

九州地方の古生代石灰岩層の構造地質学的研究

清原 清人*

Geologic Structure of the Paleozoic Limestones in Kyushu

by
Kiyoto Kiyohara

Abstract

The writer is studying the geologic structure of Paleozoic limestones in Kyushu. Some of the limestone beds in the non-metamorphic "Chichibu System" and most of the limestone beds in the metamorphosed Paleozoics appear in massive or lenticular forms. He has confirmed that these limestone beds were formed by the combination of synclinal structure and erosion.

The characteristic modes of occurrence of the limestone can be classified into four types according to their grade of erosion.

The 1st type is found in the area of gneiss and mica-schist. As the result of advanced erosion only the part near the synclinal bottom remained, so that the limestone bodies rest on the peaks of the hills and show a characteristic form which has no lateral extension. The examples are known in Tomochi-machi, Toyono-mura and the circumference of Yatsushiro bay in Kumamoto prefecture.

The writer conjectures that this type is the form of the limestone exposure formed by the most advanced grade of erosion.

The limestone of 2nd type occurs in the area of low grade metamorphic crystalline schist. The limestone beds are apparently lenticular in form, and continue on the peaks of mountains, showing synclinal structures. The grade of erosion is younger than that of the 1st type; as its synclinal limb is long and steep, the synclinal bottom is deeply hidden in the underground. Accordingly, it is not easy to find out whether the structure is synclinal or not. But at some places where the outcrop faces a valley or a plain, the writer can find a part of the revealed structures of syncline, such as the moderate inclination of the synclinal limb and a portion of the synclinal bottom. The examples are the limestone beds in Kosho-san district of Fukuoka prefecture, Konoha-yama district of Kumamoto prefecture etc.

The 3rd type is the large massive limestone. This type is not formed by a single syncline and erosion, but by complicated synclinorium due to the huge thickness of limestone beds which have been subjected to erosion. Karst topography is common in this type.

This huge massive limestone beds lie conformably on the "Tagawa metamorphic rocks", and occur also in the Tsunemi, Karita, Hirao-dai, Kawara-dake and Funano-yama districts of Fukuoka prefecture.

* 福岡駐在員事務所

The 4th type is common in the area of non-metamorphic "Chichibu System". The limestone bodies had been subjected to severe foldings and faults, and the grade of erosion is low. Therefore, the synclinal limbs are very long and the geological structure are very complicated. Therefore it is not always appropriate to classify this type on the structure alone. But rarely on the cliffs along seaside or ravine where the erosion is advanced, their synclinal bottom or moderate inclination of the synclinal limbs can be seen. Such examples are observed in the Mitai district of Miyazaki prefecture and the Sajiki district of Kumamoto prefecture.

Why the limestone beds of these older ages appear as synclines? The writer conjectures that when the severely folded zone receives erosion during a long period, the grade of erosion is advanced remarkably on the anticlinal zone than on the synclinal zone. Moreover the limestone is more resistant than any other sediments against mechanical erosion, so the exposure of the limestone beds of older ages have remained as the peaks of hills or mountains.

1. 序 言

ここに古生代と称するのは、厳密には時代未詳の変成岩類に伴なうものを主とし、不変成古生層中のものは2, 3の例を引用したにすぎない。

一般に、これらの古期石灰岩層にあっては他の堆積層のように層理が明瞭でないことが多く、塊状や厚層状で正確な地層面をみいだすことが困難な場合が多い。また、たとえ地層面を探し得たとしても、これらの塊状石灰岩層にあっては、その走向傾斜に変化がはげしく、全体の構造を把握するに充分なことは少ない。

古期の石灰岩層が、かように不規則な形態を示すのは、ある特殊な石灰岩層にあっては、その堆積層としての石灰岩層以前の石灰質物質の不規則な集塊が原因しているのかも知れないが、もっと重要で一般的な原因と考えられるのは、石灰岩層堆積後の地殻変動に当って、石灰岩が他の岩石に較べて著しく特殊な物理性をもつために、曲ったり拗がったり、あるいは褶曲の谷部に移動集積するなど物理的作用に対する柔軟性があるために他ならぬと考えられる。このようにして形成された石灰岩層を挾有する褶曲構造地帯が、その後長い地質時代を通じて風化侵食を蒙るに及んで、石灰岩が酸性の水に溶解しやすいという化学的な作用には弱い、物理的な作用に対しては、上・下盤の他岩石よりはるかに強靱であるため強い抵抗力をもち、その結果石灰岩の部分は丘陵や山脈の峯々に散在する独特の塊状岩体として分布するに至り、かつよく褶曲構造の一部を保有する。

古い地質時代の著しい褶曲構造を形成した地層においては、しばしば見掛上単斜構造と見分けのつかないものになっていることが多い。このような地域にある塊状石



第1図 九州地方に分布する主要石灰岩層の分布状況図 (数字は本文番号)

灰岩体は、いかなる構造をなすのか判断に困ることが多く、"塊状"あるいは"レンズ状"などの外観的形態表現を用いて、簡単に石灰岩層を律し去り、その地質構造にふれようとしないばかりでなく、石灰岩層を挾有する全体の地質構造もまた単斜構造の如くに取り扱われているうらみがあるように考えられる。それでもまだこれらの"塊状"あるいは"レンズ状"と称される石灰岩に化石が豊富で、層序や地質構造の究明に役立つような場合は

別として、火成岩や地圧の影響を受けて、上・下盤の地層が変成されるとともに、石灰岩自体も結晶質となり化石に頼ることが困難な場合には、その地質構造を詳しくすることは非常に困難なことになる。かような石灰岩層については、地化学的に石灰岩層中の成分の変化などから層序を推定するとか、または野外調査によって得られた平易な資料の集積と、広い地質構造上の見地に立って構造を判断するの他はないものと考えられる。

筆者はかねて、これらの“塊状”あるいは“レンズ状”と称される石灰岩層に関心をもってきたのであるが、石灰岩層のこの特殊な露出形態は、その地質構造と密接な関係のもとに進捗した風化侵食の過程を表わしているものに他ならぬと考えるに至った。このような観点から、古期石灰岩特に“塊状”あるいは“レンズ状”と称される石灰岩層の地質構造について述べてみたい。もとより、資料の貧と相まって浅学菲才、適確な判断を下し得ないであろうことは言を待たない。なおまた参考文献の著者には非礼をお詫びするとともに謝意を表する次第である。

2. 片麻岩および雲母片岩類に伴う石灰岩層

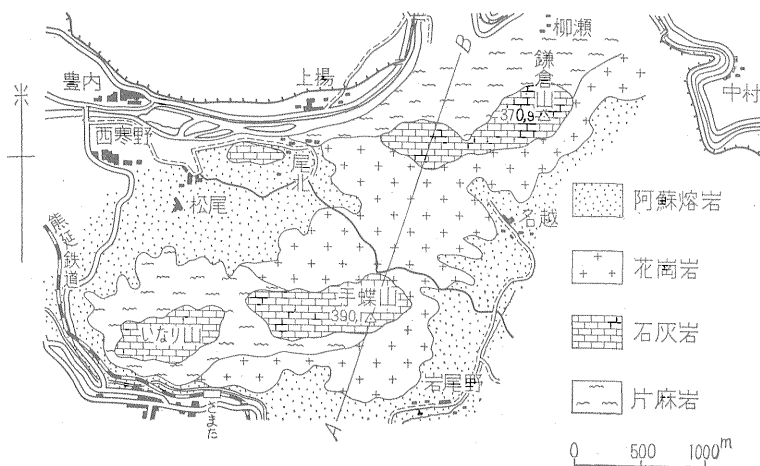
熊本平野の南縁部、砥用町付近から豊野村の丘陵地

帯、および八代平野や八代湾内の島々を経て天草上島東岸にわたる、いわゆる肥後片麻岩帯の丘陵の山頂部付近を占めて露出し、または海面上に石灰岩の島として特異な分布状況を示す一群の石灰岩層がある。これらの石灰岩層が同時代の堆積であるか否かは、にわかには断定できるものではないが、それらの石灰岩層を挟有していたであろうと考えられる基盤の地層や、“夾み”または石灰岩自体の性質の類似性は認められ、石灰岩の露出形態に至っては、はなはだ相似たものがある。

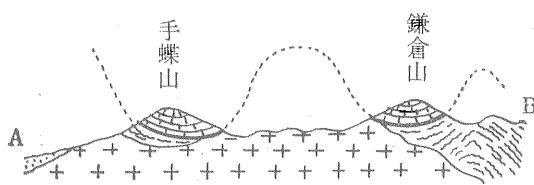
これらの石灰岩層を挟有した地層は堆積後に地殻変動を受けて背・向斜を繰り返す、風化侵食を受けて背斜部はきわめて侵食が進み、向斜部に石灰岩層を抱く地域では、その周辺より侵食が著しく遅れて、向斜の底部付近の石灰岩層が、独立山の山頂部付近や海上の島などとして特殊な露出形態を示すに至ったものと考えられる。しこうして、この露出形態は、九州地方に分布する石灰岩層のうちでは、風化侵食の最も進んだ形態であろうと考えるのである。

2.1 熊本県砥用町・佐俣付近の石灰岩層

熊本県砥用町北西方の鎌倉山・手蝶山・いなり山等の山頂部付近を占めて石灰岩層の露出がある。石灰岩は白色緻密質ないし微晶質塊状で、ところにより赤褐色の縞



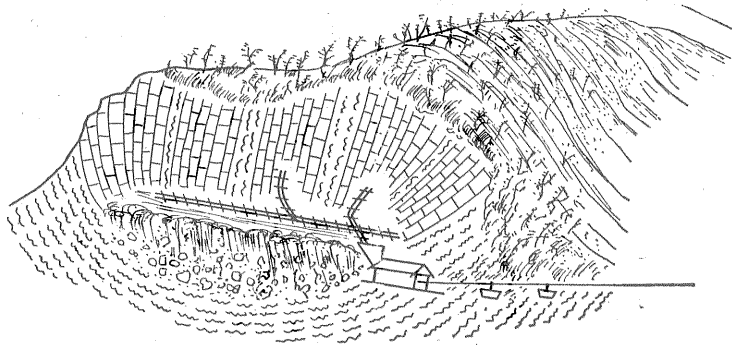
第2図 砥用町北西方手蝶山付近地質図



第3図 手蝶山—鎌倉山断面図

を帯びるものもある。石灰岩を挟有していたであろうと考えられる地層のうち、基盤をなす地層(本論では今後単に基盤岩と呼ぶ)は片麻岩および雲母片岩である。また付近には花崗岩の侵入がみられるが石灰岩への影響はないようである。

石灰岩層は走向方向にやや長く連続するとはいえ山頂部付近に限られ、鎌倉山—手蝶山間、および手蝶山—い



第4図 手蝶山西麓石灰石採石場見取図

なり山間の鞍部一带には露出を見ない。これら区々に分布する石灰岩層は、各区ごとに発達したのではなく、元来一連のものであったことは疑う余地がないもので、後期の造山運動により、鎌倉山方面から西方の白石部落方面に延びる1つの向斜と、間に1つの背斜を挟んで、手蝶山方面からその西方のいなり山方面に延びる他の向斜構造が形成され(もちろん、この外側にも背・向斜が繰り返されていることは当然考えられることで、この北方に露出する甲佐岳の石灰岩層はおそらくこの向斜の波の一つであろう)、その後の風化侵食で、鎌倉山-白石部落の線および手蝶山-いなり山の線の向斜部の石灰岩層部が侵食に耐えて残り、その後なお侵食が進むにしたがい、向斜部といえども地質の弱線に沿って、鎌倉山-白石部落間および手蝶山-いなり山間のように谷または鞍部を形成するに及んで、地下深く続いている石灰岩層は、その地に残存しない結果になったものと考えられる。

すなわち、地質図(第2図)によっても明らかであるが、断面図は第3図のようなものになり、その中には多数の“夾み”があって、単一の石灰岩塊ではないが、小梯尺地質図としては、大局的にみてその形態はまったく“レンズ状”と呼びたくなるような外観を呈している。しかしこれは真のレンズ状と呼ばれる地層とは、まったく性格の異なるものであって、その構造形態を熊延鉄道佐俣駅北方の石灰石採石場にて観察するに、概略第4図のような構造がみられる。この形態は向斜構造の底部付近を表わす他のなにものでもないことがうかがわれる。

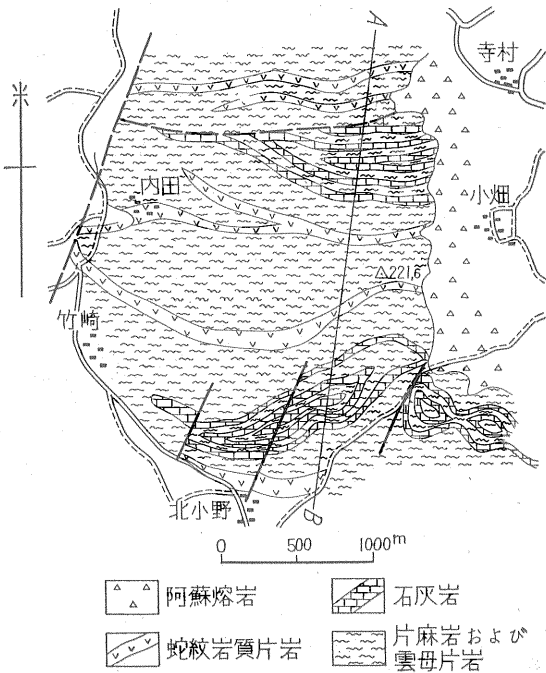
鎌倉山の石灰岩層もその露出状況からみて、これとまったく同様の構造形態であることは疑い入れぬものである。この地質構造に起因する露出形態は、真のレンズ状と称されるものの断面図に現われる契形の形態とは似ても似つかぬものであって、この両者の性格の相違からしても両者の形態の表現は混同して使用さるべきでない。

2.2 熊本県豊野村北小野付近の石灰岩層

前項の砥用付近の石灰岩層は基盤岩層の地質構造に関連して、点々と西方に連なり、中央村・豊野村一带の丘陵地帯に断続的に露出している。当地の石灰岩も白色緻密質ないし微晶質塊状で前項のものとはほぼ同質である。

