小断層系・砂岩岩脈から見たラワン褶曲帯の形成機構

木 村 学*

The structural development of the Rawan folded zone restored by analysis
of minor fault and sandstone dike systems

Gaku KIMURA*

Abstract It is the purpose of this paper to outline the structural development of the Rawan folded zone through analysis of minor fold, minor fault and sandstone dike systems. This zone is composed of Miocene marine sedimentary rocks, and bounded on the west from the Toyokoro-Kitami Belt (or the Tokoro Belt) by the Hombetsuzawa fault and on the east by the Uraho fault. Although belonging to the Green-tuff region of the inner belt of the Kurile arc, the Rawan folded zone is characterized by less volcanic activities in that period, compared with the other areas of the Green-tuff region.

Analysis of the facts observed in the field confirms that the tectonic pattern of this zone might have been formed through different types of folding movement in two phases, viz. earlier bending folding and later buckling folding.

The bending folding affected by the movement of the Hombetsuzawa fault might have occurred during or directly after the sediments had been accumulated since the Middle Miocene until the onset of the Pliocene.

It provided the subsidence which caused the deposition of Middle Miocene strata in this area, and cracks produced by this movement were responsible for the formation of many sandstone dikes.

The tectonic events were followed in this zone by buckling folding closely related to movement of the Uraho fault. Existing evidences suggest that the main phase of this type of folding was initiated after the consolidation of the Miocene sediments.

はじめに

北海道東部の“豊頃—北見帯”(橋本, 1958), あるいは“常呂帯”(鈴木, 1977; 番場ほか, 1978)の東側には海成中新統が南北に広く分布している(山口, 1965; Fig. 1).

ラワン褶曲帯とは、この中新統分布域のなかでも著しく構造の乱れた最南部、足寄地域の褶曲帯についていう(井上・鈴木, 1962).

この中新統の分布域は大半が千島弧内帯のグリーン・タフ地域に属し、時代的にグリーン・タフの活動期と一致すると考えられながら(MINATO *et al.*, 1965; 藤田・

島津, 1970), 周辺地域に比較して著しく火成活動に乏しい特異な位置を占める. またこの中新統は全域にわたり、北東—南西方向に軸を持つ雁行褶曲をなし、際立った構造的特徴を示している.

北海道東部すなわち千島弧南西端の構造発達史を考えると、この海成中新統分布域の位置づけは重要である. そこで筆者はこの特異な中新統分布域の新第三紀以降の造構史を明らかにするために、中新統分布域の典型的特徴を示すラワン褶曲帯をとり上げ、その形成機構を検討した. 井上・鈴木(1962)は、この褶曲帯には多くの砂岩岩脈が発達し、また小断層などの小構造もよくみられることを報告している.

筆者はこれらの小構造がどのような造構的応力場のもとで形成されたのか、またそれは褶曲帯の形成とどのように関連しているのか、という点を中心に検討をすすめ

1978 年 11 月 30 日 受理

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido Univ., Sapporo, 060 Japan.

Fig. 1. Index map.

1. Hidaka Super-group, 2. Miocene marine strata, 3. Green Tuff, R. Rawan folded zone (surveyed field), F. Futamata fault (Hombetsuzawa fault in southern part), U. Urahoro fault.

た. その結果, 一定の結論を得たのでここに報告する.

地質・構造の概要

この地域に分布する地質系統を Table 1, Figs. 2・3 に示した. 以下その層序および構造の概要を述べる.

A 先新第三系

a 小利別層 (三谷ほか, 1958)

本層は本別沢断層以西に分布する.“輝緑凝灰岩”・チャートなどを主とし, 岩相から日高累層群の空知層群に対比されており, 常呂帯を構成する. 鮮新統に不整合におおわれる.

b 根室層群

本層は, 浦幌断層の南東側に広く分布する. 砂岩・泥岩・砂岩泥岩互層・礫岩からなる. 浦幌断層沿いにその最下部が分布する. 時代は白亜紀後期から古第三紀ダニアン階である (吉田, 1972, 1973; 間庭, 1977; 君波ほか, 1978).

B 新第三系

a 川上層群 (三谷ほか, 1958; 井上・鈴木, 1962)

この地域の大半を占めて分布する. 前期～中期中新世に属し (水野ほか, 1969), 岩相から下部の本別沢層, 中部の茂螺湾層, 上部の貴老路層に3分される (井上・鈴木, 1962).

Table 1. Summary of stratigraphy in the Rawan folded zone.

Geologic Time	Stratigraphy		Lithofacies	Thickness	Others
Early Pliocene	Tokachi Group	Hombetsu F.	conglomerate tuff, tuffaceous s.s	200m ⁺	
Middle Miocene	Kawakami Group	Kiroro F.	mudstone massive sandstone	250m ⁺	
		Morawan F.	shale	300 -500m	sandstone dikes
			kamirawan sandstone		
			platy shale		
Early Miocene		Hombetsu-zawa F.	shale black sandstone	200m ⁺	nodule zone
Danian Up. Cretaceous	Nemuro Group		s.s., m.s, alternation of s.s. and m.s., conglo.		
Jurassic	Shotoshibetsu F.		chert, "Shalstein"

Fig. 2. Geologic map of the Rawan folded zone.

1. Alluvium, 2. Tokachi Group, 3. Kiroro Formation, mud facies, 4. Do, sand facies, 5. Morawan Formation, tuff and tuffaceous siltstone, 6. Do, Upper Morawan member, 7. Do, Kamirawan sandstone member, 8. Do, Lower Morawan member, 9. Hom-betsuzawa Formation, 10. Shotoshibetsu Formation, 11. Nemuro Group, 12. dip and strike, 13. axial trace of syncline, 14. axial trace of anticline, 15. boundary between strata, 16. fault.

Fig. 3. Geologic profiles of the Rawan folded zone.

Profiling line A-A', B-B' and C-C' are shown in the geologic map (Fig. 2).

Fig. 4. Isopach map of the Lower Kiroro member (unit in meter).

Fig. 5. Strike line map of the Kawakami Group.

