関西自然保護機構会誌 *23*（2）：*111－125, 2001*

原　著

世界遺産・春日山原始林
—地形と地質—

奈良教育大学地学教室　西　田　史　朗

A brief aspect of geology and geography in the area of Kasuga-yama, Nara City, Japan. Shiro Nishida (*Department of Earth Sciences, Nara University of Education, Nara 630-8528, Japan*)

はじめに

「天の原ふりさけ見れば春日なる三笠の山に出し月かも」と旧くは天平の世に遠く外地からも偲ばれているように，三笠山は古今集を初めとして多くの人々に詠われ，親しまれてきた奈良を代表する名山のひとつです。この歌には三笠とあるが，歌の意味から御蓋山を指すものでなくてはならない。御蓋山をなくした寧楽の景色はどのようなものか，たいへんに想像し難く，奈良の景観と切っても切れない関係にある。このことがまた世界遺産「古都奈良の文化財」として「春日山原始林」が文化遺産の一つとして位置づけられている所以でもある。

御蓋山は若草山・春日山と合わせて三笠山とも呼ばれているが，景観としてはともかく，ひとまとめにしてはそれらの成り立ちに無理が生じる。地質学的には御蓋山と若草山は本来一つの山体を成していたと考えられるが，これらを前山として後に一段と大きくそびえる春日山は，地質の上からは別個の山で，その後ろに連なる大和高原の西端に位置する頂のひとつである。

ここでは春日山原始林とその周辺地域の地質を説明し，地形の成り立ちを考える。併せて先学諸兄の研究も振り返える。この地域を地質研究の対象としたのは，槙山（1931）であり，春本（1932）で，前者は奈良盆地東縁部と大和高原に点在する新生代の地層を中心に，後者は御蓋山を含む奈良盆地とその周辺の第三紀の火山岩類を主として研究した。

基盤岩類については，Yoshizawa *et al.*（1965）の近畿地方の領家複合岩類を広範囲に，かつ網羅的に扱った研究がある。また中島（1960）は大和高原に分布する領家複合岩類を詳細に研究し，その変成度の違いによって基盤岩類を分帯した。

中新統の層序と大型化石については，槙山（1931）の研究に始まるが，坂本（1955）によってその層序と地質年代が初めて明らかにされた。粉川（1951，1954 a，1954 b，1955）は，春日山一帯を集中的に調査し，詳しい層序を明らかにした。さらに島倉ほか（1971）は，春日山を含む奈良市域の地質を総括し報告した。また多井（1957）と島倉ら（1971）は藤原層群の有孔虫化石を検討し，第一瀬戸内期堆積物の広域対比を行った。また横田ほか（1978）は，春日山の地獄谷層を大和高原の新生代層の中に位置づけた。その後，西田（1982，1990）と尾崎ほか（2000）は，春日山原始林を含む地域の地質を総括した。

地形について

奈良公園内の最低所は高畑町荒池周辺で 100

m 前後，最も高いところは芳山で 517.9 m，次いで花山の 498.0 m，高円山 461 m，若草山 341.8 m，御蓋山は最も低く 297.5 m である。御蓋山は裾野の広がりは小さいが，均整の取れた山容は随一で，北方の飯盛山とともにトロイデ火山を想わせるが，火山体そのものではない。

御蓋山と若草山は春日山から西流する水谷川（吉城川）を境にして南北に並び，春日山塊の前山として位置する。一段と標高の増す春日山の主体部との間に南北に走る凹地帯が見られ，地質構造から市ノ井断層と名づけられた奈良盆地と大和高原を区切る活断層が通り，前山と主体部を画している。市ノ井断層による地質の弱所が，長年月の間に削られ，春日山と御蓋山を分ける凹地帯をつくった。御蓋山はさらに南側を能登川の渓谷によって，北側を水谷川で区切られ，若草山からも孤立する。

国土地理院 1：25,000 および 1：50,000 地形図「奈良」では，若草山（三笠山），春日山（御蓋山）と，1：10,000 地形図では御蓋山（春日山），花山（春日山）と表記され，地図により混乱がある。ここでは若草山と御蓋山の東側の一段と高い山塊を春日山と呼ぶ。

春日山周辺の地形を区分して武久（1983）は，大和高原・春日断層崖・奈良丘陵・奈良盆地東縁台地・奈良盆地東縁扇状地・佐保川氾濫原とした。現在の土地の形は地質と密接に関わり，その土地をつくる岩石や地層の性質を反映する。また土地の形状や高度分布は最近に起こった地殻運動の現れとして受け取ることができる。

大和高原

大和高原は奈良盆地の東側に広がる標高 600～200 m の高原で，西側縁辺は南北に連なる急傾斜面で区切られ奈良盆地に接する。この断層崖の部分を春日断層崖，高原部分を大和高原と呼ぶ。基盤の地質は領家複合岩類で，小起伏面の凹所である田原盆地や地獄谷には新第三紀の地層である室生層群地獄谷累層が残る。全体として南に高く，北に向かって低くなる高原で，河川は北流し淀川の支流・木津川に注ぐ。高原西縁を含めて，高原上には直線的な西に落ちる急傾斜崖が見られ，それらの殆どは断層崖である。

春日断層崖

春日断層崖は奈良盆地の東の縁を限る急斜面で，御蓋山はその北端部に当たる。春日断層崖の名称はこの地域に由来するが，ここでは数本の断層に分かれ，御蓋山・若草山を大和高原から切り離し，奈良盆地から屹立させる。重層する若草山も南北に走る断層によって切られた階段断層と見ることができる。地質学的には御蓋山と春日山を区切る断層が最も顕著で，市ノ井断層と呼ばれる。これらの断層は南北にほぼ直線的に続くことから，断層面は垂直に近いと考えられる。しかし断層運動で持ち上げられた大和高原側の岩石が崩落し，断層面を崖錐状に隠し，多少なりともなだらかにしている。そのため谷底部などでなければ断層面の確認は難しい。

奈良丘陵

奈良丘陵は奈良坂付近から西奈良方面に続く丘陵で，佐保丘陵とも呼ばれ，第四紀前期の地層である大阪層群の砂礫層・粘土層からできている。標高は東部で 200 m，西部では 100 m と低くなる。丘陵面は数段の平坦な面を残し，平坦面の端では大阪層群の撓曲がみられ，基盤内の断層が予測される。本地域の周辺では高畑から伸びる奈良ホテルを載せる台地が，岩相の上では相当するが，歴史時代以後の改変で佐保丘陵にくらべて観察が行き届かない。

