

3 日本列島における主要河谷ぞいの沖積層の層厚分布特性

3.1 はじめに

日本をはじめとする湿潤温暖変動帯において、河川の堆積作用によって形成された平野（沖積平野）は、土地生産性に優れた平坦地として、人類活動の土台をなしてきた。日本の政令指定都市の大多数は、臨海部に広がる沖積平野とその周辺域に立地している。他方、臨海沖積平野は、地形が低平であることに加えて、その構成層である沖積層が最終氷期の海面低下期以降に堆積した軟弱層ゆえに、洪水・高潮や地震動などの災害脆弱性の高い土地でもある。近年では、ダム建設、埋立て等の地形改変や温暖化などの影響により、河川流量・土砂量の変動、地盤沈下、海面上昇などが加速して、沖積平野における脆弱性がさらに増している可能性が高い。

最近の地震動のシミュレーション研究によって、堆積平野で発生する長周期地震動が被害を拡大していることや、長周期地震動は地盤構造の地域特性に規定されているために再現性がよいこと、などが明らかにされている（古村・竹内，2007；古村ほか，2007）。実際、沈み込み帯の巨大地震や内陸直下地震による家屋倒壊などの被害分布は、沖積平野に集中してきた（松田ほか，1978；角田ほか，1981；相原，1990 など）。1923年関東地震の被害分布（例えば武村，2003）や液状化発生分布（若松，2007 など）などをみると、沖積平野のなかでも海進時に溺れ谷に堆積した内湾泥層の分布域に集中する傾向にある。内湾泥層の分布特性の理解は、地震災害の軽減のために不可欠といえる。

沖積層の分布特性やその要因に関しては、Sugimura and Naruse（1954，1955）、井関（1956）、海津（1981）による先駆的研究や、関東平野（Matsuda，1974；Endo *et al.*，1982；本村ほか，2006 など）、濃尾平野（山口ほか，2006 など）、新潟平野（鴨井ほか，2002 など）、大阪平野（三田村・橋本，2004）をはじめとして詳細な地域研究がある。沖積層の平面分布に関しては、全国を網羅するメッシュデータ形式で公表されている（若松ほか，2005；脇田ほか，2009）。しかし、沖積層の層厚やその河谷

縦断方向の変化に関しては，日本列島スケールでの系統的かつ定量的な把握はなされていない。

本章では，日本列島諸河川の最下流域を対象にして，最終氷期最寒冷期以降の相対的海面変化に伴い沖積平野がどのように変化してきたのか，その結果，沖積層はいかなる分布特性を示すにいたったのか，河川縦断面形の発達という視点からの整理を試みた。すなわち，低海水準期に堆積した沖積層基底礫層の分布をもとに氷期の河床縦断面形を復元し，それと現河床の縦断面形とによって挟まれた，くさび状の領域（Coastal Prism；以下 CP）の形状特性を検討した。

3.2 対象河川の選定

一定以上の流域面積を有し，海へ注ぐ河川の本流を日本列島の各地方から複数選定した。対象河川の選定基準は，現河口付近に沖積平野を発達させる河川とした。既存文献資料等によって沖積層基底礫層の分布がある程度判明している必要があったために，結果として 50 河川が選定された。その内訳は，北海道 8，本州 34，四国 3，九州 5 の各河川である（図 3-1，表 3-1）。

3.3 沖積層の層厚分布の推定方法

表 3-1 に示した文献をもとに，第 2 章（本多・須貝，2011）と同様の手法で，（1）MIS 2 の河成段丘面，（2）沖積層基底礫層（BG），（3）現河床，のそれぞれについて投影縦断面形データを収集した。一部の河川については地形図判読等によりデータを新たに収集した。なお，近代以降の土木工事によって大規模な河道の付替えがなされている河川については，付替え前の河道を（3）現河床として採用した。（1）～（3）の各縦断面は，原則として同一の投影軸を用いて作成された。BG の堆積域（埋没谷底の平面位置）と現河道位置とが，河道の付替えの影響を除いてもなお，最下流部ではやや離れている河川が少数存在した。ただし，両者は上流へ向かって収れんする

