

# Soil Moisture Measurement of Permafrost in Eastern Siberia

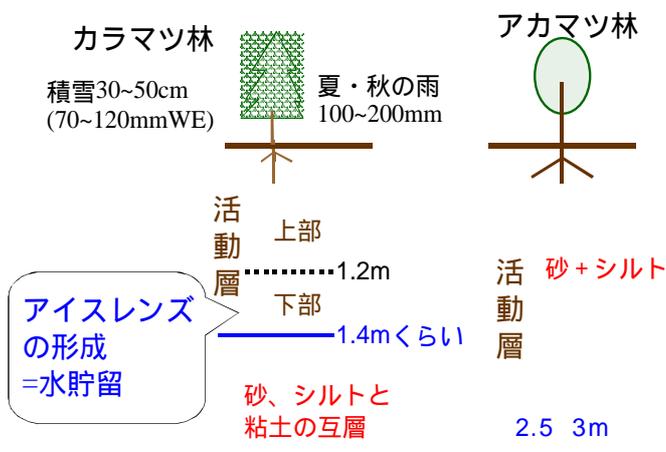
杉本敦子  
Atsuko Sugimoto

I

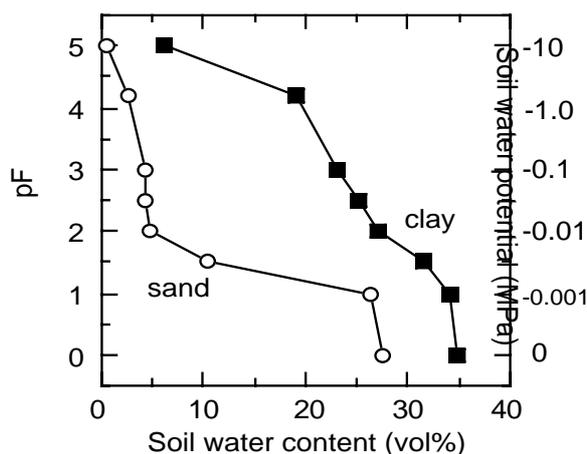
東シベリアに広がるタイガ林は、年平均降水量約250mmという乾燥気候に成立した森林である。わずかな降水量にもかかわらず森林が維持されるのは、永久凍土の存在が重要であると信じられてきたが、GAMEと関連プロジェクトの観測により、乾燥年には凍土の融け水が植物にとっての水源として重要であることなどがわかってきた(Sugimoto et al., 2002)。すなわち、土壤水分の収支はその上に成立する森林の運命を決める重要なファクターで、永久凍土システムを含めた土壤水分の解析は、タイガ林の水・熱・炭素循環の解析は必要不可欠であると言える。

この地域のタイガ林は落葉針葉樹のカラマツが優占する森林であるが、特に乾燥した立地はアカマツ林となっている。カラマツからアカマツへの植生の変化は、その場所の土壤水分ときれいに対応していることもこれまでに示されている (Sugimoto et al., 2001)。

東シベリアの永久凍土は地下数百mの深さに達すると言われている。1998年からロシアサハ共和国ヤクーツク郊外のスパスカヤパッド実験林において、TDR、テンシオメータ、炉乾法、真空蒸留法で土壤



第1図 ヤクーツク周辺のタイガ林の活動層の模式図



第2図 調査地域の典型的な砂と粘土の土壤水分ポテンシャル曲線 (Sugimoto et al., 2002より)

水分の測定を行ってきた。ここでは土壌水分量の推定を行う上での問題となる点について述べる。スパスカヤパッド実験林周辺のカラマツ林では活動層（夏の期間に融ける層）は約1.4m、アカマツ林では2.5～3mである（第1図）。

