一時湖沼の水位変動特性 一赤城山山頂火口湖「血の池」の事例—

船 生 泰 寛* 河 野 忠**

キーワード:一時湖沼、地下水、水収支

1. はじめに

日本には多数の湖沼が存在しており、縮尺20万分の 1地勢図で判読できる湖沼は630湖である(森・佐藤. 2015). これらの一般的な湖沼は年間を通じて湛水して いる.しかし、一部の湖沼は出現と消失を繰り返すもの が存在する. このような湖沼は海外ではEphemeral lake (一時湖) やSeasonal lake (季節湖). Intermittent lake (断続的な湖)と様々な名称で呼ばれており、国内にお いては「一時湖沼」、「一時湖」と呼ばれている、湖が消 失する特殊な環境から一時湖沼に生息する希少な微生物 に着目した研究と、一時湖沼の出現および消失プロセス に着目した研究が行われている。生物に関しては、村 上(2008)によって静岡県池の平の湖底堆積物中の珪酸 質の微小生物遺骸の調査がされており、吉岡(2017)に よって島根県地倉沼に生息するヤマトウスヒメカイエ ビ(Limnadia lenticularis)の調査が行われている. -時湖沼の出現および消失プロセスに関する研究は、高橋 (2013) によって静岡県池の平の出現報告があった年と 降水量の関係が述べられている。また、清水(2012)は 長野県地獄谷火口湖の出現には岩塊間の空隙によって生 じる風穴の効果が関係しており、風穴からの冷風によっ て夏季に氷塊が見られ、それが越年して残ることで火口 底に発達し凍土層(不透水層)が形成されると火口湖が 出現し、その一部が融解すると湖水が湖底から排水され て消失することが報告されている.しかし、これらの調 査では池の水位観測は行われておらず、池の出現期間や 出現プロセスなど解明されていない点が多々存在する.

そこで本研究は,群馬県赤城山山頂に出現する一時湖 沼「血の池」を研究対象とし,血の池の水位および各流 出量・流入量の観測を行い,水収支から血の池の出現と 消失における各水収支項の寄与を明らかにすることを目 的とする.

* 立正大学大学院・地球環境科学研究科・博士後期課程

2. 地域概要

2.1. 水文環境

血の池は、北緯36.5367°、東経139.1817°に位置し、地 蔵岳と長七郎山の間に位置する(図1). 普段は水の無 い草地となっているが(図2)、降水量の多い5月から 9月に一時的に池が出現する(図3). 血の池の形成は 小沼火山活動期(約2万年前)であり、山体側面の爆発 によって生じた火口湖と考えられている(五味, 1980). 血の池は流出河川をもたない閉塞湖であり、池に貯留さ れた水は地下水流出および蒸発によって失われる. 湖水 位が3mに達した時のみ、池の南側から表流水の流出が 生じる. 流入河川は血の池の北東に1か所存在するが、 通常は涸渇しており融雪期や洪水時のみ一時的に流出が 見られる.



図1 血の池周辺の地形(地形図は5mDEMを基に作成)

^{**} 立正大学地球環境科学部



図2 非出現時の血の池概況



図3 出現時の血の池概況

2.2. 地質

血の池周辺の地質図を図4に示す.血の池は凝灰角礫 岩上に位置しており、その周囲を北西は地蔵岳溶岩、北 東は長七郎山溶岩で囲まれている.凝灰角礫岩は太田 (1953)によると角礫が火山灰で凝結したものであり孔 隙に富むことが報告されており、血の池が一時的にしか 出現しない要因は、凝灰角礫岩の孔隙による地下水流出 と考えられる.

血の池内部の堆積構造は表層が有機質土,深度1m 付近から明褐色のローム層,深度3.7m以深から灰白色 の粘土層である.池の中心部では深度2.4m以深で砂礫 やシルト等による複雑な互層があり,これは河道からの 堆積作用によって形成された(船生,2018)と考えられ る.



