

調査の
東亞調査係

興亞調査資料第四二號
昭和十六年二月

山東の地質

興亞院青島出張所



4

ハンガキ

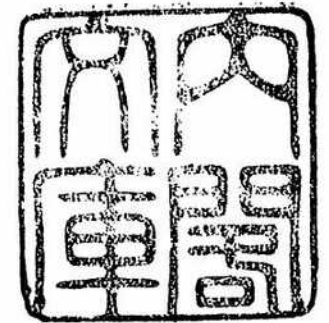
一、本資料は *Research in China*, Published by the Carnegie Institution of Washington, 1907 第一卷第一節の山東省に関する部分を翻譯せるものなり

二、翻譯は黒正博士の斡旋により昭和高等商業學校菊田教授並に京都帝國大學研究生に委嘱し、插圖は山東産業館を

類はせり

450
2

内閣文庫
九〇九七六号
和書



目次

第一章 山東ノ層位……………エリオット・ブラックウェルダール (一)

第二章 山東ノ地質構造……………ペイリー・ウィルス (五一)

第三章 山東省ノ地文的的研究……………ペイリー・ウィルス (六九)

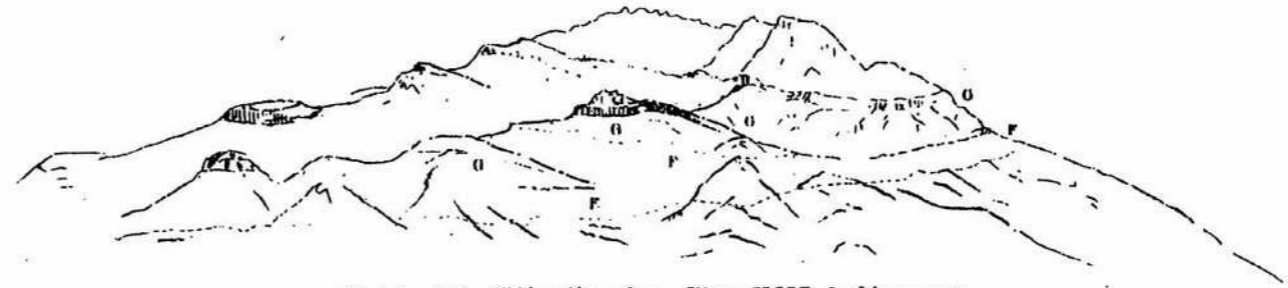
第四章 西部山東及東部山東……………エリオット・ブラックウェルダール (八一)



SECTION A-A. PLATE XIII



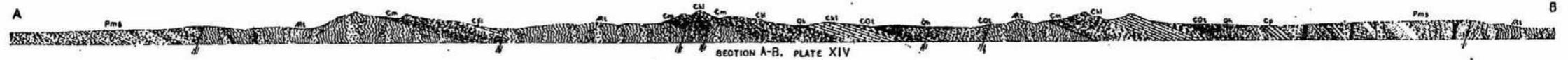
SECTION C-C. PLATE XIII



Sketch of the T'ing-ling-shan, Plate XIII; looking east; showing overthrusts in the Tsi-nan limestone.



SECTION B-B. PLATE XIII



SECTION A-B. PLATE XIV

裏面白紙

層間礫岩

Plate XII 山東一般圖

一九〇三年一〇、一一兩月の調査隊のルート陰影を附した側面が露出した正新層

XIIIA 山東張夏地區の地形圖

XIIIB 山東張夏地區の地質圖

黄土層 かなりの砂及び礫を有する黄土、風のため一部移動した沖積層

不整合

濟南石灰岩 淡青、厚さは不同

炒米岩石灰岩

固山頁岩 礫質石灰岩の薄層を有する緑色頁岩

張夏石灰岩 灰乃至黒の厚、石灰岩で、傾斜傾伏である。

殿頭頁岩 石灰岩の薄層を有する赤色頁岩及び砂岩

不整合

變成岩 大部分は起源不明一部分沈積岩起源の片麻岩及び片岩並びに花崗岩その他の侵入岩

Plate XIII 山東新泰地區の地質圖

黄土層

不整合

汶河礫岩 正新層に隣る粗い礫岩

新泰層 赤色及砂灰色の砂岩及び礫岩

不整合

博山層 赤色、黒色、緑色の頁岩及び砂岩、上には火山岩下には緑青質石灰岩及び石炭が互層す、

不整合

濟南石灰岩 灰色乃至褐色薄層或は塊状の石灰岩基底近くに頁岩の薄層がある。

九龍石灰岩 灰色及び緑色の石灰岩及び頁岩で、層序は不定、

張夏石灰岩 厚く、灰色乃至黒色の石灰岩、傾、傾伏である。

殿頭頁岩 赤色の頁岩及び砂岩と、外に礫、石灰岩層がある

變成岩 前と同じ

Plate XV 山東省張夏、新泰の構造断面

Plate XIII 博龍山のスケッチ。其向きで、濟南石灰岩の押し被せを示す。

山東の層位

エリオット・ブラックウェルダ
(Eliot Blackwelder)

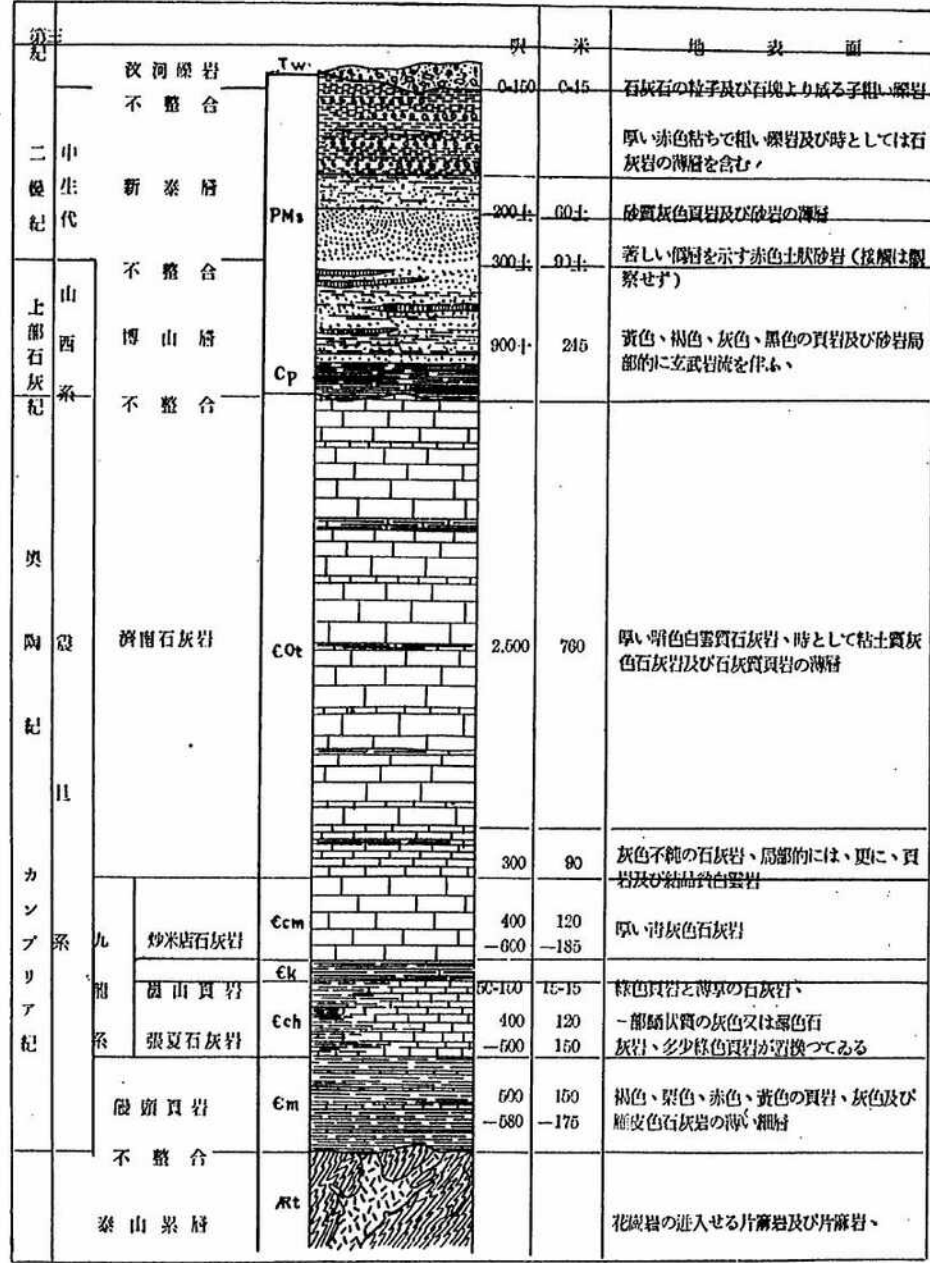
山東旅行中に我々が見且つ識別した地質系統は、前カンブリア系から現在まで及んでゐる。前カンブリア系を代表するのは、我々が泰山累層と呼ぶ單一の大きな地層である。古生代は二系を含む、震旦系、及び、山西含石炭系が即ち之である。石炭紀以後の堆積は相當の厚さを示すが、二疊紀、中世代乃至第三紀に屬する各地層は、明確に區別し得なかつた。地表の堆積は主として第四紀であるが、新第三紀を含めてもよからう。

1. 前カンブリア系

泰山累層 (Tai-Shan Complex)

我々が山東に於て見出した最古の岩石は變成累層に屬し、その構成要素の一部は水成岩起源であらうが、多くは火成岩起源のものである。この地層は省の中部に廣く露出し、泰山々脈に於て典型的に發達してゐる。この層は三グループの岩石に分つ事が出来る、

第一圖



第一グループ中の主要岩石は、石英、正長石及び黒雲母より成り、他に若干の副成分礦物を有する中粒結晶灰色片麻岩であるが、多くの變種がある。泰山脈自体に於ては、片麻岩は黒雲母よりも多くの角閃石を有する場合が多く他の様相に於ては緑泥石が主要暗色礦物である。組織に於いても、帯が細かい微粒種から長石の顯著な眼點(斑點)を含む粗いものまで、多くの種類がある。

大部分が暗綠色或は暗黒色で、石英・普通角閃石より成り、黒雲母を伴ひ或は伴はない片麻岩がある、その一部は劈開不良で、断面は普通角閃石の結晶で輝いてゐる。緑泥石質の綠岩も存在するが、稀である。

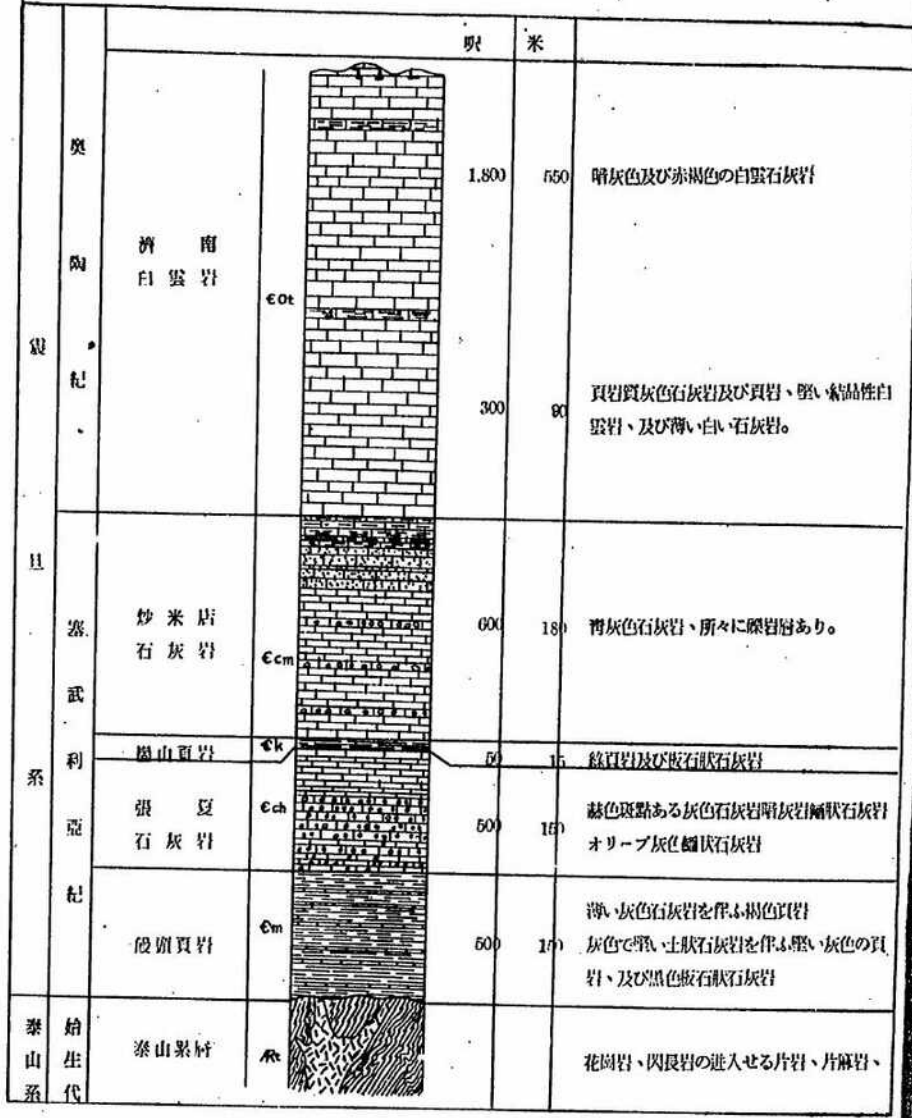
この第一グループの岩石は甚だしく變成し、且つ甚しく褶曲してゐるので、岩石相互間の關係を研究する事は困難である。片麻岩は、恐らく古い花崗岩で、片麻岩中に進入し、その結果變成したものであらう。この關係は野外では充分に決定されなかつたが、片麻岩は屢々片麻岩中に埋まつて不規則な形態をなし、恰も進入の時花崗岩中にあつたことを示すもの如くである。

- 一、最古の片岩及び片麻岩類
 - 二、變化の比較的少ない花崗岩類
 - 三、花崗岩より新しい脈岩類 (Dyke-rocks)
- 始原代の片岩及び片麻岩

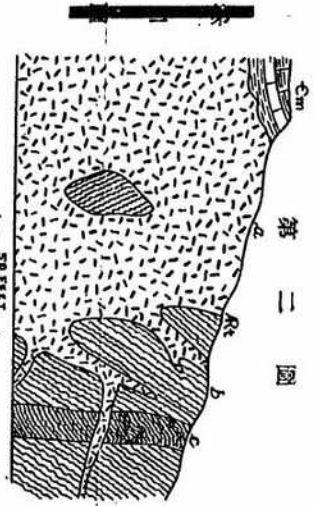




第四圖 第



第四圖一山東張夏に於ける奥陶系の新断面

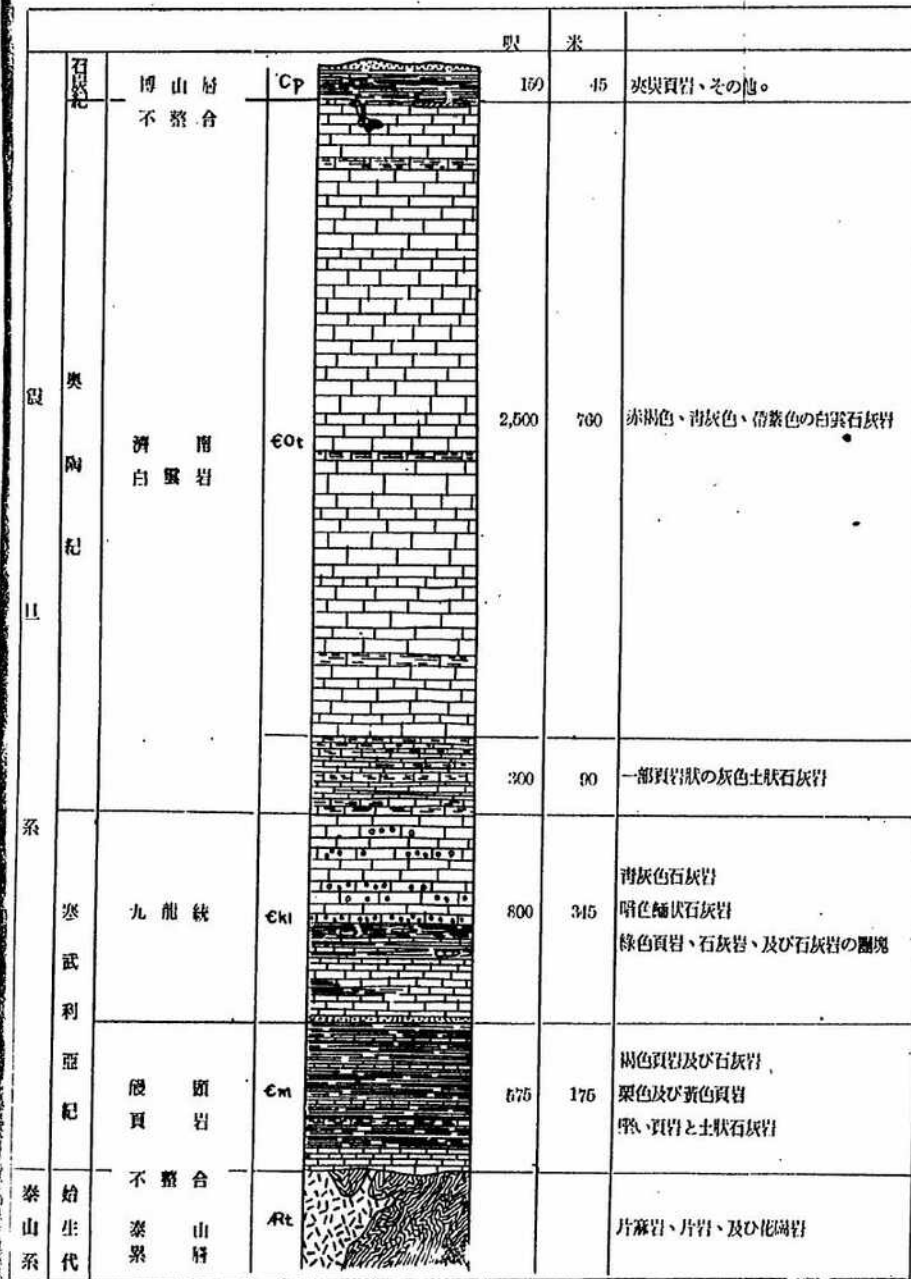


第二圖 (ブラッックウェルダール)
山東、張夏、泰山礫層の部分で、古片麻岩中に片岩の岩脈が環入し、更に、片岩片麻岩に塊状花崗岩の進入せる状態を示す。左上部にカンブリア層底面の不整合が現はれてゐる。a=赤色花崗岩、b=灰色片麻岩、c=黒片岩岩脈



第三圖 (ブラッックウェルダール)
山東、張夏。古い片麻岩の破片とベンゲルタイトの脈を有する塊状赤色花崗岩。a=層状灰白片麻岩、b=ベンゲルタイト脈、c=赤色花崗岩。

第五圖



第五圖、山東新泰地域に於ける震旦系の断面圖

ある黒雲母片岩は、片麻岩及び古い片岩を横切る岩脈状岩塊となつて居り（第二圖参照）明かに片麻岩より新しい基性侵入を現はしてゐる。

花崗岩

前カンブリア系の露出は、主として正長石・石英及び黒雲母より成る中粒赤色花崗岩以外、何ら他の岩石のない場合が多い。泰山その他の地域には、赤色長石を缺く淡灰色花崗岩があり、また、綠泥石・綠泥石の量が極めて多いために、綠色となつた種類がある。普通角閃石は泰山花崗岩の總べてに缺如してゐる。岩石の大部分は微粒で、明瞭な片麻岩構造を示すことは稀である。併し、顯微鏡下で觀察すれば、かなり激しく偏形してゐる。

花崗岩は、時に、大なる底盤岩塊をなし、時にはこの中心體から射出する岩脈となつてゐる。岩脈は、片岩及び片麻岩を貫き、兩者よりも遅く、花崗岩が更に新しい時代（恐らくアルゴンキア期）に侵入したことを示す。花崗岩侵入の境界近くでは、古い岩石中に通例石英と赤色或は白色ペグマタイトとの多數脈状體が存在し、ある場合には花崗岩の岩脈と實際に連絡してゐる。併し、石英脈の一部は花崗岩自體の裂隙及び斷層面をも充し、従つて上記のペグマタイト及び脈狀體より新しいと見なければならぬ（第三圖参照）。

後期期の侵入

泰山異層と結合した火成岩には、上記の岩石以外、新しく、殆んど偏形してゐないものがある。その一部は前カン



プリア紀、他は後石炭紀であるが、多くの場合、ある岩脈が泰山累層に属するか、更に後の地層に属するものであるか、決定する事は不可能である。假頭地層の東麓、張夏地方では、赤色花崗岩を横断せる綠岩脈は、カンブリア頁岩下の不整合で切斷されてゐる。泰山の變化せる玄武岩脈は、更に東の震旦層中の岩脈に類以してゐるために、後カンブリア系と思はれる。

※泰山層中の各種變成岩及び火成岩の種類は、記録石層の部分(十六頁)で詳す。

2. 震旦系の基底に於ける不整合

山東の我々が訪れた地域では、震旦系の基底に常に著しい不整合が存在する。張夏溪谷四側の丘陵は、此の接觸現象の研究に好適であるが、同様の好露出は、新泰前莊間、その他震旦系と基底累層との關係が亂されてゐない所には常見出される。基底沈積物は泰山累積の示す略々平坦な面——よく發達した平面であるために、硬い花崗岩、及び軟い片岩、何れも略々同一の基底面を示す——上に存在する。カンブリア系の基底に粗い碎屑沈積物の缺如してゐる事實は、海が最後にこの古い準平原を侵したとき、海が遭遇した地形の著しい凹凸は、假令あつたとしても極めて少なかつたこと、及び、海岸侵蝕の機會が最少限にしか存在しなかつた事を示す。

この不整合の時間は、少くとも、その地域が隆起し、侵蝕によつて花崗岩が露出し、硬軟兩岩が削磨されて準平原化するに足るものであつた。また、間隙は、記録の既に破壊されてゐる侵蝕期・堆積期に對應する、長時間の經過を代表するものであらう。山東の他の場所には、前カンブリア紀の珪岩、大理石及び片岩の岩塊があり、片麻岩で包

まれてゐる。それ故に、アルゴンキアン代の沈積物は省全體に廣く存在し、後隱基性累層に包まれ、更に侵蝕によつて大部分削磨されたと考へても、大過はあるまい。そして、もし變化が事實かやうであつたとすれば、震旦系下底の不整合は、アルゴンキヤ沈積物の堆積、偏形、及び侵蝕の時間を含む譯で、最大不整合の一と云ひ得る。

リヒトホーフエン、「支那」、von Rastbach (ed.) 第三卷、101、113—119頁、及び、ローレンツ、東亞細亞の地質學及び古生物學研究、(Lorenz, Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Ost-Asien) 八頁参照

3. 震旦系

リヒトホーフエンの所謂震旦系、カンブリア紀、奥陶紀の一連の沈積層は、中部山東に於て、廣大な地域に互り露出してゐる。その岩石の大部分は、石灰岩及び頁岩であるが、場所によつて層の順序はかなり異つてゐる。故に、一般的な論議のためには、全省を通じて、震旦系岩石の存在する總べての地方に、殆んど常に認め得る、唯三つの地層系統のみを區別するのが便宜である。即ち、(一)一部分下部カンブリア期の頁岩層たる假頭統、(二)中部及び上部カンブリア紀の化石を含む、灰色及び緑色の石灰岩及び頁岩の種々の層より成る九龍統、(三)奥陶紀の一部、及び恐らくは寒武利亞紀の一部を代表する均等且つ連続的な塊状石灰岩より成る濟南統の、この三種である。

假頭統

假頭統は、主として、數層の赤色及び褐色の頁岩、及び、これに互層し、通常土狀構造を有する灰色及び臘皮色の

中部カンブリア系のそれに類似してゐる。

餽頭頁岩からその上の九龍石灰岩への推移の特徴は、通常、数呎の五層をなす頁岩と板岩状石灰岩で、その上に整合に崖の塊層が存在してゐる。

餽頭頁岩中の化石——餽頭統の下部三〇米乃至それ以上の部分には、如何なる化石も未だ見出されてゐない。基底上約三六乃至四五米には、化石に富む板岩状黒色石灰岩の薄層があり、雁皮色及び褐色の石灰質頁岩と結合し、其地方全體に常に存在してゐる。硬い黒色の板石上には、殆んど常に、大きな三葉蟲類化石の碎片が保存されてゐる。この三葉蟲は、オレネルス *Olenelus* 属と密接な關係を持つ *Rafinesquina chinensis* Walcott である。刺や皮の破片以外の物の存在することは稀であるが、地點によつては不完全な *Crinidium* を發見し得やう。化石は風化面にのみ見得るのであるから、岩石を剝るを要しない。この層位に存在するのは、レドリキヤ (*Redlichia*) の未だ決定されない種と或る不詳の化石碎片のみで、他の化石は認められなかつた。

この地層の上部にも時々化石を認め得るが、多量に存在することは稀である。現在化石の發見せられてゐる最低の層位は、レドリキヤ石灰岩の上部約一五米で、餽頭夏岩上部の特徴的な様相たる多數の薄い灰色結晶質石灰岩層の下部である。この地層は普通約六米の厚さを有するに過ぎないが、しかも此の地域の大部分に互つて一定である。此の石灰岩から出る動物化石の種類は少ないけれども、個々の種類化石の量はかなり多い。

Psychoparia matoensis Walcott, *Psychoparia ligata* Walcott
この層の上約二五米の所に、厚さは數呎に過ぎないけれども、同様な灰色石灰岩が、頁岩の斜面に褶を形成して居

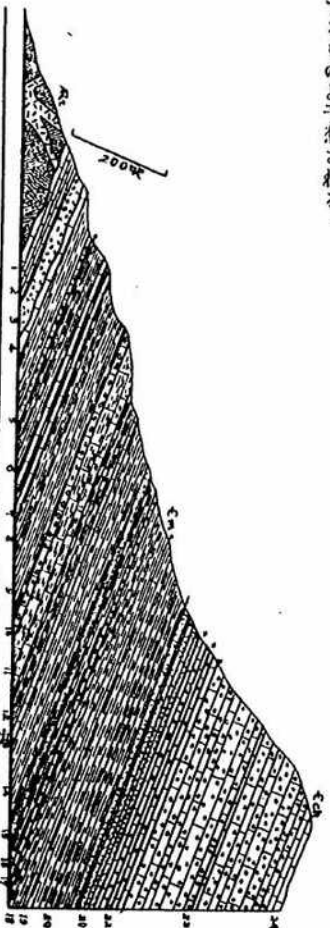
り、碎屑状ではあるが、數種の三葉蟲類と一腕足類の豊富な遺骸を含む。

Billingella richthofeni Walcott *Psychofaria acilis* Walcott *Psychofaria nantoensis* Walcott 未定の三葉蟲の破片
この地層の上部は、暗色砂質頁岩の二厚層と薄い灰色石灰岩より成り、展々小圓盤狀の石灰岩瘤塊を有してゐるがこの瘤塊は酸化鐵によつて眞栗色となり、數多の化石を含み、内 *Cranidia* of *Psychoparia* spp. である。

Obolites asiatica Walcott *Psychofaria impar* Walcott
Psychofaria acilis Walcott *Psychofaria impar* (var.) Walcott
Psychofaria granulosa Walcott

上部の頁岩は殆んど化石を有しないやうであるが、この累層上半部の種々の層位にある薄い石灰岩層には、何らかの化石が存在するものと予想される。

第七圖



第七圖 (ブライタクウエムル)——山東・新泰縣。新泰縣東北山地に於けるカンブリアの断面。1=片麻岩上の土灰石灰岩、2=板石状灰色石灰岩、3=凝灰岩、4=黄、褐色石灰岩、5=灰色石灰岩、6=栗色頁岩、7=灰色及び褐色の土灰石灰岩、8=灰色頁岩、9=栗色頁岩、10=赤褐色砂質石灰岩、11=灰色板石石灰岩、12=褐色頁岩、13=灰色石灰岩、14=チマコレート色頁岩、15=頁岩、16=チマコレート色頁岩、17=色板石灰岩、18=褐色で細粒に成る頁岩、19=オリーブ灰色石灰岩、20=褐色頁岩、21=褐色及び灰色の砂質石灰岩、22=凝灰岩の細粒質石灰岩、23、24=灰色の緻密な石灰岩。厚さのスケールは100呎。



新泰地方に於ける假頭統

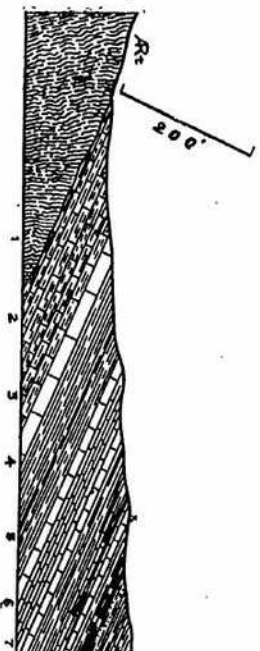
假頭統——此の地域に於ける假頭統の一般的構成は、上述張夏の假頭統と正に等しいが、幾分か厚く、細部に變化が多い(第七圖)。基底部は、普通、厚さ約三十米の土狀離皮色石灰岩で、時には下の花崗岩とエメラルドクリーンの粘土で隔てられてゐる。セクションの少くとも半ばに於いて、この石灰岩は帯緑色の角閃石閃長斑岩の貫入岩床を含む。この基底石灰岩上に、約四五米に亘つて、薄色の石灰質頁岩及び粘土質石灰岩がある。頁岩のある層は褐色或は帯赤色であり、石灰岩中の局部的な層は、特に堅く緻密な灰色或は黒色の岩石より成る。これら板岩狀黒色石灰岩の表面には、再び、レドリキアの碎屑片が現はれてゐる。

假頭統の上層では、暗赤或は褐色の頁岩が、薄い數層の灰色石灰岩、並に、時としては僅の赤色砂岩層と、急激に交代する。石灰岩の多くの層は礫岩質である——この特徴は九龍統の崑山層及び妙米店層に更に普及してゐるが——顏莊の南、九龍山に於いては、オリグ色雲母頁岩が假頭統の頂で通常の褐色頁岩に代つてゐる。この地域の断面では、假頭統上の累層の基底に砂質石灰岩があり、従つて、限界はかなり明瞭である。

假頭頁岩の化石——新泰地方に於ける假頭統は、大體その北方地域に於けるものに似てゐる。下部の三五米乃至それ以上は如何なる化石をも生じないが、此の不産出帯の上層では數個の地層で出る。

前の地層に於けると等しく、最古の化石含有層は板岩狀黒色石灰岩で、その風化面にはレドリキアの碎屑片が存在する。併し、その遺骸は甚しく断片的なので、精々、屬に對する關係を知り得るに止まる。

上部レドリキア動物化石は、顏莊南方の斷層地塊 *Emm* 山の斜面及びこの地塊東方の山、*Huang yang* 山で發



第八圖 (アヲウクニルター)——山東、顏色及び黄色頁岩、6=青灰色石灰岩、7=1-ト色粘板岩、12=褐色頁岩質砂岩、14 21=黄色頁岩及び薄層石灰岩、22=赤色=離皮色土狀石灰岩。29-キリーア綠色石灰岩、33=綠色頁岩、35=緻密な灰色

新泰地方に於ける假頭統

……
 層位——此の地域に於ける假頭統の一般的構成は、上述張夏の假頭統と正に等しいが、幾分か厚く、細部に變化が多い(第七圖)。基底部は、普通、厚さ約三十米の土狀膠皮色石灰岩で、時には下の花崗岩とエメラルドクリーンの粘土で隔てられてゐる。セクションの少くとも半ばに於いて、この石灰岩は帯綠色の角閃石閃長斑岩の貫入岩床を含む。この基底石灰岩上に、約四五米に亘つて、薄色の石灰質頁岩及び粘土質石灰岩がある。頁岩のある層は褐色或は帶赤色であり、石灰岩中の局部的な層は、特に堅く緻密な灰色或は黒色の岩石より成る。これら板岩狀黒色石灰岩の表面には、再び、レドリキアの碎屑片が現はれてゐる。

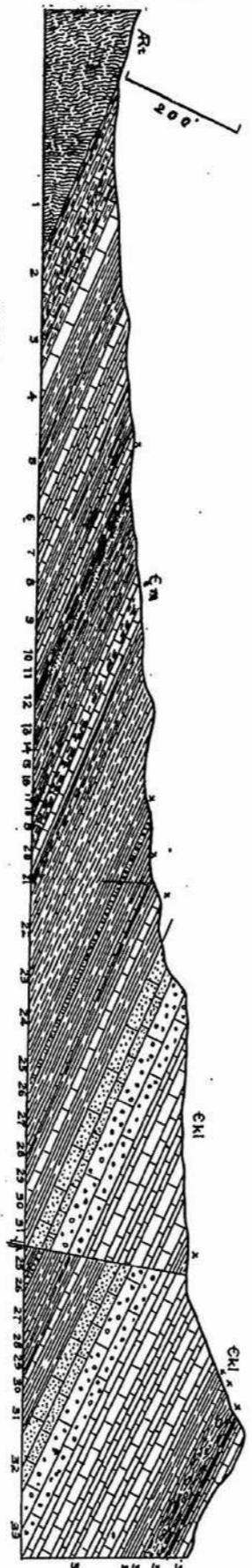
假頭統の上部では、暗赤或は褐色の頁岩が、薄い數層の灰色石灰岩、並に、時としては僅の赤色砂岩層と、急激に交代する。石灰岩の多くの層は礫岩質である——この特徴は九龍統の崗山層及び妙米店層に更に普及してゐるが——
 顏莊の南、九龍山に於いては、オリーク色雲母頁岩が假頭統の頂で通常の褐色頁岩に代つてゐる。この地域の斷面では、假頭統上の累層の基底に砂質石灰岩があり、従つて、限界はかなり明瞭である。

假頭頁岩の化石——新泰地方に於ける假頭統は、大體その北方地域に於けるものに似てゐる。下部の三五米乃至それ以上は如何なる化石をも生じないが、此の不產出帯の上部では數個の地層で出る。

前の地層に於けると等しく、最古の化石含有層は板岩狀黒色石灰岩で、その風化面にはレドリキアの碎屑片が存在する。併し、その遺骸は甚しく斷片的なので、精々、屬に對する關係を知り得るに止まる。

上部レドリキア動物化石は、顏莊南方の斷層地塊 Hsiao Shan の斜面及びこの地塊東方の山、Huang yang 山で發

第八圖



- 第八圖(フラスカエルク)——山東、顏莊、九龍山西部カウワリヤの断面。1=灰色片麻岩、2=黄綠色頁岩、3=灰色土狀石灰岩、4=緻密な暗黒色石灰岩、5=褐色及び黄色頁岩、6=赤灰色石灰岩、7=頁岩質灰色石灰岩、8=緻密な暗黒色石灰岩、9=黄色頁岩、10=灰色石灰岩及び頁岩、11=板岩狀黒色石灰岩、12=チヨロト色粘板岩、13=褐色頁岩砂岩、14=黄色頁岩、15=細粒色土狀石灰岩、16=紅色頁岩、17=黒色石灰岩、18=黄色頁岩、19=紫褐色石灰岩、20=灰色石灰岩、21=黄色頁岩及び薄層石灰岩、22=赤色頁岩及び薄層石灰岩、23=緑灰色石灰岩、24=赤色及び黄色頁岩、25=黑色頁岩、26=帶綠色集塊石灰岩、27=褐色頁岩、28=暗灰色土狀石灰岩、29=オリーブ綠色頁岩、30=砂岩をなす軟灰色石灰岩、31=オリーブ色頁岩、32=灰色砂質石灰岩、33=赤い、黑色輝頁岩、34=淡灰色及び暗灰色石灰岩、35=緻密な灰色石灰岩、36=節理のある緑色頁岩及び薄層石灰岩、37=塊状暗色石灰岩、38=塊状暗色石灰岩、39=チヨロト色。

裏面白紙



見せられた。化石は上述黒色粘板岩上三十米余の微結晶質暗灰色石灰岩に存在し、断片ではあるけれども、よく保存されて居り、岩石を碎けば認め得る。此の地層から蒐集された化石の種類は、

Bilingsella richhofeni Walcott

Ptychofania constricta Walcott

Stenotheca rugosa chinensis Walcott

Redlichia nobilis Walcott

Hyolithes beila Walcott

化石は、疑ひもなく、頁岩上半部の薄い灰色石灰岩の或る層にも出るけれども、未だ採集されて居らず、單に、假頭統頂の褐色頁岩に、*Ptychoparia* の決定し得ない断片が発見されたに止まる。

九龍統

九龍統なる名稱は、新泰地域、顏莊南方の九龍山脈に基く。この廣く分布してゐる地質系統の岩石は、我々の通路に沿つて、炒米店張夏兩村附近の丘陵、泰安府附近の低い塔のある丘陵、及び、同地東南一六軒の丘陵、新泰・顏莊

地域、及び、博山の南約一六軒の山地等に存在する。この地質系統の諸部分は、水平的に著しく變化し、時として厚く硬い石灰岩が僅々數哩の内に頁岩に變化すると云ふ風で、一地區で明瞭な細分が、他の地方では容易に認め得ない場合がある。全體の厚さは二七五米から三三五米の間を變化する。

張夏地方に於ける九龍統

張夏石灰岩

層位——張夏・妙米店附近の九龍統には、明瞭に三層層が區別される。最下層は張夏燻狀岩で、假頭統の軟い地層上の厚さ約一五〇米の塊狀石灰岩より成り、高さ數百米の斷崖を形成してゐる。この斷崖が張夏近傍に顯著なために張夏石灰岩或は張夏燻狀岩なる名稱が生じたのである。最下層は厚さ約一八米の薄層の重なつたオリノウ灰色石灰岩で、一部では燻狀岩になつてゐる。次には、塊狀の黒色燻狀岩層があつて、平均七五米の厚さを持ち、崖を形成してゐる。この石灰岩の地色は鈍い灰色であるが、時としては、更に海綠石の粒子から生じた緑色が加はつて居り、また多數の帯黒色燻狀瘤塊によつて暗色が甚だしくなつてゐる。崖上の比較的緩かな斜面には、厚さ約三〇米の結晶質石灰岩があり、屢々局地的に燻狀岩質となり、また大部分は紫色が加はつて暗灰色を呈する。

張夏統の上部は、層位によつて若干の差異を示す暗灰色及び淡灰色石灰岩の累層より成り、稀には燻狀岩質、時としては粗結晶質であるが、一般には緻密で環狀構造を持つ。層の多くには、オーカー色物質の不規則な斑點があり、この物質は岩石の構造とは無關係に分布して、雲狀の塊となつてゐる。本統の硬い層は屢々第二の崖を作つてゐるが、黒色燻狀岩のそれ程顯著ではない。

九龍統の頂に近く、礫岩質の石灰岩があり、原則として淡灰色であるが、これと互層をなして淡緑色の土狀物質が存在し、後者はまた屢々粒子を包裹してゐる。また層の多くは、外面が風化作用に曝された時には、普通の礫岩に酷似してゐる。

燻狀石灰岩——こゝに注意を要するのは、支那全土を通じて震旦系の顯著な特徴をなす暗色燻狀石灰岩である。リヒトホーフエンは此の岩石に注目記述し、眞の燻狀岩ではないと云ふ意見から微球體石灰岩と呼んだ。この石灰岩は震旦系石灰岩の礫岩相とは區別さるべく、後者は、形狀を異にする許りでなく、起源に於ても同様異なるものと信ぜられてゐる。

