

2001 年の有明海における水質の動態解明

鯉 渕 幸 生*・佐々木 淳**・磯 部 雅 彦***

有明海では 1980 年頃から赤潮の発生が認められるようになり, 近年では発生時期および範囲が拡大し, 2000 年の海苔不作は赤潮が原因と言われる等, 深刻な問題となりつつある。最近の観測では, これまで見られなかった底層の貧酸素化が認められ, 二枚貝をはじめとする底生生物への影響が懸念されている。しかし連続観測の不足から赤潮発生の条件や貧酸素水塊の形成に至る過程が明らかにされていないため, 有明海における富栄養現象の実体には不明な点が多い。そこで本研究では多項目水質の長期連続観測を実施し, 2001 年に発生した赤潮や貧酸素化の過程を把握した。さらに数値シミュレーションにより風に対応した貧酸素水塊の動態など一連の水質動態を明らかにした。

1. はじめに

有明海では, 国内でも最大の潮位差と浮泥による浄化作用により大規模な赤潮発生は見られなかった。しかし, 1980 年の調査データには既に赤潮が認められており, 年を追うにしたがって赤潮発生の頻度が増すとともに, 発生海域が湾奥の福岡や佐賀から湾口方向の長崎, 熊本へ広がっている。ひとたび赤潮が発生すると, 大量に増殖した植物プランクトンが海底に沈降し, それが分解される際に酸素が消費されることによって, 海底付近が貧酸素化しやすい。貧酸素状態が起これば, 底生生物等のへい死を招きそれらが有した水質浄化機能が失われるため, さらに水質悪化が加速されることになる。したがって, 有明海における水環境を論じる上で, 赤潮の発生や貧酸素水塊の形成は重要な要素である。

有明海において貧酸素水塊の形成が指摘され始めたのは比較的最近であり, 1999 年 6 月諫早湾湾口において底層酸素飽和度 30%が観測され(佐藤ら, 2001), 2001 年 8 月に村上ら(2001)が行った観測において, 有明海湾奥部西岸の太良沖や諫早湾湾口付近で貧酸素水塊の形成が認められ, 有明海において貧酸素水塊が形成されていることは明確になった。しかしこれまでの観測は数日間という短期間に限られており, その形成過程を他の水質指標とともに連続観測していないため, 水質の変動過程には不明な点が多い。そこで本研究では多項目水質の長期連続観測および数値シミュレーションにより, 有明海における赤潮発生機構や貧酸素化など一連の水質動態を明らかにすることを目的とする。

2. 観測方法

観測は図-1 に示す諫早湾沖に設置された観測櫓 B6 にて, 2001 年 7 月より実施し現在も継続中である。この

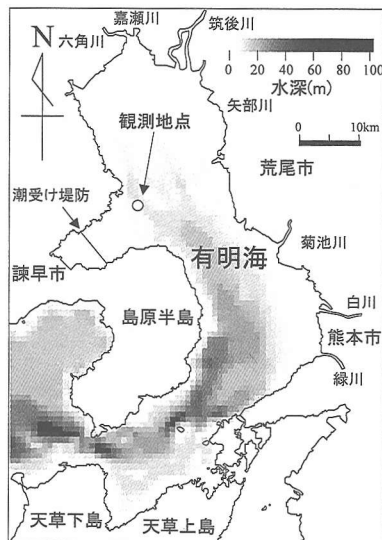


図-1 現地観測地点

地点の平均水深は 17 m で, 有明海西側に沿った海底谷の中にある。測定には自記式の水質計を使用し, 海底から櫓に立ち上げたワイヤーにセンサーを固定する方法で海底上 0.5 m, 5 m, 10 m において, また浮体を用いて水面下 0.5 m の深度で測定を行った。測定項目はこれら 4 深度での水温・塩分に加え, 海底上 0.5 m では溶存酸素濃度, 海面下 0.5 m では溶存酸素濃度, クロロフィル *a* 濃度, 濁度であり, 10 分間隔で計測を行った。

