

図 3.2.12 菊池川の河床変動傾向

出典：国土交通省河川局（2007）「菊池川系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料（案）」

## エ) 緑川

国土交通省資料によると<sup>4)</sup>、緑川における1970(昭和45)年～2003(平成15)年の間の砂利採取量は253万 $m^3$ 、ダム堆砂量は447万 $m^3$ であり(表3.2.2)、過去においては河床の低下もみられ、1968(昭和43)年、1978(昭和53)年と比べると近年の河床高は一部区間で低い状態にある。緑川水系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料(案)によると<sup>5)</sup>、緑川の河床は、昭和40年代(1965年～)から昭和60年代(1985年～)はじめにかけて砂利採取等により低下したが、平成以降は、砂利採取量の減少に伴い河床の変動量は小さく、近年では一部を除き、安定している(図3.2.13、図3.2.14)。

表 3.2.2 緑川における砂利採取量、ダム堆砂量の推移

年号	西暦	砂利採取量(千 $m^3$ )	緑川ダム堆砂量(千 $m^3$ )		砂利採取量+年間堆砂量*
S41	1966	332	1964 緑川ダム工事着手		332
S42	1967	221			221
S43	1968	129			129
S44	1969	146			146
S45	1970	100	緑川ダム完成		226
S46	1971	104			230
S47	1972	124			250
S48	1973	143			269
S49	1974	148	(堆砂量)	(年間堆砂量)	274
S50	1975	118	758		244
S51	1976	131	1191	433	564
S52	1977	119	1383	192	311
S53	1978	149	1464	81	230
S54	1979	126	1611	147	273
S55	1980	104	1728	117	221
S56	1981	123	1852	124	247
S57	1982	113	2233	381	494
S58	1983	143	2267	34	177
S59	1984	78	2438	171	249
S60	1985	91	2505	67	158
S61	1986	77	2607	102	179
S62	1987	134	2628	21	155
S63	1988	95	2856	228	323
H1	1989	59	3009	153	212
H2	1990	22	3176	167	189
H3	1991	20	3265	89	109
H4	1992	16	3397	132	148
H5	1993	51	3800	403	454
H6	1994	39	3812	12	51
H7	1995	43	3943	131	174
H8	1996	9	4065	122	131
H9	1997	20	4278	213	233
H10	1998	0	4303	25	25
H11	1999	7	4324	21	28
H12	2000	3	4359	35	38
H13	2001	13	4403	44	57
H14	2002	3	4466	63	66
H15	2003	2	4477	11	13
砂利採取計		3355	砂利採取+堆砂(累計値)		7830

\* 1970年～1975年の6年間は年平均の堆砂量を126千 $m^3$ (758千t÷6年間)と推計して算出

資料：国土交通省資料

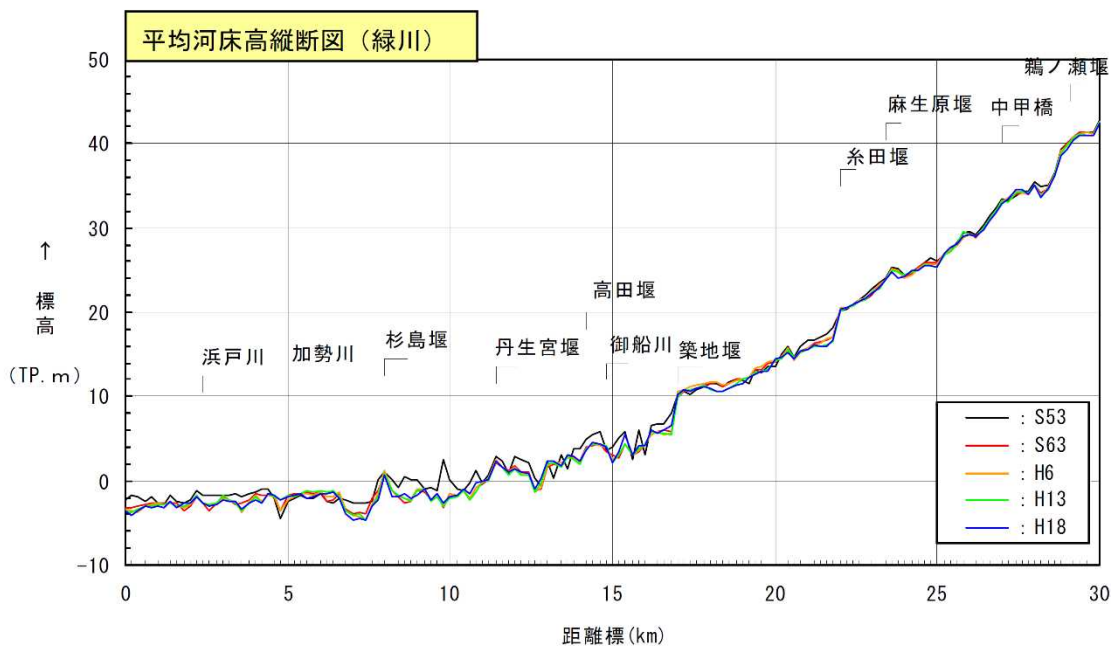
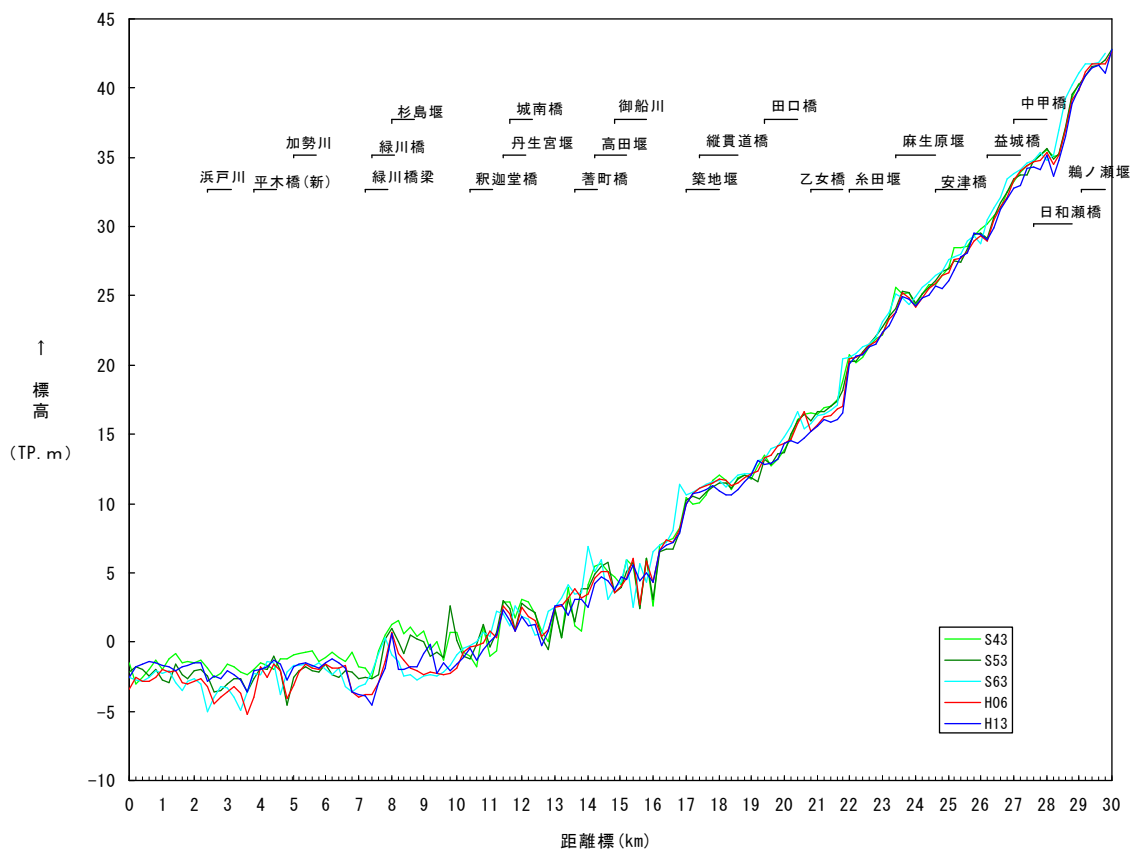


図 3.2.13 緑川の平均河床高縦断図

出典:国土交通省河川局(2008)「緑川系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料(案)」

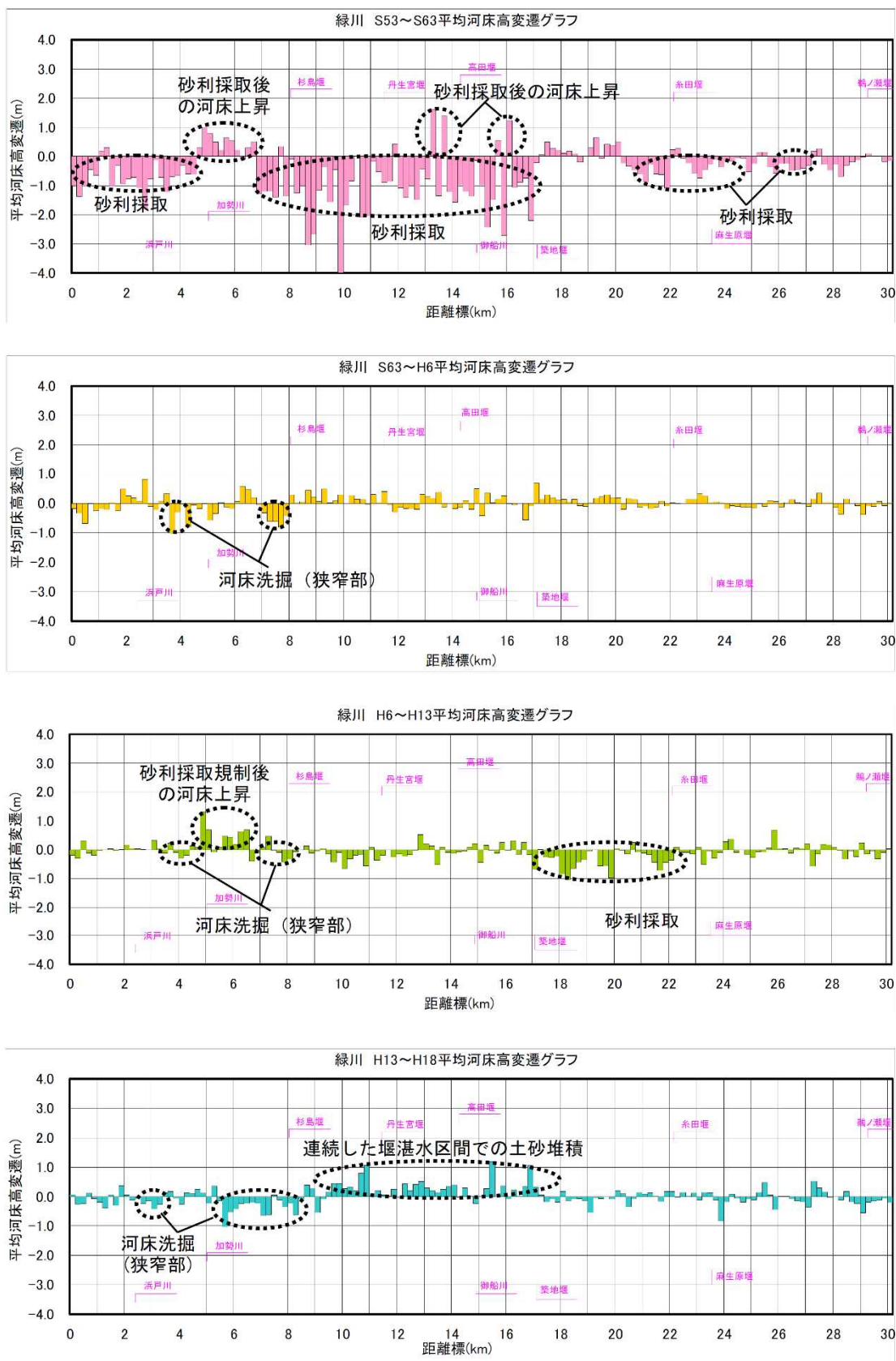


図 3.2.14 緑川水系の平均河床高の変遷(年代別)<sup>5)</sup>

出典：国土交通省河川局（2008）「緑川系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料（案）」

オ) 球磨川

八代海に流入する 47 河川のうち、球磨川は唯一の 1 級河川であって、流域面積 1,880km<sup>2</sup> (全体の 61%)、平均年間総流量 38.6 億 m<sup>3</sup> (最大 78.3 億 m<sup>3</sup>、最小 15.7 億 m<sup>3</sup>) である。八代海周辺の年間降水量は、天草から八代海にかけて少ないが、球磨川流域を中心とする山間部では大きい。球磨川の年間総流量は降水量に応じて変化しているが、年間総流量の変化に単調な増減傾向は認められない (図 3.2.15)。

