法人化5年目を迎えた平成20年度は、昨年度 に引き続きセンター第2期中期計画に沿ってセン ターの特色を生かした基礎研究を推進するととも に、外部資金による国際共同研究・国際連携を継 続的に推進しました。

年度当初に作成した教育計画に関しては、学群 生3名、院生9名がセンターを利用し、卒業論 文3編.修士論文8編.博士論文1編が作成され ました.研究テーマとして、つくば市の都市化が 陸域環境研究センターの観測データに与える影響 の評価. 草原および森林土壌中における CO₂・水 の動態解析、アカマツとシラカシ近傍における浸 透と土壌水分移動、熱中症防止グランドの耐久試 験. 温暖化に伴う土壌有機物の動態変化. 都市気 温の不均質性に関する観測的研究、モンゴルにお ける植生の変化が地表面熱・水収支に与える影 響。モンゴルの水循環の解明。環境トレーサーを 用いた湖沼水収支の推定. バンコク首都圏におけ る揚水活動に伴う深層地下水誘発涵養の数値解 析、掃流粒子の磨耗に関する実験、重複波下の ベッドフォーム形状に関する実験、岩盤河川の侵 食に関する基礎実験など、陸域環境に関する多 種・多様な教育・研究が実施されました.

また、研究面においては、昨年度に引き続き概 算要求事項特別教育研究経費(研究推進)の配分 を受け、戦略的研究プロジェクト「地球温暖化に 伴う植生の変化が地下水涵養機構に与える影響に 関する研究」を推進しました.本研究は2年前 に立ち上げたプロジェクト研究の継続であり、 これによって組織的・戦略的研究を推進する体 制が強化されました.この他、地球環境研究総 合推進費「地域気候変動シナリオ作成のための 都市効果の評価」、総合地球環境学研究所研究プ ロジェクト2-4、モンスーンアジア水文気候研 究計画(MAHASRI), Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project (CEOP) に参加し,関係機関と密接に連携して研究を推進しました.CEOP に関しては,「CEOP 第2期つくばレファレンスサイト」が立ち上げられ,つくば地域の大学および研究機関が所有する水収支・熱収支観測データを一つの地域観測データとしてまとめ,全世界に向けて観測データの発信が開始されました.これに参加することにより,本センターの観測データが全世界に公開されることになり,また,国際プロジェクトであるGEOSS(全球観測システム)へ貢献することになります.

国際協力・国際連携に関しては、昨年度に引き 続き、日本学術振興会二国間共同研究経費(イ ンドネシアとの共同研究)の配分を受け、「湿潤 熱帯地域における持続可能な水資源開発のため の流域管理」に関する研究を推進するともに、 国際ワークショップ「Water Governance」をイ ンドネシア・ボゴール農科大学において開催しま した.また、平成20年度文部科学省「国際協力 イニシアティブ・教育協力拠点形成事業」の配分 を受け、モンゴルおよびインドネシアを対象とし た水・環境・災害分野に係る OJT を実施しまし た. さらに、モンゴル国における「持続可能な地 下水管理|に係わる「UNESCO Chair」を昨年度 に引き続き推進するとともに、「乾燥・半乾燥地 域における持続可能な地下水資源管理」に関する 国際ワークショップをモンゴル科学アカデミー・ 地生態学研究所において開催しました.また, UNESCO 関連の事業として、ユネスコ・アジア 文化センター(ACCU)による大学生交流プログ ラムの支援を受け、中国およびモンゴルから研究 者4名、若手研究者・技術者と大学院生18名、 総勢22名を2週間にわたって招へいし、「持続可 能な地下水資源管理を目指して:日本における公 害改善対策活動を通じて」をテーマとした国際交 流事業を実施しました.これらの国際協力・国際 連携事業の実施を通じて,国際協力支援機関とし ての拠点整備が行われました.

また,平成22年度の概算要求事項への対応を 検討し,大学間連携および学内連携による中核拠 点形成に向けての申請準備を行いました.この一 環として,大学間連携をめざした信州大学との合 同ワークショップ「地球温暖化センサーとしての 本州中部高地における環境変動の解明」を開催し ました.

この他,昭和50年のセンター設立時より開催 してきた「センター・セミナー」が記念となる第 100回を迎え,モンゴル科学アカデミー・地生態 学研究所の水資源・利用室長であり,UNESCO Chair の総括責任者である L. Janchivdorj 博士に よる講演「Water Resources and Management: Challenges of Mongolia」が行われました.

人事面では、岩田拓記準研究員が他機関への就 職のため、4月30日に退職しました.濱田洋平 研究員が7月1日付けで、小暮哲也準研究員7月 16日付けでそれぞれ着任しました.また、谷澤 麻里子研究支援推進員が9月16日付けで着任し ました.大庭雅道準研究員と濱田洋平研究員がと もに他機関への就職のため、本年度3月末で退職 されることになりました.

旧水理実験センターが改組され,陸域環境研究 センターが発足してから9年が過ぎました.関係 各位におかれましては本センターの教育・研究活 動により一層のご理解をいただき,さらなるご指 導ご助言を賜れば幸いです.

> 平成 21 年 3 月 陸域環境研究センター長 田 中 正

栃木県那須扇状地における地表水の水質分布特性ならびに 簡易水質測定方法の比較

Spatial Distribution Properties of Water Quality of Spring Water and River Water in Nasu Fan, Tochigi, and Comparison of Simple Water Analysis Methods

岩上 翔*・林 敦史*・熊坂 秀人*・ジェラスィ ヘンダ*・山中 勤**

Sho IWAGAMI^{*}, Atsushi HAYASHI^{*}, Hideto KUMASAKA^{*}, Henda JELASSI^{*} and Tsutomu YAMANAKA^{**}

Abstract

Hydrological survey was performed in Nasu Fan, Tochigi prefecture on 30th and 31st Oct, 2008, especially focusing on the region around the Sabi River. Fifteen samples were taken (3 of them were river water samples, 11 of them were spring water samples and one of them was groundwater sample), and water temperature, pH, EC, and major ions including NO₃⁻ were analyzed for all samples. Also, water discharge was measured at the river and springs. By comparing the water quality of river water and spring water, it is clear that Sabi River recharges surrounding groundwater. Also NO₃-N concentration at every site was lower than the standard value of environmental criteria and there was no obvious water pollution. Three different methods were applied for comparison with ion chromatography, and the all methods were useful to investigate the relative comparison of NO₃-N concentration in the field.

I はじめに

那須扇状地は栃木県北部に位置する約 400 km² の広大な扇状地であり,那珂川・箒川・蛇尾川・ 熊川を主とする諸河川によって形成された複合扇 状地である.扇頂から扇央にかけての一帯では, 河川が伏流し地下水面が深く,扇状地堆積物にお ける透水性が高いため農業用水や生活用水の得に くい地域であったが,1885年に那須疎水が開通 した後,開墾が進んだ.一方その結果,地下水の 過剰揚水による地下水位の低下や,水田における 過剰な施肥による地下水の硝酸性窒素汚染が問題 となった.

大橋ほか(1994)では那須野原を対象に,那須 疏水沿いの地域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明らかにしており,扇央 部における春から初夏にかけての硝酸イオンの増 加は動物の排泄物を起源としたものが多く,降水 や灌漑水によって降下浸透した結果地下水中に現 れたものであることや,扇端部の水田地帯では水

^{*} 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

田における化学肥料の施肥によって硝酸イオンが 増加していることを示した.

さらに詳細な地下水調査に基づく水質特性等を もとに、地下水と河川水の交流現象について議論 した例として佐々木ほか(1958)や檜山・鈴木 (1991). 山中ほか (2003) がある. 佐々木ほか (1958) では、基盤岩形状を考慮し蛇尾川が地下 水涵養に果たす役割は小さいことや、那珂川や箒 川では河川水と地下水の交流は起こらないことを 示唆している、それに対して檜山・鈴木 (1991). 山中ほか(2003)では地下水面の形状から考えら れる広域での地下水流動や 地下水中の溶存成分 の空間分布をもとに河川水と地下水の交流状況に ついて述べている。また涌井・山中(2006)では 安定同位体を用いた3成分混合モデルによって地 下水涵養プロセスを定量的に評価しており、蛇尾 川は周辺域の地下水のおよそ60%程度を涵養し ていることを示している.

今回の調査では地表水の水質に注目し,扇状地 における河川の伏流・再湧出現象を定量的に把握 すること,扇端における湧水の分布と流量・水質 を明らかにすることを目的として 2008 年 10 月に 調査を行った.

一方,通常の水質分析に用いる機器(イオンク ロマトグラフィーやプラズマ発光分析装置,質量 分析器等)は大きな装置で野外調査時に持ち出す ことは現実的ではなく,野外調査時には現場では 水サンプルを採取し,持ち帰って分析することが 多い.現地においては軽量で簡易な機器を用いて 水温や EC,pHを測定する程度のことが多いが, 亜硝酸イオンは硝酸イオンに分解されやすく採水 した水サンプルはできるだけ早く分析することが 望ましい等,野外調査時において有用な精度が高 く,安価で扱いやすい水質分析方法が常に求めら れている.そこで本調査では3種類の簡易水質分 析器を用いて分析を行い,それらの有用性を検討 した.

|| 調査対象地域概要

那須扇状地の海抜標高は560mから120mの 範囲におよび、北北西から南南東に向けて傾斜 しており、標高約360m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とされている (渡部・堤橋. 1962) 那須扇状地の北西後背地は新第三紀の堆 積岩や火成岩からなる下野山地と、それを比覆す る那須火山群から成っており、那須扇状地はこれ らの背後山地から南東側に流れ出る那珂川. 熊 川、蛇尾川、箒川の諸河川によって形成された複 合扇状地である。蛇尾川と熊川の2河川は扇状地 の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ており、水無川となってい る. 伏流区間は時期によって変動するが、通常蛇 尾川は標高 220 m 付近で再湧出する。扇央部と 扇端部のほぼ全域と蛇尾川・熊川の扇頂部は水田 として利用されており、他の扇頂部では牧場・酪 農場が多く存在している. 扇央部から扇端にかけ ての一帯ではまた、分離丘陵が分布しており、畑 地や牧草地に使われている.

那須扇状地のほぼ中央に位置する大田原市にお ける気象庁 AMeDAS データによる 1978 ~ 1997 年の 20 年間の年平均気温は 12.2 ℃,年降水量は 1365.4 mm であり,檜山・鈴木 (1991) によると 年可能蒸発散量はおよそ 800 mm である.より詳 細な那須扇状地全域の地形,地質,気候について は檜山・鈴木 (1991) に述べられており,水文地 質構造については山中ほか (2003) に述べられて いる.

Ⅲ 調査方法

2008 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 日には蛇尾川上流部 の伏流地点と扇央部の蛇尾川再湧出地点を探し出 し、それぞれ流量観測と水サンプルの採水、水質 の測定を行った. 湧水および牧場における井戸も 1 地点ずつ訪れ湧水の流出量とそれぞれの採水, 水質測定を行った. 31日には湧水を中心に計12

地点の流出量と採水,水質測定を行った.調査地 点の分布を第1図に示す.また調査・採水地点の 諸元を第1表に示す.

流量観測には水深と流速に応じて2種類の流速 計(YOKOGAWA CR-7型流速計,アレック電子

河川用電磁流速計 AEM1-D)を用いた.川 幅と水深を巻尺と折り尺を用いて測定し河川断面 図を作成し、流量に変換した.現地での水質の測 定項目は、水温・EC(電気伝導度)・ $pH \cdot NO_2^{-} \cdot NO_3^{-} \cdot NH_4^{+} \cdot PO_4^{2^{-}} \cdot COD の計 8 項目である.$ 水温と EC は携帯型 EC メーター(YOKOGAWA SC82), pH は携帯型 pH メーター (YOKOGAWA SC81)を用いてそれぞれ測定した.その他イオ ン濃度はパックテスト (共立理化 WAK-NO₂・ NO₃・NH₄・PO₄・COD)とデジタルパックテス ト (共立理化 DPM-MT)を併用し測定した.

持ち帰った水サンプルは一部調査期間中に宿 舎で測定を行い、残りは筑波大学で測定を行っ た、測定項目は NO₃⁻ (Orion 9707BNWP 硝酸 複合電極)、NO₂⁻ · NO₃⁻ · NH₄⁺ · TN · PO₄²⁻ · TP (TOADKK ポータブル簡易全窒素全りん計 TNP-10)、Na⁺ · K⁺ · Mg²⁺ · Ca²⁺ · Cl⁻ · NO₃⁻ · SO₄²⁻ (島津 イオンクロマトアナライザーHIC-10Asuper)、HCO₃⁻ (硫酸滴定) である.

なお、以上の調査は平成20年度水文学野外実



第1図 調査地点(左:日本における那須扇状地の位置,右:那須扇状地地形図および調査地点分布図)

第1表 調査・採水地点の諸元

No.	観測地点	採水	No.	観測地点	採水
1	蛇尾川 (伏流前)	河川	9	蛭畑	湧水
2	自由学園	井戸	(10)	那須農場北	湧水
3	蛇尾川 (伏流後)	河川		沓掛	湧水
(4)	出釜の湧水	湧水	(12)	長者谷	湧水
(5)	小五郎内	湧水	(13)	長者谷 (竹林)	湧水
6	二ツ室	湧水	(14)	羽田沼	湧水
$\overline{(7)}$	親園	湧水	(15)	石碑	湧水
8	田谷川	湧水			

験B(筑波大学第一学群自然学類)の一環として 実施された.

Ⅳ 結果と考察

1. 水質と流出量の空間分布

流出量,水温,EC,pH,ヘキサダイヤグラム, NO₃-Nの空間分布(イオンクロマトグラフ,硝 酸複合電極,DIGITALパックテスト,TNP-10 それぞれによる測定結果)を順に第2図~第7図 に示す.河川水と地下水・湧水の水質を同じ図面 上に示しており,本来区別して扱うべき値を同一 図面上でみていることになるが,湧水はその周辺



第2図 流出量の空間分布

地下水を反映していることや、今回は採水地点数 が少ないことから全体の空間分布を把握しやすい ようにこのようにして示した.また硝酸イオン濃 度(NO_3^-)については、硝酸汚染等について議



第4図 EC (電気伝導度)の空間分布

EC (μS/cm) 85 - 96

97 - 108

109 - 120

121 - 132

133 - 143

144 - 155 156 - 167 168 - 178

179 - 190 191 - 202

2.5 5



第5図 pHの空間分布

論する際に硝酸イオンを窒素量で議論することも 多いため,第7図では硝酸性窒素(NO₃-N)の濃 度で示している.4種類の分析器を用いた NO₃-N 濃度の結果について第2表に示す.

調査日(2008年10月30日)における蛇尾川 の伏流地点および再湧出地点を探し出し,それぞ れ近傍で流量を測定した結果,伏流前の流量は 1.06 m³/s 再湧出後の流量は0.221 m³/s であった. 湧水では0.001~0.510 m³/s程度の流量を示した. 蛇尾川の伏流前と再湧出後は水質で見ると,再湧 出後は伏流前に対して水温が2.4 ℃上昇し, pH が1.17 下がった.また Ca₂⁺, NO₃⁻, HCO₃⁻が増 加し SO₄²⁻が低下している.

イオンクロマトグラフによる NO₃-N 濃度の分 布(第7図a)を見ると、扇央の⑥・⑫の地点で 局所的に濃度が高く、これらは pH の低い地域と も一致する. EC は NO₃-N の高かった地点に加 え、箒川近傍の2 地点⑦・⑧が特に高い値を示 し、これらの地点では Na⁺, Cl⁻, Ca₂⁺, 水温が 高かった. SO₄²⁻は扇頂から先端に向かって濃度 が低下しており、HCO₃⁻は扇頂から先端に向かっ



第6図 ヘキサダイヤグラムで表した水質の空間分布

第2表 4種類の分析器による硝酸性窒素濃度 NO₃-N (mg/L)の結果

		NO ₃ -N	(mg/L)	
地点名	イオンクロマト	硝酸複合	DIGITAL	TND 10
	グラフ	電極	パックテスト	1111-10
1	0.27	0.34	0.00	0.37
(2)	1.40	1.67	1.37	0.30
3	1.03	1.32	0.72	1.06
(4)	0.90	1.31	0.61	1.32
(5)	2.15	4.72	1.89	2.83
6	4.27	6.77	3.95	5.65
(7)	2.29	4.05	2.28	3.49
8	2.45	4.99	0.53	3.30
9	0.97	2.45	0.53	1.39
10	0.24	0.62	0.00	0.34
11)	0.24	1.11	0.00	0.29
(12)	3.56	5.77	2.42	4.06
(13)	3.56	6.23	2.53	3.75
(14)	1.20	3.27	1.05	1.47
(15)	2.73	3.80	1.72	2.63

て濃度が上昇する分布を示した. ⑥地点の井戸水 において NO₃-N 濃度が高いのは(再湧出後の蛇 尾川に対して +0.369 mg/L)牧場地であることの 影響が考えられる.

HCO₃⁻は直接滞留時間を示す指標ではないが、





岩石鉱物との接触時間が長いほど濃度が上昇する ことから HCO₃ - 濃度が高い水ほど滞留時間が長 いと推定される. HCO₃ - 濃度が扇頂から先端に 向かって上昇する分布を示したことから, 佐々木 ほか(1958)や山中ほか(2003)で報告されてい るように地形面の傾斜に沿って位置しているとさ れる地下水面の勾配にしたがって流化した地下水 が, 湧水として湧出していることが推測された.

水温の分布は熊川と那珂川で挟まれた北の地 域(⑩・⑪)で低く,蛇尾川と箒川で挟まれた南 の地域(⑥・⑧)では高かった. これも山中ほ か(2003)で述べられている地下水の広域的な流 動方向に従って上流ほど水温が低く,下流ほど水 温が高くなる傾向とおおむね一致し,その値もお おむね近い値を示している.蛇尾川と箒川で挟ま れた南の地域で水温が高いことに関しては,この 地域では温泉がみられ地質的に地温が高いことが うかがわれる.この地域でイオン濃度が全体的に 高い等,他の地点と異なった水質を示しているの は地質の違いによる影響も大きいと考えられる. NO₃ ~濃度はこのような傾向が見られなかったこ とからやはり牧場地などからの局所的な影響が表 れたものであると考えられた.

2. 水質と流出量から見た河川水と湧水,地下水 の交流

再湧出地点近傍の井戸(②), 湧水(④・⑩・ ⑪)の水質は蛇尾川の水質に近い値を示してお り, 伏流した蛇尾川が河道に再湧出するだけでは なく周辺の地下水を涵養し湧水として湧出してい ることが推測された.これは河川による扇状地地 下水の涵養に否定的な佐々木ほか(1958)の結果 に対して河川と周辺湧水の交流を示唆した檜山・ 鈴木(1991)や山中(2003)の結果を支持するも のである.

今回の調査では2地点を除いて地下水を直接採 水してはいないが, 湧水は地下水の露頭といわれ 湧水の水質は近傍の地下水の水質を反映している と考えられる.山中ほか(2003)の地下水の結果 と今回の河川水・湧水の水質を比較してみると水 温や pH, EC の空間分布の傾向は概ね一致して いる.

3. 最近5年間における水文環境の変化

単純に比較できるものではないが、2003年の 調査において NO₃ ⁻濃度の最高値は 20 mg/L で あった(山中ほか、2003)のに対し今回の調査で は NO₃ ⁻濃度の一番高かった湧水の値は 16.3 mg/ Lであった.いずれも環境基準値を下回るもので あり、この5年間で顕著な汚染は生じていないと 推測される.

また 2003 年の調査時には確認されなかったも ので,④の湧水(出釜の湧水)は今回訪れたとき には湧水周辺が整備・保護されていた.これは農 林水産省と地域のコミュニティによる田園空間整 備事業の田園空間博物館の一部として行われた水 文環境の保全活動の結果である.

4. 簡易水質測定方法の比較

3種類の分析器それぞれにおける硝酸性窒素濃度 NO₃-Nの測定結果とイオンクロマトグラフを 用いた硝酸性窒素濃度 NO₃-Nの測定結果の比較 を第8図(a硝酸複合電極とイオンクロマトグラ フ,bDIGITAL パックテストとイオンクロマト グラフ,cTNP-10とイオンクロマトグラフ)に 示す.それぞれの回帰直線の傾きは硝酸複合電 極では0.58,DIGITAL パックテストでは1.04, TNP-10では0.74であった.それぞれおおむね イオンクロマトグラフの結果と同じ傾向を示す が,硝酸複合電極とTNP-10では過大評価して おり,DIGITAL パックテストでは過少評価して おり,DIGITAL パックテストでは過少評価して いる.またそれぞれの測定値のばらつきを決定係 数でみると硝酸複合電極では0.91,DIGITALパッ クテストでは0.83,TNP-10では0.90であった.

第3表 3種類の分析器の比較

測器名	測定項目	測定範囲 (mg/L)	電源	キャリブ レーション	測定時間	測定精度 R ²	必要な試薬
9707BNWP 硝酸 複合電極(Orion)	NO ₃ ⁻	0.100 ~ 14000	電池/コンセント	2 h	3 min / sample	0.91	硝酸標準液・ イオン強度調 整剤
デジタルパックテ スト (共立理化)	NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ² ⁻ , PO ₄ ² ⁻ , COD, 他 40 項目以上	0.200 ~ 5.80	電池/コンセント	なし	5 min / sample	0.83	WAK-NO3
ポータブル簡 易全窒素全り ん計・TNP-10 (TOADKK)	NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ²⁻ , PO ₄ ²⁻ , TN, TP, COD	0.100 ~ 5.00	充電式バッテリー /コンセント	なし	60 min / 8 samples	0.90	硝酸用前処理 試薬キット硝 酸測定試薬 キット



 第8図 イオンクロマトグラフと3種類の分析器(a 硝酸複合電極, b DIGITALパックテスト, c TNP-10) それぞれにおける硝酸性窒素濃度 NO₃-N (mg/L)の測定結果の比較

TNP-10 の測定結果において,値がイオンクロマ トグラフの結果から大きくずれた②地点の値(イ オンクロマトグラフ:1.40, TNP-10:0.297)を 除くと TNP-10 での決定係数は 0.95 を示した. またそれぞれの分析器を用いた分析結果において 分散を求めると,測定値誤差は硝酸複合電極で は 3.55%, DIGITAL パックテストでは 1.52%, TNP-10 では 2.17% であった. 4種類の分析器(イオンクロマトグラフ,硝酸複合電極,DIGITALパックテスト,TNP-10) それぞれによるNO₃-N濃度の空間分布を比較す ると,おおむねどの測器を用いても同じような傾向が得られたことが分かる.⑦と⑧の調査地点に おいて,硝酸複合電極を用いた場合(第7図b) とDIGITALパックテストを用いた場合(第7図 c)では濃度の大小関係が逆転しているが,イオ ンクロマトグラフを用いた測定では⑦と⑧での NO₃-N 濃度は 0.1 mg/L 程度しか違っておらず, 本来濃度の大小関係が議論とはならない部分であ ると考えられる.

それぞれの分析器について、水文学的な研究に 用いる際に重要となる項目(測定可能な項目・測 定範囲・電源の形体・キャリブレーションが必要 かどうか・測定に要する時間・測定精度・必要な 試薬)についてまとめ第3表に示した.

NO₃-N 濃度の測定結果とそれぞれの分析器の 特徴から、これらの分析器の特徴は以下のように まとめられる。

a) 硝酸複合電極

精度良く測定が行えるが、電極はその都度 組み立てなければならず、2時間毎にキャリブ レーションの必要がある.また硝酸態窒素しか 測れず、野外向きではない.

b) DIGITAL パックテスト

他の分析器に比べて測定値のばらつきは大き く,低い濃度を検出しづらいが野外で大まかな 結果を得るには適している.作業は手軽で簡単 であるが,デリケートな操作も含まれており, サンプルと試薬を混ぜる際に測定者の指がサン プル水の取り込み穴に触れてしまうと結果に影 響することが推測される.

c) TNP-10

精度良く多くのサンプルを測定することに適 している.しかし NO₂⁻を分解する際には電池 では駆動しないヒータを用いるため野外では測 定することができない.

V おわりに

蛇尾川を中心として那須扇状地の地表水の調査 を行った結果,以下のような結果が得られた.ま た同時に複数の水質分析機器について野外調査に おける有用性を検討した結果,以下のように考え られた.

- 1) 蛇尾川再湧出地点での河川水とその周辺地下水・湧水の水質から、伏流した蛇尾川が河道 に再湧出するだけではなく周辺の地下水を涵 養し湧水として湧出していることが推測された。
- 2)山中(2003)における地下水の調査結果に続いて観測された NO₃-N 濃度はいずれも環境 基準値を下回るものであり、この5年間で顕 著な汚染は生じていないと推測される.
- 3) 野外調査で水質測定を行うにあたって、 DIGITALパックテストは現地でおおまかな水 質の結果を得るのに有効であることが考えられ、また野外には向かないが TNP-10 もサン プルを持ち帰って測定する際には扱いやすく、 精度の高い結果が得られることが分かった。

謝辞

本調査の実施,水質分析等においては,ティー チングアシスタントの三木田 慎ならびに水文学 野外実験 B の参加者各位の協力を得た.また自 由学園の井戸から採水を行う際には調査の実施を 許可して頂いた.記して謝意を表する.

文献

- 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.
- 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.
- 山中 勤・田中 正・浅沼 順・濱田洋平 (2003):栃木県那須扇状地における地下水と

河川水の交流. 筑波大学陸域環境研究セン ター報告, 4, 51-59.

- 涌井久司・山中 勤(2006):安定同位体組成からみた那須扇状地扇央部における地下水涵養源とその地域性.地下水学会誌,48,263-277.
- 渡部景隆・堤橋 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.

(2009年6月26日受付, 2009年10月14日受理)

航空写真判読を用いた過去のつくば市における 粗度長変化の推定

Estimation of Variation in Roughness Length in Tsukuba City Using Areal Photographs

岩田 拓記*·山中 勤**·杉田 倫明***

Hiroki IWATA * , Tsutomu YAMANAKA ** and Michiaki SUGITA ***

| はじめに

土地利用の改変は、地表面における熱収支の変 化を通して、その土地の微気象に大きく影響を及 ぼす.例えば、農地や森林から住宅地への変化 は、顕熱フラックスへの分配割合を大きくし、そ れがヒートアイランドなどの都市環境問題につな がる.土地利用が地表面熱収支に与える影響の定 量化は、都市計画を行う上での重要な情報を提供 することにつながる.

筑波大学陸域環境研究センター(TERC)で は、1981年8月より連続して気象観測を実施し ている.その結果によると(渡来ほか、2006)、 TERCで測定された気温は過去20年間ほどの間 に0.083 ℃年⁻¹の割合で上昇しており、この割 合は過去25年の北半球の平均温度上昇である 0.033℃年⁻¹(Brohan *et al.*,2006)を大きく上回 る.この原因として、つくば市の都市化が影響し ていると考えられる.この温度上昇を引き起こし ている要因を理解する上で、TERCで長期間測定 されている地表面フラックスは貴重なデータであ る.しかしながら、過去の地表面フラックスの測 定値には問題があることがわかってきている.例 えば,福田(1998),桜ほか(1999)では,1994 年から顕熱フラックスが急激に上昇していること が報告された.また,田・杉田(1996)によると, 運動量フラックスは,1994年4月以前のデータ に過小評価が見られることがわかっており,その 原因は観測システム内の信号増幅器の設定エラー による鉛直風速信号の回路内での飽和である可能 性を指摘している.岩田・杉田(2006)は,その 鉛直風速信号の飽和が顕熱フラックスの過小評価 の原因でもあることを報告しており,その補正方 法を提案した.しかし,彼らの補正方法の適用は 粗度長が既知であることを前提としている.

粗度長を求める際には、通常、風速プロファイ ルや運動量・顕熱フラックスの観測データが用い られるが、そのようなデータが無い場合、地表面 の粗度の密度や高さから粗度長を推定する方法が ある. Hiyama *et al.* (1996) は、そのような複数 の方法をつくば市での観測に適用し、Grant and Mason (1990) の方法が比較的パラメータが少な く、有効であることを報告している.よって、 本研究でも、Grant and Mason (1990) の方法を

^{*} 筑波大学陸域環境研究センター(現:アラスカ大学国際北極圏研究センター)

^{**} 筑波大学陸域環境研究センター

^{***} 筑波大学大学院生命環境科学研究科

用いる. また, 粗度密度や高さを求める方法とし て, Hiyama (1995) にならい航空写真判読を用 いた. そして, 推定した過去の粗度長の値を用い て, 岩田・杉田 (2006) の方法より過去のフラッ クスの推定, 補正を行った.

Ⅱ 方法

1. 粗度密度と高さの決定

本研究では、Hiyama (1995) にならって、航 空写真判読から粗度密度と高さを決定した.ま ず、TERC から東と南に 3 本の測線を決定し、航 空写真からその測線上の粗度の高さ*h*_iを読み取っ た.そして、それぞれの測線に対する粗度密度*λ*_j と平均粗度高度*h*_iを以下の式より求めた.

$$\lambda_{j} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{j}} h_{i}}{X} \tag{1}$$

$$h_{\rm j} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{\rm j}} h_{\rm i}}{N_{\rm j}} \tag{2}$$

ここで, *X* は測線の長さ (8 km, Sugita *et al.*,1997) で, *N*_j は各測線上の粗度の数である. そして, その3本の測線に対する粗度密度と平均 粗度高度の算術平均値をその風向に対する粗度密 度λと平均粗度高度 *h* とした.以上を 1980, 1990, 2001 年に対して行った.

2. 過去の粗度長変化の推定

過去の粗度長 z_0 の値は、上で求めた過去の λ とhを用いて以下の式(Grant and Mason, 1990) より算出した.

$$\frac{z_0}{h} = \frac{1}{2} \left(\exp\left\langle \frac{k}{\{D_{h/2}\lambda + k^2 [\ln(h/2z_0)]^{-2}\}^{1/2}} \right\rangle \right)^{-1}$$
(3)

ここで、kはカルマン定数、 $D_{h/2}$ は平均粗度高度 の半分の高さにおけるドラッグ係数、 z_{0l} は粗度

の構成要素の摩擦抵抗に関係した粗度長である. TERC 周辺の zou の値は Hiyama et al. (1996) で 0.06 m と求められている. Hiyama et al. (1996) は、つくば市南部の気象研究所構内のタワーで観 測されたデータから求めた D_{b/2}の値を TERC 周 辺にも適用できることを示している、しかしな がら, 航空写真の判読者が異なる場合. λ と h の 値が変化し、それにより、D_{b/2}の最適値も異なる 可能性がある、そこで、1990年のλとhならび に独立した手法で別途推定されている 1992 年の 粗度長 z₀ (Hiyama et al., 1996, 第1表) を用いて D_{h/2}を推定した.このとき,1990年と1992年の 間ではそれぞれ粗度構成要素に変化はないものと 仮定した.そして、1992年以前は D_{b/2} や z₀₁ は風 向や年によって変化しないと仮定し、式(3)を 用いて、航空写真判読により得られたλとhか ら1980年の粗度長 zo を推定した.フラックスの 補正が必要な期間である 1981 年から 1994 年の間 に対しては、1980年のzoとHiyama et al. (1996) によって推定された 1992 年の z を用いて線形内 外挿により zo を求めた.

3. フラックスの推定, 補正

以上より得られた z₀ を用いて運動量フラック スの推定,顕熱フラックスの補正を行った.以下 にその手順を述べる.まず,大気安定度を中立と し,1) TERC の観測塔の 29.5 m で測定されてい る風速を用いて,バルク法により運動量フラック スを推定する.2) 仮の安定度と運動量フラック スの値から接地層相似則より鉛直風速の標準偏差 を推定する.3) 鉛直風速の標準偏差と顕熱フラッ

第1表 1992年と2005年に同観測地で推定され た粗度長 z₀(単位は m). 東は 45 度か ら 135 度,南は 135 度から 225 度

年	東	南	出典
1992	0.72	0.80	Hiyama <i>et al</i> . (1996)
2005	0.81	1.01	岩田・杉田 (2006)

クスの過小評価の割合との関係(岩田・杉田, 2006)を用いて,顕熱フラックスの補正を行う. 4)以上で求めた運動量,顕熱フラックスを用い て,大気安定度を計算し,再び1)に戻る.以上 の1)から4)を繰り返し行い,計算が収束した 時のフラックスの値を推定値,補正値とした.な お,夜間は接地層の高さが風速の測定高度以下に なることが多く,バルク法での運動量フラックス の推定ができないため,フラックスの推定,補正 は日中のデータにのみ適用した.

Ⅲ 結果と考察

1. 粗度密度と高さ

航空写真判読より得られた λ と h の値を第2 表に, 粗度分布の変化の一例を第1 図に示す. 粗 度の数と粗度密度は年を経るごとに増加してお り, 観測地周辺の開発が進んでいることを示して



第1図 南側中央測線上の粗度の分布の変化

いる.一方, 粗度の平均高度は 2001 年の南を除 いては大きくは変化していない.これは,高い樹 木が切り倒され,比較的低い建物に変わっている ことと,樹木も 20 年の間に生長していることが 影響していると考えられる.

本研究で得られた 1990 年に対する粗度パラ メータの値は Hiyama (1995) によって得られた 値と異なる.この相違は航空写真の判読者によ り,測線上の粗度の選択が異なるために生じてい る.しかし,本研究では同一人物により航空写真 判読が行われているため, λ とhの経年変化は正 しく評価されていると考えられる.

2. ドラッグ係数の決定と粗度長の経年変化

第2図にz₀/h とλの関係を示す.ポイントは

第2表 航空写真から読み取った粗度の 数N,平均高さh,密度λ

年	方向	測線	N	h	λ
1980	東	左	81	8.0	0.081
		中央	43	8.7	0.047
		右	41	10.7	0.055
		平均	_	9.1	0.061
	南	左	66	9.3	0.077
		中央	64	8.6	0.069
		右	34	9.9	0.042
		平均	_	9.3	0.063
1990	東	左	91	8.0	0.091
		中央	46	8.8	0.051
		右	50	10.1	0.063
		平均	-	9.0	0.068
	南	左	101	9.4	0.119
		中央	84	8.4	0.088
		右	39	10.3	0.050
		平均	-	9.4	0.086
2001	東	左	86	8.4	0.091
		中央	60	8.9	0.067
		右	52	10.2	0.067
		平均	-	9.2	0.075
	南	左	117	10.0	0.146
		中央	92	8.6	0.098
		右	43	11.6	0.062
		平均	_	10.1	0.102



第2図 粗度密度λと Zouh の関係

1992年の値を、曲線はあるドラッグ係数の値を 用いた場合の式(3)を示している。1992年の値 は東と南の平均値である。ただし、1992年の粗 度パラメータは、1990年の値と等しいと仮定し た。第2図より最適の値 $D_{h/2} = 0.55$ を選択した。 1990年代初期以前はつくば市周辺で大きな開発 が行われていないことから、本研究ではこの $D_{h/2}$ の値が1980年に対しても適用できると仮定した。

このように求めたドラッグ係数と式(3)を基 に、航空写真判別により得られた粗度パラメータ を用いて、1980年の粗度長を推定した.第3図 に粗度長の経年変化を示す.1980年のz₀は東と 南で同程度となった.1980年は主要な開発の始 まる前であり、東と南の地表面状態が同様であっ たことを考慮すると、この結果は妥当なものであ ると考えられる.参考として、D_{h2}=0.55を用い て推定した2001年のz₀も第3図に示す.東のz₀ は1992年と2005年の値の間に位置しており、妥



第3図 推定されたz₀の経年変化.実線, 破線はそれぞれ,南側と東側の 1980年と1992年のz₀の線形内 外挿

当な結果であると言える.このことから,東に対しては $D_{h/2}$ の値が年によって大きく変化していない可能性がある.一方,2001年の南の z_0 は2005年の値よりも大きくなっており,南に対しては1992年から2001年の間に $D_{h/2}$ の値が変化していることが示唆される.

3. フラックスの補正

以上のように推定した z₀(第3図)の値を用い て、1981年から1994年の間の運動量フラックス の推定、顕熱フラックスの補正(岩田・杉田、 2006)を行った結果を第4,5図に示す.データは 1時間平均値である.運動量フラックスは、1981 年から1994年を推定値で置き換えることにより、 1994年における不自然なフラックスの値の変化 がなくなり、z₀の増加とともに緩やかな増加傾向 が見られる結果となった.一方の顕熱フラックス は、1981年から1994年を補正することにより、 1994年以前の明らかな過小評価はなくなったも のの、1989年から1994年の間のフラックスがそ



 第4図 TERC で観測された運動量フラックスの 測定値 (a) と 1981 年から 1994 年の間を 推定したもので置き換えたフラックス (b). データは1時間平均値



第5図 TERC で観測された顕熱フラックスの測 定値 (a) と 1981 年から 1994 年の間を補 正したフラックス (b). データは1時間 平均値

れ以降よりも大きくなる結果となった.このフ ラックスが大きくなっている期間の正味放射量や 降水量はそれ以降に比べて大きく変わらないこと (渡来ほか,2006参照),また,つくば市の開発 は徐々に進んでいることを考慮すると,この期間 は顕熱フラックスの補正が効きすぎている可能性 がある.今後,この原因を調査する必要がある.

IV まとめ

陸域環境研究センターで連続して観測されて きた地表面フラックスの測定値は,1981年から 1994年の間に過小評価されていることが先行研 究により判明している.岩田・杉田(2006)で は、そのフラックスの推定・補正方法が提案され たが、本研究は彼らの方法において必要な過去の 粗度長変化の推定を行い、それに基づいてフラッ クスの推定・補正を行った.航空写真判読により 求めた粗度密度は1980年,1990年,2001年と 徐々に増加しており、つくば市の開発による地表 面粗度の変化をよく表していると考えることがで きる.また、その粗度密度を用いて推定した粗度 長の変化も理にかなった変化をしている.推定し た粗度長を用いて過去のフラックスを推定・補正 した結果、運動量フラックスは粗度長の増加に ともない、緩やかな増加傾向が見られた.この 運動量フラックスの推定データは、陸域環境研 究センターのウェブページ上(http://www.suiri. tsukuba.ac.jp)で公開する予定である.顕熱フ ラックスは過去の明らかな過小評価はなくなった ものの、1989年から1994年の間のフラックスは 補正が効きすぎている可能性がある.今後、この 原因を調査する必要がある.

