

琉球大学学術リポジトリ

代表的沖縄本島土壌層の乾燥特性(農業工学科)

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学農学部 公開日: 2008-02-14 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 宜保, 清一, Gibo, Seiichi メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/4305

代表的沖縄本島土壌層の乾燥特性*

宜 保 清 一**

Seiichi GIBO: Drying characteristics of major soil layers
in Okinawa Island

I 緒 言

水食機構や強度低下を解明する上で関係の深い土塊の崩壊率は加水される前の乾燥程度によって著しく影響される^{10, 11, 20)}したがって、日射量や降雨強度が比較的大である¹⁹⁾沖縄本島の受食性および崩壊性土層等の乾燥特性を知ることは重要である。本報ではPF 6前後の低含水領域まで測定可能なガラスブロックを吸湿体とした土壌水分計を用いて行なわれた土層箱についての実験結果を述べる。

II 試料と物理的性質

測定試料は、受食性の国頭礫層土(金武村屋嘉にて採取)、干ばつ地帯の石灰岩風化土(糸満市米須)、崩壊性の島尻泥岩風化土(豊見城村豊見城)の3種類で、比重・アッターベルグ限界・粒度組成が比較的類似しているが(Table 1)、粘土鉱物組成や化学的性質はかなり異なる^{11, 16)}

Table 1. Physical properties of the sample

Soil	Soil from Kunigami gravels	Soil from Ryukyu limestone	Soil from Shimajiri mudstone
Sampling place	Yaka, Kin-son	Komesu, Itoman-city	Tomigusuku, Tomigusuku-son
Gs	2,806	2,736	2,759
LL (%)	71	47	62
PL (%)	38	29	28
PI (%)	33	18	34
Clay frac. (%)	73	64	60

* 昭和51年度農業土木学会大会講演会要旨集 198~199 (昭和51年6月3日)

** 琉球大学農学部農業工学科

琉球大学農学部学術報告 23: 269~280 (1976)

III 測定器と吸湿体の性能

本土壌水分計は、2本の電極を包埋した吸湿体を土中に埋設し、吸湿体の水分と周辺土壌の水分とが平衡状態に達した後オームメーターで2極間の抵抗を測定する電気抵抗法によるもので、1940年 Bouyoucos および Mick によって考案されて以来改良されて来た。^{1-3,13,17)}これは、同一地点の土壌水分変化を直接採土することなく長期間測定できると共に、吸湿体としてガラスビーズ、ファバーガラス、ナイロン、プラスチック等の不溶性材質を使用することによって可測水分範囲を拡大できる。^{4-8,12,19)}本実験で吸湿体として採用されたガラスブロック (10×10×25mm) は、土のシルト分に相当する径10~60 μ のガラスビーズ (GB701K) と電極としての2本のニッケル棒 (間隔 3.3mm) を10連の真鍮製型枠に入れ、電気炉中 (700~710 $^{\circ}$ C) でかため作製された。オームメーターは、交流発振用回路にトランジスタを使用した電池式交流オームメーターであり、PF2.5~6.5の広範囲の水分変化に対応する抵抗値が高精度で読み取れるように4段切換にしたものである。抵抗値の温度補正と地温測定には径0.5mmの銅・コンの熱電対を用い、記録および読み取りにはデジタル計測装置と検流計を使用した。

ブロックの電気抵抗に影響する因子として土構造・温度・塩類濃度等が挙げられる。^{5,12,19)}同一土性・同一密度であっても、詰め換えやブロックの埋設によって構造が破壊され状態が変わってくるので、土構造そのものの発達およびブロックとの接触度をよくするために十分な養生期間を与えた。

ブロックの水分量が同じでも抵抗測定時の温度が高ければ抵抗値は小さく、低ければ逆に抵抗値は大きくなる。したがって、土壌温度を同時に測定し、抵抗値を一定温度にたいする値に補正する必要がある。本実験では標準温度を30 $^{\circ}$ Cとし、 $\log R_{30} = \log R + a(T - T_{30})$ によって補正值を計算した。ここで T_{30} および R_{30} はそれぞれ標準温度とそれに対応する補正抵抗値、 T および R は測定時の温度と抵抗値を示す。そして定数 $a = 0.00343 (k\Omega/^{\circ}C)$ はブロックを一定水分状態の下で温度を徐々に変化させて得られる抵抗値と温度との関係式における勾配の平均値である。

土壌水分の塩類濃度が高まると、抵抗値は低くなり、水分変化にたいする感度が鈍くなって可測水分範囲をせまくするため、実験では蒸留水を使用した。

IV Calibration

電気抵抗法による水分測定においての最大の問題は対象土毎のブロックの Calibration curve の作成である。精度の高い Calibration curve より正確な含水比が得られることはいうまでもない。

Calibration の一般的方法として次の3方法がある。^{5,12,19)} ① 自然状態の土層中にブロックを埋設してその抵抗を測定する一方、実際に採土・炉乾燥して実測する。② 容器に土を詰め、その中にブロックを埋め、土を乾燥させながら抵抗値と全重量を測定する。③ 採土の際に土構造を破壊することなく、ブロックを押し込んだコアを容器で切り取ったものを使用する。

