



技術小論

表層水理観測システムによる 水収支の算定

—岐阜県東濃鉱山におけるケーススタディー—

小林 公一 中野 勝志 小出 肇

東濃地科学センター

資料番号：97-17

Estimation of Groundwater Recharge from the Subsurface
to the Rock Mass

— A Case Study of Tono Mine Area, Gifu Prefecture —

Koichi Kobayashi Katsushi Nakano Kaoru Koide

(Geological Environment Research Section, Tono Geoscience Center)

地下水流動を把握するには、表層部から下層の岩盤への地下水の浸透量を推定することが必要である。水収支による浸透量は、降水量から河川流量と蒸発散量を差し引いた残余として求められる。東濃鉱山における流域での観測によれば、年間の降水量は1,000～1,900mmを示し、河川流量も降水量に応じて400～1,300mmで変動している。またペンマン法により推定した年間の蒸発散量は400～500mmで、降水量に比べて観測年の違いによる差は小さい。

これらの水収支の各成分から、本流域での年間の岩盤への浸透量は10mm～200mmと推定された。

1. はじめに

地下水の流動特性を明らかにするためには、地表から地下深部にわたる広い領域での水理データを取得する必要がある。特に表層における水理特性を地形、地質構造、気候の観点で把握することは、地下水流動を予測解析する際の上部境界条件を設定する上で重要である。なかでも岩盤への浸透量（涵養量）を面的にかつ定量的に把握するには、経年的な変動を考慮する必要があるため、長期間にわたる気象、河川流量、地下水位等の観測が不可欠である。

動燃事業団では、東濃鉱山の周辺地域において表層の水理特性を把握するために、気象、河川流量、地下水位および土壤水分（不飽和帯の水理ポテンシャル）の連続観測を行う表層水理観測システムを設置し、1989年5月から観測を実施している。なお表層水理観測システムについては、すでに中野・中島他（1991）¹⁾が詳細に紹介している。

それによれば観測記録から、1989年5月から1990年4月までの1年間にわたる岩盤への浸透量が207.5mmと見積もられている。

本報告では、それ以降の観測結果に基づいて、水収支による岩盤への浸透量の算定と経年変化の

検討を行った。水収支式は、一定地域の一定期間における水の流入、流出の均衡状態を示したものであり、降水量、河川流量、蒸発散量（植物や地表から大気中へ蒸発した水の量）、浸透量の各成分からなっている。このうち降水量、河川流量、蒸発散量が測定できれば残りの浸透量は求められる。しかし蒸発散量は、直接計測する手法が確立されていないので、気象学的に算定するペンマン法²⁾を用い、さらに中川(1979)³⁾や高瀬・丸山(1978)⁴⁾の研究事例を基に推定した。

2. 調査流域

調査流域は東濃鉱山の東に位置し、流域面積は0.535km²である。図1に示すように、標高310m程度の定高性の尾根に囲まれている。

地表の地質は、大きく2つのユニット、すなわち瀬戸層群（鮮新世の未固結堆積物）、瑞浪層群（中新世の堆積岩）からなる。瀬戸層群は主に砂礫・粘土からなり、標高270m以上の高所に、瑞浪層群を覆って分布する。一般に未固結堆積物は間隙率が大きく、帯水層をなしていることが多く、本地域でも瀬戸層群と瑞浪層群の境界面から地下水の浸出が随所で確認されている。本報告で



図1 調査流域および観測施設位置図

求める浸透量は、図2に示すように地表面への浸透量ではなく瑞浪層群への浸透量であるので、後に述べる河川流量計は、瑞浪層群の露出している河床に設置している。

流域の植生は、主に樹高10m以上の松林となっているが、流域の北部から北東部にかけての尾根は、ゴルフ場の芝生地となっている。

3. 観測方法

水収支を算定するための気象、河川流量等の観測は、表層水理観測システムを用いて行った。以下に、解析に用いた観測項目の観測方法と観測値の処理方法について述べる。

3.1 気象観測

気象観測は、図1に示すように鉾山東麓の尾根上と鉾山の南東約1kmの谷部の2地点で実施している。ここでは前者を鉾山気象観測地、後者を正馬様気象観測地と表記する。

鉾山気象観測地では、気温・湿度・風速のほか、

日照時間・日射量・純放射量を測定しており、蒸発散量の推定に必要な観測項目がすべて得られてる。正馬様気象観測地では、気温・湿度・風速・降水量を測定している。

気温・湿度・風速は、10分ごとに観測値を記録し、日平均値を算定している。なお、気温・湿度については、2時間以上の欠測（観測値が得られないこと）が生じた場合、また風速については1時間以上の欠測が生じた場合には、それぞれ日平均値を欠測にしている。日照時間・日射量・純放射量・降水量については、日の積算値に欠測があれば、その日の観測値は欠測としている。

