

化石の宝庫 宮古層群

田中啓策 (地質部)

はじめに

北上山地の山並がけわしく迫る陸中海岸は 南部では入江と岬が交互したリアス式沈降海岸 北部ではこれと対照的に 海岸線の屈曲が少ない隆起海岸である。陸中北海岸の断崖絶壁に 激浪に洗われながら化石の宝庫が点在している。これが下部白亜紀層の宮古層群である。

荒磯の險阻にもまれながら 怒濤の飛沫を浴びながら 宮古から北上して羅賀まで 飛石づたいに 宮古層群を訪れたのは 今から15年も前のことだった。当時は 国鉄宮古線が開通していなかった。調査コースは 5万分の1「田老」図幅地域内に限られ 北の模式地平井賀も瞥見したにすぎない。このような次第で 宮古層群の層序 堆積 化石群などについて全容を明らかにするにはほど遠い。この小文に記した内容の一部も 同僚諸賢の業績に負う所が多い。

宮古層群のあらまし

南は宮古港南西の丘陵地から 北は岩手県下閉伊郡田野畑村の弁天崎—弁天島まで 陸中北海岸を約35kmにわたって 宮古層群は点々と露出している(第1図)。北上山地屈指の化石産出層として また本邦各地に広く分布する白亜紀層の系譜のうち 下部白亜系宮古統の標準地層として あまりにも有名である。

宮古層群は おもに外洋性の沿岸～浅海に堆積した地層で 基底の巨礫礫岩にはじまり 礫質砂岩・石灰質砂岩・貝殻質砂岩などからなる。大型有孔虫・サンゴ・二枚貝・巻貝・アンモナイト・ベレムナイト・ウニ・石灰藻など 多くの種類の化石を豊富に含んでいる。年代は宮古世前期の後半から宮古世後期の初頭にわたる。全層厚はほぼ200mで 本邦各地の同時代の地層にくらべて ずっと薄く 数分の一 ないし十分の一にすぎない。

宮古層群は 東北日本の地質構造区分のうち もっとも太平洋側に近い田老帯に分布する。ジュラ紀後期—白亜紀前期(有田世)の強く褶曲した地向斜堆積層である陸中層群と それに貫入した花崗岩類を不整合におおいながら 全体として東方 太平洋側に 30°内外ないしそれ以下に ゆるく傾斜している。この不整合は陸

中層群堆積後 宮古層群堆積前というごく短い期間のあいだに 大島造山運動とよぶ顕著な地殻変動が起こったことの証拠として注目される。この変動にもなって北上山地では 広域にわたって花崗岩類が貫入した。

宮古層群は 大島造山運動後に 比較的安定した地盤上に堆積した地層で 堆積後も目だった造構造運動をうけなかった。先に述べたように 全層厚がうすく 地層の傾斜がゆるいのも このような構造環境のためである。

層序

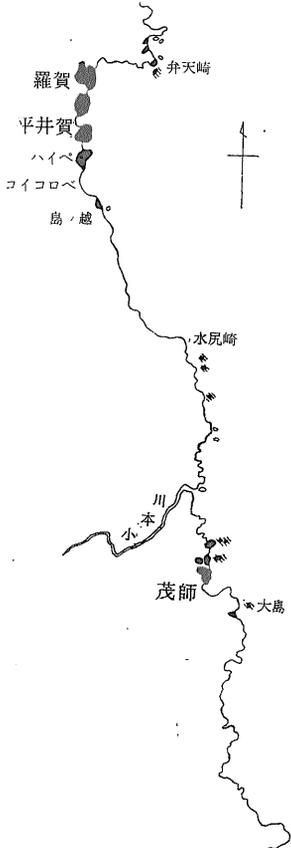
宮古層群は第1表のように層序区分される(第2・3・4図)。沿岸～浅海に堆積した地層であり また35kmの長距離にわたって点々と露出するので 岩相は場所によってかなり変化し 露出地層の層序範囲も各地でかなりちがってくる(第5・6図)。このことは とくに宮古層群の中部—上部 すなわち田野畑層よりも上位の地層についていえる。とりわけ 北部(岩泉図幅地域)において オルビトリナに富む貝殻質砂岩相の発達が目される(第5図)。

模式地の平井賀周辺では 「平井賀層」に2つの堆積

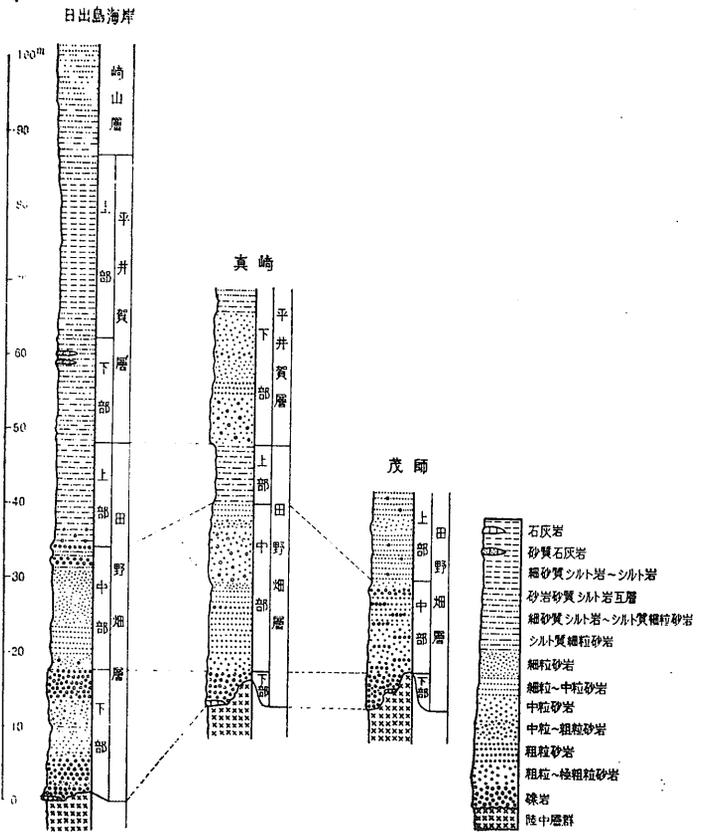
第1表 宮古層群の岩相層序区分

岩泉図幅地域		田老図幅地域	
北	南	北	南
		日出島層	
明戸層		(層序関係不明)	
オルビトリナ 砂岩相	上部平井賀層	崎山層	
	下部平井賀層	平井賀層 { 上部 下部	
田野畑層 { 上部 中部 下部		田野畑層 { 上部 中部 下部	
羅賀層		羅賀層	

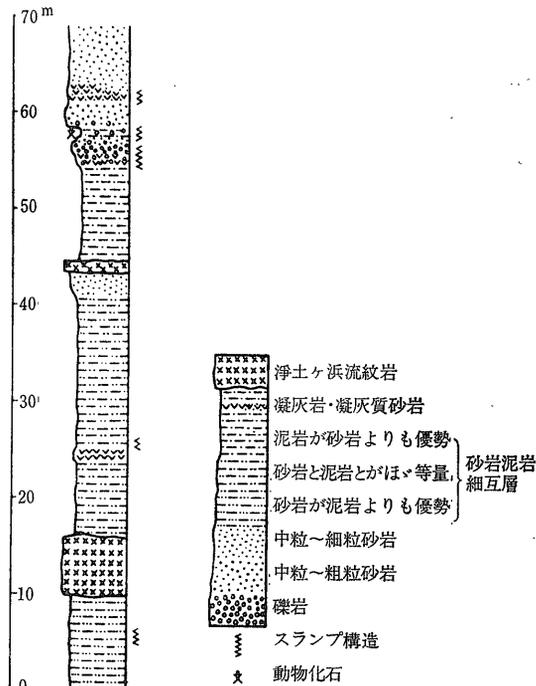
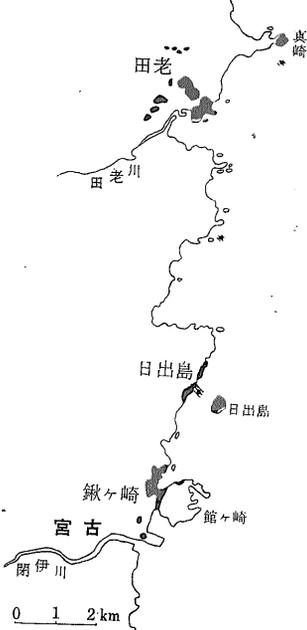
縦線模様は基盤(陸中層群および花崗岩類)を示す



第1図 宮古層群分布図
分布範囲を黒色部・斜線で示す



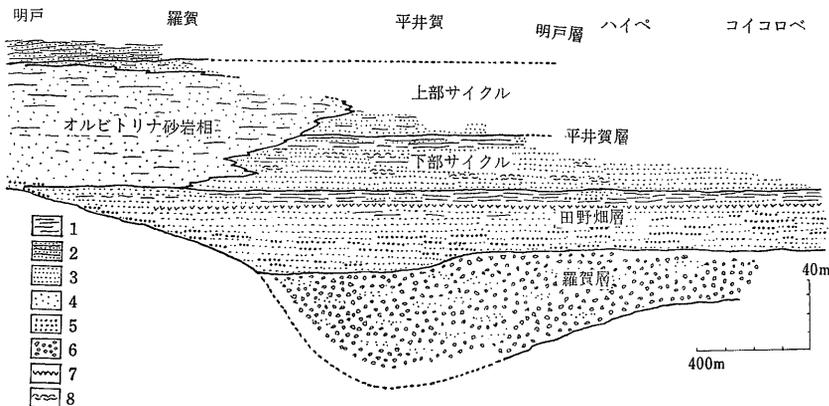
第2図 田老岡幅地域宮古層群層序柱状図



第3図
日出島の宮古層群日出島層序柱状図



第4図 平井賀北岸の宮古層群層序柱状図
 1 砂質シルト岩
 2 細砂質シルト岩～シルト質細粒砂岩
 3 砂質シルト岩砂岩薄互層
 4 細粒砂岩
 5 中粒砂岩
 6 粗粒砂岩
 7 礫岩