奈良盆地東縁台地

奈良盆地東縁台地は春日断層崖に接して広がる台地で，狭い意味での奈良公園と旧奈良市街地の東半分が相当し，数段の段丘状の面からできている。すなわち，飛火野の面，博物館をのせる面，東向通の面で，いずれもその境では小さな落差で西に下がっている。段丘面は既に人工的に開析され平坦面は広く追跡できないが，それぞれの境にはところによって段差が残り，大仏前から西へ向かう国立博物館北側の坂，近鉄奈良駅から県庁に上る坂，油坂から近鉄への坂がひかく的明瞭である。旧市街地の中ではこのような落差はいっそう良く保存され，東向通りと興福寺を境する南北の崖などはその一例である。これらの落差はおそらく基盤の断層を反映し，構成する地質は大阪層群相当層で，その上に春日野礫層と名づけられた赤色風化の進んだ砂礫層が重なり，飛火野の南斜面や循環道路沿いに露出する。

奈良盆地東緑扇状地

奈良盆地東縁扇状地は，春日断層崖を切って西に流れる小河川が，奈良盆地東縁台地を開析して，あるいはその末端に形成した扇状地です。これらの扇状地を作った河川は，春日断層崖に直交した断層運動によってできた弱所を侵食・開析し，傾斜の転換点で土砂を堆積し扇状地を形成した。能登川に沿うものが典型で，白亳寺南方の春日病院付近を扇頂とし，旧市街の南部・京終から大安寺にかけて緩やかにかつ大きく広がる。旧奈良市街の一部にも水谷川のもたらした扇状地堆積物が予想される。

佐保川氾濫原

佐保川氾濫原は，佐保川扇状地の末端に広がったもので大安寺西方から平城宮跡南方に見られ，奈良盆地の北半の低地が相当する。この氾濫原の形成は佐保川のみでなく，東では能登川と水谷川，西では秋篠川なども相当に関与し，平城京はこの氾濫原として広がった広大な平地に建造された。

岩塊流

岩塊流（block stream）は，御蓋山南東麓の紀伊神社から北東方向へ上方に延び，本宮神社東方の尾根を越えて北側に下り，紅葉洞に至る岩塊と岩片の密集地帯を指す。ナギなどの林間に，ある所では狭く密集して，またある所では広く疎らに，帯状にえんえんと続く。構成する岩石はすべて三笠安山岩の中礫ないし大礫を主とし，多少削磨された様子を見せる。図1では，。。。。。でその分布を示した。

分布は地形的な微凹所に限られ，水の影響下での生成が示唆される。広い緩やかな谷筋では，幅広く表面に密集して浅く，谷幅の狭まった所では礫が狭く集中して厚く堆積する。この様な微地形は地形図には充分表現されていないが，現場では広く眺めて水道（ミズミチ）とでも呼べる場所に限られる。尾根近くでは巨礫が散在するようになり，岩塊流の特徴が失せる。

ここでの岩塊流は三笠安山岩の分布域と深く関わり，三笠安山岩の露頭線から下部に限られる。御蓋山を取り巻いて鉢巻状に露頭した三笠安山岩が，おそらく最後の寒冷期（ウルム氷期）に日々の寒暖の差や割れ目に残った水の凍結と融解の繰り返しによって次第に小さく割られ，大雨の度に下方へと少しずつ運ばれ，水道へと寄せ集められ，現在の形に集積されたと考える。

粉川（1954 a, b）はこの現象を Felsenmeer（岩海）と考えたが，もともとこの語は断片化された岩屑が原位置に留まったものを指す。御蓋山の観察で，水道に沿って分布すること，岩片が多少なりとも削磨を受けた様子を見せることと，水谷川に向かう北斜面では各種の岩層を被って分布

することが分かり，水流と重力による移動と運搬が考えられる。したがって Felsenmeer／block field（岩海）とするより Blockstrom／block stream（岩塊流）とみるのが適当である。

春日山の照葉樹林の成り立ちは縄文海進で知られる温暖期に南方からもたらされたものであるのに対し，岩塊流はこれに先立つ最後の寒冷期の産物と理解できる。

地質について

奈良市北部から東部とその東方の大和高原には，領家複合岩類を基盤に，その上に新しい時代の地層が載る。そこには後期新生代第二瀬戸内累層群の一員である藤原層群，いわゆる地獄谷層，三笠層群，第二瀬戸内累層群の大阪層群佐保累層・白川池累層および虚空蔵山礫層などの高位礫層や春日野礫層・鹿野園礫層・奈良坂礫層と呼ばれる段丘性堆積物と崖錐性堆積物が分布する。これらの地層群の分布地域はそれぞれに異なり，それらの層位関係が直接確認できる露頭は多くはないが周辺地域の研究をふまえた層序の大略は表 1 のように組み立てられる。

第四紀の最も新しい地層である最上部更新統は，奈良公園飛火野一帯に広がる春日野礫層である。鹿野園礫層は岩井川を挟んで本地域の南方に広がる鹿野園台地の表層部を形成し，また奈良坂礫層は東大寺北方の奈良坂の台地を作るもので，春日野礫層と対比されている。上部更新統の虚空蔵山礫層は，市内高樋町虚空蔵山の頂上部に見られる特徴のある礫層であるが，春日山の頂上部に疑わしい礫層がある。

下部更新統である大阪層群は，模式地の大阪では海成の地層と淡水成層の繰り返す地層群であるが，分布域は時代が新しくなるにつれて狭くなる。佐保累層・白川池累層は奈良盆地の東北部の丘陵・台地に分布する大阪層群に相当する第四紀層に名づけられたもので，佐保丘陵に見られるものを佐保累層，本地域南部の白川池周辺に広がるものを白川池累層と呼んでいる。

佐保累層からは海生生物の化石が産出し，また挟まれる火山灰層の検討からおよそ 100 万年前の堆積物であることが分かっている。白川池累層の堆積年代を直接示す証拠はないが，産出する植物化石の類似から佐保累層と同時代の地層と考えられる。さらにおよそ 100 万年より前の大阪層群より下位に位置する下部更新統を古大阪層群と呼ぶが，本地域の一部にもそのような堆積物が推定される。本地域では瑜伽山と飛火野の下部に見られる地層が白川池累層に岩相からみて相当するが，化石も火山灰層も見つからず，正確な対比は今後に待たれる。

