

4 日本列島における河床縦断面形の発達からみた氷河性海面変動に伴う後氷期 (縄文) 海進と海退

4.1 はじめに

海水面の高度及びその広がりの変化は、浸食基準面や堆積空間・堆積環境の変化として地形や地層形成に影響を与えるとともに、人類史の移動や居住環境を左右してきた。

第四紀後期における海水面は、約 10 万年周期のサイクリックな気候変動の中で生じる氷河の拡大・縮小にともない 100 m 以上の大きな変動を繰り返してきたことが隆起サンゴ礁や有孔虫を用いた分析により明らかになっている(例えば Shackleton, 1987; Chapell *et al.*, 1995; Waelbroeck C *et al.*, 2002)。特に最終氷期最海面低下期 (Last Glacial Maximum; 以下, LGM と記す) 以降の海水準やその上昇パターンについては、世界各地で詳細な研究がなされており、例えばメルトウォーターパルス (MWP) のような氷床の融解に伴う一時的な海水準の急上昇を繰り返しながら現在の安定期に至ってきたことがわかっている(例えば Fairbanks 1989; Yokoyama *et al.* 2000)。日本列島各地においてもローカルな海面変化曲線が描かれており(例えば、常呂川下流低地 (Sakaguchi *et al.*, 1985); 仙台平野 (松本, 1981); 多摩川低地 (松島, 1987); 濃尾平野 (海津, 1992); 全域 (Ota *et al.*, 1987))、最近ではマントルレオロジーや局地的な地殻変動を考慮した相対的海水準の復元が試みられている (Nakata *et al.*, 1991; 前田ほか, 1994; 佐藤, 2008; Tanigawa *et al.* 2013 など)。また、近年、温暖化が注目されるなかで海水準変動の現状把握及び将来予測も行われており、例えば Nakada (2007) は 20 世紀における海面上昇速度を 1.3mm/yr 以上と評価し、IPCC の第五次評価報告書第 1 作業部会報告書 (IPCC, 2013) では、海水の熱膨張や氷河の融解及び人間活動によって、1986~2005 年の平均を基準にした場合、2100 年までに海水準は 0.26~0.82 m 上昇すると予測されている。

一方、海水準変動に伴う海岸線の水平移動、すなわち海進及び海退に関しては、海

水準変動だけでなく流域や周辺からの土砂供給量にも影響を受けるため地域差が生じると考えられる（海津，1981）．河川ごとの海水準変動とデルタ前進のタイミングや前進速度を議論した研究は行われているものの（Stanley and Warne, 1994 大上ほか，2009 など），多くの場合，地形発達史を編む際や堆積構造を議論する際に海成層の堆積範囲が示されるに留まってきた．また，海面変動の内陸への影響範囲について注目した研究は見受けられるが（Shanley and MacCabe, 1993; Schumm, 1993; Blum and Törnqvist, 2000; Amorosi and Colalongo, 2005; Akamatsu *et al*, 2005; Ishihara *et al*, 2012），その数は少なく，海進・海退の規模やそれを規定する要因についての量的な検討はほとんど行われていない．

湿潤変動帯に位置し，世界的にみても土砂生産量が豊富な日本列島（大森，2001）は，大陸と比べ沖積層の発達がよく（貝塚，1992；本多・須貝 2010），高度成長期以降の都市開発に伴いボーリングデータが豊富にそろっていることもあり，仙台平野（松本，1981 など），関東平野（遠藤ほか，1983 など），濃尾平野（海津，1992；山口ほか，2003；大上ほか，2009 など），越後平野（鴨居ほか，2002 など）など各地で，沖積平野の詳細な地形学および堆積学的研究が行われてきた．

また，欧米はグレーシャルアイソスタシーの影響の大きい Near-field に位置し（横山，2002），相対的な海面上昇期が続いているため，主に海面上昇期の河川の応答だけしか議論ができない．それに対して，日本列島はグレーシャルアイソスタシーの影響が小さい Far-field に位置し（横山，2002），海水準上昇期とそれ以降の相対的な海水準の停滞あるいは低下を経験しており，海面上昇期の河川の応答とその後の海面安定期の河川の応答の両方を議論することが可能である．以上より，日本列島は海進海退の影響を詳細に議論することのできる世界でも格好のフィールドと言える．

そこで，本章では日本列島の沖積層を対象とした既存研究を基に，沖積層の層相や地層中の貝化石，珪藻，EC，FeS₂，沖積層周辺の遺跡分布などに注目して，LGM 以降の海進・海退の距離を定量的に捉える．次に，海進・海退の範囲と前地形との関係について考察する．また，前進性デルタの形成に着目して，海進から海退への転換時期について，これまでの研究成果を整理するとともに，転換時期の河川間の比較を行

い河川からの土砂供給の影響を吟味する。さらに、縄文海進時に堆積した沖積層のうちとくに軟弱な内湾泥層の分布を明らかにして、内湾泥層の層厚と沖積層の層厚の関係について検討を行う。

4.2 対象河川の選定

分析対象河川は、現河口付近に沖積平野を発達させ、その浅部地下構造及び縄文海進時の拡大範囲がある程度明らかになっている北海道 5, 本州 27, 四国 2, 九州 3 の計 37 河川である (図 4・1; 表 4・1)。河川上流からの土砂供給の影響を明らかにする目的から、流域規模の異なる河川を比較する必要があるため、結果的に 234~12260 km² の流域面積を有する河川を対象とする (表 4・1)。

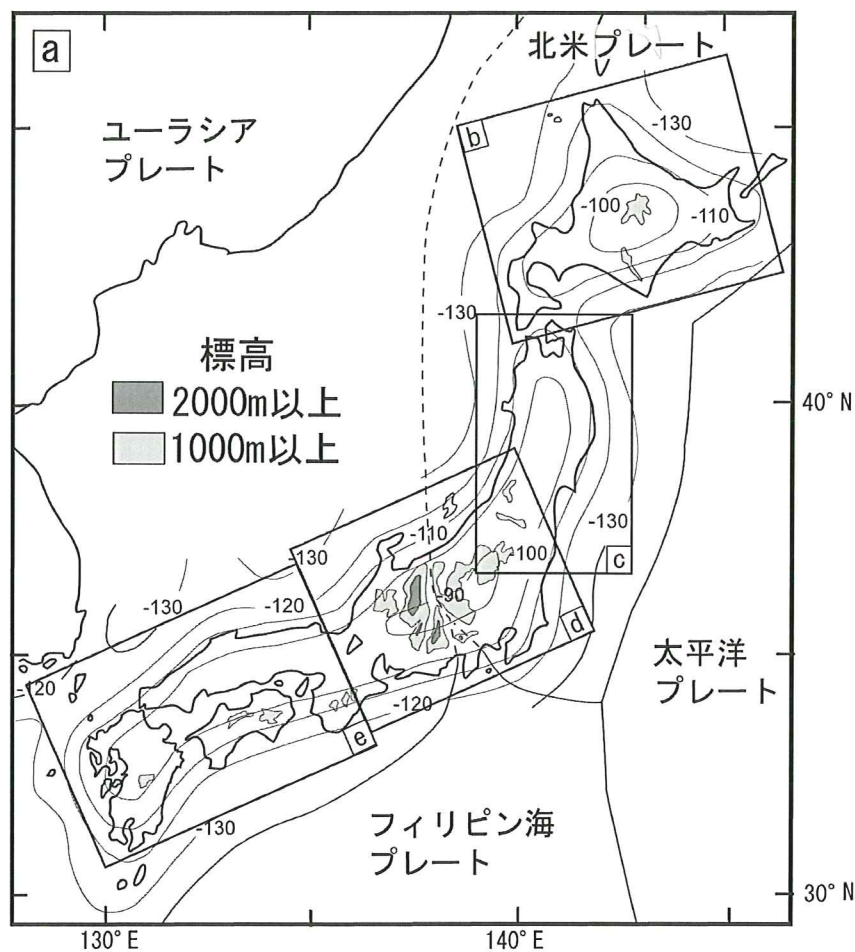
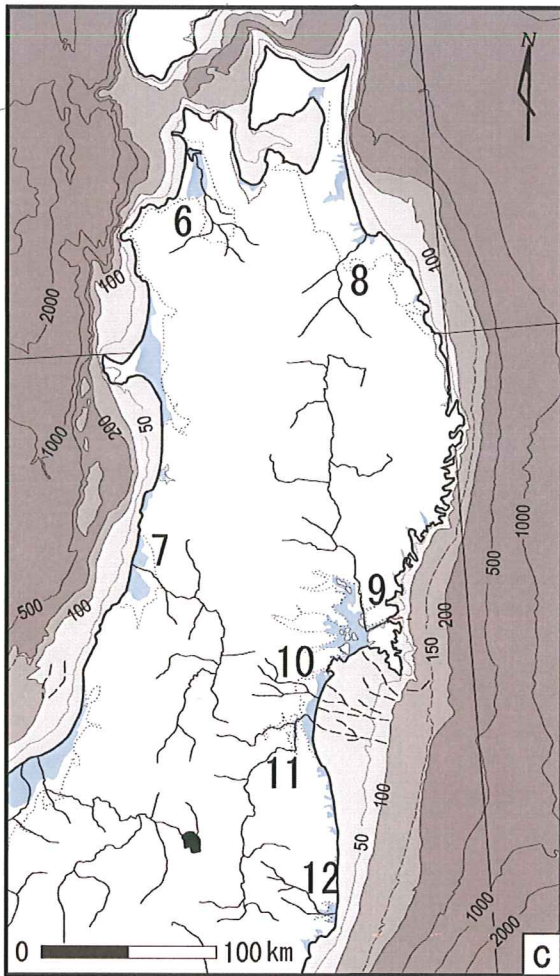
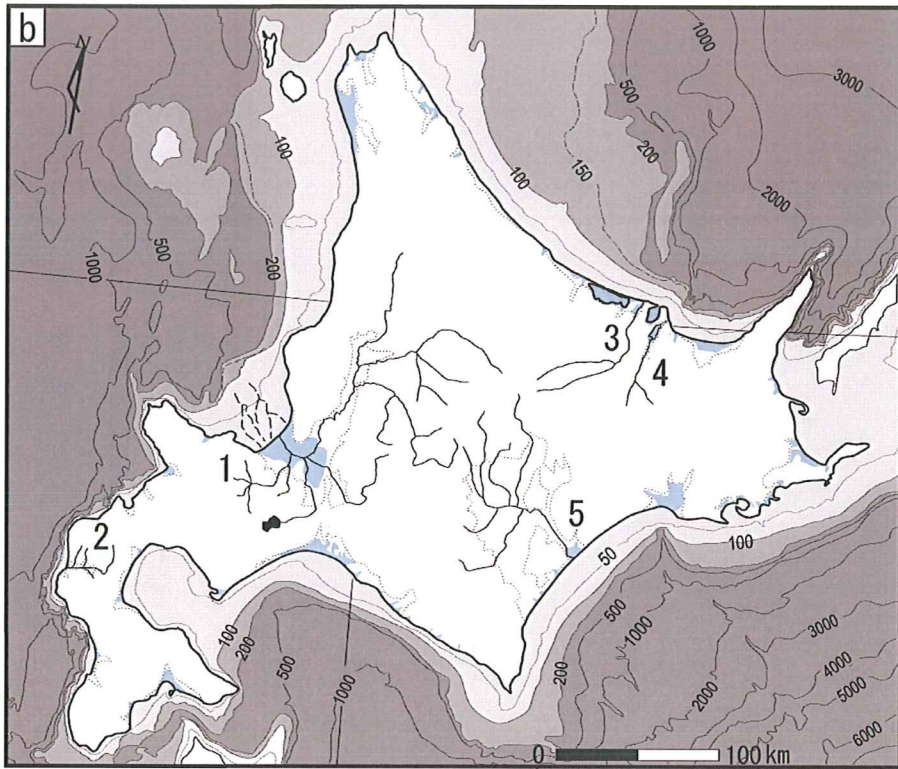