第5図 模式地周辺の宮古層群相層序概念図(花井ほか 1968による)
 1 砂質シルト岩
 2 泥質細粒砂岩
 3 細粒～粗粒砂岩
 4 オルビトリナ砂岩相
 5 礫岩(円礫)
 6 礫岩(角礫 歪角礫)
 7 酸性凝灰岩
 8 化石密集層

輪廻層が認められる(第5図)。田老図幅地域では前記の2堆積輪廻層に相当すると考えられる地層は下の平井賀層と上の崎山層である。模式地の「平井賀層」については地層名に多少の混乱はまぬがれないが2堆積輪廻層にたいして下部平井賀層 上部平井賀層とよんでおこう。下部平井賀層と上部平井賀層とを合わせた部分は北へ向かってオルビトリナ砂岩相に移化する。オルビトリナ砂岩相中にも下部平井賀層・上部平井賀層それぞれにあたる堆積輪廻層を追跡していくことが今後の課題として残される。将来この問題を解決した上で地層名の統一をはかりたい。

次に宮古層群の層序について下から上へ順次述べ

層序区分	田老図幅地域								
	岩泉地域 茂師北方	茂師	大島	茂師 南東海岸	真崎	田老内陸	田老海岸	日出島 海岸	日出島
宮古層群	日出島層								
	(層序関係不明)								
	明戸層								
	崎山層								
	平井賀層								
	上部								
	下部								
田野畑層									
上部									
中部									
下部									
羅賀層	陸中層群	陸中層群		陸中層群	陸中層群	田老 花崗岩	田老 花崗岩	陸中層群	

第6図 田老図幅地域および隣接地における宮古層群露出地層の層序範囲

ていこう。 上限は明らかでないが 一時的な海退のエピソードをはさみながらも 全体としては海進期の地層を代表している。

最下位の 羅賀層は 分布が限られており 褶曲した陸中層群やそれを貫ぬく花崗岩類を不整合におおう。 青緑色～赤紫色の礫岩からなり 石灰質の粗粒～極粗粒砂岩（礫質）をはさみ ときどき斜交層理が発達する。 礫岩はおもに巨礫と大礫からなる（写真1）。 厚さ20～40m。

羅賀層の次に形成された 田野畑層は 羅賀層の上に侵食面をもって重なるだけでなく 場所によっては直接基盤を不整合におおひながら 全域に分布するようになる。 含礫砂岩や石灰質砂岩に富み 下から上へ向かって堆積物の粒度が減じ 下部では礫岩 上部では場所によって泥質岩が発達する。 化石は多くの層準にかなり豊富に含まれている。 厚さ30～70m。

田野畑層の下部は 礫岩および礫質粗粒～極粗粒砂岩からなる。 礫岩は 羅賀層の場合にくらべて 礫が全体として小さくなり おもに大礫と中礫からなる。 砂岩はしばしば斜交層理を示す。 厚さは数mから20mあまりに変化する。 日出島海岸（崎山日出島部落東方海岸）や真崎・茂師では 田野畑層下部が陸中層群の酸性火山岩を不整合におおう。 不整合面の直上に サンゴを含む礫性石灰岩の厚さ 30cm 以下の小岩体が断続している（写真2）。 これより上位 下部層の全体にわたって この種の石灰岩の丸みを帯びた同時礫が多数含まれる。

田野畑層の中部は 斜交層理（しばしば花づな斜交層理）がよく発達した粗粒～極粗粒砂岩で特徴づけられる（写真3）。 化石は豊富である。 砂岩はときどき礫質

となり また礫岩薄層をはさむ。 層厚は数mから25mにわたり 場所によって30m以上に達するらしい。

田野畑層の上部は 岩相が場所によってかなり変化する。 日出島海岸・田老・真崎では 石灰質砂岩砂質シルト岩薄互層からなる（写真4）。 茂師では 中部にひきつづき 砂岩からなるが 砂岩の粒度は明らかに細くなり 含む礫の大きさや量も一段と減少する。 いずれの岩相にも しばしば平行葉理や級化層理が発達している。 日出島海岸では ときどきプルーパートも認められる。 平井賀北岸では おもに石灰質団塊を含むシルト岩～細砂質シルト岩からなる。 上部層の下部には 酸性凝灰岩の薄層がある。 化石は 薄互層では多くの細片として含まれ 砂岩相で代表される場合は石灰藻・サンゴ・海ユリが多く シルト岩で代表される場合は生物擾乱作用がみられ 貝化石・海ユリが少なくない。 厚さ 8 mないし15m以上。



写真1 田老丘陵地における羅賀層の礫岩

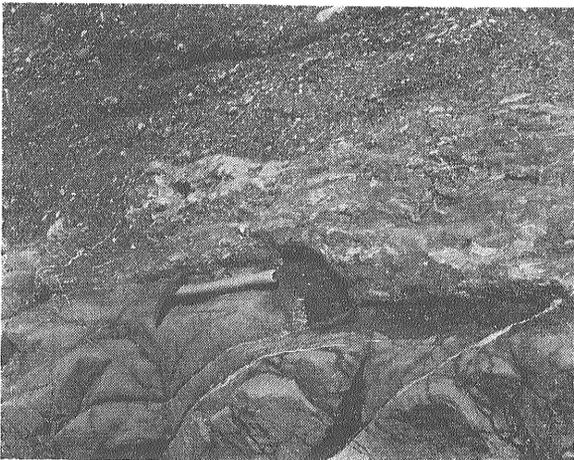


写真2 日出島海岸における宮古層群基底の不整合面
不整合面 ハンマーの柄の直上
不整合面上側 田野畑層下部の礫岩および礫性石灰岩(右下の白色部)
不整合面下側 陸中層群の酸性火山岩

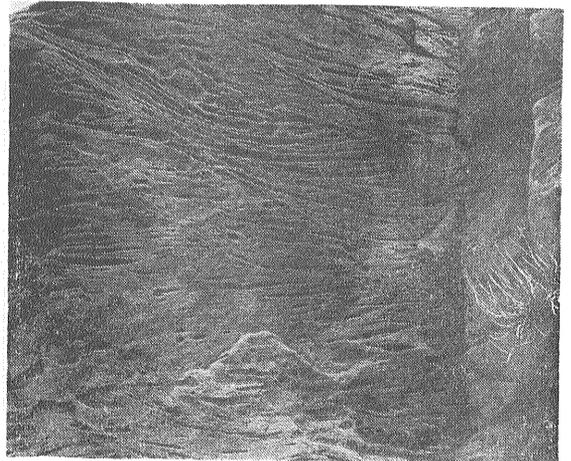


写真3 真崎における田野畑層中部の斜交成層砂岩

田老図幅地域の平井賀層は 田野畑層を整合におお
い 下から上へ向かって堆積物は細粒になり 下部は砂
岩に富み 上部はおもに泥質岩からなる。化石は全体
に豊富で とくに本層の下部に多産する。 厚さ約40m.

平井賀層の下部は おもに石灰質中粒～細粒砂岩から
なり 場所によっては石灰質砂岩砂質シルト岩互層もよ
く発達し(写真5) さらにしばしば化石石灰砂岩(ほと
んど造礁化石の砂粒碎屑からなる)をともなう(写真5・
6)。ときどき平行層理や平行葉理を示し 斜交層理も
一部によく発達し 前面層理(foreset bedding)も認め
られる。 層厚14～30m。 平井賀層の下部は 平井賀
周辺の下部平井賀層の主部に相当する。

平井賀層の上部は 宮古層群のうち泥質岩が卓越する
部分で とくに日出島海岸と田老周辺によく露出する。
おもに石灰質団塊を含む暗灰色 塊状のシルト岩や細砂

質シルト岩からなり まれに酸性凝灰岩薄層をはさむ。
部分的に黄鉄鉱の結晶が散点している。 貝化石やアン
モナイトが少なからず産出する。 厚さ25mないし35m。
このシルト岩相は 平井賀北岸では 下部平井賀層の最
上部として 約5mほどに薄くなっている。

田老図幅地域の崎山層は 日出島海岸の俗称^{えびす}戎棚の
小島に露出する(写真7)。 平井賀層から漸移し 暗灰
色 塊状のシルト質細粒～中粒砂岩からなり 径1m内
外に達する石灰質団塊や貝化石・炭化木をかなり多く含
む。 ベレムナイトの多産することが特徴的である。
露出している限りでは 15m内外の厚さがある。