## II

凍結土壌の水分を調べる最も確実な方法は土壌を採取し炉乾により水分量を求めることであろう。しかしながら、調査対象地の森林では砂、シルトと粘土が互層をなし、掘る場所により粘土と砂の割合が違っている。第2図は調査地域の典型的な砂と粘土の土壌水分ポテンシャル曲線である。通常、土壌はこれらの中間の値を示し、典型的な砂や典型的な粘土は決して多くはない。図からわかるように、砂と粘土では、同じ水頭圧でも明らかに含水率が異なっている。それ故、炉乾のために採取した土壌の乾湿の変化より、その土壌が砂であるか粘土であるかが含水率を決めるファクターとなってしまふ。炉乾法では、土壌を採取時に、カラマツ林では粘土質土壌、アカマツ林では砂質土壌のみを採取するようにし、含水率を求めるようにした。しかしながら、砂と粘土は明らかな境界があるわけでもなく、多くの場合炉乾法の水分量は参考値程度として使えるだけであった。

### TDR

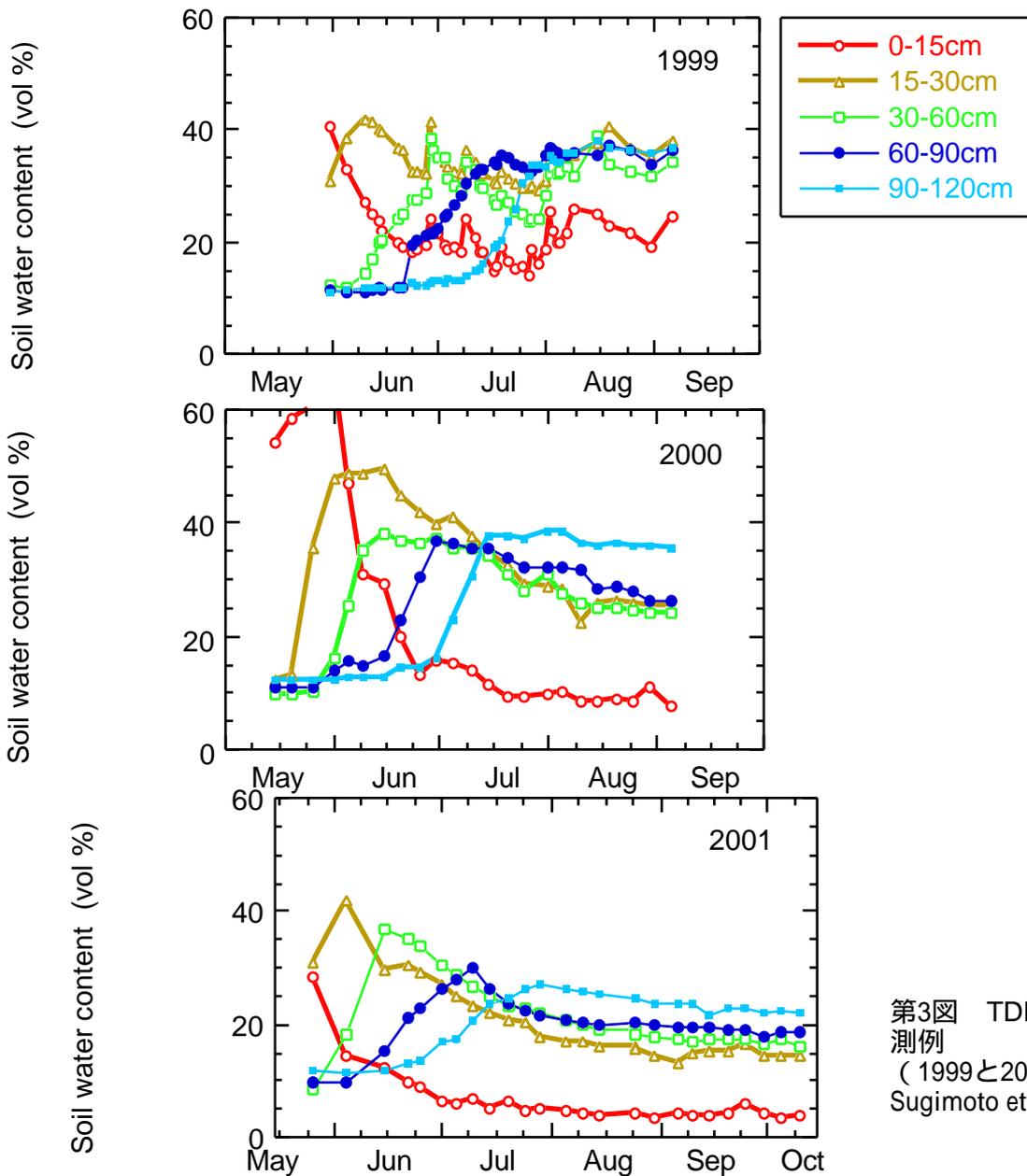
積雪融解後、土壌は上部から順に融解する。第3図は1999-2001のTDRの測定値である。ここでは

