

大峰帯の地質とそのフォッサマグナ 発達史における意義

小 坂 共 栄

信州大学理学部地質学教室

(1991年7月12日受理)

目 次

第1章 序 論	4-4 礫の解析
第2章 大峰帯の地質構造	A 礫 組 成
2-1 大峰帯方向の断層	(1) 小谷累層
A 糸魚川-静岡構造線	(2) 大峰累層
B 小谷-中山断層	B 礫径・礫形態および円磨度
2-2 大峰帯方向に斜交する断層	(1) 小谷累層
2-3 褶曲	(2) 大峰累層
第3章 大峰帯の層序	第5章 大峰帯の形成史とフォッサマグナ
3-1 小谷累層	5-1 大峰帯の鮮新-更新世堆積盆地
A 下部層(雨中層)	A 大峰帯における2つの堆積盆地
B 中部層(細貝層・日野層・大穴山層)	(1) 岩戸山堆積盆地
C 上部層(岩戸山層・川内層・北城層)	(2) 丸切沢堆積盆地
3-2 大峰累層	B 大峰不整合の特徴とその形成期
A 下部層(幸田層)	(1) 大峰不整合の地質学的特徴
B 中部層(峠層・新行層・新引沢層)	(2) 大峰不整合の形成期
C 上部層	C 岩戸山堆積盆地における粗粒堆積物の 形成条件
第4章 大峰累層の粗粒堆積物	D 丸切沢堆積盆地の堆積環境と古高瀬川 扇状地群の形成
4-1 大峰累層の堆積相	(1) 古高瀬川扇状地の堆積相
A 基本的堆積相	(2) 古高瀬川扇状地群の形成と糸魚川- 静岡構造線
B シークエンスモデル	E 大峰帯における将棋倒し構造
(1) 乗越峠タイプ(Nタイプ)	(1) 大峰帯における将棋倒し構造
(2) 鷹狩山タイプ(Tタイプ)	(2) 大峰帯の隆起と部分不整合
(3) 曾根原タイプ(Sタイプ)	5-2 島孤の会合問題と大峰帯
(4) 花岡タイプ(Hタイプ)	A “信越方向の構造”と“大峰方向の構 造”
C 堆積相の空間的分布	B 大峰方向の顕在化する時期
(1) 丸切沢-峠沢川流域	C 島孤の会合問題と大峰帯
(2) 稲尾沢流域	第6章 結 論
(3) 霊松寺山-南鷹狩山西麓部	6-1 大峰帯の形成史
(4) 曾根原林道周辺	6-2 フォッサマグナにおける大峰帯の意義
(5) 花岡林道周辺	謝 辞
4-2 大峰累層の最大礫径分布	文 献
4-3 大峰累層の古流向	
A 丸切沢-峠沢川流域	
B 木崎湖東方	
C 霊松寺-大峰	
D 大峰南方	
E そのほかの地域	

第1章 序 論

大峰帯は、北部フォッサマグナの西縁部を占め、地形的にもまた地質的にも独特な性格をもった地帯である。それは、西側の糸魚川—静岡構造線と東側の小谷—中山断層にはさまれて、東西の幅5～7 km、南北の長さ約65kmを示している。この地帯の東側に発達する北部フォッサマグナ主部の新第三系～第四系は、その一般走向が北東～南西方向を示すのに対し、大峰帯のそれは糸魚川—静岡構造線に平行し、ほぼ南北方向ないし北北東～南南西方向を示している。つまり、大峰帯はフォッサマグナ主部の新第三系～第四系とは構造的に斜交しているのである（図—1，2）。

大峰帯を構成する地層は、粗粒碎屑物、とくに礫岩と大量の火山碎屑物によって特徴づけられている。地表で測定した地層の層厚をそのまま積算すると、全層厚は5,500mに達する。主部の第三系～第四系にも多少の礫岩層は含まれているが、大峰帯の礫岩層はその量が多いだけでなく、礫径が巨大でしばしば2～3 mに達するものがある。堆積学的な解析結果によると、帯のすぐ西側に接する地域が激しく隆起し、その東麓、したがって現在の大峰帯に扇状地型堆積物が形成されたことがわかる。このような堆積物をもたらし原因となった隆起が、おそらく糸魚川—静岡構造線の活動に関連したものであることは、本論でくわしくのべることにする。

大峰帯の火山碎屑物は中性～珪長質である。その中には、多量の溶結凝灰岩層が存在する。すなわち、これは主として陸上で堆積したものである。火道を示すような岩体は見つかっていないが、いくつかの噴出口が大峰帯の中にあつたものとみられる。

大峰帯を構成する地層は、上・下に2分することができる。下位の小谷累層は鮮新世から更新世初期、上位の大峰累層は更新世前期の地層である。大峰帯南部では、両者が不整合関係にあることを見出した。

それぞれの累層は下から上へ向かって、1 砂岩層・泥岩層 2 礫岩層 3 火山碎屑岩層、という推移を示している。このことは、西側地域の激しい隆起（＝糸魚川—静岡構造線の活動）と、それに対応しての扇状地の発達、それにひき続く（あるいは一部平行して生じた）激しい火山活動という様式の運動が、2度にもわたって繰り返されたことを意味している（図—3，4）。

これを大峰帯の形成史における小谷層段階（第1ステージ）、大峰層段階（第2ステージ）とすれば、現在の松本盆地を中心とする南北方向の凹地の形成と、そこにおける堆積作用は、さしずめ第3ステージの現象というべきかもしれない。

というのは、現在の松本盆地は東西の幅約5 km、南北の長さ約50kmでほぼ南北に走り、一部は大峰帯に重なって生じてはいるが全体としては大峰帯の西～南南西にずれて発達しているからである。

大峰帯はその東西両側が断層で境され、その内部の地層が向斜構造をなしたり半盆状構造をなしたりしている。このような構造は、たとえば山中地溝帯の白亜系やアルプス北縁のモラッセ帯にも見られる。しかし、それらにくらべると大峰帯の構造は、帯の伸長方向に斜交する断層によっていくつかのブロックに分かれており、それらブロックごとに地質構造の異なる場合が多い。また褶曲軸の軸傾斜が、時には20°を越え、あるいは軸の方向が

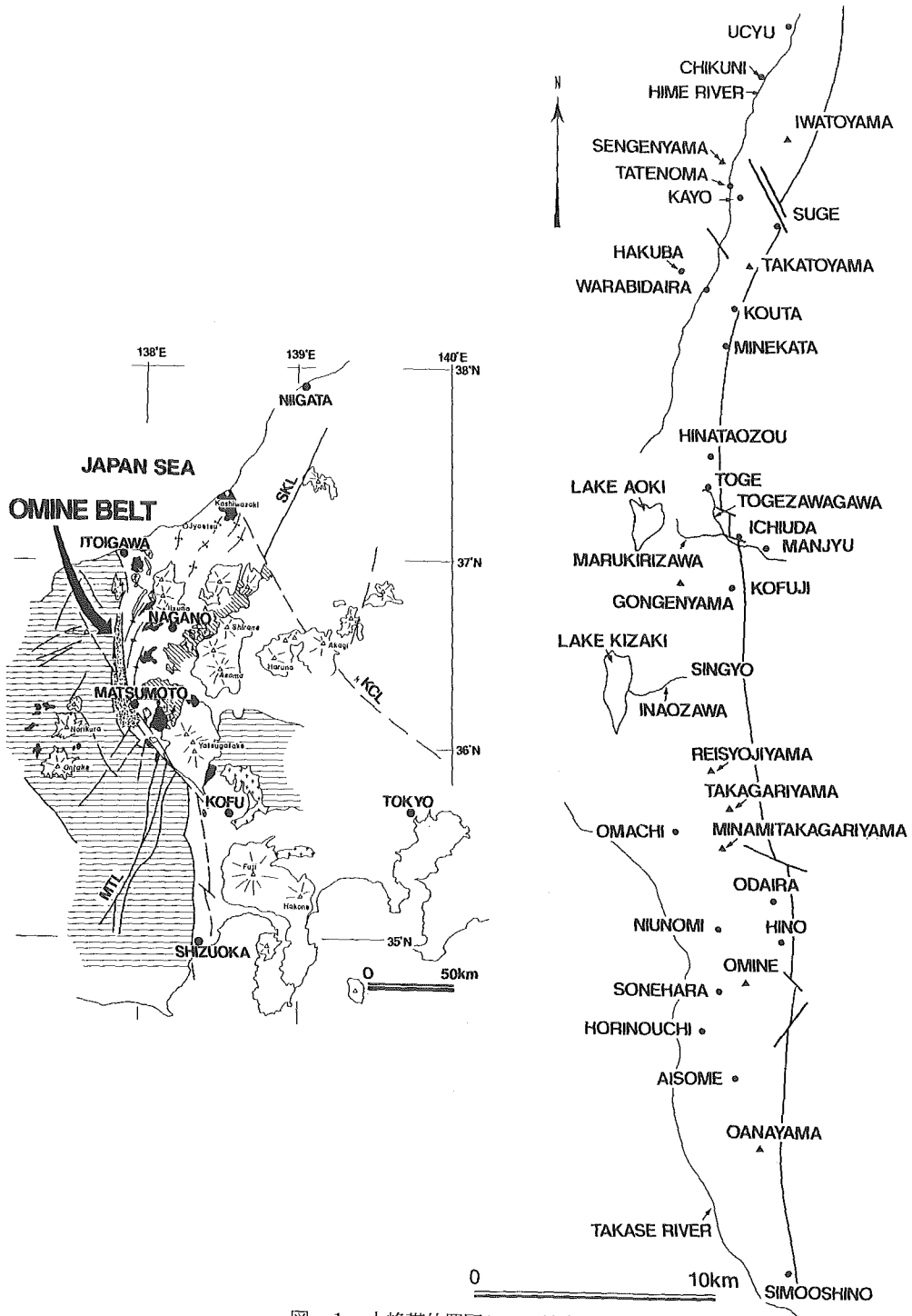


図-1 大峰帯位置図および地名図

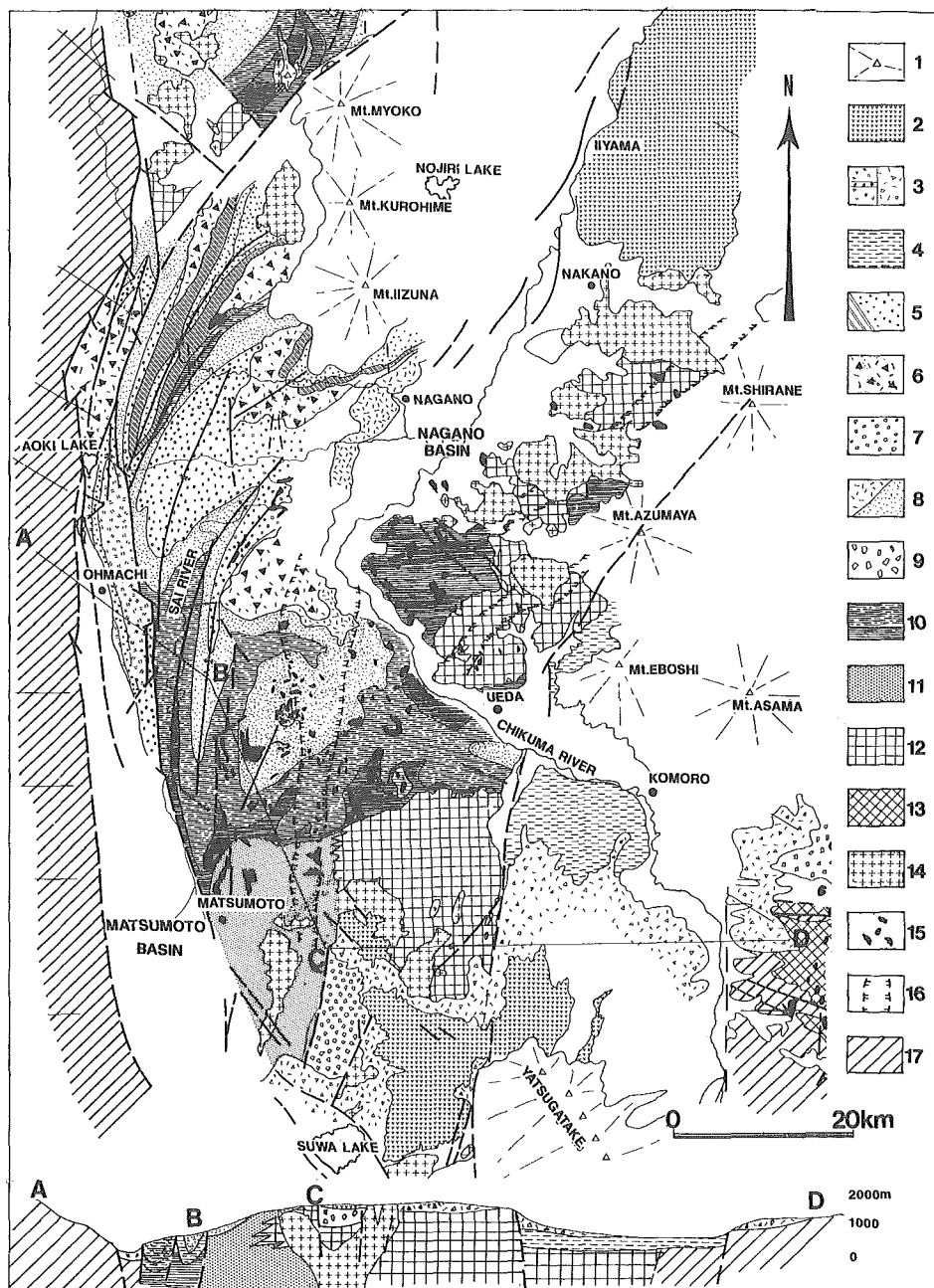


図-2 北部フォッサマグナ全域の地質概略図

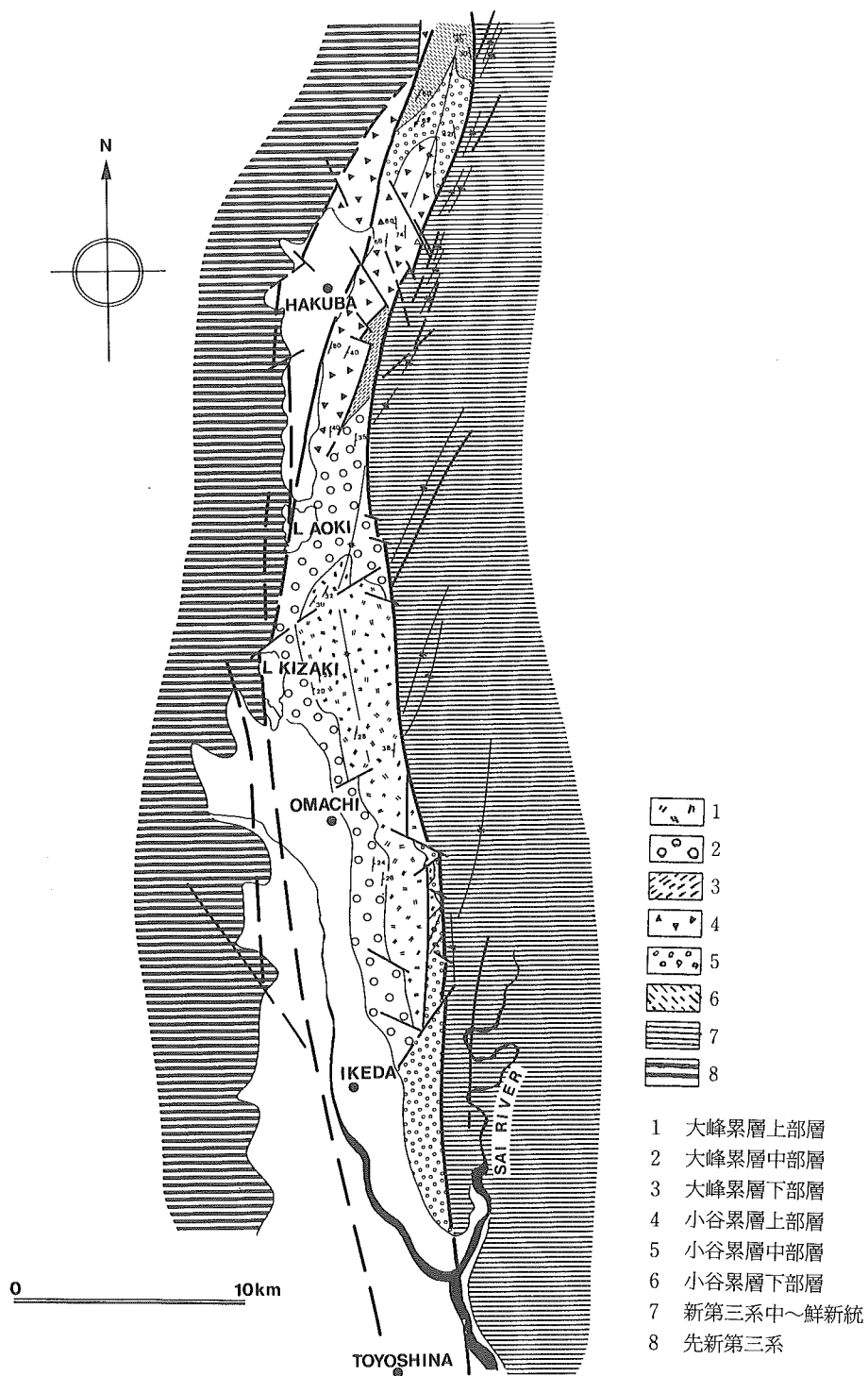
- | | |
|----------------------------|----------------------|
| 1 中期～後期更新世火山 | 10 中部中新統 (青木累層・別所累層) |
| 2 前期更新世火山岩類 | 11 下部中新統 (内村累層の碎屑岩類) |
| 3 前期更新世碎屑岩類 (大峰累層, 下部塩嶺累層) | 12 下部中新統 (内村累層の火山岩類) |
| 4 上部鮮新統～下部更新統 (小諸層群) | 13 下部中新統 (内山層・駒込層) |
| 5 上部鮮新統～下部更新統 (猿丸累層) | 14 深成岩類 (石英閃緑岩類) |
| 6 鮮新世火山岩類 | 15 半深成岩類 |
| 7 下部鮮新統 (棚累層/高府・権田部層) | 16 珪化帯 (いわゆるムラサメ変質帯) |
| 8 上部中新統 (小川累層/榎花凝灰岩層) | 17 先第三系 |
| 9 上部中新統 (小滝山層群) | |

GEOLOGIC AGE	BLOWs	Ma	FORMATION		MEMBER	LITHO-LOGY	FOSSIL	TECTONIC STAGE
			NAGANO STANDARD	OMINE				
E N E O G E N E O C E N E	N18	5.1	TOYONO FORM.		NASHINOKI (gravel)			THIRD STAGE
					OMINE (weld. tuff)			SECOND STAGE
				Up.	SHINHIKIZAWA (cgl & ss)		Metaseguoia sp. Anodonta sp.	
				Mid.	TOGE (cgl. ss & ms)			
			SARUMARU FORMATION	Low.	KOTA (ms & cgl)			
								FIRST STAGE
			SHIGARAMI FORMATION	Up.	GOSHAKUBO KAYO TATENOMA TAKATOYAMA SUGE SENGENYAMA CHIKUNI IWATOYAMA (pyroclastics)			
				Mid.	HOSOGAI (tuff & cgl)		Ostrea sp. Glycymeris yamasakii Anadara amacula Patinopecten naganoensis	
					OANAYAMA (cgl) HINO (cgl & ss)			
N	N17		AOKI - OGAWA FORMATION	Low.	UCHU (ss & ms)		Lucinoma acutilineatum Conchocele nipponica Clinocardium ciliatum	
					?			

図-3 大峰帯の岩相・層序

帯の伸びの方向（南北方向）にいくらか斜交している。このような連続の悪さは、大峰帯の基盤の構造が一樣でないことの反映だと思われる。筆者は、これを「信越方向の構造」（小坂，1985）の大峰帯における現れと考えている。

いずれにしても、これらの現象は本州孤と伊豆一七島孤の交差部，いいかえると中央日本のいわゆるフォッサマグナにおける特異な現象という側面をもち、また他方では、島孤とその周辺地域において鮮新世以降に始まったとされる“島孤変動”（藤田，1970）の重要な一面を表わしているとみられる。



図一 大峰帯の地質概略図

第2章 大峰帯の地質構造

大峰帯の地質構造を特徴づけるものとして、帯の東西両縁の断層やそれに並行する南北性の断層、それらに斜交する断層群などがある。大峰帯は、それらの断層によって大小さまざまな地塊に分けられ、各地塊ごとに地質構造の異なる場合が多い(図-5)。

帯の北部には、褶曲軸が南南西へプランジした向斜構造(岩戸山向斜)がみられる。また中～南部にも同じような形態の向斜構造(丸切沢向斜)が発達している。

断層による地塊構造にせよ褶曲構造にせよ、その特徴は帯の東側に広がる新第三系～第四系とは多くの点で異っている(図-6)。

2-1 大峰帯方向の断層

A 糸魚川-静岡構造線

糸魚川-静岡構造線は、大峰帯の西縁断層である。したがってこの断層の西側には西南日本内帯の各種の古期岩層が分布している。ここに取り上げている大峰帯に限ってみると、南部では美濃-丹波帯、北部では青海-漣華帯の岩層が分布している。

糸魚川-静岡構造線の露出するところはきわめて少ないが、大峰帯北方の長野・新潟両県の県境付近から小谷村北部地域にかけて、あるいは濁沢・光明・姫川と浦川との合流点付近・外沢トンネル付近などの数地点で、本断層の露出するのが確認されている(石井, 1976)。

濁沢や光明付近では、走向N55°E, N45°Eなどで、かなり東にふれ、傾斜は68°E, 70°Eである。断層に接してその西側には石坂流紋岩層がやや破碎されて露出しており、東側は塊状のひん岩、凝灰角礫岩層である。断層粘土は数cmほどで薄い。

姫川と浦川の合流点付近では、姫川右岸側に走向N35°W, 傾斜70°Wで本断層が露出している。ここでは、白～青灰色粘土を伴って東側の平倉山をつくる変質した火山岩層が露出している。また、これより少し南方の外沢トンネル付近でも、走向N24°E, 傾斜84°Wの方向で石坂流紋岩層と変質火山岩層とが接している。

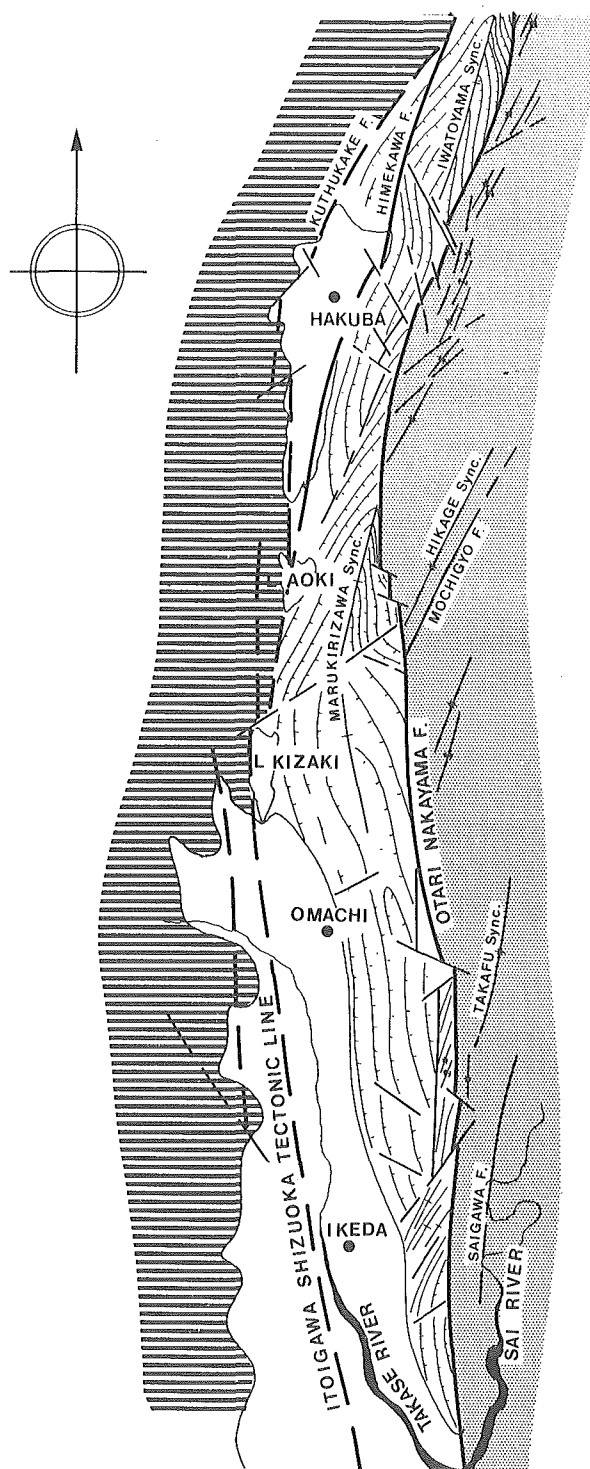
これらの糸魚川-静岡構造線は、大局的にみればほぼ南北方向に走っているといえるが、細かくみると東西方向、北東-南西方向、北西-南東方向の断層によって少しずつ変位しながら連続しているのが実態である。また、石坂流紋岩層は、その構造が糸魚川-静岡構造線に平行した走向で、東側に60°前後傾斜しており、石井(1976)はこれをこの構造線の活動によるものだとしている。

