4，6 図では，低く平坦な湖岸低地が存在せず，傾斜3/1000～5/1000 程度の段丘Ⅱが湖近くまで張り出している．また，この湖岸低地の存在しない湖岸には，湖岸に沿って段丘Ⅱの前縁（湖との境界部）に，比高 1 m，幅（岸－沖方向）50 m 前後の浜堤と思われる微高地が部分的に点在している．この微高地は，主に集落や畑，針葉樹（松）林として利用されている．



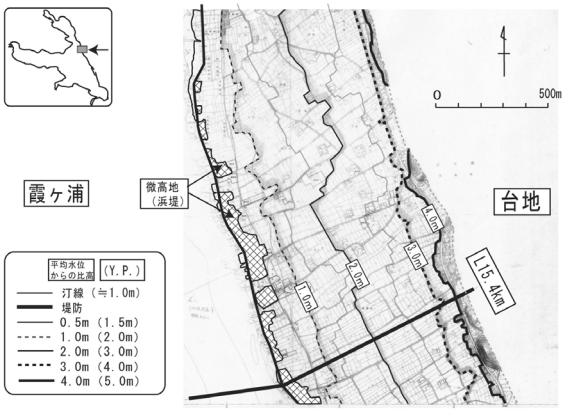
第 3 図　「湖岸低地の発達している湖岸」地形断面図
1968 年「霞ヶ浦平面図（1：2,500）」より作成



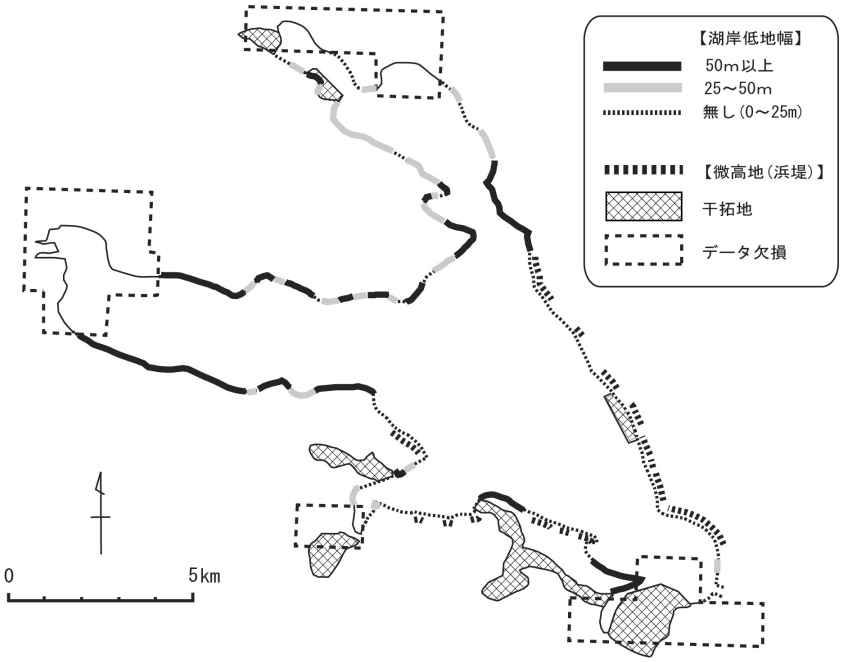
第 4 図　「湖岸低地の存在しない湖岸」地形断面図
1968 年「霞ヶ浦平面図（1：2,500）」より作成



第 5 図　湖岸低地の発達している湖岸の概観
「霞ヶ浦平面図 （1：2,500）」より作成した，右岸 40 Km 地点付近の概観



第 6 図　湖岸低地の存在しない湖岸の概観
1968 年「霞ヶ浦平面図 （1：2,500）」より作成した，左岸 16 Km 地点付近の概観



第 7 図　霞ヶ浦全域における湖岸低地の分布
1968 年平面図 （1：2,500）から霞ヶ浦全域における湖岸低地の幅・分布，そして湖岸沿いに点在する微高地の分布を示した.

2．湖岸低地の分布

断面図により本研究で再定義した湖岸低地の分布を，霞ヶ浦全域において求める．1968（昭和 43）年の「霞ヶ浦（西浦）平面図（1:2,500）」を用いて，湖岸低地の幅（湖岸堤から高さ“ 0.5 m ”〈Y.P. 1.5 m〉までの幅）を求め，その幅のより，「湖岸低地の良く発達した湖岸（幅 50 m 以上）」「湖岸低地の存在する湖岸（幅 25 ～ 50 m ）」「湖岸低地の存在しない湖岸（幅 25 m 以下）」に分類し表した．なお，一部データ欠損があり，湖岸低地幅を示すこ

とが出来ない地域がある．

調査の結果，湖岸低地は，土浦入や高浜入など，霞ヶ浦全体での西～北にかけて分布しており，湖心部の東～南東にかけてはわずかしか存在しない（第 7 図）．以上より霞ヶ浦全域における湖岸低地の分布には地域性があることが分かる．また湖岸沿いの微高地（浜堤）は，「湖岸低地の存在しない湖岸」でのみ存在しており，それに伴い，湖心部の東～南にかけてのみ存在していることがわかる．

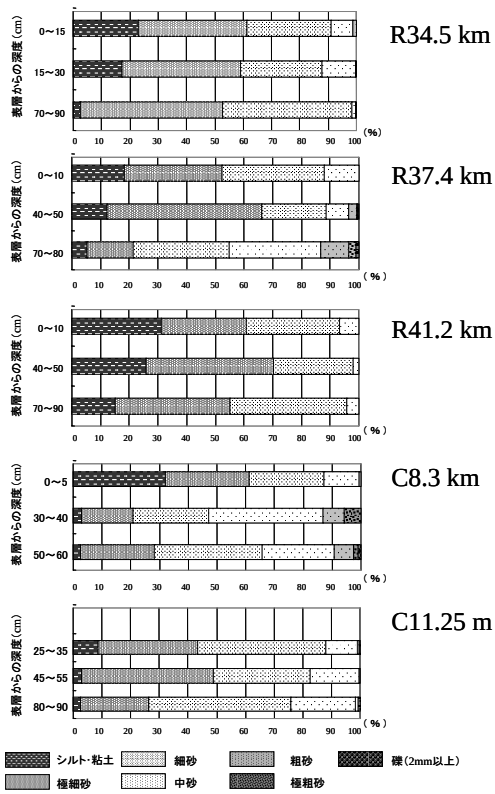
3．湖岸低地の構成物質

1)「湖岸低地の発達している湖岸」の構成物質

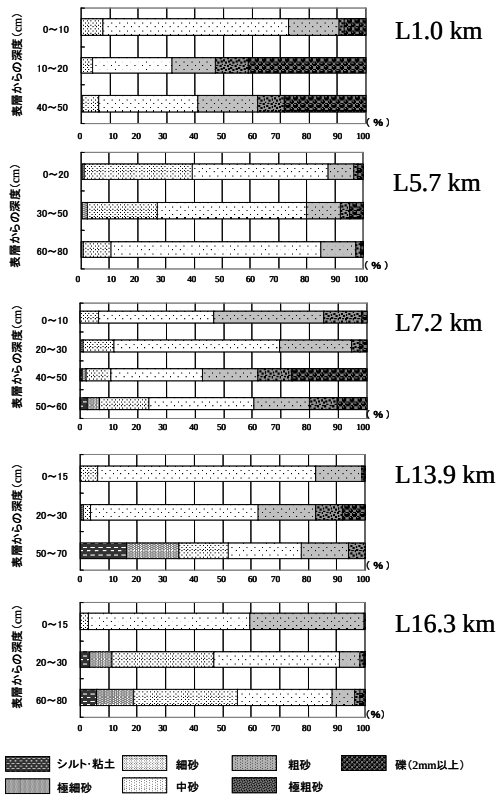
構成物質粒径の詳細は，第 8 図のとおりである．極細砂以下の細粒物質に注目すると，その含有率は表層部（表層から深度 10 cm 程度まで）で約 60 %，深部で約 40%と極めて高く，特に表層ではシルト・粘土を平均で 26%も含む．しかし，細粒物質は深部ではその含有率が低くなる傾向があり，極細砂以下の細粒物質は表層では平均で 59%あるのに対し，下部では 39%となる．またこの傾向はシルト・粘土で顕著であり表層では平均 26%であるのが，深部では 8%とその含有率が減少する．また，粗砂以上の粗粒物質は，その含有率が表層・深部ともに 5%以下であり，ほとんど含まれない．そして主要構成物質は“極細砂・細砂”であり，その含有率は表層・深部共に約 70%に及ぶ．

2)「湖岸低地の存在しない湖岸」の構成物質

構成物質粒径の詳細は，第 9 図のとおりである．極細砂以下の細粒物質は，表層部では 0%，深部で



第 8 図　汀線付近の構成物質【湖岸低地の発達している湖岸】
湖岸低地の発達している地点（計 5 地点）にて，各深度毎にサンプリングし，φ スケール毎の篩にて粒度分析した結果



第 9 図　汀線付近の構成物質【湖岸低地の存在しない湖岸】
湖岸低地の存在しない地点（計 5 地点）にて，各深度毎にサンプリングし，φ スケール毎の篩にて粒度分析した結果

2%とほとんど含まれていない(ただし,“ L13.9 km ”地点と“ L16.3 km ”地点を除く)．その代わり，湖岸低地の存在しない湖岸では粗砂以上の粗粒物質が多く，表層・深部共に 30%程度含んでいる．そして，主要構成物質は中砂であり，その含有率は表層・深部共に 50%程度である．

以上より，「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」での構成物質は簡単にまとめると，第 1 表のようになる．

第 1 表　湖岸低地の有無と汀線付近構成物質

	主要構成物資	シルト･粘土	細粒物質（極細砂以下）	粗粒物質（粗砂以上）
湖岸低地有り	極細砂～細砂（70%程度）	5 ～ 30%（表層に多く，深部では殆ど含まない）	20 ～ 60%	0 ～ 10%
湖岸低地無し	中砂（50%程度）	ほぼ 0%	ほぼ 0%	20 ～ 50%

4．100 年前のヨシ原の分布と湖岸低地との対応関係

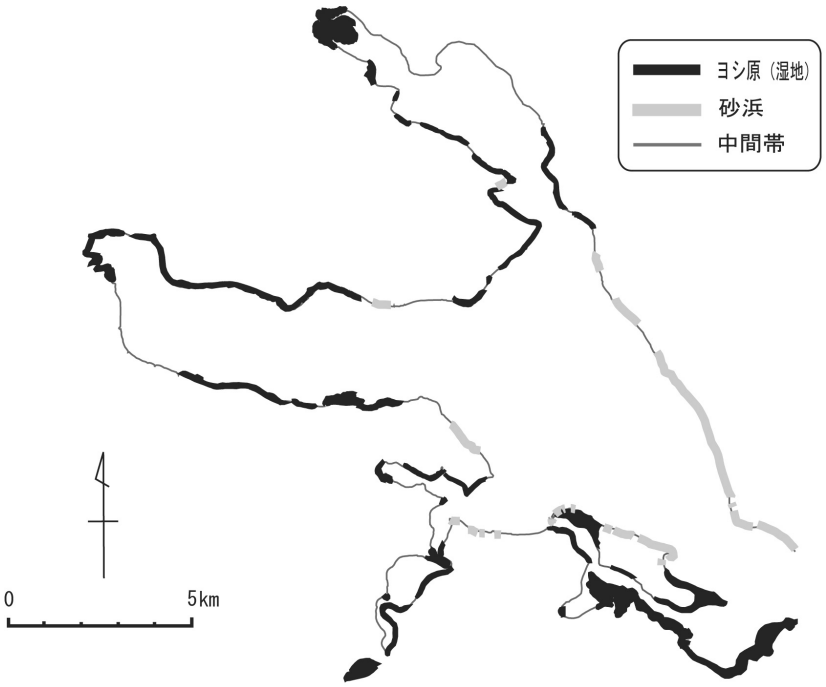
1）100 年前のヨシ原・砂浜の分布

旧版地形図より判読した 100 年前のヨシ原（湿地）・砂浜の分布は第 10 図のとおりである．全体的に見るとヨシ原（湿地）は，霞ヶ浦全域には存在せず，以下のような地域に分布している．

① 桜川や恋瀬川などの中規模河川の河口におけるデルタ影響下の地域.

② 土浦入，高浜入南部の狭窄部や，湖心部の右岸に存在する今は干拓によって埋め立てられてしまった入り江部分などの湖の幅が狭くなっている地域.

③ 浮島の東西に存在する砂州・砂嘴（R15 ～ 16, R8 ～ 10）の地域．ただ浮島西部の砂州・砂嘴である“ 西ノ州 ”（R15 ～ 16）では，州の内部はヨシ原となっているが，汀線は砂浜となっており特異地点だといえる．



第 10 図　100 年前の霞ヶ浦における湖岸性状

1：50,000 の旧版地形図（1903 年“ 玉造 ”，1906 年“ 佐原 ”，1918 年“ 土浦 ”）を使用して湖岸の湿地・砂浜の分布を示した．また，湿地，砂浜の記号がない地点は「中間帯」とした．

また，無植生帯でありヨシ原と対照的な存在だと考えられる砂浜は，主に湖心部の左岸や右岸に分布している．

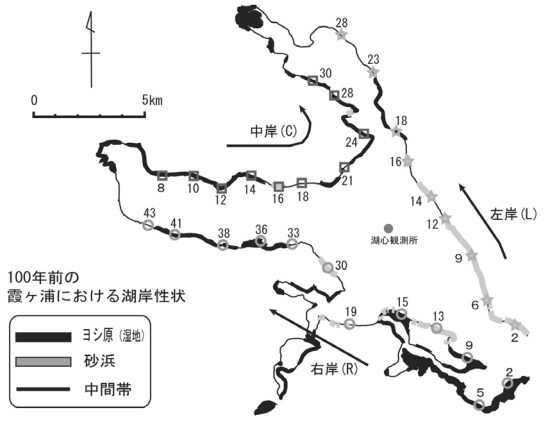
2）100 年前のヨシ原・砂浜分布と湖岸低地分布の対応関係

湖岸低地の分布第7図と霞ヶ浦本来の湖岸植生分布である 100 年前のヨシ原・砂浜分布第 10 図を比較した結果，湖岸低地の発達している湖岸（土浦入・高浜入の湖岸）はヨシ原であり，湖岸低地の無く，湖岸沿いの微高地が存在する湖岸（湖心部の湖岸）は砂浜であったという対応関係が読み取れる．これらの結果より湖岸低地の有無と湖岸植生の有無には密接な対応関係があると考えられる．

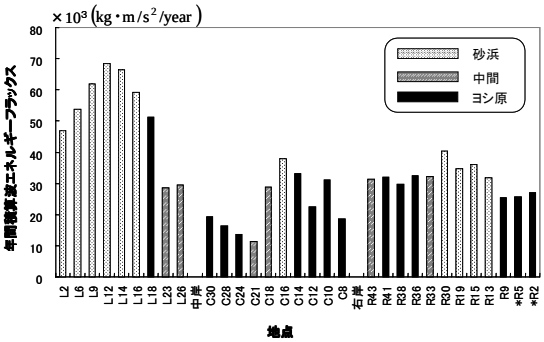
5．波浪条件とヨシ原分布の対応関係

霞ヶ浦各地点において推算した年間積算強風波エネルギーフラックス値（EF_{10} 値）は第 12 図のとおりである．ここで湖岸性状別に並べた第 13 図より，EF_{10} 値と 100 年前の湖岸性状（ヨシ原・砂浜分布）の関係に注目すると，EF_{10} の高い地点では砂浜であり，低い地点ではヨシ原，そしてその砂浜とヨシ原の変換値あたりに中間帯が存在しており，砂浜とヨシ原の境界 EF_{10} 値は 33 ～ 34 であることが分かる．なお，中間帯の C21 地点は台地が直接湖へ迫り出している地点であり，ヨシ原である L18 地点は梶無川によるデルタの影響を受けていると考えられる地点であり，これらを除いて考えると，その対応はさらに良いと言える．

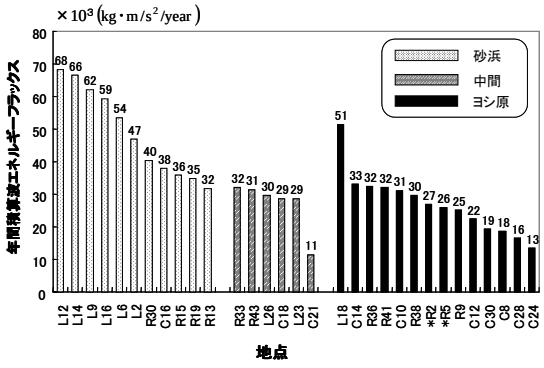
また，過去 15 年分の風データの分析により，霞ヶ浦における全風速の卓越風向はNNE～ENEである．しかし風速 10 m/s 以上，15 m/s 以上の強風に注目すると，その卓越風向は卓越する順に SW, NE, WNW ～ NW であり，全風速と強風では，その卓越風向はむしろ逆といった全く異なる結果となった（第 14 図）．この結果と霞ヶ浦の外形を考慮して考えると，有効吹送距離が長く，強風卓越風向（SW, NE, WNW ～ NW）の影響を受ける湖心部の左岸・右岸に波エネルギーが強いことが予想できる．



第 11 図　波浪エネルギー算出地点



第 12 図　各地点における年間波エネルギーフラックス（地点順）
過去 15 年間（1985 ～ 1999 年）における風速・風向データと有効吹送距離から推算した，干拓以前の霞ヶ浦各地点での年間積算波エネルギーフラックスを地点順（左岸から半時計回り）に並べたグラフ



第 13 図　各地点における年間波エネルギーフラックス（湖岸性状順）
過去 15 年間（85 ～ 99 年）における風速・風向データと有効吹送距離から推算した干拓以前の霞ヶ浦各地点での年間積算波エネルギーフラックスを湖岸性状別に並べたグラフ

VI　湖岸低地の成り立ち

1．湖岸低地の特徴と地形要因との対応

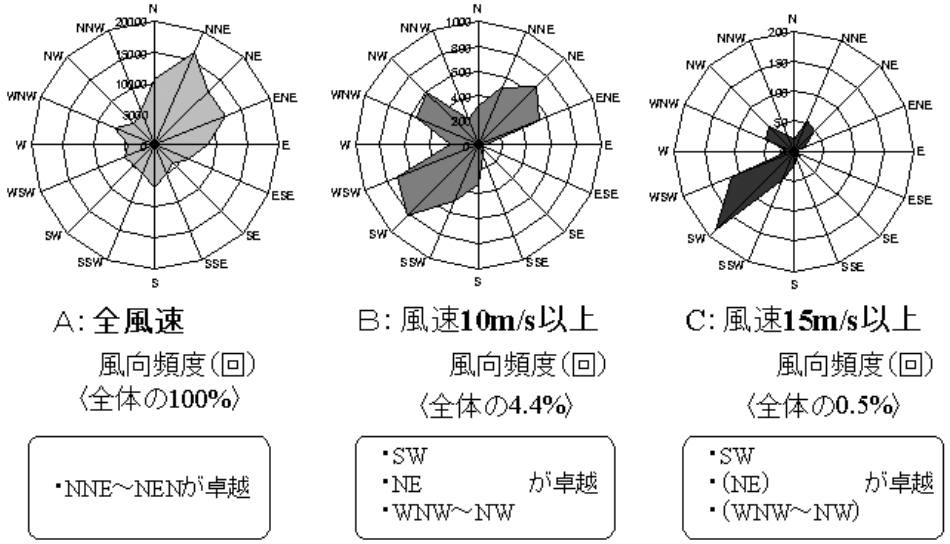
「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」での，地形・地質・植生・波浪の対応は第 2 表のとおりである．そして，湖岸低地の形態・特徴をまとめると以下のとおりである．

湖岸低地は平均水位から高さ“ 0 ～ 0.5 m ”〈Y.P. 1.0 ～ 1.5 m〉までに存在する低く，傾斜の無い（1/1000 程度）平坦な地形である．この湖岸低地は霞ヶ浦において全域に存在するわけではなく，霞ヶ浦の東～南東の地域には存在しないといった地域性を持って分布している．この分布は 100 年前の植生帯（ヨシ原）の分布とも一致している．また，これらの分布の地域性は，各地域における波浪の強さと対応しており，ヨシ原・湖岸低地が繁茂・存在する地域は年間の積算強風波エネルギーフラックスの値が 33 ～ 34（× 10^3）以下の地域であった．そして，湖岸低地前面の構成物質は細粒物質（極細砂以下）に富み，特に表層 40 cm 程度まではシルト・粘土が 10 ～ 30%と多く含まれていた．

2．湖岸低地を構成する細粒物質とヨシの関係

1）ヨシによる細粒物質のトラップ

今回の調査から，ヨシの繁茂する湖岸低地には極細砂以下の細粒な物質が多く含まれ，シルト・粘土の含有率は表層ほど高く，深部になるとあまり含まれないことが分かった．しかし，これらの細粒物質が堆積できるのは波の営力の及ばないある一定深度以上の水深下か，ほとんど流れの無い静水域においてのみである．またそれらの細粒物質が表層（深度 30 ～ 40 cm 程度まで）にのみ多いことを考慮すると，これらの細粒物質は密集したヨシ群落の流速減衰効果（静水効果）によって堆積したものだと考えられる．これは過去，霞ヶ浦において湖岸堤によってヨシ原が分断される以前は，数 100 m 幅のヨシ原が広がっており，高水位時にヨシ原全体が水に浸かったことを考慮すると，



第 14 図　過去 15 年間における霞ヶ浦の全風速，強風風向特性
1985 ～ 1999 年の湖心観測所における 1 時間毎の風速・風向データの解析により得られた全風速と強風（10 m/s 以上，15 m/s 以上）の風向特性

第 2 表 「湖岸低地発達湖岸」と「湖岸低地無し湖岸」での地形要因との対応関係

		湖岸低地発達湖岸	***湖岸低地無し湖岸***
地形的特徴	湖岸低地 〈Y.P.1 ～ 1.5 m〉	存在する	存在しない
	湖岸沿いの微高地 （浜堤）の存在	存在しない	おおまかに点在する （特に砂浜の分布と対応）
植生との対応	100 年前の湖岸性状	ヨシ原（植生帯）	砂浜（無植生帯）
地質的特徴	構成物質の D_{50}	極細砂～細砂	中砂
	細粒物質 （極細砂以下）	20 ～ 60% （シルト・粘土は特に表層で多く深部ではわずか）	0 ～ 10% 程度
外力	年間の波エネルギー （EF_{10}）	33 ～ 34 （× 10^3）以下	33 ～ 34 （× 10^3）以上

かつてのヨシ原であった湖岸低地においてヨシ原による細粒物質のトラップ現象が起こっていたと考えられる．

この静水効果によるヨシ原へのシルト・粘土の堆積については，山本（1996）が水理学的に検討しており，「デルタ河川の高水敷上の流れはヨシによって減速され，ヨシの中にはシルト・粘土が堆積する」としている．

2）ヨシによる湖岸の侵食防止効果

湖岸植生の中でも抽水植物にあたるヨシは，地下茎をのばして繁殖する性質から、通常水辺には密生した大群落を形成し，表層付近に根を密集して張り巡らせるため，ヨシの定着した土層は波などによる侵食されにくいといった効果がある．今回の構成物質の調査時にピットを掘った時にも，湖岸低地の発達した湖岸などのヨシが大群落を作っている地点において, 特に表層 20cm 程度までにヨシの緻密なひげ根がスポンジ状に密集し，表層の土層を捕獲し，湖岸の肩を侵食から守っている様子を観測した．

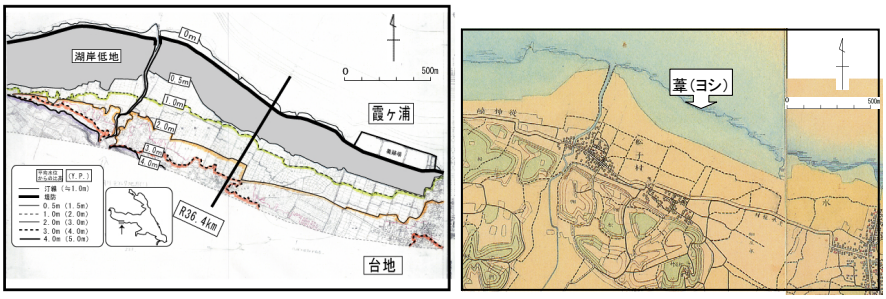
また, ヨシの植生を模擬した模型実験により, 水深が植生模型の高さより低い場合は，波の透過率は 0.25 ～ 0.55 であり波の反射率は 0.1 前後であるとしている（林ほか，1998）．これにより波のエネルギーはヨシ原などの湖岸植生群によって大幅に吸収され，反射波はほとんど起こらないといえる．これらの効果により，ヨシ原の前面は侵食されにくく，細粒な砂が堆積しやすい場だといえる．

3．波浪条件によって決定されるヨシ原・湖岸低地の分布

年間積算波エネルギーフラックス（EF_{10}）と，100 年前のヨシ原・砂浜分布の比較結果より，霞ヶ浦本来のヨシ原の分布と，それに対応した湖岸低地の分布の地域性は，波浪条件によって決まっているといえる．しかし，ヨシ原・砂浜共にこの境界値付近の地点も多い．これはヨシの繁茂限界が波浪以外の事象にも左右されることを示すと共に，ヨシの繁茂過程において何らかのフィードバック効果があることを示唆する．

4．湖岸低地と微高地の正体

平均水位から極わずかの高さに広がる湖岸低地は，100 年前のヨシ原の分布と対応が良く，且つ，迅速測図と比較した結果，湖岸低地とヨシ原の幅は，ほぼ一致していた（第 15 図）．また高水位期には完全に水に浸かってしまう状況であった事を考慮すると，湖岸低地は水田化される以前は広大なヨシ原であったと考えられる．また，湖岸低地の無い湖岸にのみ存在する湖岸沿いの微高地は，



1968年　霞ヶ浦平面図（湖岸低地）　　1883年　迅速測図（ヨシ原）

第 15 図　湖岸低地とヨシ原の分布幅対応
1968 年の「霞ヶ浦平面図（1:2,500）」より区分した湖岸低地と，1883 年前後に作成された「迅速測図（1:20,000）」におけるヨシ原を比較

100 年前の砂浜との対応関係と，その土地利用が住宅地や針葉樹（松）である事から，砂が暴浪時に打ち上げられて出来た浜堤だといえる．

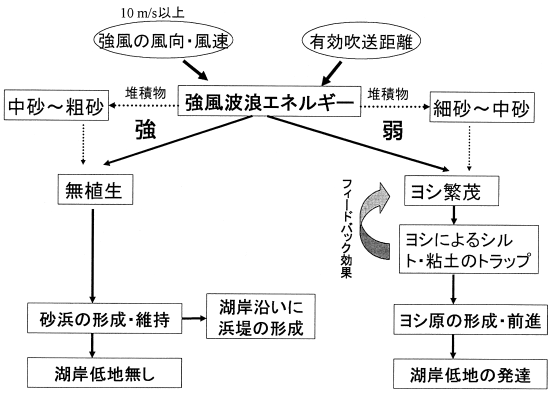
5．湖岸低地の成り立ち

これまでの結果・考察を踏まえ，湖岸低地の成り立ちについて考察すると以下のようになる．

波の弱い地域では，細かい砂（細砂～中砂）が堆積しやすく，また波による侵食や砂の流動が少ないために，砂（細砂～中砂）の堆積がある程度の水深まで進むとヨシが生育できる．一度ヨシが根付くと，ヨシの根によって底層の砂は固定され侵食されにくくなると共に，ヨシの消波効果によって，ヨシの好環境場となる．そしてこの正のフィードバック効果により繁茂したヨシ原では，高水位期の暴浪時に巻き上げられ浮遊している細粒物質（シルト・極細砂）は，ヨシの消波（静水）効果によってトラップされ，ヨシ原の中で堆積していく．そのため，この堆積は，高水位期の水位である高さ“ 0.4 m ”〈Y.P. 1.4 m〉以下程度まで続き，表層にシルト・粘土を多量に含む平坦な土地を形成する．また，消波効果により波エネルギーが吸収され反射波も無くなるため，ヨシ原の前面にも砂が堆積する．そして，春の低水位期に陸地化（浅水化）したヨシ原前面への堆積物には，地下茎によってヨシが生え，ヨシ原は湖方向へと前進する結果，広い湖岸低地が形成されたと考えられる．

波の強い地域では，波による侵食や砂の流動が激しいため植生（ヨシ）は生育できない．そのため，無植生である砂浜として維持され，水位変動や暴風に対応して砂（中砂以上）が堆積・侵食を繰り返すため湖岸低地，あるいはそれに類似するような地形は形成・発達しない．また，高水位時における暴浪時の砂の打ち上げにより，湖岸沿いには比高 1 m 前後の浜堤を形成する．

以上の過程は第 16 図のようにまとめられる．



第 16 図　湖岸低地の形成過程

Ⅶ　おわりに

本研究では湖岸低地の形態・特徴を明らかにすること，またヨシ原との関係に注目しながらその成り立ちを明らかにすることを試みた．主要な結論は以下のとおりである．

（1）湖岸低地は，平均水位からの比高“0 ～ 0.5 m”〈Y.P. 1 ～ 1.5 m〉までの低く平坦な地形であり，その分布には地域性がある．

（2）湖岸低地の有無と 100 年前のヨシ原・砂浜の分布はよい対応関係があり，それらは波浪強度（波エネルギー）と対応がよいことから，分布の地域性は主に波浪強度に支配されていると考えられる．

（3）湖岸低地は表層において極細砂以下の細粒物質を多く含むことから，現成の地形である湖岸低地は，波の弱い地域で，波による細粒な砂の堆積とそれに伴い繁茂したヨシによる細粒物質のトラップと維持の繰り返しによる前進によって形成されたと考えられる．また，波の強い地域では砂が堆積・侵食を繰り返しヨシの繁茂ができず砂浜として維持される．そのため湖岸低地は形成・発達しないが，高水位期の暴風によって砂が打ち上げられ湖岸沿いに比高 1 m 程度の浜堤を形成したと考えられる．

本研究で考察されたように，湖岸低地は湖岸植生であるヨシによって形成・維持された地形だと考えられる．従ってヨシ原の再生・復元をするにあたり，これまでのように波浪や地質条件のみならず，地形も考慮にいれ，ヨシ原が自然に再生・復元するような環境に戻す，または生み出す必要があるといえる．また地形を見ることで，人為的な改変以前に存在していたヨシ原や砂浜の分布状況が見えてくるといえる．これは湖の自然環境再生や復元の目標として重要な意味を持つと思われる．また霞ヶ浦だけでなく他の大規模な湖（特に海跡湖）でも同様な対応関係があると思われる．

謝　辞

本研究を進めるにあたり，国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦工事事務所調査課の村岡基晴係長をはじめ，同事務所の方々には，平面図，風データをはじめとする様々な資料をお借りし，フィールド調査にもご協力頂きました．独立行政法人 土木研究所 水循環研究グループ河川生態チームの中村圭吾研究員には，湖岸植生と波浪に関して多くの助言やデータ・文献を提供していただきました．また，信州大学理学部物質循環学科の村越直美先生には，現地おける構成物質の見方，霞ヶ浦の歴史などを教わりました．

そして，筑波大学陸域環境研究センターの小松陽介先生（現，防災科学技術研究所 総合防災研究部門 特別研究員）には多くの助言をいただきました．また，目代邦康先生をはじめ，筑波大学地球科学系地形分野の先生にも多くのご指導をいただきました．

地球科学研究科の斎藤健一さんには，地図解析からフィールド調査まで細部にわたりアドバイスをいただき大変お世話になりました．そして，地形学ゼミの学生方には，フィールド調査をお手伝いいただきました．

ご協力いただいた皆様に，深く感謝いたします．

文献

池田　宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄次（1977）: 筑波台地周辺低地の地形発達．－鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因－．筑波の環境研究，**2**，104-113.

宇多高明・小菅　晋・岡本正一・伊藤正光（1997）:風浪の作用下での湖岸への植生の繁茂条件について．海岸工学論文集，**44**，1116-1120.

大矢雅彦・加藤泰彦・春山成子・平井幸弘・小林公治・井上洋一・忍澤成視（1986）:『3 万分の 1　霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図』建設省関東

地方建設局霞ヶ浦工事事務所.
菊地多賀夫（2001）:『地形植生誌』東京大学出版会，220p.
国土交通省霞ヶ浦工事事務所（2000）:『平成 12 年度　霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書』
坂本　清（1976）:『目で見るふるさと　霞ヶ浦』崙書房，237p.
佐賀純一（1995）:『霞ヶ浦風土記』．常陽新聞社，522p.
土木研究所水循環研究グループ（2001）:『浮き消波実験施設周辺水域水理特性解析業務　報告書』
土木研究所水循環研究グループ（2002）:『湖沼における植生繁茂判定調査業務』
西嶌照毅・宇多高明・中辻崇浩（1997）: 湖岸植生の繁茂限界波高の算定－琵琶湖東岸を例として－．海岸工学論文集，**44**，1111-1115.
西嶌照毅・宇多高明・中辻崇浩（1998）: 琵琶湖における湖岸植生の繁茂限界について．海岸工学論文集，**45**，1126-1130.
林建二郎・萩原運弘・上原正一・藤間功司・重村利幸（1998）: 水辺植生の水理特性について．海岸工学論文集，**45**，1121-1125.
平井幸弘（1989）: 日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達．地理学評論，**62**，145-159.
平井幸弘（1993）: 海跡湖の湖岸低地および沿岸帯における環境変化．地質学論集，**39**，117-128.
平井幸弘（1995）:『湖の環境学』古今書院，186p.
山本晃一（1996）:『日本の水制』山海堂，447p.

（2003 年 6 月 25 日受付，2003 年 7 月 29 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　89 ～ 95　　（2003）

西津軽地域における海成段丘崖の勾配と地質との関係

Relationships between Angle of Marine-Terrace Cliffs and Bed Rock Properties:
A Case Study of Nishi-Tsugaru Area, Aomori Prefecture, Japan

佐々木　良宜[*]・若月　強[**]・松倉　公憲[***]

Yoshinori SASAKI [*], Tsuyoshi WAKATSUKI [**] and Yukinori MATSUKURA [***]

I　はじめに

海成段丘の段丘崖はそれより低位の段丘が波食棚や海食台としての侵食を受けている時の海食崖に相当すると考えられる．従って海食崖はもともと垂直に近い急勾配の斜面であったと推測される．この海食崖は離水後徐々に開析されて斜面勾配が緩くなっていく．同一年代の海成段丘面でも段丘面の開析度が著しく異なることは以前から認められていて（太田ほか，1971），それらは主に岩質に起因する可能性が大きく（吉川ほか，1973），開析過程において流水による線的侵食に加えて，ランドスライドの発生による塊状侵食の効果が大きいことが指摘されている（太田，1969）．そこで本研究では，西津軽地域に広がるM面相当の段丘崖を対象として，段丘崖を構成する基盤岩質の違いが段丘崖の勾配に与える影響について考察した．

II　研究対象地域の概要

研究対象地域は青森県西津軽郡鰺ヶ沢町・深浦町・岩崎村にまたがる全長約 60 km に及ぶ海岸線沿いの海成段丘崖である．この地域の海成段丘面は高位から順に H 面，M 面，L 面に大別されている．H 面は中期更新世に，M 面は後期更新世に，L 面は完新世（縄文海進時）に形成された段丘面である．M 面の分布について第 1 図に示した．伊倉（1999）および現地観察によると，M 面の段丘堆積物の厚さは数 m 以下であり，段丘崖の比高に比べて薄いため，M 面の前面の段丘崖斜面はほぼ基盤岩石からなるとみなすことができる．調査地域に分布する地質は，第 1 図に示すような計 12 種類の地質が存在し，北から Ms，Am のシルト岩・泥岩地域，Ku，Az，Ts の火山岩および砂岩地域，Tm，Tt，Od の泥岩・凝灰岩地域，Or，Ot_3，Oa_2 の火山岩・礫砂岩地域，Jp の凝灰岩地域が分布する．

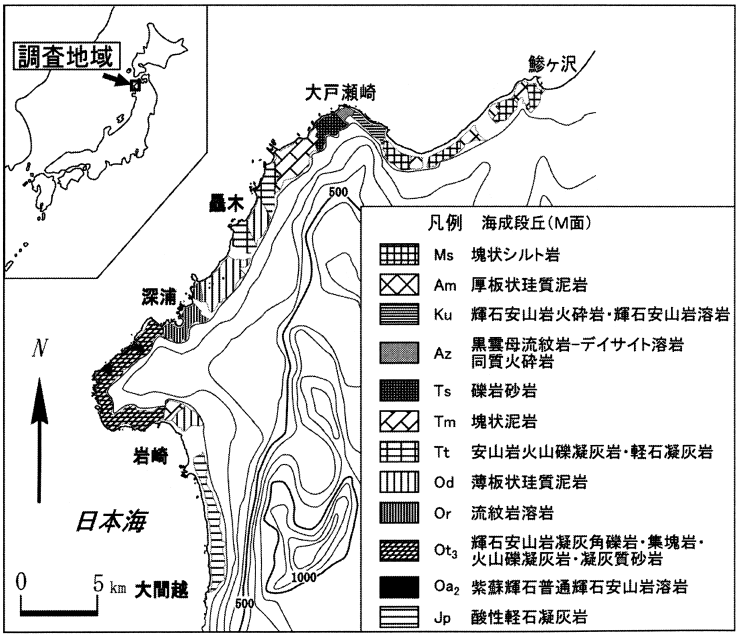
太田・伊倉（1999）では，この海成段丘のランドスライドに着目し，その分布・形状と地域的差異を明らかにした．そして彼らは，この地域の海成段丘の開析には流水による線的侵食に加えてランドスライドによる塊状侵食の効果が大きく，塊状侵食には地域的差異があると結論づけている．

[*]　筑波大学理工学研究科
[**]　筑波大学地球科学研究科
[***]　筑波大学地球科学系

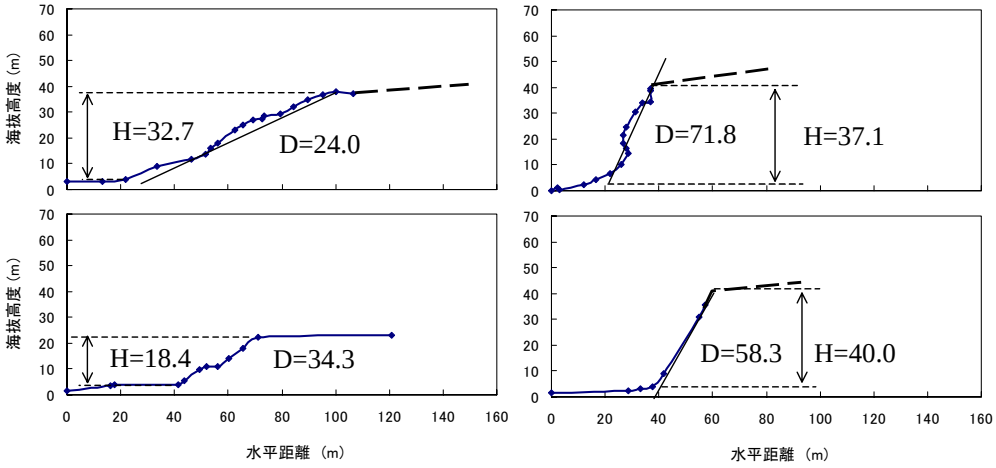
III　段丘崖の勾配と地すべりによる段丘崖の開析度

1. 段丘崖の縦断形の計測

調査対象とした M 面の段丘崖の勾配は，レーザー距離計を用いた現地の測量から求めた場合と，地形図（縮尺 1:2000，1:5000）から求めた．現地測量および地形計測は約 250 ~ 750 m 間隔でおこなった．ただし，人工的に段丘崖が削り取られた法面の場合には調査の対象外とした．第 2 図は調査地域の典型的な段丘崖の縦断形の一例である．縦断形中央の急な斜面を段丘崖と認定し，その勾配と比高を計測した．



第 1 図　調査地域の概略と M 面の分布



第 2 図　調査地域の段丘崖の縦断形の例

D：勾配（°）H：比高（m）

求めた段丘崖の地質ごとの勾配と比高のそれぞれの最大値，最小値，平均を第 1 表に示した．泥岩・シルト岩・凝灰岩質の地域の斜面勾配は，平均値 30 ~ 35 ° と緩勾配であるが，火山岩質の地域の斜面勾配は平均 39 ~ 60 ° と急勾配であった．調査地域の比高は Jp で平均 55.8 m と最も大きい値を示し，Or では平均 20.3 m と小さい値を示したが，地質による差ははっきりと見られなかった．

2. 地すべりによる段丘崖の開析

段丘崖の地すべりによる開析を検討するため，それぞれの地質ごとに海成段丘外縁の総延長に対して地すべり地が占める割合を求めた．この地域の地すべりは現在形成されているものではなく，第四紀後期のある時期に形成されたものである（太田・伊倉，1999）．まず，伊倉（1999）を参考にして，地質ごとに地形図（縮尺 1:25000）上で海成段丘外縁の総延長を求めた．地すべり地形の判読は地すべり分布図（清水ほか，1985a,b; 清水・大八木，1987）を参考にするとともに，地形図（縮尺 1:25000）上で行い，地すべりによって開析された段丘崖が占める割合を求めた．

結果を第 1 表に示した．Oa_2 の地質はきわめて分布域が狭いため，Ot_3 とまとめて地すべりによる段丘崖の開析度を求めた．地すべりによる開析度は地質間の差が大きく，Ms，Am，Od，Jp では他地域に比べ地すべりによる塊状の侵食を著しく受けていた．一方 Az，Ts では地すべりによる塊状の侵食を受けた跡が全くなかった．

IV　岩石物性とスレーキング特性

1. 岩石物性の測定方法

野外においてシュミットロックハンマー反発値を計測し，その値を一軸圧縮強度に換算した．また各地区において段丘崖を構成する岩石を採取し，それらの岩石の密度を計測した．ただし，Od の地質のサンプルは採取できなかったので，測定の対象から除外した．各サンプルの乾燥重量と砂置換法で求めた体積の値から密度を計算した．さらに，段丘崖を形成する岩石中に含まれる鉱物を同定するために X 線粉末回折分析を行った．分析はバルク試料と水ひで集めた粘土試料に対しておこない，粘土鉱物の同定は試料をエチレングリコール処理及び加熱処理（150 ℃，350 ℃，450 ℃，550 ℃）をすることによりおこなった．測定には独立行政法人国際農林水産業研究センターの理学電気工業株式会社製の RAD － X を用いた．

測定結果を第 2 表にまとめた．Ts，Ku，Az，Or，Ot_3，Oa_2 の火山岩・砂岩の密度は 1.77 ~ 2.61 g/cm^3 と大きく，Ms，Am，Tm，Tt，Od，Jp の泥岩・シルト岩・凝灰岩の密度は 1.12 ~ 1.56 g/cm^3 と小さか

第 1 表　段丘崖の勾配と比高の計測値および地すべりによる段丘崖の開析度

地質	計測数	勾配 (m)			比高 (m)			地すべりによる段丘崖の開析度 (%)
		最大値	最小値	平均 (標準偏差)	最大値	最小値	平均 (標準偏差)	
Ms	7	42.7	21.8	34.0 (7.2)	59.3	40.0	46.5 (7.2)	26.9
Am	5	39.0	24.0	33.7 (5.9)	45.9	30.0	37.7 (6.4)	37.3
Ku	4	47.6	33.7	41.4 (6.2)	50.0	20.0	38.8 (13.1)	7.3
Az	5	68.2	36.9	47.6 (12.1)	32.0	20.0	24.8 (5.2)	0.0
Ts	4	50.5	34.4	39.1 (8.6)	50.0	15.0	30.8 (17.0)	0.0
Tm	3	36.2	33.5	34.7 (1.4)	55.0	18.4	31.1 (20.7)	19.1
Tt	3	42.5	16.5	30.4 (13.1)	30.0	23.4	27.1 (3.4)	18.0
Od	3	37.3	31.8	36.4 (4.2)	35.0	15.6	31.9 (14.9)	42.3
Or	4	51.0	30.9	41.9 (8.3)	45.0	13.2	20.3 (7.4)	3.7
Ot_3	4	71.8	44.1	55.7 (11.7)	40.0	25.0	34.8 (6.7)	3.1
Oa_2	3	82.3	43.6	60.5 (19.8)	40.0	8.0	27.3 (17.0)	
Jp	13	48.8	20.8	35.6 (6.9)	75.0	40.0	55.8 (10.1)	27.5

第 2 表　岩石物性値および鉱物同定結果

地質	一軸圧縮強度	岩石密度	鉱物組成（バルク試料）						鉱物組成（粘土試料）			
	(kgf/cm^2)	(g/cm^3)	S	A	Pl	Py	Z	C	Sm	V	M	K
Ms	147.5	1.12	○	△	○	-	△	◎	-	◎	-	-
Am	681.0	1.48	◎	-	○	-	○	△	△	○	△	-
Ts	1152.7	2.39	△	-	○	-	○	○	-	○	△	-
Ku	2094.6	2.61	△	-	◎	-	-	△	◎	○	○	-
Az	1003.2	2.07	◎	○	◎	-	-	△	○	○	△	○
Tm	102.0	1.36	△	-	◎	◎	○	◎	◎	△	△	-
Tt	196.5	1.39	◎	◎	○	-	-	○	◎	△	-	○
Od	196.8	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Or	1750.6	2.10	◎	○	◎	○	-	△	-	-	-	-
Ot_3	1181.1	1.77	△	-	◎	△	-	○	◎	△	-	-
Oa_2	2552.3	1.92	◎	◎	○	-	-	-	◎	△	-	-
Jp	88.1	1.56	○	△	◎	-	○	△	◎	△	○	-

S ：シリカ鉱物 A：アルカリ長石 Pl：斜長石 Py：輝石 Z：沸石 C：粘土鉱物 Sm：スメクタイト
V ：バーミキュライト M：雲母粘土鉱物 K：カオリン鉱物岩石の鉱物組成の相対的評価
◎：多量に含有　○：含有　△：少量含有　-　：入っていない　/ ：データ無し

った．また一軸圧縮強度は火山岩・砂岩では 1003.2 ~ 2552.3 kgf/cm^2 と大きいが，逆に泥岩，シルト岩，凝灰岩では 88.1 ~ 681.0 kgf/cm^2 と小さかった．鉱物の含有量に関して測定を行っていないので含有量について厳密なことは討論できないが，X 線の反射強度が強くピークが立って大きいものは相対的に多く含まれていることとした．岩石中の粘土鉱物は Ms，Ts，Tm，Tt，Ot_3 でよく含まれており，そのなかでも Tm，Tt，Ot_3 ではスメクタイトがよく含まれていた．

2. スレーキング特性

調査地域の段丘崖を形成する岩石の乾湿風化（スレーキング）に対する抵抗性を明らかにするために Tanaka *et al.*(1996) の方法に従いスレーキング実験を行った．それぞれの岩石サンプルを 110 ℃で 24 時間炉乾燥した後，重量を計測し，その値を初期状態の重量とした．次にサンプルを (1) 2.83 mm メッシュの篩にのせて 9 時間水に浸し，(2) 水から取り出した試料を 110 ℃で 15 時間乾燥させ，(3) 篩の上に残っている岩石の重量を計測した．(1) ~ (3) の手順を 1 サイクルとして，これを 25 サイクル繰り返した．篩から落ちたものをスレーキングによる欠損分とみなした．

実験結果を第 3 図にまとめた．この図の縦軸はスレーキングに対する残存率を示している．Tt, Tm の岩石は 1 サイクルで原形を崩し，粉々になった．Am は 4 サイクル目で大きく割れ目が入り，これ以降試料の徐々に玉ねぎ状に剥離していった．その他の試料はわずかながら重量が変化していったが，原形はとどめたままであった．結果から，Tm, Tt はスレーキングしやすいことがわかる．Jp は試料によってスレーキング風化するものとしないものがあるという報告（猪俣，2001）がなされており，本実験では Jp がスレーキング風化しなかったことから，猪俣 (2001) の結果を引用し Jp(I) とした．

V　考察

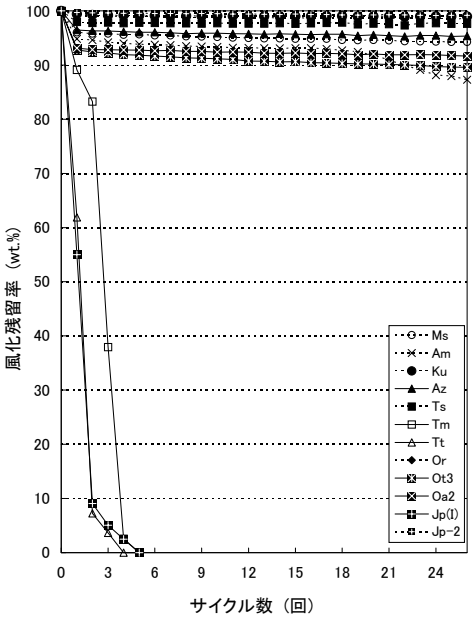
1. 岩石物性やスレーキング特性と地すべりによる段丘崖の開析度との関係

岩石の一軸圧縮強度と密度が小さく，かつ鉱物中にスメクタイトを含んでいる地質（例えば Tm, Tt：第 2 表）は，地すべりによる段丘崖の開析度が大きい（第 1 表）．理由は以下のように考えられる．スメクタイトの含有はスレーキング風化の原因として最も必要な条件とされている（例えば，Matsukura and Yatsu, 1982）．また，スメクタイトを含む岩石は地すべりを発生させやすいことも知られている（例えば，Yatsu, 1966, pp.23-34）．すなわ

ち上記のような岩石物性の条件をもつことはスレーキング風化に対する抵抗性が弱いことを示し，段丘崖はスレーキング風化によって剪断応力が低下し，地すべりを引き起こしてしまうと考えられる．

2．一軸圧縮強度が段丘崖の勾配に与える影響

段丘崖を構成する岩石の一軸圧縮強度と段丘崖の勾配の関係を第 4 図に示した．プロットされている点は地質ごとの段丘崖の勾配の平均値である．縦のバーは最大値と最小値の範囲をあらわしている．結果からみるとややばらつきがあるが一軸圧縮強度が大きいほど段丘崖の勾配が急になるという傾向が認められる．



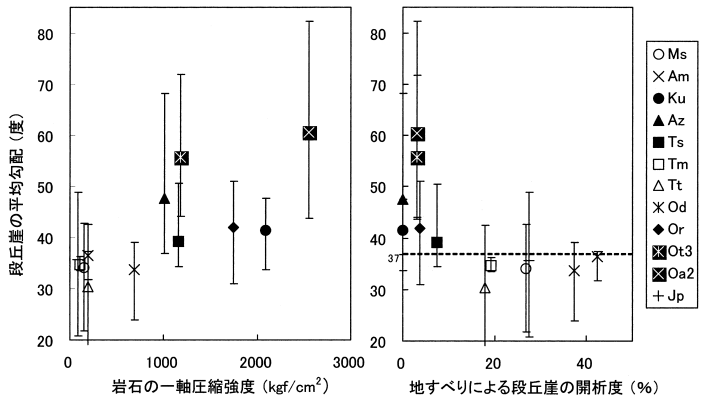
第 3 図 スレーキング実験結果

3．段丘崖の地すべりによる開析度が段丘崖の勾配に与える影響

地質ごとの斜面勾配と段丘崖の地すべりによる開析度との関係を第 4 図に示した．段丘面外縁の地すべり密度を大きく 2 つに分けると，泥岩，凝灰岩質の地域では地すべり密度が大きく，安山岩，流紋岩の地域では地すべりが少ないことがわかる．これらと段丘崖の平均勾配との関係を見ると，約 37 ° 付近を境に地すべりの多いところと少ないところとに分けられている．地すべりの多いところでは緩勾配になっていて，地すべりの少ないところでは急勾配になっていることが示されることから段丘崖の勾配を緩くしている原因として地すべりの発生が考えられる．

4．岩石物性－プロセス（地すべり）－地形（段丘崖の勾配）の関係

岩石物性の結果，鉱物同定の結果，スレーキング実験の結果と地すべりによる段丘面外縁の開析度と段丘崖の勾配との関係をまとめ，グループ分けして第 3 表に示した．



第 4 図　岩石の一軸圧縮強度・地すべりによる段丘崖の開析度と勾配の関係

第 3 表　岩石物性－段丘崖の地すべり－段丘崖の勾配の関係

地質	グループ1				グループ2		グループ3			グループ4		
	Tm	Tt	Od	Jp	Am	Ms	Az	Ot_3	Oa_2	Ku	Ts	Or
	泥岩	凝灰岩	泥岩	凝灰岩	泥岩	シルト岩	流紋岩	安山岩	安山岩	安山岩	砂岩礫岩	流紋岩
岩石の一軸圧縮強度(kgf/cm^2)	小 90～200				小 150～650		大 1000～2500			大 1000～2000		
岩石の密度(g/cm^3)	小 1.36～1.56				小 1.12～1.48		大 1.77～2.07			大 2.10～2.61		
岩石中のスメクタイトの量	多				ほとんどない		少			ほとんどない		
岩石のスレーキング風化のしやすさ	大				ほとんどしない		ほとんどしない			ほとんどしない		
地すべりによる段丘崖の開析度(%)	大 18.0～42.3				大 26.9～37.3		小 0～3.1			小 0～7.3		
段丘崖の平均勾配(°)	緩 30.4～36.4				緩 33.7～34		急 46.7～60.5			急 39.1～41.9		

グループ 1：泥岩，凝灰岩質である Tm，Tt，Od，Jp は岩石の一軸圧縮強度が小さく，岩石の密度も小さい．また，鉱物同定からみた粘土鉱物の量は多く，その中のスメクタイトの量も多い．そして，スレーキング速度はきわめて速い．そのため段丘面外縁での地すべりの発生頻度が大きく，地すべりにより段丘崖は勾配を緩くすると考えられる．

グループ 2：シルト岩，泥岩質である Ms，Am はグループ 1 と同様に一軸圧縮強度と，岩石密度がともに小さい．しかし，鉱物同定からみた粘土鉱物の量はシルト岩，泥岩にしては比較的少なく，その中のスメクタイトの量も少ない．これらの岩石は Tm, Tt ほどではないがスレーキング風化の影響を受ける．このグループも段丘面外縁の地すべりは発生しやすく，地すべりにより段丘崖の勾配を緩くしていると考えられる．

グループ 3：安山岩，流紋岩質である Az，Ot_3，Oa_2 は一軸圧縮強度と岩石の密度がともに大きい．鉱物同定からみた粘土鉱物の量は火成岩にしては比較的多く，その中のスメクタイトの割合も多い．しかし，スレーキング風化に対してはほとんど影響がない．これらの性質では段丘面外縁の地すべりは起きにくく，段丘崖は急勾配を保つと考えられる．

グループ 4：安山岩，流紋岩質である Ku，Ts，Or はグループ 3 と同様に一軸圧縮強度と岩石密度がともに大きい．鉱物同定からみた粘土鉱物の量はきわめて少なく，スレーキング風化をほとんど受けない．これらの性質では段丘崖の地すべりは起きにくく，段丘崖は急勾配を保つと考えられる．

以上よりグループをさらに 2 つに大別できる．グループ 1，2 の凝灰岩，泥岩地域は岩石強度と密度がともに小さい．一部の地質は岩石中にスメクタイトが多く含まれていてスレーキング風化しやすい．そのため段丘崖で地すべりを引き起こし，段丘崖が開析され段丘崖の勾配を緩くしている．一方，グループ 3，4 の流紋岩，安山岩地域は岩石強度と密度がともに大きい．岩石中に含まれるスメクタイトは比較的少なく，スレーキング風化しにくい．そのため，段丘崖には地すべりがほとんど発生せず，塊状侵食を受けないため，段丘崖は急勾配のままで保存されている．

VI　結論

西津軽地域の段丘崖は 12 の地質で形成されていて，それらは段丘崖の勾配や段丘崖の地すべり分布密度，段丘崖を構成する岩石物性などより 5 つ

のグループに分けられる．

グループ 1，2 の地域を構成する凝灰岩，泥岩は岩石強度が小さく，密度も小さい．岩石中にはスメクタイトが多く含まれていてスレーキング風化しやすい．その性質が段丘面外縁で地すべりを引き起こし，段丘崖が開析され段丘崖の勾配を緩くしている．

一方，グループ 3，4 地域の流紋岩，安山岩は岩石強度が大きく，密度も大きい．岩石中のスメクタイトは比較的少なくしか含まれておらず，スレーキング風化しにくい．その性質が段丘面外縁の地すべりを少なくし，塊状の開析が行われないため，段丘崖の勾配はより急のままで保存されている．

謝辞

野外調査においては生命環境科学 1 年の小暮哲也氏に協力をいただきました．また，独立行政法人国際農林水産業研究センター環境資源部の八田珠郎主任研究官と小口千明博士には X 線回折分析等の機器の使用や，結果の解析に多くの助言・協力をいただきました．さらに，青森県庁農林水産部林政課森林計画班の皆様，鰺ヶ沢町役場，深浦町役場建設課の熊沢氏，岩崎村役場企画課の神林氏には地図などの資料を提供していただきました．測量に使用したレーザー距離計は筑波大学陸域環境研究センターからお借りしました．以上，お世話になった皆様に深く感謝申し上げます．

文献

伊倉久美子（1999）: 白神山地西縁地域の海成段丘の編年の最終間氷期の古海面高度．東京都立大学理学研究科修士論文.

猪俣　豪（2001）: 津軽十二湖における地すべり性大規模崩壊について．筑波大学第一学群自然学類卒業論文.

太田陽子（1969）: 海成段丘に関する二，三の地形学的問題．地理，**14**(11), 20-24.

太田陽子・当間唯弘・須磨重允（1971）: 台地の構造と開析．日本地理学会予稿集，**1**, 10-11.

太田陽子・伊倉久美子（1999）: 西津軽地域の海成段丘上に発達する古ランドスライドの分布と意義．地理学評論 , **72**, 829-848.

清水文健・大八木規夫・井口　隆（1985a）: 地すべり地形分布図 深浦．国立防災科学技術センター 防災科学技術資料 No.96.

清水文健・大八木規夫・井口　隆（1985b）: 地すべり地形分布図 岩館．国立防災科学技術センター 防災科学技術資料 No.96.

清水文健・大八木規夫（1987）: 地すべり地形分布図 鰺ヶ沢．国立防災科学技術センター防災科学技術資料 No.116.

吉川虎雄・杉村　新・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊（1973）: 『新編日本地形論』東京大学出版会 , 392p.

Matsukura, Y. and Yatsu, E. (1982): Wet-dry slaking of Tertiary shale and tuff. *Transactions, Japanese Geomorphdogical Union*, **3**, 25-39.

Tanaka, Y., Hachinohe, S. and Matsukura, Y. (1996): The influence of slaking susceptibility of rocks on the formation of Hoodoos in Drumheller Badlands, Alberta, Canada. *Transactions, Japanese Geomorphdogical Union*, **17**, 107-121.

Yatsu, E. (1996): *Rock Control in Geomorphology. Sozosha*, 135p.