本実験では②の Laboratory calibration を採用したが、精度を上げるために①の Field calibration (採土法) を併用した。まずブロックと熱電対が中央に位置し、密度が一定になるように対象土をバスケット (メッシュ製、8×12×6cm) に詰めた。そしてそれらを蒸留水中に浸漬し吸・排の後十分に養生させ (2~3週間)、土構造の発達とブロックの密着を期する。乾燥には Heat lamp を使用し、恒温エネルギー下で水分を変化させ、随時抵抗値と全重量を測定した。以上の乾燥・湿潤の繰り返しを数回行ない Calibration curve に密着の影響によるズレが見られなくなる3回目の乾燥過程の抵抗-含水比関係を基にし、後述する室内土層箱試験において随時行なわれた採土法の結果と合わせて Calibration curve を作成した。その一例を Fig.1 に示す。図中、黒丸印は採土法の結果を表わす。

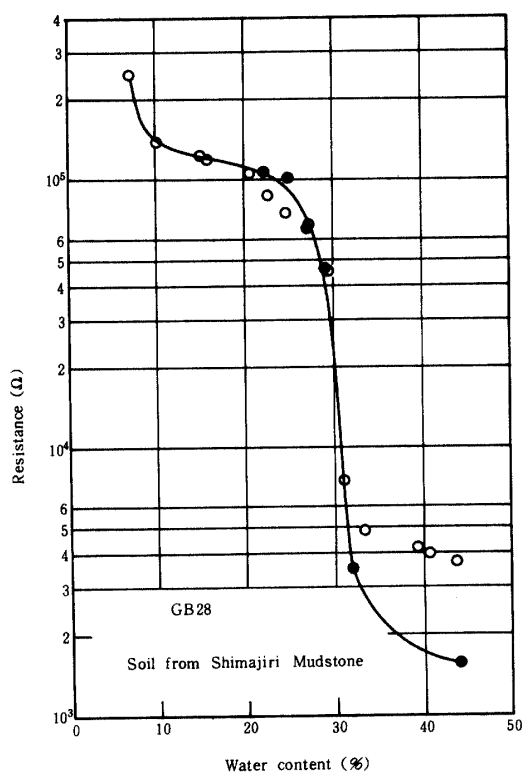


Fig. 1 Calibration curve

V 室内における乾燥特性

1. 実験方法

2 mmフルイ通過風乾土を底に小穴を設けた土層箱 (30×30×30 cm) に均一に詰め、ブロック埋設深さ毎に順次吸水膨潤させ、膨張による埋設ブロックの位置の変動を抑えた。Fig. 2 にガラスブロックと熱電対の埋設位置を示す。

ブロック等の受感部と周囲の土との接触を安定させるために、1ヶ月間土層箱を蒸留水に浸漬した後排水させ、表面からの蒸発乾燥を防止しながら10日間放置した。そしてブロックが水分変化に感應できる水分状態になった時点から乾燥試験を開始した。平均初期含水比と平均初期湿潤密度はそれぞれ国頭礫層土で40%、1.56%*g/cm³*、石灰岩風化土で40%、1.57%*g/cm³*、泥岩風化土で40%、1.67%*g/cm³*である。なお木箱と供試土の間にあらかじめビニールシートを張り付け粘質土の乾燥収縮によって生じるスキ間からの蒸発を防いで上表面からのみ蒸発乾燥させた。乾燥作用の恒温エネルギー源としてHeat lampを上方に据え、上表面がおよそ30°Cになるようにした。

