

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	岡山県成羽町北西地域の地質
Author(s)	楠見, 久; 吉村, 典久; 片山, 貞昭
Citation	広島大学地学研究报告, 14 : 397 - 425
Issue Date	1965-02-22
DOI	
Self DOI	10.15027/52873
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052873
Right	
Relation	



岡山県成羽町北西地域の地質

楠見 久・吉村典久・片山貞昭

(昭和39年9月30日受理)

Geology of the Northwestern Part in Nariwa-machi, Okayama Prefecture, Japan

By

Hisashi KUSUMI, Norihisa YOSHIMURA, Sadaaki KATAYAMA

ABSTRACT: This district is situated in the central part of the Kibi plateau which is considered as an elevated peneplain, and has been studied by a lot of geologists and palaeontologists because of abundant occurrences of animal and plant fossils and its complicated geologic structures.

The stratigraphy of the district is summarized as follows:

Quaternary ?	Takase formation (Gravel beds)	50-100m	
Cretaceous	Rhyolite & quartz porphyry	100m±	
	Porphyrite & andesite—Andesite lava & tuff	100m±	
	"Inkstone" group	Upper formation—Red tuff with lapilli tuff	20-127m
		Lower formation—Red tuff & conglomerate	20-200m
Triassic	Nariwa group	Jito formation—Sandstone containing <i>Monotis (Entomonotis)</i>	200m +
		Hinabata formation—Sandstone & shale, yielding plant fossils	150m +
	Unconformity—Thrust fault		
Palaeozoic	Uji formation—Shale & schalstein with limestone nodules	30m +	
	Nakamura limestone group—Limestone with schalstein, containing fusulinids	100m +	
	? Fault		
	Fuka formation—Sandstone & shale with chert	300m +	

The Palaeozoic rocks are composed of calcareous and non-calcareous groups. The latter consists of non-fossiliferous sandstone, shale and chert, and is named the Fuka formation. The former can be subdivided into 2 members by the lithofacies; the lower is the schalstein-bearing Nakamura limestone group, while the upper is called the Uji formation mainly composed of

shale and schalstein sometimes with limestone nodules. From the evidence of fusulinids the calcareous formations are assigned to the Pennsylvanian-Middle Permian in age.

The "Inkstone" group, which forms a basin structure, can be subdivided into two parts by the presence of limestone conglomerate; i. e. the upper is composed of the thick red tuff beds, while the lower of the thick limestone conglomerate and thin red tuff layers. The limestone conglomerate is limited to occur in the vicinities of the huge limestone bodies. Judging from the lithofacies, the "Inkstone" group in this district might be the sediments mainly of pyroclastic materials and deposited in a small narrow basin which was due to the Ohga thrust movement.

The Palaeozoic Nakamura limestone group thrusts over the Norian Nariwa group, and both of them are covered unconformably by the "Inkstone" group and later extruded andesite and rhyolite masses successively. Therefore, the Ohga thrust movement might be happened in pre-"Inkstone" time.

目 次

- | | |
|--------------|-----------------|
| I. ま え が き | V. 硯石層群 |
| II. 地形・地質の概要 | A. 成羽層群との関係 |
| A. 地形の概要 | B. 古生層との関係 |
| B. 地質の概要 | C. 硯石層群の層序 |
| III. 古生界 | D. 硯石層群の被覆岩類 |
| A. "富家層" | VI. 大賀衝上の時期について |
| B. 中村石灰岩層 | A. 今日までの見解 |
| C. 宇治層 | B. 討 議 |
| IV. 成羽層群 | C. 結 論 |
| A. 古生層との関係 | |
| B. 成羽層群の層序 | |

I. ま え が き

1949年の夏に、筆者ら以外に品川孝穂君を加えて4人で、成羽町付近の硯石層群の調査を始めてから今日までに既に15年を経過した。その年は夏期と冬期の2回にわたって約40日間、延日数約150日の調査を行って、1950年にその層序・構造について発表した。しかし、この調査で第一目標として努力した硯石層群からの化石は全然発見できなかった。

1951年には、楠見は東京大学に内地研究員としてゆき、小林貞一教授について化石カイエビ類の研究をつづけるかたわら、吉備高原に分布する硯石層群についてもいろいろ御指導をうけた。その後もこの成羽地域に毎年2～3回は調査に出かけたが、ついに今日までに硯石層群からは1個の化石も発見できなかった。したがって、他地域との対比は岩相による以外に方法がなかった。そのため、筆者らは硯石層群の層序・構造の精度を高めることに協力し、別に楠見(1952, 1955)は硯石層群の堆積環境を、吉村(1961)は基盤岩類中で古生層をとりあげて研究を進めてきた。これらの研究を通じてのわれわれの目標の第一点は、大賀衝上の時期を確実につかむことにあった。そのためわれわれは野外における徹底的な精査を実施した。その結果についてここに報告する。

なお最初に記した調査者4名の中、品川孝穂君は1950年に広島文理科大学に入り地質学を専攻したが、その夏急病で逝去されたことはかえすがえすも残念である。

この研究に対して、広島大学の今村外治教授に、楠見は卒論として吉備高原の硯石層群の

一部の研究を、吉村は大賀台地の古生層の研究を指定していただき、御懇切な御指導をうけ、卒業後も片山を含めて終始一貫して御親切な御指導をいただいた。成羽地域の研究においても、楠見は2回にわたって現地で格別の御指導をいただいた。この御高恩に対してつつしんで厚く御礼申し上げる。次に、小林貞一教授には、楠見は1950年以来、大賀衝上や硯石層群の問題点について常に御懇切な御指導をいただき、1955年秋にはわざわざ成羽の現地で吉村とともに御指導をいただいた。ここにつつしんで御礼申し上げる。

1962年4月に広島大学で行われた日本地質学会の講演会後の地質巡検旅行に、河合正虎・楠見・吉村の案内で御参加いただいた多数の方々から有益な御助言をいただいた。これらの方々に深謝する。

また現地では、宿泊その他で大変お世話になった成羽町当局、成羽公民館の竹内館長・小川威夫氏、成羽高等学校の方々、古米美登氏、野山屋旅館、成羽町の枝・山本・羽山・旧中村の方々に厚く御礼申し上げる。

この研究にあたって筆者ら3人は、いずれも長年、調査費用の一部に科学研究費を使用させていただいたことを明記して感謝の意を表す。

II. 地形・地質の概要

A. 地形の概要

吉備高原の地形については、小藤文次郎(1908)以来、主として準平原地形について、辻村太郎(1923, 1929, 1932, 1933, 1942)・相山正英(1931)・竹山俊雄(1932, 1933)・三野与吉(1933a・1933b・1933c・1935)などの多くの研究がある。

成羽地域はその吉備高原の中心部にあたる。準平原化によって削剝されているこの地域の地層は、古生層・成羽層群・硯石層群・新第三紀層など、および花崗岩・安山岩・流紋岩などの白亜紀火成岩類である。そして残丘らしいものも存在しないほどの全く平坦な地形を保存している。竹山俊雄(1933)は、吉備高原の準平原成生の時代は植月・津山統後、尾道層前で鮮新世とすべきである、といっている。

その準平原面をおおっているものは、いわゆる山砂利層と、この地域の南西方の平坦面上にあたかも残丘のように突出している玄武岩のドームである。これらの山砂利層と玄武岩との新旧関係はまだ十分には立証されていない。山砂利層の礫はほとんど石英斑岩および流紋岩で、その他の基盤岩類の礫は稀であり、特に問題の玄武岩礫は我々の観察に関するかぎりでは認められていない。また逆に、山砂利層をおおっている玄武岩も観察していない。

この地域の隆起準平原面の高度は海拔約300~500mで、その平坦面は成羽川およびその支流によって急速に開析されつつある。

成羽川では、成羽町総門橋のところの河底が海拔75mで、上流の成羽川と坂本川の合流点付近にある惣田橋の河底が海拔127mであるからその差は52m、両橋間の成羽川の流程は16.5kmであるので、河底傾斜は350分の1という緩傾斜である。しかも成羽川は、瀬戸内海への出口から惣田橋までの間に遷移点らしいものは一つも見られない。それほどの緩傾斜でありながら成羽町より上流には谷底平地の発達はわるく、V字谷をなすところさえ見られる。その谷の両斜面は、新山付近で比高約300m、上流の備中町付近では比高約500mの急斜

面をあらわして、河食のはげしさが推定できる。

支流の河底傾斜は実に大きい。島木川では、成羽川との合流点（海拔75m）と、それより10km上流の宇治の河底（海拔350m）との高度差は275mで、その間の勾配は36分の1である。成羽川で同じ10kmの間隔をもつ総門橋から、川上町黒鳥までの勾配の357分の1に比べると10：1の比である。

島木川の第1遷移点は、枝の河底に露出する成羽層群の礫岩層で形成されている。それより上流では、硯石層群中の谷の傾斜は $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ で、羽山峽や天竜峽のように石灰岩中の谷では幅が急にせまくなって谷壁は垂直に近い。島木川の谷はこのように全く幼年期的性格を示している。

成羽川は、本流も支流も貫入蛇行を示し、下方浸食が盛で側方浸食が弱いので、河間地域はよく保存されて頂上平坦面が広く残されている。

成羽川に沿う河岸段丘は、Fig. 1の如く新山・南新山では河底より約80mの高さに存在し、山本では約40mの位置にある。前者は、基盤は成羽層群であり、段丘面やその前面は背後の石灰岩や硯石層群の転石で埋められている。後者も基盤は成羽層群で、その表面は厚さ10m余の礫層でおおわれている。この山本の段丘は、成羽川とその支流の島木川との合流点近くにあるもので、おそらくこの地域の隆起とともに下方浸食に転移するにしたがって合流点が次第に下流側に移行したためにできたものと考えられる。山本の対岸の佐々木の東方にも河底よりの比高約15mの河岸段丘が存在している。

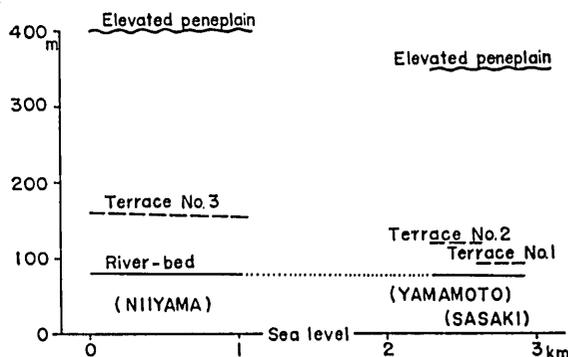


FIG. 1. Vertical and horizontal distributions of the terrace remnants along the Nariwa-river.

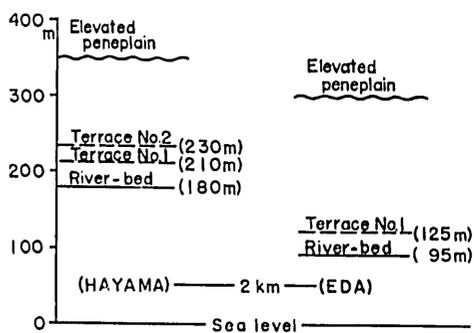


FIG. 2. Vertical and horizontal distributions of the terrace remnants along the Shimaki-river, a branch of the Nariwa-river.

島木川に沿う河岸段丘は Fig. 2 に示す。羽山においては島木川の両岸に2段の段丘がみとめられ、下段は河底から30mのところ、上段は更にそれより20m上位に存在している。枝においても両岸に河底より約30mの高さに存在していて、いずれも段丘面は背後からの転石でおおわれている。

B. 地質の概要

成羽町の西北部地域の地質層序の概要は第1表のとおりである。

第1表 岡山県成羽町付近の地質層序

第四紀?	高瀬層 (山砂利層)												
白 亜 紀	流紋岩・石英斑岩……大部分熔岩流, 岩脈多……………50~100m												
	安山岩・玢岩……凝灰岩と礫岩を挟在……………100m±												
	?												
	<table border="1"> <tr> <td rowspan="2">硯石層群</td> <td>上部</td> <td>赤色凝灰岩……{場所によって砂質または泥質, } {凝灰質角礫岩を挟在}</td> <td>……………20~130m</td> </tr> <tr> <td>下部</td> <td>礫岩……赤色凝灰岩と互層……………</td> <td>20~200m</td> </tr> </table>	硯石層群	上部	赤色凝灰岩……{場所によって砂質または泥質, } {凝灰質角礫岩を挟在}	……………20~130m	下部	礫岩……赤色凝灰岩と互層……………	20~200m					
硯石層群	上部		赤色凝灰岩……{場所によって砂質または泥質, } {凝灰質角礫岩を挟在}	……………20~130m									
	下部	礫岩……赤色凝灰岩と互層……………	20~200m										
三 疊 紀	<table border="1"> <tr> <td rowspan="2">成羽層群</td> <td>地頭層下部…含 <i>Monotis (Entomonotis)</i>……………</td> <td>200~800m</td> </tr> <tr> <td>日名畑層…含植物化石……………</td> <td>150m+</td> </tr> <tr> <td colspan="2">不整合・衝上</td> <td></td> </tr> </table>	成羽層群	地頭層下部…含 <i>Monotis (Entomonotis)</i> ……………	200~800m	日名畑層…含植物化石……………	150m+	不整合・衝上						
成羽層群	地頭層下部…含 <i>Monotis (Entomonotis)</i> ……………		200~800m										
	日名畑層…含植物化石……………	150m+											
不整合・衝上													
二 疊 ・ 石 炭 紀	<table border="1"> <tr> <td rowspan="3">秩父古生層</td> <td>宇治層……{輝緑凝灰岩および黑色頁岩 {石灰岩ノジュールを伴なう</td> <td></td> </tr> <tr> <td>中村石灰岩層……{輝緑凝灰岩を伴なう……………</td> <td>120m+</td> </tr> <tr> <td>断層?</td> <td></td> </tr> <tr> <td>富家層……{砂岩・頁岩の互層……………</td> <td>300m+</td> </tr> <tr> <td colspan="2"></td> <td>{チャートを挟在</td> </tr> </table>	秩父古生層	宇治層……{輝緑凝灰岩および黑色頁岩 {石灰岩ノジュールを伴なう		中村石灰岩層……{輝緑凝灰岩を伴なう……………	120m+	断層?		富家層……{砂岩・頁岩の互層……………	300m+			{チャートを挟在
秩父古生層	宇治層……{輝緑凝灰岩および黑色頁岩 {石灰岩ノジュールを伴なう												
	中村石灰岩層……{輝緑凝灰岩を伴なう……………		120m+										
	断層?												
富家層……{砂岩・頁岩の互層……………	300m+												
		{チャートを挟在											

成羽町付近に広く発達している成羽層群の分布の北縁は、新山から枝を経て難波江につらなるいわゆる大賀衝上線にほぼ一致している。この衝上線の内側では広く硯石層群が発達していて、その基盤岩類は羽山および羽根の谷底、その他において硯石層群中の Inlier として露出するのみである。

