テフラから見た中部日本の後期更新世編年の諸問題
－陸成層の層序区分を中心に－

竹 本 弘 幸　（駒澤大学：研究生）

Ⅰ．はじめに

テフロクロノロジーを基礎にした後期更新世の編年学的研究は、^{14}C法・F.T.法など様々な年代測定法の開発と研究によって急速な発展を遂げてきた（例えば、日本第四紀学会1987など）。この中で、後期更新世の時代区分点を考える上で、最終間氷期と最終氷期の位置付けは重要な課題であった。最終間氷期は、およそ13～12万年前をピークとする時期のみを指すとする説とそれ以降約 7.3万年前までを含むとする２説が示されている（例えば小林・阪口1977など）。これは、深海底堆積物の浮遊性有孔虫の酸素同位体比の変動史（Emiliani,C.,Shackleton,N.J.,1974）やSuggate,R.P.（1974）の示した最終間氷期の定義などに基づいている。日本では、下末吉・引橋・小原台・三崎の各海進に伴う海成段丘の離水時期が、町田ほか（1974）により、それぞれ13万年前、10万年前、８万年前、６万年前であることが明らかにされ、小原台海進までを年代測定値から最終間氷期と定義した。一方、上杉（1976 ,1982）は、隆起地域の大磯丘陵や三浦半島など先端よりの地域でも最終間氷期以降引き続く海面停滞の名残りともいうべき停滞水域が小原台軽石層（F.T.法66,000±6,000y.B.P.）に覆われる小原台埋没土層の時期まで認められることから、この時期までを最終間氷期と考えた。

最終氷期について、町田ほか（1979）は、深井（1974）の室堂礫層で示された氷河前進期のピークを約 5.5万年前の海面低下期（Bloom,et al.1974など）に対応すると考え、その開始期を約６万年前の三崎海進以降と考えた。三崎海進の位置づけは、小原台軽石層（ＯＰ）降下以降で吉岡ラピリ（ＹＬ）降下前後と考えている。

上杉（1982）は、南関東で小原台軽石層（ＯＰ）降下以降、地殻変動、火山活動が活発化したことを指摘し、この時代を武蔵野変動の時代と呼んだ。大磯丘陵では、三崎面相当の岩倉面が、断層により高度10 mから80 mの高さに小ブロック化して分布しており、沈降傾向にある関東構造盆地地域でも武蔵野埋没土層の時代には、常総層の変形が始まっていること（小玉ほか、1981）やこれ以降海面低下が著しいことから、ＯＰ降下以降をほぼ最終氷期に相当すると考えた。

日本第四紀学会（1987）では、最終間氷期の段丘群を下末吉から三崎段丘まで（約１３～６万年前）とし、約６万年前以降１万年前までを最終氷期とした第四紀地図を作成した。

その後、様々な研究が行なわれ、氷河地形では、伊藤ほか（1987,1987a ,1989）により、最終間氷期以降３回の氷河拡大期が指摘された。また、小林（1990）は、氷河

拡大開始期から後退期まで（立山の室堂氷期）をテフラ層序でとらえることに、日本で初めて成功した。海成段丘の研究では、九州（長岡、1986）・北海道（奥村、1985 ,1991）・東北（宮内、1985 ,1988; 岩崎、1985 ,1987）の各地方で研究が進み、南関東で明らかにされている海面変動との整合性が議論されるようになった。また、大場（1983,1989,1991）は、日本近海の深海底コアを分析し、日本列島周辺での酸素同位体比を求め、よりグローバルな視野から陸上編年の見直しの可能性を指摘した。

町田ほか（1992）は、全国で進んだこれらの研究や様々な年代測定値を参考にして従来示したテフラ年代観を 1,5～２万年遡らせ、引橋海進を下末吉海進の１ステージ、小原台海進を約10,5万年前、三崎海進を約８万年前の高海面期にそれぞれ位置づけ、大場の示した浮遊性有孔虫の酸素同位体比の変動史との整合性を提示した。

以上述べてきた後期更新世の編年の大枠の中で、地形・地質・植生など様々な視野からのアプローチによって、どこに層序区分点・時代区分点を求めるのか、その時代の特質はどのようなものかを明らかにすることは、第四紀研究の重要な課題である。

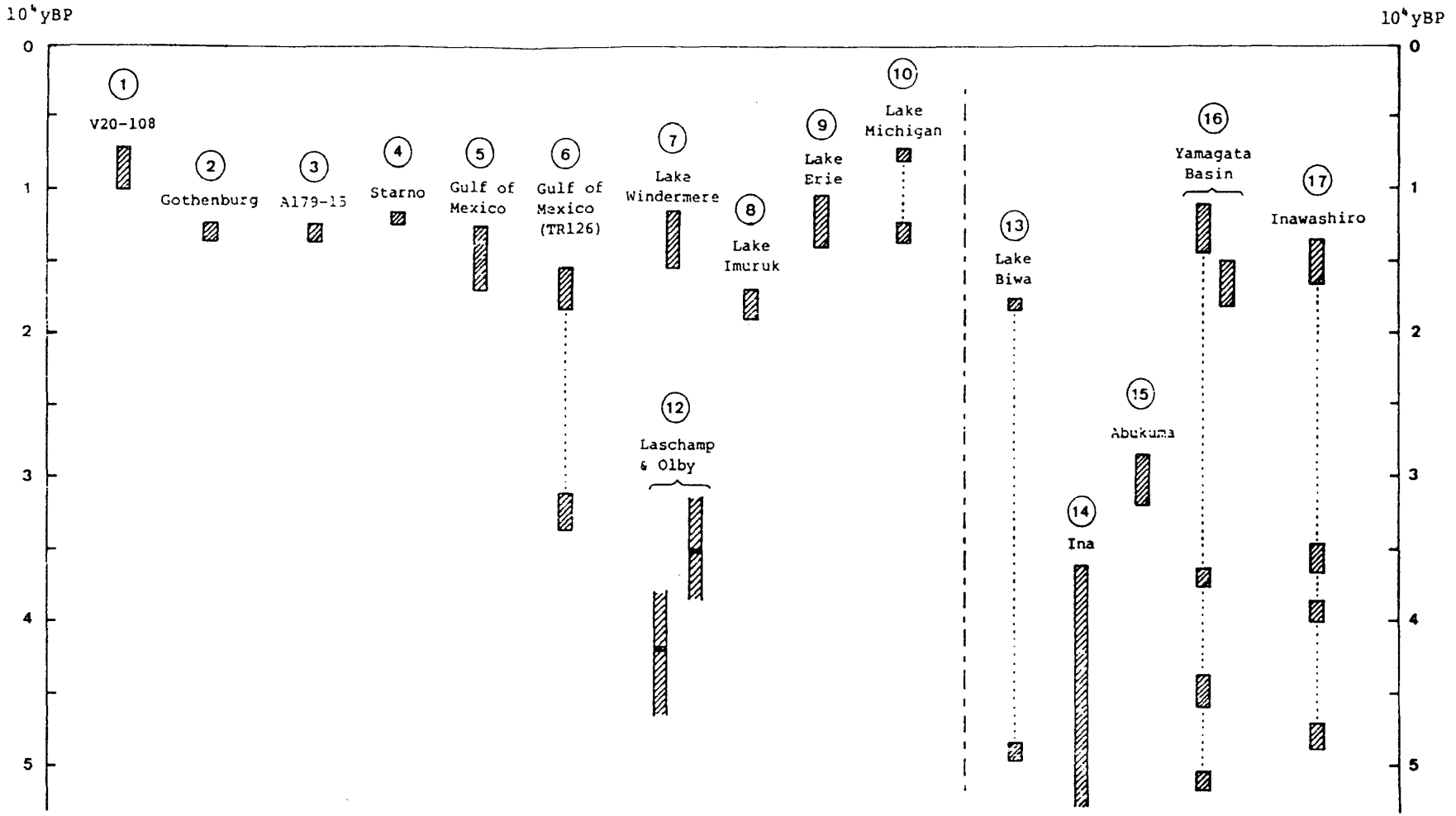
そこで、本論では、主にテフロクロノロジーをもとに中部日本で認められた内陸の堆積物の層序区分点を記載し、若干の考察を試みたい。なお、ここで使用するテフラ年代は、町田ほか（1992）の提示したテフラ年代観以前のものであることをお断りしておきたい。近年様々な年代測定法の研究が進み、従来示されたものとクロスチェクが行なわれるようになった（例えば、加速器による^{14}C年代測定法など）。これは、従来からある「南関東の標準的年代観」を見直すきっかけとなる可能性があり、その点からも興味深い。

本論では、第一にテフラから見た古地磁気層序、第二に河成・氷成堆積物の編年と層相変化、第三にテフラから見た中部日本の諸火山の活動史、第四に木曽谷・伊那谷の河岸段丘の変形から見た木曽山脈の隆起速度、第五に浅間火山南麓の南軽井沢湖成層と信州新町の高野層の２つの内陸湖成層の堆積速度について述べ、中部日本における後期更新世の層序区分点を明らかにしたい。

Ⅱ．古地磁気層序（イナエクスカーションのテフラ層序）について

過去の地磁気変動を研究する古地磁気学で、過去に起こった地磁気の逆転は、その長さによって、逆磁極期・event 、持続時間が１万年以下で、かつ、磁極（ VGP）が北極から 135° 以上遠ざかるものについては geomagnetic excursion と定義され、一般にエクスカーションと呼ばれている（Hirooka, 1976など）。このような地球磁場の変動は、宇宙線の強度変動をもたらし^{14}C濃度の変動を引き起こすと考えられていることから、^{14}C法による年代測定を行なう上からも考慮の必要性が指摘されている（木越、1982）。

また、広岡ほか（1988）は、このようなエクスカーションが数多く記載され、特徴によって区別できるような古地磁気層序が詳しい編年によって位置づけられれば、地球磁場の変動と関連性の深い気候変動の特性を明らかにするとともに年代測定の谷間



①：Wollin *et al.*(1971)，②：Mörner *et al.*(1971)，③：Mörner & Lanser(1975)，④：Nöel & Tarling(1975)，⑤：Clark & Kennett(1973)，⑥：Freed & Healy(1974)，⑦：Mackereth(1971)，⑧：Noltimier & Colinvaux(1976)，⑨：Creer *et al.*(1976)，⑩：Vitorello & Voo(1977)，⑪：Barbetti & McElhinny(1972)，⑫：Gillot *et al.*(1979)，⑬：Yaskawa *et al.*(1973)，⑭：Hirooka *et al.*(1977)，⑮：吉田ほか(1981)，⑯⑰：本論文

図1.　各地の古地磁気層序.（真鍋，1988 による）

Fig. 1　Paleomagnetic dating in the late Pleistocene. (by Manabe, 1988)

