

奈良盆地の地形学的研究

— その現状と課題 —

池田 碩*・大橋 健**

Geomorphological Study of Nara Basin

Hiroshi IKEDA* and Tsuyosi OHASHI**

要 旨

奈良盆地は近畿中央部の内陸部に発達する南北性構造盆地の代表的な事例である。

奈良盆地に関する既往の地形の研究成果を整理・総合し、マルチスケールとマルチプロセスという2つの新しい視点から問題を見直した。

盆地地形は変位・変動変形、堆積による付加変形、そして浸食による除去変形の3つのプロセスの合成によって説明される。

成因から奈良盆地は、地殻運動によって形成された南北性の古期盆地と、その南半部の大和川水系の浸食作用によって形成された新期盆地の2つに分けられる。

盆地の地形形成に最も重要な役割を演じた断層運動は、時代とともにその様式・位置・速度が変化してきている。

鮮新世末期に出現した古期盆地は、約50万年前の更新世中期以降南北から北東・北西系の共役活断層系が顕著になり、急速に縮小するとともに基盤の地塊化が進み、箱型から菱形盆地に変化してきた。

地形発達史のなかで二つの重要な時階が認められる。緩やかな付加変形が行われた湖盆の時階から山地の隆起と盆地の沈降による起伏の対立が鮮明化し、除去変形の卓越した内陸盆地の時階への転換期—虚空蔵山礫層の堆積—と、激しい下刻作用によって低地地形の初原状態が決まった最終氷期である。

今後の重要な研究課題として、広域的視点から統一的な地形面分類・対比基準の作成と地形面の年代の確定、地形面を鍵にした活断層の活動様式、時期や速度の検討、地形発達史の基礎的情報として高位浸食小起伏面群や盆地地下の基盤起伏を明らかにすることなどがあげられる。

<キーワード> 奈良盆地・構造地形・活断層・開析扇状地・大和川

平成8年9月28日受理 *奈良大学地理学教室教授 **立命館大学地理学教室講師

* Professor, Dept. of Geography, Nara University.

**Lecturer, Dept. of Geography, Ritumeikan University.

1. はじめに

近年、地形・地盤研究の社会的ニーズが拡大している。阪神大都市圏の外延的拡大にともない奈良盆地でも急速に都市化が進み、地形の人工改変・緑地の消失、土地利用の変化などが目立ってきた。そのため古都の歴史的風土の保全という問題にとどまらず盆地やその周辺地域全域を視野に入れた自然・人間共生の地域づくりが求められている。こうしたなかで、「土地的自然」の見直しが迫られることは当然の成り行きといえよう。そして、既往の開発を前提とした「土地的資源」—経済至上主義—の考え方だけでなく、快適なアメニティづくりや安全性を重視する新たな視点が必要となってきた。とりわけ、'95.1.17に発生した兵庫県南部地震を契機に南海地震の活動期に入ったとする地震学者の見解によって、安全な都市づくりという防災的課題がクローズアップされている。

近畿中央部の低地（盆地）はその周辺山地との境界が活断層で限られている場合が多く、しかもそれらの断層活動が繰り返して起きている。奈良盆地の場合にも、東縁部を近畿の代表的な活断層である春日断層群が南北に走っている。

このような状況にもかかわらず奈良盆地全体を視野にいれた地形・地盤に関する研究は意外と少ない。それは盆地ということばが地形学的というよりは経験的なことばであることと関わるのかも知れない。しかし、地形研究にとどまらず地域研究という意味でもこうしたスケールからの研究は重要であると考えられる。

既往の研究成果を整理・総合し、新たな視点から問題を見直す必要がある。本稿では「マルチスケール」と「マルチプロセス」という2つの視点から奈良盆地の地形の整理を試み、今後の系統的な研究にむけての展望を行なう。

2. 地形・地質の概観と研究視点

(1) 地形・地質の概観

南北性の山地と盆地とが交互して配列する構造は近畿中央部の「近畿三角帯」の最も重要な地形の特徴である。奈良盆地はそのなかの代表的な南北性低地の一つである（図-1）

京都から奈良にかけて南北約60キロ、東西約15キロの低地帯—内陸盆地列—の東西両側は花折断層、春日断層、樫原断層などの活断層で周辺山地と画されており、第四紀中期以降の東西圧縮応力場で生じた断層運動によって形成された構造盆地である。その性格は初期には断層・地溝であるとされてきた。しかし、近年では、基盤褶曲が主となり断層活動に移行したもので単純な地溝の地形ではないと説明されている¹⁾。

奈良盆地は南北25~30km、東西10~15km、面積約300km²の盆地である。内陸に位置する奈良県の北西端に位置し、県面積のわずかに12%を占めるにすぎないが人口は86%を擁する重要地域である。

盆地を取り巻く山地や高原は主として領家花崗岩類から構成されている。東部は標高400~600mの大和高原、西部は最高峰642mの生駒山地と1112mの金剛山地、南部は500~800mの竜門山地と三方を山地に囲まれているが、北部は100~200mの奈良坂・佐保丘陵が、京都—奈良と連続する南北性の大きな凹地（盆地）を2分するように塞いでおり、ここより北方は木津川水系、南方は大和川水系に分かれている。

東西の山麓は断層に規定されて直線状をなし、300~400mの急崖が迫り、その直下には狭い丘陵・台地（段丘）と扇状地群が発達している²⁾。盆地中央部には後背湿地が広がり標高は40



図1. 近畿地方の接峰面と活断層分布

岡山俊雄原図（等高線は100m間隔）に「新編日本の活断層」（東京大学出版会1991）から抽出した活断層を記入

Fig.1 Map showing active faults and summit levels in the Kinki District (contour interval is 100m)

～50mである。盆地の排水口は大和川のみで、先行谷状に生駒山地を横切り大阪湾に注ぎ込む。峡谷のなかの「亀ノ瀬地すべり地帯」はしばしば大和川の排水の障害をなした。

大和高原や生駒・金剛山地などの山頂部には高位小起伏面一前輪廻浸食面の遺物一が広く卓越しており、それが形成された後に凹地一盆地一が成立した。山地と盆地の交互する地形の輪郭を決定した地殻運動は「六甲変動」と呼ばれ、鮮新世中期以降に開始したとされている。その凹地一古い堆積盆地に溜まった数100メートルの厚い地層が大阪層群である。戦後、その詳細な層序学的研究によって堆積環境や堆積盆地の移動・消滅の時代などが明らかにされてきた。

盆地周辺を取り巻いて分布する丘陵は一部の中新統の藤原層群を除いて大部分は鮮新・更新統の大阪層群から構成されている³⁾(図-2)。大阪層群は北部の奈良坂(佐保)丘陵、田辺丘陵、西ノ京丘陵などに広く分布する。東縁部山麓の奈良市から天理市にかけても狭い範囲で分布する。馬見丘陵より南の地区には見られない。奈良盆地には中部礫層とも呼ばれる陸成の砂礫層からなる最下部層、海成粘土層(Ma0～Ma2)を挟む下部層が見られ、上部層は欠如している。最下部層と下部層は交野一宇治を結んだ線より以南に分布している。

段丘層の発達は良好とはいえない。支流性の旧扇状地が隆起・開析されたもので、分布も断片的である。層厚も10mをこえることがない。

盆地中央部低地は沖積層によって覆われている。すべて陸成層で数メートル以下の薄層であるが、盆地南東部の初瀬川の谷口(桜井市)で20メートル以上に達している⁴⁾。

図-3は奈良盆地から京都盆地に連続的に発達する盆地のなかでのイエロー火山灰層とアズキ火山灰層準の分布と地質構造との関係を示したものである⁵⁾。図-2を合わせて見ると大阪層群の層序や構造の大勢がわかる。

大阪層群最下部(亜層群)の堆積期に奈良盆地が成立し、イエロー火山灰層の降下した下部層の時期には北部の丘陵地帯のなかに京都盆地との境界が明瞭で盆地の分化が完了していたことが読み取れる。さらに注目すべきことは最下部およびMa1より下位の下部層の分布範囲が奈良坂丘陵を越えて宇治一交野線までおよんでいることである。アズキ火山灰層の分布はその時期に堆積盆地としての奈良盆地がすでに消失しており、沈降(堆積盆地)の中心が北方の京都盆地に移動し、そこに大阪層群上部層の堆積が進行していたことを示している。

南北性の生駒山地の主隆起軸が北部で北東方向に転じて宇治・郷ノ口方面に伸びている。地質構造上からはこの線より南が古奈良盆地一構造盆地の範囲一と見なされる。木津川河谷は古奈良盆地の北部を浸食しながら北流し京都盆地に注いでいる。一方、南部は大和川水系によって浸食されている。古盆地と現盆地の範囲が一致せず、古期の構造盆地と浸食盆地の2つの盆地が識別される。

<南北構造と北東構造線>

奈良盆地とその周辺地域の活断層⁶⁾を抽出(図-6)してみると、大きく南北性の西落ち逆断層と撓曲群、東落ち逆断層と撓曲群とが卓越している。前者の好例は春日断層群(高断層・三百断層に代表される南北性の活断層)矢田断層などであるが、余り活動的ではない。これに対して後者には大和川断層・天理撓曲があり、その方向がNEもしくはNWに偏り前者を斜交し現在も活動的である。現在の奈良盆地の概形は南北性の箱型でなく菱形になっている。それを決定しているのは後者のグループの活断層群である。活断層の活動域は低地側へ移動しており、低位段丘や扇状地面に変位を与えている。

