

下部および中部三疊系稻井層群について

(北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研究：-3)

小 貫 義 男・坂 東 祐 司

目	次
	頁
I 緒 言	2
II 研究史	2
III 分 布	6
IV 層 序 (模式地)	7
V 地質各論	11
VI 化石および地質時代	39
VII 火成活動	50
VIII 稻井層群と上・下位層との関係	51
IX 伊里前層の菊石化石の産状	55
X 総 括	58
XI 文 献	63
Abstract	67
添 付 図 表 (○印 袋入)	
○ 図一Ⅲ・1 北上山地三疊系分布図	
○ 図一Ⅳ・1 平磯層に見られる偽層.....	8
○ 図一V・1 宮城県本吉地方(津谷, 歌津・志津川地域)地質図	
○ 図一V・2 津谷地域地質柱状図	
○ 図一V・3 風越海岸の風越層柱状図	
○ 図一V・4 歌津・志津川地域地質柱状図	
○ 図一V・5 津谷地域西部および大籠地域地質柱状図	
○ 図一V・6 北上山地南部地質断面図	
○ 図一V・7 千厩・志津川・登米・大須図幅の三疊系分布地域地質図	
○ 図一V・8 石巻・寄磯・網地島・金華山図幅の三疊系分布地域地質図	
図一V・9 唐桑半島南端における大沢層の粘板岩	12
図一V・10 唐桑半島南端における風越層の砂岩中の偽層	12
図一V・11 唐桑半島南端における大沢層と風越層の境界附近の風越層砂岩中の粘板岩の同時礫	13
図一V・12 桃生郡北上村神割崎における平磯層上部の偽層	27
図一V・13 宮城県石巻市東方における伊里前層	35
図一V・14 宮城県宮城郡利府附近地質図 ..	38
図一V・15 宮城県宮城郡利府村樽田附近の利府層中部層(砂岩・砂質粘板岩互層).....	39
図一Ⅶ・1 宮城県桃生郡河北町大谷地船越における平磯層の凝灰岩	51
図一Ⅷ・1 唐桑町鮪立における伊里前層と小鯖層の不整合	52
図一Ⅷ・2 唐桑町小鯖西北方における伊里前層と小鯖層の不整合	52
図一Ⅷ・3 石巻市蛤浜における伊里前層と月ノ浦層の不整合	52
図一Ⅷ・4 雄勝町唐桑部落東方における登米層と平磯層の不整合	53
図一Ⅷ・5 志津川町滝沢峠砥石採石場における登米層と平磯層の不整合	53
図一Ⅷ・6 唐桑町青野沢内茶屋西方における登米層と平磯層の不整合 ..	54

図一Ⅸ・1 菊石の殻半面の化石成因	56	表一Ⅵ・1 Subdivisions of the Lower Trias	41
図一Ⅸ・2 稲井町井内南側石切場産 <i>Hollandites japonicus</i> (MOJSISOVICS) の産状	57	表一Ⅵ・2 Subdivisions of the Middle Trias	41
図一Ⅸ・3 志津川町津ノ宮産 <i>Beyrichites</i> sp. の産状	57	表一Ⅵ・3 MOJSISOVICS, DIENER, 清 水三郎研究による伊里前層産 菊石化石	43
図一Ⅸ・4 A 志津川町津ノ宮 <i>Sturia</i> cfr. <i>sansovinii</i> (MOJSISOVICS) の産 状	58	表一Ⅵ・4 伊里前層産化石	44・45 間
図一Ⅸ・4 B 図一Ⅸ・4・A の U-M を矢方向 から見た場合	58	表一Ⅵ・5 利府層の区分	46
図一Ⅹ・1 北上山地三疊系発達状況	60	表一Ⅵ・6 利府層産化石	47
表一Ⅳ・1 北上山地三疊系対比表	6・7 間	表一Ⅵ・7 伊里前層, 利府層および蔵法 院層群の対比	50
		表一Ⅷ・1 大沢層, 登米層粘板岩分析表 ..	55
		表一Ⅹ・1 三疊系各層の地域別の層厚	61

I. 緒 言

筆者らは北上山地の古生層および中生層について研究中であるが、現在特に三疊系について総括を試みんとするものである。本編においては三疊系に関する層位学・古生物学的研究、その3として下部および中部三疊系、すなわち稲井層群に関する現在までの研究結果を報告する次第である。

本研究を行うにあたり終始御指導を賜わった東北大学矢部長克名誉教授、半沢正四郎教授、今野円藏教授、浅野清教授、畑井小虎教授、岩井淳一助教授らに深甚なる感謝の意を表するとともに、有益なる御意見を与えられた大阪市立大学市川浩一郎助教授、京都大学中沢圭二講師らにも厚く謝意を表するものである。なお現地調査にあたりて種々協力・援助された長谷弘太郎、鈴木良平、神戸信和、大友哲郎、水戸屍、高橋治之、志子田典生らの各位にもあわせて謝意を表する次第である。本研究に際しては文部省科学研究費の一部を使用した。

II. 研 究 史

北上山地の三疊系の研究史については、筆者らの研究、その1⁶²⁾に総括的に記したので、本編においては稲井層群に関係ある事項について記す。

宮城県牡鹿郡稲井町井内附近は古くから石切場として一般によく知られていた。すなわち、同地の縞状砂質粘板岩は厚薄様々の板状、あるいは塊状に切出され、石碑、墓石、橋梁、舗道、その他の土木建築用石材“井内石”として広く各地に搬出されていたのである。この井内石の中からはしばしば菊石化石が採集され、これらは E. NAUMANN (1881) の調査当時からすでに三疊紀のものではないかと疑問を抱かれていた。

その後、東大および地質調査所に所蔵されていた井内産、その他日本各地産の化石は原田豊吉を通じて MOJSISOVICS のもとに送られ、それらの研究結果は 1888 年、MOJSISOVICS⁵⁰⁾ によつて発表された。この時、井内産および雄勝産の菊石化石を 5 属 6 種 (43 頁参照) 記載され、北米西部に発達する三疊系の Fassanic Age (Ladinian) の Fauna に近似するものと見做された。

菊池安が 20 万分の 1 石巻 (1891)³⁸⁾・一関 (1892)³⁹⁾ 図幅調査当時は中生層の区分は試みられなかつたが、神保小虎 (1887)³¹⁾ は広く気仙沼以南を調査し、井内産菊石化石を *Ceratites* と鑑定し、含 *Ceratites* 層は含 *Monotis* 層と共に含 *Trigonia* 侏羅紀層の下に来ることを認めた。その後、伊木常誠 (1897)²⁶⁾ もまた含 *Monotis*、または *Pseudomonotis* 帯と *Ceratites* 帯とを区分した。なお 1900 年発行の大日本地質図 (200 万分の 1) にはセラタイト層が区分されている。*

大築洋之助 (1901)⁶⁵⁾ は雄勝、稲井地方を調査して雄勝統、稲井統を区分し、川崎繁太郎・八谷彪一 (1901) は柳津地方を調査して稲井統の細分を試み、また柳津地方より菊石化石などを報告した¹⁰⁾。矢部長克 (1903)⁸²⁾ は前記の MOJSISOVICS の時代論について疑問を抱き、大築、川崎、八谷らの層位学的研究と自身の古生物学的研究結果とを対照され、北上山地の三疊系は *Muschelkalk* に相当するものが主要なる部分であると断定された。

その後、1913 年、C. DIENER が来朝されて矢部長克と共に日本三疊系の分布地域を踏査したが、1916 年、井内産 (43 頁参照)、その他の化石の研究結果を発表された⁸⁾。DIENER は MOJSISOVICS と意見を異にし、これらの含 *Ceratites* 層をヒマラヤの *Muschelkalk* に対比し、Anisian Age のものと推論した。次いで矢部長克 (1918)⁸³⁾ は日本の三疊系について総括され、DIENER の時代の考え方に賛成したのである。

この時、矢部長克 (1918) は、その当時まで神保小虎 (1898)、伊木常誠 (1900) により *Pseudomonotis* とされていた仙台東北方利府産の化石を *Daonella* と訂正すると同時に、稲井附近の *Ceratites* bed を Anisian、利府附近の *Daonella* bed を Ladinian、伊里前西方皿貝坂附近の *Pseudomonotis* bed を Norian と見做された。なお *Ceratites* bed とその下の厚い砂質粘板岩層 (Fossilless bed) とを含めて Inai Series (稲井累層) ※※ と

※ 矢部長克 (地質雑, Vol. 8, 1901) によれば、J. P. SMITH (1895) は含 *Ceratites* 層を“日本層 (Nippon Bed)”と呼んでいるとのことであるが、矢部は“日本層”とは甚だ不適当な名であると述べている。

※※ 中尾謹次郎 (1917)⁵³⁾ は南部北上山地を調査し、二疊系を雄勝層群、三疊系を稲井層群、侏羅系を志津川層群と総括したが、大築洋之助⁶⁵⁾ らの研究とともに未公表の手記名である。

(4)

命名したが、最後に“Lower Inai Series には恐らく Skytic Stage の Lower Trias に属するものと認むべきものを含むことあるべし”と下部三畳系の発達することを予想された。その後、黒沢守(1929)⁴⁵⁾は宮城県本吉郡歌津町館浜附近から Scythian 型の二枚貝などの化石を発見して矢部長克の予想を実証した。

矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾および清水三郎(1930)⁶⁸⁾は利府・多賀城地域から産する多くの化石(47頁参照)を研究し、その地層を *Daonella* Beds と改称(1927)、それらの層位関係を明らかにするとともに、また *Ceratite* bed は *Hollandites* Beds と改称された(1927)⁸⁴⁾。清水三郎(1930)⁶⁷⁾は MOJSISOVICS(1888)、DIENER(1916) 両氏の井内産菊石化石を再研究するとともに、更に井内および北上山地各地の菊石化石を研究し、多くの種属を追加された(43頁参照)。

その後、矢部長克・清水三郎(1933)⁸⁶⁾は日本の三畳系を総括したが、その時利府附近の *Daonella* Beds を稲井統に含めた。

前述の様に北上山地の三畳系の層位・古生物に関する重要なる問題は、1930年前後までに矢部長克、清水三郎らによつて殆ど解決されていたが、その後、更に三畳系を含む中生層および古生層の研究は多くの学者により野外調査とともに漸次進められた。特に三畳系を含むものについてとりあげてみるならば、黒沢守(1929)⁴⁵⁾および馬淵精一(1932)⁴⁶⁾は登米・志津川・歌津・津谷地方、高橋年次(1938)⁷⁸⁾は稲井・女川・雄勝・牡鹿半島を含む追波川以南、志井田功(1939)⁷⁰⁾は唐桑・気仙沼・大島・津谷地方、永井浩三(1940)⁵²⁾は飯野川・橋浦・戸倉地方をそれぞれ調査したので、1940年頃までには一応北上山地の三畳系を含む気仙沼以南の中生層、古生層の層位関係の基礎ができた。その後、これらの研究を発展せしめ、逐次局部的に精査が行われているが、それらについては、本編、V 地質各論にて説明する。

市川浩一郎は1946年、東大卒論以後、ひきつづき北上山地全般の三畳系について研究し、その結果は1951年に総括されている¹⁸⁻²³⁾。なお市川浩一郎はわが国各地の三畳系についても研究し、はじめてわが国三畳系の年代区分を試み、次の様に3世8期を設定したが、北上山地におけるものも代表的地層と認めている^{18,19,21)}。

新世 (Neo-Triassic epoch)

皿貝期 (Saragian age) = Norian

代表的地層：北上山地皿貝層群，外

佐川期 (Sakawan age) = Carnian

代表的地層： 山口県美禰・厚保地区美禰層群

中世 (Meso-Triassic epoch)

藤ノ平期 (Fujinohiran age) \equiv Late Ladinian

代表的地層： 高知県佐川地方藏法院層群

松島期 (Matsushiman age) \equiv Ladino-Anisian

代表的地層： 宮城県仙台東北方利府層

伊里前期 (Isatomean age) \equiv Anisian

代表的地層： 北上山地稲井層群風越層及び稲井層

古世 (Eo-Triassic epoch)

津谷期 (Tsuyan age) \equiv Scythian

代表的地層： 北上山地稲井層群大沢層の上部

魚成期 (Uonashian age) \equiv Scythian

代表的地層： 愛媛県魚成地方田穂層

館期 (Tatean age) \equiv Scythian

代表的地層： 北上山地稲井層群平磯層の中・下部

小林貞一(1948)⁴¹⁾ は稲井層群基底の不整合に基き館時階、稲井層群のうち大沢層と風越層の間に部分的不整合を認めて御崎時階^{オサキ}の地殻変形を推論した。また利府層と伊里前層との分布上の相異は構造上沈降区の転換?と解釈した。

稲井層群伊里前層と皿貝層群との間に層序の大間隙があり、両者間に変質、変形の程度を異にしていることは矢部長克、馬淵精一がすでに指摘したところである。小林貞一は皿貝層群基底の不整合に基き歌津時階を提唱し、Norian 直前と解釈している。

本編、V 地質各論においては、大籠地域の三疊系について新たに記したが、同地域の三疊系は従来二疊系登米層として誤認されていたものである。登米層は粘板岩より成り、登米および雄勝附近においては屋根用天然スレートとして採掘されているが、女川附近においては稲井層群の大沢層もまた屋根用天然スレートとして採掘されているのである。登米層と大沢層が断層で接する場合、若し露出が不良で断層が確認できないとき、あるいは断層を気付かないようなときは、大沢層を登米層と見做し、またその逆の場合も出て来る。大籠地域の西郡街道にそいては大沢層が露出し、その東の上野平附近および西の長畑以西にはそれぞれ登米層が分布しているので、これらの間に分布する大沢層は登米層と誤認されたのである。従つて大籠地域の三疊系は全部登米層に含められていたのであるが、坂東

(6)

祐司 (1956)²⁾ は同地域の三疊系を確認し、小貫義男 (1956)⁵⁸⁾ はこれを引用公表した。なおこれと同様の事実が他の地域においでもしばしば認められているので、野外の調査に際しては十分なる注意が肝要である。

三疊系の堆積学的研究は現在岩井淳一 (1958)²⁹⁾ によりすすめられている。なお伊里前層 (従来の稲井層) から多くの菊石化石を産することは前述の通りであるが、矢部長克 (1949)⁸⁸⁾ はこれらの菊石化石は常に殻の半面しか保存されていないものと見做していた。湊正雄 (1953)⁴⁸⁾ はこれを事実と信じ、伊里前層堆積中において菊石の貝殻が溶解する時間的間隔のあることを推論しているが、これには多くの誤りがあるので再検討を要する。

III. 分 布

北上山地の三疊系は現在までに判明しているところでは南部北上に限られ、南北 80km, 東西 30km にわたる広範囲内に分布し、岩手県南端の東磐井郡藤沢町・室根村の各一部、高田市の南端部、宮城県本吉郡・気仙沼市・登米郡・牡鹿郡・桃生郡・石巻市・宮城郡の各一部の地域に発達するものである。北上山地の三疊系は皿貝層群と稲井層群に区分され、前者は 10 平方 km, 後者は 630 平方 km にわたって分布することはすでに本研究、その 1 において述べたところであるが、これらを一覧すれば、殆ど大部の地域は二疊系に囲まれ、侏羅系・下部白堊系を抱く大向斜盆地を構成している。

稲井層群は東北部の唐桑地域、西南部の利府・多賀城および若干の沿岸島嶼地域をのぞき、殆ど大部の地域は連続して広範囲に分布するが、地質構造上から見れば数地域に分けられるので、本編においては次の A～J の 10 地域に分けて説明する (図一III・1)。

- A 唐桑地域*
- B 津谷地域*
- C 歌津・志津川地域*
- D 大籠地域
- E 登米・津山地域*
- F 飯野川・戸倉地域*,**
- G 稲井・女川・雄勝地域*,**
- H 渡波・荻ノ浜地域*
- I 江ノ島地域
- J 利府・多賀城地域

以上各地域のうち、B 津谷地域の長ノ森山・愛宕山地区、C 歌津・志津川地域の皿貝

表-IV-1 北上山地三疊系對比表

Series	Strata	北 上 山 地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地
Upper Triassic	Norian	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群	血貝層群
		C ₄	C ₃	C ₂	C ₁	C ₄	C ₃	C ₂	C ₁	C ₄	C ₃	C ₂	C ₁	C ₄	C ₃	C ₂	C ₁	C ₄	C ₃	C ₂	C ₁
Middle Triassic	Ladinian	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層	稻井層
		Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series	Inai Series
Lower Triassic	Spathian	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層	平磯層
		Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella bed of Rikuzen (L)

※ 日本三疊系の大区分 (N) Norian, (C-N) Carno-Norian, (C) Carnian, (L) Ladinian, (A-L) Anso-Ladinian, ※※ 1, 2, 3, 4, 5, 6 と上に重なるものとした。

表-IV.1 北上山地三疊系對比表

		小貫義男・坂東祐司 (1959)	矢部長克 (1918)	矢部長克・清水三郎 (1933)	地質調査所 (1956)	半沢正四郎 (1954)	高橋年次 (1938) 稻井豊・高橋年次 (1940)	半田実 (1953)	安田邦夫 (1951)	大友哲郎 (1951)	高橋年次 (1951)
Series	Stages	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	北上山地	稻井・女川・雄勝・渡波地方	稻井・女川地方	雄勝・女川地方	稻井・雄勝・女川地方	渡波地方
Upper Triassic	Rhaetian										
	Norian	皿貝層群 長ノ森層	C ₄ C ₃ C ₂ C ₁	Pseudomonotis bed of Rikuzen (N) ※	Saragai Beds	皿貝層群 (N)					
	Carnian										
Middle Triassic	Ladinian	稻井	利府層	Daonella bed of Rikuzen (L)	Daonella Beds (L)			(L)利府層群	利府層 (L)		
Anisian	伊里前層 風越層			※ Ceratites bed of Rikuzen (L)	Hollandites Beds	稻井層 風越層	牡鹿層	稻井層 (井内層)	稻井砂質粘板岩	井内層 小乗層	井内層 小乗層
Lower Triassic	Scythian	層群	大沢層 平磯層	Inai Series Fossilless bed of Rikuzen (L)	Lower part	大沢層 平磯層	女川層 小島層	女川灰色粘板岩 小島礫岩砂岩	女川層 小島層	女川層 小島層	女川層 小島層

※ 日本三疊系の大区分, (N) Norian, (C-N) Carno-Norian, (C) Carnian, (L) Ladinian

高橋治之 (1957)	市川浩一郎 (1951)	永井浩三 (1956)	高橋治之 (1959)	水戸 滉 (1957)	市川浩一郎 (1951)	坂東祐司 (1956)	黒沢 守 (1929)	馬淵精一 (1932)	市川浩一郎 (1951)	志井田功 (1939)	志子田典生 (1958)	市川浩一郎 (1951)		
波・荻 浜地方	雄勝・女 川地方	飯野川・ 戸倉地方	飯野川・ 戸倉地方	登米・津 山地方	登米地方 ※※	大籠地方	登米・志 津川・歌 津地方	登米・志 津川・歌 津地方	津谷・伊里前・ 皿貝・唐桑地方	津谷・長 ノ森・唐 桑地方	唐桑地方	利府地方		
							(N) 皿 貝 層	(N) 皿 貝 層	(N) 皿 貝 層 群	上部層 S ₇ S ₆ S ₅ S ₄ S ₃ 中部層 S ₁ ・S ₂ 下部層	(N) 長 ノ 森 層		(A・L) 利 府 層	
井内層 乗砂 部層	D 層	(L) 戸倉層 稲井砂質 粘板岩	伊里前層 風越層	伊里前層 風越層	6. 綺状粘板岩 5. 礫 岩	伊里前層 風越層	伊 里 前 層	伊 里 前 層	稻 井 層	稲井砂質 粘板岩層 風越砂岩 礫岩層	平 磯 層	H ₆ H ₅ H ₄	伊里前層 風越層	
大川層	C 層 B 層	女川灰色 粘板岩	大沢層	大沢層	2. 緑色砂岩 4. 綺状砂質 粘板岩	大沢層	大 沢 層	大 沢 層	錫 層	大沢暗青色 粘板岩層	平 磯 層	H ₃ H ₂	大沢層	
	A 層	基底礫岩	平磯層	平磯層	1. 基底礫岩 3. 礫 岩	平磯層	錫砂岩層 三疊紀 礫岩層	錫 層	群	平磯砂岩 礫岩層	平 磯 層	H ₁	平磯層	

inian, (A・L) Aniso-Ladinian, ※※ 1, 2, 3, 4, 5, 6 と上に重なるものとした。

坂地区には本研究, その 1 にて述べた皿貝層群が発達している。また * 印を附した地域には侏羅系, あるいは侏羅系・下部白堊系が稲井層群に抱かれて向斜盆地を形成して発達している。しかし, J 利府・多賀城地域のみは新第三系に不整合におおわれて独立した地域に分布している。(※※ 脚註参照)

IV. 層 序 (模式地)

A 概 説

稲井層群の発達状況は各地域毎に幾分異なっている。従来広く殆ど全地域にわたって実際に調査を行つて総括を試みたものは市川浩一郎(1951)²²⁾であり, その他の多くのものは部分的に各地域を調査して地層の細分・命名を行つていたのである。それ故, 地域毎に, また調査する者によつて細分・命名が異なっているが, これらを総括して対比すれば表一 IV・1 の通りである。

筆者らは稲井層群を大観した場合, 同一の層序・層名をもつて全地域に適用することができると考えている。従つて, 従来の多くの研究を参考にして現地を踏査し, 地層の上・下限が明らかで, 露出がよく, 岩相の特徴があらわれ, しかも擾乱の少ないところを選んで模式地としたが, 下から平磯層, 大沢層, 風越層, 伊里前層, 利府層の 5 層に区分し, これらの区分・層名をもつて全地域に及ぼしたのである。

B 各層の模式地

1) 平磯層 (Hiraiso formation)

(a) 模式地 (図一V・1)

宮城県本吉郡本吉町 (旧大谷村) 平磯海岸

本層の模式地は東浜街道バス停留所門前一大谷鉾山入口間の海岸で露出は良好である。門前の東南方約 300 m の海岸の湾入部には本層下位の二疊系登米層と本層基底の接するところがあるが, 干潮時でなければ見ることは出来ない。

(b) 命名・区分

志井田功(1939, 1940)^{70,71)}は唐桑～津谷にわたる古生層・中生層を研究し, 筆者らの現在の津谷地域の稲井層群に相当する地層を平磯層と命名し, 更にこれを H_1-H_6 に区分

** 飯野川・戸倉地域, および稲井・女川・雄勝地域における侏羅系とされたものの最下部の一部は皿貝層群になるかも知れない。

速水格 (1959): 宮城県水沼地方の侏羅紀層

高橋治之・小貫義男(1959): 南部北上山地, 水沼・大和田地域の
ジュラ系について

高橋治之(1959): 東北大修士論文⁷⁷⁾。

} 日本地質学会第 66 年総会
講演 (地質雑, Vol. 65)