基盤岩は片麻岩および雲母片岩で、ほぼ東西方向に近い走向をもち、傾斜は北または南に40~45°内外を示し、波浪状に背・向斜を繰り返しているものと考えられる。

前項の石灰岩層と当地の石灰岩層は、基盤岩の連続状況や石灰岩自体の類似性などから、元来一連のものであったと推察され、その露出状況はもとより夾みの状況などにも共通するものがある。



第5図 豊野村北小野付近地質図



第 6 図 豊野村北小野・川木付近断面図

石灰岩層は3~4層に分かれ、上部から2番目の層がもっとも厚く、4~50mの絶壁をなして露出し、40°内外の傾斜で北側に入っている。しかしながら東西に長いこの山の頂上から東側を下る鞍部付近では、前記の第2層は走向方向を急に北に転じて山頂部の東に廻り、北側山腹の層と合して、完全に向斜構造を形成している状況がみられる。なお、この向斜構造は、北小野山の東方さばがみ峠に続き、峠の北側の坂では石灰岩層の向斜の底部が露出するので、数100mの間石灰岩の露出が続き、著しく厚い石灰岩層のような錯覚をおこすのであるが、坂の東側山腹の露出状況を見れば向斜構造の様子がよくみられる。

当地の石灰岩層は、ほぼ東西方向に延長する基盤岩の背・向斜構造に伴ない、その向斜の底部付近を構成する石灰岩層が風化侵食に耐えて、東西に連なる丘陵性山地の峯々に点々と断続的に露出し、このような向斜は幾条も形成されているので、この一帯の石灰岩体はまったく無秩序に散在しているかのような印象を与えるのであるが、上記のように背・向斜構造と侵食剝削作用の組合せによって形成された断片化に他ならない。すなわち北方のものは断面図に示すように当地との間に1背斜があって、ほぼ同様の向斜構造をなし、南方に露出するものも同様であろうと推察される。

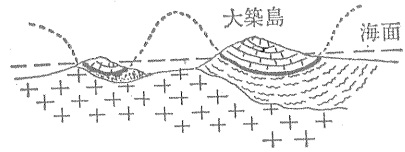
2.3 八代平野および八代湾内の石灰岩層

八代平野の海岸寄りにある白島・高島・産島の3石灰岩小丘は干拓により陸上の丘になったもので、往昔は大島・大築島・箱島・黒島同様に湾内の小島であった。これらの島々は、ほとんど全島石灰岩からなり、わずかに大島・高島の石灰岩層中に結晶片岩の“夾み”と大築島・黒島の南岸に基盤岩と考えられる雲母片岩の露出がみられる。

これらの島々の石灰岩は、ほとんど同質で白色中粗粒結晶質である。前2項の石灰岩が一般に緻密質であるのと多少異なるところであるが、これは花崗岩などの影響であろうと考えられる。また、基盤岩の露出が少ない上にその連絡がないので、各島間相互の関係を詳かに観察することが困難である。わずかに露出する基盤岩や石灰岩中の“夾み”，また石灰岩自体の性質や露出形態など、すべてに相通ずるものがあって、これらの島々に露出する石灰岩層は、おそらく基盤の背・向斜構造に支配された向斜部の石灰岩層が侵食に耐えて残存しているものと

推察される。

大築島の南岸に露出する雲母片岩層は、その西端部付



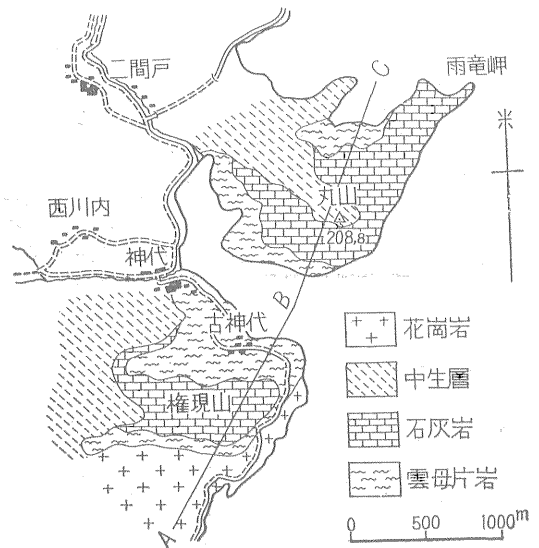
第 7 図 大築島・黒島付近断面図

近には花崗岩の侵入があって、それらの露出状況から基盤岩とみてさしつかえないように思われる。また、この島の北東岸付近の石灰岩層の層向は、ほぼ東西に近く南側に40°内外の傾斜を示しており、南岸における基盤岩付近の状況と合せ考えると第7図のような断面が推定される。すなわち、この島の地質構造は東西方向の向斜構造をなすことがうかがえる。しこうして石灰岩層はその向斜の底部付近を占め、風化侵食に耐えて残存したものであることが察知される。

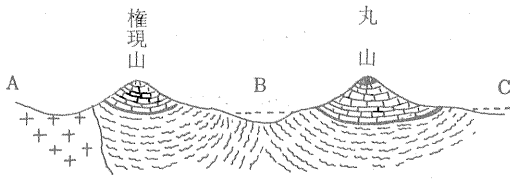
2.4 天草上島東岸の石灰岩層

天草上島の東海岸、姫戸村の丸山・権現山一帯に石灰岩層が露出する。基盤岩は雲母片岩を主とし、緑色片岩・黒色片岩・石英片岩などで構成され、一般に片状構造が著しく発達している。権現山の南麓および南東麓一帯には花崗岩の露出があり、また丸山北西部の石灰岩体縁辺部には岩床状に侵入した花崗岩があって、石灰岩を珪化している。

石灰岩は白色ないしいくらか灰色を帯びる部分もあり粗晶質である。またところにより縞状を呈して板状に割



第 8 図 丸山一権現山付近地質図



第9図 丸山-権現山付近断面図

れ易い性質のものもある。

石灰岩層中には数層の雲母片岩の薄層を挟有しているので、雨竜岬方面から丸山地区東方の採石場を望むと、その“夾み”の縞によって向斜構造の情況がよく観察できる。

権現山地区もまた丸山地区同様に NEE 方向の向斜構造を形成しており、両小丘の間の入江は背斜部にあたっている。すなわち、当地域の石灰岩層は1背斜2向斜をなす褶曲構造帯の向斜部にあった石灰岩層が風化侵食に耐えて残ったものとみることができるのである。

3. 結晶片岩類に挟有される石灰岩層

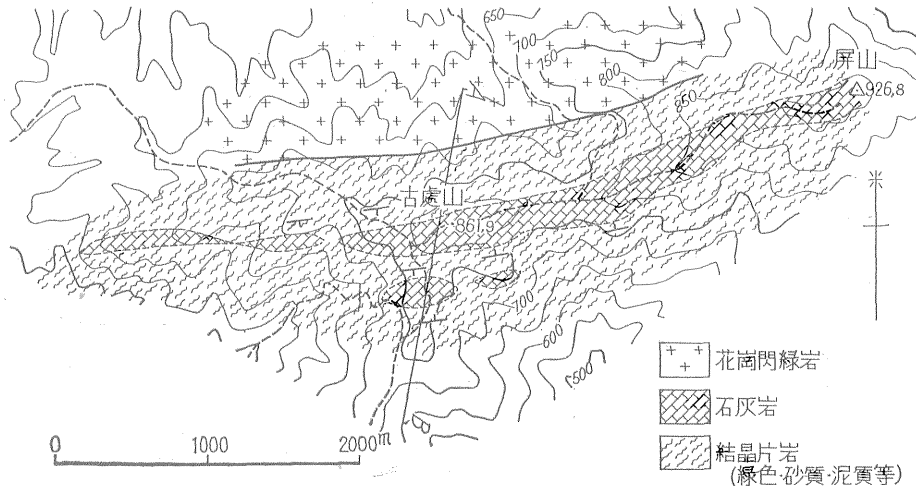
福岡県下に分布する田川変成岩類・三郡変成岩類と呼ばれているもの、および熊本平野の北部の変成岩、南部の竜峯山層群と呼ばれている変成岩類など、一般に低度

変成の結晶片岩中に石灰岩層が挟有されている。これらの石灰岩層の個々の露出形態については、かならずしも同一類形とはいいがたいものがあるが、侵食過程の一段階として大局的にみれば、前節の片麻岩類に伴なうものよりは一段階若く、非変成秩父系中のものよりは一段階古い相貌を呈していると観察される。木ノ葉山のもは断層のためにその原形が明瞭でなく、竜峯山層群中のものは非変成秩父系に属するものの一般的な形態に近い。福岡市西郊の三郡変成岩類中に挟有されるものは、よく連続する薄層で、単斜構造の一員として露出し、地質構造に関連して生じた特殊な露出形態を示すものではなく、本論の対象とする種類のものではないが、文献の小梯尺地質図には、あたかも、いわゆる“塊状”あるいは“レンズ状”と称される種類のを思わせる塗色がなされ、相当大規模の岩体であるかのごとき印象を与えているので述べることにした。

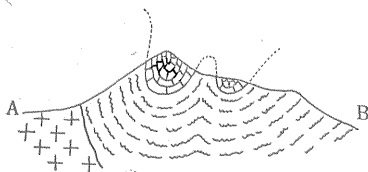
3.1 福岡県甘木市古処山付近の石灰岩層

福岡県嘉徳郡・朝倉郡境の分水嶺をなしている古処山から屏山に連なる嶺部に石灰岩の露出がある。石灰岩は、その北側一帯に広く分布する花崗閃緑岩の影響を受けて純白色粗晶質になっている。

石灰岩層を挟有する地層は田川変成岩と呼ばれている



第10図 古処山付近地質図



第11図 古処山付近断面図

もので、一般に変成度の低いものが多い。石灰岩層の周辺は緑色片岩を主とし、黒色片岩・石英片岩・砂質片岩などで構成されている。一般走向はN70~80°Eを示し、傾斜は石灰岩層の南側一帯では45°内外で北側に傾斜し、石灰岩層の北側一帯では垂直に近い。

石灰岩層は古処山頂付近から屏山頂付近に連なるものと、嶺から南側に延びる尾根に点々と露出するものと2

種類があり、両者の関係を古処山頂南側尾根付近で見ると、両石灰岩体の間は明瞭な背斜構造を示し、尾根にある石灰岩体は、これまた明瞭な向斜構造を示して尾根の高いところに孤立して乗っている状況がよく見られる。すなわち両石灰岩体が元来一連のものであったことには疑をさしはさむ余地がない。問題は、山頂部に連なる石灰岩層が、その南側の背斜を受けてその北翼として単傾斜の状態深く北側山腹に突込んでいるのか、または北側への傾斜はただちに方向を転じて折重なった状態の向斜構造を形成しているのかということである。残念ながら、この石灰岩体北限付近の地層はほとんど垂直に近く露出もよくない。そこで、この石灰岩層を西方に追跡して、南方に突出する尾根の西側の谷で観察するに、石灰岩層はここで一応尖滅状態になって、石灰岩層自体は向斜の形としては明瞭に観察できないが、石灰岩層より北側一帯の地層は、すべて南側に $60\sim 70^\circ$ の傾斜を示し、谷をやや下ると北側傾斜に移っている。

また、古処山頂南側尾根に露出する石灰岩体の下盤側に接して石英片岩(チャートの変質したもの)層が発達し、山頂部の石灰岩層南側の下盤側では露出不良で該石英片岩層は確認されないが、石灰岩層の北側には該石英片岩層と考えられるものがよく発達している。これらの事実をもとに判断すると、古処山頂から屏山頂に連なる石灰岩層は向斜構造をなすものとの線が強い。

すなわち、当地の石灰岩層は、1つの小背斜を間にして2向斜を形成した複向斜構造をなしていたものであるが、侵食が進むにしたがい向斜の底部付近の石灰岩層が侵食に耐えて残り、現在のようにあたかも2層の石灰岩層のような状況で露出するにいたったものと推定される。

3.2 福岡市曲淵水源池付近の石灰岩層

福岡市外曲淵の水源池南側の山麓付近から南西西方の水無鐘乳洞方面に連続する一連の石灰岩層がある。水源池付近での石灰岩は付近に広く露出する花崗岩の影響を受けて純白色結晶質になっているが、花崗岩体に遠い南西方では緻密質である。

石灰岩層は、雲母片岩・角閃片岩などで構成される三郡変成岩類と呼ばれているものの一員をなし、水源池南側の石灰石採石場でみるに、1m余の雲母片岩の“夾み”を挟んで、見掛上の上部に10m余、下部に2m余の石灰岩層が発達している。走向はほぼ東西、北側に 60° 内外の傾斜を示しているが、西走するに従い南に曲って $N60\sim 70^\circ E$ の走向を示すにいたり、野川内溪谷の北側山腹に沿って水無鐘乳洞方面に連なる。この野川内溪谷一帯の石灰岩層は、厚さ5~10m内外のものが2層発達し、

よく連続して点々と露岩をなして続いている。このような状況から推測して、この地域の石灰岩層は薄層ではあるがかなり連続性があるものと推定される(なおこの延長の層準であろうと推察される薄層石灰岩が佐賀県厳木付近に露出する。しかしこの付近では短距離で尖滅するレンズの連続のようである。)

石灰岩層は北北西側に $60\sim 70^\circ$ 内外の単斜構造(遠くで向斜に移るか否かは別として)の形で露出しており、地質構造に関連して生じた特殊な露出形態を示すものではない。しかしながら、前述のようにある種の小梯尺地質図によると相当大きな岩塊の、いわゆる“塊状”あるいは“レンズ状”と称される石灰岩体を思わせるような不連続のレンズ形に塗色されており、石灰岩層が特殊な地層としてやや大きく標示されることはやむを得ないとしても、露出形態の表現には意を用ゆべきで、判読する者にはまったく異なる地質構造を有するかのよう誤まられるおそれがある。それは著者にとっても読図者にとっても好ましいことではない。