この部分での成羽層群は、すべて Fenster として中村石灰岩下にあるものと考えられていたが、その一部は中村石灰岩層上になっている。羽根においては、中村石灰岩層の上部と宇治層が共に逆転構造を形成している。この地域の西部では、中村石灰岩層および富家層が広く露出しており、少くとも地表の観察では、これらの古生層が成羽層群上に衝上しているところは見られない。

硯石層群は、衝上線を境にしてその北西に分布する古生層（中村石灰岩層および宇治層）上に堆積しているが、衝上線付近では成羽層群をも不整合におおっている。旧中村や難波江北方では硯石層群は安山岩におおわれ、旧宇治村柴原付近では流紋岩におおわれている。また硯石層群は吉木で花崗岩に接触され、各所で玢岩脈や石英斑岩脈に貫入されている。

以上の地層や火成岩類は、吉備高原の準平原化作用に参加して平坦面を形成している。その平坦面上の至るところに河合正虎 (1957) によって提唱された高瀬層 (いわゆる山砂利層) がのっている。

III. 古 生 界

この地域の古生界については、張麗旭 (1939)、吉村典久 (1961) などの研究がある。

張はこの地域の古生界を、下位より富家層、中村石灰岩、および宇治層に区分し、それらは互に整合関係にあるものとした。

その後吉村は、中村石灰岩層と“富家層”とが断層関係にある可能性を報告した。

上述のようにまだ多くの問題が残されているが、本章においては硯石層群に近接した部分だけの記述にとどめる。

この地域の古生界は、岩相上石灰質相と非石灰質相とにわけられ、前者はさらに下位の中村石灰岩層と上位の宇治層とにわけられる。後者は“富家層”と呼ばれる。

A. “富 家 層”

本層は調査地域の西方に分布し、おもに砂岩・頁岩の互層よりなり、ときにチャートの薄層を挟む岩層で、その層厚は300m以上である。志藤付近において本層に類似する地層より *Neoschwagerina* sp. (advanced form) を産出する。

B. 中村石灰岩層

本層は調査地域の西部に広く発達し、その層の下部約20mは輝緑凝灰岩で、上部約100m以上はおもに白色塊状の石灰岩よりなり、ときには石灰岩礫岩の薄層を挟む。また、東部羽根付近では硯石層群の下位に広く本層が分布するものとする。

本層中よりあらたに産出した化石とその産地は次のようである。

- L-2. *Pseudofusulina*? sp., *Schwagerina*? sp.
- L-3. *Schwagerina*? sp., *Triticites*? sp.
- L-4. *Pseudofusulina* spp.
- L-5. *Pseudofusulina* spp.
- L-8. *Pseudofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Triticites*? sp.
- L-10. *Parafusulina kaerimizensis* (OZAWA), *Pseudodoliolina* sp.
- L-11. *Parafusulina kaerimizensis* (OZAWA), *Afghanella* sp. (advanced form).
- L-12. *Parafusulina kaerimizensis* (OZAWA).
- L-13. *Parafusulina kaerimizensis* (OZAWA), *Pseudodoliolina* sp.
- L-14. *Neoschwagerina megaspherica* DEPRAT.
- L-15. *Schubertella kingi* DUNBAR and SKINNER
- L-16. *Neoschwagerina* sp.
- L-17. *Pseudofusulina* sp. aff. *Pseudofusulina krafti* (SCHELLWIEN)

C. 宇 治 層

本層は中村石灰岩層上に整合的にかさなる黑色頁岩と、輝緑凝灰岩との互層よりなる層厚30m以上に達する地層で、宇治および羽根付近に露出する。本層の下位の部分の石灰質ノジュールから *Yabeina shiraiwensis* などを産出する。

D. 構 造

硯石層群の基盤を構成している中村石灰岩層および宇治層は、部分的には複雑な構造を示すが、これを大観すれば北西方向の褶曲軸をもつひとつの向斜構造を示している。富家層は北東に向い30°~50°の傾斜をもつ単斜構造を示しているが、前二者との関係は今後の検討を必要とする。

IV. 成羽層群

A. 古生層との関係

1. 成羽層群の基盤

羽山地域においては、中村橋から上流へ約260mにわたって島木川の兩岸に紡錘虫をふくむ石灰岩の露出が見られる。その二疊紀石灰岩の上に、植物化石を産する成羽層群日名畑層が不整合にのっている。右岸には2か所に石灰岩の露頭が見られ、下流側のものは長さ47mで、河底よりの高さは約10m、上流側のものは長さ50mで、高さは約30mである。両者の間は断層かも知れないが、その間に植物化石をふくむ走向N17°W、傾斜W53°の成羽層群があり、そのつづきは緩傾斜となって下流側の石灰岩上をおおっている。上流側の石灰岩の頭部と成羽層群の上は硯石層群によって不整合におおわれている。その硯石層群の基底部（厚さ約10m）には石灰岩礫は見られず、成羽層群からの供給物質のみから構成されている。

左岸にも右岸に対応する石灰岩が見られる。その石灰岩の上に植物化石を産する成羽層群の日名畑層がのっている (Fig. 3 参照)。1962年4月の学会後の地質巡検旅行のときには、道路拡張のため山側が切りとられて、石灰岩上に直接のっている成羽層群を確認できたが、その後コンクリートでおおわれて見えなくなった (Fig. 3の左端の部分)。この地域で中村石灰岩上に不整合にのる成羽層群の見られるところはこの場所だけである。

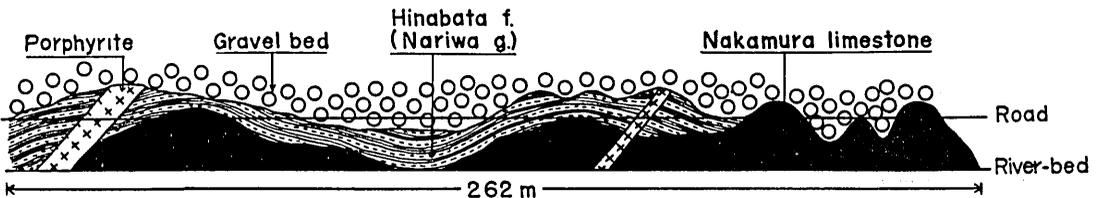


Fig. 3. Field sketch of an outcrop on the left bank of the Shimaki-river in the vicinity of Hayama; the Hinabata formation of the Nariwa group rests unconformably on the Nakamura limestone group.

新山地域では、成羽川左岸に中村石灰岩層と成羽層群が接しているところがある (Plate XXXIX および Fig. 4 参照)。ここでは両者の関係は断層で、その方向はN65°W、傾斜N70°である。この方向で用瀬の300m以上にも及ぶ厚い石灰岩は切られている。新山から小

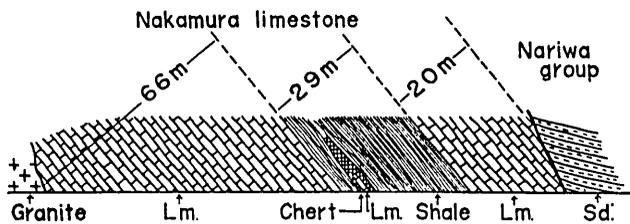


Fig. 4. Field sketch of a cliff on the left bank of the Nariwa-river near Niiyama. The original relation between the Nariwa group and the Nakamura limestone group is uncertain, because both are modified by a later normal fault.

泉にかけて分布している硯石層群は、成羽層群を不整合におおい、中村石灰岩とは成羽層群と同様に断層で接している。

難波江地域では、Fig. 10の左端に見られるように、成羽層群の砂岩層の露頭が見られ、硯石層群におおわれているが、上流16mのところには石灰岩が露出しており、成羽層群は石灰岩層をおおうているようである。

2. 衝上岩体下の成羽層群

南新山地域では、部落の背後に西から東へL-1からL-4までの石灰岩が列状に露出している(地質図およびFig. 12参照)。最西端のL-1の基底が海拔約200mで、最東端のL-4が約240mであり、東から西へ見かけ上約20°の傾斜で下っている。L-1とL-2においては石灰岩の直下に硯石層群の礫岩の薄層が認められるが、この問題については後に討議する。

L-3は南新山の部落のまうしろにある高さ約25mの石灰岩で、その上端に硯石層群の基底が直接くっついている状態が観察される。しかし下方は転石で埋っていてよくわからない。

L-4の石灰岩は高さ約80mで、南新山の東端から山本側にまで約500mにわたって連続している。その西端では石灰岩のほとんど直下に成羽層群が露出している。山本と南新山の境界の稜線筋で、海拔220m線の鞍部を通る道のところに植物化石を産する成羽層群が露出しており、その露頭は240m線の平坦面まで追跡できる。その平坦面から高さにして7mの緩斜面は石灰岩の転石に埋められ、その上に高さ72mの石灰岩が露出している。ここでも三疊系の上に直接石灰岩がのっているとみてよい。その石灰岩のつづきは山本から頂上に通じている道にもあらわれている。新道と頂上への旧道との分岐点には植物化石を産する成羽層群が露出していて、その上に厚さ約6mの山砂利層がのっている。更にその上には高さ47mの石灰岩がある。この山砂利層を横に追跡すると、まもなくなくなって両翼とも石灰岩となることから判断すれば、それは石灰岩と成羽層群との境界面を埋めた一種のCave fillingであると考えられる。したがってここでも石灰岩は直接に成羽層群にのっているものと判断される。南新山から山本まで連続する石灰岩は、このように3か所での検討の結果、成羽層群上に直接に衝上している岩体と考えられる。

山本地域では、ほぼ中央に高さ36mの石灰岩(L-6)が露出している。下端に道の切り取りがあって、そこに成羽層群が露出している。石灰岩との間隔は高さにして5mくらいであるが、両者の間は石灰岩の転石で埋められている。ここでも両者は接しているものとみられる。

山本と西枝との境界稜線に頂上平坦面への道が通じている。この道の260m等高線付近で成羽層群上に接して高さ約4mの石灰岩がみられる。この石灰岩直下の成羽層群の砂岩・頁岩の互層部は風化面でわかりにくいと破砕されているようである。

枝の島木川河底にみられる石灰岩は、右岸の石灰工場のところでは高さ約60mである。左岸では河底から18mの高さまで転石で埋められて不明であるが、その上に16mの高さの石灰岩が露出している。この河底では*Monotis*を産する成羽層群の上に不整合に硯石層群の礫岩層がのっている(この問題も後に論ずることとする)。

枝と難波江の稜線においては、厚さ約3mの石灰岩が*Monotis*を多産する成羽層群地頭層

の砂岩層上に接している。

難波江の谷においては、小林貞一が石灰岩洞を埋めている硯石層群を発見した位置から、約100m下流の左岸に厚さ約30mの石灰岩があり、その下に成羽層群がみとめられる。

羽山の河底においては、島木川の河底で植物化石を産する成羽層群が3か所露出しているが、中村橋の下流150mの右岸のところでは、厚さ約30mの石灰岩の下に *Podozamites* や *Neocalamites* などの植物化石を産する成羽層群が見られる。その上にある高さ2mの石垣を除けば、まわりは全部石灰岩であり、両者の間に硯石層群は存在していない (Fig. 5 参照)。

羽山地域では中村石灰岩上に成羽層群がのり、更にその成羽層群を硯石層群がおおうているというように、これら三者の関係が最も自然の状態で見られる唯一の場所である。しかしこの成羽層群はその露出の東西両端において石灰岩に衝上されている (東端は Fig. 5, 西端は Fig. 6 および Plate XXXIX に示す)。

この西端の成羽層群は、炭層をはさむ砂岩・頁岩の互層で、*Cladophlebis* や *Podozamites* などの植物化石に富み、日名畑層に相当する。この砂岩・頁岩の互層の上位に整合に厚さ約4mの礫岩層がのっている。この礫岩は歪角礫の砂岩礫岩で、基質部も礫と同質の砂である。その上位には厚さ約5mの石灰岩が衝上しており、更にその上は厚さ約5mの石灰岩礫岩層で、その上にふつうに見られる硯石層群の礫岩がのっている。問題は成羽層最上部の砂岩礫岩層で、これを破碎された擬礫岩と考えれば上位の石灰岩は衝上岩体とみてもよい。

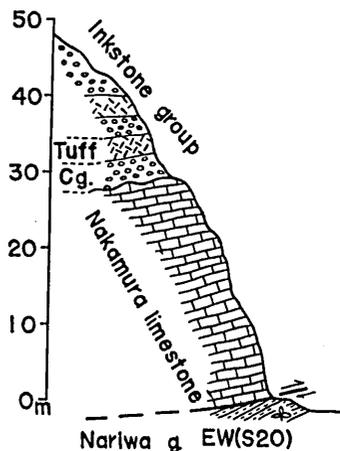


FIG. 5. Field sketch at a point of the Shimaki-river bed near Hayama; the Nakamura limestone group thrusts over the Nariwa group.

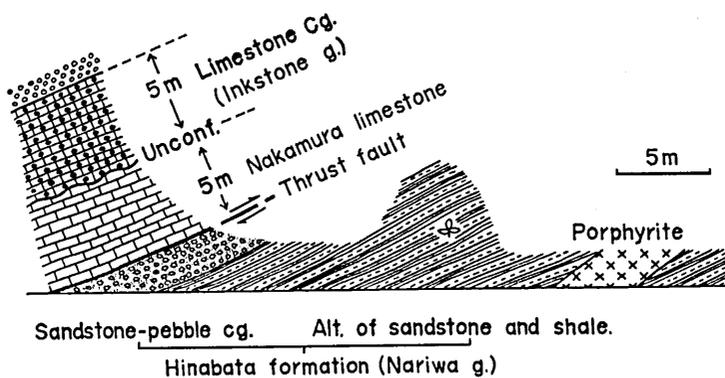


FIG. 6. Field sketch showing the relation between the Nakamura limestone group and the Nariwa group at about 500m. north of Hayama; the thrust fault represents the movement of Ohga phase.