文献

- 岩田拓記・杉田倫明(2006):鉛直風標準偏差 の普遍関数を用いた顕熱フラックス測定エ ラーの補正. 筑波大学陸域環境研究センター 報告, 7,87-97.
- 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.
- 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.
- 福田友紀子(1998): 広域の地表面被覆変化が熱 収支に与える影響. 筑波大学第一学群自然学 類卒業研究論文, 52p.
- 渡来 靖・藪崎志穂・山中 勤(2006): TERC
 熱収支・水収支観測データベース図表集. 筑
 波大学陸域環境研究センター報告, 7 別冊.
 97p.
- Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett,S. F. B. and Jones, P. D. (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new data set from 1850. *Journal*

of Geophysical Research, **111**, D12106, doi: 10. 1029/2005JD006548.

- Grant, A. L. M. and Mason, P. J. (1990): Observations of boundary-layer structure over complex terrain. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **116**, 159-186.
- Hiyama, T. (1995): A study on the surface fluxes over a heterogeneous land cover. Ph. D dissertation,University of Tsukuba, 191p.
- Hiyama, T., Sugita, M. and Kotoda, K. (1996):

Regional roughness parameters and momentum fluxes over a complex area. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 2179-2190.

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

(2009年5月29日受付, 2009年10月28日受理)

北海道日高地方の礫岩地域と凝灰質泥岩地域における 表層崩壊地周辺の地中水の挙動

Subsurface-Water Flow around Shallow Landslides on Conglomerate and Tuffaceous Mudstone Areas in Hidaka Region, Hokkaido, Japan

田﨑 俊介*·八反地 剛**·若月 強***·松倉 公憲**

Shunsuke TAZAKI^{*}, Tsuyoshi HATTANJI^{**}, Tsuyoshi WAKATSUKI^{***} and Yukinori MATSUKURA^{**}

Ι はじめに

斜面崩壊は、日本のような温暖湿潤気候の地域 における、山地や丘陵地の主要な地形形成プロセ スである、斜面崩壊とは、斜面上にある風化物質 (斜面物質)が安定を失って突発的に崩壊する現 象である(井口, 1981).斜面地盤を破壊移動さ せようとする力 (F_D)に対して抵抗しようとす る力 (F_R)の比、すなわち F_R/F_D =S.F(安全率) は種々の要因により、時間とともに振動的・段階 的・漸変的に低下し、その値が1より小さくなっ たとき崩壊が発生する(羽田野, 1981).

安全率低下の要因のひとつは,斜面土層中の地 中水の挙動である.豪雨時に発生する表層崩壊 は,風化土層中の間隙水圧が増加することで,安 全率が低下して発生するといわれている.土層の 厚さや基盤岩の透水性,土層の貯水留量の違いが 異なる斜面では,飽和側方流の発生など地中水 の挙動に差が生じ,崩壊発生数(崩壊密度)や 規模に大きな違いが生じることが知られている (恩田, 1989;松四・松倉, 2004; Matsushi *et al.*, 2006). 例えば, 千葉県の鹿野山では, 基盤岩の 透水性の小さい泥岩地域の崩壊密度は大きく, 透 水性の高い砂岩地域の崩壊密度は小さかった(松 四・松倉, 2004). これらの研究に示されている ように, 風化土層中の地中水の挙動が斜面崩壊の 発生やその密度や規模に大きく関与している. し かし, このような斜面崩壊の地質条件と崩壊の発 生条件につながる地中水挙動の関係を解明した事 例研究はあまり多くない.

北海道日高地方では 2003 年 8 月 9 日から 10 日 未明にかけて 1 時間降水量 50 mm,総降水量 400 mm 以上という過去数十年の最大降水量を上回る 豪雨を記録し,多数の斜面崩壊が発生した.こ れまで,2003 年の日高地方の斜面災害に関して 様々な調査が行われてきたが(石丸ほか,2003; 若月ほか,2007),土層中の地中水の挙動に着目 した研究は行われていないようである.特に,新 冠町字東川の元神部川右岸の山地でも表層崩壊が 多発したが,その発生数は地質ごとに異なってい た.すなわち,礫岩地域では崩壊発生数が多いの に対し,凝灰質泥岩地域では崩壊発生数が少な

^{*} 筑波大学大学院教育研究科大学院生

^{**} 筑波大学大学院生命環境科学研究科

^{***} 防災科学技術研究所

かった(石丸ほか,2003).この傾向は,砂岩地 域の崩壊密度が小さくて,泥岩地域の崩壊密度が 大きい鹿野山の事例(Matsushi et al.,2006)とは 異なっており,崩壊発生にどのような斜面水文プ ロセスが関与したか興味深い点である.そこで本 研究では,崩壊密度や崩壊規模の異なる礫岩地域 と凝灰質泥岩地域において,テンシオメーターを 用いた観測を行うことで斜面土層中の地中水の挙 動,あるいは地下水面の形成されやすさの違いを 明らかにすることを目的とする.

Ⅱ 調査地域の地質,地形および崩壊形状

第1図に示すように、本研究での調査対象地域 は、北海道新冠郡新冠町字東川の元神部川右岸に ある中新統元神部層の礫岩地域と凝灰質泥岩地域 である。前述のとおり、礫岩地域は崩壊発生数が 極めて多いのに対し、凝灰質泥岩地域では崩壊発 生数が少ない(石丸ほか、2003). 第1図より両 地域の水系を比較すると、 礫岩地域は樹枝状の水 系形状であり水系密度が大きい、それに対し、凝 灰質泥岩地域の水系は、直線状の水系形状であり 水系密度は小さい.若月ほか(2007)の調査によ る両地域の崩壊地の平均的な形状は以下のように まとめられている(第1表):(1) 礫岩地域の崩 壊は、幅8~10m、長さ15~29m、深さ0.7~1.2 m であり、斜面勾配は 38~40°であり、崩壊頂部 は斜面上~下部まで様々である;(2)凝灰質泥岩 地域の崩壊は、幅3~5m、長さ3~7m、深さ0.4 ~1.2 m と崩壊の規模は小さく、土層が特に薄く なっている急勾配(45~48°)の斜面下部に発生 していることが多い.

Ⅲ 観測斜面の土層構造と透水性

それぞれの地質分布域に観測斜面を設定した. 観測斜面の名称として,礫岩地域のものをC斜面,凝灰質泥岩地域のものをTm斜面と呼ぶ. 両斜面には2003年豪雨による表層崩壊地がある. C 斜面下方の崩壊地は幅約9m,長さ約29m, 深さ約1mであり(第2図),Tm斜面下方の崩 壊地は幅約5m,長さ約7m,約1mである(第 3図).なお,本研究でのC斜面は若月ほか(2007) の調査斜面C2に相当する.

観測斜面の土層構造を調査するために,斜面縦 断測線に沿って斜面調査用簡易貫入試験機(筑 波丸東製,コーンの直径2.5 cm,錘の重量5 kg) によるサウンディングを行った.逢坂ほか(1992) に基づき,Nc値30以上を基盤岩とした.C斜面 の観測点付近では,土層深(鉛直深:以下同様) は100から200 cmとなった(第4図).一方で Tm斜面の観測地点付近では,土層深は120から 230 cm程度であった(第5図).C斜面では土層 深が比較的一定であるが,Tm斜面では土層深が 尾根に近づくほど大きくなる傾向がみられた.

また、両斜面の滑落崖で採取した土層試料に対 して透水試験 (JIS A 1218)を行い、透水係数を 求めた. 試料の採取地点は、第4 図と第5 図に ★で示した. 試料は、C 斜面では深さ 20 cm、35 cm、45 cm、Tm 斜面では深さ 30 cm、50 cm に おいて、100 cc のサンプル管に採取した.第2表 に得られた透水係数を示した.C斜面とTm 斜面 の透水係数を比較すると、C 斜面は深度 45 cm で は透水係数が 3.05 × 10⁻³ cm/s であるのに対し、 Tm 斜面は深度 50 cm においては 1.79 × 10⁻⁵ cm/ s とかなり透水係数が小さい.同様にして、どの 深度で比べてみても Tm 斜面よりも C 斜面の方 が、透水係数が大きい.また、Tm 斜面において は深度 30 cm から 50 cm にかけて急激に透水係 数が小さくなっている.

IV 地中水挙動の観測方法

1. テンシオメーターによる圧力水頭の観測

斜面土層中の地中水の挙動,特に地中水の圧力 水頭を調査するために,C,Tmの2つの斜面に



- 第1図 観測地域
 国土地理院 1/25000 地形図「共栄」および北海道開発庁 1/50000 地質図「静内」を
 元に作成
- 第1表 2003 年豪雨によって発生した崩壊 の特徴(若月ほか,2007,による)

地点名	С	Tm
岩質	礫岩	凝灰質泥岩
崩壊の幅 [m]	$8 \sim 10$	$3 \sim 5$
崩壊の長さ [m]	$15 \sim 29$	$3 \sim 7$
崩壊の深さ [m]	$0.7 \sim 1.2$	$0.4 \sim 1.2$
斜面勾配[°]	$38 \sim 40$	$45 \sim 48$
が回われし」	50 40	4.5 40

テンシオメーターを設置した. テンシオメーター は, 先端のポーラスカップにおいて水の出し入れ が行われることによって, 地中水の圧力とテン シオメーター内部の水の圧力が等しく変動する といった構造となっている. テンシオメーター (Irrometer 社製, Irrometer Tensiometer) で検知 された地中水の圧力値は, データロガー(株式会 社ウイジン社製, UIZ3635) により 10 分ごとに 記録した. 観測期間は両斜面とも 2008 年 7 月 6 日から同年10月11日である.

C 斜面の観測地点は, 第4 図に示した C11, C16, C22 の 3 地点である. C の後の数値は斜面 上部の尾根 (C0 点) から斜面下方への斜面長で,



第2図 C斜面の様子



第3図 Tm 斜面の様子



第4図 斜面縦断面形とNc値プロファイル(C斜面)



第5図 斜面縦断面形とNc値プロファイル (Tm 斜面)

第2表 土壌サンプルの透水係数

地点	深度 [cm]	透水係数 [cm/s]
C29(滑落崖)	20	1.35×10^{-2}
	35	1.75×10^{-3}
	45	3.05×10^{-3}
Tm45	30	2.46×10^{-3}
	50	1.79×10^{-5}

それぞれ 11 m, 16 m, 22 mの地点に相当する. C11 は 2003 年の崩壊地の直上に位置しており, 3 つの地点はいずれも 2003 年以前の崩壊跡地内に 位置する.一方, Tm 斜面においても同様に, 斜 面上部より Tm31, Tm39, Tm45 の 3 点にテン シオメーターを設置した(第5図). テンシオメー ターの先端のポーラスカップの埋設深度は第 3 表 に示した.

第3表 各設置点におけるテンシオメーター埋設深度

観測点	C11	C16	C22	Tm31	Tm39	Tm45
深度 [cm]	90	55	45	30	30	60
		110	90	60	60	
				120	120	

2. 降水量のデータ

調査地域の降水量については、調査地付近の気 象庁のアメダス観測点「新和」で測定された降水 量(mm/h)データを用いた.アメダス観測点は C斜面の北北西,約7.5kmに位置している.

V 地中水挙動の観測結果

1. 観測期間全体の圧力水頭の変動

C 斜面のそれぞれの調査地点における観測全期 間(2008年7月6日~10月11日)の圧力水頭 を第6回に示した.観測点の中で最も上部にあ る C11 地点では,地下水面の発生(圧力水頭が 0 cmH₂O)には至っていないものの,他の観測 点と比べ,0~100 cmH₂Oの比較的高い圧力水頭 を維持した.C16 地点では7月中は深さ55 cm, 110 cmのテンシオメーターが-10 cm H₂O 程度の 高い圧力水頭を維持した.8月に入り,降水量が 少なくなると,55 cm,110 cm ともに乾燥し始め たが,8月下旬に再び湿潤状態へと戻った.9月 下旬には55 cm は急激に乾燥が進行していること が記録されているが,回収時にテンシオメーター 内部の水が抜けていたことから,正常なデータが 採取できていなかった可能性が考えられる. 2003 年崩壊地直上の C22 地点では、C16 地点と同様に 深さ 45 cm, 90 cm ともに 8 月に入ると乾燥し始 めたが、8 月中旬から下旬にかけて再び湿潤状態 へと戻った. 深さ 90 cm では、7 月中と8 月下旬 に 0 cmH₂O を越え、地下水面が形成されていた ことが確認できる. また、45 cm と 90 cm のテン シオメーターがほぼ一定の圧力水頭差を維持しな がら推移している.

Tm 斜面のそれぞれの調査地点における観測全



第6図 C斜面における降水量と圧力水頭の推移 (2008年)

第7図 Tm 斜面における降水量と圧力水頭の推移 (2008 年)

期間の圧力水頭を第7図に示した.観測点の中で 最も上部にあるTm31地点は7月中の比較的降 水量の多い期間は,地下水面が形成されてはい ないが,高い圧力水頭を維持し,深さ30 cm,60 cm,120 cmの圧力水頭の値がほぼ等しい値を示 しながら推移した.その後,8月に乾燥し始める と,その挙動には違いが生じ,さらに8月中旬か ら下旬にかけて,深さ30 cm,60 cm,120 cmの 順に湿潤状態へ戻った.滑落崖直上のTm39地点 においては、7月中,深さ120 cmのテンシオメー ターは30 cmH20を超える高い圧力水頭を示して おり,水深30 cm以上の地下水面が形成された ことがわかる.深さ30 cm,60 cmでは圧力水頭 がほぼ等しい値を示しながら推移した.乾燥状態 から湿潤状態へと移る過程においては、30 cm は 急速に湿潤したのに対して,120 cm では顕著な 反応は見られなかった。崩壊地内の Tm45 地点で は,観測全期間のほぼすべてにおいて 0 cmH₂O を越え,地下水面が形成されていたことが確認で きる。実際に現地で Tm45 地点付近を観察する と,土層が湿った状態であり,パイピングが生じ た跡が確認された。

2. イベントAにおける圧力水頭の変化

2008 年7月22日21時から7月23日21時ま での間に24時間降水量114mm,最大1時間降 水量24.5mmの降雨イベントがあり,以後これ をイベントAと呼ぶことにする. イベントA の期間において,2008年7月23日0時,23日9 時10分,23日18時における圧力水頭の分布は 第8図(C斜面),第9図(Tm斜面)にそれぞ



第8図 イベントAにおける圧力水頭分布の変化 (C斜面)



れ示した. 第8図, 第9図中のψは観測された 圧力水頭の値を示している. C斜面とTm 斜面の 圧力水頭の分布を比較すると,以下に述べるよう な,地中水の挙動の違いが見られた.

C斜面では、2003年の崩壊における滑落崖直 上のC22地点の深さ90 cmのテンシオメーター はイベントAの期間においては、0 cm H₂Oを越 えた値を常に示しており、降雨後の23日9時10 分においても、圧力水頭の値の大きな変化は見ら れなかった(第8図).C11やC16地点では、土 層と基盤岩との境界付近の圧力水頭が23日9時 10分に正圧に近づくが、18時にはほぼ0時の状 態へ戻った.以上より、C斜面では、どの観測地 点においても、降雨に伴い基盤岩直上の圧力水頭 が上昇し、正圧となる可能性があるといえる。

一方で、イベント A の期間における Tm 斜面 の圧力水頭の分布は C 斜面とは異なる(第9図). C 斜面における滑落崖直上の C22 地点の 90 cm と同様に、滑落崖直上である Tm 39 地点の 120 cm は常に 0 cm H₂O を越えた値を示した.また、 崩壊地内の Tm 45 地点の 60 cm も常に 0 cm H₂O を越えた値を示した.しかし、Tm 39 地点より上 方の Tm 31 地点では、C22 地点より上方の C16 地 点とは異なり、土層と基盤岩の境界付近の圧力水 頭がイベント A の期間中ほとんど上がらなかっ た.このことから、Tm 斜面では、基盤岩直上に おいて圧力水頭が上昇して正圧となるのは、崩壊 地直上から崩壊地内だけであるといえる。

Ⅵ 考察

本研究では、実際に斜面崩壊の生じた斜面において、テンシオメーターを用いて地中水挙動の測 定を行った.その結果、C斜面とTm斜面の地中 水の挙動はかなり異なっていた.

C 斜面, Tm 斜面ともに滑落崖直上の土層と基 盤岩の境界付近の圧力水頭が降雨によって高い値 を示している.一般的に, 土層・基盤岩境界の 圧力水頭の増加は地下水位の上昇を示すと考え られており,表層崩壊の誘因となる(例えば, Matsushi et al., 2006).したがって,崩壊地にお ける崩壊前の土層は滑落崖直上の土層とほぼ同じ 厚さ・土層構造であるとみなすと,いずれの斜面 においても崩壊前の土層は降雨によって圧力水頭 が上昇することによって崩壊が発生したと考えら れる.したがって,崩壊発生数の極めて多い礫岩 地域のC斜面の方が同じ降雨に対して,顕著な 地下水位の上昇が見られるはずである.

しかし,実際は、イベントAにおけるCと Tmの地下水位の推移を比較すると、Tmの方が、 地下水位の高い状態が観測されている.しかし、 地下水位が高い状態を示していた場所を比較す ると、C斜面とTm斜面では明瞭な差が確認され た.C斜面は滑落崖直上のC22だけでなく、斜 面上方のC11やC16においても土層と基盤岩境 界付近で圧力水頭の値の増加が見られた.一方、 Tm斜面では圧力水頭が高い値を示したのは、崩 壊地内(Tm45)と滑落崖直上(Tm39)だけで あり、斜面上部のTm31では土層と基盤岩境界付 近での圧力水頭の増加は確認できなかった.これ らの結果から、Tm斜面は斜面下部のみで崩壊が 発生しやすく、C斜面は斜面上部から下部のどこ でも崩壊が発生する可能性があるといえる.

これらを踏まえ、今後は尾根からの距離、崩壊 地の中であるか、あるいは斜面上部であるかとい う場の条件を考慮した上で、両地域の地中水の挙 動を観測していく必要があると考えられる。

また、土層の力学的な側面、例えば、それぞれ の斜面におけるせん断強度の差や、自然含水比状 態と飽和状態での強度の差などを明らかにしてい く必要もある。それらの結果により、降雨から崩 壊に至る水文地形プロセスを解明したい。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金(基盤研究 B)「地

球温暖化による豪雨の増大に伴う流域地形変化の 研究と防災への応用」(代表:小口 高)の補助を 受けて実施した.

文献

- 井口正男(1981):斜面崩壊.町田 貞・井口正 男・貝塚爽平・佐藤 正・榧根 勇・小野有 五編:「地形学辞典」二宮書店, 251.
- 石丸 聡・田近 淳・大津 直・高見雅三
 (2003): 2003 年台風 10 号豪雨による北海
 道日高地方の斜面災害.地すべり,40, 339-340.
- 逢坂興宏・田村 毅・窪田順平・塚本良則
 (1992):花崗岩斜面における土層構造の発達
 過程に関する研究.新砂防,45 (3),3-12.
- 恩田裕一(1989): 土層の水貯留機能の水文特性 および崩壊発生の及ぼす影響, 地形, 10,

13-26.

- 羽田野誠一(1981):崩壊.町田ほか編:「地形学 辞典」二宮書店, 576.
- 松四雄騎・松倉公憲(2004): 透水性の異なる砂 岩と泥岩からなる丘陵地における斜面崩壊の 発生機構と発生位置, 地形, 25, 139-159.
- 若月 強・飯田智之・松四雄騎・小暮哲也・佐々 木良宜・松倉公憲(2007):2003年台風10号 による北海道日高地泥岩と礫岩地域に発生し た斜面崩壊の特徴について(2).地形,28, 289.
- Matsushi, Y., Hattanji, T. and Matsukura, Y. (2006): Mechanisms of shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks in the Boso Peninsula, Japan. *Geomorphology*, **76**, 92-108.
 - (2009年6月24日受付, 2009年9月2日受理)

連打法によるエコーチップ硬さ試験機の反発値と 微小窪みとの関係

Relationships between the Equotip Hardness and the Depth of Micro Depression by the Repeated Impact Method

中家 涉*·青木 久**·早川 裕弌**** · 松倉 公憲 ****

Wataru NAKAIE^{*}, Hisashi AOKI^{**}, Yuichi S. HAYAKAWA^{***} and Yukinori MATSUKURA^{****}

Ι はじめに

エコーチップ硬さ試験機(以下,単にエコー チップと呼ぶ)とは、タングステンカーバイト 製の球状テストチップ(インパクト装置D型で は直径3mm)が先端についたインパクトボディ を、一定なバネの力で材料の表面に打ち付けて硬 さの指標L値を求めるものである。エコーチッ プは金属材料の反発硬度の非破壊検査用として開 発されたが、岩石・岩盤に対する有用性が報告さ れ(たとえば、川崎ほか、2000;2002)、最近では 石造文化財の風化・保存研究(たとえば、朽津、

2008) や,地形学的な研究(たとえば, Aoki and Matsukura, 2007a, 2007b)に用いられている. エ コーチップの打撃エネルギーはSchmidtハンマー N型の約 200 分の1 程度と小さく,計測対象範囲 が広いことが大きな特徴である.

エコーチップの計測方法には,単打法と連打法 とがある.単打法とは岩石表面の一つの点を1回 のみ打撃し,その測点を次々と移動させる方法で

ある.一方の連打法は同一の点を連続打撃する方 法である. 従来の研究では単打法の計測例が多 く、連打法の事例は少ない、しかも既存の研究に おいては、2種類の計測方法で得られたそれぞれ 違った意味を持つL値が混同して扱われている 例もある(たとえば、橋本ほか、1998;大川ほか、 1999). Aoki and Matsukura (2007a) では、こ の二つの試験方法をその目的によって使い分ける ことが提案されている.また彼らによれば、連打 法によって計測されるL値は最初の打撃の値が 最も小さく,打撃回数が増加するにつれてL値 は徐々に大きくなる傾向があり、最終的には一定 の値に収束することが報告されている. このよう な特性は、ほとんどの岩石で共通してみられるこ とから、連打法の収束値を硬さの指標として利用 することを提案している.ただし、この連打法に よって収束値が得られる要因についての議論はな されていない.

ところで,エコーチップで連打試験を行うと, 試料表面に微小な窪みが形成されることが確認さ

* 筑波大学大学院生命環境科学研究科大学院生

- ** 大東文化大学経営学部
- *** 筑波大学大学院生命環境科学研究科(現:東京大学空間情報科学研究センター)
- **** 筑波大学大学院生命環境科学研究科

- 29 -

れている(Aoki and Matsukura, 2008). この連 打試験による微小な窪みとL値との間には何ら かの関係性のあることが推察される. そこで本研 究では,エコーチップの連打試験後に形成される 微小窪みの深さを計測し,L値との関係を定量的 に把握し,連打法で得られる収束値の意味を明ら かにすることを目的とする.

|| 人工岩石を用いたエコーチップ反発 値と微小窪み深さ

1. 試験材料

エコーチップ連打試験による L 値と窪み深さ の計測には、人工岩石を用いた.その理由は、こ の試料は作成の過程で強度のコントロールが可能 であり、しかもエコーチップの打撃により形成さ れる窪みの観察が容易なためである.人工岩石は 速乾性インスタントセメント(トーヨーマテラン 株式会社製)を用いて作成した.このセメントは 固化時間が約 30 分と早く、プラスチック製の型 枠に流し込み、15 cm × 7 cm × 5 cm のほぼ直方 体の供試体を作成した.加える蒸留水の量と混ぜ る時間を変えることにより,強度の違う供試体 を3種類作成した.作成した人工岩石の圧縮強度 S_c (Compressive Strength,以下 S_c とする)は, 直径 1.95 cm,高さ 4.0 ~ 4.5 cmの円柱供試体を 各サンプル6本ずつ作成して,一軸圧縮試験に よって求めた.強度の小さい方から順に,人工 岩石1 (S_c = 23.9 MPa),人工岩石2 (S_c = 25.4 MPa),人工岩石3 (S_c = 39.2 MPa)と呼ぶ.ま た圧裂引張試験により引張強度を求めた.脆性度 (Brittleness index)はいずれの試料も8~9 程度 であり,自然岩石の脆性度5~25 (Sunamura, 1992)の範囲内にある (Table 1).

2. 計測方法と手順

エコーチップ (Fig. 1a) の打撃先端部分である チップの高さはおよそ 400 µm となっている. す なわち打撃で形成される微小な窪みの深さは最大 でも 400 µm と小さい (Fig. 1b). Fig. 1c は人工 岩石 1 を 20 回連続打撃した後の,岩石表面の様 子である.チップの球状を反映して,岩石表面 がつぶされて円形の縁をもつ窪みが形成されてい る.窪みの縁には,セメントがせり出してきてい

	Limit rebound	Limit depth of	Unconfined	Tensile	Brittleness
	value	micro depression	compressive strength	strength	index
	L_{\max}	$D_{\rm max}$ (μ m)	S _c (Mpa)	S _t (Mpa)	$S_{ m c}$ / $S_{ m t}$
Artificial rock 1	725	175	23.9	2.9	8.4
Artificial rock 2	735	146	25.4	2.8	8.9
Artificial rock 3	761	116	39.2	4.9	8.0
Brick 1	789	78	74.0	5.2	14.2
Brick 2	782	74	45.0	3.2	14.1
Brick 3	737	132	22.7	2.9	7.9
Brick 4	756	152	27.7	4.7	5.9
Brick 5	667	247	16.3	2.5	6.5
Gabbro (Tsukuba)	915	4	152.7*	-	-
Granite (Inada)	897	0	162.7*	-	-
Granite (Makabe)	923	0	175.1*	_	_
Sandstone (Choshi)	741	77	72.2*	_	_
Sandstone (Aoshima)	773	68	101.5*	-	-
Tuff (Shirakawa)	806	84	59.7*	-	_
Tuff (Oya)	691	162	15.5*	_	_
Limestone (Okinawa)	774	80	24.8*	_	-

Table 1 Test samples and the results of L-value, D-value and UCS-value * after Aoki and Matsukura (2008)



Fig. 1 (a) Schematic design of the Equotip impact (After Aoki and Matsukura, 2008) (b) Pattern diagram of micro depression (c) Closeup view of micro depression on the artificial rock surface after the impact by Equotip measurement

る部分も確認される.このように,エコーチップ 試験による微小窪みは,岩石表面の圧縮と破壊に よって形成されるものと推察される.このような 微小窪み深さの計測には,デジタル変位計を取り 付けたキーエンス社製のデジタルマイクロスコー プ(VH5500)を用い,顕微鏡レンズの焦点距離 を利用した.

連打試験による L 値と窪み深さのデータを取 得するためには,各打撃の L 値と窪み深さを計 測する必要がある.しかし,各打撃回数ごとの窪 み深さ計測のためには,打撃点がずれることは許 されない.ところが,測点(打撃点)からインパ クトデバイスを離し,再度,同じ測点に次の打撃 を打ちおろすことは極めて難しい作業となる.そ こで,各供試体について以下に詳しく述べるよう に多数の測点を定め、それぞれの測点において1 回、2回、・・・20回の連続打撃を行った。

連打法のL値と窪み深さに関する具体的な計 測手順を以下に示す.

- (1) 自然乾燥状態の人工岩石の上面に対して, 鉛 直下向きに1回の打撃を行い, L 値を計測す る.
- (2) その打撃によって形成された窪みの深さを、 デジタル変位計を取り付けたデジタルマイ クロスコープにより1µm単位で計測する. 窪み深さは、窪みの中心付近で、それぞれ3 回ずつ計測し、それらを平均した.
- (3)(1)で打撃した岩石上面の測点とは異なる位置(各測点が1 cm 以上離れるようにした)で、2回の連打を行い、その2打目のL値を計測し、デジタルマイクロスコープにより、 窪み深さを計測する。

この手順で,打撃回数を一回ずつ増やして,20 回連打までのL値と窪み深さを計測した.この ようなL値と窪み深さの計測を各試料において5 セットずつ行った.

3. 結果

3 種類の人工岩石の,連打試験の打撃回数のL値と窪み深さの計測結果をそれぞれ Fig. 2 に示 す.連打試験の n 打目のL値と窪み深さをそれ ぞれ L_n , D_n と表すことにする.同一打撃の試験を 5 セットずつ行ったので,その平均値をプロット し,データのばらつきをバーで表した.人工岩石 1 のL値の結果をみてみると, L_1 は 397 をとり, L_2 から L_5 まで急激に増加し, L_6 以降,徐々に増 加の程度が小さくなり,その後 14 打目 (L_{14}) 以 降,ほぽ一定値 ($L = 711 \sim 730$;最大値はL =730)に収束している.次に,人工岩石 1 の窪み 深さの結果をみてみる. D_1 は 65 μ m となり, D_2 から D_5 まで急激に増加し, D_6 以降,徐々に増 加の程度が小さくなり,17 打目 (D_{17})以降は, 171 ~ 176 μ m とほぽ一定値 (最大値は 176 μ m)



Fig. 2 Changes in Equotip rebound value (L) and the depth of micro depression with repeated impacts

に収束している. L値と窪み深さの打撃回数に応 じた変化を比較してみると,両者は,打撃回数が 増えるにつれ,増加する傾向をもち,最大値に向 かって収束するという同様の傾向がみられる. こ の傾向は,人工岩石2,3についても同じである. すなわち連打法によるL値が収束する(最大値 になる)ときには,窪み深さも最大に達している といえる.

 $L_1 \sim L_{20}$ の値(5 セットの平均値)の中から, 大きい方から3 つの値をとり,それらの平均値 を L 値の最大値 L_{max} とする.また同様に1~20 回の打撃による窪み深さ(5 セットの平均値)の 大きい方から3つの平均を最大窪み深さ D_{max} と する.人工岩石1の L_{max} は725であり、 D_{max} は 175 μ mとなる.また人工岩石2、3では、 L_{max} は 735,761であり、 D_{max} は146 μ m、116 μ mとなっ た.ちなみに各岩石の L_{20} の値と D_{20} の値は、人 工岩石1の L_{20} は713、 D_{20} は174 μ m、人工岩石 2の L_{20} は731、 D_{20} は147 μ m、人工岩石3の L_{20} は758、 D_{20} は110 μ mであり、 L_{20} と L_{max} 、 D_{20} と D_{max} はほぼ同じである.

 S_c の小さい人工岩石1ではL値が小さく, S_c の大きい人工岩石3ではL値が大きく, S_c とL値には比例関係が成り立っている.一方, S_c の

小さい人工岩石1では窪み深さは大きいのに対し、*S*cの大きい人工岩石3では窪み深さが小さく、*S*cと窪み深さには反比例の関係がみられる.

ニューチップ反発値の収束値の意味 (岩種を増やした考察)

前章では、人工岩石を用いた連打法によるL 値と窪み深さの結果より、L値が最大値に収束し ているときに、窪み深さも最大値に達しているこ とを明らかにした.またS_cの大きい岩石はL値 も大きく、逆に窪み深さは小さいという関係のあ ることが示唆された.そこで本章では、人工岩石 の計測結果に加え、人工岩石よりも圧縮強度(S_c) の大きいレンガや自然岩石の試料を加えて、L値 と窪み深さおよびS_cとL値との関係性をより詳 細に検討する.

1. 試験材料と計測方法

人工岩石以外の計測に用いた試料はレンガ5種 類と自然岩石8種類である.レンガは市販のブ ロック状のものを用い、日本製のレンガ3種類 と、ドイツレンガ、ベトナムレンガを使用した. それぞれ便宜上レンガ1,レンガ2,レンガ3, レンガ4,レンガ5とした.自然岩石の内訳は、 筑波山ハンレイ岩,花崗岩2種(稲田花崗岩,真 壁花崗岩),砂岩 2種(銚子砂岩,青島砂岩),凝 灰岩 2種(白河熔結凝灰岩,大谷凝灰岩),沖縄 石灰岩の 8 種類である.レンガの S_c は,直径 2.43 cm,高さ 5.0 ~ 5.8 cmの円柱供試体を各サンプ ル7本ずつ作成して,一軸圧縮試験によって求め た.それぞれの S_c については Table 1 にまとめ た.レンガの S_c は 16.3 ~ 74 MPa であり,強度 としては人工岩石と同じオーダーである.ただし レンガ1と 2 は人工岩石と比較して脆性度がかな り大きい. S_c の最も大きい自然岩石は真壁花崗 岩(S_c = 175.1 MPa)であり,最も小さいものは 大谷凝灰岩(S_c = 15.5 MPa)である.大谷凝灰 岩の S_c は人工岩石よりも小さく,沖縄石灰岩が 人工岩石とほぼ同じ大きさの S_c をもっている.

同一点を 20 回連打して各打撃回のL 値を計測 した. また 20 回連打後の窪み深さの値を人工岩 石と同様の方法で計測した. 人工岩石の場合と同 様に, $L_1 \sim L_{20}$ の値(5 セットの平均値)の中か ら,大きい方から 3 つの値をとり,それらの平均 値を L_{max} とする. 一方 D_{max} は人工岩石の計測結 果から D_{20} と D_{max} にほとんど差がないことから, D_{20} の値を採用した. 計測した L_{max} , D_{max} , S_c の 結果を Table 1 に示す.

2. 結果と考察

Fig.3にいくつかのレンガと岩石の連打試験の



Fig. 3 Changes in Equotip rebound value (L) with repeated impacts

L値の計測結果を示す.レンガや岩石試料におい ても、人工岩石で得られた傾向と同様に、エコー チップ連打試験で計測されるL値は、打撃回数 初期の段階で打撃を重ねるにつれて徐々に大きく なり、その後一定値に収束する傾向がある.し かし、ハンレイ岩と花崗岩2種は、連打法によ るL値は、初期値から最終値までほぼ一定値を とった.このような結果はAoki and Matsukura (2008)でも報告されている.またこれらの岩石 は、ほとんど窪まず、ハンレイ岩ではわずかな打 撃痕が確認できたが ($D_{max} = 4 \mu m$)、花崗岩に おいては打撃痕すら確認できず全く窪まなかった ($D_{max} = 0$).

これらの計測結果から人工岩石,レンガ,岩石 試料について, $D_{max} \ge L_{max}$, $S_c \ge 0$ 関係をみる ために, $D_{max} \ge k$ 縦軸に,横軸に $L_{max} \ge S_c \ge b$ プロットした結果が Fig. 4 である. $L_{max} \approx S_c$ が 大きい岩石ほど D_{max} が小さくなる傾向があり, どちらの関係も負の相関をもつことがわかる.ま た,先に述べたように S_c が160 MPa 以上の花崗 岩のような岩石ではほとんど窪まない($D_{max} = 0 \mu m$).すなわち, S_c が小さい岩石ほど,連打法 による限界窪み深さが深くなる傾向があるといえ る.エコーチップ試験は,材料表面に一定の打撃 エネルギーで、球状チップを打ち付けることによ

りL値を計測するが、その際に窪みが形成され ることから、その窪み深さはエコーチップの打撃 力と打撃に対する抵抗力となる材料の破壊強度. すなわち圧縮強度が大きく影響していると考え られる.従って最大窪み深さ Dmax は、やはり岩 石の圧縮強度によって規定されていることにな り、 $D_{\text{max}} \geq S_c$ が反比例の関係をもつことはこの 推察に調和的である.一般に、材料表面の反発 硬度は、材料の圧縮強度に依存すること(Hack et al., 1993; Verwaal and Mulder, 1993; 橋本ほか, 1998; Meulenkamp and Grima, 1999; 大川ほか, 1999; 川崎ほか, 2000, 2002; Aoki and Matsukura, 2008) が報告されている. 最大窪み深さ D_{max} が 岩石の Scによって規定されているとすると, 窪 み深さと連動する L 値が Sc と密接な関係にある ことは容易に推察される.

最後に L_{max} と S_c の関係をみてみる. S_c を縦軸 に、横軸に L_{max} をとりプロットした結果が Fig. 5 である.本試験結果は L_{max} が大きくなるほど、 S_c は大きくなる傾向をもつことがわかる.この ことは、先に述べたように L_{max} と D_{max} , D_{max} と S_c の結果より、エコーチップ連打法で得られる 最大値 L_{max} は、岩石表面に形成される微小窪み の深さが最大に達したときの反発値であり、その 最大窪み深さ D_{max} は岩石個々の圧縮強度に依存



Fig. 4 Relationship between D_{max} and L_{max}, D_{max} and S_c
A1-3: Artificial rock 1-3, B1-5: Brick 1-5, G1: Gabbro (Tsukuba), G2: Granite (Inada), G3: Granite (Makabe), S1: Sandstone (Choshi), S2: Sandstone (Aoshima), T1: Tuff (Shirakawa), T2: Tuff (Oya), L: Limestone (Okinawa)



Fig. 5 Relationship between L_{max} and S_c
A1-3: Artificial rock 1-3, B1-5: Brick 1-5, G1: Gabbro (Tsukuba), G2: Granite (Inada), G3: Granite (Makabe), S1: Sandstone (Choshi), S2: Sandstone (Aoshima), T1: Tuff (Shirakawa), T2: Tuff (Oya), L: Limestone (Okinawa)

するという結果と調和的である.

これらのことから,エコーチップの連打法の最 大値は、単打法の値と同様に、岩石の硬さの指標 として有用であるといえよう.従来広く用いら れている単打法に比べて、連打法の最大値 *L*_{max} は、薄い風化層の影響やわずかな凹凸の影響を受 けないなど、材料表面の影響を受けない値である 可能性が報告されている(Aoki and Matsukura, 2007a; 2007b).*L*_{max}の意味が明らかにされたこ とで、エコーチップ連打法の計測方法、計測目的 が確立され、新しい研究手法の一つとして地形学 分野への大いなる貢献が期待される.

Ⅳ まとめ

本研究では、エコーチップの連打法で得られる 収束値 *L*_{max} の意味を明らかにするために、セメ ントで作成した人工岩石やレンガ、および自然岩 石を用いて、微小窪みの深さと反発値(*L*値)と の関係を調べた.その結果、岩石に対してエコー チップ試験を行うと、岩石表面には試験機先端の テストチップと同じ形状をもつ窪みが形成される ことがわかり、*L*_{max} は窪み深さが最大に達した時 の反発値であることがわかった.また窪みの最大 深さは岩石個々の圧縮強度に依存しており, *L*_{max} は岩石の圧縮強度と正の相関を持つことがわかっ た.

謝辞

本研究を行うに際し、日本学術振興会・科学研 究費・基盤研究 B(課題番号 19300305 研究代表 者・松倉公憲)を使用した.