3.3 熊本県木ノ葉山付近の石灰岩層

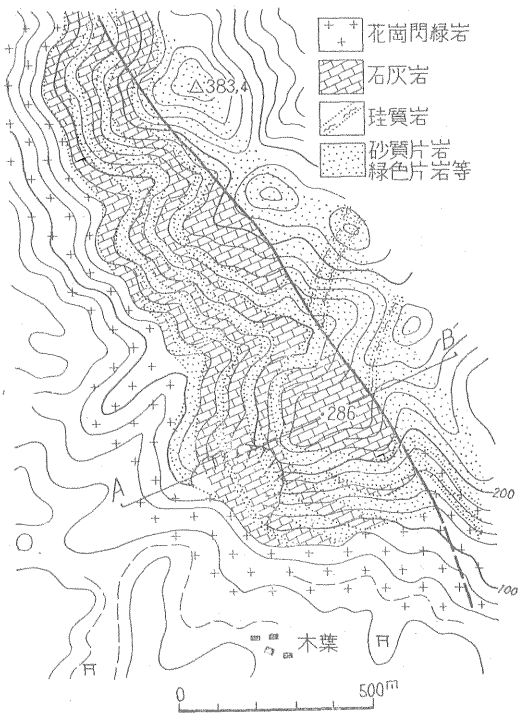
熊本県北部の鹿児島本線木ノ葉駅の北方、木ノ葉山から北北西に約3km余にわたって連続する石灰岩層がある。石灰岩層を挟有する地層は、一般に変成度の低い、緑色片岩・雲母片岩・珪質岩(チャート?)などで構成されている。

石灰岩層の一般走向は、 $N10\sim 20^\circ W$ を示し、北東側に 60° 内外の傾斜を示しているが、木ノ葉山とその北東側の峯との間には断層が推定され、断層の東側では、走向 $N10\sim 30^\circ E$ を示し、傾斜はほとんど垂直に近い。また、断層西側の木ノ葉山北麓の谷では、東側に $15\sim 20^\circ$ の緩傾斜構造がみられる。

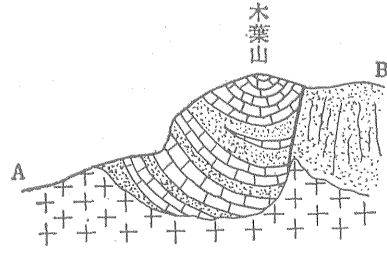
石灰岩層の南端付近から西側一帯には広く花崗閃緑岩の露出があり、石灰岩はその影響を受けて、その近くでは白色結晶質となり、花崗閃緑岩体に遠い木ノ葉山頂などでは淡灰色緻密質である。

木ノ葉山付近における石灰岩層のおもなものは4層発達するようで、下位の3層は北東東側に $50\sim 60^\circ$ 内外の単斜構造の形で露出し、その深部は花崗閃緑岩の侵入により蚕食されている。

最上位の石灰岩層は、木ノ葉山の山頂部一帯には広く露出するが、深部への連続はきわめて浅く、頂上から標高200m付近までの間に、底の浅い向斜的態形に乗っている。なお、山頂の286m点東方では、走向 $N30^\circ E$ 、傾斜 $40^\circ NW$ を示す地層面もみられ、安定したものとはいえないが西側傾斜を示していることは確かである。この最上部の石灰岩層は、木ノ葉山北麓の谷にはもちろん露



第12図 木葉山付近地質図

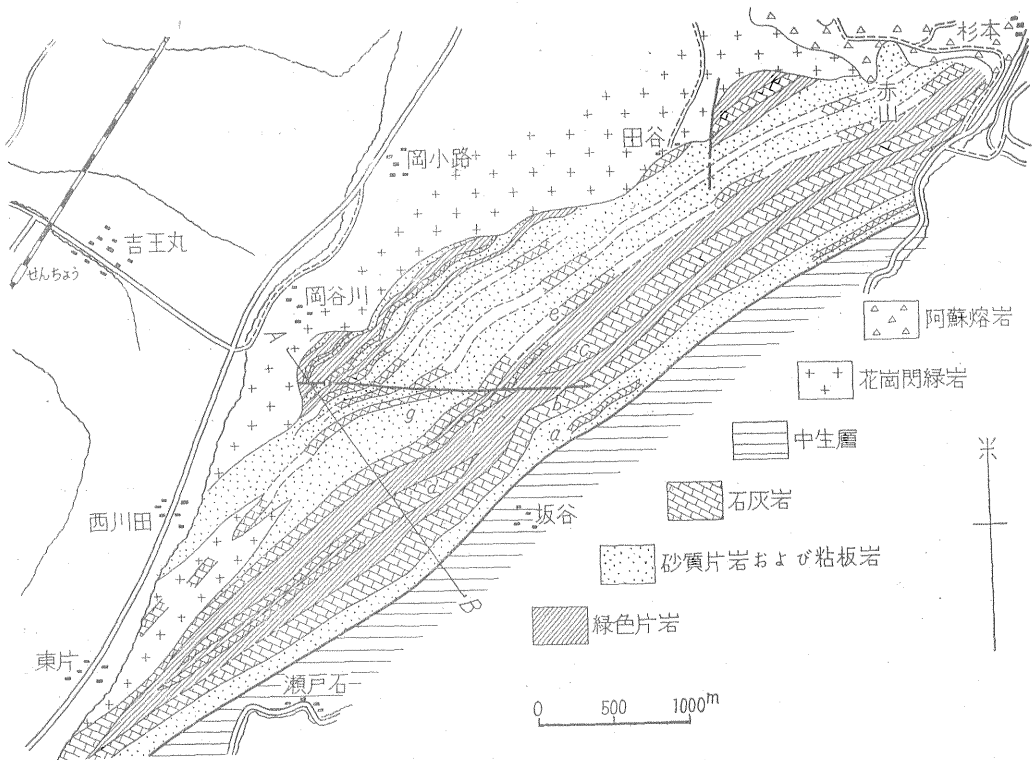


第13図 木葉山付近断面図

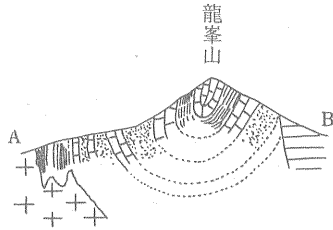
出をみず、地質図(第12図)に示すように対岸にあたる谷の北側尾根にふたたび広い露出をなし、木ノ葉山頂同様の露出状況を示している。このような露出状態は、単斜構造の露出形態としては到底考えられないもので、当地の石灰岩層が一般³⁷⁾に考えられているような単斜構造ではないことを示しているものである。すなわち、当地の石灰岩層は向斜構造をなし、その東翼部が断層のために断たれている結果、このようなまぎらわしい露出形態を示しているのである。

3.4 竜峯山層群中の石灰岩層

熊本県八代市北東方の竜峯山一鞍岳一帯に分布する竜峯山層群と呼ばれているものに石灰岩数層を挾有する。同層群は、砂質片岩・綠色片岩・千枚岩・粘板岩(黒色



第14図 竜峯山付近地質図



第15図 竜峯山付近断面図

片岩?)などで構成され、北西側山麓一帯ではさほどでもないが、山腹から峯部にかけては、一般に変成度がきわめて低く、野外的には砂岩・緑色凝灰岩・粘板岩などとしてみられるものが多い。また石灰岩も北西側山麓付近のものは白色結晶質になっているが、山腹から峯部付近のものは灰色ないし灰白色緻密質であるなど、当地域の変成作用は北西側山麓一帯に侵入した花崗閃緑岩に負うものが多いように考えられる。

発達良好な石灰岩層は山脈の嶺部付近の高いところに連続し、北西側山麓付近のものは不連続的な露出をしている。これは石灰岩層の厚さが薄く、崖錐などによる露出不良によるもので、地質図に破線で示すように連続しているのではなからうかとも考えられる。

これらの石灰岩層のうち山頂部付近のものは北西側に急傾斜しており、また、北西側山麓の興善寺部落東方の谷では、谷の入口付近では北西側傾斜ないし垂直に近く、谷の中央部から奥にかけては南東側に40~50°の中庸の傾斜を示している。

当地域の地質図文献²⁵⁾によると、山頂部付近の石灰岩層を一括して、いわゆる“レンズ状”という表現のもとに大きな石灰岩塊として取り扱ったものがある。筆者が当地を踏査した結果によると第14図のようなものになった。すなわち、石灰岩b層の露頭は鞍岳南方に突出する尾根を伝って峠の南側の谷に下り、ふたたび南方の山腹に登って竜峯山南東側山腹に崖をなして連続する状況が明瞭に見られ、興善寺部落東方の谷を走る断層は、ほとんどb層に影響を与えていない。また、c層・d層間の状況を該峠南側斜面や峠西方の峯などで観察するに、b層とe・f層間には石灰岩層の露出がなく、緑色凝灰質岩や粘板岩の露出がみられる。よって鞍岳山頂や竜峯山頂に幅広い露出をみせるc層およびd層は、この峠付近には存在しないことになり、この同層準にあると思われる両層は連続していないことを確認した。次にこのc層がf層に続くべきであるか否かを検討するに、峠と鞍岳間の尾根や谷には緑色岩の破片が見られる程度で露出が悪く、決め手となるべきものはないが、概略第14図に示

すような状況を示し、四囲の状況から推定すると、c層はd層に対比さるべき層準にあってf層に連続するものとは考えにくく、f層は断層のために東に引きずられてc層の方向には向かっているが、これは当然e層に連続すべきものであろうと考えられる。

そこで当地の石灰岩層を主体とする付近の地質構造について述べてみたい。もちろん、当地の地層は侵食過程の段階からみてもまだ若い露出形態にあるので、一般に地層は急傾斜をなしており、それが単斜構造であるか、または向斜構造の翼が同斜しているのか、にわかには断定できかねるものがあるが、以下列記するような情況判断の資料が得られる。

(1) c層とd層はともに山頂部を占めて相当に厚い層厚を有しているにもかかわらず、峠付近で両者はレンズ状に尖滅して互いに連続しない。この状況は単斜構造としては奇異であり、しかもd層は南西方で2層に分かれているようである。

(2) 興善寺部落東方谷におけるg層付近の地層は、南東側に40~50°の中庸の傾斜を示している。ちなみにこの付近は標高が概略150m内外で、山脈の嶺付近が概略標高500m程度であるから両者間の高差は350m内外のものとなり、もし当地区の地層が同斜した向斜構造であるならば、この付近では向斜の底部も近くなり、このような中庸の傾斜で向斜構造の真の姿を現わすことも当然の現象であって、きわめて平易な資料ではあるが、案外重要な事実の片鱗を示すものとして見のがせない。

(3) a・b・c・d・e・f・gの各石灰岩層および緑色片岩層グループと砂質片岩・粘板岩(黒色片岩?)層グループが、c-d層を軸としてその両側にはほぼ対称的に配列している。なお山脈の北西麓付近は花崗閃緑岩の侵入で本層群の露出が悪いが、緑色片岩とともにかなり厚層の石灰岩層からなるグループがあり、嶺部付近の緑色片岩の優位と厚層石灰岩グループが興善寺部落東方谷における地層の傾斜の傾向を中介として1背斜2向斜の関係にあるのではなからうかとの印象が強いこと。

以上のような状況を総合判断すると、当地の地質構造は竜峯山-鞍岳を結ぶ線に向斜軸をもつ向斜構造を形成しているように推察される。しこうしてこの露出形態は非変成古生層中の一般的な露出形態と変わるところがなく、本層群中で²⁷⁾宮地村片野川の黒色泥質石灰岩中から二疊紀中部を示す*Verbeekina* sp. が知られており、本層群全般の時代を推定することはできないにしても、一部にその時代のものが含まれていることは事実である。

4. 平尾石灰岩層

(恒見一苅田-平尾台-香春岳-船尾山)

北部九州には、恒見付近にはじまって苅田—平尾台—香春岳—船尾山の各地に、断続的に分布する著しい大岩塊的石灰岩層の露出がみられる。これらの石灰岩層について、九州大学松本達郎教授は『後成的影響を除去して考えると元来一続きのものであったことは明かだ』と述べ、また『……概括的には秋吉石灰岩層と対比する試案は許されよう。……船尾山では向斜構造をなすことが実証された』とも述べられている。筆者は、この説にまったく賛成であり、その基調の下に研究を進めてきたのである。この一連の石灰岩層のうち恒見付近の石灰岩層については、その周辺の露出不充分ではあるが、地質構造上の配列、特に石灰岩層北西側に連続する古生層の擾乱破砕帯（一般に軟珪石の名で採掘されている特殊な変質を受けたチャートや千枚質珪岩層を挾有する帯。）との構造配列関係は、平尾台付近における状況とまったく同様であり、当地石灰岩体が“夾み”のない著しい厚層であることも、非変成秩父系中には追跡を求むることができない状況であって、平尾石灰岩層の延長とみるのが適当であろうと考えられる。

これら一連の石灰岩層は、上記の恒見海岸のものが外側との関係露出不充分のため全容を明らかにしがたいが、他はすべて向斜ないし1背斜2向斜の複向斜的褶曲構造をなし、特に興味あることは、単独の向斜構造をなす香春岳（岩屋地区を切りはなして考えた場合）の露出形態が、向斜の軸部付近に高い急峻な峯を形成しているのに対して、1背斜2向斜をなす平尾台や苅田付近のものは石灰岩台地を形成し、いわゆるカルスト地形を形づくっていることである。もちろん苅田付近のものは侵食が著しく進んで、石灰岩台地とは称しにくい、低く、しかも谷の発達した地形に変貌してはいるが、石灰岩台地を形成していた事実は明らかに認められる。

このような地質構造に原因する露出形態の相違は、風化侵食に対する向斜部と背斜部の抵抗の強弱に起因するものとみることができるであろう。すなわち単なる向斜というものは、著しい褶曲構造帯では非常にまれなことであって、おそらくその外側には背斜が続くか断層で断たれている場合が多い。いずれにしても向斜形態として侵食作用に直面した場合、向斜の軸部付近が侵食に耐えて高く残り、背斜部や断層線に沿っての侵食は急速に進行して山勢の急な石灰岩の山が形成されることはすでに述べたとおり各地の石灰岩露出地で観察されるところであって、山上に降った雨水は急速に流れ去ってドリーネなどのできる余裕がすくないのである。また1背斜2向斜の場合（背・向斜が数回繰り返される場合も同様）は2向斜外側の背斜または断層に沿う地域の侵食が急速に