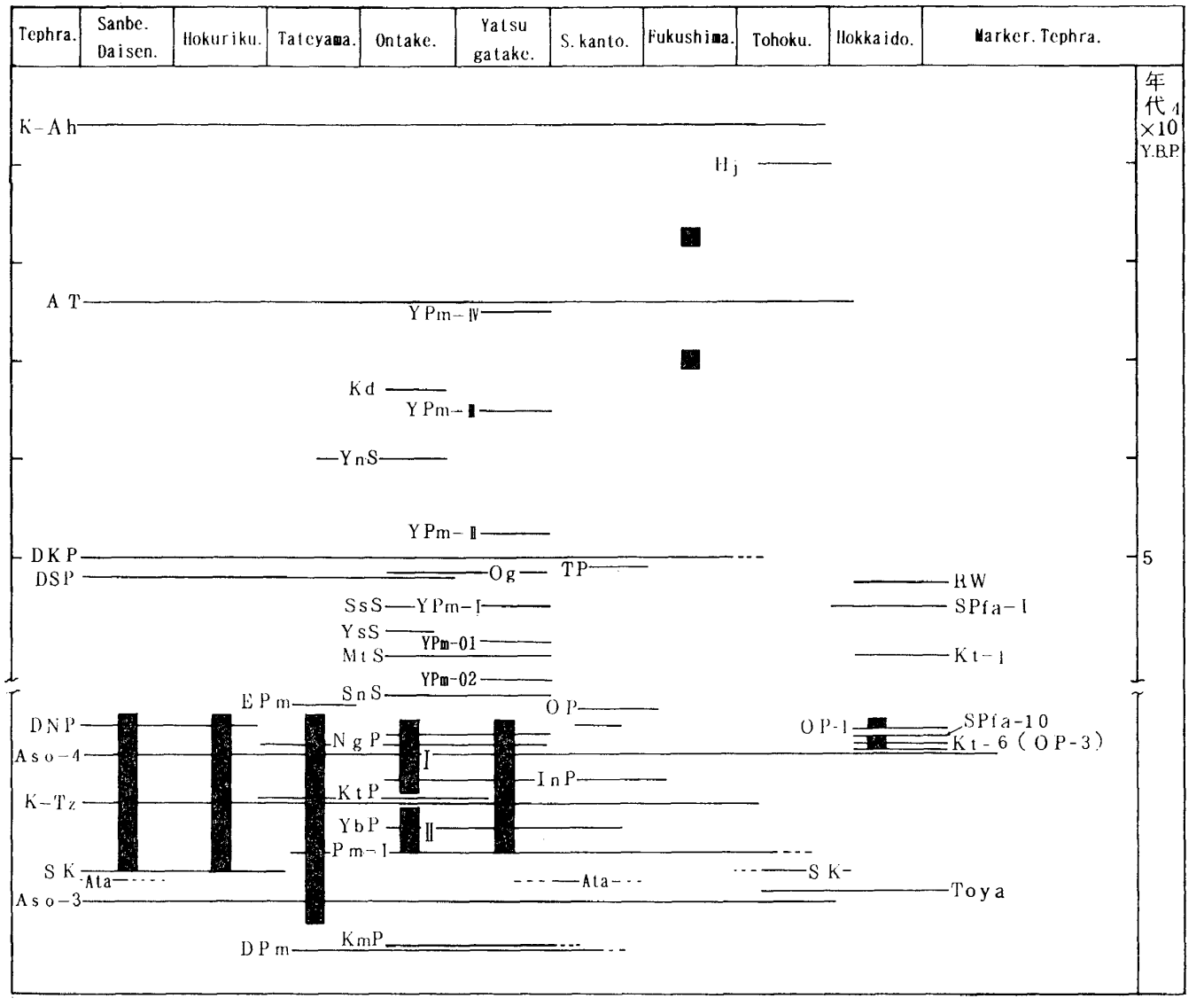


図2.　テフラ層序から見た地磁気エクスカーション.

Fig. 2　Stratigraphic positions of several geomagnetic excursions based on the tephra stratigraphy.

を埋める有力な手段となることを指摘している。

図１は、真鍋（1988），広岡ほか（1988）によって明らかにされた各地のエクスカーションの対比表である。日本国内では、最終間氷期以降少なくとも４～５回の記録が明らかにされている（Kawai et al.,1972;Hirooka et al.,1976,1977,1978,1988;会田 ,1978; 真鍋 ,1980,1988）。このうち、御岳テフラで発見されたおよそ６～４万年前のものを Ｉna Ｉ excursion 、７～６万年前のものをＩna Ⅱ excursion と呼び、その広域性が指摘されている（広岡 ,1988）。

図２は、竹本ほか（1987），竹本（1991）をもとに、広岡氏より提供された論文より作成したＩna Ⅰ,Ⅱ excursion のテフラによる広域対比である。御岳・立山・八ケ岳起源のテフラは、信州地域で相互に重なりが確認でき、広岡（1988）の指摘がテフラ層序からも裏付けられた。また、信州以外の遠隔地については、ＤＫＰはじめ広域テフラを利用して対比を行なった。その結果、山陰から北陸地方でも２回のエクスカーションが確認された。このような事実関係から中部日本から西日本にかけて、竹本ほか（1987）などの示したテフラ年代（従来の南関東の標準年代）によれば、Ｉna Ｉexcursion は、7,5～ 6,5 万年前頃に、Ina Ⅱ excursionは、９～7.5 万年前頃にそれぞれ起こっていたことはほぼ確実である。なお、Ina Ⅱ excursion のはじまりの中にはブレイクイベントが含まれている可能性もある。

一方、北海道では、A_{so}-4の上位にあるIna Ｉ excursion相当のみが認められ、下位にあるＩna Ⅱ excursion は確認されていない。上位の excursionは、２回に分かれており別の excursion の可能性もある。東北地方では、Ｉna Ｉ, Ⅱ excursion は、A_{so}-4の上下では確認されずより上位のＡＴ上下で別の excursion が見つかっている。これには、次のようなことが考えられる。ＩnaＩ,Ⅱ excursion は起こったが、テフラの堆積環境や、不整合による地層の欠落などで動きを捕らえることができなかったか、サンプリングなど技術的問題が若干含まれているのかもしれない。

いずれにしても、ここで注目すべき点は、この excursionの終了期がほぼ小原台埋没土層の時代（F.T.法 66,000±6,000y.B.P.以前）頃で揃っていること,下末吉海進以降、海水準では緩やかな低下期と高海面期が繰り返し起こっていた時代に相当する点である。このことは、広岡（1988）が指摘している地球磁場と気候変動との連動性を示唆しているのかもしれない。

Ⅲａ．中部日本における後期更新世の編年

図３は、テフラ層序による河成・氷成堆積物の編年である。Ｉna Ⅰ,Ⅱ excursion の頃の河岸段丘は、中部日本で認められている堆積段丘の埋積開始期にほぼ相当しており、堆積段丘の中・下部層を構成している。中部日本の諸河川の中・上流部では、Ｉna Ｉ excursion の終了期頃には段丘化が始まり、上流から最上流部にかけては、この上位に礫層が累重する。河成堆積物でいえば泥や砂が多く堆積した時期で、Ｉna Ｉ excursion 終了期以降は、礫が卓越するようになる。

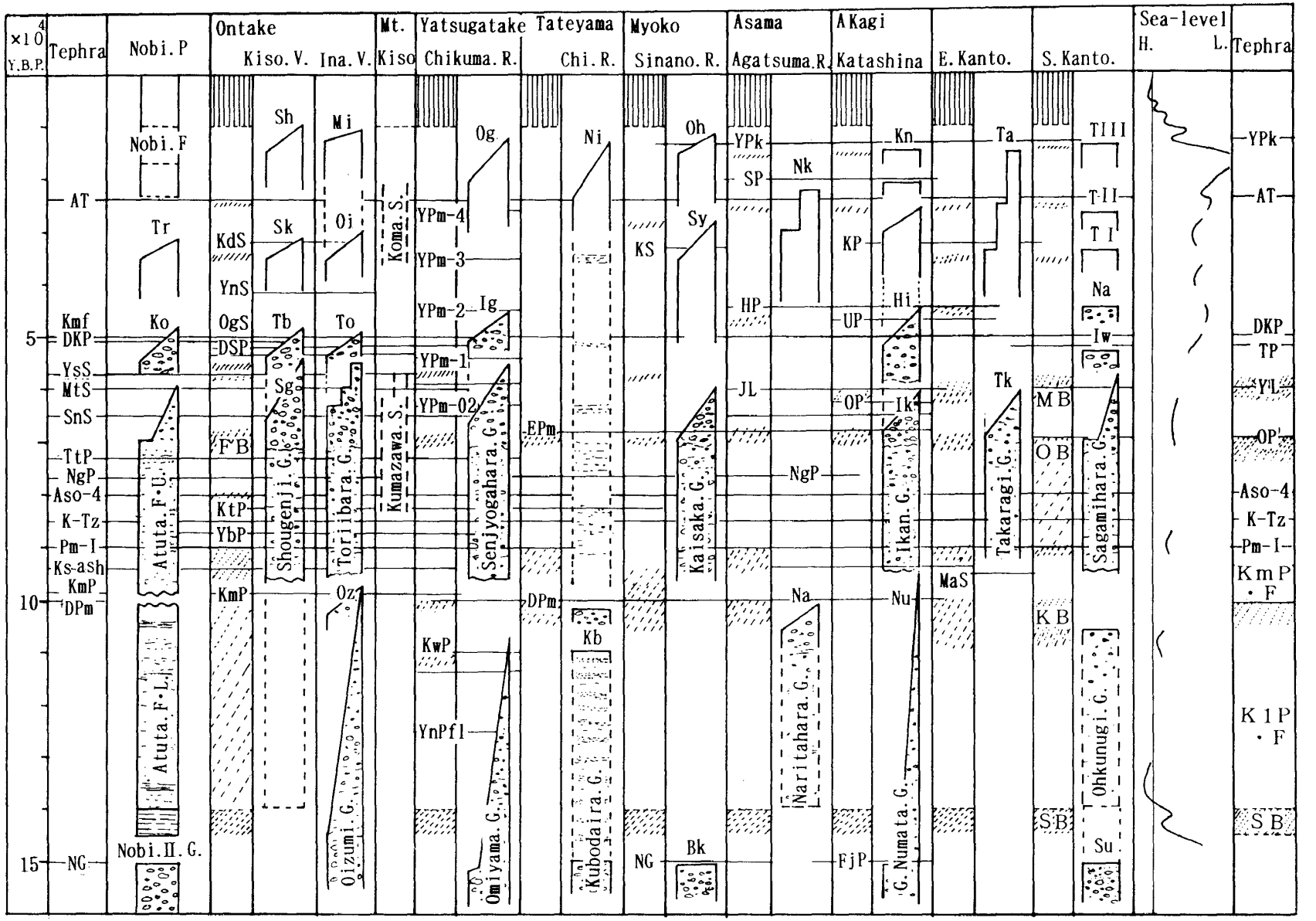


図3.　示標テフラ層を基準とした中部日本の後期更新世の編年表.

Fig. 3　Late Pleistocene chronologic table of central Japan estimated from tephrochronology.