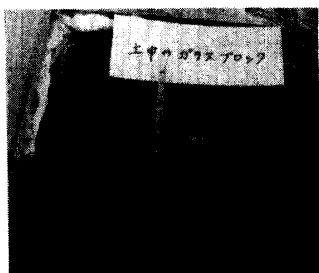


Photo. 1 Glass-beads blocks in soil layer

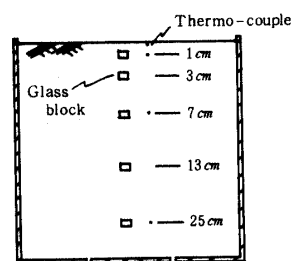


Fig. 2 Glass-beads blocks and thermo-couples in soil layer

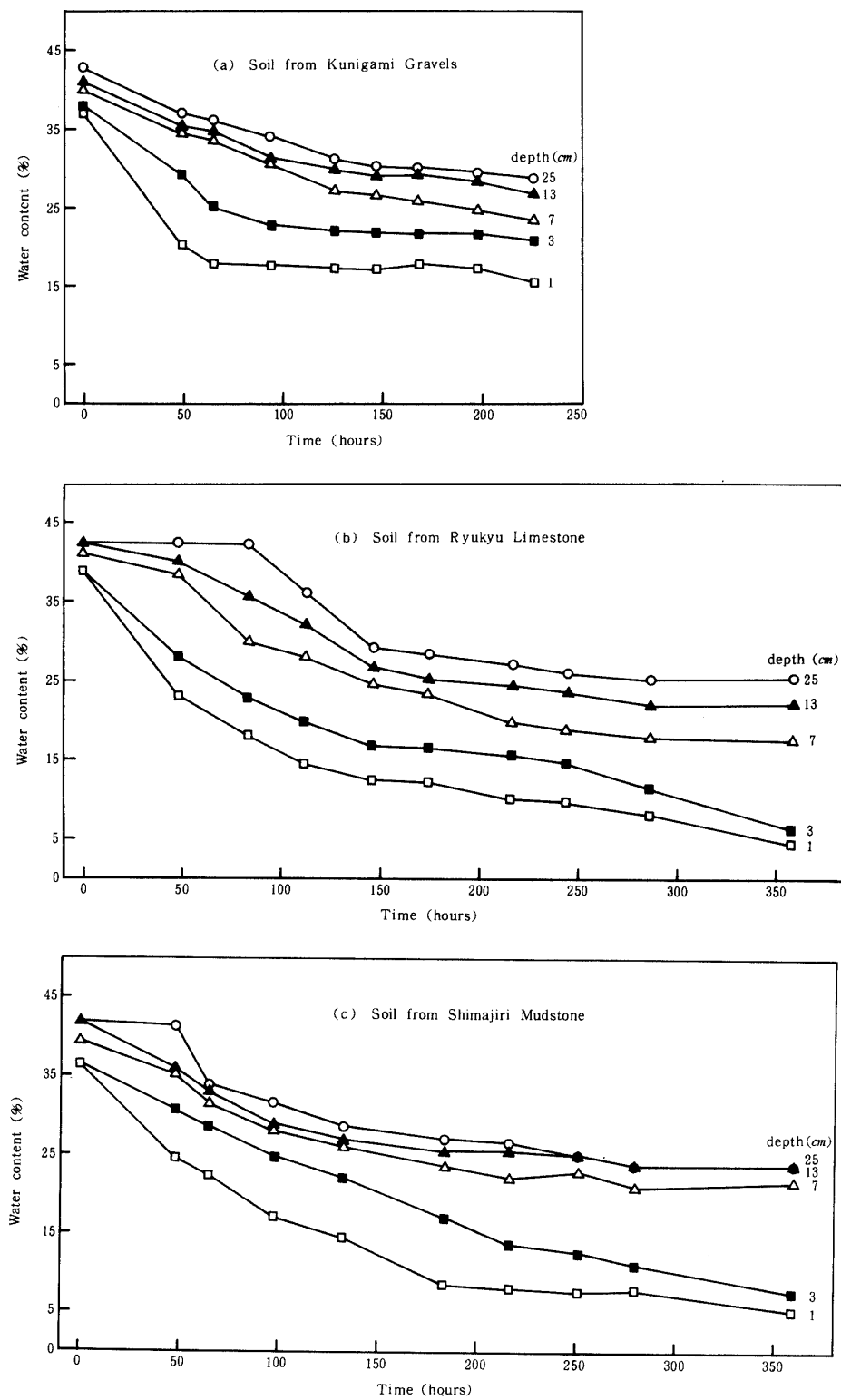


Fig. 3 (a, b, c) Diurnal variations of water content in various layers (thermostatic drying box test)

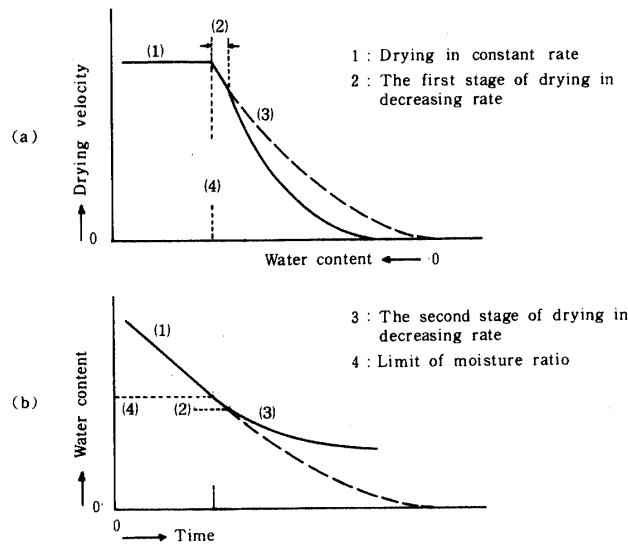


Fig. 4 (a, b) Typical drying velocity curve and drying process with time

2. 測定結果

乾燥温度30°Cにおける各土層の乾燥特性（含水比—時間関係）を Fig.3 (a, b, c) に示す。乾燥初期においては3試料何れも時間に比例して進むため、含水比はやや直線的に減じてゆくが、ある含水比までくると乾燥の仕方が急変し、水分平衡状態に達する。すなわち30%前後を境に直線的な段階（恒率乾燥）と時間にたいして含水比の減少が急激に少なくなる段階（減率乾燥）とに大別される。Fig. 4 (a, b) の模式図に示すように土（特に土塊）の乾燥機構は恒率乾燥、減率乾燥第1段、減率乾燥第2段からなり、恒率乾燥から減率乾燥に移行する境が限界含水比となる。^{7,21)} 恒率乾燥は土壤水の気化作用が土壤表面で行なわれる。すなわち土粒子間に存在する毛管水は毛管力により表面にたえず伝達され蒸気水量を補っている。したがって、その含水範囲における乾燥速度はa図のように水分減少率が一定となり、b図の含水比—時間関係では一定急勾配を示す。減率乾燥第1段は乾燥速度が一次式で示され、表面蒸発から拡散作用による内部蒸発への移行段階で、含水範囲が狭い。減率乾燥第2段は毛管水の減少に伴ない内部拡散が表面蒸発より大となり土壤水は表面からでなく土粒子間の孔隙中で蒸気態となり乾燥する。Fig.3 によると各試料共大体30%前後に限界含水比が存在している（厳密には、粘土球の乾燥試験を行ない、乾燥速度—含水比関係を求めることによって得られる）。各試料の深さ別限界含水比への到達時間は1~3cmの表面薄層部では国頭礫層土がもっとも速くおよそ20時間、そして石灰岩風化土、泥岩風化土と続く。下層部（13~25cm）においては泥岩風化土が速くおよそ140時間、国頭礫層土はかなり遅く170時間近くにもなる。

