

55(523.4) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
高知(13)第77号

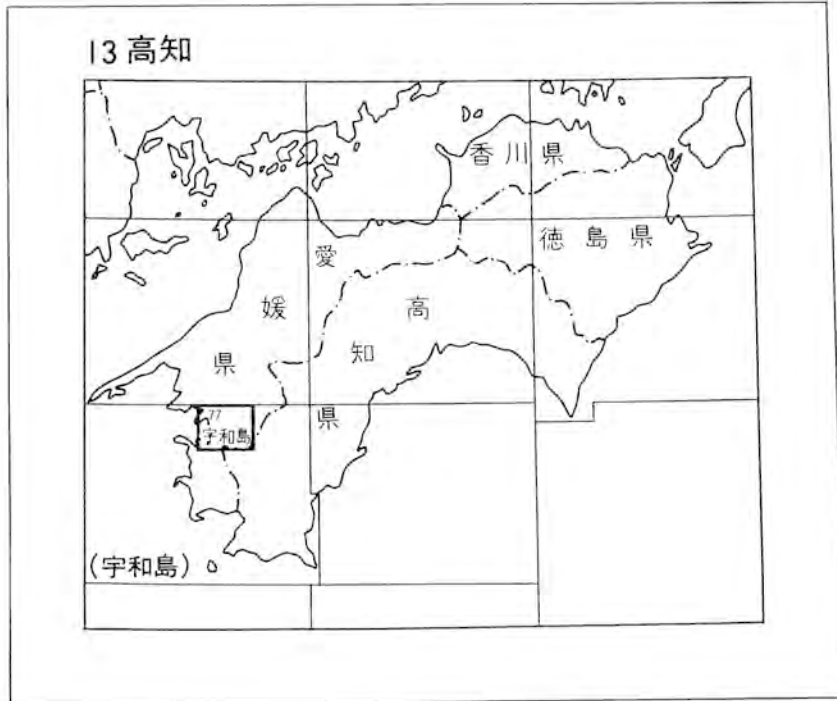
## 宇和島地域の地質

寺岡易司・池田幸雄・鹿島愛彦

昭和61年

地質調査所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目次

I. 地形	1
II. 地質概説	4
III. 秩父帯中・古生界	8
III. 1 研究史	8
III. 2 層序	9
III. 2. 1 板ヶ谷層 (It)	9
III. 2. 2 大宿層 (Oj)	11
III. 3 地質構造	11
IV. 四万十帯白亜系—下部四万十層群—	12
IV. 1 研究史	12
IV. 2 層序	13
IV. 2. 1 北灘地塊	15
IV. 2. 1. 1 北灘層 (K)	15
IV. 2. 2 下波地塊	19
IV. 2. 2. 1 下波層 (St)	19
IV. 2. 3 宇和島地塊及び広見地塊	19
IV. 2. 3. 1 千代浦層 (C)	21
IV. 2. 3. 2 小倉層 (O)	21
IV. 2. 3. 3 天神坂層 (T)	23
IV. 2. 3. 4 成川層 (N)	23
IV. 2. 3. 5 古城山層 (F)	25
IV. 2. 3. 6 石引層 (I)	32
IV. 2. 3. 7 寄松層 (Y)	35
IV. 2. 3. 8 水源池層 (S)	39
IV. 2. 4 泉が森地塊	41
IV. 2. 4. 1 平井層 (Hr)	41
IV. 2. 4. 2 近永層 (Ch)	42
IV. 2. 4. 3 光満層 (M)	42
IV. 2. 5 下大野地塊	44
IV. 2. 5. 1 下大野層 (So)	44
IV. 2. 6 吉田地塊	45
IV. 2. 6. 1 吉田層 (Yo)	46
IV. 2. 6. 2 三間層 (Ma)	48

IV. 2. 7 奥浦地塊	48
IV. 2. 7. 1 奥浦層 (Ok)	48
IV. 2. 8 法花津地塊	51
IV. 2. 8. 1 法花津層 (H)	51
IV. 3 対 比	51
IV. 4 砂岩組成	55
IV. 5 地質構造	60
IV. 6 地塊の相互関係	65
V. 中新世花崗岩類	68
V. 1 高月山岩体 (Gd)	68
V. 1. 1 形 状	68
V. 1. 2 岩 相	69
V. 1. 3 モード組成	72
V. 1. 4 全岩化学組成	72
V. 1. 5 構成鉱物の化学組成	72
V. 1. 6 捕獲岩	75
V. 2 岩株及び岩脈 (Gp)	76
V. 3 接触変成作用	77
VI. 第 四 系	79
VI. 1 水分層 (Mz)	79
VI. 2 河成段丘堆積物 (t)	80
VI. 3 崖錐堆積物 (ta)	80
VI. 4 沖積層 (a)	80
VIII. 応用地質	80
文 献	82
Abstract	86

## 図・表目次

第 1 図 宇和島地域の埋谷面図	2
第 2 図 宇和島地域の地形区分	2
第 3 図 吉田南方から四万十帯と秩父帯の境界—仏像構造線—を望む	3
第 4 図 宇和島地域の構造区分	6
第 5 図 秩父帯における放散虫化石産地	10
第 6 図 宇和島地域の白亜系層序区分	14
第 7 図 宇和島地域における大型化石産地	15

第 8 図	北灘層及び下波層の柱状図	16
第 9 図	宇和島地域南西隅及び隣接地域の地質図	17
第 10 図	北灘層 K4 部層に挟在する石灰岩	18
第 11 図	石灰岩直下の海底地すべり堆積物	18
第 12 図	小倉層柱状図	21
第 13 図	千代浦層, 天神坂層及び成川層の柱状図	24
第 14 図	古城山区, 祝森区及び松野区の古城山層柱状図	26
第 15 図	宇和島市及びその周辺の白亜系層相図	27
第 16 図	玉葱状構造を示す古城山層 F2 部層のシルト岩	28
第 17 図	楨の山区の古城山層, 石引層及び寄松層の柱状図	30
第 18 図	古城山層 F2 部層の中礫礫岩	31
第 19 図	古城山層 F2 部層の細礫礫岩に含まれる頁岩塊	31
第 20 図	古城山区, 祝森区, 松野区及び広見地塊の石引層と寄松層の柱状図	33
第 21 図	石引層 I2 部層の頁岩砂岩薄互層	35
第 22 図	水源池層柱状図	39
第 23 図	水源地層 S2 部層の頁岩砂岩薄互層	40
第 24 図	泉が森地塊の地質図	41
第 25 図	平井層, 近永層及び下大野層の柱状図	43
第 26 図	光満層柱状図	43
第 27 図	吉田層及び三間層の柱状図	45
第 28 図	吉田層の黒色頁岩とその上位に整合に重なる赤色頁岩	46
第 29 図	吉田層の黒色頁岩中に含まれる赤色頁岩の岩塊	46
第 30 図	三間層 Ma3 部層の厚層理砂岩	49
第 31 図	奥浦層柱状図	49
第 32 図	法花津層柱状図	49
第 33 図	砂岩頁岩薄互層を挟む法花津層の砂岩	50
第 34 図	法花津層の砂岩に見られるローモンタイト-方解石-石英細脈	50
第 35 図	宇和島地域の白亜紀砂岩における粒度と基質量の関係	55
第 36 図	宇和島地域の白亜紀砂岩の石英-長石-岩片図	56
第 37 図	宇和島地域の白亜紀砂岩におけるカリ長石と斜長石の関係	58
第 38 図	宇和島地域及び大野川盆地の白亜紀砂岩における火山岩片とその他の岩片との関係	58
第 39 図	宇和島地域の白亜紀砂岩の石英/長石比及びカリ長石/長石比	59
第 40 図	宇和島地域及び大野川盆地の白亜紀砂岩のモード組成	60
第 41 図	宇和島地域の地質構造図	61
第 42 図	宇和島地域の四万十帯における時代別地層分布図	65
第 43 図	九州東部及び四国西部における西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系分布	66

第 44 図	地層堆積時における宇和島地塊，泉が森地塊及び吉田地塊の位置関係を示す模式図	67
第 45 図	高月山岩体の形状	69
第 46 図	花崗岩類のモード組成	71
第 47 図	花崗岩類のモード組成の標高差による変化	72
第 48 図	高月山岩体の花崗岩類と捕獲岩及びホルンフェルスの化学組成	73
第 49 図	高月山岩体中の捕獲岩	75
第 50 図	高月山岩体周辺の接触変成域	77
第 51 図	水分層の層序断面図	79
第 52 図	水分層の粘土層とそれを不整合に覆う段丘堆積物	79
第 1 表	宇和島地域の層序総括表	5
第 2 表	板ヶ谷層の放散虫化石	10
第 3 表	下波層，北灘層及び岩松層の放散虫化石	20
第 4 表	成川層及び古城山区の古城山・石引両層の大型化石	29
第 5 表	寄松層及び水源地層の大型化石	37
第 6 表	宇和島地塊及び広見地塊の上部白亜系の放散虫化石	38
第 7 表	平井層，下大野層及び奥浦層の放散虫化石	44
第 8 表	吉田層及び三間層の放散虫化石	47
第 9 表	宇和島地域の白亜系における主要大型化石の層序的分布	52-53
第 10 表	高月山岩体の岩相	70
第 11 表	紫蘇輝石花崗閃緑岩の構成鉱物の化学組成	74
第 12 表	電気石花崗閃緑岩の構成鉱物の化学組成	74
第 13 表	含ざくろ石捕獲岩の構成鉱物の化学組成	76
第 14 表	含紫蘇輝石ホルンフェルスの構成鉱物の化学組成	76
第 15 表	天然ガスの化学組成	81
Table 1	Summary of stratigraphy in the Uwajima District	87
Fig. 1	Map showing the distribution of respective series in the Shimanto Terrane of the Uwajima District	88

## 宇和島地域の地質

寺岡易司\*・池田幸雄\*\*・鹿島愛彦\*\*\*

宇和島地域の野外調査は、昭和43年から54年にかけて行われ、秩父帯の中・古生界を鹿島、四万十帯の白亜系及び第四系を寺岡、中新世花崗岩類及びこれによる接触変成岩を池田がそれぞれ担当した。報告書の執筆分担は次のとおりである。

I	地形	寺岡・鹿島
II	地質概説	寺岡
III-VI	地質各説	上記の各調査担当者
VII	応用地質	鹿島・寺岡
	全体の調整	寺岡

本研究に際し、国立科学博物館の小島郁生博士には白亜紀大型(動物)化石、大阪市立大学八尾 昭博士には白亜紀放射虫についてそれぞれ御教示を頂いた。また、花崗岩類及びこれによる接触変成作用(第V章)の記述に関し茨城大学橋本光男教授から助言を賜った。以上の方々に対し謝意を表する。

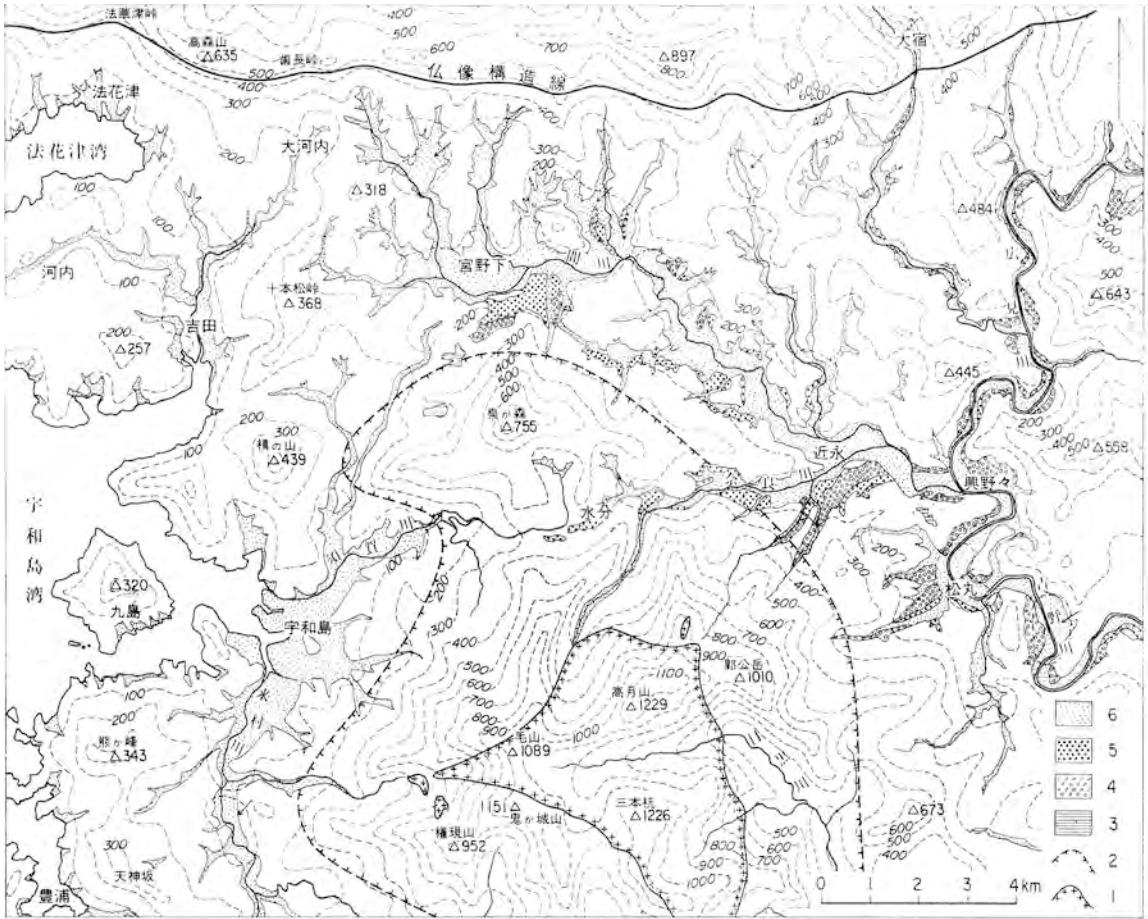
白亜紀大型化石の一部は地質部の田中啓策技官、白亜紀放射虫化石は大阪出張所栗本史雄技官(当時大阪市立大学)によってそれぞれ同定された。地形に関しては、埋谷面図の作成や河成段丘区分などの点で環境地質部の寒川 旭技官の協力を受けた。花崗岩類の主要化学分析値の一部(未公表)は鉱床部の石原舜三技官から提供された。研究に使用した岩石薄片は、技術部の大野正一・(故)村上 正・宮本昭正・安部正治及び佐藤芳治の各技官によって作成された。

### I. 地 形

宇和島(図幅)地域は四国の西端部に位置し、海域や1,000m級の山地を含む起伏に富んだ地域であり、地形的には北縁部の法華津<sup>ほけづ</sup>山地、中南部の高月山-泉が森山地、北東部の広見山地、吉野・三間両河川沿いに広がる鬼北凹地及び宇和海に面する沿岸低地帯とに大別される(第1, 2図)。

法華津山地の主稜は500-900mの高度を持って東西に伸び、肱川流域と宇和海に注ぐ小河川及び四万十川の流域との分水嶺になっている。この山地の南斜面には秩父・四万十帯の境界をなす仏像構造線が稜線にほぼ平行して走っており(第3図)、同線を境として地形が急変する。すなわち、秩父帯側では石灰岩・チャートなどを主とする地層が東西方向に伸びる急崖を形成しているのに対し、頁岩・砂岩の分布する四万十帯側では斜面が緩やかになり、南北方向の山脚や小谷がよく発達する。一方、北斜面は南斜面より概して地形がなだらかで、肱川支流の宇和川に向かって高度を下げ、その北側には宇和盆地や野村盆地がある。板谷越付近・内山西方など山地脊稜部には小範囲ながら準平原面が認められ、また石灰岩露出地にはカルスト地形が発達し、カッレンや石灰洞などが見られる。なお、宇和町明間には年平均約90l/秒の湧出量をもつカルスト湧泉(観音水)があり、農業・生活用水として利用されて

\* 地質部 \*\* 茨城大学(昭和52年度併任) \*\*\* 愛媛大学(昭和53年度併任)



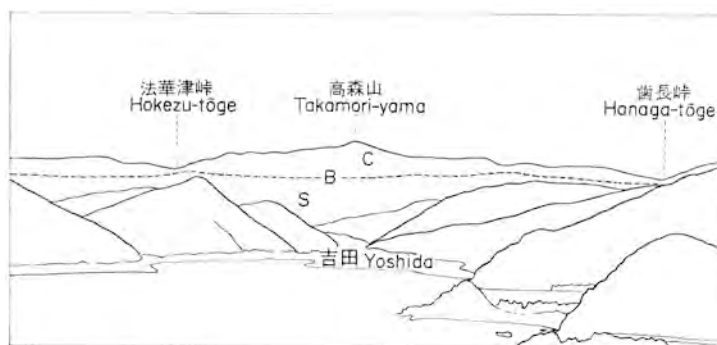
第1図 宇和島地域の埋谷面図

幅500m以下の谷埋 等高線間隔100m 1. 花崗岩類, 2. 接触変成帯外縁, 3. 高位段丘面, 4. 中位段丘面, 5. 低位段丘面, 6. 沖積面  
 図中の矢印は凹地を示す



第2図 宇和島地域の地形区分





第3図 吉田南方から四万十帯と秋父帯の境界—仏像構造線 (B)—を望む

いる。

高月山-泉が森山地は、泉が森 (755m)、高月山 (1,229m)、毛山 (1,089m)、鬼が城山 (1,151m)、三本杭 (1,226m) などを含む急峻な山地である。1,000m級の高峰がそびえる山地中央部には花崗岩類が分布し、これを取り巻く接触変成域の形は山地全体のそれと調和的で、これらの外縁はほぼ一致している。

広見山地は、法華津山地と東隣の田野々地域北西部の祇御前山 (946m)、長山 (940m) などを含む東西性の山地の間に位置するもので、広見川やその支流及び三間川支流によって切り込まれている。この山地にはシルト岩・砂岩が広く分布し、標高400m内外のかなり定高性のある山稜がNW-SE方向に配列している。

鬼北凹地は高月山-泉が森山地と広見山地に挟まれた低平な地帯であって、ここには吉野・三間両河川沿いにかなり幅広い沖積平野がひろげ、それと山地や丘陵との境界部に河成段丘がよく発達している。沖積平野や丘陵の分布状況から分かるように、この凹地はそれぞれ松丸、近永及び宮野下を中心とする3つの小盆地に細分することができる。これらの盆地は南東から北西に向かって順次配列し、最も上流側にある三間盆地の場合、宮野下付近における盆地中心部で150m内外の標高を示す。

河成段丘は吉野川や三間川沿いだけでなく、奈良川・広見川などの流域にもあり、高・中及び低位の

3段に区分できる。第1図に示すように、高位段丘面は分布がごく限られ、その標高は真土で約100m、興野々南西では140m内外であり、泉が森北西山麓の平駄馬になると190-240mに達する。上光満にも平坦面が残っているが、これも高位段丘面に相当する。中位段丘面は吉野川や広見川沿いによく発達し、その標高は吉野西方で80-100m、三間・広見両河川の合流点付近で100-120m、小倉で130-150m、延川では180mを超える。三間川流域では、近永南方の永野市部落や広見中学校のある面が中位段丘面であって、これに相当するものは断続的ながら宮野下南方まで分布し、ここでは170m以上の標高を示す。松丸付近・近永南方・上川付近などでは、急斜面によって中位段丘面と境され、それより5-10m低い平坦面が認められる。これが低位段丘面であって、近永以西に分布する段丘面の大部分がこれに属する。低位段丘面の標高は三間川流域の内深田付近で130-140m、土居中では145-170mである。一方、高月山-泉が森山地から流下する奈良川沿いでは比較的高く、水分付近のものは220-250mである。

吉野川とその支流や目黒川及び黒尊川は四万十川水系に属するが、これと宇和海に注ぐ河川の分水嶺は法華津山地の齒長峠付近から南下して十本松峠にのび、その後南東に転じ務田・泉が森山頂を通過して水分に達し、そこから再び南北方向になって高月山-泉が森山地を縦断する。宇和海側の河川は、四万十川水系のものに比べ河床勾配が格段に大きく、しかもその変化に富み、谷頭浸食が激しい。水分付近ではかつて奈良川流域だった部分に須賀川が切り込んでおり、そこでの河川争奪は地形や段丘堆積物の分布状況からよく分かる。

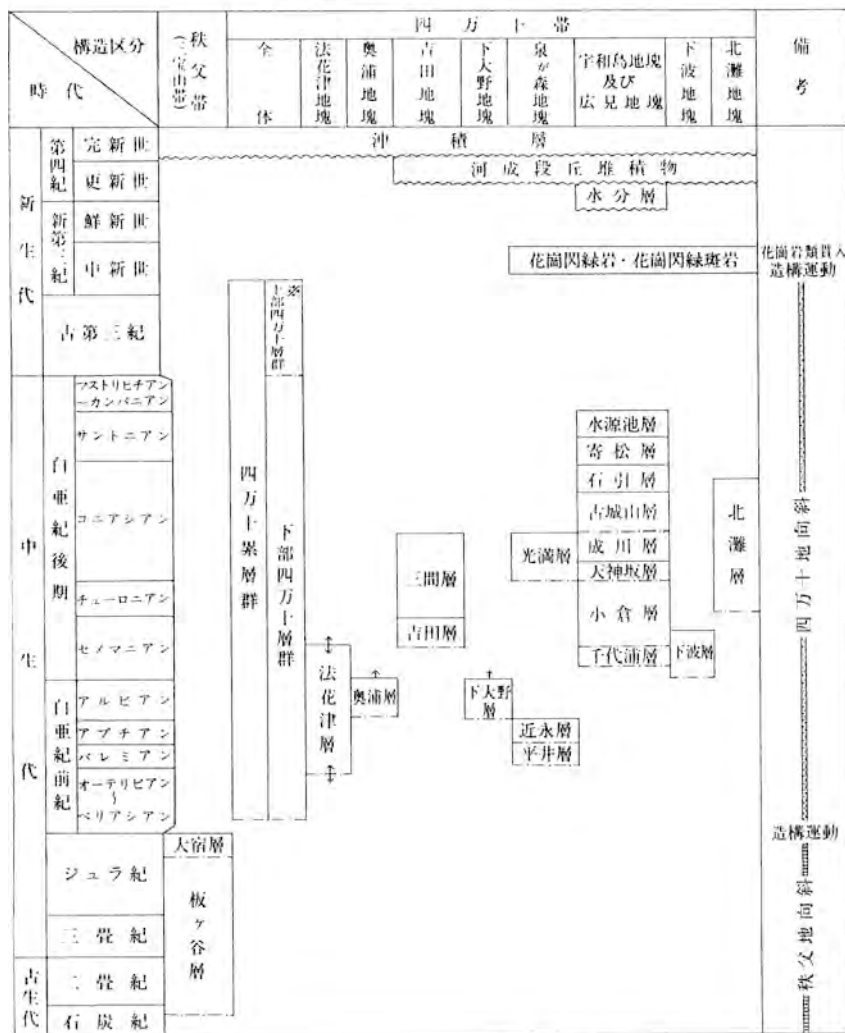
上記分水嶺の西側斜面は沿岸低地帯に向かって急速に高度を減ずる。この地帯は沖積低地や丘陵の発達で特徴づけられ、全体としてはなだらかな地形を呈するが、標高300m内外、ときに400mを超える山地も含んでいる。後者の好例は天神坂のある山・熊が峰・九島・槇の山など海側に張り出した弧を描いて並ぶ山地であり、これらの山頂付近には堅硬な砂岩・礫岩が分布している。弧状配列を示す山地に抱かれた内側の地域は、宇和島市街を中心とする盆地を形成している。一方、外側の地域は大半が海水に覆われているが、そこにも豊浦から平浦・高島・野島・奥浦を経て十本松峠に至る弧状の地形的な高まりがあり、これがそれぞれ吉田湾と法花津湾を含む2つの凹地の境界となっている。沿岸低地帯では、海岸線が複雑に入りこんで多くの湾入や半島ないし岬を形成し、また幾つもの島嶼が散在しており、かなり典型的な沈水地形が見られる。

## II. 地質概説

宇和島地域は西南日本外帯に位置し、その北縁部は秩父帯、他の部分は四万十帯に属する。本地域の秩父帯には板ヶ谷層いたがたにと大宿層おおじゆくからなる中・古生界が露出し、その南縁は仏像構造線で画される。一方、四万十帯には四万十層群の下部に当たる白亜紀の下部四万十層群が広く分布し、中新世の花崗岩類こ貫かれている。また、河川や海岸沿いには第四紀の堆積物が見られる。

板ヶ谷層はチャート・石灰岩及び塩基性火山岩類の発達で特徴づけられ、紡錘虫・コノドント・放散虫などの産出化石からみると、石炭紀後期からジュラ紀にわたる様々な時代の堆積物を含んでいる。大宿層は板ヶ谷層と断層関係にあり、砂岩を主とし、頁岩を伴う。化石の証拠はないが、本層の時代はジ

第1表 宇和島地域の層序総括表



※ 地域外分布 ———— 断層

ユラ紀後期と推定する。板ヶ谷・大宿両層は、古生代後期から中生代中期にわたるいわゆる秩父地向斜堆積物に属するものである。この堆積物はジュラ紀末に著しい変動を受け、その後主要な堆積場は四万十帯（四万十地向斜）に移り、そこに四万十累層群が形成された。

四万十累層群は中生代後期から第三紀中頃にかけての堆積物である。本地域に分布するのは白亜系の部分（下部四万十層群）であって、時代的にはバレミアンからサントニアンまでの地層群が確認されている。一般に四万十累層群は、大型化石がごくまれで、頁岩・砂岩を主とする単調な岩相を持ち、構造的には閉じた褶曲と走向断層、ときに低角スラストの発達で特徴付けられ、顕著な帯状構造を示す。しかし本地域の四万十累層群は、部分的ではあるが、大型化石に富み、礫岩も発達して層相の側方変化がかなり著しい。また、多くの断層で切られて地塊化した地層はしばしば開いた褶曲を形成している。



北灘地塊の白亜系は頁岩を主とし、しばしば泥質の海底地すべり堆積物を挟んでおり、北灘層として一括される。海底地すべり堆積物中にはときに石灰岩やチャートの異地性岩体が含まれる。頁岩から産する放散虫群集からみると、北灘層の時代はチューロニアン-コニアシアンである。下波地塊を構成する下波層は、砂岩と頁岩の交互層からなる砂岩がちの地層であり、まれに赤色頁岩を挟む。この地層からはセノマニアンを示すイノセラムス及び放散虫群集を産する。

宇和島地塊と広見地塊には、イノセラムス・アンモナイトなどの大型化石に富み、放散虫も多産する上部白亜系が分布する。これは従来宇和島層群と呼ばれていた地層群に相当する。宇和島・広見両地塊の上部白亜系は、上方細粒化の堆積サイクルに基づき、下位から上位へ、セノマニアンの千代浦層、セノマニアン-チューロニアンの小倉層、コニアシアンの天神坂層・成川層・古城山層及び石引層、サントニアンの寄松層及び水源層とに区分される。千代浦層は頁岩・砂岩からなり、断層のため上・下限は不明である。小倉層は周りの白亜系と断層関係にあり、その下部（セノマニアン）では砂岩が卓越し、中・上部（チューロニアン）ではそれぞれシルト岩と頁岩が主体をなす。コニアシアン以降の各層は2部層に細分され、それぞれの下部層では砂岩又はシルト岩、ときに礫岩、上部層では頁岩又は頁岩砂岩互層の発達するのが普通である。なお、天神坂層の場合は断層のため下部層が欠如し、成川・古城山両層は断層関係にある。コニアシアン-サントニアンの地層群についてみると、全体として堆積物は北西から南東に向かって細粒化し、より沖合の層相を示すようになる。堆積物が最も粗くなる宇和島地塊北西部の槇の山区では、礫岩や粗粒砂岩がよく発達し、これらの粗粒砕屑岩中にはしばしばランプ堆積物や頁岩・砂岩の同時浸食礫が含まれている。宇和島地塊中でも特に大型化石の多いのは、古城山区と保田区及び祝森区西縁部であり、これらの地区から遠ざかにつれ化石の産出頻度は低下する。

泉が森地塊には、バレミアンの平井層、アプチアンの近永層及びコニアシアンの光満層が分布し、これらは断層関係にある。平井層下部と近永層は頁岩、平井層上部は砂岩頁岩互層からなり、両層の時代はアンモナイトで決定されている。光満層は頁岩の卓越する地層であるが、層準や場所によっては砂岩・礫岩も発達する。概して堆積物は東方に向かって粗くなり、砂岩・礫岩の層厚が増大する。光満層はイノセラムスを散点的に産出し、ときおり本層中に挟在する海底地すべり堆積物には、まれながら石灰岩が含まれる。

下大野地塊の下大野層は頁岩を主とし、アンモナイトを産するアルビアンの地層である。岩相や放散虫化石から、奥浦地塊の奥浦層も下大野層とほぼ同時代の堆積物と考えられる。これら両層の下部には海底地すべり堆積物が多い。

下大野・奥浦両地塊の間に介在する吉田地塊には上部白亜系が分布し、これは吉田層と三間層に区分される。吉田層は頁岩を主とし、赤色頁岩を頻繁に挟み、赤色頁岩からはセノマニアンの放散虫群集を産する。なお、これと同じ放散虫群集は下波層や千代浦層から得られている。三間層は、吉田層上に整合に重なる砂岩層をもって始まり、頁岩層を経て、砂岩・頁岩交互層で終る。頁岩層や砂岩・頁岩交互層からはまれにコニアシアンのイノセラムスを産する。吉田・三間両層にはときに海底地すべり堆積物が挟在し、吉田地塊の西部では三間層中にも赤色頁岩が見られる。

法花津地塊は最も北に位置する地塊であり、そこに分布する法花津層は砂岩に富む。本層の砂岩には、ローモンタイト-方解石-石英網状脈が特徴的に発達し、割目が多い。化石未発見であるが、この地層

の時代は白亜紀前期からセノマニアンにわたる可能性が強い。

宇和島地域の白亜紀砂岩は層準や場所によってかなり組成を異にし、石英・長石及び岩片の量比により次の3つのタイプに分ける。すなわち、比較的石英の多いQ型、長石に富むF型及び岩片、特に中-酸性火山岩片の多いR型である。宇和島地塊の砂岩は主としてQ型、一部F型に属し、北灘・下波両地塊ではF型砂岩とR型砂岩がほぼ同程度発達する。上記以外の地塊では大部分の砂岩がF型である。この事実は宇和島地域の四万十帯白亜系に起源を異にする堆積物が混在していることを示す。ただし、これらの主要供給源は西南日本内帯にあったと推定する。地塊による層相や砂岩組成の違い、地塊内における層相の側方変化傾向、更には古流向の資料などを総合すると、地層堆積時には各地塊の位置関係が現在のそれとはかなり異なっていたと考えられる。

四万十帯白亜系が変形・変位し、現在見られるような構造ができあがったのは、本地域の中南部に分布する中新世花崗岩類（K-Ar年代、 $12 \pm 2\text{Ma}$ ）の貫入前である。

花崗岩類は、高月山・毛山・三本杭などを含む山岳地に露出する高月山岩体とその周辺に点在する小さなサテライト岩株・岩脈をなすものに分ける。高月山岩体ではかなり顕著な垂直方向の岩相変化があり、下位から上位に向かって、粗-中粒花崗閃緑岩→中-細粒斑状花崗閃緑岩→花崗斑岩の変化が認められる。これらの花崗岩類には電気石や紫蘇輝石が特徴的に含まれる。高月山岩体には砂岩・泥質岩・アルミナに富む岩石・片麻岩・塩基性岩・安山岩・花崗岩類など様々な岩種の捕獲岩があり、これらの再結晶度は変化に富む。岩株及び岩脈は主として花崗閃緑斑岩、一部花崗閃緑岩からなる。

花崗岩類による接触変成域は、紫蘇輝石で特徴付けられるA帯（輝石ホルンフェルス相）、黒雲母の安定なB帯とC帯及び硬化帯とに分けられる。これら各帯は高月山岩体を取り巻いて順次配列する。なお、B・C両帯の区別は主に変成鉱物の粒度の違いによるが、C帯では黒雲母のほか白雲母も普通に見られる。

鮮新世末-更新世初期には、砂・礫及び粘土からなり、メタセコイア植物群を含む淡水成<sup>みずわかれ</sup>の水分層が堆積した。本層は宇和海に注ぐ須賀川の上流域にごく小範囲残存しているが、これの堆積域はかつては奈良河流域に属していた。吉野川・広見川・三間川・奈良川など四万十川水系の河川沿いには少なくとも3段の段丘が発達し、それぞれ礫・砂及び粘土からなる更新世の堆積物をのせている。以上のほか、第四系としては完新世の崖錐堆積物・沖積層がある。

### III. 秩父帯中・古生界

#### III. 1 研究史

宇和島地域及びその周辺の地質調査は井上(1901-02)によってその端緒が開かれ、秩父帯の本格的な研究は YEHARA (1927) をもって始まる。YEHARA は東宇和郡魚成村（現城川町）田徳の三畳系を中心に、秩父・四万十両帯の中・古生界の研究を行った。それによると、中・古生界は、二畳-三畳系と四万十川統に大別され、後者は鳥ノ巢層群と安芸川層群とに区分されている。宇和島地域の秩父帯に分布する石灰岩・チャート層は、ラジオラリア珪岩を伴うことから鳥ノ巢層群に属するものとした。鈴木

(1934-35) は、法華津断層（衝上断層？）を秩父帯と安芸川統の分布する四万十帯との境界とし、秩父帯の多くの石灰岩から化石を発見してこれらが石炭-二疊紀のものであることを明らかにした。

池辺（1936）は、現在の城川・野村・宇和の各町にまたがる田穂周辺の秩父帯地層群を、北から貝吹層群・野村層群及び板ヶ谷層群とに区分した。市川ほか（1954）、中川ほか（1959）は黒瀬川構造帯の命名・定義を行うとともに、同帯付近の中・古生界についても報告した。その際、秩父帯南帯の地層を高川層群と命名した。平山・神戸（1956-57）は、宇和島地域の北西及び西に隣接する八幡浜・伊予高山両地域において、仏像構造線のすぐ北側に分布する地層を俵津層と呼び、三宝山層群の一部に対比した。鹿島・宮久（1965）、鹿島（1967, 1968）、KASHIMA（1969）は愛媛県西部の秩父帯及び仏像構造線について論述した。MURATA（1982）は、四国西部の三波川・秩父両帯において、北から北只-池川、名野川-大野山、魚成-神原谷及び卯之町の4デッキを識別し、卯之町デッキの南縁は仏像衝上（仏像構造線）で画されるとした。宇和島地域を含む四国西部の秩父帯のマンガニ鉄床及び石灰岩については多数の報告がある（高津ほか、1952；吉村、1952；宮久ほか、1962, 1963, 1964；宮久・鹿島、1967；松垣（編）、1969, 1971；中国四国農政局計画部、1980）。

最近コノドントや放散虫の研究が盛んになり、かつて古生界とされていた地層群のかなりの部分の中生界に属することが明らかになった。宇和島地域においても石灰岩から三疊紀のコノドント（坂上・渡辺、1972）やメガロドン（TAMURA, 1983）が発見され、今回の調査研究では、チャートから三疊紀の放散虫、粘板岩からジュラ紀の放散虫が見いだされた。

### III. 2 層 序

宇和島地域には秩父帯の南縁部（三宝山帯）を占める板ヶ谷層と大宿層が分布する。

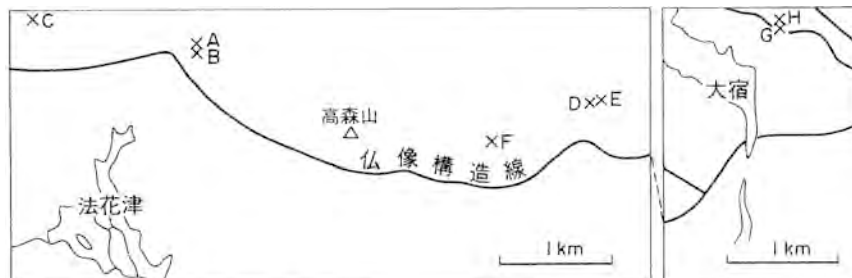
#### III. 2. 1 板ヶ谷層 (It)

板ヶ谷層は本地域の秩父帯中・古生界の主体をなすもので、池辺（1936）の板ヶ谷層群の一部に相当する。本層はチャート・石灰岩・玄武岩溶岩・同火砕岩・粘板岩・砂岩・礫岩及び酸性凝灰岩からなる。全体としてチャートが優勢であり、石灰岩や玄武岩は仏像構造線近くに分布が限られる。

チャートは白・灰白・緑灰・緑・赤・赤褐・赤紫・黒などさまざまな色を呈する。大部分のものは数 cm ごとに泥質ないし凝灰質岩の薄層を挟む層状-縞状チャートであるが、無層理あるいは網状石英脈を伴う塊状チャートもある。チャート層にはときにマンガニ鉄床が伴う。石灰岩は灰白・暗褐・黒灰・黒などの色を呈し、一般に無層理・塊状であり、局部的には厚さ数 cm 程度のレンズ状-層状のチャートが挟在する。また、玄武岩火砕岩や粘板岩・砂岩を挟んだり、団塊状ドロマイトを含むこともある。石灰岩の大部分は含ペレット-含化石-微晶質-方解石岩に属し、多くの場合方解石の網状脈が発達する。玄武岩溶岩・火砕岩は緑・紫赤・紫褐・紫黒などの色を呈し、杏仁状構造を持つ発泡のよい輝石-かんらん石玄武岩の塊状溶岩・枕状溶岩及び凝灰角礫岩-凝灰岩である。

砂岩は灰白色・暗灰色・黒灰色を呈し、主として長石質アレナイト及びワッケに属するもので、火山岩片をかなり多く含み、多くの場合方解石網状脈が入っている。量的には少ないが、チャート角礫を含

む. 一見チャート様のチャートアレナイトやチャート礫岩もある. 粘板岩には厚いチャート層に挟在するもの, 砂岩と互層するもの, 石灰岩に伴い泥灰岩に近いものなどがある. 一般に暗灰色・暗緑黒色・黒色で緻密であり, 風化又は破碎されると細片状にこわれ易い. 珪質粘板岩には放射虫に富むものがあ



第5図 秩父帯における放射虫化石産地

第2表 板ヶ谷層の放射虫化石

放射虫	産地 (第5図参照)								時代
	A	B	C	D	E	F	G	H	
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> PESSAGNO				●					ジュラ紀 パジョアン-ポトニアン
<i>Cyrtocapsa grutterinki</i> TAN SIN HOK				●					
<i>Dictyomitra?</i> sp.				●					
<i>Dictyomitrella(?) kamoensis</i> MIZUTANI & KIDO				●					
<i>Parahsuum</i> sp.				●					
<i>Stylocapsa</i> sp.				●					
<i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO				●					
<i>T.</i> sp. cf. <i>T. rusti</i> TAN SIN HOK				●					
<i>T.</i> sp.				●					
<i>Acanthosphaera</i> sp.							●		
<i>Amphipyndax</i> sp. cf. <i>A. alamedaensis</i> (CAMPBELL & CLARK)							●		
<i>Archaeospongoprunum helecatum</i> (NAKASEKO & NISHIMURA)							●	●	
<i>A.</i> <i>japonicum</i> (NAKASEKO & NISHIMURA)							●	●	
<i>A.</i> <i>tehamaensis</i> PESSAGNO							●	●	
<i>A.</i> sp.							●		
<i>Astrocentrus</i> sp.							●		
<i>Lithostrobos?</i> sp.		●					●		
<i>Podobursa?</i> sp.		●					●		
<i>Spongosaturnalis?</i> sp.		●					●		
<i>Staurodoras variabilis</i> NAKASEKO & NISHIMURA							●	●	
<i>Triassocampe deweveri</i> (NAKASEKO & NISHIMURA)							●	●	
<i>T.</i> sp.	●	●					●	●	
<i>Tricolocapsa</i> sp.						●	●		
<i>Tripocyclia</i> sp.							●		
<i>Yeharaia</i> sp. cf. <i>Y. elegans</i> (NAKASEKO & NISHIMURA)							●		
<i>Neobaillella</i> sp.			●						二疊紀
<i>Pseudoabaillella?</i> sp.					●				