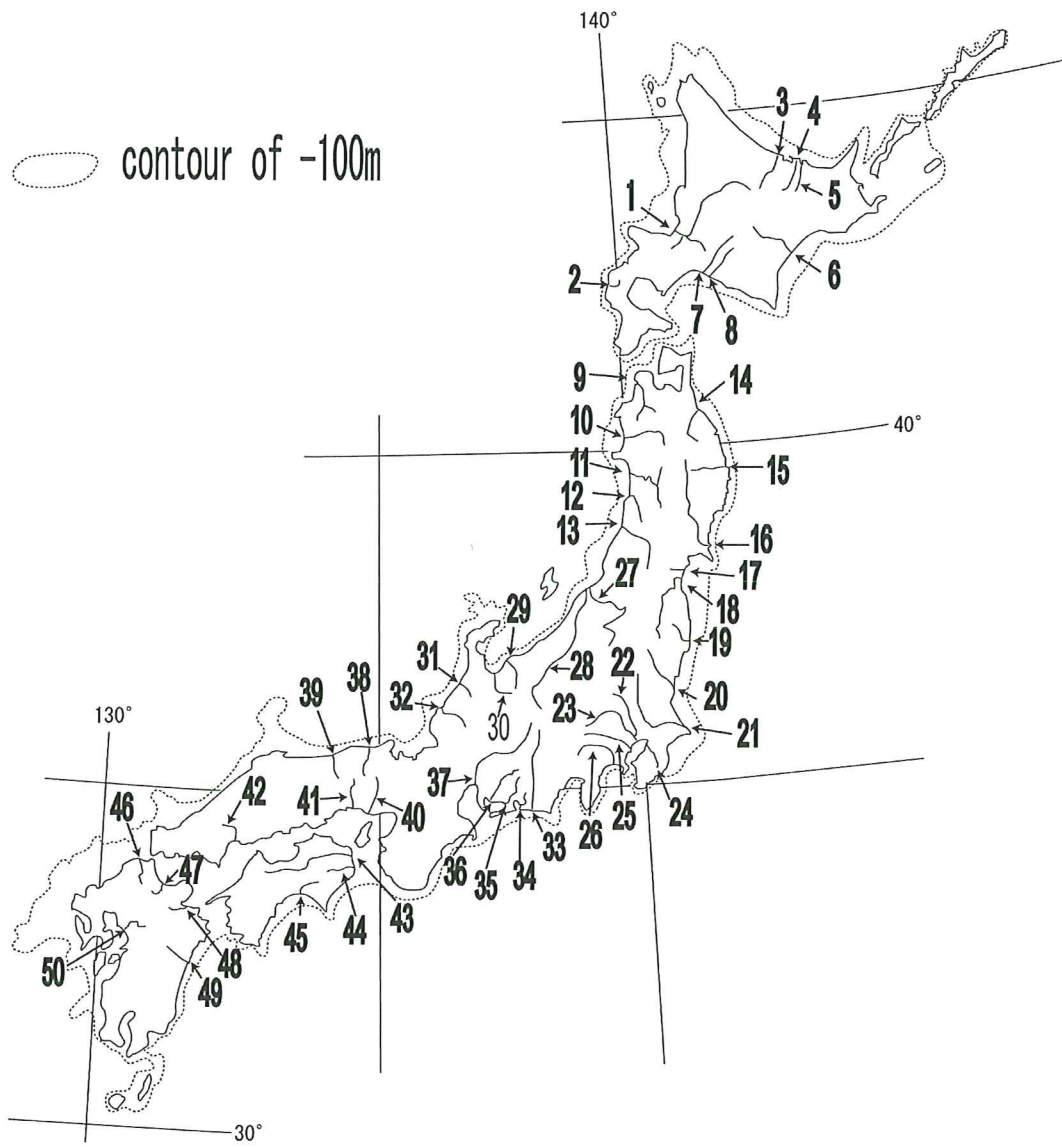


图 3-1 对象河川位置图

表3-1 対象河川の流域面積とCoastal Prismの面積，及びLGRPの適合関数型

| NO. | 河川名 | A | CP(m ²) | 関数近似時の相関係数 | | | BGの精度 | | |
|-----|-----------|-------|---------------------|------------|--------|--------|--------|------|------|
| | | | | LGRP | | | BG等深線図 | 横断面図 | 縦断面図 |
| | | | | L | P | Ex | | | |
| 1 | 湧別川 | 1597 | 227250 | 0.9738 | 0.9973 | 0.7178 | | | ○ |
| 2 | 常呂川 | 1923 | 591422 | 0.8953 | 0.9693 | 0.9455 | | | ○ |
| 3 | 網走川 | 1451 | 303750 | 0.9071 | 0.9868 | 0.9476 | | ○ | ○ |
| 4 | 十勝川 | 9025 | 952850 | 0.9228 | 0.9786 | 0.9068 | | ○ | ○ |
| 5 | 鶴川 | 1296 | 544738 | 0.9433 | 0.9907 | 0.8426 | | ○ | ○ |
| 6 | 沙流川 | 1428 | 451550 | 0.9477 | 0.9895 | 0.8679 | | | ○ |
| 7 | 豊平川* | 902 | 700250 | 0.8956 | 0.9648 | 0.9319 | ○ | ○ | ○ |
| 8 | 後志利別川 | 765 | 883828 | 0.8257 | 0.9615 | 0.9816 | | ○ | ○ |
| 9 | 岩木川 | 2670 | 1561925 | 0.7357 | 0.9212 | 0.9889 | | ○ | ○ |
| 10 | 馬淵川 | 2091 | 369625 | 0.8701 | 0.956 | 0.9329 | ○ | ○ | ○ |
| 11 | 閉伊川 | 985 | 560600 | 0.9905 | 0.9937 | 0.9497 | | ○ | ○ |
| 12 | 北上川 | 10720 | 4360438 | 0.9127 | 0.9825 | 0.9339 | | | ○ |
| 13 | 名取川 | 769 | 164738 | 0.9037 | 0.9894 | 0.9113 | ○ | ○ | ○ |
| 14 | 阿武隈川 | 5480 | 1357300 | 0.9679 | 0.9863 | 0.7075 | ○ | ○ | ○ |
| 15 | 夏井川 | 770 | 672500 | 0.7738 | 0.9931 | 0.9615 | ○ | ○ | ○ |
| 16 | 米代川 | 4100 | 1092563 | 0.9001 | 0.959 | 0.9227 | | ○ | ○ |
| 17 | 雄物川 | 4180 | 2396750 | 0.823 | 0.9638 | 0.8981 | ○ | ○ | ○ |
| 18 | 子吉川 | 1296 | 451500 | 0.9714 | 0.9972 | 0.851 | | | ○ |
| 19 | 最上川 | 7400 | 981663 | 0.9768 | 0.9886 | 0.8554 | | ○ | ○ |
| 20 | 那珂川 | 3270 | 1095638 | 0.8865 | 0.9865 | 0.8587 | | ○ | ○ |
| 21 | 鬼怒川(現利根川) | 3153 | 3490328 | 0.7631 | 0.8988 | 0.9877 | ○ | ○ | ○ |
| 22 | 中川 | 7621 | 3987563 | 0.7753 | 0.928 | 0.9787 | ○ | ○ | ○ |
