

竜串湾における長周期波の検討

A STUDY OF LONG-PERIOD WAVE IN TATSUKUSHI BAY

西村規宏¹・大隈正²・河原昭³・伊福誠⁴

Norihiro NISHIMURA, Tadashi OKUMA, Akira KAWAHARA, Makoto IFUKU

¹正会員 工修 株式会社東京久栄 環境創出部 (〒333-0866 埼玉県川口市芝6906-10)²株式会社東京久栄 環境科学部 (同上)³環境省中国四国地方環境事務所 (〒700-0984 岡山県岡山市桑田町18-28)⁴正会員 工博 愛媛大学大学院教授 理工学研究科 (〒790-8577 愛媛県松山市文京町3番)

A long-term monitor of mud and soil was executed with Tatsukushi bay of Kochi Prefecture in the Tatsukushi nature resoration aiming at the turbidity enviromental reform. As the result of monitoring, it was reported that the sediment was picked up in wave height larger than 69cm. However, the relation between the long-period wave and the suspended sediment has been discussed in recent years. The influence that the long-period wave gave turbid was examined from the observed results and the simulation. This paper presents the effect of long-period waves to the improvement of the turbidity environment.

Key Words : Long period wave, wave survey, Boussinesq model, waves transformation, numerical simulation, turbidity environmental reform

1. はじめに

竜串湾は高知県南西部に位置し、高緯度にも関わらずサンゴが生育している海域として知られているが、2001年9月に発生した高知県南西部豪雨災害で河川から多量の泥土が流入し、サンゴに多大な影響を与えた。現在は、一部の海域で人為的に泥土が除去されたこともあり^{1), 2)}、高波浪により巻き上げられた濁りの回復が早くなり、徐々にではあるがサンゴの生育環境が改善しつつある状況である。しかしながら、泥土が除去されていない海域からの土砂の巻き上がりや河川からの泥土流入等の問題は依然として未解決のままである。また、近年は風波だけでなく長周期波と濁りや泥土堆積の関係も指摘されるようになったため、長周期波の発生状況や伝播・増幅状況、流れや泥土の移動状況の解析が必要と考えられた。

本研究は、長周期波の現地観測・シミュレーションを行い、長周期波の発生状況や伝播・増幅状況、濁り発生との関連性について検討した。

2. 波浪観測結果による長周期波の把握

竜串湾は太平洋に面し、南向きに開口した湾であるため外洋で発生した長周期波が直接来襲する可能性がある。また、これまでのモニタリングの結果¹⁾、

竜串海域は海浜流が卓越する海域ではあるが、現在泥土の堆積している箇所では、湾の東部の岬に遮蔽された海域に位置するため、海浜流が弱く、泥土が輸送されにくい状況である。このような状況が、海域の水質環境を悪化させた可能性がある。今回着目した長周期波は、波浪が減衰せず湾奥まで来襲する可能性があるため、通常の波浪で輸送されずに残った濁り成分が長周期波により輸送され海域のクリーニング作用に寄与している可能性が考えられる。そこで、濁りに及ぼす長周期波の特性を把握する目的で2008年10月9日～11月8日に図-1に示した爪白沖(St.1)に波高計を設置し波浪の連続観測を行った。また、2008年9月4日～10月5日に、大碓海域(St.2)に波高計及び流速計を設置し、湾奥における長周期波の観測を行った。設置水深は、St.1が12.7m、St.2が6mである。なお、波および流れのサンプリング間隔は、それぞれ1sおよび2sである。

