東濃地方

中山勝博＝名古屋市立富田高等学校教諭

①地形の概要

岐阜県南部の東濃地方は，標高1000mを越える山地や標高数100mの山頂平坦面に囲まれて，小さな山間盆地が分布し，それらの間を木曽川をはじめ飛騨川や土岐川が流れるといった複雑な地形を呈する．

地形を画する主要な境界部には，北北東－南南西方向と北西－南東方向の２系列の断層群が発達している．北北東－南南西方向に発達する屏風山断層・恵那山断層・笠原断層では，それを境に断層の南側が相対的に200～600m程度上昇しており，地形を明瞭に画する急崖を形成している．他方，北西－南東方向の断層は，東から順に阿寺断層・赤河断層・権現山断層・華立断層と呼ばれ，それらは阿寺断層を除き，断層の西側が相対的に数10～200m程度上昇している．山間盆地は，これらの断層に取り囲まれるように発達している．東濃地方で最も広い山間盆地は，恵那盆地と，多治見および土岐（瑞浪）盆地で，前者は標高300～400m，後者は標高100～200mの定高性のある盆地である．東濃地方の東海層群は，このような山間盆地や山頂平坦面に広く薄く分布し，平均の厚さは10数～160mである．

②瀬戸層群の層序と層相

東濃地方の東海層群は，別に瀬戸層群とよばれる．東濃地方の地質図を図１に，瀬戸層群の層序表を表１に示す．

東濃地方の瀬戸層群の基盤岩類は，図１に示されるように，中・古生界，領家花崗岩類，濃飛流紋岩類，それに中新統瑞浪層群である．大まかにみて，瀬戸層群の分布域は中・古生層と領家花崗岩類の分布境界域であり，それは中新統とほぼ分布域が重なっているともいえる．

東濃地方の瀬戸層群は，そこに挟まれる火山灰層の数が少なく，また，火山灰層の連続性にも乏しいため，東濃地方の瀬戸層群全体を見通した火山灰層序の研究は行なわれていない．基本的には層相により，下位の土岐口陶土層と上位の土岐砂礫層とに大きく分けられているにとどまっている．

＜土岐口陶土層＞

赤嶺（1954）は，愛知県北部～岐阜県東濃地方に分布する陶土層に対してこの名称を用いているが，ここでは，中山・陶土団研（1989）に従い，東濃地方の陶土層に限定してこの名称を用いる．多治見市～土岐市（土岐口累層），瑞浪市（稲津累層），山岡町原（原累層），中津川市苗木（板橋累層），恵那（下部砂泥互層）などに分布しており，層厚は厚いところで30～50m，一般に数～20m程度である．本層の分布は，すべて2×2km^{2}より小さな盆地にわかれている．また，その分布域は中津川地区を除いて断層沿いで，恵那山断層や笠原断層などの北側に狭く分布している．

本層は，細粒砕屑物が卓越しており，蛙目粘土と呼ばれる含石英粒粘土，木節粘土と呼ばれる含植物片粘土，珪砂と呼ばれる石英粒砂，亜炭，火山灰，それに堆積盆地の縁辺部や基底部にみられる不淘汰な礫層などからなる．一般的に，珪砂や蛙目粘土は本層の下部や盆地の縁辺部に，木節粘土や亜炭は本層の上部や盆地の中心部に発達する傾向があり，その層相は，盆地周辺部から順に，崖錐性・土石流堆積物，扇状地性堆積物，湿地・沼沢地性堆積物の堆積相を示す（本層の堆積相については56p～57p参照）．

＜土岐口陶土層の形成時代＞

本層は，土岐口陶土層として一括して呼ばれるが，その形成時期は必ずしもすべてが同時期のものではなく，少なくともその形成は２時階にわたっている．

中新世後期に形成された愛知県側の瀬戸陶土層からは，*Pinus trifora*（オオミツバマツ）を産出するが，山岡町原の本層（原累層）からも*Pinus trifora*を産出し（写真１），その形成時期は瀬戸陶土層と同じく中新世後期と考えられる．また多治見と土岐に分布する本層（土岐口累層）からも*Pinus tritora*を産出し，さらにこの地域では，愛知県側の矢田川累層にみられるような火山灰層を挟んでいることから，その形成時期は，瀬戸陶土層と同時代，あるいはそれより少し新しい時代に形成されたと考えられる．ただし，多治見や土岐の本層の火山灰層が矢田川累層のどの火山灰層に対比されるかはわ