※ 支那、第二卷一九六—三三頁

最も普通の様相の暗色燻狀岩は、灰色で微細な方解石結晶より成る、母石を有する。燻狀體は暗褐色或は黒色で、直徑は一耗の小片から三乃至四耗に及び、形は球狀であるが、卵形又は橢圓形の場合もある。顯微鏡下で觀察すると、これら小球體は暗色の心持濃いこと及び暗色の外面とで、母石と識別される。また、屢々、内部に同心圓帶狀の構造の存在することを暗示する。小球體の實質は、母石のそれと等しく、粒狀方解石である。この燻狀岩では、小球體が明瞭な核を有することは極めて少く、存在する場合にも、普通、や、粗粒な方解石の不定な集合たるに過ぎない。假頭統の上部で得た標本によるに、カンブリア燻狀岩の一相として、顯著な同心圓構造を有する場合がある。この岩石では、母石は淡色方解石、これに對して燻狀體自身は深赤色である。この赤色小球體は、普通、核を有し、この核はある場合には海産介殼の破片と考へられる。核の周囲には、赤色土狀物質で多少彩られた、極めて微粒の方解石の

同心圓帯がある。小球體の外圍には、軸を周邊に垂直に並んだ、方解石の針狀結晶より成る邊帯がある。

更に、上述兩相とは全然異り、張夏統基底の薄層石灰岩からの標本で示される燭狀岩の一異相がある。この相に於いては、球狀體は、標本を一瞥すれば直ちに判明する様に、粗結晶質である。屢々個々の球狀體が唯一個の結晶のみより成り、時にはまた數個の稍々大なる結晶が一團をなしてゐる。

※ 支那燭狀岩の詳述は、頁石學に關する報告、本卷第十六章に譲る。

第二に述べた赤色燭狀岩は、世界の他の地域の燭狀岩と等しい普通のものであるが、第一と第三、特に後者は、餘り普通でない。併し、私見では、これら燭狀岩は總べて同一種類に屬し、何れも眞の燭狀岩であり、唯々變化段階を異にするのみと考へる。我々が支那で蒐集したこの岩石の各種異相は、階段ある一系列をなすもの、如くである。上述の赤色燭狀岩は、變化してゐない典型的な燭狀岩で、球體は非常に微細な方解石の同心層に圍繞された明瞭な核より成る。其系列に於ける第二階段を代表するものは、揚子江峽谷の震旦系中に存在する燭狀岩で、中に明かに結晶質の中心核があり、微かに同心圓狀を示す層に圍繞され、また微細ではあるが、結晶は十分認められる。更に、上に張夏石灰岩の特徴であると云つた暗色の種類は、第三階段を示し、核も同心帯も共に殆んど不明であり、球體の全體は明瞭な抱合結晶より成り、揚子江峽谷で得た他の標本の燭狀體中の結晶は、更に粗い。最後の段階は、上述の第三の種類で、この種類では、方解石の結晶が粗いために、一個の球體が單一の結晶より成つてゐる場合が少くない。更にこの種類に於ては、燭狀體が帶狀構造の痕跡でも示す場合は、極めて少い。かかる系列の觀察を基礎として、これら岩石はすべて燭狀岩で、結晶作用の段階を異にする許りであり、第二以下の種類も、色を除き第一種のそれと類似し

た岩石から、後續物の結晶化によつて生じたと云ふ假説を樹てることも可能であらう。眞の燭狀岩の微細な結晶が大きくなるに隨つて、核及び同心層が漸次正體を失ふのであり、この過程は明かに瘤塊の中心に始まり、次第に外方へ延び、結局周邊まで到達する。即ち、具體的に云ふならば、全體が明白に結晶質になると、第三種の標本の如き岩石となり、その過程が論理的に進行すれば、粗い結晶の第四種及び第五種が生ずる譯である。この變化の可能性は、微粒の炭酸カルシウムの堆積が、變成作用の進行によつて、徐々に結晶質の石灰岩及び大理石に變化するといふ熟知の事實によつて規定される。

※ この過程の概略については、D. S. G. S. monograph XLVII A Treatise on metamorphism, Van Hise, pp. 760-765 參照

張夏石灰岩の化石——張夏石灰岩は若干の層位に化石を産する。多くの層は、現在の所未だ化石を産してゐないが將來は、多少の差こそあれ、基底から頂までの殆んど總べての層に發見されるものと期待される、普通、燭狀岩質の顯著な層ほど化石が少いに對し、非燭狀岩質のある層は多量の化石を含有する。化石は常に碎屑狀で、此の地方に於ける我々の蒐集中に於いて、完全な三葉蟲類を發見したことは、一度もない。化石は灰色の母石中の暗色物體であるから、新らしく碎いた面に於いて容易に認め得る。張夏村の近傍に於いてはこの地質系統中最もよく發達してゐる塊狀の、崖を形成する石灰岩は、下の饅頭頁岩層と、ある部分が多少燭狀岩質の二四乃至三〇米の薄層灰色石灰岩で隔てられてゐる。この石灰岩では、數個の異つた層位に産する化石が、かなりの共通性を示し、基底層から得た化石は次の種類に亘つてゐる。

Orthis (*Plectrothis*) *agreste* Walcott *Ptychoparia titiana* Walcott *Ptychoparia* (*Liostracus*) *toxens* Walcott

これに對し、薄層部の中層で蒐集した化石は、一五米隔つてゐるに過ぎないけれども、殆んど共通種を示さない。岩石の性質から見て堆積の條件が全體として等しく、従つて含有化石も急變せず、漸次に推移するものと期待されるに拘らず、僅かな垂直距離内に於いてかく完全に異つてゐる理由は、明瞭でない。この上層から得た化石は。

Acrothele rarus Walcott (?) *Anomocare titan* Walcott *Orinotheca danalis* Walcott
Anomocare eriofia Walcott *Agraulos abroma* Walcott *Pycnopharia thano* Walcott

この薄層灰色石灰岩上に續く、塊狀の硬く、崖を形成する石灰岩は厚さ六〇米、暗灰色で、時としては酸化鐵のため帯紫色或は褐色となつて居り、上述の特殊な黒色觸狀體の存在する主な層位である。かく大きな層の取扱の容易ならざること、並に、この岩が比較的化石に乏しいことのため、我々が此の部分で發見した化石は極めて僅少である。岡山村東方に露出してゐる崖狀石灰岩の頂部で得た二化石群(何れも少數)は、次の種類を含む。即ち

Agraulos dryas Walcott *Creticephalus magnus* Walcott *Doryfysge richtiofereni* Dames

石灰岩の上部は、黒色觸狀岩、斑點あるオーカー狀石灰岩及び、灰色の結晶質乃至非顯晶質石灰岩の互層より成り内數層は化石に富む。我々は岡山に於いてその基底層から次の化石の断片を多數發見した。

Arionellus alata Walcott *Psychoparia (Liostracus) internedia* Walcott *Arionellus* sp. undt.
Salenopleura acidalia Walcott *Menocephalus adriatica* Walcott *Solenopleura agno* Walcott
Menocephalus agane Walcott *Shunardia* sp. undt. *Menocephalus* sp. undt.

その上約一〇〇呎、三〇米の層位には、化石が少量存在し、決定し得た遺骸は次の三種である。

Senotheca rugosa orientalis Walcott *Salenopleura* sp. undt. *Greipicephalus damia* Walcott

その一部は、これと略々等しい層位、張夏統の基底上約四〇〇呎(一二〇米)位にする暗灰色觸狀岩質の層から、下層では見出されない他の種類と共に、再び見出される。即ち、この化石層は次のものを含む。

Senella clotho Walcott *Greipicephalus damia* Walcott *Platycoelus* Walcott *Menocephalus acerius* Walcott
Senotheca rugosa orientalis Walcott

この上(二〇呎(六米)あるなしの位置に、淡灰色結晶質石灰岩があり、断片ではあるが、次の如き遺骸が豊富に存在する。

Senotheca clarius Walcott *Arionellus alata* Walcott

約一哩離れた丈で、殆んど同一層位から得た化石では、この外に *Menocephalus acis* Walcott が加はつてゐる。

張夏統の最上層五〇乃至一〇〇呎(一五乃至三〇米)の間は、多くの礫岩質地層を有する淡灰色石灰岩で、その内から數組の化石が得られ、全部合せると次の如き種類がある事になり、内、二種の三葉蟲、*Anomocare* ? *danialis* *Doryfysge richtiofereni* が最も多く、この層位の特徴をなしてゐる。

Acroreta hani Walcott *Psychoparia (Liostracus) tuta* Walcott *Hyoilites cybele* Walcott
Psychoparia (Liostracus) togus Walcott *Anomocare* ? *danialis* Walcott *Solenopleura abderus* Walcott
Anomocare temenus Walcott *Solenopleura acantha* Walcott *Anomocarella* ? *bura* Walcott

- Selenopleura agno Walcott Damesella brevicornuta Walcott Arionellus alata Walcott
- Dolichometopus deois Walcott Crepicephalus damia Walcott Dolichometopus dice Walcott
- Crepicephalus, of. Crepicephalus magnus Walcott Dorypyge richhofeni Dames Agraulos divi Walcott
- Menocephalus belenus Walcott Agraulos aganur Walcott Menocephalus admetta Walcott

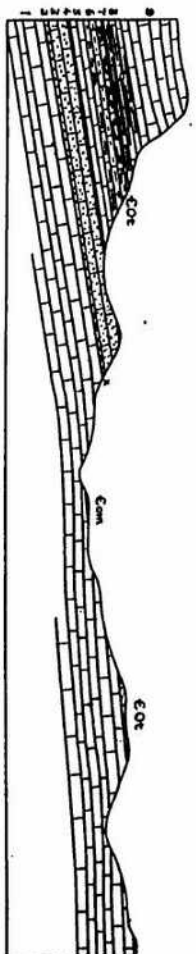
樹山頁岩

層位一同じく九龍グループに属する地層に樹山頁岩があり、その名稱は樹山近傍に露出してゐることに基く。この累層は石灰岩上に整合に存在し、厚さ約五十呎であるが、全體としての厚さ或は個々の層の厚さは、部分によつて多少異なる。本統は、主として淡緑色の薄い石灰質頁岩より成り、他に褐色、帯紫色、乃至黄色頁岩の比較的薄い層、及び、少數の緻密な石灰岩の細層を有する。我々の観察し得た範圍では、頁岩は化石を産出しない。頁岩中に従在する石灰岩の薄層は通常礫岩質ではあるが、蠟狀岩質たることは稀である。

妙米店石灰岩

層位一第三の地質系統は妙米店石灰岩で、堅い石灰岩より成り、妙米店の東南及び西南の丘陵を形成してゐる。この岩石は野外では明瞭な青色の露出によつて識別、認識されるが、然し、新しい破砕面は通常非常な暗灰色で、微細な結晶を示す、樹山頁岩とこの石灰岩との漸移帯は、四十呎(十二米)の板石狀石灰岩で、この層は著しい礫岩質を特徴とする。この層位に於ける礫岩は二相に分れ、其の一では、礫は大部分長さ一吋以下で、それ自體暗赤色であるが、鈍いオレンジ灰色の母石中に埋まつてゐる。暗赤色は過酸化鐵に基き、瘡塊中に深く侵入してないことは、横断

第九圖



第九圖 (オラソウクワエムズー) 一山脈、妙米店、都察院方の山地に於ける、上部カソノリヤ層及び下部奥關の断面。1=緻密な薄灰色石灰岩、2=緻密な石灰岩、3=砂質黄色石灰岩、4=白色土狀石灰岩、5=暗紫色緻密な頁岩、6=頁岩質灰色石灰岩、7=薄灰色石灰岩、8=板石狀黄色石灰岩、9=緻密な褐色石灰岩。



面の中心部が薄色な事から知られる。この種礫岩質石灰岩の礫状體は、大きさ並に形状から見て大豆に比較し得る。今一つの相では、赤色は缺けて居り、礫の長さは平均二種以上、最大は十種にも達し、形状は平たい楕圓状或は腎臟状である。この岩石の縦断面を観察（これは屢々切出されて蒸石となつてゐるために、機會が多い）すれば、結核の配列は相互に何ら一定の關係を示さず、もし示すとしても、單に漠然たる放射狀配列に止まる。長軸の方向は殆んど總べての方向に及び、若干は稜上にあるが、大多數は平たい面を成層に平行に向けてゐる。風化面では、結核外面が鈍い小豆色或はオリーブ色で際立つて見え、一般的な情況は普通の碎屑狀礫岩に似てゐる。

※礫岩の細目と總ては、記載岩石學のこれに関する部分参照。

此の薄層よりなる石灰岩の累層上に、灰色の妙米店石灰岩層が典型的に發達してゐる。妙米店石灰岩層は、張夏石灰岩層の如く厚からず、個々の層は普通五乃至六呎以上の厚さには達せず、數個の層位では岩石が明かに核石狀である。また岩石の多くは緻密で、破碎すれば貝殼狀斷口を示す。風化面は暗帶青灰色である。燧石はこれら震旦系石灰岩のどれにも存在しない。累層の頂部は堆積の性質が著しく異り、それよりやや、古い下部は黄色を帯び、著しく白雲岩狀になつてゐる。（第九圖参照）

妙米店石灰岩の地形的表現は、他の古く、硬いカンブリア系石灰岩、張夏燧岩のとれと異り、急で屢々垂直な崖は形成しないで、險しい斷崖であるが、薄い層が階段となつて居り、殆んど如何なる地點からも登り得る。

妙米店石灰岩の化石は少數の限られた層位では、主として腕足類及び三葉蟲類の斷片より成る化石が、かなり豊富であり、産出化石は他國の上部カンブリア系のそれに似てゐる。化石を有しない齒山頁岩の如き中斷があることから

見て、張夏化石が全然この地層に及んでゐないか、假令存在しても少数なことは、敢て驚くに當らない。石灰岩中の主要な化石は *Ptychaspis Ilienus* 及び腕足類の *Plectorthis* で、張夏石灰岩の特徴をなす普通の種類の殆んど總べては、全然消滅してゐる。

累層の基底から十五米の間は、主として、緻密な板石状石灰岩の占むる所である。我々は崑山頂上近くの弛緩した岩塊から *Chuangia batis* の標本を獲たが、これは恐らく妙米店石灰岩の基底の部分から生じたものであらう。

基底土約一〇〇乃至一二〇呎（三〇乃至三六米）即ち、特に堅く、特徴の顯著な帯紫灰色石灰岩の頂近くには、化石が豊富であつた。奇妙な事には、半徑二哩を出ない地域の略々同一の層位で採集した數組の化石を對照するに、二組に共通の化石は、唯三種、三組に共通な化石に至つては、唯一種に過ぎない。三組に共通なのは三葉蟲の一種で、極めて多く、この石灰岩の下部には殆んど常に存在する。此の層位の化石を全部表示すれば、

<i>Agostus chinensis</i> Danae	<i>Ptychaspis ceto</i> Walcott	<i>Ilienus canens</i> Walcott
<i>Ptychaspis eudmus</i> Walcott	<i>Ilienus ceres</i> Walcott	<i>Ptychaspis calchus</i> Walcott
<i>Pygodia macedo</i> Walcott	<i>Ptychaspis</i> sp. undt.	<i>Pygodia bia</i> Walcott
<i>Memocephalus</i> ? <i>depressus</i> Walcott	<i>Pygodia deion</i> Walcott	<i>Dikelocephalus</i> ? <i>brizo</i> Walcott
<i>Anomocarella carne</i> Walcott		

妙米店の東方七乃至八哩（二乃至三呎）で蒐集した他の小さな組も、断面は測定しなかつたけれども、この層に屬するもの、やうで、次の化石を含有する。

<i>Ilienus canens</i> Walcott	<i>Ptychaspis canpe</i> Walcott	<i>Ptychaspis calyce</i> Walcott	
化石は妙米店石灰岩の上部に於ては比較的稀であるが、それでも少數は、頂上から五〇呎（一五米）以内に於いて或る淡灰色の層、並に、時としては暗帯青色の層に見出された。妙米店近傍のこの層位から得た數組の化石を纏めると、次の如き種類の存在することが知られる。	<i>Billingella Pumpellyi</i> Walcott	<i>Ptychaspis acunus</i> Walcott	<i>Orthis (Plectorthis) rageda</i> Walcott
<i>Ptychaspis ceto</i> Walcott	<i>Orthis (Plectorthis) kajseri</i> Walcott	<i>Ptychaspis</i> sp. undt.	
<i>Platyceus clytia</i> Walcott	<i>Anomocarella baucis</i> Walcott	<i>Orthotheca cyrene</i> Walcott	
<i>Bathyurus</i> ?			

濟南府の鐵道建設に用ひられるる河礫から、我々は *Plectorthis Linnarssoni* *Kajser* と *Obolus* sp. とを得たが、この事實は、これら河礫が、上述の種類と略々同一層位のものなることを示す。

新泰地域に於ける九龍統

層位—九龍統を三分する事は、張夏地區の一般的古生物學的層位が、こゝにも容易に認められるに拘らず、この新泰地域には適切でない。黑色礫状岩の厚さは甚だしく減少し、大部分頁岩が置換つてゐる。崑山頁岩は厚く、その上部は張夏層に、下部は妙米店層に屬する化石を有する。妙米店石灰岩のみは、張夏地域について既に述べたやうな一般特徴を保有してゐるが、その基底は幾分か置換つてゐる。その結果張夏地方では三層よりなる九龍統は、新泰地方で一層より成り、その含む石灰岩及び頁岩は、單に局部的に存在するに過ぎない。

顔部附近に於ける断面の顯著な様相を、頂部から數へれば、次の如くなる。

五、最上部の石灰岩層……二五〇乃至三〇〇呎（七五乃至九〇米）

（屢々礫岩質の薄層灰色石灰岩で、妙米層中最も厚い。）

四、上部の頁岩層……一〇〇乃至二〇〇呎（三〇乃至三六米）

（綠頁岩、普通石灰岩の薄層で二部分に分れてゐる頁岩自體は時としては軟く且泥質であるが、他の層位に於ては堅く板石状で、石灰岩の瘤塊を多數有してゐる。）

三、中部の石灰岩層……一二〇乃至一五〇呎（三六乃至四五米）

（淡灰色の緻密なる或狀粒の石灰岩で、普通オーカー色の斑點を持つ、張夏石灰岩上部の三分の一を占める。）

二、下部の頁岩層……一〇〇乃至一七〇呎（三〇乃至五〇米）

（軟い綠頁岩で、緻密な石灰岩の薄層及び瘤塊を含む。）

一、最下部石灰岩層……一〇〇乃至一八〇呎（三〇乃至五四米）

（暗灰色の石灰岩で、その多くは瘤狀且つ厚層である。基底層は屢々板石状で、多少綠色頁岩及び石灰岩砂岩が置換つてゐる。含化石層は、頻繁な間隔を置いて底部から頂部に至るまで發見されたが、殆んど總べての層位に存在するであらう。）

これら沈積層の基底、即ち、饒頭頁岩に續く部分から始めるならば、先づ、新泰縣東北縣の山地に、石灰質砂岩の

數層を含む砂質灰色石灰岩層がある。此の砂質層は、厚さ四〇呎（一二米）、腕足類の一種の化石を多數産出する。同一の層位は、顔部南方の九龍山にも存在する。

新泰に於いては、砂質層の上には三三〇呎（一〇五米）のや、薄層の灰色石灰岩が續くが、大部分瘤狀岩質で、屢々非常な暗色を示し、大體張夏瘤狀岩と一致してゐる。その最上層は緻密で、オーカー色の斑點ある薄層淡灰色石灰岩である。併し、この相は、決して常に在する譯ではない。新泰の北約四哩、上述のセクションから僅か一、五哩（二、一）の所では、軟い綠色頁岩の層が石灰岩層の中央部に介在し、厚さ約五〇呎（一五米）に達してゐる。この頁岩中には、化石の極めて豊富な石灰岩の平たい瘤塊が存在する。同様の事情は、*Pygidia* 附近、並に九龍山でも認められ、こゝでは、張夏統に對應すると思はれる石灰岩層の上から僅か二〇呎（六米）の所に、厚さ三〇呎（九米）の頁岩がある。この頁岩を中斷する二三の石灰岩細層中には、カンブリア中期の三葉蟲類及び腕足類のよく保存された化石が豊富である。

下部の石灰岩及び頁岩に續いては、第二の泥質層があり、垂直距離一五〇呎（四五米）の間、綠色瘤塊質頁岩が、局部的には礫岩質となつてゐる板石状青色岩と、五層をなす。この層の上部には、帯綠色板石状石灰岩があつて、堅く薄い岩板で覆はれた崖錐斜面を構成してゐる。この層が野外で「石燕板岩」と稱せられるのは、風化面に飛翔する燕に似た三葉蟲の一種、*Drepanura Prensili* Bergson のピギデイヤが多數存在してゐることに基く。

九龍統の殘部、厚さ五（*Pygidia*）〇〇呎（一五〇米）以上は、各種石灰岩の累層より成り、大抵薄層、また屢々板石状であるけれども、や、大きな二層だけは崖を作つてゐる。

粒状層では、緻密で硬い青灰色石灰岩が最も有力である。多くの層位に認められる礫岩質層の外観は、妙米店の近傍で観察した赤色層及び褐色層に等しい。最上層には屢々同心構造が存在し、風化すれば、大きき並に外見が甘藍の横断面の如くなり、結核に類似するけれども、異物より構成されてゐる譯でなく、石灰岩自體の功離すべからざる一部である。同様の構造は、合衆國の西北部、モンタナのアルゴンキア石灰岩について知られてゐる。

これら上部の石灰岩層には、化石はある程度存在するに過ぎず、また、よく保存されてゐないのを常とし、存在すれば典型的な妙米店統のそれを大體一致してゐる。

下部石灰岩の化石——顔形西南山地で、我々が假頭統の頂と見做す褐色頁岩の僅か一五呎上の帯緑色石灰岩から得た化石は、

Globiferina? *muntoensis* Walcott *Agraulos divi* Walcott *Micromitra pumila ophirensis* Walcott

Anomocare? *butes* Walcott *Acrotreta pacifica* Walcott *Dolichometopus* sp. und.

同じ地點の約三〇呎(九米)上、雲母に富む帯褐色礫質石灰岩からは、腕足類の一種 *Obolus obscurus* Walcott の化石が多数出る。

新泰縣東北三哩の山地から出る小さい組も、これと殆んど等しい層位のものと思はれ、三葉蟲類が四種あり、その中の若干は、豊富である。

Agraulos direx Walcott *Anomocare lachimbatum* James

Anomocare? *butes* Walcott *Ptychoparia tolus* Walcott

上部へ進むと、次に化石の多い層位は、顔形の西南三哩(五軒)の地點に露出し、崖を形成する暗色礫状岩の基底にある。

厚さは部分によつて異なるが、ここでは、基底は、九龍統の基底上八〇乃至九〇呎(二五米)にある。化石を産する層は、暗赤色の石灰岩で、厚さ數層に過ぎず、遺骸は總べて破碎してゐる。

Micromitra tabradorica orientalis Walcott *Anomocare decelus* Walcott

Agraulos abaris Walcott *Anomocare minus* Dames

この赤色石灰岩の直ぐ上數呎にある灰色礫状岩層には、やゝ多種類の化石が存在したけれども、その内下の赤色層に共通するものは一種に過ぎない。この層の化石を總括すれば、

Obolus (*Lingulella*) *damesi* Walcott *Agraulos dolon* Walcott *Obolus* (*Lingulepis*) *eros* Walcott

Ptychoparia titiana Walcott *Agraulos abaris* Walcott *Ptychoparia* (*Plectruncus*) *thraso* Walcott

我々が下部石灰岩層と呼ぶ地層の残る上部には、化石がなかつた。

下部頁岩の化石——下部頁岩層の基底には化石が豊富で、特に、多數の瘤塊及び頁岩中の薄い石灰岩の細層によく保存されてゐる。*Agnostus cephalus* *Pyritia* 及び、數種の大なる三葉蟲類が極めて豊富なので、岩石のかたりの部分がこれら動物の遺骸より成つてゐる位である。新泰縣北方約四哩で、この地層の最下層は、次の如き化石を産する。

Acrothele rarus Walcott *Anomocarella albion* Walcott *Orthochea delipus* Walcott

Anomocarella chinensis Walcott *Agnostus chinensis* Dames *Dolichometopus deois* Walcott

Agnostus kuwamuraensis Walcott *Dorypyge Richtofeni* Dames *Anomocare alcinne* Walcott
 顔部の西南山地の同一頁岩層の基底層も、化石に富み、化石の内少くとも四種は上述南隣地域と共通であり、化石の大部分は、やはり、緻密な灰色石灰岩の瘤塊から出る。

Protosporgia chloris Walcott *Agnostus chinensis* Dames *Acrotreta pacifica* Walcott
Anomocarella chinensis Walcott *Platycaris chronus* Walcott *Arianelus alata* Walcott
Hyolithes cybele Walcott *Dolichometopus alceste* Walcott *Orthiseca delphus* Walcott
Dolichometopus deois Walcott

この地點の近傍で、頁岩の基底のみでなく、二〇乃至三〇呎(六乃至九米)の垂直距離を通じて存在する多数の石灰質瘤塊からは、更に多数の化石が獲られた。従つて、下の表は、前表に記した種類の多くを含むのみならず、稍々後期の若干種にも及んでゐる。

Protosporgia chloris Walcott *Dolichometopus deois* Walcott *Acrotreta pacifica* Walcott
Dorypyge richtofeni Walcott *Obolus minimus* Walcott *Dorypyge bispinosa* Walcott
Obolus (Lingulella) damesi Walcott *Anomocare lateimbratum* Dames *Platycaris chronus* Walcott
Obolus (westonii) blackwelderi Walcott *Anomocare tenenus* Walcott *Anomocare danuus* Walcott
Anomocare bisien Walcott *Hyolithes cybele* Walcott *Anomocare danuus* Walcott
Orthiseca cyrene Dryas Walcott *Anomocarella albion* Walcott *Agnostus chinensis* Walcott

Anomocarella chinensis Walcott *Agraulos divi* Walcott *Anomocarella confuga* Walcott
Arianelus agouius Walcott *Ptychofaria telius* Walcott *Dolichometopus dacteo* Walcott
Menocephalus sp. undt

中部石灰岩の化石——中部石灰岩層の多くは化石を有しないやうであるが、その内若干層から産出する場合がある。この地層で蒐集した總べての化石は、顔部の西南三乃至四哩(五乃至六呎)山地産に係る。内下層で発見した化石は、次表の如く、その一種は前代のそれと密接な關係を持つ。

Acrotreta shantungensis Walcott *Hyolithes cybele* Walcott
Obolus (Lingulella) chinensis Walcott *Anomocarella chinensis* Walcott
 其石灰岩層の頂き近くには、よく保存された三葉蟲化石の集合と、その外に多量の *Danessella* (二種)及び *Acrotreta pacifica* を特徴とする他の若干種とを産出する。産地は數箇所に分れてゐるが、相互の距離は遠くない。この化石群は、上記或は下記の化石群と共通の種を有しない。

Acrotretapacifica Walcott *Blackwelderia alstor* Walcott *Agraulos acalle* Walcott
Tamistion alcon Walcott *Arianelus ajax* Walcott *Tamistion typicalis* Walcott
Danessella blackwelderi Walcott *Ptychoparia (Liostracus) turia* Walcott *Danessella bellgranulata* Walcott
Pteroccephalia asiatica Walcott

上部頁岩の化石——下部の頁岩に化石が豊富でないに對し、上部頁岩層からは極めて興味あり、且つ特徴的な化石

泰安府城の西約二哩(二、五軒)、小塔のある丘陵は、全然妙米店統の下部石灰岩のみより成つてゐる。この丘陵は沖積物より成る廣い平原に圍繞され、従つて、北方の花崗岩の露出とは連絡してゐない。その結果層位關係は明瞭でないが、石灰岩中の數層が多種類の化石を産出するために、これを他地方の地層と對比し、層位を決定し得る。丘頂から二〇乃至三〇呎(六乃至九米)下の層から化石を獲たが、それは妙米店並に泰安府東方の妙米店石灰岩下部の化石に最も近い。即ち、この丘陵から得た化石の種類を表示すれば、

- | | | |
|--------------------------------------|---|--|
| <i>Obolus matinalis</i> Hall | <i>Iliaenus canens</i> Walcott | <i>Obolus</i> (<i>Westonia</i>) sp. und. |
| <i>Iliaenus dictys</i> Walcott | <i>Orthis</i> (<i>pectorthis</i>) <i>pagoda</i> Walcott | <i>Menocephalus</i> ? <i>depressus</i> Walcott |
| <i>Syntriphia orientalis</i> Walcott | <i>Pagodia bia</i> Walcott | <i>Scenella</i> sp. und. |
| <i>Pagodia loros</i> Walcott | <i>Platyceras pagoda</i> Walcott | <i>Pterocephalia busiris</i> Walcott |
| <i>Straparollina circe</i> Walcott | <i>Ptychaspis ceto</i> Walcott | <i>Orthotheca</i> sp. und. |
| <i>Ptychoparia dryope</i> Walcott | <i>Cyrtoceras cambria</i> Walcott | <i>Solenopleura belus</i> Walcott |

泰安府の東十里、街道の北、汶河を東に渡つた所の低い丘陵群に、カンブリア系の大部分が露出してゐる。假頭頁岩は低地に存在するから、その露頭及び片麻岩との接觸部は、大部分土壌で隠蔽されてゐる。丘陵の頂を覆つて、厚さ一〇〇呎(三〇米)の妙米店石灰岩があり、その下には緑色及び灰色の石灰質頁岩が現はれ、時として頂近くでは板石狀、下部では瘤埋質となり、全體の厚さは約二〇〇呎(六〇米)に達する。板石狀の層は、既述の「石燕三葉蟲」を有し、此の累層を他と比較するに適切な基礎を供する。其の頁岩の下には、厚さ一二五呎(三七・五米)の灰色

斑狀石灰岩があり、張夏石灰岩の上部に似てゐるが、下部は緑色頁岩及び薄層石灰岩より成り、斜面の底部を構成し階段排作で不明瞭になつてゐる。このセクションは顏莊地域のそれに最も近いが、頁岩は後者より更に發達してゐる。

露頭を調査して、顏莊地域に於けると等しく、我々は上部緑色頁岩層なることを示す化石を多數發見したが、それは妙米店石灰岩に類似した層の直ぐ下の板石狀石灰岩及び緑色頁岩から出る。この材料から五種類が確認され、内第一を除く四種は、悉く顏莊の化石と共通である。

- | | | |
|--------------------------------------|--|----------------------------------|
| <i>Straparollina</i> sp. und. | <i>Blackwelderia clix</i> Walcott | <i>Agnostus chinensis</i> Darnes |
| <i>Drepanura premenilli</i> Bergeron | <i>Blackwelderia sinensis</i> (Bergeron) | |

博山南方の九龍統

博山の南方一五哩(二四軒)、*Meiyu-shan*村近くの溪谷東側の丘陵から、博山近傍に至る間に、震旦系が完全に露出してゐる。我々が爲し得た概略的な調査では、これと顏莊に於ける累層との間に、重要な差異は認め得なかつた。張夏石灰岩は顯著な崖を形成してゐるが、緑色頁岩の層が、九龍山に於けると等しく、上部に含まれてゐる。

濟南統

支那に於いて最も廣く分布してゐる地質系統の一つは、リヒトホーフエーゲンが「石炭石灰岩」(*Kohlenkalkstein*)

なる名稱を與へた地層である。この地層は、合炭層がある場合には、常にその下層に存在し、楊子江溪谷の石灰石
灰岩にかなり類似してゐることを根據に、彼は恐らく之と同時に推定した。併し、彼は、この
石灰岩中の化石を求めて得なかつた爲、その假説の確證、拋棄何れもなし得なかつたに對し、我々は、山東に於ける
調査中、所謂「石灰石灰岩」は奥陶時代のものであるといふ事實〇〇更にそれが震旦系中の整合的な一層で、不整合
によつて石灰系から分離してゐるといふ事實の、乏しくはあるが充分な古生物學的證據を得た。

※リヒトホフエン、支那叢書、二二六—二二九頁

COOプレット (Cood) は、一八九五年に、開封附近の豫東系石灰岩から得た若干の奥陶紀化石について記述してゐる。(Museum Jahrb. 4. M-
handl. 1895, 47頁)。(ローレンツ (Lorenz) は、彼が一九〇〇年に濟南府の南で發見した化石を基礎に、濟南石灰岩が奥陶紀の
ものなることを論じてゐる。(ローレンツ、東部細亞の地質學面に古生物學論文集、第一卷、マールブルグ、一九〇五年) 我々が、東部の石灰石
から蒐集した化石を鑑定したのは Dr. Stuart F. W. で、その報告は本書の古生物に關する部分にある。

我々は山東山地の西北部、蔡家集附近及びその東南丘陵、新泰顏莊間の若干地點、及び博山周圍の地域に、奥陶紀
石灰岩が廣く露出してゐるのを發見した。疑もなくこの石灰岩は、他にも、省内多くの地點に露出してゐやう。濟南
府の直ぐ南の丘陵もこの石灰岩より成る。

我々の觀察し得た範圍では、中部山東を通じて、濟南石灰岩は二層に區別し得る。下層は淡色の泥質石灰岩或は白
雲岩を薄い頁岩との變化する累層であり、上部は全體の厚さの九割を占め、均質微細な組織の褐色白雲岩質石灰岩よ
り成り、塊狀をなす。

張夏地方に於ける濟南統

層位——この地域の北部には、濟南統が二層共に存在する。下部は主として石灰質であるが、土狀及び白雲岩狀物質
の割合大なることを特徴とする。岩石の色相は赭皮色、灰色、時としては灰白色である。わる層は軟く、頁岩質であ
るに對し、他の一部は、觸感では明かに砂質であるが、風化作用の著しいとから見て、可溶性岩石なることが知ら
れ、顯微鏡による觀察及び化學分析を行へば、後者の結晶質白雲岩なる事が判る。板狀土狀石灰岩はこの累層の主
要部分を構成する。下部には何處にも化石は發見されなかつた。

上部石灰岩層は、明白な中斷なしに、頁岩質岩層の上に積ま、變化は少なく、相當の厚さの暗色白雲岩狀石灰岩よ
り成り、この石灰岩は新しい破砕面では褐色を帯びてゐるが、外面には明瞭な青灰色が發達する。組織は非顯晶質
であり、破砕すれば、何ら明確な劈開線に従はない不規則な斷口を示す。僅かでも偏形すれば、色彩の顯著な白色方
解石の短い裂傷脈が岩石を横斷する場合が多い。稀には土狀灰色石灰岩の分散した層と灰色石灰質頁岩の夾みが認め
られるけれども、これらは、累層全體の非常に僅かな部分しか占めてゐない。

濟南統の化石——化石は如何なる層位にも稀であり、通常全然存在しない。もし存在すれば、風化面上の硫酸質或
は石灰質の型(〇)であるか、或は斷面に於いてのみ認められる。岩石を砕く場合、斷口は化石の輪廓を無視する
から、風化作用によつて蝕録された場合を除き、探しても無駄である。この地方産の化石で鑑定し得たものは、全部
奥陶紀に屬するやうである。濟南統の底基上約七〇〇呎(二一〇米)からは *Ottoperia* の不完全な標本が發見さ
れ、同様の種類は、濟南府西南丘陵の未定の層位からも蒐集され、また、この丘陵中の一地點からは、*Strophomena*

た時、その壓力に容易に屈したであらう。張頁東方の山地では、饅頭頁岩は数層の灰綠色閃長斑岩質の滑岩を含むが後者の斑晶は皆ては角閃石の十字形結晶であり、現在では方解石その他の變質生成物に依て置換られてゐる。これら滑岩岩床の厚さは、最低一〇呎から二五呎に及ぶ、直徑五〇呎及び一二呎の岩脈は、震且系中を上昇し、後者は張頁幅状岩を張頁の東北數哩の地點で切斷してゐる。これら岩脈も貫入岩床と等しく閃長岩質である。

新泰地方では一般的にこれに類似した岩石が、饅頭頁岩層の基底とその頂近くに見られた。Meyerの東一・五哩(一軒)には、長さ一〇〇呎(三〇米)厚さ一二呎(三、六米)の餅盤貫入があるが、これを構成する岩石は異なる。即ち、斑晶はアルカリ長石と角閃石で、石英及び長石より成る石英中にあり、以前の命名法では、石英安山岩と呼ばれるべき岩石である。褐色頁岩は、この斑岩との接觸部に於いて著しくは變質してゐないが、頁岩の劈開面は約二呎の間餅盤の表面と平行する事が觀察された。この現象が貫入の縁近くに最も明瞭なのは、そこでは、火山作用による劈開は、粘土の凝固その他により普通に發達する水平面とは、明かに一致しないからである。

Kan-tai-pu から顏莊に至る約半途にも、厚さ約一〇〇呎(三〇米)の石英安山岩の貫入岩床があつて、濟南石灰岩の下部と上部との接觸部を占める。岩床が非常に厚い場合にも、接觸變質現象は著しくない。我々は、多量の火山岩を有する顏莊炭田に近づいた際、雁皮褐色長石斑岩の數個の岩脈を横切つた。直徑數碼のこの岩塊は、E.F.山地壕北端の斷層接觸に沿つて貫入してゐる。他の岩塊は、顏莊の東南二、五哩(四軒)の地點で、九龍石灰岩及び濟南石灰岩を切斷してゐる。此の岩脈は幅三〇乃至四〇呎(九乃至一二米)延長は一哩を超える。この稱の岩石は、貫入した石灰岩よりも速かに分解し、風化作用が進むにつれて、その位置によつて、位映、*Shale*、及び細谷を形成するやう

になる。

濟南府北方の沖積平原中には、數個の圓錐狀丘陵が顯著な孤丘を形成してゐる。これら丘陵は黒綠色粗粒の紫蘇輝石斑輝岩(ノオライト)より成り、橄欖石をも含んでゐる。露頭の圓形なことから見て、これら丘陵は古い火山頭なるかの如くであるが、若しさうとしても、現在凝灰岩或は滑岩を認め得ない所から見て、火山の拋出物は堆積以後の長期に亘る侵蝕作用によつて運び去られたものであらう。南方の丘陵を形成する濟南白雲岩と關聯を持つ斑輝岩については、時代を決定するに足る證據を全然見出さなかつた。

濟南府近傍の石灰岩丘陵中に存在する唯一の火成岩脈は、市街の西南西二、五哩(四軒)の平原の境界近くにある一見する所、微粒淡紅色花崗岩のやうであるが、顯微鏡で検査すれば、石英閃長斑岩なる事が判明し、曹長石及び石英より成る微粒結晶質の石英と、角閃石及び石英のそれに似た長石の斑晶とを有する。その構成から、この岩石は發生的に上記紫蘇輝石斑輝岩と無關係なことが知られる。

4. 前石炭紀の不整合

我々は山東で、シルリヤ紀泥盆紀或は下部石炭紀の岩石は觀察しなかつた。含炭層は、常に濟南石灰岩の直ぐ表面に存在し、含炭層及び濟南石灰岩は、何れも、蔡家莊、顏莊の兩側及び、博山に於いて、接近した露出を示し、後の二地點に於いては、接觸自體が露出して、夾炭層は下の石灰岩層と傾斜及び走向を等しくし、恰も整合なるかの如くではあるが、極めて顯著な侵蝕不整合の存在することを示してゐる。本報告中、他でも述べるやうに、この地域の