図 4-1a 対象河川位置図



完新世中期頃の
海域拡大範囲



現在の海岸線



平野と山地・丘陵
の境界線



河川



埋没谷



等深線

図 4-1bc 対象河川位置図

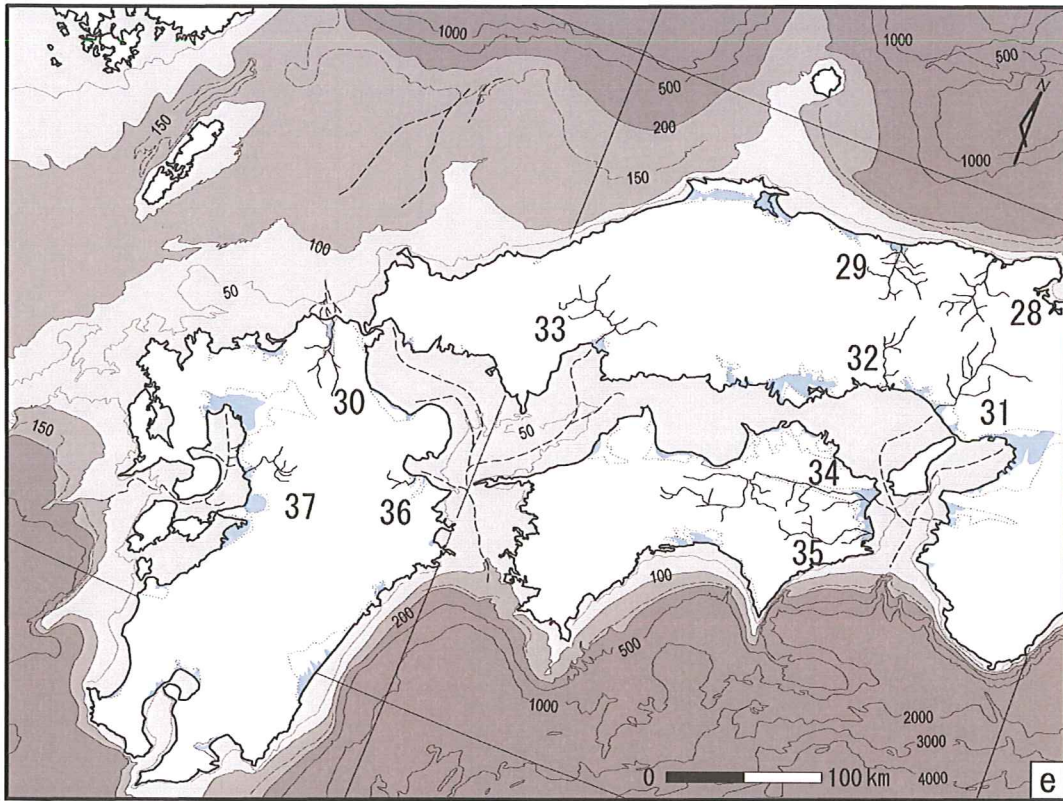
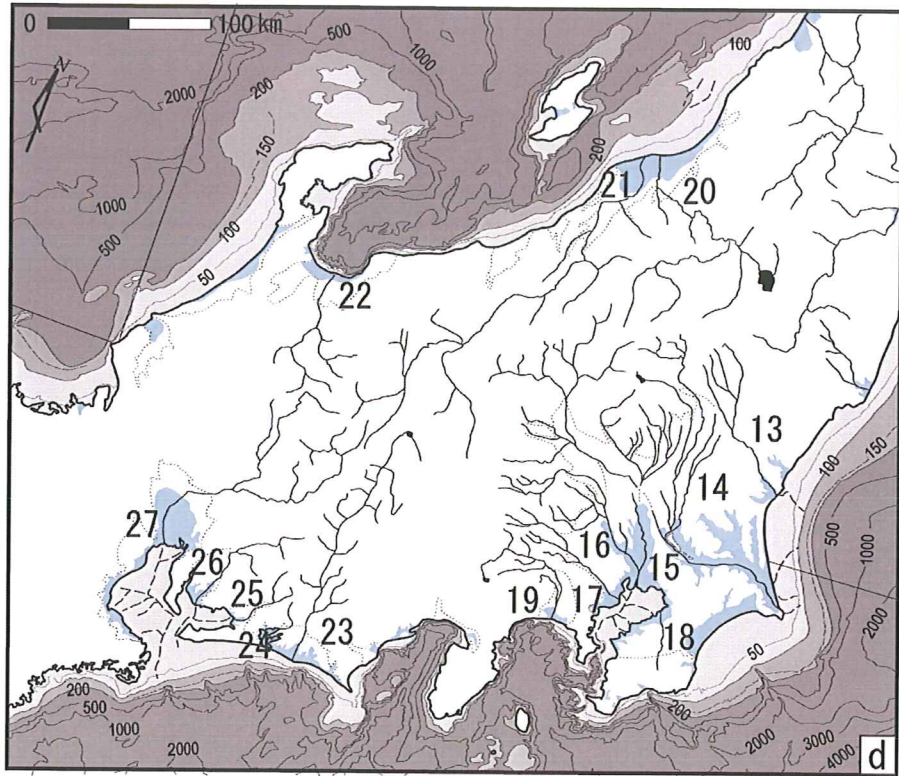


図 4-1de 対象河川位置図

a) 等値線は ARC 3 + ANT 3 B と Viscosity model C に基づく LGM の相対海面高度 (Nakata et al., 1991). b) ~e) は日本第四紀地図 (日本第四紀学会編, 1987) より作成

表4-1 流域対象河川の地形的特徴と海進海退距離

No.	河川名	A	海域 判断指標	w	x	z	z-w	d1	d2	S1 100/(x+z)	S2 d2/w	S3 d1/z	デルタ前進 開始時期
1	豊平川	902	層相(海成泥層)	14	46	18	4	62	49	1.56	3.50	3.44	7800-6800
2	後志利別川	765	貝化石	6.5	4.5	18.5	12	70		4.35		3.78	
3	常呂川	1923	層相(海成泥層)	9	12.5	19	10	51.5		3.17		2.71	>6750
4	網走川	1451	層相(海成泥層)	7.63	26.8	11.5	3.875	37	13.5	2.61	2.84	3.22	8000-6000
5	十勝川	9025	珪藻	7	26.5	26	19	55		1.90		2.12	7800-7400
6	岩木川	2670	珪藻	24	16	36.5	12.5	58	9.5	1.90	0.48	1.59	7000-6000
7	最上川	7400	層相(海成泥層)	5.5	20.5	24.6	19.125	57		2.22		2.31	9000-7800
8	馬淵川	2091	貝化石	6	29	12.9	7	45		2.39		3.50	
9	北上川	10720	貝化石	38.5	12	67.5	29	86.5	25.5	1.26	0.71	1.28	9200-8000
10	名取川	769	貝化石	4.5	43.5	8.5	4	25	9.5	1.92	2.17	2.94	8000-7000
11	阿武隈川	5480	層相(海成泥層)	20	45	31.5	11.5	53	35	1.31	1.84	1.68	
12	夏井川	770	貝化石	8.5	12	14.5	6	65		3.77		4.48	
13	那珂川	3270	層相(海成泥層)	10	21.5	27.5	17.5	55	31	2.04	3.18	2.00	
14	鬼怒川(現利根川)	3153	層相(海成泥層)	80	22	93	13	59	29.3	0.87	0.45	0.63	6800
15	渡良瀬-中川	2621	貝化石	67	54	72.5	5.5	64	33	0.79	0.49	0.88	7000-6500
16	荒川	3130	珪藻	55	54	69.2	14.2	64	33.5	0.81	0.61	0.92	7800
17	多摩川	1066	貝化石	15.5	40	19.5	4	61	10.5	1.68	1.35	3.13	7300-6800
18	養老川	268	層相(海成泥層)	5	61.6	12.8	8.25	46	12	1.34	2.40	3.61	
19	相模川	1647	層相(海成泥層)	10	2.25	15.3	5.25	90		5.71		5.90	
20	阿賀野川	8340	層相(海成泥層)	10	12.5	31.8	21.75	127	53.3	2.26	4.84	4.00	7400
21	信濃川	12260	貝化石/EC	24	13	55.8	31.75	158	65	1.45	3.06	2.83	9000-7600
22	神通川	2780	砂州/遺跡分布	4.5	1.75	12	7.5	60		7.27		5.00	
23	天竜川	4890	珪藻/EC	8.5	3.75	17.4	8.875	71		4.73		4.09	9000-8000
24	都田川	172	貝化石	4.5	26.5	7.5	3	29.5	14.5	2.94	3.22	3.93	7400-6900
25	豊川	714	貝化石	5	71	8.5	3.5	18	5.25	1.26	1.83	2.12	7400
26	矢作川	1910	貝化石	15.5	57	26	10.5	36	19	1.20	1.26	1.38	7000
27	木曾川	5275	貝化石/珪藻/EC	34	92	42	8	57	24	0.75	0.71	1.36	7800-7300
28	円山川	1387	貝化石	22	7	24.3	2.3	61	35.5	3.19	1.83	2.51	6800
29	千代川	1155	貝化石	5.5	13.5	12.3	6.75	50		3.88		4.08	
30	遠賀川	1033	層相(海成泥層)	19.3	43.5	28.3	9	37	18.5	1.39	1.04	1.31	
31	加古川	1850	層相(海成泥層)	1.75	132	4.75	3	10	1	0.73	0.92	2.11	
32	千種川	730	層相(海成泥層)	7.75	129	8.25	1.5	18.5	18.5	0.73	2.39	2.24	
33	太田川	1681	FeS ₂	10	191	12.8	2.75	35	15	0.49	2.22	2.75	>7300
34	那賀川	905	層相(海成泥層)	5	32	11.5	6.5	31	12.5	2.30	5.00	2.70	7300
35	吉野川	3700	貝化石	10.4	68	21.1	10.75	46		1.12		2.18	>7300
36	大分川	669	貝化石	5.5	84	9.5	4.25	85		1.07		8.95	7300-6900
37	菊池川	1022	貝化石	3.25	106	16	13	23	1.75	0.82	0.54	1.44	4800-4000

A: 流域面積(km²), w: 現河口から縄文海進最拡大域までの距離=海退距離(km), x: 現河口から-100mまでの距離(km), Z: 現河口からLGRPと0mの交点までの距離(km), z-w: 縄文海進上流端とLGRPの0mとの交点の間の距離(km), d1: 現河口下のBG深度(m), d2: 内湾泥層の上流端と下流端の比高(m), S1: 海進直前の地形の平均勾配(‰), S2: 海退直前の地形の平均勾配(‰), S3: 現河口からLGRPと0mの交点までの平均勾配(‰)