した。市川浩一郎(1951)²²⁾は志井田功の H_1 相当層のみに限定して平磯層を使用した
が、筆者らの平磯層は市川浩一郎の再定義したものと同様である。

(c) 岩相 (図-V・2)

本層は模式地では下部および上部に分けられるが、下部は主として青灰色の石灰質砂岩
より成り、上部は主として砂岩・粘板岩の密な縞状の互層より成る。本層の厚さは 170 m
であるが、下部は 40 m、上部は 130 m である。

本層の基底には厚さ 4.5~5 m の基底礫岩が約 4 枚含まれている。礫岩の礫は径 2~
5 cm の円礫で、礫の種類は花崗閃緑岩、石英閃緑岩、凝灰岩、石灰岩、珪質玢岩、チャ
ート、砂岩などを主とし、基質は石灰質砂岩である。本層の石灰質砂岩中には偽層が著し

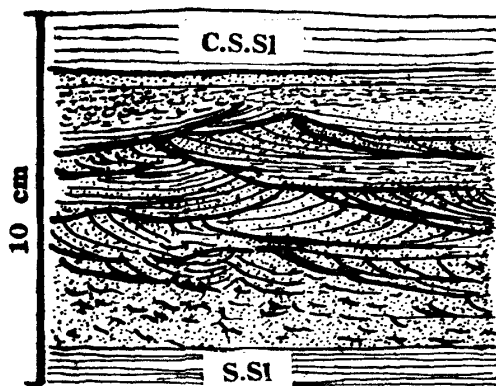


図-IV・1 平磯層に見られる偽層
C.S.SI 石灰質砂質粘板岩
S.SI 砂質粘板岩

く発達しているところがある(図-IV・1)。こ
れらの偽層は砂岩の薄層中に見られるものが
多く、上部の 10~20 cm の薄層理砂岩中に
特に多い。これらの石灰質砂岩は差別侵蝕
が顕著で、しばしば不規則な空洞質砂岩とな
るのが特徴である。

本層と下位の二畳系登米層とは模式地では
平行不整合であるが、他の地域においては後
述するように傾斜不整合のところが観察され
る。(53~55 頁参照)

2) 大沢層 (Ōsawa formation)

(a) 模式地 (図-V・1)

宮城県本吉郡本吉町 (旧津谷町) 大沢海岸

本層は前記平磯層の模式地より連続して発達している。

(b) 命名・区分

市川浩一郎(1951)²²⁾は志井田功の平磯層を前述のように再定義したが、志井田功の H_2
・ H_3 をあわせて大沢層と命名した。筆者らの区分もまた市川浩一郎と同様である。

(c) 岩相 (図-V・2)

本層は砂質部と粘板岩部が密に互層する縞状粘板岩より成るが、全体としてみれば下部
の粗縞部と上部の細縞部、あるいは縞の殆ど発達していない部分に分たれる。

模式地では最上部の一部が僅かに観察できないところがあるが、本層の厚さは 280~

300 m と測定され、その下部は 90 m 内外、上部は 190~200 m である。

本層と平磯層との関係は整合である。

3) 風越層 (Fukkoshi formation)

(a) 模式地 (図-V・1)

宮城県本吉郡本吉町風越海岸および大沢北の沢

本層は前記大沢層の模式地より連続して発達している。

(b) 命名・区分

市川浩一郎(1951)²²⁾ は前記のように志井田功の平磯層を再定義したが、志井田功の H₄ を風越層と命名した。筆者らは本研究、その 1 においては伊里前層のうち風越砂岩部層として取扱つたもので、本編以後は風越層として扱う。

(c) 岩相 (図-V・2, V・4)

模式地における本層は全体として淡緑色砂岩より成り、ややグレワケ質であるが、下部は砂岩・粘板岩の縞状互層で、上部は砂岩が顕著で、なお砂岩中には礫岩をはさむ。礫岩は連続性に乏しく砂岩に移化する。また砂岩中には乱堆積による粘板岩の同時礫を含み、同時に偽層が顕著である。礫岩の礫は円礫で、5 cm 以下の細粒のものが多く、その種類は石英閃緑岩、砂岩、粘板岩、玢岩および火山岩類などである。

風越海岸における本層は洪積層におおわれ、その上半は明らかでないが、露出する範囲では厚さは約 170 m である (図-V・4)。なお大沢の北の沢ではほぼ全層露出し、その厚さは約 350 m、平磯海岸より大谷鉦山道では約 300 m である。

本層と大沢層とは整合である。

4) 伊里前層 (Isatomae formation)

(a) 模式地 (図-V・1)

宮城県本吉郡歌津町伊里前湾の海岸 (管ノ浜より葦ノ浜の間)

管ノ浜では風越層の西に連続して露出している。管ノ浜より葦ノ浜に至る間においては寄木附近に NW 方向に走る断層があるが、北上山地全般から見て最も露出がよく模式的に発達している。

(b) 命名・区分

黒沢守(1929)⁴⁵⁾ は伊里前湾海岸を模式地として伊里前層を区分し、馬淵精一(1932)⁴⁶⁾ もまた同様に同層名を用いたが、両者においてその下限がやや異なっている。筆者らの本層の下限もまた両者とやや異なる。

(10)

従来一般に稲井層、または井内層と呼ばれていたものは石巻市の東方、牡鹿郡稲井町井内採石場附近の名によつていたのであるが、同地では下限は沖積層におおわれて不明で、その上限は断層によつて侏羅系に接しており、しかも本層の上部層のみが発達するので、模式地としては適当ではない。なお層群名と層名とが同一であることは好ましくなく、稲井層、あるいは井内層と呼んでも同一発音で混乱をおこし易く、たとえ古くから親しまれていたものでも地層命名の点から妥当ではないので、筆者らは従来の稲井層、または井内層のかわりに伊里前湾の海岸を模式地とした黒沢守の層名を採用した。

(c) 岩相 (図-V・4)

本層の岩相上の特徴は主として板状を呈する砂質粘板岩、あるいは粘板岩から成り、中部および上部に近いところに砂岩層が存在する。本層中の砂岩と風越層の砂岩とは岩相が類似して区別が困難であつて層位的に区分するより他に方法はない。このため筆者らは最下部の砂岩を含む部分を風越層としたのである。

風越層と本層との関係を広く各地域全般から見た場合、同時異相の関係で風越層より本層は交層漸移し、全く本層に移化して風越層が見られないところもある。従つて本層が大沢層の上に直接に重なつて来て、両層の区分がしばしば困難となるような場合もある。

管ノ浜では本層の下に風越層が発達しており、寄木および葦ノ浜の西方などでは本層より上位の皿貝層群が不整合に重なる。この下限および上限が決定される模式地における本層は寄木附近に一部断層はあるが、その厚さは約 800 m である。

5) 利府層 (Rifu formation)

(a) 模式地

宮城県宮城郡利府村 (東北本線利府駅から松島駅間)

(b) 命名・区分

矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾が *Daonella Beds* と呼んでいたものを市川浩一郎(1951)²³⁾は利府層と改称した。市川浩一郎は利府層を稲井層群とは別に区分したが、筆者らは矢部長克・清水三郎と同様に稲井層群に含めた。

(c) 岩相

本層は下部、中部、上部に3分されるが、下部層は薄縞状粘板岩、中部層は砂岩、粘板岩の薄い互層、上部層は暗灰色塊状砂質粘板岩である。

本層の厚さは約 500 m である。

本層は前記の三疊系とは全く別個に独立した地域に新第三系に囲まれて分布するもの

で、上限および下限は不明である。

V. 地 質 各 論

A 唐 桑 地 域

1) 概 説

唐桑から大島にわたる地域には二疊系～下部白堊系が北々西方向に走り、南方にピッチングする向斜構造を形成している。三疊系は唐桑半島南端の御崎岬より北は岩手県境に至る間に向斜の東翼を構成し、南北約 20 km にわたって分布している。この向斜の西翼部は NNW-SSE 方向の大断層* に断たれるため各地層は各々一部のみが発達するにすぎず、三疊系もまた同様に北西部に一部が発達するのみである。

本地域は宮城県本吉郡唐桑町、気仙沼市東北部(旧本吉郡鹿折町^{シシオリ}の東部)、岩手県高田市の南端部(旧気仙郡気仙町西南部)を含む。

志井田功(1939)⁷⁰⁾ は本地域より気仙沼市、津谷地域を含む広範なる地域にわたって全般の地質を調査してその基礎をつくつたが、更に市川浩一郎(1946, 1951)¹⁶⁻²³⁾ は本地域の三疊系を調査した。志子田典生(1958)⁷²⁾ は本地域北半部全般の地質調査を行い、また神戸信和・島津光夫(1958) は本地域を含む 5 万分 1 の気仙沼区幅を調査したが、現在までには未公表である。

2) 平 磯 層

本層は主として淡緑色石灰質砂岩より成り、他の地域に比較して甚だうすい。本層の基底部には一部のところに厚さ 0.3~1 m の礫岩が発達しているが、大部のところではあまり発達していない。

向斜の東翼における本層は岩手・宮城県境の笹長根山より南東に延びて宮城県内に入り、唐桑町大沢の上流沢内茶屋の西より館を経て小原木小学校附近より只越北方に至る。只越附近においては南北に走る宿断層により南方にずれ、白浜の西より再びあらわれて石浜の西に至るが、再び北西に走る笹浜断層に断たれる。半島南部においては滝浜より南の海岸一帯・大日東方にわたりて分布する。

向斜の西翼においては笹長根山より南方に延び、三角点 320.1 m 山に至りて断たれるが、なお笹長根山の西方より鹿折金山に至る間においては南北性の層向断層により繰返さ

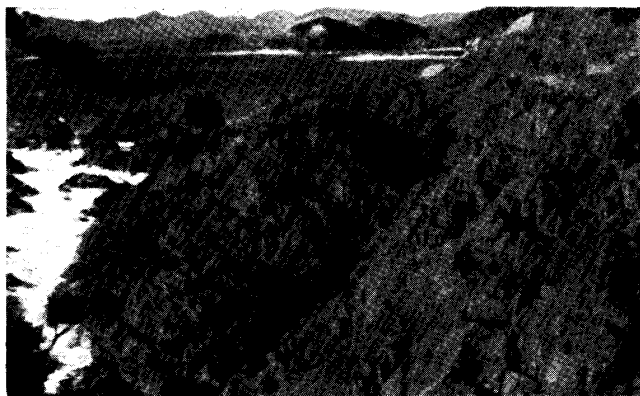
* 小貫(1938) は盛岡一気仙沼線と命名、広川治・吉田尚(1954) は人首図幅にて日詰一気仙沼線と改称したが、本地域のみでは、志井田功(1939)⁷⁰⁾ は東中才断層と呼んでいた。

(12)

れて南北方向に長く2条の帯状に分布する。

本層の厚さは東翼部の青野沢一只越間においては20~30mで甚だうすいが、西翼部においては250m位の厚さとなり、また半島南端部では南傾斜40°~50°で、一見すれば700m位の厚さとなる。これらの一見厚層を呈するのは構造が複雑なる結果であるとともに火成岩の侵入による結果と解釈される。

本層と下位の登米層との不整合関係については後述する(54頁参照)。



図一V・9 唐桑半島南端における大沢層の粘板岩

3) 大沢層

本層は平磯層より漸移する縞状粘板岩で、上部に至るに従つて縞は細かくなり、遂に無層理の粘板岩となるところがある。本層の分布は平磯層とほぼ同様であるが、本地域には半島南端御崎岬西方平棚附近海岸に好露出がある(図一V・9)。

本層の厚さは約300mである。

4) 風越層

唐桑半島南端御崎岬突端部に好露出がある。本層は同地附近では平磯層、大沢層とともに南北方向に背斜軸を有し、南にピツチングする背斜構造を形成するが、南北に走る多くの断層が存在し、圧碎片状構造が著しく、また火成層の侵入によりホルンフェルスとなっている。

御崎岬灯台東方30m附近では厚さ5m内外の礫岩を含むが、礫岩の礫にはチャートの礫が多い。この礫岩を層向方向に追跡すれば急激に砂岩および粘板岩に移化する。砂岩中には偽層の発達が顕著で(図一V・10)で、また粘板岩の同時礫(Pebbly mudstone)(図一V・11)を含む。小林貞一(1943)⁴¹⁾が御崎時階を提唱したのは本地点における観察

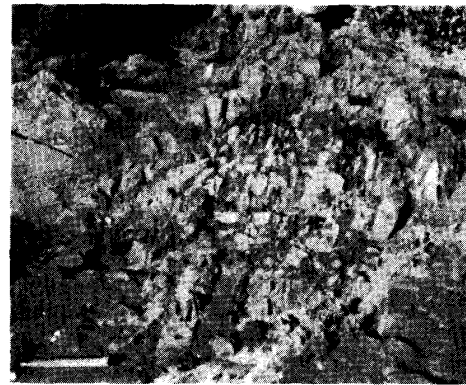


図一V・10 唐桑半島南端における風越層の砂岩中の偽層

により、風越層基底に不整合を認めためであるが、筆者らはこれを否認するものである。

陣ヶ森の東中腹より宿，中，中井附近に分布する本層は各所において火成岩の進入をうけ，また断層の存在，段丘堆積層におおわれて露出は不良である。

只越より北方においては向斜の両翼部に各層とともに整然とあらわれ，青野沢においては最も厚く，250 m に達する。



図一V・11 唐桑半島南端における大沢層と風越層の境界附近の風越層砂岩中の粘板岩の同時礫

5) 伊里前層

本層は風越層の上に整合に重なり，また風越層と同時異相の関係で発達し，主として暗灰色石灰質粘板岩より成るが，砂質粘板岩と粘板岩が交互に薄層理状を呈している。なお本層中には1~2枚の砂岩をはさむが，風越層のものと区別し難い。このうち青野沢上流の砂岩には径1 cm位の粗粒のチャート礫を主とする厚さ5 m内外の礫岩をはさんでいる。

本層の厚さは南部では500 m内外で，北部においては600~700 mと概測する。

本層と上位の侏羅系小鱈層とは不整合であるが，これについては後述する(52頁参照)。

6) 化石

本地域においては化石の産出は稀で，伊里前層から次のものが志井田功(1939, 1940^{70,71})により報告されているのみである*。

宮城県本吉郡唐桑町小原木夜這路峠の東

Hollandites sp. (cfr. *H. japonicus* (MOJSISOVICS))

7) 附記

本地域には二疊系~下部白堊系の各地層が向斜を形成して発達しているが，火成岩の進入により接触変質をうけている。すなわち，岩手県より唐桑東岸地帯においては花崗岩のために二疊系・三疊系が変質し，また閃緑岩は東浜街道只越峠の西方宇堂附近の侏羅系，石割峠の侏羅系，早馬山附近の三疊系に進入し，その他各処に玢岩類の岩脈，岩床が見られる。

* 唐桑町小原木小学校には *Entomonotis zabaikalica* var. *intermedia* KOBAYASHI & ICHIKAWA が保管されているが，産地は明かでない。若し当地域産のものとするれば皿貝層群の発達予想されるが，現在までの調査では皿貝層群の発達することは認められなかつた⁷²⁾。

B 津谷地域

1) 概説 (図-V・1, V・2, V・3)

本地域の三疊系は本吉郡本吉町 (旧津谷町) 北方の愛宕山の侏羅系を中心とし、二疊系に囲まれた構造盆地を形成して発達するが、南は小泉断層を境して志津川地域に、また西は安道峠断層にて大籠地域に接している。なお北東部は下部白堊系新月層に不整合におおわれ、北部の広範なる地域は千厩花崗岩類の侵入により不規則な境界をなしている。

本地域は本吉郡本吉町の大部 (旧津谷町・大谷村・小泉村)、気仙沼市の南部 (旧階上村・松岩村)、岩手県東磐井郡藤沢町の南部 (旧大津保村西部)、同郡室根村の南部 (旧大津保村東部) を含む。

本構造盆地は愛宕山と長ノ森山の間を NNE ないし NS 方向に走る西落ちの狼巣断層により東西両区域に 2 分されるが、西区域は更に NNW 方向に走る津谷川断層、上野平断層などにより数地塊に分たれる。

本地域の三疊系は皿貝層群と稲井層群に区分され、志井田功 (1939, 1940)^{70,71)} 市川浩一郎 (1946, 1951)^{16,22)} により調査されている。筆者ら (1958)⁶²⁾ は本研究、その 1 にて皿貝層群について報告したので、本編にては稲井層群について記す。

2) 平磯層

東区域の平磯海岸を模式地とし、厚さ 170 m をもつて本層が発達することはすでに前述の通りであるが、平磯海岸より北東に延び、日門、洞沢を経て岩倉山の北方大萱附近に達する。本層の基底礫岩の確認される場所は、平磯海岸のほか岩尻の大谷小学校の西方および大萱附近で、礫は一般に Granule size のものが顕著で大きいものは含まれない。礫はチャート、砂岩のほか、火成岩類としては特に石英玢岩、アプライト、Glassy な安山岩礫を含み、その他ホルンフェルスなどの円礫を含む。

西区域における本層は北から南に太田山——深水の間、長崎山——角柄——上野平の間に分布し、太田山附近では非常に厚く、680 m? に達するようである。これは花崗岩の侵入による影響によるものか、あるいは複雑な構造によるものか確実にはわからない。長崎山——角柄——上野平のものは主として岩手・宮城県境の稜線部に発達するが、その厚さは 270 m 内外である。上野平では厚さ 5 m、角柄では 7~10m、長崎山の南では 1 m の基底礫岩が認められる。なお太田山西斜面における本層の基底礫岩中に含まれる礫は閃緑岩、石英閃緑岩、角閃石石英閃緑岩、角閃石玢岩、火山岩 (安山岩) 類、砂岩、粘板岩などであるが、基質の一部は花崗岩の侵入に伴う変質作用のために緑泥石化作用をうけて

いる。

3) 大沢層

東区域の大沢海岸を模式地とし、厚さ 280~300 m をもつて発達することは前述の通りであるが、これより北東方向に延び、平磯層の西側に整然と分布している。

西区域の本層は北から南に大森山、下津谷川、馬籠（西郡街道）にわたって分布するが、断層により部分的に多少くいちがつている。なお上津谷川を中心とする広い地域に分布するものは本層？で、南北方向の断層によつて数回重複してあらわれるものと思われる。

4) 風越層

東区域の風越海岸などを模式地とし、厚さ 300~350 m をもつて発達することは前述の通りであるが、平磯層、大沢層とともに併走して北東に延び岩倉山附近に達し、また模式地より西に延びて小泉川に達する。しかし、風越海岸より津谷附近では広く洪積層におおわれて露出するところは狭い範囲である。

西区域においては北より南に剣物峠より下津谷川の東部、中沢の西、馬籠の東に延びているが、断層により多少くいちがつている。下津谷川では層厚は約 250 m であるが、その中部ないし下部には厚さ 30 m の礫岩をはさむ。

5) 伊里前層

東区域では風越層の西に、すなわち長ノ森山の中腹に、また西区域では馬籠川、津谷川の流域より愛宕山の中腹に広く分布している。本層は暗灰色砂質粘板岩を主とし、長ノ森山の東南中腹より愛宕山の南、西の中腹においては 2~3 枚の砂岩層をはさむ。これらの砂岩層は厚さが著しく変化し、また尖滅して全く発達しないところもある。本層の上位には不整合に皿貝層群が重なっている。

本層の厚さは平磯より長ノ森山の東中腹部においては 600 m、同東南麓では 700 m と測定される。

6) 化石

(a) 平磯層

(i) 宮城県本吉郡本吉町平磯海岸（市川浩一郎，1951）

“*Pecten*” aff. *ussricus* (BITTNER)

“*Pecten*” aff. *ussricus* var. *sichoticus* (BITTNER)

“*Pecten*” cf. *minimus* (KIPARISOVA)

- “*Pecten*” *discites* var. *microtis* (BITTNER)
“*Pecten*” *alberti virgalensis* (WITTENBURG)
“*Pecten*” spp.
Eumorphotis nipponicus ICHKAWA (aff. *E. martima* KIPARISOVA)
Eumorphotis sp.
Myophoria aff. *ovata* GOLDFUSS
Myophoria aff. *laevigata* ALBERT
Myophoria sp.
Anodontophora aff. *fassaensis* WISSMANN
Anodontophora cfr. *ovalis* WISSMANN
Anodontophora spp.
Gervilleia cfr. *exporrecta* (LEPSIUS)
Gervilleia spp.
Nuculopsis (*Palaeonucla*) ? spp.
Palaeoneilo sp.
Pleurophorus sp.
Dentalium sp.
Worthenia ? sp.
種属不明の菊石二種
Isoerinus sp.

これらの化石は 100 m 位の間に数帯をなしている。

(ii) 平磯海岸において本層基底より 20 m 上位の層準から 坂東祐司 (1958)³⁾ は次の化石を採集した。

- “*Pecten*” *discites* (SCHLOTHEIM)
“*Pecten*” cfr. *ussuricus* (BITTNER)
“*Pecten*” cfr. *alberti* (GOLDFUSS)
“*Pecten*” sp.
Pseudomonotis iwanowi (BITTNER)

なお同地点の西方 450 m の地点から同様坂東は次の化石を採集した。

- “*Pecten*” cfr. *ussuricus* (BITTNER)

Pseudomonotis sp.

(iii) 宮城県気仙沼市岩倉山 (293.9m) の北東にて坂東祐司(1958)³⁾ は菊石化石を採集したが、保存不良のため鑑定は不可能である。

(iv) 岩手県東磐井郡藤沢町(旧大津保村)長崎山の南の尾根(坂東祐司, 1956)²⁾

Gervilleia sp. (*G.cfr.exporrecta* (LEPSIUS))

Cardium sp. α

Cardium sp. β

Schizodus sp.

“*Pecten*” sp.

(v) 岩手県東磐井郡藤沢町千松東方 1km (転石)*

岩手県東磐井郡室根村千代ヶ原東方約 100m 及び南方 100m の数地点*

宮城県本吉郡本吉町山田北方川床*

宮城県本吉町本吉町桜子南方**

(* 市川浩一郎, 1951), (** 馬淵精一, 1932)

(b) 大沢層

宮城県本吉郡本吉町大沢海岸, 大沢層の比較的最上部(市川浩一郎, 1951)²⁾

“*Ophiceras*” sp.

“*Xenodiscus*” 2 spp.

Prohungaritoid gen. et sp. indet.

Pseudoharpoceroid gen. et sp. indet.

Ammonites gen. et sp. indet.

Eumorphotis aff. *telleri* BITTNER

Posidonia sp.

Nucloopsis (*Palaeonucula*) ? sp.

