

気候の違いは河道特性の内的構造を変えるか

—長江・アプレ川・カムチャッカ川の河道特性調査—

まえがき

私は、川の特徴を河道特性と言ってきました。わが国の河川の河道特性については、セグメントごとにその特徴をまとめ、またその知見を河川管理にかかわる技術的課題に適用してきました。ところで、河川規模・気候・地形・地質の異なる外国の河川においても、わが国の河道特性に関する一般的知見（河道特性の内的構造特性）が適用できるのでしょうか。河川植生などの生態系あるいは水文現象は気候の影響を大きく受けていることは自明ですが、生態系の絶対的生育基盤である河川地形の内的構造特性（地形を支配する要素間の相互関連特性）についてはどうでしょうか。河川地形については、わが国の河道特性に関する一般的知見の多くが適用できるようですが、資料の入手が難しいこともあり、十分な検討がなされておられません。

河川環境管理財団で働くようになってから、外国の河川を見たり、調査したりする機会がありました。今後の検討のために、その機会に調査・収集した資料に基づき、気候帯の異なる河川の河道特性について取りまとめ、資料として残しておきたいと考えます。これらの資料は、わが国の河川技術者が外国の河川において技術的実践を行なうとき、また地球環境変化が河川地形にどのような変化をもたらすか検討するとき、基礎資料になると信じます。

報告される河川は、中国・長江、ヴェネズエラ国・アプレ川、ロシア連邦・カムチャッカ川です。

山本 晃一
2002年10月18日

目 次

まえがき

第1編 長江 中・下流部の河道特性	1
はじめに	1
1. 河道特性調査の内容・方法と意義	1
2. 長江および流域の概要	2
3. 洪水流出特性と治水対策	6
3.1 洪水流出特性	6
3.2 治水対策	8
4. 長江中・下流部のセグメント区分と河道特性	10
4.1 長江中・下流部河道のセグメント区分	10
4.2 河道特性量の縦断方向変化	12
4.3 河道の平面形状と変動形態	18
4.4 土砂の動態と土砂収支	21
5. 長江河道特性の特異性と河川技術	30
おわりに	31
第2編 ヴェネズエラ国アプレ川の河道特性	33
はじめに	33
1. アプレ川の概要	34
2. アプレ川の水文特性	34
3. アプレ川のセグメント区分と河道特性	39
3.1 アプレ川のセグメント区分	39
3.2 河道特性の縦断方向変化	41
3.3 アプレ川の河道特性のまとめ	53
4. 河岸侵食防止工	57
おわりに	58
第3編 カムチャッカ川の河道特性～3日の視察と地形図で何が読み取れるか～	59
はじめに	59
1. カムチャッカ川流域の概要	59
2. 航下区間における蛇行特性と河岸侵食形態	60
3. 扇状地河川の特徴	71
3.1 エッソビストリア川の河道特性	71
3.2 地形図から見た扇状地河川の特性	74
4. その他	74
参考資料A セグメント2-1における河床地形と土砂の分級に関する既往の知見	76
参考資料B 河床に働く掃流力と河道のスケール	81
おわりに	82

あとがき

第1編 長江 中・下流部の河道特性

はじめに

平成11年10月、社団法人河川協会主催の中国治水・利水事業視察調査団に団員として参加した。主な目的は1998年大洪水後の中国政府の対応をヒヤリングおよび現地視察を通じて調査するものである。私個人としては、わが国にない細粒河床材料を持つ大河川を実際に見て実感し、また、その河道特性を整理し、それらをわが国の沖積河川に関する一般的知見を用いて説明できるのか検討してみたいと考えていた。

本論は、この機会に収集した長江関係の文献を用いて長江の河道特性調査を行い、わが国の沖積河川における河道特性分析において得られた一般則が適用できるのか、また違いがあるならその原因を分析し、それを河道特性の一般的知見（普遍性、対象把握のための理論）に繰り込み、沖積河川の一般的知見の拡大を行なうものである。

1. 河道特性調査の内容・方法と意義

河道特性調査の内容・方法と意義について、その概要を示す。

個別河川の河道特性調査は、基本的には河道特性調査を利用する目的に応じて調査項目を選択するものであるが、一般には表1・1に示す項目を含む調査を行なう^{1) 2) 3)}。なお、現沖積河川は、河道掘削や上流ダム群の築造等によって河道特性が大きく変化している場合があるので、河道特性の空間変化（縦断方向の変化）の分析のみならず、時間変化の分析を必要としている。例えば河床高、河床材料、川幅、河道平面形状、砂州パターンの変化等を調べ、情報として整理する。

河道特性調査では、表1・1に示した項目を河床勾配が同一で似たような特徴を持つ区間毎に河道を区分し、区分されたセグメント毎にその特徴を抽出し、各セグメントの

洪水時の河道特性量との関係を調べ、各河道特性構成要素（洪水時の水理量、河道の平均的なスケール、小規模河床波と流れの抵抗、土砂の運動形態とその量、氾濫原の土質・地質特性、洪水時の氾濫原の挙動特性、河道の平面形、河道の横断形、位況・水面幅特性、河道の縦断形変化特性、生態系、人的作用による河道特性の応答特性、河川の景観特性）間の関係について分析する。各河道特性構成要素は、洪水時の河道特性量と密接な関係があることが明らかにされているので、他の河川と同じような特性を持っているのか、また特異なものであるか把握できる。特異なものであれば、その原因について分析・解釈していく。なお、河道特性量とは平均年最大流量時の低水路の各種水理量（水深、摩擦速度、川幅等）である。

この分析・解釈を行なうための道具として、種々の河道特性構成要素と平均年最大流量、河床の代表粒径、河床勾配との関数関係に関する一般的知見³⁾、さらにセグメント、粒径集団、代表粒径、小規模河床波、中規模河床波（砂州）、粒径別土砂供給量、河岸・河床の土質、土砂の運動形態、海水面変化、地盤変化というような概念装置とそれらに関する基本的な知見を用いる^{2) 3)}。

個別河川の河道特性調査の意義としては、

- ・対象とする河川の河道特性を上流から下流まで調査することにより、その河川の全体像と個性が浮かび上がり、上・下流一貫した河道計画、治水計画、河川環境管理計画などの立案に役立つ。
- ・ある程度、共通の基準で河道情報が整理されるため、他の河川の河道特性との相互比較が容易となる。これにより他の河川の経験を利用したり、技術的な議論を行なう共通の基盤を提供する。
- ・人間活動のインパクトが河道に及ぼす影響について判断しやすく、また的確になる。
- ・河川構造物の設計に当っては、設計条件を的確に設定し得る。また技術検討における境界条件、外力条件を間違

注) 本報告は、河川環境総合研究所報告第6号、2000年7月に発表したものの再録である。

表1・1 個別河川の河道特性調査の項目（文献2）より

○○川の河道特性	
1. 河川および流域の概況	4. 高水敷の特性
① 河川の概況	① 高水敷の平面形
② 流域の地形、地質	② 高水敷の土質構造
③ 流域の地形発達史	③ 河岸近くの表層堆積物と河岸物質
④ ○○川の河道変遷史	④ 高水敷の微地形と堆積物
⑤ 流域の土地利用の変遷	⑤ 高水敷の植生と土地利用
⑥ 河川の利用状況	⑥ 計画高水時の高水敷の水量
2. 水文資料	5. 河道の平面形
① 降雨特性	① 低水路の平面形状と砂州およびみお筋
② 洪水特性	② 河岸侵食位置および侵食形態
③ 流出特性	③ 洪水時の流況と平面形
④ 流量と水位	6. 各セグメントの流砂形態と河床変動形態
3. 洪水時の営力と河道	① 各セグメントの流砂形態
① 河床材料	② 縦断形変動形態
② 低水路幅、高水敷幅	③ 土砂収支
③ 河床勾配と河床高	④ 河床変化の方向
④ 洪水時の河道特性量	7. その他
⑤ 河道特性量からみた河道のセグメント区分	水質と水生動植物に関する記述等、その他必要な事項

いの少ないものとする事ができる。

- ・河道の地形・水理特性情報は、氾濫原情報として利用できる。
 - ・対象河川の河道特性と河道特性に関する共通認識との差異を把握することにより、対象河川の特異性を規定する要因や原因を発見し易くなり、共通認識の豊富化をもたらす。
- などである。

2. 長江および流域の概要

[1] 河川の概要

図2・1に長江流域図を示す。長江は中国第一の河川であり、その源を平均高度5,000mを超える青蔵高原から発し、通天河、金沙江を通り南南東に流れ、雅魯江と合流後北東に向きを変え、四川盆地を潤す岷江を合流する。その後、狭窄部を東に流れ、宜昌下流で沖積平野に出て東海に流出する。その全流域面積は180万km²、長さ6,300kmの大河川である。

長江は宜昌より上流を上流域と言い、流域面積約100万km²、長さ4,504kmである。宜昌から湖口（鄱陽湖の出口付近）までの995kmの区間は中流域といい、流域面積は約68万km²である。湖口より下流は下流域と称し、流域面積約12万km²、長さ841kmである。支川は700余を数え、このうち流域面積が10万km²以上のものが5本、1万～10万km²のもの49本、1千～1万km²のもの437本である⁴⁾。

長江流域は中国の全国土の19%を占め、その土地利用状

況は表2・1のようであり、耕地率は13.4%である⁴⁾。1983年の統計によると、流域内の全人口は3.58億人（中国全人口の35%）である⁵⁾。

表2・1 長江流域の土地利用（文献4）より

土地利用区分	面積（億ムー**）
耕地面積	3.48
森林地	7.16
牧草地	4.69
水域	1.13
荒地*	2.97
その他	7.55

* 農業、林業、牧場へ使用できる荒地
** 15 ムーが1haに相当

[2] 流域の地形⁴⁾

長江は、西蔵高原タンクラ山脈のグラタント雪山の南西側にその源を発し、青海省、西蔵自治区、四川省、雲南省、重慶市、湖北省、湖南省、江西省、安徽省、江苏省、上海市を通り、東海に流れ込む。

長江流域の地形は、西高東低で3段階に分かれている。第1段階は、西南、川西高原や険しい高山峡谷からなり、海拔3,500～5,000mの高度にある。第2段階は、秦巴山地、四川盆地、鄂黔山地の地域で海拔500～2,000mの高度にある。第3段階は淮陽山地、江南丘陵や長江の中下流沖積平野で構成され、標高500m以下である。第1段階から第2

東經

北緯

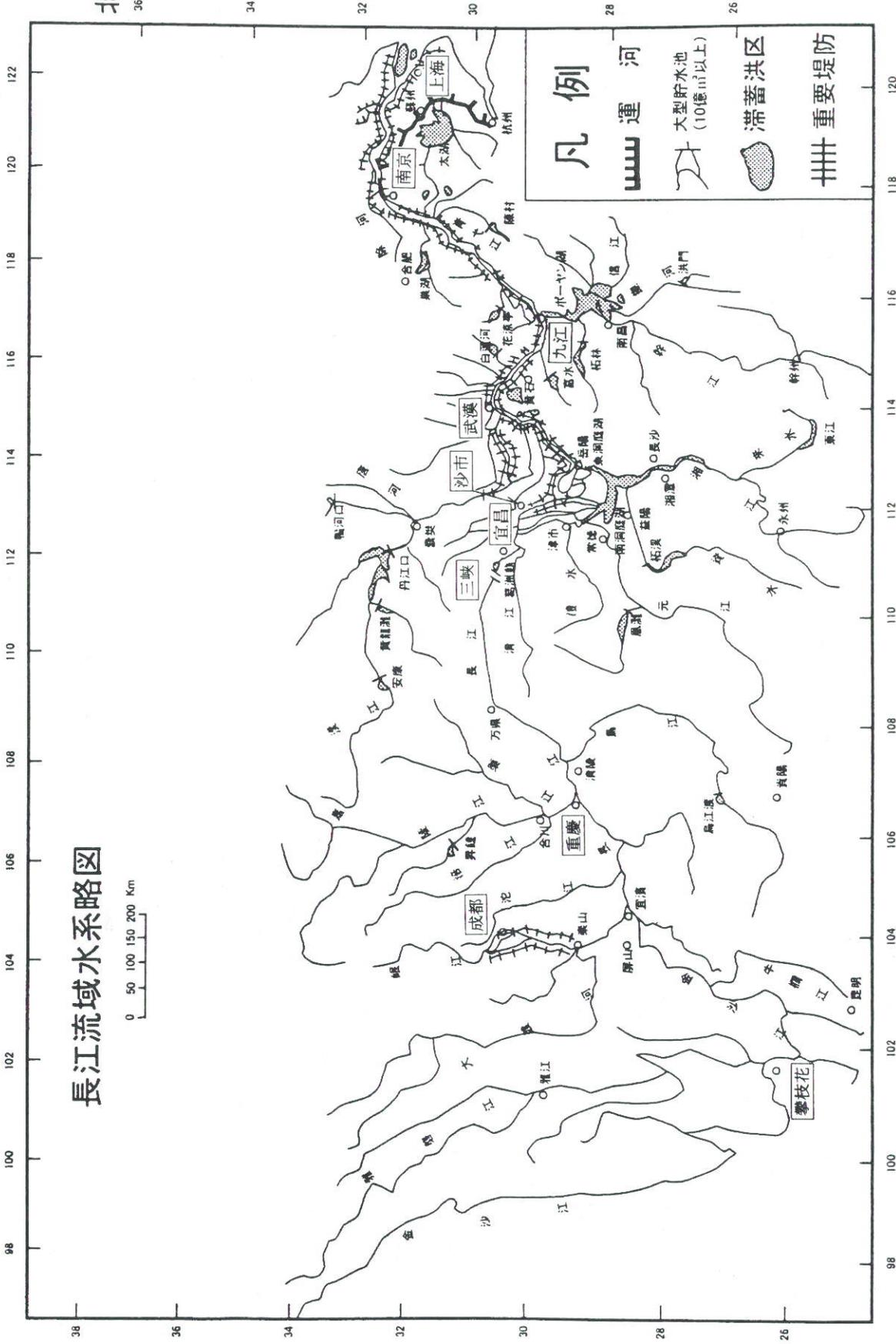


図2・1 長江流域図(文献5)より

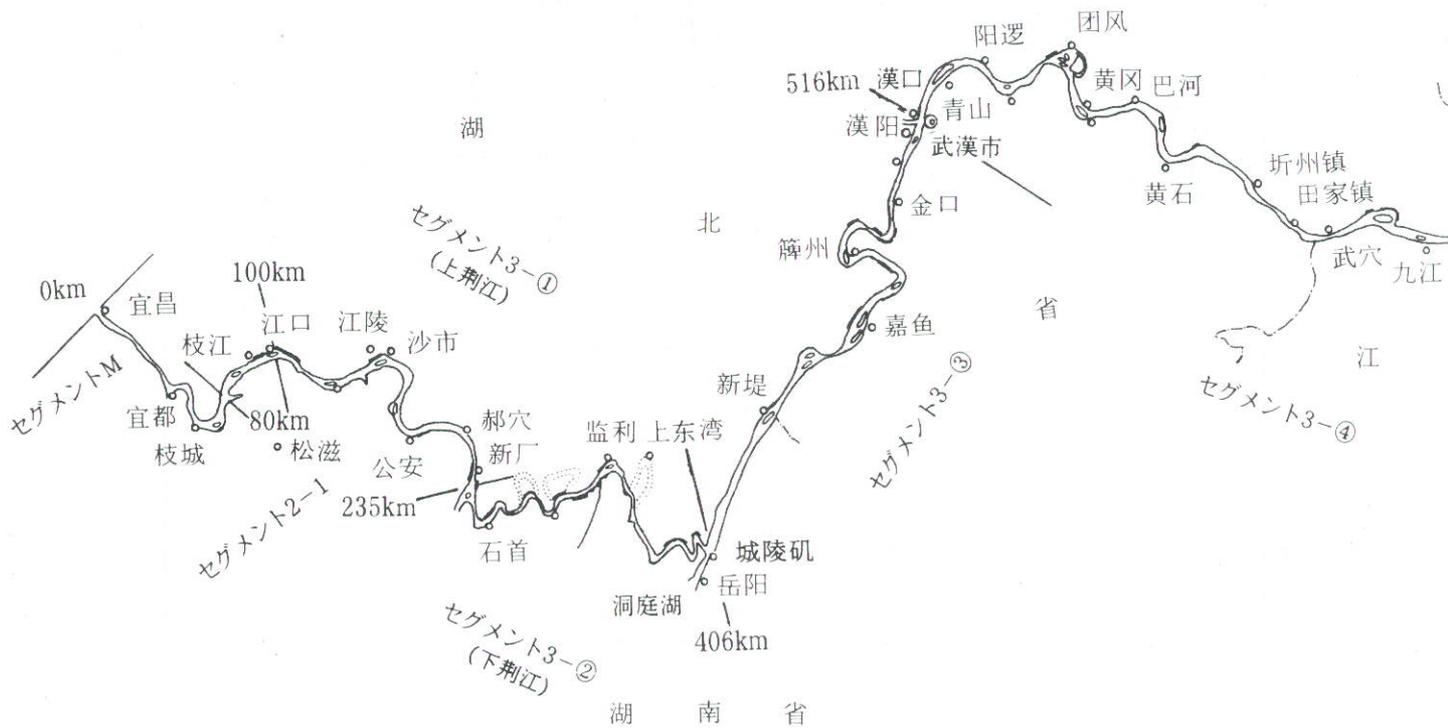




図2・2 長江中・下流域河道位置図(文献7)省略および付加

段階の移行地帯は、海拔2,000~3,500mで地形の起伏が大きく、険しい高山から丘陵へ急激に変化している。ここは河川の勾配が急で、強い地震、地すべり、山崩れ、土石流が最も多く発生する地域である。第2段階から第3段階の移行域は、海拔200~500mで地形の起伏は穏やかで、山地から次第に平原に変化していく。中下流部の沖積平野は、標高40m程度の宜都付近から始まり、延々1,800kmを東に流れる。

全流域の約84.7%を山地、高原、丘陵が占め、11.3%を平原が占める。平原のうち長江の中下流平原が50%以上である。残りの4%が河川、湖などの水面である。

[3] 気象水文⁴⁾

長江流域は西部の青藏高原を除けば、大部分は亜熱帯気候帯にあり四季の区別が明確で気候は温暖湿潤である。

流域の年平均降水量は約1,100mmであり、東から西に向かって減少する。東南沿岸部は1,200~1,400mm、西部上流地帯は約1,000mmである。4~10月の降水量が年間降水量の70%以上を占める。雨期は一般に中下流域から始まり上流へ、また江南から江北へと移動する。

3. 洪水流出特性と治水対策

3.1 洪水流出特性

[1] 洪水特性

長江流域の気象水文特性で記したように、本川中下流域の洪水は、南方からの暖湿気が北上する4~6月に始まる。本川下流右支川である鄱陽湖水系は最大洪水が5~6月に

生じ、左支川の漢江では4月下旬~5月下旬に第1次の洪水、6月下旬~8月上旬に第2次の洪水、8月下旬~10月に第3次の洪水が生じる。中流域の洞庭湖水系は4月下旬~5月、7~8月に洪水が生じることが多い。本川の中流域上流の宜昌では7~8月に洪水のピークとなる。洞庭湖水系の洪水と本川の洪水のピークが一致すると、中流部の漢江平野、洞庭湖周辺が洪水の危険にさらされる。

図3・1は文献(6)~(7)に示された資料に基づいて、枝城(上流域からの流出量に相当)、監利(長江右岸の三口から洞庭湖への分流後の本川流量に相当)、七里山(洞庭湖から長江への流出量に相当)、監利+七里山(洞庭湖からの流出量を加えた本川流量に相当)、大通(漢江水系と鄱陽湖水系の流出量を加えた本川流量に相当)の多年月平均流量(長年の月平均流量の平均値)の月変化を示したものである。5,6月に洞庭湖水系、鄱陽湖水系、漢江水系の出水があり、7,8月に長江上流部の出水があることが分かる。

長江(大通)の年間総流出量は約9,600億m³であり、宜昌の年間総流出量は大通の約50%である。洞庭湖、鄱陽湖水系は、それぞれ大通の約16~22%を占める。表3・1に長江の主要水文観測所の水文特性値を示す⁸⁾。

[2] 洞庭湖、鄱陽湖の影響

洞庭湖と鄱陽湖水面積は大きく、長江の洪水形態に影響を与える。両湖の湖水面積は、解放後の土地開発および土砂の堆積により図3・2のごとく変化してきた^{4) 9)}。現在中国政府は洪水防御のため両湖の貯留効果を保全、回復する対応を取っている。

洞庭湖は支流の流域面積が26.3万km²であり、流入する

表3・1 長江中・下流の水文観測所における水文特性値(文献8)に付加)

項目 站名	水位最大年 変動幅 (米)	既往年最大 流量 (秒立米)	多年平均年 総流下量 (億立米)	洪水期 (5-10月) 所占百分数	多年平均 含砂量 (kg/m ³)	多年平均 年総流砂量 (万吨)	年総流砂量に 占める洪水期 総流砂量 百分数	流域面積 (km ²)	年流出高 (mm)
宜昌	16.01	70,800	4,480	78.9	1.19	5.22	95.5	1,005,501	446
枝江	13.25	71,900	4,640	79.7	1.19	5.41	94.9		
新厂(2)	11.56	54,600	3,870	76.8	1.20	4.65	93.1		
監利	12.52	46,200	3,310	73.8	1.06	3.49	88.3		
深山	15.91	78,800	6,408	75.0	0.674	4.32	84.0		
汉口	15.81	76,100	7,016	72.0	0.613	4.31	86.0	1,488,036	471
武穴	13.24	75,700	7,673	71.0	0.560	4.29	87.0		
大通	11.94	92,600	9,080	71.6	0.533	4.71	87.5	1,705,383	532

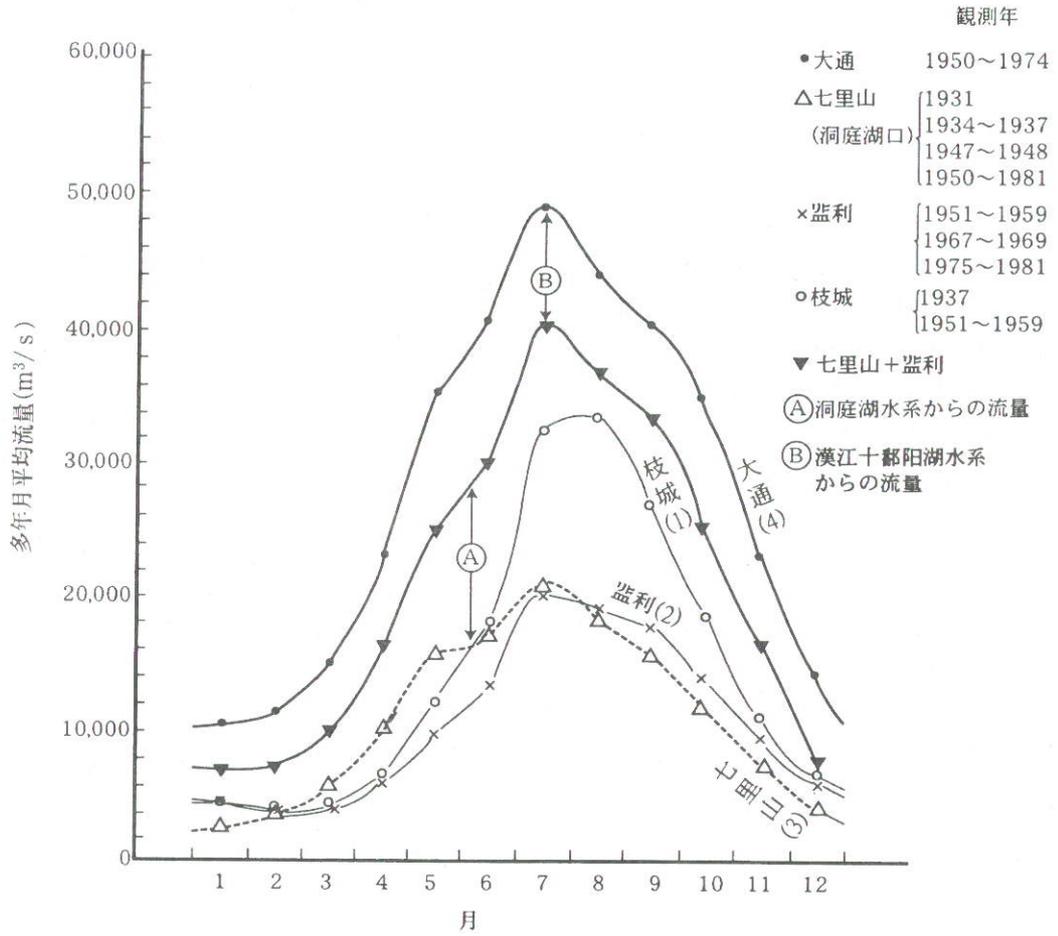


図3・1 多年月平均流量の月変化 (文献6) 7) より作成)

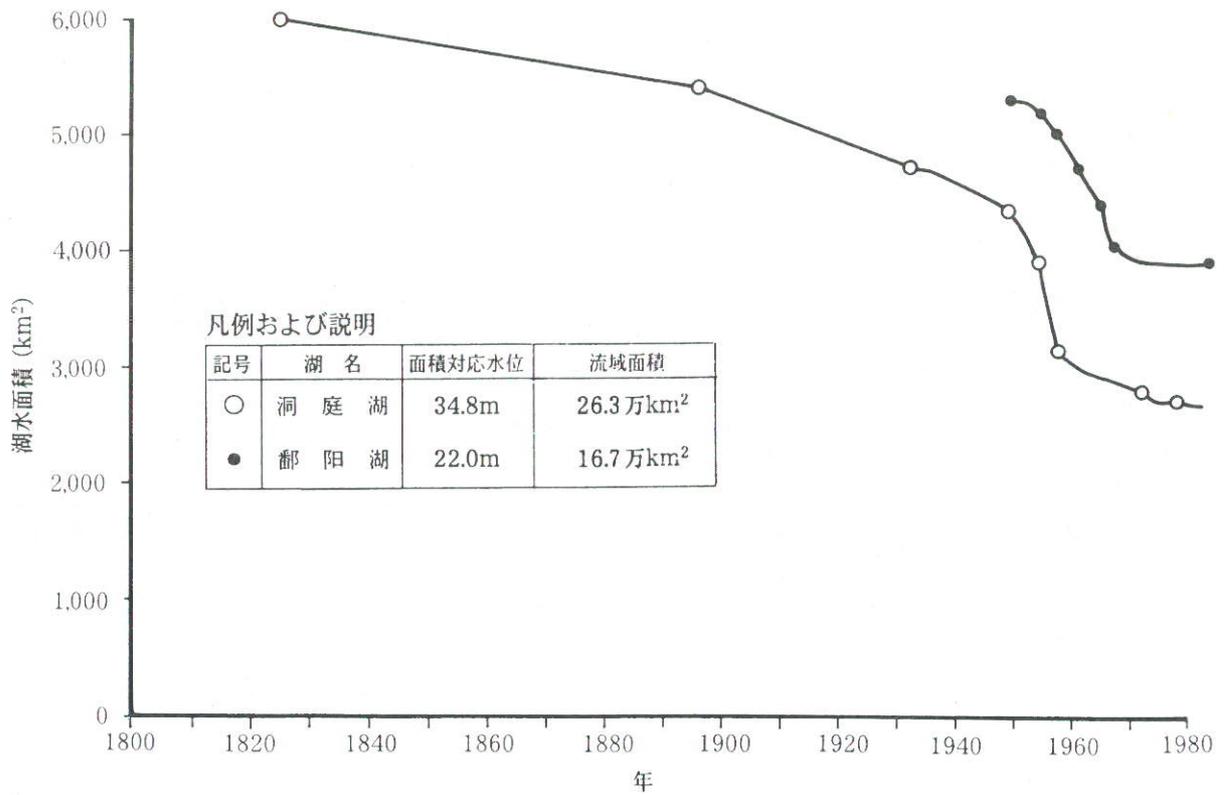


図3・2 洞庭湖, 鄱阳湖の湖水面積 (文献4) 9) より作成)

平均最大洪水流量は40,200m³/s, 放出する洪水の平均最大流量は28,800m³/sである。なお, 洞庭湖は長江本川の洪水および土砂を3つの分派水路から受け入れている(図3・3参照)。

本川から流入する土砂量は, 流水の分派比にほぼ対応する量であり, その多くは洞庭湖に堆積する。また両湖の水系から出る土砂の多くも湖に堆積する。図3・4には, 1955~1994年までの荆江三口の分派前流量に対する分派比, 分派前観測浮遊砂量に対する分砂比の変化を示す⁶⁾。下荆江の蛇行流路の短絡(図2・2参照)による下流水位の低下, 河床の低下, 河積の拡大により三口の分派比, 分砂比が減少したことが分かる。三口の1955~1966年の平均年分砂量は1.96億tであり(ただし, 浮遊している土砂), 枝城を通過する浮遊砂の35.24%に当たる。この量は洞庭湖に流入する浮遊砂量の87%に相当している⁶⁾。

鄱阳湖は支流の総面積が16.22万km²で流れ込む年間総流量は1,490億m³である。新中国成立以後の統計資料によると, 支流の最大合計洪水流量を貯留により約15,000~18,000m³/s減少させている⁴⁾。

3.2 治水対策

長江中・下流の堤防総延長は3,570kmで支川堤防・民堤を合わせると約30,000kmに達する。本川の流下能力は1/10~1/20程度の確率の洪水に対応できるものでしかない。

各区间での安全に流下しえる流量は, 枝城で60,000~68,000m³/s, 漢口で70,000m³/s, 湖口で80,000m³/sである⁵⁾。

長江の治水対策は, 1954年洪水レベルを防御対象として計画されており, この洪水に対して堤防のみでは防御できないので, 分洪区, 蓄洪区という遊水地を設置している。分洪区数は40, 総貯水容量は約500億m³となっている⁹⁾。宜昌上流に建設される三峡ダムが完成すると, ダムによる洪水制御により, 分洪区への放流なしで, 1/100確率の洪水に対処しえ, 分洪区も使えば, 1/1,000の確率の洪水に対処し得るとしている。

長江の河道特性に影響を与えた治水対策として河道整備工事がある。新中国成立以来, 中下流における護岸の整備延長(1994年時点)は1,189kmで河岸崩壊長の78.3%に当たる⁴⁾。また1960年代末に下荆江中洲子, 上车湾の2箇所人工湾曲是正を行い, 1972年の沙滩子の湾曲自然短絡を含め, この3箇所の湾曲是正により, 河道は78km短縮した⁴⁾。

第二次五カ年計画(1961~1965)以来, 長江支流に洪水防御能力を持つ総合利用貯水池が建設された。表3・2に建設された容量10億m³以上のダムの流域面積, 総容量, 洪水調節容量を示す。表3・3には同様, 建設中のものを示す¹⁰⁾。これらのダムは支川下流の洪水流量を低減し, 洪水被害を減少させたが, 長江本川の洪水ピーク流量にはそれほど影響を与えていないようである。

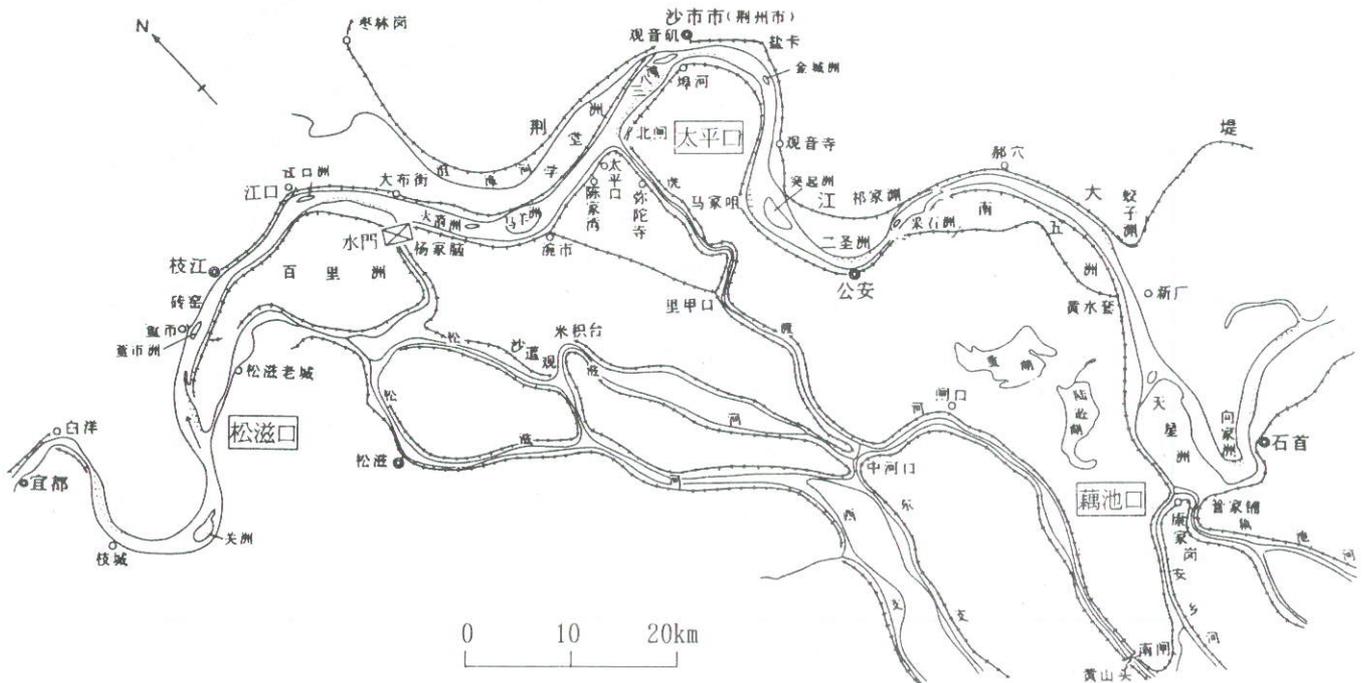


図3・3 上荆江における分流水路, 三口位置図(文献6)に付加)

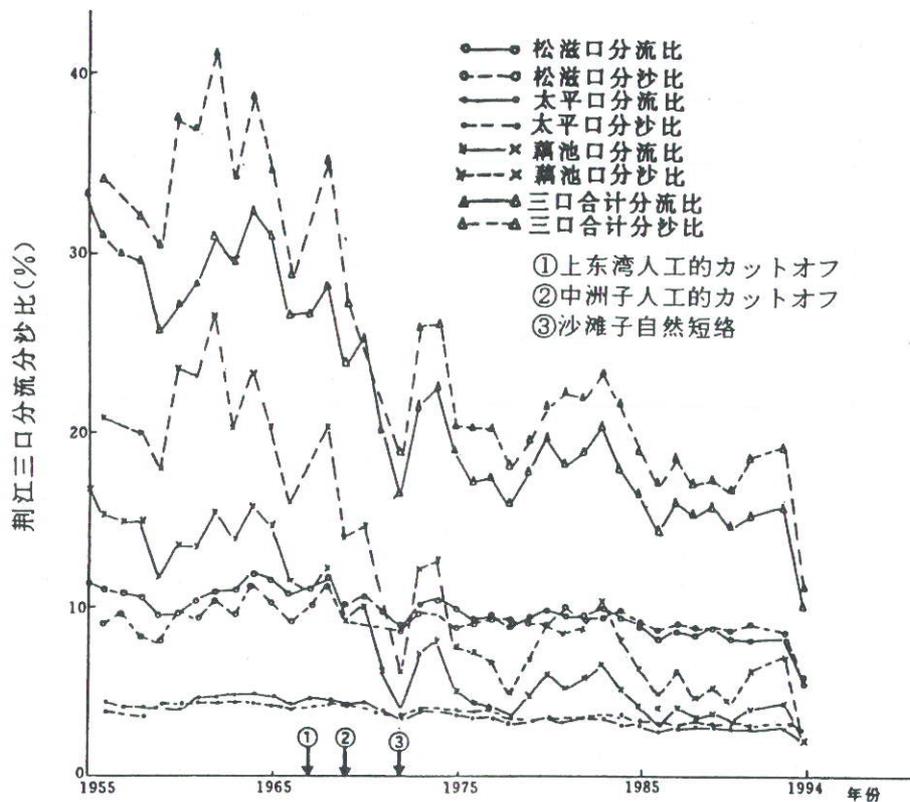


図3・4 荆江三口の分流分砂比の経年変化(文献6)に付加)

表3・2 長江流域において建設された容量10億 m^3 以上のダム貯水池の防洪容量(文献10)より)

貯水池名	流域面積 (km ²)	総容量 (億 m^3)	防洪容量 (億 m^3)
丹江口	95,200	209.00	77.20~55.00
东江	4,719	81.20	1.58
柘林	9,340	79.20	32.00
柘溪	22,640	35.65	8.00
隔河岩	14,430	34.00	5.00
五强溪	83,800	29.90	13.60
安康	35,700	25.80	11.00
陈村	2,800	24.76	7.68
花凉亭	1,880	24.08	10.55
乌江渡	27,790	23.00	13.50
漳河	2,212	20.35	3.43
凤滩	17,500	15.44	3.49
万安	37,000	22.16	10.19
富水	2,459	16.20	8.07
升钟	1,756	13.39	2.70
鸭河口	3,030	12.20	3.40
白莲河	1,800	12.50	4.98
黄龙滩	11,140	11.62	1.50
狮子滩	3,020	10.27	2.23

表3・3 施工中の総容量10億m³以上のダム貯水池（文献10）より）

貯水池名	流域面積 (km ²)	総容量 (億 m ³)	防洪容量 (億 m ³)
三 峡	1,000,000	393.0	221.5
二 滩	64,000	57.9	33.7
宝珠寺	28,428	25.1	2.8
江 垭			7.4

4. 長江中・下流部のセグメント区分と河道特性

4.1 長江中・下流部河道のセグメント区分

本論で検討の対象とする長江河道区間は、中流域（宜昌から湖口までの955km）と下流域（湖口から河口までの938km）の延長1,893kmとする。宜昌から主要地点の河道距離は文献4）11）12）により図4・1とした（文献によって数値が異なり、どれが最も適切な数値であるか判断しえないところがある。ここでは長江水利委員会が監修している文献の内、新しいものを使用した）。

セグメント区分（河床勾配が同一で、似たような特徴を持つ区間毎に河道を区分すること）は、本来、4.2で示す河道特性量の縦断変化の分析に基づいて行うべきであるが、ここでは論旨の分かり易さを重視し、セグメント区分の結果を先に示す。

①セグメントM=0～約80km（宜昌～松滋口）

丘陵、段丘によって河道位置が固定されている。河床材料は、卵石混じりの細砂、洪水時水面勾配1/20,000程度である（1954年洪水時の宜昌と枝江の水位差より評価）。

②セグメント2-1=約80～100km（松滋口～江口）

区間長は短い、河床に礫が存在する。セグメントMと

砂河川の性格を持つこの下流のセグメントとのつなぎの性格を持つ河道である。

③セグメント3-①=100～235km（松滋口～新厂の下流分派点）

長江水利委員会が上荆江と呼ぶ枝城（60.4km）から新厂（228km）の区間に相当するが、洞庭湖への分流量が大きい藕池口地点とした。この区間には洞庭湖へ流下する分派水路（松滋口、太平口）がこの他に2つある。

④セグメント3-②=235～406km（新厂～城陵矾）

長江水利委員会が下荆江と呼ぶ区間であり、河道の平面形状が迂曲し平面形状の変化の激しい区間である。最上流の藕池口は1860年に洪水によって形成されたもので、それ以降この区間の洪水流量は大きく減少し、図4・2のように川幅が狭まり迂曲河道となった。

この区間を流下する流量は、分派水路の土砂堆積などにより徐々に増大し、1931年で分派前の流量の50%が、1960年頃で70%が、1980年頃で80%が流下するようになった。なお、1972年に沙滩子が自然短絡し、中洲子を1967年に、上车湾を1969年に人工的に短絡した。これによって河道距離は解放時に比べて78km短くなった。

このように、この区間は洪水流量と人為的河道改変の影響を受けており、河道が動的平衡状態とはいえない状況に

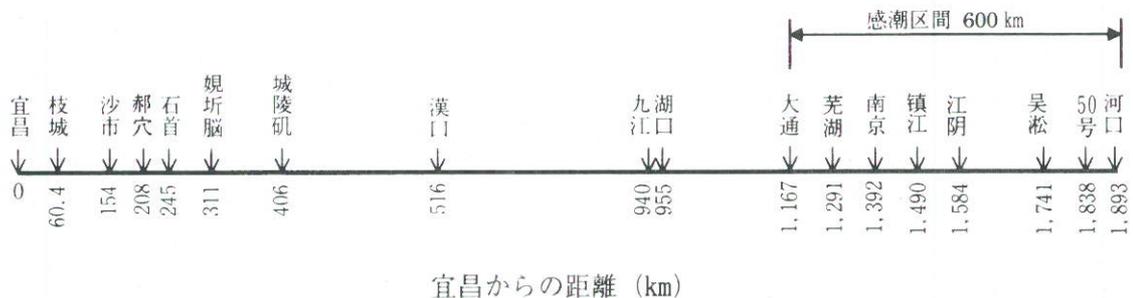


図4・1 宜昌から各水文所までの河川長

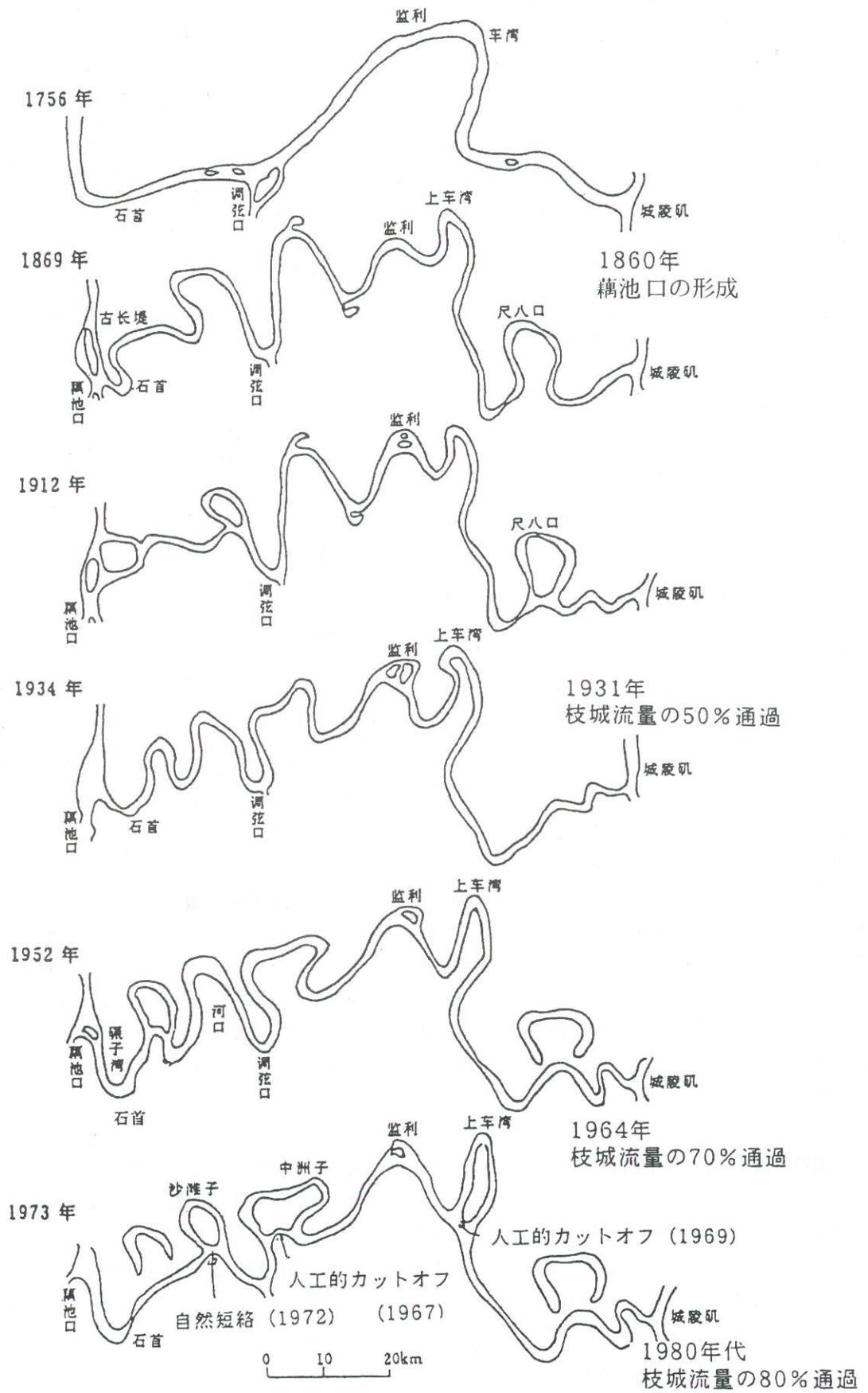


図4・2 下荆江の河道変遷図 (文献6) P.134に付加修正)