注) デルタの前進開始時期の年代に関して、未校正の年代は暦年較正年代(cal yrBP)に読み替えて示している。

表4-1 流域対象河川の地形的特徴と海進海退距離

No.	河川名	文献
1	豊平川	大嶋ほか(1978);山岸・香川(1978);松下(1979);大丸(1989,2003);池田ほか.(1996)
2	後志利別川	鈴木・紀藤(1998);鈴木ほか(1999);岡(2009)
3	常呂川	沢村・秦(1965);石田・沢村(1968);石田ほか(1968);三沢ほか(1971);海津(1983)
4	網走川	山口・沢村(1965);山口・佐藤(1966);石田・佐藤(1970);三沢ほか(1971);愛宕(1998)
5	十勝川	平川・小野(1974);松澤ほか(1978);東郷ほか(2002);大平(2000)
6	岩木川	大嶋(1976);海津Umitsu(1976);水木(1986);青森県(2001);葛西・小岩(2012)
7	最上川	岩淵(1968);有賀(1984);鈴木(1988);澤ほか(2001,2011);今泉ほか(2001);八木ほか(2001,2011);松浦(2003);野上・松本(2003);熊原ほか(2011)
8	馬淵川	西城(1987);海上保安庁水路部(1996);佐藤(2004);Tajikara(2004)
9	北上川	阿子島(1968);岩手県(1978a,b,c);渡辺(1991);Saito(1989);伊藤(1999)
10	名取川	松本(1981);Saito(1989);幡谷ほか(2005);田村ほか(2006)
11	阿武隈川	福島県(1968,1984,1986abc,1989);松本(1981);Saito(1989);澤ほか(2000)
12	夏井川	茂木・岩淵(1960);武藤(1968);柳田・伊藤(1982)
13	那珂川	早川・勝村(1983);大嶋ほか(1994);幡谷(2006)
14	鬼怒川(現利根川)	Endo et al.(1982);茨城県(1984,1985,1986,1987,1989);Saito(1995);松本・池田(1996);早川(2000);鈴木(2000);日向野(2003)
15	渡良瀬-中川	Matsuda(1974);菊池i(1979);平井(1983);遠藤ほか(1988);松田(1993);群馬県(1997,2005);田辺ほか(2010)
16	荒川	Matsuda(1974);吉永・宮寺(1986);安藤ほか(1987);安藤・藤本(1990);松田(1993);安藤・渡辺(1996);安藤・方達(1997);水野ほか(2004);中村ほか(2007);石原ほか(2009)
17	多摩川	Kaizuka et al.(1977);松島(1987);高木(1990);増田(2007)
18	養老川	千葉県(1976);鹿島(1982)
19	相模川	松島(1984);町田ほか(1986);久保(1997)
20	阿賀野川	岩淵(1968);福島県(1974);尾崎・後藤(1974);柳田(1981);新潟県地盤図編集委員会(2002);宮内ほか(2004);卜部(2008)
21	信濃川	岩淵(1968);柳澤ほか(1985,1986);新潟県地盤図編集委員会(2002);幡谷ほか(2006);Tanabe et al.(2010)
22	神通川	小池(1978);藤井(1992)
23	天竜川	門村(1971);芝野ほか(1988);静岡県(1986,1989);長澤・堀(2009)
24	都田川	静岡県(1987);芝野ほか(1988);佐藤ほか.(2011)
25	豊川	岐阜県(1979,1981);堀(1998);森山(2004)
26	矢作川	森山・小澤(1972);愛知県(1980,1988);森山(2004);東郷ほか(2004);Fujimoto et al.(2009);Sato・Masuda(2010)
27	木曾川	経済企画庁(1974);国土地理院中部地方建設局(1976);岐阜県(1989);森山(2004);岡田ほか(2006);山口ほか(2006);大上ほか(2009)
28	円山川	岩淵(1968);兵庫県(1999,2001);谷川(2009)
29	千代川	赤木(1972);鳥取県(1976,1979,1980);海氷保安庁水路部(1992)
30	遠賀川	福岡県(1973ab,1983);岡田ほか.(1989);Park et al.(1996);下山(2002)
31	加古川	兵庫県(1982,1985,1986,1987,1991,1995,1999);青木(1983);小野寺・大嶋(1983)
32	千種川	田中(1981);小野寺・大嶋(1983);兵庫県(1989,1990,1992)
33	太田川	広島県(1977,1984,1988,1991);白神(1985);高橋(2005)
34	那賀川	徳島県(1979,1980,1983,1985);石田ほか(1995);満塩・栗林(1997)
35	吉野川	Okada(1980);徳島県(1984);高知県(1985,1986);岡田・堤(1990);満塩・橋本(1994);後藤ほか(1999);中田ほか(1999);岡田ほか(1999a,1999b);西山ほか(2006)
36	大分川	千田(1986,1987);岡田ほか(1989);千田ほか(2003);高橋(2005)
37	菊池川	桜井・永野(1976);長岡ほか(1997);近藤ほか(2003)

4.3 計測方法

4.3.1 海進及び海退距離

本研究で分析・計測対象とする海進範囲は、LGM から縄文海進海域最拡大期までの海岸線の海側から陸側への移動距離である。一方、海退範囲は、縄文海進海域最拡大期から現在までの陸側から海側への海岸線の移動距離である。

海進に関して、既存研究に見られるデルタの地形地質縦断面図や海進域の示された古地理図の範囲は、その研究目的から縄文海進海域最拡大期と現在の海岸線の違い、すなわち海退の範囲が示されているに過ぎない。各河川流域における縄文海進に伴う海岸線の移動の総距離を評価するためには、現河口から内陸部までの海進範囲に加え、海進の起点となる LGM の海岸線（旧汀線）から現河口までの距離も計測する必要がある。したがって、本研究では、現河口から縄文海進時の河口までの距離、すなわち海退距離（図 4-2 の W）に加えて、現河口から LGM の海岸線（旧汀線）までの距離（図 4-2 の X）の両者を計測する。その際、縄文海進の河川縦断方向の最深部（図 4-2W）に関しては、既存文献で海域を復元する際に扱われてきた沖積層の層相をはじめ地層中の貝化石や EC（電気伝導度）、FeS₂、珪藻、沖積層周辺の遺跡分布などの指標を基に判断した。ただし、海津（1994, p217）により指摘されているように、どのような指標を用いて海岸線を復元するかによって海岸線の位置が異なるといった問題があり、層相や貝化石のみから判断した場合、厳密にはその範囲をやや過小評価している可能性はある。しかし、その誤差は、本研究の目的—多数の河川下流域を対象として、海進や海退の規模を比較し、その違いに影響を与える要因を明らかにすること—を達成する限りにおいては重大な影響を与えないと考えられる。

LGM の海岸線（旧汀線）に関しては、次に述べるいくつかの理由によって、-100 m の等深線を LGM の海岸線（旧汀線）として近似した。すなわち、日本列島の沿岸における LGM の海水準が、現在より相対的に 100~120 m 低下していたこと（Nakada *et al.*, 1991）（図 4-1）、分析対象地域の大陸棚の外縁が概ね 100 m 付近に存在し、

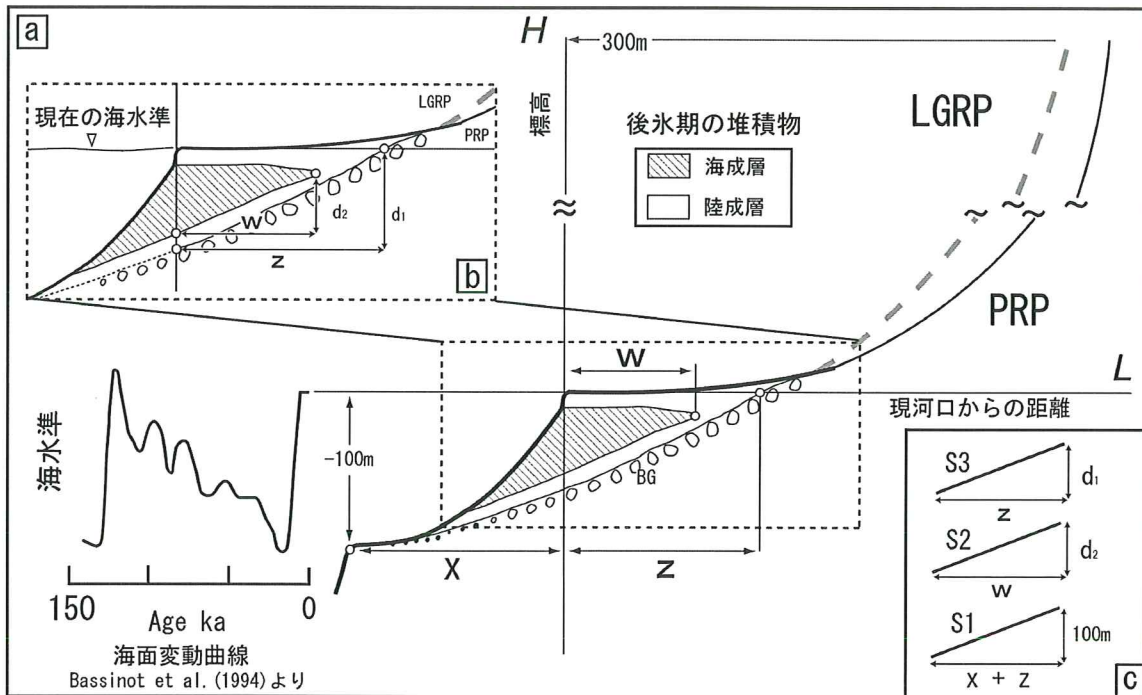


図 4-2 海進・海退の距離と各前地形の計測方法

w: 現河口から縄文海進最拡大域までの距離 = 海退距離 (km)

x: 現河口から-100m までの距離 (km)

Z: 現河口から LGRP と 0m の交点までの距離 (km)

d₁: 現河口下の BG 深度 (m)

d₂: 内湾泥層堆積物下底の上流端と下流端の深度の比高 (m)

S1: 海進直前の地形の平均勾配 (‰)

S2: 海退直前の地形の平均勾配 (‰)