岩石は、古生代に於て餘り偏形を受けて居らず、従つて、古生代累層間に堆積の不整合は豫期せられないのである。

※ローレンツは、大武庫期に上層泥岩に始まり石炭紀中層積したと述べてゐる（前掲、一六頁）、併し、彼の掲げた論據はその論旨を証明するに足りないと思はれる。リヒトホーフエン及びローレンツが博山で得た化石を再検査したフレッツは奥陶紀石灰岩の上にある最下部含化石層は下部石炭紀の最下部よりも古くはなく、化石は下部石炭紀後期のものと考へてゐる（*Journal of Paleontology*, 1925, p. 103）。その下の化石を有しない層は一〇〇乃至三〇〇呎の厚さがあるが、含化石層と連続して閉り、その基底は石灰岩の洞孔及び隙間に存在する微粒の頁岩である。

Stanton 河の浅い溪谷で、博山層の基底頁岩は、明らかに奥陶紀石灰岩と接觸してゐる。後者の表面は不規則で孔に富み、罅隙及び突起は認められ、硫黄華状で、長く地上に露出風化した石灰岩の表面に似てゐる。この不規則な表面は、平らに堆積し緑色及び黒色頁岩で埋め覆はれてゐる。突起を圍むこの頁岩は、溶解によつて生じた古い洞孔を完全に埋め、博山層の上部に至つては、接觸全體を蔽つてゐる。かかる關係が存在する結果、濟南石灰岩は、著しい歪みなしに、石炭紀の博山期以前のある時期に生成したと云ふことになる。濟南石灰岩は、その後風化作用、及び、明らかにある程度の侵蝕を受けてゐる。博山期の始めには、陸地の僅かの沈降に伴つてであらうが、海又はその他の静止水面が石灰岩の風化した表面に侵入した。微粒の粘土は、流されて洞孔や小さな凹所に移り、これを完全に充たし表面の石灰岩の粗石を膠結し、礫岩に變じた。

石灰岩は、侵蝕期以前には褶曲せず、また明瞭な傾斜をも示さなかつたから、後に沈積した頁岩の傾斜も相似である。接觸の性質は、不整合の存在を、證明するに充分である。山東がシルリヤ紀、泥盆紀、及び、下部石炭紀の地層を有しないことは、侵蝕期がこれら時代の總べてを包括し、従つて、最大の不整合が生じたことを推知せしめる。併

し、調査した地域の總べてに於て、沈積が奥陶紀以後も久しく繼續し、その結果生じた岩石が侵蝕により失はれたと解することも、充分に可能である。

5. 石炭紀層

我々が中部山東旅行中に遭遇した、比較的新しい岩石の一部は、ベンシルヴァニア期（上部石炭紀）、一部は更に後の時代に屬するやうである（第一二圖参照）。基底には數層の含炭頁岩及び砂石があり、その頂部には種々の大きさの火山岩流、凝灰岩、及び貫入が存在する。※ その上には明瞭に後の時代のもので考へられる赤色及び緑色の砂岩頁岩、及び、礫岩が来る。我々は含炭層を博山層と呼ぼうと思ふ。蓋し、博山なる都市は、石炭の産出、及び、原料を附近の含炭層に仰ぐ陶器製造の古くから中心地だからである。

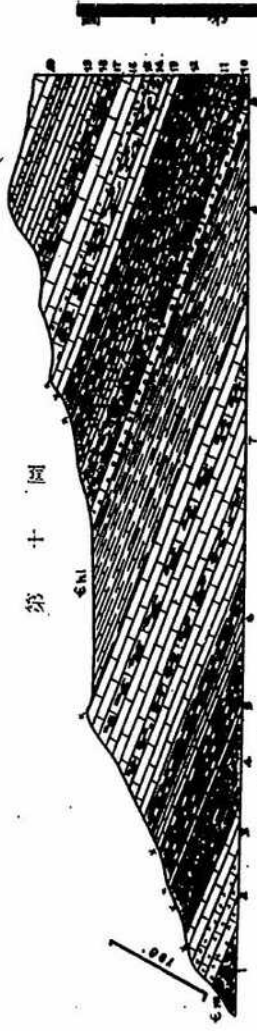
※ローレンツは凝灰岩の他の火山岩を「風系のもの」としてゐる（前掲、一八頁）

博山含炭層

我々は含炭層の露出を蔡家莊、顏莊及び博山の附近で調査したが、同様の地層は濰縣縣、沂州府縣、その他省内の數ヶ所に存在する事が知られてゐる。

※リヒトホーフエン、支那、第一卷、二二〇頁参照 ※蔡家莊、一八四頁

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16



第一〇圖 (アヴァックワウニルダ) — 山原、國庄、九龍山に於ける九龍山の断面 1=砂岩、2=砂岩、3=砂岩、4=砂岩、5=砂岩、6=砂岩、7=砂岩、8=砂岩、9=砂岩、10=砂岩、11=砂岩、12=砂岩、13=砂岩、14=砂岩、15=砂岩、16=砂岩、17=砂岩、18=砂岩、19=砂岩、20=砂岩

第十四頁

明らかであると述べてゐる。* この見解は、この地層が、著明な動物化石によつて石炭紀たることが更に明らか
な類に類似してゐる事実と、よく一致する。
* 最近ローレンツはこの説定に異議を換へてゐる(前掲一九頁)が、彼は何ら新しい證據を示してゐないから、シエンクの見解が依然最も信頼
し得るものである。我々が得た標本は如何なる時代のものか明瞭でない。

平原に散在する廢坂の位置から判断するに、炭層は數層ある。全地層は三〇度乃至四〇度西南に傾斜してゐるから
一層のみ探掘されたのであれば、炭坑は大體一列になつてゐる筈である。この地區では火成岩は認められなかつた。
基底にゐる石炭紀頁岩の小露出が、新泰縣の南方五哩(八軒)、汶河南岸にある。この頁岩はこゝでは奥陶紀石灰

第二二圖

明らかであると述べてゐる。* この見解は、この地層が、著明な動物化石によつて石炭紀たることが更に明らか
な類に類似してゐる事実と、よく一致する。
* 最近ローレンツはこの説定に異議を換へてゐる(前掲一九頁)が、彼は何ら新しい證據を示してゐないから、シエンクの見解が依然最も信頼
し得るものである。我々が得た標本は如何なる時代のものか明瞭でない。

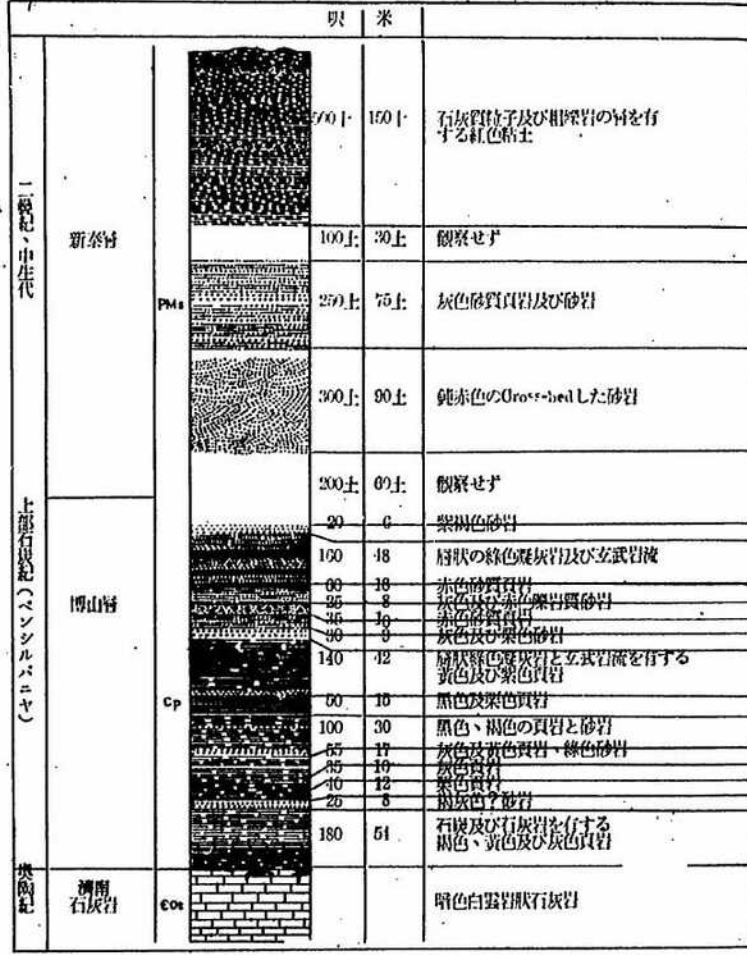
平原に散在する廢坂の位置から判断するに、炭層は數層ある。全地層は三〇度乃至四〇度西南に傾斜してゐるから
一層のみ探掘されたのであれば、炭坑は大體一列になつてゐる筈である。この地區では火成岩は認められなかつた。
基底にゐる石炭紀頁岩の小露出が、新泰縣の南方五哩(八軒)、汶河南岸にある。この頁岩はこゝでは奥陶紀石灰

新泰地區に於ける博山層



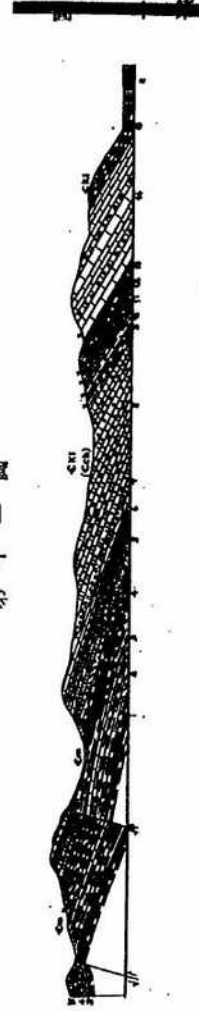
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

第二十圖



第一二圖一山東、顔莊に於ける石炭紀及び以後の地層の断面。

第十一圖



第十一圖 (ブラクワックエムルダ) 一山東、顔莊。村落西北山地の露出あるカブリティ層の断面。1=板石状黄色石灰岩、2=紅色頁岩、3=ホリープ灰色石灰岩、4=玄武岩流を有した重層状褐色頁岩、5=凝灰岩を有する砂質褐色石灰岩、6=灰色凝灰岩質石灰岩、7=凝灰岩、8=一部層状の凝灰岩の灰色石灰岩、9=軟い、緑色頁岩、10=灰色石灰岩、11=石灰質砂子を有する緑色頁岩、12=灰色凝灰岩質石灰岩、13=薄い、灰色石灰岩及び頁岩、14=局部的には凝灰岩の層状な灰色石灰岩、15=色及び灰褐色頁岩。



第三十圖



この部分の断面は、火山岩の貫入状況を示す。a=帯状砂岩、b=頁岩、c=帯状砂岩、d=頁岩、e=帯状砂岩、f=頁岩、g=帯状砂岩、h=頁岩、i=帯状砂岩、j=頁岩、k=帯状砂岩、l=頁岩、m=帯状砂岩、n=頁岩、o=帯状砂岩、p=頁岩、q=帯状砂岩、r=頁岩、s=帯状砂岩、t=頁岩、u=帯状砂岩、v=頁岩、w=帯状砂岩、x=頁岩、y=帯状砂岩、z=頁岩。

岩に接近してゐるが、兩地層の接觸を研究する機會はなかつた。蓋し、岩石表面の傾斜は沖積層の下に没し、石灰は存在するとしても隠蔽されてゐるからである。 顔莊附近では、博山層は汶河以東の平野の廣い部分を占める。この

第三圖

地層の最下部を構成する岩石は黄色、綠色、及び黒色の頁岩と、オーカー色及び綠色の砂岩である。數個の炭層が、基底の上五〇乃至二〇〇呎（一五乃至六〇米）の含炭頁岩中に存在し、その上には、今一層の黄色頁岩、粗い砂岩及び崩塊のある粘土が續く。時としては、頁岩中の綠色層及び紫色層が、露頭の色彩を鮮かにしてゐることがある。地層的に石灰と結合して黒色滲青石灰岩があり廢坑附近の石捨場にあるその破片から、周知の石灰紀腕足類の標本が出る。リヒトホーフエンは、同様の化石に富む石灰岩を博山炭田で見出し、山東に於ける石灰の時代を決定するを得た。 顔莊炭田は岩脈、貫入岩床、溶岩流、凝灰岩等の形態で、各種の火山岩が多量に存在することを特徴とする。火山岩物質の源泉は明瞭でないが、市街の東南四哩（六、五呎）に偶然見付かつた塊状玄武岩及び輝石安山岩の不規則に存在する地域が、古い噴火山の火口かと思はれる。この岩塊に隣する所では、濟南白雲岩は輝石角石に變つて居る。炭層中に流入した溶岩は玄武岩質で、現在は甚だしく風化して、微粒帶綠色の凝灰岩、黄色頁岩及び砂岩と交替する。岩脈及び貫入岩床は、單にオリゾン色玄武岩のみならず、褐色及び綠色角石正長斑岩及び帶脈皮色長石斑岩より成り、後者の岩脈は時として直徑七〇呎（二二米）にも達するが、貫入體の大部分は比較的薄い。顔莊の岩層は傾斜は溶つて測ると、一哩以上も露出し、傾斜は二五度以下なること稀に、時としては四〇度以上にも達し、その一部分

である火山岩をも含めての厚さは、二〇〇〇呎(六〇〇米)以上と思はれる。

四二

博山層の化石——頁岩は植物浸漬殘物以外の化学を産せず、後者の大部分も不完全で、鑑定し得ない。動物化石は唯二個所、前莊附近の黑色石灰岩と新泰縣西北數哩でのみ発見された。前の地區で化石を含む石灰岩塊は浅い岩坑からの發掘物中にあり、その源泉は確め得ないが、その地層は疑もなく博山層の基底から一〇〇呎(三〇米)以内のものと思はれる。この岩塊中からジルティー Girty の発見した化石は、

Chonetes sp. *Squamularia* (cf. *squamularia perplexa*)

Marginifera sp. *Cleobrytis* (?) sp.

この化石によれば、この地層は上部石炭紀(ペンシルバニア紀)のものである。若干の他の種類は蔡家莊附近の後石炭紀礫岩(汝河層)の礫中に発見された。この標本は黒礁石の瘤塊中にあり、この瘤塊が同地の石炭紀石灰岩露頭に由来するものなるは、明瞭である。こゝで発見された化石中には、次の如き種類がある。

Chonetes (?) sp. *Chonetes* sp. *Fusilina* sp. *Lielasma* (?) sp.

Zaphrentis (?) sp. *Phillipsia* sp. *Archaeocidaris* sp. *Bythocypris* (?) sp.

この標本は、數量的に乏しく、保存も悪く、正確な鑑定は不可能である。

博山地區に於ける博山層

山東の郡小炭田中、博山岩田は經濟的に見て最も重要なものの一である。我々が調査した他の總べての炭田の如く

この炭田が残存してゐるのは、主として、軟らかい石炭紀地層を一般的水準以下に陥没せしめた正斷層に基く。この炭田に關しては既にリヒトホッフエン※がかなり詳細に述べてゐるから、ここでこの地域の地質を詳論する必要はない。彼の觀察は、彼の時代にはその意義の認められなかつた。前石炭紀不整合の研究により確認補足された。當時認められなかつた。博山の炭層は、大體前莊のそれに似、唯々黑色頁岩が一層大きな割合を占め、火山岩の發達がそれ程顯著でない許りである。

※支那地質學、二〇二—二〇八頁。

6. 二疊紀、中生代

新泰層

夾炭層の上にあるがそれと同時代か否が明瞭でない※若干の沈澱岩を一括して、新泰層なる名稱で呼ぶことにする。兩地層の接觸部が觀察されない限り兩者の層位學的關係は不明である。※※併し兩者の比較的密接な關係を示唆する若干の事實が存在する。即ち、兩者共に、沈澱と同時に思はれる火山岩流と互層をなし、また觀察し得た限りでは、整合に堆積し、同一時期に偏形したかの如く、傾斜をも等しくする。他の著しい事實は岩石の赤色なことで、これは歐洲及び北米合衆國の二疊系赤色層との類似を暗示し、二疊紀にや、廣く存在したや、特殊な氣候状態を示唆する。

※ポトニ(H. Potonié)が山東に存在すると報告した新泰層 *Tantassero* Durch Asia, III, 1903 は、我々の調査地内には認め得ない。

四三

かつた。

※※リヒトホーフエンは新泰谷に於てこの地層が水浸層の上にあることを発見したが、山東その他何れかの地層と對比はなし得なかつた。ローレンツは新泰地層は彼が第三紀と同時とする轉位時代のものとしてゐる。同時に、彼は、我々が新泰地層下部と自ら赤色砂岩を二疊系としてゐる。

二疊系と思はれる下部と異り、新泰層の上部は、粗礫岩を特徴とする。石炭紀層の上の累層はリヒトホーフエン※とロッシューロウ ※※が観察した、二疊紀層及び侏羅紀層が共に存在し、相違は僅少であるにしても、後者が前者を不整合に蔽ふと思はれる四川省廣安縣の狀態に似てゐる。新泰地方には恐らく存在しまいが、山東にも四川同様侏羅紀の石炭が存在することは、この比較の價值を一層大ならしめる。

※支那、第一巻、六〇二頁

※※ツェンシナイ伯の旅行報告 *Reise des Grafen Zeppelin* 第一巻 二二二頁

△第十三卷に引用せる断面圖及び敘述

我々が調査した範圍では、新泰層が認められるのは單に三ヶ所に過ぎない。この地層は、新泰縣四周の谷底の大部分を占め、南へ四乃至五哩（六乃至八軒）、西へ六乃至七哩（一〇乃至一軒）東南方へは數哩延びてゐる。小地域の露出は顏莊の北方二乃至三哩（三乃至四軒）に存在し、同様の地層は更に博山以北河成平原へかけての低地の下に存在する。類似の岩石の露出は周村から青島に至る鐵道沿線即ち濰縣と文嶺にも見られる。

新泰地區に於ける新泰層

新泰縣の東南低地は、我々が調査し得た赤色層の唯一の連續的なセクションである。

第十四圖



第十四圖 (アウツホルム) — 山東、新泰縣、新泰谷 (二疊紀、中生代?) の断面。下の灰岩層との接觸は同位層で隠蔽されてゐる。
a = 多くの田園地帯を穿つ赤い灰岩、b = 灰色及び灰白色の砂岩、c = 礫岩、d = 礫岩、e = 赤色砂岩、f = 赤色砂岩、g = 赤色砂岩、h = 赤色砂岩、i = 赤色砂岩、j = 赤色砂岩、k = 赤色砂岩、l = 赤色砂岩、m = 赤色砂岩、n = 赤色砂岩、o = 赤色砂岩、p = 赤色砂岩、q = 赤色砂岩、r = 赤色砂岩、s = 赤色砂岩、t = 赤色砂岩、u = 赤色砂岩、v = 赤色砂岩、w = 赤色砂岩、x = 赤色砂岩、y = 赤色砂岩、z = 赤色砂岩、aa = 赤色砂岩、ab = 赤色砂岩、ac = 赤色砂岩、ad = 赤色砂岩、ae = 赤色砂岩、af = 赤色砂岩、ag = 赤色砂岩、ah = 赤色砂岩、ai = 赤色砂岩、aj = 赤色砂岩、ak = 赤色砂岩、al = 赤色砂岩、am = 赤色砂岩、an = 赤色砂岩、ao = 赤色砂岩、ap = 赤色砂岩、aq = 赤色砂岩、ar = 赤色砂岩、as = 赤色砂岩、at = 赤色砂岩、au = 赤色砂岩、av = 赤色砂岩、aw = 赤色砂岩、ax = 赤色砂岩、ay = 赤色砂岩、az = 赤色砂岩、ba = 赤色砂岩、bb = 赤色砂岩、bc = 赤色砂岩、bd = 赤色砂岩、be = 赤色砂岩、bf = 赤色砂岩、bg = 赤色砂岩、bh = 赤色砂岩、bi = 赤色砂岩、bj = 赤色砂岩、bk = 赤色砂岩、bl = 赤色砂岩、bm = 赤色砂岩、bn = 赤色砂岩、bo = 赤色砂岩、bp = 赤色砂岩、bq = 赤色砂岩、br = 赤色砂岩、bs = 赤色砂岩、bt = 赤色砂岩、bu = 赤色砂岩、bv = 赤色砂岩、bv = 赤色砂岩、bw = 赤色砂岩、bx = 赤色砂岩、by = 赤色砂岩、bz = 赤色砂岩、ca = 赤色砂岩、cb = 赤色砂岩、cc = 赤色砂岩、cd = 赤色砂岩、ce = 赤色砂岩、cf = 赤色砂岩、cg = 赤色砂岩、ch = 赤色砂岩、ci = 赤色砂岩、cj = 赤色砂岩、ck = 赤色砂岩、cl = 赤色砂岩、cm = 赤色砂岩、cn = 赤色砂岩、co = 赤色砂岩、cp = 赤色砂岩、cq = 赤色砂岩、cr = 赤色砂岩、cs = 赤色砂岩、ct = 赤色砂岩、cu = 赤色砂岩、cv = 赤色砂岩、cw = 赤色砂岩、cx = 赤色砂岩、cy = 赤色砂岩、cz = 赤色砂岩、da = 赤色砂岩、db = 赤色砂岩、dc = 赤色砂岩、dd = 赤色砂岩、de = 赤色砂岩、df = 赤色砂岩、dg = 赤色砂岩、dh = 赤色砂岩、di = 赤色砂岩、dj = 赤色砂岩、dk = 赤色砂岩、dl = 赤色砂岩、dm = 赤色砂岩、dn = 赤色砂岩、do = 赤色砂岩、dp = 赤色砂岩、dq = 赤色砂岩、dr = 赤色砂岩、ds = 赤色砂岩、dt = 赤色砂岩、du = 赤色砂岩、dv = 赤色砂岩、dw = 赤色砂岩、dx = 赤色砂岩、dy = 赤色砂岩、dz = 赤色砂岩、ea = 赤色砂岩、eb = 赤色砂岩、ec = 赤色砂岩、ed = 赤色砂岩、ee = 赤色砂岩、ef = 赤色砂岩、eg = 赤色砂岩、eh = 赤色砂岩、ei = 赤色砂岩、ej = 赤色砂岩、ek = 赤色砂岩、el = 赤色砂岩、em = 赤色砂岩、en = 赤色砂岩、eo = 赤色砂岩、ep = 赤色砂岩、eq = 赤色砂岩、er = 赤色砂岩、es = 赤色砂岩、et = 赤色砂岩、eu = 赤色砂岩、ev = 赤色砂岩、ew = 赤色砂岩、ex = 赤色砂岩、ey = 赤色砂岩、ez = 赤色砂岩、fa = 赤色砂岩、fb = 赤色砂岩、fc = 赤色砂岩、fd = 赤色砂岩、fe = 赤色砂岩、ff = 赤色砂岩、fg = 赤色砂岩、fh = 赤色砂岩、fi = 赤色砂岩、fj = 赤色砂岩、fk = 赤色砂岩、fl = 赤色砂岩、fm = 赤色砂岩、fn = 赤色砂岩、fo = 赤色砂岩、fp = 赤色砂岩、fq = 赤色砂岩、fr = 赤色砂岩、fs = 赤色砂岩、ft = 赤色砂岩、fu = 赤色砂岩、fv = 赤色砂岩、fw = 赤色砂岩、fx = 赤色砂岩、fy = 赤色砂岩、fz = 赤色砂岩、ga = 赤色砂岩、gb = 赤色砂岩、gc = 赤色砂岩、gd = 赤色砂岩、ge = 赤色砂岩、gf = 赤色砂岩、gg = 赤色砂岩、gh = 赤色砂岩、gi = 赤色砂岩、gj = 赤色砂岩、gk = 赤色砂岩、gl = 赤色砂岩、gm = 赤色砂岩、gn = 赤色砂岩、go = 赤色砂岩、gp = 赤色砂岩、gq = 赤色砂岩、gr = 赤色砂岩、gs = 赤色砂岩、gt = 赤色砂岩、gu = 赤色砂岩、gv = 赤色砂岩、gw = 赤色砂岩、gx = 赤色砂岩、gy = 赤色砂岩、gz = 赤色砂岩、ha = 赤色砂岩、hb = 赤色砂岩、hc = 赤色砂岩、hd = 赤色砂岩、he = 赤色砂岩、hf = 赤色砂岩、hg = 赤色砂岩、hh = 赤色砂岩、hi = 赤色砂岩、hj = 赤色砂岩、hk = 赤色砂岩、hl = 赤色砂岩、hm = 赤色砂岩、hn = 赤色砂岩、ho = 赤色砂岩、hp = 赤色砂岩、hq = 赤色砂岩、hr = 赤色砂岩、hs = 赤色砂岩、ht = 赤色砂岩、hu = 赤色砂岩、hv = 赤色砂岩、hw = 赤色砂岩、hx = 赤色砂岩、hy = 赤色砂岩、hz = 赤色砂岩、ia = 赤色砂岩、ib = 赤色砂岩、ic = 赤色砂岩、id = 赤色砂岩、ie = 赤色砂岩、if = 赤色砂岩、ig = 赤色砂岩、ih = 赤色砂岩、ii = 赤色砂岩、ij = 赤色砂岩、ik = 赤色砂岩、il = 赤色砂岩、im = 赤色砂岩、in = 赤色砂岩、io = 赤色砂岩、ip = 赤色砂岩、iq = 赤色砂岩、ir = 赤色砂岩、is = 赤色砂岩、it = 赤色砂岩、iu = 赤色砂岩、iv = 赤色砂岩、iw = 赤色砂岩、ix = 赤色砂岩、iy = 赤色砂岩、iz = 赤色砂岩、ja = 赤色砂岩、jb = 赤色砂岩、jc = 赤色砂岩、jd = 赤色砂岩、je = 赤色砂岩、jf = 赤色砂岩、jg = 赤色砂岩、jh = 赤色砂岩、ji = 赤色砂岩、jj = 赤色砂岩、jk = 赤色砂岩、jl = 赤色砂岩、jm = 赤色砂岩、jn = 赤色砂岩、jo = 赤色砂岩、jp = 赤色砂岩、jq = 赤色砂岩、jr = 赤色砂岩、js = 赤色砂岩、jt = 赤色砂岩、ju = 赤色砂岩、jv = 赤色砂岩、jw = 赤色砂岩、jx = 赤色砂岩、jy = 赤色砂岩、jz = 赤色砂岩、ka = 赤色砂岩、kb = 赤色砂岩、kc = 赤色砂岩、kd = 赤色砂岩、ke = 赤色砂岩、kf = 赤色砂岩、kg = 赤色砂岩、kh = 赤色砂岩、ki = 赤色砂岩、kj = 赤色砂岩、kk = 赤色砂岩、kl = 赤色砂岩、km = 赤色砂岩、kn = 赤色砂岩、ko = 赤色砂岩、kp = 赤色砂岩、kq = 赤色砂岩、kr = 赤色砂岩、ks = 赤色砂岩、kt = 赤色砂岩、ku = 赤色砂岩、kv = 赤色砂岩、kw = 赤色砂岩、kx = 赤色砂岩、ky = 赤色砂岩、kz = 赤色砂岩、la = 赤色砂岩、lb = 赤色砂岩、lc = 赤色砂岩、ld = 赤色砂岩、le = 赤色砂岩、lf = 赤色砂岩、lg = 赤色砂岩、lh = 赤色砂岩、li = 赤色砂岩、lj = 赤色砂岩、lk = 赤色砂岩、ll = 赤色砂岩、lm = 赤色砂岩、ln = 赤色砂岩、lo = 赤色砂岩、lp = 赤色砂岩、lq = 赤色砂岩、lr = 赤色砂岩、ls = 赤色砂岩、lt = 赤色砂岩、lu = 赤色砂岩、lv = 赤色砂岩、lw = 赤色砂岩、lx = 赤色砂岩、ly = 赤色砂岩、lz = 赤色砂岩、ma = 赤色砂岩、mb = 赤色砂岩、mc = 赤色砂岩、md = 赤色砂岩、me = 赤色砂岩、mf = 赤色砂岩、mg = 赤色砂岩、mh = 赤色砂岩、mi = 赤色砂岩、mj = 赤色砂岩、mk = 赤色砂岩、ml = 赤色砂岩、mm = 赤色砂岩、mn = 赤色砂岩、mo = 赤色砂岩、mp = 赤色砂岩、mq = 赤色砂岩、mr = 赤色砂岩、ms = 赤色砂岩、mt = 赤色砂岩、mu = 赤色砂岩、mv = 赤色砂岩、mw = 赤色砂岩、mx = 赤色砂岩、my = 赤色砂岩、mz = 赤色砂岩、na = 赤色砂岩、nb = 赤色砂岩、nc = 赤色砂岩、nd = 赤色砂岩、ne = 赤色砂岩、nf = 赤色砂岩、ng = 赤色砂岩、nh = 赤色砂岩、ni = 赤色砂岩、nj = 赤色砂岩、nk = 赤色砂岩、nl = 赤色砂岩、nm = 赤色砂岩、nn = 赤色砂岩、no = 赤色砂岩、np = 赤色砂岩、nq = 赤色砂岩、nr = 赤色砂岩、ns = 赤色砂岩、nt = 赤色砂岩、nu = 赤色砂岩、nv = 赤色砂岩、nw = 赤色砂岩、nx = 赤色砂岩、ny = 赤色砂岩、nz = 赤色砂岩、oa = 赤色砂岩、ob = 赤色砂岩、oc = 赤色砂岩、od = 赤色砂岩、oe = 赤色砂岩、of = 赤色砂岩、og = 赤色砂岩、oh = 赤色砂岩、oi = 赤色砂岩、oj = 赤色砂岩、ok = 赤色砂岩、ol = 赤色砂岩、om = 赤色砂岩、on = 赤色砂岩、oo = 赤色砂岩、op = 赤色砂岩、oq = 赤色砂岩、or = 赤色砂岩、os = 赤色砂岩、ot = 赤色砂岩、ou = 赤色砂岩、ov = 赤色砂岩、ow = 赤色砂岩、ox = 赤色砂岩、oy = 赤色砂岩、oz = 赤色砂岩、pa = 赤色砂岩、pb = 赤色砂岩、pc = 赤色砂岩、pd = 赤色砂岩、pe = 赤色砂岩、pf = 赤色砂岩、pg = 赤色砂岩、ph = 赤色砂岩、pi = 赤色砂岩、pj = 赤色砂岩、pk = 赤色砂岩、pl = 赤色砂岩、pm = 赤色砂岩、pn = 赤色砂岩、po = 赤色砂岩、pp = 赤色砂岩、pq = 赤色砂岩、pr = 赤色砂岩、ps = 赤色砂岩、pt = 赤色砂岩、pu = 赤色砂岩、pv = 赤色砂岩、pw = 赤色砂岩、px = 赤色砂岩、py = 赤色砂岩、pz = 赤色砂岩、qa = 赤色砂岩、qb = 赤色砂岩、qc = 赤色砂岩、qd = 赤色砂岩、qe = 赤色砂岩、qf = 赤色砂岩、qg = 赤色砂岩、qh = 赤色砂岩、qi = 赤色砂岩、qj = 赤色砂岩、qk = 赤色砂岩、ql = 赤色砂岩、qm = 赤色砂岩、qn = 赤色砂岩、qo = 赤色砂岩、qp = 赤色砂岩、qq = 赤色砂岩、qr = 赤色砂岩、qs = 赤色砂岩、qt = 赤色砂岩、qu = 赤色砂岩、qv = 赤色砂岩、qw = 赤色砂岩、qx = 赤色砂岩、qy = 赤色砂岩、qz = 赤色砂岩、ra = 赤色砂岩、rb = 赤色砂岩、rc = 赤色砂岩、rd = 赤色砂岩、re = 赤色砂岩、rf = 赤色砂岩、rg = 赤色砂岩、rh = 赤色砂岩、ri = 赤色砂岩、rj = 赤色砂岩、rk = 赤色砂岩、rl = 赤色砂岩、rm = 赤色砂岩、rn = 赤色砂岩、ro = 赤色砂岩、rp = 赤色砂岩、rq = 赤色砂岩、rr = 赤色砂岩、rs = 赤色砂岩、rt = 赤色砂岩、ru = 赤色砂岩、rv = 赤色砂岩、rw = 赤色砂岩、rx = 赤色砂岩、ry = 赤色砂岩、rz = 赤色砂岩、sa = 赤色砂岩、sb = 赤色砂岩、sc = 赤色砂岩、sd = 赤色砂岩、se = 赤色砂岩、sf = 赤色砂岩、sg = 赤色砂岩、sh = 赤色砂岩、si = 赤色砂岩、sj = 赤色砂岩、sk = 赤色砂岩、sl = 赤色砂岩、sm = 赤色砂岩、sn = 赤色砂岩、so = 赤色砂岩、sp = 赤色砂岩、sq = 赤色砂岩、sr = 赤色砂岩、ss = 赤色砂岩、st = 赤色砂岩、su = 赤色砂岩、sv = 赤色砂岩、sw = 赤色砂岩、sx = 赤色砂岩、sy = 赤色砂岩、sz = 赤色砂岩、ta = 赤色砂岩、tb = 赤色砂岩、tc = 赤色砂岩、td = 赤色砂岩、te = 赤色砂岩、tf = 赤色砂岩、tg = 赤色砂岩、th = 赤色砂岩、ti = 赤色砂岩、tj = 赤色砂岩、tk = 赤色砂岩、tl = 赤色砂岩、tm = 赤色砂岩、tn = 赤色砂岩、to = 赤色砂岩、tp = 赤色砂岩、tq = 赤色砂岩、tr = 赤色砂岩、ts = 赤色砂岩、tt = 赤色砂岩、tu = 赤色砂岩、tv = 赤色砂岩、tw = 赤色砂岩、tx = 赤色砂岩、ty = 赤色砂岩、tz = 赤色砂岩、ua = 赤色砂岩、ub = 赤色砂岩、uc = 赤色砂岩、ud = 赤色砂岩、ue = 赤色砂岩、uf = 赤色砂岩、ug = 赤色砂岩、uh = 赤色砂岩、ui = 赤色砂岩、uj = 赤色砂岩、uk = 赤色砂岩、ul = 赤色砂岩、um = 赤色砂岩、un = 赤色砂岩、uo = 赤色砂岩、up = 赤色砂岩、uq = 赤色砂岩、ur = 赤色砂岩、us = 赤色砂岩、ut = 赤色砂岩、uu = 赤色砂岩、uv = 赤色砂岩、uw = 赤色砂岩、ux = 赤色砂岩、uy = 赤色砂岩、uz = 赤色砂岩、va = 赤色砂岩、vb = 赤色砂岩、vc = 赤色砂岩、vd = 赤色砂岩、ve = 赤色砂岩、vf = 赤色砂岩、vg = 赤色砂岩、vh = 赤色砂岩、vi = 赤色砂岩、vj = 赤色砂岩、vk = 赤色砂岩、vl = 赤色砂岩、vm = 赤色砂岩、vn = 赤色砂岩、vo = 赤色砂岩、vp = 赤色砂岩、vq = 赤色砂岩、vr = 赤色砂岩、vs = 赤色砂岩、vt = 赤色砂岩、vu = 赤色砂岩、vv = 赤色砂岩、vw = 赤色砂岩、vx = 赤色砂岩、vy = 赤色砂岩、vz = 赤色砂岩、wa = 赤色砂岩、wb = 赤色砂岩、wc = 赤色砂岩、wd = 赤色砂岩、we = 赤色砂岩、wf = 赤色砂岩、wg = 赤色砂岩、wh = 赤色砂岩、wi = 赤色砂岩、wj = 赤色砂岩、wk = 赤色砂岩、wl = 赤色砂岩、wm = 赤色砂岩、wn = 赤色砂岩、wo = 赤色砂岩、wp = 赤色砂岩、wq = 赤色砂岩、wr = 赤色砂岩、ws = 赤色砂岩、wt = 赤色砂岩、wu = 赤色砂岩、wv = 赤色砂岩、ww = 赤色砂岩、wx = 赤色砂岩、wy = 赤色砂岩、wz = 赤色砂岩、xa = 赤色砂岩、xb = 赤色砂岩、xc = 赤色砂岩、xd = 赤色砂岩、xe = 赤色砂岩、xf = 赤色砂岩、xg = 赤色砂岩、xh = 赤色砂岩、xi = 赤色砂岩、xj = 赤色砂岩、xk = 赤色砂岩、xl = 赤色砂岩、xm = 赤色砂岩、xn = 赤色砂岩、xo = 赤色砂岩、xp = 赤色砂岩、xq = 赤色砂岩、xr = 赤色砂岩、xs = 赤色砂岩、xt = 赤色砂岩、xu = 赤色砂岩、xv = 赤色砂岩、xw = 赤色砂岩、xx = 赤色砂岩、xy = 赤色砂岩、xz = 赤色砂岩、ya = 赤色砂岩、yb = 赤色砂岩、yc = 赤色砂岩、yd = 赤色砂岩、ye = 赤色砂岩、yf = 赤色砂岩、yg = 赤色砂岩、yh = 赤色砂岩、yi = 赤色砂岩、yj = 赤色砂岩、yk = 赤色砂岩、yl = 赤色砂岩、ym = 赤色砂岩、yn = 赤色砂岩、yo = 赤色砂岩、yp = 赤色砂岩、yq = 赤色砂岩、yr = 赤色砂岩、ys = 赤色砂岩、yt = 赤色砂岩、yu = 赤色砂岩、yv = 赤色砂岩、yw = 赤色砂岩、yx = 赤色砂岩、yy = 赤色砂岩、yz = 赤色砂岩、za = 赤色砂岩、zb = 赤色砂岩、zc = 赤色砂岩、zd = 赤色砂岩、ze = 赤色砂岩、zf = 赤色砂岩、zg = 赤色砂岩、zh = 赤色砂岩、zi = 赤色砂岩、zj = 赤色砂岩、zk = 赤色砂岩、zl = 赤色砂岩、zm = 赤色砂岩、zn = 赤色砂岩、zo = 赤色砂岩、zp = 赤色砂岩、zq = 赤色砂岩、zr = 赤色砂岩、zs = 赤色砂岩、zt = 赤色砂岩、zu = 赤色砂岩、zv = 赤色砂岩、zw = 赤色砂岩、zx = 赤色砂岩、zy = 赤色砂岩、zz = 赤色砂岩

赤煉瓦色の粗い土状砂岩であり、全體が複雑な花紋形態の低層たることを特徴とする。若干層は砂質であるが、砂利は岩石を礫岩と名づける程粗くはない。

赤色砂岩の上には、岩石を観察し得ないごく僅かの間隙を置いて、規則正しく並行する灰色礫岩、頁岩、及び、砂岩の五層が續く、紫色泥岩のレンズ状體が時々灰色砂質頁岩中に現はれる。構成粒を顯微鏡で見得る場合には、石英、ポクシユ長石、雲母、黄色、赤色、黒色の礫石、及び、僅少の灰色石灰岩、赤色赤鐵礦より成ることが知れる。火山岩なら普通得られる礦物を缺いてゐるのは、注意すべき事實である。砂岩の構成は、その材料を與へた排水地區中に泰山累層の地域露出したことを示すやうである。北支に於て、曹達性長石と角閃石を伴はないポクシユ長石と雲母とを與へる岩石は、他に知られない。砂質頁岩は軟く、純灰色であり、新泰層の何處でも発見される唯一つの化石の痕跡——不明の植物断片の黒色濕苔痕跡——を含む。この灰色の部分の厚さは少くとも二五〇呎ある。

新泰層の最上部は、赤煉瓦色(稀には灰色)粘土、砂質泥岩、及び、礫岩より成り、この累層の他の部分と同様、

かつた。

※※リヒトホフエンは新泰低地に於てこの地層が表層の上にあることを発見したが、山東その他何れかの地層と對比はなし得なかつた。
。ローレンツは新泰地層は彼が第三紀と同時とする轉位時代のものとしてゐる。同時に、彼は、我々が新泰地層下部と自ら赤色砂岩を「二疊系」としてゐる。