上部中新統は三笠層群と呼ばれ（中川ほか，1983），上部にソノハ礫層をのせ，三笠安山岩とそれに付随する凝灰岩層からできている。三笠安山岩を貫いてカンラン石粗粒玄武岩の岩脈が見られる。春日山原始林内の地獄谷や誓多林に分布する石切峠礫層と田原盆地に分布する矢田原礫層はソノハ礫層に対比される。

中新世中期の地層である中部中新統は室生山地を中心に厚く分布し，室生層群と名づけられている（横田ほか，1978）。下部は淡水成の地層から成り，一連の地層の堆積後期には激しい火山活動を伴った。分布地域を異にした地獄谷累層・都介野累層・曽爾累層からなり，いずれも最上部に室生火山岩類を載せる。本地域・地獄谷や田原盆地に分布する室生層群を地獄谷累層と呼びここでの室生火山岩を石仏凝灰岩と呼ぶ。

下部中新統は藤原層群と名づけられ，第一瀬戸内海が広がっていた時期の海域に積もった地層で，二枚貝や巻貝などを主とした海生動物化石や原生動物の有孔虫や渦鞭毛藻などのプランクトン化石

表1．春日山の地質層序と時代区分．ローマ字記号は，図1，図2の地層区分に対応する．

更新世後期 Late Pleistocene			段丘堆積物 Terrace Deposits	低位段丘・崖錐堆積物 Lower Terrace & Talus	tl	軟弱な砂・泥層，崖錐
				春日野礫層 Kasugano Gravels	Kg	三笠安山岩を含む礫層，他に花崗岩・ホルンフェルスの中～小円礫，チャート
鮮新世後期 ～更新世中期 Late Pleistocene～ middle Pleisto cene	第2瀬戸内累層群 2nd Setouchi Super Group		大阪層群 Osaka Group	佐保累層 Saho Formation	Os	砂層・泥層よりなり，礫層をはさむこともある。下部は海域，上部は淡水性
中新世中期 Middle Miocene	瀬戸内火山岩類 Setouchi Volcanic Rocks	三笠層群 Mikasa Group	ソノハ累層 Sonoha Formation	三笠安山岩 Mikasa Andesite	Ma	普通輝石・シソ輝石安山岩，A型・B型がある
				粗粒玄武岩脈 Dolerite Dyke	D	カンラン石粗粒玄武岩脈
				安山岩質凝灰岩 Andesitic Tuff	Atf	輝石安山岩質凝灰岩
				矢田原礫岩層 Yadahara Gravels	Sg	チャート・ホルンフェルス・流紋岩質火成岩・砂岩よりなる淘汰のよい中礫層
		室生層群 Muro Group	地獄谷累層 Jigokudani Formation	石仏凝灰岩層 Sekibutsu Tuff	Stf	流紋岩質の弱ないし非熔結構造を示す水中火砕流堆積物
				鬼ケ辻砂泥岩層 Onigatsuji Bed	Om	花崗岩質砂岩・泥岩・礫質砂岩からなり，炭層を挟むこともある。植物化石が多い
				東山礫岩層 Higashiyama Gravels	Hc	花崗岩質の円礫・亜円礫を主とする巨礫層，チャートその他も含む
中生代・白亜紀 Cretaceous	基盤岩類 Basement Rocks		領家複合岩類 Ryoke Complex	花山型花崗岩 Hanayama-type Granit	Bs	複雑な花崗岩および花崗片麻岩

を産出する。模式地は本地域南方の奈良市藤原町一帯で，そこから天理市にかけて奈良盆地の東縁郡の小高くなった部分に細長く露出する。下部の礫と砂がち粗粒部を岩淵累層，上部の化石をたくさん包含した細粒部を豊田累層と呼ぶ。本地域内では地表での確実な分布は知られていない。

上部中生界は基盤岩類で，領家複合岩類からできている。中生代後期に地下深くに大規様なマグマの貫入があって，かこう岩質の岩石の大きな広がりをもった底盤が形成された。同時に先に存在していた岩石や地層がマグマに同化されたり，混合したり，あるいは高熱によって変成岩，片麻岩類やホルンフェルスへと変成した。領家複合岩類に先だって存在した地層としては，京都府鷲峰山周辺のフズリナ化石の産出で証明される二畳紀の地層がそのひとつであろう。本地域の周辺では，基盤岩類は先に述べたような変成作用を受けてほとんど元の地層や岩石の姿を残さない。

