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

早津賢二*・新井房夫**

新潟県小千谷市から長岡市にかけての信濃川流域は、水準点の変化・段丘面の変位・地質構造の変形の三者がそろった活褶曲についての最良のフィールドの一つとして知られている。この地域におけるテフラ累層および段丘堆積物の中から、3層の重要な示標テフラ層、すなわち始良 Tn 火山灰層(AT, 約2.1~2.2万年前)・大山倉吉軽石層(DKP, 約4.5~4.7万年前)・中子軽石層(NG, 約13~15万年前)が検出された。これら示標テフラ層と段丘面(太田・鈴木, 1979)との関係に基づいて、各段丘面の形成年代が次のように推定された。A面: 約13~15万年前, B面: 約5~6万年前, C面: 約2.1~2.5万年前, D~F面: 2万年前以降, おそらく完新世。また、これら各段丘面の形成年代と、すでに算出されている段丘面の変位量から、変動地形の変位速度が計算された。それによると、小千谷地域全体としての北方への傾動運動、および小千谷向斜の造向斜運動は、ともにA面の形成以降現在まで、ほぼ一定の速度で継続していると考えられる。

I はじめに

新潟県小千谷市から長岡市にかけての信濃川下流地域には、信濃川およびその支流によって形成された広大な段丘群が発達している。これらの段丘面は、最近における基盤の構造運動を反映した異常な傾斜を示すことが古くから知られている。

池辺(1942)は、小千谷市北方の段丘面が基盤をなす魚沼層群の構造と調和する異常傾斜を示すこと、および長岡~柏崎間の水準点改測結果が褶曲構造の成長するむきに変位していることから、この地域における活褶曲の存在を指摘した。ほぼ同時に、大塚(1942)も、ミズホ・フォッサマグナ褶曲帯に活褶曲がみられることを報告し、その例の一つとして、小千谷市東南方の水準点変位をあげている。

池辺(1942)と大塚(1942)による指摘以来、この地域は、水準点の変化・段丘面の変位・地質構造の変形の三者がそろった活褶曲についての日本における最良のフィールドとして、多くの地形・地質研究者をひきつけてきた(Nakamura, 1957; 新潟平野団研グループ, 1967; 中村・太田, 1968; Ota, 1969; Ota et al., 1973; 太田・鈴木, 1979; 中村, 1979など)。

* 妙高火山研究所 ** 群馬大学教育学部

これらの地形学および地質学的研究と併行して、1957年には活褶曲研究のための水準点が小千谷地域に設置され、その2度にわたる改測結果が報告されている(宮村ほか, 1968; 溝上, 1968; Mizoue, 1969; 溝上ほか, 1980)。とくに、溝上ほか(1980)は、精密水準改測に基づく水準点の変化から、この地域における最近の変位量と変位速度を明らかにしている。

しかし、従来の研究においては、段丘面の形成年代についての検討が必ずしも十分でなく、段丘面の発達や開析の程度、沖積面との斜交関係などに基づいて、その形成年代が推定されていたにすぎない(Ota, 1969; 中村・太田, 1968; 溝上ほか, 1980)。したがって、段丘面の変位速度や活新層の活動度なども、確証をもって論ずることができなかった。一般に、段丘面の対比や編年には、テフロクロロジーの方法が有効であることが知られている。この地域でも、テフラを利用した段丘面の対比・編年が試みられてきた(新潟平野団研グループ, 1967など)が、軽石層やスコリア層といった有効な層準指示層を欠くこともあって、必ずしも大きな成功をおさめるまでには至っていない。

最近、本地域の上流域にあたり、テフラ層がよく発達する新潟県津南町付近において、信濃川テフラ

層の詳細な記載がなされた(早津・新井, 1981)。小千谷市付近のテフラ層は、基本的に津南地域のテフラ層の延長部にあたる。したがって、津南地域で得られた結果に基づいて、本地域のテフラ累層中から特定の示標テフラ層を検出しよう可能性がでてきた。筆者らは、このような背景をふまえて、小千谷市北方の信濃川左岸地域(越路原・小栗田原付近)において、示標テフラ層の検出とそれによる段丘面の年代決定を試みた。その結果、本地域において、3層の示標テフラ層が見いだされ、段丘面の形成年代を推定することができた。ここに、その結果を報告し、この地域における今後の研究の一資料としたい。

