

半乾燥地帯における流出の2、3の特性

Runoff Characteristics in semi-Arid Zone

小葉竹重機*, M.Q.ニヤダワ**

By Shigeki KOBATAKE, and M.Q. NYADAWA

Runoff from semi-arid zone shows some distinct characteristics, for examples, rivers are ephemeral and channel losses are usually very large. This paper makes clear these characteristics using the data of rainfall and runoff stations in semi-arid zone of Kenya. The main results are ; ① the potential of evaporation is around 3000mm/year whereas rainfall amount is around 300mm/year, ② intensity of channel loss is about ten times of potential evaporation, ③ in spite of semi-arid zone, some rivers are perennial, and the source of flows are supposed to groundwater from volcano, namely Mt. Kikimanjaro.

Keywords : Semi-arid, Runoff, Water balance, Channel loss

1. まえがき

日本は梅雨や台風による多雨期はもつが、いわゆる雨期・乾期と呼ばれるほどの乾期はもたない。河川を流れる水も涸れることはまずない。また、乾燥地帯を河道が流下することによる流水の減少、すなわち河道損失という現象も通常は見ることがない。本研究は赤道直下のケニアにおけるいくつかの流域の雨量・流量及び蒸発計の資料を用いて、これらの現象の解析を行ったものである。

2. 対象流域と用いた資料の概要

図-1はケニアの位置図およびケニアの中での対象流域を示したものである。ケニアは大きく5個の流域に分けられ、そのうちの流域3と流域4がここでの対象流域である。流域3はAtthi川(約70,000km²)、流域4はTana川(約96,000km²)と呼ばれ、南緯0度から南緯4度の間に位置する。図-2はこの2流域の拡大図で、図中の地点名は以下の解析で用いる流量観測点、番号で示してあるものは蒸発計を含む観測を行っている気象観測点を示している。雨量観測は以上の観測点以外でも多く行われており、図中に示すことは

* 正会員 工博 群馬大学助教授 工学部建設工学科
(〒376 群馬県桐生市天神町1-5-1)