ある。現在、河道河積が増大し、蛇行度が減少しつつある。

⑤セグメント3-③=406~516km (城陵矶~漢口)

洞庭湖からの流出水により流量が増加し土砂濃度が減少する地点から、漢江が合流する地点までの区間である。この区間の上流3分の2は曲がりの少ない直線状の河道平面形状であり、下流部も1つの大湾曲を除けば蛇行度の少ない河道である。

⑥セグメント3-④=516~955km (漢口~湖口)

漢江合流点から鄱阳湖水系の水が流入する地点間の区間である。河道内には島状の砂州や島が存在する穏やかに蛇行する河川である。河道の平面形は所々に現れる基岩によってコントロールされている。自由蛇行の河川とはいえない。

⑦セグメント3-⑤=955~1,584km (湖口~江阴)

長江下流の67%を占める区間である。河道は島や中州の多い直線および緩やかな蛇行河川となっている。この区間もセグメント3-④と同様に所々に現れる丘陵等の固い岩によって河道の平面形はコントロールされている。

なお、1,500km地点より下流は川幅が広がり、潮汐河川の特徴を持っているようである(感潮区間は河口から600kmに及ぶ⁴⁾)。

⑧セグメント3-⑥=1,584~1,893km (江阴~河口)

この区間は川幅が下流に向けて急激に広がる区間で、河口では25kmにも達する。この区間は、潮汐流の卓越する潮汐河川の特徴を持つ区間である。河道のスケールは潮位変動によって生じる流速に規定されている。

なお、江阴地点は狭さく部となっており川幅が1,500m程度しかない。ここは河道右岸には岩が露出しているようであり(文献14)に示された地形図より判断)、規制された河道と思われる。

4.2 河道特性量の縦断方向変化

河道特性量の縦断方向の把握は、筆者が行ってきた方法¹³⁾に準じて行うことにした。しかし長江の河道特性を縦断的方向に連続的、定量的に示す資料を収集することができなかったため、以下には収集した文献の中に記述されている断片的な資料を用いて推定したものが含まれている。

[1] 水位縦断方向変化と水面勾配

長江の河道特性をわが国の河川と比較するためには、河岸満杯流量時の水位と水面勾配を知る必要があるが適切な資料が無い。ここでは、1954年および1998年洪水時の最高水位縦断を図4・3(a)に示す。なお、1954年洪水時には、下荆江の河道の長さは蛇行部の短絡が生じる以前なので、現在より78km長かった。

1998年の最高洪水の水位縦断図を見ると、大通~南京の水面勾配は、湖口~大通間の水面勾配より急である。南京下流は潮位の影響を受ける区間であり、水位が洪水時でもあまり上昇しないと考えられるので、大洪水時の水面は低下背水曲線となり、河岸満杯流量時の水面勾配より急となるのである。したがって大通より下流の河岸満杯時の水面勾配は、1998年洪水の最高水位の縦断変化からは適切に評価し得ない。またセグメント3-②の下荆江の区間の水面勾配は河道距離の短縮と洞庭湖への分派流量の変化により、1954年と1998年では水面勾配が異なっている。

現在の水面勾配は次のようにして推察することにした。セグメント3-①は、図4・5に示す平均水位の縦断図より推定し⁶⁾、セグメント3-②は、1998年洪水の最高水位の水面勾配より推定した(この区間は、平水時に上流のセグメントの水面勾配より急であり、洪水時は緩い)。セグメント3-③、セグメント3-④、セグメント3-⑤は、1954年洪水の最高水位の水面勾配より推定することにした。図4・3(a)に各セグメントの評価した水面勾配を示した。

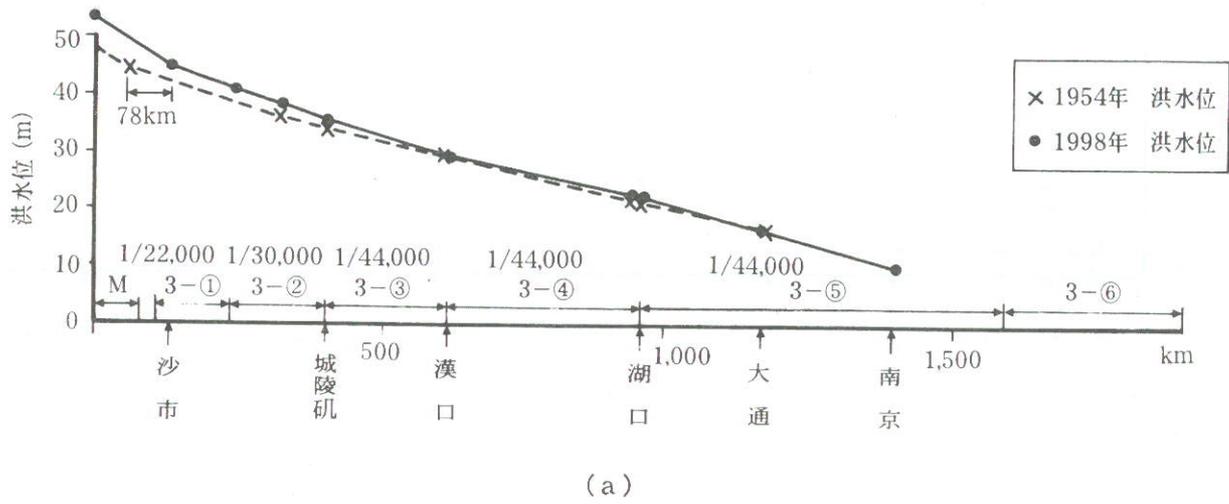
[2] 河岸満杯流量

文献15)によると、上荆江(セグメント3-①)の河岸満杯流量は、1955年時点で、約36,400~39,500m³/s、下荆江(セグメント3-②)で26,000m³/sであり、この流量に対する回帰年は1.02~1.5年の範囲にあるとしている。現在は河床低下により、この流量より大きいと推測される。

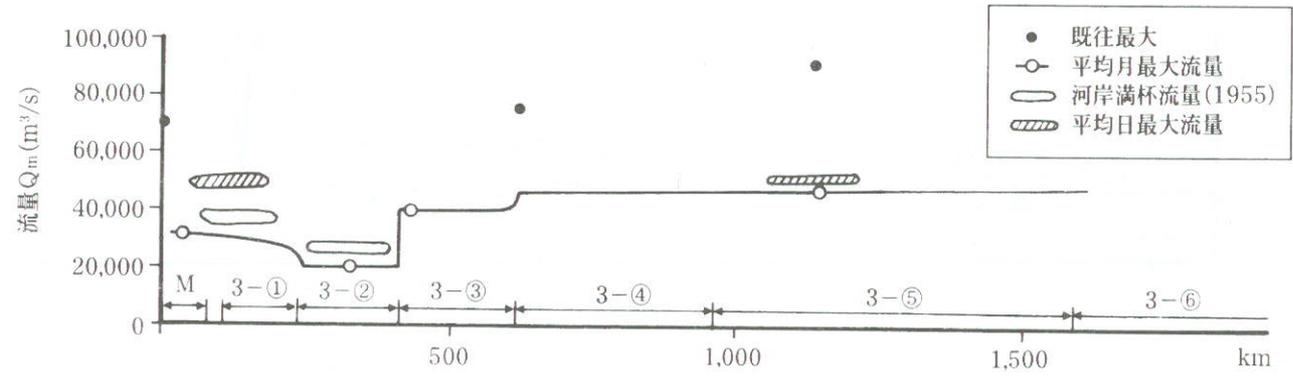
大通の平均年最大日流量は、57,100m³/s(1950~1974年の平均)であり、この流量程度が河岸満杯流量であろう。図4・3(b)に平均月最大流量の縦断変化と河岸満杯流量、平均年最大日流量、既往最大流量を示した。

[3] 河床材料と浮遊砂の粒径

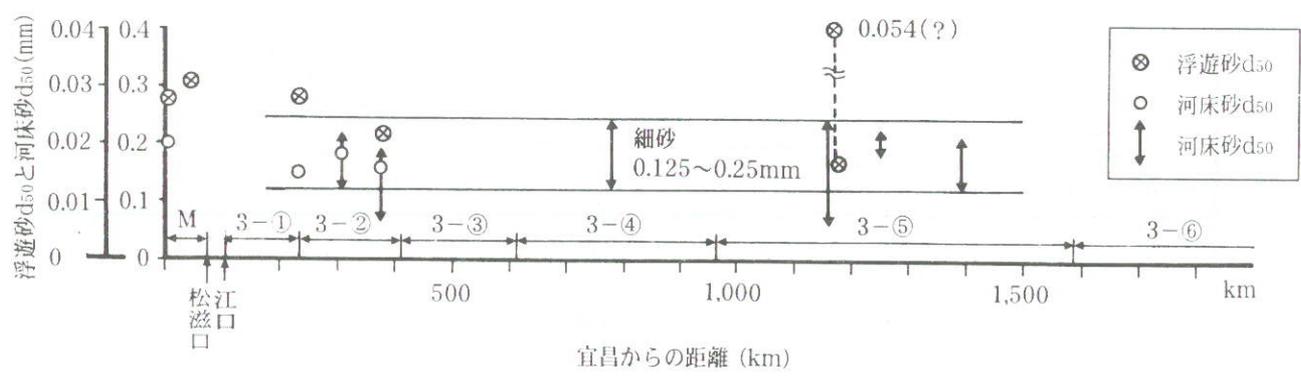
図4・3(c)に、文献7)8)16)に記された資料より河床材料と浮遊砂の d_{30} の値を示した。資料数が少なく断定的なことを言えないが、文献16)の記述などより次のようであると推定した。



(a)

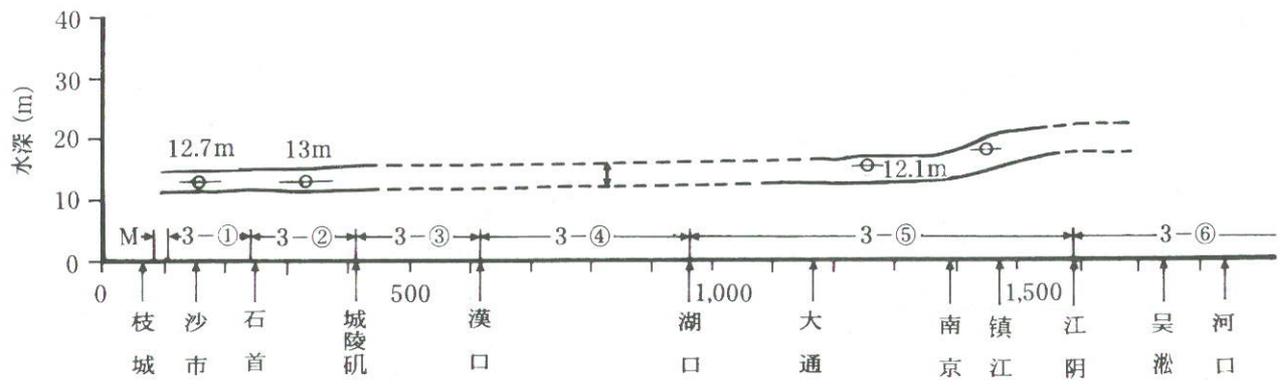


(b)

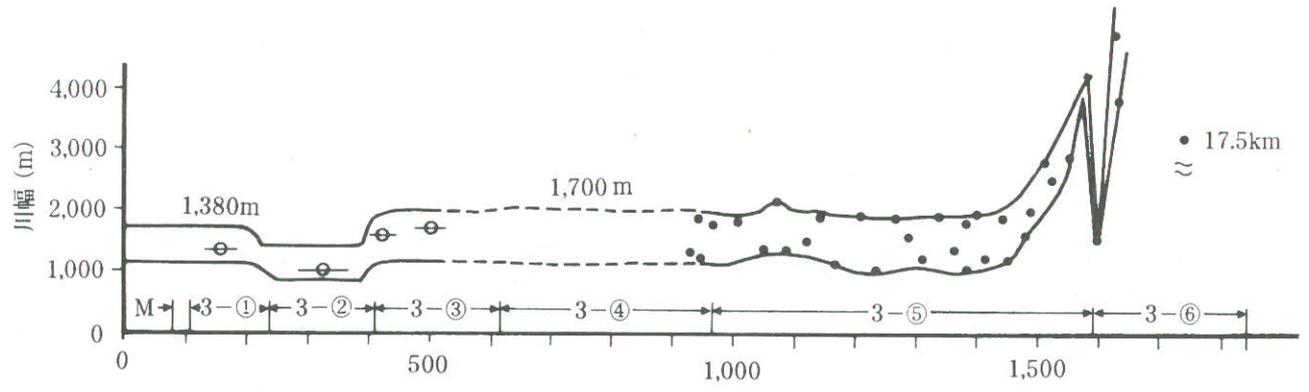


(c)

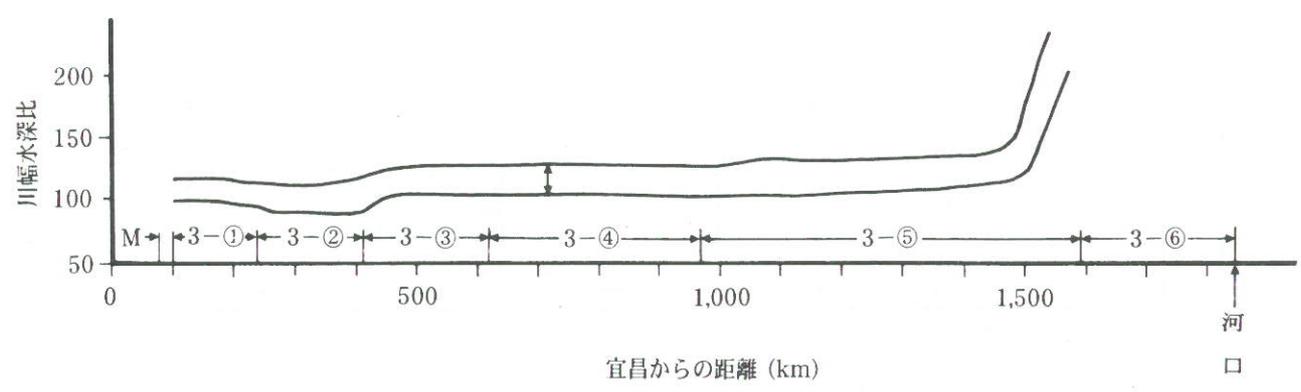
図4・3 長江の洪水水位，流量，河床材料と浮遊砂の粒径 縦断面図



(a)



(b)



(c)

図4・4 長江の水深、川幅、川幅水深比の縦断図

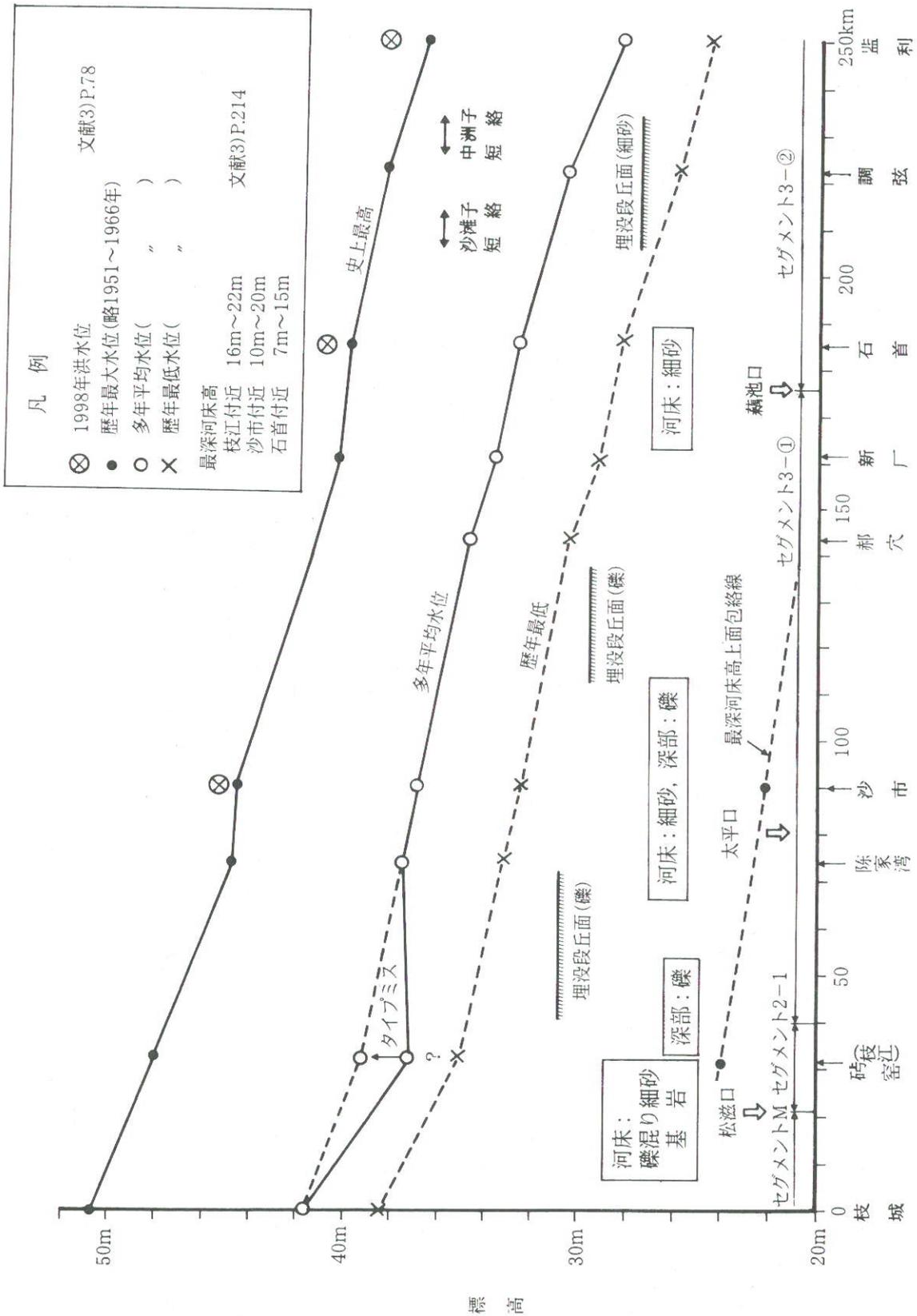


図4・5 上・下荆江の水位等縦断面図(文献6)より作成)

①セグメントM

宜昌(南津美)から松滋口の河岸は、耐侵食力のある白亜紀および第三紀の礫岩、砂岩、シルト岩などの堆積岩からなる基岩質河岸が河岸線の30.1%、更新統の礫層と粘土層からなる硬い耐侵食力のある堆積岩からなる土石質河岸が24.9%、更新統の粘性土、全新統粘性土からなる一定の耐侵食力を持つ硬土質河岸が40.6%、泥質の粘性土の性質を持つ新しい堆積物(沖積の氾濫原堆積物に相当すると考える)からなる軟土質河岸が4.4%からなる。このように、この区間は沖積層を流下する河川とはいえない¹⁶⁾。

河床材料は、基岩である所を除けば、砂礫層の上に砂層が覆っている。平均の砂層の厚さは2.7mである¹⁶⁾。

②セグメント2-1

本区間の江口(宜昌より100km程度)より上流の河岸の下層には、晩更新世の礫岩があり、その頂部は下流に向かって1/5,000の勾配で傾斜している(この勾配は現河床勾配にはほぼ等しい。礫径19mm)。河岸の中層は砂層(主に細砂)であり、上層層は粘性土層(ウォッシュロードの堆積物)である。

河床の底部には礫石が分布する¹⁶⁾。

③セグメント3-①

江口より下流は、礫層が中細砂層に覆われ、湾曲部の深掘れ部のみに礫が露出する。河岸物質は中下層が砂層で、上層部は氾濫原堆積物である粘性土層である。

河床材料の主成分は細砂(0.125~0.25mm)である。

④セグメント3-②

この区間の河岸は、下層が中細砂層(厚さが通常30m以上ある)であり、上層は粘性土質からなる。なお、砂層の下には晩更新世の礫層が存在する。

河床材料は細砂である¹⁶⁾。本区間は基本的には、沖積層を流下する自由蛇行河道であるが、本区間の南には図4・6に示すように台地、低山丘陵が存在し、河道の南方への移動を制限している。

⑤セグメント3-③

この区間の河道は、直線状の平面形状をしている区間が長い。直線状をしている区間の右岸側は、図4・6に示すように低山丘陵が迫り、また左岸側は前期晩更新世の埋没段丘が存在している。これにより河道の位置が規制されている。

城陵矶から57.8kmの区間の河岸上層は粘土層で、厚さ5~10m、中間層は紛質壤土、砂壤土、細砂、下層は細砂である。標高-4~-15mには基岩および礫層が存在する¹⁷⁾。河床材料は細砂と判断される。

⑥セグメント3-④

河床は細砂と判断される。

⑦セグメント3-⑤

河岸上層は、主に粘性土で局部的に粘性土、砂質土を挟む(0.05mm以上18.3%、0.05~0.005mmのシルト56%、0.005mm以下25.7%)。下層は、中細砂層(砂粒80.05%、シルト15.8%、粘土4.15%)である¹⁸⁾。

河床材料は細砂と判断される。

⑧セグメント3-⑥

江陰以下のこの区間は潮汐流の影響を受ける区間である(潮位差約2m)。上層の材料はセグメント3-⑤より少し粗くなる¹⁸⁾。江陰下流100km地点までは深層は細砂である¹⁸⁾。浅いところには泥砂が堆積しているよう。

[4] 河岸満杯流量時の水深と u_*^2

文献20)によると、上荆江(セグメント3-①)の水深は12.7m、下荆江は13m、セグメント3-⑤の1,400km付近は12.1mとしている。なお、文献11)では、1966年時点で上荆江(枝城~新厂)30,000m³/s時の水深が9.7m(上荆江の河岸満杯流量は40,000m³/s弱であるので、河岸満杯流量時の水深は12~13mであろう)、下荆江(新厂~城陵矶)で水深9.2mとしている。上荆江はほぼ一致しているが、下荆江は文献20)の方が小さい。

u_*^2 はセグメント3-①の上荆江で57cm²/s²程度。セグメント3-②の下荆江で30~40cm²/s²程度であろう。

セグメント3-③からセグメント3-⑤の区間は、河床材料が細砂なので下荆江と同様であろう。

セグメント3-⑤の潮汐水路と考えられる区間は、潮汐流の速度が河床材料を規定していると考えられる(大潮時の最大流速が80~100cm/s程度であろう)。

河床材料の平均粒径が0.18mm程度の細砂からなる自由蛇行河道であるセグメント3-②の河岸満杯流量時の u_*^2 値は、わが国の河川の場合とほぼ同様な値である²¹⁾。

低水路満杯時の河床の状態は、長江もわが国の河川も平坦河床で、平均流速は1.5~1.8m/sとなる。河岸の中上層の物質である粘土含みのシルト・微細砂層の流水に対する

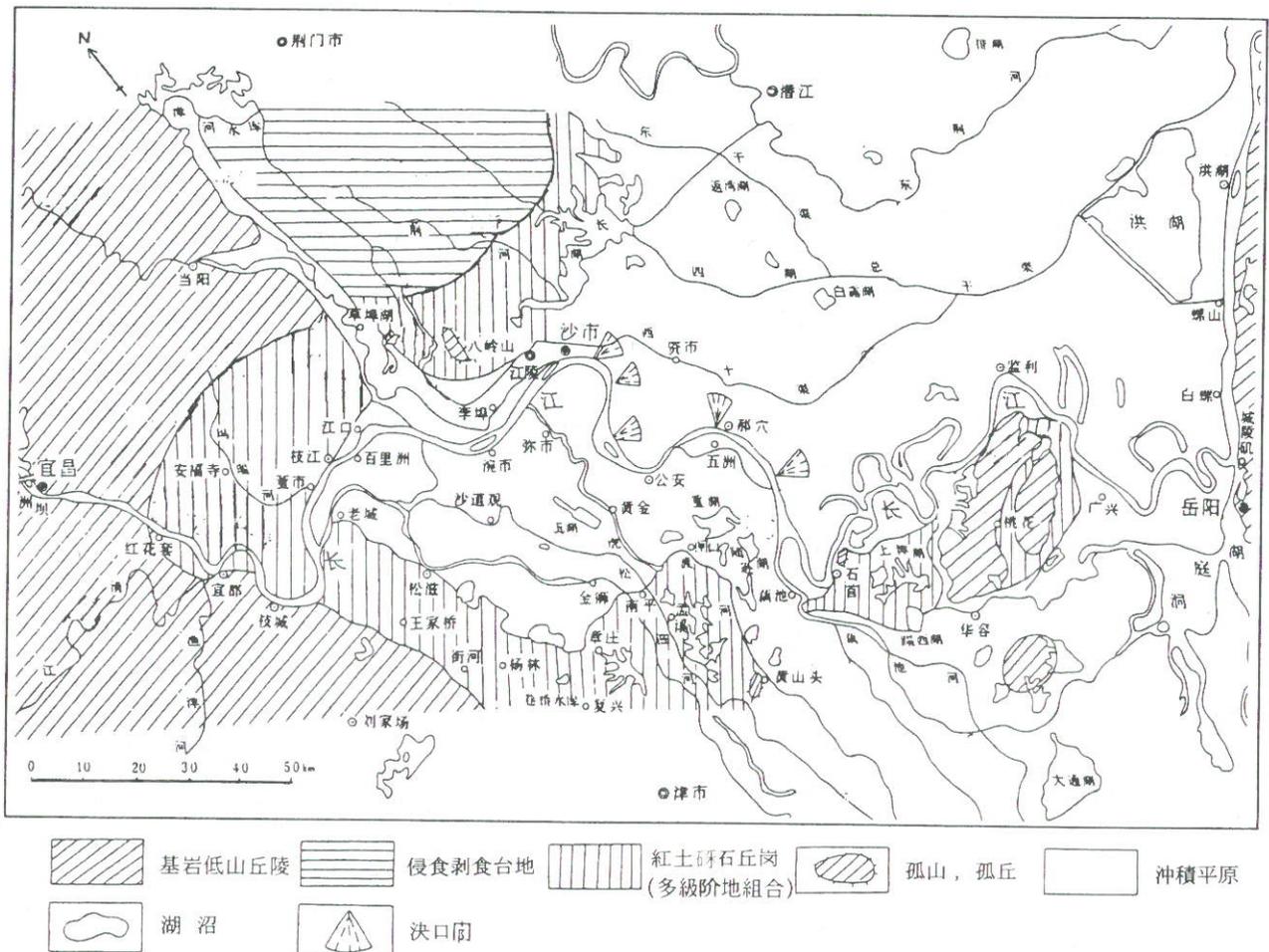


図4・6 荆江地区の地形図（文献6）P. 49省略

耐侵食力は流速1.5~2m/s程度であり、かつ微細砂・シルトの堆積は、流速0.7~1.0m/s程度と推定されるので、洪水時に水衝部の侵食と対岸での堆積が同時進行で生じているのであろう。河岸の耐侵食力と浮遊砂の堆積条件が河道のスケールを規定しているのである。

[5] 川幅と川幅水深比

文献20)では、上荆江の川幅1,380m、下荆江1,000mとしている。文献8)では、1966年の30,000m³/s時の上荆江の川幅は1,467m、下荆江は1,271mとしている。

下荆江（セグメント3-②）の川幅は、蛇行部の自然および人工短絡による河床勾配の増加と流下流量の増大により、川幅が増大化の傾向にあり、河道は非平衡の状態にある。現在の平均的な川幅は1,200~1,300mである。

各セグメントの平均的な川幅について定量的に記載された文献が手元に無いので、湖口以下については、文献20)に示された地形図より川幅を測定し、図4・4 (b) にプロットした（大縮尺の地形図なので測定精度は良くない。

また測定した位置の河道距離を正確に同定しえないので、ここで示された川幅は川幅の変化範囲を示すものである。高は川幅に含まないものとした。またセグメント3-①、3-②については湖北省荆江大堤平面図より同様に川幅を測定した。

セグメント3-①の川幅は1,400~1,500m、川幅水深比は110~120程度であらう。セグメント3-②の川幅は現在1,200~1,300mであり、川幅水深比は100~110程度であらう。1960年以前は現在より川幅が狭く、川幅水深比は100以下であったと推定される（文献20)の値を使うと77である。図4・2からも川幅が狭かったことが確認できる）。

セグメント3-③、3-④、3-⑤は、あまり川幅の変化が無く、1,500~1,800m程度と判断される。川幅水深比は水深に関する定量的情報を入手していないので明確なことを言えないが、平均水深は12~15m程度と判断されるので（1,250km付近の1972年7月洪水時の水深は15m程度）110~140の間にあらう。

なお、セグメント3-⑤の下流部（1,450kmより下流）

では川幅が下流に向かって広がっている（ただし江陰で急縮）。この部分は潮汐流の影響を受けている区間と推定され、河道のスケールは潮汐による流量と洪水流量の両方から規定されていると考える。鎮江（1,470km付近）の1972年7月の河道横断面図から判断すると、この時点の平均水深は17~20mである²²⁾。潮汐水路の特徴を持ち、かつ洪水時の水面勾配も緩くなるので、水深が深くなると考える。

セグメント3-⑥においては、下流に向けて川幅が急に拡がり、南通（1,635km付近）で9,500m、吳淞（1,741km）で17,500m、河口で25,000mに達している。このセグメントの平均水深は定量的な情報が無いので明確ではないが、河口部の航路維持が技術的課題となっていること、水制などの突起構造物の先端を除けば深掘れ部の河床高が-40m程度（水制先端部では-60mの記録がある²³⁾）であること、砂州の発達が顕著であることより、それほど深いものでなく、15~20m程度であろう。

4. 3 河道の平面形状と変動形態

[1] 平面形状の大観

本節においては、河道平面形状をセグメント毎にその特徴を述べる。

①セグメントM

本セグメントは平面形状が規制されている嵌入河道の特性を持つ河道である（図4・6参照）。

②セグメント2-1

左岸側は台地地形に沿って流れている。河道の法線形はセグメントMの末端の方向とこの台地位置によって規制されており、平面形状の変化の少ない河道といえる。南岸側（右岸側）は沖積層であり礫の堆積により河道の上昇が生じ得たので、松滋口のように分派水路を形成することが可能であった（70年代以降、骨材用に河床材料を採取したことにより河床低下が進んでいる）。

③セグメント3-①

この区間は蛇行河道形状を持つが、その1蛇行の流路長が50km強程度であり、1蛇行の流路長に対する川幅の比（流路長川幅比）は25~30にもなる。蛇曲河道（水衝部が左右交互に生じる蛇行形態）の場合、この比は大きくても15程度であるので、この区間の河道は通常の蛇曲河道とは

いえない。

事実この区間には島状地形が存在し、複列河道的性格を持っている（16箇所江心の州がある²⁴⁾。わが国の礫床河川においては、川幅水深比が100を超えると、河道は複列的かつ直線状となり中州や島が発生し易くなる。細砂を持つ河川においても同様であると結論付けられよう）。ただし、本セグメントの蛇行度は1.4とかなり大きい。なお、河道位置は、ここ100年あまり変化がない²⁵⁾。

なぜこのような大きな蛇行度を持つのかは、人為的河道固定や分派水路の締切りに伴う河道流量の変化等、完新世における人為的作用も含めた地形発達史の情報による分析が必要であろう。

④セグメント3-②

最も蛇行度の大きい迂曲河道区間であり、水路位置や平面形状の変化の大きい自由蛇行区間でもある（ただし南側に丘陵があり南への移動は制限されている）。平面形状は図4・2に示したように、ここ200年の間に大きく変化している。この区間の河道平面位置の移動が激しいのは、河岸下層の土質が砂層であり^{16) 27)}、河岸侵食による側方移動が生じ易いためである。

藕池口を分派点とする分派水路が形成された1860年洪水以前の河道平面形状は、川幅が広く、また蛇行の発達も顕著でない。これが1867年には典型的な迂曲河道となった。この原因は藕池口の形成により本河道を流下する洪水流量の急減により川幅が縮小し、川幅水深比が100以下となり中州が発生しなくなり、蛇曲河道、迂曲河道へと変化したものと考ええる。ちなみに本セグメントを流下する流量は、1931年において枝城流量の50%、50年代で70%、80年代で85%である⁶⁾。

現在の河道は、60年代後半の2箇所の人工的ショートカット、1972年の自然短絡により蛇行度が減少し、かつ流量の増大によって川幅が増し、川幅水深比が100を超えるようになってきている。いま河道平面形は1756年の状態に戻ろうとしているといえる。

細砂を河床材料に持つ河川においても、川幅水深比が100前後で河道平面形状が大きく変わることを示す好事例といえよう。

⑤セグメント3-③

本セグメントは直線状の河道区間の部分がほとんどで、河道内に中州も見られる。川幅水深比が130程度と考えられ直線状の河道となり易い区間であるが、あまりにも直線

状でありすぎる。

荆江平原の古地理に関する研究によると、現地表面下4~8.5mに埋没地形がある²⁶⁾。本セグメントの左岸中下層には晩更新世の三角州堆積物、湖成粘性堆積物が存在し、また右岸は丘陵の裾野である。晩更新世以来、洞庭湖水系の排水はこの丘陵に沿って流れていたのであろう。

⑥セグメント3-④および3-⑤

全長1,160kmのセグメント3-③、④、⑤の区間には、大小の砂州80余個、分岐道100箇所があり、分岐道の長さは650kmに達し、全長の56%にあたる²⁴⁾。このように本セグメントは分岐水路、島状地形の多い河道である。川幅水深比が130~140程度であるので中州地形が生じ易いのである。

なお、セグメント3-⑤における沖積谷の広さは、狭いところは4.5km程度しかなく、大局的な河道位置は図4・7に示すように丘陵などの固い地質に規制されている。セグメント3-④についての詳しい地形図が手元に無いので確認できないが同様であろう(例えば漢口直上流の河道は兩岸に丘陵があり、それによって河道位置、川幅が規制されている)。

⑦セグメント3-⑥

本セグメントの河積、河道形状は、潮汐流に支配されている。江阴から約30km下流地点の平均潮位差は2mであり、逆流現象が生じている。平面形は、中州や島が発生する分

岐水路形状である。

[2] 河岸の侵食形態と崩壊幅

細砂を河床材料に持つ河岸の侵食は、河岸前面に流水が集中し、その土砂輸送能力が、上流から輸送される土砂量を上回り河床低下が生じ、河岸が力学的不安定となって崩れ、それが流水によって運ばれることによって生じるのが大部分である。したがって、力学的不安定が生じ易い減衰期に河岸崩壊が生じやすい。

表4・1は長江中・下流部における河岸距離に対する崩壊した距離と崩壊河岸における河岸防御工施工区間を示したものである(どの時点からのデータであるか明記されていないが、新中国成立から1974年までの25年間の統計値と考える)。崩壊河岸距離は河岸全長の28%に達し、そのうち河岸防御工を施工したのが1974年時点で61%である。河岸崩壊率の高いセグメント3-⑤の江苏省を流れている区間を除くと河岸距離の約1/4が崩壊している¹⁸⁾。この数字は驚く値ではない。川幅水深比が100を超えており中州の発生する河道であることを考えると、水衝部の固定は難しく、今後も河岸侵食が生じ、河岸防御工の設置箇所は増加しよう。

河岸侵食部の年間最大崩壊幅はセグメント3-⑤において25~350mであるが100m程度が多い¹⁸⁾。崩壊河岸の前面の水深は30m程度であるので、崩壊幅/水深は1~5程度である。わが国のセグメント2-2、セグメント3の河岸の崩壊幅/水深も1~5程度である²⁷⁾。これは粘着性を

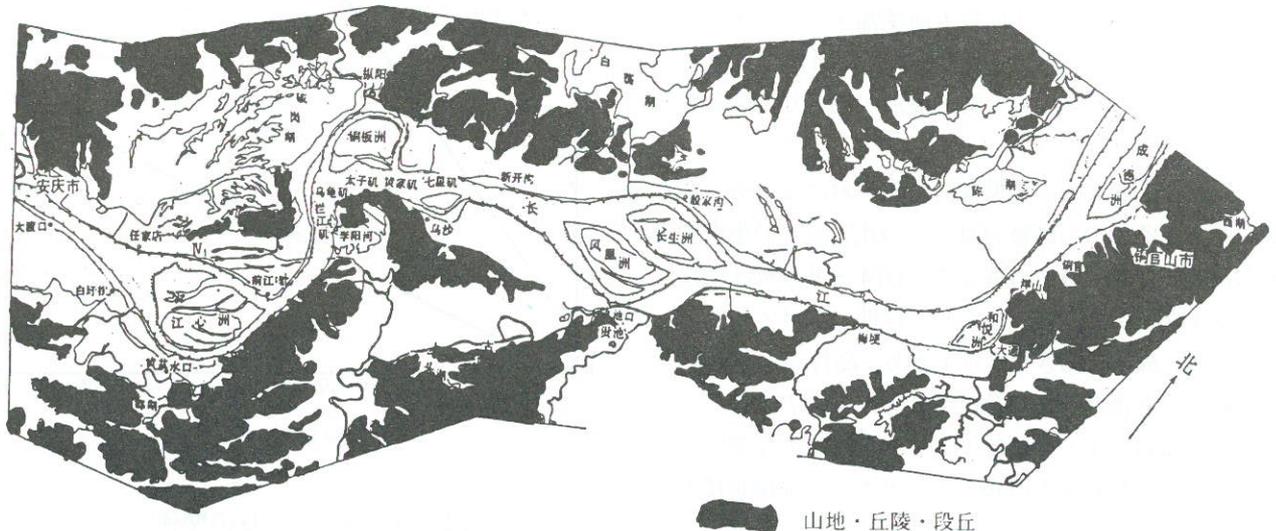


図4・7 長江九江~河口段 地形図(文献18)より作成

表4・1 各セグメントにおける河岸崩壊長，護岸長（文献18）P.7より）

新中国成立後1974年まで

地区	セグメント	堤防長 (km)	河岸長 (km)	崩岸長 (km)	河岸長に対する 崩岸長の割合(%)	護岸施工 (km)	崩岸長に対する 護岸長の割合(%)	完成工程数量			
								抛石 (万m ³)	沉排 (万m ³)	沉樹 (万組)	丁坝 (条)
湖北省	3-①,②,③	1,462	1,450	353	24.2	231	65	1,086			
荆江大堤	3-①	182.4		43.3	24	42.8	99	356.7			
武漢市	3-③,④	121.5	121.5	32.5	27	20.2	62	173.7			
湖南省	3-①,②,③	119	190	34	18	24	71	163	0.3		
江西省	3-③,④,⑤	212	143	36	25	9	25	84			
安徽省	3-⑤	732	800	213	27	130	61	682	55	30	34
同马大堤	3-⑤	175.8		71.6	41	47.6	66	231.5		12.4	33
无为大堤	3-⑤	113.6		24.3	21	14.8	61	132.6	40.2		
江苏省	3-⑤,⑥	960	825	350	42	160	46	565	130	47	257
南京市	3-⑤		86	70	81	26	37	256	85		
上海市	3-⑥	407.6	407.6	106	26	111	100	198	59		291
合計		3,893	3,816	1,092	28	665	61	2,778	244	77	582
合計(1994)**						1,189	78.3	6,687	409	327	685

**1994年現在（文献4）より）

持つ河岸の1洪水当たりの滑りによる崩壊幅と考えられるので、長江における河岸侵食の大部分は1洪水期に何回も崩壊が生ずるものでないと考え、河岸から河岸前面の最深河床が生じている地点までの河岸の勾配は1.8~5であるが3程度が多い¹⁸⁾。この値は、わが国の細砂・中砂を河床材料に持つ河川と同様である。一種の安定勾配といえよう。セグメント3-⑥の年間最大崩壊幅は、セグメント3-⑤より大きいものが多く、200~600mに達する¹⁸⁾。河岸の侵食を生じさせる外力として波浪が加わり、侵食形態が異なるのであろう。

河岸の崩壊し易さとその規模は、河岸における上層の粘性土層の厚さとその下の砂層の厚さとの比、流水の集中度、すなわち湾曲部と直線部では異なる。図4・8は荆江河段（セグメント3-①および3-②）の区間における年間河岸侵食幅 ΔB と砂層の厚さ h に対する河岸高 H の比 h/H の関係を直線河岸と湾曲凹岸に分けて示したものである²⁰⁾。凹岸部の方が直線部より崩壊幅が大きいのは、凹岸部での侵食地点前面の深掘れ深が直線部より大きく、崩壊規模が大となるためであらう。砂層の占める割合が小さいと侵食幅が小さいのは、崩壊した土塊の粘着性が高く、それがそ

こから流失するのに長い時間が必要であるからであらう。

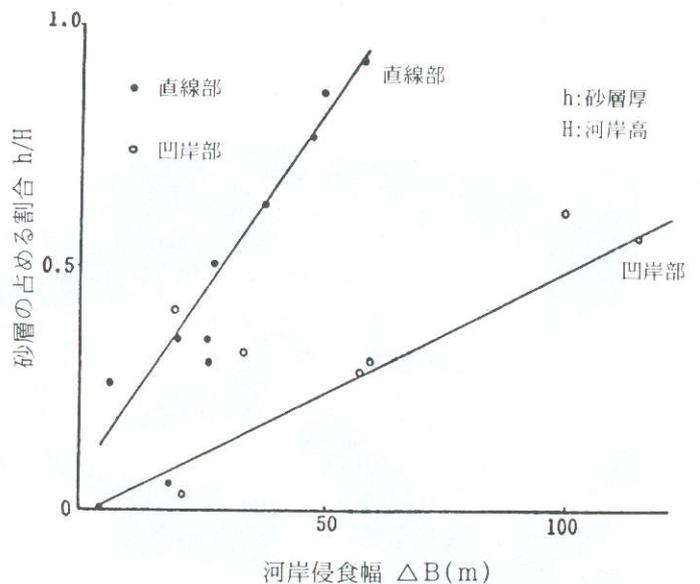


図4・8 h/H と ΔB の関係
（文献20）P.104より）

[3] 湾曲部の砂州と滯筋

荆江河段の川幅水深比は100前後～120程度である。湾曲部の事例観測によると^{25) 28)}、このような河川の湾曲部は砂州形状が図4・9のようになり易く(川幅水深比が大きく、直線河道において複列的交互砂州が生じ易いことに加え²⁹⁾、湾曲によりこの傾向が助長される)、洪水時は河岸凸岸側に存在する砂州を切るように流水が流れ、砂州が凸岸と分離して島状となる。このようになると流水が凸岸に集中し河岸が侵食され、川幅が前後の河道の川幅より広くなる。

4. 4 土砂の動態と土砂収支

宜昌の上流において三峡ダムが建設中である。この巨大ダムは長江中・下流部の河道特性を大きく変える可能性がある。この影響を評価するためには、流量の時間分布パターンの変化のみならず、土砂の輸送形態と土砂の輸送量の時間変化を評価する必要がある。このためには、まずは現状の土砂の動態を把握しておかなければならない。

