

山口懸西南部三畳系の層序學的研究

長谷川, 晃
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4740697>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 2 (2), pp.101-128, 1950-09-20. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

山口縣西南部三疊系の層序學的研究

The Stratigraphy of the Triassic System
in the southwestern part of Yamaguchi Prefecture

長 谷 晃 (A. HASE)

(昭和 23 年 3 月 23 日受理)

- I 序
- II 地質構造の概観
- III 厚狭區三疊系の層序
- IV 厚保區三疊系の層序
- V 大嶺區三疊系の層序
- VI 對比その他の問題について

I 序

山口縣の西南部美禰・厚狭兩郡には大嶺・埴生の無煙炭として古くから知られ、且又、日本の含化石上中部三疊系の標準的發達地として古植物學上からも層序學上からも多くの研究のなされてゐる地層群がある。筆者はその綿密な化石層序學的研究を実施し、殊に所謂秋吉造山運動後の地盤の動搖の多い、従つて相の水平的並に垂直的變化も著しく、陸成と海成の地層の交錯する様な複雑な堆積環境の堆積物で、而もその環境に影響される事の多い二枚貝類を多産し、年代學的に價値ある菊石類等を産出しない地域においては、西歐その他に發達する典型的な海成層の化石層序學とは自ら異なる方法が取られるべきである事を考へ、それらの解決について攻究を試み始めたのであるが、化石の研究はまだ殆んど了してゐないから、此處では唯今日迄に知り得た層序について報告し、併せて今後の研究への出發としたいと思ふ。

尙本稿を草するに當り野外に室内に多くの御指導御鞭撻を賜つた當教室の今野圓藏・松本達郎兩教授・松下久道・鳥山隆三兩助教授並に幾多の諸先輩の業績に深い感謝を捧げる次第である。

II 地質構造の概観

本地方に發達する三疊系は之を北から大嶺區・厚保區・厚狭區の隣接した三區に分つ事が出來、各々の境界は大規模な構造線を以つて境され、各區共南～東に古く上述

構造線の近く(各區の上部)では複雑な複向斜構造を取つてゐる。

先づ大嶺區と云ふのは美禰郡大嶺町・豊浦郡豊田下村を中心とする地域で、その東は古生界常森層群と西は豊岳千枚岩類と同じく大構造線を以つて境される。後者との境界構造線に近い上部に於て(麻生層)三疊系は北北東方向に軸をもつ(軸自身もうねつてゐるが)南々西に開いた向斜半盆狀構造をなし、略走向北々東—南々西、30度内外の傾斜で漸次東南に古くなり、常森層群と接するのであるが、その境界は原初の不整合に沿つて前述の大きな衝動が起つてゐる。此處ではこの地方に發達する三疊系の上半部(平原層まで)しか表はれてゐない。

大嶺區三疊系は厚保區のもの(美禰郡東及西厚保村を中心とする)と所謂伊佐—杉原構造線と稱せられる地層の一般方向とは斜交する北東々方向の大構造線を以つて境されてゐるのであるが、その南において西—西々南に開いた向斜半盆狀をなし桃木層下部及平原層がその兩翼にあり、南翼では漸次古くなつて大嶺區では發達しなかつた三疊系下半部までであるが、遂に基盤を露出せしめることなく厚狹區に移る。その一般走向は北では北東乃至北々東、南方では北東々より東西に變り傾斜は甚だ急で50—60度である。

厚狹區と云ふのは厚狹郡厚狹町・生田村を中心とする地方であり、厚保區との境界には松瀬珣岩帯と呼ばれてゐる北東々方向の珣岩類岩石の噴出があるが、西では直接構造線を以つて接してゐる、上記珣岩類も矢張りそれに沿ふ噴出であらうと推察される。その南方では硯石層群が向斜をなして發達その下に傾斜不整合に三疊系があるけれども、西の一部では此の硯石統と北西—南東の斷層を境として三疊系上半部がより複雑な複向斜を行つてゐる。そして一般走向は北東々傾斜50—60度位で南へ古く、遂に厚狹川口繩地鼻では傾斜不整合を以つて變成岩類があるのであるが、その兩者の間には著しい構造線はなくて原初の關係である。

上述の如く三疊系は恐らく中生代末期に行はれたものであらう造構運動によつて全體としては南北に配列してゐる、北は北々東より南は北東々の軸をもつ三つの向斜構造を取つてゐる。恐らくそれに対応する背斜構造部となるべきものが、その褶曲運動の進行中か或は直ぐその後引續いた(それらは既に古生界中にあつたもの、再運動か)衝動のために大規模な構造線になつたものではないかと思はれる。

尙厚狹區三疊系の西縁には、その三疊系の走向とは略直角に東西を東からの衝動で境された南北に長い變成岩類がはさまれてゐて、豊岳變成岩類の帯よりも東方約6軒の處に位置してゐる。

以上は本地方三疊系の第一次の主要構造であるが、豊浦層群・豊西層群 更に 硯石層群の構造との關係が如何になつてゐるか、各々の間の造構的運動の有無、強さ等に關聯して問題である。

第一次の構造に對し 二次的のものとしては それらの複向斜を更に複雑ならしめてゐる背斜向斜がある。特にそれらは厚保區・厚狹區の上部において著しく大嶺區に比し複雑な地質構造を取らしめてゐるが、兩地區における此の複雑性と急傾斜は何のためであらうか。個々の 二次的背斜向斜は勿論第一次的向斜の方向とは一致しないことがあり、更に第三次以下の小さな幾つかの褶曲も發達してゐる。又厚保區では之らの褶曲構造を修飾してゐる北東々一東西方向の斷層がある。

以上の如き地質構造は更に新しい後成斷層(北西・北東・東西等)によつて轉位されたりしてゐる。

基盤に遠ざかつた 堆積の中心部附近では上に述べた様な大きな向斜をなしてゐるけれども、基盤に接した周邊部では大嶺區の基底部や埴生海岸の三疊系下半部に於て見られる様に、非常に複雑な然し中心部に比べると小規模な斷層衝上褶曲を行つてゐる。それは固化した 基盤にまだ變動をうけてゐなかつた 軟い中生層の接してゐることのために受けた壓縮のためではないかと思はれ、又大嶺區では常森層群との境界にそふ著しい衝動運動の附隨的結果の表現されたものでもあらう。中心部の構造は大きな向斜ではあるが周邊部程錯雜してはゐないのである。

尙本地方三疊系は硯石層群とは不整合により被覆される所をみるが、豊浦層群とは原初の状態で接する所はなく豊岳變成岩類の帯がその間にあり、その礫は豊浦層群には多數供給されてゐるけれども、三疊系には入つて來ず、該變成岩類は三疊紀後に地表に露出して來たもので、豊浦層群はその西に異なる堆積盆地に堆積されたものではないかと思はれるのである。

次に各地區毎にその層序の概要を述べる事とする。

III 厚狭區三疊系の層序

西は生田村埴生津布田の海岸より北東々に厚狭川・厚狭盆地を距て、更に東方にまで延長され、南東は第三系の礫岩・砂岩・頁岩により被覆され、西には花崗岩類の貫入がある。埴生津布田附近は今野教授と内藤學士によつて調査され、平松層・井手上層・中塚層・山野井層の名稱が與へられ、その後その下半部は高井學士によつて精細に調査されてゐる。筆者は該地域を概観し又その東の延長である厚狭町附近及北部の山野井・福田附近の地質調査を実施した。