** 学生会員 工修 群馬大学工学研究科博士後期課程
(同上)

できない。資料の存在期間は1960年代からのものが多い。

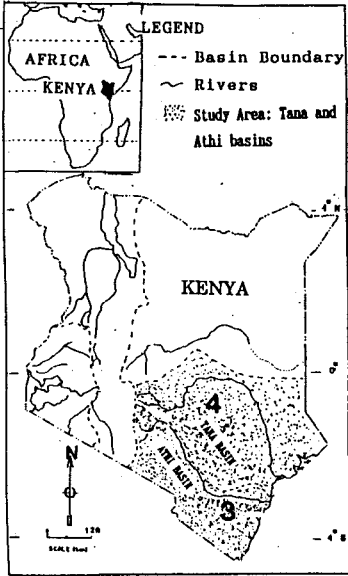


図-1 ケニアにおける対象流域の位置図

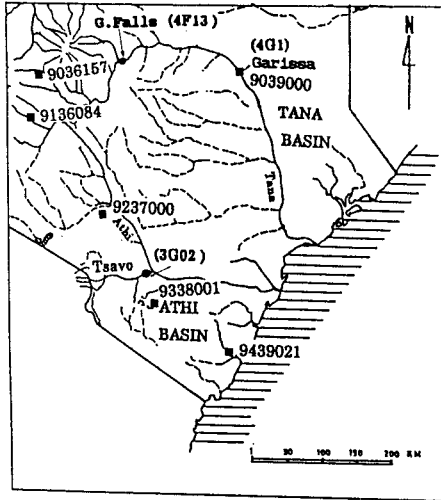


図-2 対象流域拡大図および流量観測所、
気象観測所位置図

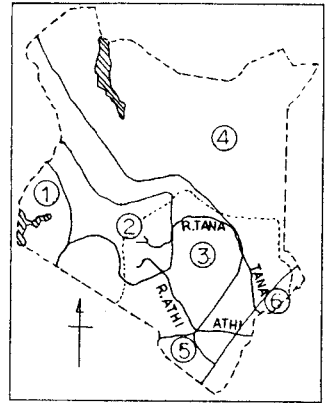


図-3 ケニアの降水量分布
の概略図

3. 降雨量と蒸発能の比較

図-3 はケニアの降水量分布の概略を示したものである。図中①はビクトリア湖の影響を受ける地域で、年降水量は1000mmを超え、湿潤な流域で乾期はない。②の地域は高原地帯で年2回の雨期とその間の乾期をもち、年降水量は750~2000mmである。③の地域は半乾燥地帯で、高原地帯と同様に年2回の乾期と雨期をもつが降水量は250~750mmと少ない。④の地域は砂漠あるいは半砂漠地帯で年降水量は100~200mmである。⑤の地域はサバンナで年降水量は500~1000mmであるが、年1度の雨期と長いシビヤな乾期が特徴である。⑥は海岸地帯で年1度の長い雨期をもち降水量は500~1250mmである。本研究で対象とするアチ川とタナ川は上流に降水量の多い高原地帯をもち、中流部には半乾燥ないしは半砂漠地帯が広がり、最後はインド洋に注ぐ河川である。図-2の中で番号で示した観測所における蒸発皿蒸発量と降水量を、1976年について月単位で示したものが図-4である。気象観測所番号9136084、9036157はそれぞれアチ川、タナ川の上流部で標高が高く蒸発散能は低い。海岸に近い9439021では高地よりは大きな値であるが、湿度が高いために気温の増加分ほどポテンシャルは大きくはならない。これに対して内陸部の半乾燥、半砂漠地帯の9237000、9338001、9039000ではポテンシャルは大きく、3000mm/年程度の値をもっている。一方、この半乾燥、半砂漠地帯での降水量は200~400mm/年程度で、蒸発散能の1/10程度しかない。実際の蒸発散量は水収支から求めざるを得ないが、このような半乾燥、半砂漠地帯の河川は恒常的な流水をもたないために、流量観測が行われることもなく、雨量~流量の関係から水収支を計算することは一般にはできない。その中で、水源が泉で恒常的な流れをもつ後述のアチ川支川Tsavo川の3Q02地点では流量観測が行われており、その観測結果からの推定では、