このような堆積物の層相変化は、最終間氷期以降温暖から冷涼湿潤な時期が続いた後、気候の寒冷化が起こったことや地盤の変動に示される山地の急速な隆起、火山活動の活発化などによると考えられている（例えば、上杉ほか 1980; 米澤 1981; 竹本 1984; 小野ほか 1980; 百瀬 1984; 竹本ほか 1987; 平林 1987; 井関 1988 など）。

各地の花粉分析結果からは、冷涼湿潤でやや不安定な古環境から、降水量の少ない寒冷な古気候に変化したことが指摘されている（例えば、辻 1983;野尻湖地質グループ 1984; 早津 1985 など）。

一方、木曽山脈をはじめとする山岳氷河の編年は、Kobayashi et.al.(1966) によって記載されたＰm-Ⅳ（ ＭｔＳ）に覆われる熊沢期のモレーンの形成過程や時代解釈が議論の対象であった。町田ほか（1979）は、広域テフラを介して、古期の山岳氷河の拡大期を約 5,5万年前の海面低下期に対応すると考え、小野ほか（1980）は、この解釈を引用しながら町田らの示したＤＫＰとＰm-Ⅳとの層位関係からＰm-Ⅳ(ＭｔＳ)の年代を４万年前と考えＰm-Ｖの時代（約３万年前）にも引き続き氷河が発達すると考えた。その後、有井ほか（1982），小野ほか（1982），柳町（1983,1987） による氷成堆積物の詳しい記載が行なわれたが、時代解釈は変わらなかった。

伊藤ほか（1987,1987a ,1989）は、北アルプスの氷河・周氷河の編年の中で、氷河前進期すべてに対応した堆積段丘の存在を明らかにしている。竹本ほか（1987）は、御岳テフラと広域テフラの関係を明らかにして、従来の時代解釈を２万年ほど遡らせた時期に氷河が発達した可能性を指摘した。また、小林（1990）は、立山の室堂氷期がK-Tz降下以降に氷河の拡大を始め、ＥＰm降下頃まで続いていたことを明らかにした。竹本（1991）は、ＤＫＰの層位の再検討の中で、御岳テフラ層中の福島埋没土層、ＥＰm直下の埋没土層が南関東の小原台埋没土層に対比でき、濃尾平野の熱田層最上部や高田平野の潟町砂丘上部層の堆積期頃に氷河が発達したと考えた。　この考えは、五百沢（1963），小疇（1984），小疇ほか（1983），小野（1988）が指摘した多雪をもたらせる海水準を維持していた時期に相当する。ことに、小疇ほか（1983）が明らかにした完新世のプッシュモレーンの存在は、新鮮な最新期の氷河地形が晩氷期から後氷期に形成されたことや前述の古期のモレーンに代表される日本の山岳氷河が多雪涵養によることを指摘しているにほかならない。

このような事実関係から、伊藤ほか（1987a,1989）が明らかにした古期モレーンのうちＥＰmに覆われるもの、Kobayashi, et.al.（1966）の熊沢氷期、小林（1990）の室堂氷期は、いずれもおよそ 7.5 ～ 6.5 万年前頃（上杉 1982 の小原台期末期）に相当し、Ina I excursion の時代に形成されたものと考えられる。

Ⅲｂ．中部日本のテフラ層中に見られる埋没土層の層位について

中部日本各地のテフラ層中に見られる埋没土層の層位は、図３の柱状図の斜線で示した部分にあたる。中部日本では、最終間氷期の初め頃に形成された、下末吉埋没土層を含めて、少なくとも５～６層準で、ほぼ同時期に形成されたと考えられる埋没土

層が見られる。
最も顕著なものは、下末吉埋没土層で、全域に認められる。また、本論の小原台埋没土層も顕著で、信州では福島埋没土層（竹本ほか ,1987）と呼ばれ八ケ岳・立山・妙高・赤城などの各山麓で見つかっている。御岳から立山山麓にかけては、Ｐｍ－Ｉ直下とＤＰｍ直上直下の層準の埋没土層が広く認められる。

信濃川テフラ層では、ＤＰｍ直下に埋没土層があり、1,2 ｍのテフラ層を挟んで、下末吉埋没土層相当の土壌層が60ｃｍ、その下位に中子軽石層が認められる（竹本 ,1991 図10-6)。ところで、この埋没土層は、南関東ではどの層準にくるのだろうか。いまのところ直接対比をしていないので不十分ではあるが、ＤＰｍ下位の埋没土層は、下末吉埋没土層の上位でＰｍ－Ｉの下位にあることから吉沢中部ローム層下位の吉沢埋没土層（上杉 ,1982）に対比される可能性がある。

そのほか、ＴＰ下位で、ＹＬ前後の武蔵野埋没土層相当や立川期にあたるＹＰ・ＡＴ・ＫＰ下位などにも認められる。

このようなテフラ層中に見られる土壌層は、火山活動の休止期や静穏期を示すものや地下水との関係で粘土化し暗色に見えるものを見誤った例などを含みうることも否定できないが、少なくとも下末吉・吉沢・小原台の各埋没土層は、温暖ないし冷涼湿潤な環境下で形成されたいわゆる“埋没古土壌”の可能性が高い。

Ⅳ．テフラから見た中部日本の諸火山の活動史

テフラを用いた火山活動史の研究は、溶岩中心であった火山地質の研究の中で、火山噴火の経緯を10^3～10^4年のオーダーで捉えることを可能にし、日本各地で行なわれるようになった（例えば、中村 ,1963; 町田・森山,1968;小林ほか,1971;上杉ほか,1980;早津,1985;小林,1987;早川,1991;など）。このうち、テフラの持つ火山岩と堆積岩の両極面を最もよく表すものとして、上杉ほか（1980）は、斜交関係に着目し火山活動史と地形面形成過程や地層形成過程を論じた。ここでは、上杉ほか（1980）の採用した斜交関係を用いて、中部日本のテフラ累層の区分を行い、各火山起源のテフラと広域テフラの層位などから、火山活動史を捉えたい。

図４は、火山本体とテフラとの層位関係が明らかになっている火山について、現地調査と文献から得られた資料をもとにまとめたものである。

この図からは、中部日本の代表的火山の多くが、後期更新世以降活発な火山活動を行なっている様子がうかがえる。各火山は、それぞれ独立したマグマだまりからの供給をうけて火山活動を行なっていることが読み取れる。

歴史時代に活発な活動記録を持つ、富士・浅間・妙高などの諸火山は、数万年オーダーで連続的活動を行なっている。北関東に分布し、東北日本弧南部にあたる赤城・榛名火山は、数万年の静穏期あるいは休止期を挟み、間歇的活動を行なっている。その一方で、火山群として捉えた場合、それぞれが相補的にも見える。カルデラ形成期や中央火口丘群の形成時期を見ると、数千年から数万年オーダーで火山活動が移動し

ている可能性も考えられる。

Aramaki（1963）は、浅間火山を烏帽子火山群の東部と位置付け、火山活動の西から東への移動を指摘している。浅間火山古期の山体にあたる黒斑火山のテフラ層序は、ＢＰ期のものを除いてあまりよく解っていないが、中之条火山礫層（ＪＬ）とその直下のテフラ層群は、アイソパックから判断して黒斑火山起源と考えられる。このテフラ層群の下位からは、立山火山起源のＥＰｍが見つかっており、この層位での斜交関係が多く認められる（竹本，1991）。

八ケ岳火山群では、河内（1961 ,1977）などにより、北→南→北への火山活動の移動が指摘されている。北部ではＹＰｍ－ⅡとⅣが分布し、中部ではＹＰｍ－ⅠからⅣが、南部では、ＹＰｍ－Ⅰとその下位に２枚のテフラ層が認められ、北部ほどより新しいことがわかる。これは、河内（1961）指摘した南から北への移動を示すものと考えられる。

八ケ岳東麓の中部から南部にかけては、御岳火山起源のＳｎＳ、ＭｔＳなどが分布し、八ケ岳テフラ層との層位関係が明らかにされている（竹本 ,1991）。これによれば、御岳火山の新期成層火山形成期の活動開始期から１０^{3} 年位で遅れるが、八ケ岳火山南部の活動開始期は、御岳火山とほぼ同時期頃と考えられる。

御岳テフラ層では、御岳山の活動期の第Ⅱ期と第Ⅲ期の境界（Kobayashi ,1974）である倉本テフラ層直下の斜交関係と埋没土壌層（福島埋没土:Ｆｋ.Ｂ）、木曽川泥流（中村ほか,1992;^{14}Ｃ年代：49,850±420y.B.P.）・笹川テフラ層（Ｓｓ・Ｆ）直下の斜交関係と埋没土壌層が顕著である。福島埋没土層は木曽川泥流の^{14}Ｃ年代、上下に挟まるテフラ層（ＤＫＰ,奈川軽石層:ＮｇＰ,Aso-４など）の対比から、立山火山起源のＥＰｍ直下や八ケ岳東麓のＹＰｍ－Ⅰ下位の埋没土壌層に対比される（竹本ほか ,1987）。

小林（1983 ,1990）によれば、ＥＰｍは、立山火山の第Ⅲ期活動期に噴出したもので、妙高火山東麓から信濃川テフラ層へ追跡され（早津・新井 1982 ）、北関東のテフラ層では、ＪＬの下位に層位がある（竹本 ,1986）。ＥＰｍは、立山から北関東北西部まで追跡され、その下位には顕著な埋没土層が認められる（竹本 ,1991）。
妙高火山群とＥＰｍとの層位関係は、妙高火山の第Ⅲ期の活動が、樺沢スコリア層（＝中尾スコリア層：ＮＯ）の降下から始まり、その間にＥＰｍを挟んで、深沢火砕流（＝松ケ峰火山礫）の流下で終了することから、第Ⅲ期活動期のうちの第２期頃に降下したと考えられている（早津 ,1985）。

妙高火山第Ⅲ期の活動期間は、ＥＰｍ降下のやや前から始まり、およそ１万数千年前後続いたと考えられている（早津，私信）。信濃川テフラ層では、中尾スコリア層の直下に斜交関係と顕著な埋没土壌層があり、その下位に奈川軽石層（ＮｇＰ）が認められる（竹本ほか ,1987）ことから、立山・妙高の両火山の第Ⅲ期の活動期は、ほぼ同時期頃に始まったと考えられる。

赤城火山の後期軽石流期（仮称）は、Aso-４ 降下以降に始まり、前半は石質火砕流の噴出と小規模な軽石噴火を繰り返し、若干の活動静穏期を挟み、後半はＥＰｍ降

図4. テフラから見た中部日本の諸火山の活動史.

Fig. 4 Active history of several volcanoes revealed by tephra in central Japan.