VI 屋外における乾燥特性

1. 実験方法

土層や受感部等に関しては前記Vの実験の手順と同じだが、乾燥方法としては、屋外の気象条件下で直接日射が土層表面にあたるようにした。また乾燥試験期間を連続無降水日と想定しているので、夜間・降雨時は常時覆いをした。土層の水分変化測定は1975年9月27日から12月6日にわたり、そして同時に地温・日射量・気温・湿度も自記させ、相互関係を調べた。

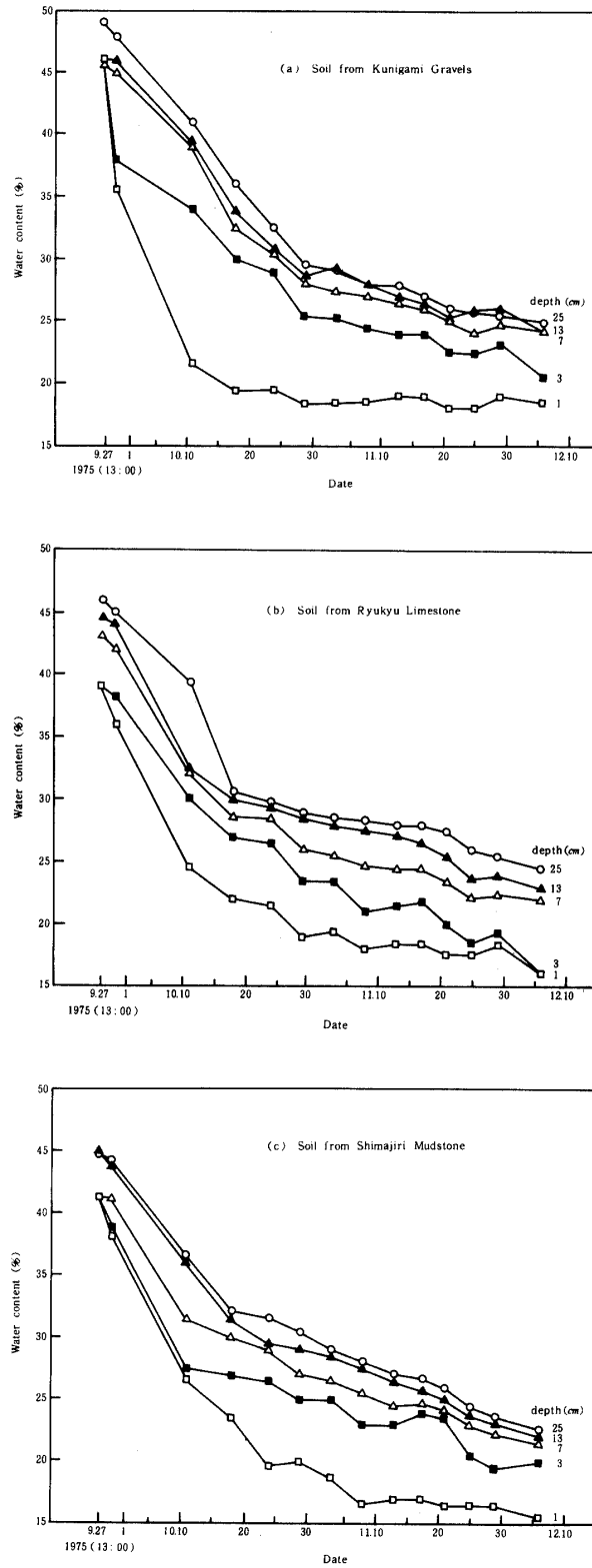


Fig. 5 (a, b, c) Variation of water content in various layers (out-door drying box test)

2. 測定結果

乾燥開始後時間の経過と共に含水比の減少してゆく様をFig. 5 (a, b, c) に示す。a 図においては深さ 1 cm の含水比が短期間に20%付近まで降下した後定常状態になる。他の 3, 7, 13, 25 cm の深さでは一旦25~35%に下った後、一団となって直線的に減少する。すなわち国頭礫層土の場合早期の乾燥作用下で形成された 0~2 cm の薄層膜がその下層部の乾燥の進行を阻害している。b 図において 1, 3, 7, 13, 25 cm の各深さ共20~30%の水分状態までの恒率乾燥の後、表面から順に 2, 3%の含水比間隔でもって減率乾燥を示す。c 図の泥岩風化土の場合経時的な乾燥変化は石灰岩風化土と類似しているが、薄層部と下層部における関係は国頭礫層土における乾燥形態と一致する。このように土の種類によって恒率乾燥段階とその後の減率乾燥段階における水分状態 (PF) が違うことはいうまでもないが、さらに個々の含水比に達するまでの日射の積算量もかなり異なる。なお一連の実験の手順上秋期における乾燥試験結果を得たわけで、供試土層が実質的に受けた積算日射量 9.5 kcal/cm^2 は夏期干ばつ時 (例えば、1971.7.1 ~ 7.31 の平均日射量 $400 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$) の日射量に換算するとおよそ24日分に相当する (Fig. 6)。