B. 成羽層群の層序

寺岡易司 (1959) は成羽町南部の三疊系の層序を次のように区分している。

第2表 成羽層群の層序表 (寺岡 1959)

第 四 紀	高 瀬 層	
	不整合	~~~~~
上 部 三 疊 紀 (成羽層群)	地 頭 層	{ 上 部 350~400m+
		{ 下 部 400~600m+ (含 <i>Monotis (Entomonotis)</i>)
	断 層	—————
	日 名 畑 層	500m (含植物化石)
	最 上 山 層	
	不整合	~~~~~
石 炭 紀	黒 萩 層	
	准 片 岩 層	

この地域の成羽層群は、寺岡の調査した地域の北に連続して発達しているものである。西枝・枝・難波江に厚さ約200mの *Monotis (Entomonotis)* を含む砂岩層があり、その南東に新山・山本・枝・難波江につらなる植物化石を含む厚さ約150mの砂岩・頁岩の互層がみられる。枝・難波江の谷においては *Monotis* 砂岩層は植物化石層の上であり、両者の関係は整合と見られる (Plate XL, Fig. 1 を参照)。

更にその南東に再び厚さ 800m 以上の *Monotis* 砂岩層があり、佐原・山本・小滝につらなっている。そして前者と後者とは断層で境されている。

上位の *Monotis* 砂岩層は、寺岡易司 (1959) の地頭層下部に、河合正虎の区分した地頭層に相当する。また下位の植物化石層は、寺岡の日名畑層に、河合の下日名層に相当する。

この地域の日名畑層は Fig. 7 に示すように砂岩・頁岩の互層の下に礫岩層をとめない、枝の島木川の河底や西枝の谷にその露頭が見られる。礫の種類はチャートが圧倒的に多く、当然入っていると予想される石灰岩礫が存在しないのは不思議である。成羽層堆積の際に石灰岩はほとんど露出していなかったか、あるいは衝上前のことであるから石灰岩はかなり隔った距離に存在していたか、または石灰岩が下流域にあったか、などの理由によるものであろう。

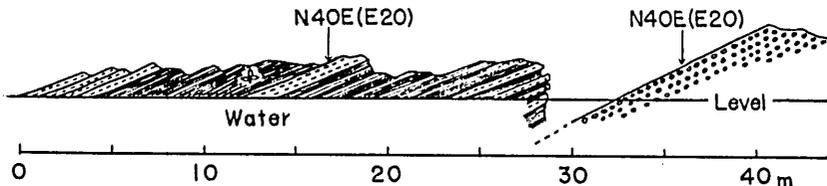


FIG. 7. Field sketch showing the Hinabata formation of the Nariwa group at a point of the Shimaki-river bed near Eda.

日名畑層の分布は、衝上線以西の羽山附近にも見られる。その一部は石灰岩下にあり、大部分は石灰岩上に不整合にのり、硯石層群中の inlier として露出している。羽山地域のものは厚さ約 100m の砂岩・頁岩の互層で植物化石を産する。これらの地域の成羽層群中には無数の断層が見られ、佐原から新山に通ずる道の露頭では Plate XXXIX, Fig. 2 に見られるような逆断層が頻りに観察される。

V. 硯石層群

A. 成羽層群との関係

硯石層群が直接に成羽層群を不整合におおっている所は次のようである。

1. 新山地域

新山では、Plate XXXIX, Fig. 1 に見られるように、河底から160m上位の260m等高線付近まで成羽層群日名畑層（植物化石を産する砂岩・頁岩の互層）が露出し、その上を不整合に硯石層群の下部礫岩層がおおっている。その不整合面が明瞭に観察される場所は、新山から小泉への上り道で集落の最上部附近の小谷底と、新山から東への道の分岐点で240m等高線付近、および新山から南新山への下り道でL-1の石灰岩直下の道路のところである。

南新山から山本を経て西枝まで列状に点在する衝上石灰岩体の間隙では、Plate XXXVIII, Fig. 1 に示されているように、硯石層群が直接に成羽層群をおおっているものと考えられる所があるが、何れも転石におおわれて見えにくい。L-1やL-2におけるように、石灰岩下に硯石層群の礫岩層が存在する所では、あたかも中村石灰岩層が硯石層群上に衝上しているかのように解釈されやすいのであるが、このことについては後章で検討したい。

2. 枝の不整合

枝の西北で島木川の谷幅が急にせまくなる地点の左岸に、成羽層群を硯石層群の礫岩層が不整合におおっている所がある (Fig. 8 参照)。この砂岩層は、そこより約100m上流の堰堤の下で、硯石層群に直接おおわれている *Monotis* (*Entomonotis*) を含む砂岩層の延長とみられるので、成羽層群の地頭層下部に相当するものと考えられる。この不整合下の砂岩層からも、かつて *Monotis* が発見されたということを知っている。

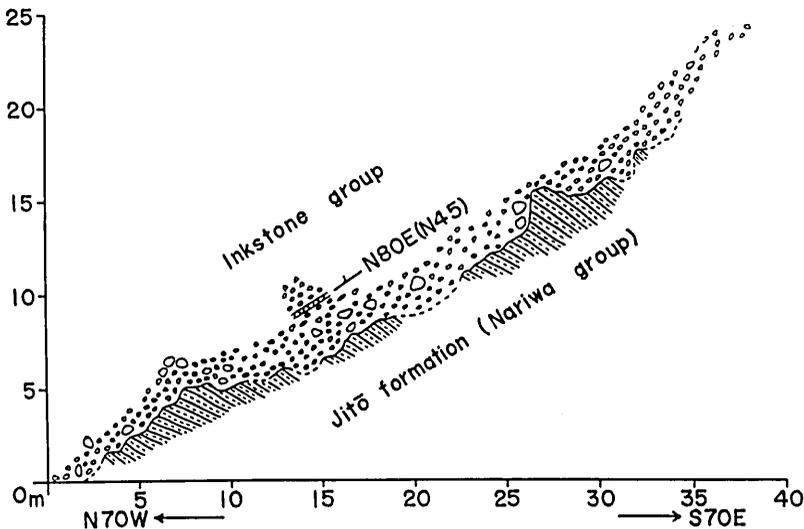


FIG. 8. Field sketch showing the relation between the Nariwa group and the "Inkstone group" at a cliff on the left bank of the Shimaki-river near Eda.

その走向・傾斜はN34°E(E21°)であり、不整合面上の硯石層群のそれはN80°E(N45°)であるので、両者は傾斜不整合を示している。硯石層群の礫岩は、石灰岩礫が特に優勢で、長径25cmに達するものも多く含んでいる。基底直上の露頭において1m平方内に含まれる径1cm以上の礫の種類をしらべた結果では、石灰岩礫153個に対して基盤から供給されたと考えられる砂岩礫は25個にすぎなかった。このような事実からみて、硯石層群の堆積が開始された時には、ごく近くに(現在の位置に)供給源の石灰岩が露出していたものと考えられる。

3. 羽山地域

段丘上の羽山郡落から、北の頂上平坦面に出る道にそって登り、集落の最上部の260m等高線の所で小さな谷川にかかる橋の下に、植物化石をふくむ成羽層群が露出している。成羽層群の上方は硯石層群の礫岩の転石で埋められていて両層間の不整合面は見られないが、18m上位の稜線筋には硯石層群の礫岩層が露出しているので、硯石層群が成羽層群をおおっているものと判断される。島木川右岸に露出する石灰岩の西端より100m上流に、*Podozamites* や *Neocalamites* を産する成羽層群が河岸に露出している。その走向・傾斜はN35°E(W20°)で、対岸の河底より約20mの高さにある県道ぞいに露出する成羽層群の走向・傾斜に近似している。そして、この成羽層群は硯石層群におおわれている。このように羽山地域では、硯石層群は衝上岩体の中村石灰岩層やその下にある成羽層群の両者をおおっている。

4. 難波江地域

難波江地域に於ても、硯石層群は石灰岩と成羽層群の両者をおおっている。Fig. 10は、難波江の西方の河底における三者の関係を示す図であるが、図の左端の右岸にある幅6m高さ1mの小露頭として成羽層群が露出していて、その上を直接に硯石層群がおおっている。

他の場所では、Plate XXXVIII, Fig. 2およびPlate XL, Fig. 1に見られるように、石灰岩以外の所では、いずれも成羽層群上を硯石層群がおおっている。

B. 古生層との関係

1. 中村石灰岩層をおおう硯石層群

中村石灰岩層のうちで、成羽層群上への衝上が認められない場所についての観察について述べる。

a. 羽根地域

羽根と空の2地域では、島木川の両岸に、河底から約50mの高さの石灰岩が露出していて、両地点とも峡谷をつくっている。羽根の峡谷は、天竜峡と呼ばれ、河底の最もせまい所は幅3m、谷の上方で約10mという石灰岩地特有のせまくて深い河食景観を示している。空のところの峡谷は、羽山峡と呼ばれ、河底の最もせまい所は幅約10mである。

両峡谷間の地質断面図はPlate XLIIに示されている。天竜峡の石灰岩の下には、河底から厚さ20m±の黒色頁岩があり、その上に厚さ30m±の輝緑凝灰岩および黒色頁岩が重なり、さらにその上に70m±の石灰岩が重なっている。すでに吉村(1961)が報告したように、この石灰岩層は中村石灰岩層上部のもので、その下位に見られる輝緑凝灰岩および黒色頁岩層は宇治層である。この両者は共に逆転構造を形成している。硯石層群はこの構造を不整合にお

おっている。この古生層の東端は、 $N20^{\circ}E$ ($E80^{\circ}$) の断層で切られて東側が落ちている。この断層より東では、硯石層群が石灰岩を介在しないで宇治層の凝灰質頁岩を直接におおっている。この断層から直距離にして約 400m 東に、羽山峽の石灰岩の露出がある。この石灰岩も中村石灰岩層に相当するもので、その西端では、輝緑凝灰岩質頁岩が石灰岩下にはいつているように見られる。これら両石灰岩の間の河底にそって、凝灰岩質頁岩が露出し、東斜面の県道にそっては硯石層群が露出している。そして、下位にある輝緑凝灰岩質頁岩は、羽山峽の石灰岩の西方約 100m の附近で県道上に頭を出している。

以上の観察から、この地域の硯石層群は、石灰質古生層が部分的に逆転構造を形成してから、かなりの期間にわたって浸食をうけた後に、それらの上に堆積されたものである、と結論される。

羽山峽に露出している石灰岩の東端も断層によって切られているようであるが、その下流右岸に於て Fig. 9 に示されているような現象が観察される。すなわち、河底に 3カ所、高さにして 3~5 m の石灰岩が露出し、その上約 50m の所に厚さ 15m ばかりの石灰岩が露出していて、その上下の石灰岩の間に硯石層群の下部礫岩層の発達が認められる。下位の石灰岩の上方は転石で埋められていてよく判らないが、河底から約 40m 上方あたりから確実に礫岩と赤色凝灰岩の互層が見られる。その走向・傾斜は $N10^{\circ}W$ ($W10^{\circ}$) で、上位石灰岩の傾斜とほぼ一致している。Fig. 9 の拡大図に示されているように、厚さ 15m の石灰岩下には 1.2m の高さの空洞が出来ており、空洞中の礫は石灰岩礫だけで石灰粘土状のもので固められている。その下に約 2 m の厚さの石灰岩礫岩があり、その下は再び 2~5 m の厚さの石灰岩で、

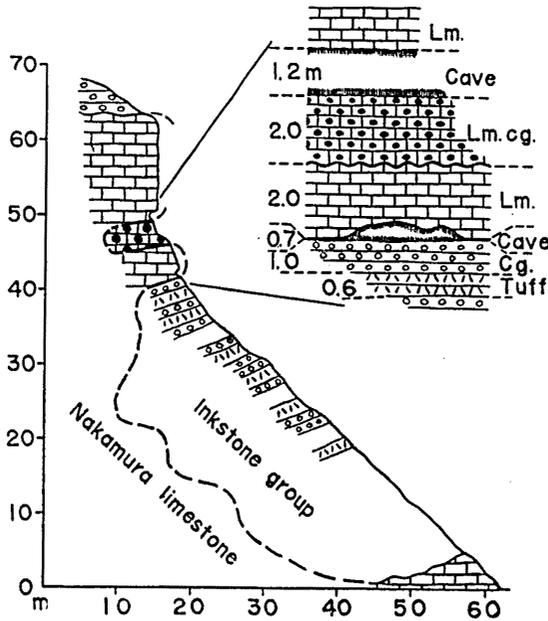


FIG. 9. Left...Sketch showing the relation between the Nakamura limestone group and the "Inkstone group" at about 1.5km. northwest of Hayama (Cave-filling). Right...Magnified front view at the same point.

その下部にも高さ0.7m、長さ1.4mの小空洞が形成されていて、中には石灰岩礫とほぼ同数のチャートの小礫が充填されている。その下位は普通の硯石層群の礫岩・赤色凝灰岩の互層である。この上・下2個の空洞は、おそらく現在の島木川の下方浸食の過程において形成されたものであろう。しかし、上・下の石灰岩と、それらの間に見られる約40mの厚さの硯石層群との関係は如何に考えるべきか。

小林貞一教授に現地御指導を受けたときに、同教授は、石灰岩は上にも下にもあること、石灰岩下の硯石層群が擾乱されていないことを主なる根拠として、難波江の判定と同様に、硯石層群は石灰岩中に形成された洞穴を埋めた Cave-filling であろう、との見解を述べられた。1962年の地質巡検の際に、ある参加者は、「そんな大きな Cave があるものだろうか。」との疑問をもらされた。筆者等が1964年春に特にこの点について調査したところ、Cave-filling の裏付けとなるような現象もかなり多く発見され、その可能性を強く考慮するようになった。小林の Cave-filling の意味は、現在天竜峡や羽山峡で見られるような地盤の隆起にともなう下方浸食によって形成された深い谷の石灰岩の壁面の凹部とその前面を埋めたもの、ということであろう。このように考えると、硯石層群堆積時の谷が、その流路はちがっていたであろうが、現在再び島木川によって掘り返されていることになる。

b. 難波江地域

難波江の西方の谷に於て、谷がせまくなって平地部がなくなるところから約50m上流で衝上前縁の石灰岩体が河岸に下ってくる。この地点から上流約100mの右岸には、成羽層群の砂岩層（走向N45°E、傾斜S40°）が露出し、さらに60m上流では幅10mの砂岩層が、その上流30mの地点では幅6m高さ1mの砂岩層（走向N5°W、傾斜W16°）が露出している。（Fig. 10参照）。それから15m上流には幅20mの石灰岩が河床にあらわれる（Plate XL, Fig. 2のB地点）。この地点では、硯石層群は成羽層群と石灰岩との両者をおおっている。この位置から約40m上流の河床に石灰岩に接して硯石層群礫岩層が露出している（Plate XL, Fig. 2のA地点、同 Fig. 3）。小林貞一ら（1938）が、一度は大賀衝上の時期を硯石後としていたものを、後に硯石層群前と訂正したのはこの場所での観察で、石灰岩下にあるように

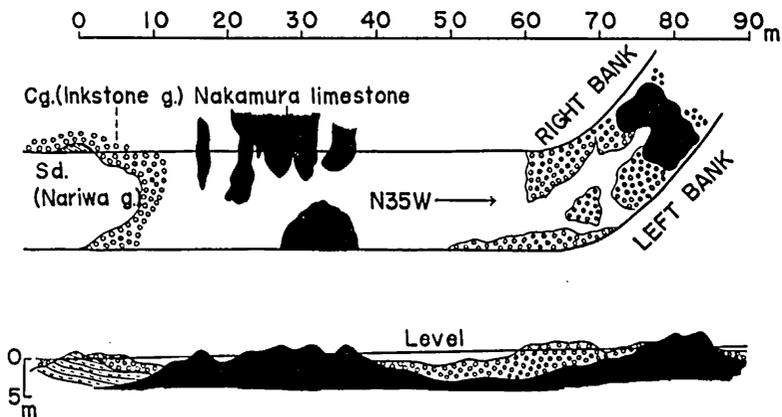


FIG. 10. Vertical and horizontal sketches showing the relation among the Nakamura, Nariwa, and "Inkstone" groups at about 1 km. northwest of Nabae.

