

天然記念物塩川の湧出機構

—短期集中観測と数理モデルによる定量的検証—

山中 勤 (筑波大学生命環境系)

国指定天然記念物である沖縄県の塩川は、水源で塩水が湧き出す特異な河川である。本研究では、その湧出機構を解明するための一助として、湧出量と水質の短期変動に焦点を当てた集中観測を行うとともに、降水・地下水・海水の混合と密度流を考慮した数理モデルを構築した。モデルによる湧出量および溶存イオン濃度の計算値は観測値とよく一致し、特に湧出量の日内変動に関しては潮汐の影響を加味することで良好に再現できた。以上の結果は、ドリーネのような直接浸透域に与えられた降水、石灰岩の亀裂などに存在する地下水、および海水とが地下洞穴内で混合して汽水を形成し、それと海水との密度差および湧水点と地下水面の高度差を駆動力として塩水が湧出するメカニズムを定量的に証明するものである。しかし、地下洞穴の大きさ・形状や水質の経年変化については不確定な部分もあり、今後長期間の観測データを用いてモデルの信頼性を向上させる必要がある。

キーワード：塩川、湧水、湧出量、水質、集中観測、数理モデル

I はじめに

沖縄県国頭郡本部町に位置する塩川は、海岸近くの湧水を源とし、わずか250mほどの全長を以て海に注ぐ(図1)。水源の海拔高度はおよそ1.3~1.4mである。潮汐の影響で塩水が遡上する川は数多くあるが、塩川はその水源である湧水が塩分を多く含む(海水の1/4.5程度)という点で特異であり、1972(昭和47)年に国の天然記念物に指定されている(渡部 1995a)。現地を設置された本部町教育委員会による説明板には「塩水の流れる川は世界でも(中略)二ヶ所しかなく」「この塩川の湧出機構については(中略)確定的なものは、未だにない」などと記述されている。

「水は高さより低きに流れる」のたとえ通り、位置ポテンシャルと圧力ポテンシャルの和である水理ポテンシャルが高い地点から低い地点へと水は流れる。海面を位置ポテンシャルの基準とし、大気圧を圧力ポテンシャルの基準とすれば、海面における海水の水理ポテンシャルはゼロである。また、海面下では静水圧平衡が成り立つので、深さとともに増加

する圧力ポテンシャルは位置ポテンシャルの減少によって相殺され、水理ポテンシャルはゼロのままである。したがって、通常の条件下では、海水が海面より高い位置で恒常的に湧出することはあり得ない。これが塩川の不思議たる所以である。

これまでの調査で明らかにされている塩川の主な特徴は以下の5点である。

- 1) 海水と類似した水質組成を有するが、カルシウム分の比率だけが海水よりも高い(小西ほか 1971)。
- 2) 湧水点における水位は那覇港における潮位と正の相関をもって変動する(渡部 1995b)。
- 3) 塩分の変動は水位ならびに湧出量の変動と逆相関であり、位相が1~2時間ずれている(渡部 1995b)。
- 4) 1日200mm以上の大雨が降ると、1日遅れで水位が急上昇し、塩分が低下する(渡部 1995b; ただし、3週間程度の観測結果にもとづく)。
- 5) 無降雨継続期間中の湧出量の低下幅が他の湧水と比較して小さい(小西ほか 1971)。

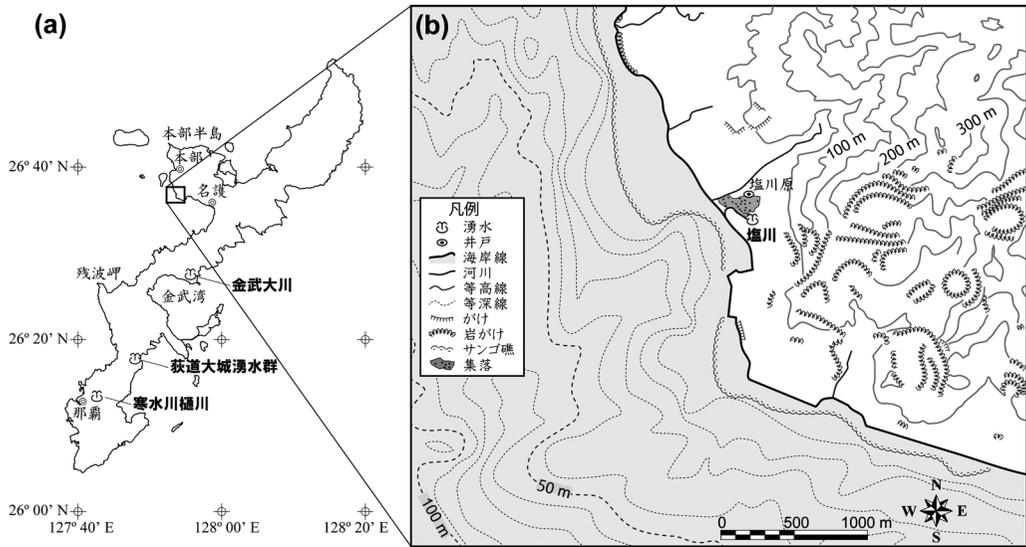


図1 研究対象地域：(a) 沖縄島全図，(b) 塩川周辺図
 (b) は国土地理院発行 2万5千分1 地形図『名護』および海上保安庁発行 5万分1 海底地形図『伊江島』をもとに作図。
 Fig. 1 Study area: (a) Okinawa Island, (b) area around the Shioyama River

6) 地形上の流域面積をもとにした比湧出力はおよそ 13mm/日で，低～渇水量だけでも年間降水量を上回る。すなわち，地形上の流域と実際の地下水の流域が一致しない（小西ほか 1971）。

小西ほか（1971）は，上記のような特徴と沖縄島北部の水文地質構造，特に石灰岩中の地下水流動形態に関する考察をもとに，図2に示すような概念モデルを提示した。すなわち，塩川の湧出点の地下に洞穴があり，これがパイプ状の水路で海中に通じると同時に，同様の空洞や石灰岩の亀裂を介して山地・丘陵内部の淡水地下水を湛えた別の洞穴に接続しているとするものである。一見すると，山地・丘陵の地下水はパイプ状水路を通して海底に直接流出してしまうように思われるが，海水の比重は淡水よりも大きいため，海底における開口部がある程度深いところであれば，海水の水理ポテンシャルは淡水のそれを上回ることもあり得る。このような場合，海水は塩川直下の洞穴に流入し，さらには海面より

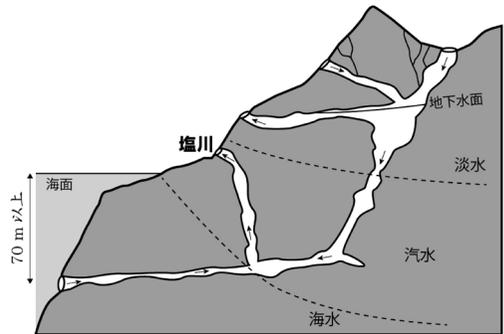


図2 塩川の湧出メカニズムを説明する概念モデル（小西ほか（1971）による）。
 Fig. 2 Conceptual model of spring discharge at the headwater of the Shioyama River proposed by Konishi et al. (1971)

高い地上に湧出することが可能となる。小西ほか（1971）での試算によれば，その深さは70m以上とされる（海水の比重を1.03，塩川湧出口の標高を海拔2mとすると，深さ70mにおける淡水の水理ポテンシャルは水柱高換算で $-70+(70+2)=2\text{m}$ ，海水側の水理ポテンシャルは同じく $-70+(70 \times 1.03)=$

2.1mとなり、海水のポテンシャルが淡水のそれを上回る)。

このような概念モデルにより、少なくとも定性的には上述の塩川の諸特徴を説明することが可能となる。しかしながら、定量的にも説明可能かどうかは不明である。加えて、一般に入手可能な学術文献で塩川を取り上げたものは少なく、上述の観測事実の普遍性についても十分には確認されていない。天然記念物となるような地理的事象に関して学術的な理解を深めることは、自然地理学の重要な役割のはずである。本研究では、その手始めとしてまず短期変動に焦点を当て、塩川の湧出量や水質組成の変動を定量的に説明できる湧出機構を見出すことを目的とした。具体的には、短期集中観測によって湧出量・水質の変動特性を再確認し、観測結果から推論される湧出機構を踏まえた数理モデルを構築し、湧出量・水質変動の再現性を検証した。