7) 附記

本地域の北部には千厩花崗岩類が広く分布し, このため東より西に岩倉山, 愛宕山 (633m), 剣物峠, 大森山, 太田山に至る間の二畳系・三畳系・侏羅系の各層は接触変質を蒙り, また狼巣, 滝之頭, 下津谷川, 清水, 津谷川, 大谷鉾山などの各処にも花崗岩類が分布し, これらの附近の岩石は変質している。なお各処に玢岩類の岩脈岩床が見られる。

C 歌津・志津川地域

1) 概 説 (図—V・1, V・4)

本地域の三疊系は本吉郡志津川の侏羅系を中心とし、二疊系に囲まれた構造盆地を形成して発達するが、北は小泉断層をもつて津谷地域に接し、西は上野平、安道峠、入谷、藤沢、米川などの各断層により複雑なる構造を呈し、これらの断層により大籠および登米・津山地域に接している。小泉断層は、北の津谷盆地と本盆地が東西方向の背斜をなして連なる背斜軸部に生じた東西に走る北落ちの断層である。

本地域は本吉郡志津川町の北部(旧志津川町・入谷村)、歌津町、本吉町南部(旧小泉村)を含む。

本地域の三疊系は皿貝層群と稲井層群に区分されるが、本地域全般の地質は黒沢守(1929)⁴⁵⁾、馬淵精一(1932)⁴⁶⁾、稲井豊(1939)²⁸⁾らにより調査され、また西部の一部は水戸滉(1957)⁴⁹⁾が調査し、特に三疊系については市川浩一郎(1946~1951)¹⁶⁻²²⁾により調査された。筆者ら(1958)⁶²⁾はすでに本研究、その1 皿貝層群について報告したので、本編においては稲井層群について記す。

2) 平 磯 層

本地域の東部においては歌津町館より北方の田ノ浦西方に延び、更に西北方の境、藏内、今朝磯に延び、小泉川を越えて中島に達し、小泉断層により断たれる。

本地域の西部においては本吉町午王野沢の南より起り、鹿之子の東南の沢より南に延び、本吉・志津川の町境の滝沢峠を経て米谷——志津川街道の小森附近に達するが、西部においては断層・火成岩の進入などにより構造が複雑となり、また変質している。

東部の館より田ノ浦に至る東側には二疊系登米層が分布するが、本層と登米層とはほぼ南北に走る断層によつて接している。この断層は本層の基底に近い所ですべつていたので、本層の基底礫岩の一部は館部落の東端に一部、田ノ浦西方にわずかにあらわれるのみで、他の大部分のところでは砂岩が直接登米層に接している。西部の滝沢峠では登米層の浸蝕面上に本層の基底礫岩が堆積した事実が確認されるが、これについては後述する(53頁参照)。

館に一部あらわれている基底礫岩の礫は主としてチャートであるが、その他角閃石斑岩、緑泥石化した玄武岩および粗面岩、ホルンフェルス、文象斑岩などが認められ、これらの礫はよく円磨されている。また境東方の基底礫岩中の礫には種々の火成岩類が含まれ、その中でも緑泥石化した石英閃緑岩、角閃安山岩、石英安山岩、緑泥石化した玄武岩、または粗面岩類を含み、基質はアルコース砂岩である。

館浜では石灰岩の薄層を含む砂岩と石灰質砂質粘板岩の互層が発達しているところがあつて、その石灰岩中には化石床をなして二枚貝などの化石を多数含んでいる。この状態は北方の境東方海岸、今朝磯などでも認められる。館における本層の下限は断層であるが、同地の厚さは 300 m である。

3) 大沢層

本層は平磯層の上位に本地域全般にわたつて分布するが、港、今朝磯、小泉間で最もよく露出している。小泉役場の南方附近における本層の厚さは約 250 m である。

4) 風越層

本層は歌津町管ノ浜^{ウダ}の東より北に延びて港、藏内に至り、更に小泉南方より午王野沢の南に延び、本盆地の東翼および北翼部を構成している。この部分では厚さは 150~500 m である。また更に午王野沢の奥より鹿之子の南、更に南方の惣内山附近に至り、本盆地の西翼を構成するが、砂岩は漸移的に粘板岩に移化し、遂に志津川の西部においては上位の伊里前層の砂質粘板岩と同時異相の関係にて岩相が変化している。

5) 伊里前層

歌津町管ノ浜から伊里前、寄木を経て葦ノ浜に至る海岸地帯を本層の模式地とすることはすでに前述の通りで、模式地における本層の厚さは約 800 m である。本層は模式地より北に走り、石泉附近より西方に転じて田束山、貞任山附近に広く分布し、更に南に延びて志津川の西まで分布している。石泉——樋口——田束山の間における本層の厚さは 1,300 m 内外である。

本層中には数枚の砂岩層をはさみ、またそれに伴つて礫岩の薄層を含むことはすでに説明したが、前述のように風越層とは同時異相の関係にあつて、風越層の発達が悪い場合には、本層中にはさまれる砂岩層を風越層と誤認して作図されることがある。このような場合は本層の下部は大沢層に含められ、大沢層から伊里前層の化石が出るという説明がなされることもあるので、本層と風越層との同時異相の関係は野外において入念に調査することが肝要である。

6) 化石

(a) 平磯層

(i) 宮城県本吉郡歌津町館ノ浜 (黒沢守, 1929)⁴⁵⁾

“*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER)

“*Pecten*” *sichoticus* (BITTNER)

“*Pecten*” sp.

Avicula sp.

Myalina sp. α

Myalina sp. β

同上 (馬淵精一, 1932)⁴⁶⁾

Pseudomonotis (*Eumorphotis*) sp.

“*Pecten*” (*Leptochondria?*) *alberti* var. *virgalensis* (WITTENBURG)

“*Pecten*” cfr. *discites* (SCHLOTHEIM)

“*Pecten*” sp. α

“*Pecten*” sp. β

Myophoria laevigata ALBERT

(ii) 歌津町境東方海岸 (坂東祐司, 1958)³⁾

“*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER)

“*Pecten*” sp.

(iii) その他の産地

本吉町中島の神社附近*

本吉町午王野沢の奥**

歌津町田ノ浦西方附近***

志津川町小森より秋目川道の橋の東岸**

志津川町秋目川より惣内山道路および惣内山西南の尾根数ヶ所**

(* 黒沢守, 1929)⁴⁵⁾, (** 馬淵精一, 1932)⁴⁶⁾, (***) 市川浩一郎, 1951)²²⁾

(b) 大沢層

本吉町藏内東方の岬 (大沢海岸と同様の菊石化石)*

歌津町館崎西北方 (同上)*

歌津町館浜西方 (トクサ類の植物の茎)*

同 (植物化石の砂片多数)**

(* 市川浩一郎, 1951)²²⁾, (** 坂東祐司, 1958)³⁾

(c) 伊里前層

(i) 歌津町管ノ浜*

Hollandites japonicus (MOJSISOVICS)*

Leiophyllites cfr. *pseudo-pradyumna* (WELTER*)

“*Danubites*” *shimizui* ICHIKAWA (1954)***

- (ii) 同上 伊里前小学校裏の崖*

Hollandites japonicus (MOJSISOVICS)

- (iii) 同上 樋ノ口*

Sturia ? sp. indet.

- (iv) 同上 蕪ノ浜**

Hollandites japonicus (MOJSISOVICS)

- (v) 同上 伊里前出鼻***

Posidonia sp.

“*Nucula*” sp.

- (vi) 同上 蕪ノ浜東南琵琶崎東方海岸****

Posidonia japonica KOBAYASHI & HUKAZAWA

(* 清水三郎, 1930)⁶⁷⁾, (** 黒沢守, 1929)⁴⁶⁾, (***) 市川浩一郎, 1951,
1954)^{22, 24)}, (**** 小林貞一・深沢恒雄, 1943)⁴⁰⁾

7) 附 記

入谷附近, 午王野沢, 田東山の東および東北部などでは花崗岩の侵入があり, また各処に玢岩類の岩脈, 岩床が見られる。

D 大 籠 地 域

1) 概 説 (図—V・5, V・7)

本地域は, 東は安道峠断層により津谷地域, 東南部は入谷断層により, 志津川地域, 西は藤沢および米川断層により二畳系登米層の広範囲に分布する東和町の地方に接している。本地域内にはこれらの大断層のほか, 東西方向に多くの断層が各処に走つていて構造は複雑である。

本地域は岩手県東磐井郡藤沢町(旧藤沢町南部・旧大津保村の西部), 宮城県登米郡東和町東部(旧米川町), 本吉郡志津川町の西部(旧入谷村)を含む。

本地域の三畳系の分布する範囲は多くの学者によつて調査されていたが, 二畳系登米層として誤認されていたのである^{22, 37, 46)}。しかし, 半沢正四郎(1954)¹³⁾は本地域に三畳系

の発達することを予期していた。このとき、1954年、当時大籠小学校の鈴木良平教諭は千松附近より化石を発見して東北大学地質学古生物学教室に寄贈された。これらの事実が端緒となり本地域が再精査され、坂東祐司(1956)²⁾は本地域に三疊系の発達することを明らかにした。なお水戸滉(1957)⁴⁹⁾は本地域の南部より津谷地域の西部および登米・津山地域を含めて調査した。このように本地域に三疊系の発達することは確認されたが、坂東の調査結果については小貫(1956)⁵⁸⁾がこれを引用公表した。

2) 平磯層

登米郡東和町長畑と松子沢入口附近の西郡街道に本層の上部が一部分布するが、下限は藤沢断層に断たれて不明である。

3) 大沢層

本層は東和町松子沢より東に東上沢、藤沢町下野在家・千松附近に至る西郡街道にそいて露出し、また北部においては藤沢町保呂羽附近に広範囲に分布し、なお南部は登米郡東和町・本吉郡志津川町境の稜線を中心として分布している。

松子沢～千松間の西郡街道にそいて分布する本層は一見して二疊系登米層に類似し、また前記津谷地域の西端部の上野平に登米層が西郡街道にそいて分布するため、上野平以西の千松～松子沢間の本層も登米層と見做されていたものと思われる。これと同様の事実は本地域のみならず北上山地において数ヶ所に認められるので、登米層と本層が断層に接する場合は特に粘板岩中の断層破碎の状況に注意することが肝要である。

西郡街道および保呂羽附近の本層は一見すると 1,100m? の厚層に達するようであるが、これは断層によつて重複するものと思われ、真の厚さは測定困難である。

4) 風越層

本層は松子沢の奥では礫岩層となつているが、これより北に延びるに従つて砂岩の厚層となり、また砂岩に粘板岩をはさみ、全層厚 600m に達する。これらの厚い砂岩は繰石峠附近に塊状をなして露出するが、風化すれば丸味をおびて玉葱状剝理を有して次第に剝げ、繰石峠の名もこれに因むものである。本層は繰石峠より東方に延び入谷断層により多少ずれているが、更に北東に延び安道峠断層に断たれる。繰石峠より北東部における本層は礫岩を含むようになり、次第に礫岩層に変じ、全体としては西端部の松子沢におけると同様の状態になつて薄くなつている。それ故本層の厚さは 150～600m と概測される。

南部における本層は弥惣峠の東北部・南部および西南部などに一部づつ分布する。

5) 伊里前層

本層は藤沢町上大籠より下大籠に至る道路にそいてよく露出し，また東は大峯山より安道峠に至る間，西は高城山附近に広く分布している。下大籠附近の河床においては半沢正四郎(1954)¹³⁾により漣痕が認められている。上大籠より大籠附近一帯においては厚さが1600 mに達するようであるが，あるいは断層によつて重複する部分があるかも知れない。

6) 化石

(a) 大沢層

- (i) 岩手県東磐井郡藤沢町千松 (坂東祐司, 1956)
- ²⁾

Pseudomonotis (cfr. *Eumorphotis*) sp.*Pseudomonotis* sp.*Eumorphotis* cfr. *martini* KIPARISOVA*Eumorphotis* cfr. *murtiformis* (BITTNER)“*Pecten*” *amuricus* (BITTNER) var.*Deltopecten* ? sp.*Bellerophon* sp.

Ammonite gen. et sp. indet.

- (ii) 岩手県東磐井郡藤沢町下野在家南ノ沢論山下県境附近 (水戸晃, 1957)
- ⁴⁹⁾

Nautiloid ? gen. et st. indet.

(b) 伊里前層

藤沢町大籠小学校裏小仏沢 (坂東祐司, 1956)²⁾*Episagoceras* sp.

7) 附記

本地域の北部には千厩花崗岩が広く分布するが，藤沢より黄金山附近における大沢層は接触変質を蒙り，古くは金鉞の採掘が盛んであつたところである。更に北方東楽山 (461 m) 西斜面にも東楽鉞山と呼ばれた金鉞床があつた。また南部では入谷附近，その他各処に花崗岩類が侵入している。なお各処に玢岩類の岩脈，岩床が見られる。

E 登米・津山地域

1) 概説 (図—V・6, V・7, V・8)

本地域は北の水界峠断層，南の折立断層にはさまれる範囲で，東は藤沢断層によつて志

津川地域に接し、登米郡東和町東南部(旧米谷町東部)、登米町東部、本吉郡津山町北部(旧柳津町・横山村)、志津川町西南部(旧入谷村南部・戸倉村北部)を含む。

本地域の三畳系は南北方向に向斜軸を有し、南に沈む向斜を形成するために西部より北部にわたつては二畳系登米層に囲まれている。なお東部は背斜・向斜を繰返えしながら志津川地域に連なるのであるが、背斜部には NNW-SSE 方向に数条の大断層が生じている。これらは西から東に米川、藤沢および入谷断層と呼ぶ。本地域と志津川地域との境は藤沢断層においた。また本地域は米川断層を境して西側の大向斜と東側の小向斜に分たれるが、前者を横山向斜、後者を黒崎向斜と呼ぶ。黒崎向斜の区域では南端部の折立——黒崎間に侏羅系が狭い範囲に分布する。

本地域全般の地質は黒沢守(1929)⁴⁵⁾、馬淵精一(1932)⁴⁶⁾により、また登米東部は植田房雄により調査されたが、登米・柳津地方の三畳系は市川浩一郎(1951)²²⁾により調査された。水戸滉(1957)⁴⁹⁾は大籠地域の南部、志津川地域の西部および本地域全般にわたりて調査した。

2) 平磯層

本層の僅かに一部が北上川西岸鶉波附近に分布するほか、殆ど全部は北上川の東岸より太平洋岸の志津川の西まで広く分布するのである。すなわち、柳津の北方津山町・登米町境の黄牛附近より北東に延び、登米町^{カッヅク}皮装の東を経て下羽沢に至り、下羽沢断層により多少南にずれると共に層向を NNE に転じ、朝田貫の南より米谷——志津川街道の南側を東西に走り、水界峠の南の 364m 山附近より層向を SE に転じ、401.2m 山の東で南北方向の大船沢断層で断たれる。この間においては横山向斜の西翼および北翼部を構成するのである。なおこの東においては米川断層などによつて構造は複雑となり、岩沢の南に一部露出し、更にその東では大船沢の奥にはじまり桜沢の南にまじり分布するが、この間においては黒崎向斜の西翼および北翼部を構成している。

本層は礫岩・砂岩の互層より成るが、上部は灰緑色砂岩となり、一部に数枚の礫岩をはさむことがある。柳津北方より登米町皮装附近までは下部に赭色の凝灰質頁岩・砂岩をはさんでいる。本層基底の礫岩は柳津北方では 10m 内外の厚さを有し、連続的に追跡し得るが、上部における数枚の礫岩は連続性に乏しい。礫岩の基質はアルコース質であるが、一部は凝灰質である。北上山地の三畳系に凝灰質の岩石の含まれるのは本地域の西南部より、飯野川・戸倉地域の新北上川右岸区域におけるもののみである。

礫岩の礫は 1~5cm の円礫が多く、時に 20cm に達するものがある。加納博(1958)³⁶⁾

は皮装附近の基底礫岩を研究し、これを皮装礫岩と呼んだ。加納博によれば礫岩の礫の種類は花崗質岩（黒雲母アダメロ岩，文象斑岩，含雲母アダメロ岩アプライト，文象質黒雲母角閃石トロニウム岩，含石英黒雲母角閃石微はんれい岩），脈岩または噴出岩類（黒雲母花崗閃緑斑岩，黒雲母斜長流紋岩，黒雲母石英安山岩），その他の礫（頁岩，砂岩，チャート石灰岩）である。

本層の厚さは登米町峯畑附近では約 250 m，皮装附近では約 200 m である。

本層と下位の登米層との不整合は数ヶ所で認められているが，これについては後述する（54 頁参照）。

3) 大沢層

本層は平磯層と併走して分布し，その構造もまた同様である。本層の厚さは約 300 m である。

4) 風越層

本地域における風越層は主として砂岩より成り，時に粘板岩をはさみ，また礫岩をはさむことがある。本層は本地域においては全地域にわたって発達するものではなく，伊里前層と同時異相で交層漸移している。すなわち，横山向斜の区域では断続して発達し，厚いところでは 150 m に達するが，殆ど発達しないところもある。また黒崎向斜より志津川地域に連つては殆ど発達しないことが多い。従つて本層の厚さは 0~150 m ということになる。

5) 伊里前層

本層は本地域の大部にわたり広く分布し，主として縞状粘板岩より成るが，下位の風越層とは同時異相の関係にありて，大沢層の上に直接本層が重なつて来るところがある。

登米町皮装より下羽沢・上羽沢の沢では下流から上流に遡る間に NNW 方向に走る斜断層（下羽沢断層）によつて各層が一部重複してあらわれる。市川浩一郎(1951)²²⁾ は同地の層序を下から，(1) 基底礫岩，(2) 緑色砂岩，(3) 礫岩，(4) 縞状砂質粘板岩，(5) 礫岩，(6) 縞状粘板岩と順次に上に重なるものと見做したが，筆者らは (1) と (3)，(2) と (4) はそれぞれ同層準と考えている。従つて (2) と (3) の間に斜断層が走るのであつて，市川浩一郎の (1) と (2) の下部および (3) と (4) の下部が筆者らの平磯層，(2) の上部および (4) の上部が大沢層，(5) が風越層，(6) が伊里前層に相当するものである。

(26)

6) 化石

(a) 平磯層

(i) 宮城県登米郡登米町大峯山東方 (水戸滉, 1957)⁴⁹⁾

Nuculopsis sp.

二枚貝 Gen. et sp. indet.

(ii) 登米町日根牛東方 (水戸滉, 1957)⁴⁹⁾

Palaeopharus sp.

Myalina ? sp.

(iii) 本吉郡志津川町大船沢の奥 (馬淵精一, 1932)⁴⁶⁾

(b) 大沢層

登米郡東和町朝田貫南ノ沢谷頭附近 (水戸滉, 1957)⁴⁹⁾

植物化石 (破片)

(c) 風越層

本吉郡津山町柳津東方 (* 八谷彪一, 1901)¹⁰⁾, (** 清水三郎, 1930)⁶⁷⁾

Gymnites cfr. *watanabei* (MOJSISOVICS)*

Hollandites sp.**

Balatonites cfr. *kitakamicus* (DIENER)**

(d) 伊里前層

(i) 津山町竹沢 (坂東祐司採集, 1958)……新産地

菊石化石 (研究中)

(ii) 本吉郡志津川町 (旧戸倉村) 折立東北方 (清水三郎, 1930)⁶⁷⁾

Hollandites haradai (MOJSISOVICS)

7) 附記

本地域においては火成岩類は他の地域に比較して少ないが、玢岩類の岩脈、岩床が各処に見られる。

F 飯野川・戸倉地域

1) 概説 (図—V・6, V・7)

本地域は北の折立断層、南の追波川断層にはさまれた範囲で、本吉郡志津川町南部 (旧戸倉村)、津山町 (旧柳津町・横山村) の南部、桃生郡北上村 (旧橋浦村・本吉郡十三浜村)、

河北町北部(旧飯野川町・大谷地村), 桃生村を含む。

本地域の南半中央部にありては橋浦・十三浜附近の侏羅・白堊系が向斜構造を形成するため, 三疊系は東から北, 西にわたりて侏羅・白堊系を囲んで広く分布している。本地域の構造は一見すると甚だ簡単なようであるが, 向斜・背斜が繰返えされ, また断層も多く, 構造は複雑である。殊に本地域の西部においては柳津より飯野川に至る新北上川にそう断層, 新北上川東側区域(左岸)の南北性の褶曲並びに西側区域(右岸)の小褶曲と断層の存在により数地塊に分たれる。

本地域全般の地質は永井浩三(1940)⁵²⁾により調査されたが, 更に森一男(1946)は侏羅系, 市川浩一郎(1951)²²⁾は三疊系を調査した。また高橋治之(1959)⁷⁷⁾は本地域全般にわたつて調査したが, 筆者ら(1958~1959)^{60,63)}もすでに本地域の三疊系に関する研究の一部を公表した。

2) 平 磯 層

本層は本地域の東端海岸地帯に NS ないし $N10^{\circ}E$ の層向をもつて分布する。本層の上部に偽層(図-V・12)の顕著なところがみられるが, 模式地と同様である。本層下部は海中に没するためその下限は不明であるが, 厚さは 150 m 以上である。また本地域の西部なる新北上川より西側区域では河北町大谷地船越, 吉野, 桃生村表永井, 裏永井, 津山町平などの各処に点在して分布している。



図一V・12 桃生郡北上村神割崎における平磯層上部の偽層

大谷地船越, 平附近には赤色, または淡緑色の凝灰岩をはさむ。これらの凝灰岩は前記登米・津山地域の西部の日根牛より羽沢附近にもあらわれているが, 南北に約 20 km にわたつて分布するのである(図一VII・1)。

3) 大 沢 層

本層は東部では平磯層の西側に併走し, 大指より小滝附近に $N10^{\circ}E$ の方向に分布するが, 厚さは 180~230 m である。また西部では新北上川の右岸地帯の大谷地沢田山附近, 吉野附近, 桃生村峯, 裏永井附近, 津山町十所附近に点在して分布する。

(28)

4) 風越層

本層は東部では大指, 小滝, 寺浜にわたり, 大体バス道路にそいて平磯層, 大沢層と併走して分布し, その厚さは 120~260 m である。また西部では新北上川の右岸地帯の大谷地, 川ノ上附近, 本地附近, 桃生村脇谷附近などに点在して分布している。新北上川左岸地帯では柳津南方から山田までと根岸附近に発達し, その東では伊里前層と向斜・背斜を繰返すため, 南沢から SSW 方向にて背斜軸部に飯野川に至る間に分布する。本層は粘板岩と交層し, 0~600 m の厚さとなる。

5) 伊里前層

本層は直接侏羅系を囲みて東より北, 西にわたって広範囲に分布しているが, 数枚の砂岩層をはさんでいる。東部における示準的砂岩層は小室——相川——滝浜を結ぶものであるが, 永井浩三(1940)⁵²⁾はこの砂岩層より上位の地層を戸倉層として取扱い, 戸倉層は Ladinian ならんと説かれたのである。筆者らは永井浩三が戸倉層として区分したもののうち, 旧戸倉村津ノ宮から Anisian を指示する菊石化石数個を新たに採集し, すでに本研究, その 2⁶³⁾において発表したので, 永井の戸倉層は伊里前層の上部層に相当するものである。ここでは上位に侏羅系が不整合に重なるので上限は決定される。

西部の新北川の西側区域においては前記各層とともに小褶曲を繰返えして分布するが, 新北上川の東側区域においては褶曲構造も規模が大で, 比較的緩かに波状褶曲を呈し, 全体としては折立東方から SSW 方向, すなわち, 追波附近に向つて向斜軸が存在するようである。

東部における本層の厚さは 1400~1600 m で, 前記の示準的砂岩層は下部より 700~800 m の層準にあつて, これの下限をもつて本層を下部層と上部層に区分することも可能である。

6) 化石

(a) 平磯層

桃生郡北上村(旧本吉郡十三浜村)神割崎(市川浩一郎, 1951)²²⁾

(b) 大沢層

本吉郡志津川町(旧戸倉村)寺浜東方海岸(永井浩三, 1940)⁵²⁾

Equisetites sp. (植物化石)

(c) 風越層

桃生郡北上村 (旧本吉郡十三浜村) 大指 (市川浩一郎, 1951)²²⁾

Spiriferina sp. α (cfr. *Sp. fragilis* SCHLOTHEIM)

Spiriferina sp. β (cfr. *Sp. stracheyi* SALTER)

Spiriferina sp. γ

Terebratula sp.