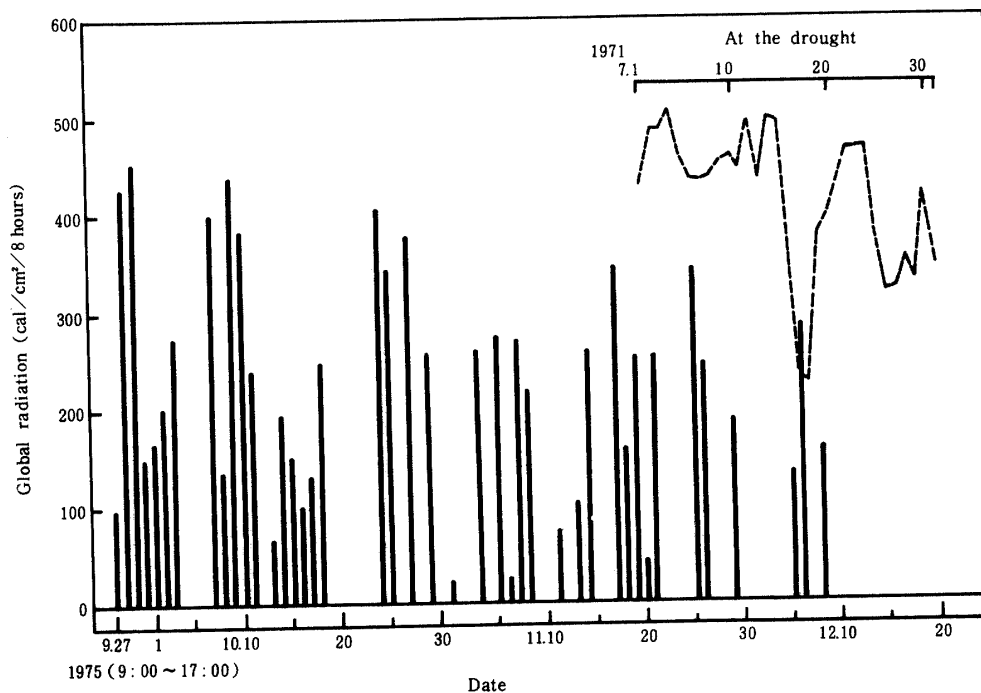


Fig. 6 Global radiation in the out-door test period and at the drought

Fig. 7 は土層内での深さ方向水分分布の変化を示す。1975年9月27日、10月18日、11月3日、12月6日の結果からすると分布の形状は時間の経過と共に表面から7~10cm位までの含水比の差が著しく大きくなり、10cm以上の深部ではその差があまり大きくなる。これは富士岡等⁷⁾の知見と一致しており、表面乾燥の限界と考えられている。しかし全体としては右方から左方へと移動しており、含水比の減少がたえず進行していることがわかる。土層別には10月24日、11月3日共石灰岩風化土、泥岩風化土、国頭礫層土の順となっているが、12月6日には上層部で石灰岩風化土、下層部で泥岩風化土の方がより乾燥化が進んでいる。図の右端に地温分布の一例を示してある。水分分布と同様10cm付近が温度勾配の変位点になっており、乾燥作用における水分含量の変化と地温の関係がわかる。²²⁾

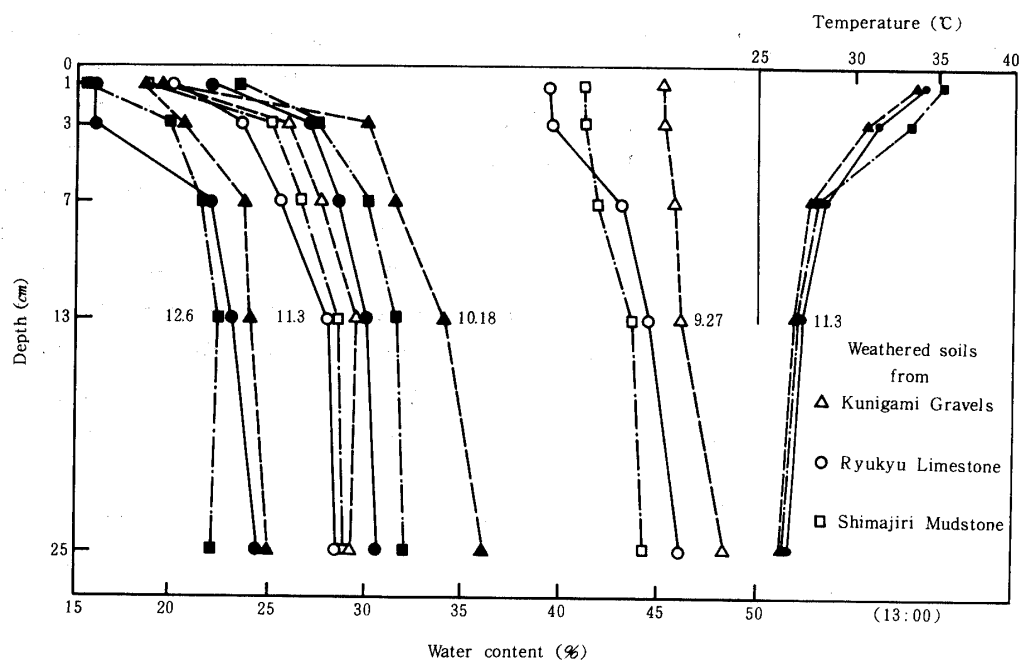


Fig. 7 Change of water content and soil temperature profiles

1975年10月9日の9時から17時までの気温・日射量変化と各土層の深さ別地温変化をFig.8とFig.9に示す。気温は23°Cから29°Cまで変化し、日射量は9時から徐々に上昇しながら12~13時にピークに到達した後次第に低下する。日射量もおよそ $440 \text{ cal/cm}^2/8 \text{ hours}$ となり、典型的な秋期の快晴日といえる。地温は7~25cmにおいて緩やかな上昇曲線を描きながら33°C前後まで上るが、0cm(熱電対センサーが露しない程度の2mm被覆の状態を指す)および1cmでは変化が顕著である。また16~17時に0~1cmと7~25cmの地温が逆転しているのは、表層部が大気特に日射の影響を受けているためであり、図では0~1cmの地温変化の形状が日射量変化に、7~25cmのそれが気温変化に非常に類似している。