本別沢層

頁岩を主とし、黒色の砂岩をはさむ。本地域より南の地域では、一部に古第三紀を示す有孔虫化石が発見され（山口ほか，1971），時代の再検討が必要であるが，ここでは従来の層序区分に従う。上ラワン複背斜帯の背斜軸部および先新第三系との境界付近に分布する。層厚は200m 以上である。

茂螺湾層（以下螺湾はラワンと記す）

板状の硬質頁岩を主とするが上ラワン砂岩層と呼ばれる厚い塊状の砂岩層が鍵層となって3層に分けられる。下部は板状頁岩を主とするが、石灰質団塊を含む場合が多い。中部は上ラワン砂岩層である。上部は板状の硬質頁岩を主とするが下部の頁岩に比べ軟質である。最上部には厚い凝灰岩層があり、広く追跡される。本層は上ラワン複背斜帯と茂ラワン複向斜帯の間、および浦幌断層沿いに主に分布する。層厚は300m から500m である。

貴老路層（以下、キロロ層）

下部の砂岩層と上部の泥岩層に2分される。茂ラワン複向斜帯に盆状に分布する。層厚は250m 以上である。下部の砂岩層はおおむね塊状、粗粒で、時として泥岩をはさむ。砂岩層には貝殻の破片を含む場合が多い。この砂岩層は厚さの変化が著しく、40m から250m へと変化する。最大層厚部は茂ラワン複向斜帯の東部に位置し、上ラワン複背斜帯にむかって急激に薄くなる

（Fig. 4）。上部の泥岩層はキロロ層より下位の頁岩と異なり、細かく割れ易い特徴がある。また全般に軟らかい。この泥岩層の分布域は他と比べ地形的に緩かで露出も少ない。

b 十勝層群・本別層（三谷ほか，1958）

本地域の西部に本別層の最下部が分布し、川上層群以下を不整合におおう。岩相は最下部が凝灰質砂岩層ないし凝灰岩層でその上に礫岩層が累重する。本層は本別沢断層をもおって分布し、本別沢断層は本層を切らない。このことは本別沢断層の形成、活動は本別層堆積前で、その後活動を停止していることを示す。

C 地質構造の概要

本地域には2本の大きな断層がある（Figs. 2・3・5）。1つは南北方向の本別沢断層で、川上層群と常呂帯とを境する。この断層はさらに北方へ連続し、二又断層として知られる（山口・沢村，1960；GRAPES, 1977）。他は北東—南西方向の浦幌断層で川上層群と根室層群とを境する。この断層は鮮新世以降に、根室層群を基盤とするブロックの北西へのつき上げにより形成された高角逆断層（三谷ほか，1958）である。

中新統の川上層群はこれら両断層にはさまれて分布し、北東—南西方向の軸をもって褶曲している。この構造から本地域はラワン褶曲帯とよばれている（井上・鈴木，1962）。筆者はこれを a 上ラワン複背斜帯と b 茂ラ

ワン複向斜帯に区分する (Fig. 5).

a) 上ラワン複背斜帯

軸長 4.5 km 以上, 半波長 250~500 m の褶曲帯で, 本別沢層を中核とし, 全体として背斜構造をなす. この

褶曲の形態は北西翼傾斜 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$, 南東翼傾斜 $30^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の非対称な gentle~open fold (FLEURY, 1964) である (Fig. 3). またこの複背斜帯の北東への延長地域 (三谷ほか, 1964) で褶曲軸は北東へプランジするよう

Table 2. Description of sandstone dikes.

Exposed area	The sign of sandstone dike	Type of dike	Width of dike (cm)	Internal structure	Remarks	Direction of dike	Bedding plane
I	M-1	A-c	220	fragments of parent beds	cut with fault	E-W85°N	N70°E12°S
	M-2	A-C	170	fragments	cut with fault	N38°E55°E	N70°E15°S
	M-3	A-C	15-30	flow line		N50°E65°S N50°E70°N N22°E60°E	N70°E15°S
	M-4	A-a	15-80	flow line	converge to bedding plane	N34°E50°E	N70°E15°S
	M-5	A-a	120	flow line	cut with fault	E-W30°N	N80°E15°S
	M-6	A-a	110	fragments		N40°E70°S	N80°E15°S
	M-7	A-a	8	flow line	cut with fault	N50°E60°N	E-W10°S
	M-8	A-a	15	flow line		N45°W28°N	E-W10°S
	M-9	A-a	20	flow line grading		N40°E70°N	N70°E10°S
	M-10	A-a	25	grading		N45°W70°N	N45°E10°S
	M-11	A-a	75	flow line		N30°E60°N	N70°E10°S
	M-12	A-b	20	fragments		N8°E54°E	N70°E 8°S
	Mr-1	A-a	10	flow line		N43°E26°N	N60°E10°S
	Mr-2	A-a	15	fragments		N20°W60°N	N30°E20°S
II	H-1	B-a	15	fragments		N60°E72°N	E-W15°S
	H-2	B-a	20			E-W 78°N	E-W15°S
	R-1	A-d	160	flow line grading		N80°E75°S	N50°E25°E
	R-2	B-a	45	fragments		N30°E75°S	E-W 25°S
	R-3	B-b	8	grading		E-W 45°S	E-W 25°S
	R-4	A-d	20		cut with fault	N20°E60°S N 8°E38°S	N10°E40°E
	R-5	B-b	25	grading	cut with fault	N30°E45°S N30°E50°S	N10°E36°E
	R-6	B-b	5	grading flow line		N65°E80°N	N40°E10°W
	R-7	B-b	8	flow line		N 70°Evert.	N20°E 8°W
	R-8	A-d	8		cut with fault	N 70°E88°N N 75°E85°N	N20°E10°W
III	R-9	A-a	12		cut with fault	N 10°Evert.	N20°E10°W
	R-10	A-c	20	flow line		N35°Evert.	N44°W 8°W
	R-11	A-a	35		slip of wall	N60°W60°N	N45°E35°E
	R-12	A-b	85			N10°E75°E	N45°E15°N
	R-13	A-b	110			N40°E76°S	N40°E15°N
	R-14	A-b	80			N30°E70°S	N40°E14°N
	R-15	A-a	110		cut with fault	N10°W26°E	N40°E15°N
	R-16	A-d	350	fragments flow line	cut with bedding-slip	N30°E50°W N50°Evert. N10°W26°E	N40°E35°E
	R-17	A-d	8-30	flow line		N20°E35°W N25°W28°E N70°W35°N N25°W15°N N56°W28°N	N20°E40°E
	R-18	A-d	70	flow line	cut with fault	N75°E88°N N40°E45°N N60°E72°N	N60°E25°E