3.2 河川流量観測

河川流量計には、測定レンジの異なる2台のバーシャルフリームを用い、23~39,700ℓ/minの範囲の流量測定を可能にしている。前述のとおり、河川流量計は瑞浪層群の露出している河床に設置しており、伏流等による河川流量の計測漏れはほとんどないと考えられる。

観測値は10分ごとに記録して日平均流量を算定している。降水時に1時間以上の欠測が生じた場合や河川流量が測定レンジを越えている場合には、日平均流量値を欠測としている。

4. 水収支の各成分の算定

流域における水収支は、次式によって表される（図2）。

$$P = E + R + \Delta D + G \quad (1)$$

P : 降水量
E : 蒸発散量
R : 河川流出量
 ΔD : 流域の貯留量変化
G : 岩盤への浸透量

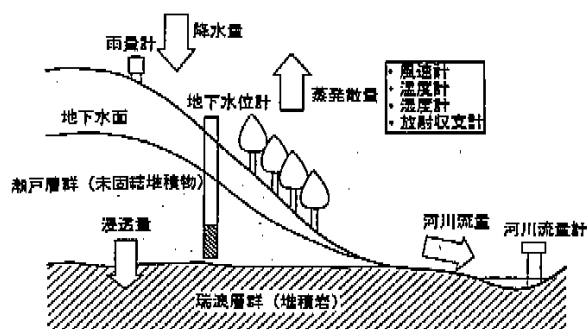


図2 水収支の概念図

本地域には特に大きな池や河川の滞留が見られないことから、流域の貯留量（ ΔD ）には、土壌層や瀬戸層群中の間隙水が該当する。これらの地質の間隙率の分布は十分に把握されていないため、貯留量変化をほとんど無視できる水収支の算定期間である1年ごとに水収支を算定した⁵⁾。しかしより精度を高めるため、算定期間の起日は、貯留量を反映していると推定される瀬戸層群中の地下水位が（図3）期間の起日と終日でその差が小さくなるように、また、観測値の取り扱いの簡便さを考慮して決定した。その結果、4月1

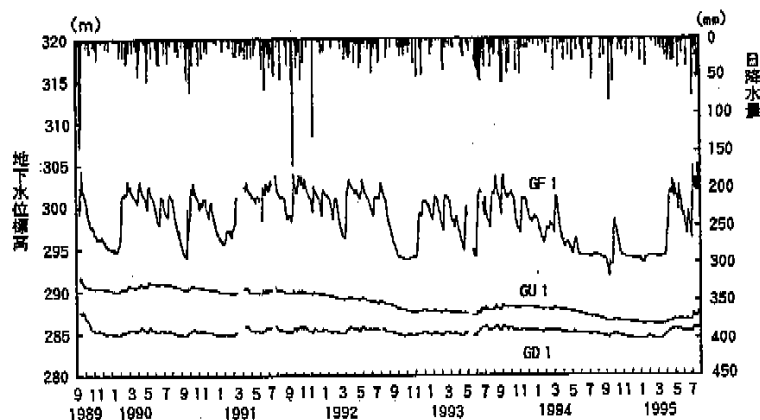


図3 瀬戸層群の地下水位の変化
(GF1, GU1, GD1は、東濃鉾山内の山地斜面に設置された地下水観測孔の名称)

日を算定期間の起日とし、水収支の算定は1990年4月から1995年3月までの5年を対象とした。

貯留量変化を無視したことから、(1)式は次のようになり、

$$P=E+R+G \quad (2)$$

求めようとする岩盤への浸透量は

$$G=P-E-R \quad (3)$$

となる。

なお、流域での瀬戸層群中の地下水位の分布を把握して、地形の流域界と瀬戸層群中の地下水の流域界が一致することを確認する必要があるが、地質踏査や地質ボーリング調査等により瀬戸層群と瑞浪層群の境界面は、ほぼ水平な不整合面であることが明らかになっていることから、瀬戸層群の地下水の流域界は地形の流域界とほぼ一致すると推定される。