さらに同地点においては九州農政局諫早干拓事務所が 1 週間間隔で水質観測を行っており, 植物プランクトン細胞数, 栄養塩濃度, 濁度の鉛直分布がえられている。

3. 現地観測結果

3.1 植物プランクトンの変動

(1) 夏季の赤潮発生の概要

図-2 に 2001 年 7 月 3 日から 11 月 30 日までの佐賀気象台における風速ベクトル, 日射量および長崎県諫早

* 正 会 員 工博 東京電機大学助手 理工学部建設環境工学科

** 正 会 員 工博 横浜国立大学助教 大学院工学研究院システム創生部門

*** フェロー 工博 東京大学教授 大学院新領域創成科学研究科環境工学専攻

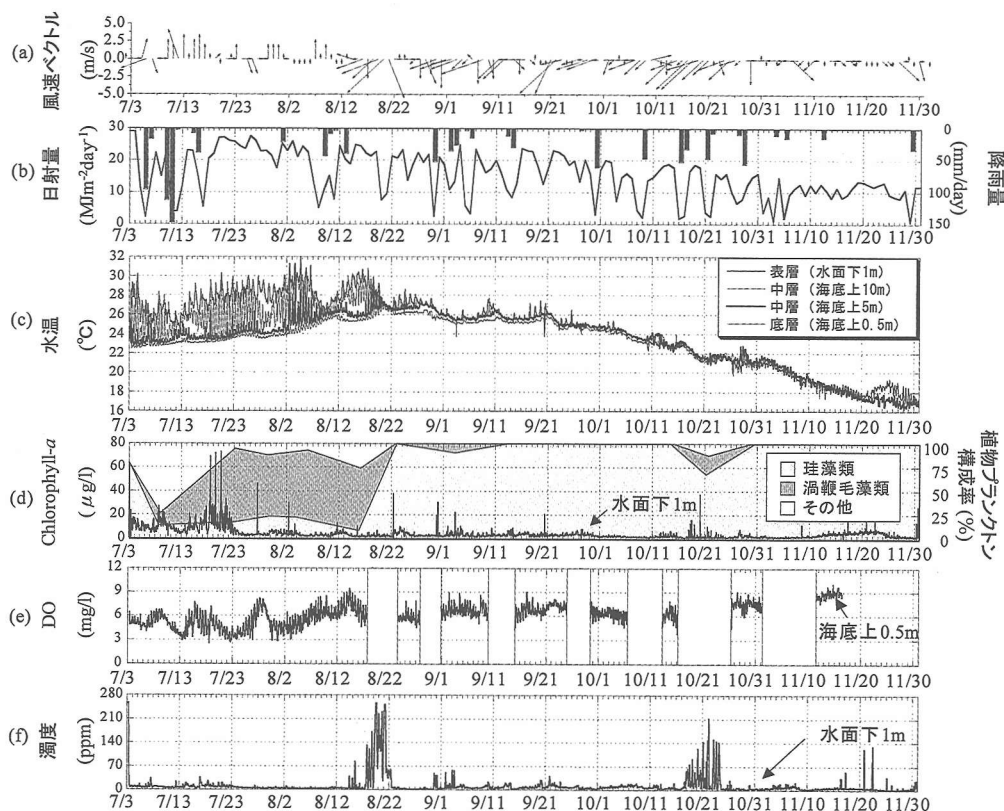


図-2 佐賀気象台における風速ベクトル (a), 日射量および降雨量 (b), 水温 (c), クロロフィル *a* および植物プランクトン群構成率 (d), 溶存酸素 (e), 濁度 (f) の時系列

市における降雨量, 水温, クロロフィル *a*, 溶存酸素濃度 (DO), 濁度の時系列を示す。

測定を開始した7月3日から4日までは日射量が29 MJ/m²dayと高く, 表面水温も29°C前後と高い水準にあった。これに対応して植物プランクトンによる光合成が活発となり, クロロフィル *a* 濃度も15 μg/l程度と高くなっている。その後7月5日から日射量が減少し, 7月6日には2.5 MJ/m²dayまで下がると同時に, 風向きが南から北東へと変化し, 100 mm/dayもの降水があった。これに対応して表層水温は26°Cまで減少し, 同時にクロロフィル *a* 濃度も7 μg/lまで降下した。

7月7日からは再び天候が回復し, 8日から10日には水温が27°C程度まで上昇するとともに, クロロフィル *a* 濃度は20 μg/lを超え, 瞬間的には30 μg/lとなった。その後12日には4 m/sを越える風と140 mm/dayもの降雨に伴って, 表層水温が25°Cを割り, 13日にはクロロフィル *a* 濃度が5 μg/lにまで減少した。