進行すると同様に、2向斜内側の背斜部が急速に侵食され両側の向斜部と同程度の高くないしやや低めの高さで褶曲帯上の侵食作用が緩慢となり、台状地形を形成するとともに台上には雨水が停滞気味に溜り、ドリーネの形成を助長する結果となる。しかし台の外側部の侵食はますます進展して急傾斜の山腹を形成するに至ったものと考えられる。これには石灰岩層の層厚が著しく厚いということと、侵食を受けた地質年代の長さという2つの要素が重要な役割をもつものと考えられる。すなわち、石灰岩層の厚さがさほど厚くない場合は、2向斜間の背斜部は侵食が進むにつれて基盤岩の露出するところとなり、ふたたび侵食が速まり第2章で述べた砥用—天草間の石灰岩層や第3章の古処山頂付近の石灰岩層のように、2向斜の向斜部にあった石灰岩は相互の連絡を断たれて、おのおの独立した1岩塊として基盤岩上に残されるであろう。

この一連の石灰岩層は、その大部分が結晶質となり、ほとんど化石を産しないので、その地質時代を決定づけるには他の方法によらなければならないのであるが、松本教授⁹⁾が試案として提議された秋吉石灰岩層との対比も、いずれ確認される時がくるであろう。

これら一連の石灰岩層の露出形態は日本列島内帯に分布するある石灰相グループの特徴的露出形式であるとみられ、その露出規模の大きさもさることながら、一見規則性をもたない拡がりや有するかの如き不定形の大岩塊の分布状況を示している。

これらの石灰岩層のうち船尾山の石灰岩層についてはすでに向斜構造⁹⁾¹⁰⁾が確認されており、大局の見地からは向斜構造に異論のないところであるが、筆者は平尾台や苅田地区、または香春岳—岩屋地区の石灰岩層がすべてW字形複向斜構造をなすものと推定されることと考察合せて、それらと同様な構造形態をなすものと考えている。

さて平尾石灰岩層は大局的に向斜の態形で連続する（これを平尾向斜と呼ぶことにする）のであるが、その構造の概念を述べておきたい。

平尾向斜の南東翼が田川変成岩上に整合的に重なり、北西側に60°内外の傾斜を示していることは一般によく知られた事実であるが、石灰岩体北西限における非変成秩父系との関係ははまだ明らかにされていない。

筆者は平尾台北西麓において、この石灰岩体に接する非変成秩父系と考えられてきた地層が、実は今まで考えられていたような非変成秩父系ではなく、田川変成岩類の最上部に位する層準のものであり、平尾石灰岩層はこの上に整合に重なり、南東側に60~70°の傾斜を示し

ている状況を観察するとともに、このグループは背斜構造を形成しており、上述のようにその南東翼上に平尾石灰岩層を戴くと同時に、北西翼上には非変成秩父系が漸移関係で累重していることも観察することができた。すなわちこの背斜構造の確認によって、平尾石灰岩層と非変成秩父系の同時異相関係を立証するとともに、平尾石灰岩層が向斜構造をなすものであることを裏付けしたものと考えている。

また、ここに注目すべきことは、この背斜構造を形成するグループ中のある層は、いわゆる“軟珪石”として各地で採掘されていることである。この軟珪石とは(昭和26年鉱業法による法定鉱物に指定さる)チャート・千枚状珪岩・粘板岩などが特殊な変成作用を受けて、軟質、脆弱質となったもので、セメントの副原料として好適とされているものの呼び名で、岩石学的に特定の岩石につけられた名称ではないようである(チャートおよび千枚状珪岩を主として採掘しているが粘板岩を採掘しているところもある)。

この軟珪石は恒見付近から船尾山北方付近にわたり、各地で採掘されているのであるが、それらの産地について調べた結果によると、無秩序にいずれの層準のチャートや千枚状珪岩層でも採掘されているというものではなく、すべて平尾向斜の北西翼基盤である前記背斜構造グループ中のものであることが確認された(ただ例外として裏門司付近の非変成秩父系中のはほぼ同質の軟質チャート層が軟珪石として出願されている)。

また、三ノ岳(香春岳三山の1つ)北方や、荊田町北方等に露出する軟珪石は、平尾向斜を横断するNNW方向の断層によって南方に転位しているために、平尾石灰岩層との関係位置がまぎらわしいものにはなっているが、前記背斜グループ中のものであることは疑を入れない。この軟珪石グループの岩石は著しく風化していること、および擾乱破碎されているのが特徴で、一般に赤褐色を呈し、黒色鉱物(マンガン?)で汚染されていることが多い。この特殊な変質がいかなる原因によってもたらされたかについては、今後の研究に待たねばならないが、すくなくとも背斜構造形成に伴う動力と特殊環境下での風化の影響に負うところが多いことは否めないようである。すなわち、該グループが平尾石灰岩層と非変成秩父系の異相の両者に整合であることは、同グループ堆積直後に引続いて起こった背斜構造の成長を意味し、同グループはまだ軟弱のうちに横圧を受けたと同時に背斜の頂部付近は海面上に出て風化作用を受け、あるいは時に海水を冠る特殊な環境下での露天化であったものと推察されるのである。いずれにしても軟珪石グループは平尾向

斜の形成と切り離しては考えられないもので、平尾石灰岩層の構造解明の鍵層というべきものである。

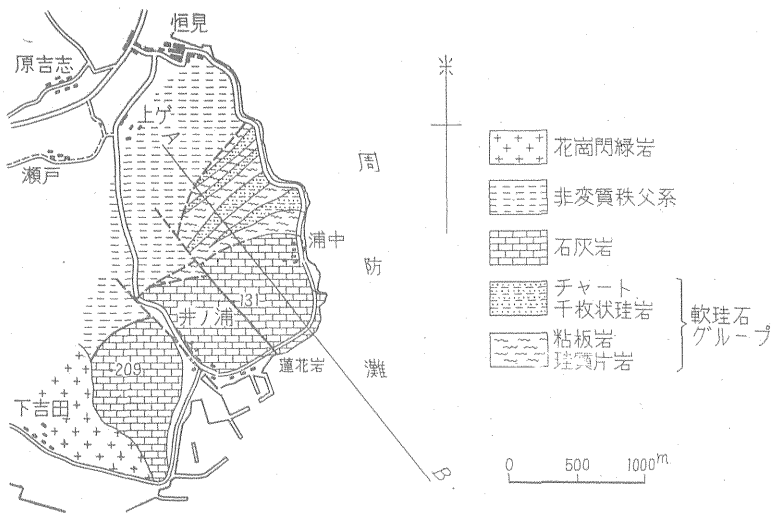
4.1 門司市恒見・井ノ浦海岸の石灰岩層

門司市恒見の南方、井ノ浦海岸に広く石灰岩層の露出がある。石灰岩層の南東側基盤である田川変成岩類が露出すべき地域と予想される南方から東方にかけては海面で、石灰岩層の南西方は花崗閃緑岩の侵入により断たれ、また、井ノ浦部落北方付近では非変成秩父系と断層接触をなすので、当石灰岩地の南西半では石灰岩層は層序的に孤立状態であるが、北東半では浦中部落北方海岸一帯に軟珪石グループの露出がきわめて顕著で、当地石灰岩層の層序的位置を明確にしている。すなわち、該地の軟珪石グループは浦中部落北方で背斜構造を形成し、その南東翼部の周防灘に突出する岬付近での傾斜は40~50°SEを示し、石灰岩層との接触部付近の露出が不良で両者の関係が明確でないとはいえ、大局的には石灰岩層の基盤として連続する態勢にあり、軟珪石グループの造構造的な性格からみて、当地域もまた平尾向斜の構造圏内にあることは疑を入れる余地はない。

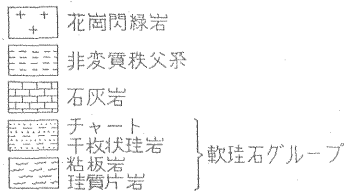
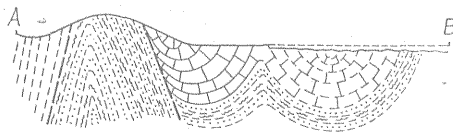
各処で明瞭に観察しうる石灰岩層の走向はN40~70°E内外で北西側に傾斜し、海岸付近に急傾斜で70~90°内外を示し、山側にいくに従い漸次傾斜が緩やかとなり40°内外を示す傾向が見受けられる。

この露出面で見られる傾斜のみからすれば単斜構造をなすものという他ないようであるが、これほどの厚い石灰岩層が単斜構造をなすことは、特殊な異例を認めるのでなければありそうでないことであり、また浦中部落付近の石灰岩層の露出状況は、前述の軟珪石グループの露出態勢との関連において、すくなくともこの付近においては軟珪石上に整合に重なり南東傾斜を示すものと推察されるので、単純に北西傾斜に終始するものとは考えられない。そこで想起したいことは、海岸付近における垂直に近い急傾斜と、山側にいくに従い傾斜角が緩やかとなる傾斜角の変化で、これは露出の地形的状況とともに第3.3項で述べた木ノ葉山石灰岩の露出状況と条件がよく似ており、向斜構造の片翼部の大部分が断層のために欠除されたものであろうと推察されることである。

また荊田地区の石灰岩層が1背斜2向斜からなるW字形複向斜をなすことと関連して考えられることは、この一連の石灰岩層の南東側基盤露頭の傾斜が一般に60°内外の傾斜であるのに、この海岸付近では垂直に近い傾斜を示すことが、2向斜間の背斜部に当るのではなからうかとの印象も強い。しかし海底のことであるから想像にすぎないのであるが、この一連の石灰岩層の構造の傾向としては第17図に破線で示すようなものではなからうか



第16図 恒見付近地質図



第17図 恒見・浦中付近断面図

と推察されるのである。

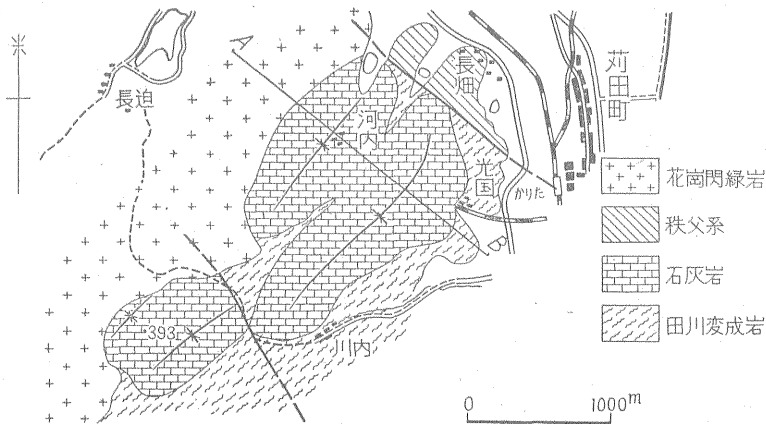
当地の石灰岩は灰白色のものを主とし灰黒色の部分もある。細粒結晶質ないし緻密質塊状であるが、ところに

より明瞭な層理を示す部分もある。

4.2 福岡県苅田町付近の石灰岩層

福岡県苅田町西方の丘陵性山地一帯に広く石灰岩層が露出する。石灰岩は純白色粗晶質ないし細粒結晶質で一般に塊状であるが明瞭な層理を示すところもある。

石灰岩体の南東限は田川変成岩類を基盤として整合的に重なり、北西側に60°内外の傾斜を示している。北西側は広く花崗閃緑岩の侵入するところで、また北東側は山勢が急に緩やかになる付近にNW方向の断層があって非変質秩父系と接している。この石灰岩を主とする山地は複雑な地形を形成しているが、大局的にみれば石灰岩の走向に平行の数条の峯とその間に挟まるNE方向の谷ないし凹地で形づくられており、地質に原因していることは明らかである。すなわち峯を形成しているところは石灰岩層のうちで水に溶けにくい層の露頭部に当り露出



第18図 苅田付近地質図



第 19 図 刈田付近断面図

も良好である。谷や凹地を形成しているところは地質的には 2 種類で、中央の高いところの凹地や鞍部および北東方に開く谷は石灰岩層の背斜部にあたり、谷の北東端部付近や石灰岩南西縁の尾根の鞍部付近には基盤の露出が外側に扇状に拡がって明瞭な背斜構造の露出形式を示している。他のものは石灰岩層のうちで水に溶け易い層の露頭部にあたり、ドリーネの発達と連続、ついに谷への発展という段階を示しているようである。これに類するものは前記背斜の北側と南側にあって、それぞれ向斜軸部に近い。すなわち北側のものは向斜軸部近くに断層も並走して谷の形成を助長したもののようで、直線的な奥の深い谷になっている。南側のものはドリーネの連続方向に谷が発達せず、ドリーネの併列状況はその凹地の長軸方向によって推察できるように、ある特定層上にあるが、凹地のあるものは南東側の峯を破って南東方に開いた谷として発達している。これはおそらく鐘乳洞などから小横谷へ発展したものと推察される。

これらの凹地や谷の帯には石灰岩の露出が悪く、ためにその存在を疑われるゆえんである。

この石灰岩山地は侵食が著しく進んでいるのでこのような複雑な地形になっているが、一段階さかのぼってみるならば平尾台同様の石灰岩台地を形成していたであろうことは容易に推察できる。この石灰岩山地と谷を距てた南西方の 393m 峯は、小さな規模のものではあるが石灰岩台地を形成し、頂上付近は平坦で、カルスト地形特有の小丘やドリーネが形成されている。

当地域地質図文献¹⁶⁾²⁰⁾によると、4 条のレンズ状石灰岩層として表わされたものと、該山地一帯を全面石灰岩層として塗色されたものとの 2 種類があって、前者は露出の明瞭な峯部に続く石灰岩層を各独立した 1 層とし、露出の悪い谷や凹地には石灰岩層が無いものとみなし、後者は露出の悪い谷部や凹地でも風化粘土の下に石灰岩層を確認した結果、全面的に石灰岩層の拡がりがあるものと推定して作成されたものであろう。石灰岩層の褶曲構造と風化侵食の組合せによる露出形態の微妙さがあらわれた興味ある問題のように思われる。