[1] 長江中・下流部における流送土砂の粒径集団

長江中・下流部の河床材料および河岸物質より、土砂動態、河床変動形態を規定する粒径集団としては、

- ①卵石集団：粒径1 cm以上の礫集団。セグメントM, 2-1の平均河床高を規定し、セグメント3-①の最深河床高をコントロールしている。
- ②微細砂・細砂集団：粒径0.062~0.25mmの粒径集団であるが、微細砂である0.062~0.125mmの成分は量が少なく、細砂の集団として良いと考える。この粒径集団の代表粒径は0.18mmとする。セグメント3-①以下の河床の主構成材料である。
- ③シルト・粘土集団：0.062mmより細かい集団で、ウォッシュロード(河床を構成する材料の中にほとんど存在しないような細かい粒子からなる流砂。一般には河川の水量と流砂量とは一義的な関係のない流砂と理解されている)として移動する成分である。河岸上層堆積物、氾濫原堆積物となる。

[2] 細砂を河床材料として持つ河川の小規模河床波と流速係数

河床材料の平均粒径が0.2mmである河川は、洪水時、小規模河床波が砂堆から平坦河床に変わり、流速係数が12程度から25~30程度に変わることが明らかにされている³⁰⁾。長江においても洪水観測結果の解析より、河床の粗度が水位の上昇に伴って同様な変化を起こすことが明らかにされ、また河床波の観測からもこれが確認されている³¹⁾。砂

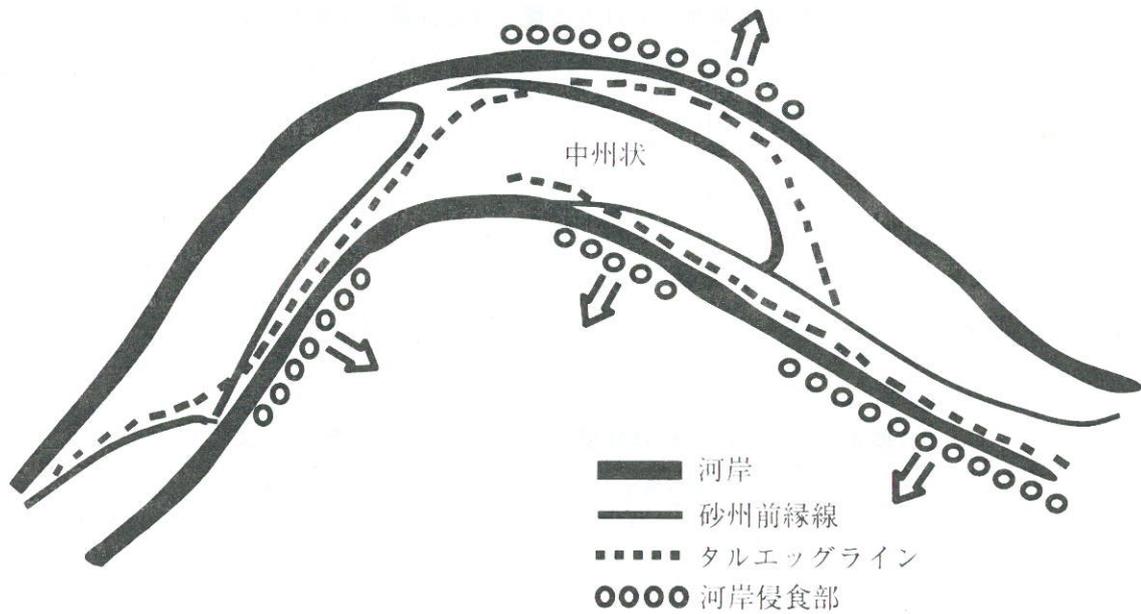


図4・9 湾曲部における島の発生

堆～平坦河床へ移行する無次元掃流力 τ_* は、1.5程度であり、これは従来の研究成果（文献30）と同様である。

セグメント3-①～⑤においては、洪水初期および後期は河床に砂堆を形成しながらベッドロード（掃流砂：河床近くを転がり、滑り、ジャンプしながら移動する流砂）として移動し、洪水最盛期の7～8月は河床が平坦となり、サスペンディッドロード（浮遊砂：流れによって浮遊されながら流下する流砂。流れの流送能力に応じて河床から浮遊し、また沈降する流砂）で移動する。

セグメント3-⑥では潮汐流に起因する土砂移動が支配的になるので、上流のセグメントとは異なった土砂の動きをする。流速がほぼ零となる時が1日に4回ほど生じるので、シルト・粘土集団が堆積・再浮遊する現象が発生する。細砂は掃流砂、浮遊砂として移動すると考える。

[3] 観測浮遊砂量と流量の関係

中国政府は長年、長江の主要地点において浮遊砂量（ウォッシュロードとサスペンディッドロードの一部を含む。以下浮遊砂とは観測浮遊砂を意味する）の観測（浮遊砂観測器により採水し、その土砂濃度を測定する）を行い、長江における土砂動態の解明に努めている。文献6）7）に記載された多年月平均流量と多年月平均浮遊砂量の資料を用いて、図4・10に主要水文観測点での月平均流量と月平均浮遊砂量の関係を示す。また統計に用いた観測年を表4・2に示す。同資料を用いて年平均の流量、流砂量、浮遊砂濃度等を示すと表4・3のようである。ここで宜昌はセグメントMの最上流端であり、枝城は最下流端、新厂はセグメント3-①の下流、監利はセグメント3-②の中間、洞庭湖（七里山）は洞庭湖水系の出口、大通はセグメント

表4・2 水文観測年（文献6）、7）より）

場所	セグメント	流量	浮遊砂
大通	3-⑤	57～74	51, 53～74
洞庭湖口		31, 34～37, 47～48, 50～81	50～54, 56～81
監利	3-②	51～59, 67～69, 75～81	51～59, 67～69, 75～81
枝城	3-①	37, 51～59	52～59
宜昌	M	1890～41, 46～81	50～81
清江	支川	51～52, 54～81	56～74, 51, 75～81

表4・3 各水文観測所における流量と浮遊砂量（文献6）、7）より）

場所名	セグメント	年平均流量 m^3/s	年平均浮遊砂量 t/s	浮遊砂濃度 kg/m^3
宜昌	M	14,200	16.5	1.16
枝城	M	14,700	17.2	1.17
新厂	3-①	12,200	14.7	1.20
監利	3-②	10,500	11.1	1.06
洞庭湖口(七里山)		10,800	1.71	0.16
大通	3-⑤	28,500	15.1	0.53
清江(搬魚咀)		418	0.282×10^{-3}	0.0069

表4・4 三口分砂特性値（1955～1966）（文献11）より）

分流口	分流量（億 m^3 ）		分沙量（万t）	
	数値	分枝城站百分数（%）	数値	分枝城站百分数（%）
松滋口	490	10.80	5,354	9.63
太平口	210.1	4.63	2,397	4.31
藕池口	651.6	14.36	11,842	21.30
三口合計	1,351.7	29.79	19,593	35.24

3-⑤の上流から約1/3の所である。清江は長江の右支川（流域面積16,700km²）でセグメントMに流れ込む。

これらより次のことが分かる。

- ・宜昌と枝城はセグメントMの上流と下流端であり、この区間に流入する支川の流域面積は宜昌上流の流域面積に比べて数%であり、かつ細粒物質が堆積する水環境でないため、流量と浮遊砂量との関係はほぼ同じような関係になる。観測された浮遊物質は、そのほとんどはシルト以下の細粒物質であり、細砂分は10%以下であろう。
- ・宜昌と枝城におけるある流量に対する浮遊砂量は、洪水

前期の方が後期より多い。また乾季は土砂濃度が急減する。山地部での土砂生産は雨期前期に多く、また洪水流出成分のうち土砂の生産にあまり影響しない2次流出成分の割合が洪水後期に多く、さらに宜昌上流では細粒物質が河床に堆積できる所は少なく、そこからの土砂の流失がほとんど無いためである。

- ・セグメント3-①の新厂(223km)における浮遊砂量と流量の関係は、洪水前期と後期との差が、セグメントMの宜昌と枝城に比較して小さくなり、また渇水期の土砂濃度の低下が少ない。ただし表4・3に見るように年間平

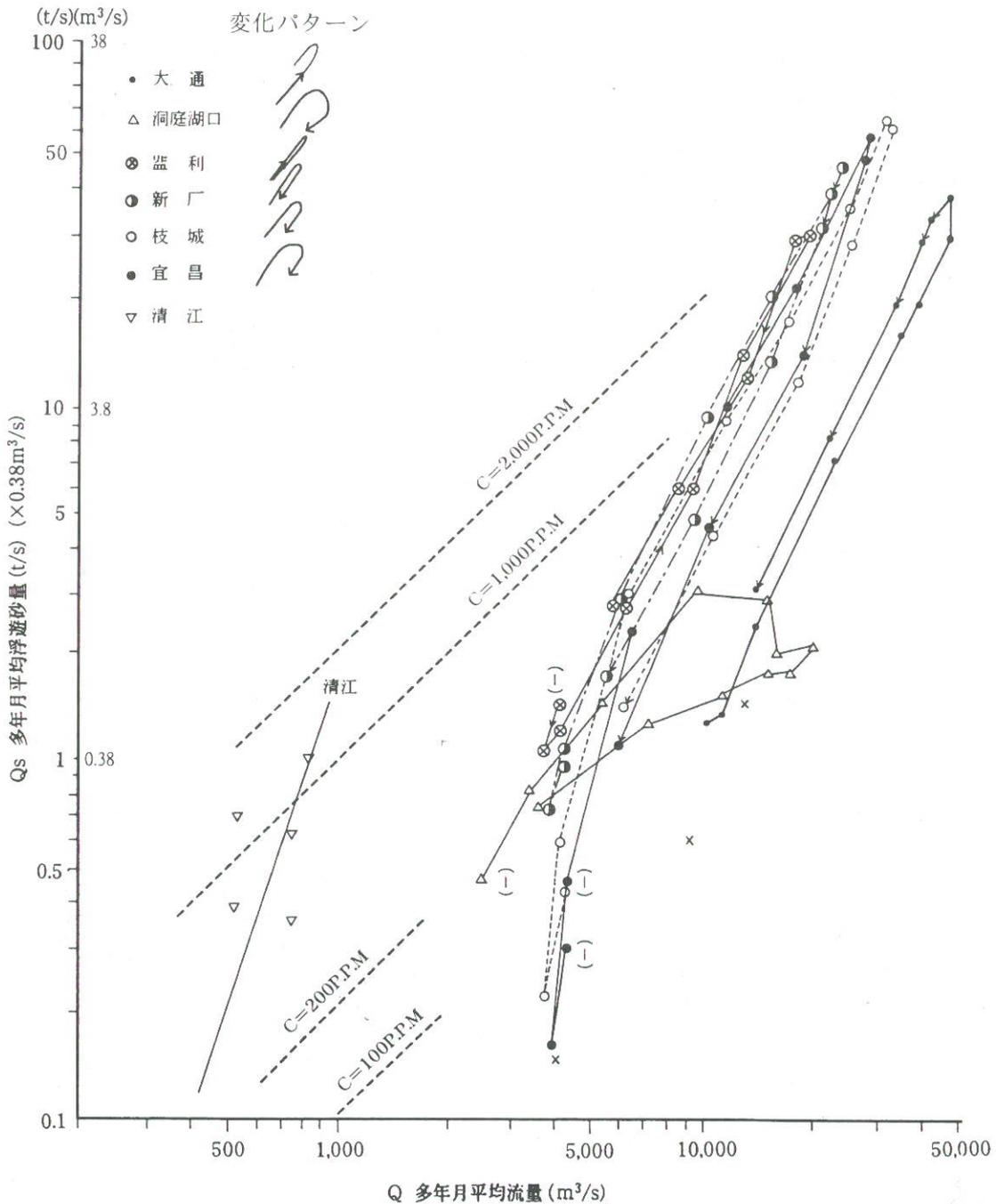


図4・10 各水文観測所における月平均流量と流砂量の関係（文献6）7）より作成）

均土砂濃度がセグメントMと異なることより、セグメントMを通過した浮遊砂は、セグメント2-1およびセグメント3-①の新厂上流には、ほとんど堆積することなく、松滋口、太平口から洞庭湖に流出する分を除き、新厂を通過する。ただし洪水前期と後期の浮遊砂量と流量の関係が同じようになることより、浮遊物質の一部は河床に堆積し再浮遊しているものと考えられる。

- セグメント3-②の監利においては、さらに洪水前期と後期の浮遊砂量と流量の関係が同一となり、ほぼ1本の直線となる。ただし、年間土砂濃度が新厂の 1.2 kg/m^3 から 1.06 kg/m^3 に減少している。1955~1966年の観測資料に基づく枝城に対する三口の分流量と分砂量の割合を表4・4に示した⁶⁾。藕池口の分流量14.36%に対して分砂量が21.30%であることより、浮遊砂濃度が減少するものと判断される。ウォッシュロードであれば分砂量は分流量に比例すると考えられるので、観測された浮遊砂量はすべてがウォッシュロードでなく、サスペンデッドロードとして移動しているものがあることを示している(流速の速いほうが直進し易いため、分派水路には上層の河水より下層の方が流入する。したがって、サスペンデッドロードの分派水路への流入割合は、河水の流入割合より多めとなる)。
- 洞庭湖口(七里山)の浮遊砂量と流量の関係は、洞庭湖の貯留作用により土砂濃度が小さくなる。洪水前期が後期に比べて土砂濃度が濃い。
- 大通においては土砂濃度の低い洞庭湖水系、鄱阳湖水系の洪水の流入によって、年間平均土砂濃度が宜昌の約半分である。浮遊砂量と流量の関係は、洪水前期より後期の方が土砂濃度が高い。前期の洪水は流出土砂濃度の低い洞庭湖および湖水系の割合が多いためであろう。

[4] 浮遊土砂供給量の変化

長江中・下流域に流入する土砂量は、降雨量とその強度の変化、流域の開発、貯留施設の築造によって変化する。

図4・11と図4・12は、向治安らによって示された宜昌観測所での年間の流出量、土砂輸送量、平均土砂濃度の変化と同観測所の流出量と土砂輸送量の累積量の関係である³²⁾。図4・13および図4・14は、文献7)に示された資料より大通観測所について同様の図を作成したものである。向治安らは、図4・12に示す累積年流下量と累積年流砂量の関係線が直線となることより、流下してくる土砂が主に流下してくる流量の大小によって決められ、土砂生産地における土砂流出形態はシステムとして安定であるとしている

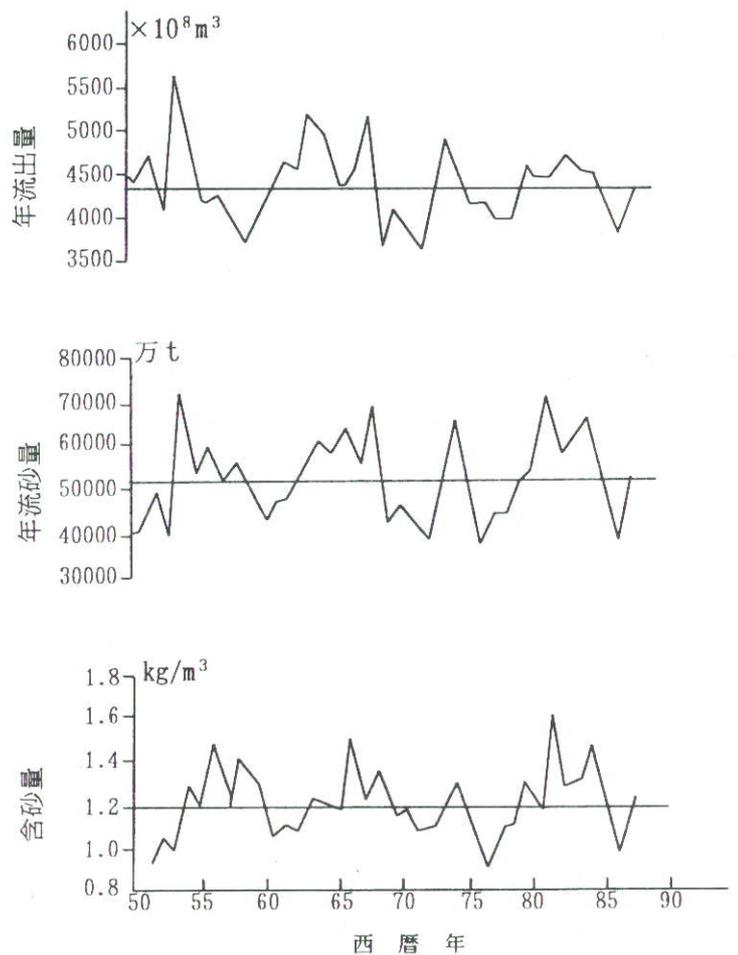


図4・11 宜昌観測所 流出量、年流砂量、年平均含砂濃度(文献32)より)

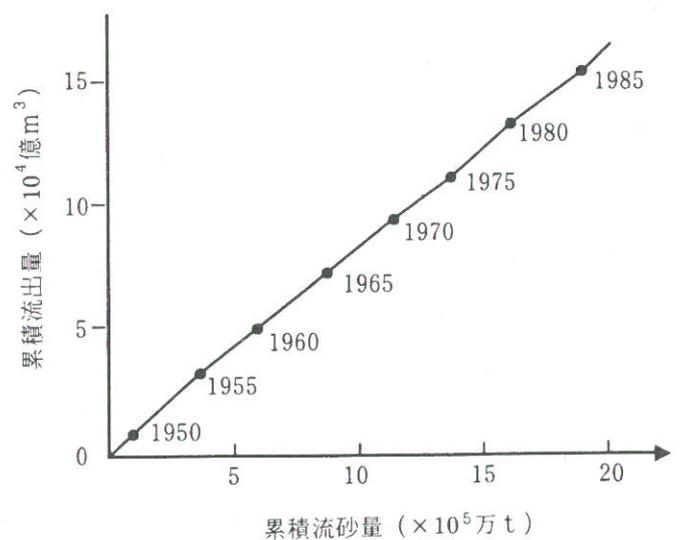


図4・12 宜昌観測所 累積流出量と流砂量の関係(文献32)より)

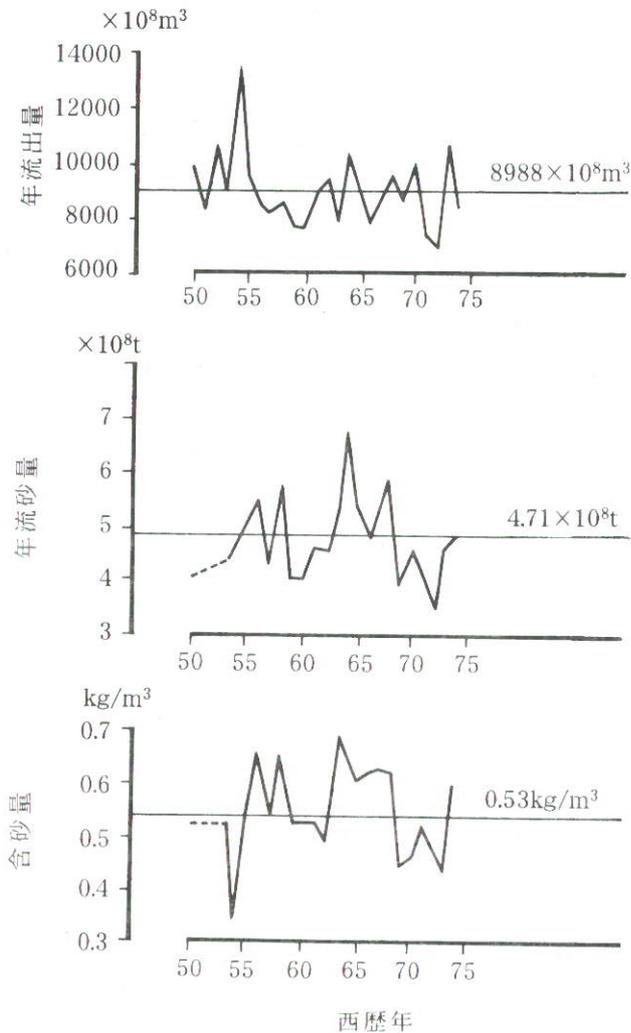


図4・13 大通観測所 年流出量，年流砂量，年平均含砂濃度（文献7）より作成

る（暗に流域の開発行為，土地利用形態の変化の影響を大きくないとしている）。

しかしながら詳細に見ると，1955年前後で直線の傾きが変わり，土砂濃度の増加がみられる。これは図4・14に見るように大通観測所においても現れている。大通では1955年，1962年，1968年に直線の傾きが変化している。1955年以前は土砂濃度 0.475kg/m^3 の傾きであったものが 0.56kg/m^3 に，1962年以降1968年までは 0.63kg/m^3 に，1968年以降は 0.485kg/m^3 となっている。1949年新中国成立後，大躍進時代以降の農業政策の現れが，土砂濃度の増加に現れたと判断される。

1968年以降の土砂濃度の減少は，漢江（流域面積 $159,000\text{km}^2$ ）に建設された丹江口ダム（流域規制面積 $95,217\text{km}^2$ ，総貯水容量 $208.86\text{億}\text{m}^3$ ）による漢江からの流出土砂量の減少によるものである。漢江皇莊観測所の観測結果によると，ダム建設前が年間1億 $2,400\text{万}\text{t}$ であった

浮遊砂量が年間 $3,010\text{万}\text{t}$ に減少している³²⁾。図4・14に現れた1968年以降の傾きの変化は，年間約 $7,300\text{万}\text{t}$ の浮遊砂量の減少に相当しており，土砂収支の観点からもダムの影響であることが証明される。

[5] 粒径集団別土砂移動量と土砂動態マップ

長江を移動する土砂は，粒径集団毎に，またセグメント毎に流送形態，移動速度，河床材料との交換，河岸形成，河床変化への役割が異なる。ここでは粒径集団毎に各セグメントでの移動量を把握し，水系土砂動態マップ³³⁾（土砂の生産域から河口まで，粒径集団毎の土砂の移動量を太さで表した図）の作成を試みる。

この粒径集団別の土砂動態マップを過去・現在・未来について書き上げることができれば，各セグメントでの河道地形の変化区間と量が概略把握できるので，大ダムの下流河道への影響評価が容易となる³⁴⁾。

上流から河口までの各粒径集団の移動を順次追跡する1次元の河床変動計算によって，これら进行评估することは可能であるが，この場合も各セグメントでの土砂移動量に合うように，流砂量式のパラメータ同定が必要であり，水系土砂動態マップの作成の方が先行すべきものなのである³⁴⁾。

・シルト・粘土集団

この集団の土砂移動量は，セグメント3-⑥以外のセグメントにおいては，河床に一時的に堆積するが，基本的には流下する。洪水が氾濫原に溢れると流速が遅いので堆積するが，現在は堤防があり高水敷の幅も狭いので，セグメント3-②を除けば，堆積量はそれほど多くない。また高水敷上を流下する洪水は数年に一度であり，高水敷上の堆積量は，流量からみればそれほど多くないと判断される。河岸の侵食によってこの粒径集団が供給されるが，同時に河岸形成によって堆積するので，土砂の収支への影響は少ないと判断される。

浮遊砂の観測結果をもとにシルト・粘土集団の土砂動態マップを作成し，上述のことを確認しよう。1960年の観測資料・文献7) 25) と1960年の観測資料ではないが，長年の統計資料・文献32) に基づいて作成したのが図4・15である（細砂分も浮遊砂に含まれている。この分については評価していない）。支川からの流入は清江，洞庭湖水系，漢江，鄱陽湖水系，巢湖水系のみから流入するとした。他の水系は小さく，また土砂の流入量は多くないとした。セグメントMからセグメント3-⑤間での土砂収支をみると，

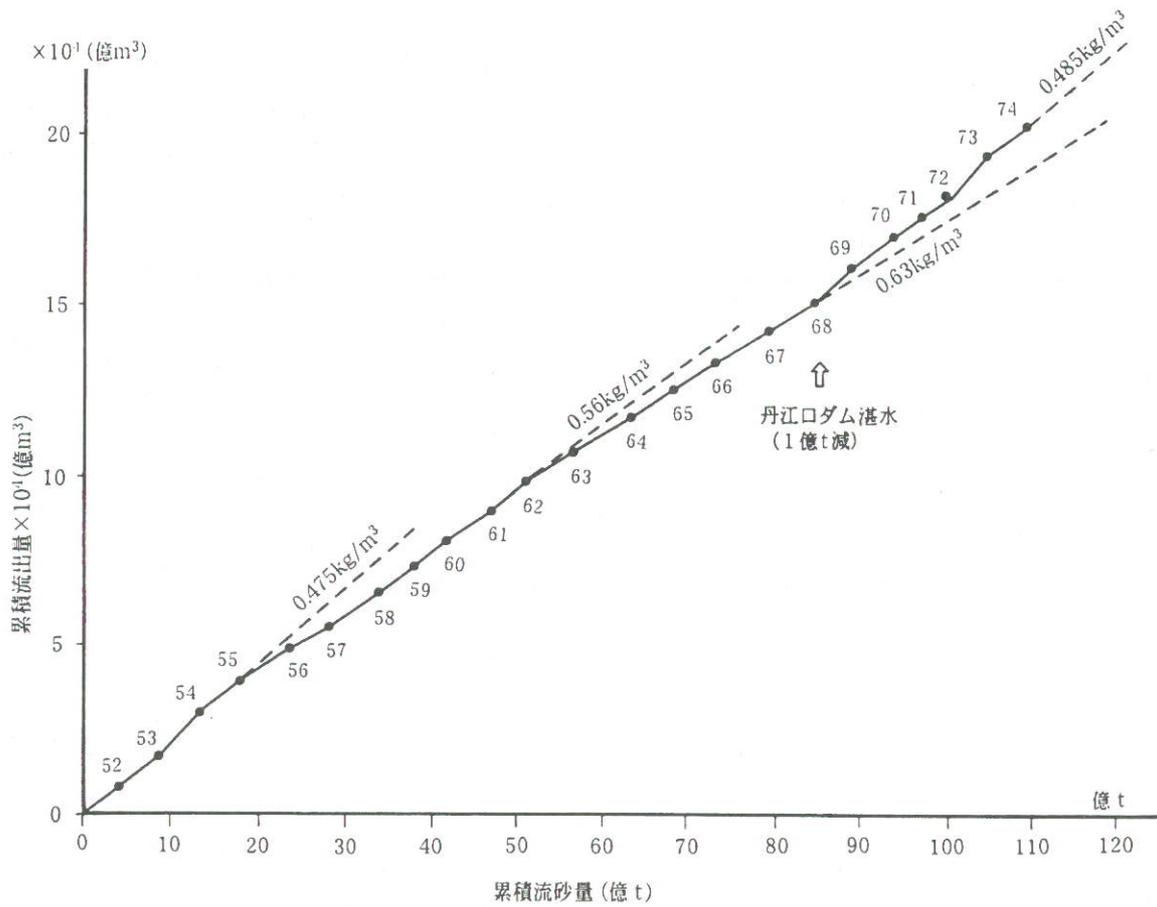


図4・14 大通観測所 累積流出量と流砂量の関係 (文献7) より作成)

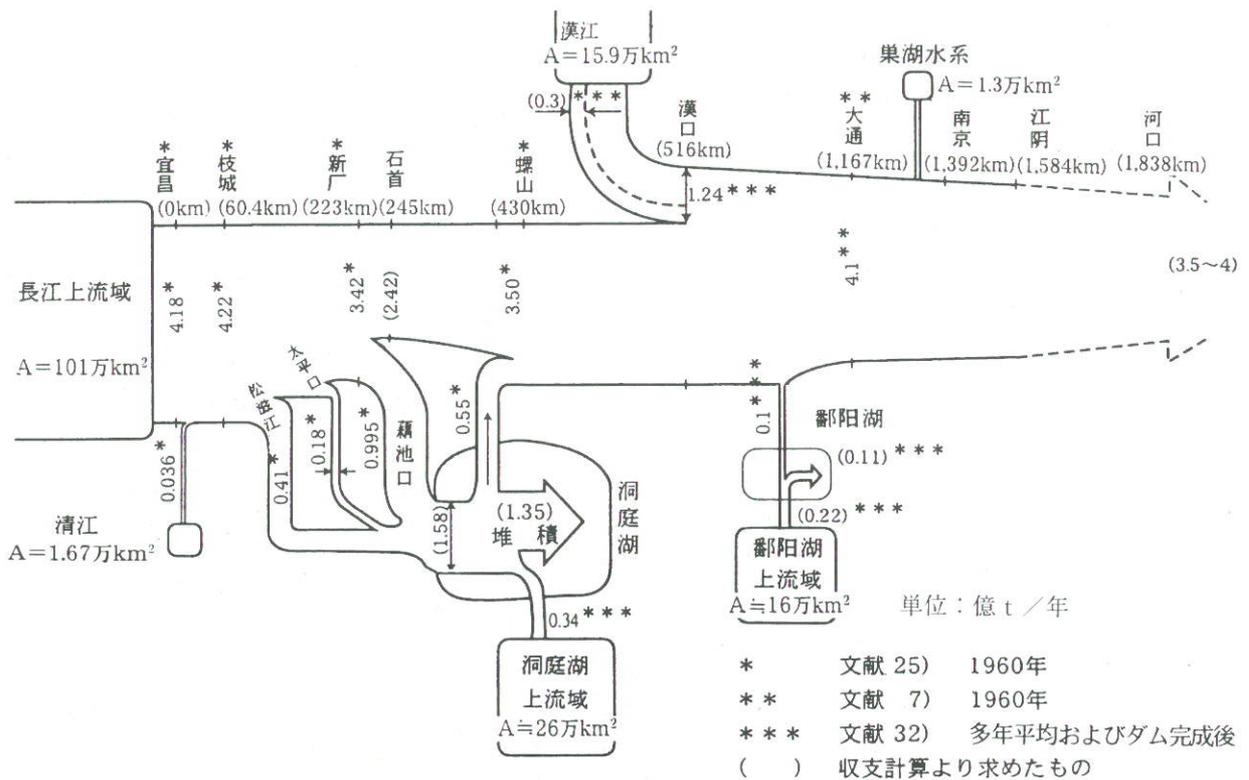


図4・15 長江中・下流域 (1960年) 浮遊砂 (シルト・粘土) の土砂動態マップ

三口から洞庭湖に流入する土砂を除けば、本川筋ではこの粒径集団はほとんど堆積することなく流下していることが分かる。なお、1960年の土砂輸送量は通年平均的なものより小さかった。

セグメント3-⑥は長年、長江の堆積空間となってきた。長江は毎年4.72億t（大通地点の多年平均浮遊砂量）の土砂をこのセグメントに流入させている。新中国建国以来の資料によると、上流端の江阴から河口より上流97kmの吴淞口間において、平均0.644億t/年の堆積が生じている³²⁾

（土砂の密度を2.65とし、空隙率を0.4として堆積量より評価）。このセグメントにおいては、細砂集団の多くが堆積するものと考えられるので、河口から流出するシルト・粘土集団は4億～4.5億tと推定される。

・細砂集団

セグメント3区間の河床を構成する細砂集団の量は、掃流砂として、また洪水時は浮遊砂（水深方向に濃度分布を持つコンタクトロード）として流下する。浮遊状態の流砂量の測定は、水深方向の平均濃度を測定しなければならず、精度の良い測定がなされていない。また河床上を動く流砂量を測定することは実質上困難である。

そこで、セグメント3-①における川幅を1,400m、水面勾配を1/22,000とし、枝城の多年月平均流量を用い、細砂の粒径を0.18mmとし、流れの抵抗係数（流速係数 ϕ ）と流砂量は図4・16、図4・17を用いて評価した³⁵⁾（ただし、砂堆の ϕ は12とした）。表4・5に評価結果を示す。年間流砂量は、6,496万t（2,451万 m^3 ）と評価された。

生産土砂量に対する砂成分の占める割合は、わが国の沖積層堆積物の分析、米国における大河川のダム堆積物の分析より10～15%と推定される³⁶⁾。宜昌地点の年間浮遊砂輸送量5.3億tより、この集団の年間流砂量は0.5億～0.8億tであろう。

なお、文献11)によると、宜昌での1960～1980年の観測浮遊砂輸送量のうち0.1mm以上の粒径のものは約11%としている（浮遊砂の観測方法、宜昌の河道特性が明確でない）ので、この値が実質的にどのような意味を持つか判断し得ない。文献32)では、宜昌観測所での観測によると、河床が主に砂で構成されていた葛洲坝ダムの貯水前では、年平均輸送量が845万t、貯水後は河床が粗粒化し、32～114万tになったとしている（文脈上、砂分の粒径範囲は1mm以下であるが、最小粒径の定義がされていないので粒径範囲が分からない。文献37)では、0.05mm以上を細砂と粉砂の区分粒径としていることより0.05mm以上と考える）。

河床材料の主構成材料である細砂集団の土砂収支は、上流からの流入量が分かれば、河道横断測量に基づく区間毎の河道体積の時間変化を求めることにより把握することができる。上荆江、下荆江においては、1965、1970、1975、1980、1986、1991、1993年に横断測量が行われている³⁸⁾。この測量結果を利用して土砂動態マップを作成しようとしたが、洪山斗～城陵矶区間の年間河道体積増加量が5,000万 m^3 を超えた年があったりし、精度に問題があると考え作成しないことにした。

なお、文献38)によると、この測量結果より、上荆江、下荆江は、1965年以降河床低下の傾向であったが、1980年

表4・5 上荆江（ $d_A=0.018cm$ ）の流砂量評価

$I_b=1/22,000$, $B=1,400m$, $d_A=0.018cm$, 等流として計算

月 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
$Q^*(m^3/s)$	4,300	3,800	4,180	6,430	12,000	17,000	32,300	33,000	26,600	18,300	10,500	6,370	
ϕ	17	16	17	18	12	17	30	30	28	20	12	18	
F_r	0.11	0.11	0.11	0.12	0.08	0.11	0.20	0.20	0.19	0.13	0.08	0.12	
河床波	Ripple	Ripple	Ripple	Ripple	Dune	Tran.	Upper	Upper	Tran.	Tran.	Dune	Ripple	
$H_m(m)$	4.2	3.8	4.1	5.3	10.5	10.8	11.1	11.1	10.1	9.9	9.6	5.2	
H/d_A	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	>20,000	
$u_*(cm/s)$	4.31	4.12	4.27	4.8	6.8	6.93	7.03	7.04	6.7	6.62	6.52	4.82	
τ_*	0.6	0.6	0.6	0.8	1.6	1.65	1.7	1.7	1.5	1.5	1.4	0.8	
q_s/u_*d_A	0.6	0.55	0.6	2.5	5	20	170	180	100	50	4	2.5	
$q_s(cm^2/s)$	0.046	0.041	0.046	0.22	0.612	2.49	21.5	22.8	12.1	5.96	0.469	0.22	
$Q_S(万m^3/月)$	1.75	1.38	1.75	7.8	15.7	90.3	806	828	452	223	17.0	6.82	2,451**

*文献11)より、**6,496万t/年に相当

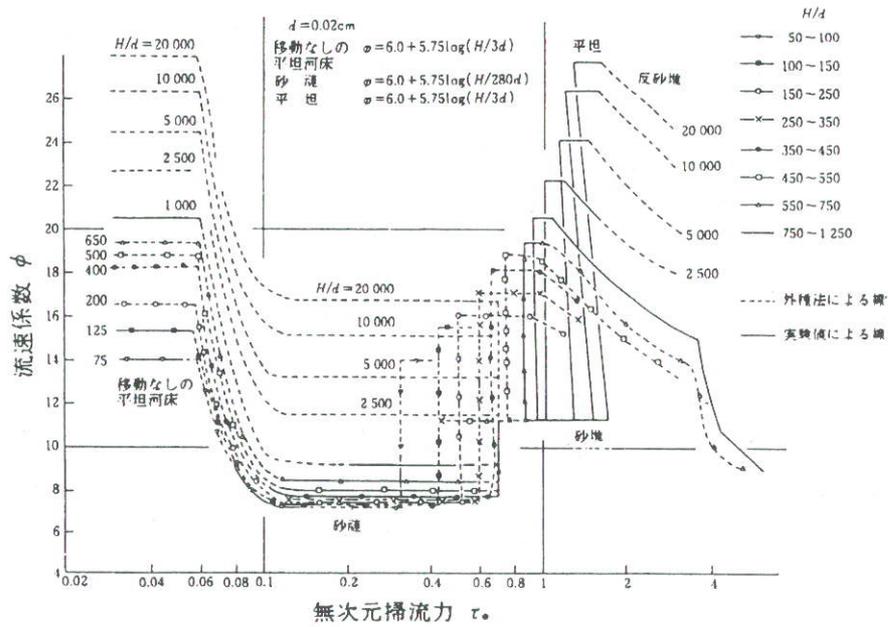


図4・16 ϕ と τ_* の関係 ($d=0.02\text{cm}$ の場合) ³⁵⁾

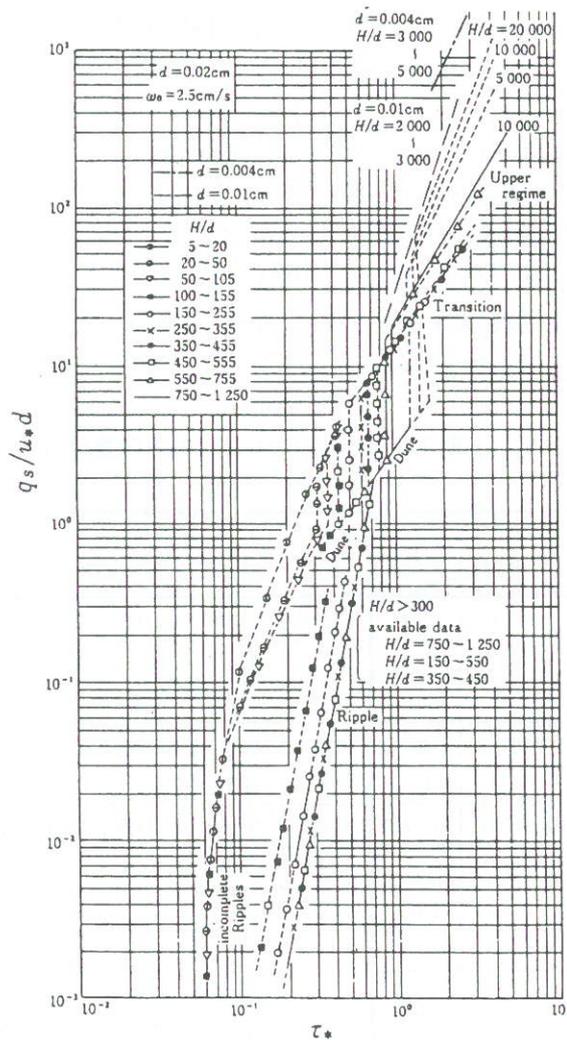


図4・17 q_s/u_*d と τ_* の関係 ($d=0.02\text{cm}$ の場合) ³⁵⁾

以降は平衡状態にあるとしている。河床低下の原因としては、1975～1985年の上荆江での砂利採取、1981年の葛洲坝ダムの貯水開始、下荆江での蛇行部の3箇所のカットオフ（河道短縮に基づく河床低下、洞庭湖への分派流量の減少）を挙げている。

宜昌での流下細砂量のうち、三口への分派量に比例する細砂量が洞庭湖に堆積し、洞庭湖水系、鄱阳湖水系からの細砂は湖に堆積してしまうので、長江への供給はほぼ零となる。漢江からはダム建設前は、浮遊砂量1.24億tの10～20%程度が長江に流入していたであろう。セグメント3-⑤の下流部、セグメント3-⑥は細砂の堆積空間となっていよう。

河口から東海に流出する細砂量は、手持ちの資料からは判断できない。デルタフロントの堆積厚さと海岸線の変化量より概略の把握はできよう。ちなみに8世紀から今日まで河口の南部側は、40年毎に外へ1km延伸し、北部側は南部側より4～16倍のスピードで東南に延伸しているといふ³²⁾。

・卵石集団

長江のような大河川で河床を動く掃流砂を観測することは事実上不可能である。文献に流送量の記載のあるものがある。例えば文献32)では、1985～1986年の寸滩観測所（三峡ダム建設地点直上流）の荒目砂・砂利（1～10mm）の輸送量は年0.8万tであり、これは当該観測所の玉石輸送量の3.0%（すなわち、玉石輸送量は26.7万t）としている。

いずれにしても、礫質集団はセグメントMおよびセグメント2-1の区間で堆積してしまい、セグメント3-①へはほとんど移流しない。なお、この区間、1970～1987年において3,720万 m^3 （5,200万t、空隙率0.6とした）の骨材の採取が行われ、その後も継続して採取されている。また砂州や氾濫原からの採取もなされ、同年間において1,510万 m^3 の採取が行われた。そのうち5mm以上のものが870万 m^3 （採取量の35%）であった²⁸⁾。

[6] 土砂収支からみた三峡ダム完成後の荆江地区の河床変動

宜昌の約30数km上流、三斗坪に三峡ダムが建設中である。このダムは、洪水調節、発電、舟運の改良を目的とするもので、総貯水容量395億 m^3 、洪水調節容量221.5億 m^3 、常時満水位175m、洪水調節水位145m、堤高181mである。1994年12月14日に着工式典が行われ、2009年に完成する予

定である。

ダム貯水池の長さは600km余であるが平均川幅は1.1kmしかない典型的な河道型ダムである。ダム建設前と後の多年月別流量は図4・18のようであり、下流に流送される土砂の濃度、粒度分布は表4・6のように変化すると予測されている（宜昌の多年平均土砂濃度は1.21kg/ m^3 ）。これより80～100年で貯水池の堆砂はバランスするとみられている。この時点で洪水容量の86%、利水容量の92%が確保し得るとしている¹¹⁾。

この評価によると、セグメント3-①以下の下流河床の主構成材料となる細砂集団は、ダム建設後50年は供給が絶たれ、80年後においても50%の回復に過ぎない⁸⁾。微細砂・シルト・粘土集団は、10年後に30%、40年後に50%、80年後には、ほぼ100%に回復する。長江中・下流は供給土砂量の減少によって河床低下に見舞われることになる。

河床変動に関する数値計算によると、枝江から杨家腦（セグメントMおよび2-1）においては、10年後に平均2m低下し、河床材料はアーマー化する。杨家腦から藕池口（セグメント3-①）においては、30年後4～5m低下し粗粒化の過程にある。下荆江（セグメント3-②）は50年後5m低下するとしている³⁹⁾。これらの予測値を用いると、この区間の50年間の平均流失土砂量は、河道距離、川幅、河床低下量より、概略5,000万～6,000万t程度と評価される。この量は、[5]で評価した細砂の年間流送能力の評価値とほぼ一致している。また三峡ダムからの粒径別流出土砂量の評価との整合性も取れている。この河床変動予測は概略妥当であろう。

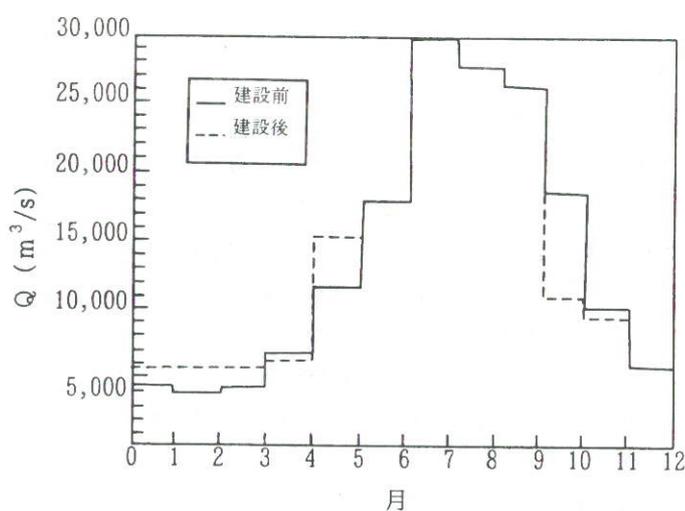


図4・18 三峡ダム多年月平均流出流量
（文献11）より）

表4・6 三峡ダム排出流砂粒度階別% (文献11) に付加)

