

奈良市中ノ川とその周辺の新第三系・第四系の層序

河村 善也*

Neogene and Quaternary stratigraphy in Nakanokawa and its vicinity, Nara City, central Japan

Yoshinari Kawamura*

Abstract

Detailed geological mapping has revealed the stratigraphic sequence of Neogene and Quaternary sediments with andesite in Nakanokawa and its vicinity. The sediments are divided into six geological units: the Jigokudani Formation, Sonoha Gravel, Mikasa Andesite, Osaka Group, older terrace deposits, and alluvium, in ascending order. Of these units, the first three are assigned to the Middle Miocene, and the Osaka Group is Late Pliocene to Early Pleistocene in age. The older terrace deposits and alluvium are also of late Middle Pleistocene and Holocene age respectively.

The Jigokudani Formation crops out in such three separate areas as east of Mikasa-onsen, east of Nakanokawa, and the area along Tsukigase Road. East of Mikasa-onsen, it is composed of tuff and conglomerate, whereas it consists of alternating beds of sandstone and mudstone with lignite east of Nakanokawa. Along Tsukigase Road, it is composed mainly of tuff with tuffaceous sandstone and mudstone. Unfortunately, the stratigraphic relationship among the sediments in these three areas are unknown.

The Sonoha Gravel, which is widely distributed in the study area, unconformably overlies the Jigokudani Formation. It is composed mainly of rounded to subrounded cobbles and pebbles. The Sonoha Gravel is dated at between 15.5 Ma and 13.1 Ma, based on radiometric dates of the underlying Jigokudani Formation and overlying Mikasa Andesite. The latter is represented by black augite hypersthene andesite. Pyroclastic rocks usually occur just below the andesite.

The Osaka Group in the study area is composed of unconsolidated mud, sand and gravel with thin volcanic ash layers. Its distribution is divided into western and eastern areas by the intervening Sonoha Gravel. The Osaka Group in the western area has already been described by Kawamura (1993), and thus that in the eastern area is only described here. It consists mainly of irregularly alternating beds of gray mud and pebble gravel, and contains thin intercalated volcanic ash layers, of which the Kaseyama II Volcanic Ash Layer is traceable as a marker bed. The older terrace deposits unconformably overlie the Osaka Group. They consist mainly of subrounded to subangular cobble and pebble gravels, and occur in and around the Midorigaoka Filtration Plant.

The Neogene and Quaternary sediments generally dip gently west to west-north-west, but a very slight syncline is recognizable in Nakanokawa. Of the three faults found in the study area, the Onigatsuji Fault is the most prominent, and runs east to west along the southern margin of the area mapped.

The present detailed mapping has also shown that the geological map recently published by Ozaki *et al.* (2000) contains many stratigraphic problems in the distribution and division of the Neogene and Quaternary, as far as the study area and the adjacent Nara Hills are concerned. These problems are also discussed here.

Key words: Nara, Miocene, Plio-Pleistocene, Jigokudani Formation, Sonoha Gravel, Mikasa Andesite, Osaka Group

はじめに

京都盆地と奈良盆地の境界にあつて、京都府と奈良県の府県境に沿って東西にのびる奈良丘陵には、鮮新・更新統の大阪層群が広く分布している。筆者は 1974 年にこの地域の詳細な調査を開始し、翌年にはその成果の概要を報告した(河村, 1975)。その後、故中山勝博氏の協力を得て、その成果を一連の論文にまとめることができた(河村・中山, 1989; 河村, 1993, 1994; 中山・河村, 1993)、これらの論文には、

奈良丘陵の東南端に位置する奈良市中ノ川とその周辺地域での調査結果をのせることができなかった。それは、この地域に大阪層群ばかりでなく、その下位にある新第三紀の多くの地質単元が複雑に分布していて、筆者のそれまでの調査がかならずしも十分ではないと考えたからである。それらの地質単元とは、地獄谷累層(横山, 1926; 粉川, 1954, 1956)、ソノハ礫層(糸魚川ほか, 1953; 粉川, 1954, 1956)、三笠安山岩(春本, 1932; 粉川, 1954, 1956)で、これらと同様のものや大阪層群は、この地域の東や南に広がる大和高原北部と奈良盆地北東部にも分布している。このような地質単元の層序・年代と相互の関係を解明することは、大和高原北部や奈良盆地北東部の新第三紀以降の地史やテクトニクスを考

*愛知教育大学地学教室

Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan

える上で重要なことで、これまで多くの研究者がそれら諸単元の研究を行ってきた。しかし、研究者によってその層序・年代や相互の関係についての見解にかなりの違いが見られた。

それらの諸単元の分布域の中で、上に述べた奈良市中ノ川とその周辺地域はそれらの層序や相互関係がよく観察できる地域の一つである。そこで筆者は1974年以来独自に集めていたデータと最近の補足調査によって得たデータにもとづいて、この地域の第三系・第四系の層序を記載し、各地質単元の関係について筆者なりの見解を示すことは有意義なことと考え、それを本稿にまとめることにした。

この地域のように、都市近郊の丘陵・山地では近年の宅地開発や道路・河川の改修などによって、観察できる露頭が著しく減少し、また山間の田畑や山林が放置されることによって露頭の観察が困難になっている場合も多く、以前の観察によって得られたフィールドデータは貴重である。しかし、粉川(1954, 1955, 1956)以外の従来の研究では、層序に関する具体的なフィールドデータが十分に示されず、結果や解釈がまとめられているものが少なくなった。そこで、本稿では1974年以降に収集したフィールドデータのうち、できるだけ多くのものを具体的に示して、この地域の層序をまとめることにした。この地域の第三系・第四系の層序をまとめることによって、筆者の奈良丘陵の研究は一応完結することになるが、共同研究者として奈良丘陵をともに調査した故中山勝博氏を追悼するという意味で、この論文を氏の霊前に捧げたい。

地形・地質の概要

今回の調査地域の南部には東西方向にのびる広い谷があつて、その中を佐保川が小さな蛇行を繰り返しながら東から西へと流れている(Fig. 1)。この谷の北にはこれと平行した東西方向の尾根があり、奈良阪付近から緑ヶ丘浄水場を経て中ノ川の西まで達している。緑ヶ丘浄水場の東にある地点3付近から西では、この尾根上に段丘面が見られる。調査地域西半では、この尾根から北西へ丘の頂部が次第に低くなり、上梅谷周辺の低い丘陵に移り変わる。この丘陵は東へ次第に高さを増し、調査地域東半の中ノ川の北西方や北方では南北性の深い谷に刻まれた山地となる(地点22の北方および北西方)。上記の東西方向の尾根は、中ノ川とその周辺で南北に幅が広がり起伏の小さな丘陵になる。この丘陵は調査地域東端の南北方向の谷(地点25から23にのびる谷)より東では山地に移り変わる。佐保川の谷より南の地域は、三笠山(若草山)の北斜面にあたり、起伏の比較的大きな山地の地形になっている。ここでは飯守町の東にある飯盛山(標高225 mないし228 m)や三笠温泉のある三体山(粉川, 1956による名称で標高は214 m)が他からやや独立した小丘として目立った存在になっている。また飯盛山の南にはほぼ東西にのびる尾根が見られる。

調査地域の第三系・第四系の基盤は、中島(1960)や嶋倉ほか(1971)の柳生型花崗岩またはその一部を指す鳴川花

崗岩と呼ばれる粗粒の花崗岩である。この花崗岩は調査地域の南縁に沿って三笠温泉の東から鬼ヶ辻の東までと調査地域東縁、それに中ノ川の北方~北西方に分布しているほか、飯守町付近の佐保川の谷沿いにもわずかに露出している(Fig. 2)。それらの地域では、このような花崗岩は起伏の大きい山地の地形をつくっていることが多い。この花崗岩を覆って中新統の地獄谷累層が見られる。この累層は三笠温泉の東側では凝灰岩と礫岩からなる地層になっており、中ノ川東方の地点23付近では亜炭を伴う砂岩・泥岩互層、中ノ川南東の地点25から西へ月ヶ瀬街道に沿う地域では凝灰岩を主とする地層になっている。分布地がそれぞれ離れていて互いに岩相も異なるので、それぞれの地層の関係はこの地域のデータだけではわからない。地獄谷累層を不整合に覆って、ソノハ礫層が調査地域中央部に広く分布する。ソノハ礫層は佐保川の谷より北では、大阪層群のつくる丘陵よりやや急な地形の丘陵を、この谷の南側では山地の斜面をつくっている。ソノハ礫層は飯盛山で次に述べる中新世の三笠安山岩に覆われるため、中新世のものと考えられる。三笠安山岩は本調査地域では、飯盛山山頂付近と三笠温泉周辺に分布して、佐保川の谷以南の山地の頂部をつくっている。このほか飯守町の西の国道363号線沿い(地点1)にもわずかに分布している。鮮新・更新統の大阪層群は未固結の泥・砂・礫からなり、調査地域西半と中ノ川周辺に広く分布し、一般になだらかな丘陵の地形をつくっている。この大阪層群を不整合に覆って、緑ヶ丘浄水場付近の段丘面をつくる段丘堆積層(礫層)が見られる。調査地域の比較的大きな谷(佐保川の谷や本調査地域東端の南北の谷など)の底を埋めて沖積層が分布する。

新第三系・第四系の層序

1. 地獄谷累層

地獄谷累層は本調査地域を含む奈良盆地北東縁と大和高原の北西部に点々と分布する累層で、横山(1926)がはじめに「地獄谷層」と命名し、その後粉川(1954, 1956)がその内容を詳しく記載した。その主要な分布地は、本調査地域の南東約4 kmの地獄谷地域と、さらにその南東約3 kmにある田原盆地である。上に述べたように本調査地域内においてもその分布は切れ切れになっていて、それぞれの分布地の間の地層の相互関係は、この地域のデータだけでは明らかにできなかった。従来の研究で、この地域の地質図が示され地獄谷累層の層序区分が行われているもの(粉川, 1954, 1956; Ikebe and Shimakura, 1968; 横田ほか, 1978; 尾崎ほか, 2000)では、それらの関係は一応は示されてはいるが、研究者によって分布や相互の関係についての見解が異なる上に、筆者の調査でもそれらの関係を示す明確なデータは得られなかった。従来の研究では、地獄谷累層全体の層序区分や各分布地域での層序、その上位にあるソノハ礫層や三笠安山岩などとの関係についても、研究者によって実に多くの異なった見解が示されているので(粉川, 1954, 1956; 嶋倉, 1963; 嶋倉ほか, 1971; 松岡, 1974; 横田ほか, 1978; 中川ほか, 1983; 西田, 1984, 1990; 尾崎ほか, 2000)、将来は地獄谷累層の主