図1－東濃地方の地質図

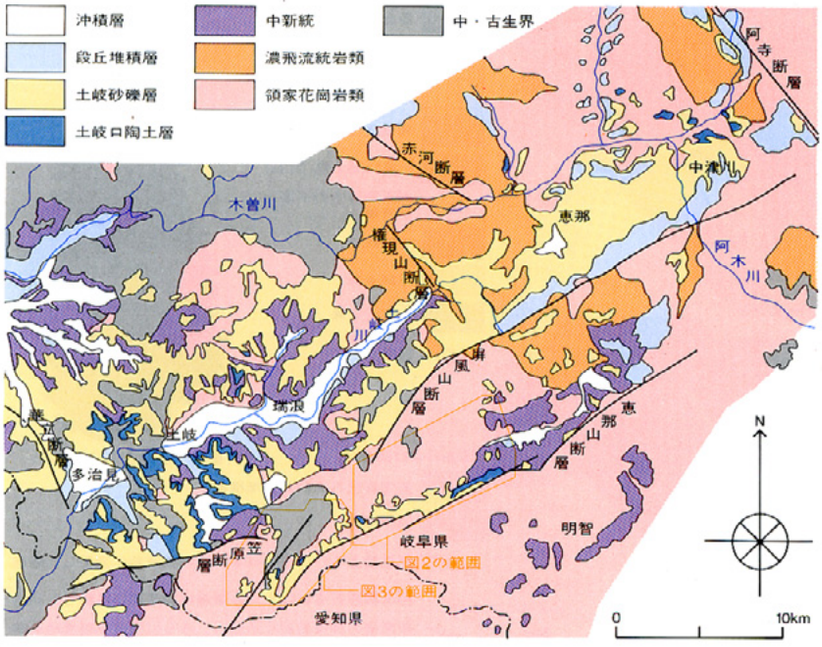
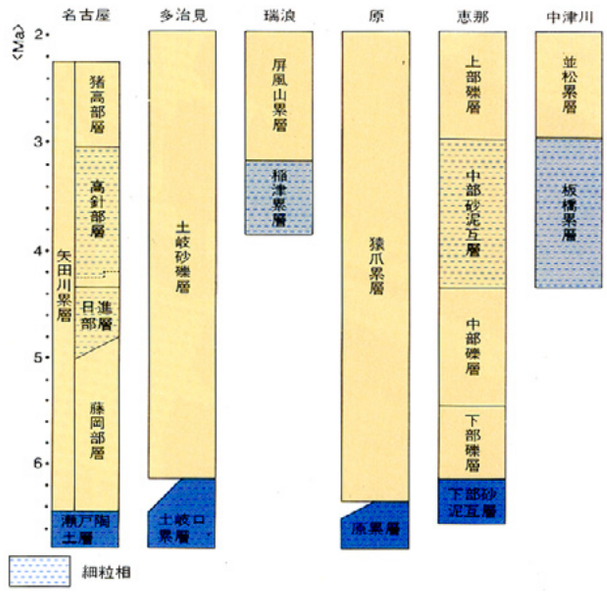


表1－東濃地方の瀬戸層群層序表



<注>　名古屋(中山、1987)　多治見(Fuji、1968)　瑞浪(陶土団研、1982)
原(陶土団研、1982)　恵那(中山・陶土団研、1987)　中津川(陶土団研、1985)

かっていない．
ところが，中津川苗木の本層（板橋累層）では*Pinus trifora*を産出しない．しかも本層に挟まれる中津川Ⅰ火山灰層のフィッショントラック年代は，約330万年前を示すことから，本層は鮮新世中期の堆積物であることがわかった．
このように，土岐口陶土層の堆積期は，少なくとも中新世後期と鮮新世中期の２時階が認められる．従って土岐口陶土層という名称は，ある特定の時代の堆積物を示しているのではなく，小凹地（小陥没盆地）が形成されて帯水域が生じ，そこに花崗岩の風化物を主とした特徴的な細粒砕屑物の堆積する環境が出現したことを示しているのであろう．