基盤：— 厚狭町南方繩地鼻にみられ、南半部は淡綠乃至帶紫赤褐色の千枚岩質頁岩と綠泥石化乃至赤鐵礦化して綠色或は赤色になつた鹽基性の高い變質橄欖石玄武岩・同粗粒玄武岩の互層よりなり、帶淡綠白色のチャートを二層はさみ又赤色チャートの小塊状に含まれることの屢々ある地層である。之に對し北半部は綠泥石多く綠色風化黃褐色の千枚岩質頁岩同色砂岩の互層で黑色頁岩を僅かはさみ、上部に灰鼠色の不純な結晶質石灰岩のレンズが若干あり(5—6 糎より精々 30—40 糎) 變質玄武岩類がない。高井學士は之の黑色頁岩中より植物化石 (*Neocalamites* (?)) を發見し、平松層ならずやとされたが果して *Neocalamites* か否か大いに疑問であると思ふ。南半と北半では岩相も異なり變質度も南部の方が比較的激しいが、共に片理が發達し兩者の間に時間的一構造的間隙を設ける材料はなく、之らは所謂三郡變成岩の類に入れられる可きものである。

津布田層群

平松層 [Hr] 古生界との關係は上記繩地鼻海岸にみられ約 70 米の厚い基底礫岩を以て不整合に乗る。その膠結物は暗黃褐色の砂質物質で礫は密に徑數耗〜數糎時に拳大のチャートの圓・半角礫を主としその他綠色砂岩變質玄武岩類等が入る。兩者とも擾亂をうけてゐるからその走向傾斜の個々のものは變化が大きい、全般的にみると古生界は北 50—60° 東・70—80° 北又は南傾斜、三疊系は略東西・45—55° 北傾斜で可成りの相違があり、且三疊系よりもより甚だしい不規則な小褶曲をなしてゐる。基底礫岩下底においては古生界の頁岩と斜交してゐる。

埴生津海岸では硯石統の被覆のため基底は見られない。

平松層は黑色黒灰色の緻密泥質頁岩(剝理乃至非剝理性)多く暗灰色・黃褐色の砂

岩・礫岩(礫質砂岩)を伴ふ交互層で不良の炭層をはさみ下部より上部に亘り植物化石を多産する。

硯石層群及第三系の被覆のため露出は狭く之を細分することは困難であるが埴生海岸に於ける層序は

下 限 未 詳

- | | | |
|-----|-------------------------------------|-------|
| I | 黒色・黒灰色頁岩優位, 砂岩薄石炭を交ふ | 400 米 |
| II | 礫岩・礫質砂岩, 薄い頁岩をはさむ | 80 米 |
| III | 黒色黒灰色頁岩優位, 砂岩小礫岩・薄炭層をはさむ | 200 米 |
| IV | 黄色砂岩礫質砂岩可成り多く黒色頁岩と互層し薄炭層を介み斑岩の進入が多い | 300 米 |

平均の厚さ約 1.200 米, 岩相の變化著しく礫岩は西に厚く東に薄いことが内藤・高井兩學士により指摘されてゐる, 小規模な褶曲が著しく發達してゐる。

動物化石の期待され相な岩層であるが遺憾乍らまだ得られず, 山口縣に發達する三疊系の最下部と思はれる故, それが何時の時代迄下るかを決定するため有力な化石の發見が欲しいものである。岩相よりみて淺海性のものと思はれる。

井 手 ノ 上 層 [Id]¹—[Id]² 厚約 700—1000 米, 下底は石橋礫質砂岩と内藤學士の命名されたもので, 埴生海岸では平松層との關係は輕微な侵蝕不整合がある。即ち兩者の走向傾斜の差もなく, 基底面の凹凸も著しくないが平松層の黒色頁岩の礫を疎に含んでゐる。

平松層と異なり礫岩(礫質砂岩・砂岩に移化)の多い地層でそれらと交互して含炭黒色頁岩砂質頁岩(風化黒灰・鼠・青灰白色等)があり, 小規模な複雑した褶曲を行つて本區の主要夾炭層をなし, 植物化石が豊富である。礫岩の性質は淘汰不完全な大小の圓・半圓礫が砂質膠結物中に疎に散在するものが特徴的で, その密度大いさ等の變化著しくレンズ狀に膨縮消長する事が知られてゐる。

埴生海岸における層序を高井學士の調査についてみると

石橋礫質砂岩	100 米
含炭黒色頁岩〔植木層 U〕	20 米
礫質砂岩	60 米
含炭黒色頁岩	40 米

礫質砂岩	70 米
含炭黑色頁岩優位, 2—4層のやゝ著しい礫質砂岩(15—20米)を介む 〔上部は河内層 K〕	220 米
礫質砂岩	60 米
含炭黑色頁岩〔伊場層 I〕	20 米

然し乍ら厚狭川西岸に行くと礫岩は薄く數も少く黑色頁岩が多くなり炭層も薄い。此の相を [Id^B] とし度い。

井手ノ上層は岩相より見て東に開いた三角州性堆積物であり、礫質砂岩と含炭頁岩との交互は、地盤の運動とそれに伴ふ堆積供給源たる陸地の回春及平坦化の交錯を物語るものと考へる。

埴生層群

中塚層 800—1200 米、井手上層との關係は圖 1—2 によつて見られる通り、伊場山砂岩と命名されてゐるもの下底面は凹凸に富み井手上層の砂岩・礫岩頁岩の互層はやゝ斜交してゐる處がある。走向傾斜その他構造上の差は殆んどなく、井手上層の礫も含まれてゐる處をみないが、中塚層は津布田層群とは別個の新しい海進の始まる層であり兩者の堆積環境の相違は可成り著しい事等から考へても、大きな變動や時代的間隙はないだらうが軽い侵蝕不整合のあつた事が十分に推定される。

[Na I] 伊場山 砂岩層 200—100 米 風化黄褐色を呈する細粒～粗粒砂岩、往々にして 1 糎 5～糎 位迄の砂岩・チャートの礫を含む礫岩に移化し、その消長は一定の規をもたない。薄い植物化石を産する砂質頁岩をはさむ事多く *Cycadocarpidium* (?) 等がある。

[Na II] 200—600 米 黑色、黒灰色、風化すると黄褐、青灰、等の剝理・非剝理性の頁岩・砂質頁岩が多く、之に砂岩・礫岩を交へ下部に不連続の炭層がある。植物化石と共に動物化石多く、殊に *Halobia* を多産するがそれは頁岩中に薄い層をなして密集してゐる、唯 1 層準に限られるものではないが、その中、中下位の層準のものは特によく連続する。[Na II] 帶

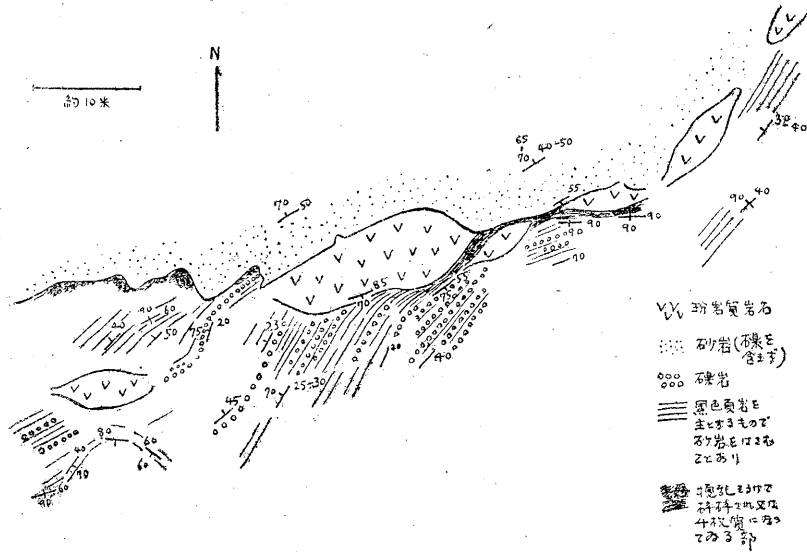


圖 1

生田村津布田海岸にみられる伊場山砂岩基底の状態(平面)