Moisture Point（MP-917、Environmental Sensors Inc）を用いて、3～5日ごとにマニュアル測定を行ない、第3図は3本のプローブの平均値である。

Moisture Pointのプローブは0-15、15-30、30-60、60-90、90-120cm深の平均値が測定できるものを使用した。土壌上部から、順に水分量が上昇していることがわかる。この土壌水分の上昇は、土壌が融解して氷が水に変換されることと、上層から融雪や土壌融解によって生じた水が浸透することによって生じると考えられるが、TDRのデータからこれらを明確に区別することは難しい。土壌水分の収支から言えば、氷から水への変換はその場の水の移動を伴わないが、水の浸透はその場（深度）への水の流入であり、水収支の立場からは全く異なっている。融雪や夏の雨がどれだけどのように浸透するかなどを明らかにするには、これらを区別する必要がある。そのため、地温の検討、凍結前の水分量との比較を行った。

まず、地温のデータがプラスの値ならば土壌は完全に融解しており水分は全て液体の水であると判断でき、TDRの測定をそのまま水分量とすることができ、また地温がマイナスであれば凍結状態であると判断でき、この状態では水分の移動はないと仮定した。一方、第3図に見られる土壌水分の上昇中は地温が0°Cの状態、全て氷の状態から全て水の状態まで可能で、ほとんどの期間が氷と水の共存状態であるといえる。

次に凍結前と融解後（土壌温度がプラスの値になった後）の土壌水分を比較した。60cmより深部では、98年～2000年は融解前と融解後の水分はほぼ一致した。しかしながら、例えば90-120cmの土壌深度でも、凍結前と融解後の水分が一致しない場合もあ



第3図 TDRによる土壌水分観測例  
 (1999と2000年のデータは Sugimoto et al., in pressより)

る。2000年秋と2001年夏の90-120cmの土壌水分を比較すると2001年夏、融解後の土壌水分は明らかに減少している。一方、60-90cmの深度の土壌水は凍結前よりわずかに増加しており、2000年9月から2001年5月の間に、90-120cmの土壌水分が上部に移動し