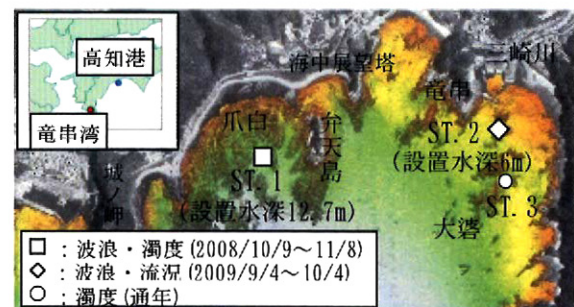


図-1 波浪観測地点

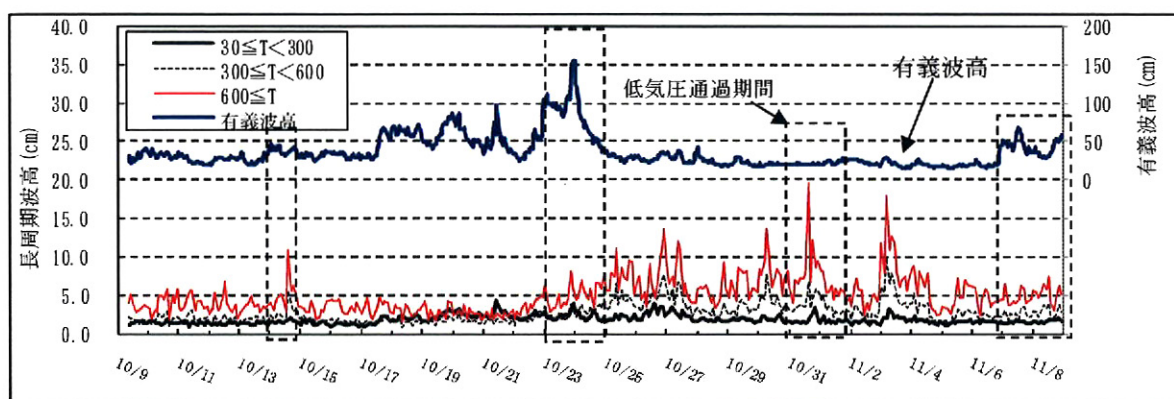


図-2 長周期波観測結果 (St. 1, 2008年10月9日～11月8日)

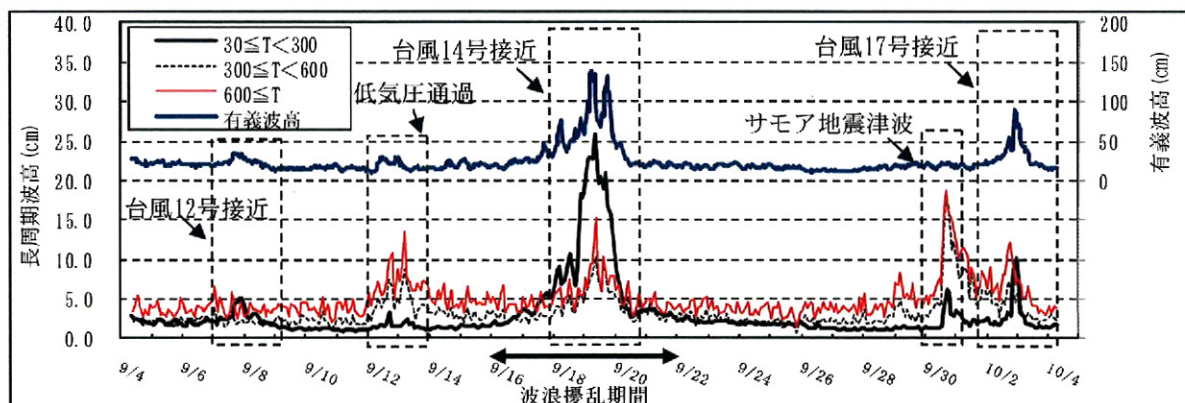


図-3 長周期波観測結果 (St. 2, 2009年9月4日～10月5日)

表-1 長周期波出現分布 (St. 1, 2008年10月9日～11月8日)

波高階級 (cm)	30～60s		60～300s		300～600s		600s以上		30s以上	
	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率
0～1	173	47.0%	53	14.4%	1	0.3%	0	0.0%	0	0.0%
1～5	195	53.0%	315	85.6%	340	92.4%	221	60.1%	159	43.2%
5～10	0	0.0%	0	0.0%	27	7.3%	133	36.1%	182	49.5%
10～20	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	14	3.8%	25	6.8%
20～50	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	2	0.5%
50～	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%
全観測	368		368		368		368		368	
平均値 (cm)	1.1		1.4		2.7		5.0		6.1	

表-2 長周期波出現分布 (St. 2, 2009年9月4日～10月5日)