II 地形・地質の概要

新潟平野の南端部にあたる小千谷市から長岡市にかけての地域は、信濃川の下流域にあたり、南北約30 km にわたって広大な河成段丘群が発達している。これらの段丘面は、活褶曲および活断層により、種々の程度に変位をうけている。基盤は魚沼層群で、ほぼ南北方向の軸を有する波長数 km の褶曲構造を示す。

調査地域にあたる小千谷市北方の越路原・小栗田原付近は、とくに段丘の発達がよい。この地域の段丘面区分は新潟平野団研グループ(1967), Ota(1969), 太田・鈴木(1979)などによってなされている。

太田・鈴木(1979)は、この地域の段丘面をA面～F面までの6面に区分(Ota(1969)の区分を一部改変)している(第1図)。このうち、A面は、越路原の台地によって代表されるこの地域の最高位の段丘面で、信濃川の現河床からの比高は約150～75mであり、全体として北北東にゆるく傾斜する。また、

A面は、新潟平野団研グループ(1967)の越路原面にほぼ相当する。B面は、小栗田原によって代表される最も広い分布を示す段丘面で、新潟平野団研グループ(1967)の小栗田原面にほぼ相当する。現河床からの比高は、南端部で約75 m と大きいのが、北へむかって減少し、北端部ではC面との間に明瞭な段丘崖をつくらない。C面は小栗田原の北方に、D・E・Fの各面は小栗田原の東方に、それぞれ位置する。なお、新潟平野団研グループ(1972)は、C面・D面・E面+F面をそれぞれ船岡山面・潮音寺面・来迎寺面とよんでいる。

III 示標テフラ層と段丘面との関係

信濃川中・下流域に分布するテフラ層は、主に妙高火山群を供給源とする上半部と、主に高社火山を噴出源とする下半部に大別される(早津・新井, 1981)(第2図)。本地域の段丘面上には、このうち上半部のテフラ層のみが認められる。供給源である妙高火山群から約80kmほど離れているため、軽石やスコリアといった粗粒テフラが高純度の層をなしで見いだされることはごくまれで、ほとんどの場合、粘土化の進んだ褐色風化火山灰層として産出する。しかし、各露頭ごとに、垂直的に採取された多数の系統的試料について、妙高火山群地域(早津・新井, 1980)や信濃川中流地域(早津・新井, 1981)で得られた各示標テフラ層の岩石記載的特性を手がかりに検討を重ねた結果、本地域のテフラ累層または段丘堆積物中に、3層の重要な示標テフラ層、すなわち始良 Tn 火山灰層・大山倉吉軽石層・中子軽石層を検出することができた。以下、各示標テフラ層について記述し、段丘面との関係についてふれる。

第1図 信濃川下流地域の段丘面分布図(上)と横断面図(下)

(上図) 1. 段丘A面, 2. 段丘B面～F面, 3. 活断層, 4. 活背斜軸および活向斜軸, 5. 段丘面の傾き。×印: 露頭番号(SN-43, 44, 48, 51, 52, 54, 56)。
(下図) 1. 段丘面および段丘堆積物, 2. 段丘面の名称, 3. 段丘面の変位方向・変位量(%), 4. 魚沼層群の傾斜(°), 5. 活断層。

(太田・鈴木(1979)に筆者らの観察地点番号を記入)。

第2図 段丘面と示標テフラ層との関係を示す柱状図

柱状図上の数字は露頭番号。T：信濃川中流地域(新潟県津南町)におけるテフラ層模式柱状図(早津・新井, 1981), SN-52：小千谷市片貝町片貝中学校グランド西方の砂利採取場(太田・鈴木(1979)のLoc.2), SN-51：小千谷市片貝町から池の平に通じる道路切り割り, SN-54：小千谷市片貝町北方の砂利採取場(太田・鈴木(1979)のLoc.3), SN-48：小千谷市小栗田, SN-56：小千谷市高梨町西方, SN-44：越路町岩野南方。

