

# 南部黒瀬川帯の坂州不整合と 上部三畳系寒谷層

地質班（地学団体研究会）

石田 啓祐<sup>\*1</sup> 岡本 治香<sup>\*1</sup> 吉岡 美穂<sup>\*1</sup> 辻野 泰之<sup>\*2</sup> 中尾 賢一<sup>\*2</sup> 香西 武<sup>\*3</sup>

## 1. はじめに

南部黒瀬川帯（坂州帯）に分布する上部三畳系寒谷層は、東西性の断層にはさまれ細長いレンズ状をなし、木沢村坂州の寒谷川沿いおよび坂州木頭川の限られた範囲に分布する（図1・図2）。寒谷層は上部ペルム系檜曾根層群を不整合に覆い、上位は下部ジュラ系の坂州層群広瀬層によって不整合に覆われている（石田・香西、2005）。寒谷層と檜曾根層群の不整合は坂州不整合（市川ほか、1953）として報告されている。ある地層が形成されたあと隆起し、陸上で浸食され、その浸食面上により新しい地層が形成されることがある。このとき、この両者の地層は不整合関係、浸食面である地層の境界を不整合面とよんでいる。

坂州橋下の露頭でみられる坂州不整合（市川ほか、1953）は、下部ペルム系檜曾根層群の付加コンプレ

ックスと上部三畳系寒谷層の浅海性堆積物とが不整合関係で接している露頭である（石田・香西、2003）。徳島県内でおそらく最もよく知られた不整合露頭であり、西南日本外帯においても古生代付加コンプレックスと三畳紀浅海相との信頼できる唯一の不整合露頭である。

この露頭を含むルートは、市原ほか（1953）によってその詳細が報告された。当時から、不整合の中でも傾斜不整合は、“造山運動”で代表される地殻変動を示すものとして重要視されていたこともあり、彼らは調査にあたって500分の1、所によっては200分の1の測量を行い、詳細なルートマップを作成するなど、当時としては画期的な精度の調査手法を用いた。この坂州不整合の調査結果をもとに、市川ほか（1953）は、西南日本では内帯の“秋吉造山”（小林、1941）で代表される古生代末/中生代初の地殻変動が、外帯にも及んでいたことを論じ、