平井賀周辺では 下部平井賀層が北ないし上位へ向か
って 次第にオルビトリナ砂岩相に移化するのと同じよ

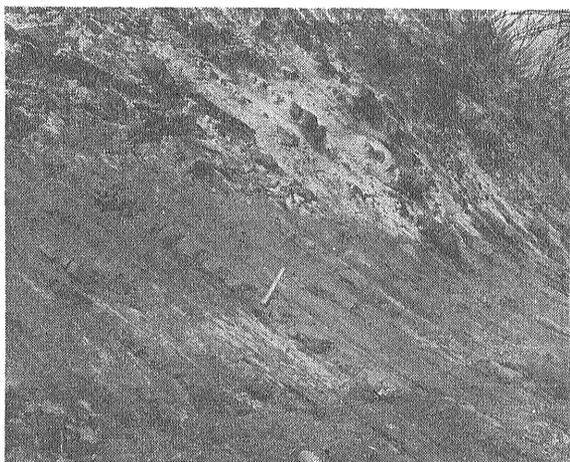


写真4 日出島海岸における田野畑層上部の石灰質砂岩砂質シルト岩薄互層



写真5 日出島海岸における平井賀層下部の石灰質砂岩砂質シルト岩互層
中央白色部 含礫化石石灰砂岩
中央左側に前面層理がみられる

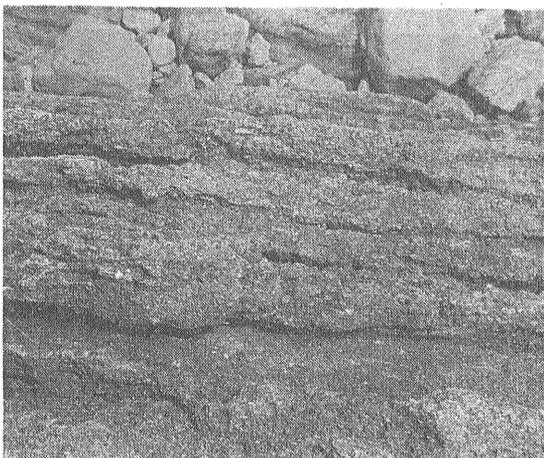


写真6 真崎における平井賀層下部の含礫化石石灰砂岩

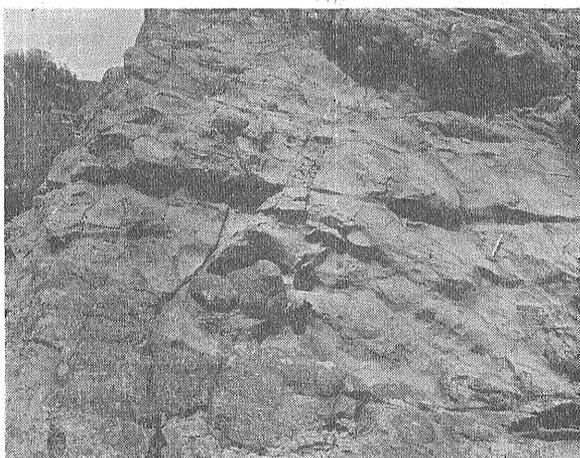


写真7 日出島海岸戎棚における崎山層下部の石灰質団塊を含むシルト
質細粒砂岩

うに 上部平井賀層も北に向かって同砂岩相に移化する。

平井賀北岸の下部平井賀層(第4図)は 田野畑層の上に整合に重なり 田老図幅地域の平井賀層と似た岩相層序を示す。厚さは40mに近い。主部はおもに塊状 石灰質の中粒～細粒砂岩からなり とくに貝化石や海ユリ化石に富む。最上部は砂質シルト岩が卓越し多くの貝化石を含む。

平井賀北岸の上部平井賀層(第4図)は 40m内外の厚さをもち おもに種々の粒度の砂岩からなる。最下部6mは 厚さ0.3～0.5mごとに粗粒から細粒へ級化成層する砂岩からなり 二枚貝化石を多く含んでいる。凝灰岩薄層もみいだされる。主部はオルビトリナ砂岩相で 一般に厚さ0.3～1mの粗粒から細粒へ級化成層する砂岩と 厚さ0.1～0.3mの砂質シルト岩とが互層する。本層にみられる級化層理は タービダイトの場合ほどには顕著でない。砂岩はオルビトリナに富み 砂質シルト岩には諸種の二枚貝化石のほか ウニ化石も少なからず産する。北の明戸付近では オルビトリナ砂岩相が直接陸中層群をおおっている。

平井賀周辺の 明戸層は 層序関係から確定できる宮古層群最上位の地層で 上部平井賀層を整合におおう。おもに塊状 石灰質の中粒砂岩と細粒砂岩(ときどき泥質)からなり 下位のオルビトリナ砂岩相とちがって層理がほとんど発達せず また砂質シルト岩のはさみも少ない。二枚貝や海ユリの化石が全体にわたって多く含まれ またアンモナイト・ウニの化石も産する。上限は不明で 層厚は20数m。

田老図幅地域の 日出島層(第3図)は 日出島海岸東方沖の日出島のみに分布する。海中に孤立して露出するために 層序的位置は明らかでない。東傾斜の宮古層群のうちでは もっとも東側に分布するので 最上位の地層である可能性が大きい。しかし 別の地層の沖合相と考えられないこともない。この点の解決には 今後 示準化石の発見をまたねばならない。おもに灰色細粒～中粒砂岩と泥岩との薄互層からなり(写真8) 最上部には むしろ塊状の粗粒～細粒砂岩が卓越し 数層準に礫質岩や凝灰岩をはさむ。互層をなす砂岩はときどき級化層理を示し また平行葉理や斜交葉理が発達し ときにコンボルト葉理もみられ 全体としてタービダイトとみなされる。本層最上部の砂岩は 海底地すべり堆積物とタービダイトとの中間の性質をもつフラクソタービダイトである。この砂岩層の直下には 深さ約1mのチャンネルを埋積した含礫シルト岩がある。砂岩泥岩薄互層中にも 最上部の砂岩層中にも スラン

プ構造が認められる。全層厚は少なくとも70m。

堆 積

これまで宮古層群の層序について記してきたが ここでは宮古層群一代記のしめくりとして どのような場所に またどのような経過をたどりながら堆積したかについて述べよう。

宮古層群の堆積は 羅賀層にはじまった。羅賀層基底の不整合面はきわめて起伏に富み 本層は陸中層群や花崗岩類からなる基盤の凹所に埋積した局地的な地層である。基底部には 場所によって 堆積開始当時の崖錐や風化土壌とみなされる堆積物が存在する。羅賀層の主部は沿岸ないし河口に堆積したであろう。

その後 漸次海進が進行し 田野畑層は羅賀層の上に堆積しただけでなく いろいろの層準が直接に基盤をおおいながら 広く堆積した。田野畑層や それより上位の地層は 陸棚外洋性の沿岸～浅海に堆積した地層である。礁性石灰岩・化石石灰砂岩・貝殻質砂岩を特徴的に含み また造礁性のサンゴ・石灰藻の化石を多く含むので 場所によっては 礁が形成されるような堆積環境が推定される。この点は 少なくとも田野畑層から平井賀層下部(または下部平井賀層の下部)までの地層についていえる。しかし 後背地が起伏に富み そのため陸地から比較的多量の碎屑物質が供給され さらに前面の陸棚浅海域が幅せまかったので 炭酸塩岩が広汎に堆積しうような状態ではなかったと考えられる。おそらく礁は局地的に 小規模に形成されたにすぎないであろう。上位の地層については 礁が形成されるようなことはほとんどなかったらしい。

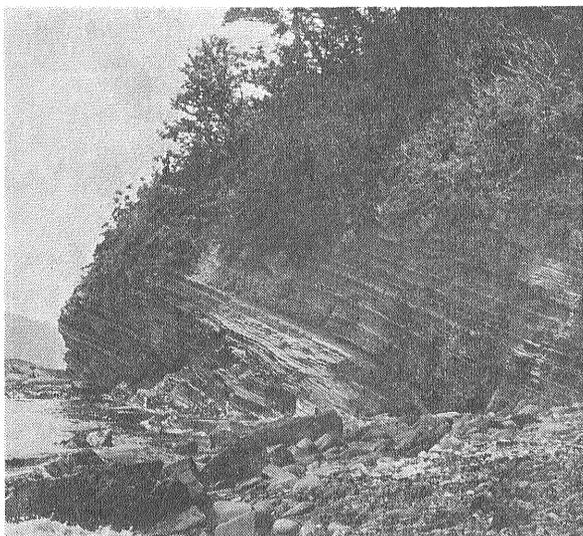
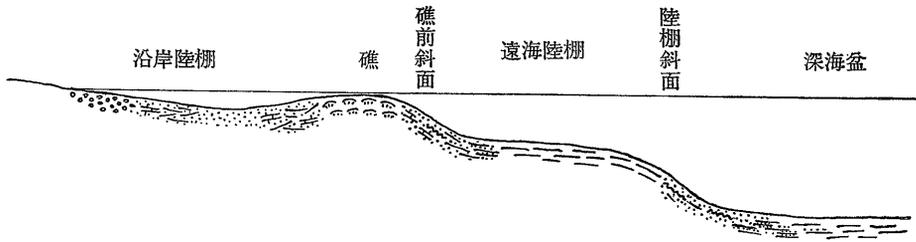


写真8 日出島西岸における日出島層の砂岩泥岩薄互層



第7図
宮古層群の堆積
環境区分模式断
面図
礁～礁前斜面は
ほかよりも幅を
誇張

宮古層群の 礁が形成される場所を中心とした堆積環境では 陸側から海側へ向かって 大局的には 沿岸陸棚相・礁（生物礁）相・礁前斜面相・遠海陸棚相が識別される（第7図）。

礁相は 堡礁または小礁（patch reef）の列が形成される場所で 塊状生物礁石灰岩・化石石灰砂岩（ほとんど造礁化石の砂粒碎屑からなる）・貝殻質砂岩で特徴づけられる。斜交層理が部分的に発達し 造礁性のサンゴや石灰藻の化石が多い。

礁前斜面相は 化石石灰砂岩・貝殻質砂岩・比較的細粒の石灰質砂岩からなり 遠海陸棚相に近い部分では石灰質砂岩砂質シルト岩互層もみられる。平行葉理が部分的に発達し 石灰質砂岩砂質シルト岩互層（フレッシュ型砂泥互層のようには整然と成層しない）には しばしば級化層理が発達し プルアパートもみられ さらに海底地すべりによるスランプ構造もときどき認められる。サンゴ・石灰藻の化石が 礁相の生物礁石灰岩から波浪や海流によってけずりとられた 同時礫として含まれている。海ユリの柄節も多く 腕足貝も場所によって比較的多くみだされる。砂質シルト岩と互層する石灰質砂岩は 化石細片にきわめて富んでいる。