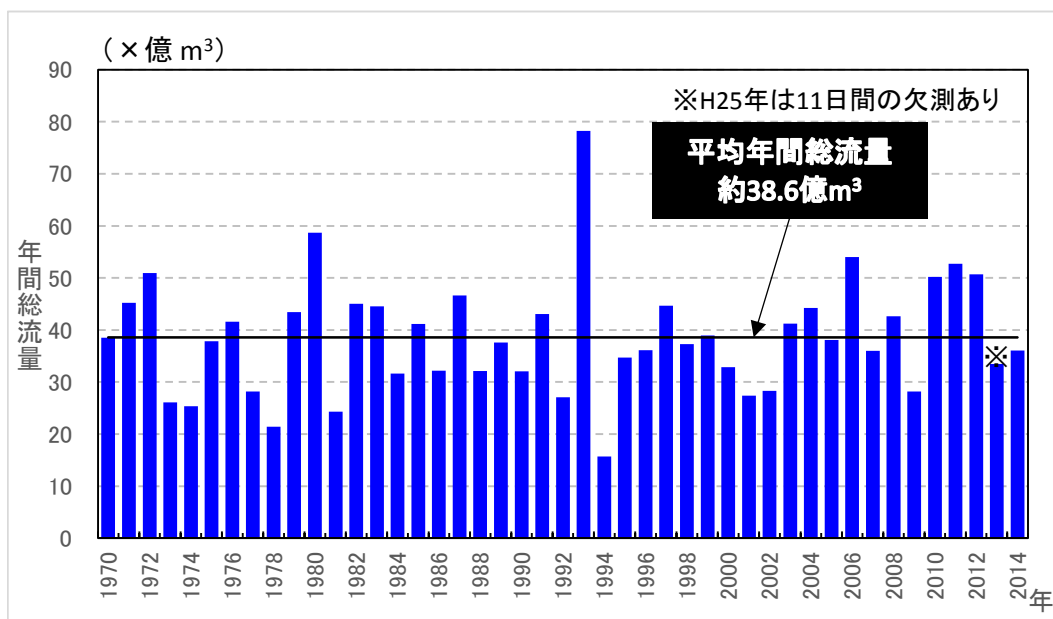


図 3.2.15 球磨川 (横石) の年間総流量の推移

資料: 「水文水質データベース」(国土交通省) より作成

国土交通省 九州地方整備局 八代河川国道事務所資料によると<sup>6)</sup>、球磨川の河床は、1966（昭和41）年度から1982（昭和57）年度にかけて砂利採取等による河床低下があったが、近年では比較的安定している（図3.2.16、図3.2.17）。

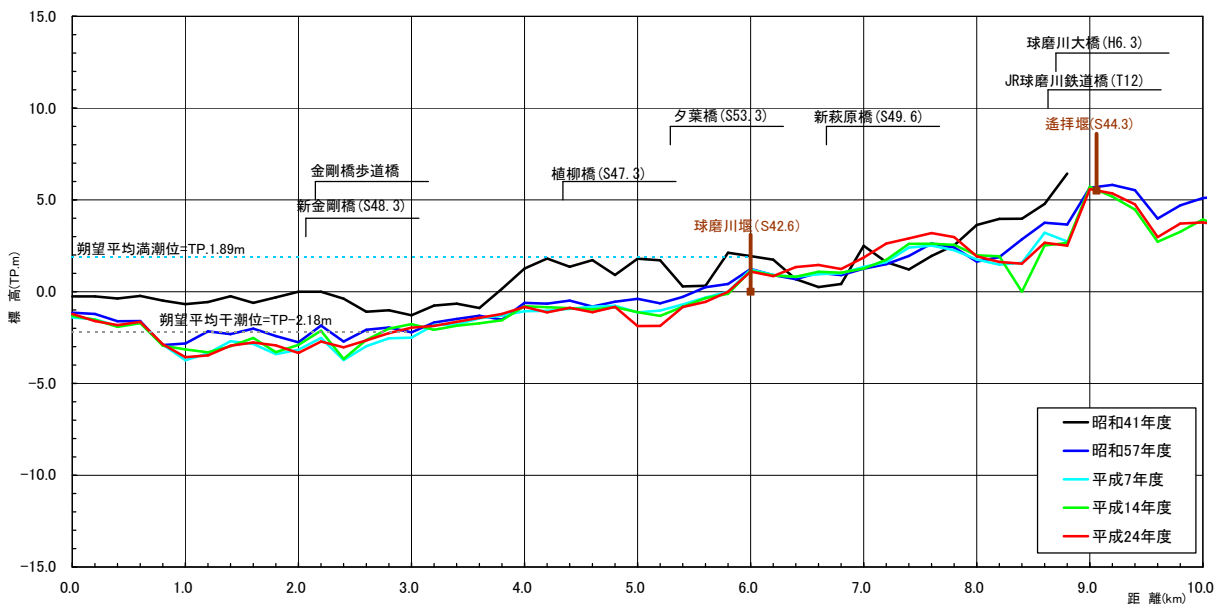


図 3.2.16 球磨川下流の平均河床高縦断図

出典：国土交通省 九州地方整備局 八代河川国道事務所資料

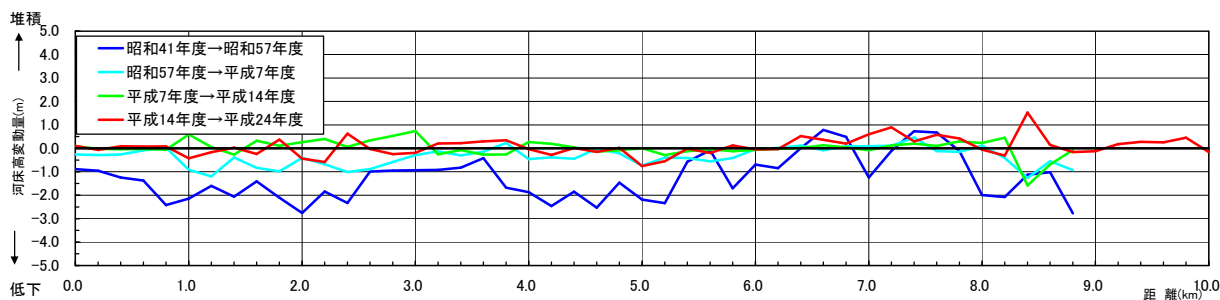


図 3.2.17 球磨川下流の河床変動傾向

出典：国土交通省 九州地方整備局 八代河川国道事務所資料

八代海域における環境保全のあり方について（2003）によると<sup>7)</sup>、球磨川の既設ダムの堆砂量は1991（平成3）年～2000（平成12）年の間で年間11万 $\text{m}^3$ 、1996（平成8）年以降の砂利採取量は年間2～10万 $\text{m}^3$ と報告されている（図3.2.18）。宇野木によると<sup>8)</sup>、砂利採取量とダム堆砂量の累計については、各々220万 $\text{m}^3$ 、480万 $\text{m}^3$ 、合計700万 $\text{m}^3$ に達するとの報告がされている（表3.2.3）。

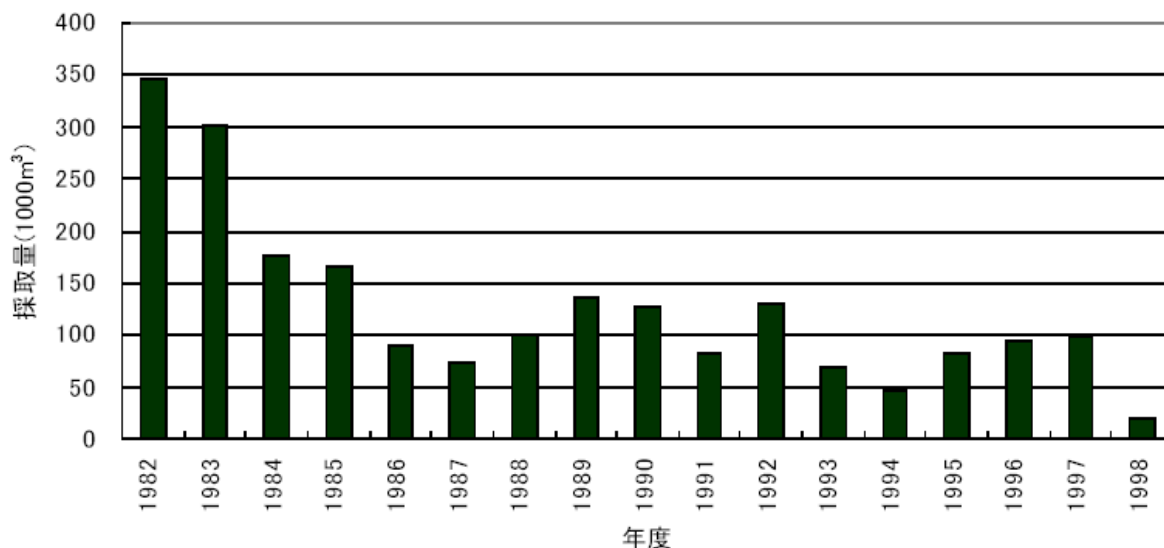


図 3.2.18 球磨川における砂利採取量の推移

出典：八代海域調査委員会（2003）「八代海域における環境保全のあり方について（資料）」  
p. 58

表 3.2.3 平成12（2000）年までのダム堆砂量及び河川からの採砂量

	建設年	貯水容量 (100万 $\text{m}^3$ )	堆砂率(%) (2000年現在)	堆砂量 (100万 $\text{m}^3$ )
荒瀬ダム	1954	10.137	0.6	1.075
瀬戸石ダム	1958	9.930	6.6	0.655
市房ダム	1959	40.200	7.7	3.095
			(ダム堆砂計)	4.825
			(砂利採取)	2.200
			合 計	7.025

出典：宇野木早苗（2002）：河川事業が沿岸環境へ与える影響を物理面から考える：海の研究

第11巻 第6号, pp. 637-650

## (2) 河川を通じた陸域からの土砂流入の変化

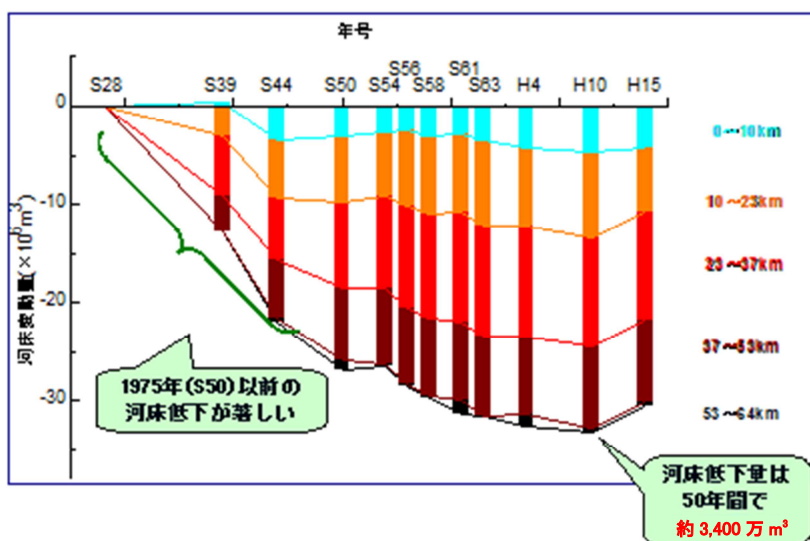
河川からの粗粒土砂の海域への流入が特に減少したとすれば、このことが底質の細粒化の一因となる可能性が指摘されている<sup>1)</sup>。

河川流域から海域への土砂の流入過程には、土砂の生産、流出、流送、堆積・沈降など多くの場がシステムとして係わっている。

以下、筑後川について得られている情報の範囲内で土砂流入を考察する。

筑後川は有明海へ流入する河川の流域面積の約 35%を占め、有明海への影響が最も大きく、筑後川流域の土砂生産量は 36 万 m<sup>3</sup>/年と推計されている。

筑後川では 1953 年から 50 年間に各種事業により土砂が持ち出され、約 3,400 万 m<sup>3</sup> の河床低下が生じたと推定される (図 3.2.19)。特に、砂利採取は 1950 年代後半から 1970 年代前半の年間採取量が大きく、最盛期には年間 200 万 m<sup>3</sup> 程度と推定されている。



- 注) 1. 1953 (昭和 28) 年を基準とし、各断面ごとの変動量を算出・累計したもの。  
 2. 正が増加 (堆積)、負が減少 (侵食) を表す。  
 3. 河床変動量の内訳には、河床の低下量のみでなく、河道拡幅量も含まれている。

図 3.2.19 筑後川の河床変動量の経年変化

資料：第 13 回有明海・八代海総合調査評価委員会 資料-3 (福岡) を改変

また、横山 (2004) によると<sup>9)</sup>、河床の緩勾配化によって、ばらつきはあるものの掃流砂量<sup>1)</sup>に減少傾向が認められる (図 3.2.20) と指摘されている。

このようなことから、1950 年代後半から 1970 年代前半の砂利採取等によって河床の砂の現存量が減少するとともに、下流側の河床が緩勾配化し、土砂の持ち出し以降、筑後川から海域への土砂流入量は減少したものと考えられる。

近年では砂利採取量は減少し、年間 1 万 m<sup>3</sup> 程度となっている<sup>2)</sup>。また、第 29 回

<sup>1)</sup>掃流砂：河床土砂 (砂や礫) が流れによって滑動、転動、跳躍しながら河床上を移動するもの。浮遊砂・掃流砂を含めた海域への土砂流入量の全量が経年的に把握されていないため、ここでは経年的に既知の流量等から推定された掃流砂の知見を提示した。