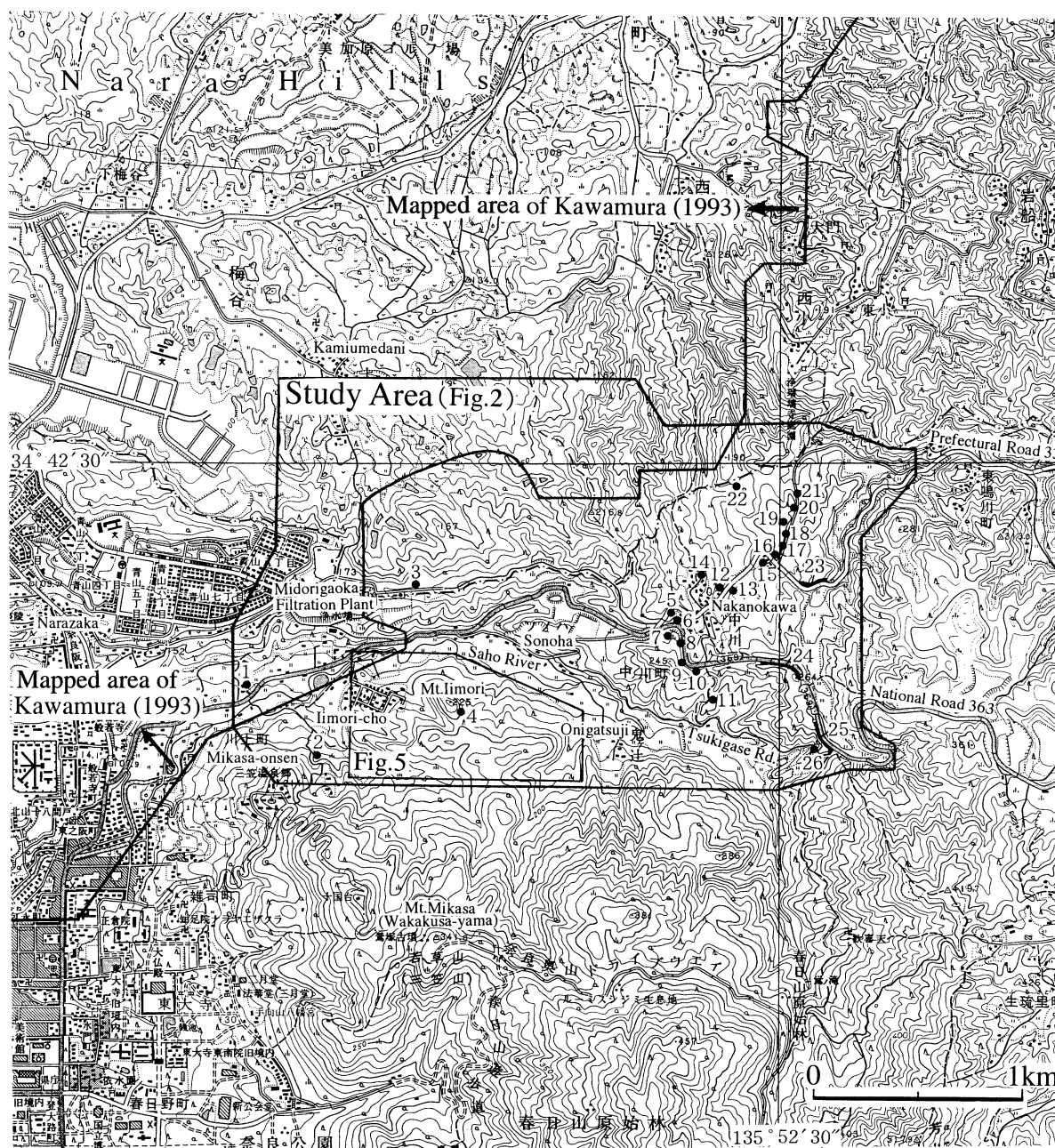


Fig. 1. Locations of the study area, the route map of Fig. 5, and the important localities described herein (1-26). The mapped area of Kawamura (1993) is also shown. The scale 1:25,000 map sheets "Nara" and "Yagyū" published by the Geographical Survey Institute are used.

要な分布地で詳細な調査を行って標準的な層序を確立し、鍵層を見出して各地域に分布するものを相互に対比するという手法での研究が必要であろう。ここでは本調査地域内での地獄谷累層の特徴を分布地ごとに記載し、それら相互の関係については、将来の研究に委ねることにしたい。

(1) 三笠温泉の東側から飯守町の南にかけての地域

三笠温泉の東側の斜面の谷沿いには小露頭があって (Fig. 1 の地点 2 付近)、灰白色～黄白色の凝灰岩 (厚さ 1~2 m) と比較的硬くしまった礫岩 (厚さ 1~4 m) が交互に繰り返して現れるのが観察される (Fig. 3 の地点 2 の柱状図)。凝灰岩に

は、まれに安山岩の径 50 cm 程度の巨礫が含まれているが、この安山岩は三笠安山岩とは異なるものである。礫岩は粗粒砂の基質が多く砂礫岩ようになっている場合もあるが、中～細礫サイズの円～亜円礫がざっしりつまったものが多く、礫種にはチャートが非常に多い。このような礫岩そのものの岩相はソノハ礫層のそれとは明らかに異なるが、この地域の地獄谷累層には頻りに凝灰岩が挟まれている点でもそれとは容易に区別できる。

この斜面を東へ進んだ飯守町の南の谷間には、花崗岩の直上に厚さ 5 m 以上の花崗岩質の巨礫層が見られる露頭があ

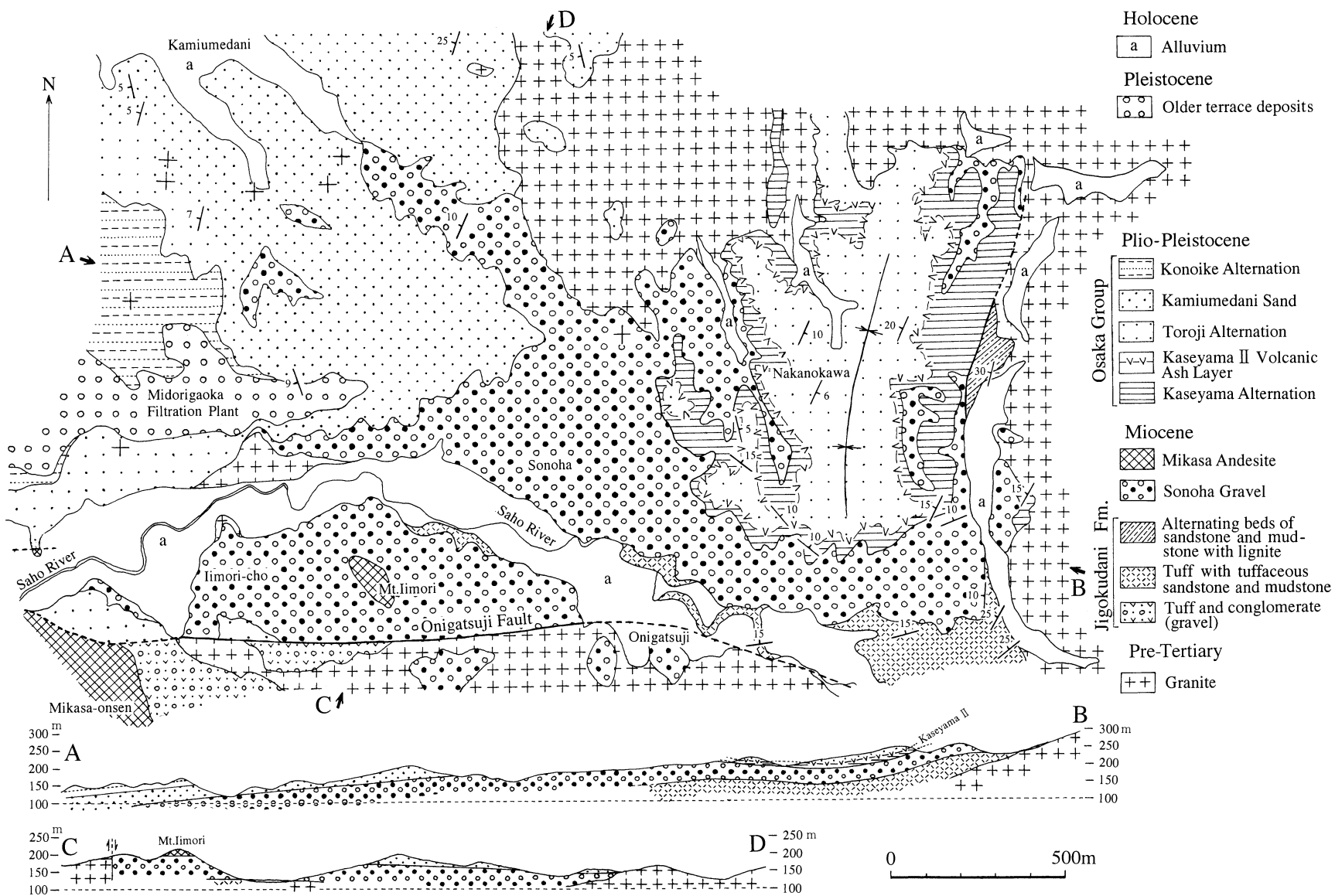


Fig. 2. Geological map and profiles of Nakanokawa and its vicinity, northern part of Nara.

る (Fig. 5 の地点 B)。大礫~巨礫サイズの円~亜円礫が主体の礫層で、径 50 cm に達する巨礫も見られる。基質は比較的多く、風化した花崗岩のように見える粗粒砂からなり、比較的軟らかい。礫種には花崗岩、片麻岩が多いが、チャートもかなり見られる。この巨礫層は、この地域の基盤直上にある地獄谷累層の最下位層を表すものと考えた。

この地域で地獄谷累層やその上位にあるとされる地層は、従来の研究で示された地質図では次のようにされている。粉川 (1954, 1956) の地質図では地獄谷層中・下部 (中部は花崗岩質砂岩、下部は巨礫岩)、Ikebe and Shimakura (1968) では地獄谷累層の鬼ヶ辻層 (シルト、粘土、亜炭) とその上位に重なる安山岩質凝灰岩、横田ほか (1978) では地獄谷層 (円礫層を主とする)、中川ほか (1983) では石英安山岩質凝灰岩とその上位のソノハ礫層、尾崎ほか (2000) では下位が石仏凝灰岩、上位が飯守礫岩層 (ともに地獄谷累層) とされていて、それぞれが互いに大きく異なる上に、上に述べた筆者の観察とも異なることがわかる。

(2) 中ノ川東方の地域

中ノ川東方で県道 33 号線に沿った露頭 (Fig. 1 の地点 23) に地獄谷累層がよく露出していた (Fig. 3 の地点 23 の柱状図)。この地域の地獄谷累層の露頭はここだけで、ここでは地獄谷累層が断層でソノハ礫層やその上位の大坂層群と接しているのが観察された (Fig. 4)。この露頭では花崗岩の上に、灰色~褐色の砂岩 (厚さ 0.3~4 m) と灰色の泥岩 (厚さ 0.2~1.5 m) の互層が重なっており、その上位には厚さ約 3.5 m の亜炭層が見られた。亜炭層には薄い 2 層の凝灰岩層が挟まれていた。下位の凝灰岩は厚さ約 40 cm、中・細粒で下位からピンク色の部分、黄色の部分、灰黄色の部分、炭質の部分、褐色がかかった灰白色の部分の 5 層に分けられた。上位の凝灰岩は厚さ 10~25 cm、中・細粒で均質であり、全体に淡いピンク色を呈する。亜炭層より上位では、中礫サイズの礫層と亜炭質の泥岩が順に重なる。