図4 血の池周辺の地質 (基図は太田(1953)5万分の1地質図「沼田」に加筆)

2.3. 気候

赤城山山頂の年平均気温(バンガロー森の家観測デー タの2009年から2018年の10年平均)は7.8℃,年平均降 水量(国土交通省水文水質データベース赤城山の2009年 から2018年の10年平均)は1,700mm程度である.8月の 平均気温は25℃と過ごしやすく,夏季には観光客が避暑 地として山頂に訪れる.1月の平均気温は-6℃と低 く,冬季は赤城大沼や小沼の表面は0.5mから0.8mほど の厚い氷に覆われている.6月から9月にかけて,降水 量100mm/day以上の非常に激しい降雨が山頂付近で数 回発生することが特徴である.

3. 研究方法

一般的な湖沼の水収支は(1)で計算される(図5).

 $\Delta S = (P-E) La + Ri + Gi - Go - Ro \cdots (1)$

P:降水量(m/day) E:蒸発量(m/day)
 La:湖面積(m²) Ri:河川流入量(m³/day)
 Gi:地下水流入量(m³/day)
 Ro:河川流出量(m³/day)
 Go:地下水流出量(m³/day)
 ΔS:湖の貯留変化量(m³/day)

観測期間の最大水位は3m未満であり,河川流出量(Ro) はRo=0と見なせるため,血の池の水収支は(2)式と なる.

 $\Delta S = (P-E) La + Ri + Gi - Go \cdots (2)$

P:降水量(m/day) E:蒸発量(m/day)



図5 血の池水収支模式図

La:湖面積(m²) Ri:河川流入量(m³/day) Gi:地下水流入量(m³/day) Go:地下水流出量(m³/day)

 ΔS :湖の貯留変化量 (m³/day)

3.1. 湖水位の観測

血の池の水位は,自記水位計(HOBO-U20)を2014年 11月7日に湖心部に設置し,1時間毎に観測を実施した. 水位計の設置位置を図6に示す.水位観測用ロガーを湖 心部,気圧補正用ロガーを湖岸に設置して,水位観測用 ロガーで観測した絶対圧から大気圧を引くことで水圧を 求め,水圧から水位を算出した.なお,水位の基準高は 湖心部の湖底を0mと設定した.



(10mメッシュ水準測量結果を基に作成)

3.2. 貯留量および貯留変化量の算出

血の池の湖盆形態を調査するため,非湛水期に血の池 内部において10mメッシュ水準測量を実施した.測量結 果を図6および表1に示す.その結果を基に湖盆図を作 成し,深度0.5m毎の面積と深度から水位・容積曲線(以 後,H-Q曲線と呼ぶ)を作成し,湖水位に対しての貯留 量(Q)を算出した(図7).なお,区間容積(ΔQ)の 算出は(3)式(シンプソンの公式)を用いて算出した.

$$\Delta Q = (A_x \cdot A_{(x+0.5)} + \sqrt{A_x \cdot A_{(x+0.5)}}) h/3 \cdots (3)$$

 A_x :各深度の面積 (m²) h:水位 (m)

h-Q曲線より血の池の水位と貯留量の関係には、(4)の 関係が成り立つ。

 $0 = 1789 \times h^{1.9801} \dots (4)$

(4)より求めた貯留量から前日の貯留量との差を算出 することで,(5)式によって貯留変化量を算出した.

諸元名	血の池			
標高 (m)	1,460			
最大長 (m)	111 *			
最大幅 (m)	105 *			
湖面積 (m ²)	7,659 *			
湖岸線長	345 *			
肢節量	1.1 *			
平均深度(m)	1.8 *			
最大深度(m)	3.0 *			
容積 (m ³)	14,361 *			
集水域面積(m ²)	105,501			
集水域/湖面積	13.8 *			

表1 血の池諸元

*血の池が最大水位3.0m時の値



図7 水位容積曲線 (湖盆図から算出した各深度ごとの湖面積を基に作成)

 $\Delta S: 貯留変化量(m³/day) Q: 貯留量(m³)$ n:池出現からの日数

3.3. 河川流量の算出

河川流入量(Ri)を算出するため、血の池の北東部に ある流入河川に自記水位計を2018年9月28日から設置 して1時間毎に観測を実施した(図6).河川流入量は、 流積(A)および流速(V)によって(6)で求めるこ とができる.