り、またときに黄白色・淡緑色・晴緑灰色の酸性凝灰岩が随伴する。

本地域の板ヶ谷層の石灰岩産化石として、鈴木（1934-35）は三間町宮野下-宇和町明間から紡錘虫の *Fusulina* sp., *Neoschwagerina* sp., YABE and SUGIYAMA (1930-35) は宇和町板ヶ谷峠から層孔虫の *Stromatopora* (*Parastromatopora*) *japonica*, KASHIMA (1969) は宇和町観音水から浮遊性二枚貝をそれぞれ報告している。また、坂上・渡辺(1972) は法華津峠南東の石灰岩から *Cyridodella* cf. *mediocris*, *C.* sp., *Diriododella* sp., *Enantiognathus zieglerei*, *Epigondolella abneptis*, *E. primitia*, *E.* sp., *Hindeodella* spp., *Neoprioniodus* (?) sp., *Parachiognathus* (?) sp., *Prioniodella* (?) sp., *Prioniodina* sp. など、カーニアン後期-ノリアン前期を示す *Epigondolella abneptis* 群集のコノドントを見いだした。最近、TAMURA (1983) は吉田町歯長峠西方の石灰岩から三疊紀後期を指示する浮遊性二枚貝の *Triadomegalodon* cf. *tofuna* を報告した。

今回の調査研究では、第2表に示す放散虫が得られた。産地は第5図に示してあるが、Dでは粘板岩、その他の場合はチャートから放散虫を産する。CとEの放散虫は二疊紀を、A・B・F・G及びHのものは *Triassocampe deweveri* 群集に属し、三疊紀ラディニアンを、Dのものは *Unuma echinatus* 群集に属し、ジュラ紀バジョシアン-バトニアンをそれぞれ指示する。

以上の産出化石からみる限り、石灰岩は石炭紀後期-三疊紀、チャートは二疊-三疊紀、砕屑岩はジュラ紀のものであり、板ヶ谷層は古生代後期から中生代中頃にわたる様々な時代の堆積物を含んでいることになる。

### III. 2. 2 大宿層 (Oj)

大宿付近には砂岩を主とし頁岩を伴う地層が分布し、これと断層関係にある板ヶ谷層とは岩相を異にする。この地層を鹿島 (1968) は四万十帯の白亜系とみなしたのに対し、寺岡ほか (1980) は、分布状況や砂岩組成を考慮してこれを秩父帯の中生界として取り扱った。ここでは本層を大宿層と命名し、秩父帯に属するものとする。

大宿層の砂岩は中-粗粒で、しばしば頁岩の小片を含み、ときにチャート礫を主とする礫岩を伴っている。新鮮なものは灰白-緑灰色、風化すると黄褐色を呈する。砂岩にはチャート片が多量に含まれ、四万十帯の白亜紀砂岩中の岩片がほとんど中-酸性火山岩からなるのとは著しく対照的である。頁岩は黒-黒灰色を呈し、脆くて細片状にこわれ易い。化石未発見であるが、本層は上部ジュラ系の可能性が強い。

### III. 3 地質構造

秩父帯の南縁は仏像構造線で画される。四国西部の本構造線については鹿島・宮久 (1965)、鹿島 (1968) による詳しい報告がある。それらによると、仏像構造線は北に30-40°傾く衝上断層 (法華津衝上) として出現し、その後これに沿って北傾斜の高角断層 (高川断層・黒井地断層) の活動があった。なお、法華津衝上の主要活動期は白亜紀宮古世以後とされている。MURATA (1982) によれば、仏像構造線は黒瀬川構造帯、更に北方の中央構造線までも切る大規模な衝上断層群の南縁をなすものであり、

その出現は白亜紀浦河世後・始新世前である。

宇和島地域では法華津峠南方，齒長峠付近，黒井地北方，内山・大宿などで仏像構造線の露頭が見られる。齒長峠近くを通る隧道内では，板ヶ谷層の石灰岩が走向  $N20-40^{\circ} E$ ，傾斜  $72-80^{\circ} N$  の高角断層を介して四万十帯の圧砕頁岩と接している。圧砕帯は幅 13m で， $N55-65^{\circ} W \cdot 20-43^{\circ} N$  の走向・傾斜を持っており，坑内と地表における観察結果を総合すると，この圧砕帯は低角の法華津衝上に伴うものである。黒井地北方の法華津衝上は，板ヶ谷層の石灰岩と四万十帯の砂岩頁岩互層を境する走向  $N86^{\circ} E$ ，傾斜  $30^{\circ} N$  の断層として示され，北に  $70-80^{\circ}$  傾く高角断層に切られている。

板ヶ谷層は E-W ないしそれに近い一般走向を持ち， $30-60^{\circ} N$  の傾斜を示すのが普通であるが，南傾斜のこともあり，東西方向の軸を持って褶曲している。砂岩・粘板岩・チャートからなる地層には，軸面が南へ倒れた等斜褶曲がしばしば認められる。断層には NE-SW 系と NW-SE 系のものがあり，それらによって板ヶ谷層はブロック化している。大宿層は  $30-70^{\circ} N$  の傾斜を示し，その走向は大宿川の東側で NE-SW ないし E-W，西側では NW-SE であり，構造的には低角の衝上断層を介して板ヶ谷層の下位にある。

#### IV. 四万十帯白亜系—下部四万十層群—

##### IV. 1 研究史

井上 (1901-02) は，宇和島地域に白亜紀層が広く分布し，その北側の古生層と断層関係にあることを初めて明らかにした。これらの地層の分布域はそれぞれ四万十帯と秩父帯にほぼ一致している。YEHARA (1924) は四万十帯の地層を四万十川統とその上位に不整合に重なる和泉砂岩層群とに分け，後者を榎ノ山礫岩，<sup>えびすがはな</sup>戎ヶ鼻砂岩及び古城山頁岩とに細分した。そして，和泉砂岩層群産のイノセラムス・アンモナイトなどの化石を記載し，同層群を北海道の *Pachydiscus* 層に対比した。その後，鈴木達夫による 7 万 5 千分の 1 図幅調査が精力的に行われ，「卯之町」(1934-35)，「宇和島」(1934-36)，「日振島」(1936-37) の各図幅が相次いで出版された。鈴木は，四万十帯の地層群を，下位からジュラ系の安芸川統，四万十帯及び鳥ノ巣統と白亜系とに区分し，これらのおおまかな岩相を示した。以上のほか，戦前のものとしては松沢 (1936) による宇和島地域東部の白亜紀層に関する簡単な報告がある。

戦後の研究は工藤 (1949, 1950) をもって始まる。工藤は宇和島地域西部及び岩松周辺の四万十帯白亜系を，下位から<sup>きたなだ</sup>北灘・<sup>したば</sup>下波・宇和島の 3 層群に大別するとともに，地質構造の上から同帯を，北から吉田地域・高光地壘・宇和島地域及び北灘地域とに区分し，各地区間の地層対比や岩相の差異を示した。そして，上記 3 層群は整合関係をもって累重し，宇和島層群は上部ギリヤーク統—下部浦河統に対比され，下波層群は下部ギリヤーク統を含むとした。宇和島層群については細かな区分がなされており，その詳細は上述の松沢 (1936) や須貝貫二の未発表資料とともに，小林 (1950) 及び MATSUMOTO (1954) によって述べられている。いずれにしても工藤の研究は画期的なものであり，そこで示された層序区分や地質構造の大綱は中野 (1964)，棚部 (1972) に引き継がれている。

中野 (1964) は，宇和島地域西部の四万十帯白亜系を四万十層群と宇和島層群に大別し，後者をコニ

アシアンに対比した。そして、宇和島層群はより古期の北灘層群と断層関係にあり、全体として東西方向の軸をもつ復向斜構造をなしているとみなした。中野の場合とほぼ同じ地域を調査した棚部（1972）は、宇和島層群がセノマニアンの下波層をもって始まり、その上限はカンパニアンに及ぶとし、同層群とアルビアン北灘層は整合関係にあるとした（第6図）。これに先立ち、NAKAI and HADA（1966）は近永南方からアプチアンのアンモナイトを見だし、宇和島地域の四万十帯白亜系の下限が少なくともアプチアンまで下ることを明らかにした。その後、本地域西部の白亜系に関しては寺岡・小島（1975）、東部のものについては寺岡ほか（1980）が報告した。これらによると、宇和島周辺に分布する化石に富む宇和島層群は、北灘・下波両層と断層で画され、時代的にはコニアシアンからサントニアンにわたる。一方、東部には北灘層や宇和島層群相当層のほか、アプチアン、アルビアン及びチューロニアンの含化石層も露出する。最近、柳井（1981）は近永を中心とする東部地域を研究し、そこではネオコミアン-アルビアンの地向斜相四万十層群とセノマニアン-サントニアンの陸棚相宇和島層群が整合一連の地層として発達することを強調し、四万十地向斜北縁部における白亜紀古地理について論じた。

以上のほか、本地域に関係した地質図幅類には愛媛県（1962）、永井ほか（1967, 1972, 1980）がある。

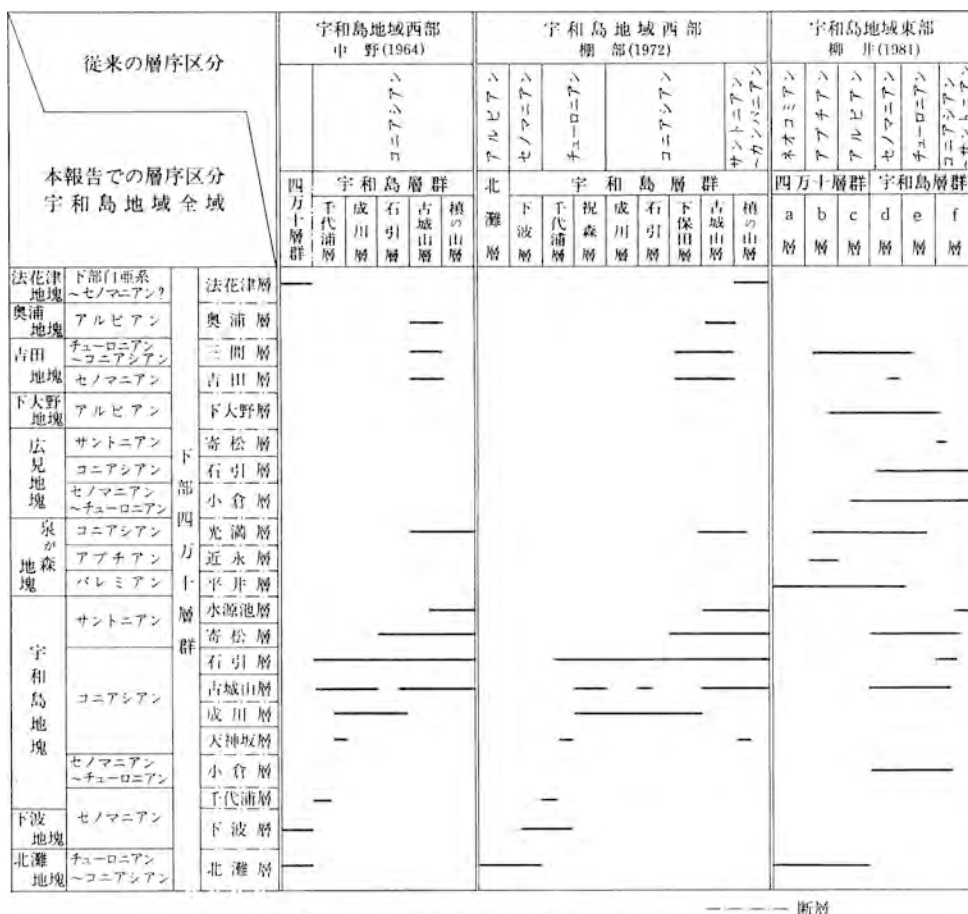
宇和島地域の四万十帯白亜系から大型化石を多産することは古くより知られており、これについては多くの報告がある（YEHARA, 1924；鈴木, 1934-35, 1934-36；小林, 1950；MATSUMOTO, 1954；NAKANNO, 1960；MORISHITA, 1962；中野, 1964；NAKAI and HADA, 1966；永井ほか, 1967；NISHIYAMA, 1968；SHIKAMA and TANABE, 1970；棚部, 1972；中野・大塚, 1974；寺岡・小島, 1975；NODA, 1975；TANABE, 1977；甲藤, 1977；松本, 1978；寺岡ほか, 1980；水野ほか, 1980；YANAI, 1980；柳井, 1981；緒方ほか, 1983）。微化石に関してはまだ予察的研究の段階であり、これまで北灘・下波両層の放散虫、一部有孔虫を中世古・西村（1979）、NAKASEKO and NISHIMURA（1981）、大賀・坂井（1982）、緒方ほか（1983）が、本地域全体の白亜紀放散虫を栗本・寺岡（1984）が簡単に報告しているにすぎない。

棚部（1972）、勘米良（1973）は北灘層中の石灰岩を検討し、これの大部分は遠洋性生物遺骸で特徴付けられるミクライトであり、大型化石を含むバイオスパライトもあることを明らかにした。

寺岡（1977, 1979）は九州・四国西部の四万十帯層群及び西南日本中軸帯の白亜系大野川・和泉両層群における砂岩組成の時代的・地域的变化を論述した。その際、宇和島地域の四万十帯には、部分的ではあるが、時代・層相・砂岩組成などの点で大野川層群とよく似た堆積物が発達することを示した。

## IV. 2 層 序

宇和島地域の白亜系層序区分は研究者によってかなり異なる。これは層相の側方変化の認定や地質構造の解釈の違いによるものである。本報告での層序区分は、寺岡・小島（1975）及び寺岡ほか（1980）を基本とし、その後の新発見（緒方ほか, 1983；寺岡, 1984；栗本・寺岡, 1984）を加味して行ったものである。第6図は他の研究者による層序区分との対応を示したもので、石引層を例にとると、本層は部分的ながら中野（1964）や棚部（1972）の千代浦層から榎の山層にわたる地層を含んでおり、また柳



第6図 宇和島地域の白亜系層序区分

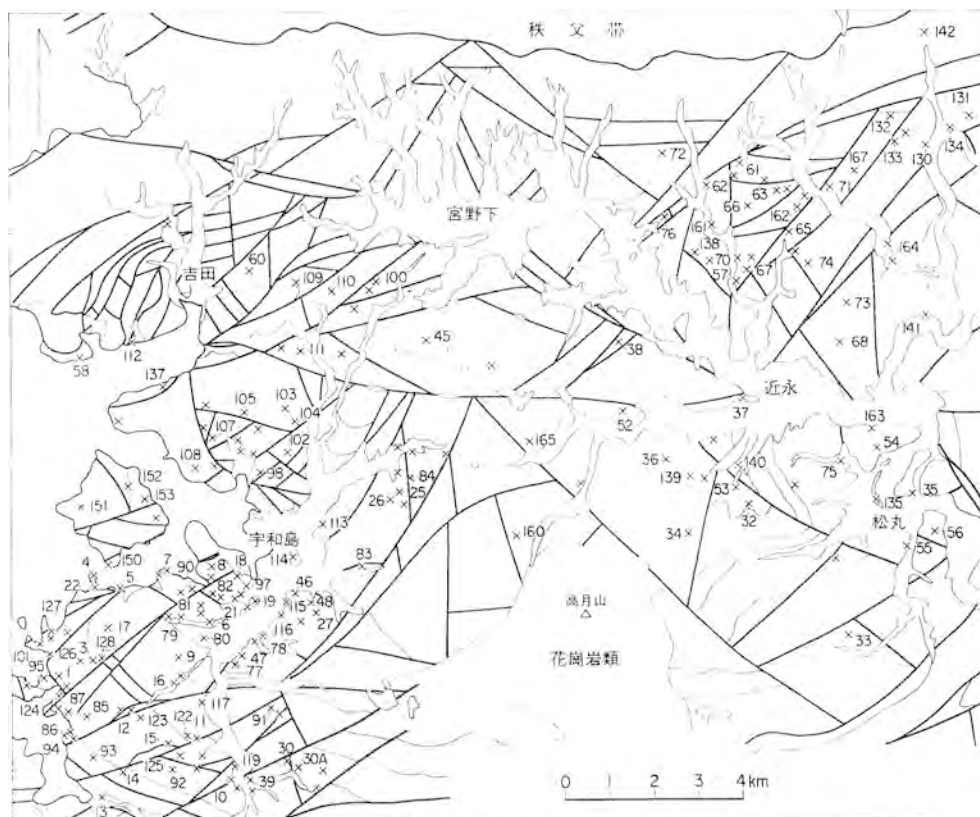
井(1981)のd層からf層にまたがっていることを意味する。

層序区分は構造区分と密接に関連しているので、後者についてもここで簡単に触れておく。宇和島地域の白亜系は多くの断層で切られて著しく地塊化し、同時代の地層でも場所によって層相や構造をかなり異にする。これらの点を考慮して、本地域の四万十帯を南から北灘・下波・宇和島・泉が森・広見・下大野・吉田・奥浦及び法花津の9地塊に大別し、宇和島・泉が森両地塊は更に幾つかの地区に細分する(第4図)。なお、南隣の岩松地域では北灘地塊の南側に岩松地塊が広がる。従来、宇和島周辺に模式的に分布し、大型化石に富む地層は宇和島層群と呼ばれてきたが、これの定義は極めてあいまいである。

以下、各地塊の地層を南から順次記載するが、大型化石の主な産地は第7図に示してある<sup>1)</sup>。放散虫

1) 五層の記載に際しては、薄五層(単層の厚さ、~20 cm)、中五層(20~80 cm)及び厚五層(80 cm~)の用語を使用し、優勢な構成岩を最初に書く。礫岩の場合はgranule, pebble, cobble及びboulderに相当するものとして細礫、中礫、大礫及び巨礫を用いる。また、特に断らない限り、頁岩は黒色頁岩を指すものとする。

地質図や柱状図に頁岩として示してある泥質岩の中には、海底地すべり堆積物が含まれている。これは鱗片状劈開を持ち、剝離性に富む泥質岩で、しばしば様々なサイズの砂岩塊を含み、またときには石灰岩やチャートの異地性岩塊もはいつている。本文ではこのような堆積物を海底地すべり堆積物又は剝離質頁岩として記述する。



第7図 宇和島地域における大型化石産地

化石の場合は産地を示さず、部層又は（累）層ごとに一括して種名を表示する。

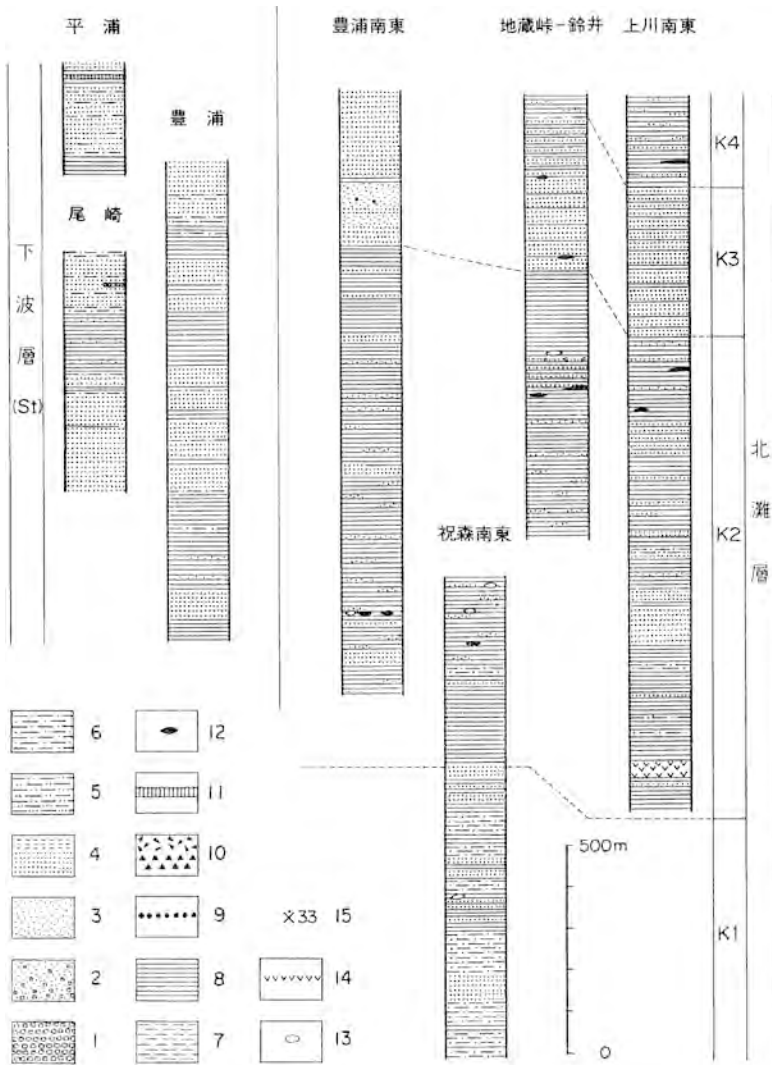
#### IV. 2. 1 北灘地塊

##### IV. 2. 1. 1 北灘層 (K)

きたなだ  
北灘地塊の地層は北灘層として一括される。これは工藤（1950）の北灘層群に相当するもので、南隣の岩松地域北西隅から北灘半島にかけて模式的に分布する。宇和島地域ではその南縁部から南東隅にかけて露出し、下波・宇和島及び広見の3地塊の白亜紀諸層と断層関係にある。北灘層は全体として泥質岩に富む地層であり、多くの断層で切られているが、層準によっては砂岩や頁岩砂岩互層も発達しており、K1-K4の4部層に区分される（第8、9図）。本層産の放散虫は第3表に示す。

**K1部層** 八面山の南斜面から祝森南方にかけ、宇和島・岩松両地域の境界部に分布し、南限は御代の川断層で画される。なお、吉田・鹿島（1976）によって報告された岩松北東6km地点の蛇紋岩体はこの断層に沿うものである。露出する限り本部層は、時折やや厚い頁岩を挟む頁岩砂岩薄互層をもって始まり、中粒砂岩層、頁岩砂岩薄互層を経て、上半部では頁岩砂岩薄互層・頁岩及び砂岩の交互層からなる。全体の層厚は権現山南方の御代の川沿いのルートで約700mある。

**K2部層** 宇和島地域では目黒川流域から上家地・蕨生を経て上川に至る地帯に広く分布し、祝森南

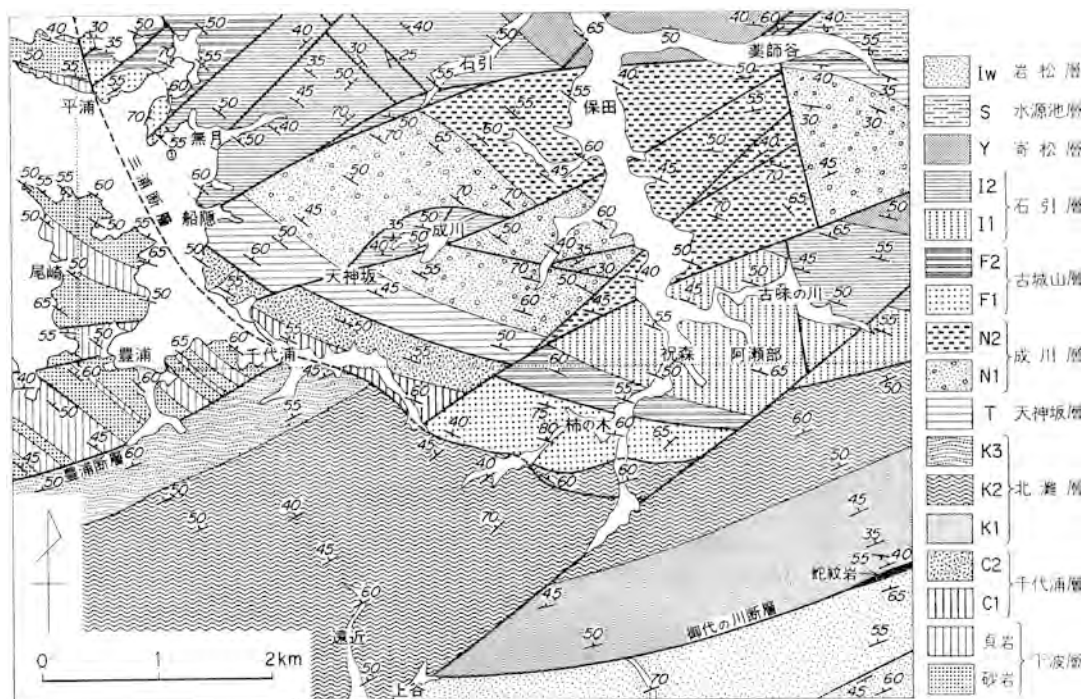


第8図 北灘層及び下波層の柱状図

1. 礫岩, 2. 礫岩及び砂岩, 3. 粗粒砂岩, 4. 中-細粒砂岩, 5. 砂岩頁岩厚-中互層, 6. 頁岩砂岩薄互層, 7. シルト岩, 8. 頁岩, 9. 礫質泥岩, 10. 同時侵食による頁岩礫, 11. 赤色頁岩, 12. 石灰岩, 13. チャート, 14. 酸性凝灰岩, 15. 大型化石, 数字は産地 (Loc.) 番号 (第7図参照)

東でも見られる。本部層は泥質岩を主体とし、砂岩を挟み、石灰岩やチャートの岩体を含んでいる。

目黒川流域以東では本部層の下限は不明であり、露出する限りでは約1,200mの層厚を持つ。これは主として頁岩からなり、頁岩砂岩薄互層や砂岩を伴う。砂岩は中-細粒であり、厚さは多くの場合1-5mであるが、厚層をなすものが2層準にあり、これらは鍵層としてよく追跡される。砂岩厚層のうち、下位のものは厚さ約140mで頁岩の挟みがごく少ないのに対し、上位の砂岩層は数10mの層厚を持ち、頁岩を頻繁に挟んでおり、須山口付近以西では砂岩頁岩厚互層になる。この互層部にはまれに礫質砂岩ないし礫質泥岩が見られる。礫の大部分はよく円磨された砂岩からなる。頁岩には整然とした層理



第9図 宇和島地域南西隅及び隣接地域の地質図

を示す頁岩のほか、鱗片状劈開を持つ剝離質頁岩があり、これらは垂直的にも水平的にも相互に移化する。剝離質頁岩はK2部層だけでなく、北灘層のいろいろな層準に挟在しているが、これはしばしば大小様々な砂岩塊、ときに石灰岩やチャートの岩体を含んでおり、海底地すべり堆積物である。東隣の田野々地域西縁部の奥野川では本部層中に厚さ数10mの酸性凝灰岩ないし凝灰質頁岩が挟在する。

祝森南東では、K1部層の上位に少量の砂岩や頁岩砂岩薄互層を挟む厚さ約500mの頁岩層が整合に重なっている。これはK2部層の下部を代表するものであり、海底地すべり堆積物を含む。御代の川断層を介してK1部層の南側には、第9図に岩松層として示した地層が分布するが、この下部は主に頁岩、上部は砂岩からなり、頁岩から産する放散虫群集は北灘層の場合よりも新しい時代を示す。なお、岩松層中にも海底地すべり堆積物が見られる。

北灘層の模式地である岩松地域北西隅から北灘半島にかけての地域では、K2部層が広く分布し、その上位にK3部層の砂岩が整合に重なる。そこでもK2部層は泥質岩を主とし、かなり頻繁に海底地すべり堆積物を挟んでおり、石灰岩やチャート、まれに赤色頁岩を含んでいる。棚部（1972）、勘米良（1973）によると、安山岩溶岩・凝灰岩及び酸性凝灰岩も挟在する。下限不明であるが層厚は1,500mを超える。

**K3部層** 広見町上川の南東に模式的に分布し、砂岩を主とし頁岩を伴う部層であり、約350mの層厚を持つ。K2部層とは整合関係にあり、目黒川流域以東に繰り返し露出する。砂岩はよく成層した中-細粒のもので、しばしば頁岩の小片を含む。頁岩は砂岩中の挟みとして入り、層序的に上位ほど多



第10図 北灘層 K4 部層に挟在する石灰岩 (広見町上川)



第11図 石灰岩(第10図)直下の海底地すべり堆積物

い傾向がある。若山口から須山口にかけては、本部層中にチャートを伴う石灰岩の岩体が見られる。なお、北灘層模式地の K3 部層は中粒砂岩を主とし、しばしば塊状の粗粒、ときに礫質の砂岩を伴っており、頁岩の挟みはごく少ない。

**K4 部層** 吉野川流域の梁瀬東方や上川では、K3 部層の砂岩層の上位に、層状ないしレンズ状の砂岩を挟み、石灰岩やチャートの岩体を含む泥質岩卓越層が整合に引き続く。これが北灘層の最上部をなす K4 部層であり、上川では約 250 m の層厚を持つ。本部層中にも海底地すべり堆積物が発達する。



北灘層の K2 部層から K4 部層にかけての地層に挟在する海底地すべり堆積物中には、石灰岩やチャートの岩体が含まれている。石灰岩は灰-灰白色を呈し、厚さが 1m 内外から 20m 近いものまである。チャートは石灰岩の中に不規則な形をして入ったり、それと薄互層を形成するほか、単独の岩塊としても含まれる。通例チャートの厚さは数 m 以下である。第 10 図は上川において見られる石灰岩、第 11 図はその直下にくる海底地すべり堆積物を示したものである。後者では鱗片状劈開を持つ剝離質頁岩中に切れぎれになった砂岩やまれに径数 10cm 以下の石灰岩塊が入っている。石灰岩は厚さ 15m で、明瞭な層理を持ち、これの上位には縞状チャート (3m)、珪質頁岩と細粒砂岩の薄互層 (10m) が順次引き続き、互層部にも石灰岩やチャートの薄層が見られる。

北灘半島における棚部(1972)、勘米良(1973)の研究によると、北灘層の石灰岩には、ウニ・海ユリ・二枚貝・腕足貝・石灰藻・サンゴなどの化石を含むバイオスパライトも一部にあるが、大部分のものは浮遊性有孔虫・放散虫・珪質骨片など遠洋性生物の遺骸で特徴づけられるミクライトである。北灘半島の微化石に関する従来の報告(中世古・西村, 1979; 中世古ほか, 1979; 大賀・坂井, 1982; 緒方ほか, 1983; 栗本・寺岡, 1984) 及び宇和島地域で得られた資料によると、石灰岩やチャートは周りの碎屑岩より時代が古く、これらは海底地すべりによってもたらされた異地性岩体である。

#### IV. 2. 2 下波地塊

##### IV. 2. 2. 1 下波層 (St)

下波地塊の地層は下波層として一括される。これは工藤 (1950) の下波層群に当るもので、宇和島湾の南岸部に分布し、北灘層とは豊浦断層、宇和島地塊の白亜系とは三浦断層で画される。

宇和島地域では豊浦付近と平浦で下波層の東端部が見られるにすぎない。そこでは砂岩を主とする地層と頁岩を主とする地層が数 10m-300m の厚さを持って交互している(第 8, 9 図)。砂岩は中-細粒であり、まれに粗粒砂岩や細礫礫岩を伴う。一般に頁岩は整然とした層理を持ってよく成層し、剝離質頁岩はごく少ない。尾崎東方の海岸や平浦ではごく少量ながら赤色頁岩が挟在する。下波層産大型化石としては、尾崎南西約 2km の大内で *Inoceramus aff. crippei* が採取されている (MATSUMOTO, 1954)。本地域では頁岩から第 3 表に示す放散虫が得られた。

##### IV. 2. 3 宇和島地塊及び広見地塊

宇和島・広見両地塊には、四万十累層群としては例外的に大型化石に富む上部白亜系が分布する。これは下位から千代浦層、小倉層、天神坂層、成川層、古城山層、石引層、寄松層及び水源池層とに区分される。これら諸層のうち、成川・古城山・石引及び寄松の 4 層は寺岡・小島(1975)、小倉層は寺岡ほか(1980)によってそれぞれ命名・定義されたものである。千代浦層は寺岡・小島(1975)の千代浦層 C2 部層と天神坂層 T1 部層からなり、天神坂層はかつて天神坂層 T2 部層とされたものである。水源池層は、小林(1950)の水源地層を再定義したものであり、寺岡ほか(1980)の寄松層 Y3 部層と毛山区の地層からなる。なお、上記の層序区分は主として堆積物の上方細粒化のサイクルに基づくものであり、これと中野(1964)、棚部(1972)及び柳井(1981)による層序区分との対応関係は第 6 図に示してある。また、宇和島・広見両地塊の白亜紀諸層産の放散虫化石は第 6 表に示す。

第3表 下波層, 北灘層及び岩松層の放散虫化石

層序区分 岩質 放散虫	下波層	北灘層				岩松層
		K1	K2下部	K2上部	K4	
		頁岩	頁岩	チャート	頁岩	
<i>Alievium</i> sp.		○		○		○
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.		○	○	○		○
<i>Orbiculiforma</i> sp.						○
<i>Praeconocaryomma</i> sp.		○		○	○	
<i>Pseudoaulophacus floresensis</i> PESSAGNO				×		×
<i>P.</i> sp.		○				○
<i>Amphipyndax stocki</i> (CAMPBELL & CLARK)		○		○		○
<i>A.</i> sp.	○	○	○		○	○
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (RÖST)			○			
<i>A. brouweri</i> (TAN SIN HOK)			○			
<i>A. vulgaris</i> PESSAGNO	×					
<i>A. simplex</i> PESSAGNO	×					
<i>A. squinaboli</i> PESSAGNO						×
<i>A.</i> sp.		○	○	○	○	○
<i>Artostrobium urna</i> FOREMAN				○	○	○
<i>Diacanthocapsa</i> sp.		○	○		○	
<i>Dictyomitra formosa</i> SQUINABOL		○	×	○		○
<i>D. napaensis</i> PESSAGNO				○		
<i>D. densicostata</i> PESSAGNO				×		
<i>D. koslovae</i> FOREMAN						○
<i>D.</i> (?) sp. A		○	○			
<i>D.</i> sp.	○	○		○		○
<i>Eucyrtis</i> sp.			○			
<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> DUMITRICA	×					
<i>Holocryptocanium barbui</i> DUMITRICA	○					
<i>H. tuberculatum</i> DUMITRICA	○					
<i>H.</i> sp.			○			
<i>Mita</i> sp.				○		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (LOZYNIAK)	○					
<i>P. pseudomacrocephala</i> (SQUINABOL)	×		×			
<i>P.</i> sp.			○			
<i>Sethocapsa</i> sp.			○	○		
<i>Stichomitra</i> sp.		○		?		
<i>Thanarla conica</i> (ALIEV)				×		
<i>Xitus spicularius</i> (ALIEV)					×	
<i>Zifondium</i> sp.			○			

× : cf.

#### IV. 2. 3. 1 千代浦層 (C)

千代浦層は宇和島地塊保田区の西縁部、千代浦付近に分布し、三浦断層を介して北灘・下波両層と接する（第9図）。これは頁岩を主とする下位のC1部層と砂岩に富む上位のC2部層とに細分される（第13図）。

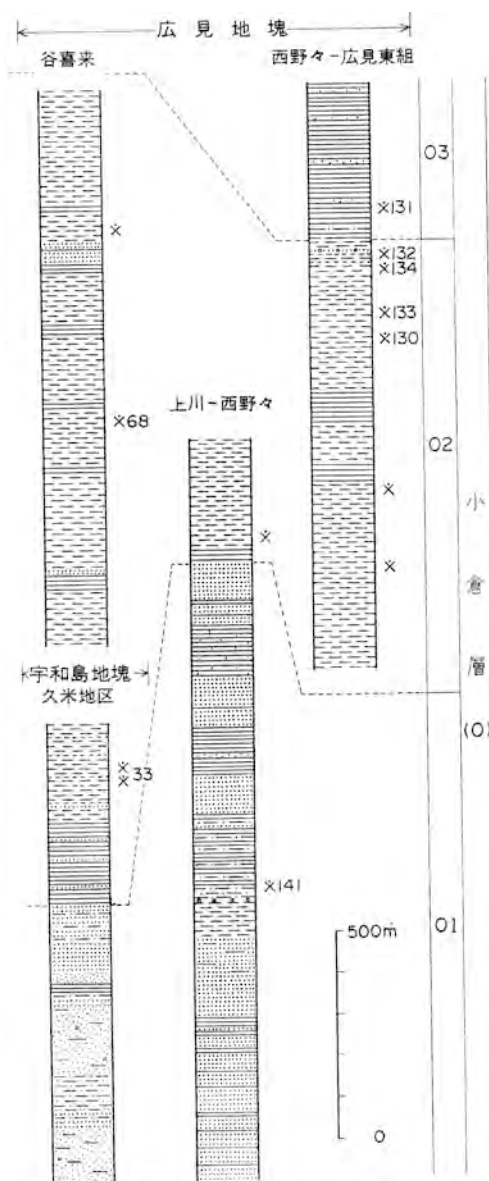
**C1部層** 頁岩を主体とする地層で、少量の頁岩砂岩薄-厚互層や砂岩を挟み、約250mの層厚を持つ。下限は断層のため不明である。頁岩のほとんど大部分は整然とした層理を示すが、本部層の最上部には鱗片状にはげる剝離質頁岩がごく少量挟在する。中野（1964）によると、Loc. 13から *Neophylloceras cf. subramosum*, *Anagaudryceras limatum*, *Gaudryceras cf. tenuiliratum* を産するという。しかし、千代浦北西の夏秋に露出する本部層の頁岩や後述のC2部層中に挟在する酸性凝灰岩からは、*Holocryptocanium barbuï*, *H. geysersense*, *Novixitus weyli*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Thanarla veneta*, *T. elegantissima* などを産し、この放散虫群集は上記の大型化石よりも古い時代を示す。

**C2部層** 砂岩と頁岩砂岩薄互層からなる砂岩がちの地層で、約300mの層厚を持つ。C1部層上に整合に重なり、天神坂層と断層関係にある。砂岩は一般に中-細粒であるがときに粗粒ないし礫質のものもあり、これらは1-4mの厚さを持って成層し、しばしば頁岩の小片を含んでいる。酸性凝灰岩は本部層の中程の層準に挟在し、千代浦から天神坂に至る山道沿いで見られる。これは層厚1m以上で、淡緑色を呈し、保存のよい放散虫を多産する。

#### IV. 2. 3. 2 小倉層 (O)

小倉層は広見地塊に模式的に分布し、宇和島地塊では久米地・五郎丸両区に露出する。本層は周りの白亜系とは断層関係で接し、砂岩に富むO1部層、シルト岩を主とするO2部層及び頁岩からなるO3部層とに区分される。

**O1部層** 砂岩・頁岩からなり、ときに頁岩



第12図 小倉層柱状図 凡例は第8図と同じ

砂岩互層やシルト岩を伴う。岩相は場所によってかなり異なる。

広見地塊の上川から小倉にかけて分布する本部層は、約1,500mの層厚を持ち、中程の層準に厚さ100m近いシルト岩層を挟んでおり、それより下位では砂岩を主とし、上位では頁岩層と砂岩層が100-150mの厚さをもって交互する。シルト岩層の上限近くにはごく薄い礫質の部分があり、細-中礫が含まれる。シルト岩層に引き続く頁岩層は頁岩砂岩薄互層をもって始まるが、Loc.141のそれから *Inoceramus* (*I.*) cf. *yabei*, *I.* sp., ウニ及び放散虫を産する。小倉東方のNW-SE断層の東側、延川付近の本部層は、頁岩の挟みの多い砂岩層(350m)をもって始まり、その上位には、数m-30mごとに頁岩と砂岩が交互する頁岩がちの地層(350m)、砂岩層(130m)及び頁岩層(350m)が順次重なる。頁岩卓越層には剝離質頁岩や礫質泥岩からなる海底地すべり堆積物が少量挟在する。頁岩層から *Inoceramus* sp. が採取された。広見地塊のO1部層の砂岩は一般に中粒である。

宇和島地塊久米地区のO1部層は約650mの層厚を持つ。全体として砂岩に富み、O2部層基底部の頁岩を含めると、砂岩から始まり頁岩又は頁岩砂岩薄互層で終わる堆積サイクルが3つ識別される。砂岩は中-粗粒で、ときに細礫岩を伴っており、上位のサイクルほど粒度が細くなる。

**O2部層** シルト岩の発達で特徴付けられる地層であり、広見地塊に広く分布し、宇和島地塊の久米地・五郎丸両区にも露出する。

小倉北方や久米地で見られるように、O1部層の砂岩上に整合に重なる基底部は頁岩からなり、その上位にシルト岩の厚層が引き続く。シルト岩としたものには泥質又は砂質シルト岩、ときに泥質細粒砂岩も含まれているが、いずれも一般に塊状で、玉葱状構造を呈する場合が多く、層理面が分かりにくい。シルト岩には時折石灰質団塊が含まれている。広見地塊の谷喜来付近では頁岩や砂岩の挟みが比較的多く、広見西方では厚さ数10mを超える頁岩が2層挟在している。また、本部層の上限近くの層準には、シルト岩・頁岩及び細粒砂岩の交互層があり、場所によってはその中に中礫岩が挟在する。五郎丸区のO2部層もシルト岩を主とし、かなり厚い頁岩を挟んでおり、砂岩を伴う。久米地区では、広見地塊の場合よりも本部層基底部の頁岩がはるかに厚く、200m近くに及び、それに引き続くシルト岩層中にはしばしば頁岩薄層が挟在し、中-細粒砂岩、まれに礫質粗粒砂岩も見られる。

頁岩や砂岩の挟みは地質構造を知る上で重要な手掛りとなり、それらに注目してみると、本部層は多くの断層で切れ、しかも部分的にはかなり褶曲している。このことはO2部層が塊状のシルト岩を主体とする比較的単調な岩相を示すことと相まって、部層全体の詳しい層序の把握と層厚の見積りを困難にしている。しかし層厚は少なくとも1,500m以上あり、恐らく2,000mを超える。

O2部層産の大型化石として寺岡ほか(1980)は下記のを報告している。産地(第7図参照)はカッコ内に示す。*Romaniceras* cf. *deverioide* (Loc.132), *R.* (?) sp. (132), *Anagaudryceras* cf. *limatum* (132), *Otoscaphtes* (*Hyposcaphtes*) cf. *perrini* (132), *O.* (*Otoscaphtes*) *puerulus* (132), *O.* sp. (62), *Eubostrychoceras* (?) sp. (33, 132), *Subprionotropis* cf. *muramotoi* (68), *Cymatoceras* sp. (161), *Inoceramus tenuistriatus* (67, 68, 130, 134), *I.* cf. *tenuistriatus* (33, 62, 65, 70, 133, 138), *I.* (*Inoceramus*) *hobetsensis* (68, 132), *I.* (*Mytiloides*) cf. *incertus* (67, 68, 132), *I.* (*Platyceras*) cf. *pedalionoides* (61, 68), *I.* spp. (57, 68, 73, 74, 132, 138, 161, 163, 164, 167), *Lucina* (?) sp. (132), *Propeamussium cowperi yubarensis* (134), *Gyrodus* sp. (67,

132), *Linuparus aff. japonicus* (132), *Hemiaster uwajimensis* (65, 68), *Echinoidea gen. et sp. indet.* (33, 67, 71, 131, 133, 141, 163).