である。

b) 茂ラワン複向斜帯

軸長 9 km 以上、半波長 1.2~1.5 km の褶曲帯で全体として向斜構造をなすが、1つの背斜をはさみ2つの向斜からなる。この複向斜帯の軸は南西へ収れんし、プランジする。複向斜帯の浦幌断層側の翼部すなわち南東翼部で地層は直立ないし逆転している (Figs. 3・5)。向斜の間の背斜構造は両翼が $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ の gentle な褶曲である。

その他、茂ラワン川上流に半波長 200 m ほどの比較的小規模な褶曲構造がみられる。

砂 岩 岩 脈

本地域のラワン褶曲帯では 34 本の岩脈が観察された (Table 2)。

A 砂岩岩脈の分布

砂岩岩脈の分布は Fig. 6 に示したように、ラワン川と茂ラワン川の合流点付近からラワン川沿いと茂ラワン川沿いに北東—南西方向の限られた地域に分布する。

B 砂岩岩脈の層準

上記の分布域はほぼ同時に茂ラワン層上部の分布域であり、この層準に集中して発達する。一部はキロロ層の泥岩中にもみられる (R6~9)。同じ層準であっても他地域、たとえば茂ラワン複向斜帯南東翼には発達しない。

C 地質構造上の位置

砂岩岩脈の発達する地点の地質構造上の位置は、茂ラワン川流域の I 地域 (Fig. 6) では上ラワン複背斜帯の南東翼から茂ラワン複向斜帯の北西側の向斜部へと連続する。同じく II 地域では上ラワン複背斜帯の南東翼部から茂ラワン複向斜帯北西部に位置する。また III 地域では、茂ラワン複向斜帯の中の背斜部に位置している。

D 砂岩岩脈の形態

砂岩岩脈の形態的分類は HAYASHI (1964)、沓沢・藤田 (1967)、MII (1953) などによりそれぞれ試みられている。砂岩岩脈の形態は岩脈の原因となった割れ目の性質、すなわち破断性の割れ目であるか、剪断性の割れ目であるかを検討する上で重要である。そこで本地域の岩脈を沓沢・藤田 (1967) と同じく岩脈の方向に対し垂直な断面にあらわれる形態によって分類を行なった。

a) 直線境界型 (Table 2, A type)

Fig. 6. Localities of sandstone dikes.

Fig. 7. Occurrence of sandstone dike.

a) Six types of sandstone dikes.

A-a straight parallel boundary type (cut with fault), A-b upward converged type, A-c downward converged type, A-d branching type, B-a torsional type, B-b zigzag type.

b) Internal structure of upward injected dike.

砂岩岩脈と母岩の境界が巨視的に直線的なもので HAYASHI (1964) の primary shape 中の straight wall clastic dike, 沓沢・藤田 (1967) の平面型に当る。境界面に関係により 4 分する (Fig. 7)。

1) 平行境界型 (A-a type; Table 2, Fig. 7a)

2) 上方収れん型 (A-b type; 同上)

3) 下方収れん型 (A-c type; 同上)

4) 枝分れ型 (A-d type; 同上)

A-b, A-c type は, HAYASHI (1964) の tapering clastic dike あるいは沓沢・藤田 (1967) の漏斗型・梯子型に当る。この 2 つは HAYASHI (1964) や沓沢・藤田 (1967) も述べているように岩脈物質の起源, すなわち SMITH & RAST (1958) の upward injected dike か downward injected dike かを判定する重要な手掛りになると考えられる。A-d type は PETTJOHN (1975) の sanddike と sill の組合せや, HAYASHI (1964) の bran-

ching type で, 直接境界型砂岩岩脈が複数に枝分かれているものである。

b) 不規則境界型 (B type; Table 2)

直線境界型のように砂岩岩脈と母岩との境界が直線的ではなく不規則なものである。境界面の形態により 2 つに区分される。

1) わん曲境界型 (B-a type; Table 2, Fig. 7a)

2) ジグザグ型 (B-b type; 同上)

B-a type は境界面がわん曲したり波打ったりする型。B-b type は境界面が階段状であったり, ジグザグ面をもつもの。このジグザグ面は一方が地層面, あるいは地層面と低角をなす面に規制されている場合が多い*。

Table 2 から分かるように直線境界型が全体の 3 分の 2 を占め, 不規則境界型を上回る。また平行境界型・ジ

Fig. 8. Compositional diagram of sandstones and their localities.

dots. sandstone dikes, circles. Kamirawan sandstone, squares. Lower Kiroro member, Q. quartz, F. feldspar, R. rock fragment.

グザグ型・枝分れ型・上方収れん型・下方収れん型・わん曲型の順に少なくなる。なお砂岩岩脈の起源を示すといわれる2つの型は共に少ないが、上方収れん型が下方収れん型を上回っている。

E 砂岩岩脈の内部構造・組成

砂岩岩脈の内部構造は従来からさまざまなものが報告されている (DILLER, 1889; JENKIN, 1925; SMITH & RAST 1958; HAYASHI, 1964 など)。

本地域の砂岩岩脈の内部構造およびその組成的特徴は以下のとおりである。

a) grading

中心部が粗粒で壁部へ向うと細粒になる。これは砂が注入され移動する時の流速のちがいによるとされている。

b) flow line structure (Fig. 7b)

境界面に平行な line が岩脈中にみられる。砂の流動の痕跡と考えられている。

c) 母岩の同時礫 (Fig. 7b)

砂岩岩脈中に岩脈に接する頁岩が同時礫としてとりこまれている。壁面部で半ばとりこまれているものもみられた (Fig. 7b)。SMITH & RAST (1958) はこのような産状は upward injected dike に多く、地層が堆積し、

ある程度固化した後の形成を示すと述べている。

d) 砂岩岩脈の組成

岩脈およびキロロ層下部砂岩層、茂ラワン層中の上ラワン砂岩層の組成を検討した (Fig. 8)。

両砂岩層は共に石英の量比は少ないが、キロロ層はより長石に富み、上ラワン砂岩層はより岩片に富む。砂岩岩脈の組成的特徴は、若干石英に富む傾向にあるが、明らかに上ラワン砂岩層の組成と類似する。

F 砂岩岩脈の方向および地層面との角度

直線境界型については境界面の方向を、不規則境界型については各境界面を、わん曲型については全体的方向を、砂岩岩脈の方向として測定した。砂岩岩脈の形成時期は、多くの岩脈が固結後に形成された小断層や層面すべりに切られること (Table 2) や、砂が容易に流動しうる状態にあったと考えられることから、固結後の褶曲運動をうける以前であろう。このことを考慮して地層面を水平に戻し、さらに地域を3つに分け検討した (Fig. 9)。

I 地域では方向が最も卓越するのは $N 30^{\circ} E$ から $N 60^{\circ} E$ の間であるが、この卓越方向とはほぼ直交する北西方向のものも若干発達する (Fig. 9a)。この卓越方向は褶曲軸方向とわずかに斜交し東に振れる。

Fig. 9. Direction of sandstone dikes, and angle between dike and bedding plane.