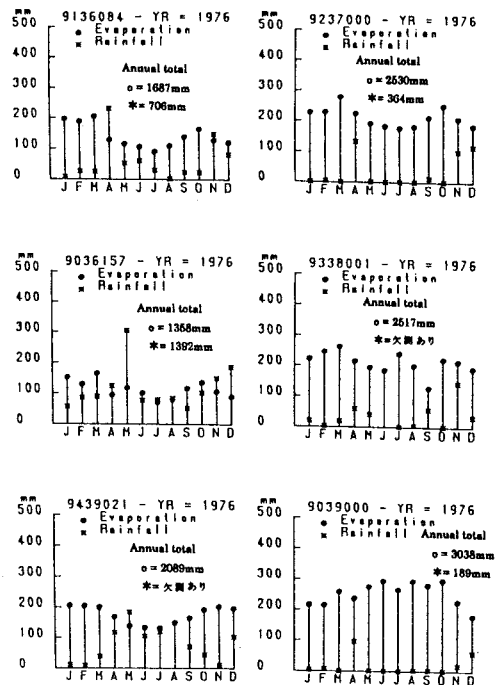


図-4 各地域の月別蒸発能と降水量

雨による直接流出量はごく僅かで、実際の蒸発散量は年降水量とほぼ等しいと考えて良いようである。

4. 半乾燥・半砂漠地帯からの流出

半乾燥、あるいは半砂漠地帯の流域は通常は流水をもたず、雨期にのみ流水が現れるtemporary な川がほとんどである。その中で前述のTsavo 川は上流部はキリマンジェロの山腹で、丁度日本の富士山とその周辺の河川との関係のように豊富な地下水が湧出し、下流部は年降水量の少ない地域であるにもかかわらず年間を通じて水が涸れることはない。図-5 はこの流域の拡大図であり、図中の実線は常に流水のある河道、破線は一時的に流水の存在する河道である。観測所3Q02はアチ川との合流点直上流であり、流域面積は約7,200 km²とかなり大きい、その流域の大部分は半乾燥あるいは半砂漠といった地域である。本流で年間を通じて水が涸れないというのは、図からも分かるようにキリマンジェロの山腹からの恒常的な流れが存在するからである。図-6 は観測開始の1963年から1966年にかけてのハイドログラフであり、図中の実線あるいは点描は観測流量（点描は欠測がある場合）、一点鎖線は後述の計算流量、横軸直上に棒グラフで示しているのが日降水量である。降雨は少ないのに一定の流量が保持されている様子がよく分かる。

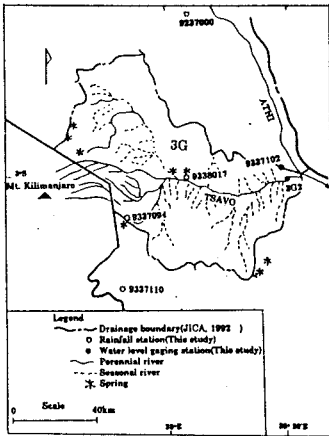


図-5 キリマンジェロを水源にもつTsavo川流域の拡大図

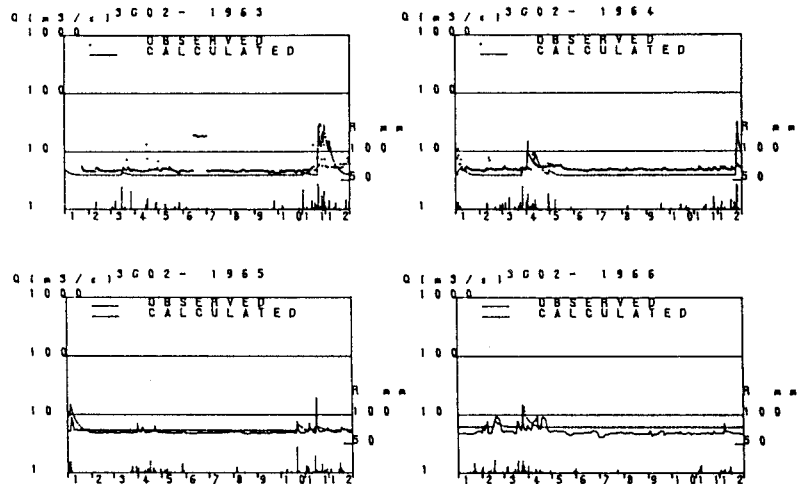


図-6 キリマンジェロを水源にもつTsavo川の年間の流量変化

このほぼ一定の流量が保持される機構を推定してみる。図-7 は図-5 中に示した9337094 雨量観測点（最もキリマンジェロに近く、山地に降った降雨の目安として用いる）の年降水量と3Q02地点の8月（乾期であり中・下流域からの流入はない）の平均流量を、1963年～1988年の期間について描いたものである。図中実線が降雨（左の縦軸が降雨量値）、破線が流量（右の縦軸が流量値）を示している。破線が途切れている箇所は欠測である。両者を比較してみると、流量は山地の雨を平滑化し、さらに2年程度波形をシフトしたものであることがわかる。このことからTsavo 川の主流はキリマンジェロに降った降雨・降雪が地中に浸透し、地下水となったものがゆっくりと流出してきたものであると推定される。こうした機構を表現するものとして、図-8 のようなタンクモデルを適用してみた。入力に9337094 雨量観測所の年降水量で、2段目のタンクの側孔からの流出を1年シフトさせたものを、河川への流出波形とした。したがって計算単位は1年で、ある年の年間平均流量を求めているようなものである。この結果と前述の3Q02の8月の平均流量とを比較したものが図-9 である。計算結果は1年シフトさせるためにプロットは1964年からになっている。（ただ