以上のほか、YANAI (1980) は Loc.54 から *Scaphites sp.*, 緒方ほか (1983) は Loc.58 から *Subprionocyclus cf. neptuni*, NISHIYAMA (1968) は成藤付近から *Cordiaster perorientalis*, *Gottreaucorys (Cordastrum) sulcatus* の産出を報告している。O2 部層の頁岩、ときにシルト岩からは放散虫を多産する (第6表)。

**O3 部層** 加町坂断層に沿って広見地塊の北縁部に分布する。これは頁岩からなり、ときに頁岩砂岩薄互層及びごく少量の砂岩を挟む。層厚は約400mある。頁岩には整然と成層したものと鱗片状劈開を持つ剝離質頁岩があり、量的に後者がやや優勢である。剝離質頁岩は海底地すべりの産物であり、その中の砂岩や薄互層も切れぎれになっており、清水付近のものにはまれながら礫質泥岩や石灰質団塊が含まれている。広見北方では本部層の最下部にシルト岩・シルト質頁岩がある。Loc.131のシルト質頁岩からは *Mesopuzosia sp.*, *Inoceramus (Inoceramus) teshioensis*, *I. (Mytiloides) incertus*, *Hemiaster uwajimensis* を産する (寺岡ほか, 1980)。

#### IV. 2. 3. 3 天神坂層 (T)

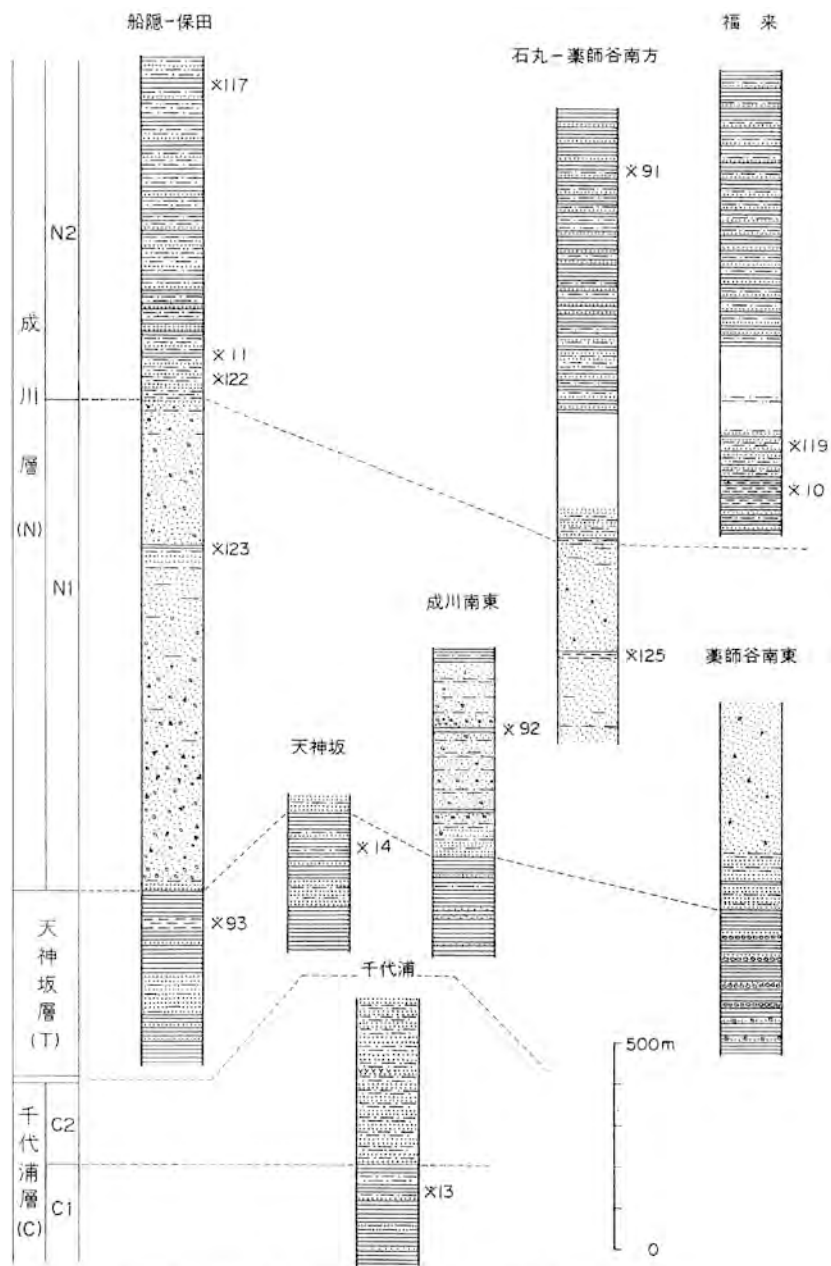
天神坂層は千代浦・成川両層とともに保田区の白亜系を構成し、千代浦層とは断層関係、成川層とは整合関係にある (第9, 13図)。

本層は主として頁岩からなる。船隠から千代浦東方ににかけての海岸地域では、砂岩・シルト岩を挟み、層厚250-400mで、北西から南東に向かって薄くなる。これは中程の層準に挟在する砂岩層 (最大100m) の層厚変化によるものであって、頁岩部の厚さはあまり変らない。Loc.93から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*, Loc.14から *Apiotrigonia minor*, *Ostrea sp.*, *Archaeozostera sp.* を産する。葉師谷東方に露出する天神坂層の場合は、頁岩中に礫岩・砂岩からなる厚さ3-15mの粗粒碎屑岩層が数層挟在し、礫質泥岩も見られる。礫岩は粗粒岩層の基底部を占め、中-大礫を含む。一般的傾向として、上位の粗粒碎屑岩層ほど厚く、礫岩の発達が良い。

#### IV. 2. 3. 4 成川層 (N)

成川層は保田区に広く分布し、砂岩を主とするN1部層と頁岩・砂岩からなるN2部層とに区分される (第13図)。

**N1 部層** 頁岩砂岩互層を挟む中粒砂岩層をもって始まり、主部は塊状の粗-中粒砂岩を主とし、しばしば礫岩を伴う。成川周辺では、北西に向かって堆積物が粗粒化するとともに層厚が増大し、部層全体の最大層厚は1,200mに達する。礫岩は層序的には下位、地域的には北西ほどよく発達する。大部分の礫岩は細-中礫礫岩であるが、基底部の砂岩層直上では大-巨礫 (最大径40cm) を含むものも見られる。本部層の下部や中部にはしばしば頁岩・頁岩砂岩薄互層、ときにシルト岩が挟在し、それらから第4表に示す大型化石を産する。このような細粒堆積物の挟みは南東から北西に向うにつれ順次砂岩や礫岩に置き換えられ、それに伴って粗粒岩中に泥質岩の同時浸食礫が多くなる。N2部層との境界部を除くと、上部は塊状の粗-中粒砂岩で構成され、ときに細礫礫岩を伴っており、頁岩の挟みはごく少



第13図 千代浦層、天神坂層及び成川層の柱状図 凡例は第8図と同じ。

ない。

保田東方のN1部層も中粒砂岩層をもって始まるが、この基底層は成川周辺のものより厚く、しかも頁岩砂岩互層をより頻繁に挟んでいる。主部は塊状の粗-中粒砂岩からなり、中にはときに細礫や頁岩片が含まれる。

**N2 部層** 頁岩と砂岩からなる。断層のため上限不明で、少なくとも1,100mの層厚をもつ。頁岩と砂岩は様々な厚さをもって交互し、層準によっては砂岩がちのこともあるが、全体としては頁岩が卓越し、上位になるにつれ頁岩の割合が増大する傾向がある。大局的にみると、本部層の下部では砂岩・頁岩砂岩薄-中互層及び頁岩が多くの場合2-10mの厚さをもって繰り返しているのに対し、上部になると互層が減少して頁岩が厚くなり、砂岩は1-4mの厚さを示すのが普通である。砂岩の大部分は中-細粒であり、粗粒ないし礫質のものは厚い砂岩層の基底部に時折見られるにすぎない。N2部層産の大型化石を第4表に示す。なお、一般に成川層では大型化石の産出が散点的であるが、Loc. 10の場合は例外であり、そこでは頁岩と交互するシルト岩中にイノセラムスが密集して含まれ、他の二枚貝・アンモナイト・ウニ・*Archaeozostera* sp.などを伴っている。

#### IV. 2. 3. 5 古城山層 (F)

古城山層は宇和島地塊の榎の山・古城山・祝森及び松野の諸区にわたって分布し、下限は断層のため不明である。本層はかなり顕著な層相の側方変化を示すが、砂岩を主とするF1部層と泥質岩の発達で特徴付けられるF2部層とに区分される(第14, 15, 17図)。

**F1 部層** 榎の山区の赤松付近から九島北東海岸にかけて模式的に分布する。本区では一般に1-3mの厚さを持ってよく成層する厚層理の中粒砂岩を主とし、粗粒砂岩やごく少量の細-中礫砂岩を伴い、層準によってはかなり厚い頁岩を挟んでいる。層厚は赤松付近の海岸部で約600mある。中程の層準に挟在する頁岩・シルト岩層には、*Ostrea*の破片に富むレンズ状の石灰質岩が含まれ、この地層からLoc.107では*Apiotrigonia minor*, *Periploma nagaai brevis*, Loc.153では*Nucula* sp.を産する(棚部, 1972)。また、赤松東方の頁岩層からは*Propeamussium awajiensis*が採取されている。

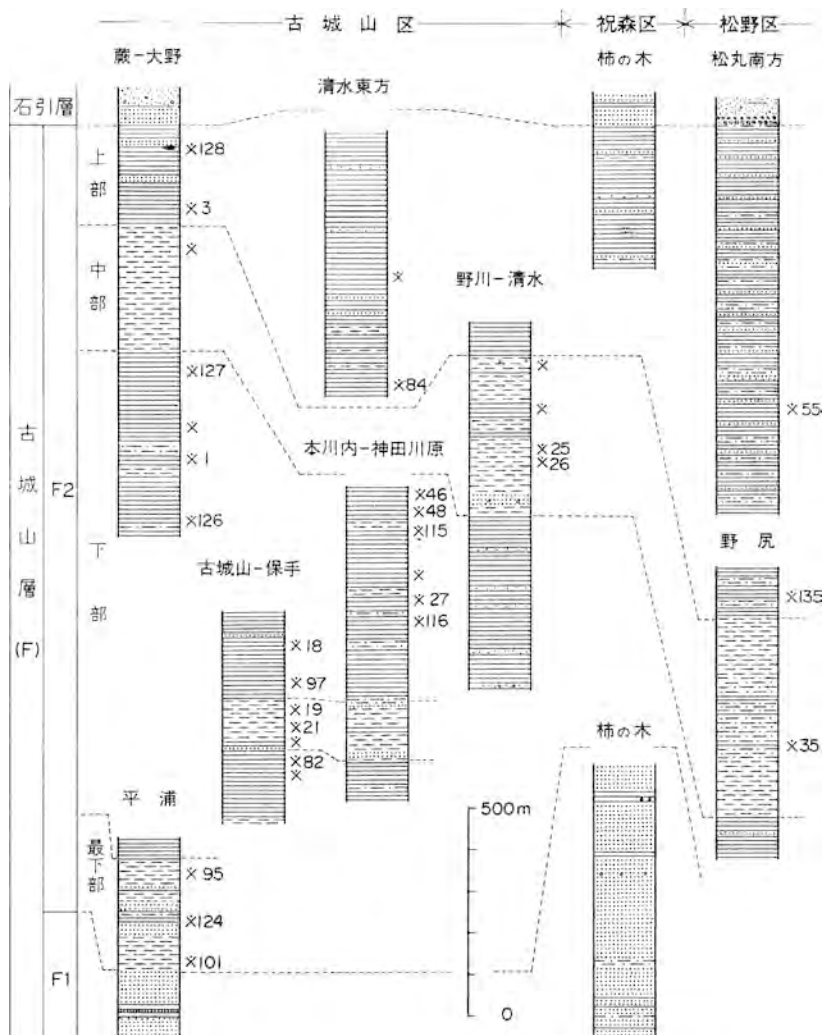
榎の山区以外ではF1部層の分布はごく限られ、古城山区の平浦と大小浜西方及び祝森区の柿の木付近で見られるにすぎない。平浦では中粒砂岩を主とする本部層上部の地層(約180m)が背斜構造をなして露出する。この中には厚さ1m内外の赤色頁岩を2・3層挟む層厚約40mの頁岩層が挟在する。大小浜西方のものも砂岩を主とし、まれに赤色頁岩を挟んでいる。

柿の木付近に分布する祝森区のF1部層は、断層のため上下限とも不明で、約600mの層厚を持つ(第9図)。最下部とごく一部の層準を除くと、厚層理-塊状の中粒砂岩からなり、ときに粗粒砂岩・細礫砂岩を伴う。上部に挟在する頁岩中には局部的に礫質泥岩が含まれる。

**F2 部層** 全体としては頁岩・シルト岩が卓越するが、場所によっては礫岩・砂岩も多い。

本部層が模式的に発達するのは古城山区である。本区では大部分が頁岩・シルト岩からなり、大型化石を多産する(第4表)。一般に頁岩は整然とした層理を持ってよく成層し、剪断頁岩はほとんど認められない。シルト岩は塊状で、しばしば玉葱状構造を示す(第16図)。

前述のように平浦にはF1部層が分布するが、その上位にはF2部層最下部の地層が整合に重なる。これはシルト岩を主とし、頁岩・砂岩を伴い、イノセラムス・アンモナイトを多産する。平浦のF2部層最下部がF1部層とともに背斜構造をなしているのに対し、断層を介してその東側、すなわち蕨・大小浜付近に分布するF2部層は向斜を形成し、石引層に整合に覆われる。この向斜部のF2部層は、下位から頁岩層(450m以上)、シルト岩層(300m)及び頁岩層(250m)という層序を示すが、これらの地層

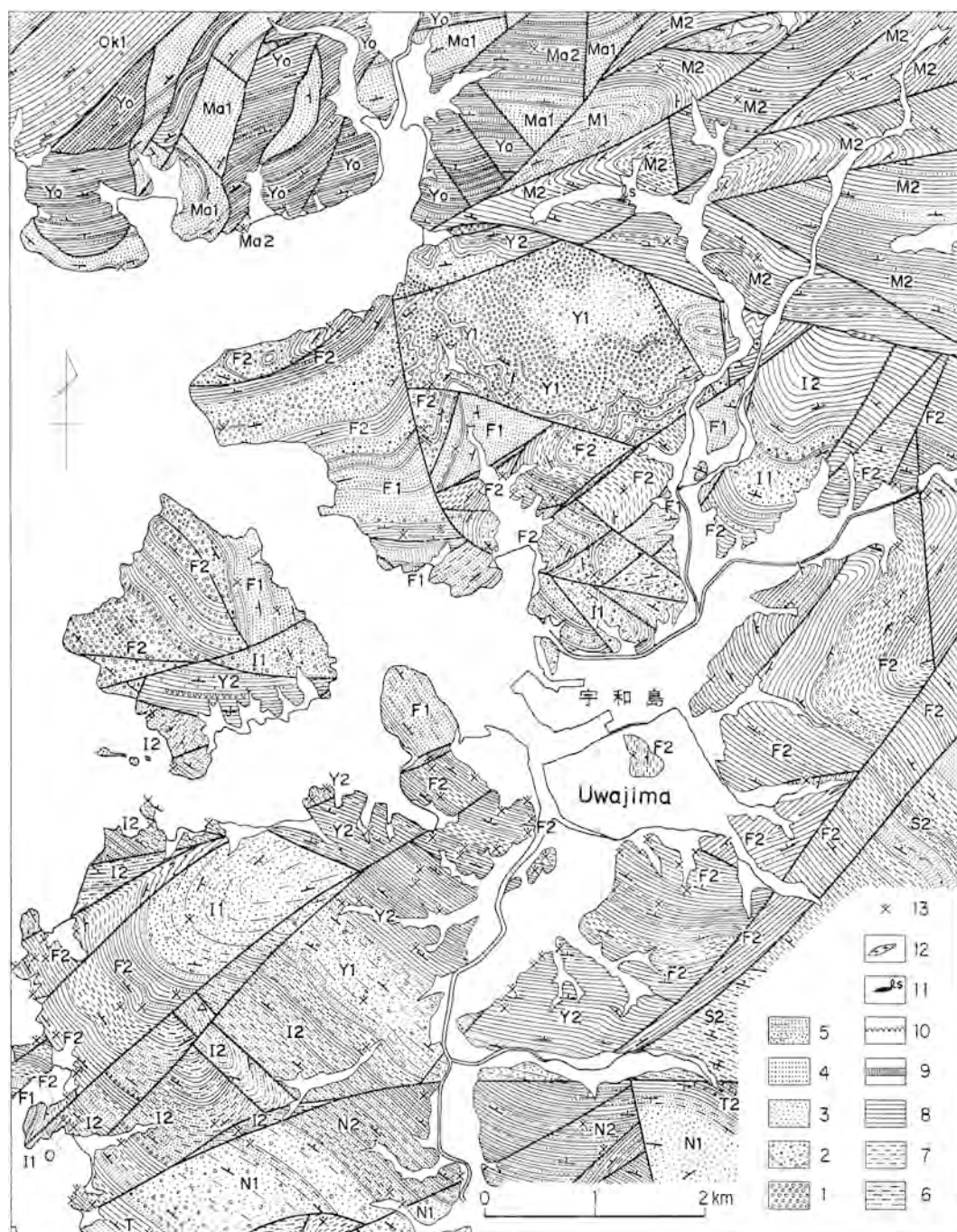


第14図 古城山区、祝森区及び松野区の古城山層柱状図 凡例は第8図と同じ

はそれぞれ本部層の下部，中部及び上部を代表するものである。下部では時折シルト岩や頁岩砂岩薄互層が挟在する。上部には厚さ20m内外の砂岩の挟みが2層あり，棚部（1972）によると，Loc. 128では石灰岩が見られる。

宇和島市街の周辺にはF2部層下部の地層が広く分布する。そこでは頁岩を主とし，シルト岩や少量の砂岩及び頁岩砂岩薄互層を伴っており，層厚は800mを超える。シルト岩は比較的下位の層準でよく発達する。坂下津から古城山を経て本川内に延びるものは約100mの層厚を持ち，本層や上下に引き続く頁岩からはイノセラムス・アンモナイトを多産する。古城山付近のシルト岩からは，第4表に示す化石のほか，サメの歯・魚のウロコ・イカの甲・エビ・ヒトデ・単体サンゴ・海ユリなどの動物化石を産出し，植物化石としては *Cycadeoidea sachalinensis*, *Nilssonia cf. serotina*, *Ctenis sp.*, *Elato-*





第15図 宇和島市及びその周辺の白亜系層相図

1. 礫岩, 2. 礫岩及び砂岩, 3. 粗粒砂岩, 4. 中-細粒砂岩, 5. 頁岩を挟む砂岩, 6. 頁岩砂岩互層, 7. シルト岩, 8. 頁岩, 9. 赤色頁岩, 10. 酸性凝灰岩, 11. 石灰岩, 12. 花崗岩類, 13. 大型化石産地, 他の記号は5万分の1地質図凡例参照



第16図 玉葱状構造を示す古城山層 F2 部層のシルト岩 (宇和島市古城山)

*cladus* sp. が報告されている (棚部, 1972; 甲藤, 1977; 水野ほか, 1980)。なお, 古城山区の古城山・石引両層のシルト岩からはしばしば *Archaeozostera* sp. を産出する。宇和島市街の北東側では, F2 部層下部の上位に中部のシルト岩層 (400m) と上部の頁岩層 (700m) が順次整合に重なる。シルト岩層中には頁岩のほか, まれに砂岩や細礫礫岩が見られ, 頁岩層には少量のシルト岩・砂岩が挟在する。

祝森区では宇和島・岩松両地域の境界部に F2 部層上部の地層が露出し, F1 部層と断層関係にある。これは厚さ約 300m の頁岩層で示され, 少量の砂岩・シルト岩を挟んでいる。

松野区の F2 部層は, 古城山区のものよりも砂岩・頁岩砂岩互層の挟みが多く, 地層が厚い。松丸断層の東側の野尻付近では厚さ 150m 内外のシルト岩層と頁岩砂岩薄互層を挟む頁岩層の繰り返しからなり, 全体の層厚は約 750m ある。シルト岩の発達していることからみると, 野尻付近の地層は大部分が F2 部層の中部に当るものであろう。Loc.35, 56 から *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*, Loc.135 からは *Texanitid* (?) gen. et sp. indet. を産する (寺岡ほか, 1980; 柳井, 1981)。松丸断層以西に広く分布する本部層は, 頁岩を主とし, 砂岩や頁岩砂岩薄互層を頻繁に挟んでおり, 少なくとも 900m の層厚を持つ。この地層は F2 部層上部に当るもので, 石引層に整合に覆われている。大型化石の産出はまれであるが, Loc.55 から *I. (I.) uwajimensis*, *Jupiteria (Ezonuculana) mactraeformis*, *Lucinoma* sp. が採取されている (柳井, 1981)。

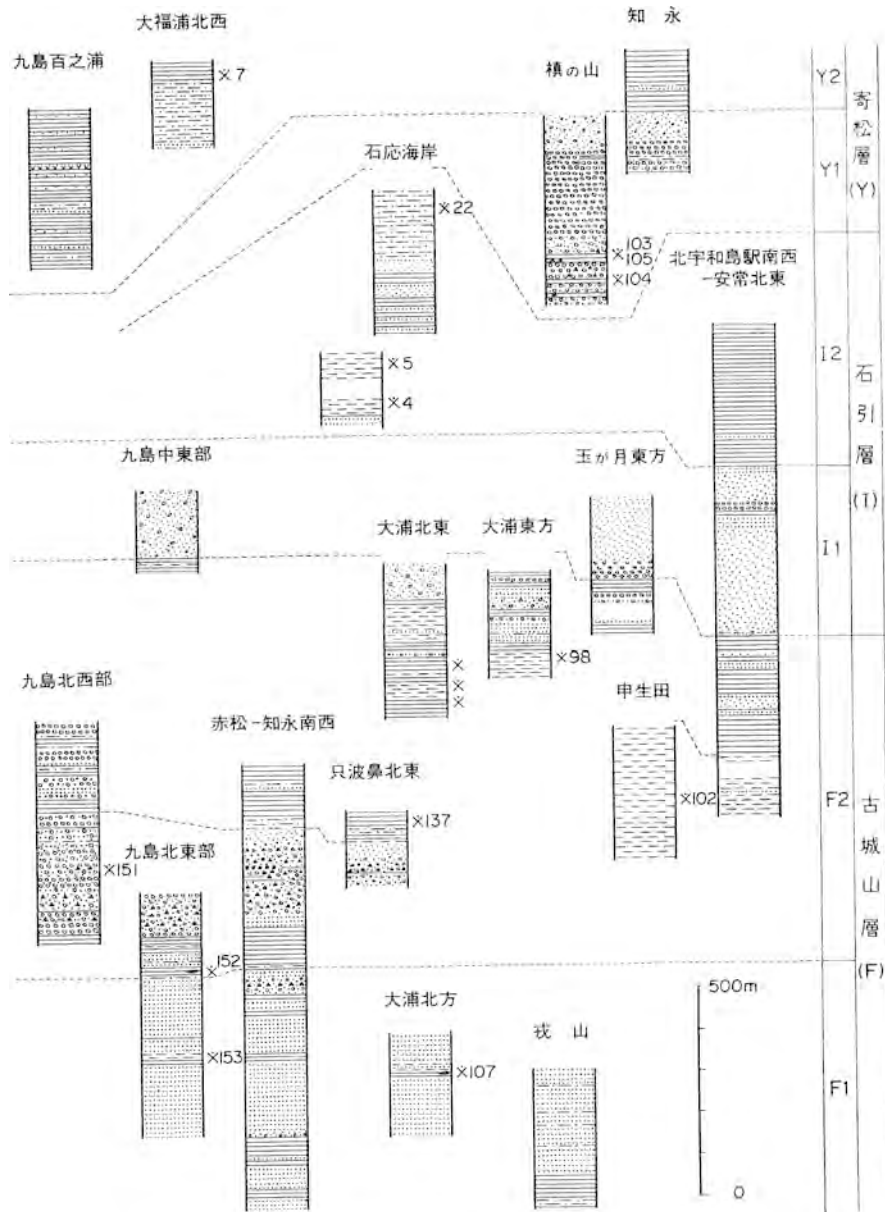
古城山区以東の宇和島地塊では F2 部層が主として泥質岩からなっているのに対し, 上記地塊の北西部を占める檜の山区の場合は, 泥質岩のほか礫岩・粗粒砂岩もよく発達し, 他区に比べ全般的に堆積物が粗い (第 15, 17 図)。檜の山区では, 赤松付近や九島北東海岸に F1 部層が分布し, その上位に F2 部層が整合に重なっている。この F2 部層は頁岩層 (最大 100m) をもって始まり, 礫岩・粗粒砂岩層 (250m) と頁岩層 (150m 以上) が順次引き続く。礫岩・粗粒砂岩層は大浦断層のすぐ東側にも断層

第4表 成川層及び古城山区の古城山・石引両層の大型化石(中野, 1964; 棚部, 1972; 寺岡・小島, 1975; TANABE, 1977)

化石	層序区分		古城山層				石引層		産地 (第7図参照)
			F2				I1	I2	
	N1	N2	最下部	下部	中部	上部			
<i>Neophylloceras subranosum</i> SHIMIZU				○				97	
<i>Anagaudryceras limatum</i> (YABE)		○	○	○	○		○	10,11,18,19,21,25,26,86,95,97,119,126	
<i>Gaudryceras tenuilimatum</i> YABE			○	○				18,95,97	
<i>G. denseplication</i> (JIMBO)			○	○				18,124	
<i>Tetragonites</i> sp.			○					95	
<i>Bostrychoceras otsukai</i> (YABE)			○					95	
<i>Eubostrychoceras indicum</i> (STOLICZKA)				○				18,97	
<i>E.</i> sp.					○			25	
<i>Scalarites</i> sp.			○	○		○		19,21,82,97,101,128	
<i>Polyptychoceras</i> cf. <i>obstrictum</i> (JIMBO)			○	○				97	
<i>P.</i> sp.		○		○				18,19,114,119	
<i>Scaphites yokoyamai</i> JIMBO		○	○	○				95,97,119,128	
<i>S. pseudoaequalis</i> YABE			○	○				18,95	
<i>S.</i> cf. <i>pseudoaequalis</i> YABE				○				97	
<i>S.</i> cf. <i>planus</i> YABE				○				21	
<i>Otoscapites</i> ( <i>Otoscapites</i> ) <i>puercubus</i> (JIMBO)			○	○				95,97	
<i>O. (O.) klamathensis</i> (ANDERSON)			○	○				95	
<i>O. (Hyposcapites) matsumotoi</i> TANABE			○					95	
<i>Mesopuzosia</i> sp.		○		○				11,19	
<i>Danuisites damesi</i> (JIMBO)				○				97	
<i>D. semicostatus</i> (YABE)				○				18	
<i>D.</i> sp.		○						11,119	
<i>Kosmaticeras</i> (?) sp.				○				8,82,126	
<i>Forresteria</i> ( <i>Muramotoa</i> ) aff. <i>muramotoi</i> MATSUMOTO				○				97	
<i>Baculites</i> cf. <i>schenki</i> MATSUMOTO				○		○		8,128	
<i>B. yokoyamai</i> TOKUNAGA & SHIMIZU						○		128	
<i>B.</i> sp.				○		○		97,128	
<i>Inoceramus</i> ( <i>Inoceramus</i> ) <i>uwajimensis</i> YEHARA	○	○	○	○	○	○	○	*	
<i>I. (Cordiceramus) cordiformis</i> SOWERBY			○	○				18,19,97	
<i>I. mihoensis</i> MATSUMOTO			○	○	○			19,21,25,27,95,97,126	
<i>I.</i> cf. <i>mihoensis</i> MATSUMOTO		○						10	
<i>I. (Sphenoceramus) naomami</i> YOKOYAMA							○	12	
<i>Didymotis akamatsui</i> (YEHARA)			○	○	○		○	**	
<i>Apiotrigonia minor</i> (YABE & NAGAO)			○	○			○	17,18,19,21,46,95,114	
<i>Propeamussium cowperi yubarensis</i> NAGAO	○	○		○			○	10,18,19,21,46,48,86,117,119,123,125	
<i>Pteria</i> sp.				○				8	
<i>Pinna</i> sp.				○				19,114	
<i>Anomia linensis</i> WHITEAVES				○				114	
<i>Ostrea</i> sp.			○				○	16,17,101	
<i>Anisomyon cossidarius</i> (YOKOYAMA)				○				21	
<i>Pholadomya</i> sp.				○				19,21	
<i>Acila</i> ( <i>Truncacila</i> ) <i>hokkaidoensis</i> (NAGAO)				○				18,19,21,46,97,114	
<i>Nuculana</i> sp.				○				18,19,21,46,114	
<i>Jupiteria</i> ( <i>Ezomuculana</i> ) <i>maestraformis</i> NAGAO	○			○		○		18,125,128	
<i>Leionucula azenotomensis</i> ICHIKAWA & MAEDA				○				97	
<i>Lima</i> sp.				○				8,19,21	
<i>Limatula</i> sp.						○		128	
<i>Cucullaea actearinata</i> NAGAO			○					95	
<i>C.</i> sp.				○				8	
<i>Eriphylla higoensis</i> TASHIRO				○				21	
<i>Lucinoma czoensis</i> (NAGAO)		○		○		○		18,21,119,128	
<i>Yoldia</i> sp.				○				8	
<i>Nanonaris sachalinensis</i> (SCHMIDT)	○	○		○			○	8,10,11,16,18,19,21,46,114,116,123	
<i>Glycymeris amakusensis</i> NAGAO				○				46,114	
<i>Bramonia</i> (?) <i>casidaria</i> (YOKOYAMA)			○					95	
<i>Tessorolax</i> sp.				○				97	
<i>Natica</i> sp.				○				18,19,21,114	
<i>Turritera</i> sp.				○				18	
<i>Margarites</i> sp.			○					95	
<i>Dentalium</i> sp.				○				18,114	
<i>Hemiasster uwajimensis</i> MORISHITA	○	○		○			○	8,16,18,21,117,119,125	
<i>H. pusillus</i> NISHIYAMA		○	○	○	○			10,18,19,25,46,124	
<i>Goltreacorys</i> ( <i>Cordastrum</i> ) <i>sulcatus</i> NISHIYAMA				○				18,19	
<i>Cardiaster perorientalis</i> NISHIYAMA				○				18,19	

\* 1,3,10,18,19,21,25,26,27,46,48,82,83,84,85,86,87,91,92,94,95,97,115,116,119,122,124,125,126,127

\*\* 10,16,18,19,21,25,86,95,115,116,117,119,126



第17図 横の山区の古城山層、石引層及び寄松層の柱状図 凡例は第8図と同じ

で囲まれて小範囲に露出する。赤松北方では下位の頁岩層がほとんど頁岩ばかりからなるのに対し、九島では砂岩・シルト岩を挟み、SHIKAMA and TANABE (1970) によると、Loc.152では *Caprina uwajimensis*, *Ostrea* sp. を含むレンズ状の砂質石灰岩が見られる。上位の頁岩層からは Loc.137 で *Inoceramus* cf. *mihoensis*, 礫岩・粗粒砂岩層中の頁岩の挟みからは2・3の地点で *Inoseramus* sp. を産する。九島北西部に露出する F2 部層は、下位頁岩層最上部から上位頁岩層にわたる層準の地層で、約



第18図 古城山層 F2 部層の中礫礫岩（宇和島市九島南西海岸）



第19図 古城山層 F2 部層の細礫礫岩に含まれる頁岩塊（宇和島市赤松北西1.5 km）

500mの層厚を持つ。ここでは礫岩が礫岩・粗粒砂岩層の主体をなし、上位頁岩層の層準では頁岩と礫岩・粗粒砂岩がかなりの厚さを持って交互している。Loc.151では礫として入る頁岩から *I. (I.) uwajimensis*, *Propeamusium cowperi yubarensis* が採取されている（棚部，1972）。

赤松北方や九島北半部に分布する F2 部層は、部層全体からみるとその最下部及び下部に相当する。この地層中に発達する礫岩の大部分は径3cm以下の礫を含む細-中礫礫岩であり（第18図）、粗粒砂岩といろいろな厚さを持って交互している。礫岩や粗粒砂岩中には、しばしば大小様々な頁岩及び砂岩

の岩塊が入っており(第19図), これらの特に多い層準は柱状図(第17図)に示してある。頁岩や砂岩の岩塊は, 海底での浸食や地すべりにより, 周りの粗粒碎屑岩とほぼ同時代の地層からもたらされたものである。頁岩は層状をなして挟在している場合でも, それが局部的にえぐり取られ, 粗粒碎屑岩に置換されていることがあり, 頁岩塊にはしばしばスランプ褶曲が認められる。また, 少量ながら礫質泥岩もあり, これは層状頁岩に伴ったり, 礫岩・粗粒砂岩中に含まれる。槇の山区では上記のような同時浸食礫が種々の層準の粗粒碎屑岩中に含まれているが, サイズが大きく, しかも多量に入っているのはF2部層下半部と寄松層Y1部層の下部である。

槇の山南麓からその東方にかけての地域には, 槇の山区のF2部層上半部を代表する地層が分布している。申生田<sup>うしゅうだ</sup>や北宇和島駅付近では, 下位にシルト岩層, 上位に中-粗粒砂岩を挟む頁岩層があり, 層厚はいずれも300m内外ある。これらはそれぞれF2部層の中部及び上部に相当するものである。大浦付近では, 中部の地層はシルト岩のほか頁岩をかなり含んでおり, 上部の地層では粗-中粒砂岩が礫岩を伴ってよく発達し, 頁岩は厚さ10-50cmの挟みとして挟在する。礫岩の大部分は径2cm以下の礫を含む細-中礫礫岩であり, 量的には細礫礫岩が卓越する。槇の山区のF2部層中部からは, Loc. 98で *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*, Loc.102で *Gaudryceras denseplicatum* が採取されている(棚部, 1972; 寺岡・小島, 1975)。

#### IV. 2. 3. 6 石引層 (I)

宇和島地塊の槇の山・古城山・祝森及び松野の各区にわたって広く分布し, 広見地塊にも露出する。本層は古城山層と整合関係にあり, 砂岩を主とするI1部層と頁岩の優勢なI2部層とに区分される(第15, 17, 20図)。

**I1部層** 砂岩を主とし, 礫岩・頁岩を伴う部層で, その岩相や層厚は場所によってかなり異なる。

I1部層の模式地は祝森区<sup>あせぶ</sup>の阿瀬部付近である。そこでは本部層は上下位層と整合関係で接し, 層厚は約850mあり, 主として厚層理-塊状の砂岩からなり, 下部と上部で中粒砂岩, 中部では粗粒砂岩が卓越する。また, 下部と中部には厚さ1-10mの頁岩がかなり頻繁に挟在し, 上部になると頁岩砂岩薄-中互層の挟みが多くなる。頁岩からはまれながら大型化石を産し, Loc. 39で *Anagaudryceras limatum*, *Hemiaster uwajimensis*, その他2・3の地点から *Inoceramus sp.*, *Ostrea sp.* が得られている(棚部, 1972)。

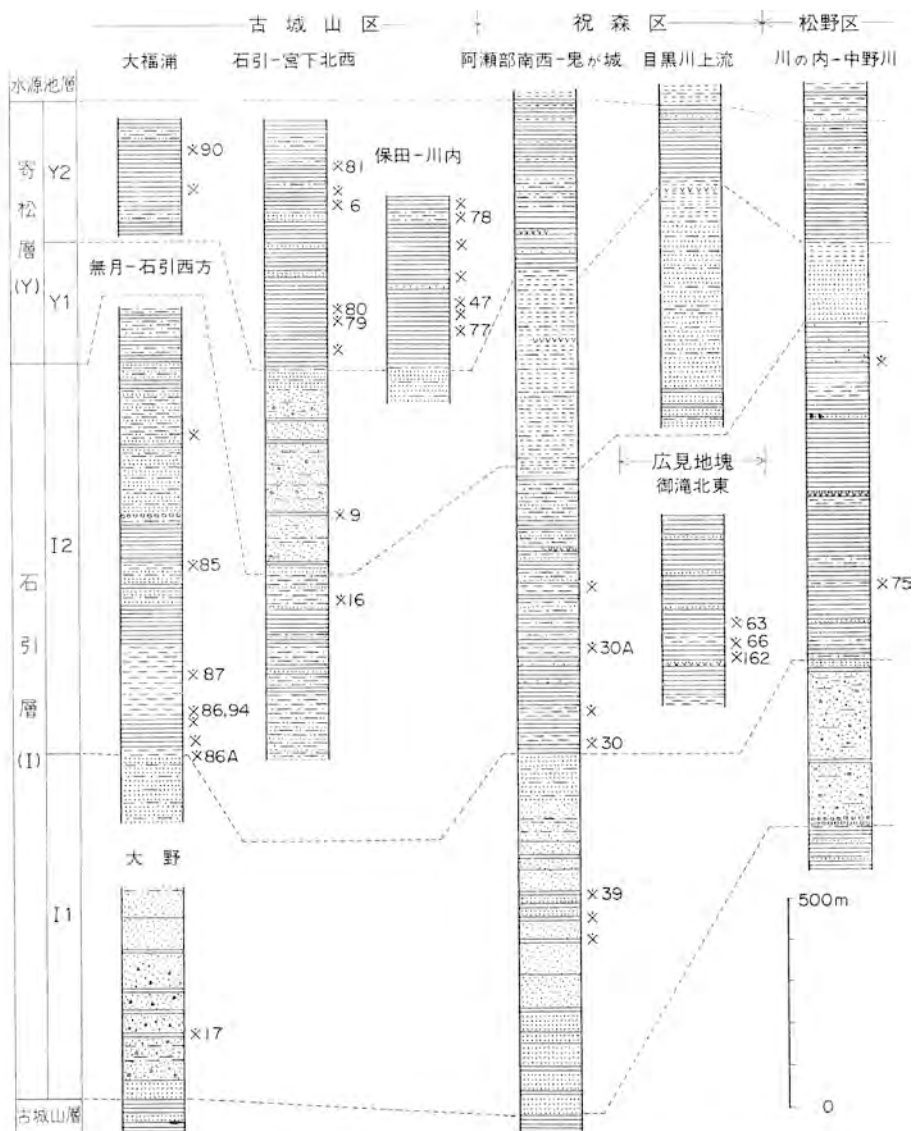
古城山区の本部層は大野付近と無月の海岸に露出する。大野付近のものは古城山層上に整合に重なる中粒砂岩をもって始まり, その上位には粗粒砂岩を主とし, 頁岩及び少量の細礫礫岩を伴う地層が続く。層厚は約500mある。頁岩から第4表に示す化石を産する。礫岩・粗粒砂岩にはしばしば頁岩の同時浸食礫が含まれる。無月海岸の地層はI1部層の最上部に当るもので, 中粒砂岩からなり, ときに頁岩砂岩薄互層を挟む。上限近くの層準には局部的ながら有灰質砂岩の薄層が数層挟在し, その中には *Ostrea sp.* が多数含まれている。