有明海・八代海等総合調査評価委員会資料 3-2 (2012) によると<sup>10)</sup>、2000 (平成 12) 年～2008 (平成 20) 年の筑後川流域全体の土砂収支計算によれば、年間 12.5 万 m<sup>3</sup> が有明海へ流入していると推計されている (図 3.2.21) が、過去の土砂収支は推計されていない。

また、横山ら (2005) によると<sup>11)</sup>、短期的なイベントとしては、筑後川の感潮域に堆積したシルト・粘土が出水時に浸食されて河口沖合域に堆積する事例が報告されている (図 3.2.22) が、大規模な洪水時には、感潮域河床を構成する砂分が有明海に流入することも考えられる。

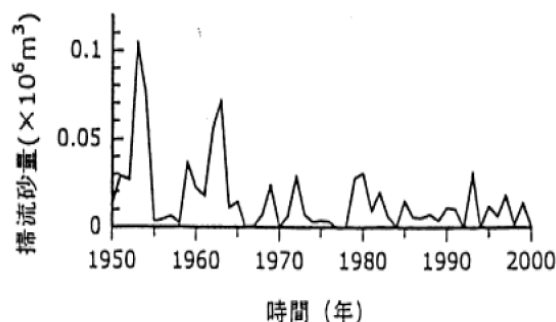


図 3.2.20 掃流砂量 (芦田・道上式による推算値) の経年変化 (25.5km 地点)

出典：横山勝英 (2004)：陸域からの土砂流出ー筑後川における流砂環境の変容ー、有明海・八代海研究者会議 (公開シンポジウム) 資料、PAGE.11-14

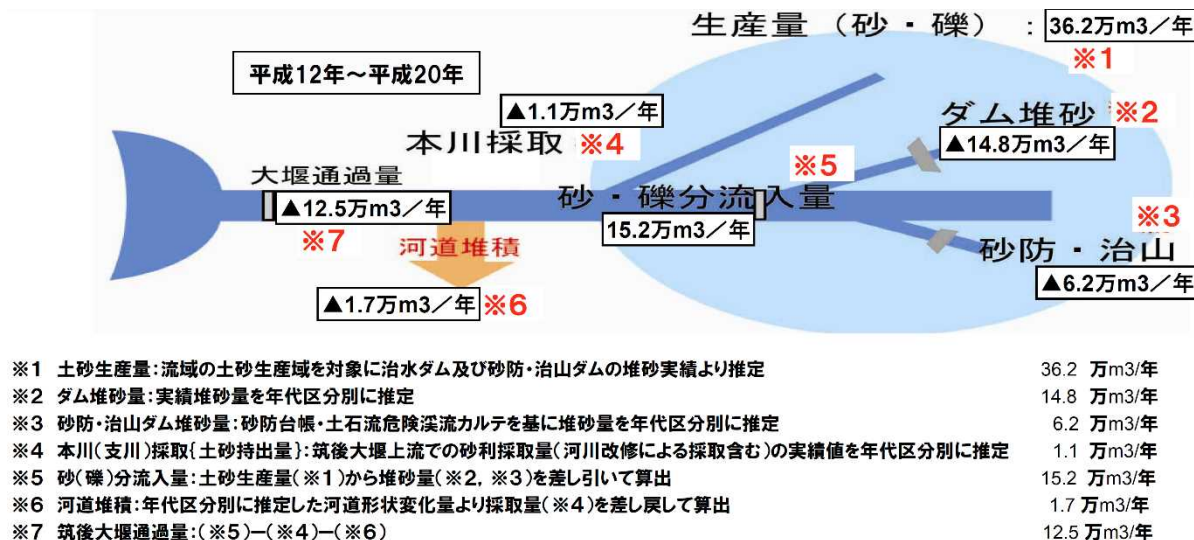


図 3.2.21 筑後川流域の土砂収支推計結果

出典：第 29 回有明海・八代海等総合調査評価委員会資料 3-2 (国土交通省)

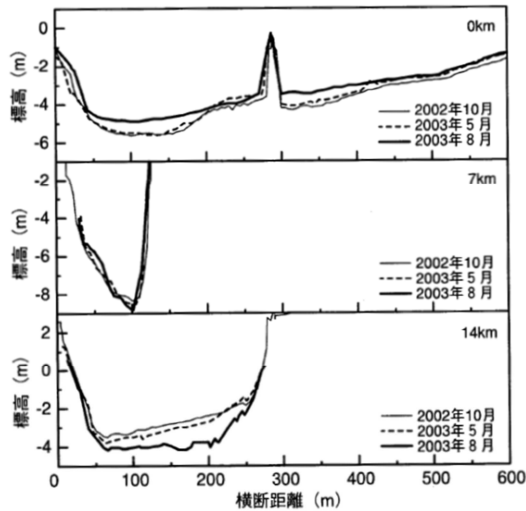


図-7 河床横断面 (0 km, 7 km, 14 km)

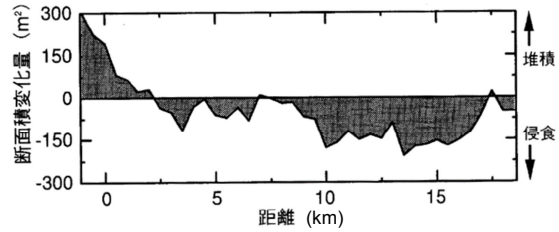


図-8 筑後川感潮域における出水前後の断面積変化

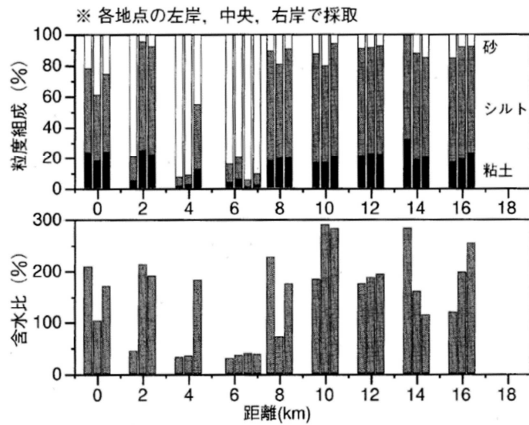


図-3 筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水前)

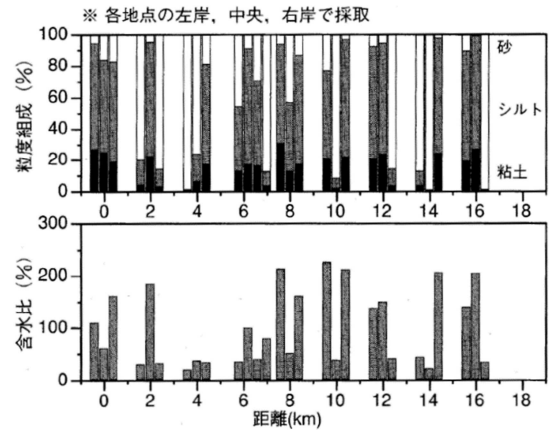


図-4 筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水後)

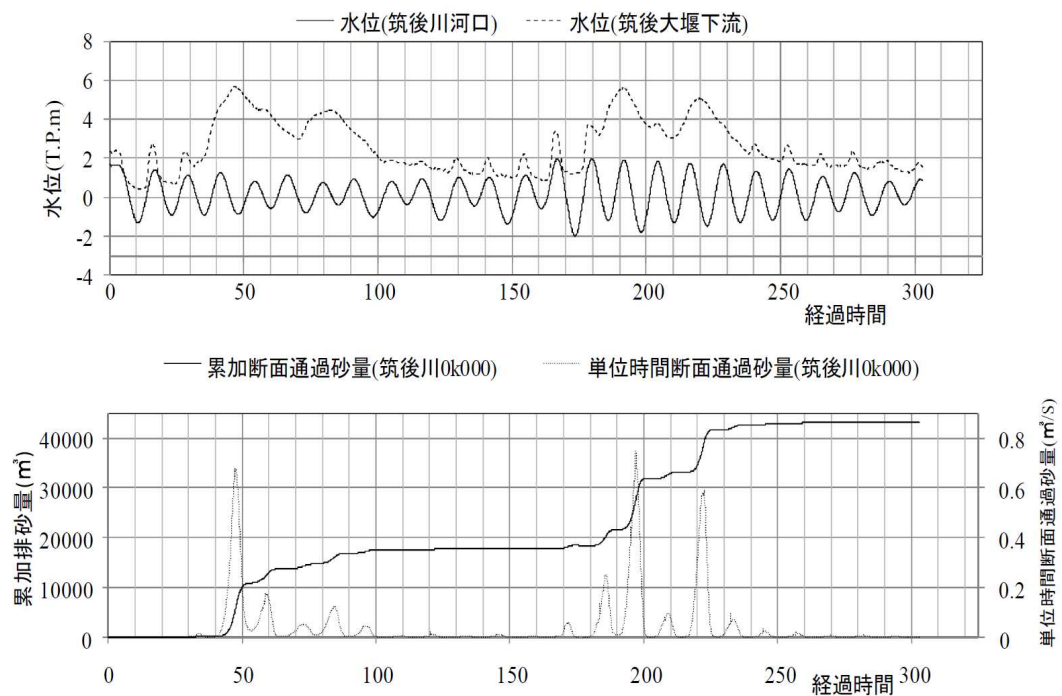
注) 左上図は河床横断面 (0km, 7km, 14km)、右上図は筑後川感潮域における出水前後の断面積変化、左下図は筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水前)、右下図は筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水後) を示す。

### 図 3.2.22 筑後川感潮域における土砂動態

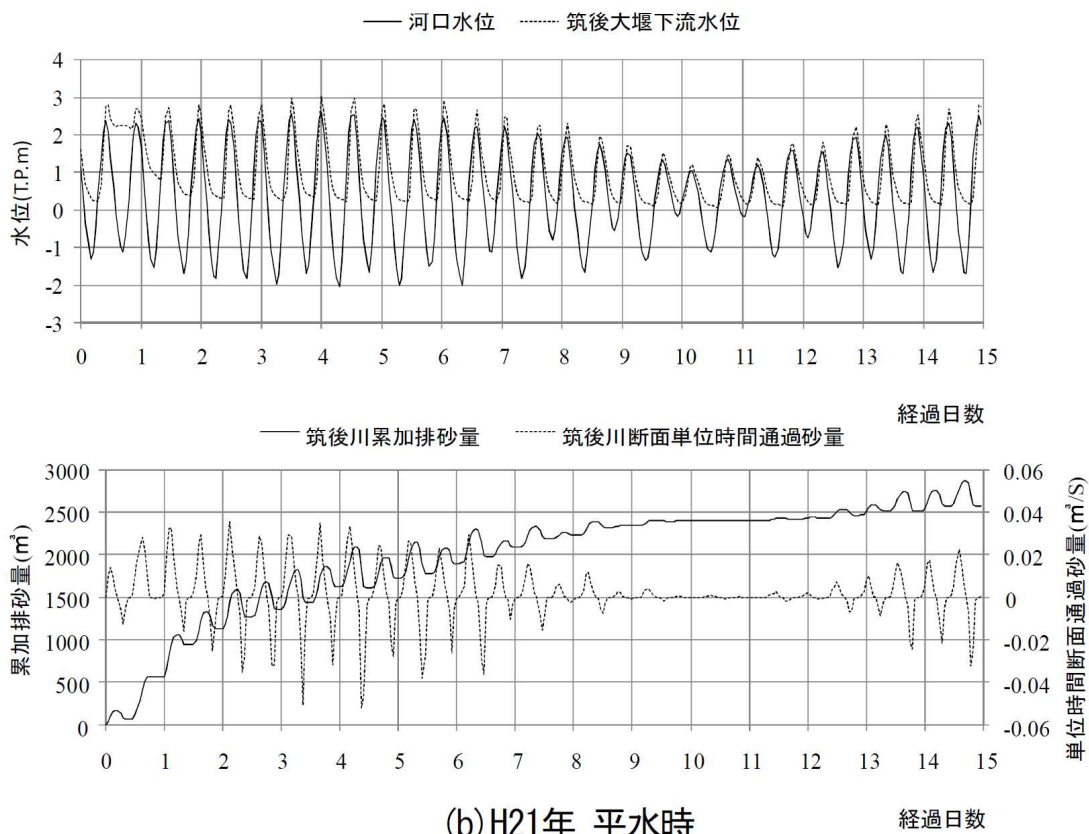
出典：横山勝英, 河野史郎, 山本浩一 (2005)：有明海湾奥部の地形・底質分布に関する現地調査, 海岸工学論文集 VOL. 52 NO. 2; PAGE. 936-940

島本ら (2012)<sup>12)</sup>によると、2009 (平成 21) 年の筑後川下流域の河床変動解析による有明海への土砂流入量推算では、洪水時には筑後川河口から有明海に流入する土砂量は干潮時に洪水ピークが重なった時が最も多く、洪水期間中は約 4.5 万 m<sup>3</sup>が流入している (図 3.2.23(a))。