以下に水収支式の各成分の推定結果を述べる。

4.1 降水量

降水量は、流域に最も近い位置にある正馬様気象観測地の値を用いているが、欠測の場合は、気象庁の柄石峠と多治見の観測所の欠測していない降水日の降水量での回帰分析を行い、その回帰式を用いて欠測値を推定した(表1)。柄石峠観測所は、多治見観測所よりも正馬様観測地の近くに位置するが、毎年10月中旬から5月上旬にかけての冬期間は観測を中止している。そのため、柄石峠観測所の観測期間においては、柄石峠観測所の値を、それ以外の期間においては多治見観測所の

値を推定に用いた。

柄石峠、多治見ともに正馬様と高い相関係数を示しているが、回帰式の傾きがいずれも1以下で切片が負の値となっていることから明らかなように、正馬様での降水量は柄石峠や多治見より少い傾向がみられる。正馬様観測地の雨量計の周辺には、障害となるような樹木、構造物はないことから地形的な影響を受けていると考えられる。

表2に年降水量を示すが、最小値が1,079mm、最大値が1,885mmとなっており、ほぼ倍近い差がある。

4.2 河川流量

河川流量は、日平均流量を積算して年間の流量を求めた。なお河川流量の値は、単位時間当たりの体積を流域面積で除して得られる流出高(単位: mm)で表わす。河川流量の欠測は、そのほと

表1 観測地点間の推定式
正馬様の観測値による鉾山の観測値の回帰式

観測項目	係数	切片	相関係数
気温	0.98	1.25	0.995
湿度	1.28	-20.29	0.937
地上2mの風速	1.38	0.32	0.848

柄石峠の観測値による鉾山の観測値の回帰式

観測項目	係数	切片	相関係数
降水量	0.93	-0.15	0.984

多治見の観測値による鉾山の観測値の回帰式

観測項目	係数	切片	相関係数
降水量	0.88	-5.1	0.977

表2 年度別の水収支一覧

	年 度	1990	1991	1992	1993	1994	平均
①	降 水 量	1,532	1,885	1,304	1,657	1,079	1,491
②	河 川 流 量	970	1,348	790	1,180	434	944
	降水量に対する河川流量の割合	63%	72%	61%	71%	40%	61%
③	中川(1979)による蒸発散量	525	463	495	414	492	478
	降水量に対する蒸発散量の割合	34%	25%	38%	25%	46%	33%
(①-②+③)	浸 透 量	37	74	19	63	153	69
	降水量に対する浸透量の割合	2%	4%	1%	4%	14%	5%
	高瀬・丸山(1978)による蒸発散量	740	660	708	604	748	692

単位: mm

んどが降雨時の増水によって、河川流量が測定レンジを越えたことにより生じたものである。欠測時間は長くて4時間程度で、発生頻度も年間で数回程度である。欠測時の流量は、1時間単位の洪水時の流出モデルを作成して推定した。洪水流出のモデルには、様々な計算法が提案されているが、本研究ではタンクモデル⁶⁾を用いた。このモデルの長所は、降水の浸透現象や一時的な貯留による流量の遅滞時間を考慮している点にある。このモデルは図4に示すように、降水の河川への流出過程を、流出孔と浸透孔を持つタンクに置き換えて、単位時間当りの河川流量を推定するものである。降水は最上段のタンクに注入され、流出孔からの流出は河川流量に、浸透孔からの流出は深部への浸透量におおの該当する。

タンクの流出孔の高さと乗数、および浸透孔の乗数といったパラメータは、特にピーク流量が最も整合するように設定した。図5は、実測値とタンクモデルによる計算値を比較したものである。減衰部の一部にやや実測値とずれてくるところがあるが、全体としては計算値は実測値に良く合っており、このタンクモデルを用いて欠測値を推定