その他腕足類数種

“*Pteria*” spp.

Palaeoneilo ? sp.

その他二枚貝数種

Isocrinus sp.

(d) 伊里前層

(i) 宮城県桃生郡北上村 (旧本吉郡十三浜村) 相川 (坂東祐司採集, 1953) ……新産地
菊石化石 (研究中)

(ii) 宮城県本吉郡志津川町 (旧戸倉村) 津ノ宮 (小貫・坂東, 1959)⁶³⁾

Hollandites japonicus var. *tokuraensis* ONUKI & BANDO

Hollandites sp.

Sturia cfr. *sansovinii* (MOJSISOVICS)

Beyrichites sp.

(iii) 宮城県本吉郡志津川町 (旧戸倉村) 折立南方 500 m (清水三郎, 1930)⁶⁷⁾

Balatonites cfr. *kitakamicus* (DIENER)

(iv) 宮城県本吉郡津山町 (旧柳津町) 大柳津の沢 (永井浩三, 1940)⁵²⁾

Sturia sp.

(v) 宮城県本吉郡津山町 (旧柳津町) 入槌 (八谷彪一, 1901)¹⁰⁾・(矢部長克, 1903)⁸²⁾

Monophyllites sphaerophyllus (HAUER)

(vi) 宮城県本吉郡津山町 (旧柳津町) 茶臼山東麓石切場 (矢部長克, 1949)⁸⁸⁾ (矢部長克による柳津産であるが, 前記登米・津山地域の柳津東方としたものとは産地が別である……植田房雄の口述による)

Rikuzenites nobilis YABE

(vii) 宮城県本吉郡津山町 (旧柳津町) 石生*

* 化石は伊里前層から産するとされているが, 層位的には平磯層と思われる凝灰岩をはさむ地層に属する。

Metanothosaurus nipponicus YABE & SHIKAMA (爬虫類通称稲井竜)

(viii) 宮城県桃生郡河北町(旧飯野川町) 牧野巢 (菊石化石)

7) 附 記

本地域においては各処に火成岩があらわれているが、三疊系の地域よりも、特に侏羅・白堊系の地域に分布するものが多い。追波川より追波湾北岸区域では下部白堊系十三浜層群を閃緑岩、半花崗岩が貫いており、同地では古く鉾山として開発されていたところもあるが、何れも接触鉾床である。

G 稲井・女川・雄勝地域

1) 概 説 (図-V・7, V・8)

本地域は北の追波川断層、南の渡波断層にはさまれた範囲で、桃生郡雄勝町、河北町の南部(旧大川村・二俣村)、牡鹿郡女川町の北部、稲井町、石巻市渡波町の北部および石巻市湊町の東部を含む。

稲井町井内附近は井内石の産地として一般によく知られ、また菊石化石の産することから地質学者の間にもよく知られていたことはすでに前述の通りである。また雄勝附近* および女川町石浜附近** からは屋根用天然スレートが採掘されていたので、本地域の局部的の地質調査は古くからすすめられていた。本地域全般の地質調査を行って層位・構造を明かにしたのは高橋年次(1938)⁷⁸⁾、稲井豊・高橋年次(1940)²⁸⁾ であるが、また市川浩一郎(1951)²²⁾ は三疊系、大友哲郎(1957)⁶⁴⁾ は本地域全般の地質、安田邦夫(1951)⁸⁹⁾ は雄勝・女川附近、半田実(1953)¹¹⁾ は稲井・女川附近、高橋治之は女川南部(1957)⁷⁶⁾、稲井附近(1959)⁷⁷⁾ を調査した。

本地域の東北部の雄勝附近には二疊系が背斜(雄勝背斜)、東南部の竹浦・出島附近には侏羅系が向斜(出島向斜)、また西部の稲井町水沼附近には同様に侏羅系が向斜(水沼向斜)構造を形成して分布している。従つてこれらの1背斜・2向斜の間に広範囲にわたり稲井層群が分布し、褶曲を繰返している。これら全般の層向はNNE~SSW方向であるが、褶曲軸は南方にピッチングしている。出島向斜の東翼部はNS~N10°Eの寺間断層、同向斜の西翼部はN10°~20°Eの尾浦断層により断たれ、また水沼向斜の西翼部はN20°~40°Eの富士沼断層に断たれ、なお水沼向斜にありてはNE~NNE方向に層向断層が

* 二疊系登米層の粘板岩(通称黑板)(55頁参照)

** 三疊系大沢層の粘板岩(通称白板)(同上)

走り、また NNW 方向の数条の斜断層が走つていて構造は複雑である。

本地域の南部には女川湾より万石浦を経て石巻北方に延びる東西方向の断層（万石浦断層）が走っている。このため雄勝背斜の南端が女川——浦宿間にて、また水沼向斜の南部が沢田金山——滝ノ口間にて多少くいちがっている。従来一般に渡波——女川を走る断層を重要なものと考えられていたが、筆者らは渡波——針浜——高白を走る断層（渡波断層）の方が重要なものと見做すのである。従つて渡波断層をもつて本地域と南の渡波・荻ノ浜地域との境とした。

本地域の稲井層群は高橋年次(1938)⁷⁸⁾、稲井豊・高橋年次(1940)²⁸⁾により下から (a) 小島礫岩砂岩、(b) 女川灰色粘板岩、(c) 稲井砂質粘板岩 に区分されていたのであるが、表—III・1 に示したように筆者らは (a) を平磯層、(b) を大沢層、(c) を風越層および伊里前層と改称する。

2) 平磯層

本層は雄勝背斜の軸部を構成する二豊系の東西両翼部に V 字形に分布するが、東翼部と西翼部では岩相が相当異なっている。東翼部の本層は雄勝町船越の北より南々西に延び、大沢、小島に出て雄勝湾を越え、唐桑の東より水浜、分浜を経て高梨の西より女川町御前の西の沢に達し、西翼部は河北町走ヶ崎より南に延び、河北町・雄勝町境の尾ノ崎峠・明神山より雄勝の東に出て雄勝湾を越え、船戸の東より更に南に延び、高梨山の西にて東翼部に合し、御前の西の沢に達している。

本層は東翼部の小島附近において小島層の模式地とされていたが、雄勝湾北岸の小島——大浜間、同南岸の唐桑——水浜——分浜間では可なり褶曲が繰返えされている。これと同様の褶曲は北では船越湾・名振湾沿岸および同島嶼の二豊系にも認められ、また南では女川湾北岸の石浜附近における上位の大沢層にもあらわれている。小島附近、唐桑——水浜——分浜間に露出する本層は、基底部より上部に至るに従つて基底礫岩、礫岩・砂岩互層、塊状砂岩、砂岩・細粒砂岩互層と漸移している。同地では前述のように褶曲しているために真の厚さは不明であるが、250 m 内外と推定される。唐桑東方における基底礫岩の厚さは 30 m に達し、礫は普通円礫で、径 3~20 cm のものが多く、火成岩礫を多量に含み、また変成岩礫も含まれている。これに反し向斜の西翼部のものは砂岩を主とし、礫岩は尾ノ崎峠、明神西方、船戸附近でうすいものが数枚認められる程度である。これらの西翼部におけるものは西方に傾斜する単斜構造を呈し、厚さは 30 m 内外と推定される。

本層と下位の登米層との不整合は船戸東方、小島西方、水浜西方などの各地においてす

で高橋年次(1938)⁷⁸⁾らにより観察され^{22,89)}、筆者らは唐桑東方における雄勝——水浜間のバス道路カツテングにおいて観察したが、これについては後述する(53頁参照)。

3) 大沢層

雄勝背斜の東翼部では平磯層の東側に、北より荒屋敷、大浜、浪板、御前、石浜と連なり西翼部では平磯層の西側に同様尾ノ崎峠の西より雄勝、船戸の西、石浜に連なつて分布するが、女川湾北岸の石浜—宮ヶ崎間の北側山地では本層を屋根用天然スレートとして採掘し、またその廃石の一部を粉末にして女川ボゾランとして市販されている。石浜附近の本層は女川層の模式地とされていたのであるが、前述の様に褶曲が繰返えされている。また本層の一部は女川・浦宿・針浜間の小区域にも NE 方向の背斜を形成して分布している。雄勝湾西南地帯における本層の厚さは 350m 内外である。

4) 風越層

本層は雄勝背斜の東翼部、また同時に出島向斜の西翼部を構成し、本地域東北端の大須より富士山を経て立浜に出て、雄勝湾を越えて浪板の南より指浜に延び、更に御前湾を越えて御前の東・御殿峠を経て女川湾北岸の桐崎に達している。また雄勝背斜の西翼部を構成するものは追波湾南岸より長面部落の東を経て雄勝の西端に出て、更に南に延びて女川湾北岸の宮ヶ崎附近に達する。

本層は女川湾南岸の小乗附近を模式地として小乗層と呼ばれていたものであるが、これは小乗より西南方に一部露出している。

女川湾をはさみ、北岸の桐崎と南岸の小乗に露出するものは全く一連のものであつたが、万石浦断層により北岸のものは東にずれている。雄勝背斜の東翼部における本層は 250~450m で厚いが、同西翼部においては 10~150m となつて薄くなるが、これは伊里前層と同時異相で交層するためである。

5) 伊里前層

本層は出島向斜の軸部を構成して本地域東端の大須・熊沢・桑浜附近に分布し、また同向斜の東翼部のものは出島東半区域に、同向斜の西翼部のものは尾浦——竹浦の西に分布している。出島向斜の侏羅系と本層とは向斜の両翼部において何れも断層によつて接している。この東翼部の断層を寺間断層、西翼部のものを尾浦断層と呼ぶが、後者は尾浦——竹浦間で 60m 以上の幅を有する断層破碎帯となり、また同断層が北に延びて大浜峠附近から荒尾峠の西に至るものは西より東に向かつておしあげた衝上断層となつている。尾浦—

一竹浦附近の本層は尾浦断層にて上限が断たれ、厚さは 250~300 m である。

なお本層は追波湾の西南岸より雄勝の西を経て女川湾北岸の宮ヶ崎を結ぶ線より西方から稲井附近に至るまでの広範なる地域に分布するが、N 20°~30°E の方向に数回褶曲を繰返している。これらの褶曲のうち、稲井町水沼附近においては向斜部に侏羅系を抱えている。水沼附近の侏羅系向斜(水沼向斜)のうちにおいても更に褶曲し、また断層が走り、それらの構造は複雑となつている。また水沼向斜の西翼部において侏羅系と伊里前層の接するところは西からおしあげた衝上断層(富士沼断層)である。ここに前述の出島向斜の西翼部の尾浦断層とこの富士沼断層とが共に同性質の衝上断層であることは注目を要する。雄勝背斜から水沼向斜の間の本層は上記のように数回褶曲を繰返えすために真の厚さの測定は困難であり、また水沼向斜より西方北上川に至る区域でも褶曲して真の厚さは不明であるが、1300~1500 m と概測する。従来化石の産出を以て有名な井内から石巻東方におけるものの下限は沖積層下に没し、上限は断層で断たれて不明であるが、700~800 m と概測される。(61 頁参照)

6) 化石

(a) 平磯層

(i) 宮城県桃生郡雄勝町唐桑東南海岸(高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

二枚貝化石

(ii) 雄勝町小島部落の北, 石峯(高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

二枚貝, 海百合化石

(b) 大沢層

(i) 雄勝町船戸(大沢層中部)(高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

Ophiceras? sp. (*Xenodiscus* sp.)*

同上(大沢層上部)(同上)

“*Pecten*” sp.

* 市川浩一郎(1951)²²⁾ は船戸の大沢層中部より *Xenodiscus* sp. を採集したが、高橋年次と同一産地であろう。

(iii) 牡鹿郡女川町波板の西(杉山敏郎, 1942)⁷⁵⁾

Conulariopsis quadrata SUGIYAMA

(c) 伊里前層

(i) 御勝浜海底転石(MOJSISOVICS, 1888)⁵⁰⁾

Japonites planiplicatus (MOJSISOVICS)

- (ii) 雄勝小学校東ノ谷 (高橋年次, 1938)⁷⁶⁾

Hollandites sp.

- (iii) 雄勝西方 (釜谷峠の東) (市川浩一郎, 1951)²²⁾

Hollandites sp.

- (iv) 雄勝町桑浜 (高橋年次, 1938)⁷⁶⁾

Hollandites sp.

Monophyllites sp.

- (v) 桃生郡河北町釜谷 (清水三郎, 1930)⁶⁷⁾

Ussurites yabei (DIENER)

- (vi) 河北町横川 (市川浩一郎, 1951)²²⁾

- (vii) 牡鹿郡女川町宮ヶ崎 (高橋年次, 1938)⁷⁶⁾

Hollandites sp.

- (viii) 女川町西北 1500 m の谷 (高橋年次, 1938)⁷⁶⁾

Hollandites sp.

- (ix) 牡鹿郡稲井町井内——石巻市湊附近石切場

Hollandites japonicus (MOJSISOVICS)*

H. japonicus crassicostatus (SHIMIZU)***

H. haradai (MOJSISOVICS)*

H. nodai (DIENER)**

“*Danubites*” *naumanni* (MOJSISOVICS)*

“*D.*” *japonicus* SHIMIZU***

“*D.*” cfr. *kansa* (DIENER)**

Balatonites kitakamiensis (DIENER)**

B. gottschei (MOJSISOVICS)*

Cuccoceras aff. *submarinoi* SHIMIZU***

Gymnites watanabei MOJSISOVICS*

G. sp. indet. aff. *kirata* DIENER**

Ussurites yabei (DIENER)**

Sturia japonica DIENER**

Ptychites inaicus DIENER**

*P. sp. indet.***

(* MOJSISOVICS, 1888)⁵⁰⁾, (** DIENER, 1916)⁸⁾, (***) SHIMIZU, 1930)⁶⁷⁾

(x) 雄勝町小学校附近 (安田邦夫, 1951)⁸⁹⁾

植物化石 (破片)

(xi) 稲井村井内 (猪郷久義, 1952)²⁵⁾

Neocalamites cfr. *hoerensis* (SCHIMPER) (植物化石)

7) 附 記

花崗岩, 閃緑岩類は牡鹿郡稲井町越田附近, 女川町南部(289.9m 山), 桃生郡河北町鳥屋森(富士沼東岸)などに分布し, なお一部は北上川の両岸(南境金山, セツ石, 曾波之神の南)にも分布し, 主として伊里前層に変質を与えているが, 一部は侏羅系にも変質を与えている。なお各処に玢岩類の岩脈, 岩床が見られる(図-V・13)。

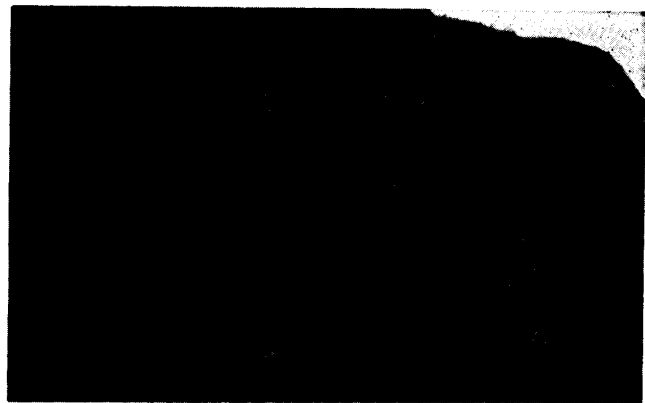


図-V・13 宮城県石巻市東方における伊里前層
(中央左上から右下に斜めに走るものは角閃玢岩の岩脈)

H ワタノハ 渡波・荻ノ浜地域

1) 概 説 (図-V・8)

本地域は渡波断層より南の地域で, 石巻市渡波町の東部, 牡鹿郡女川町の南部および旧荻ノ浜村(現在の石巻市)の西部を含む。渡波町祝田・釜向・佐須附近では前記井内附近と同様に伊里前層の砂質粘板岩を石材として採掘しており, また渡波・荻ノ浜の境界なる風越峠カザゴシの東方にても一部試掘している。

本地域の地質は高橋年次(1938)⁷⁸⁾, 稲井豊・高橋年次(1940)²⁸⁾, 市川浩一郎(1951)²²⁾ 半田実(1953)¹¹⁾, 高橋治之(1957)⁷⁷⁾により調査された。

2) 伊里前層

本地域の三疊系は伊里前層のみで, 下限は沖積層におおわれて不明である。本地域の全般的層向は NE-SW 方向で, 南東, あるいは北西に 20°~60° 傾斜し, 小褶曲を頻繁に

繰返えしている。従つて向斜部にはしばしば上位層が露出する結果となり、旧萩ノ浜村蛤浜附近には侏羅系月ノ浦層* が狭い範囲に分布している。また桃ノ浦の西方および東方には北東—南西方向に2条の平行する北落ちの断層が走つているので、断層の北側にそれぞれ狭い帯状に月ノ浦層* が分布する。なお月ノ浦より女川町横浦を結ぶ線以东には侏羅系が広く分布し、三疊系は分布していない。本地域における本層の厚さは大体井内附近と同様と見て大差はないであろう。(61 頁参照)

3) 化石

- (i) 石巻市渡波町祝田 (清水三郎, 1930)⁶⁷⁾

Hollandites haradai (MOJSISOVICS)

Balatonites kitakaminicus (DIENER)

- (ii) 石巻市渡波町釜向 (祝田神社の南) (高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

Hollandites sp.

- (iii) 渡波町佐須 (高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

Hollandites haradai (MOJSISOVICS)

Ammonite gen. et sp. indet.

- (iv) 渡波町山居 (高橋年次, 1938)⁷⁸⁾

Hollandites sp.

- (v) 石巻市萩ノ浜町桃ノ浦 (市川浩一郎, 1951)²²⁾

- (vi) 同町月ノ浦北方 (同上)

4) 附記

本地域の伊里前層は侏羅系とともに各処において玢岩類の岩脈、岩床に貫かれ、また大六天山より袴ヶ岳に至る間においては斑糲岩の侵入により変質している。

I 江ノ島地域 (図—V・8)

本地域は渡波断層の東方延長より南、牡鹿半島突端と金華山の間金華山瀬戸に推定される N10°E 方向の断層の北方延長 (平島と二股島との間) より東の地域で、太平洋上に点在する足島、江ノ島、平島および笠貝島の4島より成り、牡鹿郡女川町に属するのである。女川より江ノ島までは毎日定期船が運航し、所要時間は2時間である。

本地域は大友哲郎(1957)⁶⁴⁾により調査されたが、江ノ島に大沢層、風越層、伊里前層、

* 小林貞一、松本達郎の桃ノ浦層

平島および笠貝島に伊里前層が分布し、足島には花崗岩が分布する。

本地域からは化石は発見されていないので正確に時代を決定することは出来ないが、岩相上から上述のように推定したのである。全般的に見れば、層向は $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}E$ で、北西方に $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 傾斜するが、江ノ島の東南部における大沢層は等斜褶曲している。

江ノ島においては東南部に大沢層（厚さ 250 m 内外）が分布し、同島西端部から北側の港の方向に向つて風越層の礫岩層（厚さ 15~40 m）が発達し、港の船着場附近には伊里前層が分布する。江島から平島まで一連の伊里前層とすれば厚さは 500 m 以上となるが勿論上限は不明である。風越層の礫岩層は江ノ島西端海岸で大沢層から一連の地層として観察され、風越層の下限に不整合は認められない。

江ノ島においては数個所に塩基性岩、玢岩類の貫入が認められるが、それらが更に花崗岩の影響により変質している。これは足島における花崗岩の侵入の結果と推定される。

なお更に附記することは、金華山の西端部には古くから知られていたように片岩類が分布しているが、その原岩の時代は不明であつた。これらの片岩類は一部は蛇紋岩に貫かれ、また花崗岩の侵入により変質しているが、これらの原岩は江ノ島における大沢層にほぼ相当するのではあるまいか。なお花崗岩類は牡鹿半島各地において三疊系・侏羅系に侵入している。

J 利府・多賀城地域

1) 概説

本地域の三疊系は仙台市の東北方にあたる宮城県宮城郡利府村および塩釜市多賀城町附近に分布する稲井層群上部の地層である。しかし、前述の北上山地三疊系の西南端の石巻附近からは約 25 km 西方にはなれて全く独立した地域に分布するもので、他の各層との直接の関係は明らかにされない。

利府附近の三疊系は東北本線利府駅——松島駅間の沿線に東北東方向に約 7 km にわたつて分布し、多賀城附近のものは仙石線多賀城駅北方、その他に点在して分布するが、利府附近のものは北方を長町——利府断層に断たれ、その他は第三紀中新統に不整合におおわれている(図-V・14)。

本地域の三疊系の研究は矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾、清水三郎(1930)⁶⁸⁾によつて行われ、多くの化石が記載され、これらの地層は *Daonella Beds* と呼ばれた。その後、市