調査地域内では、地獄谷累層がこのように砂岩・泥岩互層からなり、火山性物質が少なく、厚い亜炭層を伴うという岩

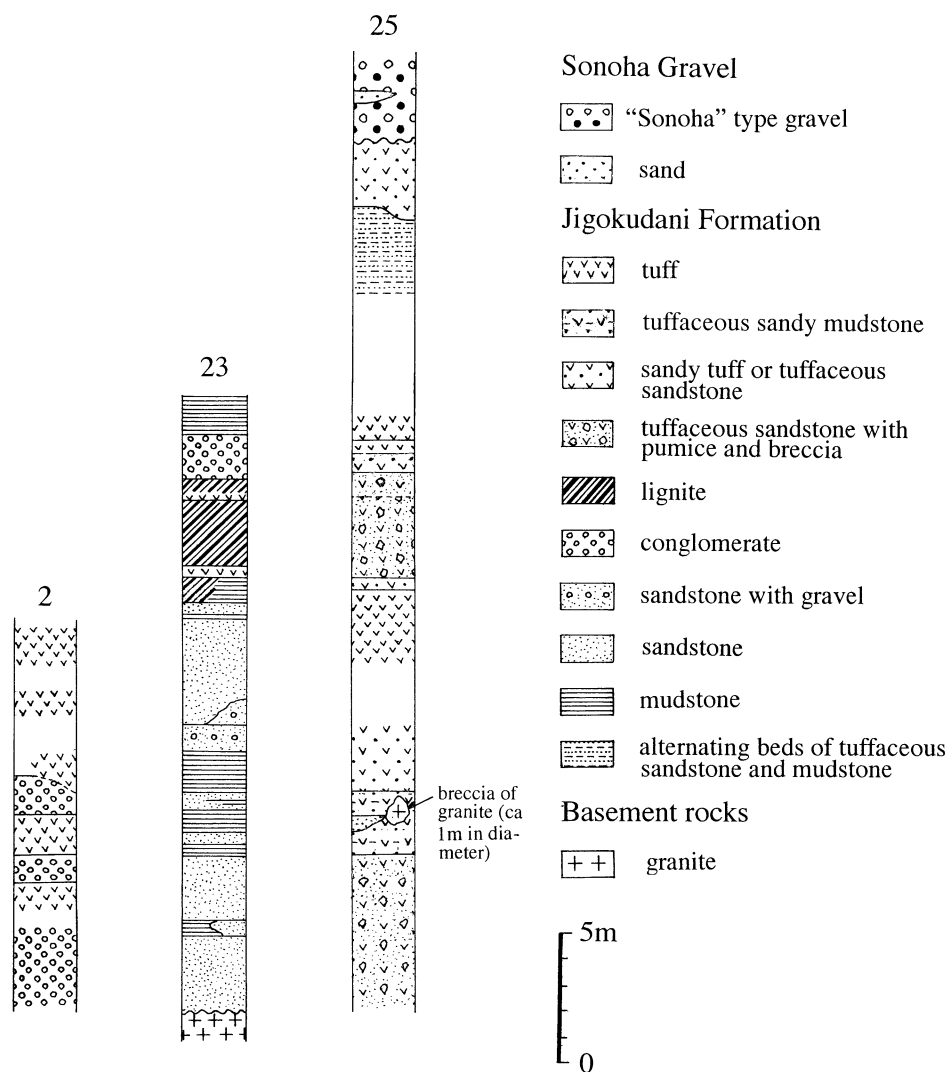


Fig. 3. Columnar sections of the Jigokudani Formation. For the locations of Localities 2, 23 and 25 see Fig. 1.

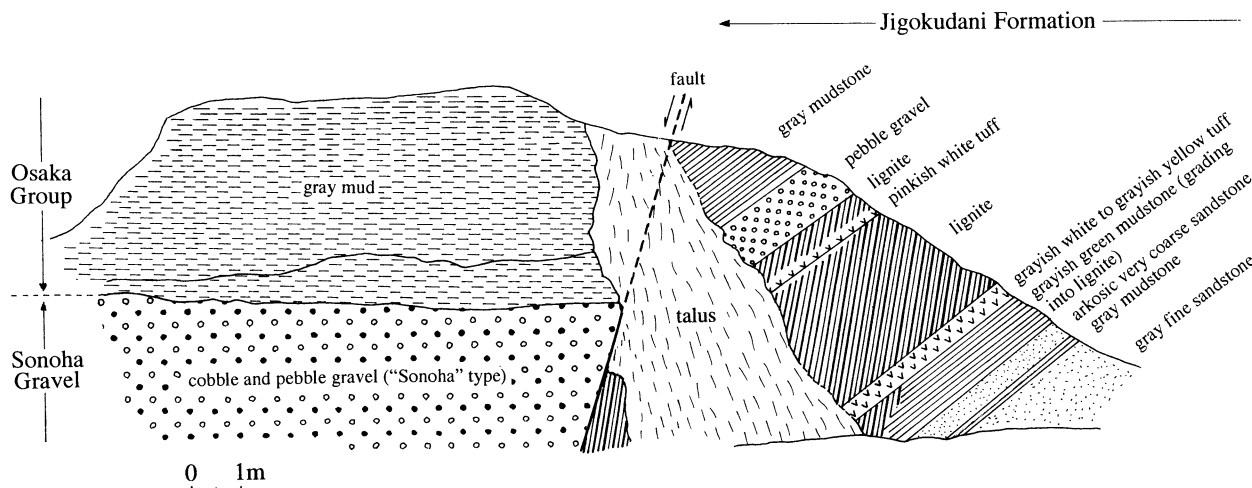


Fig. 4. Relationship among the Jigokudani Formation, Sonoha Gravel and Osaka Group at Locality 23. The sketch was drawn on November 13th, 1974.

相を示す場所は他にはなかった。この亜炭層はかつて稼行されていたようで、粉川 (1956) が中ノ川炭坑と呼んでいるのはこの場所のことである (粉川, 1955, 1956 の Loc.9)。粉川 (1955, 1956) はこの地点から *Alnus* sp., *Quercus* (*Cyclobalanus*) sp., *Styrax obassioides* Miki, ?? *Machilus* sp. といった植物化石を報告しているが、このうちの *S. obassioides* は粉川 (1955) によれば、地獄谷累層の表徴種と言えるものである。また鳥倉 (1963) はこの地点から花粉化石を、嶋倉ほか (1971) は珪藻化石を報告している。

この地域の地獄谷累層は、粉川 (1954, 1956) の地質図には地獄谷層中・下部 (花崗質砂岩と巨礫岩) として表されており、鳥倉 (1963) の地獄谷累層の分布図にも表されている。しかし、横田ほか (1978) や中川ほか (1983)、さらに尾崎ほか (2000) の地質図ではこの地域にソノハ礫層が分布していることになっていて、地獄谷累層は見落とされているようである。

(3) 月ヶ瀬街道に沿った地域

Fig. 1 の地点 25 では国道 363 号線に沿う大きな露頭があって、地獄谷累層が露出していた (Fig. 3 の地点 25 の柱状図)。ここでは最上部にソノハ礫層があり、侵食面を挟んでこの露頭の地獄谷累層の最上位にあたる灰色の凝灰質砂岩が接していた。この凝灰質砂岩の下位には白色凝灰質砂岩と灰白色凝灰質泥岩が細かく繰り返す砂岩・泥岩互層が見られたが、侵食面より約 10 m 下からは層理の明瞭な何層もの白色凝灰岩や砂質凝灰岩、凝灰質泥岩・砂岩、軽石や岩片を多量に含む凝灰質砂岩になっていて、その厚さは 25 m 以上にもおよぶ。この中の白色凝灰岩にはピソライトを含むものがあり、侵食面から約 26 m 下位の層準には径 1 m にもおよぶ花崗岩の巨礫が入っているのが観察された。

ここから月ヶ瀬街道と呼ばれる旧道が国道から分かれて西へのびているが、この街道沿いと鬼ヶ辻付近の佐保川の河床に地獄谷累層が分布している (Fig. 2)。この地域では主に灰白色～黄白色凝灰岩や凝灰質砂岩、凝灰質泥岩が見られ、全

般に地層は凝灰質で火山性物質に富む。そのようなことから地点 25 に見られる地層も含めて、この地域の地獄谷累層は Fig. 2 の地質図では凝灰質砂岩・泥岩を伴う凝灰岩を主とする地層と表現した。このような点でこの地域の地獄谷累層は火山性物質が少ない中ノ川東方の地獄谷累層とは岩相が大きく異なり、また礫岩がほとんど見られないことで三笠温泉東側の地獄谷累層とも岩相が異なっている。なお、この地域の地点 26 では凝灰質でない厚さ 2 m 以上の泥岩が凝灰岩層の間に挟まれていて、粉川 (1956) はそこから地獄谷累層に特徴的な *Styrax obassioides* の種子化石を採取している。また鳥倉 (1963) は地点 26 から地点 25 にかけての露頭から花粉化石を得ており、その花粉組成は中ノ川東方 (地点 23) のものと比較的よく似ている。また同じ地点では珪藻化石も産出している (嶋倉ほか, 1971)。さらに尾崎ほか (2000) は地点 26 付近の「石仏凝灰岩」を採取し*、フィッシュントラック年代を測定して、 15.5 ± 0.7 Ma という値を得ている**。

従来の研究では、この地域の地獄谷累層は次のようにされている。粉川 (1954, 1956) の地質図では、地獄谷層上部の石英安山岩質凝灰岩に (南側のごく一部はその中・下部とされる)、Ikebe and Shimakura (1968) の地質図では北側の石仏凝灰岩と南側の鬼ヶ辻層 (シルト・粘土・亜炭) に、横田ほか (1978) の地質図でも北側の石仏凝灰岩 (地獄谷累層とは別のユニットと考えている) と南側の地獄谷累層 (円礫層を主とする地層に限定) に、中川ほか (1983) の地質図でも北側の凝灰岩と南側の巨礫層に、尾崎ほか (2000) の地質図ではすべて鬼ヶ辻泥岩砂岩層にされている。

飯盛山の東斜面にある小さな沢 (Fig. 5 の地点 D) では、地

* このフィッシュントラック年代測定用サンプルは「石仏凝灰岩」から採取されたことになっているが、尾崎ほか (2000) の地質図ではその場所に「石仏凝灰岩」の分布は示されていない。