下以降、大規模な火砕流とこれに伴う軽石噴火を続け、湯の口軽石層とガラン火砕流の噴出で活動を終了している。この時期は、２つに分かれる可能性が高いが、赤城火山全体の活動史が明らかになっていないので、大枠としておきたい。いずれにしても、ＥＰm降下前後より火山活動が活発化している点は、いままで述べてきた火山と共通している。

東関東や関東平野中部では、ＴＰの40～60 cm ほど下位にＯＰが点在し、その付近には、顕著な埋没土壌層が認められる（堀口 ,1982）。この土壌層は、菊地（1981）の常総粘土層上部層にあたる。この層準は、ＤＫＰ，Ａso-４ などの広域テフラを介して、中部日本各地のテフラ層中の埋没土壌の層位にあたることが確認されている（竹本 ,1991）。

一方、箱根火山や富士火山の活動は、上杉ほか（1980）などによればＯＰ噴出以降活発化し、この時期から箱根は新期軽石流期に、富士は古富士火山後期の活動開始期にそれぞれ入る。丹沢山地南縁部から相模積成盆地地域では、断裂を伴う隆起・沈降が始まっており、上杉（1982）は、この時代を“武蔵野変動の時代”と呼んだ。

以上述べてきた事実関係から、小原台埋没土層の発達した時代以降、中部日本に見られる多くの火山で、火山活動が活発化したり活動転換期をむかえていた可能性が考えられる。なお、この時代の開始期は、Ｉna Ｉ excursion の時代が終了した直後に相当している。図４からも読み取れるように、これらの活動は、一斉同時に起こったわけではない。しかし、数千年から５千年前後の幅で見ると、同時期頃に集中する点は、単なる偶然とするのではなく、共通する原因が考えられるのではないか。

この章のはじめにも触れたように、火山の噴火活動は、それぞれ独立したマグマ溜りからの供給で行なわれていると考えられている（例えば，早津 ,1985）。この活動は、また、各火山周辺部のローカルな意味での地殻変動を表していると考えられる。

では、本章で述べてきた中部日本での火山噴火の１０^{3} 年オーダーでの共通性については、どのように考えたらよいのだろうか。

個々の火山のマグマ溜りの中で、噴火前の一定の段階にある中で、広域応力場が変化したことなどにより、本来の噴火時期よりも早く噴火が起こるようなリセット状態が起こった可能性はないだろうか。次章で述べる木曽山脈の隆起速度の問題や上杉（1982）の指摘した武蔵野変動の時代とあわせて検討する必要があるだろう。

最近のテフラ研究の中で、九州の阿蘇カルデラ起源のＡso-４ 噴出直後に降下した、北海道のクッチャロカルデラ起源のクッチャロ 2･3 軽石流（Okumura,1988; Kc-2･3）、パミスサンド（上杉ほか ,1980 のＹ-47 ）のフォールユニットに挟まれた大山火山起源のＤＮＰ（町田ほか ,1985），御岳火山起源の小木曽第３スコリア層のフォールユニットに挟まれた大山火山起源のＤＳＰ（竹本ほか ,1987）、ＤＫＰ直後に噴出した三瓶雲南軽石層（三浦・林 ,1991 ;ＳＵｎ）など、火山噴火がほぼ同時か直後の同時期に起こったという事例が数多く報告されはじめている。この点は、前述の意味からも興味深い。

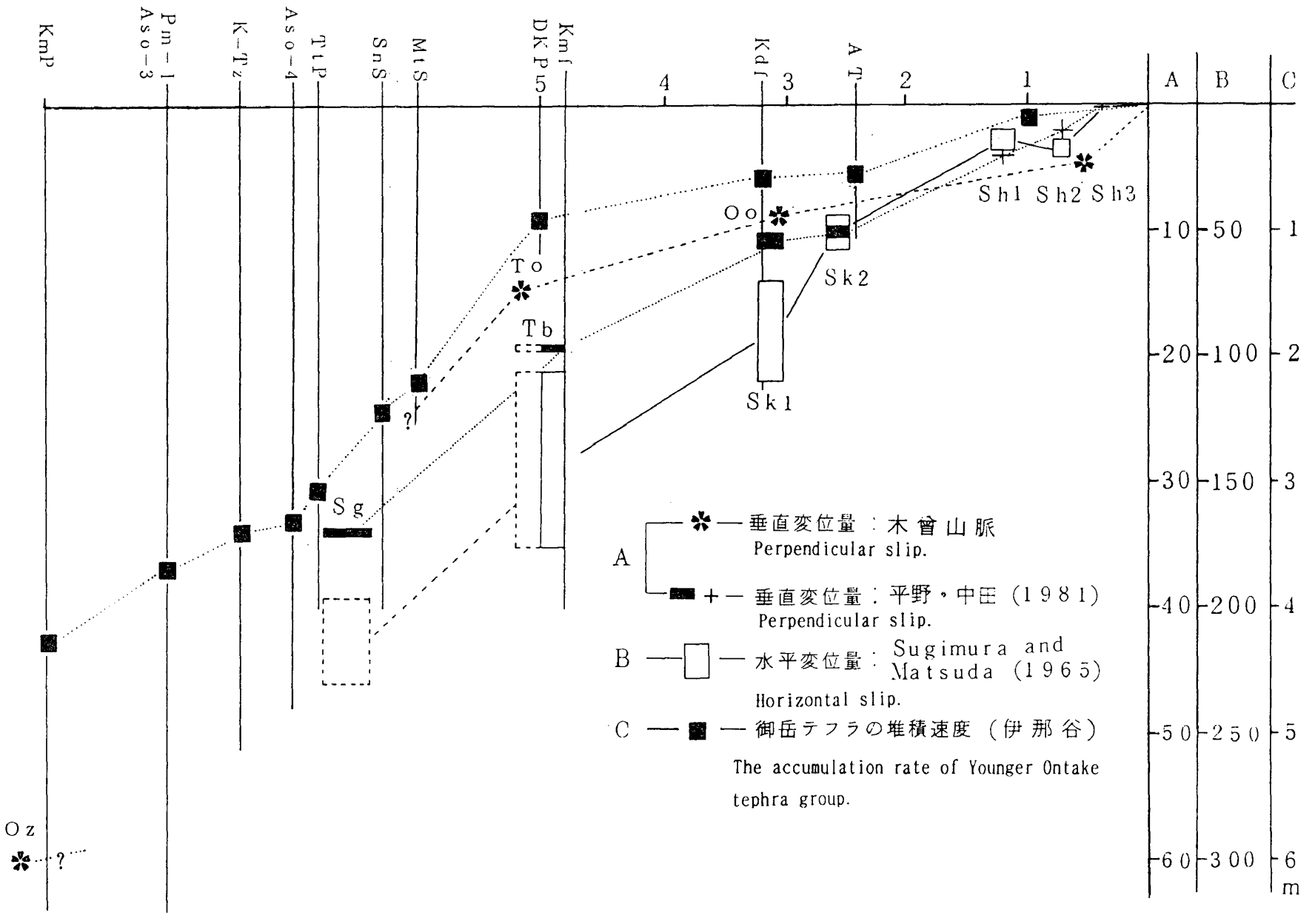


図5.　田切断層（伊那谷）・阿寺断層（坂下付近）の変位速度

Fig. 5　The srip rate of Tagiri and Atera faults.

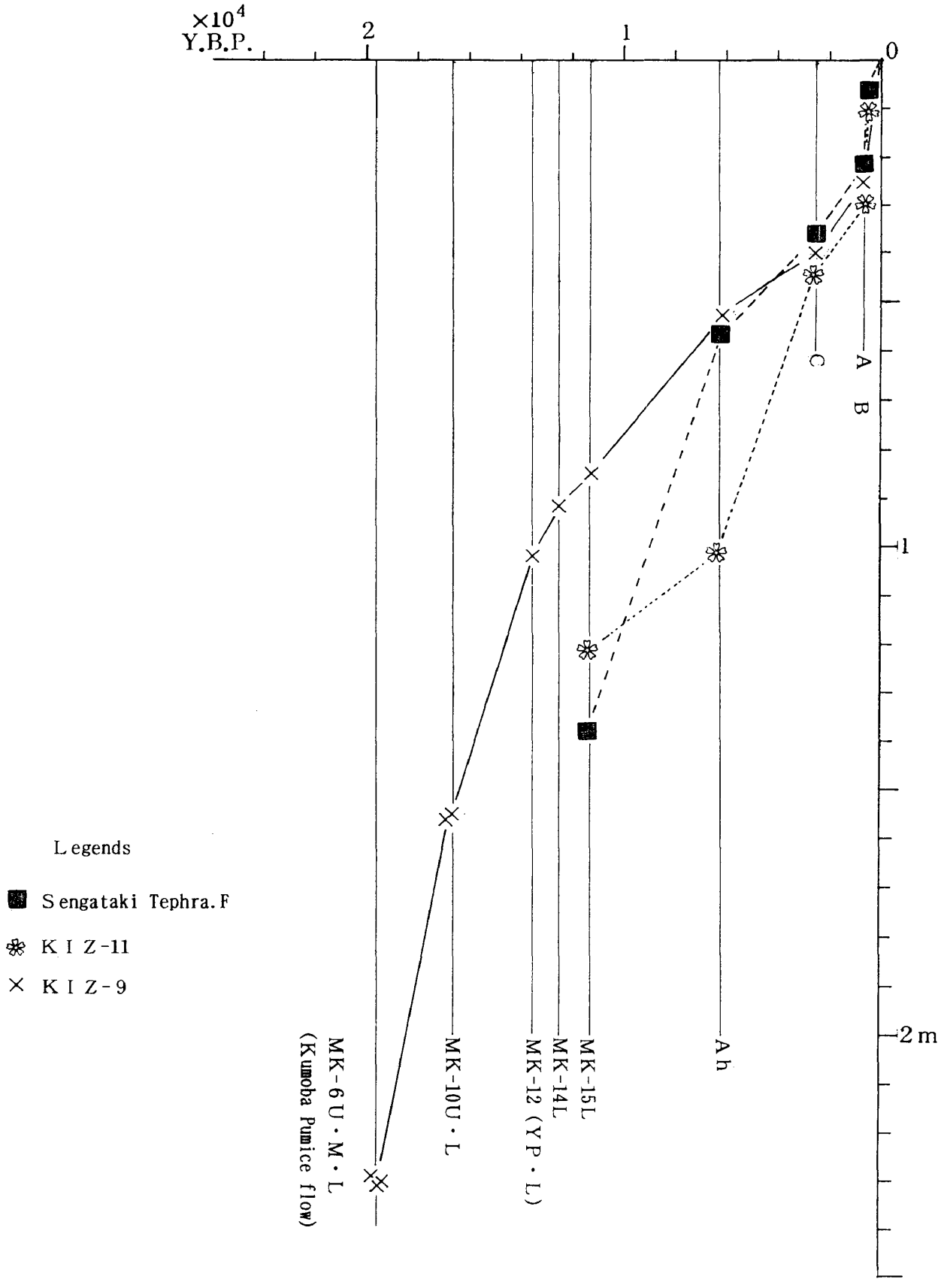


図６ａ.　南軽井沢湖成層と浅間テフラの堆積速度

Fig. 6 a　The accumulation rate of Minami-Karuizawa lake deposite and Asama tephra group.