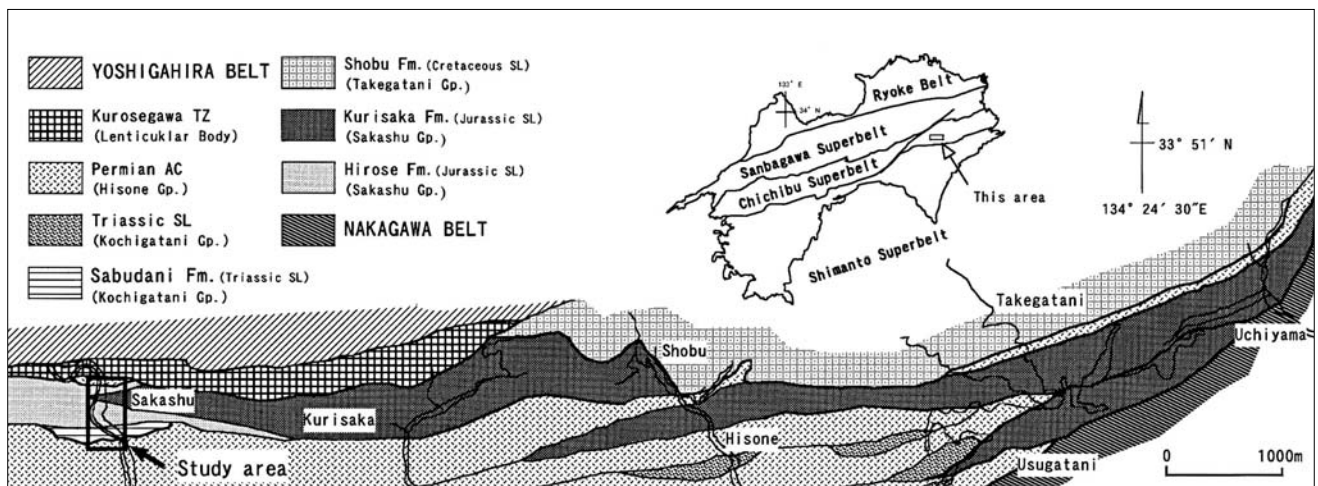


図1 木沢村坂州地域の地質略図

\* 1 徳島大学総合科学部 \* 2 徳島県立博物館 \* 3 鳴門教育大学

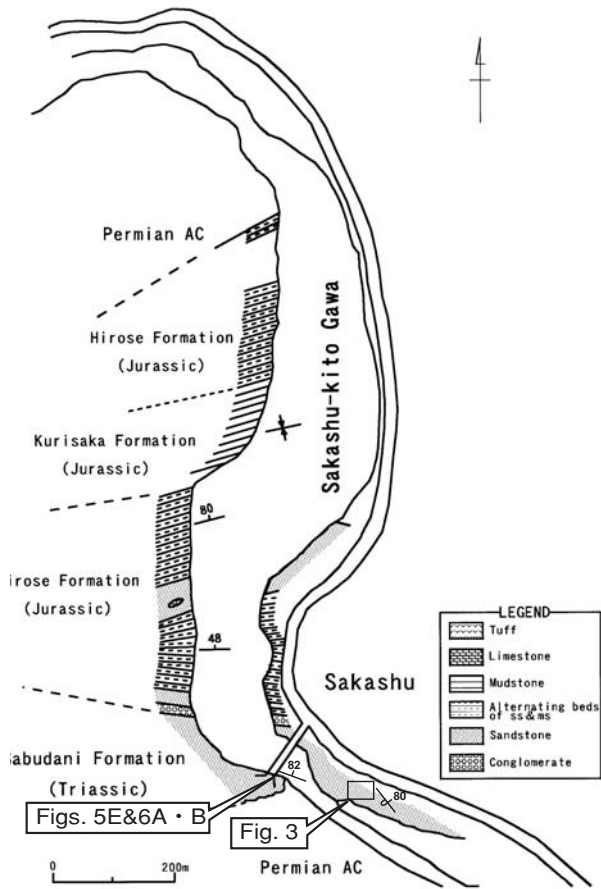


図2 坂州木頭川に沿うルートマップ

“本州造山運動”が提唱された。現在では、プレート運動論の視点に立って、坂州不整合は「黒瀬川帯の付加体形成に伴い、上部ペルム系の付加コンプレックスが隆起・浸食された後、浅海～前弧海盆堆積相へと変化し、上部三畳系の浅海性堆積物が不整合関係で接している露頭」として説明されている(石田・香西、2003)。

このように、坂州不整合は西南日本外帯の古生代末～中生代初頭の構造運動に伴う堆積環境変化を考察する上で、数少ない重要な露頭である。しかしながら市川ほか(1953)以降、新たな手法による不整合の検証や記載的研究については、系統的には行われていないことから、本調査では、坂州不整合に関して、浅海堆積相の解析ならびに微化石による解析手法を用いて、寒谷層の堆積学的な特徴を解明し、基底礫岩の微化石年代学的検証を行い、不整合の意義について考察した。

## 2. 寒谷層の岩相・層序

寒谷層は層厚約50～75mあり、主に砂岩と礫岩で構成される。地層の走向はおおよそ北西—南東方向で、北へ急傾斜(80～90°)または、地層が逆転しているところも見られる(図2)。地層には小規模な断層が数多く見られ、また露頭が散在的に分布す