湛水後の経過年	<0.005mm	0.005~	0.010~	0.025~	0.050~	0.100~	0.250~	0.500~	平均土砂濃度*
		0.010mm	0.025mm	0.050mm	0.100mm	0.250mm	0.500mm	1.000mm	
1~10年	23.57	28.38	29.24	16.77	2.01	0.02	0	0	0.379
11~22年	24.51	28.65	29.44	15.76	1.62	0.01	0	0	0.392
23~34年	22.42	26.65	29.32	18.78	2.80	0.03	0	0	0.442
35~46年	19.38	23.62	28.28	22.84	5.72	0.16	0	0	0.523
47~58年	15.47	19.38	25.57	26.89	11.82	0.85	0.02	0	0.669
59~70年	12.41	15.81	22.30	18.03	18.59	2.70	0.16	0	0.850
71~82年	11.11	14.24	20.58	27.70	21.92	4.12	0.32	0	0.960
宜昌(1960~1980年)	10.0	12.0	19.6	25.7	20.70	9.1	2.8	0.1	1.21

*種々の流出パターンによる排出流砂の平均濃度

5. 長江河道特性の特異性と河川技術

わが国の沖積河川の河道特性に関する共通の知見の大部分は長江においても適用可能であるが、特異性もみられる。共通性のあるものと特異性のあるものを、とりまとめると以下のようなものである。

〔共通性〕

- ・長江河道においても、セグメント区分の考え方は有効である。セグメントの結節点は、河床材料変化点、大支川の合流点、派川分流出点、潮汐流影響範囲点である。
- ・粒径集団による河道特性とその変化の解釈は有効である。セグメント3における河岸満杯流量は、平均年最大流量より幾分小さい。
- ・セグメント3における河岸満杯流量時の u_*^2 の値は、わが国の河川と同様であり、 $30\sim40\text{cm}^2/\text{s}^2$ である。
- ・自由蛇行であれば、河道の平面形状と砂州配置は、河岸満杯時の川幅水深比に規定される。川幅水深比が100を超えると中州あるいは島状地形が発達する。川幅水深比が100以下となると蛇行度が大きくなる。川幅水深比が100に近い蛇曲河道の湾曲部は、島状あるいは中州が

発生し易く、川幅が前後の河道区間より広く、濬が外岸と内岸に発生する。

- ・河岸物質が沖積層でない硬い物質(岩や粘土層)からなる区間では、平面形がこれに規定されている。平面形状の解釈には河岸および河床に近い所の土質・地質に関する情報が必須である。
- ・セグメント3の区間における洪水時の小規模河床波は、砂堆から平坦河床に変わり、その変化時における無次元水理量はわが国と同様である。
- ・セグメント3-⑥のタイダルチャネルの区間の川幅は下流に向けて広がる。

〔特異性〕

- ・細砂(0.15~0.25mm程度)の河床材料を持つセグメント3の区間が1,500km以上と非常に長い。中砂を持つセグメント区間がない。
- ・セグメント3の河岸満杯流量時の u_*^2 の値は、わが国の河川とあまり変わらないが、水深が深い。これは洪水時の水面勾配が非常に小さいことに原因する。
- ・セグメント3における河岸侵食の程度が、わが国の河川に比較して大きい。わが国のセグメント3の河道区間の

河岸物質はシルト・粘土の部分が多く、河岸侵食はあまり生じないが、長江では中・下層に細砂層のあるところが多く、また洪水継続時間が100日を越えるため、侵食が大きくなるのである。

- ・浮遊砂濃度と流量の関係は、わが国では洪水前期の方が後期より濃いのが普通であるが、長江では、支川からの洪水の影響（支川の土砂濃度と流出時期の影響）を受け、上流と下流ではこの関係が逆転する。
- ・セグメント3-⑥の区間は、タイダルチャネルの特性を持つ河道区間である。

以上、共通性と特異性についてとりまとめたが、長江の河道特性の特異性は、長江を取り巻く環境情報を付加することにより説明可能である。すなわち、これを特異性とするのではなく、共通性のなかに繰り込むことが可能である。このためには、気候学、土壌学、地形学などの地理的情報、さらに地殻変動、海水面変化などの地形形成営力などを説明因子とした地形形成史や堆積物層序構造論の情報を河道特性分析のための道具的手段として取り込む必要がある。これにより比較河道特性学が可能となり、その知見の上で、気候特性および河道スケールの異なる河川に技術的対処すべきものなのである。

長江で実施されている河川工法は、わが国とかなり異なるところがある。違いの生じる要因としては、

- ①気候・流域面積の巨大性。乾期と雨期が明確であり、洪水継続時間が長い。

- ②河道特性の特異性
- ③社会経済システムと経済力の相違
- ④航路機能の重要性

が挙げられる。

河川工法の相違点の分析・解釈は本論の目的でないので記述しないが、相違点の分析・解釈に当っては、河道特性のみならず、人文的情報が必要であることを記しておく。相違点の実態については文献7) 40) を参照されたい。ここでは1事例として荆江大堤の形状のみ示しておく(図5・1)⁴⁰⁾。堤防の法面は一枚法であり、わが国の緩斜堤に相当する法勾配である。堤外地には波浪による堤防侵食軽減のため、ミズギの人工植林を実施している。また堤防法面の草は牛に食わせて除草している。

おわりに

本論は研究論文ではありません。私の研究メモといえるものです。中国語の論文は、その意味内容を漢字より推察したところがあり、本論での記述に間違いがある恐れがあります。また評価した数値も概算にすぎないものです。少ない資料から何を引き出したかというところをみていただければありがたいと思います。

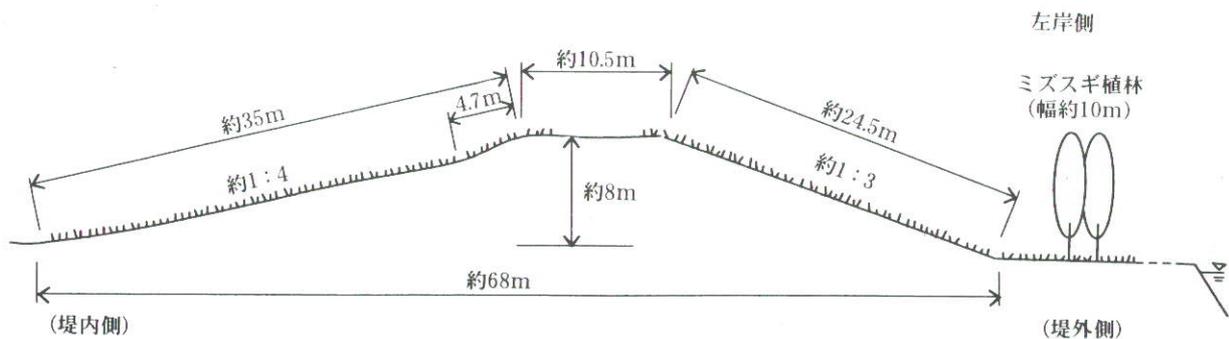


図5・1 荆江大堤の形状および状況(文献40) P.67より)

参考文献

- 1) 山本晃一, 安田毅彦, 1981; 河道特性論ノート [2] 荒川中流部の河道特性と河川処理, 土木研究所資料第3164号
- 2) 山本晃一, 1999; 河道計画の技術史, 補章 沖積河川の河道特性, 山海堂, pp. 603-635
- 3) 山本晃一, 1996; 沖積河川学, 山海堂
- 4) 長江水利委員会編集責任, 洪慶余, 1998; 長江卷, 中国江河防洪叢書, 中国水利水電出版社, pp. 1-34, (財) 国土開発技術研究センターによる翻訳あり
- 5) 玉井信行, 1999; 第1章 長江の概要と洪水の特徴, 1998年長江・松花江の洪水に関する国際シンポジウム, pp. 3-16, (社) 土木学会・水理委員会, (財) 河川環境管理財団, (社) 北陸建設弘済会
- 6) 楊怀仁, 唐日長, 編集, 1998; 長江中游荆江変遷研究 4章, pp. 78-84
- 7) 長江流域規格弁公室編集, 1978; 長江中下游护岸工程経験選編, pp. 128-138
- 8) 欧阻履秦, 余文畴, 1985; 長江中・下游河道的穩定工程, 第1回日中河川およびダム会議論文集, pp. 407-413
- 9) 岩佐義郎, 1999; 長江とその洪水, 河川情報研究所別冊, No. 7, pp. 1-34
- 10) 水利部规划計划司, 長江水利委員会編, 1998; 長江流域规划概要, 中国水利水電出版社
- 11) 潘庠燊, 楊国录, 府仁寿, 1999; 三峡工程泥砂問題研究, 中国水利水電出版社, pp. 208-218
- 12) 潘庠燊, 戸金友, 1999; 長江中游近期河道演变分析, 人民長江, Vol. 30, No. 2, pp. 32-33
- 13) 前掲書3) 序論, 12章 個別河川の河道特性調査法, pp. 1-12, pp. 339-382
- 14) 前掲書7) pp. 9-18
- 15) Zhang Ruijin and Xie Jianheng, 1993; Sedimentation Research in China, pp. 117-118
- 16) 前掲書6) pp. 206-211
- 17) 前掲書7) p. 63
- 18) 前掲書7) pp. 9-18
- 19) 前掲書7) p. 45
- 20) 前掲書7) pp. 98-120
- 21) 前掲書3) pp. 59-77
- 22) 前掲書7) pp. 128-138
- 23) 前掲書7) pp. 72-81
- 24) 小出博, 1987; 長江, 築地書館, pp. 200-204
- 25) 前掲書6) pp. 129-145
- 26) 前掲書6) pp. 93-99
- 27) 前掲書3) p. 173
- 28) 前掲書6) pp. 232-239
- 29) 前掲書3) pp. 129-190, pp. 458-460
- 30) 前掲書3) pp. 66-72
- 31) 前掲書15) pp. 24-29
- 32) 向治安, 喻学山, 劉載生, 陳時岩, 1998; 長江土砂の來原, 輸送と堆積特性についての分析, 第13回日中河川会議論文集, pp. 211-228
- 33) 藤田光一, 平館治, 服部敦, 山内芳郁, 加藤信行, 1999; 水系土砂動態マップの作成と利用, 土木技術資料41-7, pp. 42-47
- 34) 山本晃一, 藤田光一, 1999; 土砂の制御は可能か, 科学, Vol. 69, pp. 1060-1067
- 35) 前掲書3) pp. 383-420
- 36) 藤田光一, 山本晃一, 赤堀安宏, 1998; 勾配・河床材料の急変点を持つ沖積河道縦断形の形成機構と縦断形変化予測, 土木学会論文集, No. 600/II-4, pp. 37-50
- 37) 前掲書11) pp. 147
- 38) 唐日長, 1999; 下荆江裁弯对荆江洞庭湖影响分析, 人民長江, Vol. 30, No. 4, pp. 20-23
- 39) 前掲書5) pp. 240-242
- 40) (社) 日本河川協会, 2000; 第2回中国治水・利水事業視察調査団調査報告書

第2編 ヲェネズヱラ国アプレ川の河道特性

はじめに

平成13年(2001)4月17日~29日にかけて国際協力事業団(JICA)の要請で「ヴェネズヱラ(Venezuela)国アプレ(Apure)川河道安定化技術支援計画調査(事前調査・S/W協議)」のためヴェネズヱラ国に出張した。事前調査の目的は、上記案件に関し、ヴェネズヱラ国側との協議および現地調査を通じて、要請の背景、河道安定にかかわる問題点(主に航路維持のための河道安定化を図るもの)などを把握し、

- ・本格調査の内容や両国の役割・負担等について協議し、合意事項をS/WおよびM/Mに取りまとめ、署名・交換すること。
- ・その他、本格調査の実施計画に必要な情報を収集すること。

であった。事前調査は予定通り進んだが、署名・交換は、ヴェネズヱラ国内の関連組織の了承を得るため、帰国後署名された文書を交換することとした。

しかしながら、その後、ヴェネズヱラ国の行政改革のため、カウンターパート組織(環境天然省オリノコ・アプレ・プロジェクト推進総局:PROA)が解体され、本案件は停止されてしまった。

私は、平成4年~5年にかけてJICAプロジェクト「ヴェネズヱラ国アプレ川河川改修計画調査」に作業管理委員として関わり技術的相談や現地調査を行った経緯があり、アプレ川の水文・河道特性についてある程度の知見をもっていた。本案件に対する依頼を受け取った時、次のような懸念を抱いた。

- ・アプレ川の勾配は緩く、洪水時の水深は深い。一方で乾季の水深は浅い。このような河道特性をもつ河川に通年航行可能な航路を作ることは可能であるが、投資量が大きすぎ経済的に妥当なものとなるのであろうか。就航可能とする手段としては、長大水制による川幅の絞り込み、あるいは横断構造物(閘門)による水深増

大が考えられるが、費用が掛かりすぎる。将来の交通需要がコストに対応できるものとなるのであろうか(鉄道・道路との競争に関する分析が済んでいるのであろうか)。技術的可能性検討の後、費用便益分析が必要であろう。

- ・乾季と雨季で大きく水深の異なる大河川での水制による航路維持の事例を私は知らない。また、わが国にはこのような河川が無く、わが国の経験はあまり役立たない。外国の河川の情報、少なくともミシシッピ川、ライン川の情報が必要であろう。
- ・アプレ川は河道があまり曲がらない複列河道の部分が多い。このような河川での河岸侵蝕防止は多大なコストが必要である。水衝部の固定が難しい。水制も渇水期の水量に対する高さで設計すると、洪水期には水制上の水深が大きく、砂州の移動により埋まってしまう可能性、すなわち滲筋が変化してしまうおそれがある。これに対処するには水制高をある程度高くしなければならぬ。構造的に安定でかつコストの安い水制を開発設計しなければならない。
- ・河岸侵食量が大きいので、また水衝部が移動するので、短い区間だけの河岸侵食工では効果を発揮できない。
- ・以上より、わが国で経験した技術では対処が難しく、技術的情報の生産が必要である。簡単には回答が出せない。

以上のように、この仕事を引き受けるに当っては相当の覚悟が必要であると考えた。

この事前調査が刺激となり私が考えたこと、また、わが国と異なる気候帯を流れる自然河川に近いアプレ川の水文・河道特性をノートとして残しておくことは、今後、何らかの形で調査が再開されるときに手掛かりの情報となる。また河川学・河川形態学のための基礎情報ともなる。

本報告で使用された情報は、JICAプロジェクト「ヴェネズヱラ国アプレ川河川改修計画調査」に基づく資料

と2002年4月調査における現地観察資料である。また検討対象河道区間は、オリノコ川合流点から680kmの区間である。

なお、河川の航路化の問題を論ずるには、社会・経済的な分析が必要であるが、本論では触れない。

1. アプレ川の概要

(1) 地形地質

アプレ川は、オリノコ(Orinoco)川(流域面積880,000km²、流路延長2,063km)の左支川であり、北緯7~10度、西経66~73度に位置する。流域面積は111,800km²(下流サンフェルナンド(San Fernando)地点)であり、サンフェルナンド地点のすぐ上流で合流する左支川ポルトゲッサ(Portuguesa)川の流域面積が54,600km²であるので、合流点上流のアプレ川の流域面積は57,200km²である。水源はコロンビア(Colombia)国境付近である。アプレ川の主要支川はほとんどが左支川であり、海岸山脈からガリコ(Guarico)川、アンデス(Andes)山脈からポルトゲッサ(Portuguesa)川、マスパロ(Masparro)川、パグエイ(Pagüey)川、カナグア(Canagua)川、スリパ(Suripa)川、カパロ(Caparo)川、ウリバンテ(Uribante)川、サラレ(Sarare)川、右岸の平野からガリティコ(Guaritico)川が流入する。流入する主要河川の勾配は、ポルトゲッサ川を除けば本川より急である。

流域は、北部境界が海岸山脈、西部境界がアンデス山脈である。オリノコ川と山脈の間はヴェネズエラ・リャノス(Venezuelan Llanos)と呼ばれる平原が広がっている。この平原はヴェネズエラ中央部を東西1,000km、南北200~400kmにわたる大平原である。

ヴェネズエラ国の地質を図1・1に示す。アンデス山脈と海岸山脈は、白亜紀以来、隆起体であり、一方、アプレ川平原地帯は沈降の影響を受けている。したがって、山脈のアプレ川周辺は、中生代、第三紀、第四紀の地層が標高を下げながら取り巻いている。平原地帯下部には洪積層が存在し、表層にも露出している。平原における表層地質は洪積層と沖積層が存在するが、沖積層である面積はそれほど大きくないようである。またアプレ川の流れる沖積層の厚さもそれほど厚くない。アプレ川が流入するオリノコ川の東南地域はギアナ楯状地と呼ばれ、先カンブリアン紀の変成岩が露出し、地形的に安定している。オリノコ川は花崗岩流域を流れる区間が長く、中砂の供給源となっている。

アプレ川流域の地形の大観は図1・2のようであり、標高3,000~4,000mのアンデス山脈から一気に流れ落ちた河川は、標高150m付近で平原地帯に入り、緩やかに流れ降る。

アプレ川流域の大部分の河川は自然河川であり、ほとんど人工の手が加えられていないが、部分的に堤防の建設および護岸、水制工が施工されている。アプレ川の堤防は、1976年の大洪水を契機に右岸側にサンフェルナンドからアプリート(Apurito)までの120kmが建設され、さらに延長されパルマリート(Palmarito)に至る320km(1992時点)まで完成している。左岸側はブルスアル(Bruzual)付近30kmのみである¹⁾。

(2) 気候

アプレ川流域は、ケッペン(Köppen)の気候区分によると、大部分が熱帯サバナ気候に分類される。年間の降水量は、平野部で1,200~1,600mm、山間部で2,800mm程度である。雨季は4~11月であり、最高気温は3月に、最低気温は11月に観測されるがその差は小さく、年間を通じて25~29℃である。アプレ川流域の年平均蒸発量(蒸発計蒸発量)は1,827mmと推定されている²⁾。

2. アプレ川の水文特性

1993年のJICA報告書よりアプレ川の水文特性を概略する。

(1) 洪水特性

洪水のパターンの年間および上流から下流への変化を、図2・1の流量月変化図、図2・2の水位月変化図に示す。雨季と乾季で極端に流量が異なること、また洪水継続時間が半年と長いことがわかる。一年でわが国の河川の洪水継続時間50年相当分が流下するのである。

なお、流量の日変動を見ると、下流に向かって変動が小さくなっている。

(2) 年間流出率

アプレ川本川の年間流出率(年流出量/年降雨量)は、レモリーノ(Remolino)橋(河口より680km)で0.84、ブルスアル(Buruzual)で0.61、エルサマン(El Saman)で0.59、サンフェルナンド(San Fernando)(河口より167km地点)で0.41であり、下流に向けて減少する。ポルトゲッサ川の流出率はエルバウル(El Baul)で0.14、カマガン(Camaguan)で0.20で、下流に行くにしたがい



図1・1 ヴェネズエラ国の地質

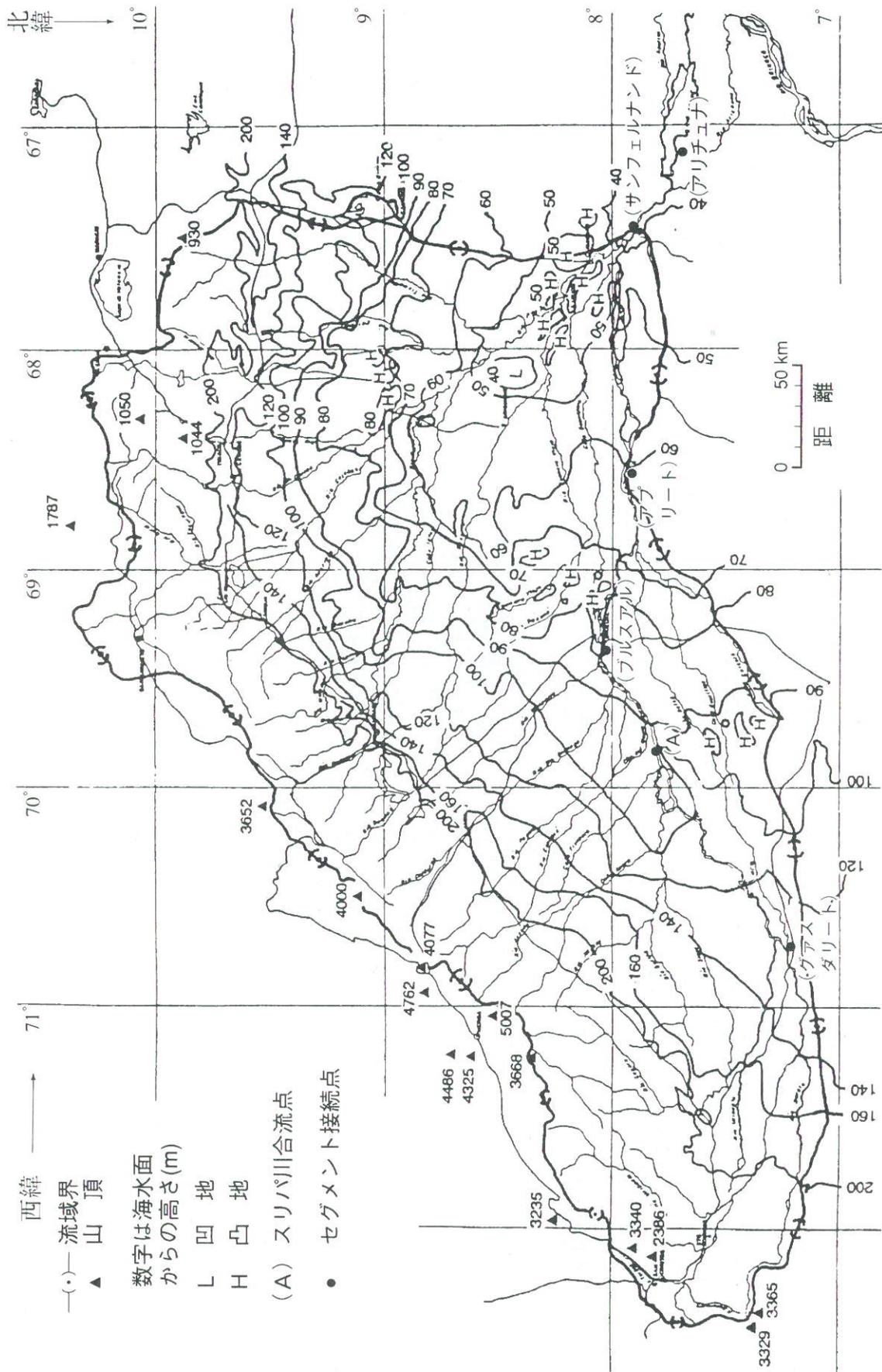


図1・2 アプレ川流域の河川網と標高 (文献1) に付加)

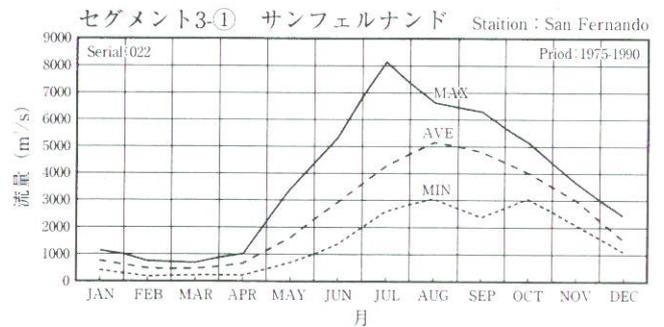
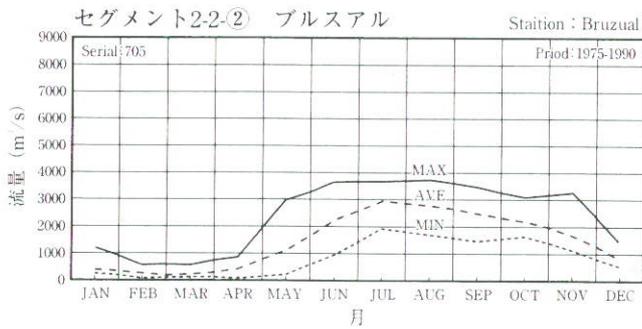
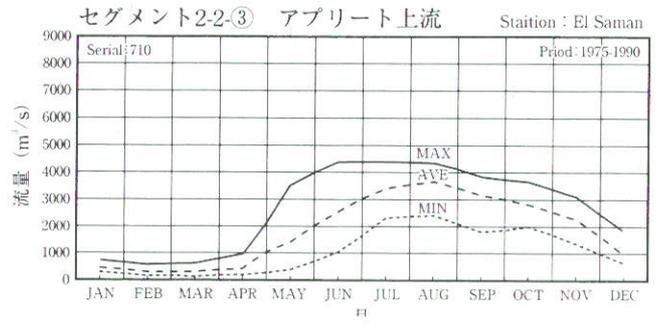
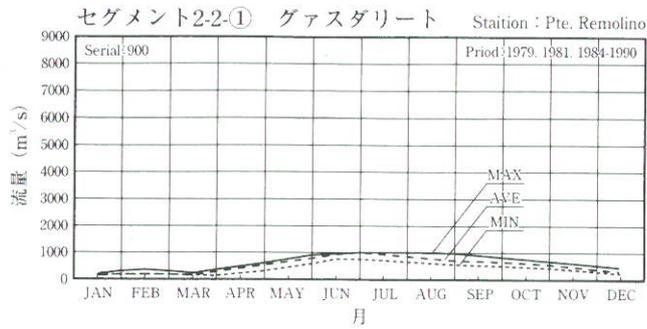


図2・1 月平均流量変化図 (文献1) に付加

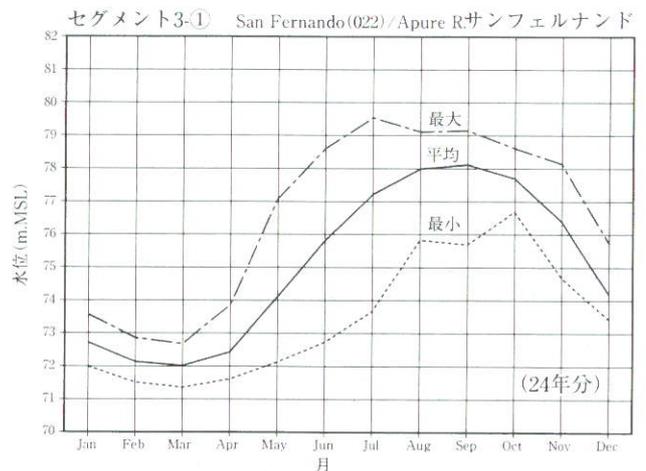
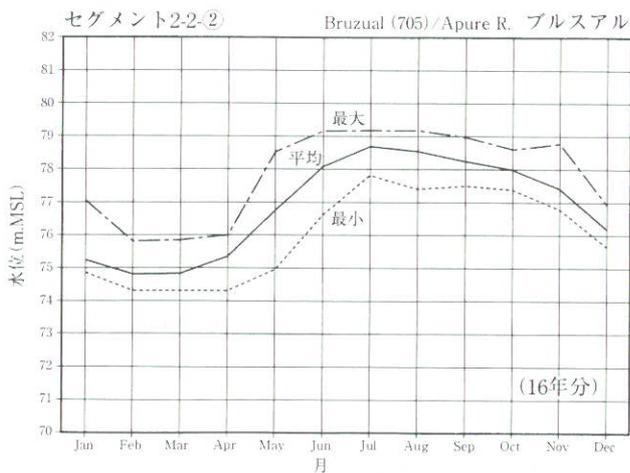
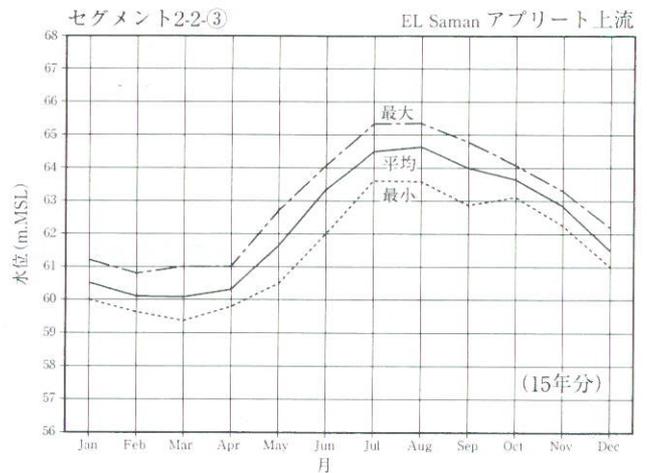
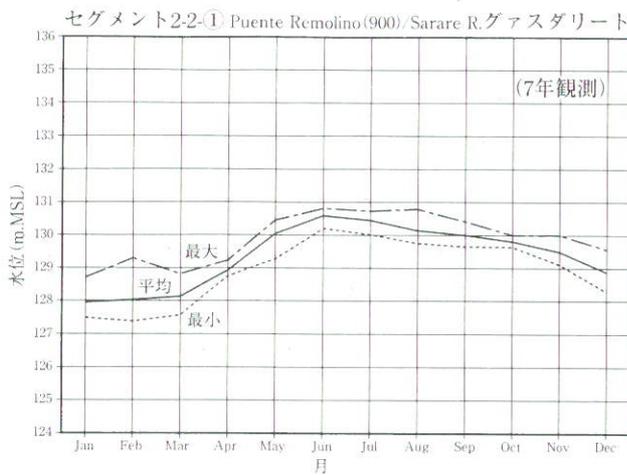


図2・2 月平均水位変化図 (文献1) に付加

わずかに増大する¹⁾。ポルトゲッサ川の流出率が小さいのは、流域面積に占める山地面積の小さいこと、平坦地での内水を含めた氾濫地の面積が大きいこと、さらに図2・3に示すように、流域の降雨量が小さい一方で蒸発量が大きいためである。

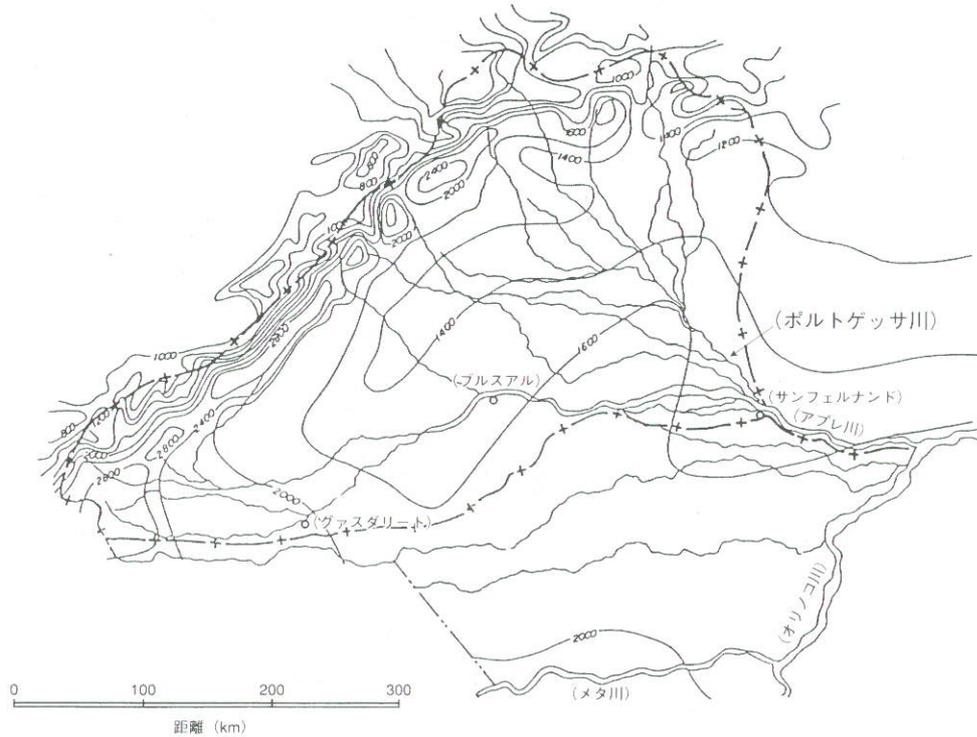


図2・3 年間降雨量等雨量線（単位mm・文献1）に付加

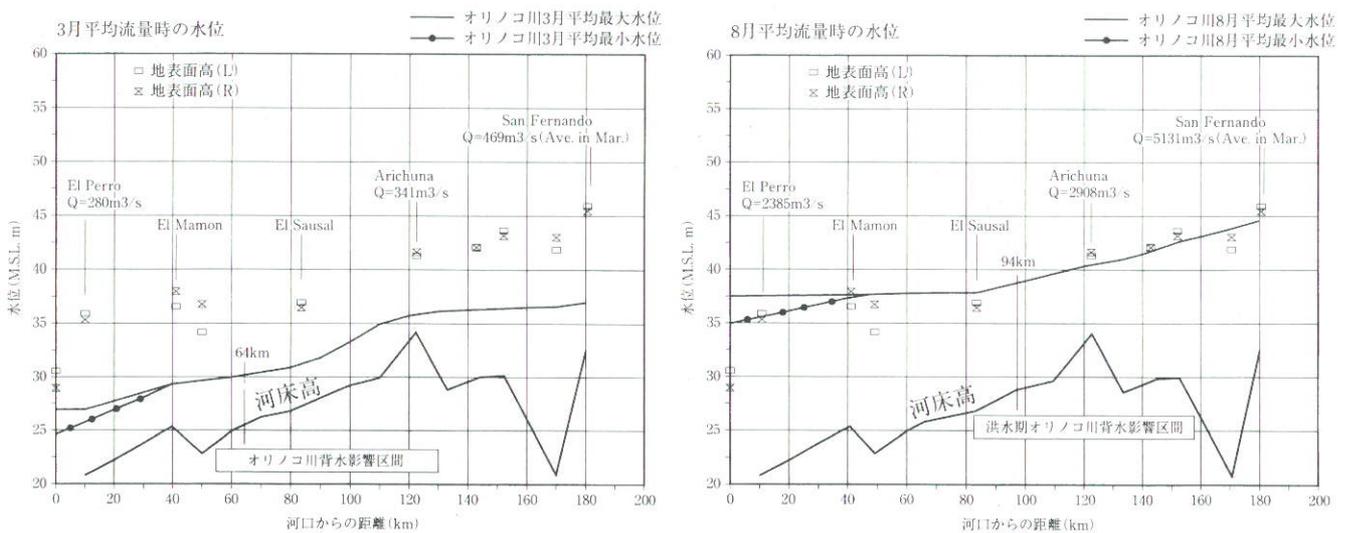


図2・4 オリノコ川水位がアプレ川水位に及ぼす影響（不等流計算による・文献1）省略および付加

(3) オリノコ川の影響

アプレ川は、オリノコ川の洪水位の影響を受け、図2・4に示すように、合流点より約100km区間が背水影響区間となっている。この区間の地表面勾配は水平で36m (M. S. L) 位である。乾季にはアリチュナ (120km) 地点の河床高が高く、そこが水位のコントロール地点となり、上流の水面勾配は緩いが、下流は水面勾配が急となっている。

(4) 氾濫特性

図2・5にサンフェルナンド上流の氾濫域を、河川からの氾濫によるもの (外水型)、内水貯留によるもの (内水型)、主要河川の水位上昇により貯留氾濫するもの (貯留型)、に分けて示した。アプレ川は沖積谷に氾濫する形態であるが、ポルトゲッサ川に流入するものは、内水貯留や背水の影響による浸水地が多い。白地の場所は地表面高が相対的に少し高いところであり、洪積層の存在するところと考えられる。アプレ川左岸側にポルトゲッサ川流域と区分する低い分水嶺が存在することが分かる。

3. アプレ川のセグメント区分と河道特性

3.1 アプレ川のセグメント区分

検討の対象とするオリノコ川合流点から680kmの区間をセグメント区分する。セグメント区分は、本来、河道特性量の縦断方向変化の分析に基づいて行うものであるが、ここでは論旨のわかりやすさを重視して、先にセグメント区分の結果を示す。なお、図2・5にセグメントの位置が示されている。

①セグメント2-2-①=680~520km (グアスダリート (Guasualito) ~ スリパ (Suripa) 川)

本区間は沖積層を自由に蛇行して流れる自由蛇行区間ではなく、ところどころの河岸に洪積層が露出する河道区間で沖積谷幅はそれほど広くないようである。河岸侵食の形態を見ると右岸側に洪積層があり、すなわち南への河道の移動が制限されているようである。

河床勾配は1/4,200程度である。河床材料は資料数が少ないことより明確でないが、A集団は0.3~0.4mm程度でないかと推定される。

②セグメント2-2-②=520~440km (スリパ (Suripa) 川~ニュウトリアス (Nutrias))

本区間は、左岸から支川が流入し、流量が増大し川幅が広がる。河床勾配1/5,300程度であり、河道内に中州や島あるいは分岐水路が存在する区間である。河床材料は、2002年4月の観察によると、深いところは、数ミリの小礫混じりの中砂が存在するが、河床高の高い砂州や河岸材料は0.2mm程度であり、河道内において河床材料が鉛直方向に変化している。A集団としては0.3~0.4mm程度と推定されるが、浅い所はB集団である0.15mm程度の材料も存在する。河岸位置の変化の大きい区間である。

③セグメント2-2-③=440~335km (ニュウトリアス (Nutrias) ~ アプリート (Apurito))

河床勾配がセグメント2-2-②より多少緩く、1/6,700程度であり、上流のセグメントと一体としても良いような小セグメントである。河床材料のA集団は0.3mm程度と推定されるが、セグメント2-2-②と同様、深さ方向により河床材料が変わる。河道川幅が広い区間には中州や島が存在する。

④セグメント2-2-④=335~195km (アプリート (Apurito) ~ ポルトゲッサ川合流点)

本区間は、河川が大きく分岐して流れている区間である。河床勾配は1/8,100程度である。分岐河川が流れているところは、沖積地ではなく洪積層の部分で流れている区間が多いようである (河道の平面形状、地形勾配、最深河床高縦断図からの判断)。河道は洪積層により規制された蛇行河道と判断される。河床材料は情報が無いので明確でないが、A集団は0.3mm程度であろう。B集団は0.15mm程度であろうが、これが河床の多くを占めることもあろう。

⑤セグメント3-①=192~110km (ポルトゲッサ川合流点~アリチュナ (Arichuna) 下流12km)

本区間は短い区間であり、上流セグメントに含まれるとしても良いが、大支川であるポルトゲッサ川が流入し、流量が増大すること、ポルトゲッサ川からの流入土砂があることにより分離した。110km地点より下流は、オリノコ川の水位の影響を受ける河道区間である。

本区間は、南北方向の軸をもつ相対的な隆起軸を切り込んで流れていると思われる。

勾配は1/8,400程度 (洪水期水面勾配) である。サンフェルナンドで掃流砂採砂器により採取された材料は0.3mm程度であるが、洪水時の粗度係数から判断すると河床材料のA集団は0.15mm程度であるようである。

⑥ セグメント3-②=110~0km (アリチュナ下流12km
~オリノコ川合流点)

本区間の河岸付近の地表面高は、D.L.36m程度でほぼ水平である。いわゆるインナーデルタ地形のところであり、水面勾配はオリノコ川の水位に影響され、一定しない。JICAプロジェクトにより採取された河床材料は、シルト・粘土となっているが、水面勾配が急な場合は、細砂となることもあろう。なお合流するオリノコ川の河床材料は中砂で0.4mm程度である。

3.2 河道特性の縦断方向変化

[1] 河床縦断形と流域面積

舟運計画対象区間であるオリノコ川合流点からグアスダリート付近のレモリーノ橋までの距離は681kmであり、音響測深器によるその最深河床縦断形(最も深いところを測深したものではない)は図3・1のようであり、その勾配変化等から6つのセグメントに区分しうる。図3・2は、流域面積の流下方向の流域面積変化を示したものであり、流域面積の変化点は支川の合流点である。支川はほとんどが左岸から流入し、その河床勾配は、下流192kmにおいて流入するポルトゲッサ川を除けば、本川より大きい。

[2] 河岸満杯流量

河岸満杯流量は、JICAによる評価値に対して筆者が修正した値は、図3・3のようである(JICAの評価は、210日(7ヶ月)超過流量 Q_{210d} 相当時の水理量に対する粗度係数を用いて評価されている。河岸満杯流量の粗度係数は、観測結果を整理すると、セグメント2-2-①~2-2-③では Q_{210d} 相当時の粗度係数より小さい。訂正された粗度係数を用いて、JICA評価の河岸満杯流量を修正した)。

河岸満杯流量は、流域面積の増加に応じて大きくなるが、流域面積に比例するものではない。セグメント3-②では、河岸満杯流量は上流に比べて小さく、洪水期には氾濫してしまい、いたるところ水浸しとなる。

[3] 河床材料と河岸材料

JICA資料による図3・4に示す地点の河床材料および河岸物質の粒度分布形を図3・5に示す。サンプリング・ポイントは河道内のポイントバーの地点であり、表層の土を除去した後、採取したものを粒度分析したものである。これによると山裾を流れている上流部では2~8cmの礫成分がA集団、0.3mm程度の中砂がB集団となっている。セグメント2-2の区間の河床材料はA集団が0.3mm程度、B集団が0.1mm程度のものと、A集団が0.1mm程度でB集団がシルト・粘土となっているものが

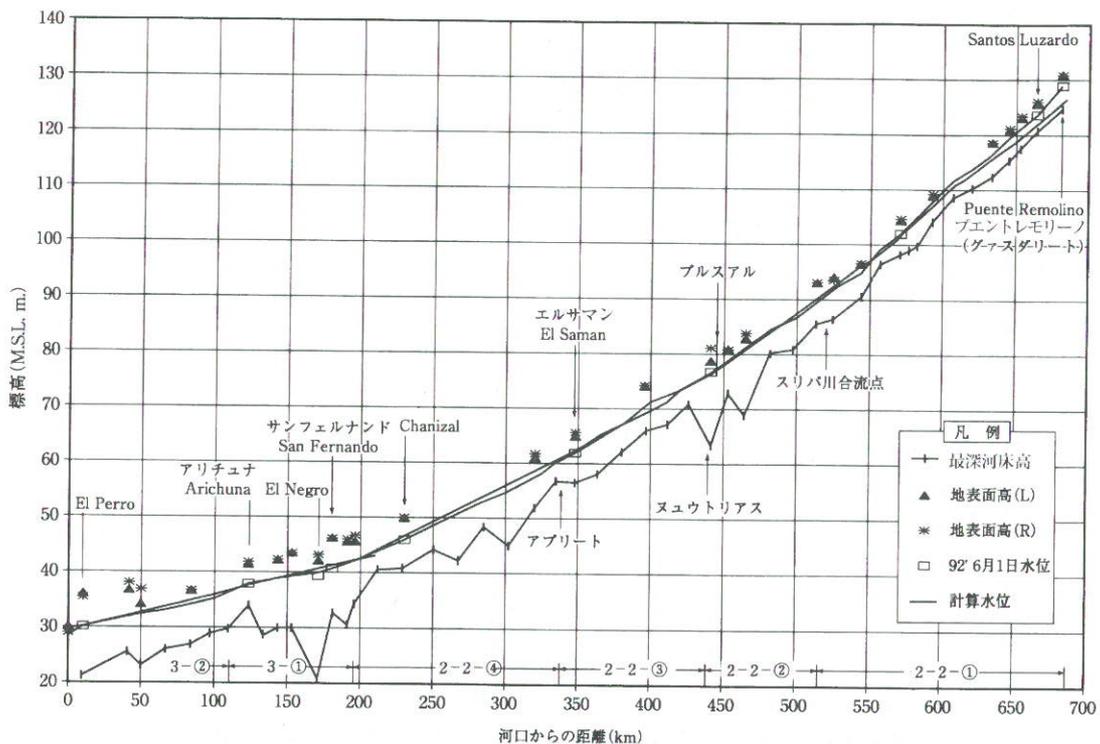


図3・1 アプレ川河床縦断図および1992年6月1日水位 (文献1) に付加)