V:流速 (m/sec)

流速に関しては、Manningの公式より(7)式を用いて 算出した.

n:粗度係数 I:水路の勾配 R:径深(m) なお,流速を計算する上で必要な潤辺(S)および流積 (A),径深(R)は(8)式から(10)式を用いて算出 した.

 $S = b + 2h \sqrt{1 + m^2} \cdots (8)$

 $A = (b + M \times h) h \cdots (9)$

b : 水路の幅(m) M: 方面の勾配(1:m) I:水路の勾配

3.4. 蒸発量の算定

血の池の蒸発量を算出するため,三浦・奥野(1993) の手順よりPenman式によって(11)式から(22)式を 用いて蒸発量を算出した.なお,蒸発量を計算する上で 必要な日平均気温(t),湿度(RH),風速(u),日照 時間(n)の観測地点は北緯36.54477°,東経139.18722° に位置する赤城山山頂のバンガロー森の家(図8)の気 象観測データを使用した.

$$\mathbf{ET}_{\mathbf{pen}} = \frac{\Delta}{\Delta + \nu} \cdot \frac{\mathbf{s}}{\ell} + \frac{\nu}{\Delta + \nu} \cdot \mathbf{f}(\mathbf{u}_2)(\mathbf{e}_{\mathbf{sa}} - \mathbf{e}_{\mathbf{a}}) \cdots (11)$$

ET_{pen}: Penmanの蒸発散位(mm) S:純放射量(MJ・m⁻²)

 Δ :温度飽和水蒸気圧曲線の勾配(mbar・ C^{-1}) v: 乾湿計定数 (=0.66mbar·℃⁻¹) f (u₂):風速関数 u_2 : 2mでの日平均風速 (m·s⁻¹) ℓ :水の蒸発潜熱 (MJ·Kg⁻¹) e.a: 気温 t における飽和水蒸気圧 (mbar) e_。: 空気の水蒸気圧 (mbar) $S = (1 - a)Q_a \left(0.18 + \frac{0.55n}{N}\right) - \sigma(t + 273.2)^4$. (12) $(0.56 - 0.092 \cdot 0.866\sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9n/N)$ a:地表面のアルベド(水面 a ≒0.06) N:可照時間 n:日照時間 e_a:空気の水蒸気圧(mbar) t:気温(℃) Q_a : 大気圏外日射量 (MJ·m⁻²) σ:ステファンボルツマン定数 $(4.900 \cdot 10^{-9} \cdot m^{-2} \cdot K^{-4} \cdot d^{-1})$

$$Q_a = 1.37 \cdot \frac{10^{-3}}{(d/\bar{d})^2} \cdot \frac{86400}{\pi} \cdot \dots (13)$$

 $(w_0 \sin \emptyset \sin \delta + \sin w_0 \cos \emptyset \cos \delta)$

Q_a: 大気圏外日射量(MJ・m⁻²)
d, ā:地球と太陽の瞬間距離と平均距離(天文単位)
δ:計算日の赤緯天球上での太陽経度
W₀: 日没の時角(rad)
Ø:計算地点の緯度=36.5447°
d/ā=1.0000+0.01676 cos{0.977 (J-1869)} (14)

d, ā:地球と太陽の瞬間距離と平均距離(天文単位)J:1月1日からの通算日数

- W₀:日没の時角(rad)
- Ø:計算地点の緯度(36.5447°)
- δ:計算日の赤緯天球上での太陽経度

$$\delta = 23.45\cos(0.966 (J - 173) \cdots (16))$$

$$\begin{split} \Delta &= 0.4495 + 0.2721 \cdot 10^{-1} t + 0.9873 \cdot \\ & 10^{-3} t^2 + 0.2907 \cdot 10^{-5} t^3 + 0.2538 \cdot 10^{-6} t^4 \end{split} \tag{17}$$