また、横山ら<sup>11)</sup> (2005)によると、平水時には潮位変動とともに有明海に流入する土砂量は変動し、流量が増える大潮時に多量の土砂が流入している。大潮から小潮の約 15 日間で約 0.29 万 m<sup>3</sup>の土砂が有明海に流入していることから、平水時年間 (11.5 ヶ月)の有明海に流入する土砂量は約 6.7 万 m<sup>3</sup>と見積もられ (図 3.2.23(b))、2009 (平成 21) 年の 2 回の洪水による約 4.5 万 m<sup>3</sup>を合算すれば、2009 (平成 21) 年の有明海に流入する土砂量は 11 万 m<sup>3</sup>/年以上と推算される。これは、2000 (平成 12) 年～2008 (平成 20) 年の土砂収支による推算と同程度となっている。



(a)H21年 洪水時



(b)H21年 平水時

図 3. 2. 23 筑後川流域河床変動解析による流量時系列と有明海に流入する土砂量の推算結果

出典：島元尚徳, 久保世紀, 鈴木健太, 福岡捷二 (2012)：筑後川流域における土砂収支の推算と有明海への砂の流出量に関する研究, 河川技術論文集, 第 18 巻

### (3) まとめ

河川からの土砂流入の減少は、海域での底質の細粒化の要因となる可能性があることから、有明海・八代海に流入する代表的な河川についてその流況と海域に流入する土砂量に関する情報を整理した。海域に流入する土砂量について経年的な実測データが無いことから、流入土砂量に関連する砂利採取等の量や河床変動などについて経年変化を整理した。

河川の流況について、有明海の代表河川である筑後川を見ると1973年～2014年の平均年間総流量は36.6億 $m^3$ （最大66.3億 $m^3$ 、最小16.5億 $m^3$ ）、八代海の代表河川である球磨川を見ると1970年～2014年の平均年間総流量は38.6億 $m^3$ （最大78.3億 $m^3$ 、最小15.7億 $m^3$ ：1973(昭和48)～2014(平成26)年）である。それらは降水量に応じて変化しているが、両河川とも年間総流量の変化に単調な増減傾向は認められない。

筑後川の河床は、1970(昭和45)年以降では、砂利採取やダム堆砂により約1,200万 $m^3$ 分の低下がみられた。1953(昭和28)年からの河床変動をみると、砂利採取によって下流側河道が緩やかな勾配となり、筑後川から海域への土砂流入が減少（河川の土砂運搬能力が低下）した可能性が推定される。

六角川(牛津川)では、データのある1977(昭和52)年以降では、順流区間及び感潮区間とも河床は概ね安定している。

緑川における1970(昭和45)年～2003(平成15)年間の砂利採取量とダム堆砂量は合計700万 $m^3$ であり、球磨川における2000(平成12)年までの砂利採取量とダム堆砂量の累計については合計700万 $m^3$ に達するとの報告がある。砂利採取等による河床の低下は、菊池川、緑川、球磨川でもみられたが、砂利採取の減少等により近年では概ね安定している。

さらに、代表的な河川である筑後川について、河川を通じた陸域から海域への土砂流入の変化及びその要因について考察した。

筑後川では1953年から50年間に各種事業により土砂が持ち出され、約3,400万 $m^3$ の河床低下が生じたと推定されている。1950年代後半から1970年代前半の砂利採取等によって河床の砂の現存量が減少するとともに、下流側の河床が緩勾配化し、土砂の持ち出し以降、筑後川から海域への土砂流入量は減少したものと考えられる。

近年では砂利採取量は減少し、年間1万 $m^3$ 程度となっている。

また、2000(平成12)年から2008(平成20)年の筑後川流域全体の土砂収支計算によれば、年間12.5万 $m^3$ の土砂が有明海へ流入していると推計されているが、過去の土砂収支は推計されていない。

## 参考文献

- 1) 福岡捷二 (2005) 「第 13 回有明海・八代海総合調査評価委員会 資料 3 有明海・八代海における河川の影響について」
- 2) 国土交通省河川局 (2008) 「六角川水系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料 (案)」
- 3) 国土交通省河川局 (2007) 「菊池川水系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料 (案)」
- 4) 国土交通省資料
- 5) 国土交通省河川局 (2008) 「緑川水系河川整備基本方針 土砂管理等に関する資料 (案)」
- 6) 国土交通省 九州地方整備局 八代河川国道事務所資料
- 7) 八代海域調査委員会 (2003) 「八代海域における環境保全のあり方について (資料)」
- 8) 宇野木早苗 (2002) : 河川事業が沿岸環境へ与える影響を物理面から考える : 海の研究 第 11 巻 第 6 号, pp. 637-650
- 9) 横山勝英 (2004) : 陸域からの土砂流出ー筑後川における流砂環境の変容ー、有明海・八代海研究者会議 (公開シンポジウム) 資料、PAGE. 11-14
- 10) 国土交通省 九州地方整備局 (2012) 「第 29 回有明海・八代海等総合調査評価委員会 資料 3-2 『土砂に関する知見の蓄積』に関する報告」
- 11) 横山勝英, 河野史郎, 山本浩一 (2005) : 有明海湾奥部の地形・底質分布に関する現地調査, 海岸工学論文集 VOL. 52 NO. 2; PAGE. 936-940
- 12) 島元尚徳, 久保世紀, 鈴木健太, 福岡捷二 (2012) : 筑後川流域における土砂収支の推算と有明海への砂の流出量に関する研究, 河川技術論文集, 第 18 巻



### 3. 潮汐・潮流

#### [潮位の変動]

##### (1) 有明海について

##### ア) 潮位の状況

有明海では1日2回の満潮と干潮を迎える際の潮位差が大きく、特に湾奥では大潮期には最大約6mに達する。

潮汐は主に月と太陽の引力から生じる異なる周期を持つ分潮で構成され、 $M_2$ 分潮（主太陰半日周潮）、 $S_2$ 分潮（主太陽半日周潮）、 $O_1$ 分潮（主太陰日周期）、 $K_1$ 分潮（日月合成日周期）を主要4分潮と呼ぶ。月の引力による分潮（主要4分潮では、 $M_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ ）は月の軌道の昇交点の周期変動（約18.6年周期）の影響を受けて振幅や位相が毎年変動する。有明海では湾口から湾奥に向かって潮位差は増大するが（表3.3.1）、これは有明海の固有振動周期が半日周期に近く、半日周期の外洋の潮汐振幅と湾内水が共振現象を起こすためである。有明海の最も大きな分潮成分は $M_2$ 分潮であり、 $S_2$ 分潮がこれに次ぐ（表3.3.2）。湾奥の潮位差の増大には湾の固有振動による半日周潮（ $M_2$ 分潮+ $S_2$ 分潮）の増幅が大きく関与する。なお、有明海の潮位変動の解析に際しては以下の点に留意する必要がある。

- ① 環境問題との関係を見るには、実際の振幅変化（分潮振幅に18.6年周期の変化（係数 $f^*$ ）をかけたもの）を考える必要があること
- ② 実際の潮位には気象・海象等の要因が加わり、潮汐変動以外に特異な変動が含まれること
- ③ 潮汐振幅の長期変化の要因については、1)海水面積の減少、2)平均潮位の上昇、3)外洋の潮汐振幅の減少の3つの要因に整理されて議論されていること

※係数 $f$ ： $M_2$ 分潮は1979年頃と1997年頃に極大、1988年頃と2006年頃に極小をむかえる。一方、 $K_1$ および $O_1$ 分潮は $M_2$ 分潮とは逆位相で、 $M_2$ 分潮が極大のときに極小をむかえるが、有明海では $M_2$ 分潮の振幅が卓越しているため、実際の潮汐の18.6年周期の変動は、ほぼ $M_2$ 分潮の係数 $f$ の変動で表される。なお、 $S_2$ 分潮には18.6年周期の変動はない。

表 3.3.1 有明海各地点の潮位差

地名	潮差	平均潮差 cm	大潮差 cm	小潮差 cm
富岡		192	278	106
口之津		208	290	126
柳ノ瀬戸		238	338	138
三角		250	354	146
三島		294	406	182
大浦		315	453	178
竹崎		316	454	178
三池		318	456	180
若津		322	458	186
住ノ江		344	494	194

表 3.3.2 主要分潮の潮汐調和定数（振幅）

地名	$M_2$		$S_2$		$K_1$		$O_1$	
	Hcm	K'	Hcm	K'	Hcm	K'	Hcm	K'
富岡	96	230	43	252	27	208	20	190
口之津	104	254	41	290	28	216	21	192
柳ノ瀬戸	119	252	50	287	28	220	20	197
三角	125	254	52	295	26	220	19	201
三島	147	258	56	299	25	219	20	204
大浦	158	266	69	302	29	222	22	201
竹崎	158	259	69	299	29	220	22	203
三池	159	259	69	299	27	219	21	198
若津	161	262	68	301	25	228	20	193
住ノ江	172	267	75	306	27	221	22	206

注) 上記地名の位置は図 3.3.1 に示すとおりである。

出典：気象庁（1974）「有明海・八代海海象調査報告書」

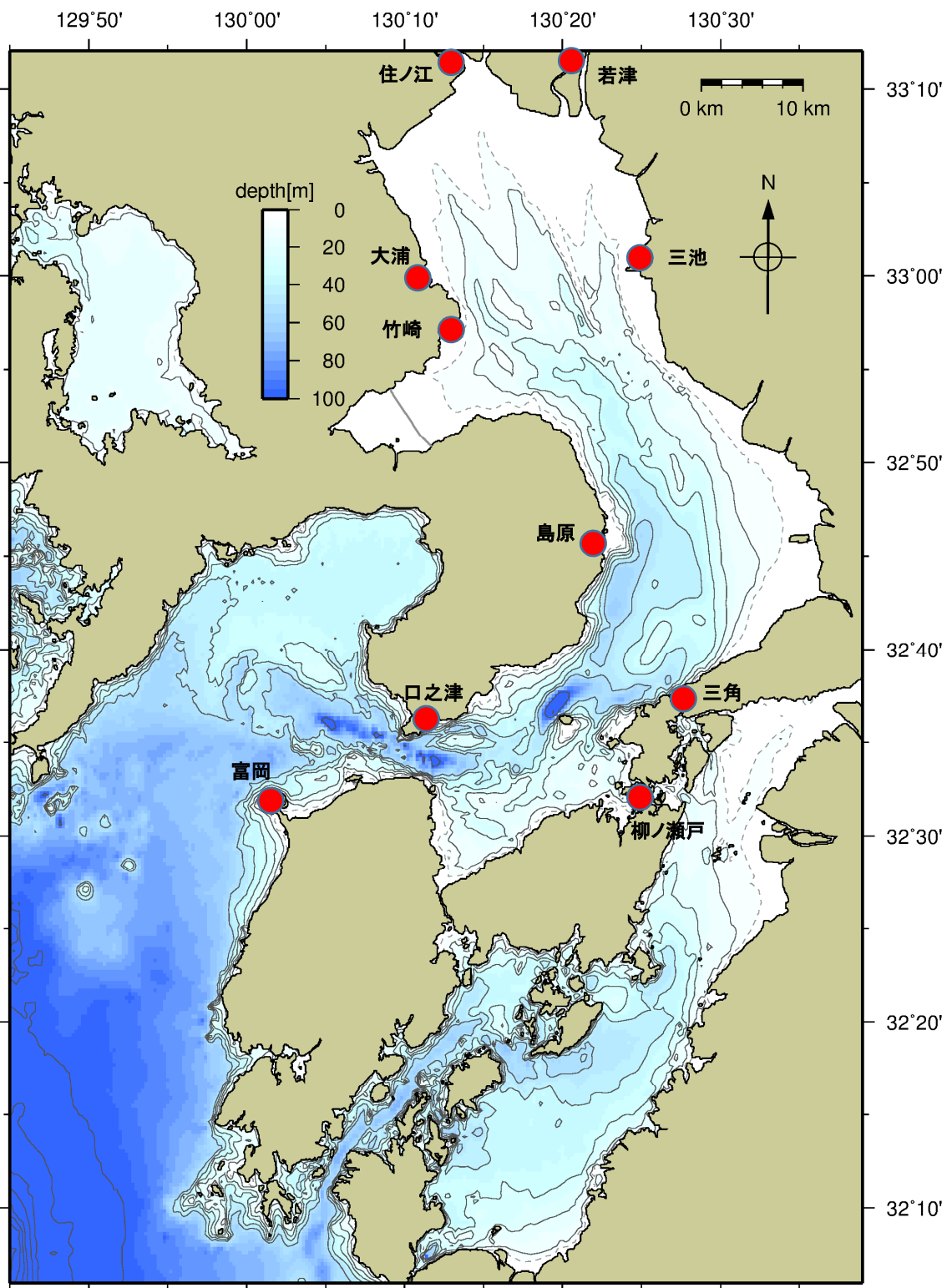
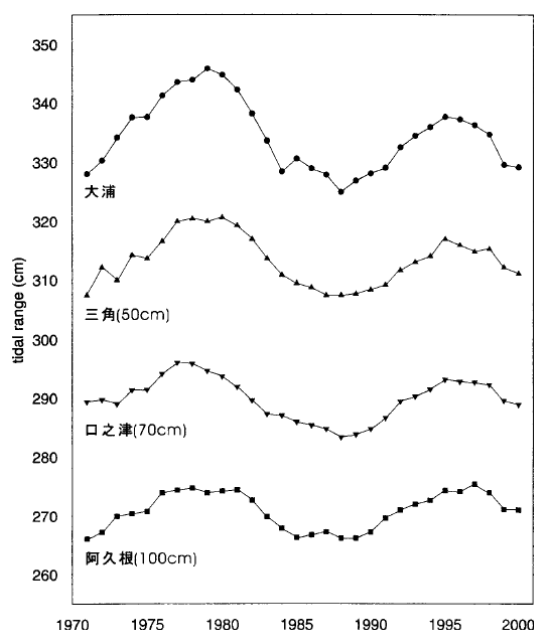