1. 黒色腐植土層, 2. 褐色風化火山灰層, 3. 火山灰層, 4. スコリア層, 5. 軽石層,
6. シルト層または粘土層, 7. 砂層, 8. 礫層。

1) 始良 Tn 火山灰層(AT)

始良 Tn 火山灰層(AT, 約 2.1~2.2 万年前)は、南九州の始良カルデラを噴出源とし、日本列島の大部分をその分布域に含む、日本の代表的な広域テフラである(町田・新井, 1976)。この火山灰層は、妙高火山群地域および信濃川中流地域において、褐色風化火山灰層の最上部、すなわち黒色腐植土層の直下に、一般には他のテフラと種々の程度に混交が進んだ状態で、また、時には高純度の一層をなして産出することが知られている(早津・新井, 1980, 1981)。始良 Tn 火山灰層は、1,500 ± という屈折

率を有する無色の bubble wall 型火山ガラスによって特徴づけられ、上記地域では他に類似の性質を有するテフラ層は見いだされていない。

本地域のテフラ累層中では、現在までのところ、肉眼で容易に認めうるほどの高純度層は認められないが、検討したすべての露頭の特定期準から、始良 Tn 火山灰に特有の上記火山ガラス(平均最大粒径 0.3~0.5 mm)を多量に検出することができた。その層準は、褐色風化火山灰層と黒色腐植土層の境界部付近にあり、黒色腐植土層中にも混交していることが多い(第2図)。始良 Tn 火山灰層をのせている

第3図 テフラの等速的堆積を仮定して推定された中子軽石層 (NG) の年代

信濃川テフラ層の模式露頭 (新潟県津南町谷内, SN-14) における推定例。横軸は各示標テフラ層の上位に重なる褐色風化火山灰層と黒色腐植土層を合わせた全層厚。○印はSN-14地点に産出する示標テフラ層。×印はSN-14地点には産出しない示標テフラ層で、他の地点における上・下位の示標テフラ層との相対的な位置関係に基づいてプロットしたもの。

MS: 前坂スコリア層, KS: 貝坂スコリア層, KA: 柏尾スコリア層, DKP: 大山倉吉軽石層, DH: 堂平軽石層, KR: 北原軽石層, AS: 赤沢軽石層, NG: 中子軽石層。

SN-14地点におけるNGの推定年代は、図から約14万年前となる。信濃川中流域の他の地点で同様にして求めたNGの年代は、約13~15万年前の間に集中する。NGの年代推定に使用された示標テフラ層とその年代など詳細については、早津・新井 (1981) および早津ほか (1982) を参照。

(早津ほか (1982) を簡略化)。

最も低位の段丘面はC面 (船岡山面) で、そこではシルト層の上位に、始良 Tn 火山灰層を含む層厚約20 cm の褐色風化火山灰層が重なっている。

2) 大山倉吉軽石層 (DKP)

大山倉吉軽石層 (DKP, 約 4.5 ~ 4.7 万年前) は、鳥取県の大山火山を噴出源とし、日本海沿岸にそって新潟・群馬両県まで分布が確認されている広域テフラの一つである (町田・新井, 1979)。この軽石は、(100) 面が発達した小型で扁平なしそ輝石を含むこと、しそ輝石は $\gamma: 1.703 \sim 1.708$ (モード, 1.7045)、角閃石は劈開片の $n_2: 1.673 \sim 1.682$ の屈折率をもつなどの特性を有する (町田・新井, 1979) ことにより、妙高火山群地域や信濃川中流地域においては、