た可能性がある。表層部の土壌(0~30cm)はどの年も、6月はじめに明らかに水分は増加し、融雪水が浸透したことがわかる。

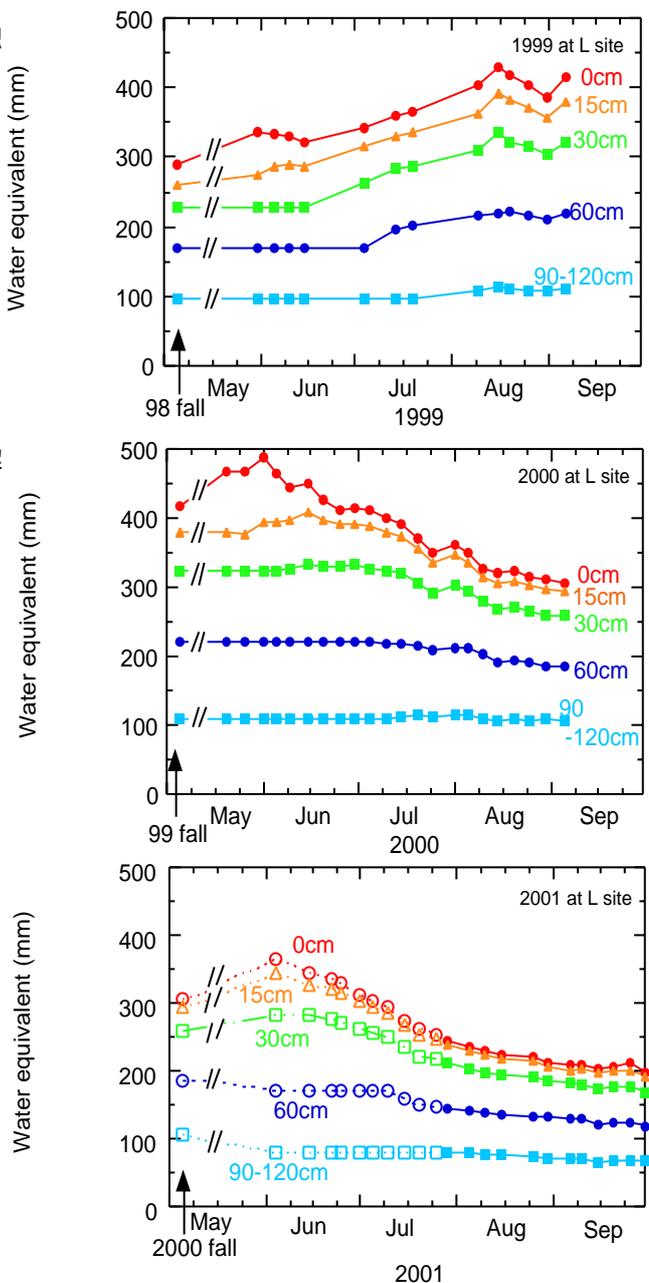
凍結後は水分の移動がないこと、凍結前と融解後の水分がほぼ等しい場合はその期間水分の移動がな

かったと仮定し、各層の水量を推定した（第4図）。1999と2000年は、60cm以下の層で凍結前と融解後で水分がほぼ等しかったため、夏期間の土壌水量の推定がほぼ可能であった。ただし、TDRの観測が行われているにもかかわらず水量の推定値の点がない期間は、土壌のどこかの層で氷と水が共存し、かつ融解後の水量が増加しているため、浸透水が入っているかどうかの判断ができず、水量の見積もりが不可能であることを示している。

2001年の夏は、7月末以降は土壌が120cmまで融解したので、土壌水分量の計算は可能である。一方、それ以前は、先に述べたように、下層の土壌で融解後に土壌水分に増減が見られたため、凍結中と融解中の下層土壌の水量の見積もりが正確にはできない。そのため、ここでは6月から融解までの期間に土壌水分は動かなかったと仮定をして見積もりを行った。この仮定は、明らかな根拠があるわけではないが、土壌水分の移動は凍結後ではなく、上部から凍結が進行する期間中に起こったと考えたもので、このように考えるのが自然であろう。

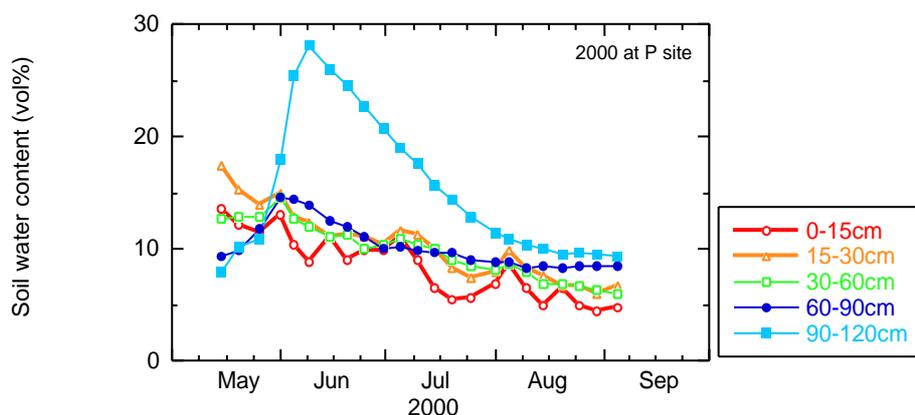
活動層の深さが2mを越えるアカマツ林では、120cmまでの深度の土壌はカラマツ林に比べると夏の早い段階で融解する。第5図は2000年夏のTDRの測定値で、5本のプローブの測定結果の平均値である。6月中旬までに120cmまでの層が融解している。また、アカマツ林では90-120cmの土壌水分は一時的に上昇し、このような土壌水分の上昇はカラマツ林では見られない。これは、融解と同時に上部から浸透してきた水がその層を通過していったためと考えられる。