 Δ:気温 t での温度飽和水蒸気圧曲線の勾配 (mbar・℃⁻¹)
 t:気温(℃) $\ell = 2.5 - 0.0024 \times t$ · · · · · · · · · · · (18)

 ℓ : 水の蒸発潜熱 (MJ·Kg⁻¹) t : 気温 (℃)

 $f(u_2) = 0.26 (1 + u_2/100) \cdots (19)$

 $u_2 = u_H \cdot \log 200 / \log (100 \cdot H) \cdots (20)$

 u_2 :高度2mでの日平均風速 (m·S⁻¹)

u_H:高度Hmの風速 H:風速計設置地上高さ(m)

$$\mathbf{e_{sa}} = 6.1078 \exp{\left(\frac{17.2694t}{t+237.3}\right)} \cdots (21)$$

e_a:空気の水蒸気圧(mbar) e_{sa}:気温 t の飽和水蒸気圧(mbar) RH:相対湿度(%)



図8 調査地域の気象観測地点 (国土地理院発行 25000分の1地形図)

3.5. 降水量の観測

血の池の降水量は国土交通省水文水質データベース 「赤城山」の観測データを用い,1時間ごとの観測値を 使用した.

4. 結果および考察

4.1. 血の池の水位および貯留量の観測結果

2015年1月1日から2019年9月21日までの血の池の出 現期間を表2,水位観測期間を図9,水位から算出した 貯留量を図10に示す.血の池の出現期間は年によって大 きく異なり,2018年では年間で21日しか出現しておらず, 反対に2017年では年間で119日も池が出現している.観 測期間における血の池の最大水位は2016年9月25日 0:00に観測された2.56mであり,最大貯留量は13,000m³ であった.観測期間における最大水位が3.0mに達しな いことから池の南側からの表面流出は発生していないこ とが分かった.水位のピークは降雨イベント終了から 15-70時間後であり,ピーク到達後の水位は急激に低下 する.また,降雨のない期間の水位は一定の値で低下す る傾向を示し,平均5.7cm/dayで減少する.

表2 観測期間における血の池出現期間

NO.	出現年	出現期間	出現 日数	年間 出現日数
1	2015年	7月16日-8月1日	16	01
2		8月17日-10月24日	68	04
3	2016年	8月23日-11月5日	74	74
4	2017年	8月8日-10月10日	78	110
5		10月21日-11月30日	41	119
6	2018年	9月30日-10月20日	21	21



図9 観測期間における湖水位観測結果 (2015年1月1日から2019年9月21日)





4.2. 血の池の貯留変化量の算出結果

観測期間における血の池の貯留変化量の算出結果を図 11に示す.貯留変化量は池の出現直後のみ1,500m³/day と急激な増加を示し,その後の貯留変化量は増減ともに 500m³/day程度の範囲で推移する.貯留変化量が正の値 を示すのは降雨イベント終了から5日以内であり,流入 量が流出量を上回る期間も5日以内と短いことが分かっ た.貯留変化量が負の値を示す際,湖水位が高いほど負 の値も大きい傾向を示した.以上のことから,血の池に おいては水位と地下水流出量には一定の相間があるもの と考えられる.





4.3. 蒸発量の算出結果

Penman法から算出した血の池の蒸発量を図12に示す. 各年の日最大蒸発量は7.0-8.0mm/dayを示し,冬季には 1.0mm/dayまで減少する.また,梅雨の時期は日射量 が減少するため蒸発量も減少し,5月から6月にかけて の蒸発量は3月や10月頃と同程度の値を示した.