II 調査対象地域

北東-南西方向に細長く伸びる沖縄島の地形・地質は、おおむね金武湾と残波岬を結ぶ線を境として大きく異なる。北部は山地とそれを取り巻く台地で構成され、その地質は中古生界の砂岩・千枚岩、あるいは一部地域で石灰岩や緑色岩が主体となる。一方、南部は丘陵の周囲に台地・低地が分布し、丘陵・低地は浸食されやすい新第三系の泥質岩から成るのに対し、台地は第四系の琉球石灰岩に覆われている(日本地誌研究所 1975; 木崎 1985)。塩川が位置する本部半島は、北部にあってやや特異な地質を呈し、泥岩基質中にチャート・玄武岩・石灰岩などの岩塊を含む本部ユニットから成る(日本地質学会 2010)。

塩川の東から南側にかけては古期ベルム系石灰岩から成る山体が沿岸部に迫り、その上部には大規模な石灰の採掘場がある(図1)。採掘場は裸地であるが、その周囲は針葉樹と亜熱帯常緑樹の混交林に

覆われている。一方、北側には狭い沖積低地が形成されている。その中央に河道は存在するが、平常時に水流は認められない。低地の上流部は畑地として利用されており、下流に塩川原の集落がある。この低地の北側には混在岩や玄武岩類から成る山地があり、部分的に琉球石灰岩に覆われている。

本部半島に広く分布する古期石灰岩は良好な帯水層となっており、網状に発達した無数の亀裂が、至る所で水を吸い込み、また吐き出す機能を有しているとされる(小西ほか 1971)。古期石灰岩の先端部には湧水が数多く形成され、塩川もまたそのような水文地質条件を具備しているといえる。

なお、気象庁気象統計情報(<http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>)による平年値(統計期間 1981~2010年)では、本部における年降水量は2,103.2mm、最も近い気温観測地点である名護における年平均気温は22.6°Cである。

III 調査方法

1. 短期集中観測

2012年11月27日18:00からの24時間に、3時間間隔で湧出量の測定と水質分析用の湧水サンプリングを実施した。塩川源頭部には湧出口が2カ所あるが、今回は北側の湧出口のみを対象とした。湧出量はJIS規格に定められた河川流量観測法(たとえば、山中 2011)に準じた手法で行った。湧出口から7mほど下流に位置する橋の上流側を側線とし、コンクリート面から水面および河床までの距離を折尺で測り、その差から水深を求めた。水面までの距離は毎回測定したが、測定位置の微妙なズレによる水深の評価誤差を防ぐため、河床までの距離は最初の測定値をすべてに適用した。流速は水面から水深の6割に相当する深さで電磁流速計(AEM-1D, JFEアドバンテック)によって測定した。水質分析用湧水サンプルはロープ付きコッヘルで採取し、その際水温・pH・電気伝導度の現場測定をそれぞれサー

ミスター温度計 (TT-508, タニタ)・携帯型 pH 計 (pHTestr®30, Eutech Instruments)・携帯型電導度計 (ECTestr®11+, Eutech Instruments) を用いて行った。水流は十分に攪拌されており、測定位置による水温・pH・電気伝導度の変化はノイズ的な時間変化と同程度で有意なものではなかった。

このほか、湧出点の約 100m 北にある、畑地と集落の境界部に位置する井戸において、地下水のサンプリングを同期間内の日中に行った。その際に測定した地下水深度は地表面下 2.21m (海拔高度で 2~3m) であった。井戸底の正確な深さは不明であるが、10m 以上であることが確認されている。湧水と同様に、ロープ付きコッヘルを用いて水面付近の地下水を採取した。平常時は井戸に蓋がされており、降水の混入は防がれている。鉛直方向の水質の不均質性については確認していないが、口径は約 1m と大きく、また後述するように電気伝導度は高くないため、密度成層の可能性は小さいと考えられる。

2. 広域水質調査

沖縄島の湧水の水質特性を概括し、塩川のそれと比較するため、塩川での短期集中観測の前後に、金武大川、荻道大城湧水群、ならびに寒水川樋川 (図 1) で水温・pH・電気伝導度の現場測定と一般水質分析用の湧水サンプリングを実施した。

国頭郡金武町並里区にある金武大川は、琉球石灰岩およびその下位にある砂岩を流動した地下水が台地崖線斜面で湧出したもので、その水量はおよそ $1,500\text{m}^3/\text{日}$ に及ぶ (川満 1991)。金武大川北側にある観音寺境内には長さ約 270m の鍾乳洞があり、また西には北北西-南南東方向に走る断層が存在する。

荻道大城湧水群は中頭郡北中城村の 10 カ所の湧水から成り、「平成の名水百選」に選定されている。木崎 (1985) の地質図を参照すると、この付近の地質は泥岩が主体であるが、その上位に部分的に

琉球石灰岩が残されている。また、2 本の断層が交差する点でもある。10 カ所の湧水の水量は全体で $30\text{m}^3/\text{日}$ と少ないが、本研究では比較的水量が多く採水のしやすいアガリヌカーを調査対象とした。

寒水川樋川は那覇市東部の首里城西方に位置し、琉球石灰岩から成る丘陵の崖線斜面から湧き出る湧水である。樋川 (ヒージャー) とは、石灰岩やその亀裂に横孔を穿ち、石の樋を用いて湧き出た水を導くタイプの湧水を指す (下地・島野 2004)。なお、同名の湧水が首里城内にも存在するが、本研究で対象としたのは首里寒川町の湧水である。年間を通じた平均湧出量は不明であるが、調査を行った際の水量は 100mL/s ($=8.64\text{m}^3/\text{日}$) 程度であった。

3. 水質分析

採取した水サンプルは実験室に持ち帰り、 Na^+ ・ K^+ ・ Mg^{2+} ・ Ca^{2+} ・ Cl^- ・ SO_4^{2-} ・ NO_3^- の各イオン濃度はイオンクロマトグラフ (LC-VP, SHIMADZU) を用いて定量し、 HCO_3^- 濃度は電位差自動滴定装置 (APB-510-20B, 京都電子工業) を用いた 0.01N 硫酸滴定によって測定された pH 4.8 アルカリ度から換算した。高濃度のサンプルについては適宜希釈を行い、出力値に希釈倍率を乗じることで元の濃度を算出した。陽イオン総量と陰イオン総量とが当量で $\pm 5\%$ 以上異なる場合は再測定を行った。

IV 現地調査結果

1. 湧出量

集中観測期間における塩川の湧出量は $0.130\sim 0.231\text{m}^3/\text{s}$ の範囲で変化し、これまでに報告されている値 (渡部 1995a) とほぼ同じオーダーであった。単純平均値を日量換算すると約 $15,000\text{m}^3/\text{日}$ となり、広域水質調査で対象とした湧水の中で最大の湧出量を誇る金武大川よりもさらに一桁大きい。

湧出量と水位の間には明瞭な関係性が認められ、以下の回帰式 (決定係数 $r^2=0.783$) が得られた。

$$y = 2.022x^{2.863} \quad (1)$$

ここで、 y は湧出量 (m^3/s)、 x は側線上の最大水深部における河床からの水位 (m) である。

実測値および式(1)による計算値の経時変化を、那覇港における潮位変化(気象庁潮汐観測資料: <http://www.data.kishou.go.jp/db/tide/genbo/index.php>)と併せて図3に示す。先行研究で報告されているような潮位に対応した12時間周期の湧出量変動は認められず、より短周期の変動を伴いつつ全体としては減少傾向を示している。特に実測値で不規則な変動が顕著であるが、水位から計算した値では午後9時と午前9時にわずかながらピークらしきものが認められ、変化も滑らかである。以降の解析では、式(1)を用いて水位から算出された値を湧出量観測値として取り扱う。

本部における気象庁アメダスデータによれば、集中観測前日(11月26日)午前8時から翌27日午

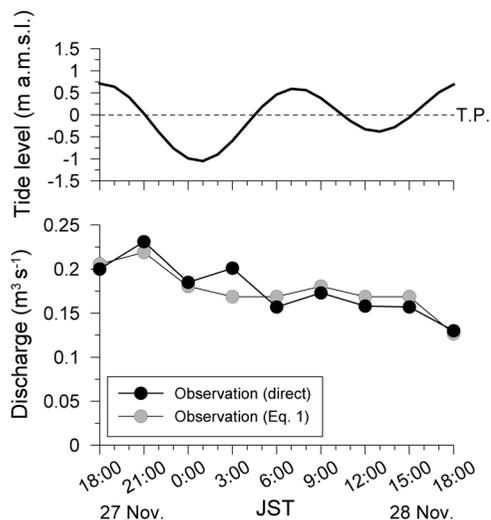


図3 塩川の湧出量および那覇港における潮位の経時変化

Fig. 3 Temporal variations in the discharge rate of the Shioikawa River and tidal level at Naha Port

