

新潟平野周辺地域における最終氷期最盛期頃の 河床下刻作用と地盤隆起運動

高 浜 信 行*

Downward erosion of river bed and upheaval movement at the maximum Würm stage around the Niigata Plain, Central Japan

by

Nobuyuki TAKAHAMA

(Abstract)

The lowest sea level at the maximum Würm stage was estimated to be 140 meters lower than that at the present time around the Japanese Islands (MINATO,1966). The strong downward erosion of river bed might have been progressed due to the lowering of the base level.

The author investigate the upper limit of the above influence at the maximum Würm stage, drawing the longitudinal profile of river bed along the middle and lower reaches of the river Shinano. It is presumed, from the investigation that, there might have occurred 「knick point」 or discontinuity of gradient of the river Shinano at nearby Ojiya city.

It is consequently inferred that, direct downward erosion due to the lowering of the sea level along the river Shinano might have attained up to the vicinity Ojiya City. The discontinuity can be attributed mainly to the Neotectonic movement. The downward erosion of the upper stream above the discontinuity would be caused mainly to the upheaval movement.

Namely, the mass movement activity along the river Shinano which occurred in upper stream area above Ojiya City would not be effected by the lowering sealevel at the maximum Wurm stage, but might have caused mainly due to the upheaval movement.

Ⅰ は じ め に —問題の設定—

地すべり, 土石流などのマスマーブメントの発生・発展には, 山地・丘陵斜面の“成長”が基本的な要因としてあげられる。更新世後期の斜面の“成長”は, 地盤隆起運動による高度の増加, あるいは, 氷期の海水面(基準面)降下にとまなう河床下刻の進行の2つが重要な要素と考えられる。

最終氷期最盛期(約2万年前)頃には, 日本列島周辺では, 現在より最大で140 m海水面が降下(湊, 1966)し, 河床の下刻作用も活発に進行した。その結果, 斜面構成物質が不安定になり, マスマーブメントも活発に発生・発展したものと推測されている(杉山, 1975)。

* 新潟大学積雪地域災害研究センター

信濃川支流の魚野川、破間川流域でも、芋川地すべりの発生（津田ほか、1970；IWANAGA *et al.*，1977），大倉地すべりの顕著な発展と拡大（高浜，1981）など、この時代の地すべりの活動例がみとめられる。最近では、寺川ほか（1981）は、この時代の多数の活動例を報告している。

筆者も、杉山（1975）と同様に考えていた（高浜，1979）が、最近、新潟堆積盆東縁地域のマスマーブメントの変遷を第四紀地史の観点から総括する過程で、最終氷期の最大海面降下が河床の下刻作用に直接影響をおよぼすのは、海岸部に限られ、この時代の内陸丘陵部の下刻には、隆起運動が大きく影響しているのではないかとの疑問をもった（高浜，1982）。しかし、具体的な検討を加えるまでには至らなかった。この問題は、マスマーブメントへの影響のみならず、河成段丘の成因、丘陵部のネオテクトニクスの問題などにも重要である。

更新世末期から完新世の河川変動の解明には、海面変動、地盤隆起運動をはじめ、流水量の変遷、集水域からの風化物質の供給の問題なども含め、総合的な検討が必要であるが、本報では、とりあえず新潟平野の周辺地域を例に、最終氷期最盛期頃の河床縦断勾配の検討から、この問題に考察を加えた。

現段階では、一部をのぞき、最終氷期最盛期頃の地層、地形面の対比も十分に確立されておらず、結果は、大胆な推論を展開することになった。御批判をいただければ幸いである。

Ⅱ 信濃川中～下流域における約2万年前頃の 「河床縦断面」の復元

信濃川の中～下流域*は“沖積層”，新时期の段丘堆積物，地形面の区分，対比も進んでおり，この流域から検討をはじめることにする。

1. 「河床縦断面図」の作成

信濃川中～下流域の最終氷期最盛期（約2万年前）頃の「河床縦断面図」を図-2に示した。この図の作成にあたり，当時の河床高度は次の資料を参考にした。

1) 信濃川下流域（新潟～小千谷）

この地域では，“沖積層”が厚く堆積して，新潟平野を形成している。約2万年前層準と測定されている軟弱地盤地質系統，およびその相当層の基底を当時の「河床高度」とみなした。すなわち，新潟地域では，湊（1974）の白根累層の基底，柴崎・和田（1969），和田（1972）の軟弱地盤地質系統の基底深度（図-3），青木・仲川（1980）の白根層（再定義）の基底で，最大深度，海拔-140～-150mとされている。

三条地域では，新潟県（1974），IWANAGA and ISHIBASHI（1977）は，この地域の“沖積層”をA₁～A₃の3層に区分し，その最下部層・A₃層が最大海面降下期の谷（海拔-100m）を埋積した地層とみなした。また“沖積層”の基底付近の深度**を図-4のように復元している。長岡地域の平野地下の第四系は，Ⅰ～Ⅳ層に区分され，Ⅰ，Ⅱ層が“沖積層”とされている（早川，1976；新潟県，1981）。その基底深度は図-5のように示され，長岡市高見付近で海拔-32m，同滝谷付近で+13mと記録されている。