見える硯石層群の一部は石灰岩上の Cave-filling であることを発見したからである。

小林 (1941) の図版 1 の 5 図および 1951 年の第 1 図版第 5 図の写真は、此処のものである。

Fig. 10 は、この場所の河底の模式断面図である。図の左端に見られるように、成羽層群の露頭と中村石灰岩層のそれとの間はわずかに 15m くらいであるが、その間を硯石層群におおわれているので、両者の直接の上下関係は不明である。この地点から約 100m 下流では、谷の両側の山腹から下ってきた石灰岩が両岸に露出しているが河底には見られない。この地点より上流に成羽層群が露出しているのであるから、この付近で成羽層群の上に一様にのっていた石灰岩が浸食によって剝脱された結果であろう。

2. 衝上岩体をおおう硯石層群

a. 新山地域

南新山の部落の西端から旧中村に登る道の両側に、L-1・L-2 の石灰岩が向い合って露出している (Fig. 12 参照)。両方の地点に於て、石灰岩下の前面に硯石層群の礫岩が認められる。L-1 の所では石灰岩直下に石灰岩礫岩があり、5 m 下には硯石層群の礫岩層が厚さ 2 m ばかり露出している。その下 10m の所と、35m 下の道には成羽層群の露頭がある。このような事実から判断すると、L-1 の所の石灰岩下の硯石層群は、小林貞一 (1951) のいう化石峡谷の堆積物であろう。L-2 に於ても、成羽層群上の石灰岩直下に厚さ約 9 m の硯石層群の石灰岩礫岩が見られる。これらの石灰岩の上は硯石層群に不整合におおわれている。また、両石灰岩の間では、硯石層群は直接に成羽層群をおおっていて、小林貞一 (1951・その他) が述べているように、硯石層群は衝上線を被覆している。これらの状態から硯石層群堆積当初における凹凸の激しい浸食地形が想像される。

南新山から山本に向って L-3・L-4 の石灰岩が成羽層群の上に衝上しているが、両者ともその上は普通に見られる硯石層群の礫岩層がのっていて、石灰岩礫岩層は見られない。おそらく L-1・L-2 の方は背後に石灰岩が存在していて、石灰岩礫だけを急速に供給されたものであろう。それに対して L-3・L-4 の場所に於ては、背後に石灰岩の露出がなかったものと考えられる。L-3 の石灰岩の頂上部には、礫岩が石灰岩にはりついたようにおっているのが見られる。

b. 山本地域

山本から枝の谷に向って下る石灰岩は、4 カ所にその露頭が見られる。山本の西端から頂上に通じる旧道に沿っては、硯石層群は石灰岩層の凹所のみとその堆積が見られ、平坦面上には山砂利層が広く発達しているために硯石層群は存在しない。L-6・L-7 と枝側の石灰岩は、いずれも直接成羽層群に衝上し、それらの上は硯石層群の普通の礫岩層におおわれていて、石灰岩礫だけの石灰岩礫岩は見られない。

c. 枝地域

島木川の谷の入口に石灰工場が 2 カ所にあるが、その両岸には石灰岩の cliff が見られ、左岸の石灰岩の下方には硯石層群の露頭が認められる。山辺石灰工場の前の河底には、*Monotis* をもつ成羽層群上に不整合に硯石層群がのっている。右岸の石灰岩の高さは 54m、左岸のものは 34m で、それらの上は硯石層群の普通のタイプの礫岩におおわれている。したがって、此処では硯石層群堆積当初の基盤の真の凹凸があらわれているものと考えられる。

枝の山の頂上に近づくとしたがって、散点的に露出する石灰岩はその厚さを減じて、分水嶺の所では高さ約2m位になり、難波江に下るとしたがってまたその厚さを増してくる。その何れも硯石層群の普通の礫岩層におおわれている。

d. 難波江地域

難波江の西の谷の両斜面にも、薄い石灰岩層が列状に点在していて、それらは難波江から旧松原村に出る谷まで追跡される。いずれも石灰岩と下の成羽層群との間に薄い硯石層群の発達が見られる。この硯石層群を Cave-filling としても、石灰岩の厚さは、せいぜい20m位である。硯石層群はこれらの石灰岩をおおい、あるいは、直接に成羽層群をおおって堆積している。

不整合の地点から約400m上流の両岸に、L-17の石灰岩が露出している。この場所の河底は硯石層群からなっているので、石灰岩はあたかもその上に衝上しているかのように見られる。石灰岩の高さは、左岸で31m、右岸で28mである。これらの石灰岩上をおおう硯石層群は普通の礫岩で、その厚さは左岸で31m、右岸で23mである。

不整合面が高位置にある山本のL-6では、不整合面上にのる最初の礫岩層の厚さは僅か3mで、L-7では最下部から含礫凝灰岩で礫岩層は存在しない。これと同様に、難波江北方の台地に上る所に見られる高さ8mの石灰岩上にのる最下部の礫岩層も、わずか3mの薄層である。このように、堆積開始期における最下部礫岩層の厚さが、高所にあるものでは薄く、低所にあるものでは厚いという事実は、当時の地形と地質構造を考察するための重要な資料である。

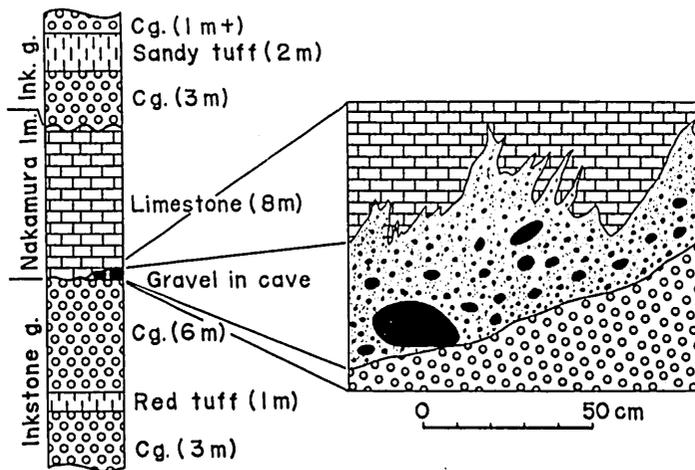


FIG. 11. Right...sketch showing the mode of the cave-filling deposit on a hill about 1 km. north of Nabae.

Left...Columnar section at the same point.

e. 羽山地域

FIG. 6に示されているように、成羽層群の分布の最西端にあたる場所では、成羽層群に衝上する厚さ5mの石灰岩の上に、厚さ5mの石灰岩礫岩層が不整合にのっている。この石灰岩礫岩は石灰質物で膠結されているので、下の石灰岩と1体に見える。しかし、その石灰岩

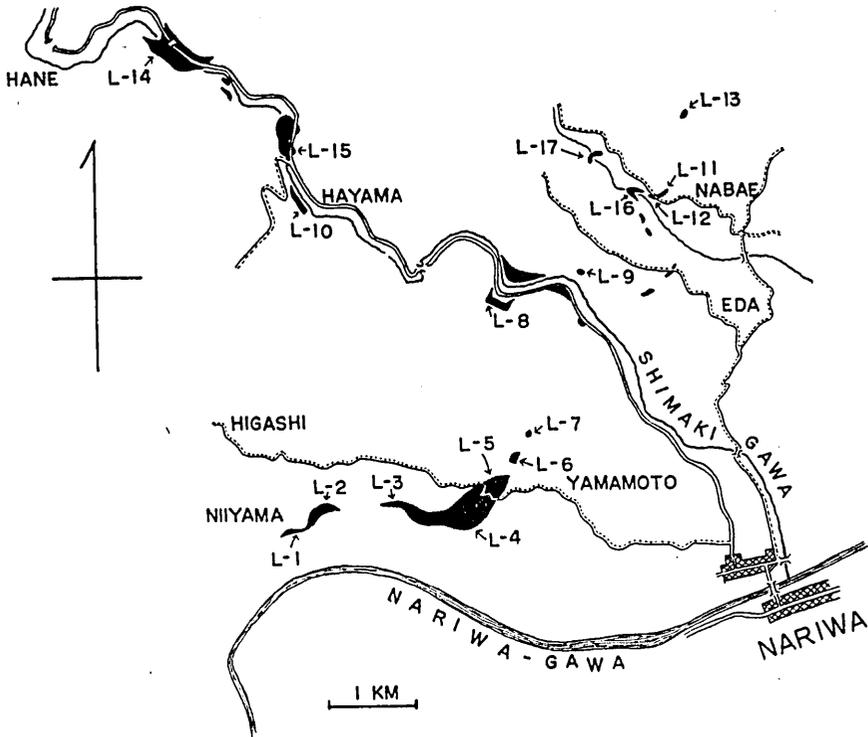


FIG. 12. Distribution map of limestone masses near Nariwa.

礫岩を横に追跡してゆくと、基質として赤色凝灰質物をもつ上位の礫岩に移化してゆく。このように、石灰岩礫岩というものは、石灰岩の直上にあることがほとんどで、他の物質を混入しない特殊な環境に堆積されたものである。しかし、羽山部落の下の中村橋上流右岸の石灰岩上では、硯石層群最下部の厚さ5mは成羽層群からの供給物からなり、その上位に石灰岩や他の岩石の小礫を含む赤色凝灰岩層がのっている。さらに、その上に厚さ2mの石灰岩礫岩がのっていて、しかも、石灰岩礫は長径10cm以上のものが多い。この石灰岩礫岩の形成を説明するためには、ひとつには、地盤運動による石灰岩塊の露出ということが考えられる。このことについて、かつて楠見(1955b)は、硯石層群の堆積のごく初期に軽微な衝上が行なわれたのではないかと考えて、“硯石衝上”という言葉を使ったことがある。

C. 硯石層群の層序

この地域に発達している硯石層群は、礫岩層を主体として赤色凝灰岩層と互層する下部層と、赤色凝灰岩を主体として小角礫質岩を時折ふくむ上部層とに2分される。

1. 下部層

礫岩を主体とする下部層は、明治橋の東の稜線では層厚227mで最も厚く、石灰工場の南の稜線では厚さ約60mで、山本の東端では約20mとなり、山本の西北端の石灰岩上では全然その発達が見られないかあるいは厚くても2mを越えない。難波江でも谷底の石灰岩上への

るものは約150mもの厚さを示すが、松原村の台地に登る道筋では約6mの厚さである。(Plate XXXVIII, Fig. 2 参照)。

この下部層の厚さの変化は、全く基盤の地形に左右されていて、基盤が高位置にある所では薄く、基盤が低位置にある所では厚い。この事実は、硯石層群が堆積した後にこの地域では大きな地殻変動が起っていない、ということを示唆している。

枝の谷の入口にある石灰工場の所の左岸から稜線にそって礫岩の厚さの垂直的变化を調べてみると、最初の礫岩は石灰岩の直上で厚さ19mで、その上は1mの赤色凝灰岩を間に2つ挟んで34mもの厚い礫岩層が見られる。そしてその上には13mの礫岩と赤色凝灰岩との互層のあとに8mの礫岩があらわれ、さらにその上は7.5mの互層の上に20mの礫岩の厚層が見られ、10.5mへだてて最後に5mの厚さの礫岩がのっている。このように、厚い礫岩層は下部に多く、上部になるにつれて赤色凝灰岩が優勢になってくる。

礫岩層の礫についてみても、礫は下部ほど大きく、上部になるにつれて小さくなる。この事実は、堆積の進行につれて湖域が拡大した、という解釈に矛盾しない。礫の形状は歪角礫状のものが多く、淘汰もあまりよくない。礫の種類のおもなものは、石灰岩・砂岩・チャートである。この3種類の礫が、大きさから見ても数量から見ても卓越しているが、中でも石灰岩礫が大きさ・数量において優勢である。石灰岩礫の大きさは、20cm以上、時に1m以上に達するものもあるが、普通には5~10cmである。次いで砂岩礫が多く、大きいものでは30cmに達するものもあるが普通は石灰岩礫と同様に5~10cmである。チャート礫は数量も少なく普通5cm以下のものが多い。以上のものの他に、頁岩・石英斑岩・花崗岩などの礫がごく稀に入っている。

これらの礫の種類組合せは、垂直的にも水平的にも変化する。下部層の上位の方では全く石灰岩礫を欠く礫岩も見られる。難波江の谷では、厚さ148mの下部層中で、石灰岩上38mの所に石灰岩礫がほとんど入っていない礫岩層がある。それとは逆に、石灰岩直上のみでなく、下部層のかなり上部に石灰岩のみの礫岩層が見られることがある。南新山のL-1の石灰岩の所では、石灰岩上30mの所まで普通の礫岩・赤色凝灰岩の互層があり、その上に12.5mの厚さの石灰岩礫岩が見られる。これらの事実は、石灰岩が埋没されたり、露出したり、水域が変わったりするような、いろいろな変化を意味するものであろう。

明治橋の東稜においては、上部層を含めて厚さ216mに達する連続露頭の中に、28枚の赤色凝灰岩層が数えられる。しかし、広い露頭での観察によると、赤色凝灰岩層と礫岩層とは互いに interfinger しているので、その枚数を正確に数えることは出来ない。

赤色凝灰岩は、薄片での観察によると、角閃石・長石・磁鉄鉱・方解石および石英などのほかに多量の褐鉄鉱を含んでいて、これが赤色を呈する原因となっている。しかし、場所によっては緑灰色の凝灰岩もあって、これを薄片で見ると、緑泥石が多量に存在している。赤色凝灰岩と緑灰色凝灰岩とが接している所では、両者は漸移している。

2. 上 部 層

上部層は、ほとんど全く赤色凝灰岩からなり、頁岩質なものを含まず、下部層とは整合である。この上部層中には少量の礫岩を伴っているが、それは小礫のみからなるもので、露頭面内でその両端の尖滅が認められるような小レンズである。1cm以内の小角礫からなる

礫層も時折見られる。

上部層が最も厚く発達している所は、この地域の硯石層群の分布の最北端にあたる宇治の西方の丘で、その厚さは85m+である。また、宇治から西方の広岩の山頂に通じる道に沿っては、その厚さは73mである。羽根一志藤の断層を境にして、それより南東側では下部層が厚くて上部層が薄い。その最も厚い所（枝の不整合の北の丘）で75mであり、普通は50m以下である。上記の断層より北西側では上部層の上はほとんど安山岩におおわれていて浸食から保護されているのに対し、断層より南東側では安山岩も上部層の1部も剝脱されている。

断層より南東側では下部層が厚いのに北西側ではそれが薄いということは、前者は下部層堆積当時に深い谷（凹所）を形成していたのに対して、後者は石灰岩台地状の高位置にあったためと考えられる。つまり、凹所が下部層で埋められてほぼ平坦化された頃から礫の供給はなくなり、凝灰質物のみの堆積が行なわれたものと考えられる。この赤色凝灰岩は、時に緑灰色なものに漸移し、場所によっては、砂質なところや泥質なところもあり、時に石灰質なところもある。