図 3.3.1 表 3.3.1 及び表 3.3.2 の潮位観測の地名の位置



### イ) 潮位差の比較

武岡 (2003)<sup>1)</sup>によると、有明海は湾奥ほど年平均潮位差が大きく、大浦の潮位差は1979年頃(潮位差約345cm)と1995年頃(同337cm)に極大、1988年頃(同325cm)に極小をもつ変動がみられる。また、外洋に面している阿久根の潮位差は1979年頃(同175cm)と1997年頃(同175cm)に極大、1988年頃(同166cm)に極小をもつ変動がみられる(図3.3.2)。大浦における年平均潮位差の変動は、 $M_2$ 分潮の $f$ と振幅自体の変動でほぼ説明でき、1979年頃の極大と1988年の極小の差(20cm強)は、 $M_2$ 分潮の振幅と係数 $f$ の変化(3.7%)から期待される変化とほぼ一致する。また、1979年頃の極大と1995年頃の極大の差(約9cm、 $M_2$ 分潮の振幅の2.9%に相当)は、大浦における $M_2$ 分潮の振幅の減少率でほぼ説明できる。



注) 三角、口之津及び阿久根での値は図中のカッコ内の値を加えている。

図 3.3.2 有明海内外の観測点における年平均潮位差の経年変化

出典：武岡英隆 (2003)：有明海における  $M_2$  潮汐の変化に関する論議へのコメント，沿岸海洋研究，第41巻，第1号，pp.61-64

大浦における1970年から現在までの $M_2$ 分潮振幅は、全体としては減少傾向にあり、この中で、周期的な増減を示し、外洋により近接する口之津においても同様の变化傾向が見られる。月昇交点位置変化の影響を含む長期的な $M_2$ 分潮振幅の増減は、いずれも1979年頃と1995年頃に極大となった後、2007年にかけて減少し、その後再び増加しており、2015年頃に再び極大を迎えると考えられる(図3.3.3)。

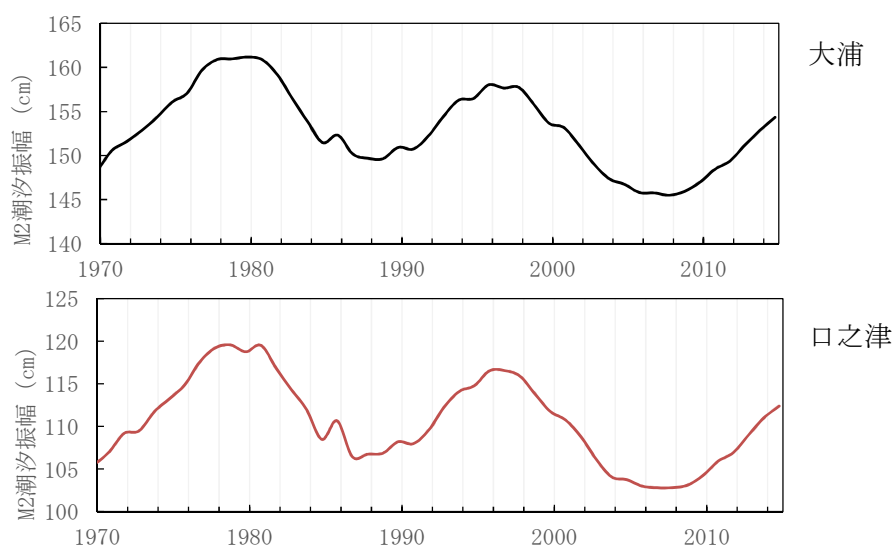


図 3.3.3 大浦及び口之津の  $M_2$  潮汐振幅の経年変化 (月昇交点位置変化の影響を含む)

資料：大浦・口之津毎時潮位 (JODC オンラインデータ提供システム, 気象庁潮位観測資料)

平成 18 年度の有明海・八代海総合調査評価委員会報告においては、潮位差減少と諫早湾の潮受堤防との関係について、実測とシミュレーションの知見として、それぞれ、農林水産省（2003）による 1970（昭和 45）年～2001（平成 13）年の大浦の年平均潮位差、大潮差の経年変化から明らかな変化はみられなかったという報告（図 3.3.4）と滝川・田淵（2002）<sup>2)</sup>らの数値シミュレーションでは、潮受堤防により潮位差は減少し、その影響は湾奥ほど大きく、最奥の住ノ江では潮位差の約 2.5%の減少となることという報告が示されている（図 3.3.5）。

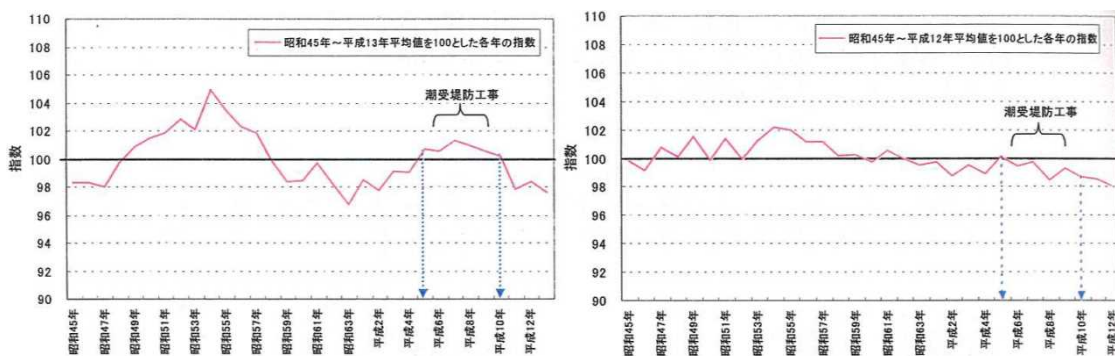


図 3.3.4 大浦検潮所における年平均潮位差と大潮差の推移

出典：農林水産省九州農政局（2003）「諫早湾干拓事業開門総合調査報告書」

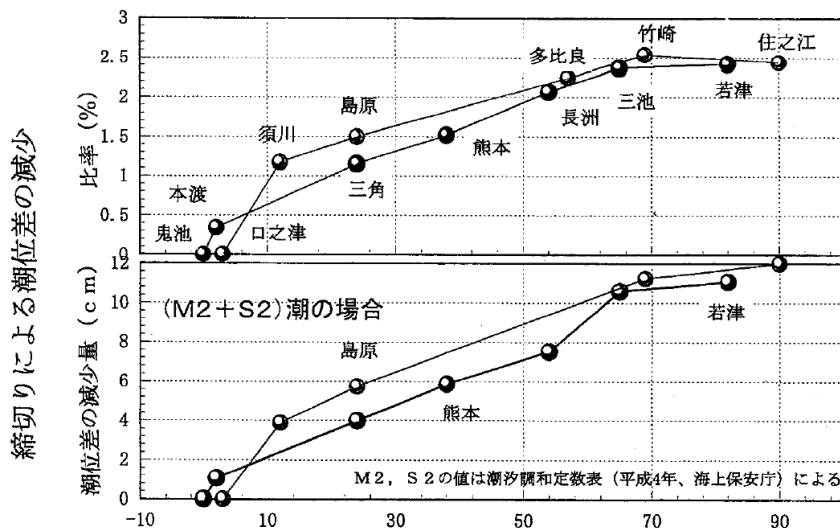


図 3.3.5 諫早湾締切りの潮位差への影響

出典：滝川清, 田淵幹修（2002）：有明海の潮汐変動特性と沿岸構造物の影響，海岸工学論文集，第 49 卷，pp.1061-1065

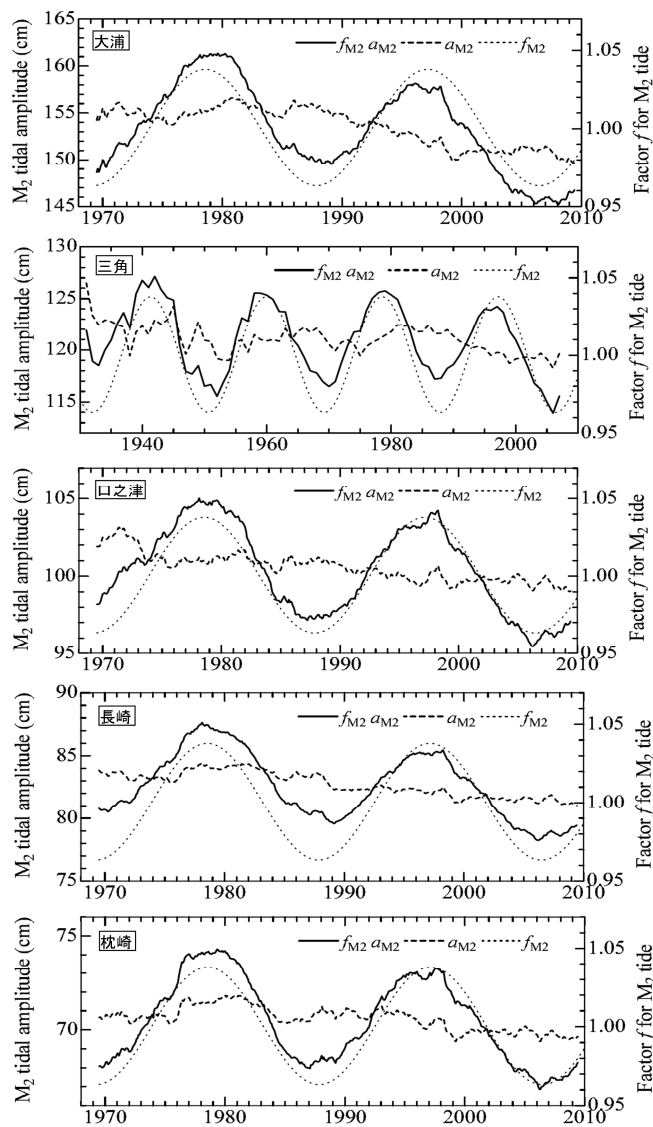
### ウ) $M_2$ 分潮振幅の比較

有明海で最も大きな分潮成分である  $M_2$  分潮振幅の変動に関する知見を整理した。

田井ら (2010) <sup>3)</sup> によると、大浦の  $M_2$  分潮振幅は 1980 年～1999 年の間に約 4% 減少しているが、この減少は口之津のほか外洋でもみられる。

月昇交点位置変化の影響を除いた  $M_2$  分潮振幅は、過去約 40 年間で減少しており、それが前述イ) で示した極大年の年平均潮位差の減少 (1979 年頃 > 1995 年頃) の主な要因と考えられる (図 3.3.6)。

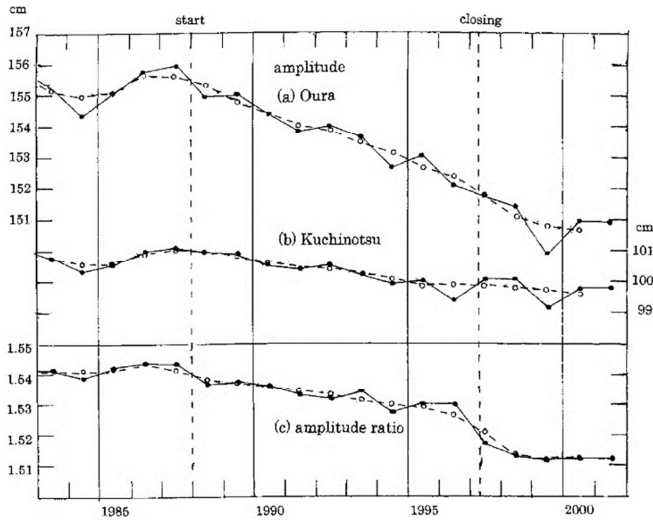
諫早干拓事業開始から潮受堤防締切りまでの間に大浦から口之津に至る  $M_2$  分潮振幅の増幅率が 1.54 から 1.52 に減少しており、この減少は干拓事業に伴う地形変化が原因との報告<sup>4)</sup> がある (図 3.3.7) 一方、口之津を 1 とした場合の大浦の  $M_2$  分潮振幅の増幅率に明らかな変化はみられなかったとの報告もある (図 3.3.8) <sup>5)</sup>。なお、田井ら (2008) <sup>6)</sup> によると、諫早湾の潮受堤防締切りによる有明海内の  $M_2$  分潮振幅の増幅率は、外洋の潮汐振幅に依存するため、外洋の潮汐振幅が等しい場合を比較する必要があることが報告されている。