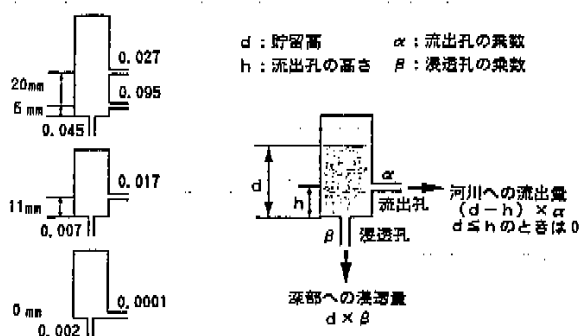


図4 タンクモデルの概要と設定した計算定数

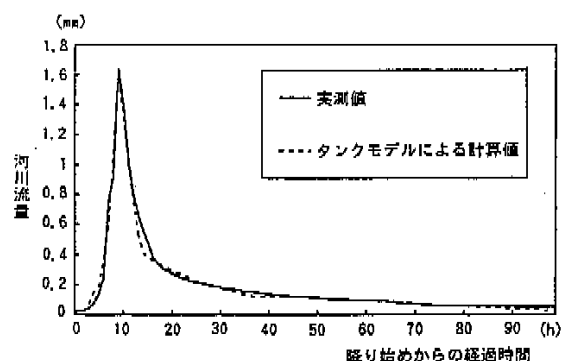


図5 河川流量の実測値と計算値の比較

した。

年間の河川流量は434～1,348mmを示している(表2)。

4.3 蒸発散量

純放射量、気温、水蒸気圧、風速等の気候条件と蒸発散量との関係は、物理的にはかなりの程度まで解明されている。しかし現実には、地表には植物が生育しており、植物の気孔からの蒸散は、水分生理(湿度や土壌水分量に対する生物的反応)や季節的な環境要因が関係してくるため、そのモデル化はまだ一般化されていない。そのため、ペンマン法²⁾によって算出された可能蒸発散量に蒸発散比を乗じて蒸発散量を推定した。

Penman法は、水面や植物で完全に覆われた地表面に十分に水分が供給された場合に失われる蒸発散量を可能蒸発散量と定義しており、実際の蒸発散量より大きな値となる。この補正をするのが蒸発散比であるが、植生や気候条件によって異なり、経験的に得られる。

本研究では、中川(1979)および高瀬・丸山(1978)に各々示されている蒸発散比を用いて蒸発散量を算出し、その値の妥当性について比較検討を行った。

Penman法による可能蒸発散量は次式で表わされている。

$$E_{pp} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_n}{L} \right) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) (e_{sat}(\theta) - e_a) \quad (4)$$

E_{pp} : 蒸発散量 (mm/Day)

Δ : 飽和蒸気圧曲線の傾き

γ : 乾湿計定数 (mb/°C); 0.66

R_n : 純放射量 (J/m²/Day)

θ : 日平均気温 (°C)
 L : 蒸発潜熱 (kJ/m²)
 $f(u)$: 風速関数
 $esat(\theta)$: 飽和水蒸気圧(mb)
 e_a : 大気の水蒸気圧(mb)

$$f(u) = 0.26 (1.0 + 0.537u_2) \quad (5)$$

u_2 : 地上 2 m の日平均風速(m/s)

(4)式は可能蒸発量を潜熱の大気中への伝達として、熱収支と熱の大気中への伝達の式を組み合わせで表わしたものである。また風速関数は、熱の拡散に係る項目で、経験的に(5)式が得られている²⁾。以上の(4)(5)式は、気象観測で測定されている純放射量、気温、湿度、風速の観測値から求められる。本報告では、鉦山気象観測地の値を用いて可能蒸発散量を算出している。気温、湿度、風速が欠測の場合は、正馬埜観測地から回帰式を用いて推定した(表1)。また純放射量が欠測の場合は、次式により純放射量を推定した。

$$R_n = (1 - \alpha) Q_a (0.18 + 0.55n/N) - \sigma (t + 273.2)^4 \cdot (0.56 - 0.090 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9n/N) \quad (6)$$

α : 地表面のアルベド(短波長の反射率)
 Q_a : 大気圏外日射量 (MJ/m²)
 n : 日照時間
 N : 可照時間(日の出から日没までの時間)
 σ : ステファン・ボルツマン定数
 (mm/Day/K⁴) ; 2.03×10^{-9}

純放射量は、地表面に供給される正味の放射エネルギーで、地表面の植生や温度による影響を受ける。大気圏外日射量と可照時間は、推定を行う月日と観測地点の緯度から計算することができる。地表面のアルベドは、これまでの純放射量の観測値から、季節変化を考慮して月ごとに求めた。

このようにして求めた可能蒸発散量に中川(1979)で示されている蒸発散比の0.7を乗じたものを短草被覆面の蒸発散量として、年ごとに積算した(表2)。

高瀬・丸山(1978)で算出されている可能蒸発散量も、(4)(5)(6)式を用いているが、異なるのは純放射量(R_n)を実測値ではなく地表面を水面と仮定したときの計算値を用いている点である。即ち、(6)式の地表面のアルベドに水面のアルベドである0.05を与えて純放射量を求め、さらにその値を(4)式に代入して水面可能蒸発散量を求めている。この水面可能蒸発散量に月ごとの蒸発散比(0.5~1.