D. 硯石層群の被覆岩類

硯石層群の上をおおっている火成岩類としては安山岩と流紋岩があり、硯石層群を貫いているものには玢岩と石英斑岩がある。また、硯石層群に接触している火成岩類としては吉木付近の花崗岩がある。これらの外に、広く平坦面上をおおって高瀬層（山砂利層）の発達が見られる。

1. 安山岩および玢岩

成羽川と支流の島木川とに挟まれた旧中村の台地は、小泉～東以西において、広く安山岩におおわれている。難波江の北西部の旧松原村地域にも、広くその発達が見られる。

安山岩流の厚さは、旧中村の梶屋付近で約80m、難波江の北方では約100mである。

岩質は一様ではなく、基盤に貫入している玢岩脈は、斑晶として長石が顕著で角閃石は時折見られる程度で、時には石英の小結晶を含み、基質は緑色で、岩脈の幅は普通1m位で時に10m以上のものもある。安山岩として硯石層群をおおっているものには、斑晶に長石のみのもの、角閃石を合わせもつもの、石英を含むもの等があるが、平坦面上ではほとんど風化して黄褐色の粘土質な土壌となっている。湯野付近では、赤色凝灰岩そっくりのレンズ状の凝灰質物を挟在していたり、石灰岩礫岩や砂岩の互層をレンズ状に挟在していたりする。また、常頭では赤色凝灰岩片を捕獲している。

2. 流紋岩および石英斑岩

この地域では宇治の東方に広く分布している。柴原の東南から難波江北方にかけて、安山岩流と硯石層群とを境する大きな石英斑岩脈が見られる（Plate XXXVIII, Fig. 2 参照）。旧中村の布寄付近でも安山岩を貫いている石英斑岩脈が見られる。勿論、基盤岩層を切る岩脈も時折見られる。

3. 花崗岩

成羽川に沿う吉木付近に見られる花崗岩は、成羽川の東南方の鶴首山・鶴ノ森山などを中

心に小範圍の分布を示している黒雲母花崗岩である。新山の西では古生層に接触して石灰岩に変成作用を与えている。間接的にはあるが、近い位置にある成羽層群および硯石層群にも熱変成作用を与えている。しかし、吉木から三宝鉾山へ上る道や鉾内での観察によると、この花崗岩は玢岩脈に切られている。

4. 高瀬層 (山砂利層)

成羽川と支流の島木川とに挟まれた旧中村の台地では、頂上より北斜面の海拔約 300m の平坦面に本層の発達が見られる。その厚さは10~50m位で硯石層群を不整合におおってほぼ水平に堆積している。島木川と難波江の谷との間では、本層は硯石層群上にほぼ水平に発達し、その厚さは30~50mである。これらに対して、宇治の南では本層の厚さは100mにも達している。柴原の東南方では、流紋岩や安山岩の上をおおって本層の発達が見られる。

礫は、石英斑岩・チャートが最も多く、枝の丘では赤色凝灰岩・花崗岩・玢岩も見られ、稀れに砂岩・頁岩・千枚岩もまじっている。礫の大きさは普通5~10cmで、時には30cmのものもあり、よく円磨されていて淘汰も良好である。

5. 被覆岩類の關係

安山岩は、難波江の丘で見られるように、石英斑岩脈に切られており、また玢岩脈は花崗岩を切っている。したがって、この玢岩脈が安山岩と同一時期のものであればこの地域の火成岩類の順序は、花崗岩が最も古く、次に安山岩類、最後に流紋岩類となる。この地域の石英斑岩・流紋岩は、柴田秀賢 (1964) によると八幡層群時代のもと考えられる。花崗岩は硯石層群に接触変質を与えているから、その時代は硯石後、安山岩流出前ということになる。

高瀬層は、前記の火成岩類の礫を含み、それらの上をおおっているので、この地域に見られる岩石や地層の中で最も新しいものである。赤木 健 (1930)、佐藤源郎 (1938)・小倉勉 (1921) は、それぞれこの高瀬層を新第三紀層としているが、化石の産出が見られないので積極的に時代推定をすることは出来ない。高瀬層を設定した河合正虎 (1957) は、高瀬層は中新世の地層を不整合に被覆していると言っている。なお、この地域の西方には玄武岩のドームが多数点在しているが、河合 (1957) は旧大賀村高瀬においては高瀬層を貫く玄武岩のあることを報告している。

VI. 大賀衝上の時期について

A. 今日までの見解

1. 小沢儀明の見解

小沢 (1925) は、川上町の旧大賀村において秩父古生層の石灰岩が成羽層群上に衝上している事実を発見して、“大賀デッキ”を報告し、さらに成羽町北西で石灰岩が成羽層群上に列状に点在するのを見て、始めはそれを“漂礫”と考えたが、後に秩父古生層の石灰岩を硯石層群が不整合におおうものと考えて、大賀衝上の時期を硯石統以前であるとした。

2. 矢部長克の見解

矢部・馬淵 (1934) は、「山本から枝をへて難波江まで連続する硯石層群と成羽層群との不

整合線に沿って並んでいる石灰岩は、礫としては大きすぎる。もし礫でなければ成羽層群以後、硯石層群前の衝上と考えなければならぬだろう。」といい、羽根の石灰岩を観察して、「硯石統礫岩はほぼ20°内外の北西傾斜をもって石灰岩上にあり、石灰岩は緩傾斜をもって礫岩上にのる関係は、繰り返し近距離において2カ所観察される。」として、それらを硯石層群以後におこった衝上断層によるものと考えた。そして、羽山の硯石層中の成羽層をも衝上岩体と見ている。さらに、「小沢は中国地方の地史(1926)で硯石統が水平に近いことに重点をおいたので衝上に気がつかなかった。」とも言っている。つまり、硯石層群前の衝上を認めるとともに、硯石層群後の衝上をも考えている。

3. 小林貞一の見解

小林(1937)は、堀越義一とともに、山本での観察に基づいて、古生層は三疊紀層に衝上し、硯石統は両者を不整合におおうと考えて、衝上の時期を硯石統前とした。その後、小林(1938)は、この硯石統が成羽統ほどには擾乱されていないこと、その走向・傾斜が衝上線とほぼ一致していることなどから、古生層はその上に堆積した硯石層群をのせたまま動いて、成羽統の上に衝上したとして、衝上の時期を硯石統堆積後と訂正した。しかし、その後、小林(1953)は、張麗旭とともに難波江の北西の谷で、一部の礫岩を剥がしてよく観察すると硯石統の礫岩は石灰岩のCaveを埋めているCave-fillingであることを発見して、再びこの衝上期を硯石統前と訂正した。

4. 河合正虎の見解

河合の見解も多少の変化を見せている。河合(1950)は、羽根の中村石灰岩と硯石層群との関係を観察し、矢部(1934)の羽根衝上を認めて、大賀衝上を硯石層群後か、または単なる逆断層か、あるいは大賀期中のものか、といろいろの立場から考察し、成羽層群と硯石層群の受けている褶曲の差で造山運動をこの間におくことは危険であり、また硯石前ならば硯石層群の分布が衝上線より北のみに限られるという事実を如何に説明するかと討論し、大賀衝上の終熄を硯石層群堆積中と考えると、硯石層群が大賀衝上線を被覆する事実に矛盾はないとして、矢部の羽根衝上期と小林の見解の間に衝上の時期を考えた。その後河合(1951)は、その時期をさらに限定して、大賀衝動期を硯石中期以後と考えたが、硯石層群の地質構造が成羽層群のそれと比べて単純であることを如何に説明するかという点に不安を残している。

さらにその後、河合(1957)は、今村外治・楠見久(1951)の見解を考慮に入れて、大賀衝動の激動期を硯石層群下部層の堆積中におくことを提唱している。しかし、今村・楠見が決めた層序区分では、石灰岩礫に富むのは上部層の基底であって下部層ではないのである。したがって、石灰岩礫に富む時期を衝上期と考えるならば、稲倉の資料ではやはり硯石後期ということになる。

5. 楠見久の見解

前述のように、大賀衝上期については、小林貞一や河合正虎が次々と見解を変えたと同様に、楠見も研究の進行につれて、その見解に多少の変化を見せている。

楠見は、昭和の初期頃における成羽層群の植物化石層と *Monotis* 化石層との上下関係につ

いての多くの学者の論争も、大賀衝上期についての小沢儀明・矢部長克・小林貞一らの見解の相違も、ともに野外調査において十分な資料の獲得に欠けていることに原因がある、と考えた。そこで、この問題の解決は精密な現地調査が必要であると考えて、1949年以來15年間にわたって野外調査を行ない、その都度見解を発表してきた。

河合正虎の成羽地域の三疊系の調査と前後して、1949年に、楠見は品川考穂・吉村・片山と共に成羽地域の硯石層群を夏と冬の2回にわたって40日間調査し、その層序・構造について1950年に東京大学において開催された日本地質学会第57年総会の講演会で発表した。その時の発表内容は、①矢部(1934)の羽根衝上は硯石層群上への衝上ではなく、被衝上岩体は、岩相からみて三疊系らしいこと、②難波江西北の河底の石灰岩下に見られる硯石層群は、小林貞一の指摘したようにCave-fillingであること、③衝上線付近では、硯石層群は中村石灰岩と成羽層群の両方をおおっていること、④硯石層群の堆積は大賀衝上形成後であること、⑤成羽地域の硯石層群は上・下の2層に分けられ、その走向・傾斜のくいちがいがから、上・下両層の間は不整合ではなからうかということ、であった。

上記①で羽根の三疊系としたものについて、その後徹底的に調査した結果、それからは三疊系を指示する化石の1個も発見されず、岩相も成羽層群とは異なることが判り疑問を抱いていた。特に石灰岩下の問題の地層から紡錘虫化石を発見してますます疑問に思っていた。その後、吉村(1961)の研究の結果、その紡錘虫は *Yabeina shiraiwensis* であることと、問題の地層上に接する石灰岩から *Neoschwagerina margaritae*, *N. douvillei*, *N. megaspherica* 等が発見されること、その岩相が宇治層に酷似すること等から、問題の地層が宇治層であることが確認された。同時に、中村石灰岩より新しい宇治層が、見掛上前者の下位に接する事実と、上位の中村石灰岩中の化石帯の配列とから、それらが共に逆転構造を形成していることが明らかにされた。

また、前記⑤の硯石層群中の不整合も、その後の研究によって、堆積の進行につれての変形であることが判明したので、ここに訂正しておく。

また、楠見が他地域の硯石層群との対比に消極的であったのは、当地域の硯石層群から全然化石が発見出来なかったためである。

その後、楠見(1952)は、硯石層群の堆積物、特に下部層の礫岩に着目して、石灰岩礫が他の礫に比べて数・量共に垂直的に変化し、基盤に石灰岩をもたない所では成羽層群の基盤直上でなく、やや上位に石灰岩礫岩の発達が見られるところから、石灰岩の移動が硯石層群堆積の初期にも行なわれたのではなからうか、という見解を発表した。

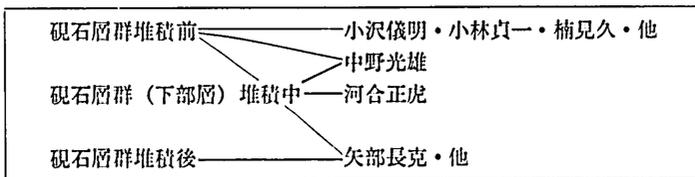
その後、楠見(1955 a)は、この地域の礫岩層の調査方法とその結果について発表した。この方法による精密な測定の結果、大賀変動の激動時階は硯石層群堆積前であり、硯石層群堆積の初期にも部分的に小さな衝上は行なわれたものと考えて、“硯石衝上”を提唱した(楠見, 1955 b)。その年の秋、小林貞一教授は、成羽の現地で、楠見の見解とは異なる見解に基づいて、楠見の“硯石衝上”に批判的な意見を述べられた。その年の暮、今村外治教授に現地で御指導をいただいた結果、「枝の谷の石灰工場付近で見られる状態では、石灰岩が硯石層群の一部をおおっていると考えてよい。」として、「“硯石衝上”もあり得るのではないか。」と申され、「いろいろな解釈が成立する場合は慎重にした方がよからう。」との御意見であった。その後は、より積極的な資料を得ることに努力してきた。

なお、中野光雄 (1952) は、成羽の西南方にあたる後月郡共和村において、日南石灰岩とその前方のクリッペ群とを結んで、これらの古生層の石灰岩が成羽層群をおおうと共に、成羽層群上に不整合にのる硯石層群をもおっている、として、大賀衝上の時期を硯石前から始まり硯石初期まで続いたものと推定している。今村外治もその考えを是認している。吉村 (1961) は、大賀台の古生層の構造解析から、大賀衝上の時期を硯石前としている。

6. 以上の見解のまとめ

以上に述べたように、大賀衝上の時期については、いろいろ異なる見解があるが、これらを表記すると次のようである。

第3表 大賀衝上期についての諸見解



楠見の“硯石衝上”は、河合の“大賀衝上”と同じ時期のものと考えられるが、河合はそれを大賀衝上の主体と考え、楠見はそれを大賀衝上後の副次的な小衝上と考えたが、それをも現在は見解を保留している。

B. 討 議

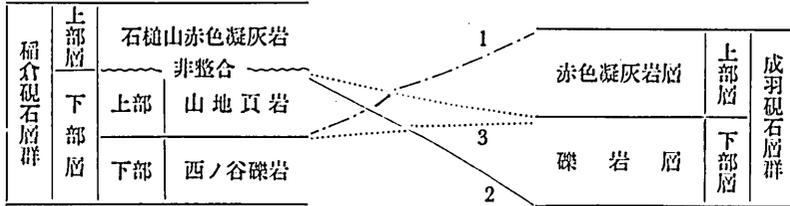
1. 成羽硯石層群と他地域相当層との対比

今日まで成羽地域における硯石層群から化石の発見ができなかったことは、その地質時代の決定や他地域との対比を困難にしている。次に岩相による対比を試みてみる。

今村外治・楠見 久 (1951 a) によって研究された岡山県小田郡稲倉村 (井原市) 付近の硯石層群においては、化石カイエビ類やその他淡水産化石二枚貝・巻貝を豊富に産出する下部層上部の山地頁岩があるが、成羽地域の硯石層群にはその相当層はみとめられない。稲倉の下部層下部の西ノ谷礫岩は礫岩と赤色凝灰岩との互層である。そして稲倉の上部層は、基底に薄い礫岩層や砂岩層をもち、その上位に赤色凝灰岩層をもっている。すなわち稲倉では下部層下部と上部層の基底との2層準に礫岩層がみられる。成羽の場合には下部層は礫岩と赤色凝灰岩との互層であるから、その点稲倉の西ノ谷礫岩に似ている。そして成羽の上部層は赤色凝灰岩のみであるから、稲倉の石槌山赤色凝灰岩に似ている。そこで楠見 (1950) は、成羽地域においては山地頁岩相当層を欠除しているものと判断して、成羽の上部層と下部層の間に不整合を考えたわけである。しかしその後の調査で、成羽の上部層と下部層は整合であることがわかり、これらを稲倉の西ノ谷礫岩に対比すべきか、または石槌山赤色凝灰岩に対比すべきかという新しい問題をもつようになった。