波高階級 (cm)	30～60s		60～300s		300～600s		600s以上		30s以上	
	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率	観測数	出現率
0～1	124	34.4%	74	20.6%	1	0.3%	0	0.0%	0	0.0%
1～5	210	58.3%	259	71.9%	313	86.9%	239	66.4%	122	33.9%
5～10	14	3.9%	14	3.9%	39	10.8%	105	29.2%	191	53.1%
10～20	12	3.3%	13	3.6%	7	1.9%	16	4.4%	34	9.4%
20～50	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	13	3.6%
50～	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%
全観測	360		360		360		360		360	
平均値 (cm)	2.0		2.2		3.3		5.0		7.0	

表-1および2は、それぞれ2008年および2009年の観測期間中における長周期波の出現分布、図-2および図-3は、それぞれ長周期波の経時変化である。

表-1および表-2から、竜串湾においては、30sの全周期帯で波高5～10cmの出現率が高い。また、600s以上の長周期波成分の出現数が比較的多いことも特徴的である。

図-2および図-3から、長周期波は低気圧や台風な

どの接近時に波高が増加することが確認された。とくに、低気圧通過時には有義波高の増加が小さく、300s以上の成分で波高が増加し、300s以下の成分についてはほとんど変化がなかった。また、2009年9月16日～22日の台風による波浪の擾乱時には300s以下の成分が発達していることが分った（以下、波浪擾乱と定義）。周期20s～数分程度の波は、風波・うねりの関連性が強いとされており³⁾、擾乱期には風波・うねりに拘束されて来襲していると推察できる。このことから、竜串湾においては、主として低気圧の通過時に300s以上の長周期波成分が来襲し、波浪擾乱期には300s以下の長周期波成分が来襲していると考えられる。

また、長周期波による流れの状況を把握するため、図-3に示した台風14号による擾乱期における流れの状況を調べた。図-4に擾乱期間中の長周期波のピーク時における9月19日8時50分～10時50分の流速スキャタリングプロットを示す。

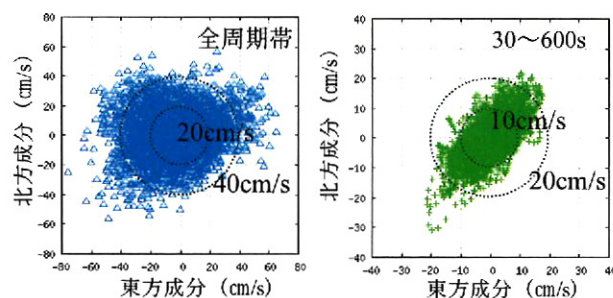


図-4 流速スキャタリングプロット (St. 2)

図-4をみると長周期波を含めた全周期帯の流速成分はほぼ同心円上に分布し、水粒子の軌道を特定することはできなかった。しかし、長周期波に着目すると、分布が統一されほぼ北東～南西方向への往復運動をしていることが分った。とくに、設置位置から北東方向は湾奥方向、南西方向は湾外方向であり、長周期波により湾外方向への流れが速くなっていることが確認できる。

3. 長周期波浪変形計算

(1) 計算条件

観測結果より、低気圧通過時には300s以上の長周期成分が発達し、波浪擾乱時には300s以下の成分が発達している。そこで、低気圧通過時の波浪場、擾乱時の波浪場を再現し、竜串湾に來襲する長周期波の伝播、増幅状況を修正ブシネスク方程式(Madsen and Sorensen, 1992)により検討した。計算には、平山⁴⁾によるブシネスクモデルNOWT-PARI Ver4.6を使用した。

低気圧通過時の代表波浪としては、2008年11月3日4時50分～6時50分の長周期波とし、擾乱時の代表波浪として、2009年9月19日8時50分～10時50分の波浪を用いる。