- Rose diagram of sandstone dikes.
 - Frequency of angles between sandstone dikes and bedding planes.
 - Direction of sandstone dikes.
- I, II and III correspond to the exposed areas of sandstone dikes shown in Fig. 6.

* この型の中に HAYASHI (1964) の secondary deformed type の bedding slip によるとしたものも含まれ、単純に secondary と認め難いものもこの型に含めた。

II 地域では卓越方向は $N60^{\circ}E$ から東西方向の間であるが北北東方向のものも若干発達する。この地域でも卓越方向は褶曲軸方向と斜交し、東に振れる。

III 地域では卓越方向は $N40^{\circ}E$ から $N70^{\circ}E$ の間である。この方向は他の2地域と同様、褶曲軸方向とわずかに斜交し東に振れる。

次に岩脈が地層面となす角度について検討する (Fig. 9b)。

I 地域では 30° からほぼ直交と広く変化するが、 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ が最も多い。

II 地域では $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ と $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ の2つが多いが、低角のものはこの地域でジグザグ型が多いことを反映している。

III 地域では 20° からほぼ直交と幅広く変化するが、ほぼ直交するものが多い。

G 砂岩岩脈と面なし断層

砂岩岩脈は多くの場合、それを境にした地層の間にずれていないが、一部に明らかに面なし断層に砂が注入した例があり、岩脈の方向も面なし断層の方向とよく一致する (Fig. 10)。

他は面なし断層の出現頻度が極めて少なく明らかではない。

砂岩岩脈の形成機構と造構的背景

A 形成機構

以上述べてきた砂岩岩脈の諸特徴からその形成機構を検討する。

砂岩岩脈は一般に砂層が十分固結せず間隙水を多く含む状態にあり、これに機械的衝撃が加わることで砂層が“流動化”し、既存の割れ目や地層面に間隙水圧により注入され形成されたものといわれる (De SITTER, 1956; PETTIJOHN, 1975)。

砂岩岩脈あるいは碎屑岩脈は slump と密接な関連をもつ場合が多い (FAIRBRIDGE, 1946; DZULYNSKII & RADOMSKII, 1956; KIMINAMI, 1975 など)。この場合、重力滑動によって海底地すべり層に引張性の割目が形成され、これに quick sand が注入したものであり、多くの場合スランプ褶曲などの他のスランプ構造と密接に伴って発達する。また下から上に注入した岩脈の上部がより上位の地層に削られるなど堆積同時的であることを示す現象がみられる (FAIRBRIDGE, 1946; SMITH & RAST, 1958; PETTIJOHN, 1975)。

これに対し slump との関連ではとらえられず、一定の広域的な造構運動により生じた割れ目に砂が注入し、

Fig. 10. a) Occurrence of planeless faults with sandstone dikes. b) Streograms of planeless faults and sandstone dikes (Upper hemi-sphere).

dot. planeless fault, circle. sandstone dike.

岩脈が形成されている場合も知られており、海底地震 (BAILEY & WEIR, 1932) や断層運動 (VINTAGE, 1954) の産物として古くから注目されていた。この場合、砂岩岩脈の規模は大きく、その方向は造構運動により規制されていると考えられる。この場合には、岩脈の方向を測定することにより造構的応力場の推定が可能である (沓沢・藤田, 1967; 竹内, 1977)。

砂岩岩脈が大量に観察される場合、slump に伴うものなのか、造構的成因によるかを明確にしなければならない*。さらにその形成メカニズムについては upward injected dike か downward injected dike かを決定する必要がある (SMITH & RAST, 1958)。

本地域にみられる砂岩岩脈は全て単独で発達し slump は見られず、また比較的規模も大きい。および、大局的には上ラワン複背斜帯と茂ラワン複向斜帯の間に位置し、方向も一定方向が卓越することなどから、造構運動を直接反映して形成されたと考えられる。

一方これらの砂岩岩脈は、以下の特徴より下位からもたらされたものといえる。i) 組成的に下位の砂岩層に最も類似する、ii) 形態的に上方収れん型が多い、iii) ジグザグ型などにみられる壁面の削り込み、同時礫のとりこみは上方へ流れた形態を示す (Fig. 7b)。

B 砂岩岩脈形成に関与した割れ目

砂岩岩脈は大半のものが岩脈を境にしての地層の変位は認められず、本来 joint として形成された割れ目に砂が注入したものと考えられる。割れ目について造構的応力場の復元を行なう場合、破断性の割れ目 (tension fracture) か、剪断性の割れ目 (shear fracture) かの判定が必要であるが、joint の場合、その認定は容易ではない。ただ破断性のものは不規則な破断面をもち、かつ方向も余り集中せず、地層面と多くは直交して発達すると考えられる。一方、剪断性のものは直線的になり、方向も集中し、地層面と斜交するものが発達すると考えられる。また joint の方向が周囲の地質構造 (褶曲など) とどういう関係にあるかが有力な手掛りとなる (PRICE, 1967)。沓沢・藤田 (1967) は、砂岩岩脈に関与した割れ目を主に周囲の地質構造との関係で認定し、岩脈を破断性碎屑岩脈 (tension clastic dike) と剪断性碎屑岩脈 (shear clastic dike) に区分し、造構的応力場の復元を試みている。本地域の砂岩岩脈についてみると、形態は直線境界型が多く、多くのものが地層面と斜交し、その