0)を乗じたものを森林における蒸発散量としている。表2にこので方法求めた年ごとの蒸発散量を示した。

中川(1979)と高瀬・丸山(1978)の蒸発散量を比較すると、高瀬・丸山(1978)による値が200mm程度大きい。一般に蒸発散量は、芝生地等の短草地に比べて森林のほうが大きい⁷⁾が、降水量や河川流量と比較して、高瀬・丸山(1978)による蒸発散量は過大で、岩盤から表層への上向きの地下水流量を考えなければならなくなる。しかし、東濃鉦山での間隙水圧の観測⁸⁾によれば、岩盤中の地下水流動は下向きで、表層から岩盤への浸透が明らかであることから、高瀬・丸山(1978)による値は不適当である。したがって、蒸発散量は中川(1979)による値を用いることとした。

この値は、植生の条件を短草としており、本流域の植生と異なるという問題がある。しかし、本流域の土壌層が薄く保水性が悪いことから、一般的な森林に比べて土壌層から植物への水分の補給が少ないことが考えられる。

4.4 水収支の検討

以上の結果から岩盤への年間の浸透量を算定すると、19~153mmとなり、平均では69mmになる。年降水量に対する割合をみると、温水であった1994年では14%であるが、それ以外は数%となっている。また、1989年5月から1990年4月までの期間で得られた値である207.5mm¹⁾を含めた平均値では、92mmとなる。浸透量は水収支の他の成分に比べて1オーダー小さい値を示している上に、水収支全体の誤差の影響を受けることを考慮すると、算出された値にはある程度の幅を持たせる必要がある。水収支の各成分の中で最も精度が低いのは年間の蒸発散量である。我が国における森林地域での年降水量に対する年蒸発散量の割合は、20~70%といわれており⁹⁾、それに対して本流域では25~46%の低い比率になっている。気候、植生、土壌の諸条件を検討する必要があるが、本流域の蒸発散量がこれより小さい値を示すことは考えにくく、算定された年間の浸透量は、実際より大きく見積もられている可能性がある。

また水収支の各成分の関係について検討してみると、河川流量は降水量の変化に応じて増減する傾向が認められ、異常温水となった1994年度を除いては降水量の60~70%が河川流量となっている。蒸発量は、年による差が小さく、400~500mmのほぼ一定した値を示している。

5. おわりに

東濃鉾山の周辺地域で6年間に渡って実施している表層水理観測システムによる観測結果を基に、岩盤への浸透量を5年間にわたって算定した結果、年間10—200mmという値が得られた。

この値は、堆積岩である瑞浪層群への浸透量であるが、本地域には瑞浪層群のほかにも花崗岩が分布しており、今後は本システムを花崗岩の分布している流域にも設置し、花崗岩への浸透量も把握していく予定である。

また、水収支の各成分の推定で、最も誤差が大きいのは蒸発散量と考えられるので、本システムと同時に観測している土壤水分観測データを用いて、土壤水分量の変化と蒸発散量の変化を比較して、蒸発散量の算出手法を検証していく他、微気象の観測手法を検討して、より精度の高い推定が

行えるようにしていく予定である。

参考文献

- 1) 中野勝志, 中島誠, 他: "蒸発部における水収支の調査研究", 動燃技報, 78, p46—53 (1991).
- 2) Penman, H.L.: "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", *Proc. Roy. Soc., A*, 193, 120—145 (1948).
- 3) 中川清隆: "輪島における熱収支・水収支の気候学的推定", 金沢大学教育学部紀要, 127, p15—25 (1979).
- 4) 高瀬恵次, 丸山利輔: "水収支法による季別流域蒸発散量の推定", 農業土木学会論文集, 76, p1—6 (1978).
- 5) 市川正己: "水文学の基礎" (1973).
- 6) 日本河川協会編: "施設省河川砂防技術基準(案)調査編", (1986).
- 7) 福富英宏, 鈴木雅一, 他: "蒸生地の森林地に対する水文特性の相違", 新砂防, 40, 5, p4—13 (1988).
- 8) 陶澤孝一, 今井久, 他: "立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究—東濃ウラン鉾山試験立坑を例として—", 応用地質, 33, 5, p32—49 (1992).
- 9) 塚本良則編, "森林水文学—現代の林学図—" (1992).