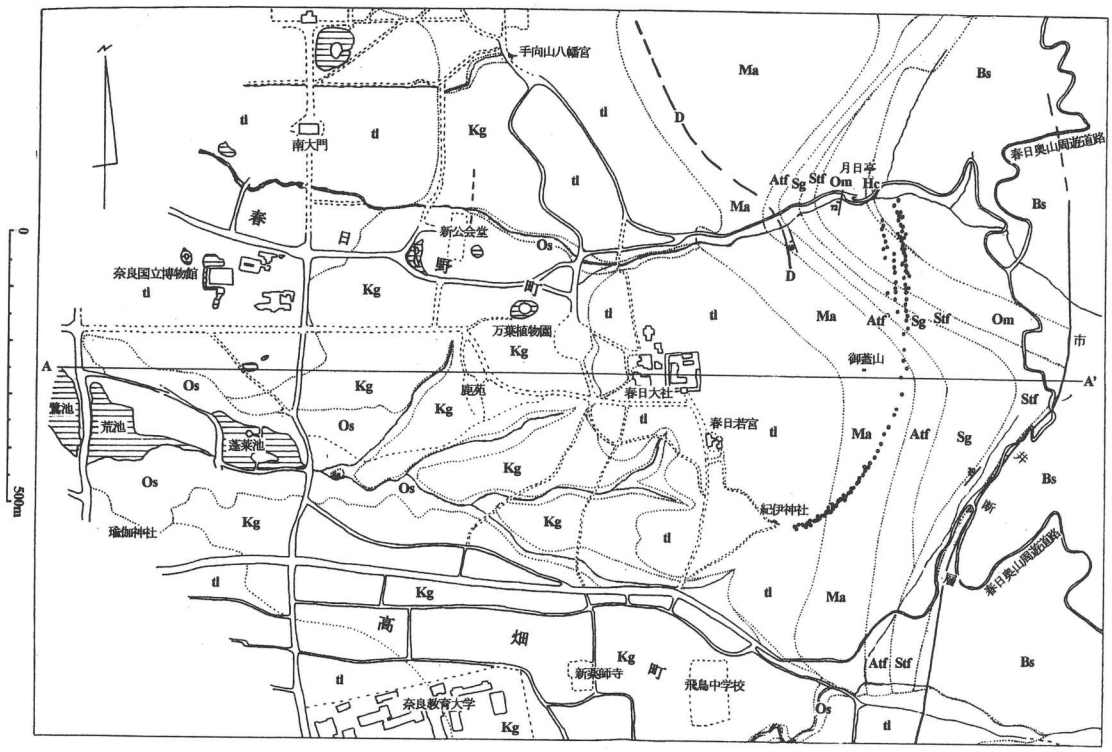


図1．御蓋山周辺の地質．西田（1983）より．

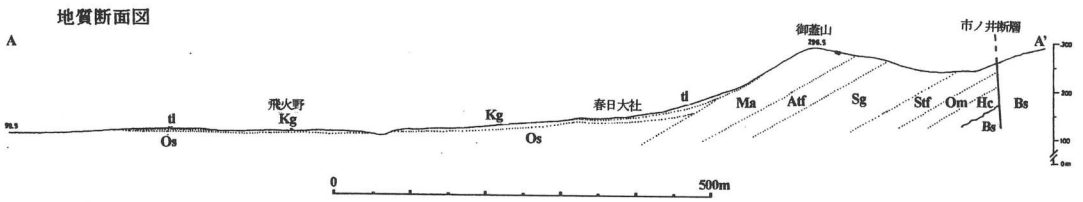


図2．御蓋山を通る東西地質断面．西田（1983）より．

基盤岩類

本地域の基盤岩類はすべて領家複合岩類で，春日山に分布するものについて島倉ほか（1971）は花山型かこう岩とよび，岩相変化に富んだかこう岩類とかこう片麻岩からできている。

これらの基盤岩類は放射年代測定の結果，中生代末期（9,000万年前）頃と推定されている（早瀬・石坂，1967）。また石坂・柴田（1979）は領家変成作用の終末期を示すものとして，奈良市高樋のペグマタイトのRb-Sr年代とK-Ar年代を白雲母・黒雲母・微斜長石について測定し7,000～7,500 Maを得ている。とするとこの一連の変成作用は白亜紀末まで続いたことになる。本地域では水谷川沿いの月日亭より上流と能登川支流の市ノ井断層から東の春日山に分布する。

藤原層群

藤原層群は槙山（1931）によって命名されたもので，坂本（1955）によって層序が確立された。彼は本層群を下位の粗粒堆積物からできている岩淵累層と上部の細粒堆積物と化石の産出に卓越している豊田累層に区分した。本地域での露頭の確認はない。

室生層群

横田ほか（1978）は，信楽・大和高原のネオテクトニクスを論ずる中で，以前に地獄谷累層・都介野層群・曽爾層群と呼ばれてきた地層群中の火山性岩石に注目した。そしてそれらの溶結部・非溶結部からなる室生火山岩類を鍵層として互いに一連のものであるとし，それらをひとまとめにして室生層群と呼んだ。

しかしその後測定された放射年代の値や層序学的な再検討の結果，ソノハ累層を本層群から切り離すことになった（中川ほか，1983）。奈良盆地東縁に分布する室生層群は下位より地獄谷累層・室生火山岩類に区分される。奈良市鹿野園東方の鉢伏に向かう道筋では下位の藤原層群と不整合で接している。

藤原層群の欠如するところでは東山礫岩層が基盤の領家複合岩類を直接被い，本地域内の各所で見られる。上位層との関係では奈良市中ノ川の南方で，ソノハ累層が室生火山岩類（石仏凝灰岩）を不整合に被う。本層は水平方向にも垂直方向にも層相の変化が激しく，しばしば層序区分通りの累重関係を示さないこともある。

地獄谷累層

島倉（1963）と島倉ら（1971）は藤原層群を不整合に被い，佐保累層によって不整合に覆われる地層を地獄谷累層と定義した。そこでは下位より鉢伏砂岩礫岩層・東山礫岩層・鬼ケ辻砂岩泥岩層・矢田原礫層・石仏凝灰岩層および中ノ川凝灰質砂層に区別する。しかし今回の報告では地獄谷累層の構成員とされた石切峠礫層や矢田原礫層と今まで大阪層群の構成員とされたソノハ礫層を三笠層群の一員とみなすことにしているので，以前の地獄谷累層を再定義している。本地域と周辺の室生層群は下位の地獄谷累層と上位の室生火山岩類から成る。また地獄谷累層は下位より東山礫岩層，鬼ケ辻砂岩泥岩層からできている。本累層は粉川（1954 b）の定義した地獄谷層の下部と中部の一部に相当する。

東山礫岩層は島倉ら（1971）の定義を指し，また粉川（1954 b）の巨礫岩の一部に当り，また島倉（1963）の基底礫岩に相当する。模式地は奈良市地獄谷南方から県道東山線に沿う崖で，奈良市中ノ川，地獄谷新地周辺，高円山東方の県道東山線沿線などに分布する。

東山礫岩層の層厚変化はきわめて激しく地獄谷新地付近では1 m，県道東山線沿いでは30 m程度にもなる。基盤を不整合で被うところでは礫の淘汰が不良で，礫径2～3 mにおよぶ巨礫岩層となって現れる。礫の種類は基盤岩のかこう岩質岩が多く，周りを固める基質はかこう岩の風化したアーコーズ質です。上部でチャート・ホルンフェルス・流紋岩質火成岩の中～小礫を交え，淘汰はやや良くなる。化石は発見されていない。多くの地域では基盤の領家変成岩類を直接被う。田原盆地西部では，ソノハ礫層に直接覆われ，地獄谷地域・中ノ川地域では上位の鬼ケ辻砂岩泥岩層と整合関係を示す。鬼ケ辻砂岩泥岩層は島倉（1963）の定義によるもので，粉川（1954 b）の地獄谷層中部および上部の一部に相当する。模式地は奈良市鬼ケ辻北方の旧月ケ瀬街道に沿う崖で，奈良市中ノ川，三笠山西麓，水谷川，御蓋山東麓，地獄谷などに分布する。