このように, 高水温, 低風速で降水のない条件で, 高い日射量が続くと植物プランクトンが増殖して赤潮状態に近づき, 降水や高風速によってそれが解消するという

過程が捉えられている。今回の観測結果から赤潮発生に必要な日射の条件は概ね10 MJ/m²day以上で, この条件から過去10年を比較した結果, 海苔が不作となった2000年は冬季の日射量が大きいために赤潮状態が長期間持続したと考えられ, 海苔不作の主要因は気象条件であると考えられる。

その後, 7月14日, 15日の好天候と17日の悪天候で同様な現象を繰り返した後, 7月18日からの好天候が継続したことで, 20日にはクロロフィル *a* 濃度が観測期間中最高値を記録した。この際, 海底上10 mの水温が潮汐とともに表面水温と底層水温の間で往復していることから, この深度に躍層が発達していることがわかる。このような躍層の形成は, 植物プランクトンの有光層への集積につながり, 増殖を促したと考えられる。

ところで, 7月23日以降も好天が続くにも関わらず, クロロフィル *a* 濃度が2 μg/lにまで低下し, 11月20日前後に若干の増加が見られるまで, その水準で推移している。図-3に同時期の無機態窒素 (DIN), 全窒素 (T-N) および無機態リン (DIP), 全リン (T-P) の時系列を示す。この図からリンは比較的豊富に存在するのに対し,

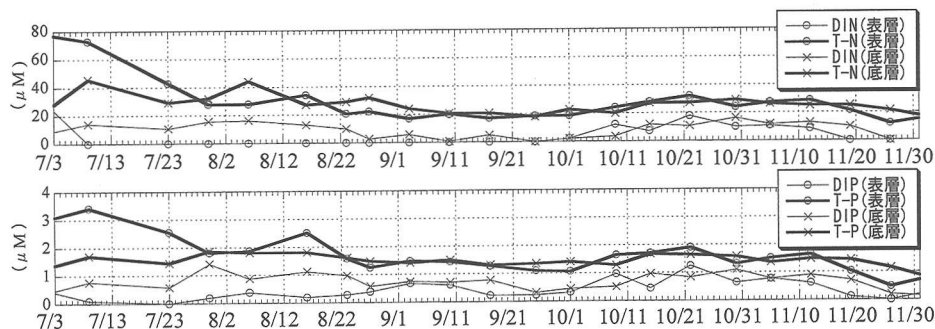


図-3 窒素・リン時系列 (九州農政局諫早干拓事務所 (2002) をもとに作成)

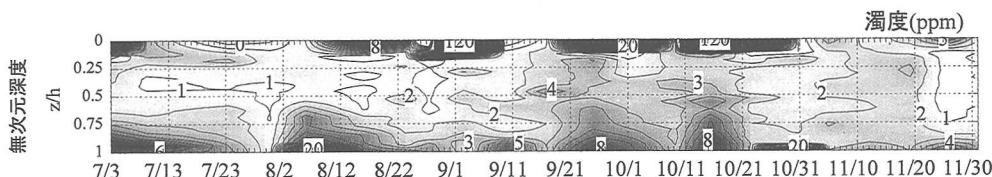


図-4 濁度の鉛直分布時系列 (九州農政局諫早干拓事務所 (2002) をもとに作成)

表層の窒素は低濃度で、特に7月9日にはDINが定量限界以下になっており、それまでの植物プランクトンの増殖により窒素が欠乏したと考えられる。その後クロロフィル a は8月2日前後や12日前後に、ごくわずかに増加しているが、8月1日および10日に降水があることから、河川から栄養塩が供給されたことによりクロロフィル a が若干高くなったと考えられ、7月23日以降に栄養塩が枯渇したという見方と整合する。

さらに7月29日から8月8日にかけて、海底上5mの水温が大きく変動していることから、躍層界面がこの位置にまで下がったと考えられるが、このような表層混合層の増加は、高濁度のため有光層厚の小さい有明海においては、遊泳能力のない植物プランクトンの増加を抑える方向に働く可能性が高く、このことも植物プランクトンの増加を抑える原因になったと考えられる。