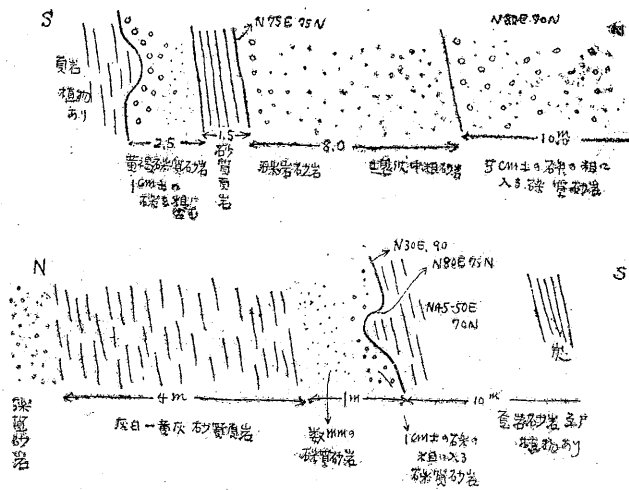


圖 2

埴生炭灰北々東の池附近にみる伊場山砂岩基底の状態(断面)

[Na III] — [Na III^E] 200 — 400 米 青灰色・風化黄褐の割に 淘汰良好の層理不明瞭な砂岩優位の層で、埴生方面では頁岩を介むことが多い様であるが厚狭方面では少い、之を NaIII^E とする。化石は稀である。

[Na IV] — [Na IV^E] 200 — 330 米 頁岩と砂岩の互層であるが、西では緻密

な細泥質黒色頁岩（風化青灰色等）多く、東では比較的頁岩の量少く且砂質のものが多く、部分的に礫岩や炭質の部をはさむことあり之を Na IV^E とする。後者の方には可成り化石は豊富であり *Anodontophora* 多く *Oxytoma* を産する。[Na IV 帯]

中塚層は淺海成層であり Na II, Na IV において他よりもやゝ深い相になつたものと思はれるけれども、それとても全區域にそうだつたのではなく局部的の變化は多いと見なければならぬ。

山野井層 1300 米、下底は内藤學士の森本砂岩で Na IV との境界は明瞭ではあるが整合的に重なる。以下に述べる細分は多分に人爲的で實際には各層は漸移し明瞭な境を設けることの出来ぬ場合が多い。埴生方面では上部は複雑な褶曲をくりかへしてゐる。

[Ya I] 森本砂岩層 100—350 米、青灰色だが大部分風化して黄褐色を呈し殊に露出表面は酸化赤色になることが多いのは井手上層の砂岩に似る。層理は明瞭でなく細粒～粗粒、礫の入ることは森本附近では見られず砂質頁岩をうすく伴ふが、厚狹川の方では時に 3～4 厘迄のチャート・砂岩の圓礫が疎に散在したりレンズ状に入つたりし、頁岩は少い。

[Ya II] 150—300 米 黒色・鼠色等のやゝ泥質な綺麗な頁岩多く之に砂岩を介む層で頁岩は剝理性のものが多い。密集して化石を産する所もあるが連続するか否か不明である。

[Ya III] 50—80 米 濃淡の帶褐青色又は濃淡の黄褐色の數厘～1,2 厘の縞状に薄層理をなす砂質頁岩を多く含み、その他普通の砂岩頁岩を伴ふ。之の附近より漸次雲母片が多數入つて來、山野井・鴨庄層を通じ多いがそれらに特長的なものではない。植物化石を可成り産する。

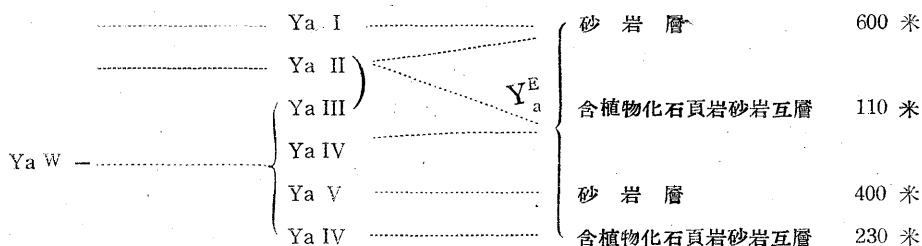
[Ya IV] 250 米 鼠色・黒色・黄褐・青灰白等各色の塊状又は剝理性の頁岩・砂質頁岩・縞状砂質頁岩・普通の黄褐色に風化する柔い砂岩の互層で炭質頁岩・薄炭層をはさむ。層理は一般に細くその中に可なりの塊状砂岩をはさむことがある。植物化石は豊富である。

[Ya V] 450 米 塊状の厚層に亘る砂岩で青灰色・風化帶赤黄褐色で、頁岩をはさむ事は稀だが西方大道畑方面では砂質頁岩を挟むことがある。

[Ya VI] 150 米 + Ya IV と同性質の互層で植物化石も豊富である。

以上は中央部の層序であるが、厚狭埴生間國道の峠以西即ち炭山・福田附近に發達するものは砂岩(多くは塊狀)と黒色・黒灰色の頁岩・砂質頁岩(炭質のものが可成り多い)の互層で、Ya III. IV. VI の様に各色の頁岩を含んで細い互層をなすことなく又 Ya V の様に塊狀砂岩の著しい厚層に達すると云ふ事もない。之らは標準的な山野井層の移化層で Ya^W と名附ける。

之に反し厚狭町東方・奥畑・京正方面では砂岩の發達が著しく之を Ya^E とする。その關係は次の様なものと考へられるが特長的な化石がないので明言は出来ない。



以上山野井層はその上半において植物化石を多産し砂岩・頁岩を主として礫質部の甚だ少い厚層であり炭層はあるが總て薄く稼行にたえない。その堆積環境は入りこんだ淺い灣入海性乃至半鹹性の入江の様なものではないかと推察される。

鴨庄層 900 米 山野井層との境界は明かであるが整合的である。曾て小林教授は山野井層上に引地層を設けられ兩者を合して鴨庄層なる名稱を與へられ、厚狭東方では山野井植物化石層と海棲化石を含む鴨庄層とは同時異相なりとされたが、海棲貝化石を含む層は何れにおいても山野井植物化石層の上位にあり、又引地附近に發達するものは複向斜の北翼で山野井層に相當するものである故、引地層なる名稱を止め山野井植物化石層を除いた上の含海棲化石層に鴨庄層なる名稱を與へる。

[Ka I] 200—400 米、黄褐に風化し露出表面は赤褐色を呈する塊狀砂岩で Ya V と類似する陸地との推移部における堆積物と思はれ之を以て鴨庄海進の基底とする。灰白・青灰等の頁岩を含むことがある。

[Ka II] 300 米 青灰白・黄褐・黒色等の砂質頁岩・頁岩・縞狀頁岩・砂岩等の互層で *Entomonotis* その他の動物化石及植物を普通に含んで來るものである。

(Ka II 帶)。

[Ka III] 300 米 下部は厚い砂岩(約百米)上部は青灰色頁岩と砂岩の細互層の多い層である。以上鴨庄層も礫質岩の稀な地層で淺海性堆積物と思はれる。

IV 厚保區三疊系の層序

本區三疊系は西を花崗岩, 東及南を玢岩質岩石の貫入で限られ北は構造線を以つて大嶺區と接する南北に長い地域に分布してゐる。既に述べた様に北に新しく南に古いが基磐は露出しない。然しその厚さ等から考へ基底近い所までであるのではないかと思はれる。全體的にホルンフェルス化して固く砂岩・礫岩は硅質になり頁岩も帶紫黒色で剝理性が少い。

厚保層群

本郷層 2100 米

[Ho I] — [Ho I^E] 1800—1900 米, 青灰色風化黄褐色で層理不明瞭の事の多い固い砂岩優位の層で淘汰不完全な礫岩を可成り介在し, 全體として粗粒相だが黄褐・青灰暗灰等の砂質頁岩もはさむ。

厚狹川沿岸においては下部から

砂岩優位…細中粒の青灰色の綺麗な砂岩で時に礫質の部あり又うすい非剝理

砂質頁岩を僅に有する 800 米

砂岩優位であるが剝理性砂質頁岩(雲母片かなり多し)の層が數層はさまれ下

のものよりその量が多い。小角礫の礫岩が少しある 650 米

砂岩優位のものと同礫礫岩との互層, 上部は細粒砂岩に移る 350 米

東方奥畑・金山にかけては, 殆んど砂岩の占めてゐる割に單調な上記のものに比べ礫岩(徑 3—5 糎の大小の圓礫が疎に入り河口成のものと考え)頁岩・砂質頁岩の挾在が多く炭質頁岩・植物化石を産し之を Ho I^E とする。