図-5に示す現地観測スペクトルを入力波形とし、各観測地点の長周期波高となるよう入射波のエネルギーを調整している。

なお、長周期波の方向性については解明されていないことが多いため⁵⁾、入射方向は現地観測で得た卓越波向きであるS方向とした。

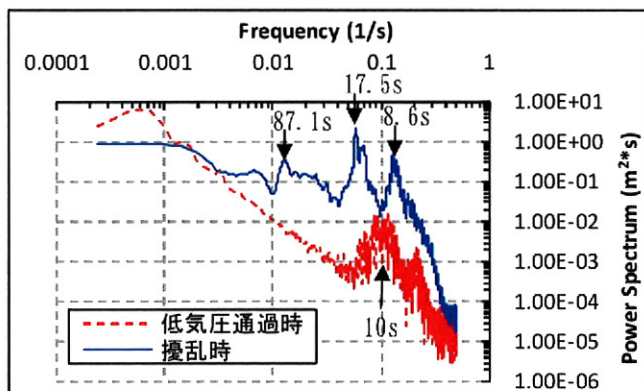


図-5 観測スペクトル形状

(2) 低気圧通過時の長周期波の影響

図-5に示した観測スペクトルから、低気圧通過時には風波のエネルギーが小さく、長周期波のエネルギーについては1000s付近まで増幅されている。計算では、潮汐や副振動の影響を除去するため、30～600sの周期帯を使用した。その結果、観測点St.1における長周期波高10.1cmを目標として、表-3に示した条件で長周期波の波浪変形計算を行った。なお、計算に使用した海底地形は図-6である。

図-7に波高分布、図-8に水位分布及び流速分布図を示す。図-7の波高分布より、沿岸域や湾奥部で長周期波高が増加している。とくに、通常の風波の場合は、千尋岬による遮蔽効果により静穏な海域である大湊海域～三崎川河口において、長周期波高の増加が顕著である。また、図-8から、長周期波が湾内に伝播するにつれ、湾奥部に位置する三崎川河口部においては水位変動が激しくなっている。その結果、現在泥土の堆積箇所である大湊海域と河口部で水位差が生じ、流れが増幅されている。とくに、図-9に示すように、湾奥～湾外方向への往復流が卓越し、流れが湾外への流出時に速くなっている。

表-3 計算条件（低気圧通過時）

項目	設定値	項目	設定値
長周期波高	10.1cm (30～600s)	計算格子幅	20m
平均波周期	175.6s	計算時間間隔	0.5s
造波周期帯	30～600s	計算時間	43200s
主波向	S(一方向波)	成分波数	256