さて、小谷地域より南方になると糸魚川-静岡構造線はほとんど露頭では確認できなくなる。

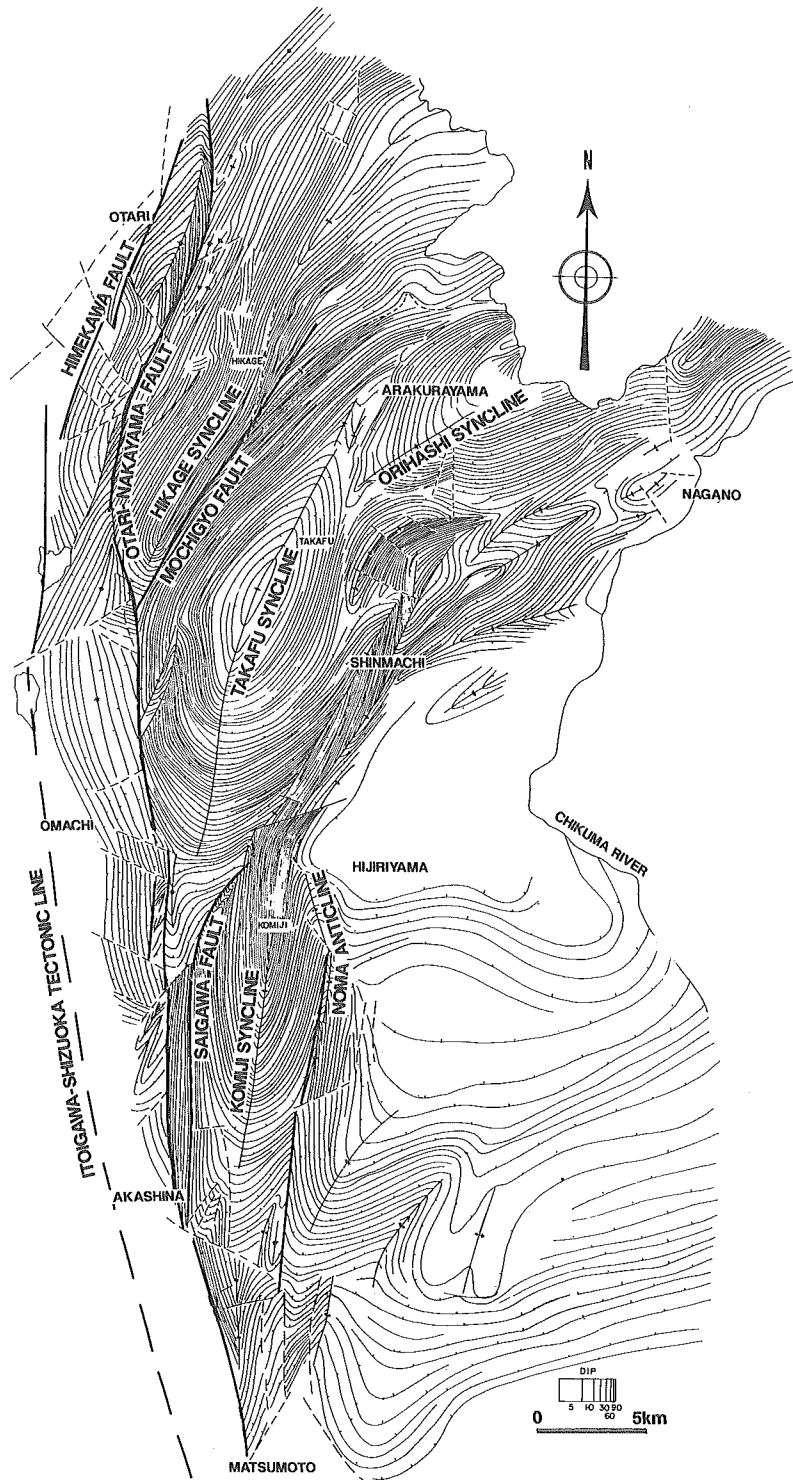
青木湖から木崎湖にかけての地域では、谷をはさんで西側山地の古期岩層と東側山地の大峰累層とが、時にはわずか10m以内にまで接近している。したがって、そこは糸魚川-静岡構造線の位置を、きわめて狭い範囲に限定することができる。

ところが、その中間の小谷村南部から白馬村へかけての糸魚川-静岡構造線の位置についていえば、まだ次のような問題が残されている。

すなわち、南小谷から信濃森上にかけてほぼ姫川の流路に沿って姫川断層(笹倉,



図一5 大峰帯の地質構造図



図—6 北部フォッサマグナ地域の走向線図

1932) が知られている。この断層がこの部分における糸魚川—静岡構造線の主断層だとする見方がある。しかし、この部分では姫川断層の西側にもフォッサマグナ型の新第三系(小谷累層)が発達しているため、それらの地層は糸魚川—静岡構造線の西側、つまり西南日本の側に、はみ出して発達しているものと見る考え方である。

もうひとつの考え方は、この地域に分布する新第三系—下部第四系の西側に糸魚川—静岡構造線が存在するという見方である。これは、さらに次の2つの考え方に分かれている。

ひとつは、沓掛断層が糸魚川—静岡構造線であるとするもの(田中ほか, 1971), もうひとつは、さらにその西側の白馬山麓構造線が糸魚川—静岡構造線であるとするもの(平林, 1968)である。

沓掛断層とその東側の姫川断層にはさまれた地域では、来馬層やそのほかの古期岩類が数地点に露出しており、その上位に小谷累層が不整合関係で重なっている。しかし、姫川断層を越えてその東側地域になると、古期岩類は全く地表に分布していない。このことは、沓掛・姫川の2本の断層をくらべた場合、古期岩類に与える垂直変位量は後者のほうが大きいということを示すものかもしれない。

大峰帯西縁部において、大峰帯の地層の分布や構造、堆積量(沈降量)などに直接大きな影響を与え、かつ基盤岩に対する変位量も大きいと思われる断層は姫川断層であろう。

本論文では、大峰帯北部における糸魚川—静岡構造線は姫川断層だとして論議を進める。

木崎湖より南方の松本盆地では、糸魚川—静岡構造線は全く地表に露出していない。唯一ともいうべきデータは、豊科町を東西に横断して実施された地震探査の結果である。それによると、大断層を思わせる低速度帯が盆地のほぼ中央部あたりに存在している(山田ほか, 1976)。

B 小谷—中山断層

大峰帯の東縁は、小谷—中山断層によって限られている。笹倉(1932)は、^{かみしろ}神城村(現在の白馬村)堀の内から南小谷村(現在の小谷村)真木・穴の当をへて、小谷温泉付近に達する断層があることを報告し、それを“小谷断層”と呼んだ。また、これとは別に本間(1928)は、中山山地南端の^{あかしな}明科町押野付近から北上して、^{みあさ}美麻村^{こふじ}小藤付近に達する断層を報告し、それを“中山断層”と呼んだ。

その後、この2つの断層は実は一本の連続する断層であることが明らかにされたが(小林, 1957: 姫川団体研究グループ, 1958), 同時に新たな問題も生じた。というのは、青木湖東方の、^{まんじゅう}美麻村—宇田・小藤・万中地域において、中山断層から分岐して北北東へのびる大規模な断層が発見されたからである。

この断層は、神楽岡断層(藤本ほか, 1946), ^{もちぎょう}持京断層(千地, 1955), 万中断層(小林, 1955), 万中—西京断層(千地, 1955), 美麻断層(富沢, 1950)などと、さまざまに呼ばれている。問題は、中山断層を南から北へたどった場合、それが真すぐ小谷断層へと連続し、それを主要な断層とみるか、それとも中山断層から持京断層を一本の断層とみなし、それを主要な断層とみるかという点であったが、それについてはすでに別の論文で検討したことであり(小坂ほか, 1982)詳細は繰り返さない。筆者は小谷断層と中山断層

とが一本につながるものであり、その最も重要な性格は、これが大峰帯の東縁をなす、という点にあると考えている。この観点からみると、持京断層は、フォッサマグナ主部の新第三系～第四系地域を支配する北東—南西方向の構造、すなわち“信越方向の構造”（小坂, 1984）のひとつであって、それは、小谷—中山断層という南北方向の断層によって斜めに切られているものである。

小谷—中山断層は、小谷村の南部から池田町東方の地域において谷や峠の地形によく表現され、おおよそその位置を追跡することは困難ではない。しかし、これらの谷や峠はしばしば“岩屑”様の堆積物に埋められていて、断層そのものの露出はきわめてまれである。ただし、これまでの調査結果をまとめると、断層を含む幅約100mの部分は地層の乱れや破碎が著しい。このような状態であるから、断層面の傾斜は不明であるが、全体として直観的によく続く点からみて、高角であると推定される。後にのべるように、明科町押野から南部では、この断層と大峰帯の岩層とは松本盆地の底に沈み込んでいるが、約4 km 南の犀川河床には、西側の大峰累層と東側の青木層とが小規模に露出し、両層の間にこの断層が存在する（山下ほか, 1982）。このことは、大峰累層が現在の松本盆地の底にも伏在することを示している。

2-2 大峰帯方向に斜交する断層

大峰帯に限らず、一般にこのような狭長な地帯はいくつかの横断断層によって切られているのが普通である。その点では大峰帯も例外ではない。しかし、横断断層の走向は、一般に帯の伸長方向に対して直交するかまたはそれに近い角度で交わるが、この地帯のものはほとんどすべてが斜めであって、北東—南西または北西—南東方向を示している。これらの断層は、その多くが多少とも小谷—中山断層を変位させているが、またその中のいくつかのものにあっては、それををさんで北側と南側の部分の地質や地質構造に著しい違いがみられる。

2-3 褶曲

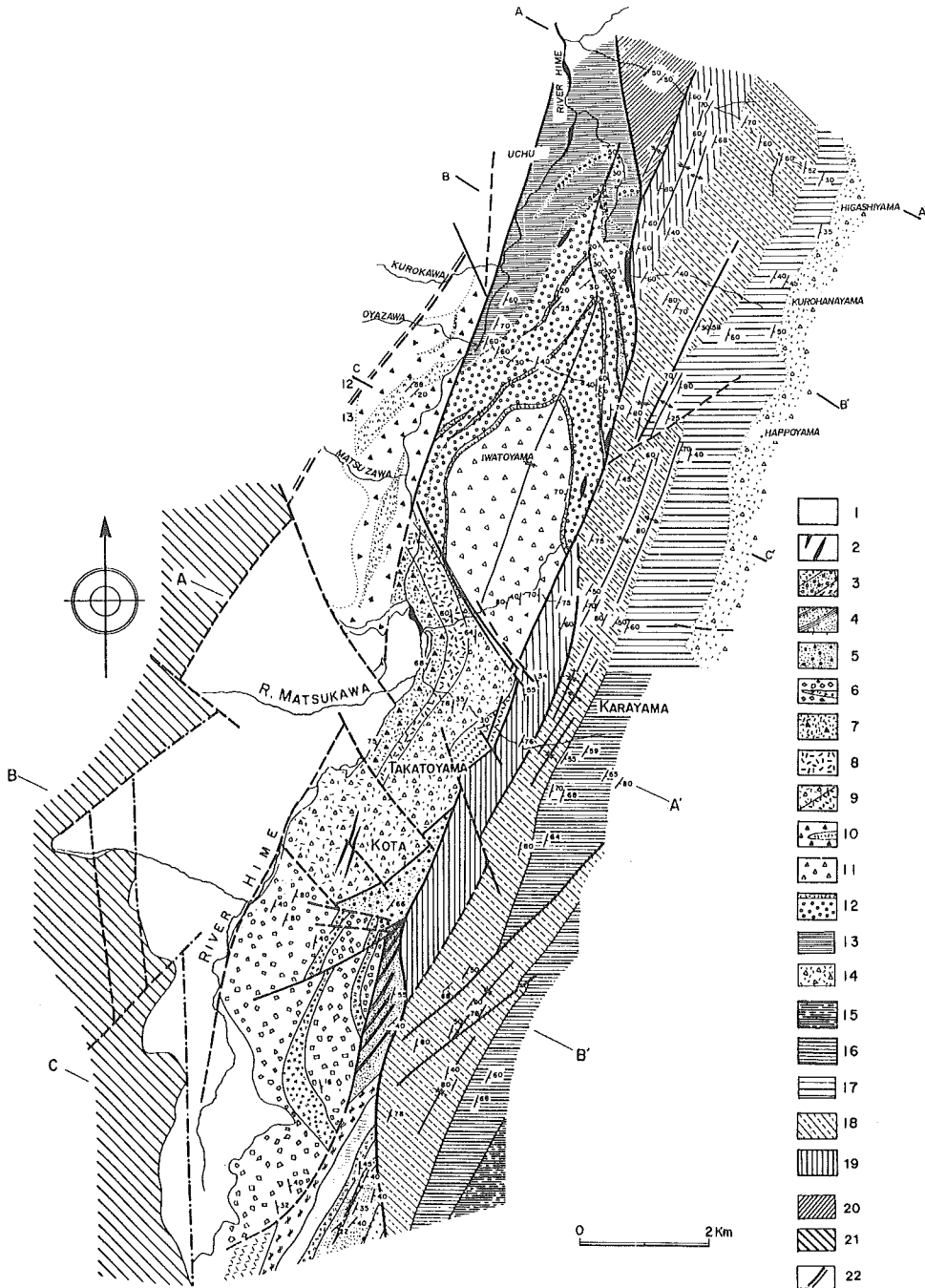
大峰帯の地層は、全体として向斜構造をなしている。その軸の位置は帯の東寄りに位置することが多い。地層の傾斜も非対称的で、一般に東側の翼が緩傾斜である。しかし、褶曲構造で最も注目すべきことは、北部の岩戸山地域と中～南部の丸切沢地域とに半盆地状の向斜構造が存在することである。いずれもその南側が先に述べた斜交断層によって切られており、向斜軸のプランジは 20° ～ 25° に達する部分もある。

第3章 大峰帯の層序

大峰帯の地層には、多量の礫岩と火山碎屑物が含まれている。したがって層相変化が激しく、またその中には年代判定や対比に役立つ化石が大へん少ない。このため大峰帯の全延長にわたって通用する単一の層序をたてることが困難で、これまで長い間いくつかの地域ごとにその地域だけに通用する層序が用いられてきた。累層レベルの地層名だけでも5つ——すなわち、南小谷累層・川内累層・北城累層・美麻累層・大峰累層の各層——、さらに、その下の部層レベルに至っては20近い地層名が提唱され、用いられてきた。このこ

表一 大峰帯の地域別層序と対比

AREA	OMINE BELT	MINAMIOTARI (HIMEKAWA G., 1958)	KAWAUCHI (HIMEKAWA G., 1958)	HOKUJYO (KOSAKA, 1982)	MIASA (KOSAKA et al., 1982)	OMINE (KOSAKA, 1980)
AGE						
TOYONO st.	NASHINOKI M.					
PLEISTOCENE	Up. OMINE M.					OMINE M.
	Mid. SHINGYO M.					SHINHIKIZAWA M.
	TOGE M.				SHINGYO M.	
	Low. KOTA M.				TOGE M.	
					KOTA M.	
SHIGARAMI st.	Up. GOSHYAKUBO M. KAYO M. TATENOMA M. TAKATOYAMA M. SUGE M. SENGENYAMA M. CHIKUNI M. IWATOYAMA M.					
	Mid. HOSOGAI M.	IWATOYAMA M.	SENGENYAMA M.			
	OANAYAMA M. HINO M.		CHIKUNI M.			
	Low. UCHU M.	UCHU M.				
MIocene						



図一 大峰帯北部～中部地域の地質図 (小坂・鬼頭・新井、1979; 小坂・新井 (1982) による)
 1 第四系 (中部更新統～沖積統) 2 安山岩質～玄武岩質岩脈 3～5 大峰累層 (3: 新行層
 4: 峠層 5: 幸田層) 6～9 北城層 (6: 郷社窪層 7: 通層 8: 立ノ間層 9: 高戸山層)
 10 川内層 11 岩戸山層 12 細貝層 13 雨中層 (以上 6～13 は小谷累層) 14 戸隠火砕岩層 15
 平床沢層 16～19 柳沢層 20 中土累層 21 先新第三系 22 断層

とは第三者に対して大峰帯の地質を著しくわかりにくいものにしてきたばかりでなく、大峰帯の全ぼうを認識・把握することの大きなさまたげになってきた。

筆者は、今回二・三の有力な鍵層の発見、南部地域における不整合関係の発見、ならびに最近公表されたいくつかの放射年代値などを根拠として、大峰帯の層序の整理・統一をはかることに成功した。すでに述べたようなこの地域の地層の特質のため、今回用いた層序や対比が細かな点に至るまで正しいとはいいきれないが、大筋において間違っていないと考える。ここで最も基本的に重要なことは、大峰帯の地層が、下位の小谷累層と上位の大峰累層とに、明確に2分されるということである(図-3)。

以下、それぞれについて説明するが、これまで用いられてきた累層名・部層名などの相互関係を、表-1に示す。また、地層名については出来るかぎりこれまでのものを尊重するように努めたが、下位累層の名称だけは「南小谷累層」ではなく「小谷累層」という名称を用いることとした。それは、これまでの南小谷累層に含まれていなかった、はるか南方の日野層や大穴山層を、新たにその中に含めなければならなかったからである。

3-1 小谷累層^{*1}

小谷累層は主として大峰帯の北部に分布する。下限は不明であるが、露出しているものについては次のように3分することができる。下部層は砂岩層・泥岩層、中部層は礫岩層、さらに上部層は火山砕屑岩層によって特徴づけられ、全層厚は約2,500mに達する(図-7)。下部層中には海生貝化石が含まれており、層相・化石相ともに東方のフオッサマグナ主部の同時代層に似た点が多い。中部層や上部層中には溶結凝灰岩層が多くはさまれており、下部から上部への層相や化石相の変化からして、本累層の堆積環境が次第に海成から陸成へと推移したことを示している。

一方、最近、大峰帯の南部において日野・大穴山両層が大峰累層に不整合関係におおわれることが明らかにされたが(島本, 1984)、両層とも小谷累層中部層に相当するものである。

A 下部層(雨中層)

本層は、大峰帯の最北部にあたる小谷村雨中～南小谷付近の姫川河床、横根沢、城ヶ峰地域などに分布している。

本層は、暗灰色砂質泥岩、灰色泥質砂岩、中粒砂岩などの地層を主体とし、上半部にはしばしば礫岩層をはさんでいる。礫岩の礫は、径1～12cm程度で、一般に3～6cmのよく円磨された中礫が多く、基質は中～粗粒砂である。本層の下限は小谷一中山断層によって切られているため不明であるが、岩相的には北～北東方に分布し、北部フオッサマグナ主部の新第三系に連なる鬼無里累層によく似ている。全層厚約460mである。本層の下部・上部からは表-2に示すような貝化石が産出している。それらはいずれも浅海性であり、その示す年代は中新世末～鮮新世初期である。

^{*1} 小谷累層という名称は、小林(1950)や姫川団体研究グループ(1958)が、小谷断層と姫川断層にはさまれて横根沢から幸田付近まで分布する、主に砂岩・泥岩・礫岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などからなる地層に対して用いている。本論文では、姫川断層以西の火砕岩層(川内層)や、大峰帯南部の日野層・大穴山層までを含めた地層名として用いた。

Table 2. Molluscan fossil assemblages of the Omine belt

Otari Formation

(Lower Uchu Member)

Anadara sp., *Glycymeris yamasakii* (YOKOYAMA), *G. minochiensis* (YOKOYAMA), *G. ?* sp., *Patinopecten naganoensis* (MASUDA), *P. ?* sp. (fragment), *Chlamys ?* sp., *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *L. sp. Conchocele nipponica* YABE & NOMURA, *Clinocardium ciliatum* (FABRICIUM), *C. shinjiense* (YOKOYAMA), *C. californiense* (DESHAYS), *C. cf. shinjiense* (YOKOYAMA), “*Cardium*” sp., *Serripes cf. fujinensis* (YOKOYAMA) *Serripes makiyamai* (YOKOYAMA) *Callista (Ezocallista) brevisiphonata* CARPENTER) *Phacosoma japonica* (REEVE) *Ph. cf. japonica* (REEVE), *Dosinia* sp., *Mercenaria sigaramiensis* MAKIYAMA, *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *M. cf. tokyoensis* MAKIYAMA, *M. incongrua* v. MARTENS, *Soletellina minoensis* YOKOYAMA, *Mya japonica* JAY, *Lutraria* sp., “*Tellina*” sp., *Tectonatica janthostomoides* KURODA & HABE, *Euspira* sp. *meisensis* MAKIYAMA, *E. meisensis* MAKIYAMA, *Nevarita* sp., *Nassarius nakamurai* KURODA, *N. sp.*

(Upper Uchu Member)

Acila (Truncacila) insignis (GOULD), *Anadara* (s.s.) *amicula amicula* (YOKOYAMA), *A. (s.s.) amicula elongata* NODA, *A. (s.s.) cf. hokkaidoensis* NODA, *A. sp.*, *Glycymeris yamasakii* (YOKOYAMA), *Patinopecten oaganoensis* MASUDA, *P. yamasakii* (YOKOYAMA), *Conchocele nipponica* (YABE & NOMURA) *Lucinoma acutilineatum* CONRAD *Clinocardium californiense* (DESHAYES) *C. cf. californiense* (DESHAYES) *C. ciliatum* (FABRICIUM), *C. shinjiensis* (YOKOYAMA), *C. cf. shinjiense* (YOKOYAMA), *Serripes makiyamai* (YOKOYAMA), *Callista (Ezocallista) brevisiphonata* (CARPENTER), *Phacosoma japonica* (REEVE), *Kaneharaia kaneharai* YOKOYAMA, *Mercenaria y-iizukai* (KANAHARA), *M. sigaramiensis* (MAKIYAMA), *Spisula (Mactromesis) voyi* GABB, *Venericardia* sp., *Macoma pretexta* (v. MARTENS), *Panope japonica* ADAMS, *Panomya sinotomensis* OTUKA, *Mya cuneiformis* BOHN, *M. japonica* (JAY), *M. sp.*, *Peronidia venulosa* (SCHRENCK), *P. cf. venulosa* (SCHRENCK), *Solen cf. strictus* GOULD, *Neverita didyma* (RODING), *N. sp.* *Tectonatica janthostomoides* KURODA & HABE, *T. cf. janthostomoides* KURODA & HABE, *Fpitionium (Boreoscala) nagaminensis* OTUKA, *E. sp.*, *Nassarium kometubus* OTUKA, *N. simizui* OTUKA, *N. ?* sp., *Linthia nipponica* YOSHIWARA

(Hino Member)

Ostrea sp., *Glycymeris yamasakii*

Omine Formation

Anodonta sp.

B 中部層（細貝層・日野層・大穴山層）

細貝層は、小谷村南部の岩戸山中腹部に分布している。主として礫岩層からなり、ほかに凝灰岩層・砂岩層などをはさんでいる。礫岩の礫は、径2～13cm ていどの小～中礫が多く、全体として淘汰が悪い。礫種は古第三紀酸性火山岩の礫が非常に多いことで特徴づけられる。基質は泥質の中～粗粒砂である。細貝層の全層厚は約500mである。

大峰帯の南部にも、小谷累層中部層の日野層・大穴山層が分布する。八坂村藤尾付近から池田町法道にかけて、ほぼ南北方向に分布する日野層は、中～粗粒砂岩層や細～中礫岩層を主体とし、しばしば泥岩の薄層をはさんでいる。礫岩の礫は径3～5 cm ほどの中礫が多く、よく円磨されたものがめだつ。礫種は細貝層と同様に古第三紀酸性火山岩の礫が多く、そのほかにチャート・硬砂岩などもめだつ。基質は中～粗粒砂である。全層厚350 m以上である。

一方、大穴山層は大穴山を中心とした中山山地一帯に分布し、日野層とは一部指交関係にある。本層の中部層準には顕著な白色酸性凝灰岩層（七五三掛^{しめかけ}タフ）がはさまれているが、そのほかは大部分が礫岩層からなる地層である。なお七五三掛タフについては、 $2.9 \pm 0.6 \text{ Ma}$ というK—Ar 放射年代値が報告されている（加藤ほか, 1983）。この凝灰岩層より下位層準の礫岩の礫は、2～11cm ほどの小～中礫からなるが、4～6 cm 大のものが最も多い。礫種はチャート・硬砂岩など、中・古生層起源の礫を主体とし、そのほかに大峰帯東側に分布する新第三系起源の砂岩礫が多く含まれることが特徴である。また七五三掛タフより上位層準の礫岩層は、砂岩層やシルト岩層をしばしばはさむ中～大礫岩を主体とする。礫岩は白色中～粗粒黒雲母花こう岩の巨礫を多量に含むことで特徴づけられる。そのほかにも片麻状花こう岩、変はんれい岩、角閃岩、石英安山岩質凝灰岩などの礫が含まれ、細貝層や日野層にくらべ礫組成が多様である。礫岩の基質は、中～粗粒アルコーズ質砂である。

日野・大穴山両層を合わせた、大峰帯南部地域における小谷累層中部層の層厚は、約600mである。日野層の下部層準からは、表一2に示したような浅海性貝化石が少量産出する。

C 上部層（岩戸山層・川内層・北城層）*2

本層には、小谷村と白馬村の境界付近に位置する岩戸山の山体中央部を占めて分布するもの（岩戸山層）、さらにその南部の白馬村野平から高戸山・蕨平・郷社窪^{くさりせ}山地一帯に分布するもの（北城累層）、またさらに、姫川断層の西側にあたる小谷村下里瀬^{せんげんやま}から浅間山一帯に分布するもの（川内累層）などがある。

岩戸山一帯の本層は、ほとんど安山岩質火砕岩層や溶岩層からなり、全層厚約400mである。また、野平から郷社窪山地一帯にかけて分布する本層中には、安山岩質火砕岩層にしばしば酸性凝灰岩層、礫岩層、凝灰質砂岩層などがはさまれている。全層厚は約1,200 mである。

姫川断層以西の本層（川内層）も、主体は安山岩質火砕岩層・溶岩層であるが、そのほ

*2 川内層は、さらに浅間山・千国^{ちくに}の2部層に、また北城層は、菅^{すが}・高戸山・立ノ間^{たて}・通・郷社窪の5部層に区分されている（小坂ほか, 1979・1982）が、ここでは一括して記述した。

か下～中部層準に酸性凝灰岩層をはさんだり、時として火山岩礫を多量に含む中～大礫岩層をはさむことがある。全層厚は約1,300mである。

これら小谷累層上部の火砕岩層の全層厚は、各地での値をそのまま積算したものではない。確実な鍵層が存在しないために正確とはいえないが、上部層全体の層厚はおおよそ1,500m程度であろう。

3-2 大峰累層

大峰累層は、白馬村南端部の幸田^{こうた}付近を北限として、池田町会染付^{あいそめ}付近まで、大峰帯の南半部を占めて分布する。本層は、層相のちがいにより下部・中部・上部の3部層に区分することができる。下部層は、泥岩層・砂岩層・細粒凝灰岩層、さらによく円磨され淘汰のよい細礫岩層などを主体にしている。中部層は、礫の形・大きさ・円磨度などが地域や層準のちがいによって変化のはげしい中～巨礫岩層を主体とする。また、上部層は珪長質凝灰岩層、溶結凝灰岩層を主体とする。これらをすべて合わせた層厚は最大で約3,000mに達する（図-8）。