礁相よりも陸側の沿岸陸棚相は 砂岩（ときどき石灰質）・礫岩（陸側近くに堆積）・化石石灰砂岩・貝殻質砂岩からなり 一部に小礁をとまう。斜交層理がよく発達し 礁相近くの部分にはしばしば花づな斜交層理がみられる。造礁性のサンゴ・石灰藻は豊富で 小礁や化石石灰砂岩を構成するほかに 先に記したような多くの同時礫として含まれていることが特徴的である。貝化石が部分的に豊富に含まれ 一部にカキの化石も密集している。

礁前斜面相よりも沖合側の遠海陸棚相は シルト岩や細砂質シルト岩で代表され 石灰質団塊を含む。しばしば葉理が発達しているが 級化層理は認められない。生物擾乱作用をうけており 貝化石やアンモナイト・ウニなどの化石を少なからず含んでいる。

堡礁または小礁列が少なくとも近くの場所にすら形成されていない場合 礁—礁前斜面にあたるような場所を

沿岸陸棚と遠海陸棚との中間に位置するという意味で 中間陸棚とよんでおこう。沿岸陸棚から遠海陸棚までの間には 礁前斜面に相当するような目だった海底斜面が存在しない。中間陸棚相では 比較的細粒の砂岩が卓越し ときどき斜交層理や平行葉理が発達する。貝化石や海ユリの柄節が多く アンモナイトも産する。

田野畑層の下部は どこでも沿岸陸棚相で代表されるが 田老では礁が形成されなかったようだ。不整合面直上の礁性石灰岩は 海進開始時に波浪作用の著しい場所に形成された小礁である。田野畑層の中部は 真崎と茂師では沿岸陸棚（～礁）相 日出島海岸・田老・平井賀では中間陸棚相を示す。田野畑層の上部は 茂師では礁前斜面相で特色づけられ 日出島海岸や真崎でもそのような可能性がある。いっぽう 平井賀では遠海陸棚（～中間陸棚）相を示している。つぎに 田老図幅地域の平井賀層下部になると 日出島海岸に礁前斜面（～礁）相 真崎に沿岸陸棚～礁相 茂師に礁前斜面相が発達する。ところが 平井賀周辺の下部平井賀層の下部は 中間陸棚相で特徴づけられる。田老図幅地域の平井賀層の上部 平井賀周辺の下部平井賀層の上部はともに遠海陸棚相を代表するが 後者の場合は北へ向かって中間陸棚相に移化していく。

以上に述べたことから 田野畑層の下部から 平井賀層の上部または下部平井賀層の上部にかけては 平井賀層の下部または下部平井賀層の下部における一時的海退のエピソードをはさみながらも 下から上へ次第に沖合相を示し 海進が進行したことが読みとれる。茂師と真崎では 各層を通じて礁が形成されるような環境にあった。いっぽう 田老や平井賀では 少なくとも近くの場所で礁ができるようなことはほとんどなく しかも茂師や真崎にくらべて全体としてより沖合相を示している。したがって 地理的に東側にある茂師と真崎は 堆積当時 外洋に面した突出部であったといえるであろう。それに対して 地理的に西方の内陸側に位置する田老や平井賀 さらに宮古鉾ヶ崎は 堆積当時 湾入部であり 羅賀層が分布することからわかるように 宮古

第2表 宮古層群産のおもなアンモナイト化石

種 名	産 出 地 層		田 野 畑 層		下 部 平 井 賀 層		上 部 平 井 賀 層	明 戸 層
			中 部	上 部	下 半	上 半		
					平 井 賀 層			
					下 半	上 半		
<i>Pictetia</i> sp.								×
<i>Eotetragonites</i> sp.								×
<i>Ptychoceras</i> sp.							×	
<i>Hamites</i> sp.					×	×	×	
<i>Valdedorsella akushaensis</i> (ANTHULA)			×	×			×	
<i>V. gctulina</i> (COQUAND)							×	
<i>Pseudohaploceras nipponicum</i> SHIMIZU					×			
<i>Melchiorites yabei</i> (SHIMIZU)					×		×	
<i>Uhligella matsushimensis</i> (SHIMIZU)					×			
<i>Desmoceras</i> sp.								×
<i>Miyakoceras tanohatense</i> OBATA			×		×	×		
<i>M. hayamii</i> OBATA					×			
<i>Hulenites</i> sp.							×	×
<i>Diadochoceras nodosocostatiforme</i> (SHIMIZU)						×	×	
<i>Parahoplites</i> spp.	×							
<i>Nolaniceras yaegashii</i> (SHIMIZU)			×		×			
<i>Hypacanthoplites subcornuerianus</i> (SHIMIZU)			×		×			
<i>Eodouvilleiceras matsumotoi</i> OBATA						×		
<i>Douvilleiceras mammillatum</i> (SCHLOTHEIM)							×	×
<i>Pseudoleymeriella hataii</i> OBATA							×	×
<i>P. hiranamensis</i> OBATA							×	×

層群の堆積が他の場所よりも早くはじまった。このような湾入部では 河川による碎屑物の供給が多く そのため突出部に比べて サンゴの生育 生物礁の発達がよくなかったらしい。また湾入部では 層準によってシルト岩相が厚く堆積した。日出島海岸は 全体として 茂師・真崎よりも内陸側 田老・平井賀・鉦ヶ崎よりも沖合側にあり 礁の発達状態についても両方の中間である。日出島海岸の中間的な性格は 礫岩からなる羅賀層が堆積しなかったかわりに 田野畑層下部が他の場所よりも礫岩に富むより厚い地層として堆積し また平井賀層上部が厚いシルト岩相として堆積したこともみられる。

田野畑層の上部は 湾入部に位置する平井賀周辺では細粒相が北へ向かって尖滅する。同じような傾向は外洋に面した突出部に位置する茂師—真崎間についてもみることができる。これに関連して 真崎の田野畑層上部にみられるフルトカストが ほぼ南向きの流向を示すことは 上記の岩相変化に調和的である。

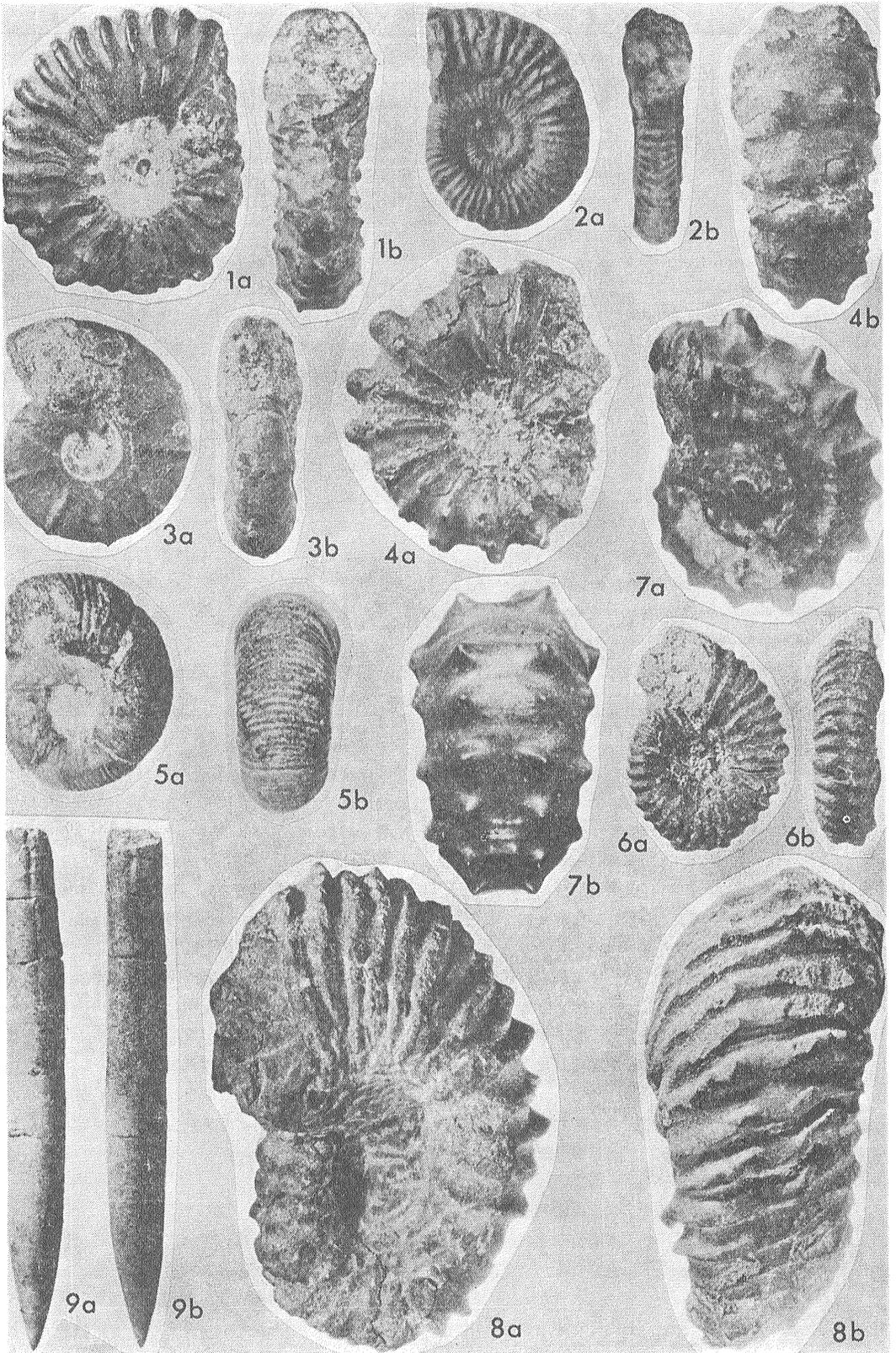
田老図幅地域では 平井賀層の上にくる崎山層は 中

間陸棚相で特徴づけられ 平井賀層上部にくらべて海退相的になっているが 同じように静かな外洋に堆積した地層である。平井賀周辺では 下部平井賀層—上部平井賀層は 北へ向かってオルビトリナ砂岩相とよぶ貝殻質砂岩相に移化していく。平井賀北岸のオルビトリナ砂岩相は 中間陸棚—遠海陸棚相からなる。この砂岩相の上に重なる明戸層は 崎山層と同じように中間陸棚相で代表され 外洋の静穏な環境を示す。

