

# 半乾燥地域における土壌水分量の測定

## Measurement of Soil Moisture in a Semi-Arid Region

萩野谷 成徳\*・門田 勤\*\*

Shigenori Haginoya and Tutomu Kadota

### はじめに

チベット高原は大気・海洋・陸域の相互作用を通じてもたらされる“アジアモンスーン”に影響を与える最も重要な地域の一つである。チベット高原は南北 1000km、東西 3000km の広大な地域で中緯度帯に位置し、平均標高 4000m で対流圏の中ほどに突き出ている。このため対流圏の中程で地表面と大気との間で運動量・熱・水蒸気を直接に交換する。その結果として力学的効果や熱的效果によりチベット高原は種々の時間・空間スケールの循環に影響を及ぼす(村上、1986)。特に熱的效果についてはチベット高原を大気に対する巨大な熱源と見なすことができる(チベット高原上の大気の非断熱加熱率は夏季には 3K/日に達し、世界中で一番大きい(Johnson et al, 1987))。このようなことからチベット高原全体にわたって地表面と大気との間の熱・水収支を明らかにすることはアジアモンスーンの機構解明・予測精度向上のみならず大気大循環や気候変動を明らかにする上からも大変重要なことである。

チベット高原は大きく 2 つの気候区に分けられる。一つは東側の湿潤地域、もう一つは西側の乾燥地域である。従来の研究から、これら 2 つの地域の顕熱と潜熱との比(顕熱/潜熱=ボーエン比)には顕著な差異があることが知られている(Zhang et al., 1988)。しかしながらこれらの観測は 5 月から 9 月の期間についてであるので通年にわたって熱収支を見積もることができる信頼のおけるデータはなかった。最近では、東チベットに展開した自動気象観測装置(AWS)のデータを用いた通年の解析が進んでいる(Li,

et al., 2001)。

一方、西チベットでは 1997 年から AWS による観測が行なわれ、通年の観測データが得られている。これから通年の熱収支が明らかになった(Haginoya and Naoe, 2000)。チベット高原の長期の熱収支計算にはボーエン比法を適用した(Haginoya, 2000)。ボーエン比法の利点は次の通りである。(1)風速に含まれる系統的な誤差がキャンセルされる、(2)ボーエン比法では正味放射量と地中熱流量を使用するため、顕熱と潜熱の誤差は正味放射量と地中熱流量の誤差に対応している。正味放射量と地中熱流量の誤差が小さければ顕熱と潜熱の誤差も小さくなる。その反面 2 高度の温度差と湿度差を必要な精度で求めることが要求される。

上で述べたように、現在までに熱収支の通年の季節変化が得られている。次のステップは「年々変動の大きさは？」という質問に答えることである。この方面では既に東チベットに位置するラサのルーチンデータを使ってモデル計算により熱収支の年々変動を求めた例がある(Xu and Haginoya, 2001)。しかしながら西チベットにおいて年々の熱収支を求めた例はない。

本研究の目的は西チベットにおいて 2 高度の温度差・湿度差、放射量および土壌水分量を含む基本的な気象要素を収集し、同地域における熱収支を複数年にわたり見積もり、熱収支の季節変化の年々変動を明らかにすることである。

顕熱と蒸発の潜熱はボーエン比法から求められるが、その一方、降水量と土壌水分量の観測データから

\* 気象研究所物理気象研究部

\*\* 地球観測フロンティア研究システム水循環観測研究領域

水収支解析をして蒸発量を求めることができる。両者の比較を行ない、ボーエン比法による熱収支解析結果をチェックしつつ長期間の顕熱・潜熱の変動を求める。

また、半乾燥裸地面において地面状態を客観的に表わす直接的なパラメータとして土壌水分量が考えられる。土壌水分量の多寡によってその地域の熱収支特性も変わってくる。地表面過程のモデルでは蒸発量を支配するパラメータとして土壌水分量が用いられている(近藤、1994)。地域の気候分類は現在のところ、土壌水分量の広域のデータの蓄積がないこと、広域での観測網展開の困難さ、などから雨量や植生状態など比較的容易に測定でき、また従来から蓄積されたデータで行っている。本報告では地表面状態と雨量や土壌水分量にも着目して観測データを元にした解析結果を紹介する。

## 観測

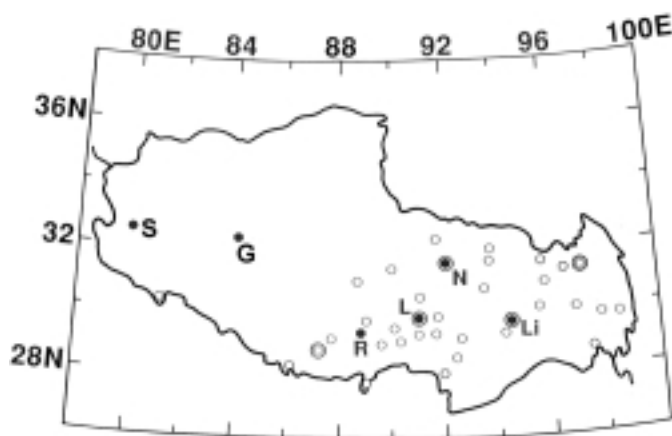
1997年9月末から2基のAWSを西チベットに設置し、観測を続けている。AWSは保守の容易さと安全のために既存気象観測所の構内に設置した。第1表に観測地点の特徴を示す。第1図にチベットの観測地点を示す。観測地点の一つは西チベットのほぼ中央に位置する Gaize (改則)である。ここは東西方向に緩やかに窪んだ地形になっている。地表面には短い草が所々に散在する。雨季は草が生い茂り、乾季は裸地になる。他の地点は Gaize の西 500km 離れたところに位置する Shiquanhe (獅泉河)である。

第1表 観測地点の特徴

Site name	Gaize	Shiquanhe
Latitude	32° 18'N	32° 30'N
Longitude	84° 03'E	80° 05'E
Altitude(m)	4,420	4,279
Around the topography	flat	flat, surrounded mountain
Conditions around the site	rural	rural town
Ground surface conditions	bare soil, few grasses	bare soil, no grass
Soil	Sandy	Sandy