砂岩・礫岩, 薄い頁岩をはさむ 350 米

— 斷層 —

頁岩, 薄い石炭, 植物化石 100 米

礫岩 80 米

頁岩多き砂岩との互層, 植物化石 270 米

— 斷層 —

[Ho II]—[Ho II^W] 750—180 米 所謂隨光石灰岩を含む層で、東方金山方面では下部から硬い塊狀の帶紫暗黒灰青(風化鼠・黃等)の頁岩乃至石灰質頁岩(ホルンフェルスのため硅質)、白色純粹な結晶質石灰岩、頁岩乃至石灰質頁岩・結晶質石灰岩更に石灰質頁岩と二層の石灰岩を挟む層からなつてゐる。厚狹川沿岸ではトンネルの南まで純粹石灰岩がうすくあるけれども大部分白色と黝色の硅質になつた不純な頁岩質石灰岩と黒色頁岩の互層で屢々石灰岩がとけて細長い孔があいてゐる。

更に西方では純石灰岩はなく、塊狀の黒色頁岩砂岩の互層で乳白色のうすい石灰質頁岩がはさまれ全體の厚さもうすく之を Ho II^W とする。その厚さから判斷して西の Ho I の上部は東の Ho II の下部と一部同時的ではないかと云ふ事は可能性はあるが明言は出来ない。

本郷層は岩相の水平的變化著しくその環境も局部的變化はあるが全體として淺海性堆積物で、奥畑金山附近は局部的な三角州性環境が初期においてあつたものと思はれる。上部になると漸次海進が進み地形の老年期と共に陸性碎屑物も少く石灰岩の堆積をみたがそれとてもそう深い環境とは思はれない。(石灰質頁岩中に小礫岩がはさまれてゐる)。

熊 倉 層 1200 米

[Ku I] 450 米 砂岩優位であるが、砂岩・チャートの圓礫 2—3 糎のものを含む礫岩が可成り含まれる。その礫岩の中には基底から上部に亘る數層に石灰岩の礫(數糎のもののみよりなる事もあれば又數糎のものの時もある)を含み、それが侵蝕されて小孔の多數開いてゐるものがある。本郷層との境界面自身はみる事が出来なかつたが輕微な侵蝕不整合が此處にもあるものと考へる。

礫岩は連続せず西方では殆んど塊狀の砂岩でうすい黒色砂質頁岩が數層はさまれ不完全な動物化石が稀に産出する。

[Ku II] 800 米 砂岩礫岩を主とする相であるが諸所に著しい厚さには亘らないけれども頁岩・砂質頁岩・石炭(黒鉛化)をはさんで來る。四郎原驛—厚保驛間では砂岩は塊狀で層理の發達が悪いが伊佐驛南方では厚層理をなす事多く薄い頁岩の挟在がやゝ頻繁である。厚狹川沿岸では

暗黒色頁岩上部に薄い黒鉛層、動物化石普通	90 米
砂岩・礫岩互層	250 米

黒灰・黄褐灰砂質頁岩砂岩互層, 植物化石	60 米
砂岩礫岩	} 90 米
黒色頁岩・炭質頁岩・黒鉛,砂岩を交ふ,植物化石	
砂岩	150 米
黒色頁岩・炭質頁岩・砂岩互層	90 米 +

— 斷 層 —

上部の植物化石を産し黒鉛を伴ふ層は小さな向斜半盆状をなして北方 300 米の所ではその黒鉛と厳密に同一層準ではないにしてもそれに近い層準から可成り豊富な動物化石を産し、又最下部の動物化石層は矢張り同様な意味で西方においては黒鉛を伴ふ層に移つてゐる。従つて動物化石と黒鉛(石炭)を共に取扱ひ夫々下部及上部の黒鉛を山口・大隅兩鑛山で採掘してゐるから山口夾炭—Ku II α 帯 (Y—Ku II α) 大隅夾炭—Ku II β 帯 (O—Ku II β) として扱ふ事は便利である。その石炭も決して原地成のものではなくドリフト的起原のものに違ひない。

熊倉層は彎入した陸近い推移部の堆積物で時々の海水の進入氾濫で繊細な殻をもつ動物化石を一方では産するが他方ではまだ石炭の堆積の行はれたものではあるまいかと考へられる。

美 瀾 層 群

平 原 層

[Hi I] 400—550 米 砂岩と黒色頁岩と小礫礫岩との互層で之と厚保層群との關係は整合的である。Hi I 中には數層の礫岩があるがその何れも何ら不整合上の基底礫岩である証跡なく、又 Hi I と Ku II とは岩相的にも可成り類似して何處を境界とするかに迷ふ事が多い。2—3 層の石灰岩の小礫(徑數 cm 迄)を疎に含み小孔の散在する礫岩があり、その最下位のものより上方からは *Anodontophora*, *Halobia* 等を産し、その下位の Ku II 上部層には礫岩が少い事から之の含石灰岩小礫礫岩を平原層の基底とした。それは又岩相的には相當の距りはあるけれども大嶺區平原層の基底礫岩に石灰岩礫岩のある事にも一致してゐる。伊佐驛南方の厚狹川沿ひでは下部より上部に亘り數層準から化石を産するが特にその中、中位に *Halobia* を多産する層準と上位に *Anodontophora* を多産する層準あり、後者に相當すると思はれる他の

場所からは平原層に特長的な多くの化石が出、夫々を Hiix Hiiv. とする。

[Hi II] Hi I と全く異なり砂岩優位の地層で礫岩を交へ頁岩は殆んどない。最下部及上位に矢張り石灰岩の小礫を有する礫岩がある。砂岩は塊状で堅硬・岩相上は大嶺區の Hi III に似てゐる。

桃木層 西方杉原方面にあるが花崗岩の進入のため一部しかない。平原層と異り特長的な大小の圓礫を散在してゐる礫岩砂岩頁岩の互層である。

V. 大嶺區三疊系の層序

大嶺區三疊系は東、南、北西を構造線によつて切られ一部花崗岩に進入されてゐる三角形の地域に廣く分布し既に片山學士により層序の研究がなされて三層に分れた。その區分は妥當であり筆者もその名稱を用い多少の定義の改訂を加へた。

美禰層群

平原層 250—1000 米 基盤は南方では常森層群と呼ばれてゐる黑色頁岩を主とする砂岩との互層よりなり、炭質物の薄層・レンズ状の石灰岩礫岩等を伴ふ地層と、北方では雁飛層群と呼ばれるホルンフェルス化してゐる砂岩粘板岩チャート、レンズ状石灰岩礫岩等からなる地層である。その上に乗る平原層は石灰岩の大小の礫のみよりなる礫岩を基底とするものより不整合に始まる所もあれば、チャート・砂岩礫を主とし石灰岩を疎に含む礫岩を基底とする事もあり、又ある場合では全く礫岩を缺き頁岩が常森層のレンズ状石灰岩礫岩上に乗る處もあるが、更に兩層群が構造線を以つて接してゐる事も多い。即ち元來の著しい不整合面に略沿つて構造線が生じ、それは決して直線的のものでなく本地方によく見られる幾つかのものゝ様にうねつてゐるので、ある場合は古生層中を通つて不整合面を残し、ある場合は不整合面に沿ひ、又ある時は三疊系中に入つて基底礫岩をかくしてゐ、更に堆積當時の地形の複雑さのため基底礫岩自體の消長變化も著しく上述の如き現象が今日見られるのであると考へる。此の構造線は北では雁飛衝上と云はれて略水平に近く古生層が三疊系上に乗り上つてゐる相であるが、南方では單なる古生層の三疊系上への衝上ではなくして、兩方から押し上げられ或は押し下げられたかした様なものと考へられる。