A 下部層（幸田層）

下部層は、小谷一中山断層と幸田断層とにはさまれて花園^{かぞうの}西方から長峰西方にかけて分布している。細～中礫岩層と泥岩層の互層を主体とし、しばしば凝灰岩層をはさむ地層である。礫岩の礫は、0.2～2 cm 大のよく円磨された細～小礫が多く、基質は一般に細～中粒砂である。礫種は、硬砂岩・チャートなどが非常に多く、全体として淘汰のよい礫岩である。凝灰岩層は黒雲母石英安山岩質で、白色の中～粗粒なものが多い。上限・下限とも断層で切られており、露出する部分の全層厚は約600mである。

B 中部層（峠層・新行層・新引沢層）

中部層のうち、峠^{しんぎやう}方から日向大左右^{しんひさざわ}にかけて分布する峠層は、泥岩層や細～中粒砂岩層を主体としており、大峰累層の中では最も細粒な地層が卓越している。またそのほかにもしばしば礫岩層・凝灰岩層・亜炭層などをはさんでいる。礫岩の礫は径2～4 cm 程度の中礫が最も多く、よく円磨されている。礫種は、下部層と同じように硬砂岩・チャートが卓越しているが、大峰帯の東側に分布する新第三系起源の砂岩や、大峰帯の内部に分布する溶結凝灰岩の礫が少量ながら含まれている。全体として淘汰のよい礫岩層が多い。

峠層の上位層である新行層は、丸切沢上流部から権現山を結んで北北東～南南西方向の軸をもつ丸切沢向斜の軸部、さらにその東西両翼部に分布している。それらは礫岩層と黒雲母石英安山岩質凝灰岩層の互層からなっており、時おり溶結凝灰岩層がはさまれている。礫岩層は、向斜の北部と南部、東翼部と西翼部とで岩相が異っている。向斜北部や東翼部では径3～6 cm 程度の中礫が非常に多く、よく円磨された礫が多い。礫種も硬砂岩・チャートなどが卓越し、基質は中～粗粒砂である。これに対し、向斜西～北西翼部ではところによっては礫径が2～30cm の細～巨礫までを含む淘汰不良の礫岩がしばしば発達している。礫の多くは亜円～亜角礫であり、基質は泥質ないし凝灰質泥の場合が多い。礫種も、東翼部にくらべると調査地点ごとに変化に富み、硬砂岩・チャートのほか、安山岩・溶結凝灰岩・花こう岩・古第三紀酸性火山岩などの礫からなっている。

このような傾向は、木崎湖東方の崩沢から池田町半在家^{はんざいけ}付近にかけての向斜西翼部に分

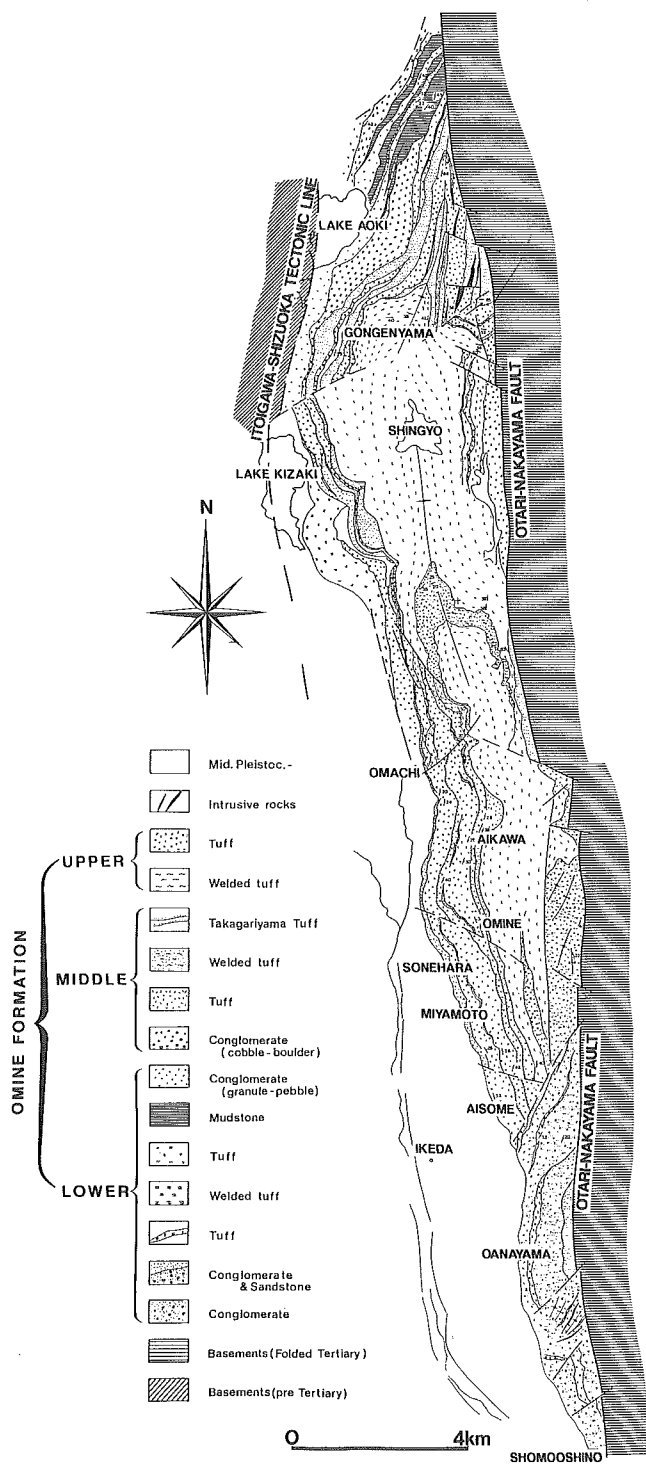


図-8 大峰帯南部地域の地質図

布する中部層（新引沢層）の礫岩でも顕著にみられる。とくに鷹狩山から^{のつこし}乗越峠にかけての中山山地西麓部に発達する礫岩層には、礫径が最大で300cmにも達する“超巨礫”とでもいべき礫を含むものがあり、礫形も垂角～角礫からなる全体として淘汰の悪い巨礫岩層が多い。

この西麓部では、不淘汰な巨礫岩層のほかにも、大～中礫岩層がしばしば発達しており、細礫岩層～粗粒砂岩層などもひんばんにはさまれている。

不淘汰巨礫岩層の場合、一般に礫種は粗粒黒雲母花こう岩の礫が卓越し、ほかに硬砂岩・チャート・古第三紀酸性火山岩などの礫が少量含まれるが、時には新第三系紀源とみられる安山岩質火山岩礫が卓越するもの、大峰帯由来の溶結凝灰岩礫が卓越するものなどがあり、いずれの場合も、礫種に変化が少ないことが特徴である。基質は、アルコーズ質の中～粗粒砂、凝灰質細粒砂～泥などからなっている。一方、大～中礫岩層の場合、礫種は花こう岩・古第三紀酸性火山岩・硬砂岩・チャート・溶結凝灰岩・新第三紀火山岩など、かなり多様性に富んでいるのが普通である。基質は中～細粒砂からなる。

なお、稲尾沢から会染までの向斜西翼部をつくる中部層中には、有色鉱物として単斜・斜方の両輝石を含む凝灰岩層がはさまれており、良好な鍵層となっている。この凝灰岩層を、“鷹狩山凝灰岩層”と呼ぶことにする。

峠～丸切沢にかけての、丸切沢向斜北半部の中部層は、層厚約2,000m、また、それより南の向斜南半部では、小谷一中山断層に切られるため正確ではないが、約650mとなる。

C 上部層

大峰累層最上部を占める本層は、美麻村権現山から乗越峠付近、さらに南方の大峰付近にかけて分布する。本層の大部分は、黒雲母の目立つ淡灰～淡赤灰色溶結凝灰岩層であるが、そのほかにも時おり非溶結の中～細粒凝灰岩層、礫岩層、砂岩層などがはさまれている。層厚は、鷹狩山地域で最も厚く約500m、また南部の大峰地域では約300mである。

第4章 大峰累層の粗粒堆積物

前章で述べた大峰帯の各層の中で、帯のほぼ南半部を占めて広く分布する大峰累層下部～中部の砂岩層・礫岩層は、南北方向によく連続している。それらの地層がどのような堆積環境・造構環境のもとで形成されたのかを明らかにするために、この大峰累層の粗粒堆積物に関して堆積学的な検討を行った。なお、礫の解析については、すでに報告済みの小谷累層に関する結果（小坂，1980b）も加えてある。

4-1 大峰累層の堆積相 (facies codes)*³

大峰累層の個別柱状図（図-9）でも明らかとなっており、本層の粗粒堆積物の岩相は、垂直・水平方向に著しく変化する。しかし、これらの堆積物は次にあげる13の基本的な堆積相のさまざまな組合せであり、岩相のめまぐるしい変化は、露頭単位の小範囲でさえ基本的な堆積相の組合せの変化する場合が多いためでもある（表-3）。

A 基本的堆積相

*³ facies codesは、Miall (1978), Rust (1978) らによって提唱されたものに準じ、一部新たに加えたものもある。

Table 3 Principal facies of gravel-fluvial deposits (modified from Miall, 1978)

Facies code	Lithofacies	Sedimentary structures
Gms	muddy matrix-supported gravel	lacks imbrication, internal stratification, non sorted
Gms-m	matrix-supported gravel with medium sandstone lenses	horizontally bedding, cross stratification, ill sorted
Gg	matrix-supported gravel	horizontally bedding, normal grading
Gm	massive, clast-supported gravel	horizontally bedding, imbrication
Gt	trough cross bedded, clast-supported gravel	minor channel fills
Gp	planar cross bedded, clast-supported gravel	
St	medium to very coarse sand	trough, cross stratification with pebble layers
Sh	very fine to very coarse sand	horizontally stratification with pebble layers
Sp	medium to very coarse sand	planar cross stratification
Sm	massive medium to very coarse sand	lacks internal stratification
Fl	very fine sand, silt, mud	fine lamination, cross lamination
Fsc	silt, mud	laminated to massive
Fcf	mud	massive with fresh water molluscus
Fm	mud, silt	massive, desiccation cracks
C	coal, carbonaceous mud	plant, mud films

Gms：砂質の泥ないし砂を基質とし、基質優勢の礫岩層である。一般に礫径は0.2～300 cm までさまざまであるが、30cm を越える巨礫や超巨礫（2～3 m大）を多く含んで、全体としても淘汰不良の礫岩層である。また礫の形態は角～亜角までさまざまであるが、最も目立つのは亜角程度の、あまり水磨されていない礫である。礫種は、単一ないし2～3種類の礫だけが卓越する場合が多い。礫にインプリケーションやそのほかの成層構造が、ほとんど認められない。しかし、やや細粒部ではまれに弱い成層構造を示す場合もある。

Gms～m：砂を基質とした、基質優勢の礫岩層である。礫径は10～30cm 程度の大礫～巨礫が多く、Gms 相にくらべて全体としてやや淘汰のよい礫岩層である。礫の形態も亜角～亜円礫程度のものが多く、Gms 相の礫より円みをおびている。しばしば数 cm ～10数 cm 厚さの中粒砂岩層をレンズ状にはさんでいる。砂岩層や礫の配列によって、水平あるいは斜層理がわずかに発達することがある。

Gg：砂を基質とした基質優勢の礫岩層である。礫径は2～6 cm 程度の中礫から10～20 cm 程度の大礫が多い。一般に、礫が層理に平行な配列を示す場合が多く正常級化構造もしばしば発達する。

Gm：基質より礫が優勢の、塊状の礫岩層である。礫径が4～6 cm 程度の中礫が卓越し全体としてとう汰のよい礫岩層が多い。礫の形態は、亜円～円礫が多く、礫にインプリケーションの認められることがある。

Gt：基質より礫が優勢の礫岩層である。礫径が0.2～6 cm までの細～中礫を含むが、全体としては小礫主体で、淘汰のよい礫岩層である。礫はよく水磨された円礫が多い。礫岩層中には、トラフ型の斜交葉理をもった中～粗粒砂岩層がレンズ状にはさまれている。

Gp：礫の特徴が、Gt 相とほぼ同じ礫岩層である。礫岩層中のレンズ状砂岩層が平行葉理をもつことが特徴である。

St：全体にトラフ型の斜交葉理が発達する中～粗粒砂岩層である。葉理面に沿って細～小礫が並ぶことがある。

Sh：全体に平行葉理が発達する中～極粗粒砂岩層である。葉理面に沿って細～小礫が断続的に並ぶことがある。

Sm：単層内部に、初生的な堆積構造がほとんど認められない細～極粗粒砂岩層である。

Fl：細かな平行葉理、時おり斜交葉理などの発達する極細粒砂岩層、シルト岩層、黒色泥岩層などである。

Fsc：単層内に、初生的な堆積構造がほとんど認められないか、またはわずかに平行葉理が発達するシルト岩層、泥岩層である。

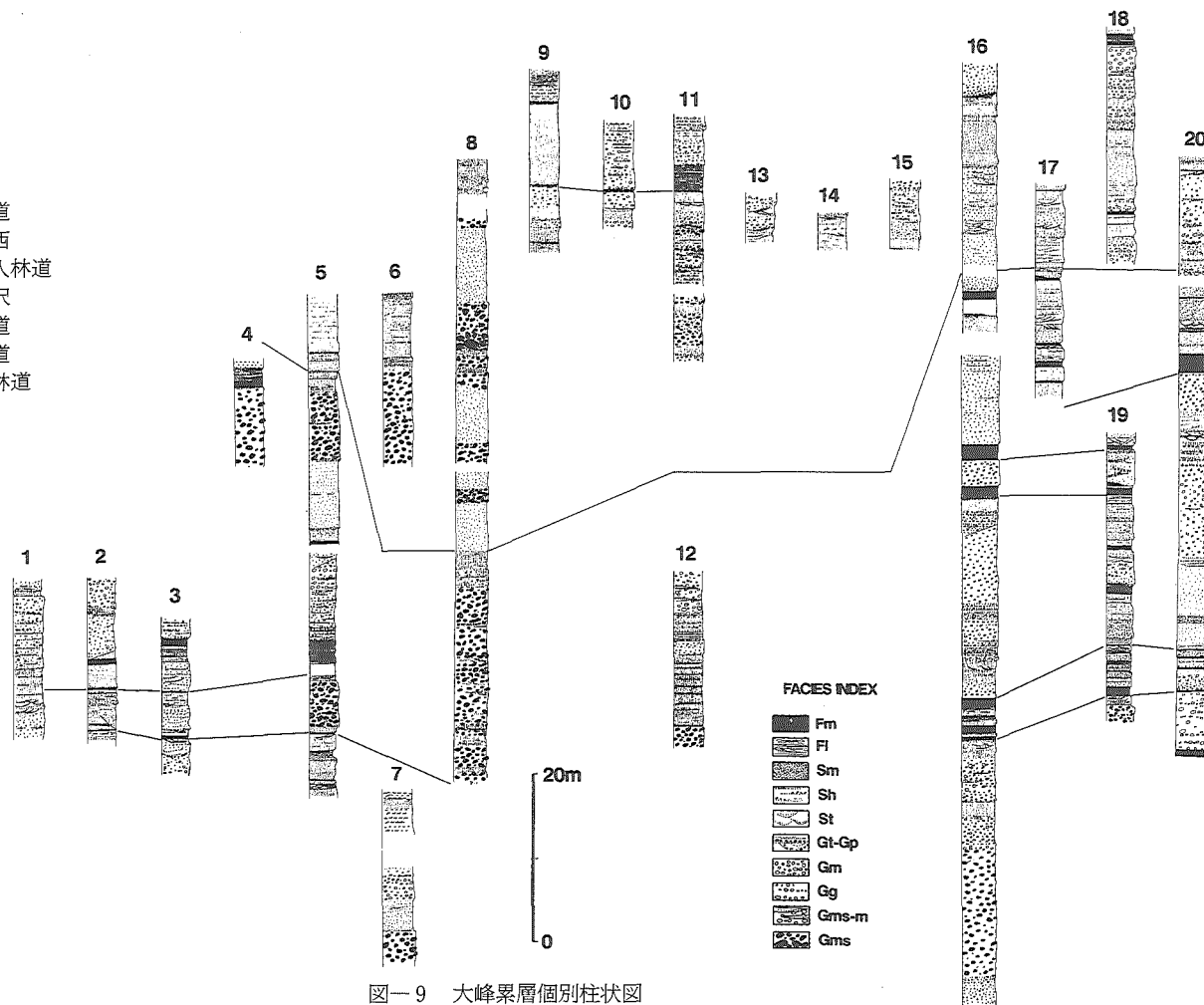
Fm：堆積構造が全く認められない塊状泥岩層である。

C：炭化した木片や葉片を含む細粒の炭質泥岩層である。

B シークエンスモデル

前項で述べた13種類の基本的堆積相のさまざまな組合せが、各露頭、各層準における岩相の特徴を決定づけている。地域や層準が異ると、基本的堆積相の組合せも変化するが、その組合せ様式にはある一定の規則性が認められる。丸切沢向斜以南の大峰累層中部の粗

- 1 石原
- 2 峠
- 3 丸切沢
- 4 千草林道
- 5 稲尾沢
- 6 山ノ神
- 7 霊松寺林道
- 8 鷹狩山南西
- 9～12 滝ノ入林道
- 13～14 新引沢
- 15 丹生子林道
- 16 曾根原林道
- 17～19 花岡林道
- 20 掘之内



図一 9 大峰累層個別柱状図

粒砕屑岩層の堆積相は、次のように4種類にタイプ分けすることができる(図-10)。

(1) 乗越峠タイプ(Nタイプ) 図-10・A

乗越峠タイプ(Nタイプ)の堆積相は、次のような特徴を示す。すなわち、1) 角~亜角の巨~超巨礫を含む、基質優勢の礫岩層(Gms相, Gms~m相)を主体とする 2) GmsあるいはGms~m相の礫岩層は、最下部にSm, St相の中~極粗粒砂岩層が発達する場合がある。また、礫岩層最上部にはトラフ型斜交葉理の発達する場合がある 3) この堆積相の1ユニットの層厚は、平均すると3~5m程度である。

(2) 鷹狩山タイプ(Tタイプ) 図-10・B

鷹狩山タイプの堆積相は、次のような特徴を示す。すなわち、1) 亜角~亜円の巨礫~中礫からなり、基質優勢の礫岩層(Gms~m相, Gg相)、基質よりも礫優勢の礫岩層(Gm相, Gt相)などを主体とする 2) Gm相の礫岩層最上部や内部には、トラフ型葉理をもった中~極粗粒砂岩層(St相)がしばしばはさまれている 3) この堆積相の1ユニットの層厚は、平均すると5~20m程度である。

(3) 曾根原タイプ(Sタイプ) 図-10・C

曾根原タイプの堆積相は、次のような特徴を示す。すなわち、1) 亜円~円程度の中~細礫からなり、基質優勢の礫岩層(Gg相)、礫優勢の礫岩層(Gm相, Gt相, Gp相)を主体とする 2) 礫岩層は、一般に層理に平行または斜交する葉理が発達する場合が多い 3) 礫岩層中には、しばしば中~極粗粒砂岩層(St相)がはさまれており、トラフ型の斜交葉理が発達する 3) この堆積相の1ユニットの層厚は、平均すると10~15m程度である。

(4) 花岡タイプ(Hタイプ) 図-10・D

花岡タイプの堆積相は、次のような特徴を示す。すなわち、1) 塊状ないし斜交葉理をもった中粒砂岩層~シルト岩層(Sm相, St相, Fl相, Fsc相, C相)を主体とする 2) 砂岩層やシルト岩層中には、しばしば細礫の薄層がはさまれている 3) 砂岩からシルト岩への正常級化構造がよく発達する 4) 砂岩層中には平行葉理、リップル斜交葉理などが発達することもある 5) 炭化植物片の密集する炭質泥岩層(C相)が時おりはさまれる。6) この堆積相の1ユニットの層厚は、平均すると約8m程度である。

C 堆積相の空間的分布

大峰累層下部~中部層の発達状況をみると、前記の4つのタイプの堆積相が、それぞれ単独で発達することはまれである。むしろ、不完全なシークエンスをもったあるタイプの堆積相の上位に、さらにまた不完全なシークエンスをもった別のタイプの堆積相が重なる、という場合の方が普通である。

ここでは、4つのタイプの堆積相が、大峰累層の分布する地域に、空間的にどう広がっているかを検討した。

その結果、各タイプの堆積相の空間的分布は、決して単純ではなく、地域によってさまざまに変化することが明らかになった。

丸切沢~峠沢川流域、稲尾沢、霊松寺山~南鷹狩山西麓、曾根原林道、花岡林道など粗粒砕屑物が集中的に発達する地域を中心にして大峰累層の堆積相の特徴を述べる。

図-11は、丸切沢~峠沢川流域に分布する大峰累層中部層の岩相分布図である。図-12

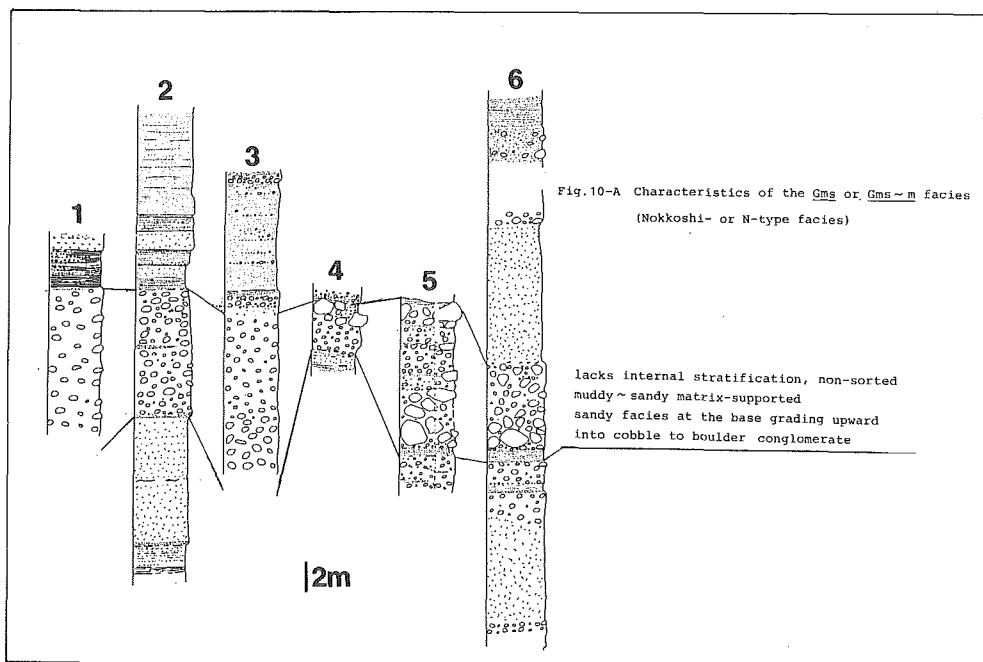


図-10・A 乗越峠タイプの堆積相

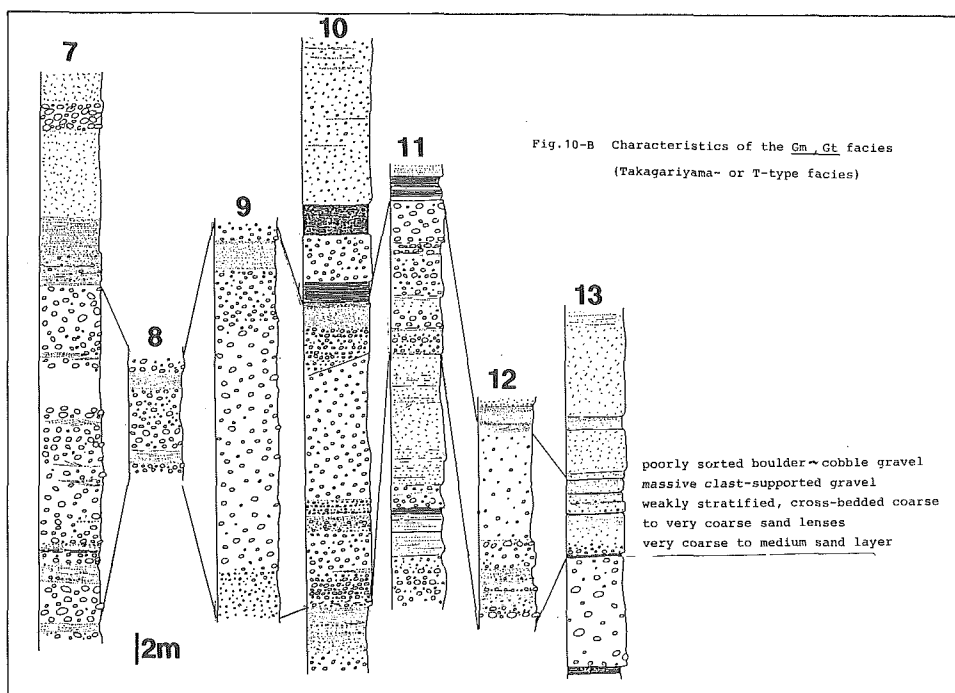


図-10・B 鷹狩山タイプの堆積相

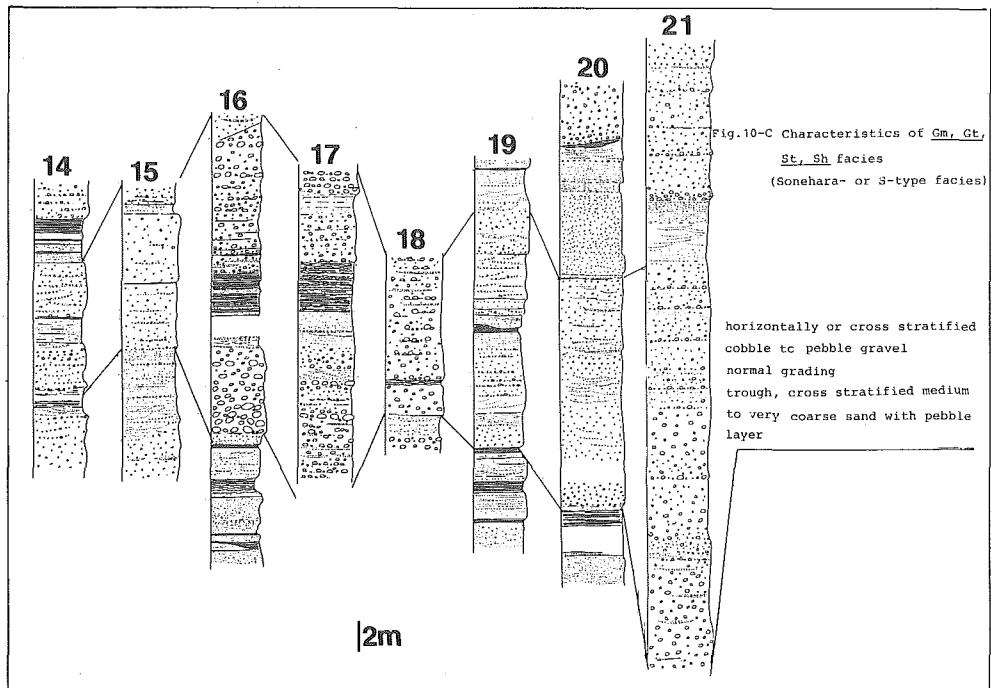


図-10・C 曽根原タイプの堆積相

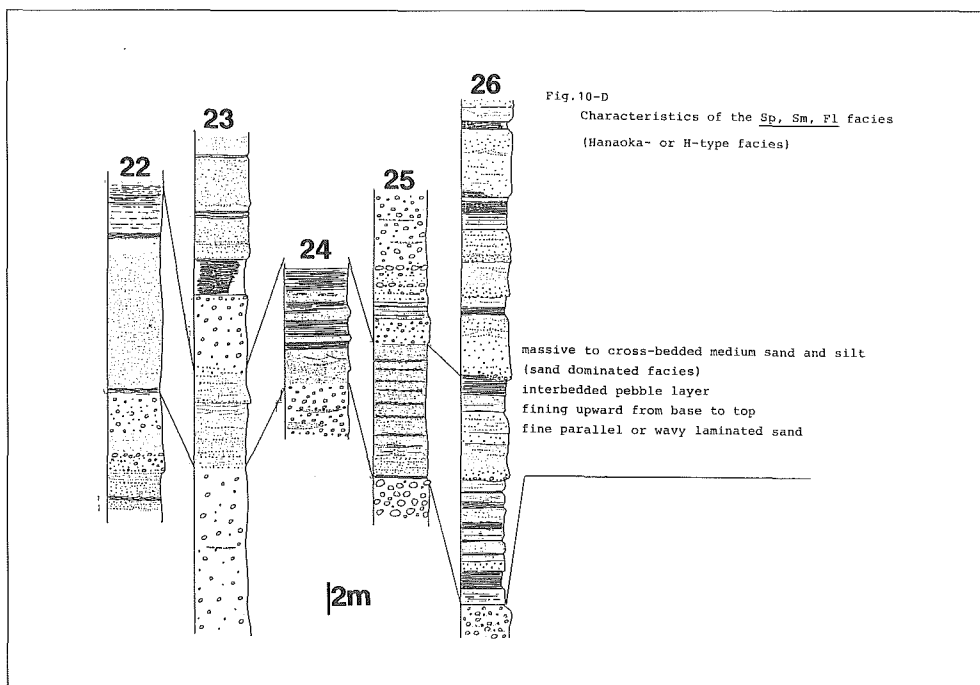


図-10・D 花岡タイプの堆積相

は、稲尾沢から花岡に至る間、丸切沢向斜西翼部を占める形で南北方向に細長く分布する大峰累層中部層の岩相分布図である。また図-13は、稲尾沢、霊松寺山～南鷹狩山西麓、曾根原林道、花岡林道などの各地における垂直方向の堆積相の変化を、図-9をもとにして模式化したものである。なお図-14は、模式化した堆積相との位置関係を示すため、図-12と図-13とから合成したものである。