川浩一郎(1951)²³⁾により調査され、利府層と改称された。また坂東(1958)⁴⁾も研究の一部を公表した。

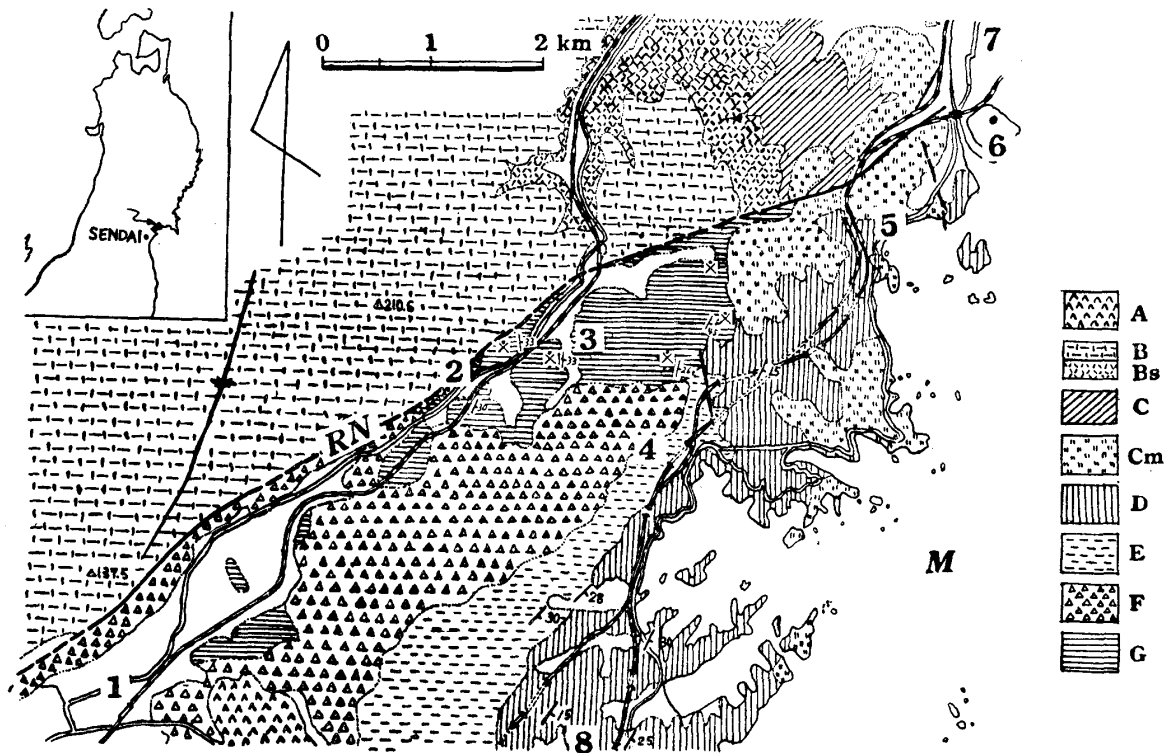


図-V-14 宮城県宮城郡利府村附近地質図

- | | | | |
|-------------|--------------------|-------|------------------------------|
| A 下馬層(鮮新統) | B~F (中新統) | 1 利府駅 | 2 赤沼 |
| (B 青麻層 | (C 初原層 | 3 樽田 | 4 浜田 |
| Bs 白坂山凝灰岩部層 | (Cm 松島凝灰岩部層 | 5 松島 | 6 松島ヘルスセンター
(さく井深度615.2m) |
| D 野蒜層 | E 浜田層 | 7 高城 | 8 東塩釜 |
| F 塩釜集塊岩 | G 利府層(三疊系
稲井層群) | M 松島湾 | RN 利府—長町線(断層) |

(1953, 半沢正四郎他, 仙台附近地質図の一部より補正)

2) 利府層

矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾は本地域の三疊系は背斜構造を呈するものと見做したが、市川浩一郎(1951)²³⁾ および半沢正四郎(1954)¹³⁾ は東傾斜の単斜構造を呈するものと見做している。筆者らもまた東傾斜の単斜構造と考えているが、層向断層が各処に存在するので、単純な単斜構造とは見做されない。

本層の厚さは約 500m であるが岩相的に見れば、下部は薄縞状粘板岩、中部は砂岩・粘板岩互層、上部は暗灰緑色塊状砂質粘板岩より成るが、化石の産状とあわせて考案すれば次の関係になる。

(上部層) 暗灰緑色塊状砂質粘板岩部層

(d) *Daonella kotoi* var. *multistriata* Zone

(c) *Monophyllites* cfr. *wengensis* Zone

(b) *Protrachyceras reitzi* Zone

(中部層) 砂質粘板岩・砂岩部層

(a) *Paraceratites* aff. *trinodosus* Zone

(下部層) 薄縞状粘板岩部層

下部層は本層分布地域の西部，すなわち赤沼西方にわずかに露出するのみで，主として転石で観察される。中部層は赤沼東方樽田附近(図-V・15)に発達し，上部層は浜田附近に発達する。東北本線の沿線に利府層の分布する東端より更に 2km 東方に位する松島ヘルセンターの鑿井では地下 615.2



図-V・15 宮城県宮城郡利府村樽田附近の利府層中部層(砂岩・砂質粘板岩互層)

m のところに利府層?と思われる粘板岩があるが(図-V・14)，利府層であるかどうかは実証されない⁵⁷⁾。

VI. 化石および地質時代

A 概 説

本編，II 研究史において述べた通り，井内附近の菊石化石は MOJSISOVICS(1888)⁵⁰⁾，DIENER(1916)⁸⁾らにより研究がすすめられ，それら化石群の対比によつて地質時代も論じられたが，更に清水三郎(1930)⁶⁷⁾は両氏の井内産菊石化石を再検討し，なお多くの井内産菊石化石を追加し，また各地の菊石化石を同時に総括記載した。矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾，清水三郎(1930)⁶⁸⁾は利府附近の三疊系の層位・古生物学的研究を行つて菊石などの多くの化石を記載し，その時代を論じられた。これより先，矢部長克(1918)⁸³⁾は北上山地の稲井層群および皿貝層群を含め，日本の三疊系の時代について論じ，その後更に前記の層位・古生物学研究並びに多く学者による調査・研究を基礎として，矢部長克・清水三郎(1933)⁶⁶⁾は日本の三疊系を総括され，層位並びに時代を明らかにした。

市川浩一郎(1951)²¹⁾は北上山地および西南日本各地を代表的地層に選んでわが国三疊

系の年代区分を試み、小林貞一(1948, 1951)^{41,43,44)} は多くの資料を基礎として三畳系の生層位学的研究をなすと共に地殻変形の時階を推論した。

筆者らがここに述べるものは従来の多くの学者の研究資料に新たに得た事実を追加し、これらに基いて検討を試みたものである。

B 稲井層群各層の化石および対比

1) 平磯層

宮城県本吉郡歌津町館浜において黒沢守(1929)⁴⁵⁾ によりはじめて本層より化石が発見され、北上山地に下部三畳系の発達することが明らかとなつたが、本吉郡本吉町平磯海岸(平磯層模式地)、歌津町境東方海岸、岩手県東磐井郡藤沢町長崎山の南の尾根、その他各地(地質各論参照)から本層の化石が報告されている。これらの化石の多くは二枚貝で、このうちの主なるものは次のようである。

“Pecten” cfr. *ussuricus* (BITTNER)

“Pecten” aff. *minimus* (KIPARISOVA)

“Pecten” *discites* (SCHIOTHEIM)

“Pecten” *discites* var. *microstus* (BITTNER)

“Pecten” cfr. *alberti* (GOLDFUSS)

Leptochondria alberti var. *virgalensis* (WITTENBURG)

Pseudomonotis iwanowi (BITTNER)

Anodontophoria aff. *fassaensis* WISSMANN

Anodontophoria cfr. *ovalis* WISSMANN

Eumorphotis nipponicus ICHIKAWA

Myophoria aff. *ovata* GOLDFUSS

Myophoria laevigata ALBERT

Gervilleia cfr. *exporrecta* (LEPSIUS)

これらの化石群は、BITTNER (1899), WITTENBURG (1927), KIPARISOVA (1938) らのウスリー地方の下部三畳系の *Scythian fauna* に類似することは黒沢守(1929)⁴⁵⁾ の研究以来明らかにされているところである。しかも、ウスリー地方の下部三畳系は地中海のものと密接な関係があつたことが指摘されている。清水三郎はこれらの二枚貝の多産する層準を“*Pecten*”帯と称し、L. F. SPATH(1934)⁷⁴⁾ の下部三畳系 Otoceratan~Gyronitan にわたるものと見做した(表一VI・1)。

表—VI.1 Subdivisions of the
Lower Trias.
(L. F. SPATH, 1934)

Upper Eo-trias	Prohungaritan Columbitan Owenitan
Lower Eo-trias	Flemingitan Gyronitan Otoceratan

表—VI.2 Subdivisions of the Middle Trias
(L. F. SPATH, 1934)

Upper Meso-trias	Ladinian	Ceratitan	<i>archelaus</i> <i>reitzi</i>
Lower Meso-trias	Anisian	Paraceratitan	<i>trinodosus</i> <i>binodosus</i>
		Beyrichitan	

KIPARISOVA(1938) はウスリー地方の下部三畳系を 1-5 の Horizon に区分しているが、Horizon 1 は花崗岩の侵蝕面上に直接基底礫岩(礫の径 25 cm 位)をもつて不整合にカバーするもので、主として砂質岩より成り、*Gervilleia exporrecta*などを産し、Horizon 2 は灰緑色、特に褐色の厚い板状粘板岩質石灰岩と薄層粘板岩、石灰質砂岩の互層より成り、*Pseudomonotis iwanowi* (BITTNER) を産する。これらの関係からみれば本層は KIPARISOVA の Horizon 1~2 に相当するものと思われ、またここに三畳系に不整合にカバーされる花崗岩の存在することも注目を要するのである。

下部三畳系の二枚貝などの化石は、わが国では高知県黒滝、泉ヶ谷の黒滝層(松下進, 1926)、関東山地山中地溝帯の塩ノ沢層(矢部之男, 1956)、東京西多摩の岩井層、西南日本内帯の舞鶴帯の夜久野層群・志高層群(中沢・市川・神戸, 1951) から知られ、また最近には宮崎県高千穂町(神戸・斎藤, 1957)からも知られた。

市川浩一郎は館浜より菊石 2 個、筆者らは津谷地域東北部岩倉山北東部より菊石 1 個、二枚貝の化石をともに採集したが、保存がわるく鑑定出来ないもので、菊石化石による分帯と直接対比出来ないことは遺憾である。

2) 大沢層

宮城県本吉郡本吉町大沢海岸(本層模式地)において本層の比較的上部より次のような菊石、二枚貝などの化石を産することが市川浩一郎により報告されている。

Ophiceras sp.

Xenodiscus sp.

Prohungaritoid gen. et sp. indet.

Pseudoharpoceroïd gen. et sp. indet.

Keyserlingitoid gen. et sp. indet.

Eumorphotis aff. *telleri* (BITTNER)

Posidonia sp.

また岩手県東磐井郡藤沢町千松よりは次の二枚貝化石が坂東祐司(1956)²⁾により報告された。

Eumorphotis martini KIPARISOVA*Eumorphotis* cfr. *murtiformis* (BITTNER)“*Pecten*” *amuricus* (BITTNER) var.

宮城県桃生郡雄勝町船戸の本層中部よりは *Xenodiscus* sp. を産する(高橋年次⁷⁸⁾, 市川浩一郎²²⁾)。

これらの菊石については更に多くの標本を採集して検討を要するが, 大沢海岸の本層上部から得られたものには Prohungaritoid に属する菊石化石を含む。この関係からみれば本層上部は, L. F. SPATH(1934), 表—VI·1 による UPPER Eo-trias の Prohungaritan に相当するものと思われる。わが国でこの化石群に対比されるものはみられない。

本層中にはしばしば植物化石を含むことも注目を要する。すなわち宮城県本吉郡歌津町館浜, 志津川町寺浜東方海岸, 登米郡東和町朝田貫南ノ沢などから植物化石を産するが, これらの多くのものは破片で, 十分研究されない。

3) 風越層

風越層から化石の産出が報告されたのは宮城県桃生郡北上村大指のみで, 市川浩一郎²²⁾により次の腕足類が報告された。

Spiriferina sp. α. (cfr. *Spiriferina fragilis* SCHLOTHEIM)*Spiriferina* sp. β. (cfr. *Spiriferina stracheyi* SALTER)

Alpine-Himalaya の Muschelkalk の middle zone には腕足類が豊富で, *Spiriferina fragilis*, *Sp. stracheyi* を産する。柳津東方の風越層からは菊石化石を産するが, これについては次の伊里前層の項で述べる。

風越層は次に述べる伊里前層と同時異相の関係にあるので, 伊里前層の下部の時代と同様に考えられる。

4) 伊里前層

宮城県牡鹿郡稲井町井内附近から産する菊石化石は, MOJSISOVICS (1888)⁵⁰⁾ および DIENER (1916)⁸⁾ により研究されていたが, 更にこれらは清水三郎(1930)⁶⁷⁾ により再検討され, 若干の種属は訂正され, また新たに追加された。なおその他各地から産するものも記載された(表—VI·3)。

表一VI.3 MOJSISOVICS⁶⁰⁾, DIENER⁸⁾, 清水三郎⁶⁷⁾ 研究による伊里前層産菊石化石

井内産菊石 ※MOJSISOVICS(1888), ○DIENER(1916)	清水三郎(1930)	
	記載種	産地
※○ <i>Ceratites (Hollandites) japonicus</i> MOJSISOVICS	<i>C. (H.) japonicus</i> MOJS.	井内伊里前, 管ノ浜
○ <i>C. (H.) japonicus</i> MOJS. (1916, DIENER) →	<i>C. (H.) japonicus crassicostatus</i> SHIMIZU	井内
※○ <i>C. (H.) haradai</i> MOJS.	<i>C. (H.) haradai</i> MOJS.	井内, 祝田
○ <i>C. (H.) nodai</i> DIENER		井内
※○ <i>Danubites naumanni</i> (MOJS.)		井内
○ <i>D. naumanni</i> (MOJS.) (1916, DIENER) →	<i>Danubites japonicus</i> SHIMIZU <i>Danubites</i> cfr. <i>hansa</i> DIENER	井内 井内
○ <i>Ptychites inaicus</i> DIENER		井内
○ <i>P. sp. indet.</i>		井内
※○ <i>Gymnites watanabei</i> MOJS.		井内
○ <i>G. sp. indet. aff. kirata</i> DIENER		井内
○ <i>Sturia japonica</i> DIENER		井内
	<i>Sturia</i> ? sp.	樋口
	<i>Cuccoceras aff. submarinoi</i> SHIMIZU	井内
○ <i>Anolcites ? kitakamicus</i> DIENER →	<i>Balatonites kitakamicus</i> (DIENER)	井内
	<i>B. cfr. kitakamicus</i> (DIENER)	柳津, 折立
※○ <i>Anolcites ? gottschei</i> (MOJS.) →	<i>B. gottschei</i> (MOJS.)	井内
○ <i>Monophyllites (Ussurites) yabei</i> DIENER	<i>Monophyllites (Ussurites) yabei</i> DIENER	井内, 釜谷
	<i>Monophyllites (Leiophyllites) cfr. pseudo-pradyumna</i> WELTER	管ノ浜 (M氏の雄勝産)†
※ <i>Japonites planiplicatus</i> (MOJS.)†		

→ 清水による訂正種属 (井内産)

このほか現在までに報告されている伊里前層の化石産地および化石名は、表一VI.4の通りである(図一III.1)。

伊里前層より産する菊石化石には *Ceratites (Hollandites) japonicus*, *C. (H.) haradai*, *C. (H.) nodai* などを含み, *Ceratites Beds* と呼ばれていたが, *Ceratitidae s. str.* (SPATH, 1934) は含まず, 後に *Hollandites Beds* (1927, 矢部・清水)⁸⁴⁾ と呼ばれるようになった。

伊里前層, すなわち *Hollandites Beds* を菊石化石によつて分帯を試みたのは市川浩一郎(1951, 1954)^{22, 24)} で, 伊里前層(=稲井層)にはさむ砂岩層と菊石の産出層準に着目して次の様に上下に区分した。

稲井層 (1000~2500 m)

2) 主 部

Hollandites haradai, *H. japonicus*, *H. nodai*,

“*Danubites*” *japonicus*, *Balatonites kitakamicus*

Cuccoceras aff. *submarinoii*, *Ussurites yabei*,

Posidonia japonica, *Posidonia* sp.,

1) 下部

“*Danabites*” *shimizui* ICHIKAWA,

Leiophyllites cfr. *pseudo-pradyumna* (WELTER)

市川浩一郎は稲井層の菊石化石群に、従来の *Hollandites* を主とする主部の下位に、*Leiophyllites* cfr. *pseudo-pradyumna*, “*Danabites*” *shimizui* で特徴づけられる化石層を識別した。この下部の fauna はヒマラヤ、テイモール、ニュージーランドの Earliest Anisian fauna に大体対比されるという。

筆者らは管ノ浜、十三浜——津ノ宮、柳津附近の層位学研究に基礎をおいて伊里前層を上・下部層に2分することは市川浩一郎と同様であるが、化石による分帯が多少異なる。

十三浜——津ノ宮間においては小室——相川——滝浜を結ぶ位置に示準的砂岩層が発達することは前述(28頁)の通りであるが、この砂岩層の下限をもつて上・下部層の境とする。伊里前層の時代的關係および菊石化石を論ずる場合には前述の風越層についても同時に論じなければならない。

伊里前層	上部層*	Loc. 12 津ノ宮	F11. <i>Beyrichites</i> sp., <i>Hollandites</i> sp.
			F10. Ammonite gen. sp. indet
			F 9. <i>Hollandites japonicus tokuraensis</i>
			F 8. <i>Sturia</i> cfr. <i>sansovinii</i>
			F 7. <i>Hollandites japonicus</i>
下部層	Loc. 8 大籠	{ <i>Episagoceras</i> sp.	
		Loc. 16 柳津西南方 { <i>Rikuzenites nobilis</i>	
		
風越層	Loc. 18 相川	{研究中	
		Loc. 15 入槌 { <i>Monophyllites sphaerophyllus</i>	
		Loc. 2 管ノ浜 { <i>Leiophyllites</i> cfr. <i>pseudo-pradyumna</i> , “ <i>Danabites</i> ” <i>shimizui</i> , <i>Hollandites japonicus</i>	
風越層	Loc. 9 柳津東方	{ <i>Balatonites</i> cfr. <i>kitakamicus</i>	
		{ <i>Gymnites watanabei</i> , <i>Hollandites</i> sp.	

(註 Loc. no. 図—III・1, 表—VI・4, F. no. 図—V・6)

* MOJSISOVICS(1888), DIENER(1916) の井内附近の化石産出層準

井内附近(Loc. 26)から多くの化石が報告されていることは前述の通りであるが、大体伊里前層の上部層に相当する地層である(表—VI・3, VI・4)。これらの地層は従来 *Hollandites* Beds と呼ばれ、北上山地の三疊系において最も広い区域を占めて分布するが、*Hollandites* は風越層——伊里前層を通じて産する。*Balatonites* cfr. *kitakamicus*,

表—VI.4 伊里前層産化石

Loc. nos.																																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30			
地 域	A	C	C	C	C	C	C	D	E	E	E	F	F	F	F	F	F	F	F	G	G	G	G	G	G	G	H	H	H	H			
産 地	宮城県本吉郡唐桑町小原木夜這路峠の東	宮城県本吉郡歌津町伊里前小学校裏の崖	宮城県本吉郡歌津町菅ノ	宮城県本吉郡歌津町樋口	宮城県本吉郡歌津町葦ノ浜	宮城県本吉郡歌津町伊里前出鼻	宮城県本吉郡歌津町琵琶崎東方	岩手県東磐井郡藤沢町大籠小仏沢	宮城県本吉郡津山町柳津東方	宮城県本吉郡津山町竹沢(※)	宮城県本吉郡志津川町折立東北方	宮城県本吉郡志津川町津ノ宮	宮城県本吉郡志津川町折立南方	宮城県本吉郡津山町大柳津の沢	宮城県本吉郡津山町入樋	宮城県本吉郡津山町柳津西南方	宮城県本吉郡津山町石生(※※)	宮城県本吉郡津山町上村(相川(※))	宮城県本吉郡雄勝町雄勝浜(海底転石)	宮城県本吉郡雄勝町小学校東ノ谷	宮城県本吉郡雄勝町西方(釜谷峠の東)	宮城県本吉郡雄勝町桑浜	宮城県本吉郡河北町釜谷	宮城県本吉郡女川町宮ヶ崎	宮城県本吉郡女川町西方一五〇〇米	宮城県石巻市渡波町祝田	宮城県石巻市渡波町釜須	宮城県石巻市渡波町佐山	宮城県石巻市渡波町居				
<i>Hollandites japonicus</i> (MOJSISOVICS)		×		×																											×		
<i>H. c. r. japonicus</i> (MOJSISOVICS)	×																															×	
<i>H. j.</i> var. <i>tokuraensis</i> ONUKI & BANDO												×																				×	
<i>H. j.</i> var. <i>crassicosata</i> (SHIMIZU)												×																				×	
<i>H. haradai</i> (MOJSISOVICS)													×																				×
<i>H. nodai</i> (DIENER)											×												×									×	
<i>H. sp.</i>											×												×									×	
<i>Beyrichites</i> sp.													×																			×	
" <i>Danubites</i> " <i>naumanni</i> (MOJSISOVICS)												×																				×	
" <i>D.</i> " <i>japonicus</i> SHIMIZU																																×	
" <i>D.</i> " cfr. <i>kansa</i> (DIENER) in SHIMIZU																																×	
" <i>D.</i> " <i>shimizui</i> ICHIKAWA		×																														×	
<i>Rikuzenites nobilis</i> YABE																																×	
<i>Balatonites kitakamicus</i> (DIENER)													×																			×	
<i>B. cfr. kitakamicus</i> (DIENER)											×																					×	
<i>B. gottschei</i> (MOJSISOVICS)																																×	
<i>Cuccoceras</i> aff. <i>submarinonii</i> SHIMIZU																																×	
<i>Gymnites watanabei</i> (MOJSISOVICS)										×																						×	
<i>G. cfr. kirata</i> DIENER																																×	
<i>Japonites planiplicatus</i> (MOJSISOVICS)																					×											×	
<i>Ussurites yabei</i> (DIENER)																																×	
<i>Leiophyllites</i> cfr. <i>pseudo-pradyumna</i> (WELTER)		×																														×	
<i>Monophyllites sphaerophyllus</i> (HAUER)															×																	×	
<i>M. sp.</i>																																×	
<i>Sturia</i> cfr. <i>sansovinii</i> (MOJSISOVICS)													×																			×	
<i>Sturia japonica</i> DIENER																																×	
<i>Sturia</i> sp.															×																	×	
<i>Sturia</i> ? sp. in SHIMIZU																																×	
<i>Ptychites inaicus</i> DIENER				×																												×	
<i>Ptychites</i> sp. indet.																																×	
<i>Episagoceras</i> sp.											×																						×
<i>Posidonia japonica</i> KOBAYASHI & FUKASAWA										×																							×
<i>Posidonia</i> sp.											×																						×
<i>Nucula</i> sp.																																	×
<i>Metanothosaurus nipponicus</i> YABE & SHIKAMA																					×												×
<i>Neocalamites</i> cfr. <i>hoerensis</i> (SCHIMPER)																																	×

※ 化石研究中, ※※ 平磯層?, 1~30 化石産地番号 (図-III.1 参照)

Gymnites watanabei もまた同様である。

Leiophyllites cfr. *pseudo-pradyumna*, “*Danubites*” *shimizui* が伊里前層の最下部から産することは前述の通りで、前者はティモールの Lower Muschelkalk から報告されたものの近似種である。*Monophyllites sphaerophyllus* は Anisian の種であるが、後述する利府層群中に多産する *Monophyllites* cfr. *wengensis* の祖先型で同一の進化系列に属するものである。