これをきめる鍵として、第1の資料は稲倉では西ノ谷礫岩にはただ1カ所だけ、2個ばかり石灰岩礫を見つけただけでほとんど石灰岩礫がないことである。それに山地の谷の石槌山赤色凝灰岩の基底には薄層ではあるが石灰岩礫が多数入っている。大きさも中には20~30cm

第4表 成羽と稲倉の両地域における硯石層群対比の假定



第4表の假定で1は、成羽硯石層群は稲倉の西ノ谷礫岩に相当し、成羽では山地頁岩以上を欠除しているという假定であり、2は、成羽硯石層群は稲倉の石槌山赤色凝灰岩に相当し下部の山地頁岩や西ノ谷礫岩を欠除しているという假定であり、3は、成羽の下部層は稲倉の西ノ谷礫岩に相当し、成羽の上部層は稲倉の石槌山赤色凝灰岩に相当し、成羽では稲倉の山地頁岩を欠除しているという假定である。

大のものもあり、基盤にも付近にも石灰岩が見られないだけに実に不思議である。成羽の下部層は石灰岩礫は豊富に入っている。

第2の資料は、稲倉では西ノ谷礫岩の上には山地頁岩があり、石槌山赤色凝灰岩の上には流紋岩がおおっているが、成羽では下部礫岩層に整合する上部赤色凝灰岩層の上には安山岩または流紋岩がのっていることである。

以上の2つの資料から考えると、成羽硯石層群は稲倉の上部層、すなわち石槌山赤色凝灰岩に対比することが妥当と考える。

石槌山赤色凝灰岩は、松本(1951)によって区分せられた関門層群に対しては、上部の下関亜層群の一部に対比される。また南朝鮮の慶尙層群では、立岩 巖(1929)の新羅統の一部に対比されるから、成羽硯石層群もそれらに相当するものとする。

成羽硯石層群の厚さは、新羅統の約4,570m、下関亜層群の約2,400m、石槌山赤色凝灰岩の約80mに対して、約360mである。吉備高原に分布する硯石層群の厚さは、対馬盆地のそれに対しても非常に薄いようである。また洛東・脇野に対比できる地層は、稲倉にはその一部があるが、成羽では欠除している(第5表参照)。

2. 成羽硯石層群の堆積環境

この地域の硯石層群の下部層の厚さは柱状図に示されているように、上部層に比べて変化が大きい。硯石層群分布の中心をなす枝から宇治への谷と、難波江から柴原への谷では、下部礫岩層の厚さは、明治橋のところでは227mで最も厚く、その他の場所でも100mに達するところが多い。それにくらべて硯石層群の分布している周縁部ではその厚さは非常に薄い。また、たとえ分布の中心部であっても、基盤の位置が高位にある羽山などでは下部層の厚さはかなり薄い。つまり硯石層群堆積時の基盤の高低が下部層の厚さを支配している。このことは小林貞一(1937)が述べているように、硯石層群堆積時の湖底は凹凸に富んだ複雑な地形を示していたと考えられる。

上部層は赤色凝灰岩層で礫岩層をほとんどともなわない。このことは下部層がすでに谷間を埋めつくした後は、付近からの礫の供給がやみ、もっぱら凝灰質物だけの堆積となったことを意味している。現在みられる上部層の基底の高度にあまり地域差がなく、それに対して基盤の石灰岩の高度差が著しいという事実は上述のことを裏書きしている。

第5表 硯石層群の対比表

地域 時代	南 鮮		関 門		稲 倉		成 羽			
ヘトナイ世・浦川世	仏国寺統		八幡層		流紋岩		流紋岩			
ギリヤーク世	慶 羅 統	朱砂山礫岩層	下 関 亜 層 群	福江層	稲倉硯石層群	上 部 層	成石層 羽硯群	上 部 層	赤色凝灰岩 礫岩	
宮古世		乾川里層		筋ヶ浜層						石槌山赤色 凝灰岩
有田世		探栗山礫岩層 大邱層 鶴峯礫岩層		北彦島層						
		新羅礫岩		塩浜層						西ノ谷礫岩
高知世	層 群	漆谷層	脇 野 亜 層 群	若宮上部層	下 部 層					
高知世		洛東統		若宮下部層						千石層
		晋州層		如来田層						
		霞山洞層								

上部層の厚さは、下部層との境界面の高低によるよりも、むしろ表面の削剝の程度に支配されている。その証拠としては、上部層の上位に山砂利層をのせているところでは薄く、安山岩におおわれているところは厚い。

羽根から志藤への断層線を境として、下部層は南東側が厚くて北西側が薄く、上部層は西側が厚くて東側が薄いのは、下部層の堆積時に東側は基盤が低く深い谷を形成しており、北西側では基盤の高い台地状をなしていたものと考えられる。この羽根～志藤間の断層は硯石層群堆積前にすでに活動していたものとする。同様に羽山峽の石灰岩の東端と、羽山の石灰岩の東端においても衝上後、硯石堆積前の断層運動があり、そのため硯石堆積の湖盆形成に関係あるものと考えている。

下部層中に頻りに赤色凝灰岩層が礫岩と互層してくるのは、硯石堆積の初期から火山活動が始まっていたことを示す。石灰岩礫の大きさが下部ほど大きく、上部に至るにしたがって小さくなる事実は、基盤の凹所が充填されるにしたがって谷間がひろがってゆく過程を示している。1m以上もの石灰岩の大礫が普遍的でなく、局部的に見られる事実は、凹凸のはげしい地形を意味している。また硯石層群の東南縁の衝上線付近で硯石層群の地層の厚さがきわめて薄くなることは、この付近が堆積当時の湖盆の周辺であったことを意味するものよ

うである。

3. 大賀衝上期について

大賀衝上の時期が硯石前か、硯石後か、あるいはその堆積中かを推定する場合に、今日までの諸氏の見解ではおもに中村石灰岩と成羽層群および硯石層群との上下関係の観察に重点がおかれてきた。

筆者らは第一に衝上線に列状に散点する石灰岩を小沢 (1925) の始めに考えた“漂礫とみるには余りに大きい”と述べている矢部 (1934) の観点に賛成する。

第二に大賀衝上期を硯石前とする資料としては、すべて硯石層群は中村石灰岩および成羽層群を不整合におおっているだけでなく、衝上線までもおおっていることがあげられている。ここで問題になるのは、中村石灰岩下に硯石層群下部層の一部が見られることである。難波江西北の谷底に見られる硯石層群が、石灰岩の Cave-filling であることは小林貞一ら (1939, 1941) の観察どおりである。その位置から約300m上流には、兩岸にL-17の石灰岩があり、そこでは河底に硯石層群の下部礫岩層が露出していて、左岸ではほとんど直上に近いところの上位に高さ31mの石灰岩が見られる。ここでは硯石層群上に石灰岩が衝上しているのか、あるいは硯石層群は石灰岩峡谷を埋めた Cave-filling であるのかその決定に苦しむところである。しかし、石灰岩下の礫岩層には、破碎された様子は見られない。同じ場所の右岸の高さ28mの石灰岩の基底は、前面は石灰岩の転石で埋まって不明であるが、上流側にまわってみると石灰岩の Cave を埋めている礫岩が見られる。ここでは Cave の後の壁もはっきりしていて、礫岩が Cave-filling であることがよく観察される。

次に山本の西北端にあるL-5の石灰岩であるが、新道とわかれて頂上平坦面にのぼる道では、成羽層群と石灰岩との間に厚さ6mほどの山砂利がのっている。これは明らかに成羽層群とその上に衝上している中村石灰岩との境界につくられた Cave を埋めているものである。しかもここでは高さ約26mの石灰岩の上に約4mの厚さの礫岩と赤色凝灰岩の互層があらわれ、その上位15mばかりは不明であるが、さらにその上位に再び厚さ3mばかりの石灰岩があらわれている。ここでは、硯石層群の上にも下にも石灰岩が見られるが、これらの石灰岩を横に追跡してゆくとL-4の約80mの一枚の石灰岩になってしまう。つまり石灰岩層にはさまれている硯石層群は、基盤の石灰岩の凹所を埋めた Cave-filling である。南新山のL-2の高さ42mの石灰岩下にも、厚さ9mの石灰岩礫岩がある。ここでも石灰岩の壁の小凹所を埋めている礫岩を発見した。小谷を隔ててL-1の石灰岩下にも、その前面に礫岩層が見られるが、石灰岩直下では石灰岩礫岩の片方を石灰岩にかこまれて、Cave の形になっている。

以上のように、衝上線前縁で見られる石灰岩下の礫岩層は、いずれも中村石灰岩と成羽層群との境界の衝上線にあるもので、こういう異質のもののは、流水によって Cave をつくりやすい環境であると考えられる。

羽山峽の右岸には Fig. 9 に示されているように、河底からの比高50mのところの高さ15mの石灰岩があるが、そこでは石灰岩下に高さ1.2mの Cave ができている。その6m下にも高さ0.7mの Cave があり、両方とも石灰岩やチャートの礫で半ば埋められている。これは現在の島木川が下刻に際してつくったものである。難波江から旧松原にのぼる道においても、

Fig. 11 に示されているように石灰岩を直下に硯石層群が見られて、その境に現在の Cave ができてきている。

このように石灰岩下に存在する礫岩層は、背後において Cave を埋め、前面は河谷を埋めたものであると考えてよい。そして堆積後隆起して浸食が始まり、基盤の高いところが頭を出し始めると、河食はこれらの堅い基盤岩を避けて、一度谷を埋めたところの堆積物のところを再び下刻してゆくものと考えられる。その過程の結果が現在の状態とみてよい。

以上の検討から、衝上線にそうて中村石灰岩下に見られる硯石層群は、成羽層群と中村石灰岩との衝上面にそうて形成された Cave およびその前面に堆積したものと考える。衝上線より内側、つまり衝上線より北西側の硯石層群堆積盆地の中心部においても、Cave-filling と考えられるものがある (Fig. 9 参照)。この羽山峽南端の中村石灰岩は河底に石灰岩が、また50m上位にも石灰岩が露出している。この間の Cave は非常に大きいものであるが、これは基盤の構造から考えられるように、この部分は基盤の構造盆地の軸部であるから、その大きさは了解されよう。

第3に、矢部ら (1934) の提唱した羽根衝上であるが (これは河合正虎 (1950) もスケッチを入れて賛成している)。すでに述べたようにこの石灰岩下は、断層線以西は宇治層であって硯石層群は見られない。断層線以东では、断層線のところの県道から約14m上位に硯石層群に上下をはさまれた高さ約10mの石灰岩がある。河合はこれを衝上岩体と見ているようであり、楠見もこの石灰岩を東に追跡跡してみても、小岩体ながらも石灰岩が列状にならぶように思えて“硯石衝上”のひとつではないかと考えたこともあった。しかし石灰岩下の礫岩・赤色凝灰岩の互層が擾乱されているとは思えないし、この石灰岩から約20m下位には成羽層群は見られなくて宇治層があるので、この石灰岩は転石かまたは断層線以西と同様に逆転して、宇治層の上位にある中村石灰岩とみられる。そこでこの硯石層群は宇治層と中村石灰岩との境界に形成された Cave を埋めているものと考えられる。

第4に、硯石層群の柱状図からも判定できるように、下部層が深い谷を埋めた後は、ほとんど一様な上部層の堆積が見られ、その秩序が今日においてもあまり乱されていないことである。

C. 結 論

- 1) この地域における中村石灰岩が成羽層群上に衝上した時期は、硯石層群堆積前であり、この運動をもって大賀衝上の主体と考える。
- 2) その後の浸食で地形は複雑化し、凹凸の激しい状態となった後、おそらく羽根・羽山の断層によって代表されるような構造運動によって構造湖が形成され、湖盆が出来上った。したがって、硯石層群の堆積は羽根東部と羽山東部の基盤の凹所から始まったものと考えられる。
- 3) 赤色凝灰岩は、堆積の初期から最後まで見られるので、硯石層群堆積の全期間を通じて火山活動が激しく行なわれていた。
- 4) 湖底の凹凸の激しい地形を埋めつくして、下部層の堆積は終り、その後は上部層の堆積に移化して行った。

5) 硯石層群は湖心に向ってゆるやかに傾斜している。全体としてもごくゆるやかな盆状褶曲が見られる。

6) 硯石層群の堆積終了後に、その上部層をおおって安山岩が流出した。これが硯石層群に連続するものか或いは間隙をおくものか、いまだ検討を終わっていないが、玢岩脈が吉木において花崗岩に貫入していることからみて、後者の可能性がある。

7) 石英斑岩・流紋岩は、一部安山岩に貫入していて、安山岩流出後の活動によるものである。

参 考 文 献

- 赤木 健 (1927) : 7万5千分の1地質岡山図幅並びに同説明書. 地質調査所.
 ——— (1930) : 7万5千分の1地質府中図幅並びに同説明書. 地質調査所.
 張麗 旭 (1939) : 岡山県川上郡大賀四近の地質特に大賀衝上に就いて. 地質雑, 46, (549).
 長谷 晃 (1958) : 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広大地研報, (6).
 今村外治・楠見 久 (1951) : 岡山県小田郡稲倉村地方の所謂硯石層群について. 広大地研報, (1).
 片山貞昭・楠見 久 (1952) : 広島県神石郡仙養村附近における硯石層群について. 地質雑, 58, (682).
 ———・—————・吉村典久 (1955) : 成羽地域における玢岩類噴出期の堆積物について. 地質雑, 61, (718).
 河合正虎 (1947) : 備中成羽附近の地質・主に上部三疊系について. 地質雑, 53, (622~627).
 ——— (1947) : 成羽炭田の地質構造一特に大賀村附近について. 地質, (1).
 ——— (1951) : 岡山県成羽町附近の上部三疊系. 日本三疊系の地質 (地調報特別号).
 ——— (1957) : 中国地方における後期中生代の地殻変動について (成羽炭田の地質学的研究 その1). 地質雑, 63, (740).
 ——— (1964) : 中国地方の中・古生界の地質構造に関する若干の考察. 地質雑, 70, (826).
 小林貞一 (1931) : 層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動. 地質雑, 38, (458).
 ——— (1935 a) : 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証 (其の1). 地質雑, 42, (500).
 ——— (1935 b) : 同上 (其の2). 地質雑, 42, (503).
 ——— (1935 c) : 同上 (其の3). 地質雑, 42, (504).
 ——— (1935 d) : 同上 (其の4). 地質雑, 43, (514).
 ——— (1950) : 日本地方地質誌 中国地方. 朝倉書店, 東京.
 ——— (1951) : 日本地方地質誌 総論. 朝倉書店, 東京.
 ———・堀越義一 (1937) : 吉備高原の地史に就いて. 地質雑, 44, (528).
 KOBAYASHI, T. (1938) : A Tectonic View on the Oga Decke in the Inner Zone of Western Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 14, (3).
 ——— (1938) : On the Noric Age of the Nariwa Flora of the Rhaetic-Liassic Aspect. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 15.
 ——— (1941) : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ., Tokyo, Ser. 2*, 5, Pt. 7.
 KOBAYASHI, T. and MOCHIZUKI, M. (1938) : Outline of the Decken-Structure of the Kibi Plateau in the Inner Side of Western Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 14, (2).
 小藤文次郎 (1908) : 中国筋の地貌式. 震災予防調査報告, (63).
 楠見 久 (1949) : 岡山県後月郡地方に於ける硯石統について. 地質雑, 55, (648~649).
 ——— (1950) : 岡山県川上郡成羽町附近の硯石統について. 地質雑, 56, (656).
 ——— (1951) : 広島県神石郡豊松村附近の硯石層群について. 地質雑, 57, (670).
 ——— (1952) : いわゆる大賀変動における石灰岩塊の移動期について. 地質雑, 58, (682).
 ——— (1955 a) : 岡山県成羽地域における硯石層群の堆積について. 地質学会関西支部報 (26), 西日本支部報 (16) 合併号.
 ——— (1955 b) : 堆積現象より見た成羽硯石層群の層序と構造. 地質雑, 61, (718).