これらの状況を、筆者が踏査して得た資料をもとに検討すると、いま仮りに峯部に連なって露出する石灰岩層の露頭を南東側のものから、a, b, c, d 層と呼ぶことにする。a 層と b 層の間には一連の露出不良地帯が続

いて凹地(実はドリーネである)や鞍部など地形的にも石灰岩以外の地層を連想しがちな状況を呈している。また現地の業者もそこを回避し、夾みがあるかにいっているが(採石を目的とする業者にとっては風化粘土の如きもまた一種の“夾み”に他ならない)、a, b 両層の南西端部は NW 方向の峯続きとなつて、この付近では両石灰岩層は互いに接近して 1 層となり、この峯の南西側の谷で観察するに田川変成岩層がその下盤として北側に廻り、明らかに向斜構造をなすことがうかがわれる。また、両者間の凹地のうちでもっとも大きな凹地を例にとりても、これが大型のドリーネであることは疑う余地がなく、a 層中の 2 個の横穴(内尾業師のある穴)はドリーネの水が a 層の弱線を伝わって流れ出した鐘乳洞にほかならない。

b, c 両層間の背斜の状況は前述のとおりであり、基盤の岩質がホルンフェルス化していることは花崗閃緑岩の影響に帰すべきである。

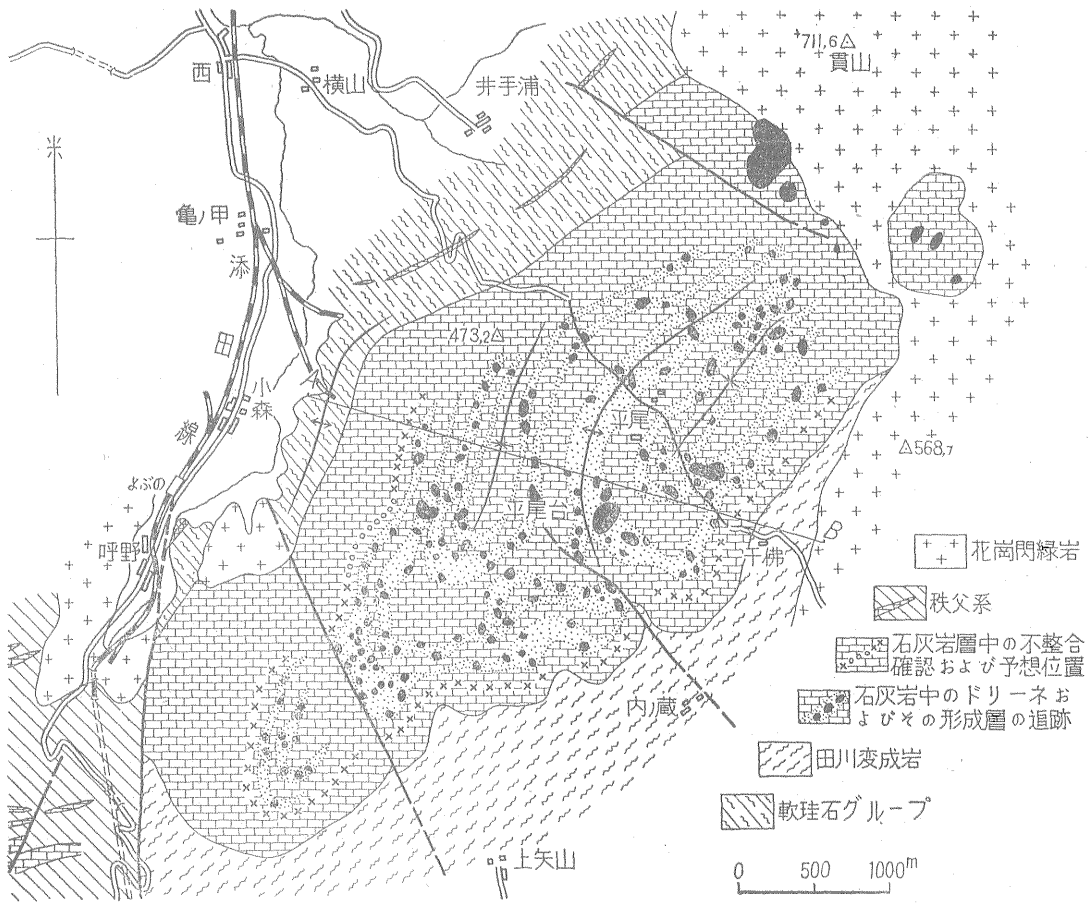
c, d 層間の谷も露出が悪いが、谷の奥では谷の中央部に突出した尾根や、谷の奥にふさがり山腹などが石灰岩で構成され、石灰岩層の傾斜も c 層は北西側傾斜、d 層は南東側傾斜を示し、これまた向斜構造をなすこと明らかである。

すなわち、当地の石灰岩層は 1 背斜 2 向斜の複向斜構造をなし、平尾台に比較し侵食剝削の程度が著しく進んでいるので、露出形態としてはやや異なる感じを受けるのであるが、基本的な構造形態はまったく同様のものである。

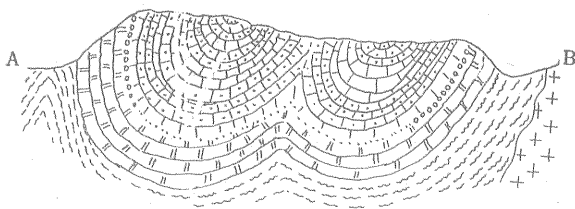
4.3 平尾台の石灰岩層

平尾台を形成する石灰岩層は、九州地方に分布する石灰岩体のうちでは最大の露出規模をもつもので、その延長は 6 km 余、最大幅員 3 km 弱に達し高さ 450~500 m 内外の台地を形成している。石灰岩は標高 200~300 m 付近から上部に露出している。

石灰岩の南東縁では田川変成岩上に整合に重なり、傾斜は北西に 60° 内外を示し、台地の北西縁では軟珪石グループ上に整合に重なり、傾斜は南東に 60~70° を示している。すなわち大局的に見た場合向斜の態勢にあることは否めない事実である。台地の周辺部は一般に急傾斜で懸崖をなすところが多く、また台地上には無数のドリーネや小丘が起伏し、いわゆるカルスト地形をなしている。このように台地上は起伏に富んだものではあるが、大局的には台地の周辺部に高く中央部に低い盆状である。ドリーネは“大穴”と称されている深さ 80 m、径 300 m 以上に達するものを筆頭に、小は深さ、径ともに数 m 程度に至るまで種々であるが、国土地理院発行の 5 万分の 1



第20図 平尾台付近地質図

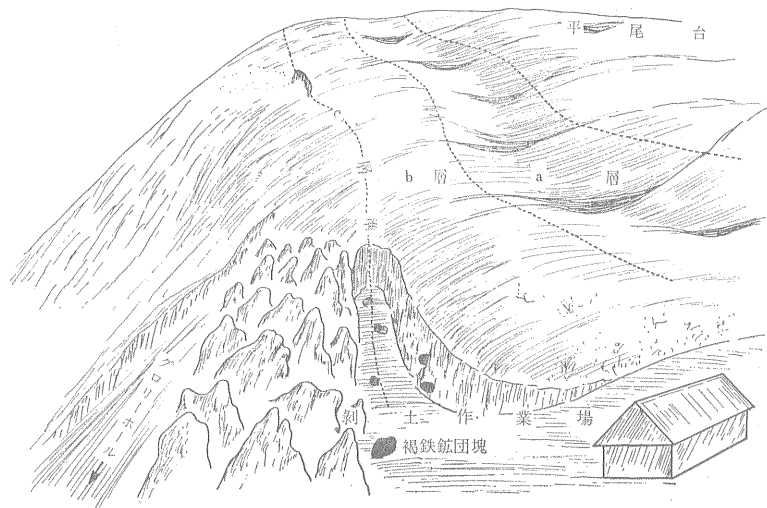


第21図 平尾台断面図

地形図に記入されたものだけでも180余を数え、深さ、径ともに数m程度のものは数えきれない。概して石灰岩の露出がよいのは小丘の斜面であるが、その露出はいわゆる Karrenfeld で地層の走向傾斜などの測れるようなものではない。これを遠くから望むと、群羊の草を飯む姿に似ているので羊群原などと呼ばれている処もある。

前項でも述べたように、ドリネは水に溶け易い石灰岩層に発達し易く、荊田地区のように石灰岩層の走向が直線的の場合は一列に並んで谷への発展が促されるのであるが、当地のように地層の走向に複雑な歪曲がある

と、ドリネも一見無秩序に散在するのように見える。しかし細心に観察追跡すると、無秩序と思われるその位置も、ある曲線を書いて1線上にあることが察知され、またその線に平行的に走る他の曲線を書くグループのあることも観察できる。また、これらのドリネ形成帯相互の間にはドリネのできにくい(すなわち水に溶けにくい)ために、小丘や Karrenfeld の発達する帯があって互いに併走している。これは多少性質の異なる石灰岩互層の状況を示す(これは化学分析によってその原因を検討中である)とともに、それらの地層が形づくる褶曲構造の状況を表すものと推察されるのである。すなわちそれによって当石灰岩台地の地質構造を解析するに、1背斜2向斜の褶曲構造をなすことが背かれ、荊田地区石灰岩層の構造と関連して妥当なようである。このドリネの追跡には、当地域の地質構造に対する筆者の主観がはたらいていることは否めないが、だか



第22図 平尾台北西縁部の不整合面付近の見取図

らといってその追跡がいかようにでも変えられるというのではなく、特に台地西半におけるドリネの走向はきわめて明瞭で、他に異なる追跡がゆるさるような状況のものではない。

さて筆者は当地の踏査によって、この石灰岩層の露出形態と地質構造との関係にはほとんど関係しないのであるが、当地石灰岩層の時代考証上重要な意義のあるものを1つ発見した。それは、当石灰岩層中に大きな不整合が存在するということである。すなわち第22図に示すように、台地北西縁中央部付近で石灰岩採石のための剝土作業を行なっているが、その作業場での観察によると、この付近一帯の表土の厚さは一般に1~2mのものであるが、最下位のドリネ形成層(これを仮りにa層と呼ぶ)の下盤側にはドリネのできにくい層(これをb層と呼ぶ)があって、このb層の下盤側(北西側)の層準(これをc層準と呼ぶ)は表土が深く、4~5mも掘っているが石灰岩の露頭が出ていない(その後の調査で本地点の剝土作業は遂に石灰岩露頭を見ず断念されている状況を見た)。この粘土層中には褐鉄鉱団塊を含み下盤側石灰岩層面上に礫土質頁岩の生成が見られるなど、これが不整合面上にできた露天化残留生成物であろうことはほぼ間違いない。このc層準はa層のドリネの連続と小丘状に連なるb層の追跡ならびに褐鉄鉱礫の散在等によって概略の見当がつく(その後の調査によりこの推定線上の植物の繁茂異状および石灰岩層の存在を発見し、c層準下位の石灰岩層の厚さが当地区付近で400mに達するのが北上するに従いその厚さを漸減し遂にb層が直接軟珪石グループ上に乗る態勢を見ることができた。ま

た化学分析による成分比より推定した層序もほぼこの推定不整合を確証付けているがこれは別に述べたい)。

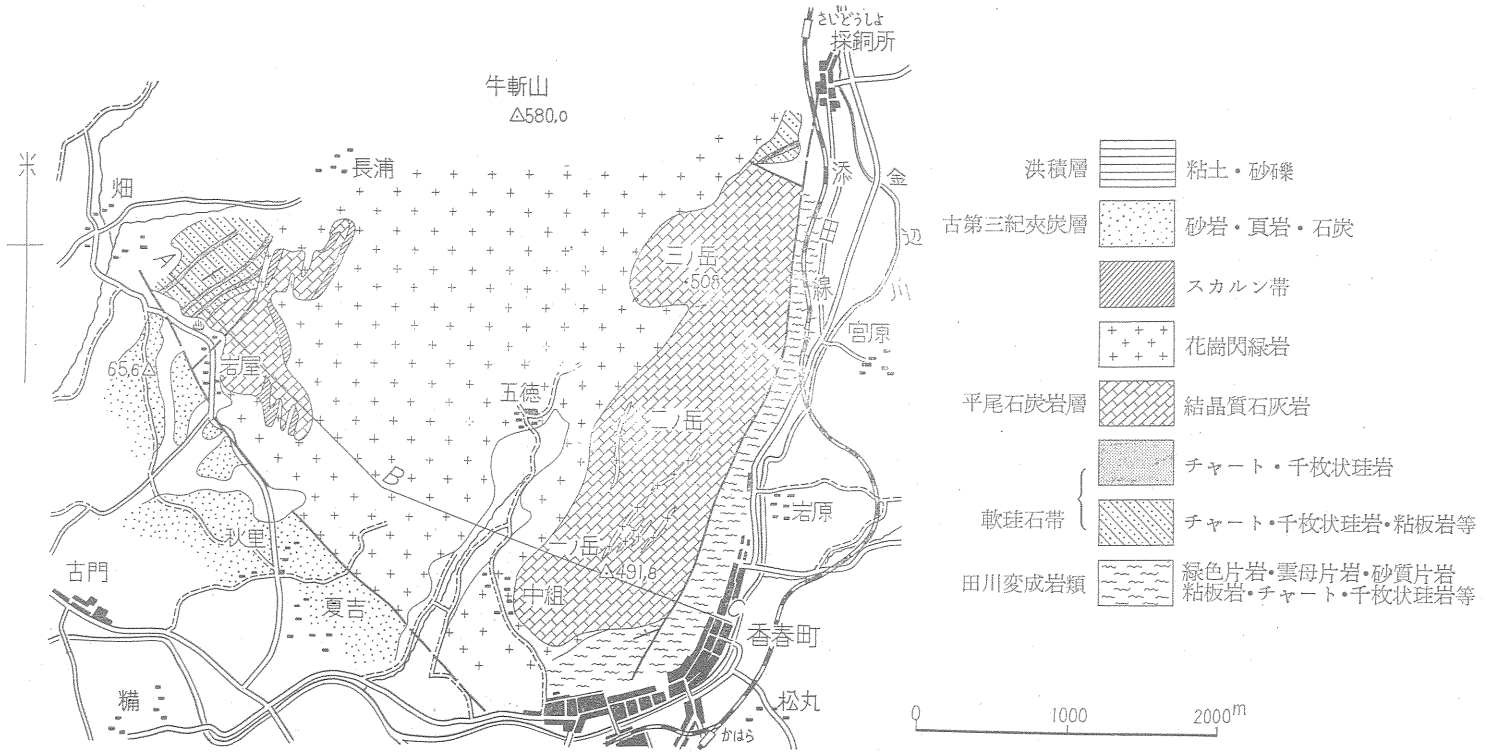
当地の石灰岩は一般に白色ないし灰白色を呈し、細粒~粗粒結晶質であるが一部には緻密のものも見られる。台の北東端付近と南西端付近が粒度が粗く、特に北東端の花崗閃緑岩との接触部付近には稜の長さ1~2cmの方解石結晶の集合からなるところがある。