* 本報では，便宜的に小千谷付近を境として，その上流津南地域までを信濃川中流域，下流側を下流域と呼ぶことにする。

** 正確にはA₃層の基底の砂礫層の上面深度である。断面図を参照すると，この砂礫層は層厚10～20mである。実際の“沖積層”の基底深度はこの図より若干深くなる。

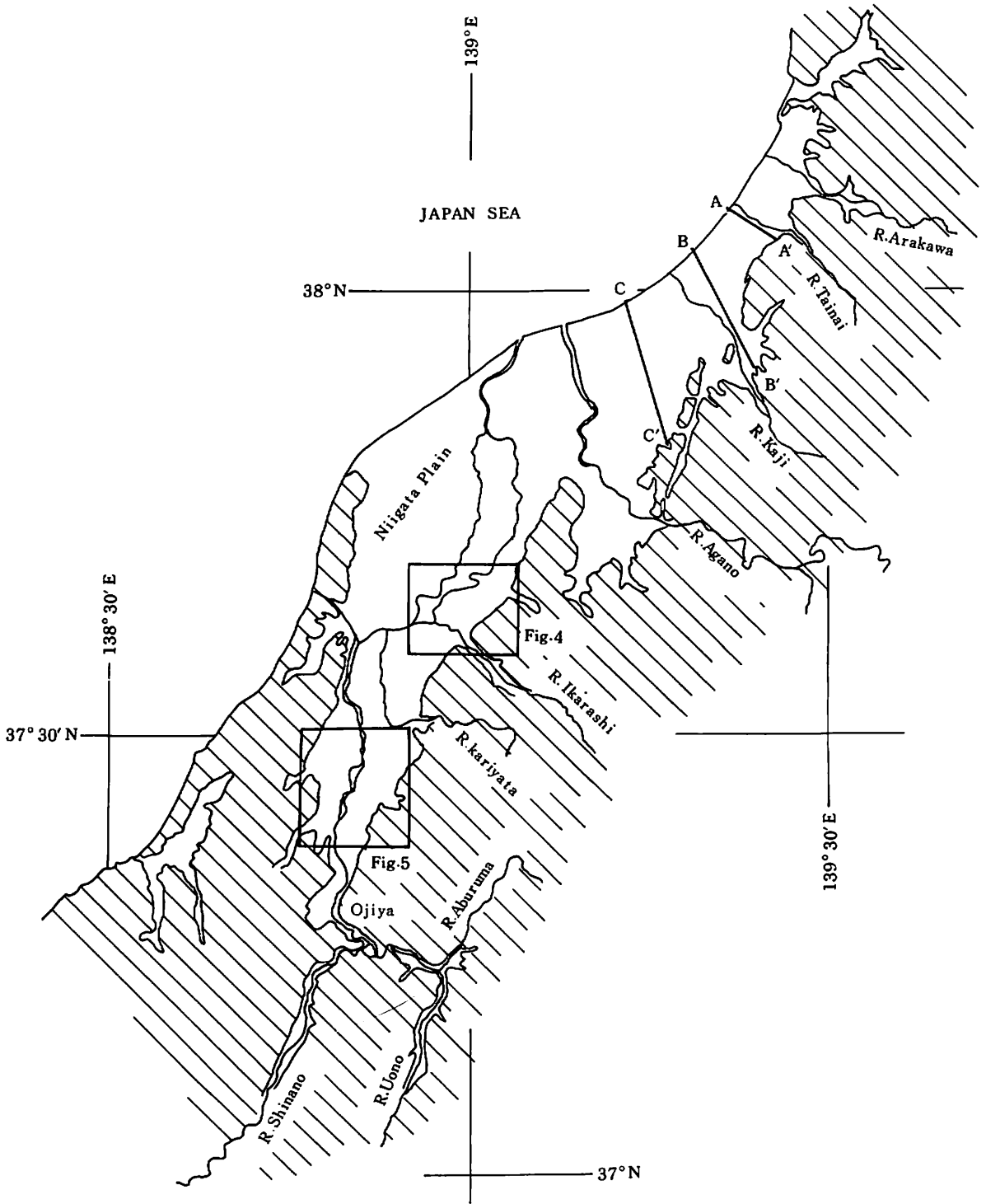


図-1 位置図

A-A'~C-C'は図-8の断面図の位置

Fig.1 Index Map

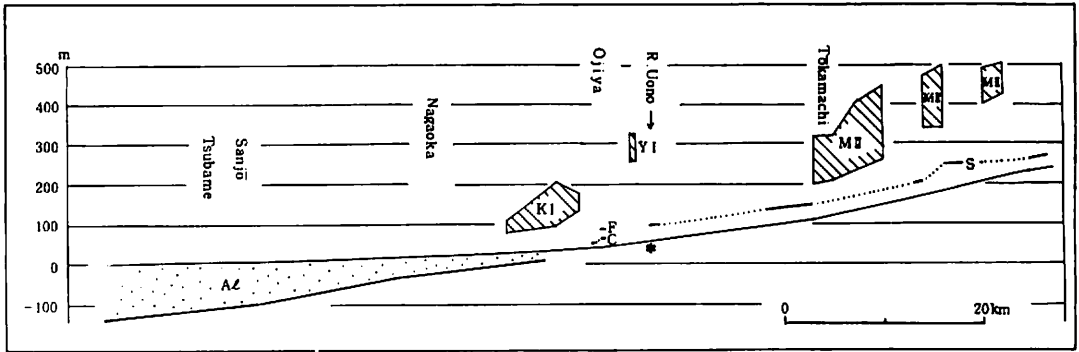


図-2-A 信濃川中・下流域の「河床縦断面図」

KI: 越路原I面, YI: 山本山I面, MII: 米原II面, S: 正面面, F: 船岡山面, C: 潮音寺面, AZ: "沖積層" 星印は魚野川の分流地点