二疊系と思はれる下部と異り、新泰層の上部は、粗礫岩を特徴とする。石炭紀層の上の累層はリヒトホフエン※とロツシー Lodge ※※が観察した、二疊紀層及び侏羅紀層が共に存在し、相違は僅少であるにしても、後者が前者を不整合に蔽ふと思はれる四川省廣安縣の狀態に似てゐる。新泰地方には恐らく存在しませんが、山東にも四川同様に羅紀の石炭が存在することは、この比較の價値を一層大ならしめる。

※又現、第一巻、六〇頁

※又ツエシイ伯の旅行報告 *Ergebnisse der Reise des Grafen Sodenstern* 第一巻、二二二頁

△第十三卷に引用せる断面圖及び敘述

我々が調査した範圍では、新泰層が認められるのは單に三ヶ所に過ぎない。この地層は、新泰縣四周の谷底の大部分を占め、南へ四乃至五哩（六乃至八軒）、西へ六乃至七哩（一〇乃至一十軒）東南方へは數哩延びてゐる。小地域の露出は顏莊の北方二乃至三哩（三乃至四軒）に存在し、同様の地層は更に博山以北河成平原へかけての低地の下に存在する。類似の岩石の露出は周村から青島に至る鐵道沿線即ち濰縣と文嶺にも見られる。

新泰地區に於ける新泰層

新泰縣の東南低地は、我々が調査し得た赤色層の唯一の連續的なセクションである。

第十四圖



不幸なことには、基底の博山層との接觸部は、小汶河とその泥濘原の沖積層で隠蔽されてゐる。調査し得る最下層は赤煉瓦色の粗い土狀砂岩であり、全體が複雑な花紋形態の偽層たることを特徴とする。若干層は砂質であるが、砂利は岩石を礫岩と名づける程粗くはない。

赤色砂岩の上には、岩石を観察し得ないごく僅かの間隔を置いて、規則正しく並行する灰色礫岩、頁岩、及び、砂岩の五層が續く、紫色泥岩のレンズ狀體が時々灰色砂質頁岩中に現はれる。構成粒を顯微鏡で見得る場合には、石英、ポタシユ長石、雲母、黄色、赤色、黒色の礫石、及び、僅少の灰色石灰岩、赤色赤鐵礦より成ることが知れる。火山岩なら普通得られる鑛物を缺いてゐるのは、注意すべき事實である。砂岩の構成は、その材料を與へた排水地區中に泰山累層の地域露出したことを示すやうである。北支に於て、曹達性長石と角閃石を伴はないポタシユ長石と雲母とを與へる岩石は、他に知られない。砂質頁岩は軟く、純灰色であり、新泰層の何處でも発見される唯一つの化石の痕跡——不明の植物断片の黒色溼青痕跡——を含む。この灰色の部分の厚さは少くとも二五〇呎ある。

新泰層の最上部は、赤煉瓦色（稀には灰色）粘土、砂質泥岩、及び、礫岩より成り、この累層の他の部分と同様、



北方へ二〇度乃至三〇度傾斜してゐる。もしこの傾斜の全部が水平に堆積した沈堆層の堆積後の傾動に基くものとするれば、粘土層の厚さは八、〇〇〇呎（二、四〇〇米）以上に達することになる。ある傾斜堆積が傾斜した表面に生じたことに基くものであらうが、數哩に亘る傾斜の一致、及び、下にある震旦系石灰岩の傾斜との一致は、この推定をある程度まで反駁する事實である。上部の赤色層自体は軟い大基の砂質粘土であり、普通は頁岩状の劈開を有せず、その間に砂と灰色及び緑色粘土との薄層が存在してゐる。成層面に沿つては、屢々、最近堆積した黄土中のものに似た石灰岩塊の明瞭ならざる縞状構造が介在する。新泰の西北西約四哩の地點では、赤色粘土中に厚さ〇、五乃至二呎の獨立の石灰岩層さへ存在する。岩石はクリーム白色、滑晶質で、あらゆる方向に割れ、斷口は不規則或は介殼状である。化石は僅しいやうであり、またこの省で見られる他の岩石には似てゐない。礫岩は、この赤色粘土中に多數の間隔を置いて薄層をなし、殆んどあらゆる層位に認められる。最大の場合直徑四吋にも達する礫は、種々の岩石より成り、その最も普通なのは震旦系の暗灰色石灰岩であるが、外にまた黑色硅岩及び角閃斑岩の礫も存在する。但し我々は山東旅行中本來の位置にある黑色礫岩は見なかつた。この礫を含有する母石は種々であつて、屢々赤色且つ砂質であるが、直接赤色粘土中に存在する場合は更に多く、時としては、母石が石灰質で、クリーム淡紅色岩石を構成し、石灰岩の角のある暗色礫で充たされてゐることがある。このセクションの赤色粘土を蔽ふ地層が如何なるものであつたにしても、總べて、大きな正斷層によつて除去されてゐる。

我々の觀察し得た限りでは、新泰地區に於ける火山活動の證據は、市街の南方約四軒の地點で下部赤色砂岩を切つてゐる幅四〇呎（一二米）の岩脈一つだけである。この岩脈は甚だしく風化してゐるから、野外で之を認めることは

困難であるが、軟い崩壞した草綠色の岩體が球狀構造を示し、球の中心部には固い溶岩の一部と思はれる堅い核が残存してゐる。この核は以前には暗綠橄欖岩より成り、橄欖岩は橄欖石と僅少の磁鐵礦及び輝石より成つてゐたが、長時間に亘る風化により、橄欖石は蛇紋岩に變じてゐる。また、接觸變質の結果、岩脈の兩側約一呎の赤色砂岩の色彩はオリブ灰色に變じて居り、顯微鏡で見ると、その變化が砂岩の含鐵膠質物の變化に基くことが判る。

顏莊地區の新泰層

新泰層の主要露頭は、汶河東岸の小三角地帯で、南方は博山層の露頭、他の二面は正斷層で限られてゐる。河の西岸にも露頭が點在するけれども、その表面の大部分は沖積層に蔽はれてゐる。

新泰地區で述べた層序はこの地域にも大體妥當する。その關係は判明しないが、低層をなす赤色砂岩が夾炭層の上に在り、更にその上には灰色頁岩及び砂岩層並に赤色礫質粘土があり、總べて、石版印刷に附したかのやうに、新泰地區の岩石に似てゐる。この地區の地層の主要な特徴は、火成岩が多く且つ多種類なことで、流狀玄武岩、凝灰岩、及び、少くとも二種の斑岩層がある。玄武岩の分布は非常に不規則で、調査したある露頭では殆んど存在しなかつた。併し、顏莊の北方二哩の地點では、赤色砂岩と互層し、北方に進むに従つてより發達して、灰色頁岩及び赤色粘土を甚だ不明瞭にしてゐる。この岩體は東方へは遠くは延びてゐない。多數の岩脈中には、薄褐色雲母長石斑岩、灰色角閃正長斑岩、及び、黑色角閃石の長針狀結晶を有する雁皮色斑岩がある。これら溶岩の進入がその地方の岩石に及ぼした影響は極めて輕微であり、岩石が砂質の場合、特に然りとす。玄武岩の噴出は、博山沈積層及び下部赤

色層の堆積と同時であつたが、この事實は、後二層の生成期が相互に余り隔つてゐないとの推論を助ける。斑岩の少くとも一部は、更は後のものである。何となれば、兩地層中の玄武岩の岩脈及び岩流を更に切つてゐるからである。

博山地區の新泰層

新泰層は、周村から博山に至る支線の東西各數哩に亘つて、地表に出てゐる。街道上の忙しい旅行で觀察し得た所では、この新泰層赤色砂質の地層より成り、多くの凝灰岩、帶綠色溶岩の岩流、及び、若干の岩脈を有するが、この帶綠色の溶岩は崩壊した玄武岩と思はれる。淄川縣の西北では赤色砂岩のある層は礫岩質となつてゐるが、赤色碧玉、花崗岩、その他堅い岩石の小粒が層中に散在する場合は、更に多い。灰色砂質頁岩層は周村南方約二哩（三軒）の所にあるが、露頭は逆流岩床と思はれる玄武岩體に蔽はれてゐる。この溶岩は新しい橄欖玄武岩であり、石其中に輝石及び長石が存在する。その數哩南東には輝閃長斑岩の岩脈が散在し、大きな自形長石が斑晶をなすが、橄欖石は存在しない。

7. 第三紀層

新泰層堆積以後には、總べて比較的近時に發達した黄土、沖積層、及び、普通土境の堆積以外、廣範圍に亘る岩層はない。新泰層以後の地層で、我々が知つてゐる唯一の凝固した地層は汶河礫岩である。

汶河礫岩

汶河礫岩は、中部山東では、正斷層と關聯して、局部的に發達してゐる。礫岩は、この轉位の陥没側にのみ存在す

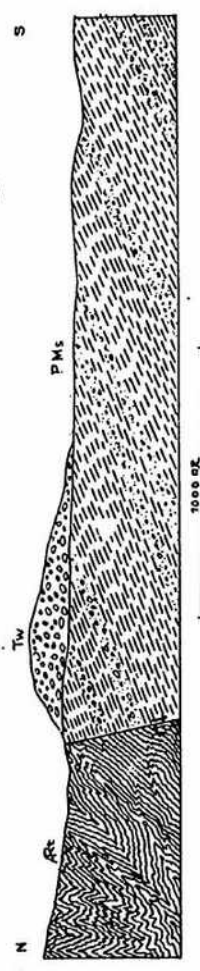
る。蔡家莊新泰層間の溪谷北側の丘陵の一部はこの礫岩より、一部は震旦系石灰岩より成る。新泰南方には、同一地層の孤立せる露出があり、リヒトホーフエンは、新泰東南の地域につき、同種と思はれる岩石を報告してゐる。また顏莊の北方及び東方にも類似の別の礫岩がある。

汶河層は、粗礫の厚層で、礫の一部は膠結してや、堅い礫岩となつてゐる。觀察し得た限りでは、異層は何ら他の岩層を含まず、底部より最上部まで、場所によつては少くとも一〇〇呎（三〇米）以上、全部礫岩より成つてゐる。礫は角ばつてゐる場合もあるが、普通丸味を及び、相當の水蝕を受けたかに見え、大部分暗色震旦系石灰岩、及び、石灰岩中に存在したと思はれる黒雜石片より成る。新泰縣南方の露頭では、石灰岩は、灰色及び黒色雜岩、綠色斑岩、淡紅色花崗岩、粗い白色砂岩、玄武岩、脈石英、軟い赤色砂岩など、多くの他の岩石が結合してゐる。

この地層と他の古い地層との關係は、基底の接觸を實際に觀察しないため、決しなかつた。蔡家莊の少し東方では礫岩が震旦系石灰岩の上にあり、新泰縣南方五哩の地點では、新泰層の基底たる赤色砂岩の上に、新泰東方では該層上部の赤色礫質粘土上にある。礫岩が種々の地層上に存在すると云ふ事實自體、古い地層との不整合の何よりの證明である。新泰層東方の斷層線に沿ふ岩石の構造、即ち赤色礫質頁岩が斷層に對し二二度傾斜してゐるに對し、半哩しか隔つてゐない礫岩が殆んど水平なことも、その證明とならう。最後に、新泰南方の礫岩層は、軟い赤色砂岩の破片を含んでゐる。假頭頁岩が局部的に赤色砂岩の薄層を含むにしても、我々が山東で發見した赤色砂岩の大きな岩體は新泰層の基底部のみである。従つて、もし礫岩中に含まれてゐる破片を新泰層起源のものとするれば、赤色層はその當時侵蝕を受け、従つて礫岩が新泰層不整合であることになる。



第十五圖



汶河礫岩は明らかに、正断層發生の時代と關連して居り、最近の断層による隆起面を侵蝕する汶河が断層崖下に堆積した堆積層である、ウィリスは、地形學的な根據から、この断層は第三期の始めに生じたと論じて居り、我々も礫岩を暫く第三紀のものと思ふ。

第一五圖(フランクウェルダ)——山東、新泰縣、古い正断層に接する二叠紀中生代赤色頁岩の侵蝕面上にある汶河礫岩(第三紀)。ヒルツとウィリスの二層紀中生代(第三紀)。

山東の地質構造

ベイリーウィリス
Bailey Willis

1. 概観

○○○○○
検討の方法——山東の層位に關する前章に於いては、理論岩石學並に層位學上の特質によつて、數固の大岩石系統を區別した。これら大岩石系統は、構造現象に於いてはそれ／＼相互に相違してゐるが、變形してゐることは共通の特徵である。構造を検討するに當つては、發達の順序に従ひ、最古のものから始めて、順次各系統の特質をなす構造を述べることにしやう。さうすれば、適當な歴史的な順序を以て、總てに共通の構造をも説明することにならう。かくて我々は、(一)先カンブリア紀、(二)後期古生代又は初期中生代、(三)後期中生代又は第三紀について、偏形を研究する事になる。

山東山地半島は先カンブリア紀に甚しく侵蝕され、カンブリア海に陥入し、約五、〇〇〇呎(一、五〇〇米)に達する先シルリヤ紀沈積物に埋まり、何等偏形せず隆起し、少しく侵蝕され、更に後期石炭紀及び中生代の沈積物、並に局地的な速流火成岩の下に埋まつた。そして、古生代を經過した後、横脈によつて多少彎曲し、後、更に、正断層に依つて比較的小さい地塊に分裂し、これら地塊は大なる轉位を経験し、爾後深く侵蝕された。最近の時代には、

極めて多量の地表堆積物が溪谷や平原に堆積した。従つて、全體として観察するとき、山東は不規則な寄木細工状で古い岩石より成る廣大な地域に、古生代及び中生代地層の碎屑が嵌込んで居り、更に地表の多くが後期の土塵で蔽はれてゐる。

以下の敘述は、二つの代表的な地域の詳細な研究と、濟南府より博山に至る旅行の踏査記録に基いたものである。

2. 泰山累層の構造

變質、緻曲兩作用——泰山累層は、大部分片狀で再結晶した變成岩より成る。變成作用は、總べての古い岩石に認められ、比較的若い花崗岩にやや少いだけである。原火成岩又は原堆積岩のかゝる變成は、大壓力が部々變質或は全體變質の原動力となる深處で行はれたもの、如くである。その結果生じた岩石學的諸特色及び諸部分間の關係は、前章の泰山累層に關する部分に述べた。その構造は、それが緻曲岩石の構造である限り、全體として等斜であり、尙上げられてゐると云ひ得るが、詳細に観察するときは、ロレンシャン構造の如く、かなり複雑である。

局部走向及び片理傾斜の觀察記録、次の如し、

張夏地方——張夏の北西二哩（一六群）。片麻岩、走向、北十度西。傾斜、西二十度。

泰山天南門下方の雨谷。片麻岩及び片岩。走向—北二十四度西。傾斜、垂直。

新泰附近、Tsing-tung 青龍山の北。走向、北四十度西、傾斜、七〇度—八〇度南西。

節理作用——合成變質の條件下に泰山累層の岩石に發達した構造は、地塊のどの部分でも常に認められる。N.E

H.K. の指摘したやうに、※之は深層部に生じた偏形に屢々認められる特徴であつて解析變質の條件下に發達した分裂構造と好對照を爲す。後者の場合には、地裂は、未だ割れてゐない地塊を圍む面のみに限られてゐて。泰山累層は後の種類の偏形作用をも受け、節理が著しく、大小の地塊に分れてゐる。そして、節理作用の間隔は、一般には密であるが、時としては、一〇〇呎（三〇米）にも達してゐる。

※ Van Hise, a Treatise on Metamorphism, U. S. G. S Monograph XLVII, p. 673.

新泰の東には興味ある一例がある。即ち、そこでは、著しいピーク青龍山が谷底から六〇〇呎（二二〇米）聳え頂峯は大きな岩塊より成り、節理面の間隔が極めて大きいに對し、周圍の谷の岩石は細かく節理してゐる。

深い合成變質帯に發達した片理が、解析變質帯に生じた節理より古い事は、明かであつて、恐らく、前者は先カンブリア紀のすつと古い時代のものであり、後者は先カンブリア紀後期に生じた陸塊の隆起並に剝磨と同時に生じたと思われるが、上部にある震旦層節理で生じたとも、或は、この地層の節理の位置並に方向の決定に影響したとも考へられる。この問題を解決するためには、この兩地質系統が接觸してゐる場合の節理間の關係並に方向に就いて、我々のなし得た以上に詳細的研究が必要である。

3. 震旦系の構造

一般的考察

地層の原狀——震旦系の底には一つの不整合面があつて、張夏及び新泰地方で廣く露出してゐるが、水平、平坦であ

る。下部震旦沈積層の底部に若干突き出てゐる基底の不規則な凹凸も、上層部の厚味から見て殆んど問題にならず、この面が平面でないことは、広い地域を考した場合、始めて認められる。そして平坦でない場合には、震旦系の皺曲に整合し、撓曲は明かに偏形の結果であり、本来のものではない。故に、震旦地層が最初堆積した面は、侵蝕作用並に海蝕削平作用により、水平平坦になつてゐたと考へるのが、合理的である。震旦系の最低層は、泥板岩及び砂岩より成り、厚さは大體五〇〇呎（一五〇米）位である。この層は先カンブリア紀の岩石面に殆んど變化なく存在し、沈積作用の條件が石灰岩の堆積に好都合となつた時、碎屑状沈積物として、砂傾斜の海底を殆んど平らに覆つた、石灰岩地層の厚味は大體一樣であつて、唯張夏燻岩についてのみ、可成りの變化が認められるが、石灰岩の厚味の相違は、泥板岩の集積によつて補整されてゐるやうに思はれる。上にある妙米店石灰岩は性質も厚味も一樣であり、濟南府石灰岩も、侵蝕を受けてゐない限り、同一である。もし、この觀察が正しいとすれば、山東地方に於ける震旦系は、古くは廣大な地積を占め、大體平坦な地層であつて、初めの傾斜は非常に部分的な上に、輕微であり、始めからの長い撓曲線なるものは存在せず、後の偏形の際、始めて、撓曲が明瞭で廣大な背斜及び向斜の原因となつたと思はれる。従つて、壓力に依る震旦系の偏形は、その系の内部に部分的皺曲を生ぜしめ、大撓曲の發達した場合にも、皺曲は非常な廣範圍に亘るならかな性質のものであつたと解される。この推論は觀察した事實とよく一致する。

震旦系各層の剛性の比較——震旦系は、全體として見れば、廣大な地域を通じての移動衡上げの可能な剛性地塊であるが、各層の剛性率には大い相違がある。震旦系の底部を構成する假頭統は、全體の厚さ五〇〇呎（一五〇米）に達する薄い頁岩、石灰岩の五層より成り、時としては砂岩の薄層をも伴つてゐる。これらの層は、石灰岩を除き、

連續せず、石灰岩も耐久力はあるけれども、余り薄いので地塊に強韌性を與へない。裂開面は極めて多く、内部運動の可能性が多い。切線壓縮力の反對方向が弱く、部分的撓曲を起易い。

假頭統の上にある九龍統は、或る場所では極めて厚い石灰岩（厚さ五〇〇呎（一五〇米）の張夏燻岩）を有するが、他の場所では、連続しないレンズ状石灰岩のある薄層頁岩より成る。厚い燻岩の存在する場所では、この累層の剛性大きく、その地域一帯に移動衡上げが可能である。これに對し、頁岩より成る所は、部分的に軟弱で撓曲し易い。この強弱兩要素は同一平面に存在し、従つて一般的橫壓力による不規則構造發達の契機となる。

妙米店及び濟南石灰岩は、一構造單位を構成してゐる。構造、成層何れに於ても大體等しく、厚さ三、〇〇〇呎（九〇〇米）乃至それ以上の厚い地層を形成し、そして成層面は比較的少く、且つ密着してゐる。この石灰岩層は、その厚さと性質との爲に、堆積層中最も剛性に富む要素であつて、極めて広い地域に亘る移動衡上げが可能であり、震旦系の剛性が大きいのは、この要素の存在に基づく。濟南石灰岩の下部が、局部的に頁岩質であれば、運動を上下の兩剛性石灰岩に分散せしめるに役立つ。

各種構造の分布——力學的に、震旦系とその下の泰山累層の一部とを、水平壓を受ける支柱と見るならば、三つの要素乃至部分が區別される。即ち、垂直構造によつて、水平に層状をなす震旦系から明瞭に區別される泰山累層、上部震旦系の剛性に富む石灰岩塊、兩者間の比較的撓曲し易き假頭、九龍の兩地層、この三部分である。従つて支柱は二つの硬い要素と軟弱な一中間部とを有する體である。壓力を受けたとき、最上部と最下部の水平運動に對する抵抗が同一であるならば、大きな撓曲が生じ、撓曲の外方と内方に於ける必要な適應は、主として内部の地層の運動に依

つて起るであらう。また最下部並に最上部の水平運動に對する抵抗が不均等であれば、之等二つの部分は相互に異なる運動をなし、中間層は運動面として役立ち、従つて、彎曲し或は移動するであらう。
 如上の考察よりして、假頭並に張夏兩層には局部的な彎曲と推し被せ斷層とが期待され、泰山累層又は上部震旦系の厚い石灰岩は、歪みかゝる構造を有しないか、少くとも同一程度に有しないと考へられる。

張夏地方に於ける震旦系の構造

○●●●●●
 詳細な觀察——張夏地方に於ける震旦系の地層は、西北に向つて緩やかに傾斜して居り、従つて、詳細に調査された地域内では、一六哩で完全に地表下に没してゐる。この事實は、西北の方向に通ずる國道を旅行し、この地層を暫見したりヒトホーフエンが、正確に述べてゐる。※溪谷、従つてまた國道は、廣大な背斜の軸近くにあり、軸傾斜はこの西北の伏角により示されてゐる。背斜側面の諸傾斜は、大觀する場合には、顯著でなく、従つて、リヒトホーフエンは之を看過した。

※リヒトホーフエン、支那、第二卷、一九五—一九七頁

次に若干の顯著な局部構造を述べよう。先づ斷面AA(圖版、一五)は、張夏東方山稜の地層の状況を、假頭統の基底から西北及び北方へ進み、濟南石灰岩が平原下に没する地點まで示して居り、厚い張夏燻狀岩張夏石灰岩、及び、濟南石灰岩の一小部分の西北へ緩やかに次第に傾いてゐる事實が、明瞭に現はれてゐる。このセクション線上では、假頭頁岩及び張夏燻狀岩最下層の地下局部的偏形が、張夏東北の溪谷によく露出してゐる。薄層の假頭頁岩には、南

方に傾斜した鋭い背斜が生じてゐる。軸の走向は大體北七五度東である。石灰岩層の下部にも殆んど垂直な顛倒した傾斜があるが、殆んど平坦な張夏燻狀岩の上部には、認められない。

前の線と直角をなす線の斷面はBBで現はされ、孤立丘陵たる假頭地塊を貫通し、溪谷の東西で假頭層の基底の高度の差七〇〇呎(二一〇米)に達する事を示す。リヒトホーフエンは、此の相違をもやはり觀察し、説明してゐる。

※彼は、この地層を水平なりと考へ、山東省内至る所で見られるやうな正斷層が存在するものと推斷した。本層の基底は、斷面圖に示されてゐるやうに、假頭地塊に於て傾斜し、その西方への延長は現在見られるよりも高く、次の山稜に露頭を有する彎曲に連絡してゐたやうである。彎曲の軸は爾後侵蝕されて了つてゐる。また斷層の證據は認め得なかつた。

※圖書、一九六頁。

地圖にある地域の西北方、妙米店南方の溪谷では、妙米店石灰岩が六〇—八〇度の傾斜を示し、走向は殆んど南北である。大體の構造は圖版一五、CCセクションの示す如く、鋭い向斜であると思はれる。この彎曲は妙米店層の基底にあり、震旦系最上部の刚性大なる部分を含み、下層に於けるより大なる彎曲の存在を暗示する。西北方一哩の丘陵にも、同様の彎曲の跡が存在するが、周囲の沖積層によつて隔離されて居り、廣さは不明である。

張夏地方の西北部には、顯著な青龍山があり、濟南石灰岩下部と、その下の、一部は頁岩質となり、剛性に富む石灰岩の轉位を比較的容易ならしめてゐる層とよりなる。山の西端は兩層を含む二つの推し被せ斷層を現はしてゐる(圖版一五参照)。斷層の傾斜は緩かで、西北に向ひ、尙上げに對する抵抗の不均等、及び、下層に彎曲を生ぜしめ

たと思はれる衝上による轉位が局部的に卓越した事、この二つの證據となし得やう。
張夏地方以外では、張夏と濟南の間、濟南の西南七哩（一二軒）の所で、濟南石灰岩が南北に走る一山稜を形成してゐる。その地層は皺曲して廣大な向斜をなし、その南には特有の矩形の皺曲が多く生じ、その傾斜は急激に水平から垂直に變化して、階段状になつてゐる。

新泰地方に於ける震旦系の構造

○○○○○
皺曲の欠除——新泰地方に残存する震旦系の地塊は比較的小さく、且つ孤立してゐる。そして、一般には一五度—二〇度北へ傾斜してゐるが、時には、東或は西への僅かな傾斜もある。この地域の北部では、震旦系に續いて、上部石炭紀の含炭層たる博山層が存在し、局部的な觀察で定め得る範圍内では、傾斜は聯合である。博山層の上部には凝灰岩層が存在し、これもまた前期の岩石と聯合してゐる。従つて、山東の北の地域の地層は、古生代の末か中生代初期に、如何なる壓力を受けたにしても、それは震旦系の剛性に富む地塊、並に、その上の岩石の皺曲には影響しなかつたと解される。

4. 正 斷 層

新泰地方に於ける正斷層

總括——山東の西部山地には、正斷層が著しく發達してゐる。リヒトホーフエンは一八六九年、彼の最初の調査に

於いて之を認め、且つその説明を地圖に具體化した。

※北支那地質構造の考察

我々の觀察は彼の見解を若干の事實と以て補ふ許りである。一般的關係を述べるに先立ち、地圖に示したやうな新泰地方に於ける斷層の實際について述べよう。

新泰地方の正斷層は發達して、複雑な状態を示し、こゝで觀察される構造は、汶河分水界の特質をなしてゐるやうである。詳細且つ正確に觀察し得た限りでは、これら斷層の水平的配置は、何等一定の組織を有せず、如何なる方向とも無關係で、結合し、交叉し、又しばしば屈曲してゐる。併し、新泰地方に於ける轉位には一定の型があり、唯一個の例外を除き、南北に走る斷層の總てが、東側に隆起面を有し略々東西に走る總ての斷層では、隆起面は例外なく北側にある。圖版一五のセクションDDを見れば、隆起と陥没とのこの關係に震旦系の傾斜の意義を減却せしめて居り従つて、南から北へ進めば、北方への傾斜の結果次第に若い地層を見る筈であるに拘らず、屢々同一地層に遭遇する。若い地層が見られるのは、滄州盆地に限られ、この地域では夾炭層及びその上部の火山岩が廣大な地積を蔽つてゐる。併し、すぐその北側では、先カンブリア片麻岩が汶河溪谷の表面を蔽ひ、北方 N_{15} 山の方角へ擴がつてゐる。○○○○○
斷層作用の詳細——六七頁の表は、新泰地方で觀察された九主要斷層について、或程度の事實を教える。斷層はNa Nb等の文字で示され、圖版一四に現はされてゐる。二・三欄を比較すれば、斷層の方向によつて隆起側面と陥没側面の異なる事が明かになり、四・五欄は斷層の程度を長さと同位とで示してゐる。一つの斷層の兩端を大體でも決定し得る場合は稀であるから、長さの數字は必ずしも正確ではない。斷層の存在は、接続する地層の異なる場合に認め

られ、轉位が地層内に存在するとき、特に片麻岩中に入ら込んでゐる所では、その数を決定し得ない。併し、震旦系の地層が、これら主要断層のどれかに沿つて、現在の侵蝕面以下に陥没してゐる場合には、轉位は然らざる場合より大きいと思はれ、従つて、片麻岩中の断層のすりはこの方向には少く、存在しないかとも思はれる。

他の断層よりも長さ及び轉位の大きいのは、断層 Na である。この断層は西北から東南へ延び、東汝河、小汝河の溪谷がこの線を通つてゐる、その長さはリヒトホーフエンが圖示してゐる如く、約七五哩（一二〇哩）で、その落差は、新泰の西北七哩（一一哩）の炭坑で、この地區の震旦系の全厚四、二〇〇呎（一二六〇米）に、一〇〇呎（三〇米）の夾炭層、及び、四呎の片麻岩を加へた總計に等しい。片麻岩の厚さは、新泰地方に見られる震旦系地層をその傾斜に従つて延長すれば、大體見當がつく。かくして見積ると、轉位の最小限も八、〇〇〇呎（二、四〇〇米）に達し、新泰附近ではもつと大きい。隆起側面に於ける新泰系の基底は、陥没側面平原表面か同じ高度にあらう。この表面は新泰系の砂岩、頁岩より成り、厚さは不明であるが數千呎と思はれる。その下には震旦層があると思はれ新泰層の厚さの最大限を二、〇〇〇呎（三、六〇〇米）と見れば、断層の轉位は二〇、〇〇〇呎（六、〇〇〇米）となるが、この數字は恐らく大き過ぎやう。

大規模断層の系列は、Nh から始まる。新泰地域の地圖には南の一部が現はれてゐる許りであるけれども、我々はこの断層群を Mt. Taishan の北方まで追跡し、リヒトホーフエンの記述した断層を含んでゐる事を知つた。

この断層群の長さは、大體南北の方向で、一〇〇哩（一六〇哩）をや、超えてゐる。南端で断層 Ng と續くが、後

者は Nh の延長と考へられ、東折して、我々の觀察した地域の外まで延びてゐる（第十二圖参照）。断層 Nh の轉位は、我々の確證し得た頭北で、約四、〇〇〇呎（一、二〇〇米）と見られ、断層 Na の半分以上の轉位を示す所はない。若しその分派で、より大きな轉位を有する断層 Ni さへなかつたら、Nh の轉位は更に大きかつたであらう。断層線 Ni に沿つては、隆起側面の片麻岩が火成岩と接觸し、後者は夾炭層を被覆してゐるが、その厚さは不明である。従つて、この Ni の轉位は震旦系並に博山層の全厚、即ち約五、〇〇〇呎（一、五〇〇米）に、厚さ未知の火成岩及び片麻岩を加へたものになり、大體八、〇〇〇乃至一〇、〇〇〇呎（二、四〇〇乃至三、〇〇〇米）の落差と考へて適當と思はれる。

精密に調査した地域内の小断層中、Nc は短い距離の間で落差が非常に變化してゐる點で、注意に値する。東端近くでは全く假頭層内にあり、轉位は二〇〇か三〇〇呎（六〇か九〇米）を出ず、更に少しく東進すれば、全然轉位がない。これに對し、西方四哩（六哩）乃至それ以上の所では、九龍統が陥没して片麻岩に接して居り、我々は陥没面に於ける震旦系の基底から隆起面に於ける同じ層—これは更に北二哩（三哩）の所に見られる假頭統の露頭から延長すれば知り得る—まで測る事に依つて、そのすりを見當つけ得る。その結果は六、八〇〇呎（二、〇〇〇米）となる。二哩（三哩）乃至それ以上西では、此の断層は片麻岩中に入り、轉位は不確實となるが、多分東方に於けると同様消滅してゐるのであらう。殆んど總べての平行断層では隆起面が東にあるに反し、断層 Nf は隆起面が西側にある點で他と異つてゐる。この断層の存在によつて、九龍山脈の谷は一つの地溝をなす、蓮花山の目立つた花崗岩地塊が附近のどの山よりも高くなつてゐる。

もし新泰地域の断層を秩序付け、方向によつて群に分つならば、即ち南北方向群、東西方向群、及び、西北東南方向群に三分し得やう。かやうに明瞭な分類が出来ないと、少くともこれらの方向を代表する断層が存在する。更にまた、もしこれら断層群の年代關係を決定しやうとするならば、東に隆起面を有する南北の断層は東西の断層で終り、後者は、更に、西に隆起面を有する Ng、Nh、及び兩者を結ぶ一分派断層に三面をまたれた *Wang* 山丘陵について、如上の問題を特に検討すれば、次の如き結果に到達する。走向北二〇五度西、傾斜東八五度の一断層は走向北三〇度東及び傾斜北西六五度の断層で切られ、後者は、また、走向北八〇度西、傾斜南六〇度乃至八〇度の第三の断層で限られてゐる。この關係は断層 Ng、Nh 間の關係と一致してゐる如く、これら小さい断層は Ng 及び Nh 断層に平行してゐる。勿論この一般的並に局地的觀察は、断層が相互に切り合つてゐる事を示しはするけれども年代が異ると云ふ結論は與へない。Nh は明かに Ng に随つて居り Ng に終るともその延長とも考へられる。Na 及び Nb は南北の断層から西南に岐れた分派、Nh は Nc の分派と考へられ、Na はその方向を西北から北方へ、更に *Wang* 山丘陵へ變へてはゐるが、連続してゐると思はれる。併し、それより一層合理的なのは、地塊全體を通じて、同時に生じた歪の結果であり、この歪が地方的條件の差によつて不規則な形になつたとの解釋であらう。

上述の如き、断層作用は更に廣い地域にも認められ、主たる構造現象となつてゐる（圖版一二の地圖参照）。この地域が新泰地域の如く複雑稠密寸断されてゐるが否かは不明であるが、我々の追跡した諸断層は、新泰地域を越えて擴り、視界内の山々は同様の不連続形を示してゐた。

西部山東の正断層

分布——リヒトホーフエンが圖示した如く、三つの主断層が西部山東を限定して居り、第四の断層が南北にそれに切り込んでゐる。境界をなす三断層の一は、泰山山脈の南麓に沿ひ、その走向は北六十五度東、北側に隆起面を有してゐる。この断層の存在は、泰山を構成する先カンブリア期花崗岩及び片麻岩の大地塊に接して、泰安府近くの平原にカンブリア中期の岩石があることによつて、明瞭であり、これを泰山断層と呼ぼう。第二の断層は、その地域の西南の境に沿ひ、西南山麓丘陵の震旦系岩石と九牛山と *Shimon* 山の先カンブリア岩石との間にある。此の断層を我々は観なかつたし、その全體を觀察した地質學者は存在せず、リヒトホーフエンが沂州府で觀察した許りで、我々の地圖は、リヒトホーフエンの記述に従つてゐる。この断層は連続して居らず、上述の二山脈の如く、支脈であるかもしれない（圖版一二参照）。隆起面は東北にあり、この断層は、新泰を貫く Na 断層と平行し、轉位の點でも酷似してゐる。リヒトホーフエンは断層地域の東北側震旦系岩石と泰山の先カンブリア岩石との間に、一つの接觸線を示してゐる。この接觸線は、兩者に殆んど平行した他の轉位の存在を示すもの如くである。そして北方からその地域に入り込んでゐる断層は、リヒトホーフエンが博山近くに之を認め、我々が沂州まで追跡した断層群中の一つである。

これら大轉位の結果、高い山脈中に陥没した地域が判然と劃されてゐる。大體を言へば、この地域は三角形で、頂點は西に向ひ、泰安府の西、泰山及び *Shimon* 山間にあり、西南縁は *Shimon* 山断層と對應し、泰山沂山兩断層より成る北側は、南北に連る博山断層の分派であり、東南側は、断層なしに近接の海中に緩やかに沈んでゐる。これら

主要断層の隆起面は東北又は西北側にあるから、数個の傾動地塊が生ずる筈である。

轉位の見られる地塊内に於いては、断層作用がかくの如くであるために、泰山を除き、周囲の山脈の山頂と同じ高さのピークが多数ある。更に、地史學と關聯して論議されるやうに、重要河流は大地塊の陥没面の限界に沿つて存在し、汶河の谷は、山東全省に比較してさへ、意外に廣く且つ平坦で、恐らく一層廣い沈降地域に對應するものであらう。

轉位の程度——

五〇〇乃至一〇、〇〇〇呎（一五〇及至三、〇〇〇米）の轉位を示すこれら正断層が、俄に發達したとは思はれないと同時に、その運動が表面の不平等を生じない程緩慢であつたとも考へられない。後者は、一般的削磨作用の程度が轉位の程度と同じであつたときのみ、生じ得た筈である。そして我々は後に、山西陝西（第九章）の構造の検討に際し、高さ四、〇〇〇乃至五、〇〇〇呎（一、二〇〇乃至一、五〇〇米）の地盤を生ぜしめた正断層を見るが、山東に於ける轉位も同様の意義を持ち、一般の削磨作用より著しく速かつたと考へ得るやうである。

轉位の速度を測るには、今一つ、浸蝕速度との對比と云ふ方法がある。正断層上の轉位の速度は、この地方の主要河流による河床浸蝕のそれよりも大きかつたらうか。若し大きかつたとすれば、多くの河流は、構造にコンセクエント（從順）に隆起地塊から陥没地塊へ流れてゐる筈である。此の點に就て若し地圖を測るならば、新泰地方河川の多くは、隆起面から陥没面へ流れ、断層作用に依つて方向の定まつたコンセクエントな河流たることを判る。所がさうでなく反對の場合が二つあつて、何れも断層 N_2 と關係してゐる。即ち、汶河の北流する二支流は、陥没面から隆起面へとこの断層を横切り、明らかに先行性たる事を示す。併し、兩支流は著しく特殊な地位にある。西にあり、頗

莊近くで汶河に合するその一つは、断層 N_1 の破砕帯を流れ、その流路は、容易に擴張される破砕岩地帯で容易に説明され、殊に、断層作用の結果九龍山及び *Thunder* 山の比較的剛い石灰岩地塊の間に柔かい片麻岩片岩の地帯があるから、この事實は一層明瞭である。断層が起つて以來經過した長い侵蝕輪廻に於て、この地點に於ける溪谷の發達は、下刻と争奪によつて生じたと見てよい。東にある支流も、やはり、その地方の主要河流たる汶河の自然的成長と共に發達したものと考へ得られ、汶河に極めて近いから、その支流となつてゐるのは、極めて自然な成行きと云はねばならぬ。

新泰の比較的狭い地域の觀察が、河川によつて生じた地形にコンセクエント（從順）であると結論し得、この結論は更に大なる汶河、小汶河及び、大汶河溪谷の正断層に對する關係によつて確められる。

轉位の程度に關する關係に於て、この結論は、断層に基く起伏が、河床の主流による下刻よりも速かに發達した事を示してゐる。そして、この結論は、黄河並に中部支那の地史學的検討により、大きな推積力大なる河川についても妥當することが知られる。

断層作用の時期——正断層が横切つて居り、且つ化石によつて年代を確め得る最も新しい岩石は、上部石炭紀に屬する。これに續き、且つ断層に依つて切り込まれてゐる火山岩を、リヒトホーフエンは假に二疊紀としてゐる。我々はこの噴出岩が二疊紀であるか、三疊紀であるか、確め得なかつたが、中生代初期或は中期より若くはないといふ事は認める。従つて正断層は石炭紀以後、恐らくは三疊紀以後のものであらう。層位學的には、年代をかやうに漠然としか定め得ないか、地文學 *Physiography* の事實により、その範圍を一層限定することが可能である。

地文學的検討に際して具體的に述べるやうに、山東の起伏は著しく老熟して居り、斷層構造では合衆國の大盆地に比較し得るが、地形的には著しく古く、後者の山稜が連続してゐるに對し、山東には多くの孤立した山がある。

