

韓半島の地質(2)

大韓民国地質構造形成史

ANTONY JOHN REEDMAN*

嚴相鎬**

翻訳 柳井 修一***

監訳 木村 敏雄****

3. カンブリア紀とオルドビス紀の岩石

3.1 韓半島と中国のカンブリア紀・

オルドビス紀の岩石

前章までに、原生代後期の海が、現在の韓半島の少なくとも2つの堆積区に広がり、さらには北中国-韓半島卓状地にまで深く侵入したことを述べた。これらの韓半島の2つの沈降区、すなわち北部韓半島の平南盆地と南部韓半島の沃川盆地では、原生代直後に小さな堆積間隙があるが、カンブリア系は下位の原生界の上に調和的ないし軽微な不整合で重なっている。カンブリア紀以降の堆積盆地は、原生代後期の盆地の形態をただ単に保ただけでなく、カンブリア紀最初期にはそれを越えてかなり大きく広がった。すなわち、最下部カンブリア系は上部原生界をオーバーラップし、さらに場所により始生界マッシュフの上に不整合で重なっている。南部韓半島の沃川盆地は、カンブリア紀の海進により、主としてその北東方の江陵と三陟に広がった。そして、南部韓半島の

カンブリア紀とオルドビス紀の岩石が最も広く分布するのは、これらの広がった沃川盆地北東部の地域である。(図-3.1)

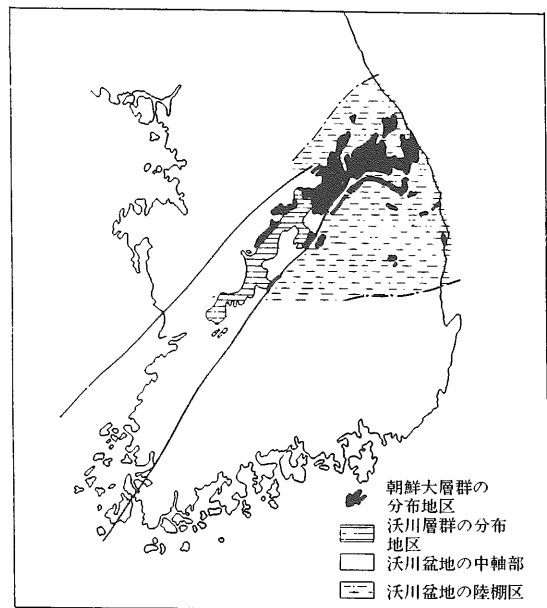


図-3.1 カンブリア紀-オルドビス紀の沃川盆地

カンブリア紀とオルドビス紀の岩石は、多種多様な化石群集を多く含み、先カンブリア紀の地層の場合とちがって、かなり正確に地域間の地層を対比することが可能である。南部韓半島に限定し

*地質学研究所(ロンドン)

**韓国国立地質鑛物研究所

***東京大学理学部地質学教室

****東京大学名誉教授

ても、最も種類の多い三葉虫化石を含めて、450種以上の大型化石が KOBAYASHI (1966) により報告されているし、また、同じように層序学的に重要な価値をもつおびただしい量のコノドント微化石が Müller (1964), H.Y. LEE and J.D. LEE (1979) により記載されている。KOBAYASHI (1967) は、中国と韓半島のカンブリア紀岩石から得た化石群集を検討して、少なくとも3つの生物相 (biota) を識別し、それぞれ広い地理的分布をもつことを認めた (図-3.2)。これらの3つのタイプの動物群集は、多種にわたる、1つ1つのタイプに特有の三葉虫化石群集を識別することにより区別され、それぞれ、黄河動物群、四川・雲南動物群、長江(揚子江)南動物群と命名された。黄河動物群は、北部韓半島や、中国“秦嶺軸” (Tsinling axis) と揚子江下流域よりも北側に分布するカンブリア系中に見出され、これらの堆積盆地を“黄河盆地”と名付けた。長江(揚子江)南動物群は、揚子江南方の南中国卓状地の一部である“揚子江盆地” (図-3.2参照) の中に認められる。

黄河盆地と揚子江盆地のカンブリア紀・オルドビス紀の地層は、生物相が対照的なだけでなく、その岩質も著しく異なる。また、両堆積盆地では、カンブリア紀以降の発達史は全く異なったものになっている。黄河盆地のカンブリア系・オルドビス系は浅海性の石灰質な層相をもち、2,000 m以上の厚さをもつこともある。その動物群集は多くの固有な属・種より成り、浅海域の堆積環境を示す。

黄河盆地は、オルドビス紀後期にはその全域が徐々に隆起して、石炭紀には堆積区は完全に消滅している。一方、揚子江盆地では、その東部で、カンブリア系は遠洋性ないし沖合相動物群集を含む。堆積層は、場所により黄河盆地のものよりかなり厚く、碎屑岩層の占める比率が高い。揚子江盆地の多くの部分では、著しい褶曲作用による中断をうけながらも、堆積作用は古生代を通じて断続的に続いた。このように、黄河盆地の堆積層が、卓状地タイプのもので、あとで造陸運動による隆起 (epeirogenic uplift) をうけたただけに対して、揚子江盆地は、断続的な地面向斜性堆積作用と造山運動のくり返しとからなる地史をもっている。

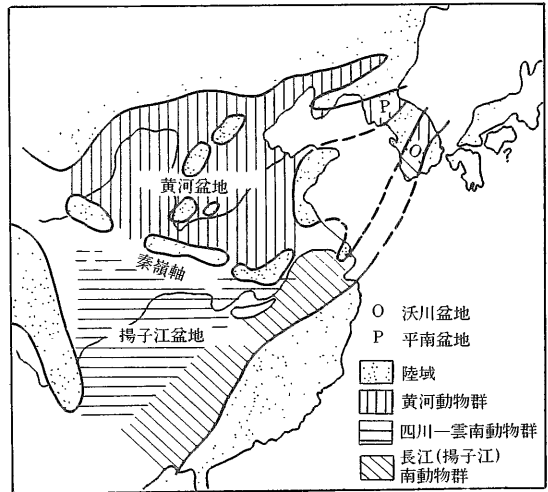


図-3.2 中国と韓半島におけるカンブリア紀の生物地理区 (KOBAYASHI, 1967, p.477 による)

3.2 大韓民国の朝鮮大層群

南部韓半島のカンブリア紀・オルドビス紀の地層は、朝鮮大層群と呼ばれる。本層群の堆積層や動物群集は、分布地区の一部では黄河盆地タイプに類似し、その他の地域では揚子江盆地タイプのものである。朝鮮大層群中に、これら2つのタイプの生物相・岩相の地層が存在することををはじめて強調したのは YOSHIMURA (1940) であるが、その後多くの地質学者の地質調査によって、両者の分布の大枠が明らかにされている。系統だった古生物学的研究は特に KOBAYASHI (1934 A, 34 B, 35, 58 A, 58 B, 60 A, 60 B, 61, 62, 66, 67) によって行われ、それぞれのタイプの堆積層中の動物群集分帯が明確にされた。これら2種類の堆積層は、各々の地層分布地域のうち最もよく知られている地理的な名前をとって、斗圍峰タイプ朝鮮系、寧越タイプ朝鮮系と呼ばれている。寧越タイプの堆積層は、長江(揚子江)南タイプ動物群集を含み、カンブリア紀以降広がった沃川盆地の堆積盆地中心部に堆積した。斗圍峰タイプの地層群は、そのいくつかの層準に黄河動物群近縁の群集を含み、大きな断層を境にして寧越タイプ堆積層と接する。

斗圍峰タイプ地層群は沃川盆地縁辺部の広い陸棚区に堆積したもので、陸棚区東方延長部は北部韓半島の平南盆地の海に時々連絡があったと考えられる。陸棚区南西方、沃川盆地堆積盆軸部は、揚子江盆地とひとつづきのものであった。

広大な朝鮮大層群分布地区内には、これらとは異なった、2種の堆積層が認められている。その1つは旌善タイプ陸棚堆積層で、これは斗圍峰タイプ堆積層に密接に関連して分布するが、露頭では複雑な構造変形、変成作用をうけている上、化石を産しないので、その層序的關係は時として論争的になっている。

もう一つの堆積層は、沃川盆地の堆積盆軸部に堆積した忠州タイプ堆積層で、この地層群も同じように化石を産しないが、場所により酸性火山岩類を含むことを除けば、本堆積層は寧越タイプ堆積層の下部に岩質上酷似している。我々は本堆積層が朝鮮大層群下部層に相当すると考えている。以上の4つのタイプの朝鮮系の分布地区を図-3.3に示し、以下にそれらを詳細に記載する。

3.2.1 白雲山向斜区の朝鮮大層群

朝鮮大層群について徹底的に研究されていて、最もよくわかっている地域は大基と Dongeomri との間の白雲山向斜南翼部である。本地域では地層はゆるく北に傾斜し、場所により変成作用をうけてはいるが、数多くの化石層準を含んでいる。本地域で最も高い山峰にその名の由来をもつ斗圍峰タイプ堆積層は、これらの地層群をその模式層序としている。

3.2.2 斗圍峰タイプ堆積層

斗圍峰タイプ堆積層は岩相層序上2つの地層群に区分され、それぞれ5つの累層に細区分される(図-3.4参照)。KOBAYASHIは、もともとの層序をよく残したセクションで、20の生層準帯を識別した。これらの化石帯は、セクション内部にはさまれる化石層準より産した動物群集に基づいて