田老図幅地域の日出島層では 主部がタービダイト層からなり ときどきスランプ層をはさむ。上部はフラクスタービダイトで代表され 海底チャンネル埋積層をとめない またしばしばスランプ構造が発達する。宮古層群中の他の諸層よりも沖合の深い環境 すなわち陸棚斜面—深海盆相を示している。

化 石

宮古層群は保存の良い多種多様の化石をきわめて豊富に産する。多彩な顔ぶれは有孔虫・海綿・サンゴ・腕足類・二枚貝類・巻貝類・掘足類・頭足類(アンモナイト・ベレムナイト)・海ユリ・ウニ・甲殻類・石灰藻・



第3表 宮古層群産アンモナイト示準化石

アルビアン	上部	K3b3	
	中部	K3b2	
	下部	K3b1	<i>Douvilleiceras mammillatum</i>
上部アプチアン	K3a5		<i>Diadochoceras nodosocostatiforme</i> <i>Eodouvilleiceras matsumotoi</i>
			<i>Hypacanthoplites subcornuerianus</i> <i>Nolaniceras yaegashii</i>
	K3a4		<i>Parahoplites</i> spp.
下部アプチアン	K3a3		
	K3a2		
	K3a1		

サメの歯・陸上植物に及んでいる。なかでも現在二枚貝類は80種近くないしそれ以上 頭足類も約60種識別されており そのほかサンゴも60種あまり 巻貝類も40種近くを数える。まさに北上山地随一の化石の宝庫である。このことだけで 宮古層群は本邦の白亜紀層の花形ではないのだ。およそ化石には 特定の地質時代を示す示準化石 化石となった生物が生息していた環境を反映する示相化石の両面性をもっている。

宮古層群では アンモナイトが示準化石として多くの層準から産する。そのため 日本の白亜紀年代区分の基準になる重要な地層となっている。それは下部白亜紀を三分した一番上の時代 宮古世を代表する。宮古世という年代の名称も 宮古層群の地層名に由来する。

第2表は 宮古層群のおもなアンモナイト化石(写真9)の層序的産出を示したものである。宮古世の示準化石になる宮古層群産アンモナイトは 第3表の通りである。これらアンモナイトの系譜について述べよう。ちなみに 宮古世は前期と後期に二分され 従来の宮古世末亜期は上部白亜紀のギリヤーク世にふくめられている。これらの名称や区分にたいしてK3・K3a・K3bの記号を用いる。最近では 宮古世前期K3aは五分され 宮古世後期K3bは三分されている。

第3表に示したアンモナイトのうち パラホプリテスの数種は田野畑層の比較的下部から産し 上部アプチアンの中部(K3a4)という年代を示すであろう。ヒパカンソプリテス・サブコルニューリアヌス(写真9-1)は下部平井賀層の下半から多産し また田野畑層上部からも産する。これにごく近縁の種がドイツ・コーカサス・モロッコなどの上部アプチアンから報ぜられている。上記の種は ノラニセラス・ヤエガシイと共存し 両者にそれぞれ類似した種の組合せが イギリスの上部アプチアンの上部に知られている。ダイアドコセラス・ノドソスタティフォルメ(写真9-4)とエオドウビライセラス・マツモトイ(写真9-7)は 平井賀周辺の下部平井賀層の上半から産する。前者は日出島海岸の平井賀層上部からもみいだされ このものは西ヨーロッパにおける上部アプチアンの最上部の示準化石ダイアドコセ

ラス・ノドソスタータム *Diadochoceras nodosocostatatum* (D'ORBIGNY)にごく近縁の種である。エオドウビライセラス・マツモトイの類似種はカリフォルニア・南米北部太平洋側やフランスなどの上部アプチアンに知られている。田野畑層上部から平井賀層上部(または下部平井賀層)までの地層は 上部アプチアンの上部(K3a5)に対比される。ドウビライセラス・マミラタム(写真9-8)は上部平井賀層・明戸層から産する。この種はイギリスにおける下部アルビアンの上部の示準化石である。要するに 宮古層群の年代はアプチアン後期からアルビアン前期にわたる。ただし 宮古層群の下限の年代は明らかでない。

アンモナイトは 砂岩相からもシルト岩相からも産する。砂岩相の場合 斜交層理が発達した比較的粗粒の砂岩からみいだされることはごくまれである。もちろん 礫岩相からは知られていない。これらのアンモナイトには 緩巻きで表面が粗い装飾をもつタイプ(例ダイアドコセラス・ノドソスタティフォルメ ヒパカンソプリテス・サブコルニューリアヌス エオドウビライセラス・マツモトイ)がかなり多く 密巻きで表面がなめらかな ないし細かい装飾をもつタイプ(例 ウー

写真9 宮古層群産頭足類化石

- 1 *Hypacanthoplites subcornuerianus* (SHIMIZU) × 1 (花井ほか原図)
- 2 *Miyakoceras hayamii* OBATA × 1 (小島原図)
- 3 *Uhligella matsushimensis* (SHIMIZU) × 1 (花井ほか原図)
- 4 *Diadochoceras nodosocostatiforme* (SHIMIZU) × 2 (花井ほか原図)
- 5 *Valdedorsella akuschaensis* (ANTHULA) × 3.5 (小島原図)
- 6 *Pseudoleymeriella hataii* OBATA × 1 (小島原図)
- 7 *Eodouvilleiceras matsumotoi* OBATA × 2.2 (小島原図)
- 8 *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM) × 1 (小島原図)
- 9 *Neohibolites miyakoensis* HANAI × 1 (花井原図)

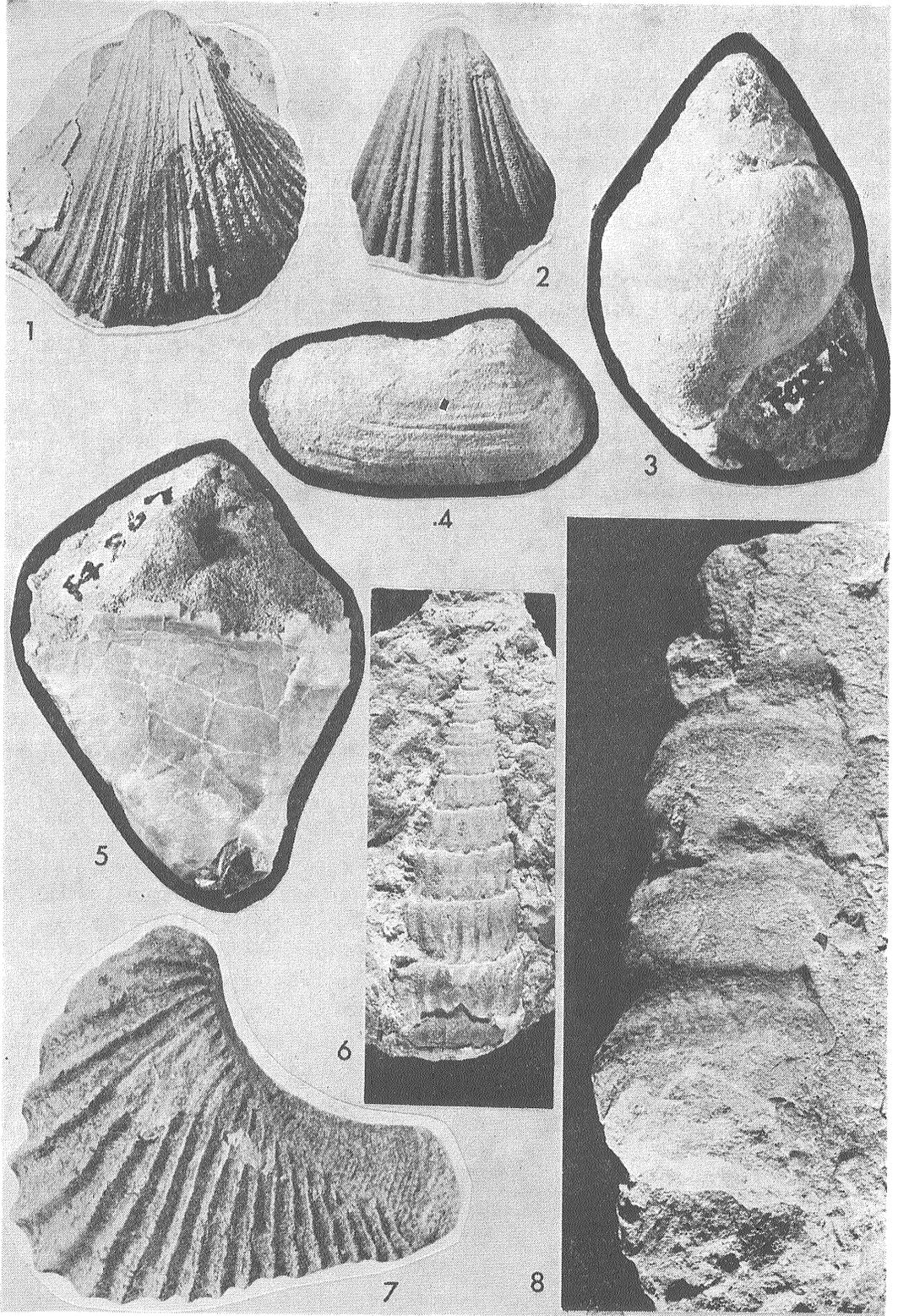


写真 10

リゲラ・マツシマエンシス（写真9—3） デスマセラス）もある。前者は浅海生の 後者は遠洋遊泳性のものである。さらに 上記のような正常型アンモナイトのほかに 巻きが多かれ少なかれ解けた異常型アンモナイト（例 ハミテス ピクテティア）も産する。