Fig. 2-A 「Longitudinal profile of river bed」 along the middle and lower reaches of the River Shinano

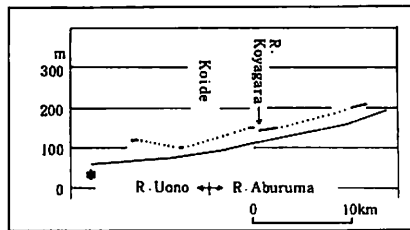


図-2-B 魚野川・破間川「河床縦断面図」

Fig. 2-B 「Longitudinal profile of river bed」 along the River Uono and Aburuma

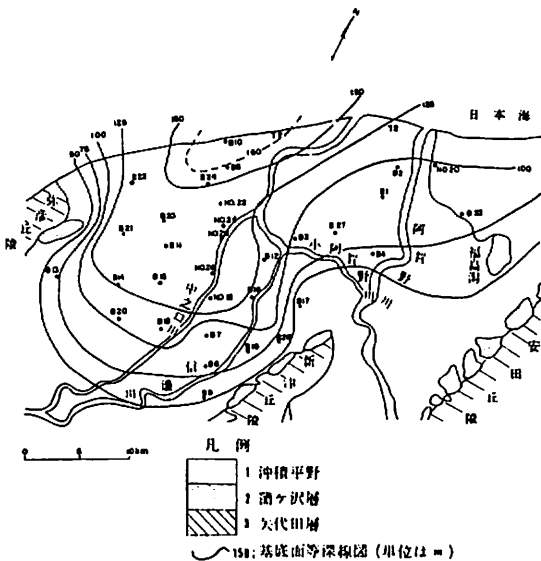


図-3 新潟平野の軟弱地盤地質系統基底面図 (和田, 1972)

Fig. 3 Contour map of base level of the "Alluvium" in the Nigata plain (WADA, 1972)

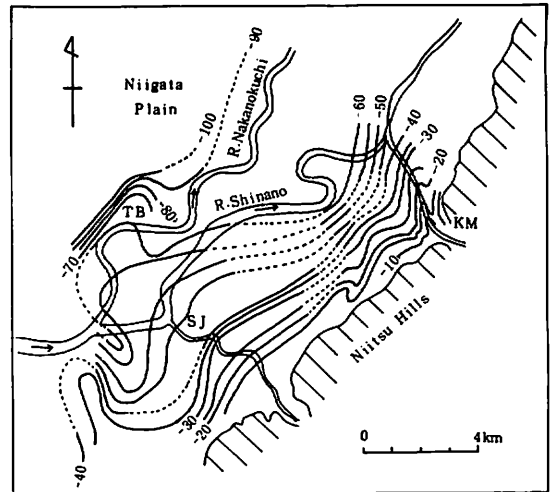


図-4 三条・加茂地域の「沖積層」基底砂礫層の上面深度図 (IWANAGA and ISHIBASHI, 1977)

SJ: 三条, TB: 燕, KM: 加茂
Fig. 4 Contour map of the top level of basal gravel of the "Alluvium" at Sanjō-Kamo area (IWANAGA and ISHIBASHI, 1977)

2) 信濃川中流域(小千谷～津南)

信濃川はこの区間では、深く谷を切りこみ、多数の段丘地形を形成している。これらの段丘面の中で早津・新井(1981, 1982)は、広域テフラ、始良Tn火山灰層(AT)の追跡から、津南の正面面、小千谷の船岡山面が、約2万年前頃に形成された地形面とのべている。しかし、新潟平野団研グループ(1972)は正面面を小千谷地域では船岡山面より一段低い潮音寺面と対比しており、早津らの見解と異なる。したがって、小千谷地域では、船岡山面と潮音寺面の2つの高度を示した。当時の河床高度が少なくともこの間に入るとみることができであろう。

上記の対比にもとづいて図-2を作成した。この図には、現在の沖積面、もしくは河床高度と、米原Ⅱ面*、山本山Ⅰ面*、越路原Ⅰ面*の分布高度も記した。また、信濃川の支流、魚野川、破間川流域についても、正井・高浜(1980)の段丘Ⅲ群の中の最低位面がロームを被覆する最低位面であることから正面面に対比して、図-2-Bを作成した。

図-2で、本報のテーマに関連して最も重要な点は、沖積面(現河床面)と「2万年前河床面」とが、小千谷付近で交差しており、かつ、この部分で「2万年前河床面」に現在ある程度の高度不連続(段差)がみとめられることである。これは、潮音寺面(図-2-AのC)、船岡山面(同F)のいずれであっても変わりはない。