(1) 丸切沢～峠沢川流域

この地域で最も広く、また厚く発達する堆積相は、中～細礫岩を主体とする Gg 相、Gm 相である。そのほかには、Gt 相、Gp 相も時おりみられる。Gg 相、Gm 相の上位には、中～粗粒砂岩層からなる Sh 相、炭質シルト岩層からなる Fl 相ないし C 相が発達する。Sh 相は、時おり小～細礫の薄層をはさんだり、St 相に移化する場合もある。Gm 相は、時おり礫にインブリケーションの認められることもある。この地域全体では、南部の丸切沢周辺に中礫岩層がよく発達し、北部の峠沢川流域では中礫岩層とともに細礫岩層、砂岩層、シルト岩層、炭質泥岩層が発達している。

堆積相の特徴からみて、この地域の粗粒碎屑物のほとんどが、曾根原タイプ～花岡タイプの堆積相を示しているといえる。

(2) 稲尾沢流域 (図-13・A)

稲尾沢では、垂角～垂円の巨礫や中礫を主体とする基質優勢の礫岩層 (Gms～s 相) が発達している。この礫岩層には、しばしば中粒砂岩層 (Sm 相、Sh 相) がレンズ状あるいは層状にはさまれている。また、最大径約 60cm の垂角～垂円礫を多量に含む基質優勢の礫岩層 (Gms 相) や、細かな平行葉理の発達する砂岩層 (St 相)、炭化木片などを含む炭質シルト岩層 (C 相) なども発達している。

これらの堆積相の特徴からみて、この地域の粗粒碎屑物は鷹狩山タイプを示すものが主体で、そのほかにも一部、乗越峠タイプや曾根原～花岡タイプの堆積相を示すものを含んでいるといえる。

(3) 霊松寺山～南鷹狩山西麓部 (図-13・B)

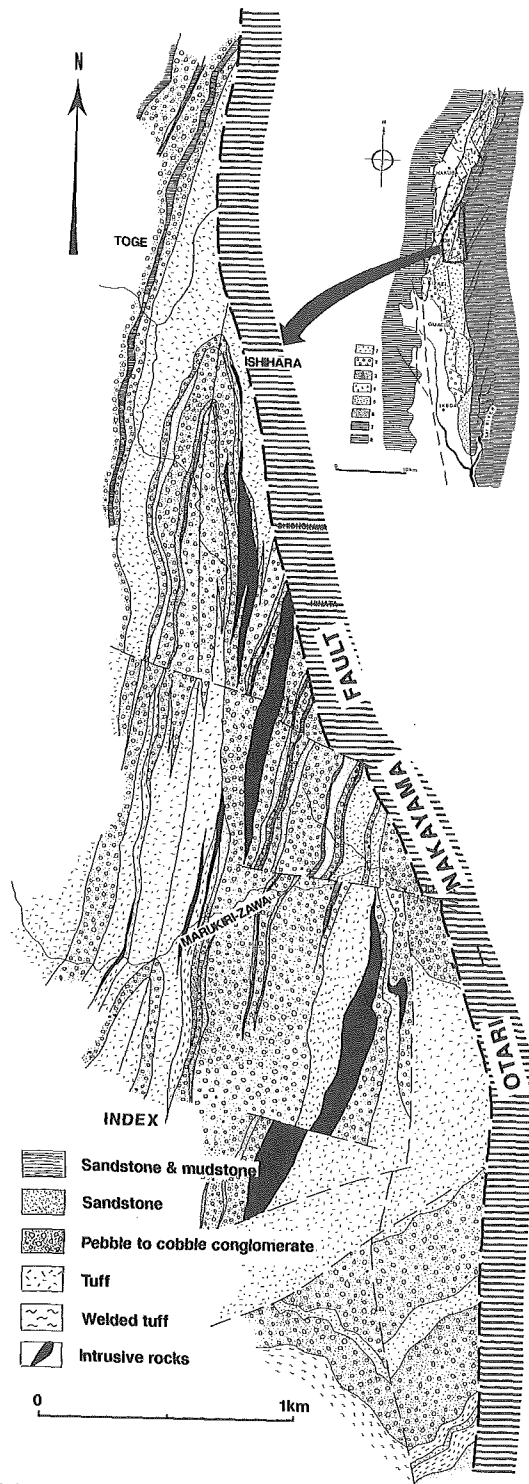
この地域の堆積相を特徴づけるものは、礫径が時に 300cm を越す“超巨礫”を多量に含む礫岩層 (Gms 相) である。乗越峠西方では、このような巨礫岩層が大峰累層の中部層の内部で大きくみると 4 層準に発達している。

Gms 相以外では、巨礫～大礫を主体とする Gms～m 相や Gm 相の礫岩も発達しており、大峰累層分布地域の中ではここが最も粗粒な堆積物の発達する地域である。霊松寺から南鷹狩山にかけての地域では、これよりやや細粒な堆積相がみられる。

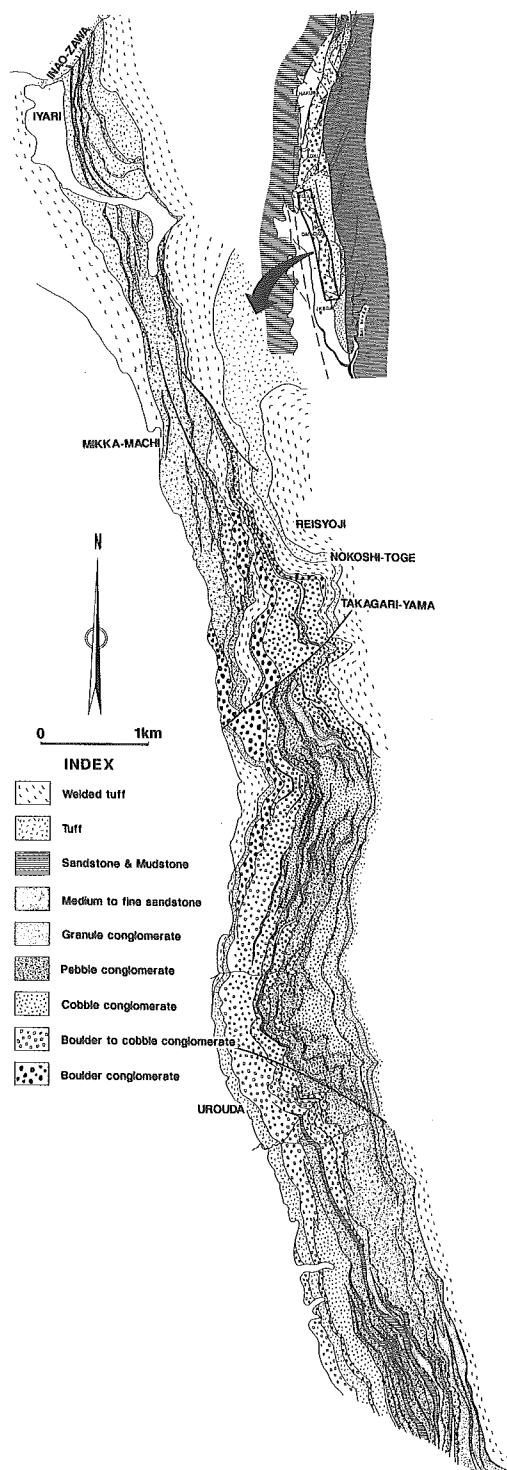
これらの堆積相の特徴からみて、この地域の粗粒碎屑物は一部に鷹狩山タイプの堆積相も発達するとはいえ、大部分が乗越峠タイプの堆積相を示すものといえる。

(4) 曾根原林道周辺 (図-13・C)

この地域の堆積相を特徴づけているのは、層理に平行ないし斜交する葉理の発達する中～細粒礫岩層 (Gt 相、Gp 相)、堆積構造をほとんど示さない礫岩層 (Gm 相)、葉理の発達する砂岩層 (St 相、Sh 相) などである。そのほか、下部層準には層厚 10 数 cm の Gms 相の巨礫岩が発達しており、中部層準および上部層準には炭化植物や木片などを含む塊状のシルト岩層 (Fm 相) が発達している。



図一11 丸切沢～峠沢川流域の大峰累中部層の岩相分布図



図一12 霊松寺山～鷹狩山西麓の大峰累層中部層の岩相分布図

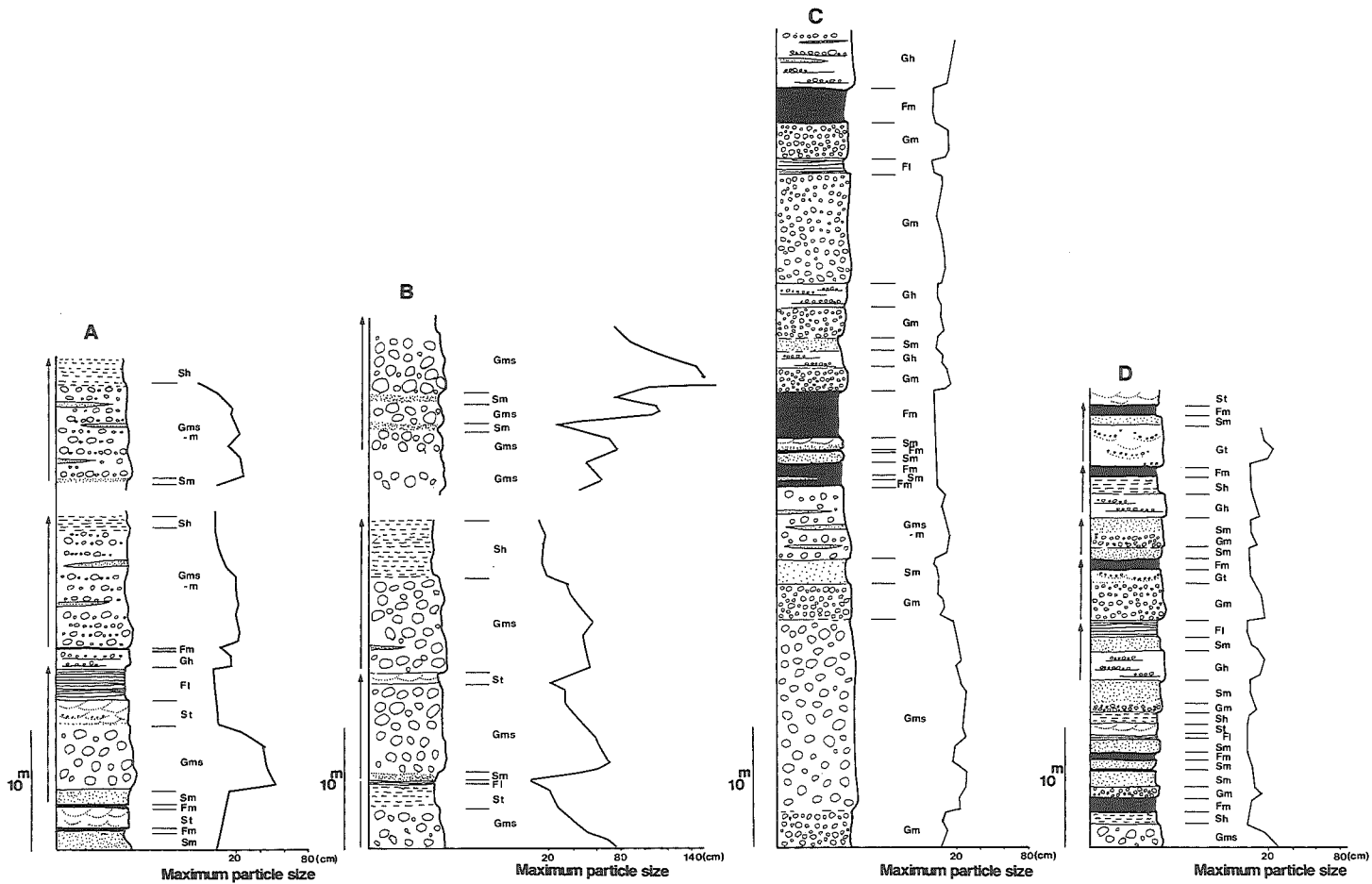


図-13 大峰累層中部層の模式的堆積相

A 稲尾沢 B 霊松寺山～南鷹狩山西ろく C 曾根原林道 D 花岡林道

これらの堆積相の特徴からみて、この地域の碎屑物は一部に花岡タイプの堆積相を含むものの、大部分は曾根原タイプの堆積相を示しているといえる。

(5) 花岡林道周辺(図-13・D)

ここは、大峰累層中部層分布地域の南端部に位置する。最も特徴的なことは、塊状砂岩層(Sm相)、葉理の発達する砂岩層(St相、Sh相)、塊状シルト岩層～泥岩層(Fm相、Fl相)など、細粒な堆積相が卓越することである。北方地域でみられたGms相やGms～m相などの極粗粒な堆積相はほとんど認められない。わずかに細～小礫からなる礫岩層(Sm相)が数層準にはさまれている程度である。

これらの堆積相の特徴からみて、この地域の碎屑物は一部に曾根原タイプのものを含むものの大部分は花岡タイプの堆積相を示しているといえる。

4-2 大峰累層の最大礫径分布

大峰累層を特徴づける礫岩中の、各地点ごとの最大礫径(長軸a)を、1～6クラスに分け、円の大小で示した(図-15)。その結果、大峰累層の最大礫径分布には次のような特徴のあることが明らかとなった。

- 1) 径が1.5mを越える巨大な礫を含む礫岩層は、霊松寺山から南鷹狩山にかけての山地西麓部に集中的に分布する。
- 2) 同様に、この地域では全体的に、礫径ランクが3～2クラスのものが多く、極めて粗粒な堆積相が多い。
- 3) それらの巨礫岩層は、側方すなわち北方や南方に向って急激に礫径を減じる傾向がある。
- 4) 丸切沢向斜中軸部の峠沢川流域では、礫径が中礫以下の淘汰のよい礫岩層が広く分布する。また、さらに北方の南谷地付近ではより細粒な堆積相がみられ、3)で述べたような傾向がこの地域にもみられる。
- 5) 礫径が50cmを越える巨礫がみられるのは、霊松寺山～南鷹狩山西麓部だけではない。発達程度は小さいが、木崎湖東方、崩沢東方、穂尾沢中流など数地点でも、局部的にかなり大きな礫のみられるところがある。
- 6) 丸切沢向斜東翼部の礫岩層は、一般に4～5クラスの小さな礫からなるものが多い。

4-3 大峰累層の古流向

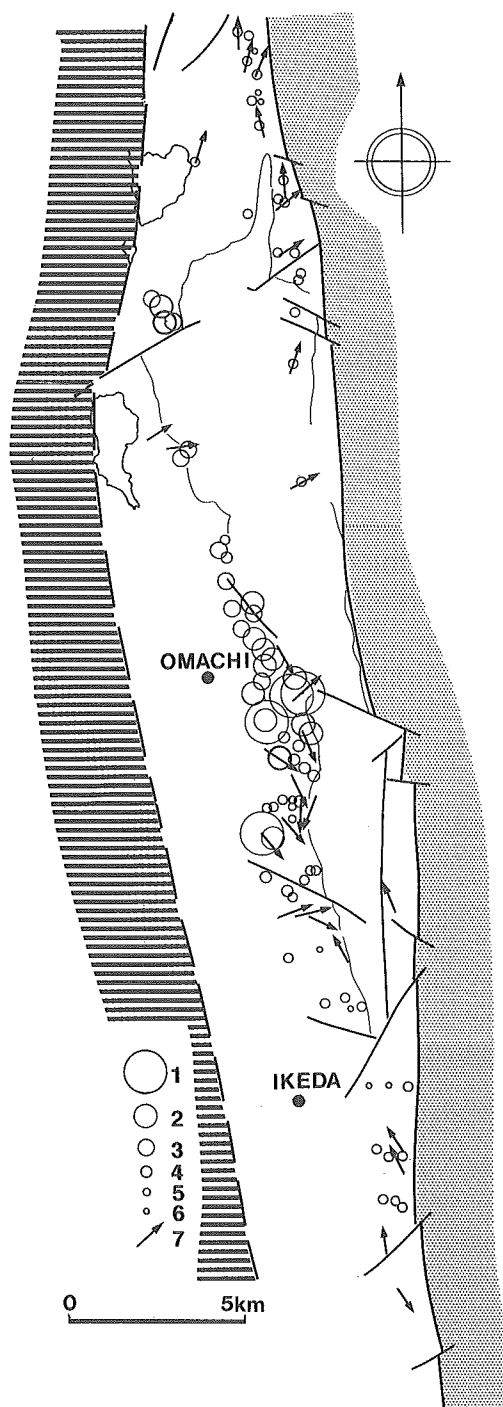
ソールマーク、斜交葉理、礫のファブリックなどの測定により、大峰累層の古流向を明らかにした。その結果は、図-15に示した。

A 丸切沢～峠沢川流域

丸切沢、峠沢川流域に発達する大峰累層下部～中部層の碎屑岩層は、淘汰のよい中礫岩を主体とするが、それらの礫のファブリックによって求めた古流向の多くは、南方から北方へ向うものが多く、そのほか南西から北東方向へ向うものが、わずかながら認められる。

B 木崎湖東方

木崎湖の北東方から東方にかけて分布する大峰累層中部層には、礫径30cmを越える巨



図一15 大峰累層の最大礫径分布および古流向

1. 1.5m以上 2. 1.0~1.5m 3. 0.5~1.0m 4. 0.256~0.5m
5. 0.064~0.256m 6. 0.064m以下 7. 古流向

礫から数 cm 大の小礫までを含む，淘汰の悪い礫岩層がしばしばはさまれている。それらの礫のファブリックから求めた古流向は，崩沢では南南西から北北東へ向うもの，稲尾沢では西から東へ向うものが認められる。

C 霊松寺～大峰

霊松寺山から大峰にかけて続く山地の西麓部では，淘汰の悪い超巨礫～巨礫岩層が分布するが，礫のファブリックから求めた古洋向は，大部分が北北西から南南東方向へ向うもの，北西から南東方向へ向うものからなっている。

D 大峰南方

大峰からさらに南方では，次第に細粒な堆積相が卓越するようになるが，礫のファブリックや砂岩層中の斜交葉理から求めた古流向は，西北西から東南東へ向うもの，西南西から東北東へ向うもの，西から東へ向うものなどが目立っている。一般に東西性の古流向が卓越しているといえる。また，一部には，東から西へ向うもの，南東から北西へ向うものもある。

E そのほかの地域

南小谷累層中部の日野・大穴山層では，礫のファブリックから求めた古流向の多くが，南南東から北北西へ向う傾向を示しており，大峰累層の古流向とはかなり異った特徴を示している。

4-4 礫の解析

A 礫組成

各調査地点（図-16）における礫組成を，表-4 に示した。この結果をもとに，各層準ごと，各地域ごとの礫組成を図-17 に示した。

(1) 小谷累層の礫組成

下部層

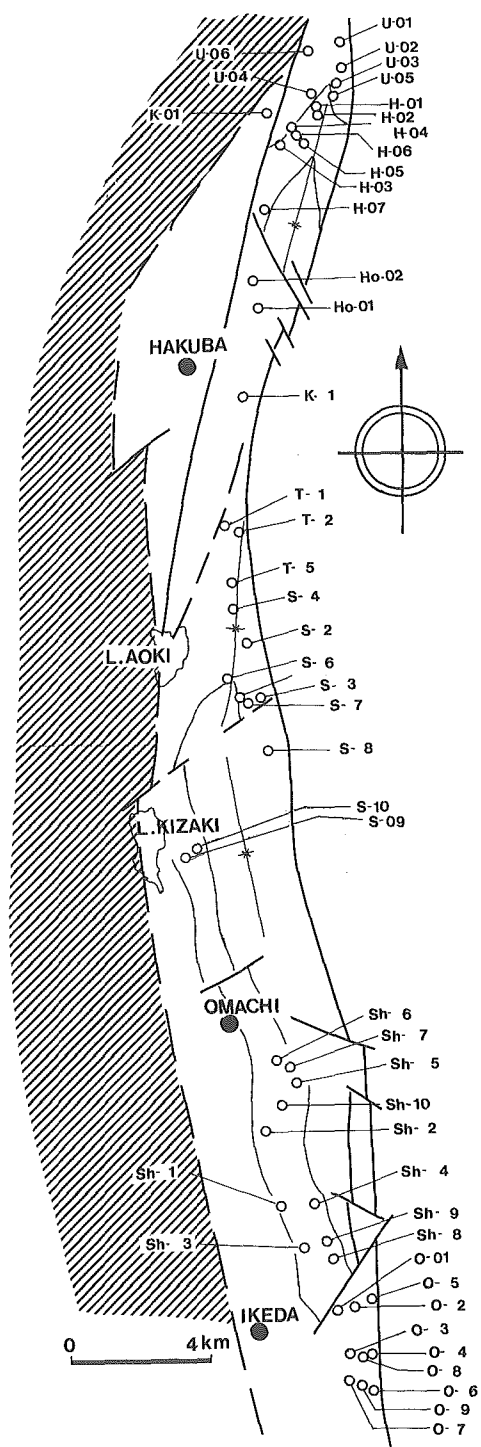
大峰帯北部の岩戸山向斜部に分布する下部層（雨中層）は，一般に下部から上部に向けて次第に粗粒化の傾向を示す。向斜東翼部の礫岩層（U-01・02・03，および図-17・A）は，いずれも硬砂岩・チャートなどの古期堆積岩起源の礫が，85～95%の高率で含まれており，西翼部でもその傾向は変らない（U-04，および図-17・B）。そのほかには，花こう岩（4～8.7%），古第三紀酸性火山岩（2～8%），新第三紀火山岩（2%）などの礫が目立つ程度である。

中部層との境界付近になると，チャート・硬砂岩などの礫は急激に減少し，古第三紀酸性火山岩の礫が極端に増加する（U-05・06，および図17-C，D）。

中部層

中部層の礫岩は，岩戸山向斜中央部に広く分布する細貝層，大峰帯南部の日野層・大穴山層に多量に含まれている。

細貝層の礫岩の最大の特徴は，いずれの地点でも古第三紀酸性火山岩礫が多量に含まれることである。その割合は，平均でも58%，多いところでは70～80%にも達する（H-01・02・03・04・05・06，および図-17・E，F）。そのほかの礫では，花こう岩が13%，新第三紀火山岩が15%ほどの割合で含まれ，古期堆積岩は8%と少量である。



図一16 礫組成調査地点

Table 4-a Gravel composition in each localities of the Otari Formation

U-01~06: Uchu Member; H-01~07: Hosogai Member;