ここはチベット自治区の西端である。この地表面は通年裸地で植物がほとんどない。なお、東チベットの4ヶ所(R、L、NおよびLi)では1993年7月～1999年3月までAWS観測を行った(Li, et al., 2001)。

本 AWS は地表面熱収支解析に必要な気象要素を自動的に測り記録する機能を有している。測定要素は次の項目である。風速(4、2および1m高度)、気温と相対湿度(3.6m、2m および 1m : 1997年9月～1999年9月まで、3.6m および 0.5m : 1999年9月以降)、4成分の放射量、地表面放射温度、土壌水分量(0～15cm と 15～30cm の深度 : 1997年9月～1999年9月まで、3cm、6～16cm および 16cm～26cm の3深度 : 1999年9月～2002年9月まで、3cm、20cm および 40cm : 2002年9月以降)、気圧、降水量、風向、地中熱流量(2.5cm と 7.5cm の2深度)そして地温(0、5、10、20、40 および 80cm の6深度)。土壌水分計は TRIME 社製 TRIME-EZ を使用し、0～15cm 等とあるものはセンサを鉛直または斜めに埋設し、その深さの平均的土壌水分量を測ることができるようにした。全てのセンサは CR10X(キャンベル社製)により制御されている。記録時間間隔は1時間である。雨量データは1時間積算値、気圧および土壌水分量は毎正時の瞬時値、それ以外は10分平均値または60分平均値である。AWSは太陽電池とバッテリーで動作し、1時間毎のデータを1年以上保存するメモリー容量がある。



第1図 チベット自治区内の既存気象観測地点。  
S:Shiquanhe、G:Gaize、R:Rikeze、L:Lhasa、N:Nagqu  
および Li:Lingzi。

また、Gaize の AWS 地点から西へ 3～4km 離れた地点では土壌水分量と地温の観測(SMTMS)を



写真1 Gaize 観測地点の全景



写真2 土壌水分計埋設場所



写真3 深度3cmの土壌水分計

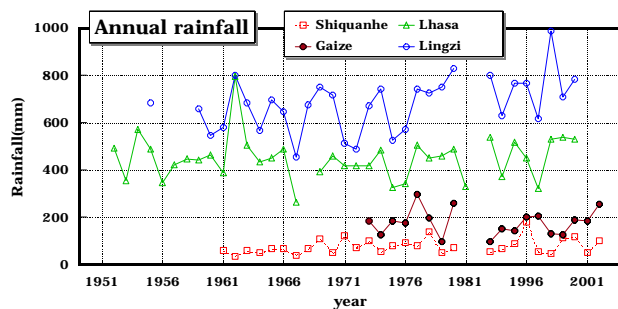
2000年9月より行っている。SMTMSの土壌水分計は4、20、60、100、160及び261cmの6深度、地温計は4、20、40、60、80、100、130、160、200および278cmの10深度に埋設した。

写真1はGaize観測地点の全景である。北西から南東方向を見たところである。AWSは気象台観測露場の西隣に設置した。写真2は土壌水分計を埋設した場所。写真左側(丸印内)に土壌水分計が見える。この時期はまばらに草が生い茂っていた。写真3は深度3cmの土壌水分計。2002年4月のセンサー交換時以降表層の土壌が無くなっていた。

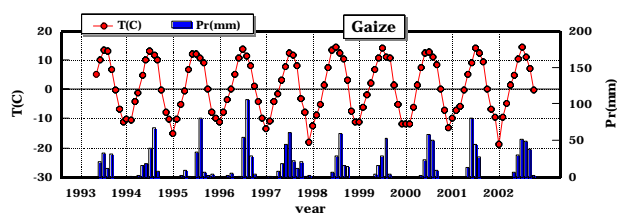
### 気候条件

第2図は第1図中のS、G、L及びLi観測点の年降水量の年々変動を示す。チベット高原は西側が年降水量100mm程度で乾燥地域、東側が年降水量600mm～800mmで半湿潤地域である。第3図はGaizeの月平均気温と月降水量の関係である。Gaizeは、年降水量130mm～250mm、年平均気温0.5の半乾燥地域に属す。

チベット高原は、従来の研究から東が湿潤、西が乾燥地域と言われていることを前に述べたが、

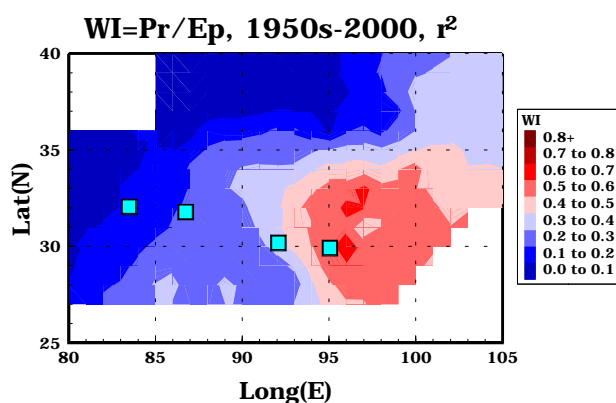


第2図 第1図中のS、G、L及びLi観測点の年降水量の年々変動。1982年～1992年はプロットしていない。



第3図 Gaizeの月平均気温と月降水量の関係

この気候条件をより定量的に定義した指標である気候湿潤度( $WI=Pr/Ep$ 、 $Pr$  は年降水量、 $Ep$  は年ポテンシャル蒸発量) (近藤、1997)を用いてチベット高原上の気候条件を求めた。使用したデータは既存気象観測所における1950年代から2000年までの降水量データと気象データである。第4図に気候湿潤度の空間分布を示す。図からチベット高原上は0.1以下(乾燥地域)から0.7(半湿潤地域)までの気候区域に属している。各気候区域の主な観測地点周辺の様子を写真4～写真7に示す。これから周辺状況は $WI$ で分類した乾燥地帯から半湿潤地帯までの気候区分に良く対応しているのがわかる。なおチベット高原では気候湿潤度と無次元年蒸発量( $E/Ep$ 、 $E$ は年蒸発量)の間には実験的關係が得られており、毎年の気候湿潤度を与えれば、年蒸発量が求められる(Xu & Haginoya, 2001)。この実験的關係は土壌の種類や雨の降りかた(集中的に降るか平均的に降るか)に依存する(近藤、1997)。Xu & Haginoya(2001)によると西チベットのGaize 観測地点は降水が全て蒸発する地域と降水の一部が流出する地域の臨界地域( $WI=0.1$ の条件)である。