Ⅲ 推 察

1. 氷期・間氷期の河川変動

図-2の検討に入る前に、氷期、間氷期における河川の侵食・堆積作用について、現在どのように説明されているか検討しておきたい。

まず、貝塚(1969)は、DURY(1959)にもとづいて、図-6に示されるモデルを示した。このモデルは、氷期には海面降下にともない下流部(A域)の下刻、上流部(C域)では、氷期の降水量の減少と、凍結融解作用などによる物質供給量の増加で谷の埋積が進行し、つづく後氷期には、降水量の増加による上流部での下刻、また、海面上昇に伴う下流部の埋積が進行すると説明されている。このモデルのA域は、ほぼ海岸平野部(図-2の小千谷より下流域)で、C域は高山岳地域(たとえば、斎藤(1977)の黒部川源流部)、または、高緯度の周氷河地域に相当するであろう。日本列島には、このどちらにも属さない中間地域であるB域の分布が広く、新潟の丘陵・山地はほとんどがB域に入るであろう。図-7でみる限りは、

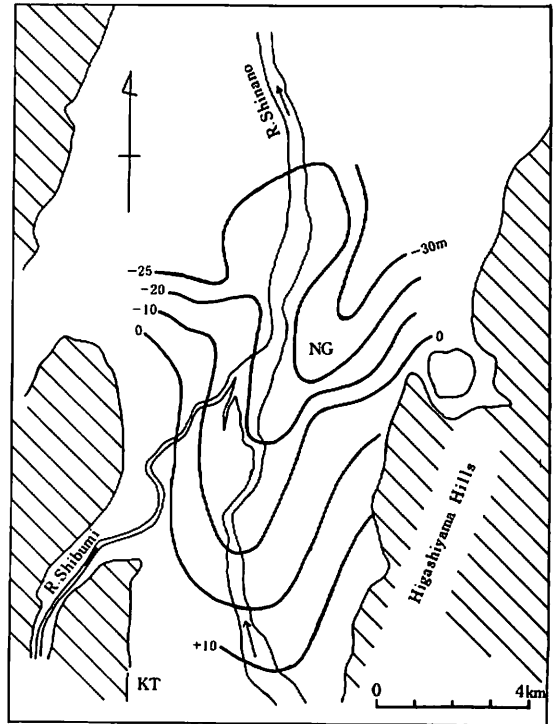


図-5 長岡地域の“沖積層”基底面図(早川, 1976;新潟県, 1981)

NG:長岡, KT:片貝

Fig.5 Contour map of base level of the "Alluvium" at Nagaoka area. (HAYAKAWA, 1976; Niigata Pref., 1981)

*小林忠夫氏の御教示によれば、被覆ローム層の対比からこれらの面はほぼ同時代に形成されたとみられる。

B域の下刻作用は、氷期の海面降下で説明されているようにもみえるが、貝塚のモデルにはこの部分の説明がぬけているように思える。

菊地(1971)は、氷期には、海面降下による河川の若返りで、侵食前線(遷急的)の進行により下刻が進行すると説明している(図-7)。遷急点より上流側では、当然のことながら、海面降下の直接の影響をうけない。もし、遷急点より上流域でも下刻が進行しているとすれば、その原因は他に求めなければならない。

問題を整理すれば、信濃川中～下流域でこのような遷急点を認めうるかどうか?あるいは、遷急点の存在を予測させる河床の諸状況に著しい不連続が認めうるか否かが当面の課題となる。

2. 信濃川中～下流域

小千谷から下流域の2万年前以降の河床変動は、前述の貝塚のモデルで説明可能である。小千谷～津南の信濃川中流域では、米原Ⅱ面(ほぼ最終間氷期)形成以降、約2万年前の正正面面の形成まで卯の木、朴の木、貝坂などのいずれも礫層の層厚10m以下の侵食性の段丘(図-2では省略)が発達する(信濃川段丘グループ, 1968, 1970)。米原Ⅱ面と正正面面の分布高度差は50～180mで、この地域でも最終氷期の間に活発な下刻が進行したことを示す。この状況は魚野川、破間川でも同様である(正井・高浜, 1981)。

この下刻作用の原因が、海面降下によるか、あるいは他の原因によるかは、図-2の小千谷付近の不連続がどのような意味をもつかの吟味が必要である。

周知のように、小千谷地域では、池辺(1942)、大塚(1942)の指摘以来、活褶曲、活断層について、多数の報告(たとえば、中村・太田, 1968; 飯川・鈴木, 1976; 太田・鈴木, 1979; 早津・新井, 1982)が出されており、最近では詳しい測地学的変動(溝上ほか, 1980)、沖積面の傾動(飯川, 1982)も報告されている。

したがって、図-2にみられる「2万年前河床勾配」の高度の不連続は、その後の変位も加わっていることは事実であろう。しかし、小千谷付近の活構造運動は、前述の多くの報告があるように、もっと古くからつづいており、また、山本山Ⅰ面の分布高度も同時代の越路原Ⅰ面、米原Ⅱ面と比較して、さらに、これらの面と「2万年前河床面」との高度差もこの部分だけ、特に大きいこと(図-2)は、現在の「2万年前河床勾配」にみとめられる不連続をすべて、その後の変位とみることは難かしいように思える。