活断層のなかには50万年前以降はほとんど活動を停止したものと、それ以降の低地側に発生した新しい活断層があり、それらを区別する必要がある。

地形・地質構造によって北部盆地と南部盆地に2分することもできる。古盆地と現盆地の境

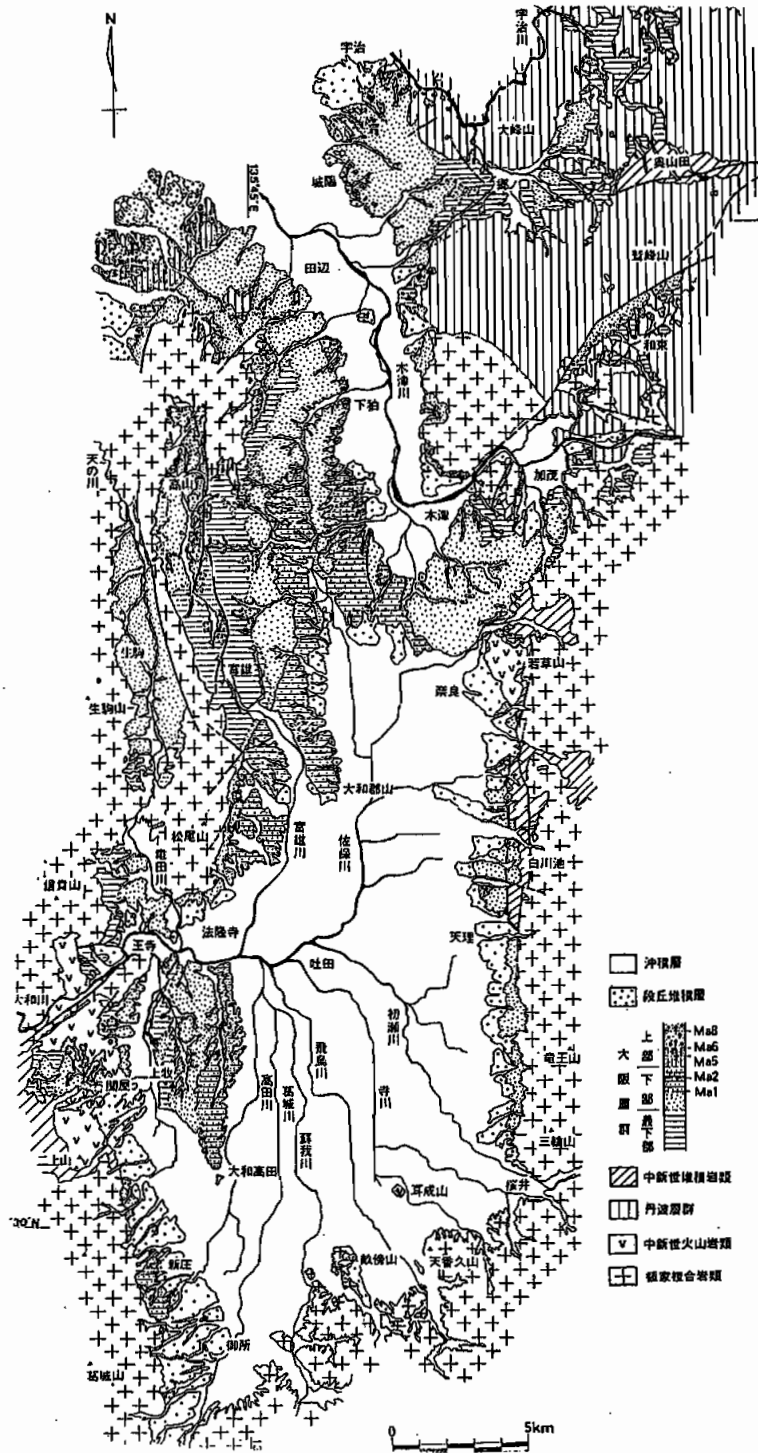


図2. 奈良盆地とその周辺の地質図 (三田村宗樹1993)
 Fig.2 Geologic map of Nara Basin and its environs

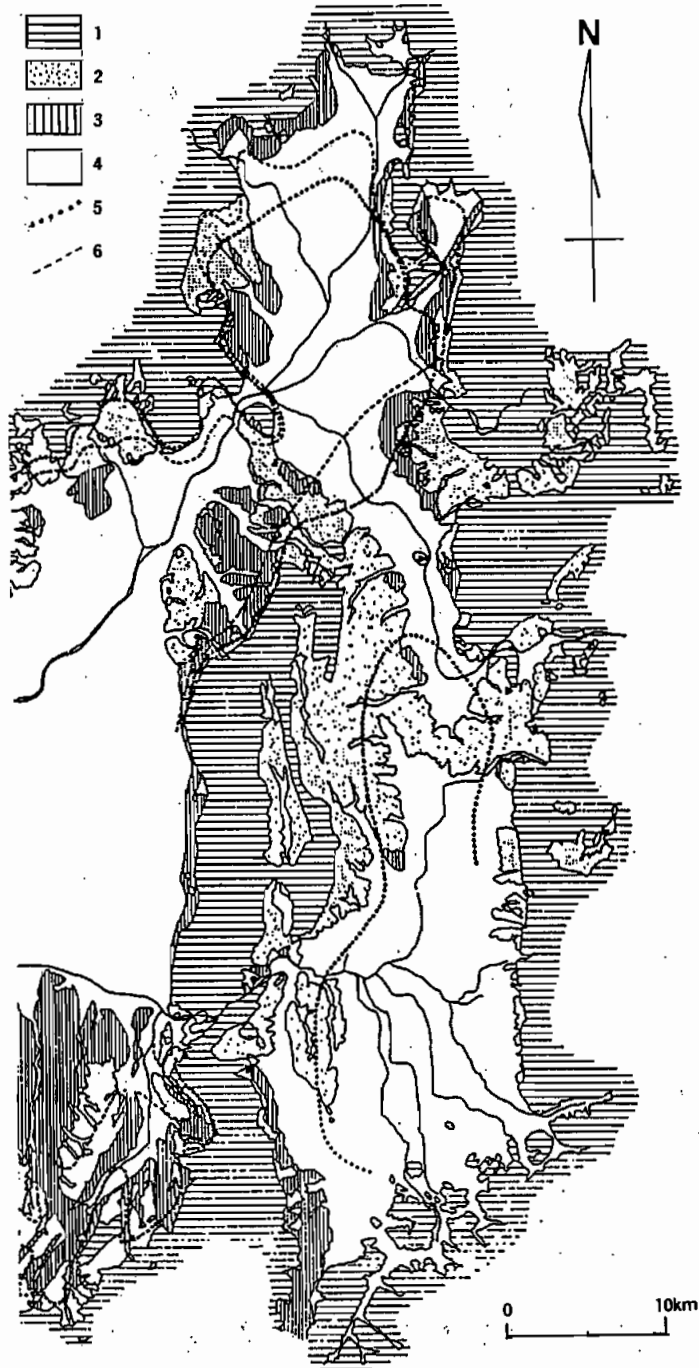


図3. イエロー火山灰層とアズキ火山灰層の分布 (石田志朗ほか1977)

Fig.3 Map showing the distribution of the Yellow-tuff and Azuki-tuff in the Kyoto-Nara tectonic basin

- 1 : 基盤岩 2 : 大阪層群 3 : 段丘層 4 : 沖積層
 5 : イエロー火山灰層の分布範囲 6 : アズキ火山灰層の分布範囲

界は北東系の大和川断層とその延長線上と見なされる。

京都-奈良低地帯は地形的には南北に一連の凹地をなしているが地質構造上からは形成時期の異なる2つの盆地であり、奈良盆地はさらに北部の浸食が遅れ今なお丘陵地帯を含む古期の構造盆地とそれを浸食破壊しながら発達した南部の新しい現盆地とに区分される。

つぎに、奈良盆地北部の基盤起伏⁷⁾(図-4)をみると、盆地の基底の深度は東西に非対称であり、西に緩、東に急の形状が特徴的であり、最深部は盆地中央部ではなく東側に偏っており盆地北東部法華寺温泉ボーリング地点では-600mにも達する。盆地中心部は東西圧縮応力場を形成し、南北性の西落ち逆断層群によって基盤が破断されている。被覆層である大阪層群はその部分で撓曲変形を起こしている。

生駒山頂面と盆地地下の基盤深度との高度差から総変位量は1000mに達していることが推定されている。大和川断層以北の北部の丘陵地帯は隆起した傾動地塊の背面上に発達しており、木津川の北遷現象や丘陵地帯での大和川水系との河川争奪の発生は西方の生駒山地の隆起とともに大和川断層の北東延長から鹿背山断層を結んだ線の北側の地塊の隆起が大きく影響しているものと思われる。

(2) 研究の視点-2つの盆地の識別と地形発達史-

先述したように「盆地」という地形の定義はあまり厳密ではない。成因から盆地は地殻運動によって形成された構造盆地、浸食盆地そして中間盆地に分類される。しかし、現実存在する盆地は必ずしも単純ではない。盆地を実在する地形が出发点とする見方を地理的地形観とすれば盆地の成因の見方は地質的地形観といえる。これに対して、両者を総合する見方が地形学的盆地観といえる。

構造盆地(地質学的)と現盆地(地理学的)を区分して考え、両者の移行関係の過程・営力(地形発達史)を明らかにするのが本稿での立場である。

発生論的、地形学的、動的に盆地地形を捉えてゆくなれば、盆地とは基盤起伏のなかで造られた地表の凹地ということになり、とりわけ奈良盆地のような構造盆地は基盤起伏の形成を重視しなければならない。とすると必然的に盆地を中心としながら近畿、さらに日本列島レベルのスケールを視野にいれ、広域的な視点を十分踏まえて重層的に地形形成が検討されなければならない(マルチスケール)。もちろん、盆地の内部でも東西・南北それぞれ地形の多様性と特異性が認められることも事実であり、その事実は重要である。しかし、多様性が生じた要因は「地形形成場」の条件-広域的に規定される-を看過すると地形の本質を見損なってしまふ。

以下、既往の地形・地質情報をもとに奈良盆地の地形構造とそれがもたらされた要因について検討し、その地形学的解析法について述べてみよう。

図-5は奈良盆地の地下の基盤起伏とその周辺山地の地質の東西断面を示したものである。

東西圧縮下で発達した西落ち逆断層と撓曲群が傾動地塊群を形成している。

生駒山頂(642m)から東方へ徐々に低くなり、盆地東部の地下-300~400mとなり、急傾斜でもって東側の大和高原(500~600m)で再び高度を回復している。垂直的落差は1000mに達する。このような基盤の非対称な起伏は地殻運動によって支配され(変動・変位地形)たものであり、かつその変形は現在も続行中である。