新泰地域では、孤立した山の存在は、斷層作用だけに依るものであるが、泰山 *Mount Taishan* 山九牛山に於ては、孤立した山々も一つの山脈をなし、所々切れてはゐるが直線の開析山稜の性質を示してゐる。即ち、嘗ては連続してゐたがその崖と背斜面に發達したコンセクエントな溪谷で切断されたのである。同様の開析過程は、合衆國の大盆地にも見られるが、その發達程度は遙か劣つてゐる。大盆地の地形を検討して、デツイース *DeWitt* 等は次の如く言つてゐる。

※ *DeWitt, Science, N. S., vol. XIV, p. 433.*

「各連山の主部は、鋭い切り立つた谷によつて切られてゐる場合があるとは言へ、通常連続してゐる。もし、連山が、廣い山間の寛谷の成立を可能ならしめる程長く、何ら妨げられなかつた侵蝕の殘滓であつたならば、その地塊中には廣い支谷が發達し、孤立した山の集團に分割されてゐやう」と。

かくして、山東の斷層地塊が、合衆國大盆地の類似地塊よりも、輪廻に於て進んでゐる事は明かである。此の結論は、山東の岩層化した頂上を大盆地の壯年山稜とを比較しても、得られるであらう。

この地形の比較を主題たる年代の推算を轉化するとき、我々は削磨する河流の傾斜並に量によつて定まる所の、侵蝕作用の程度と言ふ不確實な要素を取扱ふことになる。傾斜の相違は著しからず、兩地方共に附隨が急峻な崖に穿たれて居り、成長して河川となつて、種々の地形を示してゐる。併し、河川の侵蝕量は氣候の函數で、山東と大盆地との相違は、同様の堆積物が同様の條件に支配されてゐる場合を除き、精密には示し得ない。兩地域共に、第四紀には

主谷に於いては堆積作用が運搬作用より著しく有力であつた。第三紀の大盆地隆起に續く時期には、大盆地の氣候は多少の變化はあつたが、概して温潤であつたらう。従つて、兩者の氣候に顯著な相違はなかつたと言ふ譯で、相違する點があるとすれば、それは、大盆地よりも山東の方が事情が侵蝕に好都合であつた事である。従つて、兩地域の地形を比較するに、若干の補綴を要する譯である。

上の如く言ふもの、大盆地の連續する山稜と山東の分離山形との差は、極めて大であつて、單なる氣候上の相違は、前者より後者に於て侵蝕作用が大きかつた事を説明するに充分でない。かゝる結果が生ずるには、長い時間が必要であつたらう。

大盆地に於ける斷層作用は永續した過程であつて、第三紀に始まり、現在まで續いてゐる。主たる轉位は始新世及び中新世地層並びに第三紀火山に影響して居り、従つて、鮮新世に生じたと考へられる。山東の一層古い斷層作用は第三紀半ば以前既に完結してゐたやうであり、始新世に生じたと思はれる。

此の推論は山東の地形と他の斷層崖とを同様に比較することによつても、確認される。モンクナ州リピンクストン山の西面は中新世か多分鮮新世の斷層崖である。此の斷層崖はひどく氷蝕されてゐるが未だ殆ど連続して居り、従つて、山東の斷層より若い事は確實である。歐洲について自分の見た二つの崖を挙げるならば、一つはボヘミヤのチツタウとメーリツシュトリコーバウ間にあり、中新世の初期又は中期に發達した崖で、相當切立つてはゐるが、山東の崖ほどではない。今一つはグニューブの下流、ミラノバソクヒオールドバソクの間、中新世の末期又は鮮新世の初期にグニューブ河の流路を變更せしめたが、今日でも大石灰崖として河畔に聳立してゐる。

後期始新世は、山東に於ける断層作用の完成した最後の時期と考へられるが、地文學上の研究により、運動の始まつたのが餘り早い時期でないことが、明かにならう。

アメリカ及び歐洲に白堊紀の廣大な準平原の存在することより見て、私は、白堊紀前に起つた表面の著しい隆起が現在にも存在することは、あり得ないと考へる。一旦埋没されて後再び隆起した場合を除き、後の現象については山東には明證なく、反對に海に近い事と比較的隆起が甚だしいことの結果として、その侵蝕作用は特別有力であつたらう。故に、断層作用は第三紀初期迄に始つたとは思へないのである。

山東省の地文的研究

ベイリー・ウィリス

(Bailey Willis)

1. 緒言

○○○○○○○○○○
 山地の環境並びに特徴——山東半島は、東北より西南への長さ約三六〇哩(五八〇浬)、幅は五〇乃至一二五哩(八〇乃至二〇〇浬)の山勝ちの地域である。東の半分は海を以て囲まれ、海岸には處々に断崖や深い湖入がある。西半分を繞つては、海面よりも僅かに高い黄河の大洪源平野が存在し、山地へ深く湖入してゐる。その結果、狭長な半島は、何れの側に於ても、直ちに基準面まで低下してゐる。

山地としての山東は、谿谷の發達程度並びに配置に於て、著しい特徴を持つ。低地は深く湖入して、時には山地を横断さへしてゐる。河川は、時にその水源近くに於いてさへ、廣い氾濫平野を蛇行してゐる。山岳は獨立の山岳或は群山となつて居り、明瞭な山脈をなすことは例外の場合のみに限られる。標高は、半島全體については勿論、狭小な地域内に於ても、非常な變化があり、その分布は不規則で、何ら組織を有しない。最高峯たる泰山は海拔五〇〇〇呎(二五〇〇米)、黄河を去ること僅かに三〇哩(四八浬)で、廣い汶河谿谷中に突兀と聳えてゐる。其他の著しき丘阜は二〇〇〇呎乃至四〇〇〇呎(六〇〇米乃至二二〇〇米)の間にあり、更に、多数の低い丘陵が散在してゐる。

2. 分析的記述

七〇

平野及び谷の敘述——黄河の大洪氾平野は、河水に運搬され、山地の西端を圍繞する窪地に堆積した沖積黄土より成る。一八六二年以前には、黄河の水路は山東の南部へ向つてゐたが、現在は北方へと變つてゐる、河口を二五〇哩(四〇〇軒)移したこの變化は、過去に於ける流路移動の典型的なものであり、東部支那の大平原に沖積土を散布した方法を説明するものである。

山東の山地から流下する他の河川の活動も、黄河のそれと同様である。沂河、汶河、及び黄海に向つて北流する多数小河川も、沖積平野を形成して居り、これら平原は黄河のそれと合體し、周縁低地を擴大せしめてゐる。

濟南府或は洪氾平原の何處から山地に近附いて行くと、我々は、先づ、周縁の沖積地から急に擡え、海中の島の如き觀を呈する、堅い岩石で出来た、孤立せる丘陵に遭遇する。濟南府の東にあるかゝる丘陵は、同市背後の大山塊の麓から、四哩距つてゐる。これら丘陵間を進むと、比較的小さいものをも含む總べての溪谷が沖積土を以て充たされ、沖積土が屢々分水線まで延長してゐる許りでなく、これを横斷し、その結果、別の河川の流域と連結してゐるのを見る。従つて、相當の高さと廣がりを持つ不規則な山塊は、黄土の堆積中に完全に孤立してゐる。この特徴は張夏地方の地勢圖(圖版二三)によく現はれてゐる。

濟南府から泰安府に至る経路は、この地域を貫通し、*Yellow River* 河又は *Yellow River* 河の谷を廻り、直接泰山に向ふ、この場合、河流の源、泰山の稜線に沿つて、明瞭なそして恐らくは隆起した分水嶺に達すると期待するだらうが、谷はそ

の幅を維持し、分水線は、主として近傍の山々の小谷から流下して花崗岩の砂より成る、廣い沖積平野を横斷してゐるに過ぎない。汶河の氾濫平野への下り途は極めて緩やかである。

泰安府附近の汶河の溪谷は、幅約一五哩(二五軒)、山間平野として東方遠く河源へ延びてゐる。孤立せる丘陵はこの平野中に聳え、水源に近づくに連れて多く且つ大きくなり、遂には河の支流が山麓中を迂回することになるが、その場合にも谷は依然低く、新泰地方の北部に見られる(圖版一四)やうに比較的廣い沖積地を有する。

泰安府から西南に向ふ街道の横切る分水嶺も、同様廣く且つ低いが、山嶺に到ると片麻岩及び石灰岩が露出してゐる。新泰附近、小汶河の水源にも、極めて廣い溪谷があり、その一部は沖積土で覆はれ、一部は、我々の時代の地層を横切る侵蝕作用の結果生じた低地である。

濰縣から青島に至る鐵道線路は、半島を北部平原から南部平原へと横斷するが、その沿道は、著しい分水嶺のない廣い低地である。中部を横斷するこの低地は、山東半島を二大部分に分つが、各部は、更に、廣く且つ支流に富む溪谷によつて、小さい山岳群に分れてゐる。

山岳の敘述——既に述べたやうに、山東に於ては、連続せる山脈は極めて稀であり、山地は集團をなしてゐるが、その集團の配置には一般に何ら組織が認められない。併し、時としては、明瞭な山々が並んで系列を作り、發生的にも關係を有すると思はれる場合がある。かかる山脈の一は、汶河溪谷の北側に沿つて延び、主峯泰山に因んで泰山山脈と呼ばれてゐる。他の一は小汶河及び東汶河の西南にあり、リヒトホーンエンはこれを四望山及び九牛山と呼んでゐる。これら山脈、何れも、山岳地帯の西北隅或は西南隅から余り隔つて居らず、山岳地帯との間にV字形地帯を

閉み、その内部の高地の配置はやや不整である。

一般に、山形は、峻しく且つ繪の如く美しい。山岳は、或は片麻岩又は花崗岩より成り、或は成層岩より成ると云ふ風に、その構造を異にする等しく、細部に於ても不同で、或は階段状のプロファイルを有し、或は尖塔の如く不規則に聳えてゐる。併し、全部が殆んど例外なく峻しく、狭く、且つ甚しく解析されてゐる。従つてこれを山岳の骸骨とも呼び得やう。

これらの地形は、既述の張夏及び新泰地方の地形圖に示されてゐるが、泰山自體を顯著な例と見ることが出来やう。山頂は廣い三日月形で、その兩端は南方へ曲つてゐる。北方斜面は絶壁をなし、峽々たる山嘴が扶壁状に延びてゐる。南部の三日月形の中には深い峽谷があり、山懷へ深く喰込み、溪谷と溪谷との間は峻しく狭い山嘴となつてゐる。三日月形の山頂自體も深く刻まれてゐる。全山塊は侵蝕されて城壁状となり、その頂きは、古城の塔の如く岸ゆゑの尖岩で飾られてゐる。

3. 正斷層の影響

構造地質學の部分で既に述べたやうに、山東省の中央山地帯には多くの正斷層が存在し、斷層は域内の總べての岩石を切斷し、疑もなく表面へ恐らくは山岳的な凹凸を生ぜしめた。斷層の生じた時代は、一部分は地文學的根據によつて、後期白堊紀或は始新期と云はれる。當時發起してた溪谷組織及び山脈が、今日の移度に殘存してゐるかは侵蝕一般の問題に對して重要な意味を持つ。

斷層の程度を論ずるに當つては、河川の構造に對する關係を問題とした。汶河、小汶河及び東汶河の溪谷は明瞭に必從(コンセークエント)であり、上昇地塊から陥落地塊へ流れる支流の多くも亦然りとする。勿論、適應による變化細流の發達はあつたらうが、主流の流路が斷層によつて決定せられた事は、事實と思はれる。

汾河、小汾河、東汾河の陥沒溪谷に並行して、西部山東の二大外側山脈がある。泰山は、山脈の西北部の尖端が隆起してもので、我々はこの地域に局部的な斷層を認めなかつた。また四望山から九牛山に續く山脈も、同様に、大なる斷層地塊の上昇部で、沈下せる北限は新泰に見られる。新泰地方で最も高い山塊は、斷層の上昇側面にある蓮花山のそれである。九龍山及び *Imperial* 山も、溪谷に隣接せる同様の隆起山塊で、Ng 斷層に沿ふ陥沒に對應してゐる。同地方の中央部に於ける斷層の錯綜は、地形の分布と一致してゐないが、大斷層 Na の隆起側面にある丘陵は、地形的、地質學的、何れから見ても、轉位の効果を示してゐる。

※ローレンツは濟南府の南及び我々の經路の東にある數個の轉位を歸してゐる(前、二三頁、及び、附録の地圖及び斷面圖、特に、斷面圖)

A 參照)

かくして、山岳及び溪谷相互間の關係には、斷層による地形が今なほ殘存してゐる場合我々が期待するやうな正常斷層との關係の存在することが、よく知られる。

土地起伏の適應——土地起伏の主要様相は正斷層の結果であるが、兩者の關係は、轉位が最近起つた地方のやうに明瞭ではない。斷層發達の過程に於て、現在山西陝西兩省に見られるやうに、かなりの高度を有する斷層崖が主要斷層線に接して生じたと思はれるが、現在では、斷層崖が甚だしく後退してゐるために、斷層は遠く溪谷中に存在し、

断層崖は事実上もはや存在してゐない。断層の結果、抵抗力ある石灰岩がそれよりすつと軟い片岩や片麻岩と接觸してゐる所では、陥没面に存在する石灰岩が現在では屢々山脈を形成し、隆起面には小溪谷が生じてゐる。この種の例は、新泰の西北三哩乃至五哩の所に見られ、既記の地圖にも記されてゐる。また古い断層崖の岩堆、即ち、汝河礫岩が残つてゐる場合には、断層Na及びNiに沿つて明瞭な山脈を形成してゐる。

断層崖の後退は溪谷の擴大と照應した。その結果、溪谷は廣い水平な平原となつてゐる。かくて、新泰の北方では断層崖を示す丘陵は、Ng断層の北方一・五乃至二哩(一・五乃至三哩)に於いて、谷底から聳えてゐる。併し、それだからと云つて、幅一五哩(二四哩)ある泰安附近の汶河河谷の如き廣い溪谷が、全然侵蝕のみによつて生じたとは考へられず、この溪谷は断層を兩側とする地溝と見る方が一層妥當であらう。

侵蝕による断層崖の後退は、断層の結果として存在が期待され、また恐らくは事實存在したと思はれる高度を、甚だしく減少せしめた。断層の垂直的な傾上と略々等しい高度の差は、若し存在するとしても、極めて稀である。また山脈は一般に鋭い地壘の山頂を現はしてゐる。更に、山岳の水平的分布並びにその横断面を觀察すれば、それら山岳が過去の更に廣い山塊の孤立せる残存物に外ならぬことが、明らかになる。

構造に基く起伏の發展後、長い侵蝕期を通じて、各種岩塊の抵抗の差は、高地及び低地の分布に著しく影響した。硬い岩石に適應しては高地が生じ、軟い岩石の部分が溪谷となると云ふは、極めて完全に實現してゐる。泰山累層の諸岩石中、片岩は花崗岩より稍々軟かく、従つて、後者は累層の廣い露出中に岩株を構成してゐるが、岩石學的な物質の相違よりも節理の方が強く影響したやうに思はれる。泰山の廟のある山嶺は、少數の、廣い間隔をもつ節理面で

分割された大岩塊より成る。節理に沿つては、深い割目が發達し、垂直面は險しい絶壁となつてゐる。同様或は更に著しいかと思はれる例は、新泰東南の青龍山のそれである。この丘陵の南には大断層Rが走つて居り、その北方では、明らかに断層の分岐が存在するために、片麻岩が東西の方向に稍々壓碎されてゐる。二断層間の岩石は、大規模の節理を示すが、壓碎はしてゐない。その中央にある大岩塊は、侵蝕に對する抵抗力が強かつた爲に、高さ六〇〇呎のピークを形成し、この風光明媚な地域に於ける最も顯著な地形となつてゐる。

成層岩中では、震旦系石灰岩が最も抵抗力に富むに對し、これと互層する頁岩層は著しく軟く、且つ速かに分解して、石灰岩の表面から洗ひ去られ、或は吹き去られてゐる。その結果、ケスター一方は絶壁、他方は硬い地層の傾斜面で囲まれた高地を形成する石灰岩地層の先端に分水線が存在するのは、極めて普通の現象である。

河川の適應——正断層に對する古い適應地形が現在も残つてゐる河川組織に於ては、断層地塊の陥落部に面する縁邊に沿ひ、断層に平行する多くの流路があり、陥落地帯から出る河川は、落差の最も小さい地點で断層を横ぎるか、或は断層の端を迂回するものと予想される。併し、この豫想を實現してゐるのは、山東省の主要河川のみである。即ち、細流は、普通先従で、地勢の隆起面から陥落地帯へ流れるに對し、主要河川は断層を直角に横切るので、落差の相當な場合も稀でない。この現象は、断層崖の甚だしい後退に屢々見る適應の表現である。最近に断層の生じた地點では、急斜面に發源し、断層に對し直角の方向を有し、大陥没の結果隆起地塊中へ急激に溪頭侵蝕を行ふ峽谷が、断層崖をかなり深く開析してゐる。河流の水源は高く、流出點は低く、最短距離をとり、断層を並行して流れる河川に比して、著しく有利である。その當然の結果として、流路へ他の河川の方向を轉せしめ、之を奪ひ、また、この現象と

關聯して、分水線は、大斷層溪谷間の、自生河流の後退作用が均衡する地點に發達する。この種排水發達の好例は、偶々、不規則な構造及び岩種が多様性の結果ではなくて、むしろかゝる事情にあるに拘らず形成された分水嶺を越えて一つの大斷層溪谷から他のそれへと延びてゐる新泰地方である。

自生河流發達の結果、斷層に基因する山脈は結局數個の部分に切斷され、各部は他の條件にして等しい限り同一の長さとなる。かくして、相互に分離した山塊は、溪谷が擴大すれば、孤立せる山岳群となるのであり、泰山山脈及び新泰西南にある類似の山脈は、正にその好例である。斷層が複雑な場合には、同様ではあるがやゝ無秩序な結果が生じる。

○断層發生以前の起伏性質——地文的特徴の研究では、屢々、隆起の頂上が、未だ後の變形或は侵蝕で削磨されてゐない、一段古い地形輪廻の様相を保存してゐるのを見る。かゝる古い輪廻の結果准平原の生じてゐる所では、時として平坦面の殘存が認められ、然らざる場合にも、種類を異にする岩石の高さに一定の關係があつて、嘗て准平原が存在してことを推測せしめる場合が多い。山東旅行中、我々は現在發達中のものより古い地形面の證據を求めたが之を發見し得なかつた。骸化した山岳は、以前の平原の残りと思へる平面を残して居らず、以前の起伏は總べて斷層又は侵蝕の結果著しく變化してゐるので、その性質はもはや現存地形には表現されてゐない。かくて斷層發達以前の山東省の地形を斷ずるに足る手段はないが、推論の基礎はある。隆起地塊の表面には、一般水準を抜いて聳立する顯著なピークは存在せず、斷層成立前に高山がなかつたことを示す。陷落地域も大體平坦で、平坦なのは明らかに大部分斷層以後の溪谷侵蝕の結果と思はれるが、この侵蝕過程も以前の土地起伏の大勢を變化してはゐまい。その結果我

々は、現在の山々が斷層によつて生ずる前の山東は、起伏のなだらかな土地で、丘陵は多かつたらうが、山岳重疊といふ譯ではなく、その相對的高度は千呎單位でなく、百呎單位で測り得る土地であつたと推定する。

4. 撓曲

○撓曲の證據——全體としての山東半島を、周圍の地域と比較すれば、海及び黄河三角洲の沖積層の占める陷落地帯に圍まれた、一個の隆起地域と考へられる。かく解すると、この半島は最高點が海拔五千呎に達する不規則な穹窿で若し周圍の地域から沖積層及び海洋堆積物をはぎとつたならば、隣接窪地の底面から五千呎以上聳立することになる。穹窿の自然的プロフィールは、大體幅二〇哩に對し、高さは一哩であるから、極めて低いアーチ状な譯である。

※こゝに云ふ撓曲とは、下層岩塊の垂直運動を原因とする地表の形狀及び高度の變化過程を意味する。撓曲は腰を正體と關聯してゐる。

上に規定した地表は、第三紀以前の岩層より成る。中世代後期の堆積物はないから、中生代には侵蝕面であり、現在の土地起伏を齎らした轉位以前には低地、或は低丘であつたと思はれる。もしこの推定が事實であれば、地形並に海面に對する關係は現在と違つた等で、隆起は斷層、或は撓曲、或は兩者の結合によつて變化したことになる。

斷層の効果は山東省の中央部に明瞭である。限界斷層は生じなかつた。リヒトホーフエンは、濟南府近くにかゝる斷層が一個存在すると云ひ、その理由として、火成岩の丘陵が殆んど水平な震旦系石灰岩層と同一水準面に存在する事實を擧げてゐる。震旦間の距離が四哩(六、五軒)に達し、震旦系が外側に傾斜し、沖積平原下に没してゐるために兩岩塊の相對的な位置は、斷層によらずとも充分説明される。また、構造に關する部分で述べたやうに、震旦系中に

岩脈の存在する事實は、迸發岩が震旦系中到處にあることを示す。更に、大なる火成岩塊は、主として高い層位、即ち石炭を含有する博山系より上に認められる。濟南府に近き震旦系石灰岩層の北方への傾斜は、博山系及びこれと關聯する火成岩が、小丘の存在する平野の下にも存在するものと豫想せしめる。この點に關して、火成岩の存在は斷層が存在せず、連続せるセクションなることを示し、新泰地方の Huang-yeh 山を通るセクションとの比較が可能であらう。

七八

周縁斷層の有無は地文學的事實によつて示し得やう。侵蝕の結果壯年地形となつた山地は、冲積平原へ延びて、丘陵群となつてゐる。もしこれらの丘陵群が明白な線に沿つて突然切斷されてゐるのであれば、斷層の存在が當然推定され、また、丘陵が深く侵蝕された溪谷で相互に隔てられてゐるとしても、その末端が大體並んでゐる場合にも、斷層存在の可能性がある。えに反し、丘陵が平原に近づくに従つて高度を減じ、その中へ不規則に延び、孤立の度を加へるならば、刻まれた表面が冲積土の下まで連続してゐるものと推測される。我々が濟南府及び博山の近傍で見得た山東山地の周縁は、すべて、後者に屬する。

撓曲は斷層の代りである。換言すれば、穹窿の限界は、破壊されないで、曲げられてゐる。前述の地文學的な證據はこの關係を示す。周縁斷層の明瞭な證據がなく、長い半島と丘陵性の島嶼が海洋及び平原中に突出してゐることから見て、これを圍繞する陥没帯との高度の差が、撓曲の結果である可能性は、極めて大きい。勿論正斷層が急角度の撓曲面上に生じ、その縦の連續を形成する場合のあることは、中支の撓曲斷層を論ずる部分で明らかにあらう。それ故に、撓曲は斷層を排除しないが、山東半島では撓曲の方が、一般的であると思はれるのである。

撓曲の時代——我々が山東の周縁地域の地文と内部のそれとを比較するならば、兩者が酷似して性質を有し、且同様の發達階にあることが、明らかにあらう。地域が近いこと、岩石が同一なこと、侵蝕作用の等しいことを考慮するならば、兩者の地形が同様の時代のものであることは、疑を容れない。そして、この結論は、現在の平原下に没してゐる面にも適用し得る。周縁地域の地形は、現在海面下に没してゐる部分よりも、高い水準に發達したに違ひないから、現在の地貌が完成して後に、撓曲過程が始まり（或は續き）、周縁地區が陥没したものと解される。かくして、撓曲は比較的新しい事實であることが知られる。

山東半島を圍繞する陥没地は、地表の一部分だけでも河川による埋積水準或は海面以下に沈降するや否や堆積し始めた沈積物で、蔽はれ或は充たされてゐる。もし我々が深所の沈積物を知り得たら、撓曲開始の時期を決定し得やうが、深井はなく、全平原を通じて最近の冲積土以外見るを得なかつた。一部は黄土起源の夥しい堆積物のため、及び連續的な沈下で更に広い地域が洪漸平原の水準に低下してゐるために、最近の沈積物が古い沈積物を覆つてゐる。

地壘としての山東——最近の撓曲は穹窿の中央部と隆起せしめたか、それとも陥没せしめたか、山東に就いては、この間に對する答として、周縁が陥落したのに反し、中央部は海面に對して一定の高度を維持したと云へやう。

既に述べたやうに、山東の西部山岳地方に於ける高度の差異の主たる原因は斷層作用であり、斷層は第三紀の初期に生じ、爾後の長い侵蝕で變化してゐる。溪谷は一部は斷層のため、また一部は侵蝕の結果極めて廣く且つ低い。もし山岳地域が以前は今よりも著しく低かつたならば、現在の水準まで侵蝕され得なかつたであらうし、又もし最近に隆起したものであれば、平坦で埋積された谷底を維持し得なかつた筈である。溪谷の状況は、長い間、山岳地域が海

七九

八〇
面に對して一定の高度を維持したことを示す。山東半島は眞の「地壘」であつた。侵蝕輪廻の一時期に於いて、そして最後でなくとも最近のエピソードに到るまで、周囲の地方は沈下し、撓下したのである。
従つて、山東の山岳地帯は、撓下に圍繞された「地壘」なりと云ひ得るであらう。

山東の岩石 西部 山東

エリオット・ブラックウェル

(Eliot Blackwelder)

大まかに言ふならば、西部山東は泰山を中心とする省西部の山岳地帯である。西・北は黄河平原に続き、東部山東とは、表面岩石が大部分石炭期乃至それ以後の軟い地層より成る低地帯で、境してゐる。西部山東は古い前カンブリア系から新中世代初期までの地層を有し、岩石の種類は火成岩、變成岩、堆積岩、を總べて包含してゐる。

泰山累層

次の記述は、基礎をなす前カンブリア系中に存在する火成岩、變成岩の主な種類に關するものである。泰山そのものの斜面はこの地域に於ける岩石研究に對し、新鮮な標本と相互關係究明の好機會を與へたが、他にも、古期岩石が露出し、研究に便宜な地域が多い。

成因不明の岩石

片麻岩及び片岩

リヒトホーフェンは泰山系の主たる部分を擧げ且つ略述してゐる。始生代累層中に於て辨別された最古の岩石は或種の片麻岩及び片岩である。これら片麻岩及び片岩は極度の變成作用を受けてゐるので、現在の方法によつてその起源を示す事は困難である。併し、片麻岩は變質された花崗岩である事を暗示してゐるし、又、通常推積岩より發達する片岩の諸型態を著しく缺いてゐる。我々は、火成物質に由来しないと想はれるやうなものは、一ヶだに觀察しなかつた。

○●○○○○○○○○○
灰色黒雲母片麻岩第三十號——これは先カンブリヤ紀累層の大部分を形成してゐる灰色片麻岩の粗相の一つであつて、歪められた花崗岩であると信ぜられてゐる。現在これと以下に記す片麻岩の他の諸相との關係を決定することは可能ではない。好箇の露出が、泰山登山道に沿ふ海拔四千乃至五千呎（一千二百乃至一千五百米）の位置に認められる。標本三十は高度四千二百呎（一千二百六十米）の地點で採集した。

波状帯ある中等度石理の黒白片麻岩。白いレンズ状の斑點或は眼が僅かに發達してゐるが、様相はその岩石に「目片麻岩」なる語の適用を正當化する程充分顯著ではない。葉狀構造面は褐色及び黒色雲母の薄片、副成分たる角閃石のため、黒色を呈してゐる。石英と長石は大部分硝子状或は白色であるが、場合によつては肉色を呈してゐる。この片麻岩中で支配的な礦物は、石英、斜長石、正長石、微斜長石、及び黒雲母であり、副成分として普通角閃石、綠帘石、チタン石、磁鐵石、及び燐灰石を伴ふ。

石英は總べて機械的歪を受けたことを示す。大部分の結晶體に於りて痕重影は顯著であり、また、多く條痕を呈してゐる。一部は破砕せられて居り、他の結晶體との二三の接觸點に於いて初期の粒化を示してゐる。

長石中、大なる結晶體特にレンズ状の「眼」となる曹達性斜長石は、該岩石の本源的成分と見られ、ポツクス變種の新結晶體と對比するに、この長石は、殆んど常に、著しく變質して、ソージュール石及び雲母は變質してゐる。正長石も大部分は、一の本源的礦物であるかの如く見えるが、然し、一部にある明瞭な石理は二次的性質の確實な證據と思はれる。正長石は屢々破砕せられ、恰も石英に於けるが如く、二三の點に於いて粒化を示してゐると思はれる。微斜長石は、外見上明かに、再結晶の產物なる石英、長石のモザイク域に限られてゐる。この場合、長石は全く新しい小結晶體中に存在する事になる。片麻岩中の暗黒色帯は、大部分、綠色普通角閃石の混雜帯によつて構成される新生、平行排列、及び、石英と長石の明色帯よりの分離等は、暗色礦物に屬する黒雲母及び綠色普通角閃石の過程に於いて發達した事を示す、黒雲母は暗褐色であり概ね變質してゐない。普通角閃石は濃綠色（多色性）であり屢々混合結晶體に生ずる。歪が普通角閃石の形成後ある程度の機械的歪が起つたやうで、結晶體のあるものは屈曲せしめられ或は破砕されてゐる。普通角閃石が黒雲母に或は綠帘石粒に變質する事は稀ではないしこの過程は合成變質體の特徴として知られてゐる。

普通の楔形結晶を呈するチタン石と不規則形の磁鐵礦は屢々黒雲母普通角閃石の間層と共生してゐる。燐灰石及び稀ではあるがジルコンの自形柱も岩石中に分布してゐる。

○●○○○○○○○○○
黒雲母、普通角閃石、二十九號——これは灰色片麻岩の一局部相で、二十八號、三十號の中間の性質を持ち、何れ

かと言つば三十號に似た點が多いが、三十號に比し、石理が緻密に、黒雲母が重要礦物となつてゐない。位置は泰山前述三十號の上敷米、この岩石は、主として緻密なる石理、及び、普通角閃石の割大なる點で、三十號と異なる。暗帯及び明帯は平行し、波狀ではない。

この片麻岩中の主要礦物は、正長石、曹長石、石英、及び、普通角閃石であるが同時に種々特異な成分として、ジルコン、黄鐵礦、チタン石、金紅石、チタン鐵礦、黒雲母、黝麻石、綠麻石、及び褐麻石を含む。結晶體は片狀に排列されて居り、一部は普通角閃石に富み、他の種々なる礦物との混合體なるソオシユル石である。こゝに我々はアルカリ長石に蔽はれ、或は屢々綠麻石と組合さつた黝麻石の無數の小粒を見る。この礦物がアルカリ分の極めて少ないこれら礦物のみから成立したとは考へられない。この點について注意を要するのは、その小結晶體が普通角閃石結晶體特に變質が明かに起つた普通角閃石結晶體に近接して最も多いことである。恐らく、普通角閃石は黝麻石や綠麻石に材料の一部を提供したものであらう。普通角閃石の黒雲母への變質はこの接面斷層に於いてよく示されてゐる。雲母は寄生産物の如く普通角閃石に入り込み、雙方が無色となつてゐる白色區域によつて圍繞されてゐる。黒雲母と同時に、綠麻石が形成され、後に黒雲母の一部又は全然綠泥石に變化したと思はれる。

これと關連して、二種の珍奇な礦物を敘述することが適當であらう。普通支那産岩中では褐麻石綠麻石に包まれてゐるが、この地球では黝麻石にある。黝麻石、チタン石は褐色で、あつて、多くの場合、金紅石とも見えるやうな淡褐色の包裹物を含んでゐる。

暗黒色普通角閃石、片麻岩、二十八號—この岩石は、二十九號或は三十號より基礎的な古片麻岩の一種で、屢々片

岩狀を呈し、二十七號の如き普通角閃石片岩に浸透してゐる。標本は泰山へ登る花崗岩階路附近四千三百呎（一千三百米）の地點で採集した。この岩石は暗黒綠灰色で、不明瞭な帯を有し、薄層の外、帯に並行の小さいレンズ狀節となつてゐる黒色普通角閃石を最重要成分とする。

この岩石は長石、普通角閃石、及び、石英より成り、多少黒雲母、チタン石、及び、黄鐵礦を伴ひ、未鐵礦、綠麻石、及び、黝麻石は變質産物として存在する。この構成により判斷するに、この岩石は元來中度變基性火成岩であつたが、諸要素は明らかに完全に再配置せられたので、舊混合物は破碎せられ、新しい混合物が形成されたのである。現在の礦物は恐らく總て二次的に發達したが、或は以後の變質物であらう。

石英、曹長石、及び、正長石は中等大の他形粒となつてゐる。我々の標本に於いて、長石は著しくレオシユル石や雲母に變質してゐる。群或は散在する不規則形結晶體中に多い明綠色普通角閃石は、大部分、本源的角閃石又は輝石から生じたものであらう。完全な結晶の普通角閃石を見出す事は稀であつて、通常、堅く包まれ、又相互に織込まれて、平たきレンズの群となつてゐる。普通角閃石の次の分解は大して進行してゐなかつたといへ、或る場合には綠麻石、赤鐵礦、石英等の諸集合體を産出してゐる。それに次ぐ數量を示す黒雲母も、やはり、普通角閃石の後の發達産生物であると思はれる。それは後に沿つて後者を侵襲し、屢々何等明瞭なる境界なしに、普通角閃石中に入り込んでゐる。この關係は二十七號に一層明瞭に認められる。數粒の黄鐵礦、磁鐵礦は、恐らくは、初源的結晶體であらう。前者は一般に赤鐵礦の部分的假像によつて圍繞されてゐるが、この鐵酸化物の他の結晶體も黄鐵礦の變質に由來するらしい。

黒雲母、普通角閃石、片岩、二十七號——一見前述の普通角閃石片麻岩の一變基性相。標本は泰山の内部斜面上、高度四千二百呎（一千二百六十米）三十號附近にて採集。

殆んど凡ての點に於いて、二十八號に近似してゐるが、片理がよく發達してゐる。諸劈開面は暗黒色普通角閃石のみならず、褐色雲母の相當量を示してゐる。普通角閃石と雲母は互層をなして、判然として並行してゐる。黒雲母が普通角閃石中に滲込み且つ羽毛の如く入り込んでゐる事實から見ても、黒雲母の後期のもので、少なくとも一部は、後者より誘導せられたことが明白である。

これら兩礦物とともに細微ではあるが、綠簾石、石英等の細粒を作つた新しき解折變質の作用を蒙つてゐる。チタン鐵鏽を白チタン石に、磁鐵鏽を黄鐵鏽及び赤鐵鏽に變質せしめた他の變化も認められる。この岩石中にも、ホツプスその他が記述してゐるやうに、金紅石の小粒があり、その多くはチタン鐵鏽のやうにチタン石の狭い帯を有する。綠簾石に包まれた褐簾石も。

黒雲母の普通角閃石、片岩、二十一號——この雲母片岩は基礎累層の最も古い成分の一であるかに見え、灰色片麻岩との結合が余りに緊密なため、兩者の關係を云爲することは實際的でないが、片岩のレンズ状態が灰色片麻岩の大塊中に介在し、恰も上昇中の花崗岩漿によつて裂壞せられたるより古き岩石の鑽であるかの如く見える實例が、數個所にあつた。標本は張夏の西一哩（一、六呎）の谷口で、片岩中に包含されてゐたものである。

暗黒色雲母が劈開面を蔽つてゐる、不完全片狀の、暗赤褐色片岩は主として石英、長石、及び、黒雲母を多量に有する點で二十七號、二十八號と異り、長石の赤色なる點で累層中の他の岩石と異なる。普通角閃石、特に雲母は、個々

の結晶體の軸と略々平行に配列され、條痕狀になつてゐる。正長石と石英の大部分は不規則な小粒と異り、その中更に引延された結晶體の軸は片狀構造に並行してゐる。併し、時としては、長石の少數の大きな結晶が『眼』となり、雲母や普通角閃石に圍繞されて居り、『眼』の末端に多數の粒狀長石がある。これら長石は本源的なもので、一部しか機械的歪を受けなかつたものと見られる。歪以來總ての長石は風化作用を蒙り、今や灰色及び赤色の分解産物を以て汚損されてゐる。この岩石中では、黒雲母の方が普通角閃石よりも全體として優勢である。二次的發達の部は普通角閃石の變質に由来するもの、如く、この過程は二十七號、二十八號に於けるよりも一層進んだ段階に屬するのであらう。雲母片は、劈開面に沿ふ部分では色を失つて居り、また、多くの場合、部分的に綠泥岩や綠簾岩に變質してゐる。これらも、亦普通角閃石に於ける變化と同様の過程により産出されたと思はれる。數種の鐵鏽石が無數の小粒となつて賦存してゐる。その内、磁鐵鏽が最も多いやうで、特徴ある形で容易に區別される。

チタン鐵鏽は屢々チタン石の狭い縁によつて圍繞され、後者はまた、不規則粒形で、この岩石中に廣く分布する赤鐵鏽中にある黄鐵鏽も多い。その他、燐灰石、金紅石及び綠色電氣石の如き副成分も、小結晶をなして多く、少數の綠簾石は褐簾石を包含してゐる。

灰色黒雲母、片麻岩、二十二號——山東に最も普通の灰色片麻岩の一種で、標本は二十一號と組合さつたものを張夏村附近で採集した。

この岩石は、組織緻密に、色の混合した暗灰色片麻岩である。帯は鮮かであるが、薄層は十分明瞭でなく、個々の層を追跡することは、僅かの距離と雖も困難である。片麻岩のこの相に於いては、『眼』の發達は悪い。

顯微鏡によつて明かにされた主要鑛物は、石英、長石、及び、黒雲母で、これにやや少い斜長石、磁鐵鑛、チタン石、燐灰石、綠簾石、金紅石、及び、ジルコンが組合はされてゐる。大なる石英結晶體は強い波状をとつて消滅し又或る場所では周縁が粒化してゐる。正長石は、同一の様相を示す外、屢々電光狀斷口に終る。長石の一部は褐色の分解産生物に變じ、特に、主要劈開面に沿ふ部分又は、結晶體の中央部に於いて、この現象が著しい。斜長石は常に低角をなしで消滅し、それが曹長石或は灰曹長石であることを示して居り、長石ほど變質してはゐない。黒雲母の綠面は大體並行層なり、大して變質を受けてゐないが、風化帯に屢々見られる周知の反作によつて、綠簾石と化してゐる。

細粒綠簾石、片麻岩、三十四號——泰山片麻岩の余り多くない一相。泰山の大石階附近、海拔四千五百呎（一千三百五十米）の地點で採集。

この片麻岩は、綠色を帯びた明灰色で組織が非常に緻密であるに拘らず、明暗兩鑛物は帶狀に排列し、極めて明瞭に區別される。石英と長石は殆んど無色で、綠色は綠簾石普通角閃石の存在に基り。

石英、正長石、及び、綠簾石が主要鑛物である。鹽基性長石、黝簾石、黒雲母、及び、普通角閃石は量が少く、他に、更にチタン石、赤鐵鑛、磁鐵鑛、ジルコン、燐灰石の如き普通副産鑛物が散布してゐる。

石英は若い結晶體で、僅かしか歪形されず、また明かに原石英の再結晶の結果である。縱線のある長石は正長石に附隨し、曹長石乃至灰曹長石より成る。兩長石の大部分は風化産物なる含有物と密接に結合してゐる。陶土と白雲母がこれら風化産物の普通のものであるが、黝簾石と綠簾石が、恰もその形成に有力であ