第4図 チベット高原上の気候湿潤度の空間分布。図中の 印は東から Li、L、G および S 観測点。

上から写真4～写真7



Semi-humid



Semi-arid

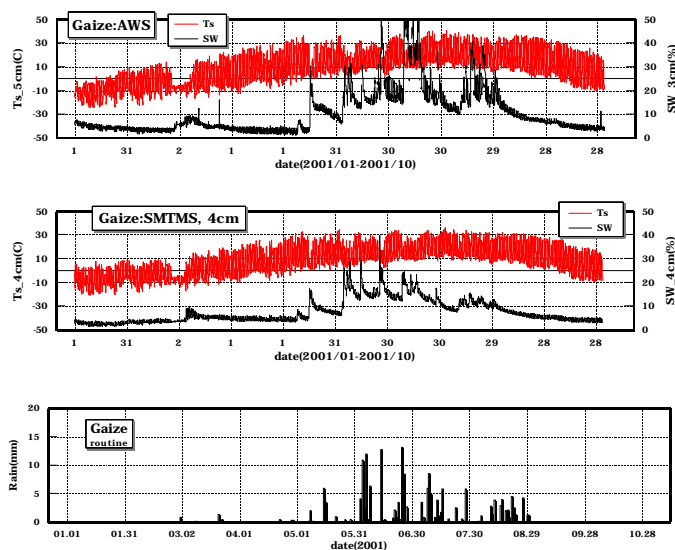


Semi-arid



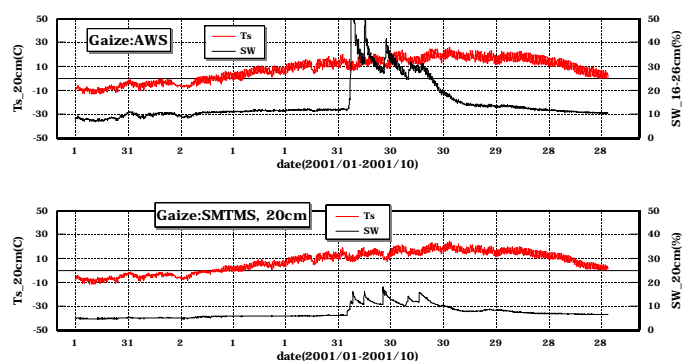
Arid

## 観測データ



第5図 土壌水分と地温の観測例。上から(a)AWS、(b)SMTMS および(c)日降水量。表層付近。

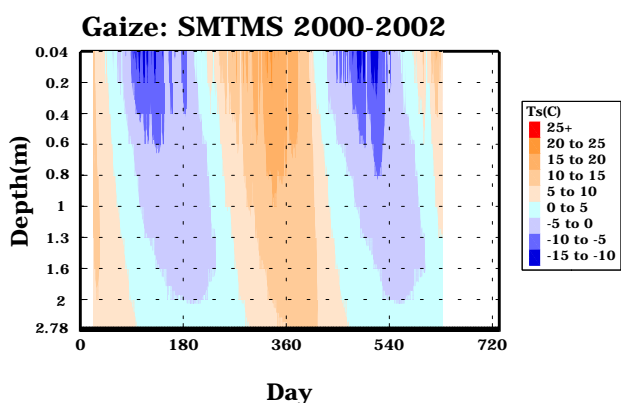
第5図に土壌水分量(体積含水率)と地温の各1時間値の観測例を示す。(a)は Gaize 気象台構内露場(AWS)、(b)は気象台から西へ 3km ~ 4km 離れた地点(SMTMS)である。いずれも表層付近。(c)は日降水量である。2 地点とも 5 月以降、降水によるスパイク状の変動が見られその時期が良く対応している。しかしながら土壌水分量の大きさは 2 地点で大きく異なっている。無降水の日も小さな振幅で日変化しているのが見られる。第6図も同様な図であるが、20cm 深度のものである。大きな降水に対応して土壌



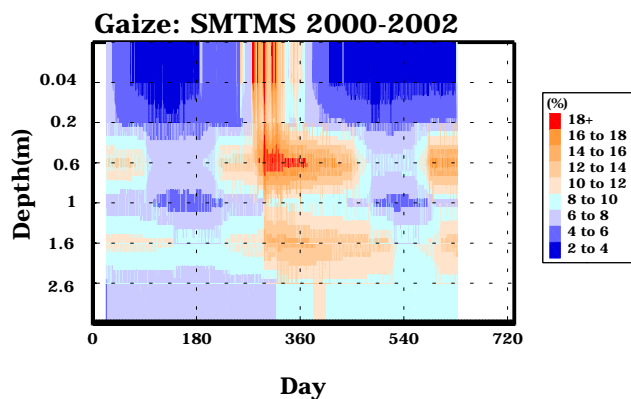
第6図 第5図と同じ。但し、深度 20cm 付近。

水分がスパイク状に変動している。日振幅は表層付近に比べ小さい。第5図と第6図より AWS 地点と SMTMS 地点では 30cm までの深さの土壌構造がかなり異なっていることがわかる。

第7図に SMTMS で測定した(a)地温と(b)土壌水分量それぞれの深度 - 時間断面図を示す。土壌水分量の年変動を見ると、雨季の初期にまとまった降水があると、深部に速やかに浸透しやすい傾向が見られる。乾季には土壌粒子間に隙間ができるためではないかと考えられる。それ以外の期間は深度 1m 付近を境にして土壌水分の鉛直方向の移動が困難な層が存在しているように見える。地表面蒸発や降水の影響が及ぶのは雨季の初期を除けばせいぜい 1m までと考えられる。