＜小陥没盆地の発生と土岐口陶土層の堆積＞

土岐口陶土層を堆積させた盆地は，断層活動によって断層崖が形成されてできた，水平規模0.5～2km，高さ50～100mの小陥没盆地である（陶土団研，1982，1985；中山，1985）．山岡町原と土岐市南部の鶴里における小陥没盆地の例を図２，図３に示す．いずれも盆地の縁辺部には50°以上の傾斜を有する高角度の不整合面があり，その走向方向は２組にわけられ，それらは互いに直交している．この面の走向に注目すると，２つの不整合面は北東－南西方向と北西－南東方向に連続している．また，基盤岩には不整合面に平行あるいは直交する走向で高角度傾斜の小断層が発達する（陶土団研，1982，1985；中山，1985）．
このように盆地周辺の３～４辺が断層崖によって閉じられ，一辺が0.5～2kmの小さな陥没盆地が局所的に発生し，そこに基盤の花崗岩の風化物が運ばれて形成されたのが土岐口陶土層である．

＜土岐砂礫層＞

岩堀（1950）が命名し，赤嶺（1954）が再定義した．阿寺断層より西の東濃地方に分布する砂礫層に対して用いる．中津川地区では並松累層，原地区では猿爪累層，瑞浪地区では屏風山累層と呼ばれる．土岐口陶土層とは一般に整合の関係で，一部不整合や断層で接する関係にある．
土岐口陶土層が小さな凹地に散在して分布しているため，土岐口陶土層を欠く広汎な地域では，本層が基盤を直接不整合に覆っている．層厚は一般に20～100m程度である．
桑原（1975）は，本層を礫種の割合により，土岐型と水野型に区分している．土岐型の土岐砂礫層は，屏風山断層・笠原断層より北の地域を中心に分布しており，濃飛流紋岩類の礫を多く含み，その含有量は少なくとも30%以上，時に100%近くになるとしている．水野型の土岐砂礫層は，屏風山断層・笠原断層より南の地域を中心に分布しており，チャートの礫を多く含み，その含有量は50%以上であるとしている．
いずれの型も河川沿いに堆積した礫層であるとみられ，その形成時代は矢田川累層堆積期あるいはそれより少し新しいと考えられているが，層相と層序の関係については不明な点が多く残されている．土岐砂礫層の層相などを細かく追跡していくと，本層は西北西に進むほど時代的に新しくなるのではないかと考えられる．
恵那地区に限ってみれば本層を下位から順に，濃飛流紋岩類の礫からなる巨～中礫層，濃飛流紋岩類とチャートの礫からなる円礫層，亜炭層や火山灰層をはさむ砂泥互層，濃飛流紋岩類の礫からなる小礫の円礫層というように層相によって層序区分できる（中山・陶土団研，1987）．

③明智礫岩層の問題

恵那山断層より南に分布する砂礫層のうち，恵那郡明智町～愛知県東加茂郡旭町に分布するものは，木宮（1971）によって明智礫岩層と報告されている．筆者は，愛知県小原村などにもそれに酷似した砂礫層があることを確認している．これらの砂礫層は，火山灰層をはさみ，主に濃飛流紋岩類や花崗斑岩などの不淘汰な礫からなり扇状地性堆積物と考えられる．この砂礫層の層序については，土岐口陶土層相当層あるいは土岐砂礫層相当層といった見解があるが，筆者