TRIME-ITを用いた土壌水分の測定もタワーサイトで実施され(Kotake and Kubota, 2001)、データは自動



第4図 各層の水量の推定値  
（1999と2000年の推定値はSugimoto et al., in pressより）

記録された。土壌水分はわずかに日変化している日もあるが、10cm深の土壌でも日中0.5%程度上昇する程度で、明らかな日変化は見られなかった。しかしながら、凍結しているはずの土壌深度で、表層部の



第5図 アカマツ林におけるTDR観測結果  
(データはSugimoto et al., in pressより)

土壤の融解に伴い深部の土壤水分が高めに表示されたり、不可解な変化も見られた。

土壤水の水頭圧を求めるため、10、30、50cmにテンシオメータを設置したが、ヤクーツクでは凍結と乾燥の両方によりテンシオメータのデータの利用が困難な期間があった。土壤凍結の問題はTDRの場合と同様、土壤は夏の期間上から順に融解するため、水頭圧の鉛直プロファイルが得られる期間は限られている。また、土壤の乾燥によってもテンシオメータの読みが異常になった。通常テンシオメータは0.08MPa程度まで測定可能と言われているが、ヤクーツクの観測ではそれよりもかなり低い吸引圧でも異常な値となった。

III

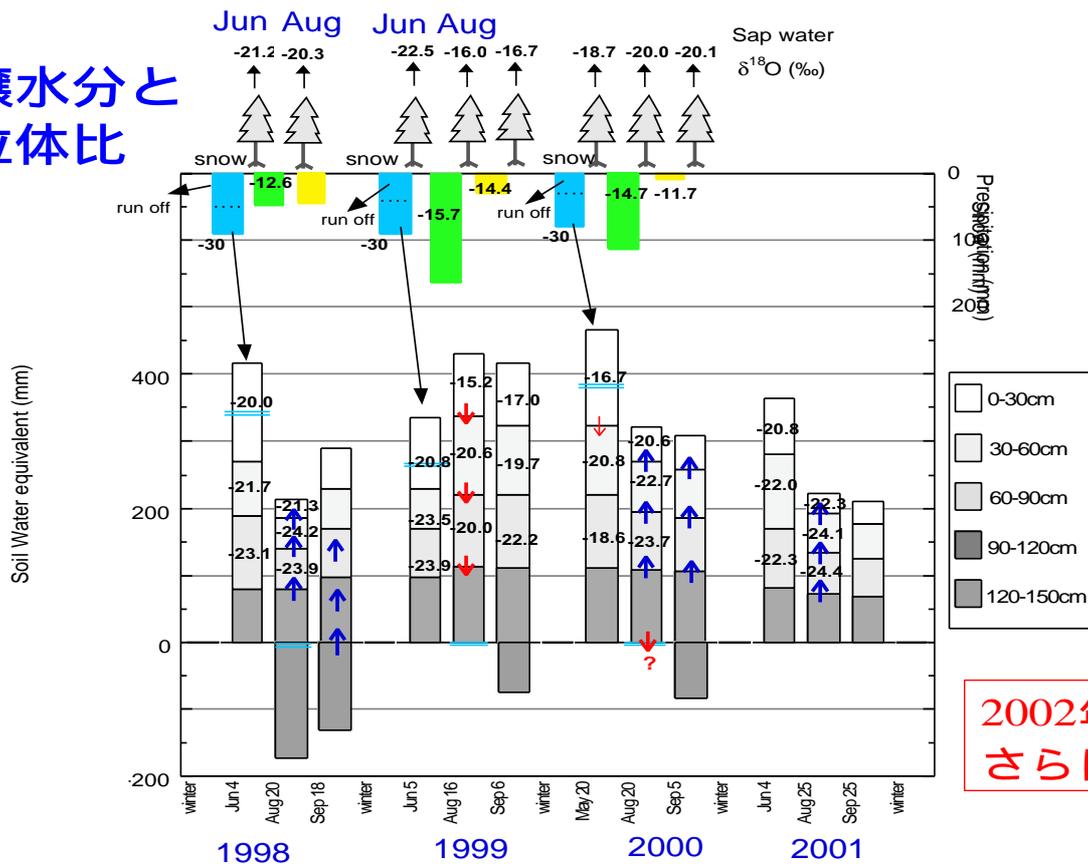
TDRの測定値から推定した表層から120cmまでの

30cmごとの土壤水分量と、土壤コア採取により炉乾法で測定した120-150cmの土壤水分量を第6図に示す。6月(融雪後)、8月(夏の終わり)、9月(凍結前)について、1998~2001年までの変化をプロットした。土壤水分は季節変動しながら、年々異なる変動を示していることがわかる。夏の間は土壤水分が減少するか増加するかは、夏の降水量に依存している。

VI

現在、土壤水分を測定するための様々なセンサーや機器が開発されつつあるが、いずれの方法を用いても、土壤水分の測定には様々な問題がある。土壤の不均質は常に大きな問題で、加えてここで示したような永久凍土帯では氷と水の共存という問題もある。アイスレンズは土壤中に局所的に形成されるため、土壤の構造の不均質に加えてさらに土壤水分に不均質を生じる原因となる。現時点でTDRは最も手軽に利用できる測定機器であり、これに頼らざるを

# 土壌水分と 同位体比



第6図 6月（融雪後）、8月（夏の終わり）、9月（凍結前）の土壌水分量推定値  
Sugimoto et al., in press に2001年のデータを追加した。図中の数字は $\delta^{18}O$ 値。

えない。ヤクーツクにおいて土壌水分量の推定に Moisture Point とTRIMEを使用し、それらのセンサーの特徴をそれぞれ使い分ける必要があると感じた。