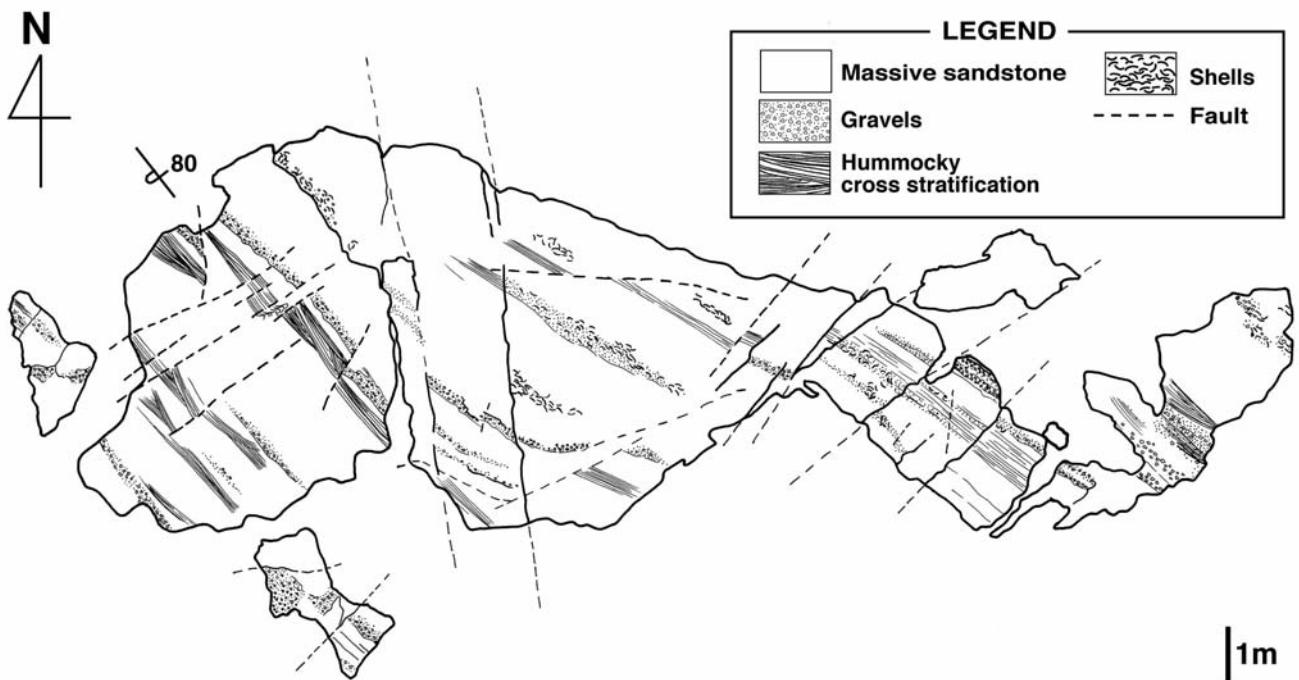


図3 坂州木頭川沿いに露出する寒谷層の露頭のスケッチ

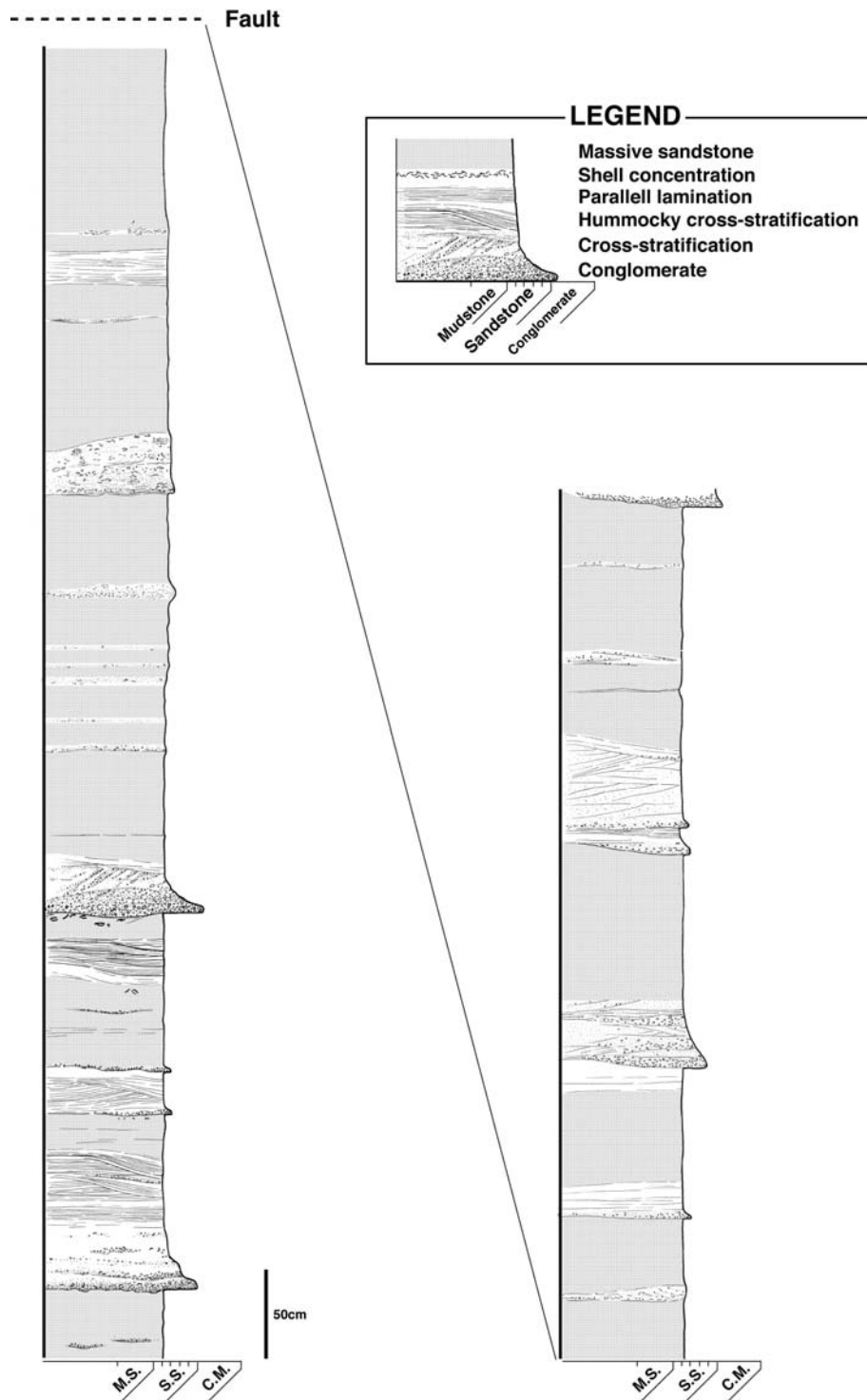


図4 坂州木頭川沿いに露出する寒谷層の露頭の柱状図

るため、すべての層準を確認することはできない。

観察された露頭は寒谷層全体のほぼ中部の層準であり、層厚約12mの区間である(図3)。地層は主に極細粒～細粒砂で構成され、時折、粗粒な砂岩層や礫岩層をはさむ(図3・図4)。露頭には多くの小断層がみられ、露頭中央部近くにある断層によって、途中、分断されるものの、ほぼ連続的な層序を観察

できる(図3・図4)。地層は上位にいくにつれてやや細粒化の傾向を示す。

地層の下部では、時折、礫が混じり、2枚の礫岩層が特徴的にはさまれる。礫岩層は主に中粒砂～細粒砂で構成され、長径2cmほどの小礫サイズの垂円礫も頻繁に含まれる。礫岩層中には粗粒堆積物に混じり貝化石の断面も確認できる。2枚の礫岩層ともに