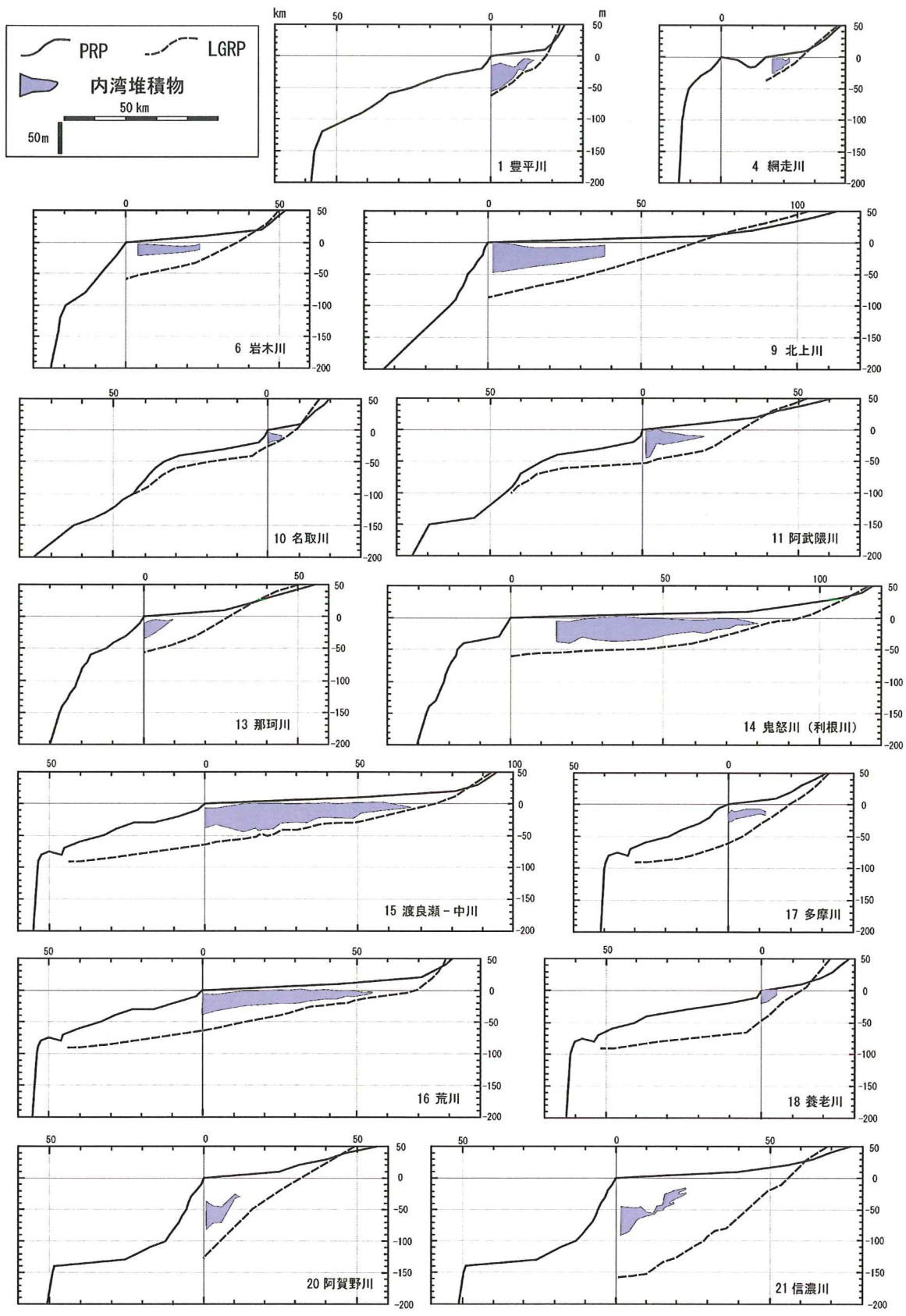
S3: 現河口から LGRP と 0m の交点までの BG の平均勾配 (‰)

そこを過ぎると急激に深度を増す傾向がある（図 4-3）こと、MIS 2 の段丘縦断面と BG(井関, 1956)を繋いだ氷期の河床縦断面形（Last Glacial River long-Profile；以下 LGRP）が現河口からスムーズに延長すると -100 m 付近に伸びる（本多・須貝, 2011）こと（図 4-3），さらに等深線データ取得の容易さが上記の理由である．なお，LGM の海岸線を -100 m とした場合と，-120 m とした場合の海進距離や後述する海進時の前地形である LGRP の平均勾配を計測する際に生じる計測差は，-100 ～-120 m の深度の海底地形が比較的広い遠賀川のような一部の河川を除けばほとんど生じず，海進・海退距離の地域差を分析する上で，ほとんど影響しないと考えた．

また，現河口から MIS 2 の海岸線（旧汀線）までの距離を計測する際には，沖積層基底礫層（Basal Gravel；以下 BG）（井関, 1956）に続くと考えられる海底埋没谷が既存研究で明らかになっている場合（例えば，仙台湾（Saito,1989），鹿島灘沖（日向野, 2003），東京湾（Kaizuka et al, 1977），伊勢湾（森山, 2004），瀬戸内海東部（小野寺・大嶋, 1983）など）は，その埋没谷に沿うように投影線を引き，距離を計測した．上述した場合を除いた河川に関しては，現河口と -100 m の等深線までの 2 点間をスムーズに結んで距離を計測した．

4.3.2 海進及び海退の前地形

海津（1981）や太田ほか（1988）による古地理図（図 4-1）を見ると，縄文海進時の海域拡大範囲が平野ごとに異なるということが読み取れるとともに，その海域は主に氷期に穿たれた沖積層下の埋没谷を通して平野内部まで侵入していることを伺わせる．また，堆積学的にも縄文海進の海進面は，網状河川システムと蛇行河川システムの境界に認定されている（Hori *et al.*, 2002；Tanabe *et al.*, 2006；田辺ほか, 2010）．以上のことから，海進時の前地形は，BG を繋いだ LGRP に相当するといえる．そこで本研究では，標高 0 m 以下の LGRP の平均勾配を海進とその前地形の関係について分析する上での一つの指標とする．この LGRP の平均勾配を模式的に示すと図 4-2 のようになる．ここで現河口から LGRP と標高 0 m の交点までの距離を Z ，MIS 2



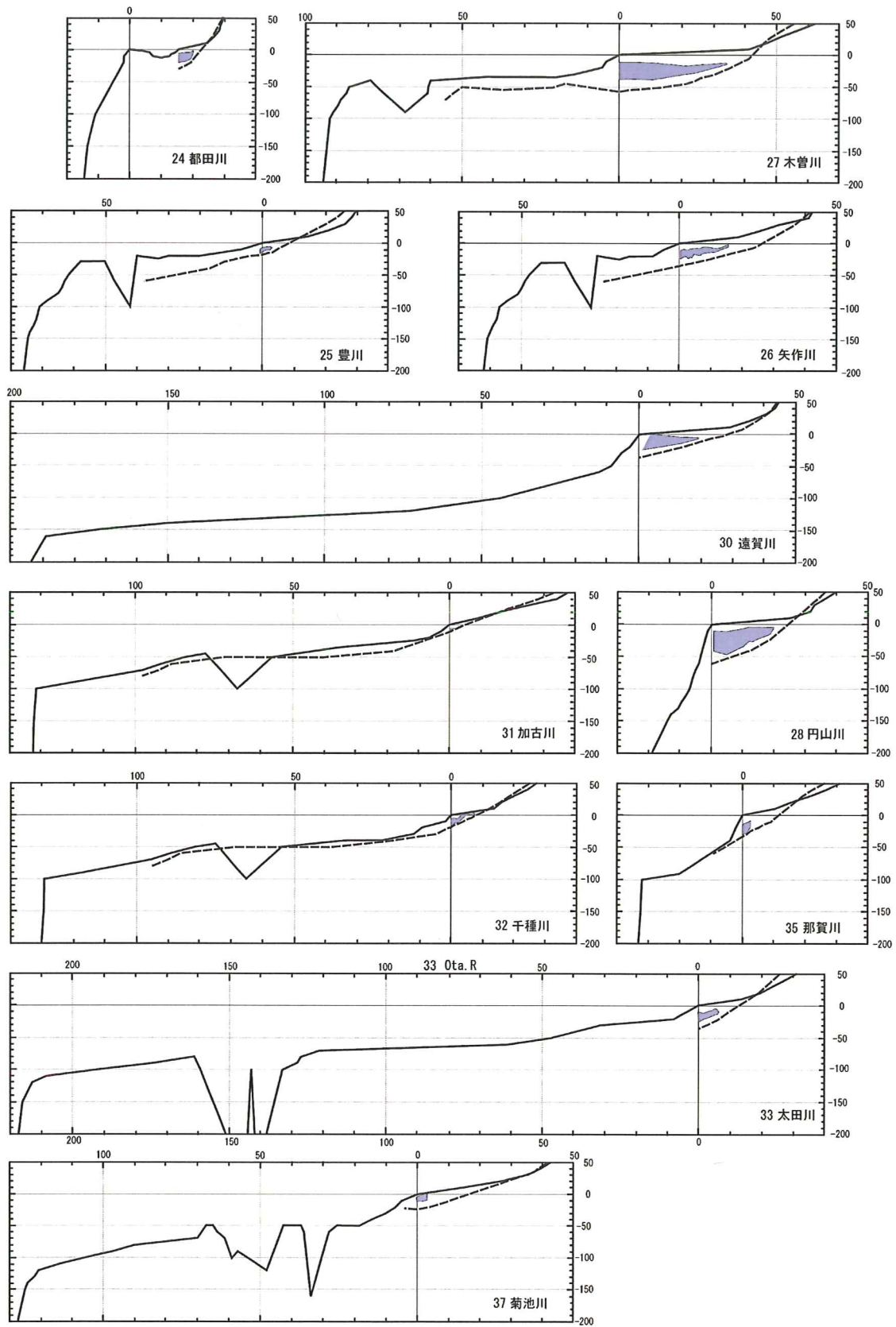


図 4-3 河床縦断面形と内湾泥層堆積範囲

の河口を・100 m の等深線で近似し，現河口から・100 m までの距離を X としたとき，LGRP の平均勾配 (S1) は，

$$S1 = 100 / (X + Z)$$

となる．ただし，MIS 2 の河口に関しては，現在海面下に位置し，地殻変動に関する情報がほとんど得られていないため，それを考慮していない．

一方，本研究で扱う海退は，土砂の埋め立てに伴う海岸線の海側への後退，すなわちデルタの前進にともなう陸域の拡大現象である．よって，海退時の前地形は，デルタの基底を成す当時の海底地形（現在の地層境界）となり，堆積相中ではリトログラデーションする海進期堆積体からプログラデーションする高海水準期堆積体への境界，すなわち，地層のオンラップからダウンラップへ転ずる境界面である最大海氾濫面（Maximum flooding surface；以下 MxFS）（van Wagoner et al., 1988）がそれに当たることになる（図 4-4）．例えば，古東京川（中川開析谷と荒川開析谷）や矢作川では，MxFS はエスチュアリー・デルタシステム境界付近に認定されており（田辺ほか 2010；Sato and Masuda, 2010），エスチュアリー・デルタシステム境界付近の堆積物の層相から，この境界は既存研究の沖積層地質縦断面に見られる楔状に内陸に入り込む内湾堆積物の下底に概ね当たると考えられる．本研究で分析対象とした河川のうち 25 河川において，比較的明瞭にこの楔状の内湾堆積物が読み取れたことから（図 4-4），この堆積物の基底面を海進期直前の地形とみなした．そして，この楔状堆積物の基底面の下流端と上流端の現河口からの距離と高度をそれぞれ計測し（図 4-2b），楔状の内湾堆積物の下底付近の平均勾配 (S2) を求めた（表 4-1）．S2 は内湾堆積物の上流端と下流端の比高を d2 としたとき，