つたかのやうに、長石中に廣く散在する。石英の結合粒と組合さつて、正長石及び微斜長石の新しい小結晶が存在し變質長石の雨結晶から發達したことが明かである。

普通角閃石は青綠色であり、薄黄綠色に變じてゐる。結晶體は總て微小且つ不規則で、綠簾石と交はる際或程度分離して、並行帯を形成してゐる。普通角閃石は大部分變質して、綠簾石黝簾石及び石英となつてゐる。褐色雲母は殆んど存在せず、あれば不規則片となつてゐる。色は黒雲母としては明色に過ぎ、無色乃至薄赤褐色で、我々がリシヤ、雲母、リシオナイトと見做しても大過はない。

現在觀察し得る鑛物は、總て、起源に於いて二次的であらう。大部分の石英は帯に再排列されて、帶狀に變し、普通角閃石が並行狀なのは、より古き鐵苦土鑛物にまで作用した變成作用過程の結果であることを示してゐる。また、普通角閃石の大部分を綠簾石等々たらしめた雨後變化が、この岩石の現在に於ける特徴の基礎となつてゐる。

火 成 岩

花 崗 岩

泰山累層花崗岩は數種の花崗岩を包含してゐる。張夏地域には赤みを帯びた岩石が多いに對し、泰山自體に於いては數種の異つた花崗岩が組合さつて居り、その若干は片麻岩及び普通角閃石片岩中に入り込んでゐる。これら諸種の花崗岩は、總べて、一層甚しく變質した岩石より新しいと思はれる。

赤色片麻花崗岩、二十號——赤色花崗岩は泰山累層中の更に古い岩石、即ち、灰色片麻岩及び普通角閃石片岩中に

入り込み、容積に於いて、先カンブリア系岩石の大部分を組織し、到る處で廣く見出される。標本二十號は張夏村の眞西約二哩(三軒)の谷頭附近で蒐集された。

この岩石は片麻岩の帯が殆んど識別されない明赤褐色花崗岩で、組織はかなり緻密である。この岩石の大部分は石英、及び、アルカリ長石、正長石、微斜長石、曹長石より成り、暗黒色の鑛物は大抵黒雲母と二次的綠簾石である、副成分に黴簾石、白雲母、綠泥石、燐灰石、金紅石、ジルコン、及び、鐵鑛石がある。

正長石と曹長石結晶體は著しく變質し、大部分白雲母或は黴簾石と見える小含有物を以つて滿されてゐる。併し、ミクロペグマタイトや再結晶せる石英と結合して、變質長石の境界近くに存在する微斜長石の微結晶體は、常に新しく。

オリブ褐色黒雲母は、主として、微小な分裂せる小群となつて、岩石中の帶狀構造に略々並行して居り、その一部は、局部變質によつて、綠簾石、黴簾石となつてゐる。綠簾石の大部分は、條痕となつて、白雲母、赤鐵鑛、黒雲母の細片、金紅石の細片と結合してゐるが、後者は長石、鐵苦土の同時崩壊の結果生じたものであらう。

元來この花崗岩は、石英、正長石、曹長石、黒雲母と若干の稀鑛物より成つてゐたが、深所で行はれたと思はれる變化、並に、又斷口帶を特徴付ける他の變化によつて、これら諸成分がある程度變化し、以前の物質から新しい鑛物が生成したらしい。

昇度に於ける強い壓迫は、特に一定の狭い部分に於いて、岩石の一部が粒化し、再結晶せしめ、石英と微斜長石結晶體の細粒條痕を生ぜしめたが、後者は二次的雲母と大體並行してゐる。これと同時に、綠簾石及び二次的鑛物の大

部分も生じて、現在見られるやうに間層中に集まつたものと解される。

流狀帶上後に生じた變化は輕微であつた。綠泥石は黒雲母より發達し始め、長石の陶土化がや、進んだが、結果は僅少である。

赤色片麻狀花崗岩、三十二號この岩石は、暗色の相で、泰山累層のより古き片麻岩及び片岩中に押込まれてゐる。

標本は泰山の大山階の傍、海拔四千六百呎(千四百米)地點で採集。

前述岩石に類似してゐるが、細部に若干の注意すべき特徴を持つ。ボクシユと曹長石は混合微斜長石を發達せしめたが、この様相は屢々單に結晶體の一部のみに現はれ、殘存物は本來の性質を保持してゐる。概して黒雲母は第二次的鑛物の含有物で滿たされてゐるが、しかし微斜長石組織を示す區域に於いては、これらの含有物は全然除去し、鮮明に現はれてゐる。これら純粹の黒雲母の屈折率が變質せるものより低く、後者が物理的變化と同時に化學的變化をも受けた事を示すのは、注意すべき事實である。ウイリスは、マーカー地方の酸性岩を論じて、微斜長石は再結晶せず、單に機械的歪を蒙つた長石に外ならないと述べてゐる。併し、ペーリーは同一岩石を取扱ひながら、微斜長石は完全に再結晶して居るとの見解に傾き、この見解を支持する爲、變質産物を有せざること、普通、二次的起原を有する石英モザイクの一成成分たることを擧げてゐる。私はペーリーの方が多くの場合正しいと考へたい。併し、後に述べるやうに、微斜長石が、單なる壓搾の結果として、正長石内に發達するといふことは大いに有りさうと思はれる。

或る正長石結晶體には、原結晶體を異る方向を持つた長石質で滿たされた波狀枝間層を有することがある。圖版五

十四、B間層は大體相互に平行し、その配列の近接岩石の剪裂帯に對する關係は、間層の主たる方向にかなりの角度を以て作用する張力の結果として生じた裂罅なるかに思はしめる。或は、一步を進めて、實際張力による裂罅であつて、後或は同時により曹達性の長石で接合されたとの假説も、成立し得るやうである。この物質の屈折率大なる事はそれが正長石でなく、曹長石たることを推測せしめる。多くの場合に、この物質は間層外に出で、大正長石を圍繞するモザイクの再結晶長石と結合して居り、裂罅の光墳がこのモザイクの生成と同時にあつたことを示す。

この花崗岩の受けた機械的な歪は、既記の諸花崗岩よりは遙かに強い。後に沿ふ石英、長石は展々粒化し、大體並行せる帯に於いては、特にその現象が著しい。かやうにして産出せられた碎屑の多くは、再結晶して、細粒な石英、長石のモザイク條痕を形成してゐる。この部分に於いて、微斜長石は最も普通の組織の一である。粒化してゐない石英は引延ばされ、著しい波動消光を示し、強い張力を受けたことを示してゐる。多數の近接結晶體は破碎されて、一部が分離し、他の結晶は屈曲し、部分的に剪断されてゐる。數個の曹長石結晶體は明かに後の様相を示してゐる。二十三號に於ける黒雲母はオリブ綠色である。綠簾色結晶體内の短い褐色がかつた柱は褐簾石と思はれる。鐵鑛石中、赤鐵鑛は前記の赤色花崗岩中に於けるより遙かに少量であるが、展々チクン石で狭く縁取られてゐるチクン鐵鑛は却つて多量である。

明色黒雲母、花崗岩、三十三號——泰山花崗岩の輕鬆相の一で片麻岩より新しいと信ざられてゐるが、我々は該果層の他の花崗岩との關係は、未だ明かにされてゐない。標本は三十二號を採集した峽谷より約四百呎(百二十米)下で採集。

この岩石は中等の石理、及び、一様の組織を有つ薄褐色花崗岩で、片麻岩帯は見えない。無數の輝いた面は、檢鏡によつて硝子質長石に基くことが知られる。併し、この鑛物と石英は、この岩石の小部分を構成する許りで他に黒雲母綠泥岩綠簾岩及び磁鐵鑛を含む。

三種の長石、即ち、正長石、曹長石、及び、微斜長石の何れもが存在する。曹長石、ソオシユル性鑛物、綠簾石、綠泥岩、及、透明且つ鮮かな微斜長石を有する場合があるが、これら兩鑛物は、明かに、原曹長石の變化によつて産出されたものである。之に反し、正長石は殆んど變質して居らず、微斜長石は常に鮮かである。正長石結晶體のあるものは三十二號について、張力に依つてであると述べた様な構造を有してゐる。圖版五十四號、Aを見よ。

少量しか存在しない黒雲母は、著しく變質して、綠泥石及び綠簾石になつてゐる。綠簾石は、この岩石中に粒子及び不規則結晶體として存在し、暗褐色鑛物中最も多量である。

薄色綠簾石、花崗岩、二十六號——この明色花崗岩は、泰山果層の若い岩石の一層に過ぎない。産地關係は充分觀察されなかつた。標本は泰山の頂上、孔子廟の西方約二百呎(六十米)露出で採集した。

この岩石は、薄赤色を混じた明色の、石理のや、緻密な花崗岩で、處々に見える緑が、つた斑點は、綠簾石と綠泥石である。帯は認め得ない。

この岩石は殆んど全く石英、長石より成り、暗色鑛物は、少量の綠泥石を伴ふ綠簾石と鐵鑛石である。燐灰石と恐らく褐簾石は非常に稀な副成分である。

長石類は、また正長石及び微斜長石で代表され、他に多数の曹長石結晶がある。長石は、薄片とするとき、少しく塵芥色を呈するが殆んど變質してゐない。

綠簾石は粒状又は明瞭な限界あるプリズム状をなして、廣く散布してゐる。その多数は、明らかに分解産物たる褐鐵礦の代赭色堆積物に接してゐる。綠泥石は、黒雲母の假像として綠色が、つた板となつてゐるが、或は綠簾石及び含チタン鐵礦石と結合して、略々並行せる正方形板の小集團となつてゐる。チタンの存在は、白チタン石がこれ等黒色結晶體の多数を緣取つてゐる事實によつては推知される。

副成分の内は、褐簾石は、綠簾石中の濃褐色プリズムとなつてゐる。燐灰石、金紅石、及び普通花崗岩中に存在するを常とする稀少礦物が殆んど缺如してゐるのは、驚くべき事實である。

この岩石は明白に機械的分解の効果を示してゐる。多くの場合石英と長石の石理は破碎せられ、粒化は緩曲斷層内の各所で認められる。粒化物質の一部の結晶は、新しい石英及び長石の所謂モルタルとなつて、粒子を圍繞してゐる。原長石のある部分は破碎され、その破片は、或は置き換へられ、或は他の場合現實に引離されてゐる。かやうにして發達した裂解は、後に石英、綠簾石粒と結合してゐる。歪の今一つの効果は、曹長石の一部に認められる屈曲せる薄層である。豫期されるやうに、石英及び長石は、共に顯著な波動消光を示しゐる。

この酸性花崗岩の原鐵マグネシウム礦物は黒雲母であるが、他に若干の礦物が存在したかも知れぬ。雲母は現在綠泥石となつてゐるが、綠簾石と同一源泉から生じたものであらう。

この花崗岩に於いては、大部分の物質は再排置せられて新結晶體となり、新礦物になつてゐる場合さへ稀でない。

諸變化は、片麻岩帯或は片岩狀の發達に特に役立つ譯でなく、その結果、この岩石は塊狀で、一樣の色彩を持つ。

暗色黒雲母、花崗岩、三十一號—この岩石は泰山山腹では最も特徴のあるものであるが、省内の他所では全然見られなかつた、この岩石は古期片岩及び片麻岩中に押込まれてゐるかの如くであるが、赤色花崗岩より古いか新しいか断定し得なかつた。唐代に構造された大石階に廣く用ひられてゐる。標本は西方海拔約四千呎、(千二百米)の地點で採集した。

この岩石は、中度石理の鮮な花崗岩で、帶狀構造は有しない。數種の色を異にする礦物が岩石の色彩を著しく豊富ならしめてゐる。硝子質石英と長石の脊景には純黑色(黒雲母)の無數の耀ける結晶體が鑲められてゐる。赤色を帯びた他の長石及び豊富な明綠色(綠簾色)も、同様に、岩石の色彩に影響してゐる、精密に検査すれば、黃鐵礦とチタン石の結晶體とを區別することも、可能である。

この岩石は大部分正長石、微斜長石、曹達性長石、石英、黒雲母及び、チタン石、綠簾石より成り、他に、微量の一次的成分として、磁鐵礦、黃鐵礦、及び、燐灰石がある。更に、前記諸礦物の一種又は數種から分解産物として綠泥石、白雲母、及び、レオンニル集合體が出来てゐる。

斜長石は自形プリズム中に生じ、その多くはカルルスバード法則によつて雙品となつてゐる。この長石の崩壞が進行してゐるために、精密な觀察は困難であるが、諸種の材料から見ても曹長石と思はれる。曹長石中には石英及び他の長石の不規則粒が含まれてゐる。變質勳簾石の過程に於いて、斜長石は綠簾石、勳簾石、白雲母、及び通常「ソオンニル石」なる語で包括される他の礦物によつて置き換へられる。

微斜長石及び多くの正長石は殆んど變質して居らず、明らかに二次的結晶體である。その他に、大きく、且つ變質した多數の正長石があり、この岩石の一次的成分であつたと見られる。

石英はホウズが金紅石と考へた鑛物の如き、微小な毛狀の結晶體を以て満たされてゐる。

黒雲母の大なる葉狀構造は無秩序に並び、中に無數の燐灰石が含有されてゐる。この鑛物の一部は綠簾石、及び、石英になり、他は綠泥石になつてゐる。原則として綠簾石は形の整つた結晶で、雲母片の縁に突入してゐる。

チタン石は赤みを帯びた非常な大塊となつて存在し、その多數のものは普通の標本中に見られる。黒雲母に接近する場合に、常に、黒雲母のチタン石結晶體に接する部分に、狭く、暗黒色で多色性の帯が見られる。チタン鐵鑛と黃鐵鑛は通常微小な不規則體となつて存在し、前者はチタン石と組合さつてゐる。黃鐵鑛は普通、恐らく假像磁鐵鑛と考へられる黒色縁邊で圍繞されてゐる。機械的歪は、この鐵曲層に於いては、適度にしか進行してゐない。石英は歪を有し、雲母は屢々屈曲せしめられ、長石の一部は破碎されてゐる。著者の見解によれば、この薄片に明瞭な長石内の顯微鏡的裂傷脈も、原岩石の歪の傍證とならう。圖版五十四、Cを見よ、粒化した諸核は多數の石英及び長石に境してゐるが、削磨多數地點に認められる石英及び微斜長石の新開層は、削磨によつて生じた多量の物質が再結晶して出来たらしい。併し、この物質のかゝる再配置は未だ充分進まず、従つて、片麻岩組織を産出するには至つてゐない。

帶綠色黑雲母、花崗岩、二十五號—この岩石は上に述べた暗黒色花崗岩(三十一號)異相に過ぎず、奈山の頂上、孔子廟の春後に露出してゐる。

大體三十一號は酷似し、且つ明かに同じ岩塊に屬してゐる。併し、標本に見る所では、石理は一層細緻であり、異鑛物の對比は少い。長石と黒雲母の崩壊は明らかに一層進行し、余岩石は暗綠色を帯びてゐる。

この帶綠色花崗岩の分解は、三十一號よりも進行してゐる。兩種の長石は、再結晶が生じたと思はれる地域を除き粒狀ソオニル産物を以て満たされてゐる。再結晶が行はれた場合には、新結晶體中に少量の微斜長石及び曹長石を伴ふ石英、正長石のモザイツクが生じてゐる。黒雲母の一部の綠泥石綠簾石等への變質は甚しく進行してゐる。一般に變質作用の効果は、既に、三十一號について記した所と等しい。

この二種の花崗岩中に綠簾石及び黴簾石が多い事實を説明することは、容易ではない。長石が成分に於いて著しくアルカリ性であり、又他の最も豊富な鑛物が黒雲母であることを考慮する時、カルシウムの充分なる源泉は存在しないやうに見える。従つて、曹長石と無數の綠簾石黴簾石は、石灰中に豊富な長石に由來した變質産物であると云ふ結論に達する。若しこの假説にして正しければ、この岩石は花崗岩では無く、變質した雲母、花崗閃綠岩と云ふことになる。

震旦系

リヒトホーフエンが震旦系と命名した暗黒色石灰岩と頁岩の厚い層は、北支に廣く分布して居り、年代に於いて、下期カンブリア紀より中期オールドヴィン紀に互る。山東に於いては暗黒色石灰岩が、總厚約四千五百呎(一千三百五十米)に達し、その大部分を構成してゐる。上層は褐色或は灰色の塊狀にして緻密なる石灰岩であるに對し、礫狀岩

礫岩、及び他の珍奇なる構造を特徴とする。この下部石灰石の一部には灰色及び緑色頁岩が介在し、その下には赤色頁岩及び土質石灰石(假頭層)がある。

堆積岩

白雲石

結晶白雲石、八號—泰山層下部の一局部相。標本は山東、妙米店村北東の絶壁で採集。

一樣なる石理と緻密なツリカリン状組織ある薄褐色の岩石。觸感はサラはいてゐるが、明かに結晶してゐることを示す無数の微小なる光澤面が存する。

標本は、殆んど全く、完全な斜方形の輪廓を持つ鑛物質白雲石の結晶のみより成る。特徴ある劈開はかなり明瞭であるが、雙晶帯は緩曲斷層の中には表れない。緩曲斷層を蘇枋染色で檢するに、我々は少量の方解石が白雲石粒間の間隙中に生じてゐることを知る。

※方解石と白雲石を區別する方法に就いては参照

鐘状石灰岩

下部震旦系石灰岩中最も顯著な相は、暗黒色鐘狀體であつて、北支那の廣大な地域に亘り、ある位置のこの種岩石の特徴をなしてゐる。その標本を顯微鏡下で觀察するに、或るものは典型的鐘狀體であり、他のものは付て鐘狀體であつたことを明示し、更に他の求めるものは鐘狀體なりや否や疑はしきことを知る。

赤色鐘狀岩、四號—赤色の典型的鐘狀岩は假頭層下部カンブリヤ紀最上部に薄層をなしてゐる。標本は山東省張夏

の山頂に於けるこの層位から採集した。

この標本は、普通型の鐘狀性石灰岩を示し、地方的に甚しく異り、従つてその起原が論争せられる支那鐘狀岩の諸異相を研究するための出發點となる。この岩石は、大塊の赤褐色石灰岩で、主として、鮮かな方解石脈石内に包まれた小なる球狀赤色體より成る。併し、脈石は岩塊の一小部分に過ぎず、その色彩は斑點を與へてゐるのみである。

脈石は寧ろ粗雑な結晶で、動物遺骸を含まず、又特色ある組織を有せず、微球狀體に接觸せる部分は、普通、赤色帶の周圍に沿つて房の如く配列する長い結晶體より成つてゐる。これらの事實は、脈石が水溶液中に導入せられたか、或は微球狀體が形成されて後現在の位置に結晶したかであることを推測せしめる。

赤色體の直徑は○、五乃至三耗に亘り、形體は球狀を原則とし、橢圓形或は不規則な球狀たることもあるが、稜角は決して有しない。典型的な小球狀體は、結晶方解石の明かな核狀體より成り、後者は、如何にしても見えぬ程微小な粒子によつて形成され、同心圓狀に數層重つた非常に薄い層で圍繞されてゐる。個々の環膜の色は明赤褐色より暗赤褐色に及び、その斷面は帯があるやうに見える。球狀體の大多數には、その他に、核より放射する暗赤色物質の長く不規則な斑點が横ぎつてゐる。かゝる組織は Tall, Wethead, Hinks 其の他の人々によつて記述された鐘狀岩の特徴である。

この典型的な場合の記述は、總べての微球狀體に同様妥當するものではない。或場合核は明瞭でなく、或る場合は破碎されて後再結合されて居り、他の或る場合には多穴質で、穴は鮮明なる方解石を以て満たされてゐる。同心圓組織への射出の程度は不定であつて、一が他を隠蔽してゐる場合があらう。

また、この標本は、多くの場所でギルヴァネラと名づけられたるものに似た小管集團を示してゐる。Wardは、彼が英國の燻岩中に見出したこの特長ある管は藻の遺物であつて、多くの場合、少なくとも純然たる燻岩の構成は、この藻の遺物に歸せらるべきだと信じた。併しこの岩石について自分の觀察した所では、ギルヴァネラ管は微分子の形成とは無關係で、或る場合にはそれに先んじ他の場合にはそれより後れて發達したらしい。ギルヴァネラ管は主として球狀體間の膠結物又は球狀體の穴の中に存在する。後の場合、小塊中にある同心體は、恰も藻がその位置に於いて生長したかの如く延びて、ギルヴァネラ塊を圍繞し、その結果、穴を膨らませ、周囲の岩石を歪ませてゐる。このスライトに於ける興味のある中心點は、(a)鮮明な核、(b)同心圓構造及び放射構造の明瞭な事、及び、(c)ギルヴァネラが燻岩構造の原因ではなくて、それとは獨立な事、この三點である。

赤色燻岩、十號—張夏附近丘陵の饅頭統赤色頁岩層下部にある一の薄き局地石灰岩。標本は上記十四號と酷似してゐるが、他に若干の特殊な附加的様相を有する。

この岩石の色は、十四號より遙か一様に赤い。蓋し、酸化鐵が燻岩體並に脈石に一樣に散布してゐることに基く。その他にも、更に、石英體、海綠石、炭素物質の如き他の混合物があり、更に、白雲母の散布破片さへ存在する。その他の點では、この岩石の石基は一四號のそれに近似してゐる。赤色燻岩體は平均してや、微小(〇、六乃至二耗)であるが、大きさ及び形に於いては一層統一されてゐる。それらの構成様相に於いて兩種は著しく類似してゐる。

核は諸種の不規則體より成る。或るものは形及び構造から見て化石頁の錯であり(圖版五十四下)、あるものは、碎て破砕せる燻岩の破片である。(圖版五十四下)。この事實だけでも、時として問題にされた燻岩の本原的性質を

示すに充分である。同心體が形成された時、堆積物は分離せねばならなかつた。

このスライトによつて明らかにされた、今一つの事實は、瘤塊が成立したときの條件の下では、一部の瘤塊は充分成長した後、破砕し、更に、膠結し、或は他物質で蔽はれることが可能であつたことである。即ち、堆積物は緊密ならず、且つ幾分變化し易い性質を持ち、固結したのほかなり後で、恐らく粒子が埋置されてゐる石灰質泥土の再結晶によるものと思はれる。

或る場合黒色遷青の一錯が微球狀體の中心を形成する。中心部は他の岩石では、ギルヴァネラ管の纏れた不規則な塊である(圖版五四A)が、この岩石に於いては、藻と思はれる物質は微球狀體の内部に閉込められ、明かに物質の同心層が後其の上に堆積した所の核である。最後にその外にも、なほ形が不規則で、組織の不定な他の核があると思はれる。

小塊の外部帯のある部分は、本質的には、一四號のそれに似てゐる。環は、赤色を帯びた所謂水赤鐵礦と組合さつた、非常に緻密な粒子のある岩酸鹽(方解石?)より成る。帯は常に核の形に合致してゐる。そして、この場合にも放射形條痕及び配化鐵の斑點が發達して居り、同心帯をさへ抹消せんとしてゐる。そして、輪廓は極めて不規則であるが、個々の斑點は紡錘形乃至楔形で、せの中廣き末端が微球狀體の縁邊に接近する傾向を示す。一の注目すべき事實は、これら放射形條痕が球狀瘤塊に最も多く、細長い瘤塊の平かな側に最も稀なといふことである。換言すれば、その様相は内部に於ける膨脹が無数の楔形裂線を生ぜしめる場所に最も多いのである。放射形條痕は、その最も多い部分に於いては、屢々延びて地殻内の暗黒色の環を横切つて居り、近接せる條痕と接合する。

赤色は細かく分岐した水酸化赤鐵礦の存在に依る。より若き微球狀體の核内に赤色帯ある碎片の存在することは、鐵酸化物が筒狀體構成の過程中に導入されたことを示す。本源的堆積以來、赤鐵礦の一部は再配置せられたかの如くである。この再配置による結果の一は、放射狀條痕の産出であつた。この條痕が鐵酸化物を以て滿された裂罅であるか、或は、條痕に沿つて以前存在してゐた物質の置換であるか、何れにしても、中斷してゐる同心帯より幾分後期のものであることは、確實である、各所に微球狀體は方解石の結晶によつて粒狀組織を發達せしめた。これらの場合赤鐵礦は網狀に再分布して、眼に見える炭酸粒子を包裹し、放射狀條痕及び同心條痕を破壊してゐる(圖版五十五B)。

黒燐狀岩、一七一—一八號—この兩標本は張夏村附近の同名石灰岩の黒燐狀部から採取したもので、東部支那の雲南系燐狀岩(球狀晶子)の典型的な相を表してゐる。この種類にあつては、多數の黒い瘡塊が灰褐色の緻密な母石中に埋れてゐる。黒い瘡塊は粗結晶をなし、炭酸鹽より成つて居り、黒色は多分炭素不純物の存在に基づくものであらう。一七號、一八號兩標本は、前者に多數のかなり大きい小粒子(直徑二—四 μ)があるに反し、後者の小粒子の大多數は芥種以上でないと云ふ點を除き、類似してゐる。

檢微鏡の下で觀察すれば(五五圖下形)、瘡塊は褐色母石の中に布置された明褐色體となつてゐる。その直徑は〇・二五 μ 乃至四 μ 、形は圓味を帯び、球形への傾向を示す。大球は、通常、膠結し、全體が單一な外殼に包裹された若干の小粒子より成る。一被曲斷層はかかる小球體に加ふるに、若干の薄片片を含むのであるが、これは一翼足網の介殼であると思はれる。蓋し、この地層がこの介殼を多數含むことは、周知の事實だからである。これら介殼の一個は、それ／＼三箇の筒狀小體を有する。

この兩標本では、母石・小體、何れも、中粒方解石のモザイクより成る。小體は通例方解石の細長い不規則結晶より成り、これ等の結晶は略々同心圓狀に配列するか、中心を螺旋狀に取巻いてゐる。他の場合には、方解石は一層粗い粒狀であり、一定せる方位を少しも持たない。時として、方解石の結晶數のかかる減少が極限に達し、小體が唯一箇の大きな炭酸鹽の結晶を含むに過ぎないこともある。結晶體には白雲岩の曇つた小菱面體の散在することがあり、同形の他の結晶體は酸化鐵の包裹物を多數有して、阻礙と見做さるべきものである。

核(Nuclei)は極く稀にしか見られず、如何なる場合も核の如き中心體の性質は認識し得ない。また、大多數の岩球は同心環の痕跡も有しない。併し、ある場合には、環は微弱な色彩線となつて、方解石結晶を偏倚せず貫いてゐる(五二圖C形)。明らかに、微細な不純物のかかる細環帯は原燐狀岩に存在し、炭酸鹽の結晶過程によつて妨害を受けず、單に吸收されただけであつたと解される※。

※ E・ロレンセイ博士が述べてゐる甘肅省西華府の岩質は、この標本に類似してゐるやうである。同氏は、結晶質母石に見られる微細な同心環に氣付きはしたが、之をかかる極微細の環とせずして、細粒質燐狀岩の發達と考へた(「スメチエニ」[「探險報告」]三卷二五九頁)。

若干の支那燐狀岩にあればと顯著な周邊の色彩は、この被曲斷層には缺除してゐるか、極く僅かしか發達してゐない。周邊の色彩が一四三號に見らるる如き羽毛狀長結晶體よりなる場合は存在せず、色彩が存在する場合と雖も、それは凡べて放射狀に並んだ短粒子より成つてゐる。この變種の重要な一特質は、母石と球體との關係であつて、球體の周邊には多數の方解石結晶があつて、母石から小粒子體まで喰ひ込んでおり、個々の粒子は、或る場合には明色

であり、他の場合には褐色である。これは石塊の全體が原構成に無關係に結晶したことと證據である。

張夏石灰岩中のこの種礫狀岩は明瞭な核と放射狀條痕との缺除、同心構造の微弱な保存と云ふ點で、赤色礫狀岩と異つてゐる。併し、この種の特質が顯著でない代りに、結晶體は大きく、形態が完全である。これら相違が凡て岩塊の結晶作用の進度に關係してゐると云ふことは、殆んど疑問の餘地がない筈。この變種はテルケル (Telker) が「オオイトオイド」(Oolithoid) と呼んだものに對照する。支那産石灰岩のこの特殊な黒體に就いて卓拔な説明を與へたフオン・トリット・ホーフエンは、これに「球狀晶子」(Globulites) なる名を用ひた。彼はそれ等が礫狀岩とは異つたとを確信し、有機物の石灰化したものと考へる方に傾いたのであつた筈。

※ 粒狀組織及び同心構造の缺除の點でこれ等の標本と類似する礫狀岩に就いては、バルボア、トウリー (Parsons, Torrey) 兩氏の圖表がある(「アメリカ科學雜誌」(American Journal of Science) 一八九〇年、二卷七八頁)。

※ 『肥後岩行學教科書』(Fuefuku der Petrographie) 一版二卷四八五頁自分の報告(「支那」二卷三三頁)の中で、氏は「球狀晶子(石灰岩を見る場合を私等が有機體から用て來た微粒子であると推測すること可能だけである。分布の非常に廣汎な小有機體が原動物群と共に海床の石灰化した堆積物の中に終焉して埋められるに到り、後に同等の特別な構造も残さず石灰化したのだ)。(英語)と述べてゐる。

○○○○○○○○○○○

灰白色結晶質礫狀岩、一一號「稍々異相に屬する張夏石灰岩。標本は、山東省張夏附近の龍頭山に於いて累層中の基底部から採取した。この岩は灰白礫狀岩の著しく變化した段階を代表する。この岩は明灰色な石灰の各部に亘つて、無數の方解石の光澤ある結晶と、綠色海綿石片(?)とが分布してゐる。化石断片はかなり多數で、本標本中には

それが認められる。

著しい特殊性はあるが、この變種は、前項に記載した一七號・一八號に酷似してゐる。石灰は相等しく、所所に化石が存在し、若干の褐色小粒子コルプスケルすら、一七號のそれと同一である。兩者の顯著な唯一の差別は、明色方解石の粗結晶體に關はり、それはこの變種に斑岩類似の外觀を與へる。第二にこの變種には多量の阻鐵が現れてゐる。従つて、この岩石を敘述するには、これらの様相だけを取扱ふのみで充分である。

阻鐵はある程度完全に近い菱形をなし、弛い集り方をしつゝ極めて微粒の方解石で接合されてゐる。披曲斷層の或る部分はこの礦物を缺除するが、他の部分では極めて豊富であり、兩地域の間には何ら境界線がない。方解石が優勢礦物である場合には、化石は勿論礫狀岩構造までがかなり良く保存されてゐるに對し、阻鐵地域ではこの種様相は極めて稀であり、あつても不完全である。その結果、方解石は元來存在してゐたが、後酸化鐵に置代られたのだと云ふ事が信ぜられるわけである。阻鐵の菱形結晶を緣取つて土狀褐鐵礦が存在するが、岩面に見える黄土斑點を造つてゐるのは、かやうな變化の結果として生じた土狀褐鐵礦である。

方解石の粒體の大きさは、一七號の礫狀岩標本と略々同じである。個々の粒は單一の方解石結晶からか、抱合せ若干の粒子グレインより成つてゐる(五五圖五形)。菱形の灰色白雲岩が時々その中に含まれるが、それよりも阻鐵の方が遙かに多く或る場合には全く方解石に置代つてゐる。この置換が生じた場合には、球體本來の規則正しい輪廓は、鋭角結晶體の増大により甚だしく損じてゐる(圖版五二圖形A)。

これら球體の大きさと形から、直ちに、鱗狀岩層地の變化石はないかと推測されるが、暫見した所この推測を證據立てる事實は、何ら認められない。併し、この横断層には、疑ふべくもない鱗狀岩體が、一個乃至それ以上の大きな方解石結晶より成り、鱗狀岩の特質の凡てを缺いた球體に轉位してゐる事實がある。一部の球體ではこの過程は未だ完成して居らず、一例では、一七號の場合と正に同様に、灰色球體の名残りをなす新月形の場所は明色方解石の二、三の大結晶より成る圓體を有してゐる(圖版五二圖形B)。従つて、この標本は小粒子の結晶作用によつて變化過程が一七號、一八號以上に進んでゐる段階を代表する。併し、この場合石基の結晶化が鱗狀體の變化より遅れてゐるのは、注目すべき事實である。

礫岩質石灰岩

私は報告の一般計劃から離れて、この種類に屬する岩石を一括して取扱ふことにしやう。
 概観——石灰質母石の中に凝固した礫から成る石灰岩は、支那の北部四省、即ち、遼東、直隸、山東、山西に於けるカムブリア地層の特質を成して居る。山東省では張夏層及び妙米店層に最も多く、崑山頁岩との接觸點附近では特は多いが、地域によつては、假頭頁岩の下部から妙米店石灰岩の上部に到る他の層位にも認められる。この岩石については、二簡單にはあるが、既に、リヒトホーフエンが記述してゐる。

※ フォン・リヒトホーフエン「支那」二卷、七四、七九—八〇、一九〇頁
 本岩石に礫石灰と云ふ意味深き名前を與へたのは彼である。この名前は著者をして粒體の起源に關する如何なる理

論にもかゝらせないと云ふ長所を有する。最近に及んで、テオドル・ローレンツ (Th. Lorenz) 博士は、山東で行つた觀察を基礎に、再びこの岩石を記述してゐる。

※ 「東亞地質學」に古生物學部「羅列ンツ著、マールブツフ、一九〇五年一部二頁
 同様の性質を持つ岩石は、北アメリカ特にモンガナ、ワイオミング、テキサス、インディアナ、テリトリー、アラバラチア山脈等のカムブリア層中に存在すると報告されてゐる。そして、合衆國のこの岩石は、ウォルコット (Walcott) ※が層間礫岩なる名前で記述し、説明してゐる。

※ ウォルコット「アメリカ地質學會誌」一八九四年、五號、一九一—一九八頁

礫岩層は石灰質岩及び頁岩性石灰岩と結合してゐる。岩床自體の厚さが三—四呎以上に達することは稀であるが、頁岩乃至緻密で灰岩の薄床によつて隔てられた礫岩層が重なり、全體として相當の厚さに達してゐることが多い。礫岩床の或るもの、例へば假頭頁岩上層では、偽層が認められる。礫岩質石灰岩に關して注意すべき重要事實は、單一層が延長數哩に亘る地域に於いて風々殆ど同一の厚さを保持してゐる事である。ウォルコットは、礫岩が普通、全然一地層内に含まれ、従つて、不整合性を示さない事實を重要視してゐる。

前掲引用

礫——我々が支那で集めた標本中の礫は、大きさや形の上で、極めて區々である。最小の礫は長さ一糎以下、大多數は二—五糎、最大のもの十糎を多少超えてゐる。形は圓く稍平たいのが多く、粒體は板岩の水磨砕屑より成る種類の礫に酷似してゐる。球形普通でないし、鋭稜に至つては極めて稀である。顯微鏡下で見ると、粒體の端は通常平

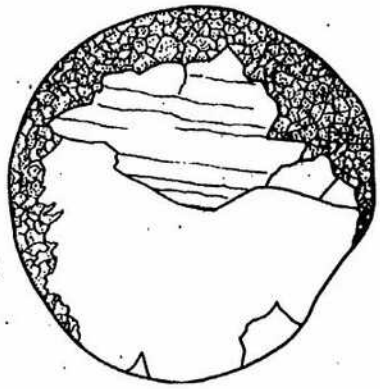
滑で固くなつてゐる。併し、多くの所では表面は凹凸と窪みを見せ、粒體が形成後若干侵蝕されたことを示してゐる。(圖版五四、圖形D)

粒體の殆んど全部は、通常灰色で、非常に緻密な石灰石から構成され、僅少の例外を除き化石を有しない。若干の標本では、隕鐵と白雲岩の小菱體がこの石灰體の各部に亘つて存在する。粒體の大部分は何ら特別な構造を持たず、單に、若干の場合に、成層を暗示する並行線が存在する許りである。それとも、帯狀或は放射狀構成を持たず、結核狀構造の痕跡をも示さない、有様體の存在に基づく構造の明證もない。或る標本(四〇號)の若干の粒體は、水平層をなした小三葉蟲類並びに腕足綱の斷片を含むが、これら化石は粒體に特別の様相を附與してゐない。

粒體の色彩は標本によつて著しく異つてゐる。通常灰色で、屢々赤色を帯び、綠色を帯びる場合は少い。普通の種類(五號)では小球は暗赤色であるが、破碎した場合を見ると、この色彩は表面だけで、内部は母石同様灰色なることが判る。恰かも粒體が細分された炭酸鐵を含み、その周邊部が風化で酸化鐵に變じたかの様である。

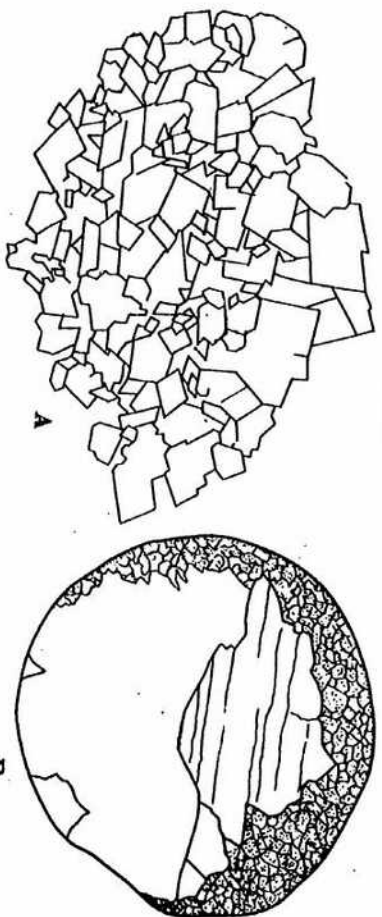
任意の一標本内に於ける粒體の色彩と構造の變化も著しい。或る部分では方解石粒子を容易に認め得るに反し、他の部分では不透明なほど緻密な組織を持つてゐる。

多くの場合、粒體の位置は、他の集塊岩に於けると同様である。即ち、長軸粒體の大部分構造の成層面と平行しており、唯若干のもの、特に短身體が成層に對して種々の角度を示す。ウネリスは顔莊附近で觀察した石灰石板では、成層系列は明瞭でなく、粒體は、寧ろ粗大な放射系列に於ける如く焦點から發散してゐるかの如く縁邊に位置し、長短兩極端の軸を備へた粒體は成層面の中に、中間軸はこの面に急角度に傾いてゐる。附屬略圖(圖版五二、圖形E)