$f_{M_2} a_{M_2}$ : 昇交点運動の変化を含めた振幅、 $a_{M_2}$ : 昇交点運動の変化を取り除いた振幅

図 3.3.6  $M_2$  分潮の調和定数 (振幅) と  $f$  値の経年変化

出典：田井明、斎田倫範、矢野真一郎、小松利光 (2010)：潮汐振幅の全球的な長期変化，ながれ，第 29 巻，pp. 427-431



注) 1. (a)は大浦、(b)は口之津のM<sub>2</sub>分潮振幅を示し、(c)は振幅比、すなわち増幅率を示す。  
 2. 実線は観測値、破線は3年間の移動平均値(短周期ノイズを消すために実施)である。  
 3. 縦の破線は、諫早湾干拓事業の開始と潮受け堤防による締切り。

図 3.3.7 大浦と口之津のM<sub>2</sub>分潮振幅の経年変化

出典：宇野木早苗 (2004)：有明海の潮汐・潮流の変化に関わる科学的問題と社会的問題，沿岸海洋研究，第42巻，第1号，pp.85-94

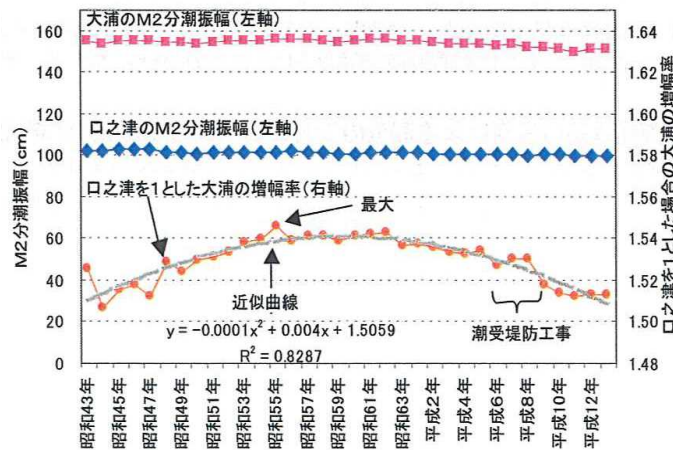


図 3.3.8 口之津検潮所と大浦検潮所のM<sub>2</sub>分潮増幅率の経年変化

出典：農林水産省九州農政局 (2003)「諫早湾干拓事業開門総合調査報告書」

M<sub>2</sub>分潮振幅（月昇交点変化の影響を含まない）については、大浦で約20年の間に約6cmの減少がみられる（図3.3.6）。このM<sub>2</sub>分潮振幅の減少要因としては、有明海内の海水面積の減少（内部効果）、平均潮位の上昇（外部効果）、外洋の潮汐振幅の減少（外部効果）などが挙げられているが、その影響度合いに関する見解は異なっている（表3.3.3）。

表 3.3.3 M<sub>2</sub>分潮振幅の減少に関する各要因の寄与率に関する見解

要因 \ 見解	見解1	見解2	見解3	見解4	見解5
有明海内の海水面積の減少	50%	40～50%	潮受堤防の 締め切り 10～20%	諫早堤防：24% 熊本新港：2%	—
平均潮位の上昇	10%	極めて 小さい	—	0%	—
外洋潮汐振幅の減少	40%	50～60%	—	76%	過去80年間では、M <sub>2</sub> 分潮振幅減少の大部分は干拓等の海岸線の変化ではなく、外海のM <sub>2</sub> 分潮振幅の減少である。

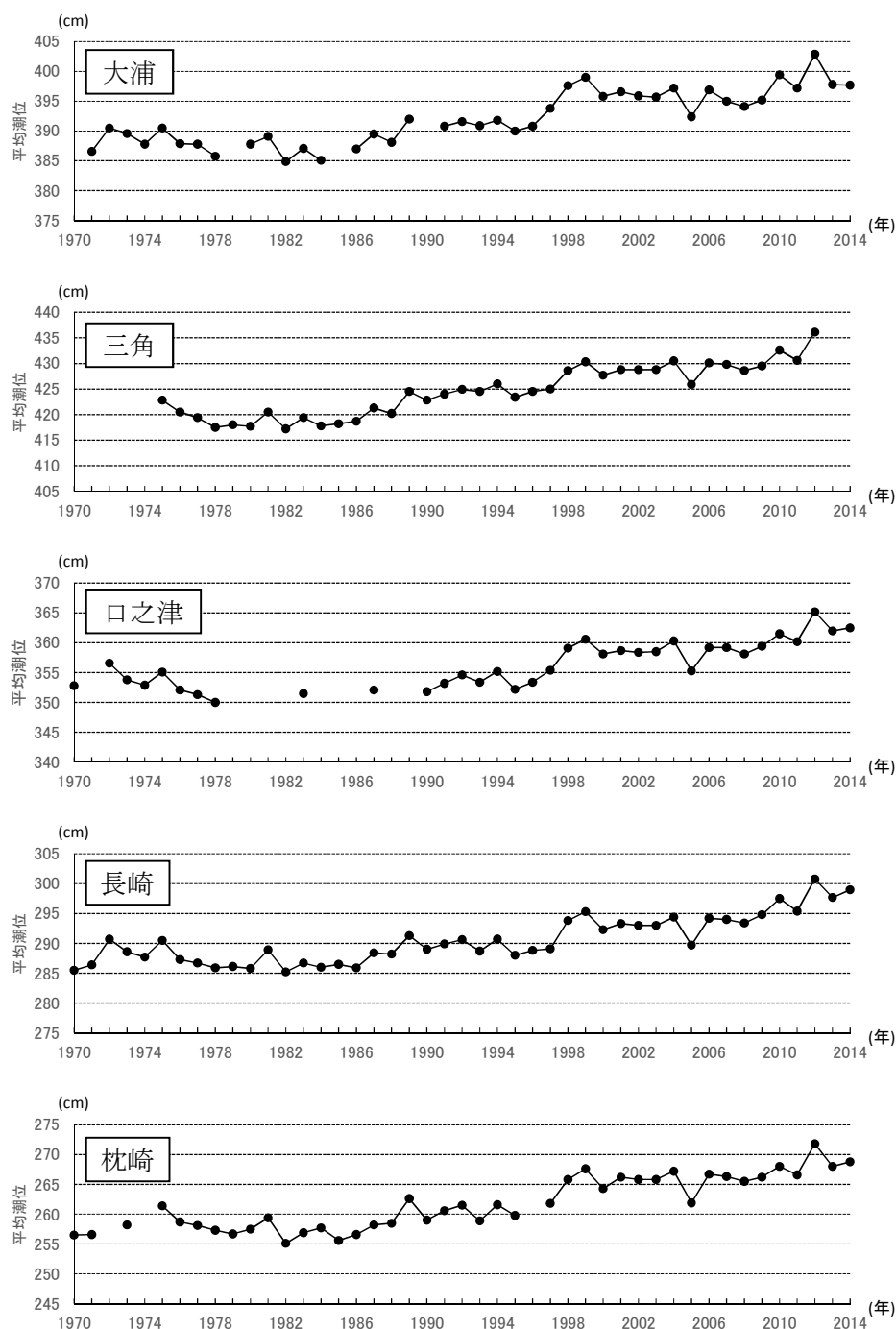
注) 各見解の解析にかかる条件、方法等は、それぞれ異なることから単純に比較ができないことに留意が必要である。

出典：

- 見解1) 宇野木早苗(2003)：有明海の潮汐減少の原因に関する観測データの再解析結果，海の研究，第12巻，第3号，pp.307-312
- 見解2) 灘岡和夫、花田岳(2002)：有明海の潮汐振幅減少要因の解明と諫早堤防締め切りの影響，海岸工学論文集，第49巻，pp.401-405
- 見解3) 塚本秀史、柳哲雄(2002)：有明海の潮汐・潮流，海と空，第78巻，第1号，pp.31-38
- 見解4) 藤原孝道，経塚雄策，濱田考治(2004)：有明海における潮汐・潮流減少の原因について，海の研究，第13巻，第4号，pp.403-411
- 見解5) 田井明、斎田倫範、橋本彰博、矢野真一郎、多田彰秀、小松利光(2010)：有明海および八代海における半日周期潮汐の長期変化について，水工学論文集，第54巻，pp.1537-1542

### エ) 有明海の平均潮位の上昇

平均潮位は、湾奥の大浦、より外洋に近接した口之津で共に近年上昇しており、外洋の長崎や枕崎においても同様の傾向で上昇している（図 3.3.9）。



注 1) 本図は、有明海・八代海総合調査評価委員会・環境省「委員会報告」(平成 18 年 12 月)の図 3.5.7 に海岸昇降検知センターHP：日本列島沿岸の年平均潮位(1894 年～)の 2001 年以降の値を追加している。

2) 平均潮位データは、験潮場の地盤を基準とした海面変化であり、地殻上下変動に伴う験潮場の標高の変化は加味されていない。

図 3.3.9 年間の平均潮位の推移



(2) 八代海について

八代海の潮位観測点は有明海に比べて数少ないが、1980年以降、有明海と同様に平均潮位の上昇と潮位差の減少傾向が観測されている(図 3.3.10)。八代海の潮位変動特性(湾振動)に関わる詳細な知見は少ないが、外洋からの入射波周期に対する八代海の各点での振動応答を2次元の数値計算より算定した結果によると(図 3.3.11)、八代海の湾振動周期は約3時間であり、これが八代海の長軸方向の固有振動周期である。また、9時間以上の振動応答は、有明海の固有周期による影響であり、八代海と有明海の潮汐流動の調査に際しては相互の影響についても考慮する必要がある<sup>7)</sup>。

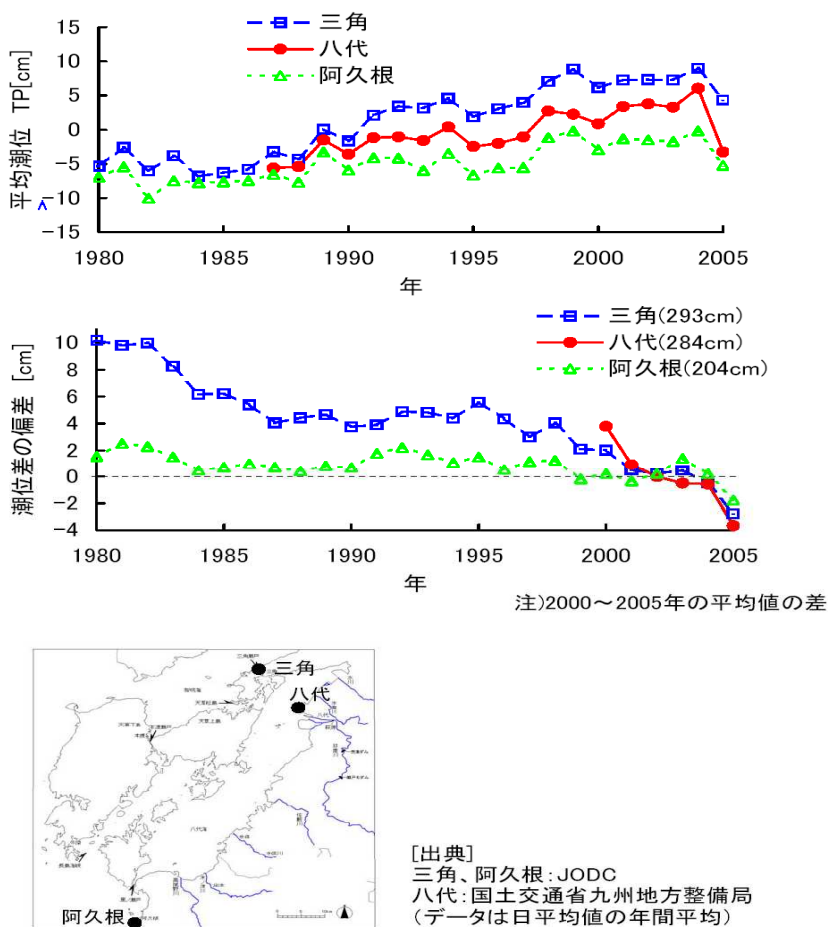


図 3.3.10 八代海における平均潮位及び潮位差の年変動

出典: 大和田紘一, 本城凡夫[八代海検討グループ](2006)「第 23 回有明海・八代海総合調査評価委員会 資料-2-3 八代海に関する検討」

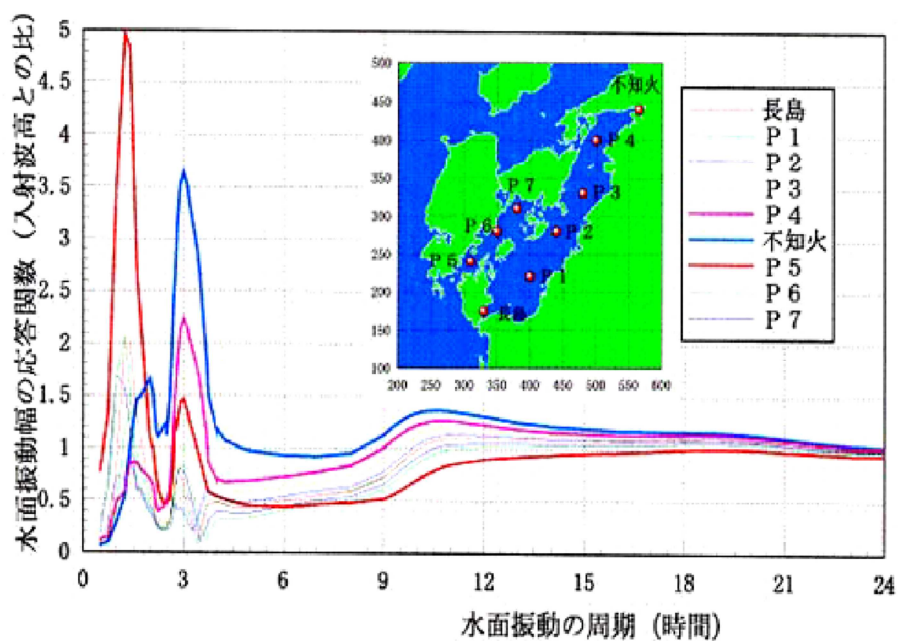


図 3.3.11 八代海における水面振動幅の応答関数

出典：滝川ら(2004)、八代海の環境変動の要因分析に関する研究、海岸工学論文集、第51巻、土木学会、916-920

## [潮流の変化]

海域の流れは、潮流と平均流（恒流）に分類され、潮流は潮汐による海面昇降を起こす海水の水平方向の往復運動であり、潮汐と同様な周期成分で構成される。

次に、平均流は潮流を除いた、潮汐残差流、河川からの淡水流入等によって引き起こされる密度流、風によって生じる流れ等を総称したものである。平均流のひとつである潮汐残差流は、潮流の非線形性によって生じる一方向の流れで、潮流により運ばれる水粒子は、一周期終わっても元の位置に戻らず、実際の湾ではややずれた位置にたどり着くことがあり、これは潮汐残差流によるものである。この潮汐残差流を含む平均流は、長期の物質輸送に重要な役割を果たす。