[Hi I] - [Hi I^s] 礫岩砂岩頁岩よりなる含炭層で相行一麥川の標準的の順序では厚約 180 米で

基底礫岩 — 砂岩	}	— H—Hi I ^a .
含炭互層		
石炭なき互層		

基底礫岩は純粹の石灰岩礫岩(徑7—8糎位までの石灰岩角礫が密に不純な石灰質頁岩により膠結されてゐるもの)より漸次石灰岩の量を減じチャート・砂岩の礫を含み遂にそれのみよりなる礫岩から砂岩に移化する。その上に來る互層の中、下部の方は稗田層と呼ばれる石炭を含む地層で植物化石を産し白岩・瀧口等からは *Anodontophora* を多産し、此處でも兩者を共に扱つて稗田夾炭—Hi I^a 帶(H—Hi I^a)とするのが便利である。垂直的水平的の岩相の變化は著しく層の厚さも異なる。基底礫岩については既にのべたが、その他の礫岩の礫の大きさ厚さ、頁岩の多少、石炭の膨縮等局部的變化が甚だしい。特に南方瀧口方面では頁岩・砂質頁岩の量多く、石炭の稼行に堪えるもののある事及石灰岩礫岩の厚い事は注目すべき事で之の相を Hi I^s とした。

[Hi II] 100—450 米 砂岩・礫岩と礫岩・砂岩・頁岩互層との交互層で、砂岩・礫岩は一般に厚い層理(30糎~1.2米)を示し礫は普通 2—3 糎時に 5—6 糎の淘汰良好でない角・半角礫の可成り密に入るもので各色のチャート、砂岩が多い。砂岩にも礫の散在する事が多く、青灰色風化黃褐色を呈する。互層の方は同層の著しい厚さに達することの少く、頁岩は黒灰・黃褐・青灰等各色で剝理性又は團塊狀にわれ細い層理を示したり砂岩の薄い帯を介んだりする。

麥川—平原に至る道路では

砂 岩 — 礫 岩	20 米	}	— Hi II ^a
互 層	50 米		
砂 岩 — 礫 岩	50 米	}	— H
互 層	25 米		
砂 岩 — 礫 岩	25 米	}	— H
互 層	25 米		
砂 岩 — 礫 岩	30 米	}	— H
互 層	15 米		

と交互してゐるが下半部は最下部のものを除き至る所動物化石が豊富である。至る所と云つても上から下まで一様に豊富なのではなく豊富な層準と全く産しない層と交互してあるのであり、特に數粒位の厚さを限つて密集して入ることが多い。

之に反し上半部は動物化石は稀で、不良な炭層を挟み植物化石を産するがこの含炭層は良く南から北まで連続するから従つて前者を Hi II α 帯、後者を平原夾炭帯 (H) とする。

Hi II α の岩相及厚さの變化も同様に著しく砂岩・礫岩は互に移化したり、急に消失したりし、北程厚さを減少して上述の層序は他の所では全く立たない。

[Hi III] — [Hi III^S] 80—300 米 殆んど砂岩からなる層で矢張り厚層理を示し大部分風化して黄褐色を呈する。細粒より粗粒時に僅か礫を含むこともあるが礫岩及頁岩は甚だ少い。但し南方では往々にして礫岩（徑 2—3 粒で大礫を含むことは少い）黑色青灰黄褐色等の頁岩をはさむこと多く之を Hi III^S とする。

Hi II α と同様の意味において全層から化石は豊富であるがその組成は Hi II α とはやゝ異なる様である。[Hi III 帯]

[Hi IV] 最高 50 米 今までとは全く岩相及化石の上でことなる薄い地層で各色の剝理性或は非剝理性 頁岩・砂質頁岩のかなり細い層理を示すもの多く、それに砂岩の著しい厚さには達しないものを含んでゐる。[Hi IV 帯]

以上の如く平原層は角礫半角礫よりなる粗粒物質が多く、相の變化が著しく、特に注意すべき事はその厚さの變化で南に厚く北に大へん薄い。之は單なる北への尖滅或は南からのオーバーラッピングとして片附けられるものではなくて、海岸近い瀕海性堆積物で陸地に近い北のもの程海底の水流による侵蝕で削られ南方へ堆積されたものと考へる。或は暫時的には水面上に表はれて侵蝕された事もあるかも知れない。

それはその岩質や厚さからのみでなく含有化石の形態によつても推察されるのであつて、殻頂が前端又はそれに近く位置して體の後方が發達し肉柱が一つしかなくて恐らく足絲を出し體を横にして他物に附着生棲したと思はれるものや、足絲はなくても砂中に潛行してゐたのではないかと思はれるもの、或は殻頂はさ程片寄らなくても殻厚く、顆粒狀の重厚な裝飾をもつて矢張り砂中にゐるものと考へられるもの多く、更にそれらの化石の殻が多少とも破碎されて集積されてゐる處のある事等、潮流、波浪の激しい瀕海性環境において水流の削剝作用の行はれた事を考へさせる。そしてこ

の様な時には、厚さの薄い割に長い時間を経過して化石の組成の變化多く又著しい機械的な侵蝕等の間隙の証左もみられないと云はれてゐる。

先づ平原層はその海進の初期基盤の地形の複雑な上にもそらく外海から隔絶された内灣の様な所に半鹹性の含炭層を堆積せしめ、次いで海水は漸次擴がつて海水準近い所に地盤の律動的動搖と共に砂岩礫岩と互層が出來、Hi II 後期には地形もゆるやかになり、やゝ深い靜かな所に平原夾炭層のよく連續する地層が生じ、次いで可成り著しい回春と共に典型的な瀕海性の Hi III を、更に又やゝ深く靜かな環境に頁岩の多い比較的薄弱な殻をもつてゐると思はれる化石を含む Hi IV が堆積したものと考へる。

桃 木 層 800 — 1000 米 北は更に厚い。

平原層との關係はその境界自身のみられる所は殆んどないけれども、Hi IV が平原以北で消失してゐること(奥畑附近でも露出してゐないのは走向斷層による)、桃木層基底の礫岩が平原層(?)の砂岩らしい礫を若干含むこと、平原層から桃木層への岩相及化石相従つて堆積環境の變化が著しい事等より考へ輕微な平行不整合があると思はれる。

[Mo I] 120—170米 礫岩・砂岩・頁岩・石炭の頻繁な互層で各層が著しい厚さに達することは少い。基底礫岩は砂質膠結物の中に徑 1 糎内外より 10 糎時に 20 糎の圓・半圓礫を含み、礫は砂岩、チャート、頁岩が多いが、玢岩・斑岩・花崗岩質岩石等が若干あり平原では約 7 m、その上に薄いはさみの多い石炭を幾層かりズミカルに含んで來る礫岩(1—2 糎礫)砂岩・各色の頁岩の互層あり、同時侵蝕同時變態構造が著しい。更に 15 米の疎に礫を散在せしめる塊狀の礫質砂岩を介して、5 糎より .50 糎位の石炭を多數リズムカルに含む互層がある。動物化石を僅かに得たが植物は豊富である。

石炭は膨縮あり、個々の層は消失出現するであらうが Mo I 全體の夾炭層としてはよく連續し、諸々で稼行され麥川層と稱されてゐるから、之を麥川夾炭帶(M)として恰も化石帶の様に取扱ひ得ると思ふ。

[Mo II] 700—900 米 厚い礫岩～砂岩と石炭を含む頁岩・砂岩等の交互層で本地域の主要夾炭層である。今桃木の縣道に沿ふ層序をみるに、

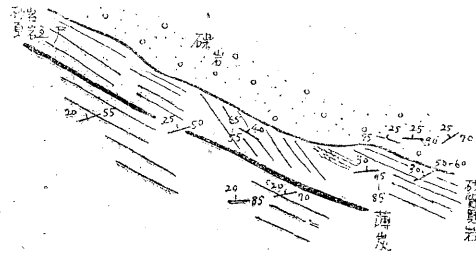


圖 3 M₀I における同時變態構造 (平原)