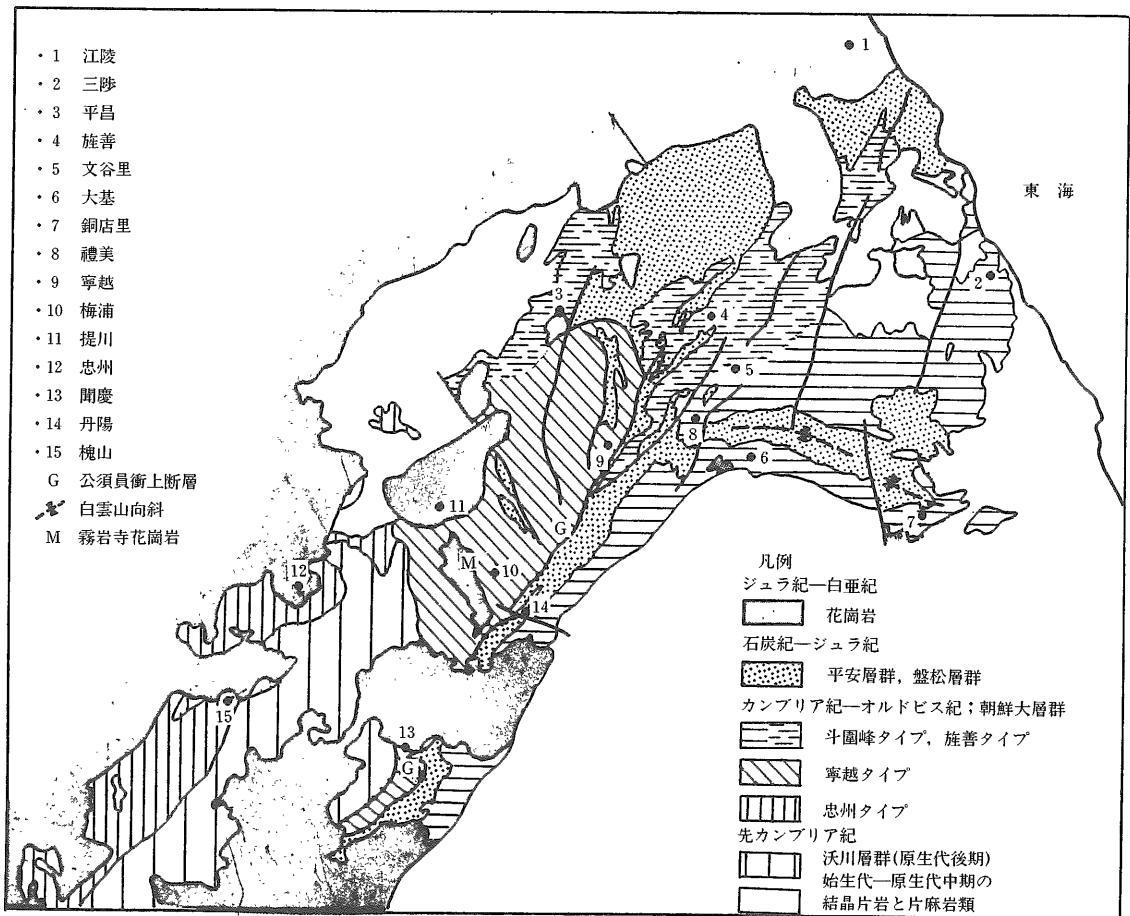


図-3.3 沃川盆地北東部における朝鮮層群の4タイプの堆積層分布図



写真-4. A 寺洞付近のカンブリア系基底壯山珪岩層中に見られる斜交層理, 江原道

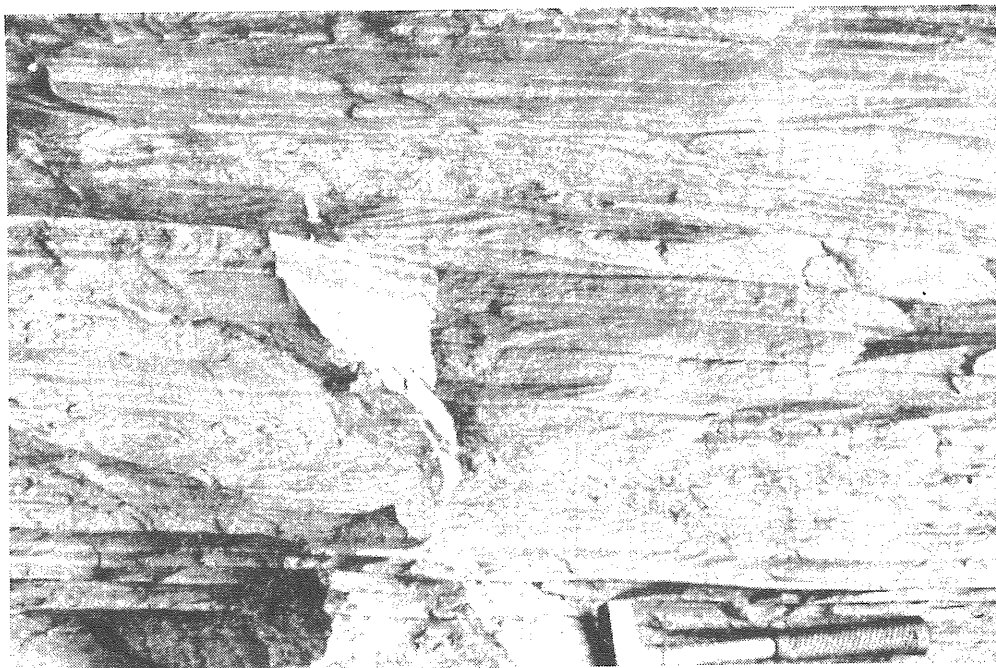


写真-4. B 聞慶地域, 九郎里付近, 九郎里層 (下部カンブリア系) の泥層に見られる斜交層理とへき開

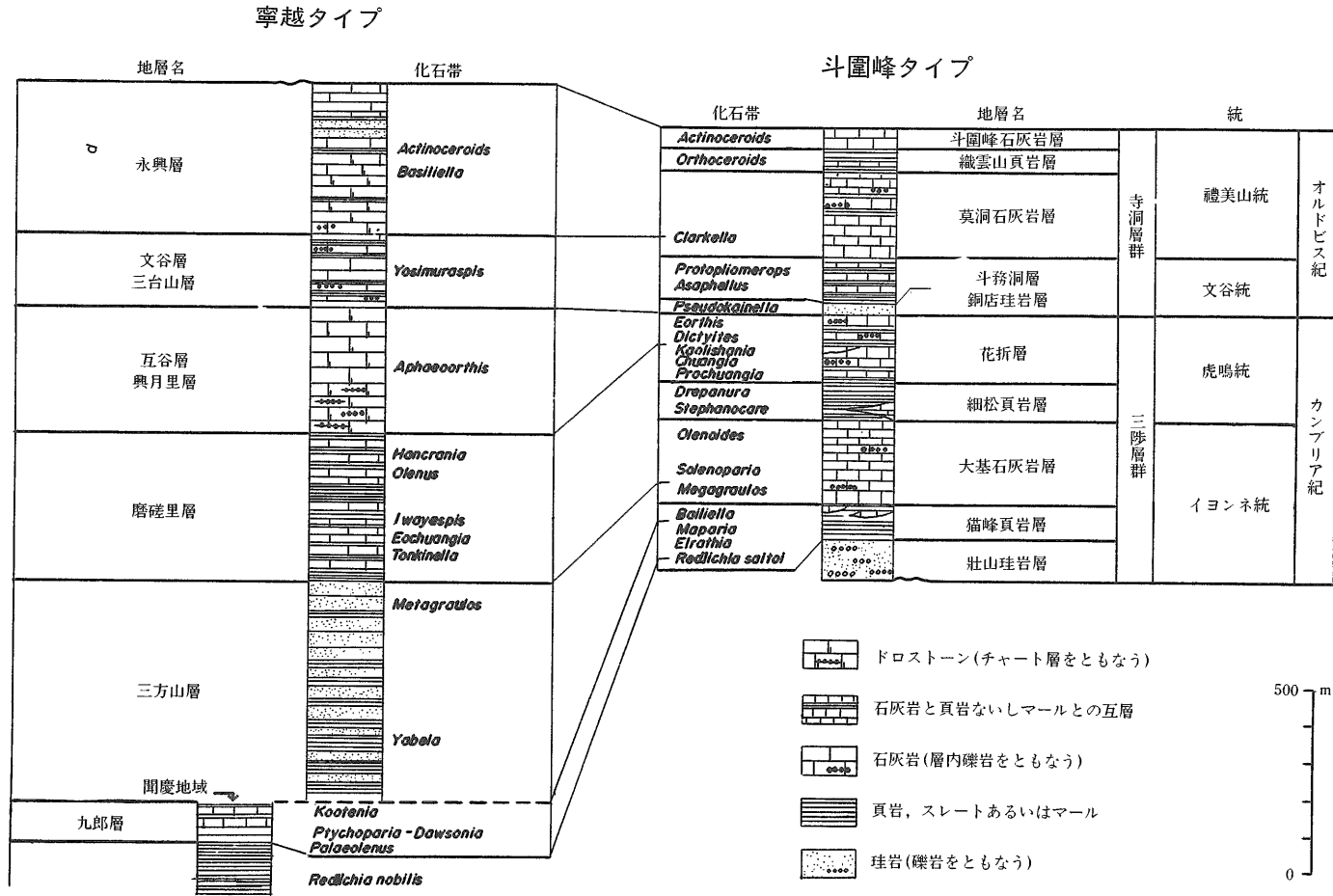


図-3.4 朝鮮大層群の寧越タイプ及び斗圍峰タイプ堆積層の地層単位と化石帯

決められ、各々の化石層準の間にはさまざまな厚さをもつ化石に乏しい地層がはさまれている。これらの化石帯は、それぞれの動物群を特徴付けているメンバー、多くの場合三葉虫属をもとに名付けられている。図-3.4にはこれらの化石帯が示されている。C.H. CHEONG *et al.* (1973) は、最近斗圍峰堆積層をイオンネ統、虎鳴統、文谷統、禮美山統の4つの地層に区分した。本堆積層は、おおよそ1,500 mの程度の層厚をもち、カンブリア紀前期からオルドビス紀中期にいたるものである。

斗圍峰タイプ朝鮮系の基底部には、壯山珪岩層があって、下位の先カンブリア紀結晶片岩・片麻岩類の上に不整合に重なっている。壯山珪岩層は、緻密で硬く、急崖をつくるような白色、灰色ないしピンク色の珪岩より成り、層厚は50 mから200 mの間でさまざまにかわる。この珪岩は多くの場所で小規模な斜交層理をとともなうほか、散在するように中礫を含み、さらには中礫岩レンズをはさむので、浅海の岸に近接した堆積環境で生じたものである(写真-4)。この上に重なる猫峰スレート層は80 mから200 mの厚さをもち、主として褐色、暗灰色、黒色のスレートおよび雲母質千枚岩より成り、中部に連続性の悪い薄い砂質層を、上部には薄い石灰岩層をはさむ。大基付近に分布する泥岩層には、干割れ(sun crack)がみられ、泥岩層は時として局所的に離水泥質干潟(emergent mudflats)になるような堆積環境のもとで堆積した。本層は壯山珪岩層とちがって、化石層をはさむ。これらの化石層は豊富な化石種を含むわけではないが、KOBAYASHIは4つの動物化石帯(図-3.4参照)を識別した。最下部の化石帯は*Redlichia*と*Obolella*を含み、*Redlichia saitoi*帯と称されている。この動物群はカンブリア紀前期を示す。

壯山珪岩層と猫峰スレート層との両者の碎屑岩堆積層は、北部韓半島平南盆地のカンブリア系下部層の陽徳統に岩質上類似していて、南部韓半島においても一般に“陽徳統”という呼び名が用いられている。しかし、斗圍峰タイプ堆積層における陽徳統の上限は、*Bailiella*帯の下におかれるので、猫峰スレート層の最上部は、狭義には陽徳統には含まれない。

C.H. CHEONG *et al.* (1973) は、陽徳統のかわ

りに、斗圍峰タイプ堆積層下部の時間層序単位として“イオンネ統”という地層名を提案している。イオンネ統はカンブリア系下部から中部にいたる地層で、その上限は*Stephanocare*帯(後述)の下で細松スレート層の基底におかれる。

猫峰スレート層の上に重なる大基層は、塊状、白色ないし灰色の石灰岩よりなり、下部に頁岩とマールの薄い地層をはさむ。本層は多くの場所で層内石灰質礫岩の薄い地層をはさむので、本層堆積期を通じて浅海堆積環境が続いたことがわかる。本層は150 mから300 mの層厚をもち、KOBAYASHI (1966)によれば、*Megagraulos*帯、*Solenoparia*帯、*Olenoides*帯化石帯に相当する。大基層は、白雲山向斜区におけるイオンネ統の最上部の地質単位である。

石灰質な岩石が卓越する大基層堆積後に再び、嶺南マッシュ由来の陸源堆積物が斗圍峰卓状地の浅海区に供給された。大基石灰岩層の上に重なる細松スレート層は、黒色スレートと暗赤色ないし褐色マールとよりなり、下部に薄い石灰岩層を数層準はさむ。大基地域、銅店里地域では、本スレート層は20 m—50 mの厚さをもち、*Stephanocare*帯と*Olenoides*帯の化石群集を含む。両化石帯は場所により1つの混在群集になっていて、白雲山向斜区北方では細松スレート層を1つの岩相層序単位として識別しえない。

白雲山向斜南翼部では、花折層が細松スレート層の上に累重している。本層は、石灰岩、砂岩、マール、頁岩の互層よりなる。石灰岩は風化した露頭表面では、虫喰い状のみかけを呈し、“虫喰い”石灰岩と呼ばれている。本層は、細松スレート層堆積後再び浅海化した時期の堆積物で、石灰質礫岩の存在や銅店里地域の砂岩層層理面上に雨滴跡(rain prints)がみられること(KOBAYASHI, 1966)から、本層堆積期には一時的に離水環境になったと思われる。本層では5つの動物化石帯が認められていて(KOBAYASHI, 1966)、大型化石、コノドント化石両者から判断して、本層はカンブリア紀後期のものである。

細松スレート層と花折層とは、カンブリア紀後期の虎鳴統を構成している。虎鳴統の上限は、*Eorthis*帯の上位、*Pseudokainella*帯の下位にあり、斗圍峰タイプ層序のカンブリア紀—オルドビス紀境界とみなされている。虎鳴統は、黄河盆地の復

州統と炒米店統との最上部に相当する。

銅店珪岩層は花折層の上に整合に重なる最下部オールドビス系で、広範囲に分布し、独特の岩質をもつので、良い鍵層になる。本層は、禮美地域から産した *Pseudokainella* の破片 (IWAYA, 1943) 以外には化石を産しないが、その分布上の広がりや下部オールドビス系であることが確実な地層におおわれる事実から、一般に斗圍峰タイプ層序層におけるオールドビス系の基底をなすと考えられている。本層は 10 m—50 m の厚さを持ち、暗灰色のヘマタイト珪岩層、褐色珪岩層、薄い頁岩層よりなり、稀に石灰岩レンズを含む。本層は、石灰質頁岩と灰色石灰岩との互層よりなる斗務ゴル層におおわれている。KOBAYASHI (1966) は、斗務ゴル層中に 2 つの化石帯を認め、これらの化石帯がヨーロッパのトレマドシアンに対比できることを示した。しかし、多量に産出するコノドント化石によれば、斗務ゴル層はさらに上位のアレニギアンにも対比しうる (H.Y. LEE and J.D. LEE, 1971)。銅店珪岩層と斗務ゴル層とは、CHEONG *et al.* (1973) によって黄河盆地湾々統に対比された文谷統に含められる。

斗務ゴル層の上には厚い石灰岩層が重なる。この地層はもともと直洞石灰岩層と名付けられていたが、最近では莫ゴル石灰岩層という名称の方が一般的によく用いられている。

本層は青灰色塊状—板状石灰岩よりなり、薄い頁岩層をはさむ。全層厚は 200 m—400 m である。本層は、化石を産することが少ないが、基底部付近の *Clarkella* 帯に相当する部分では多くの三葉虫化石が発見されている。本層産コノドント化石より、本層はヨーロッパのランヴィルニアンに対比される (H.Y. LEE and J.D. LEE, 1971)。本層の上に重なる織雲山頁岩層は、黒色ないし灰色の頁岩よりなり、下部に石灰質な層準を数層含む薄い地層で、*Orthoceroid* 帯の動物化石群を多産する。織雲山動物群集のオウムガイ類は、ランダイリアンを指示する。

朝鮮大層群の最上部層は斗圍峰石灰岩層で、この層は上部石炭系に非整合におおわれる。本層は、石灰岩、ドロストーン、石灰質頁岩よりなる 50 m の地層で、*Actinoceroid* 帯の化石を産することから、ヨーロッパのカラドシアン統に対比され、コノドント化石による時代もこれに調和的である

(H.Y. LEE and J.D. LEE, 1971)。朝鮮系基底部の莫ゴル石灰岩層から最上部の斗圍峰石灰岩層にいたる全地層は、禮美山統に含められ、黄河盆地の臥竜統と豆腐統とに対比される。

独特の動物群集をもった斗圍峰タイプ堆積層は、白雲山向斜南翼部だけでなく、その北方、北東方、南西方にも広く露出している (図—3.3)。しかしながら、横への層相変化があるので、白雲山向斜南翼部に認められる層序単位の全てが、必ずしもこれらの近隣地区で認められているわけではなく、各々の地区で異なった地層が定義されている。層相変化は、一般的にはそれほど顕著なわけではないが、たとえば、壯山珪岩層、猫峰スレート層は白雲山向斜区北方では白雲山向斜区よりかなり厚くなるし、細松スレート層、花折層は三陟地域にむかってより砂質な竹簾層にかわっている

写真—5

1. 江原道寧越郡磨磧里
2. 江原道寧越郡磨磧里
3. 江原道寧越郡磨磧里
4. 江原道寧越郡三台山
5. 江原道寧越郡三台山
6. 江原道寧越郡磨磧里
8. 江原道寧越郡磨磧里
7. 江原道寧越郡磨磧里
9. 江原道寧越郡磨磧里
10. 江原道寧越郡磨磧里
11. 江原道寧越郡磨磧里
12. 江原道寧越郡北面磨磧里
13. 江原道寧越郡北面磨磧里
14. 江原道寧越郡磨磧里