方向は若干のばらつきはあるが一定方向に卓越することは、剪断性の joint に砂が注入して形成された岩脈が大半を占めるものと思われる。面なし断層とともに発達する例 (M1, R 8・9, Fig. 10) もこのことを示している。しかし、不規則境界型の一部や岩脈の幅の極端に大きいものや、地層面とほとんど直交するものは破断性の joint である可能性がある。

C 砂岩岩脈形成時の造構的応力場とその時期

R 8・9 や M1 のように面なし断層が密接に伴う場合、その地点での応力場はすぐに求まるが、他の場合は容易ではない。そこで隣接する地点で岩脈と地層面との傾斜方向、岩脈の走向から共役性を判断し応力場の復元を試みた (Fig. 11)。なお復元に際し、地層面を水平に戻す操作を行なった。

茂ラワン川流域のⅠ地域では M1・2 に伴う面なし断層も含めて検討した。この地域では、 σ_1^{**} は、ほとんど鉛直に近いが共通して北東へ傾く。 σ_2 は共通して北東—南西方向だが、上流ほど北へ振れる傾向にある。 σ_3 はほとんど水平に近く、北西—南東方向である。この応力配置は褶曲軸付近で σ_2 が褶曲軸方向と平行に近く、 σ_3 が直交する関係になる (Fig. 11, 以下同じ)。

Ⅱ地域では、共役関係が判断出来る R 6~8 と R 9 地点について、面なし断層も含めて応力場を求めた。その結果、 σ_1 は鉛直に近いが共に北東へ傾く。 σ_2 は共に東北東—北東方向で σ_3 は北西北—北西方向である。この地点はほとんど向斜軸部に位置するが、主応力軸は褶曲軸方向と斜交する。

Ⅲ地域では、R 10~15 と R 16・17 について応力場を求めた。前者では σ_1 は北東方向へかなり傾き、 σ_2 は北東南—西方向、 σ_3 は北西—南東方向となる。後者では σ_1 は鉛直に近いが北東へ若干傾き、 σ_2 は北東—南西方向、 σ_3 は北西—南東方向となる。褶曲構造との関係では前者は σ_2 が褶曲軸方向と若干斜交するが、後者ではほぼ平行となる。

応力場を求めることが出来た地点は限られ、全域的な関係は明らかではないが、いくつかの共通性をみることが出来る。

i) σ_1 はⅢ地域の R 10~15 以外いずれの地点でも鉛直に近く、また共通して若干北東方向へ傾く。

ii) σ_2 はⅠ地域・Ⅲ地域では褶曲軸付近で褶曲軸方向と平行に近くなる。ただⅡ地域では斜交する。

iii) σ_3 はいずれも水平に近く、Ⅰ地域・Ⅲ地域では褶曲軸方向と直交する方向となる。

以上の結果は、砂岩岩脈が褶曲の形成と密接に関連し

* slump も堆積盆の沈降部の急激な移動に伴い形成される (三梨・垣見, 1964) もので基本的に造構運動の産物であるが、slump およびこれに伴う砂岩岩脈の形成をもたらした応力場は、造構的応力場を直接的に反映しないという意味において、両者を区別する。

** 圧縮を正とし、 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ とする。

Fig. 11. Stress fields estimated from sandstone dikes and planeless faults (Upper hemisphere).

ていることを予想させ、 σ_1 が鉛直に近いことは基盤の昇降を反映した褶曲の形成を示すものと思われる。

σ_1 が共通して北東へ傾くことは、茂ラワン向斜帯が南西へプランジしていることから考えると、このプランジが形成される過程で砂岩岩脈や面なし断層が形成されたことによるのかもしれない。

褶曲構造の形成に伴う砂岩岩脈の形成は、茂ラワン層の堆積と同時的というより、むしろ母岩をとりこむ産状などから、堆積後ある程度固化した段階と考えられる。またラワン褶曲帯の発達と関連して注目されることは、キロロ層下部の砂岩層が上ラワン複背斜帯へ薄く、茂ラワン複向斜帯から北東へ急激に厚くなる層厚変化である (Fig. 4)。このような変化は茂ラワン層以下には認められない。この事実、ラワン褶曲帯の発達がキロロ層堆積と同時的にはじまり、この時に砂岩岩脈が形成されたことを示すと考えられる。

砂岩岩脈の形成と褶曲構造の関係をより明確にするために、次に褶曲構造について検討する。

褶曲構造の形成

褶曲は力学的メカニズムから buckling fold と bending fold に分けられる (RAMBERG, 1963)。前述の砂岩岩脈の検討は、基盤の昇降を反映した bending により褶曲の形成が開始されたことを示している。褶曲の形成についてより詳細に検討するために、各所にみられる小構造と褶曲構造との関係を比較的露出のよい茂ラワンおよび上ラワン両地域 (Fig. 2) について検討する。

A 茂ラワン地域

この地域では上ラワン複背斜帯から茂ラワン複向斜帯にかけて、軸方向と直交方向の断面が観察できる。ここでみられる小褶曲構造および小断層の特徴を以下に述べる。

a) 小褶曲

上ラワン複背斜帯の背斜軸部 (Fig. 12 a) に小褶曲構造がみられる (Fig. 13)。この小褶曲構造は以下の特徴を有する。

Fig. 12. Minor folds on the core of anticline at Morawan.

- a) Route map along Morawan-gawa.
a, c. tuff, b, d. sandstone layer, parallel line. shale.
- b) Stress field estimated from minor faults accompanied by minor folds (Upper hemi-sphere).

Fig. 13. Sketch of minor folds in Fig. 12.

1. key bed of tuff (a in Fig. 12), 2. minor fault and bedding slip,
3. bedding, 4. sheared shale.

i) 形態 小褶曲の包絡面は背斜構造をなし、これは周辺から求められる背斜構造と一致する。また包絡面の背斜軸部から翼部へむかい小褶曲は open から gentle へ変形度が小さくなる (Fig. 14)。軸面の倒れ方は A～D は北西へ倒れるが、E は鉛直、F は逆に南東へ倒れ、一定しない。

ii) 小褶曲体内部の構造 層面すべりを伴い頁岩が破碎し、その一部は粘土化している。また包絡面の背斜軸部に相当し、小褶曲の変形度の大きい部分 (Fig. 13, D～E) で層面すべりにより破碎された頁岩が小褶曲軸部へ流動している。小褶曲翼部に低角で共役な逆小断層を伴う。この小断層は地層の引きづりを伴わず、断層面は破碎・粘土化したまわりの頁岩で充填されている。

iii) 上下層との関係 この小褶曲はルート沿いに孤立して露出しており、上位の地層に切られる(削られる)も

Fig. 14. Ratios of shortening of minor folds. A, B,.....F are signs of anticlines and these are shown in Fig. 13. W/A. Ratio of wavelength to amplitude, estimated from tuff bed, %. wavelength as a percentage of layer length.