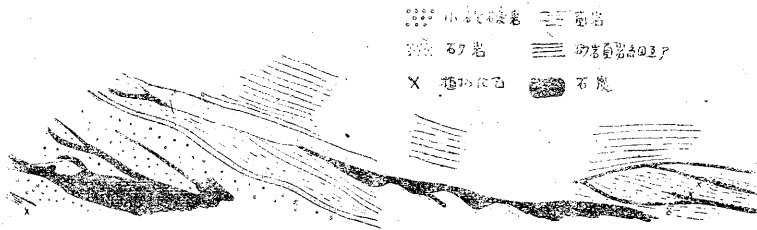


圖 4 M₀I における同時變態構造 (平原)

砂岩・礫岩優位 … 桃木層に特長的な性質をもつ礫岩で黄褐色に風化する砂質膠結物中に普通 3—4 種の大小の圓・半圓礫が疎に(時には可成り密)に入るもので礫は矢張り、チャート砂岩粘板岩火成岩がある。之らの礫岩と砂岩(礫質)の交互する層で中下部に砂質頁岩・薄い炭をはさむ

200 米

夾炭互層 (F) … 各色の剝理非剝理の頁岩多く石炭を含む

20 米

礫岩・砂岩優位 … 塊状の下部のものと同性質のもので、中部に薄い石炭と砂質頁岩・斑岩の岩床がある

80 米

夾炭互層 (H)

30 米

礫岩・砂岩 … 僅か砂質頁岩をはさむ

60 米

夾炭互層 (K)

20 米

礫岩・砂岩 … 砂質頁岩・薄い炭あり

100 米

夾炭互層

50 米

砂 岩 … 黄褐色塊状で時に礫質のこともあるがそれは著しくない

100 米(?)

夾炭互層 (E.--Mo II a) … 下部は主要炭層を含む互層で上部には黒灰・青灰色の細層理頁岩及團塊状にわれる塊状の黒灰・黄灰砂質頁岩あり、その中に二枚貝を産する。

以上が標準的層序であるが、局部的變化は除き全般についてみると水平的には南程礫質岩は著しくなく、北程多く、石炭も同様北に良質で下の 2 夾炭層 (H, F) は南では消失僅かにうすい頁岩のある丈であるが、逆に E—Mo II α とした頁岩優位の層は北では砂岩が多い。垂直的には下部程礫岩が著しく上部の E—Mo II α の下では殆んど砂岩である。然し乍ら夾炭の互層は下部 2 層は南部で消失するけれども本地域内では一般に良く連続しそれをこの地方に用ひられてゐる名をとつて下から 藤河内夾炭帯 (F), 樋谷 (H), 下層 (K), 上層 (J) 夾炭帯とし、更に最上部は石炭を含む層準より上位ではあるが、動物化石を含み *Cycadocarpidium* を産し之を共にして猪木夾炭—Mo II α とする。

桃木層は岩相的に三角州性堆積物である。桃木三角州の初期は著しい礫岩の少く薄い炭を頻繁にはさみ *Neocalamites* の非常に多い、多少沿海の沼澤性を帯びた廣い水の擴がりがあつたものと思はれ、次いで Mo II になつて地殻の變動か氣候的變化か、或はその兩者か、何らかの原因で典型的三角州に厚い礫岩を堆積せしめ、地殻の動搖の數回の律動と共に夾炭層との交互層をつくりつゝ漸次老年期に近づいて粗粒物質の供給を減じ、E—Mo II では海の擴がりがおこりつゝ麻生層に移つたのであらう。

桃木層北部には斑岩礫岩の進入が多い。

麻 生 層 1600 米

[As I]—[As I α] 700—800 米 桃木層との境は明瞭だが整合である。砂岩優位で僅か頁岩を含み、礫岩は殆んどない。砂岩は青灰、風化黄褐色概ね塊狀～厚層理、礫質のことは稀らしい。桃木—三杉間では、

砂岩優位、僅かうすい砂質頁岩があるが砂岩に比べれば無視し得る 260 米

砂岩優位及砂質頁岩、下部に小礫礫岩及薄炭層を伴ふ砂岩頁岩の互層あり中部塊狀砂岩90米を介し 上部は砂岩優位に砂質頁岩をはさみ 小型化石が豊富である

340 米

砂 岩 ... 塊狀で稀に化石を産す

100 米

中部の上部に豊富に産する化石層は之を (As I α) としたが余り連続しないらしい。

厚さの變化も少く砂岩の性質そのものの變化もないが、中部の砂岩頁岩層の上部 (As I α) は南方に連続し局部的に薄い石炭を含むこともあるが下部の礫岩石炭を含むものは連続しない。北方清水田では中部の層は殆んど砂岩に移化し全層砂岩優位

の地層で、唯その中にうすく帯紫青灰色の砂質頁岩あり、化石を少々産する。層位的には略 As I α に相當するが化石の組成は似てゐない様である。

[As II] 130—220 米、各色の頁岩多く砂岩と互層するもので稼行されてゐる石炭・薄い炭質物層と砂岩の細い縮狀互層が多い。三杉—麻生間では中部に 20—50 米の二層の塊狀砂岩を介し、三層の夾炭互層がある。厚さはかなり變化するが全體としては岩相の變化は少く唯南方ではホルンフェルス化して帯紫黒の堅硬な頁岩と化し各色で細層理の發達すること少く石炭も發達しない。

石炭の入る層準とは異なつてゐるけれども上下より化石は普通に産し一括して小田夾炭—As II 帶 (O—As II) とする。

[As III] 700 米以上 砂岩優位の層で As I と同じく風化黃褐で細粒—粗粒、時に小礫のあることはあるがそれは稀で厚層理或は無層理、僅か砂質頁岩をうすくはさむ。上半部約 200—250 米は砂岩が多いけれども黒灰色その他の頁岩をかなり含み、As II 程の細層理は發達せず、石炭や炭質物薄層も少い。之の上半部は向斜半盆形のため南方にのみ露出するが動物化石は普通で As III α とした。

以上麻生層は厚い砂岩の發達は甚だしいけれども、礫質の部分の非常に少く、垂直的水平的相の差違も又比較的單調であり、附近の地形の老年期に達し地盤の動搖も収まつて來た而も徐々に沈降をつゞげてゐる淺海の堆積物である。

VI. 對比その他の問題について

三地區に發達する三疊系の對比、更に之らと他の地方との對比については困難な障害が二三ある。その第一は堆積環境が夫々の區によつて異なつてゐれば、岩相の上にも化石相の上にも變化があるであらうと云ふ事で、造山運動後の地殼の變動のまだ収まり切らない時代而も陸性と海性或はその推移部の堆積物の多い東亞の三疊系においてはこの事は當然考へられる。假令へば厚狹區(埴生海岸)の井手ノ上層と大嶺區の桃木層 (Mo I を除き) は共にその地方の主要夾炭層であり層全體としての有様も礫岩の性質も實に類似してゐるが果して同時代のものであらうか。逆に厚狹區では不稼行の薄い炭しか含まず礫岩のない山野井層と桃木層は著しい相違があるが同じ時代のものではないであらうか。同様に中塚層と平原層・平松層と本郷層も可成り相違があるが異なる時代のものであらうか。更にそれらの各層の間に幾つかの不整合が

あるけれども、陸地との距離と海進海退の有様によつてある處は陸化侵蝕を受けても他の地域では一連の地層の堆積されて行く事もあり、考慮を拂はずにそれを規準にする事は危険である。

之を解決するものは結局化石であるけれども、遺憾な事には菊石類の様な時代的進化の著しい然も廣く分布される様な種類は見出されず、大部分 Benthos 型の二枚貝類であり指相化石としては好適でも時代の指示者として有力ではない。従つてその産出は同一生物区内においても個々の地理的狀態その他の外的要因によつて左右されるであらうから、唯少數の同一種が出たからとて早急に同定の行はれないのは勿論で、それらの系統發生が迎られ眞の生存期間が決定され、ばいいのだが、それは本邦の三疊系の様な地層中におけるこの様な種類の化石については仲々困難である。