宮古層群の二枚貝類（写真10）は 種々の岩相から産出し 岩相 すなわち堆積環境と密接に関連して産するものが少なくない。二枚貝類はすべて外洋に面した沿岸～浅海に生息した種類である。生態上 殻片固着型（ウミギクガイ属 トサカガキ属など） 足糸付着型（カミオニシキガイ属 ゲルビリヤ属など） 一時遊泳型（ネイシア属 ユキバネガイ属など） 匍行潜入型（ハコダテシラオガイ属 ウミタケガイモドキ属など） 木材穿孔型（フナクイムシ属）が識別される。

匍行潜入型が種数もつとも多く 宮古層群産二枚貝類の全種数の半分を占める。足糸付着型も比較的優勢だ。遺骸が生息場所に堆積したものはごくまれで 一般には多かれ少なかれ他所から運搬されて堆積した。それゆえに これら二枚貝類は 厳密にいうと 堆積環境を指示する適格者にはならない。しかしながら 上記諸タイプの二枚貝類は特定の岩相に産出する傾向がある。たとえば カキのたぐいのような殻片固着型は礫質砂岩や礫岩に多く 一時遊泳型 または匍行潜入型のうち 底質中に比較的深く潜入するもの（例 ウミタケガイモドキ属）はシルト岩や砂質シルト岩から多く産する。

以上のように 宮古層群産の二枚貝類は示相化石としての性格を示すが イタヤガイ科のネイシアだけは示準化石の性格をもつとされている。この属は白亜紀に世界的に栄えた。田野畑層から上部平井賀層にかけて ネイシア・フィカルホアイ（写真10—2）が産する。上部平井賀層の上部から明戸層にかけては 前記の種にくらべて放射肋の全数が増しているネイシア・ニッポニカ（写真10—1）が産する。両種はまれに共存するが ネイシア・フィカルホアイは上部アプチアンを ネイシア・ニッポニカは下部アルビアンを特徴づけるといえよう。

二枚貝類でとくに注目されるものは 日本特産の厚歯二枚貝プレカプロティナ・ヤエガシイ（写真10—5）。殻が非常に重厚で 普通の二枚貝とちがって左右の殻の

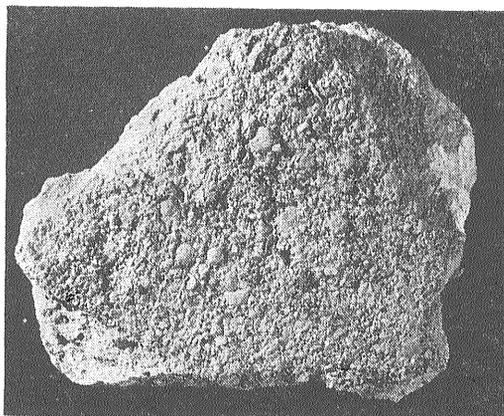


写真11 平井賀産 *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH)

形態が大きく異なり 歯が著しく肥厚した歯面に生じている。右殻(付着殻)は多少ねじれた円錐形で（写真10—5） これでもってサンゴ礁のようなところで岩礁に付着する。左殻(遊離殻)はふくらんで 低い円錐形をなしている。田野畑・平井賀・明戸各層からみいだされる。そのほか 北海道の下部蝦夷層群のオルビトリナ石灰岩からも産する。

三角貝は宮古層群から5種が知られている。代表者のプレトロトリゴニア・ホッカイドーナ（写真10—7）は下から上まで多くの層準に豊富に含まれる。本邦各地の下部白亜系の中中部（有田世）から上部白亜系の下部（ギリヤーク世）にかけて産し ありふれたものではあるが 重要な化石である。

宮古層群産の化石の花形は なんといつても 大型有孔虫のオルビトリナ（写真11）。田野畑層や 下部平井賀層—上部平井賀層に相当するオルビトリナ砂岩相に含まれている。径5mm ぐらいに達する円錐状を呈し 岩石中の風化した殻の表面には ルーペでみると 細かい同心円状の網目模様が見られる。宮古層群産のものも含めて 日本の下部白亜系から産するオルビトリナはこれまで数種に区別されていたが 現在ではオルビトリ

写真10 宮古層群産二枚貝類 巻貝類 化石

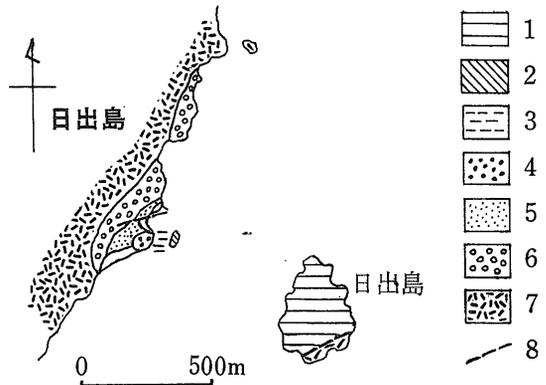
- 1 *Neithea (Neithea) nipponica* HAYAMI ×1.2 (速水原図)
- 2 *Neithea (Neithea) ficalhoi* (CHOFFAT) ×3 (速水原図)
- 3 *Tylostoma miyakoense* NAGAO ×1.1
- 4 *Panoepa (Myopsis) plicata* (SOWERBY) ×1.1
- 5 *Praecaprotina yaegashii* (YEHARA) ×1.1
- 6 *Cimolithium miyakoense* (NAGAO) ×1
- 7 *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA) ×1 (花井ほか原図)
- 8 *Nerinea rigida* NAGAO ×1

ナ・レンティキュラリスの一種にまとめられている。
 オルビトリナの本邦における分布の北限は北海道旭川付近で 北海道南部の各地・山中部溝帯・徳島県・高知県からも産する。 これらの産出地層はいずれも宮古世の時代を示す。 北海道では 宮古層群と同じように プレカプロティナ・ヤエガシイと共産する。 ちなみにオルビトリナは白亜紀のパレミアン～セノマニアン期に世界的に栄え 重要な示準化石となっている。

巻貝類では ネリネア・リギダ(写真10-8)が目ざされよう。 殻が厚く 内部構造は殻の縦断面でみると螺層内部にきわめて凹凸に富む室をもつ。 ネリネアは日本ではジュラ紀後期の鳥巢石灰岩や類似的石灰岩からも知られている。

以上のように 宮古層群はオルビトリナ・厚歯二枚貝(プレカプロティナ)・厚い殻の巻貝(ネリネア)の特徴的な化石を含むほかに 造礁性のサンゴや石灰藻の化石を豊富に含む。 このような化石群は 地中海岸地域に発達した 礁性石灰岩で特徴づけられる下部白亜紀(パレミアン～下部アプチアン)のウルゴン相の化石群によく似ている。

宮古層群が堆積した海は 化石群の内容からみて かなり温暖であったと考えられる。 平井賀産のバラムナイト(写真9-9)に示した化石はその仲間)について 酸素同位体比測定によって 平均海水温度は18℃とされている。 ちなみに 現在の宮古付近の海面水温は年平均約12℃であり 日本の太平洋岸における造礁サンゴの生育の北限は房総半島にある。 このように宮古付近の海が 白亜紀前期では現在よりもかなり温暖(亜熱帯)



第8図 日出島海岸地質略図
 1 日出島層 2 崎山層
 3 平井賀層上部 4 平井賀層下部
 5 田野畑層中部一上部 6 田野畑層下部
 7 陸中層群(酸性火山岩) 8 断層
 日出島では浄土浜流紋岩の岩床を省略

であったことがわかる。

露頭を訪ねて

陸中北海岸に宮古層群を探訪してから久しくなる。その後 曾遊の地を再訪する機会もないままに 記憶はうすらぎ 露頭にも変貌したものがある。この点御寛容ねがいたい。およそ北の模式地平井賀からはじめるのが常道であろうが 分布の南限宮古から北上しよう。宮古港南西丘陵地の一角 宮古層群基底の羅賀層の礫岩が花崗岩を不整合におおう露頭は 永らく地質巡検のメッカであった。今では掩壁のために 不整合の見えなくなったのが惜まれる。陸中海岸屈指の絶景浄土ヶ浜を抱く館ヶ崎の半島を北へ越えると 切り立った断崖が単調につづく陸中北海岸の景観が展開する。

陸中北海岸の南端近く 日出島海岸には 宮古層群の大半 田野畑層・平井賀層・崎山層が露出し 見せ場が多い(第2・8図)。

露出地の最南端で 田野畑層下部の礫岩が陸中層群の酸性火山岩を不整合におおう状態が観察できる。不整合面の直上に サンゴを含む礁性石灰岩がみられる(写真2)。この種の石灰岩の丸みを帯びた同時礫が 礫岩や礫質砂岩からなる 厚さ約17mの田野畑層下部の全体にわたって多数含まれている。これらは 近くの他所で形成されていた生物礁から波浪や海流によってもぎとられたものである。カキの化石も多い。

荒磯づたいに進むと 田野畑層中部(厚さ16mあまり)の細粒砂岩 同層上部(14m)の灰～青灰色の軟かい砂質シルト岩と石灰質中粒～細粒砂岩との薄互層(写真4)