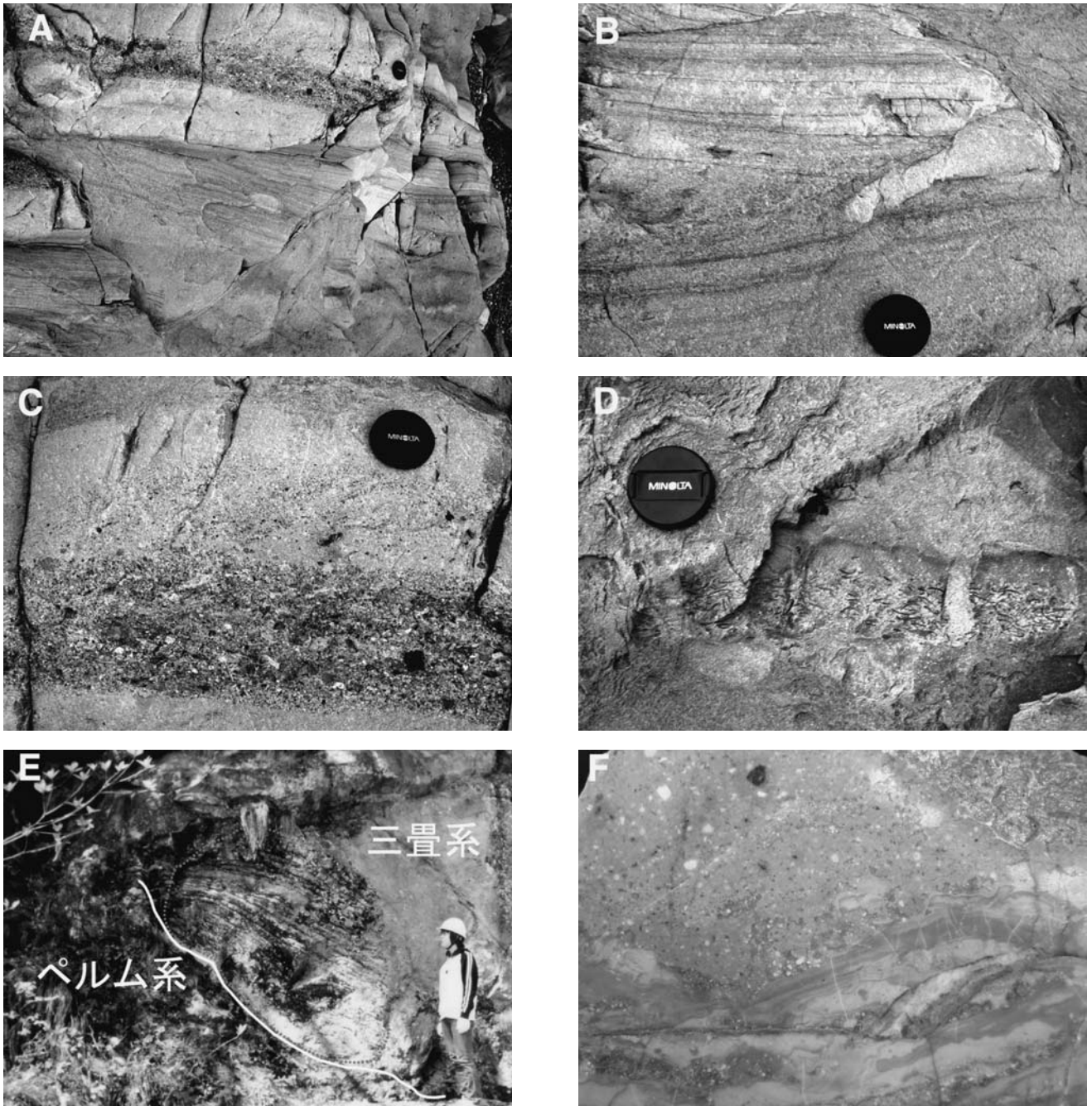


図5 A：細粒砂岩中のハンモック状斜交層理 B：ハンモック状斜交層理の拡大 C：礫層中の大型斜交層理 D：砂岩中で塊状に密集する貝化石 E4：坂州不整合と寒谷層基底部に含まれる石灰岩・チャート巨礫 F：坂州不整合基底部石灰岩—チャート互層巨礫の拡大写真 横幅は約5cm

基底はシャープな浸食面をもち、上面は淘汰のよい砂岩へと移行し、明瞭な上方細粒化を示す。

2枚の礫岩層の間にはさまれる淘汰の良い極細粒～細粒砂岩部分ではハンモック状斜交層理が発達し、平行葉理をともなう(図5A、B)。礫岩層上部の粗粒砂岩からなる部分では大型斜交層理の発達もみられた(図5C)。

地層の上部は粗粒～極粗粒砂岩層をはさむもの

の、全体的に下部に比べ細粒な堆積物によって構成される。大部分は塊状無層理部からなり、一部の層準において不明瞭な平行葉理や斜交層理が発達する。粗粒な砂岩層を挟む層準では、貝化石が塊状に密集している部分が多くみられる(図5D)。