文献

- 大川哲志・大岡政雄・船戸明雄(1999):岩石試 料への反発硬度試験機の適用性について.第 29回岩盤力学に関するシンポジウム講演論 文集,255-259.
- 川崎 了・谷本親伯・小泉和広・石川正基 (2002):エコーチップ硬さ試験機による岩 石の力学特性推定の試み、応用地質、43, 244-248.
- 川崎 了・吉田昌登・谷本親伯・舛屋 直 (2000):簡易反発硬度試験による岩質材料の 特性評価手法の開発:試験条件の影響と基本 特性に関する調査.応用地質,41,230-241.
- 朽津信明(2008):カンボジア・タ・ネイ遺跡に おける蘚苔類の繁茂と砂岩の風化.保存科 学,47,111-120.
- 橋本 徹・片川秀基・平野秀次・村上弘行 (1998):エコーチップ硬さ試験機による岩石 材料の物性評価の試み. 第33回地盤工学研 究発表会講演概要集, 1231-1232.
- Aoki, H. and Matsukura, Y. (2007a): A new technique for non-destructive field measurement of rock-surface strength: an application of the Equotip hardness tester to weathering studies. *Earth Surface Processes* and Landforms, **32**, 1759-1769.

- Aoki, H. and Matsukura, Y. (2007b): Effects of rock strength and location heights on growth rates of tafoni-like depressions at sandstone blocks used for a masonry bridge pier in the coastal spray zone. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., **51**, Supplementary Issue **1**, 115-132.
- Aoki, H. and Matsukura,Y. (2008): Estimating the unconfined compressive strength of intact rocks from Equotip hardness. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67, 23-29.
- Hack, H. R. G. K., Hingira, J. and Verwaal, W. (1993): Determination of discontinuity wall strength by Equotip and ball rebound tests. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*,

30, 151-155.

- Meulenkamp, F. and Grima, M. A. (1999): Application of neural networks for the prediction of the unconfined compressive strength (UCS) from Equotip hardness. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **36**, 29-39.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, Chichester, 302p.
- Verwaal, W. and Mulder, A. (1993): Estimating rock strength with the equotip hardness tester. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 30, 659-662.

(2009年5月29日受付, 2009年8月18日受理)
斜面発達モデル構築における空間-時間置換の援用:研究小史

A Review of Studies on Slope Development Using a Space-Time Substitution Approach

松倉 公憲*

Yukinori MATSUKURA*

| はじめに

地形学における最近の中心課題の一つとして は、侵食や堆積のプロセスの計測(解明)があ る、そして、プロセスが解明されると、その次に 問題となるのが侵食・堆積プロセスがもたらす地 形変化の速度の解明である(たとえば、松倉、 2008). しかし、地形の変化はきわめて緩慢であ り、数ヶ月や数年の計測では地形変化速度を実証 することは極めて難しい. このような長期の地形 変化を捉える困難さを克服するために、地形学に おいては種々の方法がとられてきた、その一つは 数学モデルから地形変化がどのように起こるか を記述するアプローチである. すなわち、コン ピュータ・シミュレーションによってほんの数分 の計算で百万年を超えるような地形変化が予測で きる.もう一つのアプローチは、「我々が現在見 ている地形は、その発達(進化)の多様なステー ジ(段階)のものに相当する」と仮定することで ある.たとえば、一つの例をイングランド南部の ドーセット付近の海岸地形で示す. ここの海岸に は、 波の侵食に対する抵抗性の異なる3種の岩石 が帯状に配列している. 最も海側にはジュラ紀 の石灰岩 (Purbeck 層, Portland 層), その内側 に白亜紀のウイールデン(非固結の粘土層)、さ らに内側に石灰岩の一種であるチョーク(chalk)

が分布する.現在の海岸地形は第1図のように なっており(第1図Bは,第1図Aの西方に位 置する),Stair Hole のように,ジュラ紀の石灰 岩に海食洞が形成されているところ,Lulworth Cove のように円形の湾になっているところ,St. Oswalds Bay のようにチョークの崖が波に直接 曝されているところもある.このような地形は波 の侵食力と海岸を構成している岩石の抵抗力とに よって,以下のように説明されている(たとえ ば,Small,1978,pp.423-429).海岸線をつくっ ているジュラ紀の石灰岩のなかで海岸と交差する 断層のあるところが侵食に弱いためそこがまず破



第1図 イングランド南部・ドーセットの海岸地
 形 (Small, 1978, fig.165 を一部改変)

られる. これが Stair Hole である(第1図A). このような地形のところで侵食が進むと(すなわ ち時間経過があると),その内側の粘土層は極端 に強度の弱い物質であることから,短期間に侵 食され円形の湾をつくる.その状態が Lulworth Cove である(第1図A).このような地形のとこ ろで侵食が進むと(すなわち時間経過があると) Lulworth Cove のような湾が連結することによ り,St. Oswalds Bay のような大きな湾が形成さ れる(第1図B).

上記の例は、現在見られる地形の多様性を時間 軸に置き換えて(といっても、ここでは相対的な 新旧のみをいっている)うまく説明したものであ る. このように地形の空間的事例を時間系列とし て並べ替えることができるという仮定は、空間 -時間置換(space-time substitution, space-time transformation)と呼ばれるものである.これは、 「統計力学」から拝借した概念を用いて、エルゴ ディック仮説(ergodic assumption)とも呼ばれ、 「ある現象の時間的系列の統計的性質が、その現 象を空間的に観察して得られた一組の結果の統計 的性質と基本的に同一であると仮定することに等 しい」ことを援用するものである.

本稿の目的は,地形学における時間-空間置換 を用いた,主に斜面発達に関するこれまでの研究 例を整理し,今後のこの方面の研究についての展 望を試みようとするものである.

ところで, space-time substitution, space-time transformation の訳語であるが, 鈴木 (2000, p. 668) では「空間時間変換」, Harvey D. (1969) "Explanation in Geography"を訳したデイビット・ハーヴェイ (松本正美)(1979) では「時空変 換」という用語が使われている. 松倉 (2008) は「空間-時間置換」と表現しており, 本稿でもこの訳語を用いることにする.

!! 空間-時間置換の創始者: ダーウィンとデイビス

エルゴディックな推論(ergodic reasoning) は、本質的には斉一説の概念の特別な場合であ る. 斉一説の考えは、もちろん James Hutton に よって 1788 年に最初に提案されたものである. ハットンの基本概念は「現在は過去の鍵である」 というものである.地球表面の過去の変化は、現 在起こっているプロセスによって説明される.地 球の歴史は、物理的・化学的法則が地質時代にわ たって変化しないという仮定のもとで、現在の観 察によって解読されるであろう.我々のある時間 のある場所での観察が、地形変化の歴史を教えて くれるし、未来にそこで何が起こるかをも教えて くれる.

「種の起源」で「進化論」を唱えたことで有名 なダーウィン (C. R. Darwin: 1809-1882) は地形 変化の研究においても興味深い業績をあげた. ビーグル号に乗って世界をめぐったダーウィン は、太平洋やインド洋で観察したサンゴ礁の地形 にはいろいろのタイプのあることに気が付いた. それをまとめたのが1842年に出版された「サン ゴ礁の構造と分布」という本である. ダーウィン は、その中でサンゴ礁を「裾礁」「堡礁」「環礁」の 3つのタイプに分類した. そしてそれらの相互の 関係と成因を以下のように考えた.まず最初に. ある島の周囲に裾礁が発達する。その後その島が 何らかの原因で沈降した、そのとき、海面は島に 対して相対的に上昇することになる. この時サン ゴ礁の発達が良ければ、サンゴ礁はそれまでのサ ンゴ礁を土台にし上方に成長する。この時、裾礁 から堡礁へと変化し、サンゴ礁は島の沖に発達す る、島が堡礁の段階からさらに沈降した(相対的 に海面は上昇する)とすると,島はいずれ海面下 になる. サンゴ礁は堡礁を土台に上方に成長する ので、ドーナツ状の環礁ができあがる、つまり ダーウィンは、裾礁から堡礁、環礁へと時間的に

変化していくと考え,地理的(空間的)に分布し ているサンゴ礁地形を時間軸に並べ替えた.すな わち,これが空間-時間置換の典型的な応用例で ある.ダーウィンのこの考えは,戦後マーシャ ル群島での環礁のボーリングによって確かめら れた.すなわち1947年のビキニ島でのボーリン グによると779mまで堀り進んでもなお厚い石 灰岩であった.エニウェトク島のボーリングで は1411mまで掘り進んでやっと島の地質(火山 岩)に到達した.ボーリングコアを詳しく分析す ると,これらの石灰岩は全体として浅い海に堆積 したサンゴ礁であり,最も下部の石灰岩の年代は 4000万年よりも古いことがわかった.すなわち, これらの特徴は,環礁はサンゴ礁の島が徐々に沈

降してゆき,その上方にサンゴ礁が成長して厚い 堆積物(石灰岩)が形成されたとするダーウィン の説を支持している.

ダーウィンの方法論に影響されて、デイビス (W. M. Davis: 1850-1934) は、1912 年に侵食輪 廻説を発表した. 侵食輪廻説は,(1)構造(地形 の素材となる地殻表層部の性状:単斜構造、褶曲 構造、あるいはそれらを構成する岩石など)、(2) 作用(地表に働くさまざまな風化・侵食作用), (3) 時間, の3要素を柱として組み立てられた. 風化・侵食作用による地形の変化は、時間ととも に進行するが、その速さは地形変化の進行に従い 変化する、また、その速さは構造や作用の違いに よっても異なる、従って、地形変化の段階を経過 した時間の長さだけで示すことはできない、そこ で地形変化の段階を示すために、ステージ(時期) という相対的な時間の概念を導入し、人間の生涯 になぞらえて、これを幼年期・壮年期・老年期な どの時期に区分した. もちろん, このようなス テージ区分の背景には、空間-時間置換の考えの あることは論を待たない。ただし厳密にいうと、 「デイビスのとった手法は、現存する多種多様な 地形の中に時系列を発見し、それにもとづいて地 形変化の過程を導くという帰納的方法ではなく、

ある前提条件の下に地形変化の過程を推論し、その結果を用いて現存する地形を時系列化して説明 するという演繹的方法であった(吉川, 1985, pp. 28-29)」ということになる.

ここで、デイビスに関連した研究として、谷津 (1950)による空間-時間置換を用いた研究例を 述べておこう、河川による侵食の場合、山地の周 縁から開析が進むと考えてよい、このような考え をもとに、谷津(1950)は満壮年期以降の侵食ス テージにある秩父山地における起伏量と谷密度の 関係を吟味した、その結果、谷密度の増加ととも に起伏量が指数関数的に減少し、多谷小起伏にな ることを示した、このことは、「侵食輪廻におい て老年期になるにつれて、起伏量が減少し、谷密 度がしだいに小さくなる」というデイビス流の概 念が誤りであることを示したものである.

Ⅲ Savigear (1952)の研究

前章で述べたダーウィンやデイビスのモデル が、完全に定性的演繹モデルであるとすれば、以 下のモデルは定性的推論モデルと呼ばれるべきも のである.このモデルは、斜面発達の速度が遅 く, 直接観察・直接観測ができないという問題 点を,空間-時間置換によって克服したもので ある. すなわち, 空間-時間置換の手法が単純 に適用された斜面地形研究の例として, Savigear (1952)の研究(第2図)が有名である。南ウエー ルズの Pendine では、近くの Gilman Point から 東に向って延びていく砂州によって、デボン紀の 砂岩からなる海食崖は海岸から徐々に隔離されて いる. 西側の海食崖は. 砂州が最初に形成された ときに海岸から隔離され、東側の崖は未だに波の 攻撃(波による侵食作用)を受け、崖の基部は崖 物質の除去が起こっている.したがって、昔の海 食崖のラインに沿って計測した東西方向での海食 崖斜面のプロファイルのセットは時間的連続性を 示すと考えられることになる.



第2図 イギリス南ウェールズの Pendine における湿地の成長に伴う海食崖基部の保護が その後の斜面発達をコントロールする例(Savigear, 1952)

その後, Savigear (1952)の研究は, Kirkby (1984)によるコンピュータ・シミュレーション によって検証された. Kirkbyの斜面発達の数学 モデルは、土壌匍行やソリフラクション、雨洗、 地すべりなどのプロセスを取り込んだものであ る.得られた結論は以下の3つに集約される:(1) 西側の斜面から波の攻撃が減ずるので、崖下に崖 錐が形成されるが、垂直な崖は 5000 年間は生存 する.(2)上部の存在する上に凸の斜面は、土壌 匍行やソリフラクションの影響によって緩速度で 形成される.このような上に凸な斜面の形成には 少なくとも 10 万年が必要である.それゆえ、垂 直な崖はかなり古い斜面を侵食したものである.

(3) 西側の斜面(斜面 F-N)では,削剥された 垂直な崖の痕跡は何も残っておらず,崖線はかな り以前(後氷期の始め)に海岸侵食から放棄され たに違いない.これらの斜面の形状は,削剥され た崖線よりは現在内陸側に見られる谷壁斜面に似ている.このKirkbyモデルはSavigearの説明を 大まかには支持するものであり、この海岸線上の 斜面変化が空間-時間置換が充分問題なく使用で きる例の一つであることを示している.

Ⅳ 時間−空間置換を援用した斜面地形に 関する研究例

ダーウィンのサンゴ礁の沈降説,デイビスの侵 食輪廻説,Savigear (1952)の斜面発達ともに,時 間軸上での議論はしているものの,その時間軸は 相対的な新旧を示しているだけである.このよう に地形学における初期の研究では相対的時間軸で の議論がほとんどである.その一つの原因として は,特に斜面地形のような侵食地形においては, 侵食された物質が除去されるため絶対年代を計測 する試料が得にくいということがある. そのよう な不利を克服するために, 種々の方法が考案され 利用されてきており, 最近では時間軸に絶対時間 の入った研究もいくつか見られるようになってき た. 本章では, それらの研究を時間軸が相対時間 の研究と絶対時間の研究とに分けて整理する.

1. 時間軸が相対時間の研究例

前述したように、Savigear (1952)の研究で は、時間軸は相対的なものである(ただし、同じ Savigear (1952)の研究を用いて、Kirkby (1984) はある仮定のもとで時間軸の絶対値を推定してい る). Carter and Chorley (1961)は、流域内のす べての流路の次数が流路網の拡大にともなって大 きくなるという一般的な傾向があり、流路の次数 がその谷壁斜面の相対年代を示すことができると 仮定(空間-時間置換)した.この仮定をもとに、 次数6までの流路次数とそれぞれの次数の流路の 谷壁斜面の最大傾斜をプロットし、流路が下刻さ れていく過程で谷壁斜面が安息角に近い限界傾斜 に達するまで急になっていくことを示唆した.

また,開析谷の上流ほど開析があとから開始す るので開析度が小さい,すなわち下流の谷壁斜面 ほど斜面が形成されてからの時間が長い(上流下 流という空間分布を,相対的時間の新旧に置き換 えるという空間-時間置換),ということを利用 した研究がいくつかある (Palmer, 1956; Pallister, 1956; Ollier and Tuddenham, 1962; Pain, 1986).

たとえば、Palmer (1956) は北東ヨークシャー のケスタを切る開析谷において、キャップロック 上でのトアの形成と谷壁斜面の発達過程につい て議論している.また、Ollier and Tuddenham (1962) は南オーストラリアにおけるデュリクラ ストのキャップロックの下の斜面発達とキャップ が侵食されてしまった斜面の発達とを比較した.

キャップロックのデュリクラストが存在する場合 は、それが全体としての斜面後退をコントロール し平行後退する.しかし、いったんデュリクラス トが取り除かれると、その下の軟岩の勾配は急 激に減少する.Pallister (1956)はBugandaに おける斜面発達について同様の議論をした.ま た、Pain (1986)は、相対的年代に彼の斜面を 置き換えるために、東ニューサウスウエールズに ある流域の発達に関する事実を用いた.彼の調 査地域においては、砂岩のキャップロックは頁 岩の上にのっており、状況はデュリクラストの キャップロックのつくる地形にアナロジーされ る.前述した Ollier and Tuddenham (1962)と 同様に、キャップロックが残っている間は平行後 退 (slope retreat)と斜面の交代(置き換わり: slope replacement)が起こり、いったんキャップ ロックが取り除かれた時は斜面の交代と減傾斜 (slope decline)が起こることを議論した.

Matsukura (1987) は、上記と同様の仮定のも とに、シラス台地の解析過程における谷壁斜面の 変化過程を以下のように議論した。鹿児島県・霧 島市(旧・国分市)周辺のシラス台地の最上部 は、約2.9万年前に噴出したとされる入戸火砕流 堆積物(以下,単にシラスと呼ぶ)より構成され ている.たとえば、春山原や須川原などのシラス 台地の縁は、小さな支流の開析谷によって刻まれ ている(第3図). 2.9万年前にシラスが堆積した 直後には、一面に平坦な平原が形成されたと考え られる. そこに下流から河川による侵食がはじま る.河川は下刻と同時に谷頭侵食をして上流方向 に流路を延ばしていく.従って、開析谷は上流ほ ど若く(谷壁の高さも小さく),下流ほど古い(谷 壁の高さは高い)ということになる. すなわち, 上流にある(高さの低い)谷壁斜面は新しく,下 流にある(高さの高い)谷壁斜面は古いことにな るので、それらを時間軸に並べ替えることができ るということになる.

これらの開析谷の横断形を計測し,それらを第 4 図に示した.谷壁の高さの順に番号(アルファ ベット)をつけて並べてあるが,これらの形状の 特徴は以下のようにまとめられる:



第3図 鹿児島県霧島市(旧・国分市)付近のシラス台地の谷壁プロファイルの計測地点 (Matsukura, 1987)



第4図 シラス台地開析谷の谷壁プロファイルのいくつかの例(Matsukura, 1987)

- (1) 開析谷の谷頭には、垂直な谷壁をもつガリー が発達している(第4図の Profile A).
- (2) ガリー壁の多くのプロファイルは直線のセグ メントからなっている.たとえば、Profile B や Profile E の右岸などは単一の直線セグメ ントからなり、Profile C, D, F, G などは複数 の直線セグメントからなっている。
- (3) Profile C, D, F, Gに見られるように、プロファ イルの下部は急である(ほぼ垂直).

Profile E の場所では、小さな段丘状の地形が谷 壁に沿って上・下流方向に長さ 30 m ほど延びて いる.この段は、周囲の地形観察等から破壊面が 60°の「平面破壊」(第5 図に示したような破壊) の結果形成されたものと考えられる.これは 50 m ほど下流にある多量の堆砂をもつ砂防ダムの



第5図 下刻が垂直に進行する場合の平面破壊(Matsukura, 1987)

影響で,崩れのブロックが流水に運搬されにくい ため残存したもののようであった.また,Profile B, C, D の直線部は,平面破壊によって形成され たせん断面と思われる.以上のような観察から, ここでは,垂直な下刻と平面破壊という2つの削 剥プロセスが示唆される.

上記のような削剥プロセスをもとに,以下のような条件を考慮してモデルを作成する. その条件 とは:

- (1) 最初に、下刻が垂直に進行する.そして、
- (2) 谷壁の高さが限界自立高さに到達した瞬間 に、くさびの形状をもつように、のり先を 通る平面破壊(崖崩れ)が起こる、そして、
- (3)谷底に堆積した崩れの物質を、流水が速やか に運搬除去し、さらに谷底を垂直に下刻す る。

このようなモデルの解析には Culmann の解析を 適用するのが妥当と思われる、そこで、シラス の物性値(自然含水比状態の値で, c = 0.61 kgf/ cm^2 , $\varphi = 49^\circ$, $\gamma = 1.1$ gf/cm³) を. 限界自立高さ と崩壊面勾配を Culmann の式に代入して計算す ると、H_{c1} = 15.6 m, a₁ = 69.5°(それぞれの下付き 添字の1は、1回目の崩壊を表す)となった、す なわち、シラスの垂直な谷壁は 15.6 m の高さま でしか自立できないことがわかる.シラスの垂直 な谷壁は、この高さに達すると斜面は不安定とな り、70°のせん断面をもつ崩れが起る。最初の崩 れが起こったあとに、流水が崩れの物質を運搬除 去したのち,再び下刻に転じ,谷壁下部に垂直な 部分が付け加わることになる、したがって、下刻 が進行するに従い、谷壁斜面の平均勾配は70° から徐々に増加することになり、徐々に不安定性 を増す. 谷壁の高さが H_{c2} = 24 m になったとき に2回目の崩れが起こることになる。下刻がシラ スの下部の熔結部に到達するまで、垂直な下刻と それに続く崩れが起こると仮定し、同様の解析 を繰り返す. 谷壁の高さが70mに達するまでに は、合計6回の崩れが起こる.以上のような解析 をもとに、シラス台地における谷壁斜面の発達過 程をモデル化したのが第6図である.このモデル と第4図に示した現実の谷壁プロファイルと比較 してみる.Profile A.Bはステージ1に相当する.

Profile Bは、モデルの最初の崩れが起こった直後に相当すると思われる.すなわち、谷壁の高さはモデルより若干高いが、斜面勾配の69°はモデルの最初の崩れの70°に極めて近い.Profile CやDは、モデルのステージ2のプロファイルに似ている.また、Profile FやGはモデルのステージ3、4のプロファイルに似ている.このように、上記のモデルで谷壁斜面の発達過程をうまく説明できる.以上のように、シラス台地の発達モデルは、下刻により谷壁が高くなるにしたがい、谷壁で崩壊が起こり徐々に減傾斜していることを示している.

2. 時間軸が絶対時間の研究例

時間軸に絶対時間が入った最初の研究は, Brunsden and Kesel (1973) によって行われた. 彼らは、古地図や空中写真などの情報から 120 年 間にわたる河川の蛇行変遷を読み取り、河岸の崖 の斜面発達を議論した.ミシシッピー下流部にお いて、河川蛇行が徐々に下流側にシフトしていく 過程で、河岸が流水の侵食から放棄される場所も 徐々に下流側にシフトしていくことを利用して、 河岸の崖斜面の 120 年間にわたる変化を追跡し た.現在流水が河岸の足許を直接侵食している場 所は high intensity zone,現在は通常の水位では 崖の足許は侵食されないが、水位が上がる洪水時 には崖の下部の侵食が起こる場所は intermediate intensity zone,流水の侵食から放棄された場所は low intensity zone と読んでいる. 崖の平均勾配 は 120 年で 45° から 20° まで低下している.

発生年代が既知の断層による断層崖の斜面変化 を追った研究がいくつかある.この分野の研究の 先駆けは Wallace (1977)である.彼は、ネバダ州 の断層崖の100万年間の斜面発達を議論している. この地域の断層は未固結の砂礫を切った正断層が 多く、形成直後の斜面勾配は約60°である.そこ



第6図 シラス台地における、下刻に伴う谷壁斜面発達モデル(Matsukura, 1987)

で、1915年や1954年の大地震によって形成され た断層崖および15000年前に形成された湖成段丘 の段丘崖の斜面勾配を計測し、それらを空間-時 間置換し時系列に並べた(ここでは当然、地震直 後の断層崖と離水直後の湖成段丘の勾配は等しい と仮定している).その結果、地震直後に60°の勾 配をもつ断層崖(露岩面:free face)は、100年後 には勾配30°程度の崖錐斜面だけとなり、数千年 から1万年後にはそれも失われて勾配20°以下の 小扇状地面に変わることを示した.同様に、Sterr (1985)によって、1.5万年間におけるユタ州の断 層崖のプロファイル変化が議論され、断層崖は全 体的に徐々に緩傾斜化し、崖の肩が丸くなってい くことが示されている.

日本からニュージーランドにかけての変動帯に おいては、段丘編年研究の進展がめざましく、そ れらの年代値を利用した研究が行われている.以 下の例は、河成段丘の離水年代と初期地形の両方 が推定できることをうまく利用したものである. たとえば、野上(1977)は、十勝平野歴舟川流域 に分布する年代既知の河成段丘を用い. その段丘 崖の10万年にわたる斜面形態の変化を追ってい る. その結果, 上部凸部斜面は最終氷期の周氷 河気候下で活発であった土壌匍行によって形成 されたこと、斜面中央部の直線部は10万年にわ たって徐々に緩傾斜化してきていることなどが議 論された. 同様に段丘崖の斜面形態の変化と勾配 の時間的変化を説明したものとして. Suzuki and Nakanishi (1990), Suzuki et al. (1991) がある. たとえば、Suzuki and Nakanishi (1990) は、秩 父盆地の荒川本流沿岸に発達する河成段丘崖のプ ロファイルを152地点で測量した.段丘のほとん どが岩石段丘で、その段丘崖の離水年代(段丘崖 基部に接する下位の段丘面の形成年代にほぼ等し いと仮定:500年から3万年前)によって16系 統に区分される. 各種の変数を野外および室内で 計測した結果,段丘崖の勾配は以下の式のように 表されることを述べている:

$$\theta = \alpha \left[\frac{T}{H} \cdot \frac{P \rho w}{I_r S_c I_d} \right]^{-\beta} \tag{1}$$

ここで、 θ は段丘崖の勾配、Tは段丘崖の離水年 代(削剥年数,ka)、Hは段丘崖の比高(m)、 Pは平均年降水量(mm/y)、 ρ は斜面発達に関 与して運搬される物質の平均単位体積重量(gf/ cm³)、wは段丘崖上の単位幅(m)、 I_r は基盤岩石 の有効相対傾斜示数(無次元)、 S_c は基盤岩石の 湿潤圧縮強度(MPa)、 I_d は基盤岩石の不連続示 数、 $\alpha \geq \beta$ は無次元の定数である。

任意の Tにおける段丘崖各部および全体の減 傾斜速度は, P, ρ, I_d の時間的変化を無視しうる と仮定すると, 式(1)を時間 Tについて微分す ることにより,

$$\frac{d\theta}{dT} = -\alpha\beta \left[\frac{P\rho w}{HI_r S_c I_d}\right]^{-\beta} T^{-(\beta+1)}$$
(2)

となる.この式は、勾配の変化速度が、減傾斜さ せる侵食力の各要素(降水量がその代表)とそれ に対する抵抗力(段丘崖構成物質の強度や段丘崖 の高さなどがその代表)の比によって表されるこ とを示している.

海成段丘を用いて、その段丘崖の変化を追っ た研究もある(Dunkerley, 1980; Crittenden and Muhs, 1986). たとえば、Dunkerley(1980)は、 パプア・ニューギニアにおける 12.5 万年前から 27.7 万年前までに離水した海成段丘の離水後の段 丘崖の斜面形態の変化を追っている. 同様に、 Crittenden and Muhs(1986)は、カリフォルニ アのサンタクレメント島に発達する 12.7 万年前 から 90 万年前に離水した海成段丘の段丘崖の時 間的変化を追跡し、最初の 20 万年間の減傾斜速 度が大きいことを見出している.

絶対年代を得る方法としては、人工地形を利 用することもある. たとえば, Goodmann and Haigh (1981) は、石炭の採掘場周辺で、60 年前 と 30 年前に形成されたボタ山の斜面プロファイ ルを現在のボタ山の斜面プロファイルと比較した (すなわち, 60 年間の斜面プロファイルの変化過 程が追跡された). その結果, 斜面上部が削られ 下部に堆積することから斜面は全体的に緩傾斜に 変化していることを示している.

最近, Obanawa et al. (2009)は, 富山県, 称

名川沿いの側壁斜面において,過去約4万年間に おける崖錐地形の発達速度を以下のように推定し た.称名川は,立山起源の溶結凝灰岩台地が称名 滝によって開析された谷を流れている.したがっ て,称名川沿いの側壁斜面は,滝に近いほど新 しく(地形形成時間が短い),滝から遠いほど古 い(地形形成時間が長い)地形であると考えら



第7図 富山・称名滝の下流部における谷壁斜面の変化(滝の後退速度をもとに,19測線 の谷壁斜面をそれぞれの形成開始から現在までの時間軸に置き換えている):(1) 露岩面,崖錐および崩積土斜面の高さの変化;(2)露岩面,崖錐および崩積土斜 面の勾配変化;(3)谷壁頂部の後退距離の時間的変化(Obanawa *et al.*, 2009)

れ,斜面の縦断形を川の上流から下流に向けて 並べることで、地形変化を推定することができ る (空間 – 時間変換が可能). また, Hayakawa et al. (2008) により称名滝の形成直後の滝の位 置と形成時期がわかっており、それらのデータを もとにその後の滝の後退速度が約15 cm/year で あることが推定されている。これらの情報をもと に、開析谷壁の各位置ごとに崖が形成された時期 (すなわち各谷壁の形成初期から現在までの地形 変化継続時間)を求めることが可能となる。した がって、それらを時系列に並べることで、谷壁斜 面の地形変化速度を計算することができる.この ような背景をもとに、称名滝から約300m間隔 で左岸斜面の縦断形を19本計測した。次に、計 測した縦断形を傾斜変換点をもとに、崩積土斜面 (colluvium) · 崖錐(talus) · 露岩面(cliff: free face)・上面斜面の4つの斜面に区分し、各斜面 の比高・傾斜角の経時変化を求めた(第7図). その結果、崖錐斜面の比高は経時的に増加してお り. 崖錐の比高(m) = 7.2 mm ×経過時間(年) という直線近似で表された(相関係数0.82).す なわち、崖錐の上方への成長速度は7.2 mm/year であった.また、崖の傾斜角は経時的に減少して おり, 露岩面の傾斜角 (deg.) = -0.4 deg. ×経 過時間(年) + 54.2 という直線近似で表された (相関係数0.51)、すなわち、露岩面の減傾斜後退 速度は 0.4 deg/year であった. さらに,現在の河 床の中心をかつての滝の中心と仮定して, 露岩面 頂部(崖頂部と呼ぶ)の後退量(河床の中心から 露岩面頂部までの水平距離)の経時変化を求めた ところ, 崖頂部の後退量(崖頂部の水平後退距離) = 11.6 mm × 経過時間(年)という直線近似で 表された(相関係数0.86)、すなわち、崖頂部の 後退速度は 11.6 mm/year であった.

V おわりに

以上,空間-時間置換の手法を用いた斜面発

達の研究についてレビューしたが、この手法を 使うには種々の困難がつきまとう(たとえば、 Chorley et al., 1984, pp. 32-33; Burt and Goudie, 1994) とともに、使用にあたっては注意しなけれ ばならないこともある. 最も基本的にやってはい けない間違いとしては、そこにある空間的なバリ エーションが単に平均的なものからの変化形であ るものを、時間的な連続性が存在すると仮定して しまうことである. すべての地形が発達の連続性 として並べられる訳でもないし、ある地域のすべ ての地形が同じ発達段階を通る訳でもない。地形 物質やプロセスの空間的バリエーションの方が地 形発達のステージの重要性を上まわることがある かもしれない、そこで、我々は空間-時間置換の 仮定を使用する場合には充分な注意を払わなけれ ばならない. それにもかかわらず. 現在の地形と 個々の地形の時間変化との間に何も関係がないと いうのも不条理である.更に言えば、上に紹介し た例のように、地形学におけるアイディアの幾つ かは空間的変化から発見されたものであり、それ らは充分時間的変化を表していることを示してい る.

最後に、用語の問題を指摘しておこう. 地形学 で取り上げられている多くの研究は確率概念を含 んだ統計的扱いをしている訳ではない、従って本 稿で紹介したような研究例を「ergodic」という 用語で引用するのは誤用であるという指摘がある (Paine, 1985). また,「space-time substitution」 という用語も広く使われてきているが、この用 語も厳密には統計的データの採取計画にかかわ るものであり、それに変わる用語が必要かもし れない. Thornes and Brunsden (1977, p. 25) は 「space-time substitution」の誤用を指摘するとと もに、「space-time analogue」という用語を提案 している、しかし、Paine (1985) によれば、こ の用語も space と time の交換を意味してはいる ものの厳密性に欠けるとして、「location-for-time substitution」という用語が望ましいと主張して

いる.この手法の研究例の増加と共に,適切な用 語統一が望まれる.

文献

- 鈴木隆介(2000):「建設技術者のための地形図読 図入門,第3巻:段丘・丘陵・山地」古今書 院,555-942.
- デイビット・ハーヴェイ (松本正美訳)(1979): 「地理学基礎論:地理学における説明」古今 書院, 352p.
- 野上道男(1977):比較形態学的方法による段丘 崖斜面発達の研究,地理学評論, **50**, 32-44.
- 松倉公憲 (2008):「地形変化の科学:風化と侵食」 朝倉書店, 242p.
- 谷津榮壽(1950):秩父山地の起伏量について. 田中啓爾先生記念大塚地理学会論文集, 323-331.
- 吉川虎雄(1985):「湿潤変動帯の地形学」東京大 学出版会, 132p.
- Brunsden, D. and Kesel, R. H. (1973): Slope development on a Mississippi River bruff in historic time. *Journal of Geology*, **81**, 576-597.
- Burt, T. and Goudie, A, (1994): Timing shape and shaping time. *Geography Review*, **8**, 25-29.
- Carter, C. S. and Chorley, R. J. (1961): Early slope development in an expanding stream system. *Geological Magazine*, **98**, 117-130.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984): *Geomorphology*, Methuen, New York, 605p.
- Crittenden, R. and Muhs, D. R. (1986): Cliffheight and slope-angle relationships in a chronosequence of Quaternary marine terraces, San Clemente Island, California. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., **30**, 291-301.

Dunkerley, D. L. (1980): The study of the evolution

of slope form over long periods of time: a review of methodologies and some new observational data from Papua New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., **24**, 52-67.

- Goodman, J. M. and Haigh, M. J. (1981): Slope evolution on abandoned spoil banks in eastern Oklahoma. *Physical Geography*, **2**, 160-173.
- Hayakawa, Y., Obanawa, H. and Matsukura, Y. (2008): Post-volcanic erosion rates of Shomyo Falls in Tateyama, central Japan. *Geografiska Annaler*, **90A**, 65-74.
- Kirkby, M. J. (1984): Modelling cliff development in South Wales: SAVIGEAR re-viewed. Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., 28, 405-426.
- Matsukura, Y. (1987): Evolution of valley side slopes in the "Shirasu" ignimbrite plateau. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, **8**, 41-49.
- Obanawa, H., Hayakawa, Y. and Matsukura, Y. (2009): Estimation of retreat rates of valleyside cliff from space-time substitution along the Shomyo River in central Japan. *Geografiska Annaler* (in press)
- Ollier, C. D. and Tuddenham, W. G. (1962): Slope development at Coober Pedy, South Australia. *Journal of Geolological Society of Australia*, **9**, 91-105.
- Pain, C. F. (1986): Scarp retreat and slope development near Piction, New South Wales, Australia. *Catena*, 13, 227-239.
- Paine, A. D. M. (1985): 'Ergodic' reasoning in geomorphology: time for a review of the term? *Progress in Physical Geography*, 9, 1-15.
- Pallister, J. W. (1956): Slope development in Buganda. *Geographical Journal*, **122**, 80-87.

- Palmer, J. (1956): Tor formation at the Bridestones in north-east Yorkshire and its significance in relation to problems of valley-side development and regional glaciation. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 22, 55-71.
- Savigear, R. A. G. (1952): Some observations on slope development in South Wales. *Institute* of British Geographers, Transactions, 18, 31-51.
- Small, R. J. (1978): The Study of Landforms: A Textbook of Geomorphology (Second ed.), Cambridge University Press, Cambridge, 502p.
- Sterr, H. (1985): Rates of change and degradation of hillslopes formed in unconsolidated materials: a morphometric approach to date quaternary fault scarps in Western Utah; USA. Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., 29, 315-333.
- Suzuki, T. and Nakanishi, A. (1990): Rates of

decline of fluvial terrace scarps in the Chichibu Basin, Japan. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, **11**, 117-149.

- Suzuki, T., Nakanishi, A. and Tsurukai, T. (1991): A quantitative empirical model of slope evolution through geologic time, inferred from changes in height-ratios and angle of segment of fluvial terrace scarps in the Chichibu Basin, Japan. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, **12**, 319-334.
- Thornes, J. B. and Brunsden, D. (1977): *Geomorphology and Time*. Muthuen, London, 208p.
- Wallace, R. E. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1267-1281.

(2009年5月29日受付, 2009年8月18日受理)

ダイナミカルダウンスケール手法による 過去 20 年の気候再現性及び冬季積雪量予測の評価

Reproducibility of Past 20 Years Climate Using Dynamical Downscaling Method and Future Prediction of Snow Cover in Winter

足立 幸穂^{*}·木村 富士男^{*}·田中 美紀^{**}

Sachiho A. ADACHI^{*}, Fujio KIMURA^{*} and Miki TANAKA^{**}

Abstract

This study conducted dynamical downscaling for Japan using a regional atmospheric model (TERC-RAMS) to create the spatially detailed meteorological data for the impact assessment of global warming on the surrounding fields including farming and hydrological cycle. In the first half of this paper, the downscaling for past 20-years climate was conducted and compared with the observational data. The simulated temperature was higher (lower) than the observed one in summer (winter) season, although the bias of temperature in most areas was less than 1° throughout year. Precipitation calculated by the model tended to overestimate, except for the summer rainfall in Kyushu and Okinawa. However, the simulated climate by the model was able to reproduce the past climate. In the second half, the snow cover change in 2070s was estimated by using the pseudo global warming method with regard to the low and high snow-cover years. The model results showed that the snow cover decreased over a large area. The snow cover in the low snowcover year remained only in a part of Hokkaido. The snow cover in the high snow-cover year was limited in the regions with an altitude higher than 500 m. This result agrees with that of Hara et al. (2008). This study indicates that TERC-RAMS is available to predict inter-annual variation of snow cover. However, the results suggest that the simulation on the coarser horizontal resolution tends to underestimate the amount of snow cover and overestimate the impact of global warming on snow cover change.

要 旨

本研究は、将来の気候変化が農業や水循環に及ぼす影響を評価するための空間詳細な 気象データを作成するため、日本域を対象として領域気候モデル(TERC-RAMS)を用い た力学的ダウンスケールを行った.論文の前半では、過去 20 年の気候を対象としたダウ

* 筑波大学大学院生命環境科学研究科

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科大学院生

ンスケール実験を行い, 観測データとの比較を行った. 夏季(冬季)の気温は観測に比べ 高温(低温)バイアスであるが,多くの地域で気温バイアスは1℃以内であった. モデル で再現された降水量は九州と沖縄の夏季を除き,過大評価する傾向にあった. しかしなが ら,モデルは過去の気候を比較的よく再現出来ることが確認された.