槇の山区の本部層は, 粗粒砂岩を主とし, しばしば細-中礫礫岩を挟んでおり, 九島・和霊神社北方及び安常付近に分布する。上下限の認められるのは安常付近だけであり, そこでは約400mの層厚を持つ。I1部層の堆積物は, 古城山層の場合と同様, 槇の山区において最も粗く, 本区のなかでも西側

に向かって粗粒化する傾向がある。

松野区のI1部層は古城山層を整合に覆い、郭公岳南斜面から松野にかけて分布する。これは層厚約400mで、厚さ25m内外の礫岩をもって始まり、主部は時折細礫礫岩を伴う粗-中粒砂岩からなる。全体として上方細粒化の岩相変化を示し、最上部を除くと頁岩の挟みはごく少ない。基底部の礫岩はよく円磨された中-大礫を含む。祝森区のものに比べると、部層全体の層厚が格段に薄く、かつ堆積物が概して粗い。

近永のすぐ北側には北に急斜した厚い砂岩層が露出しており、これは広見地塊におけるI1部層を代表するものである。



第20図 古城山区、祝森区、松野区及び広見地塊の石引層と寄松層の柱状図 凡例は第8図と同じ

ここでは下限不明であり、基底部の礫岩は見られないが、露出する限りでも松野区のものと同程度の層厚を示す。砂岩は粗-中粒で塊状を呈する 경우가多く、頁岩の挟みはごくまれである。中程よりやや上位に中-大礫礫岩を挟んでいる。

**I2 部層** 頁岩・砂岩及びシルト岩からなり、層序的にも地域的にも岩相変化が著しい。

本部層は古城山区の無月から石引にかけて模式的に分布する。ここでは上下位層と整合関係で接し、約1,100mの層厚を持ち、上部と下部ではかなり岩相を異にする。無月付近では、下部はI1部層最上部の石灰質砂岩と漸移関係にある厚さ10m内外のシルト岩をもって始まり、その上位には頁岩(90m)、シルト岩(160m)、頁岩(100m)、砂岩(80m)及びシルト岩・頁岩(100m)が順次引き続く。砂岩は中粒で少量の頁岩を挟んでおり、これより下位のシルト岩や頁岩には石灰質団塊や炭質物が含まれ、方解石細脈が多い。

本部層の上部は基底に厚さ数mの中礫礫岩を伴う砂岩から始まり、砂岩頁岩厚-薄互層を経て、上半部では頁岩砂岩薄互層と頁岩の交互層になり、全体として上方細粒化の岩相変化を示す。頁岩にはしばしば炭質物が含まれている。なお、無月-石引間のルートでは断層による地層の繰り返しがあり、断層付近では褶曲構造が発達する。上部の地層は大小浜北東にも断層に囲まれ、背斜構造をなして分布している。ここでは頁岩砂岩薄互層と頁岩からなる。石応の海岸に露出する槇の山区のものも含め、I2部層上部の頁岩砂岩薄-中互層には級化層理がよく発達し、しばしば種々のソールマーク・カレントリップル葉理・コンボルト葉理・パーティングリニエーションが見られる。古城山区のI2部層産大型化石は第4表に示す。

槇の山区ではI2部層の分布がごく限られ、石応海岸・九島南端部及び安常北東で断片的に見られるにすぎない。石応海岸には本部層の下部及び上部のそれぞれ一部が露出し、これらは断層関係にある。下部の地層はシルト岩・泥質細粒砂岩からなり、Loc. 5, 4から *Kossmaticeras* (?) sp., *Inoceramus* (*Inoceramus*) cf. *uwajimensis*, *I. cf. mihoensis*, *I. cf. yokoyamai*, *Glycymeris amakusensis* を産する。一方、上部のものは主として頁岩砂岩薄互層(第21図)と頁岩からなり、中-粗粒砂岩を伴っている。粗粒砂岩はときに細礫を散点的に含み、斜交層理を示す。Loc.22から *Inoceramus* (*Inoceramus*) cf. *uwajimensis*, *I. cf. mihoensis*, *I. (Sphenoceramus) cf. naumanni* を産する。九島南端部にはI2部層上部の砂岩がちの地層が分布し、棚部(1972)はLoc.150で *Gaudryceras tenuiliratum* を採取している。安常北東のI2部層はI1部層上に整合に重なる頁岩層で示され、350m以上の層厚を持つ。

保田区の成川付近には、I2部層のものと推定される頁岩砂岩薄互層とシルト岩が成川層と断層関係で接して露出する。Loc. 15のシルト岩からは *Apiotrigonia minor*, *Ostrea* sp. を産する(中野, 1964)。

祝森区では古味の川から八面山の南斜面にかけてI2部層が分布する。古城山区の場合と同様に本区でも下部と上部で岩相を異にするが、前者のものに比べ全般的に堆積物が細かく、かつ層厚が若干薄い。すなわち、I1部層上に整合に重なる下部が頁岩を主としシルト岩を伴っているのに対し、上部は頁岩と頁岩砂岩薄-中互層の交互層で特徴付けられ、数層の砂岩を挟んでおり、全体の層厚は約700mである。本区の中では西から東にいくにつれ砂岩や頁岩砂岩互層が減少し、頁岩が増える傾向がある。槇





第 21 図 石引層 I2 部層の頁岩砂岩薄互層 (宇和島市石砦)

現山南斜面では頁岩の卓越する上部の地層中に厚さ 15m の酸性凝灰岩が見られる。散点的ながら古味の川付近の I2 部層から化石を産出し、Loc. 30, 30A では *Gaudryceras* sp., *Inoceramus* (*Inoceramus*) *uwajimensis*, *Didymotis akamatsui*, *Propeamussium cowperi yubarensis*, *Hemiaster uwajimensis* が採取されている (寺岡・小島, 1975)。

松野区では I2 部層の堆積物が更に一段と細粒になり、ほとんど大部分が頁岩からなる。上下位層とは整合関係で接し、約 800m の層厚を持つ。中程の層準には厚さ 3m の酸性凝灰岩が挟在する。本部層の最上部に海底地すべり堆積物があるが、この部分を除くと、頁岩はよく成層し、整然とした層理を示す。大型化石の産出はまれであり、Loc. 75 から *Inoceramus* (*Inoceramus*) *uwajimensis*, *I.* cf. *mihoensis*, *Hemiaster* sp., その他 2・3 の地点で *I.* sp., ウニが得られているにすぎない (寺岡・小島, 1975)。

広見地塊では御滝北東と松沢から国遠にかけての地帯に I2 部層が分布する。本地塊の I2 部層は大部分が頁岩からなり、松野区のものによく似た岩相を示す。御滝北東では小倉層と断層関係で接し、厚さ数 10cm の酸性凝灰岩を挟む。頁岩はよく成層し、Loc. 63, 66, 162 では *I.* (*I.*) *uwajimensis* とウニを多産する (寺岡ほか, 1980; YANAI, 1980)。なお、大内東方では加町坂断層に沿ってシルト岩が挟み込まれており、Loc. 76 から *I.* (*I.*) *uwajimensis* を産するが、このシルト岩も I2 部層に属する。

#### IV. 2. 3. 7 寄松層 (Y)

寄松層は宇和島地塊の槇の山・古城山・祝森及び松野の各区にわたって分布し、広見地塊でも見られる。槇の山区以外では下位の石引層と整合関係で接し、模式地は古城山区の寄松付近である。本層は砂岩を主とする Y1 部層と頁岩を主とする Y2 部層に区分される (第 15, 17, 20 図)。

**Y1 部層** 砂岩を主体とする地層であるが場所によっては礫岩も発達し、岩相や層厚の側方変化が著しい。

模式地の古城山区寄松付近では、粗粒砂岩の発達で特徴付けられ、約500mの層厚を示す。砂岩は粗-中粒で、多くの場合1-数mの厚さをもって成層し、50cm-2m、まれに5mを超える厚さの頁岩や頁岩砂岩薄互層をかなり頻りに挟んでいる。Loc. 9では頁岩の挟みからアンモナイト・イノセラムスを産する(第4表)。砂岩には礫質のものもあり、少量ながら細-中礫岩を伴っている。古城山区のY1部層はNW-SEの走向を示すが、これの岩相は南東に向かって細粒化し、薬師谷川流域では礫岩がほとんどなくなる。

寄松層の東方延長は、保田区でいったん途切れ、その南東側の祝森区では東西12kmにわたって分布する。祝森区西部のY1部層は古城山区の場合と層厚の点では変らないが、堆積物の細粒化は一段と進み、礫質岩や粗粒砂岩を欠き、砂岩の大部分は細粒で、頁岩や薄互層の挟みが多い。しかし、祝森区の中では東に行くにつれ次第に泥質岩の挟みが減少し、少しずつ中粒砂岩が増え、それに伴い地層が厚くなっていく。高月山花崗閃緑岩体をこえ目黒川流域になると、最上部以外では中粒砂岩が卓越し、断層のため下限不明ながら本部層の層厚は600mを超える。Y1部層の上部には酸性凝灰岩が少なくとも2層挟在し、目黒川沿いに露出する上位のものは約7mの層厚を持つ。

松野区のY1部層は岩相の点では祝森区東部のものに類似し、層厚は格段に薄い。すなわち、主部は中-細粒砂岩、最上部は細粒砂岩からなり、上方細粒化の岩相変化を示し、全体の層厚は200m内外にすぎない。地域的には南に向かって若干厚くなる傾向がある。祝森区の場合と同様に、砂岩は中-厚層理をもってよく成層し、少量ながら頁岩や頁岩砂岩薄互層を挟んでいる。

Y1部層の堆積物は祝森区より古城山区の方で粗いわけであるが、後者の北西側に位置する槇の山区では更に粗粒化し、そこでは礫岩の発達が著しい(第15図)。槇の山区の本部層は、下位層と断層関係で接して槇の山付近に分布し、岩相の上から下部・中部及び上部に3分される。

下部(120m以上) 礫岩と粗粒砂岩を主とする粗粒堆積物のほか、3層準に厚さ数m-15mの頁岩層がある。これらの頁岩層は、局部的には海底地すべりによる変形や断裂を示し、礫質泥岩や頁岩・砂岩及び礫岩の岩塊を含んでいるが、大部分のものは整然と成層し、下位の粗粒碎屑岩層とは漸移関係をもって接しており、側方によく追跡される。上位の粗粒碎屑岩層への岩相変化は急激であり、これとの間にはしばしば明瞭な浸食面が認められる。礫岩や粗粒砂岩中には直径がmm単位から数mに及び頁岩の同時浸食礫がしばしば認められる。

中部(250m) 粗粒砂岩礫岩厚互層をもって始まり、主部は礫岩からなる。場所によっては上限近くの層準に頁岩や頁岩砂岩薄互層が挟在しているが、それ以外では泥質岩の挟みはほとんどない。

上部(70m以上) 槇の山の山頂から北斜面にかけて分布する塊状の粗-中粒砂岩層がこれであり、槇の山山麓の知永や家藤付近にも露出する。この地層はごく少量の礫岩を含み、全体として上方細粒化の岩相変化を示す。前記の層厚は槇の山山頂付近のものであり、知永ではそれより薄く、家藤付近では厚い。中部との境界は漸移的である。

下部及び上部によく発達する礫岩は細-中礫岩であり、ときに大礫を散点的に含む。中礫岩の場合でも礫は比較的小さく、径3cm以下のものが普通である。槇の山区ではY1部層が東西3kmにわた

第5表 寄松層及び水源池層の大型化石

(中野, 1964; 棚部, 1972; 寺岡・小島, 1975; 寺岡ほか, 1980; YANAI, 1980; 柳井, 1981)

化石	層序区分	寄松層		水源池層		産地 (第7図参照)
		Y1	Y2	S1	S2	
<i>Protezanite (Aratezanites) fukazawai</i> (YABE & SHIMIZU)			○			47
<i>Eubostrychoceras</i> (?) sp.		○				9
<i>Neopuzosia</i> cf. <i>ishikawai</i> (JIMBO)			○			81
<i>N.</i> sp.				○		32
<i>Polyptychoceras</i> cf. <i>pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)		○				104
<i>Pseudoschloenbachia</i> (?) sp.		○				103
<i>Inoceramus (Platyceramus) ezoensis ezoensis</i> YOKOYAMA			○			78
<i>I. (P.)</i> cf. <i>e. ezoensis</i> YOKOYAMA				○		32, 139
<i>I. (P.) cycloides vanuxemiformis</i> NAGAO & MATSUMOTO			○			47, 77, 78
<i>I. (P.)</i> cf. <i>c. vanuxemiformis</i> NAGAO & MATSUMOTO				○		34, 36, 165
<i>I. (P.) amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO			○	○		7, 32, 34, 47, 52, 53, 77, 78, 79, 80
<i>I. (P.)</i> cf. <i>amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO		○	○		○	9, 90, 160
<i>I. (Endocostea) balticus balticus</i> BÖHM				○		140
<i>I. (E.)</i> cf. <i>b. balticus</i> BÖHM			○			77, 78
<i>I. (Sphenoceramus) orientalis nagaoui</i> MATSUMOTO & UEDA		○				103
<i>I. (S.) naumanni</i> YOKOYAMA		○	○	○		6, 9, 36, 79, 90, 103, 139
<i>Propeamusium cowperi yubarensis</i> (YABE & NAGAO)				○		32
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)				○		32

って露出し、全体的傾向として堆積物は東ないし南東に向かって細粒化する。下部の地層についてみると、礫岩は西部でよく発達し、東方へ行くにつれ砂岩が漸次増加していく。槇の山区のY1部層頁岩からは第5表に示す大型化石を産する。

近永北方の成藤付近には中-細粒砂岩層とその上位に整合に重なる頁岩層がある。これらはそれぞれ広見地塊における寄松層のY1部層とY2部層を代表するものである。

**Y2部層** 頁岩を主とする。模式地の古城山区寄松付近では、厚さ10m内外の頁岩砂岩互層で始まり、主体をなす厚い頁岩がこれに引き続く。層厚は約600mある。頁岩にはイノセラムス・アンモナイトなどの大型化石が多く(第5表)、またしばしば石灰質団塊が含まれる。砂岩は本部層の中部に厚さ数m内外の挟みとして3層挟在するほか、上部では時おり頁岩と中-薄互層をなす。なお、上記のようなやや厚い砂岩層が見られるのは来村川以西であり、その東側では砂岩はごくまれである。地層はいずれも北東へ傾斜し、北東側に隣接する古城山層F2部層と構造的にも岩相の上でもよく似ており、見掛け上本部層の方が層序的に下位にくるように見える。しかし、含まれる化石は明らかにより新期のものであり、両部層間には走向断層がある。Y2部層は大福浦付近にも断層に囲まれて分布し、そこでは寄松付近のものに比べ頁岩砂岩互層がやや多く、層序的に幾分上位の地層を含んでいる可能性が高い。

祝森区のY2部層も主として頁岩からなる。本区の西部では層厚約400mで、下部に酸性凝灰岩が1層あり、中部の頁岩は砂質葉理に富み、しばしば砂岩と薄互層をなす。また、中部や上部では厚さ2-6

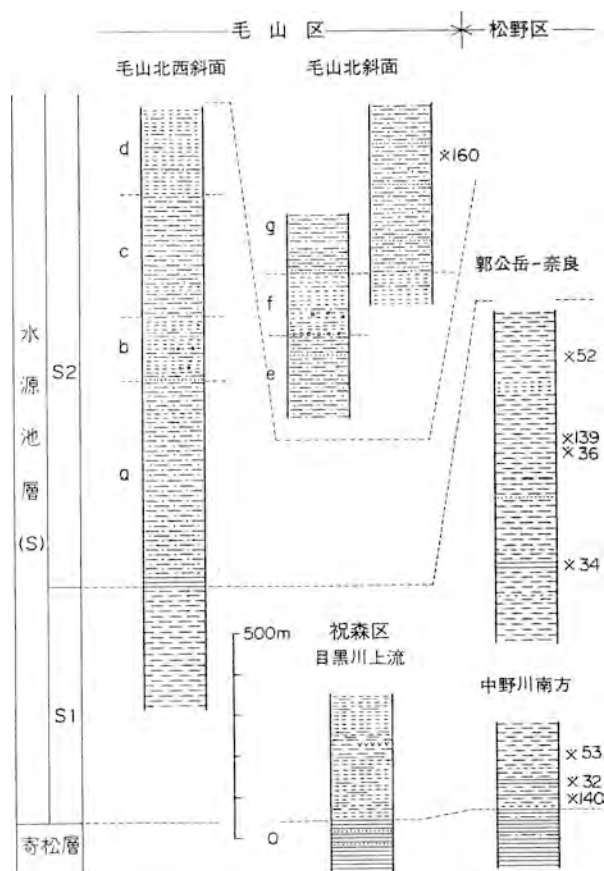
第6表 宇和島地塊及び広見地塊の上部白亜系の放散虫化石

層序区分 放散虫 岩質	千代浦層		小倉層			成川層	古城山層	石引層	寄松層		水源池層	
	C1	C2	O1	O2		N2	F1	F2	I2	Y1	Y2	S2
	頁岩	酸性凝灰岩	頁岩	頁岩 シルト岩	頁岩 シルト岩	頁岩	頁岩	頁岩	頁岩	頁岩	頁岩	頁岩
<i>Alievium</i> sp.	○	○		○		○		○	○		○	
<i>Archaespongoprimum venadoense</i> PESSAGNO				○							○	
<i>A. bipartitum</i> PESSAGNO				○	×							
<i>A. nishiyamae</i> NAKASEKO & NISHIMURA				○							○	
<i>A.</i> sp.	○			○	○			○			○	○
<i>Orbiculiforma quadrata</i> PESSAGNO									×			
<i>O.</i> sp.				○				○			○	
<i>Praeconocaryomma</i> sp.				○				○			○	
<i>Pseudonaulophacus lenticulatus</i> (WHITE)								×			×	
<i>P. floresensis</i> PESSAGNO				×				×				
<i>P.</i> sp.				○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Spongotropus morenoensis</i> CAMPBELL & CLARK				○	○						○	○
<i>S.</i> sp.				○	○						○	○
<i>Amphipyndax stocki</i> (CAMPBELL & CLARK)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>A.</i> sp.				○	○			○	○	○	○	
<i>Archaedictyomitra vulgaris</i> PESSAGNO	×											
<i>A. simplex</i> PESSAGNO		×				×						
<i>A. (?) regina</i> (CAMPBELL & CLARK)				×							○	
<i>A. squinaboli</i> PESSAGNO				○	○	○		×	×		○	
<i>A.</i> sp.		○	○	○	○	○		○	○	○	○	○
<i>Artostrobium urna</i> FOREMAN				×								
<i>Cornutella</i> sp.				○	○			○				○
<i>Diacanthocapsa</i> sp.	○			○	○			○			○	○
<i>Dictyomitra formosa</i> SQUINABOL				○	×	×	×	×		○	○	×
<i>D. napaensis</i> PESSAGNO								×	×		○	
<i>D. densicostata</i> PESSAGNO								○	×			
<i>D. aff. densicostata</i> PESSAGNO						○		○	○		○	
<i>D. koslovae</i> FOREMAN											○	×
<i>D. (?) sp. A</i>				○	○				○		○	
<i>D.</i> sp.			○	○	○	○		○	○	○	○	○
<i>Eucyrtidium (?) matsumotoi</i> TAKETANI												×
<i>Hemicryptocapsa</i> sp.	?											
<i>Holocryptocanium barbui</i> DUMITRICA	×	○										
<i>H. geysersense</i> PESSAGNO		○										
<i>H. tuberculatum</i> DUMITRICA	×											
<i>Mita</i> sp.				○	○							
<i>Novixitus weyli</i> SCHMIDT-EFFING												
<i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> (SQUINABOL)					×							
<i>P.</i> sp.												
<i>Solenotryma (?) dacryodes</i> FOREMAN				○								
<i>Squinabollum fossilis</i> (SQUINABOL)	○								○			
<i>Stichomitra</i> sp.												
<i>Thanarla veneta</i> (SQUINABOL)		○										
<i>T. praeveneta</i> PESSAGNO		○										
<i>T. elegantissima</i> (CITA)	○	○										
<i>Zifondium</i> sp. A		○										
<i>Z.</i> sp. B		○										

× : cf.

mの細粒砂岩が時おり挟在する。これに対し東部の目黒川流域になると砂岩や互層はごくまれになり、層厚は180m内外に減少する。このように祝森区のY2部層は、Y1部層の場合とは逆に、東方に向かって薄くなり、堆積物が細粒化していく。一方、松野区のY2部層は層厚約300mの頁岩層からなり、頁岩砂岩薄互層はごく少量あるにすぎない。本区の中野川付近や広見地塊の成藤に露出するY2部層中には、砂岩片を含む泥質の海底地すべり堆積物が挟在する。祝森・松野両区及び広見地塊のY2部層からはまだ大型化石の産出が報告されていない。しかし、地元の人によると、祝森区の権現山山頂付近から大型のイノセラムスを産する。

楨の山区では、その北縁をなす奈良断層に沿ってY2部層が断片的に露出し、下位のY1部層とは知永付近で整合、家藤付近では断層関係にある。これらはいずれも頁岩を主とする地層であるが化石は見いだされていない。含化石Y2部層は本区南縁部で見られる。すなわち、大福浦北西の海岸に分布する頁岩砂岩薄互層に富む地層がそれで、Loc. 7から *Inoceramus (Platyceramus) amakusensis* を産する。九島には、頁岩を主とし、厚さ5mの酸性凝灰岩を挟む地層が百之浦からその西方にかけて分布し、全体として逆転している。この地層もY2部層に属するものであろう。



第22図 水源池層柱状図 凡例は第8図と同じ

#### IV. 2. 3. 8 水源層 (S)

宇和島地域における白亜系の最上部を占める地層で、寄松層と整合関係にあり、高月山花崗閃緑岩体の北半部を取り巻くように、宇和島地塊の祝森・毛山・松野の3区にわたって分布する。本層はシルト岩を主とするS1部層と頁岩砂岩薄互層の発達で特徴付けられるS2部層とに区分される(第22図)。

**S1部層** 松野区北西部の中野川南方から水分付近にかけて模式的に分布する。そこではごく少量の細粒砂岩と頁岩を挟むシルト岩からなり、層厚は少なくとも1,000mを超える。寄松層から本部層への岩相変化は漸移的で、シルト岩と頁岩の交互層をもって始まり、基底から100m内外の層準で塊状のシルト岩になる。基底部では細粒砂岩も2・3層挟在し、頁岩は多くの場合シルト質である。

Loc. 140 のシルト質頁岩から多産するイノセラムスには両殻のそろったものが少なくない。上記の塊状シルト岩は S1 部層主部の最下部をなすものであり、これに引き続き地層は郭公岳かつこうだけを通る南北方向の断層の西側に広く分布する。そこではシルト岩が 800m ちかい厚層をなし、ときに細粒砂岩を挟む。ごく少量ながら中粒砂岩や頁岩もある。一般にシルト岩は塊状で、玉葱状構造を示す場合が多く、しかも花崗岩類の貫入による熱変成を受けているため、走向・傾斜が分かりにくい。しかし、砂質又は泥質になるとかなり明瞭な層理を示すことがあり、それと砂岩や頁岩の挟みを手掛りとして、本部層の構造を知ることができる。第 5 表に示す Y1 部層の化石はすべて本区から得られたものである。

目黒川上流域の祝森区に分布する S1 部層は、細粒砂岩を主とし、シルト岩・頁岩を伴っており、厚さ約 1m の酸性凝灰岩を挟む。毛山区では大超寺奥南東に S1 部層が露出するが、これはシルト岩からなり、断層のため下限不明である。

**S2 部層** 毛山区に分布し、頁岩と砂岩のリズミカルな細かい互層で特徴付けられる。下位層との整合関係は大超寺奥南東で認められる。そこでの本部層は S1 部層のシルト岩から漸移する頁岩をもって始まり、すぐに頁岩砂岩互層になる。断層による地層の欠如・繰返しはあるが、層準によっては砂岩が発達するので、それを手掛りにすると本部層は次の 7 層に細分することができる。すなわち、下位から a) 頁岩砂岩互層 (500m), b) 砂岩層 (150m), c) 頁岩砂岩互層 (300m), d) 砂岩層 (200m 以上), e) 頁岩砂岩互層 (350m 以上), f) 砂岩層 (150m) 及び g) 頁岩砂岩互層 (150m 以上) である。なお、d・e 両層は断層関係にある。a・c・e 及び g の 4 層は、頁岩とごく細粒の砂岩が 10cm 以下、多くの場合 1-4cm の厚さを持って交互する頁岩がち薄互層からなり (第 23 図)、ときに厚さ数 m 以下の細粒砂岩を挟む。互層は顕著な級化層理を示し、砂岩・頁岩のいずれにおいても、単層全体にわたって葉理の発達するのが普通である。砂岩単層にはしばしばリップルクロス葉理やコンボルート葉理が見られる。一方、b・d 及び f の 3 層はよく成層した細粒砂岩を主とし、上記のような薄互層を伴っている。砂岩には少量ながら中-粗粒なものもあり、まれに礫岩を伴う。礫岩は細礫を含み、ごく薄いのが普通である。



第 23 図 水源池層 S2 部層の頁岩砂岩薄互層 (広見町水分南方 2 km)

が、f層の基底部では厚さ5mの中礫礫岩が見られる。S2部層産大型化石としては、Loc.160のe層から *Inoceramus (Platyceramus) cf. amakusensis* が採取されている。この化石は寺岡ほか（1980）が *I. (I.) uwajimensis* (?) としたものである。

#### IV. 2. 4 泉が森地塊

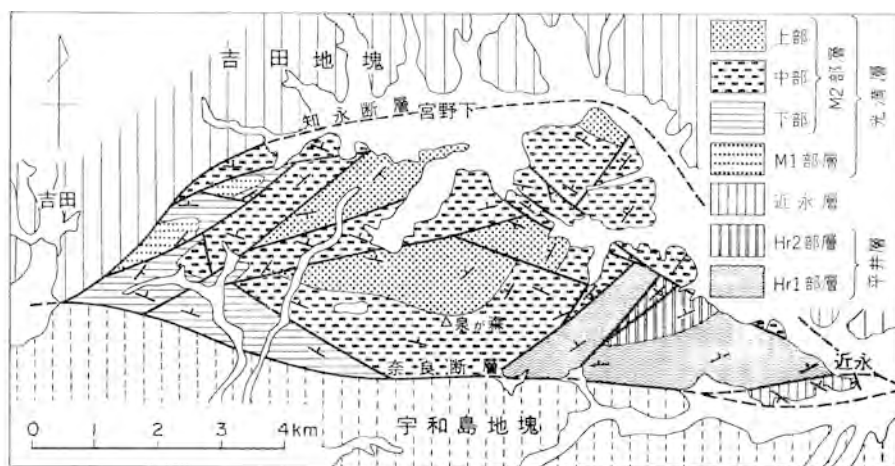
泉が森地塊には下部白亜系の平井層と近永層及び上部白亜系みつまんの光満層が分布し、これら各層はそれぞれ断層関係にある（寺岡ほか，1980；寺岡，1984）。緒方ほか（1983）は、平井西方のLoc. 38（緒方ほかのLoc. 3）で *Barremites* (?) sp. を採取し<sup>2)</sup>、この付近にバレミアン後期の地層があることを示した。そしてその際、この含化石層（平井層）及び近永南方の *Chelonicerus* を産する地層（近永層）がオリストストローム中の異地性岩体である可能性を示唆した。しかし、これらアンモナイト産地付近の地層は、成層状態や周りの地層との関係からみると、原地性の堆積物と考えられるので、ここでは平井・近永両層を、それぞれ独立した層序単位として扱う（第24図）。

##### IV. 2. 4. 1 平井層 (Hr)

平井層は泉が森地塊の平井区に分布し、岩相上 Hr1, Hr2 の2部層に区分される（第25図）。

**Hr1部層** 頁岩からなる層厚約800mの地層で、下限は断層のため不明である。一般に頁岩は整然とした層理を持ってよく成層し、*Archaeodictyomitra brouweri*, *A. cf. pseudoscalaris*, *Parvingingula* sp. などで特徴づけられる放散虫群集を産する（第7表）。なお、産出頻度が最も高いのは *Holocryptocanium* 属の化石である。本部層には砂岩のはさみがごく少なく、数層準に厚さ1-5mの中-細粒のものが見られるにすぎない。

**Hr2部層** 級化層理のよく発達した砂岩がち砂岩頁岩中互層からなり、Hr1部層上に整合に重なる。層厚は約400mで、上限は断層のため不明である。互層を構成する各単層の厚さは20cm-数10cmで



第24図 泉が森地塊の地質図

2) 化石産地の位置について、愛媛大学の松川正樹博士から御教示を受けた。

ある。地層は全体として北西に傾斜しているが、西半部は逆転して向斜構造をなしており、前記の *Barremites* (?) sp. は逆転層から採取されている。

#### IV. 2. 4. 2 近永層 (Ch)

近永層は泉が森地塊の東端部を占めるレンズ状の近永区に露出する。分布の最大幅は約 500m で、かなり強く褶曲しており、断層関係にある南北両側の地層とは明らかに構造を異にする。本層は頁岩からなり、2・3 の層準に頁岩砂岩薄互層を挟み、300m 内外の層厚を持つ (第 25 図)。頁岩はよく成層し、上部ではしばしばシルト質になる。Loc. 37 の頁岩から *Chelonicerases* (*Chelonicerases*) *shimizui*, *C.* (*C.*) *aff. minimus*, *C.* (*C.*) *aff. parinodum*, *C.* (*C.*) sp., *Hoplitaceae* gen. et sp. indet. を産する (NAKAI and HADA, 1966; 寺岡ほか, 1980)。本層の頁岩にはごくまれに放散虫が含まれている。

#### IV. 2. 4. 3 光満層 (M)

光満層は、知永から近永にかけて広がる泉が森地塊の光満区に、最大 4.3km の幅を持って分布する。これは多くの断層で切られて著しく地塊化しているが、砂岩からなる M1 部層と頁岩の卓越する M2 部層に区分され、後者は砂岩やシルト岩の発達状況によって更に下部、中部及び上部に細分される (第 24, 26 図)。

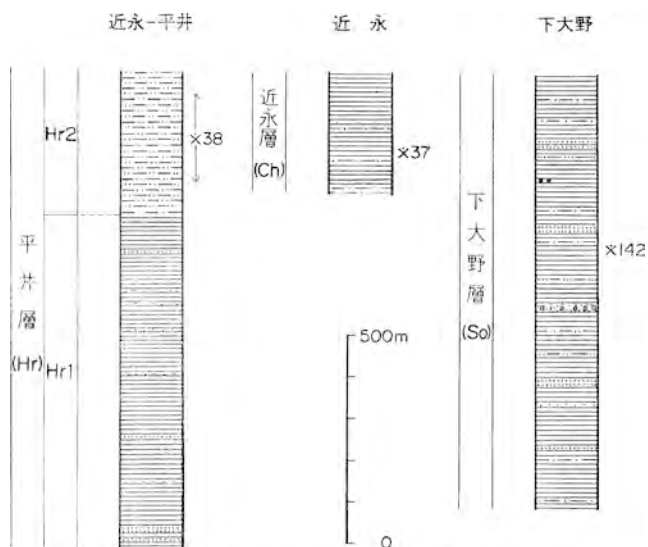
**M1 部層** 泉が森地塊の西端に近い本村北方に背斜構造をなして分布し、下限不明で、層厚は少なくとも 250m 以上ある。本部層は主に砂岩からなり、しばしば頁岩の薄層を挟んでいる。砂岩は大部分が中粒で厚層理を持ってよく成層する。この砂岩層は是能の南西にも露出するが、そこでは断層のため全体的に擾乱が著しく、ごくまれに中礫を含むスランプ堆積物を挟んでいる。

**M2 部層** 下部は M1 部層の砂岩層上に整合に引き続く頁岩層であり、光満区の西縁部に露出する。断層による地層の欠如があるため全体の層厚は不明であるが、少なくとも 500m を超える。頁岩中にはときにシルト岩・頁岩砂岩薄互層が挟在し、石灰岩の小岩体も含まれる。石灰岩は灰白色で明瞭な層理を示し、本村南方のものは約 2m の厚さを持つ。

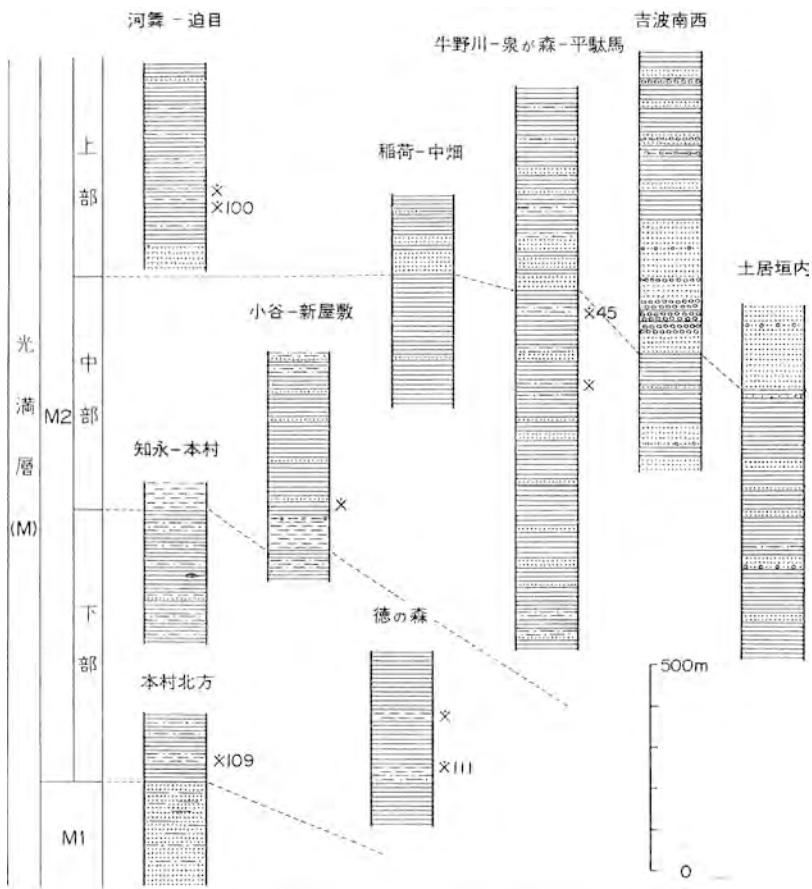
中部は本村から泉が森南斜面にかけて模式的に分布するほか、光満区北半部に広く分布し、少なくとも 1,000m の層厚を持つ。これの基底部はシルト岩、主部は頁岩を主とし、砂岩及びごく少量の礫岩を伴う。シルト岩は本村付近の向斜部やその東方の背斜部に露出し、層厚は約 90m あり、その上限近くでは細-中礫が散点的に含まれる。頁岩は概してよく成層している。砂岩は頁岩と薄互層をなすほか、かなり厚い (最大 50m) 挟みとして幾つもの層準に挟在し、層序的には上位、地域的には東ほどよく発達する。光満区の東部では、砂岩の層厚が増大するとともに粒度も粗くなり、泉が森東斜面、土居垣内付近、内深田などでは、砂岩や頁岩中に中-大礫を含む厚さ 1-4m の礫岩・礫質泥岩が挟在する。内深田では石灰岩の小岩体も見られる (柳井, 1981)。

上部は砂岩層をもって始まり、頁岩を主とする地層がこれに引き続き、全体の層厚は 700m を超える。基底部の砂岩層は東方に向かって急速に層厚を増し、中畑-吉波間 (約 5.5km) で 100m から 300m まで変化する。泉が森東斜面ではこの砂岩層をはじめ上部の地層中に数層の中-大礫岩が入っている。頁岩は一般に整然とした層理を示すが、国鉄予土線沿いの新屋敷・務田付近では海底地すべりの産物であ





第25図 平井層、近永層及び下大野層の柱状図 凡例は第8図と同じ  
河舞 - 迫目



第26図 光満層柱状図 凡例は第8図と同じ

る剝離質頁岩も見られる。なお、務田の石灰岩体（鈴木，1934-35）は上部の地層中のものである。

光満層からは，*Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis* (45, 100, 109, 110, 111), *Bostrychoce-  
ras aff. indicum* (110), *Apiotrigonia minor* (110), *Chlamys sp.* (110), ウニ (100, 110, 111)  
の産出が知られている（中野，1964；棚部，1972；寺岡・小島，1975）。なお，括弧内に示した化石産  
地のうち，Loc. 109, 111は光満層の下部，Loc. 45, 110は中部，Loc. 100は上部のものである。本層  
からの放散虫化石としては，*Archaeodictyomitra sp.* ほか若干のものが得られたにすぎない。

#### IV. 2. 5 下大野地塊

##### IV. 2. 5. 1 下大野層 (So)

本層は，野中・加町坂両断層と仏像構造線に囲まれた下大野地塊を構成し，頁岩を主とする地層であ  
り，*Anagaudryceras sacya* を産する（寺岡ほか，1980）。分布の幅は東方に行くにつれ広がり，本地  
域東縁では約2kmである。

本地域に露出する限りでは，下大野層は層厚約1,000mで，頁岩を主とし，しばしば頁岩砂岩薄互層  
を伴っており，これらの細粒堆積物の中にはよく連続する砂岩層が150-200mごとに挟在している（第  
25図）。また，まれながら礫質泥岩も見られる。砂岩層は数m-20mの厚さを持ち，一般に中粒砂岩か

第7表 平井層，下大野層及び奥浦層の放散虫化石

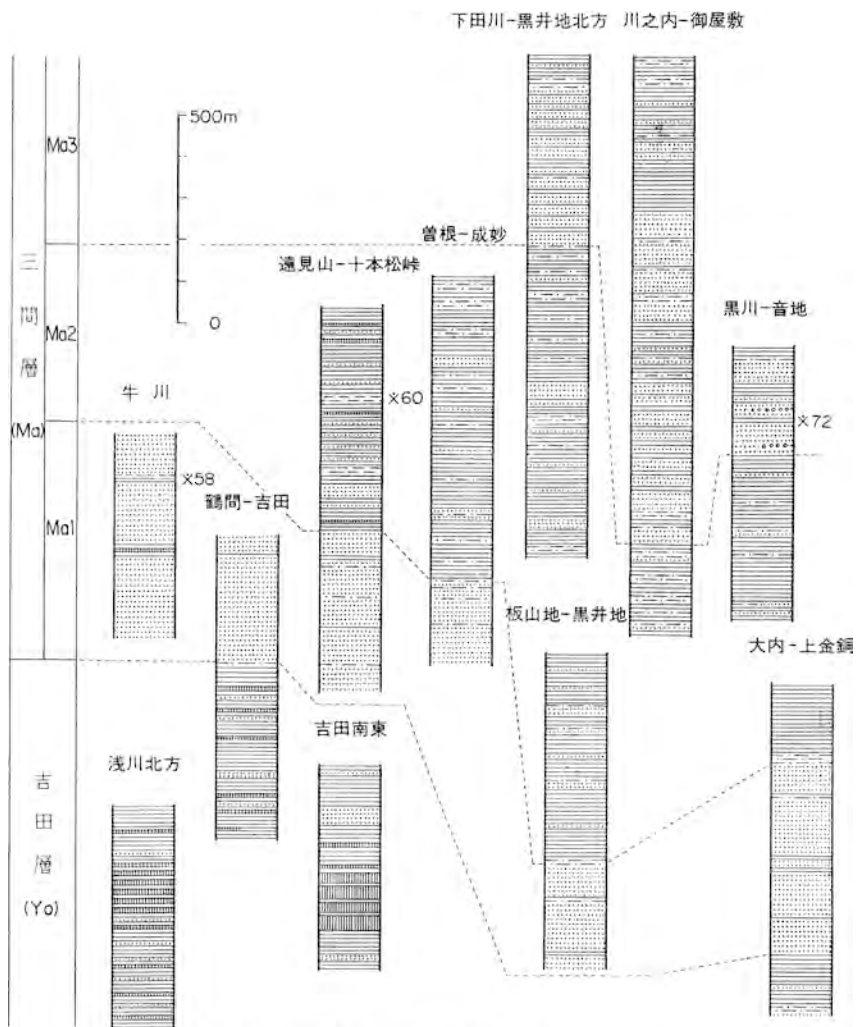
層序区分 岩質	平井層	下大野層	奥浦層	
	Hr1		Ok1	Ok2
放散虫	頁岩	頁岩	頁岩	頁岩
<i>Archaeodictyomitra brouweri</i> (TAN SIN HOK)	○			
A. <i>pseudoscalaris</i> (TAN SIN HOK)	×			
A. <i>vulgaris</i> PESSAGNO	○	○		
A. <i>simplex</i> PESSAGNO		×		
A. sp.	○	○	○	
<i>Dictyomitra sp.</i>	?	?		
<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> DUMITRICA		×		
H. sp.		?		
<i>Holocryptocanium barbui</i> DUMITRICA	×	×		
H. <i>geysersense</i> PESSAGNO	×	×	×	×
H. <i>tuberculatum</i> DUMITRICA	×			
<i>Mita sp.</i>		○		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (LOZYNIAK)		×		
P. sp.	○	○		
<i>Squinabollum fossilis</i> (SQUINABOL)		×		
<i>Zifondium sp.</i>		○		
<i>Parvicingula sp.</i>	○			

× : cf.