| 23 | 荒川 | 8130 | 3444813 | 0.7749 | 0.9217 | 0.9622 | ○ | ○ | ○ |
| 24 | 養老川 | 268 | 352313 | 0.914 | 0.9937 | 0.8997 | ○ | | ○ |
| 25 | 多摩川 | 1066 | 930663 | 0.9268 | 0.9866 | 0.6759 | ○ | ○ | ○ |
| 26 | 相模川 | 1647 | 877844 | 0.998 | 0.9984 | 0.8446 | ○ | ○ | ○ |
| 27 | 阿賀野川 | 8340 | 2147550 | 0.9626 | 0.9902 | 0.6909 | ○ | | ○ |
| 28 | 信濃川 | 12260 | 7348500 | 0.9551 | 0.9871 | 0.8063 | ○ | ○ | ○ |
| 29 | 黒部川 | 776 | 547594 | 0.9954 | 0.999 | 0.8326 | ○ | | ○ |
| 30 | 神通川 | 2780 | 414100 | 0.989 | 0.9766 | 0.8494 | ○ | | ○ |
| 31 | 犀川 | 234 | 204497 | 0.9719 | 0.9934 | 0.8789 | ○ | | ○ |
| 32 | 九頭竜川 | 2580 | 632469 | 0.9511 | 0.9944 | 0.8297 | ○ | | ○ |
| 33 | 天竜川 | 4890 | 871250 | 0.9958 | 0.9973 | 0.7756 | | ○ | ○ |
| 34 | 都田川 | 172 | 158141 | 0.9228 | 0.9957 | 0.958 | | ○ | ○ |
| 35 | 豊川 | 714 | 122969 | 0.8334 | 0.9835 | 0.9046 | | ○ | ○ |
| 36 | 矢作川 | 1910 | 918063 | 0.9255 | 0.9475 | 0.8227 | ○ | ○ | ○ |
| 37 | 木曾川 | 5275 | 1847900 | 0.8736 | 0.9626 | 0.8375 | ○ | ○ | ○ |
| 38 | 加古川 | 1850 | 63250 | 0.7673 | 0.9419 | 0.9188 | ○ | ○ | ○ |
| 39 | 千種川 | 730 | 112838 | 0.9091 | 0.9774 | 0.945 | ○ | ○ | ○ |
| 40 | 太田川 | 1681 | 325750 | 0.9029 | 0.9909 | 0.9094 | | ○ | ○ |
| 41 | 円山川 | 1387 | 1034500 | 0.8874 | 0.9859 | 0.8189 | | ○ | ○ |
| 42 | 千代川 | 1155 | 456250 | 0.917 | 0.9808 | 0.9285 | ○ | | ○ |
| 43 | 吉野川 | 3700 | 699750 | 0.9865 | 0.9827 | 0.7476 | ○ | ○ | ○ |
| 44 | 那賀川 | 905 | 300063 | 0.966 | 0.994 | 0.827 | ○ | ○ | ○ |
| 45 | 物部川 | 509 | 40334 | 0.9666 | 0.9944 | 0.9637 | | ○ | ○ |
| 46 | 遠賀川 | 1033 | 783266 | 0.5099 | 0.8284 | 0.9346 | | | ○ |
| 47 | 菊池川 | 1022 | 346656 | 0.5955 | 0.9362 | 0.9479 | ○ | ○ | ○ |
| 48 | 山国川 | 552 | 7164 | 0.9224 | 0.9892 | 0.884 | ○ | ○ | ○ |
| 49 | 大分川 | 669 | 332250 | 0.9483 | 0.9641 | 0.8634 | ○ | ○ | ○ |
| 50 | 小丸川 | 501 | 170531 | 0.9883 | 0.9932 | 0.9139 | | | ○ |