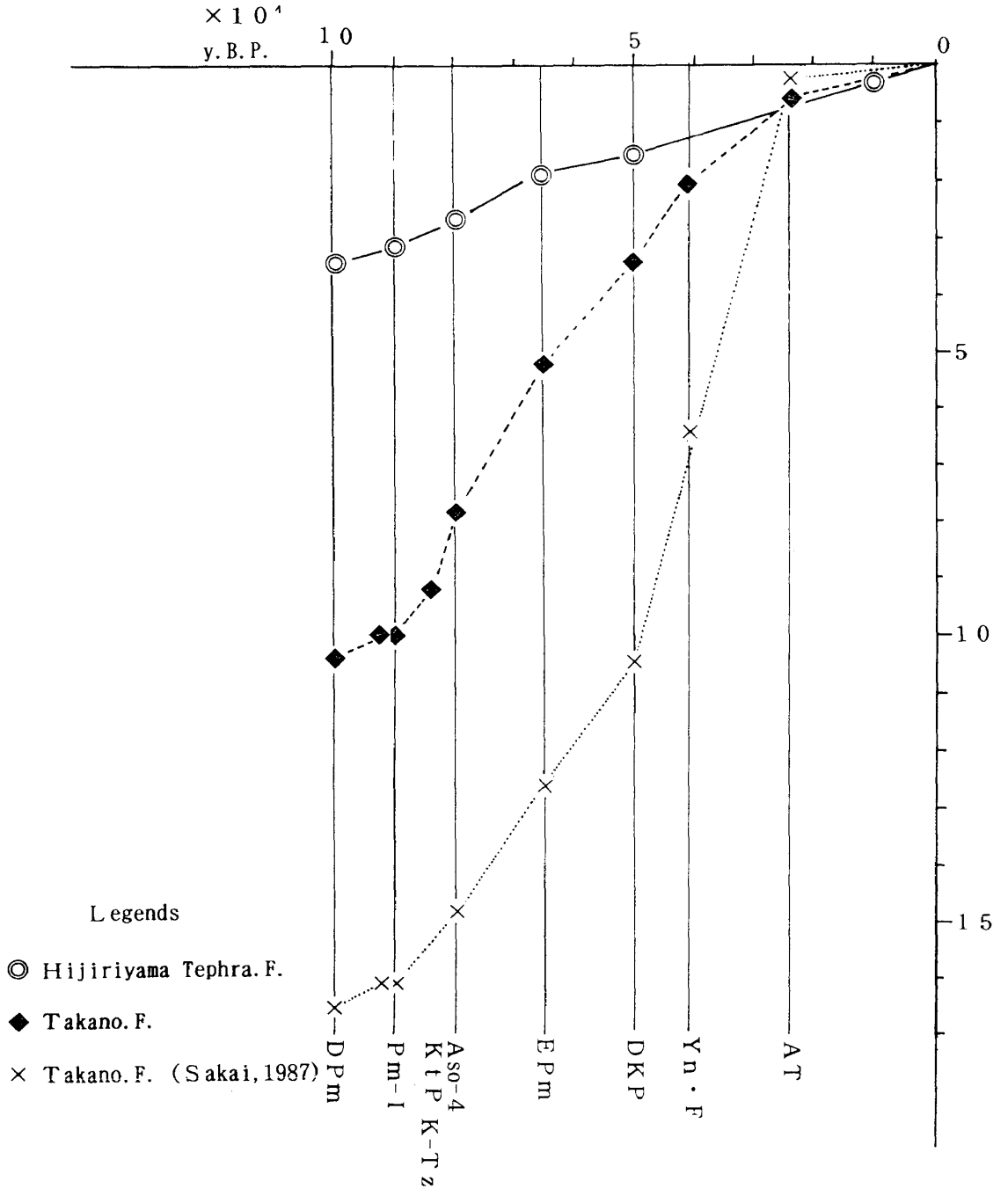


図6b.　高野層と立山テフラの堆積速度

Fig. 6b　The accmulation rate of Takano formation and Tateyama tephra group near Hijiriyama.

Ｖ．河岸段丘の変形から見た木曽山脈周辺の隆起速度－伊那谷断層系と阿寺断層系の垂直変位－

木曽山脈東麓に発達する伊那谷断層系で、木曽山脈山麓部を走るものは、木曽山脈山麓断層群、さらに、天竜川の西側に沿って盆地の中央部を縦断する断層は、竜西断層群と呼ばれている（松島 ,1981）。松島（1981）は、伊那谷に発達する扇状地面群について御岳テフラ層をもとに分類し、これを変位させる木曽山脈山麓断層群の岩間断層、竜西断層群の田切断層について、見かけ上の垂直変位量を測定しており、この測定値からは、扇状地形成の第Ⅱ期と第Ⅲ期の時代に垂直変位（木曽山脈の相対的隆起）が大きいことを指摘している。図５のＡは、松島（1981）の示した分類と見かけ上の垂直変位量をもとに、各扇状地面についてテフラ調査の結果を加えて示したものである。

松島・寺平（1990）、松島（1992）も述べているように、伊那谷は東西方向に圧縮を受けており、現在も短縮しつつある。このため、断層は低角の逆断層が多く、見かけ上の変位量に比べ、実際の変位量は２倍以上ある（松島 ,1992）。

図５のＡは、最も古い大泉段丘、ついで鳥居原段丘（木曽川の高部段丘に相当）、追引段丘（坂下段丘に相当）のそれぞれの垂直変位量を示したものである。鳥居原段丘は２～３段以上にわかれており、扇央から扇頂にかけて各段丘面は、収斂・交差・累重している。各段丘の縦断形や田切断層の垂直変位量からは少なくともこれ以降の時代の垂直変位量よりも大きいことが読み取れる。

一方、木曽山脈山麓断層群と共役系にある阿寺断層は、平野・中田（1981）が測定した各段丘面の垂直変位量をもとに、竹本（1991）のテフラ編年、中村ほか（1992）による木曽川泥流（Ｋｍｆ）の^{14}Ｃ年代（49,850±420y.B.P.）などを参考にして、各段丘面の垂直成分の推移を図５のＢにプロットした。これによれば、およそ6,5 万年前に段丘化した松源地段丘とおよそ５万年前に段丘化した高部段丘の間の垂直変位量は、それ以降に比べて大きいことがうかがえる。この間の垂直変位量は（約 0,876m/千年）、高部段丘からおよそ３万年前に段丘化した坂下上位段丘の間は（約 0,5m/千年）、坂下上位段丘からおよそ２万５千年前に段丘化した坂下下位段丘の間は垂直変位はほとんどなくなり、水平変位が卓越する。坂下下位段丘から１万２千年前に段丘化した西方寺１段丘の間は（約 0,46m/千年）、それ以降は（約 0,25m/千年）と減少傾向になる。

また、図５のＡには、御岳テフラ層の堆積速度をプロットしてある。これによれば、新期御岳のカルデラ期に相当する時代は、やや遅い。その一方で、新期御岳の成層火山形成期には、堆積速度は加速化されている。これは、成層火山体を形成する爆発的噴火活動をほぼ連続的に繰り返していたためと考えられる。その後、新期御岳の山頂火口丘期に入ると堆積速度は急に減衰する。これは、単位テフラの枚数が、それ以前に比べて少ないことから、木曽川泥流流下以降、山頂火口を中心とする間歇的噴火活動に移行したためと考えられる。その後は、ＡＴ降下以降本質物質を噴出する活動

表１．　浅間テフラ層と南軽井沢湖成層より採取した埋没樹木の放射年代

Table 1. Radiometoric ages of Asama tephra group and the buried wood trunks collected from Minami-Karuizawa lake deposite.

層名	年代（y.B.P.）	文献	層位・年代（y.B.P.） 辻　ほか（1984） 中村ほか（1992）	
Ａ軽石	A.D.1783年	荒牧（1968）		
Ｂ軽石	A.D.1108年	〃		
追分火砕流	870±80	〃		
Ｂ軽石下部	433±70	〃		
Ｃ軽石	４Ｃ中葉	新井（1979）		
Ｄ軽石・小滝火砕流	4,500±150	荒牧（1968）		
Ａｈ　アカホヤ	6,300±	町田・新井（1978）		
MK-16（総社軽石）	10,090±210	辻ほか（1984）		
	11,170±190	前橋市埋文（1990）	MK-15直下	11,240±290
第２軽石流（ＹＰ期）	10,650±250	小林（1964）	MK-14直下	12,820±190
	11,300±400	〃		
第１軽石流（ＹＰ期）	13,600±230	富樫（1983）		
	13,500±500	〃		
前橋泥炭層（ＹＰ直下）	13,130±230	新井（1964）	MK-12直下	13,320±130
			〃	13,390±170
			〃	13,550±160
			〃	13,710±130
			MK-10直上	16,720±160
			MK-10直下	16,880±130
仏岩期	15,900±400	宇野沢・坂本（1972）		
	19,400±500	〃		
仏岩溶岩	17,500±6,000	鈴木（1970）		
雲場軽石流（炭化木）	20,200±700	宇野沢・坂本（1972）	MK- 6直上	19,600±140
雲場軽石流直下	>21,000	〃	MK- 6中	19,520±240
				19,550±280
			MK-6直下	19,800±190
			MK-6下位	19,580±190
南ヶ岳軽石			MK-5	
塩沢火砕流				
ＢＰ・Ｆ中部				
前橋泥流中木片	24,000±650	新井（1967）		
ＢＰ・Ｆ下部	室田軽石？			
ＡＴ	24,720±290	松本ほか（1987）	MK-1	

は行なっていない（小林 ,1988）。

この一連の噴火活動は、前述の断層運動の垂直成分の動きとほぼ連動するものと考えられる。1979年10月、御岳火山が噴火したおり、坂下付近では、阿寺断層北東側の傾動が、平年時の４倍を示す観測データが得られている（阿寺断層水準測量グループ, 1981）ことと考えあわせると、御岳火山の噴火活動と阿寺断層の坂下付近の垂直変位との関係には、何らかの連動性を持っている可能性が考えられる。

VI. 加速器による^{14}C年代とテフラ層序から見た南軽井沢湖成層（標高950m）と高野層（標高800m）の堆積速度

浅間火山南麓に広がる南軽井沢湖成層は、浅間火山の噴火活動に伴って形成された炭質泥層や泥炭層からなる湖成堆積物である（Aramaki, 1963）。この堆積物中には、主に浅間火山を起源とするテフラ層が多数挾在しており、最終氷期以降の植生・環境変遷史の研究が行なわれてきた（辻ほか ,1984）。辻ほか（1984）によれば、浅間火山ＹＰ期の軽石に覆われた埋没林と更新世最末期の斜交不整合が認められている。

この堆積物中には、多くの層準に木片が含まれており、^{14}C年代の連続的測定とテフラ層序とのクロスチェクが可能である。このことは、活火山である浅間火山の噴火史を解明するひとつの手がかりとなり、泥炭層や炭質泥層中に保存された１次堆積のテフラと、火山麓の風成テフラ層を対比できれば、風化火山灰層〈レス〉の堆積環境や堆積速度を知る手がかりが得られる可能性が高い。

また、信州新町に分布する高野層（木村 ,1987）は、後期更新世を通じて堆積した湖成堆積物で、全層を通じて細粒のシルト層・泥層・炭質泥層からなり、数多くの示標テフラ層（竹本・百瀬・平林・小林・新井未公表）の記載や最終間氷期以降の植生・環境変遷史が明らかにされている（木村 ,1987;酒井,1987）。

ここでは、まず加速器による^{14}C年代とテフラ層序から見た湖成層の堆積速度について、南軽井沢湖成層（図６ａ，２万年前以降）、高野層（図６ｂ，１０万年前以降）の２つの例を記載したい。