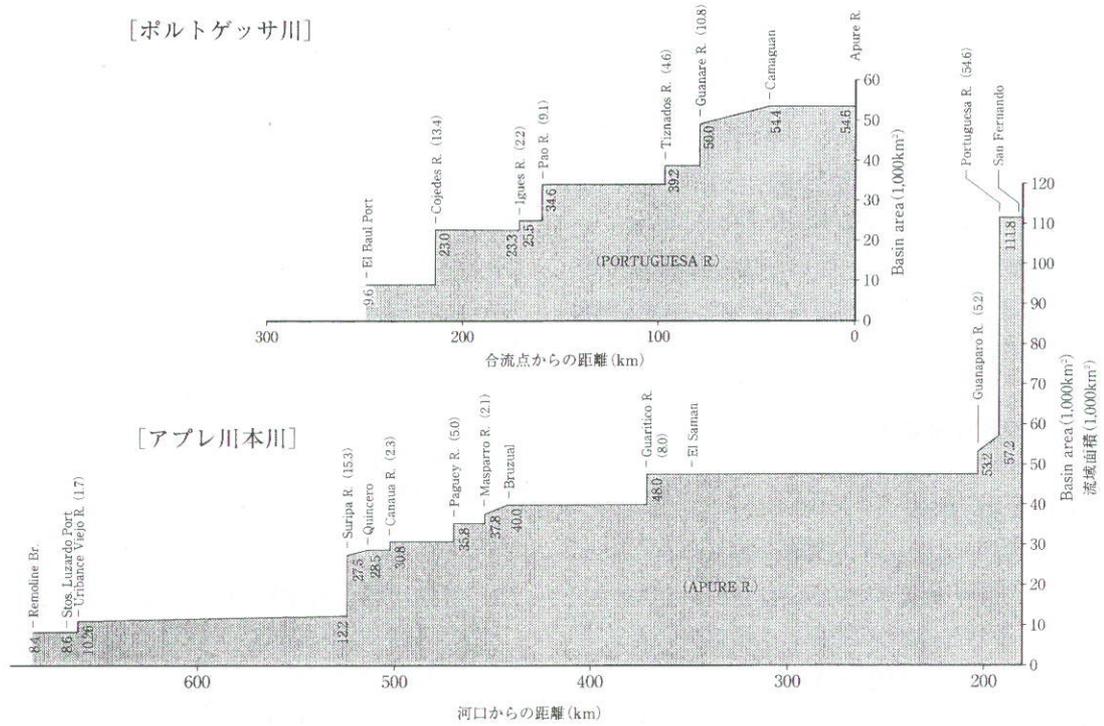


図3・2 アプレ川河川距離と流域面積 (km²) 1)

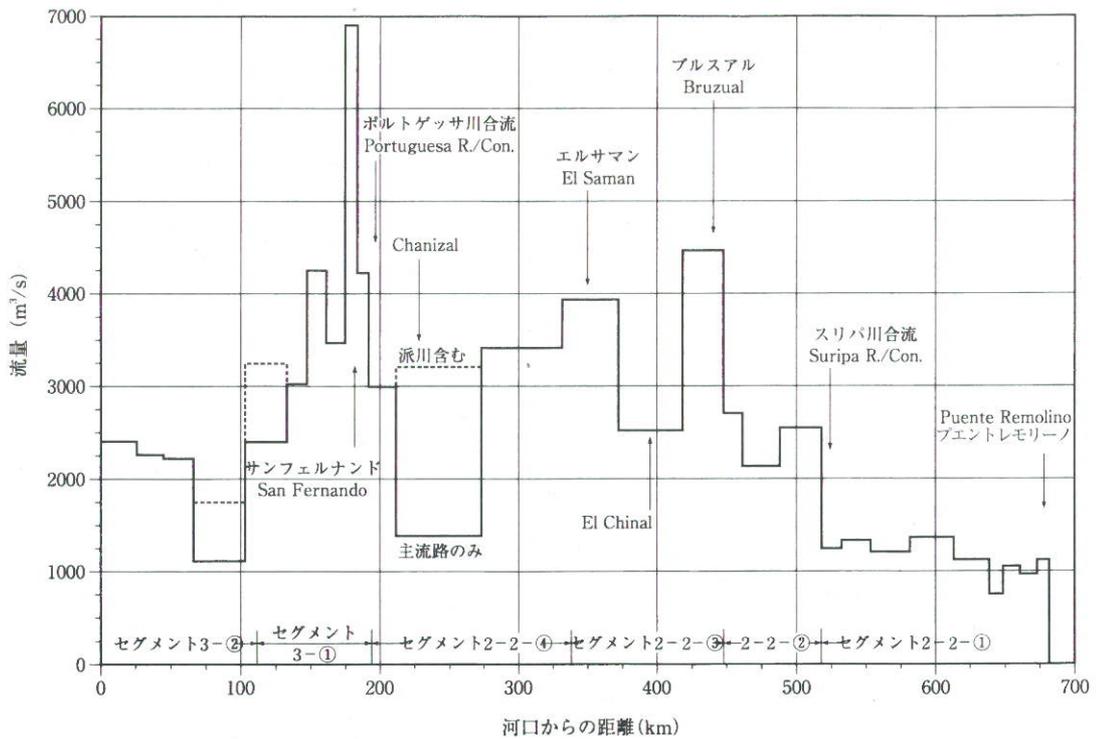


図3・3 河岸満杯流量の縦断方向変化 (文献1) を再評価・あまり正確でない)

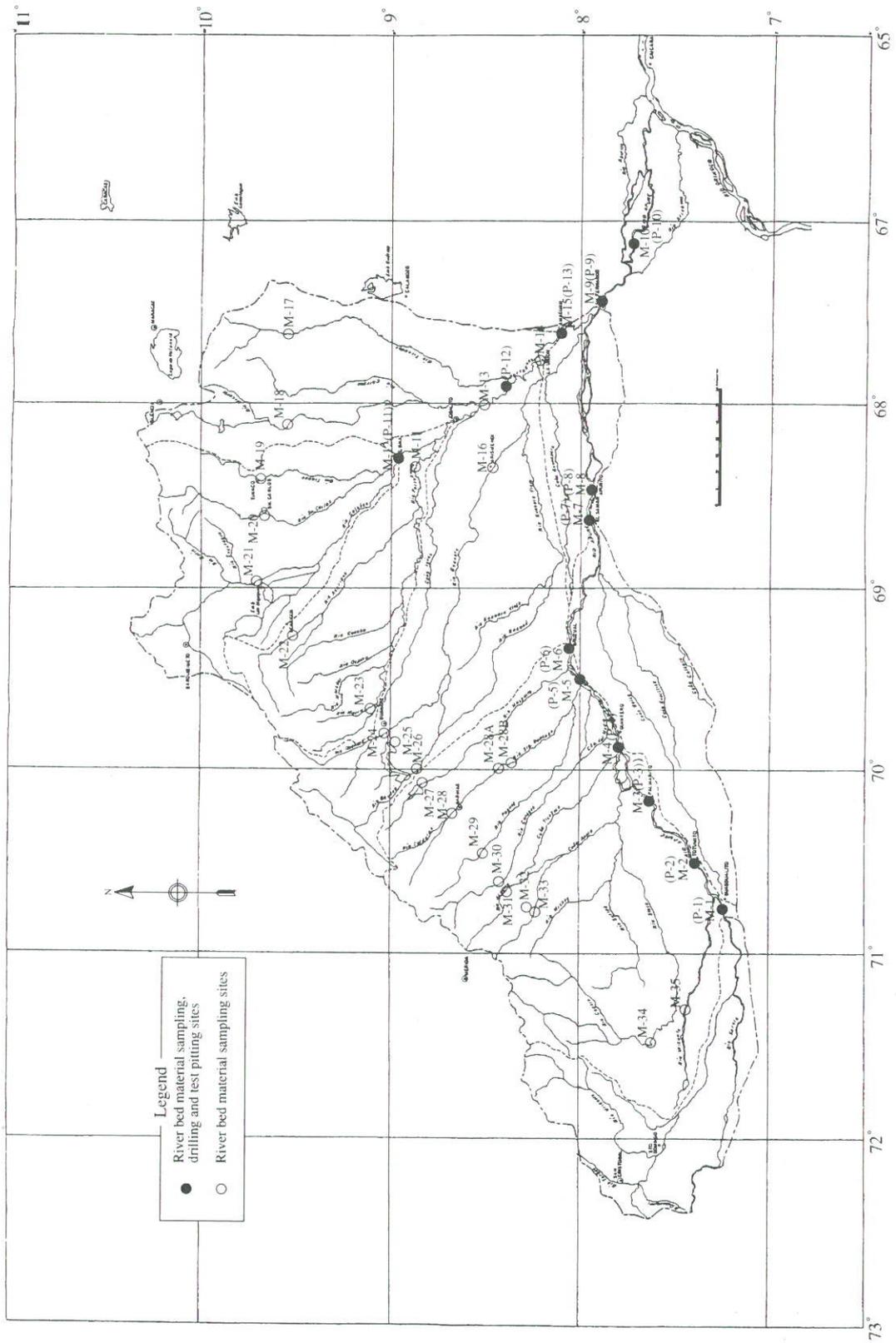
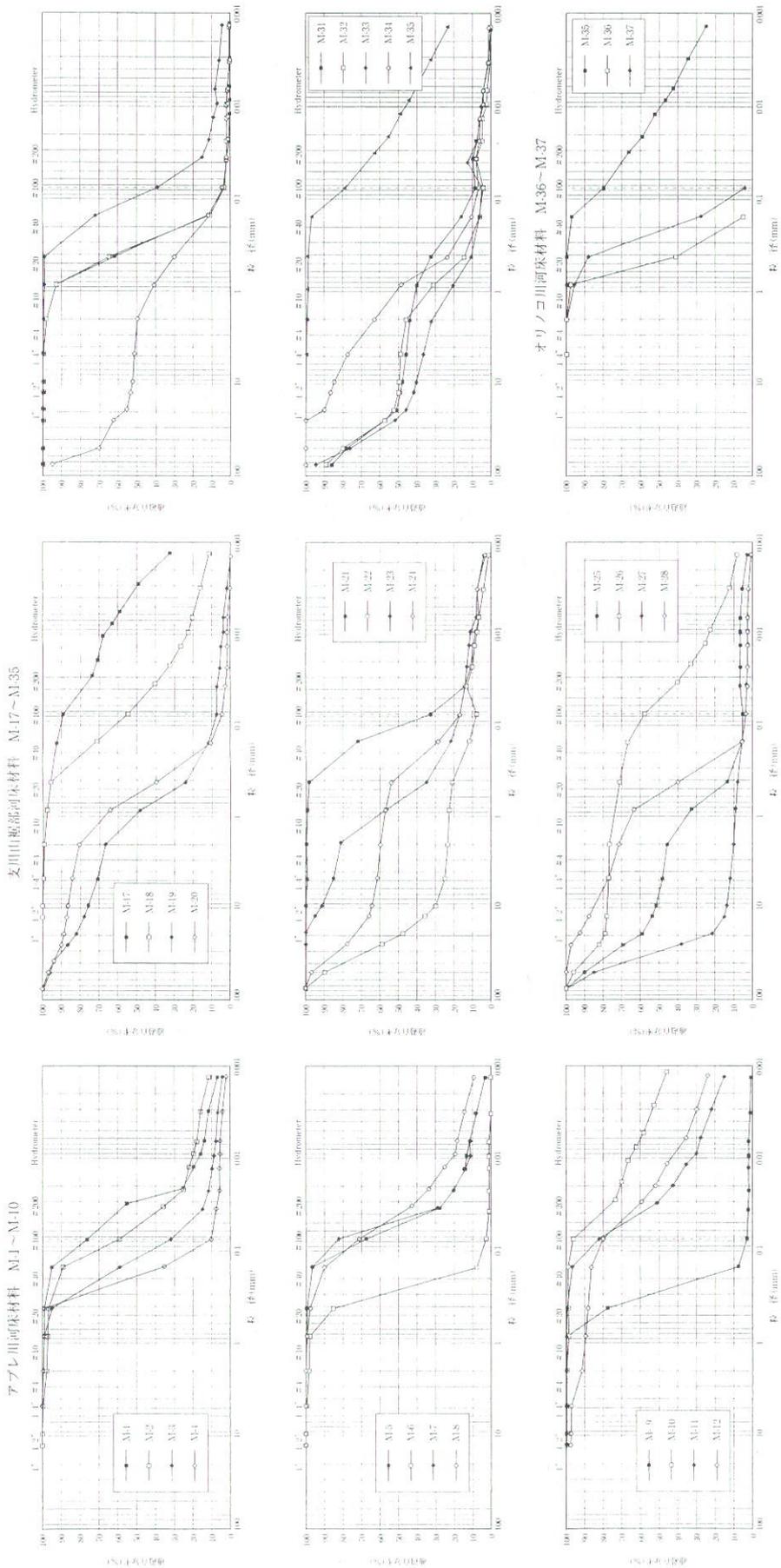


図3・4 河床材料および河岸付近表層材料採取地点¹⁾



M1~M3: セグメント2-2-1
 M4~M6: セグメント2-2-2
 M7~M8: セグメント2-2-3
 M9: セグメント3-1
 M10: セグメント3-2
 M11~M12: ボルトゲツサ川

図3・5 アブレ川, 支川山越部, オリノコ川河床材料粒度分布図¹⁾

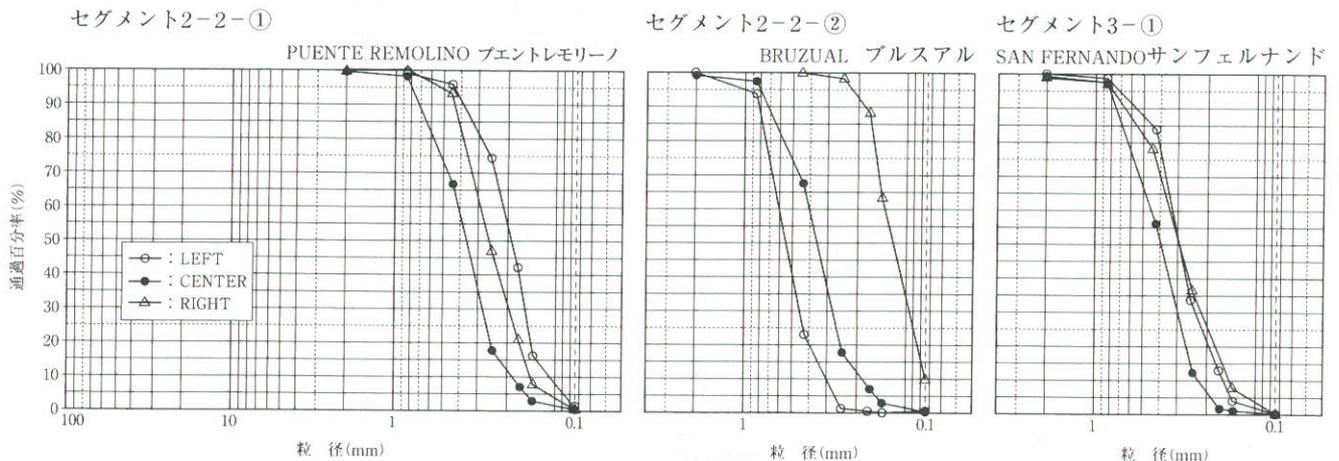


図3・6 1992年6月測定 掃流砂採砂器採取材料の粒度分布 (文献1) に付加

ある。

図3・6に1992年6月に測定した掃流砂採砂器により採取されたベッドロードの粒度分布を示す。セグメント2-2-2の区間のA集団は0.3mm程度と推定されるが、セグメント2-2-2②の区間は、左支川からの流入土砂の中に粗砂が含まれているようで、セグメント2-2-1より粒径が少し大きいようである。セグメント2-2-4の区間はポルトゲッサ川が流入する。ポルトゲッサ川の掃流砂はそれほど小さくなく0.1~0.5mmであり、掃流砂採砂器に入った砂は0.3~0.4mmの中砂が多い。0.1~0.2mmの細砂も採取されている。ただし採取された河床砂はシルト・粘土が大部分であった。

なお2001年4月、セグメント2-2-2②の466~443km間を船により登り、河岸物質、河床材料、砂州材料の現地調査を行った。乾季であり河床物質、河岸物質が良く観察できた。写真3・1は分岐水路の流入点近くの河床材料であり、河床は少しアーマー化され粗砂を含むものであった。侵食された島の河岸の観察によると、河岸は綺麗

な砂であり、その上にシルト質の堆積物が載っている。また写真3・2は低水路内砂州部の堆積物であるが、0.2mm程度のクリーンな砂が畦状に堆積している。このようにセグメント2-2区間の河床材料は、垂直方向に分級堆積している。0.3~0.4mmの中砂と0.1~0.2mmの細砂は異なった運動形態を持ち、分級堆積するのである。両者の河床に占める割合の変化に応じて河床形態すなわち粗度が変わってしまう。中砂である0.3mmが河床の形態を一義的に規定しているのではないようである。

なお、参考のため、河岸近くの氾濫原材料をピットを掘って調べた結果を図3・7に示す。ウォッシュロードであるシルト・粘土が堆積していることが分かる。

[4] 河床の粗度

河床の粗度は、流量と、ほぼ同一河道特性の2点間の水位および河床横断形の測量データがあれば、不等流計算を用いて評価できる。表3・1には逆算粗度を計算した区間の概要を示す。

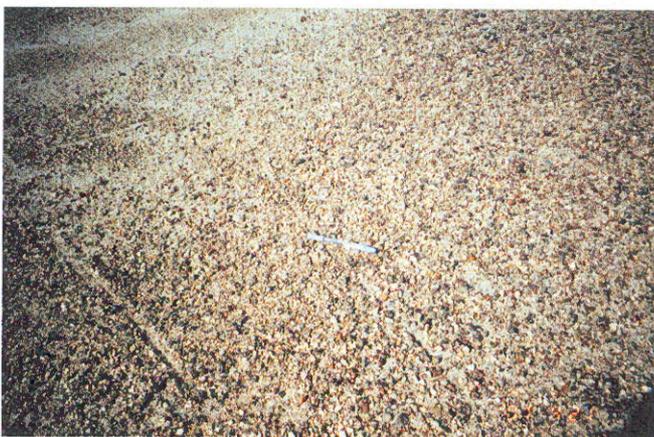


写真3・1 河口より478km 派川入口付近河床砂 小礫と中砂 (アーマー化)



写真3・2 河口より478km 右岸 砂州堆積物 細砂の畦状堆積 0.1~0.2mm程度

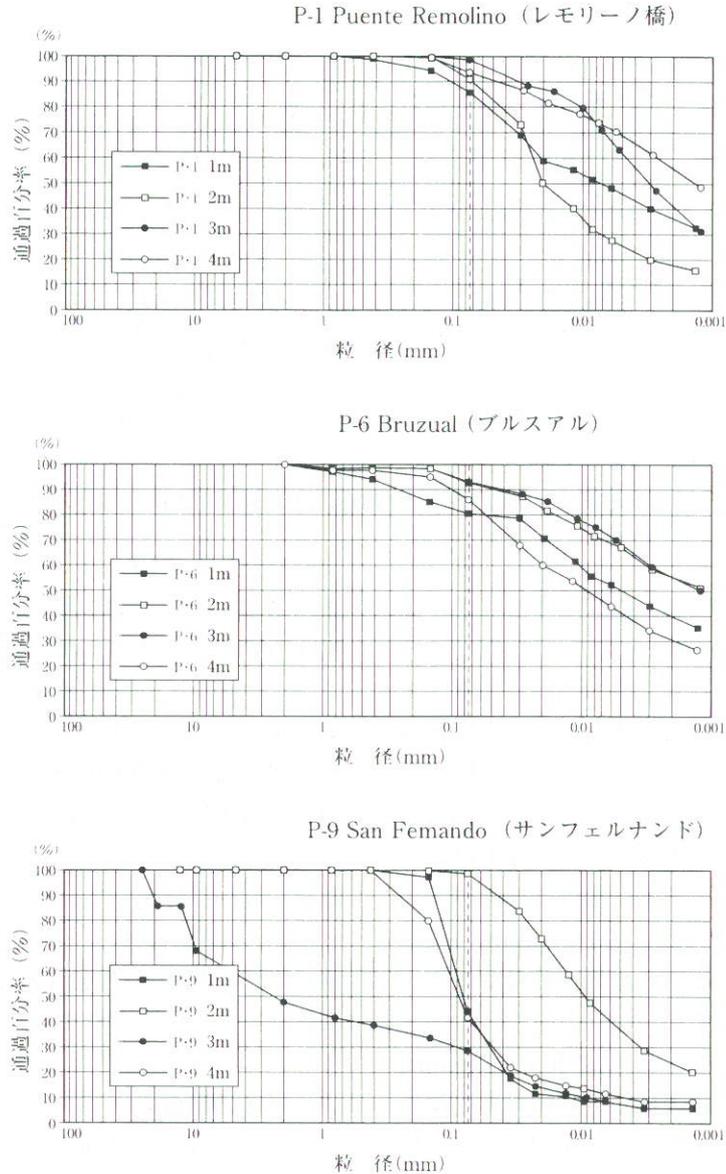


図3・7 河岸付近材料の粒度分布¹⁾

表3・1 逆算粗度評価区間の概要

	セグメント 2-2-①	セグメント 2-2-②	セグメント 3-①
区間長 (km)	22	23	8
上流水位観測所	Remolino Br.	San Vicente	S.Fernando
標高 (MSL,m)	125.21	74.12	36.24
下流水位観測所	S.Luzardo Pt.	Bruzual Br.	El Negro
標高 (MSL,m)	119.92	70.50	34.95
流量観測所	Remolino Br.	Bruzual Br.	S.Fernando
観測月	June '92	June/July '92	July '92
水位観測ピッチ(m)	500	1,000	200

(MSL) 平均海水面高

セグメント2-2-①のレモリーノ橋とルザルド港間 (22km) の観測データを用いた流量と粗度係数の関係図は図3・8のようであり、流量の増加に応じてマニングの粗度係数 n が減少している。流量の小さいものは、砂州の存在により水面形がスムーズとならないので、実態の粗度を反映したものとならない。流量 $600\text{m}^3/\text{s}$ 以上の粗度を見ると河床の小規模河床波は遷移河床であるようである。河岸満杯流量に近い $800\text{m}^3/\text{s}$ では粗度係数 n が 0.02 であり、これは流速係数 ϕ (平均流速 V_m を摩擦速度 u_* で除したもの) で言うと20程度に相当する。

セグメント2-2-②のサンビセントとブルスアル間 (23km) の観測データを用いた粗度係数と流量の関係は図3・9のようであり、流量 $1,100\text{m}^3/\text{s}$ 程度から河床形態

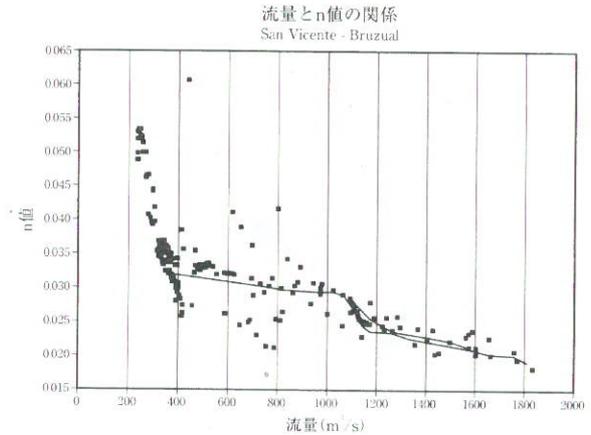
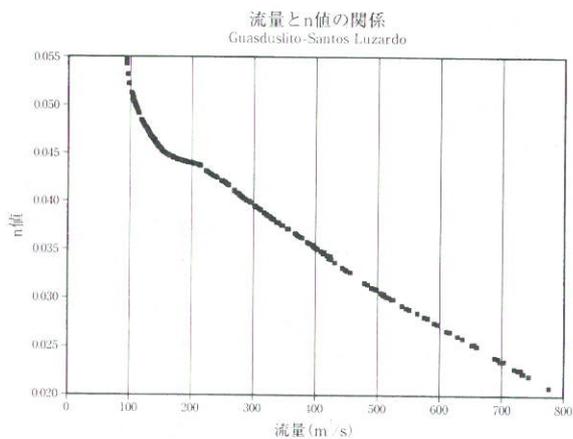
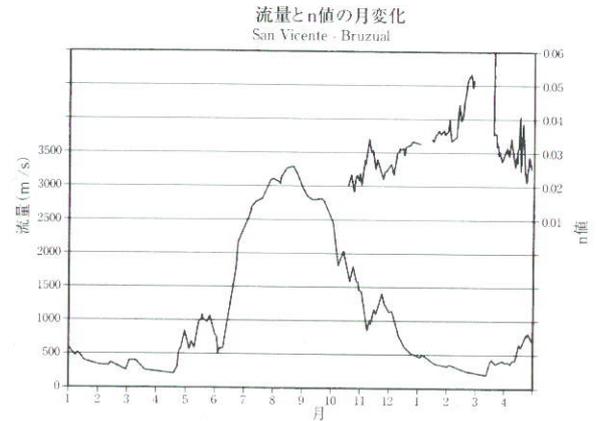
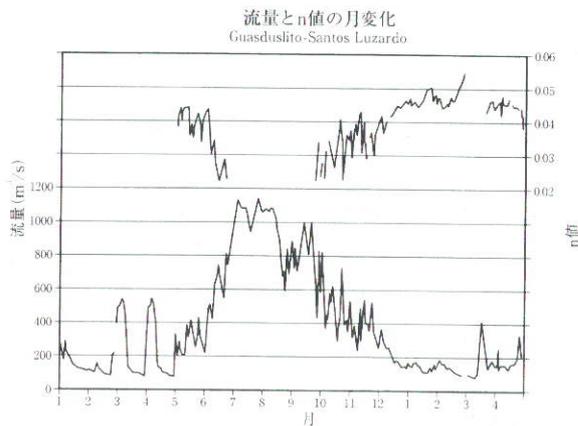
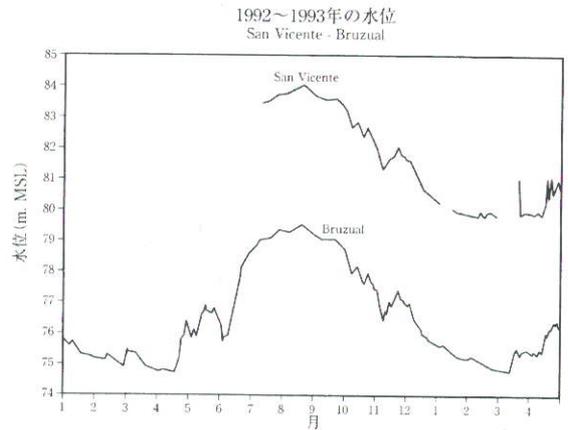
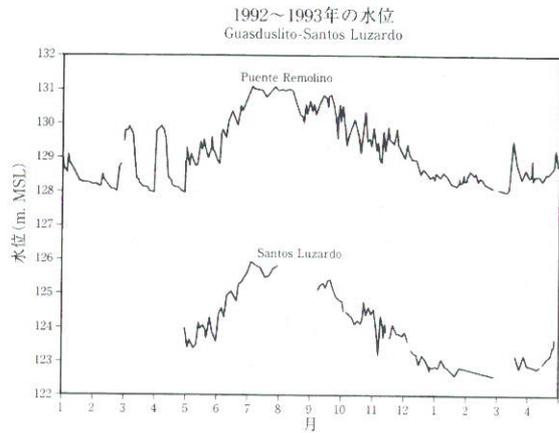


図3・8 セグメント2-2-①における水位，流量， n の洪水時の変化¹⁾

図3・9 セグメント2-2-②における水位，流量， n の洪水時の変化¹⁾

は砂堆から遷移河床となり $2,000\text{m}^3/\text{s}$ では $n=0.02$ 程度となっている。河岸満杯流量時には 0.015 程度となろう(流速係数 ϕ でいうと25程度)。

セグメント3-①のサンフェルナンドとエルネグロ間(8km)の観測データを用いた粗度係数と流量の関係は図3・10のようである。なお水面勾配 I は水位観測結果(2点間の水位差1.5m)より $1/5,300$ 程度となる。河床に洪積層が露出している可能性がある)。図が正しいとすると、流量が $1,500\text{m}^3/\text{s}$ で n が 0.015 であり、より流量が増加すると、むしろ n が大きくなり、 $3,000\text{m}^3/\text{s}$ で $0.016\sim$

0.020 程度となっている。 $1,000\text{m}^3/\text{s}$ 以上の流量では平坦河床あるいは遷移河床の n (流速係数 ϕ で20~30)である。なお流量増により n が増加する理由は不明である。

JICAの報告によると、1992年6月19日における観測水位と流量による不等流計算による n の同定によると、セグメント2-2-④区間の n は 0.015 、セグメント2-2-③の区間は 0.025 としている。

以上より、セグメント2-2の区間は、程度の差はあれ、河岸満杯流量時には河床は遷移河床である。セグメント2-2-①、②で流速係数 $\phi=20$ 程度、セグメント2-2-

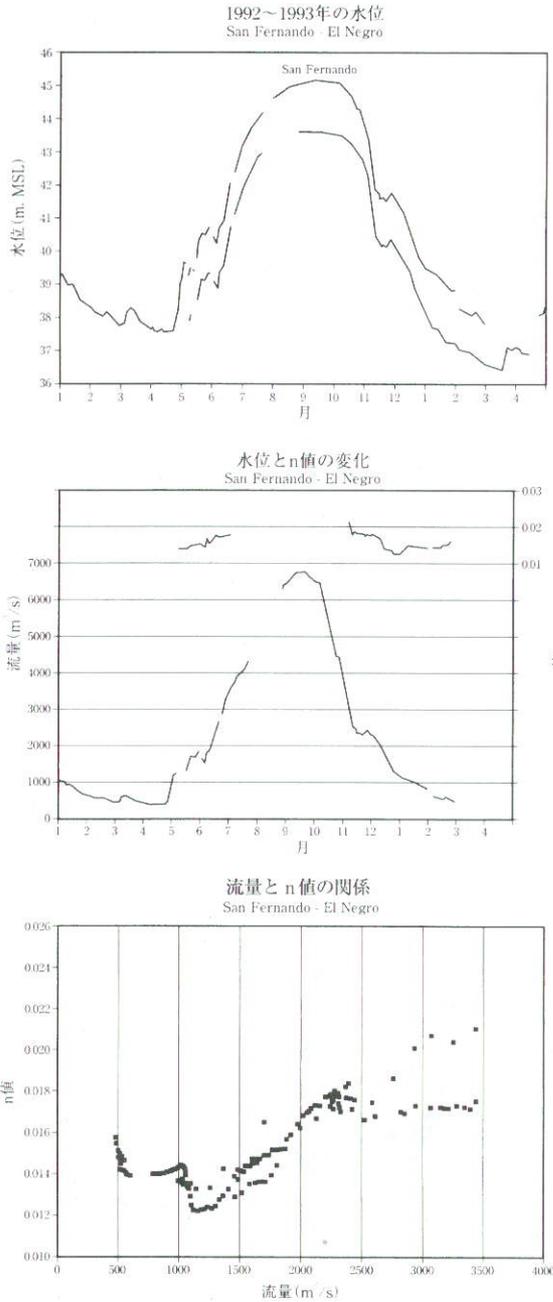


図3・10 セグメント3-①における水位，流量， n の洪水時の変化¹⁾

③，④，セグメント3-①で $\phi = 25$ 程度であろう。

[5] 特定地点の河岸満杯流量時の水深と川幅

図3・11にセグメント2-2-①のレモリーノ橋とセントルザルド間(22km)の河床高，水深，川幅および河積を示す。洪水時水面勾配1/4,400，河岸満杯流量時の平均水深3.5m程度，川幅250m程度，河積880m²である。河岸満杯流量時の u_*^2 は78cm²/s²程度，無次元掃流力は1.6程度(ただし $d = 0.03$ cmに対して)となる。河岸満杯時の河床形態は遷移河床であり，流速係数 $\phi = 18$ 程度

である。河岸満杯流量は1,400m³/sと評価される。

図3・12にセグメント2-2-②のサンビンセントとブルスアル間(23km)の河床高，水深，川幅および河積を示す。洪水時水面勾配1/5,230，河岸満杯流量時の平均水深5.0m程度，川幅450m程度，河積2,250m²程度である。河岸満杯流量時の u_*^2 は94cm²/s²程度，無次元掃流力は1.9程度(ただし $d = 0.03$ cmに対して)となる。河岸満杯時の河床形態は遷移河床であり，流速係数 $\phi = 22$ 程度である。河岸満杯流量は4,800m³/sと評価される。

[6] 川幅

図3・13に川幅の縦断方向変化を示す。上段は分岐水路を含む水路幅と島を含む川幅を示したものであり，中段は水路幅の縦断変化と区間ごとの平均水路幅を示したものである。

なお，図3・13の横軸の距離は河道に沿っての距離ではなく，ある基準地点から，真東に向かって線を引き，それに直角方向の線とアプレ川が交差した地点の基準点からの東方向の距離である。

[7] 流砂特性

図3・14にPROAによって観測された1986～1992年の浮遊砂観測結果(年に数回しか実施していない)より，流量と浮遊砂量の関係を示す。443km地点のブルスアルでは1,300m³/sを超えると，またサンフェルナンドでは2,000m³/sを超えると，流量増にもかかわらず浮遊砂量が増加しなくなる。すなわち，浮遊砂濃度が減少している。

図3・15は文献3)により1970～1971年にかけてのサンフェルナンド地点の水位～浮遊砂濃度の時間変化と流量～土砂の濃度の関係を示したものである。図3・14と同様，流量の大きい時に浮遊砂濃度の減少が生じている。なおオリノコ川でも同様な現象が生じている。年間流送浮遊砂量は，文献3)ではサンフェルナンドで20～25百万トン/年と評価されている。JICAの報告では，14～15百万トン/年と評価されている(セグメント2-2-①～3-①までほぼ同様な値であると評価されている。掃流砂に対して佐藤・吉川・芦田公式，浮遊砂に対してブラウン公式を用いて評価し，浮遊砂観測値により補正するという方法を取っている。精度の問題があり，これを事実として良いか検討が必要と考える)。浮遊砂観測によって採取される土砂はほとんどが0.065mm以下のシルト・粘土である。細砂・中砂の移動量は，観測浮遊砂量の10%程度と考えられるから，年間100～200万トン程度

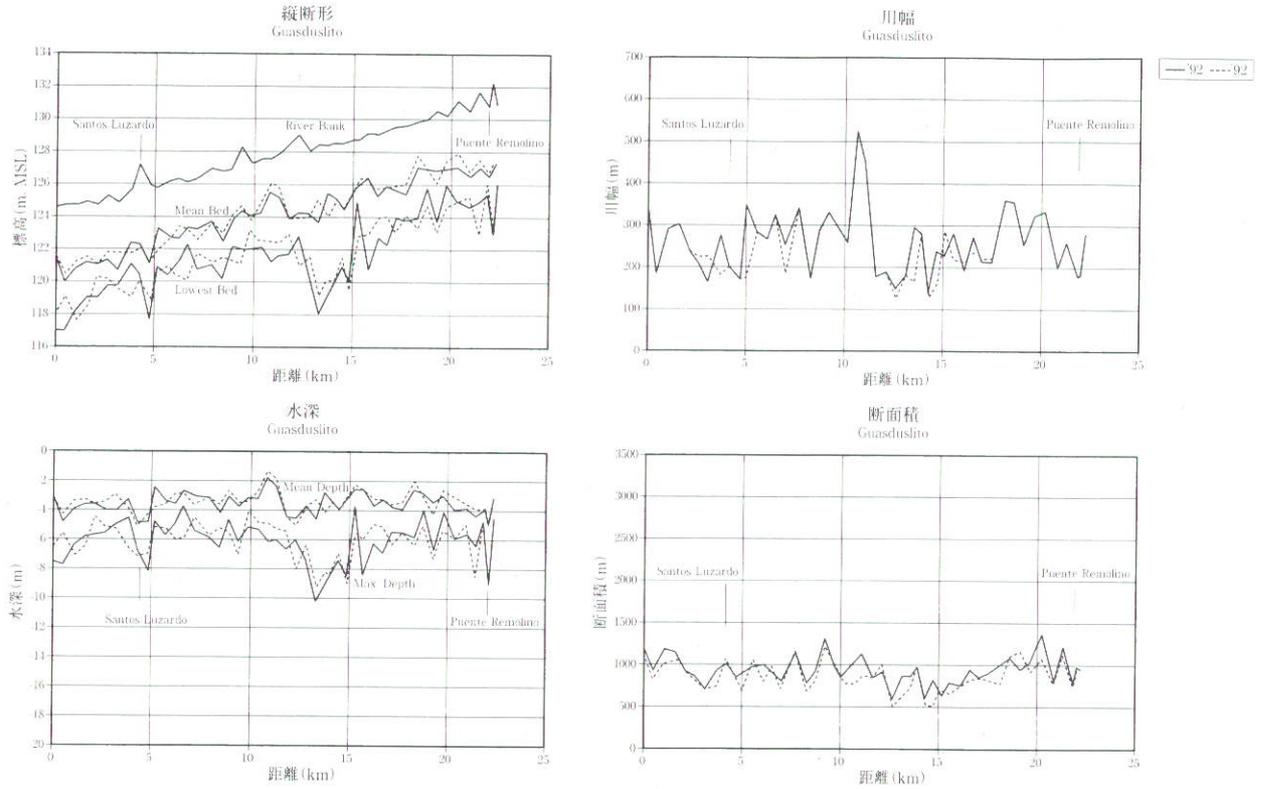


図3・11 セグメント2-2-①グアスダリート付近の河床高，水深，川幅，河積の縦断方向変化¹⁾

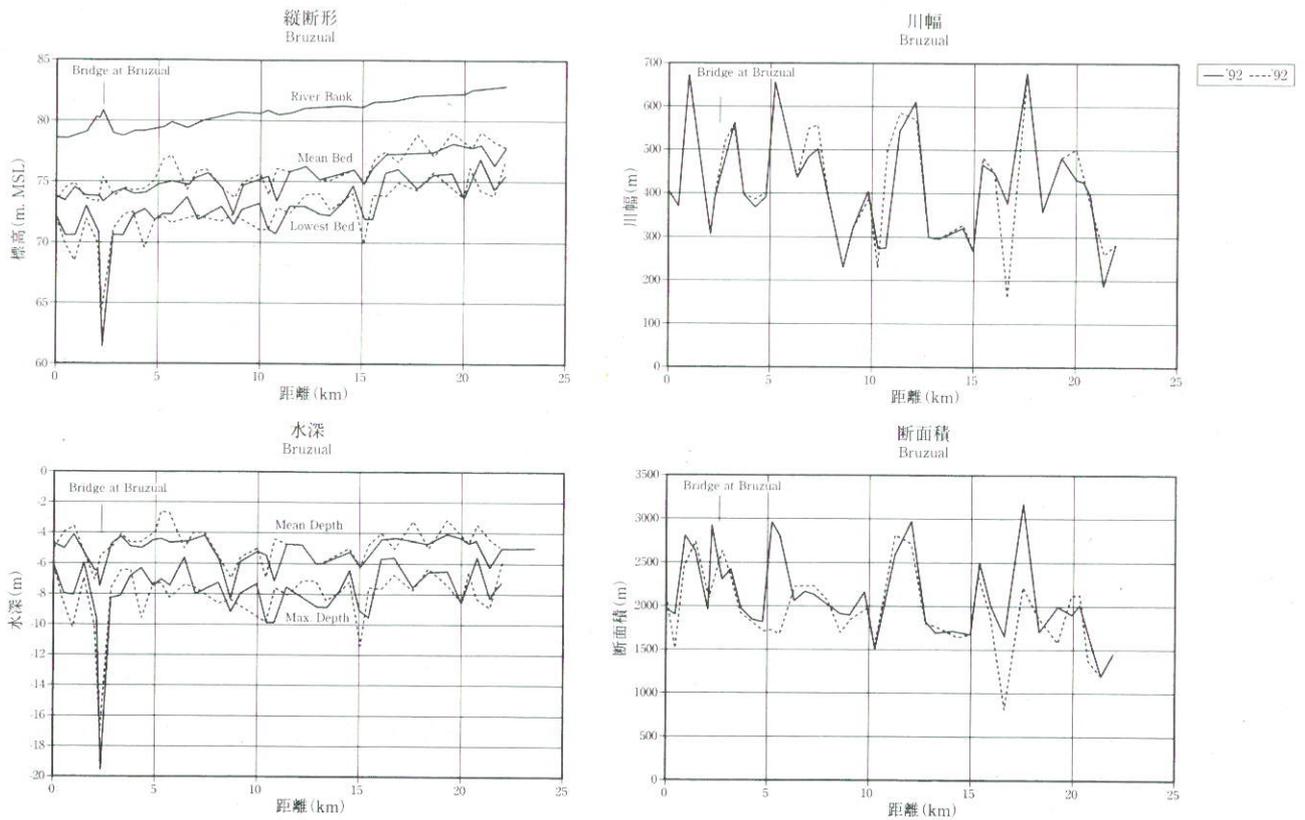


図3・12 セグメント2-2-②ブルスアル付近の河床高，水深，川幅，河積の縦断方向変化¹⁾

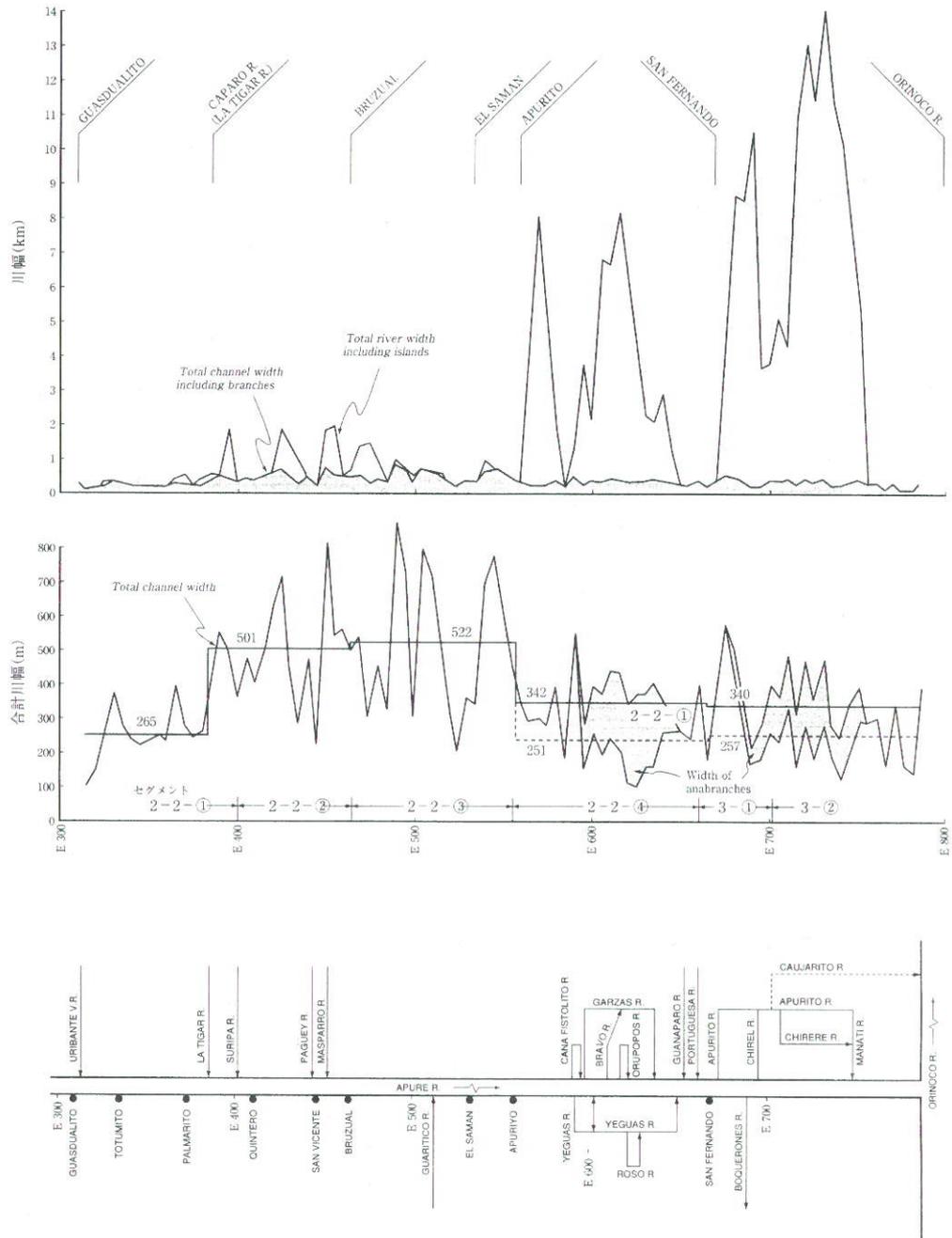


図3・13 川幅縦断変化図¹⁾

が輸送されていよう。

洪水期の土砂濃度が減少するのは、Meade R.H.らは、本川水位の上昇により支川に浮遊砂が堆積し（支川の掃流力が低下すると仮定している）、洪水末期に堆積したシルト・粘土分が流出するためだとしている³⁾。しかしながら、アプレ川ではポルトゲッサ川を除き支川の方が勾配が急であり、この仮定は成り立たない。少なくともブルスアルにおける洪水期の浮遊砂濃度の減少を説明できない。