A: 流域面積(km²), L: 一次関数(Y=A+BX), P: べき関数(Y=AXB), Ex: 指数関数(Y=Ae^{BX}), CP: コースタルプリズム, *MIS2頃の豊平川は現河口付近で石狩川と合流していた。

注1) 古利根川はMIS2～MIS1までの間に、現荒川や現中川沿いを流れていた時期がある(菊地1979; 平井1983)。MIS2～MIS1の荒川と渡良瀬-中川の流域面積を用いる際、現利根川流域面積15760 km²から渡良瀬-中川、鬼怒川の流域面積を差し引いた値(9986 km²)の約半分(5000 km²)をそれぞれ現中川と現荒川の流域面積に加えてある。

こと、沖積層の河谷縦断方向の奥行に比して桁違いに小さいことから、以下の検討には十分耐えうると考えられる。

(1) 沖積層基底礫層 (BG) の堆積面と、(2) MIS 2 の河成段丘面とを結合して、低海水準期の河床縦断面影 (Last Glacial River long-Profile; 以下 LGRP) を復元した (図 3-2)。LGRP と、(3) 現河床の縦断面形 (Present River long-Profile; 以下 PRP) とは、上記の (1) と (2) の接合部で交差する。この段丘面が沖積平野の地下へ埋没していく地点から下流において、LGRP と PRP の比高は、沖積層の最大層厚を近似している。

なお、BG の年代観は研究者間で異なっており、井関 (1983) の「LGMの最大海高低下期における侵食谷底の河床礫説」と牧野内ほか (2001) の「最終氷期の海面低下とともに河床礫の主要な堆積場が下流に向かって延長することによる延長河床礫説」がある。いずれの説においても BG は最終氷期の低海面期に形成された河床礫からなる地層で、BG の最下流端付近は LGM 前後の低海面期の河口位置に近似しうると考えられること、BG の堆積年代が厳密には LGM とずれる (上流へ向かって古くなる) としても、BG は沖積層の基底地形をなすことから、上記の后者の考え方に立っても、沖積層の層厚を計測するうえでは、重大な支障は生じないと考えられる。

3.4 沖積層全体の河川縦断方向の層厚変化の特徴

50 の全対象河川について、沖積層層厚の河川縦断方向への変化を図 3-3 に示す。河口付近における沖積層の層厚は、山国川の 5.2 m が最小、信濃川の 158 m が最大、全対象河川の平均層厚は約 54 m であった。河口付近の層厚は、相模川や黒部川のように大陸棚が狭く、直接外洋に注いでいる河川で 90 m を超えやや厚くなっているものの、阿賀野川と信濃川を除けば、100 m を超えることはない。他方、沖積層の奥行は対象河川中、山国川の約 2.8 km が最短、鬼怒川の約 110 km が最長であり、対象河川の沖積層の奥行の長さの平均値は約 29.5 km となった。沖積層の奥行きモード (最頻値) は、30~40 km 程度であるが、東北~中部日本の大河川でとくに大きい傾向が