Rikuzenites nobilis は矢部長克 (1949)⁸⁸⁾ による New gen., New sp. で “*Danubites*” から発達したものと考えられているが、柳津西南方の茶臼山東麓の石切場から産するもので、筆者らは上部層の最下部と考えている。旧戸倉村津ノ宮附近からは多くの菊石化石を産するが、最も特徴種と思われるのは *Sturia* cfr. *sansovinii* である。津ノ宮の化石の産出層準は上部層の下限から約 650 m 上位で、上位の侏羅系の下限から下方に約 120 m の位置にあるものである。井内 (Loc. 26) 産の *Sturia japonica*, 樋口 (Loc. 4) の *Sturia* ? sp. の層準とほぼ同層準であるものと解釈される。*Sturia sansovinii* は Alps-Himalaya の Muschelkalk では Anisian 上部の *Paraceratites trinodosus* Zone から産する。この点からみれば伊里前層の上部は *Paraceratites trinodosus* Zone に相当するものと思われる。

大籠 (Loc. 8) 産の *Episagoceras* の明確なる層準は不明であるが、上部層から産するものと見做される。

菊石化石による分帯が今後の層位・古生物学的研究の進むに従って更に明確なものに漸次改編されるものと思われるが、筆者らのこの分帯についても十分検討されることを望むものである。要するに風越層および伊里前層は Anisian の下限から上限にわたるものと解釈して矛盾はないものと考えられる。

5) 利府層

利府附近の三疊系は矢部長克・清水三郎 (1927)⁸⁴⁾ および清水三郎 (1930)⁶⁸⁾ により層位・古生物学的に研究され *Daonella* Beds と呼ばれ、次の様に区分された (表-VI.5)。

<i>Daonella</i> Beds	{	Upper Division, or Upper <i>Daonella</i> Beds				
		Lower Division, or				
		Lower <i>Daonella</i> Beds				
		<table style="border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td style="padding-left: 10px;"><i>Monophyllites</i> cfr. <i>wengensis</i> Zone, or <i>Monophyllites</i> Zone</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 10px;"><i>Ptychites compressus</i> Zone, or <i>Ptychites</i> Zone</td> </tr> </table>	{	<i>Monophyllites</i> cfr. <i>wengensis</i> Zone, or <i>Monophyllites</i> Zone	}	<i>Ptychites compressus</i> Zone, or <i>Ptychites</i> Zone
{	<i>Monophyllites</i> cfr. <i>wengensis</i> Zone, or <i>Monophyllites</i> Zone					
}	<i>Ptychites compressus</i> Zone, or <i>Ptychites</i> Zone					

なおこの *Daonella* Beds からは、表-VI.6 に記す様に菊石、腕足類、巻貝類などの多くの化石を記載された。これらの化石のうち、各帯に産するものは *Monophyllites wen-*

表-VI.5 利府層の区分

矢部長克・清水三郎 (1927)		小貫義男・坂東祐司 (1959)		
Daonella Beds	Upper Daonella Beds	利府層	上	(d) <i>Daonella kotoi</i> var. <i>multistriata</i> Zone
	Lower Daonella Beds		部	(c) <i>Monophyllites</i> cfr. <i>wengensis</i> Zone
		<i>Monophyllites</i> Beds※	層	(b) <i>Protrachyceras reitzi</i> Zone
	<i>Ptychites</i> Beds※※	層	中部層	(a) <i>Paraceratites</i> aff. <i>trinodosus</i> Zone
			下部層	

※ 又は, *Monophyllites* cfr. *wengensis* Zone

※※ 又は, *Ptychites compressus* Zone

gensis KLIPSTEIN のみである。上部 *Daonella* 層にはこの菊石と *Daonella kotoi* var. *multistriata*, *D. densisulcata* を産するのみで、残る多くの菊石、腕足類、巻貝類などは主として下部 *Daonella* 層の *Monophyllites* 帯および *Ptychites* 帯に産するものとして

いる。
また矢部長克・清水三郎 (1933)⁸⁶⁾ は *Daonella* Beds の岩相が稲井層群 (当時の稲井層) に近似すること、菊石には共通種こそないが同一属、または近似層であることからみて *Daonella* Beds を稲井統 (稲井層群) に含めた。しかも本層産の菊石 *Ptychites*, *Berychites*, *Ceratites* (*Paraceratites*) などはヒマラヤの *Muschelkalk* (Anisian), *Monophyllites* cfr. *wengensis* は Ladinian に含まれるが、全体としては Ladinian として取扱った。なお本層は北米西部 Nevada 地方の Star Peak 層 (*Daonella dubia* 帯) と同層位と見做した。また *Ptychites compressus* は Ussuriland の *Ptychites kokeni* に近似し、*Gymnotoceras* は Northern region の特徴属であるが、Nevada の *Daonella dubia* 帯にもあらわれている。要するに *Daonella* Beds は一部は Himalaya type で、一部は Nevada type であると述べた。

しかし、筆者らがここに注目している事実は *Daonella* Beds に *Ceratites* (*Paraceratites*) aff. *trinodosus* を産することで、Himalaya の *Muschelkalk*, Nevada の *Daonella dubia* Zone にもともに *Ceratites* (*Paraceratites*) *trinodosus* を産するのである。これについては後述する。

小林貞一 (1948)⁴¹⁾ は伊里前層と利府層の分布上の相異などより両層堆積間に構造上沈降区の転換?があるべきものと解釈し、また利府層と四国の蔵法院層群との間にも同様に堆積盆地の転換を認め、利府層は蔵法院層群より古いと考えている。市川浩一郎 (1949-

表-VI.6 利府層産化石

化 石	矢部長克・清水三郎(1927) 清水三郎(1930)※		小貫義男・坂東祐司(1959)				
	Low.		Up.	a	b	c	d
	P	M					
<i>Monophyllites</i> cfr. <i>wengensis</i> (KLIPSTEIN) <i>M.</i> ?sp. nov. indet. <i>Ptychites compressus</i> YABE & SHIMIZU <i>Pt. compressus hamadaensis</i> ONUKI & BANDO <i>Pt. rifunus</i> Y. & SH.	×	×	×	+	+	+	
<i>Pt. yabei</i> SHIMIZU※ <i>Pt. aff. cognatus</i> (OPPEL) <i>Pt.</i> sp. indet. α <i>Pt.</i> sp. indet. β <i>Pt.</i> sp. indet. γ		×				+	
<i>Pt.</i> sp. indet. A <i>Pt.</i> sp. indet. B <i>Beyrichites chitani</i> Y. & SH. <i>Arpadites</i> ? sp. indet. <i>Hollandites nipponicus</i> (SH.)※	○	×		+			+
<i>Gymnoceras paucicostatus</i> (Y. & SH.) <i>Paraceratites</i> aff. <i>trinodosus</i> (MOJSISOVICS) <i>P.</i> cfr. <i>wardi</i> (SMITH) <i>P. orientalis</i> (Y. & SH.) <i>Protrachyceras reitzi</i> (BOECKH)	×			+			
<i>Protrachyceras</i> sp. <i>Tropigastrites</i> aff. <i>halli</i> (MOJSISOVICS) <i>Japonites</i> cfr. <i>ugra</i> (DIENER) <i>Danubites</i> sp. indet. <i>Nevadites?</i> <i>angustcostatus</i> Y. & SH.		×			+	+	+
<i>Syringonutilus japonica</i> Y. & SH. <i>Pleuromutilus</i> ? sp. Nautiloidea gen. et sp. indet. <i>Daonella kotoi</i> var. <i>multistriata</i> Y. & SH. <i>Daonella densisulcata</i> Y. & SH.		×	×	+	+	+	+
<i>Myoconcha hamadaensis</i> Y. & SH. "Pecten" sp. <i>Pedalion</i> sp. <i>Megalodosus</i> sp. <i>Nucula</i> ? sp.	×			+			+
Gastropoda gen. et sp. indet. <i>Spiriferina kaneharai</i> Y. & SH. <i>Sp.</i> cfr. <i>lilangensis</i> STOL.	×			+	+	+	

Up. Upper *Daonella* Beds..... d *Daonella kotoi* var. *multistriata* ZoneLow. Lower *Daonella* BedsM *Monophyllites* Zone c *Monophyllites* cfr. *wengensis* ZoneP *Ptychites* Zone {b *Protrachyceras reitzi* Zonea *Paraceratites* aff. *trinodosus* Zone

○ 層準不明

1951)^{18, 19, 21)} は利府層を代表的地層として松島期を設けたが、その時代を Aniso-Ladinian と見做した。

この様に利府層の時代を *Aniso-Ladinian*, あるいは *Ladinian* と見做す考え方があ
 るが、従来何れの場合も伊里前層の上に利府層が重なる様に考えていたのである。また小
 林貞一、市川浩一郎は蔵法院層を *Ladinian* と見做しているが、利府層よりは新しいと考
 えた。しかし、矢部長克・清水三郎は利府層と蔵法院層群は *Ladinian* で同層位と考
 えている。

筆者らは矢部長克・清水三郎の記載した化石のほか、更に多くの化石を研究することが
 できたが(表一VI・6), これらの化石のうち、次の菊石化石の記載は本研究, その4とし
 て本邦文報告の後編に記載した。

<i>Ptychites compressus hamadaensis</i> ONUKI & BANDO	(a) Zone
<i>Pt. aff. cognatus</i> (OPPEL)	(c) Zone
<i>Pt. sp. indet. A</i>	(a) Zone
<i>Pt. sp. indet. B</i>	(c) Zone
<i>Protrachyceras reitzi</i> (BOECKH)	(b) Zone
<i>Tropigastrites aff. halli</i> (MOJSISOVICS)	(c) Zone
<i>Japonites cfr. ugra</i> (DIENER)	(c) Zone
<i>Danubites sp. indet.</i>	(c) Zone

筆者らは利府層を次の様に区分することはすでに前述(39頁)の通りであるが、矢部長
 克、清水三郎の化石と筆者らの研究した化石などを総合して筆者らの考え方を述べる。

上部層	{	(d) <i>Daonella kotoi</i> var. <i>multistriata</i> Zone
		(c) <i>Monophyllites cfr. wengensis</i> Zone
		(b) <i>Protrachyceras reitzi</i> Zone
中部層	..	(a) <i>Paraceratites aff. trinodosus</i> Zone
下部層	..	——

(a) *Paraceratites aff. trinodosus* Zone

Paraceratites aff. trinodosus (MOJSISOVICS) は矢部長克・清水三郎(1927)⁸⁴⁾により
 検出されたのであるが、Lower *Daonella* Beds の *Monophyllites, or Ptychites* Zone
 なるも層準不明とされていた。

Paraceratites trinodosus はアルプスの *Anisian* の上部の化石帯の代表種であつて、
 Himalaya および Nevada から産することも前述の通りである。利府地域の *Paraceratites*
aff. trinodosus Zone からは *Ptychites compressus* YABE & SHIMIZU, *Monophyllites*

wengensis (KLIPSTEIN), *Spiriferina* cfr. *lilangensis* STOL., *Daonella densisulcata* YABE & SHIMIZU などを産する。

(b) *Protrachyceras reitzi* Zone

すでに坂東祐司 (1958)⁴⁾ は *Protrachyceras reitzi* (BOECKH) の産出を報告し、且つその重要性を述べたが、本種はアルプスの Lower Ladinian の化石帯の代表種である。

利府地域における本帯からは *Monophyllites* cfr. *wengensis* (KLIPST), *Spiriferina* cfr. *lilangensis* STOL., *Daonella densisulcata* Y. & SH. などを産する。

(c) *Monophyllites* cfr. *wengensis* Zone

Monophyllites cfr. *wengensis* (KLIPST.) を最も多く含み、*Ptychites compressus* Y. & SH., *Danubites* sp. (*D.* cfr. *lissarensis* DIENER), *Tropigastrites* aff. *halli* (MOJSISOVICS), *Japonites* aff. *ugra* (DIENER), *Daonella densisulcata* Y. & SH., *Myoconcha hamadaensis* Y. & SH., *Spiriferina* cfr. *lilangensis* STOL. などを産する。

(d) *Daonella kotoi* var. *multistriata* Zone

Daonella kotoi var. *multistriata* YABE & SHIMIZU を含み、矢部・清水によればなお *Monophyllites* cfr. *wengensis* (KLIPSTEIN) をも産する。

利府層のこれらの各帯のうち重要なものは *Paraceratites* aff. *trinodosus* Zone および *Protrachyceras reitzi* Zone で、前者はアルプスの Anisian 上部、後者は Ladinian 下部の各化石帯の代表種である。高知県佐川地方の蔵法院層群からは清水三郎 (1931)⁶⁹⁾ により *Protrachyceras* aff. *archelaus* LAUBE が報告されているが、*Protrachyceras archelaus* は Ladinian 上部の化石帯の代表種である。蔵法院層群からは *Monophyllites* cfr. *wengensis* (KLIPST.) および *Daonella kotoi* DIENER を産し、利府層からは前者および *Daonella kotoi* var. *multistriata* YABE & SHIMIZU を産する。このように *Daonella* および *Monophyllites* などからみれば、利府層の最上部は蔵法院層群の一部と同層位と見なされる。

Paraceratites trinodosus と *Sturia sansovinii* はアルプス——ヒマラヤでは Anisian 上部から共に産出するが、前述のように津ノ宮の伊里前層上部層からは *Sturia* cfr. *sansovinii* を産し、また井内から *Sturia japonica* を産し、類似種である。この点からみれば伊里前層上部層と利府層中部層とは同層位であると考えられる。従つて利府層を Ladinian に限定するならば、利府附近三疊系の従来の利府層の上部層のみを利府層とし、下部層および中部層を伊里前層に改編しなければならないことになる。

これらの関係から伊里前層，従来の利府層，蔵法院層群は，表—VI・7 のように対比される。もしこの対比が妥当であるならば，稲井層(伊里前層)，利府層，蔵法院層群を代表的地層に選んで伊里前期，松島期，藤ノ平期を設定されたことについて，また伊里前層，利府層，蔵法院層群のそれぞれの堆積盆地の転換という推論などについては再吟味を要するのではあるまいか。

表—VI・7 伊里前層，利府層および蔵法院層群の対比

Alpine type		小貫義男・坂東祐司 (1959)				市川浩一郎 (1951)						
Stages	Ammonite faunal Zones											
Ladinian	<i>Protrachyceras archelaus</i> Zone	伊里前層	上部層	S uria	利府層	蔵法院層群	Ladinian	藤ノ平期	蔵法院群			
	<i>Protrachyceras reitzi</i> Zone							Daonella kotoi var. multistriata	<i>Protrachyceras archelaus</i> <i>Daonella kotoi</i>	利府層		
Anisian (Virgilorian)	<i>Paraceratites trinodosus</i> Zone							中部層	<i>Paraceratites aff. trinodosus</i>	Anisian	松島期	利府層
	<i>Paraceratites binodosus</i> Zone							下部層	?		伊里前期	稲井層(伊里前層) および風越層
	<i>Nicomedites osmani</i> Zone											
	<i>Neopopanoceras haugi</i> Zone	風越層										

VII. 火 成 活 動

筆者ら(1958)⁶⁰⁾は三疊系基底部に凝灰岩の存在することを報告したが，登米・津山地域の西南部の日根牛一羽沢区域および飯野川・戸倉地域の西部の大谷地船越，平附近の平磯層には凝灰岩をはさんでいる。平磯層に凝灰岩をはさむものは，これらの南北約20kmにわたる区域であるが，北上山地における他の地域では三疊系の中に現在までに凝灰岩は認められない。

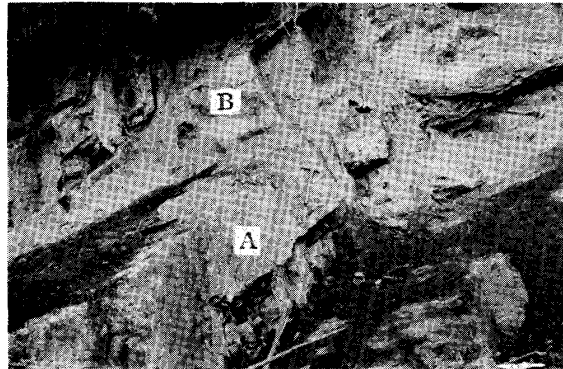
これらの凝灰岩は赤色砂質乃至泥質凝灰岩および淡緑色角礫質凝灰岩で，厚さは普通1m内外の互層であるが，全体として非常に厚くなる場所がある。すなわち南部の船越附近では全体として50m，平附近で20mで，それより北方の日根牛，羽沢では薄くなっている。また日根牛附近では径1m内外の凝灰岩が同時礫として不規則な形で含ま

れているところもある(図—VII・1)。

赤色砂質凝灰岩は砂岩状組織を呈し、含有鉱物は輝石、カリ長石、不規則な形状の斜長石、石英および磁鉄鋳などで、石英は砂岩からもたらされたものである。磁鉄鋳は赤鉄鋳化しているが、このため全体として赤色を呈するのである。

淡緑色角礫状凝灰岩は砂混り角礫質凝灰岩状組織を呈し、斜長石、石英、輝石、磁鉄鋳、緑泥石より成り、輝石はウラライト化している。基質の大部は緑泥化し全体として淡緑色をおびている。

わが国の三畳系の中には、本地方をのぞいて他の地方には現在のところ火成活動を指示する事実は報告されていない。従つて極めて局部的ではあるが、本地方に塩基性火成活動の事実が認められることは地史学上重要な意義を有するものと考えられる。



図—VII・1 宮城県桃生郡河北町大谷地船越における平礫層の凝灰岩 (N80°E, N30°)

B 赤色砂質凝灰岩
A 淡緑色角礫凝灰岩

VIII. 稲井層群と上・下位層との関係

A 上位層との関係

1) 皿貝層群との関係

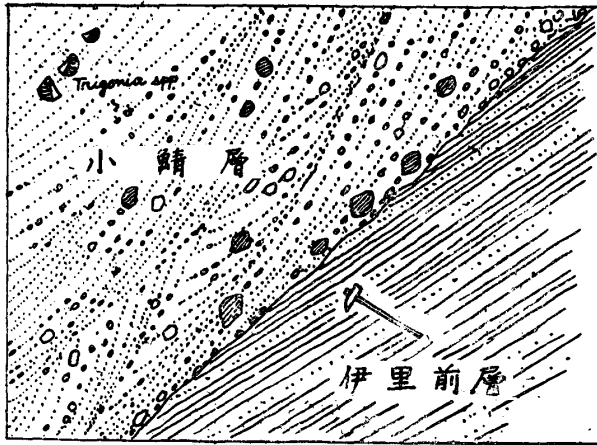
稲井層群伊里前層の上位に皿貝層群が累積しているところは、(a) 津谷地域の愛宕山・長ノ森山地区、(b) 歌津・志津川地域の皿貝坂地区である。これら両地区の皿貝層群と伊里前層が傾斜不整合の関係にあることはすでに本研究、その1において記述したところで本編においては省略する。

2) 侏羅系との関係

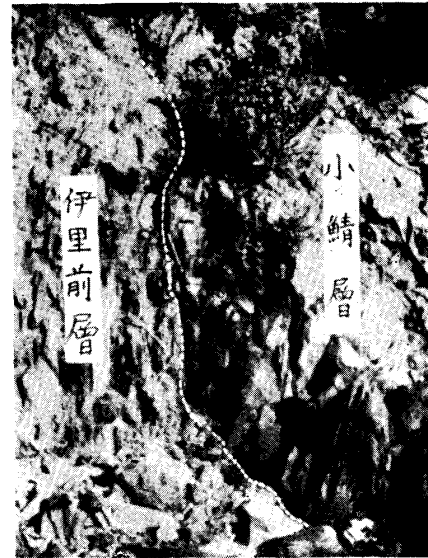
唐桑地域より稲井地域に至る侏羅系の発達するところにおいては伊里前層の上に、利府層および皿貝層群を欠き、直接侏羅系が累積している。またそれらの各地においては伊里前層の上限、侏羅系の下限の層準もそれぞれ異なっている。また皿貝層群の発達するところでは皿貝層群の上に侏羅系が不整合に重なっている。この関係も本研究、その1にて述べてある。

志井田功(1939)⁷⁰⁾は唐桑地域の鮪立西方および小鯖西北方において伊里前層と下部侏

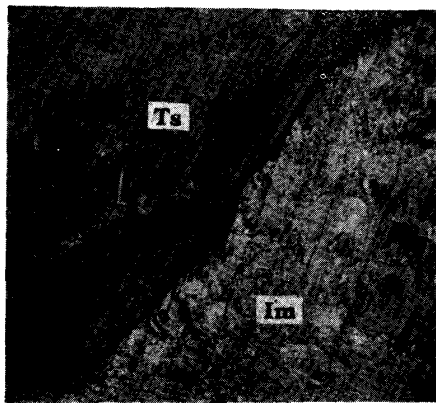
羅系小鯖層が不整合にて接する露出状況を報告している (図—VIII・1, VIII・2)。



図—VIII・1 唐桑町鮪立西方における伊里前層と小鯖層の不整合 (志井田功原図)



図—VIII・2 唐桑町小鯖西北方における伊里前層のと小鯖層の不整合 (白点線) (志井田功原図)



図—VIII・3 石巻市蛤浜における伊里前層と月ノ浦層の不整合(黒線)
Ts 月ノ浦層(細い黒線は層理)の砂岩
Im 伊里前層(点線は層理)の砂質粘状粘板岩 (高橋治之原図)

牡鹿半島石巻市蛤浜のバス道路カツテングにおいては伊里前層の上に中部侏羅系月ノ浦層が不整合に接する関係が直接観察される⁷⁶⁾ (図—VIII・3)。

3) 第三紀層との関係

利府層は稲井層群最上部の地層であるが、東北本線利府駅東北方に分布している。利府層の北部は利府——長町断層により、第三紀中新世青麻層に接し、南部は中新世塩釜集塊岩、槻木層、網尻層により不整合におおわれている。

B 下位層との関係

1) 概説

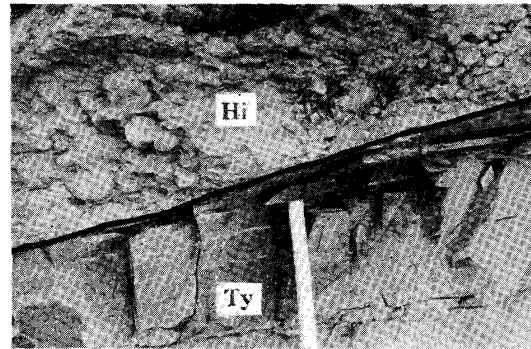
稲井層群平磯層の下位には二疊系登米層が広く分布している。現在までに判明しているところでは、平磯層の下位に来る地層は登米層であり、また登米層の上位に重なる地層は平磯層であつて、三疊系の他の地層が直接重なつて来るところは見られない。このように