Ho-01, 2: Hokujo Member; K-01: Kawauchi Member

	Basement Rocks (%)									Tertiary Rocks (%)												
	Qp	Gr	Dr	Gb	Sp	Gss	Sl	Ch	Oths	Dr	Phy	Cgl	Ss	Ms	Bs	And	Da	Rhy	Wt	T	Gr	Oths
U-01	4.3	8.7	-	-	-	39.1	4.3	43.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U-02	8.2	4.1	-	-	-	49.0	4.1	32.7	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-	-	-	-	-
U-03	2.0	4.0	-	-	-	38.0	6.0	50.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U-04	14.0	6.0	-	-	-	28.0	2.0	40.0	-	-	2.0	-	6.0	-	-	-	-	-	-	2.0	-	-
U-05	61.2	16.3	-	-	-	4.1	-	12.2	-	-	-	-	-	-	4.1	4.1	4.1	-	-	-	-	4.1
U-06	82.0	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.0	4.0	-	-	-	2.0
H-01	56.3	2.1	2.1	2.1	-	10.4	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	20.8	4.2	-	-	-	-	-
H-02	63.3	8.2	2.0	-	-	4.1	6.1	2.0	-	-	-	-	2.0	-	-	2.0	10.2	-	-	-	-	-
H-03	68.0	14.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-	2.0	8.0	6.1	-	-	-	2.0	-
H-04	61.2	20.4	2.0	-	-	8.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.1	-	-	-	-	2.0	-
H-05	54.0	18.0	-	-	-	-	2.0	2.0	-	-	-	-	-	-	-	6.0	8.0	4.0	2.0	-	-	-
H-06	46.8	17.0	-	-	-	8.5	2.1	2.1	-	-	-	2.1	-	-	2.1	14.9	-	-	2.1	-	2.1	-
H-07	16.3	10.2	-	2.0	-	6.1	-	-	2.0	-	-	-	10.2	-	10.2	10.2	20.4	12.2	-	-	-	-
Ho-01	17.4	13.0	2.2	2.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32.6	28.3	2.2	2.2	-	-	-
Ho-02	2.0	20.4	-	2.0	12.2	18.4	4.1	-	8.2	-	-	-	12.2	-	-	22.4	-	-	-	2.0	-	-
K-01	6.3	10.4	6.3	-	-	4.2	6.3	-	-	-	-	-	2.1	-	-	45.8	12.5	-	-	4.2	-	-

Index: Qp; Paleogene acid volcanic rocks Gr; Granite Dr; Diorite Gb; Gabbro Sp; Serpentine

Gss; Graywacke sandstone Sl; Slate Ch; Chert

Phy; Porphyrite Cgl; Conglomerate Ss; Sandstone Ms; Mudstone Bs; Basalt

And; Andesite Dac; Dacite Rhy; Rhyolite Wt; Welded tuff T; Tuff

Table 4-b Gravel composition in each localities of the Otari Formation

(O-01~09: Oanayama Member)

	Basement Rocks (%)									Tertiary Rocks (%)												
	Qp	Gr	Dr	Gb	Sp	Gss	Sl	Ch	Oths	Dr	Phy	Cgl	Ss	Ms	Bs	And	Da	Rhy	Wt	T	Gr	Oths
O-01	4.0	2.0	-	-	-	38.0	-	48.0	-	-	-	-	6.0	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-
O-02	2.0	-	-	-	-	36.0	-	32.0	-	-	-	-	10.0	4.0	-	-	-	-	2.0	-	4.0	-
O-03	-	-	-	-	-	39.6	2.1	12.5	-	-	-	-	41.7	-	2.1	-	-	-	2.1	-	-	-
O-04	2.0	4.1	2.0	-	-	49.1	-	22.4	-	-	-	-	10.2	-	-	-	-	-	4.1	-	4.1	-
O-05	-	-	-	-	-	6.0	2.0	42.0	2.0	-	-	-	38.0	4.0	-	-	-	-	-	-	6.0	-
O-06	2.0	2.0	-	-	-	22.0	-	30.0	-	-	-	-	26.0	-	-	4.0	6.0	-	-	-	6.0	-
O-07	2.0	8.0	-	-	-	20.0	-	14.0	6.0	-	-	-	2.0	8.0	-	2.0	-	-	2.0	-	2.0	-
O-08	-	8.2	-	-	2.0	40.8	2.0	20.4	6.1	-	-	-	4.1	-	-	2.0	6.1	8.2	-	-	-	-
O-09	-	6.0	-	-	6.0	28.0	2.0	24.0	2.0	-	-	-	26.0	2.0	-	2.0	2.0	-	-	-	-	-

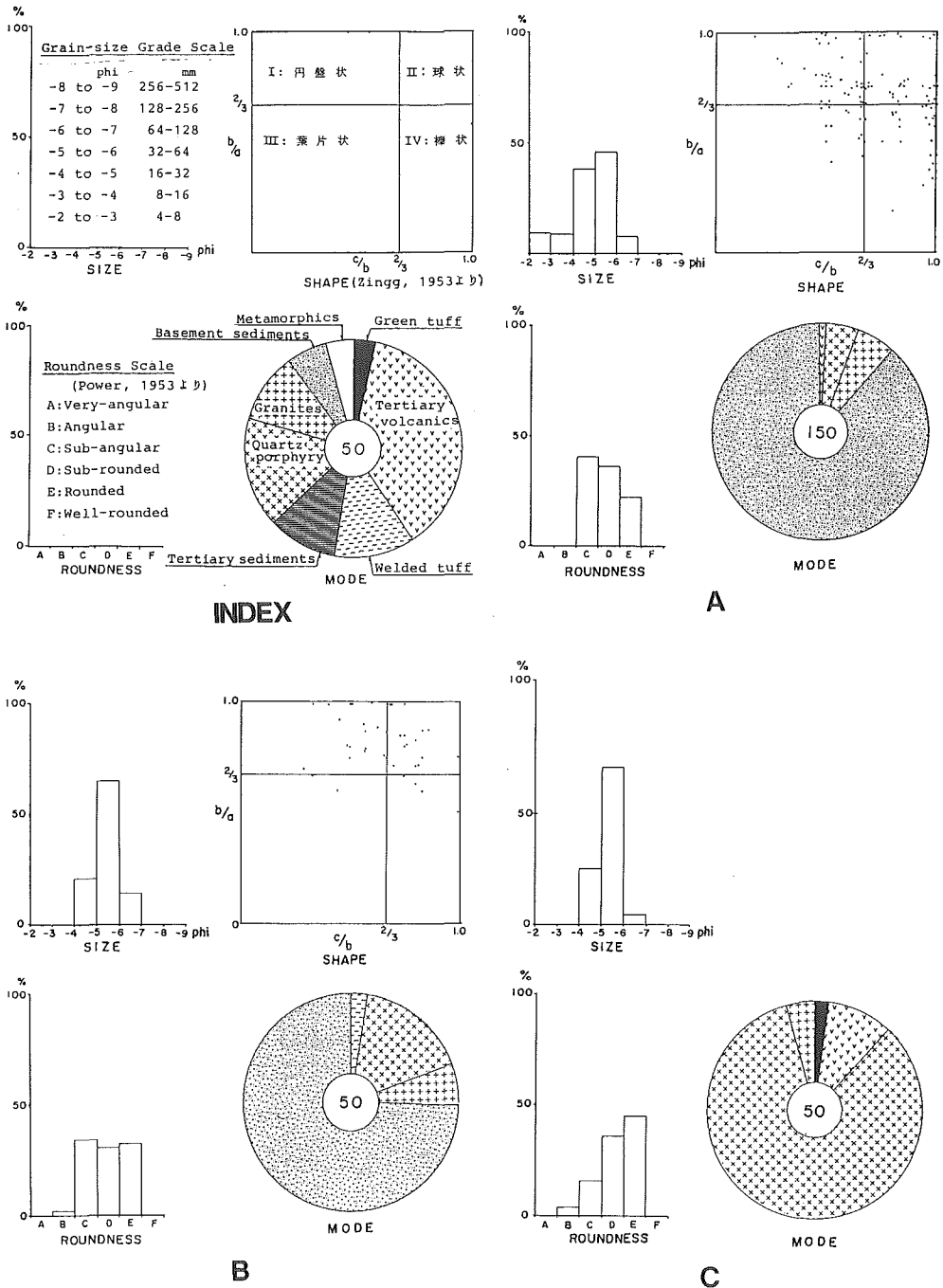
Table 4-c Gravel composition in each localities of the Omine Formation
(K-01: Kota Member; T-01~03: Toge Member; S-01~09: Shingyo Member)

	Basement Rocks (%)									Tertiary Rocks (%)												
	Qp	Gr	Dr	Gb	Sp	Gss	Sl	Ch	Oths	Dr	Phy	Cgl	Ss	Ms	Bs	And	Da	Rhy	Wt	T	Gr	Oths
K-01	8.3	6.3	8.3	-	-	20.8	20.8	-	-	-	-	-	2.1	-	12.5	-	18.8	2.1	-	-	-	-
T-01	8.5	6.4	-	-	-	19.1	17.0	-	-	-	-	-	38.2	-	-	-	-	-	10.6	-	-	-
T-02	-	4.0	-	-	-	40.0	14.0	42.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-03	12.2	12.2	-	-	-	55.1	-	14.3	2.0	-	-	-	-	-	2.0	-	-	-	2.0	-	-	-
S-01	8.2	4.1	-	-	-	32.7	4.1	18.4	-	-	-	-	18.4	-	4.1	6.1	2.0	-	-	-	2.0	-
S-02	18.0	2.0	-	-	2.0	48.0	4.0	16.0	-	-	-	-	-	-	10.0	-	-	-	-	-	-	-
S-03	4.4	2.2	-	-	-	31.1	8.9	22.2	6.7	-	-	-	-	-	13.3	6.7	-	-	-	-	4.4	-

S-04	4.0	2.0	-	-	-	46.0	8.0	32.0	2.0	-	-	-	2.0	-	-	2.0	-	2.0	-	-	-
S-05	22.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-	-	2.0	-	74.0	-	-	-
S-06	10.2	6.1	2.0	-	-	36.7	4.1	18.4	-	-	-	-	2.0	-	4.1	6.1	-	10.2	-	-	-
S-07	-	4.0	-	-	-	42.0	6.0	24.0	-	-	-	-	10.0	2.0	-	2.0	-	4.0	-	4.0	-
S-08	28.0	6.1	2.0	-	-	28.6	8.2	4.1	-	-	-	-	4.1	-	-	4.1	-	2.0	12.2	-	-
S-09	54.0	-	-	-	-	-	2.0	-	2.0	-	2.0	-	-	-	2.0	26.0	2.0	8.0	-	-	-

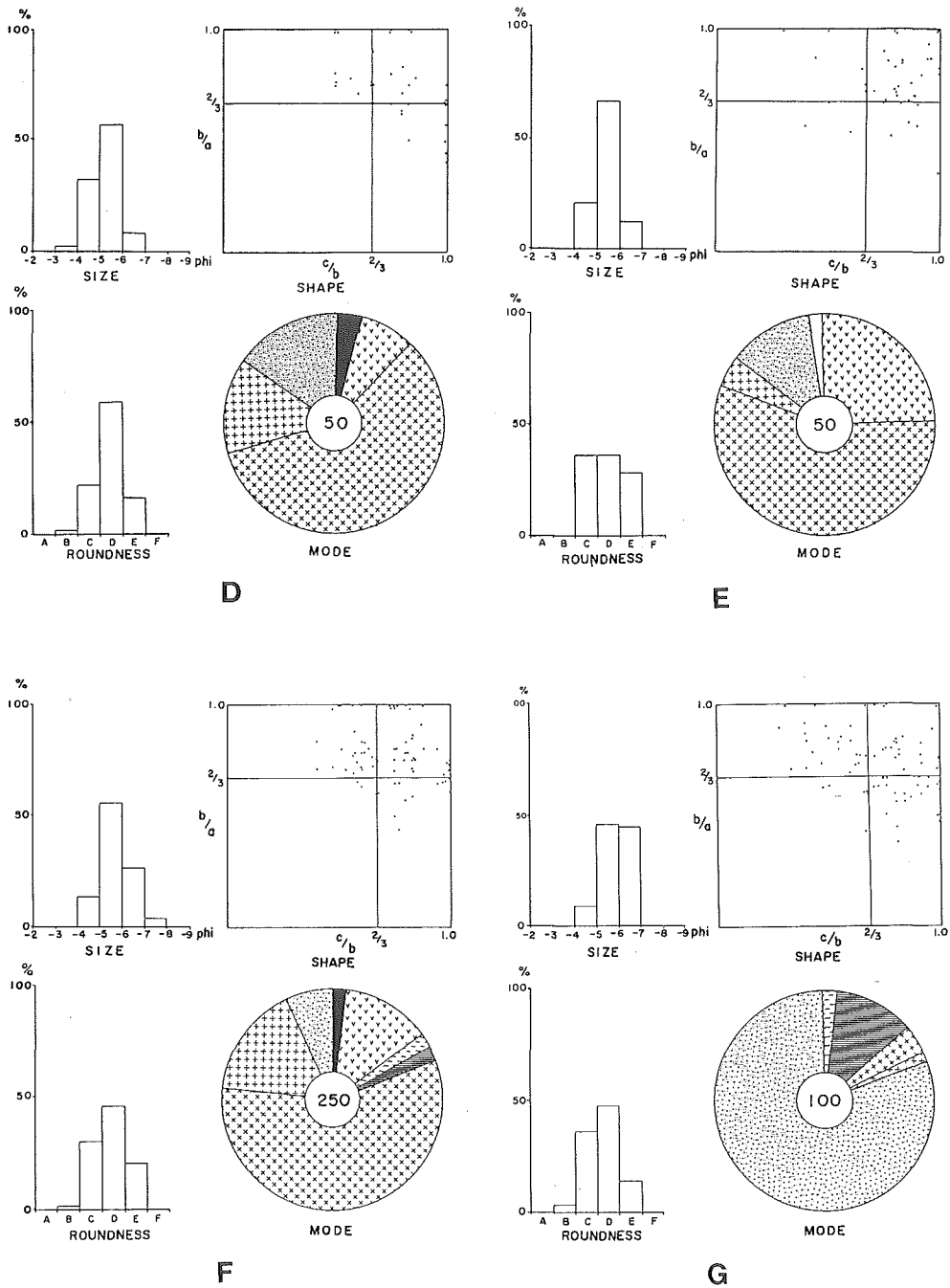
Table 4-d Gravel composition in each localities of the Omine Formation
(Sh-01~10: Shinhikizawa Member)

	Basement Rocks (%)									Tertiary Rocks (%)												
	Qp	Gr	Dr	Gb	Sp	Gss	Sl	Ch	Oths	Dr	Phy	Cgl	Ss	Ms	Bs	And	Da	Rhy	Wt	T	Gr	Oths
Sh-01	44.0	14.0	2.0	-	-	12.0	8.0	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	16.0	-	-	-	-
Sh-02	36.0	8.0	-	-	-	18.0	6.0	8.0	-	-	-	-	4.0	-	-	-	6.0	6.0	8.0	-	-	-
Sh-03	68.0	16.0	-	-	-	2.0	6.0	-	-	-	-	-	-	-	2.0	2.0	-	12.0	-	-	-	-
Sh-04	2.0	-	-	-	-	50.0	14.0	20.0	-	-	-	-	-	-	-	12.0	-	2.0	-	-	-	-
Sh-05	42.0	8.0	-	-	-	12.0	6.0	2.0	-	-	-	-	-	-	4.0	18.0	8.0	-	-	-	-	-
Sh-06	-	4.0	-	-	-	48.0	8.0	12.0	-	-	-	-	6.0	-	-	10.0	8.0	-	-	-	-	-
Sh-07	32.0	24.0	-	-	-	24.0	10.0	4.0	-	-	-	-	-	-	2.0	-	4.0	-	-	-	-	-
Sh-08	14.0	18.0	-	-	-	32.0	6.0	20.0	2.0	-	-	-	-	-	-	4.0	4.0	-	-	-	-	-
Sh-09	4.0	2.0	-	-	-	28.0	4.0	30.0	-	-	-	-	-	-	8.0	22.0	-	-	-	-	2.0	-
Sh-10	-	-	-	-	-	46.0	4.0	26.0	-	-	-	-	-	-	-	8.0	6.0	8.0	-	-	-	-



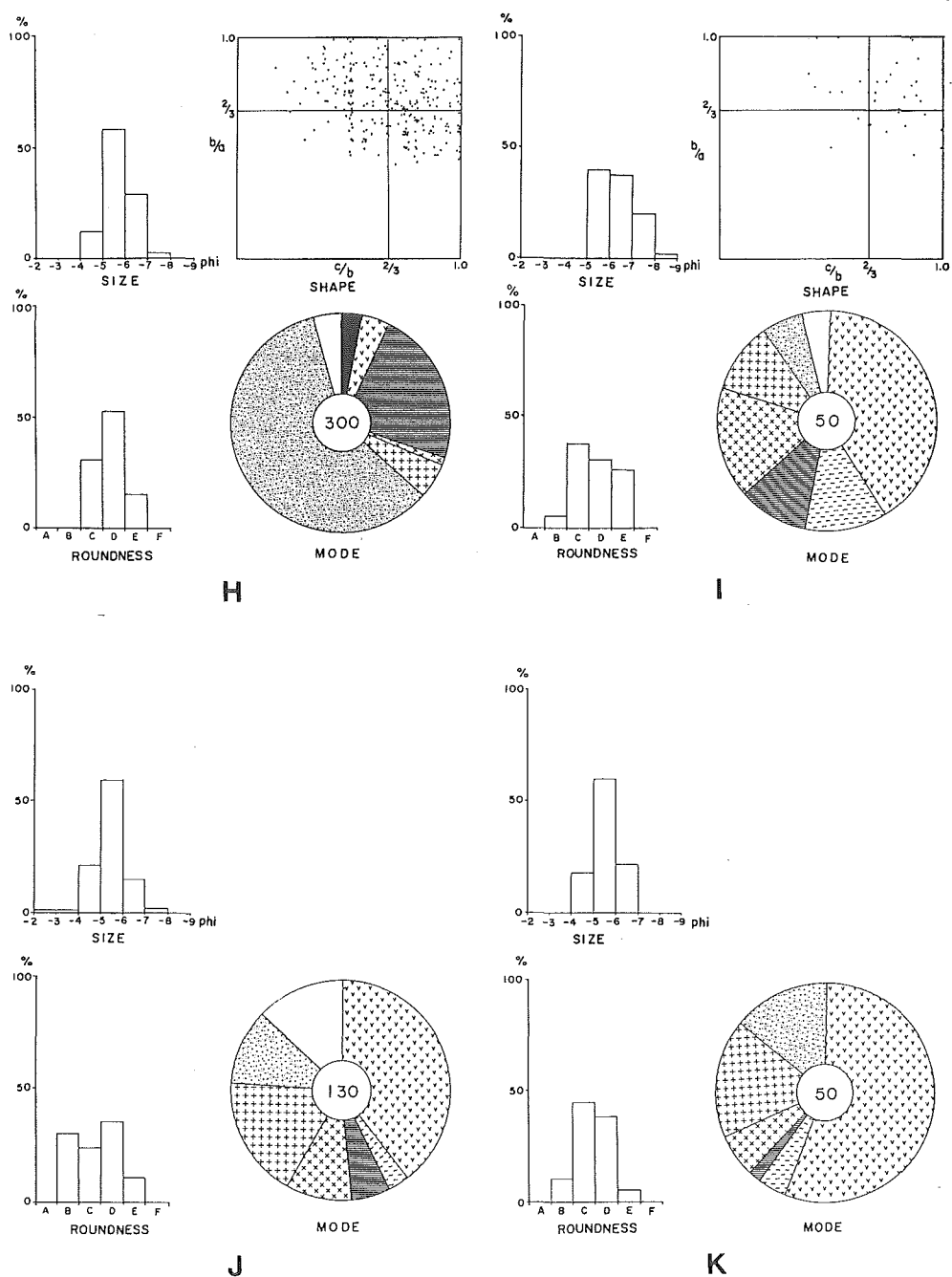
図一17 層準別・地域別礫組成および礫径分布・礫形態・円磨度

A. U-01・02・03 B. U-04 C. U-05



図一七 層準別・地域別礫組成および礫径分布・礫形態・円磨度

D. U-06 E. H-02・03・04・05・06 G. O-01・02



図一17 層準別・地域別礫組成および礫径分布・礫形態・円磨度

H. O-03・08 I. O-09 J. K-01 K. Ho-01・02

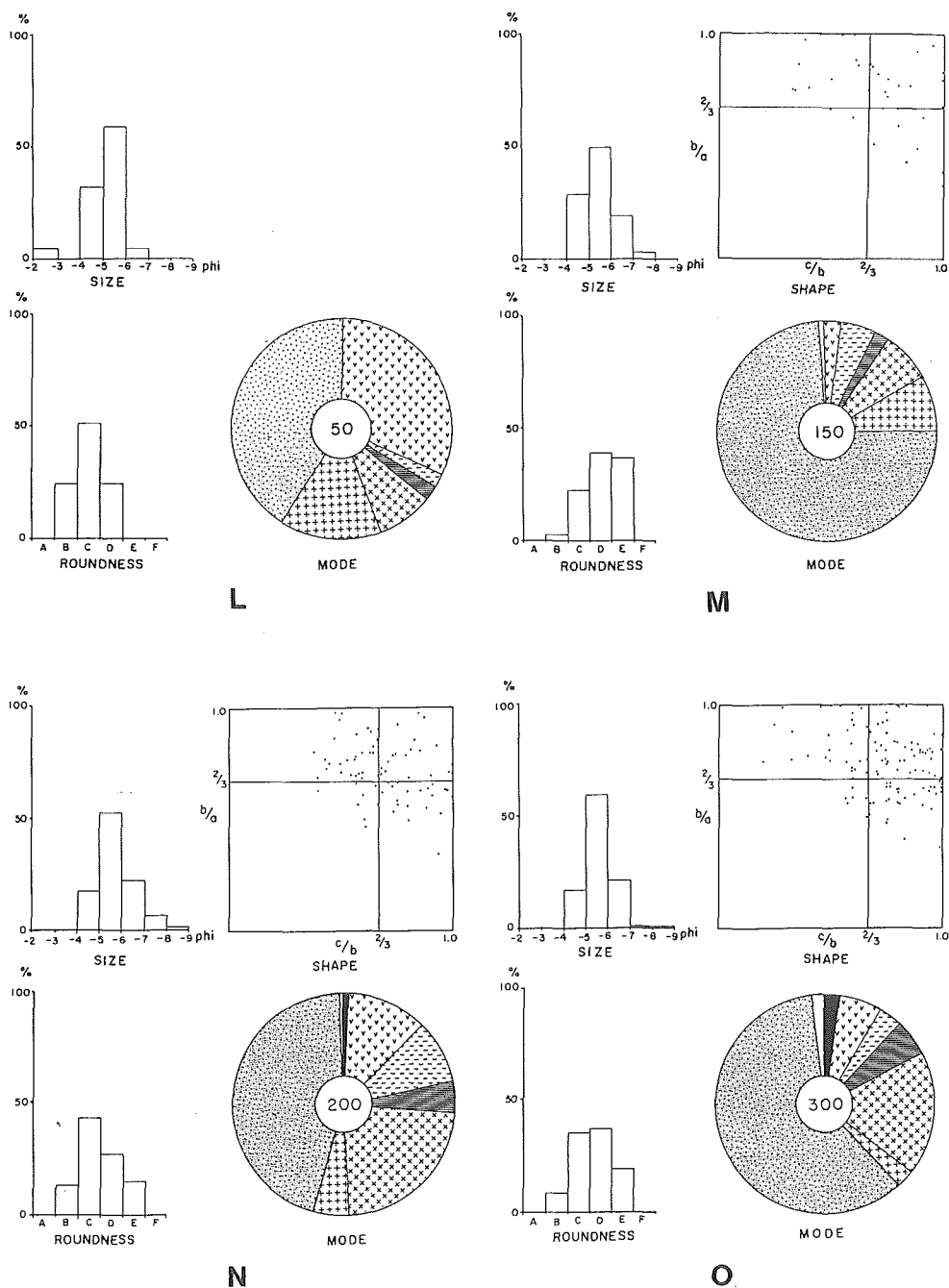
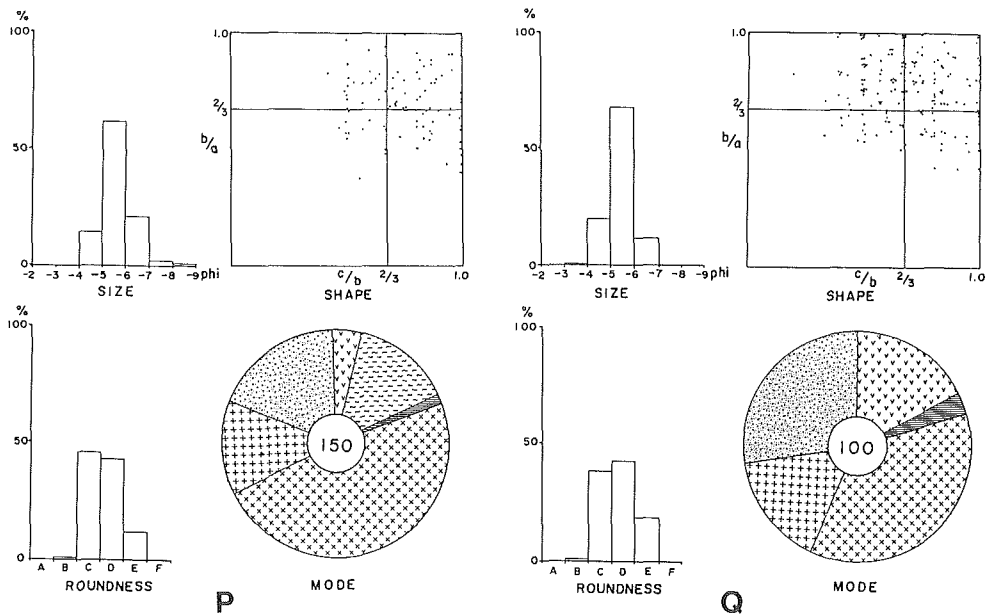


図-17 層準別・地域別礫組成および礫径分布・礫形態・円磨度

L. K-01 M. T-01・02・03 N. S-06 O. S-01~04



図一17 層準別・地域別礫組成および礫径分布・礫形態・円磨度
P. Sh-01~03 Q. Sh-04~10

大峰帯南部の日野層でも、古第三紀酸性火山岩礫は平均で50%程度も含まれており、組成的にも細貝層とよく似ている。しかし、大峰帯の最南部を占める大穴山層では、硬砂岩・チャートなどの古期堆積岩礫が、50~80%の高率で含まれており（O-01~09, および図一17・G, H）、細貝層や日野層との組成上の違いは著しい。なお、大穴山層の場合には、大峰帯東側に広く分布する新第三系から由来したとみられる堆積岩礫が、20~40%の高率で含まれることも大きな特徴である。

上部層

小谷累層上部は、その大部分が安山岩質火砕岩層や溶岩層からなり、礫岩はもちろん、砂岩・泥岩の発達する層準も限られている。岩戸山向斜南部の北城層、姫川断層の西側に分布する川内層の内部に、わずかに礫岩層がはさまれている。それらに共通した特徴は、北城層や川内層を構成する火山岩と同質の火山岩礫が、60%の高率で含まれることである（Ho-01・02, K-01および図一17・K・J）。また、そのほかには古第三紀酸性火山岩や花こう岩の礫が、数%から20%、チャート・硬砂岩などの礫も、わずかながら含まれている。