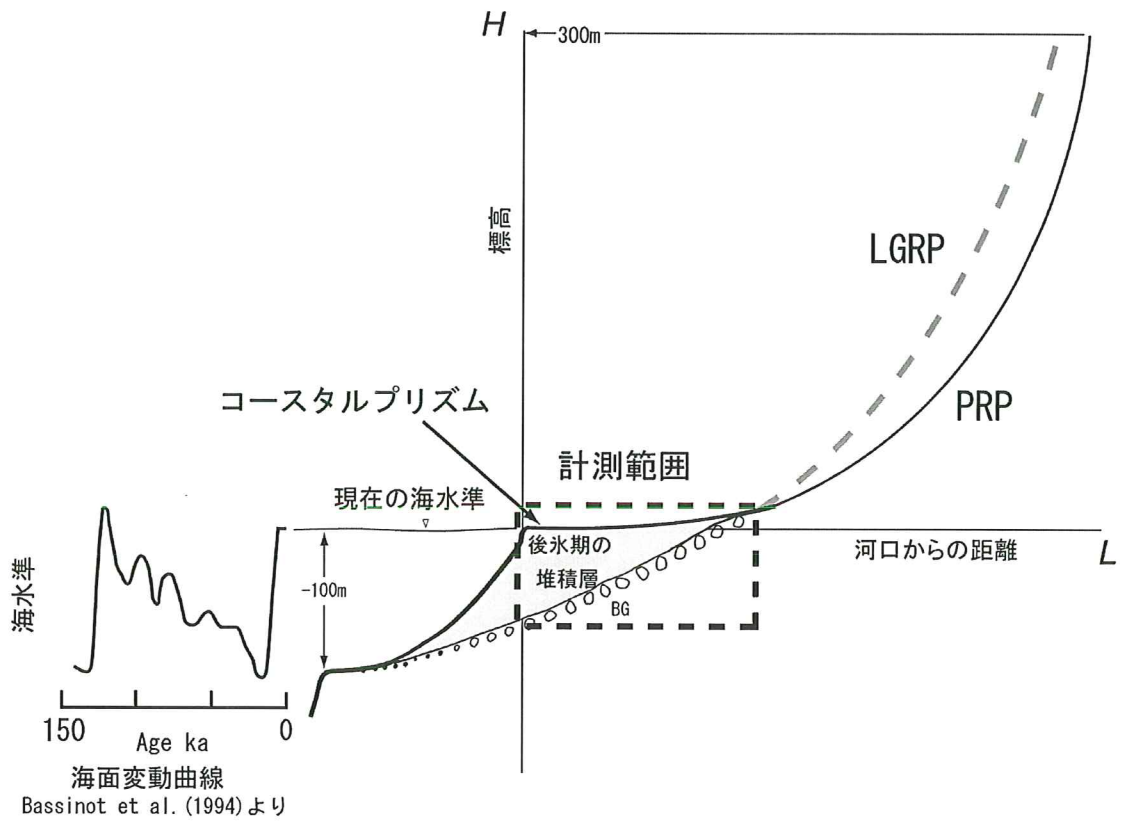


図 3-2 変動帯における氷期・間氷期の海水準変動と河床縦断面変化の関係，および沖積層の分布を示す模式図

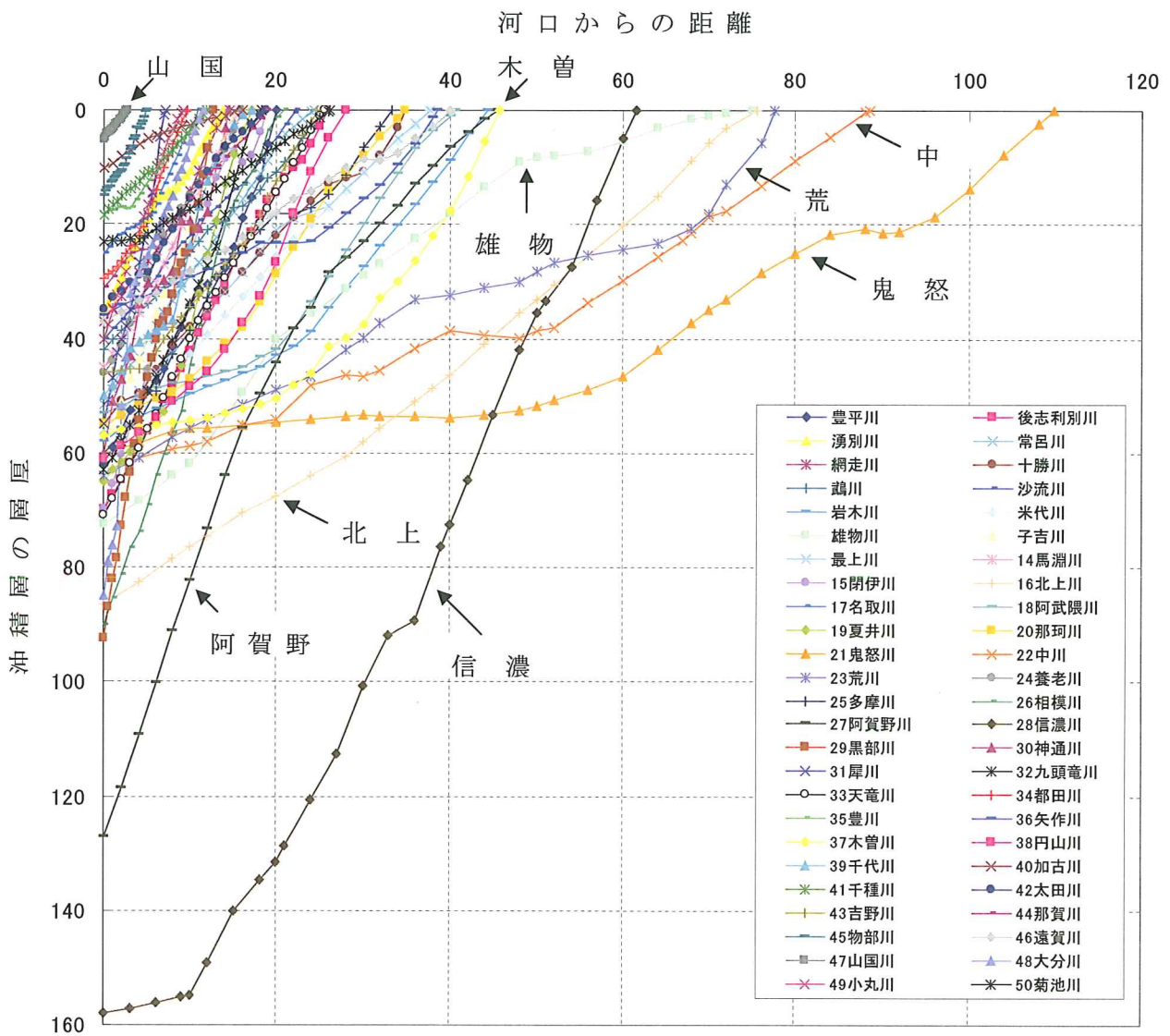


図 3-3 50 河川における沖積層層厚の河川縦断方向への変化

見られる。沖積層の層厚及び内陸への広がり、概ね河川流域のサイズに見合っている。ただし、信濃川、阿賀野川、鬼怒川、荒川、中川、雄物川のように河口付近の沖積層の層厚に対して明らかに沖積層の奥行きが短い河川、もしくは長い河川が存在する。これらの河川は、後述するように、河川下流域における地殻変動が関与し、沖積層の層厚が変化しているものと思われる。

3.5 沖積層の層厚変化率の特徴

次に、沖積層の層厚の河川縦断方向への変化傾向を河川間で比較するために、沖積層の奥行と層厚を基準化して、沖積層の層厚の変化率を図にした(図 3-4)。この結果、雄物川、阿武隈川、鬼怒川、荒川、阿賀野川、信濃川、木曾川、吉野川、大分川などの数河川を除く河川では、沖積層の層厚が上流へ向かって概ね直線的に減少することが判明した(図 3-4)。すなわち、河川縦断方向への沖積層の層厚変化は河口からの距離を変数とする 1 次式で近似できる。河谷を埋積する臨海部の沖積層がコースタルプリズムと称されるゆえんであろう。ただし、厳密には沖積層の上流への層厚変化はやや上に凸型を示す河川と、やや下に凸型を示す河川が存在する(図 3-4)。このため、これらの河川の沖積層の層厚変化を単純に直線近似すると、実際の沖積層の層厚を過小または過大評価することになる。

先の述べた河川のうち信濃川、木曾川、吉野川、阿武隈川、荒川、鬼怒川における沖積層の層厚変化は下に凸型、大分川、雄物川、阿賀野川は上に凸型となっている(図 3-4)。これら 9 河川のうち 7 河川が流下する沖積平野の縁辺部もしくは内部には、活断層が分布することから(活断層研究会編, 1991 など)、BG 堆積後に活断層の活動に伴う地殻変動の影響を受けている可能性が高いことを意味している。すなわち、沖積平野の縁辺部に活断層(信濃川:長岡平野四緑断層帯, 木曾川:養老・桑名断層帯, 吉野川:中央構造線, 荒川:関東平野北西縁断層帯)が分布する場合、断層帯に沿って沈降域が生まれる(図 2-11abc)。そのため、中～下流側で沖積層が厚くなり、層厚変化が下に凸型となったと考えられる。一方、沖積平野の内部、特に下流側において