他のテフラと明瞭に識別できる (早津・新井, 1980, 1981)。

本地域では、ほとんどの場合、始良 Tn 火山灰層と同様、他のテフラとの混交が進み、肉眼ではその層準を決定することが困難である。しかし、上記の岩石記載的特性を手がかりとして検討を重ねた結果、A面上のテフラ累層のはほぼ中部、B面上のテフラ累層の下部に、それぞれ大山倉吉軽石層の介在層準を決定することができた。A面およびB面上では、検討したすべてのテフラ累層断面で、大山倉吉軽石層の層準を認定できたが、C面上では認めることができなかった (第2図)。

A面上の1地点 (SN-43 地点) では、大山倉吉軽石層が例外的に比較的高純度層としてレンズ状に産出し、肉眼でも認めることができる。調査地域では、始良 Tn 火山灰層と大山倉吉軽石層にはさまれる褐色風化火山灰層の厚さは、一般に 50 ~ 60 cm であることが多いが、SN-43 地点では 90 cm と厚く、テフラの堆積速度が他にくらべて速かったことがうかがわれ、このことが大山倉吉軽石層が高純度のまま保存される一因になったと推定される。

3) 中子軽石層 (NG)

越路原 (A面) では、段丘礫層の上位に一般に砂層 ~ シルト層が認められるが、このシルト層の最上部、すなわち上位のテフラ累層との境界付近に、カミングトン閃石を含むテフラ層が介在することが多い (第2図)。このテフラの鉱物組成は、斜長石 > 緑色普通角閃石 > カミングトン閃石 > しそ輝石 > 鉄鉱物である。しそ輝石は $\gamma: 1.708 \sim 1.714$ (モード, 1.712)、普通角閃石は劈開片の $n_2: 1.675 \sim 1.680$ 、カミングトン閃石は劈開片の $n_2: 1.665 \sim 1.669$ の屈折率を有する。

信濃川中流地域では、カミングトン閃石を含むテフラ層は、中子軽石層 (NG) (早津・新井, 1981) のみであり、その鉱物組成およびしそ輝石と角閃石の屈折率は、上記のカミングトン閃石を含むテフラの

それと完全に一致する。したがって、層位の類似性とあわせて判断すると、両者は同一層として認定できる。

中子軽石層の年代は、信濃川中流域において、すでに年代が求められている他の示標テフラとの層位関係をもとに、約13~15万年前と推定されている(早津ほか, 1982)(第3図)。なお、中子軽石層は、妙高火山群南端に位置する飯縄火山の噴出物である上樽軽石層(KT)(早津・新井, 1980)に対比されるものである(早津, 新井, 1981)。

IV 段丘面の形成時代と変位速度

前章で記述した示標テフラ層と段丘面との関係に基づいて、各段丘面の形成時代を以下に考察する。

A面(越路原面)：すでに記述したように、A面を構成する段丘堆積物の最上部、風成テフラ層との境界付近に、示標テフラである中子軽石層(NG, 約13~15万年前)が挟在する。このことから、A面の離水時期は、中子軽石層の降下期とほぼ一致すると考えることができ、その年代は約13~15万年前ということになる。したがって、A面は、時代的には南関東の下末吉面にほぼ相当すると考えられる。Ota(1969)は、主に段丘面の地形学的特色に基づいて、A面の形成時代を最終間氷期(下末吉期)と推定したが、まったく独立になされた今回のテフロクロノロジーによる結果ときわめてよい一致を示す。

B面(小栗田原面)：B面をおおう風成テフラ層の下部には、約4.5~4.7万年前という年代を有する大山倉吉軽石層(DKP)が介在する。この事実から、B面は少なくとも約4.5~4.7万年前には、すでに段丘化していたことになる。今、いくつかの地点において、始良Tn火山灰層と大山倉吉軽石層の間にはさまれる褐色風化火山灰層の厚さをもとに、その平均堆積速度を求め、テフラ層下限(段丘構成物の上限)の年代を概算すると約5~6万年前となる。このことから、B面の離水時期は、大山倉吉軽石層の降