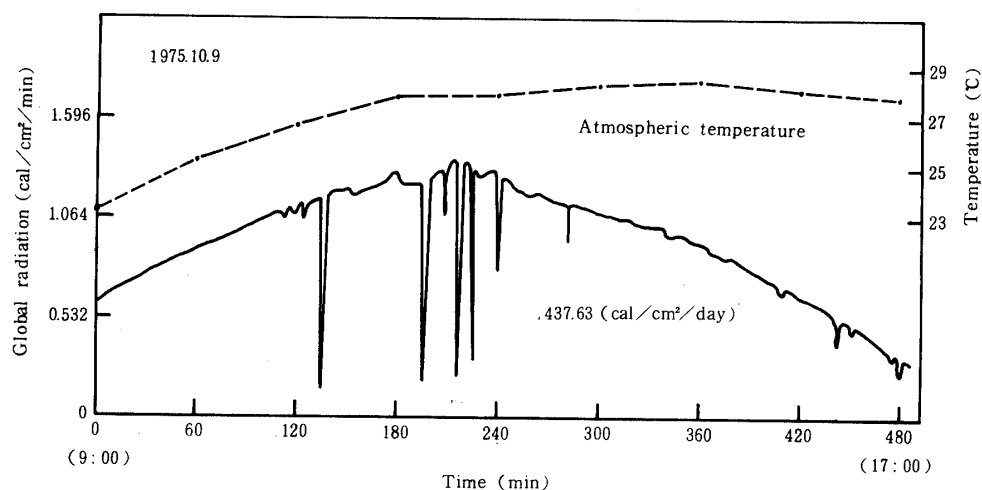


Fig. 8 Variation of global radiation and atmospheric temperature

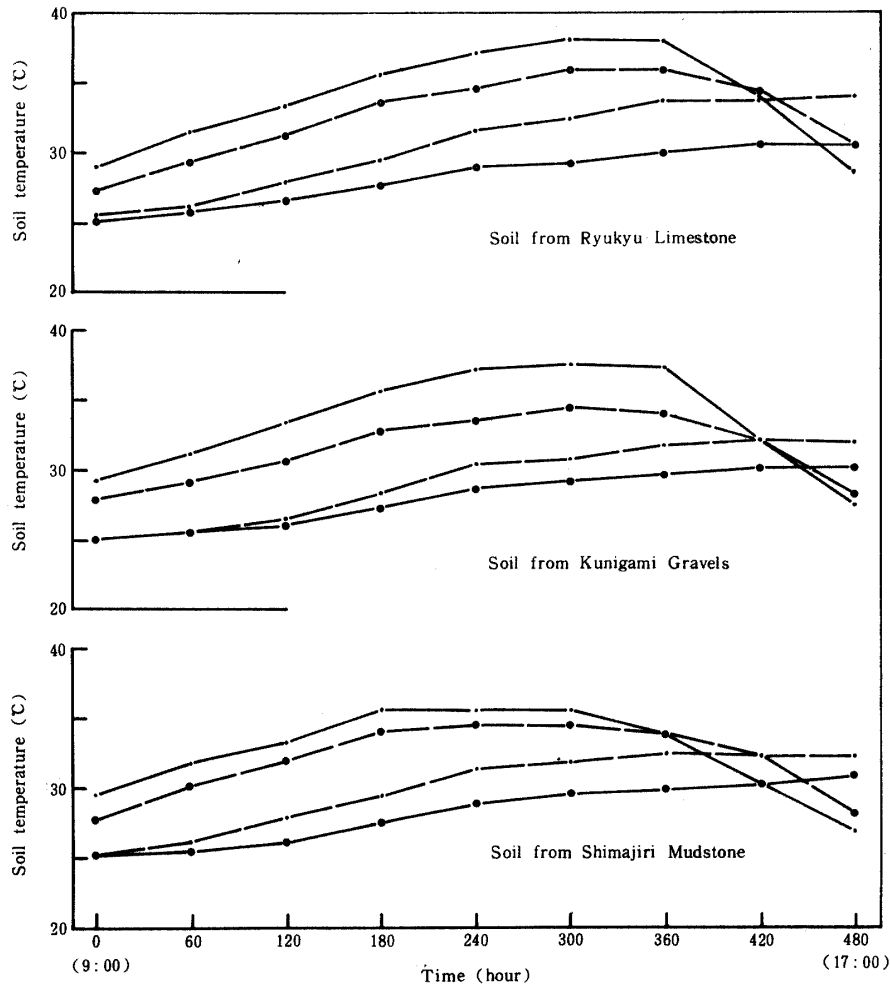


Fig. 9 Variation of soil temperature

Ⅶ 考 察

1. PF との関係

本法で直接わかるのは含水比であって、土中の水分吸引圧(PF)を知るためには、別にPF-含水比曲線を作成しておき、PF値に読みかえなければならない。Fig.10に3試料についてのPF-含水比曲線を示す。図において試料のPF 4.5～6.5の範囲を蒸気圧法、PF 1.5～3.5の範囲を遠心法で求めたが⁵⁾、実際には土の構造によってPFと含水比の関係はおおよそ3段階に区分され、含水比が等しくとも構造によってPF値が相違する。¹⁵⁾ いま積算日射量 9.5 kcal/cm^2 にたいする各試料の深さ別(1, 3, 7, 13, 25cm)含水比(Fig. 5から)とPF値(Fig.10から)を示すと、それぞれ国頭礫層土において19%(PF 5.0), 21%, 24%, 25%(PF 4.2), 石灰岩風化土において17%(PF 5.0), 20%, 23%, 25%, 26%(PF 3.6), 泥岩風化土において16%(PF 5.0), 20%, 22%, 23%, 22%(PF 3.8)となる。

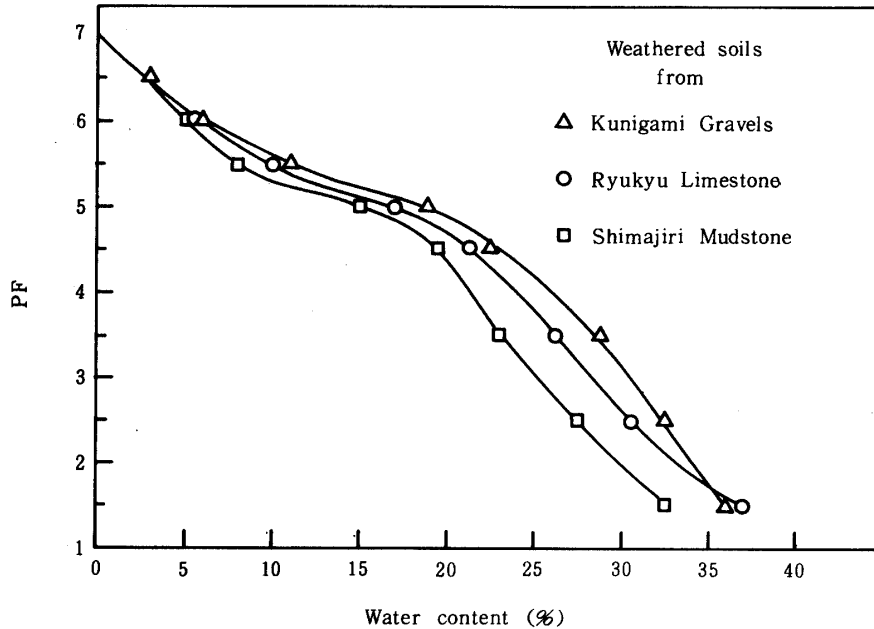


Fig. 10 PF-water content relationship of the sample

2. キ裂の影響

本実験では土層側面からの蒸発を防いでいるので表面蒸発とキ裂内蒸発だけで乾燥が進行したものと考える。土は乾燥収縮に伴って内部に不均一な応力を生じる段階でキ裂を発生させ、次第にその規模を拡大する。キ裂の上幅と深さとの間には直線関係があるといわれる¹⁰⁾。