前2時にかけて総雨量46.5mmの降水が観測されている。雨量規模としては、塩川の流量に顕著な影響を及ぼすとされている200mm/日よりも小さいが、今回の集中観測ではこの降水イベントによる増水後の逡減部分をとらえた可能性がある。なお、渡部(1995b)は3週間程度の観測結果に基づいて目安として200mm/日という値を示したが、その根拠として示された水位変化の図によれば40mm程度の降雨に対してもわずかな応答が認められる。また一般に、カルスト地域で十分に発達した地下水系を有する場合には、降雨に対する流出応答は敏感とされている(井倉1996)。

そこで、観測された湧出量の減少傾向が当該規模の降水によってもたらされ得るかを確認するため、降水のみを入力とするタンクモデルを用いて湧出量変動の再現を試みた。タンクモデルは、流域内の水貯留とそこからの流出を少数のタンクの組合せで表現する集中型水文モデルの一つであり、一般的な河川の流出解析には直列4段のタンクモデルが標準とされている(Sugawara 1995)。タンクの数が多いほど複雑な流量変動を表現することが可能となるが、まずは湧出量変化の程度やタイミング、あるいは流出波形を概観することを目的として図4に示す2段タンクモデルを用いた。その際に問題となるのは初期値、すなわち計算開始時の流域の水分状況をいかに与えるかである。ここでは、まず日降水量データを用いて2012年1月1日から1年分のシミュレーションを行い、その11月1日時点のタンク内水位を初期値として1時間降水量データを入力とする1カ月分のシミュレーションを行った。なお、図中の各パラメータは計算値と観測値との比較により試行錯誤法で求めたもので、日単位でのシミュレーションにおいて最適化された値をもとに、時間単位のシミュレーションで微調節したものである。

タンクモデルによる計算結果と湧出量観測値の比較を図5に示す。細かい変動は再現できないが、前

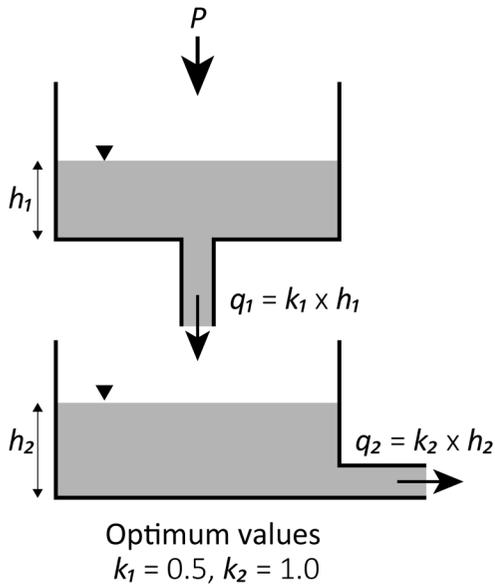


図4 2段タンクモデルの模式図

P は降水量 (mmh^{-1}), h はタンク内の水位 (mm), q は流出量 (mmh^{-1}), k は流出量を制御する比例定数 (h^{-1}) であり, 下付き添え字はタンク番号を表す.

Fig. 4 Schematic illustration of the two-layer tank model

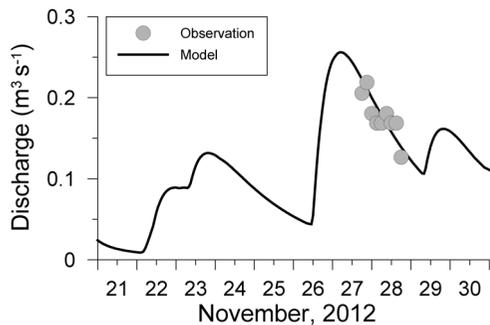


図5 2段タンクモデルによる塩川湧出量計算値と観測値の経時変化

比較にあたって, 塩川の集水面積を $1,200,000\text{m}^2$ とした.

Fig. 5 Temporal variation in observed discharge rate and that simulated by the two-layer tank model

日からの降雨による増水後の逓減傾向は観測値のそれとおおむね合致している. このことは, 湧出量が降雨の影響を強く受けたために潮汐の影響がかき消

されてしまったことを示唆すると同時に, 降雨に対する塩川の応答が比較的単純な流出モデルで再現できる可能性を示している.

2. 水質組成

集中観測期間中に3時間間隔で採取された塩川の水質分析結果を, 塩川近隣の地下水ならびに広域調査によって得られた三つの湧水の分析結果とともに表1に示す. また, ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラムをそれぞれ図6および図7に示す. ここで, 両図における塩川の水質組成はイオン種ごとに9回分の測定結果を平均したものである.

まず, 塩川の電気伝導度が近隣地下水や他の湧水と比較して格段に高いことが見て取れ, その値は7~10倍に達している. また図6から, 塩川の水質組成が海水に近いものの, Ca^{2+} の含有比率がやや大きいことがわかる. これらの点は先行研究による報告とも共通するが, 濃度としては海水を14~15倍に希釈したものに等しく, 4.5倍に希釈したものに相当するという報告(小西ほか1971)とやや異なる. この原因については後述する.

塩川近隣地下水と塩川以外の3湧水の水質組成はおおむね似ており, Ca^{2+} と HCO_3^- に富んでいる. 小西ほか(1971)によれば, 本部半島における古期石灰岩分布域の湧水・地下水の水質組成は琉球石灰岩分布域のそれとよく似ているが, 成分濃度はやや低い傾向がある. 前述の通り, 塩川周辺の地質は古期石灰岩が主体であるが, 近隣地下水の水質組成は Mg^{2+} がやや多い点に特徴があるものの琉球石灰岩地域の水質組成にかなり近く, イオン濃度としても遜色がない. もし採取された地下水が宙水的なものであったとするならば, イオン濃度は実測された値よりかなり低くなるはずである. したがって, 測定値は塩川と水理的に接続された地下水帯の水質を代表していると考えられる.

図7によれば, これらの水はアルカリ土類炭酸塩

表1 一般水質および電気伝導度測定結果
Table 1 Measurement results of major ions and electric conductivity

サンプル	Na ⁺ (mgL ⁻¹)	K ⁺ (mgL ⁻¹)	Mg ²⁺ (mgL ⁻¹)	Ca ²⁺ (mgL ⁻¹)	Cl ⁻ (mgL ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (mgL ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (mgL ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (mgL ⁻¹)	電気伝導度 (μScm ⁻¹)
塩川 (11/27 18:00)	727.9	115.7	88.9	95.3	1395.9	147.1	3.5	162.3	3930
塩川 (11/27 21:00)	723.8	103.6	90.1	104.6	1399.9	147.4	3.5	167.4	3940
塩川 (11/28 0:00)	725.7	111.7	89.2	101.5	1394.0	147.6	3.7	165.8	4050
塩川 (11/28 3:00)	724.1	110.6	90.1	100.4	1395.4	146.8	3.7	166.5	3970
塩川 (11/28 6:00)	727.6	110.2	90.2	98.3	1401.5	150.1	3.9	164.9	3980
塩川 (11/28 9:00)	739.7	111.1	91.7	95.9	1428.2	152.4	3.8	165.0	4060
塩川 (11/28 12:00)	766.7	113.4	93.6	97.7	1463.5	153.9	3.8	169.4	3960
塩川 (11/28 15:00)	772.2	115.0	96.2	102.6	1486.9	157.7	3.8	163.6	3990
塩川 (11/28 18:00)	796.6	118.2	98.7	100.9	1534.8	164.2	3.9	164.7	4280
塩川近隣地下水	25.5	2.6	15.8	91.8	73.7	10.8	1.2	337.8	600
金武大川	36.3	3.5	4.4	92.3	39.6	13.2	12.2	306.7	496
萩道大城湧水群	27.8	4.7	5.9	68.5	41.0	41.6	6.9	186.0	418
寒水川樋川	34.7	6.8	4.8	79.9	45.7	14.8	6.3	268.8	474
海水 (標準)*	10805	301	1288	401	19499	2690	0	122	—
降水 (日本平均)#	1.97	0.18	0.26	0.52	3.82	2.64	0.96	0	—

*Andrews et al. (1997). # 半谷・小倉 (1995).