$$S2 = d2 / W$$

となる（図 4-2）．ただし，この堆積物の下流端に関しては，ボーリングデータの有無

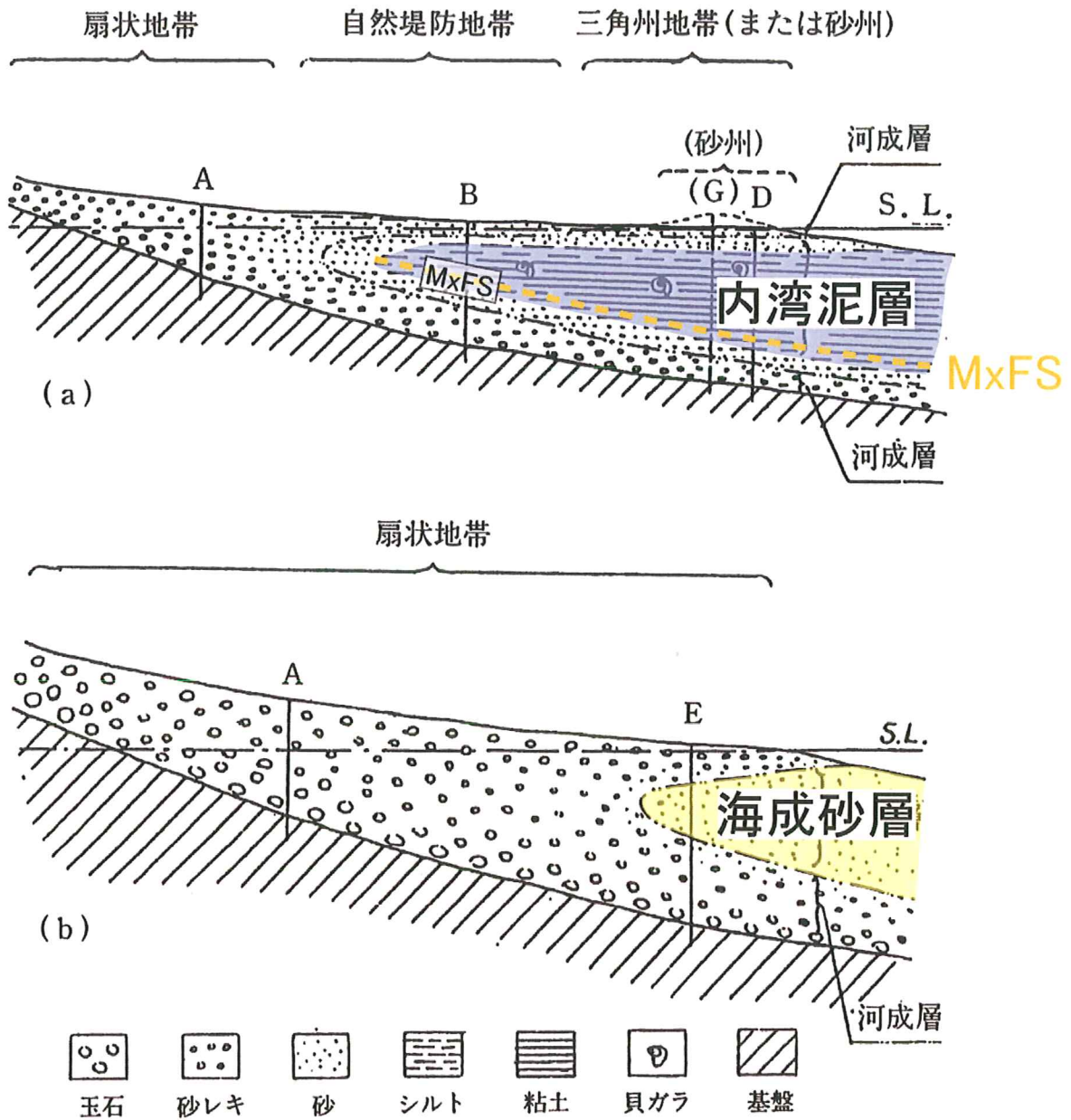


図 4-4 臨海地域における沖積層の模式断面図 (池田,1964 に加筆)

a) 中小河川または内湾に注ぐ大河川の沖積層 (砂泥質沖積平野) 例) 荒川, 木曾川など

b) 扇状地帯のまま海に注ぐ大河川の沖積層 (砂礫質沖積平野) 例) 相模川, 天竜川など

MxFS (Maximum flooding surface) : 最大海氾濫面

から必ずしも現河口直下とはなっておらず、現河口から 1~2 km 程度上流となっている場合もある。また、S2 が明らかとなっていない河川の場合、現河口より上流側の LGRP の平均勾配 (S3) を代替値として分析に用いた。S3 は現河口直下の BG 深度を d_1 としたとき、

$$S3 = d_1 / Z$$

となる (図 4-2)。

S3 を用いたのは、次のような理由からである。すなわち、等時間線の入った地質縦断面形図から (例えば, Saito, 1995; 田村ほか, 2006; Sato and Masuda, 2010; 田辺ほか, 2010; 増田, 2007; 大上ほか, 2009), MxFS と S2 の二つの勾配は、概ね一致していること、S2 と S3 の二つの勾配の関係 (図 4-5) から、S3 に比べ S2 の方が全体としてはやや勾配が緩くなる傾向があるものの、高い相関が見られること、が主な理由である。

4.3.3 デルタの前進開始時期

海進から海退への転換時期を知るには、デルタのプログラデーションの開始時期を求めればよい。デルタのプログラデーションの開始時期に関しては、等時間線の入った地質縦断面図上で MxFS が明らかとなっている名取川、鬼怒川、九十九里平野、夷隅川、渡良瀬・中川、多摩川、小櫃川、信濃川、矢作川、淀川の計 10 河川の場合は、その年代を用い、それ以外は内湾泥層堆積物などの海成層やその直上と直下における堆積物の堆積年代からデルタの成長開始時期を求めた。なお、比較的古い時代になされた既存研究においては、堆積物の放射性炭素年代測定値は暦年補正されていない。このような年代を利用する場合には、『過去 15000 年間の ^{14}C 年代と暦年の関係を示す曲線』(奥村, 2001) を用いて暦年代 (cal. yrBP) に読み替えている。

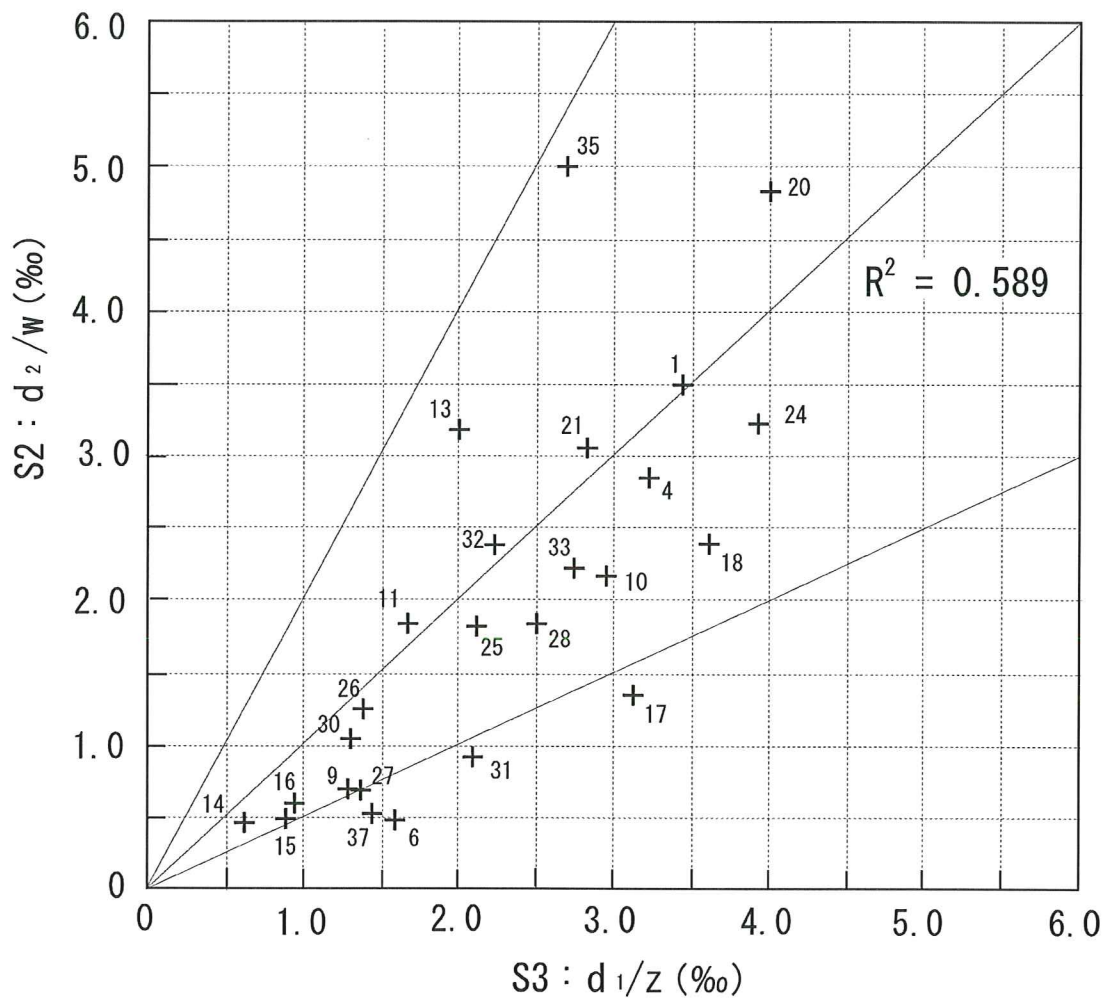


図 4-5 楔状の内湾堆積物の下底付近の平均勾配 (S2) と現河口より上流側の LGRP の平均勾配 (S3) の関係

w: 現河口から縄文海進最拡大域までの距離 = 海退距離 (km)

Z: 現河口から LGRP と 0m の交点までの距離 (km)

d₁: 現河口下の BG 深度 (m)

d₂: 内湾泥層堆積物下底の上流端と下流端の深度の比高 (m)

S2: 海退直前の地形の平均勾配 (%)

S3: 現河口から LGRP と 0m の交点までの BG の平均勾配 (%)

4.3.4 内湾泥層の分布形態

縄文海進の際に海域となった範囲には、扇状地が直接海に注ぐ場合を除くと、内湾環境で堆積した軟弱な泥層が堆積している（池田，1964）（図 4-4）。本研究の対象 37 河川中 25 河川においても、LGRP と PRP に挟まれた部分、すなわち沖積層中に楔状に入り込む内湾泥層が比較的明瞭に読み取れる（図 4-3）。この章では、前章で沖積層全体の縦断方向の層厚を計測したのと同様の方法で、この泥層の縦断方向の層厚の変化を計測した。ただし、多摩川（Kaizuka *et al.* 1977）や豊川（堀，1998）のように、内湾泥層堆積範囲の上流端よりもさらに内陸側に貝化石の分布が示されている場合もある。この場合、内湾泥層の堆積範囲の計測は、泥層の分布域を対象としたが、海進距離の計測は、貝化石の分布する地点までを対象とした。

4.4 海進及び海退

4.4.1 海進及び海退の距離

海進距離が対象 37 河川中最も大きかったのは、中国地方の太田川の約 200 km で、最も小さかったのは富山湾に注ぐ神通川の約 6 km であった（図 4-6）。また、東北日本以北では海進距離の大きな河川が少ない。関東 3 河川（鬼怒川，中川，荒川），中部 1 河川（木曾川），中国 3 河川（加古川，千種川，太田川），および九州 1 河川（菊池川）の計 8 河川は総海進距離が 100 km を超えている。これは東北日本に比べ瀬戸内や有明などのように西南日本の大陸棚の発達が良いことと関係している（図 4-1，図 4-4）。

ところで、LGM 以降の海面上昇に伴い生じる海域の拡大は、主に氷期に穿たれた河谷地形を通して内陸部に及んでいるように見える（図 4-1）。仮に、上流からの土砂供給がないとすると、沖積層の器を成す BG まで海域が拡大し、BG を直接海成層が被っているはずである。しかし、既存研究において、対象河川沿いの沖積層地形地質