また、小千谷から下流部の「沖積層」の下部には砂礫層が多く、扇状地堆積物(日本鉄建公団, 1980)

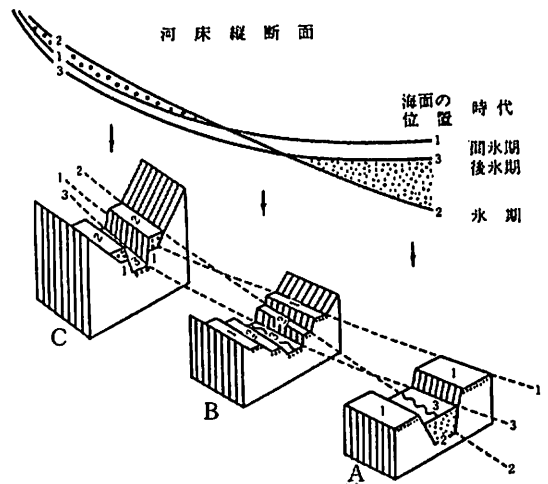
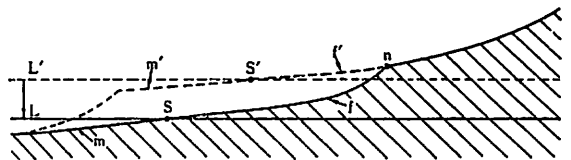


図-6 間氷期・氷期・後氷期における河川の堆積侵食による河成段丘形成のモデル(貝塚, 1969)
Fig.6 Formation model of the river terrace from the Late Pleistocene to the Holocene (KAIZUKA, 1969)



L: 海面, S: 海岸線, f: 河床面, m: 海底面, n: 遷急点, L', S', m', f' はそれぞれ過去の状態を示す。f' および m' は、現在は段丘面として保存されていることが多い。

図-7 海面低下による下方侵食(下刻)の上流への波及(菊地, 1971)
Fig.7 Progress of the downward erosion by the lowering of the sea level (KIKUCHI, 1971)

とみられている。

さらに、図-2では、下流域と比較し、中流域では、「2万年前河床勾配」が、局所的には差をもちながらも、中流域全体では、現河床勾配と大きな差がみられないことも、2万年前頃と現在で下刻作用の条件に基本的な変化がなかったことを示すこととみれる。以上の状況は、約2万年前頃の信濃川に、小千谷付近に「遷急点」あるいはこれに相当する大きな不連続があったとみることに十分な根拠を与えるものであろう。

すなわち、最終氷期の海面降下が河床の下刻作用に直接影響したのは、信濃川では小千谷付近が、その限界とみられる。これより上流域の当時の下刻作用の原因は、上述のように、この地域が現在まで活動的な構造運動をつづけていることから、地盤の隆起運動に求めることが妥当と考える。

正面面形成後、現在までの50m近い下刻の進行も後氷期の降水量の増加だけでは説明できないであろう。

では、このような現象は、信濃川だけに特別にあらわれたものであろうか。あるいは、より一般的にみられるものか。次に新潟平野東縁地域を例に、さらに若干の検討を加えたい。

3. 新潟平野東縁地域

新潟平野から、東縁の丘陵、山地にかけての地域では、本報の問題と関連して、次の3点の特徴がみとめられる。

1) 新潟平野の地下では、軟弱地盤地質システムの基底深度が東側に向かって急激に浅くなっている。この様子は、図-3, 4, 5の“沖積層”基底の等深線図、新潟平野地盤図(建設省北陸地建, 1981)中の新潟平野北部の横断面図(図-8, B, C)によくあらわされている。図-8のBは加治川に近接した、また、Cは平野から笹神丘陵にかけての断面である。なお、これらの図のAfgは周辺地域の地表地質調査からは、埋没段丘と判断できる。水系が平野に出る部分には荒川、胎内川、加治川、阿賀野川、信濃川の長岡周辺では、いずれも“沖積層”は砂礫が卓越することがみとめられ、図-8Aには荒川沿いの典型例が示されている。

2) 東方山地、丘陵部を横断する水系には、信濃川、破間川と同様に、最終氷期～完新世に形成されたとみられる、堆積物が新鮮で地形面の保存が良好な新期の段丘が多数発達する。たとえば、北から荒川では3～4段(田中, 1982)、胎内川で5～6段(加藤, 1977; 田中, 1982)、加治川で5～6段(田中, 1982)、阿賀野川の津川付近では少なく2段(稲葉ほか, 1975)、五十嵐川で3段+(内藤, 1975; 下田丘陵団研, 1976)、刈谷田川で3～7段(内藤, 1975; 刈谷田川団研グループ, 1977)の新期の段丘がみとめられ、最終氷期にも下刻が進行したとみられる。これらの中で現在、明らかにされている限り、約2万年前頃に形成されたと確認されるものは、わずかに、阿賀野川の津川段丘(柳田, 1979)、新津丘陵加茂付近の「蒲ヶ沢層」の一部*(新潟第四紀グループ, 1974)程度で、各水系でこの時代の河床高度の追跡は、今後の検討課題である。しかし、胎内川(加藤, 1977)、加治川(田中, 1982)、阿賀野川(柳田, 1979)、五十嵐川、刈谷田川(内藤, 1975)では、上記の新期の段丘の中で、上位の一部をのぞいて、各段丘面から復元された旧河床勾配は、信濃川と同様に、大局的には現河床勾配とめだった差異はみとめられない。