論文後半では,疑似温暖化手法を用いて,2070年代の積雪量変化を評価した.積雪は 広い範囲で減少がみられ,2070年代の少雪年は北海道を除くほとんどの地域で積雪が見 られなかった.多雪年でも積雪は標高 500 m 以上の地域に限定される.この結果は Hara *et al.*(2008)と一致するものの,TERC-RAMS は積雪量の年々変動は再現できるが,空 間解像度が 20 km と粗いため積雪量を少なく見積もる傾向があることが示された.

I Introduction

Temperature rising following the increase of anthropogenic green house gases was observed all over the world. The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)'s 'Fourth Assessment Report (AR4)' shows the results of future climate projections estimated using general circulation models (GCMs), based on several future emission scenarios involving greenhouse gases and aerosol precursor (IPCC, 2007). Most of them indicated the global warming trend would continue.

Surface temperature had increased at rate of 1.11°C per 100 years, during the 111 years from 1898 to 2008 in Japan (JMA, 2008). It is suspected that the global warming causes not only a higher frequency of extremely hot days and a change in the distribution of precipitation, but also influences on farming, fishing and forestry. Recently, a lot of papers have reported on the impacts of global warming on surrounding fields, such as those mentioned above, using future climate data projected by GCMs. However, the following problems with this approach are worth noting. The first one is a scale gap in spacial resolution between GCM and the impact assessment. For example, climate data with at least 1km or 10km resolution is needed

to evaluate crop productivity in future climate (Iizumi *et al.*, 2008; Okada *et al.*, 2009), while the resolution of GCM is mainly 250km. The second one is that the important variables for the assessment fields are not always provided in appropriate frequency. This is because the saving frequency is not enough and the saved variables are limited due to storage limitation, since the GCM output needs too large content to save. In such a case, impact assessment researcher must estimate the needed value using another valuable.

Dynamical downscaling and statistical downscaling methods are utilized as methods for bridging the gap between GCM and the impact assessment study. Both are the methods for estimating spacial and temporal high resolution data from the coarse resolution data of GCM. Our study carried out dynamical downscaling simulation with a regional climate model, in order to create detailed meteorological data in the future for Japan. We will evaluate the reproducibility of past climate in the simulation in section III. Then, we perform the future climate simulation of snowfall and snow cover, which are important as water resource, in 2070s and discuss the projected change of distribution of snow cover.

II Data and method

1. Dynamical downscaling simulation with using a regional climate model

The Terrestrial Environment Research Center (TERC) Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) (Sato et al., 2007; Inoue and Kimura, 2007) was adopted for the climate simulation. The original RAMS was developed by Pielke et al. (1992). Model settings are described in Table 1. The model domain has 130×140 grids with a 20 km horizontal interval, and covers the while of Japan as shown in Fig. 1. The vertical grid system is terrain following coordinate system, which has 30 layers with depth of 65 m at the lowest layer and stretching depth at maximum of 1100 m. Arakawa-Schubert convective parameterization (Arakawa and Schubert, 1974) and microphysics parameterization (Walko et al., 1995) were used to calculate precipitation. Fluxes between air and land at ground surface were evaluated by Louis (1979). Soil and vegetation temperature, moisture are calculated by the soil model developed by Tremback and Kessler (1985) and the vegetation model constructed by Avissar and Pielke (1989). The calculation of longwave and shortwave radiation was done by following the Nakajima radiation scheme (Nakajima *et al.*, 2000).

Numerical simulations were conducted for two cases listed in Table 2. First case involves



Fig. 1 Calculation domain. Horizontal grid number is 130 x 140 grids with a 20 km horizontal interval. The inside square indicates the illustrated area in Figs. 3-5.

Horizontal grid	130 x 140 grids
	Center coordinate 137.5° E, 36.0° N
	20 km horizontal resolution
Vertical grid	30 layers with 65 m thickness in lowest layer, maximum thickness is 1100 m
Soil layers	0.00, 0.02, 0.11, 0.18, 0.30, 0.50, 0.70, 0.90, 1.80, 2.50, 2.75 m below ground
Vegetation type	Tall grass
Soil texture	Silt loam
Sea surface temperature	10 days mean SST of JRA25

Table 1 Description of regional climate model

Table 2 List of numerical experiments

Run name		Calculation Period
CTL20	Hindcast using reanalysis data (JRA25/JCDAS)	1985-2004
PGW-LS	Pseudo global warming experiment in low snow-cover year	1993
PGW-HS	Pseudo global warming experiment in high snow-cover year	2000

a 20-year present climate simulation (CTL20) from January 1979 to December 2004. Japanese 25-year ReAnalysis (JRA25)/JMA Climate Data Assimilation System (JCDAS) (hereafter JRA together) was used for initial and boundary conditions (Onogi et al., 2007). Atmospheric boundary data was given by a 6-hourly interval with 1.25 x 1.25 horizontal resolution, including variables of: RH (relative humidity), T (temperature), U (the x-component of velocity), V (the y-component), and Z (elevation). Sea surface temperature (SST) on T106 Gaussian coordinate was converted to 1.25 x 1.25 lat/lon coordinate and averaged over 10 days. During the simulation, SST was replaced in an interval of 10 days to next one. The 20-year simulation was calculated by 60 time-slice experiments. Each simulation period was 6 months; from November to April, from March to August, and from July to December. The first two months are a spin-up period and the last four months are analyzed.

The second experiment is a future climate simulation. In this study, the Pseudo Global Warming (PGW) downscale method was adopted (Kimura and Kitoh, 2007; Sato et al., 2007; Kawase et al., 2008) instead of the direct downscaling method. The difference between the two methods relates to how they provide the boundary condition. The PGW data is obtained by the reanalysis data adding the difference between the monthly mean of future climate in the 2070s and that of present climate in the 1990s simulated by GCM. The climate data used in this study was gained from the MIROC-medres output following the A2 scenario, provided from the World Climate Research Programs (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) multimodel dataset. The A2 scenario is one of the future emission scenarios in IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES). The scenario assumes that social economy will develop under the concept of self-reliance and preservation of local identities. Four dimensional data assimilation by the newtonian relaxation method was applied to all experiments to avoid the bias of calculated variables in a regional climate model. The outermost 8 grids were nudged with a 10 minute time constant, while the inner area used the weak nudging time constant of 5 days.

2. Validation tool for model results

The evaluation tool for past climate experiments was developed by Tanaka (2008). The tool calculates model biases of temperature and precipitation on every prefecture or riversystem basis. That enables us to check the model biases as mosaic map. The observation data provided by the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS), distributed with an interval of about 17 km throughout Japan, was used as an evaluation data. In the first stage of the tool, the AMeDAS station located in each model grid is detected. If several AMeDAS stations are found in a certain grid, the average of the usable data except for missing data is defined as the evaluation data. When there is no observation point in a model grid, the grid is excluded from the validation process.

In the second stage, the model biases are calculated. From both model and observation data, the 20 year means of monthly temperature and monthly accumulated precipitation are calculated, when both data are available. The model temperature is corrected for the difference of elevation from the observation point. The bias of temperature is defined as the difference between the monthly mean temperature simulated by model and the one provided from actual observation. The bias of precipitation is a ratio of the monthly accumulated precipitation calculated by the model to one provided via observation.

III Reproducibility of present climate

The biases of 20 year means of simulated temperature and precipitation are shown in Fig. 2. The prefecture with the negative bias more than -1 and -0.1°C are shown by white and light gray, respectively, while one with the positive bias more than 0.1 and 1°C are indicated by gray and dark gray, respectively. The temperature in winter

has negative bias, while the one in summer shows positive bias. However, the biases in most areas are limited to 1°C, except for June, November, and December (Fig. 2a). There are higher temperature biases in Hokkaido and Tohoku regions in January and February. The reason presumed for this is that the model weakly estimates the effect of radiation cooling enhanced by snow cover.

The bias of precipitation is indicated in Fig. 2b. The color shows the ratio of model to observation. White and light gray mean underestimate, while gray and dark gray indicate overestimate. The TERC-RAMS tends to underestimate precipitation in Shikoku, Kyushu, and Okinawa in Baiu-summer season, that is



Fig. 2 Biases of 20 year means of (a) simulated temperature and (b) simulated precipitation by TERC-RAMS. The bias of temperature is defined as the difference between the monthly mean temperature simulated by model and the one provided from observation. The bias of precipitation is a ratio of the monthly accumulated precipitation of model to the one provided from observation.

eguivalent to about half of the observations. This is because the model reproduces a relatively small amount of rain associated with the baiu rain band and typhoons.

The temperature bias has seasonal dependence, however the dependence of the bias on prefecture is small. In addition, the precipitation bias is small throughout Japan. Thus, the climatology estimated by model was able to reproduce the present climate, although the simulated results include the biases described above.

IV Future prediction of winter snow cover change

Fig. 3 shows the observed and simulated



Fig. 3 Observed and simulated snow cover at 24 JST on 28th February in the low snow-cover year (1993) and the high-snow cover year (2000); (a) and (b) observed by AMeDAS and (c) and (d) simulated by TERC-RAMS.

snow cover at 24 JST on 28th February in the low snow-cover year (1993) and the high snow-cover year (2000). The temperature in the low snow-cover year was $1 \sim 1.5^{\circ}$ C higher than the one in the high snow-cover year (Fig. 4). Snow cover depth of model was calculated from the water equivalent of the snow cover under the assumption that snow cover density is 300 kg/m³. In the low snow-cover year, snow cover

was distributed from Hokkaido to the Chugoku region, while the areas with snow cover of more than 100 cm are limited to part of Hokkaido, Tohoku, and Hokuriku (Fig. 3a). In the high snowcover year, the area with snow cover of more than 100 cm is widely distributed in the Sea of Japan side. The snow cover evaluated by the model is largely underestimated compared to AMeDAS, both in low and high snow-cover years. This is



Fig. 4 Seasonal averaged temperature in DJF in the low snow-cover year (1993) and the high snow-cover year (2000); (a) and (b) observed by AMeDAS and (c) and (d) simulated by TERC-RAMS. The plus signs in (a) and (b) indicate the stations with temperature more than 4℃.

because the 20km horizontal resolution of RAMS has a lower peak of elevation and cannot express detailed topography. The smooth topography makes the ratio of snow to rain decrease and the snow more soluble. However, RAMS can reproduce the characteristics of interannual variation in each year.

The difference of snow cover between the CTL run and PGW run is shown in Fig. 5, which

equals snow cover change in the 2070s compared with the 1990s. A decrease of snow cover is detected over a large area. The snow cover of the PGW-LS run (Fig. 5a) remains only in a part of Hokkaido. The PGW-HS run indicates snow cover in the high snow-cover year is distributed in Hokkaido, Aomori and Hokuriku, although snow cover in Honshu island is less than 10 cm and decreases about 50 cm from the CTL run.



Fig. 5 Snow cover in future climate of 2070s simulated in (a) PGW-LS, (b) PGW-HS, and snow cover change in (c) the low snow-cover year and (d) high snow-cover year.

The areas with snow cover in the 2070s (Figs. 5a and 5b) are confined to regions with an altitude higher than 500 m. This result agrees with that of Hara *et al.* (2008). However, the impact of global warming on the amount of snow cover (snow cover change from the CTL run to the PGW run) is extremely large compared to Hara *et al.* (2008). It is speculated that coarser horizontal resolution evaluates smaller snowfall, and smoother topography enhances melting of accumulated snow.

V Conclusion

This study conducted downscaling simulation of past climate in Japan during 20 years from 1985 to 2004, using the TERC-RAMS with a 20km horizontal resolution. The simulated temperature was higher than the observed one in summer season, while the temperature in winter was lower than observation. However, the bias of temperature in most areas was less than 1°C throughout year. Precipitation calculated by RAMS tended to overestimate, except for the summer rainfall in Kyushu and Okinawa. However, the simulated climatology could reproduce the past climate. The snow cover change in 2070s was estimated by using the pseudo global warming method with regard to the low and high snow-cover years. The RAMS is available to predict inter-annual variation of snow cover although the amount of calculated snow cover was lower than observation. The reason for this is that the topography of the model is smoother than the real topography and is thus unable to express detailed land shape. Our study suggested that coarse horizontal resolution and smooth topography in the model overestimate the impact of global warming on snow cover change.

Acknowledgments

This study was supported by the Global Environment Research Fund (S-5-3) of the Ministry of the Environment, Japan. The datasets used for this study are provided from the cooperative research project of the JRA-25 longterm reanalysis by Japan Meteorological Agency (JMA) and Central Research Institute of Electric Power Industry (CRIEPI).

References

- Arakawa, A. and Schubert, W.H. (1974): Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, 674-701.
- Avissar, R. and Pielke, R. A. (1989): A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Monthly Weather Review*, **117**, 2113-2136.
- Hara, M., Yoshikane, T., Kawase, H. and Kimura, F. (2008): Estimation of the impact of global warming on snow depth in Japan by the pseudo-global-warming method. *Hydrological Research Letters*, 2, 61-64.
- Iizumi, T., Yokozawa, M., Hayashi, Y. and Kimura, F. (2008): Climate change impact on rice insurance payouts in Japan. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 2265-2278.
- Inoue, T. and Kimura, F. (2007): Numerical experiments on fair-weather clouds forming over the urban area in northern Tokyo.

Scientific Online Letters on the Atmosphere, 3, 125-128.

- IPCC, (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- Japan Meteorological Agency, (2008): *Monitoring Report of Climate Change* 2008, 93p.
- Kawase, H., Yoshikane, T., Hara, M., Ailikun,
 B., Kimura, F. and Yasunari, T. (2008):
 Downscaling of the climatic change in the mei-yu rainband in East Asia by a pseudo climate simulation method. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 4, 73-76.
- Kimura, F. and Kitoh, A. (2007): Downscaling by pseudo global warming method. *The Final Report of ICCAP*, 43-46.
- Louis, J.-F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **17**, 187-202.
- Nakajima, T., Tsukamoto, M., Tsushima, Y., Numaguti, A. and Kimura, T. (2000):
 Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model. *Applied Optics*, **39**, 4869-4878.
- Okada, M., Iizumi, T., Nishimori, M. and Yokozawa, M. (2009): Mesh climate change data of Japan Ver. 2 for climate change impact assessments under IPCC SRES A1B and A2. *Journal of Agricultural Meteorology*, 65, 97-109.
- Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto,

T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N. and Taira, R. (2007): The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85**, 369-432.

- Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Tremback, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nicholls, M.E., Moran, M.D., Wesley, D.A., Lee, T.J. and Copeland, J.H. (1992): A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49, 69-91.
- Sato, T., Kimura, F. and Kitoh, A. (2007): Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model. *Journal of Hydrology*, 333, 144-154.
- Tanaka, K. (2008): Evaluation of 20km regional climate models' biases and statistical downscaling for water resources assessment: Interim Report 2007: Integrated Research on Climate Change Scenarios to Increase Public Awareness and Contribute to the Policy Process.
- Tremback, G.L. and Kessler, R. (1985): A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. *Preprints, 7th Conference on Numerical Weather Prediction*, 17-20 June 1985, Montreal, Canada, AMS.
- Walko, R.L., Tremback, C.J., Pielke, R.A. and Cotton, W.R. (1995): An interactive nesting algorithm for stretched grids and variable nesting ratios. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 994-999.

(2009年6月22日受付, 2009年9月18日受理)

八重山諸島・黒島および竹富島に分布する琉球石灰岩の 物理・力学的性質

Physical and Mechanical Properties of Ryukyu Limestone in Kuro-shima and Taketomi-jima in Yaeyama Islands, Okinawa, Japan

小暮 哲也*

Tetsuya KOGURE*

I はじめに

琉球石灰岩は第四紀更新世に形成され、琉球列 島を構成する主要な岩石として広く分布する. そ のため、土木や応用地質などの分野において琉球 石灰岩の物性についての情報が必要となることが 多く、いくつかの研究が行われている(たとえ ば,新城·中村, 1975; Maekado, 1989; Maekado, 1991: 小暮ほか、2005: Kogure et al., 2006)、特に、 Kogure et al. (2006) は、沖縄島の琉球石灰岩に は強度の寸法効果が存在することを示し、その寸 法効果を加味した数メートル~数十メートルの大 きさの岩塊の強度に関する推定式を提案してい る、この式は、たとえば高さが数メートル以上の 海食崖などのように、直接強度を測定することが できないほど大きな対象物の強度を推定する際に 利用できる、しかし、この式を用いて沖縄島以外 の琉球石灰岩の強度を推定するためには、それぞ れの現地の琉球石灰岩の強度や密度が、沖縄島の 琉球石灰岩の物性値とほぼ同じである必要があ る.現在,琉球列島の主要な(大規模な)島にお ける琉球石灰岩の物性が明らかにされつつあり、 沖縄島、宮古島、石垣島における琉球石灰岩の物 性はほぼ等しいことがわかってきた(たとえば、

新城・中村, 1975).

近年,琉球列島において津波による崖の崩壊の 可能性が指摘され,小規模な島においても安定解 析を行うために琉球石灰岩の物理・力学的性質 に関するデータが必要となる場面が増えている (たとえば Kogure and Matsukura., in press). しかし,小規模な島々に分布する琉球石灰岩の 物性については情報が全くないため,Kogure *et al.* (2006)の式が適用可能であるかの判断も困難 である.そこで本研究では,これまで情報がな かった琉球列島の小規模な島々に分布する琉球石 灰岩の物性を調べるため,八重山諸島の黒島およ び竹富島を選び,それらの島々の琉球石灰岩の物 理・力学試験を行った.

|| 供試体の採取・整形および物理的性質

八重山諸島は,石西礁湖と呼ばれる水深 20 m 以浅の大サンゴ群集を挟むように東西に位置する 石垣島および西表島と,石西礁湖に囲まれた小浜 島・竹富島・黒島などの中・小規模な島々から構 成されている.石垣島の琉球石灰岩については, 前述したように,その物理・力学的諸性質が沖縄 島や宮古島の琉球石灰岩の値と等しいことが新 城・中村(1975)によって示されている. 黒島お よび竹富島は島の大部分が琉球石灰岩からなり, 海岸には琉球石灰岩からなる海食崖が発達してい る.海食崖にはしばしば崩壊の跡が見られ,崖の 前面や周囲には崖を構成していた琉球石灰岩の岩 塊が点在している.そこで,これらの岩塊の中か ら適度な大きさのものを選び,試験用に採取し た.粉砕した岩石の密度をピクノメータによって 測定する「土粒子の密度試験(JIS A 1202)」に よって,真比重を測定したところ,黒島・竹富島 の岩石ともに 2.70 であった.

岩石の一軸圧縮試験および圧裂引張試験は以下 のようにして行った.岩塊はそれぞれの試験用に 円柱の供試体に整形され,その寸法は一軸圧縮試 験用では直径 70 mm,高さ 35 mm,圧裂引張試 験用では直径・高さともに 35 mm とした(第1 図).供試体は,黒島の岩石から一軸圧縮・圧裂 引張試験用に 12 本(第1表中 K1-K12 および第 2表中 k1-k12)作成し,竹富島の岩石から一軸 圧縮試験用に 12本(第1表中 T1-T12),圧裂引 張試験用に 11本(第2表中 t1-t11)作成した.

ー軸圧縮試験用供試体を用いて計測した物理・ 力学的性質を第1表にまとめた.測定項目は,密



第1図 試験に用いた供試体

度,間隙率,弾性波速度である.間隙率は、真比 重と密度の値を用いて計算した。また、弾性波速 度の測定には、超音波式品質試験機パンジットプ ラスを用いた.黒島および竹富島から採取した 一軸圧縮試験用供試体の物理的性質は、密度が それぞれ 2.23-2.44 Mg/m³ (平均: 2.35 Mg/m³). 2.25-2.36 Mg/m³ (平均:2.30 Mg/m³). 間隙率が 9.8-17.4% (平均:13.1%), 12.8-16.7% (平均: 14.8%)、そして弾性波速度が 4.7-5.7 km/s(平 均:5.4 km/s). 4.9-5.2 km/s (平均:5.1 km/s) であった. データのばらつきは竹富島の琉球石灰 岩の方がやや小さいものの。両島の石灰岩の物性 値には大きな差は認められない. 同様に. 圧裂引 張試験用の供試体を用いて計測した密度および間 隙率を第2表にまとめた. 黒島および竹富島の岩 石の密度はそれぞれ 2.29-2.44 Mg/m³(平均: 2.37 Mg/m³), 2.14-2.38 Mg/m³ (平均: 2.26 Mg/m³), 間隙率は 9.8-15.1% (平均: 12.2%), 12.0-20.7% (平均:16.1%)であり、一軸圧縮試験用の供試 体の値にほぼ等しかった. なお. 圧裂引張試験用 供試体の弾性波速度の測定は行っていない.

ー軸圧縮試験および圧裂引張試験には,前川試 験機製作所の油圧式 MS 型耐圧試験機(MS-20-c 型,最大圧縮荷重容量 20 t)を使用した.この試 験機は手動制御方式であり,載荷速度をコント ロールすることができない.そこで圧縮をする 際には,個々の試験ごとに加圧速度がなるべく 一定になるように試験を行った.その結果,竹 富島の岩石を用いた一軸圧縮試験では載荷速度 が 0.08-0.16 MPa/s,圧裂引張試験では 0.02-0.05 MPa/s であった.黒島の岩石を用いた試験では 載荷速度は測定されていない.

Ⅲ 圧縮強度と引張強度の試験結果および 過去の試験結果との比較

ー軸圧縮試験の結果を第1表に, 圧裂引張試 験の結果を第2表に示す. 一軸圧縮強度は黒島・

No.	Diameter	Height	Weight	Density	Porosity	Longitudinal wave velocity	Uniaxial compressive strength
	mm	mm	g	Mg/m ³	%	km/s	MPa
Kuro-shima							
K1	35	71	154.4	2.33	13.8	5.4	17.9
K2	35	71	156.1	2.34	13.3	5.3	23.8
K3	35	71	158.4	2.38	11.9	5.5	18.8
K4	35	69	150.2	2.32	14.2	5.3	24.1
K5	35	70	157.1	2.39	11.4	5.3	29.4
K6	35	69	156.0	2.43	10.0	5.5	37.9
K7	35	68	149.2	2.34	13.4	5.5	22.6
K8	35	70	158.6	2.44	9.8	5.7	34.1
K9	35	70	152.5	2.32	14.2	5.5	16.4
K10	35	70	157.0	2.37	12.2	5.4	23.5
K11	35	66	138.4	2.23	17.4	4.7	5.4
K12	35	70	149.4	2.28	15.6	5.2	11.2
Max.	35	71	158.6	2.44	17.4	5.7	37.9
Min.	35	66	138.4	2.23	9.8	4.7	5.4
Average	35	70	153.1	2.35	13.1	5.4	22.1
SD*	0.04	1.5	5.7	0.06	2.2	0.2	9.1
Taketomi-jim	a						
T1	35	69	146.1	2.25	16.7	4.9	18.0
T2	35	70	152.4	2.34	13.5	5.2	24.5
Т3	35	70	148.1	2.26	16.3	5.0	10.6
T4	35	70	153.2	2.35	13.0	5.2	22.6
T5	35	70	155.3	2.36	12.8	5.1	22.9
Т6	35	70	152.0	2.31	14.5	5.1	18.1
Τ7	35	70	147.8	2.27	16.1	5.0	24.4
Т8	35	70	150.4	2.29	15.1	5.2	23.0
Т9	35	70	152.5	2.32	14.2	5.2	21.2
T10	35	70	148.8	2.28	15.6	5.1	24.2
T11	35	70	149.9	2.29	15.1	5.2	26.1
T12	35	69	148.0	2.29	15.0	5.1	18.8
Max.	35	70	155.3	2.36	16.7	5.2	26.1
Min.	35	69	146.1	2.25	12.8	4.9	10.6
Average	35	70	150.4	2.30	14.8	5.1	21.2
SD*	0.00	0.4	2.7	0.03	1.3	0.1	4.3

第1表 一軸圧縮試験用供試体の物理・力学的性質

* Standard deviation

竹富島それぞれの岩石について 5.4-37.9 MPa (平均: 22.1 MPa), 10.6-26.1 MPa (平均: 21.2 MPa) であった. また, 圧裂引張強度はそれぞ れ 3.0-7.3 MPa (平均: 5.4 MPa), 2.1-7.3 MPa (平 均: 4.2 MPa) であった. 一軸圧縮強度について は、竹富島の岩石の方がばらつきは小さいもの の、平均値はほとんど変わらず、圧裂引張強度は 両島の岩石でばらつき・平均値ともほぼ等しい. 一軸圧縮強度および圧裂引張強度についてt検定 を行った結果、有意水準5%で差がないことが示

No.	Diameter	Height	Weight	Density	Porosity	Tensile strength
	mm	mm	g	Mg/m ³	%	MPa
Kuro-shima						
k1	35	35	78.2	2.42	10.5	5.2
k2	35	35	80.5	2.44	9.8	7.3
k3	35	34	78.3	2.43	10.2	6.4
k4	35	35	74.9	2.31	14.3	5.4
k5	35	35	78.1	2.37	12.0	6.4
k6	35	34	74.8	2.32	14.2	3.0
k7	35	35	78.0	2.37	12.2	3.3
k8	35	35	78.7	2.41	10.7	6.4
k9	35	35	78.0	2.39	11.3	6.8
k10	35	35	78.0	2.36	12.6	5.2
k11	35	34	72.7	2.29	15.1	4.5
k12	35	34	74.1	2.33	13.7	4.9
Max.	35	35	80.5	2.44	15.1	7.3
Min.	35	34	72.7	2.29	9.8	3.0
Average	35	35	77.0	2.37	12.2	5.4
SD*	0.00	0.5	2.3	0.05	1.8	1.4
Taketomi-jim	a					
t1	35	34	73.5	2.29	15.2	4.3
t2	35	35	70.5	2.18	19.4	2.6
t3	35	34	70.1	2.18	19.2	3.2
t4	35	36	75.2	2.24	17.1	4.3
t5	35	35	69.2	2.14	20.7	2.1
t6	35	36	75.3	2.23	17.3	3.4
t7	35	34	73.9	2.35	13.1	7.3
t8	35	34	74.1	2.31	14.5	3.9
t9	35	35	74.5	2.27	15.8	3.4
t10	35	34	76.5	2.38	12.0	6.3
t11	35	34	74.7	2.35	12.9	5.7
	25	26		2 20	20 5	5.0
Max.	35	36	76.5	2.38	20.7	7.3
Min.	35	34	69.2	2.14	12.0	2.1
Average	35	35	73.4	2.26	16.1	4.2
SD*	0.00	0.7	2.4	0.08	2.9	1.6

第2表 圧裂引張試験用供試体の物理・力学的性質

* Standard deviation

された.したがって,黒島および竹富島に分布す る琉球石灰岩の力学的性質はほぼ等しいと考えら れる.

今回の試験結果を、従来報告されている他の 試験結果とともに第3表にまとめた。一軸圧縮 強度については、新城・中村(1975)とKogure *et al.* (2006) がそれぞれ試験を行っているが、 強度のばらつきの幅は今回の試験結果より大き い.これは、試験に多くの供試体を用いているこ とが原因であると考えられる.また、Kogure et al. (2006)の場合は大きさの異なる供試体、特に、 小さい供試体(縦横10mm、高さ20mmの角柱) を用いて試験を行っており、このことが最大値を 大きくし、ひいてはデータのばらつきを大きくす

Sampling	Specimen	i. U	Number of	Bulk	density, Mg	/m ³	UC	S or St, MPa		J
locations	shape	AZIC	specimens	Range	Average	SD^{a}	Range	Average	SD^{a}	Kelerence
Uniaxial compressive :	strength (UCS)									
Okinawa, Miyako and Ishigaki Island	Cylinder	Diameter, 50 mm Height, 100 –120 mm	74	1.89–2.56	I	I	6.1-59.2	I	I	Shinjo and Nakamura (1975)
Okinawa Island	Square pillar	Side length, 10–100 mm Height, 20–200 mm	50	1.72-2.45	2.17	0.17	3.5-61.3	25.5	16.1	Kogure <i>et al.</i> (2006)
Kuro-shima	Cylinder	Diameter, 35 mm Height, 70 mm	12	2.23-2.44	2.35	0.06	5.4-37.9	22.1	9.1	Present study
Taketomi-jima	Cylinder	Diameter, 35 mm Height, 70 mm	12	2.25-2.36	2.30	0.03	10.6-26.1	21.2	4.3	Present study
Tensile strength (S.)										
Okinawa Island	Cylinder	Diameter, 30 mm Height, 30 mm	4	I	2.1	I	3.3-4.0	3.9	I	Maekado (1991)
Kuro-shima	Cylinder	Diameter, 35 mm Height, 35 mm	12	2.29-2.44	2.37	0.05	3.0-7.3	5.4	1.4	Present study
Taketomi-jima	Cylinder	Diameter, 35 mm Height, 35 mm	11	2.14-2.38	2.26	0.08	2.1-7.3	4.2	1.6	Present study
^a Standard deviation										

第3表 試験結果と既存の研究結果との比較

る原因となっている可能性がある.しかし,強度 の平均値を見ると,Kogure et al. (2006)の試験 結果と今回の試験結果に大きな差は認められず, このことから沖縄島と黒島・竹富島に分布する琉 球石灰岩の強度はほぼ等しいと言える.引張強度 については,Maekado (1991)が沖縄島の琉球 石灰岩からなる直径・高さが 30 mmの円柱供試 体を用いて圧裂引張試験を行い,3.9 MPa という 平均値を得ている.この値は今回の圧裂引張試験 の結果とほぼ等しいことから,圧縮強度と同様 に,琉球石灰岩の引張強度も黒島・竹富島と沖縄 島とでほぼ等しいと考えられる.

引張強度に対する圧縮強度の比である脆性度が 大きいほど、破壊時の変形が小さい脆性破壊を起 こし、小さいほど破壊時の変形が大きい延性破壊 を起こす.一般的には岩石の脆性度は5-25の範 囲にばらつき、平均としては10前後をとる(松 倉、2008, p.59).今回の試験により得られた圧縮 強度および引張強度の平均値を用いて脆性度を計 算すると、黒島の琉球石灰岩の脆性度は4.1、竹 富島の岩石では5.0となった.したがって、黒島・ 竹富島の琉球石灰岩は他の一般的な岩石と比較し てかなり小さな脆性度を示している.これは沖縄 島の琉球石灰岩の物性について述べている小暮ほ か(2005)の報告と一致する.

Ⅳ まとめ

今回の試験結果をまとめると、以下のようにな る. 黒島および竹富島に分布する琉球石灰岩の物 理・力学的性質はほぼ等しい. また、従来報告さ れている試験結果と比較すると、黒島・竹富島の 琉球石灰岩の物理・力学的性質は、沖縄島・宮古 島・石垣島に分布する琉球石灰岩ともほぼ等しい と考えられる. したがって、黒島・竹富島におけ る琉球石灰岩の強度に関する寸法効果の推定に は、Kogure *et al.* (2006) が提示した式を適用す ることができると考えられる. 今回の調査によって、小規模な島々に分布する 琉球石灰岩であっても、物理・力学的性質は沖縄 島など規模の大きな島々の琉球石灰岩とほぼ等し いことがわかった.今後、琉球石灰岩の物性につ いての情報がない島において強度の情報が必要 となる場合には、その島で採取した岩石を用い て試験を行うことが最善の方法であろう.しか し、もしそのような試験が困難である場合には、 Kogure *et al.* (2006)が示した式を適用すること により、おおよその値を知ることができるのでは ないかと思われる.

謝辞

本研究を行うに際し, 平成 19 年度笹川科学研 究助成の一部を使用した.

文献

- 小暮哲也・青木 久・前門 晃・松倉公憲 (2005):琉球石灰岩の一軸圧縮強度に与える 寸法効果と岩石物性の影響.応用地質,46, 2-8.
- 新城俊也・中村一幸(1975): 琉球石灰岩の圧縮 強度について.琉球大学農学部学術報告, 22, 269-277.
- 松倉公憲 (2008):「山崩れ・地すべりの力学 地 形プロセス学入門」筑波大学出版会, 162p.
- Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T. and Matsukura, Y. (2006): Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan. *Geomorphology*, **80**, 236-244.
- Kogure, T. and Matsukura, Y. (in press): Critical notch depths for failure of coastal limestone cliffs: Case study at Kuro-shima Island, Okinawa, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*.

- Maekado, A. (1989): Some physical and mechanical properties of the limestones in Okinawa island. *Bulletin of the Okinawa Geographical Society*, **2**, 29-33.
- 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.

(2009年5月29日受付, 2009年8月18日受理)

喜界島の台座岩に載る巨礫の¹⁴C年代: 巨礫の供給源に関する予察的研究

Preliminary Report of ¹⁴C Dating of the Limestone Boulders on Pedestals Developing on the Uplifted Marine Terraces at Kikai-jima

若狭 幸^{*}・前門 晃^{**}・青木 久^{***}・
 小暮 哲也^{****}・松崎 浩之^{*****}・松倉 公憲^{******}

Sachi WAKASA^{*}, Akira MAEKADO^{**}, Hisashi AOKI^{***}, Tetsuya KOGURE^{****}, Hiroyuki MATSUZAKI^{*****} and Yukinori MATSUKURA^{******}

I はじめに

従来の「台座岩(ペデスタル:pedestals ある いは pedestal rocks) 」は、更新世の最終氷期の 最拡大期に氷河によって削られた石灰岩ペーブ メントの上に、迷子石 (erratics) の保護のもと で溶解され残されたものの報告がほとんどであっ た (たとえば, Williams, 1966; Sweeting, 1966; Peterson, 1982 など). そのような台座岩におい ては、その高さが解氷以降現在までの時間に、そ の周辺の石灰岩が溶解された分に相当することに なる. 従って、この高さを解氷以降の時間で除す ることにより、平均地表面低下速度(溶解速度) が計算される、これに対し、松倉ほか(2005)お よび Matsukura et al. (2007) は、このような迷 子石の下部に形成される台座岩とは異なる種類の 台座岩を報告した、すなわち、喜界島の隆起サン ゴ礁からなる海成段丘上に形成されている台座岩 を報告し、台座岩の高さと段丘の離水年代とか ら、段丘の平均地表面低下速度を 205 mm/ky と

- ** 琉球大学法文学部
- *** 大東文化大学経営学部

推定した. この速度は, たとえばイングランドの 石灰岩ペーブメントの低下速度(Williams, 1966; Sweeting, 1966 などが報告した 42 mm/ky) より 4 倍も速い.

迷子石の岩塊は石灰岩以外の岩質であるが、喜 界島の台座岩に載る岩塊(一辺が数メートルを超 えるような大きなものであることと、迷子石の岩 塊と区別するため、以降は「巨礫」と呼ぶ)は、 台座岩を構成する隆起サンゴ礁と同じ石灰岩の岩 質である.従って、周囲が溶解するのと同様に巨 礫自身も溶解しているはずであるが、その巨礫は その大きさから、下部の台座岩を充分に保護する ことができる. ところで、このような巨礫はいっ たいどこからどのようなプロセスで隆起サンゴ礁 上に置かれたのであろうか. 琉球列島の幾つかの 島では、海岸や内陸を問わず、 喜界島の巨礫と同 様な石灰岩の巨礫が多数存在することが知られて おり、その多くは津波石とされている(たとえ ば、河名、1996). しかし、喜界島の巨礫に関す る報告は少なく、それらが津波石かどうかの議論

**** 筑波大学陸域環境研究センター

****** 東京大学工学研究科

****** 筑波大学大学院生命環境科学研究科

^{*} 共立女子大学国際学部

はされていない. そこで, 我々はこの問題にアプ ローチしてみようと考えた. そのアプローチの方 法は, 従来の津波石の議論と同様に, 巨礫の運搬 プロセスを議論するための一つの情報を得るため に, 放射性炭素年代法を用いた巨礫の年代測定を おこなうというものである. その結果, 巨礫と台 座岩について, それぞれ幾つかの年代値が得られ たので, 本稿ではそれらを簡単に報告することに する. 本稿はデータの提示を主目的にしており, 考察は予察的なものである. 年代値の詳細な吟味 や, 巨礫の供給源や運搬プロセスについての考察 は, 稿を改めて行う予定である.

II 喜界島の地形地質概観

喜界島(第1図)は琉球列島の中でもとりわ け琉球海溝側に位置していることから,過去13 万年の平均隆起速度が1.7 m/kyと琉球列島の他 の島より一桁大きい(たとえば,Konishi et al., 1974). このような活発な隆起運動がそれ以降の 完新世まで継続してきたため,完新世サンゴ礁段 丘が島を縁取るように発達している.それらの隆 起サンゴ礁は第四紀石灰岩からなり,地形・地 質・形成年代に関する研究が多数積み重ねられて
きた(たとえば、中田ほか、1978;太田ほか、
1978;佐々木ほか、1998).その結果、喜界島の
北東部に位置する志戸桶北海岸においては、高
度11 m以下に4つの段丘が認められている(第
1 図).それぞれの段丘の高度、段丘を構成する
サンゴの年代、段丘離水年代は高位のものから
順に以下のように示されている(佐々木ほか、
1998).

- I 面:高度約11 m, サンゴの年代 6.89 ~ 7.76 ka,段丘離水年代不明
- Ⅱ面:高度約 5.0 ~ 3.5 m, サンゴの年代 3.91 ~ 7.22 ka,段丘離水年代 5.1 ~ 4.0 ka
- Ⅲ面:高度約 3.8 ~ 1.5 m, サンゴの年代 3.96 ~
 4.65 ka,段丘離水年代 2.9 ~ 2.6 ka
- IV面:高度約 1.2 m 以下,サンゴの年代 1.53 ~ 8.07 ka,段丘離水年代不明

また,同様に隆起サンゴ礁のサンゴの年代を計 測した太田ほか(1978)によれば,I面,Ⅱ面, Ⅲ面の離水は,それぞれ 6.0 ka, 3.7 ka, 3.0 ka と されている.

調査した台座岩の存在する地域は, I面に位置 する志戸桶と花良治, Ⅱ面の末吉神社, Ⅲ面の阿



第1図 試料採取地点の位置(Matsukura et al., 2007のFig. 1を引用)

伝の4地域である(第1図).