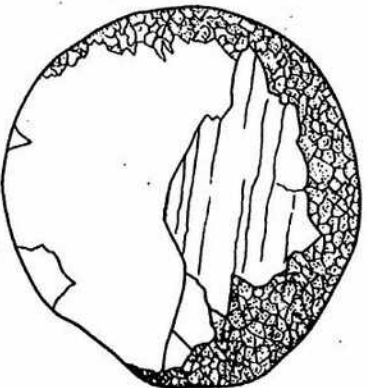




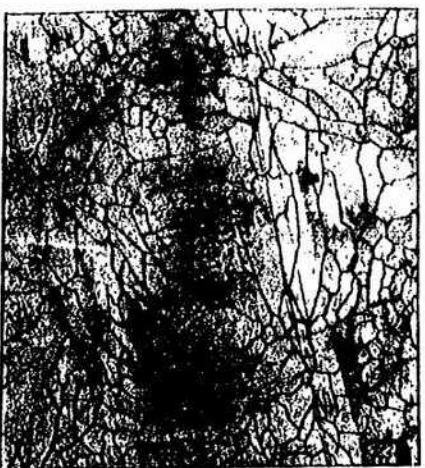
圖版 52



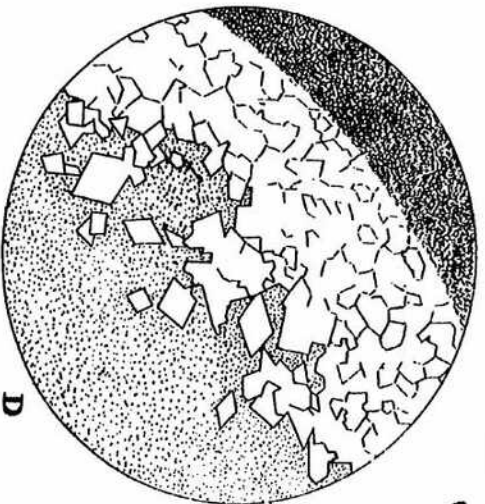
A



B



C



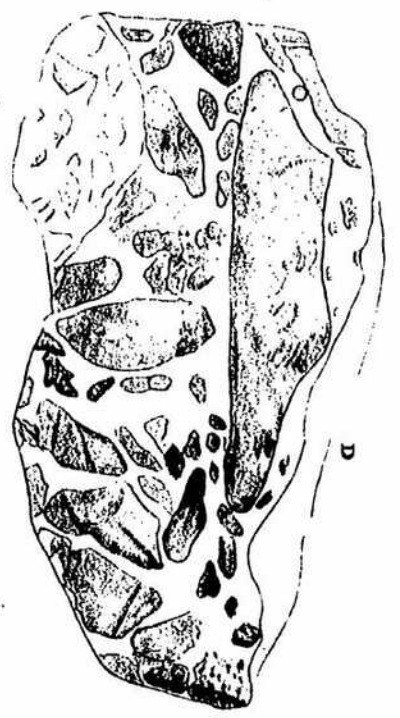
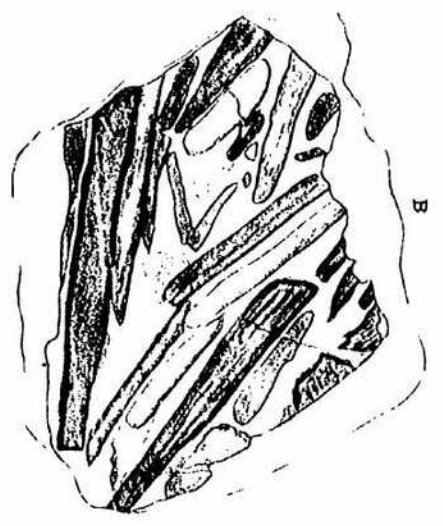
D



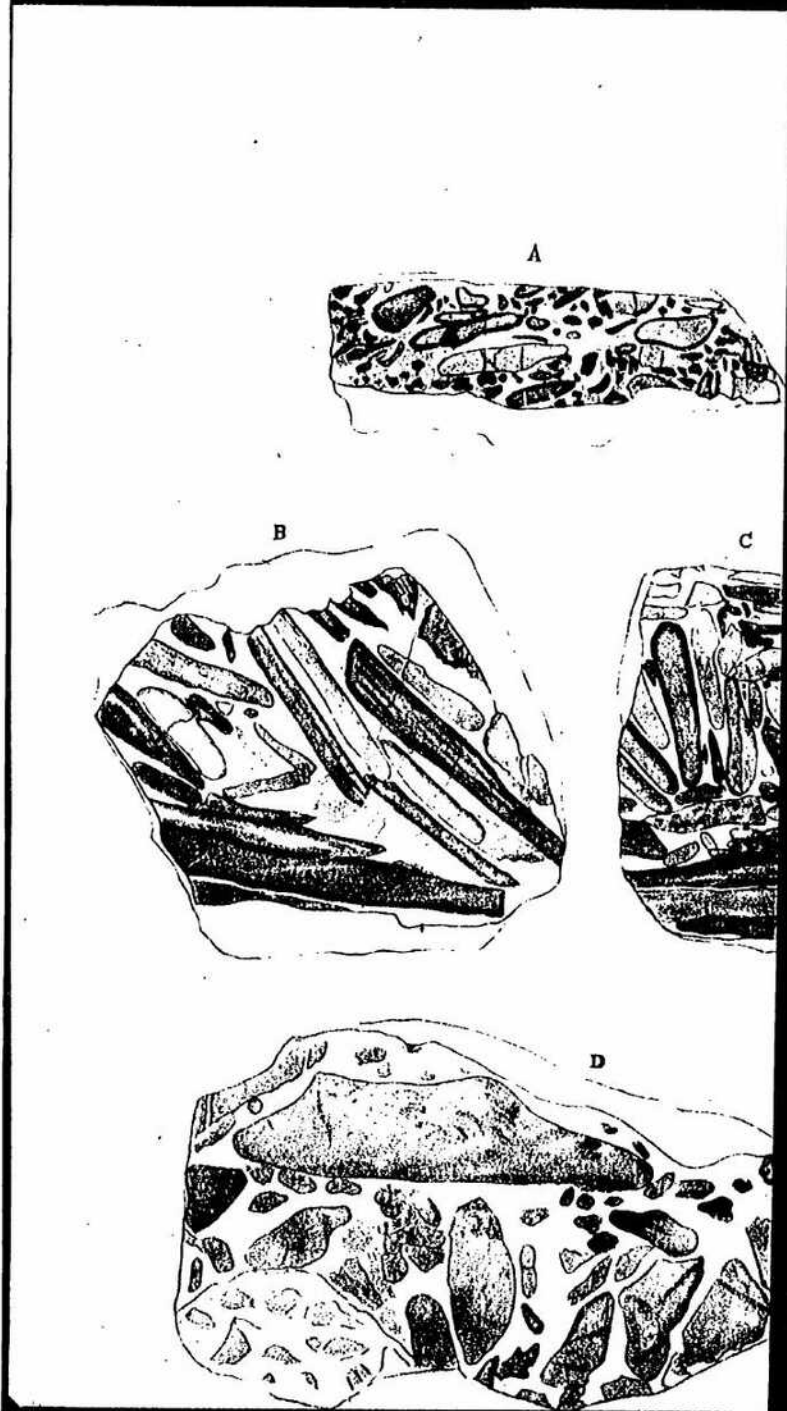
E

圖版五二四

- A 天然結晶（放射線）のみより成る開孔形結晶體。原石は方解石であつたが、
 図版によつて置き換へられたと信ぜられる。交代過程中に結晶の形状と構造は
 變化した。（標本一號、カマラ、ルソクワエルダー氏三三八二頁）
- B 一部分に凍結した結晶體。本図形の上部の半月形部は結晶の解石より成り
 骨理構造の解石または認められる（圖版五五、圖形Dと比較せよ）。細部の小
 粒子は方解石の比較的大きく、白色で、同心圓構造を有した、少數の結晶體
 より成り。これは結晶部より遅く凍結したものと信ぜられる。（標本一號、
 カマラ、ルソクワエルダー氏三三八二頁）
- C 細部結晶體の結晶。全方角解石の小結晶粒子より成る。結晶が母體本来の同心圓
 構造の放射線結晶體を一併して透徹する微細黒色円によつて示される。石灰質は結
 晶化してあり、結晶體はその成長過程に於いて不純物の條紋を吸収したが、そ
 の位置を氣してはなない。（圖版五五、Dをも参照のこと）。（標本一號、カ
 マラ、ルソクワエルダー氏三三八二頁）
- D 自然中の骨理構造の結晶。左方の黒色部は結晶體の自然岩で炭素物質の層
 に黒点を示す。これは骨理である。円内の残りは、黒曜石の小結晶からなる部
 分を含められてゐる。明るい部分は結晶體の方解石で、それは炭素物質層の配
 列をなして凍結した。炭素層は炭素質不純物によつて黒くなつた電燈の良結晶
 を示す。（標本一五二號、カマラ、ルソクワエルダー氏三三八二頁）
- E 成石中の小結晶の規則的な排列に配列してゐることを示す炭質方解石及びの解石
 山脈骨理構造。Ilmenian 地域の光線結晶方解石のスケッチ。（ウイッ
 ス、頁物の別18）



は現場で書いたもので、上述岩床の一部を表はす。



母石——一般に、母石は種々の不純物を結合した方解石の良結晶體だと云ひ得よう。然し標本によつて組織、粒子の形態、外來物の量と性質は著しい變化を見せてゐる。灰色變種(四八號)では、膠結質は、方解石の良結晶體以外のものを殆んど含まない。暗赤色岩(一五七號)では、方解石結晶は細分された水赤鐵鏽及び白雲岩の菱形小結晶と緊密に結合してゐる。更に他の岩石では、阻礙が膠結質の重要構成物であり、母石が赭色の變種類では特に優勢となる(四〇號)。なほこの赭色は炭酸鐵の酸化により生じたものである。或る標本には、石英粒子及び炭素片も見出される。

粒體が既記如く侵蝕面を示す場合には、洞孔は膠結質の粗結晶體で充たされてゐる。阻礙はこう云ふ事情の下では特に生じ易い。恐らく石灰性膠結質と粒體の周邊に集中する含鐵質とが反應するためであらう。

岩石の起源——本岩石並びに合衆國で見出された同様な岩石の特異構造を説明する爲に、二、三の假説が提起された。かゝる假説の主なもの、次の如くである。(A)小球は薄層頁岩状の石灰岩に於ける不同運動によつて産出された動力碎屑片(オートクラストイックフラグメント)である。(B)小球は、岩石の生成と同時に或はそれ以後にその場所 で形成された結核體である。(C)小球は化石有機體か、その分離片或は集合體である。(D)小球は一層古い石灰岩の破碎による粒體で、石灰質がそれを膠着せしめたのである。(E)小球は石灰泥中に於ける初發固化作用のレンズを表はし、この石灰泥は淺海に堆積し、波浪及び海流によつて部分的に攪亂され、可配置されたのである。

あらゆる事實を考慮する場合、最初の二假説が成立し得ない事は明白である。動力碎屑乃至壓碎角礫岩を形成する碎屑は、相互に類似して居り、且つそれが存在する層は強く歪形された證據を示す。然るにこれら礫岩にあつては小

球は著しく圓味を帯び、通常、岩石の成層に對して一定の位置を占めて居り、大部分何ら著しい歪曲を蒙らなかつた層に現はれる。更に、連續薄層をなす動力碎屑が、廣さ數百哩の地域に亘つて殆ど同一の水平線上に繰返し現はれるなどとは、到底考へ得ない所である。

球體が結核性でないことも、同様に明瞭であつて、洞孔の充實によつて生じたものでもなければ、物質が核の廻りに集結することによつて生じたものでもない。この兩方の場合には、同心圓構造が發達する傾きを保有するからである。

※他面、小球あらゆる點で普通の石灰岩片に類似して居り、或る場合には、普通の石灰岩に於けると全く同様に、大部分、平行層中に存する化石頁岩片より成つてゐる。

※ 數在する微鏡子が 0.005 により局地的に膠結する結果、時として、粘土中に結核の形成されることがある。このタイプの結核は、眼々同心圓構造を呈して居り、元の層層は覆亂されてゐない。(T. M. アームスリッシュェルドン (Sheldon, J. A. Van.) 「コネクチカット峡谷チヤムプレシ粘土から生じた結核」)。かかる結核の産出は、海面上に隆起した石灰岩内に於ける地下水の循環に基くやうに思はれる。然るに、礫岩質石灰岩は、層間に於ける薄層化石が不規則、海面下で形成され、従つて起源を異にする譯である。

第三の假説は有機構造とはつきりした有機形態の缺除の故に、非盜然的と考へる。我々の集めた標本中には、粒體が個々の化石或は化石片たる事を示す事實は、全然認められない。*

若し有機的であるとすれば、必然的に、形態を残存せしめてゐない微少原生動物、或は藻類の群體から形成されたと考へねばならぬ。然るに有機構造の如何なる痕跡も存在しないに拘らず、かゝる起源を考へることは純然たる空想と云ふの外はない。以前に報告された礫岩質石灰岩の總てがカムブリア層に屬するものなる事は、若干注意すべき事

實である。

そして、カンブリア層に属することを基礎として、粒體は化石と同様な層位的意義を有し、多分カムブリア紀のみに繁殖した有機體によつて作られたものであらうと論ぜられた。本質的にはカムブリアアタイプと甚しくは異らぬ礫質石灰岩の好實例は、現在、ミシガン※※※のアルゴンキア層下部ヒューロン層下部並びにベル島△ニウフアウランド、ペンシルワニア、南ウイスクンシンの奥陶層に存在することが知られてゐる。併し、モンタナ△△に於けるベルト層(アルゴンキア紀)の結核状石灰岩は、先カムブリア紀の礫質石灰岩である。かくして、^{ペツビー}粒子状石灰岩は決してカムブリア紀に限られて居らず、地質學的年代に於いて長期に亘つてゐることが明瞭になる。故に、我々は、この礫質石灰岩の層位學的意義を、現實のものとしてでなく、單なる見せかけだけのものと考へねばならぬ事になる。

※ テオドル、ローレンツ博士 (Dr. Theo. Lorenz) は、これら支那礫岩の起源を論じて、何等の保留する所なく、「機械的にではなく、有機的に成立した」と断言してゐる。彼は、最初は石灰質の薄から生じた云ふ考であつたが、後之を放棄し、海綿がその生成に關與したらうと述べた。それ故、彼の研究の結果は本法的な結果に達してゐないと云へる。(脚註引用)。

※※ マルキット (Markitt) 地方のコナ (Cona) 層からとられた未崩破の標本 (合衆國地質調査所コレクション中の標本四五八七—四六〇)

△ D. K. レイス (Leis) 「未公刊ノート」一九〇五年、(合衆國地質調査所コレクション、標本四六、二六七號)

△ A. U. ジール (Zeil) 「未公刊ノート」一九〇五年、(合衆國地質調査所コレクション、標本四六、二六七號)

△ A. U. ジール (Zeil) 「モンタナ州スリーフォークス (Three Forks) 附近の古生層薄片」、アメリカ地質學協會雜誌 (Bulletin of the U.S.G.S.) 一〇號一七頁

個々の標本を切離して研究する場合には、これら石灰岩は通常の碎屑状礫岩で、その内容は他の石灰岩と不結合の石灰岩の侵蝕作用で生じたものとする想像は、全く承認し得る様であつて抽出標本にはこの見解に抵觸する點は一つもない。提起された反對は岩石學的よりも寧ろ層位學的である。この礫岩は不整合接觸をなすことなく、厚い累層中に間隔を置いて出し、個々の岩層の厚さは廣い地域に亘つて大なる一様性を示す。露出岩の崩壞で生じた眞の碎屑礫岩は、稀にしか※から云ふ特徴を持たない。勿論、かかる礫岩の起源が、適當な露出條件の下で行はれた石灰岩の侵蝕作用である場合も、存在はするが※※。

※ キヤムベル (Campbell, M.R.) は、バージニアのカムブリア、オールドウイスクンシンの石灰岩で、地層中の侵蝕面上にあるものを論じてゐる。この場合には、地上であるか、水底であつたか、兎に角侵蝕の証明は確かなやうである。(キヤムベル、アメリカ地質學協會雜誌 1 (G.S.A. Bulletin) 五卷一七五頁)

※※ 礫質石灰岩は、現在、シリヤ紀石灰岩層に加へられる侵蝕作用と行房泥中に於ける礫の沈澱によつて、オンタリオのデミスケイミング (Tomsdown) 湖の局部的に形成されつゝある。(ホッチキス (W.O. Hutchings) 「未公刊ノート」一九〇五年)

由東産の石灰質礫岩に關する諸事實は、アメリカ産の同種石灰岩に就いてウォルコットが樹てた假説を若干修正することによつて、最も良く説明される様に思はれる。その假説は、カムブリア紀の淺海床は局部的に海面以上に隆起し、侵蝕を蒙り、それから出た物質は沈澱した儘の場所に堆積したと云ふのである。若し、實際突發したものとすれば、それに對應した局部的不整合が存在する筈であるが、支那にあつてはかかる不整合は少しも認められない。

※ 脚註引用、一九七—一九八頁

※ ウィリスの寄與にかゝる以下の假説は隆起を假定しないから、何ら不整合の存在を必要とはしない。

その産地の支那たとアメリカたるとを向はず、眞の層間隙岩に於いては、粒體は、その地層の特徴をなすに拘らず、決して本質的に母石と同じ物質でなく、略々同期時の堆積に係るものでないことも明白である。粒體の構造は、普通、土質石灰岩のそれであり、母石は同様の石灰岩或は石灰質頁岩である。粒體は、その構造及び含有化石から判断するに、著しく古い地層から生じたものでもなければ、古い岩石から何らかの侵蝕の結果生じたと推定せしめるやうな條件も、存在しない。それにも拘らず、それ等は通常運搬され、或る程度破砕磨滅し、再堆積してゐる。その外見、母石との關係、産出状況は、粒體が本來不連続の固形物集合體で、大きさ並びに形の上で最後の堆積地たる現在場所に於けると著しい差別を持たない事を、明示してゐる。従つて、この礫岩の成立の問題の解決は、岩塊の固化作用とは獨立に、石灰泥の局部的硬結作用の中に生じた過程中に存在するものの如くである。この作用の結果は一種の合着であるが、結核の普通の様相特に明瞭な同心圓構造を缺如してゐる。

過程は化學的、物理的乃至有機的の何れとも考へ得る。何れであつてもこの過程に本質的な一條件は、沈積物が徹頭徹尾一な物理的化學的構造の岩塊であると云ふ意味では同質的でないことである。急流や渦流の下、種々の有機體が棲息する水底の上で生じた沈積物は恐らく上記の意味での同質性を有しないであらうが、どの程度にまたどのように異質的であるかは、我々が單に推測し得るのみの局部的條件で決せられる。

炭酸石灰の局部的集結による硬化に關しては、硬化石灰層が上下に硬化しない粘土層を、非硬化粘土の兩床を有する場合は、決して稀でなく、また、それほど極端でない場合に就いて、固定してゐない沈積物中で炭酸石灰は有機物質との反應によつて溶解しつつ、一定の塊散すると云ひ得よう。その岩塊が、末端に於けるやうに、一層粘土質な

岩層間の薄い小レンズであれば、これら岩層は上述の塊散を延引乃至阻止し、レンズを構成する石灰分は、これを圍繞する沈積物より一層高い齊一性を有する事にならう。

無機、有機コロイドが炭酸石灰を吸収する能力を基礎に考察することも、一方法であらう。この種コロイド中には、鐵及びアルミニウムの水酸化物、有機酸、有機ゼラチンがあり、これらは、總べて、石灰質、鐵、化石質頁岩となつた沈積物中に存在するやうである。若しアルカリ性の炭酸石灰の稀溶液が上記コロイドと接觸すれば、炭酸鹽の一部分が吸収される。

※ ウォリントン (Warrington) 「London 化學協會雜誌」 [Trans. Chem. Soc. London] 二卷、一八八六年

若し吸收性ある物質が垂直的にも水平的にも限られた範圍内にある、それ以外の分布は考へ得ないとすれば、局部的硬化を促進するやうに炭酸石灰を集中せしめる局部的な條件が存在するわけである。

海水中の炭酸石灰の重要源泉である有機體は、上述の説明の何れに於いても無視し得ないが、有機物は獨立に作用して、構造中の石灰分を集中せしめ、或は、重炭酸鹽から炭酸分子を採り入れることによつて、溶液中の石灰分を沈澱せしめる場合があり、後の二つの場合の孰れに於いても局部的集中が生じやう。

炭酸石灰の集中が上述營力の一乃至全部或ひはここに論じなかつた何らかの營力によつて行はれるレンズが存在すれば、全石塊の硬化を生ぜしめる條件は、硬結は、石塊の他の部分よりも、局部的集中に於いて一層迅速であるだらう。

私は、嘗て、浅海中で生じフロッグ、エツアグリーズ(Plattner)に於ける石灰岩の結晶を記述したことがある。北支那その他の層間礫岩の形成される地理的環境も、略々似たものであつたらう。我々は、浅海に微少な陸成沈積物が堆積し、埋積が緩慢なために、更に石灰質の層或はレンズの局部的硬化に必要な物理的、化学的反應の機会が與へられたものと考へる。石灰岩形成の條件と、間歇的沈澱露出、沈泥の條件とが結合してゐる大河川デルタのフラットは、この種岩石の形成に適當してゐる。潮流と暴風雨によつて、泥質の海底には、時には堆積が、時にはまた攪拌が生じる。その結果、石灰岩層乃至レンズが粒體を殆んど同時の堆積物に與へ、本來の状態と似た沈積物中の成層となるのである。

※ 「沈積の條件」地質學雜誌 (Journal of Geology), 第一卷 五二頁

上述の諸硬結過程を識別するための規準は、容易に見出されない。普通に結核生成の方法と考へられる化学的分結作用がなかつたことは、同心圓構造の缺陥から考へ得る所であるが、決定的に然りと断定し得ない。蓋し、結核體は必ずしも同心圓構造を有するものとは限らないからである。T.M.阿姆斯、シェルドン(T.M. Arms Sheldon)は、鋸で垂直に兩斷し、磨き上げたとき、明瞭な成層を示す結核體を圖示してゐる。氏は、「この點のみを例外として、全岩塊は完全に同質的であるやうに見える。核體乃至同心圓構造の存在を示す證據は全然なかつた。同心圓構造は長期に亘る空中露出によつて漸次發達した」と述べてゐる。シェルドン氏の圖示した他の若干の結核體は、成層を有し、成層は粘土から結核體中に連續延長してゐる。故に、礫岩中の粒體の成層が結核晶族から粒體を除外するものでない。同時に、結核構造の明白な缺陥亦然りである。更に、もし結核體であるとしても、我々は、その形成が、岩地

内部の化学的溶解、擴散結晶、或は、コロイド中の外部的炭酸石灰の物理的吸着作用の何れによつたかを決定し得ない。

※ T.M.阿姆斯、シェルドン「コネチカット深谷チャムブレソ (Chambers)」粘土の結核體、ボストン、一九〇〇年。これは約一、四〇

〇の結核體の並列に関する三八頁の報告で、説明が一六〇あり、私的にマサチューセッツ州ケムブリッジのユニバシティー、プレッソスの私蔵。

粒體の出所であると想像されるレンズ状固體の有機的起源に關しては、私は、特徴ある礫岩が支那、テキサス、インディアン、テリトリーアパラチア山地の中部並びに上部カムブリア層に極めて廣く分布してゐると云ふ事實を、ゾラックウェルダ(Blackwell)氏以上に重視したい。この種礫岩は古い先カムブリア石灰岩にも、また古生代新期の石灰岩にも見出されるが、我々の知る所では、その分布はカムブリア紀に於ける程廣くはない。また、この種礫岩は時々圓版五二、圓形五二に示す如き放射狀配列を現はす。併しかくの如き放射狀配列よりも、配列が偶然な場合の方が多く、この場合には平滑な粒體が平らに、且つ不規則に並んで居り、かかる粒體の若干が層を成すと云ふ事實は、それともとは偏平に位置してゐたのだが、現在では攪亂の結果始めて傾斜を見せてゐるのでと云ふ意見を支持することに出来る。併し、圓版五二、圓形五二に示されてゐるやうな水平圓に於ける諸關係は、如何なる迅速な機械的再編成をも示すものではなく、共通の中心から不規則に放射して行くと云ふ無妨害の成長を表示するとする考へに根據を提供する。その場合には圓板は放射狀と同様に垂直にも伸び、かくして泥の縁邊に位置したわけである。

局部的硬結に關して假説的に述べられた上述諸過程は孰れもあり得ない事柄でなく、その一つ乃至全部が、他の過程と共に、特殊な地域に礫岩を生ぜしめたと考へられる。

個々の標本——瀛山附近の妙米店層の底面部から出た五號。全石塊は緻密な灰色石灰岩で薄いオリヅ色を帯びてゐる。粒體は薄く土質赤鐵礦で蔽れ、かくて表面が風化した場合は赤色を呈する。

瀛山西南山中の妙米石灰岩の基底上九米(三〇フイート)の所で得た四七號。極めて多くの點で前者に似てゐるが、母石の構成要素中、方解石結晶膠結體に於ける石灰岩小片の割合が前者よりも多い。大多數の粒體は赤色の含鐵性被覆を有してゐるが、ある場合には、この様相が全然缺如してゐる。粒體が異なるに従つて、組織・色彩・純粋性も著しく異なる。あるものは散在した菱形阻鐵を含み、後者はかなり完全に褐鐵礦に變じてゐる。また、この礦物は膠結體特に粒體表面の融蝕によつて産れた諸洞孔中にも見出される。

四六號は、上述四七號と同一の場所を得られたもので、主要様相に於いても相違してゐない。膠結體は一層鐵性に富み、赤鉄は多くの粒體では缺如してゐる。

新泰縣北方四哩(六、五軒)、餽頭頁岩の下部から得た四〇號。この標本では粒體の赤鉄は非常に不明瞭である。膠結體の光澤ある黄土色は非風化石塊の阻鐵含有率の高いことを示す。若干の粒體は多數の化石小碎片を含むが、大多數は之を有しない。

四六號四七號と同じ場所を得た四五號。粒體は代赭色母石中に布置せる明灰色石灰岩で、一般に長形、上記諸標本のそれよりも角立つてゐる。

同處産の四八號。この標本は粒體の大多數が非常に小さく、且つその大部分が角立つてゐることを、主たる特徴と

する。粒體母石共に明灰色であり、含鐵性の赤鉄は非常に狹隘であるか、或は全然缺如してゐる。

博山南方、Mt. 山村落附近の餽頭頁岩から得た一五七號。暗栗赤色の岩石で粒體母石間に色彩の相違は認められず、粒體は風化した表面を除き殆ど認められない。檢微鏡下で觀察すれば、粒體は細粒の石灰岩から成り、多數の石英粒子と酸化鐵片を含む石灰岩によつて、かなり緊密に被覆され、膠結されてゐることが判る。粒體、母石共に赤色の細粒水酸性赤鐵礦で充たされ、この赤鐵礦は石塊に暗色を附與してゐるのである。

通常石灰岩——かう云ふ名稱で一括したのは、震旦系の若干層群を代表する細粒暗色石灰岩で、内、あるものは全く非顯晶質で齊一的色彩を持ち、あるものは斑點を帯びて居り、また、あるものは方解石の肉眼で觀察し得る結晶並に時として化石をも含んでゐる。

緻密な褐色石灰岩、九號——山東に於ける濟南(泉陶紀)層及び、滿州山西に於ける相當地層の特徵的様相。標本は妙米店に於ける濟南石灰岩の底部から得た。

この岩石は、非顯晶質構造の褐色岩石で、その断面は不規則で、無數の小方解石脈と所謂「首節理」によつて切断されてゐる。この標本は化石の痕跡を含まないが化石は本層全體に亘つて著しく稀である。

緻密な灰色石灰岩、七號——標本は妙米店村落附近の所謂妙米店層の基底面上五〇呎の所で採取した。次に述べる六號と同じく、東部支那のカムブリア層中部に普通な硬質環狀灰色石灰岩に屬する。

色彩は暗灰色で、一樣に偏平である。他の緻密硬質石灰岩の大部分と同様に、断面の晶癖は介殼狀である。岩層間には薄緑色の頁岩が介在してゐる。化石は一つも見出し得ない。

緻密質灰色石灰岩、六號——岡山層、綠色、紫色、黃色頁岩中の石灰岩薄層。

多くの點でこの岩石は上述の七號に酷似してゐる。標本を横断して、大部分褐鐵鏽で埋められた不規則垂直な龜裂がある。大石板が認められる場合には、これら龜裂は太陽龜裂であり、原泥體が屢々露出する乾燥する程海面近くに存在してゐた間に生じたことが明瞭である。この事實は、この岩層から上下何れにしても餘り隔れぬ所に出る礫質石灰岩が、極くの淺潮で形成されたことを明瞭する。

斑點ある含鉄石灰岩、一九號——この灰色含鉄石灰岩は、中央山東西部張夏層上部の特徴をなす。この岩石は、多くの代赭色星雲狀斑點を持つた、緻密な、非顯晶質灰色石灰岩で化石は稀である。薄片を観察すれば、灰色部が細粒方解石、代赭色斑點が、部分的には褐鐵鏽に變じた阻鐵の小菱形結晶より成ることが知られる。含鉄斑點の境界は明瞭でない。蓋し、兩方の炭酸鹽が混り合ひ、極めて徐々に濃さを變じてゐるからである。阻鐵の結晶が殆ど完全であるに對し、方解石の形狀が不規則な事實から、前者の起源が遅れており、或る不規則な領域で方解石に代置したと考へられる。

※ 鍾乳石層一號、標本一〇三頁参照

斑點ある暗色石灰岩、四號——張夏石灰岩上部の普通様相。標本は岡山村落附近で採集。

この岩石は、色彩が代赭の代りに煤灰色となり、薄色の部分がオリヅ色調を呈する點を除けば、上記一九號に酷似して居り、殆ど全く細粒方解石のみより成る。方解石中には、三葉蟲類、翼足綱、その他の化石片が散在してゐる。暗色斑點は多量の炭素質の不規則な分布による様に思はれる。

火成岩

ここに記述する岩石は、總べて、震旦系諸層中に岩脈或は貫入岩床として存在し、他の時代の岩石と結合してゐる例はない。併し、その多くは、石炭紀或はそれ以後の岩層を貫く貫入岩と時代を等しくすると思はれる。

我々が震旦系岩石中で觀察した貫入岩は、多くの種類に分れる。閃長岩質或は石英安山岩質の斑岩と、若干種の安山岩である。閃長岩は種類によつて、モンゾニ岩、花崗岩、閃綠岩等にそれぞれ近附いてゐる。併し、岩脈と貫入岩床の露出は總べて甚しく風化して居り、研究に必要な材料の獲得は困難であり、對は完全に行はれず、若干の疑問が残されてゐる。

玄武岩

變質玄武斑岩、二四號——この岩石は、時代を表示する古生代岩石のない、泰山の太古代岩石中の貫入岩としてのみ存在するが、山東省のこの部分に於ける震旦系諸層中に貫入してゐる他の基性貫入岩床と甚だ酷似してゐるので、泰山累層と一緒にするよりも、こゝで取扱ふ方が寧ろ妥當である。標本は、泰山頂上の東側、約四、三〇〇呎（一、二八〇米）の地點に於いて、厚さ七呎の垂直岩脈から採取した。

この岩石は、甚しく暗色な非晶質の岩石で、観察し得る唯一の特質は輪廓の、漠然たる若干の若綠色斑點である。

二二二

檢微鏡下で觀察すれば、岩石の組織はかなり細粒で、粗い輝綠岩構造を示す。少くも若干不規則な本摺状長石は、粒鐵鏽を含む輝石體の中に埋まつてゐる。標本に見える綠色斑點は斜長石の變質斑點たることを示す。

岩石の本質をなす鑛物は、結晶の順序から云へば、曹灰長石、ラブラドライト、チタン鐵鏽(その他に磁鐵鏽、黃鐵鏽)、及び、輝石である。外に、分解産物として高陵石質、綠泥石、黑雲母、白チタン石が存在する。

長石の大きさはさまざまで、微少本摺状方結晶から幅數純の自形的斑晶に及ぶ。長石特にその大結晶質は、著しく崩壊して、明色纖維狀高陵石聚合體となつてゐるので、多くの場合變晶帯が見えなくしてゐる。

若色の輝石結晶は一般に他形的で、屢々變晶してゐる。輝石の大部分は、長石よりも新しいが、若干の場所では周圍だけが或は或る程度完全に變化して、無数の鐵鏽斑點を持つた若綠色乃至黄色の纖維狀物質(恐らくは鐵綠泥石)になつてゐる。

チタン鐵鏽は不規則な粒體と環圍をなし、これを若干の正方形結晶を有する磁鐵鏽と區別することは、困難である。チタン鐵鏽粒體の或るものは白チタン石で縁取られてゐるが、この様相は決して優力ではない。

黑雲母は現在非常に小さい不規則な形状でのみ存在する。以前はもつと多數に存在し、分解生成物たる綠泥石の産出に寄與する所大きかつたと思はれる。黑雲母が屢々輝石や鐵鏽と結合してゐる所から見ると、雲母はこれら二鑛物との接觸によつて二次的に發展したものであり、二鑛物は一部理論岩石學者達の所謂雲母「反應外輪」と思はれる。

○○○○○○○○○○
變化した玄武岩、四三號——本岩石は新泰縣北方八・五哩(一三・五杆)、高峪鋪附近の假頭頁岩中の貫入岩である。

一般的な外觀は二四號に類似した、黑色を帯びた非晶質の岩石である。岩石中の光澤ある斑點は綠色ではなくて白色を帯び、顯著な劈開面を示す。母石は、粒狀輝石と粒狀磁鐵鏽とを有する微小斜長石針のマトであつて、その形成は、方解石、綠色、黄色含鐵鏽物の如き分解生成物に負ふ所が多い。岩石中の大石體の大きさは區々で、斑晶杏仁岩の孰れであるにしても、現在では、殆んど全く方解石のみより成り、ある場合には、他に含鐵綠泥岩質及び玉髓を有する。大部分の石體の輪廓は、ある程度の圓形か、不規則形かであるが、時としては、長石と等しいかなり明瞭な結晶形を示す。これら結晶は、恐らくは、徹底的に崩壊し方解石に代置された斜長石であらう。

母石の斜長石は曹灰長石のやうであるが、結晶が非常に小さく甚だしく變化してゐるので、鑑定に信は置き得ない。

粒狀輝石は非常に小さく、多少綠質體に變化してゐる。玄武岩に有りがちなやうに、部分的にマルサイトに變化した磁鐵鏽は、多數の小粒となつてゐる。岩石全體に亘つて多量の方解石が無定形の平板や群圍をなして存在する。これは、疑ひもなく、原玄武岩の長石や輝石の風化の結果である。

石英安山岩

○○○○○○○○○○
普通角閃石英安山斑岩、四四號——この斑岩は唯一ヶ所新泰縣北方の震旦系石灰岩中の進入火成岩としてのみ知ら

二二三

れてゐる。併し、更に二、三哩北方にあり、石炭紀岩層と結合した岩層も之に似てゐるので、吾々は、何れも同一時期の火山活動に起因するものであると推論する。標本は、新泰縣の北方九、五哩（一五軒）、泰山白雲岩の基底近くの厚さ約一〇〇呎（三〇米）の進入岩床で採取した。

この斑岩はその上の石灰岩と接觸してゐるが、かゝる場合期待される變成作用の證據は殆んど存在しない。

標本は甚だしく崩壊してゐるので、この岩石を代表するに適しない。標本の中にはオリブ灰色の石英があり、それを貫通して角閃石の針と白長石の大きな結晶が澤山分布してゐる。斑品の幅が三純を超へる事は稀である。石英は微晶質で中心深くまで崩壊してゐる。石英は微小で不規則な粒の長石、及び、幾分の石英、鉄苦土成分から成り立つてゐる。

容易に見出し得る結晶は、斜長石、普通角閃石、石英、及び、多分黒雲母からと思はれる分解生成物から成り立つてゐる。鉄鑛石は小さな粒子の形では寧ろ豊富である。

斜長石の組織は中性でカルシウム質と云ふより曹達質に属する。結晶は自形であるが、現在では殆んど完全に帯褐色のソウシユル石及び高陵土（カオリン）に變じてゐるので、其の鑑定は不要である。

普通角閃石が長石より早く結晶した事は、普通角閃石が屢々長石の斑品の中に含まれてゐる事によつて示される。併し、其の結晶はずつと小さく、又不規則な結晶となつてゐる。崩壊の少ない所では普通角閃石は鮮明な緑色や、適度の多色性を有してゐるが、綠泥石、蛇紋石（？）等々への下變作用が進行してゐる。

斑品をなす三種の礦物中最少のものは、綠泥石質或は蛇紋石質から成る、纖維素質の帶褐色板である。その形態

や裂開は黒雲母より變化したことを暗示するが、この推論を證明する本來の物質は残つて居ない。

石英は、小さな不規則な形で石英中に散在してゐる。磁鉄鑛は起源の第一次的な唯一の鉄鑛石と思はれる。

普通角閃石英安山斑岩、四二號——この斑岩は新泰縣北方の假頭統の頁岩中に進入岩床として發見せられた。熔岩は附近の沈積物に少ししか影響してゐない様である。斑岩の附近二、三吋の所では、頁岩は幾分固り、斑岩はスレート状裂開を示すが、その範圍外では、影響は輕微であつた様である。標本は、高船舖の東南一、六哩（二、五軒）の厚さ二、二呎（三、五米）、幅一〇〇呎（三〇米）の進入岩床から採取した。

この岩石はプレツガー（Pretzger）のモンゾニ斑岩に接近してゐる。また四四號に酷似し、疑もなく同一岩漿の隆起の結果と思はれる。標本は薄黒い灰色の岩石で、其の間に薄色長石の中心の大きさの斑品が多数散在してゐる。

顯微鏡下で觀察すると、微細な粒状石英基、變質した長石、普通角閃石、雲母の斑品、並びに、微量の鉄鑛石、燐灰石、ヂルコンが認められる。石英の成分は相互に區別し難いが、微小で透明な細粒の少くも一部は石英、他の大きな成分は透明の長石であり、その後者の反射指數の小さい事は、アルカリ性が強いことを示す。

斑品中の斜長石は次曹長石Ⅱ中性長石系統に属する。結晶の多くは帯狀構造を有し、その場合周邊部は曹長石より成る。この斜長石の多くが有する特殊な形状は、雙晶葉片構造の缺如或は不明瞭であり、結晶がかゝる性質を有する場合には、屈折指數がそれを正長石から區別する殆んど唯一の手段となる。長石の高陵土への變質は結晶の縁に沿つて特に進行してゐる。

普通角閃石の結晶化は長石より早かつたらしい。この標本では、普通角閃石の殆んど全部が綠泥石、方解石、鉄鑛

石、及び少量の石英に變化してゐる。此の變質は極めて完全で、普通角閃石の鑑定は主として假像結晶形態の特徴による。普通角閃石の風化する間に、磁鐵礦は割目に沿ひ、或は、結晶の縁に沿つて集り、或は、方解石、石英と結合して、普通角閃石の内部に粒子の集團を形成してゐる。

黒雲母も完全に崩壊して、綠泥石、方解石等々に變じ、假像が現になほ保存してゐる特徴、即ち、形態が卓狀六角形なること、並に、特殊な裂開につてのみ識別される。綠泥石に變化する間に、鉄礦石の多數小片、金紅石の小柱、其他の礦物は黒雲母から分離し、包裹物となつた。これら微細な包裹物のあるもの、形態は、他のチタン礦物―銳錐石―を強く示唆してゐる。方解石と綠泥石との關係から、風化部に屢々見られる反應により、方解石は綠泥石分解の結果として生じたものと推測される。方解石生成の結果起つた容積の擴大は、其の結果として、炭酸鹽のレンズに近い綠泥石纖維組織の捷曲及び壓碎を生ぜしめた。

磁鐵礦、チタン鉄礦の兩者は岩石の第一次成分として生じ、チタン鉄礦は著しく白チタン石に變化してゐる。

閃長斑岩

○○○○○
●●●●●
變成閃長斑岩、一六號——この普通角閃石斑岩は、張夏村東方のカンブリヤ頁岩下部に、進入岩床として存在する。通例、頁岩中の異つた位置に、數個の貫入岩床となつてゐる。近くの沈積物が、進入による接觸變質の結果を明瞭に示してゐる場合はない。

この岩石は、帶綠灰色、非晶質で、中に多くの崩壊した斑晶が分布してゐる。斑晶の多くは非常に長く、角閃石

群礦物の特徴たるグイキモンド型断面を明示してゐる。岩石は明らかに甚だしく變質し、長石の細片、磁鐵礦及びチタン鉄礦の細粒、普通角閃石の細桿、帶黃綠色變成物等が、岩體を構成してゐる。

長石は小さな木拵狀結晶をなし、またその大部分はカルルスバード式雙晶である。種類では正長石が最も多い。僅かしか條痕のないのは灰曹長石と思はれる。何れの場合にも、高陵土？、及び類似生成物の變化は、進んでゐない。