図2－原地区の地質図と瀬戸層群の堆積盆を規定した断層

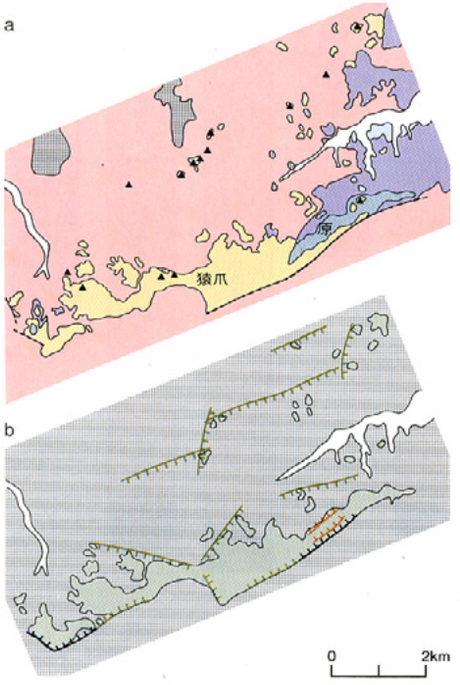


図3－土岐市南部の鶴里地区の地質図と瀬戸層群の堆積盆を規定した断層

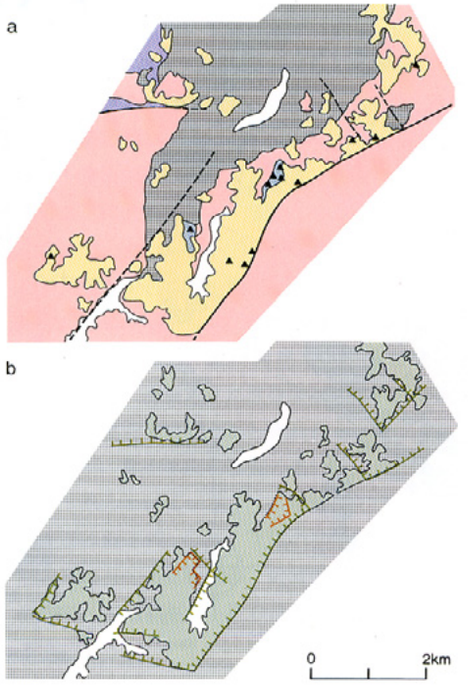


写真1－原累層より産出した*Pinus trifolia*(オオミツバマツ)の化石

（提供：瑞浪市化石博物館）

は火山灰物質の固結の程度や砂などの砕屑物との混合の程度，瑞浪層群中の不淘汰礫層の層相との比較などから，明智礫岩層とされているものの多くは中新統の瑞浪層群に属するものと考えている．

最近，この明智礫岩層も含め土岐砂礫層が瀬戸層群を覆っている段丘であるとする考え方がある．この場合，もちろん土岐砂礫層は瀬戸層群に属さない瀬戸層群より新しい堆積物ということになる．しかし，実際に野外調査をおこなうと，従来からの土岐砂礫層とされているものの中にも多様な層相の存在することに気付く．したがって，土岐砂礫層の一部あるいは明智礫岩層のごく一部が瀬戸層群を覆うような段丘堆積物であるのかも知れないが，すべてが新しい堆積物というわけではない．土岐砂礫層の時代論についてはひとつひとつの礫層の層相や層序をよく検討した結果から導かれるべきことであろうと考えられる．

④東濃地方の古地理の変遷

中山・陶土団体研究グループ（1989）の発表した古地理図をもとに，東濃地方の古地理の変遷を考えてみると次のようになる．

＜瀬戸陶土層堆積期，7Ma(？)＞

この時期の古地理を図2.6ａに示す．このころ伊勢湾全体に及ぶような東海湖は形成されていない．盆地の縁辺が一辺300m～2kmの小さな陥没盆地が，瀬戸はもちろんのこと多治見，土岐，原などに発生し，それに注ぎ込む流路の短かい，流域の狭い小河川が発達した．散在的に発生した小陥没盆地に向かって河川系が発達していったので，盆地と盆地の間に分水嶺ができ，河川系が大きくは発達できなかったと考えられる．そして，小河川は既にそれまでに風化の進んでいた基盤岩から細粒砕屑物を供給し，盆地内では陶土層が形成された．

＜土岐砂礫層堆積初期，6.5～5.0Ma＞

東濃地方では小陥没盆地が連鎖状に発生し，それを縫うような河川系が発達した．河川系の上流の山地と盆地群との対立，すなわち標高差が顕著化し，礫などの粗粒砕屑物が多く供給され，土岐砂礫層の一部が形成され始めた．愛知県の尾張丘陵側には矢田川累層藤岡部層が形成され始めたと考えられる．

＜土岐砂礫層堆積中期，3.3～3.0Ma＞

この時期の古地理を図2.6ｂに示す．土岐砂礫層・矢田川累層堆積期は，東海湖の湖水域が最も拡大した時期であり，また，細粒砕屑物の卓越した時期でもある．細粒砕屑物が東海湖全体に卓越した時期はまた，おそらく温暖期であったのではないかと考えられる．恵那では，湖が発生して中部砂泥互層を堆積した．この地域を流れる主河川系は，それ以前の時期に比較して北遷したと考えられる．恵那・中津川では湖の発生に伴い細粒砕屑物が，それ以外の東濃地方では砂礫層が堆積した．ちなみに尾張丘陵では高針部層に相当する比較的細粒な砕屑物が堆積した時期であると考えられる．