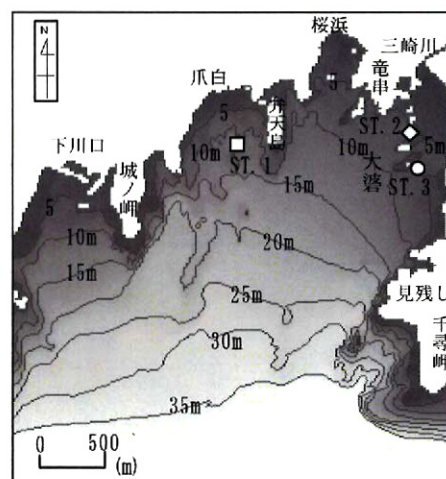


図-6 計算地形

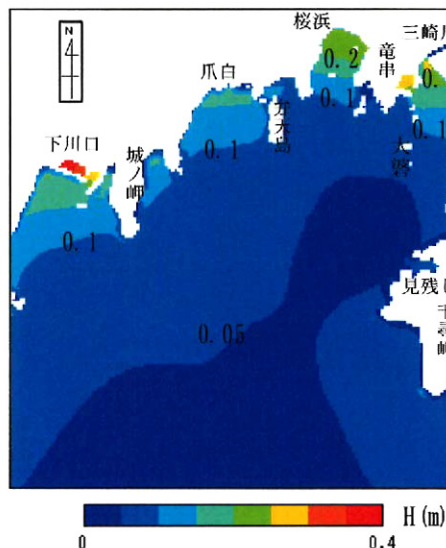


図-7 長周期波高分布（低気圧通過時）

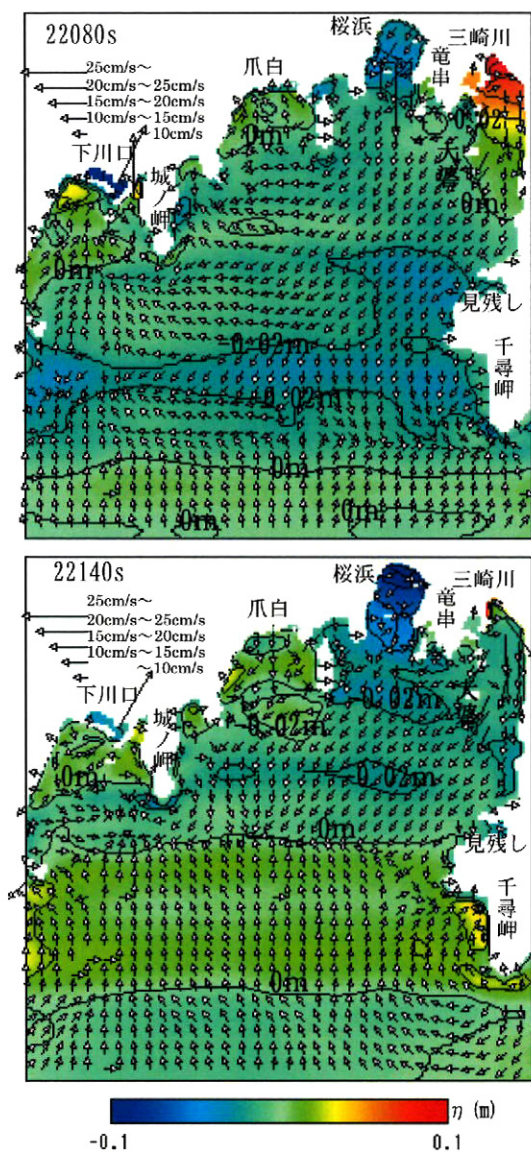


図-8 長周期波による水位伝播図

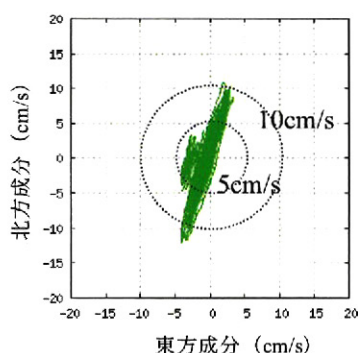


図-9 シミュレーションによる流速結果（大瀬海域）

(3) 波浪擾乱時における長周期波の影響

図-5に示した観測スペクトルから、波浪擾乱時には、風波・うねり側でピークがみられ、長周期波についても約70s付近にピークが生じている。また、300s以上の周期帯からスペクトルが徐々に上昇しており、長周期波以外の要因が発達している可能性がある。そこで、波浪擾乱時には30～300sの成分のみを抽出した。その結果、観測点St.2における

長周期波高25.8cmを目標として、表-4に示す条件で長周期波の波浪変形計算を行った。

図-10に波高分布、図-11に水位分布及び流速分布を示す。図-10の波高分布をみると、岬の先端部では長周期波のエネルギーが集中するため、城ノ岬や千尋岬周辺で長周期波高が増大している。また、沖から伝播した長周期波が海底地形による屈折の効果で下川口港周辺や爪白海域など湾の西部で長周期波高が増加している。さらに、岸に近づくほど長周期波が増加している。低気圧通過時には、大瀬海域や桜浜などの湾の東部に位置する湾奥部で長周期波の増加がみられたが、擾乱時には、湾の西部の方で長周期波の影響が大きい。このことから、来襲する長周期波の特性によって影響域が異なるということが分った。

図-11をみると、伝播した長周期波により、千尋岬や城ノ岬周辺で水位変動が激しくなっており、40cm/sを超えるような非常に速い流れが出現している。また、湾奥部に位置する三崎川河口部において、水位上昇後に速い流れがみられたが、波長が短いため、河口部のみの範囲内である。しかし、この海域においては図-12に示すように、60cm/s程度の往復流が発達していることから、河口部の濁り環境に影響を与えている可能性がある。

なお、St.2における流れの状況は、図-12に示すように、東西方向に分布しており、図-4に示した観測結果との相違がみられた。本予測は、長周期波の方向性を考慮していないため、方向性を如何に取り入れるかが課題となる。

表-4 計算条件（波浪擾乱時）

項目	設定値	項目	設定値
長周期波高	25.8cm (30～300s)	計算格子幅	20m
平均波周期	54.9S	計算時間間隔	0.5s
造波周期帯	30～300s	計算時間	43200s
主波向	S(一方向波)	成分波数	512