4.4 香春岳一岩屋の石灰岩層

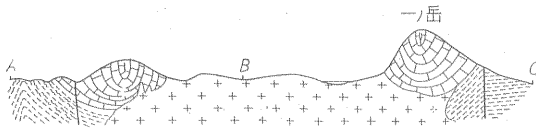
香春岳は南から北に一ノ岳・二ノ岳・三ノ岳と3つの瘤状に並んだ急峻な連峯で、中腹部以上が石灰岩層によって占められている。

連峯の東麓付近には、北一南性の断層(小倉断層)があって、石灰岩層は田川変成岩類と断層接触をなしている。また三ノ岳北麓にも断層が推定され、石灰岩層は軟珪石グループと断層接触をなしている。三ノ岳の北側の半から連峯の西側を廻り一ノ岳南側の半にかけて、花崗閃緑岩が広く露出して石灰岩層と相接している。一ノ岳南側の半から東寄り山麓には田川変成岩類が露出している。変成度の低い砂質片岩や粘板岩・千枚岩・緑色凝灰質岩などで構成され、石灰岩層との境界付近は露出が悪く、両者の関係を詳かにすることはできないが、両者間に断層の存在は予想されず、一ノ岳南東中腹部における石灰岩層の走向傾斜と下盤側の田川変成岩類の走向傾斜はほぼ同様で、両者は整合的な関係で重なっているものとみてさしつかえあるまい。

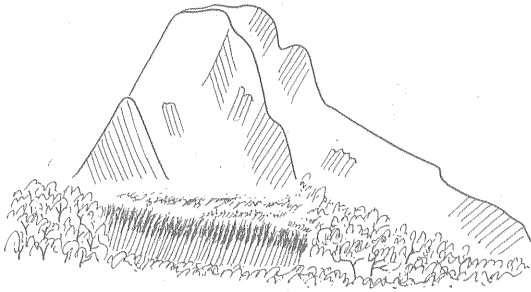
花崗閃緑岩体に接する付近の石灰岩中には、スカルン帯の生成著しく発達し、種々の金属鉱床を胚胎している。また花崗閃緑岩は石灰岩層中に岩床状と考えられる



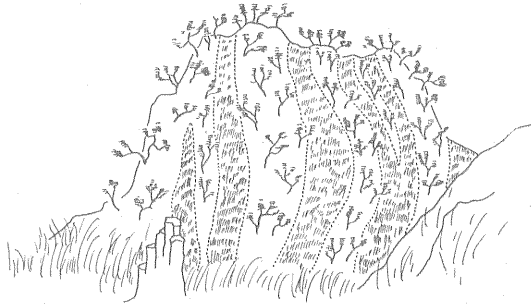
第23図 香春岳・岩屋付近地質図



第24図 香春岳・岩屋付近断面図



第25図 一ノ岳南西面の遠望



第26図 三ノ岳南面を二ノ岳との鞍部付近より望む

状態で進入しているものがしばしば見受けられる。

石灰岩はこの花崗閃緑岩侵入の影響を受けて一般に糖状化が著しいが、一ノ岳南東中腹部にみられるように、緻密質で明瞭な層理を示すところもある。色は一般に灰白色である。

一ノ岳南西方の中組部落—香春町間の道路上から一ノ岳を望観すると第25図に示すような斜線が山肌に見られる。この斜線が地層面を表わしているのか、またはたんなる節理を表わすにすぎないかは、にわかに断定できないが、一ノ岳南東中腹部付近の石灰岩層の傾斜と第25図右端付近の斜線の角度と方向とはほぼ一致している。また第26図は三ノ岳南面を、二ノ岳—三ノ岳間の鞍部付近から望んだスケッチであるが、松ノ木を主とする木本植物帯と、小さな雑草が密生した草本植物帯とが、図のように明瞭な縞模様を織りなして、奇異な景観を展開するのが見られる。この情況は各帯の化学成分や物理性が多少異なるものがあるためにおきた現象であって、自生する植物群は各その適性に応じて、現在のような分布状況を

示すに至ったものと考えられる。その化学・物理性の相違は、石灰岩堆積当時の環境の変化に由来するものであって、各植物帯間の境界は地層面を表わすものとみてさしつかえあるまい。すなわち当地の石灰岩層が水平的拡がりをもつものでないことは明白で、また全々無層理塊状のものでもなく、それは急傾斜に立っている地層であることが肯かれる。また一ノ岳の南東縁付近では前述のように明瞭な地層面で $N70^{\circ}E$ 、傾斜 $40^{\circ}NW$ が測定される。この三ノ岳および一ノ岳南東縁の両者の位置を考えるに、三ノ岳北側付近は花崗閃緑岩体の進入により、山頂の北側のかなりの部分が蚕食されているものと推定されるので、山頂付近はおそらく向斜構造をなす石灰岩体の中心部に近いところであろうと考えられ、後者は基盤に近い石灰岩体の外側部にあたる。このような石灰岩体の中心部付近の急傾斜構造と外側部の中庸の傾斜からなる構造は、向斜構造を形成している石灰岩体の侵食がある程度進展した場合によくみられる状況であって、他の構造を想像することは困難である。ここで第25図の斜線の意味するものを想起したい。すなわちこれは第26図の三ノ岳と一ノ岳南東部付近の石灰岩層の傾斜を総合した自然の断面図の景観である。香春岳の石灰岩層が向斜構造をなすことは確実であろう。

上述のように香春岳の石灰岩層の南東縁における状況が、田川変成岩上に整合に重なるものであることは、平尾石灰岩層の他地域における場合と同様に疑を入れぬところであろう。

さて岩屋地区の石灰岩層は、その北西縁部でいわゆる軟珪石グループを基盤として整合的に重なり、南東傾斜 $60\sim 70^{\circ}$ を示している。この軟珪石グループはチャート・千枚状珪岩・粘板岩等で構成され、特殊な変成作用を受けていること他地域の同グループとまったく同様であり、現在採掘されていないが(鉱区は設定されている)軟珪石グループであることに疑う余地はない。すなわち、当地と香春岳との間には著しい花崗閃緑岩の侵入があるが、上述のような層序関係からみて岩屋の石灰岩層は香春岳石灰岩層の延長であったであろうことは推察に難くないところで、平尾向斜の構造態形もまた明らかに苅田地区から平尾台、香春岳—岩屋地区と連続していたものとみてさしつかえない。しかも岩屋地区の石灰岩層の傾斜は、その北西縁方面では南東傾斜を示しているが北東部付近では北西傾斜を示す傾向がみられ、向斜構造を形成しているものと推察されるのである。すなわち、該石灰岩体中央部の250m 峯一帯では石灰岩と花崗閃緑岩の接触部にスカルン帯の生成が著しく、このスカルンの露頭の連続および傾斜の状況から、石灰岩体縁辺部の

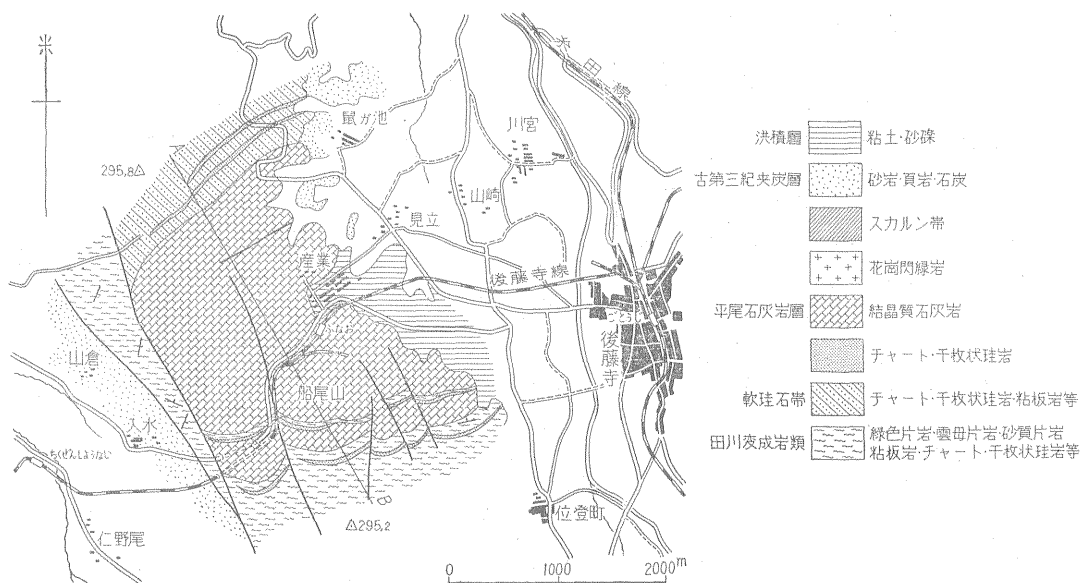
構造が概略察知されるのであって、それによると、250m 峯頂上付近は走向N10°E内外で傾斜は垂直に近く、250m 峯北麓付近では北西傾斜50~70°内外を示し、兩地点間の高低差および山腹斜面でのスカルンの露出状況などと総合して石灰岩層が北西側に傾斜していることはほぼ間違いなからうと推察され、当地においても平尾向斜は1背斜2向斜からなる複向斜構造であることが背かれるのである。

4.5 船尾山付近の石灰岩層

船尾山付近の石灰岩層はすでに向斜構造をなすことが認められており、筆者もまた同地域の石灰岩層が大局的に向斜構造をなすことに異論はないが、文献¹⁰⁾によると

岩・緑色片岩・雲母片岩・粘板岩等で構成され、向斜の北翼でもこれらに相当するほぼ同質の地層が露出しており、この北翼での該グループは、いわゆる軟珪石グループであって、“糸田珪石”の名で採掘されている。すなわち平尾向斜が当地域まで連続している証拠であって、当地域の石灰岩層が大局的には向斜の態形にあることは明確な事実である。

さて筆者がこれまで研究してきた塊状石灰岩体の地質構造と露出形態との関係についての一般的な結論としては、石灰岩体が単独な向斜構造をなす場合には向斜軸部近くに高い峯を形成し、複向斜構造をなす場合には台地状あるいは複雑な地形の石灰岩露出地域を形成するとい



第27図 船尾山付近地質図



第28図 船尾山付近断面図

単純な向斜構造として取り扱われており、船尾地域の石灰岩層が平尾向斜の延長部であることは疑う余地のないものであるから、荊田・平尾台・香春岳一岩屋地区に見られるように、W字形の複向斜構造をなすことがもつとも常道な構造形態ではなからうかと考えている。

当地域の石灰岩層の向斜南翼では、田川変成岩上に整合に重なって北側に50°内外の傾斜を示す状況がよく観察される。付近の田川変成岩類は、チャート・千枚状珪

岩の、石灰岩山地の特徴づけられた露出形態であろうとみているのであるが、当石灰岩露出地域全体をみた場合に、単獨向斜の露出形態でないことは明瞭である。すなわち当石灰岩山地は深い谷が発達した複雑な地形をなしている。このような複雑な地形は荊田地区でもみられるように、複向斜構造の台地地形から変貌したものとみるのが妥当なようで、特に当地地形の複雑化はN20~30°W方向の断層が数条発達しているために、それらのあるものが断層谷として発達したり、また当石灰岩山地がNNW方向に延びた地壘的性格の山塊の一部であるために、該地塊内に発達する同方向の階段状東側落ちの断層か、あるいは地塊が東側に傾動した結果東方への侵食が進展すると同時に侵食に容易なある層準に層向性の谷が

発達したものと推察される。このような観点の下に小範圍の船尾山を見るに、この山は前記NNW方向の断層谷と背斜部(推定W字形複向斜の中央部の背斜)の谷に囲まれて、上述のような侵食の趨勢から取り残された条件下にあったので、一段階以前の型であるカルスト台地として残存しているものと推察される。

また、麻生産業K.K.の高山久雄調査の資料によると、前記推定背斜部(船尾山北側の谷)の延長上、入水部落東方の田川変成岩層中に互いに直角に背を向けて両側(北微東側および東微南側)に傾斜している層向傾斜が測定されている。これは明らかに背斜構造の存在を示す(平尾向斜は苅田地区でも、平尾台でも南西方向向斜軸が上がり、船の船先状を呈する特徴ある構造を示している)ものであって、該地点と石灰岩体との間には断層が走るとはいえ、この背斜構造が石灰岩体中に連続することは否むべきもない状況といわなければならない。当地石灰岩層のW字形複向斜を立証する重要な資料とみられる。

さて、前記背斜軸部にある谷をW字形複向斜の中央の背斜部とすれば、大局的にみた平尾向斜の中心部よりあまりに南寄り過ぎるうらみがあるが、関ノ山北側には走向性の断層が推定され、それに関連した露出の拡がりがあるものと推察される。