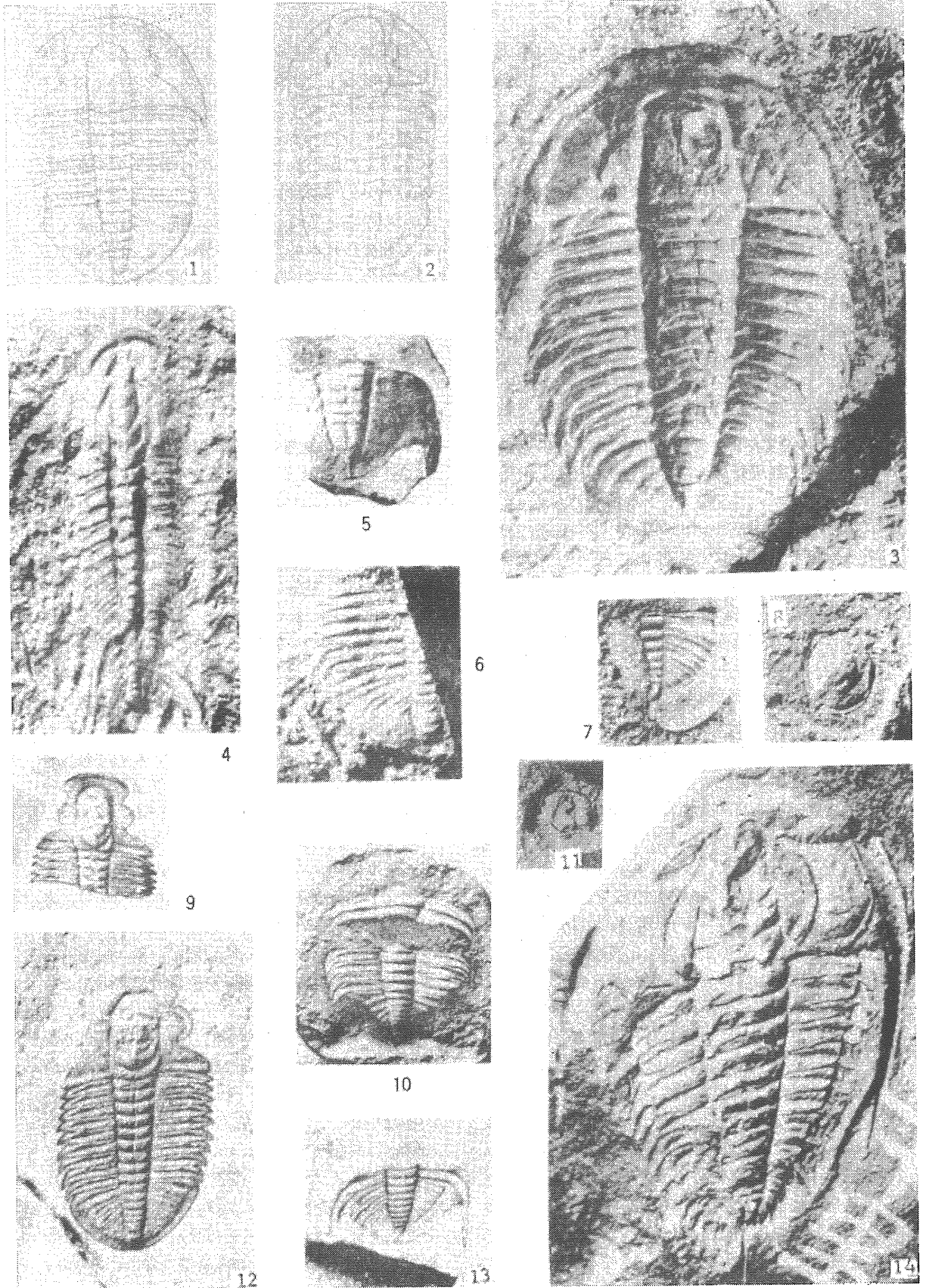


写真-5 朝鮮大層群の寧越タイプ堆積層産カンブリア紀, オルド
ビス紀の三葉虫化石 (Kobayashi, 1962による)

て、場所により織雲山頁岩層を欠いている。丹陽地域南西部や聞慶地域西部の斗圍峰タイプ堆積層は模式地と同じように浅海相であるが、サクセション全体を通じて動物群集を多産することと銅店珪岩層を欠くことが模式地とは異っていて、ここではカンブリア紀とオルドビス紀との境界位置もよくわかっていない。

ここで特に、禮美付近の露頭について述べておく必要がある。禮美付近の地層が斗圍峰タイプ堆積層と著しく岩相が異なり、後に述べる寧越タイプ堆積層に近接している、また最近のこの地域での地質調査の成果がいくつかの層序学上の論争の的になっているからである。禮美北方、文谷里付近に露出している壯山珪岩層と猫峰スレート層は両者共に大変厚く、合わせて約 500 m の厚さをもつ。大基石灰岩層と花折層とは共に独自の層序単位をなすが、斗圍峰タイプ堆積層とちがって間には含まれる細松スレート層は、この地域では大変小規模で累層として区別することができない。またこれらの地層の上の銅店珪岩層も斗圍峰タイプと異なり、横への連続性が悪い。斗圍峰タイプの斗務ゴル層の上位に重なる莫ゴル石灰岩層は、石灰岩、ドロストーンより成り、禮美地域ではその中部層準に珪岩の中礫が含まれる (B.K. KIM, 1969)。

莫ゴル石灰岩層の上には連続性の悪い頁岩層が重なるが、さらにこの上の石灰岩層が斗圍峰タイプ堆積層最上部の斗圍峰石灰岩層に対比しうることから、IWAYA (1943) はこの頁岩層を織雲山頁岩層相当層とした。Taebaegsan Investigation Corps (CHOI, 1962) は禮美地域を含む義林吉凶幅調査結果から、莫ゴル石灰岩層上部層を旌善石灰岩層と呼び、その上に重なる頁岩と石灰岩をそれぞれ古城頁岩層と古城石灰岩層と名付けた。そして、旌善石灰岩層が禮美地域北方に非常に広く分布し、莫ゴル石灰岩層上部の上の不整合に重なるので、禮美地域の朝鮮系最上部の時代は断定的には決め得ないと主張した。これに反して、その後の最近の B.K. KIM (1969) による調査結果は IWAYA の考えに調和的で、特に Taebaegsan Investigation Corps によって古城頁岩層とされた地層から産した動物化石群集は、織雲山頁岩層中のものと酷似していて、IWAYA の対比が正しいことを裏付けている。

禮美地域のサクセション中には、いたる層準に層内礫岩レンズが含まれるが、それらとは全く異った特徴をもった石灰質角礫岩層が莫ゴル石灰岩層中に認められる。`禮美石灰質角礫岩、と呼ばれるものがそれで、この岩石は石灰岩の角礫を多数含み、局所的なレンズとして分布し 100 m 以上の厚さをもつ。類似した角礫岩層は旌善地域にも認められるが、この地層はピンク色を呈することから、しばしば石炭紀の紅店層構成メンバーと間違われてきた。これらの角礫岩層は、ほぼ現地性のもとのみならず、堆積時の基盤断層運動と関連して、より強く沈降した沃川盆地中央部と縁辺部陸棚区との間の境界部付近で形成されたものらしい。

3.2.3 旌善地域の朝鮮大層群

3.2.4 旌善タイプ堆積層

HISAKOSHI (1943) は旌善付近に分布する朝鮮大層群についてはじめて系統だった調査・研究を行い、その大部分が石灰岩相の地層より構成され、比較的高度の変成作用をうけ、複雑な地質構造をなし、化石をほとんど産しないことを報告している。旌善付近に広く露出し旌善タイプ堆積層上部層をなす石灰岩層は、HISAKOSHI (1943) により旌善石灰岩層と名付けられた。旌善の南東方に分布し、旌善石灰岩層の下位にある、頁岩と石灰岩との互層よりなる地層は、周安層と命名されている。周安洞東部では、旌善タイプ堆積層は横に斗圍峰タイプ堆積層に移り変わっている。すなわち、後者にみられる銅店珪岩層のような鍵層準が旌善タイプ堆積層中に認められ、上述の周安層は斗圍峰タイプ堆積層中部層の細松スレート層から上方の斗務ゴル層にいたる地層群に対比しうる。

周安層の上位の旌善石灰岩層は、莫ゴル石灰岩層、織雲山頁岩層、斗圍峰石灰岩層に対応するものである。

旌善石灰岩層という地層名は、CHOI *et al.* (1952) によって沃川盆地北西部の無化石石灰岩層分布地区で、広く適用された。その正確な地質時代はわからないが、一部の研究者は HISAKOSHI (1943) の考えと異なりオルドビス紀以降のものと考えている。しかしながら、最近の O.J. KIM (1973) による地質調査結果によれば、斗圍峰タイプのカンブリア紀、オルドビス紀境界に相当する銅店珪岩層は、旌善地域の旌善石灰岩層内部に認められ、

さらに旌善石灰岩層上部から発見されたコノドント化石はオルドビス紀を示すという。

3.2.5 寧越地域の朝鮮大層群

3.2.6 寧越タイプ堆積層

聞慶地域から北東方へ向かい、江陵付近でほとんど韓半島東海岸に達する大断層として、公須員衝上断層がある。

この断層の南部の地域では、断層を境として東側の斗圍峰タイプ朝鮮系と西側の寧越タイプ朝鮮系とが接している（図-3.3参照）。

これら2つのタイプ堆積層の岩質の対照的なちがいにはじめて注目したのは、YOSHIMURA (1940) で、そのあとになって KOBAYASHI (1966) は、斗圍峰タイプ堆積層中のものとは全く異なった寧越タイプの化石帯層序を定義し、両タイプの化石帯動物群集はもともと離れたところの起源の異なるものであることを示した。（図-3.4） KOBAYASHI (1966) によるこれらのタイプの堆積層の層序対比表を示す。寧越タイプの堆積層と斗圍峰タイプ堆積層とは、観察される限り断層で接していて、一方がもう一方へ横へ移り変わる露頭は認められていない。

三方山層は、寧越タイプ堆積層模式地、寧越市北部に分布する寧越タイプ堆積層の最下部層で、緑色、灰色、赤色頁岩と互層する緑色、灰色、褐色珪岩よりなり、カンブリア紀前期—中期を指示する化石を含む。KOBAYASHI (1966) は動物化石群の検討から、この層を大基石灰岩層下部と猫峰スレート層上部とに対比し、その結果から、斗圍峰堆積層が形成された大白山陸棚区よりもそれに接する沃川盆地中央部において、より長い間陸源碎屑物が継続して供給されたことを示した。

三方山層は、その基底が露出していないが、少なくとも700 mの厚さをもっている。

REINEMUND (1957) によれば、三方山層の上には非整合に磨磋里層が重なる。この層は、灰色石灰岩薄層と暗灰色、褐色、黒色頁岩層との互層より成り、遠洋性環境に堆積したと考えられている。この層の上には、チャートよりなる薄い層をともなう塊状ドロストーンから構成される興月里層が重なる。磨磋里層と興月里層とは、カンブリア紀中期—後期の動物化石を産する。

寧越タイプ堆積層中のオルドビス系は、主としてドロストーンと石灰岩とより成る。カンブリア

系との境界部には、特徴をもった地層はみられない。KOBAYASHI (1966) は、オルドビス系基底部付近には *Yoshimuraspis* 帯があって、同帯のまさしく下限に相当するところの、三台山層とその下位の興月里層との境界部付近がカンブリア紀—オルドビス紀境界に近いと考えている。三台山層とその上に重なる永興層とは、ドロストーンと石灰岩よりなり、薄いマール層を数層はさむ。石灰質礫岩のレンズが含まれるので、これらの地層堆積期のある時期には浅海堆積環境であったと考えられる。発見された化石によれば、寧越タイプ堆積層の最上部はオルドビス紀中期である。寧越タイプ堆積層は全層厚約2,000 mに達し、白雲山向斜区での斗圍峰タイプが1,500 m程度であるのに比較して、幾分厚い。しかし、寧越地域の地層は著しい断層、褶曲変形をうけていて、堆積層の真の厚さよりも大きめに推定している可能性もあるので注意を要する。

寧越西方や南西方では、三台山層と永興層構成メンバーのドロストーン、石灰岩が広く分布するが、一般に再結晶作用が著しく、化石は発見されていない。一方、HUKASAWA (1943) によって屯田千枚岩層と名付けられ、旌善タイプ無化石堆積層の中部に対比されると推測された地層が、春川里東方と北方とにアーチ状の泥質岩卓越地帯をなして分布する。O.J. KIM *et al.* (1973) は屯田千枚岩層が三方山層に対比されると考えたが、H.M. KIM (1972) などの研究者は、この千枚岩層が褶曲・断層変形をうけた石炭系外座層 (outlier) である可能性を指摘している。

さらに南方、梅浦付近の霧岩寺花崗岩体の東側に沿って分布する錦繡山層は、珪岩、石英片岩、ホルンフェルス化した黒色頁岩層と石灰岩の薄い層よりなり、転倒背斜の逆転翼を構成している。霧岩寺花崗岩体の北側では、本層基底の珪岩層は先カンブリア紀の片麻岩類の上に不整合に重なるので、この層は斗圍峰堆積層最下部の壯山珪岩層と猫峰スレート層に対比される。梅浦地域では錦繡山層の上に、泥質岩層をはさみ、石灰岩、ドロストーンより成る層が重なる。この層は概して化石にとぼしいが、オルドビス紀のコノドント化石を産し、一般には寧越タイプ堆積層上部の三台山層と、永興層に対比されている。しかしその詳細な層序関係は、まだよくわかっていない。

寧越タイプ類似的動物群集をもち、その最も南方に分布している地層は、聞慶図幅と咸昌図幅地域南部に認められる。この地層は西部で沃川層群と、東部で聞慶炭田の上部古生界—中生界と断層で接しているが、後者と接する断層は北方に公須員衝上断層に連続する。この地層の最下部層である九郎層は灰色から赤色の頁岩よりなり、*Redlichianobilis* 帯の化石群集を含むので、斗圍峰堆積層下部の猫峰スレート層に対比される。この上に重なる麻城層は、頁岩、ドロストーン、石灰岩の互層よりなり、その上には石灰岩とドロストーンよりなる石橋里層、鼎里層、都呑層が重なる。これらの地層のうち最も若い地層は、オールドビス紀中期のものである。このような地層の再区分は、AOTI (1942) の図幅調査の成果とそれにひきつづいて行われた KOBAYASHI (1958, 61) の古生物学的研究に基づいてなされた。

3.2.7 忠州層群

堆積岩起源の変成岩類より成る忠州層群は、上に述べた3つのタイプの朝鮮系と異なる4つ目の朝鮮系である。忠州層群は忠州東方と南方に分布し、大香山層と鷄鳴山層よりなる。大香山層は、20 m—100 m の厚さをもつ下部の珪岩層と10 m—150 m の上部のドロストーン層より構成され、場所によりドロストーン層の下に黒雲母片岩と炭質結晶片岩をともない、炭質結晶片岩中の石墨は現在も稼行されている。忠州東部では、本層下部の珪岩層は、原生代後期沃川層群中の文周里層の上に非整合に重なっていて、槐山南方にまで追跡される(図-3.3)。本層は礫質層を含み、斜交層理も認められる。一方、提川南西部ではこの珪岩層は沃川層群分布区を乗り越え、さらに基盤の片麻岩類の上に直接重なっている。本層上部のドロストーン層は *Archaeocyathid* を産する (LEE, CHANG and LEE, 1973)。この化石はこの地域以外の沃川盆地朝鮮系では、まだ見出されていないが、中国揚子江中流域でカンブリア紀前期石灰岩層中に多産する。大香山層は、梅浦東部の錦繡山層と白雲山向斜区のイヨネ統と同時代である可能性が大きい。

鷄鳴山層は大香山層の上に重なり、忠州東部、東洋タルク鉞山付近では、両者の境界部に流紋岩と流紋岩質デイサイトよりなる一連のシルが認められる。本層は、石英—絹雲母片岩、黒雲母片岩、