第7図(a) 日平地温(SMTMS)の深さ-時間断面図。Day=0 は 2000 年 9 月 1 日

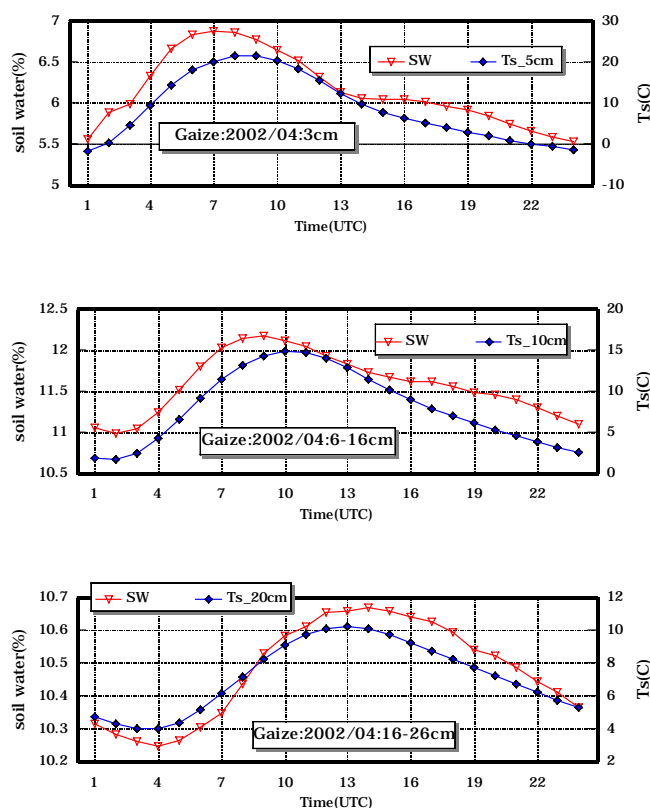


第7図(b) (a)と同じ。但し、日平均土壌水分(SMTMS)の深さ-時間断面図。

## 解析結果と議論

### (1) 土壌水分量の日変化現象

第8図(a)～(c)は乾季1ヶ月平均(2002年4月1日～4月30日)の各深さにおける土壌水分計出力の日変化と地温日変化である。両者の日変化の位相が良く一致している。すなわち地温が上昇すると土壌水分も増加している。また振幅も良く対応しており、温度変化率は約  $0.07\%$  /  $^{\circ}\text{C}$  である。



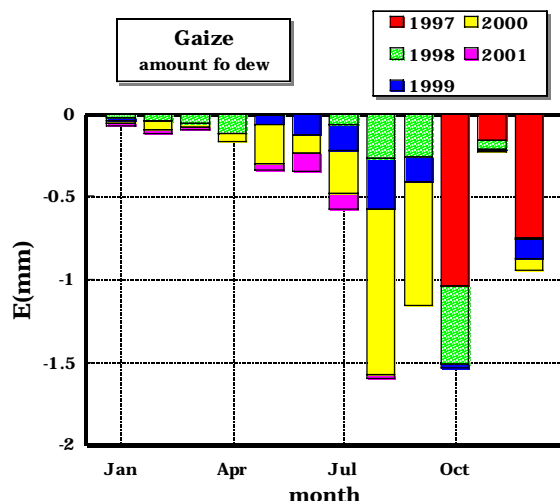
第8図 乾季1ヶ月平均した土壌水分計出力の日変化と地温の日変化。土壌水分計の埋設深度は上からそれぞれ、(a)3cm、(b)6-16cm および(c)16-26cm。

無降水時に見られる土壌水分計出力の日振幅の原因について考える。土壌水分計の温度ドリフトはメーカーマニュアルによると最大 $\pm 0.5\%$ とある。実験室で乾燥土壌中(豊浦砂、含水率2～3%)で温度の日変化( $0^{\circ}\text{C}$ 以上で日較差 $\sim 15^{\circ}\text{C}$ )をさせても土壌水分計出力の日変化は見られないので、センサ自体の温度依存性ではない。地表面上で夜間結露・日中蒸発が観測されていれば、土壌水分は地表近くで日中減少・夜間増加となるが逆のセンスである。また第

8図(a)の日振幅による変動は理論的に予想される結露量(\*)に比べて $\sim 30$ 倍も大きい。山中(2003)によると乾燥土壌に見られる日変化は、誘電率の温度依存性と土壌の種類による保水率の違いに原因があるとして、経験的な補正方法を提案している。

### (\*)結露量の見積もり

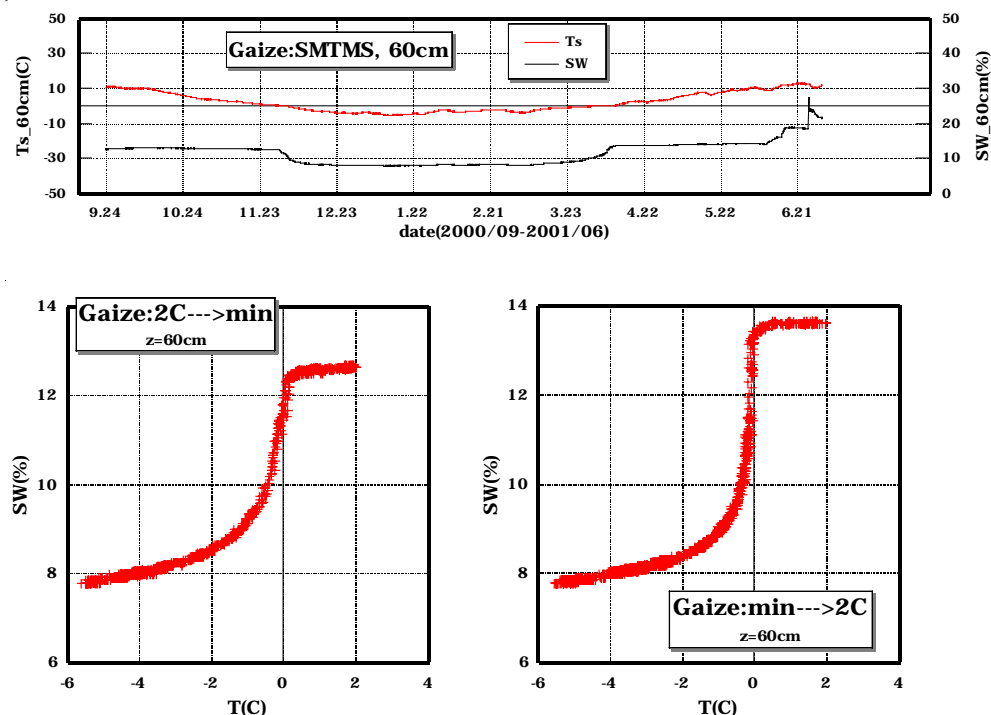
地表面の熱収支式を解くことにより計算できる。地表面は飽和しているとして、気温、湿度、下向き放射、地中熱流量を与え地面温度を未知数として解く。Gaizeの気象データを用いて計算した結露量を第9図に示す。半乾燥地帯の結露量は最大の月でも1ヶ月あたり1mmと少ない。1晩あたりの結露量は1/30mm程度である。