鬼ケ辻砂岩泥岩層は，層厚の変化が激しく最大

層厚は30 mに及ぶ。かこう岩質砂岩・泥岩・炭質泥岩を主とし，しばしば亜炭が，また稀に白色凝灰岩の薄層が挟まれ，一部で礫質になることもある。亜炭層は厚さ数10 cmになることもあり，第二次大戦前後の一時期には，御蓋山・若草山・地獄谷・田原盆地などで稼行されたこともあった。奈良市鬼ケ辻のピソライトを含む凝灰岩層は，層相から石仏凝灰岩に対比されてきたが，構成する火山ガラスの屈折率が1.506～1.507で，模式地の石仏凝灰岩のそれは1.498で，明らかな差異を示す（檀原，2000私信）。近辺の石仏凝灰岩相当層の火山ガラス屈折率は，1.497～1.499を示し，石仏凝灰岩とは異なる降灰と考えなければならない。

鬼ケ辻砂岩泥岩層は，層理の不明瞭な塊状の堆積物で，炭質物と円磨のすすんだ小礫ないし中礫を散在させる淘汰のわるい堆積物である。局部的に数mの炭層を挟む。鬼ケ辻砂岩泥岩層は，花粉・胞子・珪藻をはじめ葉・枝・果実・種子などの植物化石を豊富に産出する。粉川（1954 b）は水谷川上流・月日亭前の川底のかこう質砂岩中の岩質レンズから*Styrax* sp.（エゴノキ属）と??*Lindera* sp.（シロモジ属）の種子を，また同じ所の亜炭層から*Styrax obassioides* Miki（シキシマハクウンボク），*Styrax* sp.と??*Lindera* sp.の種子化石を，とりわけ??*Lindera* sp.の種子が多産することを報告している。さらに近くの石英安山岩質凝灰岩互層の泥岩から？*Phragmites* sp.（ヨシ属）の葉片化石を見つけている。また奈良炭坑のかこう岩質砂岩中の亜炭層から*Styrax obassioides* Mikiの種子化石がおびただしく獲られるのに，他種が全く見あたらないことを報告している。さらに蝙蝠窟下の能登川支流の川底のかこう質砂岩からも*Styrax obassioides* Mikiの種子化石を報告している。彼によると周辺の地獄谷層全体から21科22属25種の植物化石が報告され，とりわけ*Styrax obassioides*の存在を注目している。この種は現生する*Styrax obassia*と近縁であるが絶滅種で，室生層群の同層準である都介野累層と曽爾累層からも見いだされている。

層序関係は地獄谷では東山礫岩層を整合で被うが，水谷川や田原盆地では東山礫岩層の発達が悪く，本層が直接基盤岩を不整合で被うことが多い。上位の石仏火砕岩類とは整合関係にあるが，その境界は異常に乱れていることが多く，その様子は地獄谷の最奥部の谷壁でよく観察できる。

室生火山岩類（石仏凝灰岩）

粉川（1954 b）の地獄谷層上部および島倉（1963）の石仏凝灰岩に相当し，かつて粉川（1954 a）により溶岩である可能性が指摘されたが，その後の再検討で火砕流堆積物であると考えられた。

模式地は奈良市誓多林・地獄谷石窟仏付近で，奈良市中ノ川，県道東山線沿い，田原盆地・若荷付近に分布する。春日大社境内では御蓋山東側の能登川支流に沿って厚く分布し，水谷川と能登川の分水嶺となる峠付近で見られる。

檀原（2000，私信）は石仏凝灰岩ガラスの屈折率を次のように報告している。数値は最小値，平均値，最大値，（最頻値）の順に示した。

石仏凝灰岩（新池）　1.498-1.498-1.498（1.498）
石仏凝灰岩（模式地）1.498-1.498-1.499（1.498）
石仏凝灰岩（鬼ヶ辻）1.498-1.499-1.499（1.499）

上記の屈折率は，相互に調和的で，同じ時期の同じ給源からもたらされたことをつよく示す。

最大層厚は模式地で観察され，約30 mに達するが，しばしば本層を欠く地域もある。模式地付近の本層は層理がはっきりせず塊状を示すことから，かつて溶岩であったと考えられた。しかし顕微鏡観察で軽石やガラス片が扁平化すること，また大局的に層理面とほぼ平行した黒曜石のレンズ

が認められること，さらに軽石片を含むところではそれらの淘汰が極めて悪いこと，一部に弱い溶結構造を示すことなどから火砕流堆積物であると考えられる。火砕流堆積物とは火山から放出された物質の積もったものを指す。

また本層と下位の鬼ケ辻泥岩層との境界には常に異常な擾乱構造が観察される。それは炭質泥岩の一部が本層に取り込まれ，また泥岩が柱状に本層に突入し，本層が流動しつつ，堆積中のあるいは堆積直後の未だ固結していない状態にあった鬼ケ辻砂岩泥岩層を被覆した際にできたことを強く示唆している。おそらく高温の火山放出物が，熱雲状に地表に沿って広がり，冷却固化したものであろう。

なお本層が灰白色を呈し，主として高温型石英や黒雲母・斜長石を含む岩石学的な特徴は，本地域の南方に広く分布する室生火山岩類・室生溶結凝灰岩類と一致し，さらに本層が上記のように基本的に火砕流堆積物であることは，その噴出源をより分布の広い，厚く残っている室生地域に求めることの可能性を強く示している。その後，熊野地方に分布する熊野酸性岩と同一視する見解が提起され，噴出源も遠くそちらに求められる趨勢にある（Hoshi *et al.*, 2000）。

下位の鬼ケ辻泥岩層とは基本的には整合，上位の三笠層群ソノハ礫層とは不整合である。なお島倉（1963）は本層の上位に中ノ川凝灰岩層を認めた。

三笠層群

本層群は中川ほか（1983）を再定義したもので，ソノハ礫層（糸魚川ほか，1953），石切峠礫層（粉川，1954 b），矢田原礫層（島倉，1963）および安山岩質凝灰岩と三笠安山岩が含まれる。中川ほか（1983）は三笠安山岩の下位にくる安山岩質角礫凝灰岩も本層群に含めた。

松岡（1974）は，かつて粉川（1954 b）により下部更新統の大阪層群佐保累層に含まれると考えられた三笠安山岩の放射年代が，中期中新世［13.3±2.3 Ma（川井・広岡，1966）］を示すことから，三笠安山岩の層位的位置を明確にするためにソノハ礫層と大阪層群や「地獄谷層」との層序関係について再検討を行った。彼はその結論としてソノハ礫層は下位にくる「地獄谷層」と岩相が著しく異なり，また分布範囲も重ならないことから，ソノハ礫層を「地獄谷層」とは別の堆積輪廻に属する可能性を一部では残しながらも，植物化石とくに花粉・胞子化石群集の類似性と地質横造の大きな不調和が見られないことから「地獄谷層」と一連のものと考え，三笠安山岩を含めてソノハ累層を提唱した。一方，中川ほか（1983）は岩相上の相違を重視してソノハ累層を「地獄谷層」から切り離し，これに三笠安山岩および安山岩質角礫凝灰岩を含めて三笠層群を新たに提起した。