らなるが、部分的には粗粒砂岩や細-中礫岩を伴っており、鍵層としてよく追跡される。頁岩には整然とした層理を持つものと鱗片状劈開を示す剝離質頁岩がある。剝離質頁岩はしばしば砂岩の岩塊を含み、海底地すべり堆積物とみなされるが、これは本層の下半部によく発達する。頁岩からは第7表に示す放射虫を産する。なお、前記のアンモナイトは Loc. 142 から採取されている。生田付近以西では下大野地塊の幅が狭くなるにつれ地層の擾乱が激しくなり、頁岩と薄互層をなす砂岩がちぎれてブーディン構造を示すようになる。東隣の田野々地域では、下大野層に相当する地層に石灰岩や赤色頁岩が入っており、同層から *Archaeozostera* sp. を産する（永井ほか，1967；柳井，1981）。

#### IV. 2. 6 吉田地塊

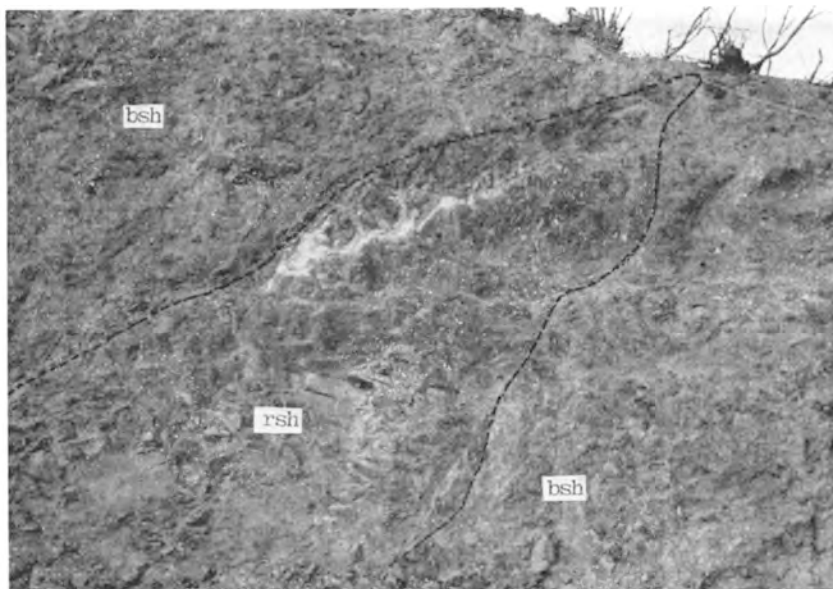
吉田湾北岸部からその北東にかけて広がる吉田地塊には、工藤（1949）や小林（1950）が吉田地域の



第 27 図 吉田層及び三間層の柱状図 凡例は第 8 図と同じ



第28図 吉田層の黒色頁岩 (bsh) とその上位に整合に重なる赤色頁岩 (rsh) (吉田町龍田)



第29図 吉田層の黒色頁岩 (bsh) 中に含まれる赤色頁岩 (rsh) の岩塊 (吉田町浅川東方0.5km)

南予層群と呼称し、中野 (1964) が古城山層、棚部 (1972) が下保田層及び古城山層とした地層群が分布する。本報告ではこの地層群を、赤色頁岩の発達で特徴付けられる頁岩層とその上位に整合に重なり、砂岩・頁岩からなる地層とに区分し、これらをそれぞれ吉田層及び三間層と命名する(第27図)。

#### IV. 2. 6. 1 吉田層 (Yo)

吉田層は頁岩を主とし、赤色頁岩を頻りに挟む地層であり、吉田周辺に模式的に分布する(第15図)。

本層は多くの断層で切られ全体の詳しい層序はよく分からないが、層厚は少なくとも800m以上ある。

立目北方、浅川北方、吉田南東及び十本松峠付近には少量の頁岩、まれに砂岩を挟む厚い赤色頁岩層（最大層厚は150m）があり、これは吉田層の中部に当たる。一方、下部や上部の地層はいずれも頁岩を主とし赤色頁岩を伴っており、ときに砂岩を挟む。ただし、吉田地塊東縁部の大内付近に露出する上部の地層は赤色頁岩を欠く。

吉田層の頁岩には整然とした層理を示すもののほか、少量ながら海底地すべりの産物である剝離質頁岩が見られる。砂岩は中-細粒で、2-10m、まれに30mを超える厚さを持って挟在する。赤色頁岩はcm単位の薄層から150mにも達する厚層のものまで厚さは様々である。そしてこれは、上下位の頁岩と整合的に接する場合が多く（第28図）、ときに剝離質頁岩中に不規則な形をした岩塊として含まれる（第29図）。赤色頁岩はしばしば緑色頁岩を伴い、また白色の凝灰質(?)岩を随伴することもある。吉田層の赤色頁岩からは放散虫を多産する（第8表）。

第8表 吉田層及び三間層の放散虫化石

層序区分 岩質 放散虫	吉田層	三間層
	赤色頁岩	Ma3 頁岩
<i>Alievium</i> sp.		○
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.	○	○
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.		○
<i>Amphipyndax stocki</i> (CAMPBELL & CLARK)		○
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> PESSAGNO	×	
A. sp.	○	○
<i>Cornutella</i> sp.	○	
<i>Dictyomitra</i> aff. <i>densicostata</i> PESSAGNO		○
D. sp.	○	
<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> DUMITRICA	×	
H. sp.	○	
<i>Holocryptocanium barbui</i> DUMITRICA	○	
H. <i>geysersense</i> PESSAGNO	○	
H. sp.	○	
<i>Novixitus</i> sp.	○	
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (LOZYNIAK)	○	
P. <i>pseudomacrocephala</i> (SQUINABOL)	○	
<i>Squinabollum fossilis</i> (SQUINABOL)	×	
<i>Thanarla veneta</i> (SQUINABOL)	○	
T. <i>praeveneta</i> PESSAGNO	○	
<i>Zifondium</i> sp.	○	

× : cf.

#### IV. 2. 6. 2 三間層 (Ma)

三間層は吉田地塊の中・東部に広く分布するほか、西部でも吉田層と入り乱れて断続的に露出する。本層は砂岩層をもって始まり、頁岩層を経て砂岩と頁岩の交互層で終っており、本報告ではこれらをそれぞれ Ma1 部層、Ma2 部層及び Ma3 部層とする。

**Ma1 部層** 砂岩からなり、時折頁岩・頁岩砂岩薄互層を挟む。模式地は宮野下東方の下金銅付近である。そこでは上下位層と整合関係で接し、層厚は約 500m である。これに対し、立間断層のすぐ南側、是能付近の本部層は、断層に囲まれているにもかかわらず 650m 以上の層厚を持つ。この事実は西方に向かって地層の層厚が増大することを示唆する。模式地以外で本部層の下限が認められるのは吉田町鶴間北方だけである。そこでは赤色頁岩を挟む吉田層の頁岩が頁岩砂岩中-厚互層を介して本部層の砂岩へ移行する。一般に Ma1 部層の砂岩は 1-4m の厚さを持ってよく成層する。大部分の砂岩は中粒であるが、西方に向かって若干粗くなる傾向があり、吉田地塊西部ではしばしば粗粒砂岩も見られる。吉田湾北岸の立目付近では砂岩中に石灰質団塊が含まれ、ごく少量の赤色頁岩と頁岩を挟む。また、牛川南西の Loc.58 には *Ostrea* を多産する厚さ約 10m の泥質砂岩が露出する。

**Ma2 部層** 頁岩を主とし、砂岩を伴う厚さ 1,200m 内外の地層であり、宮野下北西に模式的に分布する。Ma1 部層との整合関係は吉田東方の遠見山付近と曾根から下金銅にかけての地域で見られる。遠見山付近の地層は本部層の下部に相当し、砂岩のほかシルト岩・赤色頁岩を挟んでいる。Loc.60 のシルト岩からは *Inoceramus (Inoceramus) uwajimensis*, *Didymotis akamatsui*, *Hemister uwajimensis* を産する (中野, 1964; 棚部, 1972)。なお、吉田町浅川の海岸にも本部層が断層に囲まれてごく小範囲露出し、中野(1964)によると、Loc. 112 から *I. (I.) uwajimensis*, *D. akamatsui* を産出する。赤色頁岩は遠見山付近のほか、寺家付近及び宮野下北方でごくまれに見られる。頁岩には整然と成層したものが圧倒的に多く、本部層の上部では時折剝離質頁岩が挟在する。砂岩は様々な厚さの挟みとして含まれ、地域的には東ほど多い傾向があり、黒井地以东では厚さが数 10m に達するものもある。

**Ma3 部層** 黒井地北方から御屋敷・音地付近にかけて分布し、Ma2 部層と整合関係にある。本部層は砂岩層 (400m) をもって始まり、頁岩層 (150m)・砂岩層 (250m) を経て、頁岩層 (400m) で終わっている。砂岩層は厚-中層理を示す中粒砂岩 (第 30 図) を主とし、頁岩をかなり頻繁に挟んでいる。黒川北西では下位の砂岩層中に厚さ数 m の礫岩が 2 層あり、砂岩にはときにリップルマークが見られる。礫岩はよく円磨された中-大礫、まれに巨礫を含み、その基底には明瞭な浸食面が認められる。頁岩層中には頁岩砂岩薄互層や砂岩も少なくない。Ma3 部層の化石としては、Loc.72 から *Inoceramus cf. mihoensis*, ウニ及び放散虫 (第 8 表) を産する。

#### IV. 2. 7 奥浦地塊

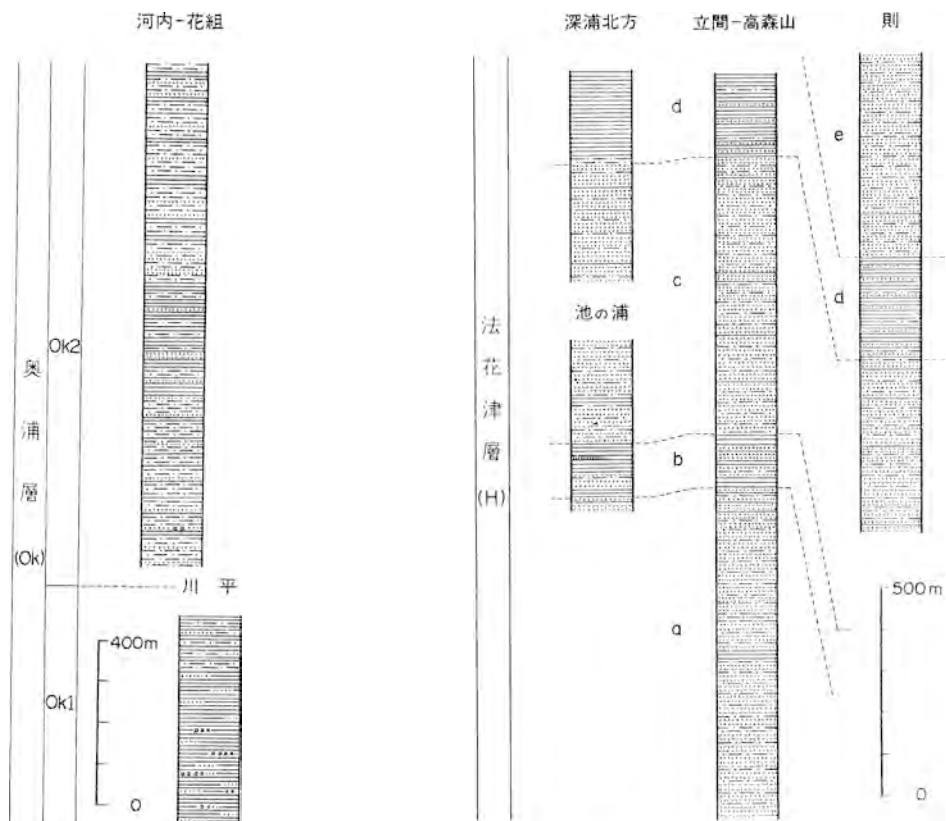
##### IV. 2. 7. 1 奥浦層 (Ok)

奥浦地塊を構成する本層は、西隣の伊予高山地域で平山・神戸 (1956-57) が奥浦層と呼称した地層に相当する。宇和島地域の奥浦層は、頁岩を主とする Ok1 部層と頁岩砂岩薄互層の卓越する Ok2 部層とに区分される (第 31 図)。両部層からはまれに放散虫を産する (第 7 表)。

**Ok1 部層** 東南君から沖村にかけ、南君断層のすぐ北側に断層で囲まれて分布する。層厚は約 500



第30図 三間層 Ma3 部層の厚層理砂岩 (広島町黒川北西0.7km)



第31図 奥浦層柱状図

凡例は第8図と同じ

第32図 法花津層柱状図

凡例は第8図と同じ

mである。本部層の下部には鱗片状劈開を示す剝離質頁岩が多く、整然とした層理を持つ頁岩と交互する。剝離質頁岩には大小様々な砂岩塊やレンズ状の細-中礫岩が含まれている。一方、上部では大部分の頁岩がよく成層し、ときに層状の砂岩・頁岩砂岩薄互層を挟んでいる。

**Ok2 部層** 頁岩・頁岩砂岩薄互層及び砂岩からなり、Ok1 部層と断層関係で接してその北側に広く分布する。本部層中にはしばしば小規模な走向断層や褶曲が認められる。大局的にみると、下部（400



第33図 砂岩頁岩薄互層を挟む法花津層の砂岩（吉田町大河内）



第34図 法花津層の砂岩に見られるローモンタイト-方解石-石英細脈（吉田町白浦北西0.5km）



m) と上部(500m) では頁岩砂岩薄互層が卓越し、中部(300m) では頁岩が優勢である。地域的には東から西へ向かって頁岩が減少し、頁岩砂岩薄互層と砂岩が増加する傾向がある。砂岩は中-細粒であり、河内上組南方では下部の地層中に厚さ3mの礫岩が挟在する。

#### IV. 2. 8 法花津地塊

##### IV. 2. 8. 1 法花津層 (H)

本層は法花津地塊を構成し、法花津湾岸から黒井地北方にかけて分布する砂岩に富む地層である(寺岡・小島, 1975)。なお、西隣の伊予高山地域に分布する平山・神戸(1956-57)の大浦層と枝浦層は法花津層の西方延長に当たる。

法花津層はほぼ東西の一般走向を持って北に傾斜し、見掛けの層厚は2,200m内外に達する。全体としては砂岩が卓越するが、層準によっては頁岩も発達し、a-eの5層に細分される(第32図)。a・c及びeの3層は砂岩と頁岩砂岩薄互層の交互層からなり、ときに頁岩を挟む。一般に砂岩は1-数m、薄互層は2m以下の厚さを持って累重する(第33図)。b層では上記のような交互層を挟んでその上下に厚い頁岩があり、これらは側方によく連続し、d層の頁岩とともに良好な鍵層となる。深浦西方の海岸ではb層上部の頁岩中に石灰質団塊や厚さ20cmと50cmの赤色頁岩が見られる。d層は頁岩を主とし、岩相の側方変化を示す。すなわち、三間町 則 付近では砂岩の挟みが多いが、それは西方に向かって漸次減少し、深浦北方になるとほとんど頁岩のみになり、石灰質団塊が含まれる。

法花津層の砂岩は中-細粒である。これは全般的にかなり強い圧砕作用を受けており、割目がよく発達して角礫状に壊れやすく、また白色のローモンタイト方解石-石英網状脈に富んでいる(第34図)。砂岩と交互する頁岩砂岩薄互層や頁岩も圧砕化が目立ち、しばしば層理に沿うすべり面が見られる。法花津層からは化石未発見である。

### IV. 3 対 比

宇和島地域の白亜系、特に宇和島・広見両地塊の地層は四万十帯白亜系としては例外的に大型化石に富み、多くの層準からアンモナイト・イノセラムスなど時代決定に有効な化石を産する(第9表)。また、微化石としては放散虫を多産し、ときに有孔虫も見いだされる。そこで地層の対比は大型化石と放散虫化石を組み合わせて行う。

本地域の四万十帯における最古の含化石層は、泉が森地塊の平井層であり、同地塊の近永層がこれに次ぐ。平井層 Hr2 部層から産する *Barremites* (?) sp. は、関東山地の石堂層産 *Barremites* (*Barremites*) aff. *strettostoma* に類似し、パレミアン後期を示す(緒方ほか, 1983)。Hr1 部層産の放散虫は後述の *Archaeodictyomitra brouweri* 群集②に属し、平井層は全体としてパレミアンに対比される。一方、近永層は *Chelonicerias* (*Chelonicerias*) *shimizui*, C. (C.) aff. *minimum*, C. (C.) aff. *parinodum* などアプチアン前期のアンモナイトを含む地層である。下大野地塊の下大野層からは *Anagaudryceras sacya* が採取されている。本種は生存期間がアルビアンの中頃からセノマニアンにわたるものであり、これだけでは時代をこまかく限定できない。

広見・宇和島両地塊にわたって分布する小倉層はO1, O2及びO3の3部層からなり, O1部層の中ほどの層準からは *Inoceramus* (*Inoceramus*) cf. *yabei* が得られている. この種の生存期間はセノマニアン中-後期である. 一方, O2部層から *I. tenuistriatus*, *I. (I.) hobetsensis*, *I. (Mytiloides)* cf. *incertus*, *I. (Platyceramus)* cf. *pedalionoides*, O3部層からは *I. (I.) teshioensis*, *I. (M.) incertus* が採取されており, これらのイノセラムスはチューロニアン中-後期を示す. O2部層では *Romaniceras* cf. *deverioide*, *Otoscaphtes* (*Otoscaphtes*) *puerulus*, *O. (Hyposcaphtes)* *perrini*, *Subprionotropis* cf. *muramotoi*, *Subprionocyclus* cf. *neptuni* などチューロニアンのアンモナイトが産出する. したがって, O1部層はセノマニアン, O2・O3両部層はチューロニアンに対比される.

宇和島・広見両地塊にはコニアシ안의地層群が広く分布し, チューロニアン以前のそれとは断層関係にある. コニアシアンに特徴的な *Inoceramus (I.) uwajimensis* を含む最下位の地層は天神坂層であり, 成川層では本種が *Anagaudryceras limatum*, *Inoceramus* cf. *mihoensis*, *Didymotis akamatsui* とともに産出する. 天神坂層と断層関係にある千代浦層から, 中野 (1964) は *Neophylloceras* cf. *subramosum*, *Anagaudryceras limatum*, *Gaudryceras* cf. *tenuiliratum* の産出を報告し, この地層をコニアシアンに対比した. しかし, 千代浦層の頁岩・酸性凝灰岩に含まれる保存のよい放散虫は, 後述の *Holocryptocanium barbui* 群集に属するものであり, 本層の時代はセノマニアンであると考えられる.

成川層と古城山層は断層関係にあり, 後者の上位には石引層, 寄松層及び水源層が順次整合に重なる. 古城山層や石引層I2部層下部では *I. (I.) uwajimensis* が多産し, *I. mihoensis*, *Didymotis akamatsui* を伴っている. I2部層の上部になると *I. (Sphenoceramus)* *naumanni* が出始めるが, そこでも *I. (I.)* cf. *uwajimensis*, *I. cf. mihoensis*, *Didymotis akamatsui* が得られている. 広見地塊の場合はI2部層のかなり上位の層準からも *I. (I.) uwajimensis* を多産する. これらの事実やI2部層上に整合に重なる寄松層Y1部層から *I. (Platyceramus)* cf. *amakusensis* を産することから, コニアシアンとサントニアンの境界は石引・寄松両層のそれとほぼ一致する. 寄松層Y2部層から水源層S1部層にかけての地層からは, *I. (P.) amakusensis*, *I. (P.) ezoensis ezoensis*, *I. (P.) cycloides vanuxemiformis*, *I. (Endocostea)* *balticus balticus*, *I. (S.) naumanni*などを産出し, 水源層S2部層からは *I. (P.)* cf. *amakusensis* が得られている. したがって, 寄松層だけでなく, 水源層もサントニアンに対比される.

古城山層F2部層ではアンモナイトもかなり産出し, これにはコニアシアンに特徴的な *Otoscaphtes* (*Otoscaphtes*) *klamathensis*, *O. (Hyposcaphtes)* *matsumotoi*, *Forresteria* (*Muramotoa*) aff. *muramotoi*, *Baculites yokoyamai*, *B. schenki* が含まれている. 寄松層Y2部層産の *Protexanites* (*Aratexanites*) *fukazawai* はサントニアンを指示する.

吉田地塊の吉田層と三間層は整合関係にある. 三間層のMa2部層から *Inoceramus (I.) uwajimensis*, *Didymotis akamatsui*, Ma3部層からは *I. cf. mihoensis* を産出する. 吉田層の場合は, 最上部をはじめ多くの層準に挟在する赤色頁岩から, 後述のようなセノマニアンの放散虫群集を産する. したがって, 吉田層はセノマニアン, 三間層のMa2・Ma3両部層はコニアシアンに対比され, 同層のMa1部層はチューロニアンに相当する. 泉が森地塊の光満層では散点的ながら数層準から *I. (I.) uwajimen-*

第9表 宇和島地域の白亜系における主要大型化石の層序的分布

化石	層序区分										コニアシアン								サントニアン							
	パレミアン		アプチアン		アルビアン		セノマニアン		チューロニアン		三間層		光満層		天神坂層		成川層		古城山層		石引層		寄松層		水源池層	
	平井層	近永層	下大野層	下波層	小倉層	01	02	03	Ma2	Ma3	M2	T	N1	N2	F1	F2	I1	I2	Y1	Y2	S1	S2				
<i>Inoceramus tenuistriatus</i> NAGAO & MATSUMOTO						○																				
<i>I. (I.) hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO						○																				
<i>I. (I.) teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO							○																			
<i>I. (I.) uwajimensis</i> YEHARA								○		○	○	○	○			○	○				○	×				
<i>I. (I.) yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO						×																				
<i>I. aff. crippei</i> MANTELL				○																						
<i>I. (Mytiloides) incertus</i> JIMBO						×	○																			
<i>I. (Platyceramus) pedalionoides</i> NAGAO & MATSUMOTO						×																				
<i>I. (P.) amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO																					×	○	○	○	×	
<i>I. (P.) ezoensis ezoensis</i> YOKOYAMA																						○	○	○	○	
<i>I. (P.) cycloides vanuxemiformis</i> NAGAO & MATSUMOTO																						○	○	○	○	
<i>I. (Cordiceramus) cordiformis</i> SOWERBY										×							○									
<i>I. mihoensis</i> MATSUMOTO											×					○	○				×	×				
<i>I. (Endocostea) balticus balticus</i> BÖHM																						×	○	○	○	
<i>I. (Sphenoceramus) naumanni</i> YOKOYAMA																						○	○	○	○	
<i>I. yokoyamai</i> NAGAO & MATSUMOTO																						×				
<i>Didymotis akamatsui</i> (YEHARA)								○					○			○	○	○			○	○				
<i>Apiotrigonia minor</i> (YABE & NAGAO)												○	○	○		○	○	○								
<i>Neophylloceras subramosum</i> (SHIMIZU)													○	○	○	○	○									
<i>Anagaudryceras sacya</i> (FORBES)			○																							
<i>A. limatum</i> (YABE)						×									○		○	○	○							
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE																	○	○	○							
<i>G. denseplicatum</i> (JIMBO)																	○	○	○							
<i>Tetragonites</i> sp.																	○	○	○							
<i>Eubostrychoceras indicum</i> (STOLICZKA)											×						○	○	○							
<i>E. (?)</i> sp.							○											○				○				
<i>Bostrychoceras otsukai</i> (YABE)																	○	○	○							
<i>Scalarites</i> sp.																	○	○	○							
<i>Polyptychoceras obstructum</i> (JIMBO)																	×					○				
<i>P. pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)																						×				
<i>P.</i> sp.																		○								
<i>Scaphites pseudoaequalis</i> YABE																		×	○	○						
<i>S. yokoyamai</i> JIMBO																		○								
<i>S. planus</i> YABE																		×								
<i>Otoscapites (Hyposcapites) perrini</i> (ANDERSON)						×																				
<i>O. (H.) matsumotoi</i> TANABE							○										○	○	○							
<i>O. (Otoscapites) puerculus</i> (JIMBO)																	○	○	○							
<i>O. (O.) klamathensis</i> (ANDERSON)																	○	○	○							
<i>Barremites (?)</i> sp.	○																									
<i>Mesopuzosia</i> sp.								○									○	○								
<i>Neopuzosia ishikawai</i> (JIMBO)																						×				
<i>N.</i> sp.																								○		
<i>Damesites damesi</i> (JIMBO)																		○	○							
<i>D. semicostatus</i> (YABE)																		○	○							
<i>D.</i> sp.																		○								
<i>Kosmaticeras (?)</i> sp.																		○				○				
<i>Cheloniceras (Cheloniceras) shimizui</i> NAKAI & HADA		○	○	○																						
<i>C. (C.) aff. minimus</i> CASEY		○	○	○																						
<i>C. (C.) aff. parinodum</i> CASEY		○	○	○																						
<i>Romaniceras deverioide</i> (GROSSOUVRE)						×																				
<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)						×																				
<i>Subprionotropis muramotoi</i> MATSUMOTO						×																				
<i>Protexanites (Aratexanites) fukazawai</i> (YABE & SHIMIZU)																							○			
<i>Forresteria (Muramotoa) aff. muramotoi</i> MATSUMOTO																										
<i>Pseudoschloenbachia (?)</i> sp.																							○			
<i>Baculites yokoyamai</i> TOKUNAGA & SHIMIZU																		○								
<i>B. schenki</i> MATSUMOTO																		×	×							

× : cf.

sis を産出し、本層の時代はコニアシアンである。

宇和島地域の白亜系には放散虫が多く含まれ（第3, 6, 7, 8表）、しばしば大型化石とともに産する。栗本・寺岡（1984）は本地域の白亜紀放散虫をI-Vの群集に分け、これらの時代を示した。その後得られた資料を加味すると、本地域では次の放散虫群集が識別される。なお、カッコ内にそれぞれの群集に対応する栗本・寺岡（1984）の群集を示し、その後主要構成種を列記する。

*Archaeodictyomitra brouweri* 群集①（群集I） *Archaeodictyomitra brouweri*, *A. apiara*, *Thanarla* cf. *conica*, *Eucyrtis* sp., *Sethocapsa* sp.

*Archaeodictyomitra brouweri* 群集② *Archaeodictyomitra brouweri*, *A.* cf. *pseudoscalaris*, *A. vulgaris*, *Pseudodictyomitra* sp., *Parvicingula* sp.

*Archaeodictyomitra vulgaris* 群集（群集II a） *Archaeodictyomitra vulgaris*, *A.* cf. *simplex*, *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica*, *Zifondium* sp., *Holocryptocanium* cf. *barbui*, *H.* cf. *geysersense*, *Hemicryptocapsa* cf. *polyhedra*

*Holocryptocanium barbui* 群集（群集II b） *Holocryptocanium barbui*, *H. geysersense*, *H. tuberculatum*, *Hemicryptocapsa* cf. *polyhedra*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. pseudomacrocephala*, *Thanarla veneta*, *T. praeveneta*, *T. elegantissima*, *Novixitus weyli*, *Amphipyndax stocki*, *Zifondium* spp.

*Dictyomitra formosa* 群集（群集III） *Dictyomitra formosa*, *D.* (?) sp. A, *Ariostrobium* cf. *urna*, *Pseudodictyomitra* cf. *pseudomacrocephala*, *Diacanthocapsa* sp., *Archaeospongoprimum venadoense*, *Pseudoaulophacus* cf. *floresensis*, *Amphipyndax stocki*

*Dictyomitra densicostata* 群集（群集IV） *Dictyomitra densicostata*, *D.* aff. *densicostata*, *D. napaensis*, *D. formosa*, *D.* (?) sp. A, *Artostrobium urna*, *Amphipyndax stocki*, *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus*, *P.* cf. *floresensis*

*Dictyomitra koslovae* 群集（群集V） *Dictyomitra koslovae*, *D. napaensis*, *D.* aff. *densicostata*, *D. formosa*, *Artostrobium urna*, *Amphipyndax stocki*, *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus*, *P.* cf. *flonsensis*

上記群集のうち、*A. vulgaris* 群集と *H. barbui* 群集をあわせたものが NAKASEKO and NISHIMURA（1981）の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集に、*D. densicostata* 群集と *D. koslovae* 群集を合わせたものが向じく *Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集にそれぞれ相当する。

大型化石で時代が確定している地層の放散虫群集についてみると、寄松・水源池両層のものは *A. koslovae* 群集、成川・古城山及び石引の3層と三間層 Ma3 部層の放散虫は *D. densicostata* 群集、小倉層 O2 部層の場合は *D. formosa* 群集に入る。したがって、これらの群集の時代はそれぞれサントニアン、コニアシアン及びチューロニアンである。上記諸層の放散虫は頁岩やシルト岩から得られた。

北灘層では K1 部層と K2 部層下部から *D. formosa* 群集、K2 部層上部からは *D. densicostata* 群集が見いだされている。これらの群集は頁岩から産し、異地性のチャート岩体に含まれる放散虫群集は *A. brouweri* 群集①である。後者の時代を栗本・寺岡（1984）はバレミアンとしたが、その下限はバランギニアンまで下る可能性がある。緒方ほか（1983）は、北灘半島南西部の福浦付近における北灘層中

のタービダイト性互層ブロックから *Inoceramus cf. yabei*, *Mytiloides* (?) sp. を採取し、同ブロック及び周りの泥質基質から、セノマニアン後期-コニアシアン前期の時代的範囲におさまる放散虫群集を得た。そして、北灘層全体をオリストストロームとみなし、その形成時代はセノマニアン後期以降、恐らくチューロニアンであろうと考えた。いずれにしても前述のような産出化石から判断して、北灘層のほとんど大部分はチューロニアンからコニアシアンにわたる時代の堆積物と考えられる。北灘層の南側に分布する岩松層では、Iw1・Iw2 両部層の頁岩から *D. koslovae* 群集を産し、本層は全体としてサトニアンに対比される。

*H. barbui* 群集は下波層、千代浦層及び吉田層から見いだされている。下波層の放散虫は頁岩、千代浦層のものは頁岩及び酸性凝灰岩、吉田層の場合は赤色頁岩から得られた。下波層からは *Inoceramus aff. crippsi* を産する (MATSUMOTO, 1954)。したがって、本層の放散虫群集の時代はセノマニアンになるが、このことは既到大賀・坂井 (1982) によって報告されている。*H. barbui* 群集を含む吉田層の赤色頁岩は様々な厚さをもって頁岩と交互し、ときには後者中に不規則な形の岩塊として含まれることもある。なお、吉田層の上位には三間層が整合に重なり、その中・上部からコニアシアンのイノセラムスを産する。赤松北西の海岸では、古城山層 F2 部層最下部の頁岩中に緑色頁岩の薄層 (10cm 内外) があり、それに *H. barbui* 群集の放散虫が含まれている。古城山層はコニアシアンの地層であり、現在のところ緑色頁岩中の放散虫は二次化石と考えざるを得ない。

*A. vulgaris* 群集は下大野層の頁岩、*A. brouweri* 群集②は平井層 Hr1 部層の頁岩からそれぞれ見いだされている。既述のように下大野層からは、アルビアン中頃-セノマニアン時代の範囲を示す *Anagaudryceras sacya* を産すること、*A. vulgaris* 群集とセノマニアンの *H. barbui* 群集との間には共通種もあるが、全体としてはかなり種の構成を異にするなどの点を考慮すると、下大野層はアルビアンに対比するのが妥当である。平井層の Hr2 部層はアンモナイトからバレミアン後期の地層であることは明らかであり、その下位に整合に引き続き、*A. brouweri* 群集②を含む Hr1 部層もバレミアンにはいるものと考えられる。この群集と北灘層のチャートから産する *A. brouweri* 群集①との共通種は *A. brouweri* だけであり、現段階ではこれら両群集の時代的關係については確証がない。なお、アプチアンの近永層からは放散虫の産出がごく少ないため、どの群集に相当するかよく分からない。奥浦層においては頁岩から *Holocryptocanium* 属をはじめ若干の放散虫が見いだされているが、保存不良で種数が少なく、それらが *A. vulgaris* 群集か *H. barbui* 群集のいずれに属するものか判定しがたい。岩相や構造的な位置からして、奥浦層は下大野層とほぼ同時代の堆積物である可能性が高い。

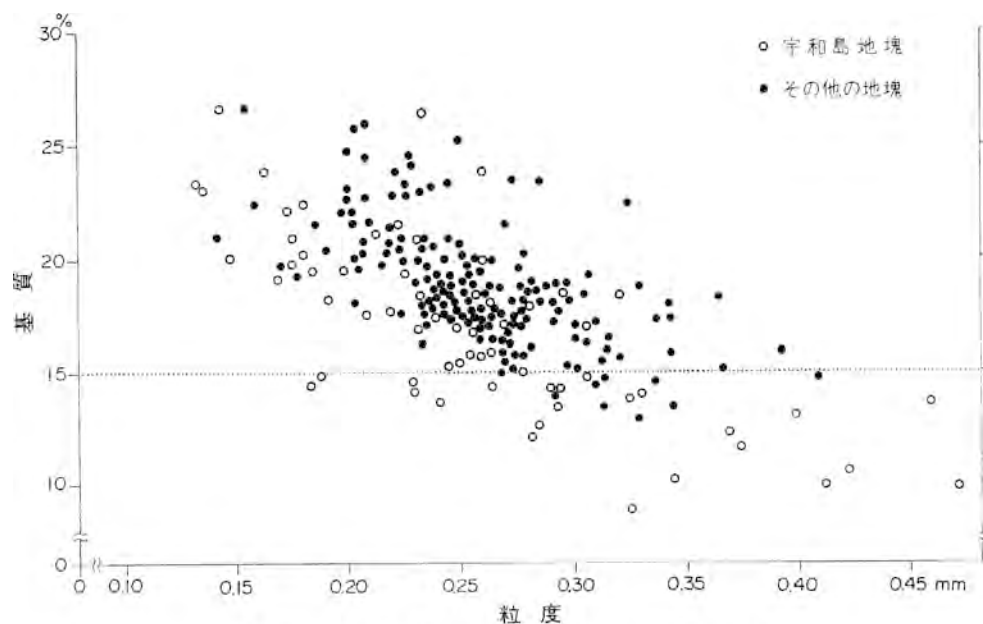
法花津層からは化石未発見であり、その時代は確定できない。本層の主体をなす砂岩には割目がよく発達し、白色のローモンタイト-方解石-石英網状脈が多い。このような特徴を持つ地層は、高知県下でも仏像構造線沿いに幅狭く帯状に分布し、新土居層と呼ばれ、時代未詳の下部白亜系とされている (平ほか, 1980)。九州の四万十帯の場合は、同帯北縁部を占める十根川層 (今井ほか, 1982) が法花津層とよく似た岩相を示し、坂井・斉藤 (1983) によると、同層中の酸性凝灰岩からアルビアン-セノマニアン前期の放散虫群集を産する。なお、十根川層の砂岩に多い白色網状脈は、ぶどう石・方解石・石英からなる。いずれにしても法花津層は、秩父帯と接する四万十帯最北の地塊を構成する特異な地層であり、その時代は恐らく白亜紀前期の後半からセノマニアンにわたると推定される。

宇和島地域では白亜系の多くの層準からイノセラムスを産する。これの層序的分布（第9表）を検討すると、化石帯として少なくとも1) *Inoceramus (I.) hobetsensis* 帯, 2) *I. (I.) teshioensis* 帯, 3) *I. (I.) uwajimensis* 帯及び4) *I. (P.) amakusensis* 帯の4帯が識別される。これらのうち、1) は小倉層のO2部層、2) は同層のO3部層でそれぞれ代表される。一方、3) の地層は分布が広く、明らかに *I. (I.) uwajimensis* 帯に入るのは天神坂層、成川層、古城山層、石引層、光満層及び三間層のMa2・Ma3両部層であり、寄松層と水源池層は4) に属する。1) より下位の地層ではイノセラムスの産出がまれであり、化石帯として明確に認定できないが、*I. (I.) yabei* 帯及び *I. aff. crippsi* 帯に相当するものがそれぞれ小倉層O1部層と下波層に存在する。

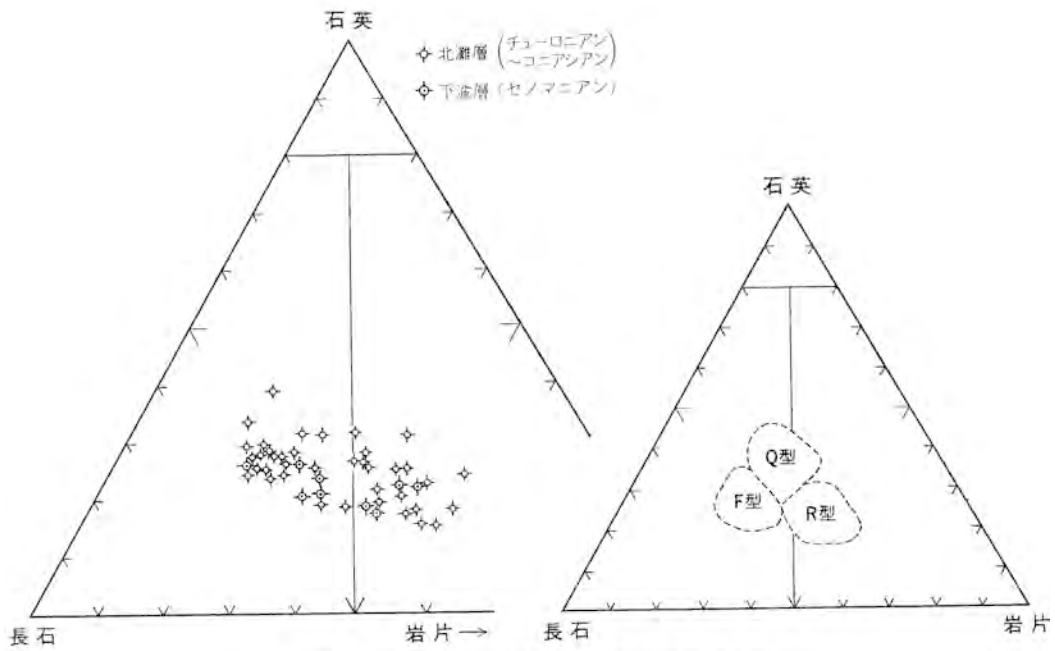
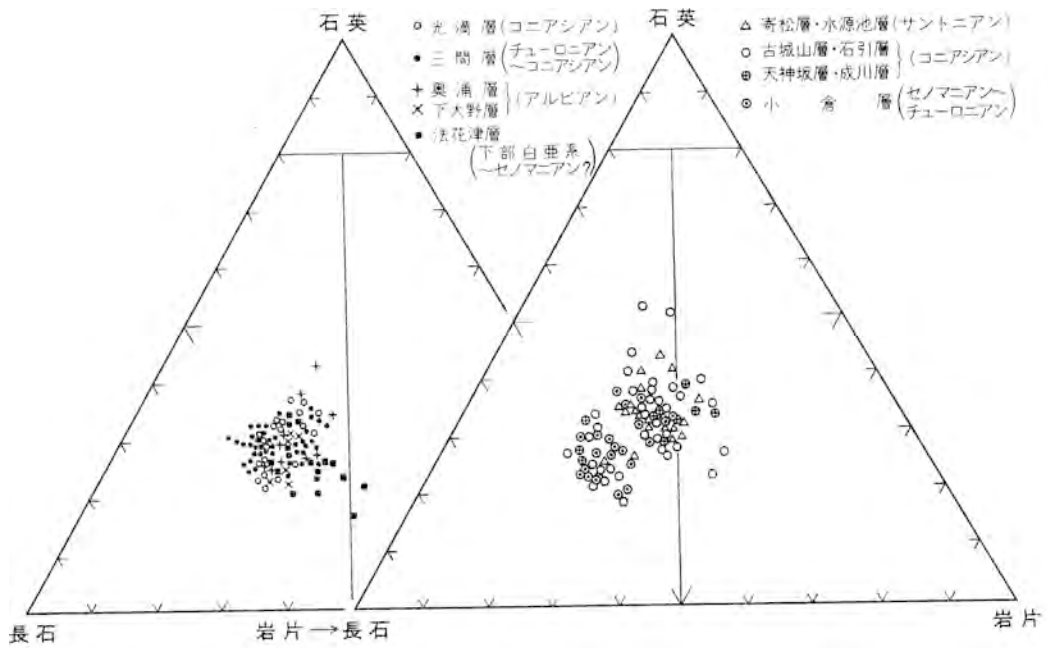
#### IV. 4 砂岩組成