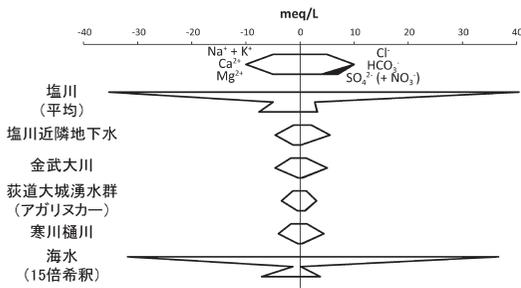


図6 ヘキサダイアグラム
Fig. 6 Hexadiagram

型に分類され、一方、塩川はアルカリ非炭酸塩型に属す。また、海水と近隣地下水の混合線上に塩川がプロットされているように見える。しかしながら、横軸に海水起源を代表する成分としてCl⁻濃度、縦軸に陸水起源を代表とする成分としてHCO₃濃度をとったダイアグラム(図8)では、これら二成分の混合だけで塩川の水質組成を説明することはできず、海水・地下水に加えて降水の混合を考える必要があることを示唆している。

そこで、Cl⁻とHCO₃の二つをトレーサーとした三成分混合モデル(計算式については、たとえば浦

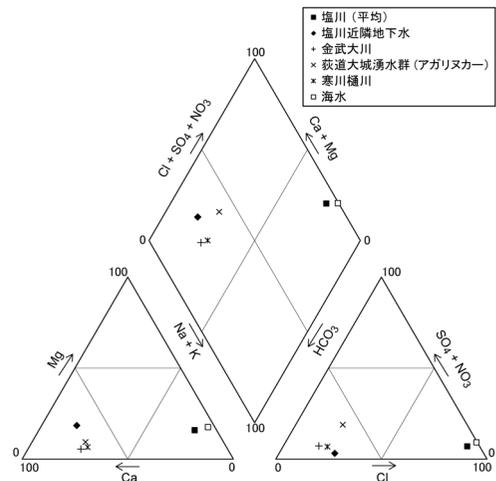


図7 トリリニアダイアグラム
Fig. 7 Trilinear diagram

井・山中(2006)を参照)によってそれぞれの寄与率を求めると、地下水と降水の寄与がともに46.4%で、海水の寄与が7.2%と推定された。Cl⁻の代わりにNa⁺・Mg²⁺・Ca²⁺・SO₄²⁻の各イオンを用いても結果はほぼ同様で、寄与率の平均(±標準偏差)は地下水が46.1%(±1.2)、降水が45.8%(±2.2)、そ

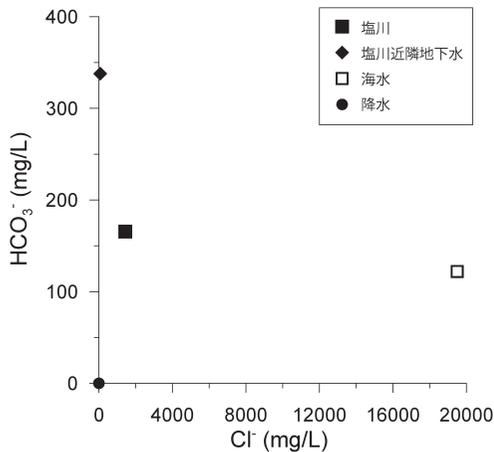


図8 塩川、塩川近隣地下水、標準的な海水および日本の平均的な降水に関する Cl^- 濃度と HCO_3^- 濃度の関係

Fig. 8 Relationship between Cl^- and HCO_3^- concentrations for the Shioikawa River, adjacent groundwater, standard seawater, and standard mean precipitation in Japan

して海水が8.1% (± 3.4)であった。 K^+ を用いた場合は海水の寄与率がやや高めとなる。また、塩川の NO_3^- 濃度は上記三つの端成分のどれよりも高いため、寄与率計算に用いることができない。これは、今回採取した地下水のイオン濃度すべてが必ずしも塩川の集水域全体を反映したものではなく、施肥などの要因による局地的な窒素負荷源が存在することを示唆している。

塩川の水質組成の経時変化に着目すると、 Ca^{2+} と HCO_3^- を除くほとんどのイオンで28日午前6時以降の濃度上昇が確認でき(表1)、降水イベントに伴う増水が収まるにつれて海水寄与率が増加してきていることが示唆される。

V 数理モデルの構築と検証

1. モデル構造と基礎式

前章で述べた現地調査結果から、塩川の湧出量変動がタンクモデルで比較的良好に再現できること、また水質的には地下水・降水・海水の三成分混合を

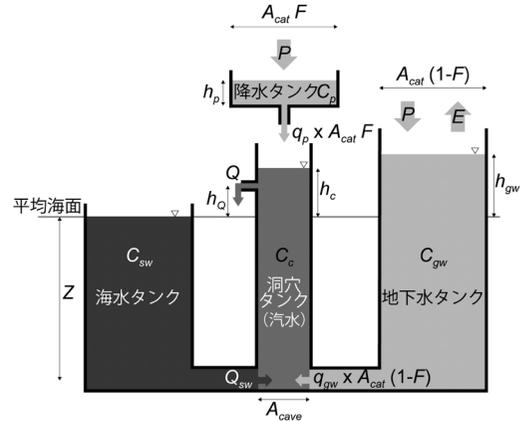


図9 塩川の湧出量・水質を再現する数理モデルの模式図

記号の意味は本文参照。

Fig. 9 Schematic illustration of the numerical model simulating spring discharge and water quality of the Shioikawa River

考える必要があることなどが明らかとされた。これらを踏まえ、また前述の小西ほか(1971)の概念モデルを参考にして、塩川の水量・水質を定量的に再現するための数理モデルを図9のように構築した。

基本的な構造は、図4の2段タンクモデルに加え、さらに二つのタンクを並列に接続したものとなっている。物理的な意味合いとしては、中央のタンク(以下、洞穴タンク)は塩川直下の鉛直的な石灰洞を表し、その上位のタンク(以下、降水タンク)は降水が素早く通過する直接浸透域(具体的にはドリレーネなど吸い込み穴とその集水範囲)とその下部に位置して鉛直洞穴に接続する細い石灰洞(以下、鉛直洞穴と区別するため水路と呼ぶ)を表現する。右側のタンク(以下、地下水タンク)は塩川周囲の帯水層(表土層と亀裂ネットワークを含む石灰岩層)に相当し、直接浸透域以外で涵養された淡水の地下水を含む。左側のタンク(以下、海水タンク)は海洋を表し、その水面位置は実際の海面と一致するものとする。

カルスト地域における2種類の浸透パターン

(Goldscheider and Drew 2007) との対応でいえば、降水タンクは point infiltration に、地下水タンクは diffusive infiltration に、それぞれ対応する。また一般にカルスト帯水層では、水路・亀裂・地層マトリックスを水が流れるが、水路を流れる水の降雨に対する応答がきわめてダイナミックであるのに対し、亀裂および地層マトリックスを流れる水の応答は緩やかである (White 2007)。本モデルにおける降水タンクは前者を、地下水タンクは後者をそれぞれ表現するものと位置づけられる。

洞穴タンクにおける水収支ならびに各溶存イオンの収支は以下のように表される。

$$\frac{dh_c}{dt} A_{cav} = q_p A_{cat} F + q_{gw} A_{cat} (1-F) + Q_{sw} - Q \quad (2)$$

$$\frac{dC_c^j h}{dt} A_{cav} = C_p^j q_p A_{cat} F + C_{gw}^j q_{gw} A_{cat} (1-F) + C_{sw}^j Q_{sw} - C_c^j Q \quad (3)$$

ここで、 h_c は洞穴タンク内の水位 (m)、 t は時間 (h)、 A_{cav} は洞穴の平均水平断面面積 (m^2)、 q_p は単位面積の降水タンクからの流入量 (mh^{-1})、 A_{cat} は塩川集水域 (地下水の流域と直接浸透域の和) の面積 (m^2)、 F は集水域に占める直接浸透域 (= 降水タンクの集水域) の面積割合、 q_{gw} は単位面積の地下水タンクからの流入量 (mh^{-1})、 Q_{sw} は海水タンクからの流入量 (m^3h^{-1})、 Q は塩川の湧出量 (m^3h^{-1})、 C_c^j 、 C_p^j 、 C_{gw}^j および C_{sw}^j はそれぞれ洞穴タンク、降水タンク、地下水タンクおよび海水タンクにおける j 番目のイオン種の濃度 (mgL^{-1}) である。