### 3. 産出化石

観察された層準の石灰質砂岩からは、

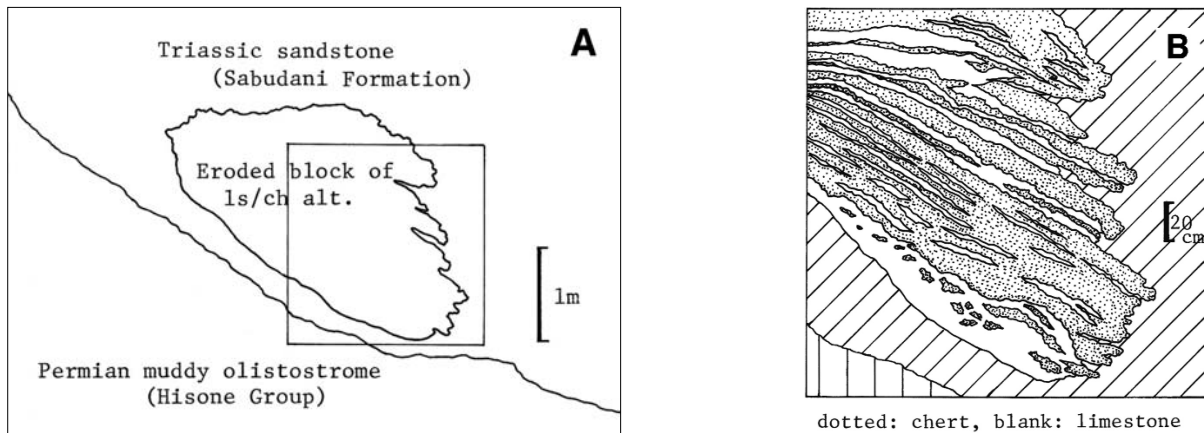


図6 A: 坂州不整合基底の石灰岩チャート互層岩塊の輪郭 B: 石灰岩層が溶食された互層部

*Minetrigonia katayamai*, *Trigonodus? hashimotoi*, *Chlamys mojsisovicsi*, *Oxytoma kashiwaiensis*, *Mytilus nasai*, *Neoschizodus okumominetaniensis*, *Palaeopharus oblongatus*などの二枚貝類が報告されている(市川ほか、1953; 平山ほか、1956; Ichikawa, 1954)。これらは、Carnianを示す。また、本調査では詳細に観察されなかった上位層準の細粒砂岩からは、*Halobia kawadai*, *Tosapecten suzukii*, *Chlamys mojsisovicsi*, *Pseudolimea naumanni*, *Trigonulula sakawana*が報告されている(市川ほか、1953)。これらは、CarnianもしくはCarnian-Norianにレンジをもつものである。

#### 4. 堆積環境

寒谷層の観察された層準は主に細粒な堆積物となり、堆積構造としてハンモック状斜交層理を確認することができる。ハンモック状斜交層理はストーム時などの波浪の影響によって、海底面につくられる堆積構造であり、浅海成堆積物中で広く知られる。ここで観察されたハンモック状斜交層理はスウェール部が卓越し、泥岩層をほとんどはさまず、また癒着状の砂岩が発達することから、比較的浅海の下部外浜域で堆積したと推察することができる(Walker and Plint, 1992)。

また、礫岩層や粗粒砂岩層中に認められる大型斜交層理もハンモック状斜交層理と同様に波浪の影響で形成されたと考えられる。増田(2001)は、ストーム時に海底の底質が細粒堆積物でなく、粗粒な場合にはハンモック状斜交層理が形成されずに、粗粒斜交層理が形成されることを報告している。ここで

観察された構造も同様なものと推察できる。さらに礫岩層中の大型斜交層理の上位には弱いハンモック状斜交層理が観察でき、基底の塊状礫岩から大型斜交層理、そしてハンモック状斜交層理への一連の変化を示している。このことはストーム時の強い営力によって、粗粒な砂や礫がラグとして堆積し、その後、波の減衰によって粗粒斜交層理ができ、細粒砂が堆積する状況になってハンモック状斜交層理が形成されたと考えられる(増田、2001)。

#### 5. 寒谷層基底部の残留巨礫と産出コノドント

坂州木頭川の河床に見える坂州不整合の寒谷層基底部には、長径約2mの石灰岩チャート互層岩塊が含まれている(図5E)。この石灰岩チャート互層岩塊には顕著な溶食形態がみられ、石灰岩層が溶食されている(図6A・B)。本来は、礫の右側が下向きに位置していた際に溶食形態が形成されたものと推測される。サンプリングした岩石を研磨すると、石灰岩とチャートの互層が観察できた。さらに石灰岩部分を見ると淡褐色の粒子支持型のグレインストーンで、散在的に暗緑色の緑色岩類垂円細礫が含まれている(図5F)。

石灰岩部分からは保存状態のよいペルム紀前期コノドントが多産することが知られている(石田、1987)。本調査においてサンプリングした石灰岩部分からはコノドントの*Mesogondolella bisselli*, *Mesogondolella asiatica*, *Mesogondolella intermedia*, *Mesogondolella gujioensis*, *Hindeodus minutus minutus*, *Neostreptognathodus foliatus*, *Sweetognathus whitei*(いずれもPa要素)が産出し