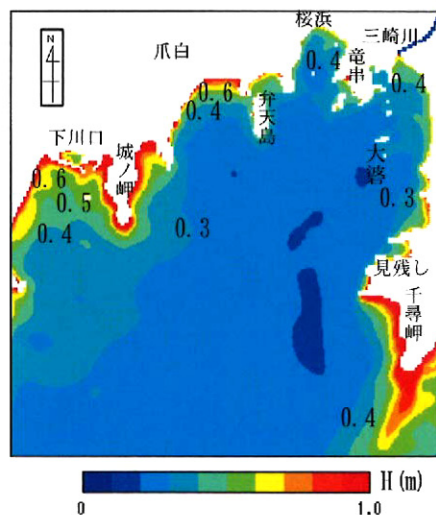


図-10 長周期波高分布（波浪擾乱時）

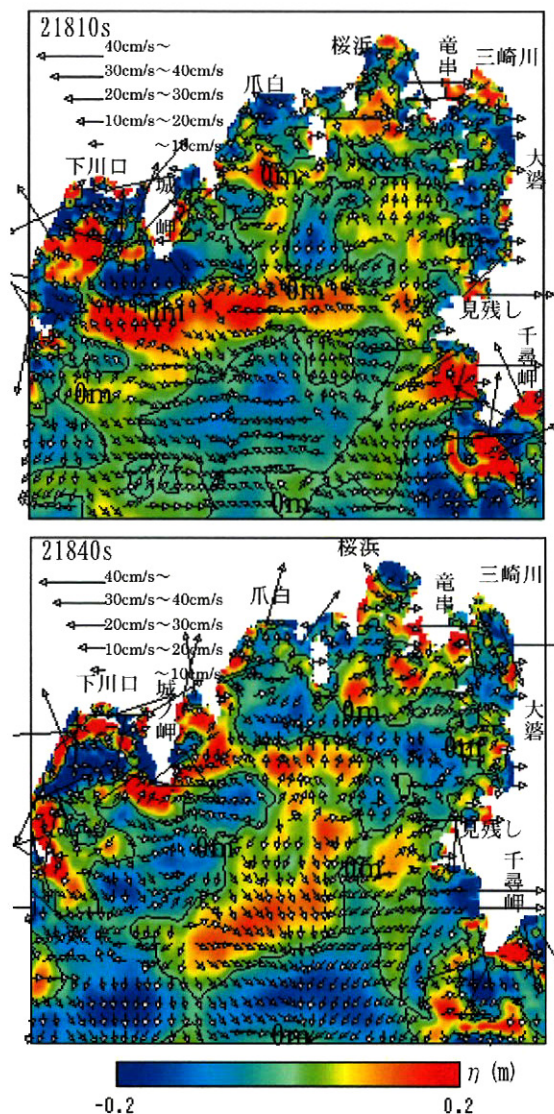


図-11 長周期波による水位伝播図

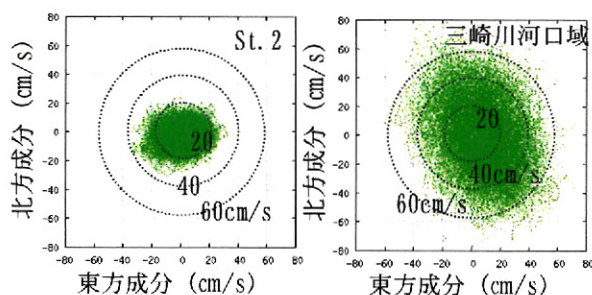


図-12 シミュレーションによる流速結果

4. 長周期波と濁りの関係

竜串自然再生事業においては、これまで波浪や濁度の定点観測を行い、爪白海域において有義波高69cm（周期8s，中央粒径0.0392cm）以上の時に底泥が巻き上げられ、濁りが発生しやすいという結論に至っている¹⁾。竜串湾の底質は、St.1付近の岩石地帯をのぞいては、ほとんどが細砂となっており、数十%のシルト、粘土分が含まれている海域も確認

されている。また、湾奥部に位置する大碓海域は、河川から流入した土砂が堆積しやすく、この海域に生息しているサンゴへの影響が大きいことから、現在人為的に泥土を除去している海域である。今回の予測結果や観測結果より、この海域は他の海域に比べ、長周期波の影響を受けやすい海域となっていることから、長周期波による底質の巻き上げが生じているか否かを、図-1におけるSt.1，St.3地点での濁度観測結果と比較することで検討する。なお、濁度の観測結果については、高波浪による影響も含まれるが、現時点では高波浪による影響を除去するのは難しいため、ここでは、観測されたデータをそのまま用いている。