降水タンクと地下水タンクにおける水収支式はそれぞれ以下のように与えられる。

$$\frac{dh_p}{dt} = P \times 10^{-3} - q_p \quad (4)$$

$$\frac{dh_{gw}}{dt} = (P - E) \times 10^{-3} - q_{gw} \quad (5)$$

ここで、 h_p は単位面積の降水タンク内の水位 (m)、 P は各タンクの集水域における単位面積当たり降

水量 (mmh^{-1})、 h_{gw} は平均海面を基準とした単位面積の地下水タンク内の水位 (m)、 E は地下水タンクの集水域における単位面積当たり蒸発散量 (mmh^{-1}) である。海水タンクの水位は、降水量や洞穴タンクへの流出量には左右されず、潮汐によってのみ変動すると仮定する。

降水タンク・地下水タンク・海水タンクから洞穴タンクへの流入量はそれぞれ次式で与えられる。

$$q_p = k_p h_p \quad (6)$$

$$q_{gw} = k_{gw} \left\{ h_{gw} + Z - \frac{\rho_{cw}}{\rho_w} (h_c + Z) \right\} \quad (7)$$

$$Q_{sw} = k_{sw} \left\{ \frac{\rho_{sw}}{\rho_w} (h_{sw} + Z) - \frac{\rho_{cw}}{\rho_w} (h_c + Z) \right\} \quad (8)$$

ここで、 $k_p \cdot k_{gw} \cdot k_{sw}$ は各タンクからの流入量を制御する比例係数 (単位はすべて m^2h^{-1})、 Z は平均海面から洞穴タンク底部側面流出孔までの深さ、 ρ_{cw} および ρ_{sw} はそれぞれ洞穴水と海水の密度 (kgm^{-3}) であり、 $\rho_w (=1000kgm^{-3})$ は淡水の密度である。また、 h_{sw} は海水タンク内の水位を平均海面からの偏差 (m) として表したもので、現実の潮位変動量に相当する。式(7)と(8)では、地下水タンク・海水タンクと洞穴タンクの間のポテンシャル差にそれぞれ比例して水が流れると仮定している。各タンクの底部における水理ポテンシャル差は圧力ポテンシャルの差であり、圧力ポテンシャルはタンク内の水深 ($h_c + Z$ および $h_{sw} + Z$) と比重で決まる。

海水の密度は温度 (T ; $^{\circ}C$) および実用塩分 (S) の関数として次式で求められる (UNESCO 1981)。

$$\rho_{sw} = \rho_{pw} + (b_0 - b_1 T + b_2 T^2 + b_3 T^3 + b_4 T^4) S + (c_0 + c_1 T + c_2 T^2) S^{3/2} + d_0 S^2 \quad (9)$$

ここで、 $b_0 = 8.24493 \times 10^{-1}$ 、 $b_1 = -4.0899 \times 10^{-3}$ 、 $b_2 = 7.6438 \times 10^{-5}$ 、 $b_3 = -8.2467 \times 10^{-7}$ 、 $b_4 = 5.3875 \times 10^{-9}$ 、 $c_0 = -5.72466 \times 10^{-3}$ 、 $c_1 = 1.0227 \times 10^{-4}$ 、 $c_2 = -1.6546 \times 10^{-6}$ 、および $d_0 = 4.8314 \times 10^{-4}$ である。

純水の密度 (ρ_{pw}) は次式で得られる (IUPAC 1976).

$$\begin{aligned} \rho_{pw} = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2} T \\ & - 9.095290 \times 10^{-3} T^2 + 1.001685 \times 10^{-4} T^3 \\ & - 1.120083 \times 10^{-6} T^4 + 6.536332 \times 10^{-9} T^5 \quad (10) \end{aligned}$$

標準的な海水の実用塩分として $S=35.1$ とすれば $\rho_{sw}=1024$ (kgm^{-3}) となり、本研究ではこれを一定として与えた。時間変化する ρ_{cw} は洞穴水の実用塩分 (S_{cw}) を式(9)に代入することで得られる。一般水質8項目以外の成分は重量濃度としてごくわずかであると考えられるため、本研究ではこれら以外の成分の影響を除外して、次式により S_{cw} を算出した。

$$S_{cw} = \sum_{j=1}^8 C_c^j \times 10^3 \quad (11)$$

洞穴タンクからの流出量 Q は次式で与えられる。

$$Q = k_Q \rho_{cw} (h_c - h_Q) \quad (12)$$

ここで、 k_Q は塩川湧出量を制御する比例係数 ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$) であり、 h_Q は平均海面を基準とした湧出孔の高さ (m) である。

2. 入力データとパラメータ設定

IVの1に示した2段タンクモデルの場合と同様に、まず日単位のデータを用いて2012年1月1日から1年分のシミュレーションを行った後、11月1日時点の出力値を初期値として1時間単位のデータを用いた1カ月分のシミュレーションを行った。

降水量 (P) は本部における気象庁 AMeDAS 観測値、潮位 (h_{sw}) は那覇における気象庁潮汐観測資料を用いた。流域蒸発散量 (E) については厳密な推定が困難であるため、ここでは近藤 (1994) によって推定された那覇における森林からの月平均蒸発散量を1月1日午前0時からの通算時間の関数として近似した式を用いて1時間蒸発散量を算出した。海

水・降水・地下水の各タンク内の水質組成は時間的に一定と仮定し、表1に示した標準的な海水・降水の値ならびに近隣地下水の値をそれぞれ与えた。洞穴タンクの湧出孔の高さ (h_Q) は、塩川湧出口下限の海拔高度を参考に1.3mとした。

本モデルで用いられるパラメータのうち、 $A_{cav} \cdot A_{cat} \cdot F \cdot k_p \cdot k_{gw} \cdot k_{sw} \cdot k_Q \cdot Z$ の八つのパラメータに関しては参考とすべき事前情報がない。そこで、次の手順でパラメータの最適化を行った。まず、計算値と実測値の比較により、良好な結果を与えるパラメータセットを手動による試行錯誤法で求める。次に、そのパラメータ数値を基準として $\pm 10\%$ の範囲で新たな試行数値をランダムに変化させ、より良い結果が得られた場合はその数値を基準として再度同じ計算を繰り返し、それ以外の場合は元の数値を基準にしてやはり同じ計算を繰り返す。このような繰り返し計算を10万回繰り返し、最も良い結果を与えたものを最適値とした。なお、今回の計算では最適値は5万回ほどで得られ、後半の5万回ではそれ以上の結果は得られなかった。また、念のため10万回の繰り返し計算を複数回行ったところ、さらに良い結果はなかなか得られない、あるいは得られたとしてもその差は微々たるものであった。

計算結果の良否、すなわちモデルパフォーマンスを評価する指標としてはさまざまなものがあるが、本研究では次式で定義されるRSR (root mean square error—observation standard deviation ratio; Moriasi et al. 2007) を用いた。

$$V_{RSR} = \frac{V_{RMSE}}{V_{SD}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{mean})^2}} \quad (13)$$

ここで、 V_{RSR} 、 V_{RMSE} および V_{SD} は、RSR、二乗平均平方根誤差および観測値の標準偏差の数値をそれぞれ表す。また、 Y^{obs} は観測値、 Y^{sim} はモデルによる計算値、 Y^{mean} は観測値の平均、下付き添え

字 i は i 番目の数値であることを示し、 n はデータ数である。RSR は完璧なモデルで 0 となり、数値が大きいほどパフォーマンスが低いことを意味する。降雨流出モデルの誤差評価指標として一般によく用いられる Nash-Sutcliffe efficiency (NSE; Nash and Sutcliffe 1970) は、1 から RSR の二乗を差し引いたものに等しい。本研究では、つねに正の値を取る (すなわち、対数軸を用いてグラフ化できる) メリットを優先して RSR を用いた。

本モデルでは、湧出量のほかに八つの溶存イオン濃度を計算しているため、これらに対応した九つの RSR を計算できる。しかしながら、実測された水質変動は変動幅が小さく、かつ多くのイオン種で相関が高い。そこで、変動の独立性に鑑み、湧出量・ Cl^- ・ HCO_3^- に関する三つの RSR の重みづけ平均 (以下、統合 RSR) をモデル評価指標とした。重みづけ係数は、湧出量が 0.5 で、 Cl^- と HCO_3^- をそれぞれ 0.25 とした。

3. 実測値との比較

湧出量の計算結果を実測値とともに図 10 (最上段) に示す。計算結果は潮位変化を考慮した場合と考慮しない場合の 2 通りを示す。図より、どちらの計算結果も湧出量の絶対量ならびに減少トレンドを再現できていることがわかる。加えて、潮位変動を考慮した計算結果から、一見ノイズに見える短周期の変動が、実は潮位変動に対応したものであることが明らかである。