当地域のW字形複向斜構造の実態については今後なお新資料を得て決定したいものと思う。

5. 非変成秩父系中の石灰岩層

九州地方における非変成秩父系石灰岩層の大きな分布地域は、外帯の大分県津久見市付近から熊本県南部に連なるものである。この地域の石灰岩層は著しい褶曲構造をなすとともに断層を伴って複雑な構造を呈し、一般に砂岩・頁岩・緑色凝灰岩等と互層帯をなして発達し、その連続性も変成岩に伴なう“塊状石灰岩”よりは、はるかに大である。だから局部的な踏査による知識だけでその全般の地質構造について述べることはできないのであるが、踏査し得た数カ所の石灰岩露出地について察知されることは、断続的に連なるこの石灰岩層が、やや大規模な露出をするその露出規模というものには地質構造が関係しているように考えられる。その構造とはすなわち向斜構造であって、石灰岩層は向斜構造のために露出の幅員を増し、または重複露出による見掛上の石灰岩層の数の増加があつて、経済的視野から注目される価値を生ずることにもなる。しかしながらこのグループの石灰岩層は、その連続性があるということと関連しているものと考えられるが、一般に向斜の脚が長く、侵食

が著しく進んだ地点でなければ、野外的に向斜構造を確認することは困難な場合が多い。

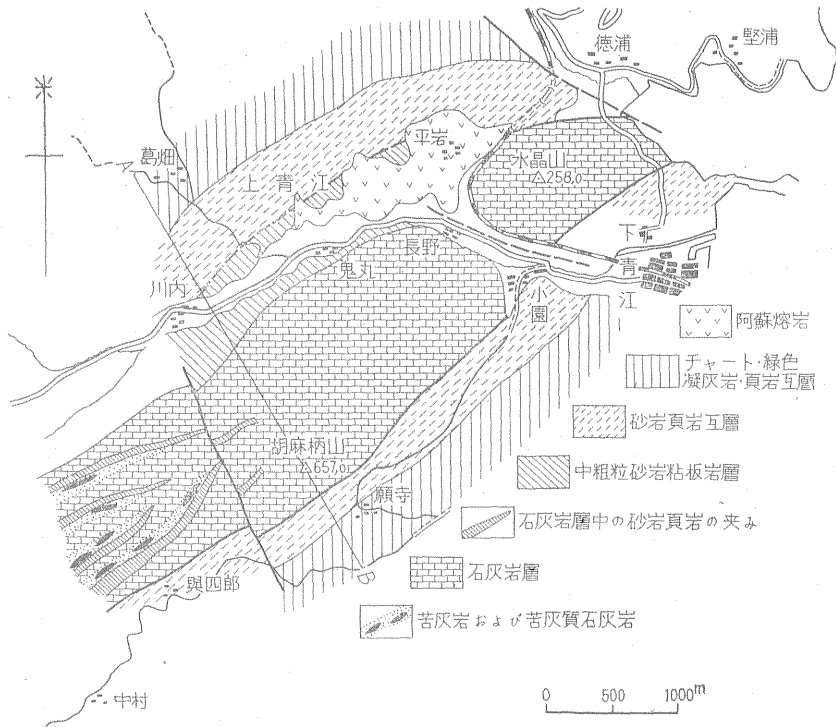
5.1 津久見市付近の石灰岩層

大分県津久見市の水晶山(高登山)・胡麻柄山一帯には、無層理塊状石灰岩の大岩体が露出している。石灰岩は淡紅色を帯びた灰色ないし灰白色で緻密質である。

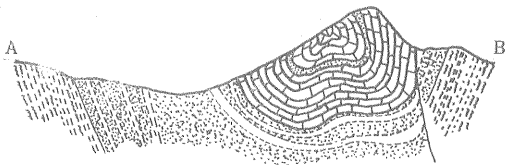
石灰岩層を挟有する地質は、砂岩・頁岩(粘板岩)・千枚岩・輝緑凝灰岩・チャートおよびレンズ状石灰岩層で構成され、一般走向N50°~70°Eを示し、石灰岩体を挟んで両側の地層は60°~90°の向斜的傾斜を示している。それら両側地層の岩相を対比してみると、石灰岩体北西側に近い一部の地層が、軟質中・粗粒砂岩を主とする、見掛上若い感じのするもので、この砂岩層が新期のものであるかどうか、もしこの砂岩層が秩父系の一員であるとすれば、石灰岩体の南東限は走向性の衝上げ断層であると考えられるので、石灰岩体の南東側には本層を欠除しているのか、いずれにしても本層に相当するものは、石灰岩体の南東側には露出しない。この一部の砂岩層を除けば、北西側に砂岩・頁岩優位のチャート・輝緑凝灰岩互層帯があつて、その外側にチャート・輝緑凝灰岩・頁岩の互層帯が続き、石灰岩体の南東側にもこれと全く同様の互層帯が対称的に配列している。

さて石灰岩層の地質構造であるが、かつて当地を踏査した当時、水晶山南麓の小野田セメント採石場で第31図に示すような、一辺の長さ8~10mの黒色頁岩の矩形的断面の岩塊がみられた。これは石墨質のもので、その成因に火成的なものがあるかどうかは別として、その挿入形態はまったく物理的で後成的な混入とみるのほかはない状況のものであつた。またその後の情報によると、同地でグローリーホール用の隧道を掘進中、厚い頁岩を通過する箇所があつたとのことであるが、この付近には頁岩層の“夾み”はないから前述のような混入岩塊か、または向斜構造が単純なものではなくW字形の複向斜をなしているために、その背斜部の下盤側の頁岩層を掘進したものと考えられる。というのは当地の奥、碁盤岳付近ではW字形の複向斜に推移する状況にあり、海岸付近においてもその褶曲構造の形が続いているとみることも充分考えられるからである。

胡麻柄山の南西方、奥河内から八戸部落に越す付近では、山の中腹部に砂岩・頁岩互層の“夾み”があつて、石灰岩層の中心部をすぎると、ほぼ対称位置にふたたび砂岩・頁岩互層の“夾み”が見られる。さらにこの奥地(南西方)付近では、砂岩・頁岩互層の“夾み”が4層発達し、石灰岩層の中心部に対してほぼ対称位置に2層



第 29 図 津久見付近地質図



第 30 図 胡麻柄山付近断面図



第 31 図 高登山(水晶山)南麓の石灰石採石場における黒色岩塊の混入見取図

ずつ排列している。しかもそれぞれの“夾み”の内側(石灰岩層中心部に対して)には苦灰岩レンズを含んだ苦灰質石灰岩層を伴っている。この状況は、まずこの種の

苦灰岩鉄床の成因を究明する必要があると思われるが、これを次のように考える。すなわち、石灰岩の堆積が中断され砂岩・頁岩の堆積があり、ふたたび石灰質物質の供給がはじまったが、それを促進する情況になく苦灰岩への交代作用に適した環境であつた。この交代作用については現在のところ定説はないようであるが、石灰岩層の堆積環境と Mg 富化との関係には密接なものがあるものと考えられる。この問題について、東京教育大学の猪郷久義¹¹⁾が最近発表された説に同感のものがあつて、海底の隆起などによる海水面の低下と直射日光との関係などが石灰岩の Mg 富化に大きな役割をもつものと考えられる。

このような堆積環境が 2 度繰り返されて、砂岩・頁岩互層とそれに続く苦灰質石灰岩層が 2 層ずつ堆積したものと推定する。しかしその後の向斜構造の形成によって見掛上 4 層ずつの砂岩・頁岩互層と苦灰質石灰岩層であるかのようにみられるのであろうと考えるのである。

以上のような情況から判断して、当地の石灰岩層は第 30 図のような、もしくはもつと切込の深い W 字形複向斜構造をなすのかも知れないと推察される。そうして、海岸寄りの水晶山や胡麻柄山東麓一帯は、その向斜の底部

近くを露出し、胡麻柄山南西方一帯では侵食の程度が海岸寄りよりも著しく遅れているので、その露出形態もまた非変成秩父系石灰岩層の一般的形態を示し、単斜構造と見分けのつかない状況を呈している。

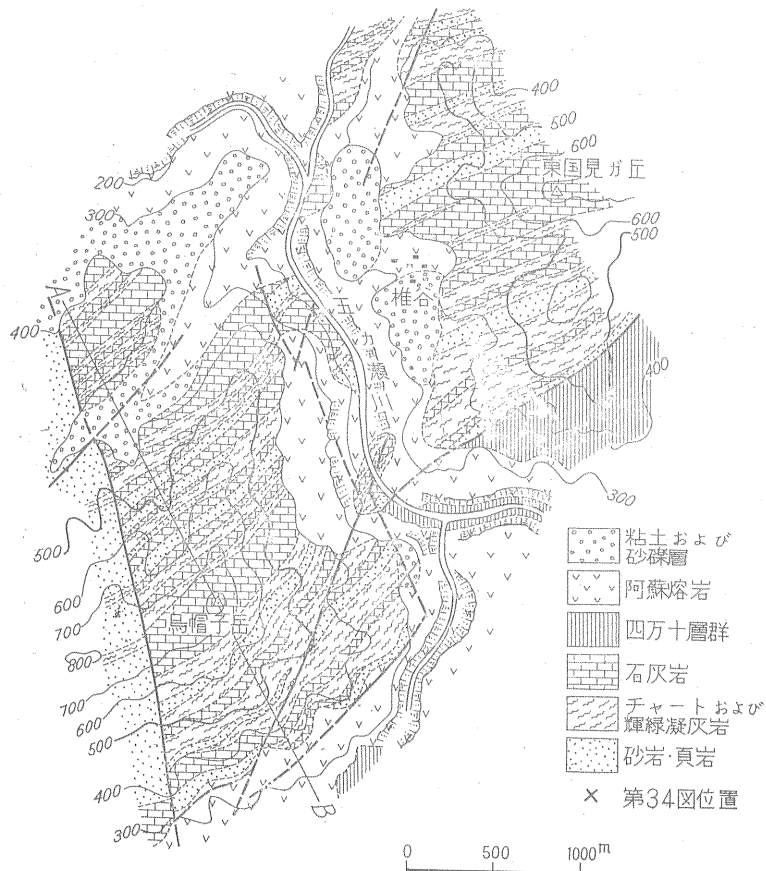
この両地区間の石灰岩層の露出形態の相違は単に海岸と山間部という現地理的環境にのみ起因しているものとは考えられず、両地区間には基盤地層の傾動等に伴う環境の変化があったのではなからうかと推察される。しかしながら両地区が接する付近は山勢急峻で、しかも樹木が繁茂しているので、それらの状況を詳細に解明することは容易ではない。ここに踏査の結果や文献¹⁵⁾¹⁷⁾を参照して推察できることは、当地の海岸寄りの石灰岩体は当地石灰岩層中の下部のものであり、山間部(胡麻柄山以西)の石灰岩は海岸寄りには露出をみない上部層がその大部分を占めているということ。それは単に地形上の位置による露出の関係からばかりでなく、“夾み”が北東方に尖滅する状況からみて、海退ないしは不整合を意味しているのではなからうかと推察されるのであって、

特に与四郎部落北方付近における向斜構造両翼部にある下位の“夾み”が北東方にその間隔を狭め、その下盤側の石灰岩層が南西方にその厚さを減じている状況は、どうみてもこの“夾み”と下盤側の石灰岩層との間には不整合関係であるようにしか思われぬ。この地域は藤井浩二¹⁷⁾が広範囲にわたり精密に調査しており同氏も山間部では向斜構造を考えていられるようである。

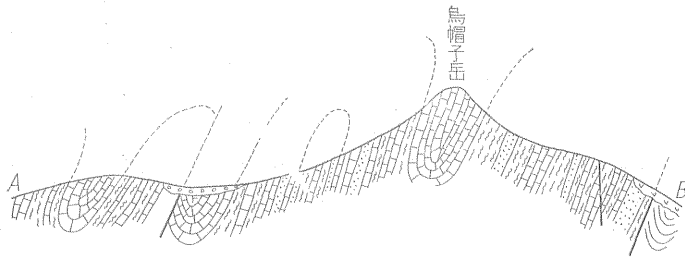
この海岸付近における大きな塊状石灰岩体が、他の秩父系石灰岩層と著しく露出形態を異にし、かえつて平尾石灰岩層に近似の露出形態を示していることに関心をもつのであるが、これは偶然の現象ではなく堆積およびその後の還境の類似性によるものであらうと思う。

5.2 宮崎県三田井付近の石灰岩層

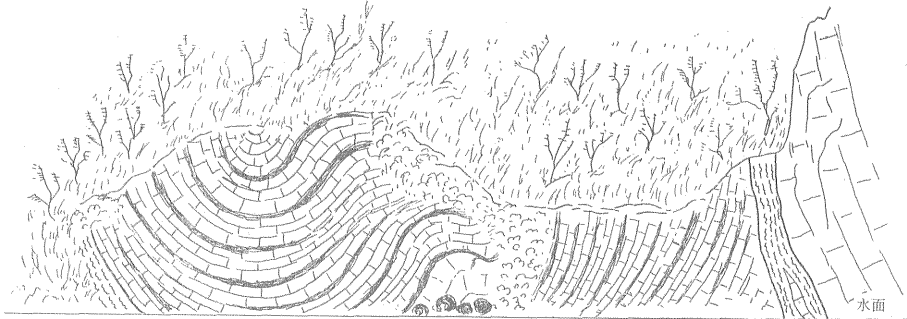
宮崎県三田井(高千穂町)の南方、烏帽子岳・東国見ヶ丘一帯には、石灰岩・チャート・輝緑凝灰岩および砂岩・頁岩(粘板岩)の頻繁な互層で構成される一帯がある。秩父系に属し、その南東限はNE方向の構造線によって四万十層群に接している。



第32図 三田井南方烏帽子岳付近地質図



第 33 図 烏帽子岳付近断面図



第 34 図 椎谷部落付近五ヶ瀬川右岸の向斜構造

石灰岩層は見掛上20数層あって、一般に灰色ないし灰黒色緻密質塊状を呈するものが多いが、薄層理や礫岩をなすものもある。

これらの石灰岩層は一見単斜構造の観を呈して北西側に60°内外の傾斜を示しているが、椎谷部落付近の五ヶ瀬川右岸では第34図のような薄層理石灰岩層の向斜構造が見られ、当地域の構造が単斜構造でないことを示している。しかしこのような露出はただ1か所に見られるにすぎず、他地域では阿蘇熔岩の分布が著しいために、それに覆われて露出が悪く、ただちに同斜褶曲を想定するのは早計にすぎるが、他の谷などでも背斜や向斜でないか解釈できないような露出状況がしばしば見られるので、おそらく同斜褶曲をなすものであろうと推察するのである。