いっぽう、地表起伏は東縁部で100mから西縁部で40mとなり、東高西低の高度分布は基盤起伏と逆転している。この原因は浸食作用(除去変形)によってのみ説明できる。

盆地内部の地表起伏と地下の基盤起伏の間は数100メートルの厚い大阪層群などの堆積物

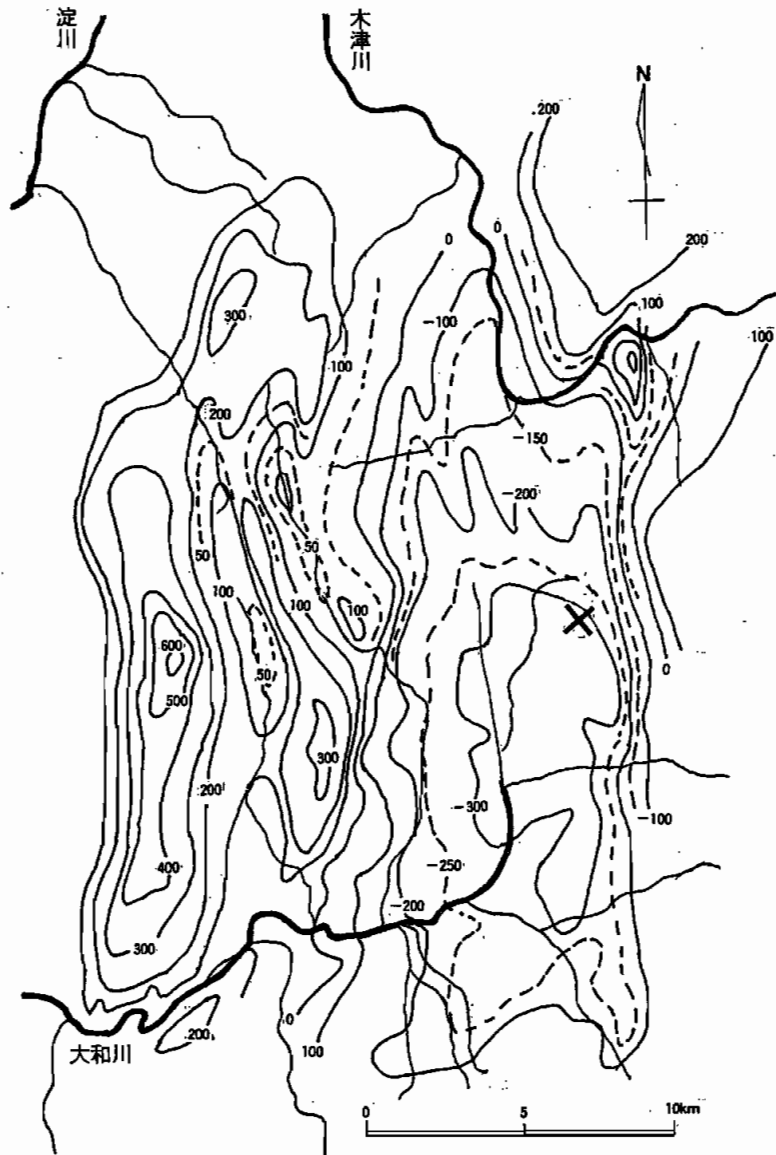


図4. 奈良盆地の基盤表面等高線 (佐野正人1980)

図中の×印地点は最深部で-600m

Fig.4 Basement relief map of the northern half of Nara Basin, Contour in meters above sea level 200

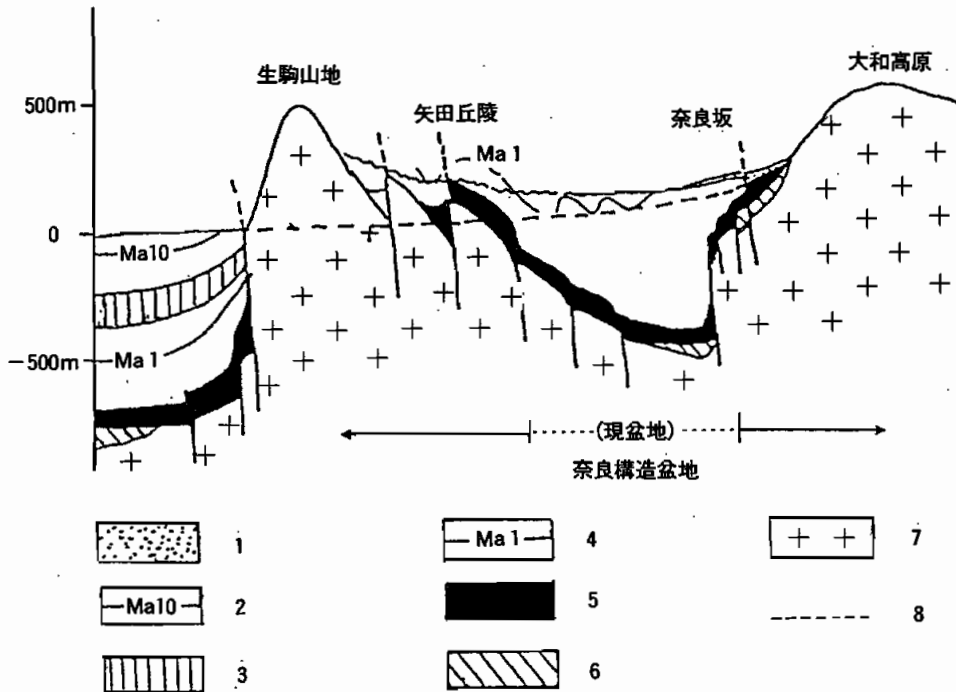


図5. 奈良盆地の東西地形・地質断面 (佐野正人原図に加筆)

Fig.5 Topographic and geologic profile along the direction from west to east of Nara Basin

- | | | |
|------------|--------------------|---------|
| 1: 高位段丘層 | 4: 大阪層群下部 | 7: 基盤岩 |
| 2: 大阪層群最上部 | 5: 大阪層群最下部 | 8: 現地表面 |
| 3: 大阪層群上部 | 6: 神戸層群・藤原層群 (中新統) | |

で充填されている。盆地底の標高が40~50mであるから、基盤の沈降運動にともなって盆地底に堆積 (付加変形) が進み、その後、堆積盆地が隆起をした結果浸食作用が卓越したものであろう。浸食作用は大和川とその支流によって行われてきた。河川地形については気候条件、岩質条件なども影響したであろう。盆地地形は基本的に地殻運動と河川作用の複合の産物といえる。すなわち、盆地地形は変動・変位変形、付加変形、除去変形の3つのプロセスの組み合わせ (マルチプロセス) によって支配されていると考えることができる。それらの史的過程を明らかにする作業が地形発達史である。そのための基礎的作業として地形面の区分・対比がまづ必要である。目的から基準となる地形面の形成年代が重視される。

3. 地形面の分類と対比

地形発達史的研究の基礎情報として、地形面の区分・分布図が不可欠である。地形面の区分は目的により基準が異なる。形成営力・環境そして年代を明確にすることも重要である。盆地の成立にかかわって基盤起伏が問題となるが、既往の地形分類⁸⁾は低地や台地 (段丘) の分類と基盤岩から構成される山地の分類基準が異なっている。

小起伏面群から構成される基盤起伏は地殻運動との関係が重要である。丘陵・台地（段丘）・低地の地形面は堆積・浸食作用と関わり、基本的には浸食盆地の地形形成過程の問題となる。

(1) 基盤起伏

盆地の地下に埋没している起伏と周辺山地に広がる山頂小起伏面の2つの側面をもつ。

<浸食面の問題>山頂小起伏はしばしば近畿の地形発達史の出発点とされ、基盤起伏の変位成分を決定する鍵面とされてきた。しかし、その実態の把握と検討は十分であるといえない。数段に分散している小起伏面を単純に同時面の2次の高度分散とみるか形成時期の異なる異時面の集合（山麓階）とみるか問題である。

内藤（1979）によると⁹⁾、大和高原や生駒山地には6～8段の小起伏面が識別され、いずれも低位の面が高位の面に入りこんでいる。小起伏面の分布の密なところは隆起の速さが小さく、順次山麓階的に形成されており、小起伏面の多くは地盤運動の直接の影響で段化したものでなく、低位の面が高位の面を開析しつつ発達したもので、各地域の隆起の過程の反映としてとらえるのが最も考えやすい。地質的な条件や気候的な条件などはそれに付随してくるものであるという。

問題点として、①小起伏面の分布・形態などの実態、特にその定量的把握がまず重要である。そして、②岩質、気候条件との関係の検討、③堆積層の岩相分布の時期をおっての変化、堆積地域の状況から浸食域の状況を推定し、浸食面の形成時代を確定する。④地盤運動による説明が最も有効であるとされているが浸食面の段化がその速度に対応しているか否かは今後の検討課題であろう。また気候条件やその変化にも留意する必要がある。さらに⑤低位置の小起伏面

表1. 奈良盆地の地形面分類・対比

Illust. 1 The classifications of landform-surfaces of Nara Basin.

	木全敬蔵 (1985)	武久義彦 (1973)	武久義彦 (1983)	寒川旭ほか (1985)	池田 碩 植村善博 (1980)	地質調査所 (1994)	池田 碩 大橋 健 (1996)
山 地			小 起 伏 中 起 伏				6～8段の山麓階 M
丘 陵			I II	虚空蔵山面 (高位礫層面)	最高位段丘面	最高位段丘面	最高位段丘面 U1 丘陵面 H
台 地 (段 丘)	高 位 段 丘	IV	高位砂礫台地	奈良坂面	高位段丘面	高位段丘面	高位段丘面 U2
	中 位 段 丘	III	中位砂礫台地	鹿野園面	中位段丘面	中位段丘I面 中位段丘II面	中位段丘面 U3
	低 位 段 丘	II I	低位砂礫台地	和 爾 面 椽 本 面	低位段丘面	低位段丘I面 低位段丘II面	低位段丘I面 L1
低 地	扇 状 地	沖積低地	やや隆起した扇状地 扇 状 地		開析扇状地		低位段丘II面 L2
	三 角 洲		緩扇状地		扇 状 地		扇 状 地 L3
	自 然 堤 防 天 井 川		氾 濫 平 原		三角洲性低地		後 背 置 地 L4
			谷 底 低 地		谷 底 低 地		谷 底 低 地
備 考	奈良県史の付 図として全域 の範囲	南西部のみ	土地分類調査 として盆地の 全域を対象と している	東縁部のみ 虚空蔵山面の 年代を20～50 万年前と推定 している	北部の地域のみ 高位礫層面は 大阪層群の最 上部に対比 (木津川流域 の河岸段丘)	南西部のみ 低位段丘I面の C ¹⁴ 年代は> 39000yBP、II面 は12460±180 yBPから2980± 140yBPとして	全範囲 H面はU1面が 開析される過程 で形成 L3とL4面は3500 yBPを境に2分 される公算が大