今各區の岩相の水平的變化を辿つて見る時一つの事實のある事に氣付く。それは既に各層の層序の項にも詳細は述べた積りであるが、下部の地層群即ち厚狹區では伊場山砂岩下の不整合で區分される井手上・平松層、厚保區では大嶺區に發達してゐない熊倉・本郷層は西に粗粒物質が多く東に細粒になるが、逆に上部地層群即ち中塚層及平原層以上では東又は北に粗粒物質が多いと云ふ事である。勿論當時の地形は複雑で海岸線の變化も多かつた事であらうから必ずしもその規に該當せず局部的の變化はある。今少々詳しくのべれば、平松層は硯石統及第三系の被覆のため余り明にされず、本郷層 Ho I は東に局部的な三角州成礫岩があり全體として頁岩は少く平松層よりも近くに陸域のあつた相と思はれ前述の事項に反するが、Ho II になると石灰岩は東に厚く西は不純で薄い。井手上層については明に礫岩石炭は埴生海岸では著しいが厚狹川沿岸では數が少い。同様に熊倉層は井手上層程の石炭の發達はなく、その石炭(黒鉛)も厚狹川東には殆んどなく海棲動物化石を含む層に取代へられ、井手上三角州に對し熊倉層はより陸域を遠ざかつたものである。上部地層群では平原層は既述の通り北に薄く、南に厚いが之は陸地に近い北程削剝されたものと思はれ、桃木層は礫岩石炭が北程著しく麻生層の砂岩も又然り、厚狹區でも中塚層 Na IV は西は泥質東は砂質で局部的の礫岩石炭をはさみ、山野井層も Ya^E は砂岩の非常に厚い相である。更に著しい事は大嶺區の粗粒物質の多いのに反し、厚狹區では中塚層から鴨庄層を通じ殆んど礫岩のない事で、厚狹區ではより陸域を遠ざかつてゐた事を物語り二つの異なる方向からの海進のあつた事が分る。之の事は更に石炭の組織學的研究によ

る水平的變化を辿る事により益々確められはせぬかと思つてゐる。以上の事實より津布田層群と埴生層群・厚保層群と美禰層群を分つたのであり、兩者の境界は厚狹區では平行不整合であるが厚保區では整合的に堆積をつけてゐたものである。此處に今まで用ひられてゐる統の名を排し層群・層と名付けたのはそれらのものが古生物による純時代的區分に由るものでなく一結果として大略はそれに合致するとしても一堆積相によつて分類せられる性質のものであるからであり、厚保大嶺區と厚狹區とは連続した堆積區ではあつてもその堆積相上大きな相違があるから別の名を冠する可きである。

之の二つの堆積輪廻(正常ではない)によつて大體津布田層群は厚保層群に、埴生層群は美禰層群に對比され、兩者の代表してゐる時代を古くから用ひられてゐる名を取り厚保世、美禰世とする。それは三疊紀を三分した Epoch 程度のものであらうと豫想されるから。更に下部層群は兩地區に存在する不整合を以つて平松層一本郷層、井手上層一熊倉層に、又上部層群もそれらを三分した各層が對比されはせぬかと云ふ可能性が生ずるのである。

此處に北東或南西と云ふもそれは本地方の現在の位置に關しての事であつて廣く日本全土が或は西南日本内側がそうであり、厚保世は北東シベリア系統の、美禰世はヒマラヤ系統の海によつて蔽はれたと云ふ事は決して此處では出來ない。

海棲化石を含む麻生・鴨庄層は桃木、山野井の代表する海退期に對し又海進の開始される層で而も次の日本では陸化期と考へられてゐるレーテックと併せ考へ之を更に別個の層群となした方が妥當かとも思はれるが、その海進は平原中塚層と同一系統のものと思はれるからそれらに含めしめた。

各地區で岩相が相異すると云つてもある程度の類似性はあり、麻生層と鴨庄層は共に礫質岩少く下部に厚い砂岩層 (As I—Ka I) 中部の砂岩頁岩互層 (As II Ka II) 等、又平原層と中塚層は前者はより著しい粗粒相であるがその層序を見ると下部の礫岩砂岩の可成りある夾炭層 (Hi I と Na I 及 Na II 下部) から頁岩を増して來、次に砂岩優位の地層 (Hi III と Na III) となり最後に頁岩の増加する層 (Hi IV と Na IV) で終る。この様に上部層群の海成層に關してはある程度の類似があるが非海成層では全くない。下部層群では井手上層と熊倉層は礫岩の多い事とその間に石炭を介し事等類似するが逆に平松層、本郷層間にはあまり類似がない。

次に化石に關してであるが、動物化石は上部層群の海成層特に平原層に豊富であり

植物は下部層群からも多數産するが遺憾乍ら動物はある部を除き甚だ貧弱である。

豊富な上部層群の動物化石についてみるにその組成及豊富な種屬を異にする幾つかの層が認められ、それが岩相区分と一致してゐる様である。即ち Hi I α , Hi II α , Hi III, Hi IV, Mo II α , (As I α), As II, As III α , Na II, Na IV, Ka II, 等である。然し乍らそれらは、化石内容全體としての相違はあるが、個々の種屬はその上下の層或は可成り離れた層にも産し動物群帯と云ふべきものであり、個々の種の生存期間或は繁榮期間による帯の決定は困難である。そして各層における化石種屬の垂直的消長は動物自身の時代的進化によるものでなく大部分外部の諸作用の所産でありその結果各区内においては石炭層と共によく連続するが他の区へは連続しない事が多くこの意味で眞の化石帯とは云ひ難い。

假令へば垂直的にみても礫岩砂岩の中に産する化石と頁岩中のものとは相違が多く、前者には *Trigonia*, *Gervellia* 等が多いが後者には *Halobia*, *Oxytoma*, *Anodontophora* 等が多くその異種の頁岩を介して又上の砂岩礫岩に下と同一のものが産するのであり、Benthos 型二枚貝に対する底質の影響は一番大きい。然し乍ら、同一の岩石の中でも一樣に化石が産出するのではなく、密集して多數産する僅か數糶から數十糶の層と、それよりも厚さの大きい化石の少い又は無い層とが交互し、又同じ頁岩の中でも僅か 1 米内外を離れて別の組成を有する事がある。單なる底質の差のみでなく水質・水溫・鹽度・水の運動・他の生物との關係等生棲時の諸要因と死後より埋没される迄にうけた破壊・集積・運搬等の諸作用の程度、それから今日見られる迄の間に蒙つた諸影響のためであらうが、その何れが強く働くかはまだ分らない。

同様に水平的にみても假令へば大嶺區の平原層の礫岩砂岩中に多産する種は厚狹區では頁岩中は勿論砂岩中にも殆どないし、厚保區の熊倉層の化石帯も井手上層には及んで來ない様である。それらがどう云ふ變化を辿つて消失するかはまだ分らない。

然し乍ら次の様な事が又云ひ得る。それは平原層に多産する種屬が中期の異環境を介し後期の海成麻生層の同一堆積相にも産出しないものが多い。平原層は瀕海性で麻生層とは全體的にはことなると云つても、中塚層と鴨庄層にも同様の事が云ひ得、熊倉層の頁岩中の Ku II α , β と平原層の頁岩中の Hi I x, y とその組成を異にしてゐる。それらの事實より見ると美禰層群と厚保層群の間及平原中塚層と麻生

鴨庄層との間には堆積環境の激變と共に、それとは別個の要因による生物自身上にも一變革が少くとも本地方に關する限りではあつた事が推量される。それは生物の眞の進化交替ではなく、海の退却侵入による單なる退去到來かも知れないが、その事は此處丈では決定されない。以上の事からも上部層群を三分する事は妥當である。その變化が各層の間で行はれ桃木・山野井層に代表される時代には上下の各層とは又違つた内容をもつものであるが、或は化石のかはりから云へば上部世は 2 分しかされぬものかは他の環境的變化のない一様な地層の發達地を選んで決定されねばならない。