下の少し前、約5~6万年前と推定される。これは、南関東の武蔵野面の一部や北関東の大間々扇状地上位面(桐原面)などの形成時期に、ほぼ一致するといえる。Ota(1969)および溝上ほか(1980)は、B面の形成時期を、それぞれ最新世最末期、約2万年前と推定しているが、大山倉吉軽石層の介在層準から推して、同軽石層の年代より新しくなることは考えられない。

C面(船岡山面)：C面では、水成の段丘構成層の直上に、始良Tn火山灰(AT, 約2.1~2.2万年前)を含む褐色風化火山灰層が重なり、C面の離水直後に始良Tn火山灰の降下があったと考えられる。したがって、C面の形成年代は約2.1~2.5万年前頃と推定される。この年代は、南関東の立川面の一部や北関東の利根川低位段丘面などのそれとほぼ一致する。

D面~F面：D面以下の段丘面上には、いずれも褐色風化火山灰層が欠き、始良Tn火山灰も分布していない。このことから、これらの諸面は、少なくとも2万年前より新しいことは確実であり、おそらくその大部分は完新世に形成されたものと考えられる。

すでにのべたように、この地域には、変動地形の発達が顕著である。ここで、各段丘面についての上記形成年代と、すでに算出されている変位量に基づいて、変動地形の平均変位速度を求めてみよう。

小千谷地域の北方への傾動運動：この地域の第四系は、全体として北~北北東に傾いており、北方では新潟沖積平野下へ没することが知られている。A面・B面も、この地域の第四系の傾動方向と調和する方向に傾き、A面の方がB面よりも傾きが大きい。溝上ほか(1980)は、A面・B面とも現在とほぼ等しい河床の縦断勾配を有する信濃川によってつくられたとみなした上で、各面の現在の傾きから現河床勾配を差し引き、それぞれの年代(溝上ほか(1980)はA面を10万年前、B面を2万年前としている)で割

った値を、段丘面形成後の北方への傾動速度とした。それによると、A面は $0.23 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ 、B面は $0.40 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ という傾動速度を有する。

今回、テフラから求められた推定年代に基づき、A面の形成年代を13~15万年前、B面のそれを5~6万年前として再計算すると、それぞれの傾動速度はA面： $0.15 \sim 0.17 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ 、B面： $0.13 \sim 0.16 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ となり、両者はきわめてよく一致する。一方、1967・1968~1978年の約10年間の、当地域全体としての北方への傾動速度は、 $0.19 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ あるいは $0.15 \text{ mm/km} \cdot \text{y}$ である(溝上ほか, 1980)。溝上ほか(1980)は、過去10万年以上にわたって当地域に起こってきた北方への活傾動運動は、現在もほぼ等速度で進行しつつあるとしたが、今回新たに推定された面形成の年代をもとに再計算された値は、この結論をさらに強化する結果となった。

小千谷向斜の造向斜運動：太田・鈴木(1979)による小千谷向斜(池辺, 1940)の東西断面図(片貝山屋町付近を通る断面, 第1図)によると、向斜西翼のA面の変位量は60%、B面の変位量は25%である。したがって、A面、B面の平均変位速度は、それぞれ $0.4\% \cdot 10^3 \text{ y}$ 、 $0.4 \sim 0.5\% \cdot 10^3 \text{ y}$ となり、小千谷向斜は、少なくともA面の形成以降、ほぼ等速で造向斜運動を行ってきたと推定される。

また、同断面において、A面の基盤をなす魚沼層群の傾斜は、断層による引きずりの影響が少ないと考えられる地点では $10 \sim 20^\circ$ であり、これは上記変位速度で40~90年かかって形成される値である。魚沼層群上部累層に挟在する凝灰岩層のフィッシュ・トラック年代が、 $0.7 \pm 0.07 \text{ m. y.}$ と報告されている(新潟平野団研グループ, 1970; 魚沼丘陵団研グループ, 1977)ので、魚沼層群は、その堆積後現在まで、ほぼ一定の速度で変位してきたと考えることができるかもしれない。