次に、溶存イオン濃度の計算結果 (潮位変動を考慮した場合のみ; 図 10) を見てみると、 Cl^- ・ HCO_3^- だけでなく、 Na^+ ・ Mg^{2+} ・ NO_3^- の再現性も比較的高い。しかしながら、 K^+ ・ Ca^{2+} は濃度が過小評価される傾向があり、 SO_4^{2-} は逆に過大評価されている。これらについては、日単位シミュレーションの結果を 1 時間単位シミュレーションの初期値として用いている点や地下水タンク内の水質を時間的に一

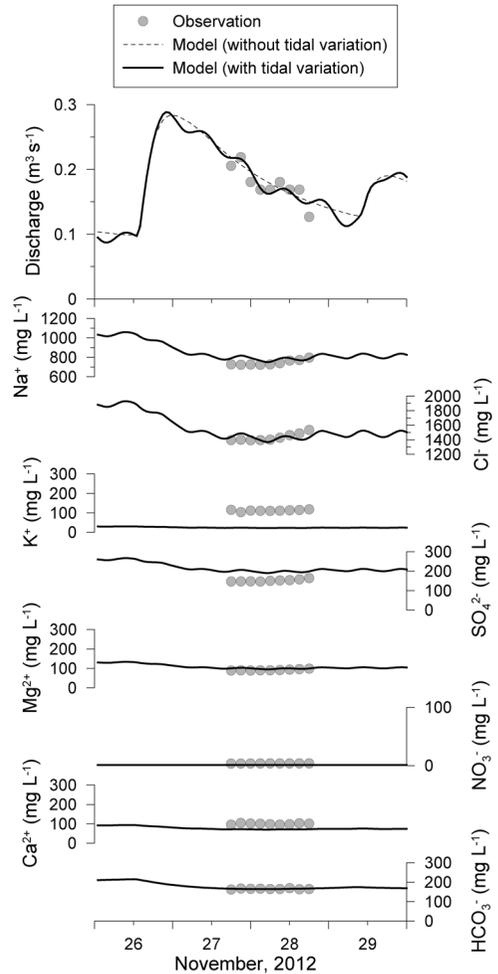


図10 数値モデルによる湧出量および溶存イオン濃度の計算結果と観測値の比較

Fig. 10 Comparison between observed and simulated results of the discharge rate and dissolved ion concentrations

定と仮定している点、あるいは前述のように実測された近隣地下水水質の空間的代表性などに問題があると考えられる。とはいえ、全体的な水質の再現性はかなり高い。このことは、洞穴で混合される前の降水・地下水・海水成分の水質が比較的安定しており、かつ地下洞穴内での化学変化の影響が小さく、また滞留時間が比較的短い (洞穴タンク容積と平均湧出量から概算した平均入れ替え時間は 200 日程

度)ことを示唆している。

モデルで再現された塩川の溶存イオン濃度は、降雨による希釈で低下し、その後徐々に回復していく傾向を示している。しかし、1時間単位で行った1カ月間のシミュレーション結果によれば、 Cl^- 濃度の最高値は約3,000mg/Lであり、1日単位で行った1年間のシミュレーションでも3,500mg/L程度にとどまった(図は割愛)。これは、従来報告されている値(4,200~5,000mg/L; 小西ほか 1971)よりも依然として低い。つまり、本研究による塩川水質測定値(海水濃度の1/14~1/15)と既存報告(同じく1/4~1/5)の相違に降雨状況が影響していることは確かであるが、これを考慮したとしても、現在の塩川の塩分は過去よりも少なくなっている可能性が強い。この点についてはVIの2で考察する。

ところで、最適パラメータセットを用いた場合の統合RSRは0.862であり、値そのものとしてはやや大きいが、これは実測された溶存イオン濃度の標準偏差が小さすぎるためである。湧出量のみに関するRSRは0.501(NSE=0.749)で、Moriyas et al. (2007)の推奨する判定基準(RSR \leq 0.7, NSE \geq 0.5)から見て実用十分なレベルにあるといえる。

4. 水フラックスの変動特性

各タンクから塩川直下の洞穴タンクに向かう水フラックスの経時変動を図11に示す。降水タンクからの流入量は個々の降雨イベントに対応して大きく変化する。しかし、数日あるいは長くとも1週間程度しか持続せず、素早い流出を示唆する。このことは、ドリーネや水路を經由しつつも降水の水質組成を保存しているという本モデルの妥当性を補強する。

一方、降水タンクからの流入と比較して、地下水タンクからの流入は安定しており経時変動の振幅が小さいが、量的には降水タンクからの平均流入量に匹敵する。

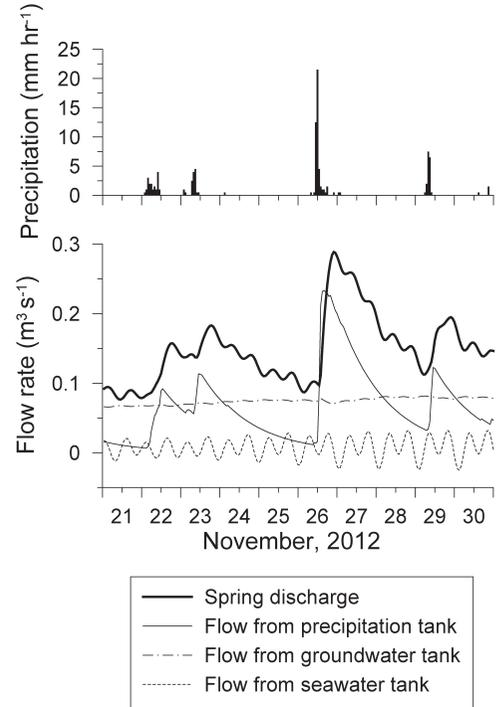


図11 数値モデルによる計算結果と降水量実測値
Fig. 11 Simulation results of spring discharge, flow from the precipitation tank, flow from the groundwater tank, and flow from the seawater tank, with observed precipitation

海水タンクからの流入には潮位変動に応じた12時間周期の変動が明瞭に表れており、干潮時には負のフラックス、すなわち洞穴タンクから海水タンクへの流出が認められる。正味での流入フラックスは他の二つのタンクからの流入と比較して小さいが、塩川湧出量の変動波形に及ぼす影響は大きい。

VI 考 察

1. モデルパラメータの不確定性

10万回の試行計算における各パラメータ数値とRSRの関係を図12に示す(ただし、RSR $>$ 1となるケースは除外)。八つのパラメータのうち、 Z や F あるいは A_{cat} については最適値に向かってRSRが減

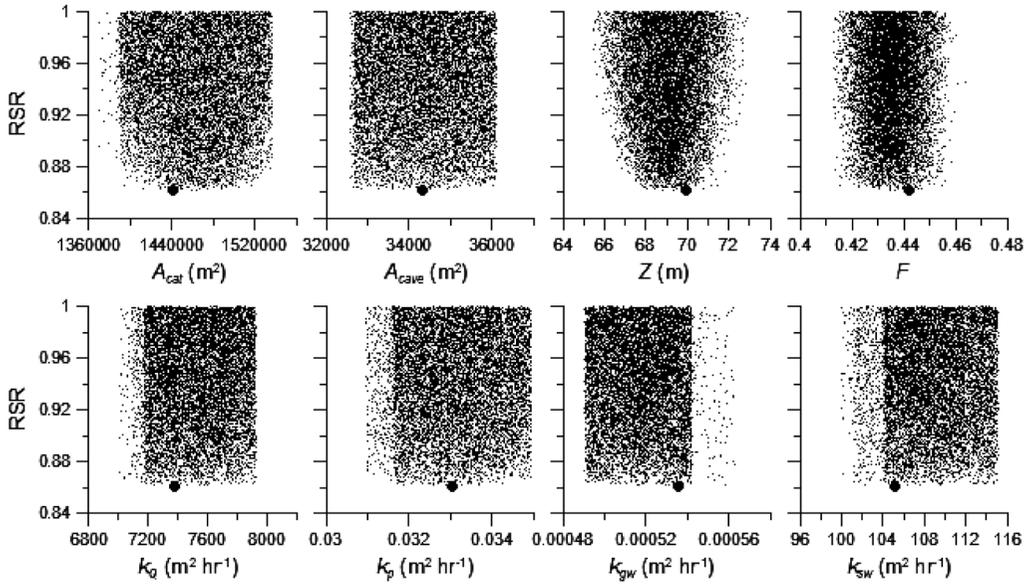


図12 10万回の試行計算における各モデルパラメータ数値とRSRの関係
ただし、RSR>1となるケースは除外。最適値を黒丸で示す。

Fig. 12 Relationship of RSR with each model parameter value for 100,000 trials

少していく傾向が認められ、得られた最適値の不確か性は比較的低いと考えられる。しかしながら、他のパラメータに関しては数値の微小な変化に対してRSRはあまり敏感ではなく、観測データに含まれる誤差を考慮すれば、たとえば±10%程度のオーダーで最適値が変化する可能性はある。また、異なる期間の観測データを用いた場合にも最適値は少なからず変化するはずである。今後、本モデルの信頼性をさらに高めていく上で、より長期間の観測データが必要であることは言うまでもない。