図-13に爪白海域での観測結果、図-14に大碓海域での濁りの経時変化を示す。なお、比較に用いる長周期波は、30秒以上の成分を用い、爪白海域が2008年の観測結果(St.1)，大碓海域が2009年の観測結果(St.2)を用いている。図-13より、風波・うねりなどの短周期波成分の発達時に濁りが発生し、長周期波が発達している期間においては、濁りの発生はほとんど観測されなかった。また、図-14においても、短周期成分が発達している時に濁りが生じていることから、長周期波自体が泥土の巻き上げに寄与している可能性は薄いと考えられる。

また、図-15に示したように2009年の観測期間における長周期波の各周期成分と濁度の関係を調べたところ、30～60s，60～300sの周期帯で濁度との相関が良い。とくに、周期が比較的短い長周期波の場合は、風波・うねりに伴って伝播していると考えられるため、濁りの発生に起因しているのは、短周期成分だと言える。しかしながら、観測結果や予測結果より、長周期波においては、波動運動により往復する流れが発達し、数十秒の間同一方向への流れが生じていることを考えると、巻き上げられた後の濁りの移流・拡散等に寄与している可能性は高い。

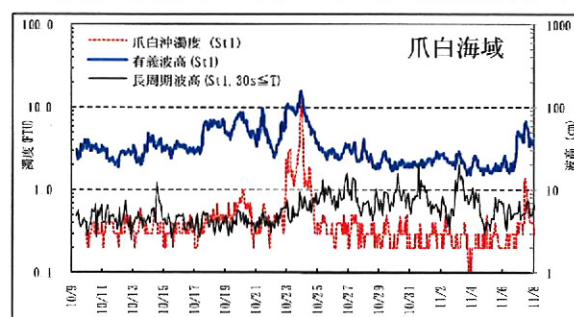


図-13 濁度観測結果との比較（2008年10月9～11月8日）

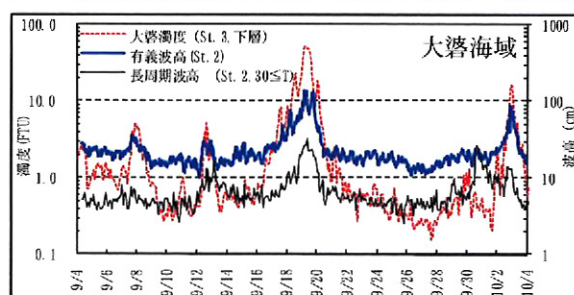


図-14 濁度観測結果との比較（2009年9月4日～10月5日）

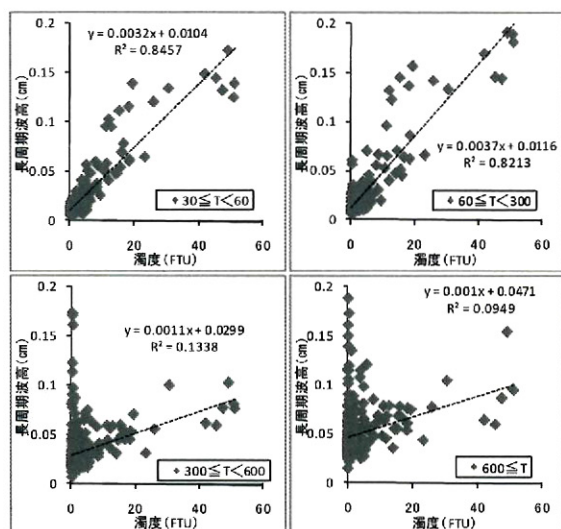


図-15 長周期波高と濁度との相関
(St. 2, 2009年9月4日～10月5日)

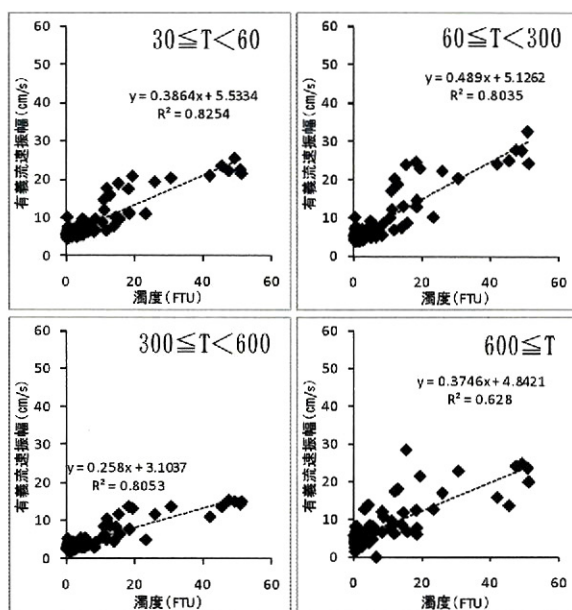


図-16 流れの振幅と濁度との相関
(St. 2, 2009年9月16～22日)