（2003 年 6 月 3 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　97 ～ 101　　（2003）

琉球石灰岩からなる海食崖の崩落に関する斜面安定解析の再検討

Rockfalls in Coastal Cliff Made of Ryukyu Limestone:
Stability Analysis Considering the Scale Effects of the Strength of Rock Masses

小暮　哲也[*]・青木　久[**]・前門　晃[***]・松倉　公憲[****]

Tetsuya KOGURE [*], Hisashi AOKI [**], Akira MAEKADO [***] and Yukinori MATSUKURA [****]

Ⅰ　はじめに

沖縄島南部にある琉球石灰岩からなる海食崖の基部にはノッチが形成されているが，このノッチの成長とともにノッチ上の海食崖が不安定になり，崖の崩落が起こることが知られている（Maekado, 1991）．Maekado（1991）は崖を構成する琉球石灰岩のサンプルから直径・高さがそれぞれ 3.4 cm，7 cm の円柱供試体を作成し，強度試験を行った．その試験結果の強度を用いて，彼は海食崖の崩落に片持はりのモデルを適用することにより海食崖の限界突出長さを求めた．その結果，17 m の高さの海食崖では，限界突出長さが 30 m になると計算された．この値は現地調査で得られた崖からの崩落ブロックの奥行き方向の長さ（7～11 m）とは大きく異なっていた．

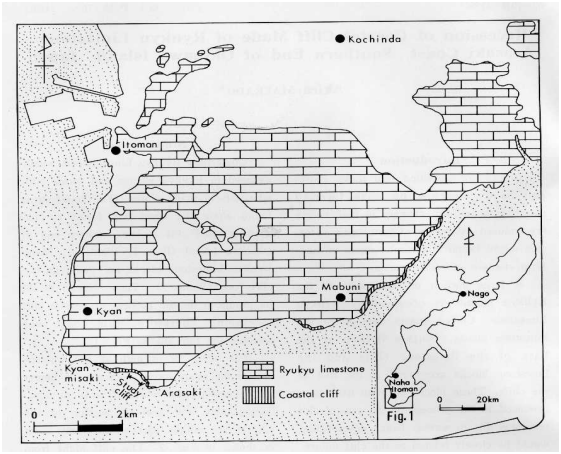
喜屋武岬から荒崎海岸にかけて海食崖には極めて多くの層理・節理が観察される．そのため岩盤全体の強度は供試体の強度よりも小さいことが予想される．したがって，このような岩盤強度を考慮に入れて Maekado（1991）の行った安定解析について再検討する必要がある．そこで本研究では，琉球石灰岩からなる海食崖の崩落について，崖を構成する物質の力学的強度に層理・節理などの岩石構造（割れ目）の影響を考慮して，海食崖の安定性を評価することを目的とする．

Ⅱ　地形概観および崖・崩落ブロックの形態

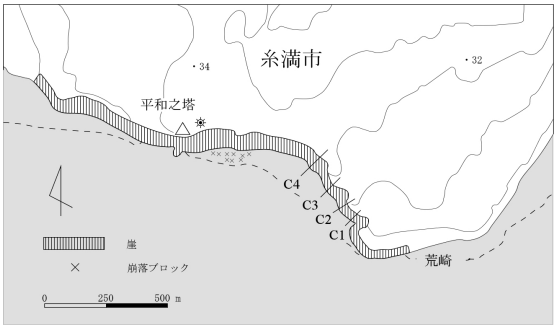
沖縄島南部一帯には，標高 100 ~ 200 m の平坦面をなす新生代第四紀層が広く分布し，琉球層群と呼ばれている（木崎, 1985, pp. 93-114, pp. 246-249）．糸満市一帯では特に琉球層群琉球石灰岩が広い地形面を作っている．沖縄島最南端の荒崎海岸には，琉球石灰岩からなる海食崖が発達している（第 1 図）．海食崖の比高は喜屋武岬では最大約 30 m であり，荒崎に近づくにつれて徐々に小さくなり，荒崎にある比高約 10 m の海成段丘へと続く．

本研究では，荒崎海岸の，第 2 図に示した 4 地点において，干潮時に崖のプロファイルを測定した．プロファイルの測定には筑波大学陸域環境研究センター所有，レーザーテクノロジー社製のイ

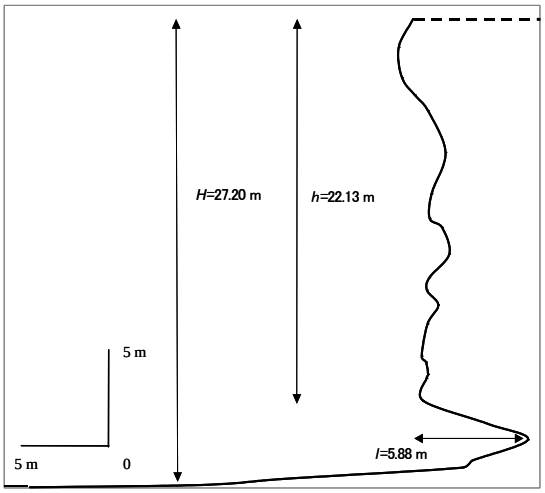
[*]　筑波大学生命環境科学研究科
[**]　筑波大学地球科学研究科
[***]　琉球大学法文学部人間科学科
[****]　筑波大学地球科学系



第 1 図　喜屋武岬・荒崎の位置（Maekado,1991）



第 2 図　プロファイルを測定した崖，崩落ブロックの位置



第 3 図　C4 の位置で見られる崖のプロファイル

ンパルス LR を用いた．1 つの例として第 3 図に，第 2 図中の C4 における崖のプロファイルを示した．

得られたプロファイルから海食崖の高さやノッチの奥行きについてのデータを，Maekado（1991）で調査された崖やブロックのデータとともに第1表にまとめた．ノッチの上部から崖の上部までの高さ（*h*）は最大約 20 m，ノッチの奥行き（*l*）は最大で約 8 m であった．崖前面はほぼ垂直であり，その崖には水平方向と垂直方向の両方向にジョイントが発達していた．また，ほぼ水平方向の層理面が見られた．崖の基部にはビーチは発達していなかった．この地域ではさんご礁があまり発達しておらず，波は満潮時や暴浪時に崖の基部へ到達する．

一方，プロファイルの計測をした崖から 300 m ほど西にある海食崖の基部には，高さがほぼ 17 m，奥行き方向の大きさが 7～11 m である大小のブロックが点在していた（第 2 図）．これらのブロックの上面は多くの場合，植生に覆われており，海側へ傾いている．崖の基部に存在するブロックは，ノッチの拡大によって不安定になった崖が，ノッチの最奥部で崩落したものだと考えられる（Maekado, 1991）．すなわちブロックの奥行き方向の大きさが，崩落当時の崖に存在した，ノッチの奥行きの最大値を表している．

第 1 表　崖・崩落ブロックのプロファイル

場所	崖の高さ(m)	ノッチの奥行き(m)	崩落ブロックの奥行き(m)	データの出典
	3	3.0	–	Maekado(1991)
	3	3.6	–	〃
	4	4.2	–	〃
	4.4	3.8	–	〃
	20	5.0	–	〃
	20	6.9	–	〃
	20	8.3	–	〃
	17	–	7.0	〃
	17	–	9.5	〃
	17	–	10.0	〃
	17	–	10.6	〃
	17	–	11.0	〃
C1	1.65	4.47	–	本研究
C2	14.85	3.51	–	〃
C3	18.85	4.92	–	〃
C4	22.13	5.88	–	〃

III　Maekado（1991）の解析と問題点

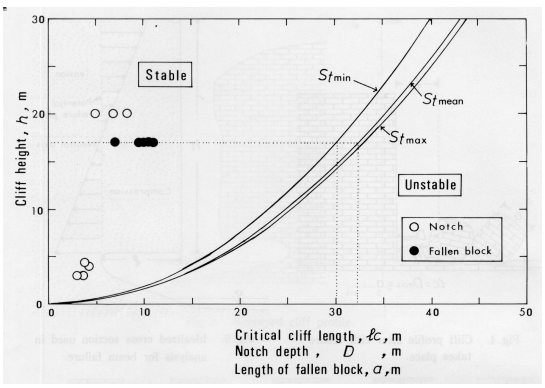
Maekado（1991）では，崖を構成する琉球石灰岩の一軸圧縮強度試験と引張強度試験を行った．圧縮強度試験では直径 3.4 cm 高さ 7 cm の円柱供試体を 3 個用いているが，その圧縮強度の最大値（S_{cmax}）は 197.9 kgf/cm^2，最小値（S_{cmin}）は 193.9 kgf/cm^2，平均値（S_{cmean}）は 195.3 kgf/cm^2 であった．また，圧裂引張強度試験では直径 3.4 cm 高さ 3 cm の円柱供試体を 3 個用いて計測し，引張強度の最大値（S_{tmax}）は 40.5 kgf/cm^2，最小値（S_{tmin}）は 37.6 kgf/cm^2，平均値（S_{tmean}）は 39.5 kgf/cm^2 を得ている．それぞれの平均値の値から，脆性度 B_r の値は 4.95 となる．

Maekado（1991）は，片持はりの解析による次式を用いて海食崖の安定解析を行った．

$$l_c = \sqrt{\frac{hS_t}{3\gamma}} \qquad (1)$$

ここに，l_c は崖の限界突出長さ（ノッチの奥行き），h はノッチ上の崖の高さ，S_t と γ はそれぞれ崖を構成する岩石の引張強度と単位体積重量である．

第 4 図中の 3 本のラインは上述の試験から得られた引張強度を用いて，ノッチ上の崖の高さ（h）による，ノッチの限界深を示したものである．図中の白抜き丸が，現実に存在する崖の高さとノッチの深さ（安定な崖）を示し，黒丸が崩落したブロックの高さと奥行きを表している．圧裂引張強度試験から得られた結果（S_{tmax} = 40.5 kgf/cm^2, S_{tmin} = 37.6 kgf/cm^2, S_{tmean} = 39.5 kgf/cm^2）を他のパラメータ（h =17 m, γ = 2.1 gf/cm^3）とともに（1）式に代入したところ，崖の限界突出長さは少なくとも 30 m 以上と計算された．この図からは，試験から得られた安定・不安定領域を分けるラインが，実際に起きている現象に合わない（白丸と黒丸の間を通らない）ことがわかる．つまり，直径・高さがそれぞれ 3.4 cm，7 cm の円柱供試体の強度を用いて現地の崖の安定解析を行ってもうまく説明できない．



第 4 図　崖の高さとノッチの奥行きの関係（Maekado,1991）

Maekado（1991）の用いた円柱供試体の強度は，目に見えるような大きな亀裂や割れ目が少ない強度の大きい部分の値である．前述したように，現地の海岸には層理，節理などが存在する．このため，岩盤全体の強度はこのような割れ目の入っていない供試体に比べて小さいと考えられる．一般に，岩盤内に割れ目があると，岩盤を伝わる弾性波速度は割れ目のない供試体で測定した弾性波速度よりも減少する（山口・西松 , 1991 p.241）．そこで，岩盤内の割れ目の程度を知るために，実験室の供試体と現地岩盤でそれぞれ弾性波速度を測定した．

供試体の弾性波速度 V_s の測定には，独立行政法人産業技術総合研究所所有の（有）開発電子測器研究所製の周波数 400 kHz の振動子を用いた．沖縄県西原町で採取した岩石をもとに，一辺の長さが 5.0 cm，高さが 10 cm の角柱に整形した 8 つの供試体について P 波速度を計測した．その結果，P 波速度の最大値・最小値はそれぞれ 4.99 km/s, 3.66 km/s となり，平均値は 4.30 km/s であった．

現地の崖の弾性波速度（P 波速度）v_f の測定には，応用地質株式会社製の McSEIS-3 を用いた．現地において長さ 25 m につき割れ目が 5 本見られる場所と，25 m につき 10 本割れ目が見られる場所の，計 2 測線を選んだ．これらの割れ目と直交する方向の測線上で，弾性波が伝播するのに要する

時間を測定し，走時曲線から弾性波速度を求めた．割れ目が 5 本見られる場所に設定した測線では，2 m ごとに弾性波速度を測定した．震源（ハンマーを叩いた地点）から 2 m 離れた場所では 6.11 km/s となり，14 m 離れた場所で 1.87 km/s を記録した後，それ以上長い距離で弾性波を捉えることはできなかった．割れ目が 10 本見られる場所に設定した測線では，震源から 1.8 m の地点に最大幅 45 cm 最大深さ 45 cm の大きな割れ目があった。弾性波速度は震源から 1.5 m の距離では 4.05 km/s だったが，3 m，4 m の距離ではそれぞれ 1.09 km/s，0.82 km/s となり，5 m の距離では測定できなかったので，0.82 km/s をこの測線の弾性波速度とした．2 本の測線の平均弾性波速度は 1.35 km/s となった．現地岩盤の弾性波速度は供試体で測定した値よりも小さく，この結果は現地岩盤内に割れ目が存在することを示しており，観察結果と一致する．

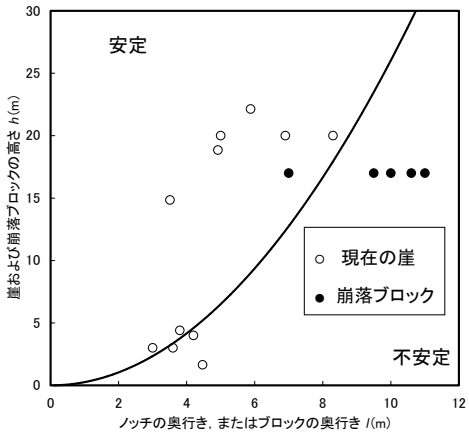
IV　岩盤強度の推定と安定解析の再検討

割れ目のある岩石の強度を見積もる方法の一つとして，池田（1979）の方法がある．池田（1979）は岩盤中の割れ目の影響を表すため，割れ目指数 k と呼ばれる無次元量を導入した．これは現地の岩盤の弾性波速度（現地で得られた値）v_f と割れ目のない岩石供試体の弾性波速度（実験室で得られた値）V_s の比，$k = v_f / V_s$ で表される．そして，岩盤強度 S_f は割れ目指数を用いて次式のように表される．

$$S_f = S_s \cdot K^2 \quad \text{すなわち} \quad S_f = S_s \cdot \left(\frac{V_f}{V_S}\right)^2 \quad (2)$$

ここに S_s は供試体の強度である．そこで今回はこの式を採用し，現地の岩盤の引張強度 S_{tf} を推定する．

まず，供試体の一軸圧縮強度 S_{cs} を求めた．一軸圧縮試験には弾性波速度を測定したものと同一の



第 5 図　強度の寸法効果を考慮した場合の安定・不安定境界

8 つの角柱供試体を用いた．供試体数は 8 つで，一軸圧縮強度の最大値・最小値はそれぞれ 306.2 kgf/cm^2，35.6 kgf/cm^2 となり平均値 S_{cs} は 121.7 kgf/cm^2 であった．v_f = 1.35 km/s, V_s = 4.30 km/s であるので，S_{cs}，V_s，そして v_f の値を（2）式に代入すると，現地岩盤の圧縮強度 S_{cf} は 12.0 kgf/cm^2 と計算された．したがって，岩盤の引張強度 S_{tf} は圧縮強度の値（S_{cf} = 12.0 kgf/cm^2）を脆性度（B_r = 4.95）で割ることにより，2.42 kgf/cm^2 と見積もられた．

この引張強度 S_{tf} を（1）式に代入し，本研究で調査した崖と Maekado（1991）中の崖やブロックについて安定・不安定領域を区切る境界線を引いた（第 5 図）．その結果，この境界線が現地で実際に崩落しているブロックと崩落していない安定な崖とを比較的よく分けることができることが示された．

V　おわりに

Maekado（1991）は，その論文の最後で割れ目を考慮した石灰岩の強度を用いれば，片持ちはりのモデルで海食崖の限界突出長さをうまく説明できると予想していた．本研究の目的は，その割れ目を考慮した石灰岩の強度を用いて，片持ちはりのモデルで海食崖の限界突出長さを説明することで

あった．割れ目を評価するために池田（1979）の式を用いて現地の海食崖の強度を見積もった結果，崩落したブロックと安定な崖とを分ける境界線を比較的うまく引くことができた．今回の崖のように大きな岩塊になると，割れ目の影響が強度の低下として顕著に表れる．そして，割れ目を考慮した強度を用いれば実際に現地の海食崖の安定性を評価することができることがわかった．

文献

池田和彦（1979）: 割れ目岩盤の性状および強度．応用地質，**20**(4)，20-32.

木崎甲子郎（1985）: 琉球弧の地質誌．沖縄タイムス社，278p.

山口梅太郎・西松裕一（1991）: 岩石力学入門．東京大学出版会，331p.

Maekado, A. (1991): Recession of coastal cliff made of Ryukyu limestone: Arasaki coast, southern end of Okinawa island, Japan, *Bulletin of the Okinawa Geographical. Society,* **3**, 63-70.

（2003 年 6 月 3 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　103 ～ 108　　（2003）

陸域環境研究センター気象観測塔における広域　熱・水蒸気・CO_2フラックスの測定

Measurement of Regional Fluxes of Heat, Water Vapor and CO_2 at the TERC Meteorological Tower

小谷　亜由美*・杉田　倫明**

Ayumi KOTANI * and Michiaki SUGITA **

I　はじめに

地域の気候や水循環を規定する要因の一つに，地表面と大気間の熱・水フラックスがあげられる．また，二酸化炭素をはじめとする微量気体のフラックスも地球温暖化問題を背景として注目されている．このような地表面フラックスの測定は様々な地域で行われ，農耕地や森林，裸地などでの詳細な研究が蓄積されている．しかしとくに日本の中小規模の都市では，都市的土地利用と農村的土地利用が共存しており，様々な地表被覆が混在している．そして，個々の地表被覆での地表面フラックスの影響を受けた広域地表面のフラックスが，地域の気候や水循環を検討するうえで重要になる．

このような多様な地表被覆が混在する地域の広域フラックスを検討するため，筑波大学陸域環境研究センターの気象観測塔 29.5 m 高度において，熱・水蒸気フラックスの測定を行った．この高度での熱フラックスの測定値は，直下の地表面だけでなく風下側地表面の複数の土地被覆の影響を受けたものである（Sugita *et al.*，1997）．本稿では，観測塔における測定方法と測定結果を報告する．

II　測定方法

筑波大学陸域環境研究センター（以下，TERC）熱収支・水収支実験圃場内にある気象観測鉄塔（以下，観測塔）の 29.5 m の高さでルーチン観測に使用されている超音波風速温度計（カイジョー, DAT-300）と，今回の観測のために設置したオープンパス型赤外線ガス変動計（Data Design Group，OP2）を用いて，3 次元風速成分と気温，水蒸気量，二酸化炭素濃度の変動を測定した．測定期間は 2002 年 4 月から 2003 年 1 月である．長雨の期間にはセンサーを取り外して観測を停止した．

超音波風速温度計のプローブ（TR-61A）は，水平風速軸が 120 度交差のものである．正面に対して半時計回りに 120 度の位置に赤外線ガス変動計を設置したところ，鉛直風プローブ軸と赤外線パスの距離は 38 cm となった（第 1 図）．観測期間内の卓越風向を考慮して, 2002 年 4 月から 11 月までは南東向き，2002 年 12 月から 2003 年 1 月までは北西向きのアームに設置されている超音波風速温度計を用い，これに合わせて赤外線ガス変動計を再設置した．設置後は，2 週間に 1 度程度で同センサーの光源および受光部のガラス窓を洗浄した．

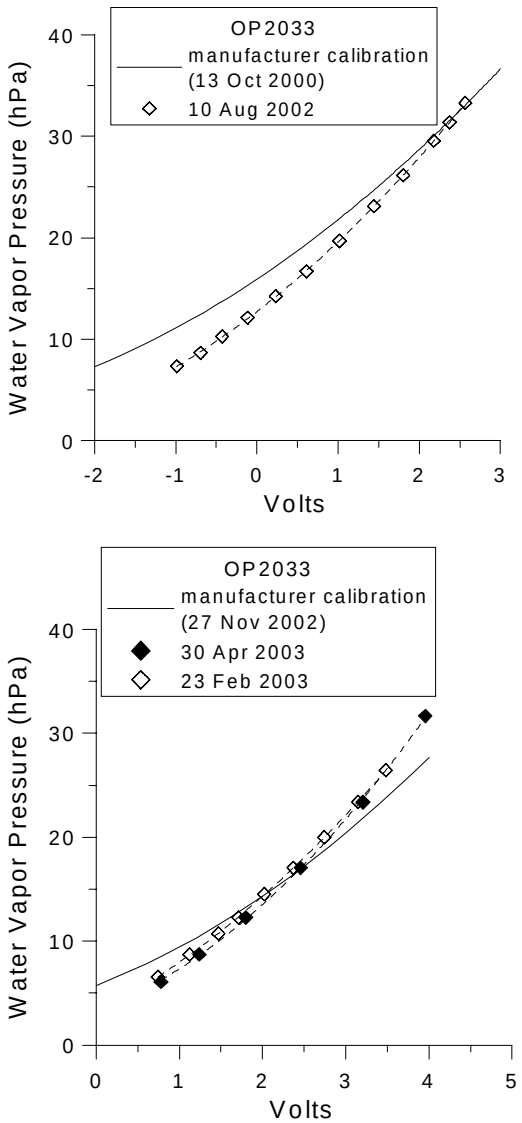
*　筑波大学生命環境科学研究科
**　筑波大学地球科学系

第 1 図　センサー設置部
超音波風速温度計 (右) の後方より撮影

赤外線ガス変動計への電量供給のため，観測塔地上部から 100 V 電源を高度 30 m まで延長した．センサーは 12 VDC 電源（1.4 A 17 W）を要するので, 100 VAC を 12 VDC に変換してセンサーに供給した．出力信号は水蒸気，CO_2 ともに±5 VDC であり，それぞれの信号線とグラウンド線を TERC 研究棟内まで延長して A/D 変換機を介して PC で収録した．観測塔のセンサーから A/D 変換機までは約 300 m の距離であるが，この間の電圧低下は最大で 1 mV オーダであった．

超音波風速温度計の信号（風速 3 成分，温度）は，TERC ルーチン観測システムにより，TERC 研究棟内にある超音波風速温度計本体で 1 時間単位で処理されている．今回はルーチン用計算前のデータを, アナログ出力で取得し A/D 変換機を介して PC で収録した. 使用した A/D 変換機（National Instruments　PCI 6034E）は，16 bit 解像度，シングルエンド 16 チャンネル入力で PC の PCI カードスロットに設置が可能である．PC での収録には，Windows98 上で計測制御ソフトウェア Lab View（National Instruments）を用いた（宮崎ほか, 2001）．この際のサンプリング間隔は 20 Hz とし，これにより風速 3 成分と温度，水蒸気の時系列データを得た．

また，赤外線ガス変動計に対して，観測期間の前後に室内での校正を行った．水蒸気の供給には露点発生器（LI-610，LICOR）を，CO_2 では標準ガス（300，450，600 ppm）を用いた．両気体の濃度ゼロ点には N_2 ガスを使用した．水蒸気についての結果（センサー出力電圧と水蒸気量の関係）を第 2 図に示す．ただし，観測期間中にセンサーの修理を行っており，別図で示した．時間の経過ととも



第 2 図　赤外線ガス変動計　校正結果（水蒸気）
実線はメーカによる変換式（2002 年 11 月に修理）

に曲線の傾きは大きくなり，感度が落ちていることがわかる．小野ほか（2003）は，同機種の感度とゼロ点出力が時間経過とともに変動することを示しているが，今回用いた個体も同様の傾向を示した．2002 年 8 月に行った校正の結果，校正前の式では日中の潜熱が 1.2 割の過小評価，顕熱が 0.1 割の過大評価であった（第 3 図）．顕熱にも影響しているのは，下記第 4 式により顕熱計算値に対して水蒸気補正を行っているためである．

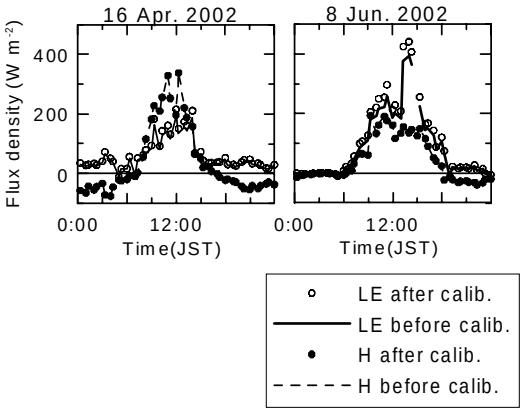
III　データ処理

20 Hz サンプリングで収録した生データに対して，29 分 51 秒（35820 データ）ごとに計算を行った．フラックスの算出には渦相関法を用いた．鉛直風速 w とスカラー量 T，q，ρ_c の共分散から顕熱 H，潜熱 lE，CO_2 フラックス F_c が次式で与えられる．

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \tag{1}$$

$$lE = \rho l \overline{w'q'} \tag{2}$$

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} \tag{3}$$



第 3 図　水蒸気校正前後のフラックス比較
実線・破線はメーカによる変換式，白丸・黒丸は校正後の変換式を用いて計算

ここで，ρ：空気密度（kg m^{-3}），C_p：等圧比熱 (1005Jkg^{-1}K^{-1})，l：水の蒸発の潜熱（Jkg^{-1}），w：鉛直風速（m sec^{-1}），T：気温（K），q：比湿（kg kg^{-1}），ρ_c：CO_2 密度（mg m^{-3}）で，バー（ ¯ ）は平均化時間の平均値，プライム（ ' ）は平均値からの変動量を表す．

フラックス計算の前に，風速 3 成分についての座標変換を行った．まず水平風速について 120 度交差座標系を直交座標系に変換し，x 軸を主風向とする水平回転の後に，平均鉛直風速をゼロにする座標回転 (Kaimal and Finnigan, 1994) を，30 分データごとに施した．

超音波風速温度計で出力される温度は，音仮温度であるため，水蒸気補正を行った．

$$T = T_{sv}(1 - 0.514q) \tag{4}$$

ここで，T_{sv}：計測される音仮温度（K），q：比湿（kg kg^{-1}）である．

これらのデータを用いて，渦相関法によりフラックスを計算した．水蒸気，CO_2 フラックスについては，空気密度変動の影響を除くため WPL 補正を行った（Webb *et al.*，1980）．

使用した超音波風速温度計の測定範囲風向は，正面中心軸から±45 ° である．同型のプローブについて Grand and Watkins(1989) は，プローブ自体による障害があらわれない有効風向を正面中心軸から±30 ° としている．ここでは，タワーの影響を考慮して，±45 ° を有効風向とした．

渦相関法により計算されたスカラー量フラックスは，鉛直風速とスカラーセンサー間の距離やその軸と風向との関係，測定高度，大気安定度により過小評価される．Lee and Black（1994）はこれらを変数としてフラックスの減衰を次式で表した．

$$H(r) = H(0)\exp[-\beta(\delta, \frac{z_m}{L})(\frac{r}{z_m})^{4/3}] \tag{5}$$

$$\beta(\delta, \frac{z_m}{L}) = \alpha(\delta)(1 - 16\frac{z_m}{L})^{-1/2}(1 - \frac{z_m}{L})^{1/3} \tag{6}$$

$$\alpha(\delta) = 1.18(\cos^2\delta + 2.4\sin^2\delta)^{2/3} \tag{7}$$

ここで，r：大きさ r，風向 δ からなる位置ベクトル，$H(r)$：距離 r 離れたプローブ（鉛直風速とスカラーセンサー）により算出されるフラックス，δ：2 つのプローブ並びの方向を 0 とした風向，zm：地面修正量 d からの測定高度，L：オブコフ長である．超音波風速温度計と赤外線ガス変動計間の距離（水平方向 0.38 m）と測定高度 29.5 m（地面修正量は Hiyama *et al*. (1996) で得られた 6.5 m）についてのフラックス過小評価率 $H(r)/H(0)$ は 1%弱となった．これにより，センサー間距離による過小評価は無視できると判断した．

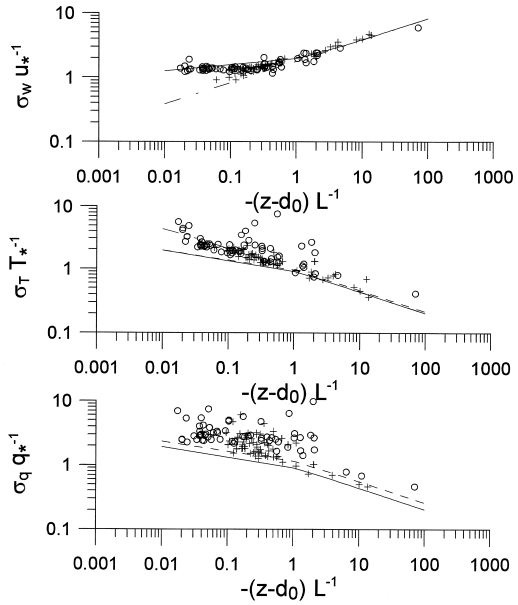
IV　測定結果

風速鉛直成分 w，気温 T，比湿 q，の無次元化標準偏差（乱流強度）$\sigma_w u_*^{-1}$，$\sigma_T T_*^{-1}$，$\sigma_q q_*^{-1}$ と大気安定度との関係を第 4 図に示す．ここで σ_w，σ_T，σ_q はそれぞれ鉛直風速，気温，比湿の標準偏差であり，u_* は摩擦速度，$T_* = -\overline{w'\theta'}/u_*$，$q_* = -\overline{w'q'}/u_*$ である．大気安定度は $-z/L$（d：地面修正量，L：オブコフ長）で表し，不安定条件下のデータのみを示している．

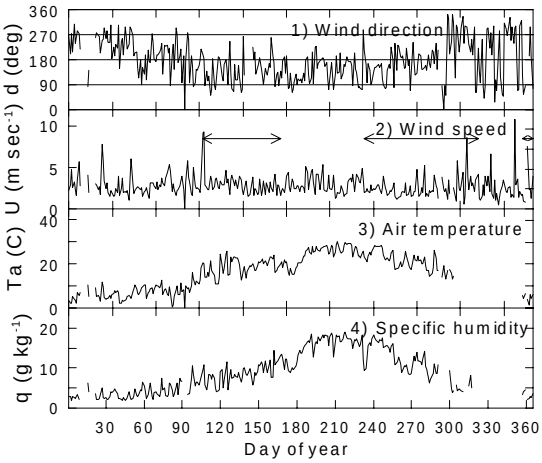
4 月から 6 月のデータは，$\sigma_q q_*^{-1}$ のばらつきが大きいが Liu *et al*.(1998) などの結果と同様の傾向となった．一方，12 月と 1 月のデータは $\sigma_T T_*^{-1}$，$\sigma_q q_*^{-1}$ が大きくなっており，物理量の変動に対して輸送量が小さいことが原因している．裸地などの乾燥地表面での比湿変動が相似則に乗らないことは Tamagawa（1996）などにも示されているが，植生地を含む地表面でも冬季には同様の結果となった．

29.5 m での気象要素と顕熱，潜熱フラックスの日中平均値と TERC 圃場での降水量の季節変化を第 5，6 図に示す．季節の推移および降水に応答した季節変化が表れている．

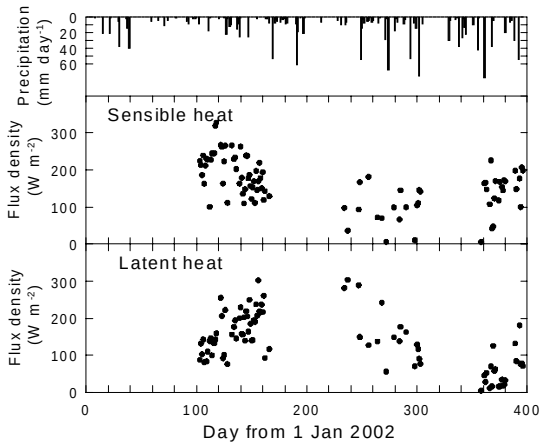
また，顕熱，潜熱，CO_2 フラックスの日変化を第 7 図，第 8 図に示す．ここで，TERC 構内の観測圃場（新村ほか，2002），アカマツ林（Iida, 2003），研究棟屋上（小谷，2003）における地表面熱フラックスの測定値も合わせて図示した．これについて小谷 (2003) では，周辺地域の代表的な土地被覆における顕熱，潜熱フラックスの空間平均値と 29.5 m でのフラックスとの比較を行い，観測塔での測定値が代表する空間スケールを検討している．



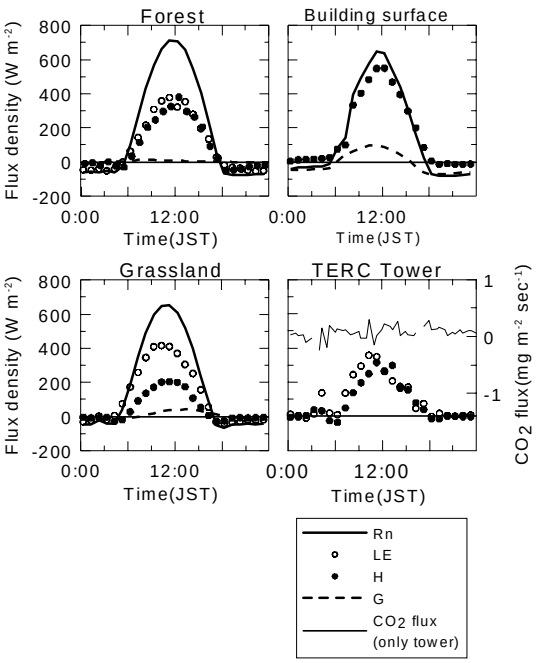
第4図　風速･スカラー量の乱流強度と大気安定度の関係
上から，鉛直速度 w，気温 T，比湿 q の乱流強度を示し，＋は 5 － 6 月，○は 12 － 1 月の値である．実線は Panofsky and Dutton(1984)，破線は Liu *et al*.(1998) により得られた曲線



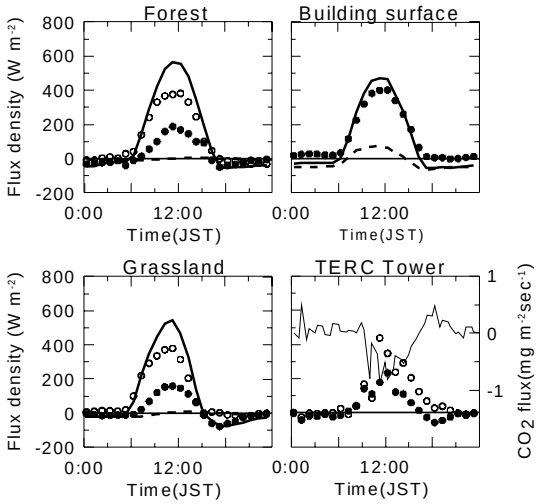
第 5 図　風向，風速，気温，比湿の季節変化（29.5 m）



第 6 図　降水量，顕熱，潜熱フラックスの季節変化（29.5 m）降水量は TERC 圃場での測定値



第 7 図　地表面熱，CO_2 フラックスの日変化（2002 年 5 月 2 日）
TERC 内の林地，建物屋上，草地と観測塔 29.5 m の図であり，正味放射量（太実線），潜熱（○），顕熱（●），地中熱流量（破線），CO_2 フラックス（細実線，観測塔のみ）の日変化を示す．



第 8 図　地表面熱，CO_2 フラックスの日変化（2002 年 10 月 13 日）第 7 図と同じ

V　おわりに

観測塔 29.5 m に TERC により設置されている超音波風速温度計に赤外線ガス変動計を併設し，熱，水蒸気および二酸化炭素フラックスの測定を行った．このうち熱フラックスは TERC による常時測定項目でデータが蓄積されており，今回の測定結果を用いて対象期間を拡張した広域フラックスの解析が可能であると期待できる．

謝辞

本観測を実施するに際して，筑波大学陸域環境研究センター浅沼　順先生，野原大輔氏，新村典子氏（現：東京理科大学理学部）にご指導，ご協力頂きました．また，学内プロジェクト（A）「草原生態系接地境界面を介した熱輸送・炭素交換過程に関する微気象学的および生態学的解析」（代表：及川武久先生）にデータ収録システムを使用させていただきました．

文献

小野圭介・宮田　明・齊藤　誠・原薗芳信（2003）: Open-path IRGA の校正と機種間比較. 日本気象学会春季大会予稿集，239p.

小谷亜由美（2003）: 多様な土地利用形態が混在する地域における広域スケールの熱収支．筑波大学修士課程環境科学研究科修士論文.

新村典子・黒川智恵・浅沼　順（2002）: 熱収支・水収支観測資料－ 2001 年－．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，121-146.

宮崎　真・杉田倫明・安成哲三・鈴木力英・石川裕彦・田中賢治・山本　晋（2001）: 各種プロジェクトにおけるフラックス測定．気象研究ノート，No,199, 201-234.

Grand, A. L. M. and Watkins, R. D. (1989) : Errors in turbulence messurements with a sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorology*, **46**, 181-194.

Hiyama, T., Sugita, M. and Kotoda, K. (1996) : Regional roughness parameters and momentum fluxes over complex area. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 2179-2190.

Iida, S. (2002) : Change of water balance in Japanese red pine forest under the successional process. *Doctoral. Thesis, University of Tsukuba*.

Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J. (1994) : *Atmospheric boundary layer flow - Their structure and measurement*. Oxford University Press, New York, 289p.

Lee, X. and Black, A. (1994) : Relating eddy correlation sensible heat flux to horizontal sensor separation in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Geophysical Research*, **99** (D9), 18545-18553.

Liu, X., Tsukamoto. O. Oikawa, T. and Ohtaki, E. (1998) : A study of correlations of scalar quantities in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **87**, 499-508.

Panofsky, H. A. and Dutton, J. A. (1984) : *Atmospheric Turbulence - Models and methods for Engineering Applications*. John Wiley and Sons, New York, 397p.

Sugita, M., Hiyama,T. and Kayane, I. (1997) : How regional are the fluxes obtained from lower atmospheric boundary layer data?. *Water Resource Research*, **33**, 1437-1445.

Tamagawa, I. (1996) : Turbulent characteristics and bulk transfer coefficients over the desert in the HEIFE area. *Boundary-Layer Meteorology*, **77**, 1-20.

Webb, E. K., Pearrman, G. I. and Leuning, R. (1980) : Correction of flux measurement for density effects of heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, 85-100.

（2003 年 6 月 2 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　109 ～ 117　　（2003）

陸域環境研究センター圃場における 2002 年の C3/C4 混生草原の ＬＡＩ と地上部バイオマスの季節変化

Seasonal Changes in LAI and Aboveground Biomass of a C3/C4 Mixed Grassland in 2002 in the Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba

莫　文紅[*]・井桝　史彦[*]・横山　智子[**]・及川　武久[*]

Wenhong MO [*], Fumihiko IMASU [*], Tomoko YOKOYAMA [**] and Takehisa OIKAWA[*]

Abstract

Vegetation surveys have been conducted in a C3/C4 mixed grassland in TERC since 1992, which is dominated by the C3 forb Solidago altissima and the C4 grasses Miscanthus sinensis and Imperata cylindrical. In this study, we reported changes in species composition in the grassland based on field survey data of 1992 to 2002, and seasonal changes in the proportions of C3 and C4 plants in terms of aboveground biomass and LAI. This grassland maximized its aboveground biomass in early September with a mean value of 800.3 ±185.0 g d. w. m^{-2} for 1996-2002, whereas the maximum C3-plant aboveground biomass was 334.73 ±82.2 g d. w. m^{-2} and that of C4 plants was 481.73 ±107.5 g d. w. m^{-2}. At the same time, LAI was maximum in August and the values of total, C3 and C4 plants were 4.59 ±1.02, 1.70 ±0.45 and 3.17 ±0.93, respectively. We gave a brief discussion on the grassland succession in relation to changes in species composition and dominant species.

Ⅰ　はじめに

1997 年 12 月京都で開かれた COP3（気候変動枠組条約第 3 回締約国会議）で，人為起源の CO_2 排出を抑制する国際的な枠組みが定められた（京都議定書）．その中で，森林などが光合成活動によって大気 CO_2 を正味で吸収していれば，それを CO_2 削減と見なす，一種の柔軟措置を取り入れることも認められた．このような森林等の炭素吸収源の取扱いは，COP3 以降の中心的な交渉テーマとなり，COP7 において合意（マラケシュ合意）が得られ，日本には 1990 年 CO_2 排出比で 3.9%を上限とする大きな吸収量が認められた．このような国際的背景の元に陸域生態系の炭素循環機能に関する科学的知見が求められ，世界各地で森林生態系のフラックス観測を中心とした炭素循環研究が盛んに行われるようになってきた．

一方，草原は世界の陸地面積の 1/3 を占め，大気に対して年間 0.5 Pg C の正味の炭素吸収源（炭素のシンク）として機能している（Scurlock and Hall,

[*]　筑波大学生物科学系
[**]　エックス都市研究所

1998）．草原生態系に蓄積する炭素の総量は陸域生態系の 40.4%（うち植物体は 3.9%，土壌は 36.5%）を占め，森林とほぼ同じ程度である（森林は 46.3%を占める；Watson *et al*., 2000）．グローバル炭素動態において, 森林以上に草原の炭素循環機能が重要であることを，Oikawa（1990, 1993）が生態系モデルを用いて繰り返し強調してきた．それは，草（草原）は，樹木（森林）と対照的な生活型を持つためと考えられる．樹木は幹・枝・根という形で大量な非同化部分を長年にわたって保持し, そのため莫大な量の維持経費（呼吸による消耗）を必要とする．一方, 草は高い光合成能力を持つゆえに, 基本的に 1 年に少なくとも 1 度地上部を枯らして蓄積するバイオマスが少なく, 維持経費も少量で済む．この違いが草原の純一次生産（NPP）を森林の NPP よりも大きくする最大の要因と考えられる．この仮説を検証するために，陸域生態系循環モデル　Sim-CYCLE（Ito and Oikawa, 2002）を基とした地域スケールの炭素循環モデルがいくつかが開発され, 異なる草原生態系においてモデルによる炭素／水フラックス推定値の妥当性を検証する研究が進められている（李・及川，2002；加藤ほか，2002）．

本研究が調査地とする筑波大学陸域環境研究センター圃場の C3/C4 混生草原は, 1992 年以降長期にわたって継続して植生調査（種別の LAI と地上部バイオマスの季節変化）が行われている草原研究サイトである（田中, 1998；横山, 2001；井桝ほか, 2002）．これらの植生調査データと近年開始した渦相関法によるフラックス観測（李・及川，2000）のデータが，モデル（李・及川，2002）による炭素／水フラックス推定値の妥当性，さらに地域の現状を再現できているかを検証するために提供される．本研究では 2002 年も引き続き統一された手法による植生調査を行い，C3/C4 植物の割合および，LAI，地上部バイオマスの季節変化を明らかにするとともに，種組成の経年推移について検討した．

II　方法

1）調査地位置

本研究の調査地は，筑波大学陸域環境研究センター（旧水理実験センター：茨城県つくば市 36°06'N，140°06'E，標高 27 m）内の熱収支―水収支観測用実験草原の円形圃場（直径 160 m, 面積約 2 ha）である．気候的には暖温帯に位置し，極相としては常緑樹の照葉樹林が成立する．1982-2001 年の年平均気温は 14.1 ℃，年平均降水量は 1207 mm である．土壌は火山灰を母材とする典型的な淡色黒ボク土で，当地域における代表的土壌である（濱田ほか, 1998）．

2）植生管理

当圃場が 1977 年 2 月に整備完了し, 1978 年にオニウシノケグサなど短茎牧草が播種された（劉・及川，1993）．建設された当初は短茎牧草の均一な植生状態であったが，年とともに周辺に生育する植物の種が侵入し, 不均一な植生に変わってきた．また，同圃場内であっても，局所的な土壌環境の違いにより，様々な植物種がパッチ場に混生するようになった（李ほか，2002）．

そこで，1985 年には，圃場植生の均一性を回復し，貧弱な地力を回復させるために，圃場全体の耕うんと施肥を行い，1987 年に種子吹き付け工事が行なわれ，オニウシノケグサ（*Festuca arundinacea*，品種名ケンタッキー31 フェスク），シロツメクサ（*Triforium pratense*，品種名ホワイトクローバー）といった C3 牧草種およびシナダレスズメガヤ（*Eragrostis curvula*，品種名ウィーピングラブグラス）といった C4 牧草種の種子が選定された．その後，1992 年までは年 2 回（夏と冬），1993 年以降は年 1 回（冬のみ）の地上部刈り取り管理を行っており，時間の経過とともに，植生の不均一性は再び高くなっているものの，草原植生が維

持されている（李ほか，2002）．現在の植生は C3/C4 植物が混生しており，セイタカアワダチソウ（*Solidago altissima*）・ヨモギ（*Artemisia princeps*）・オニウシノケグサなど C3 植物およびススキ（*Miscanthus sinensis*）・チガヤ（*Imperata cylindrical*）など C4 植物が優占している（井桝ほか，2002）．なお，本調査地では 1992 年以降（1995 年を除く），初夏から夏期にかけて植生調査が行われている．

3）被度調査

圃場内に設置した東西列 40 個，南北列 40 個の定置コドラート（2 m × 2 m）80 個において，4 月から 9 月にかけて毎月 1 回の種別の被度測定を行なった．この被度測定は，コドラートの面積（4 m^2）を 100%として，それぞれの植物種が何%の面積を被覆しているかを測定した．

4）葉面積指数（LAI）測定

各月の被度調査において優占順位の高い種（全コドラートにおける出現頻度5%以上で各コドラートでの被度が 5%以上）については，同調査日に圃場内の定置コドラート以外の場所において，種ごとに 3 地点での地上部 1%刈り取りを行なった．

刈り取った植物体の葉について，自動葉面積計（AAM-7 林電工）を用いて葉面積を測定した．サンプリングにより得られた各植物ごとの葉面積は，被度調査における各植物の被度 1%に対する葉面積に相当するため，それらの結果から各植物ごとの LAI（Leaf Area Index：単位地表面積当たりの総葉面積）を算出した．

5）地上部バイオマス（Aboveground biomass）測定

LAI 測定後，刈り取った各植物体を乾燥機（STAC-P50M 島津理科機器株式会社）にて 75 ℃で 2～3 日乾燥させた．乾燥したサンプルは，デシケーターに移し室温まで冷ました後，乾燥重量を測定した．

サンプリングにより得られた各植物ごとの乾燥重量は，被度調査における各植物の被度 1%に対する乾燥重量に相当するため，それらの結果から各植物ごとの地上部バイオマス（g d. w. m^{-2}，単位地表面積当たりの地上部乾燥重量）を算出した．以下本文中のバイオマス（Biomass）は地上部バイオマスを指す．

なお，本研究で用いた 80 個の定置コドラート（総調査面積 320 m^2）による植生調査は，調査地の円形圃場における植生分布を示したものの，特定な植物群落，特にパッチ状分布するススキ群落のバイオマスなどを十分反映していないと思われる．

6）草丈測定

被度測定調査時に，各コドラートに出現する全植物種の最大草丈を測定した（地上からの葉もしくは穂までの距離）．また，目視で各コドラートの群落草丈（Canopy height；測定時の各コドラート平均的な草丈を意味する）も測定した．これらの平均を「群落草丈 1」とし，各コドラートから一番高い植物種の最大草丈値を取り出し，その平均を「群落草丈 2」とした．

7）気象観測

調査地の圃場中央には，高さ 30 m の微気象観測用のタワーが建てられている．その他ライシメーターや地下水位観測井などの機器が配備され，全 30 項目にわたる気象データがルーチン的に観測されている（新村ほか，2002）．

III　結果

1）調査の対象植物種

調査の対象になった種（被度測定により優占順位の高かった種）は，全て多年生草本で，C3 植物が 8 種，セイタカアワダチソウ（*Solidago altissima*），ヨモギ（*Artemisia vulgaris*），メドハギ（*Lespedeza cuneata*），ネコハギ（*Lespedeza pilosa*），スギナ（*Equisetum arvense*），オニウシノケグサ（*Festuca arundinacea*），ミツバツチグリ（*Potentilla*

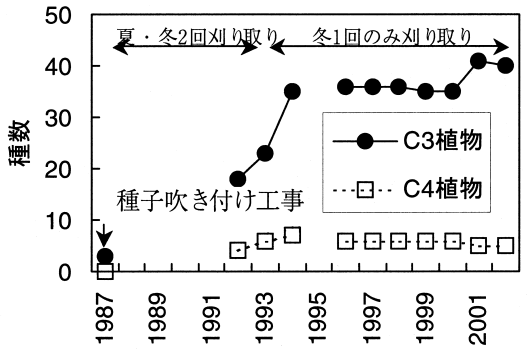
freyniana），オカトラノオ（*Lysimachia clethroides*），C4 植物が 3 種，チガヤ（*Imperata cylindrica*），メリケンカルカヤ（*Audropogon virginicus*），ススキ（*Miscanthus sinensis*）となり，計 11 種であった（第 2 表に参照）．また，種組成は 40 種以上を維持していた（第 1 表）．

調査地内における植物種数の経年変化を見てみると，1996 年以降，C3 植物は 35 ～ 40 種，C4 植物は 5 ～ 6 種と安定しており，その種類にもあまり変化は見られなかった（第 1 図，第 1 表）．しかし，一年生草本種の減少と木本種の増加傾向が目立っていた．

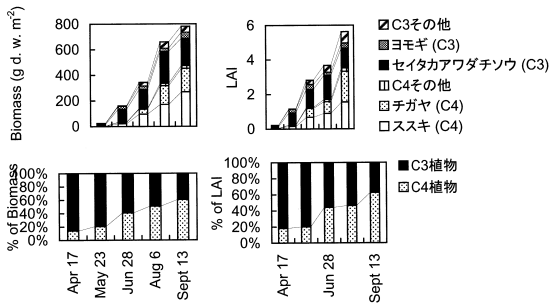
第 1 表　C3/C4 混生草原（円形圃場）に出現する植物種の一覧（1992-2002 年）

			調査者		劉	劉	赤沢		田中	田中	田中	横山	横山	井桝	井桝
			植物名	タイプ	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
双子葉植物	一年生	キク科	ブタクサ	C3			+		+	+	+	+	+		+
	越年生		ヒメジオン	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	越年生		ハルジオン	C3										+	+
	越年生		ハハコグサ	C3		+	+		+					+	+
	多年生		チチコグサ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		セイタカアワダチソウ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ヨモギ	C3		+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ブタナ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ニガナ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		セイヨウノコギリソウ	C3					+	+	+	+	+	+	
	多年生	オオバコ科	ヘラオオバコ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生	ゴマノハグサ科	ムラサキゴケ	C3			+								
	多年生	サクラソウ科	コナスビ	C3	+	+	+							+	+
	多年生		オカトラノオ	C3		+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生	セリ科	チドメグサ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生	アリノトウグサ科	アリノトウグサ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	越年生	アカバナ科	メマツヨイグサ	C3		+	+								
	越年生		アレチマツヨイグサ	C3					+	+	+	+	+	+	+
	多年生	オトギリソウ科	オトギリソウ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	一年生	マメ科	ヤハズソウ	C3	+	+	+		+	+	+				
	一年生		カワラケツメイ	C3			+		+	+	+	+	+		+
	越年生		カラスノエンドウ	C3	+	+			+	+	+			+	+
	多年生		メドハギ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ネコハギ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		クズ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ノアズキ	C3			+								
	多年生		ムラサキツメクサ	C3			+								
	多年生		シロツメクサ	C3			+								
	多年生		オジギソウ	C3										+	
	多年生	バラ科	キジムシロ	C3			+							+	+
	多年生		ミツバツチグリ	C3		+	+		+	+	+	+	+	+	+
	一年生	スベリヒユ科	スベリヒユ	C3			+								
	多年生	タデ科	スイバ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ヒメスイバ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		イタドリ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生	ビャクダン科	カナビキソウ	C3										+	+
	多年生	アカネ科	ヘクソカズラ	C3					+	+	+	+	+	+	+
単子葉植物	多年生	ラン科	ネジバナ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生	イグサ科	スズメノヤリ	C3			+		+	+	+	+	+	+	+
	一年生	カヤツリグサ科	カヤツリグサ	C4			+		+	+	+	+	+	+	+
	一年生	イネ科	イヌビエ	C4	+	+									
	一年生		メヒシバ	C4	+	+	+								
	多年生		シナダレスズメガヤ	C4		+	+		+	+	+	+	+		
	多年生		カゼクサ	C4	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		チガヤ	C4	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ススキ	C4		+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		シバ	C4			+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		カモガヤ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		ハルガヤ	C3	+	+									
	多年生		オニウシノケグサ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		メリケンカルカヤ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		アシ	C3					+	+	+	+	+		
シダ植物	多年生		スギナ	C3	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
	多年生		アズマネザサ	C3					+	+	+	+	+	+	+
	木本種		ネムノキ	C3					+	+	+	+	+	+	+
	木本種		ヤマハギ	C3					+	+	+	+	+	+	+
	木本種		アカマツ	C3					+	+	+	+	+	+	+
	木本種		フジ	C3						+	+	+	+	+	+
	木本種		ヌルデ	C3								+	+	+	+
	木本種	ユリ科	サルトリイバラ	C3										+	+
			出現種数		22	29	42		42	42	42	41	41	46	45

* 数字は9月時点の優占率を示す（但し1997年は8月のデータ），＋は出現が確認されたことを示す。
** 出典：　赤沢・及川（1995），田中（1998），横山（2001），井桝（2002）。



第 1 図　C3/C4 混生草原（円形圃場）における出現植物種数の年次変化



第 2 図　C3/C4 混生草原（円形圃場）における地上部バイオマス（左）および LAI（右）の季節変化（2002 年）

第 2 表　2002 年 C3/C4 混生草原（円形圃場）における代表種別の月別地上部バイオマスと LAI

	Biomass (g d.w. m^{-2})					LAI				
	Apr 17	May 23	Jun 28	Aug 6	Sept 13	Apr 17	May 23	Jun 28	Aug 6	Sept 13
チガヤ	0.7	9.7	39.4	145.6	183.2	0.009	0.071	0.511	0.675	1.770
メリケンカルカヤ	0.4	1.6	4.7	17.9	21.3	0.003	0.010	0.057	0.127	0.193
ススキ	2.2	21.8	95.5	171.2	268.1	0.028	0.151	0.675	0.895	1.550
C4合計	3.4	33.1	139.6	334.7	472.6	0.040	0.232	1.243	1.697	3.514
セイタカアワダチソウ	12.7	100.6	147.1	249.9	214.1	0.102	0.701	1.042	1.394	1.146
ヨモギ	6.3	21.7	28.0	24.1	47.3	0.069	0.205	0.278	0.184	0.307
メドハギ	0.1	0.6	9.1	20.8	26.1	0.001	0.002	0.070	0.113	0.275
ネコハギ	0.1	0.4	9.2	23.5	14.8	0.001	0.003	0.141	0.247	0.335
スギナ	0.5	0.8	0.7	0.0	0.0	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000
オニウシノケグサ	0.5	1.9	3.3	1.7	2.1	0.002	0.005	0.011	0.010	0.019
ミツバツチグリ	0.2	0.6	0.8	0.8	1.1	0.002	0.005	0.010	0.008	0.018
オカトラノオ	0.4	0.8	4.6	3.7	2.9	0.001	0.002	0.015	0.014	0.012
C3その他	1.6	4.1	9.5	6.2	6.2	0.006	0.013	0.040	0.032	0.050
C3合計	20.8	127.3	202.9	324.5	308.5	0.179	0.924	1.570	1.969	2.112
合計	**24.2**	**160.4**	**342.5**	**659.2**	**781.1**	**0.22**	**1.16**	**2.81**	**3.67**	**5.63**
(*C3/C4逆転時期)			(Aug 6)					(Aug 7)		

*群落内にC3とC4植物がそれぞれ50%となった時期

2）2002 年における地上部バイオマスと LAI の季節変化

2002 年の植生調査によって得られた主要 C3 と C4 植物種ごとの月別地上部バイオマス・LAI，および C3 と C4 植物それぞれが占める割合の季節変化を第 2 表，第 2 図に示す．

種別のバイオマス・LAI からみると，春から夏にかけてセイタカアワダチソウ（C3）が草原を優占し，初夏に入ってから C4 イネ科草本のチガヤ，ススキの優占に移行し，9 月に群落のバイオマス・LAI がピークに達した．

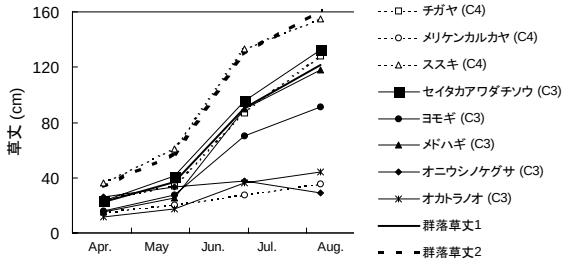
2002 年におけるバイオマスの最大値は 9 月調査の 781 g d. w. m^{-2} であった．タイプ別では，C3 植物が 8 月で 324 g d. w. m^{-2}，C4 植物が 9 月で 473 g d. w. m^{-2} 最大となった．2002 年における LAI の最大値は 9 月調査の 5.6 であった．タイプ別の最大値は，C3 植物が 9 月で 2.1，C4 植物が 9 月で 3.5 となった．

また，バイオマス，LAI はともに，初春～初夏は C3 植物が優占し，初夏～秋は C4 植物が優占するという季節的な逆転現象が 2002 年においても見られた．線形回帰解析により，バイオマスの C3/C4 逆転時期（群落内に C3 と C4 植物それぞれ 50%となった時期）は 8 月 6 日，LAI の C3/C4 逆転時期は 8 月 7 日と想定された．

3）2002 年における草丈の季節推移

2002 年における植物種ごとの草丈及び群落草丈測定結果を第 3 表，第 3 図に示す．

群落草丈の最大値は，8 月の 121.3 ±35.9 cm（群落草丈 1）または 161.6 ±27.8 cm（群落草丈 2）となった．この時期の各コドラートの最大草丈は，チガヤ，ススキ，セイタカアワダチソウの 3 種で占められていた．同様に，草丈の季節推移からみると，バイオマスで上位 4 種の植物（セイタカアワダチソウ，チガヤ，ススキ，ヨモギ）が常に高い草丈を示していた．C4 植物であるメリケンカルカヤと C3 植物であるメドハギ，オニウシノケグサ，オカトラノオが季節を通して 50 cm 以下の相対的に低い草丈であった．



第 3 図　植物ごと・群落平均の草丈の季節変化（2002 年，第 3 表に参照）

第 3 表　2002 年 C3/C4 混生草原（円形圃場）における代表種別の草丈と群落草丈の推移

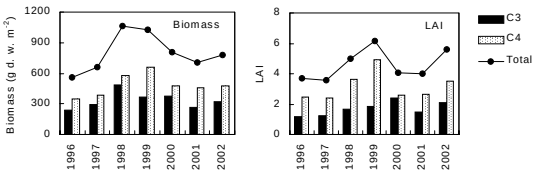
	草丈 (cm)			
	Apr 17	May 23	Jun 28	Aug 26
チガヤ	23.6	34.1	87.1	128.1
メリケンカルカヤ	15.2	20.2	27.6	35.7
ススキ	36.4	60.5	132.9	154.7
セイタカアワダチソウ	23.4	41.4	95.8	132.5
ヨモギ	16.1	27.2	70.4	91.6
メドハギ	15.3	25.1	89.9	118.3
オニウシノケグサ	26.3	33.3	38.0	28.6
オカトラノオ	11.5	17.5	36.3	44.0
群落草丈1*	22.3 (5.3)	37.0 (9.6)	90.7 (31.7)	121.3 (35.9)
群落草丈2**	33.7 (8.8)	57.5 (18.4)	129.7 (34.9)	161.6 (27.8)

***目視で測定した各コドラートの群落草丈の平均；（）内の値は標準偏差。**
****各コドラートの最大草丈の平均；（）内の値は標準偏差。**

4) 地上部バイオマスと LAI の年次変化（1996-2002 年）

草原の生産力が安定してきた 1996 年以降の植生データ（横山・及川，2000）に今回の植生調査結果を加えて，この草原での C3/C4 バイオマスおよび LAI の年次変動を第 4 図に示した．C3 植物・C4 植物・群落の最大現存量はそれぞれ 334.7 ±82.2, 481.7 ±107.5, 800.3 ±185.0 g d.w. m^{-2} の間に変動し，C3 植物・C4 植物・群落の最大 LAI はそれぞれ 1.70 ±0.45, 3.17 ±0.93, 4.59 ±1.02 の年次変動が見られた．2002 年における最大バイオマス（781 g d. w. m^{-2}）は平均並みであるが，最大 LAI（5.6）は平均より高かった．

C3/C4 の逆転時期は 7 月中旬から 8 月初めで年によって違った．バイオマスからみた C3/C4 逆転時期は 1996 年の 7 月 15 日で一番早く，2002 年の 8 月 6 日で一番遅かった．一方，LAI からみた C3/C4 逆転時期は 1998 年の 6 月 22 日で一番早く，2002 年の 8 月 7 日で一番遅かった．ただし，2002 年度においてバイオマスのピークである 9 月の調査は例年より 10 日ほど遅く（9 月 13 日）行ったため，バイオマスの値についてはそれほど影響がないと思われるものの，C3/C4 逆転時期の推定に影響したと考えられる．なお，C3/C4 植生の動態（バイオマス，LAI，C3/C4 逆転時期など）の年次変化と関連気象要素の解析は，井桝ほか（2002）において詳細なデータ記述と解析を行った．



第 4 図　C3/C4 混生草原（円形圃場）における地上部バイオマスおよび LAI の経年変化（1996-2002 年）

IV　考察

本調査地の C3/C4 混生草原は草刈りの管理によって草原植生を維持してきたものの，関東地域で起こる二次遷移の方向へ植生遷移が進行していると指摘されている（李ほか，2002）．現在の植生は，関東地域の低地に二次林伐採跡地や耕作放棄地でよく見られるアズマネザサ～ススキ群集のチガヤ～ススキ群落に区分できる（宮脇，1986；李ほか，2002）．1987 年から 2002 年現在の出現植物種数の経年推移（第 1 図）からみると，種吹き付け工事の 1987 年から年 2 回の刈り取りの植生管理を行っていた 1993 年までは，毎年 10 種以上新しく植物種が増えていた．特に年 2 回（夏・冬）刈り取りから年 1 回（冬のみ）刈り取りに転換した 1994 年では，C3 植物種の増加が著しくかった．1994 年以降は 40 種前後に安定していたが，近年イヌビエ・メヒシバなど一年草本の消滅とアカマツ・ヌルデなどの木本の増加が目立っている（第 1 表）．

林（2003）は日本の中生的立地における二次遷移をの四つの草本期（Ⅰ～Ⅳ）と四つの木本期（Ⅴ～Ⅷ）の 8 ステージの遷移段階にまとめた．すなわち，一年生草本期（Ⅰ），二年生草本期（Ⅱ），種子多産型多年生草本期（Ⅲ），種子少産型多年生草本期（Ⅳ）の四つの草本ステージから低木期（Ⅴ），風散布型高木期（Ⅵ），動物散布型高木期（Ⅶ）の三つの木本ステージへ遷移し，最後に極相期（Ⅷ）に移行する．暖温帯の中生立地における二次遷移では，一般に先駆群落のヒメシバ，ブタクサ，エノコログサから，第Ⅱステージのオオアレチノギク，ヒメジョオン，ヒメムカシヨモギ，第Ⅲステージのセイタカアワダチソウを経って，草本期の最終ステージであるススキ群落へと続く．木本の最初のステージは低木のウツギ類，ヤナギ類からアカマツ群落，そしてシラカシまたアラカシなどのカシ類あるいはコジシの群落を経てスダジイ，イチイガシの極相群落へ遷移する．なお，このような二次遷移はすでに植物群落が成立していた場所から裸地化され，土壌中に埋土種子を含んだ立地からはじまる遷移を指している．また，二次遷移の視点からみた草原植生における優占種の交代は，そのメカニズムを群落構成種の生活様式（種子の質量，種子の生産と散布，発芽行動，耐陰性，

同化産物の分配，開花など生態特性）の違いに基づく作業仮説を用いてよく論じられた（林, 2003）．

本調査地となる草原圃場は初期に短茎牧草の種子吹き付け工事や，圃場整備の際土壌の天地返し工事が行われた（濱田ほか，1998）．そして，刈り取りなど植生管理によって草原植生を維持されている．そのため，林（2003）が規定した二次遷移の初期条件と異なり，林（2003）が述べた暖温帯の中生立地における二次遷移の 8 ステージの遷移段階，特に初期段階と異なる優占種と種組成が見られた（第 1 表）．しかし，遷移の方向性および優占種の交代は，林（2003）の二次遷移理論によって解釈できる．二次遷移初期の先駆植物ブタクサ，イヌビエ，メヒシバなどが重力散布型の一年生草本で，重い種子（1 mg 以上）を付けると T/R 比（地上部バイオマス／地下部バイオマス）が高い特性を持つ．そのため，裸地化などの攪乱後これらの種がすぐに出現し群落を優占する（林，2003）．本調査地の草原圃場は多年生短茎牧草を播種したにもかかわらず，メヒシバのような一年生草本植物が侵入してきた．しかし，このような先駆植物の一年生草本が芽生えてからの耐陰性が弱く，地下部への同化産物の分配が少ないため，多年生草本との競争に負けていなくなったと考えられる．

1993 年の植生調査結果（劉・及川 1993）ではセイタカアワダチソウやススキなど草丈の高い種の割合が低く，播種された短茎牧草オニウシノケグサや自然侵入してきたメリケンカルカヤ，ネコハギなどの割合が高かった．これは，夏・冬 2 回の刈り取り管理によって草丈が低いオニウシノケグサ，メリケンカルカヤの優占を維持してきたと考えられる．夏の刈り取りを中止した 1994 年以降しばらくオニウシノケイグサはC3植物の優占種として存在していたが，1998 年以降草丈が高いセイタカアワダチソウのバイオマスが著しく増加し，オニウシノケグサを抜いて一番の C3 植物優占種となった（図 3，横山・及川，2000）．一方, C4 植物は草丈高いススキのバイオマスも年々増加し，同じく高草型C4イネ科のチガヤにおいてもバイオマスの増加が 1998 年から顕著であった（横山・及川, 2000）．夏の刈り取りの中止と草本植物の生育休止期である冬の刈り取り管理が，アズマネザサ群落への遷移を阻止すると共に，本来二次遷移草本期の優占種であるセイタカアワダチソウやススキなどへの移行に有利であったと考えられる．草丈の低いオニウシノケグサが優占しなくなったのは，セイタカアワダチソウ，ヨモギ，チガヤなど草丈の高い種との光資源にめぐる競争に不利であったためと推察される．

バイオマスの年次変化（第 4 図）から見ると，1996 年以降 C3 植物であるセイタカアワダチソウと C4 植物であるススキ，チガヤが優占し，種組成（第 1 表）・生産性の面からみて安定期に入ったと言える（横山・及川，2000）．したがって，現在の植生が二次遷移の第Ⅲ草本ステージに入って緩やかに第Ⅳ草本ステージへ，すなわち，セイタカアワダチソウ群落からススキ群落へ移行する遷移段階に達し，しばらくの安定期に入っていると思われる．林（2003）は二次遷移の第Ⅲから第Ⅳ草本ステージへ移行には 4 年，第Ⅳ草本ステージから木本ステージへ移行するには 8 年を目安とした. 本調査地は草本植物の生育休止期である冬の刈り取り管理によって，アズマネザサ群落や木本期への遷移を阻止しているため，現在の草原植生を維持していくと考えられる．しかし，新しく木本種の出現（第 1 表）およびススキのクローンの年々拡大（李ほか，2002）は，極めて緩やかであるが，セイタカアワダチソウ群落からススキ群落へ移行していくことを示唆している．

以上に述べたように本調査地となる C3/C4 混生草原が安定期を迎えたため，草原生態系の一次純生産（NPP）や生態系純生産（NEP）の年々変動とそのメカニズムの解明に適する．しかし，いままでのデータの蓄積が主に地上部であり，NPP の評価には地下部バイオマスと成長量が不可欠である．今後引き続き植生調査による地上部バイオマ

スと LAI の季節変化と年々変動を明らかにするとともに，地下部バイオマスと成長量などの調査も行う予定である．

文献

井桝史彦・莫　文紅・加藤美恵子・及川武久（2002）: 陸域環境研究センター圃場における 2001 年の C3/C4 混生草原の LAI と地上部バイオマスの季節変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，17-25.