これら完新世の隆起サンゴ礁の背後(陸側)に は、琉球石灰岩からなる完新世以前に離水した海 食崖(段丘崖)がみられる、崖の比高は島の東部 北の志戸桶では約15m. 島の東部中央の阿伝付 近では約150m. 島の東部南の上嘉鉄では約40 mほどである、志戸桶から阿伝の間は、南にい くほど崖の比高は大きくなり、阿伝から上嘉鉄の 間は南に行くほど崖の比高は逆に小さくなるとい う傾向が見られる、島の東部中央の阿伝、花良 治. 浦原にある崖は. 百之台層 (125×10³ v. B. P. Konishi et al., 1974; 220 ~ 300 × 10³ y. B. P. およ び 300 × 10³ v. B. P., 木崎ほか, 1984)の石灰岩か らなり、百之台層の下には鮮新統の島尻層群早町 層(Huang, 1966)の泥岩層が続いている。志戸 桶,上嘉鉄にある崖は湾層(約6万年,木崎ほか, 1984)の石灰岩からなり、湾層の下に島尻層群早 町層の泥岩層が続いている(木崎, 1985).

III 試料の採取および放射性炭素年代測定の方法

サンゴ礁質石灰岩は、炭酸カルシウム(CaCO₃) から構成されるため、岩石中の炭素の同位体比 (¹⁴C/¹²C) を測定することにより、放射性炭素年 代(¹⁴C年代)が計算できる.そこで.それぞ れの台座岩と巨礫から石灰岩試料を採取した. Matsukura *et al.* (2007) では I 面上で 14 個. II 面上で2個,Ⅲ面上で6個の台座岩(あるいはそ の上部の巨礫)の存在が確認されている。本研究 ではそのうち、Ⅰ面で7個、Ⅱ面で2個、Ⅲ面 で2個の巨礫から試料を採取した. 巨礫での試料 採取にあたっては、サンゴの成長方向がわかるも のについては、できるだけ上部に相当する部分か らの採取を心がけた. あわせてそれら巨礫の下部 の台座岩からも試料を採取して分析対象とした. 台座岩の試料採取は、できるだけ台座の上部面 に近いところで行った. 試料採取地点の番号は Matsukura et al. (2007) の Table 1 に提示したも のと同じとし、その中で、巨礫を B (Boulder の 頭文字)、台座岩を P (Pedestal の頭文字)とし て区別してある(第1表).また、背後の海食崖 である百之台に露出している石灰岩層からも試料 を採取した.試料の採取はサンゴの組織が良く保 存されている部分を選択して行った¹⁾.

サンゴ試料の前処理は、国立歴史民俗博物館で 行った.ただし、第1表の*印で示す試料、すな わち、9-B、9-P、15-B-2、15-P-1、16-B-1、16-P-2、 17-P-2、19-B、19-Pについては、株式会社パレオ ラボに委託した.いずれの試料も塩酸により表面 を洗浄した後、試料をリン酸分解もしくは燃焼さ せて二酸化炭素を発生させ、鉄触媒(鉄粉)で還 元して炭素試料、すなわちグラファイト試料を精 製した.二酸化炭素と同時に発生する他の気体 は、凝結温度の差異を利用し、真空ラインを用い て除去した.グラファイトは鉄粉と共に加速器質 量分析 (Accelerator Mass Spectrometry; AMS) 用のカソードにプレスし、AMS用の試料とした.

AMS には、東京大学工学系研究科タンデム加 速器研究施設のタンデム型加速器を用いた.前述 の*印の試料については、前処理と同様に株式会 社パレオラボに分析を委託した.AMS では放射 性同位体である¹⁴C と安定同位体である¹²C の同 位体比を測定した.

Ⅳ 結果および若干の考察

得られた同位体比から求めた¹⁴C年代値を第1 表に示す.最初に,百之台の試料の年代をみてみ よう.²³⁰Thや²³¹Paによって見積もられている百 之台層の年代(125~300 ka)は,¹⁴C年代の対 象としては測定限界(~65 ka)を超えており, 本来は年代測定不能であるが,得られた値は33 ~42 kaであった.しかし,これは,試料の存在 していた環境中からの若い炭素の混入,あるい は,試料精製中での現代炭素による汚染などによ

第1表	¹⁴ C年代測定値一覧(Site No.は Matsukura et al., 2007の Table 1の Site
	No. と合わせてある. Sample No. の*印のついたものは、株式会社パレオ
	ラボへ依頼の分析値である. その他の試料は東京大学タンデム加速器にお
	いて分析されたものである)

Site No.*	Sample No	Terrace	Location	$^{14}C age (yrBP \pm 1\sigma)$
1	1-B	Ι	Shitooke	$20,124 \pm 91$
1	1-P	Ι	Shitooke	$27,529 \pm 149$
2	2-В	Ι	Shitooke	$32,087 \pm 200$
2	2-P	Ι	Shitooke	8,674 ± 57
4	4-B-1	Ι	Shitooke	$19,850 \pm 272$
4	4-B-2	Ι	Shitooke	$20,008 \pm 88$
4	4-P-1	Ι	Shitooke	$6,193 \pm 55$
4	4-P-2	Ι	Shitooke	$6,686 \pm 51$
4	4-P-3	Ι	Shitooke	$6,205 \pm 74$
5	5-B	Ι	Keraji	$2,227 \pm 46$
5	5-P	Ι	Keraji	$29,593 \pm 167$
6	6-B	Ι	Keraji	$2,905 \pm 164$
9	9-B*	Ι	Keraji	$24,400 \pm 90$
9	9-P*	Ι	Keraji	$5,075 \pm 30$
12	12-P-1	Ι	Keraji	$5,076 \pm 79$
12	12-P-2	Ι	Keraji	$5,286 \pm 66$
15	15-B-1	I	Sueyoshi-shrine	$19,671 \pm 283$
15	15-B-2*	I	Sueyoshi-shrine	$32,950 \pm 16$
15	15-P-1*	Π	Sueyoshi-shrine	$4,405 \pm 25$
15	15-P-2	II	Sueyoshi-shrine	$4,535 \pm 37$
16	16-B-1*	I	Sueyoshi-shrine	$29,030 \pm 110$
16	16-B-2	I	Sueyoshi-shrine	$16,763 \pm 95$
16	16-P-1	Π	Sueyoshi-shrine	$5,525 \pm 81$
16	16-P-2*	II	Sueyoshi-shrine	$4,830 \pm 25$
17	17-B-1	III	Aden	$31,444 \pm 193$
17	17-B-2	III	Aden	$40,902 \pm 449$
17	17-P-1	III	Aden	$4,173 \pm 52$
17	17-P-2*	III	Aden	$3,270 \pm 25$
19	19-B*	III	Aden	$37,970 \pm 23$
19	19-P*	III	Aden	$4,090 \pm 24$
-	H-1	Cliff behind terrace	Hyaku-no-dai	$33,475 \pm 229$
-	H-2	Cliff behind terrace	Hyaku-no-dai	$42,242 \pm 496$
-	H-3	Cliff behind terrace	Hyaku-no-dai	$39,840 \pm 431$

るものと考えられる.ここでは,完新世段丘面よ り十分古い年代が出たことを重要視すべきであろう.今後,他の年代法を用いた再検証が必要である.

次に、台座岩で得られた年代値をみると、Ⅲ面 の年代値は 3.3 ~ 4.2 ka の範囲をとる。同様にⅡ 面の試料は 4.4 ~ 5.4 ka の範囲をとる。また、 I 面の試料は 5.1 ~ 29.6 ka のかなり大きな範囲を とる。台座岩の年代値は、Ⅲ面、Ⅱ面、Ι面の順 に徐々に古い値となる. I 面の試料は, 5.1~8.7 ka と 28.5 ~ 29.6 ka とオーダーの異なる 2 つの グループに分かれる. 後者の約 3 万年前という年 代を除くと, 各段丘面における台座岩の値は, 前 述した佐々木ほか(1998)で得られた各段丘面で のサンゴの年代とほぼ同様の傾向を示している. 従ってこれらの値はそれぞれの段丘の離水直前の 年代を表していると考えられる. なお, I 面の 3 万年前という年代(試料番号 1-P と 5-P)が何を
示すのかは不明である.

最後に、台座岩に載る巨礫の年代値をみてみよう. 地点5の巨礫が2.2 ka という値を示している. この値は、段丘 I 面が離水した年代(6 ka) より新しい. 従って、この巨礫は津波によってその当時のリーフ・エッジが破壊され運搬されたものである可能性が高い. しかし、これ以外の巨礫の年代値は、すべて16.7~40.9 kaの範囲内に入っており、台座岩の年代値よりはるかに古く、しかも百之台層の年代に近い. このことは、巨礫のほとんどは津波石というよりは、百之台の崖からの崩落等によって供給された物質である可能性が高いことを示唆しているものと考えられる. この場合も ¹⁴C 年代測定の測定限界に入っている結果があるので再検討が必要である.

なお、厳密には海洋生物であるサンゴの¹⁴C年 代値には海洋リザバー効果の影響を加味する必要 があり、さらに、¹⁴C年代値は暦年代較正を行う 必要がある.しかし、これらの較正により年代値 は数百年変更されるのみである.今回の議論にお いては、明らかに台座岩と巨礫の年代値の差異が 見られていることから、これらの較正は議論には 影響しないと考えられる.

V おわりに

喜界島に存在する台座岩とその上に載る巨礫の 幾つかについて、それらの¹⁴C年代測定を行った. その結果、台座岩の年代値は、周辺の完新世段丘 の離水時期とほぼ同時期であった.また、台座岩 の上に載る巨礫については、津波石の可能性があ るのは一ヵ所だけであり、多くの巨礫は背後の崖 から供給されたものではないかと考えられた.し かし、台座岩の中の年代値の大きなものや、巨礫 の中でのサンゴの成長速度や成長方向の吟味な ど、考慮すべき問題も数多く残されており、更な る検討が必要である.また、¹⁴C年代測定の測定 限界を超えると考えられる試料については、他の 年代法を用いた年代の再検証が必要であろう.

謝辞

本研究を行うに際し、日本学術振興会・科学 研究費の基盤研究B(課題番号16300292および 19300305,研究代表者はいずれも松倉公憲)と基 盤研究C(課題番号14580103研究代表者・前門 晃),および琉球大学平成19年度中期計画実現 推進経費(研究代表者・廣瀬 孝)を使用した.

注

 サンゴの組織が保存されていない場合、その 岩石は雨水などにより一度溶解され、二次的 に石灰化が起こっている可能性があり、その 場合、現世の炭素が混入してしまい正確なサ ンゴの死滅時期を特定できなくなる。

文献

- 太田陽子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大 村明雄(1978):琉球列島喜界島の完新世海 成段丘:完新世海面変化研究へのアプロー チ,地理学評論, **51**, 109-130.
- 河名俊男(1996):琉球列島北部周辺海域における後期完新世の津波特性.地学雑誌, 105, 520-525.
- 木崎甲子郎・古川博恭・平良初男・大出 茂 (1984):琉球石灰岩の年代測定.琉球大学理 学部紀要, **37**, 29-41.
- 木崎甲子郎編 (1985):「琉球弧の地質誌」278 p. 沖縄タイムス社, 那覇.
- 佐々木圭一・大村明雄・太田陽子・村瀬 隆・吾 妻 崇・小林真弓・伊倉久美子(1998):南 西諸島喜界島の志戸桶北海岸における完新世 海退性サンゴ礁段丘の形成.第四紀研究, 37,349-360.

- 中田 高・高橋達郎・木庭元晴(1978): 琉球列 島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動. 地理学評論, **51**, 87-108.
- 松倉公憲・前門 晃・廣瀬 孝・青木 久・小暮 哲也 (2005): 台座岩から推定される石灰岩 地表面の溶解による低下速度: 喜界島におけ る一例. 筑波大学陸域環境研究センター報 告, 6, 17-21.
- Huang, T. (1966): Planktonic foraminifera from the Somachi Formation, Kikai-jima, Kagoshima Prefecture, Japan. *Transactions* and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, New Series, 62, 217-233.
- Konishi, K., Omura, A. and Nakamichi, O. (1974): Radiometric coral age and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands. *Proceedings of the* 2nd International Coral Reef Symposium, 2, 595-613.

Matsukura, Y., Maekado, A., Aoki, H., Kogure,

T. and Kitano, Y. (2007): Surface lowering rates of uplifted limestone terraces estimated from the height of pedestals on a subtropical island of Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, 1110-1115.

- Peterson, J. A. (1982): Limestone pedestals and denudation estimates from Mt Jaya, Irian Jaya. Australian Geographer, 15, 170-173.
- Sweeting, M. M. (1966): The weathering of limestones. With particular reference to the Carboniferous Limestones of northern England. In Dury, D. H. ed. *Essays in Geomorphology*, 177-210. London, Heinemann.
- Williams, P. W. (1966): Limestone pavements with special reference to western Ireland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 40, 155-172.

(2009年7月14日受付, 2009年8月18日受理)

小規模なヒートアイランドにおける力学的混合効果に関する観測

Observational Study on Effect of Dynamical Mixing over Small Scale Heat Island

野林 暁*·林 陽生**

Akira NOBAYASHI* and Yousay HAYASHI**

Ι はじめに

都市の気温が郊外に比べて上昇する現象は, ヒートアイランド現象として知られ,風の弱い 晴天夜間に顕著になることが知られている(Oke and Maxwell, 1975).一般に都市域では,人工排 熱による加熱効果や建物による空気力学的な混合 効果が要因となり,ヒートアイランドが形成され る(Roth, 2000).また,晴天夜間には郊外で放 射冷却が起こり低温になり接地逆転層が発達する ことから,放射冷却の強さは風速と同様にヒート アイランド形成要因の一つとして議論されてきた (田宮・武藤, 1974).

都市域を構成する建物群落は、人工排熱源でも あり力学的混合を引き起こす粗度要素でもある. 高橋ほか(1981)は、Lettau(1969)が提唱した 建物の底面積と平均高度の比から求めた幾何学的 粗度長を用いて岐阜県大垣市の粗度長分布を求 め、最低気温時のヒートアイランドの中心域と粗 度長が大きい地域が一致することを示した.また Myrup(1969)は、都市に熱が蓄積する機構につ いて熱力学的なモデルを考え数値実験を行い、空 気力学的粗度が増大すると最低気温が高くなるこ とを示した.一方、林・田口(1983)は、Lettau (1969)が示した幾何学的な粗度長に関し、風速 変化に伴う空気力学的な効果の変化を考慮する重 要性を示した.

こうした研究を背景に、田宮・大山(1981)は、 ヒートアイランド強度と郊外における温位の鉛直 勾配の相関が高いことから、力学的混合による逆 転層破壊によりヒートアイランドが形成される過 程を説明した.また、Uno et al.(1988)は、札幌 市の上空で乱流輸送を観測し、熱源となる市街域 上空の顕熱フラックスの値が正にならない結果を 示した.この原因は、人工排熱の効果よりも建物 群から発生する乱流が大気成層状態に影響したた めと考え、機械的な乱流生成と上空での熱の取り 込みがヒートアイランドの形成に関係すると考察 した.さらにUno et al.(1989)は、鉛直一次元モ デルを用いた解析を行い、上述の現象を検証した.

このように、建物の力学効果による要因の寄 与に注目した研究が行われた一方、Kusaka and Kimura (2004) は、単層キャノピーモデルとメ ソモデルを結合させ、人工排熱による加熱効果 や放射冷却の緩和効果について感度実験を行な い、それぞれの効果が支配する代表的時間スケー ルが異なっている点を指摘した.また Tokairin *et al.* (2006) は、同様のモデル解析を行い、建 物表面からの顕熱放出と風速の低下が夜間のヒー トアイランドに重要であることを示した.続いて Ohashi *et al.* (2007) は多層キャノピーモデルと 建物群エネルギーモデルを結合させ、冷房排熱が

* 三菱電機

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科

気温を1~2℃上昇させる効果があり,大都市の 気温上昇に重要であることを示した.

熱的要因と機械的要因を分離し、それぞれの寄 与の大きさについて明らかにする研究も行われ た. Martilli (2002)は、力学的要因・熱的要因・ 両方の要因が働いた場合および都市が存在しない 場合について数値実験を行い、熱的要因と力学的 要因を分離する解析を行った.その結果、力学的 要因は都市境界層上層の形成に重要な役割を果た し、熱的要因は下層大気を特徴づけていることを 示した.田宮・大山(1981)によると、風速が強 い場合には郊外の接地逆転層も破壊され、ヒート アイランドは発生しないことが指摘されている. Martilli (2002)は、数値モデルによる風速の感 度実験から、風速3 ms⁻¹のときに都市上空で乱 流熱フラックスの大きな負の値が現れることを示 した.しかし広範囲の風速条件下での観測例は少

ないため実態は明らかになっていない. 以上に示した研究により,ヒートアイランド形 成に関与する力学的混合の重要性が論じられてき た.しかし,力学的混合の効果が風速条件と密接 に関係すると考えられるにも関わらず,定量的に 取り扱った研究は少ない.力学的混合と風速との 関係を明らかにするためには,熱的要因の効果が 小さな小規模集落を対象とし,多様な風速条件下 での観測データを蓄積することが効果的である. そこで本研究では,人工熱の効果が小さな小集落 を対象として,集落内外の水平気温分布と鉛直分 布の観測を行い,力学的混合の風速依存性とヒー トアイランドとの関係を解明する基礎を明らかに することを目的とした.

Ⅱ 観測

1. 観測対象地域

観測対象地域は,茨城県土浦市高岡沖の小集落 とした.土浦市高岡沖は,茨城県南西部に位置 し,筑波大学から東へ約3kmの場所にある(第 1 図,上図).集落の周囲は水田に囲まれており 二階建て以下の民家が密集して分布している. 従って,どの風向の風もほぼ均等に小集落を形成 する建物群の影響を受けると考えられる.人工排 熱の規模が小さい小集落であることに加え,地形 的には筑波台地と新治台地の間に存在する平野地 形を構成する桜川低地に位置している.こうした 立地条件は本研究の目的に適している.

2. 観測方法

観測は、気温分布の季節変化の観測を目的とした長期観測と、係留気球による気温などの鉛直分 布の観測を加えた集中観測の2種類を実施した.



第1図 観測対象地域の概要
上図:高岡沖と陸域環境研究センター
(△),下図(高岡沖周辺拡大図):観測
地点の配置.

長期観測の方法は次の通りである.気温計(お んどとり;**T&D**社製)を集落内外7地点のそれ ぞれ高さ 1.5 mに設置し、10 分間隔の気温を測定 した. 第1図(下図)に、高岡沖集落の拡大図と 気温計設置地点を示す。観測期間は、2007年12 月15日~2008年6月30日のほぼ6カ月半であ る. 温度計を設置した地点の概略は以下の通りで ある. すなわち, 集落外北側 (地点1), 集落内 北側境界付近(地点2),集落内部(地点3~5), 集落内南侧境界付近(地点6).集落外南侧(地 点7)であり、顕著なヒートアイランドが発現す ると考えられる冬期の卓越風向(北西)に沿っ た直線上に配置した. 長期観測期間における風 速.風向.日射量は. 筑波大学陸域環境研究セン ターの熱収支・水収支観測圃場における観測デー タ (URL: http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/TERC/ database.html) を利用した. なお. 後述する卓 越風速と風向の値は高度 29.5 m の観測値を、大 気の逆転強度は 29.5 m と 1.6 m の気温差から求 めた.

集中観測期間は、2008年10月16日~18日の 3日間実施した.地表付近の気温と湿度を測定す るために地点1と地点5の高度1.5mに温湿度計 (TR-72U;T&D社製)を設置した.風速計は、 3杯式風速計(FC22;牧野応用測器研究所製)を 地点1の地上2mに設置した.

係留気球を用いて風速,気温,相対湿度の鉛直 分布を測定した.用いた測器は地上観測のものと 同様である.風速計は,気球の下側約50 cmの 位置に取り付けた幅50 cmの枠の中心に、回転 部分を下にした状態で取り付けた.温度計は風速 計を取り付けた基部に固定した.気球による観 測高度は0~20mが2m間隔,20~30mが5m 間隔とし,30~40mが10m間隔で行なった. 一高度に停止させる時間を2分とし、15高度程 度を約45分で上下させて測定した.観測中は一 定の風が吹き,係留気球が風下側へ流されること から,同時に係留気球のロープの傾きを測定し, 後に補正して測定高度を求めた.

Ⅲ 結果

1. 長期観測

ヒートアイランド現象の強さを表わす指標として、ヒートアイランド現象の強さを表わす指標として、ヒートアイランド強度(HII;都市内外の気温差)がしばしば用いられる.本研究では、全観 測期間の平均気温が最も高かった地点(地点5) と集落内で最も低かった地点(地点1)の気温差 をHIIとした.10分ごとのHIIを平均して1時 間毎のHIIを求めた.

第2図に毎時のヒートアイランド強度の時系列 変化を示す.プラスの値は集落内の気温が集落 外より気温が高い状態を示す.寒候期の12月か ら3月にかけてはHIIが大きく変動幅も大きい. HIIが寒候期から暖候期になるに従って縮小する 特徴はこれまでも指摘されているが,HII変動幅 は毎日の天候状態に依存する.ここで,HIIを求 める際の地点1と地点5が北西-南東の基線上に あり,かつ地点1が北西側にあることから,卓越 風向に南東側の成分が含まれる場合には地点1が 風下になる場合が考えられる.従って,第4章に て長期観測期間の観測値を使用した考察の際に は,北西寄りの風向の場合を解析の対象にした.

全期間のうち、ヒートアイランドが最も発達し

第2図 長期間のヒートアイランド強度の時系列 変化

.



第3図 2008年2月17日から18日の気温の 時空間分布



第4図 2008年10月16日(上図)と17日(下図) の気温の鉛直プロファイル 実線:地点5の気温,破線:地点1の気温.

た日である 2008 年 2 月 17 日~18 日の気温の時 空間分布を第 3 図に示す.風向はほぼ北西で日中 と夜間ともに晴れており,HII が大きな値になっ た.特に日中は最高気温出現時に集落内の地点 2 ~5が高温となった.17 時頃になると全地点で 気温が下がり始め,翌日の6時頃にかけて徐々に 低下した.集落内(地点 4 と 5)では下がり方が 小さく,日の出前に最低気温になる時刻には,集 落内と集落外の気温差が 1.9℃と最も拡大した.

2. 集中観測

係留気球による観測結果を第4図(気温鉛直分 布)と第5図(風速鉛直分布)に示す. 観測期間 中はよく晴れて風速は弱かった.いずれも上段が



 第5図 2008年10月16日(上図)と17日(下図)の風速鉛直プロファイル 実線:地点5の風速,破線:地点1の風速,黒矢印(右側の矢印):地点5風向, 灰色矢印(左側の矢印)地点1風向.

2008年10月16日(19:30~22:30),下段が2008年10月17日(19:30~22:30)の鉛直分布である. それぞれ表示時刻の前後約30分間に,気球上昇時(up)と下降時(down)に測定した.地点1 の鉛直分布を破線,地点5を実線で示す.第5図の矢印は卓越風向を表しており,右側の列が地点 5の風向を,左側の列が地点1をそれぞれ示す.

10月16日の気温鉛直分布をみると19:30では 高度10m以下で下層ほど明瞭な安定成層となっ ている.下降時の下層で集落内が集落外より低温 になっているが,原因については未解明である. 時間の経過とともに下層の冷却が進み,22時半 になると観測した約30m以下の層全体で気温が 低下している.17日の場合も,時刻の経過とと もに全層が冷却する過程が現れている.

風速鉛直分布は気温鉛直分布のように単調では なく,比較的低い層で風速が大きくなる特徴が 現われている.風向は両日とも19:30 (up)から 22:30 (down)にかけて,北東から北西に反時計 まわりに変化している.

Ⅳ 考察



1. ヒートアイランド強度と風速の関係 長期観測を実施した全期間について、陸域環境

第6図 全期間における風速とヒートアイランド 強度の関係

研究センターの高度 29.5 m における風速と HII の関係を第6回に示す.季節や時刻を区別せずに みると,HII はマイナス側にも分布することがわ かる.集落内の気温が集落外より高まるプラス側 に注目すると,ばらつきはあるものの風速が約2 ms⁻¹までは風速とともに増大する傾向が現われ ており,風速が2 ms⁻¹より強まると徐々に分散 が縮小すると同時に HII 値は約0.3 ℃に収束する 傾向が認められる.

風速 2 ms⁻¹前後で HII が極大値に近づく特徴に ついて検討を加えるため、以下の解析を行った. すなわち、筑波大学陸域環境研究センターにおけ る観測値を基準にして、晴れた夜間(夜間の正味 放射量が-30 Wm⁻²以下)、HII が 0.5 ℃以上、か つ風向が北西寄りの場合に限定し、風速の階級分 けを行い、それぞれ風速区間で HII を平均した. その結果を第7 図に示す.発生頻度を棒グラフ で、HII を折れ線グラフで示す.全体の 73%が風 速 1.0 ms⁻¹ ~ 2.5 ms⁻¹の範囲に出現している.HII 値の区間平均をみると、風速階級が 0.5 ms⁻¹ ~ 1.0 ms⁻¹ から 2.0 ms⁻¹ ~ 2.5 ms⁻¹の範囲に HII=0.82 ℃ ~ 1.06 ℃の大きな値が現われている. また、風速の階級が 2.5 ms⁻¹ ~ 3.0 ms⁻¹以上とな り強まるに従って HII 値は小さくなっている.

このような風速依存性が現れる理由として次の ことが考えられる.風速が非常に弱い条件では放



第7図 晴天日、風向北西寄りのヒートアイラン ド発生時の風速階級の頻度分布と HIIの 区間平均

射冷却によって形成された安定層が壊されないた め、あまり強い HII は形成されない.風速が 2.0 $ms^{-1} \sim 2.5 ms^{-1}$ になる過程では、集落の力学的 混合効果が働いて集落の地表付近の気温が相対的 に高まる.この結果、郊外との気温差が大きく なることが考えられる.さらに、風速が 3 ms^{-1} 以上になると、集落と郊外の両方で鉛直方向の混 合効果が働き、HII 値が小さくなると考えられる.

2. 逆転層強度とヒートアイランド強度の関係

鉛直方向の逆転強度との関係をもとに、前節で 述べた HII の風速依存性の要因を検証する.接地 逆転層とヒートアイランドには密接な関係がある ことが過去の研究で示されている(田宮・大山, 1981).逆転層の規模の指標として筑波大学陸域 環境研究センターの高度 29.5 m の気温から 1.6 m の気温を引いた値を逆転強度として用いた.HII が 0.5 ℃以上に該当する日時を抽出し,大気の逆 転強度の風速依存性を第8図に示す.図中の○は ヒートアイランド強度が 0.5 ℃~1.5 ℃の中程度 の場合を,■は 1.5 ℃以上の強い場合を表す.こ れによると,風速が約3 ms⁻¹以下では逆転強度 の値が分散する一方,約4 ms⁻¹以上では逆転層 が消滅し中立状態に近づく特徴が示されている.



第8図 ヒートアイランド強度(HII)別にみた
風速と逆転強度の関係
○:0.5 ℃ ≤ HII < 1.5 ℃, ■:1.5 ≤ HII

もう一つの特徴は, HII が大きい場合(図中の■) は,風速3 ms⁻¹以下の比較的強い逆転強度の範 囲に現われている.

以上のことから,第6図に現れた風速が約3 ms⁻¹以下の領域で相対的に HII 値が大きくなる という水平的な特徴が,第8図に示された鉛直方 向の逆転強度が強い成層状態のもとで発生してい ることがわかる.また、第6図において風速が約 3 ms⁻¹以上の条件で徐々に HII が小さくなる過程 では,大気の成層状態がほぼ中立となっているこ とが考えられる.さらに,人工排熱の効果が加わ る大都市の場合には,風速には依存しない加熱の 効果と風速に依存する力学的混合の効果が相乗し て現れると考えられる.

V 結論

ヒートアイランド形成への空気力学的な粗度に より発生する機械的鉛直混合の役割を解析するた め、人工熱の発生が無視できる小集落を対象とし た観測を行った.その結果、郊外における高度1.5 mの風速が約3.0 ms⁻¹でヒートアイランド強度 に極大値が現れた.この現象は、一般に知られて いる力学的混合の効果が、地表面粗度が小さい郊 外と大きい集落で異なる風速依存性を示すことを 意味している.すなわち、集落外の接地気層の逆 転強度およびヒートアイランド強度と風速との関 係には、風速が約3 ms⁻¹以下の条件で集落外で は接地逆転層が維持される一方、集落内では力学 的混合により地上付近の気温が上昇してヒートア イランド強度が増大することが明らかになった.

こうした現象を一般の都市(熱の供給がある都市)に適応できるか否かは、さらに観測と解析が 必要である。

謝辞

本研究は生命環境科学研究科環境科学専攻の修

士論文の一部である.研究を進めるにあたり,筑 波大学生命環境科学研究科大気科学分野の皆さま に多くの貴重な助言を頂きました.御礼申し上げ ます.

また観測では、生命環境科学研究科の院生諸氏 および第一学群自然学類の学群生諸氏に協力を頂 きました.さらに高岡沖地区長の萩原氏、前地区 長の野口氏、高岡沖集落の住民の皆さまには快く 観測場所を提供していただきました.これらの 方々のご協力によって、本研究を実施することが できました.重ねて、心より感謝申し上げます.

文献

- 高橋百之・関根 清・岩田知子・小坂祐子・福 脇左千江 (1981):大垣市のラフネスパラメー ターについて.地理学評論, 54,579-594.
- 田宮兵衛・大山秀樹 (1981):小集落に夜間発生す るヒートアイランドの実態と成因について. 地理学評論, 54, 1-21.
- 田宮兵衛・武藤禎夫 (1974):住宅団地において夜 間観測される高温域について.気象研究ノー ト,119,196-205.
- 林 陽生・田口厚志 (1983): 筑波大学建物群地域 の粗度について. 筑波の環境研究, 7, 187-194.
- Kusaka, H. and Kimura, F. (2004): Thermal effects of urban canyon structure on the nocturnal heat island: numerical experiment using a mesoscale model coupled with an urban canopy model. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 1899-1910.
- Lettau, H. (1969): Note on aerodynamic roughnessparameter estimation on the basis of roughness-element description. *Journal of Applied Meteorology*, **8**, 828-832.
- Martilli, A. (2002): Numerical study of urban impact on boundary layer structure:

sensitivity to wind speed, urban morphology, and rural soil moisture. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 1247-1266.

- Myrup, L.O.(1969): A numerical model of the urban heat island. *Journal of Applied Meteorology*, **8**, 908-918.
- Ohashi, Y., Genchi, Y., Kondo, H., Kikegawa, Y., Yoshikado, H. and Hirano, Y. (2007): Influence of air conditioning waste heat on air temperature in Tokyo during summer: numerical experiments using an urban canopy model coupled with a building energy model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 66-81.
- Oke, T.R. and Maxwell, G.B. (1975): Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmospheric Environment*, **9**, 191-200.
- Roth, M. (2000): Review of atmospheric turbulence over cities. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **126**, 1941-1990.
- Tokairin, T., Kondo, H., Yoshikado, H., Genchi, Y., Ihara, T., Kikegawa, Y., Hirano, Y. and Asahi, K. (2006): Numerical study on the effect of buildings on temperature variation in urban and suburban areas in Tokyo. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84, 921-937.
- Uno, I., Ueda, H. and Wakamatsu, S. (1989): Numerical modeling of the nocturnal urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*. 49, 77-98.
- Uno, I., Wakamatsu, S., Ueda, H. and Nakamura, A. (1988): An observational study of the structure of the nocturnal urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **45**, 59-82.

(2009年6月11日受付, 2009年10月31日受理)

熱収支・水収支観測資料 - 2008 年 -

Observational Data of Heat Balance and Water Balance - 2008 -

大庭 雅道* · 濱田 洋平** · 山中 勤***

Masamichi OHBA^{*}, Yohei HAMADA^{***} and Tsutomu YAMANAKA^{****}

| 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(TERC)の直径160m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、2008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.

本資料に掲載した日平均値および日積算値は, 取得された生データのうちの1時間平均値(ある いは積算値)を用いて,簡単なクオリティチェッ クを施した後,1日分24データの平均(積算)値 として算出した.この時,欠測でないデータが20 個未満であった場合は,その日平均(積算)値は 欠測とした.また,欠測でないデータが20個以 上24個未満であった場合は,準完全値とした.

測定に用いられる機器は,年一回の保守・点検 を行い,測器の精度を保つようにしている.2008 年は2月8日に行った.また,10月18~19日 は停電のため,日中は予備電源へつなぎかえて観 測を行った.

圃場内の草刈りは、2005年より夏季、冬季の年2回実施することとなった。2008年は7月15~16日と10月25~27日に行われた。

|| 観測要素および観測測器の説明

1. 風向: Wind Direction

観測用鉄塔の高度 29.5 m 南東側に設置されて いる超音波風速温度計によって測定されている。 値は,正時の 10 分間平均値である。

本資料では,風向データは16方位に変換し, 風向別頻度としてまとめた.この際,風速が0.2 m/s以下であれば静穏 (calm)と判定した.

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.

- * 筑波大学陸域環境研究センター(現:(財)電力中央研究所)
- ** 筑波大学陸域環境研究センター(現:北海道大学大学院地球環境科学研究院)
- *** 筑波大学陸域環境研究センター

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、本資料においても昨年と 同様に、29.5 m の値として、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、 風向が欠測の場合は、南東側と北西側の平均値と 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.2008年 は、3月18日に北西のもの(高度1.6 m)を南東 に移動させ、12月9日に南東のものを北西に移 動させた.

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 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 m²/s²である.測定高度は地表面から 1.6m およ び 29.5m 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.詳しくは齊藤・浅沼(2004)を参 照されたい.

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.

2008 年 11 月 29 日以降, 29.5 m 南東側に設置 された超音波風速温度計の垂直風速が計れなくな り,データ不良が続いている.

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 wT 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.詳しくは齊藤・浅沼 (2004)を参照されたい.

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 Short-wave 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平均値である.単位は W/m²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平均値である. 単位は W/m²である.

2008 年 7 月 15 日の草刈時にケーブルが切断されしまい,2008 年 9 月 11 日までデータ不良が続いていた.4 成分放射計にてこの間のデータを一部補間した.

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平均値 で,測定深度は地表面から2 cm である.単位は W/m² 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.

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 (ST-1),10 cm (ST-2),50 cm (ST-3) および 100 cm (ST-4) であり,単位 は℃である. センサーは深度1m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. 観測には水圧式水位計が使用さ れた. 測定深度は, 10.0 m深(GW-2, スクリー ン深度は8~9 m)と新2.0 m深(GW-4, 同0.5 ~2 m)の2種類である. GW-4 はほとんどの時 期で水面が2 mよりも低くなっており, 欠測と している.

12. 露点温度: Dew-point Temperature

観測用鉄塔の南西側に取り付けた静電容量式高 分子膜センサーによって得られた湿度より算出さ 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.露点温度 Td [℃] は新温湿度セ ンサーの温度 T [℃]・相対湿度 RH [%] から, 以下のように求める.

 $Td = \{b \times \log_{10} (e/6.11)\} / \{a \cdot \log_{10} (e/6.11)\}$

ここで, e は水蒸気圧 [hPa] であり,

$$e = es \times RH / 100$$

である. es は飽和水蒸気圧 [hPa] であり, Tetens の近似式

$$es = 6.11 \times 10^{aT/(b+T)}$$

より求めた.係数a,bは水面上での値(a=7.5,b=237.3)を用いた.

13. 降水量: Precipitation

1 転倒 0.5 mm, 受水口直径 20 cm の転倒ます 型隔測自記雨量計を使用して測定された.単位は mm(水深換算)で,日積算値である.

14. 気圧: Atmospheric Pressure

観測用鉄塔直下の計測ボックス内に設置された

気圧計(PTB210:ヴァイサラ株式会社)によっ て測定された.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(大庭・山中, 2008 など),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 2008 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 2003 年 5 月 1 日以降は、10 秒 平均値及び 30 分平均値データも保管してある. データの集録・処理方法については浅沼ほか (2004)を参照されたい.

さらに,2003年4月以前の気象日報(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。2003年以前のデータの 収録・処理方法については鳥谷ほか(1989)を, 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(1983)を参照されたい.

なお,2005 年までの24 年余にわたるルーチン 観測データは、Ver.2.0 データという形でクオリ ティコントロールがなされ、各観測要素の気候 値が算出されている。その結果は、「TERC 熱収 支・水収支観測データベース図表集」(渡来ほか、 2006)としてまとめられており、2007 年以降ホー ムページで公開している。

文献

- 浅沼 順・野原大輔・原 政之・寄崎哲弘 (2004):第3世代気象・水文観測データ収 集・公開システムについて、筑波大学陸域環 境研究センター報告,5,157-174.
- 大庭雅道・山中 勤 (2008): 熱収支・水収支観 測資料-2007年-. 筑波大学陸域環境研究 センター報告, 9,49-74.
- 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.
- 齊藤 誠・浅沼 順(2004):陸域環境研究センター熱収支・水収支観測圃場におけるフラックスデータのシステム間比較と信頼性. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 5, 87-97.
- 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.

渡来 靖・藪崎志穂・山中 勤 (2006): TERC 熱収支・水収支データベース図表集. 筑波大 学陸域環境研究センター報告, 7 別冊, 97p.

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) 1日24データ中(データ識別160),20個未満の日は欠測「***」, データが20個以上24個未満は準完全値「*」とする.

「・・・」は対応する日がないことを示す.