のかどうかは直接わからない。

この小褶曲は井上・鈴木 (1962) により“スランプ褶曲”と報告されている。

スランプ褶曲の場合、普通“スランプ層”の上面が削られ“正常層”が連続して堆積している現象や、未固結の時に褶曲したり、小断層が形成されたりするので小断層は面なし断層となるはずである。しかし、この小褶曲は前者については露頭はなくはっきりしないが、小褶曲の形成と同時と考えられる層面すべりや小断層がいずれも開離し、破碎物質や粘土で充填されていることは、この小褶曲は地層が完全に固化した後に形成されたことを示している。この点は植村 (1973)、角田 (1973)、鈴木 (1976) がスランプ褶曲ではなく造構性褶曲の特徴として論じている点とも一致する。

小褶曲に伴う共役の逆断層から求めた応力場は、 σ_1 はほぼ水平で、全体の背斜構造の軸の方向と直交し、 σ_2 は水平で背斜軸方向、 σ_3 は鉛直となる (Fig. 12b)。

これらのことと、全体の背斜構造と調和的な小褶曲の形態を合わせ考えると、この小褶曲は地層が完全に固結した後に褶曲構造の発達に伴い、背斜軸部の内側に働いた水平圧縮応力によって形成されたと考えられる。

b) 小断層群

Table 3. Description of minor faults at Morawan.

Locality	conjugate set	axis of principal stress
1	N-S 50°E N40°E86°W	$\sigma_1 = 180/48$ $\sigma_2 = 34/34$ $\sigma_3 = 291/18$
2	E-W 52°N N26°E68°W	$\sigma_1 = 235/56$ $\sigma_2 = 43/34$ $\sigma_3 = 134/4$
3	N40°E26°W N10°E68°E	$\sigma_1 = 110/22$ $\sigma_2 = 14/12$ $\sigma_3 = 260/62$
4	N 2°E30°W N60°E44°W	$\sigma_1 = 298/8$ $\sigma_2 = 204/32$ $\sigma_3 = 40/55$
5	N13°E30°W N46°E30°E	$\sigma_1 = 300/4$ $\sigma_2 = 210/20$ $\sigma_3 = 44/68$
7	N60°E45°N N32°E70°W	$\sigma_1 = 130/11$ $\sigma_2 = 46/14$ $\sigma_3 = 254/70$
8	N18°E78°W N12°E45°E	$\sigma_1 = 285/18$ $\sigma_2 = 14/20$ $\sigma_3 = 222/71$
9	N2°E68°W N4°W70°E	$\sigma_1 = 180/76$ $\sigma_2 = 356/16$ $\sigma_3 = 88/0$
10	N22°E68°W N4°W70°E	$\sigma_1 = 193/54$ $\sigma_2 = 8/35$ $\sigma_3 = 100/2$

次にこの地域にみられる小断層について述べる。小断層は 9 地点 (Fig. 13 の 6 は小褶曲) で観察された (Table 3)。

これらの小断層が同時期に形成されたか否かを判定するには、共役性および面の諸性質の類似性の検討などが必要である (衣笠ほか, 1969; 小玉, 1968)。本地域にみられる小断層は、“面なし断層”と断層面が開離し断層間物質を伴うものの 2 種がある。前者は出現頻度が少ないが、前述したように砂岩岩脈と密接に関係したものである。後者は数多く発達し、砂岩岩脈を切る。このことから、後者の小断層は砂岩岩脈や面なし断層より後に形成されたことは明らかである。また小褶曲に伴われる小断層や層面すべりの特徴は後者と一致しており、ほぼ同時期に形成されたと考えられる。それゆえに、小褶曲の形成に関連した広域的な造構的応力場を検討する上でも後者の小断層の検討が必要である。

露頭において共役性が認められる小断層だけでなく、直接共役関係が認められないが、変位のセンス等から共役として処理出来るものについても造構的応力場を求めた (Fig. 15, Table 3)。

3～8 (Fig. 15 の地点、以下同じ) に発達する小断層は逆断層系で、地点 7 で M1・2 の砂岩岩脈を、また地点 8 で M5 を切るのが観察される。これらから求めた応力場は σ_1 はいずれもほぼ水平で褶曲軸に直交し、 σ_2 は褶曲軸に平行、 σ_3 はおおむね鉛直となる。1・2 および 9・10 は正断層系でこれらは共通して σ_3 が褶曲軸に直交する。以上の結果から、逆断層系の分布する地域では砂岩岩脈や面なし断層形成時と応力場が変わっていることは明らかである (Fig. 11)。また正断層系の分布域では、砂岩岩脈形成時と応力場はほとんど同じである (Fig. 15, Fig. 11)。

これら、面の開離した逆断層系と正断層系は変位のセンスは全く逆だが、面の諸性質が同じであり、また同一地点で相前後することがないことから形成時期のちがいのより、褶曲構造の中の位置のちがいによるものと考えられる。

c) 茂ラワン地域における褶曲の形成

この地域の上ラワン複背斜帯の背斜構造と小構造、およびそれらから求めた応力場とは次のような対応関係にある。

i) 背斜軸部での小褶曲と軸部付近での逆断層群。軸に直交する水平方向での最大圧縮主応力。

ii) 翼部での正断層群と軸に直交する方向での最小圧縮主応力。

これらを断面にあらわすと Fig. 15B のようになる。

図から明らかなように、上ラワン複背斜帯軸部に圧縮域、翼部に引張域の配置をなし、その間に中立面が想定される。ただこの応力配置は褶曲の形態との対応は完全に調和的というわけではない。背斜軸部での比較的大きな逆断層 (Fig. 15) より南東側では茂ラワン層上部のみに中立面が予想されるのに対し、断層の北西側では茂ラワン層下部の中に想定される。この不調和性は、上ラワン複背斜帯自身が非対称で南東側に急翼をもつことや、南東側は逆断層の下盤側に当たっていることと関係しているのかもしれない。また、9・10 の地点は茂ラワン複向斜帯の北西側の向斜軸部に近いが、向斜軸部での圧縮域

はこの地点では明瞭ではなく、より上位の層準にあるのかもしれない。

褶曲が bending によるか buckling によるかを区別する重要な手掛りは、褶曲内部の歪に特徴があり (池田・嶋本, 1974), 褶曲の中に中立面が存在するか否かである (植村, 1970, 1971; UEMURA & SHIMOHATA, 1972)。

本地域にみられる程度の褶曲度で、前述したような褶曲内部の特徴が形成されていることは、この褶曲帯が buckling によって形成されたことも合わせ考えなければならないことを示している。ただ中立面の正確な認定は露頭数が少ないので今後に残された問題である。

Fig. 15.