一丘陵の地形形成に関してはほとんど着手されていない。

<変動・変位と基盤起伏>活断層・活構造の分布(図6参照)と、地形面との関係について検討してみよう。

東縁部での調査から、高樋断層、三百断層、天理撓曲について地形面との関係からその活動様式、速度と断層活動の位置が時代によって変化してきていることが明らかにされ¹⁰⁾、活断層の再区分が必要となっていることは先述した。筆者等は活断層をH面を切るA、U面を切るB、そしてL面を切るCの3つのグループに区分した。高樋断層や秋篠川、富雄川の河谷を規定している南北性の断層群、生駒谷とその南に延長した馬見丘陵の西側を限る構造線などがAグループに属する。これらの断層はほとんど活動を停止しており、変動地形より浸食地形が優勢となっている。それに対し、北東または北北西方向でAグループに斜交する大和川断層とその延長線上の活断層、天理撓曲群、葛城・金剛東麓の活断層群などがBグループに属する。これらの共役断層群は現盆地の菱形の地形の概形の確立と対応し、地塊山地の小ブロック化を引き起こしており、数10~100mオーダーの垂直変位量をもつ。

現盆地南半部の扇状地が北方へ緩く傾斜し比較的大きな規模で発達しているのに対して、北東縁部や南西縁部の扇状地群には急傾斜なものが多く、一般に小規模なものとなっていることは低地地下の基盤の形状やその変動様式と関連しているものと見なされる。さらに、大和川水系が盆地西縁の中央部ではなく馬見丘陵の北側を迂回して、菱形をなす盆地の北西辺の端に偏って収斂しているのは、大和郡山を通過して北東方向に延びる大和川断層の南側の地盤が200~300m沈降しているためであろう。

盆地南縁の山麓線も名張断層に支配されており北東方向を示している。また、そこに埋積性の地形が卓越しているのは、竜門山地がいったん開折された後北方へ傾動し、沈降した部分に堆積作用が起こったためである。

Cは最も活動的で、東縁部の帯解付近のL2面の末端を限っている。低地(平野)の中に位置し、沖積面(L3、4)を切っている可能性が大きい。変位量は10m以内である。

(2) 被覆層のつくる地形

表1は、丘陵・台地(段丘)および沖積低地の地形面の区分と対比に関して、既に公表されている成果とそれを比較・検討しながら作成したものである。

まづ、地形面の区分では調査者による差異がかなりあることに気づく。その結果、面の対比においても当然にずれが生じる。こうした混乱の原因は調査目的によって区分の基準が異なるためであろうが、火山灰層などの有効な鍵層に欠如するという地域的な条件や地形面の年代決定が不十分であることも見逃せない。また、奈良盆地では地盤運動の地域差が大きく、支流性の地形が卓越しているため地形面の広がりや分布高度があまり有効な指標として活用できないことも影響している。

寒川ほか(1985)は盆地東縁部において、現川床からの比高、発達様式、構成層や表層土壌の風化色調などを総合して段丘面の区分・対比を試みている。しかし、当時は絶対年代に関する情報の獲得が不十分であったことが年代確定に大きな支障となっていた。

段丘面の呼称についても不統一であることは不都合である。例えば、最高位段丘・高位砂礫台地、高位段丘・高位砂礫台地、中位段丘・中位砂礫台地、低位段丘・低位砂礫台地・下位段丘など相対的位置関係や形成年代などにもとづくもののほか虚空蔵山面・奈良坂面・鹿野園面・和爾面など分布地の地名にもとづいて命名されたものなどである。

最終氷期以降の盆地堆積層の詳細を明らかにした西田ほか(1986)の画期的な研究成果¹¹⁾が

低地地形の分類や発達史に生かされていない。地形と表層地質との対応についての検証は今後の研究課題であろう。

筆者等は既往の成果を踏まえ、かつ京都盆地など広域対比を考慮しながら、表1右端のような試案を作成した。以下、その試案と問題点について簡略に整理しておくことにする。

地形発達史の解明という目的のもとに、地形面の構成層およびの形成年代が比較的是っきりしているH面とL1面の2つを「鍵面」に設定し、各地形面の相対的な発達位置を確定した。

古期構造盆地に堆積した旧湖沼または浅海堆積層が隆起・干陸化した結果、浸食域となり丘陵地が形成された。そこに発達する小起伏の背面がH面である。H面はそれを構成する大阪層群のどの層準を切っているかによって地形面の年代の下限が確定できる。

L1面は最終氷期に形成された地形面であり、その構成層の上部にしばしば始良(AT)火山灰層を挟むことから地形面の広域の対比に際して重要である。

段丘面群はL1面を基準にして、大きくそれより古く上位に発達するU面群と新しい下位のL面群に区分される。

U面群はさらにU1~U3面に細分される。

最高位のU1面は東縁部の丘陵地の頂部をなす虚空蔵山(180m)を模式地とするもので大阪層群下部層の白川累層を不整合に覆う、20m以上の層厚をもつ虚空蔵山礫層(古期の扇状地礫層)の堆積面から構成されている。大阪層群最上部層に対比されている。分布は極めて断片的であり、他の地区では確認されない。奈良坂北方の木津川河岸の丘陵地に発達する高位砂礫層も同時代のものと思われる。ただし、この砂礫層を大阪層群最上部層に対比することに対しては異論もあり、堆積面を残しているか否かという点についても定かでない。本稿ではU1とU2面を一括して示した。

H面とU1とU2面との関係は不明な点が多い、虚空蔵山付近や奈良坂付近ではU1とU2面のほうが高位置にあり、U1を破壊しながらH面が発達しているようにみえる。しかし、U2面はH面と交差して盆地側では丘陵の末端の位置に分布している。

年代についてはU1面が20~50万年前、U2面が20~25万年前という推定(寒川ほか1983)もある。U1とU2面は湖盆から内陸盆地・扇状地形成時代へ転換期の地形面である。

U3面は盆地南部を除き比較的広範囲に発達し、緩やかに傾く台地状の地形を呈する。その分布は現在の水系に協和的であることが特徴といえる。本面は現地形・水系の確立期に形成されたもので、支流の浸食作用が活発であったことを示している。U3面の年代は10~15万年前と推定され、いわゆる「中位段丘」に対比されるものである。

L1面は最終氷期に形成されたもので、狭小ながら河谷沿いに山間地の深くまで連続し、谷口では開析扇状地をなしている。構成層は山辺層であり、その堆積末期に氷期の極相が訪れる。盆地中央部では低地地下に埋没し沖積層の基底層をなしている。

L2面はL1面を破壊しながらその低地側に発達しており、最終氷期極相期の下刻期から後氷期初期の土蜘蛛期に形成されたものであることが構成層中に坂手火山灰層(14000yBP)を挟むことから判断できる。既往の報告にある「開析扇状地」・「やや隆起した扇状地」とされている地形面の多くは本面に相当するものと思われる。

L3とL4面はいわゆる沖積低地面である。既往の報告で扇状地または緩扇状地とされている地形面群がL3面に、三角州性低地・氾濫平原・谷底低地・自然堤防などとされている地形面群がL4面に対比される。ただし、扇状地面に関しては、「緩扇状地」と上流側の「扇状地」とが「同時異相」ではなく「異時面群」として区分できる可能性が大きい。

奈良盆地の沖積層(斑鳩層)の堆積環境の分析結果から西田ほか(1986)は縄文後期

(3500yBP)の気候変化を明らかにしている。沖積低地の氾濫原面が上下に区分されることは近畿内陸低地に共通の現象でもある。

既往の報告には盆地中央低地を三角州性低地としたものがあるが、不適切である。なぜなら、奈良盆地が更新世以降において湛水し湖沼化したという事実は認められない。後背湿地・谷底低地とするのが適切であろう。

次に地形面の分布(図6参照)とその特色について検討してみよう。

U1とU2面の分布は極めて断片的で地域的な偏在性が大きい。盆地北半部と南西縁の金剛・葛城山麓に明瞭である。その分布は地盤運動に大きく支配されており、隆起地塊の上に良く残り、高度のバラつきが大きく、地域的多様性が大きいのは単に内陸の、支流性扇状地堆積面が卓越しているためだけではない。そのことは、盆地の周辺部から中心部へ向かってだんだんと新期の地形面群が発達していることから伺え、盆地の縮小過程を反映している。段丘面構成層が数メートル以下という薄層(浸食段丘)であるのもそのためであろう。

傾動地塊をなす竜門山地の北麓部にあたる盆地南部は埋積性の山麓地形を呈し、段丘面の発達が不良である。

L3とL4面の分布(図7参照)は、大和川とその支流のパターンに対応しており、基本的には排水口に向かって収斂し、ほぼ同心円的構造をしている。

4. 地形発達史

(1)~(5)期に分けて整理した。現盆地の地形形成のなかで重要な2つのエポックがある。一つは古期構造盆地から現浸食盆地への転換期となる虚空蔵山礫層期、そして低地地形の基底が形成された低位I段丘期(最終氷期)である。

(1) 高位小起伏面群の形成

中新統の堆積以降、大阪層群下部の堆積時代にかけて高位面が形成され、その後も数段の山麓階が形成された。異時面の集合体であり、実態把握と細分や対比の問題が残る。

大和高原では6面群が認められ、南、南東から北、北西へ段化している。生駒山地では8面群が、南から北へと傾動、西に急で東に緩の傾動地塊の背面上を段化しており、いずれも地盤運動の様式・速度と対応している。しかし、それらの形態・分布・対比には問題が残り、ロックコントロールの問題、気候条件の問題の検討も必要である。

(2) 古期奈良盆地(第二瀬戸内海の時代)

近畿一円に広がっていた小起伏面のなかに鮮新世末期、緩やかな東西性の波状変形(基盤褶曲)が生じ堆積盆地群が形成された。そこに堆積したのが大阪層群最下部と下部層である。下部層の堆積時の初期には関屋水道、後期には斑鳩水道の湾入からたびたび海域が侵入し、奈良盆地は湖沼・内湾がひろがった。イエロー火山灰層の降下した時期(Ma1)にはもうひとつの堆積盆地が北方に出現し、奈良盆地と京都盆地の分化が進んだ。アズキ火山灰層が降下した(約87万年前)時期、古期奈良盆地は消失し干陸化した。そのため奈良盆地には大阪層群上部層が堆積しなかった。