** このほか、西田 (1990) は奈良市地獄谷の「石仏火砕岩」(鳥倉, 1963 の石仏凝灰岩の模式地のもの) を採取してフィッシュントラック年代を測定し、 15.2 ± 0.9 Ma という値を得ている。

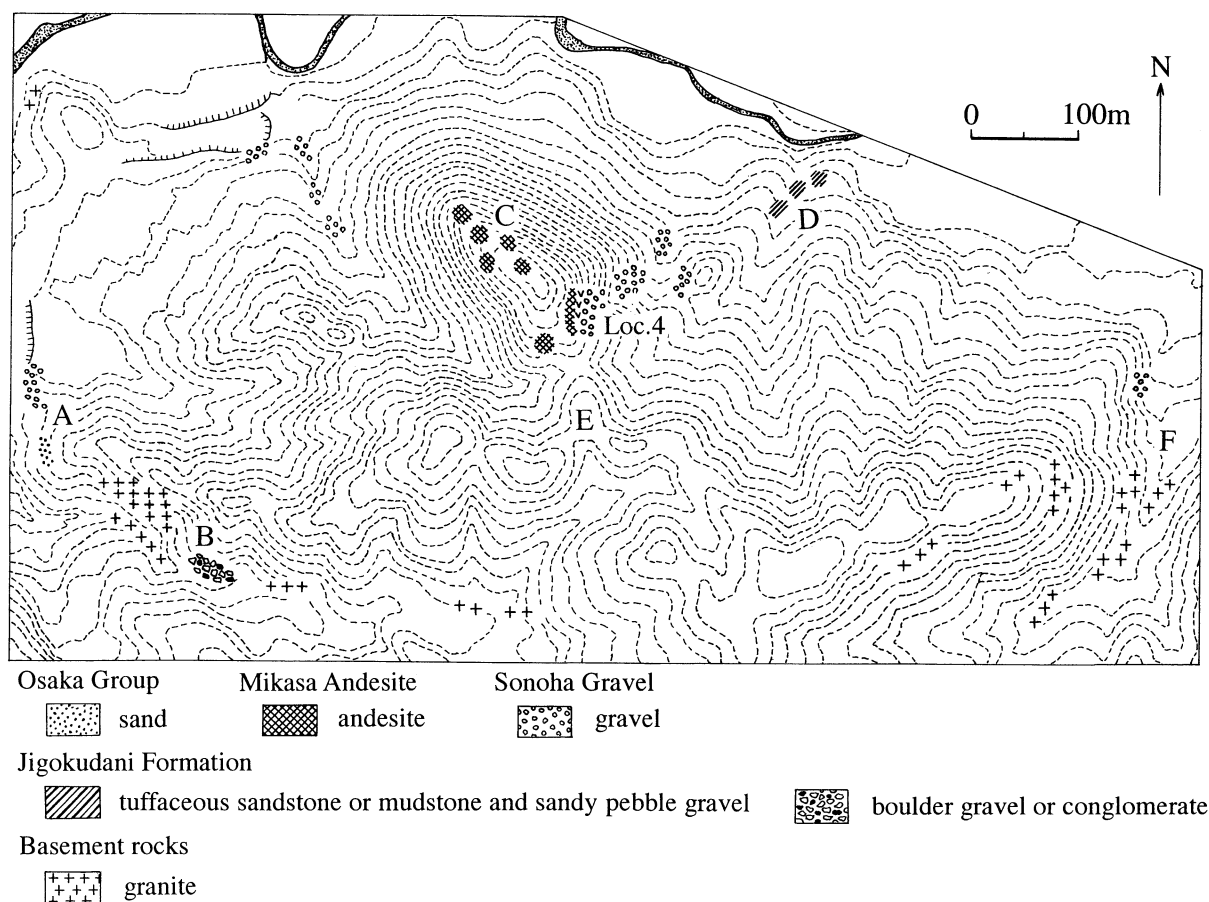


Fig. 5. Route map of Mt. Imori.

獄谷累層の白色凝灰質砂岩や凝灰岩(厚さ1~2m)と厚さ1m前後の砂岩や中礫サイズのチャート礫を含む砂礫岩が重なっているのが観察される。このような岩相の特徴は月ヶ瀬街道に沿った地域の地獄谷累層の一部にも、また三笠温泉の東斜面のものの一部にも類似しているが、Fig. 2の地質図ではとりあえず前者に含めておいた。

2. ソノハ礫層

ソノハ礫層は本調査地域の中央にあるソノハ付近で典型的に発達する厚い礫層で、糸魚川ほか(1953)によって命名された。本調査地域が主な分布域で、この地域にかたまて分布している(Fig. 2)。層厚は最も厚いところで約70mである。大礫~中礫サイズの円~亜円礫がぎっしりつまった特徴的な礫層で、固結度はあまり高くなく、層理は一般に不明瞭である。大礫サイズの礫には湖東流紋岩とチャートの礫が多く、中礫サイズのものではチャート礫が圧倒的に多い。露頭では白色の湖東流紋岩の礫がよく目立ち、風化が進んでチャート礫以外の礫が「クサリ礫」になっていることも多い。このような岩相をもった礫層は、大阪層群の礫層や地獄谷累層の礫岩とは一般に区別が容易であり、筆者はフィールドで「ソノハ型の礫層」(“Sonoha” type gravel)と呼んでいる。かつてソノハとその周辺にあった多数の大きな露頭での観察によれば、ソノハ礫層には場所や層準による岩相の変化があっ

て、どこでも「ソノハ型の礫層」の岩相を示すわけではなく、礫径が全般に小さく中礫サイズの礫が主体の礫層になっていたり、礫種組成が「ソノハ型の礫層」のそれとかなり異なる場合もある。また厚さ2m以下の砂や泥のレンズを挟むこともある(Fig. 3の地点25の柱状図やFig. 9の地点24の柱状図参照)。

ソノハから佐保川の谷を挟んで対岸の飯盛山周辺にも厚いソノハ礫層が分布している(Fig. 2)。さらにその南では、ソノハ礫層は東西方向に走る鬼ヶ辻断層によって切られて大きく変位している。飯盛山山頂には三笠安山岩があって、その下位に礫層があることはすでに春本(1932)の地質図や断面図に示されているが、飯盛山山頂の東側にある有名な露頭(Fig. 1とFig. 5の地点4)では三笠安山岩がソノハ礫層を覆っているのが、現在でも直接観察できる(Fig. 6)。本調査地域を含め三笠山とその周辺を詳しく調査した粉川(1956)は図や写真を示してこの露頭の意義を説明し、「(三笠安山岩とソノハ礫層の関係を示す)この様に確実な露頭は他にはなかった」(p.84)と述べている。

飯盛山とソノハのソノハ礫層の礫種組成を調べた飯田(1980)は相互の間に若干の違いはあるものの、類似の岩相を示す大福礫層(京都府南部の信楽高原上に分布)との間に違いがあることを見出している。上に述べたようにソノハの

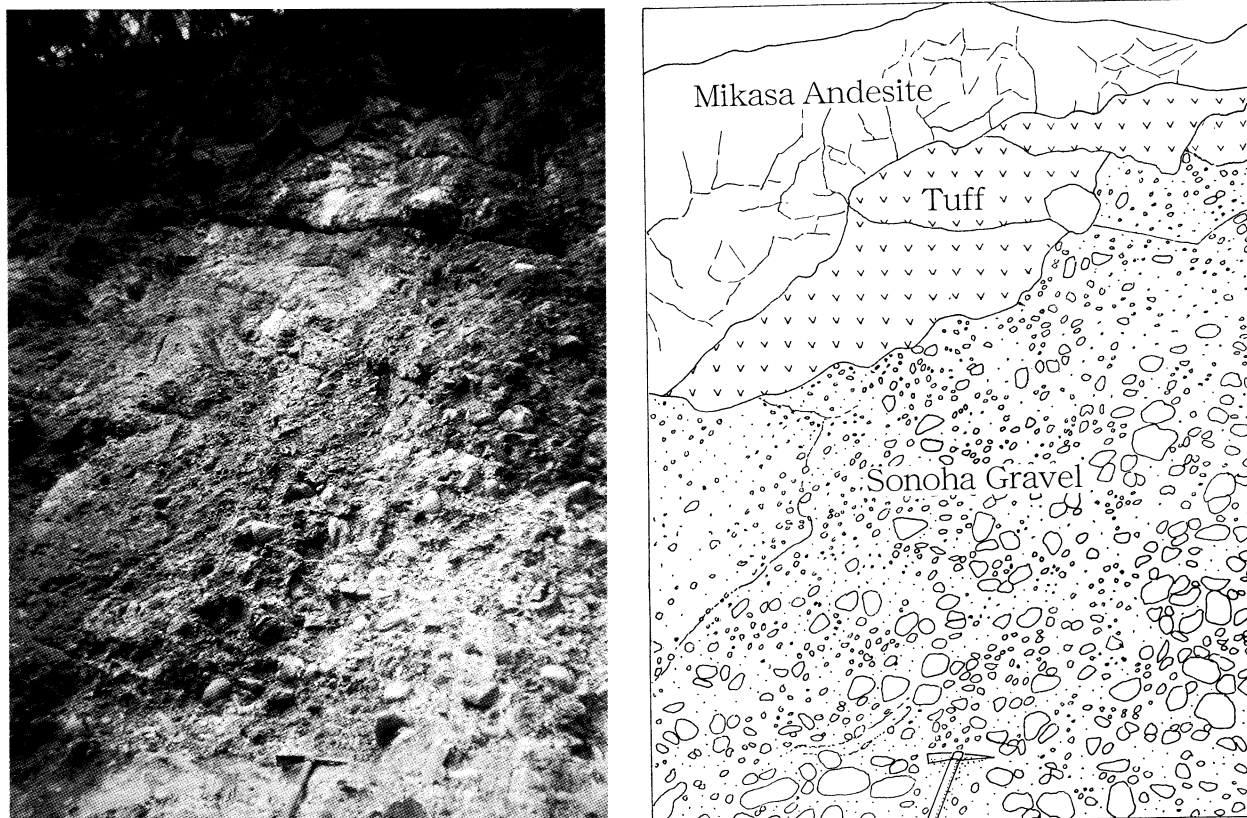


Fig. 6. Famous outcrop at the top of Mt. Iimori, where the Sonoha Gravel is overlain by the Mikasa Andesite (Locality 4 of Fig. 1). The photo was taken on November 17th, 2001.

ソノハ礫層の岩相には場所による違いがあって飯盛山のソノハ礫層の岩相もそのような変異の中に含まれると考えられること、ソノハと飯盛山は近接しているその間の佐保川の谷に断層などの地質構造を示す証拠がないこと (Fig. 2) から、古くから言われているようにソノハのソノハ礫層と飯盛山のもは同一のものとするのが自然である。ソノハや飯盛山のソノハ礫層と大福礫層は別のもとする飯田 (1980) の結論は次に述べるソノハ礫層の年代に関する考察からも妥当なものであり、それらが同一時期 (鮮新世) の一連の堆積物とする尾崎ほか (2000) の見解は根拠に乏しく妥当なものではない。

飯盛山の三笠安山岩の K-Ar 年代は、巽ほか (1980) によって 13.1 ± 1.2 Ma と測定され、この値は後述する多くの三笠安山岩の年代値とほぼ一致する。飯盛山ではソノハ礫層は三笠安山岩の下位にあり、前述のように月ヶ瀬街道沿いの地域では地獄谷累層の上位にあつて、尾崎ほか (2000) にあげられたフィッシュトラック年代を用いれば、ソノハ礫層は 13.1 Ma と 15.5 Ma の間のもので中期中新世のものと結論される。

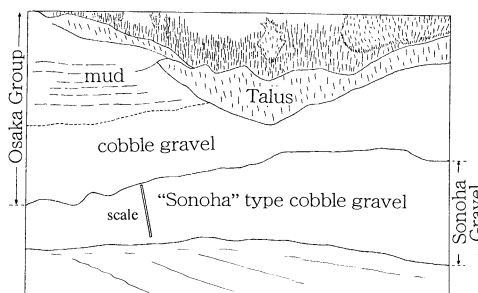
ソノハ礫層は最初、大阪層群の佐保累層が側方変化したものと考えられた (糸魚川ほか, 1953; 粉川, 1954, 1956)。しかし、その後は両者が不整合で接していると思なす研究者が多い (松岡, 1974; 横田ほか, 1978; 中川ほか, 1983; 西田, 1990)。筆者の調査では、緑ヶ丘浄水場を通る東西方向

の尾根から上梅谷にかけての地域や中ノ川の地点 9, 10 付近で、大阪層群の上梅谷砂層や鹿背山互層がソノハ礫層にアバットしていると思なせること、両者が侵食面で接していることを示す露頭があること (Fig. 7) から、両者の関係は不整合と結論づけた。また、ソノハ礫層と地獄谷累層の関係については、多くの研究者が不整合としているが (粉川, 1956; 嶋倉ほか, 1971; 中川ほか, 1983 など)、横田ほか (1978) のように整合と考え、地獄谷累層、石仏凝灰岩 (地獄谷累層から分離して一つのユニットとして扱われている)、ソノハ礫層、それに三笠安山岩までを一つの層群 (室生層群) にまとめる考えもある。ここでは地点 25 で両者の間に侵食面が見られること、月ヶ瀬街道に沿う地域の調査で、ソノハ礫層の下位に接する地獄谷累層の岩相が場所によって異なり、場所ごとにその層準が異なる可能性があること、月ヶ瀬街道に沿う地域とその周辺で両者の間に若干の構造の差があることから、両者の関係は不整合と考えた。

ソノハ礫層は、調査地域の中央部では場所による層厚変化はあまりないが (Fig. 2 の断面図参照)、調査地域の西部では西方に向かって急激に薄くなっているようで、そのことは緑ヶ丘浄水場の南の基盤の高まりにソノハ礫層がアバットしていることより西方の地域では地表での分布が非常に限られていることから推定される (Fig. 2)。また鬼ヶ辻断層より南の調査地域南縁部でも急激に薄くなったり、なくなったりしているようで、三笠温泉の東側 (地点 2 付近) では地獄谷累



Fig. 7. Unconfortable relationship between the Sonoha Gravel and Osaka Group at Locality 7. The photo was taken on December 30th, 1999. Scale=2 m.