角閃岩、結晶質石灰岩、変珪岩よりなる。忠州付近では、本層は巨大な花崗岩体や多くの花崗岩岩脈に貫かれていて、高度に変成・変質している。この南東方では変成度は低くなり、暗灰色石灰質スレートが本層下部の重要な構成岩石になっている。槐山付近の鷄鳴山層相当層は、C.H. LEE (1972) により白峰里層群と呼ばれていて、石灰質千枚岩、結晶質石灰岩、砂質千枚岩よりなる。鷄鳴山層の地質時代は、詳細にはわからないが、酸性火山岩類が存在することを除けば、本層は寧越タイプ堆積層中の三方山層と磨磗里層とによく類似している。

全ての研究者が鷄鳴山層を朝鮮大層群に含めているわけではないことを、ここで述べておかなければならない。一部の研究者は、忠州地域では堆積層全体が逆転していて、鷄鳴山層は先カンブリア時代のものであると考えている。しかしながらこの考えは、鷄鳴山層の下の大香山層基底の珪岩層中にみられる斜交層理が逆転していないことを示す事実と調和的ではない。

写真—6

1. *Appalachignathus delicatulus* BERGSTRÖM et. al. (x 80)
2. *Appalachignathus delicatulus* BERGSTRÖM et. al. (x 80)
3. *Cordylodus* sp. (x 80)
4. *Trapezognathus* sp. (x 80)
5. *Cordylodus plattinensis* BRANSON and MEHL (x 50)
6. *Scandodus rectus* LINDSTROM (x 100)
7. *Oistodus inclinatus* BRANSON & MEHL (x 50)
8. *Panderodus striatus* BRANSON & MEHL (x 60)
9. *Trapezognathus* sp. (x 100)
10. *Polycoulodus* sp. (x 50)
11. *Ozarkodina* sp. cf. *O. joachimensis* ANDREWA (x 60)
12. *Oistodus* sp. (x 50)
13. *Scandodus* sp. cf. *S. unistriatus* SWEET & BERGSTRÖM
14. *Distomodus* sp. (x 80)
15. *Gnathodus* sp. (x 50)

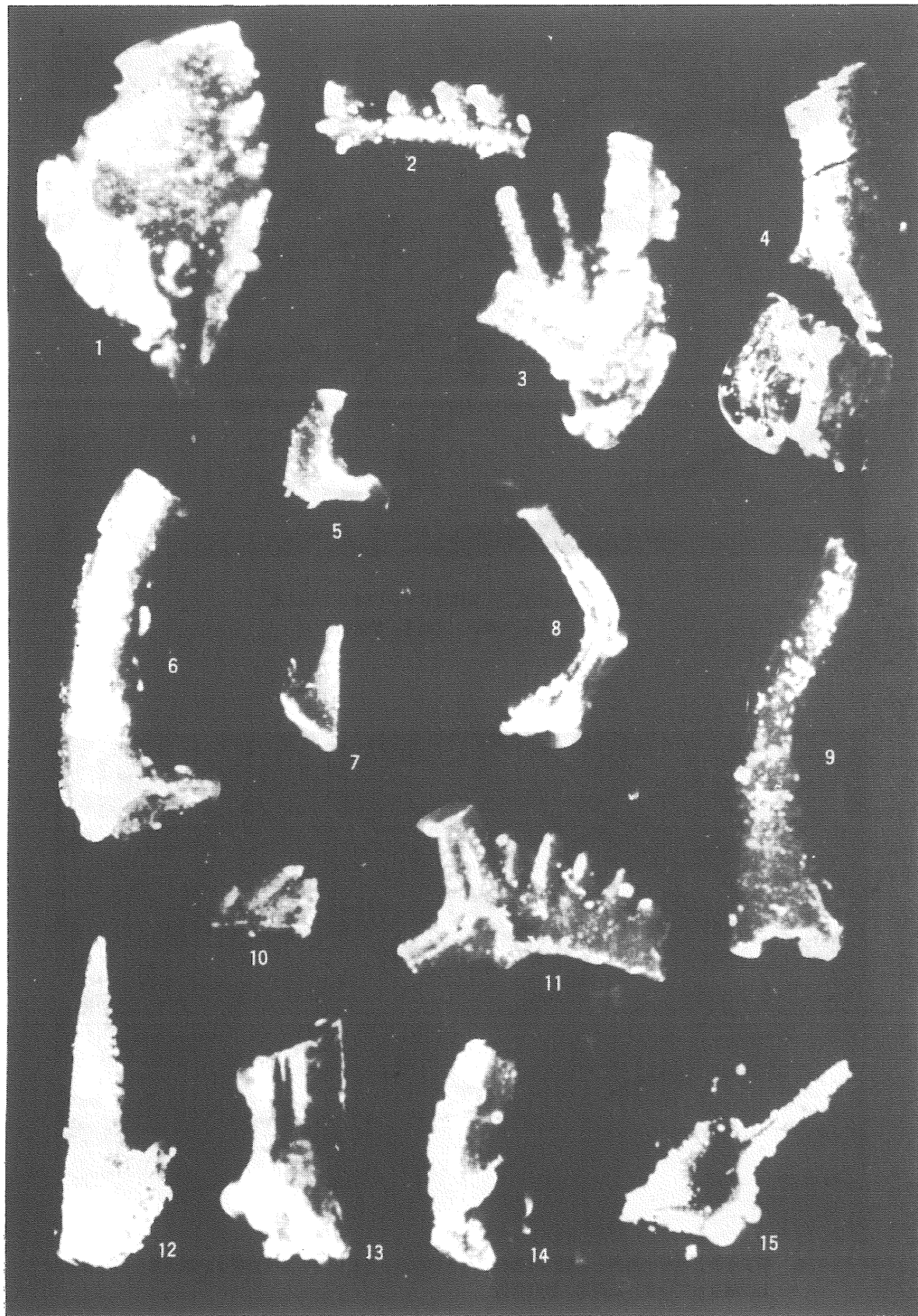


写真-6 江原道寧越郡磨磴里の朝鮮大層群産コノドント 147
(H.Y. CHUN, 1975)

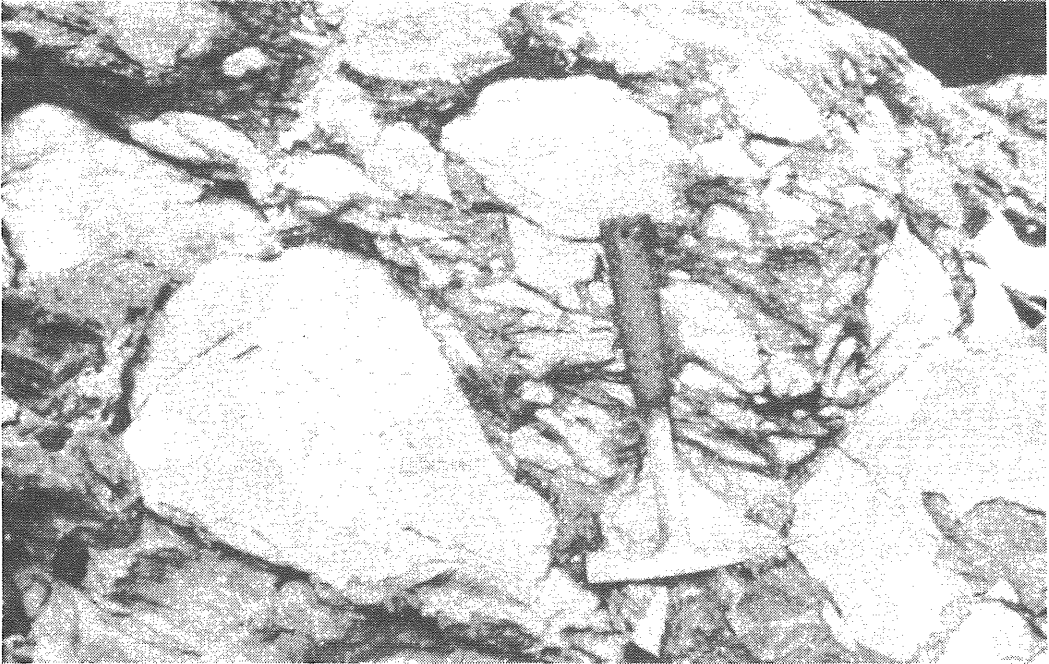


写真-7. A 禮美石灰角礫岩タイプのオルドビス紀
石灰角礫岩. 江原道, 旌善付近

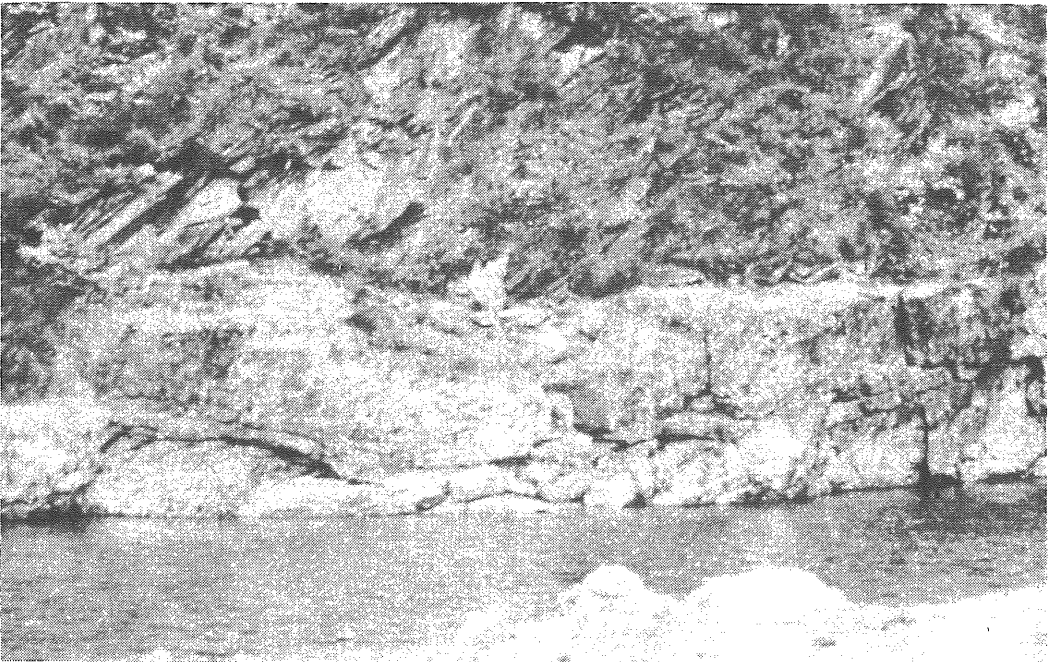


写真-7. B 平安層群と朝鮮大層群との間の非整合. へき開の入った紅店層の泥質岩層が朝鮮大層群石灰岩層の
上に重なっている. 江原道, 旌善付近

3.3 カンブリア紀・オルドビス紀の沃川盆地

すでに強調したように、カンブリア紀の堆積作用が開始されると同時に沃川盆地は北東方に広くなり、朝鮮大層群基底のカンブリア紀堆積層は沃川層群分布区だけでなく、それをさらに越えて、始生代、原生代前期・中期の結晶片岩類・片麻岩類よりなる準平原化された基盤岩類の上に直接重なった。この海進の最初期に堆積した基底の珪岩層は、沃川盆地を通じてほとんど一様な岩質をもつ。しかしその後、堆積盆地は、忠州タイプおよび寧越タイプが堆積した盆地中軸部と、斗圍峰タイプおよび旌善タイプが堆積した縁辺部の広い“陸棚区”とに分かれた。

盆地中央部堆積層と陸棚区堆積層との境界部には、現在はジュラ紀に形成された巨大な断層群が存在する。これらの断層群は、もともと基盤の断層群として堆積期を通じて存在し、沃川盆地を2つの堆積地区に分ける結合帯 (hinge zone) を形成していたものが、ジュラ紀になって再び活動したものである可能性が大きい。このような断層運動が堆積期にはじめから存在したことは、既に述べた禮美石灰質角礫岩層が、若返った断層の存在する地域に近接して分布することから推定される。

沃川盆地の寧越、忠州、聞慶などの地域の朝鮮大層群堆積層の岩相層序・動物群集は、南部中国の揚子江盆地のそれによく類似して、沃川盆地は南西方で揚子江盆地につながっていたと考えられる。しかし両堆積盆地で大きく異なる点は、沃川盆地では、オルドビス紀後期層・シルル紀層・デボン紀層を欠いていて、オルドビス紀から石炭紀まで続いた大きな堆積欠如があったことである。朝鮮大層群の岩石は、ジュラ紀の大宝造山運動期になってはじめて褶曲変形をした。

斗圍峰タイプ朝鮮系および旌善タイプ朝鮮系は沃川盆地縁辺部の陸棚区に堆積したものであるが、この陸棚区の海が、沃川盆地を取り囲む京畿・嶺南マッシュフの上にとれほどの広がりをもって侵入したのかは、余りよくわかっていない。白雲山向斜南翼部では、陸棚相朝鮮系は1,000 m から1,500 m の間の厚さをもつので、この厚さの地層が完全に尖滅するには、この海はもともとかなりの距離南方に広がっていたと考えなければな

らない。嶺南マッシュフ北東部には、試みとして朝鮮大層群に対比されている、無化石石灰岩層、珪岩層が孤立して散在している。例えば、三斤里周辺の將軍鉞床では、先カンブリア系の結晶片岩類・片麻岩類の上に、石炭層をとまなう平安層群におおわれる、珪岩、黒雲母片岩、石灰岩よりなる地層が分布する。この層は、REEDMAN and HWANG (1975) により朝鮮大層群に対比されている。これらの孤立して分布する地層群が沃川地区の外側に存在することから、初期の海進ではマッシュフの広い地域にわたって、朝鮮大層群堆積期陸棚区の海が広がっていたと推定される。壯山珪岩層中にみられる堆積構造は、本層が嶺南マッシュフ側からの碎屑物の供給をうけたことを示している。斗圍峰タイプ堆積層の猫峰スレート層、細松スレート層、花折層、銅店珪岩層、斗務ゴル層、織雲山スレート層中にも、嶺南マッシュフの陸域の部分から供給された陸源碎屑物が混入している。

引用文献

- AOTI, K.
1942: Geology of the Bunkei (Mungyeong) District in Chosen with special reference to the stratigraphy of the Chosen Group; *Geol. Soc. Jap., J.*, v.49.
- CHEONG, C.H., LEE, D.S., UM, S.H. CHANG, K.H. and KIM, H.M.
1973: A study to establish the chrono-stratigraphic units in Korea.
- CHOI, Y., [and others]
1962: Report on the geology and mineral resources of the Taebaegsan region for the Geological Survey of Korea; *Geol. Soc. Korea*.
- HISAKOSHI, S.
1943: Geology of Seizen (Jeongseon) district Kogendo (Gangweon-do) Chosen; *Geol. Soc. Jap., J.*, v.50.
- HUKASAWA, T.
1943: Geology of Heisvo (Pyeongchang) district Kogendo (Gangweon-do) Chosen; *Geol. Soc. Jap., J.*, v.50.
- IWAYA, Y.
1943: Geology of Girinkitsu (Euirimgil) district Kogendo (Gangweon-do) Chosen; *Geol. Soc. Jap., J.*, v.50.
- KIM, B.K.
1969: Some new geological aspects revealed from the north-western part of the Yemi area; *Geol. Soc. Korea, J.*, v.5, no.3, p.229-241.
- KIM, H.M.
1972: Stratigraphy of Sambangsan Formation in the north-western area of the Yeongweol Quadrangle; *Geol. Soc. Korea, J.*, v.8, no.4, p.211-215.
- KIM, O.J. and LEE, H.Y.
1973: The stratigraphy and geologic structure of the Great Limestone Series in Gangweon-do, South