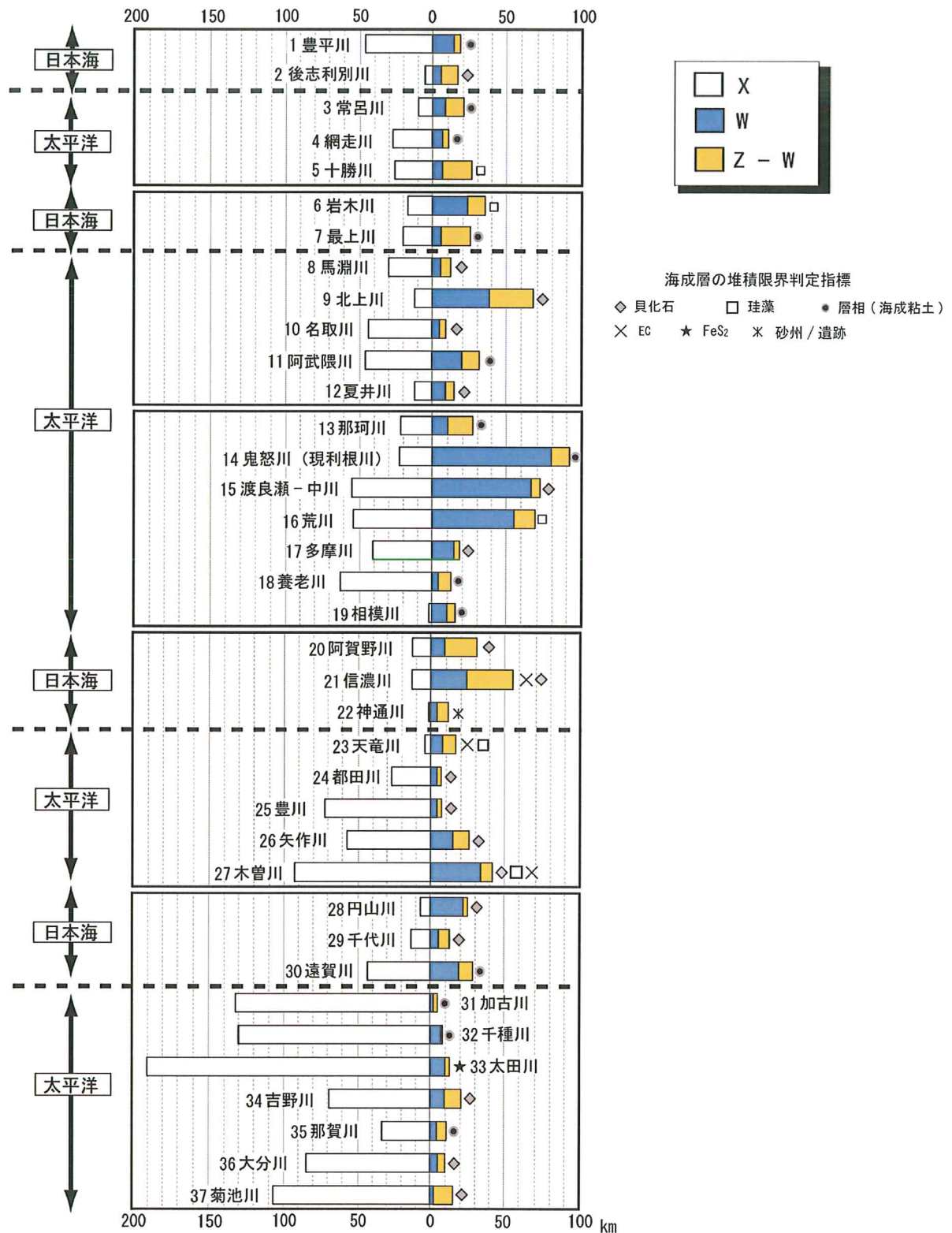


図 4-6 海進及び海退の距離

縦断面図を見ると、そのような河川は見受けられず、どの河川も海成層の縦断方向の堆積最深部と BG との間には砂やシルトなどの堆積物が存在している(図 4-2 の W と Z との間の距離)。その例をあげれば、荒川(遠藤ほか,1983; Ishihara et al. 2012 など)、信濃川(新潟県地盤図編集委員会,2002)、木曾川(大上ほか, 2009 など)、都田川(佐藤ほか,2011)などである(図 4-4)。すなわち、縄文海進は海域の拡大が可能な最大範囲まで到達しておらず(図 4-6)、BG 堆積以降に上流から供給された堆積物(もしくは同時異相)によって海域の拡大が遮られてきた可能性がある。その距離は最小で千種川の 1.5 km、最大で信濃川の 30 km にも及び、流域の規模と関係しているように見える。

一方、海退距離に関しては、37 河川中最も大きかったのは、関東地方の鬼怒川(利根川)の約 78 km で、最も小さかったのは近畿地方の加古川の約 1.7km であった。また、20 河川は 10 km 未満で、50 km を超える河川は関東の 3 河川(鬼怒川、中川、荒川)のみであった(図 4-5)。また、海進・海退ともに日本海側と太平洋側といった地域差は認められない(図 4-5)。

4.4.2 海進及び海退に関わる因子

4.4.2.1 海進と前地形の関係

LGRP の平均勾配(S1)の逆数と各河川の海進距離についての関係を示したものが図 4-7 である。既存研究では、海域を復元する際に貝化石の有無や層相、珪藻、EC、FeS₂、砂州地形、遺跡分布など様々な指標が利用されてきた。本研究ではそれらの指標を区別できる形で、同一グラフ上に示し、S1 の逆数と海進距離との関係を吟味する。両者の間には非常に高い相関(全体の相関係数 0.97)がみられる。この事実は、海進距離は前地形の平均勾配が急であるほど短くなることを示す。

Akamatsu *et al.* (2006) は、パプアニューギアのフライ川のデータを基に、流路長、流域面積、洪水時土砂供給量などの河川規模を変えた 3 つパターンで海水準上昇

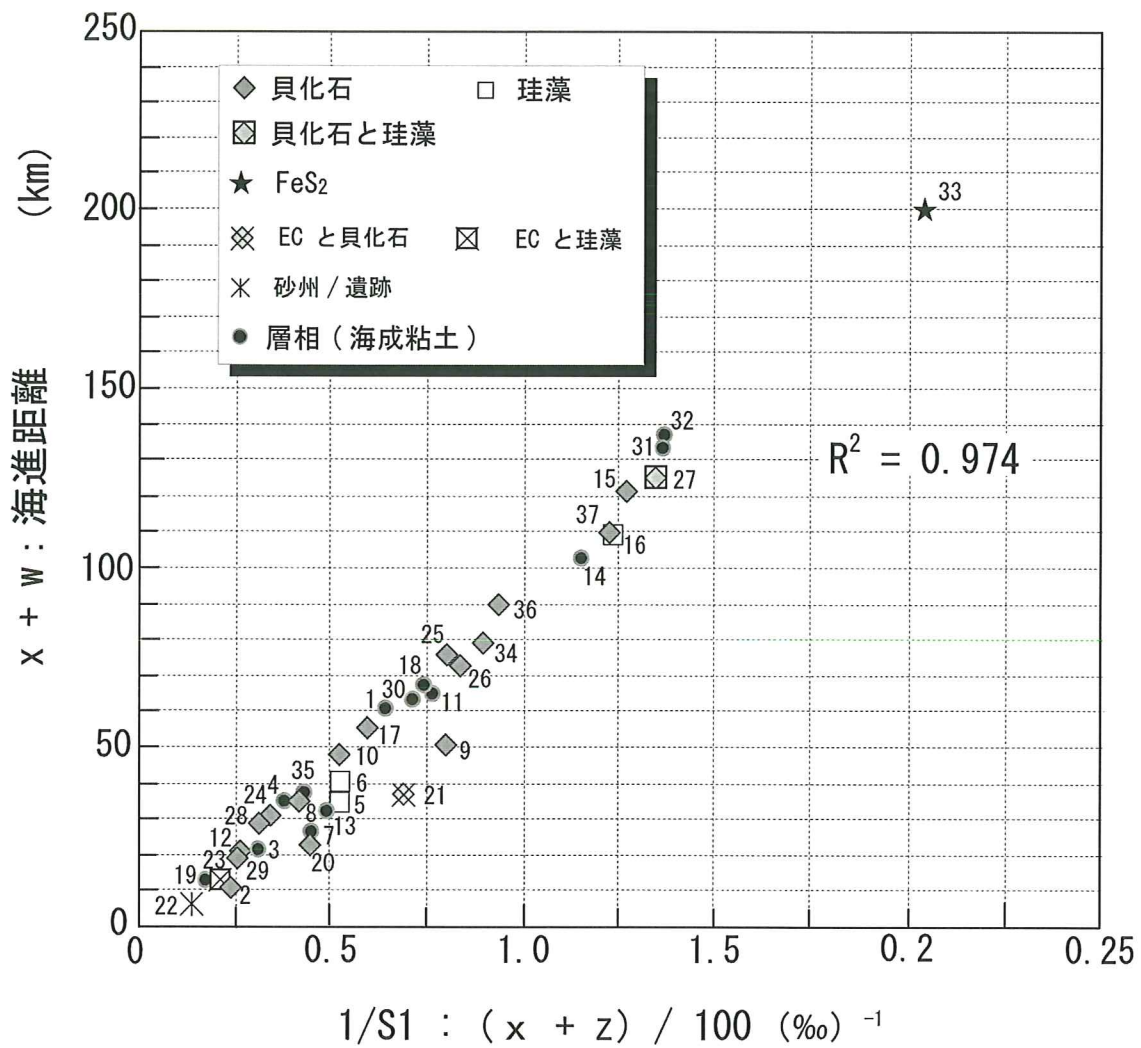


図 4-7 海進距離と S1 の逆数の関係

w: 現河口から縄文海進最拡大域までの距離 = 海退距離 (km)

x: 現河口から -100m までの距離 (km)

z: 現河口から LGRP と 0m の交点までの距離 (km)

S1: 海進直前の地形の平均勾配 (‰)

時の影響をシミュレーションした。その結果、縄文海進の海進距離を規定する要因として、河川規模はあまり関係ないことを指摘すると共に、海水準上昇量や基盤勾配が重要であると考えた。本研究の結果は、Akamatsu *et al.* (2006) のシミュレーション結果と調和的であり、縄文海進の範囲が前地形である LGRP の形態に非常に強く依存してきたことを実際の河川を例に明らかにすることができた。

4.4.2.2 海退と前地形の関係

後氷期における海面安定期及び相対的低下期の海退距離とデルタ前進の直前の地形 (S₂) について、二つの関係性を検討した。その結果 (図 4-8), 海進時と比べ相関係数はやや低い (相関係数 0.56) ものの両者には正の相関が認められ、前地形の勾配 (S₂) が減少するとともに海退距離が逆比例的に大きくなることが読み取れる。この結果から、海進同様、海退においても前地形がその規模を規定する重要な役割を果たしていると言えよう。ただし、岩木川や加古川、菊池川のように S₂ が緩い場合であっても海退距離が短い河川も存在する (図 4-8)。この要因に関しては、以下のような理由が考えられる。例えば、Akamatsu *et al.* (2006) がフライ川のシミュレーション結果から指摘しているように、河川規模の大小に伴う土砂供給量の違いに影響していると考えられる。また、河口が内湾に注ぐかトラフに面しているかといった堆積場の条件の違いや後述するようなデルタ前進のタイミングなどを反映している可能性が考えられる。これらの議論に関しては、今後の課題である。

4.5 完新世の海面変動とデルタのプログラデーション

世界的には、エスチュアリーシステムからデルタシステムに変化するタイミングは、海面上昇速度が低下した 8000~7000 年前 (9000~7800 cal. yrBP) とされている (Shanley and MacCabe, 1993)。日本列島では、6500~5000 年前頃 (7400~5700 cal. yrBP) に最高海水準に達し (海津, 1994)、この頃に海域が内陸奥深くまで拡大した