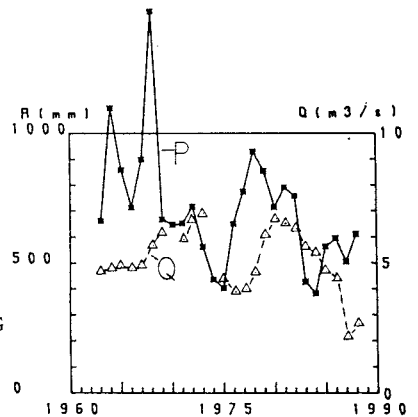


図-7 年降水量と8月平均流量

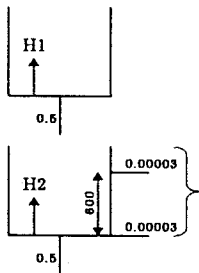


図-8 湧出水のための
タンクモデル

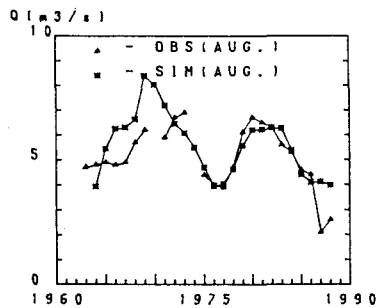


図-9 湧出水の計算結果と8月流量

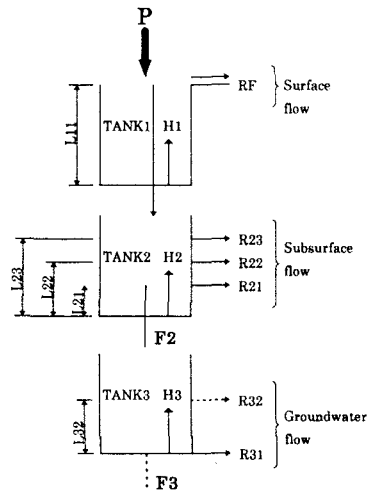


図-10 修正したタンクモデル

下の計算時にはその値も用いている)。前半のあまりよく合っていない部分は降水量の分布の問題とも考えられる。つぎに、この結果を用いて中・下流の半乾燥・半砂漠地帯からの流出を推定してみる。3002地点の流量は図-9の基底流量の上に、中・下流からの一時的な流れが加わったものであるとして、その中・下流からの流出を図-10に示すタンクモデルで表現した。このモデルの構造はアチ川およびタナ川上流部に適用されたもので¹⁾、表層付近の早い流出成分の表現のために求めたものである。その計算結果が図-6の一点鎖線である。低水の部分があまりよく一致していないのは、前出の図-9の前半部の誤差によるが、一時的な流出については、ほぼ再現できていると考えられる。これらの図からも、半乾燥、半砂漠地帯からの流出は降雨量にもよるが、きわめて一時的で年間の総流出高は数mmにもならないことがわかる。

5. 半乾燥・半砂漠地帯における河道損失

図-2中のタナ川本川のGrand Falls(地点名4F13、流域面積17,179km²)と下流のGarissa(地点名4Q01、流域面積32,892km²)におけるハイドログラフを重ねて描いたものが図-11である。3月～5月と10月～12月の年2回の雨期があるが、ここでは4月～5月のハイドログラフを1966年と1979年について、11月～12月のハイドログラフを1970年と1984年について描いたものである。破線が上流の4F13、実線が下流の4Q01である。この図から下流の4Q01地点の流量は流域面積がほぼ倍になっているにもかかわらず、大きな減少を示していることがわかる。これはこの2点間(距離約230km)における河道損失によるものと考えられる。