登米層と平磯層とは極めて密接な関係を保つていて、一見整合のようにも思われるが、不整合の事実が実際に各処で観察される。

2) 不整合の实例

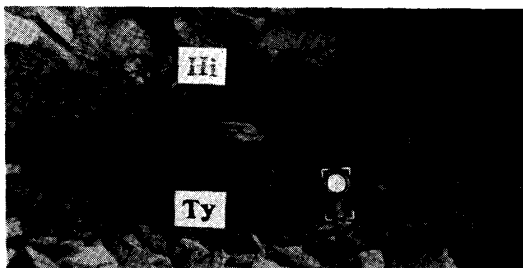
(a) 雄勝町唐桑東部

宮城県桃生郡雄勝町雄勝湾の両岸各地において高橋年次(1938)⁷⁸⁾により登米層と平磯層の間に不整合の事実が認められているが、筆者らは雄勝より水浜に至るバス道路の唐桑部落の東方の新しいカツテングにおいて同様に不整合の事実を観察した。同地においては登米層は $N 28^{\circ}E, E 42^{\circ}$ 、平磯層は $N32^{\circ}E, E50^{\circ}$ を示し、登米層の上に若干斜交して厚さ 30 m に達する平磯層基底礫岩が乗っている。現地状況からみれば、図一VIII・4 に明らかにあらわれているように登米層は層向 2 m の間にて 5 cm 侵蝕されているが、仮りにこの割合で登米層が侵蝕されたものとするならば、登米層は層向 4,000 m の間で厚さが 100 m 侵蝕されるということになる。北上山地において登米層は模式地で 1,100 ~ 1,200 m と思われるが、雄勝地方では最も薄く 300 m 内外と見做されているので、その間少くとも 800 ~ 900 m 侵蝕されていることになる。



図一VIII・4 雄勝町唐桑部落東方における登米層と平磯層の不整合(黒線)

Hi 平磯層基底礫岩…………… $N32^{\circ}E, E50^{\circ}$
Ty 登米層(白い縞は層理)…………… $N28^{\circ}E, E42^{\circ}$



図一VIII・5 志津川町滝沢峠砥石採石場における登米層と平磯層の不整合(黒線)

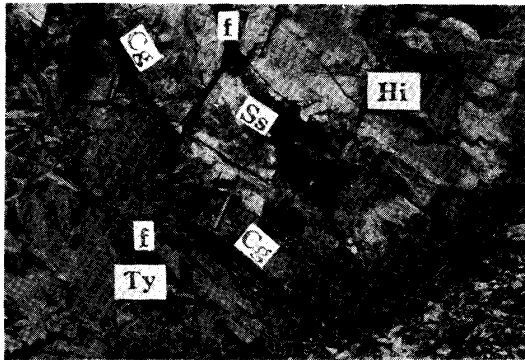
Hi 平磯層基底礫岩…………… $N42^{\circ}E, SE24^{\circ}$
Ty 登米層…………… $N35^{\circ}E, SE30^{\circ}$

(b) 志津川町滝沢峠

宮城県本吉郡志津川町・本吉町の町境滝沢峠(5万分の1地形図には地名は記されていない)にては登米層の風化した淡黄褐色粘板岩を良質の砥石用石材として採掘している。水戸流によれば同地においては登米層の不規則な侵蝕面の上に 15 m 以上の厚さの平磯層基底礫岩が堆積したことが観察される⁴⁹⁾(図一VIII・5)。

(c) 唐桑町青野沢内茶屋西方

宮城県本吉郡唐桑町青野沢の沢内茶屋の西方 600 m の地点には先年営林署の林道(トラ



図—VIII・6 唐桑町青野沢内茶屋西方に於ける登米層と平磯層の不整合(黒線)

- Hi 平磯層N60°W, SW50°
- Cg 基底礫岩 Ss 砂岩
- Ty 登米層(粘板岩) ...N50°W, SW60°
- f 断層

ック道路)が新設され、カッテングによつて露出が良好になつたが、登米層と平磯層の関係が観察される。志子田典生によれば同地においては登米層と平磯層は層向で10°、傾斜で10°内外の相異が認められ、且つ両層の境界は波形を呈し、平磯層の基底礫岩は薄い⁷²⁾(図—VIII・6)。

(d) 登米町^{カフツクロ}皮装

宮城県登米郡登米町皮装部落の東の橋附近を境にして西に登米層、東に平磯層が発達している。同地は登米層の模式地とされ

るところで皮装より西北方の北沢にわたつては登米スレート(屋根用天然スレート)を盛んに採掘中である。登米層と平磯層が接するベリポイントは露出不良で不明であるが、両層の発達するそれぞれの区域では地質構造が異なることはすでに植田房雄(1954)により詳細に論じられている*。これは登米スレートの採掘現場の坑内外における実際の観察から登米層の微褶曲、あるいは衝上断層面を平磯層の基底が切つていることは明かで、両層の傾斜不整合が推論される。なお、水戸滉によれば、両層の接する附近の層向・傾斜は次のようで、層向は斜交し、傾斜も異なる⁴⁹⁾。

登米町斥候山東方	登米層 (N18°E, SE66°)	平磯層 (N30°E, SE48°)
" 日根牛東方	" (N42°E, SE42°)	" (N56°E, SE55°)

(e) その他

- 宮城県本吉郡本吉町平磯海岸
- 本吉町大谷道貫東方洞ノ沢および大谷小学校北西方
- 本吉町上野平
- 気仙沼市階上(荒沢西方)
- 登米郡東和町朝田貫南の沢
- 岩手県東磐井郡藤沢町長崎山の南の沢

* 植田房雄(1954): 登米地区に於ける三疊系の基底について。日本地質学会東北支部総会講演。

平磯海岸は前記のように干潮時でなければ観察できないが、平行不整合である。上野平においても同様に平行不整合で、朝田貫の南の沢および長崎山の南の沢におけるものは河床部で傾斜不整合の関係が観察される。

3) 地殻運動

小林貞一は登米層と平磯層との関係から、本吉郡歌津町館の名によつて館時階の運動を提唱した。館においては前述のように登米層と平磯層は実際には断層によつて接しており、両層の不整合関係は同地では認められない。また館層は地層名として黒沢守、馬淵精一らによつて使用された。地層名と地殻運動名は同じ地名を避けた方がよいと思われる。筆者らは平磯層の模式地の属する大谷の名に因みて、館運動のかわりに大谷運動の名を提唱する。

4) 岩相上の相異

二畳系登米層は登米および雄勝において、稲井層群大沢層は女川附近において何れも屋根用天然スレートとして採掘されていることはすでに前述の通りであるが、二畳系の粘板岩と三畳系の粘板岩では岩相が相異なっている。これは堆積環境が著しく異なつていたものと考えられ、三畳系の粘板岩は石灰分が甚だ多い。また平磯層にうすい石灰岩、石灰質砂岩のあることは前述の通りで、三畳系は全体として二畳系の粘板岩より石灰分が多い特徴を有する。その例として屋根用天然スレートの分析結果を示しておく(表—VIII・1)。

表—VIII・1 大沢層、登米層の粘板岩分析表
(日鉄釜石鉱業所分析係分析, 1958. 5) (単位 %)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Total Fe	MgO	CaO
三畳系大沢層粘板岩(女川町石浜)	46.00	19.90	4.69	2.93	12.19
二畳系登米層粘板岩(登米町北沢)	41.30	26.60	4.51	3.59	1.52
同上(高田市矢作町雪沢)	41.20	27.73	4.69	3.60	1.52

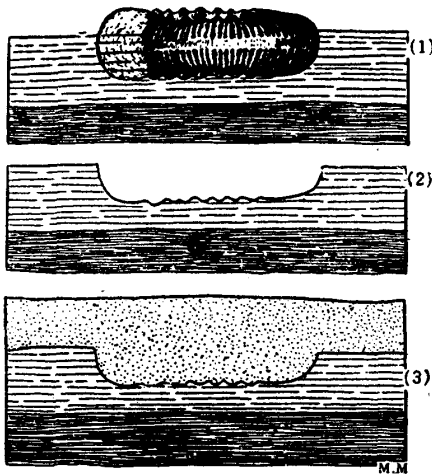
IX. 伊里前層の菊石化石の産状

伊里前層から多くの菊石化石を産することは前述の通りであるが、これらの菊石化石は常に貝殻の半分より保存されていないということが一般の常識になつていたようである。矢部長克(1949)⁸⁸⁾は宮城県本吉郡津山町柳津(茶臼山東麓石切場)産(29頁参照, 表—VI・4, Loc. 16)の菊石化石 *Rikuzenites nobilis* YABE を記載したとき次のように述べた。

All specimens of the Anisic ammonites from the *Hollandites* beds of Inai are moulds, the shell-substance being never preserved. The moulds are always

one-sided; that is to say, there is no specimen ever seen by the writer, with both surfaces preserved. Moreover, the majority of the specimens are obliterated in a definite manner, lengthened in one direction and correspondingly shortened in the other, due to lateral pressure. The present specimen from Yanaizu is in the same mode of preservation.

湊正雄(1953)⁴⁸⁾はこの記事を引用し、このように伊里前層(従来の稲井層、或いは *Hollandites* beds) から産する菊石化石はすべて殻の半面のみが化石として残されるものとみなして、その成因を次の様に説明した。すなわち、



図—IX・1 菊石の殻半面の化石成因
(湊正雄著 地層学, 176頁による)

“図—IX・1 (1), 凝固せる頁岩の上に未凝固の泥が沈積し, 菊石の貝殻が沈着するが, 次に同(2) 未凝固の泥は凝固し, 菊石の半面を印象にのこしたまま, 長く水中にあり, 菊石の貝殻はとけさる。その後, 同(3) 菊石の貝殻が溶け去つたのち砂が堆積し砂岩となる。菊石の化石は殻の半面より保存されないまま現在にいたる”。

というのであり, なお

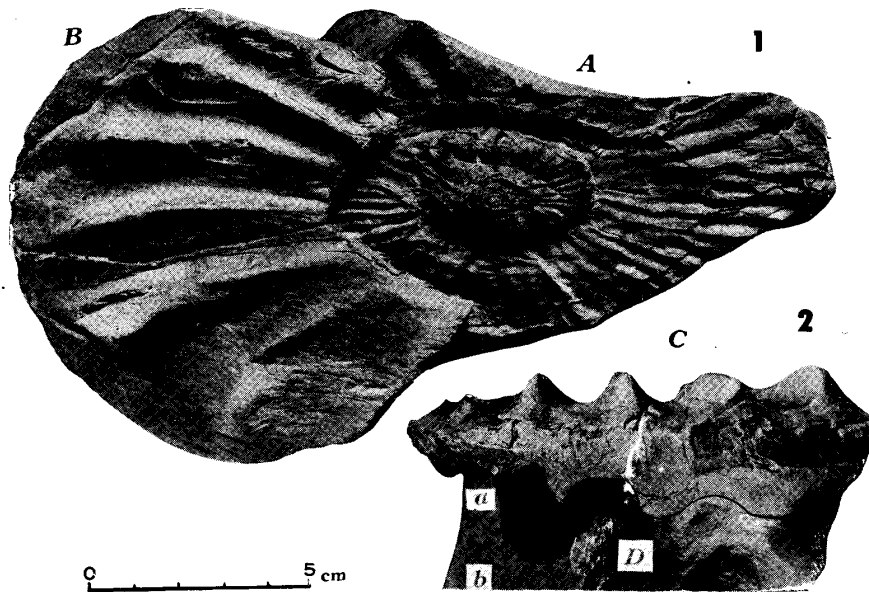
“このようにして形成されている菊石化石は片面だけが保存されているのであつて, 実際化石の凸面の方向が地層の下位の方向であり, たとえ凸

面をあらわしている場合でも, その反面を見つけだそうとして地層を掘りだして見ても無益であるという原因がわかるのである。”と説明した。

また更に湊正雄は“半面だけの菊石を基として考えてみると幾多の堆積上の休止期を経験しつつあることであつて, その時間的間隔は少くとも, 菊石の貝殻が溶解し去るに要した時間以上であつたことが推論される。”と述べている。

しかし, 筆者らは伊里前層から産出する菊石化石が常に半面の印象のみであるかどうかということについては吟味を要し, 多くの事実の観察を基礎にして推論することが大切であると考へている。

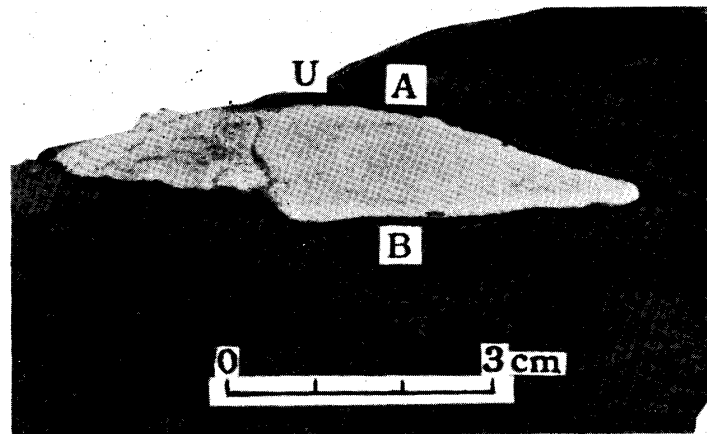
図—IX・2 は井内駅南側石切場において水野正文の採集した菊石化石 *Hollandites japonicus* (MOJSISOVICS) であるが, これは貝殻1個体として化石しており, 決して半面のみあらわれているものはない。図—IX・2 の1Aは凹面(雌型), 1Bは凸面(雄型)であるが, 1Bを側面から見れば2に示すようになる。このように同一化石で雄型, 雌型が



図—IX・2 稲井町井内駅南側石切場産 *Hollandites japonicus* (Mojsisovics)
(水野正文採集)

残され、また雄型の部分は完全に両面があらわれている。また 2 C-D の部分に亀裂があるがこの亀裂から化石をとりはなしてみると菊石の内部に別の 1 個の貝化石が入っている。これは菊石の殻の中に貝が入ったまま化石したのであって、菊石の個体が完全に残されているのである。

図—IX・3 は津ノ宮産の *Beyrichites* sp. (IGPS. No. 76365) (29 頁参照) で高橋治之が採集したものであるが、このほかにもう 1 個の菊石化石 (*Hollandites* sp.) が着いていた地層から実際現場で採集した標本である。これは完全に 1 個体で両面に Suture-line が残されている。この化石につ



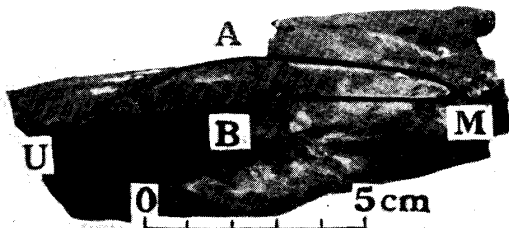
図—IX・3 志津川町津ノ宮産 (高橋治之採集)
Beyrichites sp. (IGPS. No. 76365)
両面(A, B)が完全にあらわれ、一個体として取出される標本である。
U umbilicus

いてこの記載は本研究、その 2 に発表した⁶³⁾。

図—IX・4 は津ノ宮産の *Sturia* cfr. *sanscevinii* (Mojsisovics) (IGPS. No. 76361) で坂東祐司が実際に採集したものである。これも完全に両面があらわれ、Suture-line も明



図—IX·4A 志津川町津ノ宮産 (坂東祐司採集)
Sturia cfr *sansovinii* (MOJSISOVICS)
 (IGPS. No. 76361)



図—IX·4B 図—IX·4A の U-M を矢の方向から見た場合、両面 (A, B) があらわれている。

らかである。この化石についての記載は本研究, その2に発表した⁶³⁾。

なお, これらと同様に津ノ宮産の *Hollandites japonicus* var. *tokuraensis* ONUKI & BANDO (IGPS, No. 76364) も両面があらわれている。しかもこれはあまり側圧の影響をうけないで円形である。この化石についての記載は本研究, その2に発表した⁶³⁾。

清水三郎の報告された菊石にも円形を呈して側圧の影響のないものがある。井内産の菊石には図—IX·2に示したように一方において圧延, 他方において圧縮された形のものもあるが, 津ノ宮, その他のものではこのような影響があまりあらわれていないものもある。なお本研究, その4には利府層の菊石の研究を発表するが, その中には完全に1個体として採集されたものも含まれている。

以上の数個の例からみれば, 伊里

前層(稻井層)の菊石化石は常に殻の半面のみがあらわれるというものではない。もちろん半面のみがあらわれているというような場合もあるとは思われるが, これをもつて全部のものを同様に考えて, それに基く断定的に堆積上の推論をなすことは多くの誤解を招くおそれがある。これらの問題については, 今後更に多くの方々の検討を願うため, 筆者らが実際に採集し, また観察した標本を示したものである。

X. 総 括

北上山地における三畳系は南部北上山地に発達し, 岩手県南端部にわずかに一部が分布するほか, 大部は宮城県内の唐桑半島以南の地域に分布している。これらの三畳系は

Scythian, Anisian, Ladinian の稲井層群と Carnian, Norian の皿貝層群に区分されるが、皿貝層群については本研究, その 1 にてすでに報告したので、本編においては稲井層群の層位学的研究を報告したのである。なお、宮城県本吉郡津ノ宮附近より採集された菊石は、本研究, その 2 に発表した。また、利府層産の菊石化石は、本研究, その 4 として本邦文報告後編に発表した。

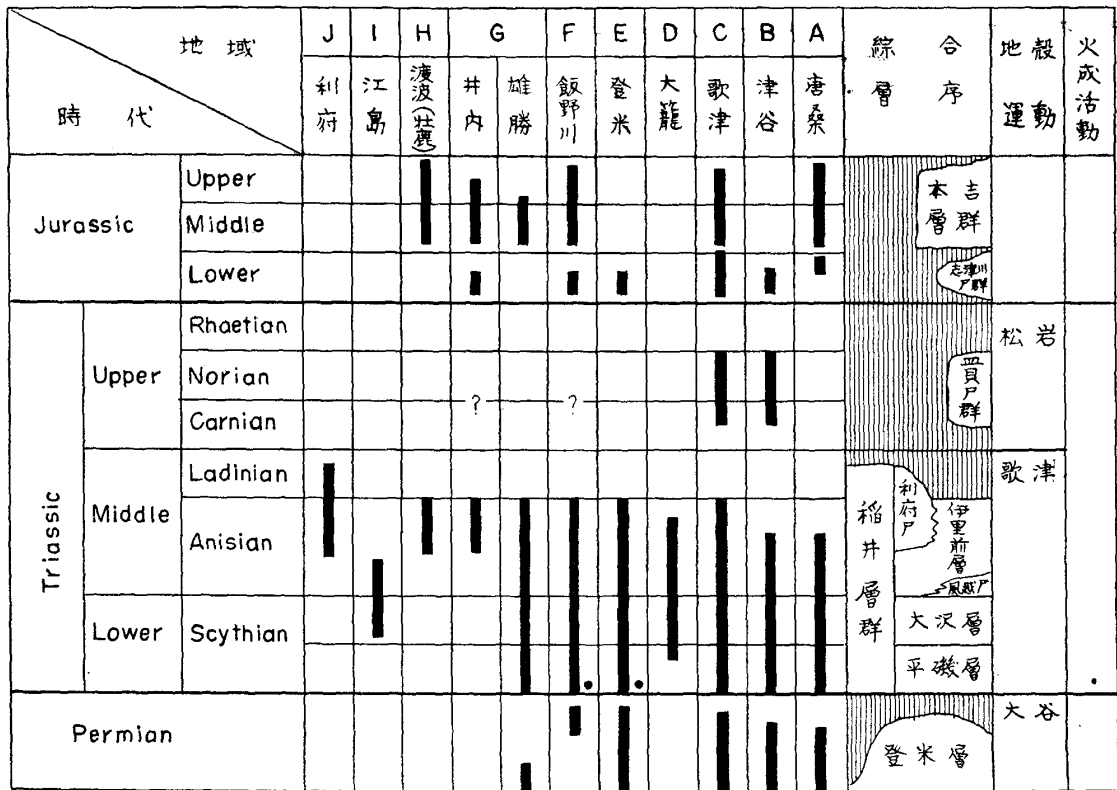
稲井層群に含まれる地層は、各地域により、また調査者によつて細分および命名がそれぞれ異なっていることは、表—IV・1 に示した通りである。しかし、筆者らは稲井層群の層相を大観した場合、同一の層序区分・命名をもつて全地域に適用することができると考えているので、下より平磯層、大沢層、風越層、伊里前層および利府層に区分し、これらの層名をもつて全地域に及ぼしたのである。これらの各層のうち、利府層のみが別個の地域に分布し、その他の各層は連続的に分布している。

平磯層および大沢層は Scythian, 風越層および伊里前層は Anisian であることは何人の意見も一致していたところである。また利府層を伊里前層の上におくことも従来一般に意見が一致しているようであるが、利府層を Ladinian とし、また Aniso-Ladidian とするものがあつて、この点では解釈が異なっている。しかし、筆者らは従来のように伊里前層の上に利府層を重ねることについては意見を異にするものであつて、伊里前層の上部層と利府層の下部・中部層とは同層位で共に Anisian 上部と見做すものであり、利府層の上部層を Ladinian と考えているのであるが、同時に利府層の最上部は四国の蔵法院層群の一部とも同層位と解釈しているのである。これらの点が従来の伊里前層および利府層の取扱い方と筆者らの考え方がかわつて来たのである。

市川浩一郎はわが国三疊系の年代区分を試み、北上山地におけるものを代表的地層(4・5頁参照)と認めているものも多いが、筆者らの現在の伊里前層、利府層の取扱い方およびそれらの時代的考察とは異なるものがあるので、これらの年代区分については更に再検討を要するものと思われる。

稲井層群の上限および下限は、上位層および下位層とそれぞれ不整合関係にあつて明確に決定される。稲井層群と下位の二疊系との不整合関係により、二疊紀末期の地殻変形を小林貞一は館時階と呼んだが、筆者らは大谷時階と改称した。また稲井層群と皿貝層群との不整合関係により、稲井層群変形を小林貞一は歌津時階と呼び、Norian 直前と見做しているが、しかし、筆者らは皿貝層群を Carno-Norian と見做しているので、歌津時階を Ladinian 末期と考え、西南日本における小林貞一の秋吉造山時階と同一と見做すもので

図-X.1 北上山地三疊系発達状況



● 塩基性凝灰岩(火山活動)

ある。なお小林貞一は大沢層と風越層との局部的不整合に基き、御崎時階を提唱したが、唐桑半島南端の御崎岬およびその他の所においても風越層基底に不整合は認め難いので、筆者らの考えでは御崎時階は認め難い。しかし、後述する様に稲井層群堆積の Cyclothem を考慮すれば大沢層から風越層に堆積環境の変移が推定される。

南部北上山地の地質構造などの点より稲井層群をA~Jの10地域に分ち、地質各論にて各地域毎に説明したが、各地域における各層の発達状況および層厚は、図-X.1, 表-X.1 のようである。

北上山地の三疊系のうち、伊里前層が大部の面積を占めて広く分布することは、矢部長克によりすでに古くから指摘されていたことであるが、これらの関係は筆者らの現在の調査結果においてもまた全く同様である。三疊系分布地域の地質構造は一見簡単に見えるが、褶曲、断層が可なり多く、実際の厚さを測定することが困難な場合が多い。そのため上位および下位の諸地層を含めて全般の構造を明らかにしなければ確実に測定されないで、従来しばしば伊里前層などの粘板岩より成る地層は厚さが過大に測定されてい