図６ａは、横軸に、中村ほか（1992）によるテフラ層序と堆積物中の木片の加速器年代を、縦軸に、テフラを除いた堆積物の厚さをとってプロットしたものである。

最下部は、離山起源の雲場軽石流（Kb pfl :M K-6）、最上部は、浅間Ａ軽石層である。各テフラ層や堆積物の年代を表１に示す。

雲場軽石流流下以降、 M K-15 頃までの堆積速度は、比較的速く、浅間火山の連続的噴火と寒冷化による細粒物質〈レス〉の供給が、効いているものと考えられる。

ことに、雲場軽石流の上部は斜交層理が見られ、軽石は凍結破砕の影響で薄い砕片状に粉砕されている。M K-15　直上以降、泥炭層の岩相は変わり、アカホヤ降下頃まで堆積速度は遅くなる。これは、温暖化と植生の進出による斜面の安定化に伴う細粒物質〈レス〉の供給減少が、効いているものと考えられる（中村ほか ,1992）。

更新世最末期の変わりめは、M K-16直下にあたり、浅間火山東麓の千ケ滝の風成テ

フラ層でも、総社軽石層（M K-16）直下に大きな斜交不整合の関係が認められる。

アカホヤ降下以降の活動は、小規模噴火を頻繁に繰り返し、浅間Ｃ軽石以降は大規模な軽石やスコリアを噴出しており、この頃より堆積速度は速くなっている。

図６ｂは、高野層と聖山周辺の風成テフラ層の堆積速度を表したものである。このうち、Ａは聖山の風成テフラ層：Ｂは高野層：Ｃは酒井（1987）作成による高野層の柱状図より読み取ったものである。

Ａ，Ｂ，Ｃ，３つの堆積速度の変化で共通するのは、第一に信州においてＡＴ以降の堆積速度が急激に遅くなる点である。信州では、多くの地点で黒ボク土層の直下付近でＡＴの混在が確認されているが、純層で確認されることは稀である。これは、１つには、ＡＴ降下後これを覆う堆積物の供給が行なわれなかったことに起因する。たとえば、信州では、ＡＴ以後大規模な軽石やスコリア噴火を行なった火山は浅間・妙高火山群以外稀である。ＡＴの純層は、現在、活火山として活動してる火山の周囲を除けば、水成層や沖積錐の中で発見されているにすぎない（例えば、百瀬，1982）。

第二に、ＤＰｍの堆積期よりＥＰｍ下位の不整合までの層準で、堆積速度が遅くなっている点である。これは、下末吉海進以降、海面が緩やかに低下したのちの汎世界的高海面の時期にあたり、湖成層中の植物遺体からは、冷涼湿潤な古環境が続いた時期（酒井 ,1987）である。海岸部では、上杉（1982）の小原台層、関東第四紀研究会（1986）の吉沢層中・上部層の堆積した時期、町田ほか（1974）の小原台海進と三崎海進の間、町田ほか（1992）の三崎海進ピーク直前にあたる。

中部日本の諸河川では堆積段丘の中・下部層の堆積期で、古地磁気層序でいえば、Ｉna Ⅰ excursion, Ｉna Ⅱ excursion の時代にあたる。

第三に、Ａso-４ 以降でＥＰｍを中心とする層準で、やや堆積速度が速くなったようにも見える。

また、高野層では、この地層を堆積させた湖の縮小または排水期と考えられる斜交不整合の関係がＤＰｍ以降４層準で認められる。それは、下位より、木祖火山灰（Ａso -３）直下、ＥＰｍ下位、ＡＴ下位３ｍ、ＡＴ上位の泥層堆積以後である。

以上２つの湖成層の記載からは、つぎのようなことが読み取れる。

両湖成層では、温暖あるいは冷涼湿潤な古環境の下では、その堆積速度は緩やかである（図６ａのＡｈ前後，図６ｂのＤＰｍ～ＥＰｍの間）。また、細粒物質を供給する火山活動やレスは、温暖湿潤な時期に、長周期で間歇的な供給であれば、急速な堆積速度の変化はみられない（同上）。一方、寒冷、乾燥化にむかいつつある時期や、連続的な火山活動、レスの供給があった場合は、堆積速度は加速化している（図６ａのMK-6からMK-12，ＣＰｍ以降 ，図６ｂのＥＰｍ以降など）。このことは、植生の進出と斜面の安定性が反映されたものであろう。日本のように土壌の生成が火山灰降下やこれに起因するレスの累積による影響の強い地域では、堆積速度は火山活動の有無や連続性、植生の生育環境に支配されやすいと思われる。両湖成層の堆積速度の推移は、このことを表しているものと考えられる。

Ⅶ. 中部日本における最終間氷期以降の層序区分点について

各章で述べてきた陸成層にまつわる事象から、中部日本における最終間氷期以降の層序区分点の候補を考えてみたい。

まず、テフラ層中にみられる埋没土壌層に注目するならば、少なくとも下末吉・吉沢・小原台・武蔵野の各埋没土層は、中部日本においては、温暖または冷涼湿潤な頃に形成された“埋没古土壌層”の可能性があり、層序区分を行なう上で、ひとつの目安になるものと考えられる。また、各火山山麓で見られたテフラ層中の斜交関係は、火山岩としての側面からみても火山活動と、ほぼ対応していると考えられる。

一方、テフラ層中の斜交関係と、水成層中の不整合とはどのようになっているだろうか。中部日本の諸河川に発達する段丘堆積物から見ると、次のように考えられる。

信州では、伊那谷の大泉礫層の主部、千曲川上流の大深山礫層の主部・乳川の窪平礫層の主部・信濃川の朴の木礫層、関東では、片品川の沼田礫層の主部・相模川の寸沢嵐礫層などが、最終間氷期より前の堆積段丘として形成されていた。

下末吉海進以降海面がゆっくり低下しはじめた頃、河川の反応が速いところでは、大きな谷の形成が始まっており、河川の中・上流域では、側刻作用が卓越し広く浅い谷や段丘が形成されはじめていた。

この頃の堆積物は、大泉礫層最上部の砂礫層・大深山礫層上部に累重する砂礫層・窪平礫層上部に累重する砂泥互層（層厚８ｍ）・吾妻川の成田原礫層・沼田礫層上部層で、砂や泥を挾む礫層、砂層が卓越している。これらの河岸段丘は、段丘化の時期に幅はあるが大きな突発事変がない限り、上流に向かって新しくなっている。この時代は、濃尾平野の熱田層最下部層堆積以降、下部層の堆積期（桑原ほか ,1982）にあたっている（竹本 ,1991）。高野層では、ＤＰｍ下位の層準がこれにあたる。

下末吉海進の頃から始まった谷の形成は、ＤＰｍ降下頃からＰｍ－Ｉの時代までには、ほぼ上流域（木曽谷・伊那谷・信濃川水系・利根川水系・相模川水系など中部日本の諸河川）まで達したと考えられる。高野層でもこの時期に縮小・排水が起きている。このため、ＤＰｍが谷壁斜面から谷底に這い下りている例（百瀬ほか,1986 の乳川谷）、Ｐｍ－Ｉを基底付近に含む堆積段丘の例（米澤,1981 など多数）、Ｐｍ－Ｉ下位の木祖火山灰直下の不整合の例など、これに対応するテフラ層の斜交関係が認められる（竹本ほか,1987a,b;竹本,1991）。このような事実関係から、中部日本における層序区分の候補としては、ＤＰｍに覆われた埋没土層下部層付近とＰｍ－Ｉ下位の木祖火山灰直下の２つが考えられる。しかし、層序では、前者のほうが先であること、後者は、前者の谷を埋積し始める頃と考えられることから、中部日本では、前者を、層序区分点と考えたい。

これ以降、小原台埋没土層までは、InaI,Ⅱexcursionの時代で、中部日本の諸河川では堆積段丘の中・下部層、濃尾平野では熱田層上部層、高田平野では潟町砂丘上部層などを堆積した時期にあたる。後半のＩna Ⅰ excursion の時代には、木曽駒ケ岳・立山などに代表される山岳氷河の形成（小林, 1990）が始まり、海面低下が本格化

する頃まで続いたと考えられる。

河成堆積物は、砂や泥を挟むことが多く、堆積物中の植物遺体からは、冷涼で湿潤な古環境が推定されている（例えば，辻 ,1983)。

同じ層位にある熱田層上部層や古砂丘の資料からは、最終間氷期の最高海面期以降の緩やかな海水準低下期とこれに続く高海面期の頃の堆積物であることがわかっている（竹本ほか ,1987）。なお、熱田層上部層の離水時期については、藤井（1976）、高木（1976）、桑原ほか（1982）などで指摘されているように時間幅があると考えられる。いまのところ木曽谷層の堆積面（松源地段丘）を覆うテフラ層と下位の高部段丘のテフラ層との斜交関係から、早いところでは福島埋没土層の直前頃、遅いところでも屋敷野スコリア層の頃までには、離水していたと考えられる。この時代以降は、高部礫層・小牧礫層・大曽根層に代表される海面低下期にはいる。

小原台埋没土層以降ＤＫＰの時代は、堆積物は砂泥混じりから礫主体に変わり、木曽山脈周辺の阿寺断層系、伊那谷断層系で、垂直変位量が大きくなり、後半には堆積段丘の開析が始まっている。中部日本の多くの火山では、活動開始期や転換期に入り、これらの影響でテフラをはじめ多くの堆積物の堆積速度が速くなる傾向が現われる。

ＤＫＰやＴＰ直前の時期の花粉分析結果（辻 ,1983,早津 ,1985 など）からは、年降水量の少ない寒冷な古気候が推定され、海面低下期の時代に入る（竹本 ,1991）。

Ⅷ. まとめと今後の課題

中部日本における後期更新世、最終間氷期以降の層序区分点について、古地磁気、河成・氷成堆積物の編年、堆積物の層相変化、水成層中の不整合、火山活動史、地殻変動などの側面から検討した結果、立山ＤＰｍ下位の埋没土層中の斜交不整合の時代（上杉,1982 の吉沢埋没土層に相当）と福島埋没土層中の斜交不整合の時代（小原台埋没土層上部に相当）に層序面からの区分点が見られた。この２つの間の時代は、古地磁気のイナエクスカーションが起こった時期にもあたっている。また、その一方で、それぞれの不整合の少し後にも不整合が見つかっており、こちらも重要な区分点である。前者（Ｐｍ－Ｉ，Ｋｓ－ａｓｈ直下）は、堆積段丘の埋積開始期にあたり、後者（ＴＰ下位でＹＬ前後）は、海面低下期に対応して形成された埋没段丘の時代である。後者の時代は、辻（1983）によれば、最終間氷期以降著しい寒冷期にあたっている。

では中部日本における最終間氷期と最終氷期の層序区分点はどこに現われているのだろうか。

第一の候補は、小原台埋没土層上部の時代である。この直前までは、地磁気エクスカーションが長期間続いた時代であった。温暖期から冷涼湿潤な時代に変わり、海水準も緩やかな低下期と高海面期を繰り返し、堆積物も細粒なものが多く見られた。しかし、この時代の直後に入ると堆積物は、礫中心の粗粒堆積物となり、木曽山脈などの隆起量も大きくなる。しかも火山活動や地殻変動の連動性（上杉，1982の武蔵野変