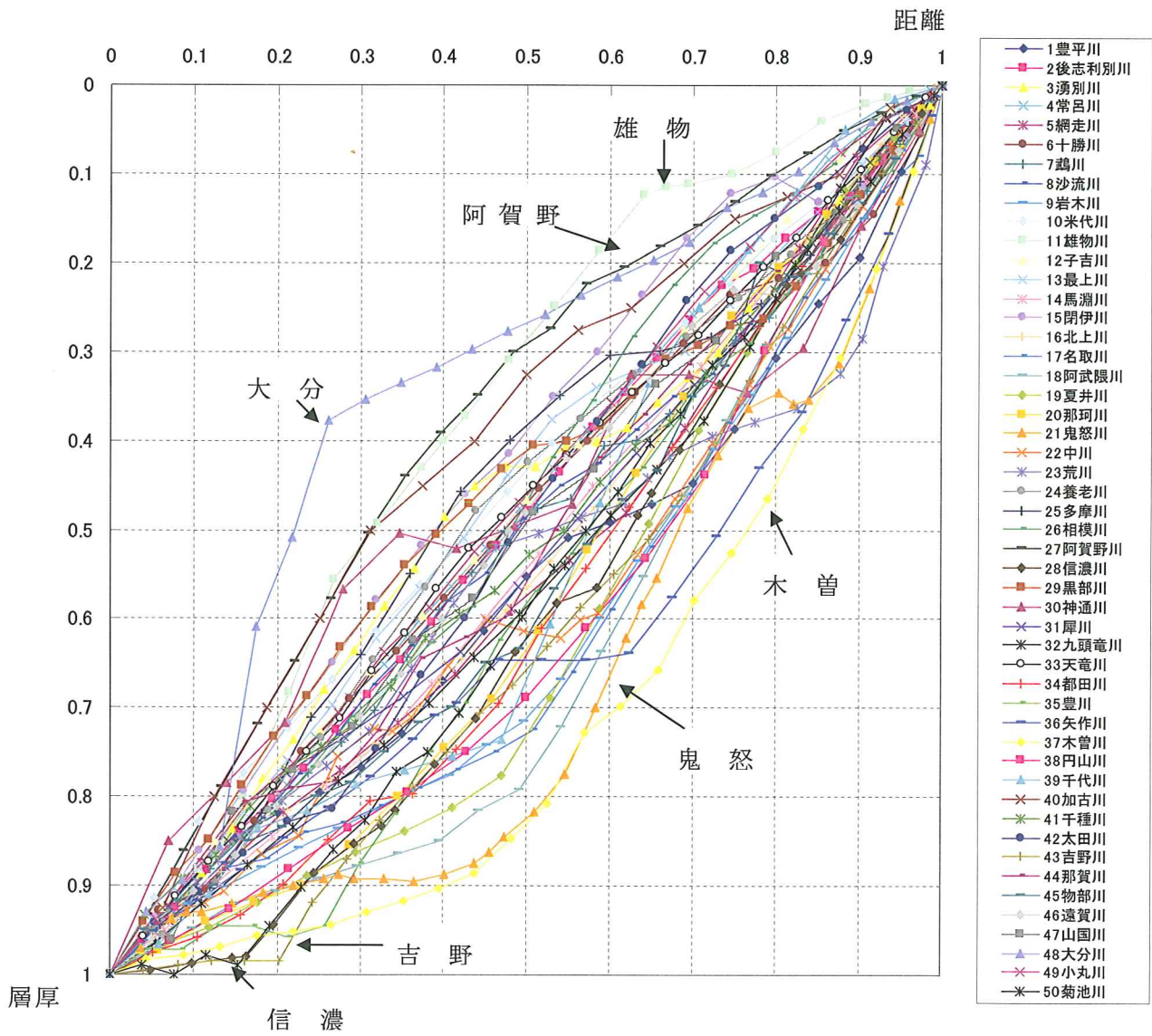


図 3-4 沖積層層厚の河川縦断方向への変化率

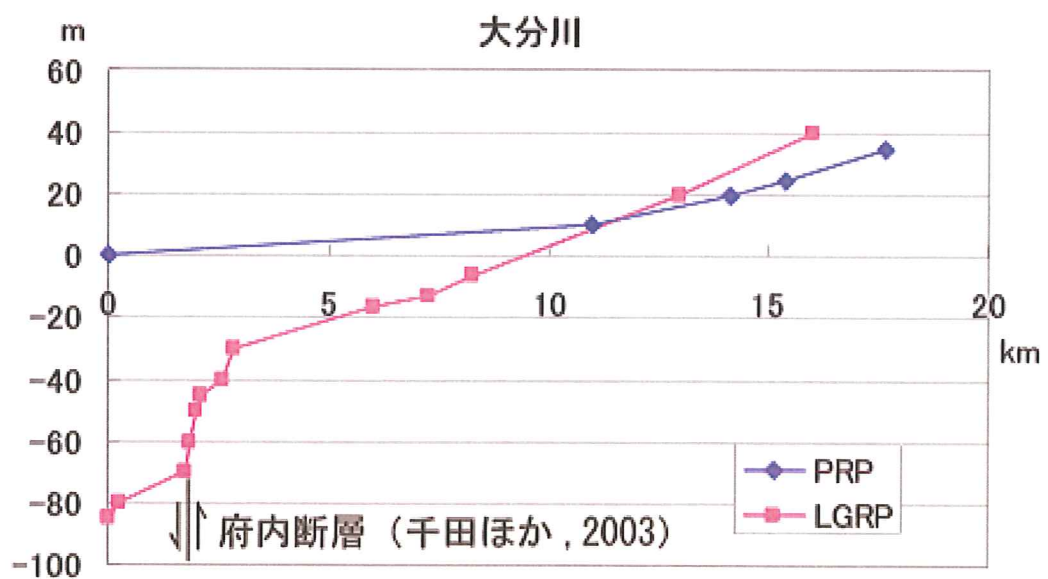
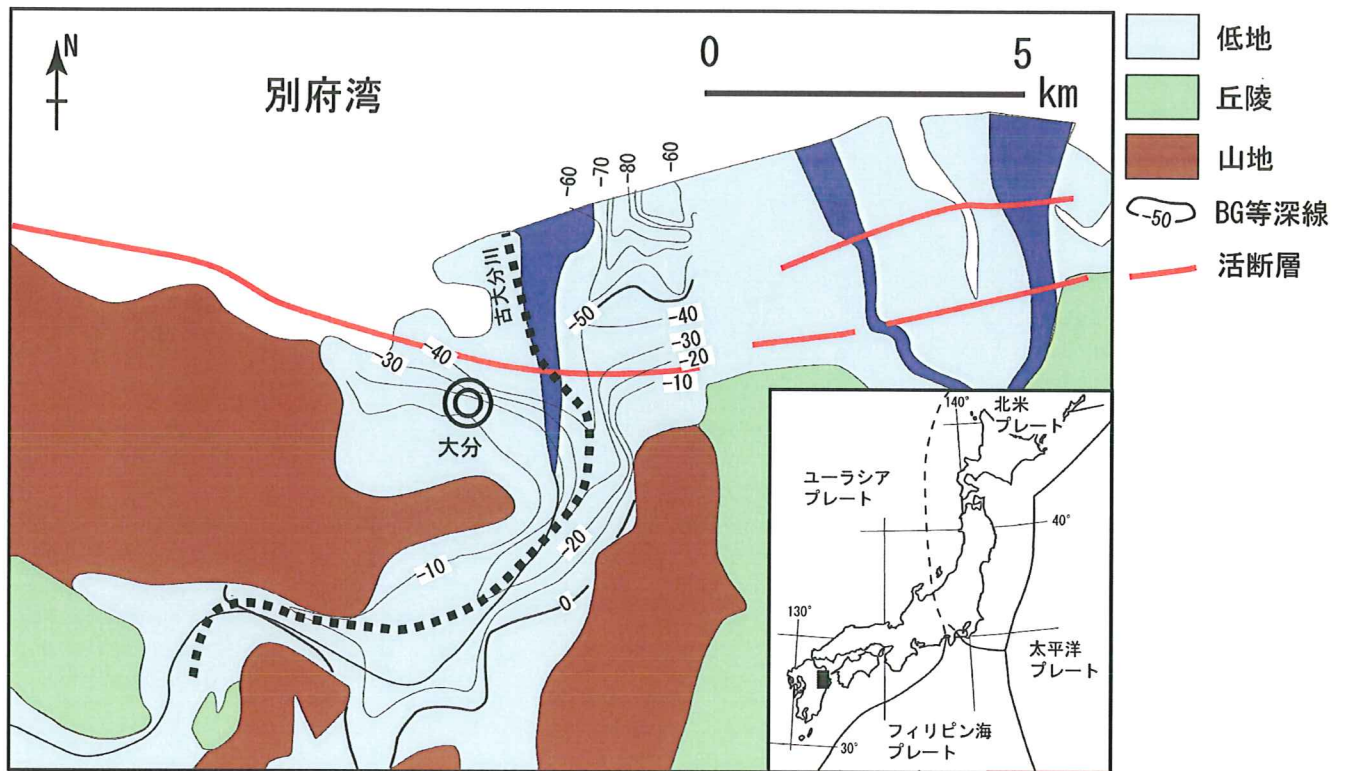