- Korea; *Nat. Acad. Sci. Korea, J., Natural Sci. Ser.*, v.12, p.139-170.
- KOBAYASHI, T.
1934A: The Cambro-Ordovician Formations and Faunas of South Chosen. *Palaeontology*, Pt.1, Middle Ordovician Faunas; *Imp. Univ. Tokyo Fac.Sci., J., Sect.2*, v.2 pt.8.
1934B: The Cambro-Ordovician Formations and Faunas of South Chosen. *Palaeontology*, Pt.2, Lower Ordovician Faunas; *Imp. Univ. Tokyo Fac.Sci., J., Sect.2*, v.2, pt.9.
1935: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Chosen. *Palaeontology*, Pt.3, Cambrian Faunas of South Chosen with special study of the Cambrian trilobite genera and families; *Imp. Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect.2*, v.4, pt.3.
- KOBAYASHI, T. (Cont'd)
1958A: Some Cambro-Ordovician fossils from Danyang District, South Korea *Palaeontol. Soc. Jap. Trans. Proc. No.30*.
1958B: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Chosen, pt.5. *Palaeontology* 4, Some Ordovician gastropods from the Mungyeong or Bunkei district, South Korea; *Univ. Tokyo Fac.Sci., Sect.2*, v.11 pt.2.
1960A: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea, Pt.6. *Palaeontology* 5; *Univ. Tokyo Fac.Sci., J., Sect.2*, v.12, pt.2.
1960B: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea, Pt.7. *Palaeontology* 6. Supplement to the Cambrian faunas of the Tsiubon zone with notes on some trilobite genera and families; *Univ. Tokyo Fac.Sci., J., Sect.2*, v.12, pt.2.
1961: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Chosen, Pt.8, *Palaeontology* 7. Cambrian faunas of the Mungyeong (Bunkei) district and the Samposan Formation of Yeongweol (Neietsu) district; *Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect.2*, v.13, pt.2.
1962: The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Chosen, pt.8. *Palaeontology* 8. The Machari Fauna; *Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect.2*, v.13, pt.2.
1966: Stratigraphy of the Chosen Group in Korea and South Manchuria and its relation to the Cambro-Ordovician formations of other areas. The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea, Part.10, Sect. A. The Chosen Group of South Korea; *Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect.2*, v.16, pt.1, p.1-84.
1967: Stratigraphy of the Chosen Group in Korea and South Manchuria and its relation to the Cambro-Ordovician formations of other areas. The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea, Pt.10, Sect. C. Stratigraphy of the Chosen Group in Korea and South Manchuria; *Univ. Tokyo Fac. Sci., J., Sect.2*, v.16, pt.3, p.381-535.
- LEE, D.S., CHANG, K.H. and LEE, H.Y.
1972: Discovery of Archaeocyatha from Hyangsanri Dolomite Formation of the Ogcheon System and its significance; *Geol. Soc. Korea, J.*, v.8, no.4, p.191-197.
- LEE, H.Y. and LEE, J.D.
1971: Conodont fauna from the Great Limestone Series in Dongjeom district, Samcheoggun, Gangweon-do and its stratigraphical significance. *Geol. Soc. Korea, J.*, v.7, no.2, p.89-107.
- LEE, J.H.
1972: The study of the lower unit of the metamorphic belt in the Ogcheon Geosyncline; *Geol. Soc. Korea, J.*, v.8, no.1, p.25-36.
- MULLER, K.J.
1964: Conodonten aus dem unteren Ordovizium von sud Korea; *N. Jb. Geol. Palaeont., Abh.* 119, no.1, p.93-102.
- REEDMAN, A.J., FLETCHER, C.J.N., EVANS, R.B., WORKMAN, D.R., YOON, K.S., RHYU, H.S., JEON, S.H. and PARK, J.N.
1973: Geological, geophysical and geochemical investigations in the Hwanggangni area, Chungcheongbuk-do; *Geol. and Min. Inst. Korea, Rept. of Geol. and Min. Expl.*, pt.2, p.1-118.
- REEDMAN, A.J. and HWANG, D.H.
1975: A report on Samhan Janggun Mine; *Geol. Min. Inst. Korea, Rept. Geol. Mineral. Expl.*, v.3, pt.2.
- REINEMUND, J.A.
1957: Geology of the Machari coalfield in Coalfields of the Republic of Korea, Pt 2; *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1041-C,D, E, p.11-46.
- YOSIMURA, I.
1940: Geology of the Neietsu (Yeongweol) district, Kogendo (Gangweon-do), Chosen; *Geol. Soc. Japan, J.*, v.47, p.112-122.

4. 石炭紀、二疊紀及び三疊紀前期の岩石

韓半島の石炭紀から三疊紀にかけての地層は、一括して平安系又は平安層群と呼ばれている。平安層群は厚い炭層をはさみ、これが韓半島の代表的炭田地域を形成しているため、経済的には非常に重要である。北中国-韓半島卓状地の平安層群及び層序的にそれに相当する地層の分布地区における特筆すべき地質学的特徴は、これらの基底層がオルドビス紀の石灰岩層を非整合で覆っていることである。オルドビス紀の石灰岩層は、古生代後期層堆積前に褶曲、傾動運動をうけていない。更に、古生代後期堆積盆地が古生代前期堆積盆地での堆積期の後、1億年以上もたってから形成されはじめたにもかかわらず、両堆積盆地は古生代前後期を通じて実質的に卓状地上の同じ位置を占めている。

シルル紀、デボン紀の堆積層が、北中国-韓半島卓状地上のいくつかの地域に堆積したことを示す証拠が何カ所かで見出されてきている。北部韓半島の兼二浦地区では、ジュラ紀礫岩層中にシルル紀の化石を産する巨礫が発見された (SHIMIZU

et al, 1934). また, 同し地区で, YAMAGUCHI (1951) はスレートと石灰岩との薄い地層から, ノルル紀の可能性の大きい化石破片の発見を報告した。一部の研究者は, 特定の化石を産しない地層, 例えは, 灰川層群中のものをオルトヒス紀より新しく石炭紀より古い地層であると考えている。しかし, この見解は一般的に受け入れられていない (第3章参照)。従って, 北中国-韓半島卓状地上の堆積盆地中のあるものには, 古生代中期に堆積がおこった地区が存在した可能性も大きい。堆積物かたとえ広く形成されたとしても, その後の隆起と侵食により古生代後期より前にその大部分は削割されてしまったにちかいない。さらに, 古生代前期層かこの隆起運動により傾動することはなかったし, との地域でもオルトヒス紀堆積層の同じ層準で侵食作用は停止している。古生代中期の堆積層は大部分の堆積盆地内で厚く堆積することではなく, 古生代前期堆積盆地での沈降の後に隆起も沈降もない長い安定期が続いた, すなわち侵食作用も堆積作用も北中国-韓半島卓状地上の広大な地域に, 実質的になかったとする見解の方が考えやすい。古生代後期に堆積作用が再開した時も, 基底部の地層は, 古生代前期堆積盆地内で変形し

ていないオルトヒス紀中期層の上に作られた非常に平らな表面上に, 堆積した。古生代後期を通して気候や堆積環境は一樣で, 変化が少ないので, 古生代後期層は, 多くの堆積盆地でその層序が非常に類似している。

4.1 沃川盆地北東部の平安層群

KODAIRA (1924) は, 北部韓半島, 平安南道でカンフリア紀-オルトヒス紀朝鮮系の上に非整合で重なり, ノユラ紀大同系に不整合で覆われる地層が存在することを見出し, これを“平安系”と名付けた。平安系は, KAWASAKI (1926) により, 紅店統, 寺洞統, 高坊山統, 緑岩統に分けられた。このような平安層群の細区分は, はじめは岩質に基づいて行われたが, 後に古生物学的証拠を補充することにより確立された。南部韓半島の炭田地域における初期の研究によれば, 上記のような平安系の4区分かとの地域でも一般的に適用できる。そして, 平南地域で定義された層序学的な名称が, 今では南部韓半島に関連した地質文献中に広く用いられている。しかしながら, 最近 C H CHEONG (1969, 1971, 1973, 1974) は, いわゆる寺洞統を構成している地層が, 全て必ずしも同

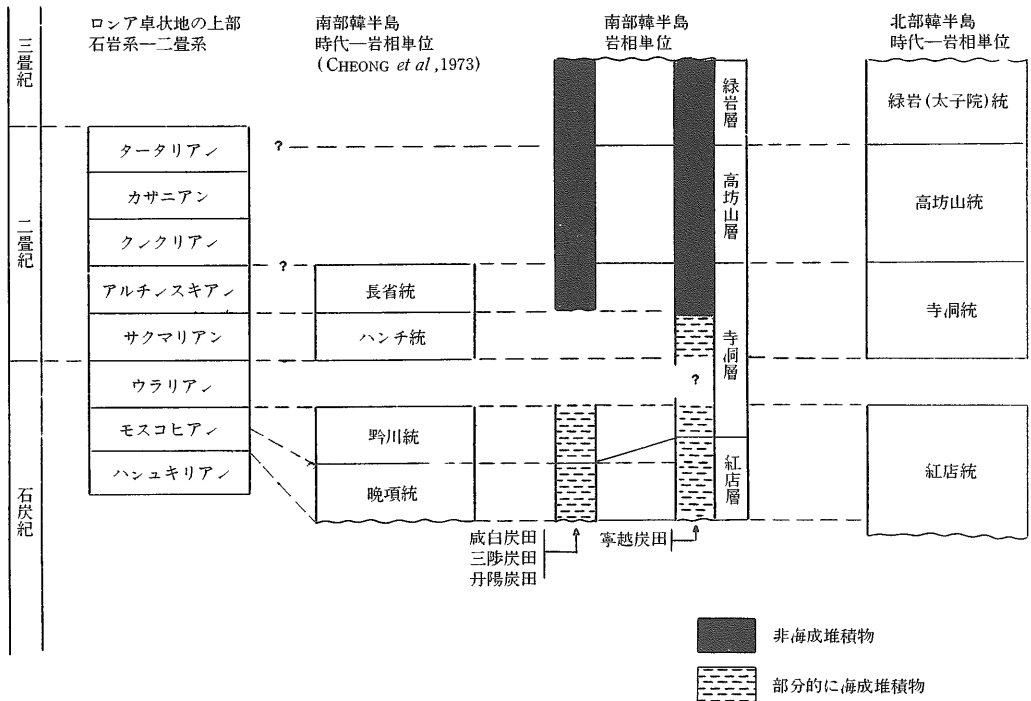


図-4.1 平安層群の層序区分

じ時代のものではないことを示した。C.H. CHEONG *et al.* (1973) は、南部韓半島に適用できる平安層群下部の新しい時代—岩相単位による区分を提案している。そこで、本書では紅店層、寺洞層、高坊山層、緑岩層という地層名を狭義の岩質層序という意味で用いる。これらの4層を一括したものが、平安層群である。CHEONG *et al.* (前掲) の地層名は、平安層群下部の時代—岩相的な細区分に用いられる (図-4.1)。

平安層群中には重要な夾炭層が多数認められる

ので、その層序はかかなり詳細に研究されている。韓半島における平安層群の堆積区は、平南盆地と沃川盆地とにほとんど限定される。どちらの堆積盆地も古生代中期の長い安定期を経て、古生代前期にあった堆積盆地の形態をとり戻している。平安系下部の堆積層は浅海の堆積盆地に堆積したが、その後夾炭層の堆積により示されるような非海成堆積環境へかわり、この非海成で浅い環境はこのうち平安層群の最後まで継続した。平安層群の層厚は最も厚く堆積した博芝山向斜区で