加藤知道・古　松・杜　明遠・李　英年・趙　新全・唐　艶鴻・及川武久（2002）: 中国青海省高山草原におけるCO_2フラックスと環境要因．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，105-110.

田中克季（1998）: C3/C4 植物の混生草原の季節動態に対する温暖化の影響の実験的解析. 筑波大学大学院修士課程環境科学研究科修士論文.

新村典子・黒川知恵・浅沼　順（2002）: 熱収支・水収支観測資料－ 2001 年－．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，121-146.

濱田洋平・インドラ A. R. F.・田中　正（1998）: 筑波大学水理実験センター内アカマツ林および熱収支･水収支観測圃場における土壌の物理特性．筑波大学水理実験センター報告，**23**，1-10.

林　一六（2003）: 植物生態学：基礎と応用．古今書院，51-73.

宮脇　昭（1986）: 日本植生誌（関東）．至文堂，258-261.

横山智子（2001）: C3/C4 混生草原の季節動態に及ぼす地球温暖化の影響について生理生態学的解析．筑波大学大学院生命科学研究科修士論文.

横山智子・及川武久（2000）: 水理実験センター圃場における 1999 年の C3/C4 草原の LAI とバイオマスの季節変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**16**，67-71.

李　載錫・李　吉宰・及川武久（2002）: パラグライダーから撮影した写真に基づく草原群落の種組成解析とバイオマスとリター量の推定について．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，27-33.

李　吉宰・及川武久（2002）: 温帯性 C3/C4 混生草原の炭素･水フラックスのモデル（Sim-CYCLE Eddy）開発．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，97-103.

李　勝功・及川武久（2000）: C3/C4 混生草原における CO_2 フラックスの日変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**1**，73-75.

劉　厦・及川武久（1993）: 水理実験センター草原生態系の現存量と種別の季節変化と環境条件．筑波大学水理実験センター報告，**18**，69-75.

Ito, A. and Oikawa T. (2002): A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems (Sim-CYCLE): a description based on dry-matter production theory and plot-scale validation. *Ecological Modelling*, **151**, 143-176.

Oikawa, T. (1990): Modelling Primary Production of Plant Communities. In: Kawanabe *et al*. (eds) Ecology for Tomorrow. *Physiological Ecology Japan*, **27** (Special Number), 63-80.

Oikawa, T. (1993): Comparison of ecological characteristics between forest and grassland ecosystems based on a dry-matter production model. *Journal of Environmental Sciences, Kyungpook National University*, **7**, 67-78.

Scurlock, J. M. O. and Hal, l D. O. (1998): The global carbon sink: a grassland perspective. *Global Change Biology*, **4**, 229-233.

Watson, R. T., Noble, I. R., Bolin, B., Ravindranath N. H., Verardo D. J. and Dokken D. J. (2000): *Land Use, Land-Use Change, and Forestry: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, UK, 375p.

（2003 年 6 月 4 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　119 ～ 124　　（2003）

関東における降水のトリチウム濃度の近年の変動について

Recent Trend of Tritium Concentration in Precipitation in Kanto Plane, Japan

藪崎　志穂[*]・辻村　真貴[**]・田瀬　則雄[**]

Shiho YABUSAKI [*], Maki TSUJIMURA [**] and Norio TASE [**]

Abstract

Tritium concentration of precipitation have been collected at Ottawa from 1953 to 1960 and Tokyo from 1961 to 1971, which have been analyzed by IAEA, at Tokyo from 1972 to 1976 and at Tsukuba from 1976 to 2002. The results were compiled. The tritium concentrations of precipitation from 1950's to 1960's were increased due to the atmospheric nuclear weapon test, and these values decreased exponentially since atmospheric nuclear weapon test was almost finished in 1962. After 1988, the values became less than 10 TU, this result indicates that the tritium concentration of precipitation became the natural concentration level same as before the start of the nuclear weapon test. The monthly tritium concentration data showed that the tritium concentrations in spring period (from February to June) are relatively higher than those in other periods. This phenomenon is also confirmed at the site of Ryouri and Chiba in Japan. Accumulation of these data is important to estimate the residence time of groundwater and soil water.

Ⅰ　はじめに

水素の放射性同位体であるトリチウム（^{3}H または T）は主に宇宙線の作用により上層大気中で生成され（0.19 ～ 0.5 atom・cm^{-2}・s^{-1}），成層圏でしばらく滞留した後，HTO（^{1}H^{3}HO）として対流圏に入る．対流圏内で HTO は H_2O と混合し，水の循環に加わる．天然における濃度は 10 TU 前後とされている．トリチウム濃度の単位として使用されている TU は，Tritium Unit の略で，1 TU は水素原子 10^{18} 個中にトリチウム原子 1 個が含まれていることを示している（山本，1983）．また，トリチウムの半減期は 12.43 年である．

1952 年 ～ 1962 年において，世界各地で行われた熱核爆発実験に伴い，大量の人工トリチウムが大気中（特に成層圏）に放出された．その結果，特に北半球の各地で降水のトリチウム濃度は急激に上昇したが，実験終息とともに指数関数的に低下した．熱核爆発実験に由来するトリチウム濃度の高い降水は，土壌水の降下浸透速度や地下水の滞留時間を指定する上で，有効なトレーサーとして従来用いられてきた（例えば, 褒・樋根，1987；Johnston *et al.*，1998；De Vries and Simmers，2002；Bolsunovsky and Bondareva，2003；Marechal and

[*]　筑波大学大学院地球科学研究科
[**]　筑波大学地球科学系

Etcheverry，2003 など）.

近年我が国では，降水のトリチウム濃度はほぼ天然レベルにまで戻ってきており，また，土壌水の浸透速度が速く，地下水の滞留時間の比較的短い日本のような地域では，上記のように降水のトリチウム濃度のピークをトレーサーとして用いる手法は，その有効性が希薄になってきている．しかし，難透水性の土壌が堆積している地域や，より深層部に存在している土壌水・地下水などには，現在でも比較的高いトリチウム濃度が検出される可能性が考えられる．

筑波大学地球科学系水文学分野では，前身の東京教育大学理学部水収支論講座時代の 1972 年以降現在まで約 30 年間にわたり，降水中のトリチウム濃度を月単位で測定してきている．この間，東京からつくばという場所の移動はあるものの，関東平野における降水のトリチウム濃度の長期データとして，公表する意義は高いものと考える．

本データのうち, 1972 年から 1993 年までのものは既に Shimada *et al*. (1994) に公表されている．本稿では，これに 1994 年～ 2002 年までのデータを加えて公表するとともに，関東地方における降水のトリチウム濃度の最近 30 年間の変動傾向を指摘する．

II　研究方法

1．降水の採取方法

1972 年から 1976 年 11 月までは東京教育大学にて，1976 年 12 月から 1989 年 12 月および 2000 年 4 月から 2002 年 12 月までは筑波大学の地球科学系棟の屋上にて, 1990 年 1 月から 1998 年 7 月までは同大学の水理実験センター（現陸域環境研究センター：TERC）で，1998 年 8 月から 2000 年 3 月までは同大学の理科系修士棟の屋上にて降水を採取した．酸素・水素の安定同位体分析用については降水毎に採取し，トリチウム分析用については月毎にサンプルを採取した．

降水の採取は，Shimada *et al*.（1994）に基づき，10 L のポリタンクに直径 12 cm のロートを装着し，蒸発防止を施した採水装置を用いて実施している（写真 1）．1ヶ月に 1 回，タンクに貯留された降水を計量した後，1000 ml のポリ容器に満杯にして保管をした．月降水量および月平均気温のデータは，高層気象台（つくば市館野）で観測されているデータを利用した．

2．トリチウムの測定方法

トリチウムの測定手順は，嶋田（1992）に準じた．概略を以下に示す。まず，採取した降水サンプル 500 ml を，試料水の脱塩，不純物の除去のため，リービッヒの冷却装置を用いて一次蒸留をする．蒸留後のサンプル水を 450 ml 計量し，電解質である Na_2O_2 を 0.4%（＝ 1.8 g）投入し，溶解させる．続いて，ニッケル電極からなるガラス性電解セルに入れ, 5 ℃に制御された冷却水槽に浸して電気分解を行い（付加電流は 0.8 ～ 14 A），サンプル

Photo 1　Precipitation sampler which have been settled at the rooftop of the Geoscience building，the University of Tsukuba

水の濃縮を実施する．これは，近年の降水のトリチウム濃度が天然レベル程度まで低下し，そのままでは値を直接計測することが不可能であるためである．サンプル水 450 ml が約 18 ml になるまで電解した後，炭酸ガスで中和させ，その後真空蒸留を実施して精製を行う．精製された濃縮試料 10 ml を低カリガラス性バイアル（20 ml 容量）に入れ，液体シンチレーター（Packard 社製，Pico-Fluor LLT）10 ml を加え密栓して撹拌させた後，低レベル放射能測定用液体シンチレーションカウンター（Packard 社製，2000CA 型）にて，100 分間計測を各々のサンプルについて 10 回繰り返し，カウントデータをトリチウム濃度値（TU 値）に換算した．

降水採取量が 500 mL に満たない場合については，加える Na_2O_2 量の調整を行い，後は同様の方法を用いて測定を実施した．

III　結果・考察

(1) 降水のトリチウム濃度

1972 年から 2002 年までのすべてのデータを第 1 表に，また第 1 図には，IAEA による Ottawa と東京のデータを加えた，1953 年 ～ 2002 年までのトリチウム濃度変化を示した．1953 年 ～ 1960 年は Ottawa で採取された降水の測定値（IAEA）をもとにして，相関をとって求めた推定値である．1961 年 ～1971 年は東京で採取された降水(IAEA, 1969, 1970，1971，1973)，1972 年 ～ 1976 年 11 月は東京で採取された降水, 1976 年 12 月以降は筑波大学構内で採取した降水のトリチウムデータである．また1972年 ～1993年7月までのデータは, Shimada *et al.*（1994）で公開済みである．

Table 1 Tritium concentration of precipitation from 1972 to 2002
(The data from January, 1972 to July, 1993 have been reported by Shimada *et al*. (1994))

	January	February	March	April	May	June	July	August	September	October	November	December	Average	Corrected *4	
1972	22.8	45.1	35.8	46.1	65.4	54.6	19.0	25.9	18.5	15.3	12.6	10.4	31.0	5.8	
1973	18.1	53.4	28.4	25.7	22.5	44.0	13.8	13.5	19.4	6.4	6.4	×	22.9	4.5	
1974	16.6	16.5	43.2	32.9	23.8	41.8	26.0	19.5	15.1	16.9	9.1	9.1	22.5	4.7	
1975	11.3	11.3	23.8	23.8	16.8	18.9	8.9	7.4	16.4	6.5	7.2	12.2	13.7	3.0	*1
1976	×	11.5	20.8	10.6	20.1	10.4	12.0	8.0	7.2	8.2	7.0	7.3	11.2	2.6	
1977	7.5	9.5	10.9	20.5	13.6	27.1	28.8	14.4	3.8	16.5	6.1	12.5	14.3	3.5	
1978	11.5	6.8	14.9	34.1	26.7	13.7	13.1	13.2	13.2	14.8	10.3	21.0	16.1	4.2	
1979	11.6	13.9	16.5	14.5	21.7	17.5	14.5	16.0	6.4	12.8	5.9	9.4	13.4	3.7	
1980	9.7	17.5	15.8	28.3	10.4	8.8	10.8	9.3	7.7	4.2	6.0	7.1	11.3	3.3	
1981	8.2	12.1	13.7	14.5	10.1	×	19.8	×	×	×	×	—	13.1	4.1	
1982	×	×	10.1	7.2	9.8	14.1	4.0	5.3	4.4	4.8	4.7	6.2	7.1	2.3	
1983	5.7	3.2	×	6.5	4.4	18.2	9.7	×	4.1	×	×	—	7.4	2.6	
1984	×	×	6.3	5.4	4.9	4.8	5.8	5.3	7.6	6.3	4.0	3.7	5.4	2.0	
1985	6.6	×	4.7	6.0	5.6	7.4	6.1	×	3.6	4.4	5.1	×	5.5	2.1	
1986	×	×	6.4	×	7.4	6.7	6.4	3.1	9.2	—	—	3.7	6.1	2.5	*2
1987	—	×	—	7.2	5.2	8.3	4.7	3.8	4.2	2.7	3.4	4.8	4.9	2.1	
1988	3.8	7.2	8.9	7.2	10.0	7.5	4.5	5.3	3.8	4.9	5.0	—	6.2	2.8	
1989	3.2	6.3	7.0	5.8	8.7	4.6	3.6	3.7	2.8	3.6	4.3	3.5	4.8	2.3	
1990	3.7	3.6	4.2	4.1	4.3	3.0	3.1	5.5	3.4	3.4	3.7	6.3	4.0	2.1	
1991	3.6	5.2	3.8	6.3	6.7	7.0	4.6	1.8	1.8	2.3	2.1	—	4.1	2.2	
1992	3.8	—	4.8	4.3	6.5	5.0	5.9	—	3.1	3.4	2.7	2.6	4.2	2.4	
1993	4.9	3.5	6.1	—	4.7	7.5	4.5	2.3	×	2.6	2.0	2.3	4.0	2.4	
1994	3.7	×	3.3	6.9	3.1	7.6	3.9	3.9	2.3	×	×	×	4.3	2.8	
1995	×	4.6	4.6	5.4	4.4	4.0	4.4	4.1	×	×	×	—	4.5	3.0	
1996	×	×	4.6	×	6.2	×	5.3	×	2.2	4.9	4.7	2.3	4.3	3.1	
1997	4.3	×	4.0	5.6	3.5	5.3	4.3	4.0	4.2	5.4	3.0	—	4.4	3.3	
1998	3.7	4.6	—	3.9	5.3	4.0	2.8	1.9	1.2	2.5	—	2.9	3.3	2.6	
1999	—	—	5.2	6.2	2.6	4.3	1.5	1.1	1.5	2.3	1.7	1.6	2.8	2.4	*3
2000	2.5	6.7	3.0	3.9	4.1	3.3	1.3	4.6	3.0	2.2	1.8	—	3.3	3.0	
2001	4.3	3.6	5.2	5.4	5.8	7.8	1.1	1.2	1.9	2.1	3.9	3.8	3.8	3.6	
2002	2.0	5.4	5.9	7.2	5.4	6.5	2.1	3.7	4.6	3.5	2.6	3.7	4.4	4.4	

— : No sample　　× : Not measured

*1：Tokyo and Tsukuba (refer to Shimada *et al*., 1994)
*2：Tsukuba (refer to Shimada *et al*., 1994)
*3：Tsukuba
*4：Corrected value which took attenuation into consideration on the basis of December, 2002

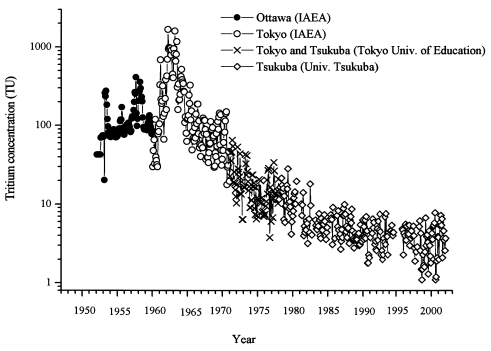


Fig.1 Secular variation of tritium concentration in precipitation at Tokyo (1961-1971), Tokyo and Tsukuba (1972-1978) and Tsukuba (1979-2002), and estimated value using liner regression function from Ottawa precipitation (1953-1960)

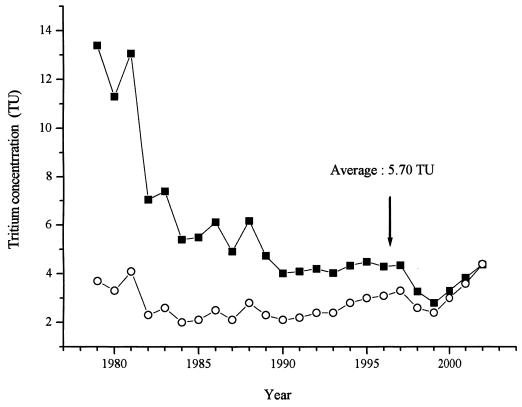


Fig.2 Annual mean of tritium concentration of precipitation at Tsukuba from 1979 to 2002
■：Analyzed value
○：Corrected value in consideration of radioactive decay of tritium at the time of December 2002

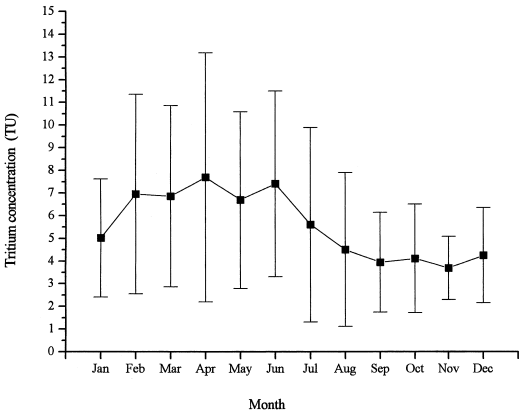


Fig.3 Monthly mean of tritium concentration in precipitation at Tsukuba from 1979 to 2002

大気中で熱核爆発実験が実施された 1952 年以降, 降水のトリチウム濃度は急激に上昇して, 1963 年 3 月にピークが生じており，その値は 1680 TU となっている．しかし，熱核爆発実験終了後は指数関数的に値が減少し，1982 年以降では 10 TU 以下となっている．

1979年～2002年における降水のトリチウム濃度の年平均値の変化を，第 2 図に示した．この間におけるトリチウム濃度の平均値は，5.7 TU である．また1989年以降のトリチウム濃度はほぼ5.0 TU以下となっており，若干の変動はあるもののほぼ一定の低い値であることが示されている．

さらに1979年～2002年における降水のトリチウム濃度の各月の平均値をみると（第 3 図），2 月～6 月にかけて，トリチウム濃度が相対的に高い値となる傾向が表れている．こうしたスプリングピークの存在は，綾里や千葉で観測されたデータ（放射線医学総合研究所，HP 公開データ）でも確認され，嶋田（1978）や岡村ほか（1993）の福岡市の観測結果においても指摘がなされている．岡村ほか（1993）は，大陸性気団を起源とする降水のトリチウム濃度は，海洋性のものと比較して相対的に高いトリチウム濃度であることを示し，結果としてアジア大陸からの気団（大陸性気団）が卓越する 3 月～ 5 月の降水のトリチウム濃度が高くなり，このような降水の起源となる気団の違いがスプリングピークの形成要因であると考えている．

(2) TERC 圃場内の地下水のトリチウム濃度について

筑波大学陸域環境研究センター構内の圃場に設置された 2.2 m の観測井において，2001 年～ 2002 年にかけて地下水採取を行い，そのトリチウム濃度の測定結果を第 4 図に示した．なお，この図にはTERC研究棟横に掘削された深度2 mのトレンチ

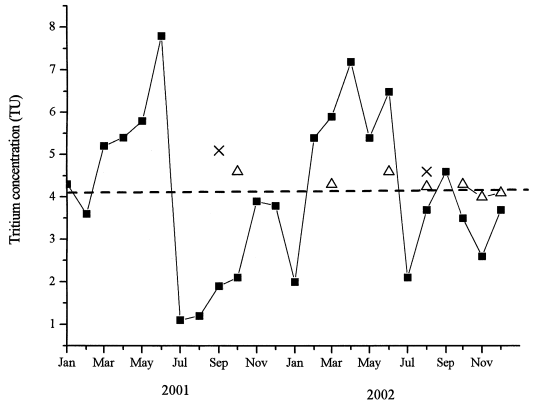


Fig.4 Temporal change of tritium concentration in precipitation and groundwater taken at TERC from 2001 to 2002
■：Monthly precipitation
×：Groundwater at trench in TERC
△：Groundwater of the observation well (depth of 2.2 m) in TERC
Broken line：Average of the precipitation（＝ 4.1 TU）from January 2001 to December 2002.

において採取した地下水のトリチウム濃度についても，併せて表示した．

地下水のトリチウム濃度変動は，降水のそれと比較すると変動幅は非常に小さく，また年間を通じほぼ一定の値を示す傾向があり，その平均値は 4.3 ±0.2 TU である．2001 年～ 2002 年における降水のトリチウム濃度の平均値は，4.1 ±0.3 TU であり，地下水の平均値とほぼ同じである．放射壊変を考慮した 2002 年 12 月時点における降水のトリチウム濃度をみると（第 2 図），1982 年～ 2000 年までの年平均値は概ね 3 TU を下回る．一方，1970 年代以前の降水のトリチウム濃度は，2002 年時点でも 10 TU を上回る．以上のことから，TERC の地下水はここ数年（2 ～ 3 年）の間に涵養された水である可能性が強いことが示唆される．

また，第 4 図を詳細にみると，地下水のトリチウム濃度にも若干の季節変動が生じている傾向がみられるが，今回示したデータは期間が限られているため，地下水のトリチウム濃度の季節変動を明確に断定することは難しい．しかし，今後，地下水や降水を通年を通して採取して，トリチウム濃度を測定することによって，得られたトリチウム濃度の季節変動から，地下水の涵養時期の推定を行うことができる可能性があると考えられる．

Ⅳ　まとめ

関東において観測された，降水中のトリチウム濃度長期データを示し，若干の考察を加え，以下のことが明らかとなった．

1. 降水のトリチウム濃度は 1964 年をピークとしてその後減少しており，1982 年以降では 10 TU 以下，1989 年以降ではほぼ 5.0 TU 以下の値を示しており，近年では熱核爆発実験以前の自然レベルに戻っていることが示された．
2. 近年の降水において，2 月～ 6 月にかけて降水のトリチウム濃度が相対的に高くなる傾向がみられた．降水の起源となる気団の違いが，このような降水のトリチウム濃度の季節変動をもたらしていると考えられる．
3. 地下水のトリチウム濃度における季節変動は，降水のそれに比較して相対的に小さい．また，地下水のトリチウム濃度の年平均値は降水の値とほぼ一致しており，地下水は比較的最近の降水によって涵養されたものである可能性が高い．

謝辞

細部に渡り貴重なコメントを頂きました査読者の先生方に，心より御礼申し上げます．

文献

岡村正紀・平井英治・松岡信明（1993）: 福岡市における降水中トリチウム濃度の最近の変動．地下水学会誌，**35**，87-93．

嶋田　純（1978）: 降水中のトリチウム濃度の時系列変化と降水の起源となる気団との関係. Radioisotopes，**27**，13-18.

嶋田　純（1992）: 環境トリチウム測定のための新電解濃縮システムについて．筑波大学水理実験センター報告，**16**，63-68.

袰　相根・樋根　勇（1987）: 洪積台地における地下水の三次元的流動 －環境トリチウムと水質による地下水の循環と滞留時間－．地下水学会誌，**29**，89-98.

山本荘毅（1983）: 新版地下水調査法．古今書院，490p.

Bolsunovsky, A. Ya. and Bondareva, L. G. (2003): Tritium in surface water of the Yenisei River basin. *Journal of Environmental Radioactivity*，**66**，285-294.

De Vries , J. J. and Simmers, I. (2002): Groundwater recharge : an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*，**10**，5-17.

Johnston, C. T., Cook, P. G., Frape, S. K., Plummer, L. N., Busenberg, E. and Blackport, R. J. (1998): Ground water age and nitrate distribution within a glacial aquifer beneath a thick unsaturated zone. *GROUND WATER*，**36**，171-179.

IAEA(1969): Environmental isotope data No. 1. *Technical Report Series*，No.96，421p.

IAEA(1970): Environmental isotope data No. 2. *Technical Report Series*，No.117，404p.

IAEA(1971): Environmental isotope data No. 3. *Technical Report Series*，No.129，402p.

IAEA(1973): Environmental isotope data No. 4. *Technical Report Series*，No.147，434p.

Marechal, J. C. and Etcheverry, D. E. (2003): The use of ^{3}H and ^{18}O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Applied Geochemistry*，**18**，339-351.

Shimada, J., Matsutani, J., Dapaah-Siakwan, S., Yoshihara, M., Miyaoka, K. and Higuchi, A. (1994): Recent trend of tritium concentration in precipitation at Tsukuba, Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, 20, 11-14.

（2003 年 5 月 21 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　125 ～ 128　　（2003）

モンゴル国における地上風系の日変化について

Diurnal Variation of Surface Wind Over Mongolia

佐藤　友徳*

Tomonori Sato*

I　はじめに

モンゴルの国土の南部はゴビ砂漠, 中央部は広大な草原, 北部はロシアとの国境に広がる森林に覆われており, 南北間の植生の変遷が非常に明瞭な地域である．また東西方向に対しても非対称性が強く, 国土の大部分が標高 1000 m 以上に位置しているものの西部は標高 2000 m 超の山脈，東部は標高 1000 m 以下の平原が広がる．水平規模にして数 10 ～ 1000 km の山岳がモンゴル国における地形の起伏を形成しており, 冬のシベリア高気圧, 夏のアジアモンスーンの活動とともに気象現象に大きく影響を及ぼしていると考えられる．RAISE プロジェクト（The Rangelands Atmosphere-Hydrosphere-Biosphere Interaction Study Experiment in Northeastern Asia; 杉田 , 2002）ではモンゴル国気象水文研究所（Institute of Meteorology and Hydrology）よりモンゴル国内約 300 地点における 1993 年～ 2003 年の気象データを購入している. 約 300 地点の観測点は観測項目と管轄の違いから Meteorological station（約 100 地点）と Meteorological post（約 200 地点）に大別され，現在前者のデータのみ手元に届いている. 近年データ収録システムのデジタル化が進み, 比較的容易にこれだけの空間密度をもつデータを解析できるようになってきた. したがって過去にモンゴル全土の気象データを用いて日変化について調べた研究は皆無である. なかでも地上風や気温は最も基礎的な気象要素であり, まず初めにこれらの変動の特徴を調べておくことにより今後の観測計画や実際の調査を行ううえで非常に有用な情報と成り得る.

II　データの特徴

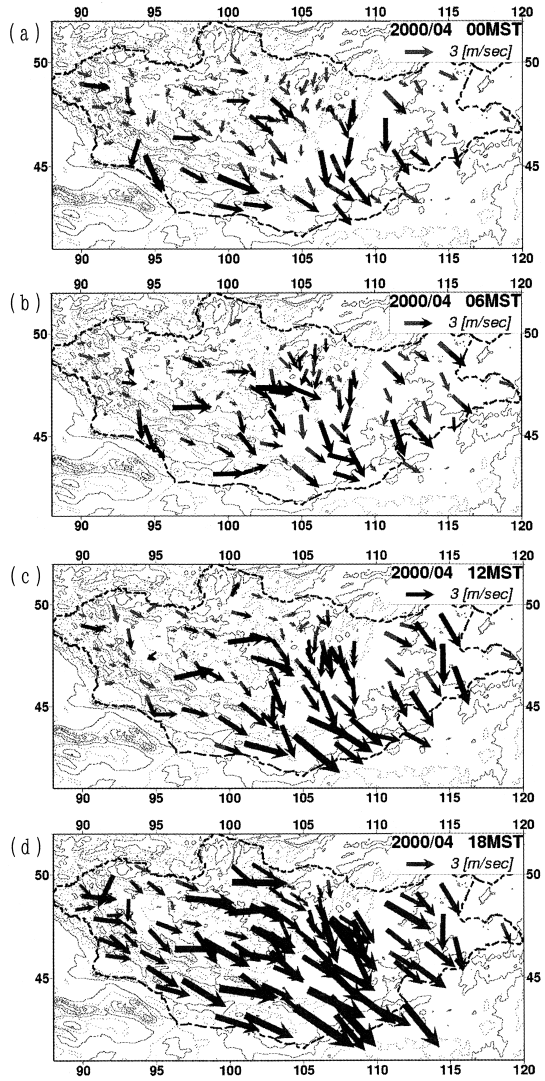
モンゴルにおける気象観測所（Meteorological station）では気温・気圧・相対湿度・降水量・風向風速･地表面温度･雲量が 1 日 8 回（00,03,...,21MST）観測されている（ただし降水は 1 日 2 回）．風向は基本的に 16 方位を目視によって判別しているが, データ中に 8 成分の風向しか記録されていない地点もあるため，観測者の主観によるところが大きいと思われる．モンゴル東部のヘルレン川流域内に位置する数地点に関しては 1960 年代から（正確な年は地点により異なる），国内の気象観測所約 100 地点に関しては 1993 年以降の降水量データが使用可能なため近年の降水量変動の動向を調べるのに適したデータである.

III　地上風系からみた季節進行

冬のモンゴルはシベリア高気圧の勢力圏に位置するため，晴れの日が多く一年を通して最も地上風の弱い季節であるといえる．起伏のなだらかな

*　　科学技術振興事業団（筑波大学地球科学系）

東部の草原では西部の山岳地帯に比べて風速が強く観測されていることが特徴である．亜熱帯ジェットが西部の山岳を越える際におろし風の性質を伴っているためと考えられる．

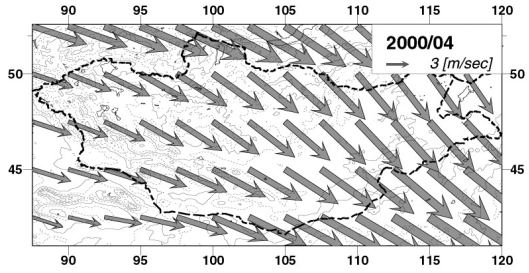


第 1 図　2000 年 4 月における平均的な地上風の分布（a）00 MST,（b）06 MST,（c）12 MST,（d）18 MST. 地図中の等値線は標高を表しており，点線は 500 m，実線は 1000 m おきに引いてある．MST はモンゴル標準時を表す．（MST=UTC+8）

春（3,4,5 月）になると前線を伴う総観規模擾乱の往来により数日周期の気温の変動が明瞭になる．また前線の通過時の強い北西風と関係して東部や南部では近年大規模なダストストームが発生している（黒崎・三上 , 2002 ；Littmann, 1991）．モンゴルや中国におけるダストストームの発生環境に関しては近年になってようやくその構造についての議論がなされるようになり，ダストストームの研究は社会的な側面だけでなく，その予報・発生過程の解明・年々変動など学術的にも大変興味深いテーマであるといえる．ここでは，春期における一般的な風系の変動を調べるために，第 1 図に 2000 年 4 月の平均的な風系の日変化を示す．00 MST（第 1 図（a））ではほとんどの地点で 2 m/sec 未満の弱い北西風であるのに対し，06 〜 12 MST の午前中にかけて中部・南部，特に山と山の間の谷から平野へと広がる地域に相当する観測点でこの北西風が強まりはじめる（第 1 図（b），(c)）．第 1 図（d）に示す 18 MST にはモンゴル西部のハンガイ山脈内部にまで北西風の卓越地域が広がり，ほぼモンゴル全土が強い北西風に支配される．

このような特徴的な風の日変化は 3，4，5 月に顕著であるが，年や月によって卓越する風向は様々である．小スケールの谷の内部に位置する地点では，谷筋に沿った風向になりやすいが，一般的には偏西風ジェットの風向とよく一致していると考えられる．第 2 図に NCEP/NCAR 再解析データにより得られた対流圏下層の 700 hPa 面における 2000 年 4 月平均の水平風を示す．モンゴル上空では 4，5 月に亜熱帯ジェットの北上に伴い西風が強まるが，ハンガイ山脈やアルタイ山脈の風下に相当する東部では北よりの成分を持つことが多い．第 1 図（d）と比較してみると，地上風は午後に風速が最大となると同時に対流圏下層における偏西風の風向にも従っていることが確認される．

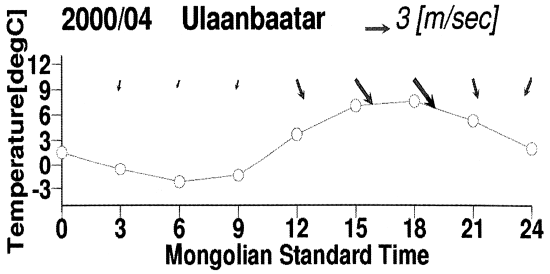
第 3 図にウランバートル（106.87E, 47.92N）における風向と気温の日変化を示す．4 月は最低気温が 0 ℃を下回る日も多く，夜間から早朝にかけ



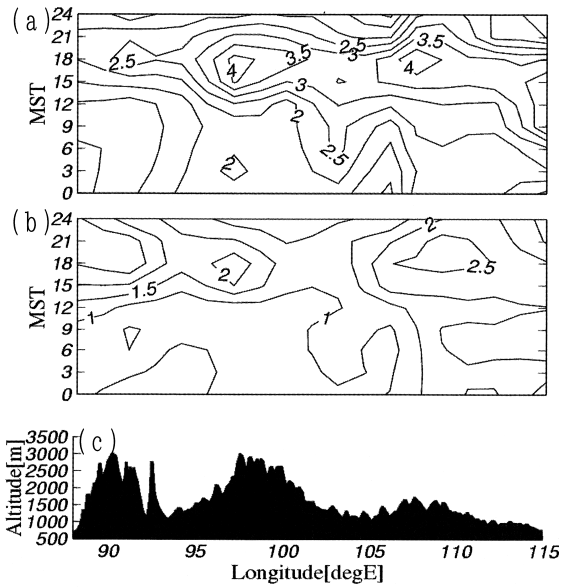
第 2 図　NCEP/NCAR 再解析による 2000 年 4 月の月平均した 700 hPa 面における水平風

て地表面付近では接地逆転層が形成される．そのため午前中の早い時間には自由大気中の偏西風の影響を受けずに比較的静穏である．午後になり風速が増加し風向が変化するのは，日中の太陽加熱により安定成層が解消され，自由大気の運動量が下向きに輸送されるためであると考えられる．さらに Fujibe *et al.*（1999）で示されているようなおろし風の日変化なども関連し，モンゴル全土における特徴的な風系の日変化を形成しているといえよう．

第 4 図にモンゴルを東西に横切る北緯 47 度における風速の緯度時間断面を示す．モンゴルの上空における亜熱帯ジェットが弱化する夏期（7,8 月）では春に比べて風速自体が弱くなっている事を確認できるが，月平均値としての日振幅は約 2 m/sec でほぼ同程度であるといえる（第 4 図（a），(b)）．また 4 月, 7 月ともに山岳において日振幅が大きくなっていることが特徴である．一方 6 月は春から



第 3 図　ウランバートルにおける 2000 年 4 月の地上風，及び気温の日変化



第 4 図　北緯 47 度における風速の経度時間断面（a）2000 年 4 月，（b）2000 年 7 月の月平均，（c）北緯 47 度における地形の断面図.

夏への遷移期であるため，地上風の日変化パターンは年によって異なる．

前述のように 7 月では偏西風自体が春に比べて弱くなり，さらに日射による地表面の加熱量が大きくなるため斜面に応答した風系が 4 月に比べ明瞭になる．その証拠に午後一時的に急激な気温の低下を観測し降水量が局地的に 10 mm/12h 以上を示す日が多く見られることから，午後の対流不安定に伴う発達した降水システムが存在していることを確認できる．モンゴルにおける年降水量のほとんどがこの時期の降水によりもたらされることを考えると，このような降水システムの発生環境や気候学的特徴を調べることは重要であるといえる．モンゴルにおける降水量の観測が日 2 回であることは残念であるが，1999 年にウランバートルに設置されたドップラーレーダ（駒林 ,2002）により得られたデータの解析が今後期待される．そもそも乾燥気候下で発達するメソ対流システム（MCCs）の構造については未だ分かっていないことも多く，Takemi（1999）のように雲分解モデル

を併用しその特徴を調べることは，学問的に非常に興味深いことであるといえよう.

文献

黒崎泰典・三上正男（2002）: 東アジアにおける近年のダスト多発現象とその原因. 地球環境 , **7**, 233-242.

駒林　誠（2002）: モンゴルで経験した気象業務の四季 -I 春と夏 -. 天気 , **49**, 515-521.

杉田倫明（2002）: 北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明：RAISE Projectの概要. 筑波大学陸域環境研究センター報告 , **3**, 147-156.

Fujibe, F., Saito, K. Wratt, D. S. and Bradley, S. G. (1999) : A numerical study on the diurnal variation of low-level wind in the lee of a two-dimensional mountain. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **77**, 827-843.

Littmann, T. (1991): Dust storm frequency in Aisa : Climatic control and variability. *International Journal of Climatology*, **11**, 393-412.

Takemi, T. (1999): Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Monthly Weather Review*, **127**, 1301-1309.

（2003 年 6 月 1 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　129 ～ 134　　（2003）

河床形状に及ぼす植生の影響に関する大型水路実験

The Effect of Vegetation on Channel Pattern in Large Flume Experience

目代　邦康[*]・池田　宏[*]・飯島　英夫[*]・小松　陽介[**]・齋藤　健一[***]

Kuniyasu MOKUDAI [*], Hiroshi IKEDA [*], Hideo IIJIMA [*],
Yosuke KOMATSU [**] and Ken-ichi SAITO [***]

Ⅰ　はじめに

洪水や増水によって，大きく変化する河川か渓流の河道周辺の水辺には，河畔林（中村 ,1995）あるいは水辺林（崎尾 ,2002）とよばれる森林植生が分布する．地形変化と植生立地は，同一空間を共有するため，多くの相互作用があり，これまで，その生育環境や配列がしばしば地形との関連で議論されてきた．特に，河川による撹乱の頻度と強度と，植生の対応関係の解明が行われている（たとえば石川，1988；進ほか，1999；Suzuki *et al*., 2002）．一方で，河畔林が河道周辺の地形形成プロセスに与える影響は，根系の発達による砂礫の支持や地上部が流れの障害など，様々指摘されているが (Thorne, 1990)，そのメカニズムは不明な点が多い．最近，水路実験により，河床の植生（あるいは模擬植生）が河道の形状に影響を与えていることが示されている（Gran and Paola, 2001；村越，2002）．また数値シミュレーションにより，植生の影響が評価されている（Murray and Paola，2003）．これらの研究では，植物の根や幹が砂礫碓の安定性にあたえる影響を評価している．

これまでのほとんどの河川地形に関する水路実験では，無植生の状態で実験が行われてきたため，河道形成プロセスにおける植生の働きは，十分評価されているとはいえない．そこで，本研究では，河川変動における植生の役割を評価することを目的とし，大型水路の河床に植生を繁茂させ通水実験を行い，河床形状の変化を観察した．ここでは，その結果について述べ，植生が河床変動にあたえる影響について整理する．このような研究は，温暖湿潤地域における河川地形の本質的な理解のために重要であると考える．

Ⅱ　実験の材料と方法

実験は，陸域環境研究センターの鋼製大型水路で行った．水路の全長は 160 m，幅 4 m，勾配は 1/100 である．以下水路における位置は，上流端からの距離で表す．

河床の砂礫には，砂と直径 5 ～ 10 mm の礫を用いた．その比率はおよそ 1：1 である．無植生の状態で通水し，バー河床を発達させた後，大麦を播種した．植生が河床形状の変化に与える影響を明らかにするため，植生区間と対象区間としての無植生区間を設定した．前者は，90 m から 130 m ま

[*]　筑波大学陸域環境研究センター
[**]　防災科学技術研究所
[***]　筑波大学地球科学研究科

での 40 m 区間に大麦を一面にまいたものである．大麦の密度はおよそ 50 〜 100 粒／ 100 cm^2 である．後者は，50 〜 90 m 区間である．播種後，農業用散水ホースを用い，地表に水流が発生しない程度の水を与え，常時電照した．

発芽した大麦の高さが，およそ 7 cm になったときに通水実験をおこなった．

水流表面の流速と流向の計測のため，通水実験中に発泡スチロール片を散布して写真撮影をおこなった．写真撮影は大型水路建屋に懸垂して自走する天井走行電車から行った．シャッタースピードは 1 秒とした．また，砂面・水面計を用いて，通水実験前と後に河床縦断形の計測を行い，通水実験中には水深の計測と河床形状の観察および記載を行った．

III　河床形状の変動と表面流速・流向

通水実験前の河道形状と通水実験後の河道形状スケッチを，河床の観察および，電車からの写真から作成した（第 1 図）．実線の曲線で示してあるのが，バーのフロントの位置である．灰色で示してあるのが，砂の密集している部分である．通水実験前の河道には，波長約 15 〜 20 m のバーがつくられていた．砂の密集帯は，流路と平行して筋状に分布している．植生区間の砂の密集帯は，植生のため観察できなかったので図示していない．一方，通水実験後には，110 m までは，バーの波長とその位置はほとんどかわりがなかった．それより下流ではバーは不明瞭になった．120 m までは，流路が分岐し，蛇行する流れが現れ，120 m より下流では直線的な河道形状が現れ，河道と周囲の土地との比高が大きくなり，段丘化が進行した（第 2 図）．無植生の場所では，砂の密集帯の分布パターンはほとんど変化が見られない．それに対し，植生区間では，砂の密集帯の形態が筋状からパッチ状に変化し，サイズが大きくなっている．また，集中して出現している．

通水実験中の表面流速・流向計測の結果を第 3 図に示す．植生のない河床では，バーの分布に対応して，左右岸交互に流れの向きが変わっている．一方で，植生区間では，流れの向きは水路の長辺と平行なものが多い．すなわち側壁に対し低角の流向である．第 3 図のベクトルを，植生のある範囲とない範囲に区別し，流向と流速で整理したものが，第 4 図である．流向は，水路の短辺に対する角度で示している．無植生区間では植生区間に比べると流向のレンジが広く，流速は小さい．一方，植生区間では，流向のレンジが狭く，流速は大きい．河道の様子を観察では，植生区間においても部分的には，広角の流れは存在していた．

IV　植生の影響による特徴的な河床形状

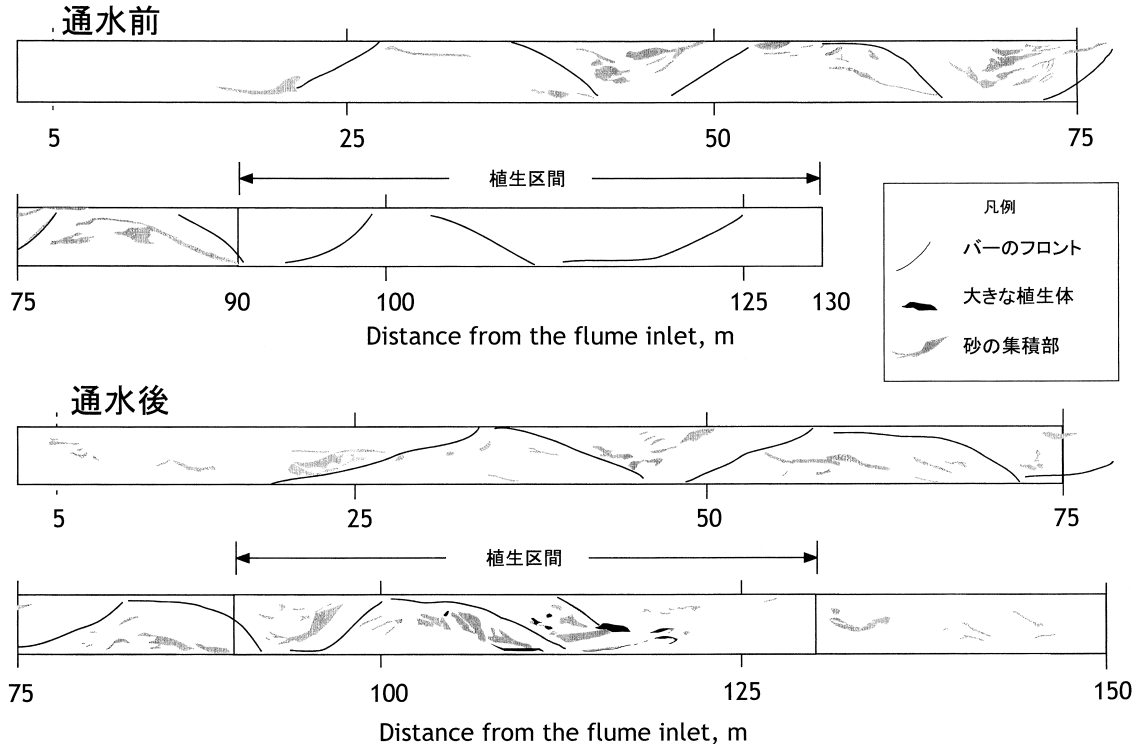
通水実験により，植生区間の河床に特徴的な河床形状が見られた．植生の密集している場所（以後，植生体とよぶ）の下流側に砂が堆積するものと，植生体の上流側に礫が堆積するものである．前者を a タイプ，後者を b タイプと呼ぶ．また，120 m より下流に直線的な河道が現れた．以下，これらの地形について詳細を述べる．

1．a タイプ：植生体の下流側に砂が堆積（写真 1a）

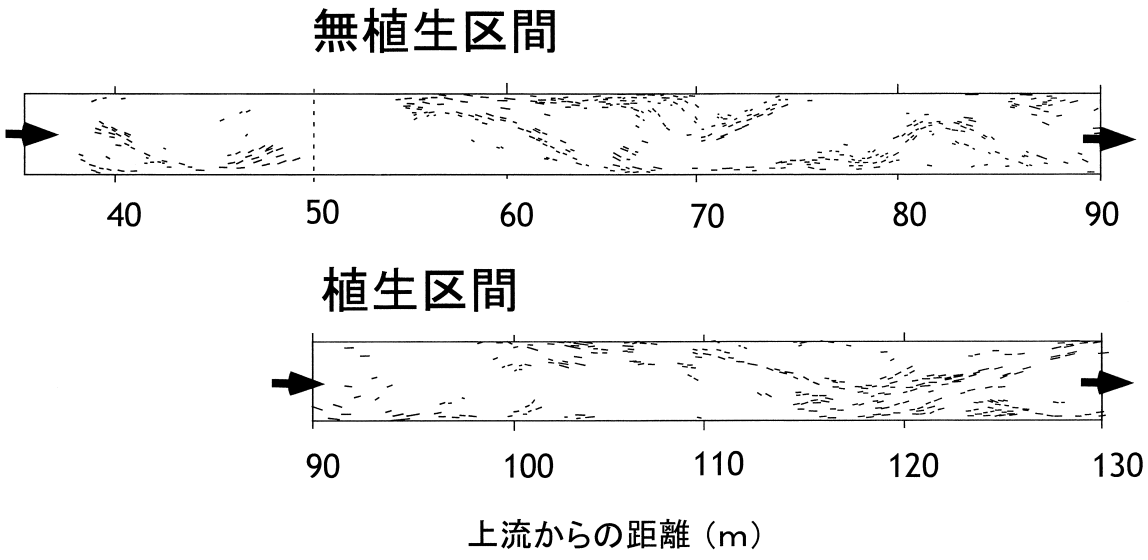
大麦の植生体により，流れが分断され，植生体の下流側に細粒の砂・シルトが堆積した．植生体の長さは，上流から下流に向かって，20 cm 〜 30 cm，幅は，それに直交する方向に 15 cm 〜 20 cm の大きさである．また，植生体の上流側には，上流から流れてきた植物体が集積した．

2．b タイプ：植生体の上流側に礫が堆積（写真 1b）

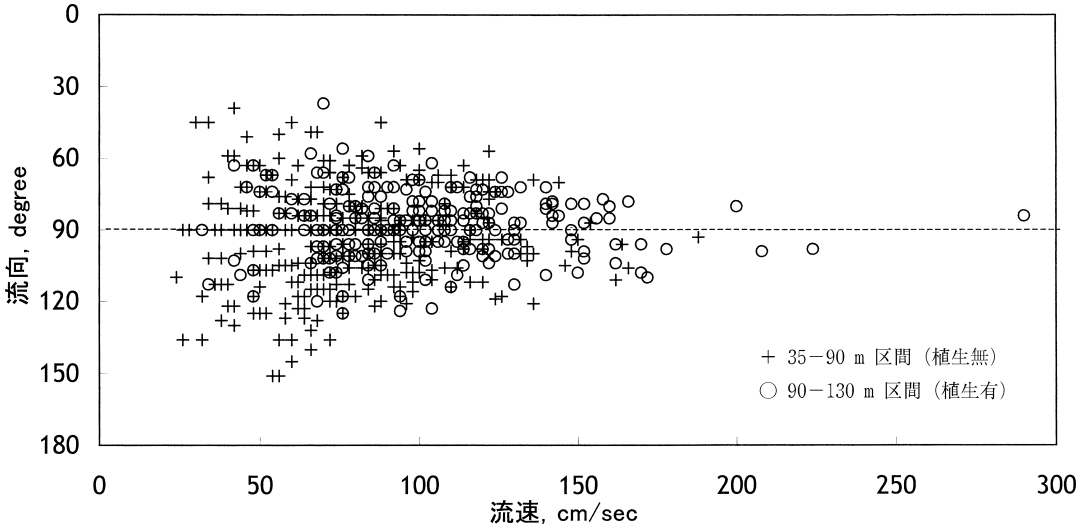
上流から礫がシート状に移動し（グラベルシート），そのグラベルシートが植生体により分断された．植生体の背後（下流側）には，凹地が形成された．



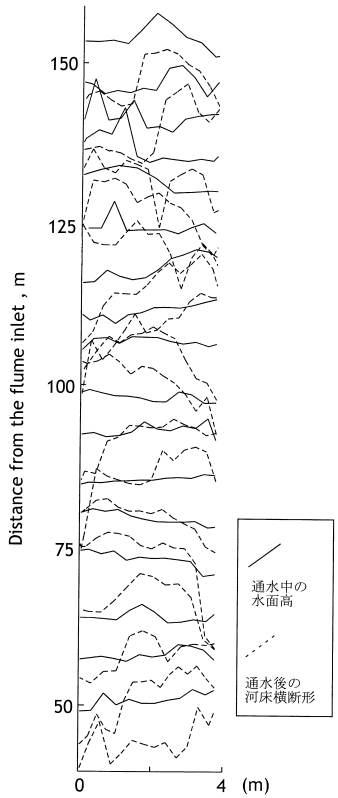
第 1 図　通水前と通水後の河床のスケッチ



第 2 図　植生区間と無植生区間とにおける流向，流速の平面分布（矢印は流向を示す）



第 3 図　植生の有無による流向，流速のちがい
流向は水路の短辺に対する角度で示す．図中の点線は，長辺と平行な流れを示す．左岸を向く場合は 90 ° より小さい値となる．



第 4 図　通水中の水面高と通水後の河床横断形状

3．120 m より下流の直線的な河道（写真 1c,d）

IIIでのべたように, 120 m より下流に直線的な河道が現れた．この直線的な河道のはじまる場所（120 m 付近）では，大麦は，根を張ったままその先端を下流に向けて倒れていた．そのため，流亡していない．

V　河床形状の変動

今回の実験では，植生の影響による河床形状の変動がみられた．第 1 図から，バー河床が蛇行河川に変わっていく様子が読みとれる．しかし，通水により大麦の植生の大半は流亡してしまったため, 明瞭な変動を記載することができなかった. 以下，個別に観察された特徴的な河床形状のタイプについて整理する．

a タイプでは，植生体の下流側に細粒物質（砂）が堆積し，砂と礫の平面的な分級が引き起された．植生体の上流側には，上流から漂流してきた大麦の芽が累積していく様子が観察された．このような漂流してきた植物は，実際の河川では，洪水後に，その場に定着することが考えられ，島状の植

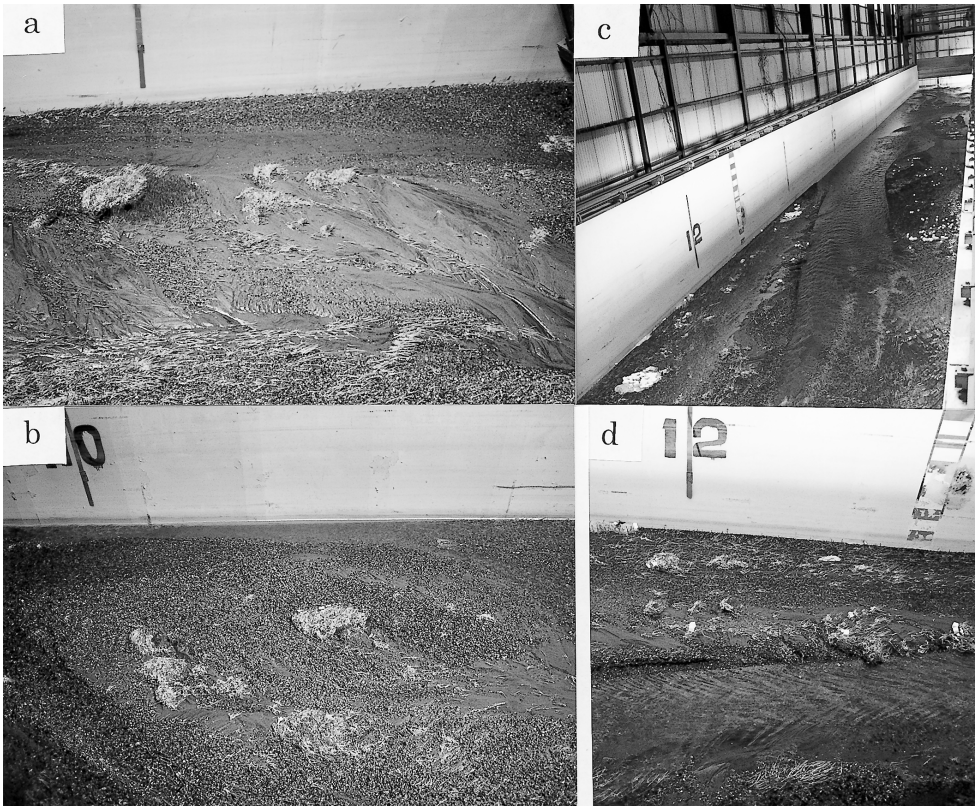


写真 1　植生体および河道の形状
a: a タイプ：植生体の下流側に砂が堆積　b: b タイプ：植生体の上流側に礫が堆積
c: 直線的な河道形状．上流側から望む　d: 直線的な河道形状（上流から 120 m 付近）

生体は，より植物の密度が高くなることが予想される．石川・川西（2002）は，上高地梓川において，河床砂礫部において，ケショウヤナギの大径孤立木が先駆樹種パッチ形成に重要な役割を果たすことを指摘している．今回実験で観察された a タイプの植生体は，石川・川西（2002）が示したパッチの形成と類似の現象であると考えられる．すなわち，実際の河川での植生定着プロセスと砂礫碓の形成との関連が予想される．

b タイプでは，グラベルシートが上流から進行し，植生体の上流側に礫が堆積したものである．グラベルシートが植生体により分断されるため，その背後では，凹地が形成される．この凹地は侵食地形ではなく，堆積地形である．

直線的な河道形状は，植生が密なところから始まっている．これは，植生により河道の摩擦が減少し，そのため流れが速くなり，段丘化がすすみ直線的な河道が現れたと考えられる．一般に，植生は流れに対する抵抗性をますことが知られているが（たとえば Baker，1977；Keller and Swanson, 1979），本実験の結果では，逆の現象となった．河床の縦断形をみると，直線河道が現れたところから河床の傾斜が変化してはいないので，傾斜の変化によるものではない．全体の流向流速分布をみると，直線河道の出現により，植生部では，流速が早くなり，流向のレンジも狭くなったことが考えられる．実際の河川では，植物は今回の大麦のように，完全に倒れてしまうようなことはないため，類似の現象が見られるか否かは，十分検討する必要がある．

VI　まとめと今後の方針

今回の実験で明らかになったのは，以下の事柄である．

1. 植生は，流れの障害となり河道形状に影響を与える場合と，流れをスムースにして河道形状に影響を与える場合とがある．

2. 植生体は，流れの障害となり砂礫の平面的分級を起こす．

今回の実験では，植生が繁茂したのち，通水をおこなった．しかし，実際の河川では，洪水と植生の繁茂は，異なる時間スケールであるが，繰り返し起こっている現象である．実際の河川の動態を理解するためには，このような自然界の条件を取り込んだ実験をする必要があると思われる．

通常の河川では，河道周辺に繁茂するのは木本である．今回用いた大麦は流れによって，倒れてしまったが，木本では，このようなことは起こりえないであろう．実際の河川との比較を行う際，植生として用いる材料の検討も今後おこなう必要がある．

謝辞

本研究を遂行するに当たり，陸域環境研究センターのスタッフのみなさん，学生のみなさんにご協力頂いた．記して感謝の意を表します．

文献

石川慎吾（1988）: 揖斐川の河辺植生 Ⅰ．扇状地の河床に生育する主な種の分布と立地環境．日本生態学会誌，**38**，73-84.