層の上ですぐ三笠安山岩が現われ、ソノハ礫層は調査した範囲では見られなかった。ソノハ礫層は今回の調査地域東縁でも基盤にアバットしているようで(Fig. 2のA-Bの断面図)、地点25から地点23にかけての南北の谷以東ではほとんど見られない。調査地域の北縁部の東半でも、基盤にアバットしていて、北方へは分布が広がっていない。その西半では大阪層群がソノハ礫層を覆っているの、北方への分布の広がりには地表ではわからないが、近畿農政局計画部(1980, 1983)に示されている上梅谷(270という番号のついた地点でFig. 2の上梅谷付近)のボーリング柱状図には地表下約110mの基盤まで「礫混り砂」や「粘土混り砂」、「礫混り粘土」、「粘土・砂の互層」、「粘土」が繰り返していて、ソノハ礫層のような礫層はまったく記載されていない*。上にも述べたように、ソノハ礫層は分布が本調査地域にほぼ局限されるというのが筆者の考えで、尾崎ほか(2000)のように北方へのびて河村(1993)が記載した観音寺礫層と連続し、両者は同一時期の一連の堆積物とする考えは、このようなことから妥当なものとは言えない。

筆者はソノハ礫層が中期中新世の河成堆積物であって、調査地域の北方や東北方に分布し類似の岩相をもつ鮮新世の大福礫層や観音寺礫層などとは別のものと考えているが、両者の違いをまとめると以下ようになる。

(1) ソノハ礫層は三笠安山岩に覆われ、地獄谷累層を覆うので、それらの放射年代から13.1 Maと15.5 Maの間の堆積物と考えられるが、大福礫層など類似の礫層はそれよりは

るかに新しい。

- (2) 飯田(1980)が述べているように、ソノハ礫層と大福礫層などとの間には礫種組成に若干の違いがある。
- (3) ソノハ礫層は上に述べたように一箇所にまとまった分布を示し、分布域も比較的広く、層厚も厚いが、大福礫層などは基盤上の谷状になった細長い凹地を埋めて堆積していることが多く、層厚も一般に薄い。
- (4) ソノハ礫層は厚い火山碎屑岩をもつ地獄谷累層をその下位に伴い、互いが不整合の関係にあるとしても、横田ほか(1978)が考えたように、それらは一つのユニットを構成するとも見なせる。しかし、大福礫層などではそのようなものは一般に伴われていない。

これらの違いの中で(3)と(4)にあげたソノハ礫層の特徴は、地獄谷地域の地獄谷累層の上に重なる石切峠礫層(粉川, 1956; 嶋倉ほか, 1971)にもあてはまるので、この礫層はソノハ礫層に対比され、大福礫層などとは別のものである可能性がある。

ソノハ礫層は化石に乏しく、わずかに粉川(1955, 1956)がソノハ付近の「Loc. 66」の炭質シルトレンズから *Cunninghamia konisii* Hayata の葉化石と *Vitis* sp. の種子化石の産出を報告している。また松岡(1974)は、「ソノハ累層(ソノハ礫層、石切峠礫層などを含む)」の礫岩中の炭質泥岩から *Carya*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Firmiana?*, *Caesalpinia*, *Hemitrapa?* などの花粉化石の産出を記しているが、その産出地点は示されていない。

3. 三笠安山岩

三笠山をつくる安山岩は古くから文献に登場するが、横山(1926)はこれを三笠山安山岩と呼び、その後粉川(1954)が三笠安山岩と呼んで、それがその後も一般に使われている。三笠安山岩の分布の中心は本調査地域の南にある三笠山一帯で、本調査地域のものはその北端にあたる。粉川(1956)によれば、この安山岩は西に傾斜した比較的薄いシート状の岩体をつくっていて、厚さは最大でも50 mを超えないと言わ

* 同じ柱状図を使っていると思われる清水・川崎(1978)の図4のW4の柱状図では、なぜか地表下20m以深をすべてソノハ礫層としているが、このような岩相のものをソノハ礫層と認定するのは無理である。また同じ図のW1とW2のボーリング柱状図(W1はW4の北北西約0.5kmの地点、W2はW4の北北東約1.3kmの地点)でもその下部にソノハ礫層とされる部分が記されているが、大阪層群の中にもソノハ礫層とやや類似した湖東流紋岩の大礫サイズの礫を含む部分があり(例えばFig. 7の不整合面直上の礫層)があるので、大きな露頭の観察ではなくボーリングの資料のみでソノハ礫層を認定するのは困難と考えられる。

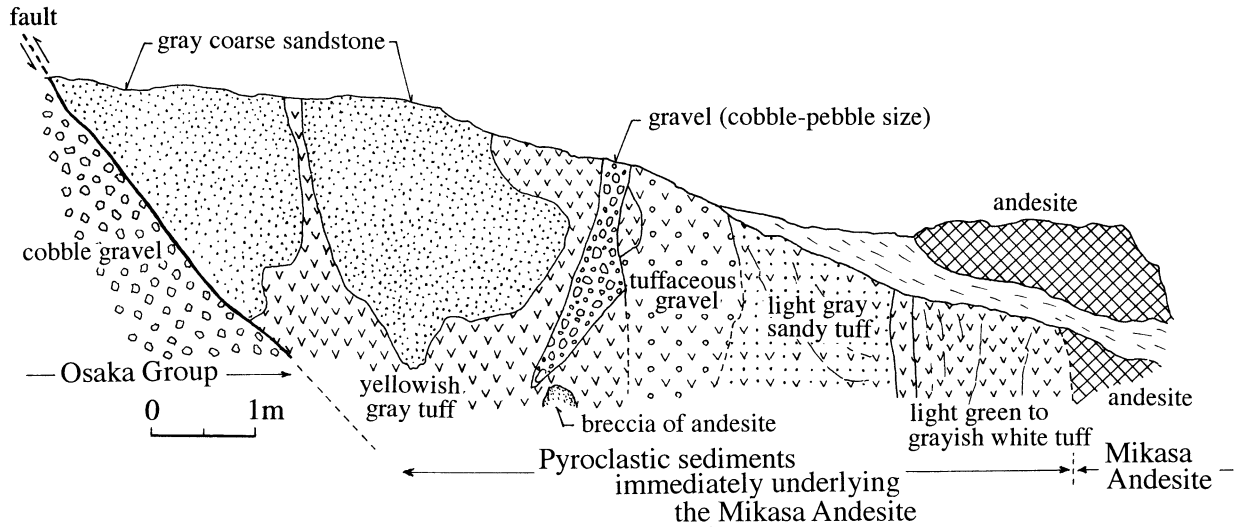


Fig. 8. Sketch of Locality 1 showing the relationship among the Mikasa Andesite, its underlying pyroclastic sediments, and Osaka Group (drawn on June 18th, 1978).

れている。本調査地域では前述のように3ヶ所に分かれて分布し、三笠温泉付近では厚さ40m以上、飯盛山で約30m*、地点1では約2mである。佐保川の谷より北には分布せず、この谷の付近で急激に薄くなって尖滅しているものと思われる。

三笠安山岩の直下には凝灰岩などの火山碎屑岩が伴われていることが多く (Fig. 6 と Fig. 8)、中川ほか (1983) はこれを「三笠凝灰角礫岩」と呼んでいるが、すくなくとも本調査地域では地質図に表現できるほどのユニットではないので、三笠安山岩に一括した。粉川 (1956) はこれを「三笠安山岩と不即不離の関係にある輝石安山岩質凝灰岩」と呼び、三笠安山岩とは異なる角閃石紫蘇輝石安山岩の礫を含むと述べているが、そのような礫は地点1の凝灰岩中に観察された (Fig. 8)。

三笠安山岩の年代としては、前述の飯盛山のものの値 (13.1 ± 1.2 Ma) のほか、13.3 ± 2.3 Ma (川井・広岡, 1966; K-Ar法)、13.0 ± 1.3 Ma (西田, 1990; フィッショントラック法)、13.0 ± 0.5 Ma (Tatsumi *et al.*, 2001; K-Ar法) という値が報告されているほか、松岡 (1974) は上述の三笠安山岩直下の凝灰岩のフィッショントラック年代として、西村 進の未公表データ (13 Ma) をあげている。このように多くの年代値から、三笠安山岩は13 Ma頃のものと考えてよい。

前述のように、三笠安山岩は飯盛山でソノハ礫層を覆っているが (Fig. 6)、後述する大阪層群との直接の関係を示す露頭は本調査地域では見られなかった。しかし、すでに粉川 (1954, 1956) が指摘しているように、本調査地域やその周辺で大阪層群の礫層、砂礫層中に三笠安山岩の礫が含まれて

いることがあること、上に述べた三笠安山岩の年代が大阪層群の推定される年代と大きくかけ離れていることから、三笠安山岩は大阪層群に不整合に覆われると考えるのが妥当である。

4. 大阪層群

本調査地域の大阪層群は、その北西に連続する奈良丘陵のもの (河村, 1993) と同様、未固結の泥、砂、礫からなり、薄い火山灰層を挟む。奈良丘陵のものは、大きく下位の木津累層と上位の佐保累層に区分されているが、本調査地域のものは前者の中・上部と後者の最下部にあたる。本調査地域の大阪層群の分布は、ソノハからその北方へと広がるソノハ礫層の分布域によって東西に二分されている (Fig. 2)。西側の分布域は河村 (1993) の調査地域とほぼ重なっており、そこに分布する地層は木津累層上部にあたり、後述する燈籠寺互層の同時異相である上梅谷砂層、それに佐保累層下部の鴻ノ池互層である。それらについては河村 (1993) に述べられているので、ここでは繰り返さない。