その後地獄谷累層石仏火砕岩類の放射年代が得られ，その値が三笠安山岩の放射年代値と有意な差があると判断されることと「地獄谷層」との地理的分布および岩相の違いを再評価した結果，ソノハ礫層および三笠安山岩を合わせて「地獄谷層」から独立した地層群であると考える。この見解は中川ら（1983）のそれとほぼ一致するが，ソノハ礫層に従来の石切峠礫層および矢田原礫層を含める点が異なりそれにもとづいて本層群を再定義する。したがって三笠層群は下位よりソノハ礫層（再定義），安山岩質角礫凝灰岩および三笠安山岩から構成される。

ソノハ礫層は糸魚川ほか（1953），中川ほか（1983）を再定義したもので，糸魚川ほか（1953）は奈良市鬼ケ辻に分布する本層が西に行くにつれて側方へ細粒化し，それが大阪層群佐保累層を構成すると考えて，本層を大阪層群の構成員とした。しかし松岡（1974）は，「1．奈良市鬼ケ辻に分

表2．三笠安山岩の特徴　粉川（1954 c）による．

	タイプA（主体）	タイプB（変種）
斑　晶	斜長石・紫蘇輝石・普通輝石	斜長石・紫蘇輝石・普通輝石
	小さくて多量	大型で小量
	まれに角閃石	角閃石は未発見
	捕獲岩多い	捕獲岩ほとんど無し
石　基	黒色で結晶質	やや褐色で，ガラス質
	鏡下でやや粗	鏡下で緻密で均質
	流理構造なし	時には流理構造
	単斜輝石・斜方輝石・斜長石	単斜輝石・斜方輝石・斜長石
	磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ガラス	磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ガラス
	まれに黒雲母	まれに黒雲母
産出量	大部分を占める	小分布
現出状況	時に板状節理が発展	塊状
風化面	灰白色で平滑	褐色で斑晶は突出

布するソノハ礫層と地獄谷に分布する石切峠礫層にレンズ状に挟まれる混岩中から，Carya，Nyssa，Liquidambar，Firmiana？，Caesalpinia，Hemitrapa？などの花粉化石が産する。これらのうちCarya，Liquidambarは奈良市中ノ川地域の大阪層群西小粘土層から極めて稀に産するが（松岡，1971），他の種類は「地獄谷層」からのみ知られている（島倉，1963；松岡，1971）。2．三笠安山岩の礫は模式地のソノハ礫層・石切峠礫層には含まれないが，大阪層群佐保累層・白川池累層の礫層には多量に含まれる。」事実から，ソノハ礫層を大阪層群の一部ではなく，むしろ「地獄谷層」に帰属する可能性を強く指摘した。

三笠凝灰角礫岩層は中川ほか（1983）の定義によるもので，粉川（1954 b）の輝石安山岩質凝灰岩を指す。水谷川では仏頭石の下付近で見られる岩層で，下部はやや成層し，中・上部は層理がはっきりとしない。層厚は最大で10 m程度で，中部には安山岩・かこう岩・石英斑岩などの角礫を含み，上部の三笠安山岩と接する部分は，下部に比べ硬化している。

三笠安山岩礫について粉川（1954 b）は，斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石が認められ，石基には斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ガラスを記載し，また肉眼的には三笠安山岩に似て黒色緻密であることを認め，三笠安山岩の活動に先駆けて放出されたものであろうと推定している。下位にソノハ礫層，上位は三笠安山岩と整合で接する。全層相を観察できるのは水谷川底だけで，春日大社本殿北の小沢では凝灰質の部分が，御蓋山東斜面では角礫岩相が卓越する。

三笠安山岩は三笠山・若草山の他にも飯盛山や八嶋山の頂上などにも分布し，下位の岩層を保護してきれいなドーム型の山体を形づくる。露頭では新鮮なものはほとんど見られないが，風化はいわゆるタマネギ状に進行し，かつては若草山ドライブ・ウエー沿いや丹坂町の春日奥山周遊道で見られた。三笠安山岩の風化分解がいっそう進むと赤褐色の土状に変わり，若草山ドライブ・ウエーの途中に良く見られるが，御蓋山の南西隅あたりにも小さく露頭している。

カンラン石粗粒玄武岩脈

粉川（1954 b）の月日亭岩脈が，春日大社本殿北方の小沢で見られる。安山岩質角礫岩を貫いて，谷壁の両側より突出して見える。岩脈の厚さは2 m足らずで，走向はN 30° E，傾斜はS 60° Eを示す。斑晶は斜長石とカンラン石の大きな結晶からなり，石基は斜長石・普通輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などからできているので，カンラン石粗粒玄武岩と呼ばれている。三笠安山岩を貫いていている様子が，手向山八幡宮の東方で見られ一連のものと考えられる。本岩脈のFT年代は，15.7±2.0 Maと測定されている（西田，1990）。

大阪層群

佐保累層は，この地域では奈良公園春日野一帯の下部と瑜伽山に見られる。岩相による対比でそのように考えられ，決めてとなる化石の産出が知られず，また火山灰層も発見されていないが，ひとまず大阪層群佐保累層として一括しておく。春日大社境内と周辺に見られる大阪層群は佐保累層と呼ばれ，奈良盆地に分布する大阪層群の中でも最も古いものと考えられる。とりわけ水谷川流域の奈良県公会堂北側から水谷橋下付近の無層理を示す砂質泥岩層の固結の様子は，大阪府南部の大阪層群最下部の固さに比べられるもので，近くでは中川ほか（1983）の古大阪層群西小粘土層に相当するものと考える。

また飛火野の下部，鹿苑南側の小沢に露頭する泥層と礫混じり泥層は，本地域南方の護国神社北側を西流する岩井川流域に見られる白川池累層に類似する。これはまた中川ほか（1983）の古大阪層群最上部に位置づけられた市坂砂粘土礫互層に対比される。

春日野礫層

粉川（1954 b）の新期礫層のうち虚空蔵山礫層を除いたものが相当し，志井田（1961）の春日野礫層を指す。飛火野を含む狭い意味の奈良公園の表層部を被うもので，旧奈良市街にまで及ぶ。市内循環道路の飛火野カーブ付近に小さく露出する。