他の原因を探さなければならない。乾季（草本類が枯れ

てしまう）と雨季（草本類の生育）の植生状況の違い、土壌の乾燥度の違いによる雨滴や流水に対する侵食抵抗の差異、洪水後期に河岸が洗われたり、河岸崩壊が生じ易く表層シルト・粘土層が供給される、などが関係しよう。

[8] 河道の平面形状と河岸位置変化量

セグメント2-2-①の区間の川幅水深比は約80である。河道内に発生する砂州形態は、基本的には交互砂州であり、緩やかな蛇行河川となり、ところどころに中州や島が生じている。図3・16に河道の様子を示す。

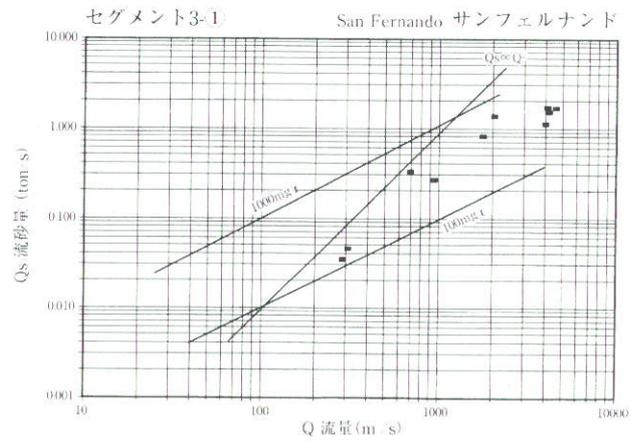
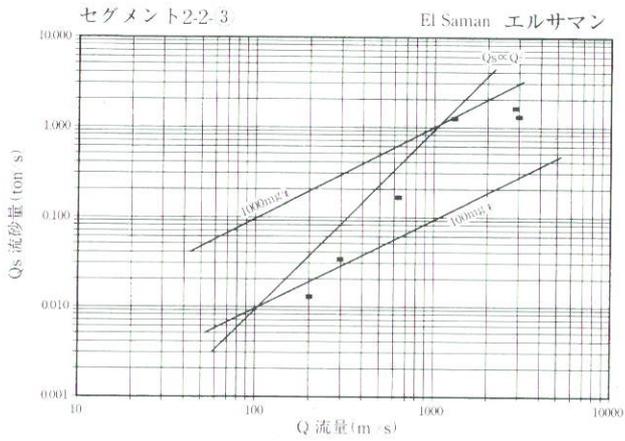
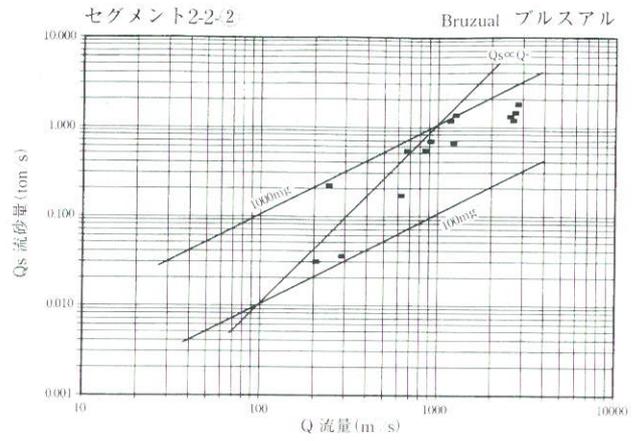
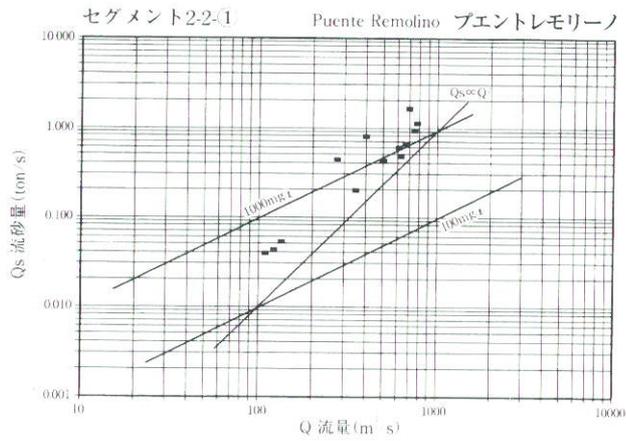


図3・14 浮遊砂量 Q_s と流量 Q の関係（文献1）に付加

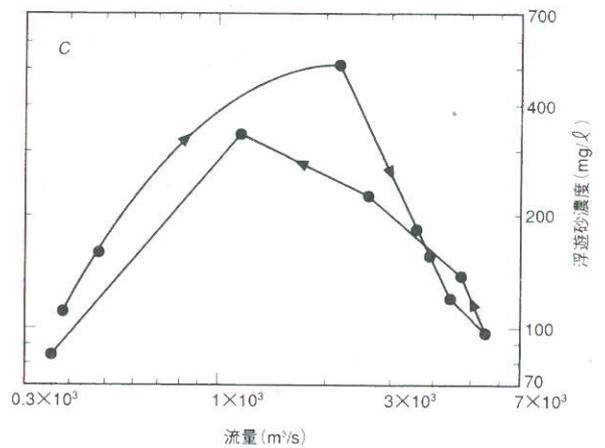
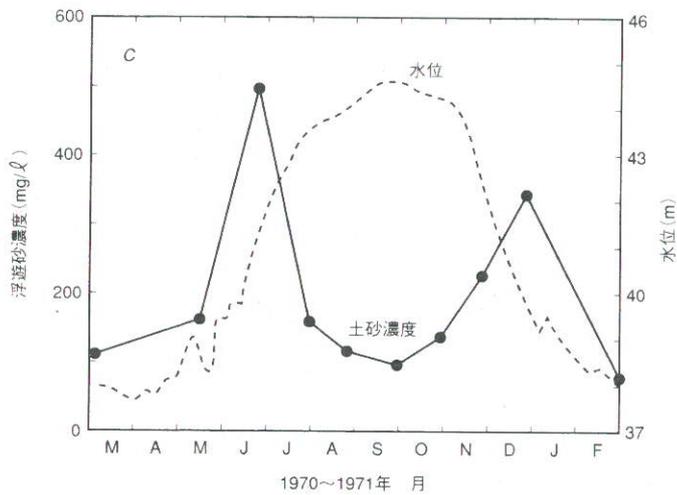


図3・15 1970～1971年のサンフェルナンドにおける水位～浮遊砂濃度、流量～浮遊砂濃度の関係（文献3）に付加

ガスダリート地点
GUASDUALITO SITE

LEGAND :

-  : River course of 1/10,000 map as of 1988
-  : River course of 1/25,000 map as of 1960-1966

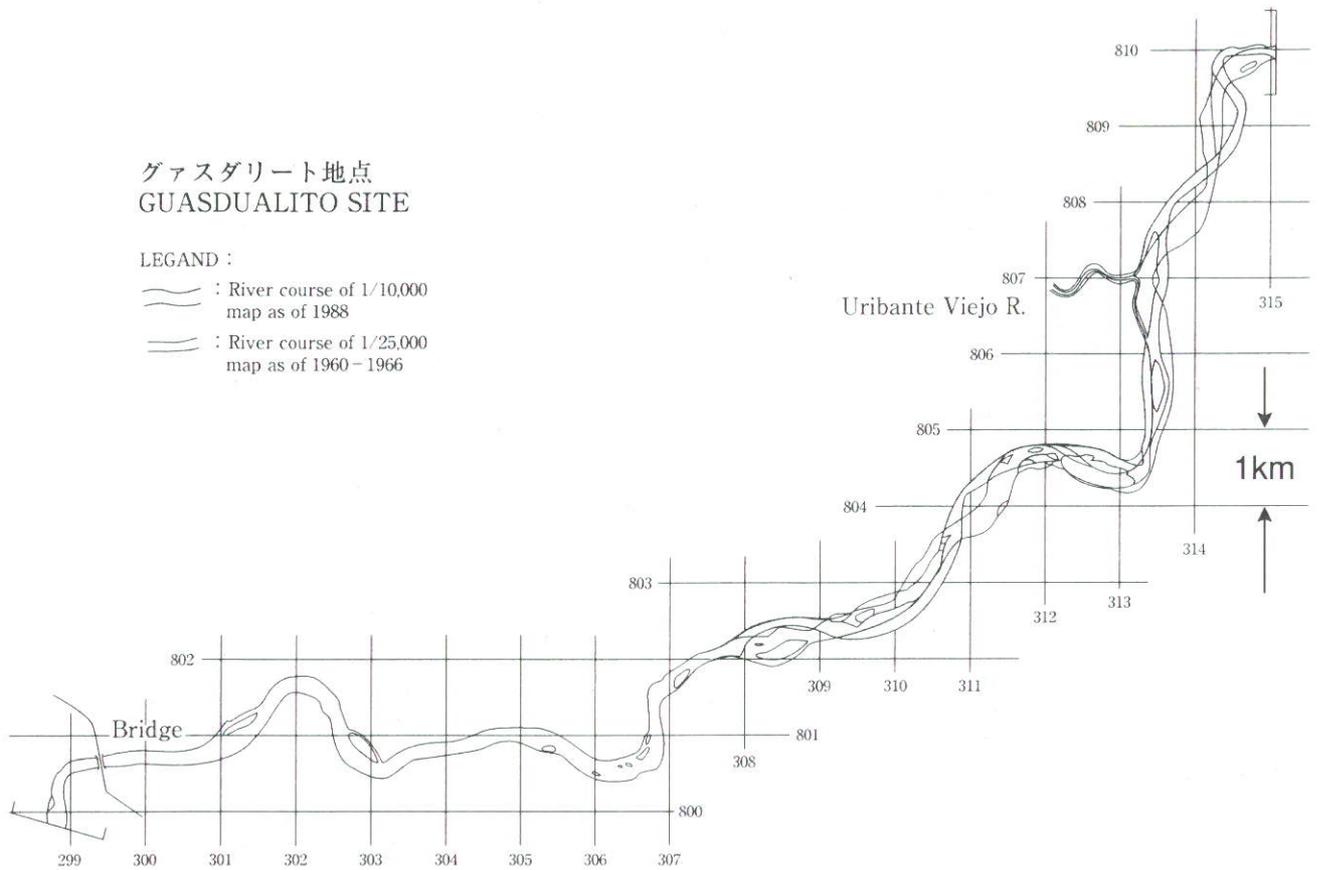


図3・16 セグメント2-2-① ガスダリート付近の河道平面形状¹⁾

セグメント2-2-②および③の区間は川幅水深比が150前後である。通常100を超えると河道内には中州あるいは島が発生し、島状となったところでは、流水が兩岸に向かうので、河岸位置は氾濫原側に膨らむ。写真3・3に示すように、河道の曲がりはありません。分岐水路が形成されている区間もある。

本区間の中島の河岸材料は写真3・4に示すように、上部1~3mはウォッシュロードの堆積物であるシルト・粘土層であるが、その下はクリーンな細砂・中砂である。中島でない通常の河岸には写真3・5に示すように、ある程度固結した洪積粘土層と見られる堆積物が多々露出しており、これが河道の側方移動を規制している。

セグメント2-2-④の区間は、水路が何筋にも分岐して流れる区間である。主水路の川幅水深比50程度で蛇行して流れているが、図3・17に見るように激しく迂曲する河道ではない。分岐した水路はポルトゲッサ川上流で再合流している。分岐水路となるのは、本セグメントの勾配が上流のセグメントに比し緩く、本セグメントの上流部はベッドロードが堆積しやすい環境にあり、分岐水

路を形成しやすいと考える。

セグメント3-②区間は、主流路の川幅水深比は約30である。迂曲しているところもあるが、ほとんど蛇行していないところもある。主流路の蛇行度Sは1.3程度であり、あまり大きいものでない。砂を河床材料にもつ自由蛇行河川では1.6程度となるが⁴⁾、この区間は、オリノコ川の背水の影響を受け、アプレ川およびオリノコ川の氾濫堆積物である粘性土が河道平面形状に影響を与え、蛇行度を小さくしているであろう。

図3・18は1960年と1966年の地形図より河岸の位置の変化を右岸と左岸で侵食幅、堆積幅として示したものである。セグメント2-2区間のほうがセグメント3の区間より河岸位置の変化が大きい、また中州の発達するセグメント2-2-②での河岸位置変化量が大きい。

[9] 各セグメントの河道特性量の総括

表3・2に各セグメントの河道特性量を取りまとめた。河岸満杯流量は、JICAの評価を実態の粗度に合わせて評価しなおした流量である。河岸満杯時の平均水深は、

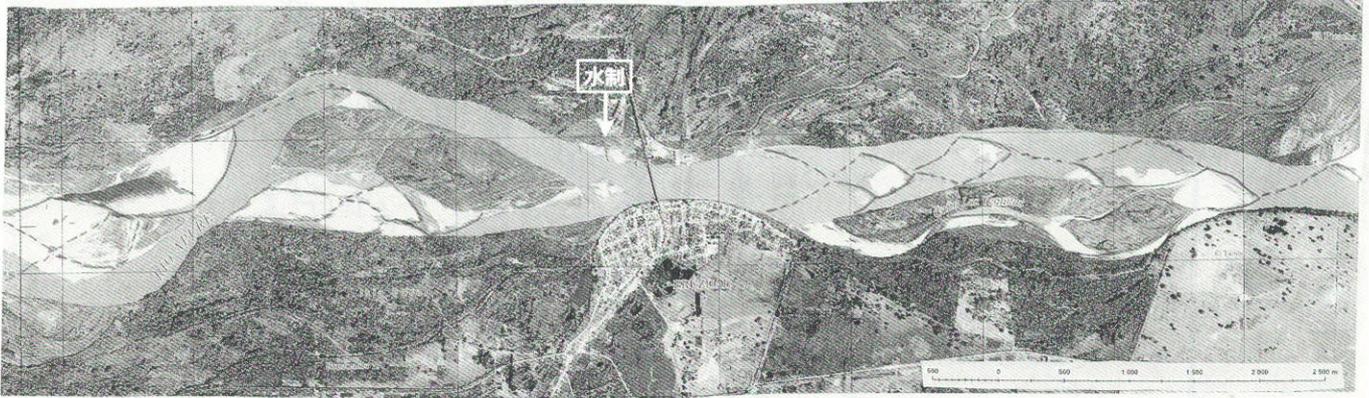


写真3・3 セグメント2-2-②ブルスアル付近の河道平面形状と湯水期の砂州形態から推定した砂州前縁線
(ヴェネズエラ国農業省, 国立土地・水登記事務所の写真地図に付加, 1998年1月の状態)



写真3・4 セグメント2-2-② 中島河岸物質

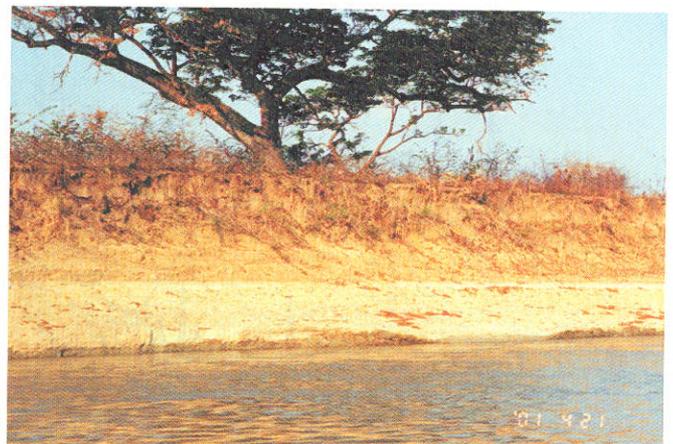


写真3・5 セグメント2-2-② 河岸堆積物

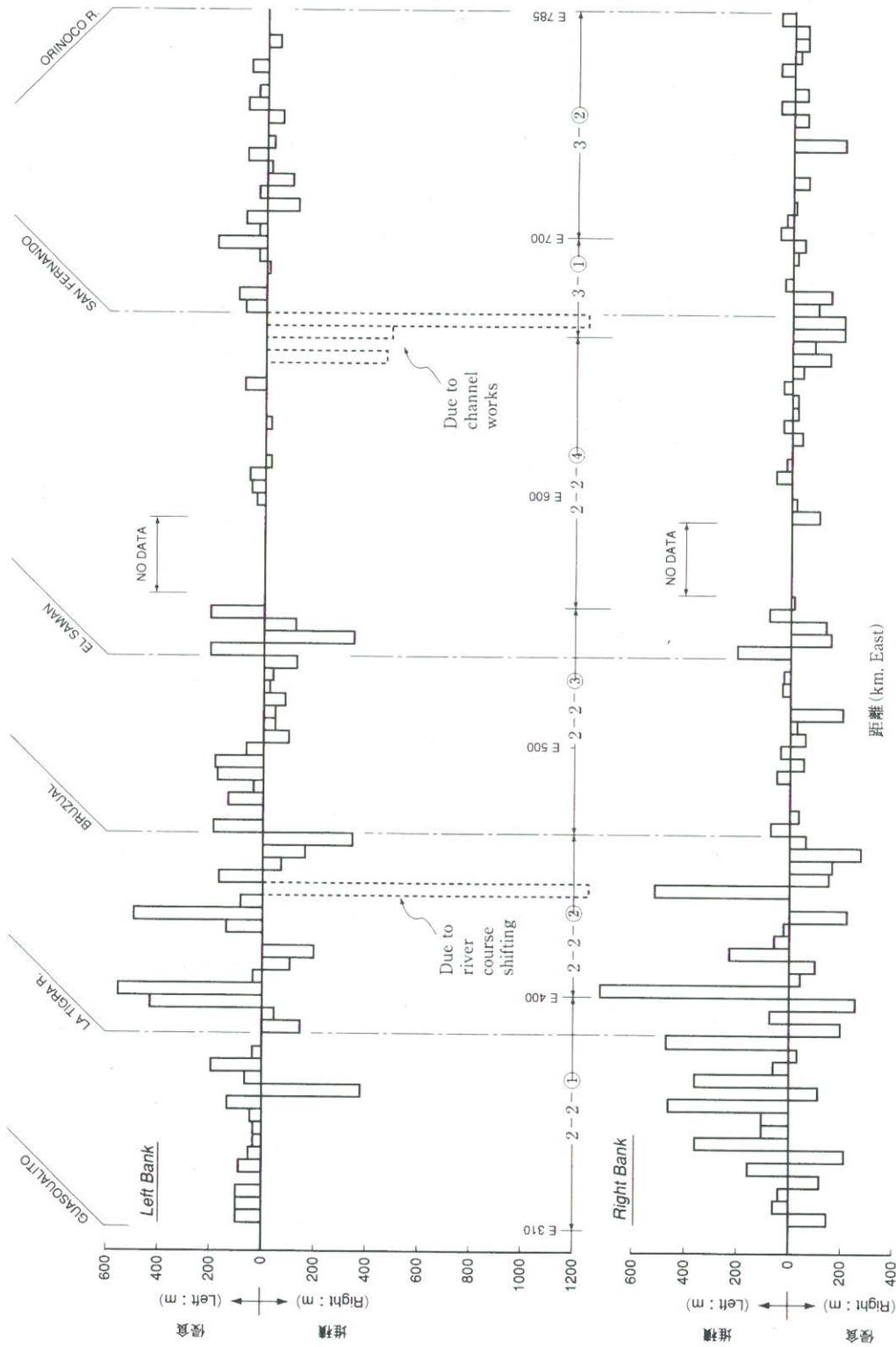
流量, 勾配, 川幅, 評価流速係数を等流公式に当てはめて評価した. 河岸満杯流量時の無次元掃流力 τ_* を河床材料のA集団を0.3mm程度として評価すると, 1.1~1.5であり, 洪水時の粗度係数から考えられる遷移河床への移行無次元掃流力としては少し小さ過ぎる(砂堆から遷移・平坦河床への移行無次元掃流力は1.5程度). セグメント2-2-③, 2-2-④, セグメント3-①では, 0.15~0.2mm程度のB集団が河床の多くを占めている可能性がある.

3.3 アプレ川の河道特性のまとめ

3.2で見たように, わが国の沖積河川に関する共通的知見の大部分は, 熱帯サバンナ気候帯を流れるアプレ川においても適用可能である. それらを取りまとめると以

下のようなのである.

- ①アプレ川についても, セグメント区分の考え方は有効である. セグメントの結節点は, 流域面積の大きな支川の合流点, オリノコ川の水位の影響範囲点, 固い基盤が露出する地点(サンフェルナンド地点は一種の盆地出口に相当しよう. ただし確認を取っていない)である.
- ②粒径0.3~0.4mm程度の材料をA集団として持つと考えられるセグメント2-2-②, 2-2-③における河岸満杯流量時の u_*^2 は $55 \sim 60 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ 程度と評価された. わが国の河川の平均年最大流量時における値 $70 \sim 100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ に比較して小さい. 逆算粗度係数の評価から判断される河岸満杯流量時における河床の小規模河床波は, 遷移河床あるいは平坦河床であるが, 河岸満杯流量時の粒径0.3~0.4mmに対する無次元掃流力 τ_{*A}



注) 距離は図3・13の定義と同じ

図3・18 アブレレ川左右岸の河岸位置変化量, 1960年と1966年の比較¹⁾

表3・2 河道特性量総括表（数値は概略値である）

地点 河口からの距離	河口 0	アリチュナ 110	ボルトゲッザ川 合流点 192	アプリート 335	スユウトリアス 440	スリハ川合流 520	グアスダリート 680 km
セグメント	3-②	3-①	2-2-④	2-2-③	2-2-②	2-2-①	
区間長(km)	110	72	143	105	80	140	
I _b	レベル*	1/12,000*	1/8,100	1/6,560	1/5,300	1/4,200	
B _m (m)	340	300	342 (251)	522	500	265	
Q _b	2,100	4,000	3,100	3,000	2,500	1,300	山本評価による河岸満杯流量。
d _R (mm)	?	0.25	0.3	0.3	0.3~0.4	0.3	0.1~0.2mmの粒径集団の影響あり。
φ(n)		25 (n=0.015)	25 (n=0.015)	22 (n=0.02)	22* (n=0.02)	18* (n=0.021)	*実測値。
H _m (m)	9m程度	7.0	4.8	3.6	3.0	3.2	河岸満杯流量時の水深。
u* ² (cm ² /s ²)		57	58	53	56	75	河岸満杯流量時の値。
τ*		1.43	1.19*	1.09*	1.15*	1.54	*Upper Regimeに行かない。 河床材料0.02mm程度が主体か?
H _m /d _R		28,000*	16,000*	12,000*	8,600*	10,700*	*河床材料の評価で変わる。
V _m (m/s)		1.9	1.9	1.6	1.6	1.6	
B/H _m	(30)	43	(52)	145	166	83	
平面形状	(分岐水路) 迂曲	蛇行迂曲	(分岐水路) 蛇行	中州と島発生	中州と島発生	蛇行 一部に複列砂州	
S	1.30				1.13	1.12	蛇行度。
月最大平均流量		5,131 (8,154)		3,546 (4,696)	3,020 (3,703)	865 (1,023)	月最大。(平均) (MAX)
Q _{210d} (m ³ /s)		2,839		1,886	1,849	599	年210日を越える流量。
Q ₂₁₀ 対応n	0.015	0.015	0.015	0.02	0.025	0.0275	山本が評価したもの。
JICA Q _b	2,100	4,000	3,100	3,000	2,000	1,000	JICA評価河岸満杯流量。

が1.1程度（この値では砂堆河床である）となってしまうことにより、河床には粒径0.3mmの中砂より細かい0.1~0.2mmの粒径集団が河床を覆っている面積が多い可能性がある。0.3mmをA集団としたのは、図3・6の掃流砂採砂器に採取された材料を重く見て評価したものであるが、砂州堆積物の粒度分布などから、サブ集団である0.1~0.2mmの粒径集団が河道特性に影響を与えていると考えるべきであろう。

- ③川幅水深比が50以下の河道では中州や島が発生しないが、70程度となると、ときおり島が発生し、緩い蛇行河川となる。川幅水深比が150前後の河道では、中州、島が頻繁に生じる。すなわち、0.3mmの河床材料をもつ河川においても、砂利河川と同様に単列砂州から複列砂州へと移行する条件は、80~100程度である。
- ④砂河川の自然河道においては、川幅水深比が150であっても、河道は少し曲がり、蛇行度Sは1.1程度あり、

また砂州や島の発生により川幅の変化が大きい。

- ⑤中砂を河床材料にもつ区間が600kmと長い。
- ⑥セグメント2-2の河道区間における沖積谷の幅はあまり広くなく、また沖積層の厚さもそれほど厚くない（河岸近くのボーリング資料によると20mより厚いところもあるが、0~6m程度である）。河岸には、ところどころに洪積層が露出し、河道の移動を規制している（ただしセグメント2-2-④については情報不足であり判断し得ない）。すなわちアブレ川は自由蛇行河川とはいえない。
- ⑦図3・17に示した地形図における河川網のパターン（流れの方向、平坦部を流れる排水河川の流路の方向、河川密度から判断すると、サンフェルナンドを通る南北方向の隆起軸があると考えられる。これがセグメント2-2-④の形成要因であり、また分岐水路が生じる原因と考える。

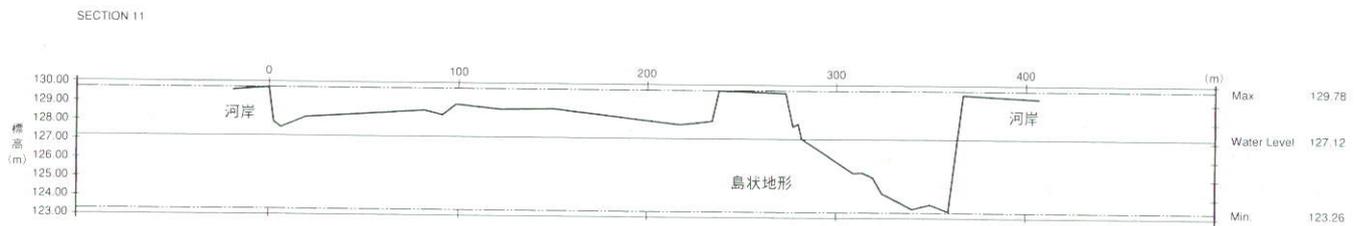


図3・19 セグメント2-2-①区間の島地形部横断面図 1993年3月測定

- ⑧ アプレ川の洪水期は7ヶ月も続き、洪水期に形成された砂州は多少変形されるが、渇水期にそのまま存置する。わが国の河川は洪水時間が短く、洪水の水理量に対応する砂州規模に成長する内に水位が下がり、砂州モードの変化が生じ易い。
- ⑨ 複列砂州の砂州高は、河岸満杯流量時の水深程度ある。また砂州が島状化したところの標高は、図3・19に示すように、周辺の河岸高とほぼ等しい。すなわち砂州頂は、河岸満杯流量時水位より数m程度下の高さまでに達する。そのような高さまで発達した砂州は、減衰期に砂州頂付近に細砂を分級堆積し、草が生え、次期の洪水時にはウォッシュロードを堆積する空間となり、島状化していくと考える。これに比べわが国のセグメント2-2の河川は洪水時間が短く、砂州が河岸満杯流量相当の水理量に対応する砂州スケールに成長しないうちに水位が下がり、小流量対応の水理量に対応した砂州に変形してしまい、島状地形の発達は顕著でない。
- ⑩ 0.3~0.4mmの砂と0.15mm程度の砂は、流水に対する

応答特性が異なり分級堆積する。ポイントバーの高いところ、砂州の高いところに後者は堆積する。

4. 河岸侵食防止工

アプレ川における河岸侵食防止工は、開発が進んでいないことにより少ない。重要構造物である橋梁の防御および河岸付近に存在する町を河岸侵食から守る法覆工が主たるものである。

- ① 写真4・1は、セグメント2-2-②のブルスアルの町にかかる橋梁直上流の左岸の侵食により、橋梁のアバット付近が破壊されるおそれがあり、長い鋼製の透過水制を設置し、土砂を堆積させようとしたものである(写真3・3の橋の左岸直上流に設置された水制が見える)。当地の河川技術者は、土砂が堆積し意図どおりとなったと評価していた。
- ② 写真4・2は、アプレ川の法覆工である。付近に碎石所がないこともあり、コンクリートのコストが高いため、ソ



写真4・1 ブルスアル左岸の鋼製パイル水制

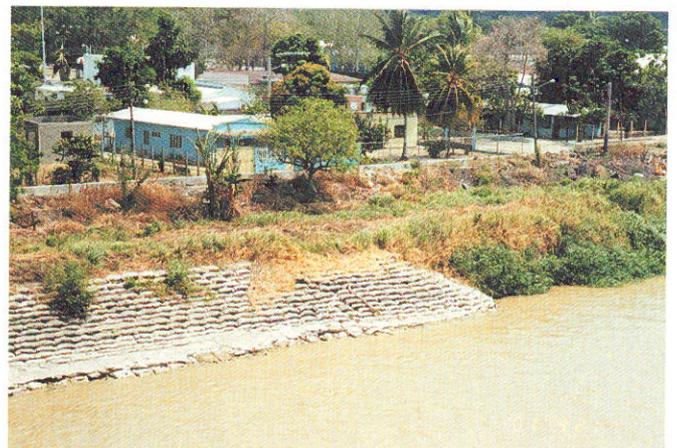


写真4・2 ソイルセメントを袋体とした護岸工

イルセメントを詰めたバッグを法覆工に使用している。

おわりに

本報告は、私のための記憶簿のようなものでしかありませんが、河川技術学・河川形態学のための情報として役立つと信じています。JICAの報告書と現地調査という機会がなければ本論はありえませんでした。アプレ川の調査に当たったコンサルタントの技術者に感謝したいと思います。それにしてもデータの山から関連情報の相互関連性を掴むのに時間を要しました。

河道特性・河川環境特性をより容易に把握しえる様式化された情報編集が求められます。情報の意味解釈も含めて、この編集方針について真剣に考えてみようと思います。

2002年10月13日

参考文献

- 1) Nippon Koei CO.LTD., Nikken Consultants, INC., Kokusai Kougyo CO. LTD., 1993 : Study on Comprehensive Improvement of The Apure River Basin, Final Report, JICA and DGSPROA-LNH.
- 2) 1983 : Simulacion Hidorologica Dela Rio Apurw Hasta San Ferunando De Apure, Serie Informers Tecnicas DGSPROA/IT/134, P-5, Anexo, No.1.
- 3) Meade R.H., Weibezahn F.H., Herna`ndez D.P., 1990 : Suspended-Sediment Budget for The Orinoco River, The Orinoco River as an ecosystem , Caracas .
- 4) 山本晃一, 1994 : 沖積河川学, 山海堂.

第3編 カムチャッカ川の河道特性

～3日の視察と地形図で何が読み取れるか～

はじめに

2002年7月29日から8月4日にかけて、カムチャッカ半島で最大の流域を持つカムチャッカ川の調査と視察のツアーに参加した。調査と視察の目的は、その趣意書によると以下のものであった。

「わが国をはじめ東アジアは人口稠密で、古くから開発が進み、人間の手の入っていない自然の河川はほとんど消滅しました。流域を含めて人跡まれな原始のたたずまいを残す河川は、アジアではもはやシベリヤの奥地ぐらいでしか見ることができません。

カムチャッカはシベリヤの東端に位置する半島で、面積は40万平方キロとわが国と同じくらいの広さですが、人口がわずか40万人でいまだ自然のたたずまいがそのまま残っています。自然のエネルギー（水力、風力、地熱）の宝庫ですが、開発はほとんど進んでいません。

カムチャッカ研究会が今回企画した調査旅行は、カムチャッカ半島の中央部を南から北へ貫流するカムチャッカ川をはじめ原始河川を実際に目で触って、自然とは何か体験しようとするものです。

最近、『自然再生推進法』制定の動きなど、わが国でにわかに関心を集めている『自然再生』を考える際のなんらかのヒントになればと思います。」

経験したことのない亜寒帯地域を流れる自然河川を眺めてみたいという気持ちがあったが、地形図ぐらしか情報のないカムチャッカ川を十分な準備作業もなしに2、3日眺めたぐらいで、何か新しい発見があるのだろうか、という危惧もあった。

ここでは、河川景観から何を読み取ったのかについて記しておきたい。なお、主調査は、カムチャッカ川左岸キリガニク下流より小型ボートに乗り、約200kmを2日半かけて航下観察し（7月30日午後から8月1日午前）、上

陸後、エツソ村に向けてバスで移動し、翌日エツソピストリア川における魚類調査および河川調査を行なうものであった。

1. カムチャッカ川流域の概要

カムチャッカ川はカムチャッカ半島最大の河川であり、北緯54度から北緯57度20分という南北に長い流域を持つ。半島中央部を北に流れ、北緯56度15分の線において東流し、ベーリング海に注ぐ。流域面積は35,000km²、流路延長は758kmである。

(1) 地形地質

カムチャッカ半島は長さ1,200km、最大幅450km、面積40万km²の南北に細長い半島である。半島の中央部にスレンジンスイ山脈が走り、半島南半部には海岸よりにポストーチヌス山脈が走り、その間に中央カムチャッカ低地が広がる。この低地をカムチャッカ川が北に流れる(図1・1)。

これらの山脈は大部分が火成岩からなる。ポストーチヌス山脈は、太平洋プレートが北米プレートに沈み込むのにもなう火山帯で活火山が南北に並んでいる。カムチャッカ半島には第四紀の火山が200以上あり、そのうち29が活火山である(山縣耕太郎、曾根敏夫、1999)。これらの活火山は1つを除きポストーチヌス山脈に存在する。活火山で一番高いのはクリュチェフスコイ山(標高4,750m)である。

両山脈の地質のほとんどは第三紀および第四紀の安山岩、玄武岩からなる(図1・2)。ポストーチヌス山脈の南端部には先カンブリアン紀、古生代のアルカリ岩質の火山岩が存在している。またポストーチヌス山脈の中央低地よりには白亜紀後期のソレアルト質の玄武岩が存在している。

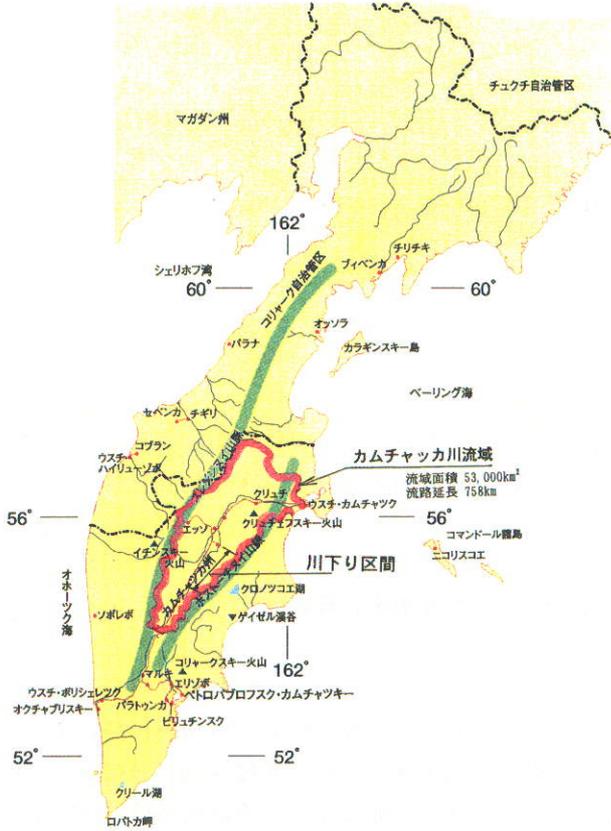


図1・1 カムチャッカ州とカムチャッカ川流域 (2002, 北海道新聞社編に付加)

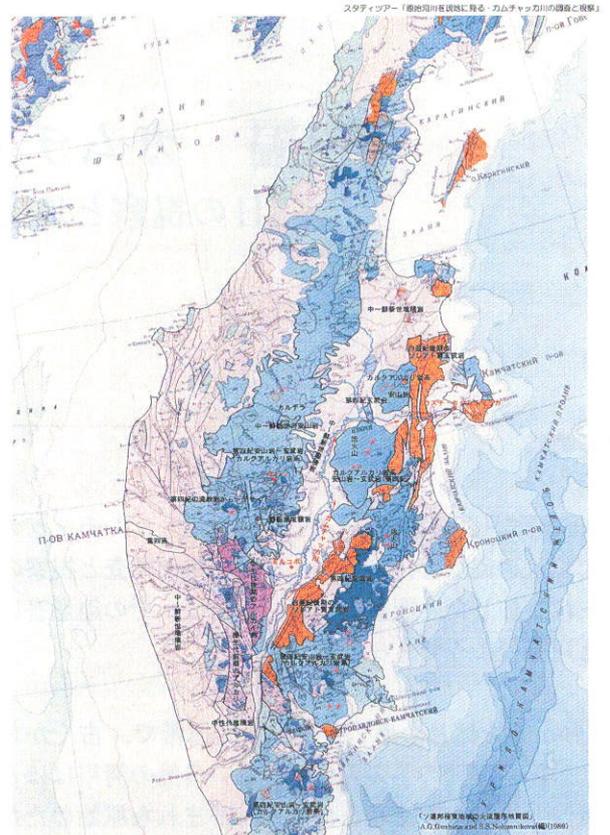


図1・2 カムチャッカ半島の地質 (Gushina, A.G. and Nolomunikova編, 1986に付加)

(2) 気候

カムチャッカ半島はケツペンの気候区によると亜寒帯多雨気候 (Df) に相当する。高山には氷河が存在する。年降水量はカムチャッカ半島南部の東側で2,500mm程度、カムチャッカ川が流れる中部低地で500~600mm程度といわれている (Kondrattyuk, V.I., 1974)。図1・3に中部低地に存在するミルコボの町の月平均雨量と気温の年間変化を示す (1992~2001年の平均)。

(3) 洪水特性

洪水は春の融雪出水によって生じる。増水期には0.3m/日ぐらいの水位上昇であり、平水位より3m程度上昇する (地元猟師の談：セグメント2-1-⑤の区間)。

2. 航下区間における蛇行特性と河岸侵食形態

ここでは、参考資料Aに記載するセグメント2-1における河道平面形に関する知見、またわが国の河道特性に関する一般的知見により、実際に見たカムチャッカ川の河道特性が説明できるのか、説明できないものがあるのか記し、河道特性に関する知見の拡大を図る。なお今回

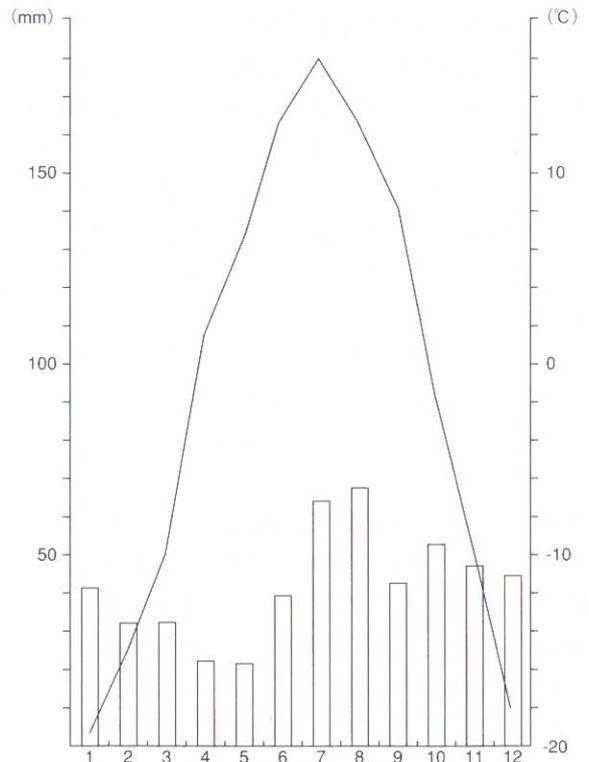


図1・3 ミルコボ地区の1992~2001年の平均月気温および月雨量 (カムチャッカ気象・環境観測庁“気象センター”測定)

の調査では河川地形の量的把握を行う時間がほとんどなく、写真撮影および目視による観察が主なものであり、量的評価値は概略のものである。

なお、図2・1は、GPS（ポケナビmini、エンベックス気象計株式会社製）による航下部分における水面高の流下距離に対する変化と流域面積の変化、および距離計（Nikon LASER800製）による川幅測量結果を示した（測定および作図：加藤雅大）。

(1) 河道平面形の大局

地形図に示された等高線、河道平面形、周辺地形よりセグメント区分する。区分にあたっては、大支川の合流により河道の形態が変わると考え、次の6つの小セグメントに区分した。

図2・2 (1), (2), (3) に各セグメントの位置と区分点を示す。

なお、谷長は、沖積谷の長さとした。河道距離は、航下区間のスタート地点を零キロ地点とし、下流に向かって距離を取った（1/20万の地形図より加藤雅大が測定）。

①セグメント1-②=谷長18km区間

地表面勾配1/380である。島状の地形や分岐水路をもつ、直線状および緩い蛇行流路である緩勾配扇状地河川的特性の河道区間であるが、左方および右方からの支川

が扇状地河川的特性をもち、また勾配も本川より急なので、カムチャッカ川は沖積谷の一番低いところを流れ、本川は自身の扇状地をもたない。平面形状から判断すると、河岸満杯時の川幅水深比は70~200前後であろう（推定川幅200~400m）。

②セグメント2-1-①=谷長26km区間

地表面勾配1/950、蛇行度（流路長/谷長） $S=1.65$ 、すなわち河床勾配1/1,600程度の河道である。

迂曲河道（一蛇行長においてプールが3つ以上ある河道、2つの場合は蛇曲という）となっている。このセグメントの上流において、地表面勾配が1/380から1/950に急変している。ここで河床材料の変化（大礫から小礫に変化）が生じている可能性がある。勾配が急変し、洪水時の水深が大きく、川幅水深比が小さくなり、迂曲河道となったのである（⇒参考資料B）。

この小セグメントの最下流部で道路が横断する。橋より上流の景観は写真2・1のようであり、左岸側には侵食部があり、河岸の堆積物は写真2・2のように礫の上に薄く氾濫原堆積物が載っている。河道内の左岸側は写真2・3のように細砂（0.2mm程度）が堆積し、水草も生えている（水温9℃、7/30、13:56、透明度高い）。右岸側の河床は小礫（3~4cm、目視）であった。