3) 新潟平野の東縁、丘陵、山地との境界は、新発田-小出線に沿って、また、新津丘陵、東山丘陵の西縁部で更新世末期あるいは現在まで活発な構造運動がつづき、活断層もいくつか確認または推測されている(活断層研究会, 1980; 太田・鈴木, 1979; 藤田, 1980; 笹神団研グループ, 1982; 高浜, 1982)。

* 模式図の蒲ヶ沢層は“中位段丘堆積物”に相当するとみられており、これとわかる必要がある。

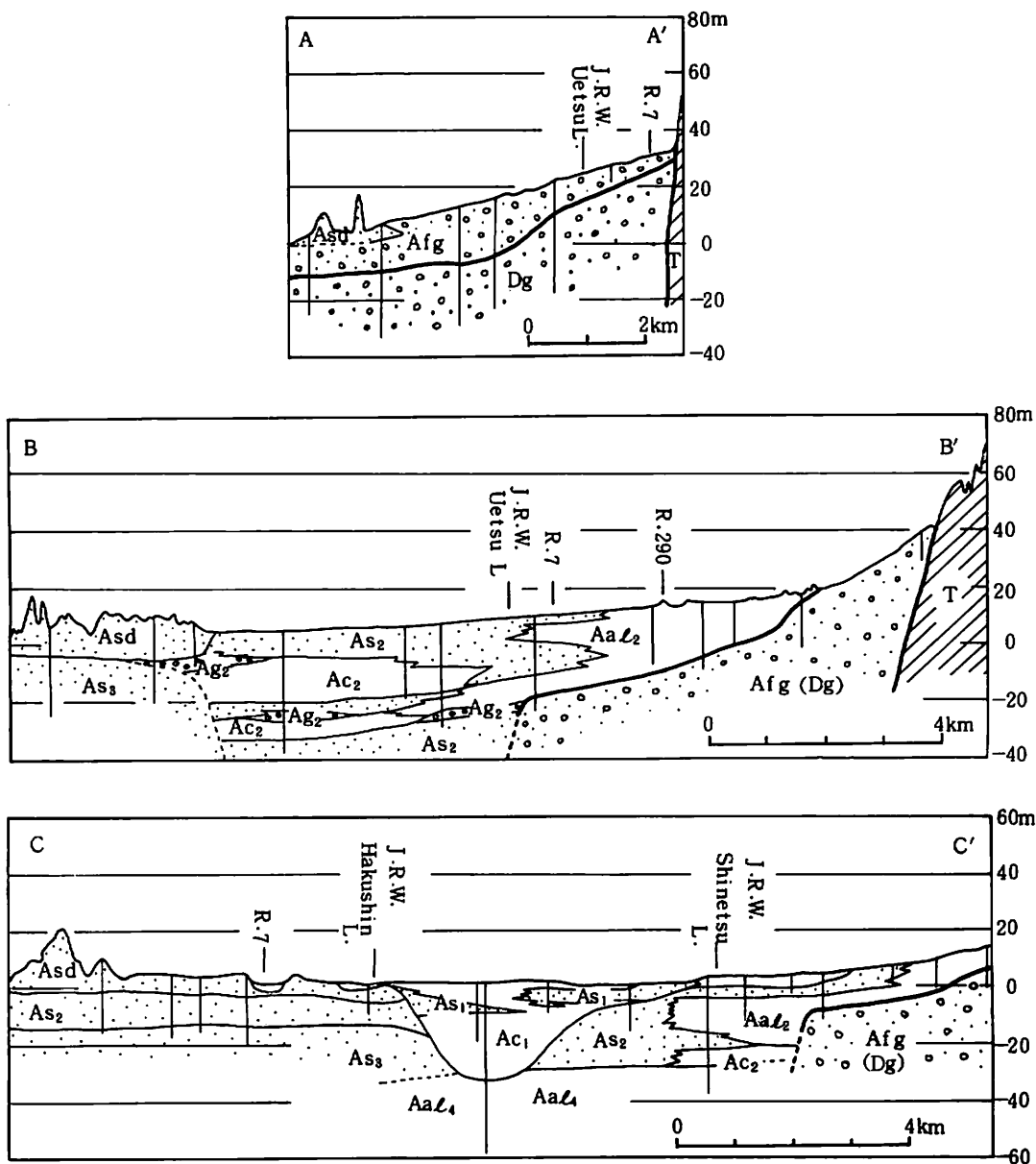


図-8 新潟平野北部の“沖積層”の地質断面図 (建設省, 1981)

Asd : 砂丘砂層, As : 砂層, Ac : 粘性土層, Aal : 砂・粘性土互層, Afg : 扇状地性砂礫層, Dg : 埋没段丘砂礫層, Aは“沖積層” Dは更新統を示す。R : 国道, J.R.W. : 国鉄路線