(2) 大峰累層の礫組成

下部層

花園から長峰にかけて分布する下部層（幸田層）の主体をなす細~小礫岩層には、硬砂岩・チャートなどの礫が、平均42%の割合で含まれ、そのほかには新第三系火山岩礫が目立ち、花こう岩、古第三紀酸性火山岩などの礫も少量含まれている（K-01, および図一

17・L)。

中部層

すでに層序の項でも述べたように、中部層(峠層・新行層)の礫岩は、丸切沢～峠地域の丸切沢向斜北部と、それ以南とで岩相が著しく異っており、また向斜の東西両翼でも同じことが指摘できる。そのことは礫組成の面にもよく現れている。

丸切沢向斜の北端に近い、峠～日向大左右付近の礫岩(T-01・02, および図-17・M)や、丸切沢～峠沢川流域の向斜東翼部に発達する礫岩層(S-01～04, および図-17・O)は、一般に淘汰のよい中礫岩を主体としている。それらは、古期堆積岩類の礫が、いずれの地点でも40%以上、多いところでは90%にも達する。また、向斜北部の西翼部でも同じ傾向がみられる(S-06, および図-17・N)。しかし、S-09・10地点では古第三紀酸性火山岩礫が、50～100%の割合で含まれており、所によっては大峰帯に普通にみられる溶結凝灰岩の礫が卓越する場合などがあり、東翼部に比べると地域差が大きい。

大町から池田にかけて分布する中部層(新引沢層)に含まれる礫岩は、一般に地域・層準のちがいによって礫組成が大きく変化する。Sh-01～03(図-17・P)地点では、古第三紀酸性火山岩礫が36～68%の割合、花こう岩礫が8～16%の割合で含まれ、古期堆積岩礫との量比に大きな差がある。また、Sh-04～10地点は、いずれも中部層上半部の礫岩であるが、それらも古第三紀酸性火山岩や花こう岩、古期堆積岩などの礫の量比が、各地点ごとに大きな違いを示し、下半部と似た性格を示す。

B 礫径・礫形態および円磨度

各地点では、採集した礫ごとに長軸(a)、中間軸(b)、短軸(c)を測定し、b/a値とc/b値を算出した。個々の礫の礫径は、長軸(a)の値で代表させた。球形度は、Zingg(1935)の方法に従った。円磨度は、Powers(1953)のスケールを用いた。各地点ごとの解析結果は、礫組成図とともに図-17に一括して示した。

(1) 小谷累層の礫岩

下部層

岩戸山向斜東翼部では、礫径が $-5 \sim -6 \phi$ 程度で、礫形態がクラスナンバーI(円盤状)、II(球状)のものが多く、円磨度はCタイプ(亜角)からEタイプ(円)のものが主体をなす(図-17・A)。中部層との境界付近では、礫径が $-5 \phi \sim -6 \phi$ のものが卓越し、円磨度もEタイプ優勢の礫岩となる(図-17・C, D)。

中部層

岩戸山向斜部の中部層では、礫径が $-4 \phi \sim -8 \phi$ 、礫形態がIおよびII、円磨度がDタイプ(亜円)の礫岩が最も多い(図-17・E, F)。南部の中山山地に分布するものは、礫径が $-5 \phi \sim -0.8 \phi$ 、礫形態がI・II、およびIV(棒状)、円磨度がC～D(亜円)タイプの礫岩が卓越する。

上部層

厚い火砕岩層にはさまれて発達する礫岩層(図-17・E, J)は、礫径が $-4 \phi \sim -7 \phi$ 、円磨度がB(角)～Eタイプの礫岩からなる。

(2) 大峰累層の礫岩

下部層

丸切沢向斜の最北端部に分布する下部層は、礫径が $-2\phi \sim -7\phi$ の範囲で、 $-5\phi \sim -6\phi$ の礫が卓越している。円磨度はCクラスが最も多い(図-17・L)。

中部層

丸切沢向斜北部の中部層は、礫径は $-5\phi \sim -6\phi$ のものが多く、円磨度はD~Eクラスでよく円磨された礫岩である(図-17・M)。また、向斜北部の東翼では、礫径 $-3\phi \sim -9\phi$ までのものを含むが、 $-5\phi \sim -6\phi$ のものが最も多い。円磨度はC~Dタイプのものが卓越する(図-17・O)。

大町から池田にかけての、向斜西翼部の礫岩は、礫径 $-4\phi \sim -9\phi$ の範囲で、時に -9ϕ を大きく越えるものがある。礫形態はI~IVタイプのものがほぼ均等に含まれる。円磨度はB~Eタイプのものを含む。

第5章 大峰帯の形成史とフォッサマグナ

5-1 大峰帯の鮮新-更新世堆積盆地

A 大峰帯における2つの堆積盆地

大峰帯全体の形成過程の中で、小谷累層と大峰累層が時間的には相前後した独自の堆積~火成活動史をもった地層であることは明白である。小谷累層が形成された時期を、大峰帯における堆積-火成作用の“小谷層段階”(第1ステージ)と呼ぶ。また、この時期に存在していた堆積盆地を“岩戸山堆積盆地”と呼ぶ。同じように、大峰累層が形成された時期を“大峰層段階(第2ステージ)”と呼び、その時期の堆積盆地を、“丸切沢堆積盆地”と呼ぶ。

(1) 岩戸山堆積盆地

岩戸山堆積盆地は、雨中・細貝・岩戸山など、全層厚約2500mに達する一連の地層が示すように、中新世最末期から鮮新世にかけて形成された堆積盆地である。

ところで、大峰帯南部の中山山地に分布する日野層が、*Ostrea* などを含む海成層であることは古くから知られていた(小林ほか, 1955; 姫川団研グループ, 1958)。しかし、大峰帯では日野層のほかに、海成層であることが確実なのは、北部の小谷地域に分布する雨中層や細貝層の一部だけであるため、これらと隔絶した形で分布する海成の日野層は、層序的にも古地理的にも、その所属が大きな問題として残されていた。

“大峰不整合”の存在や、日野・大穴山両層が整合一連でかつ振幅・波長の小さい褶曲構造をもっていることなどが確認されたことで、これら大峰帯南端部に分布する粗粒碎屑物が、これまで考えられていたよりも古く、北部の雨中・細貝層などに対比できる可能性がかなり濃厚になってきた。

したがって、これらの地層の分布から推定される岩戸山堆積盆地の広がり、小谷村雨中付近から豊科町田沢付近まで、南北約60kmにわたる細長いものになる(図-18・1)。またこの堆積盆地の沈降の中心は、現在みられる地層の層厚分布から、おそらく小谷地域と中山山地南部地域の2ヶ所に分化していたものと思われる。

岩戸山堆積盆地の萌芽期ともいえる中新世末~鮮新世初期には、大峰帯東方の日影向斜地域では厚い海成層の堆積が進行していた。小谷累層下部の雨中層は、岩相的には日影向斜北西翼を構成する柳沢砂岩泥岩層(柴田ほか, 1976)とよく似ており、本来一連の地層

1 Iwatoyama Basin

2 Marukirizawa Basin

3 Matsumoto Basin

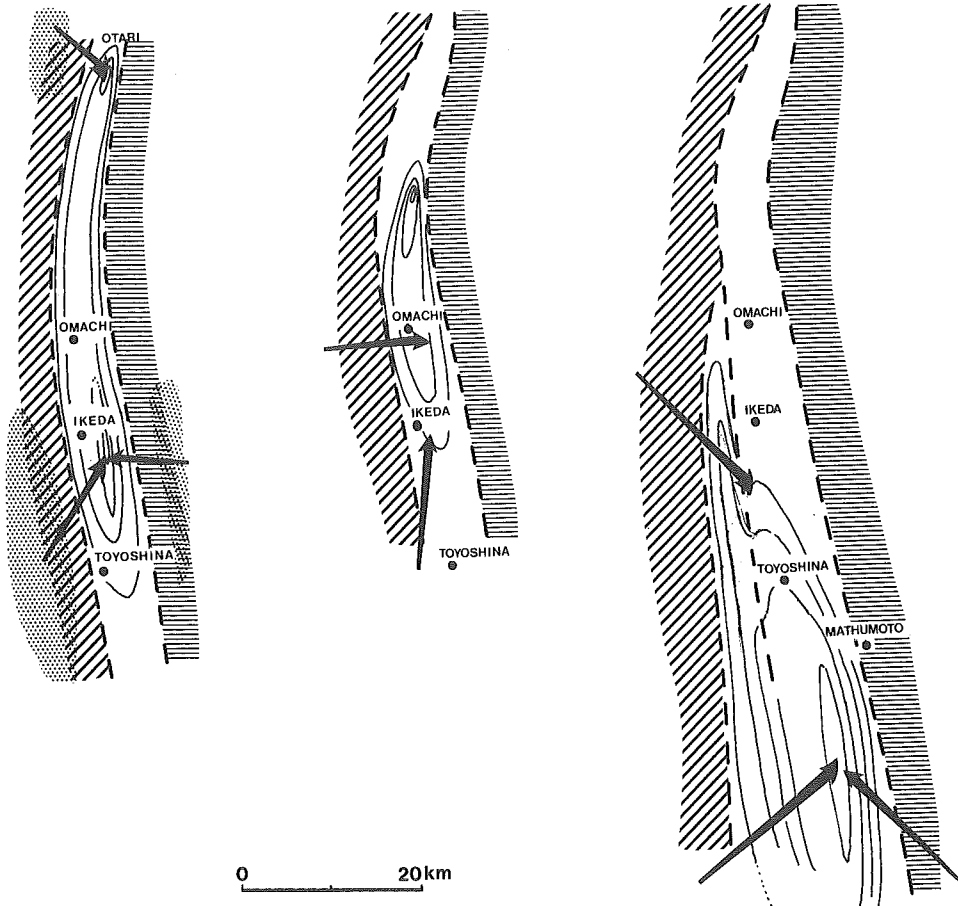


図-18 大峰帯の堆積盆地と碎屑物の主な供給地（アミ部分は隆起後背地）

であったと思われる。おそらく大峰帯の北端部に分布する最下部層は、日影向斜を構成する地層と連続関係にあったのであろう。そして大峰帯における堆積作用が本格化した時期、すなわち小谷累層下部層の堆積期には北方から南方へ向って細長い海が入りこみ、岩戸山堆積盆地を形成したものである。

しかし、この岩戸山堆積盆地はその形成初期から粗粒碎屑物による堆積が盛んであり、下部層から中部層にかけて顕著な上方粗粒化の堆積相を示している。

また、下部層ではオオノガイ (*Conchocele*)、イシカゲガイ (*Clinocardium*)、ウバトリガイ (*Serripes*)、シラトリガイ (*Macoma*) など、水深10~150m前後の泥ないし砂泥底に生息する貝化石を多産する。下部層最上部では、リュウキュウサルボウ (*Anadara*) タマキガイ (*Glycymeris*)、ホタテガイ (*Patinopecten*)、ゲンロクソデガイ (*Saccella*) など、潮間帯から水深50m程度までの砂礫ないし砂底に生息する貝化石が多い(表-2)。中部層からは海生動物化石が産出せず、岩相的には陸水成層の可能性もあ

る。いずれにせよ、小谷累層下部～中部にかけては堆積相が上方粗粒化するのに並行して、堆積環境も次第に海成から陸成へと変化したものと思われる。

下部・中部層の堆積にひき続き、岩戸山堆積盆地北部では、安山岩質火砕岩を主体とする上部層が広範囲に、厚く堆積している。堆積盆地南部の中山山地では、日野・大穴山両層中にうすい酸性凝灰岩層が数枚はさまれているだけで、安山岩質火砕岩層はまったく分布していない。おそらく、ここでは北部にみられるような in-situ な安山岩質火山活動が、なかったのであろう。

(2) 丸切沢堆積盆地

丸切沢堆積盆地は、その主体をなす大峰累層の年代からみて、更新世前期に形成・発展した堆積盆地である。

岩戸山堆積盆地の日野部層と、丸切沢堆積盆地の大峰溶結凝灰岩層との間にみられる“大峰不整合”は、八坂村大平地域など中山山地のほぼ中央部で発見されている。したがって、丸切沢堆積盆地は、大峰不整合の位置をほぼその南東縁として、その北～北西方に広がっていたものと考えられる。一方、盆地の北縁は大峰累層最下部の幸田部層が分布する白馬村峰方付近と考えられる。幸田・峠部層と小谷累層郷社窪部層との間は断層のため、直接の関係は不明であるが、構造的には大きな間げきはなく、本来は整合一連の関係にあった可能性が強い。このことは、“大峰不整合”が堆積盆地全域におよぶ広域なものではなく、いわゆる部分不整合的なものだということを示している。そのことについてはさらに後で検討を加える。ただ、小谷累層上部の各層が、多量の中～酸性火砕岩層からなり、しかもほとんど水による淘汰を受けていない陸成層であるのに対し、幸田・峠部層は、層理のよく発達した礫岩層・砂岩層・泥岩層主体の地層であり、堆積環境がここで大きく転換したことは明らかである。

丸切沢堆積盆地の広がり、幸田付近から中山山地大平付近まで、南北の長さがほぼ25 km である(図-18・2)。また、この盆地の沈降の中心は、峠～新引沢部層の粗粒碎屑物が分布する丸切沢～峠沢川流域である。

B 大峰不整合の形成期とその地質学的意味

(1) 大峰不整合の形成期

大峰帯の東方約20kmの地域に分布する猿丸累層は、新潟県下の魚沼層群に対比できる鮮新～前期更新世の地層とされている(赤羽, 1981)。猿丸累層中には、多量の酸性凝灰岩層が含まれており、岩相・岩質とも大峰帯のそれによく似たものが多い。

最近、猿丸累層中のST321タフの鉱物学的特徴が、魚沼層群中部累層基底部のSK110タフに極めてよく似ていることが確められ、両層は対比できる可能性が強い(高沢, 1985)。SK110タフのフィッシュン・トラック年代が、 2.0 ± 0.2 Maと求められていることから(村松, 1976・1981)、ST321タフの年代もほぼ同時期、すなわち鮮新～更新世の境界付近となる可能性がある。

ST321タフの層準が、大峰累層ではどの位置になるかはまだ明らかではない。しかし、猿丸累層の堆積物が西方ないし南西方から供給されたとの見解(Hirabayashi, 1970)にしたがえば、その中に含まれる多量の酸性凝灰岩層の由来は、おそらく大峰帯に求めることがごく自然である。その場合、岩相・岩質的に猿丸累層に、より似ているのは大峰累層

であり、その内部から ST321 タフに対比できる凝灰岩層が発見される期待が大きい。

一方、小谷累層大穴山層中の七五三掛タフの K—Ar 年代値が、 $2.9 \pm 0.6 \text{ Ma}$ であるとの報告（加藤ほか，1983）や、大峰累層中部層のタフの年代が 1.0 Ma 前後である（山田，口述による）ことなどから、大峰不整合の形成時期は、 2.0 Ma より若干古い時期、すなわち鮮新—更新世境界期直前の頃と推測される。

(2) 大峰不整合の地質学的特徴

八坂村大平付近で観察される不整合は、いずれも南北走向で、東方または西方に $50^\circ \sim 80^\circ$ の高角で傾斜する日野層が、 $10^\circ \sim 20^\circ$ 程度の低角の不整合面をもって上位の大峰溶結凝灰岩層におおわれるものである。不整合面直上には、径が数 cm の溶結凝灰岩亜角〜角礫を多量に含んだ礫岩層が観察される場合や、砂岩層・礫岩層からなる日野層を、直接大峰累層の凝灰岩層がおおう場合などがある。

いずれにしても、中山山地にみられる小谷累層と大峰累層との間の構造上のギャップは、岩戸山堆積盆地の消滅後、丸切沢堆積盆地形成までの間に、大峰帯地域に大きな隆起・削はく作用がおよんだことを示しており、その運動は、日野・大穴山両層を弱いながらも褶曲させるほどであった。また、不整合直上の大峰累層が、下部〜中部層をまったく欠いて上部層だけからなることは、本来この地域に下部〜中部層が堆積しなかったか、または堆積したものが削はくされた後に上部層が堆積したかのいずれかである。

すでに第 4 章で述べたように、大峰累層下〜中部層の礫岩層中には大峰帯起源の溶結凝灰岩礫を多量に含む層準もある。そのことは、小谷累層堆積後、大峰累層の堆積期に入ってから大峰帯地域の隆起傾向が続いたことを示している。したがって、“大峰不整合”の発達する地域はこのような隆起傾向の最も強かった地域とも考えられ、不整合直上に大峰累層下〜中部層が認められないのは、堆積後の削はくによると考えた方がよいであろう。

“大峰不整合”の発達する地域には、丸切沢堆積盆地のほぼ南東端に位置しており、盆地の北部にあたる丸切沢向斜部では、下位の小谷累層との間に構造上の大きなギャップがあるようにはみられない。したがって、この不整合は大峰累層の堆積域全体におよんだものではなく、いわゆる“部分不整合”というべき性格をもつものであろう。

C 岩戸山堆積盆地における粗粒堆積物の形成条件

岩戸山堆積盆地を構成する地層のうち、下部層（雨中層）上半部から中部層（細貝層・日野層・大穴山層）にかけて発達する礫岩層は、地域や層準のちがいによって、礫組成や礫形態、礫径分布などがさまざまに異っている（図—17）。

小谷累層下部（雨中層）と中部（細貝層）の礫組成を比較すると、前者がチャート・硬砂岩などの古期堆積岩起源の礫を主体とするのに対し、後者が古第三紀酸性火山岩起源の礫を主体としており、そのちがいは極めて明りょうである。地層全体の特徴も、下部層がどちらかといえば砂岩層・泥岩層など比較的細粒な岩相の地層からなるのに対し、中部層は細礫〜大礫岩層など粗粒な岩相の地層からなっており、堆積作用が大きく変化したことを示している。そのことは、すでに述べたように化石相の変化にも明りょうに現れている。

大峰帯南部に分布する小谷累層中部の日野層・大穴山層も、細貝層と同じように細礫

～中礫岩層を主体とする粗粒な堆積物からなっている。日野層の礫組成は、細貝層のそれとよく似て古第三紀火山岩起源の礫が卓越している。それに対し、大穴山層は硬砂岩やチャート礫が多く、さらに大峰帯東方の新第三系起源とみられる堆積岩礫が20～40%もの高率で含まれている。

細貝層や日野層の礫岩を特徴づける古第三紀酸性火山岩の礫は、岩質的には大峰帯の西側に隣接したいわゆる北アルプス地域、あるいは飛騨山地に点在する石坂流紋岩層や、それ相当の岩石によく似たものである。

このようなことから、先に大峰帯堆積盆地形成史の中で、小谷層段階（第1ステージ）と呼んだ時期の中期は、大峰帯の北部地域だけでなく、南部地域でも多量の岩層が形成された時期だといえる。また、細貝層・日野層の礫組成からみて、両層の堆積作用は、おそらく帯のすぐ西側のアルプス山地の急激な隆起と削はくの結果だと思われる。

また、大穴山層にはチャート・硬砂岩・古第三紀酸性火山岩・花こう岩など、帯の西側山地由来のとともに東側の山地からもたらされた新第三系の堆積岩も多く、この時期の後背山地の隆起が単に西側地域だけではなかったことを示している。

岩層の組成から推定される岩戸山堆積盆地形成期の後背山地（隆起域）と、碎屑物の供給方向を、図-18・1に示した。

D 丸切沢堆積盆地の堆積環境と、古高瀬川扇状地群の形成

大峰帯を構成する地層群の中で、その上半部を占める大峰累層は、丸切沢～峠沢川流域に沈降の中心をもつ丸切沢堆積盆地において形成されたものである。岩戸山堆積盆地においてそうであったように、丸切沢堆積盆地でもそこでの堆積作用の性格は、大峰累層の下部から中部の層準に発達する厚い礫岩層によって示されている。

前章で明らかにした大峰累層中部層の堆積学的な特徴からみて、当時の大峰帯には大小さまざまな扇状地が、南北に連なって発達していたものと思われる。それら一連の扇状地を“古高瀬川扇状地群”と呼ぶことにする。

(1) 古高瀬川扇状地の堆積相

丸切沢向斜全域に広がる大峰累層中部の粗粒堆積物の中で、乗越峠タイプの堆積物を特徴づける Gms あるいは Gms～m 相が集中して分布するのは、霊松寺山～南鷹狩山西麓部である。ところで、Gms, Gms～m 相の特徴（表-3）は、藤田（1984）による扇状地 I 型（土石流型）のそれとよく似ている。また、Bluck（1967）がスコットランド西部の Clyde 地方に分布する Upper Old Red Sandstone の中で、泥流堆積物（Mudflow Deposits）としたものや、McGowen & Groat（1971）が Van Horn Sandstone の中で proximal-fan facies としたものの示す特徴によく似ている。Gms 相の上位には、Gms～m 相ないし Gm 相、さらに St 相や Sh 相がうすく重なる場合もある。これらの堆積相は、いずれも扇状地の基部付近に特徴的に発達する最も粗粒な堆積物の示す堆積相と思われる。

Gms 相中の礫の中には、最大径300cmに達するものがある。この値は、Bluck（1967）、McGowen & Groat（1971）、Steel（1974）、Miall（1978）、Rust（1978）らが報告している各地の扇状地堆積物中の礫の最大径に比べても、すばぬけて大きい。このことは、乗越峠タイプのような粗粒な堆積物の形成の場が、山麓部に発達する扇状地の中で

も最も山地寄りであったことを示しているのかもしれない。

南鷹狩山の西麓ほどの規模ではないが、Gms相を含む乗越峠タイプの堆積物は、木崎湖南東方、稲尾沢、丹生子などでも局所的に発達しており、それぞれ北あるいは南方へ細粒化している。鷹狩山タイプの堆積物は、しばしば乗越峠タイプの極粗粒堆積物の上位に重なって、鷹狩山西麓部によく発達している。峠沢川～丸切沢流域、新引沢などでは、Gms相の礫岩層が集中的に分布している。

St相の砂岩層と、Gm相、Gp相の礫岩層を主体とする曽根原タイプの堆積物や、Sm相～Sp相の砂岩層、FI相の砂岩～泥岩層を主体とする花岡タイプの堆積物は、丸切沢向斜の北端部や丹生子から曽根原～堀之内東方にかけて広く分布している。丹生子から堀之内までの岩相分布をみると、北方に曽根原タイプ、南方に花岡タイプのものが卓越する傾向を示し、全体的に南方へ向って細粒化している。これら2つのタイプの堆積相は、mid-fan facies からさらに distal-fan facies までの諸特徴 (McGowen & Groat, 1971; Rust, 1979) や、その水平方向の変化をよく表わしている。

乗越峠タイプから花岡タイプまでの各堆積相の、水平・垂直方向の分布形態は、霊松寺山～鷹狩山西麓部に1つの扇頂部を持ち、北東・東そして南東方向に大きく張り出した大規模な扇状地がかつてここに存在したことを示している。また、乗越峠タイプの堆積物が、局所的に数ヶ所で確認されることから、扇状地は南北方向にいくつか並んで存在していた可能性がある。

古流向解析の結果 (図-15) や、礫組成の解析結果 (表-4, 図-17) も、粗粒碎屑物の大部分が帯の西方山地から供給されたこと、また、その供給が霊松寺山～南鷹狩山西麓部から東方に向って放射状に行われたことを裏づけている。

しかし、ここで注目すべきことは、丸切沢向斜北端部や花岡林道などで、distal-fan facies を示す堆積物の中に、一部南北方向に近い古流向を持つものがあることである。これは、その当時の扇状地の末端部を南北方向をとって蛇行流下する河川が存在していたことを示すものかもしれない。

大峰累層の堆積時に、霊松寺山西麓部に扇頂部を持って存在した大規模な扇状地を“古高瀬川扇状地”^{*4}と呼び、それとほぼ同時期に、その北方や南方に発達していた一連の扇状地を合せて“古高瀬川扇状地群”と呼ぶ (図-19)。

(2) 古高瀬川扇状地の形成と、糸魚川～静岡構造線

大峰帯を特徴づける粗粒な堆積物が、帯の東西両縁の断層の活動に関係しているであろうとの推定 (小坂, 1980) は、主として大峰帯各地の礫岩の礫組成を解析した結果によるものであった。大峰帯の堆積物が、その当時存在したと推定される帯の両縁の断層と直接に接する露頭は今だに発見されない。したがって、その断層の位置を推定するために残されている地質学的方法は、堆積相から類推する方法だけということになる。

ところで、島弧変動期の多くの陥没盆地の縁辺部には、盆地発生期の断層に接して特徴ある礫岩層が発達する (藤田, 1975; 藤田ほか, 1977; 藤田, 1981; 竹越ほか, 1979; 陶

^{*4} “古高瀬川扇状地”と名付けたのは、その存在位置が、現在アルプス山地から松本盆地に向って大量の土石を運び込んでいる高瀬川扇状地のほぼ真東にあたり、あたかもその当時から高瀬川が現在と同じような流路をとって、大峰帯に多量の土石を運び込んでいたかのようにみえるからである。