石川慎吾・川西基博（2002）: 上高地梓川の河床砂礫部における先駆樹種パッチの形成過程―特にケショウヤナギの大径孤立木が果たす役割―．『上高地梓川における流域生態系の構造と変動に関する研究』上高地自然史研究会研究成果報告書，**7**，26-29.

崎尾　均（2002）: 水辺林とはなにか．崎尾 均・山本福壽編『水辺林の生態学』東京大学出版会，1-19.

進　望・石川慎吾・岩田修二（1999）: 上高地・梓川における河畔林のモザイク構造とその形成過程．日本生態学会誌，**49**，71-81.

中村太士（1995）: 渓畔域における森林と河川の相互作用．日本生態学会誌，45，295-300.

村越直美（2002）: 河床の堆積物分級プロセスにおける河道植生の影響．陸水物理研究会 2002 年度（第 24 回）松本大会要旨，p.12.

Baker, V. R. (1977): Stream-channel responses to floods with examples from central Texas. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1057-1071.

Gran, K., and Paola, C. (2001): Riparian vegetation controls on braided stream dynamics Water. *Resources Research*, **37**, 3275-3283.

Keller, E. A. and Swanson, F. J. (1979): Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, **4**, 361-380.

Murray, A.B. and Paola, C. (2003): Modelling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 131-143.

Suzuki, W., Osumi, K., Masaki, T., Takahashi, K., Daimaru, H. and Hoshizaki, K. (2002): Disturbance regimes and community structures of a riparian and an adjacent terrace stand in the Kanumazawa Riparian Research Forest, Northern Japan. *Forest Ecology and Management*, **157**, 285-301.

Thorne, C. R. (1990): Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. Thornes, J. B. ed. *Vegetation and Erosion*, 125-144.

（2003 年 5 月 30 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　135 ～ 140　　（2003）

粒度組成の異なる地盤における土研式と筑波丸東製の簡易貫入試験計測値の比較

Comparison between Doken-Type and Tsukuba-Maruto Type Simplified Dynamic Cone Penetrometers on Foundations of Different Grain Size

若月　強 * ・佐々木　良宜 ** ・松倉　公憲 ***

Tsuyoshi WAKATSUKI *, Yoshinori SASAKI ** and Yukinori MATSUKURA ***

Ⅰ　はじめに

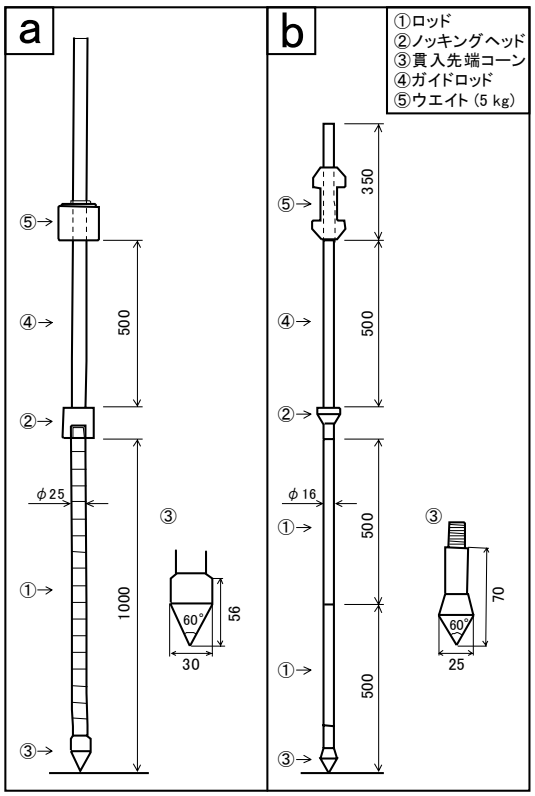
簡易貫入試験機は, 2 ～ 3 人で施行可能な簡便な土層構造調査用機具であることから，奥西・飯田（1978）をはじめとしてその他の多数の斜面研究に用いられている．例えば，表層崩壊時に崩土となる土層の識別などに有効である（奥西・飯田，1978 など多数）．簡易貫入試験機を用いた土層区分は，逢坂（1996）がレビューしている．また，逢坂ほか（1992），吉永・大貫（1995），小川（1997），平松・尾藤（2001）などは，貫入試験値と乾燥単位体積重量やせん断強度定数（c, φ），飽和透水係数などの物性値との関係を調べている．

簡易貫入試験機にはいくつか種類があるが，土研式簡易貫入試験機（KDK S 0901-1968 動的円すい貫入試験，以下，土研式と呼ぶ）と筑波丸東製簡易貫入試験機（（財）砂防・地すべり技術センター意匠 No.635530 号，以下，筑波丸東製と呼ぶ）の 2 種類の試験機は，その呼称は様々であるが多数の斜面研究に用いられている（第 1 表）．両試験機はともに，5 kg の重り（ウエイト）を 50 cm の高さからノッキングヘッドに自由落下させたときの運動エネルギーで，ロッドにつながる先端角 60 ° の円錐コーン（貫入先端コーン）を貫入させる（第 1 図）．それにより，先端コーンの貫入に対する土層の抵抗の垂直的な変化が明らかになる．簡易貫入試験による結果は，先端コーンが 10 cm 貫入するのに要する打撃回数である Nc（または N_{10}）値で表す．本研究では，土研式による計測値を N_{10} 値，筑波丸東製による計測値を Nc 値と呼ぶ. 両試験機は先端コーンの直径が異なる（土研式 - 30 mm, 筑波丸東製 - 25 mm）．両貫入試験機を用いた研究は数多くあるので，それらの研究間でデータの比較をおこなうためには，両試験機による計測値の関係を明らかにする必要がある．貫入試験機の原理からは，地盤に先端コーンが貫入するエネルギーは，先端コーンの断面積に反比例すると考えられるので，理論上では同じ地盤で貫入試験をおこなった場合, Nc 値は N_{10} 値の $25^2/30^2 = 0.694444\cdots$ 0.69 倍 となるはずである．しかし，今回 5 種類の地盤（花崗岩土層・洪水段丘堆積物・湖岸段丘堆積物・粘土）で N_{10} 値と Nc 値を比較した結果，理論値とは異なる結果が得られたので，若干の考察を加えて報告する．

*　筑波大学大学院地球科学研究科
**　筑波大学大学院理工学研究科
***　筑波大学地球科学系

第 1 表　貫入試験機の呼称

貫入試験機の呼称	調査対象となった地質(または地層)	研究者
土研式		
土研式動的円すい貫入試験機		テスコ(株) 説明書
土研型動的貫入試験機		大久保・上坂 (1971)
土研式簡易貫入試験機 (a simplified cone penetrometer (Doken-type))	花崗岩	奥西・飯田 (1978) Iida and Okunishi (1983)
土研式簡易貫入試験機	古生層, 花崗岩類, 新第三紀層	逢坂・塚本 (1987)
土研式簡易貫入試験器	花崗岩・花崗閃緑岩・ハンレイ岩・石灰岩	寺田ほか (1994)
土研式簡易貫入試験機	花崗岩類	小川 (1997)
土研式簡易貫入試験器	弱固結砂岩	市川・松倉 (2001)
土研式簡易貫入試験器	花崗岩	若月ほか (2002)
筑波丸東製		
斜面調査用簡易貫入試験機		(株) 筑波丸東説明書
簡易貫入試験機		大久保・上坂 (1971)
斜面貫入試験機(丸東製作所製)	現状花崗閃緑岩	望月・松本 (1986)
単管式小型動的コーン貫入試験機	泥岩(中新世～更新世初)	小宮・新城 (1991)
簡易貫入試験機	花崗岩類	逢坂ほか (1992)
簡易貫入試験機 (a handy dymanic cone penetrometer)	花崗岩・片麻岩・片岩・砂岩・頁岩・火山灰	吉永・大貫 (1995)
(株)つくば丸東社製の簡易貫入試験器 (portable penetration test apparatus)	安山岩	飯田・田中(1997)
(株)筑波丸東, 斜面調査用簡易貫入試験器 (a handy dymanic cone penetrometer)	砂岩	平松・尾藤 (2001)
斜面調査用簡易貫入試験器 (a simplified dynamic cone penetrometer)	花崗岩, 片麻岩	松倉ほか(2002) Wakatsuki *et al.* (2002)
筑波丸東製の土研式貫入試験器	花崗岩類	鈴木ほか (2002)

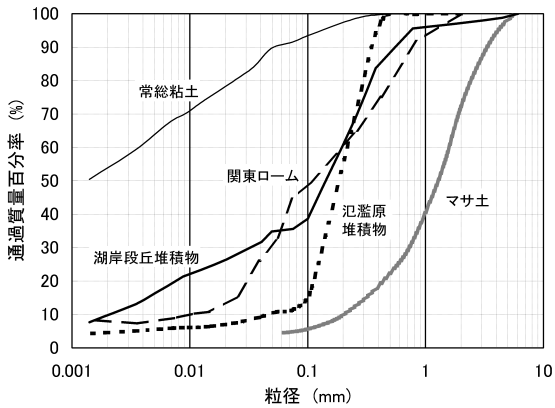


第 1 図　土研式（a）と筑波丸東製（b）の簡易貫入試験機（単位は mm）

II　地盤構成物質の粒度組成

調査対象とした地盤構成物質は以下の 5 つである：(1) 南阿武隈山地南部多賀山地の角閃石黒雲母花崗岩からなる勾配約 40 ° の斜面上のマサ土 (Matsukura and Tanaka, 1983 の Slope 2)，(2) 茨城県つくば市北条の桜川の氾濫原堆積物，(3) 茨城県麻生町の霞ヶ浦の湖岸段丘堆積物（豊田，2003 の湖岸段丘 I)，(4) 筑波大学陸域環境研究センター内の関東ローム（立川・武蔵野ロームに相当)，(5) 同センター内の常総粘土.

氾濫原堆積物と関東ロームについては粒度分析を行った．シルト以下の細粒分は沈降法によって，砂以上の粗粒分は篩分け法により求めた（JIS A 1204）．また，マサ土の粒度については Matsukura and Tanaka（1983）を参照した．同様に湖岸段丘堆積物は豊田（2003），常総粘土は前門ほか（1979）の粒度分析結果を引用した. 試料は貫入試験地点において，マサ土は深さ 40-50 cm，氾濫原堆積物は深さ 80-100 cm，湖岸段丘堆積物は深さ 10-20 cm，関東ロームは深さ 100 cm で採取されたものである. 常総粘土試料は，貫入試験地点から 12 ～ 13 km 離れた茨城県谷田部町の切取り面で採取している. 肉眼観察では, いずれの地盤構成物質も貫入試験位置や地盤の深さによる粒径の違いはなかった.



第 2 図　地盤構成物質の粒度組成

粒度分析結果を第 2 図に示した．50%粒径は，粒径の大きな順にマサ土（1.27 mm），氾濫原堆積物（0.18 mm），湖岸段丘堆積物（0.15 mm），関東ローム（0.11 mm），常総粘土（0.0013 mm）となった．

III　土研式と筑波丸東製を用いた簡易貫入試験

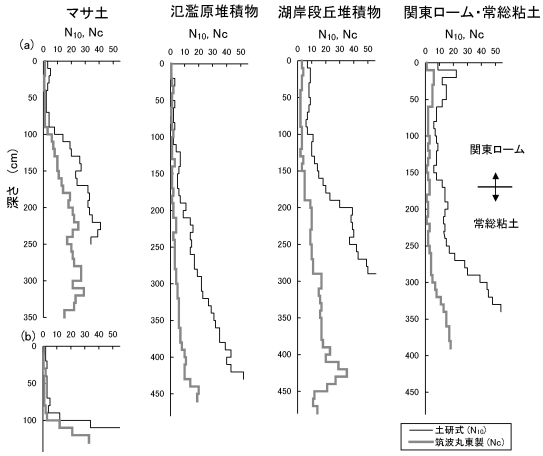
土研式と筑波丸東製を用いた簡易貫入試験はマサ土では計 6 地点，氾濫原堆積物と湖岸段丘堆積物ではそれぞれ 1 地点，関東ロームと常総粘土ではそれぞれ 2 地点でおこない，両試験機の試験位置は互いに 0.3 ～ 1.0 m 離した．貫入試験は N_{10} ＝ 50 と Nc ＝ 30 になるまでおこなった．

簡易貫入試験による Nc および N_{10} プロファイルを第 3 図に示す．ただし，マサ土は 2 地点，関東ロームと常総粘土は 1 地点での結果のみを示している．関東ロームと常総粘土は，同一地盤内にあり第3図では深さ0-170 cmが関東ロームで深さ 170 -340 cm が常総粘土である．N_{10} ＜ 50 の土層深は，マサ土の 6 地点ではそれぞれ 50 cm, 70 cm, 70 cm, 70 cm, 110 cm, ＞ 250 cm となり，氾濫原堆積物の 420 cm，湖岸段丘堆積物の 290 cm，関東ロームの 170 cm，170 cm，常総粘土の 170 cm，140 cm に比べると浅い土層が多かった．氾濫原堆積物，湖岸段丘堆積物，関東ローム，常総粘土は N_{10} 値・Nc 値は土層深とともに徐々に増加している．マサ土では，N_{10} 値・Nc 値が土層深とともに徐々に増加している土層（第 3 図（a），計 4 地点）と，ある土層深で急増する土層（第 3 図（b），計 2 地点）があった．

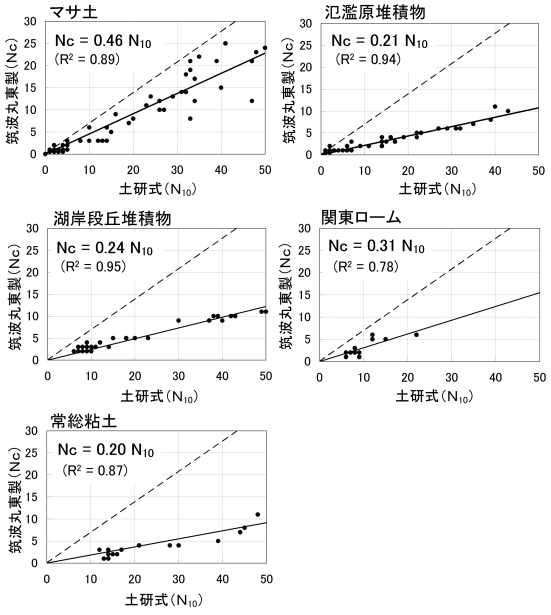
第 4 図に，N_{10} 値と Nc 値の関係を示した．得られたデータをもとに，以下のような回帰直線を描いた．

$$Nc = a\,N_{10} \qquad (1)$$

a は係数．また，図中には先端コーンの断面積から求めた理論式 $Nc = 0.69\,N_{10}$ の直線を破線で示した．a は，値の大きい順にマサ土（0.46），関東ローム（0.31），湖岸段丘堆積物（0.24），氾濫原堆積物（0.21），常総粘土（0.18）となったが，いずれも理論値 a ＝ 0.69 より小さな値であった．



第 3 図　土研式と筑波丸東製の貫入試験プロファイル

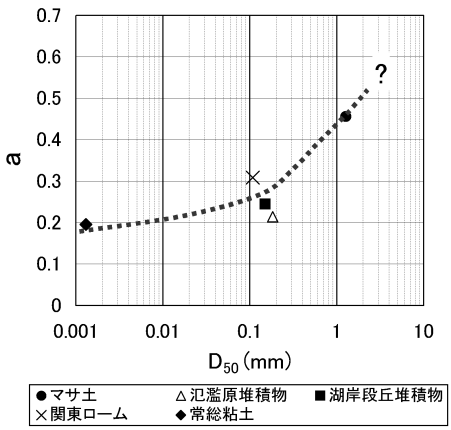


第 4 図　土研式と筑波丸東製の貫入試験値の関係
（実線は回帰直線，破線は理論式 $Nc=0.69N_{10}$）

IV　考察

地盤の粒度組成は，地盤のせん断抵抗力などの力学的性質に大きく影響している（例えば，Statham, 1977）．吉永・大貫（1995）は，数種類の地質（花崗岩・片麻岩・片岩・砂岩・頁岩・火山灰）を対象として筑波丸東製の貫入試験をおこなっている．それによると，地盤構成物質の密度が同じならば，粒径の大きい砂質地盤では Nc 値が小さくなり，粒径の小さいシルト・粘土質地盤では Nc 値が大きくなることを明らかにしており，その原因として，粒径の小さいシルト・粘土質地盤では粘着力が大きいために，貫入時のコーンの先端におけるせん断抵抗力が大きくなる可能性を指摘している．したがって，地盤の粒度組成の違いは，地盤の力学的性質の差異をあらわす指標になると考えることができるであろう．

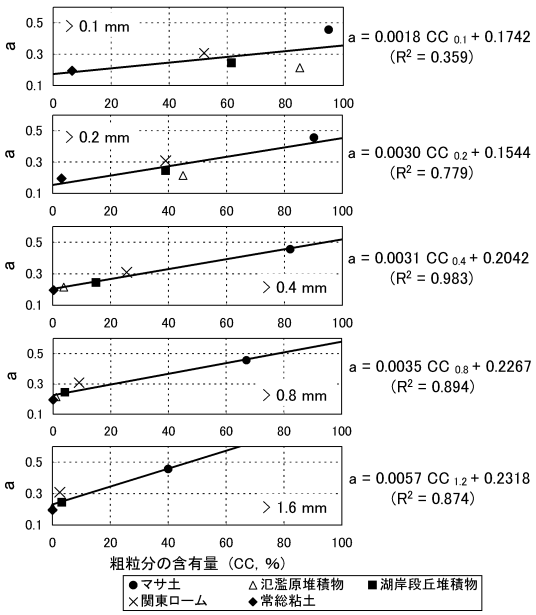
そこで，地盤構成物質の 50%粒径と (1) 式の a との関係を第 5 図に示した．この図によると，50%粒径が大きくなると a の値も増加する傾向がある．ただし，50%粒径が 0.1-0.2 mm の範囲にある関東ローム，湖岸段丘堆積物，洪水段丘堆積物の a は 0.21 から 0.31 の範囲にあり，やや大きなばらつきがある．一方，平均粒径の指標値である (φ16 ＋ φ84)/2 や (φ25 ＋ φ75)/2 と a の間には明瞭な関係は見られなかった．



第 5 図　50%粒径と a の関係

第 6 図は，粗粒分の含有量（content for coarse grains, CC）と a との関係を示した．このとき，粗粒分と細粒分の境界の設定が問題となるので，図中では境界として 0.1 mm，0.2 mm，0.4 mm，0.8 mm，1.6 mm の 5 種類の値を与え，それぞれの場合について直線回帰した．粗粒分の含有量が 100 % となる場合の a の値は，粗粒分と細粒分の境界が 0.1 mm のとき 0.35，0.2 mm のとき 0.45，0.4 mm のとき 0.51，0.8 mm のとき 0.58，1.6 mm のとき 0.80 となった．粗粒分の含有量（CC）が 100%になると，a は上述の理論値である 0.69 に近づくと考えられる．理論値 よりも＞ 1.6 mm の値は大きいので，粗粒分と細粒分の境界を 1.6 mm とすることはできないであろう．また，＞ 0.1 mm と＞ 0.4 mm の値は理論値よりもかなり小さい．したがって，粗粒分と細粒分の境界を 0.4-0.8 mm くらいに設定するのが適当であろう．本調査では，0.4 mm 以上を粗粒分とした場合に r^2 ＝ 0.982 と最も決定係数が高くなった（第 6 図）．そのとき，a は以下の式で示される．

$$a = 0.0031\ CC_{0.4} + 0.2042 \qquad (2)$$



第 6 図　粗粒分の含有量（CC）と a の関係

ここで，$CC_{0.4}$ は 0.4 mm 以上の土粒子の含有量 (%) である．

以上より，0.4 mm 以下の細粒分の割合が増えるほど，吉永・大貫（1995）が示唆したような地盤のせん断抵抗力などの力学的強度が大きくなり，筑波丸東製に対して土研式の貫入試験機が地盤に貫入しにくくなっているのであろう．

V おわりに

粒度組成の異なる 5 種類の地盤において，土研式簡易貫入試験機（先端コーンの直径 30 mm）と筑波丸東製簡易貫入試験機（先端コーンの直径 25 mm）による計測値の比較をおこなった．その結果，以下の関係が得られた．

$$a = 0.0031\ CC_{0.4} + 0.2042$$

a は，土研式による計測値（N_{10}）と筑波丸東製による計測値（Nc）の比であり，$Nc = a\ N_{10}$ とあらわすことができる．$CC_{0.4}$ は，0.4 mm 以上の土粒子の含有量（%）である．

謝辞

現地調査および試料収集に協力してくださった筑波大学環境科学研究科の豊田麻衣氏，筑波大学生命環境研究科の小暮哲也氏，および調査地域の選定に際し貴重な助言をしてくださった筑波大学地球科学研究科の斎藤健一氏に深く感謝します．

文献

飯田智之・田中耕平（1997）: 簡易貫入試験からみた土層深と地形の関係．地形，**18**，61-78.

市川岳志・松倉公憲（2001）: 弱固結砂岩からなる斜面における土層構造と表層崩壊．応用地質，**42**，30-37.

逢坂興宏（1996）: 斜面土層構造の測定．恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編：『水文地形学』古今書院，15-23.

逢坂興宏・田村　毅・窪田順平・塚本良則（1992）: 花崗岩斜面の土層構造の発達過程に関する研究．新砂防，**45**(3)，3-12.

逢坂興宏・塚本良則（1987）: 自然斜面の土層の厚さについて．緑化工技術，**12**，31-36.

大久保　駿・上坂利幸（1971）: 簡易貫入試験機による地盤調査．土木技術資料，**13**，31-35.

小川紀一郎（1997）: 山地斜面における表土層の構造特性と水分変動過程に関する研究．北海道大学農学部演習林報告，**51**，87-141.

奥西一夫・飯田智之（1978）: 愛知県小原村周辺の山崩れについて（I）―斜面形，土層構造と山崩れについて―．京大防災研年報，**21B**-1，297-311.

小宮康明・新城俊也（1991）: 島尻層泥岩における風化の進行とその工学的性質に及ぼす影響．土と基礎，**39**(6)，21-27.

鈴木浩一・伊藤栄紀・千木良雅弘（2002）: 風化花崗岩斜面の緩みと斜面内部への降雨の浸透 ― 物理探査と実測データを用いた検討―．応用地質，**43**，270-283.

寺田憲一・広瀬　孝・松倉公憲（1994）: 阿武隈山地における二，三の土の力学的性質と崩壊に対する斜面の不安定性について．筑波大学水理実験センター報告，**19**，19-31.

豊田麻衣（2003）: 霞ヶ浦湖岸平野の形成過程．筑波大学自然学類卒業論文.

平松晋也・尾藤顕哉（2001）: 斜面調査用簡易貫入試験機を用いた崩壊予測モデルへの入力諸元簡易設定手法に関する一考察．新砂防，**54**(4)，12-21.

前門　晃・松倉公憲・木股三善（1979）: ローム切取り面におけるクラックの形成条件と受食性について．地理学評論，**52**，643-649.

松倉公憲・田中幸哉・若月　強（2002）: 韓国ソウル郊外の花崗岩と片麻岩山地における土層構造と表層崩壊形状に与える基盤岩質の影響. 地学雑誌, **111**, 416-425.

望月倫博・松本栄次（1986）: 山地谷頭部の土層中における地中水の挙動. 筑波大学水理実験センター報告, **10**, 81-94.

吉永秀一郎・大貫靖浩（1995）: 簡易貫入試験による土層の物理性の推定. 新砂防, **48**(3), 22-28.

若月　強・飯田智之・松倉公憲（2002）: 愛知県小原村, 粗粒花崗岩山地における簡易貫入試験からみた表層崩壊後 28 年間の土層形成. 筑波大学陸域環境センター報告, **3**, 35-47.

Iida, T. and Okunishi, K. (1983): Development of hillslopes due to landslides. *Zeitschrift fur Geomorphologie, N. F.*, **46**, 67-77.

Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983): Stability analysis for soil slips of two gruss-slopes in Southern Abukuma Mountains. *Transactions Japanese Geomorphological Union*, **4**, 229-239.

Statham, I. (1977): *Earth Surface Sediment Transport*. Clarendon, Oxford, 184p.

Wakatsuki, T., Tanaka, Y. and Matsukura, Y. (2002): The effect of bedrock lithology on soil layer structure, slip depth and slope angle of shallow soil slips on granite and gneiss slopes in Korea. *Transactions Japanese Geomorphological Union*, **23**, 223-236.

（2003 年 6 月 3 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　141 ～ 148　　（2003）

高濃度の二酸化炭素環境下における石灰岩の溶解実験

Laboratory Experiments on Rates of Dissolution of Limestones
in Water Containing High Contents of CO_2

橋本　亜希子[*]・小口　千明[**]・松倉　公憲[***]

Akiko HASHIMOTO [*], Chiaki T. OGUCHI [**] and Yukinori MATSUKURA [***]

Ⅰ　はじめに

石灰岩の溶解プロセスには多様な要因が関わっており，溶解量に与えるそれらの影響を解明するため，野外実験と室内実験の両面から多くの研究が行われてきた．石灰岩の溶解に関する研究の多くは，カルサイトの単一鉱物の粉末試料を用いた実験により溶解速度を求めることを目的としている（Plummer and Wigley, 1976；Svensson and Dreybrodt，1992）．しかし，岩石を固形のまま用いた実験や岩石の表面形態の変化を議論しているものはほとんどない．

本研究では，室温で高濃度の二酸化炭素を付加する実験を行い，その時の石灰岩の溶解量を求めることを目的とした．実験では，4 種の石灰岩類を円盤状に成形したサンプルを，高濃度の二酸化炭素を含む蒸留水中に投入し，溶液を攪拌および交換した．

Ⅱ　実験に用いた岩石サンプル

1．石の採取と成形方法

溶解実験には 4 種の石灰岩類を用いた．採取地点は，栃木県葛生，福島県阿武隈，高知県四国カルスト，沖縄県沖縄島の採石場である（第 1 図）．以下，それぞれの地点で採取して実験用に成形したサンプルをそれぞれ Ku，Ab，Sk，Ry と呼ぶことにする．

（1）葛生（Ku）

足尾山地の南部にある葛生町付近は，小規模ではあるがカルスト地形が存在し，化石が多く産出する（下野地学会編，1984）．栃木県安蘇郡葛生町にある吉澤石灰鉱業株式会社の採石場でサンプルを採取した．ここの地層は下部石灰岩層，中部ドロマイト層，上部ドロマイト層に区分されている．採取したサンプルは中部ドロマイト層のものである．

（2）阿武隈（Ab）

阿武隈山地中央部の仙台平は，大滝根山より 2.5 km西に隔たる標高約870 mのカルスト台地である．この地域の石灰岩は花崗岩の貫入で熱変成を受けているため再結晶している．採取したサンプルは，あぶくま洞付近にある釜山大理石採石場跡の露頭の石灰岩である．

（3）四国カルスト（Sk）

四国カルストと一般に呼ばれている高原の上の石灰岩地域は，中央構造線と仏像構造線にはさまれた地域に位置する．四国カルストは古生代二畳紀の

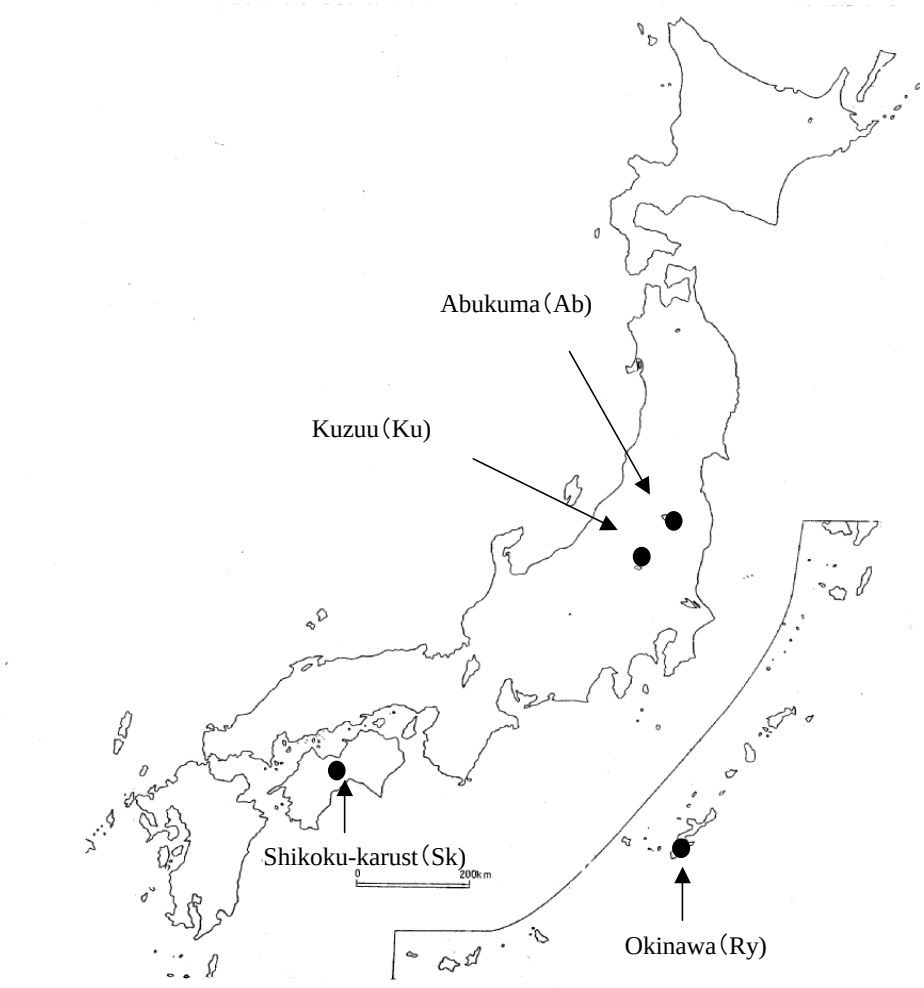
[*]　筑波大学第一学群自然学類学生（現：東京大学大学院）
[**]　日本学術振興会科学技術特別研究員（国際農林水産業研究センター）
[***]　筑波大学地球科学系

石灰岩から構成され, 弱く再結晶している箇所もみられる. 採取地点は高知県高岡郡仁淀村にある日鉄鉱業株式会社鳥形山鉱業所の採石場である.

（4）沖縄（Ry）

第四系の琉球石灰岩は，喜界島以南の琉球列島のほとんどの島々に，標高 200 m 以下，厚さ 30-50 m で広く分布している．琉球石灰岩は間隙が多く，固結度が低いのが特徴であり，古いものから順に那覇石灰岩，読谷石灰岩，牧港石灰岩に分類されている（Flint *et al.*, 1959）．今回実験に使用したサンプルは那覇石灰岩である．なお，採取してきたサンプルは沖縄県糸満市の採石場のものである．

以上 4 種類のサンプルをそれぞれ直径約 3.5 cm, 厚さ約 1 cm の円盤状に整形した．各試料の両表面を #2000 の研磨剤を用いて研磨した後, 110 ℃で 24 時間炉乾燥させ，アセトンで 2 分間超音波洗浄したものを, 実験に用いる「タブレット」試料とした.



第 1 図　石灰岩の採取地点

2．岩石サンプルの物理的，化学的，鉱物学的性質

各サンプルの物理的性質として，カサ密度（ρbulk）と岩石に吸収させた水の重量から有効間隙率（n）を求めた．また，各サンプルの化学組成の定量分析を CaO, MgO, Al_2O_3, FeO, P_2O_5, TiO_2, K_2O, MnO, SiO_2, Na_2O の 10 種について行った．以上の測定結果を第 1 表に示した．

X 線粉末回折法により各サンプルの鉱物組成を調べたところ，葛生はドロマイトが主な鉱物であり，カルサイトも含む．阿武隈，四国カルスト，琉球石灰岩はカルサイトのみを含んでおり，そのほかの鉱物は確認されなかった．

III　溶解実験の方法と計測項目

1．実験方法

窒素 70%，二酸化炭素 30%の混合気体の入ったボンベからビニールチューブを通して，実験装置全体が入る大きさ（65.5 cm × 37 cm × 37.5 cm）のプラスチック容器に気体を注入する実験装置を用意し，その容器中に窒素・二酸化炭素混合気体を注入しつづけることで二酸化炭素濃度をコントロールした（第 2 図）．今回の実験においては，「二酸化炭素濃度 30%」は窒素 70%，二酸化炭素 30%の混合気体でコントロールしたものを指し，窒素の影響は考慮しなかった．

300 ml テフロン製ビーカーに成形した各タブレット 1 個と蒸留水 250 ml を入れた．そして，二酸化炭素濃度 30%の環境下において，全てのビーカーをのせたボード全体が旋回する形で連続的な攪拌を行った．実験期間中の水温は 20 ±2 ℃であった．タブレット投入時を 0 時間とし，1,362 時間後までおおよそ 48 時間おきに溶液を交換した．本研究の予備実験として，閉鎖系で溶液を常時攪拌することにより本実験と同じ石灰岩試料を溶解させたところ，電気伝導度の変化速度およびカルシウムイオン・重炭酸イオンの溶解速度は実験開始から約 50 時間後に低下しはじめた．したがって，閉鎖系実験においても溶液を 50 時間以内に交換すれば岩石‐水反応の初期にみられるような高い電気伝導度変化速度や溶解速度を保つ開放系の実験を模したことになると考えられる．そこで本実験においては溶液交換の時間をおおよそ 48 時間と定めた．なお，交換する溶液には，上述したプラスチックの容器内に蒸留水を 96 時間以上おいて装置内の二酸化炭素濃度と平衡になったものを使用した．

第 1 表　各サンプルの採取地と物理組成及び化学組成

サンプル名	Ku	Ab	Sk	Ry
（採取地）	（葛生）	（阿武隈）	（四国カルスト）	（琉球）
乾燥重量（g）	23.69	21.92	21.29	18.23
湿潤重量（g）	23.70	21.94	21.33	18.36
体積（cm^3）	8.55	8.22	8.22	8.03
カサ密度（g/cm^3）	2.77	2.67	2.59	2.27
有効間隙率（%）	0.36	0.75	1.54	5.72
MgO （wt%）	15.7	0.5	0.2	0.3
Al_2O_3	—	0.0	0.1	0.2
P_2O_5	0.0	0.1	0.0	0.1
K_2O	0.2	0.2	0.1	0.2
CaO	37.5	55.5	56.0	55.6
TiO_2	—	0.1	0.0	—
MnO	—	0.2	—	—
FeO + Fe_2O_3	0.0	0.0	—	0.1

Ku は CO_2 が 46.5 wt%、その他の石灰岩は CO_2 が 43.58 wt%含まれているので、それを差し引いた残りを各元素に配分して百分率とした。

第 2 図　二酸化炭素 30 %で充填された実験装置の写真

2．計測項目と計測方法

（1）電気伝導度

溶液中への溶解量の指標として電気伝導度（μS/cm）を測定した．実験開始から終了までおおよそ 48 時間毎に行った溶液交換時に，タブレットを溶解させる前の溶液の電気伝導度を測定し，次の溶液交換時におおよそ48時間タブレットを溶解させた溶液の電気伝導度を測定して，その差を測定毎の正味の上昇値とした．また，実験中における二酸化炭素の溶解による電気伝導度の上昇をみるため，タブレットを入れない蒸留水のみのビーカーも用意し，同様に攪拌を行った．

（2）化学成分

水溶液に溶出したものの化学成分を調べるため，実験開始より 407.5 時間から 461 時間まで，885 時間から 933 時間まで，1319.5 時間から 1362 時間までに相当する 3 回分の溶液を採取し，Ca^{2+}, Mg^{2+}, Si^{4+}，Na^{+} の陽イオン 4 種，および HCO_3^{-} の分析を行った．陽イオンの分析には，筑波大学分析センターの日本ジャーレル・アッシュ株式会社製高周波アルゴンプラズマ発光分光分析装置（ICAP-757）を用いた．重炭酸イオンについては，MR-BCG 混合指示薬を用いて硫酸滴定法により定量した．重炭酸イオン濃度（X）は滴定に使用した 0.01 mol/l の硫酸の量（a）と溶液量（V_W）から

$$X\,(\text{mg当量/l}) = a \times 1/100 \times 1000/V_W\,(\text{ml}) \qquad (1)$$

で求めることができる．また，陽イオンとの単位をそろえるために，重炭酸イオンの分子量を 61.017 として，C(ppm) ＝ X・61.017 の式に当てはめて計算した．

（3）タブレットの重量変化

石灰岩はほかの岩石に比べて溶解しやすく，高濃度な二酸化炭素環境下ではさらに溶解しやすいという特徴がある．そのため本実験においては，実験前後のタブレットの重量変化が顕著に見られることが予想された．そこで，石灰岩の溶解量を示す指標として電気伝導度，水質分析のほかに，タブレットの実験前後の重量変化も溶解量の指標の一つとして計測した．実験前に行う超音波洗浄，炉乾燥後にタブレットの重量を測定し，実験終了後，溶液から取り出したタブレットを実験前と同様に超音波洗浄をした後 110 ℃で 24 時間炉乾燥させ，重量を測定した．

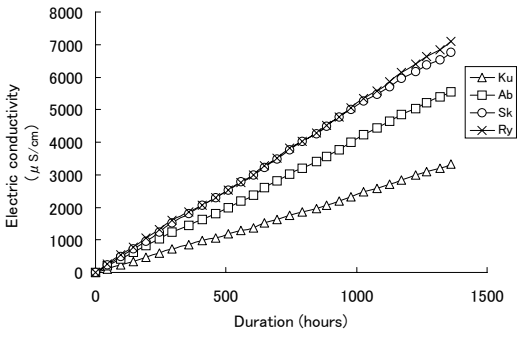
IV　実験結果

（1）電気伝導度

測定毎に出た 6～8 μS/cm のブランク値を差し引いた電気伝導度の積算値の経時変化を第3図に示した．実験終了時の積算値は小さいものから，Ku：3,250 μS/cm，Ab：5,560 μS/cm，Sk：6,480 μS/cm，Ry：6,840 μS/cm，となった．すなわち Sk と Ry においては，電気伝導度測定値の積算値が高く，Ab が次いで高く，ドロマイトである Ku は他の 3 つのサンプルより小さい値となり，溶解速度は各サンプルによって異なるものの，個々のサンプルにおいては時間的にほぼ一定であった．4 サンプルの中では Ku の溶解速度がもっとも小さかった．

（2）化学成分

水質分析を行った結果を第 2 表に示す．陽イオンについては，全サンプルにおいてカルシウムイオンの濃度が高く，3 回の測定値の平均を比較すると濃度の高い方から Sk：(61.0 ppm)，Ry：(56.9 ppm)，



第 3 図　電気伝導度の積算値と経過時間との関係

Ab：(43.0 ppm)，Ku：(14.8 ppm) の順となった．Ku はマグネシウムイオン濃度が 6.13 ppm と高く，ほかの 3 サンプルは 1.02 ppm (Ab) と小さかった．シリカやナトリウムイオンの濃度についてはいずれの試料も値がきわめて小さかった．重炭酸イオン濃度の平均値は高い方から Ry：(179 ppm)，Sk：(156 ppm)，Ab：(126 ppm)，Ku：(80.9 ppm) であった．

(3) タブレットの重量変化

実験前と実験開始より 933 時間および 1,362 時間後（実験終了時）のタブレットのそれぞれの重量を第 3 表に示す．また，933 時間および 1,362 時間後の重量変化率（C）は，次式によって求めた．

$$C = (W_0 - W_t)/W_0 \qquad (2)$$

ここで W_0 は実験前の乾燥重量で W_t には 933 時間後と，実験終了時である 1,362 時間後の乾燥重量をそれぞれ代入した．全てのサンプルにおいて重量の減少が見られたが，Ry と Sk において特に変化率が大きかった．逆に最小のものは Ku であった．全てのサンプルにおいて実験前にはタブレット表面には光沢が見られたが，実験終了時はざらついていた．なお，肉眼視できるような凹凸は見られなかったが，タブレットの縁が若干丸くなっていた．

第 2 表　水溶液の各種イオン濃度と電気伝導度

	Duration (hours)	EC (μS/cm)	Ca^{2+} (ppm)	Mg^{2+} (ppm)	Si^{4+} (ppm)	Na^{+} (ppm)	HCO_3^{-} (ppm)
Ku-1	53.5 (407.5- 461)	96.59	14.7	5.93	0.025	0.116	72.0
Ku-2	48.0 (885-933)	128.39	15.7	6.41	0.0112	0.204	91.5
Ku-3	42.5(1319.5-1362)	118.84	13.9	6.05	0.0098	0.120	79.3
mean	48.0	114.61	14.8	6.13	0.0153	0.147	80.9
Ab-1	53.5 (407.5-461)	182.35	41.6	1.11	0.0603	1.06	124
Ab-2	48.0 (885-933)	196.99	41.2	0.958	0.0356	1.17	123
Ab-3	42.5(1319.5-1362)	176.46	46.3	1.00	0.0276	1.34	130
mean	48.0	185.27	43.0	1.02	0.0412	1.19	126
Sk-1	53.5 (407.5-461)	226.51	58.6	0.327	0.0341	0.081	177
Sk-2	48.0 (885-933)	286.89	65.9	0.321	0.338	0.173	159
Sk-3	42.5(1319.5-1362)	226.96	58.5	0.312	0.0149	0.085	133
mean	48.0	246.79	61.0	0.320	0.129	0.113	156
Ry-1	53.5 (407.5-461)	240.11	53.7	0.390	0.0653	0.300	162
Ry-2	48.0 (885-933)	249.19	54.9	0.407	0.0435	0.321	189
Ry-3	42.5(1319.5-1362)	245.63	62.1	0.432	0.0529	0.433	187
mean	48.0	244.98	56.9	0.409	0.0539	0.351	179

なお，それぞれのサンプルにおいて，1，2，3 は実験開始から 407.5-461 時間，885-933 時間，1319.5-1362 時間後をあらわし，正味の経過時間はそれぞれ 53.5，48，42.5 時間である．

第 3 表　実験開始前と開始後 933 時間後および 1362 時間後のタブレット重量とその変化率

		933 時間後		1362 時間後	
	実験前乾燥重量 (g)	乾燥重量 (g)	変化率 (%)	乾燥重量 (g)	変化率 (%)
Ku	23.89	23.69	(0.84)	23.54	(1.42)
Ab	22.29	21.92	(1.66)	21.66	(2.83)
Sk	21.76	21.29	(2.16)	21.13	(3.22)
Ry	18.70	18.23	(2.51)	17.94	(4.06)

V　考察

1．電気伝導度とカルシウムイオン濃度，重炭酸イオン濃度との関係

IVの（1）で電気伝導度の積算値と経過時間との関係を第 3 図に示したが，電気伝導度の増加率が Ry や Sk で高く，Ku で低くなっていることがわかる．このグラフが原点を通り，単調増加をすることから 4 つのサンプルにおいて電気伝導度と時間との関係を

$$EC = \alpha \cdot t \qquad (3)$$

という式で表すことができる．ここで EC は電気伝導度，α（μS/cm/t）は電気伝導度の増加率を表す係数で t は経過時間である．α は Ry で 5.18 と高く，Sk で 5.10，Ab で 4.09，Ku で 2.42 と低かった．

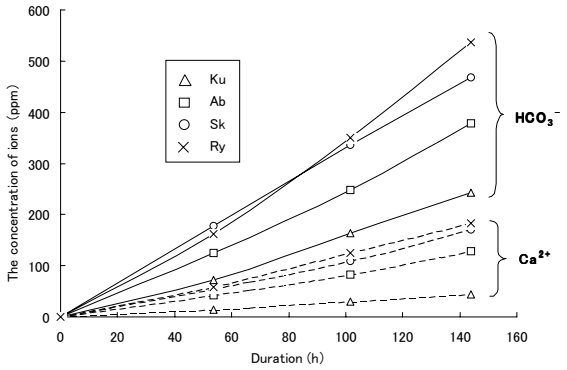
同様にしてカルシウムイオン濃度，重炭酸イオン濃度についても 3 回の分析結果をもとに 1 回目から 3 回目までのそれぞれ正味の経過時間（およそ 48 時間づつ）の和を横軸に，測定毎の濃度を積算したものを縦軸にして経時変化を示すグラフを作成した（第 4 図）．これは

$$[Ca^{2+}] = \beta \cdot t \qquad (4)$$

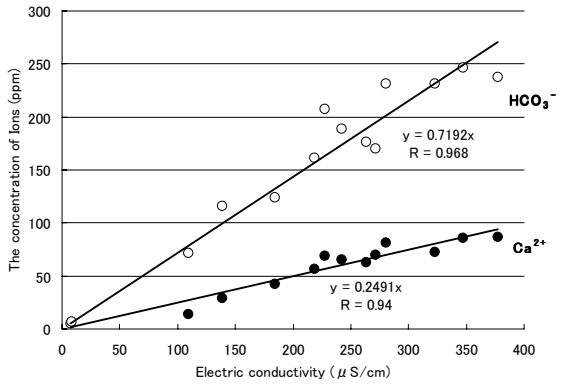
$$[HCO_3^-] = \gamma \cdot t \qquad (5)$$

という式で表すことができる．しかし，実測値が各試料で 3 点づつしかないので（4），（5）式を用いて係数 β，γ を求めるには信頼性に欠ける．従って，本実験で最も回数多く測定した電気伝導度のデータを用いて以下に示すように β および γ 値を導いた．

実験期間中にイオン濃度を 3 回測定したが，その時に測定した電気伝導度およびカルシウムイオン，重炭酸イオン濃度（第 2 表）をプロットした図を作成した（第 5 図）．この図によると，イオン濃度と電気伝導度には岩石の種類によらず相関がみられ，電気伝導度とカルシウムイオン濃度，および重炭酸イオン濃度の関係はそれぞれの近似式を用いて



第 4 図　測定値の積算によるカルシウムイオン，重炭酸イオン濃度の時間変化



第 5 図　電気伝導度とカルシウムイオン，重炭酸イオン濃度との関係

$$[Ca^{2+}] = K \cdot EC \qquad (6)$$

$$[HCO_3^-] = L \cdot EC \qquad (7)$$

と表すことができ，K ＝ 0.2491（ppm/μS/cm），L=0.7192（ppm/μS/cm）となった．K，L は電気伝導度に対するイオン濃度の増加率を表す係数である．またカルシウムイオンについては（3），（4），（6）式，重炭酸イオンについては（3），（5），（7）式をそれぞれ組み合わせることで次式を得た．

$$\beta = \alpha \cdot K \qquad (8)$$

$$\gamma = \alpha \cdot L \qquad (9)$$

α と K の値は既知であるので（8），（9）式を用いることによってそれぞれの試料における β（μS/cm/t），γ（μS/cm/t）は以下のように計算される：β_{Ku} = 0.6040，β_{Ab} = 1.02，β_{Sk} = 1.27，β_{Ry} = 1.29，γ_{Ku} = 1.74，γ_{Ab} = 2.94，γ_{Sk} = 3.67，γ_{Ry} = 3.73．ここで，（3）式と（6），（7）式より，二酸化炭素濃度 30%の開放系の環境下におけるカルシウムイオンおよび重炭酸イオン濃度の時間変化を表す式として次式が得られる．

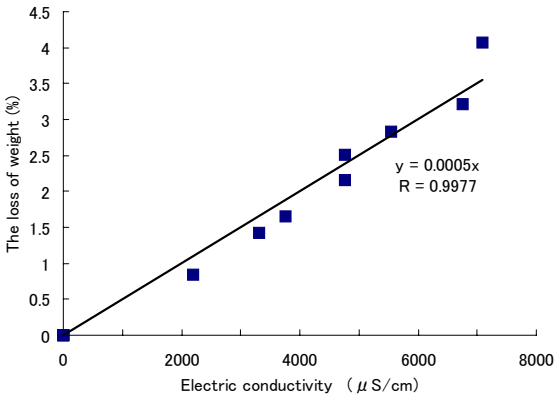
$$[Ca^{2+}] = K \cdot \alpha \cdot t \qquad (10)$$

$$[HCO_3^-] = L \cdot \alpha \cdot t \qquad (11)$$

以上により，電気伝導度と時間および電気伝導度に対するイオン濃度の増加率からイオン濃度と時間との関係を表すことも可能となった．

2．電気伝導度と重量変化率との関係

本実験ではイオン濃度のほかに重量変化率も溶解量の指標とした．重量変化率は実験前，実験開始から 933 時間後，実験終了時（1,362 時間後）の 3 回測定し，それぞれの重量変化率と測定時までの電気伝導度の積算値との関係を第 6 図に示した．この図によると，サンプルによらず重量変化率と電気伝導度との間に相関がみられ，電気伝導度と重量変化率との関係は近似式を用いて



第 6 図　電気伝導度と重量変化率との関係

$$W_{loss}（\%） = N \cdot EC \qquad (12)$$

と表すことができ N = 0.0005（μS/cm/%）となった．

3．サンプル間による溶解量の差について

サンプル間の溶解量の差については，本実験の 4 サンプルの中では，Ry がもっとも溶解速度が大きく，イオン濃度も高く，重量変化率も高かったのに対し，第 1 表の化学的性質に見られるようにマグネシウムを多く含んでいる Ku では，他の 3 サンプルのいずれと比べても溶解速度も遅く，イオン濃度も低く，重量変化率も低かった．これは，岩石中に含まれているマグネシウムが溶解に関して何らかの影響を与えていると考えられる．他の 3 サンプルについては，カサ密度などの違いはあるものの，岩石物性と溶解量との間にはっきりとした関係は見られなかった．サンプル間の違いを見出すためにはサンプルを増やした上でのさらなる長期間の計測と，今回測定したもの以外のたとえば表面積などの物理的諸性質を調べる必要があるだろう．また今回の実験は，天然において見られる

開放系における溶解現象を模したもので，その結果（3）式を得ることができた．これより電気伝導度は時間に比例して大きくなることがわかる．

VI　結論

本研究では，高濃度の二酸化炭素環境下において 4 種類の石灰岩類を溶解させた．本研究で得られた結論は以下のようになる．

1. 石灰岩中のマグネシウム含有量は，溶解に大きな影響を与える．すなわちマグネシウム含有量が多い方が溶解がすすみにくい．
2. 溶解量の指標とした電気伝導度は、溶液中のカルシウムイオンおよび重炭酸イオン濃度や，重量変化率と相関があり , 電気伝導度を指標として他の指標も計算によって求めることが可能である．

謝辞

独立行政法人国際農林水産業研究センターの八田珠郎主任研究官，根本清子さんには機器の使用許可および多くの助言をしていただきました．筑波大学分析センターの池田　智さんには陽イオンの分析機器の使用に際しご協力と助言をいただきました．筑波大学生命環境科学研究科の諸橋聡美さんには，陰イオン分析においてお手伝いいただきました．これらの方々に深く感謝します．

文献

下野地学会編（1984）: 日曜の地学 9『栃木県の地質をめぐって』築地書館，201p.

Flint, D. E., Saplis, R. A. and Corwin, G. (1959): *Military geology of Okinawa-jima, Ryukyu-retto, Volume V. Geology.* Intelligence Division, Office of the Engineer Headquarters United States Army pacific with personnel of the United States Geological Survey, 88p.

Plummer, L. N. and Wigley, T. M. L. (1976): The dissolution of calcite in CO_2-saturated solution at 25 ℃ and 1 atmosphere total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**. 191-202.

Svensson, U. and Dreybrodt, W. (1992): Dissolution kinetics of natural calcite minerals in CO_2-water systems approaching calcite equilibrium. *Chemical Geology*, **100**, 129-145.