動の時代とほぼ同時期）が認められ、その活動は活発化し寒冷化の兆しが現われる時代となる。このおよそ７万年前以降、堆積物をはじめ多くの事象が質的に変わるのは何がきっかけとなっているのだろうか。いまのところ不明瞭な点も多い。

第二の候補は、武蔵野埋没土層の時代である。この時代は、三崎面を形成した時期で最終間氷期以降、寒冷化が本格化する海水準の低下期直前にあたる時代である。

いまのところ、時代の転換期という立場からは、前者、海成段丘との関連性からは、後者の可能性が高い。

この時代については、諸外国の研究をもとに様々な議論がなされているが、年代測定法上からも測定精度の検証が難しい時期にあたっている。加速器質量分析計による^{14}C年代の測定は、およそ７万年前までの測定に適用できる（中村・中井，1992）ことから、年代測定の立場からの検証が期待される。

最近、Johnsen, S. J. et, al.（1992）は、グリーンランド氷床で実施した2,000m以上におよぶボーリングの酸素同位体比の測定結果から、最終氷期中の亜間氷期の古環境解析を行ない、およそ４万年前以降１１回におよぶ高温期と低温期のサイクルが小刻みで大きな変動を伴っていたことを明らかにしている。特に低温期のレベルは新ドリアス期を下回り、高温期のレベルはアレレード期に相当する点は、従来の亜間氷期像とはやや異なった様相を提示しているに他ならない。立川期にあたるこの頃の古環境は、日本ではどのような現象として残っているのか、埋没段丘の分布、山岳氷河の消長とあわせて興味深いところである。

中部日本の内陸地域は、かつて氷河を頂いた3000m級の山々と活発な活動を続けた火山群、断層群が認められ、現在の変動も著しい。汎世界的な動きと双方がこの地域の層序区分にどのような影響を与えているのか、地形・地質・植生をはじめ第四紀学的視野にたった記載が重要である。

いずれにしても、汎世界的な指標のひとつと考えられる酸素同位体比の変動曲線との整合性の議論と同時に、フィールドで得られた１つ１つの事実の積み重ねを含めた解析を行なうことで、大陸東岸の気候区で変動帯に位置する日本の第四紀の特質を明らかにしていく必要があるだろう。

謝辞：本稿作成にあたり、指導教授の小池一之先生、西村嘉助先生、中村和郎先生長沼信夫先生をはじめとする駒沢大学文学部地理学教室の諸先生、群馬大学名誉教授の新井房夫先生、名古屋大学の中村俊夫先生、都留文科大学の上杉陽先生、大阪市立大学の辻誠一郎先生、金沢大学の守屋以智雄先生、富山大学の小林武彦先生、広岡公夫先生、都立大学の菊地隆男先生、北海道大学の福田正巳先生、アイ・エヌ・エー新土木研究所の柳田　誠氏、早津賢二先生松島信幸先生、米澤　宏先生、岡田篤正先生・藤井登美夫先生をはじめとする東海第四紀研究会の皆様方、都立北多摩高校のRisa Kienlen先生、西川泉先生、古郡芳行先生にお世話になりましたことを御礼申し上げます。

本稿の内容の一部は、大阪市立大学の辻誠一郎先生、名古屋大学の中村俊

夫先生、池田晃子先生との共同研究の成果に負うところが多い。ここに記して感謝の意を表します。

本稿の骨子は、1992年度名古屋大学年代測定資料研究センターシンポジウム「タンデトロン加速器質量分析計を用いた^{14}C年代測定の利用による地質学・地理学的研究の新展開」において発表したものをまとめたものである。

発表の機会を与えてくださった名古屋大学年代測定資料研究センター長の水谷伸治郎先生はじめ、中井信之先生、坂本　亨先生、中村俊夫先生ほか名古屋大学関係者の皆様には重ねて感謝の意を表します。

参考・引用文献

会田信行（1978）：八ケ岳新期火山灰層の自然残留磁化と強磁性鉱物．第四紀研究，１７，86-94.

阿寺断層水準測量グループ（1981）：阿寺断層における短距離水準測量．地球，３，216-219.

新井房夫（1962）：関東盆地北西部地域の第四紀編年．群馬大学教育学部紀要，自然科学編，１０-４，1-79.

新井房夫（1964）：前橋泥炭層の^{14}年代－日本の第四紀層の^{14}C年代Ⅱ－地球科学，７０，37-38.

新井房夫（1967）：前橋泥流の噴出年代と岩宿Ⅰ文化期－日本の第四紀層の^{14}C年代ＸＸＸⅢ－地球科学，２１-3,46-47.

新井房夫（1979）：関東地方北西部の縄文時代以降の示標テフラ層．考古学ジャーナル，１５７，41-52.

荒牧重雄（1968）：浅間火山の地質．地団研専報，１４，1-45.

Aramaki, S.（1963）：Georogy of Asama Volcano. J.Fac.Sci.Univ.Tokyo, Sec.Ⅱ,１４,229-443.

有井琢磨・山川信之（1982）：木曽山脈黒川上流・中流部における氷食地形の研究．地理予，２１，56-57.

Bloom. A. L., Broecker, W. S., Chappell, J. M. A., Matthews, R. K. and Mesolella, K. J.（1974）：Quaternary sea-level fulductions a tectonic coast;New Th^{230}／U^{234} dates from the Huon Peninsura, New Guinia. Quat.Res.,４,185-205.

Emiliani, C., Shackleton, N. J.（1974）：The Bruhnes epoch;Isotopic paleotemperatures and geochronology. Science,１８３，511-514.

藤井登美夫（1976）：御岳火山木曽川泥流堆積物の産状とその流下・堆積様式（１）愛知教育大学「地理学報告」，４５,114-120. 坪内庄次先生退官記念論文集.

深井三郎（1974）：立山付近の氷河地形とその形成期．富山大学教育学部紀要,２２，119-133.

早川由紀夫（1991）：テフラとレスからみた火山の噴火と噴火史．第四紀研究，３０，391-398.
早津賢二（1985）：「妙高火山群－その地質と活動史－」．第一法規，344p.
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地形．地質雑，８７，791-805.
平林　潔（1987）：長野県南安曇郡，奈川流域の段丘形成史．駒沢大学大学院地理学研究，１７，15-31.
平野信一・中田　高（1981）：阿寺断層に沿う第四紀後期の断層変位から推定した地震活動．地理評，５４，231-246.
Hirooka, K.（1976）：Some note on the characteristics of geomagnetic excursion in late Pleistocene in Japan. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 4, 153-164.
Hirooka, K.（1977）：On the possibility of paleomagnetic study of coastal sand dune sediments. Ibid., 5, 102-106.
Hirooka, K., Tobita, C., Yokoyama, T. and Nakaya, S.（1977）：On the excursion of the latest Pleistocene recorded in Ontake Tephra, Ina, central Japan. Rock Magnetism and Paleogeophysics, 4, 81-87.
Hirooka, K., Hasegawa, E., Hirota, T., Nakaya, S. and Yokoyama, T.（1978）：On the geomagnetic excursion in the late Pleistocene found in Ontake tephra, ina, central Japan. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 6, 101-114.
Hirooka, K., Nagai, N. and Nakajima, T.（1982）：Geomagnetic excursions of the late Pleistocene inferred from paleomagnetic study of tephra sediments in Japan. Ibid., １０, 200-213.
広岡公夫（1988）：古地磁気・考古地磁気編年による年代推定．地質学論集「人類紀の年代測定」，２９，305-318.
広岡公夫・永井直昭・石原昭史（1988）：古地磁気層序による人類紀の年代対比．地質学論集「人類紀の年代測定」，２９，295-304.
堀口万吉（1982）：大宮台地の下末吉層にかかわる問題．第四紀，下末吉段丘，２２，57-59.
五百沢智也（1963）：写真判読による日本アルプスの氷河地形．地理評，３６，743.
井関弘太郎（1988）：木曽川の地形史．地学雑，９７，1-11.
伊藤真人・清水文健（1987）：北アルプス，白馬岳東方，松川北股入りのモレーンを覆う示標テフラ層の発見とその意義．地学雑，９６，32-40.
伊藤真人・正木智幸（1987a）：後立山連峰，鹿島槍ヶ岳，大冷沢流域における氷河地形と氷河前進期．地理評，６０（Ser. A），567-592.
伊藤真人・正木智幸（1989）：槍，穂高連峰に分布する最低位ターミナルモレーンの形成年代．地理評，６２（Ser. A），438-447.

岩崎孝明（1985）：下北半島北東部の中・後期更新世堆積物．地理予，２８，40-41.
岩崎孝明（1987）：下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序．駒澤地理，109-123.
Johnsen. S. J., Clausen. H. B., Dansgaard. W., Fuhre. K, Gundestrup. N., Hammar. C. U., Iversen. P., Jouzel. J., Stauffer. B. & Steffensen. J. P. (1992) : Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature, vol, 359-9, 311-313.
河内晋平（1961）：八ケ岳火山列，Ⅰ・Ⅱ．地球科学，５５,1-8;５６,11-17.
河内晋平（1977）：八ケ岳地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１図幅），地質調査所.
関東第四紀研究会（1980）南関東地域の中部更新統の層序とその特徴．第四紀研究，１９，203-216.
菊地隆男（1981）：常総粘土層の堆積環境．地質学論集「関東の地震と地質」，２０，129-145.
木村純一（1987）：長野県聖山北麓の更新統－中部から上部更新統－，地質雑，９３ 245-257.
桑原　徹・松井和夫・吉野道彦・牧野内猛（1982）：熱田層の層序と海水準変動．第四紀，下末吉段丘.111-124.
小林国夫（1964）：縄文文化と無土器文化の^{14}C年代．科学，３４，96-97.
Kobayashi, K. and Simizu, H. (1966) : Significance of the Ikenotaira Interstadial Indicated by Moraines on Mt. Kumazawa of the Kiso Mountain Range, Central Japan. Jour, Fac. Sci., Shinshu Univ., 1, 97-113.
小林国夫・小林武彦・清水英樹（1971）:御岳火山噴出物によるTephrochronology. 中部地方の鮮新統および最新統．竹原平一教授記念論文集，191-218.
小林国夫・阪口　豊（1977）：氷河時代を見直す．科学，４７-10，578-591.
Kobayashi, T (1974) : The Petrochemical characteristics of Ontake volcano . Jour. Col. Lib. Arts, Toyama Univ., 7, 71-85.
小林武彦（1982）：御岳テフラ層の層序とその年代．第四紀，下末吉段丘．103-110.
小林武彦（1983）：立山の氷河地形とその形成時期．第四紀学会要旨集，１２,92-93.
小林武彦（1987）：御岳火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因．地形，８－２，113-125.
小林武彦（1990）：立山火山とその周辺の第四系．日本地質学会第97年年会（富山大会）－1990年見学旅行案内書－第５班，111-142.
小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨　昂（1981）：更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動．地質学論集「関東の地震と地質」，２０，113-128.
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，８８，313-330.