(3) 現奈良盆地の成立と分化

大阪層群上部層(Ma3~Ma7)堆積(約87~50万年前)以降、東西圧縮応力による南北性の基盤褶曲が起こり、次第に断層活動へと変化していった。生駒山地、金剛山地、大和高原が隆起し¹²⁾、その間に南北性の細長い凹地-現盆地-が形成される。凹地両側に発達した断層を挟んで山地と盆地の地形の対立が進む。-600mの盆地底と500m~600mの山頂小起伏面が示

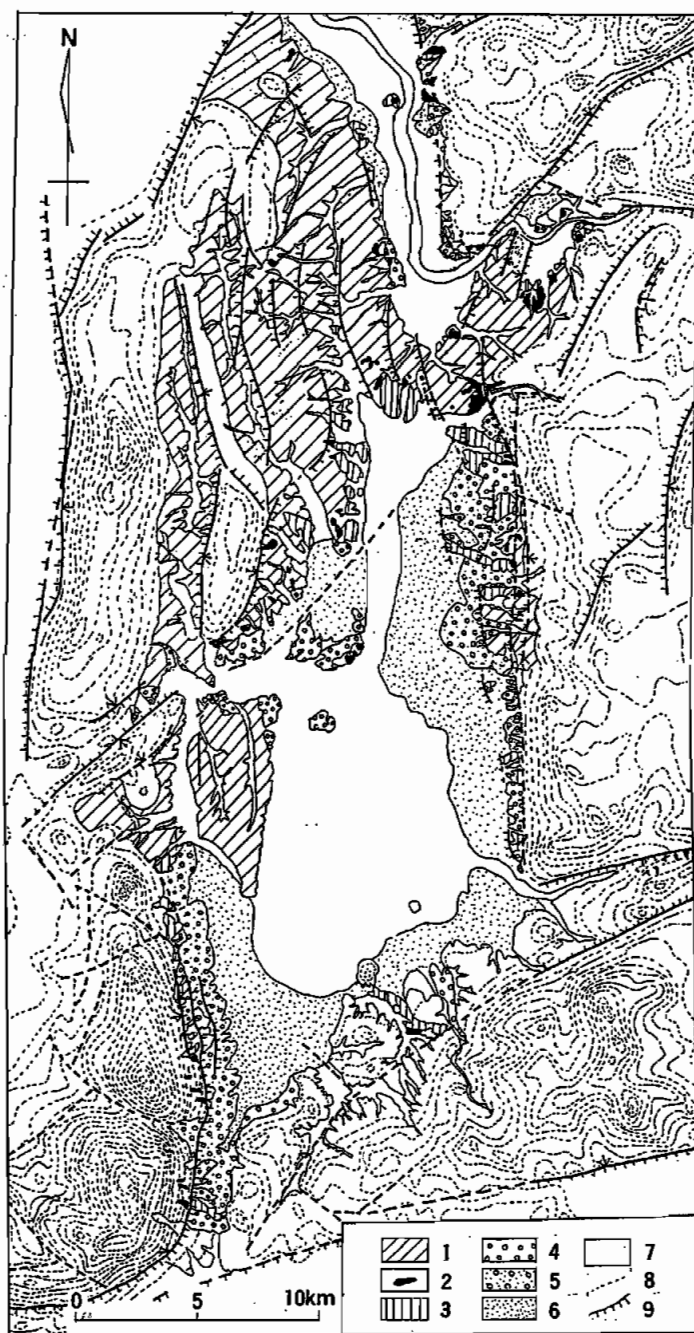


図6. 奈良盆地の地形面分類図と活断層分布 (池田碩・大橋健1996)

周辺山地の破線で示した等高線の間隔は50m.

Fig.6 Landform surfaces and active faults of Nara Basin (contour interval is 50m)

- 1 : H (丘陵) 2 : U 1. 2 (高位段丘群) 3 : U 3 (中位段丘)
 4 : L 1 (低位段丘 I) 5 : L 2 (低位段丘 II) 6 : L 3 (扇状地)
 7 : (後背湿地・谷底低地) 8 : 等高線 (50m間隔) 9 : 活断層

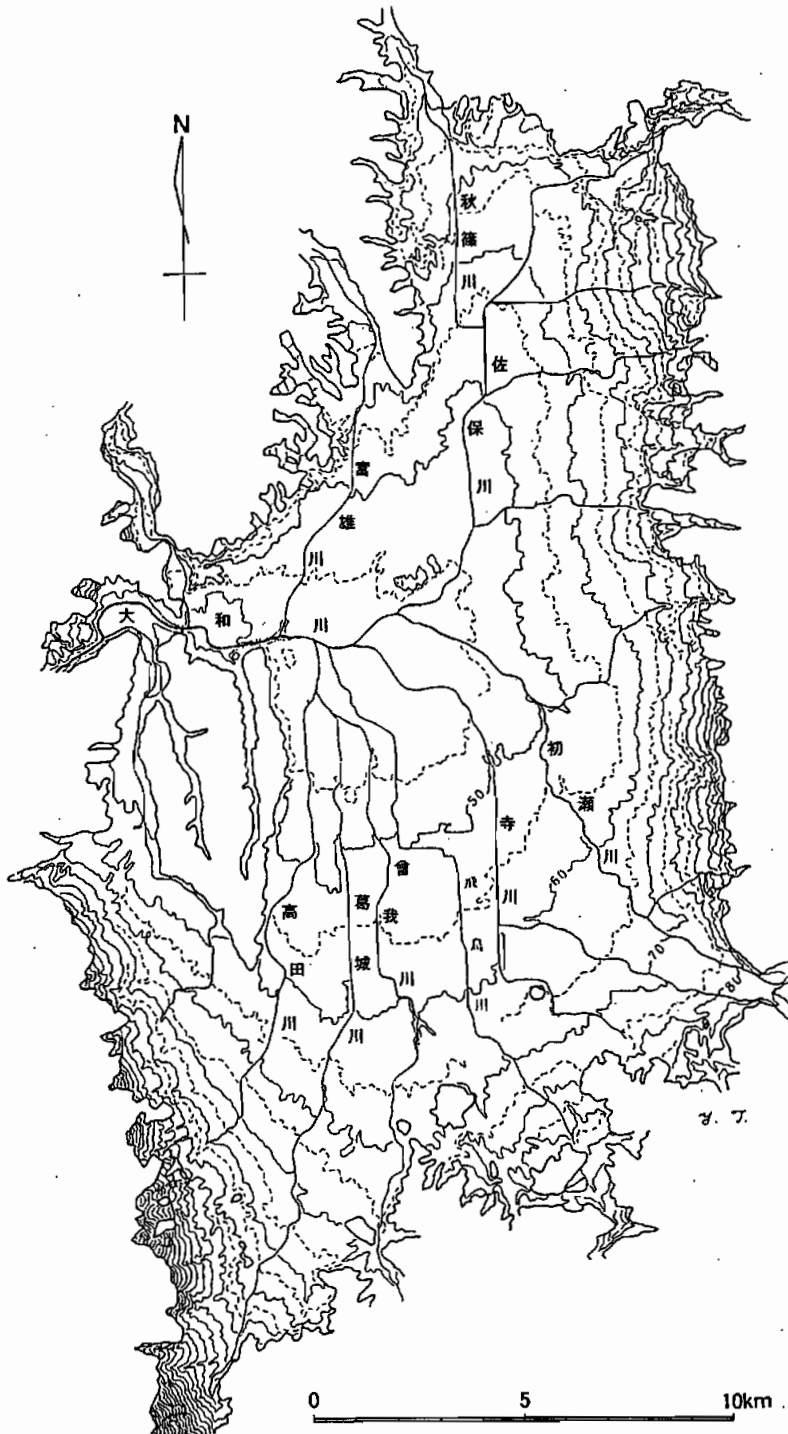


図7. 奈良盆地の地形と水系 (武久義彦1983)

等高等間隔は5m

Fig.7 Topographic map and drainage system of Nara Basin (Contour interval is 5m)

す垂直変位は1000m以上に達し、断層崖の出現とそこを破壊する河川群によって活発な扇状地礫層の生産が行われる。この時形成されたのが虚空蔵山礫層であり、地形形成の大きな変化を示す転換期礫層面といえる。

(4) 新たな地塊運動の進行と盆地地形の多様化

南北の箱型から菱形の盆地への変化と河川地形が卓越するようになった時代。

中期更新世より開始した南北性の基盤摺曲は次第に断層活動に移行し、50万年前以降になると盆地の沈降と山地の隆起にともなう地形の対立が鮮明化してきた。さらに、新たに発生した北東・北西系の共役断層群による地塊化が進化してきた。

第四紀後半に、最初は穏やかな変形であったが徐々に断裂構造が発現し、断層が発達成熟とともに滑り易くなってきたため、同じ圧縮応力下で、変位速度が増大した。地塊の小ブロック化の進行は菱形盆地の形成を導いた。その後、断層活動域の変化が起こる。周辺山地の隆起にともなって境界断層の活動が停止し、新たに低地側に前縁断層が出現してきた。

盆地周辺部では隆起した山地との境に出現した急崖を破壊しながら次々と扇状地群（U 1. 2. 3面）が発達した。奈良盆地の場合、段丘の形成に関しては地盤運動の影響が極めて大きい。金剛山地東麓では450m付近の高所まで扇状地が持ち上げられて段丘化している。

京都盆地や近江盆地など、近畿中央部の他の盆地に発達する段丘地形と奈良盆地の段丘面の発達様式は極めて類似性が大きい。広域的な段丘形成環境である気候変化との関係が無視できない。

地塊運動の激化は、河川の流路や浸食作用にも反映されている。奈良坂北方で鋭く右折し北流する木津川の流路、その支流群と大和川水系との河川争奪は注目される。既往の報告では両河川の浸食力の差に河川争奪の原因が求められている¹³⁾。大和川断層以北の地塊の隆起とそこを刻む秋篠川をはじめとした河川群の川床の減傾斜運動も無視できない。このことは北部丘陵のなかに京都盆地と奈良盆地の分水界が形成されている現象についても同様である。