また、岸近くの干潟部などでは滞筋に沿った流出入が起きるなど地形の影響を強く受ける。

### (1) 有明海の潮流について

#### ア) 潮流・平均流の状況

##### a) 潮流の状況

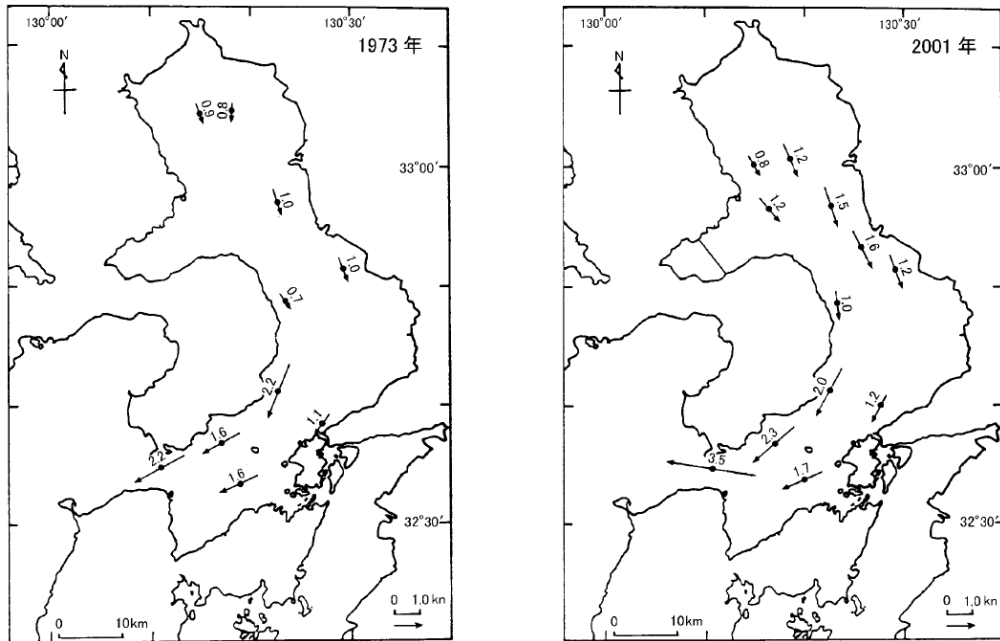
大潮平均流速は湾口部の早崎瀬戸で最大7ノットを超え、湾南部で2～3ノット、湾中央部で1.5～2ノット、湾奥部と沿岸部でも1～1.5ノットに達する。湾奥部でも強い流速を有するのは潮汐と同様に湾の共振による振動増幅及び水深減少のためと考えられている。また、浅海部の観測によると、湾奥河口域では滞筋に速い流れが出現している。

有明海の流動は、大きな潮位差によって引き起こされる卓越した潮流が特徴的である。ただし、坪野ら(2009)<sup>8)</sup>によると、夏季の諫早湾口周辺においては潮位差だけでなく海陸風の影響も日周期の流れに対して見られると報告している。

海上保安庁による1973年と2001年の2回の観測結果より(図3.3.12)、平均大潮期の下げ潮流では、三池港沖では1.0ノットから1.5ノット、島原沖では0.7ノットから1.0ノット、深江沖では2.2ノットから2.0ノットと増減は様々である。また、各測点の潮流の鉛直分布も特徴的な変化<sup>\*)</sup>が現れており、これは淡水流入条件による密度構造の違いによる可能性が大きいこと等が報告されている<sup>9)</sup>。しかしながら小松ら(2006)<sup>10)</sup>によるとこの2回の観測結果は、観測した季節が同じでなく、河川流入量や水温などの違いにより密度構造の効果が異なっていたおそれがあること等から、地形変化のみの効果を取り出して評価するまでに至っていないと考えられる。

西海区水産研究所が実施した2001年(平成13年)2月の下げ潮時の観測によると、25年前の同時期の推定値と比較して、有明海全体(熊本県大矢野島諏訪原と島原半島有家町石田を結ぶ線以北)の潮流流速は約12%低い値を示したことが報告されている<sup>11)</sup>(図3.3.13)。

\*) 測点7(島原沖)の10m層の潮流は顕著な変化はないものの、3m層では流速が増加するなど、明らかな変化がみられた。測点4(三池沖)の潮流では、1973年では下層ほど増大するのに対し、2001年では下層ほど減少していた。



注) 各地点の潮流は平均流を含まず、平均大潮に換算されている。

図 3.3.12 1973年と2001年の平均大潮時の海面下3mにおける下げ潮流の比較

出典：小田巻実，大庭幸広，柴田宣昭（2003）：有明海の潮流新旧比較観測結果について，海洋情報部研究報告，第39号，pp.33-61

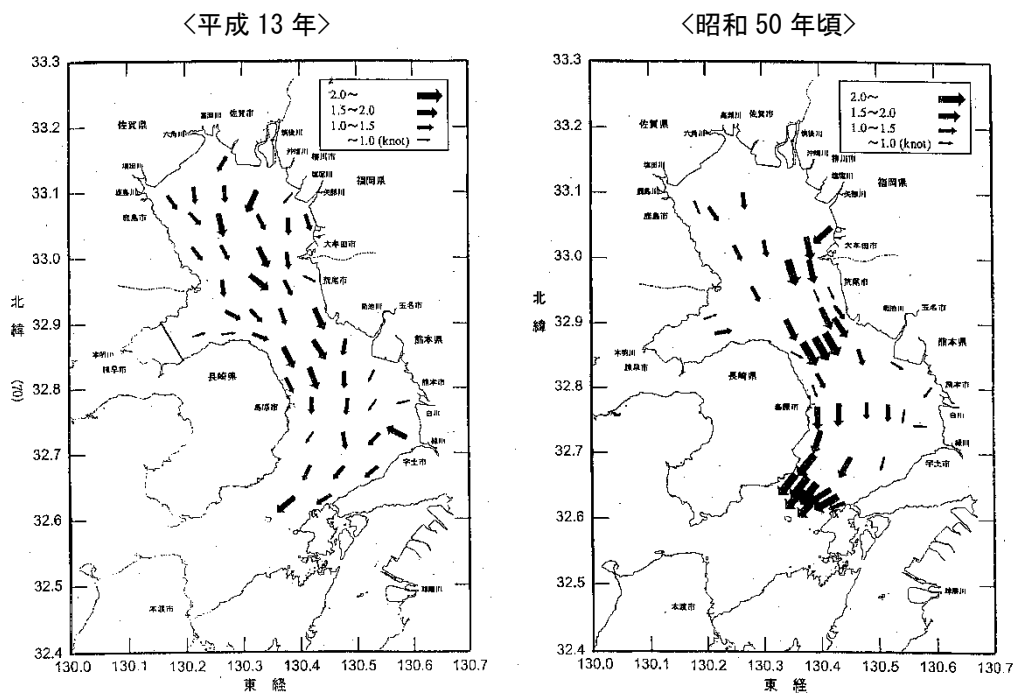


図 3.3.13 2001（平成13）年と1975（昭和50）年頃の下げ潮時の流速水平分布

出典：独立行政法人水産総合研究センター 西海区水産研究所（2004）「第9回有明海・八代海総合調査評価委員会 資料-2 行政特別研究 有明海の海洋環境の変化が生物生産に及ぼす影響の解明について」ほか

## b) 平均流の状況

平均流については、有明海では河川流入水の変動や風が平均流に与える影響が大きく、長期的な変化については不明な点も多い。

海上保安庁が作成した夏の表層での平均流の分布図によると、湾内には、湾南部、湾中央部、湾奥部にそれぞれ独立した流れが形成されている。湾奥部では東部の三池沖に北向きの流れが存在し、湾奥になるにしたがって北西に向きが変わり、全体として反時計回りの環流がみられるとされている。湾中央部では島原市北方と長洲町沿岸には湾奥に向かって0.4ノットの入りがみられる。一方、島原半島の沿岸で0.2~0.6ノット程度の明瞭な南下流が形成されている。この強い南下流は、その後の観測でも見いだされている。湾南部では全般的に湾口に向かう流れとなっている。

河川流入水の影響について、淡水が流入すると鉛直方向に流れの変化が生じ、夏季を中心に上層で流出、下層で流入のエスチュアリー循環（密度流）が発達する。

風の影響については、季節平均で検討した万田ら（2006）<sup>12)</sup>の有明海中央部における解析結果では、吹送流の流速が最大となる秋季でもその大きさは密度流に比べて一桁小さいことが報告されている。また、出水時を含めた1週間程度の期間を対象に検討した井下ら（2016）<sup>13)</sup>によると、有明海奥部では出水や潮流に加えて吹送流の影響も大きいことが示されている。このように検討の対象期間によっては、風による影響の程度が異なる場合がある。

海上保安庁による観測結果では、1973年と2001年の2回の結果を比較すると、後者では島原半島を南下する沿岸流の平均流の流速が約1/3になっていた（図3.3.14）。ただし、平均流は、地形など場所毎の条件に加え、河川水の流入、水温、風などの変動の影響を受けるため、長期的な変化とその要因を単純に評価することはできない。

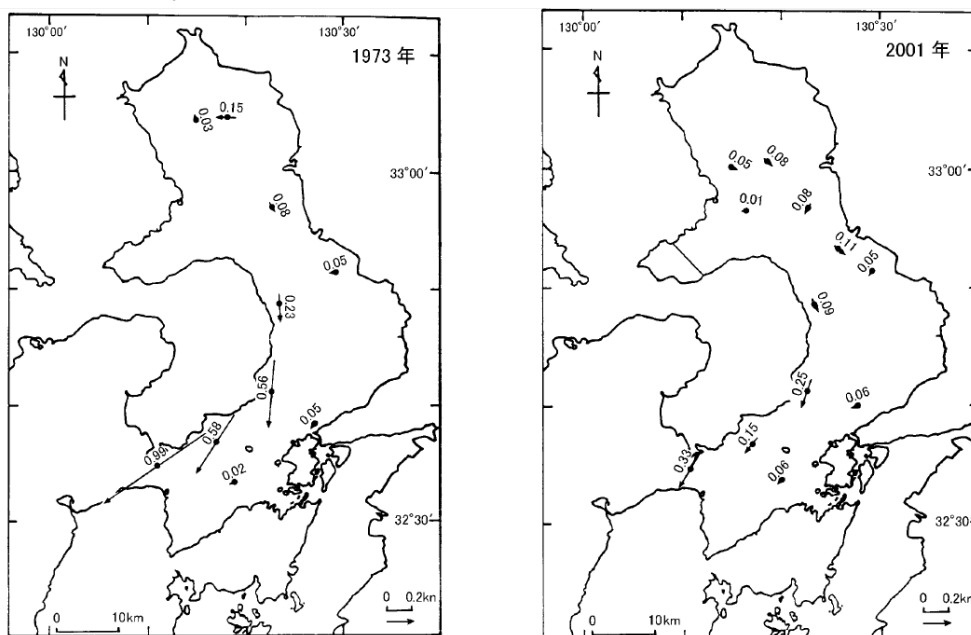


図 3.3.14 1973年と2001年の15昼夜観測の平均流の比較

出典：小田巻実，大庭幸広，柴田宣昭（2003）：有明海の潮流新旧比較観測結果について，海洋情報部研究報告，第39号，pp.33-61

## イ) 潮流流速の変化の主な要因とその影響

有明海の潮流に全体的な影響を及ぼす要因としては、1) 干拓・埋立て等による海水面積の減少並びに地形の変化、2) 東シナ海全体の平均潮位の上昇に伴う有明海湾内の平均潮位の上昇、3) 外洋の潮汐振幅の減少があげられる。これは、前述の潮汐振幅に与える影響要因と同様であり、流体力学の基本原理である連続条件（体積保存則）から、潮汐振幅が減少すると潮流流速は減少していなければならないことに起因する。