図12 観測期間における蒸発量 (2015年1月1日から2019年9月21日)

4.4. 無降水期間の漏水量の推定

血の池周辺において無降水期間が一定期間継続した 場合,河川流入(Ri)および直接降雨(P)が無いため, 無降水期間での水収支は(23)式で考えられる.

 $\Delta S - E \times La = Gi + Go \cdots (23)$

 ΔS : 貯留変化量 (m³/day)

Gi:地下水流入量(m³/day)

Go:地下水流出量(m³/day)

E:蒸発量(m/day) La:湖面積(m²)

無降水期間での地下水流入量(Gi)は主に基底流出で ある.また、ΔSは湖水位減衰期では必ず負の値を示す. これは基底流量を上回った値が漏水量(ΔV)である.

ΔV:漏水量(基底流量を含む)(m³/day)
 (24)式と仮定して無降水時の漏水量を推定した.

湖沼の水位は、高水位の際は急激に水位が低下し、低 水位になるほど水位の低下は緩慢になる.それは、中 尾(1971)によると、湖沼は流出量の変化によって水位 を安定に保とうとする自己調節機能を有してからと述べ られている.また、濱田(1999)においても湖水位と地 下水流出量の間には相間関係が認められる.以上のこと から、血の池の湖水位に対応する地下水流出量を算出す るため、観測期間における直接降雨および河川流入の無 い期間を抽出し、水位と地下水流出量の相関を算出した. なお、水位は湖水位が安定し降水の無い期間での初期水 位と降雨の前日までに減少した水位の2時点の単純平 均を用い、ΔSは期間貯留変化量の日平均値を使用した. 水位と地下水流出量の算出結果を図13に示す.指数回帰 計算の結果、湖水位と地下水流出量の相関係数は0.952 と非常に高い相関を示した.以上のことから,血の池に おいて水位と漏水量との間には以下の式の関係が成り立 つ.

ΔV:地下水流出量(m³/day) h:水位(m)
 (25)式から求めた漏水量を地下水流出量として算出した.



図13 推定日平均漏水量

5.2018年における水収支算出結果

血の池の水収支の算出には、河川流入の観測を実施 した2018年9月の結果を用いて算出を実施した.血の 池の水収支算出結果を表3および図14に示す.池の出 現期間は10月1日0:00から10月19日10:00までの19日 間であり、血の池の最大水位は10月3日5:00の98.3cm, 最大貯留量は1,730m³であった.2018年の水収支結果で は、流入量の総量は3,599m³であり、そのうち地下水流 入量が3,481m³と流入量全体の96.75%を占め、湖面への 直接降雨量117m³と総流入量に対して3.25%程度の寄与 であった.河川流入は池の出現期間において観測されな かったため、2018年においては、河川流入量は寄与して いないことが分かった.また、流出項では地下水流出量 が3,478m³(96.66%)、蒸発量が120m³(3.34%)と2018 年の血の池の消失要因の95%以上が地下水流出であった.

	Р	h	Sl	Q	ΔS	$P \times Sl$	$E \times Sl$	Go	Gi
	(mm)	(m)	(m^2)	(m^3)	(m ³ /day)				
2018/9/30	76	0.00	0	0	0	0	0	0	0
2018/10/1	39	0.13	1044	32	32	41	5	192	188
2018/10/2	0	0.94	3800	1583	1551	0	14	213	1778
2018/10/3	0	0.98	3907	1721	138	0	11	215	364
2018/10/4	2	0.98	3902	1715	-6	8	6	213	206
2018/10/5	4	0.96	3850	1646	-69	15	5	210	131
2018/10/6	0	0.93	3783	1561	- 85	0	9	208	132
2018/10/7	0	0.91	3712	1474	- 87	0	15	204	133
2018/10/8	1	0.87	3609	1355	-120	4	7	199	83
2018/10/9	0	0.82	3487	1221	-133	0	7	195	69
2018/10/10	1	0.78	3353	1085	-137	3	4	190	54
2018/10/11	11	0.73	3215	956	-129	35	3	185	24
2018/10/12	1	0.69	3115	869	- 87	3	7	181	98
2018/10/13	0	0.64	2945	733	- 135	0	6	175	45
2018/10/14	0	0.57	2738	589	-145	0	5	169	29
2018/10/15	0	0.51	2531	464	-124	0	3	162	41
2018/10/16	0	0.43	2284	340	-124	0	4	156	35
2018/10/17	0	0.35	1984	223	-118	0	4	148	34
2018/10/18	0	0.25	1609	118	-104	0	3	140	38
2018/10/19	8	0.12	963	25	-93	8	1	100	0
2018/10/20	0	0.00	0	0	-25	0	0	25	0