一方、東側の分布域は中ノ川を中心とする地域で、奈良丘陵の燈籠寺互層とその下位の鹿背山互層にあたる地層が分布しているが、そこは堆積盆の縁辺にあたるために、奈良丘陵の同層準の地層とは岩相が異なっている。すなわち、奈良丘陵では鹿背山互層と燈籠寺互層はともに泥層と砂層の互層を主体とする部層で、前者は花崗岩質の粗粒砂からなる砂層を含む点で後者と区別できるが (河村, 1993)、中ノ川を中心とする地域では、鹿背山互層に相当する層準の地層と燈籠寺互層に相当する層準の地層は、ともに泥層と礫層の互層を主体とする地層で (Fig. 9)、両者の岩相の間に明確な差は見出せなかった。したがって岩相層序という観点では、これらを一括して奈良丘陵のものとは異なったユニットと考え、新しい名称をつけるのがよいのかもしれないが、Fig. 2 と Fig. 9 では奈良丘陵との関連性をわかりやすくするために、鹿背山互

* 飯盛山山頂付近 (Fig. 5の地点Cから地点4にかけて) では、近年の台風で倒れた樹木の根元に三笠安山岩の小露頭が多数現れ、三笠安山岩の分布の様子がよくわかるようになった。ここでは、ソノハ礫層と三笠安山岩の境界面は標高195m付近にあって、後者はほぼ水平にソノハ礫層の上に乗っていることがわかった。そこから山頂まではすべて三笠安山岩なので、その厚さは約30mとなる。

層に相当する部分を奈良丘陵の場合と同様に鹿背山互層，燈籠寺互層に相当する部分を燈籠寺互層と表現した。これらのそれぞれと，そこに挟まれ鍵層として重要な火山灰層について以下に説明する。

(1) 鹿背山互層に相当する層準の地層

後述の鹿背山Ⅱ火山灰層より下位の地層で，厚さは5～15 mにすぎない。灰色の泥層と中礫サイズのチャートの亜円～亜角礫を主とする礫層・砂礫層が不規則に繰り返していることが多く，大きな露頭ではそれらが上下だけでなく側方にも激しく移り変わっている様子が観察できる（地点20, Fig. 10）。また砂層を伴っていたり，灰色の泥層が一部泥炭質になっていて植物化石を含むことがある（例えば地点7や16）。さらに薄い白色～灰白色の粘土化した火山灰層（厚さ20 cm以下）を挟むことがあり（地点10, 20および24），これは奈良丘陵の鹿背山Ⅰ火山灰層に対比される。

このような地層は，前述のようにその下位のソノハ礫層と不整合で接するが（Fig. 7），不整合面の直上には大礫～中礫サイズの円～亜円礫を主とする礫層を伴っていることがある（地点7と8；Fig. 7とFig. 9参照）。このような礫層には，ソノハ礫層のように湖東流紋岩の大礫が含まれているが，その

含有率は典型的なソノハ礫層（前述の「ソノハ型の礫層」）より低く，チャートの大礫がそれよりかなり多い。さらに，このような礫層には三笠安山岩の大礫がかなり含まれている点でもソノハ礫層とは異なる。またこのような礫層は上位の灰色泥層に漸移するのが，地点7で観察できる。ソノハ礫層との不整合面直上にはこのような礫層が発達する場合と，それがなく泥層や砂層が直接ソノハ礫層の上に乗っている場合とがある（地点23と24；Fig. 4とFig. 9）。

(2) 鹿背山Ⅱ火山灰層

中ノ川を中心とする地域の各地に見られる比較的厚い火山灰層で，奈良丘陵の鹿背山Ⅱ火山灰層と対比されるものである。奈良丘陵では，鹿背山互層とその上位の燈籠寺互層の境界はこの火山灰層を基準に設定されているので（河村，1993），この火山灰層を基準にして鹿背山互層に相当する地層と燈籠寺互層に相当する地層を区分した。一般に白色～淡黄灰色の細粒火山灰からなるが，その中に細かい有色鉱物の粒が見られることがあり，場所によっては粘土化していることもある。層厚は最も厚いところで1.4 mであるが，厚さの変化は激しく一つの露頭でも側方に尖滅してしまうのが観察されることもある（地点7, Fig. 9）。また厚いところでは，ピ

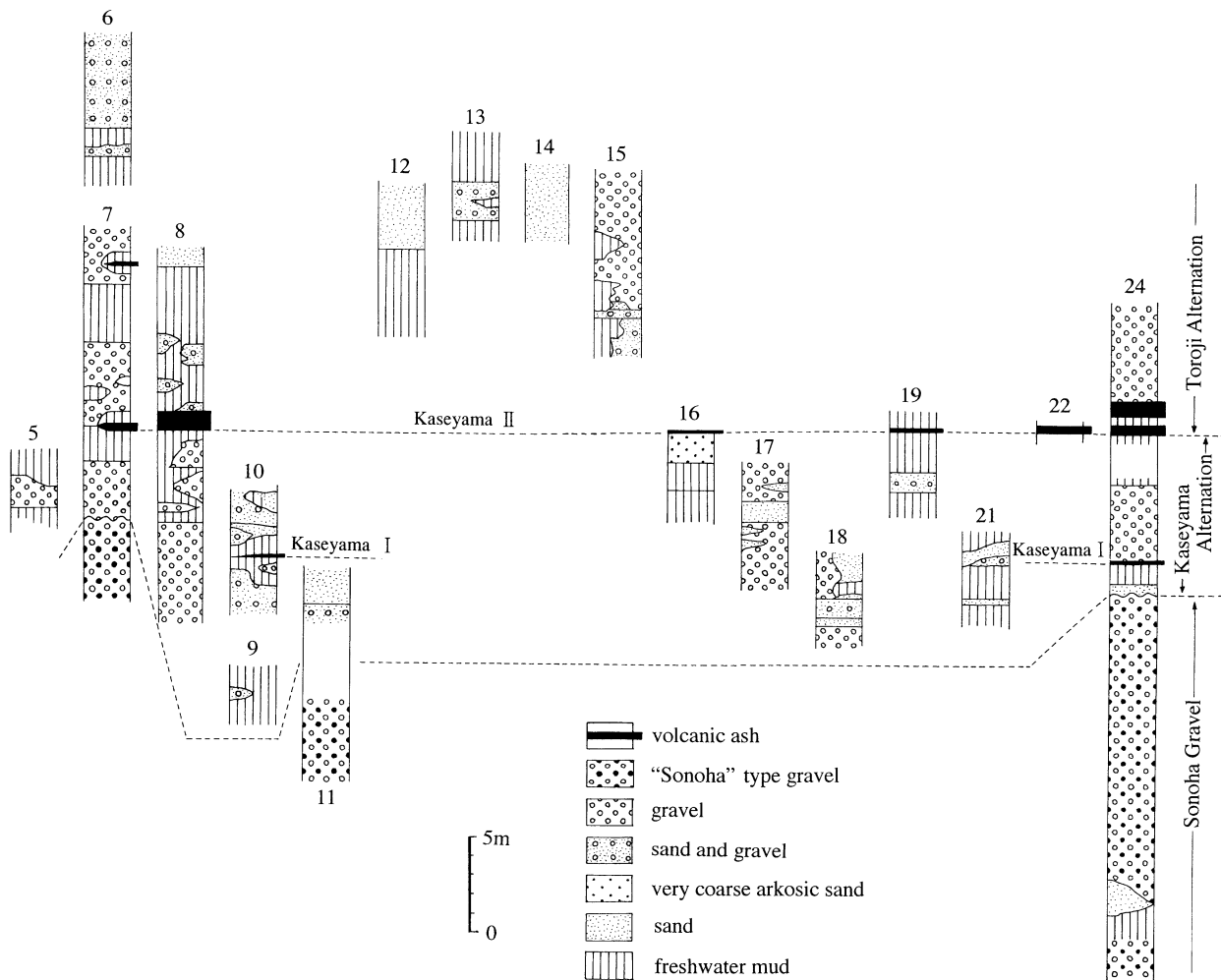


Fig. 9. Columnar sections of the Osaka Group and Sonoha Gravel in the study area. For the locations of each locality see Fig. 1.

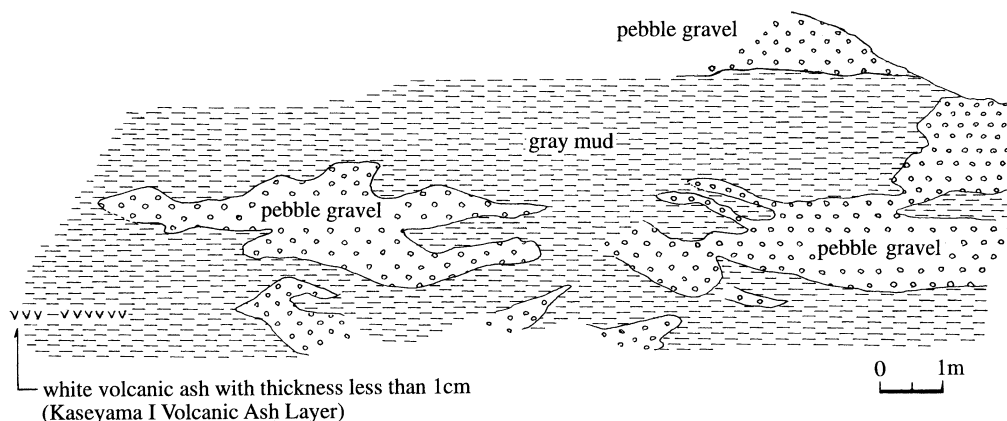


Fig. 10. Typical lithofacies of the Kaseyama Alternation Member in the study area observed at Locality 20. The sketch was drawn on November 15th, 1974.

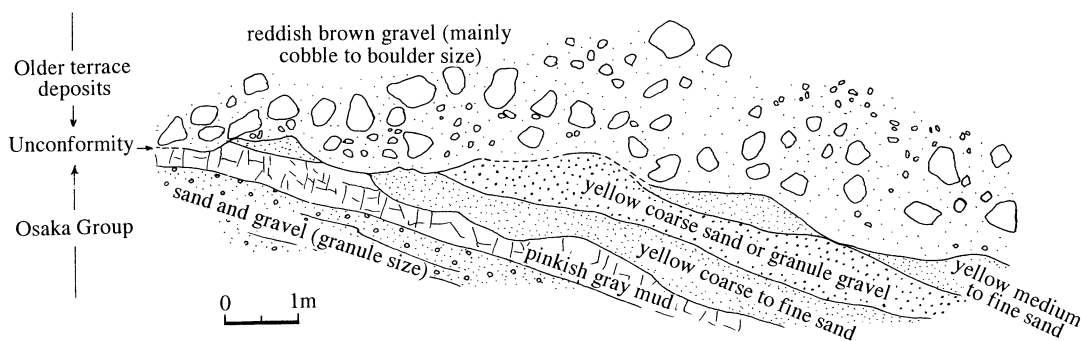


Fig. 11. Unconformable relationship between the Osaka Group and older terrace deposits at Locality 3. The sketch was drawn on June 1st, 1974.