（2003 年 6 月 3 日受付，2003 年 7 月 7 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　149 ～ 155　　（2003）

塩化ナトリウムによる大谷石の塩類風化実験

The Effects of Environmental Conditions on Salt Weathering : A Laboratory Experiment

木村　知子*・松倉　公憲**

Tomoko KIMURA* and Yukinori MATSUKURA**

I　はじめに

塩類風化は地球上のあらゆる気候環境下で生じうるが，特に乾燥地域や海岸地域等でしばしば観察され，このような地域での地形形成において大きな役割を果たしている．さらに近年では建築物や石造文化財などが塩類風化によって破壊されつつあるという報告もあり（たとえば，Kuchitsu *et al.*, 1999），塩類風化のメカニズムの追究は地形学的興味だけでなく，これらの保存・修復という観点からも重要である．近年，野外調査あるいは室内実験によって，多くの塩類風化による知見が積み重ねられてきた（たとえば Matsukura and Matsuoka 1996；McBride and Picard 2000）．

塩類風化（salt weathering）が岩石を破壊する主なメカニズム（破壊に寄与する応力）としては以下のようなものが考えられている（たとえば Goudie and Viles, 1997, pp. 123-160）：(1) 塩類の熱膨張によって生じる応力，(2) 塩の水和作用によって生じる応力，(3) 溶液が蒸発する際，塩の結晶が成長することによって生じる応力．しかし塩類風化そのもののメカニズムやそれによって生ずるといわれている地形に関してはいまだに不明な点が多い．

本研究では，大谷石と塩化ナトリウムを用いた室内風化実験を行った．研究の主目的は，風化環境条件を種々に変化させた塩類風化を行い，風化環境条件がどのような風化形態の差異を生じさせるのかを明らかにすることである．

II　実験方法

実験では，塩類風化において溶液飽和度（塩濃度）と風の有無が，風化形態や侵食量にもたらす影響を明らかにする．具体的には，塩溶液の中に岩石柱を立て，その岩石柱が塩溶液を吸い上げて外気に露出したり風に曝されたりすることで乾燥し塩を析出させるという実験を行った．

1．実験に使用した岩石

実験では，間隙率が大きく強度の比較的小さな（すなわち，比較的塩類風化しやすい）凝灰岩である大谷石を縦横 5 × 5 cm，高さ 15 cm に整形して使用した．大谷石は栃木県宇都宮市大谷町で採掘される凝灰岩で，海水中に堆積したデイサイトまたは流紋岩質の軽石塊と同質の火山灰からなり，粗い堆積層理を示す．また軽石塊はしばしば変質して，暗緑～暗褐色の Fe に富むモンモリロナイトの塊となり，「みそ」と呼ばれている．この岩石の

*　筑波大学自然学類（現：増進会出版社）
**　筑波大学地球科学系

物性は，乾燥単位体積重量が 1.5 gf/cm^3，間隙率が 22.4%，一軸圧縮強度が 161 kgf/cm^2 である（山田・松倉，2001）．

2．実験条件

（1）塩溶液

濃度の異なる 2 種類の NaCl 溶液を用意した．一つは蒸留水 100 cm^3 に NaCl を 35.8 g 溶解させた飽和度 100%のものであり，もう一つは蒸留水 100 cm^3 に NaCl を 14.3 g 溶解させた飽和度 40%のものである．以下，特に断りがない限り，「100%」とは飽和度が 100%の NaCl 溶液を指し，「40%」とは飽和度が 40%のものを指す．また，塩類風化以外の風化作用が生じる可能性を考慮し，条件によっては蒸留水による実験もあわせて行った．

（2）風の有無と塩の除去

サンプルによっては岩石表面に風を当てて実験を行った．具体的には，岩石の前に扇風機を設置し，扇風機の正面にロート状の厚紙を設置することにより，風がサンプル岩石の中心部に集中するようにした．この場合の風速はおよそ 4.5 〜 5.0 m/s であった．

表面に析出した塩を除去するために，1 日 1 回サンプルの表面を洗った．ここでいう「洗う」とは，霧吹きを用いて岩石の表面全体に蒸留水を噴霧し，塩を流す（溶解させる）ことを指す．表面を洗うことによって，岩石表面を蒸留水が流下し，その表面流によって塩の結晶が溶かされると同時に，風化物質が除去される．結果として，サンプルの下部から次第に表面が削られていく．

3．各サンプルの識別コード

上記の 2 で述べた条件を組み合わせて 7 つの実験条件を設定し，実験を行った．与えた条件毎に，①風をあてる（F）か風をあてない（N）か，②溶液飽和度が 100%（100）か 40%（40）か，あるいは蒸留水（J）か，③岩石試料に穴が開いているかどうか（H）によってそれぞれの岩石に識別コードをつけた．その結果，各サンプルは条件ごとに，第 1 表に示されるような識別コードで表わされた．以下，各サンプルはこの識別コードを用いて呼ぶことにする．

4．実験手順

実験は以下のような手順で行った．

（1）密閉した高さ 5 cm のタッパーウェアのふた中央部に穴をあけて各サンプルを差し込み，隙間をシリコンで埋めた．

（2）タッパーウェアのふたの一部にあけた穴から溶液を注ぎ，溶液高がタッパの底から 4 cm になるようにした．

（3）温度 20 ℃の室内で，風を当てるものは扇風機の前に，当てないものは同室内の別の場所にそれぞれ置いた．

（4）溶液は岩石中に吸水されるので，容器中の溶液は徐々に減少する．そこで，約 24 時間ごとに溶液の高さが実験開始前と同じく底から 4 cm となるようにタッパのふたの一部に開けた直径 6 mm の穴から溶液を補充し，その補充量（岩石を通じて溶液が蒸発した量）を記録した．なお，穴は補充時以外にはテープでふさいである．

（5）その後，岩石の 4 側面（表面，右側面，背面，左側面）に対し，それぞれ霧吹きで 50 回づつ蒸留水を噴霧して岩石表面を洗った．

（6）以上（4）と（5）を 1 サイクルとし，全部で 33 サイクルの実験を行った．

第 1 表　各サンプルの識別コードと与えた条件

条件		識別コード
溶液飽和度（%）	風の有無	
100	Fan	F100
	Non-fan	F100（H）
40	Fan	F40
	Non-fan	F40（H）
蒸留水	Fan	FJ

さらに，不定期に岩石表面の含水比と縦断形状をそれぞれ測定した．縦断形の計測には直径が 0.8 mm の針を櫛形に並べたポイントゲージ型凹凸計を用いた．また岩石表面の含水比は，JT 社製の JE100 赤外線吸光度計によって測定した．計測値としては吸光度が得られるが，吸光度の含水比への換算においては，山田（2000）の以下のような換算式を用いた．

$$w = 24.6\,X$$

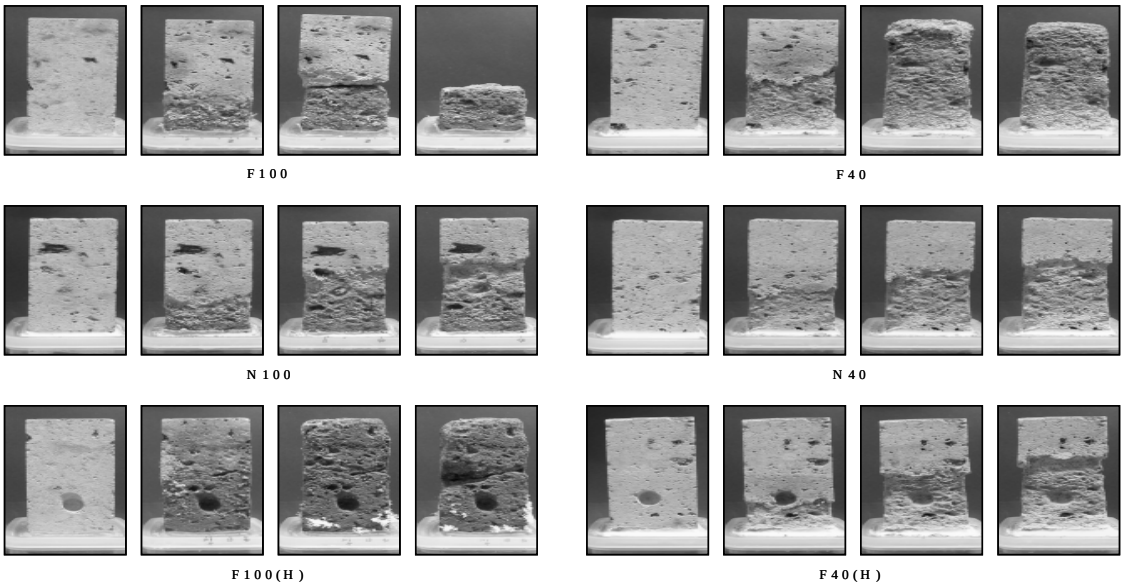
ここで，w は含水比，X は吸光度を表わす．含水比は 6.5 cm から 13.5 cm の高さまで 1 cm ごとに岩石中央部で測定した．

III　実験結果

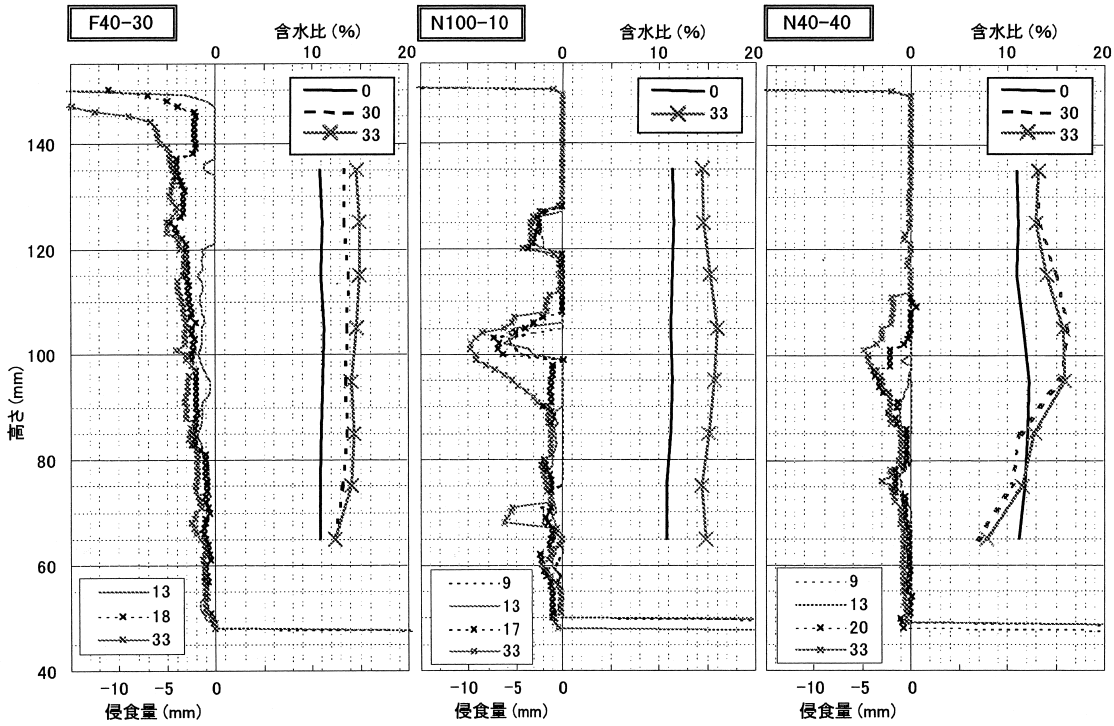
1．表面流による塩の溶解と表面の変化

実験の経過に伴う表面の変化を第 1 図に示す．F40 と F100（H）のみ，サンプル頂部まで風化が及んでいた．これら二つのサンプルと同条件である F40（H）および F100 は風化が頂部まで及ばなかった．また，F40 および F100（H）以外の 100%のサンプル（F100, N100）においては，実験終了時には風化している部分の最も高いところで浅いひび割れが観察された．

いくつかのサンプルで計測した断面形と含水比の結果を第 2 図に示す（F40 ではサンプルの左端から 30 mm のところの断面をとり，図ではそれを F40-30 と表してある．同様に第 2 図には，N100-10 と N40-40 のサンプルの結果を示しているが，それらはおのおの左端から 10 mm, 40 mm の測線の断面である）．侵食が及んだ範囲において，侵食深は実験終了時でおよそ 1 ～ 2 mm 程度, 深いところでは 5 mm 程度に及ぶところもあった．ただし，稜部分（試料のエッジに相当）で風化の影響が 2 面あるいは 3 面から及ぶようなところでは，10 mm 以上の侵食深を持つところもある．表面の侵食量は，サンプルの下方（高さ 80 mm まで）では比較的少なく，高さが上がるほど増大してより深く侵食される傾向がある．また，F40 と F100（H）は，およそ 10 日経過した頃から急激に侵食量が減少し，20 日ほど経過した頃にはほぼ表面の風化は生じなくなった．



第 1 図　実験の経過に伴う表面の変化
左から順に実験前，10 サイクル後，20 サイクル後，30 サイクル後の様子



第 2 図　サンプル表面の断面形と含水比
各凡例の数字は測定時のサイクル数：左側が断面形，右側が含水比.

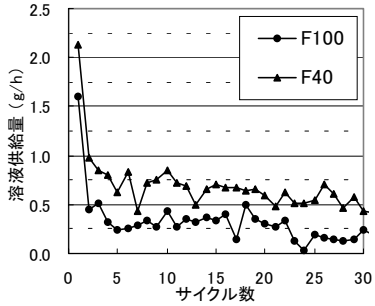
含水比は岩石のごく表面の値を計測したものであるため，塩が析出しているところでは極端にその値が低いが，全体的には徐々に上昇していく傾向がみられる．また含水比が上昇するにつれて断面形の変化量，すなわち風化侵食量が少なくなる傾向が見られた．このような現象は，F100（H）および F40 の全体，および各サンプルの下部において顕著に見られた.

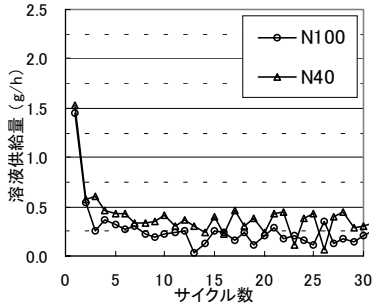
2．溶液補充量

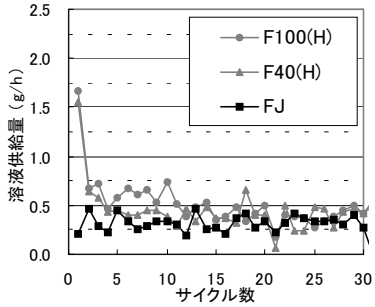
各サイクルでサンプルに供給した溶液の補充量を第 3 図に示す．補充量はそのまま，1 サイクル中に1時間当たりに岩石を通じて蒸発した溶液の量として計算されたものである. 風を当てたもののほうが当てなかったものに比べ若干蒸発量が多くなる傾向が見られる．また，F100 と F40，N100 と N40 をそれぞれ比較してみると, 風のあるなしの条件が同じであれば, 飽和度の低いほうが高い方に比べて蒸発量が多くなるという傾向が見られた.

3．塩の供給量

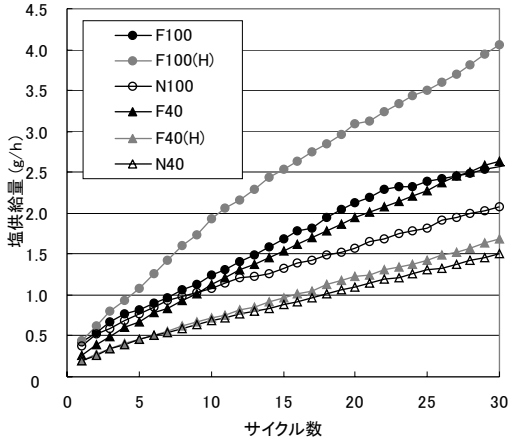
溶液の蒸発量（供給量）に塩の濃度を乗ずれば, 1 時間当たりの塩の供給量となる. このようにして求めた各サンプルに対する塩の積算供給量を第 4 図に示す．F40 は 40%でありながら塩の供給量が特に多く，F100 とほぼ同程度の値を示している．F40 と穴の有無以外は同条件である F40（H）と比べても，その値は 2 倍近くになっている．また，F100（H）も 100%の中では特に供給量が多く，これも穴の有無以外は同条件である F100 の 2 倍近い値を示す.







第 3 図　時間あたり溶液補充量



第 4 図　各サンプルにおける塩の積算供給量

IV　考察

1．塩が析出する部位と含水比・侵食量との関係

今回の実験では，表面に析出した塩を 1 サイクルごとに洗っているため，表面付近での結晶はある程度の大きさまでしか成長できない．結晶が大きくなれないため，剥落は岩石の表面から少しずつ起こる．いずれのサンプルについても，タッパのふた直上部ではあまり風化が進まず，それより上部において風化量（剥落）が多かった．特に F40 と F100（H）に関しては，溶液が岩石頂部にまで及びしかも表面全体に風化が及んでいたものの，風化がそのまま進行せず，ある程度の時間が経過すると岩石全体の風化が生じなくなる傾向が見られた．この時，風化が生じない部分（各サンプルのタッパふた直上部および F40，F100（H）全体）では岩石表面が常に湿ったように濃緑色を示し，含水比も次第に高くなっていく．このように含水比がある程度高まり，岩石表面付近の間隙がほぼ溶液で満たされたような状況になると塩は岩石内部では析出できず，岩石の外へ向かって析出していくことが考えられる．塩溶液を用いたサンプルのすべてにおいて実験開始直後の溶液補充量が極端に多く，逆に蒸留水では実験開始直後もそれ以降も補充量に差が見られない．このことは塩が溶けていることによって溶液の毛管上昇力が高まり，はじめは一気に溶液を吸い上げるものの岩石表面からの蒸発が間に合わず，いくらかは岩石内部に貯留されるために岩石内部が溶液によって飽和していくことを示しているものと思われる．

溶液の上昇高については，実験条件がまったく同じものでも上昇高に大きく差が見られる（たとえば, F100 と F100（H）, あるいは F40 と F40（H））．したがって，溶液の浸透率や上がり方は外部条件よりもむしろ，間隙形分布や透水性などの岩石の個体差がもたらす物性の差異によって支配されている可能性が高い．

2．溶液飽和度の違いが塩類風化にもたらす影響

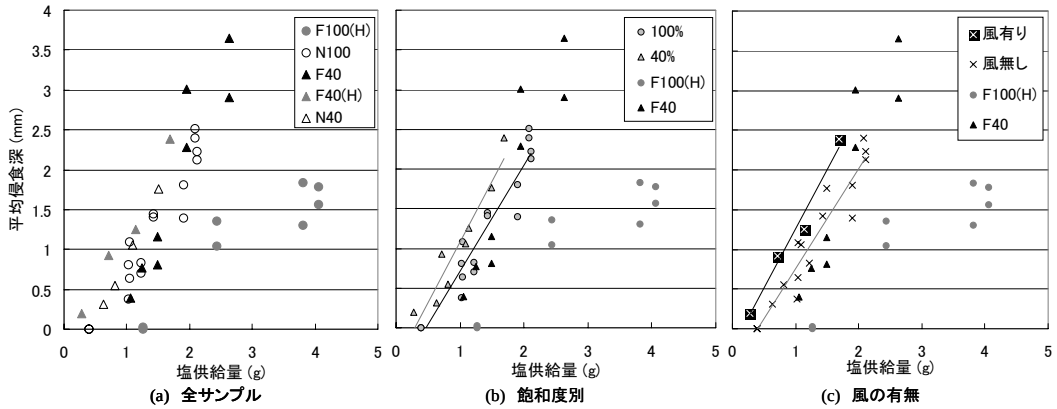
溶液の飽和度が 100%のものに関しては岩石の中部にひび割れが生じた．40%のサンプルではいずれもひび割れが生じていないことから，溶液の飽和度が高いほど, 1 回の析出における結晶化の圧力は高くなることが考えられる．すなわち，溶液が上昇していきながら溶液直上に結晶化圧によるストレスを蓄積していき，ある程度の高さで溶液が停滞した時点（あるいは岩石の弱い部分において結晶化が生じた時点）で，岩石にひび割れや破壊を生じさせた可能性がある．

各サンプルにおいて侵食が及んでいる範囲の侵食量の平均値を求め，この平均侵食量と塩の積算供給量との関係を示したグラフを第 5a 図に示す．このグラフにおいて F40 および F100（H）は他のサンプルに比べて大きくプロットがずれているが，これはこれら岩石の個体差により溶液の上がり方が他とは異なることに起因すると考えられる．F100（H）に関しては溶液が一気に上昇してしまい，表面が一気に飽和状態に近づいたために十分な風化・侵食が生じず, 塩の供給量の割に侵食深が十分ではなくなっている. F40 に関してもある程度早い時期に表面が飽和し，他の 40%のものに比べると塩の供給量に比べて侵食量がやや低くなったものと考えられる．また，溶液が完全に上まで上昇したことで，岩石の頂部ではエッジ効果（Takahashi *et al*., 1994）によって稜部分がより多く侵食されるため，最終的な侵食深は全サンプル中で最大となっている．以上二つのサンプルは特に個体差による作用が大きいと考えられる. また，これら以外のサンプルについては，岩石物性の点ではそれほど差がないものとして考える．

その他のサンプルの傾向としては，40%のものより 100%のもののほうがより多くの塩が供給されているが，最終的な平均侵食深に大きな差は見られなかった（第 5b 図）．また，溶液飽和度が 100%のものより 40%のもののほうがプロットは左寄りになっている．このことは，40%のほうが風化において塩の挙動がより効率的であったということを意味している．

3．表面に風が吹くことによる溶液蒸発量への影響

第 5c 図において，風を当てたサンプルのほうが風化量が大きいことがわかる．これは，風による溶液蒸発量の増加が効いているためと考えられる（Rodriguez-Navarro *et al*., 1999）．第 3 図でも，F100 と N100，F40 と N40 など風以外の条件が同じサンプル同士で比べた場合，風が当たるサンプルのほうが，ある程度溶液蒸発量は多くなっている．溶液岩石表面に風が当たることで岩石表面下での溶液蒸発が促進され，風が当たらない時よりも，より深いところで塩が析出する可能性がある．



第 5 図　平均侵食量と塩の積算供給量の関係

V　まとめ

本実験を通じて得られた，塩類風化を支配する要素について，以下にまとめる．

（1）岩石の表面を洗うことによって生じる表面流によって，析出した塩と岩石から引き剥がされた岩屑を取り除くと，岩石は表面が少しずつ深くなる方向へ侵食される．それに対し，塩を除去する要素がまったくない状態では，塩が岩石を保持しつつ内部および外部で析出するため，岩石は膨張する．

（2）含水比が高くなっていくにつれて岩石内部が溶液で満たされてしまうために内部での塩の析出が生じず，むしろ表面での塩の析出が卓越する．そのため岩石は破壊されず，塩類風化は次第に生じなくなっていく．

（3）飽和度が高いほうが一度の塩結晶化における圧力は高くなるが，供給された塩が風化に用いられる割合は低くなる．すなわち，飽和度が低くなると完全飽和状態よりも同一量の塩での風化効率が良くなる．

（4）風以外の条件がすべて同じであれば，岩石表面が風に曝されている方が溶液蒸発量は増加し，より風化が促進される．

（5）外部から与えた条件がまったく同じであっても，特に溶液の上昇率について大きく個体差が出ることがあり，それには何らかの岩石物性の差異が影響していると考えられる．

今回の実験から塩類風化に影響を与える幾つかの外部要因について，その傾向を知ることができた．しかし，今回の結果のみではそれらの要素が具体的にどう絡み合って塩類風化に影響を与えているかについては解明できなかった．今後はこれらの個々の要素に着目した研究を行い，それらの定量的評価を行う必要があろう．

謝辞

中央大学文学部の高橋健一教授から，含水比計測のための JT 社製 JE100 赤外線吸光度計をお借りした．ここに記して謝意を表します．

文献

山田　剛 （2000）: 塩類風化に関する実験的研究．筑波大学自然学類卒業論文．

山田　剛・松倉公憲 （2001）: 凝灰岩の柱状試料を用いた塩類風化に関する予察的実験．筑波大学陸域環境研究センター報告 , **2**, 19-23.

Goudie, A. S. and Viles, H. A. (1997): *Salt Weathering Hazards*, John Wiley and Sons, Chichester, 241p.

Kuchitsu, N., Ishizaki, T. and Nishiura, T. (1999): Salt weathering of the brick monuments in Ayutthaya, Thailand. *Engineering Geology*, **55**, 91-99.

Matsukura, Y. and Matsuoka, N. (1996): The effect of rock properties on rates of tafoni growth in coastal environments. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, N. F., Suppl., **106**, 57-72.

McBride, E. F. and Picard, M. D. (2000): Origin and development of tafoni in tunnel spring tuff, Crystal Peak, Utah, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, **25**, 869-879.

Rodiguez-Navarro, C., Doehne, E. and Sebastian, E. (1999): Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 1250-1255.

Takahashi, K., Suzuki, T. and Matsukura, Y. (1994): Erosion rates of sandstone used for a masonry bridge pier in the coastal spray zone. *In Robinson, D. A. and Williams, R. B. G. eds. Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons, Chichester, 89-98.

（2003 年 6 月 13 日受付，2003 年 7 月 24 日受理）

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　157 ～ 183　　（2003）

熱収支・水収支観測資料 ― 2002 年 ―

Observational Data of Heat Balance and Water Balance
― 2002 ―

野原　大輔*・浅沼　順*

Daisuke NOHARA * and Jun ASANUMA *

I　はじめに

この「熱収支・水収支観測資料」は，筑波大学陸域環境研究センターの直径 160 m を有する実験圃場でルーチン観測を行っている熱収支・水収支関係要素の 2002 年における観測値を研究資料として整理したものである．本資料には，観測値の一次的な統計処理による日平均値および日積算値が掲載されている．ただし，風向に関しては月別風向別頻度を掲載した．

測定に用いられる機器は，本年からは年一回（2002 年 3 月 11 ～ 12 日）の保守・点検を行い，測器の精度を保つようにしている．また，圃場の整備のため, 2002 年は 12 月 17 ～ 18 日に草刈を行った．2002 年中の植生の状況は，莫ほか （2003）に示されている．

10 月 19 ～ 20 日は停電のため，全項目欠測である．また 4 月 5 日に日射計のセンサーを交換した．これまでのセンサー交換の日付については，陸域環境研究センター報告第 1 号の 111 ページ及び新村・杉田（2000）を参照されたい．

II　観測要素および観測測器の説明

1）風向：Wind Direction

観測用鉄塔高度 30.5 m に設置した超音波風速計によって得られた正時の 10 分間平均値である．

2）風速：Wind Speed

観測用鉄塔に取り付けた超音波風速温度計によって得られた水平風速の日平均値である．測定高度は地表面から 1.6 m および 29.5 m，単位は m/s である．

1997 年 8 月 1 日以降，高度 29.5 m では，超音波風速温度計が観測用鉄塔の南東及び北西側に設置してある．このため，本報告書においても昨年と同様に，29.5 m の値として，30.5 m に設置してある超音波風速計の日平均風向が 33-213 度のときは南東側の値を, 0-33 度及び 213-360 度のときは北西側の値を採用した．

また，1997 年から主風向の成分として北成分が強くなる秋に高度 1.6 m の南東側のものを北西側に，逆に南成分が強くなる春に北西側のものを南東側に付けかえる作業を行っている．さらに, 1998 年より夏季においては, 高度 1.6 m の超音波風速温度計を高度 2.15 m に上げている．これは，圃場の草刈りを年 1 回にしたため，夏季になると草丈が

*　筑波大学陸域環境研究センター

1 m 以上に伸び，観測高度として 1.6 m では植生上部からの十分な観測高度が得られないからである．2002 年は，これらの作業を次の日に行った．3 月 13 日に北西のもの（高度 1.6 m）を南東に移動させ，6 月 20 日に 2.15 m の高さに上げた．また，12 月 26 日に南東のものを北西に移動させ，同時に 2.15 m から 1.6 m の高さに下げた．

3）運動量フラックス：Momentum Flux

超音波風速温度計によって測定された水平風速の変動成分 u'，垂直風速の変動成分 w' から得られる 2 つの変動量の積の平均 $\overline{u'w'}$ の日平均値である．上向きを正としており，単位は× 0.1 m^2/s^2 である．測定高度は地表面から 1.6 m および 29.5 m である．1時間平均値に1つでも欠測あるいは異常が見られる場合にはその日の日平均値を欠測とした．

高度 1.6 m および 29.5 m での観測の詳細は，2）に記述したものと同様である．

4）顕熱フラックス：Sensible Heat Flux

超音波風速温度計によって測定された鉛直風速および気温の変動量の積の平均$\overline{w'T'}$の日平均値である．上向きを正としており単位は× 0.1 ℃ m/s である．測定高度および欠測処理は運動量フラックスと同様である．また，高度 1.6 m および 29.5 m での観測の詳細は，2）に記述したものと同様である．

5）全天短波放射量：Total Shortwave Radiation

熱電対式全天日射計を地表面から高度1.5 mに設置して測定した値の日積算値である．単位は MJ/m^2/day である．

6）正味放射量：Net Radiation

通風型熱電対式放射収支計を地表面から高度1.5 m に設置して測定した値の日積算値である．単位は MJ/m^2/day である．4 月 5 日～ 5 月 14 日は，測器のメンテナンスのため欠測である．

7）地中熱流量：Soil Heat Flux

熱電対式地中熱流板によって得られた日積算値で，単位は MJ/m^2/day である．測定深度は地表面から 2 cm である．

8）日照時間：Sunshine Duration

研究棟の屋上に設置した回転式日照計によって得られた日積算値である．単位は分である．

9）気温：Air Temperature

観測用鉄塔の北東側に取り付けた通風式白金抵抗温度計によって得られた日平均値である．測定高度は地表面から 1.6 m，12.3 m および 29.5 m，単位は℃である．29.5 m の気温に関して，2001 年ごろから 12.5 m の気温より約 10 ℃の上昇が継続的に見られる事から，打点記録用紙においてこのような現象が見られる日は欠測とした．よって，2002 年のデータは参考値として利用していただきたい．

10）地温：Soil Temperature

直径 10 mm，長さ 15 cm の防水型白金抵抗温度計によって得られた日平均値である．測定深度は地表面から 2 cm （ST1），10 cm （ST2），50 cm （ST3）および 100 cm （ST4）であり，単位は℃である．センサーは深度 1 m の穴の側壁に地表面と平行に挿入し，埋土した．

11）地下水位：Ground Water Level

地表面から地下水面までの深さの日平均値で単位は m である．2.2 m 深（GW1，スクリーン深度は 0.7-2 m），10.0 m 深（GW2，同 8-9 m），22.0 m 深（GW3，同 14-18 m）の観測井については水圧式水位計を使用した．2.2 m 深のデータで負号（－）のみが入れてあるものは，井戸中に水がなくなった状態をあらわす．20 m の井戸の水位に関して，8-9 月以外の変動が 2 m のものと同様の変動を示している．これに関しては現在原因調査中なので，20 m 井戸の水位のデータは参考値として扱われたい．

12）露点温度：Dew Point Temperature

観測用鉄塔の南西側に取り付けた塩化リチウム露点温度計によって得られた日平均値である．単位は℃，測定高度は気温と同様である．

13）降水量：Precipitation

1 転倒 0.5 mm，直径 20 cm の転倒ます型隔測自記雨量計を使用．単位は mm （水深換算）で，日積算値である．1 月 10 日～ 4 月 1 日までセンサー

の故障のため欠測である. 4 月 1 日より新しい機器に交換し観測を再開した.

14）蒸発散量：Evapotranspiration

直径 2 m，深さ 2 m の円筒型容器に不撹乱の土（関東ローム）を詰めたウェイングライシメータにより測定. 総重量は約 9 トンであり, 蒸発あるいは降水による重量変化を±250 kg(水深換算約 80 mm）の範囲で測定できる．秤量感度は 100 g（水深換算 0.032 mm）である．単位は mm（水深換算）で，日積算値である. 降水日には雨量計で測定された日降水量をライシメータの生の測定値に加えた値を真の日蒸発散量とした．ただし，その結果が－0.5 より小さい時は欠測，－0.5 ～ 0 の場合は雨量計の測定誤差を考慮して 0.0 とした．さらに何らかの理由でウェイングライシメータの雨量測定値が雨量計のそれより小さい場合があると日蒸発散量が過大評価されてしまうので, そのような時には蒸発散量を欠測としてある. 観測期間中欠測日が少なからず存在するが, これは降水後の強制排水前後における乱れや，点検・調整などが主な原因である．田・杉田（1996）の記述のとおり，ライシメータの秤の感度の問題でデータの信頼性には若干の問題が残されていた. データの平均化処理を行うコントローラ（MUC-175SZ：ミュー精器株式会社）をライシメータの秤の感度の問題を解決するために 1998 年 8 月 14 日よりコントローラを使用し計測している．現在はコントローラを導入することにより, 風の影響は取り除かれるようになった.

しかしながら平均化処理をほどこしたことにより，測器の劣化によるものと考えられる影響が測定値に含まれていることが発覚した．ただし，日ベースのデータとしては信頼できると考えられる．詳細については新村・杉田（1999a）を参照されたい.

15）気圧：Atmospheric Pressure

研究棟の高度5.0 mに設置したアネロイド型自記気圧計によって得られた日平均値である．単位は hPa である.

III　おわりに

本資料は 1980 年に出版した「熱収支・水収支観測資料（1)」(1977 年 8 月 - 1979 年 3 月)，1988 年に出版した「熱収支・水収支観測資料（2）－熱収支編－」(1981 年 7 月 - 1987 年 12 月)，1989 年に出版した「熱収支・水収支観測資料（3）－水収支編－」(1981 年 8 月 - 1987 年 12 月)，に続いて 1 年ごとにまとめられ（筑波大学水理実験センター，1980；鳥谷ほか，1988，1989；谷口ほか，1989；川村ほか，1990；杉田・嶋田，1992；田ほか，1993，1995；田・杉田，1994，1995，1996；新村・杉田，1997，1998，1999b，2000；新村・浅沼，2001；新村ほか，2002)，水理実験センター報告及び陸域環境研究センター報告に掲載されている「熱収支・水収支観測資料」の 2002 年分のものである.

これらの観測値のさらに高度な利用を望まれる研究者に対しては，1 時間平均値あるいは積算値が，陸域環境研究センターのホームページ（http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/）の熱収支・水収支観測圃場日報データベース（http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/hojyo/database.html）に保管されている．また，気象日報（原簿）および自記打点記録紙などの保管されている原資料の利用も可能である（詳細は 207 ページに掲載されている「陸域環境研究センター熱収支・水収支観測資料利用方法について」を参照のこと）．データの集録・処理方法については鳥谷ほか（1989）を参照されたい．また 1987 年以前のデータの集録・処理方法については古藤田ほか（1978，1983）を参照されたい.

文献

川村隆一・谷口真人・嶋田　純 (1990) : 熱収支・水収支観測資料－ 1989 年－. 筑波大学水理実験センター報告，**14**，131-161.

古藤田一雄・佐倉保夫・林　陽生・甲斐憲次（1978）: 水理実験センターにおける熱収支・水収支観

測システムとデータ集録・処理システムについて．筑波大学水理実験センター報告，**2**，65-89.

古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治（1983）: 気象日報作成装置について．筑波大学水理実験センター報告，**7**，75-85.

杉田倫明・嶋田　純（1992）: 熱収支・水収支観測資料－ 1990 年－．筑波大学水理実験センター報告，**16**，125-153.

谷口真人・川村隆一・嶋田　純（1989）: 熱収支・水収支観測資料（3）－水収支編－．筑波大学水理実験センター報告，**13** 別冊，80p.

筑波大学水理実験センター（1980）: 熱収支・水収支観測資料（1）－ 1977.8 ～ 1979.3 －，52p.

田　少奮・杉田倫明（1994）: 熱収支・水収支観測資料－ 1992 年－．筑波大学水理実験センター報告，**19**，69-98.

田　少奮・杉田倫明（1995）: 熱収支・水収支観測資料－ 1993 年－．筑波大学水理実験センター報告，**20**，97-144.

田　少奮・杉田倫明（1996）: 熱収支・水収支観測資料－ 1994 年･1995 年－筑波大学水理実験センター－報告，**21**，61-115.

田　少奮・杉田倫明・嶋田　純（1993）: 熱収支・水収支観測資料－ 1991 年－．筑波大学水理実験センター報告，**17**，157-187.

田　少奮・生川智彦・金子英子・杉田倫明（1995）: 筑波大学水理実験センター熱収支・水収支観測日誌．筑波大学水理実験センター報告，**20** 別冊，99p.

鳥谷　均・川村隆一・古藤田一雄・嶋田　純（1988）: 熱収支・水収支観測資料（2）－熱収支編－．筑波大学水理実験センター報告，**12** 冊，73p.

鳥谷　均・川村隆一・嶋田　純・谷口真人・西本貴久（1989）: 気象日報作成装置新システムについて．筑波大学水理実験センター－報告，**13**，147-158.

新村典子・浅沼　順（2001）: 熱収支・水収支観測資料－ 2000 年－．筑波大学陸域環境研究センター報告，**2**，41-66.

新村典子・黒川知恵・浅沼　順（2002）: 熱収支・水収支観測資料－ 2002 年－．筑波大学陸域環境研究センター報告，**3**，121-146.

新村典子・杉田倫明（1997）: 熱収支・水収支観測資料－ 1996 年－．筑波大学水理実験センター報告，**22**，45-75.

新村典子・杉田倫明（1998）: 熱収支・水収支観測資料－ 1997 年－．筑波大学水理実験センター報告，**23**，103-136.

新村典子・杉田倫明（1999a）: ウェイングライシメータによる蒸発散量のばらつきの改善について．筑波大学水理実験センター報告，**24**，107-115.

新村典子・杉田倫明（1999b）: 熱収支・水収支観測資料－ 1998 年－．筑波大学水理実験センター報告，**24**，143-186.

新村典子・杉田倫明（2000）: 熱収支・水収支観測資料－ 1999 年－．筑波大学陸域環境研究センター報告，**1**，77-103.

莫　文紅・井桝史彦・横山智子・及川武久（2003）: 陸域環境研究センター圃場における 2002 年の C3/C4 混生草原の LAI と地上部バイオマスの季節変化．筑波大学陸域環境研究センター報告，**4**, 109-117

気象・水文表

表の見方

（1）ITEM は観測要素，INSTRUMENT は観測測器を示す.

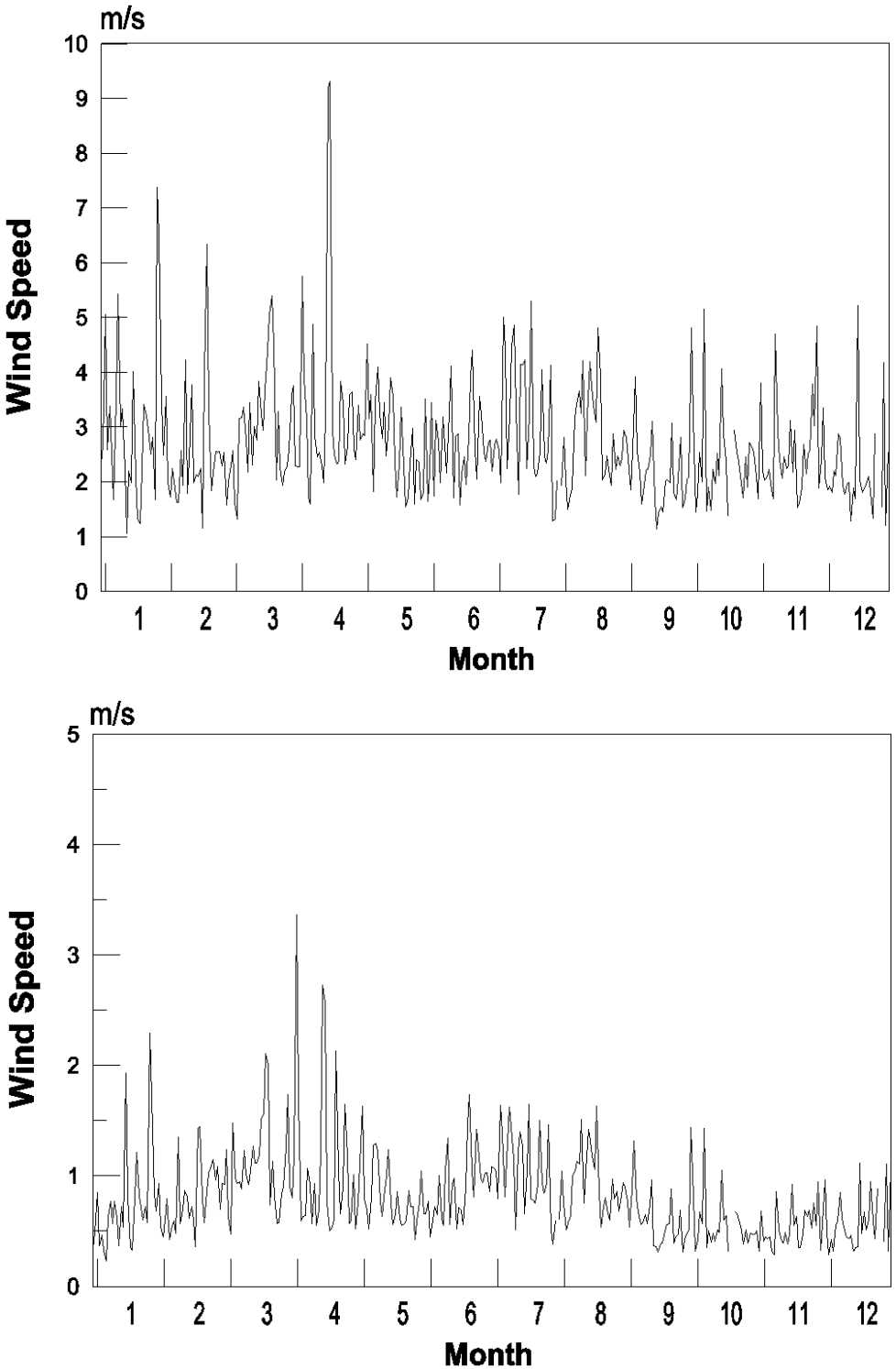
（2）UNIT に関して，MONTHLY FREQUENCY は月毎の頻度を示す.

（3）表の横軸は月，縦軸は日である.

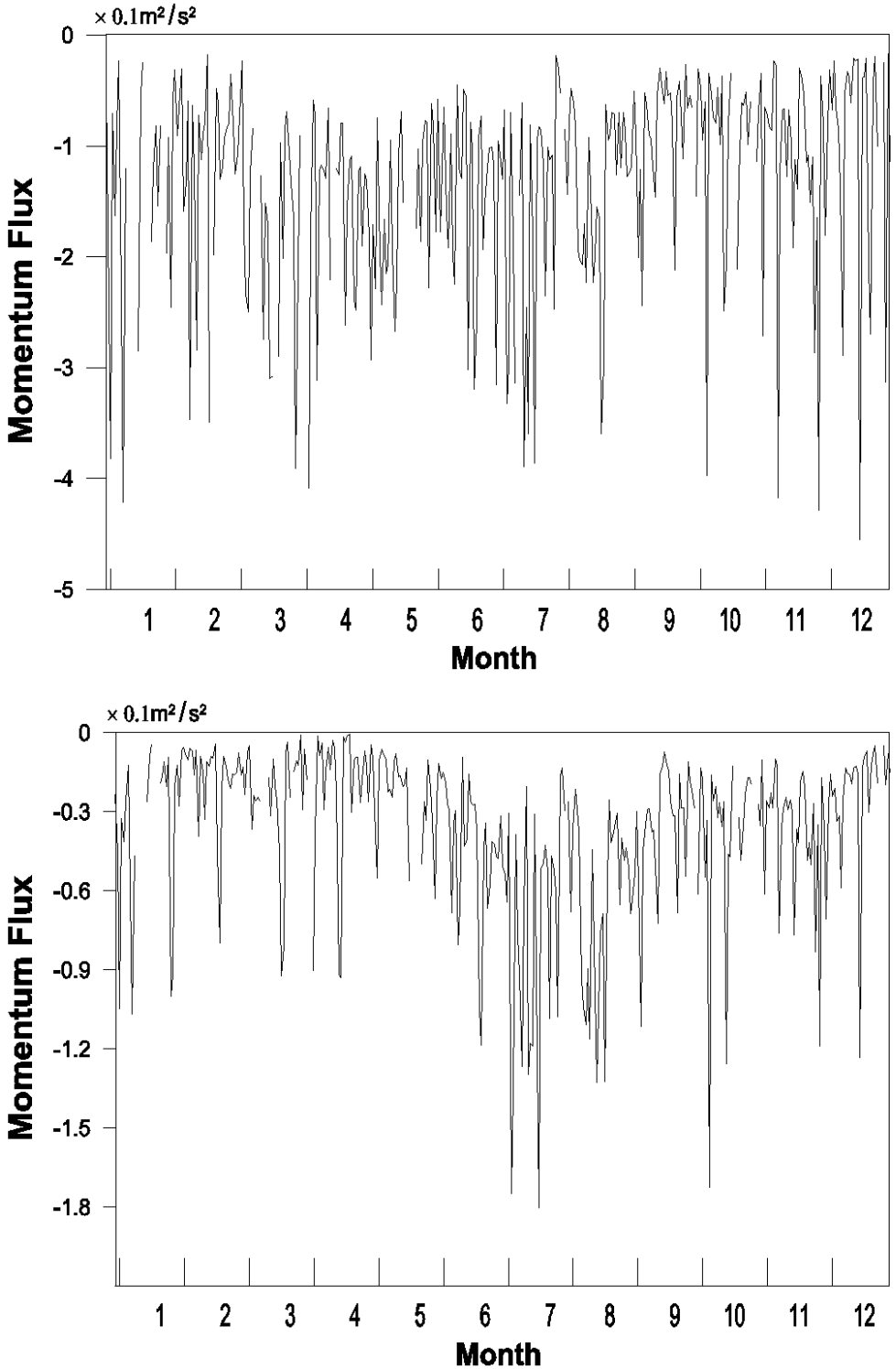
（4）表中の *** は欠測を，・・・は対応する日がないことを示す.

（5）No Data は欠測頻度を示す.

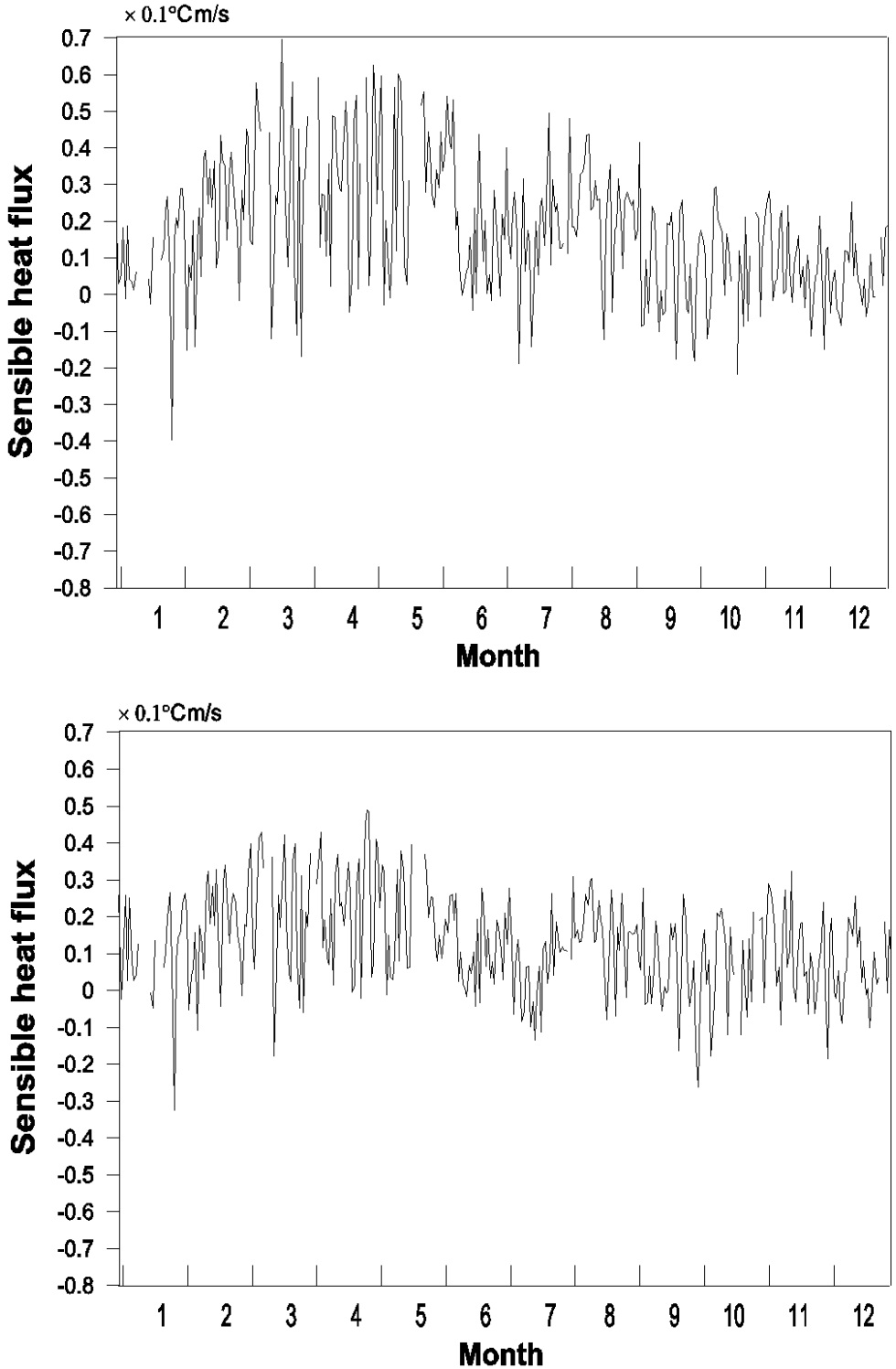
（6）MEAN は月平均値，TOTAL は月積算値を示す.



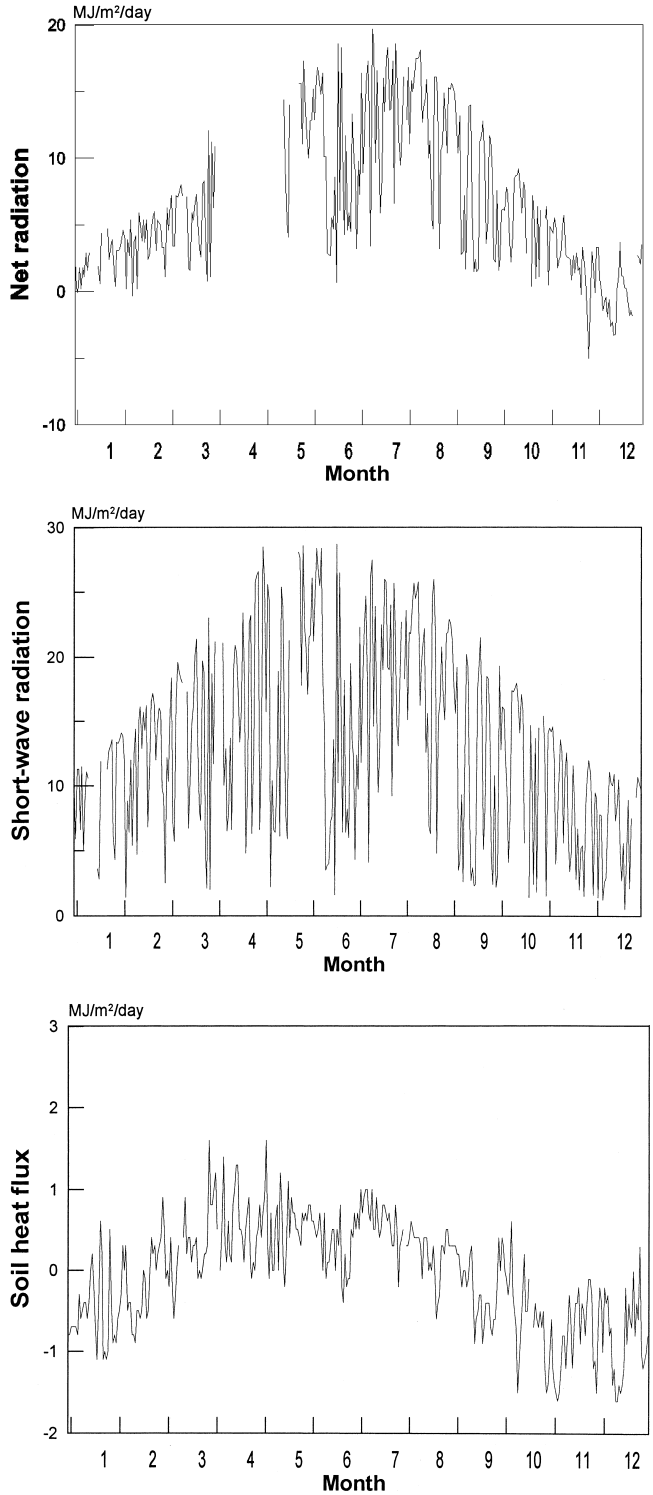
第 1 図　測定高度 29.5 m（上図），および 1.6 m（下図）における風速の日平均値の季節変化



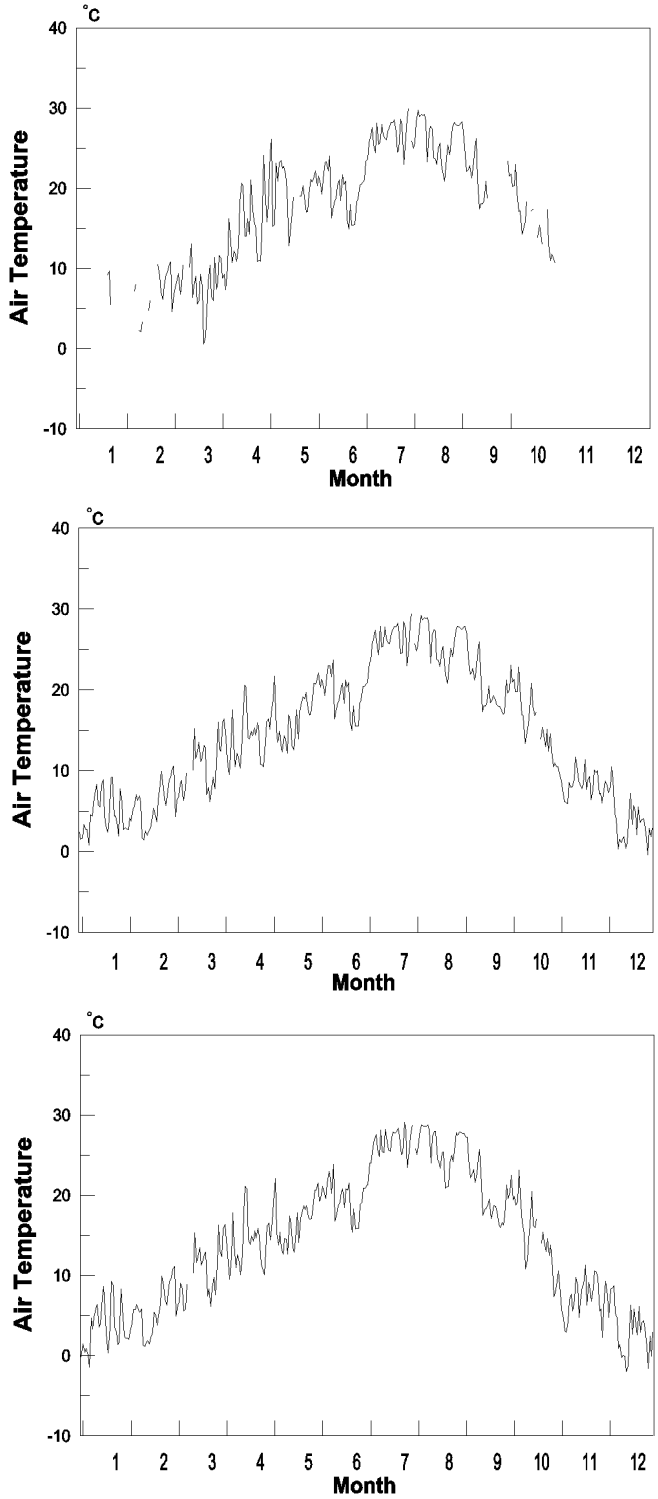
第 2 図　測定高度 29.5 m（上図），および 1.6 m（下図）における運動量フラックスの日平均値の季節変化



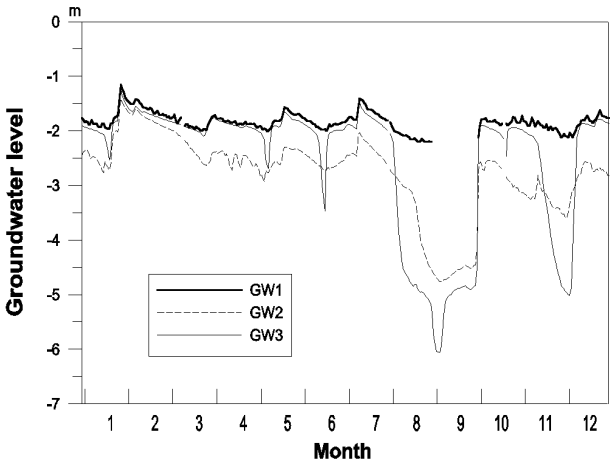
第 3 図　測定高度 29.5 m（上図），および 1.6 m（下図）における顕熱フラックスの日平均値の季節変化



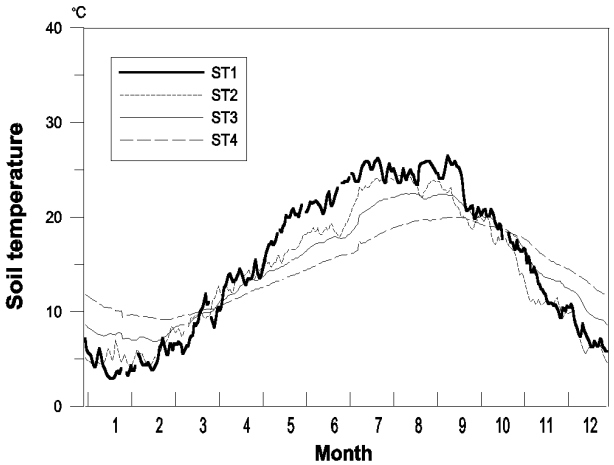
第 4 図　正味放射量（上図），全天短波放射量（中図），地中熱流量（下図）の日平均値の季節変化



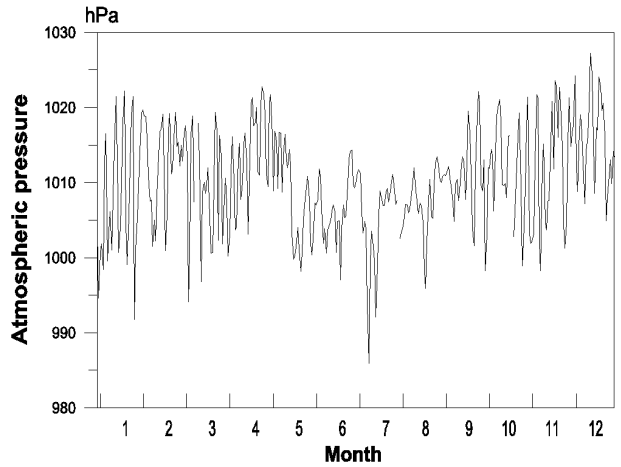
第 5 図　測定高度 29.5 m（上図），12.3 m（中図），および 1.6 m（下図）における気温の日平均値の季節変化



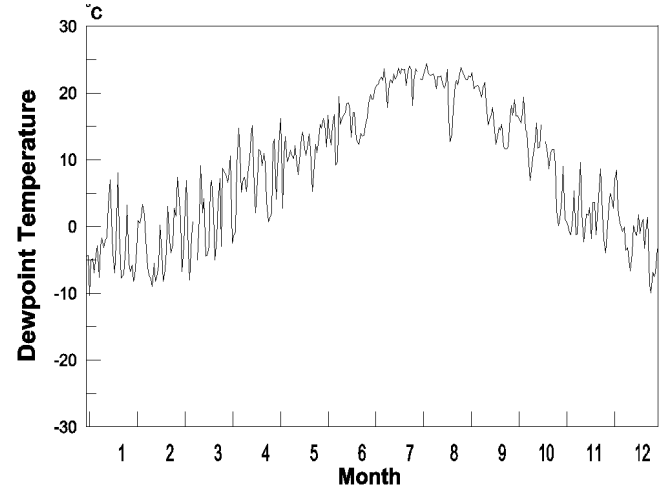
第 6 図　3 深度の観測井 2.2，10，22 m（上図）における地下水位の日平均値の季節変化

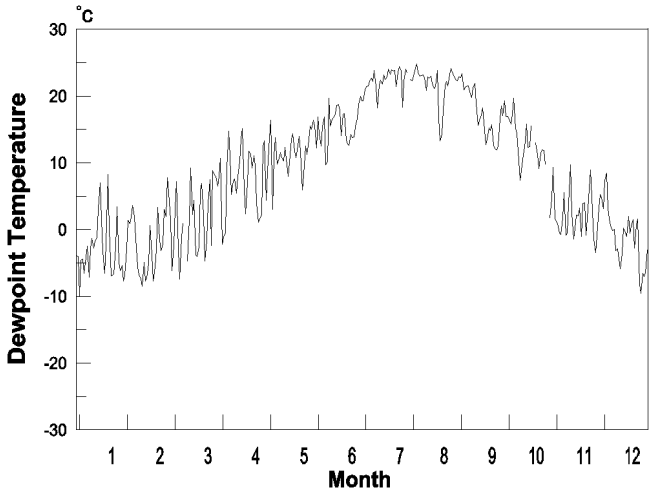


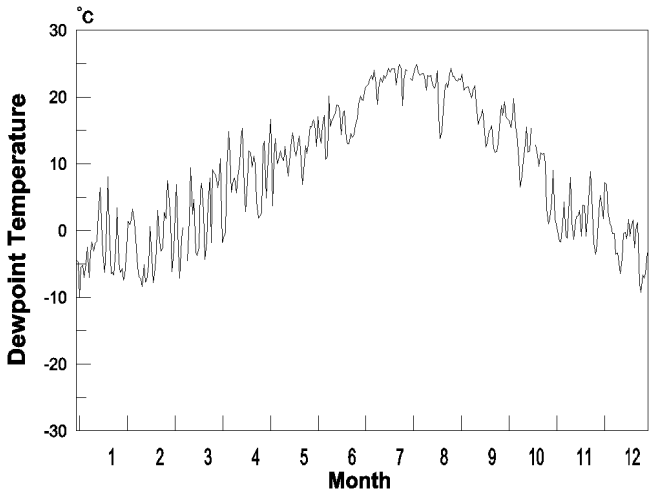
第 7 図　4 深度（2 cm，10 cm，50 cm，100 cm）における地温の日平均値の季節変化