JICAのwater master plan²⁾はこの河道損失に対して、ただ単に乾期における2点間の流量回帰式から損失を見積もっているが、中間の流域からの流出を全く考慮していない。図-12はこの両地点間の拡大図であり、図中の破線は一時的な川を表している。図中X印から下流については全て一時的な川で、乾期には水がなくなり、こうした取り扱いが可能であろう。しかし、X印から上流については、右支川は全部一時的な川であるが、左支川については恒常的な水路がいくつか見られる。これはその源流が降雨の多い高地であることによる。この間の事情は図-13の降雨分布図と対比して見ればよく分かる。

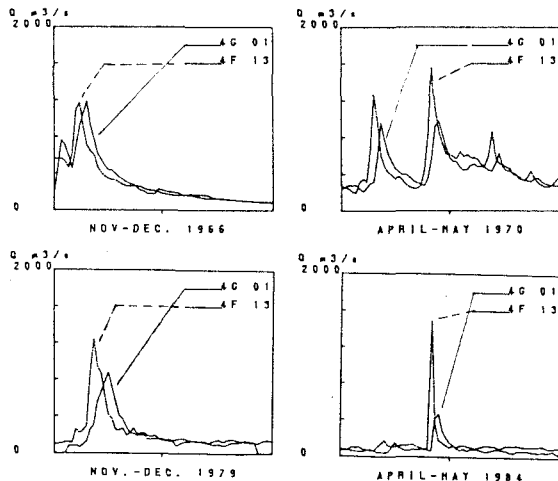


図-11 タナ川本川上・下流ハイドログラフの比較

そこで、本研究では残流域からの流出も考慮した上で、2点間での河道損失を推定することを試みる。しかし、残流域からの流出については観測結果がないので、何らかの方法で推定する必要がある。そこで次の

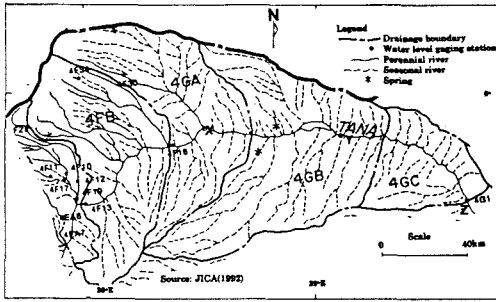


図-12 残流域の拡大図(破線はephemeral river)

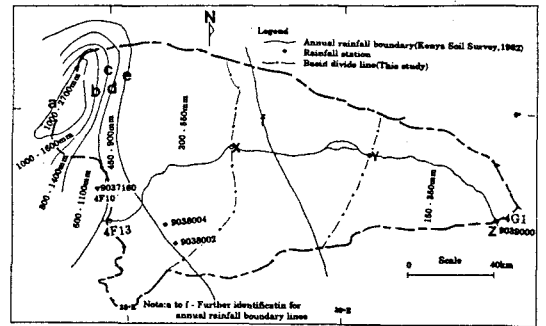


図-13 残流域の降水量分布と流域分割図

ように考えた。まず、図-13においてXとYの点を通る一点鎖線で残流域を大きく3つに分割する。3つに分割する意味は、図-11からも明らかなように、4F13から4G01までの流下に3日の日時を要しているからである。この分割により4F13の波形は3日、4F13-X間の残流域からの流出は2日、X-Y間の流出は1日、Y-4G01間の流出は0日、それぞれ遅らせて重ね合わせればよいことになる。こうした上で、各分割流域からの流出をつぎのように推定した。

表-1は4F13-X、X-Y、Y-Z(4G01)にそれぞれA、B、Cというゾーン名を与えて、用いる降雨による更なる分割の範囲とその面積、用いる降雨についてまとめて示したものである。用いる降雨の4F10Rとは、我々が先に解析を行った¹⁾4F10