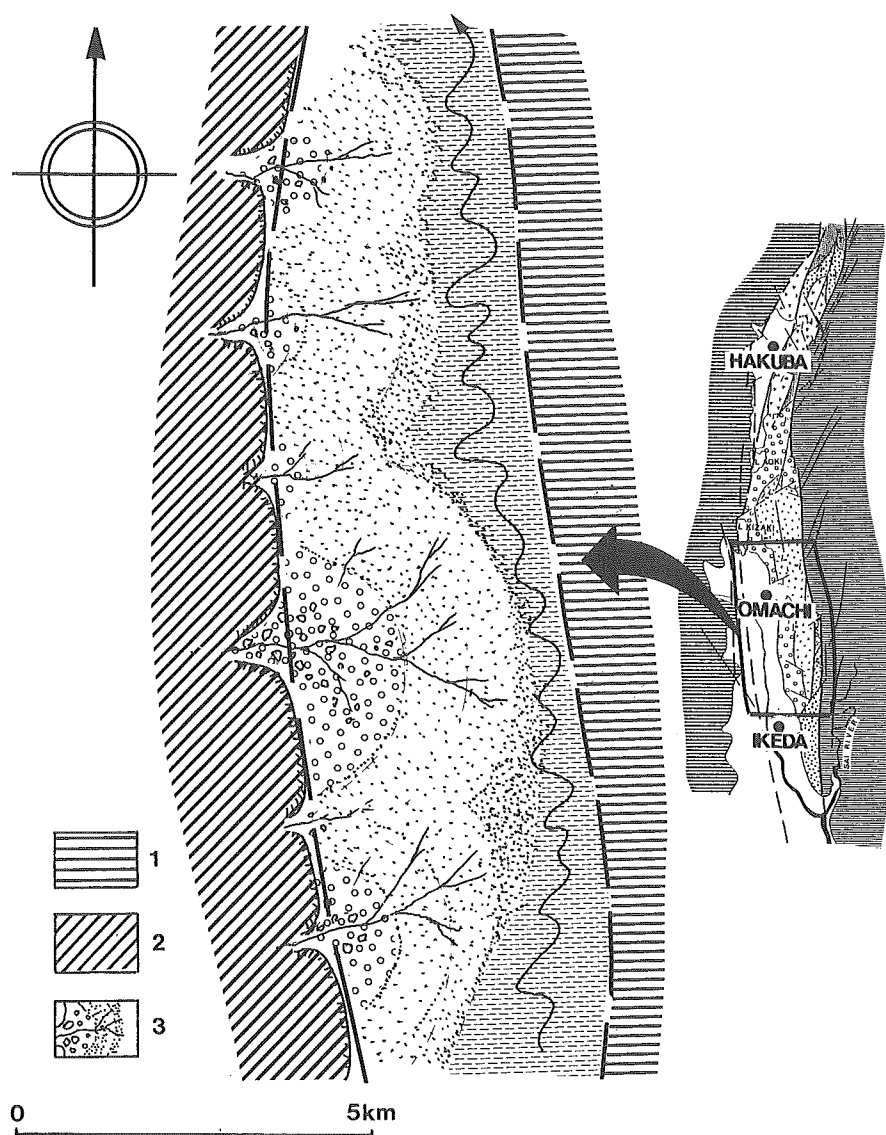


図-19 古高瀬川扇状地群

1 新第三紀中新統～鮮新統 2 先新第三系 3 扇状地

土団体研究グループ, 1977: 川辺, 1981: 和田, 1982: 笹神団体研究グループ, 1982)。

それらの堆積物が発達するのは, 陥没盆地の縁辺部に限られること, またその岩相が, ほかの正常堆積物に比べても極めて特徴的であることなどから, 逆にそのような堆積相の存在から陥没盆地の縁辺断層の位置を類推することも可能である。

古高瀬川扇状地の扇頂部に発達する Gms, Gms~m 相の堆積物は, 陥没盆地縁辺部の不淘汰礫岩層と岩相的に極めてよく似ている。したがって, 大峰累層の堆積期には古高瀬

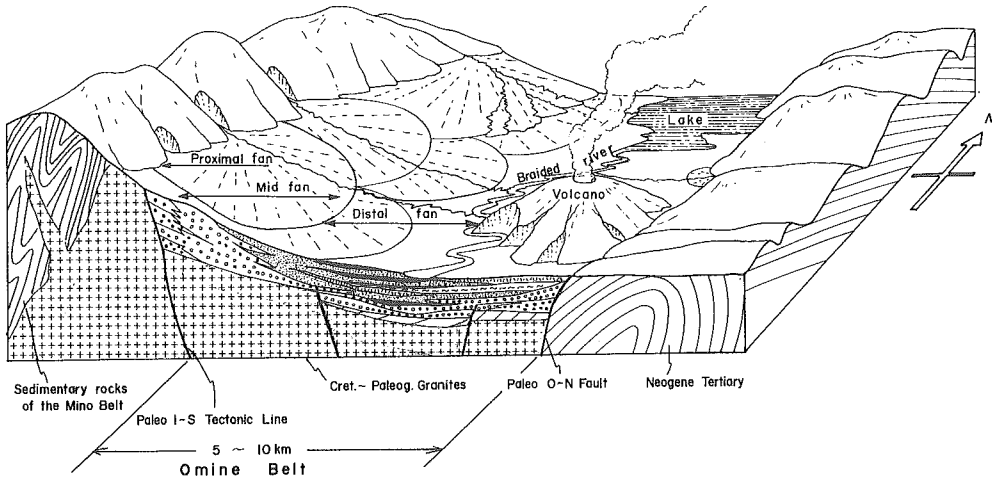


図-20 大峰帯の西縁部に発達する扇状地群をしめす模式的ブロックダイアグラム (Kosaka.1980を一部修正)

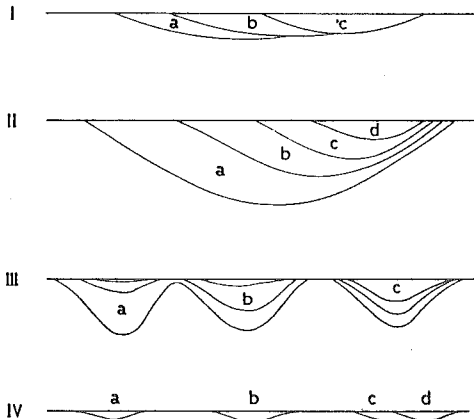


図-21 将棋倒し構造の4タイプ
(藤田, 1958・1982による)

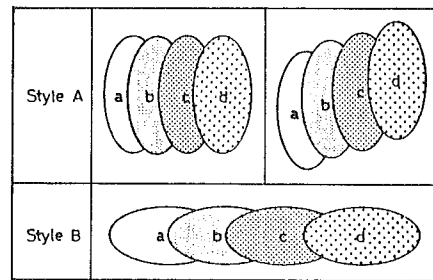


図-22 将棋倒しの2様式
(矢野, 1982による)

川扇状地の扇頂部に比較的近接した位置に、大峰帯西縁の断層が存在し、それによる断層崖が南北に連なって発達していたものと思われる。その断層が、当時のフォッサマグナの西縁を限る糸魚川―静岡構造線だったことは言うまでもない。

古高瀬川扇状地をはじめ、大小いくつもの扇状地が形成された大峰累層中部層の堆積期は、おそらく大峰帯形成史の中でも最も後背地の相対的隆起が激しかった時期だと思われる。そのことはまた、糸魚川―静岡構造線あるいは小谷―中山断層といった大規模な断層の活動も、この時期に特に活発化したことを意味している。

大峰累層の扇状地形成期の模式的ダイアグラムを、図-20に示した。

岩戸山堆積盆地の内部に形成された小谷累層中部の粗粒堆積物については、大峰累層ほどの詳しい堆積相解析を行っていない。しかし、第4章で述べた礫の解析結果によれば、大峰累層ほど顕著な proximal-fan facies ではないにせよ、比較的近くに後背山地を持った扇状地堆積物としての特徴を示している。したがって、小谷累層中部層の堆積した時期も大峰累層中部層の堆積期と同様に、帯の両縁断層の活動が極めて活発であったと考えられる。

E 大峰帯における将棋倒し構造

1つ、あるいは複数の堆積盆地における堆積作用は、いわゆる“将棋倒し構造”をとって進行する。

将棋倒し構造の具体的なあらわれ方は、藤田（1958・1981）によってⅠ～Ⅳ型式にまとめられた（図-21）。これらの構造に共通することは、沈降にともなって堆積の中心（沈降の中心）が、一進一退しながらも全体としては常に一定方向へ移動するということである。ⅠとⅡの型式は、いずれも単一の堆積盆地内における将棋倒し構造を表わしている。Ⅲの型式は、一連の複数の堆積盆地が同時に発生したのち、それぞれの盆地内でⅠやⅡの型式が現われるだけでなく、全盆地を通じて最大層厚部が一方方向へ移行するものである。またⅣの型式は、将棋倒しが進行する過程で、その進行方向に次々に新しい堆積盆地が発生するというものである。将棋倒し構造の形態的分類に関しては、矢野（1982）が将棋倒しの進行方向と堆積盆地の長軸との関係に注目して、それをA・B様式との組み合わせによって、すべての将棋倒し構造を8類型に区分することを提唱している。

堆積盆地に関する多くの解析結果からみて、将棋倒し構造のⅠ～Ⅲ型式が実在することは各地で実証されている（藤田，1960：三梨，1968・1973：関東新生代構造研究グループ，1977：北村，1959・1963）。しかし、Ⅳの型式は、将棋倒しの進行とともにその前縁に新しい堆積盆地が発生するという点で、Ⅰ～Ⅲの型式とは質的にも大きなちがいを持っている。その典型例とされる南関東地域の新第三系堆積盆地（三梨，1968）や、鳥取沖から隠岐リッジにかけての新第三系堆積盆地（田中，1979）の場合をみると、既存の盆地の前縁部に新しい堆積盆地が実際に形成されたのかどうかについては、不確かな点が残されており、その意味で、将棋倒しにおけるⅣ型式の構造は、まだ実証的な研究が不十分だともいえる。複数堆積盆地の発生する地域での将棋倒しを論ずる場合、それをⅢの型式とみるか、またはⅣの型式とみるかは、将棋倒し構造の概念を定式化する上で重要なことであり、慎重な吟味が必要である。

(1) 大峰帯における将棋倒し構造

大峰帯の内部で、鮮新世から更新世前期にかけて形成・発展した堆積盆地が、北部の岩戸山堆積盆地と南部の丸切沢堆積盆地の2つからなることはすでに明らかにした。大峰帯では、更新世中期には松本盆地が出現した（松本盆地団体研究グループ，1972・1977）。松本盆地は、岩戸山・丸切沢の両堆積盆地とは一部で重なり、一部それらより南南西に位置している（図-18・3）。

これら3つの堆積盆地は、いずれも糸魚川―静岡構造線沿いに、おそらくその断層運動と密接に関連して形成されたものだという点で、性格を同じくしている。

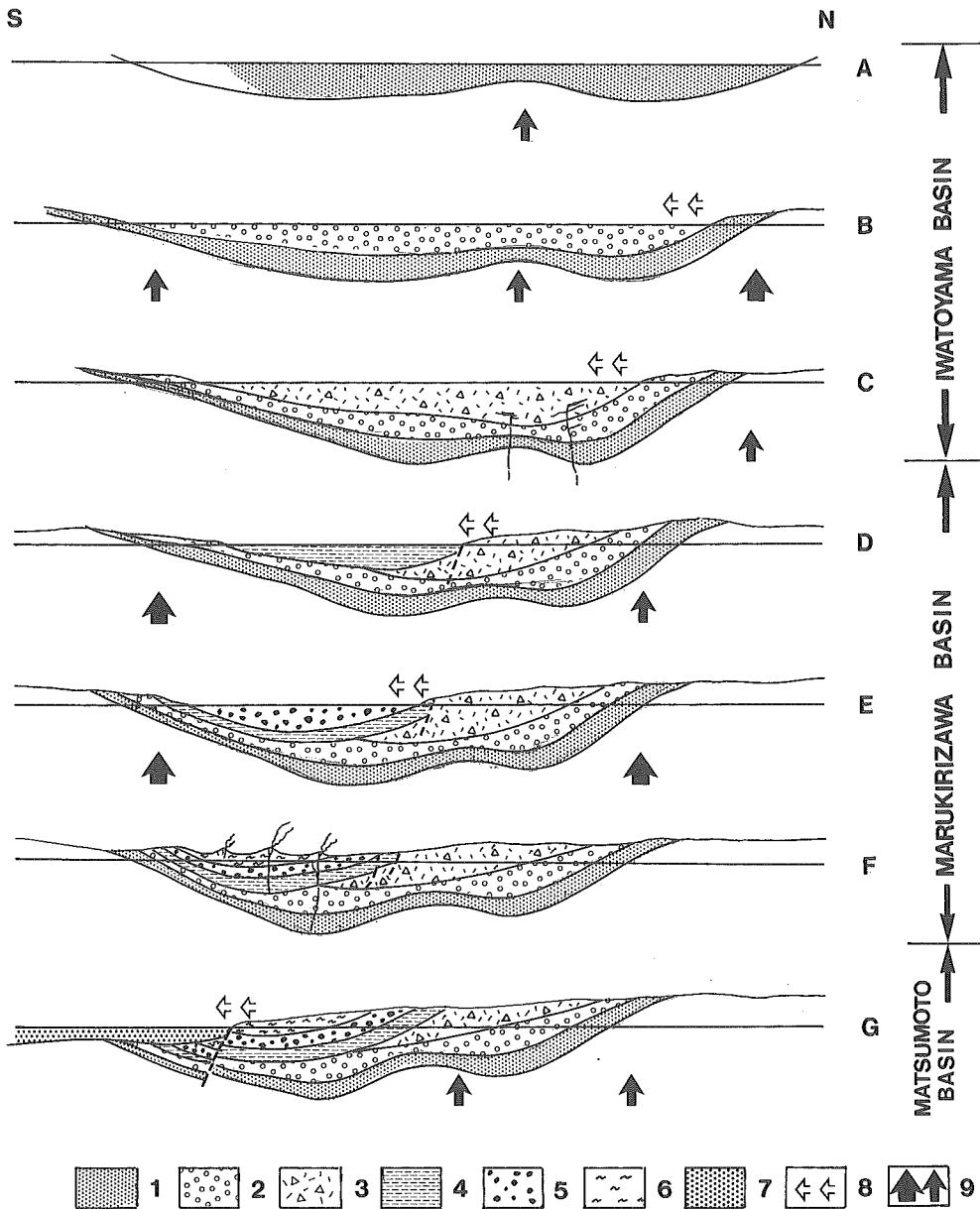


図-23 大峰帯の模式的堆積復元図

A 岩戸山堆積盆地形成初期 B～C 小谷累層中～上部堆積期 D 丸切沢堆積盆地形成初期
E～F 大峰累層中～上部堆積期 G 松本盆地形成期

1 小谷累層下部 2 小谷累層中部 3 小谷累層上部 4 大峰累層下部 5 大峰累層中部
6 大峰累層上部 7 中部更新統 8 将棋倒しの進行方向 9 主な隆起部

松本盆地が形成された時期を、大峰帯形成史における“松本盆地段階（第3ステージ）”と呼んでおく。

大峰帯における第1から第3ステージまでの各堆積盆地の広がりや、その最大沈降部がどのように推移したかは、すでに図-18に示した。また、各時期ごとの堆積過程をこれまで述べた各地の地質状況をもとに復元して図-23に示した。

これらの図から、大峰帯では時代を追って北から南へ次第に新しい堆積盆地が形成されてきたことが明らかである。大峰帯の各堆積盆地が示しているこのような将棋倒し構造が、先に述べたようにⅢの型式にあてはまるのか、あるいはⅣの型式にあてはまるのかの問題である。

大峰帯の内部には、北端部を除くと南北65km全延長にわたって、東側のフォッサマグナ主部を構成する中新統はまったく分布していない。大峰帯の内部で噴出・堆積したとみられる火山岩中にも、鮮新～更新統の基盤岩として新第三系中新統が伏在していることを示す事実は認められない。したがって、大峰帯地域は、おそらく西側の古期岩類を直接不整合におおって、鮮新～更新統が分布しているものと思われる。

小谷累層の下部～中部層の層厚分布からみて、岩戸山堆積盆地ではその形成初期の段階から盆地の分化傾向があったと思われる（図-23・A）。岩戸山向斜部では、堆積（沈降）の中心部が次第に北から南へと移動するⅠまたはⅡ型式の将棋倒し運動が進行した（図-23・B～C）。中山山地では小谷累層下～中部層が分布するのみで、火砕岩層からなる上部層はみられない。上部層の堆積をもたらした火山活動の中心は、現在の地層の分布状況からみておそらく初期に北と南に分化した堆積盆地の中間部であったとみられる（図-23・C）。

第2ステージの丸切沢堆積盆地の広がり、明らかに第1ステージの岩戸山堆積盆地の範囲内にある（図-18・B）。しかも、この場合注意すべきことは、この丸切沢堆積盆地の広がり、岩戸山堆積盆地において南北に分化したとみられる盆地のうち、南側部分と重なっていることである（図-23・D）。

以上のことから、岩戸山堆積盆地から丸切沢堆積盆地への発展過程は、Ⅲの型式の将棋倒し構造をもっていることが明らかである。矢野（1982）の分類に従うと、これはⅢB型の構造ということになる。

さて、第3ステージの松本盆地は、すでに述べたようにその一部が大峰帯と重なっている。これは、現在の地形からみて明らかに松本盆地の領域に入る明科や田沢、あるいは大町付近の沖積面下に小谷累層や大峰累層が伏在していることが明らかだからである。しかし、これらの小谷・大峰累層が松本盆地の全域に広く分布するのか、あるいは現在確認されている部分程度で、これ以上には広がっていないのかなどについては確かな資料は何もない。ただ、松本盆地はそれ自体の面積が小谷・大峰両層の占める面積よりも広い。また、盆地のほぼ中央部を糸魚川―静岡構造線が南北方向で走ると考えられる（山田ほか、1976）ことから、その広がりが糸魚川―静岡構造線以西にかなり拡大した盆地だということになる。大峰帯の北部にあたる川内地域では、糸魚川―静岡構造線（姫川断層）より西側にも、小範囲ながら小谷累層上部が分布している。松本盆地の場合には、おそらくそのようなことはないであろう。なぜなら、すでに図-19・20で示したように、大峰累層の堆

積相の解析結果からみて、当時の大峰帯の西縁断層、すなわち糸魚川—静岡構造線が中山山地のすぐ西側にあり、それ以西に後背山地が迫っていたと思われるからである。したがって、松本盆地における糸魚川—静岡構造線以西の部分では、鮮新—下部更新統を欠いて、直接中部更新統が基盤岩をおおっているものと予想される。

以上のことから、丸切沢堆積盆地から松本盆地への発展過程は、糸魚川—静岡構造線を境にしてその東側と西側では若干性格を異にした運動があったことになる。すなわち、東側では小谷累層の分布地域（中山山地）のさらに南方前縁部に松本盆地が形成されており、ⅢB型の将棋倒し構造をとっているといえる（図—23・A）。しかし西側はおそらく更新世中期になって、それまでの大峰帯堆積盆地に隣接してはいるが、その盆地とは独立して新たに堆積盆地が発生したものとみられる。その点では、この部分と丸切沢堆積盆地とはⅣの型式の将棋倒し構造をとっているといってもよい。更新世前期から中期にかけての大峰帯の堆積盆地は、ⅢとⅣの2つの型式の将棋倒し構造が複合した形で発展しているといえる。

(2) 大峰帯の隆起と部分不整合

中山山地にみられる小谷累層と大峰累層間の“大峰不整合”は、その地域に限られるいわゆる“部分不整合”である。不整合直上には大峰累層の下～中部層が欠けていることから、この局所的な隆起は、小谷累層堆積後から大峰累層上部層の堆積直前まで続いていた可能性がある。このような局所的な隆起の直接の原因は、おそらく大峰累層上部にみられる多量の溶結凝灰岩層をもたらし、火山性マグマの活動かもしれない。それらの火砕岩層が最もよく発達する地域と、部分不整合のみられる地域とが比較的近接しているのはそのことを示すものであろう。

このようなマグマ性の部分隆起は、岩戸山堆積盆地形成期にも推定される。すでに述べたような岩戸山堆積盆地形成初期の盆地の分化や、分化した盆地の中間地帯での厚い火砕岩層の発達という事実がそのことを示唆している。局所的な隆起によって削はくをうけた大峰帯の堆積物が、いわゆる同時礫として小谷累層や大峰累層中に相当量含まれることは、すでに明らかにした各地での礫組成の分析結果がよく示している。

ところで、大峰不整合が形成された時期は、局所的隆起とともに大峰帯の全域もかなりの隆起傾向にあった可能性がある。帯の東方に分布する下部更新統猿丸累層中に、かなり多量の大峰帯由来の礫が含まれていること（Hirabayashi, 1970）がそのことを裏づけている。

しかし、大峰帯全域の隆起にもかかわらず、帯は終始一貫して堆積の場であった。帯の西側・東側からもたらされた多量の粗粒砕屑物の存在は、そのことをよく物語っている。

鮮新世以降の、いわゆる島弧変動（藤田, 1970）は、地球深部物質の上昇にともなうグローバルな大規模隆起の発生と、大小さまざまな陥没盆地の発生を主要な側面としている。北部フオッサマグナ地域だけをみても、そこでの鮮新—更新統の特徴は、全般的に隆起が進み、海が急速に日本海方面へ後退したことや、陸域での火山活動が活発化したことなどであり、まさに、島弧変動期に各地にみられるものと同じような現象がこの地域でも発生している。

大峰帯が、島弧変動期の全般的隆起という傾向を持ちながらも、一方で堆積の場、火山

活動の場ともなったのは、この地帯がフォッサマグナ側地塊と西南日本側地塊という大きな隆起地塊にはさまれた境界地帯だという特殊事情によるのかもしれない。

5-2 島弧の会合問題と大峰帯

A “信越方向の構造”と“大峰方向の構造”

北部フォッサマグナの新第三系は、北から西頸城帯・水内帯・高井一美ヶ原帯・浅間山一八ヶ岳帯など、ほぼ北東—南西方向をとる構造区に带状区分できる(小坂, 1984)。各帯のうち、西頸城と高井一美ヶ原の2帯は、中核部にグリーンタフ層やそれを貫く深成岩体のみられる隆起帯である。他の2帯のうち、水内帯は主に中部中新統—鮮新・更新統が厚く堆積した沈降帯であり、浅間山一八ヶ岳帯は主に鮮新—更新世の湖沼性碎屑物や火山噴出物が厚く堆積した沈降帯である。

したがって、この带状構造は基本的に隆起帯・沈降帯が交互に配列する形をとっていることになる。

この構造が新潟地方へも連続することは明らかであり、本州弧の伸長軸にはほぼ平行して発達する基盤岩の带状構造の反映と思われる。この構造を“信越方向の構造”と呼ぶ(小坂, 1984)(図-24)。

一方、信越方向の構造に斜交ないし直交する方向にも、沈降帯・火山活動帯などの平行配列が認められる。この構造方向は、フォッサマグナ西縁部の大峰帯によって典型的に示されることから、“大峰方向の構造”と呼ばれる(小坂, 1984)。

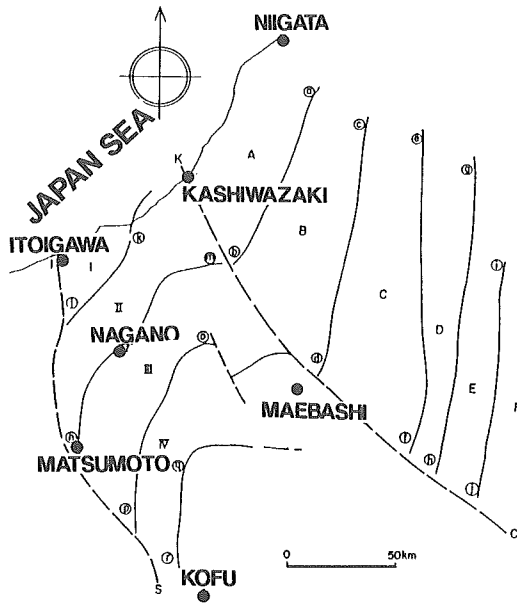
信越・大峰の2つの方向を異にした構造は互いに重なり合っており、そのことを具体的に示す現象が、大峰帯を含む北部フォッサマグナ各地の堆積盆地形成史や火成活動史の中に表われている。

実は、不鮮明ではあるが大峰帯内部にも“信越方向の構造”が見えかくれしている。岩戸山・丸切沢の両堆積盆地の長軸はいずれも北北東—南南西方向を指しており、大峰帯の長軸方向とは低角度で斜交する。筆者はこの堆積盆地の長軸方向が、フォッサマグナの最も西縁部に現れた“信越方向の構造”であろうと考えている。

水内帯や新潟堆積盆地の地質構造を特徴づけている長短さまざまな褶曲軸(図-25)は、ほとんど例外なく信越方向の構造に調和的に延びている。それらの中で比較的長く連続するもののいくつかは、堆積盆地の形成に密接に関わったと考えられており(小林, 1958: 北部フォッサマグナ研究グループ, 1976)、そのような褶曲軸で表わされる堆積盆地の配列や長軸の長さ、沈降量、将棋倒し構造の形式などが、北東—南西方向をとる水内帯にありながら南北性の境界線を境にして、それぞれに異なる場合が多い(図-26)。

このような現象は、新潟堆積盆地やその周辺地域、日本海東縁部、南部フォッサマグナ地域などでも明らかに認められており(片平, 1969: 池辺ほか, 1972: 島田, 1982: 井上ほか, 1979: 田中, 1979: 田中ほか, 1981)、いずれも信越・大峰の2つの構造が重複した(重なり合った)現象と考えられる。

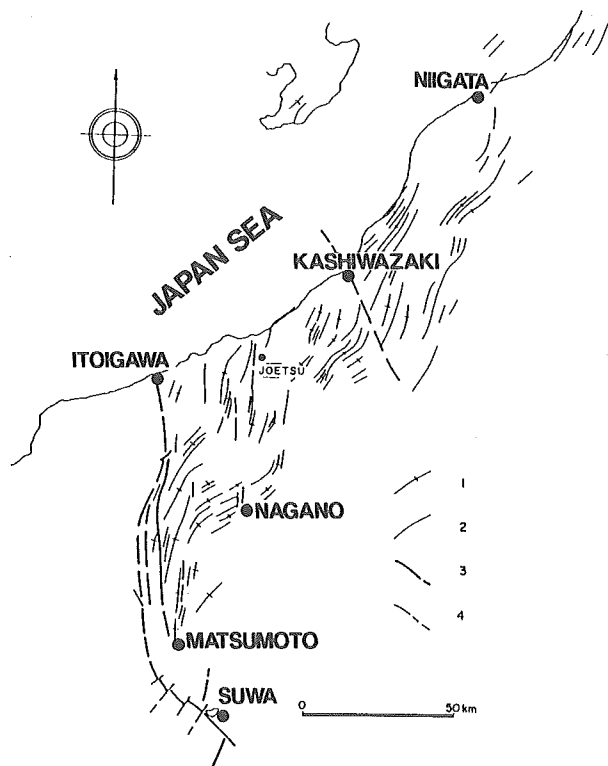
ところで、北部フォッサマグナの新第三系中に、信越方向の構造とは別の糸魚川—静岡構造線方向の構造が存在することを、最初に明確に指摘したのは本間(1932)である。本間は、フォッサマグナ西縁の構造線に沿って分布する大峰・南鷹狩山・霊松寺山・権現山



図一24 信越方向の構造 (小坂, 1984)

A. 秋田—新潟油田帯 B. 上越帯 C. 足尾帯 D. 塩原帯 E. 那須野—鬼怒川帯 F. 八溝帯 I. 西頸城帯 II. 水内帯 III. 高井—美ヶ原帯 IV. 浅間山—八ヶ岳帯 (a)–(b). 新発田—小出線 (c)–(d). 只見—片品構造線 (e)–(f). 鹿谷線 (g)–(h). 矢坂—宇都宮線 (i)–(j). 白河—真岡線 (k)–(l). 新井—小谷線 (m)–(n). 津南—松本線 (o)–(p). 白根—富士見線 (q)–(r). 岩村田—若御子線 K–C. 柏崎—銚子線 I–S. 糸魚川—静岡構造線