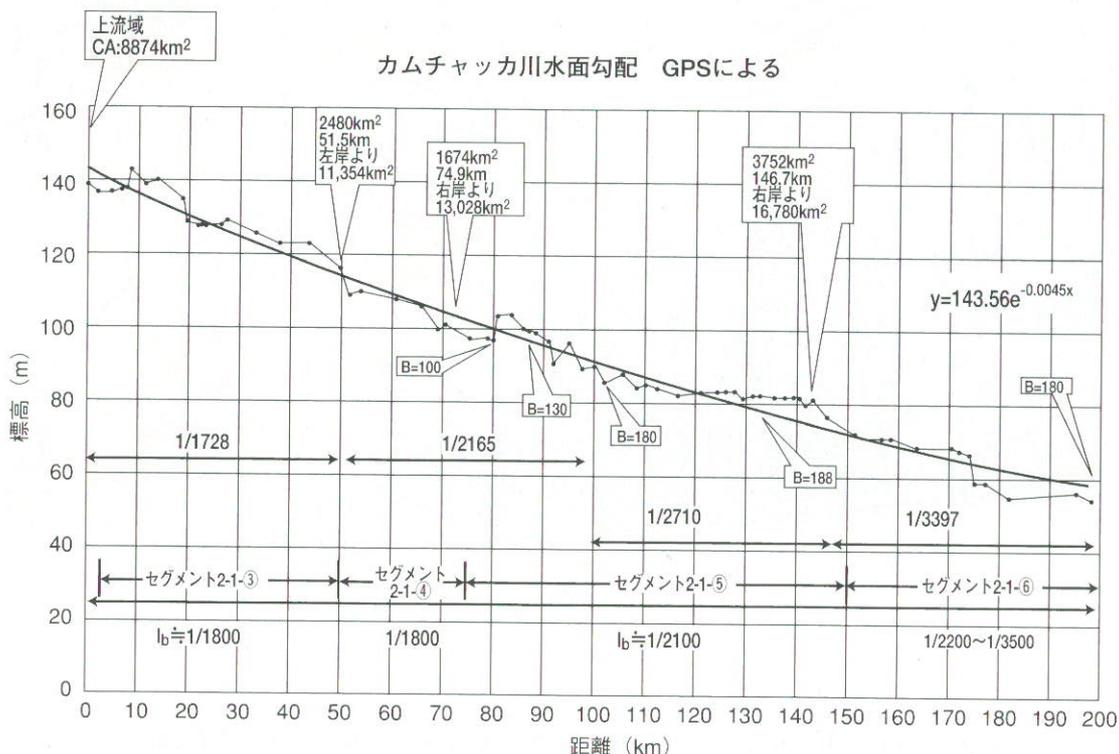
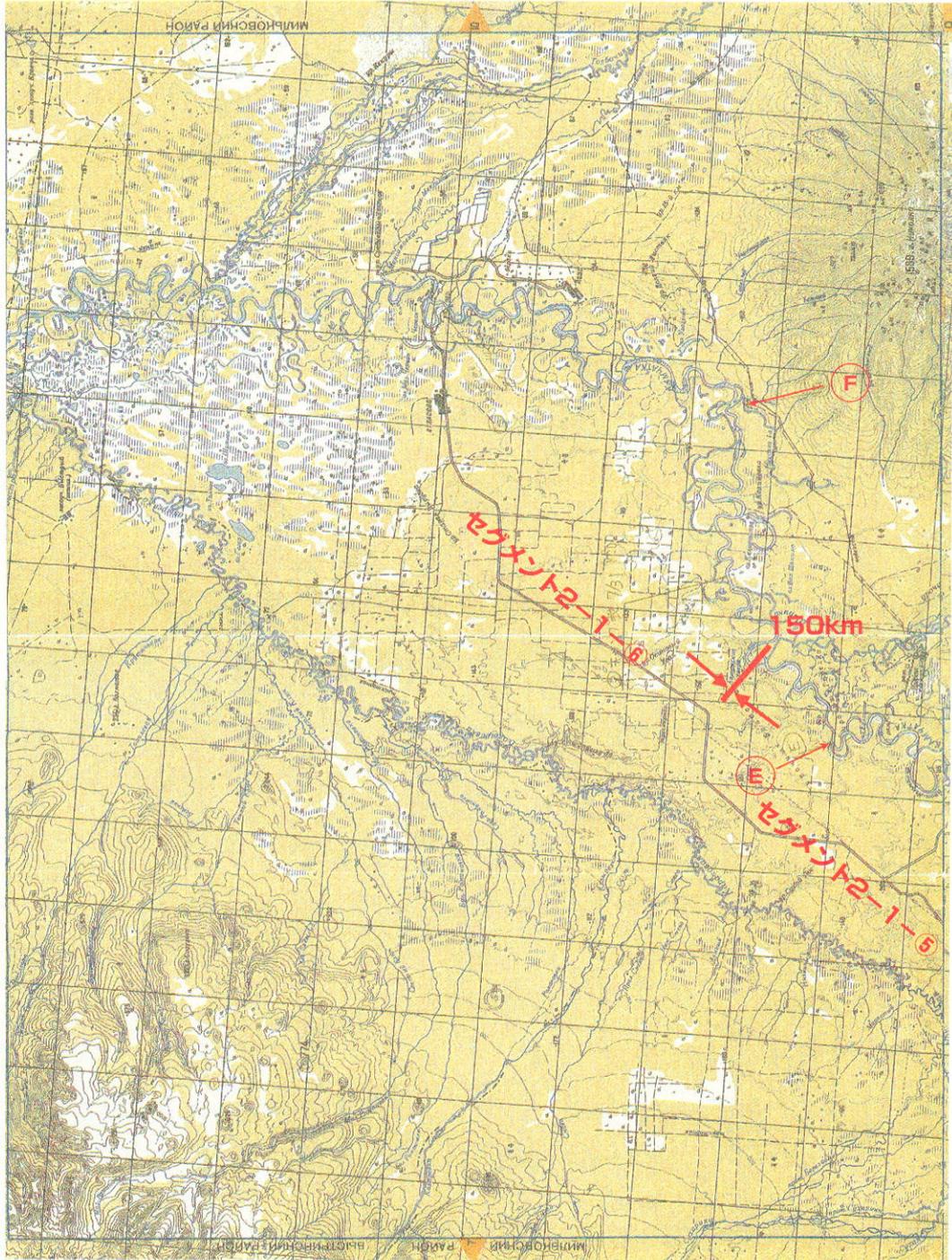


図2・1 GPSによる航下部分の水面高縦断形状、川幅測定結果およびセグメント区分

東

北

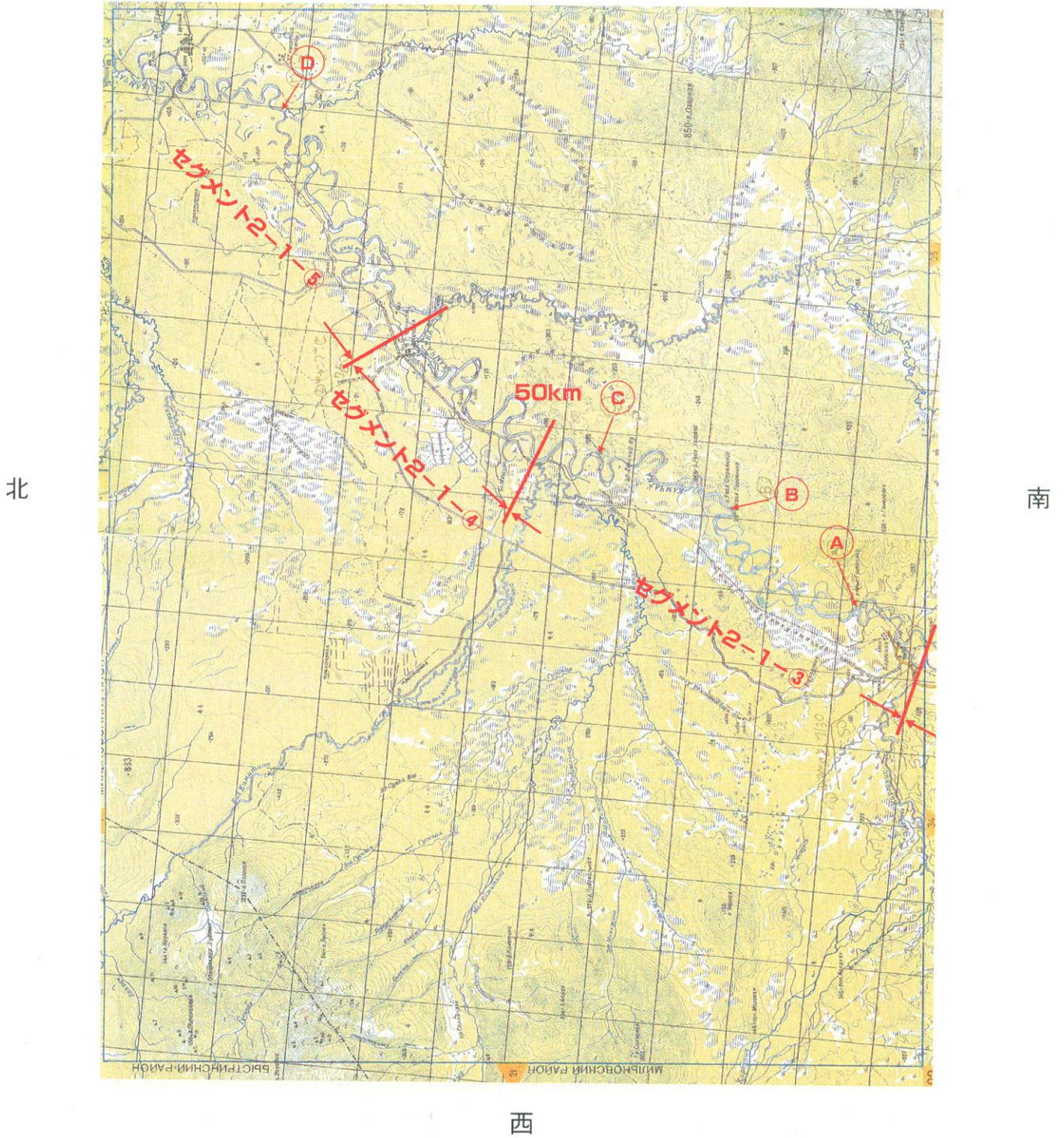
南



西

図2・2 (3) カムチャッカ川流域の地形とセグメント区分 (1ます目5km)

東



北

南

西

図2・2 (2) カムチャッカ川流域の地形とセグメント区分 (1ます目5km)

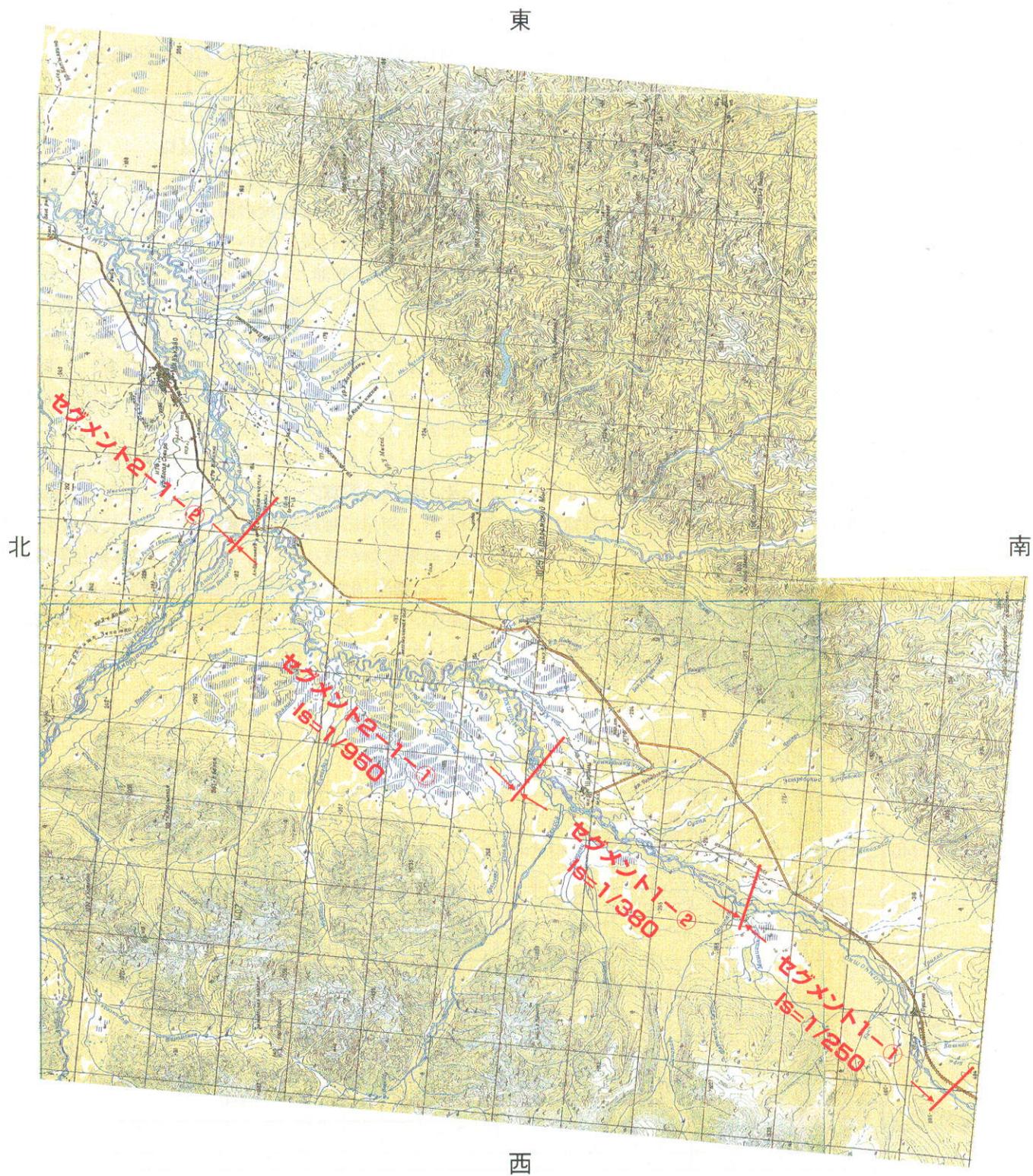


図2・2 (1) カムチャッカ川流域の地形とセグメント区分 (1ます目5km)



写真2・1 セグメント2-1-①道路橋より上流の河川景観

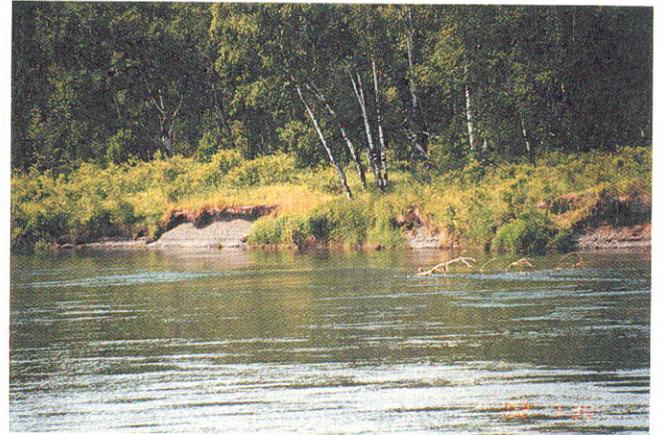


写真2・2 侵食部の材料



写真2・3 砂と水草

③セグメント2-1-②=谷長28km区間（左支川の扇状地河川が流入する地点から河道距離3km地点の間）

地形図より地表面勾配は、 $1/900 \sim 1/1,000$ 程度である。島地形の発達する網状流路となっている。すなわち河床勾配は地表面勾配に近い。この区間の上流端に左側から扇状地河川アンドリアノフカ川（セグメント1の河道特性を持つ河道）が合流し、礫が流入するため、礫集団河床材料の流送土砂濃度 C （セグメントの礫集団の移動量を土砂を移動させるに有効である流量で割ったものと定義されるが、厳密なものではない）を上流の小セグメントより増加させる。この土砂濃度の増大に釣り合うように上流の小セグメントより勾配を大きくし（ $1/1,600$ から $1/1,000$ ）（⇒参考資料A），これに加えて流量増により川幅が増え、川幅水深比が100を超えるようになり、網状流路が形成されたと考える（⇒参考資料B）。

なお、本小セグメントの下流端には、左からセグメント2-1の河道特性を持つキルガニ川が合流し、本川河床材料の主モード粒径集団の流送土砂濃度（流送土砂量/流量）を減少させる（⇒参考資料B）。これが合流点にお

いて河床勾配を緩くする理由である（ $1/1,000$ から $1/1,800$ ）。川幅水深比 B/H_m は粒径が変わらなければ $I_b^2 \cdot Q_m$ に比例するので（⇒参考資料B），合流による流量増よりも勾配の減少による影響の方が大きく、川幅水深比が70以下となり、セグメント2-1-③の河道平面形状を蛇行形状としたのであろう。

④セグメント2-1-③=河道距離3～50km

蛇行帯に沿った谷長距離は26kmである。したがって蛇行度 $S=1.8$ である。また概略の流域面積は $8,900\text{km}^2$ 程度である。川幅は、測量結果、目視、蛇行長から判断すると $150 \sim 200\text{m}$ 程度である。河岸物質は、礫であり表層に細砂・シルト層が載る。

蛇行帯に沿った地表面勾配は、地形図の等高線より約 $1/1,000$ ，したがって河床勾配 I_b は $1/1,800$ 程度となる。簡易GPSによる水面勾配の測定結果が図に示されているが、測定水面勾配に概略一致している。

⑤セグメント2-1-④=河道距離50～75km

蛇行帯に沿った谷長距離は12kmである。したがって蛇行度は $S=2.1$ である。また概略の流域面積は $11,400\text{km}^2$ 程度である。蛇行帯に沿った地表面勾配は、地形図の等高線より約 $1/1,000$ であるので、河床勾配は $1/2,100$ 程度と推定される。蛇行振幅が上流および下流に比べて大きい。川幅 200m 位であると推定される。なお本小セグメントの下流部には直線状の河道区間があり、そこでは島状地形となっている。

⑥セグメント2-1-⑤=河道距離75～150km

蛇行帯に沿った谷長距離は44kmである。したがって蛇行度は $S=1.7$ である。また概略の流域面積は $13,000\text{km}^2$

程度である。川幅は、測量結果、目視、蛇行長から判断すると100~150m程度である。河岸物質は、セグメント2-1-①と同様である。約80km地点の河床材料の d_R は4~5cmである。

河床勾配 I_b は、地形図から判断できないが、簡易GPSの観測および上流の小セグメントの勾配から推定すると1/2,500程度でないかと思われる。

⑦セグメント2-1-⑥=河道距離150~200km

蛇行帯に沿った谷長距離は36kmである。したがって蛇行度は概略 $S=1.4$ である。また概略の流域面積は17,000km²程度である。川幅は、測量結果、目視、蛇行長から判断すると150~200m程度である。河岸物質は、セグメント2-1-③と同様であるが粒径が細かく、また表層の細砂・シルト層が厚くなった。ポイントバーの堆積物は砂分が増え、ポイントバーの末端は砂層となっている。

蛇行帯に沿った地表面勾配は、勾配が緩く地形図の等高線より評価できない。地形図上に示された2点の標高から推定すると1/1,600程度となるが、2点の標高の代表性が確認しえない。

航下時のポイントバー堆積物、河岸物質、水面の様子より、上流のセグメントより勾配が緩くなったと判断できた。河床勾配は1/2,100~1/3,500の間にある。

航下区間約200kmにおいて合流する支川の合流点直上流河道は、すべて、扇状地の特徴をもたずセグメント2-1あるいは2-2の河道と推察される。したがって、本川河床材料の主モードの粒径集団の濃度は減少する方向にあると判断される。すなわち下流のセグメントほど河床勾配は緩くなる。沖積谷の幅はあまり広くなく蛇行帯の幅の1~3倍程度であり、自由蛇行区間の部分が大部分であるが、谷壁にコントロールされている区間もある。沖積谷の広いところには後背湿地が存在する。

(2) 河岸侵食区間と堆積区間

航下区間のほとんどは、蛇行河道区間であるが、一部川幅の広いところは、島状の地形が発達している。以下、取りまとめる。

- ・蛇行河川の侵食位置と堆積位置は、参考資料Aで述べた一般的知見にしたがって同定できる。
- ・蛇行および迂曲河道では、滞りが寄る河岸側が連続的に侵食され、対岸はポイントバーが発生し堆積区間となっている。すなわち侵食区間と堆積区間は交互に現れ

る。写真2・4は侵食河岸の様子と対岸のポイントバーの様子を示したものである。

- ・島状の地形が発生している地点があった。そこでの河道幅は広い。島状地形の発生は、川幅水深比が大きく図2・3のような砂州形態が生じ、流量低下時にB地点の部分が侵食され、流路が2分され砂州の流末部に植生が進入し、浮遊砂のトラップにより島状となるものである（砂州から島状化への移行状態を観察することができた）。ポイントバーの砂利層の標高は高く、河岸高に近い（侵食された河岸に見える表層の細砂・シルト層の厚さは、薄いところで1m程度しかない）。
- ・図2・4に河道の平面形状と侵食河岸位置および河岸の移動方向を、参考資料Aおよび観察結果に基づき示した。

(3) 分岐水路の発生と閉塞

迂曲河道は河岸侵食と堆積をともないつつ蛇行度を増していく。河岸高を超える大洪水時には、氾濫原の勾配方向に流下するため、蛇行部の首のところの流速が速くなり、氾濫原を侵食し、自然短絡が生じ、分岐水路が生じる。分岐水路はそのまま発達して主流となるとは限らず、写真2・5に示すように洪水後期に流木がパイルアップし、流路入り口を閉塞し、分岐水路の成長を妨げてしまうこともあるようである。なお本流から覗き見た分岐水路は、写真2・6のように、河岸侵食部が見えないものがほとんどであった（一例だけ分岐河道内に砂州状の地形と侵食部のあるものを見た）。

分岐水路には図2・5の160~175km区間の分岐水路のように、上述したような蛇行部の自然短絡とは発生原因の異なるものがあるようである。分岐水路の川幅が本流より小さいにもかかわらず、蛇行波長や蛇行半径が本流とあまり変わらないことより、昔は本流であったと考えられる。流路位置が大きく変わったのである。

(4) 土砂の分級と河岸物質

河岸侵食部の水際部のほとんどは、ポイントバー堆積物である砂利層である。その上面高は過去の堆積環境を反映し、氾濫原表層堆積物が0.5m程度のものから2m程度のものまで存在した。また写真2・7のように旧流路に堆積した砂層が存在するところもある。侵食部の対岸は砂利が主集団であるポイントバーが存在する。ここでは、写真2・8のように河岸寄りに砂が表面をおおい氾濫原化の初期状態を示し、先駆植生であるヤナギが進入している。砂の堆積はポイントバーの下流部で多くなる傾向が

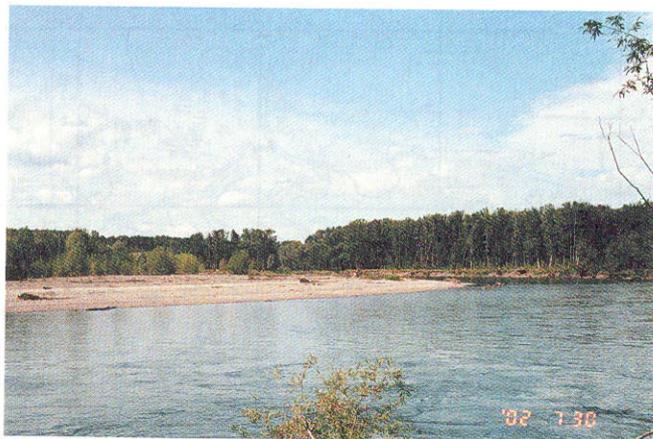


写真2・4 セグメント2-2-④におけるポイントバー堆積物と対岸の侵食地形

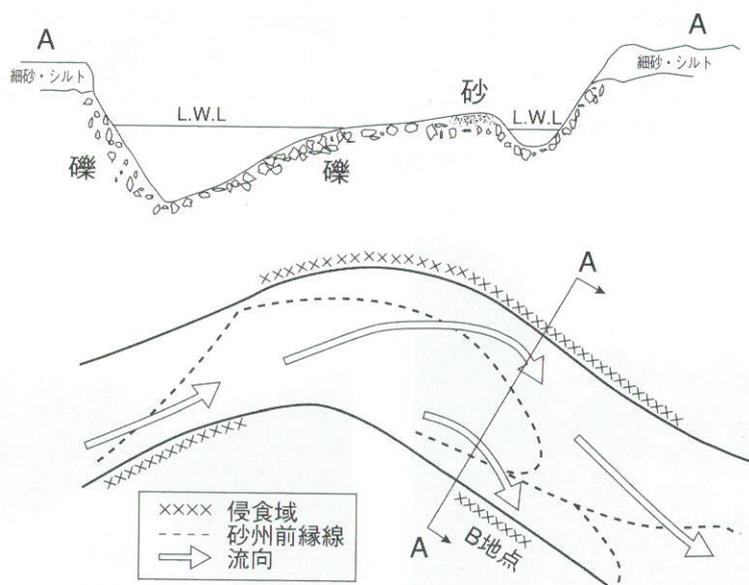


図2・3 川幅水深比が70程度の湾曲部

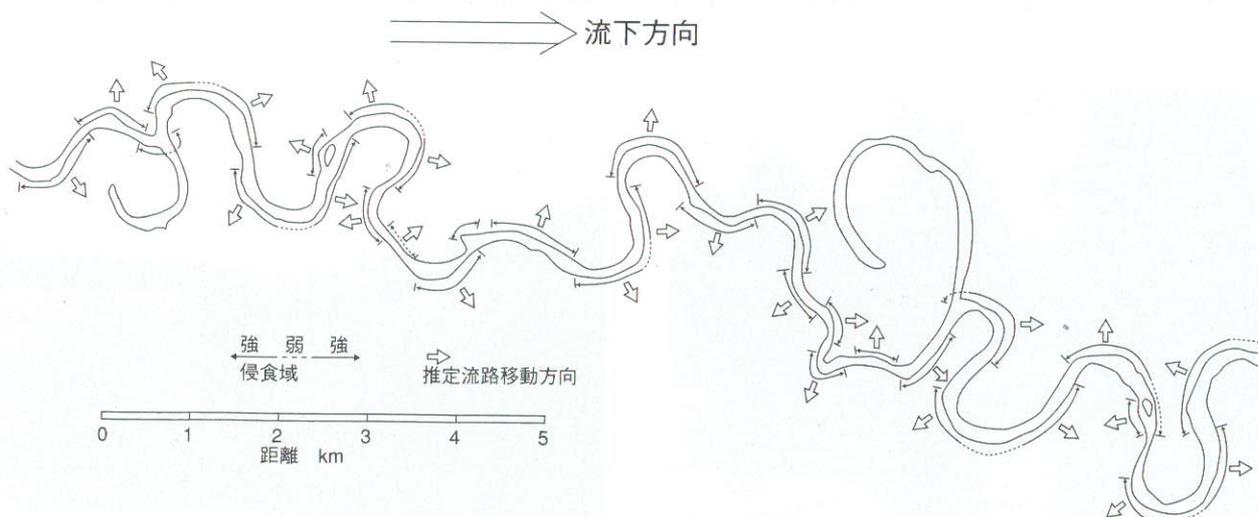


図2・4 105~130km間の河道平面形状と侵食部と移動方向

ある。下流部ほど砂の堆積物が多い傾向にある。また島状地形の下端に砂が州状に堆積していた。

ポイントバー堆積物は下流ほど砂分が多く、また粒径が少し小さくなるように見えた。図2・6および写真2・9は、7月30日キャンプ地点のポイントバーの水際部表層材料を線格子法で測定した結果および表層の状態である。代表粒径 d_R が4~5cmである。この粒径は河床に働く掃流力の大きなところの材料である。ポイントバーの岸よりの若いヤナギの生えている地点は、表層が砂であった。

侵食部にはドロノキ、カラマツなどの高木とシラカバが生え、侵食により倒壊している。堆積部は、写真2・10に見るように、樹高のそろった3段程度の段差のある

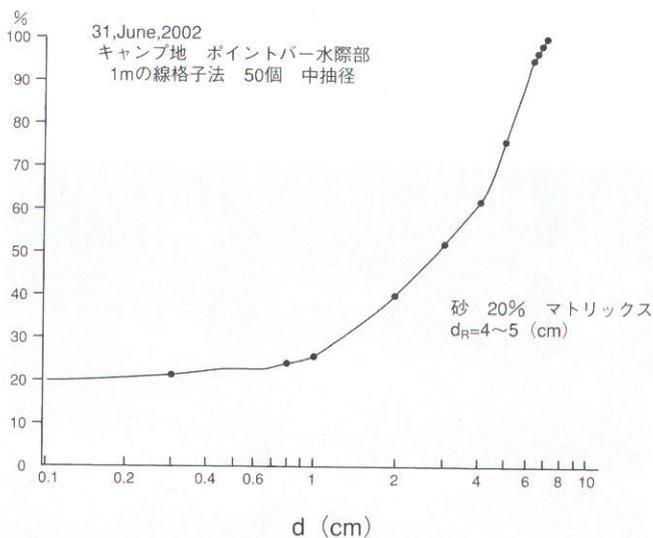


図2・6 セグメント2-1-⑤キャンプ地（7月30日）地点の河床表層材料

ヤナギ林となっているところが多い。ヤナギは風により種子が飛ばされ、洪水後、湿った砂部に発芽する。一段の幅がほぼ発芽条件が同じであった空間を示す。すなわちヤナギの年齢により河岸の位置の変化を読み取ることができるのである。なおヤナギ林は河岸から離れた氾濫原（地表面高が高くなる）で高木林に遷移してしまう（光の奪い合いにより競争に負ける）。

通常、段ごとに氾濫堆積に曝された年数が異なり、また氾濫堆積は樹林の河川側で多いので、高水敷上には、河岸の移動の痕跡である微高地が残ることになる（微高地の間隔は河岸高の2~3倍程度である）。空から撮った写真2・11（セグメント2-1-⑤の区間）によると、微高地に応じた植生の帯が確認しえる。なお、ヤナギは河岸寄りおよび湿地状のところに存在し、河岸寄りのヤナギは、土砂の堆積厚の増加による乾燥化のためか、シラカバ、ドロノキ、カラマツなどの高木に遷移していく。

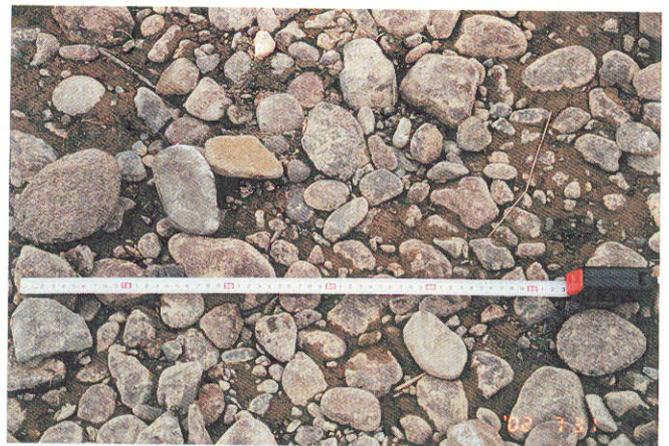


写真2・9 セグメント2-1-⑤ 7/30キャンプ地河床材料



写真2・10 セグメント2-1-⑤ ポイントバー終端部の地形と帯状樹林（成育年齢の差）



写真2・11 セグメント2-1-⑤区間のカムチャッカ川の様子（撮影：後藤昌美，1999，許可済み）

(5) 段丘地形・構成物質と河道平面形への影響

航下中、時々、段丘の縁をカムチャッカ川が侵食しながら流下する区間があった。段丘崖の現れた地点を図2・2 (1)(2)(3) にアルファベットで示す。またA地点の段丘崖の様子を写真2・12に示す。段丘崖は右岸側に存在するものが多いが、左岸側に現れたものもある。

段丘崖の堆積物は、写真2・13のように、何層かの水平層序を示すが、層内の堆積構造は板状とならず、楔状となっている層もある。堆積物の固結度は高くなく、流水により侵食される砂層からなり、砂利層は見られない。この堆積物は、カムチャッカ川により運ばれた河成堆積物ではなく、火山噴出物の堆積およびその二次堆積物であろう。

7月31日、昼食をとった120.9km地点(E地点)の下流には写真2・14に示すように、カムチャッカ川に張り出すように段丘崖が存在するが、侵食崖が河道の平面形状をコントロールしているようには見えない。侵食崖の直

上流には漁労用小屋があったが侵食により崩壊した。8年で30mの侵食量であったという。

右岸から流入するニコルカ川(合流点位置175km)は、この段丘崖(写真2・15)に沿って流入している。すなわちコニイデ型の火山であるニコルカ山から流下する河川は、カムチャッカ川合流点近くまで山麓堆積物を下刻して流れているのである。支川ニコルカ川の本川水位影響区間においては、河岸堆積物が細粒のシルト質であるが、河床は砂と砂利であった。少し登ったフィッシュ・カウンタ・センター付近(さけの資源量監視のための施設)、ここで2つの支川が合流するが、その左支川の河床材料は、写真2・16のように、粒径2~4cmの礫である。岩質は火成岩である。

カムチャッカ川の沖積谷の幅は、これらの低い段丘に規定されている。地形図の等高線から判断すると、その幅は広くない。蛇行帯の幅しかないところがある。それより広いところは、蛇行帯の外側が後背湿地となっている。



写真2・12 セグメント2-1-③ A地点の侵食崖



写真2・13 セグメント2-1-⑤ B地点の侵食崖堆積物



写真2・14 セグメント2-1-⑤ E地点の侵食崖とその上流の氾濫原の様子



写真2・15 セグメント3-1-⑥ ニコルカ川合流点下流(F地点)の侵食崖

(6) カムチャッカ川の河道特性の取りまとめ

カムチャッカ川の河道平面形の大略，侵食形態，平面形変動形態は，従来の知見とほぼ一致している。

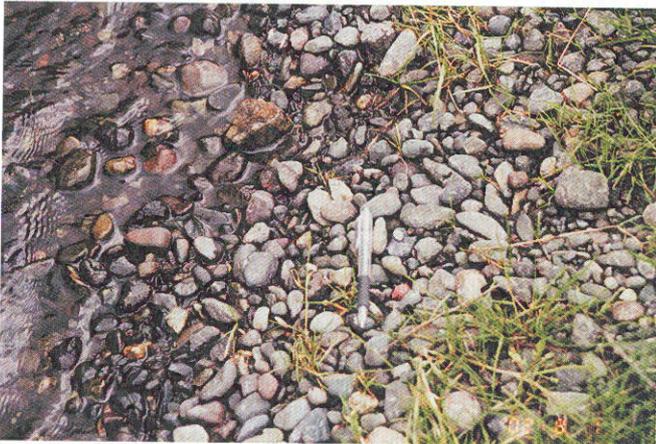


写真2・16 右支川合流点直上流の堆積物。ニコルカ川の沢水を集めている

3. 扇状地河川の特徴

3.1 エッソビストリア川の河道特性

図3・1に示す50万分の1の地形図によると，エッソビストリア川が流下する扇状地面は典型的な扇状ではない。現河川は旧扇面を切り刻み，狭い谷を流れているようである。図3・1に示した地点において河川の観察結果を記載する。

①発電所付近の地形：3段の段丘地形（図3・1①，写真3・1）

山は山頂が平坦である（楕状地地形溶岩台地）。斜面は急でガレ場となっているところが多々見られる。周水河気候帯に見られる溶岩の凍結・融解による破碎作用によって生じたものであろう。ガレ礫径はあまり大きくない。

②狭窄部地形（図3・1②，写真3・2）

地元，コリヤック人の祈りの場である。

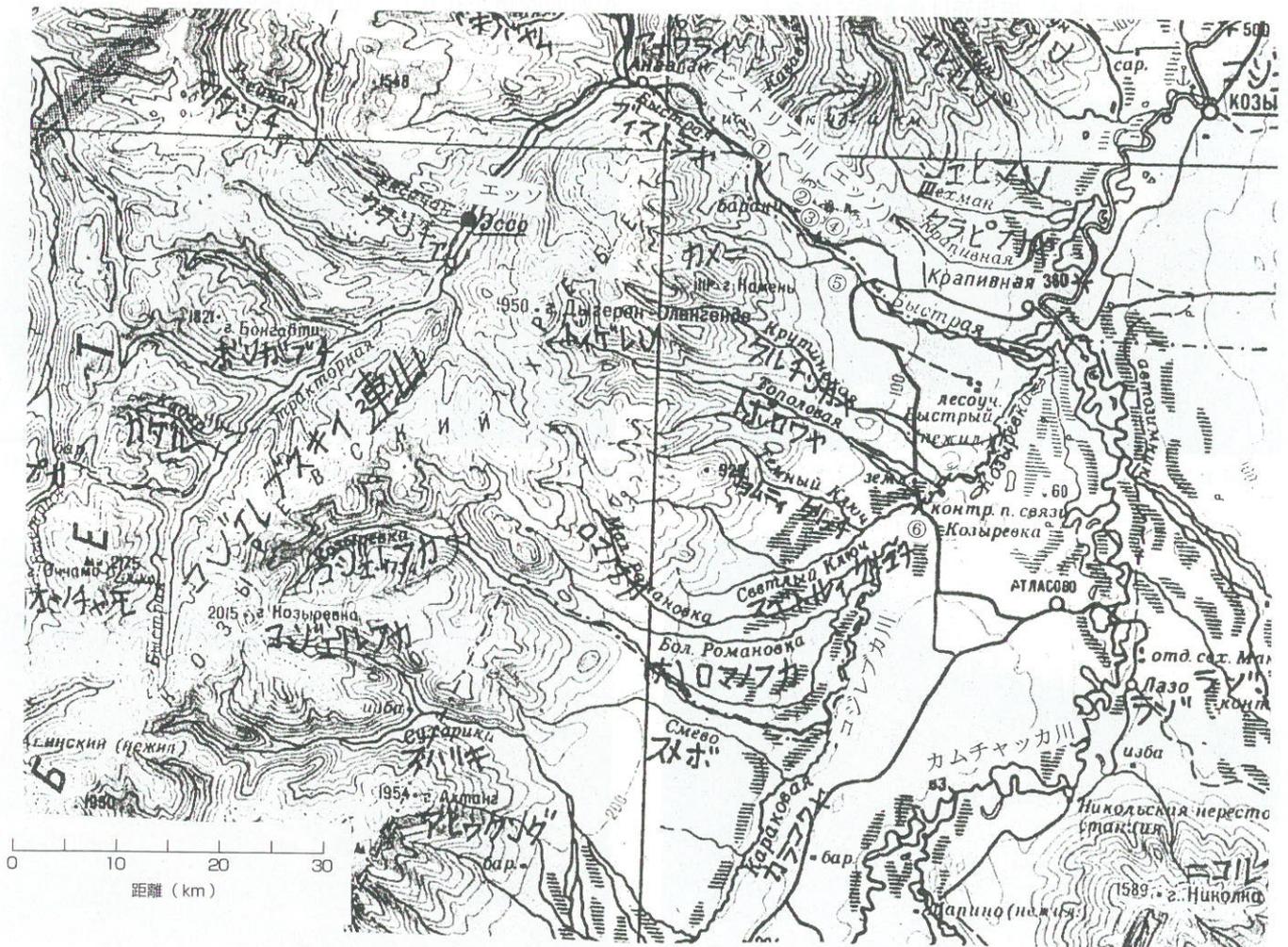


図3・1 エッソビストリア川とコジレブカ川観察地点①～⑥

③狭窄部河道 (図3・1③, 写真3・3)

狭窄部の斜面は火成岩である。塩基性の溶岩による楕状地地形と判断される。上部平坦面に砂が堆積している(火山噴出物, パミス)。



写真3・1 図3・1①地点の景観 丘陵状のものは溶岩台地である。平坦面は侵食面ではない



写真3・2 図3・1②地点の景観 ゴージ状地形



写真3・4 図3・1④地点 左側の侵食崖 この地点で侵食崖はなくなる

④扇状地河道 (図3・1④)

写真3・4に示すように、本地点左岸は段丘の終末点となっている。段丘構成物質は、火山灰降下物とその2次堆積物であろう。堆積層は水平層理が基本であるが、写真3・5に示すように変形しているところもある。このような乱れた層理となるのは、上層堆積物の載荷重による変形(コンボリュウション)か、凍土あるいは雪の上に乗った火山灰が、氷あるいは雪が溶け変形したものであろう。写真3・6に示すように、波状葉理(風成あるいは水成リップルマーク)も存在する。

写真3・7は500mほど下流の河道の様子である。同地点の左岸水際河床堆積物(写真3・8)を線格子法により測定した粒度分布を図3・2に示す。代表粒径 d_R は10cm程度である。砂州は表層に砂が乗り、樹木が生え、島状化している。島状化した砂州の下流に砂が堆積している。

⑤道路通過点の河道 (図3・1⑤)

図3・1⑤地点における川幅は110m程度である(歩測)。複列的砂州が存在し、流路は橋の地点で2派に分れる。



写真3・3 図3・1③地点 直上流の地質 岩石が風化して侵食されやすくなっている



写真3・5 堆積構造の乱れ(細砂) 堆積後の変形であると思われる

写真3・9は上流の様子である。橋下流の右岸は写真3・10のように侵食されている。



写真3・6 リップルマーク

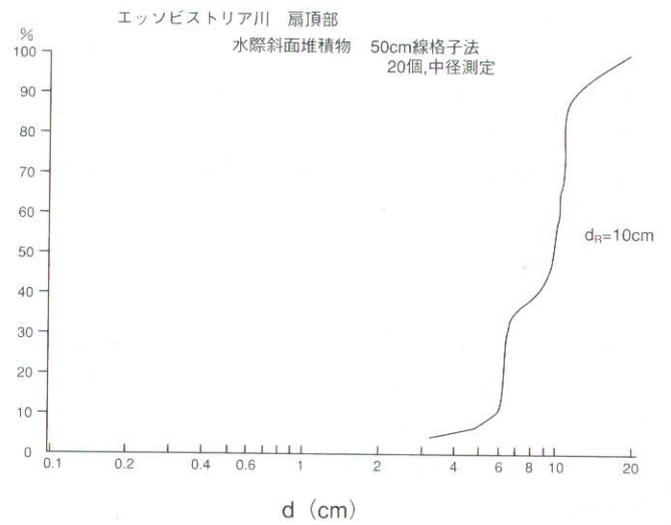


図3・2 エッソビストリア川④地点500m下流の水際表層堆積物



写真3・7 中州の状況 (複川の砂州の島状化)



写真3・8 水際堆積物 図3・1③地点より500m程度下流地点)

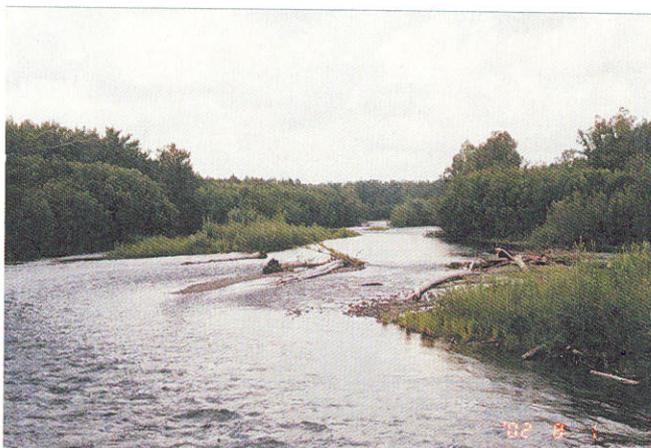


写真3・9 図3・1⑤地点の河道の様子 (上流)