2. 塩川の湧出機構

きわめて限定的な1日だけの集中観測データによる検証ではあるが、前章で示した数理モデルは塩川の湧出量と水質およびそれらの変動を定量的によく再現している。また、当該日の初期値として実測値を用いたわけではなく、1年間あるいは1カ月間のシミュレーションの結果として観測日における湧出

量・水質を再現できていることから、その有効性は少なくとも1週間あるいはそれ以上の時間スケールに及ぶと考えられる。このモデルは、小西ほか(1971)による定性的な概念モデルに近いものであるが、ドリネなど直接浸透域からの降雨流出水の寄与と周囲の表土層内・石灰岩亀裂内地下水の寄与とを分離している点が異なる。本研究で提案した数理モデルの物理イメージを鉛直2次元断面で書き表すと図13のようである。

前節で述べたように、最適化されたモデルパラメータの各数値には若干の不確か性が残されているが、大幅に変更される可能性は少ないと考えられる。そこで改めて各数値を見てみると、塩川の集水域の面積 (A_{cat}) はおよそ 1.5km^2 (初期値は図5と同じ 1.2km^2 に設定したが最適化によってこの値に修正された) で、直接浸透域の割合 (F) は44%程度 (すなわちおおむね800m四方) であることが示唆される。IIで述べたように、塩川の東側800m程

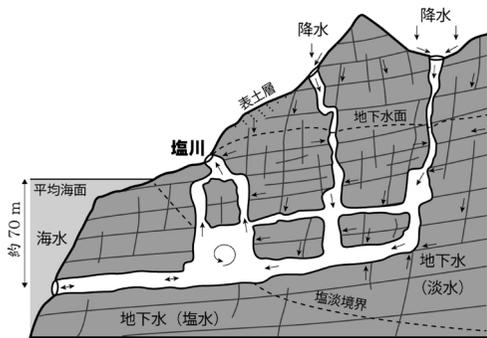


図13 塩川の湧出メカニズム
図9に示された数値モデルの物理イメージ。

Fig. 13 Mechanisms of spring discharge of the Shioikawa River as a physical image of the numerical model shown in Fig. 9

度の範囲内に古期石灰岩から成る山体があり、その上部の採掘場では石灰岩が地表に露出している。そのような場所にはドリーネやより小規模な吸い込み穴が数多く存在し得る。これが直接浸透域（すなわち数値モデルにおける降水タンク）に相当し、パイプ状の水路で塩川直下の鉛直洞穴に接続しているものと推察される。モデル計算では、降水タンクからの流出成分は水量の変動が大きく、降雨に対する応答も早い（図11）。加えて、溶存イオン濃度はきわめて低い。このような選択的流動経路を通る水の滞留時間は短く、地下川のような様相を呈していると思われる。

一方、塩川東側の山麓部は、塩川湧出点近傍から北東にかけて針葉樹林および畑地となっており、表土層やその下位にある石灰岩の亀裂を介して塩川直下の鉛直洞穴、あるいはそれとドリーネを結ぶ水路に地下水を供給していると推察される。モデル計算では、地下水タンク内の水位は海拔2m前後であり、洞穴タンクとの水位差が比較的小さい。また、帯水層の巨視的透水性に関連するパラメータ k_{gw} は、直接浸透域につながる水路の透水性を表す k_p よりも2オーダー小さい。このため、直接浸透域からの流出成分と比較して地下水成分は滞留時間が長くなり、

溶存イオン濃度が高く変動性が小さいという現実に矛盾しない。

国土地理院発行の旧版地形図「名護」（1973（昭和48）年測量、1975（昭和50）年修正測量）によれば、塩川が天然記念物に指定された当時、採掘場は現在の1/4以下の範囲に限定されていた。採掘場のすべてが塩川の集水域に含まれるわけではないと思われるが、その後の採掘場の拡大とともに直接浸透域が広がったとすれば、海水の希釈が強まることになり、今回観測された塩川の溶存イオン濃度が既存の報告ほど高くないことを説明できる。また小西ほか（1971）は、塩川の湧出量の変化はきわめて少なく、降雨後10日後ごろでも降雨直後の湧出量の85～90%を維持すると報告しているが、図10や図11に示された湧出量（実測値・計算値）の変化はかなり大きい。すなわち、塩川の塩分低下や湧出量変化の増大が、集水域内の土地改変によって生じた可能性が唆される。しかしながら、前述した通り本モデルの信頼性はより長期の観測データで検証される必要がある、このような推測に関しても今後慎重な検討が求められる。

なお、IIIの1で述べた通り、塩川の湧出口は2カ所あり、南側の湧出量も北側と同程度と考えれば、塩川の集水域は前述の値（1.5km²）の2倍程度となるが、それ以外のモデルパラメータに大きな変更はない。

次に、海水の侵入経路について考察する。最適化されたパラメータ数値では、塩川直下の鉛直洞穴の深さ（ Z ）は約70mと推定される。この数値は、より厳密に言えば塩川直下の鉛直洞穴と海をつなぐ水路が位置する深さである。この水路が、海退時に地下川による溶食で形成・拡大された水平の石灰洞であると考えれば、水深70mの海底にその開口部が存在するはずである。図1に示された海底等深線図によれば、塩川湧出点から70mの等深線までは最短距離で1km程度ある。ただし、塩川直下の鉛

直洞穴が浅海部にも存在し、それが地下70mの水路に接続している可能性もある。いずれにせよモデル計算では、大雨後の干潮時に洞穴タンクから海水タンクに逆流する傾向(図11)が認められるので、実際に海底で汽水が湧き出すこともあり得るだろう。今後、以上のような可能性を想定しつつ、塩川近海において水路開口部を発見できたならば、塩川湧出メカニズムの全容解明に大きく貢献するだろう。

続いて、塩川直下の鉛直洞穴の大きさについて考察する。モデル計算上の最適値として、この洞穴の水平断面積(A_{cav})はおおよそ $34,000\text{m}^2$ (180m四方)と推定された。単一の洞穴としては、この値は大きすぎるように思われる。前述したように、 A_{cav} の変化に対してRSRはあまり敏感ではないので、検証に用いる観測データが拡充された場合、この値は下方修正されるかもしれない。しかしながら、複数の鉛直洞穴が互いに連結し、その合計断面積としてとらえれば全くあり得ない値ではない。たとえば、沖縄県宮古地方にある「下地島の通り池」(国指定天然記念物)は、直径55m・水深40mの池と直径75m・水深50mの池とが地下で互いにつながっており、海側の池はさらに地下の水平洞穴で海ともつながっている。前述のように塩川の湧出口は2カ所あり、これらが下地島の通り池と同様に地下深部でつながっているのか、あるいは地表付近で分岐しているのかは不明だが、鉛直洞穴が複数存在し、それらが互いに連結していることの蓋然性は高いと考える。

なお、図13では従来モデル(図2)で想定されていた汽水域の想定を排除してある。その理由は、石灰岩の亀裂中で海水と淡水が広範囲で混合することは考えにくく、鉛直洞穴内部での混合だけでも塩川の塩分を再現できることが数理モデルで確認されたためである。厳密に言えば、図13で示された塩淡境界も潮汐の影響で若干の幅をもつはずであるが、本質的に重要ではないため簡略化している。

3. 塩水湧出の必要条件

前節で示した湧出機構をまとめると、山上に露出するドリーネや小規模な吸い込み穴から水路を經由して素早く流入する降水、表土層や石灰岩の亀裂に含まれゆっくりと流入する地下水、ならびに海底に開口部をもつ水路を經由して流入する海水の三つが、地下の鉛直洞穴内で混合して湧き出したものが塩川であるといえる。鉛直洞穴に接続する陸側水路では直接浸透域に与えられた降水と石灰岩の亀裂から浸み出した地下水(鉛直洞穴に直接浸み出すものもある)とが混合しており、その水面は石灰岩亀裂中に存在する地下水面よりやや低い位置にあり、降雨後にはその量に応じて上昇(その後下降)することになるだろう。一方、鉛直洞穴と海をつなぐ水路では、鉛直洞穴内の塩分状態と潮汐に応じて海水と鉛直洞穴内の汽水が往来する。