表-1 残流域からの流出計算に用いた諸量の一覧表

Zone	Subzone shown in Fig.25	Area(km ²)	Areal rainfall
A	A1(bounded by lines a and d)	1000	4F10R
	A2(bounded by lines d and e)	1600	0.75*4F10R
	A3(bounded by lines e and X)	4400	AM(9038002, 9038004)
B	Bounded by X and Y	5200	AM(9038002, 9038004)
C	Bounded by Y and Z	3000	AM(9038002, 9039000)

地点(この残流域外ではあるが極めて近傍の流域)で用いた降雨である。これに係数0.75を乗じて用いるZoneA2の範囲は年降水量の比がほぼこの比になっている範囲である。用いる雨の中でAMと記してあるのは、括弧内の降雨観測地点の算術平均を用いるという意味である。流出モデルについては、ZoneAでは4F10で用いた流出モデルと全く同じタンクモデル(図-10)を用い、ZoneB、Cについては前節の半乾燥・半砂漠地帯からの流出予測に用いたモデル(構造は図-10と同じであるがパラメータの値が異なる)をそのまま用いた。各分割Zoneを1個のタンクモデルで計算した。その結果を前述のように0~3日遅らせて重ね合わせ、4G01のハイドログラフを得た。その1例が図-14で、一点鎖線(上の曲線)が計算流量、実線(下の曲線)が実測の4G01の流量である。この差が2日間での河道損失になる。これを横軸に計算流量、縦軸に河道損失をとってプロットしたものが図-15で、2本の線で構成されていることが

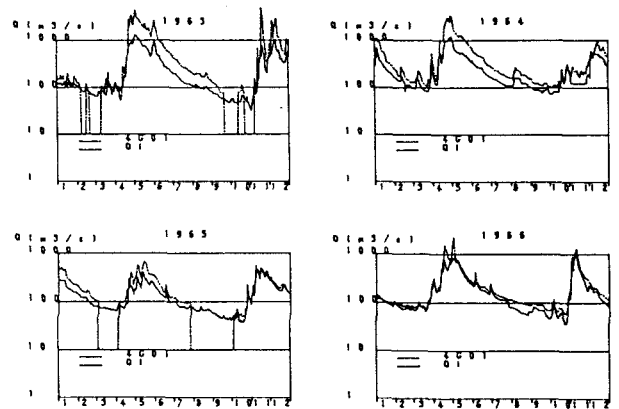


図-14 4G01における観測流量と無損失の場合の推定流量

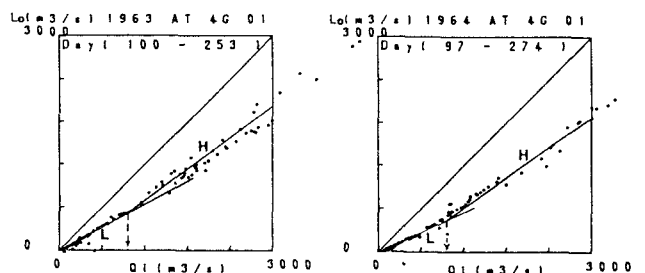


図-15 無損失流量と河道損失流量との関係

分かる。表-2 はこうして得られた低流量の部分の勾配、高流量の部分の勾配および折れ曲がり点の流量を一括して示したものである。空欄の部分は高流量に相当する部分が生じていない場合である。また、いくつかの年が抜けているのは、観測流量に欠測や疑問の点が多い場合である。表-2 の最下欄には平均値を示した。以上の結果から、最終的に河道損失の推定式として次式を得た。

$$L = 0.37 * Q \quad (0 < Q \leq 800 \text{ m}^3/\text{s}),$$

$$L = (Q - 800) * 0.77 + 296 \quad (Q > 800 \text{ m}^3/\text{s}) \quad (1)$$

ここに、Qは河道損失がない場合の4001への流入流量（前記の計算流量に相当）である。

ところで、折れ曲がり点の流量は約800m³/sで、図-16に示した流量の確率分布からは、確率年約2.3年に相当し、いわゆるbankfull dischargeに相当する。したがって、この流量を超えるあたりから氾濫が始まり河道損失が増大していくものと推定される。図-17は式(1)による損失を考慮して、下流の4001の流量を計算した結果である。（図-14に対応）