ンク色がかかってやや粒子が粗く有色鉱物の粒が見られる下部 (0.8 m) と灰白色でより細粒の上部の2層に分かれることもある (地点 8)。このほか、この火山灰層の中に薄い泥層が挟まって、上下2層に分かれていることもある (地点 24)。

なお、横山・中川 (1984) は地点 22 のものを「切通火山灰層」、地点 7~10 付近のものを「鹿背山火山灰層」としているが、Fig. 2 から明らかなようにこれらは同一のもので、鹿背山Ⅱ火山灰層である*。また、中山・河村 (1993) は奈良丘陵の鹿背山Ⅱ火山灰層の特徴を詳しく記載している。

(3) 燈籠寺互層に相当する層準の地層

鹿背山Ⅱ火山灰層より上位の地層で、厚さは 25 m 以下にすぎない。鹿背山互層に相当する層準の地層と同様、灰色の泥層とチャートの亜円～亜角礫を主とする礫層・砂礫層が不規則に繰り返した地層が主体をなし、そのような泥層や礫層・砂礫層の側方への変化も激しい (Fig. 9 の地点 15 の柱状図)。中～大礫サイズの比較的厚い礫層が発達することもあり (地点 24)、より上位の層準になると、場所によってはや

や厚い砂層が見られることもある (例えば地点 12 や 14)。地点 7 では鹿背山Ⅱ火山灰層の約 8 m 上位にある灰色泥層中に切れ切れになった厚さ数 cm の白色で粘土化した火山灰層が挟まれていた (Fig. 9)。また、この地点の鹿背山Ⅱ火山灰層から 1.5 m 前後上位の層準にあるレンズ状になった砂層や灰色の泥層中からは多くの植物化石が得られた。一方、粉川 (1955, 1956) は中ノ川の「Loc.67」の炭質粘土から *Picea* sp., *Scirpus mucronatus* L., *Carex* sp., *Sparganium* sp. の葉片や種子の化石を報告しているが、それらはここに述べた燈籠寺互層に相当する層準の地層から産出したものと考えられる。

なお、尾崎ほか (2000) はその地質図で、この地域の大阪層群をすべて鹿背山互層と表現しているが、鹿背山互層を切通火山灰層と鹿背山Ⅱ火山灰層の層準に挟まれた地層と定義するのであれば、この地域の鹿背山Ⅱ火山灰層より上位の地層は下位のものより厚いくらいであるから、その地質図にはここに述べた燈籠寺互層に相当する層準の地層 (尾崎ほか, 2000 では上梅谷砂層) を Fig. 2 のように表現しなくてはならない。

5. 段丘堆積物

緑ヶ丘浄水場のある東西方向の尾根上の段丘面を構成する

* 横山・中川 (1984) の「切通火山灰層」には河村 (1993) の再定義した切通火山灰層とここで述べた鹿背山Ⅱ火山灰層が含まれていることは、河村 (1994) が指摘している。なお、地点 10 のものは鹿背山Ⅰ火山灰層である (Fig. 9)。

堆積物で、その露頭は河村(1994)の図7に明確に示されているように、緑ヶ丘浄水場内とその周辺で多数見られた。そのほか本研究の地点3でも、下位にある大阪層群の上梅谷砂層を顕著な傾斜不整合で覆う段丘堆積物が観察された(Fig. 11)。この段丘堆積物は、糸魚川ほか(1953)の奈良坂礫層、粉川(1954, 1956)の新时期礫層、横田ほか(1978)や中川ほか(1983)、横山・中川(1984)、尾崎ほか(2000)の高位段丘堆積物、河村(1993)の旧期段丘堆積物にあたる。

この段丘堆積物は、主に大礫～中礫サイズの亜円～亜角礫からなる礫層で、礫種としてはチャート、湖東流紋岩、三笠安山岩などがあり、大礫サイズ以上の礫には三笠安山岩や湖東流紋岩の礫が多く、特に前者の礫では径40 cm以上におよぶものも見られた。三笠安山岩の礫は、佐保川の谷より南にある三笠安山岩の分布地域から供給され、湖東流紋岩の礫はすぐ東に分布するソノハ礫層の中に入っていたものが二次的に洗い出されたものと考えられる。中礫サイズの礫にはチャートが非常に多い。礫層の基質は赤褐色～黄褐色の砂質泥で比較的軟らかい。緑ヶ丘浄水場内の工事現場で観察されたところではこのような礫層の厚さは約6 mで、その最上部0.5 mはチャート礫が漂白され、その上位にある赤白のまだら模様になった特徴的な泥層に漸移し、さらにその上の薄い表土の上は段丘面になっていた(河村, 1994の図9参照)。

地質構造

本調査地域の第三系・第四系は全体として西ないし西北西にゆるく傾斜しているため、西から東に向かって順に下位の地層が現れることになる(Fig. 2のA-Bの断面)。すなわち本調査地域の西部では大阪層群が主に分布し、中央部にはソノハ礫層、東端や東南端には地獄谷累層が分布している。ただし本調査地域東部の中ノ川を中心とする地域には、ゆるやかな向斜構造があるため大阪層群が再び現れることになる。地層の傾斜は調査地域西部では特にゆるく、一般に10°以下で水平になるところも多い。調査地域東端や東南端では傾斜がやや急になり、そこに分布する地獄谷累層の傾斜は15°～30°である。

本調査地域の断層として最も顕著なものは、この地域の南部を東西に走る鬼ヶ辻断層である(Fig. 2)。この断層はすでに粉川(1954)に述べられていて、粉川(1956)は「北落ち正断層で、飯盛山南側の尾根ではソノハ礫層と基盤花崗岩類の接する露頭が観察される」と記している。また、「(他の研究者が)この断層を詳細に再検討し、落差を40 m+と推定し、飯盛山の東でトレンチング・ボーリング・放射能探査を行い、その存在をさらに確証し、その微細構造をも明らかにした」とも述べている。同様のことは嶋倉ほか(1971)も述べ、Ikebe and Shimakura(1968)や横田ほか(1978)の地質図にもこの断層は描かれている。ところが、中川ほか(1983)や横山・中川(1984)の地質図には描かれておらず、尾崎ほか(2000)も「存在が確認できなかった」として地質図に描いていない。

筆者による飯盛山周辺の調査で作成したルートマップ

(Fig. 5)をもとに説明すると、飯守町の南のA地点の林道沿いでは斜面の低い所に「ソノハ型の礫層」が見られ、斜面を南へ登って行くと大阪層群の砂層や砂礫層が現れ、その先で急に花崗岩に変わる。Fから南西へのびる谷でも谷の入口付近には礫層が見られるのに、この谷をすこし奥へ入ると谷底はすべて花崗岩になり、谷の北西斜面は屋根まですべて花崗岩が分布している。飯盛山山頂付近(地点4からCにかけて)とその北西および北東斜面では、山の高所から順に三笠安山岩、ソノハ礫層、地獄谷累層が分布し、これらはほぼ水平に重なって(Fig. 2のC-Dの断面図)、花崗岩は飯盛山の西北西の佐保川近くの低い場所にわずかに露出するだけである(Fig. 5)。もし飯盛山の南に何の構造もなければ厚さ50 mにもおよぶソノハ礫層はB付近やそこから東へのびる谷、さらにFから南西へのびる谷に広く分布するはずであるが、ここでは大部分に花崗岩が見られる。飯盛山山頂の南の屋根上の地点E付近には露頭はないが、ソノハ礫層に由来すると思われる大礫サイズのチャート礫が地表に多数ころがっていて、そこから南へ行くとそのような礫は見られなくなる。以上のような事実を説明するには、地点AとBの間から地点Eを通してFにぬける北落ちの断層を考えるのが最も自然であり、そのような断層は粉川(1954, 1956)の述べている鬼ヶ辻断層とよく一致し、粉川(1956)による断層露頭観察の記述やトレンチ・ボーリング調査の結果の記述もその存在を強く支持する。そのため、Fig. 2では鬼ヶ辻断層を実在する断層として地質図に表した。鬼ヶ辻断層は地点Fから東では、佐保川の谷の沖積層の下にかくれてしまうが、鬼ヶ辻やその東では佐保川の谷に沿ってのび、地獄谷累層と花崗岩の境界になっているものと考えられる。一方、地点Aから西では地点2のすぐ北で、地獄谷累層の凝灰岩や礫岩が大阪層群の砂・砂礫層に変わる所を通ると推定した(Fig. 2)。そこは地形が南から北に急になだらかなる所でもある。しかし、粉川(1956)は三体山の南の鞍部(三笠温泉付近のこと)において、「三笠安山岩中に走向N60°～70°E、傾斜70°Nの見事な鏡肌を観察した」と述べ、これを鬼ヶ辻断層の西端と考えている。もし、この観察に従うなら、鬼ヶ辻断層の西端はFig. 2に示した位置よりやや南を通り、三笠温泉付近を通っていることになる。

鬼ヶ辻断層以外の断層では、中ノ川の東の地点23で見られた断層(Fig. 4)がある。この断層はN30°Eの走向をもち、この地域の地獄谷累層と大阪層群またはソノハ礫層との境になっている。また地点1では三笠安山岩の直下にある火山砕屑岩と大阪層群が走向N85°W、傾斜46°Sの逆断層で接しているのが観察された(Fig. 8)。

最近の研究の問題点

都市化の進んだ都市近郊では、露頭が以前よりはるかに少なくなり、地層を観察できる条件が以前よりはるかに悪くなっている。そのため、新しい研究では、従来の研究成果を精査し、その成果を十分に生かす必要がある。さらにその上に、現在でもまだ残っている露頭は徹底的に調査するという

研究態度が必要であろう。そのようにしないと、従来のものより精度の高い地質図を作ることにはできない。地質学を進歩させるためには、より精度の高い地質図を作ることがその基礎となるというは言うまでもない。十分な野外調査も行われず、従来の研究の精査も行われず、少ないデータをもとに自分流の勝手な解釈が行われたとしたら、でき上がった地質図は従来のものより精度の悪いものになってしまう、いろいろな混乱を引き起こすものになってしまうことが心配される。

本調査地域と奈良丘陵やその周辺地域を最初に詳しく研究したのは粉川 (1954, 1955, 1956) で、その研究は、実に丹念な地質調査にもとづいて行われたものであり、そこにはフィールドでのデータが豊富に示されていて、結論を導くための論拠も明確で、産出化石についても精査されており、それが当時としては非常にすぐれた研究であることは同じ地域を調査した者として強く感じるところである。粉川のこのようなすぐれた研究をはじめ、その後の多くの研究者の研究成果が、ごく最近出版された尾崎ほか (2000) の地質図やその説明書に、十分に生かされていないのは残念なことである。この地質図は5万分の1の地形図一枚分の広大な地域を扱っているのだから、そのすべてにあてはまるかどうかは筆者の知るところではないが、少なくとも本調査地域や奈良丘陵に関しては多くの問題点がある。

その端的な例は、前述の飯盛山の三笠安山岩とその下位のソノハ礫層について示すことができる。春本 (1932) 以来、多くの研究者が地質図に記載し、粉川 (1956) がその重要性を指摘しているにもかかわらず、尾崎ほか (2000) は、「三笠安山岩に覆われるソノハ礫層は若草山 (三笠山) 周辺に分布するソノハ礫層のみである」として、この「ソノハ礫層」をソノハ・中ノ川の「ソノハ礫層」と岩相が一致しないことから新たに「飯守礫岩層」と呼んで地獄谷累層の最上部に位置づけた。「飯守礫岩層」の模式地 (三笠山の北西 200~300 m の山腹) から考えて、この「飯守礫岩層」は粉川 (1954, 1956) の地質図で三笠山山頂の北西数 100 m から北東数 100 m の地域にかけて小さく分布する「佐保累層」のことであろう。これらの地質図では、ここはあくまでも「佐保累層」であり「ソノハ礫層」ではないのであって、こことソノハ・中ノ川のソノハ礫層との間に岩相の違いがあることは地質図の模様で区別されていることから粉川 (1954, 1956) もすでに認識していたと見てよい。三笠安山岩とソノハ礫層の関係を議論するのであれば、このような場所ではなく、ソノハ礫層の模式地のものと岩相が一致する場所で議論をしなくてはならないのは当然のことである。そのような意味で粉川 (1956) は飯盛山山頂東の地点 4 を「この様に確実な露頭は他になかった」と述べているのである。ところが驚くべきことに、尾崎ほか (2000) の地質図では、飯盛山山頂とその周辺は「山城花崗岩」となっているのである。このようなことから尾崎ほか (2000) のソノハ礫層の対比や年代観には大きな問題があることがわかる (前述の筆者によるソノハ礫層の記載参照)。