石灰岩風化土および国頭礫層土におけるキ裂は幅・長さが狭小で、深さもせいぜい5mm前後のほとんど乾燥に影響しない程度のものだが、泥岩風化土は比較的水分保持力が高い反面収縮性に富むため¹¹⁾、水分減少と共にキ裂を発達させ、粘質土特有の大型の亀甲状キ裂網を形成し、その深さも20cm前後の深層部までおよぶ。したがって、前者2試料の乾燥がもたら平衡化作用による下層から上層への水分移動の形態をとるにたいし、後者の場合一旦ある深さまでキ裂が形成されると、キ裂内蒸発による横方向への水分移動を誘発して乾燥域を拡大し、さらに新たなキ裂を生じることが明らかになった。

Ⅶ 結 論

一般に畑地や斜面において石灰岩風化土は乾燥しやすく、泥岩風化土は保水力に富み、受食性の国頭礫層土は両者の中間に位するといわれているが、一連のガラスブロックによる水分測定試験結果から各試料の乾燥特性についての正しい認識のために役立つ2, 3の解答が得られた。

(1) 恒率乾燥から減率乾燥への変位点(限界含水比)は30%前後にみられるが、その含水状態への到達時間は各試料・各深さによって著しく異なる。

(2) 土層の水分分布は時間の経過と共に、表面から深さ7~10cm位までの含水比差が大きくなるが、10cm以上の深部ではその差が小さい。

(3) 国頭礫層土の上表面にPF 5以上の薄い乾燥膜が短期間(400 cal/cm²/dayとして連続7日間)に形成される。これは下層土の水分保持に寄与する反面、水食にたいし弱点となる^{10, 11)}。

- (4) 干ばつ性の石灰岩風化土は土層箱試験結果からすれば必ずしも乾燥速度の高い土とは言い難い。(その土の干ばつ性にたいしては地質学的な層序の影響が大だと考える)。
- (5) 島尻泥岩風化土においてはキ裂の発達が著しく、下層部分の乾燥を促進する。
- (6) PF-含水比曲線を作成し、Glass-beads block soil moisture instrument と併用することによってPF値を知ることができる。例えば積算日射量 9.5 kcal/cm^2 下における乾燥状態は国頭礫層土層でPF 4.2 ~ 5.0, 石灰岩風化土層でPF 3.6 ~ 5.0, 泥岩風化土層でPF 3.8 ~ 5.0となる。