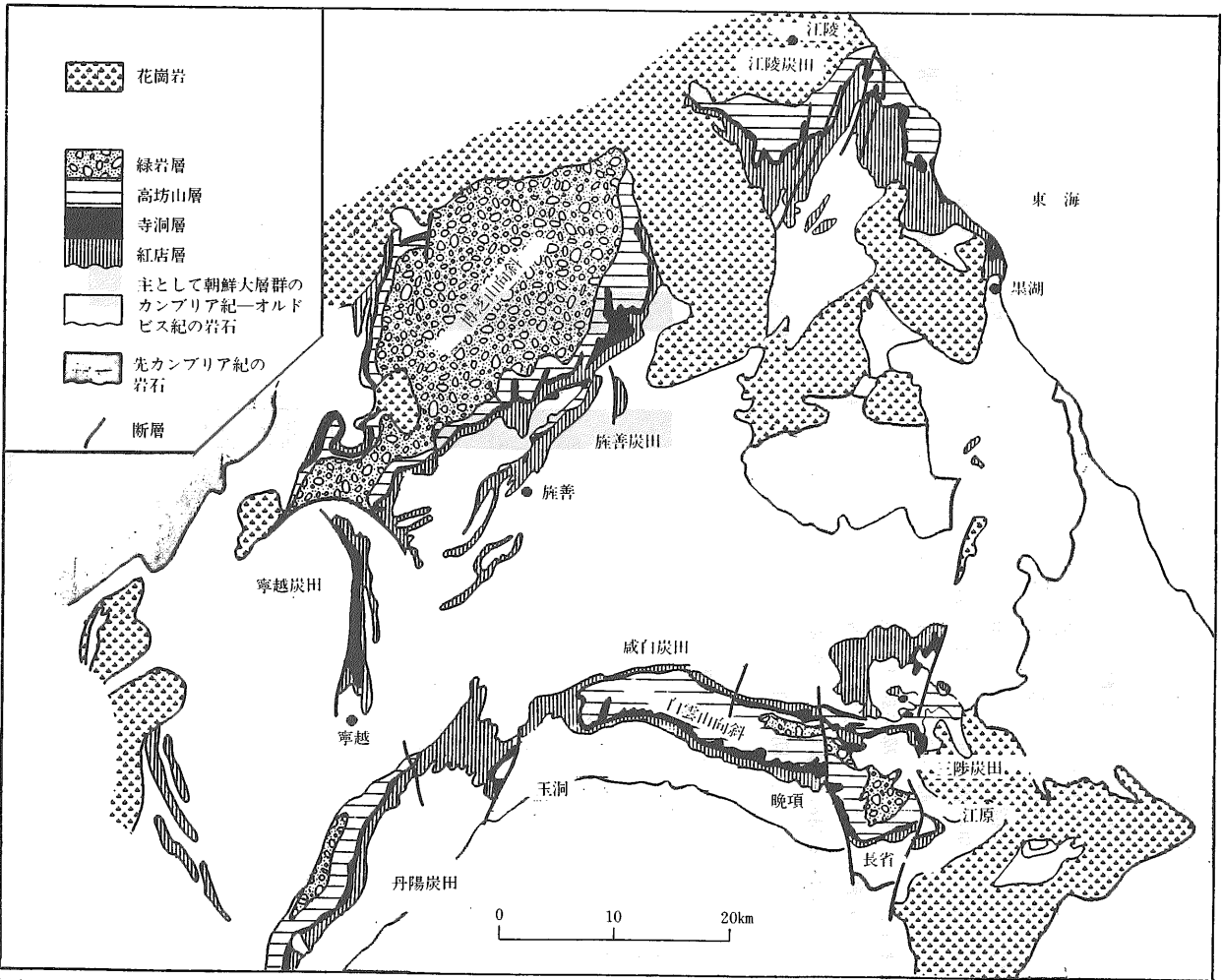


図-4.2 沃川盆地北東部の平安層群

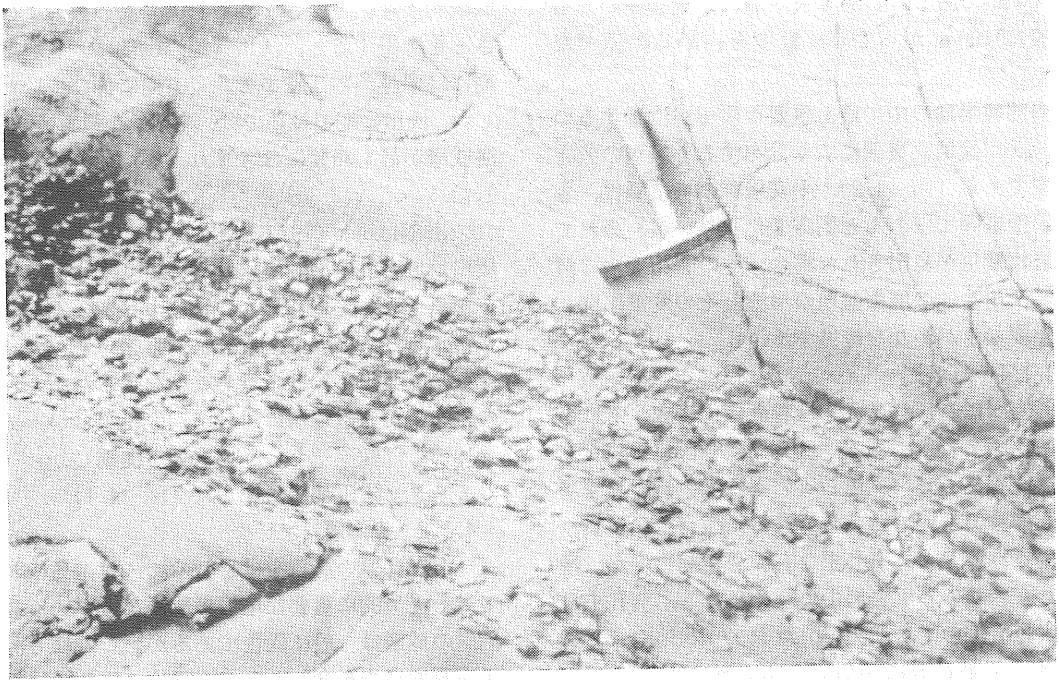


写真-8. A 寧越炭田における紅店層の砂岩層中の礫岩レンズ

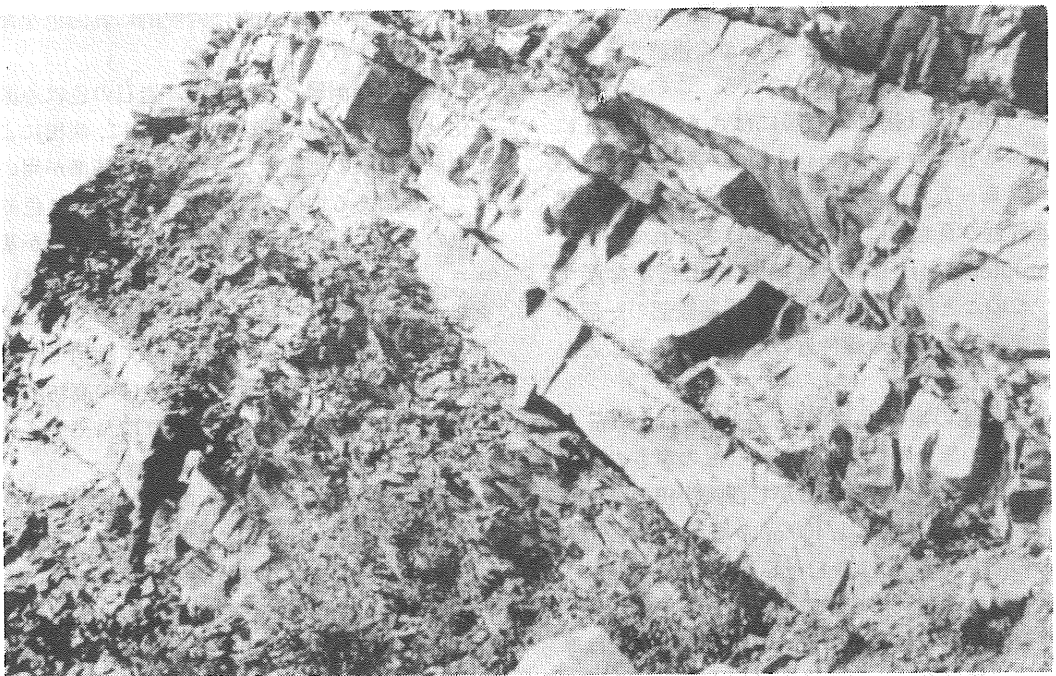


写真-8. B 咸白炭坑付近における寺洞層の砂岩と頁岩との互層

4,000 m である。しかし夾炭層は、全層厚のうち一般に 100 m から 200 m 程度を占めるに過ぎない

南部韓半島の中で最も重要な炭田が位置するのは、沃川盆地北東部に広く分布する外座層の分布地域である（図-4 2）平安層群の堆積層は、各炭田地域間でほとんど側方変化しないが、それでも岩相変化が見出された場合、その岩相変化の解折が沃川盆地の堆積盆地の形態とその変遷に関して重要な手がかりを提供する

4.1.1 紅店層

紅店層にみられる大きな特徴は、構成する堆積物の色の多彩さである。例えば、緑灰色砂岩頁岩層や淡灰色・ピンク色石灰岩層は赤色砂岩頁岩層と互層するといった具合である。毎百合、巻貝、腕足貝、サンゴ、有孔虫などの海棲動物群が、薄いレンズ状の石灰岩層中に認められる。有孔虫は石炭紀後期のフスリナで、ロンア卓状地のモスクワ階下部動物群に類似したものからなる（C H CHEONG, 1973, 1974）。

紅店層の基底層と下位の朝鮮大層群の中部オルトヒス系石灰岩層との間に、顕著な傾斜不整合は存在しない。薄い基底礫岩層が場所によっては認められるか、多くの地域では基底層は赤色頁岩と中・粗粒砂岩とからなる。最もよく連続する礫岩層は寧越炭田地域に分布している。この礫岩層は粗粒の赤色又は褐色砂岩層にはさまれ、30 m にも及ぶ基底ユニット（basal unit）を形成している（写真-7.A）。いくつかの地域では、本層基底部付近の頁岩層に薄い炭層がはさまれていて、Neuropteris をはしめとする植物化石片を産する。このことは、少なくとも本層基底部の一部が非毎成あるいは毎岸線付近の堆積物であることを示している

沃川盆地の炭田地域では、紅店層は 150 m から 500 m の厚さを持ち、1 m - 5 m の厚さの石灰岩層を 3 - 5 層はさむ。しかし江陵炭田の萬徳峰向斜区では、本層は 1,400 m の層厚を持ち、24 層もの石灰岩層をはさむ（K H CHANG, 1966）。石灰岩層は寧越炭田地域にも多く、他地域に比べて豊富な貝化石群を産する。寧越炭田地域では厚い石灰岩層は高坊山層中にも見出されているか、この石灰岩層を含む地層は最近では紅店層に対比されている（REEDMAN, 1975）。紅店層の層厚の

広域的な変化とはさまれる石灰岩層の数および厚さを考慮すると、沃川盆地の軸部は、石炭紀後期には寧越から江陵まで北東方向に伸びていたらしい。沃川盆地の軸部では、沈降量が最も大きく、毎成層が最も頻繁にはさまれ、また最も厚く堆積した

C H CHEONG (1973, 1974) は、三陟、丹陽両炭田地域の紅店層石灰岩レンズより産するフスリナを研究して、紅店層が下位より *Eostaffella sub-solana* 帯、*Beedhana nayuensis* 亜帯、*Pseudostaffellakumi* 亜帯に分けられることを示した。これらの化石帯を含む地層に対して、C H CHEONG *et al* (1973) は晩項統という地層名を提唱し、ロンアのモスクワ階下部に対比した（図-4 1）

4.1.2 寺洞層

寺洞層は厚い炭層をはさむので、韓半島において最も経済的に重要な地層単位になっている。寺洞層の地層は一般に灰色であるが、これは寺洞層が炭質堆積物を含むからで、下位の赤色や緑色など多彩な色をもつ紅店層とは著しい対照をなす。寺洞層の下部は一部毎成なので重要な炭層をはさまないか、その下部層でさえも灰色頁岩、灰色砂岩、暗灰色石灰岩薄層からなる。一方寺洞層の上位の高坊山層の基底部層は対照的に乳白色をなす有英質砂岩よりなる。

紅店層と寺洞層との境界で、岩石の色は急激に変化せず、漸移的である。このために、炭田によって寺洞層下限の定義として異なった基準が用いられている。ある地域では、紅店層のピンク色や淡灰色の石灰岩層とは異なる暗灰色石灰岩層が基底ユニットとされているし、別の地域では、厚い層をなす灰色頁岩のうち最下部のもの更にその下位の砂岩層が寺洞層の基底として適切であると考えられている。寺洞層とその上位の高坊山層との境界は、全ての炭田地域でわりたやすく見出すことかできる

寺洞層は一般に 100 m から 200 m の厚さを持ち、2つの部分に分けることができる。下部層は砂岩と頁岩とよりなる堆積層で連続性の悪い灰色石灰岩薄層をはさむことを特徴とし、上部層は一般に石灰岩層を欠き炭層を数層はさむ。下部層中の石灰岩層は海棲動物群を産するか、上部層は大部分が非毎成と考えられていて、ある層準に植物群を産するたけである。寧越炭田でのみ、毎百合、