更に又、各區によつて相異するとは云へある聯關性はあるので、假令へば Hi II α 中には特色ある黑色頁岩中に *Halobia* を産するが、それは厚保區の Hi I \times 厚狹區の Na II の同性質頁岩中に特長的のものであり、Hi IV の *Anodontophora*, *Oxytoma* 多き頁岩優位の層は Na IV のものと同様である。麻生層についてはまだ知識を何も持たないが As II と Ka II の類似が期待されよう。然し乍らそれらの細分は Age 程度のもを更に分つのであり、化石種屬自身は各層の全體に亘るものが多いのであるから廣い對比には價値はない。植物化石は今野教授高井學士の御教示によると津布田層群のものは美禰埴生層群のものより古い要素をもつ相である。

以上の事によつて表に示される様な對比を得るのであるが、各層の境界がすべて嚴密な時間的意味において一致するか否か疑問でありその解決は今日の化石上の知識では困難であるが、現在の各區境界の構造線を考へず堆積當時に復元してもそう遠隔の地域ではないから堆積環境の著しい激變を伴ふ各層の境界は略一致するものとして差支へあるまい。

更に他の三疊系との對比については一層の化石の研究と工夫を必要とするが、今日迄の知識では美禰世前期は Carnic, 中期は Carno-Noric, 後期は Noric, 厚保世は Ladino-Carnic と云はれてゐるが筆者は厚さ等から考へ厚保世はもつと下るものではあるまいかと云ふ氣がする。

此の様な複雑な堆積區—それは本邦の中生代新生代に普通の事であり東亞の非海成中生界の規準となるものであるが—その化石層序學の取扱い解決には今後共より以上の動物・植物・石炭・堆積作用等、各方面の研究と過去を知る鍵である現在、或は新しい地質時代のそれらの關係の究明を進めて行かなければならない。

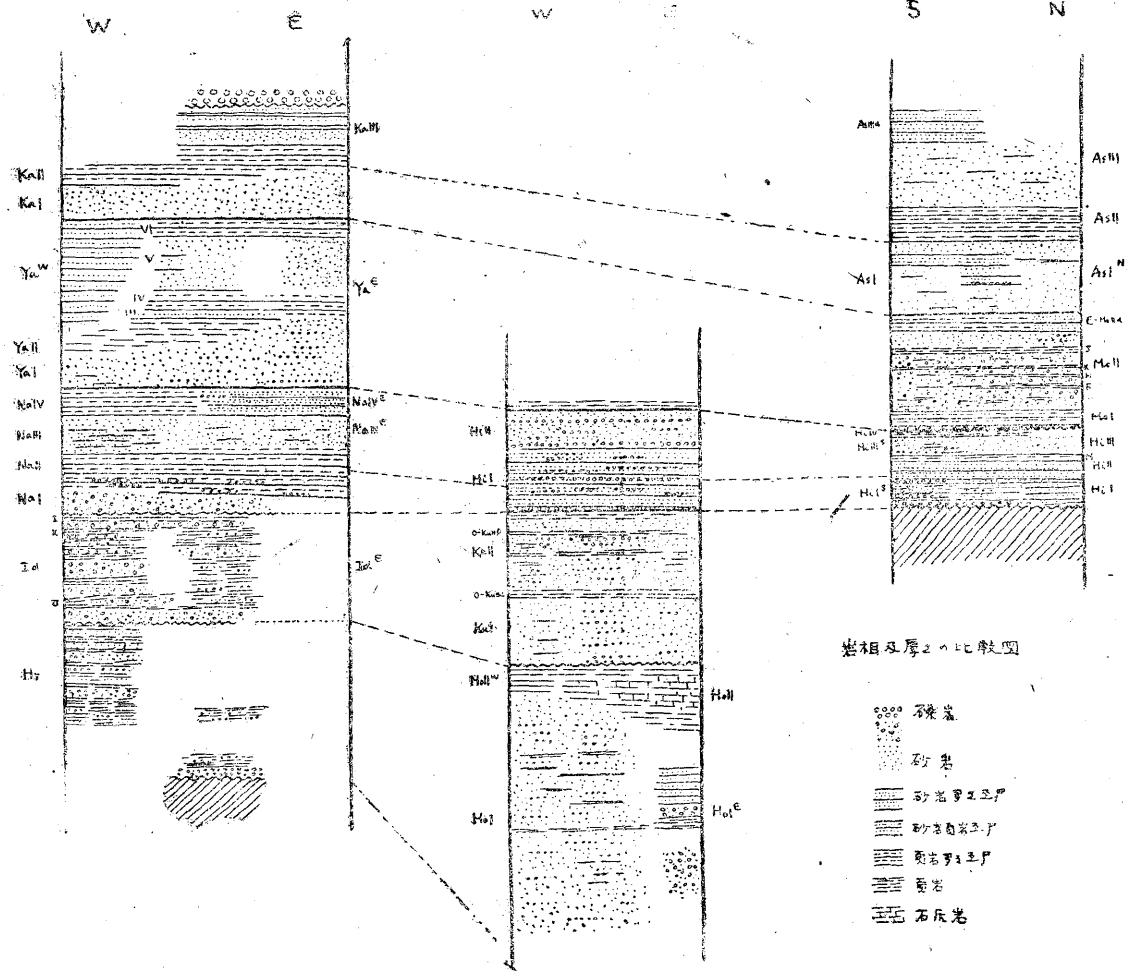
第 1 圖 山口縣西南部三疊系對比表

紀	古	期	厚 狹 区			厚 保 区			大 嶺 区					
			層 序	岩 相	變 質 層	層 序	岩 相	變 質 層	層 序	岩 相	變 質 層			
三 疊 紀	美 禰 群	新 期	庄 川 層	頁岩砂岩細砂岩	淺海性	美 禰 群	桃 水 層	頁岩砂岩砂岩		美 禰 群	麻 生 層	砂岩主頁岩	淺海性	X-A3 III α
				頁岩砂岩主頁岩	X-Ka II							砂岩頁岩主頁岩	O-X A3 II	
		中 期	山 野 井 川 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	美 禰 群	平 原 層	砂岩主頁岩		美 禰 群	桃 木 層	砂岩-砂岩主頁岩	淺海性	E-X A3 0.1 α
				頁岩砂岩主頁岩	X-Na IV							頁岩主頁岩	X-HI 4 α	
		古 期	中 家 川 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	美 禰 群	平 原 層	砂岩砂岩主頁岩		美 禰 群	平 原 層	頁岩主頁岩	淺海性	X-HI 4 α
				頁岩砂岩主頁岩	X-Na II							砂岩主頁岩	X-HI 4 α	
	厚 保 群	新 期	井 手 上 川 層	砂岩-砂岩主頁岩	淺海性	厚 保 群	熊 倉 層	砂岩砂岩主頁岩	變質層	厚 保 群	熊 倉 層	砂岩-砂岩主頁岩	淺海性	O-X Ka II α
				頁岩主頁岩	X-Ka II			頁岩主頁岩	Y-X Ka II α					
		中 期	平 松 川 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	變質層	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	X-HI 4 α
				頁岩砂岩主頁岩	X-Na II			頁岩砂岩主頁岩	X-HI 4 α					
		古 期	平 松 川 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	變質層	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	X-HI 4 α
				頁岩砂岩主頁岩	X-Na II			頁岩砂岩主頁岩	X-HI 4 α					
最 新 期	平 松 川 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	變質層	厚 保 群	本 郷 層	頁岩砂岩主頁岩	淺海性	X-HI 4 α		
		頁岩砂岩主頁岩	X-Na II			頁岩砂岩主頁岩	X-HI 4 α							
			三 群 變 成 岩 類						常 綠 層 群					

厚狭区

厚保區

大嶺区



第 2 圖

第 3 圖 の 2