表3 2018年9月30日-10月20日の水収支算出結果





6. まとめ

血の池の2018年の水収支では、総流入量は3,599m³で あり、地下水流入量は3,481m³と流入量全体の96.75%を 占め、池の出現に最も寄与した.反対に池の消失に最も 寄与したのは地下水流出量であり、池に貯留された水の 3,478m³(96.66%)が地下水として流出した.また、日 降水量100mm以上の降雨イベントが生じた際でも、流 入量が流出量を上回る期間は5日以内と短時間で収束す ることが明らかとなった.地下水流出量と湖水位との間 にはGo=125.52exp^{0.5466h}の式の関係が成り立つことが判 明した.

謝辞

現地測量に協力して頂いた三上開拓氏,山頂での気 温・気圧の観測に協力してくださったバンディ塩原の塩 原一男氏,山頂での気象データを提供してくださった県 立赤城公園管理員の大熊一彦氏,現地での水位計設置の 許可をしてくださった群馬県自然環境課に心からお礼申 し上げます.

参考文献

船生泰寛・住田達哉・牧野雅彦・李 盛源・河野 忠 (2018):出現と消失を繰り返す赤城山火口湖"血の池"の 構造調査と水位変動特性,公益社団法人物理探査学会学術 講演会講演論文集,139,195-198

五味豊夫(1980):群馬の湖沼,上毛新聞社出版局,164-165 濱田浩美(1999):日光切込湖・刈込湖の水収支と循環,千 葉大学教育学部研究紀要,47,13-27

三浦健志・奥野林太郎(1993):ペンマン式による蒸発散位 計算方法の詳細,農業土木学会論文集,164,157-163

森 和紀・佐藤芳徳 (2015): 図説 日本の湖,朝倉書店, 6-7 守屋以智雄 (1970):赤城火山の形成史,火山,第2集 15 (3),120-131

村上哲生・石田なつみ(2008):出現する湖跡に見られる珪 酸質の微小生物遺骸,大学紀要家政・自然編,54,99-102

中尾欣四郎(1971):湖沼水位の安定性についての研究,北 海道大学地球物理学研究報告,25,25-87

太田良平(1953):5万分の1地質図幅「沼田」および同説 明書,地質調査所

清水長正(2012):北八ヶ岳・地獄谷底の氷塊と一時的な火 口湖,地学雑誌,121,359-366

杉森侑代(2001):遠州七不思議の池「池の平」の出現理由, 日本地理学会発表要旨集,60,147

高橋由佳矢(2013):静岡県水窪町に不定期に出現する「池 の平」の出現機構の解明,日本地理学会発表要旨集,78, 244

吉岡 翼・小野村一人 (2017): ヤマトウスヒメカイエビの 島根県地倉沼からの記録, CANCER, 26, 13-15

The Water level fluctuation characteristics of a Seasonal lake: A case of volcanic lake "Chinoike" in Mt. Akagi

FUNYU Yasuhiro*, KONO Tadashi**

* Graduate School of Geo-Environmental Science, Rissho University ** Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University

Key words: Ephemeral lake, Ground water, Water balance