また前述のように、尾崎ほか (2000) は飯盛山の南にある鬼ヶ辻断層をその存在が確認できなかったとして地質図に示

していないが、従来の多くの研究者がその存在を認めているものを「確認できなかった」と述べるのであれば、どのような調査をして、どの程度のフィールドデータにもとづいて「確認できなかった」のかを、今回筆者が行ったようにルートマップを示して具体的に説明してほしいものである。鬼ヶ辻断層は周辺の地層や岩石の分布に大きく影響する重要な断層だからである。

以上のような例やその他多くの事例から、本調査地域では、尾崎ほか (2000) の地質図は地層の分布や地層区分が不正確と言わざるを得ない。また、同様のことは、筆者が精査した奈良丘陵についても言えることである。

ま と め

この論文では、奈良市中ノ川とその周辺に分布する新第三系・第四系についての研究結果をまとめた。その内容を要約すると次のようになる。

- 1) この地域の第三系・第四系は、領家帯の花崗岩を基盤としており、下位から地獄谷累層、ソノハ礫層、三笠安山岩、大阪層群、段丘堆積物、沖積層に区分される (Fig. 2)。
- 2) 地獄谷累層とソノハ礫層、三笠安山岩は中期中新世のもので、大阪層群は後期鮮新世~前期更新世のもの、段丘堆積物は中期更新世後期のもの、沖積層は完新世のものと考えられる。
- 3) 本調査地域の地獄谷累層は分布域が狭く、しかも3つの地域に分かれて分布する。それらの地域のうち、三笠温泉の東から飯守町の南にかけての地域では主に凝灰岩と礫岩からなる地層が、中ノ川東方の地域では亜炭を伴う砂岩・泥岩互層が、月ヶ瀬街道に沿った地域では凝灰岩を主とし凝灰質泥岩や凝灰質砂岩を伴う地層が分布する (Fig. 3)。これらの3地域の地獄谷累層の相互の関係は、本調査地域のデータだけではわからなかった。
- 4) ソノハ礫層は、本調査地域に広く分布する大礫~中礫サイズの円~亜円礫を主とする礫層で、層厚は最大で 70 m に達し、湖東流紋岩の大礫を特徴的に含んでいる。
- 5) ソノハ礫層は地獄谷累層を不整合に覆うが、飯盛山で三笠安山岩に覆われる (Fig. 6)。地獄谷累層と三笠安山岩の放射年代の測定値から、ソノハ礫層は 15.5 Ma と 13.1 Ma の間のものと考えられる。
- 6) ソノハ礫層は、年代や礫種組成、分布様式、層厚、下位に伴う地層の特徴から、本調査地域の北方に分布する鮮新世の類似の礫層 (大福礫層、観音寺礫層など) とは別のものと考えられる。
- 7) 三笠安山岩は黒色緻密な安山岩で、本調査地域では三笠温泉付近、飯盛山山頂と飯守町の西の地点 1 (Fig. 1 参照) に分布する (Fig. 2)。厚さは場所によって 40 m 以上から 2 m まで大きく変化し、その直下には凝灰岩などの火山砕屑岩をしばしば伴う (Fig. 6 と Fig. 8)。これまでに測定された多くの放射年代測定値から、この安山岩は 13 Ma 頃のものと考えられる。
- 8) 本調査地域の大阪層群は未固結の泥、砂、礫からなり、薄

い火山灰層を挟む。その分布域は調査地域中央のソノハ礫層の分布域によって東西に二分されている (Fig. 2)。西側の地域のもはすでに河村 (1993) によって記載されているので、ここでは東側のものについて述べた。

- 9) 東側の地域 (中ノ川を中心とする地域) のものは厚さ 40 m 以下で、その中に挟まれる鹿背山Ⅱ火山灰層を境に下位の鹿背山互層に相当する層準の地層と上位の灯籠寺互層に相当する層準の地層に分けて記載した。両者はともに灰色泥層と中礫サイズのチャート礫を主とする礫層・砂礫層が不規則に繰り返すという岩相を示すが、砂層や大礫サイズの礫を主とする礫層を伴うこともある (Fig. 9 と Fig. 10)。
- 10) 本調査地域では、緑ヶ丘浄水場のある東西方向の尾根上に段丘堆積物が分布する (Fig. 2)。大礫～中礫サイズの垂円～亜角礫を主とする赤褐色～黄褐色の礫層で、厚さは約 6 m、三笠安山岩の礫を多く含む (Fig. 11)。
- 11) 本調査地域の第三系・第四系は全体として西ないし西北西にゆるく傾斜しているが、中ノ川を中心とする地域では、ゆるやかな向斜構造が見られる (Fig. 2)。本調査地域で最も顕著な断層は、その南部を東西に走る鬼ヶ辻断層で、そのほか地点 23 や地点 1 にも地質図に表現できる程度の断層が存在する。
- 12) 本調査地域について、最近の研究 (尾崎ほか, 2000) の問題点を指摘した。河村 (1993) が精査した奈良丘陵でも同様の問題があることに触れた。

あ と が き

不慮の事故で中山勝博さんが他界されたことは、ほんとうに残念で残念でたまらない。中山さんの追悼論文集が企画され、原稿を依頼されたとき、筆者が卒業論文以来やってきた奈良丘陵の研究で、まだまとめていないデータをまとめてみようと思いついたのは、今でも中山さんが「残った仕事をまとめてよ」と励ましていてくれるような気がしたからである。中山さんの研究に対する情熱と真摯で地道な研究態度を思い出しつつ本稿を執筆し、奈良丘陵についての筆者の研究に一区切りをつけることができたのは、筆者にとっても嬉しいことである。

1975 年の日本地質学会学術大会で、奈良丘陵の大阪層群についての研究発表をして以降、筆者は第四紀哺乳類化石の系統・分類学的研究とその生層序学的研究に没頭して、奈良丘陵とその周辺地域での研究成果を論文にまとめる機会がなかなか訪れなかった。そのような筆者に転機を与えてくれたのが中山さんである。それまでに収集し手元にあった膨大なデータを系統的にまとめるため、中山さんが大いに協力してくれたのであった。中山さんといっしょに奈良丘陵へ何度も補足調査やサンプリングに出かけたのは、1988 年頃からだと思うが、中山さんといっしょにフィールドを歩き、共同研究を行うことによって、中山さんから河成・湖成堆積物についての堆積学や火山灰層について教えられることが多かった。筆者の研究の原点で古巣とも言える奈良丘陵をいっしょに歩いた思い出をはじめ、学生の頃からの中山さんを知って

いる筆者にとって、中山さんについての思い出は数え切れないくらいあるので、それは別稿 (本論文集の追悼文) にまとめることにしたい。

中山さんと歩いた思い出の地、奈良丘陵の最後に残ったデータを何とか本稿にまとめることができ、また近年露頭が乏しくなってきた都市近郊での層序研究についての考えなども本稿に述べる事ができた。名古屋圏で都市近郊の層序研究に長年取り組んできた中山さんも、きっとこのことを喜んでいてくれるように思う。本稿を今は亡き中山勝博さんのご霊前に捧げ、中山さんのご冥福を心からお祈りしたい。

なお、本稿をまとめるにあたり、千葉大学園芸学部の百原新氏と愛知教育大学の星博幸氏には有益な情報を提供していただいた。記してお礼申し上げたい。

文 献

- 春本篤夫, 1932, 奈良三笠山火山の地質. 地球, **17**, 216-224.
- 飯田義正, 1980, 信楽高原西部の古地理学的研究—大礫層により復元される鮮新世の河谷について—. 地質学雑誌, **86**, 741-753.
- Ikebe, N. and Shimakura, M., 1968, Environs of Nara City (Stop 4-3~5). Ikebe, N., Ichikawa, K. and Huzita, K. (ed.) Geologic Guide for Excursion to Several Areas in the Kinki District, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **11**, 120-123.
- 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・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会連合学術大会総合討論会「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」討論資料, 5.
- 河村善也, 1975, 奈良市北方の大阪層群について. 日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, 400.
- 河村善也, 1993, 奈良丘陵の大阪層群. 地質学雑誌, **99**, 503-523.
- 河村善也, 1994, 奈良丘陵の大阪層群についての追加資料—従来の研究との関係を中心に—. 愛知教育大学研究報告 (自然科学), **43**, 51-68.
- 河村善也・中山勝博, 1989, 京都府木津町鹿背山の中新統. 愛知教育大学研究報告 (自然科学), **38**, 117-126.
- 近畿農政局計画部, 1980, 京都府水文地質図. 41+32 p. (説明書)
- 近畿農政局計画部, 1983, 京都府水文地質図 (京都府の水文と地下水付図). (地質図)
- 粉川昭平, 1954, 奈良三笠山附近の地質—特に火山活動の年代について—. 地質学雑誌, **60**, 487-493.
- 粉川昭平, 1955, 奈良三笠山附近の植物および昆虫化石. 地質学雑誌, **61**, 93-102, pls.1-2.
- 粉川昭平, 1956, 奈良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—. 養徳社, 92 p, 10 pls.
- 横山次郎, 1926, 生駒山脈生成論. 地球, **6**, 87-94.
- 松岡数充, 1974, 奈良市周辺の新期新生代層. 大和地学, **20**, 9-12.
- 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, **18**, 19-30.
- 中島和一, 1960, 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, **49**, 1-14.
- 中山勝博・河村善也, 1993, 奈良丘陵の大阪層群の火山灰層. 地球科学, **47**, 289-300.
- 西田史朗, 1984, 表層地質図. 土地分類基本調査, 奈良・大阪東北部・大阪東南部 (いずれも奈良県域) 5 万分の 1. 24-34, 奈良県企画部開発調整課.
- 西田史朗, 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策定報告書, 109-127, 春日顕彰会.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc; K

- Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Int.*, **144**, 625-631.
- 巽 好幸・横山卓雄・鳥居雅之・石坂恭一, 1980, 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 4—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **75**, 102-104.
- 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. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 162 p.
- 島倉己三郎, 1963, 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅶ. 地獄谷累層. 奈良学芸大学紀要, 自然科学, **11**, 13-24.
- 嶋倉己三郎・梅田甲子郎・粉川昭平・紺田 功・野口寧世・中島和一, 1971, 地質. 奈良市史編集審議会編, 奈良市史, 自然編, 1-108, 吉川弘文館.
- 清水欣一・川崎 敏, 1976, 京都府相楽丘陵の水利地質. 応用地質, **17**, 55-61.
- 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関わる諸問題—信楽・大和高原のネオテクトニクス研究, その 1—. 地球科学, **32**, 133-150.
- 横山卓雄・中川要之助, 1984, 奈良市北方丘陵の古大阪層群. 同志社大学理工学研究報告, **24**, 231-251.