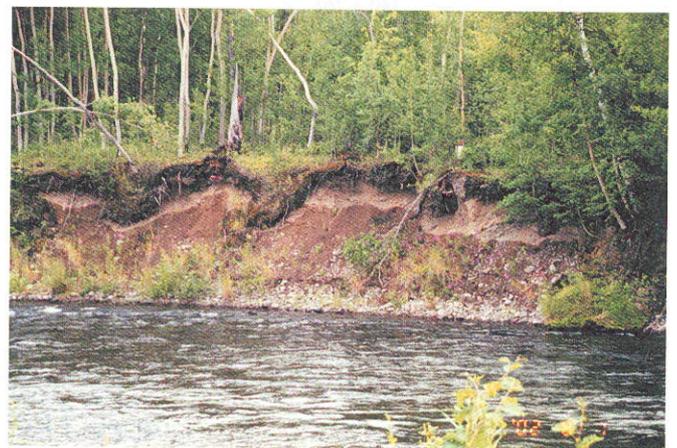


写真3・10 図3・1⑤地点の河道の様子 (下流)

3.2 地形図から見た扇状地河川の特徴

カムチャッカ川の左岸側の山地沿いの河川扇状地の勾配は1/70~1/200程度である。右岸側は左岸側に比べ小扇状地であり、また20万分の1の地形図（等高線間隔20m）では扇状地状地形を読み取れない河川が多い。右岸川の支川は流域が浅く、供給土砂量が少ないことによる（地殻変動、供給土砂量、気候変動、火山活動という4因子の時間軸における変化から解釈すべき課題であるが、情報が少なくて解釈できない）。

扇面勾配 I_b と扇頂から流域の最高峰の標高差 ΔH と扇頂から流域の最遠点までの谷長 L の比 $\Delta H/L$ の関係を図3・3に示す。検討の対象とした9つの扇状地の ΔH は800~1,770mである。流域面積が小さいほど、流域が急峻であるほど、扇面の勾配が大ききことを示している。なお6番の扇状地の流域に2,130mの火山が流域の中ほどに存在する。

扇頂部は扇面が下刻されており、扇頂付近の河床勾配は扇央の河床勾配より多少緩い。また大部分の扇状地の扇端付近の川付近の等高線は、下流方向に凹となっている。このような地形である理由として3つ考えられる。
 ①後氷期に供給土砂が減少し扇状地は成長していない、
 ②火山灰の堆積層を現河川は側刻している、
 ③地形図では読み取れないが（等高線の間隔は20m）、扇端部に堆積空間がある、である。わが国の緩勾配扇状地を流下す

る一級河川のセグメント1とセグメント2の境界部は、河床掘削が実施される以前は、天井川の傾向にあり治水上の隘路点であった。供給土砂量が減少しても扇面河床から土砂が供給され、それが堆積するはずである。要因②、③の可能性が高い。

左岸扇状地の扇端では、図3・1③に示すように、扇端より少し上流から河川が流れ出ている。これらの小河川は扇状地を下刻している。扇状地表層は火山灰に覆われている可能性が高い。降雨および融雪は地下に浸み込み、地表面勾配が緩くなる扇端より少し標高の高いところから流出するのであろう。

4. その他

- ①氷食地形：山地にカール状地形が多々見られる。最終氷期には雪線高度は地表面近くであったと推定される。半島南部にはフィヨルド地形がある。氷期、間氷期における供給土砂と流量の変化が、これに加えて火山活動が、河川地形にどのような変化を及ぼしたか検討するのに良いフィールドである。
- ②山：樹木は山の裾野に存在するが高地にはない。植生分布図と地形図があるので、樹木生育限界と高度、緯度、気候の関係が調べられる。
- ③草原：一面の草原はコルホーズであった牧草地であ

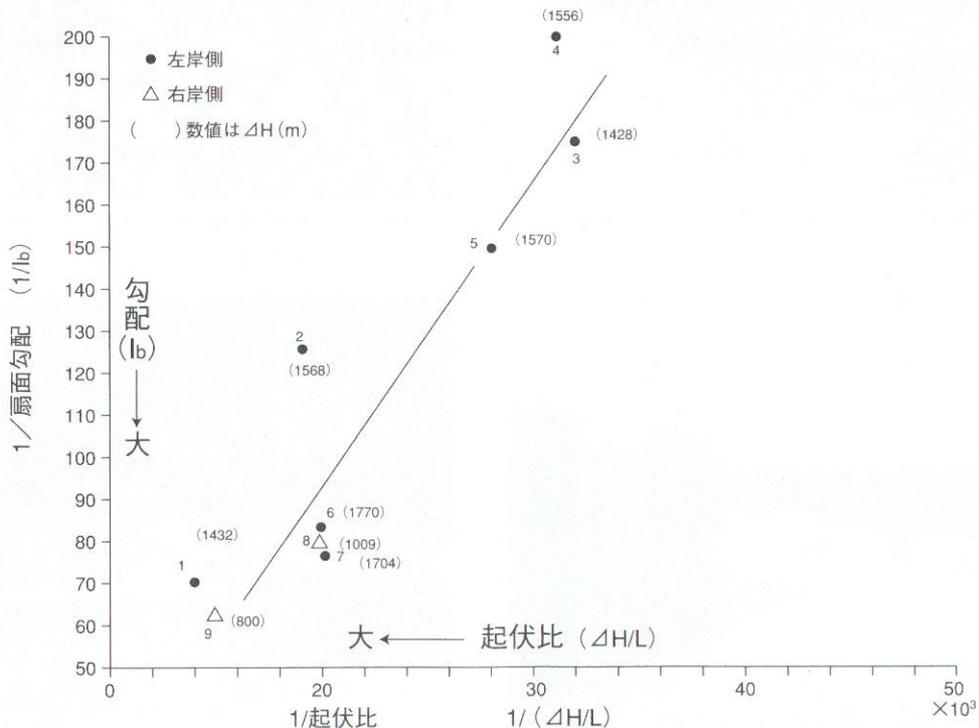


図3・3 カムチャッカ川に流入する河川の扇状地扇面勾配と起伏比

る。自然状態の草原はほとんど見る事ができなかった。人為的改変および山火事により明るいとこができたところには、紫の花が美しいヤナギランが多い。

④樹木：道路建設による光条件の変化により、道路から草本（ヤナギラン）、ヤナギあるいはシラカバ、カラマツの順に遷移する。

⑤山火事による樹木更新：平原部での自然発火（落雷）による山火事の跡を何箇所も目撃した。山火事により明るくなり、植生種が変わる。草地、シラカバ、カラマツの順のようである（写真4・1）。

⑥カムチャッカ川とコジレブカ川に挟まれた平原：河川により段丘化された地形であり、道路建設により表土が剥がされたところは、火山灰砂である。草地は少ない。浸透能が高いことと小雨量により河川形成が進まず、川がない。

⑦亜寒帯における化学的風化作用の弱さ：土壌化速度の遅さ、粘土分の生産量割合の低下。

⑧コジレブカ川下流部の河道特性とカムチャッカ川との比較：図3・1⑥地点の道路橋地点における川幅は、歩測による測定で35m、蛇行長よりの推定で40mである。流域面積はカムチャッカ川セグメント2-1-⑤の1/5である。礫川である。

融雪出水が洪水となるカナダ国アルバータ州の河川にならって洪水流量は流域面積の0.7乗に比例するとし（山本，1989），地平面勾配と河床材料の d_R をカムチャッカ川セグメント2-1-⑤の区間と同じとすると， B は $Q \cdot I$ に比例するので（⇒参考資料B），コジレブカ川の川幅は40mと評価される。洪水流量が流域面積の0.7乗に比例するという仮定はある程度妥当であろう。

⑨凍結融解による岩石の物理的風化：周氷河気候帯における岩石の風化，カムチャッカ川とビストリア川の分



写真4・1 図3・1⑥地点コジレブカ川付近の山火事の跡

水嶺（道路通過地点の峠），標高539mにおけるガレ場の様子を写真4・2に示す。

⑩南部ビストリア川沿いの東側山脈の山裾堆積物（扇状地性堆積物）：表層の土壌層は薄く，ほとんどない（グラベルピットの跡が数箇所見られた）。堆積物は円磨されている礫である。現ビストリア川は谷の一番低いところを流れている。



写真4・2 峠地点におけるガレ場の様子

参考資料A セグメント2-1における河床地形と土砂の分級に関する既往の知見

(1) 河道の平面形

河床は、河床に発生する砂州や湾曲などによって生じる流れの不均一により、河床に凹凸や土砂の分級堆積が生じる。このような河床の凹凸とそれに対応した河床材料粒度構成と堆積構造は、水棲昆虫、魚類、水辺の植生などの空間特性を規定する重要な要素である。それゆえ、河川生態系の観点から、河床地形の分類がなされている。

河川工学では、河床型を瀬・淵、砂州、河道平面形の3つの概念で説明している。

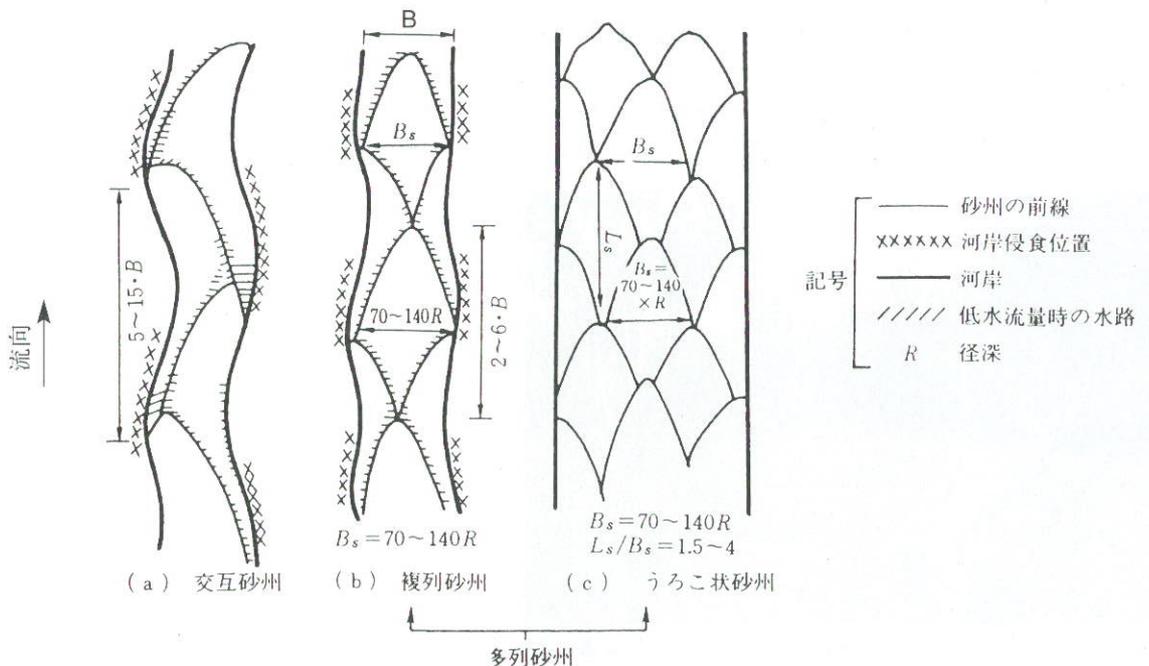
勾配が少し緩い山間部の河川、沖積地河川では中規模河床形態といわれる砂州が発生する。砂州は、河道地形の一つのユニットであり、瀬や淵はその部分である。図A・1は直線河道における砂州の形態とスケールを示したものである(山本, 1994)。洪水時においては、交互砂州の発生している河道では水流が蛇行し、複列砂州およびうろこ状砂州の存在する河道では水流が集中と発散を繰り返す。直線河道では、砂州は下流に向かって移動し、それとともに河岸侵食位置が変化する。

カムチャッカ川においてボートでの航下区間であるセグメント2-1の河道では、砂州のスケールは図A・1(a)に示すような低水路の川幅 B と平均年最大流量時の水深 H_m に規定される交互砂州が基本型となっている。交互砂

州の波長 L_s は B の約10倍程度であり(ただし川幅水深比が40を越えると L_s/B の値は小さくなる)、緩やかに蛇行する河川の蛇行長に対応する。自然河川では、河岸侵食にともない河道位置が変化し、蛇行が発達する。セグメント2-1では、川幅水深比の小さいほうが蛇行度 S (水路長を谷長で除したもの)が大きいことが判っている。複列砂州およびうろこ状砂州の L_s/B_s は2~5程度である。複列砂州が生じるような B/H_m が100程度では、流水の集中点が両岸に生じるので、蛇行度は小さく狭広を繰り返す平面形状となる(山本, 1994)。

河川の水深は流量変動にともなって変化するが、砂州のスケールは河床材料を全面的に移動させるに十分な流量で、かつ頻度の比較的高い流量における水深に対応すると考えられ、セグメント1, 2-1では平均年最大流量程度である。すなわち、砂州の形態、蛇行程度は Q_m , H_m , I_b の3量に規定される。屈曲した河道が護岸施設や岩・谷壁によって固定されていると、それらが砂州の移動・配置に影響を与える。河道の湾曲度が大きい場合で交互砂州が発生するような B/H_m であれば、砂州は移動しなくなり、深掘れ部の位置が固定される。

セグメント2-1の河道は一般に蛇行河川であるが、川幅水深比が70を超えると図A・1(b)のような複列的砂州あるいは複列砂州となり、単位形態の発生位置が河川生態学でいう河床型Bb型とは異なるものとなる。複列砂州的な砂州形状となると、その一部は、平水時、ワンド状



図A・1 典型的な砂州のスケール

地形となることがある。大きな洪水がないと、砂州の一部に草本類が生育し、細粒物質が堆積し、さらに樹林化が進む。複列的砂州が発生している区間では、緩い蛇行形状であることが多く、また砂州の移動速度が遅いこともあり、かつての砂州淵部が固定的なワンドとして長い期間存置することがある。

セグメント2-1の河川において、沖積谷の広い所を流れる自由蛇行河川（河岸侵食による側方変動の制限の無い河川）では、蛇行の進行にともない、淵と瀬の配置形態が交互に発生する図A・1(a)とは異なり、淵が片方の岸に連続したりする。図A・2に河道平面形と淵の配置関係の典型例を示した。

一般に、平水時の流路はB集団が抜け出し、粒径が大きい、勾配のゆるい場合には淵に砂が堆積することもある。ポイントバーが形成されている所では、湾曲による二次流により土砂の分級作用、横断方向の流速差により、凸岸部河岸に近いところに砂が堆積する。凹岸部が侵食されると、凸岸部の堆積が進み、浮遊砂の堆積により、河岸形成が進む。このような堆積機構の結果として、河岸は下部が河床堆積物である礫が、中層が砂質土となり、上層が細砂・シルト層となる。

なお川幅水深比が15程度以下で河道が直線状であれば砂州が発生しないが、自然河道では蛇行度が2を超えるような非常に曲がりくねった河道平面形状となる。

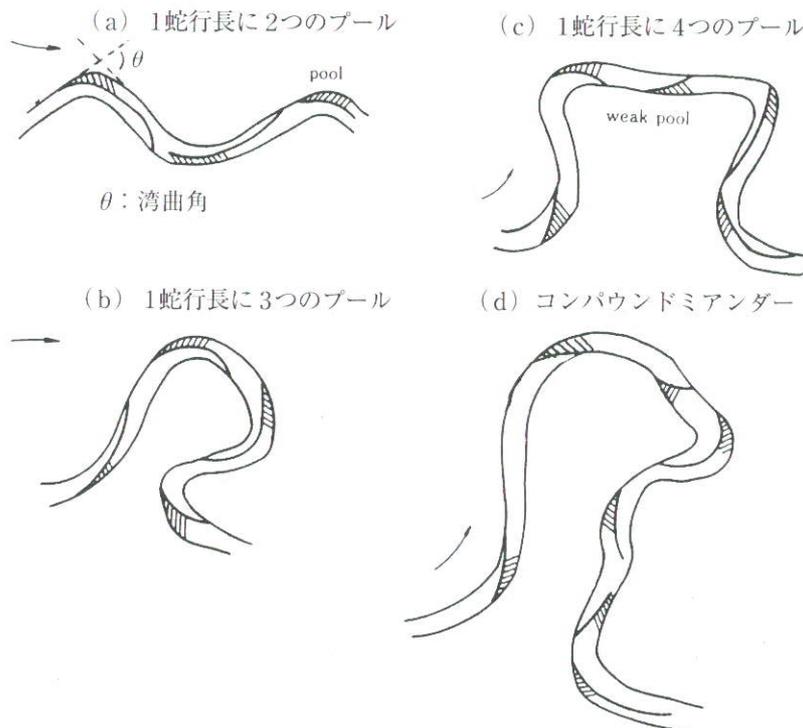
(2) 自然河岸における河岸侵食位置とその移動方向の評価

河岸侵食が発生し易い地点およびその移動方向は、低水路の平面形状、砂州形状、濬筋位置（最深河床高線）の平面位置より評価可能である。以下に判定のために必要な情報と評価法を記す。

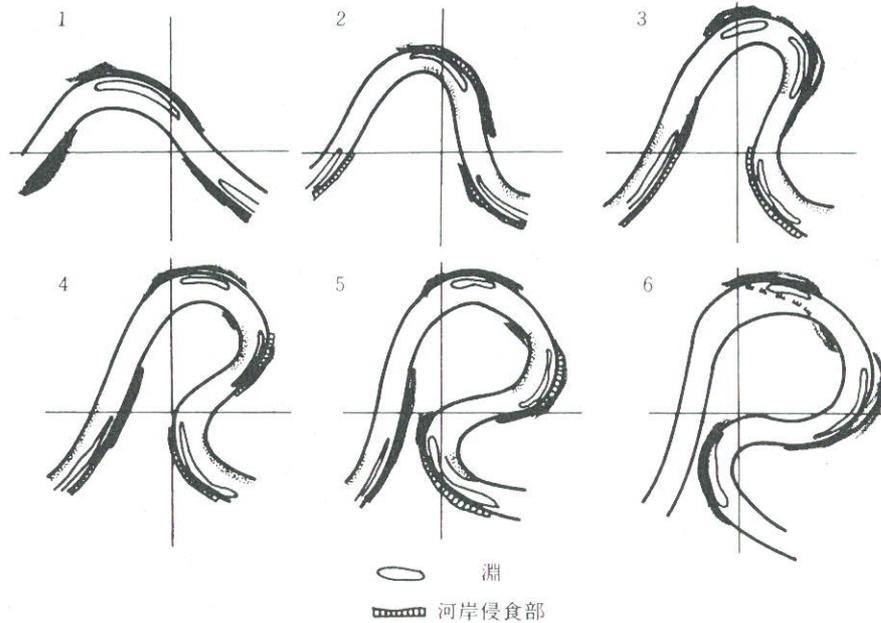
低水路に発生する砂州の列数が1以下で、平均年最大流量時の川幅水深比が60以下の蛇行河道（⇒図A・2(a)タイプ）あるいは迂曲河道（⇒図A・2(b), (c), (d)タイプ）の河道平面形状の変動特性の共通項について取りまとめる（山本, 1994）。

① 蛇曲から迂曲へ

1蛇行長に2つのプール（淵）のある蛇曲から3つ以上ある迂曲への発達過程の典型例について図A・3に示す（Kondrat'yev, 1968；木下, 1961）。蛇曲の状態においては、外湾部の最大曲率点の位置を基準点とすると、河岸侵食部の長さは下流の方が長いので、蛇行の振幅を増しつつ低水路位置を全体に下流に移動させるが、振幅の増大につれて水路長が長くなると、砂州の分裂あるいは新たなプールが発生し、これが生じると低水路全体の下流への移動は停止する（木下ほか, 1979）。侵食部の長さは、砂州の前縁線が河岸から離れる地点から対岸に達する地点まで、あるいは濬が河岸に寄った範囲であり、1回の河岸侵食量は、河岸高の数倍程度（2～3倍程度）であ



図A・2 蛇行形状とプール



図A・3 蛇行の発達過程 (Kondrat'yev, N.Y.に付加)

る。

河岸侵食が生じると、対岸は堆積が進み、河岸付近には中砂が堆積し、そこに植生が生えると、細砂・シルトをトラップして土砂の堆積速度が増し、高水敷化していく。堆積側には図A・4のような線状の微高地が認知されることがある。線状の微高地の間隔は、河岸高の2~3倍であり、これは、わが国におけるセグメント2-1および2-2における1回の河岸侵食量に対応している(建設省河川局治水課, 土木研究所河川研究室, 1990)。線状構造は対岸の間欠的な河岸崩壊に起因していることを示唆している(山本, 1994)。

②コンパウンドミアンダーの発生

蛇曲から迂曲に変わった後は、湾曲部はますますその径路を長くし、自然短絡(湾曲の首部が繋がること)が起こらなければ、プールの間隔が川幅の8~10倍程度となると、新たなプールを発生させ、図A・2(d)のような複雑な形(compound meander)となる。プールの発生ごとに流路の移動方向、移動速度が変化する。プールの発生は低水路変動形態の質的变化点である。

③自然短絡(natural cutoff)

迂曲河道では河道の全体的な前進がないので、蛇行の進行にともなってネック部(首部)がくっついて自然短絡が生じる。氾濫水がネック部を走り、氾濫原を侵食し新たな水路を作って自然短絡が生じることもある。

自然短絡が生じると旧河道は、いわゆる三日月湖となり、氾濫の繰り返しにより細粒物質が堆積し、埋まっていく。湖の形態がなくなっても、旧河道跡は周辺の氾濫

原より標高が少し低い。

④蛇曲から迂曲への移行時の流路長と蛇行波長の比は、1.4程度であり、湾曲角は140~180°、曲率半径川幅比 r/B は3程度である。

⑤河岸物質の影響

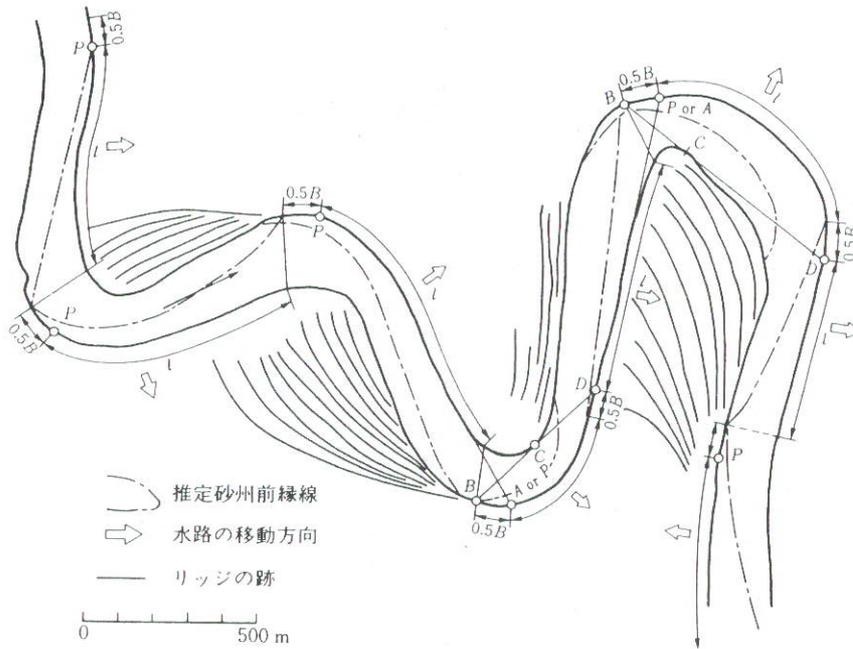
移動方向の河岸が流れに対して耐侵食力のある固結した物質であると、蛇曲、迂曲の発達が妨げられる。例えば谷壁(valley wall)、段丘崖(terrace)、後背湿地堆積物、粘性土は低水路の側方移動を規制する。

⑥河道の平面形状からの侵食部および侵食方向の判定法

・直線河道であれば交互砂州が発生する水理条件にある場合

図A・4の1番目から3番目の湾曲部のように、水衝部の位置が左右交互に現れる木下良作がいうA型タイプ(蛇曲型)の砂州接続で湾曲角が20°以上の場合は、河道の最大曲率点の位置Pより上流0.5B、下流5B程度を侵食域とし、その侵食長の中央の地点の河岸線に直角方向に河道が移動するものとする。

4番目の湾曲のように、水衝部が外岸側に2つ連続して現れる木下良作のいうC型タイプの接続の場合は、湾曲部上流部の内湾側の直線部を延ばし、外湾側との交点をAとし、それより0.5B上流と3~4B下流を侵食域とする。2つ目の侵食部はそこでの曲率が最大の地点より0.5B上流と3~4B下流を侵食域とする。曲率に変化が見られない場合は、図中のB点とC点を直線で結び、外湾との交点Dを求め、それより0.5B上流と3~4B下流を侵食域と



図A・4 天塩川10km付近の水路の移動方向の推定と線状構造

する。両侵食域は繋がることが多い。各々の侵食部の中央地点の河岸線に直角方向に河道が移動するものとする。

・直線河道であれば砂州が発生しない条件にある場合

湾曲角が 20° 以下の場合、最大曲率位置より上流に $2B$ 、下流に $2B$ 程度、 $20\sim 45^\circ$ では、上流に $1.5B$ 、下流に $3B$ 程度、 45° 以上の場合、上流に $0.5B$ 、下流に $4B$ 程度を侵食域とする。湾曲角が 60° 以上では、1湾曲の長さが川幅の7倍以上ある場合は、C型の接続型式になるとし、上流の最大曲率点より川幅の5倍程度の所（一般にそこは曲率が再度大きくなる所に相当する）を基準点とし、その上流 $0.5B$ 、下流 $3\sim 4B$ 程度を侵食域とする。直線部の長さが川幅の10倍程度ある場合は直線部の中央に新しいプールが発生するものとする。水路の移動方向は砂州の発生する場合と同様にして評価する。

平均年最大流量時の川幅水深比が70を超えると、湾曲部の下流側は、本文、図2・3に示したような砂州形態となり、川幅水深比がより大きくなると、いわゆる複列砂州が発生し、河道内に島状の地形が生じる頻度が増す。

(3) 河岸侵食および氾濫原堆積にともなう土砂の分級と堆積構造

図A・5は、 u_*^2 の値と粒径 d の平面図上に、粒径 d の材料の u_*^2/ω が1, 2.5, 15, また粒径 d の材料の無次元掃流力 τ_* が2.0, 1.0, 0.1, 0.06となる条件を示したものであ

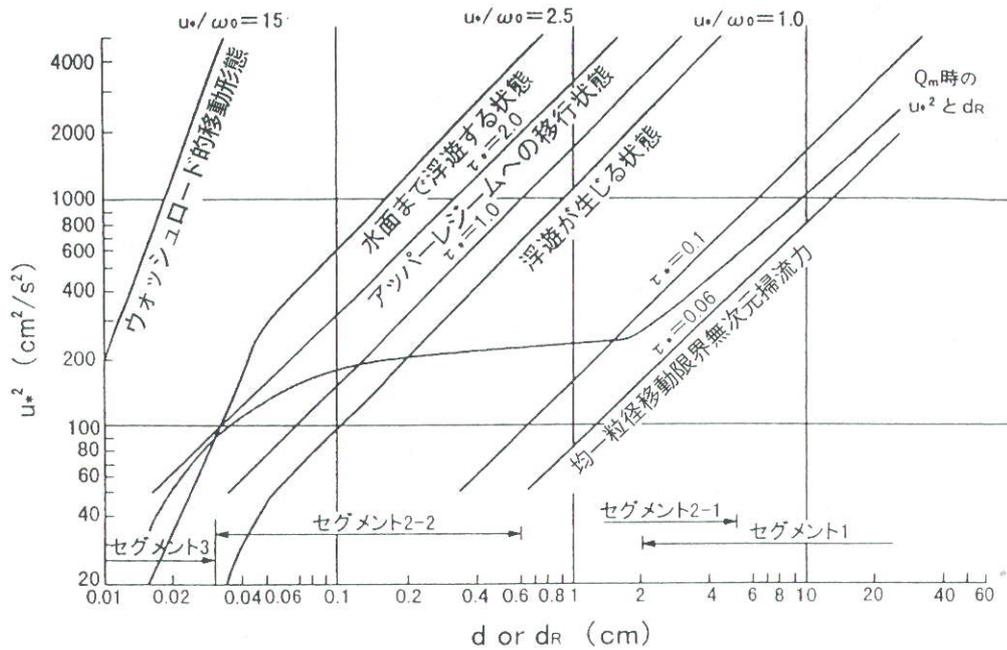
る。ここで ω は粒径 d の粒子の沈降速度である。 u_*^2/ω の値1, 2.5, 15は、粒径 d の材料が流水中においてウォッシュロード的の運動形態で輸送されるのに必要な u_*^2 、水面まで浮遊されるに必要な u_*^2 、浮遊が生じるに必要な u_*^2 の値を示すものであり、 τ_* の値0.06は、均一粒径の材料の移動限界無次元掃流力に相当する。同図中には、日本の沖積地河川における平均年最大流量時の u_*^2 と代表粒径 d_R の関係も太実線で示してある（山本, 1994）。

ところで、大洪水（1/100年確率相当）時の低水路の u_*^2 は、氾濫を防ぐ堤防が完成している場合は、平均年最大流量時の2倍程度であり、堤防が無ければ氾濫するので、これほど大きくならない（沖積谷幅が川幅に比較して大きいほど、平均年最大流量時の値に近づく）。

セグメント2-1では、氾濫時、流水の乗り上げ部に堆積した細砂・中砂は河岸侵食により侵食されてしまうので、河岸に沿った自然堤防の存在は顕著でない。しかしながら、河道位置を固定してしまうような曲がりのある狭い沖積谷を流下している場合、あるいは人為的に河岸侵食を防止すると、河道位置が固定されるので、高い自然堤防が形成される。

(4) 氾濫原上の凹凸

高水敷を人為的に整齊平坦化しなければ、高水敷には河川の沖積作用の痕跡（微地形）が存在する。地形の凹凸に応じて、表層土砂の質や水分量が異なり、それに伴って植生種が変化する。なお植生は洪水時の浮遊砂の堆



図A・5 d と u_* / ω_0 , τ_* の関係 (ω_0 はRubeyの式 $S=1.65$, $T=25^\circ\text{C}$ で評価) (山本, 1994)

積を助長し、また表層土砂の侵食を防止し、高水敷上の微地形や土壌の質に影響を与える重要な要素となっている。

セグメント2-1において自然蛇行する河川では、蛇行の移動にもなって生じる線状微高地を作るが、河道の側方移動が制御された河川では、河岸沿いに自然堤防が発達する。その高さは1~2m程度であり、氾濫原側の斜面勾配は1/30~1/40程度である。大洪水時には、流水が乗り上げる所に中砂、細砂を堆積する。これを特に河畔堆積物といっている。河畔林があると、氾濫原への流水の乗り上げが妨げられ、河畔堆積物量の堆積量が減少する。河畔林が流下方向に切れていると、そこから流水が氾濫原に流れ込み、砂が多量に堆積することがある。乗り上げ部の流速が速いと(2~3m/s程度か)、砂分が堆積できず、高水敷の表土を侵食し、侵食水路を形成することがある。

(5) 河床材料とマトリックス

河床材料は、洪水により移動堆積した後においても、平水、小出水により運ばれた物質が堆積したり、逆に流出したりする。河川生態系にとって問題としなければならないのは、粒径数cm以上の礫床河川(セグメント1および2-1)におけるマトリックス材の存在様式である。マトリックス材の粒径やその存在量が水分量の保持と栄養塩の量に関係し、植生の生育条件を規定する(渡辺ほか, 1998)。また魚類や底生動物の産卵・生育条件とも

関係する。

礫成分と砂成分は、同一水理量場における運動様式が異なり、分級現象が生じ易い。洪水時に礫成分が移動しているときには砂成分は浮遊し、その移動量も大きい。礫の間にトラップされ、あるいは礫や玉石を含む混相流堆積物としてマトリックス材となる。流速が遅くなり礫の移動が止まっても、表層近くの砂成分は流水により移動しうる環境にある。移動する砂分は集まり、带状あるいは薄層として移動し、再度、礫間のマトリックス材となるものもある。

セグメント2-1では、淵部は小流量時の流速が遅いので、細粒物質・有機物などが堆積し易い。また湾曲部のポイントバーにおいては、河岸側の方が河身側に比べて粒径が細かく、河岸付近には砂がたまることもある。またポイントバーの上流側の方が、下流側に比べて粒径が大きい。

(6) 蛇行度と川幅水深比

蛇行度は川幅水深比 B/H_m と密接な関係があり、 B/H_m が小さいほど蛇行度 S が大きくなる関係にある。 B/H_m が10程度で2, 50程度で1.6, 80程度で1.3, 100を超えると1.0程度の網状流となる。 B/H_m が50を超えると河道内に島状地形が現れる頻度が増す。

参考資料B 河床に働く掃流力と河道のスケール

ほぼ同一の気候帯を流れる沖積河川間では、河岸満杯流量時の河床に働く掃流力 u_*^2 は、代表粒径 d_R と密接な関係にある。図B・1に、わが国の場合を示した。

カムチャッカにおいても河岸満杯時に働く掃流力と代表粒径の関係が、図の関係と似たようなものになるとす

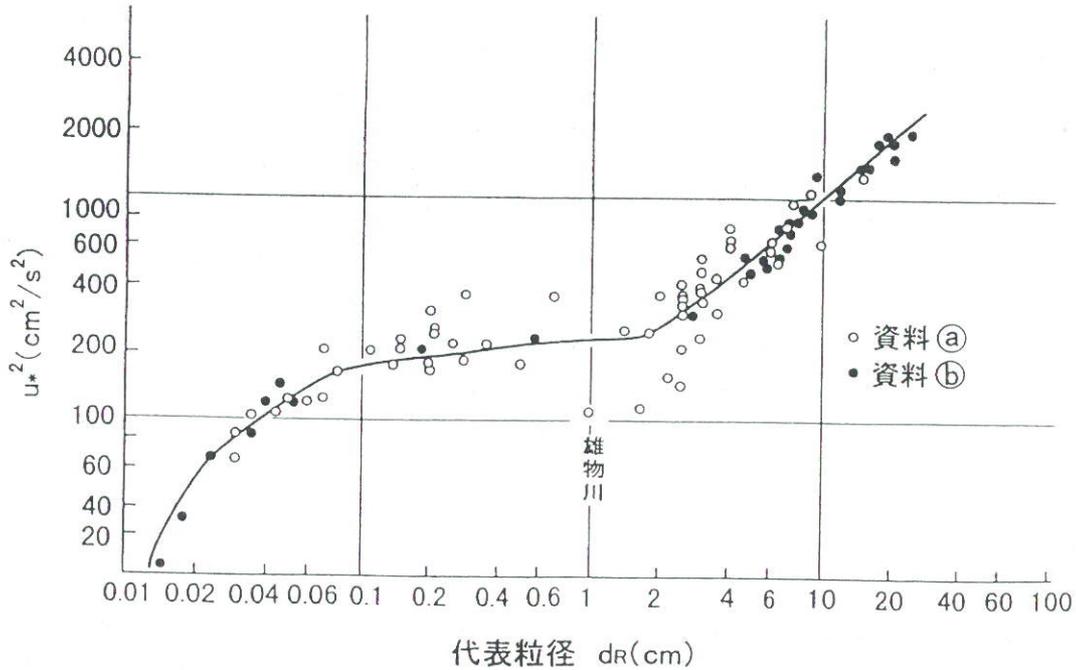
ると、 u_*^2 は、 d_R の関数であるので、

$$u_*^2 = f_2(d_R) \dots \dots \dots (B \cdot 1)$$

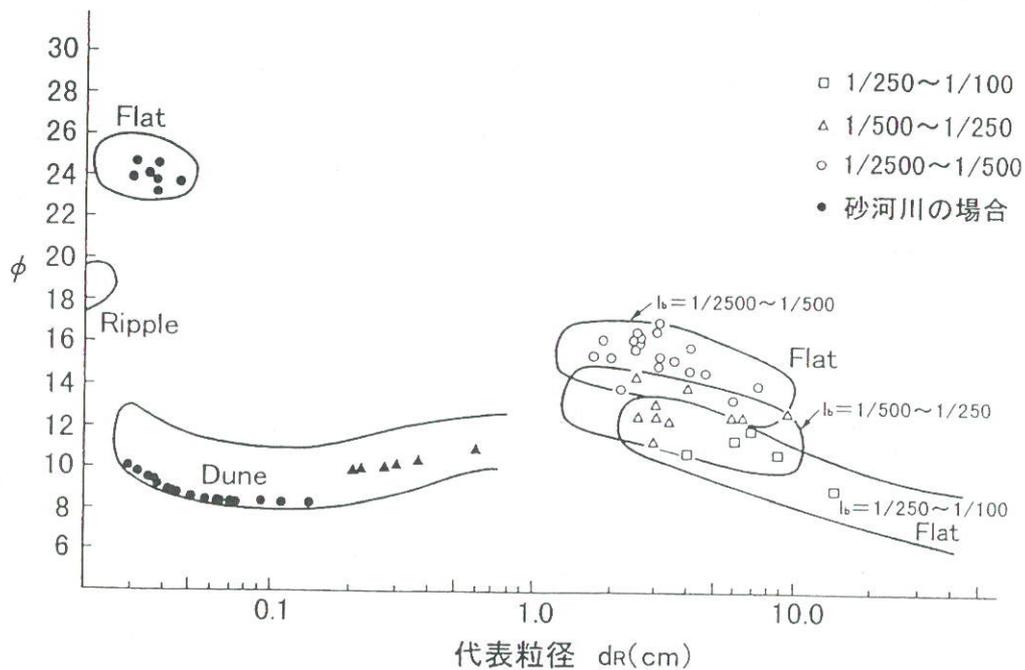
となる。

また河岸満杯時の河床の抵抗をあらわす流速係数 ϕ は、図B・2と同様な関係が成立するとすると、 d_R と I_b によって、ほぼ定まるので、

$$\phi = f_1(d_R, I_b) \dots \dots \dots (B \cdot 2)$$



図B・1 日本の沖積地河川の u_*^2 と d_R の関係



図B・2 わが国における平均年最大流量時の ϕ と d_R の関係

以上より河道のスケール，すなわち，川幅 B ，河積 A ，水深 H_m は，

$$u_*^2 = g \cdot H_m \cdot I_b$$

$$Q_m = B \cdot V_m \cdot H_m$$

であるので，式 (B・1)，式 (B・2) を用いて，

$$H_m = 1/g \cdot f_2/I_b \dots \dots \dots (B \cdot 3)$$

$$B = f_1^{-1} \cdot f_2^{-3/2} \cdot g \cdot I_b \cdot Q_m \dots \dots \dots (B \cdot 4)$$

$$A = f_1^{-1} \cdot f_2^{-1/2} \cdot Q_m \dots \dots \dots (B \cdot 5)$$

となる。また B/H_m は，

$$B/H_m = f_1^{-1} \cdot f_2^{-5/2} \cdot g^2 \cdot I_b^2 \cdot Q_m \dots \dots \dots (B \cdot 6)$$

となる。

河岸満杯流量時における代表粒径 (d_R) 集団 (有効粒径集団) の単位時間当たりの流送土砂量 (掃流砂 + 浮遊砂) を Q_s とすると，

$$Q_s = f_3 (\tau_{*0}, H_m/d_R) \cdot u_* \cdot d_R \cdot B \dots (B \cdot 7)$$

$$\tau_{*0} = u_*^2 / (s \cdot g \cdot d_R) \dots \dots \dots (B \cdot 8)$$

である。ここで f_3 は流砂関数で無次元量である。また s は河床材料の水中比重で1.65程度である。いま $C = Q_s/Q_m$ とすると，

$$I_b = f_1 \cdot f_2 / (f_3 \cdot d_R \cdot g) \cdot C \dots \dots \dots (B \cdot 9)$$

となる。

礫河床の場合， f_1 ， f_2 および f_3 は，勾配の影響を多少受けるが， d_R が同じ河川では，ほぼ一定値であるので，河床勾配 I_b は，概略，代表粒径集団 (有効粒径集団) の土砂濃度 C に比例する。河岸満杯流量時の代表粒径集団 (有効粒径集団) の流送土砂量は，代表粒径集団 (有効粒径集団) の年間平均流送土砂量にある程度比例しよう。代表粒径集団 (有効粒径集団) の土砂の濃度が濃いほど勾配は急に，薄いほど勾配が緩くなると考えられるのである。

おわりに

亜寒帯を流下する河川を眺め，得るところがあった。亜寒帯を流れる河川の河道特性 (地形の関わるもの) も，わが国の河川から抽出した河道特性に関する知見によって演繹的に説明可能であった。今回，地形，地質，植生に関する知見の必要性を強く感じた。河川を大観的に把握するには必須な情報である。

当初，予定されていたヘリコプターによる河川の観察が天候の関係で中止になってしまったのは残念であった。空からの観察があれば地形の大観，植生分布と河川の関係，河道位置の変化の軌跡を実感的に把握できたであろう。

最後に，本報告の作成にあたって，八千代エンジニアリング(株)，加藤雅大氏より資料の提供を受けた。記して感謝したい。また機会を与えて頂いた(財)河川環境管理財団に感謝したい。

2002年10月15日

参考文献

Gushina, A.G., and Nolomunikova, S.S.編 (1998) ソ連邦極東地域の火成層序地質図。
 北海道新聞社編 (2002) ロシア極東2，カムチャッカ，北海道新聞社。
 建設省河川局治水課，土木研究所河川研究室 (1990) 河道特性に関する研究 (2) 高水敷の機能に関する研究，第43回建設省技術研究会，土木研究センター。
 木下良作 (1961) 石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源調査局資料36号。
 Kondratyuk, V.I. (1974) Klimat Kamchtki. Moscow, Gidrometeoizdat.
 Kondrat'yev, N.Y. (1968) Hydromorphologic principles of computation of free meandering, Trans. of the State Hydrologic Institute (Trudy GGI), No.155, pp.5-38.
 山本晃一 (1989) 気候・地形・地質が河道特性に及ぼす影響に関する研究ノート，土木研究所資料第2796号。
 山本晃一 (2002) 自然攪乱・人為的インパクトと河川生態系，第2章，河川整備基金事業報告書，河川環境管理財団。
 山本晃一 (1994) 沖積河川学，山海堂。
 山縣耕太郎，曾根敏夫 (1999) 火山と寒冷地形，地理44-7。
 渡辺敏，藤田光一，塚原隆夫 (1998) 安定した砂礫州における草本植生発達の有無を分ける規定要因，水工学論文集第42巻，pp.439-444。

あとがき

ここで記した3河川は、気候の違いにもかかわらず河道特性の内的構造特性が日本の沖積河川と似ているようです。すなわち日本の経験を援用できるようです。

なお、河道特性に関する一般的知見については、拙著「沖積河川学」(1994, 山海堂)に、概要が「河道計画の技術史」補章(1999, 山海堂)に記されています。

また、わが国と気候帯が異なる地域を流れるインドネシア国の河川、カナダ国アルバータ州を流れる河川の河道特性について、「気候・地形・地質が河道特性に及ぼす影響に関する研究ノート」(1989, 土木研究所資料第2795号)、「インドネシア国の河川と河川処理」(1990, 土木研究所資料第2823号)に記載されています。参考にしてください。

河川環境総合研究所資料 第6号 平成15年1月編集・発行

ISSN 1347-751X

気候の違いは河道特性の内的構造を変えるか -長江・アブレ川・カムチャッカ川の河道特性調査-

編集・発行 財団法人 河川環境管理財団 河川環境総合研究所

〒104-0042 東京都中央区入船一丁目9番12号 TEL 03-3297-2644 FAX 03-3297-2677

ホームページ『河川環境情報ステーション』 <http://www.kasen.or.jp/>

E-mail info@kasen.or.jp

印刷・製本 西印刷㈱ 〒102-0093 千代田区平河町1-4-15 TEL 03-3263-5579 FAX 03-3239-4890