TRIMEは電極から数センチ程度の比較的小さな体積の部分の土壌水分を感度よく測定できる。一方、Moisture Pointは15cmまたは30cmの深度間の半径10cm程度の比較的広い体積の平均値を測定することになる。当然のことながら前者は、例えば砂地などの均質な土壌中の水の浸透を測定するには有利で、上部からの水の浸透を感度よく検知できるが、後者では難しい。一方で、前者は小さな体積に形成されたアイスレンズなど土壌中の不均質の影響を受けてしまうが、後者ではそのような影響は少ない。ヤクーツ

クにおける土壌水分の測定は、土壌水分収支を計算するための水分量の推定が目的であった。それ故、比較的広い体積の水分の平均値を測定できる Moisture Pointのデータの方が利用しやすかった。それぞれの目的に応じたプローブのタイプを使用する必要がある。

Kotake, T., and Kubota, J. (2001) Seasonal changes of soil moisture and soil temperature. In Activity report of GAME-Siberia. GAME Publication No. 26, 29-30.

Sugimoto, A., Takata, K., Numaguti, A., Ichiyanagi, K., Kurita, N., Yamazaki, T., Kotake, T., Kubota, J., Yangisawa, N., Argunov, R., Torgovkin, Y., Fedorov, A., and Ohata, T. (2001) Spatial and seasonal variations in surface soil moisture around Yakutsk observed in 2000. Proceedings of GAME/Siberia Workshop. GAME Publication No. 30, 63-73.

Sugimoto, A., Yanagisawa, N., Naito, D., Fujita, N., Maximov, C. (2002) Importance of permafrost as a source of water for plants in East Siberian Taiga. *Ecol. Res.* 17, 493-503.

Sugimoto, A., Naito, D., Yanagisawa, N., Ichiyanagi, K., Kurita, N., Kubota, J., Kotake, T., Ohata, T., Maximov, T. C., and Fedorov, A. N. Characteristics of soil moisture in permafrost observed in East Siberian Taiga with stable isotopes of water. *Hydrological Processes* (in press)