Fig.8 Geological sections of the northern part of Niigata Plain

(Ministry of Construction, 1981)

以上の特徴は、信濃川中・下流部の特徴と共通しており、新潟平野と東方の山地、丘陵との境界付近に、2万年前頃の河床に「遷急点」あるいはこれに相当する不連続が存在したことを示すものと考えられる。今後、当時の段丘対比が確立されれば、より具体的に実証できるであろう。すなわち、最終氷期の海面降下の直接の影響による河床の下刻作用の限界が新潟平野の東縁部地域にもみとめられるであろう。

ちなみに、笹神丘陵を横切る荒川川では、沖積層の層厚は10m程度、胎内川が平野に面したところでは、

3～4 mの深度で第三系の泥岩に達する（新潟平野地盤図）。

予測される「遷急点」の成因は、荒川、胎内川、加治川、阿賀野川などでは、山地西部に分布する花崗岩の影響を受けた、「岩石遷急点」とみることが可能であろうが、より大きな要因は、当時の東側地域の隆起運動に求めることが妥当でないかと考える。この地域で新期の段丘が多く発達することもこれと調和的である。

Ⅳ 更新世末以降の地形形成における意義

前章までの推察は、第四紀末期の次の地形形成の問題を解く重要な鍵の1つになるものとする。

1. 丘陵部の河成段丘の成因の検討

日本では、1950年代頃まで、段丘の成因は、地盤の間欠的な隆起運動が主要因と考えられてきた（町田、1977）。その後、第四紀氷河性海面変動の詳細な確立によって、海成段丘の成因が海水面の昇降運動でみごとに説明されるようになった。また、西欧の気候地形学の発展の影響を受けて、河成段丘の成因についても広義の気候変動を重視しようとする見方が支配的になったようにみえる。

しかし、海面変化を含む気候変動によって、段丘の成因を説明しようとする試みは、前述のように、海岸部と周水河作用が発達した地域をのぞいては、成功していないように思える。しかも、日本列島では、上記の2地域に属さない部分がかなりの分布を占めることも事実である。

藤田和夫（1976）は、「段丘時代」は特に隆起運動が大きいとのべている。河成段丘の成因に果す地盤隆起運動の役割は、最近のネオテクトニクスの成果にもとづいて、昔以上に重視されてよいように思える。これは、地すべり、土石流などマスマーブメントの発生・発展の問題の解明にも不可欠である。

2. 新潟平野の成因

新潟平野の南・東縁にいずれも最終氷期最盛期頃の遷急線が推測でき、しかもそれがごく新しい時代の構造運動の反映とみられることは、新潟平野の成因を考察する場合に重要な点である。すでに、藤田（1980）は、三条・加茂地域での検討から、新潟平野の成因を平野側ブロックの相対的な落ちこみによるものと推測している。卯田ほか（1982）は、同じく日本海に面した柏崎平野の成因を検討する中で、下末吉面相当とされる安田面を形成する安田層の堆積が、断裂をともなう陥没ではじまったこと、また、これが現在の柏崎平野の概形を決定したことを確認し、また、より新しい時代にも再活動したことを予測している。新潟平野における本報の推察結果は、これらと調和的である。

Ⅴ まとめと今後の課題

新潟平野周辺地域では、最終氷期最大海面降下が河床の下刻作用に影響をおよぼす限界が、構造的な「遷急点」、あるいはこれに相当する不連続の存在の予測から、ほぼ現在の新潟平野の南・東縁の境界と一致することが推測できた。これより上流の下刻作用は、当時の地盤隆起運動に主要因を求めることが最も妥当と思われる。したがって、この時代の内陸部でのマスマーブメントの発生・発展には、中～後期更新世前半と同様に隆起運動が強く影響したであろう。

さらに、上記の推測結果は、河成段丘の成因、新潟平野の成因など第四紀末期の地形形成過程の解明に重要な鍵をもつものとする。

今後の課題として、最終氷期最盛期頃の地形面対比の確立、遷急点の確認などの実証が残されている。

謝 辞

本報をまとめるにあたり、長岡高校の小林忠夫、六日町高校の荒川勝利、与板中学の南雲忠一の3氏には、小千谷周辺の段丘を案内していただいた。新潟大学災害研の藤田至則教授、青木 滋教授、同理学部
の卯田 強博士、田中 保氏、京大理学部の徐 垣氏、久富邦彦氏からは討論と有益な助言をいただいた。
これらの方々にあつくお礼申し上げる。