さて、JICAは前記のように上流（4F13）の流量Q_uと下流（4G01）の流量Q_lとの関係を回帰式、

$$Q_u = 5.216 + 0.939 * Q_l \quad (2)$$

として与え、4001での流量が60m³/s（損失後）の時の河道損失の大きさを1.53m³/sと推定している。

一方、(1)式で与えられる本研究の結果では、同じ状態に対してはQ = 95m³/sであるから、河道損失は35m³/sとなる。この強度は河道長を230km、潤辺を100mと仮定すれば、131.5mm/day、あるいは5.5mm/h、あるいは1.5×10⁻⁴cm/sとなり、浸透強度としてはごく通常の値となることがわかる。蒸発散能と比較してみると約10倍程度となることがわかり、いずれにしても想像していた程には河道損失は大きくはないことが分かる。やはり長い区間にわたって流入がないと、極端に浸透強度は小さくなくても、流水は枯渇していくということであろう。

6. あとがき

以上、わが国では経験することのない雨期・乾期をもつ半乾燥地帯からの流出について、ケニアの河川を対象に検討した。その結果、河道損失

の強度や、泉を源流にもつ河川の流出特性などについて興味ある結果が得られた。

- <参考文献> 1) M.Q.Nyadawa, S.Kobatake and K.Ezaki : A modified Tank Model and Applications in River Kenya, Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources, Vol.9, No.6, Nov.1996
2) JICA : The study on the national water master plan (Sectoral report B, Hydrology), Ministry of Water Development, Kenya

表-2 無損失流量と損失の関係の一覧表

Year	Low stage gradient	High stage gradient	Inflection point(Q _i)
1963	0.54	0.72	960
1964	0.47	0.66	960
1965	0.45	-	
1966	0.21	0.88	840
1969	0.26	-	
1970	0.22	0.60	660
1971	0.30	0.85	560
1973	0.42	-	
1974	0.42	-	
1976	0.32	-	
1977	0.37	0.92	900
1978	0.40	-	
1983	0.32	-	
1984	0.43	-	
Mean	0.37	0.77	813

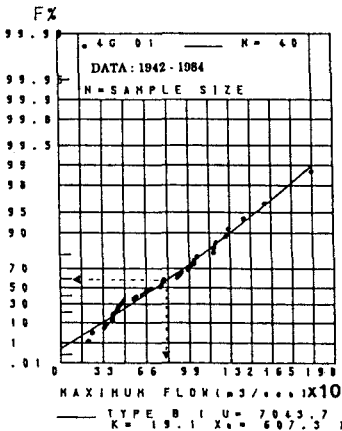


図-16 流量の非超過確率

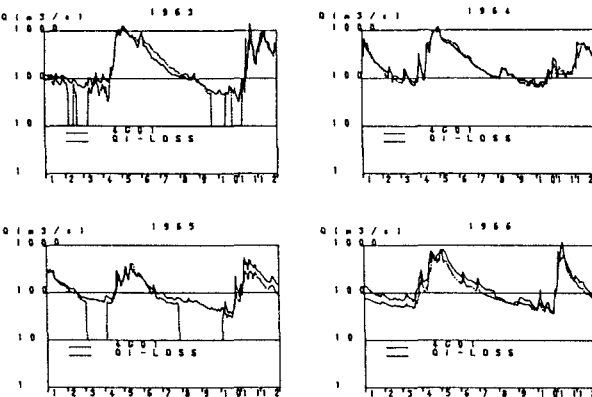


図-17 河道損失を考慮した計算流量と実測流量

の比較