石灰岩層は上述のように20数層発達するかにみえるが、同斜褶曲とそれに伴う衝上げ断層により数回重複して露出しているものと考えられ、100mに達する厚い層は2~3層にすぎないものと推察される。

当地域の石灰岩露出地は、この断続的に連なる秩父系石灰岩露出地のうちでも大規模のものとして知られているところであるが、上記のように地質構造に原因するところ多く、特に向斜部にあたる烏帽子岳・東国見ヶ丘等が高峻な峯を形成している関係上、その露出規模が目立

つ存在になつている。この烏帽子岳は標高808m対岸の東国見ヶ丘は710mで、その間にある向斜構造の見える五ヶ瀬川沿岸の県道上が標高279mであるから、現在の山脈の峯から向斜の底部が見える付近までの高低差は概略500数10mに達する。この数字は当地域褶曲構造の脚の長さが少なくとも500数10m以上であったことを示している。

このように当地域の石灰岩層は著しい褶曲構造を呈しており、向斜軸と背斜軸の明確な位置はわからないが、石灰岩層のうち厚いものはいずれも向斜部にあると推定される。

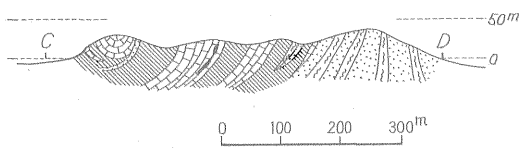
5.3 熊本県佐敷付近の石灰岩層

熊本県南部の鹿児島本線佐敷駅北方の鶴木山海岸から北東東に連続する一連の石灰岩層がある。石灰岩層を挟有する地層は秩父系に属し、砂岩・輝緑凝灰岩・チャートの互層をなす。一般走向はN60~80°Eを示し、傾斜は山間部では一般に60~70°南側傾斜を示し、海岸付近では石灰岩層を中心として向斜的傾斜を示している。

石灰岩は一般に灰白色ないし乳白色緻密質塊状で、一部に黒色を呈するものもある。石灰岩層は小さなレンズ状のものを除いて、やや発達の良いものが3層ある。石灰岩各層間には輝緑凝灰岩やチャートの“夾み”があって、しばしばその“夾み”の厚さが膨大して石灰岩層と



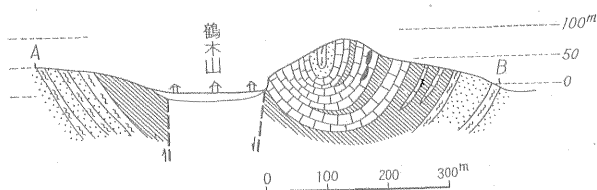
第35図 鶴木山付近地質図



第36図 鶴木山付近断面図(その1)

互層状になる。またインターフィンガーして互いに移行変わる状況も見られる。

山間部での石灰岩層は、見掛上南側に単斜構造の観を呈するが、鶴木山海岸における露出状況から推察すると、当地の石灰岩層が向斜構造を形成していることは間違いない。すなわち鶴木山海岸の石灰岩採石場での観察によると、向斜構造の軸部付近にある石灰岩第1層は、下盤をなす輝緑凝灰岩層上に向斜を形づくって乗り、その下の第2・第3石灰岩層などは向斜の南翼をなし北側に急傾斜して、第3石灰岩層下盤の輝緑凝灰岩層付近に



第37図 鶴木山付近断面図(その2)

なると $40\sim 45^\circ$ 内外の中層の傾斜を示すに至る。また鶴木山部落南側の小丘の海岸では、向斜の南翼は $60\sim 70^\circ$ で北側に傾斜し、石灰岩中央部に至るにしたがつて漸次傾斜角を増し、中央部の砂岩の“夾み”は 90° を示すに至る。また、北翼の干潮時に露出する汀での石灰岩層は南側に 35° の傾斜を示している。この緩傾斜は向斜構造の底部の近いことを示している。

このように露頭部に現われる傾斜角の変化は向斜構造の底部近くが露出する場合に、露頭位置の地形的高低によって著しく異なるものである。この海岸から 400m 余離れた鶴木山部落東方の山の端では、石灰岩層はすでに南側に同斜して単斜構造と見誤る露出状況をなす。これは同斜している向斜の底部から遠ざかったことを意味している。

この山間部と海岸における露出形態の相違は褶曲構造をなす地層が侵食を受けた場合に、その侵食の程度によって地層の露出形態に著しい変化をきたすものであることを物語っている。

6. 結 論

上述のように、九州各地に分布する“塊状”または“レンズ状”と称される型の石灰岩層は、すべて向斜構造(複向斜も含めて)を形成しているものと考えられ、非変成秩父系の石灰岩層といえども、その露出規模が他地域のそれと比較して著しく膨大しているところでは向斜構造をなす公算が大である。

これらの石灰岩層の露出形態を大別すると、概念的に考えられる地質時代に応じてほぼ特有の型を示しているように思われる。そしてこの露出形態というものが、石灰岩層の地質構造すなわち向斜構造と風化侵食との関係によって生じているものであることも否めない事実のようである。また石灰岩層の層厚というものもその露出形態に及ぼす影響は大であって平尾石灰岩層はその好例である。しかし、これとても露出形態の基本的原因をなす“構造と侵食の組合せ”の原則の上には立っていることは否めない。

これら石灰岩層の露出形態は本論で分類したように、
(1) 片麻岩および雲母片岩類(肥後片麻岩)に伴う

型

- (2) 結晶片岩類に挟有されるものの型
- (3) 平尾石灰岩層の型
- (4) 非変成秩父系中に挟有されるものの型

の4つに大別される。(1)の型は侵食削剝の程度が最も進んだ型で、丘陵性の低い独立山の山頂部付近に向斜の底部付近が残存するもので、その露出状況は地形と深い関係があって、一般に平面図ではレンズ形ないし連続性に乏しい不定形を呈する。

(2)の型は侵食削剝の程度が(1)に比較しやゝひくいので、連続する山嶺の嶺に沿ってやゝ長く連続し、向斜の脚も前者より長く、一般に向斜の底部が見えないのでレンズ状や単斜構造と誤認され易い。しかし谷や平地に面する急斜面では向斜の底部付近をあらわす緩傾斜構造など、向斜構造の推定資料は得られる。

(3)の型は石灰岩層の厚さが著しく厚いので侵食作用によって受ける変形の状況が、薄い石灰岩層の場合と幾分異なり、特に数回褶曲を繰り返した場合は侵食の条件が複雑となってカルスト台地などを現出するに至る。

(4)の型は1つの型とみるには難があり、複雑な構造をなし一般に見掛上単斜構造と見分けのつかないものであるが、その露出の膨大する地域数カ所についてみたところによると、その膨大する主原因は向斜構造にあると推察され、侵食過程からみて前3者のように進展していないのが普通である。たまた向斜の脚は長く、山間部では単斜構造との区別困難である。

大局的に、その侵食過程の上からみて上記のような4つの露出形態が考えられるのであるが、侵食削剝の進捗というものがかならずしも地質時代の長短と一致するものでないことは論を待たないところで、むしろ、その地域におこつた構造運動や上部に堆積した新期地層の情况等に関係深いものと推察されるが、筆者が見た範囲内では概念的に考えられる地質時代ないし堆積地域的にほぼ一定の型を示しているようである。

このように大きな石灰岩体の地質構造がなぜ向斜構造のみを形づくっているのであろうか、それは褶曲構造地帯における侵食削剝の作用が、向斜部より背斜部に著しいものであることがその根底をなすもので、しかも向斜部に石灰岩の厚層があった場合は、石灰岩の風化侵食に対する抵抗の強さがその現象をいつそう著しくして、向斜部の侵食が遅れることになり、地下深いところにあった石灰岩層はかえって山頂部として残り、周辺への拡がりを断たれて特殊な露出形態を示すに至ったものと推察される。

また厚層の石灰岩層にあっては、褶曲運動に際して向

斜の底部に移動集積することも考えられ、そのような状況下では石灰岩層は地層面を失なって塊状化する原因となったであろう。またすべての塊状石灰岩の純度が高く、“夾み”が少ないことは、堆積環境の変化による異質物の介入をゆるぎなかったことを意味しており、その堆積の進行はかなり急速に行なわれたのではなからうか。また急速でなくとも堆積層の累積によって、地殻の均衡を保つための盆状あるいは向斜的な運動が、堆積中から徐々に行なわれていたものと推察され、これが向斜構造への発展を促すことにもなったであろう。

(昭和35年11月稿)

文 献

- 1) 松本達郎：所謂長崎三角地域に関連せる二、三の地質学的問題，地質学雑誌，Vol. 46, No. 554, 1936
- 2) 松下久道：大分県木浦，宮崎県見立地方の地質，九大理研報，地質，Vol. 1, No. 1, 1941
- 3) 高山久雄：福岡県金国山嶺の地質，九州鉱山学会誌，1944
- 4) 松本達郎：西日本外帯地質構造発達史に関する新知見一和歌山県有田川流域の地質学的研究，九大理研報，Vol. 2, No. 1, 1947
- 5) Matsumoto, T. & Kanmera, K. : Contribution to the Tectonic History in the Outer Zone of Southwest Japan, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Vol. 3, No. 2, 1949
- 6) 松本達郎：肥後片麻岩地帯の地史学的研究，地質学雑誌，Vol. 55, No. 5, p. 648~649, 1945
- 7) 松本達郎・戸次哲夫：熊本県竜峯山地域の地質構造，九大理研報，Vol. 2, No. 2, 1945
- 8) 勘米良亀齡：球磨川中流沖ノ瀬地域の地質構造，九大理研報，Vol. 2, No. 2, 1950
- 9) 松本達郎：北九州・西中国の基盤地質構造概説，九大理研報，Vol. 3, No. 2, 1951
- 10) 野田光雄・牟田邦彦：福岡県田川市船尾石灰岩に就て，九州鉱山学会誌，Vol. 19, No. 9, 1951
- 11) Kanmera, K. : The Lower Carboniferous Kakisako Formation of Southern Kyushu, with a Description of Some Corals and Fusulinids, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Vol. 3, No. 4, 1952
- 12) 松本達郎・勘米良亀齡：球磨川下流々域，地質巡検旅行案内書，九大理学部，地質，1952
- 13) 勘米良亀齡：熊本県氷川流域における上部石炭系および下部二疊系，地質学雑誌，Vol. 58, No. 676, 1952
- 14) 山本博達：熊本県肥後片麻岩地域の変成地質一特に富田氏の“シルコン法”について一，九大理研報，Vol. 4, No. 2, 1953
- 15) 井上秀雄：大分県津久見市青江，宮崎鉱業苦灰石鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 6, 1953
- 16) 福岡県編：福岡県地質図，1953
- 17) 藤井浩二：大分県臼杵地域の層序と構造，地質学雑誌，Vol. 60, No. 709, 710, 1954
- 18) 木下亀城・岡本要八郎外：北九州平尾台と三ノ岳をめぐる鉱物産地，地質巡検案内書，1954
- 19) Toriyama, R. : Geology of Akiyoshi, Part 1, Study of Limestone Group, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Vol. 4, No. 1, 1954
- 20) Toriyama, R. : Geology of Akiyoshi, Part 2, Study of the Noncalcareous Groups developed around the Akiyoshi Limestone Group, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Vol. 5, No. 1, 1954
- 21) 東北地方石灰石調査委員会編：東北の石灰石資源，1954
- 22) 山口県編：山口県地質図，1954
- 23) 宮崎県編：宮崎県地質図，1954
- 24) 地質調査所：50万分の1地質図幅“福岡”および“鹿児島”，1954
- 25) 中村小四郎・井上正康外：熊本県石灰石資源調査報告，熊本県商工課，1955
- 26) 宮崎県編：宮崎県北西部五ヶ瀬川・耳川上流地方地質図，昭和29年度総合開発調査，1955
- 27) 大分県編：大分県久住・祖母・傾地区地質図，昭和29年度総合開発調査，1955
- 28) 地質調査所：20万分の1地質図幅“大分”，1955
- 29) 木下亀城：平尾台，研究集報第4集，九大工学部採鉱学教室，応用地質研究室，1955
- 30) 清原清人：宮崎県三田井付近石灰岩調査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 5, 1956

- 31) 野田光雄：満洲における石炭系および二畳系の層位学的研究，九大教養部地学研究報告，第3号，1956
Kyushu Univ., Ser. D, Vol.6, No.3, 1958
- 32) 井上 保：朝倉郡地域の地質，福岡学大紀要，6，1957
- 33) 松本達郎：筑紫山地変成岩地域の地質，鈴木醇教授還暦記念論文集，1958
- 34) Toriyama, R. : Geology of Akiyoshi, Part 3, Fusulinids of Akiyoshi, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Vol. 7, 1958
- 35) Kanmera, K. : Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu Japan-Part 3-Fusulinids of the Lower Permian, Mem. Fac. Sci. Geological Survey of Japan : Carboniferous System of Japan, 1960
- 36) 齊藤正次・神戸信和・片田正人：5万分の1地質図幅および説明書，三田井，地質調査所，1958
- 37) 藤本雅太郎・橋本光男：熊本県木ノ葉山および国見山を中心とする地域の深成岩および変成岩，(予報)，地質学雑誌，Vol.66, No.772, 1960
- 38) Geological Survey of Japan : Carboniferous System of Japan, 1960
- 39) 鹿沼茂三郎：わが国の上部石炭系の化石帯，日本古生物学会 "化石"，No.1, 1960
- 40) 森川六郎：本邦二畳系の化石帯，日本古生物学会 "化石"，No.1, 1960
- 41) 猪郷久義：丹生川層群の古環境と紡錘虫群，日本古生物学会 "化石"，No.1, 1960