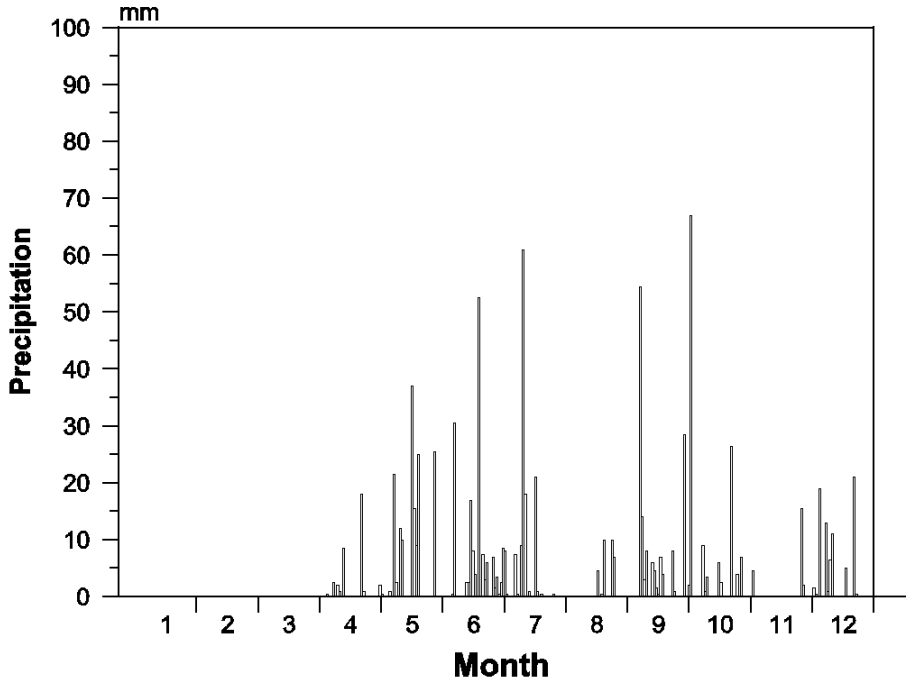
第 8 図　気圧の日平均値の季節変化



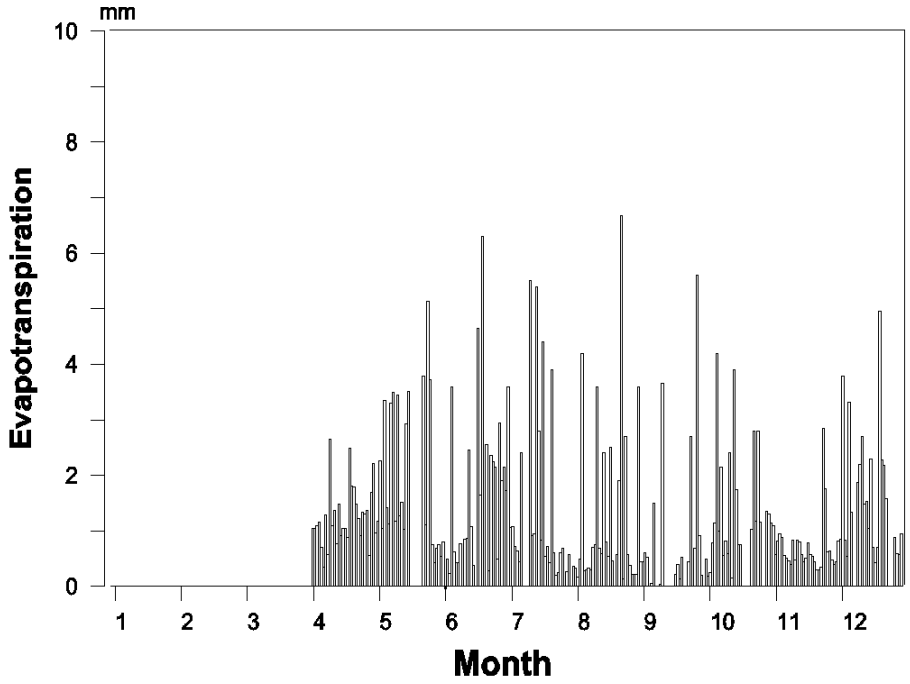




第 9 図　測定高度 29.5 m（上図），12.3 m（中図），および 1.6 m（下図）における露点温度の日平均値の季節変化



第 10 図　日降水量の季節変化



第 11 図　日蒸発散量の季節変化

ITEM WIND DIRECTION (30.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER (WA-200)
UNIT MONTHLY FREQUENCY
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
N	25	5	2	0	11	14	13	6	17	25	28	26
NNE	20	6	4	2	8	11	12	6	33	11	13	11
NE	20	56	35	20	16	25	21	27	36	42	21	6
ENE	34	152	87	97	79	71	71	134	141	82	35	17
E	47	127	199	171	181	165	135	150	139	79	38	53
ESE	16	68	140	146	125	78	97	39	72	33	29	27
SE	12	50	120	119	79	44	36	27	25	13	16	15
SSE	12	28	60	80	58	32	48	7	8	7	14	13
S	15	13	53	62	83	30	140	17	12	14	18	17
SSW	14	7	33	19	26	25	63	5	10	15	17	15
SW	22	9	6	4	18	17	22	9	13	19	22	41
WSW	41	11	2	0	8	12	15	8	10	23	36	47
W	81	27	2	0	11	17	16	13	18	51	67	95
WNW	160	41	0	0	8	40	16	13	35	90	140	180
NW	116	43	0	0	11	30	25	9	55	79	115	114
NNW	61	27	0	0	12	35	13	10	24	35	63	67
NO DATA	48	2	1	0	10	74	1	264	72	126	48	0

ITEM WIND SPEED (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT (m/s)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.3	0.5	0.9	0.9	0.5	0.7	0.9	***	0.9	1.4	0.3	1.0
2	0.5	0.5	0.9	0.8	0.8	0.7	1.1	0.6	0.8	0.8	0.7	0.5
3	0.9	0.6	1.2	1.2	1.1	0.8	1.1	1.0	0.5	0.3	0.4	0.3
4	0.4	0.8	0.6	3.4	1.6	0.5	1.0	0.8	0.9	0.4	0.5	0.4
5	0.5	0.4	0.5	1.7	0.8	0.6	0.8	0.5	1.3	0.7	0.4	0.3
6	0.3	0.5	1.5	0.6	0.7	0.7	1.6	0.6	0.8	0.6	0.5	0.6
7	0.2	0.6	1.0	0.6	0.5	0.7	1.4	0.6	0.7	1.4	0.3	0.6
8	0.6	0.5	0.9	0.6	0.8	1.0	0.8	1.0	0.6	0.4	0.3	0.9
9	0.8	1.4	1.0	1.1	1.3	0.6	1.2	1.0	0.6	0.5	0.9	0.6
10	0.6	0.6	0.9	0.9	1.3	0.6	1.6	1.1	0.7	0.4	0.5	0.5
11	0.8	0.7	1.2	0.6	1.2	1.1	1.5	1.1	0.6	0.5	0.4	0.5
12	0.6	0.9	1.0	0.9	0.8	1.3	1.2	1.5	0.7	0.4	0.4	0.4
13	0.4	0.8	0.9	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8	1.0	0.5	0.5	0.5
14	0.7	0.6	1.1	0.7	0.8	0.9	1.2	1.1	0.4	0.5	0.4	0.3
15	0.5	0.7	1.3	1.2	1.0	1.0	1.4	1.4	0.4	1.1	0.5	0.4
16	1.9	0.6	1.1	2.7	1.2	0.5	1.3	1.3	0.3	0.6	0.9	0.4
17	0.8	0.4	1.1	2.6	0.8	0.7	0.7	1.2	0.4	0.6	0.6	1.1
18	0.4	1.4	1.2	0.8	0.6	0.7	1.1	1.1	0.4	0.3	0.6	0.5
19	0.3	1.5	1.5	0.5	0.7	0.6	1.7	1.6	0.5	***	0.4	0.7
20	0.8	0.8	1.6	0.5	0.9	0.9	0.8	0.9	0.6	***	0.4	0.5
21	1.2	0.6	2.1	0.6	0.6	1.5	0.8	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6
22	0.8	0.9	2.0	2.1	0.6	1.7	0.8	0.7	0.9	0.7	0.7	1.0
23	0.7	1.0	0.7	1.1	0.6	1.1	0.9	0.8	0.4	0.6	0.6	0.6
24	0.6	1.1	1.1	0.7	0.6	0.8	1.5	0.7	0.5	0.5	0.7	0.4
25	0.7	1.2	0.8	0.9	0.9	1.4	0.9	0.6	0.5	0.4	0.5	0.9
26	0.6	1.0	0.6	1.7	0.7	1.3	0.8	1.0	0.7	0.5	0.8	***
27	2.3	1.1	0.6	1.2	0.7	1.0	0.9	0.8	0.3	0.4	0.6	***
28	1.7	0.7	0.8	0.6	0.4	0.9	1.5	0.9	0.4	0.5	1.0	0.4
29	0.8	•••	0.9	0.6	0.6	1.0	0.5	0.7	0.5	0.5	0.3	1.1
30	0.7	•••	1.3	1.0	0.8	1.0	0.4	0.8	0.5	0.5	0.6	0.3
31	0.9	•••	1.7	•••	1.0	•••	0.6	0.9	•••	0.5	•••	1.1
MEAN	0.8	0.8	1.1	1.1	0.8	0.9	1.0	0.9	0.6	0.6	0.5	0.6

ITEM WIND SPEED (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT (m/s)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	2.3	2.0	2.0	2.3	2.8	1.6	2.2	***	2.8	4.8	1.7	3.3
2	2.7	1.7	2.3	2.3	2.9	2.2	2.7	1.9	2.4	3.2	3.8	2.1
3	5.1	2.2	2.6	2.3	2.9	3.5	2.8	2.8	1.9	1.5	2.2	1.9
4	2.6	2.0	1.6	5.8	4.5	1.7	2.6	2.0	2.6	1.8	2.0	1.9
5	3.4	1.6	1.3	3.9	3.2	3.1	2.0	1.5	3.9	2.5	2.1	1.8
6	2.5	1.6	3.2	3.1	3.6	2.8	5.0	1.8	2.6	2.0	2.2	2.2
7	1.7	2.6	3.2	1.7	1.8	2.0	4.4	1.9	2.2	5.2	1.9	2.1
8	3.5	1.9	3.4	1.6	3.5	3.2	2.3	3.2	1.6	1.5	1.7	2.9
9	5.4	4.2	2.8	4.9	4.1	2.7	3.2	3.4	1.8	1.9	4.7	2.8
10	3.0	1.8	2.2	2.8	3.2	2.2	4.5	3.7	2.2	1.5	2.9	1.9
11	3.3	2.4	3.4	2.5	2.8	3.3	4.9	3.3	2.2	2.2	2.4	1.8
12	2.2	3.8	2.3	2.5	3.4	4.1	3.3	4.2	2.5	2.0	2.1	2.0
13	1.1	2.0	3.0	2.3	2.5	1.7	1.8	2.1	3.1	2.5	2.5	2.0
14	2.2	2.1	2.8	2.0	3.0	2.8	4.1	3.2	1.7	2.1	2.2	1.3
15	2.0	2.1	3.8	3.2	3.9	2.9	4.1	4.2	1.1	4.1	2.3	1.9
16	4.0	2.2	3.2	9.2	3.6	1.6	4.2	3.7	1.4	2.9	3.1	1.7
17	2.1	1.2	3.0	9.3	2.4	2.1	2.3	3.3	1.6	2.4	2.2	5.2
18	1.3	4.0	3.7	2.9	1.7	2.5	3.2	3.1	1.5	1.4	2.9	2.0
19	1.2	6.3	4.4	2.5	2.3	2.0	5.3	4.8	2.0	***	1.5	1.8
20	2.2	3.3	5.1	2.3	3.4	2.8	2.3	3.9	2.0	***	1.6	1.9
21	3.4	1.8	5.4	2.4	2.3	3.9	2.1	2.0	2.0	3.0	1.9	2.0
22	3.2	2.2	4.5	3.8	1.6	4.4	2.1	2.2	3.1	2.5	2.7	2.1
23	3.0	2.6	2.0	3.5	1.7	2.6	2.6	2.5	1.8	2.4	2.1	1.8
24	2.5	2.5	3.3	2.3	2.3	2.1	4.0	2.1	1.7	2.0	2.5	1.3
25	2.8	2.6	2.3	2.7	3.0	3.6	2.5	1.9	2.1	1.7	2.6	2.9
26	1.7	2.3	1.9	3.6	1.6	3.2	2.3	2.9	2.8	2.5	3.8	***
27	7.4	2.5	2.2	3.6	2.4	2.5	2.6	2.2	1.5	1.9	3.0	***
28	6.5	1.6	2.3	2.6	2.4	2.4	4.1	2.5	1.7	2.7	4.9	1.6
29	3.4	•••	2.6	2.4	1.7	2.7	1.3	2.3	2.1	2.6	1.9	4.2
30	2.5	•••	3.6	3.4	1.8	2.8	1.3	2.4	2.1	2.5	2.4	1.2
31	3.6	•••	3.8	•••	3.5	•••	2.0	2.9	•••	2.1	•••	2.5
MEAN	3.0	2.5	3.0	3.3	2.8	2.7	3.0	2.8	2.1	2.5	2.5	2.2

ITEM MOMENTUM FLUX (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT X0.1$(m/s)^2$
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−0.233	−0.067	−0.161	−0.176	−0.045	−0.255	−0.314	***	−0.633	−2.081	−0.102	−0.708
2	−0.455	−0.057	−0.131	***	−0.095	−0.117	−0.508	−0.260	−0.535	−0.611	−0.611	−0.273
3	−1.048	−0.078	−0.236	***	−0.295	−0.173	−0.539	−0.679	−0.298	−0.134	−0.257	−0.158
4	−0.326	−0.104	−0.072	−0.903	−0.552	−0.150	−0.643	−0.365	−0.575	−0.175	−0.286	−0.241
5	−0.413	−0.060	−0.050	−0.377	−0.108	−0.187	−0.307	−0.214	−1.114	−0.548	−0.227	−0.212
6	−0.259	−0.069	−0.366	−0.013	−0.061	−0.271	−1.749	−0.293	−0.451	−0.331	−0.284	−0.334
7	−0.123	−0.159	−0.237	−0.087	−0.083	−0.292	−1.354	−0.375	−0.345	−1.724	−0.101	−0.315
8	−0.600	−0.066	−0.258	−0.040	−0.101	−0.683	−0.387	−0.936	−0.291	−0.160	−0.123	−0.590
9	−1.067	−0.394	−0.243	−0.293	−0.223	−0.344	−0.766	−1.041	−0.290	−0.258	−0.760	−0.257
10	−0.469	−0.089	−0.259	−0.143	−0.216	−0.295	−0.919	−1.108	−0.376	−0.206	−0.360	−0.133
11	***	−0.147	***	−0.056	−0.245	−0.805	−1.267	−0.895	−0.369	−0.322	−0.284	−0.154
12	***	−0.330	***	−0.139	−0.109	−0.663	−0.656	−1.163	−0.580	−0.266	−0.245	−0.159
13	***	−0.109	***	−0.028	−0.081	−0.094	−0.206	−0.445	−0.722	−0.356	−0.292	−0.194
14	***	−0.126	−0.169	−0.059	−0.168	−0.430	−1.297	−0.805	−0.156	−0.263	−0.256	−0.135
15	***	−0.089	−0.317	−0.223	−0.163	−0.405	−1.180	−1.328	−0.127	−1.255	−0.302	−0.126
16	−0.263	−0.096	−0.101	−0.918	−0.203	−0.156	−1.190	−1.055	−0.074	−0.459	−0.767	−0.154
17	−0.089	−0.041	−0.200	−0.930	−0.191	−0.262	−0.308	−0.761	−0.125	−0.471	−0.367	−1.234
18	−0.045	−0.451	−0.254	−0.016	−0.132	−0.274	−0.926	−0.688	−0.144	−0.128	−0.418	−0.135
19	***	−0.797	−0.449	−0.034	−0.562	−0.271	−1.801	−1.324	−0.262	***	−0.183	−0.091
20	***	−0.215	−0.921	−0.011	***	−0.371	−0.516	−0.560	−0.316	***	−0.146	−0.071
21	***	−0.090	−0.811	−0.005	***	−1.049	−0.495	−0.255	−0.316	−0.323	−0.209	−0.303
22	−0.192	−0.127	−0.074	−0.303	***	−1.186	−0.428	−0.416	−0.684	−0.486	−0.483	−0.123
23	−0.164	−0.178	−0.035	−0.104	***	−0.432	−0.525	−0.377	−0.158	−0.352	−0.417	−0.081
24	−0.109	−0.211	−0.244	−0.093	***	−0.344	−1.085	−0.339	−0.284	−0.230	−0.501	−0.050
25	−0.205	−0.156	0.038	−0.093	−0.498	−0.667	−0.468	−0.304	−0.287	−0.171	−0.270	−0.192
26	−0.092	−0.160	−0.147	−0.265	−0.260	−0.576	−0.521	−0.652	−0.545	−0.169	−0.830	***
27	−1.001	−0.149	−0.106	−0.177	−0.333	−0.412	−0.605	−0.400	−0.109	−0.196	−0.349	***
28	−0.917	−0.077	−0.124	−0.069	−0.104	−0.423	−1.078	−0.486	−0.185	***	−1.188	−0.049
29	−0.201	•••	−0.008	−0.128	−0.212	−0.472	−0.164	−0.437	−0.217	***	−0.170	−0.198
30	−0.125	•••	−0.293	−0.263	−0.333	−0.479	−0.135	−0.512	−0.286	−0.271	−0.363	−0.081
31	−0.279	•••	−0.063	•••	−0.628	•••	−0.295	−0.688	•••	−0.352	•••	−0.151
MEAN	−0.377	−0.168	−0.225	−0.212	−0.231	−0.418	−0.730	−0.639	−0.362	−0.455	−0.372	−0.238

ITEM MOMENTUM FLUX (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT X0.1 $(m/s)^2$
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-0.469	-0.576	-0.801	-0.909	-1.251	-0.614	-3.153	***	-1.238	-5.255	-0.346	-1.807
2	-1.746	-0.315	-1.252	***	-1.307	-0.821	-0.955	-0.849	-1.186	-1.454	-2.711	-0.803
3	-3.821	-0.902	-1.072	***	-1.816	-1.776	-1.075	-1.439	-0.502	-0.307	-0.651	-0.315
4	-0.703	-0.648	-0.730	-10.276	-2.927	-0.578	-1.296	-0.785	-0.908	-0.472	-0.724	-0.672
5	-1.630	-0.307	-0.232	-4.082	-1.707	-1.771	-0.672	-0.481	-2.008	-0.942	-0.829	-0.233
6	-0.830	-1.592	-1.749	-1.791	-2.284	-1.204	-3.324	-0.606	-1.208	-0.602	-0.856	-0.661
7	-0.231	-1.322	-2.338	-0.585	-0.742	-0.653	-2.980	-0.814	-2.436	-3.969	-0.236	-0.846
8	-2.338	-0.596	-2.494	-0.724	-1.970	-1.595	-0.694	-1.937	-0.524	-0.347	-0.275	-1.374
9	-4.214	-3.469	-1.240	-3.113	-2.430	-1.917	-1.818	-2.029	-0.614	-0.528	-4.176	-2.890
10	-1.204	-0.630	-0.842	-1.216	-1.663	-0.887	-3.142	-2.069	-0.903	-0.736	-1.244	-0.532
11	***	-1.221	***	-1.169	-2.150	-1.981	-5.199	-1.700	-0.933	-0.791	-0.673	-0.324
12	***	-2.837	***	-1.221	-2.073	-2.244	-1.443	-2.229	-1.184	-0.474	-0.664	-0.379
13	***	-0.723	***	-1.292	-0.947	-0.449	-0.611	-0.920	-1.457	-0.990	-1.276	-0.610
14	***	-1.127	-1.271	-0.655	-1.960	-1.203	-3.891	-1.381	-0.535	-0.365	-0.673	-0.208
15	***	-0.894	-2.748	-2.206	-2.673	-1.295	-2.458	-2.231	-0.293	-2.484	-0.967	-0.231
16	-2.849	-0.784	-1.516	-7.709	-2.218	-0.490	-3.597	-1.990	-0.449	-2.057	-1.917	-0.218
17	-0.527	-0.178	-1.703	-7.978	-1.086	-0.556	-0.807	-1.552	-0.614	-0.803	-1.123	-4.554
18	-0.245	-3.491	-3.100	-1.205	-0.690	-3.014	-1.801	-1.649	-0.330	-0.345	-1.387	-0.385
19	***	-6.938	-3.079	-1.258	-1.511	-0.790	-3.858	-3.593	-0.545	***	-0.297	-0.374
20	***	-1.983	-5.520	-0.797	***	-1.030	-0.940	-2.971	-0.523	***	-0.398	-0.206
21	***	-0.482	-6.136	-0.792	***	-3.190	-0.830	-0.623	-0.797	-2.111	-0.538	-2.089
22	-1.863	-0.618	-2.899	-2.617	***	-2.595	-0.854	-0.945	-2.117	-1.274	-1.144	-2.698
23	-1.203	-1.302	-0.973	-1.562	***	-0.933	-1.162	-0.900	-0.571	-0.610	-1.087	-0.429
24	-0.821	-1.191	-2.016	-1.126	***	-0.730	-2.351	-0.701	-0.418	-0.636	-1.506	-0.195
25	-1.539	-0.920	-0.845	-1.090	-1.739	-1.931	-1.011	-0.715	-0.720	-0.512	-1.095	-1.001
26	-0.814	-0.829	-0.690	-2.381	-1.029	-1.520	-1.122	-1.257	-1.112	-0.985	-2.867	***
27	-9.202	-0.795	-1.055	-2.480	-1.865	-1.196	-1.086	-0.697	-0.262	-0.599	-1.643	***
28	-7.876	-0.355	-1.333	-1.217	-0.967	-1.019	-2.475	-1.193	-0.660	***	-4.289	-0.251
29	-1.966	•••	-1.644	-1.186	-0.771	-1.010	-0.182	-0.697	-0.542	***	-0.367	-3.133
30	-0.926	•••	-3.905	-1.905	-0.785	-1.167	-0.306	-0.870	-0.650	-1.139	-0.808	-0.165
31	-2.456	•••	-2.107	•••	-2.281	•••	-0.521	-1.276	•••	-0.678	•••	-1.135
MEAN	-2.151	-1.322	-1.975	-2.305	-1.648	-1.339	-1.794	-1.370	-0.875	-1.165	-1.226	-0.990

ITEM SENSIBLE HEAT FLUX (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT (×0.1℃m/s)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.26	0.26	0.18	0.37	0.07	0.15	0.03	***	0.16	-0.26	-0.03	-0.19
2	-0.02	0.20	0.17	***	0.41	0.09	0.21	0.09	0.18	-0.03	0.12	0.15
3	0.08	-0.05	0.32	***	0.38	0.13	0.13	0.31	0.08	0.13	0.29	0.20
4	0.26	0.04	0.40	0.29	0.22	0.19	0.28	0.14	0.06	0.16	0.28	0.00
5	0.03	0.06	0.13	0.34	0.34	0.16	0.13	0.17	0.28	0.02	0.25	-0.02
6	0.25	0.16	0.06	0.43	0.32	0.26	-0.06	0.13	-0.04	0.08	0.17	0.05
7	0.08	-0.11	0.27	0.12	-0.01	0.26	0.07	0.13	-0.03	-0.18	0.01	-0.06
8	0.03	0.18	0.41	0.19	0.15	0.19	0.14	0.19	0.07	-0.08	0.06	-0.09
9	0.04	0.13	0.43	0.09	0.04	0.26	0.06	0.26	-0.04	0.02	-0.09	0.05
10	0.13	0.03	0.33	0.07	0.03	0.02	-0.08	0.23	0.06	0.21	0.17	0.05
11	***	0.29	***	0.25	0.10	0.11	-0.05	0.30	0.19	0.20	0.27	0.20
12	***	0.32	***	0.02	0.33	0.02	0.06	0.30	0.15	0.22	0.06	0.17
13	***	0.18	***	0.31	0.08	0.01	0.07	0.13	0.01	0.17	0.11	0.15
14	***	0.28	0.36	0.37	0.38	-0.02	-0.10	0.14	-0.06	0.12	0.32	0.26
15	***	0.18	-0.18	0.23	0.33	0.07	-0.03	0.24	0.01	-0.12	0.02	0.12
16	-0.01	0.33	-0.03	0.24	0.20	0.05	-0.14	0.19	-0.01	0.17	-0.03	0.17
17	-0.05	0.10	0.26	0.18	0.06	0.10	-0.01	0.17	0.00	0.00	0.10	0.02
18	0.14	-0.04	0.17	0.25	0.06	-0.04	0.07	0.01	0.18	0.04	0.18	0.08
19	***	0.29	0.32	0.35	0.40	0.19	-0.11	-0.08	0.14	***	0.18	-0.01
20	***	0.34	0.42	0.26	***	-0.03	0.11	0.13	0.18	***	0.04	0.01
21	***	0.26	0.18	0.00	***	0.28	0.13	0.27	0.08	-0.12	0.05	-0.10
22	0.06	0.13	0.05	0.01	***	0.23	0.02	0.20	-0.16	0.14	-0.06	0.01
23	0.11	0.23	0.02	0.29	***	0.07	0.08	-0.07	0.04	0.03	0.10	0.11
24	0.20	0.26	0.35	0.36	***	0.16	0.26	0.17	0.26	-0.07	0.06	0.02
25	0.27	0.24	0.40	-0.02	0.37	0.04	0.04	0.11	0.19	0.14	-0.06	0.04
26	0.07	0.15	0.08	0.21	0.32	0.08	0.19	0.26	0.04	-0.03	0.01	***
27	-0.32	0.11	-0.05	0.45	0.20	0.02	0.15	0.15	-0.04	0.21	0.08	***
28	0.08	-0.01	0.31	0.49	0.25	0.19	0.10	-0.02	0.01	***	0.11	0.19
29	0.14	•••	-0.06	0.49	0.25	0.17	0.12	0.16	0.08	***	0.24	-0.01
30	0.16	•••	0.21	0.04	0.12	0.11	0.11	0.16	-0.15	0.19	0.00	0.17
31	0.24	•••	0.17	•••	0.08	•••	0.11	0.15	•••	0.20	•••	0.10
MEAN	0.10	0.16	0.20	0.24	0.21	0.12	0.07	0.16	0.06	0.06	0.10	0.06

ITEM SENSIBLE HEAT FLUX (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT (×0.1℃m/s)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.18	0.29	0.29	0.49	0.13	0.34	−0.01	***	0.24	−0.18	−0.06	−0.15
2	0.03	0.21	0.20	***	0.63	0.29	0.22	0.11	0.26	0.06	0.12	0.12
3	0.05	−0.15	0.45	***	0.54	0.44	0.15	0.48	0.15	0.16	0.21	0.13
4	0.18	0.08	0.43	1.07	0.25	0.34	0.40	0.18	0.18	0.18	0.25	−0.05
5	−0.01	0.04	0.15	0.73	0.47	0.39	0.17	0.18	0.42	0.15	0.28	0.03
6	0.19	0.20	0.14	0.59	0.60	0.54	0.10	0.16	−0.09	0.10	0.20	0.07
7	0.04	−0.14	0.33	0.13	−0.03	0.42	0.23	0.24	−0.08	−0.12	−0.02	−0.04
8	0.04	0.14	0.58	0.28	0.20	0.40	0.28	0.33	0.10	−0.06	0.04	−0.05
9	0.01	0.24	0.48	0.27	0.12	0.53	0.16	0.34	−0.05	0.01	0.04	−0.09
10	0.06	0.05	0.45	0.11	−0.01	0.18	−0.19	0.36	0.08	0.29	0.21	0.00
11	***	0.37	***	0.36	0.12	0.23	0.14	0.43	0.24	0.29	0.23	0.12
12	***	0.39	***	0.02	0.57	0.08	0.32	0.44	0.22	0.21	0.00	0.12
13	***	0.25	***	0.49	0.12	0.00	0.06	0.23	0.05	0.18	0.01	0.09
14	***	0.34	0.44	0.48	0.60	0.02	0.18	0.24	−0.10	0.17	0.24	0.25
15	***	0.24	−0.12	0.36	0.58	0.07	0.14	0.31	0.01	0.00	0.07	0.05
16	0.04	0.36	0.06	0.29	0.39	0.07	−0.14	0.26	−0.05	0.17	−0.02	0.14
17	−0.03	0.07	0.27	0.28	0.08	0.16	0.03	0.26	−0.05	0.13	0.08	0.04
18	0.16	0.13	0.25	0.40	0.03	−0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.13	0.03
19	***	0.43	0.45	0.53	0.31	0.24	0.05	−0.12	0.19	***	0.16	−0.03
20	***	0.37	0.70	0.42	***	0.00	0.24	0.19	0.22	***	0.02	0.04
21	***	0.35	0.32	−0.05	***	0.44	0.26	0.27	0.13	−0.22	0.08	−0.06
22	0.10	0.15	0.18	0.04	***	0.26	0.13	0.36	−0.18	0.12	−0.04	−0.01
23	0.13	0.33	0.08	0.47	***	0.09	0.26	−0.05	−0.01	0.04	0.11	0.11
24	0.23	0.39	0.43	0.54	***	0.20	0.50	0.18	0.23	−0.09	0.06	−0.01
25	0.27	0.31	0.58	0.02	0.52	0.00	0.08	0.19	0.26	0.21	−0.11	−0.01
26	0.06	0.22	0.08	0.36	0.55	0.06	0.31	0.32	0.11	−0.07	−0.01	***
27	−0.40	0.18	−0.11	0.76	0.28	−0.02	0.23	0.21	−0.04	0.11	0.05	***
28	0.15	−0.02	0.45	0.77	0.44	0.29	0.25	0.07	−0.05	***	0.06	0.16
29	0.21	···	−0.17	0.59	0.39	0.21	0.13	0.26	0.08	***	0.21	0.03
30	0.18	···	0.31	0.03	0.27	0.12	0.13	0.28	−0.14	0.22	0.08	0.18
31	0.29	···	0.32	···	0.24	···	0.14	0.26	···	0.21	···	0.19
MEAN	0.09	0.21	0.29	0.39	0.32	0.21	0.17	0.23	0.08	0.09	0.09	0.05

ITEM SHORT-WAVE RADIATION (1.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT PYRANOMETER (GORCYNSKI TYPE)(MS-43F)
UNIT (MJ/m2/DAY)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	10.4	13.9	12.2	21.2	11.9	21.5	4.3	***	22.6	3.1	1.5	1.6
2	5.9	11.9	10.3	***	28.5	21.7	12.4	18.3	21.3	19.3	14.1	9.5
3	11.3	1.4	15.0	***	25.6	26.1	9.7	23.6	17.8	12.8	14.5	9.0
4	11.3	8.8	18.4	0.5	15.7	21.2	22.3	15.1	15.6	16.1	14.2	1.4
5	6.6	6.4	7.2	***	25.6	24.9	11.8	21.9	19.2	15.9	14.6	7.8
6	11.5	12.0	5.7	21.1	24.3	28.4	18.9	21.8	3.5	12.2	11.9	7.7
7	5.0	5.4	16.6	10.0	2.2	26.6	22.2	23.9	4.2	9.7	4.0	1.2
8	8.7	12.4	19.6	12.9	10.4	25.5	24.7	25.7	9.3	4.1	6.3	2.6
9	11.1	14.4	18.8	6.5	6.6	28.4	18.2	24.5	2.6	7.6	10.7	2.9
10	10.6	4.7	18.3	7.9	6.4	18.1	4.1	25.1	12.4	17.4	13.6	7.5
11	***	15.0	18.0	13.7	10.2	14.6	26.2	25.8	20.2	17.3	12.7	11.1
12	***	16.1	***	6.6	18.9	3.5	27.5	16.2	19.2	17.6	5.6	10.2
13	***	12.9	***	18.9	6.1	3.9	14.6	19.2	8.3	18.0	11.2	10.0
14	***	15.7	17.3	20.9	25.4	4.0	23.9	21.0	2.7	16.4	12.6	10.9
15	***	14.3	6.7	20.3	23.8	7.2	15.4	22.2	3.7	14.1	6.5	7.3
16	3.6	16.2	10.3	17.3	14.5	7.6	9.5	12.6	2.3	17.1	3.4	8.6
17	2.8	6.8	14.8	13.4	7.7	13.6	13.2	15.6	2.4	15.8	4.9	10.5
18	11.9	10.9	16.1	15.9	5.9	1.6	22.5	6.9	17.5	5.6	11.6	5.0
19	***	16.5	20.1	23.4	21.3	28.7	19.0	6.3	19.0	***	8.6	2.7
20	***	17.2	21.4	18.1	***	10.2	26.0	24.4	21.5	***	2.8	5.6
21	***	16.2	13.5	4.8	***	26.5	25.8	26.0	15.7	1.4	6.7	0.5
22	11.3	12.0	8.0	9.7	***	15.0	19.2	22.0	5.1	14.7	2.0	4.3
23	12.7	14.8	7.3	22.6	***	6.4	19.0	4.8	8.2	9.0	5.2	8.9
24	13.1	16.0	19.7	23.2	***	18.2	24.0	15.3	18.5	2.4	5.4	2.1
25	13.6	15.7	18.8	6.3	28.1	6.4	9.2	16.5	18.3	13.7	1.5	7.5
26	6.2	9.8	5.2	12.8	27.7	8.2	25.7	20.8	14.5	1.8	8.5	***
27	4.3	9.1	2.1	25.8	17.8	6.0	22.4	17.0	4.7	14.5	10.9	***
28	13.4	2.5	23.0	26.3	28.6	19.5	14.8	15.1	2.4	***	12.0	9.1
29	13.3	···	2.0	26.6	22.4	13.7	13.1	21.8	10.8	***	10.9	10.7
30	13.6	···	18.7	6.6	20.6	12.1	17.9	21.9	2.2	15.4	7.5	10.2
31	14.1	···	11.7	···	17.1	···	22.7	22.9	···	12.9	···	9.8
MEAN	***	11.8	13.7	15.3	17.4	15.6	18.1	19.1	11.5	12.1	8.5	6.8

ITEM NET RADIATION (1.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT NET RADIOMETER (MIDDLTON TYPE)(CN-11)
UNIT (MJ/m^2/DAY)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	2.4	4.6	6.3	10.9	***	12.8	3.2	***	15.2	2.6	0.5	-0.1
2	0.3	3.9	4.6	***	***	12.9	9.8	12.9	14.8	6.1	4.9	3.3
3	-0.1	0.2	6.5	***	***	15.2	7.3	16.8	12.1	6.2	4.6	3.3
4	1.8	3.9	7.2	12.1	***	12.9	16.4	11.1	10.4	6.1	4.4	1.0
5	0.2	2.7	3.4	***	***	16.0	8.9	15.8	13.2	7.8	5.5	0.0
6	1.8	5.4	3.4	***	***	16.8	12.8	15.0	2.8	7.3	4.7	-1.4
7	1.1	-0.3	7.2	***	***	15.6	15.5	16.3	3.0	3.8	1.8	-0.7
8	2.9	3.7	7.1	***	***	14.8	17.3	17.5	7.2	2.2	2.5	-0.4
9	1.6	4.2	7.5	***	***	16.4	13.3	17.5	1.7	4.3	2.7	-1.9
10	2.9	0.2	8.0	***	***	10.1	3.4	17.7	9.0	8.5	5.0	-0.6
11	***	5.9	7.2	***	***	10.1	19.7	18.1	13.9	8.7	5.7	-2.6
12	***	5.0	***	***	***	2.9	18.3	12.7	14.0	8.8	2.8	-2.3
13	***	3.8	***	***	***	2.8	9.7	13.8	6.3	9.2	2.6	-3.3
14	***	5.4	7.1	***	***	2.7	16.6	14.5	1.5	7.5	2.5	-3.2
15	***	3.7	1.7	***	14.4	5.5	11.3	15.9	2.4	5.9	2.4	0.1
16	1.9	5.4	1.6	***	9.5	4.7	5.9	10.0	1.5	8.2	0.9	1.2
17	0.6	2.4	5.9	***	5.3	8.6	8.6	11.3	1.7	7.5	2.7	3.7
18	4.4	2.9	5.4	***	4.1	0.7	16.0	5.5	11.2	2.9	1.4	1.2
19	***	4.5	6.7	***	14.0	18.6	13.5	4.7	11.7	***	2.9	1.1
20	***	5.6	7.3	***	***	6.1	17.6	16.1	12.8	***	1.6	0.3
21	***	6.0	5.2	***	***	18.3	18.3	16.1	9.9	0.4	1.8	0.2
22	4.7	3.1	3.2	***	***	10.8	13.6	14.7	3.6	7.2	-0.2	-0.6
23	2.4	5.4	2.6	***	***	4.3	13.7	3.2	5.4	5.1	3.3	-1.8
24	3.4	5.2	8.1	***	***	11.7	17.3	10.6	11.7	1.0	2.1	-1.4
25	3.9	5.0	8.3	***	15.6	4.6	6.6	11.1	11.5	6.4	1.0	-1.8
26	1.6	3.3	2.8	***	15.6	5.9	18.6	14.9	8.9	1.1	-2.3	***
27	0.4	3.3	0.8	***	11.1	4.5	15.5	12.6	2.4	6.1	-5.0	***
28	3.1	1.1	12.1	***	17.3	13.3	11.5	10.4	2.2	***	0.4	2.7
29	3.1	...	1.1	***	13.6	9.8	9.5	15.3	7.6	***	3.0	2.6
30	3.2	...	11.2	***	11.7	9.0	11.8	15.2	1.6	5.5	1.3	2.1
31	4.0	...	6.3	...	10.0	...	16.1	15.6	...	6.4	...	3.5
MEAN	2.2	3.8	5.7	11.5	11.9	9.9	12.8	13.4	7.7	5.7	2.3	0.1

ITEM SOIL HEAT FLUX (0.02 m DEPTH)
INSTRUMENT SOIL HEAT FLUX METER (CN-81)
UNIT (MJ/m2/DAY)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-0.80	-0.60	0.90	0.80	0.80	0.80	0.50	***	0.30	0.40	-0.60	-0.20
2	-0.80	-0.50	0.50	1.00	0.40	0.80	0.70	0.30	0.30	0.30	-1.20	-0.40
3	-0.70	-0.30	-0.10	1.20	0.70	0.60	0.50	0.30	0.20	0.00	-1.40	-1.00
4	-0.70	0.30	0.00	0.50	0.90	0.60	1.00	0.40	0.20	-0.10	-1.50	-0.20
5	-0.70	0.00	-0.20	***	1.60	0.50	0.70	0.60	0.00	-0.30	-1.60	-0.40
6	-0.70	0.30	0.40	0.00	0.30	0.40	0.90	0.50	-0.20	-0.10	-1.50	-0.30
7	-0.80	-0.50	-0.20	0.50	-0.10	0.50	1.00	0.40	0.00	0.60	-1.20	-0.80
8	-0.30	-0.40	-0.60	1.40	0.70	0.70	1.00	0.40	0.00	-0.30	-0.80	-0.70
9	-0.60	-0.40	-0.30	0.30	0.00	0.40	0.70	0.40	-0.20	-0.50	-0.80	-1.40
10	-0.50	-0.80	0.10	0.10	0.00	0.00	0.60	0.40	-0.10	-0.70	-1.20	-1.20
11	-0.40	-0.80	0.30	0.60	0.60	0.70	1.00	0.30	0.20	-1.50	-0.80	-1.60
12	-0.40	-0.90	***	0.20	0.80	-0.10	0.50	-0.10	0.30	-1.10	-0.30	-1.60
13	-0.60	-0.50	***	0.10	0.00	0.10	0.50	0.40	-0.30	-0.70	-0.60	-1.40
14	-0.40	-0.50	0.40	0.80	1.20	0.10	0.90	0.40	-0.90	-0.40	-1.20	-1.50
15	0.00	-0.60	0.90	1.00	0.80	0.30	0.60	0.40	-0.60	0.20	-0.70	-1.40
16	0.20	-0.50	0.20	1.30	0.10	0.50	0.40	0.00	-0.50	-0.50	-0.40	-1.20
17	-0.20	0.00	0.40	1.30	-0.20	0.50	0.50	0.10	-0.30	-0.50	-0.40	-0.20
18	-0.70	-0.10	0.40	0.50	0.30	0.00	0.80	0.00	-0.30	-0.10	-0.20	-0.90
19	-1.10	-0.60	0.10	0.50	1.10	0.50	0.80	0.30	-0.90	***	-0.90	-0.40
20	-0.40	-0.50	0.30	0.40	0.40	0.30	0.70	0.00	-0.70	***	-0.40	-0.60
21	0.60	0.00	0.30	0.10	0.90	0.80	0.60	-0.60	-0.40	-0.70	-0.50	-0.70
22	0.20	0.40	0.40	0.50	0.70	-0.20	0.70	-0.40	-0.40	-0.40	-0.80	0.00
23	-1.10	0.20	-0.10	0.70	0.70	-0.40	0.50	-0.30	-0.40	-0.60	-0.40	-0.80
24	-1.00	0.30	0.00	0.90	0.50	0.20	0.30	0.30	-0.70	-0.70	-0.10	-0.40
25	-1.10	0.00	-0.10	0.10	0.50	-0.20	0.30	0.30	-0.80	-0.50	-0.10	-0.60
26	-1.00	0.20	0.00	-0.10	0.40	-0.10	0.80	0.20	-0.60	-0.70	-0.30	0.30
27	0.50	0.30	0.20	0.10	0.30	-0.10	0.50	0.50	-0.60	-0.50	-1.20	-1.00
28	-0.40	0.40	0.20	0.00	0.70	0.50	-0.20	0.50	-0.20	-1.20	-1.10	-1.20
29	-0.90	...	0.30	0.40	0.60	0.40	0.30	0.30	0.40	-1.50	-1.50	-1.10
30	-0.80	...	1.60	0.50	0.70	0.70	0.40	0.30	0.00	-1.40	-0.60	-1.00
31	-0.90	...	0.80	...	0.60	...	0.50	0.30	...	-1.10	...	-0.80
MEAN	-0.53	-0.22	0.24	0.54	0.55	0.33	0.61	0.23	-0.24	-0.50	-0.81	-0.80

ITEM SUNSHINE DURATION (9.0 m HEIGHT)
INSTRUMENT SUNSHINE RECORDER (MS-091)
UNIT (min)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	490	552	226	606	26	396	0	***	662	8	0	0
2	110	430	176	***	749	500	23	409	590	634	528	380
3	542	0	395	***	675	619	0	521	518	203	534	258
4	538	130	610	623	144	448	430	157	392	490	543	0
5	291	1	24	683	638	637	20	467	389	582	562	232
6	523	364	26	466	476	781	222	583	0	262	454	245
7	105	122	466	127	0	748	391	691	4	172	10	0
8	337	315	618	174	68	639	574	761	64	0	217	0
9	547	547	620	4	0	695	301	719	0	55	432	0
10	531	47	605	1	0	153	0	736	116	579	583	273
11	***	512	618	208	16	140	557	715	604	595	554	532
12	***	581	490	0	259	0	767	152	526	614	104	501
13	***	374	655	453	0	0	164	374	27	613	464	413
14	***	557	505	480	587	0	587	515	0	595	550	543
15	***	473	109	452	414	5	216	521	0	436	67	317
16	0	559	85	307	65	0	225	58	0	606	5	418
17	0	5	403	109	0	14	179	174	0	545	2	501
18	533	254	427	159	0	0	480	2	394	31	481	190
19	***	593	629	610	385	722	356	0	498	***	205	0
20	***	587	664	266	***	14	744	627	685	***	0	183
21	***	521	349	0	***	602	722	732	427	0	94	0
22	391	421	43	0	***	109	369	473	0	460	0	7
23	552	479	120	464	***	0	343	0	67	146	11	378
24	566	475	551	515	***	216	454	150	501	0	38	0
25	574	511	561	106	698	0	20	311	558	503	0	175
26	163	144	1	26	724	0	578	510	392	0	276	***
27	86	93	0	640	309	0	500	295	10	433	530	***
28	576	0	682	706	772	285	41	281	0	***	556	364
29	567	---	0	713	478	10	80	628	135	***	526	543
30	570	---	479	4	470	29	337	586	0	584	287	515
31	546	---	170	---	222	---	533	646	---	484	---	448
MEAN	397	345	365	318	314	259	329	426	252	357	287	256

ITEM AIR TEMPERATURE (1.6 m HIGHT)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-0.3	2.0	10.8	12.3	16.5	21.5	20.9	***	27.7	20.4	10.6	9.3
2	0.3	3.4	11.1	15.9	14.4	19.3	21.2	25.8	27.7	22.5	7.8	7.5
3	1.5	4.0	4.9	16.4	16.7	19.6	21.3	25.1	27.2	19.4	5.7	4.8
4	0.4	5.7	6.4	14.4	19.1	21.1	24.0	26.1	27.2	19.8	4.6	8.3
5	0.9	5.7	6.7	11.6	22.1	20.5	24.0	28.1	24.5	18.8	3.1	8.4
6	0.1	6.4	9.0	9.5	15.3	19.6	26.0	28.8	22.2	19.2	2.9	8.7
7	-1.4	5.7	8.3	12.3	13.8	21.4	26.9	28.6	22.6	23.1	4.2	5.3
8	4.7	5.4	5.6	17.8	15.4	23.0	27.6	28.6	23.2	18.8	6.9	4.7
9	3.3	5.8	5.8	13.8	13.5	22.1	25.8	28.6	21.6	16.6	7.7	0.9
10	4.8	1.3	8.9	11.0	12.7	20.2	24.8	28.8	22.7	15.2	5.6	1.4
11	5.9	1.1	***	12.6	14.6	23.9	28.1	28.2	24.7	10.8	7.0	-0.2
12	6.4	1.6	***	11.7	14.5	16.8	25.5	24.0	25.7	11.9	9.8	0.0
13	3.6	1.9	***	10.1	12.7	17.7	25.3	27.3	21.3	14.5	8.8	-0.1
14	4.0	1.5	10.3	12.7	17.4	18.7	28.2	28.0	17.5	16.3	4.8	-2.0
15	7.2	2.3	15.3	17.8	16.4	19.2	26.7	28.0	18.2	20.5	6.8	-1.3
16	8.6	2.9	11.6	21.1	13.5	20.4	25.6	24.4	18.3	16.2	8.6	3.3
17	4.4	5.4	12.3	20.8	12.9	20.8	25.5	24.2	18.9	16.0	8.9	6.3
18	1.8	5.0	13.5	14.5	14.5	18.5	27.2	23.4	19.5	17.0	11.3	2.7
19	0.3	3.8	11.3	13.9	17.8	20.8	27.9	25.3	17.1	***	6.3	5.8
20	3.6	5.0	11.9	14.9	14.1	20.6	27.7	25.4	17.8	***	9.1	3.8
21	9.3	6.4	12.7	14.3	17.2	21.5	27.9	20.9	18.7	14.0	8.2	2.6
22	8.7	9.9	12.9	15.6	17.8	16.7	28.4	21.0	18.6	15.4	6.8	6.1
23	3.6	8.7	7.4	14.7	18.7	15.4	27.3	21.1	18.0	14.2	8.4	2.9
24	2.9	7.0	8.3	15.9	18.2	18.3	25.1	24.1	16.4	13.0	10.6	4.1
25	1.4	6.3	6.1	14.8	18.7	15.8	25.2	25.0	16.0	14.6	10.4	4.4
26	1.6	7.9	8.5	11.4	17.3	15.9	29.1	24.2	16.6	12.5	9.8	3.4
27	8.3	9.3	9.8	10.9	17.0	15.9	28.0	26.3	16.3	13.8	5.6	1.1
28	6.0	9.8	7.6	10.1	17.1	18.9	23.5	27.8	17.5	10.9	5.8	-1.6
29	2.5	---	11.3	13.1	18.5	19.1	25.5	27.5	21.3	7.3	2.3	2.4
30	2.2	---	16.3	16.2	20.6	20.9	27.4	27.9	19.6	7.8	7.3	-0.1
31	2.2	---	13.1	---	20.6	---	28.7	27.8	---	9.3	---	2.9
MEAN	3.5	5.0	9.9	14.1	16.4	19.5	26.0	26.0	20.8	15.5	7.2	3.4

ITEM AIR TEMPERATURE (12.3 m HIGHT)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	2.4	2.7	10.3	12.4	16.4	21.3	20.4	***	27.5	20.0	10.5	8.7
2	1.5	4.2	10.6	16.1	15.1	22.1	20.7	25.7	27.8	23.1	9.7	8.2
3	1.7	3.8	4.3	16.4	17.1	20.3	20.9	24.8	27.9	21.0	8.8	7.3
4	3.4	5.3	6.4	14.0	18.8	21.3	23.4	25.5	26.9	21.3	7.7	8.0
5	2.7	5.6	6.9	11.3	21.7	20.4	23.5	28.0	24.1	19.8	6.2	10.5
6	2.7	7.0	8.3	9.5	15.1	19.3	25.5	29.2	21.9	19.8	6.1	8.9
7	0.8	6.3	8.8	11.9	13.5	21.6	26.6	28.7	22.1	22.8	5.9	4.7
8	4.6	6.9	6.3	17.5	14.9	23.0	27.4	28.9	22.7	19.1	8.6	4.1
9	4.4	6.1	7.0	13.3	13.2	23.0	25.4	28.8	21.2	16.9	7.9	0.3
10	6.0	1.7	9.7	10.5	12.3	21.6	24.3	28.9	22.3	16.8	8.0	1.5
11	7.1	1.4	***	12.2	14.3	23.7	27.9	28.1	24.8	13.4	8.9	1.1
12	8.3	2.6	***	11.7	13.9	16.4	25.3	23.3	25.9	14.3	11.7	1.6
13	5.8	2.0	***	10.3	12.2	17.3	25.4	26.7	20.9	15.7	10.7	1.8
14	5.5	2.5	10.1	12.5	16.9	18.4	27.8	27.5	17.3	17.6	8.7	0.4
15	8.2	2.9	15.2	17.8	16.0	18.7	26.4	27.3	18.0	20.8	8.3	1.1
16	8.9	3.8	11.5	20.6	13.1	20.2	25.8	23.8	18.0	18.0	7.8	4.6
17	4.5	5.4	12.4	20.3	12.6	20.8	25.7	23.6	18.5	16.8	8.3	7.2
18	3.2	4.7	13.5	14.1	14.4	18.3	27.0	22.9	20.5	17.2	11.4	3.4
19	2.4	3.7	11.1	13.9	17.5	21.2	27.5	24.8	18.4	***	7.7	5.7
20	3.9	6.4	11.6	14.9	13.9	20.3	27.9	25.4	18.7	***	8.9	4.9
21	9.1	7.6	13.1	14.3	17.3	20.9	27.8	22.5	19.3	13.9	9.3	2.1
22	9.2	9.9	12.9	15.3	18.5	16.2	28.3	21.4	18.7	15.4	6.4	5.5
23	4.4	8.6	7.0	14.4	19.1	15.0	26.9	20.8	18.2	14.3	7.6	3.6
24	4.4	6.5	7.9	15.9	18.9	18.0	24.5	23.7	17.9	13.0	10.1	3.9
25	3.2	5.7	6.2	14.7	19.7	15.5	24.6	25.1	17.9	15.1	9.8	4.1
26	1.9	7.5	7.9	10.8	18.2	15.5	28.4	24.1	17.6	12.4	10.0	3.5
27	7.8	8.9	9.2	10.7	16.9	15.5	27.6	25.7	17.0	14.6	7.1	1.6
28	6.1	9.1	7.8	10.5	17.0	18.4	23.0	27.4	17.1	12.5	7.2	-0.4
29	2.7	...	10.8	13.5	19.0	18.7	25.1	27.9	21.2	10.5	6.0	2.9
30	3.0	...	16.0	16.1	20.8	20.4	28.1	27.8	19.6	11.0	7.6	1.8
31	2.8	...	12.7	...	20.7	...	29.4	27.6	...	10.5	...	2.9
MEAN	4.6	5.3	9.8	13.9	16.4	19.4	25.8	25.9	21.0	16.5	8.4	4.0

ITEM AIR TEMPERATURE (29.5 m HIGHT)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	3.7	***	10.6	8.4	19.9	21.4	20.5	***	27.8	***	10.7	***
2	***	***	10.8	11.6	15.8	22.2	20.7	25.9	28.1	23.4	***	***
3	2.1	4.6	4.6	11.3	17.9	20.3	21.0	25.0	28.3	21.5	***	***
4	***	***	6.8	8.8	24.4	21.5	23.4	25.7	27.1	21.8	***	***
5	***	***	7.6	9.3	26.1	20.5	23.6	28.2	24.1	20.2	***	***
6	***	***	8.6	7.3	15.2	19.3	25.6	29.7	22.1	20.3	***	***
7	2.2	7.2	9.4	10.1	15.5	21.9	26.7	28.9	22.3	23.0	***	***
8	***	8.0	6.8	16.2	23.1	23.2	27.6	29.2	22.8	19.4	***	***
9	***	***	8.0	13.4	20.9	23.3	25.5	29.1	21.3	17.1	***	***
10	7.1	2.3	10.4	10.7	23.2	22.2	24.4	29.2	22.5	17.2	***	***
11	***	2.1	***	12.2	23.5	24.0	28.1	28.4	25.1	14.3	***	***
12	***	3.3	***	11.8	22.5	16.3	25.5	23.3	26.2	14.8	***	***
13	***	***	***	10.9	22.7	17.3	25.7	26.8	21.1	15.9	***	***
14	***	***	10.2	12.8	21.7	18.5	28.0	27.7	17.4	18.3	***	***
15	***	***	13.1	18.3	19.8	18.7	26.6	27.4	18.1	***	***	***
16	***	4.8	6.4	20.6	12.8	20.3	26.2	23.8	18.1	***	***	***
17	***	6.0	7.8	20.2	14.4	21.0	26.0	23.6	18.5	17.2	***	***
18	***	***	9.0	14.0	16.9	18.5	27.1	23.0	20.9	17.3	***	***
19	***	4.2	5.6	14.0	18.9	21.7	27.7	25.0	18.8	***	***	***
20	***	***	6.0	16.2	***	20.5	28.2	25.6	***	***	***	***
21	9.2	***	9.3	14.3	***	20.9	28.2	23.0	***	13.9	***	***
22	9.7	10.5	7.8	21.0	***	16.1	28.5	21.7	***	15.4	***	***
23	5.5	9.1	0.6	17.3	19.0	14.9	27.0	20.9	***	14.3	***	***
24	***	7.0	1.5	16.0	19.0	18.0	24.5	23.8	***	13.1	***	***
25	***	6.1	4.8	15.0	20.3	15.4	24.8	25.4	***	***	***	***
26	2.8	7.9	8.3	10.9	18.9	15.4	28.6	24.2	***	***	***	***
27	***	9.3	10.4	11.0	17.0	15.5	27.9	25.8	***	17.3	***	***
28	***	9.6	6.5	10.9	17.1	18.3	23.0	27.6	***	13.1	***	***
29	***	...	6.0	14.0	19.3	18.7	25.3	28.2	***	11.0	***	***
30	***	...	11.4	24.1	21.1	20.4	28.6	28.0	***	11.8	***	***
31	***	...	7.4	...	20.8	...	29.9	27.8	...	11.4	...	***
MEAN	5.3	6.4	7.7	13.8	19.6	19.5	25.9	26.1	22.7	16.8	10.7	***

ITEM SOIL TEMPERATURE (0.02 m DEPTH)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-751)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5.6	4.6	9.7	14.0	16.8	20.0	21.7	***	25.8	21.7	14.8	10.7
2	5.4	4.7	10.1	14.4	16.7	20.6	22.1	26.4	25.6	22.3	14.4	11.1
3	5.4	5.2	9.6	15.2	16.6	20.2	21.8	25.9	25.5	22.0	13.5	10.5
4	5.2	6.1	9.2	15.4	17.2	20.5	22.5	26.0	25.6	21.5	13.0	10.9
5	5.1	6.4	8.7	14.3	18.6	20.6	22.7	26.3	25.4	21.2	12.3	11.3
6	5.0	7.4	9.5	13.5	18.8	20.3	23.1	26.4	25.2	20.8	11.6	11.4
7	4.7	6.8	9.5	13.8	17.3	20.2	23.6	26.5	24.9	21.8	11.2	11.1
8	5.1	6.3	8.7	15.2	17.6	20.7	24.1	26.4	24.5	21.5	11.6	10.5
9	5.4	6.4	8.2	15.7	17.4	20.9	24.7	26.4	24.4	20.8	12.1	9.8
10	5.6	6.1	8.6	14.5	16.9	19.9	24.5	26.4	24.0	20.4	11.5	9.2
11	5.1	5.3	9.6	14.3	17.0	20.4	26.4	26.4	24.2	18.8	11.3	7.9
12	5.2	5.0	***	14.7	17.8	20.7	26.0	25.8	24.8	17.9	11.8	7.0
13	5.5	4.8	***	14.0	17.4	19.8	25.4	25.8	25.2	17.7	12.2	6.6
14	5.2	5.2	10.4	14.5	18.0	19.8	25.8	26.2	23.9	17.8	11.5	6.1
15	6.3	5.0	11.5	15.3	18.7	19.9	26.0	26.2	23.1	18.8	11.2	5.6
16	7.0	4.9	11.6	16.7	18.2	20.7	25.6	26.1	22.9	19.2	11.5	5.6
17	7.6	5.4	11.4	17.5	17.6	20.8	25.4	25.5	22.7	18.3	11.8	6.6
18	6.5	6.3	11.7	17.2	17.3	21.1	25.6	25.1	22.8	18.7	12.3	6.6
19	5.6	5.8	11.6	16.7	18.4	20.7	25.9	25.3	22.1	***	11.8	6.9
20	5.5	5.5	11.6	16.4	18.9	20.9	26.0	25.6	21.4	***	11.8	7.6
21	7.1	5.7	11.6	16.1	18.9	21.6	26.2	24.1	21.3	18.6	12.0	7.1
22	8.8	6.8	12.2	16.3	19.0	21.4	26.5	23.4	21.7	18.1	11.5	7.5
23	7.3	7.5	11.9	16.5	19.3	20.3	26.3	23.2	21.6	18.0	11.3	7.6
24	6.0	8.0	11.1	16.8	***	20.4	26.0	23.9	21.3	17.6	12.0	7.3
25	5.4	7.8	11.1	17.0	18.9	20.4	25.7	24.4	20.5	17.6	12.4	7.5
26	4.8	8.1	10.9	16.1	18.9	19.9	26.2	24.6	20.3	17.2	12.9	7.3
27	6.3	8.3	11.6	15.7	18.9	19.7	26.5	25.4	19.9	17.3	11.6	6.6
28	6.4	8.9	11.4	15.4	19.1	20.2	25.7	26.0	20.2	***	11.0	5.9
29	5.6	...	11.7	15.4	19.2	20.7	25.2	25.8	20.9	***	9.9	5.4
30	5.0	...	13.6	16.1	19.5	21.5	25.5	25.8	21.3	14.6	9.7	5.2
31	4.7	...	14.0	...	19.9	...	25.8	25.8	...	14.0	...	5.0
MEAN	5.8	6.2	10.8	15.5	18.2	20.5	25.0	25.6	23.1	19.0	11.9	7.9