図 3-5 大分平野における活断層分布 (上) と断層活動に伴う沖積層基底の変形 (下)

沖積層基底等深線は千田 (1987) より.

活断層（大分川：別府-万年山断層帯，雄物川：北由利衝上断層帯，阿賀野川：月岡断層帯及び長岡平野四緑断層帯）が横断するように分布する場合，断層帯の上盤側が隆起域となる（図 3-5）．そのため，上盤側の中～上流に向かって沖積層が薄くなり，沖積層の層厚変化が上に凸型となったと考えられる．

ところで，鬼怒川や阿武隈川は沖積平野周辺に顕著な活断層は見受けられない．ただし，鬼怒川は，関東造盆地運動の影響範囲内を流れていることに加えて，造盆地運動によって河口付近が隆起し，沖積平野の上流側が相対的に沈降傾向におかれている可能性が高い（貝塚，1987）．阿武隈川は，縄文海進時の海成層が河口付近に比べ，沖積平野内部に向かい深くなる（松本，1981）ことから，沖積平野の中～上流にかけて沈降域を流下している可能性がある．すなわち，BG が曲降の影響を受け，沖積層の縦断方向の変化が下に凸となっていると考えられる．

3.6 Coastal prism の面積と流域面積の関係

沖積層は LGRP と PRP に挟まれた部分として示すことができ，すでに述べたように，この部分は，くさび状に内陸に入り込むことからコースタルプリズム（CP）とも呼ばれている．CP の形状は，大陸棚外縁の広い大陸と狭い日本ではその様子が異なると考えられており（貝塚，1992 など），一般に大陸の場合，沖積層の基底を成す LGRP が緩いため，CP の奥行きは長く，層厚は薄い．一方，日本の場合，大陸棚外縁までの距離が短いため海面低下期に深い谷が形成されている場合が多く，LGRP が急なため奥行きは短い，層厚が厚い特徴を持つと模式的描かれてきた（図 3-6）．しかし，日本において，その形状を多くの河谷を対象として定量的に比較・検討した研究は見られない．前節で沖積層の河川縦断方向の変化が流域の規模に比例的であることはすでに述べたが，ここでは CP の面積と流域面積の関係について，具体的に検討する．

図 3-7 は CP の面積と流域面積の両者の関係を示したものである．流域面積が大きいくほど CP の面積が大きくなる傾向が分かる．流域面積は，起伏と並び流域の侵食速度を支配する最も大きな要因となっている（Syvitski and Milliman, 2007）ことから，

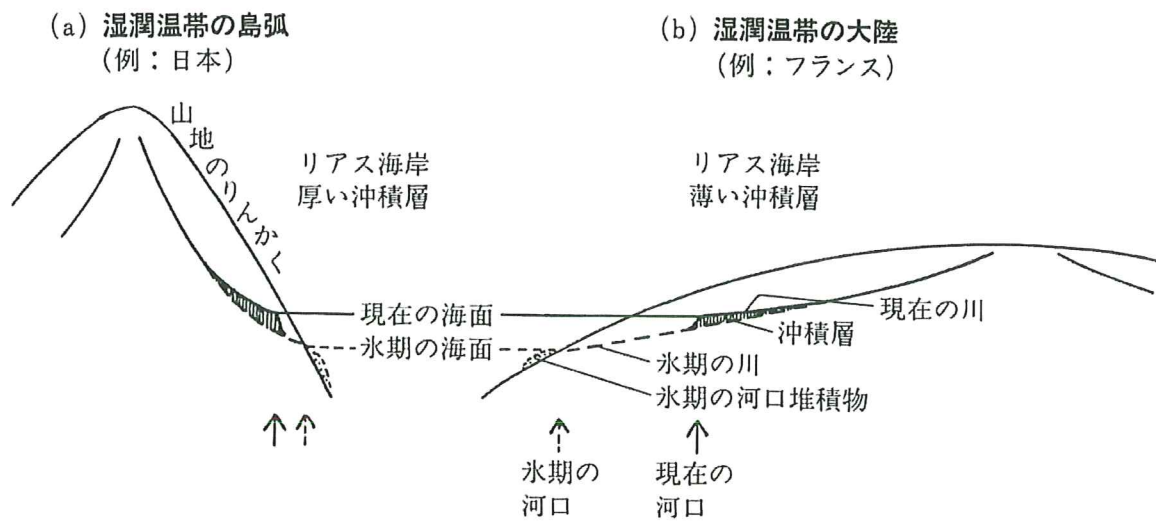


図 3-6 日本と大陸における coastal prism の形状の違い (貝塚, 1992 より一部抜粋)