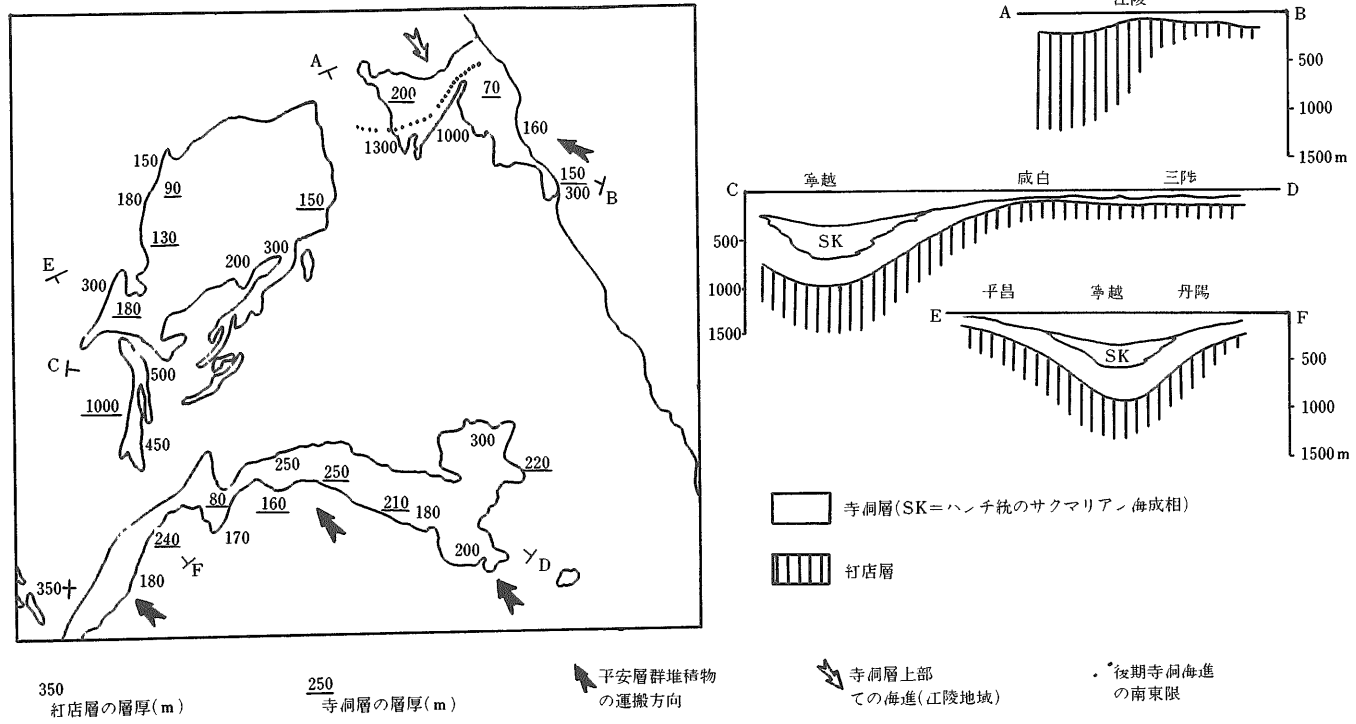


図-4.3 沃川盆地北東部に分布する紅店層と寺洞層との層厚変化

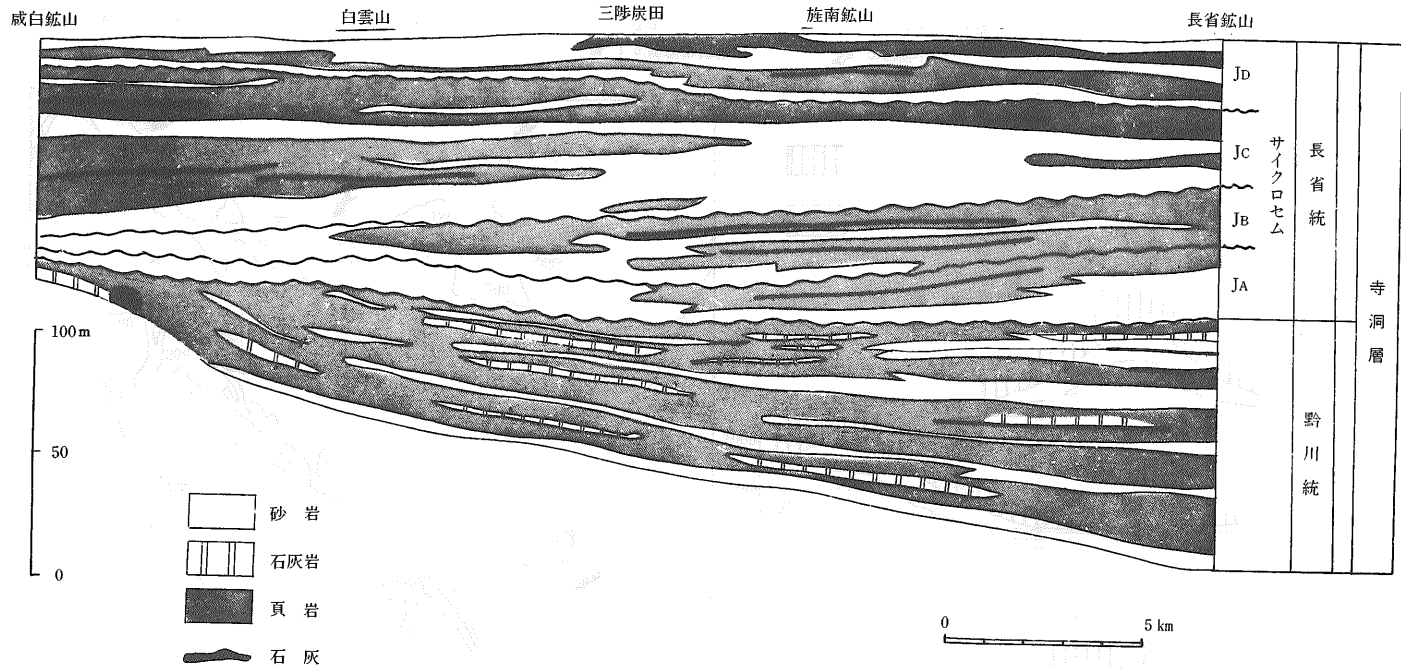


図-4.4 白雲山向斜区に分布する寺洞層の岩相変化と周期的堆積 (Cheong, C.H.(1969)のデータに基づく)

腕足貝、弁鰓類が寺洞層上部の頁岩層準より発見されている (YOSIMURA, 1940).

C.H. CHEONG (1969, 1971, 1973, 1974) は、三陟、咸白、丹陽炭田において寺洞層の詳細な研究を行った。彼は、寺洞層下部に最高7層の石灰岩層がはさまれ、その中に大量の海百合の茎と40の別々の種に分けられるフズリナが含まれることを明らかにした。CHEONG (1973, 1974) は、本層が3つの動物化石亜帯に分けられることを示した。これらの化石亜帯は、*Neostaffella sphaeroidea cuboides* 亜帯、*Neostaffella papilioformis* 亜帯、*Fusulina cylindrica domodedovi* 亜帯である。これらの化石に富んだ薄い石灰岩層をはさむ地層は、三陟炭田長省炭坑の黔川地域によく露出している。これにちなんで、CHEONG *et al.* (1973) は上記の生層序学上の3亜帯を含む地層を「黔川統」と名付けた。黔川統のフズリナ群集はモスクワ階上部を示す。五洞炭坑では、本統の石灰岩層からモスクワ階のコノドントが見出されている (GABERT *et al.*, 1967).

沃川盆地では、そのほとんど全ての炭田で、寺洞層石灰岩層の正確な時代が決定されていて、寺洞層下部の海成層は全てモスクワ階上部の黔川統に含められている。しかし、寧越炭田は南部韓半島の中にあつて例外的で、HATAE (1939) は、寺洞層の下部に二疊紀前期 (サクマル階) のフズリナを産する石灰岩層が分布することを報告している。このサクマル階のフズリナを産する石灰岩層をはさむ地層は、CHEONG *et al.* (前掲) によりバンチ統と名付けられている。これは寧越炭田のバンチ地域にちなんで付けられた名前である。寧越炭田の地層は、その下部よりサクマル階のフズリナを産するという点で北部韓半島の寺洞統と類似点を持っている (図-4.1)。しかし、南部韓半島ではバンチ統は寧越炭田に分布するのみで、ここでも寺洞層の最下部は、モスクワ階後期の地層である黔川統よりなる。ウラル階の地層は、北部韓半島においても寧越炭田においても、その存在が確認されてはいない。

寺洞層上部は普通40mから150mの層厚をもち、平安層群の中でも代表的な炭層はこの上部層中に認められる。寺洞層上部はいくつかのサイクロセムよりなり、1つ1つのサイクロセムは基底の砂岩ユニットとそれを覆う頁岩層およびその中

に炭層を1-2層はさむ薄い砂岩層よりなる。三陟および丹陽炭田において、CHEONG (1970, 1971) は、寺洞層上部中に4つのサイクロセムを認めた。この中で基底より3番目のサイクロセムは、最も連続性がよく、最も生産性が高い炭層を含む。この炭層の上位の頁岩層は、豊富な植物化石群を産する。寺洞層上部は岩相変化が著しく、場所によっては1つまたはそれ以上のサイクロセムを欠くこともある (図-4.4)。砂岩ユニットは淘汰のよい中・粗粒サブグレイトクックよりなり、三陟、咸白、丹陽炭田での砂岩層中の斜交層理の観察 (H.M. KIM, 1971) より、碎屑粒子は東方ないし南東方より供給されたと考えられる (図-4.3)。炭層の厚さは、後成的な変形が著しくないところでも数cmから約2mにまで変化する。これらの炭層は、小根がはうような土壌の上に堆積したわけではなく、場所によっては炭層は明らかに他成的である。寺洞層の下部にも薄い炭層がはさまれることがあるが、採掘できるほどの厚さをもつことは稀である。これらの炭層を構成する岩石は、変形運動をともなう変成作用によって無煙炭や非晶質石墨にかわっている。

KAWASAKI (1927, 1931, 1934, 1939) は寺洞層上部より産する110種の植物化石を記載した。重要な属としては、*Aunularia*, *Calamites*, *Callipteris*, *Callipteridium*, *Cordaites*, *Desmopteris*, *Euplecopteris*, *Lepidodendrou*, *Mariopteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris*, *Pterophyllum*, *Sphenophyllum*, *Sphenopteris*, *Taeniopteris* がある。これらの植物群は、おそらく温暖でかなり多湿な気候のもとで成長したものである。KAWASAKI (前掲) は、寺洞植物群とヨーロッパの上部古生界植物群との類似性に着目した。特に彼は、寺洞植物群中に特徴的な二疊紀植物化石が存在することに注目した。北部韓半島と寧越炭田において、寺洞層下部の海成層よりサクマル階のフズリナが発見されているという事実から、寺洞層上部の夾炭層は一般に大体アルチンスク階のものであろうと考えられている (図-4.1)。しかし三陟、咸白、丹陽炭田では夾炭層の下位の地層はモスクワ階後期黔川統に対比されるので、これらの炭田地域の夾炭層が寧越炭田よりも古い、あるいは寧越地域の夾炭層と同じ時代だが堆積間隙があった、あるいはウラル階とサクマル階の地層をも含むがその後夾炭層の堆積開始

前に侵食によって取り去られてしまったという3つの可能性が考えられる。C.H. CHEONG (1969) は、咸日炭田の一部で夾炭層シーケンスの上部にあるサイクロセムが、モスクワ階前期の紅店層の上に直接のっていることを指摘した。このことは、沃川盆地東部において寺洞層上部と下位の地層との間に非整合が存在することを示している。南部韓半島の夾炭層は CHEONG *et al.* (1973) により、南部韓半島最大の炭坑にちなんで長省統と呼ばれている。

寺洞層のいくつかの特徴から、沃川盆地の石炭紀後期から二疊紀中期にかけての地史を推測することができる。寺洞層の層厚は寧越炭田で異常に厚く1,000 mにおよぶが、他地域での平均層厚は200 m程度である(図-4.3)。また、寧越炭田にはサクマル階の海成層を含む一連の堆積層が残されている。これらの事実は、寺洞層堆積時に堆積盆地の軸部が寧越炭田の近くにあったことに由来すると考えられる。東部炭田地域で地層欠如が多いのは、これらの地域の地層が堆積盆地縁部で形成されたことに起因する。寧越炭田と同様に堆積盆地の軸部に位置する江陵炭田北東部では、寺洞層上部に数層の薄い石灰岩層が認められる。このことは、北東方から寺洞層堆積期のうち後期の海進があったことを示している(K.H. CHANG, 1966)。寧越炭田の寺洞層上部の頁岩層より産する軟体動物群も、同じ海進を反映したものであろう。堆積盆地縁部部の炭田地域で非整合が存在すること、そしてこの縁部の層序をより厚く地層が堆積し、より完全に保存されている軸部の層序とを比較検討してみると、平安層群の下位のカンブリア紀-オルドビス紀の堆積層においてみられた特徴をくり返していることがよくわかる。カンブリア紀-オルドビス紀に沃川盆地の`軸部、と`陸棚区、とを分けた基本的な構造的枠組と同じものが、石炭紀-二疊紀の間に再び影響をおよぼしたものと考えられる。

炭田の多くで採掘している炭層は、寺洞層中に含まれる2~4層の炭層である。採掘可能な炭層は、一般に1 m~1.5 mの厚さをもつものであるが、小褶曲や小断層が多いところでは著しい膨縮構造を呈する。層厚の増した部分の厚さは場所により数10 mにおよぶ。多くの炭田の地質構造は、大宝造山運動(第6章参照)時の褶曲運動や衝上

断層運動により、大変複雑なものになっている。聞慶炭田と丹陽炭田では、大規模な衝上断層を主体とし、大きなスケールの褶曲は比較的少ない。寧越炭田には、衝上断層も褶曲も共に認められる。一方、咸日炭田や三陟炭田の一部では、主要な構造である東西性の白雲山向斜が、北東-南西方向の交差褶曲や衝上断層により切られている。

4.1.3 高坊山層

寺洞層上部の炭層を形成した温暖多湿な気候は、その後かなり乾燥した気候にかわった。そして、厚葉をもつギガントプテリス植物群を多く含む非海成砂層と泥層とからなる厚い堆積層が堆積した。これらの地層が高坊山層を構成している。高坊山層下部の乳白色粗粒砂岩層は、より侵食を受けやすい寺洞層の岩石の上に急峻な崖をなして露出する。そしてこの地層は夾炭層の上位の重要な示準層になっている。高坊山層は基底ユニットの白色砂岩層のほかに、緑色ないし赤色粗粒砂岩、灰色細粒ないし中粒砂岩、黒色、灰色、ピンク色ないし帯緑色頁岩よりなる。層厚は一般に500 mから900 mの間である。

基底ユニットの白色砂岩層は、下位の寺洞層夾炭層と明瞭な境界をもって接する。場所によっては、珪岩中礫や頁岩片が基底部層の岩石中にみられ、部分的には不整合が存在するようである。本層中には、炭質頁岩層や品位の低い炭層が時折はさまれる。採掘に十分な厚さをもった炭層は聞慶炭田にあるだけで、ここでは本層中部の頁岩卓越部に数層の厚い炭層が認められる。

写真-9

1. 江原道三陟郡上長面長省里(寺洞統)
2. 江原道旌善郡新洞面鳥洞里(寺洞統)
3. 江原道旌善郡新洞面芳堤里(寺洞統)
4. 忠清北道丹陽郡魚上川面徳文谷里(高坊山統)
5. 江原道旌善郡新洞面鳥洞里(寺洞統)
6. 江原道三陟郡上長面長省里(高坊山統)
7. 江原道三陟郡上長面長省里(寺洞統)

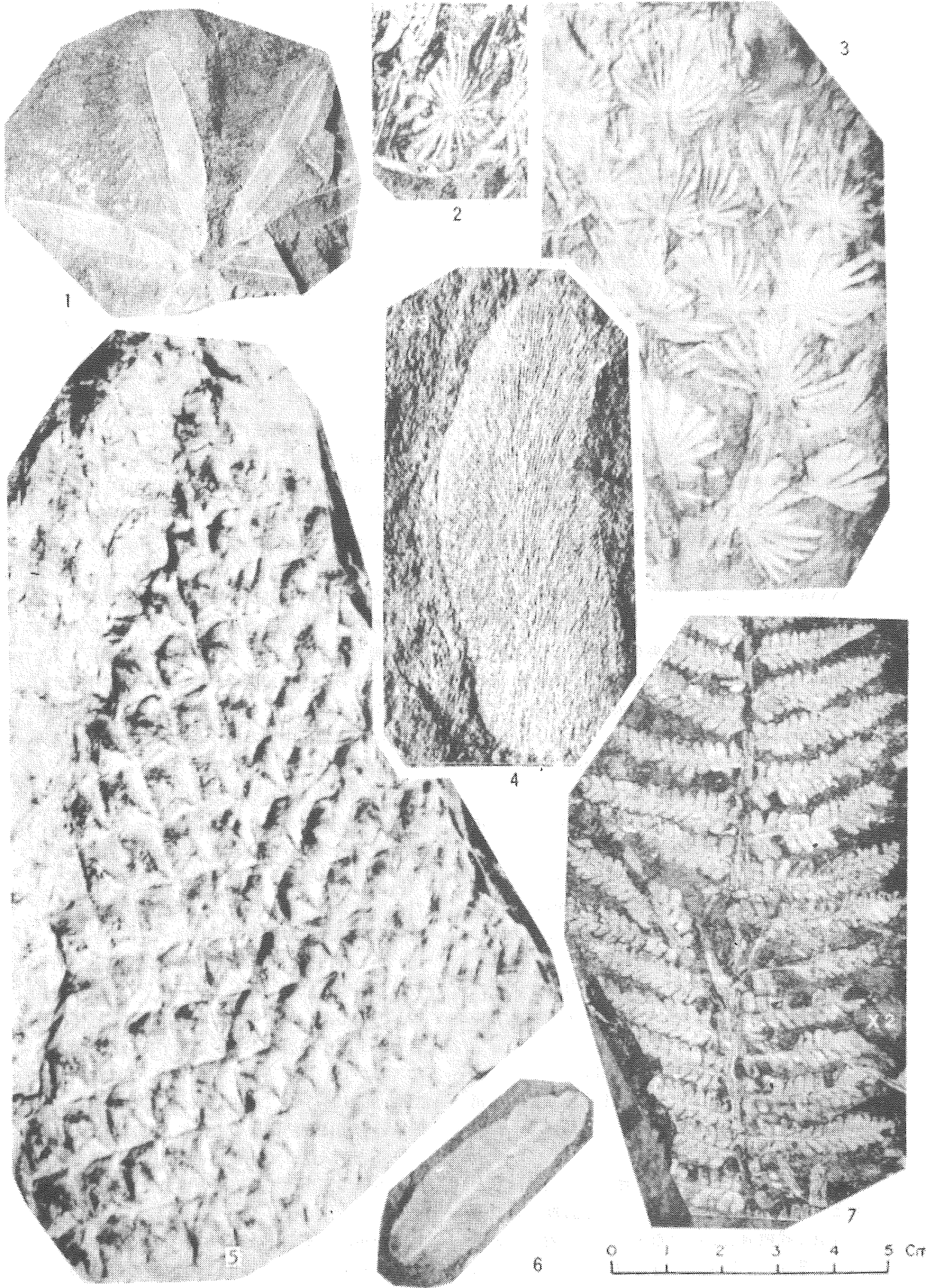


写真-9 平安層群産の代表的な植物化石

三陟炭田において、C H CHEONG (1969) は、高坊山統相当層を以下に示す咸白層、道士谷層、古汗層の3層に再区分した：

- (3) 古汗層・淡灰色細粒および中粒砂岩層
薄い縞状の炭質頁岩，灰色ないし帯赤色頁岩をともなる 200 m
- (2) 道士谷層・赤色および暗灰色砂質頁岩を挟在する緑色および赤色砂岩層 白色および赤色粗粒礫質砂岩 多量の植物化石 300 m—600 m
- (1) 咸白層：乳白色砂岩層および薄い黒色頁岩層。 250 m—350 m