ITEM SOIL TEMPERATURE (0.10 m DEPTH)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-751)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5.1	4.3	7.8	11.4	14.2	17.6	19.1	***	23.9	19.6	14.1	9.7
2	4.9	4.2	8.4	11.7	14.4	18.1	19.4	24.1	23.8	20.1	14.0	10.0
3	4.8	4.5	8.3	12.3	14.3	18.2	19.5	24.0	23.8	20.0	13.4	9.8
4	4.7	5.0	8.0	12.7	14.7	18.2	19.9	23.9	23.8	19.9	12.8	9.8
5	4.6	5.4	7.8	12.2	15.4	18.4	20.4	24.1	23.8	19.7	12.2	9.9
6	4.4	5.9	8.0	11.7	16.1	18.4	20.8	24.3	23.3	19.5	11.6	10.0
7	4.3	5.9	8.2	11.6	15.3	18.4	21.2	24.4	23.0	19.9	11.1	9.9
8	4.3	5.6	7.9	12.3	15.1	18.6	21.5	24.4	22.9	20.1	11.1	9.5
9	4.6	5.6	7.4	13.0	15.2	18.9	21.9	24.4	22.9	19.7	11.3	9.1
10	4.6	5.5	7.5	12.5	14.8	18.5	22.0	24.5	22.6	19.3	11.1	8.5
11	4.5	5.0	8.1	12.2	14.7	18.5	23.1	24.5	22.6	18.4	10.8	7.7
12	4.6	4.7	***	12.4	15.1	18.9	23.1	24.3	23.0	17.5	11.0	7.0
13	4.7	4.5	***	12.0	15.2	18.3	22.8	23.9	23.1	17.2	11.3	6.5
14	4.5	4.6	8.4	12.1	15.2	18.2	23.0	24.1	22.3	17.1	11.0	6.1
15	5.0	4.5	8.9	12.7	15.9	18.2	23.3	24.2	21.6	17.5	10.7	5.7
16	5.5	4.4	9.4	13.6	15.9	18.5	23.1	24.2	21.3	18.0	10.8	5.5
17	6.1	4.6	9.3	14.2	15.5	18.7	23.1	23.8	21.1	17.5	10.9	5.9
18	5.8	5.2	9.5	14.4	15.1	18.9	23.2	23.5	21.0	17.6	11.2	6.2
19	5.2	5.2	9.6	14.2	15.6	18.6	23.5	23.5	20.7	***	11.1	6.2
20	4.8	4.9	9.6	14.0	16.2	18.9	23.7	23.7	20.1	***	11.0	6.5
21	5.4	4.9	9.5	13.9	16.2	19.2	23.8	22.9	19.9	17.7	11.1	6.3
22	7.0	5.5	9.9	13.8	16.4	19.3	24.0	22.3	20.1	17.2	10.9	6.3
23	6.6	6.1	10.0	14.0	16.7	18.7	24.1	22.1	19.9	17.1	10.7	6.6
24	5.7	6.5	9.5	14.2	***	18.4	24.0	22.1	19.8	16.8	11.0	6.4
25	5.2	6.6	9.4	14.5	16.6	18.4	23.8	22.6	19.3	16.7	11.3	6.5
26	4.7	6.8	9.3	14.0	16.6	18.1	23.9	22.8	19.0	16.5	11.5	6.4
27	4.9	7.0	9.5	13.7	16.6	18.0	24.3	23.0	18.8	16.3	10.9	6.0
28	5.5	7.3	9.5	13.5	16.6	18.0	24.0	23.5	18.7	16.0	10.4	5.5
29	5.2	...	9.7	13.4	16.8	18.4	23.5	23.6	19.0	15.3	9.7	5.1
30	4.7	...	10.5	13.8	17.0	18.8	23.6	23.8	19.5	14.6	9.3	4.8
31	4.4	...	11.3	...	17.4	...	23.8	23.8	...	13.9	...	4.6
MEAN	5.0	5.4	9.0	13.1	15.7	18.5	22.6	23.7	21.5	17.8	11.3	7.2

ITEM SOIL TEMPERATURE (0.50 m DEPTH)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-751)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	8.6	7.1	7.8	10.3	13.3	16.0	17.8	***	22.3	20.0	17.0	12.6
2	8.5	7.0	8.0	10.5	13.4	16.1	17.9	22.0	22.3	20.0	16.8	12.5
3	8.3	7.0	8.2	10.7	13.5	16.3	18.1	22.1	22.3	20.0	16.7	12.5
4	8.2	7.0	8.3	10.9	13.6	16.4	18.2	22.1	22.4	20.1	16.4	12.4
5	8.1	7.0	8.4	11.1	13.7	16.6	18.3	22.1	22.4	20.1	16.2	12.3
6	8.0	7.0	8.5	11.3	13.9	16.7	18.5	22.2	22.4	20.0	15.9	12.2
7	7.9	7.2	8.5	11.3	14.1	16.8	18.7	22.2	22.4	20.0	15.5	12.2
8	7.8	7.3	8.6	11.3	14.2	16.9	18.9	22.3	22.4	20.0	15.2	12.1
9	7.7	7.3	8.6	11.4	14.3	17.0	19.1	22.4	22.4	20.0	14.9	12.0
10	7.6	7.3	8.6	11.6	14.3	17.1	19.3	22.4	22.4	20.0	14.7	11.8
11	7.6	7.3	8.6	11.7	14.3	17.2	20.2	22.4	22.3	19.9	14.5	11.6
12	7.5	7.2	***	11.8	14.3	17.2	20.3	22.5	22.3	19.7	14.3	11.4
13	7.5	7.2	***	11.8	14.4	17.3	20.4	22.5	22.3	19.5	14.2	11.1
14	7.4	7.1	8.8	11.9	14.5	17.3	20.5	22.4	22.3	19.2	14.1	10.8
15	7.5	7.0	8.8	11.9	14.5	17.3	20.6	22.4	22.2	19.0	14.0	10.5
16	7.5	7.0	9.0	12.0	14.6	17.3	20.7	22.5	22.1	18.9	13.8	10.2
17	7.6	6.9	9.2	12.2	14.7	17.4	20.8	22.5	21.9	18.9	13.7	10.0
18	7.7	6.9	9.3	12.4	14.8	17.5	20.9	22.5	21.8	18.8	13.6	9.8
19	7.7	6.9	9.4	12.7	14.8	17.6	21.0	22.5	21.6	***	13.6	9.7
20	7.6	6.9	9.5	12.8	15.0	17.7	21.1	22.4	21.5	***	13.5	9.6
21	7.6	7.0	9.6	12.9	15.0	17.7	21.2	22.4	21.3	18.7	13.5	9.5
22	7.5	7.0	9.7	13.0	15.1	17.8	21.3	22.3	21.1	18.6	13.4	9.4
23	7.7	7.0	9.8	13.0	15.2	17.9	21.5	22.2	21.0	18.5	13.4	9.3
24	7.8	7.1	9.8	13.1	***	17.9	21.6	22.0	20.9	18.4	13.3	9.3
25	7.8	7.3	9.9	13.2	15.5	17.9	21.7	21.9	20.7	18.3	13.2	9.2
26	7.7	7.4	9.9	13.3	15.5	17.8	21.7	21.9	20.6	18.2	13.2	9.2
27	7.1	7.5	9.9	13.4	15.6	17.8	21.8	21.9	20.4	18.0	13.2	9.1
28	7.1	7.7	9.9	13.4	15.7	17.7	21.9	22.0	20.2	18.0	13.2	9.1
29	7.2	•••	9.9	13.3	15.7	17.7	21.9	22.0	20.1	17.8	13.0	8.9
30	7.2	•••	10.0	13.3	15.8	17.8	21.9	22.1	20.0	17.6	12.9	8.7
31	7.2	•••	10.1	•••	15.9	•••	21.9	22.2	•••	17.3	•••	8.6
MEAN	7.7	7.1	9.1	12.1	14.6	17.3	20.3	22.2	21.7	19.1	14.4	10.6

ITEM SOIL TEMPERATURE (1.00 m DEPTH)
INSTRUMENT PT RESISTANCE THERMOMETER (E-751)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	11.8	9.6	9.2	10.3	12.4	14.2	16.0	***	19.7	19.4	17.9	14.7
2	11.7	9.7	9.2	10.4	12.4	14.3	16.0	18.7	19.7	19.4	17.8	14.6
3	11.6	9.7	9.3	10.3	12.5	14.3	16.1	18.8	19.7	19.3	17.7	14.5
4	11.5	9.6	9.3	10.5	12.5	14.4	16.1	18.9	19.8	19.2	17.6	14.5
5	11.4	9.6	9.4	10.6	12.6	14.5	16.1	18.9	19.8	19.2	17.5	14.4
6	11.3	9.6	9.4	10.7	12.6	14.5	16.2	19.0	19.8	19.1	17.4	14.3
7	11.2	9.5	9.5	10.8	12.7	14.6	16.2	19.0	19.9	19.1	17.2	14.2
8	11.1	9.5	9.5	10.8	12.8	14.7	16.3	19.1	19.9	19.1	17.1	14.1
9	11.0	9.5	9.5	10.9	12.8	14.8	16.4	19.1	19.9	19.0	17.0	14.0
10	11.0	9.5	9.6	11.0	12.9	14.8	16.5	19.2	19.9	19.0	16.8	13.9
11	10.8	9.5	9.6	11.0	13.0	14.9	17.5	19.2	20.0	19.0	16.7	13.8
12	10.7	9.5	***	11.1	13.1	15.0	17.2	19.3	20.0	19.0	16.5	13.7
13	10.6	9.5	***	11.2	13.1	15.1	17.2	19.3	20.0	19.0	16.4	13.6
14	10.5	9.4	9.7	11.2	13.2	15.1	17.3	19.3	20.0	18.9	16.2	13.5
15	10.5	9.4	9.6	11.3	13.2	15.2	17.3	19.4	20.0	18.9	16.1	13.4
16	10.5	9.4	9.7	11.4	13.2	15.3	17.4	19.4	20.0	18.8	16.0	13.3
17	10.4	9.4	9.8	11.4	13.3	15.3	17.5	19.5	20.0	18.7	15.9	13.2
18	10.4	9.3	9.8	11.5	13.4	15.4	17.6	19.5	20.0	18.7	15.7	13.0
19	10.4	9.3	9.9	11.5	13.4	15.4	17.7	19.6	20.0	***	15.6	12.9
20	10.3	9.2	9.9	11.6	***	15.5	17.7	19.6	20.0	***	15.5	12.8
21	10.3	9.2	10.0	11.7	***	15.5	17.8	19.6	19.9	18.5	15.4	12.7
22	10.1	9.2	10.0	11.8	13.7	15.6	17.9	19.7	19.9	18.4	15.3	12.5
23	10.1	9.2	10.1	11.9	13.7	15.7	18.0	19.7	19.9	18.4	15.3	12.4
24	10.1	9.2	10.1	11.9	13.8	15.7	18.1	19.7	19.8	18.3	15.2	12.2
25	10.0	9.2	10.2	12.0	13.8	15.8	18.2	19.7	19.7	18.3	15.1	12.2
26	10.1	9.2	10.2	12.1	13.9	15.8	18.3	19.7	19.7	18.2	15.0	12.1
27	9.4	9.2	10.3	12.2	13.9	15.9	18.3	19.7	19.6	18.2	15.0	12.0
28	9.5	9.2	10.3	12.2	14.0	15.9	18.4	19.7	19.6	18.1	14.9	11.9
29	9.5	•••	10.3	12.3	14.0	16.0	18.5	19.6	19.5	18.0	14.8	11.9
30	9.6	•••	10.3	12.4	14.1	16.0	18.6	19.6	19.4	18.0	14.8	11.8
31	9.6	•••	10.3	•••	14.2	•••	18.6	19.7	•••	18.0	•••	11.7
MEAN	10.5	9.4	9.8	11.3	13.2	15.2	17.3	19.4	19.8	18.7	16.2	13.2

ITEM GROUNDWATER LEVEL (2.2 m DEPTH)
INSTRUMENT WATER LEVEL GAUGE (PRESSURE TRANSDUCER TYPE)
UNIT (m)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−1.77	−1.43	−1.75	−1.74	−1.91	−1.71	−1.85	***	***	***	−1.73	−2.09
2	−1.78	−1.45	−1.73	−1.72	−1.94	−1.75	−1.83	−1.85	***	−2.13	−1.81	−2.10
3	−1.84	−1.48	−1.77	−1.71	−1.92	−1.77	−1.80	−1.89	***	−1.87	−1.82	−2.12
4	−1.82	−1.50	−1.76	−1.76	−1.91	−1.77	−1.77	−1.96	***	−1.78	−1.85	−2.03
5	−1.83	−1.51	−1.75	−1.77	−1.93	−1.79	−1.75	−2.00	***	−1.79	−1.90	−2.08
6	−1.89	−1.50	−1.70	−1.78	−1.98	−1.82	−1.74	−2.02	***	−1.77	−1.91	−2.12
7	−1.84	−1.42	−1.82	−1.76	−1.96	−1.82	−1.76	−2.03	***	−1.77	−1.85	−2.06
8	−1.80	−1.42	−1.86	−1.77	−1.97	−1.82	−1.79	−2.04	***	−1.84	−1.75	−2.00
9	−1.88	−1.44	−1.81	−1.81	−2.01	−1.84	−1.80	−2.05	***	−1.84	−1.84	−1.92
10	−1.87	−1.48	−1.77	−1.83	−1.98	−1.87	−1.77	−2.07	***	−1.82	−1.92	−1.88
11	−1.87	−1.50	***	−1.82	−1.96	−1.87	−1.53	−2.08	***	−1.83	−1.88	−1.88
12	−1.91	−1.56	***	−1.81	−1.92	−1.93	−1.41	−2.09	***	−1.82	−1.82	−1.80
13	−1.92	−1.57	−1.91	−1.83	−1.85	−1.92	−1.42	−2.08	***	−1.79	−1.86	−1.80
14	−1.93	−1.58	−1.88	−1.86	−1.81	−1.95	−1.44	−2.10	***	−1.84	−1.90	−1.80
15	−1.87	−1.59	−1.87	−1.84	−1.81	−1.96	−1.49	−2.11	***	−1.84	−1.90	−1.76
16	−1.87	−1.60	−1.95	−1.83	−1.83	−1.97	−1.50	−2.15	***	−1.86	−1.95	−1.72
17	−1.93	−1.57	−1.91	−1.82	−1.82	−1.98	−1.59	−2.15	***	−1.90	−1.94	−1.77
18	−1.95	−1.58	−1.93	−1.88	−1.80	−1.96	−1.61	−2.15	***	−1.88	−1.88	−1.82
19	−1.97	−1.65	−1.93	−1.88	−1.79	−2.00	−1.61	−2.13	***	***	−1.98	−1.82
20	−1.96	−1.69	−1.96	−1.87	−1.67	−1.93	−1.61	−2.16	***	***	−1.94	−1.85
21	−1.87	−1.67	−1.92	−1.87	−1.57	−1.88	−1.63	−2.19	***	−1.86	−1.92	−1.81
22	−1.87	−1.63	−1.94	−1.89	−1.59	−1.92	−1.65	−2.20	***	−1.90	−1.99	−1.79
23	−1.78	−1.68	−1.96	−1.87	−1.59	−1.90	−1.68	−2.18	***	−1.87	−1.96	−1.74
24	−1.74	−1.70	−1.98	−1.83	−1.62	−1.87	−1.69	−2.15	***	−1.84	−1.95	−1.67
25	−1.73	−1.71	−2.00	−1.87	−1.65	−1.87	−1.70	−2.18	***	−1.82	−1.96	−1.62
26	−1.70	−1.69	−1.97	−1.88	−1.68	−1.89	−1.73	−2.20	***	−1.74	−2.01	−1.71
27	−1.37	−1.72	−1.97	−1.87	−1.69	−1.88	−1.75	−2.20	***	−1.75	−2.05	−1.74
28	−1.16	−1.71	−1.99	−1.87	−1.70	−1.87	−1.76	−2.19	***	−1.82	−2.12	−1.73
29	−1.22	•••	−1.88	−1.88	−1.70	−1.86	−1.77	−2.19	***	−1.85	−2.10	−1.74
30	−1.30	•••	−1.85	−1.86	−1.69	−1.84	−1.79	−2.19	***	−1.86	−2.05	−1.77
31	−1.39	•••	−1.78	•••	−1.69	•••	−1.81	***	•••	−1.84	•••	−1.77
MEAN	−1.76	−1.57	−1.87	−1.83	−1.80	−1.87	−1.68	−2.10	***	−1.84	−1.92	−1.85

ITEM GROUNDWATER LEVEL (10.0 m DEPTH)
INSTRUMENT WATER LEVEL GAUGE (PRESSURE TRANSDUCER TYPE)
UNIT (m)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−2.45	−1.62	−1.95	−2.41	−2.60	−2.36	−2.54	***	−4.61	−4.19	−3.14	−3.59
2	−2.39	−1.65	−1.97	−2.39	−2.64	−2.38	−2.51	−2.71	−4.65	−2.73	−3.13	−3.59
3	−2.36	−1.67	−1.98	−2.39	−2.66	−2.40	−2.45	−2.76	−4.69	−2.57	−3.16	−3.48
4	−2.35	−1.69	−1.99	−2.37	−2.82	−2.43	−2.46	−2.79	−4.73	−2.60	−3.18	−3.38
5	−2.35	−1.71	−2.00	−2.42	−2.79	−2.45	−2.45	−2.82	−4.76	−2.72	−3.22	−3.14
6	−2.43	−1.68	−2.01	−2.40	−2.85	−2.47	−2.42	−2.85	−4.76	−2.72	−3.24	−3.12
7	−2.52	−1.61	−2.03	−2.37	−2.93	−2.48	−2.41	−2.88	−4.74	−2.57	−3.25	−3.05
8	−2.48	−1.62	−2.06	−2.37	−2.73	−2.52	−2.42	−2.91	−4.73	−2.54	−3.22	−3.00
9	−2.46	−1.65	−2.08	−2.38	−2.77	−2.53	−2.44	−2.95	−4.72	−2.54	−3.20	−2.88
10	−2.49	−1.68	−2.10	−2.45	−2.76	−2.55	−2.46	−2.98	−4.71	−2.54	−3.24	−2.81
11	−2.51	−1.70	***	−2.42	−2.71	−2.58	−2.07	−3.01	−4.69	−2.56	−3.09	−2.80
12	−2.54	−1.72	***	−2.49	−2.65	−2.60	−2.03	−3.03	−4.67	−2.56	−2.81	−2.76
13	−2.60	−1.74	−2.18	−2.63	−2.60	−2.62	−2.09	−3.04	−4.65	−2.55	−2.92	−2.63
14	−2.64	−1.76	−2.21	−2.67	−2.57	−2.64	−2.13	−3.05	−4.63	−2.57	−3.02	−2.58
15	−2.72	−1.78	−2.22	−2.73	−2.56	−2.65	−2.17	−3.07	−4.61	−2.61	−3.11	−2.57
16	−2.76	−1.79	−2.28	−2.49	−2.57	−2.68	−2.18	−3.09	−4.58	−2.63	−3.09	−2.58
17	−2.56	−1.79	−2.32	−2.42	−2.61	−2.71	−2.21	−3.13	−4.55	−2.67	−3.12	−2.57
18	−2.63	−1.80	−2.34	−2.45	−2.63	−2.74	−2.24	−3.20	−4.54	−2.69	−3.18	−2.58
19	−2.67	−1.82	−2.37	−2.57	−2.56	−2.72	−2.28	−3.27	−4.54	***	−3.24	−2.62
20	−2.72	−1.84	−2.40	−2.62	−2.34	−2.67	−2.29	−3.38	−4.53	***	−3.26	−2.75
21	−2.63	−1.85	−2.44	−2.67	−2.30	−2.70	−2.32	−3.56	−4.50	−2.84	−3.32	−2.74
22	−2.19	−1.86	−2.46	−2.46	−2.30	−2.69	−2.36	−3.79	−4.48	−2.89	−3.39	−2.72
23	−2.04	−1.87	−2.49	−2.46	−2.31	−2.66	−2.39	−4.00	−4.46	−2.91	−3.42	−2.70
24	−2.01	−1.89	−2.53	−2.45	−2.32	−2.67	−2.41	−4.09	−4.48	−2.94	−3.42	−2.72
25	−2.00	−1.91	−2.57	−2.47	−2.33	−2.65	−2.44	−4.17	−4.50	−2.97	−3.40	−2.68
26	−2.02	−1.92	−2.61	−2.51	−2.34	−2.62	−2.46	−4.26	−4.51	−3.04	−3.41	−2.72
27	−1.62	−1.93	−2.63	−2.54	−2.34	−2.60	−2.48	−4.35	−4.52	−2.99	−3.43	−2.72
28	−1.41	−1.94	−2.63	−2.58	−2.33	−2.59	−2.51	−4.42	−4.49	−3.04	−3.50	−2.75
29	−1.47	•••	−2.59	−2.64	−2.32	−2.56	−2.55	−4.48	−4.46	−3.05	−3.52	−2.74
30	−1.53	•••	−2.58	−2.66	−2.34	−2.56	−2.59	−4.53	−4.46	−3.12	−3.52	−2.81
31	−1.58	•••	−2.52	•••	−2.35	•••	−2.63	−4.56	•••	−3.11	•••	−2.82
MEAN	−2.29	−1.77	−2.29	−2.50	−2.55	−2.58	−2.37	−3.44	−4.60	−2.81	−3.24	−2.86

ITEM GROUNDWATER LEVEL (22.0 m DEPTH)
INSTRUMENT WATER LEVEL GAUGE (PRESSURE TRANSDUCER TYPE)
UNIT (m)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
2	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
3	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
4	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
5	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
6	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
7	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
8	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
9	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
10	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
11	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
12	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
13	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
14	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
15	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
16	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
17	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
18	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
19	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
20	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
21	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
22	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
23	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
24	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
25	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
26	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
27	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
28	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
29	***	•••	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
30	***	•••	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
31	***	•••	***	•••	***	•••	***	***	***	***	•••	***
MEAN	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***

ITEM DEWPOINT TEMPERATURE (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT DEW-POINT HYGROMETER (LICL DEW CELL)(E-771)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−4.4	−6.7	5.6	6.4	13.4	16.6	20.1	***	22.4	19.3	9.0	5.3
2	−4.7	−2.7	1.5	7.8	4.9	15.9	19.6	22.8	22.8	17.1	1.8	4.1
3	−10.0	1.4	−6.2	10.8	8.9	12.6	19.5	22.5	22.6	16.7	0.9	1.8
4	−5.5	0.9	−2.9	−1.8	14.0	17.1	21.3	23.4	23.4	16.5	−0.1	7.2
5	−5.2	1.7	2.5	−1.0	16.7	14.8	21.6	24.5	21.0	15.4	−1.6	6.9
6	−7.0	3.2	6.9	−0.3	3.7	13.1	21.9	24.9	21.3	16.9	−1.7	2.9
7	−5.0	1.3	−3.0	9.4	11.1	15.7	22.6	23.8	21.5	19.8	1.1	1.1
8	−2.5	−1.2	−7.1	14.8	13.8	17.2	23.2	23.3	21.5	15.6	4.3	0.6
9	−7.0	−5.5	−1.2	11.2	10.0	10.7	22.6	23.4	20.7	14.4	−0.8	−0.4
10	−3.3	−6.9	0.4	5.7	10.6	11.2	24.0	23.5	19.9	10.7	−1.1	−0.4
11	−1.7	−7.2	***	7.6	11.9	20.1	22.0	23.0	21.0	6.5	2.8	−3.6
12	−3.1	−8.4	***	7.9	11.0	15.6	18.9	21.0	21.7	8.3	8.0	−3.4
13	−1.9	−5.1	−4.5	5.6	10.5	16.6	22.1	23.2	19.1	10.6	1.3	−4.8
14	−1.6	−7.7	1.7	8.1	12.6	17.0	22.9	23.0	15.9	12.0	−1.3	−6.4
15	2.4	−7.4	9.4	10.1	10.9	17.6	22.2	23.2	16.6	15.5	0.6	−4.2
16	6.4	−5.2	2.5	13.9	8.2	18.8	23.3	22.1	17.3	11.7	2.1	−0.4
17	1.3	0.6	4.7	15.3	10.3	18.7	22.8	21.3	18.1	11.9	2.3	−0.3
18	−3.4	−3.9	−3.3	6.4	13.5	17.7	23.4	21.7	16.0	15.3	3.0	−1.2
19	−6.3	−7.8	−3.7	2.8	14.6	14.3	24.3	23.9	12.5	***	−0.8	1.7
20	−2.2	−5.7	−2.5	7.5	12.0	17.6	23.7	17.2	13.1	***	3.8	−0.8
21	8.1	−2.9	5.9	11.9	11.2	17.9	24.2	13.8	14.9	12.8	3.7	0.6
22	0.5	3.0	7.1	11.6	12.3	13.7	24.2	14.8	15.1	11.3	−0.8	1.6
23	−6.4	−1.6	2.8	9.5	14.2	13.0	24.2	18.0	15.7	9.6	3.0	−2.6
24	−6.3	−3.1	−4.3	11.2	12.2	13.0	21.8	21.7	12.3	11.6	6.0	0.8
25	−6.6	−2.5	−1.6	9.9	6.9	14.5	23.8	22.1	11.7	11.4	8.8	1.2
26	−2.9	2.7	4.1	4.4	8.9	14.0	24.9	21.4	11.8	11.5	2.9	−8.0
27	3.4	1.8	7.9	1.9	12.7	14.3	24.2	23.5	13.1	10.1	−1.9	−9.3
28	−4.8	7.5	−1.8	2.2	11.5	15.8	18.7	24.3	16.7	3.3	−3.6	−6.6
29	−6.3	•••	9.1	2.7	12.9	16.8	22.6	23.1	18.7	1.0	−2.1	−7.1
30	−5.7	•••	8.5	12.5	15.6	18.9	24.1	23.1	17.3	1.9	2.8	−6.5
31	−7.4	•••	8.3	•••	15.5	•••	23.9	22.5	•••	4.4	•••	−3.4
MEAN	−3.2	−2.4	1.6	7.5	11.5	15.7	22.5	22.0	17.9	11.8	1.7	−1.1

ITEM DEWPOINT TEMPERATURE (12.3 m HEIGHT)
INSTRUMENT DEW-POINT HYGROMETER (LICL DEW CELL)(E-771)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−3.9	−6.8	5.6	6.5	13.3	16.4	20.0	***	22.3	19.3	9.3	5.3
2	−4.0	−3.0	1.5	8.1	4.4	15.5	19.3	22.5	22.9	17.0	1.7	4.8
3	−9.9	1.4	−6.2	10.7	8.7	12.2	19.3	22.3	22.8	17.0	1.3	3.1
4	−4.6	0.9	−2.4	−2.2	13.8	16.9	21.0	23.1	23.4	16.6	0.9	7.4
5	−4.4	1.9	3.1	−1.1	16.4	14.4	21.4	24.2	20.9	15.8	−0.5	8.5
6	−6.5	3.6	7.2	−0.4	3.0	12.5	21.5	24.8	21.3	17.4	−0.7	3.1
7	−4.1	2.0	−3.1	9.2	11.1	15.4	22.3	23.5	21.5	19.7	1.8	1.0
8	−2.5	−1.3	−7.4	14.7	13.8	16.9	22.7	23.0	21.5	15.1	5.6	0.3
9	−7.1	−5.6	−1.1	11.0	9.8	9.7	22.2	23.1	20.6	14.5	−0.8	−0.2
10	−2.8	−6.7	0.9	5.3	10.4	10.2	23.8	23.2	19.8	10.3	−0.5	0.0
11	−1.3	−7.4	***	7.3	11.6	19.7	21.4	22.8	21.2	7.4	3.8	−3.2
12	−2.8	−8.5	***	7.6	10.8	15.5	18.2	20.8	21.9	9.7	9.7	−2.9
13	−1.7	−4.9	−4.7	5.5	10.3	16.5	21.7	22.9	18.9	11.3	2.5	−4.4
14	−1.2	−7.7	1.7	8.0	12.3	16.8	22.4	22.7	15.6	12.3	−1.4	−5.9
15	3.1	−7.2	9.2	10.2	10.6	17.4	21.8	23.0	16.4	15.8	0.2	−3.5
16	7.0	−5.1	2.3	13.7	8.0	18.6	23.2	21.9	17.2	12.3	2.2	0.2
17	1.6	0.6	4.4	15.1	10.1	18.7	22.5	21.1	18.2	12.4	2.1	−0.4
18	−3.3	−3.7	−3.8	6.0	13.6	17.8	22.9	21.5	16.0	15.5	3.2	−1.0
19	−6.5	−7.7	−4.0	2.4	14.4	14.1	24.0	23.8	12.7	***	−1.0	2.0
20	−2.2	−5.6	−2.6	7.1	11.7	17.3	23.3	16.8	13.6	***	3.9	−0.5
21	8.3	−3.0	5.9	11.7	10.8	17.4	23.9	13.3	15.2	13.0	4.0	0.6
22	0.1	3.3	6.9	11.4	11.9	13.4	23.7	14.3	14.8	11.3	−0.8	1.5
23	−6.9	−1.5	2.3	9.2	14.0	12.8	23.8	17.9	15.7	9.1	3.0	−2.8
24	−6.8	−3.2	−4.7	11.1	11.7	12.6	21.4	21.6	12.6	11.5	6.2	0.7
25	−6.6	−2.2	−1.6	9.6	5.9	14.3	23.6	22.2	12.1	11.9	8.9	1.6
26	−2.6	3.0	3.9	4.0	8.3	13.8	24.4	21.5	11.9	11.8	2.8	−8.2
27	3.4	2.0	7.5	1.1	12.5	13.9	23.8	23.3	12.5	9.8	−1.4	−9.5
28	−4.9	7.8	−2.4	1.7	11.3	15.4	18.3	24.1	16.7	***	−3.4	−6.5
29	−6.2	•••	8.8	2.3	12.6	16.7	22.2	23.4	18.5	***	−0.9	−7.0
30	−5.4	•••	8.2	12.4	15.5	18.7	24.0	23.0	17.1	1.8	3.3	−6.4
31	−7.7	•••	8.0	•••	15.0	•••	23.6	22.4	•••	4.7	•••	−3.1
MEAN	−3.0	−2.3	1.5	7.3	11.2	15.4	22.2	21.8	17.9	12.8	2.2	−0.8

ITEM DEWPOINT TEMPERATURE (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT DEW-POINT HYGROMETER (LICL DEW CELL)(E-771)
UNIT (℃)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	−4.4	−7.4	5.2	6.6	13.1	16.2	19.8	***	22.0	19.0	9.0	5.0
2	−4.3	−3.6	1.0	8.1	4.1	15.3	19.1	22.1	22.6	16.6	1.1	4.3
3	−10.3	0.9	−6.7	10.6	8.7	11.9	19.1	22.0	22.4	16.6	0.8	2.7
4	−5.0	0.5	−2.9	−2.5	13.8	16.7	20.7	22.8	23.0	16.2	0.4	7.1
5	−4.8	1.5	3.0	−1.3	16.2	14.1	21.1	23.7	20.6	15.5	−0.9	8.4
6	−6.9	3.3	6.9	−0.7	2.7	12.2	21.3	24.4	20.9	17.1	−1.2	2.6
7	−4.2	1.8	−3.8	9.1	10.7	15.1	22.0	23.1	21.1	19.4	1.3	0.5
8	−2.9	−1.9	−8.0	14.7	13.5	16.8	22.4	22.7	21.0	14.5	5.4	−0.1
9	−7.6	−6.2	−1.4	11.0	9.7	9.2	21.9	22.7	20.3	14.1	−1.2	−0.7
10	−3.0	−7.2	0.7	5.2	10.2	9.7	23.6	22.9	19.4	9.6	−1.1	−0.1
11	−1.7	−7.9	***	7.2	11.4	19.5	21.0	22.4	20.8	6.9	3.6	−3.6
12	−3.2	−9.0	***	7.4	10.7	15.3	17.8	20.6	21.6	9.3	9.6	−3.2
13	−2.2	−5.5	−5.0	5.3	10.2	16.2	21.4	22.5	18.5	11.0	2.1	−5.0
14	−1.5	−8.2	1.5	8.0	12.1	16.7	22.0	22.4	15.2	12.0	−2.3	−6.6
15	3.2	−7.6	9.1	10.2	10.3	17.1	21.5	22.6	16.0	15.5	−0.5	−4.0
16	7.0	−5.8	2.1	13.7	7.8	18.4	22.9	21.6	16.8	11.7	1.9	0.1
17	1.3	0.2	4.2	15.1	9.9	18.5	22.1	20.7	17.8	11.9	1.7	−0.9
18	−3.9	−3.9	−4.4	5.8	13.4	17.5	22.6	21.2	15.5	15.2	2.8	−1.3
19	−6.9	−8.2	−4.3	2.1	14.2	13.4	23.7	23.5	12.3	***	−1.8	1.8
20	−2.5	−6.4	−3.0	7.0	11.6	17.1	22.9	16.4	13.3	***	3.6	−1.0
21	8.1	−3.6	6.0	11.5	10.7	17.1	23.6	12.7	14.8	12.7	3.6	0.2
22	−0.6	3.0	6.9	11.3	11.7	13.1	23.4	13.9	14.4	10.9	−1.2	1.1
23	−7.7	−2.0	2.1	9.1	13.9	12.6	23.5	17.5	15.3	8.6	2.7	−3.3
24	−7.4	−3.9	−5.0	11.0	11.5	12.3	21.1	21.2	12.0	11.2	5.9	0.2
25	−7.0	−2.7	−1.7	9.5	5.3	14.0	23.3	21.9	11.6	11.5	8.6	1.4
26	−3.0	2.7	3.7	3.8	7.9	13.6	24.0	21.2	11.6	11.5	2.1	−8.7
27	3.2	1.6	7.2	0.7	12.3	13.7	23.5	22.9	11.9	9.3	−1.9	−9.9
28	−5.5	7.4	−3.0	1.3	11.1	15.1	18.1	23.8	16.3	2.4	−3.9	−6.8
29	−6.7	•••	8.7	2.1	12.4	16.4	21.9	23.0	18.1	0.1	−1.1	−7.5
30	−5.8	•••	8.1	12.3	15.3	18.4	23.6	22.6	16.7	1.2	3.1	−6.9
31	−8.2	•••	7.9	•••	14.7	•••	23.2	22.0	•••	4.1	•••	−3.4
MEAN	−3.4	−2.8	1.2	7.2	11.0	15.1	21.9	21.4	17.5	11.6	1.7	−1.2

ITEM PRECIPITATION (0.3 m HEIGHT)
INSTRUMENT RAIN GAUGE (TRIPPING BUCKET TYPE)(B-011-00)
UNIT (mm)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	***	***	***	***	0.5	0.0	8.0	***	0.0	67.0	4.5	1.5
2	***	***	***	***	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
3	***	***	***	***	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	***	***	***	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.0
5	***	***	***	0.0	1.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
6	***	***	***	0.0	0.0	30.5	7.5	0.0	54.5	0.0	0.0	0.0
7	***	***	***	2.5	21.5	0.0	0.5	0.0	14.0	9.0	0.0	13.0
8	***	***	***	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	3.0	1.0	0.0	1.0
9	***	***	***	2.0	0.0	0.0	9.0	0.0	8.0	3.5	0.0	6.5
10	***	***	***	1.0	12.0	0.0	61.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.0
11	***	***	***	0.0	10.0	0.0	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	***	***	***	8.5	0.0	2.5	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0
13	***	***	***	0.0	0.0	2.5	1.0	0.0	4.5	0.0	0.0	0.0
14	***	***	***	0.0	0.0	17.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0
15	***	***	***	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	0.5	6.0	0.0	0.0
16	***	***	***	0.0	37.0	4.0	21.0	4.5	7.0	2.5	0.0	0.0
17	***	***	***	0.0	15.5	0.0	1.0	0.0	4.0	0.0	0.0	5.0
18	***	***	***	0.0	9.0	52.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0
19	***	***	***	0.0	25.0	0.0	0.5	10.0	0.0	***	0.0	0.0
20	***	***	***	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	0.0	***	0.0	0.0
21	***	***	***	18.0	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	26.5	0.0	21.0
22	***	***	***	1.0	0.0	6.0	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	0.5
23	***	***	***	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	1.0	0.0	0.0	0.0
24	***	***	***	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	0.0	4.0	0.0	0.0
25	***	***	***	0.0	0.0	7.0	0.5	0.0	0.0	0.0	15.5	0.0
26	***	***	***	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	7.0	2.0	0.0
27	***	***	***	0.0	25.5	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
28	***	***	***	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	28.5	0.0	0.0	0.0
29	***	---	***	0.0	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
30	***	---	***	2.0	0.0	8.5	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0
31	***	---	***	---	0.0	---	0.0	0.0	---	0.0	---	0.0
TOTAL	***	***	***	35.5	159.5	157.5	128.5	32.0	142.5	126.5	22.0	79.0

ITEM EVAPOTRANSPIRATION (0.00 m HEIGHT)
INSTRUMENT WEIGHING LYSIMETER (RL-15TFA)
UNIT (mm)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	***	***	***	***	1.7	0.8	2.2	***	3.6	***	1.1	0.5
2	***	***	***	***	2.2	0.6	1.7	0.4	0.4	0.5	1.1	0.8
3	***	***	***	***	1.0	0.8	3.6	0.3	0.5	0.2	0.6	0.9
4	***	***	***	1.1	1.2	0.0	1.1	0.2	0.6	0.2	0.8	3.8
5	***	***	***	1.0	2.3	0.5	1.1	0.5	0.5	0.8	0.9	0.8
6	***	***	***	1.1	1.0	0.2	0.7	4.2	***	1.1	0.9	0.6
7	***	***	***	1.2	3.4	3.6	0.6	0.3	0.1	4.2	0.6	3.3
8	***	***	***	0.7	1.4	0.6	0.5	0.3	1.5	1.0	0.5	1.3
9	***	***	***	0.4	1.1	0.4	2.4	0.3	***	2.2	0.5	***
10	***	***	***	1.3	3.3	0.4	***	0.3	***	0.6	0.4	***
11	***	***	***	0.6	3.5	0.8	***	0.7	0.0	0.8	0.8	1.9
12	***	***	***	2.7	1.2	0.0	***	0.8	3.7	0.6	0.5	2.2
13	***	***	***	1.1	3.5	0.9	5.5	3.6	***	2.4	0.8	2.7
14	***	***	***	1.4	1.3	0.9	0.9	0.7	***	0.2	0.8	1.5
15	***	***	***	0.8	1.5	2.5	0.9	0.6	***	3.9	0.6	1.5
16	***	***	***	1.5	1.0	1.1	5.4	2.4	***	1.8	0.5	1.1
17	***	***	***	0.9	2.9	0.4	2.8	0.8	***	0.8	0.5	2.3
18	***	***	***	1.0	3.5	***	0.8	0.5	0.2	0.8	0.8	0.7
19	***	***	***		***	4.7	4.4	2.5	0.4	***	0.6	0.4
20	***	***	***	0.9	***	1.7	0.5	0.5	0.1	***	0.5	0.7
21	***	***	***	2.5	***	6.3	0.7	***	0.5	***	0.5	5.0
22	***	***	***	1.8	***	0.0	0.4	0.6	***	***	0.3	2.3
23	***	***	***	1.8	***	2.6	3.9	1.9	***	1.0	0.3	2.2
24	***	***	***	1.5	***	0.3	0.6	6.7	0.5	2.8	0.4	1.6
25	***	***	***	1.2	3.8	2.4	0.2	0.1	2.7	1.2	2.8	***
26	***	***	***	0.9	1.1	2.3	0.2	2.7	0.0	2.8	1.8	***
27	***	***	***	1.3	5.1	2.2	0.6	0.6	0.7	1.2	0.6	***
28	***	***	***	1.3	3.7	0.5	0.7	0.4	5.6	***	0.6	0.9
29	***	---	***	1.4	0.8	3.0	***	0.2	0.9	***	0.5	0.6
30	***	---	***	0.6	0.4	1.9	0.3	0.2	0.2	1.4	0.4	0.6
31	***	---	***	---	0.7	---	0.6	0.2	---	1.3	---	0.9
MEAN	***	***	***	1.2	2.1	1.4	1.6	1.1	1.1	1.4	0.7	1.6

ITEM ATMOSPHERIC PRESSURE (5.00 m HEIGHT)
INSTRUMENT (F-401)
UNIT (hPa)
YEAR 2002

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1004	1019	1015	1011	1010	1000	1009	***	1011	998	1003	1017
2	995	1020	1013	1007	1021	1003	1010	1003	1011	1003	1002	1018
3	1001	1019	1017	1000	1022	1007	1011	1003	1011	1012	1002	1024
4	1002	1019	1018	1003	1016	1007	1012	1004	1011	1012	1003	1012
5	998	1016	1014	1011	1009	1008	1011	1006	1012	1014	1013	1009
6	1013	1011	994	1016	1017	1012	1006	1007	1011	1014	1022	1017
7	1017	1008	1001	1010	1016	1011	1003	1007	1010	1006	1021	1019
8	1000	1008	1016	1004	1009	1007	1005	1006	1007	1014	1002	1017
9	1004	1002	1019	1004	1017	1002	1004	1007	1005	1019	998	1011
10	1006	1005	1007	1013	1017	1004	994	1009	1010	1020	1012	1007
11	1001	1002	***	1015	1009	1001	986	1010	1010	1021	1015	1014
12	1008	1008	***	1008	1014	1004	999	1012	1008	1018	1005	1016
13	1015	1014	1018	1010	1016	1004	1004	1009	1009	1010	1004	1020
14	1022	1017	1013	1015	1013	1005	1002	1008	1012	1010	1008	1027
15	1013	1017	997	1017	1012	1006	1000	1006	1013	1010	1008	1025
16	1001	1019	1009	1013	1014	1007	992	1007	1013	1008	1015	1015
17	1004	1012	1010	1003	1012	1006	999	1007	1008	1016	1021	1009
18	1010	1001	1009	1010	1003	1001	1006	1005	1013	1016	1012	1017
19	1018	1006	1010	1021	1000	1005	1009	998	1020	***	1024	1017
20	1022	1017	1012	1021	1000	1005	1008	996	1017	***	1023	1024
21	1005	1019	1005	1018	1001	997	1007	1002	1011	1003	1016	1023
22	999	1011	1001	1018	1004	1004	1007	1008	1004	1006	1023	1020
23	1006	1012	1001	1020	1001	1007	1009	1010	1002	1012	1021	1021
24	1012	1016	1010	1012	998	1005	1009	1005	1012	1016	1015	1016
25	1019	1019	1019	1011	1001	1006	1007	1005	1017	1019	1005	1005
26	1022	1015	1017	1021	1005	1010	1009	1010	1022	1010	1001	1008
27	992	1015	1002	1023	1007	1013	1010	1013	1020	999	1005	1011
28	1001	1012	1016	1022	1009	1014	1011	1013	1010	1002	1015	1013
29	1005	...	1014	1019	1011	1014	1009	1012	1009	1009	1021	1010
30	1010	...	1002	1011	1008	1010	1007	1010	1013	1017	1015	1014
31	1014	...	1006	...	1002	...	1008	1010	...	1021	...	1013
MEAN	1008	1013	1010	1013	1009	1006	1005	1007	1011	1012	1012	1016

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　185 ～ 187　　（2003）

日本とモンゴル
－サステイナブルな協力を考える－

岡田　朋和*

Ⅰ　モンゴル国を訪ねる

今回は，自然科学分野の研究交流や広い民間レベルの交流が 1990 年代以後に盛んになりつつあるモンゴル国と日本との関係を，1955 年に初めて訪ねた私の経験を基に話します．

私がモンゴル国との接点を持ったのは 1995 年 8 月のことでした．団体旅行では無く，ホームステイで首都ウランバートル，旧都カラコルム，南ゴビを訪ねました．また 1997 年 8 月に南ゴビ，フブスグル，1999 年 12 月にウランバートル，ヘンティを，2001 年にウランバートル，ゴビアルタイを訪ねています．前 3 回は観光，最近 1 回は調査を目的としています．

研究者ではない私がモンゴル国を訪ねる際に気を使うのは，日本と違う自然・社会環境が持つ特性や現地の人々から聞く話を，日本との比較，又は前回訪問時との比較などにより，常に「違い」として意識することです．着目点は，自然科学分野の研究で行われるような明確なものではありませんが，常に先入観に囚われない視点を持つよう意識していることは，研究者の方々と共通点があるかもしれません．

Fig. 1　1995 年 8 月撮影 Ulaanbaatar, Mongolia

Fig. 2　2001 年 10 月 2 日撮影 Ulaanbaatar, Mongolia

* NPO 法人モンゴル・ボランティアネット専務理事

II　都市環境

ウランバートル市内にザイサン丘という先勝記念碑の建つ丘があります．1995 年初めて訪ねた際に石炭火力発電所からの煤煙が気になったのですが，現在，盆地に位置する首都ウランバートル上空は，冬季に上空に出現する逆転層により閉じこめられる大気汚染が深刻になっています．

また，市内のゴミ収集作業の停滞，何らの防護措置もされない郊外谷間の最終処分場に搬入される種々の廃棄物など，社会環境の変化によって首都に急速に流れ込む人々の住環境の悪化などと相まって首都ウランバートルの環境は大きな問題を抱え込みつつあります．

III　荒漠化（砂漠化）

私はゴビアルタイ県 Sayn-Ust（フフモリト村）を 2001 年 9 月末に訪ねました．社会主義時代末期に国が関わるプロジェクトとして，ソム中心地北側に，砂砂漠からの飛砂を避けるための多年草による植生帯と防砂林の形成が進められようとしていたところです．しかし，そのプロジェクトは市場経済への移行の中で中断を余儀なくされていました．

ところが，現地では当時携わったいた人間関係が健全な形で現存しており，また，現地でのヒアリングからプロジェエクトに関わっていた研究者がウランバートルに健在との情報を得て，10 月頭の帰国直前に自宅に訪ねることが出来，今後の情報・意見の交換と協力とを約して帰国しました．

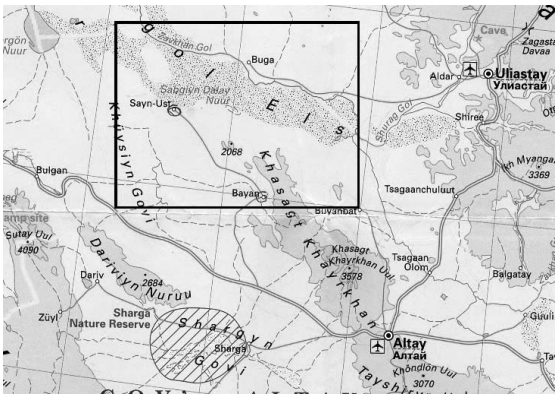


Fig. 3　ゴビアルタイ県 Sayn-Ust（フフモリト村）

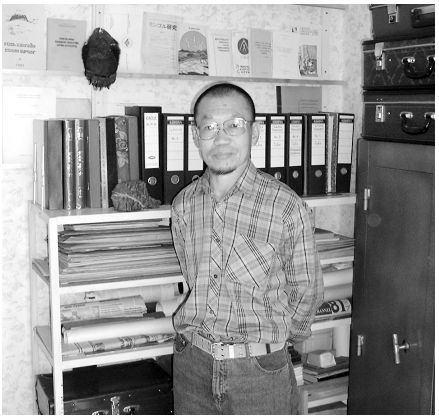


Fig. 4　Tudeviin Baasan 氏

Fig. 5　Sayn-Ust 郊外にて

IV　サステイナブルな協力

モンゴル国を中心に遊牧の文化を受け継ぎながら生活しているモンゴル民族は，従来の文化の在り方そのものがサステイナブルであるととらえられてきました．しかし都市部での生活・地方での生活共に，必ずしもそうは言えない状況も現出していると思われます．

Fig. 6　薪材の伐採 Baasan 氏提供

今後，市場経済へのアクセスに伴う環境への負荷の増大をモンゴル人自身がどう考えていくのか？また，地球温暖化に影響を受けているとも言われる荒漠化（砂漠化）に対して，日本人として自身がどう考え行動していくのか？を国境を越えて共に考え，解決の方法を探りながら歩んで行きたいと思っています．

自然科学分野の研究も長期的な視点からは，その成果が社会的な還元をどう行っていくのか？が課題になってくると思います．その中で今日の話が何らかの一助になれれば幸いです．

Fig. 7　Ulaanbaatar 市内のゴミ回収

暑いほど冷気が吹き出す風穴のはなし

Cold Air Flow from Wind-hole during Summer

野原　大輔*

福島県下郷町の中山風穴は，斜面に積み重なった岩石の隙間から夏季に冷気が噴出する累石型風穴である．春から夏にかけて，風穴から吹き出す冷気が，その周辺の微気候に大きな影響を与えている．風穴内には初夏に氷が存在したり，風穴の周辺が冷涼であるため高山植物が繁茂しており，国の天然記念物に指定されている．一方，秋から冬の間は，冷風穴からすこし離れた崖錐上部に，暖気を噴き出す温風穴が存在する．本研究では，2001年の夏のトレーサー実験，冬のサーミスタによる観測結果から，風穴の不思議な循環の仕組みを明らかにした．冬季は，崖錐内部が暖かく外気が冷たいために不安定を生じ，対流を起すため，崖錐内部に冷気が蓄えられる．一方夏季は，崖錐内部が冷たく外気が暖かいために重力流が生じ，崖錐下部から冷気が吹き出してくる．この風穴循環の理論から，韓国には夏暑ければ暑いほど氷が成長する Ice Valley の解釈も可能になった．

*　筑波大学陸域環境研究センター

Towards an Objective Model of Catchment Hydrology

R. P. Hooper [*], J. J. McDonnell [**], B. L. McGlynn [**] and K. N. Hjerdt [**]

The internal structure of catchment hydrologic models remains one of the most subjective elements of coupled hydrologic and biogeochemical models, despite the recognized sensitivity of model predictions to the chosen structure. Hillslope hydrologic studies indicate the high degree of complexity in transport processes at this spatial scale (e.g., variably saturated media, macropore-dominated transport). How can the complexities observed at the hillslope scale be translated into a general catchment model with modest data requirements, yet retain structure that is defined objectively by data? Observations from a hillslope trench study at Panola Mountain Research Watershed (GA, USA) suggest that residence time of water within a landscape unit may be the single most important physical characteristic determining the observed chemistry. We contrast the chemistry of the saturated zone in the hillslope with stream chemistry at various basin scales in three catchments across a range of residence times. Stream chemistry at the catchment with the shortest residence time is most similar to the hillslope chemistry, suggesting that a simple model structure, with few reservoirs, may be appropriate at this site. By contrast, at the site with the longest residence time, the greatest difference is observed between stream and hillslope chemistry, suggesting that more reservoirs are needed to model the catchment. The organizing principle in designing the structure of coupled hydrologic and biogeochemical models is to choose reservoir size that matches residence time with the rate of kinetically constrained biogeochemical reactions.

[*] U.S. Geological Survey

[**] Dept. of Forest Engineering, Oregon State University

山体の変形と大規模崩壊

目代　邦康*

大規模斜面変動の一つである山体重力変形の実態を明らかにするため，急傾斜した層構造が斜面下方に倒れるタイプの代表的な山体変形を対象とし，赤石山脈の大規模崩壊地である大谷崩周辺と赤崩周辺，および，これらの山体変形と類似した形態の道路法面における小規模な斜面変動事例において，内部地質構造と地形の関連，形成時期，変形様式，発生条件について調査を行った．これらの調査地では，急傾斜な層構造を持つ岩盤の斜面下方への倒れかかり，すなわち「トップリングタイプの岩盤クリープ」が，地形に明瞭に現れている．大谷崩・赤崩周辺では，地形の分析から，地層の走向とほぼ平行な高位の小崖地形の形成時期は，等高線にほぼ平行な低位の小崖地形のそれよりも，相対的に古いことが示された．その変形開始期が，テフラと周氷河成堆積物を指標とした凹地内堆積物の分析から明らかになった．その開始期は，高位では，およそ 25,000 ～ 20,000 yrs BP であり，低位では，およそ 10,000 yrs BP である．また，赤崩周辺における GPS 測位によって，微小な変位が観測され，現在も岩盤クリープによる変位は進行していることが明らかになった．

道路法面の地形・地質構造をモデルにした，山体重力変形のプロセスは次のようなものである．岩盤クリープが進行すると，山頂部は引張応力下におかれ，そこに正断層変位が生じて陥没し，山上凹地が形成される．その下方では岩盤クリープに伴う層面すべりが地表に山向き小崖として現れ，それにともなって岩盤のゆるみが進む．隆起と侵食基準面の低下にともなう斜面の不安定化が，トップリングタイプの岩盤クリープを進行させたと考えられる．そして現在もこのような変形は進行している．

*　筑波大学陸域環境研究センター

筑波大学陸域環境研究センター報告　No.4　　192 ～ 193　　（2003）

Linkage between Fluvial Sheetsands and Their Time-Equivalent Shoreline and Shelf Sands, Mesaverde Group, Wyomingand N. Colorado

Ron Steel*

A 350km long, dip-oriented transect of correlated Campanian strata, in a 7 my time interval, from Rock springs in Wyoming to Sand Wash Basin in N. Colorado, was presented. The transect shows how a sandy fluvial succession in the updip region transits to muddy coastal-plain, sandy shoreline, and eventually shelf deposits basinwards.

In the middle reaches of the transit there are stacked, wave-dominated and deltaic tongues (20-40 m thick) that reflect more than 20 high-frequency, regressive-to-transgressive shelf transits, with transit distances up to 50 km. Regressions typically occurred during stable-to-falling relative sea-level conditions (FSST), whereas subsequent transgression reflects a rising relative sea-level change (TST). Falling relative sea level during shoreline progradation is strongly implied by the great progradational distances and by the occurrence of incised valleys in the shoreface lithosomes.

In the updip or proximal reaches of the transect there are subaerial erosion surfaces in the fluvial succession that reflect times of shoreline regression farther downbasin. These surfaces strongly suggest by-passing/ partitioning of sandy sediment down from the coastal plain to the shoreline region. Subsequent shoreline transgression is represented in the updip region by the accumulation of first fluvial and then estuarine deposits on top of the erosional sequence boundary. The stacked R/T shoreline transits are thus represented updip by unconformity clusters and by an autocyclic, backstepping fluvial-to-estuarine facies unit between each major erosion surface. The shoreline units are deeply valleyed at times by erosive sequence boundary surfaces.

In the most basinward reaches of the transect, in an apparent distal shelf location, there occur shoreline bodies that are tidal dominated, with their proximal reaches overlying the erosive sequence boundary. These shoreline bodies have a lower portion that is regressive but markedly aggradational, and an upper portion that is transgressive. The basinward location of the bodies, their position with respect to the sequence boundary, their tidal character and the nature of their shoreline trajectory all suggest that these bodies are lowstand shorelines positioned near the regressive maxima of the 350 km transect. They may be tide-dominated because they accumulated during rising relative sea level, but at the same time onlapped an irregular, embayed lowstand coastline that had been earlier created by the sequence boundary.

The long Cretaceous transect thus illustrates how (1) falling relative sea level created updip erosion and contemporaneous downdip forced regressive growth of wave-dominated strandplains and deltas, and (2) rising relative sea level created initial continued regression of

* University of Wyoming

the shorelines (but now in a tide-dominated setting) and subsequent transgression. Transgressive shelf deposits eventually overlie transgressive estuarine and fluvial deposits in the most updip regions. The time scale of the fundamental R/T transits is of the order of 2-400K years (4^{th}-order), whereas the stacking of such tongues generates larger-scale (3^{rd}-order) clastic wedges.

Riparian Vegetation Controls on Braided Stream Dynamics

Karen Gran*

Riparian vegetation can significantly influence the morphology of a river, affecting channel geometry and flow dynamics. In channels formed in non-cohesive material, vegetation is the main source of bank cohesion and could affect the overall behavior of the river, potentially constraining the flow from a multi-thread channel to a single-thread channel. To examine the effects of riparian vegetation on streams formed in non-cohesive material, we conducted a series of physical experiments at the St. Anthony Falls Laboratory. The first set of experiments examines the effects of varying densities of vegetation on braided stream dynamics. Water discharge, sediment discharge, and grain size were held constant. For each run, we allowed a braided system to develop, then halved the discharge, and seeded the flume with alfalfa (Medicago sativa). After ten to fourteen days of growth, we returned the discharge to its original value and continued the run for 30-36 hours. Our results show that the influence of vegetation on the overall river pattern varied systematically with the spatial density of plant stems. The vegetation reduced the number of active channels and increased bank stability, leading to lower lateral migration rates, narrower and deeper channels, and an increase in channel relief. All these effects increased with vegetation density. Vegetation also influenced flow dynamics, increasing the variance of flow direction in the vegetated runs, and increasing scour depths through strong downwelling where the flow collided with relatively resistant banks. This oblique bank collision provides a new mechanism for producing secondary flows. We found these bank collision driven secondary flows to be more important than the classical curvature-driven mechanism in the vegetated runs. The next set of experiments examines more closely how the channel pattern evolves through time, allowing for both channel migration and successive vegetation growth. In these on-going experiments, vegetation is reseeded following repeat high flow events, simulating the natural process of vegetation encroachment on the floodplain and channel.

* University of Washington

重力性傾動構造の発生から進展過程：割れ目形状の分布から岩盤山地の変形様式を読む

柏木　健司 *

急傾斜する面構造（層理面・劈開面・片理面・節理面など）を持つ岩盤が，定常的な重力の影響下で，谷側に傾動することで形成される構造を，重力性傾動構造と称する．重力性の傾動は，岩石の形成年代や岩型に関係なく，急傾斜岩盤中に起こりうる現象である．これまでに，重力性傾動構造を，以下の岩盤中で確認している．瀬戸川帯，超丹波帯，足尾帯，四万十帯の粘板岩，超丹波帯の珪質粘板岩（以上，付加複合体中の弱変成岩盤），美濃帯の砂岩泥岩互層，丹波帯の層状チャート，秩父南帯の塊状チャート（以上，付加複合体中の非変成岩盤），熊野酸性火成岩類の花崗斑岩と領家帯の花崗岩である．面構造間隔は，粘板岩の劈開の mm 以下が最も狭く，層理面が数 cm（層状チャート）から十数 cm（砂岩泥岩互層）で，節理の数 cm（塊状チャート）ないし数 m（花崗斑岩，花崗岩）が最も広い．傾動に際して，劈開は多数の劈開割れ目に転化し，劈開割れ目は数 mm から数 cm で密に形成されている．層理面や節理面も，傾動に際して割れ目に転化するものの，割れ目間隔は劈開割れ目のそれに比較して一般に広い．花崗斑岩中の重力性傾動構造は，数 m 間隔で発達する柱状節理割れ目と，節理割れ目に直交する引張り割れ目からなる．傾動現象の進展過程は，面構造の間隔で異なる．ところで，傾動現象はどのように発生し進展するのであろうか．四万十帯と超丹波帯の粘板岩中に形成された重力性傾動構造の構造解析に基づくと，劈開に沿うすべりにより劈開割れ目が発生し，その後，劈開割れ目に沿うすべりで傾動現象が緩慢に進行する．劈開割れ目に沿う変位センスや割れ目の開口量などに基づくと，その運動像は褶曲の形成過程にほぼ相当する．

*　産業技術総合研究所

日本の山岳地形への表面照射年代法の応用

青木　賢人 *

現地性宇宙線生成核種を用いた表面照射年代法は以下の特徴を持つため，氷河地形の年代測定に適している．

1. 高山帯にも普遍的に存在する鉱物である石英が試料となるため，発見が容易である．

2. 氷食岩盤などの浸食地形と，モレーンなどの堆積地形の双方に用いることができる．

3. 数値年代が求まるため，コアなどとの対比が可能である．

4. 高標高，高緯度地域ほど生成速度が大きく，高解像度の年代測定が可能となる．

演者は日本アルプスに分布する氷河地形，特に堆積地形であるモレーンに対して表面照射年代測定法を適用し, MIS-2 の氷河前進期を特定することを試みた（青木，2000；Aoki，2003；Aoki　and Hasegawa，2003）．中央アルプスでは木曽駒が岳周辺の千畳敷カール，濃ヶ池カールのカール底に分布するターミナルモレーンの構成礫を測定対象とした．その結果，14 試料中 9 試料から 17 ～ 18 ka という年代値が得られた．この年代は MIS-2 中の極相期に相当し，世界的な氷河前進期と対応している（青木，2000）．また，北アルプスの黒部五郎岳，水晶岳のカールでは，カール底に分布する最上位のターミナルモレーンから採取した複数の試料から 10 ～ 11 ka という年代値を得た．この年代値は最終氷期から完新世にかけての Termination 1 の最中に起きた急速な寒冷化イベントで，北半球の広域で氷河前進が知られている新ドリアス期に相当する（Aoki，2003）．さらに笠ヶ岳北方の秩父平カールでは，カール底に位置するモレーンと下流に連続する氷食谷中に位置する氷食岩盤の双方の年代測定をおこなった．その結果，下流側の岩盤からは最終氷期極相期，カール底のモレーンからは新ドリアス期の年代値を得ている．これは，日本アルプスの他地域における氷河編年と整合するだけでなく，地形発達史的な順序とも矛盾しない．

文献

青木賢人（2002）: 日本アルプスにおける氷河の高度分布特性と類型化. 地学雑誌, **111**, 498-508.