石基本來の鐵苦土礦物は明らかに綠色角閃石で、其の多くの痕跡は、小さく、不規則なロッド狀小柱となつて残つてゐるが、現在では、殆んど全く、帶黃綠色綠泥石質によつて置き換へられてゐる。普通角閃石の大きな斑晶も同様完全に崩壊し、現在ではその代りに粗粒方解石その他の礦物の假像によつて占められ、斑晶の縁に沿つて纖維狀陽起石の多數の輻射狀總線が方解石中に貫入し、帶黃色、帶綠色變成物の種々の不規則な細長片や、小片が散在してゐる。その中には本來の普通角閃石片があつて、もとの方向と裂開を保存しながら、方解石中に埋まつてゐる。これら碎片は今なほ多色である。

●●●●●
●●●●●
變成閃長斑岩、二三號——この岩石の賦存狀態は、上述一六號と何ら本質的な相違を示さない。標本は張夏東方五哩(八軒)の假頭頁岩中の薄い貫入岩床で得た。

この岩石は、一六號と主要様相を等しくする。長石は變化を受ける事少なく、低い屈折指數、並びに、低い消光角を有する。緊着せる長石は多分曹長石或は灰曹長石であらうが、正長石が非常に多量に存在する事は殆んど疑を容れない。

○○○○○
●●●●●
石英閃長斑岩、三號——此の岩石の知られてゐる唯一の存在は濟南府西南の山嶺丘陵で、こゝでは此の岩石は濟南

石灰岩中に貫入してゐる。標本は濟南府西門の西南西二、五哩（四軒）、鞍部北側の幅二呎の岩脈から採集した。

この岩石は、組織から見ると、普通區別される數種の岩種の何れにも屬せしめ得る。アルカリ長石を有する岩石即花崗岩とすれば、石英の少い場合を除き、花崗岩に屬せしめてよいが、灰曹長石の量の非常に多いこと、石英の少い事を理由に、モンソニ岩と考へてもよい。以上の記述から、この岩石は、斜長石や石英のパーセンテージが今少しく減少すれば、組織に於いて閃長石（一六號及二三號）に近づき、石灰分が少しく増加すれば、（四二號及び四四號）に近づくことが知られる。故に、これら貫入岩のすべては一岩脈から生じ、組織を僅か異にするのみと思はれる。

この岩石は淡紅灰色、微晶質で、斜長石及び普通角閃石の斑晶が少數散在してゐる。岩體の大部分はきつちりと包まれた、不規則な長石粒より成り、石英が附隨してゐる。それ程一般的でない本原的な礦物は、輝石、磁鉄礦、チタン石、燐灰石である。

長石類中では正長石が、最も一般的で、不規則な結晶をなし、一部變質してゐる。斜長石は曹達に富み、一部の結晶は帶狀構造を有し、中心部は灰曹長石、周邊は曹長石片より成る。斷面に存在する唯一の大晶斑は灰曹長石である従つて、全體として、アルカリ長石が卓越してゐるのである。

石英は、明らか従屬礦物であるとは云へ、小さな間層粒の形で、かなり一般的に存在する。

角閃石は薄綠色、微多色性の普通角閃石で、不規則結晶をなす。その一部は帶綠色綠泥石に變化し、後者は、直交ニコールによる場合の他、殘りの普通角閃石と混じて、區別し難い。綠泥石以外にも、鉄鑛石、方解石、少量の綠簾石

の如き變成物がある。方解石の一部は、綠泥石の後の變化の生成物と思はれる。ある場合、普通角閃石は無色の輝石領域を包裹してゐる。輝石の性質は鉄鑛石の細片や、變成物によつて甚だ、曖昧になつてゐる。

變成石英閃長斑岩、一三號——この岩石は、仰頭地壕東南斜面、仰頭統層の賦かい頁岩、薄い石灰岩中に、や、厚い流入岩床として存在し、暖夏地域のカンブリア系の基底頁岩に多い普通角閃石斑岩の一相である。流入の大部分は、非顯斑質石英基中に、容易に認め得る普通角閃石の針が多數存在する。露頭は甚だ深く風化して居り、適當な標本の得られる場所は殆んど存在しなかつた。

この岩石は、にぶい帶綠灰色、細微結晶岩で、外側は風化して褐色となつてゐる。斑晶は、普通、著しくはないが普通角閃石の適度の大きさの結晶、及び、少數の大きい石英の斑晶があちこちに散在してゐる。此の岩石は石英閃長岩（三號）とはそれ程異つてはゐない。石英は幾分量が少く、輝石の痕跡は存在せず、石灰性の長石量も亦注意すべき程ではない。長石中最も多いのは曹長石で、續いては正長石が相當量を示す。長石は部分的に高陵土、絹雲母等に變じてゐる許りであるが、普通角閃石は完全に崩壞してゐるので、若し他形の岩塊中に存在するのであれば識別は殆んど不可能であらう。幸にも、この岩石中には、間違ふことのない、多くの鋭い菱形斷面及び柱狀斷面が存在する。ある場合、普通角閃石の結晶に代つてゐるのは、方解石、綠泥石、鉄鑛石のみであるが、大多數の場合には、これら變成物は、不透明な帶褐色粘土によつて曖昧にされてゐる。この粘土の性質は明瞭でないが、明らかに風化作用の最終生成物の一種と思はれる。

後震旦累層

130

この時代の成層岩は、恐らく大部分海成でないと思はれる碎屑状、沈澱物から成り、その下の震旦系と明らかかな不整合で、隣つてゐる。山東中部では、この岩石は區別の極めて瞭な二相に分れてゐる。上層は、頁岩、砂岩、礫岩等より成り、赤色が多いに對し、下部の頁岩、砂岩よりなる挾炭層は、色が仄々であるが、赤色たることは稀である。前者（上部）は新泰シリーズ系、後者（下部）は博山系と呼ばれる。

これら沈澱岩は數ヶ所で多數の火山岩と結合してゐる。火山岩は主に岩脈の形で現はれてゐるが、時として流狀或は貫入岩床の形をも採る。これら火成岩と組合つて、細粒重層狀凝灰岩も存在する。

沈澱岩

礫質岩

淡紅色石灰角礫岩、三九號——この帯赤色角礫岩は、新泰縣と顏莊の東北で赤色粘土と數個の互層をなして存在する多くの場合礫は善々の標本よりも圓くなつて居り、礫岩と呼ばれるべきものであらう。寧ろ礫岩と稱すべきか、る岩は層新泰統層の上部に多い。標本は新泰縣の東一哩、河流の斷崖で採集した。

この岩石は、特殊な外觀を持ち、石灰性の帯赤色母石脈石中の暗色白雲石石灰岩の角張つた碎片より成る。石灰岩の薄片は、最も緻密な、褐色、黄灰色、或は帶紫灰色の岩石で、震旦系の濟南層を構成するものに似、大部分の碎屑は明らかにこの濟南層から生じたと思はれる。石灰岩の薄片以外には、黒曜石の薄片や、石英粒が時々見られる岩

屑は密に一所に包まれてゐる隙でなく、成層の痕跡も残してゐない。岩石は石灰華によつて膠結された石灰岩の粗石である様である。

母石は極めて微粒の方解石より成り、他に土狀含鉄物質が存在して、赤味を與へてゐる。母石は多孔質構造を有してゐるが、有機物の痕跡は存在せず、すべての洞孔は透明な方解石で密閉せられてゐる。

※黒色白雲石、九號を見よ。

砂岩質

帶紫灰色砂岩、五一號——此の砂岩は博山夾炭層の一部と思はれ、厚さ數呎で、帶灰色凝灰岩や玄武岩流と結合して顏莊の東北二哩（三軒）に存在する。

この岩石は、暗帶紫灰色、かなり微粒緻密の砂岩で、大部分は圓くなるか、或は稍々角張つた石英粒より成り、石英粒は周邊が擴大し、後にその上に堆積した石英によつて膠結してゐる。それ程一般でない成分は、燧石及び鉄燧石の粒子で、岩石の暗い色は、膠結物中の褐鉄燧、赤鉄燧、その他の暗色夾雜物に基づく。

不純石灰質砂岩、三八號——新泰系中部に於て、灰色砂質頁岩と互層をなす薄層で、地方的に磨石（白石）製造には使れてゐる。標本は新泰縣の南四哩（六、五軒）で採集した。

この岩石は、薄灰色要や粗い組織を持つ、脆い砂岩である。薄片を作ると、此の岩石が種々の大きさの砂粒より成り、雲狀の紋理ある方解石、及び、それより量のやや少ない粘土狀物質で膠結されてゐる事が判る。粒子はやや角張

つてあるか、或は可成り固くなつてゐる。粒子の大多数は石英であるが、外に種類の附随礦物があり、分量の多いから順次数へれば、石灰岩、長石、燧石、崩壊した鉄苦土礦物、鉄鎂石等となる。

炭酸鹽岩

淡紅色石灰岩、四一號——この特殊な石灰岩は、新泰層中の赤色層の寧ろ特殊な相で、山東新泰縣西方三、五哩（五、五軒）の累層上部の赤色頁岩中に、五層をなして存在する。

この岩石は、非顯晶質のクリーム狀淡紅色石灰岩で、不規則な或は介殼狀の斷口を有し、多數の小傷痕や、不規則な空洞があり、空洞の一部或は全體が晶簇様方解石結晶で充たされてゐる。

岩塊は非常に緻密であるが、しかも粒狀たることを失はず、上述空洞は、堆積して同心圓被包物となつた方解石で充たされてゐる。岩石の大部分は明確な構造を有たないが、時としては化石片かと思はれる或不明瞭な形態が認められる。併し、有機體と認め得るものは、一として存在しない。

火成岩

山東の石炭紀層と結合した火成岩は、石英安山岩、閃長石の如き中間形態から、超鹽基性熔岩まで及んでゐるが、流紋岩は發見されてゐない。最も一般的な岩石は玄武岩と閃長斑岩である。また、大部分は岩脈や貫入岩床の形を採つてゐるが、玄武岩中の或るものは侵入熔岩流となつてゐる。年代を見るに、一部は博山系と同時代であるが、他の

部分は明らかに新泰層より更に以後のものやうである。併し、火山岩噴出の時期は、全體として極めて古く、以後この地域は甚しく侵蝕されたから古い火山及び熔岩流地形の痕跡は夙に消滅してゐる。

閃長斑岩

普通輝石閃長斑岩、五五號——この灰色の閃長斑岩は、周村東南で、新泰累層の赤色砂岩層を切つて、大きな岩脈をなしてゐる。※リヒトツォーフエンは、周村から博山への旅行中に、この岩石を観察し、「暗色石英と明色の普通角閃石の結晶を持つ斑岩質鹽基性噴出岩」であると述べてゐる。この岩石と顏莊附近の斑岩との主たる差異は、鐵苦土礦物が普通角閃石ではなくて、普通輝石たることであり、化學的な構造は殆んど相違しない。標本は、周村の東南六哩（九、五軒）、淄川街道沿ひの赤色砂岩中の厚さ一〇呎（三米）の岩脈で採集した。

この岩石は暗灰色斑岩で、その有する斑晶の大部分は灰色の長石、残りは黑色の普通輝石である。斑晶は大部分小さく、幅二—三ミクロンを越えない。岩石の内部はアルカリ長石のラモレル石英基より成り、これに分量の少ない他の種々の礦物が結合してゐる。石英には結晶が見え、長石の大部分がアルカリ質より成つてゐるから、「閃長斑岩」なる名稱が最も適當と思はれる。

斜長石の斑晶は、明らかに自形で、カルルスバード法則による雙晶が普通である。現在では非常に變質してゐるので、確實な鑑定は困難である。併し、消光角はその組織が灰曹長石のそれに近い事を示してゐる。此の長石の變質によつて、高陵土を主要な素とする、通常帯灰色の物質が生じた。

普通輝石の斑晶は澤山はなく、其の一般結晶形を示す事は稀である。またこの成分は、殆んど崩壊してゐない點で、長石と異なる。磁鐵礦の本來の大きい結晶は、常に普通輝石の斑晶と結び付いてゐるけれども、他の部分では微粒の形でのみ多量に存在する。

石基は、主として、長石の不規則な木屑状物の連晶より成り、長石は線をもせず、また、非常に低い反射指數を持つてゐる。結晶がかなり變質してゐるに拘らず、正長石たる事は殆んど疑を容れない。無色の正輝石の小粒や、短い柱は、此の石基中にやや豊富である。輝石の一部は其の周邊に沿つて變質し、其の結果、綠簾石、及び、未知の組織を有する帶褐色或は帶黄色の物質が生じてゐる。

普通角閃石長班岩、五三號——この岩石は、顔状附近の二疊石炭層と結合した最も一般的な班岩の一種で、厚さ五乃至一〇〇呎の岩脈中に存在し、厚い岩脈中では組織が幾分粗い。この地域の他の火成岩との關係は未だ知られてゐない。標本は顔状の東北二哩、博山系(石炭系)の砂岩及び帶綠色凝灰岩の厚さ一二呎の岩脈中から採集した。

この岩石は、やや微粒の班岩で石基は薄紫色を帯びた灰色である。石基中には、淡紅色の長石、及び、風化した普通角閃石が密に點綴してゐる、全體としてこの岩石が普通淡紅色を帯びてゐるのはこの長石の多量な事に基く。主たる成分はポクツシュ曹達長石で、普通角閃石、黒雲母これに次ぎ、更に、普通の副成分礦物、即ち鐵礦石、チタン石、燐灰石、チルコン等を有してゐる。

最も多量な班晶は自形の長石で、それは詳細に観察すると、二種類あることが判明する。大多數は條痕を有し、反

射指數が低く、適度の消光角を有し、明らかに曹長石であるが、現在では、殆んど完全に、雲母に富む高陵土及び粘土に變質してゐる。然し少數の班晶は明らかに正長石で、勿論條痕なく、また正長石よりも變質の度が低い。

結晶作用に最も強く影響したと思はれる礦物は、普通角閃石で、この明綠色角閃石は現在、長石より小さな結晶形をなしてゐる。變質の過程に於て、普通角閃石は、特に割目や周邊に沿つて、帶黄褐色蛇紋石質となり、鐵礦石の斑晶と結合してゐる。燐灰石、チルコン、磁鐵礦等の包裹結晶も、やや一般的である。

本原的な黒雲母は現在では甚だしく崩壊してゐるが、礦物自身の殘片のみならず、それに置換つた鐵礦石及び灰色で不透明な分解生成物の假像が保存する特殊な劈開や形態によつても、現になほ認識せられる。

石基の大部分は、固く、或は角少なく、しかも殆んど均等な大きさの長石粒より成り、その部分では二種類の長石の割合は殆んど逆轉し、正長石が條痕ある長石よりも甚だしく多い。全石塊に暗褐色の雲母の多いチタン鐵礦石の微小な斑點が濃密に散布してゐる。岩石に散布してゐる鐵礦石の種々の粒子の性質を嚴密に決定する事は困難であるが白チタン石やチタン石の周邊が、る粒と屢々結合してゐる事は、それがチタン鐵礦たることを示し、この岩石がややチタンに富む事を示す獨立のチタン石の存在も、この推理の傍證とならう。

普通角閃石長班岩、五二號——これは顔状東北の二疊石炭紀層と結合した火山岩の他の一種である。標本は顔状市街の東北二哩(三哩)の凝灰岩質岩中の厚さ二呎(〇、六米)の岩脈中から採集した。

この岩石は、黄色の加はつた灰色の班岩で、普通角閃石の針が唯一の顯著な班晶である。その外、更に、多數の淡黄色の分解生成物の斑點があるが、これは恐らく他の班晶から生じたものであらう。石基自身は全く非顯晶質で顯微

鏡で観察すれば、アルカリ長石、及び、普通の暗色鑛物、暗綠色普通角閃石の多數の小さな斑晶が認められる。この岩層の多くの場所に於ける長石の粗い平行な配列は、流狀構造を暗示する。

普通角閃石の暗綠色の結晶は、薄片中では、これを一樣に被覆する磁鐵鑛の黒い縁によつて明瞭であり、この縁は後の分解生成物ではなくて、熔岩の凝結前に生じた再吸収縁と思はれる。少數の普通角閃石結晶は無色の輝石の場所を囲んでゐる。普通角閃石は僅かしか變質してゐない。

反射指數の低いこと、消光角の小さい事、雙晶帯の存在しない事等から見て、石基の長石が主として正長石でありこれに曹長石の附隨してゐることは明瞭である。これら長石は木摺狀小柱となつてゐるが、非常に緊密な連晶をなすために、輪廓が不規則になつてゐる。此の岩石の特殊な形態は、長石プリズムの花冠樣集團でこの集團は多くの斑晶及び磁鐵鑛の粒子を圍繞してゐる。木摺狀體は包裹體に對して切縁をなし、従つて、石基中に輪生體が生じてゐる。石基中の暗色の部分は、普通角閃石で、他に、僅かの輝石、及び、多くの鐵鑛石の小塊及び薄片が附隨してゐる。

斑 輝 岩

橄欖石紫蘇輝石斑輝岩、二號——※リヒトホーフエンが「閃綠岩又は兩輝石斑輝岩」としてゐるこの岩石は、濟南府附近に數個の低い圓錐形丘陵を構成してゐる。丘陵は沖積層によつて圍繞され、一部は埋積さへされてゐるので、斑輝岩と他の岩石累層との關係は近くでは不明確である。丘陵は殆んど全く被覆を持たない。岩石は三節理組織で分割されて、方形のブロックとなり、各ブロックの一片は四—一八呎、二—二、四米である。斑輝岩の風化によつ

て黒色の砂が生じたが、この砂は丘陵基底に廢石の斜面を作つてゐる。

※ Chan, Vol. II, p. 198, ca. 1923

標本は、濟南府外壁の西北西三、七哩(五、九哩)にある高さ六〇呎(一八米)の圓錐丘陵の基底で採集した。

この岩石は、中産花崗岩様石理を有する、暗黒褐色岩石で、標本の觀察によつては、暗色鑛物の性質は單に推測されるのみであり、明色鑛物は全部長石と思はれる。顯微鏡で認められる橄欖石は、肉眼では判別至難である。薄片にすれば、その成分が斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、橄欖石、及び、僅少の黑雲母、磁鐵鑛なることが知れる。

結晶をなした最初の鑛物は橄欖石であつて、輝石及び長石に包まれて居り、予期以上に新鮮である。縁や裂開の割目に沿つて、淡綠色の蛇紋岩が發達し始め、或る場合にはその途中で小さな磁鐵鑛粉末を排出してゐる。橄欖石が長石と接觸してゐる處では、屢々微細な無色の纖維組織が發生してゐるが、それは恐らく透角閃石その他の角閃石と思はれる。かゝる性質の反應縁は、Toornabohini ※ Williams ※ 其他が記述してゐる。

二種類の輝石中、紫蘇輝石は少なく、普通小體となつて居り、淡綠色から橙紅—淡紅色に及ぶ多色性を示し、單に變質を受けてゐないのみならず、進入作用の影響をもある程度まで免がれてゐる。

岩石の暗色成分中最も普通なのは、淡綠色の普通輝石であつて、橄欖石、黑雲母、磁鐵鑛その他の鑛物の多くの小包裹物を含有してゐる。直交ニコール間に明灰色に現はれる包裹物は多分長石と思はれ、ある場合には不鮮明な雙晶帯が見られる。金紅石と考へられる鑛物は微小な短針となつて居り、そのすべては長軸を輝石の主要裂開に對して平行ならしめてゐる。二種の輝石は、その有する包裹物がかく著しく異なるために、この手段のみによつても容易に區別さ

れる。

※ Kertes Schizbach für Mineralogie, Geologie und Petrologie, 1877, p. 231.

※ U. S. Geological Survey, Bull. 26, p. 23.

長石の大きく明色のプリズムは、他の成分よりも遅れて結晶した。従つて、不規則な縁で圍繞され、少ししが崩壊して居らず、包裹物も極めて少い。この斜長石の消光角は、それが大略 *Abz Ans* なる構造を持つ灰青長石であることを示してゐる。

褐色黒雲母の不規則な少数の板石は、斑輝岩の第一次的成分と思はれる。磁鉄礦が輝石に接觸する處では、黒雲母は屢々兩礦物間の反應縁となつてゐる。もしこの關係が、多くの岩石に就いて認められるやうに、新らしく生じたのであれば、黒雲母の形成に必要な物質の一部は、長石から與へられたか、或は外部から導入されたのであらう。

他の斑輝岩と比較すると、此の岩石には磁鉄礦が普通であるとは云へない、本礦物は、普通輝石中の包裹物として、及び、橄欖石の崩壊物と結合して存在する以外には、稀に他の礦物間の割目の中に不規則な形で存在するに過ぎない。

安山岩

○○○○○○○○○○
灰色普通輝石安山岩、四九號——標本は、瀬莊東南三、五哩(五、五秤)の鹽基性侵入岩塊の周縁で採集した。この

岩の大部分は標本よりも暗色で、更に鹽基性の強い組織を有すると思はれる。

この岩石は、淡灰色、微晶斑岩で、斑晶は黒色の普通輝石と白長石である。長石は石基と色が類似してゐるため目立たない。

石基は、主として、石灰青遠長石の強固な結晶より成り、これに普通輝石及び少量の黒雲母が組合はまつて居り、長石、輝石の兩者で岩石の成分殆んど九〇%までを占めてゐる。石英も存在するが、比較的稀である。

長石は帶狀構造をなし、ややカルシウム質の構造で、其の平均は灰青長石である。長石は輝石よりも早く結晶し初めたが、充分に完成した輝石構造を示すほど自形でない。長石は比較的新鮮であるが、變質作用は既に始まり、特に結晶の内部では進んでゐる。かゝる場合、變質は通常結晶中の晶帯に沿ひ同心的に發達してゐる。

普通輝石の斑晶は比較的稀で、特に述べるまでもない。大きな結晶の大多數は、輝石角閃石の連晶より成り、薄片で調査すると、斑晶の構造は極めて複雑に、輪廓は不規則である。大多數の場合には、之等は込入つた形連晶をなす普通輝石と灰青長石より成り、通常、普通角閃石、黒雲母、鐵礦石等の不規則な物體を含んでゐる。通常、黒雲母と普通角閃石は中心近くに集つてゐるが、一方の方向を有せず、輝石と長石との網狀組織は周邊を構成してゐる。併し、他の場合には、普通輝石の透明體を圍繞して狭く非常に不規則なオリブ色かがつた緑色の普通角閃石があり、これに磁鉄礦、黒雲母の不規則な小片が結合して居り、全體は、前の場合の様に、普通輝石と灰青長石の網狀組織で包まれてゐる。斑晶の内部は、普通角閃石が輝石を包むと云ふ極めて一般的な現象の一例である。普通角閃石、黒雲母、磁鉄礦を伴つた普通輝石と長石との外部に於ける連晶は、交互結晶作用と、岩漿冷却の初期に形成せられた結晶が未

だ液體状を持續する岩漿によつて熔蝕された結果、生じたものであらう。Lacour ※は、彼が或る佛蘭西の燧岩に關して觀察した類似の條件を記述し、上述の如き解釋を採つてゐる。

石基中の輝石は無色の普通輝石で、短かい柱状となつてゐるが、結晶面を識別し得ることは稀である。多くの實例には周邊は熔蝕を受けたかに見える。非常に小さな微片となつてゐる鐵鑛石包裹物が多數なことは、此の鑛物の特質である。變質作用の發端として、割目や縁に沿つて、無色の二次的綠泥石が發達しつゝ、ある。

※ Lacour, *Mineralogie de la France*, Vol. 1, P. 628

黑雲母は帯赤褐色で高度の多色性を示し、この岩石の本原的な成分で、短鱗片状をなし、内にチクン石、鐵鑛石の小物體を多數含んでゐる。斑品の不規則な連晶中に於いて普通角閃石及び鐵鑛石と結合してゐることは、既に述べた。雲母變質の結果としては、殆んど無色の綠泥石より成ると思はれる纖維狀集合體が生じてゐる。

白色普通輝石安山岩、五〇號——四九號と等しく、此の岩石も、顏莊東南に大塊をなす鹽基性侵入岩の周邊相である。標本は、この侵入岩の周邊、石灰岩との接觸部に極く近い所で採集した。

この岩石は、細微粒灰白色の岩石で、細かく境の明瞭でない斑點以外には、暗色礦物を認め得ない。風化を受けた外部には白長石の斑品が見出されるであらうが、新しく破碎した表面では殆んど認め得ない。野外に於ける關係と同様に、組織構造の點に於いても、今記した許りの斑岩に酷似してゐる。併し、組織の酸性や著しく、普通角閃石、鐵鑛石、雲母及び、他の暗色成分を有しない。

この岩石は、主として、僅かの普通輝石を伴つた斜長石の中位粒塊より成り、大結晶間の間隙は可成りの量の細間

粒狀長石、石英が充たしてゐる。鐵鑛石は殆んど全く存在せず、標本中に見出し得るオーカ色斑點は二次的變色と見られる。

五〇號の長石は、普通輝石斑岩四九號よりも曹遠分に富むやうであり、帶狀構造は他の岩石の如く顯著ではない。支配的な長石は大體灰青長石であるが、自形結晶を形成する他の種類があり、多分青灰長石と思はれる。長石は大體に於いて變質してゐないが、崩壞の始つた所では、生成物中に高陵土及び青長石と思はれる物質が檢出される。

輝石は殆んど無色の普通輝石で、包裹物は甚だ少く、その大部分はチクン石、長石である。輝石は縁の溶蝕された、短い不規則なプリズムとなつてゐる、時として、小柱の纖維狀集合體となり小柱は輻射狀或は少くも分出する配列への傾向を示す。輝石の變質は輕微で、綠泥石が主たる變質生成物であるやうに見える。

長石粒、普通輝石粒間の間隙は、石英や長石の間粒より成る微粒の膠結物で充たされて居り、長石粒は屢々かなりの大きさの不規則な物體として肉眼にも識別される。石英粒は長石よりも量が多いやうだが、甚だ微粒であるために、兩者の辨別は困難である。

この岩石中にはチクン石が豊富に存在し、不規則な粒子又は集團となつてゐる。遙かに稀な從屬礦物はチルコンでその單晶は鐵鐵鑛の粒子を色裏してゐる。

玄武岩

玄武岩は、中部山東の火成岩中、最も一般的な岩石の一であり、顏莊、博山、濰縣に於て石炭紀及びこれと關聯す

る地層と結合した岩脈、岩床、表面流等となつてゐる。

斑状玄武岩、五四號——この岩石、顔面炭田の後石炭紀火成岩に最も多い様相の一である。標本は顔面市街の東北約二哩(三軒)、博山系上部の凝灰岩及び砂質頁岩を貫く、厚さ二、五呎(〇、七五米)の小岩脈で採集した。

この岩石は、緻密な非晶質組織を持つ、塊状黒色の岩石で輝石、長石、橄欖石の小斑晶が密に散布し、輝石の斑晶は、風化して褐色を帯びた表面に際立つて見える。

成分は總べて比較的新鮮で、通例最も變質してゐるのは橄欖石である。岩石の成分量の多い礦物は、玄武岩に普通認められる結晶の順序に挙げれば、(1)磁鐵礦、(2)橄欖石、(3)長石、(4)輝石である(圖版五五、F圖)。

磁鐵礦は石基と結合し、又は他の礦物に包裹されて、小體としてのみ存在する。

橄欖石は種々の大きさと形態の結晶として多数存在する。橄欖石が有する包裹物は磁鐵礦と、少しの褐色がラスのみである。結晶の多くは周縁が溶蝕し、かくして作られた穴は石基物質で充たされてゐる。橄欖石は、崩壊してゐる場合新鮮な場合共に、殆んど常に磁鐵礦の黒い「反應縁」に、圍繞されてゐる。従つて、かゝる反應縁は、橄欖石の後の變質に由來するものではなく、なほ完全に凝固しなかつた時期に於ける岩漿との反應作用で生じたと解される。帯黄色或は帯緑色蛇紋石への、橄欖石の變質は、幾分進行して居り、大多数は唯数多くの割目に沿つて侵されてゐるのみであるが、小結晶の若干は完全に變質してゐる。

長石は帯狀構造をなし、従つて當然に部分にのつて組織を異にするが、Michaelis法により消光角を利用して研究すれば、平均はほぼ 30° なる組織をもつ青灰長石なることが知られる。これら長石には、通常、明瞭な結

晶形及びカルルスバード式雙晶がよく發達してゐる。磁鐵礦の包裹物や石基の微片も長石中に存在するけれども、量も多くない。或る場合には、微細な包裹物は帯狀に配列し、長石を構成する帯狀のシェールに平行して居り、この事實から、結晶の生成は連続的でなく、屢々阻まれ、ある時間を隔てて連続したものである事が推知される。この岩石中の長石の變質は著しくない。

輝石は淡緑色の普通輝石で、見易い多色性は持たない。結晶は全く新鮮であるが、通常に、あたかも余りに小さくて識別し得ない包裹物を含んでゐるかの如く、塵芥色を呈してゐる。観察し得る包裹物は、磁鐵礦、長石、燐灰石、及び玻璃で、橄欖石は稀にしか存在しない。玻璃片は透明又は帯褐色で、磁鐵礦の斑點を多数有してゐる。普通輝石の境界はは通常明確な結晶面で劃されてゐるが、規則正しい輪廓が岩漿の溶蝕による穴で阻まれてゐる場合も、少くはない。

石基の基底は殆んど單屈折であるが、壓力を加へ、或は透石膏板で觀察すれば玻璃質でないことが知られ、その中には、長石、輝石、磁鐵礦の小片が埋まつて居り、粒子の大きさは、かなり大きな結晶から、殆んど見得ないものに至るまで、極めて多様である。ある場所ではこれら小結晶が甚だ豊富なため、岩石は殆んど完全な粒狀構造を有するやうに見える。長石の結晶は、玄武岩質岩中に普通見る結晶よりも、著しく強固且つ不規則である。

※ For a basalt with typical microcline of the usual character.

斑状玄武岩、五七號——この岩石、米リヒトホーフェン※が支那旅行に於いて最初に遭遇した玄武岩で、玻璃質なること、及び、風化を受けた外部に残存する凹所の存在することより見て、逆流溶岩流の一部と思はれる。露出は周

村市街の東南約三哩(五軒)の地點に存在し、玄武岩は、この場合新泰系の赤色及び灰色沈積層上に存在するやうである。この岩石は、硬く黒い燧岩で最初瞥見するとき全く非晶質と思はれる。併し、詳細に観察すれば、多数橄欖石片が認められる、風化して褐色となつた表面に、輝石の結晶が認められる。

この岩石の基底は明らかに玻璃質である。玻璃質中には、多数の長石微粒、磁鐵礦や輝石の粒子、橄欖石の小斑晶、及び少数の輝石等が埋まつてゐる。普通輝石の大部分は微粒子となつてゐる。長石柱の形態や配列は、岩石に著しい輝綠岩構造を與へる。

鐵礦石を例外とすれば、橄欖石は最初に結晶した礦物で、屢々結晶面によつて割された小體となり、或はまた、微粒となつて石英の一部を構成してゐる。磁鐵礦や褐色玻璃の包裹物はやや多い。或る場合には、結晶は幾分溶蝕され、凹所は有機物質によつて充たされてゐる。一般に認められる緑色蛇紋石への變質は、初まつた許りであり、割目や周邊に殆んど限定せられてゐる。

※ China, vol. II, P. 301.

長石は曹灰長石で、常に木枘狀微晶となつてゐる。流狀構造は、地層の或る部分に於ける微晶が略て平行に配列してゐることにより、暗示される。

時々不規則な小斑晶をなしてゐる普通輝石は、淡いオリブ褐色で、輕微な多色性を示してゐるが、普通輝石の大部分は、石英中に、多数の矩形或は不規則形の粒子として存在し、黄色を帯びて居り最後に結晶したと思はれる。

磁鐵礦は結晶の時期に於いて他の礦物に先んじたと言へ、岩石中到處に散布した微粒としてのみ存在する。

外の要素を埋む母石となつてゐる玻璃基は、普通殆んど無色であるが、或る場所では褐色を帯びてゐる。

橄欖石

變質橄欖石、三五號——變質橄欖石は、新泰市街の西南約四哩(六、五軒)に、新泰系に屬する赤色砂岩を垂直に切つた岩脈として存在し、分派せる小谷によつて著しく開析された低バッドランドに露出してゐる。

接觸現象——綠色の岩脈と隣接赤色砂岩との接觸線に沿つて、幅二—三呎の帯があり、その地域の沈澱岩は緑がかつた色に變つてゐる。直接接觸する部分では、砂岩は完全に膠結して緻密な燧石狀岩石となつてゐるが、厚さ一吋の小片に過ぎない。接觸線に沿ひ後に生じた斷層は、此の砂岩質岩層上の滑面の著しい發達で、示されてゐる。

赤色砂岩(進入から一呎(三米)の所で採集された三九號)は、微粒の花崗岩質砂岩で、主には石英と多量の長石より成り、磁鐵礦の粒子や、時にはまた他の礦物が附隨してゐる。粒子間の膠結物は、方解石及び少量の石英を伴つた土狀赤色赤鐵礦である。

變質區域では、砂岩はにぶいオリブ綠色に變じてゐる(三六號、岩脈から三呎(一米)の所で採集した三九號)。薄片を観察すれば注意し得る變化が膠結物に於いてのみ生じたことが、明らかに、この岩層は何ら、新しく發達した礦物や、砂粒自身の變質物を示さず、方解石さへも變質しないで残つてゐるやうである。併し、この標本に於いては、赤色砂岩の著しい特徴をなす土狀赤色赤鐵礦は、にぶい綠色の非晶物質となつてゐる。この色素が正確には何であるか、顯微鏡的に決定する事は不可能であるが、第二鐵の鐵分が減少して第一鐵の狀態となつたことに基くやうで

ある。

発見された唯一の露頭では、この岩石は甚だしく崩壊してゐるので、小さく、規則な標本さへも獲る事が困難である。表面で見られる如くに、岩體は透明な緑色で、通常明瞭な球状の裂開がある。大部分の岩石は土壌の様に掘る事が出来るが、球状體の一つの外の部分を取除くことによつて、通常、堅くて脈絡の立つた小さな錐心、或は核を得ることが出来る。この核は暗灰褐色、且つ非顯晶質で野外では甚しく風化した松脂石と見誤られた。薄片を観察すると、この岩石が曾つては殆んど全く橄欖石のみより成り、他には僅少の輝石及び鐵鑛石を有するのみであつた事が分る。従つて、その組織はツン橄欖石に甚だ近いものであつたと云へる。

標本中の橄欖石は、完全に變質して、纖維質灰色蛇紋石及び鐵鑛石になつてゐる。結晶間の割目と境界の一部には同じく蛇紋岩と思はれる帯緑色の分解生成物がある。多くの結晶の中心は不透明な帯褐色の物質で曖昧になつてゐるが、この物質の性質は未だ明らかでない。

薄片中普通輝石が占めてゐるのは、少數の不規則な區域のみである。普通輝石は不規則な塊となつて、内に橄欖石の結晶を包裹し、その境界亦橄欖石に限定されてゐる。裂開線に沿ふ非晶質暗色粘土状生成物への變質作用は、かなり進行してゐる。

岩石全體を通じて、鐵鑛石は、粒子形のない結晶、雲母を含む薄片等の形で、豊富に存在し、半透明となる程度の薄片とすれば、常に珈琲褐色である。多數の方形粒子は等軸鑛物たることを暗示する。たとひ鐵鑛石が存在するとは云へ、この不透明な鑛物は主としてクローム鐵鑛と思はれる。何となれば、この性質の岩石では、クローム鐵鑛は通常存在する一般的な成分だからである。

常存在する一般的な成分だからである。

東 部 山 東

こゝに東部山東と呼ぶ地域は、普通山東半島と稱せられる山勝ちの楔形地域で、獨逸の敷設した新鐵道(現膠濟線)の東北側にある。リヒトホーンフェン※の調査では、この地方の岩石は主として火成岩及び變成岩であり、時代は恐らく前カンブリア代であらうと云はれてゐる。我々にはこの地方に就いて何ら特殊な研究は行はず岩石を観察し得た唯一の機會は、青島市に於ける數時間の滞在のみである。

※ 支那、第百二十一頁十九、及び、附圖。

前カンブリア系岩石

觀察した唯一の岩石は、青島市附近の主たる岩石と思はれる、帯赤色石英岩である。

火 成 岩 類

○○○○○○○○○○
淡紅色流紋岩質斑岩、五六號——この斑岩は青島市のビジネス、センターの海濱に露出し、市の附近に存在すると思はれる古い時代の岩石中に進入してゐるといふ事實が明らかな以外、他の岩石との結合及び關係は全然明らかでない。標本はプリンス、ハイリツヒ、ホテル前で採集した。

淡紅色或は肉色非顯晶質組織の石英中に、石英及び長石の多數の斑晶が存在してゐる。長石の結晶は概して石英より大きい、その幅は、稀にしか二―三粒を超えない、この岩石は進入岩で、屢々地表に流出した流紋岩の特徴をなす獨特の構造及び組織は、全然認められない。

長石は正長石であるが、現在では大部分灰色の高陵土に變質し、中に白雲母の小片が散點する。一次的な性質を保有する包裹物は極く稀である。

石英は、菱形三角形、正しい形の結晶をなし、岩石による融蝕現象のため、石英、薄片の縁邊は時として彎入し、生じた孔隙は石英物質を以て充たされてゐる。同一性質の包裹物を結晶體中に見ることも、稀ではない。これら結晶縁邊の融蝕現象は、時として長石にも認められるが、石英に遙かに多い。多くの石英結晶中には更に、列んで、略々平行な條痕を形成してゐる。この種條痕は、片麻岩の如き變成岩中にも存在すると言はれ、二次的性質のものとは殆んど考へ得ない。包裹物中には大なる結晶は少く、デルクソン、磁鐵礦の小粒子、及び、オリープ綠色小電氣石より成る。少數の石英は菱面體劈開性を示すが、この現象を石英の薄片に認め得る例は極めて稀である。かかる性質を持つ石英の結晶を横斷して、二系統デグツクの割があり、兩者は凡そ七十八度の角度で交はつてゐる。

二系統の割目は菱面體の斷面に殆んど平行であるが、この現象は石英には極めて稀な特徴であるから、暫見した觀察者はこれを正長石と誤認し易い。併し、少しく詳細に觀察すれば、屈折率の相違に加へて、この場合には變成物の存在しないことより、誤謬は直ちに訂正される。

石英は長石及び石英の密集不規則粒子より成り、長石の量は石英に優るやうである。屈折率の低い若干の條痕ある

粒子は、曹達に富む斜長石の存在を示すが、正長石の方が遙かに多い。

石英中には、時として、黒雲母、ジルコン、磁鐵礦、及び、磁鐵礦から變化した帶赤色物質が存在する。鐵礦は種々の大きな形の粒子として豊富であるが、その一部は屢々明瞭な結晶形を示す。この岩石には黒雲母の小鱗片が少なくなくかつたが、殆んど完全に黃色鐵絲泥岩の纖維狀集合體となつてゐる。大部分磁鐵礦の變質によつて生じた赤色及び赭色の酸化鐵は、小さくて不規則な斑點となるか、絲狀の細脈となつて散布してゐる。岩體が赤味を帯びてゐるのは、明らかに、これら二次的合鐵質物の存在に起因する。

この岩石に、粒化作用顯微鏡的壓碎面歪影等、機械的變形作用の影響が認められない事は、この岩石が未だ嘗て昇變帯の強壓を受けたことを示してゐる。この岩石は、明らかに、進入せる火成岩の一部で、比較的地表に近い部分で結晶し、爾後著しい地變に遭遇しなかつたのである。

Vertical lines, possibly a stamp or a very faint inscription.