- (5) CALM は静穏, 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),および地中熱流量(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 2深度(10m,新2.0m)の観測井における地下水位の日平均値の季節変化



第7図 4深度(2cm, 10cm, 50cm, 100cm)における地温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

ITEM INSTRUMENT UNIT YEAR	WIND DIRECTION SONIC ANEMOMETE MONTHLY FREQUEN 2008	(29.5 m HEIG R-THERMOMETEN CY	HT) R (DAT-300)									
MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
N	30	52	32	21	9	13	7	19	26	40	37	19
NNE	14	11	38	36	31	17	17	23	30	24	25	23
NE	38	10	60	39	96	45	15	66	29	54	24	28
ENE	51	15	129	102	169	131	111	188	109	120	64	63
E	31	16	92	134	143	142	207	160	140	110	50	48
ESE	31	15	58	82	62	83	88	63	67	58	27	33
SE	26	10	24	28	19	53	37	14	20	25	13	21
SSE	14	11	21	24	34	33	34	16	19	6	14	5
S	9	12	20	20	30	55	75	45	13	9	12	17
SSW	15	18	34	20	55	51	66	34	17	16	21	21
SW	19	16	14	10	14	13	15	12	20	20	26	21
WSW	26	36	25	15	17	5	11	13	15	11	33	37
W	63	102	28	34	12	6	17	11	20	28	39	71
WNW	145	186	49	48	21	23	20	31	52	64	130	156
NW	159	120	69	46	18	22	13	33	81	91	133	137
NNW	71	64	51	61	14	28	11	16	62	68	72	44
NO DATA	2	2										

ITEM	WIND SPEED (1.6 m HEIGHT)	
INSTRUMENT	SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER	(DAT-300)
UNIT	(m/s)	
YEAR	2008	

1 LAIN	2000											
MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.92	0.88	1.72	2.49	1.32	0.98	0.98	1.04	0.82	0.41	0.77	0.88
2	1.13	0.51	1.45	0.85	1.34	0.86	0.77	0.95	1.14	0.63	0.51	0.60
3	0.61	1.43	0.94	1.16	1.55	1.30	1.15	1.21	0.91	0.42	0.44	0.67
4	0.76	0.74	1.24	1.14	1.51	1.04	0.88	1.06	1.28	0.45	0.66	0.61
5	0.46	0.66	1.18	0.91	0.95	0.96	0.62	1.54	0.90	0.94	0.47	1.08
6	0.63	0.71	0.99	1.04	1.34	1.06	0.64	1.01	0.87	0.76	0.57	0.79
7	0.97	1.33	1.20	1.47	1.03	1.11	0.43	0.77	0.72	0.59	0.57	0.63
8	0.65	1.29	0.78	4.14	1.77	0.59	0.62	0.98	0.76	0.56	0.52	0.54
9	0.53	1.01	0.92	1.66	1.14	0.41	0.89	1.53	0.80	0.60	0.43	0.56
10	0.85	* 1.40	0.78	1.06	1.71	0.75	0.70	1.21	0.89	0.56	0.64	0.56
11	0.54	0.87	0.83	1.31	1.46	0.62	0.69	1.19	0.76	0.42	1.11	0.60
12	1.52	0.75	2.13	1.29	1.86	0.82	0.69	1.18	0.58	0.44	0.73	0.91
13	1.34	2.34	1.05	1.74	1.88	0.77	0.96	0.98	0.84	0.50	1.11	1.10
14	0.54	2.28	0.73	0.93	0.74	1.23	0.61	0.87	0.84	0.32	0.67	0.99
15	0.48	1.25	1.13	1.27	0.86	0.91	1.22	0.85	0.84	0.61	1.03	0.61
16	1.12	1.46	0.84	0.92	1.29	0.82	1.04	1.53	0.63	0.52	0.43	0.91
17	1.12	1.24	1.48	1.03	1.36	1.42	1.15	1.25	0.94	0.53	0.94	0.74
18	0.47	0.84	1.37	3.03	1.35	0.95	0.92	0.78	0.42	0.78	0.75	0.70
19	0.57	0.60	1.48	1.73	1.51	0.91	1.31	1.07	0.45	1.02	0.92	0.61
20	0.60	0.87	2.76	1.66	1.58	0.82	1.76	1.09	1.12	1.09	0.77	0.63
21	1.57	1.30	2.03	1.75	0.89	0.82	1.39	0.94	0.71	0.46	0.73	1.56
22	0.57	0.70	1.56	1.43	0.89	1.20	1.12	1.52	0.90	0.77	0.78	2.45
23	1.11	1.92	1.55	1.29	0.82	0.87	1.07	1.06	0.45	1.17	0.91	0.53
24	* 1.40	2.09	1.32	1.46	1.23	0.86	0.87	1.19	0.72	0.60	1.01	0.62
25	1.27	0.86	1.42	1.26	0.78	1.50	1.54	0.85	0.56	0.67	1.20	0.74
26	0.92	1.14	1.83	1. 72	1.15	0.97	1.43	1.30	0.89	0.46	0.76	2.13
27	0.72	2.21	1.08	1.00	0.97	0.61	1.14	0.97	0.59	0.86	0.45	2.12
28	0.57	1.58	1.65	1.34	1.75	0.70	0.59	0.74	0.40	0.64	1.09	1.53
29	0.71	0.72	0.95	1.17	1.98	0.68	1.17	0.80	0.33	0.91	0.91	0.70
30	0.79	• • •	1.31	0.84	1.83	1.05	1.41	0.82	0.38	0.60	0.99	0.63
31	1.30		0.96		1.59		1.33	0.90		0.45		1.89
MEAN	0.86	1.21	1.31	1.47	1.34	0.92	1.00	1.07	0.75	0.64	0.76	0.96

ITEM	WIND SPEED (29.5 m HEIGHT)	
INSTRUMENT	SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER	(DAT-300)
UNIT	(m/s)	
YEAR	2008	

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	3 23	2 /3	1 97	0.00	3 33	2 62	2 74	2 30	2 17	1 55	2.97	2 /2
2	3.25	1 52	3.68	2 56	2 90	2.02	2.74	2.30	2.17	2.04	1 7/	2.42
2	1 93	* 3 50	2.08	2.30	2.50	2.01	1 34	2.22	2.02	1 65	1.74	2.20
1	2 25	+ 0.00 1.95	2.00	2.40	3.07	2 50	3 25	2.02	2.40	1.05	1.78	2.37
5	1 42	1.05	2.01	2.73	2 41	2.33	1 02	2.20	2 13	2.93	1.30	2.13
6	2.46	1.71	2.30	2.02	2.41	2.44	2 10	2.40	2.13	2.05	2.06	2.00
0	2.40	2 52	2.44	2.44	3.50	2.70	2.10	2.30	2.03	2.00	2.00	2 20
0	2.30	4.25	2.00	3.32	2.00	1 50	1.80	2.30	2.00	1.02	1.67	1 00
0	1 50	4.23	2.24	2.60	2.99	1.30	2.33	2.25	2.09	2.26	1.01	1.99
5	1.05	2.71	2.34	0.00	2.00	0.10	2.75	3.50	2.10	2.20	2.07	1.95
10	2.02	2.74	2.15	2.20	3.00	2.10	1.90	2.04	2.00	1.99	2.07	1.02
10	1.00	2,23	2.17	3.10	3.02	1.57	2.2/	2.00	2.49	1.00	2.04	1.02
12	Z. 90	2.03	4.19	2.57	3.63	2.37	2.13	2.02	1.97	1.01	2.00	2.43
13	4.05	7.14	2.40	3.40	3.99	2.00	2.02	2.01	2.30	1.95	2.07	2.40
14	1.41	0.02	1.99	2.28	1.80	3.20	1.02	2.15	2.29	1.34	2.08	2.20
15	1.40	3.71	2.74	2.04	2.00	2.07	3.14	2.03	2.19	1.00	2.34	2.02
10	2.00	4.30	1.91	2.10	2.90	2.25	2.10	3.45	2.00	1.09	1.32	2.49
17	2.80	3.70	3.03	2.48	3.01	3.75	Z. 4Z	3.14	2.40	2.17	2.30	2.24
18	1.55	Z. Z3	2.89	5.84	Z. 98	Z. 46	1.99	1.80	1.34	2.66	2.01	Z. 29
19	1.8/	1.72	3.05	5.41	3.80	2.79	2.71	2.48	1.50	3.19	3.60	2.04
20	1.96	2.50	5.12	3.70	4.39	2.67	3.58	2.66	3.27	3.54	2.70	1.92
21	2.99	4.14	4.63	3.52	2.48	2.17	2.95	2.02	1.93	1.78	2.91	4.13
22	1.56	2.04	3.17	3.12	2.46	3, 21	2.61	3.51	2.86	2.31	2.85	5.04
23	3.00	5.61	3.58	2.89	2.17	2.39	2.70	2.63	1.54	3.34	2.60	1. /4
24	* 5.50	6.28	2.87	3.57	3.18	2.61	1.95	3.07	2.05	2.00	2.27	1.91
25	3.43	2.38	2.82	2.61	2.33	4.15	3.26	2.26	1.83	2.07	3.06	2.54
26	2.75	2.83	3.79	3.58	2.95	2.72	2.97	2.97	2.70	1.80	2.17	6.65
27	2.14	6.83	2.41	2.04	2.51	1.84	2.40	2.28	1.85	2.20	1.74	6.18
28	2.08	4.85	3.27	2.82	4.14	2.13	1.66	1.83	1.53	2.06	3.11	5.02
29	2.00	1.93	2.48	2.59	4.71	2.16	2.64	2.04	1.46	2.54	2.86	2.08
30	2.32		2.80	2.03	3.98	3.01	3.01	2.10	1.15	2.02	4.35	2.04
31	3.11		2.29		3. 58		2.85	2.49		1.85		6.15
MEAN	2.46	3.42	2.94	3.38	3.16	2.57	2.57	2.54	2.15	2.14	2.39	2.85

ITEM MOMENTUM FLUX (1.6 m HEIGHT)

INSTRUMENT	SONIC	ANEMOMETER-THERMOMETER	(DAT-300)
UNIT	x 0.1	(m/s) ²	
YEAR	2008		

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-0.134	-0.162	-0.380	***	-0.344	-0.243	-0.310	-0.184	-0.123	-0.041	-0.266	-0.095
2	-0.187	-0.051	-0.267	-0.332	-0.119	-0.238	-0.358	-0.133	-0.216	-0.146	-0.171	-0.144
3	-0.041	***	-0.145	-0.285	-0.185	-0.256	-1.166	-0.312	-0.230	-0.072	-0.098	-0.200
4	-0.076	-0.074	-0.316	-0.382	-0.159	-0.178	-0.694	-0.159	-0.303	-0.151	-0.171	-0.094
5	-0.064	-0.144	-0.151	-0.390	-0.127	-0.143	-0.225	-0.361	-0.153	-0.212	-0.063	* -0.359
6	-0.079	* -0.066	-0.130	-0.248	-0.508	-0.255	-0.296	-0.161	-0.197	-0.298	-0.159	-0.408
7	-0.259	-0.180	-0.380	-0.162	-0.203	-0.232	-0.224	-0.217	-0.114	-0.091	-0.156	-0.143
8	-0.080	-0.214	* -0.172	-1.279	-0.242	-0.058	-0.294	-0.175	-0.136	-0.135	-0.055	-0.171
9	-0.058	* -0.095	-0.191	-0.477	-0.204	-0.046	-0.203	-0.463	-0.159	-0.164	-0.046	* -0.082
10	-0.201	***	***	-0.100	-0.187	-0.211	-0.166	-0.228	-0.147	-0.118	-0.092	-0.097
11	-0.057	-0.154	* -0.199	-0. 253	-0.189	-0.098	-0.426	-0.220	-0.122	-0.072	-0.253	-0.049
12	* -0.336	***	-1.087	-0.225	-0.240	-0.114	-0.278	-0.211	-0.214	-0.104	-0.203	-0.188
13	***	-0.699	-0.276	-0. 223	-0.392	-0.373	-0.440	-0.242	-0.159	-0.097	-0.211	-0.173
14	-0.070	-0.602	* -0.107	-0.171	-0.099	-0.420	-0.186	-0.214	-0.189	-0.038	-0.140	-0.117
15	-0.054	-0.185	***	-0.149	-0.151	-0.257	-0.520	-0.220	-0.152	-0.098	-0.124	* -0.248
16	-0.280	-0.311	* -0.236	-0. 222	-0.195	-0.237	-0.149	-0.410	-0.097	-0.095	-0.082	-0.164
17	-0.200	-0.235	-0.530	-0.117	-0.237	-0.441	-0.154	-0.245	-0.190	-0.100	-0.194	-0.062
18	-0.034	* -0.091	* -0.261	-0.650	-0.241	-0.307	-0.100	-0.112	-0.049	* -0.156	-0.178	-0.079
19	-0.065	-0.054	-0.166	-0.959	-0.412	-0.550	-0.183	-0.201	-0.079	* -0.240	-0.565	-0.115
20	-0.048	-0.135	-0.829	-0.405	-0.575	-0.445	-0.264	-0.234	-0.238	-0.282	-0.343	-0.080
21	-0.379	-0.272	-0.885	-0.230	-0.330	-0.255	-0.171	-0.136	-0.112	-0.125	-0.289	-0.791
22	-0.098	-0.117	-0.269	-0.147	-0.258	-0.248	-0.247	-0.345	-0.183	-0.251	-0.503	-1.160
23	***	-0.580	-0.195	-0.157	-0.155	-0.193	-0.257	-0.159	-0.137	-0.425	-0.206	-0.091
24	***	-0.687	-0.184	-0.268	-0.341	-0.482	-0.181	-0.213	-0.164	-0.289	-0.214	-0.081
25	-0.183	-0.106	-0.230	-0.129	-0.160	-0.440	-0.369	-0.122	-0.135	-0.285	* -0.258	-0.085
26	-0.087	-0.261	-0.453	-0.181	-0.352	-0.168	-0.278	-0.223	-0.207	-0.088	-0.102	-0.725
27	-0.066	* -0.721	-0.353	-0.145	-0.176	-0.192	* -0.163	-0.168	-0.179	-0.127	-0.307	-0.520
28	-0.051	-0.401	-0.183	-0.165	-0.477	-0.217	-0.152	-0.121	-0.069	-0.236	* -0.303	-0.415
29	***	-0.125	-0.437	-0.174	-0.464	-0.171	-0.266	* -0.118	-0.047	-0.249	-0.246	-0.070
30	* -0.128		* -0.163	-0.195	-0.269	-0.243	-0.280	-0.147	-0.033	-0.049	-0.680	-0.061
31	-0.228		* -0.155		-0.310		-0.224	-0.191		-0.107		-0.523
MEAN	-0.131	-0.259	-0.322	-0.304	-0.268	-0.257	-0.298	-0.214	-0.151	-0.159	-0.223	-0.245

ITEM	MOMENTUM FLUX (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT	SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT	x 0.1 (m/s) ²
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-1.777	* -1.333	***	***	-2.063	-1.555	-1.299	-1.178	-0.776	* -0.456	* -1.310	***
2	-2.710	-0.283	-2.343	-0.925	-1.537	-1.025	-1.104	-0.663	-1.539	-0.844	-0.472	-0.574
3	-0.473	* -2.258	-0.797	-1.226	-1.935	-2.474	-3.238	-1.458	-1.145	-0.319	-0.246	***
4	-0.906	-0.666	-0.968	-1.673	-1.924	-1.219	* -1.921	-1.084	-2.079	-0.523	-0.709	***
5	-0.281	-0.457	-1.816	-1.734	-0.967	-1.118	-0.852	-1.620	-0.959	-1.340	***	***
6	-0. 482	-0.642	-1.051	-1.415	-2.412	* -1.256	-0.985	-1.062	-0.955	* -1.503	* -0.476	***
7	-1.026	* -2.131	-1.145	* -1.929	-1.220	-1.594	-0.746	-0.951	-0.613	-0.481	-0.509	***
8	-0.612	-3.388	-0.711	***	-2.586	-0.405	-1.103	-1.028	-0.712	-0.505	***	* -0.472
9	-0.403	-1.323	-1.173	-3.165	-1.668	-0.255	-1.052	-3.037	-0.828	-0.580	* -0.160	-0.268
10	-0.737	-1.491	* -0.636	-0.803	-2.335	-1.050	-0.654	-1.224	-1.071	-0.570	-0.474	***
11	-0.279	-0.863	-1.040	* -1.836	-1.533	-0.476	-1.128	-1.213	-1.050	-0.334	-1.507	* -0.535
12	***	* -0.776	-2.852	-1.062	-2.764	-0.857	-0.998	-1.815	-0.871	-0.301	-0.842	***
13	***	***	-1.044	-2.147	-3. 222	-1.353	-1.828	-1.280	-0.950	-0.534	-1.465	***
14	-0.379	***	* -0.623	-0.883	-0.841	* -1.958	-0.652	-1.069	-1.200	-0.315	* -0.537	***
15	-0.234	-2.585	-1.436	-1.361	-0.951	-1.493	-2.362	-0.980	-0.974	-0.784	-0.965	***
16	-0.969	* -3.726	-0.811	-0.917	-1.744	-1.148	-0.843	-2.239	-0.631	-0.638	-0.180	***
17	* -1.205	***	-2.174	-0.956	-2.064	-2.627	-1.064	-1.526	-1.133	-0.522	-0.823	-0.560
18	-0.275	* -1.123	-1.394	***	-2.093	-1.103	-0.546	-0.516	-0.248	* -1.308	-0.645	-0.608
19	-0.300	-0.526	-1.564	***	-2.795	-1.613	-1.656	* -1.375	-0.301	* -2.185	-2.287	***
20	-0.446	-0.940	-5.445	-3.297	* -2.807	-1.556	-2.638	-1.634	-1.817	-1.690	-1.274	***
21	-1.698	-3.011	* -5.246	-2.506	-1.445	-1.078	-1.481	-1.010	-0.751	-0.333	-1.107	***
22	-0.351	-0.566	-2.059	-2.143	-1.235	-1.829	-1.402	-2.393	-1.642	-0.870	-1.919	***
23	-1.350	***	-2.036	-1.812	-1.023	-1.199	-1.571	-1.223	-0.503	-1.935	-0.904	***
24	***	***	-1.517	* -2.276	-1.923	-1.393	-0.840	-1.196	-0.960	* -0.743	***	***
25	-2.376	-0.807	-1.951	-1.718	-0.828	-2.646	-2.201	-0.901	-0.514	* -0.536	* -1.845	-0.610
26	-1.268	-1.931	-2.549	-2.420	-1.751	-1.402	-1.559	-2.067	-1.133	-0.419	-0.818	***
27	-1.003	***	-1.537	-0.835	-1.263	-0.720	* -0.899	-1.079	-0.641	-1.005	-0.389	***
28	-0.374	* -3.892	* -1.366	-1.835	-3.443	-0.739	-0.574	-0.605	-0.343	-0.489	-1.425	***
29	-0.644	-0.579	-1.695	-1.262	-3.536	***	-1.451	* -0.859	-0.266	-1.188	***	***
30	-0.718		-1.953	-1.018	-3.436	* -1.593	-1.917	-0.743	-0.255	-0.525	-3.129	***
31	* -1.951		-0.888		-2.726	• • •	-1.482	-1.129		-0.385		***
MEAN	-0.901	-1.535	-1.727	-1.660	-2.002	-1.336	-1.356	-1.295	-0.895	-0.779	-1.016	-0.518

ITEM	SENSIBLE HEAT FLUX (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT	SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT	x 0.1 (°C m/s)
YEAR	2008

HOUTU												
MONTH	1	2	3	4	5	6	/	8	9	10	11	12
1	0.086	0.283	0.215	0.516	0.248	0.346	0.105	0.420	0.063	0.018	0.264	0.209
2	0.070	0.137	0.272	0.434	0.185	-0.011	0.038	0.269	0.096	0.198	0.323	0.003
3	0. 192	***	0.271	0.432	0.086	-0.044	-0.085	0.314	0.055	0.097	0.021	0.173
4	0.194	0.206	0.2//	0.534	0.11/	0.089	0.081	0.316	0.091	0.198	0.240	0.1/8
5	0.144	0.403	0.223	0.442	0.054	0.103	0.192	0.164	0.045	0.102	0.158	* 0.030
6	0. 204	* 0.000	0.404	0.495	0.259	0.105	0.119	0.348	0.155	0.027	0.273	0.039
7	0.009	0.157	0.244	0.073	0.204	0.135	0.009	0.353	0.133	0.076	0.132	0.227
8	0.134	0.249	* 0.420	-0.171	0.199	0.057	-0.026	0.365	0.081	* -0.020	0.036	0.155
9	0.110	* 0.130	0.470	0.036	0.138	0.035	0.000	0.429	0.084	0.020	0.005	* 0.090
10	0.153	***	***	0.031	0.053	0.175	0.093	0.177	0.129	0.118	0.071	0.119
11	0.134	0.259	* 0.420	0.257	0.095	0.063	0.276	0. 283	0.051	0.054	0.040	0.170
12	* 0.060	***	0.305	0.340	0.145	-0.031	0.458	0.256	0.198	0.178	0.052	0.086
13	***	0.111	0.355	0.012	-0.067	0.179	0.470	0.160	0.085	0.185	0. 221	0.047
14	0.197	0.180	* 0.010	0.155	0.064	0.175	0.210	0.215	0.053	0.026	0.204	-0.019
15	0. 203	0.280	***	0.432	0.333	0.118	0.345	0.234	0.023	0.087	0.142	* 0.150
16	0.132	0.364	* 0.350	0.231	0.306	0.083	0.461	0.359	0.042	0.168	0.020	0.118
17	0.189	0.338	0.300	0.070	0.398	0.203	0.400	0.042	0.151	0.136	0.161	0.025
18	0.082	* 0.330	* 0.290	-0.057	0.342	0.166	0.199	0.156	0.010	* 0.050	0.169	0.091
19	0.127	0.340	0.176	0.011	0.012	-0.017	0.658	0.121	0.036	* 0.060	0.195	0.126
20	0.156	0.346	-0.137	0.063	-0.007	-0.003	0.812	0.144	0.024	-0.004	0.270	0.112
21	0.055	0.304	0.037	0.427	0.238	0.142	0.326	0.149	0.049	* 0.270	0.296	0.155
22	0.171	0.319	0.406	0.471	0.152	-0.019	0.498	0.194	-0.017	0.052	0.348	-0.032
23	***	0.137	0.475	0.492	0.155	0.089	0.321	0.009	0.186	0.035	0.146	0.127
24	***	0.384	0.030	-0.057	0.057	0.149	0.445	0.005	0.071	-0.016	0.085	0.063
25	0.151	0.406	0.399	0.291	0.077	0.050	0.643	-0.005	0.093	-0.036	* 0.230	0.105
26	0.190	0.104	0.350	0.267	0.170	-0.048	0.348	0.051	-0.010	0.028	0.245	0.089
27	0.205	* 0.230	0.482	0.227	0.188	0.108	* 0.300	0.229	0.137	0.205	0.015	0.058
28	0.147	0.353	0.317	0.314	0.241	0.064	0.357	0.087	0.059	0.338	* 0.070	0.075
29	***	0.405	0.339	0.411	0.002	0.000	0.445	* 0.120	0.005	0.285	0.132	0.149
30	* 0.170		* 0.320	0.358	0.040	-0.026	0.377	0.112	0.052	0.180	0.129	0.141
31	0. 224		* 0.070		-0.012		0.463	0.113		0.094		0.032
MEAN	0.144	0.260	0.279	0.251	0.144	0.081	0.301	0.200	0.074	0.104	0.156	0.100

ITEM	SENSIBLE HEAT FLUX (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT	SONIC ANEMOMETER-THERMOMETER (DAT-300)
UNIT	x 0.1 (°C m/s)
YEAR	2008
	2000

UNTI	× 0. I (
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.103	0.422	0.397	* 0.770	0.415	0.559	0.256	0.332	0.074	* 0.010	0.230	***
2	0.138	0.141	0.328	0.417	0.294	0.025	0.199	0.184	0.154	0.211	0.243	-0.056
3	0.193	* -0.190	0.248	0.527	0.022	-0.150	0.067	0.209	0.182	0.098	-0.011	***
4	0.178	0.300	0.398	0.649	0.177	0.189	* 0.090	0.282	0.220	0.214	0.158	***
5	0.176	0.312	0.301	0.515	0.065	0.125	0.303	0.175	0.130	0.092	***	***
6	0.170	0.029	0.466	0.533	0.437	* 0.160	0.242	0.374	0.186	* -0.080	* 0.200	***
7	-0.029	0.235	0.467	* 0.150	0.307	0.382	0.030	0.487	0.167	0.076	0.068	***
8	0.154	0.294	0.442	***	0.376	0.123	0.037	0.386	0.127	-0.045	***	* 0.150
9	0.135	0.074	0.488	0.020	0.295	0.015	0.113	0.496	0.248	0.025	* -0.010	0.078
10	0.146	0.167	* 0.000	0.001	0.069	0.381	0.098	0.110	0.275	0.135	0.027	***
11	0.137	0.358	0.418	* 0.340	0.027	0.151	0.117	0.328	0.018	0.020	-0.129	* 0.180
12	***	* -0.060	0.520	0.345	0. 228	-0.122	0.352	0.330	0.178	0.185	-0.039	***
13	0.343	0.523	0.449	0.041	-0.171	0.343	0.524	0.256	0.188	0.246	0.143	***
14	0.155	0.432	* -0.120	0. 182	0.028	0.538	0.142	0.282	0.190	0.008	* 0.190	***
15	0.186	0.386	0.439	0.607	0.436	0.339	0.389	0.318	* 0.070	0.193	0.131	***
16	0.187	0.534	0.399	0.303	0.536	0.216	0.342	0.440	0.070	0.172	0.009	***
17	0.275	0.528	0.479	0.032	0.720	0.576	0.294	-0.029	0.318	0.119	0.132	-0.038
18	0.081	* 0.390	0.519	***	0.640	0.329	0.119	0.143	0.021	* 0.070	0.140	0.072
19	0.136	0.358	0.152	-0.023	0.112	0.098	0.435	0.126	0.012	* 0.020	0.069	***
20	0.121	0.405	-0.385	0.005	-0.085	0.090	0.755	0.189	0.043	0.074	0.196	***
21	0.099	0.402	-0.135	0.612	0.463	0.259	0.139	0.182	0.028	0.147	0.197	***
22	0.198	0.351	0.522	0.783	0.382	-0.058	0.190	0.265	-0.093	0.120	0.274	***
23	-0.030	* 0.430	0.683	0.714	0.361	0.087	0.104	-0.044	0.221	0.016	0.072	***
24	* 0.380	* 0.800	0.009	* -0.130	0.246	0.310	0.258	-0.045	0.196	* -0.120	***	***
25	* 0.200	0.434	0.513	0.468	0.047	0.240	0.571	-0.062	0.165	* -0.070	* 0.180	0.125
26	0.186	0.049	0.360	0.419	0.381	-0.061	0.243	0.081	0.044	-0.019	0.214	0.381
27	0.291	0.639	0.633	0.305	0.500	0.165	* 0.220	0.247	0.218	0.135	0.008	0.133
28	0.188	0.609	0.371	0.586	0.651	0.125	0.287	0.014	0.085	0.247	0.031	0.079
29	-0.034	0.466	0.383	0.626	0.038	***	0.265	* 0.110	-0.023	0.270	***	***
30	0.174		0.434	0.447	0.129	* 0.040	0.259	0.110	0.027	0.088	-0.008	***
31	0.256		0.005		-0.066		0.373	0.121		0.098		0.204
MEAN	0.163	0.339	0.329	0.366	0.260	0.189	0.252	0.206	0.125	0.089	0.104	0.119

ITEM	SHORT-WAVE RADIATION (1.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT	PYRANOMETER (GORCYNSKI TYPE) (MS-43F; MS-402F since Mar 20, 2006)
UNIT	(W/m²)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	123.6	162.1	169.5	276.4	238.2	331.8	239.0	212.1	149.6	49.6	164.7	127.4
2	124.9	83.8	189.4	222.2	138.3	105.5	246.2	192.1	197.1	212.9	143.2	24.5
3	126.5	22.4	156.0	232.2	104.7	45.0	129.4	228.8	249.1	123.8	31.8	128.1
4	125.7	169.4	196.8	270.9	100.1	180.9	192.6	213.7	154.6	209.4	135.5	116.1
5	74.6	141.7	161.4	250.6	74.0	119.7	282.2	96.1	103.9	141.7	86.7	48.2
6	125.9	33. 2	222.1	274.4	330.4	183.5	208.0	242.7	180.7	68.1	139.4	90.4
7	49.5	169.3	148.5	83.4	288.8	264.8	96.8	282.9	175.1	111.7	85.2	130.7
8	114.6	166.0	222.8	39.2	247.1	133.7	118.1	265.8	187.6	33.5	42.5	79.3
9	77.9	57.8	218.0	94.8	194.5	69.9	139.2	256.5	265.9	142.9	20.2	50.5
10	108.4	145.2	52.0	39.7	95.4	279.3	144.3	143.2	* 230.8	149.1	73.6	113.2
11	99.4	169.0	219.1	181.0	116.0	158.4	198.9	214.5	113.6	81.0	64.1	100.9
12	9.4	24. 2	196.0	239.9	147.0	78.3	289.3	211.2	247.4	173.0	53.5	110.6
13	115.9	190.4	203. 3	43.9	29.8	312.2	304.4	227.8	212.6	190.9	148.1	60.6
14	115.2	189.1	25.8	146.0	65.7	296.8	156.9	223.7	188.4	48.4	112.0	21.4
15	120.2	189.5	217.1	266.5	288.8	223.7	250.1	263.6	109.6	115.3	82.1	125.1
16	120.2	191.6	175.5	172.7	283.5	227.0	202.5	243.2	129.1	192.7	29.5	117.8
17	131.0	178.8	164.0	70.4	288.8	290.8	169.5	64.7	224.9	148.6	90.2	34.3
18	54.3	193.1	191.7	29.9	267.3	261.2	113.2	159.6	61.5	142.9	116.8	102.4
19	114.7	172.9	87.7	93.7	132.6	135.5	247.1	121.9	73.9	132.2	141.9	114.8
20	89.2	192.2	38.4	97.6	103.2	80.8	270.7	203.7	142.6	155.5	147.3	79.0
21	56.1	197.7	107.8	227.9	323.6	186.6	129.2	177.4	92.0	172.0	142.2	109.9
22	110.8	172.7	255.2	274.9	262.0	44.9	208.9	187.3	65.8	139.3	142.9	42.9
23	20.9	149.6	236.8	275.0	292.3	149.1	157.1	61.7	184.5	91.2	112.0	107.0
24	120.2	191.4	30.9	42.7	200.3	225.4	192.4	53.3	230.4	17.2	55.5	61.2
25	155.3	197.3	232.4	180.8	91.4	154.5	248.6	44.5	125.0	58.9	130.4	110.4
26	147.8	79.0	200.6	155.7	272.3	38.9	143.4	92.3	80.2	44.4	132.9	131.9
27	155.3	207.8	243.3	170.1	323.6	176.3	126.6	212.4	186.0	134.2	14.1	125.6
28	105.9	210.3	171.6	239.5	236.2	160.9	200.1	97.3	82.1	174.3	35.7	120.5
29	23.5	195.0	229.2	259.5	52.9	37.2	221.8	149.1	34.2	153.3	118.6	120.8
30	130.5	• • •	141.8	283.3	69.0	158.3	202.8	139.6	51.2	122.5	133.0	110.9
31	152.8		68.6	<u></u>	60.6	<u></u>	215.9	150.8	<u></u>	70.7	<u></u>	126.7
MEAN	103.2	153.2	166.9	174.5	184.5	170.4	195.0	175.3	151.0	122.6	97.5	94.9

ITEM	NET RADIATION (1.5 m HEIGHT)	
INSTRUMENT	NET RADIOMETER (MIDDLTON TYPE)	(CN-11)
UNIT	(W/m ²)	
YEAR	2008	

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	18.6	58.6	45.6	119.1	128.4	205.5	140.5	***	***	22.7	56.3	34.3
2	17.3	32.3	57.7	93.5	86.3	57.6	143.1	***	***	114.4	52.2	5.6
3	34.2	8.6	61.6	107.8	68.6	27.8	84.6	***	***	56.8	-2.8	41.0
4	30.3	67.5	92.2	124.2	65.9	108.8	130.2	***	***	104.5	48.7	33.7
5	19.6	51.3	53.8	108.1	44.5	77.0	180.1	***	***	78.0	26.0	15.9
6	31.2	12.7	87.0	121.2	162.4	118.8	138.5	***	***	41.0	49.8	20.2
7	9.9	58.1	63.1	35.2	148.7	163.0	52.9	***	***	60.5	37.8	20.2
8	35.2	42.3	86.3	24.4	131.9	75.8	73.5	***	***	16.1	9.0	27.7
9	21.1	22.6	89.3	50.8	109.1	31.5	86.2	***	***	73.4	-2.7	18.3
10	25.0	57.7	16.6	22.9	56.8	171.6	91.3	***	***	82.4	24.7	44.7
11	28.3	71.9	102.7	109.1	69.1	97.1	119.7	***	60.0	33.5	8.5	29.9
12	0.6	3.8	83.3	115.5	81.9	36.9	177.8	***	143.5	78.9	19.6	23.1
13	32.8	51.3	91.4	25.0	13.0	185.3	189.3	***	122.8	97.7	50.6	14.0
14	30.2	46.4	10.6	79.7	43.9	183.6	100.0	***	111.9	25.0	51.0	-0.8
15	27.3	58.3	112.1	128.7	173.3	132.6	***	***	64.6	63.7	36.7	44.7
16	38.4	64.5	81.5	76.7	163.1	140.0	***	***	68.6	92.7	11.9	32.8
17	44.3	58.2	80.8	33.5	173.3	183.1	***	***	125.4	62.5	41.0	15.5
18	0.8	67.0	85.1	20.1	163.4	163.1	***	***	26.9	57.4	40.2	37.1
19	20.1	61.1	41.2	61.7	78.7	87.6	***	***	39.8	58.7	23.9	23.5
20	30.0	67.8	21.5	51.8	57.2	50.8	***	***	92.3	74.2	33.7	26.1
21	20.5	63.7	46.6	134.8	181.0	131.3	***	***	56.6	75.1	32.8	27.1
22	30.6	67.8	96.1	140.6	145.3	30.0	*×××	***	32.3	54.9	49.1	1.5
23	10.7	38.1	107. 7	145.8	172.4	99.3	***	***	106.6	47.1	23.7	27.3
24	36.0	58.1	18.2	22.9	128.8	146.0	***	***	125.1	8.7	14.5	17.9
25	30.9	69.7	128.2	107.7	57.6	99.2	***	***	78.5	28.6	67.1	25.8
26	34.5	30.1	88.0	97.5	172.5	24.8	*×××	***	46.1	12.7	43.7	10.3
27	42.5	75.4	126.7	99.4	190.8	111.8	***	***	110.9	56.7	-1.5	4.6
28	32.2	69.2	79.9	128.8	149.8	100.2	***	***	44.0	77.3	11.5	11.0
29	10.8	73.6	113.2	137.5	33.2	23.5	***	***	16.0	61.1	36.8	27.3
30	53.9		69.8	147.7	48.4	98.8	***	***	31.6	45.8	30.7	20.9
31	56.0		22.3		38.3		***	***		18.4		2.4
MEAN	27.5	52.0	72.9	89.1	107.7	105.4	122.0	***	75.2	57.4	30.8	22.1

ITEM	SOIL HEAT FLUX (0.02 m DEPTH)
INSTRUMENT	SOIL HEAT FLUX METER (CPR-PHF-01)
UNIT	(W/m ²)
YFAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-10.2	-7.4	-1.8	-0.7	10.5	10.5	2.1	3.7	2.5	-6.5	-7.0	-7.0
2	-8.2	-4.0	3.3	2.3	7.9	1.1	5.0	4.4	3.4	-6.9	-4.8	-3.6
3	-5.9	-5.5	3.3	7.8	5.8	-4.1	3.4	6.7	2.0	-7.7	-6.9	-5.2
4	-7.5	0.3	3.2	5.4	3.3	4.5	8.6	5.9	-3.0	-4.4	-3.6	-3.7
5	-5.3	-2.5	-2.8	2.0	3.1	2.7	9.9	0.0	-1.2	-2.1	-8.8	1.4
6	-6.2	-6.5	0.1	5.0	10.1	11.0	7.1	4.7	1.5	-3.6	-4.4	-9.0
7	-1.4	0.7	-1.1	0.5	8.5	6.8	2.0	5.0	-1.1	-1.2	-0.6	-13.0
8	-2.1	-5.2	0.9	-2.1	3.1	2.1	1.5	4.1	-2.7	-3.2	-6.3	-6.3
9	-1.0	-6.3	2.8	1.8	4.8	0.7	-0.4	1.3	-7.7	-1.9	-8.0	-3.1
10	-5.0	1.9	-3.9	-1.2	-4.1	5.5	1.5	1.3	* -7.5	-0.3	-5.5	2.3
11	-1.5	1.1	6.1	12.9	-3.4	4.5	3.1	5.0	-3.7	-3.0	-6.8	-3.1
12	-2.9	-2.9	1.1	9.1	-2.2	-6.2	4.8	4.9	0.0	-11.8	-3.7	-3.8
13	-9.0	-7.6	7.0	-6.1	-5.9	7.0	5.5	6.4	-1.4	-5.6	-3.1	-1.6
14	-8.0	-4.7	5.6	8.4	1.4	2.2	3.9	5.0	-1.4	-3.7	0.3	-8.3
15	-7.4	-2.0	12.6	9.4	9.5	-0.9	0.9	5.1	-1.6	-1.0	0.7	-11.6
16	-1.7	-5.3	5.8	5.7	8.9	6.6	4.8	2.1	-2.6	-9.2	-0.4	-5.6
17	-4.7	-6.9	4.4	2.8	8.5	4.5	4.8	-7.9	-2.2	-5.7	0.3	-0.5
18	-8.8	-4.4	4.6	-1.1	9.6	6.2	4.2	-1.3	-2.6	-5.0	-2.4	-2.7
19	-7.6	-3.2	0.9	1.5	4.5	3.6	3.0	1.1	-1.0	-2.9	-13.7	-8.7
20	-5.8	-0.7	-3.8	3.0	4.1	3.5	1.7	2.9	-0.8	0.2	-12.7	-5.0
21	-2.4	-0.9	-2.1	10.1	6.1	8.7	1.5	-1.2	-2.2	-6.4	-9.6	1.3
22	-4.9	3.7	3.7	6.5	7.9	-1.1	6.1	-7.3	-6.7	-2.8	-9.0	-1.8
23	-3.4	-1.8	5.2	11.0	10.1	1.9	4.6	-5.5	-2.8	0.9	-5.2	-8.7
24	-2.8	-5.0	-4.6	3.5	7.0	5.6	5.6	-0.7	-3.0	2.7	-6.0	-8.9
25	-6.7	-4.7	12.4	5.5	2.9	-2.0	3.1	0.0	-1.5	-1.8	-0.9	-6.0
26	-7.2	4.7	6.8	0.7	9.9	-8.0	1.6	-1.8	-2.3	-4.1	-5.8	-10.8
27	-7.3	-3.0	7.1	8.3	4.1	3.0	1.5	1.9	-6.8	-3.9	-7.5	-9.1
28	-7.0	-3.1	-0.3	6.2	1.7	4.9	1.9	2.7	-9.0	-4.4	-4.8	-7.1
29	1.2	-1.2	-1.7	9.3	-7.2	0.2	1.8	4.4	-6.9	-5.0	-4.4	-4.6
30	3.5		-2.6	13.4	-3.8	1.2	-0.2	2.4	-3.8	-11.3	-8.6	-5.2
31	-5.5		-6.0		-4.5		1.1	0.7		-7.7		-7.7
MEAN	-4.9	-2.8	2.1	4.7	3.9	2.9	3.4	1.8	-2.6	-4.2	-5.3	-5.4