Aoki, T. (2003): Younger Dryas glacial advances in Japan dated with in situ produced cosmogenic radionuclides. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **25**, 27-39.

Aoki, T. and Hasegawa, H. (2003): Late Quaternary glaciations in the Japanese Alps:controlled by sea level changes, monsoon oscillations and topography. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Volumes, 130, "Glaciation and Periglaciation in Asian High Mountains"*, 195-215.

* 金沢大学文学部

多雪山地偽高山帯における晩氷期以降の地表環境変遷

佐々木　明彦*

偽高山帯の成因解明を目的とした基礎研究の一環として，三国山地平標山を対象に斜面構成層の層相解析と植物珪酸体分析を行ない，同地域における晩氷期以降の地表環境の復元を試みた．

平標山の偽高山帯斜面は，泥炭質土層に覆われる化石残雪凹地と化石周氷河性平滑斜面からなる．残雪凹地や周氷河性平滑斜面は主にソリフラクションやシートウオッシュによって形成され，その作用は16,000 cal BP以降も活発に生じていた．斜面を覆う泥炭質土層の生成は9,000 cal BPに斜面の一部で始まり，8,000 ～ 7,000 cal BP には偽高山帯の大部分に拡大したことがテフロクロノロジーから明らかとなった．残雪凹地や周氷河性平滑斜面の形成はこの時期までに終了し，斜面は安定化したと考えられる．

斜面を被覆する泥炭質土層は，上位の泥炭層と下位の黒泥層からなることが多く，それらの生成期は地形に応じて異なることが明らかとなった．また，泥炭層と黒泥層の違いは含有植物遺体の分解程度を反映していることが室内実験で確かめられ，分解を規制したのは融雪水供給期間の長短であることが推定された．4,000 ～ 1,410 cal BP は，斜面のあらゆる地点で泥炭層が生成しており，消雪の遅れが生じていたと考えられる．

泥炭質土層の植物珪酸体分析の結果は，ササ類と雪田草原の消長を明らかにした．完新世前半にはササ類が偽高山帯を広く覆っていたが，それは5,600 ～ 4940 cal BP 頃に衰退し始め，代わって雪田草原が拡大した．この状況は1,300 ～ 680 cal BPまで続き，それ以降はササ原が回復した．この植生分布の変遷は，消雪時期の変化によってもたらされた可能性が高く，泥炭質土層の層相変化から推定される残雪滞留期間の変化の傾向とも調和的である．

平標山の偽高山帯は完新世前半に成立した．完新世中頃から後半にかけて，消雪時期の変化に伴ってササ原と雪田草原の分布域は大きく変動したが，偽高山帯は基本的にササ原と雪田草原を主体とする景観を保ったまま現在まで推移してきたと考えられる．

*　東北大学大学院理学研究科

四万十帯における地形計測

川畑　大作*

付加帯は地球上でもっとも活発な物質循環帯の一つであり，造山帯形成の場の一つでもある．付加帯の中でも四万十帯はその多くを占め，日本列島の骨組みの大部分を構成していると考えられる．このような地域における地形とその構成物質である地質の関係を明らかにすることは地形学においても山地形成過程やその特性を明らかにする上でも重要な課題の一つである．近年のGISやDEMによる地形計測の普及により任意の区域で計測ができるようになったため，定量的にも分析が可能になってきた．そこで本研究では，中部，近畿，四国の四万十帯について岩型別の地形計測を行い，付加帯における地形，地質との関係について考察した．地形情報は国土地理院の数値地図 50 m メッシュを使用した．地質情報は，中部地方ではKawabata *et al.*（2001）でデジタル化した地質図を使用した．近畿地方，四国地方については土木地質図を新たにデジタル化した．これらのデジタル化したデータをESRI社のArcViewで岩型別に標高や傾斜の分布，標高－傾斜の関係を調べた．

分析の結果，標高－傾斜の関係において，地質年代，岩型に関わらず，標高が増加すると傾斜も増加するが，一定の傾斜に達すると，標高が増加しても傾斜が増加しないことが明らかになった．一定になる傾斜は岩種によって異なり，地すべりなどの物質移動が発生しやすい泥岩は，砂岩に比べ傾斜がやや小さく，地すべりが発生する地域では，平均傾斜が他に比べ 20%以上小さいことが明らかになった．このことから，地すべりを多く発生させるような地層では他の地層と比べ，形成される地形が大きく異なるが，そのほとんどが岩型に規制されないことがわかった．また，傾斜が一定になる標高やそのときの傾斜は，地域によって異なる．これは地域のテクトニクスの違いを反映している可能性があるが，この差異の理由についての検討は，今後の課題である．

* 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門

文献リスト

本文献リストは当センターを利用した研究で，2002 年 4 月から 2003 年 3 月までの間に学術誌に発表された論文と，各大学において受理された卒業論文，修士論文，博士論文のリストである．

一般研究論文

浅沼　順・玉川一郎・檜山哲哉・松島　大 (2003): 航空機を用いた大気 - 地表面相互作用の観測－その特徴と歴史、そして成果－ . 水文水資源学会誌 , **16**, 183-192.

浅沼　順・小林秋規・早川典生 (2003): 航空機を用いた非一様地表面からの顕熱フラックスの定量化にまつわる諸問題について　－ FIFE における航空機観測データの再評価－ . 水文水資源学会誌 , **16**, 101-112.

飯島英夫 (2003): 大型水路に「鉄砲水」を発生させる . 筑波大学技術報告 No.23, 49-54.

飯田真一・田中　正 (2003): Granier 法を用いた樹液流速の長期連続測定 . 水文・水資源学会誌 , **16**, 13-22.

木村富士男 (2002): アメダス観測点における 1980 年代と 90 年代の強雨の変動と地形影響 . 災害と気象 , **33**, 77-81.

目代邦康 (2002): 神奈川県の地形の解説. 小泉武栄・青木賢人編『日本の地形レッドデータブック第 2 集保存すべき地形』古今書院 .

近藤昭彦・唐　常源・佐倉保夫・田中　正・嶋田純・宋　献方・新藤静夫・陳　建耀・沈　彦俊 (2002): 中国、河北平原における水循環の認識と水問題の理解 . 第 6 回水資源に関するシンポジウム論文集 , 217-222.

田中　正 (2002): 水資源 . 不破敬一郎・森田　昌敏編『地球環境ハンドブック第 2 版』朝倉書店 , 105-115.

唐　常源・近藤昭彦・嶋田　純・新藤静夫・佐倉保夫・田中　正・陳　建耀・沈　彦俊・宋　献方 (2002): 中国、河北平原の地下水における硝酸態窒素汚染の現状について . 第 6 回水資源に関するシンポジウム論文集 , 223-228.

野原大輔・村　規子・田中　博 (2002): 福島県中山風穴の冬季に見られる地温高温帯 . 天気 , **49**, 302-303.

野原大輔 (2003): 夏に暑ければ暑いほど氷が成長する Ice Valley. 水文・水資源学会誌 **16**, 82.

濱田洋平・田中　正 (2002): tensionic 法を用いた土壌水の pH 測定 . 水文・水資源学会誌 , **15**, 594-604.

莫　文紅・下田星児・鞠子　茂・及川武久 (2002): 筑波大学実験草原圃場（C3/C4 混生草原）における炭素フラックスの細分化 . 生態学的解析基盤研究（A）(1) 平成 14 年度成果報告書 , 5-7.

松島　大・浅沼　順・檜山哲哉・玉川一郎 (2003): 熱赤外リモートセンシングと熱収支法に基づいた地表面熱フラックスの推定法 . 水文・水資源学会誌 , **16**, 170-182.

李　勝功・下田星児・李　吉宰・及川武久 (2002): 各種陸上生態系における炭素・水・熱フラックスの相互関係の微気象 . 生態学的解析　基盤研究（A）(1) 平成 14 年度成果報告書 , 5-7.

Kurosaki,Y. and Kimura, F. (2002): Relationship between Topography and Daytime Cloud Activity around Tibetan Plateau. *J. Meteoro. Soc. Japan*, **80**, 1339-1355.

Shen, Y., Kondoh, A., Tang, C., Zhang, Y., Chen, J., Li, W., Sakura, Y., Liu, C., Tanaka, T. and Shimada, J. (2002): Measurement and analysis of evapotranspiration and surface conductance of a wheat canopy. *Hydrol. Processes*, **16**, 2173-2187.

Shimada, J., Tang, C., Tanaka, T., Yang, Y., Sakura, Y., Song, X. and Liu, C. (2002): Irrigation caused groundwater drawdown beneath the North China Plain., *Proc. Int. Groundwater Conf*., IAH, 1-7.

Subagyono, K., Tanaka, T. and Hamada, Y. (2002): The importance of near surface riparian on storm runoff generation and stream chemistry in Kawakami forested headwater catchment. 筑波大学陸域環境研究センター報告 , **3**, 75-88.

Subagyono, K., Tanaka, T. and Hamada, Y. (2003): Spatial controls on the episodic stream water chemistry in Kawakami forested headwater catchment, central Japan: the role of solute flushing. *Proc. 1st Int. Conf. Hydrol. and Water Resour. in Asia Pacific Region, APHW 2003*, **1**, 444-450.

Tanaka, T. (2003): Groundwater development and management in the Kanto plain, Japan., *Integrated Management Policy of Groundwater*, 3rd WWF, 3-9.

Yamanaka, T., Shimada, J. and Miyaoka, K. (2002): Footprint analysis using event- based isotope data for identifying source area of precipitated water. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, **107**(D22), 4624, doi10.1029/2001JD001187, 2002.

Yamanaka, T., Kaihotsu, I. and Oyunbaatar, D. (2002): Time-space structure of surface soil moisture variation over a Mongolian grassland. *EOS Trans. AGU*, **83** (22), WPGM Meet. Suppl., WP24.

Zhang, Y., Liu, C., Shen, Y., Kondoh, A., Tang, C., Tanaka, T. and Shimada, J. (2002): Measurement of evapotrnspiration in a winter wheat field. *Hydrol., Processes*, **16**, 2805-2817.

博士論文

Shin-ichi, Iida (2003): Change of water balance in Japanese red pine forest under the successional process. 206p. (筑波大学大学院地球科学研究科)

Kasdi Subagyono (2003): Linking runoff process and spatial and temporal variation of water chemistry in a forested headwater catchment. 201p. (筑波大学大学院地球科学研究科)

修士論文

小谷亜由美 (2003): 多様な土地利用形態が混在する地域における広域スケールの熱収支 . 96p.（筑波大学大学院環境科学研究科）

Miyuki, Mori (2003): Estimation of mean residence times of stream water in a forested headwater catchment using hydrogen- oxygen stable isotope ratios. 65p. (筑波大学大学院地球科学研究科)

卒業論文

家本　薫 (2003): 大口径シンチロメーターを用いた収穫後の水田における顕熱フラックスの測定 . 35p. （筑波大学第一学群自然学類）

関　智弥 (2003): 霞ヶ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち . 69p.（筑波大学第一学群自然学類）

富田幸子 (2003): 航空機によるシベリアタイガ林複雑地表面での地表面フラックス分布の相関解析 . 65p. （筑波大学第一学群自然学類）

豊田麻衣 (2003): 霞ヶ浦湖岸平野の形成過程 . 46p.（筑波大学第一学群自然学類）

中谷　壮 (2003): 筑波大学川上演習林における天然ミズナラ林の蒸散特性について . 54p.（筑波大学第一学群自然学類）

藤田美歩 (2003): 草原における顕熱・潜熱・CO2 フラックスの季節変化と植生との関わり . 54p.（筑波大学第一学群自然学類）

武者正人 (2003): 陸面植生水文モデルの草原上熱収支への適用　—SiB2 を用いた植生変化の再現—. 66p.（筑波大学第一学群自然学類）

筑波大学陸域環境研究センター出版物の著作権について

1. 筑波大学陸域環境研究センター報告等に掲載されたすべての報文等（以下，報文等と称する）の著作権は筑波大学陸域環境研究センター（以下，本センターと称する）に帰属する．
2. 本センターの出版物に掲載された報文等の全部あるいは一部を他の出版物に転載，翻訳，あるいはその他のために利用する場合には，本センターに文書による利用許諾を得た上で，出所明示して利用しなければならない．
3. ただし，学説の展開，および教育目的の著作の中で，本センターの出版物に掲載された報文等の一部を出所明示の上で引用する場合には，前項にかかわらず利用許諾の申請は不要とする．

平成 14 年度　陸域環境研究センター施設利用状況　　（平成 15・3・31 現在）

	教　育　関　係		研　究　関　係	
学群	1. 気候学・気象学実験	25 人× 2 回 = 50 人	卒業研究利用者	
	〃	19 人× 1 回 = 19 人	自然学類	13 人
	2. 水文学実験	30 人× 3 回 = 90 人	（工作室のみの利用者 6 人を含む）	
	〃	30 人× 1 回 = 30 人		
		30 人× 4 回 = 120 人	生物学類	1 人
	3. 地球科学実験III	58 人× 2 回 = 116 人		
	〃	58 人× 1 回 = 58 人		
	4. 計測制御工学実験	20 人× 1 回 = 20 人		
	5. 地形プロセス学、同実験	15 人× 6 回 = 90 人		
	6. 水資源利用学実験	20 人× 7 回 = 140 人		
	7. 基礎生物学実験 I	40 人× 2 回 = 80 人		
	8. 水分学野外実験 A	30 人× 1 回 = 30 人		
	9. 地球物質科学実験	20 人× 1 回 = 20 人		
	10. フレッシュマンセミナー（自然）	28 人× 1 回 = 28 人		
	11. 〃 （工シス）	15 人× 1 回 = 15 人		14 人
	12. 〃 （自然）	28 人× 1 回 = 28 人		
		延　934 人		
大学院	環境科学実習	30 人× 1 回 = 30 人	地球科学研究科	6 人
	地域調査法（教育研究科）	18 人× 1 回 = 18 人	（工作室のみの利用者 1 人を含む）	
			環境科学研究科	6 人
			生命環境科学研究科	4 人
		延　48 人		16 人
教職員	学生の指導	40 人	地球科学系	4 人
			生物科学系	3 人
			農林工学系	3 人
			農林学系	1 人
			陸域環境研究センター	8 人
		40 人		19 人
他大学等			名古屋大学地球水循環研究センター	5 人
			鳥取大学	1 人
			東京都立大学	4 人
			スイス国立工科大学	1 人
			地球観測フロンティアシステム	2 人
			森林総合研究所	2 人
			農業環境技術研究所	2 人
			中央農業総合研究センター	1 人
			株式会社カイジョー	2 人
			川鉄アドバンテック株式会社	1 人
			株式会社ノンプロダクション	1 人
			その他	2 人
				24 人
その他	研究会	9 回　延　173 人		
	談話会・講演会	22 回　延　496 人		
	機器・資料等の利用	延　17 人		
	見学者	国内　214 人		
		国外　11 人　延　225 人		
利用者合計		2,006 人		

主　な　行　事

年 月 日	記　事
2002. 4. 20	科学技術週間での陸域環境研究センターの一般公開
2002. 4.30	小松陽介準研究員防災科学研究所に転出
2002. 4.30	新村典子準研究員東京理科大学に転出
2002. 5. 1	野原大輔準研究員着任
2002. 7. 1	目代邦康準研究員着任
2002. 7.17	平成 14 年度第 1 回運営委員会開催
2002.11.17	平成 16 年度概算要求（施設費）提出
2002.12	陸域環境研究センター報告第 3 号発行
2002.12.17 〜 19	実験圃場の整備（草刈）
2003. 1.15 〜 17	カイジョーによる圃場観測機器の定期点検
2003. 1.15 〜 17	横河ウェザックによる圃場観測機器の定期点検
2003. 2.27	平成 16 年度概算要求（運営費・設備費）提出
2003. 3. 3	陸域環境研究センター年次報告会開催
2003. 3. 5	フジテレビ『危機一髪 SOS』放映のための実験
2003. 3.10	平成 14 年度第 2 回運営委員会開催
2003. 3.14	李載錫研究員韓国建国大学に転出

2002 年度 陸域環境研究センター談話会・巡検等の記録

2002.5.31　第 2 回屋久島セミナー　参加者 31 名
水越博子（国土地理院）「等高線から得られる屋久島の地形情報」
中野孝教（筑波大学）「世界自然遺産，屋久島生態系のカルシウム欠乏症」
2002.6.7　講演会　参加者 20 名
野原大輔（筑波大学）「北極圏の夜空」と「暑いほど冷気が噴き出す風穴のはなし」
2002.6.15　大気境界層における乱流フラックス研究に関する講演会　参加者 20 名
毛利英明（気象研究所）「乱流のウエーブレット解析法」
森脇　亮（東京工業大学）「ウェーブレット解析に見る、都市キャノピー乱流統計量の解析」
飯塚　悟（産業技術総合研究所）「複雑地形上を対象とした LES による乱流輸送特性解析」
2002.6.21　サンゴ礁セミナー　参加者 18 名
山野博哉（国立環境研究所）「現成サンゴ礁の層相と形成過程」
2002.7.18　講演会　参加者 20 名
Richard P. Hooper（US Geological Survey）Towards an objective model of catchment hydrology
2002.9.6　講演会　参加者 15 名
目代邦康（筑波大学）「山体の変形と大規模崩壊」
2002.9.20　講演会　参加者 10 名
李　勝功（JST）「安定同位体を用いた水文生態過程の解明」
2002.10.23　講演会　参加者 10 名
関口辰夫（国土地理院）「雪崩地形について」
2002.11.5　講演会　参加者 21 名
Ron J. Steel（University of Wyoming）Linkage between fluvial sheetsands and their time-equivalent shoreline and shelf sands, mesaverde group, Wyomingand N. Colorado
2002.11.8　講演会　参加者 29 名
石井孝行（大阪教育大学）「斜面堆積物の見方」
2002.12.6　講演会　参加者 33 名
池田　碩（奈良大学）「花崗岩地形の世界」
2003.2.17　ワークショップ「多様な地域における土壌水分モニタリングの実際」　参加者 20 名
山中　勤（筑波大学），開發一郎（広島大学）「寒冷乾燥地域における土壌水分の TDR 測定：温度依存性と凍結・融解の影響」
萩野谷成徳（気象研究所）「半乾燥地域における土壌水分量の測定」
河合隆行，井上光弘（鳥取大学）「砂丘地ベイドスゾーンにおける鉛直方向の土壌水分観測」
広田知良（北海道農業研究センター）「北海道における土壌水分の観測事例－寒冷気候帯における畑地、草地、森林、積雪下、凍結土壌地帯での土壌水分の長期観測－」
杉本敦子（京都大学）「東シベリア永久凍土帯における土壌水分の観測」

開發一郎（広島大学），Nissen, H.，Moldrup, P.（Aalborg University），山中 勤（筑波大学）「土壌水分測定のための TDR コイルプローブの開発」

2003.2.28　講演会　参加者 18 名

Karen Gran （University of Washington）Riparian vegetation controls on braided stream dynamics

2003.3.11　岩盤斜面の変動に関する講演会　参加者 21 名

柏木健司（産業技術総合研究所）「重力性傾動講造の発生から進展過程」

目代邦康（筑波大学）「頁岩砂岩互層のトップリングによる斜面変形」

2003.3.27　講演会　参加者 5 名

Meetu Agarwal （インド物理学研究所）Helium and temperature anomalies in groundwater of North Gujarat, India: Implications to tectonics and groundwater age

2003.3.31　講演会「山の地形を考える」　参加者 31 名

青木賢人（金沢大学）「日本山岳地形への表面照射年代の応用」

佐々木明彦（東北大学）「多雪山地偽高山帯における晩氷期以降の地表環境変遷」

川畑大作（産業技術総合研究所）「四万十帯における地形計測」

2002.10.23　講習会「雪崩地形の空中写真判読」　参加者 13 名

講師：関口辰夫（国土地理院）

2002.11.3　巡検「霞ヶ浦の湖岸環境の成り立ちを見る」　参加者 21 名

案内：中村圭吾（土木研究所），村越直美（信州大学）

2002.11.4　巡検「見和層中に 2 回の海水準変動を探る」　参加者 29 名

案内：横山芳春（早稲田大学），村越直美（信州大学），大井信三（国土地理院），安藤寿男（茨城大学）

2003.11.9　巡検「筑波山地，雪入周辺の地形」　参加者 24 名

案内：石井孝行（大阪教育大学）

2002.12.7　筑波山地巡検　参加者 27 名

案内：池田　碩（奈良大学)

2003.3.7　参加者 14 名

最新の気象モデルに関するディスカッション .

2003.3.11　実験観察会「応力解放による山地の地形模型実験」と「岩盤クリープの二次元模型実験」参加者 21 名

講師：池田　宏，目代邦康（筑波大学）

陸域環境研究センター　熱収支・水収支観測資料について

下記の表は学内外の利用希望者に対する利用できるデータの種類, 収録期間, メディアの種類, 利用方法を示す. 利用希望者は, データ利用願い (http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/new/use/use.html#4) を記入の上センター宛提出されたい.

データの種類	収録期間	メディア	利用方法
1時間ごとの全測定項目および、日平値（または日積算）値・日最小値・日最大値が入った月ごとのアスキーファイル	1981 年 /11 月～現在	陸域環境研究センターのホームページ	陸域環境研究センターのホームページ (http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/) の熱収支・水収支観測圃場日報データベース (http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/hojyo/database.html) にアクセスする. 1981 ～ 2000 年のデータは, (http://hojyo.suiri.tsukuba.ac.jp/hojyo/archives/data/) に, 2001 年～現在までのデータ は, (http://hojyo.suiri.tsukuba.ac.jp/hojyo/current/) に保存されている. データは, 月単位で一つのファイルになっており, ファイル名のつけ方は次の通りである. Dyy-mm.DAT, yy は年, mm は月を表している. 例えば, 2002年4月のデータは, D02-04.DAT である.
上記データのプリントアウト	1983 年 /7 月～現在	冊子体（3 枚 /1 日） 一冊 /3ヶ月	コピーをとるか (*), 写し取り, 利用する. または貸し出しを行うので（一週間まで）持ち帰って利用する.
測定項目ごとの1時間ごとのプリントアウト	1989 年 /1 月～利用時の 1-2 年前	冊子体 1 枚 /1 月	同上
各項目の日平均値のプリントアウト	1989 年 /1 月～利用時の 1-2 年前	冊子体 (センター報告) 1 ページ 1 年	同上
各項目のアナログ出力を記録したチャート	1980 年 /1 月～現在	チャート 一冊 /1 月	コピーをとるか(*)センター内で読み取る.

＜注＞　(*) センターのコピー機を使う場合, 学生用カードを使用し, 同時に何枚使用したかを 記録用ノートに記入する（利用額は後ほど, 教職員の場合, 本人あてに, 学生の場合, 指導教官あてにそれぞれセンターから請求される).

```
'     ERC  routine data unit conversion program (sample.bas)
'
open "d:\data\temp\D98-04.dat" for input as #1     :' data file name

for DAYN=1 to 31
for TIME1 = 1 to 24
11   input #1, RECORDN
 IF recordn < 0 THEN LINE INPUT #1, dummy$: GOTO 11 :          '平均値、最大、最小値などをとばすための処理.
'                                                              必要ならこのラインを消去

  input #1, YEAR, MONTH, DAY, HOUR, D, U1, U2, U3, UW1, UW2, UW3
  input #1, WT1, WT2, WT3, I, RN, G, T1, T2, T3, ST1, ST2, ST3, ST4
  input #1, GW1, GW2, GW3, TD1, TD2, TD3, E, P, ET, AP, U4, AUX, N, ST

'###### data unit conversion from mV (or V) to physical unit in SI ##############

  D = D / 1 .                  :'wind direction in degree
  U1 = U1 / 100                :'wind speed at 1.6 m (m/s)
  U2 = U2 / 100                :'wind speed at 12.3 m (m/s)
  U3 = U3 / 100                :'wind speed at 29.5 m (m/s)
  U4 = U4 / 100                :'wind speed at 30.5 m at the top of tower (m/s)

  UW1 = UW1 / 10000            :'momentum flux at 1.6 m (m/s)^2
  UW2 = UW2 / 10000            :'momentum flux at 12.3 or 29.5 m (m/s)^2
  UW3 = UW3 / 10000            :'momentum flux at 29.5 m (m/s)^2

  WT1 = WT1 / 10000            :'sensible heat flux at 1.6 m (degreeC m/s)
  WT2 = WT2 / 10000            :'sensible heat flux at 12.3 or 29.5 m (degreeC m/s)
  WT3 = WT3 / 10000            :'sensible heat flux at 29.5 m (degreeC m/s)

  I = I / 10                   :'shortwave radiation (W/m2)
  RN = RN / 10                 :'net radiation (W/m2)
  G1 = G1 / 10                 :'soil heat flux (W/m2)

  T1 = T1 / 10                 :'air temperature at 1.6 m (degreeC)
  T2 = T2 / 10                 :'air temperature at 12.3 m (degreeC)
  T3 = T3 / 10                 :'air temperature at 29.5 m (degreeC)

  TD1 = TD1 / 10               :'dew point temperaure at 1.6 m (degreeC)
  TD2 = TD2 / 10               :'dew point temperaure at 12.3 m (degreeC)
  TD3 = TD3 / 10               :'dew point temperaure at 29.5 m (degreeC)

  ST1 = ST1 / 10               :'soil temperature at -0.02 m (degreeC)
  ST2 = ST2 / 10               :'soil temperature at -0.10 m (degreeC)
  ST3 = ST3 / 10               :'soil temperature at -0.50 m (degreeC)
  ST4 = ST4 / 10               :'soil temperature at -1.00 m (degreeC)

  GW1 = GW1 / 1000             :'ground water level at -2.2 m (m)
  GW2 = GW2 / 1000             :'ground water level at -10.0 m (m)
  GW3 = GW3 / 1000             :'ground water level at -22.0 m (m)

  E = E / 100                  :'pan evaporation (mm/hour)          注:95年6月22日以前のデータでは10で割る
  ET = ET / 100                :'lysimeter evapotranspiration (mm/hour)   注:95年6月22日以前のデータでは10で割る
  P = P / 10                   :'precipitation (mm/hour)
  AP = AP / 10                 :'air pressure (hPa)
  AUX = AUX / 1                 :'
  N = N / 10                   :'sunshine duration (min)

 if D > 33 and D <= 213 then UW3 = UW2: WT3 = WT2  :'This line selects those data from sensor better exposed to wind
'                                                    sonic sensor for UW-3 and WT-3 is at 29.5 m facing SE while that for UW-2
'                                                    and WT-2 are also  at 29.5 m but facing NW, starting August, 1997.

' ########## User Program ##########

next TIME1
NEXT DAYN
end
```

第1図　ルーチンデータを basic program で読み込んで物理量に変換して利用するためのサンプルプログラム（sample. bas）

第１表　フロッピー上の日報データのフォーマット．1990年１月１日の１：00～24：00のデータ，および平均・最小・最大値のプリントアウト．２行で１時間分で，２行目の最後にCRおよびLFコードが入っている．各行に含まれるデータの種類，フォーマットなどは鳥谷ほか（1989）の第４表を参照のこと．

```
 5833,90,09,01,01,    91,    55,   128,   146,   -25,   -40,    40,   -13,   -25,   -58,     0,  -454,  -209,   240,   244,   247,   27
6,   278,   251,   225,  2023,  4823,  6157,   230,   241,   244,     0,     0,     1, 10106,   184, 17520,     0,0000
 5834,90,09,01,02,    80,    40,   119,   163,   -18,   -28,    35,   -10,   -18,   -15,     0,  -431,  -221,   236,   243,   247,   27
1,   275,   251,   225,  2023,  4828,  6165,   228,   240,   244,     1,     0,    -0, 10105,   182, 17515,     0,0000
 5835,90,09,01,03,   117,    81,   165,   241,  -140,  -418,  -303,   -63,  -120,   -73,     0,  -198,   -93,   242,   244,   245,   26
9,   272,   251,   225,  2023,  4833,  6172,   233,   242,   243,    -2,     0,    -0, 10109,   260, 17515,     0,0000
 5836,90,09,01,04,   130,    93,   168,   226,  -198,  -528,  -543,   -63,   -98,   -73,     0,  -180,   -76,   244,   244,   243,   26
9,   270,   251,   225,  2023,  4838,  6180,   233,   241,   243,     1,     0,     0, 10109,   246, 17515,     0,0000
 5837,90,09,01,05,   140,    44,    97,   133,   -55,  -160,  -123,   -30,   -63,   -58,     0,  -338,  -140,   242,   243,   243,   26
8,   268,   252,   225,  2023,  4841,  6185,   230,   239,   241,     0,     0,    -0, 10109,   149, 17515,     0,0000
 5838,90,09,01,06,   147,    50,   107,   147,   -43,   -88,  -270,   -25,   -60,  -115,     0,   -35,   -52,   242,   243,   244,   26
7,   267,   252,   225,  2023,  4843,  6192,   231,   239,   240,    -2,     0,     1, 10113,   184, 17510,     0,0000
 5839,90,09,01,07,   152,    66,   129,   181,  -115,  -468,  -538,    45,   -38,   -45,     0,   448,    70,   253,   251,   249,   26
9,   265,   252,   225,  2023,  4848,  6190,   235,   241,   242,     1,     0,    -0, 10118,   201, 17505,   150,0000
 5840,90,09,01,08,   177,   134,   232,   328,  -245,  -988, -1118,   338,   200,   235,     0,  2328,   262,   268,   263,   260,   27
6,   265,   252,   225,  2023,  4851,  6182,   235,   240,   241,     1,     0,     0, 10118,   384, 17505,   432,0000
 5841,90,09,01,09,   156,   147,   232,   296,  -285,  -918,  -645,   570,   423,   425,     0,  3498,   378,   285,   274,   272,   28
8,   266,   252,   225,  2023,  4851,  6135,   235,   237,   238,     1,     0,     0, 10119,   342, 17500,   594,0000
 5842,90,09,01,10,   151,   105,   175,   241,  -218,  -815,  -565,   430,   375,   325,     0,  2357,   454,   286,   279,   277,   30
3,   268,   252,   225,  2023,  4853,  6105,   233,   235,   235,     0,     0,    -0, 10120,   275, 17500,   180,0000
 5843,90,09,01,11,   138,   107,   183,   266,  -235,  -973,  -758,   230,   133,   163,     0,  1839,   320,   287,   283,   281,   30
4,   273,   252,   225,  2023,  4851,  6067,   230,   233,   233,     0,     0,    -0, 10117,   296, 17500,    84,0000
 5844,90,09,01,12,   138,   117,   202,   273,  -360,  -828,  -788,   443,   200,   245,     0,  3725,   605,   298,   292,   290,   30
8,   276,   252,   225,  2023,  4848,  6035,   226,   226,   225,   -70,     0,     0, 10112,   294, 17500,   330,0000
 5845,90,09,01,13,   147,   113,   189,   245,  -268,  -813,  -620,   605,   463,   545,     0,  4394,   884,   308,   301,   299,   31
9,   280,   252,   225,  2023,  4846,  6007,   224,   223,   222,    -3,     0,     1, 10106,   270, 17500,   348,0000
 5846,90,09,01,14,   118,   123,   219,   284,  -258,  -585,  -525,   433,   308,   338,     0,  3573,   721,   308,   303,   301,   32
6,   285,   252,   225,  2023,  4841,  5982,   219,   220,   219,     0,     0,     1, 10100,   308, 17505,   372,0000
 5847,90,09,01,15,   131,   157,   274,   378,  -358, -1073,  -933,   480,   435,   355,     0,  3352,   721,   308,   304,   302,   33
0,   291,   252,   225,  2023,  4838,  5960,   216,   216,   215,     3,     0,     0, 10097,   405, 17505,   528,0000
 5848,90,09,01,16,   124,   150,   260,   366,  -373, -1065,  -843,   315,   188,   215,     0,  2328,   372,   302,   298,   297,   32
6,   296,   252,   225,  2023,  4831,  5940,   210,   213,   212,     6,     0,    -0, 10098,   398, 17505,   600,0000
 5849,90,09,01,17,   134,   150,   278,   405,  -358, -1100,  -950,    75,   100,    98,     0,  1077,   192,   292,   290,   289,   31
7,   298,   252,   225,  2023,  4826,  5925,   209,   214,   214,     1,     0,    -1, 10099,   440, 17505,   600,0000
 5850,90,09,01,18,   129,   150,   272,   401,  -418, -1113, -1003,  -168,   -95,   -30,     0,  -215,   -93,   277,   277,   277,   30
7,   298,   252,   225,  2023,  4823,  5925,   207,   214,   215,     2,     0,    -1, 10102,   431, 17505,   276,0000
 5851,90,09,01,19,   134,   109,   212,   315,  -195,  -868,  -870,  -215,  -198,  -140,     0,  -634,  -227,   285,   268,   267,   29
8,   295,   252,   225,  2023,  4821,  5940,   197,   204,   205,     2,     0,     0, 10106,   329, 17505,     0,0000
 5852,90,09,01,20,   129,    89,   182,   262,  -138,  -610,  -545,  -175,  -193,  -135,     0,  -658,  -256,   251,   254,   254,   28
7,   291,   252,   225,  2023,  4818,  5967,   196,   203,   205,     4,     0,    -0, 10115,   284, 17505,     0,0000
 5853,90,09,01,21,   114,    71,   166,   238,   -73,  -258,  -225,  -113,  -153,  -138,     0,  -629,  -267,   236,   243,   245,   27
9,   286,   252,   225,  2023,  4821,  6022,   201,   208,   211,     0,     0,     0, 10120,   258, 17505,     0,0000
 5854,90,09,01,22,    85,    28,   100,   176,   -10,   -40,   -58,    -3,   -18,   -33,     0,  -617,  -308,   220,   234,   240,   27
2,   282,   252,   225,  2023,  4823,  6077,   201,   210,   210,     4,     0,     0, 10120,   192, 17500,     0,0000
 5855,90,09,01,23,    55,    17,    91,   156,    -5,   -13,    10,     8,     0,   -20,     0,  -588,  -320,   208,   232,   243,   26
5,   278,   252,   225,  2023,  4828,  6115,   199,   210,   209,     0,     0,     0, 10121,   162, 17500,     0,0000
 5856,90,09,01,24,    59,    16,    68,   129,    -5,    -3,     3,     8,    -8,   -28,     0,  -535,  -297,   205,   231,   243,   25
9,   274,   252,   225,  2023,  4836,  6130,   198,   209,   209,     0,     0,     0, 10120,   135, 17500,     0,0000
   -1,90,09,01,24,     0,    92,   177,   250,  -183,  -575,  -505,   129,    73,    83,     0,    84,     9,   263,   264,   265,   29
0,   279,   252,   225,  2023,  4836,  6072,   219,   225,   225,   -51,     0,     1, 10111,   273, 17506,  4494,0000
   -2,90,09,01,24,     0,    16,    68,   129,  -418, -1113, -1116,  -215,  -198,  -140,     0,  -638,  -320,   205,   231,   240,   25
9,   265,   251,   225,  2023,  4818,  5925,   196,   203,   205,   -70,     0,    -1, 10096,   135, 17500,     0,0000
   -3,90,09,01,24,     0,   157,   276,   405,    -5,    -3,    40,   605,   463,   545,     0,  4394,   884,   308,   304,   302,   33
0,   298,   252,   225,  2023,  4853,  6192,   235,   242,   244,     6,     0,     1, 10121,   440, 17520,     0,0000
```

第２表　全測定項目の１時間ごとのデータ，および日平均・最小・最大値のプリントアウト．1991年１月１日21：00～24：00のデータ，およびその日の平均（または積算）・最小・最大値の例．

*** METEOROLOGICAL AND HYDROLOGICAL DATA *** ERC, UNIV. TSUKUBA DATE 91-01-01

RECORD No. YR-MO-DY HR:MN	D	U-1 U-2 U-3 U-4	UW-1 UW-2 UW-3	WT-1 WT-2 WT-3	I	Rn	Gl	T-1 T-2 T-3	ST-1 ST-2 ST-3 ST-4	GW-1 GW-2 GW-3	TD-1 TD-2 TD-3	E	P	ET	AP	N
	(DEG)	(m/s)	(m/s)*	(°Ca/s)	(W/m*)	(W/m*)	(W/m*)	(°C)	(°C)	(m)	(°C)	(mm)	(mm)	(mm)	(mb)	(min)
RECD 21	330	0.55	-0.0070	-0.0043	0.0	-24.4	-4.65	6.8	6.6	1.607	5.1	0.0	0.0	-0.1	1001.2	0
91-01-01		0.97	-0.0295	-0.0070				7.1	5.5	3.226	5.5					
21:00		2.61	-0.0453	-0.0105				7.3	8.4	4.500	5.2					
		3.21							12.1							
RECD 22	310	0.42	-0.0033	-0.0035	0.0	-25.6	-12.21	5.7	6.4	1.607	4.4	0.0	0.0	0.0	1000.1	0
91-01-01		0.79	-0.0248	-0.0080				6.7	5.5	3.226	4.8					
22:00		2.25	-0.0338	-0.0030				7.0	8.4	4.497	4.5					
		2.75							12.1							
RECD 23	292	0.78	-0.0135	-0.0148	0.0	-44.2	-13.96	5.7	6.2	1.608	3.5	0.0	0.0	-0.1	1000.2	0
91-01-01		1.31	-0.0408	-0.0140				6.0	5.5	3.223	3.9					
23:00		3.39	-0.0888	-0.0140				6.3	8.4	4.500	3.6					
		4.11							12.1							
RECD 24	332	0.91	-0.0258	-0.0180	0.0	-46.0	-13.96	5.6	6.0	1.608	2.4	0.0	0.0	0.1	1000.6	0
91-01-01		1.53	-0.0765	-0.0145				5.8	5.5	3.223	2.7					
24:00		4.04	-0.1163	-0.0240				6.0	8.4	4.500	2.3					
		4.93							12.1							
*** MEAN OR ACCUMULATED VALUES ***					0	0	0									
		0.48	-0.0058	0.0022	2.7	1.0	0.03	4.3	5.1	1.605	1.2	0.0	0.0	-0.5	1006.7	0
91-01-01		0.70	-0.0175	0.0005				4.5	4.4	3.231	1.2					
		1.59	-0.0358	-.0007				4.4	8.5	4.302	0.7					
		1.86							12.1							
*** MINIMUM VALUES ***					(W/m*)	(W/m*)	(W/m*)									
		0.23	-0.0258	-0.0180	0.0	-46.0	-13.12	0.1	3.2	1.601	-1.8	0.0	0.0	-0.5	1000.1	
91-01-01		0.24	-0.0765	-0.0145				0.4	3.4	3.223	-1.8					
		0.33	-0.1163	-0.0240				0.8	8.4	4.497	-2.4					
		0.33							12.1							
*** MAXIMUM VALUES ***					(W/m*)	(W/m*)	(W/m*)									
		0.91	0.0010	0.0288	165.1	108.8	25.00	7.8	6.7	1.608	5.7	0.0	0.0	0.1	1011.8	
91-01-01		1.53	-0.0010	0.0280				7.8	5.5	3.234	5.6					
		4.04	0.0028	0.0322				7.5	8.6	4.507	5.4					
		4.93							12.2							

NOTE: *=SQUARE, 0=MJ/m*/DAY

第３表　測定項目ごとの１時間ごとのプリントアウト，1990年１月の気温（1.6ｍ）の例．

1990 年　1 月 AIR TEMPERATURE (1.6m)

日	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	MEAN
1	-0.9	-2.3	-1.6	-2.4	-3.7	-4.7	-5.5	-4.0	-0.3	2.9	5.5	7.3	8.0	8.3	8.2	7.8	5.5	1.1	-1.0	-2.0	-1.9	-2.3	-2.7	-3.6	0.7
2	-3.5	-4.3	-4.9	-4.9	-5.3	-5.6	-5.9	-5.1	-1.5	0.9	4.6	6.2	7.1	8.3	8.2	8.0	5.6	2.4	2.3	2.2	2.3	1.8	1.5	1.8	0.9
3	1.9	2.1	2.4	1.2	-0.5	-1.4	-2.0	-1.7	1.1	5.0	7.9	8.4	8.9	9.3	9.3	8.6	6.3	3.0	0.9	-0.8	-1.0	-0.8	-1.0	-1.0	2.8
4	0.1	0.5	1.4	0.4	0.2	-0.8	0.4	0.1	2.6	4.5	5.5	6.4	7.6	8.1	8.3	7.3	5.9	4.6	3.4	3.1	1.2	-1.6	0.6	0.6	2.9
5	-0.7	-1.4	0.0	-2.1	-4.1	-1.3	-2.1	-2.4	1.5	3.4	5.1	7.6	8.6	9.1	9.4	9.4	6.1	2.1	0.2	-1.1	-1.1	-1.1	-1.0	-0.9	1.8
6	-1.3	-1.3	-1.5	-2.6	-3.4	-3.4	-4.0	-3.3	0.7	3.7	7.7	9.3	9.5	11.2	12.6	12.7	11.1	9.7	8.3	6.3	7.3	5.7	5.0	2.4	4.3
7	-0.9	-1.9	3.3	1.9	1.7	1.5	1.2	1.4	3.4	5.2	6.2	7.2	7.7	7.8	7.6	6.7	5.2	3.7	2.1	1.0	-1.7	-3.3	-3.9	-4.5	2.4
8	-5.0	-5.8	-6.1	-6.2	-6.9	-6.9	-6.8	-5.7	-0.9	3.7	5.8	7.1	8.0	8.6	8.7	8.0	4.1	0.4	-1.4	-1.8	-2.5	-3.0	-3.4	-3.6	-0.5
9	-3.8	-4.1	-4.5	-5.0	-5.1	-4.5	-5.0	-3.6	-1.4	1.3	3.5	5.8	6.7	7.9	9.1	9.2	5.8	2.5	1.2	0.4	-0.2	-0.8	-1.4	-1.9	0.5
10	-1.8	-1.2	-1.7	-1.9	-1.3	-0.8	-0.6	-0.1	0.4	1.4	3.3	4.3	4.9	5.2	5.1	5.8	6.2	6.1	6.1	6.4	7.3	6.6	6.4	5.1	3.0
11	4.6	7.1	11.0	10.2	9.8	9.5	8.6	8.6	9.6	10.7	11.5	12.0	12.1	12.4	12.4	11.8	9.8	7.7	6.8	5.9	4.9	4.2	4.2	4.6	8.8
12	4.7	3.8	3.4	3.6	4.2	4.6	5.1	4.5	4.6	4.8	4.6	5.5	6.9	7.9	8.2	7.8	6.2	3.4	2.3	1.6	0.9	0.2	0.4	0.6	4.2
13	0.6	0.8	1.0	0.4	-0.6	-1.2	0.1	0.6	1.4	2.8	4.2	6.1	7.2	8.5	9.2	7.9	6.0	4.2	3.6	2.8	2.4	1.4	0.9	1.8	3.0
14	1.1	0.3	-0.3	-0.8	-3.3	-3.2	-2.3	-1.5	0.0	1.4	2.7	3.7	4.2	4.2	4.4	4.9	4.0	2.2	-0.5	-2.1	-3.0	-3.6	-3.8	-4.3	0.2
15	-3.3	-4.5	-5.6	-5.0	-6.0	-6.3	-6.7	-5.4	-2.5	1.1	4.7	6.7	8.2	8.9	8.3	7.7	5.3	3.9	3.4	3.3	3.3	2.3	1.9	1.8	1.1
16	1.5	0.6	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.6	0.8	0.4	-0.3	-0.2	-0.1	-0.4	0.3
17	-0.5	-0.9	-1.2	-2.7	-2.6	-4.0	-4.6	-4.2	-3.2	-0.8	1.0	2.1	2.9	4.1	4.5	4.5	2.5	-0.8	-1.9	-2.6	-3.3	-3.8	-4.5	-4.9	-1.0
18	-4.5	-3.0	-2.3	-2.0	-1.8	-2.0	-2.3	-3.0	-2.7	-1.4	0.3	2.1	3.1	4.4	5.5	5.8	4.0	1.8	0.4	0.4	-0.8	-0.1	-1.2	-0.2	0.0
19	0.3	-0.2	-1.0	-0.5	-1.3	-1.8	-1.2	-0.4	1.7	4.5	1.9	2.0	2.7	3.2	4.6	5.2	4.2	4.0	3.7	3.3	3.4	3.7	4.0	2.6	2.0
20	2.1	2.1	2.2	2.2	2.0	1.5	1.8	2.7	3.7	3.8	4.4	4.9	5.3	5.4	5.3	4.5	3.6	1.8	0.3	-0.6	-0.7	0.1	-0.7	-1.7	2.3
21	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
22	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	5.3	6.8	8.0	8.2	7.3	4.8	1.3	-0.3	-1.0	-1.0	-1.6	-1.4	-1.1	1.6
23	-1.2	-1.6	-1.5	1.5	0.0	-1.8	-0.1	0.3	0.9	1.3	1.9	2.1	2.0	2.3	2.2	1.5	0.7	0.3	0.5	0.5	0.2	-0.4	-0.6	-1.3	0.4
24	-1.8	-2.1	-3.0	-3.4	-3.2	-3.0	-3.3	-4.3	-1.5	0.3	2.5	3.6	5.0	6.5	6.8	6.0	4.4	1.5	-1.5	-2.7	-2.8	-0.8	-0.6	-0.6	0.1
25	-1.4	-1.2	-0.9	-2.0	-2.5	-2.8	-4.4	-4.2	-0.7	0.9	1.9	3.1	4.0	4.7	4.6	4.5	3.2	-0.6	0.8	-0.3	-1.8	-2.4	-4.0	-2.9	-0.2
26	-2.5	-2.7	-3.2	-4.0	-5.9	-5.4	-5.6	-4.0	0.2	1.8	2.5	3.3	3.8	4.0	4.1	3.7	2.4	-0.2	-0.7	-0.3	-1.7	-2.8	-2.9	-3.9	-0.8
27	-6.0	-7.3	-8.2	-7.8	-7.6	-8.8	-9.7	-8.7	-2.6	-0.3	1.7	4.0	4.7	5.1	4.9	4.4	3.4	1.3	-2.9	-4.1	-4.8	-5.9	-7.0	-7.5	-2.8
28	-8.3	-8.7	-9.1	-9.3	-9.6	-9.8	-9.6	-8.0	-3.1	0.1	2.5	3.5	4.7	5.6	5.7	5.6	4.3	2.1	0.0	-1.6	-2.8	-3.3	-3.0	-2.6	-2.3
29	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	4.1	3.9	1.9	2.6	3.0	0.8	-0.4	-1.4	-1.1	0.7
30	-1.5	-1.7	-2.5	-2.9	-1.9	-3.1	-3.3	-2.8	2.2	7.6	9.4	9.9	10.3	10.1	9.1	7.8	6.6	5.7	4.8	3.2	2.7	2.4	2.0	1.7	3.2
31	1.7	1.5	0.9	-0.3	-0.6	-0.9	-1.0	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.2	0.5	0.5	0.3	0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.0

MONTHLY AVERAGE　1.3

第4表　各項目の日平均値のプリントアウト，1989年の気温（1.6m）および，気温（12.3m）の例．
（水理実験センター報告第14号142ページより抜粋）．

ITEM　AIR TEMPERATURE (1.6m HEIGHT)
INSTRUMENT　PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT　(℃)
YEAR　1989

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	4.8	4.2	11.4	14.4	13.8	20.0	18.4	23.6	25.6	19.5	14.3	6.7
2	3.4	2.8	5.1	12.0	13.7	18.7	15.9	26.2	26.8	17.6	12.2	4.6
3	3.3	2.8	6.7	11.2	12.0	20.2	16.5	25.4	26.1	17.4	8.9	5.6
4	4.3	2.0	13.2	13.0	14.6	21.8	18.4	25.6	22.9	16.6	11.5	5.9
5	0.9	1.6	6.7	9.3	17.8	21.6	18.7	25.5	23.8	17.5	12.8	8.4
6	0.8	2.0	5.9	10.4	14.6	23.1	19.7	24.3	25.5	18.4	15.7	9.4
7	4.1	3.3	4.1	11.4	10.9	22.1	20.9	27.1	23.7	17.4	15.6	8.4
8	6.3	4.7	2.7	13.4	14.1	16.9	21.7	27.0	23.9	14.2	16.9	6.3
9	8.7	8.2	1.9	16.1	17.2	12.0	23.8	26.5	25.6	11.2	17.6	5.0
10	9.0	3.8	5.0	13.7	18.9	12.0	23.3	26.2	25.5	13.4	14.5	2.1
11	8.7	2.5	5.7	12.0	12.9	13.5	24.2	24.6	24.7	14.5	13.0	3.3
12	7.5	4.4	7.5	9.0	11.6	15.5	23.3	24.8	25.9	16.8	13.3	4.8
13	5.7	3.2	10.1	13.1	16.0	17.7	19.2	26.8	24.4	17.8	15.8	2.2
14	4.3	2.6	11.4	14.4	16.3	19.1	22.0	26.6	24.6	17.5	12.4	3.8
15	2.3	4.3	8.6	15.8	15.7	18.9	21.5	24.8	26.3	17.0	••••	5.1
16	1.8	9.0	6.9	18.3	16.6	19.4	20.8	25.2	23.3	18.1	9.5	3.1
17	2.1	8.1	5.1	16.7	16.4	19.7	21.0	24.6	22.6	14.6	10.5	5.8
18	6.4	4.5	4.2	15.8	16.5	15.4	21.5	25.1	25.6	10.0	12.3	5.8
19	7.5	4.1	4.5	15.0	15.6	15.3	22.0	24.7	23.8	10.3	10.4	2.0
20	12.2	4.9	5.8	15.9	15.2	16.5	23.3	23.8	21.6	13.9	7.6	2.3
21	8.9	6.7	6.0	13.1	16.8	17.6	25.2	26.5	19.2	10.2	6.3	1.7
22	5.2	4.4	6.2	14.8	18.7	18.6	25.4	26.7	20.2	13.1	6.8	3.5
23	5.4	3.2	6.3	15.0	15.8	19.9	25.4	26.1	••••	14.9	6.9	5.6
24	5.5	2.5	7.6	15.4	18.5	19.4	26.6	25.0	••••	9.9	6.5	5.4
25	3.6	3.9	10.3	12.3	17.6	20.2	27.0	22.5	••••	11.7	5.8	4.6
26	3.3	5.3	8.5	10.9	13.7	23.3	25.9	23.1	20.7	15.1	5.5	7.3
27	6.7	4.3	9.2	14.8	16.3	20.9	25.7	23.7	19.8	14.9	5.1	7.4
28	1.5	7.6	5.6	10.8	17.2	19.5	25.0	26.7	••••	16.2	6.7	3.0
29	1.9	----	8.0	9.8	17.2	23.8	24.8	24.6	20.2	14.5	7.9	2.5
30	3.7	----	7.4	13.3	15.2	21.8	24.1	24.7	18.5	10.8	4.5	2.9
31	5.3	----	10.3	----	17.3	----	24.7	27.0	----	11.9	----	2.9
MEAN	5.0	4.3	7.0	13.4	15.6	18.8	22.4	25.3	23.5	14.7	10.6	4.8

ITEM　AIR TEMPERATURE (12.3m HEIGHT)
INSTRUMENT　PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT　(℃)
YEAR　1989

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5.7	4.9	12.2	14.3	14.2	20.4	18.4	23.6	25.6	19.4	14.5	7.5
2	5.5	3.7	5.6	12.4	13.6	18.6	15.8	26.0	26.6	17.5	13.4	6.1
3	5.2	2.9	7.2	11.6	11.9	20.5	16.5	25.1	25.9	17.2	10.3	8.0
4	5.2	3.1	13.3	13.0	14.7	22.2	18.5	25.3	22.9	16.6	12.5	7.4
5	2.6	3.3	6.8	9.3	18.4	22.0	18.7	25.3	23.7	17.5	12.9	9.5
6	3.2	3.8	6.0	10.8	15.0	23.2	19.8	24.2	25.4	18.3	16.5	9.5
7	4.8	5.0	4.2	12.3	11.0	22.9	21.0	26.8	23.5	17.2	16.1	8.5
8	6.6	5.4	3.3	13.6	14.1	17.4	21.7	26.8	23.6	14.3	16.9	6.8
9	8.9	8.4	3.1	16.1	17.4	12.0	23.9	26.4	25.4	12.4	17.8	5.2
10	9.1	4.0	5.8	14.0	19.0	12.1	23.7	26.2	25.3	14.0	14.6	4.1
11	9.0	3.5	7.0	12.0	13.0	13.8	24.6	24.5	24.6	14.6	13.2	4.7
12	8.0	4.8	8.3	9.3	11.7	15.9	23.3	24.8	25.9	16.8	13.8	5.4
13	6.3	3.8	10.4	14.4	16.0	18.1	19.2	26.5	24.3	17.8	16.2	3.5
14	4.6	4.5	12.2	15.0	16.5	19.6	22.0	26.6	24.5	17.6	12.4	3.7
15	2.7	5.3	9.4	16.4	16.0	19.3	20.8	24.6	26.2	17.1	••••	6.1
16	3.0	9.4	7.9	18.4	16.9	19.6	20.7	24.9	23.3	18.2	9.5	5.2
17	3.6	8.2	5.5	16.8	16.7	19.7	20.9	24.4	22.5	15.0	10.5	6.7
18	6.6	4.8	5.7	16.3	16.6	15.5	21.3	25.1	25.5	10.9	12.4	6.6
19	8.1	5.3	5.5	15.9	15.6	15.3	21.8	24.4	23.8	10.6	10.6	2.9
20	12.4	5.7	6.8	16.8	15.3	16.4	23.1	23.6	21.7	14.5	8.5	3.5
21	9.7	7.0	6.6	13.4	17.2	17.6	25.0	26.3	19.2	11.2	8.6	3.4
22	5.8	4.8	6.2	15.1	19.1	18.8	25.3	26.6	20.0	13.4	8.0	4.2
23	5.6	3.4	6.6	15.1	16.2	20.0	25.2	26.1	••••	15.3	8.1	5.9
24	6.2	2.5	7.8	15.5	18.9	19.5	26.3	24.9	••••	11.7	7.9	5.3
25	4.8	4.0	10.4	12.8	17.9	20.1	26.7	22.4	••••	12.4	7.4	5.0
26	3.6	5.7	8.8	11.3	14.0	23.2	25.8	23.0	20.5	15.6	7.4	7.5
27	7.0	5.4	9.3	14.8	17.3	20.9	25.4	23.7	19.9	15.0	6.0	7.7
28	1.5	8.0	5.7	11.0	17.6	19.6	24.8	26.8	••••	16.3	7.3	4.5
29	2.8	----	8.4	10.9	17.2	23.9	24.6	24.8	20.3	15.5	8.4	3.4
30	5.5	----	8.2	13.8	15.4	22.3	23.9	24.8	18.4	11.8	6.4	3.7
31	6.7	----	10.8	----	17.7	----	24.5	26.9	----	12.1	----	3.1
MEAN	5.8	5.0	7.6	13.7	15.9	19.0	22.4	25.2	23.4	15.1	11.3	5.6

Rockfalls in Coastal Cliff Made of Ryukyu Limestone: Stability Analysis Considering the Scale Effects of the Strength of Rock Masses
……Tetsuya KOGURE, Hisashi AOKI, Akira MAEKADO and Yukinori MATSUKURA …… 97

Measurement of Regional Fluxes of Heat, Water Vapor and CO_2 at the TERC Meteorological Tower
……Ayumi KOTANI and Michiaki SUGITA …… 103

Seasonal Changes in LAI and Aboveground Biomass of a C3/C4 Mixed Grassland in 2002 in the Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba
……Wenhong MO, Fumihiko IMASU, Tomoko YOKOYAMA and Takehisa OIKAWA …… 109

Recent Trend of Tritium Concentration in Precipitation in Kanto Plane, Japan
……Shiho YABUSAKI, Maki TSUJIMURA and Norio TASE …… 119

Diurnal Variation of Surface Wind Over Mongolia
……Tomonori SATO …… 125

The Effect of Vegetation on Channel Pattern in Large Flume Experience
……Kuniyasu MOKUDAI, Hiroshi IKEDA, Hideo IIJIMA,Yosuke KOMATSU and Ken-ichi SAITO …… 129

Comparison between Doken-Type and Tsukuba-Maruto Type Simplified Dynamic Cone Penetrometers on Foundations of Different Grain Size
……Tsuyoshi WAKATSUKI, Yoshinori SASAKI and Yukinori MATSUKURA …… 135

Laboratory Experiments on Rates of Dissolution of Limestones in Water Containing High Contents of CO_2
……Akiko HASHIMOTO, Chiaki T. OGUCHI and Yukinori MATSUKURA …… 141

The Effects of Environmental Conditions on Salt Weathering: A Laboratory Experiment
……Tomoko KIMURA and Yukinori MATSUKURA …… 149

Observational Data of Heat Balance and Water Balance －2002－
……Daisuke NOHARA and Jun ASANUMA …… 157

Lecture Summary …… 185

Literature List …… 199

Miscellaneous …… 202

筑波大学陸域環境研究センター報告

第 4 号

2003年10月発行

編集発行　筑波大学陸域環境研究センター
茨城県つくば市天王台1-1-1
〒305-8577　電話　029-853-2532
FAX　029-853-2530
e-mail jimu@suiri.tsukuba.ac.jp
http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/

Ⓒ筑波大学陸域環境研究センター，2003

印 刷 所　株式会社コームラ
岐阜市北一色8－7－28
〒500－8227　電話　058－229－5858㈹

BULLETIN
OF THE
TERRESTRIAL ENVIRONMENT RESEARCH CENTER
THE UNIVERSITY OF TSUKUBA

No.4 October 2003

Contents

Shrubs in Japanese Red Pine Forest Adjacent to the Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba
……Shin-ichi IIDA, Yohei HAMADA, Yutaka ABE and Tadashi TANAKA …… 1

The Use of Atmospheric Stable Carbon Isotope Ratio as a Indicator of CO_2 Exchange in a C3/C4 Mixed Grassland
…Seiji SHIMODA, Wenhong MO, Shohei MURAYAMA, Chikako TAKAMURA and Takehisa OIKAWA …… 11

Carbon-13 Natural Abundances of Organic Matter and Carbon Dioxide in Soil Profiles on Tsukuba Upland
……Yohei HAMADA and Tadashi TANAKA …… 19

The Diurnal Variation of the Surface Energy Budget at TERC, University of Tsukuba and its Application to Remote Sensing Studies
……Ayako KITAMURA, Takeki IZUMI and Hiroshi MATSUYAMA …… 31

Settling Flux of PAHs on the Ground Surface
…Ardhendu Sekhar SHANNIGRAHI, Takehiko FUKUSHIMA, Noriatsu OZAKI and Shuichi HASEGAWA …… 41

Interaction between Groundwater and River Water in the Nasu Fan, Tochigi
……Tsutomu YAMANAKA, Tadashi TANAKA, Jun ASANUMA and Yohei HAMADA …… 51

The Formation of Lacustrine Lowlands around Lake Kasumigaura
……Mai TOYOTA and Hiroshi IKEDA …… 61

Mechanism and Process of Landforms in Associated with Reed Community in Lake Kasumigaura
……Tomoya SEKI and Hiroshi IKEDA …… 75

Relationships between Angle of Marine-Terrace Cliffs and Bed Rock Properties: A Case Study of Nishi-Tsugaru Area, Aomori Prefecture, Japan
……Yoshinori SASAKI, Tsuyoshi WAKATSUKI and Yukinori MATSUKURA …… 89

Copyright © Terrestrial Environment Research Center,
The Universityof Tsukuba, Ibaraki 305-8577 JAPAN, 2003