- (1964) : 広島県の三疊系・下部白亜系. 広島県地質図説明書, 広島県.
- ・片山貞昭 (1953 a) : 広島県神石郡仙養村附近の硯石層群について. 広大教育紀要, 2部, (1).
- ・—— (1953 b) : 中国地方東部における硯石層群の周縁相. 地質雑, 59, (694).
- ・—— (1962 a) : 広島県比婆郡西城町附近の地質. 広大教育紀要, 2部, (10).
- ・吉村典久・片山貞昭 (1958) : 岡山県川上郡吹屋町地域の地質. 広大教育紀要, 2部, (6).
- ・——・他 (1962 b) : 岡山県上房郡地域における古生層について. 地質雑, 68, (802).
- 松本達郎 (1947) : 長門に見られる後期中生代地史. 地質雑, 53, (622~627).
- (1948) : 比較層序論に基づく環太平洋白亜紀地史. 地質雑, 54, (638).
- (1951) : 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, 57, (666).
- (1951) : 北九州西中国の基盤地質構造概説. 九大地研報地質, 3, (2).
- (1952) : 日本白亜紀と造山期の問題. 地質雑, 58, (682).
- MATSUMOTO, T. (1949) : The Late Mesozoic Geological History in the Nagato Province, Southwest Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 21, (1-4).
- (editor) (1953) : *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Promot. Sci., Tokyo.
- 淡 正雄 (1949) : 本邦古生代中生代火成活動の経緯. 地質雑, 55, (648~649).
- 三野与吉 (1933) : 中国地方の地形. 地質雑, 40, (477).
- 中野光雄 (1952) : 岡山県後月郡共和村地方の地質—特に中, 古生界に関する2, 3の新事実について. 広大地研報, (2).
- 大石三郎 (1931) : 備中成羽地方上部三疊紀層に就いて. 地質雑, 38, (448).
- 太田喜久 (1948) : 脇野層の地史学的研究. 地質雑, 54, (638).
- 小沢儀明 (1924) : 中生代末期の大推被せ. 地質雑, 31, (371~372).
- (1926) : 西南日本内帯における第三紀以前の地殻変動. 地評, II, (1).
- OZAWA, Y. (1925) : The Post-Palaeozoic and Late-Mesozoic Earth-Movements in the Inner Zone of Japan. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ., Tokyo, Ser. 2, 1, Pt. 2*.
- (1928) : Geologic History of Southeastern Japan during Mesozoic Time. *Proc. 3rd Pan-Pacific Sci. Cong.* (1926), 1.
- 佐藤源郎 (1938) : 7万5千分の1地質高梁図幅. 地質調査所.
- 柴田秀賢 (1964) : 中国・中部地方の白亜紀以後の石英斑岩. 地質雑, 70, (826).
- 鈴木 醇 (1933) : 本邦中生代凝灰質岩石の研究に就いて. 地質雑, 39, (471).
- TAKAI, F., MATSUMOTO, T., TORIYAMA, R. (editor) (1963) : *Geology of Japan*. Univ. Tokyo Press Tokyo.
- 竹山俊雄 (1930) : 津山盆地の地質概報. 地球, 14, 2.
- (1932) : 吉備高原の礫層と其変位. 地質雑, 39, (465).
- (1933) : 吉備高原並びに其附近の洪積層と其の変位. 地球, 20, (6)
- 立岩 巖 (1929) : 朝鮮地質図第10輯, 慶州・永川・大邱及び倭館図幅. 朝鮮総督府地質調査所.
- 寺岡易司 (1959) : 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三疊系成羽層群について. 地質雑, 65, (767).
- 徳山 明 (1960) : 大賀周辺の三疊系とその変形, 第1部, 岩相. 地質雑, 66, (782).
- (1960) : 同上, 第2部, 小構造の研究. 地質雑, 66, (783).
- 矢部長克・馬淵精一 (1934) : 備中成羽地方地質に関する2, 3の観察. 地質雑, 51, (487).
- 吉田博直 (1961) : 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広大地研報, (8).
- 吉村典久 (1953) : 岡山県川上郡高山附近の古生層について (予報). 地質雑, 59, (694).
- (1954) : 岡山県川上郡高山村附近の二疊系. 地質雑, 60, (706).
- (1961) : 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造. 広大地研報, (10).
- ・片山貞昭・楠見 久 (1959) : いわゆる“花木衝上”に関する新事実. 広大教育紀要, 2部, (7).

楠見 久…広島大学教育学部東雲分校

吉村典久…同上

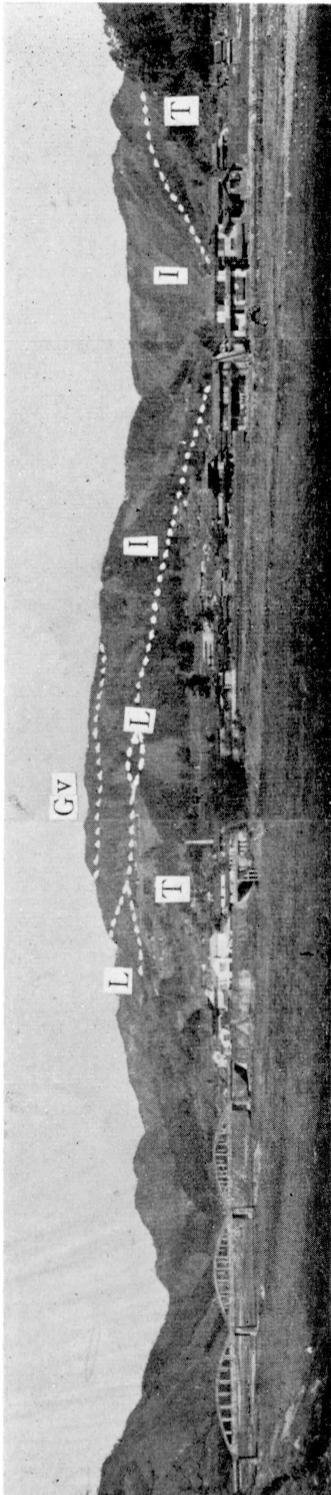
片山貞昭…広島大学教育学部附属東雲小学校

EXPLANATION OF PLATE XXXVIII

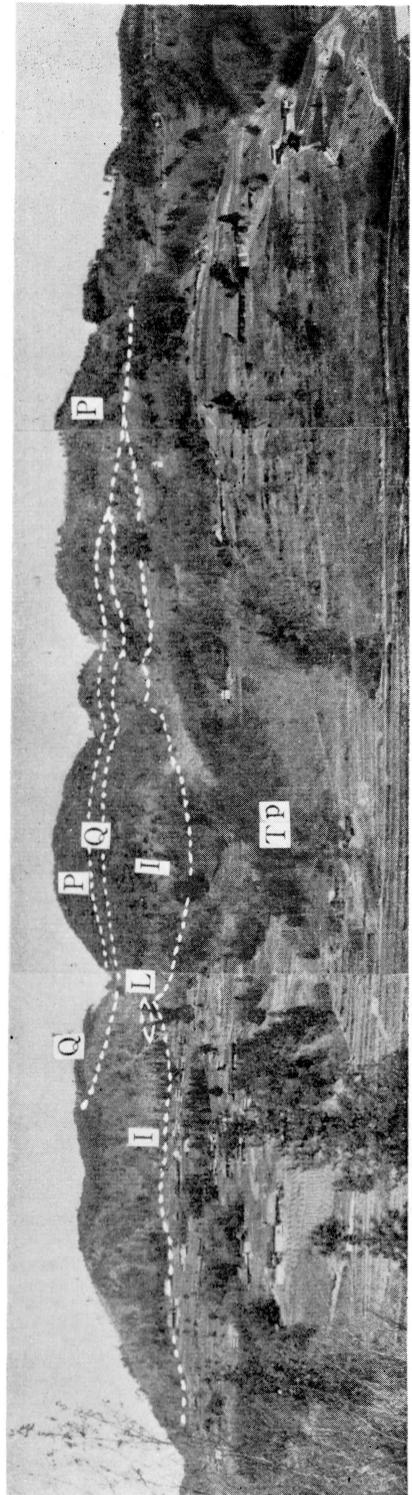
Fig. 1. Frontal view at Yamamoto. The Nakamura limestone group thrusts over the Nariwa group, and is covered unconformably by the "Inkstone group".

Fig. 2. Frontal view at Nabae. The Hinabata formation (?) is covered unconformably by the "Inkstone group" and andesite lava, both of which are intruded by a sheet of quartz-porphry. The Nakamura limestone group looks like a large boulder.

- L—Nakamura limestone group
- T—Nariwa group
- Tp—Hinabata formation of the Nariwa group
- Tm—Jito formation of the Nariwa group
- I—"Inkstone group"
- P—Andesite and porphyrite
- Q—Rhyolite and quartz-porphry
- Gv—Takase formation (Gravel beds)
- F—Fault
- Br—Fault breccia



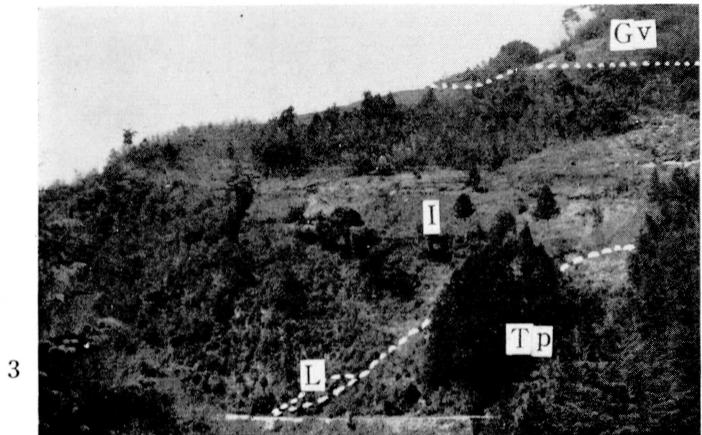
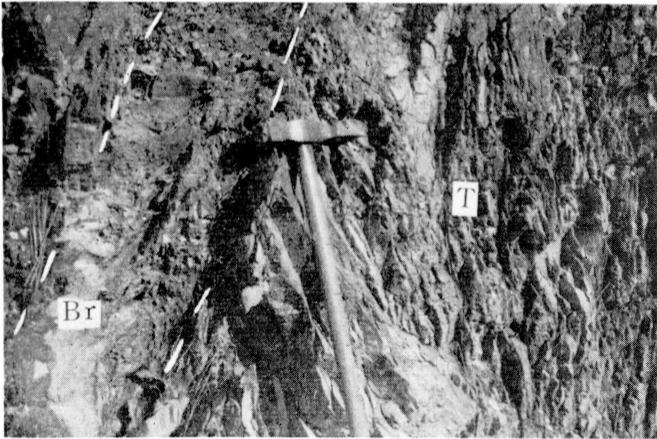
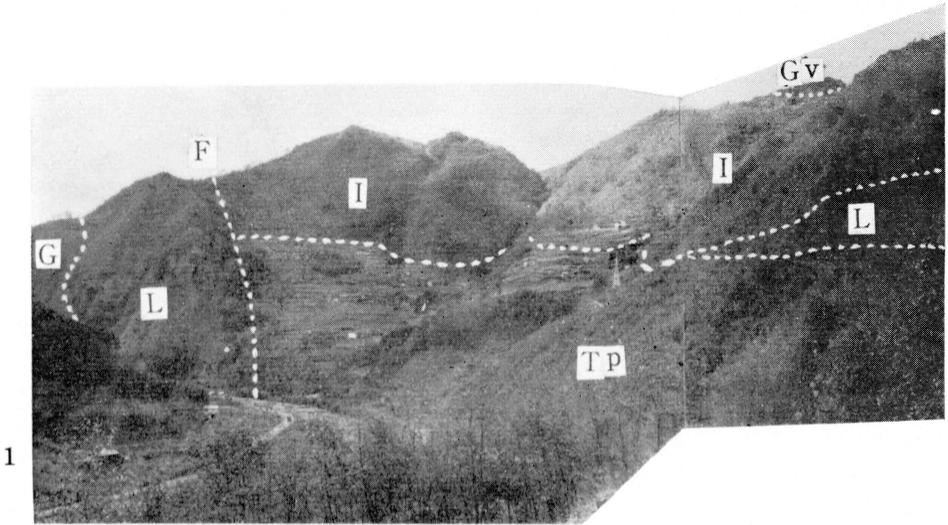
1



2

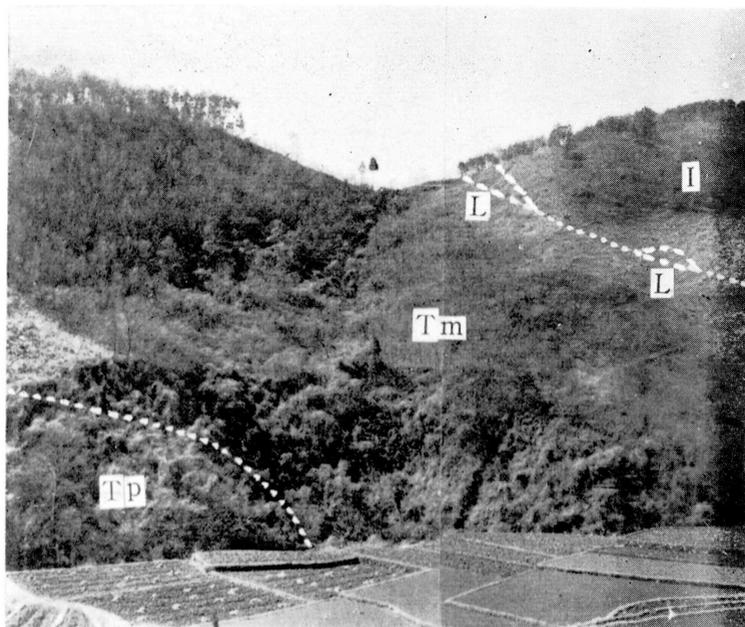
EXPLANATION OF PLATE XXXIX

- Fig. 1. Frontal view at Niiyama. The Nakamura limestone group thrusts up on the Hinabata formation of the Nariwa group, and is covered unconformably by the "Inkstone group". In the left side, there is a normal fault and a granite mass intrudes into the limestone.
- Fig. 2. Reverse fault in the Nariwa group near Sabara.
- Fig. 3. Ohga thrust at about 500m. north of Hayama (See text-fig. 6).