ここで、もし鉛直洞穴と海をつなぐ水路がより浅い位置にあったとするならば、密度差を考慮したとしても海水の水理ポテンシャルは塩川湧出点の汽水の水理ポテンシャルを上回ることはできず、湧出することはない。また、塩川の湧出口がより高い位置にあった場合も同様である。すなわち、陸地で塩水が湧き出すための第一の条件は、小西ほか(1971)が予想した通り、湧出口の高さに対して洞穴―海底接続水路が十分な深さに位置する点であるといえる。

しかし、それだけでは海面より高い位置に塩水(淡水で希釈された海水)を押し上げることはできても、恒常的な湧出を維持することはできない。すなわち、塩水が継続的に湧き出すためには陸地からの淡水供給が必須である。このとき、淡水が鉛直洞穴の上部から注ぎ込まれたならば、密度成層が生じて塩水は湧き出しにくくなる。換言すれば、淡水が鉛直洞穴下部(海底との接続水路と同深度もしくはそれ以深)あるいは全体に供給されることが第二の条件として重要である。

さらに、淡水供給、特に持続的に供給される地下水が多すぎても海水の侵入が妨げられ、塩水湧出は持続しない。すなわち、湧出口と周囲の地下水面の高度差（厳密にはポテンシャル勾配）で決まる淡水の供給量が海水の侵入を許容する程度であるという点が第三の条件として必要である。

こうした三つの条件が天然状態ですべて満たされる可能性はかなり低いと考えられ、世界的にも他に類例が一つしかないという事実はそのことを物語っているといえるだろう。

VII 結 論

沖縄県の天然記念物・塩川を対象として、湧出量と水質の短期変動に焦点を当てた集中観測を実施した。観測結果の解析から、観測期間中の湧出量の減少傾向が降雨による増水後の逡減部分をとらえたものであり、比較的単純なタンクモデルにより再現可能であること、ならびに塩川の水質が降水・地下水・海水の三成分混合によって説明可能であることが示された。以上の知見と小西ほか（1971）による概念モデルを踏まえて、洞穴タンク・降水タンク・地下水タンク・海水タンクから成る密度流を考慮したタンクモデルを構築した。これによる計算結果と集中観測結果とを比較したところ、湧出量・一般水質ともに良い一致が認められた。特に湧出量の変動に関しては潮汐の影響を加味することで、一見ノイズに見える短周期の変動をも良好に再現することができた。

したがって、塩川は降水・地下水・海水が地下洞穴内で混合し、湧出したものといえる。このときの駆動力は、海水と洞穴内の汽水との密度差、ならびに湧出口と地下水面の高度差である。ただし、湧出口の高さに対して洞穴―海底接続水路が十分な深さになかったり、降水・地下水が洞穴上部のみに供給されたり、あるいは周囲の地下水面が高く淡水供給が多すぎたりすれば、塩水は湧出できない。数理モ

デルによる観測値の再現性の高さは、その物理的合理性や用いたパラメータ数値の妥当性を支持すると同時に、上記の湧出機構を定量的に証明するものである。

しかしながら、本研究で用いた検証データは短い期間に限られており、必ずしも十分とは言いがたい。今後より長い期間の観測データを用いてモデルの信頼性を向上させることで、地下洞穴の大きさや形状、さらには水質の経年変化の原因を追究する必要がある。

天然記念物を対象とした調査を実施するにあたり、本部町教育委員会の崎原 誠氏にはさまざまな便宜を困っていただいた。また、現地調査は2012年度水文科学野外実験 A（筑波大学生命環境学群地球学類）の一環として実施された。ティーチングアシスタントの加納正也・牧野裕紀・上野昂幹の各氏（筑波大学大学院生命環境科学研究科）ならびに参加された学生諸氏には、深夜の観測作業などに協力をいただいた。一般水質分析にあたっては馬 文超氏（筑波大学大学院生命環境科学研究科）の協力を得た。ここに記し、お礼申し上げる。

（投稿 2014年7月18日）

（受理 2015年1月10日）

文 献

- 井倉洋二 1996. カルスト地域の水文地形. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編『水文地形学——山地の水循環と地形変化の相互作用』217-225. 古今書院.
- 川満一史 1991. 名水を訪ねて (15) 沖縄県玉城・金武の湧水群. 地下水学会誌 33: 195-200.
- 木崎甲子郎 1985. 『琉球弧の地質誌』沖縄タイムス社.
- 小西泰次郎・木野義人・野間泰二・岸 和男・茅山芳夫・池田喜代治 1971. 沖縄の水資源——3. 沖縄本島北部地区の地下水. 地質ニュース 206: 1-19.
- 近藤純正 1994. 『水環境の気象学——地表面の水収支・熱収支』朝倉書店.
- 下地邦輝・島野安雄 2004. 名水を訪ねて (66) 沖縄・首里城とその周辺の名水. 地下水学会誌 46: 227-238.
- 日本地誌研究所編 1975. 『日本地誌第21巻 大分県・宮崎県・鹿児島県・沖縄県』二宮書店.
- 日本地質学会編 2010. 『日本地方地質誌8 九州・沖縄地方』朝倉書店.
- 半谷高久・小倉紀雄 1995. 『水質調査法 (第3版)』丸善.

- 山中 勤 2011. 水文. 上野健一・久田健一郎編『地球学調査・解析の基礎』23-38. 古今書院.
- 涌井久司・山中 勤 2006. 安定同位体組成からみた那須扇状地扇央部における地下水涵養源とその地域性. 地下水学会誌 48: 263-277.
- 渡部景隆 1995a. 塩川. 加藤陸奥雄・渡部景隆・畑 正憲・沼田 眞編『日本の天然記念物』920. 講談社.
- 渡部景隆 1995b. 塩川の不思議. 加藤陸奥雄・渡部景隆・畑 正憲・沼田 眞編『日本の天然記念物』921. 講談社.
- Andrews, J. E., Brimblecombe, P., Jickells, T. D. and Liss, P. S. 1997. *An introduction to environmental chemistry*. New York: John Wiley & Sons.
- Goldscheider, N. and Drew, D. eds. 2007. *Methods in karst hydrogeology*. London: Taylor & Francis.
- IUPAC 1976. Recommended reference materials for realization of physicochemical properties: Density. *Pure and Applied Chemistry* 45: 1-9.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D. and Veith, T. L. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* 50(3): 885-900.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models: A discussion of principles. *Journal of Hydrology (Amsterdam)* 10(3): 282-290.
- Sugawara, M. 1995. Tank model. In *Computer models of watershed hydrology*, ed. V. P. Singh, 165-214. Colorado: Water Resources Publications.
- UNESCO 1981. *Tenth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards*. UNESCO Technical Papers in Marine Science 36. Paris: United Nations Educational Science and Cultural Organization.
- White, W. B. 2007. A brief history of karst hydrogeology: Contributions of the NSS. *Journal of Caves and Karst Studies* 69: 13-26.

**Mechanisms of Spring Discharge at the Headwater of the Shiokawa River:
Quantitative Verification by Short-Term Intensive Observation and a Numerical Model**

YAMANAKA Tsutomu (Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

The Shiokawa River in Okinawa prefecture, a natural monument designated by Japanese government in 1972, is unique from a hydrological viewpoint since the spring at its headwater contains a large amount of salt. To understand quantitatively the mechanisms of the spring discharge of salt water, intensive observations of the discharge rate and water quality were performed, focusing on their short-term variations. Based on the results, a numerical model of spring discharge was constructed: it is the so-called tank model composed of four tanks (i.e., precipitation, groundwater, seawater, and cave tanks) and capable of reflecting density-driven flow. Simulation results of the discharge rate and concentration of major ions dissolved in the spring water were consistent with observed ones. Diurnal variation in the discharge rate was also well reproduced by involving tidal effects. These results confirmed quantitatively the mechanism by which precipitation (on direct infiltration areas), groundwater (within matrix/fractures), and seawater mix within an underground cave(s) to form spring water that flows to the ground surface from the cave(s) due to the driving forces of 1) the density difference between seawater and saline cave water and 2) the difference in elevation between the discharge point and water table of the surrounding area. However, further improvements of the model with long-term observational data are needed, since there are still some uncertainties concerning the size and architecture of the cave(s) and interannual change in spring water quality.

Key words: Shiokawa River, spring water, spring discharge, water quality, intensive observation, numerical model