B~Fの区分および(a)–(b)–(i)–(j)の各境界線は山下(1970)による。また、I帯は赤羽(1980)の西頸城構造区に、III帯は赤羽(1980)の高井構造区と山下(1983)の美ヶ原帯とを合わせた地域に相当する。(k)–(l)は赤羽(1980)の新井—小谷構造線に相当し、(o)–(p)は赤羽(1980)の白根—上田構造線をさらに富士見まで延長したものである。



図一25 北部フォッサ・マグナ地域の褶曲軸

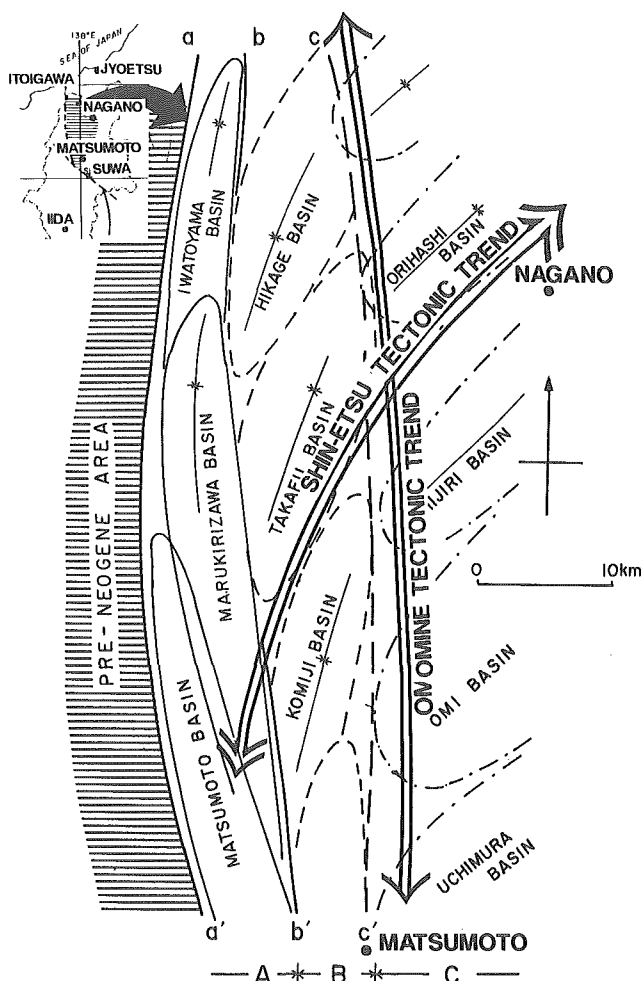


図-26 “信越方向”と“大峰方向”の構造の重複

などを第四紀火山とみなし、その地帯を大峰火山地区と呼んだ。またさらに、第四紀の妙高・八ヶ岳・富士・箱根・大島・三宅島・八丈島などの火山も、いわゆる富士火山帯上の火丘としてフォッサマグナ西縁の地質的大断絶帯上に噴出したもので、フォッサマグナ東半の石英閃緑岩や閃緑ひん岩の貫入によって示される弧状構造線とは独立したものとみなした。しかし、この主張はその後のフォッサマグナ研究史の中ではあまり取り上げられずに今日に至っている。それは、1950年代以降の多くの研究によって北部フォッサマグナの新第三系の基本構造が、北西に凸面をもった弧状構造だとする見方が定着してしまったことによる。

しかし、すでに詳しく述べたように、大峰帯で代表される“大峰方向の構造”は、“信越方向の構造”とは明らかに別系統の構造としてフォッサマグナ各地で認められ、多くの場合、信越方向の構造を切る形で発達する(図-26)。

B 大峰方向の構造の顕在化する時期

大峰帯が糸魚川―静岡構造線沿いに形成されたのは、鮮新世～更新世である。この時期には、南部フォッサマグナのやはり糸魚川―静岡構造線に近接した地域でも、似たような構造帯の形成があった（千葉ほか，1980）。また、南北両フォッサマグナにまたがって、南北性の方向をもった鮮新―更新世火山が配列することも知られている（島津，1982）。これらのことから、フォッサマグナ地域での大峰方向の構造は、鮮新―更新世に鮮明になったことは明らかである。しかし、大峰方向の構造はこの時期になって初めて顕在化したものではなく、それ以前の複数回にわたる形成作用の繰り返しのよって次第に顕著になってきたものと思われる。次に述べることが、そのことを物語っている。

北部フォッサマグナ地域では、大峰帯の東側にあってそれに平行する南北性の方向をとる高府帯が存在する（小坂，1979）。高府帯の形成期は、そこに分布する厚い積成岩体からみて、中～後期中新世から鮮新世である。また、北北東～南南西方向をとる高井―美ヶ原帯の南西部において、下部中新統の守屋～内村層の分布する地域では、南北方向で火砕岩層と正常堆積岩層とが岩相移化する現象が知られている（小坂ほか，1982）。

西南日本内帯東部に広く分布する、中生代末期の濃飛流紋岩類の火成活動に関して、その構造を規制した運動が、105Ma～90Maの間で、北東―南西の領家帯方向から北西―南東の、いわゆる濃飛岩体の方向に転換したとされている（小井土ほか，1983）。フォッサマグナに近接した北アルプス北部の、白亜紀～古第三紀火山岩類～深成岩類も、古第三紀初頭を境にしてそれ以前は北東―南西ないし東西方向、それ以降は南北方向の貫入・噴出構造を示すといわれている（石沢，1982）。小井土（1980）は濃飛西縁破碎帯（磯見，1967）や面谷流紋岩中の構造（棚瀬，1979・1982）に注目し、中生代末に大規模な北西―南東方向の深部断裂の形成があったと考え、その運動がフォッサマグナの形成に深くかかわったと推測した。また、石沢（1982）も、前述の北アルプス北部の古第三紀火山～深成作用が、糸魚川―静岡構造線方向の構造規制をうけたものとみなした。

フォッサマグナ内部の大峰方向の構造が、ブロック化した基盤の断裂方向を表わし、各帯での現象がそれに規制されたものだとすると、基盤岩が広く露出する西南日本内帯側にもよく似た現象がみられる訳である。しかもそれらの構造の形成期は、白亜期末のある時期、濃飛流紋岩の活動史でI a～I bの間とされる100Ma前後の時期までさかのぼることになる。

このようなことから、大峰方向の構造は、単純に鮮新～更新世の地殻変動期に一度で形成されたとみるべきではない。むしろそれは白亜紀末頃に発生期をもち、古第三紀、新第三紀中新世前～中期の各時期の変動を経て次第に顕在化したとみた方がよい。

大峰方向の構造の形成史は、白亜紀末～古第三紀のいわゆる濃飛変動、中新世前～中期のグリーンタフ変動、鮮新～更新世の島弧変動を経て発展してきたものであり、藤田（1982）がいうところのアルプス変動の、本州弧中央部での具体的な現れとみなすことができる。したがって、より正確に言うならば、大峰帯はこの白亜紀末に始まるアルプス変動の本州中央部における鮮新世以降の1フェーズ、すなわち島弧変動の具体的あらわれである。

C 島弧の会合問題と大峰帯

すでに述べたように、隆起帯・沈降帯が交互に平行配列する形の信越方向の構造は、東北日本南部から新潟堆積盆地、さらに北陸～山陰地域などの広範な地域に認められる。各帯を境するものは、新発田―小出線、津南―松本線（小坂，1984）などのような大規模な構造線であり、基本的に本州弧の伸長軸方向に一致するものが多い。その意味で、この構造は本州弧の伸長軸方向の断裂によってブロック化した基盤構造を表わしているといえる。

ところで、男鹿半島・佐渡・山陰など、日本海の東縁地域には中断世以前の古いグリーンタフ層が点在しており（西村ほか，1972：鈴木，1980：雁沢，1982・1983），本州弧の伸長軸に沿った方向での、古第三紀（漸新世）の断裂・火成活動帯があったものと思われる。

また東北日本弧グリーンタフ地域では、中新世初期に基盤岩を北北東―南南西方向（東北日本弧の伸長方向）の断裂の発生と、それによる基盤のブロック化や火山活動があったことはよく知られている（北村，1959・1963：大森，1954：藤岡，1958：藤田1960）

このような、本州弧方向をとる基盤断裂の発生やそれに伴う火山活動の時期、言い換えるなら信越方向の構造の形成期は、少くとも古第三紀漸新世の頃にまでさかのぼることができ、その後中新世初期、鮮新世以降など数回にわたる造構期が繰り返しあったことが知られている。

ところで、信越方向の構造に対する大峰方向の構造は、北部フォッサマグナ、南部フォッサマグナ両地域とも、現在の糸魚川―静岡構造線におおむね平行で、ほぼ南北方向に並列する沈降帯、火山活動帯で特徴づけられるが、すでにみたようにこれら方向を異にした構造の重複のし方は、前者（信越方向の構造）を後者（大峰方向の構造）が切る場合が多い。

信越方向の構造が、本州弧（東北日本弧）の基本構造を表わすものだとすると、大峰方向の構造は、おそらく伊豆―七島弧の基本構造を表わすものにちがいない。

島弧の会合形式に、方向転換型と交差型（切り合い型）の2型式があるとの考え（生出，1984）に従うと、フォッサマグナ地域にみられる2つの構造の重複現象は、上記2つの島弧が交差していることを明確に表わしているものといえる。

第6章 結 論

6-1 大峰帯の形成史

これまでに述べたことをもとにして、大峰帯の形成史は以下のようにまとめられる（図-27）。

1 中新世最末期ないし鮮新世最前期

糸魚川―静岡構造線、小谷―中山断層の活動開始とともに大峰帯全域の相対的沈降が起り、粗粒碎屑物による堆積作用が始まった。この時期、碎屑物の供給は主として帯の西側山地からであった。

2 鮮新世前期～後期

大峰帯における小谷層段階（第1ステージ）の時期である。この間、大峰帯の全域にわたって岩戸山堆積盆地が形成された。この盆地は、形成の初期段階から北部と南部と

GEOLOGIC AGE			BLOWS ZONE	Ma	FORMATION		MEMBER	SEDIMENTATION		SEDIMENTARY BASIN	SEDIMENTARY ENVIRONMENT	VOLCANISM		TECTONIC MOVEMENTS		TECTONIC STAGE																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
N	E	O	G	P	L	C		SED. SEQUENCE	VOLUME OF COARSE CLASTICS			BASIC	ACIDIC	FOLDING	FAULTING																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
MIOCENE	MIDDLE - LATE	N17	N18	5.1	AOKI - OGAWA FORMATION	Low.	?	COARSENING UPWARD SEQUENCE		IWATOYAMA BASIN	MARINE - FRESH WATER					FIRST STAGE																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
																	UCHU (ss & ms)	HOSOGAI (tuff & cgl) OANAYAMA (cgl) HINO (cgl & ss)	GOSHA KUBO KAYO TATENOMA TAKATOYAMA SUGE SENGENYAMA CHIKUNI IWATOYAMA (pyroclastics)	COARSENING UPWARD SEQUENCE		MARUKIRIZAWA BASIN	FRESH WATER (ALVUM)					SECOND STAGE																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
Low.	Mid.	Up.			Low.	Mid.	Up.																						Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.	Mid.	Up.	Low.

図一27 大峰帯の形成史

に分化する傾向をとっていた。小谷層段階前期から中期にかけて、堆積環境は次第に、海成から陸成へと推移した。また、中期には糸魚川―静岡構造線や小谷―中山断層の活動が活発化し、それに伴う隆起によって後背山地から多量の礫が供給された。後期には、北と南に分化した盆地の中間地帯を中心にして、主に安山岩質の火山活動が生じた。

3 鮮新世最末期

岩戸山堆積盆地南部の中山山地を中心に部分的な隆起が生じ、小谷累層は弱く褶曲し、また一部は浸食・削はくを受けた。

4 鮮新世―前期更新世境界期

大峰帯における大峰層段階（第2ステージ）の時期である。第1ステージの岩戸山堆積盆地の南部を中心にして、丸切沢堆積盆地が形成された。この盆地は北部（丸切沢向斜部）では下位層（小谷累層）と整合関係にあり、南部（中山山地）では部分的な隆起によって、小谷・大峰両層間に不整合（大峰不整合）が形成された。

5 前期更新世前～後期

大峰層段階前期から中期にかけては、糸魚川―静岡構造線や小谷―中山断層の活動が再び活発化し、それに伴う隆起によって後背山地から多量の礫が供給された。その結果、後背山地の前縁部には南北に並んで大小いくつもの扇状地（古高瀬川扇状地群）が形成された。

大峰層段階後期には、丸切沢向斜の中～南部を中心にして珪長質の火山活動が活発化し、多量の溶結凝灰岩層が堆積した。

6 前期更新世―中期更新世境界期

丸切沢堆積盆地での堆積作用が終了した後、大峰帯やその東側・西側の地帯は全般的に隆起し、浸食・平坦化作用が進行した。この時期に形成された浸食平坦面は、“大峰面”と呼ばれる。

7 中期更新世以降

大峰帯における松本盆地段階（第3ステージ）の時期である。この時期には、第1・第2ステージの堆積盆地とは一部重なり、また一部は全く新たに堆積盆地が形成された。

6-2 フォッサマグナにおける大峰帯の意義

- 1 大峰帯は、基本的には西南日本側地塊とフォッサマグナ側地塊の2大地塊の境界帯として存在する。
- 2 大峰帯は、2つの地塊を境する深部断裂すなわち糸魚川―静岡構造線と、それに平行する小谷―中山断層とにはさまれて発達している。
- 3 大峰帯における多量の粗粒碎屑物の存在とその諸特徴は、東西両側の地塊が断続的に隆起したこと、言葉をかえていうと、帯の東西両縁断層が断続的に隆起したことを明らかに示している。
- 4 大峰帯の伸長方向によって示される“大峰方向の構造”は、フォッサマグナを中心とする本州弧中央部の広い地域に認められる。その構造方向の発生は、白亜紀末期頃まで

さかのぼる可能性がある。しかし、大峰帯の形成などその運動がより具体的に顕在化するのには鮮新世以降のいわゆる島弧変動期である。また、この構造は基本的には伊豆一七島弧の構造を表わしているものと思われる。

- 5 フォッサマグナ地域には、大峰方向の構造とは別の、“信越方向の構造”が存在する。この構造は基本的には本州弧の構造を表わしているものと思われる。
- 6 フォッサマグナ地域には、大峰方向と信越方向の2つの基本構造が、重なり合う形で発達している。そのことは、この地域が本州弧と伊豆一七島弧の交差する部分であることを示している。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、次の方々に多くのご指導、ご援助を賜った。

新潟大学積雪地域災害研究センター元教授藤田至則氏には、研究全般にわたって終始ご指導をいただいた。信州大学名誉教授山下 昇氏には、調査にもたびたび同行していただき、常に示唆にとむアドバイスをいただいた。東海大学海洋学部星野通平教授には、研究結果のまとめ方について適切なご指導をいただいた。また、もと同大学教授の柴崎達雄、杉山隆二、早川正巳の各氏にも研究内容についてご討論・ご批判をいただいた。図表類の作成については、もと信州大学技官の藤田 敬氏、同矢野裕子（旧姓百瀬裕子）氏らに大変お世話になった。以上の方々に心から感謝申し上げる次第である。

文 献

- 赤羽貞幸（1981）長野県北部における魚沼層群相当層の諸問題．新潟第四紀グループ連絡紙，no.28，3-14.
- Bluck, B. J. (1967) Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area : A study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, **3**, 139-167.
- 千葉達朗・富士川団地研究グループ（1980）「南部フォッサマグナ」富士川谷第三系～第四系の堆積盆地形成史．地団研第34回総会学術シンポジウム講演要旨集，85.
- 千地万造（1955）上水内郡土尻川上流地域の地質．長野県地質調査報告書，59-68.
- 本間不二男（1928）信濃中部第三紀層の分類(一)～(五)．地球，**9**，265-277・341-350・423-432.
- （1929）信濃中部第三紀層の分類．地球，**10**，40-53・97-103.
- 藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿俣信雄・関 利一郎・川端三郎（1946）長野油田の地質．地質雑．**52**，48-55.
- 藤岡一男（1958）裏日本 Green Tuff の研究．科学，440-446.
- 藤田至則（1958）地層の将棋倒し構造についての一試論．藤本治義教授還暦記念論文集，297-303.
- （1960）東北日本におけるグリンタフ地向斜の古地理的・造構史的変遷に関する法則性．地球科学，51-52号，22-35.
- ・加藤碩一・和田幸雄（1975）日本列島における新第三紀末～第四紀の応力～造構力の場について．GDP 連絡紙，no. 3，69-73.
- ・松尾行洋（1977）島弧変動期における堆積盆地の発生．地質学論集，14号，245-254.
- （1981）関東地方の島弧変動一陥没の発生と将棋倒し法則に関する諸問題一．地質学論集，20号，147-158.

- ・雁沢好博(1982)日本海の成立.“日本海の地質”東海大出版, 37-58.
- 雁沢好博(1982)フィッシュン・トラック法によるグリーンタフ変動の年代区分 その1—佐渡地域—地質雑, 88, 943-956.
- (1983)フィッシュン・トラック法によるグリーンタフ変動の年代区分 その2—富山県太美山地域—地質雑, 89, 271-286.
- 姫川団体研究グループ(1958)糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質雑, 64, 431-444.
- 平林照雄(1967)糸魚川・静岡線北部地域の地質構造. 長野県教育センター研究紀要, 1集, 51-75.
- (1968)北部フォッサ・マグナ西縁部の地質構造上の特徴について.“フォッサ・マグナ”日本地質学会, 31-35.
- Hirabayashi, T. (1970) Neogene conglomerate and Cenozoic geohistory of the northern Fossa Magna in Central Japan (Part 1・2). *Earth Science*, 24, 79-92: 115-128.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976)北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, 13号, 117-131.
- 池辺 稔・正谷 清・片平忠実(1972)新潟堆積盆地における“グリーンタフ”に関する考察.“伊豆半島”東海大出版, 41-47.
- 井上寛生・猪間明俊・服部昌樹(1979)東北裏日本大陸棚の基盤構造.“日本海”10号, 10-22.
- 石井久夫(1976)姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川—静岡構造線. 大阪自然史博紀要, 30号, 49-60.
- 石沢一吉(1982)北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の火成岩類の地質雑. 88, 230.
- 磯見 博(1967)東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩. 日本地質学会地質見学案内書, 8-17.
- 加藤碩一・佐藤岱生(1981)5万分ノ一地質図幅“信濃池田”説明書, 1-93.
- 片平忠実(1969)新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史(上・下). 石油技協誌, 34, 243-256: 314-319.
- 川辺孝幸(1981)琵琶湖南東方, 垂山, 甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質雑, 87, 457-473.
- (1982)近畿地方中央部における鮮新—洪新統の古琵琶湖層群堆積盆地の発生と移動. 地団研専報, 24号, 129-141.
- 北村 信(1959)東北日本における新第三紀造山運動について. 東北大学地質古生物邦文報告, 49, 1-98.
- (1963)グリーンタフ地域における第三紀造山運動. 化石, no. 5, 123-137.
- 小林国夫(1950)姫川上流地方の地質構造. 地質雑, 56, 302.
- (1955a)姫川流域の地質. 長野県地質調査報告書, 219-230.
- (1955b)長野県北安曇郡池田町東方の地質. 長野県地質調査報告書, 263-278.
- ・平林照雄(1955)松本盆地周辺のいわゆる山砂利について. 地質雑, 61, 30-47.
- 小井土由光(1980)濃飛流紋岩の形成とフォッサ・マグナ—白亜紀宮古世時代の深部断裂運動. 地団研第34回学術シンポジウム講演要旨集, 94.
- ・原山 智(1983)中部地方における後期中世代—古第三紀火成岩類のステージ区分. 信州の地質構造発達史シンポジウム資料集, no. 2, 72-74.
- 小坂共栄・鬼頭一博・新井健司(1979)北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系—第四系(1)—長野県姫川中流地域の第三系—第四系の層序と構造—地質学論集, 16号, 169-182.
- (1980)大峰帯の礫岩(概報)・総研“島弧変動”研究報告, no. 2, 61-68.
- (1980b)大峰帯の礫岩・信州大学理学部紀要, 15, 31-46.
- ・新井健司(1982)北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系と第四系(2)—長野県姫川上流地域の第三系と第四系の層序学的・堆積学的研究. 地団研専報, 24号, 181-198.

- ・備前信之・島本敏充・武田尚幸・村松敏夫（1982）北部フォッサ・マグナにおける西黒沢期前後の堆積作用と構造運動．日本地質学会討論会“西黒沢期に関する諸問題．資料集，45-50．
- Kosaka, T. (1983) A Facies model for the sedimentation in the Marukiri-zawa syncline, Central Japan, Nagano Prefecture. *J. Fac. Sci. Shinshu University*, **18**, 75-102.
- 小坂共栄（1984）信越方向，大峰方向ならびに津南—松本線．信州大学理学部紀要，**19**，121-141．
- 松本盆地団体研究グループ（1972）松本盆地の第四紀地質の概観—松本盆地の形成過程に関する研究(1) —．地質学論集，7号，297-304．
- （1977）松本盆地の第四紀地質—松本盆地の形成過程に関する研究(3)．地質学論集，14号，93-102．
- McGowen, J. H. & Groat, C. G. (1971) Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration: Report of Investigations, 72, p. 57 Bureau of Economic Geology, Univ. of Texas, Austin.
- Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, in A. D. Miall, ed., *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 597-604.
- 村松敏雄（1976）魚沼層群に含まれる凝灰岩層のフィッション・トラック法による絶対年代の測定．新潟県地学教育研究会誌，松崎 一教授追悼論文集，41-44．
- 村松敏雄（1982）魚沼層群のフィッション・トラック年代．地団研専報，26号，63-66．
- 西村 進・石田士郎（1972）Fission track 法による男鹿半島第三系入道崎火成岩の岩相と放射年代．岩鉱，**74**，207-216．
- 生出慶司（1982）島弧会合部における第四紀火山活動の特徴．島弧会合総研研究報告，no. 1，9-15．
- （1984）第四紀火山活動の地域性と島弧—海溝系の会合問題．地質学論集，24号，221-232．
- 大森昌衛（1954）東北日本の第三系の構造の特性—特に石巻—鳥海山構造線について．地球科学，8号，1-8．
- Powors, M. C. (1953) A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.*, **23**, (2), 117-119.
- 笹神団体研究グループ（1982）笹神丘陵の第四系．地球科学，**36**，240-260．
- 笹倉正夫（1932）姫川中下流沿岸の地質構造的意義．地球，**17**，1-16．
- 島田昱郎（1982）只見—一片品構造帯の提唱—津川—会津区における只見南部地域の地質構造．地球科学，**36**，35-46．
- 島本敏充（1984）北部フォッサ・マグナ“大峰帯”の構造地質学的・堆積学的研究．信州大学理学部修士論文，1-109．
- 島津光夫（1982）島弧会合部としての南部フォッサ・マグナ．島弧会合部周辺の新世代火成作用総研研究報告，no. 1，3-8．
- （1984）南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題．地質学論集，24号，233-249．
- 鈴木達郎（1980）男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代．地質雑，**86**，441-453．
- 高沢加奈子（1985）猿丸累層に含まれる凝灰岩層の重鉱物組成とその変化．信州大学理学部卒業論文．
- 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則（1979）関東山地東縁の鮮新—更新世の堆積盆地の発生に関する研究．地質雑，**85**，557-569．
- 田中邦雄・平林照雄・小谷団研グループ（1971）糸魚川—静岡線北部地域の地質構造．信州大学教養部紀要，自然科学第5号，49-71．
- 田中 隆（1979）北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格．石油技協誌，**44**，308-320．

- ・小 草 治 (1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, 87, 725-736.
- 棚瀬充史 (1979) 面谷流紋岩類にみられる陥没構造の特徴—美濃・戸岩体と奥板取岩体について. 濃飛
地研連絡誌, no. 11, 33-45.
- (1982) 奥美濃酸性岩類—両白山地における白亜紀火成作用—. 地質雑, 88, 271-288.
- 陶土団体研究グループ (1979) 瀬戸層群の研究. 島弧変動総研研究報告, no. 1, 51-57.
- (1982) 岐阜瑞浪市南部の瀬戸層群—瀬戸層群の堆積盆地の発生～発展に関する
研究(2). 地研専報, 24号, 143-155.
- 富沢恒雄 (1950) 信濃北部第三紀層の地質構造について. 地質雑, 56, 302.
- 山田哲雄・藤田至則・武内俊昭 (1975) 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, 13号, 51-
60.
- 山下 昇・小坂共栄・森田聡子 (1982) 松本盆地東縁, 明科一田沢間の山麓の地質と地形. 地研専
報, 24号, 253-266.
- 矢野孝雄 (1980) 後期新生代堆積盆地の発達史にみられる2つのタイプの将棋倒し構造. 島弧変動総研
研究報告, no. 2, 1-16.
- Zingg, Th. (1935) Beitrage zur Schotteranalyse. Min. Petrog. Mitt. Schweiz., 15, 39-140.

Geology of the Omine Belt and its geological significances in a tectonic history of the Fossa Magna region, Central Japan

Tomoyoshi KOSAKA

Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University
(Received July 12, 1991)

Abstract The fundamental and primary structural elements in the northern Fossa Magna region are the northeastward trending "Shin-ethu Tectonic Trend". On the contrary to this, northward trending tectonic movements has occurred during late Miocene to early Pleistocene time.

The Omine Belt is the representatives of this newly tectonic movements, so this trend is called "the Omine Tectonic Trend".

The Omine Belt is a narrow strip of land, five to seven kilometers wide and sixtyfive kilometers long, at the western margin of the northern Fossa Magna region. It is limited by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line on the west, and by the Otari-Nakayama Fault on the east.

Sedimentary and volcanic rocks of late Miocene to early Pleistocene age are widely distributed in this belt. They are characterized especially by a large amount of coarse clastic sediments with intercalated andesitic to rhyolitic volcanic rocks. Two larger volcano-sedimentary cycles are recognized, so they are subdivided into two formations, i.e. the Otari and Omine Formation in ascending order.

The detailed sedimentological studies reveals that the main source area of a large amount of clasts is to the western and southwestern mountains of older rocks, i.e. the Japan Alps, and to the eastern area, i.e. the main part of the Fossa Magna region. Many large alluvial fans were undoubtedly formed in this belt.