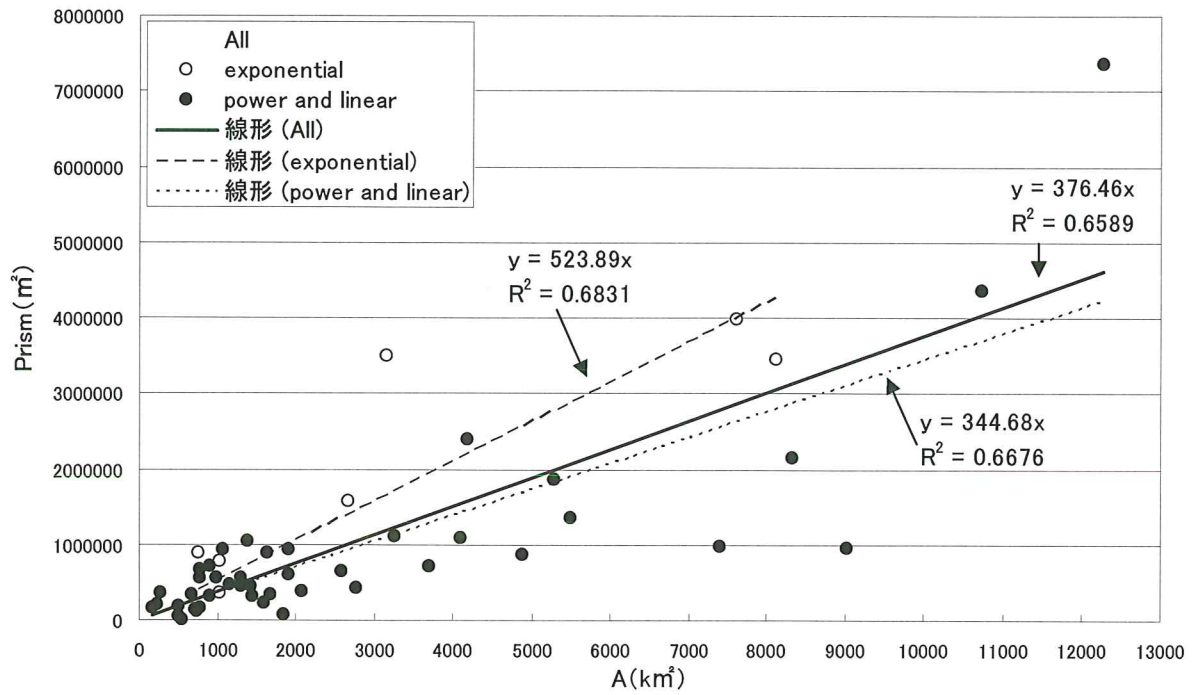


図 3-7 流域面積と Coastal prism の面積

All (n = 50) , exponential (n = 7) , power and linear (n = 43) .

CP のサイズ，すなわち沖積平野の規模は，概ね流域の土砂生産量に依存しているものと考えられる．

また，CP の面積と流域面積の両者の関係について，第 2 章で論じた LGRP の適合関数形で分けて考えてみると，べき関数型河川と指数関数型河川で違いが表れることが分かる．すなわち，流域面積が同程度の場合，べき関数型河川に比べ指数関数型河川の方が CP の面積が大きくなる傾向がある．二つの関数型の違いは河川プロセスの違いを反映している (Ohmori and Shimazu, 1994)．べき関数型河川の場合，勾配の変化率が小さいために，より下流まで土砂を運ぶことが可能となる．運搬された土砂は現河口より上流側に堆積する以外にも，下流側に多く運ばれていたと考えられる．一方，指数関数型河川の場合，下流方向への勾配の変化率が大きく，流域に土砂を堆積させやすい．そのため，現河口より上流側に多くの土砂が堆積し，CP の面積が大きくなったと考えられる．

また，ここで世界の 4 河川 (ミシシッピ川：流域面積 3250000 km²，ライン川：流域面積 185000 km²，コロラド川：流域面積 110000 km²，ポー川：流域面積 71000 km²) の CP の面積を現河口付近の沖積層の層厚と奥行きから簡易的に求め，日本の値と比較してみる．4 河川 CP の面積はそれぞれ，ミシシッピ川：7120000 m²，ライン川：1460000 m²，コロラド川：1160000 m²，ポー川：2590000 m²であった．これらの値は，本節で分析した日本の 50 河川の CP の面積の値の幅，すなわち，約 7100～7350000 m²に含まれる．日本の CP の形状は，層厚が厚く奥行きが短い形状をしており，層厚が薄く奥行きが非常に深い上記の 4 河川と比べかなり形が異なる．しかし，日本の河川の CP と欧米など湿潤温帯を流れる大陸の河川の CP は，その面積が同程度であることが初めて定量的に示された．また，この事実は，例えば，流域面積にしてミシシッピ川は信濃川の 270 倍と大きく異なるから，如何に日本の河川の単位面積当たりの土砂生産量が大きいかということも同時に示している．

3.7 まとめと今後の課題

本研究では、日本の各地方に分布する 50 河川を対象として、各河川下流部に広がる沖積層の層厚分布変化を明らかにし、その要因について考察した。その結果、以下のような点が明らかになった。

(1) 沖積層の河口付近の層厚は阿賀野川と信濃川を除けば、100 m を超えることはない。

(2) 沖積層の内陸への広がり、ほとんどの場合、30~40 km 程度であるが、東北~中部日本の大河川でとくに奥行が大きい。

(3) 沖積層の層厚の河川縦断方向への変化は上流に向かっておおむね直線的に減少する。ただし、層厚変化は上流へ向かってやや上に凸の形状を示す河川とやや下に凸の形状を示す河川が数河川ずつ含まれる。よって単純に直線近似すると、沖積層の層厚を過小または過大評価する可能性がある。

(4) 雄物川、荒川、阿賀野川、信濃川、木曾川、吉野川、大分川のように沖積平野の縁辺部もしくは内部に活断層が分布する場合、または阿武隈川や鬼怒川のように曲降地帯を流れる場合、BG 堆積後の隆起・沈降運動の影響を受けるため、沖積層の層厚は上流方向へ直線的には減少せず、上または下に凸型となる。

(5) 日本の CP の面積は流域の面積及び LGRP の適合関数型と密接に関係している。また、日本と世界を比べると CP の形状は異なるが、その面積は同程度である。