U 3面の時期にはほぼ現水系が確立され、側方浸食が卓越した。

この時期に奈良盆地は古期の堆積盆地から内陸浸食盆地の過程へ転化し、東西地形断面上にみる盆地地形の逆転現象が進行した。

(5) 最終氷河時代—低地地形形成の初原地形—とそれ以降

氷期の気候悪化にともない山地の荒廃と岩屑生産の活発化が見られ、山麓部でさかんに扇状地形成（L 1. 2面）が進んだ。大阪湾の海面が120m前後低下した極相期、内陸の奈良盆地では激しい下刻作用が盆地全域に波及した（土蜘蛛期）。この時期に形成された埋没谷群は最大で-20m以上に達する規模であった。後氷期の気温と海水準の回復期には堆積作用が活発となり山麓部では扇状地（L 3）が形成され、中央部では埋没谷群中の堆積と自然堤防と氾濫原（L 4）がひろがった。盆地地下における泥炭性粘土層の形成によって示される縄文後期（3500yBP）の寒冷期を境に河川作用と扇状地形成過程の変化が予想される。沖積低地の地形は後氷期の気候条件との関わりが緊密である。また、亀ノ瀬峡谷での排水条件も無視できない。

先史・原始時代以来、奈良盆地は人間活動の中心舞台となってきた。開発の歴史が古く河川をはじめ地形の人工改変¹⁴⁾、流域の環境破壊など人間活動の地形におよぼす影響を無視できない。大和川合流地域の水害常習地帯の形成やその変容、近年急速かつ大規模に進行している丘陵地の人工地形改変も地形学的見地から興味深い。

遺跡・遺物や史料に恵まれている地域的条件は低地の地形編年上で有利な条件として活かされなければならない。

沖積低地の地形群は通常、堆積地形の範疇に属すると考えられている。しかし、奈良盆地の

場合は浸食過程で形成された地形群とみなすほうが妥当であり、そのことが同じ近畿の内陸盆地でありながら中央に湖を湛える近江盆地、盆地の沈降が今も活発で新しく厚い堆積層の溜まる京都盆地と奈良盆地との違いでもあろう。

浸食盆地の地形形成には大和川水系が最も重要な役割を演じている。大和川水系の琵琶湖・淀川水系のなかでの特異性を指摘すると次記のようである。

全体として求心的パターンをもち、短小で低地河道が圧倒的に長い。山地流域が狭くかつ起伏エネルギーが小さい。上流に風化の激しい領家花崗岩地帯が広く、上流に盆地が無い。そうした条件に起因する河川地形と浸食速度の地域的差異を生み出している。

5. さいごに

(1) 既往の成果を比較検討し、問題点を整理しながら、試案を提起した。奈良盆地の地形の広域的な対比や特性を明らかにするためにはまづ、地形分類の統一的基準をつくり、基礎的作業を完成させること。とりわけ、地形面の年代決定の課題は今後に残された重要な課題である。

(2) (地理学的) 地形学の視点と方法論の確立

マルチスケールとマルチプロセスという方法論を完成させることと、地形学的研究と、地域研究の一つとしての地形誌をどう総合するかという課題も残された。

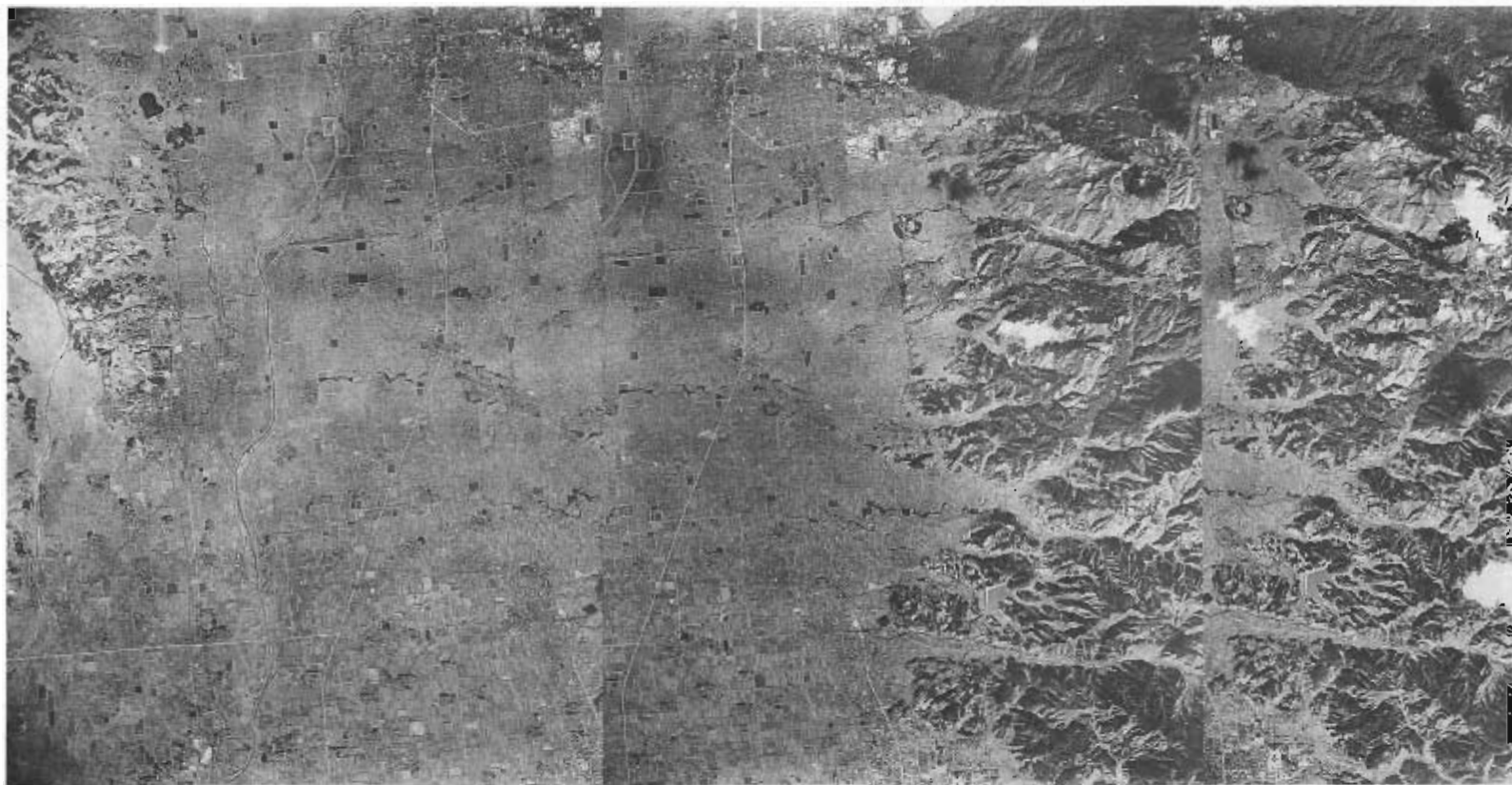
(3) 地下構造、特に地盤起伏(形状)と表層地質を明らかにしたうえで、地形発達史、地形の地域的特性の解明を計ることが基本的な課題といえよう。

(4) 本研究は、近畿中央部の盆地の地形学的研究の一部である。

近畿中央部の地形の地域的特性を明らかにする上で地殻運動を重視することが基本となるであろうというのが筆者等の立場である。

狭義の盆地地形、すなわち沖積低地の地形研究を推進するに際して、とりわけ奈良盆地の場合、遺跡や遺物などの考古学的情報や歴史地理学的情報が最大限活用できるという地域的な有利性を十分踏まえることが重要であろう。

(5) 河川地形学という視点から、淀川水系全体のなかでの大和川流域の水文特性を明らかにし、他の水系がつくった盆地の地形形成との違いを比較検討することも必要である。



航空写真1 平野の中の変動地形 (実体視可能)