8月9日前後と20日前後には水温が一樣化しているが、それぞれ日射の減少および北東風の連吹に対応しており、特に20日には熱帯低気圧の接近に伴う6 m/sの強い風によって鉛直混合がおきた。

(2) 冬季のクロロフィル a 変動の概要

2001年の8月以降においてクロロフィル a が増加したのは11月20日前後であった。この時期は海苔養殖が行われる時期に当たり、赤潮による海苔の色落ちが懸念された。クロロフィル a が増加した時期の日射量は13 MJ/m²dayと7月と比較して小さいが、11月7日から24日までの17日にわたり日射のレベルが保たれ、好天候が長期間持続したことが、クロロフィル a 増加の原因と考えられる。このクロロフィル a の増加は、11月25日

に北よりの比較的強い風が吹いたことに対応して減少し、その後クロロフィル a の増加が起きなかったことが2001年における海苔の豊作へとつながったと考えられる。

(3) 植物プランクトン種の遷移

図-2(d)に主要な植物プランクトン群の構成率を示す。期間中、珪藻類の卓越する頻度が最も多く、珪藻類が減少した7月中旬から8月中旬においてのみ渦鞭毛藻類やクリプト藻類が優先した。これを栄養塩濃度や成層の形成時期と結び付けて見てみると、7月10日までの窒素が豊富な時期においては珪藻類が、窒素が枯渇したと見られる7月23日以降においては、遊泳能力のある渦鞭毛藻類が増加し、鉛直混合の起きる8月中旬以降に再び珪藻類が卓越しており、成層構造および栄養塩の鉛直分布と植物プランクトン群の間に明確な対応が認められる。この際、図-2(d)のクロロフィル a 時系列で7月8日の赤潮時にはゆるやかな増加となっているのに対し、7月20日前後のそれはパルス的になっているが、鉛直移動する渦鞭毛藻類の特性が反映されたものと考えたと説明がつく。

3.2 溶存酸素濃度および濁度の変動

図-2(e)は海底上0.5 mにおける溶存酸素濃度の時系列である。溶存酸素濃度は7月13日、23日、31日前後の計3回、3 mg/l程度まで低下し貧酸素化が認められた。7月13日および7月23日においては、クロロフィル a 濃度の低下から1、2日おくらせて溶存酸素濃度が極小値をとっており、植物プランクトンが有機物として海底に沈降して分解される過程で酸素が消費されたことに由

来していると考えられる。一方、7月31日においては目立った赤潮が発生していないにもかかわらず溶存酸素濃度の低下が見られ、他の2回の貧酸素化とは状況が異なっている。

図-2(f)は水面下1mにおける濁度の時系列である。濁度は8月20日前後および10月20日の2回急激に増加しており、それ以外の期間においては比較的低い値が保たれている。濁度の増加については、底質からの巻き上げや河川からの流入、移流の影響が考えられる。図-4に九州農政局諫早干拓事務所(2002)が実施した週一回の観測をもとに作成した濁度の鉛直分布時系列を示す。図の縦軸は測定深度 z を観測時の全水深 h で無次元化した。下層の濁度増加は風速の増加と対応しており、風向に無関係であるため、これが海底における巻き上げの影響と見られる。一方、図-2(f)における2回の増加はきわめて急激で、表層に限られることから移流の影響と考えられる。実際2回の濁度増加時は比較的強い北東風が連吹した後となっており、8月20日には対応するような降雨や塩分低下は見られなかったが、10月20日については濁度の増加と同じタイミングで表層塩分の低下が見られた。このようなことから8月20日の高濁度化は、風による吹き寄せで湾奥部の高濁度水が運ばれたことが主因とみられ、10月20日については河川水起源の高濁度水が風による吹き寄せで、諫早湾入り口まで移動したものと推測される。同様の北東風は他の期間においても見られるが、これらはいずれも継続時間が短いため濁度の増加に結びつかなかったとみられる。このように有明海奥部の濁度は、風に伴って変動し、湾内の水質に大きな影響を与えていることが分かった。