片貝断層群：A面およびA面とB面の境界付近には、片貝断層群とよばれる南北性の縦ずれ断層群が

平行にのびており(Ota, 1969)、その最大変位量は100mと見積られている(活断層研究会, 1980)。変位をこうむっているA面の形成時代は約13~15万年前と推定されるので、この断層の平均変位速度は $0.6 \sim 0.7 \text{ m}/10^3 \text{ y}$ となり、活動度(松田, 1975)はB級に分類される。片貝断層群では、このほか、垂直変位量が数m~数10mのC級~B級に分類される多数の断層が認められる。

V まとめと今後の課題

本稿では、信濃川の下流地域にあたる新潟県小千谷市付近でテフクロノロジーの方法でなされた研究結果を報告した。今回、新たに得られた知見を以下に記す。

1. 小千谷市付近のテフラ累層と段丘堆積物の中から、3層の重要なテフラ層、すなわち始良 Tn 火山灰層(AT, 約2.1~2.2万年前)、大山倉吉軽石層(DKP, 約4.5~4.7万年前)、中子軽石層(NG, 約13~15万年前頃)を検出し、その層準を決定した。

2. これら示標テフラ層の年代をもとに推定された各段丘面の形成時代は、次のとおりである。A面(越路原面)：約13~15万年前、B面(小栗田原面)：約5~6万年前、C面(船岡山面)：約2.1~2.5万年前、D面~F面：少なくとも約2万年前以降、おそらくその大部分は完新世。

3. 小千谷地域全体としての北方への傾動運動、小千谷向斜の造向斜運動は、ともにA面の形成(約13~15万年前頃)以降、現在までほぼ一定の速度で行なわれてきていると考えられる。また、片貝断層群は、活動度がB~C級に分類される多数の活断層からなる。

今後は、示標テフラ層、とくに中子軽石層の年代の精度をさらに向上させることによって、段丘面の形成年代や変動地形の変位速度などを、より確度の高いものにしていくことが望まれる。

本稿をまとめるにあたり、原稿を通読され、有益なご助言をいただいた横浜国立大学の太田陽子先生、および小千谷地域における研究の現状や文献などについてご教示いただいた東京大学地震研究所の中村一明先生と新潟大学の鈴木郁夫先生に、深く感謝いたします。

(投稿 1981年8月12日)

(受理 1981年11月7日)

文 献

- 池辺展生(1940):新潟県八石・小千谷油田の層序. 石油技協誌, 8, 19~30.
- 池辺展生(1942):越後油田褶曲構造の現世まで行はれていることに就いて(演旨). 石油技協誌, 10, 108~109.
- 魚沼丘陵団体研究グループ(1977):魚沼層群——小国町・川西町・松代町・十日町市地域——. 新潟の自然, 3集, 25~30.
- 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.
- 大塚弥之助(1942):活動している皺曲構造. 地震, 14, 46~63.
- 活断層研究会編(1980):『日本の活断層——分布図と資料』東京大学出版会, 363ページ.
- 中村一明(1979):日本の活褶曲. 岩波講座 地球科学, 10, 137~143.
- 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.
- 新潟平野団体研究グループ(1967):新潟県小千谷市周辺および長岡市西方の第四系. 新潟大学教育学部高田分校紀要, 12号, 139~160.
- 新潟平野団体研究グループ(1970):新潟県刈羽郡小国町地域の魚沼層群. 第四紀研究, 9, 130~133.
- 新潟平野団体研究グループ(1972):十日町盆地の河岸段丘. 地質学論集, 7号, 267~283.
- 早津賢二・新井房夫(1980):妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層——示標テフラ層の記載および火山活動との関係——. 地質雑, 86, 243~263.
- 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.
- 早津賢二・新井房夫・白井 亨(1982):新潟県高田平野の中段段丘と古砂丘——形成時代についての火山灰編年学的考察. 地学雑, 91, (印刷中).
- 町田 洋・新井房夫(1976):広域に分布する火山灰——始良 Tn 火山灰の発見とその意義——. 科学, 46, 339~347.
- 町田 洋・新井房夫(1979):大山倉吉軽石層——分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑, 88, 33~50.
- 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 28, 269~283.
- 溝上 恵(1968):水準測量により検出された地殻変動. 地質学論集, 2号, 9~14.
- 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. 震研彙報, 55, 199~224.
- 宮村摂三・溝上 恵・中村一明・岡田 惇・杉村 新(1968):水準点新設による活褶曲の研究. 第5回災害科学シンポジウム, 169~170.
- Mizoue, M. (1969): Types of crustal movements accompanied with earthquakes in the Inner NE Japan. *Problems of recent crustal movements. Third International Symposium, Leningrad, U.S.S.R.*, 1968, Moscow, 357~370.
- Nakamura, K. (1957): On the deformation of river terraces developing near the city of Ojiya, Niigata prefecture. *Master thesis. Univ. Tokyo.*
- Ota, Y. (1969): Crustal movements in the late Quaternary considered from the deformed terrace plains in northeastern Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 40, 41~61.
- Ota, Y., Machida, T., Ikeda, H., Shirai, T. and Suzuki, T. (1973): Active folding of the fluvial terraces along the Shinano River, central Japan. *The crustal and upper mantle of the Japanese area. Part II, Geology and geochemistry*, Geological Survey of Japan, 121~129.