ITEM	SUNSHINE	DURATION	(9. Om	HEIGHT)
INSTRUMENT	SUNSHINE-	RECORDER		
UNIT	(min)			

	(00000)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	487.0	582.0	514.0	695.5	446.5	741.5	387.0	295.5	103.0	40.5	541.5	524.5
2	521.0	12.5	558.0	492.5	3.0	20.0	449.0	286.5	412.0	607.0	458.0	0.0
3	506.0	0.0	338.0	531.5	96.5	0.0	87.0	390.0	565.0	216.0	0.0	532.5
4	534.0	570.0	494.5	608.5	15.5	273.5	310.5	292.5	153.5	581.5	382.0	509.5
5	248.0	376.5	332.0	534.5	0.5	18.5	621.5	2.0	135.5	202.5	86.0	59.5
6	531.5	0.0	547.5	679.0	754.0	205.5	265.5	431.5	213.0	72.5	474.5	295.5
7	33.5	535.5	303.5	139.0	688.5	387.5	32.5	692.0	239.0	94.5	230.0	534.5
8	512.5	553.0	621.0	0.0	502.5	97.5	28.5	656.5	346.0	0.0	1.0	150.5
9	268.0	11.0	572.5	96.5	213.5	38.0	72.0	511.0	694.0	302.5	0.0	26.5
10	438.5	405.5	51.0	0.0	6.5	568.5	44.0	131.0	607.0	337.5	27.0	417.5
11	399.0	552.0	612.5	272.0	0.0	203.0	196.0	321.0	220.0	130.0	9.0	396.5
12	0.0	0.0	549.0	484.5	1.5	116.5	672.0	363.0	631.5	398.5	12.5	513.0
13	363.0	584.5	574.5	0.0	0.0	671.5	663.0	373.5	421.5	497.0	567.0	27.0
14	447.0	584.0	0.0	239.5	9.5	652.0	105.0	369.0	414.5	9.5	244.5	0.0
15	475.5	574.5	480.5	656.0	552.5	290.0	426.0	675.5	20.5	166.0	157.5	528.0
16	484.0	530.5	363.5	263.0	588.0	386.0	215.5	497.0	196.0	593.5	0.0	504.0
17	449.5	536.5	208.0	0.0	600.5	596.0	162.5	0.0	570.5	411.0	163.5	0.0
18	67.5	588.0	406.0	0.0	477.0	368.5	17.0	140.0	0.0	324.5	337.0	347.0
19	374.0	569.0	58.5	13.5	58.0	31.5	419.0	62.5	0.0	275.0	490.0	471.0
20	200.5	586.0	0.0	57.5	55.5	7.0	508.0	367.5	177.5	388.0	569.5	267.5
21	0.5	587.5	38.0	335.5	754.0	147.5	16.5	253.0	25.5	562.0	561.5	504.5
22	382.5	506.0	664.5	647.5	500.5	0.0	336.0	201.0	14.5	360.0	542.0	94.5
23	0.0	409.0	613.0	649.0	640.0	101.0	214.5	0.0	366.5	125.5	444.0	455.0
24	372.5	593.0	0.0	0.0	204.0	392.0	235.0	0.0	635.5	0.0	122.0	70.5
25	565.0	572.5	428.0	167.0	20.5	93.5	453.5	0.0	156.5	9.5	377.0	502.5
26	556.5	59.0	388.0	40.0	536.0	0.0	88.5	9.5	33.5	0.0	535.5	530.0
27	577.0	599.5	490.5	217.0	692.0	156.5	72.0	409.5	292.0	330.5	3.0	530.0
28	296.5	616.5	248.0	498.5	400.0	179.0	269.0	52.5	6.0	579.0	104.5	519.5
29	0.0	562.0	529.5	480.5	0.0	0.0	384.0	163.5	0.0	406.5	435.0	521.5
30	387.0	• • •	193.0	657.0	0.0	214.0	311.0	129.0	0.0	291.0	536.0	503.0
31	474.5		90.0		0.0		252.5	84.0		65.5		532.5
MEAN	353.3	436.4	363.5	315.2	284.4	231.9	268.2	263.2	255.0	270.2	280.4	350.6

ITEM	AIR TEMPERATURE (1.6 m HEIGHT)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONTU	1	0	0		F	6	7	0	0	10	11	10
MUNTH	1	2	3	4	5	17.1	/	8	9	17.1	10.0	12
1	2.0	0.2	5.3	8.9	19.6	17.1	19.8	25.6	25.5	17.1	12.0	0.5
2	3.3	1.4	/. 1	9.5	18.6	17.9	22.2	27.3	26. /	16.4	11.5	1.1
3	2.6	1.4	6.2	11.2	18.3	15.1	22.9	29.0	27.4	16.0	11.4	8.8
4	2.1	2.4	5. /	11.3	17.1	17.2	25.6	28.9	24. /	17.7	12. /	9.0
5	2.0	0.8	4.3	11.8	17.2	17.4	26.9	25.4	24.3	18.1	9.5	12.0
6	3.6	0.1	4.2	11.6	18.7	21.3	26.4	27.7	25.3	17.4	11.6	7.4
7	5.7	3.6	4.3	11.0	19.4	20.9	24.3	29.2	24.7	18.8	13.7	3.4
8	5.7	2.3	4.5	11.5	17.3	20.0	23.6	28.6	24.2	17.9	11.4	4.7
9	6.3	-0.3	6.5	11.7	16.9	19.9	22.2	26.1	21.8	19.3	8.8	6.1
10	4.3	4.1	4.9	9.0	12.1	20.6	22.9	24.7	* 21.0	19.7	9.6	11.1
11	5.2	4.4	8.0	11.8	10.7	21.6	24.4	26.2	21.1	19.2	10.4	9.2
12	5.3	3.7	7.1	13.1	11.3	16.7	26.0	27.0	23.9	14.1	10.6	9.0
13	1.8	1.3	8.3	9.2	11.1	20.1	25.8	28.7	23.6	16.0	12.6	10.0
14	0.2	3.4	11.1	11.5	12.1	20.2	26.1	28.1	23. 2	16.4	13.1	5.4
15	0.2	3.8	12.3	12.5	15.3	18.7	25.0	28.8	22.8	17.8	14.5	2.8
16	3.4	1.7	11.4	14.8	16.5	20.8	25.8	26.9	21.8	15.3	14.2	5.5
17	1.0	-0.2	11.1	15.1	16.9	19.5	26.4	21.2	22.3	15.9	14.3	7.5
18	-0.9	0.4	10.8	12.9	16.7	20.8	26.3	22.9	22.0	16.6	13.5	8.0
19	-0.4	0.6	10.0	13.5	18.7	21.9	26.6	24.8	22.4	17.6	8.3	5.4
20	0.2	3.4	8.8	14.8	19.0	22.1	24.3	25.2	22.9	18.4	5.9	5.8
21	2.7	5.3	9.8	14.4	17.4	23.3	25.0	23.5	21.7	16.3	6.7	9.8
22	1.1	6.6	9.4	12.7	19.4	20.4	28.2	20.3	19.5	16.6	6.8	10.4
23	1.7	4.8	9.1	13.7	21.8	20.5	28.5	20.2	21.1	19.0	8.4	3.3
24	3.0	1.6	7.5	16.4	20.8	22.0	28.7	22.5	21.7	20.3	7.1	2.7
25	1.6	0.4	10.3	12.9	19.4	19.3	26.8	22.8	21.4	18.6	8.3	5.2
26	0.4	6.6	14.0	11.9	21.3	15.5	24.9	21.9	21.2	16.6	8.4	3.0
27	0.1	4.8	11.5	13.9	19.0	19.4	24.9	23.0	18.2	15.4	5.9	3.8
28	0.4	4.0	9.9	14.0	17.5	22.0	25.4	24.5	15.6	14.2	9.0	5.1
29	3.1	3.5	8.5	15.8	13.9	20.0	26.0	25.3	15.6	14.0	9.5	5.5
30	5.6		6.6	18.5	14.1	20.5	23.9	25.0	16.7	10.1	9.3	4.9
31	2.7		5.7		13.3		23.8	24.4		10.6		4.8
MEAN	2.5	2.6	8.2	12.7	16.8	19.8	25.1	25.3	22. 1	16.7	10.3	6.6

ITEM	AIR TEMPERATURE (12.3 m HEIGHT)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	3.1	1.8	6.1	8.7	19.7	17.0	19.7	25.3	25.4	17.4	13.1	7.1
2	4.5	2.0	7.2	10.6	18.5	18.0	22.2	27.1	26.6	16.9	12.4	7.7
3	4.1	1.3	6.8	11.4	18.2	15.1	22.9	28.7	27.6	16.9	12.0	9.4
4	3.4	3.0	6.1	11.9	17.1	17.1	25.5	28.7	24.9	18.9	13.5	9.6
5	3.0	1.8	4.5	12.7	17.1	17.4	26.9	25.2	24. 2	18.4	10.4	12.3
6	5.6	0.5	4.9	12.1	18.6	21.1	26.4	27.6	25.1	17.6	12.1	8.0
7	6.7	3.6	4.9	11.4	19.8	21.0	24.4	29.3	24.8	19.2	14.2	5.0
8	6.9	3.0	5.4	11.5	17.5	20.1	23.6	28.7	24.4	17.9	11.9	5.5
9	7.3	0.2	7.4	11.7	16.9	20.1	22.1	26.1	22.4	19.5	9.0	6.5
10	5.6	4.5	5.8	8.9	11.9	20.9	22.8	24.6	* 21.6	19.8	10.1	11.9
11	6.0	4.8	9.3	11.6	10.6	21.7	24.5	26.0	21.2	19.7	10.5	10.7
12	5.4	3.9	7.4	12.9	11.2	17.1	26.4	26.8	24.6	15.6	10.6	10.0
13	2.3	1.3	8.4	9.0	11.0	20.5	25.8	28.5	23.8	16.7	12.9	10.1
14	1.2	3.4	11.3	11.4	11.9	20.5	26.1	28.0	23.3	16.6	13.2	6.0
15	1.7	4.2	12.4	12.7	15.4	18.9	25.1	28.7	22.9	18.0	14.4	4. 2
16	3.5	2.7	12.0	15.0	16.6	20.9	25.4	26.8	21.9	16.6	14.3	5.8
17	1.4	0.7	11.2	15.1	16.8	19.6	26.1	21.3	22.5	16.5	14.2	7.6
18	0.4	1.8	10.7	12.8	16.5	20.8	26.1	22.9	22.3	17.6	13.6	8.8
19	1.1	2.1	10.1	13.4	18.6	22.0	26.3	24.8	22.4	18.2	9.0	7.0
20	0.9	4.2	8.7	14.7	19.2	22.1	23.9	25.1	22.8	18.5	6.8	6.8
21	2.9	6.2	9.9	14.4	18.1	23.1	24.7	23.5	21.8	17.2	7.7	10.3
22	2.1	7.2	9.7	12.7	20.0	20.3	27.8	20.4	19.8	16.9	8.1	10.4
23	1.6	4.9	9.4	13.9	22.4	20.3	28.2	20.1	21.8	19.1	8.6	4. 2
24	2.9	2.0	7.6	16.3	20.7	21.8	28.5	22.4	22. 2	20.2	7.3	3.3
25	1.9	1.7	10.1	12.6	19.6	19.2	26.4	22.8	21.8	18.6	8.2	6.2
26	1.4	6.6	13.7	11.7	21.2	15.6	24.6	21.9	21.5	17.3	9.0	3.0
27	1.6	4.7	11.1	13.6	19.4	19.3	24.6	22.8	18.5	15.6	6.1	3.8
28	1.4	4.4	9.9	13.8	17.5	21.9	25.7	24.4	15.9	14.3	9.6	5.4
29	3.0	4.8	9.2	15.9	13.7	19.9	25.8	25.2	15.6	14.3	10.4	6.9
30	5.9		7.0	19.0	14.0	20.6	23.7	24.9	16.6	11.1	10.1	5.9
31	3.9		6.2	• • •	13.2		23.5	24.3		11.0		4.8
MEAN	3.3	3.2	8.5	12.8	16.9	19.8	25.0	25.3	22.3	17.2	10.8	7.2

ITEM	AIR TEMPERATURE (29.5 m HEIGHT)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (E-731)
UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	3.4	2.5	6.5	8.6	19.7	17.0	19.5	25.1	25.3	17.5	13.4	7.5
2	4.8	2.3	7.2	10.8	18.4	17.9	22.1	26.9	26.6	17.2	13.4	7.6
3	4.4	1.2	7.1	11.5	18.0	15.0	22.8	28.6	27.7	17.2	12.5	9.6
4	4.0	3.3	6.1	11.9	17.0	17.0	25.4	28.6	25.1	19.5	13.9	10.0
5	4.0	2.2	4.6	13.0	16.9	17.4	26.8	25.1	24.0	18.8	11.5	12.7
6	6.7	0.8	5.0	12.4	18.5	21.0	26.3	27.5	24.9	17.7	12.6	8.2
7	7.2	3.5	5.2	11.7	20.0	20.9	24.3	29.4	24.7	19.5	14.4	5.3
8	7.6	3.4	5.9	11.5	17.5	20.0	23.5	28.8	24.4	17.9	12.2	6.0
9	7.9	0.5	7.7	11.6	16.9	20.1	22.0	26.1	22.8	19.6	9.1	6.7
10	6.2	4.6	6.3	8.7	11.8	21.0	22.6	24.5	* 21.9	19.8	10.3	12.1
11	6.4	4.9	10.3	11.4	10.5	21.6	24.4	25.9	21.2	19.8	10.5	11.5
12	5.4	4.1	7.5	12.8	11.1	17.2	26.4	26.6	24.9	16.4	10.6	10.7
13	2.4	1.2	8.3	8.9	10.9	20.8	25.7	28.4	24.1	17.1	13.0	10.1
14	1.7	3.3	11.4	11.2	11.8	20.7	26.0	28.0	23.3	16.8	13.2	6.2
15	2.6	4.2	12.4	13.1	15.5	18.9	25.1	28.6	22.8	18.1	14.3	5.2
16	3.5	3.0	12.4	15.0	16.6	20.8	25.2	26.7	21.8	17.1	14.3	6.0
17	1.5	1.2	11.2	15.1	16.7	19.7	25.9	21.2	22.6	16.8	14.2	7.6
18	0.9	2.3	10.6	12.7	16.3	20.6	26.0	23.0	22.4	17.9	13.6	9.1
19	1.7	2.9	10.3	13.4	18.4	21.9	26.3	24.7	22.5	18.4	9.2	7.7
20	1.4	4.5	8.6	14.6	19.2	22.0	23.7	25.0	22.8	18.5	7.2	7.4
21	2.9	6.6	9.8	14.3	18.4	22.9	24.5	23.5	21.8	17.8	8.3	10.7
22	2.5	7.4	9.9	12.6	20.2	20.1	27.6	20.4	19.8	17.3	8.7	10.5
23	1.5	4.9	9.5	14.3	22.6	20.2	28.0	20.0	22.3	19.0	8.6	4.7
24	2.8	2.0	7.6	16.2	20.6	21.6	28.4	22.3	22.3	20.2	7.4	3.7
25	1.9	2.1	10.0	12.4	19.5	19.1	26.3	22.7	21.9	18.6	8.0	6.8
26	1.6	6.6	13.4	11.5	21.2	15.5	24.5	21.8	21.8	17.8	9.2	2.9
27	2.0	4.5	10.9	13.4	19.6	19.2	24.4	22.7	18.4	15.8	6.6	3.8
28	2.0	4.4	9.9	13.7	17.5	21.8	25.9	24.3	16.0	14.4	9.9	5.6
29	3.0	5.8	9.8	16.0	13.6	19.8	25.9	25.1	15.5	14.5	10.9	7.4
30	6.0	• • •	7.2	19.2	13.8	20.5	23.7	24.8	16.4	11.7	10.5	6.2
31	4.4		6.2		13.0		23.3	24.2		11.3		4.8
MEAN	3.7	3.5	8.7	12.8	16.8	19.7	24.9	25.2	22.4	17.4	11.0	7.6

ITEM	SOIL TEMPERATURE (0.02 m DEPTH)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (C-PTG-10)
UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONITU		0	0			0	-	0	0	10	11	10
MUNTH	1	Z	3	4	5	6	10.0	8	9	10	10 7	12
1	2.5	2.1	4.1	8.3	18.4	18.6	19.9	25.6	24.5	18.3	13.7	1.2
2	2.4	2.0	5.3	9.4	18.4	17.9	20.6	26.2	25.5	17.8	13.5	8.5
3	2.8	2.1	5.9	11.5	18.6	16.6	20.9	27.2	25.9	17.3	13.2	8.3
4	2.6	3.1	6. /	11.9	17.7	17.8	22.4	27.6	24.8	17.6	13.7	8.1
5	3.0	3.3	5.8	11.7	17.3	17.8	23.8	26.4	24.6	17.8	12.5	9.8
6	2.7	1.8	5.3	12.0	19.2	20.1	23.8	27.0	25.2	18.0	12.6	8.8
7	3.3	3.8	5.8	10.7	18.9	20.6	23.2	27.5	25.1	17.9	13.9	6.3
8	4.6	2.6	5.5	11.1	18.2	19.7	22.6	27.5	24.6	18.2	13.4	6.2
9	5.3	1.5	6.3	11.0	17.7	19.4	22.0	26.6	22.8	18.4	11.8	6.7
10	4.1	3.8	5.6	10.3	15.5	20.1	21.9	25.4	* 22.1	18.5	12.2	9.6
11	4.3	3.9	7.1	13.2	14.1	20.1	22.3	26.0	21.7	19.1	11.4	8.9
12	5.4	4.1	7.0	14.1	14.0	18.3	23.3	26.4	22.8	16.5	11.7	8.0
13	3.8	2.6	8.4	11.4	12.5	19.2	23.7	27.1	22. 3	17.0	12.7	8.6
14	2.4	2.3	8.8	12.9	13.6	19.8	23.9	27.1	22.8	16.9	12.7	7.9
15	2.4	3.0	12.8	13.8	16.9	19.0	23.5	27.1	22.6	17.8	14.0	5.3
16	3.4	2.5	10.6	14.2	17.5	19.8	24.2	26.5	22.4	16.7	14.3	5.4
17	3.8	1.6	11.3	13.9	18.6	20.0	24.8	23.2	22.0	16.3	14.7	7.2
18	2.1	1.6	11.5	12.8	19.0	20.5	25.1	23.4	22. 1	16.3	14.4	8.1
19	1.2	2.0	9.7	12.9	18.4	20.2	25.3	24.0	21.9	16.6	11.2	6.2
20	1.1	2.6	9.0	13.0	18.9	20.6	25.0	24.8	22.1	17.8	9.2	6.2
21	2.6	3.3	8.3	14.5	19.0	22.0	24.5	24.4	21.7	16.8	8.3	6.8
22	2.7	4.7	9.3	15.2	19.6	20.9	25.9	22.8	20.5	16.5	8.2	8.9
23	2.5	4.6	9.7	14.9	20.8	20.5	26.1	22.0	20. 2	17.7	9.2	6.5
24	3.7	3.7	8.9	15.1	20.7	21.2	26.6	22.5	21.1	18.8	8.7	4.6
25	2.2	2.6	11.5	15.9	19.7	20.3	26.6	22.9	21.0	18.5	10.0	5.6
26	1.6	4.0	12.4	14.4	21.3	18.1	25.5	22.7	21.0	17.5	10.0	4.3
27	1.1	5.3	13.0	15.5	20.7	19.0	25.2	23.3	20. 2	16.8	8.2	3.5
28	0.6	4.0	12.0	16.1	19.6	20.3	25.7	23.7	18.8	16.3	9.4	3.5
29	2.9	4.2	10.3	16.8	16.5	19.8	25.7	24.5	18.3	16.0	8.6	4.1
30	4.9		9.3	18.0	16.4	19.9	25.2	25.0	18.4	14.2	8.1	4.6
31	3.5		8.4		15.5		25.0	24.0		13.4		3.9
MEAN	3.0	3.1	8.6	13.2	17.8	19.6	24.0	25.2	22.3	17.2	11.5	6.7

ITEM	SOIL TEMPERATURE (0.10 m DEPTH)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (C-PTG-10)
UNIT	(° 0)

UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	0	10	11	12
1	4 7	3.6	4.7	8.8	17.0	17.5	20.0	25.1	25 1	20.0	15.2	9.0
2	4.3	3.2	5.2	9.3	17.2	17.9	20.4	25.5	25.6	19.5	14.8	9.5
3	4.3	3.3	5.7	10.5	17.5	17.3	20.7	26.2	25.9	19.2	14.8	9.5
4	4.2	3.5	6.5	11 1	17.1	17.5	21.6	26.6	25.4	19 1	14.8	9.3
5	4 3	4 0	6.4	11.3	16.9	17.7	22 6	26.4	25.1	19.2	14.3	10.2
6	4 1	3 3	5 7	11 4	17.7	18.9	23 0	26.3	25.2	19.5	13.9	10.2
7	4.2	4.0	6.1	11.0	17.7	19.6	22.9	26.6	25.3	19.3	14.6	8.6
8	5.2	3.8	5.8	11.4	17.7	19.4	22.5	26.8	25.0	19.6	14.7	7.9
9	5.7	3.0	6.2	11.0	17.2	19.2	22.1	26.5	24.0	19.6	13.6	8.0
10	5.3	3.8	6.3	10.8	16.3	19.4	21.8	25.6	* 23.3	19.7	13.5	9.7
11	5.1	4.2	6.6	11.9	15.0	19.6	22.0	25.6	22.8	20. 2	13.0	9.8
12	6.0	4.7	7.2	12.9	14.7	19.1	22.6	26.0	23.3	18.8	12.9	9.2
13	5.3	3.9	7.7	12.3	13.8	18.7	23.0	26.3	23.4	18.5	13.5	9.5
14	4.2	3.4	8.2	12.1	13.8	19.5	23.2	26.6	23.6	18.4	13.4	9.4
15	4.0	3.7	10.8	12.9	15.5	19.2	23.2	26.6	23.5	18.8	14.4	7.7
16	4.2	3.6	10.1	13.4	16.4	19.3	23.4	26.5	23.5	18.3	14.8	7.1
17	4.8	3.1	10.6	13.6	17.3	19.6	24.0	25.1	23.1	17.6	15.1	8.0
18	3.9	2.8	10.8	13.1	17.8	19.8	24.3	24.6	23. 2	17.5	15.0	8.9
19	3.1	2.9	9.9	12.9	17.7	19.8	24.6	24.9	23.0	17.6	13.4	8.0
20	2.8	3. 2	9.6	12.9	18.1	20.1	24.6	25.3	23. 2	18.3	11.7	7.6
21	3.5	3.7	8.9	13.5	18.1	20.8	24.3	25.3	23.0	18.0	10.6	7.6
22	3.7	4.4	9.1	14.3	18.5	20.9	24.8	24.4	22.4	17.5	10.3	9.4
23	3.6	4.9	9.4	14.0	19.3	20.4	25.2	23.5	21.8	18.2	10.6	8.2
24	4.3	4.5	9.6	14.6	19.6	20.6	25.6	23.4	22. 3	19.1	10.4	6.8
25	3.6	3.8	10.2	15.0	19.4	20.6	25.9	23.8	22. 2	19.4	10.8	7.0
26	3.2	4.1	11.4	14.4	20.0	19.2	25.4	23.8	22. 2	18.7	11.1	6.4
27	2.8	5.4	11.9	14.6	20.1	19.0	25.1	23.7	21.8	18.0	10.0	5.6
28	2.4	4.7	11.9	15.3	19.5	19.9	25.2	24.1	20. 8	17.6	10.5	5.3
29	3.2	4.7	10.7	15.6	17.8	20.1	25.3	24.6	20. 1	17.3	9.9	5.5
30	4.6	• • •	10.1	16.3	17.1	20.1	25.1	25.2	19.9	16.3	9.8	5.9
31	4.5		9.4		16.4		24.9	25.0		15.3		5.7
MEAN	4.2	3.8	8.5	12.7	17.4	19.4	23.5	25.4	23.3	18.5	12.8	8.1

ITEM	SOIL TEMPERATURE (0.50 m DEPTH)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (C-PTG-10)
UNIT	(°C)

YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	8.8	6.3	6.2	9.9	13.3	16.5	18.5	22.3	23.4	21.0	17.8	12.5
2	8.6	6.3	6.2	9.8	13.6	16.4	18.5	22.4	23.4	20.8	17.5	12.3
3	8.4	6.2	6.3	9.7	13.8	16.4	18.6	22.5	23.5	20.6	17.2	12.2
4	8.2	6.1	6.4	9.8	14.1	16.4	18.7	22.6	23.5	20.4	17.0	12.1
5	8.0	6.0	6.6	9.9	14. 2	16.4	18.9	22.8	23.6	20.3	16.8	12.0
6	7.9	6.1	6.7	10.0	14.4	16.4	19.1	23.0	23.5	20.1	16.6	12.0
7	7.8	6.0	6.8	10.2	14.5	16.6	19.4	23.0	23.5	20.0	16.4	11.9
8	7.7	6.0	6.8	10.4	14.7	16.8	19.6	23.1	23.5	19.9	16.3	11.8
9	7.7	6.1	6.9	10.5	14.8	16.9	19.7	23.3	23.5	19.9	16.2	11.5
10	7.7	5.9	6.9	10.5	14.9	17.1	19.8	23.3	* 23.3	19.8	16.0	11.2
11	7.8	5.9	7.0	10.5	14.9	17.2	19.8	23.3	23.1	19.8	15.8	11.2
12	7.8	5.9	7.1	10.6	14.7	17.3	19.8	23.3	22.9	19.8	15.6	11.2
13	7.8	6.0	7.2	10.8	14.5	17.4	19.9	23.3	22.8	19.7	15.4	11.2
14	7.8	6.0	7.4	11.0	14.3	17.4	20.0	23.3	22.7	19.5	15.3	11.2
15	7.7	6.0	7.6	11.0	14.1	17.4	20.1	23.4	22.7	19.4	15.2	11.2
16	7.5	5.9	8.0	11.2	14.2	17.5	20.2	23.5	22.7	19.3	15.2	11.0
17	7.4	5.9	8.4	11.4	14.3	17.5	20.3	23.6	22.6	19.2	15.3	10.7
18	7.4	5.8	8.7	11.7	14.6	17.6	20.5	23.6	22.5	19.0	15.4	10.6
19	7.3	5.7	8.9	11.8	14.8	17.7	20.7	23.5	22.5	18.8	15.4	10.5
20	7.1	5.7	9.1	11.9	15.2	17.7	20.9	23.5	22.4	18.7	15.3	10.5
21	6.9	5.6	9.2	11.9	15.4	17.8	21.1	23.5	22.4	18.7	15.0	10.3
22	6.8	5.7	9.1	12.0	15.6	18.0	21.2	23.4	22.4	18.6	14.6	10.3
23	6.7	5.8	9.1	12.1	15.7	18.2	21.3	23.3	22.3	18.5	14.2	10.3
24	6.7	5.9	9.2	12.2	15.9	18.3	21.5	23.1	22.1	18.5	13.9	10.3
25	6.7	6.0	9.2	12.4	16.2	18.4	21.7	22.9	22.0	18.5	13.6	10.1
26	6.6	6.0	9.3	12.6	16.5	18.5	21.9	22.7	21.9	18.6	13.4	9.9
27	6.5	6.0	9.6	12.7	16.6	18.4	22.0	22.6	21.9	18.6	13.3	9.7
28	6.4	6.1	9.8	12.8	16.8	18.3	22.1	22.6	21.8	18.6	13.0	9.5
29	6.2	6.1	10.0	12.9	16.9	18.3	22.2	23.0	21.6	18.4	12.8	9.2
30	6.2		10.1	13.1	16.8	18.5	22.2	23.0	21.3	18.3	12.7	9.1
31	6.2		10.1		16.7		22.3	23.3		18.1		9.0
MEAN	7.4	6.0	8.1	11.2	15.1	17.4	20.4	23.1	22.7	19.3	15.3	10.9

ITEM	SOIL TEMPERATURE (1.00 m DEPTH)
INSTRUMENT	PT RESISTANCE THERMOMETER (C-PTG-10)
UNIT	(°C)
YEAR	2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	11.7	9.7	8.5	10.0	11.8	14.5	16.3	18.8	20. 7	20.4	18.4	15.2
2	11.7	9.6	8.5	10.1	11.9	14.6	16.4	18.8	20.8	20. 3	18.3	15.1
3	11.6	9.5	8.5	10.1	11.9	14.6	16.4	18.9	20.8	20. 2	18.2	15.0
4	11.6	9.5	8.5	10.1	12.0	14. 7	16.4	19.0	20.9	20. 1	18.1	14.9
5	11.5	9.4	8.6	10.1	12.2	14.7	16.5	19.1	20.9	20.1	18.0	14.8
6	11.4	9.3	8.6	10.2	12.3	14.7	16.5	19.1	20.9	20.0	17.9	14.7
7	11.3	9.2	8.6	10.2	12.4	14.8	16.6	19.2	20.9	19.9	17.8	14.6
8	11.3	9.2	8.6	10.2	12.5	14.8	16.6	19.3	20.9	19.8	17.7	14.5
9	11.2	9.2	8.6	10.2	12.7	14.8	16.7	19.4	20.9	19.7	17.6	14.4
10	11.1	9.1	8.7	10.3	12.8	14.9	16.8	19.5	* 20.9	19.6	17.5	14.3
11	11.0	9.0	8.7	10.3	12.9	15.0	16.9	19.6	20.9	19.6	17.4	14.1
12	11.0	9.0	8.7	10.3	13.0	15.0	17.0	19.6	20.9	19.5	17.3	14.0
13	10.9	8.9	8.7	10.4	13.1	15.1	17.1	19.7	20.9	19.5	17.2	13.9
14	10.9	8.9	8.8	10.4	13.1	15.2	17.1	19.8	20.8	19.4	17.1	13.8
15	10.8	8.8	8.8	10.5	13.1	15.3	17.2	19.8	20.8	19.3	17.0	13.7
16	10.8	8.8	8.8	10.6	13.2	15.3	17.3	19.9	20.8	19.3	16.9	13.7
17	10.7	8.8	8.8	10.6	13.2	15.4	17.3	19.9	20.8	19.2	16.8	13.6
18	10. 7	8.8	8.9	10.7	13.2	15.4	17.4	20.0	20. 7	19.1	16.7	13.5
19	10.6	8.7	9.0	10.8	13.2	15.5	17.5	20.1	20. 7	19.1	16.6	13.4
20	10.5	8.7	9.1	10.9	13.3	15.6	17.6	20. 2	20. 7	19.0	16.6	13.3
21	10.5	8.7	9.2	11.0	13.4	15.6	17.7	20.3	20.7	18.9	16.5	13.2
22	10.4	8.6	9.3	11.0	13.5	15.7	17.8	20.3	20.7	18.9	16.5	13.1
23	10.3	8.6	9.4	11.1	13.6	15.7	17.9	20.4	20. 7	18.8	16.4	13.1
24	10.2	8.6	9.4	11.2	13.7	15.8	18.0	20.4	20. 7	18.7	16.3	13.0
25	10.2	8.6	9.5	11.2	13.8	15.9	18.1	20.4	20. 7	18.6	16.1	12.9
26	10.1	8.6	9.6	11.3	13.9	16.0	18. 2	20.4	20.6	18.6	16.0	12.9
27	10.0	8.5	9.6	11.4	14.0	16.0	18.3	20.4	20.6	18.5	15.8	12.8
28	9.9	8.5	9.7	11.5	14.1	16.1	18.4	20.5	20.5	18.5	15.7	12.7
29	9.9	8.5	9.8	11.6	14.2	16.2	18.5	20.9	20.5	18.5	15.5	12.6
30	9.8		9.9	11.7	14.3	16.3	18.6	20.8	20.4	18.5	15.3	12.5
31	9.7		9.9		14.4		18.7	20. 7		18.4		12.4
MEAN	10. 7	8.9	9.0	10.7	13.1	15.3	17.3	19.8	20. 8	19.3	17.0	13.7

ITEM	GROUND WATER LEVEL (10.0 m DEPTH)
INSTRUMENT	WATER LEVEL GAUGE (PRESSURE TRANSDUCER TYPE)
UNIT	(m)
YEAR	2008

UNIT YEAR

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-2.55	-2.86	-2.59	-2.37	-1.96	-1.88	-2.32	-2.86	-0.76	-2.00	***	***
2	-2.53	-2.84	-2.62	-2.33	-1.98	-1.89	-2.33	-2.86	-1.05	-2.03	***	***
3	-2.53	-2.86	-2.62	-2.32	-2.01	-1.88	-2.35	-2.87	-1.24	***	***	***
4	-2.48	-2.84	-2.63	-2.28	-2.05	-1.81	-2.34	-2.89	-1.36	***	***	***
5	-2.51	-2.81	-2.66	-2.28	-1.99	-1.80	-2.34	-2.93	-1.44	***	***	***
6	-2.52	-2.78	-2.71	-2.29	-2.01	-1.80	-2.36	-2.93	-1.49	***	***	***
7	-2.57	-2.74	-2.71	-2.33	-2.03	-1.83	-2.38	-2.94	-1.53	***	***	***
8	-2.53	-2.77	-2.70	-1.96	-2.03	-1.86	-2.40	-2.95	-1.58	***	*otok	***
9	-2.54	-2.72	-2.70	-1.74	-2.04	-1.88	-2.41	-2.96	-1.61	***	***	***
10	-2.56	-2.70	-2.69	-1.83	-2.06	-1.89	-2.42	-3.00	* -1.64	***	***	***
11	-2.60	-2.66	-2.70	-1.71	-2.07	-1.91	-2.43	-3.02	-1.67	***	*otok	***
12	-2.60	-2.60	-2.72	-1.75	-2.08	-1.90	-2.47	-3.02	-1.69	***	*××××	***
13	-2.63	-2.55	-2.73	-1.80	-2.08	-1.85	-2.50	-3.03	-1.71	***	***	***
14	-2.65	-2.53	-2.73	-1.82	-2.07	-1.96	-2.51	-3.03	-1.73	***	***	***
15	-2.68	-2.50	-2.70	-1.85	-2.05	-1.95	-2.52	-3.04	-1.75	***	***	***
16	-2.69	-2.50	-2.69	-1.87	-2.04	-2.07	-2.55	-3.08	-1.78	***	***	***
17	-2.72	-2.49	-2.67	-1.88	-2.03	-2.21	-2.57	-3.08	-1.79	***	***	***
18	-2.74	-2.48	-2.67	-1.68	-2.05	-2.27	-2.57	-3.09	-1.81	***	***	***
19	-2.75	-2.49	-2.65	-1.51	-2.06	-2.30	-2.58	-3.08	-1.82	***	***	***
20	-2.75	-2.47	-2.63	-1.61	-1.92	-2.35	-2.60	-3.05	-1.83	***	***	***
21	-2.74	-2.47	-2.60	-1.68	-1.77	-2.37	-2.64	-3.02	-1.85	***	***	***
22	-2.79	-2.48	-2.55	-1.73	-1.82	-2.40	-2.64	-3.02	-1.74	***	***	***
23	-2.82	-2.48	-2.51	-1.76	-1.84	-2.39	-2.67	-3.03	-1.65	***	***	***
24	-2.81	-2.50	-2.49	-1.80	-1.87	-2.43	-2.67	-3.01	-1.73	***	***	***
25	-2.82	-2.54	-2.48	-1.85	-1.82	-2.43	-2.69	-3.01	-1.74	***	***	***
26	-2.84	-2.52	-2.47	-1.90	-1.77	-2.43	-2.71	-3.01	-1.76	***	***	***
27	-2.84	-2.51	-2.46	-1.88	-1.80	-2.42	-2.73	-3.01	-1.79	***	***	***
28	-2.84	-2.57	-2.45	-1.89	-1.84	-2.45	-2.75	-2.59	-1.83	***	***	***
29	-2.85	-2.58	-2.49	-1.92	-1.85	-2.45	-2.78	-0.67	-1.87	***	***	***
30	-2.87		-2.49	-1.93	-1.85	-2.33	-2.80	-0.91	-1.90	***	***	***
31	-2.87		-2.44		-1.83		-2.85	-0.44		***		***
MEAN	-2.68	-2.61	-2.61	-1.92	-1.96	-2.11	-2.54	-2.75	-1.64	***	***	***