A. Stress fields estimated from minor faults, and their localities.
B. Profile of stress field.

Fig. 16. Sketch of reverse faults near the core of anticline at Kamirawan (a), and the stress field estimated from them (b).

a, b and c in Fig. 16 are plane-less faults.

Fig. 17. Sketch of sandstone dike cut by bedding slip (R-16).

B 上ラワン地域

この地域においては茂ラワン向斜帯中の背斜軸部で共役の逆断層群 (Fig. 16) が、翼部で衝上性の層面すべり (Fig. 17) がみられる。これらはいずれも面が開離して、逆断層は地層の引きづりを伴わない。これに対し、逆断層群の地点で、これらの特徴と明らかに異なり、地層の引きづりを伴い、面なし断層である正断層もともに存在する (Fig. 16 a), a · b · c)。また層面すべりは砂岩岩脈を切る (Fig. 17)。これらのことから、層面すべりや逆断層群は砂岩岩脈や“面なし性”の正断層より後に形成されていることは明らかである。

逆断層群から求めた応力場は、 σ_1 が背斜軸方向に直交

しほぼ水平、 $\sigma_2 \cdot \sigma_3$ は褶曲軸に平行することから、この逆断層群は褶曲の発達に伴って形成されたものと思われる。またこの応力場は先に岩脈から求めた応力場とも異なっている。翼部での層面すべりは、この褶曲に flexural slip が関与していることを示している。

C 砂岩岩脈の形成と褶曲の形成

以上の小構造からみた褶曲は buckling によって形成されたことも合わせ考えなければならないことを示している。

では砂岩岩脈の形成に関与した bending と buckling はどのような関係にあるのか、これは次の点から時期的に前後するものである。

i) 砂岩岩脈は主にキロロ層堆積時で、相伴う面なし断層などからも若干固化した段階に形成されたと考えられるのに対し、小褶曲や面の開離した小断層などは完全に固化した後に形成されていること。

ii) 小断層・層面すべりは砂岩岩脈を切る場合が観察されること。そしてこれらが重複する地点で求めた応力場は互いに異なること。

すなわちラワン褶曲帯は、最初 bending によって形成が開始され、最終的に buckling によって完成されたと

Fig. 18. The history of tectonic movements in the Rawan folded zone.

みることができ、その経過は Fig. 18 のようになる。

ラワン褶曲帯の造構史

ラワン褶曲帯の被った bending と buckling がそれぞれどのような造構的背景をもって進行したかは重要な問題である。

この点を考える場合、中新統と基盤岩類とを境する2つの断層、すなわち本別沢断層・浦幌断層を形成した運動との関連に注目する必要がある。

i) 本別沢断層はその北方延長の二又断層も含めて、これ以西には川上層群に連続しうる地層は分布せず(山口・沢村, 1960), 川上層群の堆積盆のほぼ西端に位置していたと考えられる。さらにこの断層は鮮新統の十勝層群におおわれることから、その活動時代は川上層群堆積時～堆積直後で、鮮新世には既に活動を停止していた。

ii) 浦幌断層は根室層群のブロックの傾動上昇により形成されたものだが、この南東部の釧路炭田中に川上層群の連続と考えられる^{とこむろ}常室累層が分布する(水野ほか, 1969) こと、また本地域の南部で鮮新統にも大きな影響を与えている(三谷ほか, 1958) ことから考えて、浦幌断層の活動は主に川上層群堆積後、鮮新世以降であろう。

以上のようにこの両者は活動の時期を異にする。より

前の bending は活動時期からいって、本別沢断層の活動をひき起こしたと同様な基盤の昇降運動によるものと考えられる。

一方、より後の buckling による褶曲は、鮮新世以降の根室層群よりなるブロックの傾動上昇による浦幌断層の形成に対応するものとしてとらえられる。この運動によって bending による褶曲の軸部が buckling による褶曲の軸部へと発展したものであろう。

すなわち、ラワン褶曲帯は相前後する2つの段階の大断層の形成に関連した運動により褶曲をうけたと結論できる。

む す び

筆者は本文において、北海道東部の中新統川上層群よりなる“ラワン褶曲帯”について、砂岩岩脈・小褶曲・小断層などを手掛りとして構造解析を行ない、その造構史を検討した。

その結果、i) ラワン褶曲帯は bending と buckling の複合の結果、形成されていること。

ii) bending は川上層群堆積時～堆積直後に起こり、この運動により砂岩岩脈が形成されていること。

iii) buckling は川上層群堆積後、完全に固化した後に起こっていること。

iv) bending は本別沢断層の活動時期, buckling は浦幌断層の形成, 活動時期に対応し, 断層を形成した運動と褶曲運動の間に関連があるらしいことを述べた。

ここで明らかとなった2段階の褶曲運動が相互にどのような関係にあるのか, また空間的にどのような広がりをもつものかは今後に残された大きな問題である。

謝辞

本研究をすすめるにあたり, 御指導いただいた北海道大学地質学鉱物学教室松井 愈助教授, 貴重な助言をいただいた橋本誠二教授・魚住 悟教授・中村耕二助教授・河内晋平博士, 試料作成・写真撮影に協力していただいた太田茂志氏・佐藤千秋氏の各位に厚くお礼申し上げる。また北海道大学の卯田 強・君波和雄・紺谷吉弘の各氏, および地質調査所の山口昇一・石田正夫の両氏には助言と討論をしていただいた。合わせてお礼申し上げます。