FORMATIVE AGE AND RATE OF DEFORMATION OF FLUVIAL TERRACES ALONG THE LOWER STREAM OF THE SHINANO RIVER, NORTHEAST JAPAN

Kenji HAYATSU* and Fusao ARAI**

Fluvial terraces are widely distributed along the lower stream of the Shinano River from Ojiya city to Nagaoka city, Niigata prefecture, northeast Japan. This area has experienced active crustal movement since the Tertiary period, and the deformations of terrace plains by active folds and faults are distinctly recognized. Therefore, this area is well known as one of the best fields in Japan for studies on active crustal movement, especially on active folds. Many works have been published about fluvial terraces and active crustal movement in this area since pioneer works by Ikebe (1942) and Otsuka (1942), but few detailed studies about formative age of fluvial terraces have been published except Ota (1969).

Tephrochronological approach is usually effective for regional geologic chronology. The purposes of this paper are to determine the formative age of fluvial terraces by means of tephrochronological approach, and to calculate the deformation rate of terrace plains. Main results are summarized as follows.

1. Three dated marker tephra layers were found out in this area. They are Aira-Tn ash (AT, ca. 21,000~22,000 y. B. P.), Daisen Kurayoshi pumice (DKP, ca. 45,000~47,000 y. B. P.), and Nakago pumice layer (NG, ca. 130,000~150,000 y. B. P.).

2. Based on the stratigraphic relationships between terraces and these marker tephra layers, formative ages of fluvial terraces were determined as follows ;

A Terrace (Koshijippara terrace) : ca. 130,000~150,000 y. B. P., *B Terrace* (Kowadappara Terrace) : ca. 50,000~60,000 y. B. P., *C Terrace* (Funaokayama Terrace) : ca. 21,000~25,000 y. B. P., *D~F Terraces* : younger than 20,000 y. B. P., perhaps Holocene.

3. The average rate of the northward tilting of the fluvial terraces in the region is recalculated as about 0.15~0.17 mm/km·year during the past 130,000~150,000 years, and about 0.13~0.16 mm/km·year during the past 50,000~60,000 years. Both values correspond well with the rate of the tilting deduced from the precise relevelings (0.19 or 0.15 mm/km·year, Mizoue *et al.*, 1980).

4. The average rates of the tilting at the west wing of the Ojiya syncline (Ikebe, 1940) during the past 130,000~150,000 years and 50,000~60,000 years are 0.4%·1,000 years and 0.4~0.5%·1,000 years, respectively.

5. The above-mentioned facts in 3 and 4 imply that the active folding in this area has proceeded at a nearly constant rate during at least the past 150,000 years.

6. The Katakai faults (Ota, 1969) cutting *A Terrace* have displaced at the order of 0.01~0.1 m/1,000 years.