第9図 モデルで計算した Gaize における結露量(負の値)の月積算値

### (2) 冬季の土壌水分量の変動

第10図に冬季の土壌水分量と地温の時間変化例を示す。初冬地温が $0^{\circ}\text{C}$ 以上から $0^{\circ}\text{C}$ 以下になると土壌水分量が急激に減少し、翌初春地温が $0^{\circ}\text{C}$ 以下から $0^{\circ}\text{C}$ 以上になると土壌水分量が急激に増加している。 $0^{\circ}\text{C}$ 以上に着目すると凍結前と融解後の土壌水分量の差は1%である。 $0^{\circ}\text{C}$ 以下 $\sim -6^{\circ}\text{C}$ では緩やかな温度依存性を示す。さて、TDR方式の土壌水分計は比誘電率を測定し、それと土壌水分量との相関関係から土壌水分量を推定している。土壌を構成してい



第 10 図 冬季の土壌水分計出力と地温の時間変化例。(a)時系列、(b)凍結開始～最低地温起時、(c)最低地温起時～融解終了。

る物質の比誘電率は空気、氷、土壌固相物質および水、それぞれに対して 1、3、約 4 および約 80 であり、水が著しく大きな値を示す。従って土壌中の見かけの誘電率は土壌中の水分量の値によって大きく変動する(牛山、2000)。0 付近で土壌水分計の出力が急激に変化するのは液体水と氷の共存状態で、凍結時は徐々に氷の割合が増しているため、融解時は徐々に液体水の割合が増しているためと考えられる。0 以下で液体水が全て凍結したと考えられる状態でも土壌水分量に緩やかな温度依存性が見られる。これは土粒子の表面に強く吸着した水(吸湿水)は固

第 2 表 各深度毎の凍結前と融解後の土壌水分量の変化

		2 min	min 2	
year	z(cm)	Before(%)	After(%)	A-B(%)
'00-01	60	12.6	13.6	1.0
	100	6.4	6.6	0.2
	160	10.9	11.3	0.4
'01-02	60	16.6	18.4	1.8
	100	7.8	7.8	0.0
	160	13.1	13.2	0.1

相から見れば高い圧力下にあり、0 以下でも不凍水として存在しうる (Hartge、1978)。この不凍水が温度降下とともに徐々に凍結している過程を測定しているのであろうか。不凍水量の温度依存性の測定例をみると、今回の観測例と類似の温度依存性を示しており、比表面積の大きい粘土の不凍水量は大きく、比表面積の小さい豊浦砂では殆どゼロである(石崎、1997)。

各深さ毎について凍結前と融解後の土壌水分

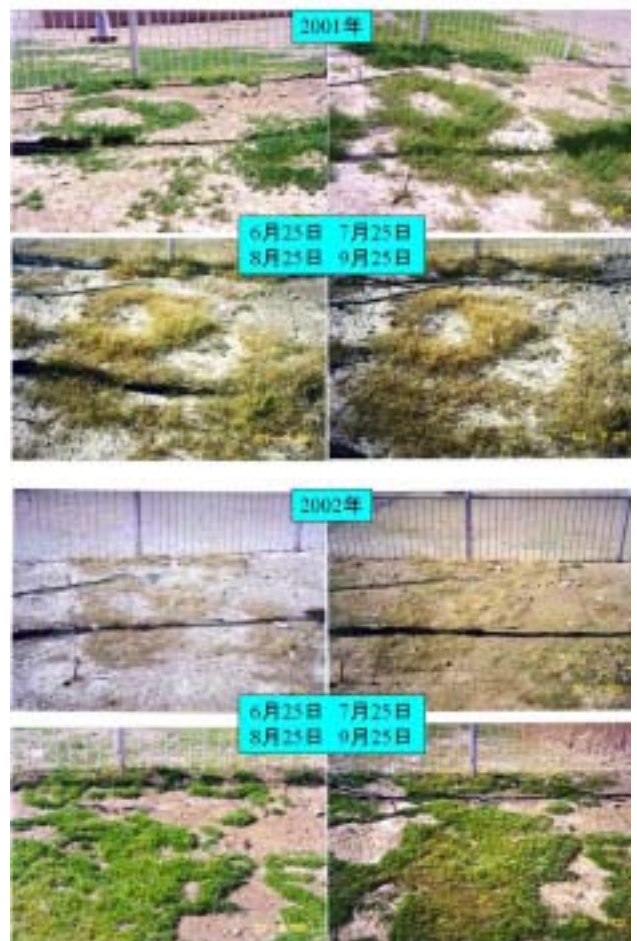
量の変化を調べる(第 2 表)。0 以上では土壌水分は凍結していないと考え、その差は、凍結中の土壌水分量の増減を表わすと考えられる。60cm 深度では 2000 年～2001 年冬は 12.6%から 13.6%へ 1%の増加、2001 年～2002 年冬は 16.6%から 18.4%へ 1.8%の増加が見られた。100cm と 160cm では凍結前・融解後の差は 0.4%以下であった。後者の差は土壌水分計の再現精度  $\pm 0.3\%$  を考慮すると誤差の範囲内であるが、前者はそれを上回り、土壌水分が増加している可能性がある。いずれの冬も冬季に 2 週間～1 ヶ月程度の期間積雪が観測されており降水量換算では、2000 年～の冬は 4mm、2001 年～の冬は 0.4mm であった。半乾燥域の積雪は気温が 0 以下ではほとんど昇華で消失する(近藤、1981)ので 60cm 深度の土壌水分の増加原因を降雪による融雪水とするのは無理であろう。この原因として、凍結過程では凍結面よりも下層の自由水(毛管水)を集めて凍結する(Hartge、1978；八幡敏雄、1975)ことが考えられる。