ITEM	GROUND WATER LEVEL (NEW; 2.0 m DEPTH)
INSTRUMENT	WATER LEVEL GAUGE (PRESSURE TRANSDUCER TYPE)
UNIT	(m)
YEAR	2008

I LAN	2000											
MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	***	***	***	***	***	***	-1.81	***	-0.77	***	-1.84	***
2	***	***	***	***	***	***	-1.86	***	-1.12	***	-1.85	***
3	***	***	***	***	***	-1.88	***	***	-1.36	***	***	***
4	***	***	***	***	***	-1.81	***	***	-1.51	***	***	***
5	***	***	***	***	***	-1.81	***	***	-1.60	***	***	***
6	***	***	***	***	***	-1.85	***	***	-1.67	***	***	***
7	***	***	***	***	***	-1.88	***	***	-1.72	-1.86	***	***
8	***	***	***	-1.32	***	***	***	***	-1.76	-1.84	***	***
9	***	***	***	-1.02	***	***	***	***	-1.80	-1.76	***	***
10	***	***	***	-1.30	***	***	***	***	* -1.83	-1.77	***	***
11	***	***	***	-1.22	***	***	***	***	-1.85	-1.81	***	***
12	***	***	***	-1.42	***	***	***	***	-1.86	-1.84	***	*×××
13	***	***	***	-1.55	***	***	***	***	***	-1.85	*×××	***
14	***	***	***	-1.64	***	***	***	***	***	-1.86	***	***
15	***	***	***	-1.71	***	***	***	***	***	***	***	***
16	***	***	***	-1.75	***	***	***	***	***	***	***	***
17	***	***	***	-1.79	***	***	***	***	***	***	***	***
18	***	***	***	-1.35	***	***	***	***	***	***	***	***
19	***	***	***	-1.12	-1.89	***	***	***	***	***	***	***
20	***	***	***	-1.38	-1.82	***	***	***	***	***	***	***
21	***	***	***	-1.54	-1.71	***	***	***	-1.86	***	***	***
22	***	***	***	-1.63	-1. 78	***	***	***	-1.80	***	***	***
23	***	***	***	-1.70	-1.83	****	***	***	-1.71	-1.87	***	***
24	***	***	***	-1.75	-1.87	***	***	***	-1.74	-1.73	***	***
25	***	***	***	-1.80	-1.82	***	***	***	-1.78	-1.44	***	***
26	***	***	***	-1.83	-1.77	***	***	***	-1.82	-1.56	***	***
27	***	***	***	-1.85	-1.81	***	***	***	-1.84	-1.64	***	***
28	***	***	***	-1.88	-1.85	***	***	-1.65	-1.86	-1.70	***	***
29	***	***	***	***	***	***	***	-0.55	***	-1.75	***	***
30	***		***	***	***	-1.82	***	-0.83	***	-1.79	***	***
31	***		***		***		***	-0.42	• • •	-1.82		***
MEAN	***	***	***	-1.55	-1. 81	-1.84	-1.84	-0.86	-1.65	-1.76	-1.85	***

ITEM	DEW-POINT	TEMPERATURE	(1.6	m HEIGHT)	
INSTRUMENT	DEW-POINT	HYGROMETER	(LiCI	DEW CELL)	(E-771)
UNIT	(°C)				
YEAR	2008				

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	-5.6	-9.2	-6.4	-1.8	12.9	12.1	15.6	20.6	22.5	15.8	5.8	0.3
2	-7.1	-6.8	-5.2	-0.8	15.3	14.4	17.2	22.2	23.4	11.5	7.4	5.7
3	-4.6	0.1	0.0	4.4	16.5	13.5	19.4	23.7	22.4	12.0	9.5	3.6
4	-2.8	-2.0	-3.4	2.0	15.0	13.3	22.4	24.2	21.9	13.1	6.4	5.1
5	-1.2	-2.5	-7.5	-2.7	15.0	15.5	22.4	23.6	21.5	15.4	5.6	9.0
6	-2.3	-1.3	-7.8	0.4	2.9	17.6	22.8	22.9	22.3	16.0	8.2	-0.8
7	2.0	-6.0	-0.7	8.4	8.4	15.1	21.5	23.0	22.0	16.1	10.5	-5.3
8	2.2	-9.4	-4.5	8.9	3.5	16.9	20.5	23.9	20.2	16.8	5.7	0.1
9	3.4	-3.5	-1.2	5.8	6.8	18.3	18.4	20.9	15.6	15.9	5.0	4.0
10	-0.1	-1.2	3.6	7.9	8.7	15.7	18.9	19.0	* 16.0	16.6	5.6	8.3
11	1.4	-1.3	3.6	9.1	7.2	17.9	20.0	21.9	18.4	16.8	4.1	6.4
12	3.7	2.3	-1.1	7.0	5.7	14.2	21.1	22.7	19.0	8.1	6.6	5.1
13	-5.5	-11.3	1.0	5.4	8.0	13.9	21.4	23.0	19.5	11.4	6.6	5.0
14	-7.0	-11.2	9.2	8.9	10.1	14.2	22.8	23.3	19.5	14.5	8.4	3.3
15	-5.7	-8.0	8.2	7.0	10.6	12.7	20.5	23.1	19.9	15.2	11.5	-0.9
16	-3.7	-10.7	6.3	9.8	11.5	15.3	21.3	23.2	19.4	10.4	13.2	1.0
17	-6.4	-10.3	4.8	11.7	12.0	14.3	22.3	19.5	19.1	12.2	11.7	6.1
18	-7.2	-8.5	3.0	11.6	12.1	16.0	23.4	19.0	20.4	12.1	8.7	5.6
19	-8.3	-6.2	6.2	7.9	14.5	18.1	21.0	22.2	20.4	12.6	-4.1	-0.2
20	-6.7	-5.4	5.4	5.5	15.2	19.8	20.3	21.4	19.7	13.9	-4.4	2.3
21	-4.8	-9.8	-1.4	3.8	9.1	20.8	21.2	19.6	19.6	11.5	-1.9	5.1
22	-5.6	-2.9	-2.4	0.9	14.0	19.3	21.8	15.5	17.5	13.1	-1.8	6.0
23	-1.0	-4.3	1.2	3.3	13.9	17.2	22.7	16.6	18.0	15.6	1.0	-1.2
24	-4.6	-9.5	6.1	13.8	15.9	17.8	22.7	20.9	15.6	19.4	4.1	-0.4
25	-10.8	-10.5	5.8	9.4	17.9	15.7	22.5	21.5	18.0	15.5	3.9	1.1
26	-9.2	-0.3	6.5	6.3	17.0	12.6	22.0	19.4	18.3	13.9	3.1	-8.6
27	-9.2	-7.1	2.7	10.3	11.4	15.6	22.6	19.2	9.7	11.2	4.8	-10.0
28	-6.7	-8.7	5.6	8.3	12.5	17.9	21.3	23.1	11.2	9.5	7.6	-6.6
29	1.5	-5.2	-1.1	9.7	12.4	19.0	20.5	23.1	13.7	8.7	5.4	-3.7
30	1.1		2.1	11.4	12.0	16.4	19.8	22.9	15.4	4.9	-0.9	0.0
31	-6.9		3.3		11.2		19.0	22.1		7.4		-8.1
MEAN	-3.8	-5.9	1.4	6.4	11.6	16.0	20.9	21.5	18.7	13.1	5.2	1.2

ITEM	DEW-POINT	TEMPERATURE	(12.)	3 m H	HEIGHT)	
INSTRUMENT	DEW-POINT	HYGROMETER	(LiCI	DEW	CELL)	(E-771)
UNIT	(°C)					
YEAR	2008					

HOUTU		<u>^</u>				<u>^</u>			^	10		
MUNTH	I	2	3	4	5	6	/	8	9	10		12
1	-5.8	-10.0	-6.6	-2.0	12. /	11. /	15.0	20.3	21.9	15.5	5.1	0.1
2	-7.6	-7.5	-5.3	-1.2	14.9	14.0	16.6	21.8	22.8	11.1	7.1	5.3
3	-5.4	-0.2	-0.1	4.2	16.0	13.0	19.0	23.2	21.8	11.5	9.1	3.6
4	-2.8	-2.2	-3.9	1.7	14. 7	12.8	21.9	23.7	21.4	12.9	6.0	5.1
5	-1.1	-2.7	-7.9	-3.0	14.6	14.9	21.7	23.1	21.0	15.1	5.3	8.9
6	-2.5	-1.7	-8.0	0.2	1.9	17.1	22.2	22.4	21.7	15.6	8.1	-1.1
7	1.6	-6.5	-0.9	8.3	7.8	14. 5	20.8	22.7	21.4	16.1	9.8	-5.9
8	2.1	-9.8	-4.3	8.5	2.8	16.4	20.0	23.5	19.7	16.2	4.8	-0.2
9	3.5	-3.7	-1.4	5.5	5.9	17.9	17.8	20.5	15.1	15.6	4.4	3.8
10	0.2	-1.4	3.6	7.3	8.3	15.3	18.4	18.6	* 15.6	16.3	4.8	8.2
11	1.0	-1.5	4.0	8.7	6.7	17.4	19.5	21.4	17.8	16.2	3.8	6.3
12	3.2	2.0	-1.3	6.8	5.3	13.4	20.7	22. 2	18.1	6.8	6.3	5.3
13	-6.3	-11.7	0.8	5.0	7.6	13.5	20.8	22.5	19.1	10.9	6.4	4.8
14	-7.7	-11.4	8.7	8.5	9.6	14.0	22. 2	22.8	19.0	13.9	8.3	2.9
15	-6.2	-8.4	7.9	7.0	10.3	12.2	20. 1	22.7	19.3	14.8	11.2	-1.1
16	-4.1	-11.5	6.4	9.6	11.2	14.8	21.0	22.7	18.9	10.3	12.8	1.0
17	-7.1	-10.5	4.4	11.3	11.6	13.8	22.0	18.9	18.7	11.9	11.4	5.7
18	-7.8	-8.7	2.8	11.1	11.7	15.5	23.0	18.5	19.9	12.0	8.4	5.3
19	-8.8	-6.1	6.0	7.6	14.1	17.7	20.8	21.6	19.9	12.3	-4.8	-0.5
20	-7.4	-5.4	5.0	5.2	14.4	19.4	20.0	20.9	19.2	13.5	-4.9	2.4
21	-5.2	-10.5	-1.7	3.2	8.5	20.3	20.9	18.9	19.0	11.4	-2.2	5.3
22	-6.0	-3.2	-2.6	0.4	13.7	18.8	21.6	14.9	17.1	12.9	-2.2	5.7
23	-1.4	-4.4	1.1	2.6	13.4	16.6	22.4	16.1	17.6	15.2	0.8	-1.8
24	-5.0	-9.7	5.9	13.4	15.4	17.2	22.4	20.3	14.9	18.9	3.8	-0.6
25	-11.2	-11.0	5.5	8.9	17.5	15.2	22.1	20.8	17.4	15.0	3.5	1.0
26	-9.6	-0.5	6.3	5.9	16.6	11.9	21.5	18.8	17.7	13.1	2.9	-8.8
27	-9.8	-7.5	2.3	9.8	11.1	14.9	22. 1	18.6	8.3	10.9	4.5	-10.2
28	-7.3	-9.1	5.5	8.0	12.0	17.3	20.9	22.4	10.0	9.1	7.5	-6.9
29	0.9	-5.5	-1.6	9.5	12.0	18.5	20. 2	22.5	13.0	8.2	5.4	-4.2
30	0.8		1.6	11.3	11.5	15.8	19.4	22.3	14.8	4.3	-1.2	0.0
31	-7.5		2.5		10.7		18.6	21.5		6.9		-8.3
MEAN	-4. 2	-6.2	1.1	6.1	11.1	15.5	20.5	21.0	18. 1	12.7	4.9	1.0

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	Q	10	11	12
1	-6.1	-10.7	-6.9	-2 4	12 5	11.5	14.9	20.2	21.9	15.5	4.6	-0.2
2	-8.0	-8.2	-5.5	-1.5	14.7	13.8	16.5	21.7	22.0	10.0	6.2	5.2
3	-5.8	-0.3	-0.3	4.0	15.8	12.8	18.8	23.2	21.0	11.2	8.8	3.5
4	-2.9	-2.3	-4.2	1.3	14.6	12.6	21 7	23.7	21.5	12.7	5.5	5.1
5	-1.3	-3.0	-8.3	-3.2	14.5	14 7	21.6	23.0	21.0	15.1	4 7	8.8
6	-3.0	-2 0	-8.3	0.0	1.5	16.9	22 1	22 4	21 7	15 6	8.0	-1.6
7	1.2	-6.8	-1.2	8.2	74	14 3	20.7	22 6	21 5	16.3	93	-6.5
8	2.1	-10.4	-4.7	8.3	2.3	16.3	19.9	23.6	19.7	16.2	4.0	-0.7
9	3.2	-4.0	-1.7	5.2	5.4	17.7	17.7	20.5	14.9	15.5	3.8	3.7
10	0 1	-1.6	3 5	7 1	8.0	15 1	18 3	18.5	* 15 5	16.3	4 1	8.0
11	0.6	-1.6	4.2	8.5	6.5	17.2	19.3	21.4	17.8	16.0	3.5	5.9
12	3.1	1.9	-1.7	6.6	5.1	13.1	20.6	22.2	17.7	5.9	6.1	5.2
13	-6.8	-12.2	0.6	4.8	7.4	13.3	20.7	22.5	19.1	10.5	6.1	4.5
14	-8.5	-11.7	8.4	8.3	9.5	13.9	22.1	22.7	19.0	13.6	8.1	2.6
15	-6.8	-8.8	7.7	7.1	10.3	11.9	20.0	22.6	19.3	14.6	11.1	-1.2
16	-4.3	-12.0	6.3	9.4	11.0	14.6	21.0	22.7	18.8	10.2	12.7	0.9
17	-7.5	-10.8	4.1	11.0	11.5	13.6	22.0	18.7	18.8	11.8	11.2	5.5
18	-8.4	-8.9	2.6	10.9	11.5	15.4	23.0	18.4	19.8	11.7	8.2	4.9
19	-9.1	-6.0	5.9	7.3	13.9	17.5	20.8	21.6	19.8	12.1	-5.3	-0.8
20	-7.9	-5.4	4.7	4.9	14.1	19.3	20.0	20.8	19.1	13.4	-5.3	2.3
21	-5.5	-11.0	-2.1	2.8	8.0	20.2	20.8	18.8	18.8	11.3	-2.7	5.5
22	-6.3	-3.4	-3.0	0.1	13.5	18.7	21.4	14.8	17.1	12.8	-2.9	5.5
23	-1.5	-4.5	1.0	1.7	13.1	16.4	22.3	16.0	17.6	15.1	0.4	-2.2
24	-5.2	-10.0	5.8	13.2	15.2	17.1	22.3	20.2	14.6	18.8	3.6	-0.8
25	-11.4	-11.4	5.4	8.7	17.4	15.0	22.1	20.8	17.2	14.8	3.2	0.7
26	-9.9	-0.8	6.1	5.7	16.4	11.6	21.5	18.8	17.6	12.4	2.6	-9.1
27	-10.2	-7.9	2.0	9.6	10.9	14.7	22.0	18.6	7.7	10.6	4.4	-10.6
28	-7.8	-9.5	5.3	7.7	11.9	17.2	20.7	22.4	9.5	8.9	7.4	-7.3
29	0.5	-5.9	-2.4	9.3	11.8	18.4	20.1	22.4	12.8	7.8	5.1	-4.7
30	0.6		1.3	11.2	11.4	15.6	19.3	22.3	14.7	3.6	-1.6	-0.2
31	-7.9		2.2		10.5		18.6	21.5		6.5		-8.7
MEAN	-4.5	-6.5	0.9	5.9	10.9	15.3	20.4	21.0	18.0	12.5	4.5	0.7

ITEM	DEW-POINT	TEMPERATURE	(29.)	5 m l	HEIGHT)	(E-771)
INSTRUMENT	DEW-POINT	HYGROMETER	(LiC	DEW	CELL)	
UNIT YEAR	(°C) 2008					

ITEM	PRECIPITATION (0.3 m HEIGHT)	
INSTRUMENT	RAIN GAUGE (TRIPPING BUCKET TYPE)	(B-011-00)

IN THE
(mm)
2008

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
3	0.0	10.5	1.0	0.0	4.5	20.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	1.0	0.0	3.5	0.0	8.0
6	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	11.0	0.0	0.5
7	0.5	0.5	0.0	26.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0
8	0.0	19.5	0.0	72.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	22.0	0.0	0.0
9	0.0	12.5	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	16.0
10	0.0	0.5	7.0	19.5	6.0	0.0	0.0	0.0	* 1.5	0.0	1.0	4.5
11	0.0	0.0	0.0	2.0	8.0	0.0	0.0	0.0	24.5	0.5	0.0	0.0
12	5.5	9.5	0.0	0.0	0.0	29.0	0.0	0.0	1.0	0.0	1.5	0.0
13	0.0	0.0	0.0	0.5	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	13.0	5.5	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	0.0	5.0
15	0.0	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0
16	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	38.0	6.0	0.0	3.0	0.0
17	0.5	0.0	0.0	13.0	0.0	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	0.0	10.0
18	0.0	0.0	0.0	44.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.5
19	0.0	0.0	6.0	0.5	0.0	0.0	0.0	32.0	5.0	0.0	0.0	0.0
20	0.0	0.0	9.5	0.0	51.0	0.0	0.0	0.5	15.5	1.5	0.0	0.0
21	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	1.5	16.5	0.0	0.0	0.0
22	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	15.5	0.0	0.0	8.0
23	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	0.0	0.5	0.0	13.0	0.0	0.0
24	0.0	0.0	4.0	8.0	19.0	0.0	0.0	4.5	0.0	58.5	21.0	0.0
25	0.0	0.0	0.0	0.5	12.0	0.0	0.0	6.5	0.0	0.0	5.0	0.0
26	0.0	5.5	0.0	0.5	3.0	1.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0
27	0.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	13.0	0.0	0.0	1.5	2.5	0.0
28	0.0	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	120.0	0.0	0.5	22.5	0.0
29	4.5	0.0	0.0	0.0	16.0	37.0	4.0	20.5	15.0	3.0	0.0	0.0
30	0.5		4.5	0.0	0.0	0.5	0.0	19.0	5.0	0.0	0.0	0.0
31	0.0		16.5		6.0		0.0	45.0		0.0		0.0
TOTAL	16.5	61.0	73.0	193.0	147.0	121.5	28.5	298.0	107.0	127.5	57.5	54.0

ITEM INSTRUMENT	ATMOSPHERIC PRESSURE BAROMETER (PTB210)	(1.5 m HEIGHT)
UNIT YEAR	(hPa) 2008	

MONTH	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	999	1015	1002	999	1014	1011	1010	1010	1005	1007	1009	1022
2	1008	1019	1012	1008	1011	1016	1009	1005	1003	1012	1010	1018
3	1012	1008	1004	1005	1008	1013	1008	1003	1002	1015	1007	1017
4	1015	1010	1007	1011	1009	1013	1005	1005	1007	1012	1012	1020
5	1015	1013	1012	1015	1001	1009	1006	1007	1012	1013	1019	1009
6	1013	1012	1017	1016	1005	1004	1007	1007	1013	1006	1016	1010
7	1012	1009	1015	1013	1005	1008	1009	1007	1010	1012	1008	1024
8	1008	1015	1019	1006	1006	1008	1009	1006	1008	1018	1011	1025
9	1011	1016	1018	1012	1010	1007	1009	1006	1013	1021	1014	1020
10	1018	1012	1011	1006	1014	1007	1007	1009	* 1016	1016	1018	1013
11	1016	1018	1014	1002	1014	1003	1003	1010	1010	1008	1023	1011
12	1009	1003	1023	1012	1018	1003	1002	1009	1005	1014	1021	1012
13	1013	1006	1025	1016	1014	1005	1006	1007	1010	1015	1020	1015
14	1021	1009	1016	1010	1012	1009	1006	1002	1012	1018	1019	1010
15	1023	1009	1012	1015	1013	1013	1007	997	1012	1016	1016	1016
16	1017	1013	1010	1017	1012	1011	1005	996	1008	1022	1008	1023
17	1020	1018	1014	1017	1008	1014	1004	1005	1011	1023	1006	1019
18	1023	1023	1018	1005	1014	1015	1003	1008	1013	1023	1004	1007
19	1025	1021	1016	1005	1013	1010	1005	1001	1010	1020	1007	1017
20	1022	1014	1010	1012	998	1006	1007	998	1007	1013	1015	1020
21	1018	1017	1011	1013	1009	1002	1006	1000	1006	1017	1012	1014
22	1021	1015	1015	1015	1012	997	1006	1008	1005	1020	1018	1008
23	1013	998	1014	1014	1012	997	1006	1008	1005	1021	1017	1017
24	1003	1006	1007	1007	1009	1001	1004	1006	1009	1013	1019	1018
25	1014	1022	1009	1010	998	1003	1003	1009	1005	1013	1013	1003
26	1018	1009	1005	1013	1000	1005	1007	1012	998	1008	1021	1006
27	1018	1000	1008	1007	1005	1008	1009	1010	1011	1007	1017	1011
28	1017	1008	1007	1012	1009	1011	1007	1008	1017	1008	1001	1008
29	1007	1004	1013	1016	1007	1004	1005	1007	1016	1006	1009	1010
30	1006		1012	1014	1011	1004	1008	1008	1013	1016	1012	1004
31	1010		999		1009		1011	1005		1015		1005
MEAN	1014	1012	1012	1011	1009	1007	1006	1006	1009	1014	1013	1014
2008 年度 陸域環境研究センターセミナーの記録

2008. 6.3 第100回セミナー 参加者 28名

L. Janchivdorj (モンゴル科学アカデミー地生態学研究所 水資源・利用室長)

Water Resources and Management: Challenges of Mongolia

One third of the Mongolian territory is occupied by surface water networks, of which 70-90 per cent are nourished by precipitation. Consequently, as Mongolia is receiving less and less rainfall, many rivers and streams have dried up. This process has been occurring in the country for the last two decades. Due to the mountainous landscape, almost all rain-fed rivers run to the Arctic and Pacific Ocean Basins and most of the surface run-off flows out of the country.

The sustainable rate of surface and ground water use has already been exceeded in some areas: for example, in the Tuul River and Shariin River Basins. This situation is likely to become more widespread if current trends continue. Overuse has not only led to the loss and depletion of water resources, but also caused a decline in water quality. Changes have been observed in the quality of water near the capital city of Ulaanbaatar, where wastewater is being discharged into the river.

Following the adoption of a free market system, the economic structure changed and the mining industry quickly developed. Correspondingly groundwater pollution in mining areas has increased markedly. A set of ecological criteria for guiding the safe utilization of groundwater resources needs to be determined, and a better understanding of ground-water system regimes is required in order to prevent exploitation beyond self-renewable levels.

Research work for the identification of groundwater resources, recharge rates, dynamics of groundwater within the aquifers, and interconnections between shallow and deep aquifers plays an important role in assessments of current and future water supplies for Mongolia. The use of isotope techniques is an important aspect of groundwater resource management. The analysis technique, used together with traditional hydrologic tools, provides a rapid low cost understanding of large-scale groundwater systems. The National Water Resources Development Program is focused on training professionals and coordinating academic organizations' input to integrated water resource management policy making.

2008. 6.6 筑波大学科学技術週間セミナー 参加者 65 名

森永由紀(明治大学商学部)「筑波から雪原,草原への旅」

1982年に筑波大学環境科学研究科に入学して以来訪れた北アルプス,ネパール,南極, チベットでは,時にはかなく,時に岩をも削る力強い雪との出会いを通じて,自然のダイナ ミックさを垣間見ることができました.2003年から2年間の子連れのモンゴル滞在中には,水と草を求めて家畜とともに移動する遊牧民と出会い,草原での人と自然のかかわりが,現 在の私の研究対象となっています.筑波で始まり,つまづきながらも続けてきた超マイペー スな旅で考えた「地球科学と持続可能性」について,お話したいと思います.

2008.11.14 第101 回セミナー 参加者 12 名

J. Tóth (Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada) The Modern Scope of Hydrogeology and the History and Future of its Evolution:

A Personal View

The objectives of presentation were i) to review the history of hydrogeology: concept, paradigms, and changes in scope, ii) to characterize modern hydrogeology and iii) to show what modern hydrogeology demands from, and offers to, its students and practitioners.

As the future envisaged, Prof. Tóth mentioned that i) in general: Hydrogeology has come of age. It is now both a basic science and a specialty. Because its maturity no major conceptual developments can be expected in the foreseeable future. Instrumental, analytical, and computer techniques continue to progress; recognition and application of hydrogeology will expand in and to increasing numbers of specialties. "Dry rock" is being replaced by "Wet rock" . ii) in particular: Merger of the Branches of Natural Sciences and Engineering requires broader educational basis than before: geologist must learn the quantitative rigor of the engineer, engineers must respect the geologist's lack of rigor. Birth of specialized (hyphenated) sub-disciplines will continue and accelerate: Contaminant-, Eco-, Petroleum-, Forest-, Karst-, Agricultural-, Environmental-, and so on, "Hydrogeologies"

As the summary of his presentation, he emphasized that modern hydrogeology has four paradigms: 1. Scale-dependent hydraulic continuity; 2. Basin-wide problem-solving; 3. Geologic Agency (gravity-drive zone); 4. Geologic Agency (crustal zone). (from the lecture by Prof. Tadashi Tanaka)



Lecture by Prof. J. Tóth at the TERC Seminar on 14 Nov., 2008

論文リスト

本論文リストは当センターを利用した研究で,2008年4月から2009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(2009):「川の百科事典」(分担執筆)高橋 裕(編)、丸善、740p.
- 浅沼 順(2009):地表面付近の熱と水蒸気輸送の相似性に関する直交ウェーブレット解析,

第 53 回水工学論文集, **53**.

- 浅沼 順(2009):第4章 蒸発散.「水文科学」(分 担執筆)(筑波大学水文科学研究室 著,杉田 倫明・田中 正編著),共立出版.
- 飯田真一・田中 正 (2009): 樹液流速測定に基 づくアカマツ単木の蒸散と吸水の関係. 関東 森林研究, 60, 253-256.
- 井口達也・関口智寛 (2008):人工岩石を用いた 滝つぽ形成実験に関する予察的報告. 筑波大 学陸域環境研究センター報告, 9, 43-48.
- 関口智寛(2008):二方向振動板装置の開発. 筑 波大学陸域環境研究センター報告, 9, 25-28.
- 田中 正 (2008): 温泉と地下水の接点. 温泉科 学, **58**, 148-156.
- 田中 正 (2008):地下水利用の現状と規制.空 気調和・衛生工学, 82, 823-830.
- 田中 正 (2008):水循環の視点から見た温泉水の起源.第48回温泉経営管理研修会テキスト、中央温泉研究所、10-1-10-8.
- 田中 正・木村富士男・山中 勤・辻村真貴ほか (2009):水資源・環境・災害教育協力モデル -インドネシアおよびモンゴルを対象とした 最適化と実践検証-.筑波大学陸域環境研究 センター, 59p.

濱田洋平(2008):ススキ株の空間構造とその季

節変化. 筑波大学陸域環境研究センター報 告, **9**, 29-34.

- 濱田洋平・田中 正 (2008): 厚い土層中におけ る CO₂ 濃度および地温の多深度同時測定. 日林誌, **90**, 415-419.
- 松倉公憲(2008): リレンカレンの形状とそれを 規定する要因:従来の研究のレビュー. 筑波 大学陸域環境研究センター報告, 9, 3-14.
- 藪崎志穂・田瀬則雄・辻村真貴・林 陽生 (2008):筑波山南斜面における降水の安定同 位体比特性.筑波大学陸域環境研究センター 報告, 9, 15-23.
- 山中 勤 (2009): 第3章 降水. 「水文科学」(筑波 大学水文科学研究室 著, 杉田倫明・田中正 編著), 共立出版, 51-74.
- 依田知浩・花房龍男・林 陽生・大和佳祐 (2008): 筑波山における風の観測法につい て. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 9, 35-41.
- Asanuma, J. (2008): Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, Bates, B. C., Kundzewicz, Z. W., Wu, S. and Palutikof, J. P. Eds., (レビュー担当), 210p.
- Askari, M., Tanaka, T., Setiawan, B. I. and Saptomo, S. K. (2008): Infiltration characteristics of tropical soil based on water retention data. *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*, 21, 215-227.
- Hamada, Y. and Oikawa, T. (2008): Reliability of the

soil gas profiles measured with a multilevel soil air sampler. *Journal of Agricultural Meteorology*, **64**, 295-300.

- Hattanji, T. and Moriwaki, H. (2009): Morphometric analysis of relic landslides using detailed landslide distribution maps: Implications for forecasting travel distance of future landslides. *Geomorphology*, **103**, 447-454.
- Iwata, H., Asanuma, J., Ohtani, Y., Mizoguchi, Y. and Yasuda, Y. (2009): Vertical length scale of transporting eddies for sensible heat in the unstable roughness sublayer over a forest canopy, *Journal of Agricultural Meteorology*, 65, 1-9, doi:10.2480/agrmet.65.1.1.
- Kaihotsu, I., Koike, T., Yamanaka, T., Fujii, H., Ohta, T., Tamagawa, K., Oyunbaatar, D. and Akiyama, R. (2009): Validation of soil moisture estimation by AMSR-E in the Mongolian Plateau. *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, 29, 271-281.
- Saito, I., Mizutani, K., Wakatsuki, N. and Kawabe, S. (2008): Measurement of vertical temperature distribution using sound probe with reflectors. *Proceedings of the 29th Symposium on Ultrasonic Electronics*, 28, 73-74.
- Saito, M. and Asanuma, J. (2008): Eddy covariance calculation revisited with wavelet cospectra. *SOLA*, **4**, 49-52, doi: 10. 2151/sola. 2008-013.
- Shimoda, S., Lee, G., Yokoyama, T., Liu, J., Saito, M. and Oikawa, T. (2009): Response of ecosystem CO₂ exchange to biomass productivity in a high yield grassland. *Environmental and Experimental Botany*, 65, 425-431. http://dx. doi.org/10.1016/j.envexpbot.2008.12.007.
- Shimoda, S., Murayama, S., Mo, W. and Oikawa, T. (2009): Seasonal contribution of C_3 and

C₄ species to ecosystem respiration and photosynthesis estimated from isotopic measurements of atmospheric CO₂ at a grassland in Japan. *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**, 603-613. http://dx.doi.org/ 10.1016/j.agrformet.2008.10.007.

- Shimoda, S. and Oikawa, T. (2008): Characteristics of canopy evapotranspiration from a small heterogeneous grassland using thermal imaging. *Environmental and Experimental Botany*, **63**, 102-112. http://dx.doi.org/10.1016/ j.envexpbot.2007.12.006.
- Tanaka, T. (2008): Groundwater use in earthquake emergency: A case study in Japan. Proceedings of World Water Congress, Montpellier, France, CD-ROM, 4p.
- Tanaka, T. ed.(2008): For the sustainable groundwater resources management: Through the UNESCO Chair in Mongolia. ACCU 2007 University Student Exchange Programme, TERC, Univ. Tsukuba, 176p. +Annex+CD-ROM.
- Tanaka, T., Iida, S., Kakubari, J. and Hamada, Y. (2008): Effect of forest stand and succession from conifer trees to broad-leaved evergreen trees on infiltration and groundwater recharge processes. *IAHS Publ.*, no. **321**, 54-60.
- Ueno, K., Morimoto, T., Sugimoto, S., Asanuma, J., Haginoya, S., Takahashi, K., Okawara, N., Shimizu, A., Dairaku, K., Mano, M. and Miyata, A. (2008): Establishment of CEOP Tsukuba reference site. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, 4, 17-20.
- Yamanaka, T. (2008): Living together with water: A review of the Japanese experience. paper presented at the International Workshop on Water Governance, JSPS/DGHE, Bogor,

Indonesia, 23 July.

- Yamanaka, T., Mikita, M., Tsujimura, M., Lorphensriand, O., Shimada, J., Hagihara, A., Ikawa, R., Kagabu, M., Nakamura, T., Onodera, S. and Taniguchi, M. (2009): Assessment of enhanced recharge of confined groundwater in and around the Bangkok metropolitan area: Numerical experiments and multiple tracer studies. Proceedings of International Symposium on Efficient Groundwater Resources Management (IGS-TH 2009), Bangkok, Thailand, 16-18 February, CD-ROM.
- Yamanaka, T. and Wakui, H. (2009): Intensive groundwater-surface water interaction in an alluvial fan: Assessment using a numerical model and isotopic tracer. Taniguchi, M., Burnett, W. C., Fukushima, Y., Haigh, M. and Umezawa, Y. (Eds.): "From Headwaters to the Ocean: Hydrological Changes and Watershed Management", Taylor and Francis, 321-327.

博士論文

齋藤 育(2008):反射を併用する音響波プロー ブによる風向・風速,温度計測に関する研 究.95p.(筑波大学大学院システム情報工 学研究科)

修士論文

岡田雅史(2009): 筑波山の気温の長期変化を利 用した都市気温成分の検出.49p.(筑波大 学大学院生命環境科学研究科)

早乙女拓海(2009): Mie 散乱ライダーより推定

したつくば市上空の混合層変動.54p.(筑 波大学大学院生命環境科学研究科)

- 田村秀明(2009): つくばで観測された雨滴粒径 分布の降水構造による違い.53p.(筑波大学 大学院生命環境科学研究科)
- 野林 暁 (2009): 大気の移流と混合がヒートア イランド形成に与える影響の解明.33p.(筑 波大学大学院生命環境科学研究科)
- 福井秀典(2009):モンゴル半乾燥地域における 陸面モデルの検証.70p.(筑波大学大学院 生命環境科学研究科)
- 松岡 諒(2009):超音波風速温度計と熱電対温 度計を用いた潜熱フラックスの測定.71p. (筑波大学大学院生命環境科学研究科)
- 山浦大和(2009):陸面過程データセットを用い たモンゴル周辺域における陸面水収支の解 明. 66p.(筑波大学大学院生命環境科学研 究科)
- Miyazawa, Takanori (2009): Flow pathway of infiltrating water induced by stemflow of different vegetation species. 117p. (筑波大学 大学院生命環境科学研究科)

卒業論文

- 温山陽介(2009):東京都板橋区・成増台におけ る湧水の湧出機構.55p.(筑波大学第一学群 自然学類)
- 野村昇平(2009): 筑波山における日射量の広域 分布の推定. 30p. (筑波大学第一学群自然 学類)
- 三木田 慎(2009):タイ国バンコク首都圏にお ける揚水活動に伴う深層地下水涵養過程の数 値解析. 69p. (筑波大学第一学群自然学類)

平成 20 年度陸域環境研究センター施設利用状況

(平成 21 年 3 月 31 日現在)

	教育関係	研究関係			
	地形プロセス学・同実験(自然学類)	15 名×	10回	卒業研究利用者	
	気候学·気象学実験(自然学類)	25 名×	(11 回	自然学類	2名
	水文学実験(自然学類)	20 名×	6回		
学群	水文学野外実験B(自然学類)	20 名×	1回		
	計測工学実験(生物資源学類)	38 名×	1回		
	地球学セミナー(地球学類)	30 名×	1回		
	トレーサー水文学(自然学類)	30 名×	1回		
	水理学実験(生物資源学類)	16 名×	5回		
			743 名	合計(延)数	2名
	地域調査法(教育研究科)	20名×	9回	生命環境科学研究科	17 名
	堆積地形論(生命環境科学研究科)	5名×	9回	システム情報工学研究科	5名
大	簡易気象観測実習(生命環境科学研究科)	20名×	(1回		
「院					
	合計(延)数		<u>245 名</u>	合計(延)数	22 名
	学生の指導		59名	生命環境科学研究科	5名
教				人間総合科学研究科	1名
間目					
只			50 H	へ ニL (7ゴ) 米L	(H
<u> </u>	合計(処)级	0.47.2	<u>59 沿</u>	合計(処) 数	<u>6</u> 谷
	中央大字字生美智美験	9名×	「旧	十葉大字項境リモートセノンノク研究セノター	1 名
				央5ム有()で(休) 海洋研究開発機構地は環境フロンニュア研究 トンク	1 名
他				一 一 一 一 一 一 一 一 一 一	1石
大				从 都人子理子研究件 国际十份理控到份如	1名
「「「「「「「「」」」					2名
	△計 (研) 粉		0夕	△計 (研) 粉	6夕
	研究会・年次報告会	1回 ;	<u>,</u> 石 参加者	日时(延)氨	01
	ヤミナー	2回 3	<i>参加者</i>	53 名	
見	ワークショップ	1回 3	参加者	76 名 (国内)	
子	機器の利用	ты	≫ /4H LI	3名	
2	データの利用			3名	
0	見学者			СП	
111				565 名	
	国外			82 名	
利用者合計				1,917 名	

主な行事

年 月 日	記. 事.
2008. 4.20	 科学技術週間・センターの一般公開
2008. 4.30	岩田拓記準研究員他機関へ就職のため退職
2008. 6. 6	科学技術週間・講演会開催
2008. 6.11	米沢中央高校見学(29名)
2008. 6.18	東京都立青山高校見学(42名)
2008. 6.23	平成 20 年度第 1 回陸域環境研究センター運営委員会
2008. 7. 1	濱田洋平研究員着任
2008. 7.16	小暮哲也準研究員着任
2008. 7.16	圃場整備(草刈)
2008. 7.17	駿台甲府高校見学(32名)
2008. 7.24	土浦日大中等教育学校見学(32名)
2008. 7.25	千葉市立千葉高校見学(46名)
2008. 8. 4	新潟県立柏崎高校見学(43 名)
2008. 8. 5	静岡北高校見学(16名)
2008. 8.11	山梨県立都留高校見学(42名)
2008. 8.26	新潟県立佐渡高校見学(32名)
2008. 9.16	谷澤麻里子研究支援推進員採用
2008. 9.18	筑波大学・信州大学合同ワークショップ開催
2008.10.8	島根県立出雲高校見学(44 名)
2008. 10. 17	牛久市立神谷小学校見学(122名)
2008. 10. 27	圃場整備(草刈)
2008. 11.	「陸域環境研究センター報告第9号」発行
2008.11.7	牛久市立奥野小学校見学(41名)
2009. 3.11	平成 20 年度第 2 回陸域環境研究センター運営委員会
2009. 3.13	平成 20 年度陸域環境研究センター年次研究報告会
2009. 3.31	濱田洋平研究員他機関へ就職のため退職
2009. 3.31	大庭雅道準研究員他機関へ就職のため退職

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,データ利用申請書(http://www.suiri.tsukuba.ac.jp/TERC/use_application. html)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TERC熱収支・ 水収支観測データベース(http://www.suiri. tsukuba.ac.jp/TERC/database.html)にアクセス する。 月ごとのデータは、(http://hojyo.suiri. tsukuba.ac.jp//hojyo/archives/monthly/)に保 存されており、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、2008年4月のデー タは、D08-04.DATである。 年ごとに圧縮されたデータは、(http://hojyo. suiri.tsukuba.ac.jp//hojyo/archives/yearly/)に 保存されている。圧縮形式は1zh形式または tar + gzip形式である。
上記データのプリントアウト	1983 年 /7 月~ 2003 年 /3 月	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~ 2003年/3月	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.

(*) センターのコピー機を使う場合,学生用コピーカードを使用し,何枚使用したかを記録用 ノートに記入する(教職員の場合は本人あてに,学生の場合は指導教員あてに利用額が後ほど センターから請求される).

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.
- 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.

連絡先 : 筑波大学陸域環境研究センター事務室 電 話 : 029 - 853 - 2532 FAX: 029 - 853 - 2530 e-mail: jimu@suiri.tsukuba.ac.jp