砂岩試料は厚さ数10cm以上の砂岩単層のうち比較的粒度が粗く塊状の部分から採取し、総数236個のものにつき、次の方法でモード分析を行った。すなわち、コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色した薄片を用い、まず各薄片ごとに100個の石英粒の長径を測り、それらの平均値をもって粒度とする。次にポイントカウンティングにより、石英・カリ長石・斜長石・火山岩片・その他の岩片及び基質の6成分の量比を求める。ポイント数は各薄片につき1,000-1,300である。以下、本文や図表に示す各鉱物・岩片の量は、基質を除いた部分、すなわちフレームワークグレンにおけるそれぞれの百分率である。

モード分析を行った砂岩の粒度は0.13-0.47mmであり、基質量は粒度減少に伴い増加する傾向がある（第35図）。なお、粒度による鉱物組成の違いは目立たない。宇和島地塊の砂岩は、基質が比較的少



第35図 宇和島地域の白亜紀砂岩における粒度と基質量の関係



第36図 宇和島地域の白亜紀砂岩の石英-長石-岩片図

なく、基質15%を境界値とする分類によれば、ワッケのほかアレナイトに入るものも多い。これに対し他地塊の場合は、大部分の砂岩が15%以上の基質を持ち、ワッケに属する。

宇和島地域の白亜紀砂岩における石英・長石・岩片の量比を第36図、カリ長石と斜長石の量比を第37図、火山岩片とその他の岩片の量比を第38図に示す。石英・長石・岩片比からみると、白亜紀砂岩は比較的石英の多いQ型、長石に富むF型及び岩片の多いR型に分けられる。これらの組成範囲は、Q型が石英25-45%・長石25-42%・岩片20-38%、F型が石英20-35%・長石40-55%・岩片18-35%、R型が石英15-30%・長石25-40%・岩片35-55%である。なお、ごくわずかながら上記の組成範囲からはみだす砂岩もあるが、例えば石英を45%以上含むようなものはQ型とみなす。Q型はF・R両型に比べ概して基質が少ない。第38図には火山岩片とその他の岩片の量的関係が示してある。F・R両型では火山岩片が圧倒的に多く、ほとんどの場合火山岩片/全岩片比が0.85を超える。これに対しQ型では、火山岩片以外の岩片もかなり含まれ、上記の比は普通0.55-0.85の範囲に入る。

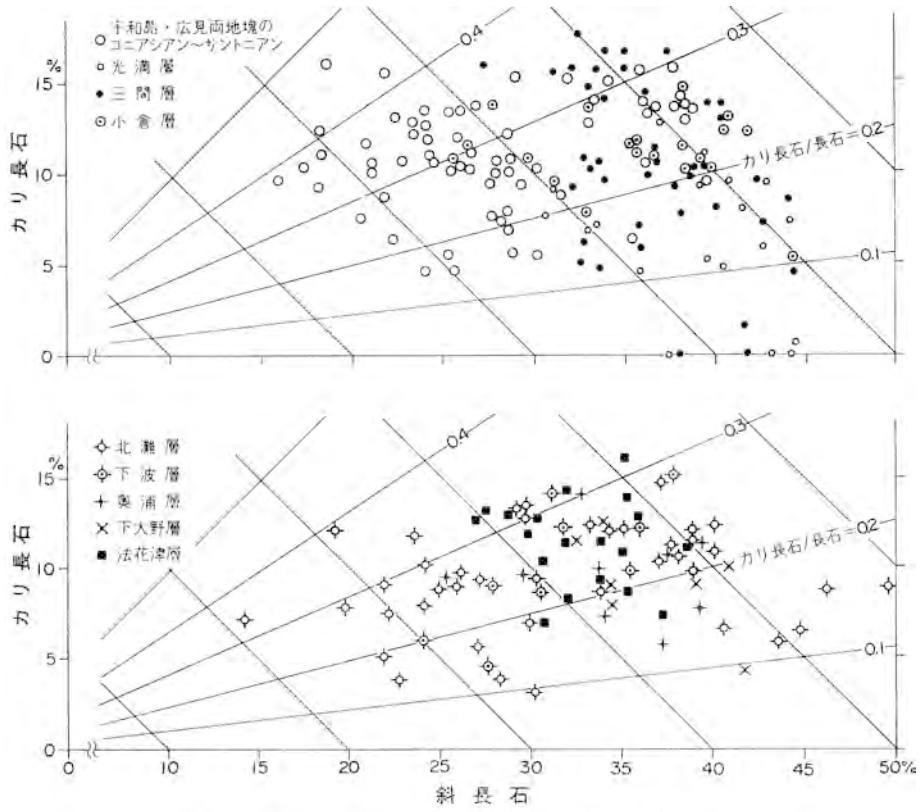
次に白亜紀各層の砂岩型についてみると、花法津層・下大野層・奥浦層・三間層及び光満層の砂岩はほとんど大部分がF型に属し、北灘・下波両層ではF型とR型の砂岩がほぼ同程度発達する。平井・近永及び吉田の諸層の砂岩については予察的な検討がなされているにすぎないが、これらはF型に入る可能性が強い。宇和島地塊の上部白亜系にはQ型砂岩とF型砂岩があり、量的には前者が圧倒的に多い。F型のものは千代浦層・天神坂層及び古城山層F1部層に発達し、地塊南西縁部では石引層I1部層中にも見られる。宇和島地塊では小倉層の砂岩もQ型であるが、広見地塊ではF型に属する砂岩が多く、Q型砂岩の分布はごく限られる。このような宇和島・広見両地塊間における砂岩型の違いは石引層の場合にも認められる。なお、小倉層の砂岩は大部分がO1部層から採取されている。広見地塊の小範囲分布する寄松層Y1の砂岩はQ型である。

上述のように、本地域の白亜系では時代だけでなく地域によっても砂岩組成がかなり異なっている。第39図では、石英/長石比0.75を境界値として砂岩を2つのグループに大別してあるが、多くの場合Q型砂岩は石英/長石比が0.75以上のグループ、F型砂岩は0.75未満のグループに属し、R型砂岩は両グループにまたがる。

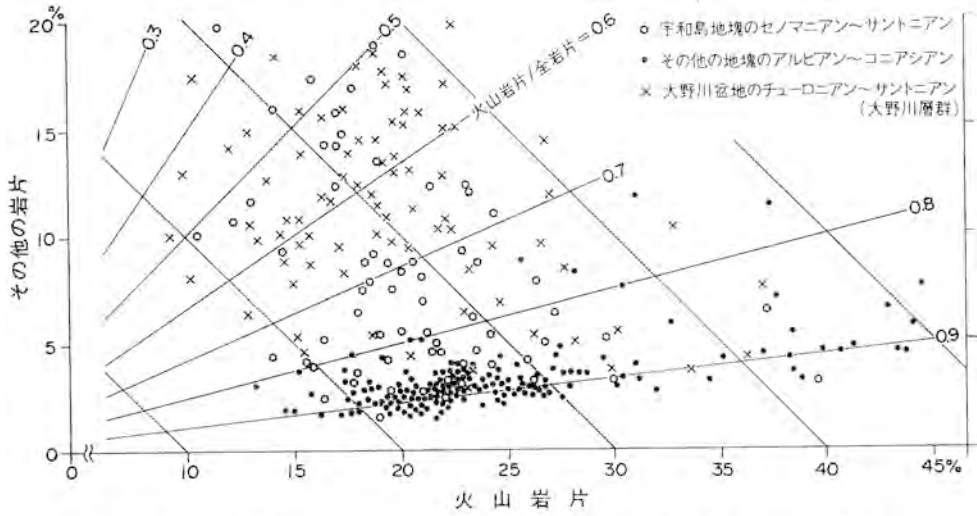
砂岩中のカリ長石/長石比についてみると、光満層の場合は比較的小さく、逆に宇和島地塊のQ型砂岩では大きい傾向があるが、カリ長石の量は白亜紀諸層を通じ大きな変化はない(第37, 39図)。この事実は長石の増減が主として斜長石量によって支配されていることを意味する。カリ長石としては正長石が最も多く、次いで微斜長石・パーサイト・微斜長石パーサイトの順に少なくなっている。斜長石は曹長石化しており、部分的ながらしばしば絹雲母・緑泥石・方解石などの二次鉱物を生じており、累帯構造はほとんど認められない。

岩片をなす火山岩は酸-中性のものであり、量的には酸性火山岩が圧倒的に多い。玄武岩片もごくまれに見られる。火成岩片としては上記のほか、花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩・閃緑岩・石英斑岩・ひん岩があり、堆積岩・変成岩片としてはチャート・粘板岩・砂岩・千枚岩・片岩・片麻岩・ホルンフェルスが認められる。本地域の白亜系、特に宇和島地塊のものには幾つもの層準に礫岩が発達しており、その礫を構成する岩種は砂岩中の岩片の場合とほとんど同じである。なお、榎の山区の寄松層の礫岩にはごく少量ながら石灰岩や泥灰岩の礫も含まれている。

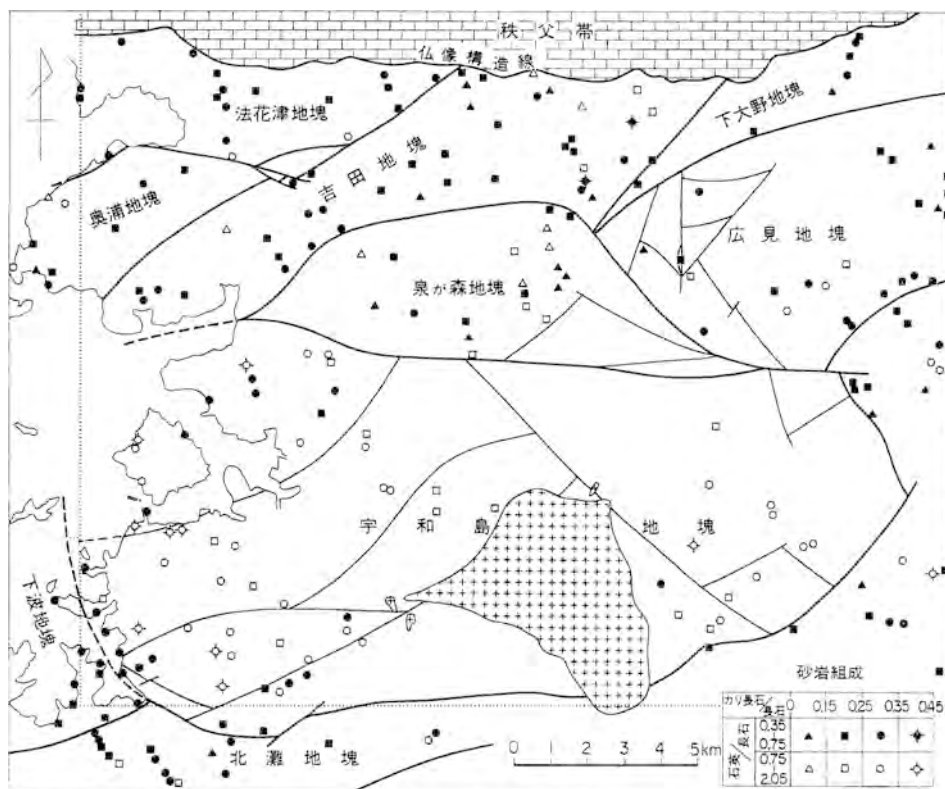




第 37 図 宇和島地域の白亜紀砂岩におけるカリ長石と斜長石の関係



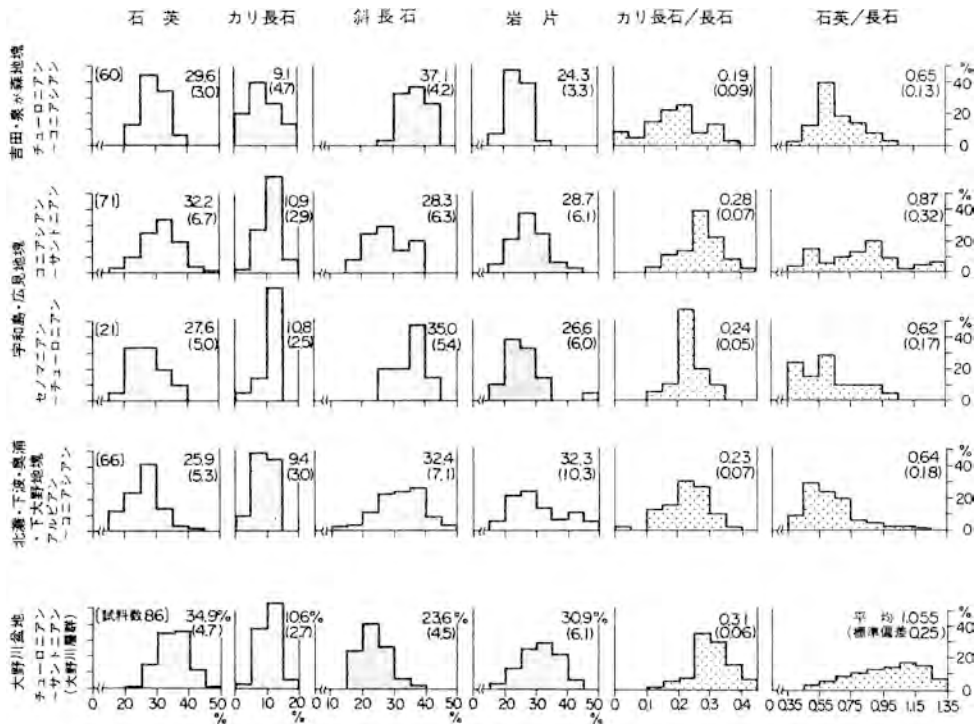
第 38 図 宇和島地域及び大野川盆地の白亜紀砂岩における火山岩片とその他の岩片との関係  
大野川盆地の資料は寺岡 (1977) による



第39図 宇和島地域の白亜紀砂岩の石英/長石比及びカリ長石/長石比

寺岡 (1977, 1979) は九州・四国西部の四万十累層群及び西南日本中軸帯の上部白亜系における砂岩組成の時代的・地域的变化を論述した。その際、宇和島地域の白亜系には、九州・四国西部の四万十帯のセノマニアン-サントニアン地層に広く認められるタイプの砂岩のほか、九州東部の大野川盆地(第43図)に分布する西南日本中軸帯<sup>3)</sup>の大野川層群(チューロニアン-サントニアン)の砂岩と同じタイプの砂岩があることを指摘した。これらのうち、前者は既述のF型とR型の砂岩、後者はO型砂岩に相当する。なお、宇和島地域の白亜紀砂岩と大野川層群の砂岩との比較は第38, 40図に示してある。一般に九州・四国西部の四万十帯北部の白亜系分布地帯では、その北半部にF型砂岩、南半部にR型砂岩が発達する。R型砂岩と同様に、火山岩片を主とする岩片に富む砂岩は、西南日本中軸帯では和泉層群(カンパニアン-マストリヒチアン)に発達する。宇和島地域の場合、R型砂岩は下波地塊のセノマニアンや北灘地塊のチューロニアン-コニアシアン地層においてF型砂岩と共存する。北灘地塊の南側に接する岩松地塊にはサントニアンの地層が分布し、その砂岩はR型である。

3) 中央構造線沿いの地帯であり、領家・三波川両帯にまたがる。

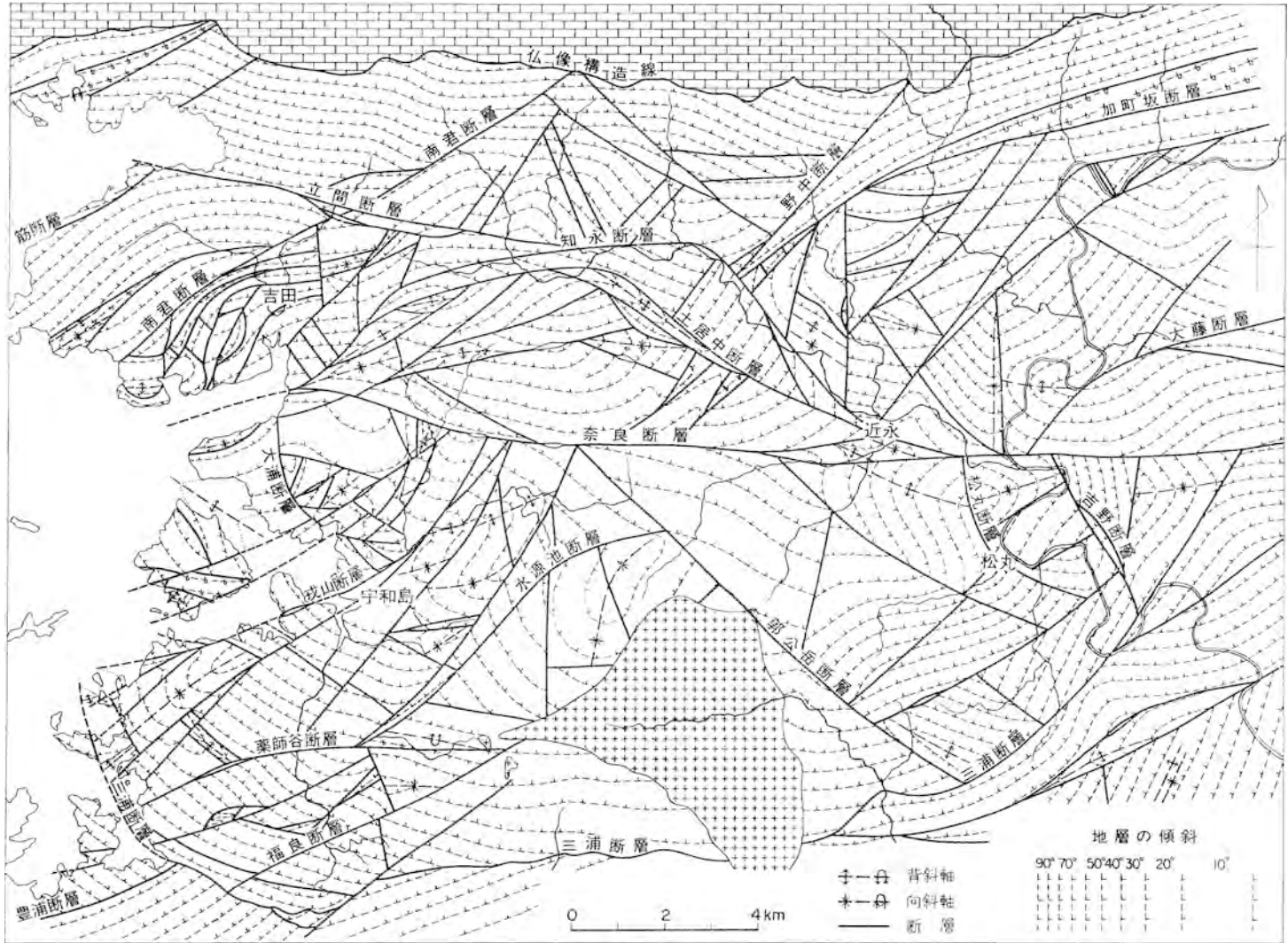


第40図 宇和島地域及び大野川盆地の白亜紀砂岩のモード組成 大野川盆地の資料は寺岡(1979)による

#### IV. 5 地質構造

宇和島地域の四万十帯は、第4図に示す9つの地塊に大別され、これらはそれぞれ断層で境されている。本地域の中央部には東西に延びるレンズ状の泉が森地塊があり、その北側では法花津・奥浦・吉田・下大野及び広見の諸地塊がほぼ ENE-WSW の方向性を持って西から東へ順次配列する。一方、南には宇和島地塊が広がり、下波小北灘両地塊がこれを取り巻いている。秩父・四万十両帯の境界をなす仏像構造線は断層面が北へ30-40°傾く衝上断層であり、四万十帯内部の構造と大きく斜交して東西に延びる。以下では南から順に各地塊の構造を記載する(第41図)。

**北灘地塊** 宇和島・岩松両地域の境界部から宇和島地域の南東部にかけて広がり、そこにはチューロニアン-コニアシアン北灘層が分布する。高月山花崗閃緑岩体の西側では、地層が ENE-WSW の一般走向を持って北に40-60°傾き、K1・K2及びK3の3部層が南から北に向かって順次配列する。K1部層の南限は御代の川断層で画され、その南側には岩松地塊を構成するサントニアンの岩松層が、北灘層とほぼ同じような走向を持って北に傾斜し、幾つもの走向断層で切られている。御代の川断層には蛇紋岩が挟み込まれており(第9図)、その周辺の地層には小褶曲が発達する。目黒川以東の北灘地塊においては、地層のうねりが大きく、褶曲や断層のためK2からK4までの各部層が繰り返し露出する。褶曲軸は宇和島地塊に向かって沈下している場合が多い。



第41図 宇和島地域の地質構造図

**下波地塊** セノマニアンの下波層が分布する地塊であって、北灘地塊とは北傾斜の豊浦断層によって画され、宇和島地域ではその東端部が見られるにすぎない。そこでは地層が走向 NW-SE で、北東に 40-60° 傾斜し、局部的には同斜褶曲を示すこともある。なお、下波地塊と北灘地塊とは地層の走向が異なり、両者間の構造的連続は明瞭である。

**宇和島地塊** 三浦・奈良及び吉野の 3 断層で囲まれ、約 11km の最大幅を持って東西に 22km にわたって広がる長楕円形の地塊であり、そこにはセノマニアンからサントニアンにわたる地層群が分布する。宇和島地塊と北灘・下波両地塊との境界をなす三浦断層は北に傾き、目黒川流域では 40° 内外の傾斜を示す。吉野断層は西傾斜の断層である。宇和島地塊は 8 地区に細分され、それらはそれぞれ断層によって境される (第 4 図)。

宇和島地塊の久米地・五郎丸両区にはセノマニアン-チューロニアンの小倉層が露出する。久米地区の小倉層は O1・O2 の両部層からなり、軸が郭公岳断層側に偏在し、北西に沈下する背斜を形成している。南西翼の地層は 70-80° S, 北東翼のそれは 40-60° N の傾斜を示し、この背斜は非対称のものである。一方、五郎丸区では O2 部層が西方に沈下する向斜構造をなしている。

セノマニアンの地層は宇和島地塊の南西縁部にも露出する。これは千代浦層として扱われている地層であって、コニアシアンの天神坂層と走向断層で画され、両層はほとんど同じような走向・傾斜を示す。宇和島地塊のコニアシアンの地層群は、天神坂・成川・古城山及び石引の 4 層からなり、その上位にはサントニアンの寄松層と水源池層が引き続く。千代浦層、天神坂層及び成川層は保田区に分布が限られ、古城山層以上の諸層と断層関係にある。保田区は薬師谷・福良両断層に挟まれた地区であって、東方に向かって幅を減じ、篠駄馬付近で尖滅する。本区の中・西部では天神坂層から成川層 N2 部層までの地層が整合に累重し、NW-SE ないし WNW-ESE の走向を持って北に数 10° 傾斜している。一方、東部では天神坂層と成川層 N1 部層が西方に沈下する向斜を形成し、中部の地層とは断層で画される。成川付近の成川層中には石引層 I2 部層が断層に沿って挟み込まれ、その西半部をなす頁岩砂岩薄互層は軸面が南に倒れた等斜褶曲を繰り返す。

保田区の南東側に隣接する祝森区においては、古城山層から水源池層までの諸層がほぼ E-W の一般走向をもって北に傾く同斜構造をなしている。傾斜は概して上位の地層ほど緩く、80° から 20° 近くまで変化する。水源層のうち本区で見られるのはその下部の S1 部層であり、上部の S2 部層は毛山区だけに分布する。

毛山区には宇和島地域における白亜系の最上部を占める水源層が露出する。大超寺奥南東の S1 部層とその北東側に分布する S2 部層は整合関係にあり、これらは 30° 以下の緩傾斜を示し、NE-SW 方向の軸をもつ緩やかな向斜を形成している。一方、S1 部層の南側に断層を介して接する S2 部層は転倒背斜を形成し、翼部における地層はいずれも北に中程度傾斜している。

かつこうだけ 郭公岳断層は NW-SE の走向を持って宇和島地塊を斜断する顕著な断層であり、これ以東の本地塊は大部分が松野区に入る。この地区では古城山層 F2 部層から水源池層 S1 部層までの諸層が整合に累重し、全体として向斜構造をなしており、五郎丸区の西側では背斜構造も見られる。褶曲軸はいずれも北西に傾いている。川の内南東の急斜部を除くと、地層の傾斜は 20-60° であり、層序的には上位、地域的には北西ほど緩くなる。

古城山区は、南東側の毛山区及び保田区とそれぞれ水源池断層及び薬師谷断層で画され、北西側の槇の山区との境界は北傾斜の戎山断層である。本区における最下位の地層は平浦や大小浜西方にごくわずか露出する古城山層のF1部層であり、これはF2部層最下部とともに背斜構造をなしている。平浦の背斜は蕨を通るNNW-SSE方向の断層によって連続を断たれ、その東方延長上には逆に向斜が出現する。褶曲軸はいずれも北東に傾き、向斜構造にはF2部層と石引層I1部層が参加する。蕨や坂下津を通り南に中程度傾く断層を境として、上述の褶曲帯の南東側には無月海岸から宮下付近にかけ、I1部層最上部から寄松層Y2部層までの地層が北東に傾斜して順次整合に重なり、Y2部層は同じような走向・傾斜を示す北東側の古城山層F2部層と走向断層によって画される。なお、I2部層は断層のため繰り返し露出し、Y2・F2両部層は大福浦・坂下津付近の海岸部でも断層関係にある。F2部層は宇和島市街地の南側では北東に傾く同斜構造を示すのに対し、それ以北では東北東ないし北東に沈下する軸を持って褶曲している。地層の傾斜は古城山区西半部で30-60°の場合が多く、東半部では20-40°が普通である。

槇の山区は宇和島地塊の北西部を占め、そこには古城山・石引及び寄松の3層が分布する。大浦断層以東では、槇の山を中心とするブロックに寄松層が北に緩く傾斜して露出する。これの南及び東側にある古城山・石引両層は断層によって寸断され、北東又は東に沈下する褶曲を繰り返している。一方、大浦断層の西側、すなわち赤松付近の海岸部から九島北部にかけての古城山層は北西に沈下する背斜を形成し、断層を介してその両側には向斜がある。九島南部や石応から戎山にかけての海岸部では、古城山・石引及び寄松の3層が断片的に露出し、それぞれ断層関係にあり、九島のY2部層は逆転している。

大局的にみると、サントニアン地層は主として宇和島地塊の中部、コニアシアンのはその西部と東部にそれぞれ分布し、セノマニアン-チューロニアン地層は地塊縁辺部に露出する。この事実や褶曲軸の沈下方向などを考え合わせると、宇和島地塊の上部白亜系は、全体として北に傾いた盆状の複向斜構造をなしているといえる。

**泉が森地塊** 泉が森地塊を中心とする最大幅4.3km、東西延長13.2kmの地塊であって、南北両線をそれぞれ奈良断層と知永断層によって画される。これらの断層はいずれも北傾斜のもので、著しい擾乱帯を伴い、地形的にもかなり明瞭である。奈良断層の場合は断層面に沿って花崗閃緑斑岩の岩脈が貫入している。泉が森地塊は近永・平井及び光満の3区に細分される。

近永区は泉が森地塊の東端部を占め、最大500mの幅を持って東西に約4km伸びるレンズ状の地帯であり、そこにはアプチアン近永層が露出する。この地層はかなり強く褶曲して背斜・向斜を形成し、周りの白亜系とは明らかに構造を異にする。褶曲軸は奈良断層と若干斜交し、西方に沈下している。平井区に分布するバレミアンの平井層は走向NE-SWないしE-Wで30-50°Nの傾斜を示し、本層上部のHr2部層は西傾斜の軸面を持つ転倒向斜の軸部を占める。本部層とその下位のHr2部層は、向斜の東翼で整合、西翼では断層関係にある。

光満区にはコニアシアン光満層が褶曲を繰り返し、しかも多くの断層に切られて分布する。土居中断層以南の光満層は少なくとも2向斜・2背斜を形成し、その北側では北ないし北西に傾く。褶曲軸はE-W又はそれに近い方向にのび、本区の西部では東に、東部では西に沈下している。泉が森地塊全体としてみると、この地塊の白亜系は東西に延びた舟底型の複向斜構造をなしているといえる。

**広見地塊** 大藤・知永・加町坂の3断層で囲まれ、そこにはセノマニアン-チューロニアンの小倉層、コニアシアン-石引層及びサントニアンの寄松層が分布する。いずれの地層も多くの断層で切れ、断層を境として走向・傾斜が急変する場合が多く、褶曲軸の沈下方向も変化に富む。しかしながら小倉層について見ると、南東から北西に向かってO1、O2及びO3の各部層が順次配列し、北側のブロックほどより上位の地層が露出する傾向がある。コニアシアン以降の地層は、小倉層中に断層で囲まれて分布するほか、その南西側にも分布し、沢松付近ではかなり強く褶曲している。

**下大野地塊** 吉田・広見両地塊の間に介在し、西方に向かって幅を減ずる楔状の地塊であり、北に数10°傾く断層面を持つ野中斷層と加町坂断層によって北縁と南縁をそれぞれ画される。本地塊にはアルピアンの下大野層が分布するが、ここでは地層がENE-WSWの走向を持って側方によく連続し、周りの上部白亜系地塊とは対照的である。下大野層はほとんどの場合北に45-60°傾き、一見北上位のように見える。しかし、南縁部の地層は逆転し、主部の正常層と断層関係にある。この事実は軸面が南に倒れた等斜褶曲の存在を示す。

**吉田地塊** この地塊はセノマニアンの吉田層とチューロニアン-コニアシアンの三間層からなり、北西側の奥浦・法花津両地塊とは北傾斜の南君断層で画される。吉田・三間両層は整合関係にあり、これらの一般走向は泉が森地塊を縁取るように北に凸の形をとって変化する。立間断層以北では、吉田層から三間層Ma3部層までの地層が30-75°北に傾き、ごく一部を除くと、北上位の配列を示す。これに対し同断層の南側では、吉田・三間両層とも断層で寸断され、これらがサンドウィッチ状に交互して露出する。南君付近の吉田層を縁取る断層はごく低角であるが、その他のものは断層面の傾斜が35-70°である。一般に地層は20-75°北に傾いており、牛川やその南西の半島部及び十本松峠付近などでは褶曲構造もみられる。

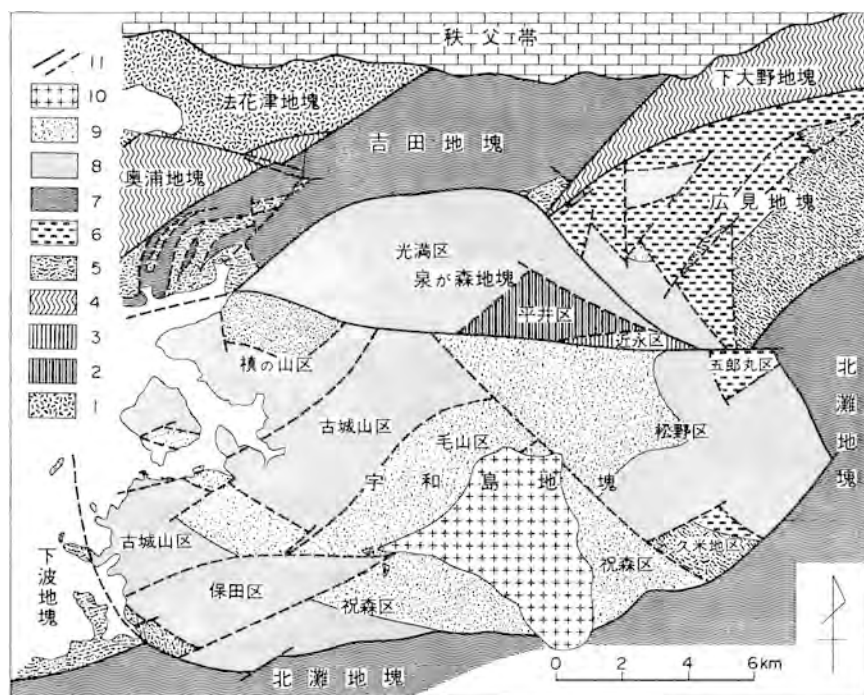
**奥浦地塊** 南君断層と筋断層によって南北両線を画される地塊で、下大野層とほぼ同時代の奥浦層からなる。本地塊は宇和島湾北岸部から立間断層までは2-2.5kmの幅を持ち、同断層を越えると急速に幅を減じ、長沢北方で尖滅する。南君・筋断層はいずれも北傾斜のものであるが、立間断層によるこれらの転位状況からみると、断層面傾斜は筋断層の方がかなり小さい。奥浦層は西から東へ行くにつれ走向をNE-SWからE-Wに変え、Ok1部層が南側、これと断層関係にあるOk2部層が北側に露出する。Ok1部層は30-50°N、Ok2部層は50-80°Nの傾斜を示すのが普通であり、大局的には北ほどより上位の地層が現れる。ただし、南君北方の南君断層近くではOk2部層が向斜構造をなしている。

**法花津地塊** 法花津層の分布域であって、法花津湾付近から黒井地北方にかけて広がる。南側の奥浦地塊では泥質岩が優勢なのに対し、本地塊では砂岩が卓越している。この砂岩には割目が多く、ローモンタイト-方解石-石英の網状脈が特徴的に発達し、砂岩と交互する頁岩・頁岩砂岩互層中には層理に平行なすべり面がしばしば認められる。本地塊の地層はE-Wに近い一般走向を持って北に40-80°傾斜し、北上位の配列を示す。ただし、法花津北西のENE-WSW方向の断層に挟まれた地帯では、大部分の地層が逆転し、向斜構造が見られる。

## IV. 6 地塊の相互関係

第42図は宇和島地域の四万十帯における白亜紀地層群の分布を時代別に示したものである。化石が見いだされていない法花津地塊の地層を除くと、本地域の白亜系のなかでは泉が森地塊に露出するパレミアンが最も古く、これに次ぐアプチアンも泉が森地塊に分布に限られる<sup>4)</sup>。アルビアンは下大野・奥浦両地塊に露出する。パレミアン-アルビアン-の諸層はいずれも泥質岩を主とし、下大野・奥浦両地塊では下位の層準に海底地すべり堆積物が発達する。法花津地塊の地層は砂岩を主とし、時代的には白亜紀前期中頃からセノマニアンにわたるものであろう。

セノマニアンは概して砂岩に富むが、吉田地塊の場合は泥質岩が卓越し、赤色頁岩を頻繁に挟む。宇和島地域のセノマニアン以前の地層群には大型化石がごく少ない。これに対し、宇和島・広見両地塊にわたって分布し、シルト岩及び頁岩からなるチューロニアンはイノセラムス・アンモナイトなどを多く産する。なお、放散虫は法花津層を除く白亜紀諸層から見いだされており、しばしば大型化石と共産する。北灘地塊のチューロニアン-コニアシアンは、他地塊における同時代の地層に比べ、泥質岩が圧倒的に多く、しばしば石灰岩やチャートの異地性岩体を含む海底地すべり堆積物に富む。この地塊の南側



第42図 宇和島地域の四万十帯における時代別地層分布図

1. 下部白亜系-セノマニアン?
2. パレミアン
3. アプチアン
4. アルビアン
5. セノマニアン
6. チューロニアン
7. チューロニアン-コニアシアン
8. コニアシアン
9. サントニアン
10. 中新世花崗岩類
11. 断層

4) 以下では、パレミアン、アプチアンというような時代に関する用語をそれぞれの時代(期)だけでなく、各時代の地層そのもの(階)を示す場合にも用いる。



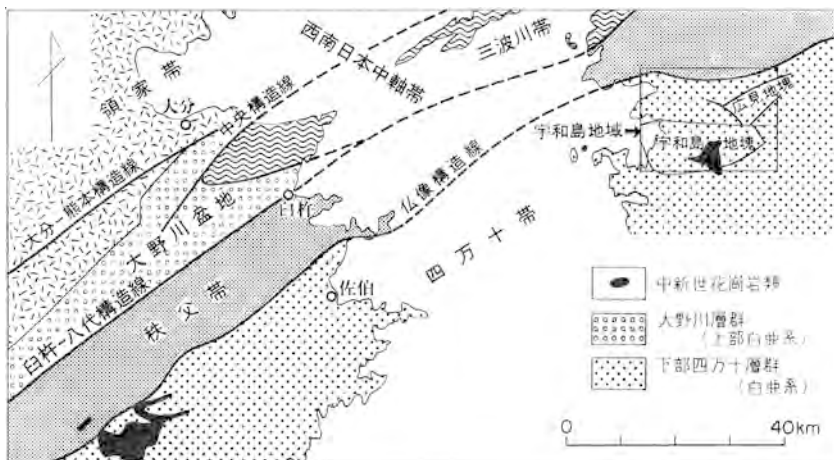
にある岩松地塊にはサントニアンが分布し、この地層の下部は主として頁岩、上部は砂岩からなる。

吉田地塊ではセノミアンの上位に、チューロニアンの砂岩層を経て、コニアシアン頁岩層及び砂岩と頁岩の交互層が順次整合に重なり、コニアシアン部分からはまれに大型化石を産する。本地塊の上部白亜系中には赤色頁岩や海底地すべり堆積物が挟在し、その頻度は東から西へ向かって高くなる傾向がある。泉が森地塊のコニアシアンは頁岩を主とし、砂岩・シルト岩及び礫岩を伴っており、散点的ながら大型化石を産出する。これには赤色頁岩がなく、海底地すべり堆積物は吉田地塊の場合よりもはるかに少ない。砂岩や礫岩は東ほどよく発達し、東方に向かって堆積物が粗粒化する傾向がある。

宇和島・広見両地塊には大型化石に富むコニアシアンからサントニアンにわたる地層群が広く分布し、6層に区分される。各層はいずれも上方細粒化の岩相変化を示し、それぞれの下部では砂岩又はシルト岩、ときに礫岩、上部では頁岩又は頁岩砂岩互層の発達するのが普通である。

宇和島地塊の上部白亜系についてみると、堆積物はその北西部の槇の山区において最も粗く、南東に向かって細粒化し、より沖合の堆積相を示すようになる。イノセラムス・アンモナイトなどの大型化石が特に多いのは古城山区と保田区及び祝森区西縁部であり、これらの地帯から遠ざかるにつれその産出頻度は低下する傾向がある。槇の山・古城山・保田の3区や祝森区の一部では、砂岩層にソールマーク・パーティングリニエーションなど古流向を示す堆積構造がよく見られる。それによると、南東ないし東向きの流れが支配的であり、一部では南向きの流れもある。このような古流向は層相の側方変化と調和的であり、宇和島地塊の堆積物が主として北西から流入したことを示す。なお、下波地塊では西向きの流れが認められる。