おわりに、本実験を行なうにあたり、琉球大学の城間理夫・瑞慶覧長定両先生、そして専攻生の棚原武三(現・沖縄県農林水産部)・根間進(現・沖縄県土地改良事業団連合会)両君の御協力と昭和50年度文部省科学研究費の援助があったことを付記し謝意を表します。

参 考 文 献

1. Bouyoucos, G. J. 1953 More durable plaster of paris moisture blocks, *Soil Sci.* **76** : 447 ~ 451
2. ——— 1956 Improved soil moisture meter, *Agr. Eng.* **37** : 261 ~ 262
3. ——— 1961 Soil moisture measurement improved, *Agr. Eng. March*, 136 ~ 138
4. Colman, E. A. and Hendrix, T. M. 1949 The fiberglas electrical soil-moisture instrument, *Soil Sci.* **67** : 425 ~ 438
5. 土壌物理測定委員会編 1972 土壌物理測定法, P206 ~ 214, 東京, 養賢堂
6. 富士岡義一, 西出勤 1964 土壌水分測定用ガラスフィルターブロックとその自記記録計について, *農業土木研究別冊 9* : 5 ~ 10
7. ———, 佐藤晃一 1968 粘質土壌水田の乾燥について(I), *農業土木学会論文集* **25** : 21 ~ 26
8. ———, ——— 1968 粘質土壌水田の乾燥について(II), *農業土木学会論文集* **26** : 1 ~ 7
9. ———, ——— 1968 粘質土壌水田の乾燥について(III), *農業土木学会論文集* **26** : 8 ~ 14
10. 藤川武信, 宜保清一 1975 乾燥過程と雨滴の衝撃作用による土塊崩壊, 自然災害特別研究研究成果“沖縄開発に伴う土地環境の変化と防災に関する研究” 61 ~ 65
11. 宜保清一 1975 代表的沖繩本島土壌の乾燥過程とスレーキングの関係, 琉球大学農学部学術報告 **22** : 279 ~ 287
12. Hendrix, T. M. and Colman, E. A. 1951 Calibration of fiberglas soil-moisture instrument, *Soil Sci.* **71** : 419 ~ 427
13. 東山勇 1956 計測の工夫(第2回)電気抵抗法による土壌水分の測定, 研究の資料と記録第3集 49 ~ 56
14. 亀井三郎 1935 空気の調湿及乾燥, P65 ~ 70, 東京, 共立出版株式会社
15. 久保田敬一, 藤村尚, 吉田誠 1975 有機質火山灰土のサクションと強さに関する実験的考察, 土木学会第30回年次学術講演会講演概要集第3部 425 ~ 426
16. 松坂泰明, 音羽道三, 山田裕, 浜崎忠雄 1971 沖繩本島・久米島の土壌の分類について, *農業技術研究所報告* 305 ~ 404
17. 美園繁, 下村和子 1959 電気抵抗法による土壌水分の測定, *日本土壌肥科学雑誌* **29**(10) : 30 ~ 32
18. 元田雄四郎 1975 沖縄における大雨と干ばつ, 九州の農業気象 **12** : 15 ~ 17

19. 中川昭一郎, 丸山利輔 1960 電気抵抗法による土壤水分測定のパ能について, 農業技術研究所報告 F12 : 43 ~ 64
20. Реvыт, И.Б 著/松田宏訳 1968 土壤物理, P39 ~ 40, 東京, 畑地農業振興会
21. 庄司英信, 岸上定男 1952 粘土塊の自然乾燥における二, 三の問題に就て, 農業機械学会誌 13 (3, 4) : 27 ~ 33
22. 八鍬利助 1961 農業物理, P 54 ~ 59, 東京, 養賢堂

Summary

In order to know the drying characteristics of the erosive soil from Kunigami gravels (sample : Yaka, Kin-son), the soil from Ryukyu limestone (sample : komesu, Itoman-city) and the soil from Shimajiri mudstone (sample : Tomigusuku, Tomigusuku-son), a glass-beads block soil moisture instrument was used. Before the instrument was put in practical use, fundamental experiments were carried out on the operation of the instrument and its calibration. The sample was packed uniformly in drying box, and was tested in two cases : the thermostatic drying and the out-door drying.

The experimental results are summarized as follows:

1. The boundaries transiting from drying in constant rate to drying in decreasing rate of three samples are seen respectively in water constant of about thirty percents, and the drying time required to nearly reach this soil moisture differs greatly with each sample and each depth.
2. Water content profile in soil layer varies with time. In this profile, the difference in water content so far 7~10cm depth from upper surface becomes very large with time, but there is not so much difference in water content in the parts deeper than 10cm depth.
3. Thin film of drying above PF 5 is formed on the upper surface of erosive soil from Kunigami gravels in the short period.
4. From the results of drying box tests, it doesn't always follow that drying velocity of soil from Ryukyu limestone droughting frequently is large.
5. Cracks developed in the soil from Shimajiri mudstone cause the evaporation of surface to increase markedly and accelerate drying of the lower parts of layer.
6. PF value is to be known by using the glass block soil moisture instrument along with the PF-water content curve. For instant, under the cumulative global radiation of 9.5 kcal/cm² that the soil layers received in the drying test period, soil from Kunigami gravels was dried up to the PF 4.2 ~5.0 of soil moisture, soil from Ryukyu limestone up to the PF 3.6~5.0, and soil from Shimajiri mudstone up to the PF 3.8~5.0.