町田　洋・新井房夫（1992）：火山灰アトラス「日本列島とその周辺」．
東京大学出版会，276p.
町田　洋・森山昭雄（1968）：大磯丘陵のテフロクロノロジーとそれにもとづく富士および箱根火山の活動史，地理評，４１，241-257.
町田　洋・鈴木正男（1971）：火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年－フィッション・トラック法による試み－．科学，４１，263-270.
町田　洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫（1974）：南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年．地学雑，８３，22-58.
町田　洋・新井房夫・百瀬　貢（1985）：阿蘇４火山灰－分布の広域性と後期更新世示標層としての意義－．火山，３０，49-70.
町田　洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史（1987）：北日本を広く覆う洞爺火山灰．第四紀研究，２６，129-145.
前橋市埋蔵文化財調査団（1990）
真鍋健一（1980）：地磁気層位学と中期更新世の編年．第四紀研究，１９，225-232.
真鍋健一（1988）：最終氷期の地磁気変化．地質学論集「人類紀の年代測定」２９，269-280.
松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗（1987）：姶良Ｔｎ火山灰（ＡＴ）の^{14}Ｃ年代．第四紀研究，２６，79-83.
松島信幸（1981）：伊那谷断層系の活動期について．地球，３，244-249.
松島信幸（1984）：伊那谷における地形の発達史からみたレキ層の自然史．下伊那教育会　自然研究紀要．第７集，61-73.
松島信幸（1992）：伊那谷は生きている．「語りつぐ天竜川」，３３，43p.
松島信幸・寺平　宏（1990）：飯島町の地形地質．飯島町誌「自然編」，11-136.
三浦　清・林　正久（1991）：中国・四国地方の第四紀テフラ研究－広域テフラを中心として－．第四紀研究，３０，339-351.
宮内崇裕（1985）：上北平野の段丘と第四紀地殻変動．地理評，５８，492-515.
宮内崇裕（1988）：東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年．地理評，６１，404-422.
百瀬　貢（1982）：千曲川最上流部の段丘地形と斜面堆積物．地理予，２１，22-23.
百瀬　貢・竹本弘幸・水野秀明・小島　弘・平林　潔・朝原尚仁（1986）：松本盆地西縁，乳川流域の段丘形成史．駒沢大学大学院地理学研究，１６，5-20.
守屋以智雄（1968）：赤城火山の地形および地質．前橋営林局，65p.
長岡信治（1984）：大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ．地学雑，９３，347-370.
長岡信治（1986）：後期更新世における宮崎平野の地形発達．第四紀研究，２５，139-163.
中村一明（1963）：伊豆大島火山の噴火史．科学，３３，141-147.
中村一明（1989）：火山とプレートテクトニクス．東京大学出版会，323p.

中村一明・松田時彦（1968）：北部フォッサ・マグナとその周辺地域の地質区と地震活動．地質学論集，２，63-69.
中井信之・中村俊夫（1988）：放射性炭素年代測定法．地質学論集，「人類紀の年代測定」，２９，235-252.
中村俊夫・中井信之（1988）：放射性炭素年代測定法の基礎－加速器質量分析法に重点をおいて．地質学論集，「人類紀の年代測定」，２９，83-106.
中村俊夫・中井信之（1992）：タンデトロン加速器質量分析計による古い試料の^{14}C年代測定について．名古屋大学加速器質量分析計業績報告書（Ⅲ），122-130.
中村俊夫・藤井登美夫・鹿野勘次・木曽谷第四紀巡検会（1992）：岐阜県八百津町の木曽川泥流堆積物から採取された埋没樹木の加速器^{14}C年代，第四紀研究，３１，29-36.
中村俊夫・岡　重文・坂本　亨（1992）：東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代．地質雑，９８－９，905-908.
中谷　進（1972）：大町テフラ層とテフロクロノロジー．第四紀研究，１１，305-317.
大場忠道（1983）：最終氷期以降の日本海の古環境，地球，５，37-46.
大場忠道（1989）：日本海の環境変化－過去8.5万年の歴史－，科学，５９，672-681.
大場忠道（1991）：酸素同位体比層序からみた阿蘇４テフラおよび阿多テフラ，地球，１３，224-227.
奥村晃史（1985）：北海道東部の更新世テフラと海成段丘．第四紀学会要旨集，１５，52-53.
奥村晃史（1987）：北海道地方の第四紀テフラ研究．第四紀研究，３０，379-390.
Okumura, K（1988）：Recurrence of large pyroclastic flows and inovation of volcanic activity in eastern Hokkaido, Japan. Proc. Kagoshima Int. Conference on Volcanology, 518-521.
小野有五・正木智幸（1980）：上伊那・竜西地域における最終氷期の段丘形成．地理予，１８，60-61.
小野有五・清水長正（1982）：木曽駒ヶ岳周辺の氷河地形．地理予，２１，60-61.
小野有五（1988）：小林国夫以後の氷河地形研究．小林国夫教授論文選集．663-670.
大島　治（1986）：榛名火山．日本の地質「関東地方」編集委員会編「日本の地質　関東地方」，共立出版，222-224.
酒井潤一（1987）：中部地方における後期更新世の古気候．第四紀研究，２５，269-275.
Suggate, R. P.（1974）：When did the last interglacial end？Quat. Res., ４，246-252.
Sugimura. A. and Matsuda. T.（1965）：Atera fault and its displacement vectors. Geol. Soc, Am. Bull., ７６, 509-552.
鈴木正男（1970）：フィショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度測定（第Ⅱ報）．第四紀研究，９，1-6.

高木信行（1976）：各務原層の堆積に関する考察，愛知教育大学「地理学報告」，４５,107-113. 坪内庄次先生退官記念論文集.
高木信行（1980）：木曽谷層の層序とそれに関連した諸問題．軽石学雑誌，no. ６，41-49.
竹本弘幸（1986）：沼田盆地北西部，小川島泥炭層の堆積構造．駒沢大学大学院地理学研究，１６，35-40.
竹本弘幸（1991）：大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題．駒澤地理，２７，131-150.
竹本弘幸・百瀬　貢・平林　潔・小林武彦（1987）：新期御岳テフラ層の層序と時代－中部日本における編年上の意義－．第四紀研究，２５，337-352.
富樫茂子（1983）：浅間火山第１軽石流堆積物中の炭化木の^{14}C年代．火山，２８，163-165.
辻　誠一郎（1983）：下末吉期以降の植生変遷と気候変化．「最終氷期以降の関東平野」，アーバンクボタ，２１，44-47.
辻　誠一郎・南木睦彦・能城修一（1984）：浅間火山東麓における最終氷期以降の植物群と植生．第四紀学会講演要旨集，１４，67-68.
Tsuji, S., Minaki, M. and Osawa, S. (1984) : Paleobotany and paleoenvironment of the Late Pleistocene in the Sagami reigion, central Japan. 第四紀研究，２２，279-296.
上杉　陽（1976）：大磯丘陵のテフラ．関東の四紀，３，28-38.
上杉　陽（1982）：いわゆる下末吉期の諸問題．第四紀，下末吉段丘．67-77.
上杉　陽・米澤　宏・開原志寿恵・中村仁子・重藤伸子・岩井郁乃（1982）：富士山東縁地域の古期テフラ累層．平塚市博物館研究報告「自然と文化」，３，33-46.
上杉　陽・米澤　宏・千葉達朗・宮地直道・森　慎一（1983）：テフラからみた関東平野．「最終氷期以降の関東平野」，アーバンクボタ，２１，2-17.
宇野沢昭・坂本　亨（1972）：長野県，南軽井沢周辺の最近の地史．地質雑，７８，9，489-494.
柳田　誠（1991）：河岸段丘の動的地形変化に関する研究．駒澤地理，２７，1-75.
柳田　誠・清水長正（1992）：利尻－ワンコの沢軽石層の年代資料．　第四紀研究，３１，37-39.
柳町　治（1983）：木曽山脈北部における最終氷期の氷河の消長と編年．地学雑，９２，152-172.
柳町　治（1987）：氷河・周氷河地形からみた中部日本における最終氷期の気候．第四紀研究，２５，295-303.
米澤　宏（1981）：相模川中流域道志川流域の河岸段丘．関東の四紀，８，21-32.

SPECIAL ISSUE ON THE PROBLEMS OF THE LATE PLEISTOCENE CHRONOLOGY ESTIMAITED FROM TEPHROCHRONOLOGY IN CENTRAL JAPAN.

Hiroyuki TAKEMOTO
Research Student, Department of Geography, Komazawa University.

Several volcanoes, in central Japan, were producing many extensive sheets of tephras during the late Pleistocene. These sheets are very useful for the correlation and chronology of the late Pleistocene, marine, fluvial, lacustrine and glacial deposits distributed in central Japan.

The author investigated the distribution and stratigraphic horizon of many marker tephras in order to reconstruct the paleoenvironment of centralJapan during the last Interglacial Stage.

The followings are the main new results obtained by this study.

1)The author determined the chronologic positions of many marker tephras and the Late Pleistocene sediments in connection with the stratigraphic horizon of AT, DKP, Aso-4, K-Tz and Pm-I. For instance, many tephra layers derived from Ontake, Tateyama, Myouko, Yatsugatake, Asama, Haruna, Akagi, Hakone and Fuji volcanoes can be correlated with each other as shown in Fig. 3 and 4.

2)Stratigraphic position of Ina I and II excursions were estimated from tephrochronology. Ina I, II excursions are found at about 75,000 ~65,000y. B. P. and 90,000~76,000y. B. P., the former comparing with the stratigraphic positions of Kikai-Tozurahara ash (K-Tz), Aso-4, the latter of Aso-3, Ata, SK and Pm-I. These two excursion ages were correlated during the marine regression stage, after the culmination of the last Interglacial transgression.

3)Four marked buried soils are widely found within the tephra layers distributed in central Japan: Simosueyosi marked buried soil (SB)・Kissawa marked buried soil (KB) ・ Obaradai marked buried soil (OB) and Musasino marked buried soil (MB)(Fig. 3) . The formative age of KB is estimated at about 100,000y. B. P., comparing with the stratigraphic position of DPm and other marker tephras (Fig. 3).

The Last Interglacial valley bottoms gradually deepened and extended the upper courses of major rivers from SB to KB periods in central

Japan. Obaradai marked buried soil (OB), the formative age of which is estimated at about 65,000y.B.P., comparing with the stratigraphic position of DKP and other marker tephras (Fig.3). The stratigraphic horizon inbetween shows that the completion of valley filling occurred along the middle and upper courses of the major rivers in central Japan and it also shows the fixing of the Pleistocene coastal sand dunes.

4) It is considered that most of the mountain glaciers (Kumazawa stage) developed near the summits of the Kiso mountains receded and a series of strath terraces were also formed along the upper courses of the major rivers at nearly the same period of the falling of DKP. The sea level at that time would be about 40 to 50m lower than the present.

5) It is estimated that the upheaval movement of Atera fault and Tagiri fault were more active (Fig.5) and the activity of several volcanoes were more explosive (Figs.4 and 5) during the time between 65,000 and 50,000y.B.P. than afterwards. This might have resulted from the phenomenon that the horizontal stress field had been strengthened around central Japan during the above mentioned period.