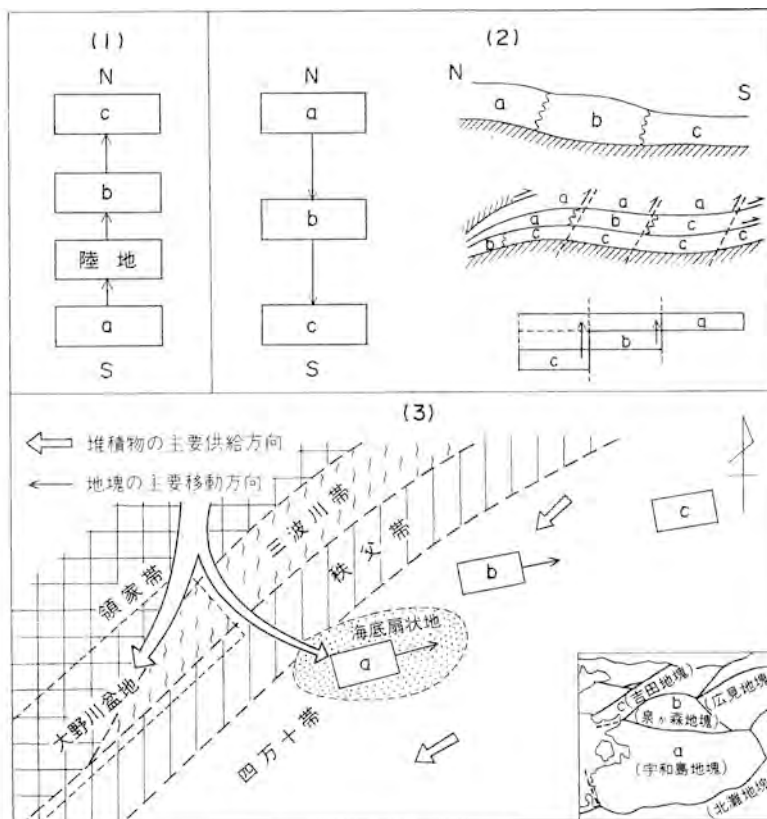
宇和島地塊には西南日本中軸帯の大野川層群（チューロニアン-サントニアン）の砂岩とほぼ同じ組成の砂岩（Q型）が発達するのに対し、他地塊の砂岩は九州・四国西部の四万十帯白亜系に広く見られるタイプ（F型・R型）の砂岩である。この事実は宇和島地域の四万十帯白亜系に起源を異にする堆積物が共存することを示す。寺岡（1977, 1979）によると、いずれの堆積物も主として西南日本内帯から由来したが、それぞれの主要供給源は位置を異にし、宇和島地塊の場合は大部分の堆積物が大野川層群の堆積物と同じ供給源からもたらされた。



第43図 九州東部及び四国西部における西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系分布

広見地塊の上部白亜系は宇和島地塊の上部白亜系とよく似た層相を示すことからみると、両地塊は地層堆積時にも近接した位置にあったと推定される。一方、宇和島地塊に対しその北側の泉が森地塊や吉田地塊が地層堆積時にも現在と同じような位置関係にあったとすると、これら各地塊に分布するコニアシアン層相の違いをうまく説明することができない。なぜならば、宇和島地塊における層相の地域的变化から判断して、宇和島地塊・泉が森地塊及び吉田地塊の順により浅い海域の堆積物が出現するはずであるが、実際にはその逆である。この事実はこれらの地塊が地層堆積後の造構運動によって移動し、相互の位置関係が変わったことを意味する。そうすると、各地塊がもともといかなる配列を示し、その後どのように動いたのかという点が問題になる。ここでは宇和島・泉が森・吉田の3地塊をそれぞれa・b及びcとし、次の3つの場合を想定して検討する。

- 1) a・b・cはいずれも南側から次々と付加された地塊であり、かつてこれらは大きくかけはなれ、異なる堆積環境下にあった(第44図1)。
- 2) bを挟んで北側にa、南側にcがあったが、南へ向かう衝上運動によってこれらはパイルナップを形成し、その後高角断層で切れ、配列順序が逆になった(第44図2)。
- 3) bを挟んで西側にa、東側にcがあり、これらが主に横ずれ断層によって移動し、現在のような配置になった(第44図3)。



第44図 地層堆積時における宇和島地塊、泉が森地塊及び吉田地塊の位置関係を示す模式図 説明は本文参照

1) の場合は a・b 間に a の堆積物を供給した陸地を想定しなければならない。しかし、そのような証拠はないし、しかもこの堆積物は主として西南日本内帯からもたらされたと推定されるので、1) の解釈は不適當である。また、宇和島地域には顕著な低角衝上断層は認められず、白亜系の構造形態からみても大規模なナップ構造は考えられない。そこで 2) も成立しがたい。a の地層群は九州東部に分布するほぼ同時代の大野川層群と岩相・化石内容・砂岩組成など多くの点で共通性がある（寺岡，1970，1977；棚部，1972；寺岡・小島，1975）。要するに、a の地層群は西南日本中軸帯の上部白亜系とよく似ているわけであり、b の地層群は a の地層群と c の地層群（典型的な四万十帯の上部白亜系）との中間的性格を持つ。したがって、a が大野川盆地に最も近い四万十帯北縁部にあつて、これの東側に b・c が順次雁行状に配列していたとするのが合理的である。このような解釈は 3) の場合であるが、実際には東西方向の地塊移動だけでなく、北向きの動きもあつたと推定される。なお、a にも局部的ながら b や c における同じタイプの砂岩が存在し、まれに赤色頁岩もあり、この地塊がもともと四万十帯にあつたことは明らかである。北灘地塊の上部白亜系は泥質岩を主とし、石灰岩やチャートの異地性岩塊を含む海底地すべり堆積物に富んでおり、宇和島・泉が森・吉田の 3 地塊における同時代の地層群とはかなり層相を異にする。北灘地塊の地層群は、恐らく上記 3 地塊の地層群の南側にあつて、より沖合の深い堆積物を代表するものだろう。いずれにしても現在みられる地塊配置は造構運動の結果であり、下部白亜系からなるものも含め、各地塊の地層堆積時における配置を具体的に復元することは、四万十帯の構造発達史を解明する上で重要な課題である。

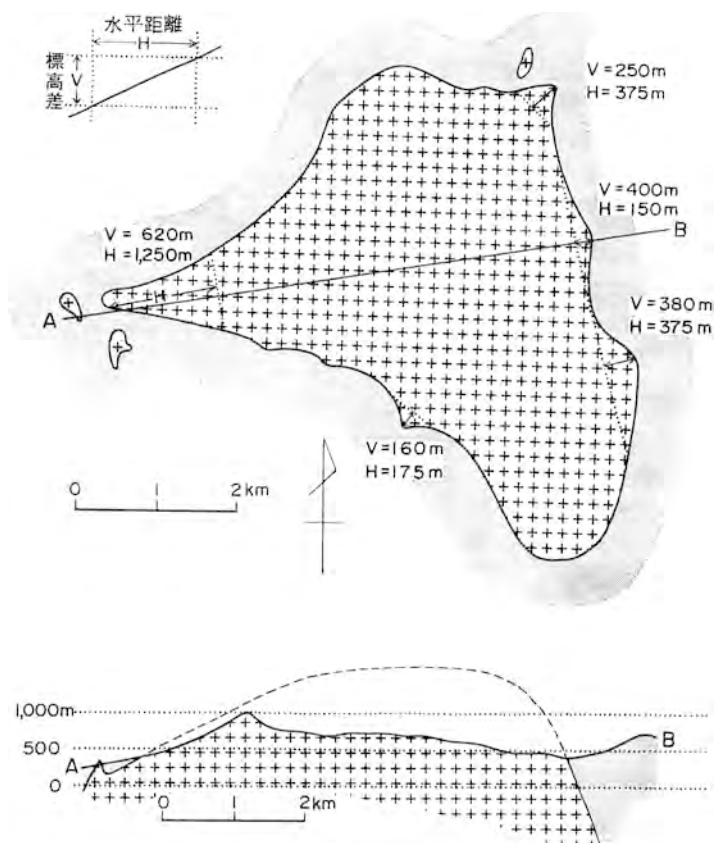
## V. 中新世花崗岩類

高月山・毛山・三本杭を含む宇和島市南東の山岳地には、主に花崗閃緑岩からなる高月山岩体が露出し、その周辺には主に花崗閃緑斑岩からなる小さな岩株・岩脈が見られる。これらの花崗岩類は  $12 \pm 2$  Ma の K-Ar 年代を示し（SHIBATA and NOZAWA, 1967）、中新世中期の西南日本外帯における酸性火成活動の産物であつて、周囲の白亜系に著しい接触変成作用を与えている。

### V. 1 高月山岩体 (Gd)

#### V. 1. 1. 形状

高月山岩体は、東西に約 6km、南北に約 6km の広がりを示す。本岩体の境界面の走向・傾斜は、谷床における境界とその両側の尾根での境界の 3 点から推定できる。第 45 図に示すように、本岩体東部の滑床付近（万年橋西方 375m）における岩体境界面は東に約  $70^\circ$  傾斜し、岩体北東部の奈良奥谷では北東に約  $37^\circ$  傾斜し、岩体北西部の成川温泉付近から毛山付近の境界面はほぼ垂直に近い。本岩体西端の薬師谷川上流の境界面は西に約  $26^\circ$  傾斜し、南西部の黒尊川本谷源流付近の境界面は南西に約  $42^\circ$  傾斜し、藤生谷での境界面は東に約  $45^\circ$  傾斜する。これらの境界面は、すべて岩体の外側に傾斜しており、岩体の立体的形状は、上に凸のドーム状であることが分かる。第 45 図の A-B 断面図は薬師谷から万年橋に至る東西断面での岩体の形状を表しており、高月山岩体が貫入岩体の頂部であることを示している。



第45図 高月山岩体の形状

### V. 1. 2 岩相

高月山岩体の岩石は粗-中粒の花崗閃緑岩，中-細粒の斑状花崗閃緑岩，及び花崗斑岩よりなる。岩体の境界付近では一般に細粒花崗閃緑岩であるが，岩体内部では標高によって粒度が変化する傾向が見られる。目黒川沿いでは，標高600m以下では粗-中粒花崗閃緑岩が主で，600m以上では中-細粒の斑状花崗閃緑岩が見られる。藤生谷では，標高800m近くまで粗-中粒花崗閃緑岩が主で，800m以上では中-細粒の斑状花崗閃緑岩が多く見られる。一方，薬師谷川流域では，標高400mから1,000m内外まで中細粒花崗閃緑岩と花崗斑岩が見られる。高月山，東高月山，尻高尾根，御祝山などでは標高1,000m付近又はそれ以上では花崗斑岩が主で，粗-中粒花崗閃緑岩は存在しない。西の川源流や目黒鳥屋地域では，中-細粒の斑状花崗閃緑岩が多いが花崗斑岩も見られる。

本岩体の1つの特徴は電気石と紫蘇輝石が多く産出することである。電気石は花崗岩類中の造岩鉱物として，また電気石脈あるいは晶洞中にも産し，特に毛山・鬼が城・梅ヶ成峰・成川谷地域や藤生谷源流地域などの高標高地域に多く見られる。紫蘇輝石は滑床や藤生谷や薬師谷地域で見られるが，電気石の多い岩石では存在しないか，または少量である。

節理は垂直で東西方向が普通であるが，南北方向や他の方向のものも見られる。これらの節理面に電

第10表 高月山岩体の岩相

岩相区分	分布	造岩鉱物	斑晶	石基の組織	捕獲岩	捕獲結晶
花崗斑岩	高標高 地域	石英, カリ長石, 黒雲母, カミングトン閃石, 緑泥石, イルメナイト, スフェーン, 燐灰石, 電気石, 紫蘇輝石	斜長石 カリ長石	文象組織 細粒 (0.1-0.5 mm)の等粒組 織	安山岩	
中-細粒の 斑状花崗閃緑岩	低-中-高 標高地域	石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 緑泥石, 電気石, イルメナイト, カミングト ン閃石, 紫蘇輝石, スフェ ーン, 褐れん石, 燐灰石, ジルコン, 炭酸塩鉱物	斜長石 カリ長石(まれ)	細-中粒 (0.1-1mm)の 等粒組織	砂質岩 泥質岩 花崗岩類 など	堇青石 珪線石 スピネル ざくろ石
粗-中粒の 花崗閃緑岩	低標高 地域	石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 紫蘇輝石, カミン グトン閃石, イルメナイト, 電気石, スフェーン, 緑れ ん石, 褐れん石, 燐灰石, ゼノタイム, 炭酸塩鉱物			砂質岩 泥質岩 花崗岩類 など	珪線石 スピネル

電気石が充填して電気石脈となっている場合があり、特に中岳周辺で顕著である。標高の低い地域では電気石脈は極めて細くなっているか、または存在しない。

毛山周辺では中-細粒の斑状花崗閃緑岩中に1cm位の小さな晶洞が多く見られ、その中には石英や電気石の自形結晶が生じている。晶洞は他の高標高地域にもまれに見られる。

第10表に各岩相の構成鉱物や特徴をまとめて示してある。花崗斑岩は数mmの斜長石斑晶や、それより大きなカリ長石斑晶を含んでいる。石基は主に石英とカリ長石からなり、文象組織や細粒(0.1-0.5mm)の等粒組織を示す。高月山では電気石を含むことがあり、御祝山では紫蘇輝石を含むことがある。花崗斑岩中には顕微鏡下で認められる程度の小さな(数mm)安山岩質捕獲岩が含まれていることがある。中-細粒の斑状花崗閃緑岩は、数mm程度の斑晶状斜長石及びまれに斑晶状カリ長石を含んでいる。石基は主に斜長石、カリ長石及び石英よりなり、等粒組織を示す。このタイプは鉱物粒度も鉱物組合せもかなり不均一で、各種の捕獲岩及び捕獲結晶(捕獲岩がバラバラになったもの)を多く含んでいる。鬼が城・毛山・成川地域の斑状花崗閃緑岩は長さ1cm程度の大きな電気石の結晶を多く含むことがあるが、変質が著しい。粗-中粒の花崗閃緑岩は比較的均質である。まれに珪線石やスピネルの捕獲結晶を含むが、斑状花崗閃緑岩の場合よりはるかに少ない。

次に高月山岩体を構成する代表的な岩石について簡単な記載を行う。

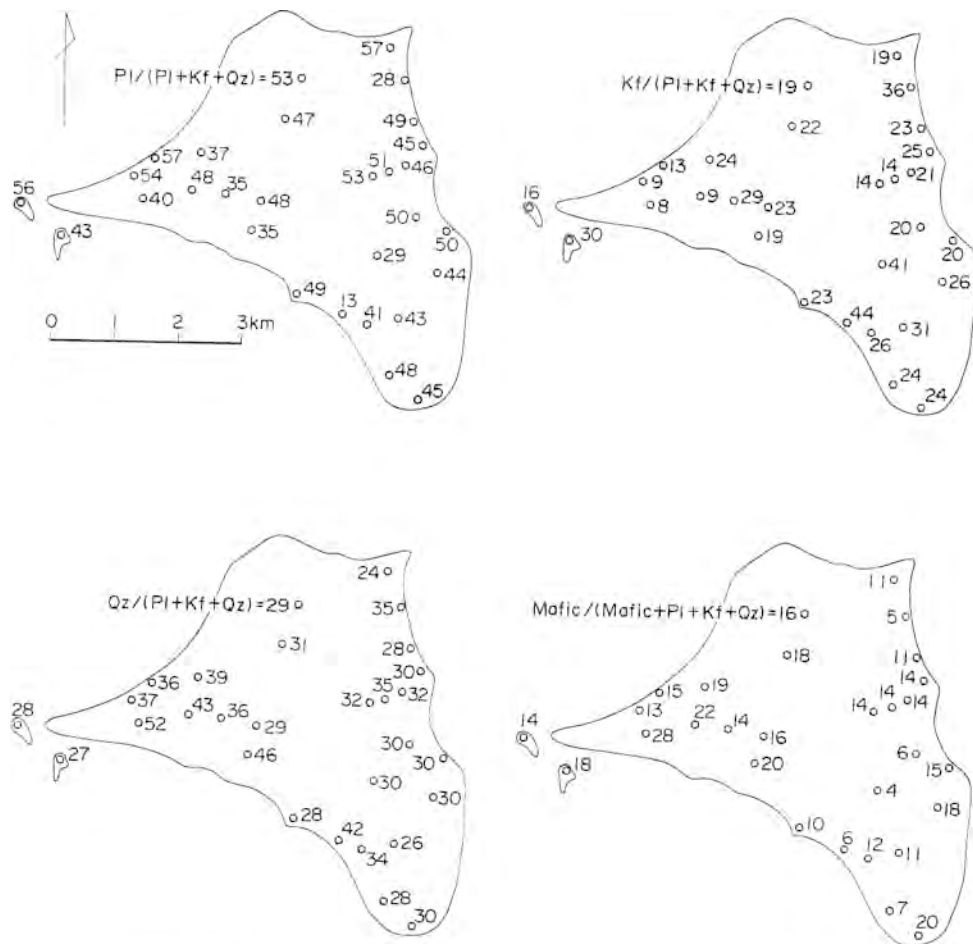
中粒花崗閃緑岩(GSJ R33607)：御祝山の南東800mの地点、藤が生谷。優白色の岩石で、主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母及び不透明鉱物からなる。まれに紫蘇輝石を含む。斜長石は自形を呈し、大きさは0.1-3mm程で、累帯構造を示す。カリ長石は斜長石や石英などの粒間をうめる産状を示すが、5-10mm程の大きなカリ長石としても産する。カリ長石は部分的にパーサイト組織を呈する。黒雲母は部分的に変質し、スフェーン、緑れん石、緑泥石などになっている。

電気石花崗閃緑岩(GSJ R33608)：高月山の西北西1kmの地点、成川谷・灰白色の岩石で、主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、電気石、不透明鉱物、珪線石、ガーネット、コーディエライト、方

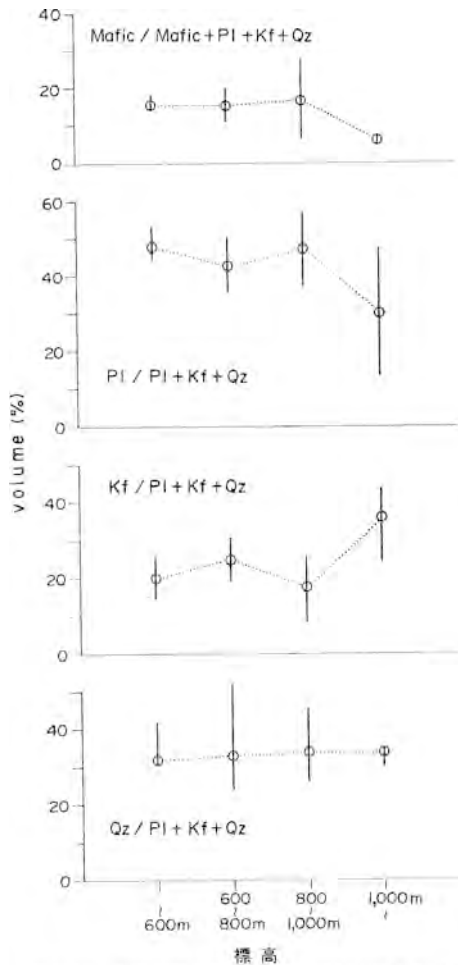
解石などよりなる。電気石は数 mm-2cm 程の大きさの結晶として散在している。珪線石は長さ 0.5-1 cm 程の長柱状捕獲結晶である。斑晶状斜長石は 0.5-3mm 程の大きさで、著しくセリサイト化している。石基は 100-300  $\mu\text{m}$  程の鉱物で、主に石英、カリ長石及び斜長石である。黒雲母はほとんどが変質し、緑泥石、スフェーン、白雲母などになっている。

斑状花崗閃緑岩 (GSJ R33609) : 梅が成峠の南 300m の地点。優白色の岩石で、主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母及び不透明鉱物よりなる。斜長石斑晶は 0.5-2mm 程の大きさで累帯構造を示す。石基は 100-300  $\mu\text{m}$  程の大きさの鉱物で、主に石英、カリ長石、斜長石及び不透明鉱物である。黒雲母は約 1mm 以下の大きさで、部分的に変質し、緑泥石やスフェーンになっている。斜長石は部分的にセリサイト化している。稀に珪線石が 1-5mm 程の捕獲結晶として産する。この珪線石のまわりには小さな(数  $\mu\text{m}$ -数 10  $\mu\text{m}$ )のヘルシナイトが花崗岩質マグマと珪線石との反応によって形成されている。

花崗斑岩 (GSJ R33610) : 高月山山頂。暗灰色で細粒ち密な岩石で、主に斜長石、石英、カリ長石、角閃石、電気石及び不透明鉱物よりなる。斜長石斑晶は 0.5-3mm 程の大きさで累帯構造を示す。



第 46 図 花崗岩類のモード組成 PI, 斜長石, Kf, カリ長石, Qz, 石英, Mafic, 苦鉄質鉱物



第47図 花崗岩類のモード組成の標高差による変化  
白丸は平均値、縦バーは組成範囲、他の記号は第46図と同じ

る。分析試料は毛山周辺から目黒川に沿う地域、藤生谷地域及び高月山山頂付近のものである。これらの岩石の主成分化学組成は比較的变化に乏しいが、第48図に示すように西南日本外帯の花崗岩類の化学組成トレンド (ARAMAKI and NOZAWA, 1978) と非常によく一致している。ただし、電気石を含む2つの花崗閃緑岩は CaO 成分が低く (2.0-2.1 wt%), 西南日本外帯花崗岩類のトレンドよりずれている。これらは捕獲岩や捕獲結晶の非常に多い地域 (一の俣の出合い、及び二の俣の出合い) のものであり、その試料の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位体比 (0.708558-0.709258, 岡本, 1983) と  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) (-12.4-+11.2‰, 岡本, 1983) は高い値を示している。したがって、電気石を含む花崗閃緑岩の CaO が低い原因は、マグマによる捕獲岩の同化作用が特に著しかったためであると思われる。

### V. 1. 5 構成鉱物の化学組成

紫蘇輝石花崗閃緑岩と電気石花崗閃緑岩を構成している鉱物の分析結果を、それぞれ第11表と第12

石基は主にカリ長石と石英と斜長石で、カリ長石と石英は文象岩組織を示す。石基の斜長石はほぼ自形で長さは100-300  $\mu\text{m}$  程である。

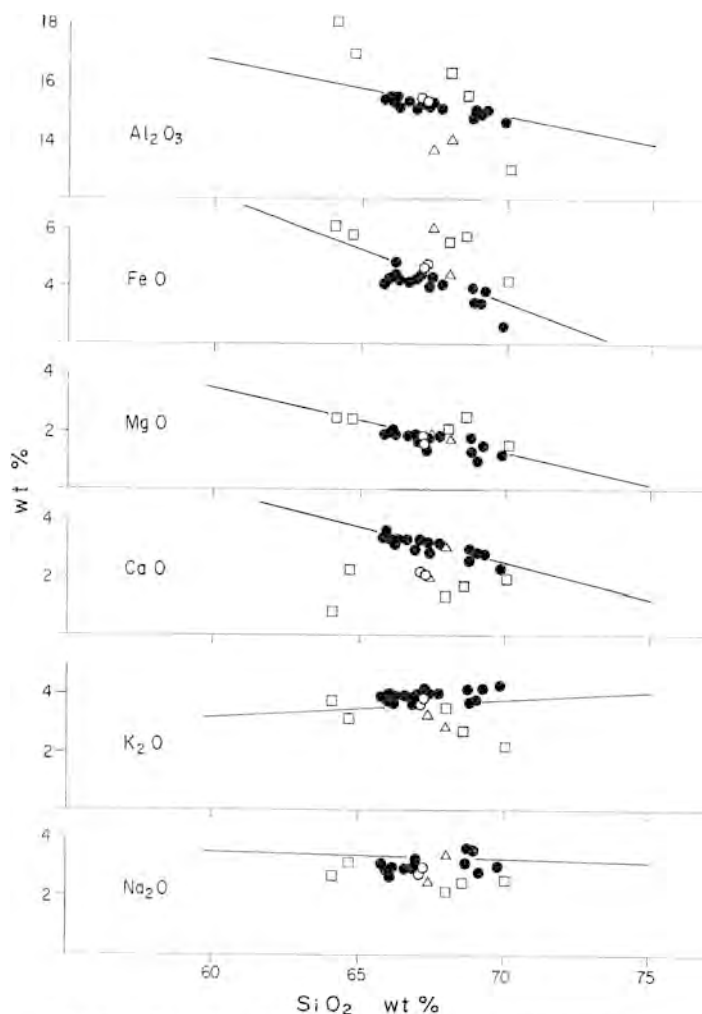
### V. 1. 3 モード組成

高月山岩体では部分的に不均質な岩相を示すものの、全体としては、低標高地域では粗-中粒花崗閃緑岩が多く、中標高地域では中-細粒の斑状花崗閃緑岩が多く、高標高地域では花崗斑岩が多く見られる。したがって、本岩体の花崗岩類を標高位置によって4つに区分し (< 600m, 600-800m, 800-1,000m, > 1,000m), それぞれにおけるモード組成を示すと第47図のとおりになる。

石英のモード比は標高によってほとんど変化がなく一定である。カリ長石は1,000m以下では系統的变化は見られないが、1,000m以上では増大する。一方、斜長石と苦鉄質鉱物は1,000m以下では大きな変化がないが、1,000m以上では減少する。標高600m以下の岩石は粗-中粒の花崗閃緑岩が主体で、それらのモード組成にバラツキが小さく、かなり均質であることが分かる。

### V. 1. 4 全岩化学組成

高月山岩体の花崗岩類の主成分化学組成 (岡本, 1983; 石原, 未公表データ) を第48図に示してあ



第48図 高月山岩体の花崗岩類と捕獲岩及びホルンフェルスの化学組成

黒丸は電氣石をあまり含まない花崗閃緑岩と花崗斑岩，白丸は電氣石花崗閃緑岩，白三角は捕獲岩，白四角はホルンフェルス，直線は西南日本外帯の中新世花崗岩類の平均化学組成トレンド (ARAMAKI and NOZAWA, 1978)．データは岡本 (1983) 及び石原舜三 (未公表資料) による

表に示してある。

紫蘇輝石花崗閃緑岩：斑晶状の斜長石と紫蘇輝石を含む中粒の岩石で，部分的に文象組織を示す．斑晶状斜長石は顕著な累帯構造を示す．斑晶状紫蘇輝石は黒雲母によって部分的に置換されている．イルメナイトは黒雲母や紫蘇輝石に伴って産する．

電氣石花崗閃緑岩：中粒の斑状岩石で変質が著しい．長さ1cm程の電氣石結晶を含んでいる．構成鉱物は，電氣石，石英，斜長石，カリ長石，セリサイト，緑泥石，方解石，褐れん石，磁硫鉄鈦， $TiO_2$  鉱物，イルメナイト，燐灰石，珪線石及びスピネルである．電氣石は石英と密接に共生し，鏡下では青色を示すが，縁辺部では褐色である．斜長石やカリ長石は著しく変質している．数mmの大きさの晶洞様空間には，方解石や緑泥石が充填している．黒雲母は完全に緑泥石化しており，その緑泥石には $TiO_2$  鉱物が共生している．捕獲結晶として珪線石の大きな結晶 (数mm-1cm) を含んでいる．珪線石の縁辺部には小さな (数10  $\mu m$  程度) スピ



ネルの結晶が見られる。

御祝山の紫蘇輝石花崗閃緑岩の場合、斜長石は  $An_{80}-An_{28}$  で、正長石は  $Or_{78}-Or_{85}$  である。 $An_{28-30}$  の斜長石は正長石と直接に接しており、それらが互いに平衡であったとすると、斜長石温度計（池田ほか、1978）によるとその平衡温度は約  $750^{\circ}C$  である。紫蘇輝石は  $Wo$  成分が 25 モル% でほぼ一定であるが、大きな結晶の中心部では  $En_{81}$  であり、縁辺部や小さな結晶では  $En_{49}$  である。イルメナイトの  $(Mg +$

第11表 紫蘇輝石花崗閃緑岩の構成鉱物の化学組成（試料採取地点 御祝山東方約300m）

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Hyp	Hyp	Bt	Bt	Il	Il	Pl	Pl	Pl	Pl	Kf	Kf	Kf	Kf
SiO <sub>2</sub>	55.77	51.44	36.29	37.53	0.10	0.19	62.22	60.45	48.86	63.01	65.21	64.71	65.02	64.93
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.46	5.68	5.41	52.31	52.48	0.00	0.08	0.11	0.00	0.00	0.05	0.05	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	0.77	13.83	13.70	0.09	0.08	24.03	24.38	33.06	22.88	18.05	18.23	18.44	18.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.04	0.05	0.07	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	30.26	16.59	11.75	12.46	0.52	0.38	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣFeO	10.93	29.57	17.92	17.20	45.07	46.15	0.13	0.09	0.07	0.09	0.02	0.11	0.11	0.02
MnO	0.44	0.87	0.09	0.05	1.05	0.94	0.08	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	1.41	1.14	0.00	0.01	0.00	0.00	6.02	7.32	16.36	6.11	0.10	0.06	0.12	0.20
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.16	0.19	0.00	0.00	8.10	7.33	2.19	7.74	1.66	1.72	2.40	1.29
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	9.42	9.83	0.02	0.04	0.33	0.24	0.04	0.31	14.40	14.48	13.29	14.57
Total	100.94	100.89	95.19	96.45	99.16	100.26	100.91	99.89	100.70	100.23	99.44	99.36	99.44	99.19

Hyp. 紫蘇輝石, Bt. 黒雲母, Il. イルメナイト, Pl. 斜長石, Kf. カリ長石, ΣFeO は  $Fe^{2+}$  と  $Fe^{3+}$  をすべて FeO として計算したもの、横バーは未分析。No. 8 と 10 の斜長石はそれぞれ No. 11 と 13 のカリ長石に隣接し、No. 14 のカリ長石は大きな斑晶状斜長石に含まれる小さな長方形のカリ長石（アンチパーサイト）である。

鉱物の化学分析は X 線マイクロアナライザー（島津 EMX-SM 型、加速電圧 15kV、試料電流 5 nAmp）で行った。補正計算は BENCE and ALBEE (1968) にしたがったがアルファ係数は NAKAMURA and KUSHIRO (1970) を用いた。

第12表 電気石花崗閃緑岩の構成鉱物の化学組成（試料採取地点 高月山の西北西約 1 km）

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Tou	Tou	Ab	Kf	Chl	Mica	Il	Sill	Sill	Sp	Sp
SiO <sub>2</sub>	36.30	37.51	69.04	65.69	25.75	47.86	0.18	36.20	37.30	0.00	0.07
TiO <sub>2</sub>	1.87	0.54	0.00	0.00	0.40	0.06	51.22	0.00	0.03	0.12	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.97	30.69	19.43	17.88	20.83	31.95	0.09	62.58	62.29	61.55	61.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.08	—	—	0.12	0.08	0.03	0.22	0.08	0.00	0.09
MgO	6.70	6.48	0.00	0.00	12.92	0.93	0.00	0.00	0.02	7.45	7.22
ΣFeO	10.11	8.03	0.08	0.09	26.26	1.23	44.45	0.17	0.24	29.28	30.04
MnO	0.04	0.10	0.09	0.09	0.27	0.00	3.95	0.02	0.00	0.46	0.32
CaO	1.66	0.56	0.17	0.07	0.03	0.05	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	1.94	2.35	10.96	0.82	0.01	0.10	0.00	0.01	0.11	0.02	0.06
K <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.37	16.47	0.08	10.73	0.08	0.00	0.00	0.02	0.03
Total	86.69	86.34	100.14	101.11	86.67	92.99	100.00	99.21	100.08	98.92	99.23

Tou. 電気石, Ab. 曹長石, Kf. カリ長石, Chl. 緑泥石, Mica. 雲母, Il. イルメナイト, Sill. 珪線石, Sp. スピネル。No. 1 は褐色の電気石（結晶縁辺部）、No. 2 は青色の電気石（結晶中心部）、No. 8、9 の珪線石は捕獲結晶で、No. 6 は珪線石の周辺にあるセリサイト帯の白雲母、No. 7 のイルメナイト、No. 10、11 のスピネルは上記のセリサイト帯のもの。

Mn + Fe) / Ti の原子比は 0.999-1.012 であり，赤鉄鉱成分をほとんど含まない．このことは紫蘇輝石花崗閃緑岩のマグマは比較的強い還元的气氛で結晶作用が行われたことを意味している．

#### V. 1. 6 捕獲岩

高月山岩体は捕獲岩を多く含んでいる．花崗斑岩では肉眼で識別できる捕獲岩は少ないが，花崗閃緑岩中には大小様々（数 cm- 数 m）の堆積岩起源の捕獲岩が非常に多い（第 49 図）．その種類は多様で，砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層，片麻岩，角閃岩，安山岩及び花崗岩類である．また捕獲岩の鉱物粒度は様々で，例えば，砂岩泥岩互層の捕獲岩では，その堆積構造をよく保存しているものもあれば，著しく再結晶していて片麻岩様の粗粒岩になっている場合もある．再結晶度の低い砂質，泥質及び砂泥質捕獲岩は白亜系の被貫入岩に類似しており，花崗岩類マグマの貫入時に岩体中に取り込まれたものと思われる．再結晶度のよい捕獲岩はより深い地殻中で取り込まれた可能性が高い．

目黒川上流にある一の俣谷や二の俣谷では，肉眼で識別できる長さ 0.5-10mm の珪線石を含む捕獲岩が見られる．成川谷上流では，大きなざくろ石（直径 1-2mm）を含む片麻岩状組織の捕獲岩が電気石花崗閃緑岩中に見られる．この捕獲岩の構成鉱物は，ざくろ石，紫蘇輝石，黒雲母，イルメナイト，斜長石，カリ長石，硫砒鉄鉱，磁硫鉄鉱及び磷灰石である．主要鉱物の化学組成は第 13 表に示してある．ざくろ石は桃色で，FeO 成分に富んでいる．CaO 成分に関しては不均質であるが，ざくろ石の縁辺部では CaO 成分に乏しい傾向がある．紫蘇輝石や黒雲母は，紫蘇輝石花崗閃緑岩中のそれらよりも FeO 成分に富んでいる．斜長石は An<sub>79</sub>-An<sub>22</sub> で，不均質であるが，一般に中心部は An 成分に富む傾向がある．



第 49 図 高月山岩体中の捕獲岩（宇和島市清水）

第13表 含ざくろ石捕獲岩の構成鉱物の化学組成 (試料採取地点 高月山の西北西約1,100m)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Gt	Gt	Gt	Hyp	Hyp	Bt	Bt	Il	Pl	Pl	Pl	Pl	Kf	Kf
SiO <sub>2</sub>	37.76	37.88	37.75	48.33	49.35	35.20	34.99	0.00	49.12	57.45	59.56	61.01	64.39	66.31
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.10	0.08	0.28	0.25	5.59	5.92	50.10	0.00	0.00	0.08	0.03	0.01	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.22	21.15	20.55	1.17	1.14	15.13	14.47	0.14	31.19	27.52	25.24	24.00	18.92	18.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.09	0.06	—	—	0.16	—	0.02	—	—	—	—	—	—
MgO	3.83	3.12	2.43	10.97	10.18	8.17	7.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
ΣFeO	34.70	33.35	32.70	38.74	39.30	21.58	22.88	41.72	0.65	0.28	0.11	0.51	0.26	0.15
MnO	2.28	1.73	1.14	0.69	0.43	0.35	0.05	6.85	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00
CaO	1.15	4.05	6.22	0.28	0.29	0.12	0.01	0.06	15.30	9.56	6.98	4.62	0.34	0.41
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.24	0.21	0.00	2.97	5.87	7.45	8.87	0.57	0.54
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	9.25	9.21	0.01	0.06	0.22	0.33	0.23	15.71	15.89
Total	101.25	101.49	100.94	100.47	100.99	95.79	95.28	98.90	99.29	100.92	99.77	99.36	100.20	101.57

Gt. ざくろ石, Hyp. 紫蘇輝石, Bt. 黒雲母, Il. イルメナイト, Pl. 斜長石, Kf. カリ長石

第14表 含紫蘇輝石ホルンフェルスの構成鉱物の化学組成 (試料採取地点 宇和島市滑床 高月山岩体縁辺から約20m)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Cord	Cord	Bt	Bt	Il	Il	Hyp	Hyp	Pl	Pl	Pl	Kf	Kf	Kf
SiO <sub>2</sub>	49.30	49.42	37.22	36.43	0.10	0.07	49.78	50.03	64.05	62.18	63.41	64.65	64.97	64.44
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.00	4.67	4.81	52.47	53.03	0.15	0.14	0.08	0.10	0.03	0.06	0.03	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.66	32.62	15.00	15.11	0.09	0.08	1.34	0.87	23.05	23.25	23.43	18.42	18.38	18.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.12	0.29	0.35	0.18	0.27	0.03	0.05	—	—	—	—	—	—
MgO	7.78	7.84	10.37	10.22	0.36	0.36	14.50	14.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣFeO	9.29	9.21	19.72	20.24	45.63	45.38	33.13	33.15	0.12	0.16	0.19	0.04	0.18	0.03
MnO	0.33	0.34	0.11	0.00	0.82	0.74	0.89	0.95	0.00	0.01	0.08	0.00	0.08	0.03
CaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.16	5.06	5.44	5.44	0.07	0.13	0.10
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.08	0.10	0.07	0.02	0.00	0.07	0.03	8.47	8.07	8.17	1.67	1.91	1.72
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	9.37	9.43	0.00	0.03	0.00	0.01	0.19	0.22	0.18	14.70	14.15	14.46
Total	99.67	99.63	96.85	96.66	99.67	99.96	100.01	99.42	101.02	99.43	100.93	99.61	99.83	98.90

Cord. 重晶石, Bt. 黒雲母, Il. イルメナイト, Hyp. 紫蘇輝石, Pl. 斜長石, Kf. カリ長石

## V. 2 岩株及び岩脈 (Gp)

高月山岩体の周辺には、幾つかの岩株や岩脈が見られる。これらは高月山岩体を中心に南北方向に分布していて、次に述べる接触変成域によく対応する。

葉師谷東方の篠駄馬付付近には長径約500m、短径約250m程の岩株状の花崗閃緑岩体がある。母岩との境界面の走向はN50°E、傾斜は70°Nである。本岩体は主に中-細粒で、斑晶状の斜長石と紫蘇輝石と黒雲母を含む花崗閃緑岩からなり、岩体周縁部(幅数10m)は細粒で、内部ではやや粗粒となる。モード組成は苦鉄質鉱物14%で、珪長質鉱物については、斜長石56%、カリ長石16%及び石英28%である。

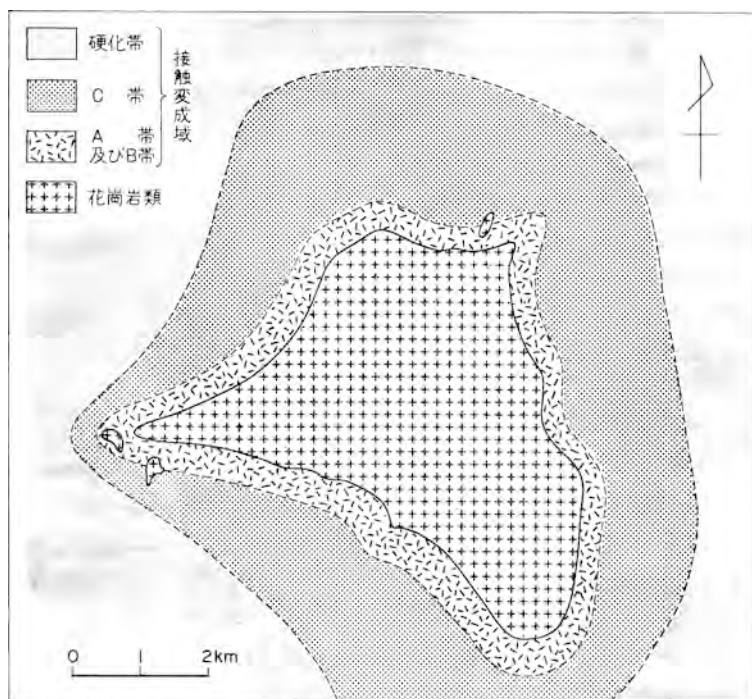
権現山の北北西の権現沢と、そのすぐ東側の大権沢とにまたがって岩株がみられる。本岩体は主に花崗閃緑斑岩からなり、斑晶は斜長石と紫蘇輝石である。まれに捕獲結晶として紅柱石や堇青石を含む。周縁部（幅数10m）の岩石は安山岩質であり、内部に向かって石基の粒度は粗くなっている。すなわち、より内側の岩石の石基は文象組織を示し、岩体中央部では等粒状石基を示す花崗閃緑岩である。モード組成は、珪長質鉱物についてみると、斜長石43%、カリ長石30%及び石英27%であり、苦鉄質鉱物は全体の18%である。