4. 数値モデルによる貧酸素水塊の時空間変動の解明

2001年における貧酸素水塊がいつどこで発生し、どのように変動するかを明らかにするため、3次元生態系モデルによる数値シミュレーションを試みた。

4.1 数値計算の概要

モデルの基本的な枠組みは鯉渚ら(2001)と同様で、準3次元流動モデルと水質・生態系モデルを結合し、 σ 座標系を用いて鉛直方向に20層、水平方向には900mメッシュで計算を行った。計算のタイムステップは5分で2001年4月から12月1日まで、気象条件は佐賀気象台での観測値、河川流量は筑後川や緑川をはじめとする18の河川と締め切り堤防からの放流量を与えた。この際、有明海においては潮位差が5mと大きいため、移動境界を用いて浅海域における干満を再現した。

また有明海の特徴として、他の内湾に比べ濁度が高いことが知られ、本研究の観測結果からも、濁度が風に伴

う流動で急激に変動する様子が捉えられた。濁度は光の遮蔽を通じて、植物プランクトンの光合成に大きな影響を与え、結果としてクロロフィル a や海底における溶存酸素濃度の分布に大きな影響を及ぼす。そこで潮流計算結果から巻き上げ量を算出し濁度の移流拡散方程式から、透明度を算出した。この際、透明度は様々な懸濁物質の影響を受けるため、熊本県水産研究センター(2002)による1995年から5年間の浅海定線調査結果を用い図-5の関係式から与えた。

4.2 貧酸素水塊の変動過程

2001年夏季の再現計算結果を図-6に示す。水温の計算結果と観測結果(図-2)との比較から、7月の成層形成や、8月の一様化をはじめ、風に対応した短期的変動についてもよく再現されている。表層クロロフィル a 濃度は7月上旬に日射が増加した際に急増し、7月10日には最高値を記録したが、同様の現象が計算においても再現されている。溶存酸素濃度(DO)についても7月に観測された3回の濃度低下や躍層崩壊後の増加などが再現されており、水質の時間変動が概ね再現されている。