長周期波による波動運動と濁りの関連性をみるため、擾乱期間である9月16～22日における流れの振幅と濁りの関連を調べた。図-16から、高濁度時にはどの周期帯においても流速振幅は大きく、相関も比較的高い。このことから、大瀬海域においては、風波・うねりで巻き上げられた後の濁りの輸送に寄与していると考えられる。

そこで、短周期成分により巻き上げが生じた後の濁り成分の移流・拡散状況を、濁りとの関連が高い30～60sの長周期波で試算した。なお、図-5の擾乱時のスペクトルから30～60sのみを抽出し、さらに粒子の拡散係数を $10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ として計算した。図-17に長周期波による拡散状況を示す。長周期波の流れが速い三崎川河口部への拡がりほとんどなく、さらに、粒子が全体的に西側の海域へと移流・拡散する傾向にある。このことから、長周期波の流れが速い領域では、濁りの拡散が早まることが推察できる。

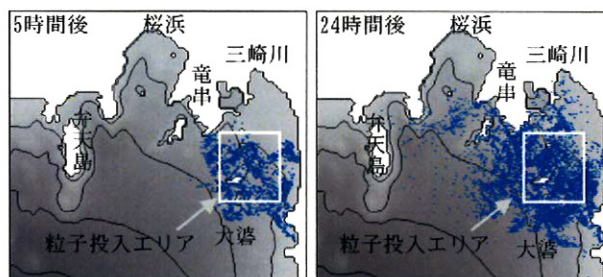


図-17 長周期波による濁り粒子拡散状況（大瀬海域）

5. まとめ

本研究は、竜串湾の濁り・泥土堆積環境改善に向けた取り組みとして、長周期波に着目して検討したものである。

長周期波の現地観測の結果、低気圧通過時には300s以上の周期帯が発達し、波浪擾乱時には300s以下の長周期波成分が発達することが今回の観測結果では明らかとなり、長周期波の波浪特性によって影響域が異なる結果となった。また、流況の観測結果をみると、長周期波により湾奥～湾外方向の流れが発達し、湾外への流出時に速い流れが生じている。

濁りの観測結果との比較を行った結果、濁りはほぼ短周期波成分により生じていた。しかし、短周期波成分が発達するような場合は、同時に、長周期波の変動も大きく、さらに、長周期波が発達するにつれて長周期波による流速振幅も増大している。とくに、短周期波成分の影響が小さく、流れが弱い湾奥部においても、長周期波による流れの効果により、濁りの移流・拡散が増大するため、短周期波により巻き上げられた濁りが、長周期波によって移流・拡散されている可能性は十分に考えられる。

なお、濁りとの検討結果では、海浜流、潮流成分を含めての定量的な検討は行っていないため、今後は、他成分やモニタリング結果との比較を充実させ竜串海域における濁り発生要因の特定に取り組んでいきたい。

謝辞：本研究は、竜串自然再生事業の一環として実施されたものであり、環境省中国四国地方環境事務所には業務データを提供して頂きました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 竜串自然再生プロジェクト：http://www.tatukushi-saisei.com/
- 2) 山内一彦，田中亮三 他：サンゴ群集海域の環境修復に向けた海底堆積土砂の現位置分級装置の開発，海洋開発論文集，第24巻，pp.819-824, 2008.
- 3) 青木伸一：沿岸長周期波の発生と伝播特性に関する研究，海洋開発論文集，第18巻，pp.155-160, 2002.
- 4) 平山克也：非線形不規則波浪を用いた数値計算の港湾設計への活用に関する研究，港湾空港技術研究所資料，No.1036，162p., 2002.
- 5) (財)沿岸技術研究センター：港内長周期波影響評価マニュアル，沿岸技術ライブラリーNo.21, 2004.