### (3) 土壌水分量の変動と地表面状態の変動

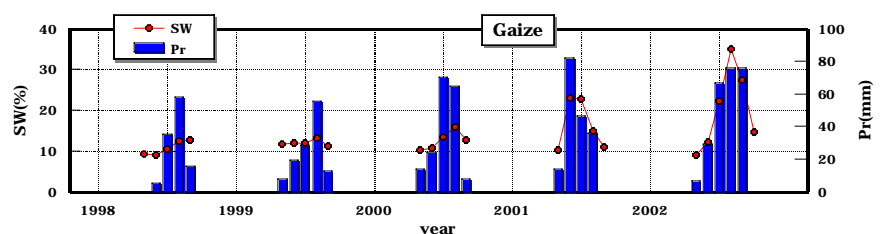


写真 8 ～ 写真 1 2 1998 年～2002 年の各季節毎の地表面の様子

写真 8 ～ 写真 1 2 は AWS 地点における 1998 年から 2002 年までの暖候期 6 月～9 月の地面の様子、第 1 1 図は 5 月～9 月の月降水量および地表～30cm 深度までの月平均土壌水分量の関係を示す。2001 年と 2002 年は草がかなり茂ったことがわかる。半乾燥地域では地表面の植物の活動度は降水量



よりも土壌水分量の変動と対応がよく、Gaize では月平均含水率が 20%を超えると植物が良く繁茂する。当地では 1997 年 9 月以来土壌水分計の埋設のやりなおしを何回か、行なっている。乾季は裸地面であったところが雨季には草地面になるような年々変動を繰り返している。また雨季には水溜りができるような降水が見られることもある。2002 年 9 月の保守時には、土壌水分計の埋設場所は地中に耕したような大きな空隙が見られた。2001 年 6 月～7 月や 2002 年 7 月～9 月に観測された月平均で 20%以上の土壌水分量はこのために生じていたと考えられる。植物活動により地中の土壌構造が変質して飽和含水率が変化(Hartge、1978)した可能性がある。