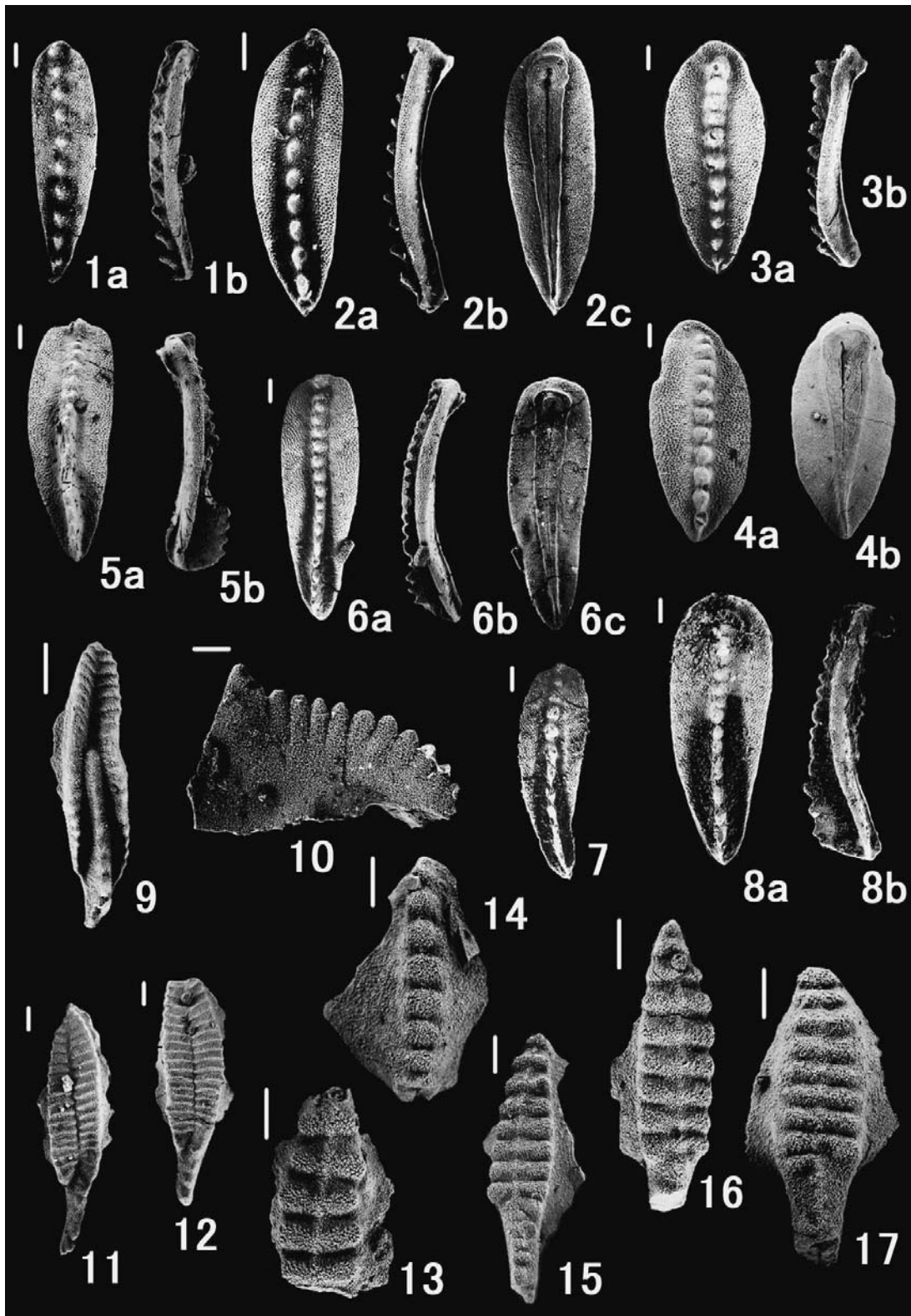


図7 坂州不整合基底の石灰岩・チャート巨礫から産するコノドントSEM写真。スケールバーは0.1mm  
 1, 2: *Mesogondolella bisselli* Pa (Clark & Behnken, 1971) ;1a: oral view; 1b: lateral view;2a: oral view 2b: lateral view; 2c. aboral view; 3, 4: *Mesogondolella asiatica* Pa (Igo, 1981) ; 3a: oral view; 3b: lateral view; 4a: oral view; 4b: aboral view; 5, 6: *Mesogondolella intermedia* Pa (Igo, 1981) ; 5a: oral view; 5b: lateral view; 6a: oral view; 6b: lateral view; 6c: aboral view; 7, 8: *Mesogondolella gujioensis* Pa (Igo, 1981) ; 7: oral view; 8a: oral view; 8b: lateral view; 9: *Streptognathodus elongatus* Pa Gunnell, 1933 oral view; 10: *Hindeodus minutus* Pa (Igo, 1981) . lateral view; 11,12: *Neostreptognathodus foliatus* Pa Igo, 1981. oral views; 13-17: *Sweetognathus whitei* Pa (Rhodes,1963) . oral views