写真は全て1947年撮影(4万分の1)のものを2分の1に縮小した。

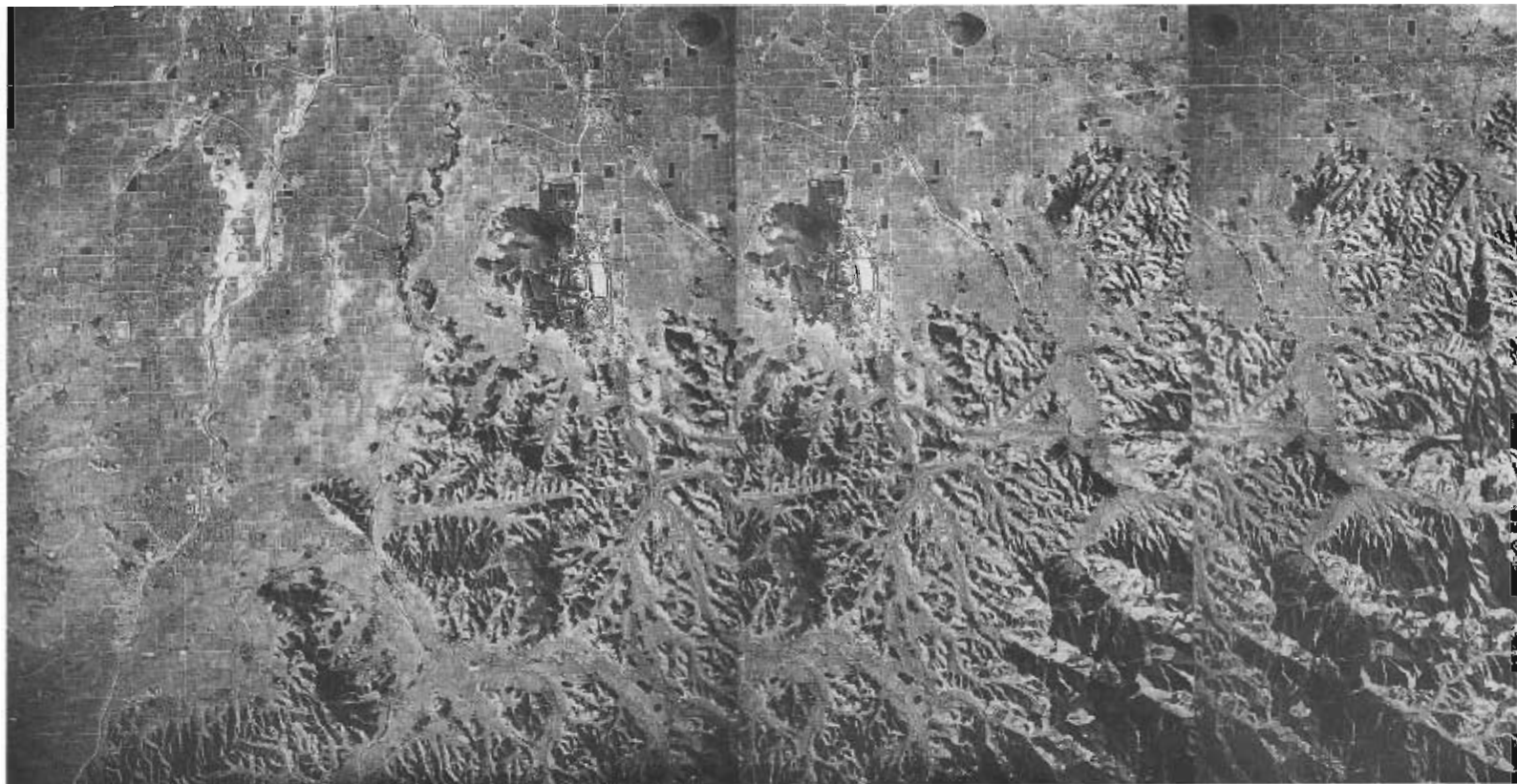
山辺の古道が通じるのどかな一角である。しかし、ここ奈良盆地東縁部は活断層地形の密集地として早くから注目を浴びてきた。直線的な大和高原の西を限る急崖帯-春日断層崖-とその直下に階段状に発達する開折扇状地群。地質・地形の調査が進むにつれて活断層の姿が明らかにされてきた。春日断層と呼ばれてきた断層はいくつものセグメントに分かれ、その主要なものが高樋断層、三好断層、そして天理拗曲である。高樋断層は写真右手の山地と丘陵の境を南北に走り中新統の藤原層群を切っているが白川累層(大阪層群下部)におおわれている。高樋断層に平行して、西側の丘陵地帯のなかを南北に走る三好断層は白川累層からなるH面、さらにU1、2面(虚空蔵山礫層)を切っている。これに対して天理拗曲は和爾の西方で開折扇状地面(U3、L1面)に変位を与えており、その走向も南東から北西を示している。断層活動の位置が時代とともに低地側へ移動している。前縁断層の性格をもち、最も新しい天理拗曲と地震活動との関わりが注目される。このあたりは奈良盆地のなので高位から低位段丘までの段丘面が最もまとまって発達している地区でもある。



航空写真2 大和川の合流地帯（実体視可能）

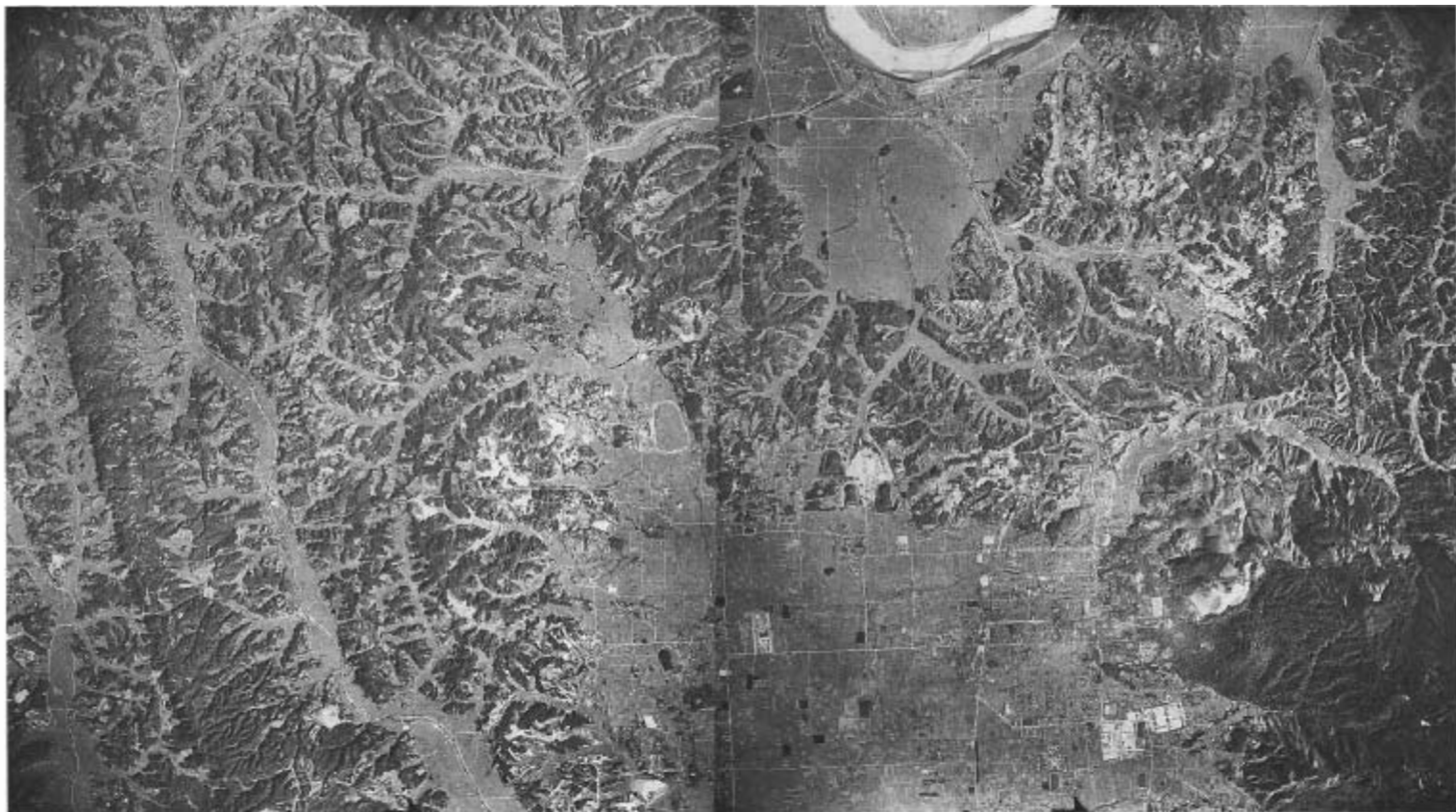
求心状の水系パターンを持つ大和川は盆地北西縁の斑鳩^{いかにが}付近に収斂して、先行谷状に峡谷を刻みながら写真左手の生駒山地を横切り、大阪湾へと流下する。

盆地の最低部である合流地帯には標高40m以下の低湿地が広がり、水害常発地帯を形成してきた。峡谷部からの排水速度が洪水の主要な決め手となる。直線的な大和川の流路は断層に規定されたものである。峡谷中央部の北岸には「亀ノ瀬池すべり地帯」が写し出されている。滝田川が東へ傾動する生駒山地と松尾山の間を南北方向で流下し、大和川右岸に合流している。大和川を挟んで南側の、二上山東麓から馬見丘陵との間を北流してくる南北性の葛下川河谷はともに古い構造線に沿って発達したものであろう。これに対して斑鳩から北東に大和郡山方向に連なる直線状の丘陵と低地との境界は大和川断層の延長部に当たり、活断層に支配されたものと思われる。額田部丘陵北方にはその断層によって変位した低位段丘面（L1）の上に富雄川の扇状地が被っている。



航空写真3 花崗岩の丘陵地帯、埋積性地形と孤立丘 (実体視可能)

盆地南部の明日香（飛鳥）付近で見られる地形景観は、なだらかな花崗岩の丘陵とそのなかに複雑に入り込んだ河谷低地、そして、大和三山の孤立丘に象徴される。ちょうどこのあたりは南方から竜門山地が傾動しながら北方の盆地の地下へ没してゆくところであり、写真中央部を北東方向に延びる名張断層より上方の部分の河谷や山麓線は埋積性地形を示している。山地がいったん険しく開折された後に沈降し、そこが埋積されてできた地形であり、畝傍山や耳成山などは埋積からまぬがれた高い峰の部分である。この地区は奈良盆地のなかで段丘の発達が最も不良である。飛鳥川はかつて、石舞台古墳の約1キロ下流部で、北西へ高取川沿いに橿原方面へ流れていた。北東側（桜井方面）の地盤の沈降にともない現河道に流路が遷移した結果、橿から橿原にかけて段丘（U3面）が形成された。丸山古墳はその上に立地している。