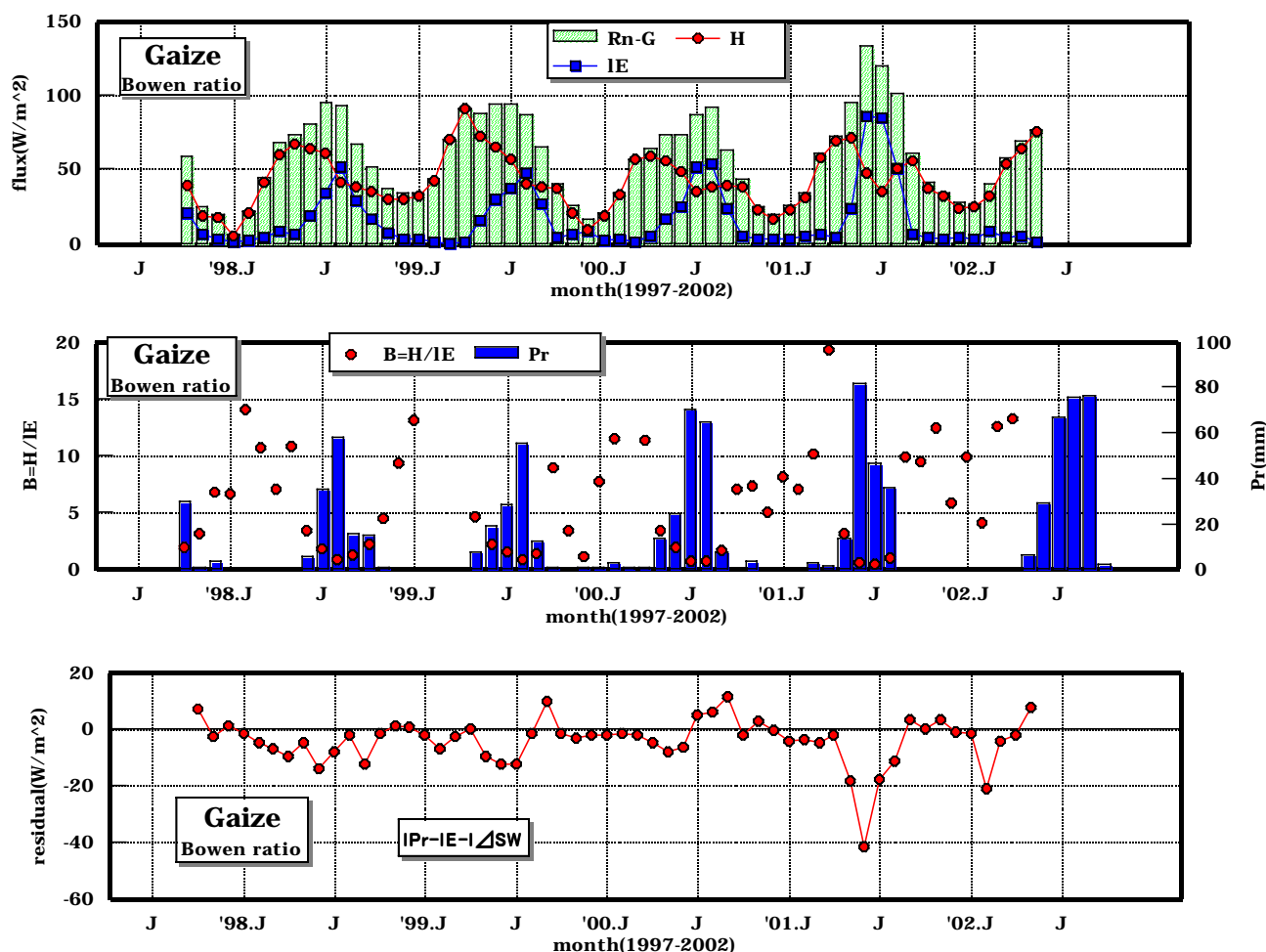
第 1 1 図 月降水量および地表～30cm までの月平均土壌水分量

#### (4) 熱収支解析

第12図に1997年10月から2002年5月までの月平均の熱収支解析結果を示す。(a)熱収支各要素の時系列、(b)ボーエン比と降水量、(c)降水量から蒸発量と地中の貯水量を差し引いた残差。正味放射量  $Rn$  の符号は地表面へ入る時を、顕熱  $H$  と潜熱  $IE$  および地中熱流量  $G$  の符号は地表面から出て行く時をそれぞれ正とした。熱収支式から  $Rn-G=H+IE$ 。すなわち地面に入る正味放射エネルギーと地中熱流量との差は顕熱と潜熱の和に等しくなる。 $Rn$  と  $G$  は直接測定値、 $H$  と  $IE$  の配分比はボーエン比法で求めた。 $(Rn-G)$  は12月～1月に最小値、6月～8月に最大値になる。乾季は  $(Rn-G)$  の大部分が  $H$  と釣り合っている。 $IE$  は雨季に大きくなり顕熱を上回る月もある。潜熱が大きくなり始めるのは雨季の開始に対応して

いる。暖候期(5月～9月)では月降水量  $Pr$  が増加するとボーエン比  $B$  は減少する傾向がある。月ポテンシャル蒸発量  $Ep$  で無次元化した無次元降水量 ( $WI=Pr/Ep$ 、気候湿潤度と同じ)とボーエン比の逆数  $1/B$  の間には良い相関が見られる(第13図)。この関係は気候湿潤度が大きくなる(湿潤状態になる)とボーエン比が小さくなる(顕熱に比べて潜熱の割合が増す)ことを定量的に表わしている。図で大きく外れているデータがある。2001年7月のものであるが、気候湿潤度と表層(0-15cm 深度)の土壤水分量との関係を見てみると、この外れたデータは他のデータに比べて土壤水分量が大きくなっており(第14図参照)、そのため潜熱の割合が大きくなったと説明できる。

上でボーエン比法から蒸発量が求められた。次



第12図 1997年10月から2002年5月までの月平均の熱収支解析結果。(a)熱収支各要素の時系列、(b)ボーエン比と降水量、(c)降水量から蒸発量と地中の貯水量を差し引いた残差。

にその解析結果の検討を行う。土壌水分量の時間変化から地中に蓄積される水分量を見積もることができる。降水量( $Pr$ )、蒸発量( $E$ )、地中貯水量( $SW$ )および流出量( $R$ )の間には、

$$Pr = E + SW + R \quad (1)$$

の関係が成り立つ。ここで、

$$R = Pr - E - SW \quad (2)$$

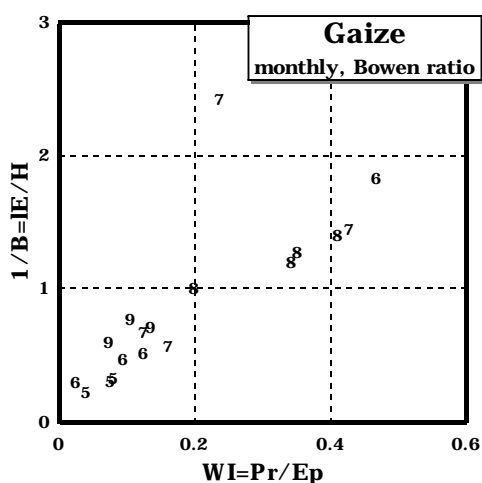
として1ヶ月毎の $R$ を求めたのが第12図(c)である。但し、 $SW$ は0~30cmの深さの貯水量である。(c)から雨季になると残差 $R$ が負、すなわち降水量よりも(蒸発量+貯水量)の方が大きくなる割合が多い傾向が見られる。これは他から水が供給されていることを意味している。この原因を探るために、(2)式右辺の各項の測定誤差を考える。

[1] 降水量の観測誤差は、AWSのデータと気象台の観測データを比較して~20mm/年と見積もられる。[2] Haginoya (2000)によるとボーエン比による蒸発量の誤差は~40mm/年である。[3]土壌水分計の再現精度は、前にも書いたが $\pm 0.3\%$ である。0~30cmでの土壌水分量にすると $\pm 0.9\text{mm}$ に相当する。 $SW$ は毎月の1日を挟んで前後10日間の平均値を求め、その各月毎の差から求めている。その誤差は $\pm 1.8\text{mm/月}$ になる。[1]~[3]から $R$ の誤差は $60\text{mm/年} + 1.8\text{mm/月} = 5\text{mm/月} + 1.8\text{mm/月} = 6.8\text{mm/月} \sim 6.4\text{W/m}^2$ となり、第12図(c)の大部分は誤差の