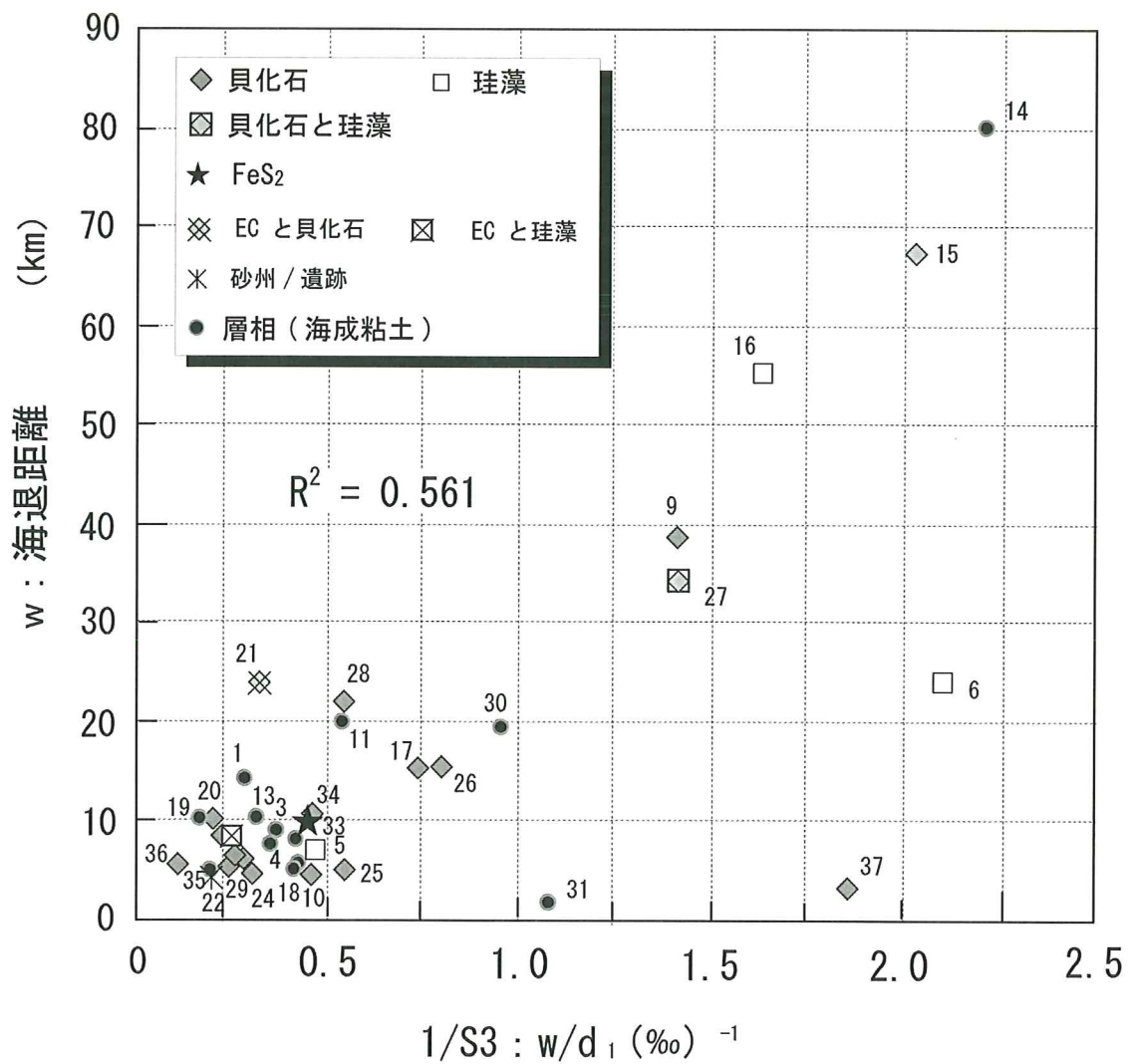


図 4-8 海退距離と S2 及び S3 の逆数の関係

w: 現河口から縄文海進最拡大域までの距離 = 海退距離 (km)

d1: 現河口下の BG 深度 (m)

S2: 海退直前の地形の平均勾配 (‰)

S3: 現河口から LGRP と 0m の交点までの平均勾配 (‰)

(貝塚ほか, 2001. p248) と考えられている。

本研究では, 対象 37 河川中 25 河川において, デルタ前進のタイミングを示すと考えられる年代が得られている。ここでは, さらに, MxFS の年代が明らかとなっている淀川 (井内ほか, 2006), 夷隅川 (増田, 2007), 小櫃川 (Saito, 1995), 九十九里浜平野 (田村ほか, 2006) の 4 つデータを加えて議論する。

図 4-9 を見ると, 日本全域では, デルタ前進の開始期が概ね 8000~7000 cal. yr BP のあたりに集中していることが分かる。ただし, 関東では, 荒川を除くと, 7000 cal. yrBP 以降とやや遅れているようにも見える。また, 九州の菊池川に関しては, デルタ前進のタイミングが 4300-3800 年前 (4800~4000 cal. yrBP) (長岡ほか, 1997) と他の河川に比べ 2000~3000 年程度遅い。

河川規模で分けてみると, 流域面積が 3000 km² を超える河川は, それ未満の河川に比べデルタの前進開始期が早いことが分かる。特に最上川, 北上川, 信濃川, 天竜川に限っては 8000 cal. yrBP をよりも早期であり, 長江やホン河, メコン河などアジアの巨大河川のデルタの前進開始である 8400-8100 cal. yrBP (斎藤, 2007) にほぼ等しいこの期間は, 海水準上昇速度が安定する前であるにもかかわらず, 土砂供給量の多い河川のデルタが前進し始めていたことを示している。また, 流域からの土砂供給がほとんど期待できない九十九里平野では, MxFS の年代が 6000 cal. yrBP (田村ほか, 2006) となっていることから, デルタ前進のタイミングは海面上昇速度の低下だけでなく, 流域からの土砂フラックスにも強く影響を受けていると考えられる。

4.6 内湾泥層の河川縦断方向の層厚変化の特徴

沖積平野を構成する沖積層は, 内湾に注ぐ河川とトラフに注ぐ河川とでは堆積物の層相が異なる (例えば, 池田, 1964) (図 4-3)。砂泥質な堆積物で構成されている沖積平野は, 砂礫質の沖積平野に比べ震度が大きいことが明らかにされている (望月ほか, 1978) (図 1-1)。地震動による被害予測の精度向上のためには, 沖積層全体の層厚に加えて内湾泥層の層厚分布を検討する必要がある。

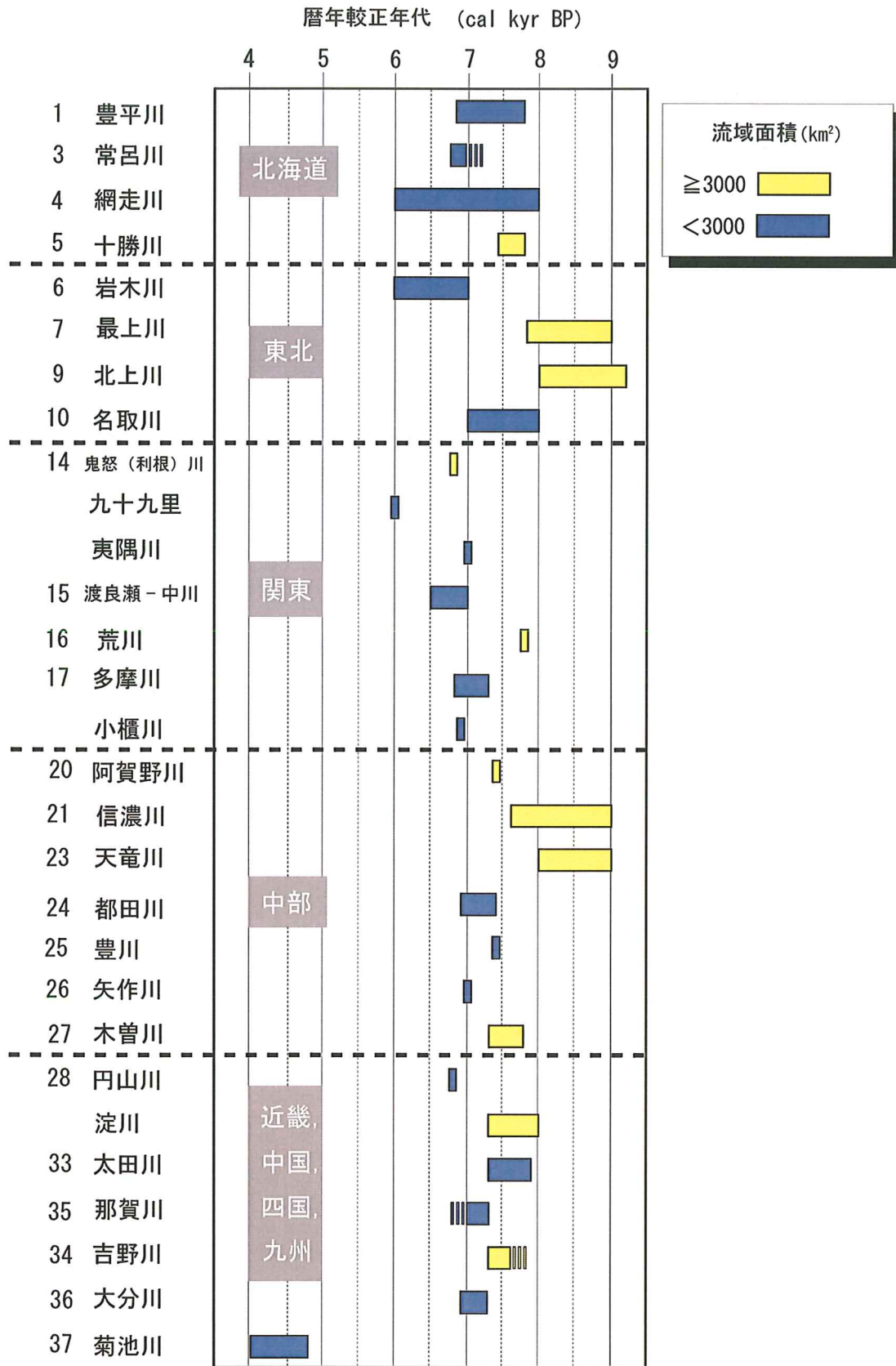


図 4-9 デルタの前進開始時期

図 4-10 は、対象 37 河川中、内湾泥層の分布が比較的明瞭に識別できる 25 河川を選び、内湾泥層の河川縦断方向への層厚変化を示したものである。内湾泥層の層厚は沖積層の層厚変化と同様に概ね河口から上流に向かって減少することがわかる。また、河口付近の内湾泥層の層厚は 50 m を超えることはなく、層厚や奥行きは沖積層全体の層厚同様、河川のサイズに比例的である。ただし、鬼怒川は、河口付近の内湾泥層の層厚が同程度の河川に比べ内陸までその分布域が入り込んでいる。これは関東造盆地運動に伴う曲降の影響を受けている可能性がある。こうした違いは、沈み込み帯における巨大地震による揺れが、陸上河川の沖積平野ぞいにどこまで奥深く及ぶかを考えるうえで重要である。

次に、図 4-11 は、沖積層の層厚を横軸に、内湾泥層の層厚を縦軸にとったものである。内湾泥層の層厚が 0 m 時の沖積層の層厚は、阿賀野川と信濃川を除くと、概ね 20~40 m の範囲内に収まる。また、沖積層の層厚と内湾泥層の層厚の間には高い相関が認められ、どの河川もほぼ 1:1 の傾きを保ちながら両者の層厚は変化している。これは、沖積層と内湾泥層の層厚の変化の特徴として、沖積層全体の層厚から内湾泥層を除いた陸成層の部分の層厚が一定の割合で増加していると言える（図 4-12）。