文 献

- BAILEY, E. B. and WEIR, J., 1932 : Submarine faulting in Kimmeridgian times, Sutherland. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, **57**, 429—466.
- 番場猛夫・石田正夫・長谷川潔・高橋功二・君波和雄・宮下純夫・小松正幸・杉本幹博・武蔵野実・酒井 彰 (地団研第 31 回総会世話人会), 1978 : 日高造山運動研究の現状と課題. 地団研専報, no. 21, 199—210.
- De SITTER, L. U., 1956 : *Structural Geology*. 272 p., McGraw-Hill, New York.
- DILLER, J. S., 1889 : Sandstone dikes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **1**, 411—442.
- DZULYNSKI, S. and RADOMSKI, A., 1956 : Clastic dikes in the Carpathian flysch. *Ann. Soc. Geol. Pologne.*, **26**, 225—264.
- FAIRBRIDGE, R. W., 1946 : Submarine slumping and location of oil bodies. *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, **30**, 84—92.
- FLEUTY, M. J., 1964 : The description of folds. *Proc. Geol. Assoc. London*, **75**, 461—492.
- 藤田至則・島津光夫, 1970 : 新第三紀対比案. 市川ほか編, 日本列島地質構造発達史, 136—137. 築地書館.
- GRAPES, R. H., 1977 : Mesozoic-Cenozoic arc-trench development, Neogene orogeny and the "Hidaka Belt" anomaly in Hokkaido. *Paper presented at the 7th CPPP meeting*, 282—296.
- 橋本 亘, 1958 : 蝦夷一樺太地向斜地域の地史に関する諸問題. 藤本教授記念論文集, 101—102.
- HAYASHI, T., 1964 : Clastic dikes in Japan (1). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **37**, 1—20.
- 池田幸夫・嶋本利彦, 1974 : 粘性曲げ褶曲の数値実験. 地質雑, **80**, 65—74.
- 井上英二・鈴木泰輔, 1962 : 5 万分の 1 地質図幅「ウコタキヌプリ山」および同説明書. 北海道開発庁.
- JENKIN, O. P., 1925 : Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance. *Am. Jour. Sci.*, **10**, 234—246.
- KIMINAMI, K., 1975 : Sedimentology of the Nemuro Group (Part 1). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 215—232.
- 君波和雄・高橋功二・間庭 賢, 1978 : 北海道の白亜系—エゾ層群と根室層群—. 地団研専報, no. 21, 111—126.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎, 1969 : 房総半島東海岸の小断層. 地調月報, **20**, 13—38.
- 小玉喜三郎, 1968 : 城ヶ島における小断層解析. 地質雑, **74**, 265—278.
- 杵沢 新・藤田至則, 1967 : 仙台地方における中新統の碎屑性岩脈と面なし断層の成因—堆積盆地の境界部に発達する断層の研究 (2). 同上, **73**, 19—34.
- 間庭 賢, 1977 : 十勝・釧路国境地域の根室層群. 日本地質学会第 84 年学術大会要旨集, 144.
- MII, H., 1953 : Clastic dikes in the Akyu Group in the western hilly region of Sendai. *Inst. Geol. Pal., Tohoku Univ.*, **5**, 51—66.
- MINATO, M., YAGI, K. and FUNAHASHI, M., 1956 : Geotectonic synthesis of Green tuff region in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 237—264.
- , GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (eds), 1965 : *The geologic development of the Japanese Islands*. 257—265. Tsukiji-shokan. Tokyo.
- 三谷勝利・小山内照・橋本 亘, 1958 : 5 万分の 1 地質図幅「足寄太」および同説明書. 北海道開発庁.
- ・藤原哲夫・石山昭三, 1964 : 5 万分の 1 地質図幅「上足寄」および同説明書. 同上.
- 三梨 昂・垣見俊弘, 1964 : いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, no. 117, 8—14.
- 水野篤行・角 靖夫・山口昇一, 1969 : 釧路炭田の中新統層序, とくにいわゆる直別累層に関する層序学の問題について. 地調月報, **20**, 633—650.
- PETTIJOHN, F. J., 1975 : *Sedimentary Rocks*. 3rd ed., 147—148. Harper & Row Publishers, New York.
- PRICE, N. J., 1967 : *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. 113—120. Pergamon Press.
- RAMBERG, H., 1963 : Strain distribution and geometry of folds. *Bull., geol. Inst. Univ. Uppsala*, **42**, 1—20.
- SMITH, A. and RAST, N., 1958 : Sedimentary dykes in the Dalradian of Scotland. *Geol. Mag.*, **95**, 234—240.
- 鈴木博之, 1976 : 紀伊半島四万十累帯の構造解析. 四万十研究連絡誌, no. 3, 36—37.
- 鈴木 守, 1977 : 日高地向斜の火成活動の特性とスピライトの成因. 北海道地下資源調査所報告, no. 49, 1—36.
- 竹内 章, 1977 : 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程. 地質雑, **83**, 679—691.
- 角田史雄, 1973 : 牟婁帯の褶曲について. 四万十研究連

- 絡誌, no. 2, 80—85.
- 植村 武, 1970: 褶曲の中立面について. 地質雑, **76**, 104—105.
- , 1971: 流動変形の研究に関する若干の問題. 同上, **77**, 273—278.
- , 1973: 紀州四万十帯地質構造考. 四万十研究連絡誌, no. 2, 77—79.
- UEMURA, T. and SHIMOHATA, I., 1972: Neutral surface of a fold and its bearing on folding. *24th IGC*, 599—604.
- VINTAGE, P. W., 1954: Sandstone dikes in the south Platte area, Colorado. *Jour. Geol.*, **62**, 493—500.
- 山口昇一, 1965: 北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系, 津別—本別間の第三系層序について. 地調月報, **17**, 1—9.
- ・佐藤博之・松井 愈, 1971: 20 万分の 1 地質図「帯広」. 地質調査所.
- ・沢村孝之助, 1960: 5 万分の 1 地質図幅「本岐」および同説明書. 地質調査所.
- 吉田三郎, 1972: 北海道東部の晩新統について. 日本地質学会第 79 年学術大会要旨集, 43.
- , 1973: 北海道東部本別および常室地域の晩新統一とくに根室層群の地質時代について. 山形大学紀要 (自然科学), **8**, 1—6.