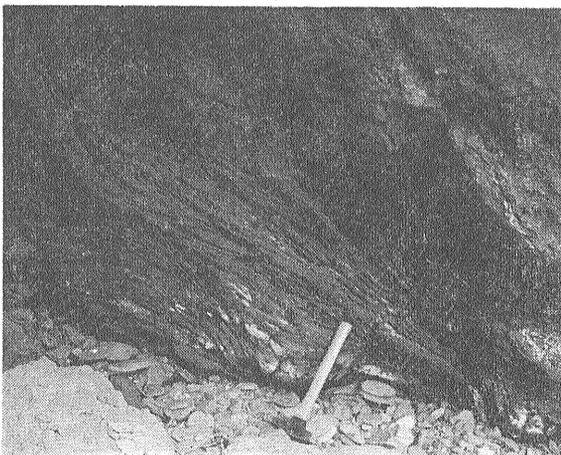


写真12 日出島海岸の平井賀層下部にみられるスランプ構造

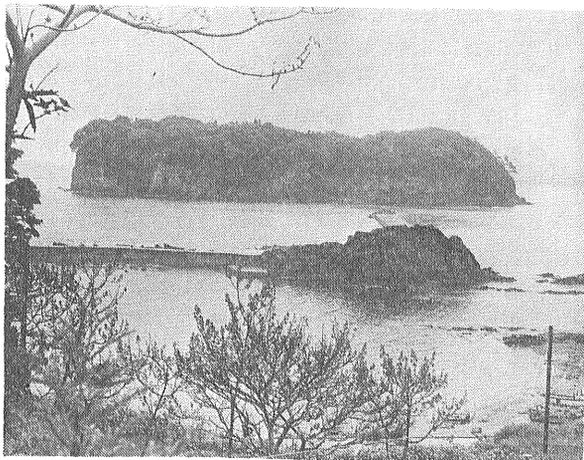


写真13 日出島海岸から我棚（前方）と日出島（後方）を望む（正井義郎技官提供）



写真14 日出島海岸における「崎山の潮吹穴」（正井義郎技官提供）

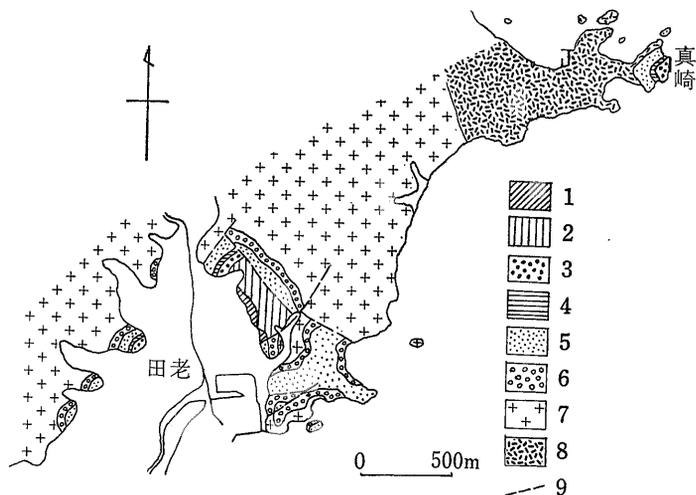
ついでサンゴ・海ユリ・二枚貝・腕足貝など多彩な化石がきわめて多い 厚さ14m前後の地層が 順次現われてくる。最後の地層は 平井賀層の下部で 田野畑層上部の地層に似た互層からなる。しかし 砂質堆積物により卓越しており 化石石灰砂岩のレンズをはさみ 前面層理もみられ（写真5） またスランプ構造もある（写真12）。田野畑層上部の互層には しばしば級化層理やプルアパートが認められる。

平井賀層下部の露岩をめぐる 突如右手沖合の視野に入るのが 我棚とよぶ小さい岩島である。我棚と浜との間には海食台がひらけている（写真13）。その地層をとくと観察するには 春の大潮の時がよい。それでも許される時間はせいぜい1時間たらずだ。海食台の岩盤は 厚さ約25mの平井賀層上部の地層からなる。

それは石灰質団塊を含む暗灰色シルト岩・細砂質シルト岩で 貝化石やアンモナイトを少なからず産する。我棚には 先に記したように おもにシルト質砂岩からなる 厚さ15m以上の崎山層が露出する（写真7）。ここではベレムナイトを採集することができる。

ここから 北の方 海岸に目をやると 東風の吹きすさぶ日に 海鳴りの轟音とともに 冲天高く噴き上げる水しぶきの柱が望見できる。ここが宮古の名所「崎山の潮吹穴」（写真14）。西風の日 おそろおそろ近寄つてみると そこには田野畑層下部の礫岩の岩場に 狭い深い大地の裂け目があった。

日出島海岸東方沖合に浮ぶテーブル状の日出島（写真13）は 陸中北海岸では珍しく大きい(?)島だ。ここは天然記念物クロコシジロウミツバメの繁殖地。



第9図

田老—真崎地区地質略図

- 1 崎山層
- 2 平井賀層上部
- 3 平井賀層下部
- 4 田野畑層上部
- 5 田野畑層中部-下部
- 6 羅賀層
- 7 花崗閃緑岩
- 8 陸中層群（酸性火山岩）
- 9 断層

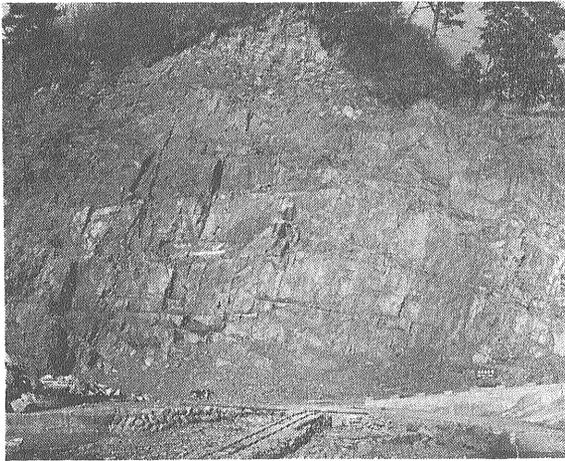


写真15 田老海岸における宮古層群基底の不整合面 露頭の最上部
不整合面上側 羅賀層の礫岩
不整合面下側 花崗閃緑岩
露頭の中部と下部の白線は津波の波高を示す(本文参照)

先に述べたように おもにフレッシュ型の砂岩泥岩薄互層からなる日出島層(第3図 写真8)が露出するが また浄土ヶ浜に見られるのと同じ流紋岩が岩床状に進入している。

次の訪問地 田老は 三陸大津波の大被害地。津波対策の防波堤は町のシンボルだ。海岸では羅賀層・田野畑層下部一中部が現われる(第9図)。最初の出会いは 羅賀層の礫岩が花崗閃緑岩を不整合におおう大きな露頭だ(写真15)。これは また大津波の記念碑でもあり 岩壁に描いた2条の白線は 下は昭和8年の10m 上は明治29年の15mの波高を記録している。

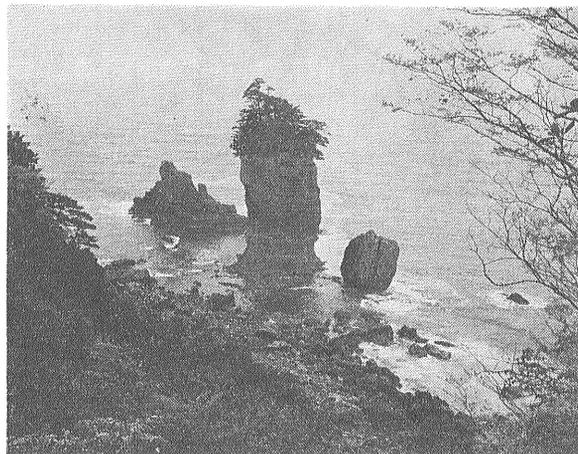


写真16 田老海岸三王岩(正井義郎技官提供)

今後記録更新のないことを祈りながら 磯をつたうと 突如視野にとびこんでくるのが 田老海岸の見どころ 三王岩だ(写真16)。夕陽のスクリーンに浮かぶシルエットは さながら光背に映える古仏三尊を想わせる。中尊の高さ30mの立像は 羅賀層の礫岩と田野畑層下部の礫質砂岩のリズムを見せてくれる(写真17)。造化の妙はさながらアブストラクト彫刻 横縞模様のリズムに地質学的諸行の無常が読みとれる。三王岩北方の海岸 田野畑層下部には オルビトリナの密集層が見れる。

集落をかこむ丘陵地には 羅賀層や田野畑層のほかには 平井賀層や崎山層の露頭も点在している。

田老の北東方 真崎には 田野畑層下部から平井賀層下部までの地層が登場する(第9図)。宮古層群の露出海岸には珍しく 岬にたつ白亜の灯台は 単調寂莫な海岸景観に点景をそえ 心を和ませてくれる。

岬の先端 海岸の岩場に降りると 宮古層群の露頭のはじまりに 陸中層群の酸性火山岩を不整合におおう状態が見える。北岸では 厚さ数m以下の田野畑層下部の礫岩は 不整合面の直上に 石灰岩の小岩体をともなっている。田野畑層中部(厚さ約22m)は 斜交層理