有明海では、干拓・埋立て、海岸線の人工化（護岸化）、港湾等の人工構造物の構築、ノリ網の敷設（柵数は1970年頃をピークに減少）がなされてきた。

また、前述のとおり、外洋の平均潮位の上昇に伴って、有明海の内湾でも平均潮位の上昇がみられ、外洋の $M_2$ 分潮振幅も内湾と同様に1970年から現在までの過去40年間で、全体としては減少傾向がみられる。

なお、実際の内湾では、潮流は潮位差により生じるもののほか、気象による影響や密度差による影響も複雑に関係するため、潮流の観測結果の比較は容易ではないが、これまでの研究報告や観測結果が得られている事項について、以下のとおり知見を整理した。

## ① 干拓・埋立てによる潮流流速への影響

1970年以降、有明海では佐賀県白石地区、福岡県三池港北部、熊本県長洲港北部、諫早湾などの干拓、熊本新港建設による埋立てが行われている。有明海における潮流流速は、東シナ海全体の平均潮位の上昇に伴う有明海湾内の平均潮位の上昇、外洋の潮汐振幅の減少の影響とともに、過去の様々な開発行為の影響を受けていると考えられるが、この内、調査・研究報告がみられる事例について、以下のとおり整理した（熊本港建設による影響は別途後述）。

諫早湾内における潮流調査の実測結果<sup>14)</sup>から、諫早湾の湾奥部と湾中央部では堤防締切り後に潮流流速が低下し、諫早湾の湾口部でも湾奥部や湾中央部ほど顕著ではないものの、流速が低下する傾向がみられたが、諫早湾外では観測年によるデータのばらつきが大きく、変化の傾向も異なった（図 3.3.15）。また、シミュレーションによると、下げ潮時の潮流流速は潮受堤防設置により諫早湾口北側の一部海域で増加、湾内から島原半島に沿った広い領域では減少するとの結果が得られている（図 3.3.16）<sup>15)</sup>。

矢野ら（2014）<sup>16)</sup>によると、諫早湾内の表層での潮流流速の変化量（潮受堤防がない場合とある場合）を数値シミュレーションにより解析した結果、潮受堤防による諫早湾の容量の減少により潮流流速が全体的に減少し、下げ潮最強から干潮にかけて、島原半島沿いに帯状の増速域と減速域が見られる。これは、潮受堤防の有無による諫早湾から有明海湾口へ流出する入退潮量の違いにより、島原半島沿いに流下する下げ潮流の流速が変化し、その結果として慣性力が変化し、流軸がずれたために起こったと考えられる（図 3.3.17）。

次に、矢野ら（2015）<sup>17)</sup>は、3次元シミュレーションによる解析によって、諫早湾の潮受堤防建設による鉛直混合能の変化が塩淡成層の発達に対して与えた影響は、大潮期では堤防の影響が顕著であるが小潮期では小さいこと、また、その

影響は諫早湾内と島原半島沿岸で強く、北部有明海ではほとんど無いことを報告している。

西ノ首ら (2004) <sup>18)</sup> によると、観測データとしては、島原半島沿岸部の観測結果 (1993年と2003年) から、潮流流速は大きく減少 (約21~27%) し、この減少率は締切りで減少した面積 (約3,667ha) が北部有明海 (有明-長洲ライン以北、約75,435ha) に占める割合 (約5%) と比して大きく、諫早湾への水塊の流出入が島原半島沿岸で集中的に生じることが示唆されるとの報告がある (図 3.3.18)。(ただし、これについては前述の矢野ら (2014) が報告しているように、流れの分布の変化が影響した可能性も無視できない。)

千葉ら (2002) <sup>19)</sup> の数値シミュレーションによると、潮受堤防による最大潮流速度の変化は、堤防前面で0.3~0.4m/sの減少、諫早湾外北側の地点で僅かに増速 (0.0~0.1m/s) する部分がある以外は、有明海全体で最大潮流速度の変化は非常に小さい (0.0~0.1m/sの減速) とされている (図 3.3.19)。

また、長期的、短期的な地形変化に伴う潮流流速の変化にかかるシミュレーションから、

- (a) 有明海湾奥部の干拓 (1970年以前) に伴う地形変化により、湾奥部を中心に潮流流速は10~30%減少する、
- (b) 諫早湾干拓に伴う地形変化により、諫早湾内で潮流流速は20~60%減少し、有明海中央部で潮流流速は5%減少する、

との結果が得られている (図 3.3.20)。

また、田井ら (2014) <sup>20)</sup> は、数値シミュレーションにより、潮流への諫早湾干拓事業の影響は諫早湾から島原半島沿いに限られ、有明海湾奥部においては諫早湾干拓事業より前 (1900年頃~) に行われた干拓によって流速が大きく減少しており、湾奥部に関して諫早湾干拓事業による湾奥部の流速の変化は月の昇交点運動による潮汐振幅の変動の影響に比べて非常に小さいことを示している (図 3.3.21)。

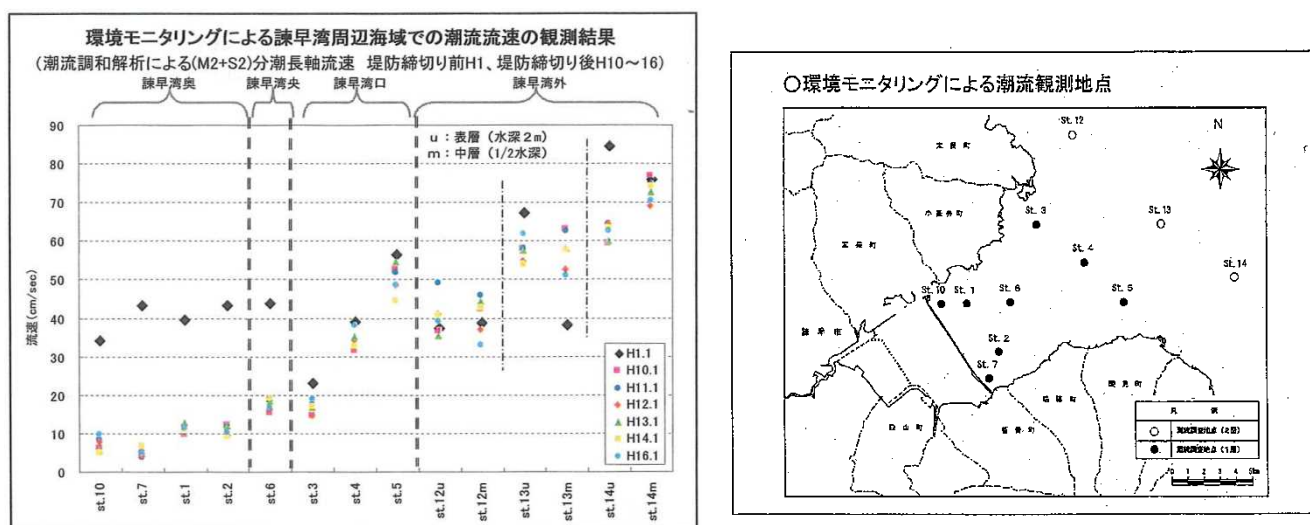


図 3.3.15 潮流調査による諫早湾周辺海域での潮流流速の観測結果

出典：農林水産省農村振興局 (2004) 「第8回有明海・八代海総合調査評価委員会 資料-3 諫早湾干拓事業 開門総合調査に係る補足説明」

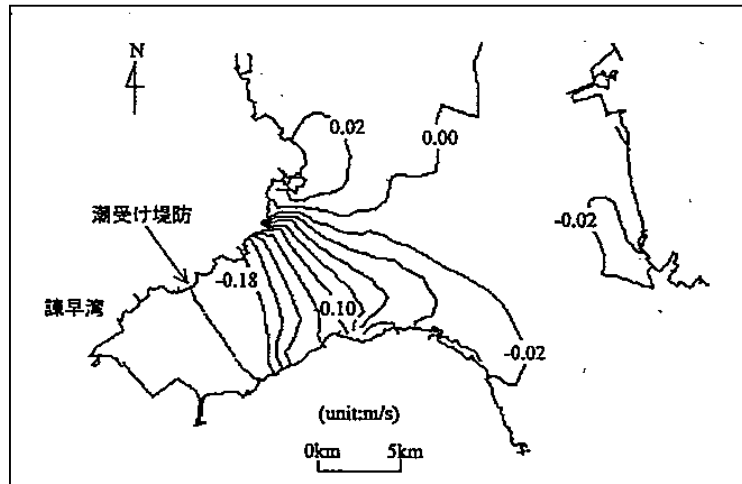
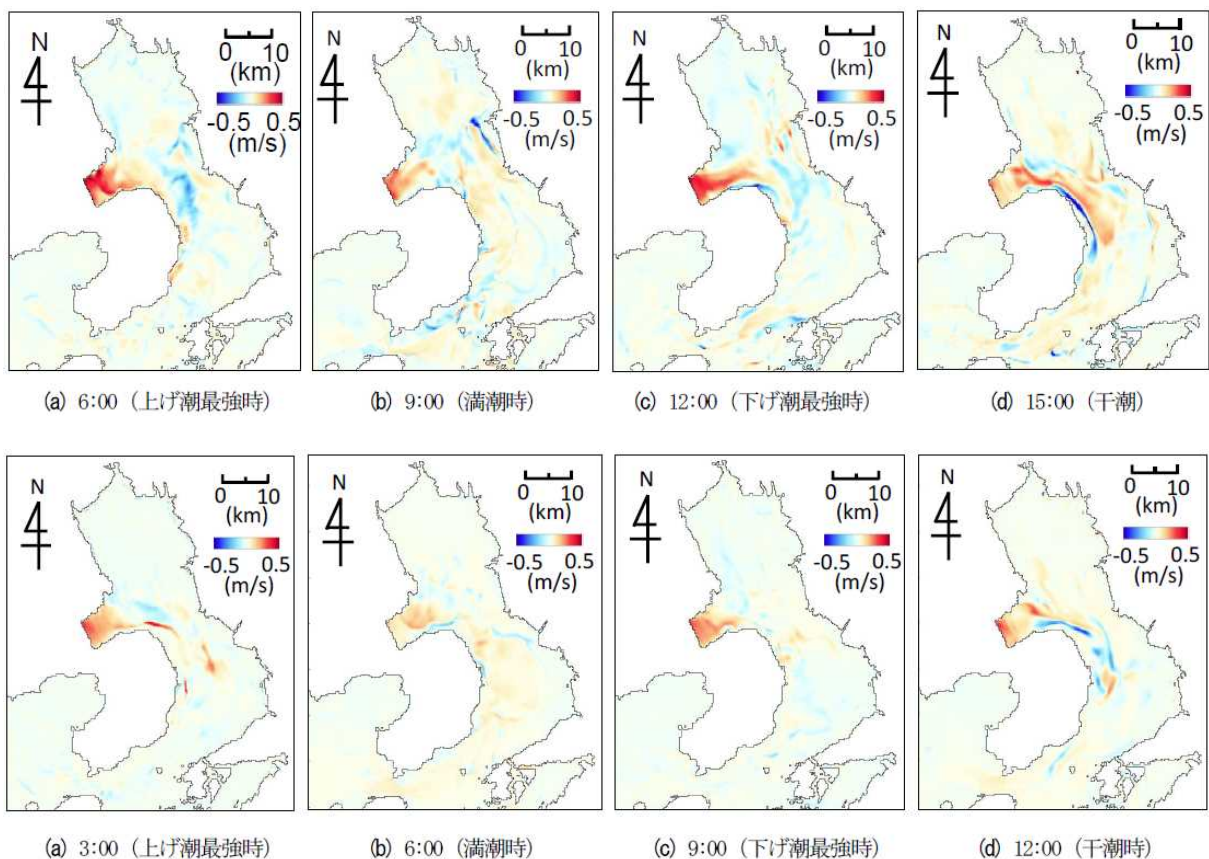


図 3.3.16 下げ潮時の流速強度に関する閉め切り前後の差

出典：灘岡和夫, 花田岳 (2002) : 有明海における潮汐振幅減少要因の解明と諫早堤防締め切りの影響, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 401-405



注) 上段は出水のあった時期の大潮期 (2006 年 7 月 26 日)、下段は出水のない大潮期 (2006 年 6 月 9 日) の状況を表した計算結果である。

図 3.3.17 表層での流速の変化量 ([潮受堤防がない場合]-[潮受堤防がある場合])

出典：矢野真一郎, 西村圭右 (2014) : 諫早湾干拓事業が与えた有明海の塩淡水バロクリニック構造への影響に関する検討, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 70, No. 2