表—X.1 三疊系各層の地域別の層厚 (m)

層	地 域 序	J	I	H	G		F	E	D	C	B	A	
		利府	江島	渡波・荻ノ浜	稲川・雄勝 井内	井・女勝 雄勝女川 水沼出島	飯野川 戸倉	登米・津山	大籠	歌津・志津川	津谷	唐桑	
上位層		第三系		侏羅系	侏羅系 (※)		侏羅系 (※)	侏羅系		三疊系 皿貝層群	三疊系 皿貝層群	侏羅系	
稲 井 層 群	利府層 (500)	500			700 }	800							
	伊里前層 (500~1600)		500+		700~800	1300	1400~1600	1400~1600	1600?	800	600~700	500~700	
	風越層 (0~600)		15~40		10~150	250 }	0 }	120 }	0~150	150~600	0~500	250 }	300 }
	大沢層 (180~350)		250			350	180~230	300	?	250	280~300	300	
	平磯層 (150~300)					230~250	150	200~250	100+	150~300	270	170	250
下位層					二疊系		二疊系	二疊系	二疊系	二疊系	二疊系		

~~~~ 不整合, == 断層, ..... 上・下限不明, (※) 最下部の一部は皿貝層群?

たものと思われる。市川浩一郎は伊里前層の厚さを 1,000~2,500 m と測定し、筆者らも従来 2,300 m にまで推定していたが、これは恐らく過大であつて、現在では厚い場合でも、1,600 m 内外と見做している。これと同様に大沢層の粘板岩の場合も 1,000 m 以上の厚層として取扱われた地域もあるが、褶曲、断層などによつて反復するものを誤認されていたものと考えられ、実際は表—X.1 に示す程度のものと見做される。

稲井層群の生層位学的区分は次の様である (上より下に)。

利府層 (上部層)…… Ladinian

*Daonella* Zone

*Monophyllites* Zone

*Protrachyceras reitzi* Zone

利府層 (下部・中部層)\*・伊里前層 (上部層)……Anisian

*Paraceratites* aff. *trinodosus* Zone\*・*Sturia* cfr. *sansovinii* Zone

*Rikuzenites nobilis* Zone

伊里前層 (下部層)..... Anisian

*Monophyllites sphaerophyllus* Zone

*Leiophyllites* cfr. *pseudo-pradyumna* Zone

or (*Danubites shimizui* Zoae)

風越層..... Anisian

*Spiriferina* Zone (cfr. *Sp. fragilis*, cfr. *Sp. stracheyi*)

- \*\* { *Hollandites japonicus*
- Balatonites kitakamicus*
- Gymnites watanabei*

大沢層..... Scythian

Prohungaritoid (Gen. et sp. indet) Ammonite Zone ?

“*Xenodiscus*” Zone

“*Ophiceras*” Zone

*Eumorphotis* Zone

平磯層..... Scythian

“*Pecten*” Zone

稲井層群の生層位学的区分は今後更に野外の精査が進み、化石の産出層準が明確に決定されると共に古生物学的研究が進められ、殊に平磯層および大沢層には菊石も少なく、且つ保存も不良であつて、菊石による対比が困難であるが、将来菊石が採集鑑定された場合には、菊石による対比によつてこれらの生層位学的区分が更に詳細、且つ明確になるものと思われる。

大沢層、伊里前層および利府層から植物化石を産するが、多くは破片で十分研究されていない。

二疊系登米層が内海・気水性の堆積相の粘板岩より成るのに対し、三疊系稲井層群は公海性乃至半公海性のフリツシュ堆積相より成るのである。登米層と稲井層群との間の堆積相の変移は、登米層堆積後の造山運動(大谷運動)による結果によるものである。すなわち二疊系は北上山地の大部に広く分布するのであるが、三疊系は南部北上山にのみ分布するもので、登米層を堆積するまで発達していた広域にわたる地向斜は登米層堆積後に造山化して北上山地の母体となり、三疊系稲井層群の堆積盆地は登米層堆積当時より南に移動し

\*\*

たものと考えられる。

南部北上山地には中生代三疊系，侏羅系，下部白堊系が分布するが，南部北上山地はこの中生代を通じて何れも沈降区であつたものと推定される。しかも，中生代を通じて見れば多くの地殻運動が考えられるのであるが，この堆積盆地は移動が比較的少なく，沈降区が大体一定しており，NNE 方向に広がつた堆積盆地であつたものと見做される。

稲井層群の堆積相から見れば 2 回の Megacyclothem を考えることが出来る。平磯層から大沢層の堆積相は Littoral から Neritic に変移しているが，Scythian を代表する一つの Megacyclothem である。また風越層から伊里前層，利府層の堆積相は Neritic 乃至 Bathyal 性のもので最も沈降の著しかつた状態にあつたが，風越砂岩の堆積は大沢層から軽微な Rejuvenation を示し，Deltaic の環境にあつたものと考えられ，風越層から伊里前層，利府層は Aniso-Ladinian を代表する一つの Megacyclothem である。次に Upper Ladinian の頃の歌津運動によつて稲井層群の堆積盆地は陸化し，更に Carnian の中頃より一部が沈降して皿貝層群を堆積せしむるに至つたが，後者は現太平洋地域に *Entomonotis* を含む地層より成るもので，稲井層群と皿貝層群では層相が著しく変つてゐることは注目すべき事実である。

わが国の三疊系に火成活動の事実が現在認められるのは，北上山地におけるもののみで，これは北上山地の西南部の平磯層の一部に塩基性凝灰岩を含むことから確認されるのである。

## XI 文 献

- 1) 安部洋三(1928): 牡鹿半島並金華山地質地形及岩石節理に就て. 東北大卒論(手記).
- 2) 坂東祐司(1956): 岩手県東磐井郡藤沢町附近の地質. 東北大卒論(手記).
- 3) 坂東祐司(1958): 北上山地に於ける三疊紀層の層位学的研究. 東北大修士論文(手記).
- 4) 坂東祐司(1958): 利府層から *Protrachyceras* の発見とその意義について. 地質雑, Vol. 64, No. 754, pp. 348-350.
- 5) 坂東祐司・小貫義男・高橋治之・大友哲郎(1958): 東北地方の三疊系および侏羅系. 地質雑, Vol. 64, No. 754, p. 365.
- 6) DIENER, C. (1895): The Cephalopoda of the Muschelkalk. *Pal. Indica, Ser. 15, (Himalayan Fossils)*, Vol. 2, Pt. 2, pp. 1~120.
- 7) DIENER, C. (1916): Die marinen Reiche der Triasperiode. *Denkschr. K. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, Vol. 92, pp. 405~550.
- 8) DIENER, C. (1916): Japanische Triasfaunen. *Denkschr. K. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl.*, Vol. 92, pp. 1~30.
- 9) HAUER, F. (1896): Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus der Trias von

- Bosnien. II, *Denkschr. K. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl.*, Vol. 63, pp. 237-273.
- 10) 八谷彪一(1901): 北上中生層より出でたる化石一, 二に就いて. 地質雑, Vol. 8, No. 91, p. 202.
  - 11) 半田 実(1953): 宮城県北上山地南部石巻女川附近の地質. 東北大卒論(手記).
  - 12) HANZAWA, S. *et al.* (1953): The Geology of Sendai and its Environs. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, Vol. 25, pp. 1~50.
  - 13) 半沢正四郎(1954): 東北地方(日本地方地質誌).
  - 14) HARADA, T. (1946): Die Japanischen Inseln.
  - 15) HAYASAKA, I. (1924): Fossils in the Roofing slate of Ogachi, Prov. Rikuzen. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 3, No. 2, pp. 45~53.
  - 16) ICHIKAWA, K. (1946): Notes on the Triassic System in the Southern Kitakami Mountainland, Miyagi Prefecture. 東大卒論(手記).
  - 17) 市川浩一郎(1947): 北上山地南部津谷伊里前地方中下部三疊系の層序について. 地質雑, Vol. 53, Nos. 622~627, pp. 79~80.
  - 18) 市川浩一郎(1949): 本邦三疊紀層の年代的分類. 地質離, Vol. 55, Nos. 648~649, p. 119.
  - 19) 市川浩一郎(1950): 本邦三疊紀の年代区分について. 地質雑, Vol. 56, No. 652, pp. 17~22.
  - 20) 市川浩一郎(1951): 宮城県雄勝地方三疊系稲井層群の基底礫岩について. 鉱物と地質, Vol. 4, Nos. 1~2, pp. 17~19.
  - 21) 市川浩一郎(1951): 本邦三疊紀の年代区分. 地調報特別号(日本三疊系の地質), pp. 1~4.
  - 22) 市川浩一郎(1951): 北上山地南部の三疊紀層. 同上, pp. 7~23.
  - 23) 市川浩一郎(1951): 宮城県利府附近の三疊紀層. 同上, pp. 23~26.
  - 24) 市川浩一郎(1954): 北上山地南部のトリアス系. 地団研中生界研究グループ速報特別号(日本の中生界)(騰写版).
  - 25) 猪郷久義(1952): 宮城県稲井村稲井統に産する *Neocalamites* cfr. *hoerensis* (SCHIMPER) の発見. 地質雑, Vol. 58, No. 687, p. 571.
  - 26) Iki, J. (1896): Geology of Vicinity of Shizugawa. 東大卒論(手記).
  - 27) 稲井 豊(1939): 宮城県志津川町四近の地質. 地質雑, Vol. 46, No. 548, pp. 231~242.
  - 28) 稲井豊・高橋年次(1940): 北上山地南端部の地質に就いて. 東北大邦報, No. 34, pp. 1~40.
  - 29) 岩井淳一(1958): 南部北上山地三疊系の堆積学的研究. 日本地質学会東北支部総会講演.
  - 30) 岩井淳一(1958): 南部北上山地三疊紀稲井層の堆積環境. 地質雑, Vol. 64, No. 759, pp. 689~690.
  - 31) JINBO, K. (1887): Report of the Geological Researches of Eastern Rikuzen. 東大卒論(手記).
  - 32) JINBO, K. (1888): Geological Note of the Kitakami-bergländ. 東大大学院論文(手記).
  - 33) 神保小虎(1898): 仙台附近の *Pseudomonotis*. 地質雑, Vol. 5, No. 55, p. 267.
  - 34) 神保小虎(1900): 北上山地南辺地質旅行案内. 地質雑, Vol. 7, No. 84, pp. 311~320.
  - 35) 川崎繁太郎(1900): 北上山地に於ける新化石産地. 地質雑, Vol. 7, No. 86, pp. 412~414.
  - 36) 加納 博(1958): 南部北上山地登米地方稲井層群基底礫岩一含花崗質岩礫岩の研究(その2). 地質雑, Vol. 64, No. 756, pp. 464~473.
  - 37) 亀卦川弥佐(1950): 北上山地西南部黄海錦織附近の層位に就いて. 東北大卒論(手記).
  - 38) 菊地 安(1891): 20万分の1石巻図幅地質説明書.
  - 39) 菊地 安(1892): 20万分の1一関図幅地質説明書.

- 40) KOBAYASHI, T. & HUKASAWA, T. (1940): A new species of *Posidonia* from the Inai Series (?) in the Southern Kitakami Mountainland, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 47, No. 567, pp. 517~519.
- 41) 小林貞一(1948): 日本群島地質構造論.
- 42) 小林貞一・市川浩一郎(1951): 三疊紀の動物. 地調報特別号(日本三疊系の地質), pp. 4~7.
- 43) 小林貞一(1951): 日本三疊系通論. 同上, pp. 113~132.
- 44) 小林貞一(1951): 総論(日本地方地質誌).
- 45) 黒沢 守(1929): 陸前米谷・志津川附近の地質. 東北大卒論(手記).
- 46) 馬淵精一(1932): 北上山地南部田東山塊の層位に就いて. 東北大卒論(手記).
- 47) McLEARN, F. H. (1953): Correlation of the Triassic Formations of Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 64, pp. 1205~1228.
- 48) 湊 正雄(1953): 地層学, 頁 173~177.
- 49) 水戸 滉(1957): 南部北上山地宮城県水界峠周辺の地質. 東北大卒論(手記).
- 50) MOJSISOVICS, E. v. (1888): Ueber einige japanische Triasfossilien. *Beitr. z. Pal. Oester.-Ungarns und des Orients*, Vol. 7, pp. 163~178.
- 51) MOJSISOVICS, E. (1882): Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. *Abh. k. k. Geol. Reichsanst.*, Vol. 10, pp. 1~322.
- 52) 永井浩三(1940): 追波川北岸地域の地質. 東北大卒論(手記).
- 53) NAKAO, K. (1917): On the Geology and its structural meaning of the Southern Kitakami Mountainland. 東北大卒論(手記).
- 54) NAKAZAWA, K. (1958): "*Monophyllites*" *arakuraensis* sp. nov. from the Maizuru Zone. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N.S.*, No. 30, pp. 217~219.
- 55) NAKAZAWA, K. (1958) The Triassic System in the Maizuru Zone, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, Vol. 24, No. 4. pp. 265~313.
- 56) NAUMANN, E. (1881): Über das Vorkommen von Triasbildungen im nördlichen Japan. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien*, Vol. 31, pp. 519~528.
- 57) OKUTSU, H. & HASE, K. (1958): On the Geology and Geo-Thermal Temperature appeared at the Test Boring of Matsushima Hot-Spring Health Center. *SAITO HO-ONKAI MUS. Res. Bull.*, No. 27, pp. 52~53.
- 58) 小貫義男(1956): 北上山地の地質. 岩手県地質説明書, II.
- 59) 小貫義男(1957): 東北地方の中生界. 地質雑, Vol. 63, No. 742, p. 404.
- 60) 小貫義男・坂東祐司(1958): 北上山地, 三疊系基底部における凝灰岩について. 地質雑, Vol. 64, No. 752, pp. 265~266.
- 61) 小貫義男・高橋治之・今泉力蔵・長谷弘太郎(1958): 東北地方の白堊系. 地質雑, Vol. 64, No. 754, p. 365.
- 62) 小貫義男・坂東祐司(1958): 上部三疊系皿貝層群について(北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研究: - 1). 地質雑, Vol. 64, No. 757, pp. 481~493.
- 63) ONUKI, Y. and BANDO, Y. (1959): On Some Triassic Ammonites from the Isatomaie Formation. (Stratigraphical and Paleontological Studies of the Triassic System in the Kitakami Massif, Northeastern Japan: - 2). *Jap. Jour. Geol. Geogr.* (in printing).
- 64) 大友哲郎(1957): 宮城県石巻東方, 石巻一雄勝一女川の地質並に周辺の地質構造に就いて. 東北大修士論文(手記).
- 65) OTSUKI, Y. (1901): Geology of the South-End Kitakami Mountainland. 東大卒論(手記).
- 66) 清水三郎(1928): 本邦三疊紀産アンモナイトに就きて. 地球, Vol. 9, No. 4, pp. 277~291.

- 67) SHIMIZU, S. (1930): On Some Anisic Ammonites from the *Hollandites* Beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geology)*, Vol. 14, No. 1, pp. 63~74.
- 68) SHIMIZU, S. (1930): Two New Species of Ladinic Ammonites from the *Daonella* Beds of Rifu, Province of Rikuzen. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geology)*, Vol. 14, No. 1, pp. 75~77.
- 69) SHIMIZU, S. (1930~31): On Some Triassic Ammonites from the Sakawa Basin, Province of Tosa in Shikoku. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 3, Nos. 1~2, pp. 13~18.
- 70) 志井田功(1939): 陸前国気仙沼地方の地質学的研究. 東北大卒論(手記).
- 71) 志井田功(1940): 宮城県気仙沼町近傍の地質につきて. 東北大邦報, No. 33, pp. 1~72.
- 72) 志子田典生(1958): 気仙沼市北東部の地質. 東北大卒論(手記).
- 73) SMITH, J. P. (1914): The Middle Triassic Marine Invertebrate Faunas of North America. *U. S. G. S., Prof. Pap.*, Vol. 83, pp. 1~148.
- 74) SPATH, L. F. (1934): The Ammonoidea of the Trias. *Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History)*, Pt. 4, pp. 1~521.
- 75) SUGIYAMA, T. (1942): Studies on the Japanese Conularida. *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 49, No. 589, pp. 239~242.
- 76) 高橋治之(1957): 牡鹿半島北半部の地質. 東北大卒論(手記).
- 77) 高橋治之(1959): 宮城県橋浦及び水沼地方の地質. 東北大修士論文(手記).
- 78) 高橋年次(1938): 宮城県牡鹿半島の層位. 東北大卒論(手記).
- 79) TÔYAMA, C. (1919): On the Geology of Southern Kitakami Mountainland in the environ of Tome and Sidzukawa. 東北大卒論.
- 80) The Triassic subcommittee, REESIDE, J. B. *et al.* (1957): Correlation of the Triassic formations of North America exclusive of Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 68, No. 11.
- 81) 矢部長克(1900): 北上三疊系に出でたるクラジスシーテスに就ての予報. 地質雑, Vol. 7, No. 82, pp. 239~242.
- 82) 矢部長克(1903): 北上三疊系の時代に就て. 地質雑, Vol. 10, No. 144, pp. 117~123.
- 83) 矢部長克(1918): 日本三疊紀層の地質時代. 地質雑, Vol. 25, No. 299, pp. 385~389.
- 84) YABE, H. & SHIMIZU, S. (1927): The Triassic Fauna of Rifu near Sendai. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, Vol. 11, No. 2, pp. 101~136.
- 85) 矢部長克(1928): 北上山地の南端部, 牡鹿半島の岩石節理の研究. 地球, Vol. 9, No. 1, pp. 15~22.
- 86) YABE, H. & SHIMIZU, S. (1933): Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 10, Nos. 3~4, pp. 87~98.
- 87) YABE, H. & SHIKAMA, T. (1948): A New Lower Triassic Nothosauria from Isihu near Yanaizu, Mono-gun, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, Vol. 24, No. 10, pp. 35~41.
- 88) YABE, H. (1949): A New Triassic Ammonite from Yanaizu, North of Inai near Isinomaki, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, Vol. 25, No. 11.
- 89) 安田邦夫(1951): 北上山地南部雄勝・女川町附近の地質. 東北大卒論(手記).
- 90) 吉井正敏(1934): 金華山地質案内. 地質雑, Vol. 41, No. 485, pp. 81~84.
- 91) 吉井正敏(1938): 牡鹿半島に於ける岩石節理に就いて. 地質雑, Vol. 45, No. 537, pp. 497~498.

# On the Inai Group of the Lower and Middle Triassic System

(Stratigraphical and Paleontological Studies  
of the Triassic System in the Kitakami  
Massif, Northeastern Japan:—3)

By

Yoshio ONUKI and Yuji BANDÔ

## Abstract

In the Kitakami Massif the Inai group includes the Scythian to the Ladinian stages of the Triassic system. The Inai group unconformably covers the Toyama formation of the Permian system, and is unconformably overlain with the Saragai group of the Upper Triassic system. The stratigraphical study of the Saragai group has already been reported elsewhere<sup>62</sup>).

### A Stratigraphy

The Inai group can be subdivided into five formations based upon lithology, namely, Hiraiso, Osawa, Fukkoshi, Isatomae and Rifu formations in ascending order.

The Hiraiso, Osawa, Fukkoshi and Isatomae formations are well developed in an extensive area surrounded by the Periman rocks in the southern most part of the Kitakami massif, but the Rifu formation is exposed only in isolated areas and forms the foundation rocks of the Tertiary sediments between Rifu and Mastushima stations along the Tohoku main railway line. The stratigraphical relation of the Inai group is as shown in the table. (See p. 68)

### B Biostratigraphy

The Biostratigraphical sequence of the Inai group is as follows in descending order.

Rifu formation (upper part) . . . . Lower Ladinian — lower Upper Ladinian  
*Daonella kotoi* var. *multistriata* Zone

| Stages   | Group                 | Southern Kita-kami massif                                                                            | Rifu area                                                                                                                                       | Lithologic character                                                     | Sedimentary cycle |
|----------|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| Ladinian | Inai group            | Missing                                                                                              | Rifu formation (500m±)                                                                                                                          | Hard, compact, banded sandy slate or slate intercalating sandstone bands | Megacyclothem     |
| Anisian  |                       | Isatomae formation (500-1600m)                                                                       |                                                                                                                                                 |                                                                          |                   |
|          |                       | Fukkoshi f. (0-600m)                                                                                 | Massive or thick bedded sandstone intercalating conglomerate, an alternation of sandstone and slate, interfingering with the Isatomae formation |                                                                          |                   |
| Scythian |                       | Osawa f. (180-350m)                                                                                  | Slate or a thin alternation of slate and sandstone                                                                                              | Megacyclothem                                                            |                   |
|          | Hiraiso f. (150-300m) | upper<br>Alternation of sandstone and slate<br>lower<br>Calcareous sandstone with basal conglomerate |                                                                                                                                                 |                                                                          |                   |

*Monophyllites* cfr. *wengensis* Zone

*Protrachyceras reitzi* Zone

Rifu formation\* (lower and middle parts). Isatomae formation (upper part) ..... Anisian

*Paraceratites* aff. *trinodosus* Zone\*, or *Sturia* cfr. *sansovinii* Zone

*Rikuzenites nobilis* Zone

Isatomae formation (lower part) ..... Anisian

*Monophyllites sphaerophyllus* Zone

*Leiophyllites* cfr. *pseudo-pradyumna* Zone, or *Danubites shimizui* Zone

Fukkoshi formation ..... Anisian

*Spiriferina* Zone

Osawa formation ..... Scythian

Prohungaritoid (Gen. et sp. indet.) ammonite Zone ?

"*Xenodiscus*" Zone

"*Ophiceras*" Zone

*Eumorphotis* Zone

Hiraiso formation ..... Scythian

"*Pecten*" Zone

### C Sedimentary environments and cyclothem

The Hiraiso and Osawa formations are open sea littoral to neritic deposits. The rock facies gradually changes vertically, representing evidently the record of a depositional cycle. The Isatomae and Rifu formations are enclosed



basin deposits of the Flysch type of the neritic to the bathyal zones. The Fukkoshi formation is a deltaic deposit, and interfingers with the Isatomae formation. The succession from the Fukkoshi formation to the Isatomae and the Rifu formations represents a cycle of deposition.

From the rock succession mentioned above, the Inai group may be divided into two major cyclothems, i.e., Megacyclothem of the Scythian stage (Hiraiso and Osawa formations) and Megacyclothem of the Aniso-Ladinian stages (Fukkoshi, Isatomae and Rifu formations).

#### D Igneous activity

In the southwestern part of the area of distribution of the Inai group basic tuff breccia is found in the basal part of the Hiraiso formation. This represents the existence of Triassic igneous activity in Japan.

#### E Geotectonic movement

The following movements are recognized by the unconformity between the Inai group and its sub- and superjacent formations.

- 1) Ôya movement: ——— at the end of the Permian
- 2) Utatsu movement: ——— Upper Ladinian ? (In the time of Post-Rifu formation and Pre-Saragai group)