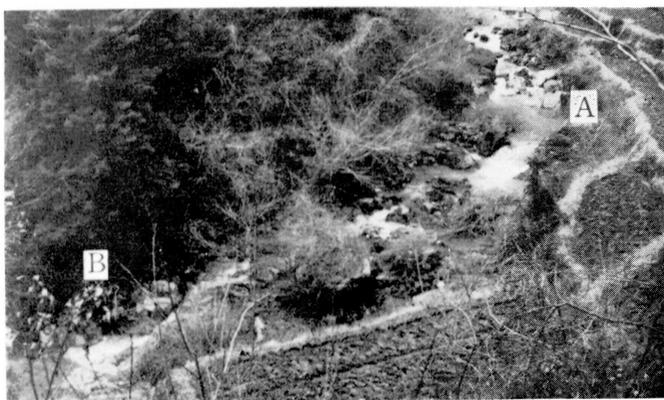


EXPLANATION OF PLATE XL

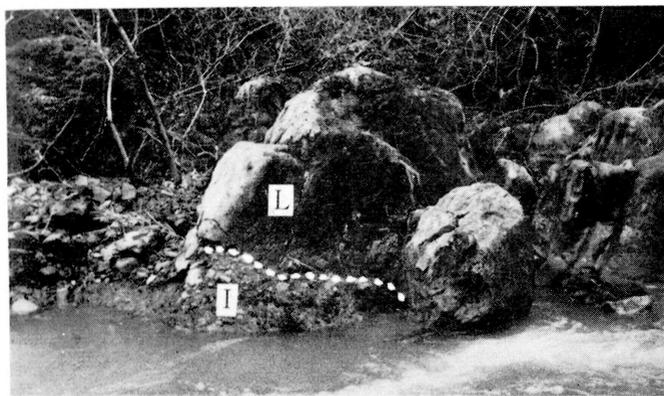
- Fig. 1. Ohga thrust near Nabae. The *Monotis*-bearing Jito formation lies conformably on the Hinabata formation which contains a number of plant fossils.
- Fig. 2. Unconformity between the "Inkstone group" and the Nakamura limestone group, the latter of which is narrowly outcropped at A and B (See text-fig. 10).
- Fig. 3. Magnified view at A in fig. 2. The "Inkstone group" shows the fossil cave-filling.



1



2



3

EXPLANATION OF PLATE XLI

All figures about $\times 10$

Figs. 1-3. *Parafusulina kaerimizensis* (OZAWA)

1-2. Axial sections, 3. sagittal section; Loc. 13.

Figs. 4-5. *Neoschwagerina megaspherica* DEPRAT

4. Axial section, 5. sagittal section; Loc. 14.

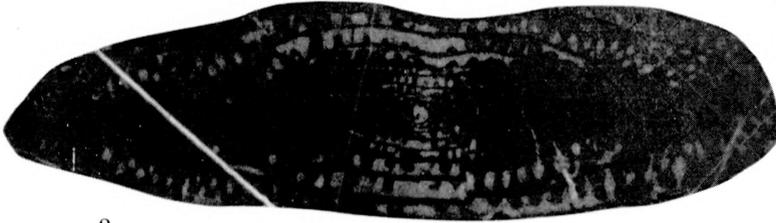
Fig. 6. Limestone conglomerate containing *Yabeina shiraiwensis* OZAWA, from the lowest part of the Ujiformation at Hane.

Figs. 7-8. *Afghanella* cf. *schencki* THOMPSON

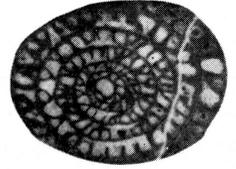
7. Axial section, 8. sagittal section; upper part of the Nakamura limestone group near Hane.



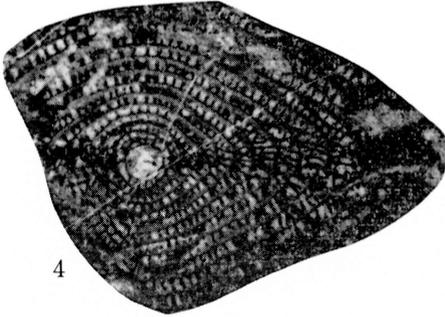
1



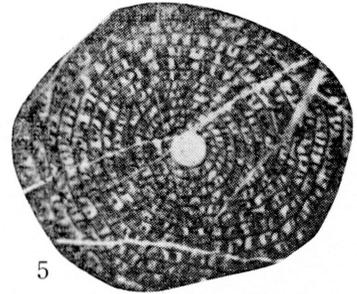
2



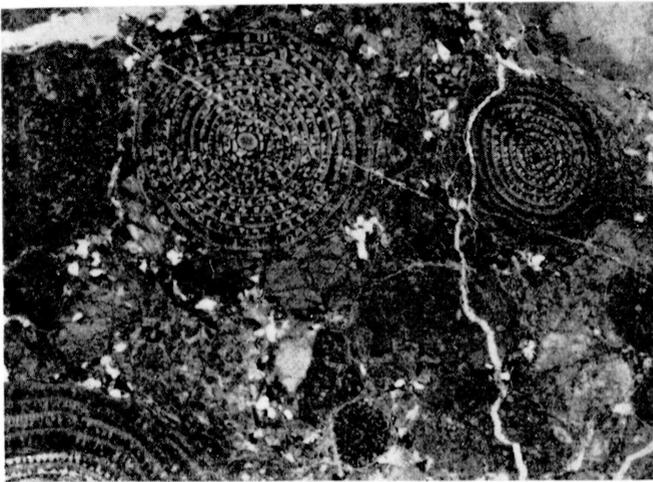
3



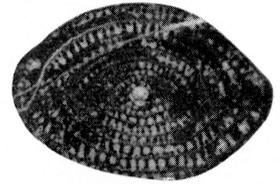
4



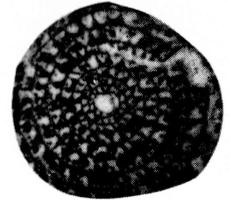
5



6



7



8

GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHWESTERN AREA OF NARIWA TOWN

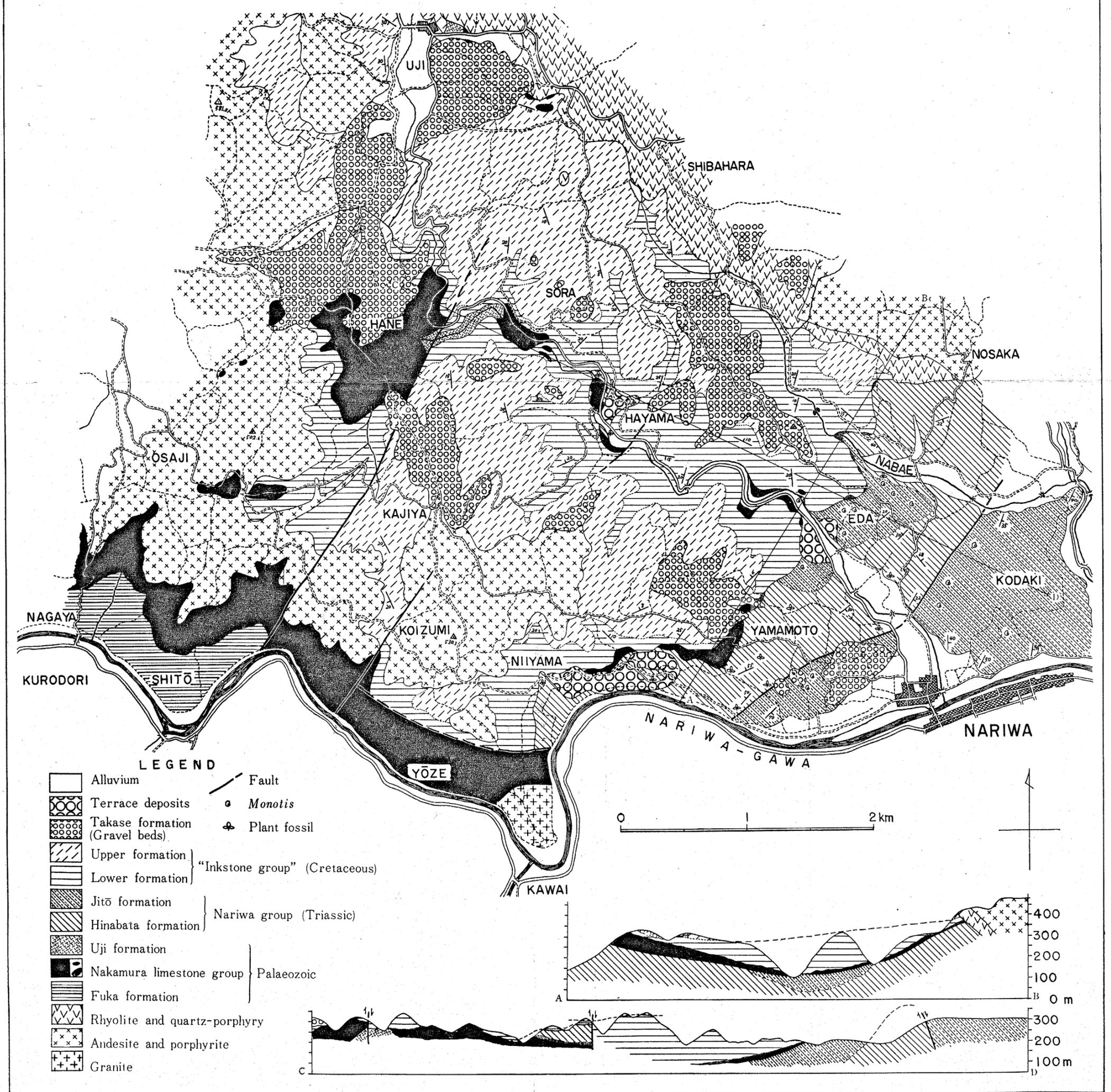


PLATE XLII. Geological map and profiles of the northwestern area of Nariwa town.

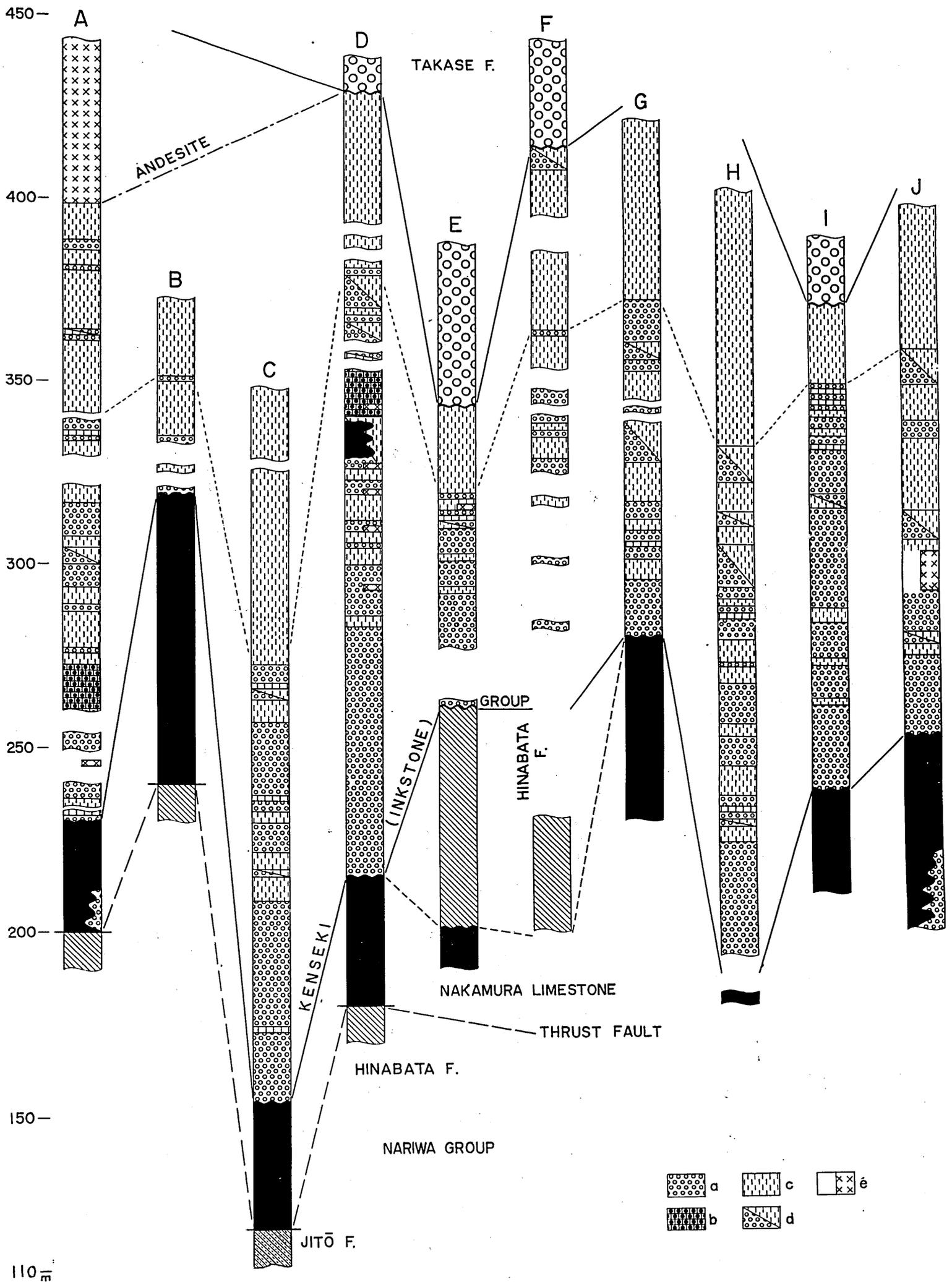


PLATE XLIII. Columnar sections of the "Inkstone group" in the northwestern part of Nariwa-machi, Okayama Prefecture, arranged on a sealevel datum.

- A—Minami-Niiyama to Higashi in Nakamura.
- B—Western part of Yamamoto.
- C—North bank of the Shimaki-river at about 1 km. east of Meijibashi bridge.
- D—Nakamura-bashi bridge at Hayama to Kajiya in Nakamura.
- E—Hayama.
- F—Sora.
- G—South bank of the Shimaki-river at about 1 km. east of Hane.
- H—North of Loc. 16 (See text-fig. 12).
- I—Southwest of Loc. 17 (See text-fig. 12).
- J—Northeast of Loc. 17.

- a—Limestone-pebble conglomerate with tuffaceous matrix.
- b—Limestone conglomerate.
- c—Red tuff.
- d—Alternation of limestone-pebble conglomerate and red tuff.
- e—Porphyrite dike.