東高月山から北北東に延びる尻高尾根の先端（978m峰）には安山岩質の岩株又は岩脈がある。斑晶は斜長石で、苦鉄質鉱物は主に黒雲母と不透明鉱物などの変質物になっている。この岩石は、高月山岩体の貫入以前に形成され、岩体の貫入時に熱変成を受けたと思われる。

水分西方約2kmの須賀川流域や予讃線高光駅の南東約350mの地点では花崗閃緑斑岩の小さな岩株（径数10m以下）や岩脈がある。また、泉が森山塊では奈良断層をはじめ、幾つかの断層に沿って花崗閃緑斑岩の岩脈が見られる。

### V. 3 接触変成作用

高月山岩体はその周囲の白亜系に対して著しい接触変成作用を与えている（第50図）。高月山岩体の南方、黒尊本谷では、高月山岩体との距離とは無関係にホルンフェルスが局所に出現している。母岩の硬化帯は、泉が森、高月山岩体周辺地域、黒尊谷、音無山地域に広がっていて、南北20km、東西5-



第50図 高月山岩体周辺の接触変成域

10kmの地域に及んでいる。これらの地域には、既述のように小さな岩株が散在していて、地下には巨大なバソリスが潜在している可能性がある。

高月山岩体の周りの接触変成帯はA、B及びC帯に区分できる。A帯は砂岩や泥質岩中に紫蘇輝石が特徴で、高月山岩体から水平距離50-150m以内の範囲に分布する。B帯では砂岩や泥岩中に10 $\mu$ m以上の大きさの黒雲母ができていて白雲母は少ない。B・C両帯の境界は高月山岩体から200-500mの水平距離にある。C帯では変成岩の再結晶度が極めて低く、泥質岩中に微小な黒雲母や白雲母が形成されている。C帯の幅は場所によってかなり異なり、概して高月山岩体の東西両側に比べて北側や南側で広い。C帯の外側に広がる硬化帯では、花崗岩類貫入の影響で白亜紀堆積岩が硬くなっているが変成鉱物は認められない。

接触変成岩の母岩は白亜紀の砂岩、泥岩及びこれらの互層であり、塩基性岩は存在しない。成川谷や滑床では、砂岩中に径数cm-10cm程度の石灰質団塊が散在していて、カルシウムに富んだ変成鉱物が晶出している。

A帯では砂岩・泥岩に紫蘇輝石が出現し、共存するカリ長石は正長石であり、輝石ホルンフェルス相に属する。代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

砂岩・泥岩の場合

- (イ) 石英+斜長石+正長石+黒雲母+紫蘇輝石+堇青石+イルメナイト+硫化鉱物+炭質物
- (ロ) 石英+斜長石+正長石+黒雲母+イルメナイト±カミングトン閃石±電気石+炭質物

石灰質団塊の場合

- (ハ) ざくろ石+ベスプ石+単斜輝石+ぶどう石+石英+白雲母
- (ニ) 単斜輝石+斜長石+石英+正長石±緑れん石±スフェーン
- (ホ) 普通角閃石+方解石+斜長石+石英+スフェーン+燐灰石+不透明鉱物

滑床出合の滑では、高月山岩体縁辺から20mの地点のホルンフェルスは(イ)の鉱物組合せを持っており、その構成鉱物の化学組成を第14表に示す。ホルンフェルス中の紫蘇輝石は花崗岩類中のものよりFeO成分に富んでいる。また、紫蘇輝石のWo含量は0.3-0.4モル%で極めて低いのが特徴である。黒雲母の化学組成は、わずかにFeO/(MgO+FeO)モル比が高いことを除くと、花崗岩類中のものと類似している。イルメナイトは花崗岩類中のものと同様に赤鉄鉱成分をほとんど含まない。正長石に隣接する斜長石の化学組成に、斜長石温度計(池田ほか, 1978)を用いると、710-740°Cの温度を得る。このことは、境界面近傍のホルンフェルスの変成温度が、貫入した花崗岩質マグマの固相線温度(約750°C, V. 1. 5参照)近くまで上昇したことを示している。

B及びC帯では黒雲母が安定で紫蘇輝石は存在しない。B帯における一般的な鉱物組合せは、

- (ハ) 黒雲母+カリ長石+斜長石+石英+イルメナイト±堇青石±電気石±燐灰石

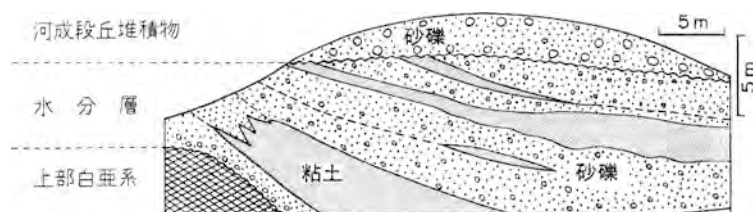
である。C帯では微細な(数 $\mu$ m以下)黒雲母や白雲母が形成されているが、堆積岩起源の雲母も存在しており、その識別が困難な場合が多い。

## VI. 第四系

第四系は、鮮新世末-更新世初期の水分層<sup>みずわかれ</sup>、更新世の河成段丘堆積物及び完新世の崖錐堆積物・沖積層からなる。

### VI. 1 水分層 (Mz)

水分層は水野 (1980) によって命名・定義されたもので、大阪層群下部や四国の瀬戸内海沿岸部に分布する郡中層・三豊層群とほぼ同時代の湖成層である。本層は、須賀川と奈良川の分水嶺の西方にごく小範囲分布し、砂・礫及び粘土からなり、約30mの層厚を持つ (第51, 52図)。粘土は青灰色を呈し、葉理に富んでおり、植物の球果・種子・枝・茎及び葉を含む。含植物化石粘土層は少なくとも3層あり、それらから *Metasequoia cf. japonica* (ENDO), *Juglans megacineria* (CHENEY), *Pseudotsuga subrotunda* MIKI, *Tsuga sp.*, *Pinus sp.*, *Trapa cf. maillifera* MIKI, *Fagus sp.*, *Styrax sp.*,



第51図 水分層の層序断面図 水野 (1980) を簡略化



第52図 水分層の粘土層とそれを不整合に覆う段丘堆積物 (広島県水分の西方0.6 km)

*Magnolia* sp., *Stewartia* sp., *Scirpus* sp. の産出が報告されている (水野, 1980). 水分付近からその西方にかけての地形や段丘堆積物の分布状況からみると, 水分層の分布地はかつて奈良川流域にあったが, 河川の争奪の結果, 現在では須賀川流域に入っている.

## VI. 2 河成段丘堆積物 (t)

宇和島地域の河川は四万十川水系, 肱川水系及び宇和海側水系とに分けられる. 河成段丘は四万十川水系の流域によく発達し, 他の場合にはほとんど認められない. 四万十川水系の河川沿いの段丘は高・中及び低位の3段に区分される (第1図). 段丘面は上流側に向かって漸次高くなり, 高位段丘面は100 m内外から190-240m, 中位段丘面は80-100mから180-200m, 低位段丘面は75m内外から220-250 mまで標高が変化する. 各段丘面には礫・砂及び粘土からなる堆積物があり, その厚さは2-10mである. 礫のほとんど大部分は中・古生界からもたらされた砂岩・粘板岩・頁岩・チャートなどの堆積岩類からなる. 奈良川流域や泉が森北西山麓の場合は, 中新世の花崗岩類から由来したのものも含まれている. 礫径は数cm-20cmが普通である. 河成段丘堆積物には扇状地堆積物も一部含まれている.

## VI. 3 崖錐堆積物 (ta)

崖錐堆積物としては, 興野々・泉が森北西斜面・成川溪谷・篠駄馬などに分布する主なものを地質図に示した. これらのほか小規模なものが段丘と山地の境界部・山地斜面及び谷頭にしばしばみられる. この堆積物はすぐ背後の山地から由来した大小様々な角ばった岩層からなる.

## VI. 4 沖積層 (a)

沖積層は河川や海岸沿いに分布し (第1図), 礫・砂及び粘土からなる. これが比較的良好に発達するのは吉野・三間両河川ぞいの鬼北凹地と宇和島及び吉田付近の沿岸低地帯である. 沿岸低地帯には小規模ながら三角洲堆積物もあり, これは地質図や第1図では沖積層に含めてある. 鬼北凹地は3つの小盆地に分けられるが, これらのうち沖積層が最も広く分布するのは三間盆地であり, そこでの沖積層の最大層厚は46mをこえる. 沿岸低地帯の場合, ボーリング資料によると, 沖積層の厚さは吉田市街地北端部で20数m, 宇和島市明倫町では30m内外であり, そのなかの砂層や粘土層には貝殻が含まれている (永井ほか, 1972).

## VII. 応用地質

**マンガン鉱** 宇和島地域北縁部からその北方にかけてひろがる秩父帯には, チャートに伴うマンガン鉱床が多く, かつては盛んに採掘され, 出鉱量もかなりあったが, 現在ではすべて休・廃止鉱山になっている. 本地域では板ヶ谷層のチャートに胚胎したマンガン鉱床が数か所にあり, その主なものとして

は齒長峠北西の萩原鉛床と朝日谷鉛床，板ヶ谷越東方の板ヶ谷鉛床があげられる。萩原鉛床では炭酸マンガンを約500tと二酸化鉛を少量出鉛し，板ヶ谷鉛床の場合は二酸化鉛を数10t産出した。

**石灰石** 仏像構造線のすぐ北側に分布する板ヶ谷層中には西隣の伊予高山地域から本地域にかけ，断続的ながら石灰岩がよく発達し，愛媛県下では東宇和郡野村町大野が原の石灰岩に次ぐ規模の石灰石鉛床となっている。宮久ほか（1962，1963，1964）によると，板ヶ谷層の石灰岩は250m内外の最大層厚をもち，チャートとの互層部やドロマイト質の部分を除けばCaO54-55%で，鉄鋼・セメント用の石灰石として採掘でき，その可採粗鉛量は2億トンにも達する。しかしながら本地域でこの石灰岩を対象として稼行した鉛山は高森山西方の横峯鉛山だけである。なお，かつて地元の人達はいくつかの地点で石灰岩を採掘し，消石灰を製造したといわれている。石灰岩は四万十帯白亜系のなかにもレンズ状の小岩体として入り，北灘層のものは古屋の川や地蔵峠付近で切り出され，建築用石材として利用されたことがある。

**鉛泉** 宇和島市街地付近，成川上流の成川溪谷，松野町松丸西南西の川の内及び近永北方の三間町片山付近にある（愛媛県衛生部，1973）。成川地区の一部を除くと，いずれの鉛泉も四万十帯白亜系の分布地にある。宇和島地区のものとしては，野川鉛泉（アルカリ性単純泉），明倫鉛泉（食塩硫化水素臭）及び宇和島鉛泉（中性弱食塩泉）があげられ，これらの温度はそれぞれ18℃，21℃及び17℃である。また，和霊神社の北東約500mの地点にも鉛泉がある。成川地区では，白亜系とこれを貫く中新世の花崗閃緑岩の両方にまたがって幾つものアルカリ性単純泉とラドン含有単純泉があり，その一部は成川温泉の泉源として利用されている。大部分のものは12℃から20℃前後の温度を示すが，高月泉の場合は花崗閃緑岩中の深度550mの坑井から25.5℃の微温水（湧出量110ℓ/分）が得られている。川の内・片山両地区の鉛泉はいずれもアルカリ性単純泉である。

**天然ガス** 上記の鉛泉をはじめ，宇和島地域内の多くの地点から可燃性天然ガスの小規模な噴出が知られている。ここでは代表例として，矢崎・中曾（1981）に基づき，和霊神社北東と成川溪谷の鉛泉に伴うものについて述べ，その組成を第15表に示す。和霊神社北東では白亜系中に掘られた深度650mの坑井から4-8m<sup>3</sup>/日のガスがでてい。付随水は塩分が強く，pH7.4である。成川溪谷の場合は，成川温泉の南南西約400mの地点にある3本の坑井（650，650，450m）から20-30m<sup>3</sup>/日の噴出があり，pH7.8の弱食塩水を随伴する。坑井はいずれも熱変成を受けた白亜系を貫通し，深度約300mからは割目の多い花崗閃緑岩のなかにはいつている。

以上のほか，四万十帯白亜系の砂岩が数地点で採掘され，砕石として用いられている。

第15表 天然ガスの化学組成（矢崎・中曾，1981）

採取場所	He	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Ar	O	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	N/Ar	He/N <sub>2</sub>
和霊神社北東	0.0023	0.000	30.86	0.04	0.12	7.38	61.63	0.000	0.000	701	7.4×10 <sup>-4</sup>
成川溪谷	0.0033	0.000	15.32	0.07	0.13	0.13	84.45	0.04	0.000	209	1.8×10 <sup>-4</sup>



## 文 献

- ARAMAKI, S. and NOZAWA, T. (1978) *A reference book of chemical data for Japanese granites. Contrib. Geodyn. Proj. Japan*, 78-1.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, vol. 76, p. 383-403.
- 中国四国農政局計画部 (1980) 愛媛県水理地質図及び同説明書. 農業用地下水調査利用基礎調査 四国西部地区 (その1), 56 p.
- 愛媛県 (1962) 10万分の1愛媛県地質図及び同説明書. 愛媛県, 182 p.
- 愛媛県衛生部 (1973) 愛媛の温泉. 愛媛県, 27 p.
- 桧垣 淳 (編) (1969) 愛媛県東宇和郡東部のマンガン鉱床. 愛媛県地下資源資料, 愛媛県, no.7, 47 p.
- (1971) 愛媛県東宇和郡西部のマンガン鉱床. 愛媛県地下資源資料, 愛媛県, no.8, 31 p.
- 平山 健・神戸信和 (1956-57) 5万分の1地質図幅「八幡浜・伊予高山」及び同説明書. 地質調査所, 58 p.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和己・山下 昇 (1954) 愛媛県の黒瀬川構造帯周辺部の中古生界. 地質雑, vol. 60, p.310-311.
- 池辺展生 (1936) 魚成衝上について. 地球, vol.25, p.399-409.
- 池田幸雄・田切美智雄・高橋正樹 (1978) 斜長石中の Or の溶解度による Geothermometer. 造岩鉱物総研, 造岩鉱物の物理・化学的性質と生成環境, p.63-68.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 井上禧之助 (1901-02) 20万分の1地質図幅「宇和島」及び同説明書. 地質調査所, 84 p.
- 勘米良亀令 (1973) 四万十帯の炭酸塩岩・珪質岩・緑色岩に関する若干の問題. 「四万十総研」研究連絡誌, no.2, p.102-108.
- 鹿島愛彦 (1967) 四国西部秩父累帯の地層配列—四国西部秩父累帯の研究 V—. 地質雑, vol.73, p.281-289.
- (1968) 四国西部の仏像構造線—四国西部秩父累帯の研究 VII—. 地質雑, vol. 74, p. 459-471.
- KASHIMA, N. (1969) Stratigraphical studies of the Chichibu Belt in western Shikoku. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. XIX, p. 387-436.
- 鹿島愛彦・宮久三千年 (1965) 四国西部三宝山帯の地質ならびに仏像構造線の活動についての考察. 愛媛大紀要Ⅱ, [D], vol.5, p. 39-59.
- 甲藤次郎 (1977) 四万十帯あらかると—化石の墓場“古城山”と中筋構造帯—. 地質ニュース, no. 279, p. 30-39.

- 小林貞一 (1950) 日本地方地質誌「四国地方」. 朝倉書店, 238 p.
- 工藤 晃 (1949) 愛媛県宇和島地方の白亜紀層. 地質雑, vol. 55, p. 117.
- (1950) 愛媛県岩松付近の中生層に就いて. 地質雑, vol. 56, p. 282.
- 栗本史雄・寺岡易司 (1984) 宇和島地域の白亜紀放射虫化石・日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 171.
- MATSUMOTO, T. (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci., Tokyo, 324 p.
- 松本達郎 (1978) 故江原真伍先生の化石コレクションについて—とくに頭足類化石—. 地学雑, vol. 87, p. 82-89.
- 松沢 勲 (1936) 宇和島地方の白亜紀層の地質構造・地質雑, vol. 43, p. 484-485.
- 宮久三千年・桧垣 淳・常世俊晴・塩田一郎・横井 勉・樋野輝雄 (1962) 石灰石鉱床調査宇和島(A)地区. 国内鉄鋼原料調査, no.1, p. 380-384.
- ・石橋 澄・桧垣 淳・平岡卓郎 (1963) 石灰石鉱床調査宇和島(B)地区. 国内鉄鋼原料調査, no.2, p. 401-404.
- ・鹿島愛彦 (1967) 四国西部秩父帯ドロマイト鉱床の地質学的研究. 鉱山地質, vol. 17, p. 214-227.
- ・常世俊晴・塩田一郎・横井 勉・鹿島愛彦・芝 光恭・繁永睦夫・平岡卓郎・桧垣 淳・樋野輝雄 (1964) 愛媛県宇和島地方地区の石灰岩鉱床. 愛媛県地下資源資料. 愛媛県, no.4, 12 p.
- 水野岩根 (1980) 愛媛県宇和島東方の水分付近から *Metasequoia* 植物化石群の発見. 地質雑, vol. 86, p. 353-355.
- ・西田三千人・楠 博幸 (1980) 宇和島地方の化石. 愛媛県立博物館自然科学普及シリーズ 1, 36 p.
- MORISHITA, A. (1962) Cretaceous echinoid, *Hemiaster* from Shikoku, Japan (On some fossil echinoids of Japan, II). *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 10, p. 113-116.
- MURATA, A. (1982) Large Decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terraines, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 383-424.
- 永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島愛彦・芳賀幸正 (1967) 20万分の1愛媛県地質図及び同説明書「愛媛の地質」. トモエヤ, 81 p.
- ・————・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土井清磨・平岡俊光 (1980) 20万分の1愛媛県地質図 (第3版). トモエヤ.
- ・坂上澄夫・宮久三千年・鹿島愛彦 (1972) 5万分の1表層地質図「宇和島」及び同説明書. 土地分類基本調査, 愛媛県, p. 21-26.
- 中川衷三・須鎗和己・市川浩一郎・石井健一・山下 昇 (1959) 黒瀬川構造帯周辺の地質 (四国秩父累帯の研究IV). 徳島大紀要, 自然科学, vol. IX, p. 33-58.

- NAKAI, I. and HADA, S. (1966) Discovery of Aptian ammonites from the Shimanto terrain, western Shikoku. *Trans. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 62, p. 242-250.
- NAKAMURA, Y. and KUSHIRO, I. (1970) Compositional relations of coexisting orthopyroxene, plgeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano. *Contrib. Mineral Petrol.*, vol. 265, p. 265-275.
- NAKANO, M. (1960) Stratigraphic occurrences of the Cretaceous Trigonids in the Japanese Islands and their faunal significances. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 3, p. 215-280.
- 中野光雄 (1964) 宇和島地方の白亜系. 広大地学研報, no. 14, p. 77-87.
- ・大塚文夫 (1974) 宇和島層群堆積後期の古気候. 広島工大研究紀要, vol.9, p. 81-84.
- 中世古幸次郎・西村明子 (1979) 四万十層群の放散虫に関する新知見. 大阪微化石研究会誌, no. 7, p. 27-47.
- NAKASEKO, K. and NISHIMURA, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol.30, p. 133-203.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三 (1979) 四万十帯の放散虫化石の研究 (白亜系放散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌, no.2, p. 1-49.
- NISHIYAMA, S. (1968) The echinoid fauna from Japan and adjacent regions, part II. *Palaeont. Soc. Japan*, Special papers, no. 13, p. 1-491.
- NODA, M. (1975) Succession of *Inoceramus* in the Upper Cretaceous of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, [D], vol. 23, p. 211-261.
- 大賀英生・坂井 卓 (1982) 愛媛県北灘地域における白亜系の地質時代と層序の再検討. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 218.
- 緒方信一・浴谷公博・棚部一成・松川正樹 (1983) 愛媛県四万十帯北帯の層序と時代論に関する知見. 愛媛の地学, 宮久三千年先生追悼記念号, p. 129-138.
- 岡本康成 (1983) 西南日本外帯及び日高帯に分布する花崗岩類の地球化学的研究. 岡山大温研修論 (MS.).
- 坂上澄夫・渡辺ちさと (1972) 愛媛県のいわゆる三宝山層群のコノドント動物群について. 愛媛大紀要, 自然科学, [D], vol.7, p. 17-24.
- 坂井 卓・斉藤常正 (1983) 東九州四万十帯の微化石層序と地質構造. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 451.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1967) K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochemical Jour.*, vol.1, p. 131-137.
- SHIKAMA, T. and TANABE, K. (1970) Late Cretaceous *Rudistes* from Uwajima, Ehime Prefecture, Shikoku, Japan. *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ.*, Sec. II no. 17, p. 49-58.
- 鈴木達夫 (1934-35) 7万5千分の1地質図幅「卯之町」及び同説明書. 地質調査所, 51 p.

- 鈴木達夫 (1934-36) 7万5千分の1地質図幅「宇和島」及び同説明書. 地質調査所, 36 p.
- (1936-37) 7万5千分の1地質図幅「日振島」及び同説明書. 地質調査所, 15 p.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980) 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, 林野弘済会高知支部, p. 319-389.
- 高津寿雄・豊田英義・須賀正夫・野間泰二 (1952) 愛媛県の石灰岩の産状と化学成分について (第1報). 愛媛大紀要II, vol.1, p. 301-306.
- TAMURA, M. (1983) *Megalodonts and Megalodont limestones in Japan. Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ., Nat. Sci., no. 32, p. 7-28.*
- 棚部一成 (1972) 宇和島地方の白亜紀層. 地質雑, vol. 78, p. 177-190.
- TANABE, K. (1977) Mid-Cretaceous Scaphid ammonites from Hokkaido. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers, no. 21, p. 11-22.*
- 寺岡易司 (1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地調報告, no. 237, p.1-87.
- (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—. 地質雑, vol. 83, p. 795-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- (1984) 宇和島地域四万十帯の白亜系. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 170.
- ・小島郁生 (1975) 上部白亜系宇和島層群の層序. 国立科博専報, no.8, p. 5-20.
- ・————・水野岩根 (1980) 四国西部近永地域の四万十累層群—とくに宮古・ギリヤーク統について—. 地調月報, vol. 31, p. 307-316.
- YABE, H. and SUGIYAMA, T. (1930-35) Jurassic Stromatoporoids from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser., vol. 14, p. 135-192.*
- YANAI, S. (1980) Inoceramids discovered from the Uwajima Group in the Chikanaga district, western Shikoku, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., no.120, p.405-418.*
- 柳井修一 (1981) 四万十累層群における陸棚相宇和島層群の層序的・古地理的位置. 地質雑, vol.87, p. 339-352.
- 矢崎清貫・中曾浩三 (1981) 愛媛県下の古期岩層中のメタンガスについて. 愛媛県地下資源資料, 愛媛県, no. 10, p.1-10.
- YEHARA, S. (1924) On the Izumi-Sandstone Group in the Onogawa-Basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov. Iyo). *Jap. Jour. Geol. Geogr., vol.3, p. 27-39.*
- (1927) The Lower Triassic cephalopod and bivalve fauna of Shikoku. *Jap. Jour. Geol. Geogr., vol.5, p. 135-172.*
- 吉田 稔・鹿島愛彦 (1976) 四国西部四万十帯の蛇紋岩について. 地質雑, vol. 82, p. 347-348.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料, 秀巧社, 565 p.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1:50,000

**Kōchi (13) No. 77****GEOLOGY****OF THE****UWAJMIA DISTRICT**

By

Yoji TERAOKA, Yukio IKEDA and Naruhiko KASHIMA

(Written in 1984)

---

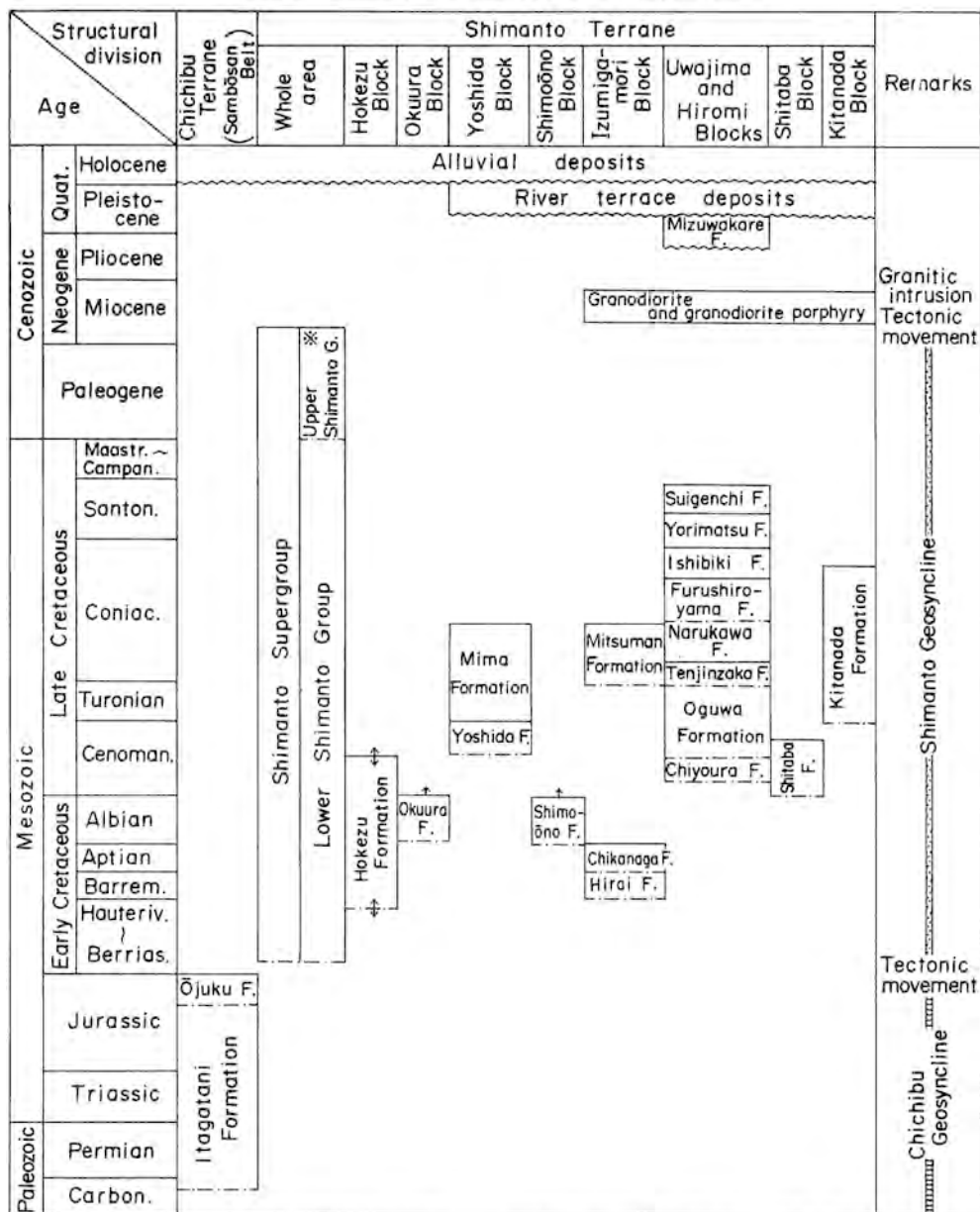
**(Abstract)**

The Uwajima district is situated in west Shikoku, and geotectonically belongs to the Chichibu and Shimanto Terranes of the Outer Zone of Southwest Japan. The Chichibu Terrane is occupied by strata of late Paleozoic to middle Mesozoic age, and is separated from the Shimanto Terrane by the Butsumo Tectonic Line, a large thrust fault with a north dip, running along the northern margin of the district. The Shimanto Terrane is underlain chiefly by the Lower Shimanto Group (Cretaceous part of the Shimanto Supergroup) with subsidiary Miocene granitic rocks and Quaternary deposits. The Stratigraphy of the district is summarized in Table 1.

**PALEOZOIC AND MESOZOIC IN CHICHIBU TERRANE**

The Paleozoic and Mesozoic are divided into the Itagatani and Ōjuku Formations. The Itagatani Formation forms an isoclinal antiform with an east-west trend, mostly dipping north. The formation is made up mainly of banded chert, limestone and basic volcanic rocks in the south, and alternating chert, slate and sandstone with some interbeds of conglomerate and acid tuff in the north. The basic volcanic rocks are basalt lava with occasional pillow structure and pyroclastic rocks. Late Carboniferous and Permian

Table 1 Summary of stratigraphy in the Uwajima District.



\* Not exposed in the mapped area    - - - : Fault    G. : Group    F. : Formation

fusulinids, Permian pelagic pelecypod, and Triassic conodonts and *Megalodonts* are found in the limestone. Permian, Triassic and Jurassic radiolarians are also obtained from the banded chert and slate. The fossil evidence indicates that the Itagatani Formation contains rocks of various ages from Late Carboniferous to Middle Jurassic.

The Ōjuku Formation consists mainly of sandstone with minor shale and conglomerate, and crops out in a small area around Ōjuku, being in fault contact with the Itagatani Formation. Its age has not been confirmed by fossils yet, but appears to be Late Jurassic.

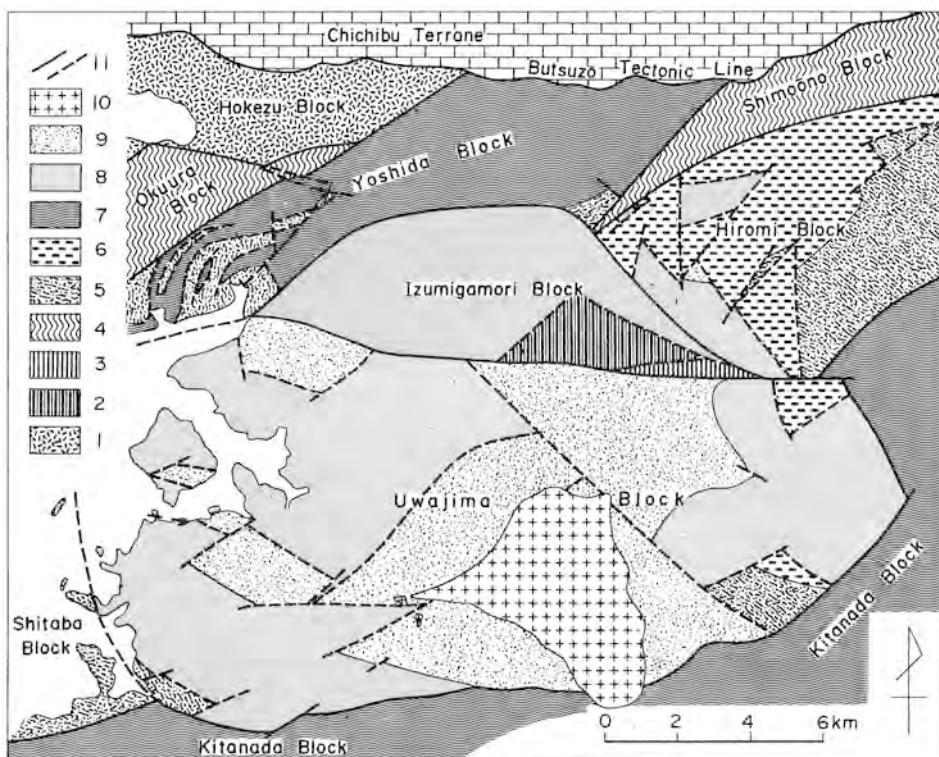


Fig. 1 Map showing the distribution of respective series in the Shimanto Terrane of the Uwajima District.

1. Lower Cretaceous to Cenomanian (?), 2. Barremian, 3. Aptian, 4. Albian, 5. Cenomanian,
6. Turonian, 7. Turonian to Coniacian, 8. Coniacian, 9. Santonian, 10. Miocene granitic rocks, 11. Faults.

## CRETACEOUS

The Shimanto Supergroup is an extremely thick pile of Cretaceous to Early Miocene age in the Shimanto Geosyncline, of which the Cretaceous part is called the Lower Shimanto Group and the Tertiary part the Upper Shimanto Group. The Cretaceous of the district is highly faulted and folded in brachyfolds, and is peculiar not only in geologic structure but also in sedimentary facies for the Shimanto Supergroup. As shown in Table 1 and Fig. 1, it ranges in age from Barremian to Santonian, and is structurally divided into nine blocks which are in fault contact each other.

The Barremian is represented by the Hirai Formation, 1,200 meters thick, composed of shale and alternating sandstone and shale, and yields *Barremites* (?) sp. The Chikanaga Formation is shale beds of 300 meters containing ammonites diagnostic of the Lower Aptian such as *Chelonicerus* (*Chelonicerus*) *shimizui*, *C. (C.)* aff. *minimus* and *C. (C.)* aff. *parinodum*. The two formations occur in fault contact in the Izumigamori Block. The Shimoōno and Okuura Blocks are occupied by shale-dominated sequences with frequent interbeds of submarine slide deposits, namely the Shimoōno and Okuura Formations.

*Gaudryceras sacya* and radiolarians are obtained from the Shimoōno Formation.

Of the Oguwa Formation distributed in the Hiromi and Uwajima Blocks, the lower part rich in sandstone, containing *Inoceramus* cf. *yabei*, is assigned to the Cenomanian, and the middle and upper parts composed mostly of siltstone and shale are of Turonian age because of the occurrence of inocerami and ammonites such as *Inoceramus* (*Inoceramus*) *hobetsensis*, *I. (I.) teshioensis*, *Romaniceras* cf. *deverioide*, *Otoscaphtes* (*Otoscaphtes*) *puerulus*, *O. (Hyposcaphtes) perrini*, *Subprionotropis* cf. *muramotoi* and *Subprionocyclus* cf. *neptuni*. The total thickness of the Oguwa Formation attains more than 3,400 meters. The Chiyoura Formation is another Cenomanian sequence in the Uwajima Block. It consists of shale and sandstone with a layer of acid tuff, and yields well-preserved radiolarians.

The Shitaba Block is occupied by the Shitaba Formation of sandstone-dominated facies with occasional interbeds of red shale. *Inoceramus* aff. *crippsi* and radiolarians are obtained from this sequence that is correlative with the Cenomanian. The Hokezu Formation exposed in the Hokezu Block is made up of sandstone interbedded with thin-alternating sandstone and shale, and may range in age from Early Cretaceous to Cenomanian, though no fossil evidence. Sandstone of the formation abounds in white veinlets composed of laumontite, calcite and quartz.

The Kitanada Formation exposed in the Kitanada Block is of Turonian to Coniacian age. This formation is dominant in shale as compared with the coeval formations in other blocks, and includes a considerable amount of submarine slide deposits with limestone and chert masses of various size derived from older strata. The Kitanada Formation yields abundant radiolarians from shale and chert.

In the Uwajima and Hiromi Blocks, the Coniacian comprises the Tenjinzaka, Narukawa, Furushiroyama and Ishibiki Formations, and is conformably overlain by the Santonian represented by the Yorimatsu and Suigenchi Formations. Each of these formations is subdivisible into the lower member rich in sandstone or siltstone, locally conglomerate, and the upper member dominant in shale, showing an upward-fining change in lithology. In case of the Tenjinzaka Formation, however, the lower member is not exposed owing to faults. *Inoceramus* (*Inoceramus*) *uwajimensis* is found throughout the Coniacian formations, associated with, at some horizons, such fossils as *I. mihoensis*, *Didymotis akamatsui*, *Scaphites pseudoaequalis*, *Otoscaphtes* (*Otoscaphtes*) *klamathensis*, *O. (Hyposcaphtes) matsumotoi*, *Forresteria* (*Muramotoa*) aff. *muramotoi*, *Baculites yokoyamai* and *B. schenki*. On the other hand, from the Santonian formations are collected *Inoceramus* (*Platyceramus*) *amakusensis*, *I. (P.) ezoensis ezoensis*, *I. (P.) cycloides vanuxemiformis*, *I. (Endocostea) balticus balticus* and *Protexanites* (*Aratexanites*) *fukazawai*. In the Uwajima Block, the Coniacian to Santonian sediments tend to become finer grained and more off-shore facies southeastward. They are fairly rich in radiolarians as well as megafossils.

The Coniacian is exposed also in the Izumigamori and Yoshida Blocks. It is represented by the Mitsuman Formation in the Izumigamori Block. The formation consists of shale interbedded with sandstone, siltstone and local conglomerate, and yields *I. (I.) uwajimensis* and other molluscan fossils but not so abundant as in the Uwajima and Hiromi Blocks. In the Yoshida Block are distributed the Yoshida and Mima Formations



which are conformable. The Yoshida Formation is a shale-dominated sequence with frequent interbeds of red shale rich in radiolarians indicating Cenomanian age. The Mima Formation consists mainly of sandstone in the lower part, shale in the middle part and alternating sandstone and shale in the upper part. The middle and upper parts are correlated with the Coniacian by the rare occurrence of *Inoceramus (I.) uwajimensis* and *I. cf. mihoensis*.

The Cretaceous radiolarians in the Uwajima district are grouped into the following six assemblages; *Archaeodictyomitra brouweri* Assemblage (Valangimian to Barremian), *Archaeodictyomitra vulgaris* Assemblage (Albian), *Holocryptocanium barbui* Assemblage (Cenomanian), *Dictyomitra formosa* Assemblage (Turonian), *Dictyomitra densicostata* Assemblage (Coniacian) and *Dictyomitra koslovae* Assemblage (Santonian).

## GRANITIC ROCKS

The granitic rocks were emplaced in Middle Miocene time, succeeding the main deformation of the Shimanto Supergroup. They occur forming the Takatsukiyama mass associated with many small stocks and dikes in the mid-southern part of the district. The mass, about 6 × 6 km in size, consists of coarse-to fine-grained granodiorite with granite porphyry at the top, but shows a considerably vertical change in rock facies. As a whole, the granodiorite becomes finer in grain size, richer in potassium feldspar, and poorer in plagioclase and mafic minerals upward, grading into the granite porphyry with graphic texture. The stocks and dikes are composed chiefly of granodiorite porphyry. The granitic magma is considered to have intruded with the solidus temperature of about 750°C at a shallow level. The Takatsukiyama mass contains abundant xenocrysts and xenoliths which may have been derived from both deeper crustal rocks and surrounding country rocks. This fact suggests that the magma underwent an intense assimilation during the intrusion.

The contact metamorphic aureole around the Takatsukiyama mass is divided into A, B, C and hardening zones. The A zone, 50 to 150 meters wide, belongs to the pyroxene hornfels facies, and the metamorphic temperature is estimated at 710 to 740°C near the margin of the granitic body. The B zone is characterized by the occurrence of biotite in pelitic rocks as well as the C zone, but differs from the latter in grain size of mica. The outer margin of the C zone is 1 to 2.5 km apart from the Takatsukiyama mass. The hardening zone, mainly due to silicification, extends with a maximum width of 3.5 km in the mapped district, where the stocks and dikes of granitic rocks are scattered.

## QUATERNARY

The Quaternary comprises the Mizuwakare Formation, river terrace deposits, talus deposits and alluvium. The Mizuwakare Formation, about 30 meters thick, is composed of sand, gravel and clay, and its exposures are confined to a very small area in the upper

reach of the Suga Gawa (river). This formation yields abundant plant fossils such as *Metasequoia cf. japonica*, *Juglans megacineria* and *Pseudotsuga subrotunda*, indicating latest Pliocene to early Pleistocene age. The river terrace deposits are exposed along the Yoshino Gawa and its tributaries, consisting of gravel, sand and clay as well as the alluvium distributed along rivers and coast lines. The talus deposits composed of gravel and sand are scattered in the district.

### ECONOMIC GEOLOGY

In the Chichibu Terrane there are some mines of limestone and manganese ore deposits embedded in the Itagatani Formation, but all of them are now closed. Mineral springs are found associated with natural gas at several places in the Shimanto Terrane.

文献引用例

寺岡易司・池田幸雄・鹿島愛彦（1986）宇和島地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，91 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

TERAOEA, Y., IKEDA, Y. and KASHIMA, N. (1986) *Geology of the Uwajima district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 91 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

---

昭和61年2月24日印刷  
昭和61年2月27日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社  
東京都墨田区両国3-1-12

---

© 1986 Geological Survey of Japan