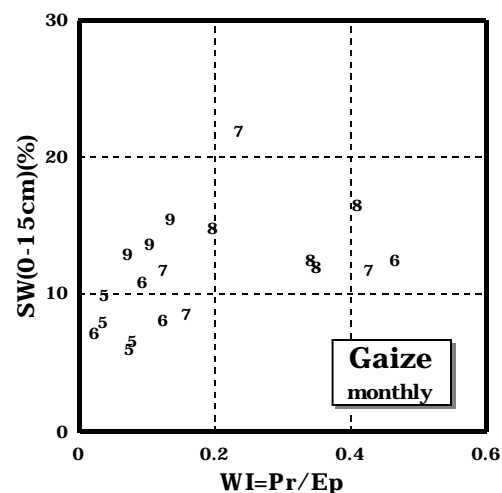
範囲内で $R \sim 0$ と考えて構わない。

雨季に特に $|R|$ が大きくなる理由には次のことが考えられる。降水時は地表面の僅かな傾斜や飽和含水率の水平非一様性により他の場所からの重力水の流入・流出が考えられる。乾季はそのような水平非一様性があっても、重力水の流入・流出自体がほとんどない。よって雨季の誤差が大きくなる。2001年6月に見られる $R$ の負の値は上記理由により降水が流入したのではないかと考えられる。なお、Gaize気象台構内において雨季に大量の雨が降った時、水溜りが数日間できていることが確認されている。第5図と第6図においてAWSとSMTMSの同一深度の土壌水分量に大きな差異が見られていることから、恐らく気象台構内の方が水溜りになり易い周辺状況ではないかと推測される。

他から水が供給されている可能性の一つとして地下水の問題がある。改則気象台構内には井戸があり、そこで通年の地下水位を測定した。その結果、地下水位は地下2.9mから3.5mの間を0.6m近く変動していること、最も地下水位が上がったのは雨季入り直前であること、最も下がったのは雨季終了1ヶ月後であること、が分かった。地下水位の年変動幅(600mm)は改則の年降水量(~200mm)の3倍もある。地下水位が3mの時に毛管現象による水の上昇(毛管上昇)から求めた蒸発量は、土壌の成層状態や



第13図 暖候季(5月~9月)のボーエン比の逆数と気候湿潤度との関係。数字は月。



第14図 暖候季(5月~9月)の月平均土壌水分量と月気候湿潤度との関係。数字は月。

気象条件にもよるが均質な粘土質土壌では最大で 0.4mm/日 ~ 12.4W/m<sup>2</sup> 程度と見積もられている (Hillel, 1998)。これはかなり大きな値である。しかしながら SMTMS のデータから(第 7 図参照)もわかるように、Gaize 地域には 1m 付近に不透水層が存在している。今、30cm 以深では SMTMS 地点と AWS 地点の土壌構造が同じと仮定すると、地下水からの蒸発はほとんどないのではないかと考えられる。

SW の影響のない 1 年間の  $R$  を求めると Shiquanhe では降水量と蒸発量がほぼバランスしている。一方、Gaize では蒸発量が系統的に大きいものの、[1]と[2]の測定誤差を考慮するとほぼ釣り合っているとみなしてよい。この結果は、Xu and Haginoya(2001)の結果と矛盾しない。

## 問題点

今回は TDR 式土壌水分計の出力からメーカーの検定曲線(関東ローム層で確認済み、同土壌想定)を使用して土壌水分を求めた。より詳細な定量的議論をするには現地の土壌を使って検定曲線をチェックする必要がある。

## まとめ

- ・ 乾季には土壌水分計の顕著な日変化が見られる。これは地温との相関が非常に良い。補正方法がいくつか考えられているので今後それを試みる。
- ・ 冬季の土壌水分は 2%程度の変動以下では保存されるとみなせる。
- ・ 植物の活動度と土壌水分は良い対応がある。植物活動の年々変動により土壌構造が変化する可能性がある。
- ・ 暖候期の月毎の気候湿潤度とボーエン比の逆数の間にはかなり良い相関がある。
- ・ 熱収支のチェックをするのに土壌水分データが有効である。但し、雨季は重力水の流入・流出等がありそれらが誤差のもとになる。
- ・ 熱収支解析の結果 Shiquanhe と Gaize 共に年降水量と年蒸発量がバランスしていることが確認された。

## 参考文献

- Haginoya, S. and H. Naoe: 2000: Surface Heat Balance Observation in the Western Tibet. Preprints 15th Conference on Hydrology, 9-14 Jan., 2000, Long Beach, USA, 301-304.
- Haginoya, S., 2000: Study on the Surface Heat Balance in the Tibetan Plateau -Precision of Bowen ratio method-. Preprint Volume "The Second Session of International Workshop on TIPEX and GAME/Tibet", 20-22 July, 2000, Kunming, China, 19-21.
- Hartge, K.H., 1978: 土壌物理学概論(福士定雄訳、1985: 土壌物理学概論、博友社、pp318.) .
- Hillel, D., 1998: Environmental Soil Physics(岩田進午・内嶋善兵衛監訳、2002: 環境土壌物理学 環境問題への土壌物理学の応用、農林統計協会、pp322.) .
- 石崎武志、1997: 土の凍結、土の環境圏、KK フジテクノシステム、pp1388、108 113 .
- Johnson, D.R., M. Yanai and T. Schaack, 1987: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE. Monsoon Meteorology, eds. C.P. Chang and T.N. Krishnamurti, Oxford Univ. Press, 271-297.
- 近藤純正、1981: 大気科学講座 1 地表に近い大気、東京大学出版会、pp226.
- 近藤純正編著、1994: 水環境の気象学、朝倉書店、pp350.
- 近藤純正 & 徐健青 1997: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度、天気、44、875-883.
- Li G., Duan T., S. Haginoya and L. Chen, 2001: Estimates of the bulk transfer coefficients and surface fluxes over the Tibetan Plateau using AWS data. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 625-535.
- 村上多喜雄、1986: モンスーン、東京堂出版、pp198.
- 牛山素行編、2000: 身近な気象・気候調査の基礎、

古今書院 , pp195 , 28 44.

Xu, J. & S. Haginoya, 2001: An estimation of Heat and Water Balances in the Tibetan Plateau.

J. Met. Soc. of Japan, 79 , 485-504.

八幡敏雄、1975：土壌の物理、東京大学出版会、pp181 .

山中勤&開発一郎、2003：寒冷乾燥地域における土壌水分の TDR 測定：温度依存と凍結・融解の影響、TERC WS 報告。

Zhang, J., B. Zhu, et. al, 1988: Advances in the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology. The Qinghai-Xizang plateau meteorological experiment (1979) and research. pp.268.