CHEONG (前掲) は、丹陽炭田においても上記と同じ地層単位が存在することを認めた。しかし他の地域では、上記の地層区分ではなく、一括して高坊山層または高坊山統という名が一般的に用いられている。

KAWASAKI (1927, 1931, 1934, 1939) は、高坊山層を通して8層準から得られた植物化石を記載した。この植物化石群集を特徴づけるものは、*Annularia papilioformis* KAWASAKI, *Lobatannularia linglata* (HALL), *L. heianensis* (KODAIRA), *Spennophyllum sino-coreanum* YABE, *Shirakia bilobifolia* KAWASAKI, *Pecopteris orientalis* (SCHENK), *Neuropteridium coreanicum* KAWASAKI, *Desmopteris tokchonensis* KAWASAKI, *Taeniopteris spatulata* HALL, *Gigantopteris nicotianaefolia* SCHENK, *G. yabei* KAWASAKI, *Chiropteris reniformis* KAWASAKI, *Tingia elegans* KONNO, *Cordaites schenku* HALL, *Plagiozamites longifolius* KAWASAKI などである。KAWASAKI は高坊山植物群を三疊紀のものと考えたか、KOBAYASHI (1952) は本植物群が大部分二疊紀後期のものであるという意見を表明している。

寺洞植物群および高坊山植物群より、*Nilssonia* または *Cladophlebis* といった中生代の典型的な属かまた見出されていないのは注目値する。

4.1.4 緑岩層

緑岩統すなわち“Green”統という名は、もともと KAWASAKI (1924) によって北部韓半島の平安南道と咸鏡南道とに分布する平安系最上部を構成する帯緑色砂岩および頁岩層に対して用いられ

た。同じ岩石は、南部韓半島においても高坊山層の上位に重なることを見出され、緑岩層あるいは緑岩統という言葉は一般的に高坊山層の上に重なる地層に適用されるようになった。現在みられる本層の層厚変化は著しいか、本層の上面はニューラ系下底の侵食面であったり、現在の地表面たったりするので、本層のもとの層厚は不明である。緑岩層からはいまに化石が発見されていないので、その時代については大まかに推定されているだけである。すなわち、緑岩層は、高坊山層より新しく、三疊紀中期から始まったと考えられている松林変動より前に堆積したということである。多くの研究者は緑岩層を三疊紀前期の地層と考えているか、これは厳密に証明されたものではない。

緑岩層の砂岩は、下位の高坊山層や寺洞層の砂岩よりも構成鉱物からみて成熟度が低い。また、これらの砂岩層は下位のものよりも厚層をなし、一般に粗粒で、全層準にわたって礫質レンズをはさむ。これらの砂岩は、概して乾燥した気候の影響をうけた内陸盆地に堆積した非海成堆積物であると考えられる。緑岩層の砂岩がいくつかの地域で厚層をなすこと、そして堆積物の成熟度が徐々に低下することは、供給源地が構造的に不安定になったことを示している。このような供給源地の変化は、三疊紀中期の松林変動の始まりをあらわしている。

三陟炭田と咸白炭田では、緑岩層は約400mの厚さを持ち、緑色および赤色アルコース砂岩、礫質レンズ、暗緑色頁岩よりなる。礫岩には、珪岩、花崗岩、斑岩、緑色頁岩、長石粒の礫が含まれる。砂岩層にははしはし斜交層理が見られ、碎屑物の供給源地が東方ないし南東方にあったことがわかる。白雲山向斜区の中央部、東古炭田付近では、緑岩層は寺洞層および紅店層の両者と直接接している。C M SOK *et al* (1968) は、この緑岩層か下位の地層を不整合で覆っていると解釈した。しかし、他の研究者(例えば、SHIRAKI, 1940, CHEONG, 1967) はこの関係を断層と解釈し、一般に緑岩層は高坊山層の上に整合的に重なるようであると考えた。C H CHEONG (1969) は三陟炭田において、かつて緑岩層とされたものを東古層と呼んだ。

緑岩層は、博芝山向斜区で最も厚く(図-4.2)、約3,000 mにもおよぶ。この地域の緑岩層は、

その下部が灰緑色砂岩、砂質頁岩、暗灰色頁岩よりなり、中部は白色ないし灰色の砂岩、緑色細粒砂岩、灰色砂質頁岩、上部は紫色ないし灰色ないし緑色の粗粒砂岩と礫質砂岩とからなる。KOBAYASHI (1967) によると、本層上部には流紋岩質溶岩流や凝灰質な地層が数層はさまれるという。博芝山向斜区で緑岩層が非常に厚いことから、博芝山向斜区は沃川盆地の軸部に近く、急激な沈降により厚い地層が堆積したと推定される。緑岩層は、博芝山向斜区や沃川盆地軸部を横切って、西から東に向かって層厚を増す。

4.2 沃川盆地南西部の平安層群

沃川褶曲帯南西部には、数カ所に点々と変成された炭層をはさむ地層が分布する(図-4.5)。これらの地層は強い変形をうけ、一般に他地域の平安層群よりも高度の変成作用をうけている。現在までに、古生代後期を示す植物化石の破片が発見されているのみで、各層の詳細な対比はできていない。

福内図幅および同福図幅の和順炭田では、変成した堆積岩層の層序は下記の通りである：

- (4) 天雲山層：灰色から灰白色の礫質および粗粒な砂岩、黒色頁岩と連続性の悪い薄い

炭層をはさむ。 700 m

- (3) 午山里層：炭層をはさむ灰色から黒色の頁岩、頁岩・暗灰色砂岩の互層。石英片岩、白雲母片岩、緑泥石片岩、珪岩、石灰岩。場所により、長石質砂岩をともなった基底礫岩がある。 50 m - 220 m

- (2) 雪玉里層：緑泥石-絹雲母片岩、黒雲母片岩、石英片岩。珪岩と頁岩の薄層を含む。 2,400 m

- (1) 聳岩山層：珪岩。

聳岩山層と雪玉里層とは、ジュラ紀中期の大造山運動時に形成されたとみられる花崗片麻岩と漸移する。この2層の時代はよくわかっていないが、このような漸移関係から朝鮮大層群の一部に相当するものと考えられる。午山里層は紅店統および寺洞統に相当し、場所によっては雪玉里層を非整合でおおうことが報告されている。午山里層上部は炭層をはさみ、和順炭坑付近では寺洞層と呼ばれているが、これは寺洞層上部と同層準の地層である。S.M. LEE and H.S. KIM (1966) によると、天雲山層は地域南部で下位の地層を不整合で覆う。この層は岩質的には高坊山層に類似するが、夾炭層と不整合関係にあるという点から、ジュラ紀の盤松層に相当する地層かもしれない。上に

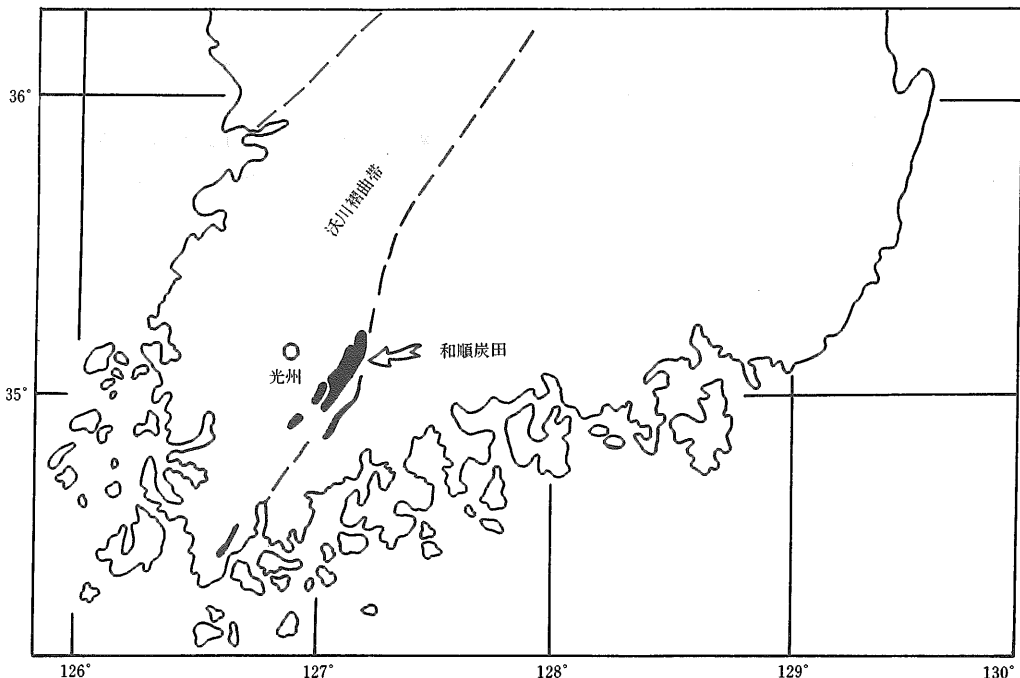


図-4.5 和順炭田；位置図

述へた地層の全ては、大宝造山運動期に強く変形
 していて、さらにこれらの地層の上を白亜紀の火
 山岩、火山碎屑岩よりなる多量の噴出物が覆っ
 ている

朝鮮大層群が真に和順地域に分布するかどうか
 は、厳密に証明されているわけではない。現時点
 では、沃川盆地南西部において、古生代中期の堆
 積欠如を含む古生代の地層全てが分布しているか
 ともわかっていない。大宝造山運動期の花崗
 岩の貫入岩体か、本地域下部の地層の層序的関係
 を不明確なものにしている。

引用文献

- CHANG, K H
 1966 Palaeogeographic implications in Gangneung
 coalfield, Gangweon Province Southern Korea
Kyungbuk Univ Theses Coll V 10 p 97-103
- CHEONG, C H
 1967 Petrographic study of the Sadong sandstones
Geol Soc Korea, J, V 2 No 1 p 21-35
- 1969 Stratigraphy and palaeontology of the Samcheog
 coalfield Gangweon-do Korea (1) *Geol Soc
 Korea, J*, V 5 No 1 p 13-56
- 1971 Stratigraphy and palaeontology of the Danyang
 coalfield North Chungcheong-do Korea *Geol
 Soc Korea, J*, V 7, No 2 p 63-88
- 1973 A palaeontological study of the Fusulinids from
 the Samcheog coalfield, Korea *Geol Soc Korea
 J*, V 9, No 2 p 47-88
- 1974 Stratigraphy and palaeontology of the Samcheog
 coalfield Gangweon-do, Korea (2) *Nat Acad Sci
 Korea, J, Natural Sci Ser*, V 13 p 61-99
- CHEONG, C H, LEE, D S, UM, S H, CHANG, K H and KIM, H M
 1973 A study to establish the chronostratigraphic units
 in Korea.
- GABERT, G, STOPPEL, D and VINKEN, R
 1964 Condonts from the Palaeozoic of the Taebaegsan
 area, Republic of Korea, *Geol Surv Korea, Bull*,
 No 7, p 267-279
- HATAE N
 1939 Stratigraphical division of Heinan System on
 fossil Foraminifera Jubilee publ in commem
 Prof H Yabe 60th birthday V 1, p 551
- KAWASAKI, S
 1926 Geology and mineral resources of Korea, *Geol
 Min Res Jap Empire*, pt 2, p 109-
- 1927 The flora of the Heian (Pyeongang) System, pt 1,
Equisetales and Sphenophyllales, *Geol Surv Chosen
 Bull* V 6, pt 1
- 1931 The flora of the Heian (Pyeongang) System pt 2
Atlas Geol Surv Chosen, Bull V 6 No 2
- 1934 The flora of the Heian (Pyeongang) System, pt 2,
 Text, *Geol Surv Chosen Bull*, V 6, No 4
- SHIMIZU S, OZARI, K and OBATA, T
 1934 Gotlandian deposits of north-west-Korea,
Shanghai Sci Inst, J, Sect 2, V 2, No 2, p 11
- SHIRAKI T
 1940 Samcheog coalfield Kanweon-do, *Geol Rept
 Coalfields, Chosen*, V 14
- SON, C M, CHEONG, C H, KIM, B K, LEE, S M
 1967 Geology of the Samcheog Consolidated
 Coalfield *Geol Surv Korea Geol Rept on
 Coalfields of Korea*, No 8, p 49-72
- YAMAGUCHI, T
 1951 On the so-called Yonchon System and its
 regional metamorphism *Geol Soc Japan, J*, v 57
- YAMAGUCHI, T
 1951 On the so-called Yonchon System and its
 regional metamorphism, *Geol Soc Japan J* V 57
- YOSHIMURA, I
 1940 Geology of the Neietu (Yeongweol) district
 Kogendo (Gangweon-do), Chosen, *Geol Soc
 Japan, J* V 47, p 112-122
- YOSHIMURA, I
 1940 Geology of the Neietsu (Yeongweol) district,
 Kogendo (Gangweon-do), Chosen *Geol Soc
 Japan, J*, V 47, p 112-122

(注) 韓半島の地質(1)「HUISHITUN 統」は「会
 試屯統」であると判明しました。