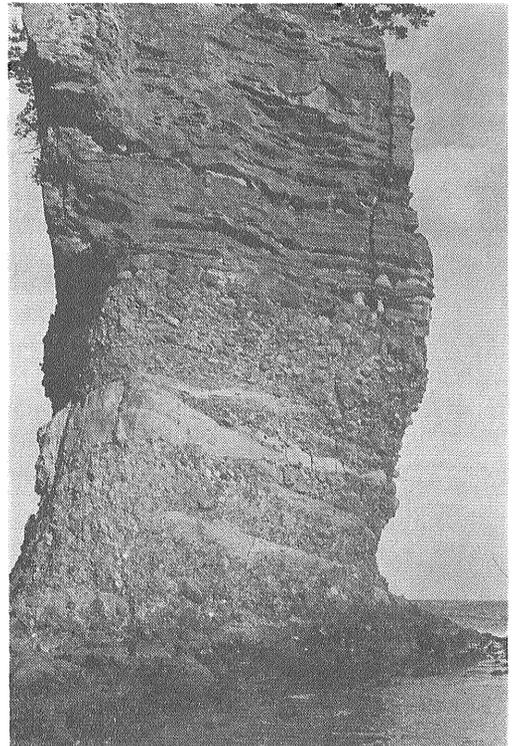


写真17 田老海岸三王岩における羅賀層の礫岩および 田野畑層下部の礫質砂岩

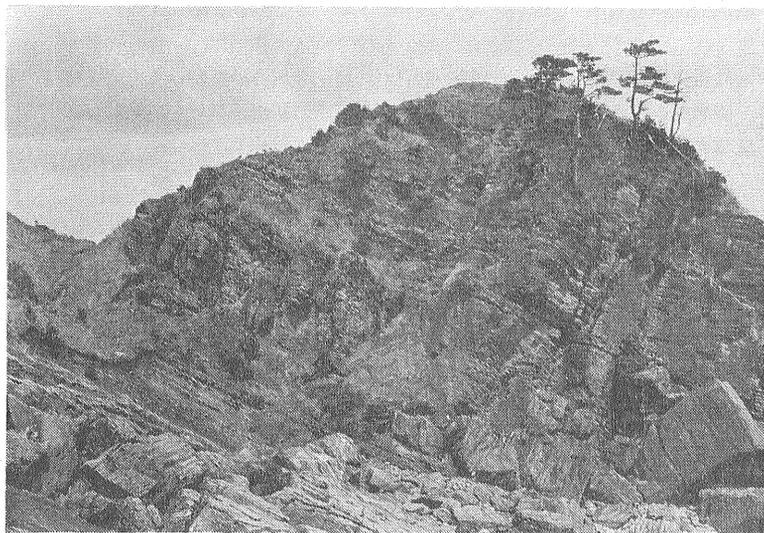


写真18
真崎における田野畑層中部—上部および
平井賀層下部の露頭

が顕著に発達した石灰質粗粒砂岩で(写真3) ここで多く目につくのは 礁性石灰岩の丸みを帯びた同時礫だ。またサンゴ・石灰藻・海ユリの柄節なども多い。

これから先は磯づたいも荒波をうけるので 岬先端の丘の上ののぼるとしよう。そこには 厚さ20mをこえる平井賀層下部が 荒々しい岩肌を我々に見せてくれる(写真18)。露頭の下部には きわめてゆるい波状の層理が発達し サンゴや石灰藻の化石に富んだ 含礫化石石灰砂岩がみられる(写真6)。その上には 斜交層理を示す石灰質の粗粒～中粒砂岩が重なる。丘の鞍部平井賀層下部の下位には 田野畑層上部の厚さ約8mの石灰質砂岩砂質シルト岩互層が見える。

真崎から先は 大島・茂師海岸などをへて 弁天崎に

いたるまで 宮古層群の露出地がつぎつぎに現われてくる。しかし 地層や化石が物語る1億有余年昔の史譜をひもとくのも 平井賀で終りとし 他は割愛しよう。

時間の余裕があれば 茂師に途中下車するとよい。海岸には 田野畑層中部の斜交層理がよく発達した砂岩が見れる。また 沖合の大島は全島化石の墓場だ。

平井賀 周辺は宮古層群の模式地。とりわけ 湊の北岸をめぐる 途中から岬の山頂までのぼりつめると 羅賀層から明戸層にいたる宮古層群の全層序を見ることができる(第4図)。さらに 羅賀から北進して明戸の浜にいたる道路には オルビトリナ砂岩相・明戸層の岩肌がつづいている。

羅賀層は巨礫の多い礫岩からなり 最上部に細粒堆積

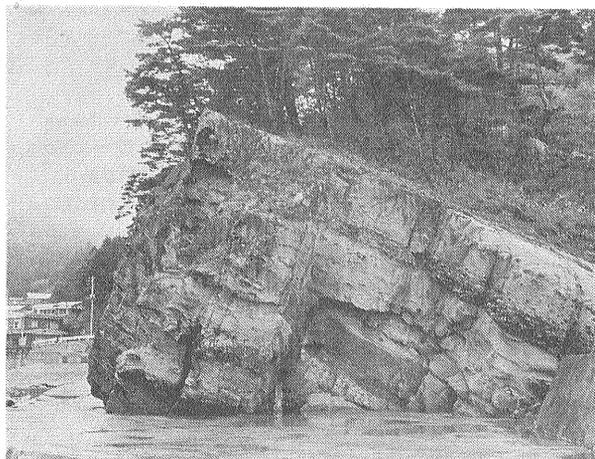


写真19 平井賀北岸における田野畑層下部の礫質砂岩(正井義郎技官提供)

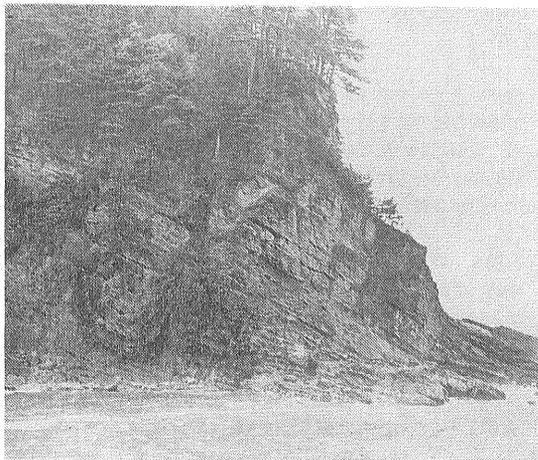


写真20 平井賀北岸における田野畑層上部(左下部)および下部平井賀層の露頭(正井義郎技官提供)

物がある。羅賀層にひきつづいて 順次上位の地層が平井賀北岸に登場する。

田野畑層下部(厚さ約15m)は おもに斜交層理の発達した礫質粗粒~極粗粒砂岩からなり 礫岩層をはさむ(写真19)。その上限にはサンゴ・石灰藻の化石が多い。田野畑層中部(10mあまり)は 塊状 石灰質の中粒砂岩で代表される。田野畑層上部(約10m)は おもにシルト岩~細砂質シルト岩からなり 砂岩をはさみ 二枚貝・巻貝・海ユリの化石を少なからず含んでいる(写真20)。

下部平井賀層の下部(厚さ約27m)は 中粒~細粒砂岩からなり 一部に砂質シルト岩砂岩薄互層をとまなう(写真20)。多くの層準に海ユリの柄節を豊富に含み また二枚貝・巻貝・サンゴ・ペレムナイトなど化石は多彩である。下部平井賀層の上部(約5m)は おもに細砂質シルト岩からなり 砂岩層をはさみ 二枚貝・巻貝・ペレムナイトを産する。上部平井賀層(35~40m)は 先に記したように 大部分がオルビトリナ砂岩相で代表される。下部は礫岩薄層をはさんだり また礫を散点したりする。オルビトリナをはじめ諸種の化石が全体にわたって多く含まれる。明戸層については 層

序の章で述べたので ここでは省略しよう。

これで長い巡検コースは終わった。億劫の夢からさめ 北の方を遠望すれば 明戸の砂浜がゆるく弧を描き 荒波のかなたに 弁天崎の断崖が豪壮を誇っている。

参 考 文 献

花井哲郎・小島郁生・速水 格(1968):白亜系宮古層群概報。国立科学博物館専報 no. 1 p. 20—28
 LOWENSTAM, H. A. and EPSTEIN, S. (1954): Paleotemperature of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Jour. Geol. vol. 62 p. 207—248
 小島郁生・松本達郎(1977):本邦下部白亜系の対比。九大理学部研究報告(地質) vol. 12 no. 3 p. 165—179
 小貫義男(1969):北上山地地質誌。東北大地質古生物学研究邦文報告 no. 69 p. 1—239
 島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970):田老地域の地質。54p. 地域地質研究報告 地質調査所
 WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. 471p. Springer-Verlag
 YABE, H. and YEHARA, S. (1913): The Cretaceous deposits of Miyako. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd ser. (Geol.) vol. 1 no. 2 p. 9—23

地 学 と 切 手



エクアドルの火山切手 2 種

P. Q.

南米エクアドルでは9つの活火山があって そのうち歴史時代に噴火したのは3例である。ほとんどが赤道直下にありながら 雪帽子をいただいている。1955年に発行された各地の風景を描いた 19種の普通切手の中に火山が2種含まれている。

1.50S: コトパクス火山 Cotopaxi volcano
 南緯 0°50' まさに赤道直下の火山であり しかも世界最高の活火山である。その標高は5,897mで基底直径22km 基盤は2,700mの高さにまで及んでいる。さらにコトパクス火山の特徴は 富士山・フィリピンのマヨン火山とならんで完全に近い円錐形を示していることである。雪線は4,600~4,900mであり 頂上1,000mは万年雪に覆われている。

岩石は輝石安山岩で橄欖石を含むことがありSiO₂は 56.89%と 角閃石含有輝石安山岩 SiO₂ 59.61%であり 火山は古期カルデラを埋めてできた成層火山で カルデラ縁は海拔 4,600~4,900mの所にある。

噴火は スペイン統治時代から知られ 1532~33年が記録されている。1534年から1738年は 静穏だった。山頂には550×880mの火口があり 噴火は常に中心噴火で 側噴火は知られていない。1738年から多数の活動記録があり 多くはストロンボリ式噴火で 熔岩や泥流も知られている。最も激しかったのは1744年 1768年 1877年などであり 1877年の泥流は頂上から200マイル以上遠方に達し そのスピードは山腹で時速50マイルに及んだ。1938年の噴火では火口内にドームが形成された。

1.70S: タングラウワ火山 Tungurahua volcano
 南緯 1°27' 海拔5,016mの成層火山 山体は2,700~3,200mである。頂上には雪氷を載せ 300×200mの火口がある。古期山体が海拔4,300mの南肩にあり インディアンの伝説によれば 1460年に7年の噴火ののちに陥没したという。岩石は南基底の古期熔岩は角閃石安山岩であり 新期熔岩は輝石安山岩で橄欖石と角閃石がまれに認められる。

噴火は 16世紀に3回記録された後は静穏だったが 1886年から活発になった。1886年 1916年 1918年などが大きな噴火であり 山頂火口から熔岩やセント・ビンセント型の熱雲が噴出する。側噴火は認められない。