この礫層は三笠安山岩・粗拉玄武岩・かこう岩ないしかこう片麻岩の角礫・チャートの円礫を多量に含み，小礫から中礫が主で大礫サイズのものも見られる。層理は不明瞭で礫層の団結も弱く，化石も見つかっていない。奈良坂礫層，鹿野園礫層と同時代の堆積と考えられている。奈良盆地が水底にあった頃の最後の堆積物に当たる。

崖錐性堆積物

御蓋山西側斜面の中腹から山麓部に広がる崩積礫層で，ほとんど三笠安山岩の大小の角礫からできている。地表に露出した三笠安山岩が気温の変化などの物理的な風化によって断片化され，岩屑となり，地震や出水の度に重力的により，より安定な低地へと少しずつ運ばれ，斜面を被うように山麓に厚く積もった。先に述べた岩塊流（block stream／Blockstrom）もこのような過程のひとこまと見ることができる。平地での崖錐性堆積物は春日野礫層を直接被い，そめ境界は入り交じって判然としないが，含まれる三笠安山岩の角礫の多寡で推定することができる。適切な露頭が乏しく層厚は不明であるが，地形の変換点あたりで最も厚く，5 m以上になると思われる。人工的な改変を最も受けている堆積物である。

放射年代

近畿地方中部の瀬戸内火山岩とそれに関連する放射年代として，以下の報告がなされている。室生熔結凝灰岩についてはおおよそ15 Maに測定値の中央値が，三笠安山岩については13 Maに測定値の分布の中心が見られる。模式地の石仏凝灰岩は前者に近い年代値を示す（西田，1992）。す

なわちFT法で15.2±0.9 Maである。岩相的に御蓋山の東側に分布する石仏凝灰岩と同じ物と見なせる。このことはEDXによる火山ガラスの化学組成から見ても全く矛盾しない。藤原層群豊田累層の浮遊性有孔虫の示すN8は，放射年代尺度に読み代えると，ほぼ16 Maに相当し，石仏火砕岩の示すFT年代ともよく調和する(島倉ほか，1971)。

上記の他に西田（1990）は，春日大社境内，粉川（1954）の月日亭岩脈とその周辺から採取した次の3試料についてFT年代を報告している。

春日－1　カンラン石粗粒玄武岩　15.7±2.0 Ma
春日－3　安山岩質凝灰岩　45.1±2.4 Ma
春日－4　石仏凝灰岩　43.6±2.4 Ma

その後測定を依頼した㈱京都フィッション・トラックでは，春日－3と春日－4について改めて処理・測定し，ジルコンの本質結晶のみを対象に再計算して次の結果を得た(檀原，2000私信)。

春日－3　安山岩質凝灰岩　15.7±1.5 Ma
春日－4　石仏凝灰岩　13.8±0.8 Ma

ここでの本質結晶とは，自形結晶，稜が鋭く明瞭，自発フィッション・トラック密度が低いものをいう。この再計算の結果は，今までの報告とよく調和し，この地域の火成活動を正しく反映しているように思える。

地質構造

本地域は地形学的に命名された奈良盆地と大和高原を限る春日断層崖によって，大きく東西の地形区に分かれる。地質構造の上でも本地域は，南北にはしる主構造線と，それを切る東西の構造線が顕著です。三笠山の重層地形は併走する南北性の主構造線によって変位し，階段状に現れたものです。さらに東西性の断層によって生まれた弱線が侵食され凹所となり，御蓋山と若草山を孤立させている。

ここでは三笠安山岩は三笠層群の上部層として薄く，西に傾いて存在している。すなわち現在の地形面と調和的に置かれているので，侵食に抗して天蓋となっている。その結果あたかもトロイデ（鐘状）火山のごとき外観を示し，「三笠火山」の名さえ与えられてきた（春本，1932）が，地形学的・火山学的にはその言葉は当たらず，第四紀の火山と同じように用いられるべきではない。強いて言うなれば「三笠化石火山」，「三笠古火山」あるいは「三笠痕跡火山」の語彙を当てるべきもので，単なる第三紀の火山性堆積物（粉川，1954 b）として扱うのが至当に思われる。

本地域の南北系構造線として市ノ井断層とマンナオシ断層がある。市ノ井断層は基盤と地獄谷累

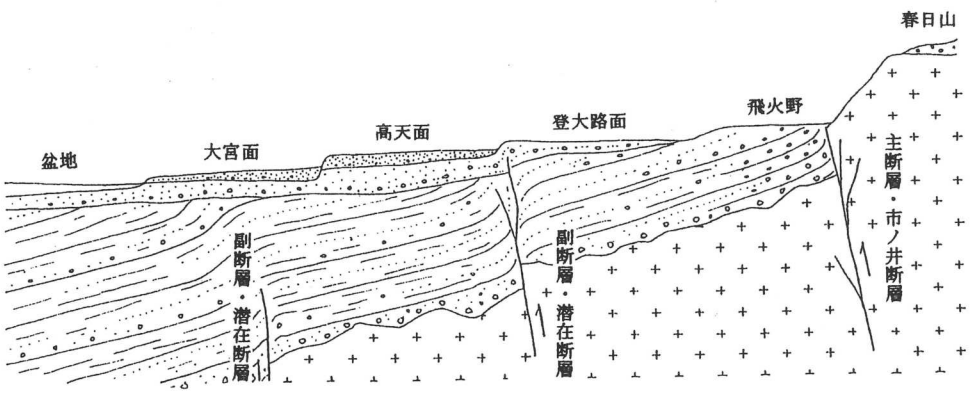


図3．春日山山麓の台地モデル．

表３．春日山周辺の環境変遷．

現　在	縄文海進の時代	春日原始林の誕生	温暖な内陸
1万年前			
	Ⅺ．最終氷期の時代		寒冷な沼沢－草原
10万年前		飛火野大地の形成	
	Ⅹ．六甲変動の時代		盆地－山地
		春日断層崖の形成	
100万年前	Ⅸ．第二瀬戸内海時代	佐保累層の堆積	海湾－湖沼
1000万年前	Ⅷ．瀬戸内火山の時代・後期	三笠層群の堆積	火山の周辺
	Ⅶ．瀬戸内火山の時代・前期	地獄谷累層の堆積	湖沼
	Ⅴ．第一瀬戸内海時代	藤原層群の堆積	内海－湾入
2000万年前	Ⅳ．基盤岩の侵食時代	隆起山地	