参 考 文 献

- 青木 滋・仲川隆夫(1980)：新潟平野の地盤地質について。新潟大災害研年報，2，25-40。
藤田至則(1980)：新潟地方の平野と盆地の発生。同上，2，1-8。
早川直志(1976)：新潟県の地下水読本，長岡地区編。
早津賢二・新井房夫(1981)：信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代。地質雑，87，791-805。
—————(1982)：信濃川下流地域(新潟県小千谷市付近)における河成段丘群の形成年代と段丘面の変位速
度。地理評，55，130-138。
藤田和夫(1976)：日本の山地形成論。今西記念論集，1，85-140，中央公論社。
飯川健勝(1982)：新潟県小千谷市周辺の地殻運動——沖積面の変形を中心に——。日本地質学会第89年学術大会講演要
旨，537。
—————・鈴木樹元(1976)：新潟県小千谷市周辺の地形と水準点変動の関係について。新潟大理地誌研報，4(西田記
念論集)，57-65。
池辺展生(1942)：越路油田褶曲構造の現世まで行われていることに就いて，石油技誌，10，108-109。
稲葉 明・木村 広・二宮俊策・稲村裕一(1975)：津川・野沢間の阿賀野川沿岸の第四系について。新潟県教育センタ
ー研報，9，87-98。
IWANAGA S., and T. ISHIBASHI (1977) : Aquifer and Buried terrace in the Central part of Niigata Plain.
Eng. Geol., 18, 117-124.
IWANAGA, S., S. NAGATA, K. TSUDA and T. YAMANOI (1977) : The Imokawa Landslide - example of
geohistorical study of ancient landslide -. *Landslide*, 14, 15-21.
貝塚爽平(1969)：変化する地形。科学，39，11-19。
刈谷田川研グループ(1977)：栃尾市周辺の河岸段丘，新潟の自然，3，11-16。
加藤久一(1977)：胎内川中流域の第四系について，新潟県教育センター研報，18，105-114。
活断層研究会(1980)：日本の活断層——分布図と資料——。東大出版会。
建設省北陸地方建設局(1981)：新潟県平野部の地盤図集，北陸建設弘済会。
菊地隆男(1971)：台地と地形。羽鳥謙三・柴崎達雄編，第四紀，124-159，共立出版。
町田 洋(1977)：火山灰は語る，蒼樹社。
正井信雄・高浜信行(1981)：新潟堆積盆地東縁・魚沼丘陵北部の第四系，その1，地質層序。地球科学，35，71-86。
湊 正雄(1966)：日本列島の最後の陸橋。地球科学，85・86，2-11。
—————(1974)：日本の第四系。築地書館。
溝上 恵・中村一明・井筒屋貞勝(1980)：精密水準改測による小千谷地域の活褶曲の検出。震研報，55，199-224。
内藤博夫(1975)：新潟県五十嵐川流域および刈谷田川流域の地形発達について。地理評，48，868-875。
中村一明・太田陽子(1968)：活褶曲——研究史と問題点。第四紀研究，7，200-211。
日本鉄道建設公団新潟新幹線建設局(1980)：上越新幹線(水上・新潟間)地質図。
新潟第四紀グループ(1974)：新潟県下の第四紀層の¹⁴C年代。第四紀総研新潟地区連絡誌，20，10。
新潟平野研グループ(1972)：新潟県小千谷市周辺の第四系。新潟大高田分校紀要，17，251-273。
新潟県(1981)：新潟県地下水資源の概要。

- 太田陽子・鈴木郁夫(1979)：信濃川下流地域における活褶曲の資料・地理評, 52, 592-601.
- 笹神団研グループ(1982)：笹神丘陵の第四系・地球科学, 36, 240-260.
- 斎藤敬三(1977)：黒部川上流部における洪積世末期以降の河川の地形変動・応用地質, 18, 173-186.
- 柴崎達雄・和田温之(1968)：沖積層研究からみた新潟平野の変動・地質学論集, 2, 57-61.
- 下田丘陵団研グループ(1976)：新潟県南蒲原郡下田村地域の第四系・新潟大高田分校紀要, 21, 235-245.
- 信濃川段丘グループ(1968)：新潟県津南地域の第四系・同上, 13, 175-201.
- (1970)：新潟県十日町付近の河岸段丘について・同上, 15, 303-320.
- 杉山隆二(1975)：基盤構造と地すべり・自然災害特研「第三紀層の地すべり発生と予測の研究」, 42-57.
- 高浜信行(1979)：第四紀の山地地形発達とマスマーブメント発達史・昭和53年自然災害特研「フォッサ・マグナ北部地域における崩災の発生機構と予測に関する研究」報告書, 15-22.
- (1981)：新潟堆積盆地東縁部・破間川西岸地域のマスマーブメント発達史と構造運動・新潟大災害研年報, 3, 31-45.
- (1982)：新潟新生代堆積盆地東縁地域における地形形成史とマスマーブメントの変遷・地研専報, 24, 321-336.
- 田中 保(1982, MS)：北部新潟平野東縁丘陵の第四紀変動・新潟大理地鉱修士論文.
- 津田禾粒・岩永 伸・永田 聡(1970)：「地すべり多発時代」の提言・地すべり学会第9回研究発表会要旨, 2.
- 寺川俊浩・西田彰一・白石秀一(1981)：地すべり発生期の一考察——特に¹⁴Cによる解析——・第20回地すべり学会研究発表論文集, 74-75.
- 卯田 強・高浜信行・立石雅昭・小林巖雄・藤田至則(1982)：新潟県柏崎平野安田層の陥没構造・日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 531.
- 和田温之(1972)：新潟平野の形成過程・地質学論集, 7, 77-89.
- 柳田 誠(1979)：阿賀野川中流域の地形発達史・地理評, 52, 689-705.