4.7 まとめと今後の課題

(1) 縄文海進時の海進範囲は、前地形である LGRP の形態に強く依存しており、瀬戸内海では最大で 200 km にも及ぶ。一方、海退については、海進ほどではないが、デルタがプログラデーションする直前の地形がその距離を左右しており、最大で 70~60 km 程度生じている。

(2) 日本列島におけるデルタ前進の開始期は、概ね 7000 cal. yr BP あたりに集中している。この年代は、日本列島の海面最高頂期頃にあたる。ただし、デルタ前進のタイミングは海面上昇速度の低下だけでなく、流域からの土砂フラックスにも強く影響している。

(3) 内湾泥層は沖積層の層厚と同様、河口から上流に向かって減少する。また、内

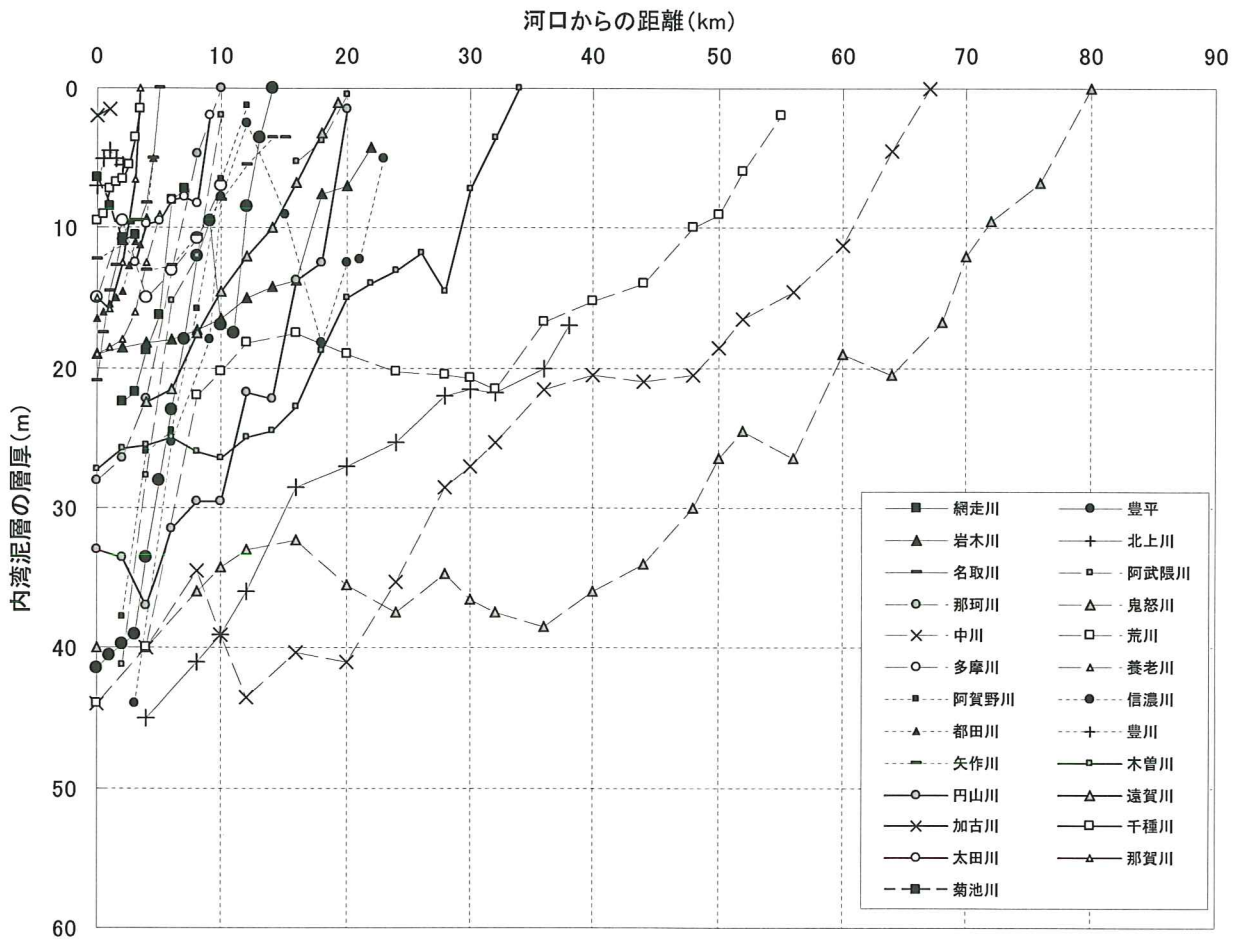


図 4-10 内湾泥層の層厚変化

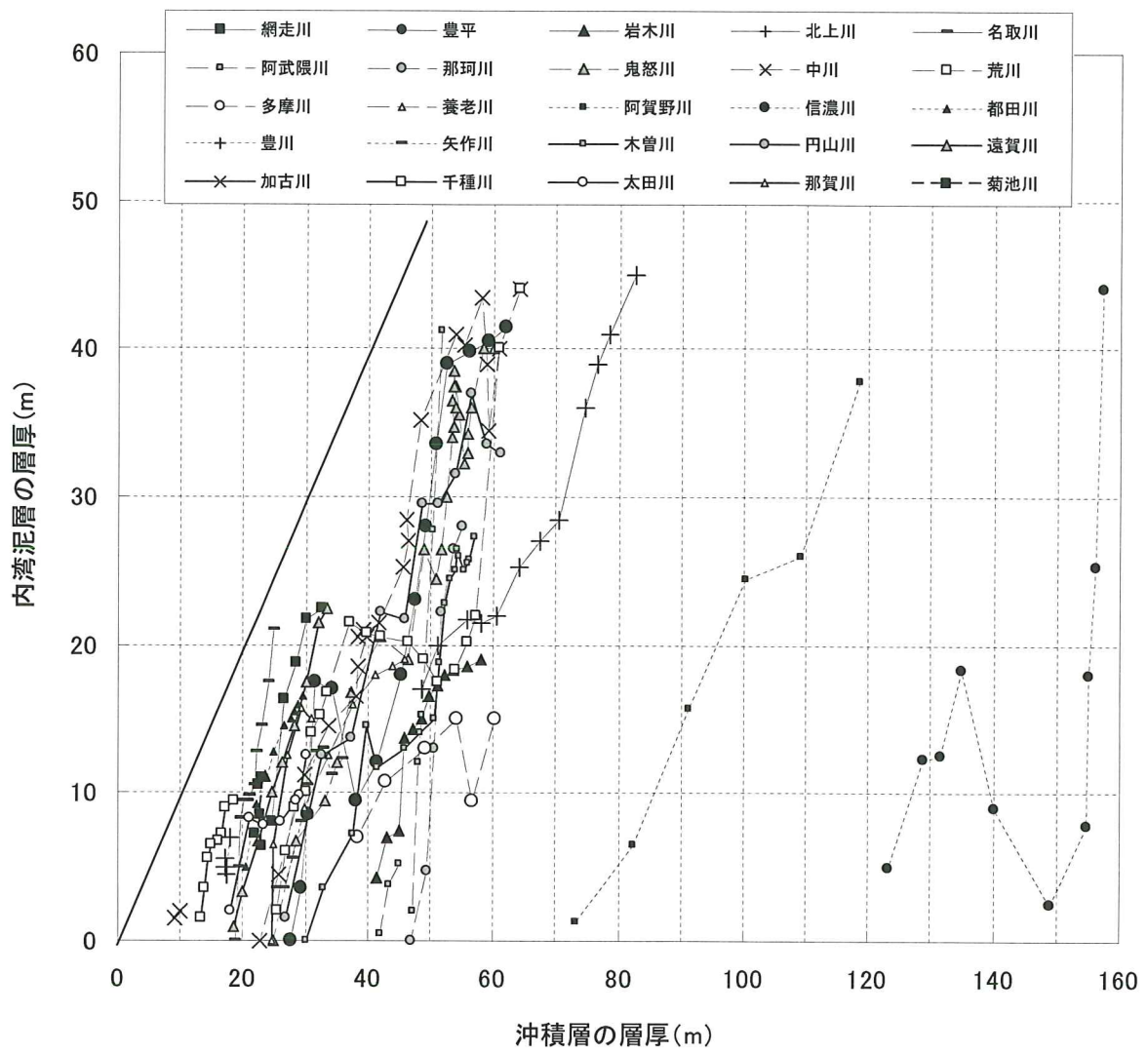
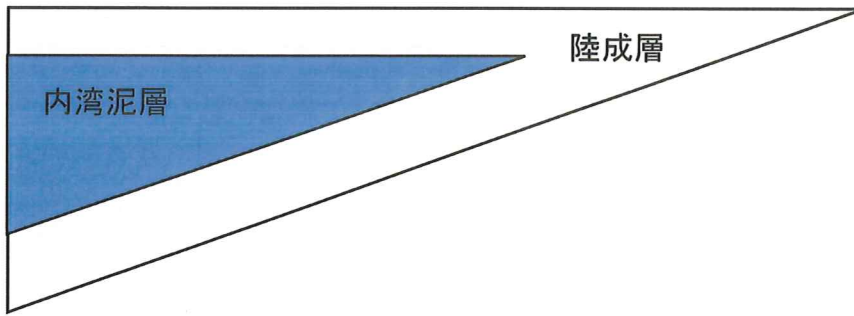
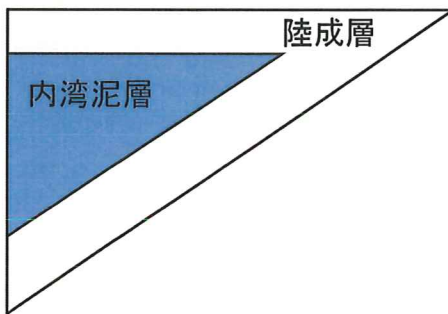


図 4-11 内湾泥層の層厚と沖積層の層厚の変化

荒川, 木曾川など



網走川, 円山川など



信濃川, 阿賀野川

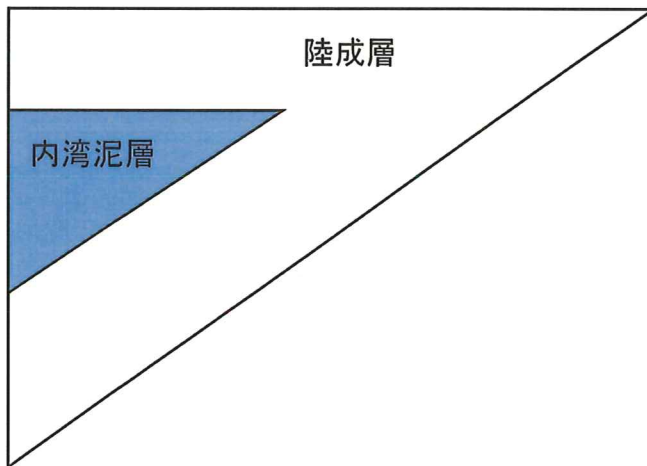


図 4-12 内湾泥層と沖積層の層厚変化に関する模式的関係

上の3つは陸成層の層厚や奥行きに違いがあり CP の形状は異なる。ただし、どのタイプも内湾泥層の層厚に対して陸成層の層厚が一定となる。

湾泥層の層厚と沖積層の層厚の層厚変化には高い相関がある。

今後は、流域の土砂フラックスと海進海退の関係について、議論する必要がある。
また、内湾泥層の堆積構造上の問題（層厚は薄くとも、挟在するために、沖積層全体の揺れや不等沈下が増幅されることも想定される）を踏まえ、内湾泥層の分布を高空間分解能で捉えることを通じて、災害脆弱性評価のいっそうの向上を図っていくことが要請される。