層を境する本地域ではいちばん顕著な断層です。市ノ井付近の能登川川床から北へ御蓋山東側の能登川支流上部に明瞭な露頭があり，若草山頂上付近で消滅する。またこの断層の動きによって「三笠火山体」は西に傾いたと思われる。もちろん一度の断層活動ではなく，小さな変位が何10回と積み上げられて，現在の姿に至った。おそらくこの火山の本体は断層の東側に在ったと考えられるが，既に侵食し尽くされ地形的な痕跡すら残っていない。地質学的な火口も全く分かっていない。

マンナオシ断層は三笠安山岩体を切る断層で，若草山山麓に平行して走る。この他に正倉院東の若草山ドライブ・ウエー料金所横で，春日野礫層に相当する礫層を切る逆断層が見られる。

東西系の構造線として，東ノ坂から中ノ川に至る月ケ瀬街道に沿う鬼ケ辻断層と白亳寺から鉢伏にいたる東山街道に沿った岩井川断層［＝岩淵推定断層（粉川，1954 b)］がある。鬼ケ辻断層は基盤岩の分布を大きく支配し，岩井川断層は藤原層群の分布域を規制している。岩井川断層より北側では，藤原層群は発見されていない。

これらの他に飛火野から旧市街地にかけて，南北性の地形的な落差の見られることを先に指摘したが，これらの地下ではおそらく基盤岩内で断層が生じ，上に載る新しい時代の軟らかい地層が切られずに撓んでいると考えられる。このような地質構造を撓曲とよんでいる。したがって上記の地域でも博物館，東向通り，油阪の段をつくる少なくとも三つの撓曲が推定される。

寒川ほか（1985）によると，奈良坂撓曲の延長上に博物舘の段差が現れることになる。彼らは奈良坂で奈良坂礫層を切り北走する３本の西落ちの逆断層を記載し，撓曲崖の比高を33ｍとしている。同時に奈良坂礫層に対比される櫟本面の堆積物のＣ14年代を求め，奈良坂撓曲の平均変位速度を0.13～0.17ｍ／1,000年と見積っている。

粉川（1954，私信）によると，最近まで奈良県公会堂北側の水谷川に見事な南北性の断層が露出していたとのことですが，公会堂の改築で，護岸工事がなされ現在は見られない。表面を被う春日野礫層を切った垂直断層のようで，奈良公園の地形発達を考える上で貴重な資料である。

まとめ

まとめに代えて春日原始林を含むこの地域の地史をかかげる。

引用文献

春本篤夫. 1932. 奈良三笠火山の地質・地球, 17, p.216～224.

早瀬一一・石板恭一. 1967. Rb－Srによる地質年令 (1) 西南日本. 岩鉱, 58 : 745.

Hoshi, H., Tanaka, D., Takahashi, M and Yoshikawa, T. 2000. Paleomagnetism of the Nijo Group and its implication for the timing of clockwise rotation of southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 95 : 203－215.

石坂恭一・柴田賢. 1979. 奈良市高樋ベグマタイトのRb－Sr年代およびK－Ar年代について・地質学雑誌, 85 : 537－540.

糸魚川淳二・坂本亨・粉川昭平. 1953. 奈良坂礫層について. 堆積学研究, 4 : 1－2.

川井直人・広岡公夫. 1966. 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果・日本地質学会他3学会連合学術大会討論会資料・年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成時期. P.5. 日本地質学会他, 東京.

粉川昭平. 1954. 奈良三笠山付近の地質—特に火山活動の年代について—. 地質学雑誌, 60 : 487－493.

——. 1954. 奈良県三笠山およびその周辺の火山層序学的様相—特に三笠安山岩の噴出年代について—. 90pp. 養徳社. 天理.

槙山次郎. 1931. 奈良南方の第三紀層. 地球, 15 : 46－56.

松岡数充. 1971. 大和高原西縁部の地質学的研究. 奈良教育大学卒業論文. 奈良教育大学, 奈良.

——. 1974. 大和高原およびその西縁部の新生代層・とくに地獄谷・都介野層群について. 大学院理学研究科修士論文. 大阪市立大学, 大阪.

中川要之助・牧野内猛・石田志朗・横山卓雄. 1983. 奈良市北方丘陵の地質, とくに地獄谷層・ソノハ礫層・古大阪層群の関係について・京都大学教養部地学報告, No.18, pp.19－29.

中島和一. 1960. 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, 49, pp. 1－14.

西田史朗. 1982. 地質・地史.「奈良公園史」(奈良公園史編集委員会編), pp.3－11 および付図 1 Geol. map. 奈良県, 奈良.

——. 1990. 御蓋山とその周辺の地形と地質.「史跡春日大社境内地実態調査報告及び修景整備基本構想報告書」, pp.109-127, (財) 春日顕彰会, 奈良.

——. 1992. 奈良盆地とその周辺の火山灰層序と年代層序. 奈良教育大学紀要, 41(2) : 5－22.

尾崎正紀・寒川旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作. 2000. 奈良地域の地質. 地域地質研究 (5万分の1地質図幅) 162pp.

坂本亨. 1955. 奈良南方の新生代層. 地質学雑誌, 61 : 62－72.

寒川旭・衣笠義博・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.

志井田功. 1961. 地質.「最新奈良県地誌」(掘井甚一郎編), 31－47. 奈良県, 奈良.

島倉巳三郎. 1963. 本邦新生代他の花粉層序学机研究・地獄谷累層. 奈良学芸大紀要, 自然, 11 : 13－24.

——. 梅田甲子郎・粉川昭平・紺田功・野口寧世・中島和一. 1971. 地質.「奈良市史自然編」(奈良市史編集委員会編), 1－108.

多井義郎. 1957. 西部瀬戸内新生界の微化石層位学的研究. 広島大学地学研究報告, 5 : 1－58.

武久義彦. 1983. 5万分の1地形分類図「奈良・大阪東北部・大阪東南部 (いずれも奈良県域)」. 土地分類基本調査. 奈良県, 奈良.

横田修一郎・松岡数充・屋舗増弘. 1978. 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題—

信楽・大和高頼のネオテクトニクス研究その1—. 地球科学, 32 : 133－150.

Yoshizawa, H., Nakajima, W.& Ishizaka, K. 1965. The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan : Accomplishment of a regional geologic map. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, 32 : 437－454.