現地観測により2001年7月に3回の貧酸素化が確認され、7月31日における貧酸素化は、植物プランクトン

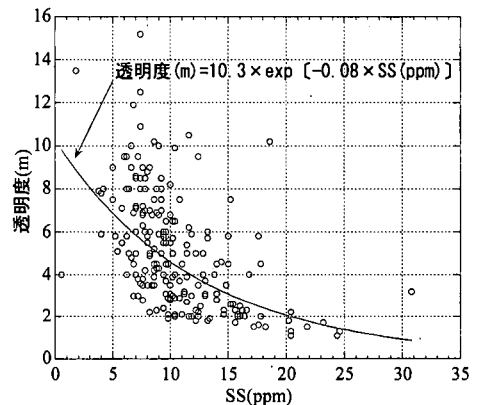


図-5 SSと透明度の関係

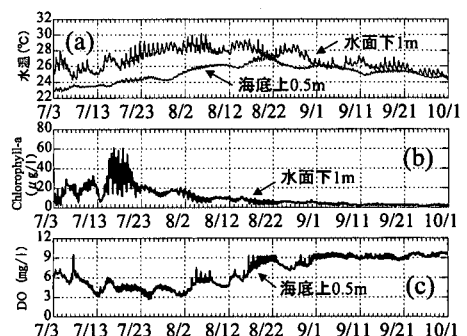


図-6 水温 (a)、クロロフィル a (b)、溶存酸素 (c) の計算結果

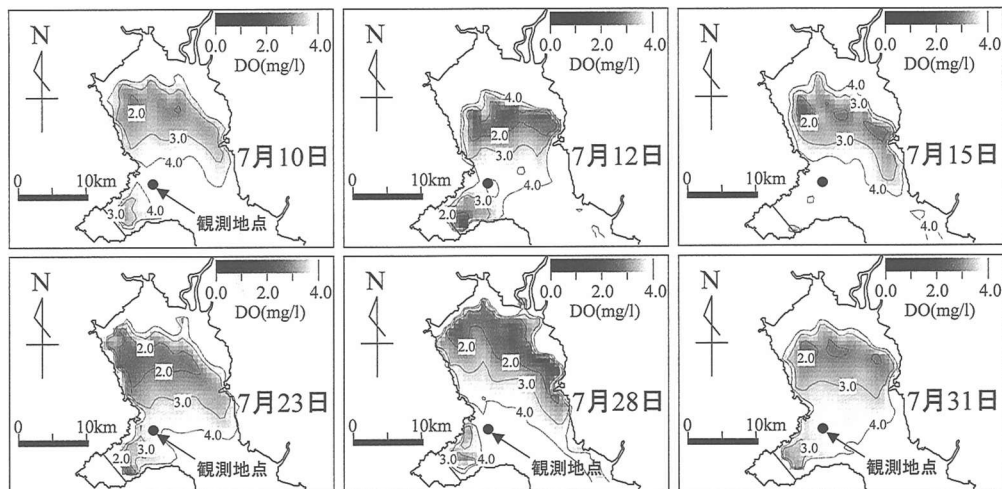


図-7 2001年7月における貧酸素水塊の底層平面分布

の増加が少ないにも関わらず生じていることが明らかになった。そこで数値モデルにより貧酸素水塊の挙動を追跡した結果を図-7に示す。

7月8日からの植物プランクトンの増加に伴い、7月10日には湾奥部の中央に3mg/lを下回るような貧酸素水塊が形成された。南風が連吹した7月12日においてはさらに濃度が減少すると同時に、湾奥部の中央に移動している。この貧酸素水塊は観測地点を覆い、そのタイミングは観測結果と一致している。この際、諫早湾北岸では溶存酸素の高い水塊が見られるが、これは南風による吹き寄せの影響と考えられる。観測地点における溶存酸素濃度はその後増加し、7月15日には6mg/l程度にまで回復したが、これは南風が弱まったことや、島原半島沖に溶存酸素の豊富な水塊が存在することが原因と見られる。

7月20日前後に発生した2001年で最も大規模な赤潮に伴い、7月23日には湾奥部の広範囲において貧酸素化した。この貧酸素水塊は7月27日から28日にかけての北風で一端は東岸へ移動するが、風向が南風へと変化すると再び諫早湾湾口付近に戻り、7月31日には観測地点を含む湾奥部一帯に広がっている。

このように7月31日の貧酸素化は、南風によるエクマン輸送で表層水が湾の東岸に吹き寄せられ、補償流として海底で西岸向きの流れが生じた際に、有明海の中央付近にあった貧酸素水塊が諫早沖に移動したことが原因と推測され、これにより対応する赤潮がないにも関わらず低い溶存酸素濃度が観測されたものと考えられる。また湾奥部中央および諫早湾湾口付近の2カ所で貧酸素水塊が形成される原因としては、栄養塩濃度および濁度の影響から湾奥中央から諫早湾湾口付近にかけて赤潮が発生しやすく、有機物沈降量が多いこと、湾奥と比べて湾中

央の島原半島沖で溶存酸素濃度が高く、この水塊の移流・拡散で諫早湾沖では貧酸素化が抑制されるため、貧酸素水塊が2つに分離されるものと見られる。このように貧酸素水塊は湾奥中央および諫早湾内の2カ所で形成され、これらが潮汐や風に伴う流動で湾内を移動するため、その影響が広範囲に及ぶものと考えられる。

5. ま と め

2001年から諫早湾湾口部で実施した現地観測により、赤潮の発生や貧酸素水塊の形成過程が捉えられた。有明海の赤潮発生や貧酸素化に対しては日射や栄養塩濃度および濁度の条件が極めて重要であるため、気象・海象はもちろん人間活動による栄養塩供給や輸送の変化が湾内の水質に大きな影響を引き起こす可能性がある。

謝辞：本研究を進めるにあたり、農林水産省諫早湾干拓事務所には係留地点を提供いただくと同時に、船を利用させていただく等便宜を図っていただいた。また観測にあたって、(株)日本ミクニヤに大変お世話になった。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 九州農政局諫早干拓事務所 (2002): 海域環境基礎資料 平成14年。(印刷中)
- 熊本県水産研究センター (2002): 熊本県有明浅海定線調査結果。(印刷中)
- 鯉淵幸生・佐々木淳・磯部雅彦 (2001): 東京湾における窒素・リンに着目した物質循環機構, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 1076-1080.
- 佐藤正典・東 幹生・佐藤慎一・加藤夏絵・市川敏弘 (2001): 諫早湾・有明海で何がおこっているのか?, 科学, 第71巻, No. 7, pp. 882-894.
- 村上哲生・小寺浩二・程木義邦 (2001): 有明海奥部における底層の溶存酸素濃度(速報), 日本自然保護協会, (<http://www.nacsj.or.jp/database/isahaya/isahaya-010817-hokoku.html>)