た(図7)。このコノドント群集は、北米ネバダ(Clark and Behnken, 1971)、ならびに郡上八幡(Igo, 1981)の*M. bisselli*-*S. whitei*群集帯の群集に対比され、ペルム紀前期後半(ArtinskianあるいはChunshanian Longlinian末)の年代を示す。この群集には石炭期末~ペルム紀初期にレンジを持つ*Streptognathodus elongatus*が伴うが、碎屑性の石灰岩であることから、再堆積要素である可能性が高い。

## 6. まとめ

上部三疊系寒谷層の調査された層準はハンモック状斜交層理などの堆積構造から下部外浜域において堆積したと解釈される。また、含まれる多くの軟体動物化石はCarnianもしくはCarnian-Norianにレンジを示している。坂州不整合の寒谷層基底部に含まれる石灰岩チャート互層岩塊は顕著な溶食形態を示しており、また石灰岩部分からは多くのコノドントが産出し、ペルム紀前期後半の年代を示す。

寒谷層および坂州不整合は、付加コンプレックスと浅海相との関係的特徴的に示しており、徳島県のみならず日本の地質学史の上でも重要な意味を持つ。また坂州木頭川沿いには、枕状溶岩などの地質学的に価値の高い露頭が点在する。現在は2004年台風10号の土砂災害により、河床部が砂礫に覆われているため露頭状況がよくないが、坂州発電所から広瀬の農村舞台下の比較的短い区間で、様々な事象が観察できる点で、地質見学を行うのにたいへんよいコースといえる。

## 文献

- Igo Hisah., 1981. Permian conodont biostratigraphy of Japan, *Paleontological Society of Japan, Special Papers*, no. 24, 1-51.  
石田啓祐, 1987. 坂州不整合に関する2・3の知見. 日本地質

- 学会関西支部・西日本支部合同例会講演要旨(徳島大学), 日本地質学会関西支部会報no.104, 西日本支部会報 no.88 合併号, p.12.  
石田啓祐・香西 武, 2003. 四国東部秩父累帯の地帯区分と層序. 徳島大学総合科学部 自然科学研究, 16, 11-41.  
石田啓祐・香西 武, 2005. 四国東部の南部黒瀬川帯(坂州帯) 栗坂層と広瀬層(新称)の層序と放散虫年代. 第8回放散虫研究集論文集. 大阪微化石研究会会誌(特別号), no.13, 135-148.  
Ichikawa, K., 1954. Late Triassic pelecypods from the Kochigatani Group in the Sakuradani and Kito areas, Tokushima Prefecture, Shikoku, Japan-part 1. *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University, Series G*, 1 (1), 35-58.  
市川浩一郎・石井健一・中川哀三・須鎗和巳・山下 昇, 1953, 坂州不整合について徳島県那賀郡坂州村付近の団体研究, 徳島大学学芸紀要(自然科学), 3, p61-74.  
Clark D. L. and Behnken F. H., 1971. Conodonts and biostratigraphy of the Permian. *Geological Society of America, Memoir* 127, 415-439.  
Clark D. L. and Wang Chengyuan, 1988. Permian Neogondolellids from south China :significance for evolution of the serrata and carinata groups in north America. *J. Paleont.*, 62 (1), 132-138.  
小林貞一, 1941. 日本地方地質誌総論日本の起源と佐川輪廻. 朝倉書店, 353p.  
Sheng Jin-zhang and Jin Yu-gan, 1994. Correlation of Permian deposits in China: *Palaeworld*, 4: 19-21; 33-35, 51.  
Sweet W.C., 1988. The Conodonta. *Oxford monographs on geology and geophysics*. no. 10, 200-203.  
平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川哀三, 1956. 徳島県「剣山図幅」説明書. 徳島県, p1-52.  
増田富士雄, ハンモック斜交層理とその形成過程.堆積学研究会(編)「堆積構造入門シリーズ(1) 波浪堆積構造」.p17-159.  
Mei Shilong, Jin Yugan and Wardlaw, B.R., 1998. Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Gangxi, China and West Texas, USA. *Palaeworld*, 9, 53-76.  
Walker, R. G. and Plint, A. G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In Walker, R. G. and James, N. P. (eds) , *Facies Models: Response to sea level change*, Geological Association of Canada, 219-238.  
Wang Zhi-hao, 1994. Early Permian conodonts from the Nashui Section. Luodian of Guizhou. *Palaeworld*, 4, 203-224.