＜土岐砂礫層堆積末期．2.0Ma＞

この時期の古地理を図2.6ｃに示す．河川系はさらに北遷し，小陥没盆地を発生させた断層の一部が再び逆断層として活動をした時期である．

＜古地理のまとめ＞

全体を通して，東濃地方の瀬戸層群の堆積盆地はすべて小陥没盆地であったといえる．それは，水平的に直線的な連続を示す高角度な不整合面や，それに沿って分布する崖錐性あるいは土石流性の堆積物とみられる不淘汰礫層の存在などから考えられる．小陥没盆地は，水平的には４辺形を呈しているものが多く，１辺の長さは２km以下であるものがほとんどである．東濃地方全体（さらに南西方の瀬戸地域も含め）が，小陥没盆地の発達地域であるとみなすことができる．小陥没盆地は何度かの（拡大）再生を繰り返しており，瀬戸層群堆積初期の陥没盆地に関連して活動した断層が，その後再び活動して次の時期の陥没盆地の形成に関与していることはしばしば認められる（図２および図３）．

さらに，東濃地方に現在みられる逆断層の多くは，そういった陥没盆地の形成に関与した断層を縫うようにして形成されたともいえる．このことが，現在の逆断層沿いに瀬戸層群（特に土岐口陶土層）が分布している理由である．最後に，先に述べたように東海層群の中にあって，東濃地方の瀬戸層群の研究は最も不明確な点の多いところである．今後，層序学的な資料を蓄積し，それをもとにして，ここで示した古地理の検討を進めなければならないと考える．

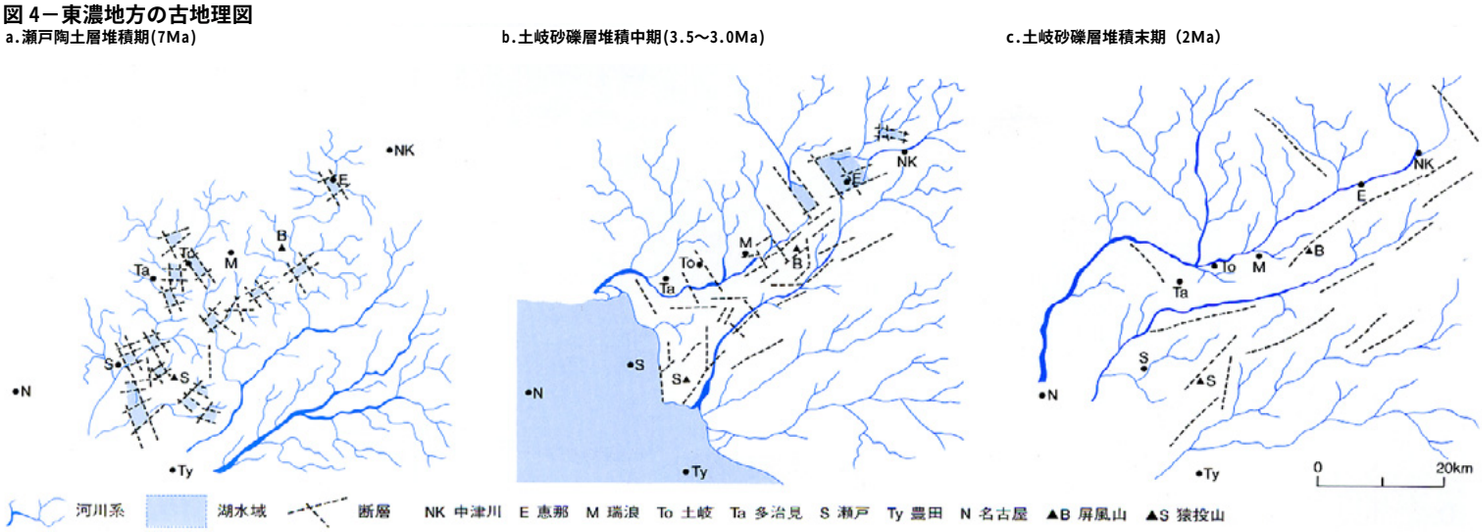



図４－東濃地方の古地理図