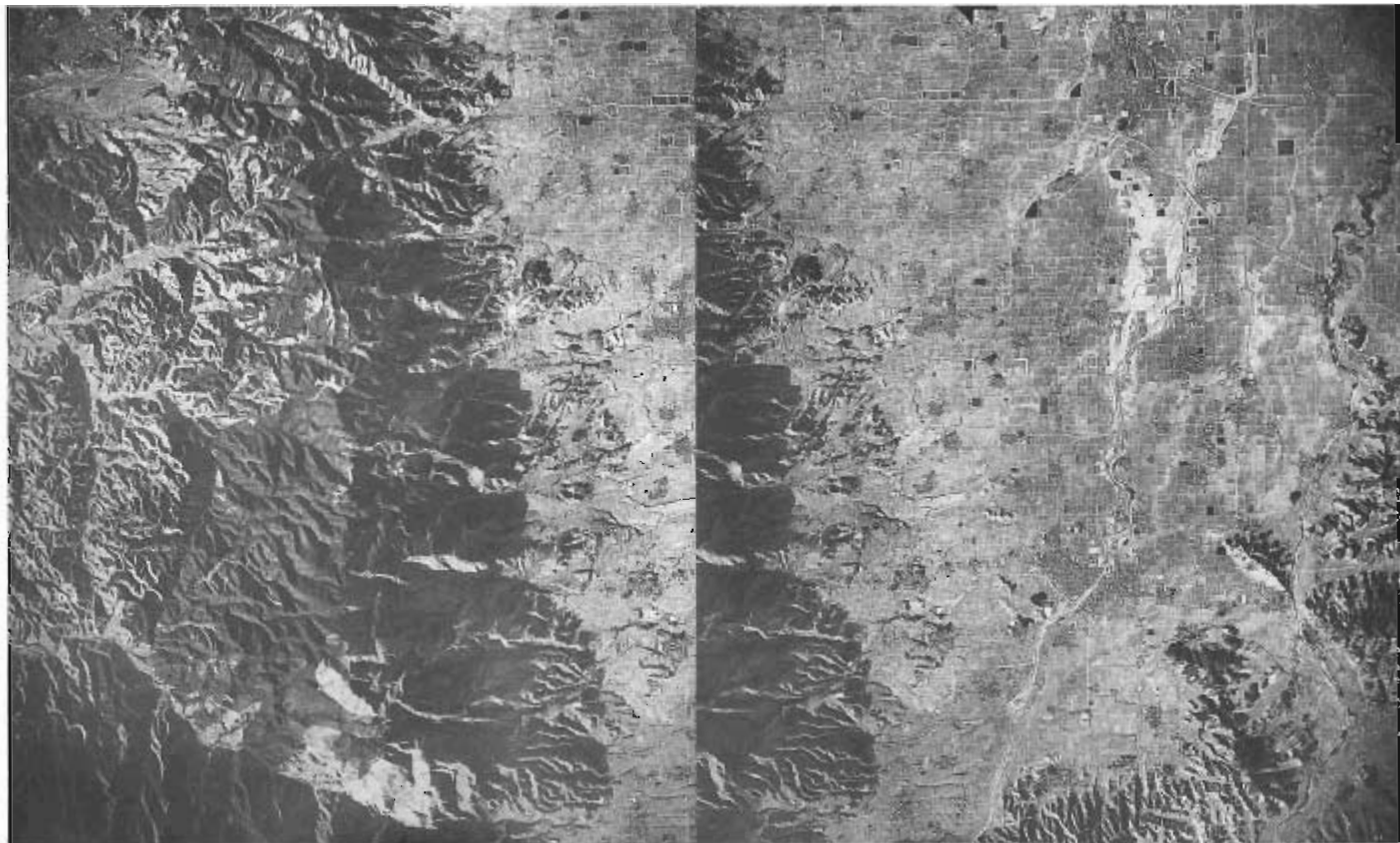


航空写真4 丘陵と広い谷底平野が発達する盆地北部

奈良盆地は三方を山に囲まれているが、北方のみは標高100～200メートルの丘陵地帯となっている。東から西へ奈良阪丘陵、佐保丘陵、矢田丘陵、西の京丘陵の名がある。その北方は田辺丘陵に続き、奈良・京都・大阪の3府県にまたがっていることから近年では京阪奈良丘陵と呼ばれている。鮮新・更新統の大飯層群を侵食する低くなだらかなこの丘陵のなかに京都盆地と奈良盆地との分水界がある。

丘陵構成層の基底をなす顕家花崗岩類は東西圧縮応力場のなかで発達した南北性の西落ち逆断層群によって変位し、その上を覆う大飯層群の拗曲構造が顕著である。写真左側の杖糠川や矢田丘陵のなかの富雄川などの河谷はいずれもそうした構造に規定されながら発達したものである。流域が未整合な地層からなり、かつ起伏量が小さいため川床勾配が緩やかで、広い谷底低地を伴っている。その下流部に明瞭な扇状地はみられない。

東部の奈良坂の頂部は高位段丘層に覆われている。段丘(U1, 2)形成後の侵食によって丘陵化が進んだ。その途時において水系の交替が生じている。写真上方に白く写しだされている木津川の河床と下方に広がる奈良の盆地床との標高差は30～40mに及ぶ。このため盆地を侵食する大和川水系との侵食速度の違いが分水界付近の各所で河川争奪を発生させた。押部町北方の杖糠川と山田川との風谷(谷中分水)、佐保丘陵のなかの多数の風谷はその好例である。



航空写真5 東方へ突き上げる葛城山地と開析扇状地群（実体視可能）

ここは奈良盆地のなかで最も隆起が激しく断層活動が活発な地区である。写真下方枠外に位置する金剛山（1111m）から写真左端の葛城山（960m）の東麓にかけて、比高700～900mの崖が連続している。その崖を刻む溪流群の押し出した砂礫が谷口から平野にかけて扇状地列を形成している。急崖帯は麓を走る断層を境に山地の隆起したことを物語るもの一断層崖である。中央構造線の北側を東西に走る和泉山脈は左横ずれ変位が顕著であるが、金剛山の南東麓で東西から南北に方向を転じた結果、その転換地点が激しく隆起した。写真中央部には、山口断層、金剛断層そして山田断層のつくる3列の低断層帯が山地に平行してほぼ南北に走っている。いずれも段丘面（隆起扇状地）を切る活断層である。その西側には標高450m以上の高所まで扇状地面（U2、3面とL1、2面）が変位して持ち上げられている。それらを開析し、新しい扇状地が東方へせりだしながら御所南方面まで広がっている。

<参考文献>

- 1) 惟子二郎 1961: 大和高原の断層地形、辻村太郎先生古希記念地理学論文集、古今書院 39~49
 江原真伍 1963: 山城大和地溝に就きて、岩石鉱物鉱床学会誌第49巻4号 152~160
 槇山次郎 1926: 生駒山脈生成論、地球、VI(2)、87~94
 藤田一夫 1995: 近畿の交通路と大地の歴史、日本の自然 近畿地方 岩波書店、153~170
- 2) 辻村太郎 1941: 笠置山地の山麓階、地理学評論17-12, 1036~1041
 中野尊正 1943: 奈良盆地東縁の山麓階、地理学評論19-4, 200~209
 堀井甚一郎・伊達宗泰 1972: 平城京内河川の歴史的変遷に関する研究、平城京の復元保存計画に関する調査研究、所収29~37
- 3) 三田村宗樹 1993: 奈良盆地、「大阪層群」市原実編著所収、創元社 87~100
 三田村宗樹 1992: 京阪奈良丘陵の大阪層群の層序と地質構造、第四紀研究31-3, 159~177
- 4) 西田史朗 1982 表層地質 奈良県土地分類基本調査 桜井 24~30
- 5) 石田志朗・中川要之助・牧野内猛 1977: 近畿北部の内陸盆地に関する諸問題、地質学論集 第14号 195~202
- 6) 活断層研究会 1991: 新編日本の活断層、東京大学出版会 272~285
- 7) 佐野正人 1980: 奈良盆地北部の地質構造(活構造)、日本応用地質学会関西支部「奈良~京都地域の開発と応用地質学的諸問題」所収 13~26
- 8) 寒川旭 1986: 近畿中央部の新时期地殻運動、月刊地球12, 752~753
 寒川旭・衣笠善博・奥村晃史・八木浩司 1985: 奈良盆地東縁地域の活構造、第四紀研究24, 85~97
 木全敬蔵 1985: 奈良盆地の地形分類図、奈良県史付図
 池田碩 1980: 古代都市の自然環境、地理9, 20~27
 池田碩・植村善浩 1980: 南山城、木津川流域の段丘地形、奈良大学紀要、9, 75~85
 武久義彦 1983: 地形、土地分類基本調査「奈良県」(桜井)
 武久義彦 : 同上 (奈良・大阪北東部)
 武久義彦 1973: 奈良県20万分の1地形分類図、経済企画庁総合開発局
- 9) 内藤博夫 1979: 近畿地方における高位小起伏面の分布について、奈良女子大学地理学研究報告II 69~76
- 10) 粉川昭平 1955: 奈良県三笠山およびその周辺の火山層序学的様相一特に三笠安山岩の噴出年代について一、養徳社
 横田修一郎・松岡数充・尾崎増弘 1978: 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題一信楽・大和高原のネオテクトニクス研究その1一、地球科学33, 133~150
- 11) 日本先史・原史時代の人々の地形認識と土地利用研究グループ 1986: 先史・原史時代奈良盆地の自然環境一その1 地形と地質について一古代文化財教育研究報告第15号 1~30
- 12) 通産省工業技術院地質調査所 1994: ストリップマップ『中央構造線』
 Nobuo Ooi 1992: Pollen Spectra around 2,000 years ago during the Last Glacial from the Nara Basin, Japan, 第四紀研究 31-4, 203-212
 Yoshihiko Takehisa 1973: Crustal movement suggested by fault scarpment along the eastern foot of the Kongo-Katsuragi Range, 奈良女子大学文学部研究年報第16号 145~167
- 13) 池田 碩・竹村恵二・百原新 1986: 奈良盆地北部の地形と地質、奈良大学紀要15, 74~10
- 14) 伊達宗泰 1981: 平城京左京の堀川について一実証への四予察一、「地表空間の組織」古今書院、223~232所収
 松浦茂樹 1983: 古代大和盆地における開発と河川処理、水利科学151, 1~23

SUMMARY

Hiroshi IKEDA* and Tsuyosi OHASHI**

Nara Basin is a typical tectonic basin and is located in the Central Kinki District. It has a characteristic north to south orientation due to compressional tectonic stress from east to west during the Middle-Late Pleistocene.

The writer summarizes preceding geomorphic investigations of Nara Basin from a fresh multi-scale and multi-process viewpoint.

The geomorphics of Nara Basin proceeded mainly by the mutual influence of three processes, tectonic, sedimentation and erosion. Geomorphically, Nara Basin is classified into two basins, the Old Tectonic Basin and the Southern Erosion Basin, located in the southern half of the Old Tectonic Basin.

Fault and flexure had a very important role in the process of landform developments in Nara Basin and its movement. The location and velocity of the movements have changed gradually over time.

After the middle of the Pleistocene, NE and NW trending conjugating-faults dominated instead of N-S trending fault systems. As a result, the relief of the basement is divided into smaller blocks. The shape of the basin changed from a box to a diamond.

Two important epochs on landform development of Nara Basin, are recognized.

One is Kokuzo-yama gravel stage, which indicated the beginning and the change of the basins migration from the Old Basin to the Younger Basin. The latter is the Last Glacial stage, during which the lowlands developed.

Further research should first develop an integrated standard of classification of land surface in comparison to that the larger region and a classification of active faults, with special reference to the land surfaces. Also, the basement reliefs, both higher elevation erosional low relief surfaces and those buried under the bottom of the basin, keys to the beginning of the landform development of Nara Basin, need to be clarified.

*Professor, Dept. of Geography, Nara University.

**Lecturer, Dept. of Geography, Ritsumeikan University.