福井県立恐竜博物館紀要 9：9–40（2010）

紀伊半島東部の紀勢－大内山地域の四万十累帯の放散虫化石時代と地質構造

山梨太郎[1]・柏木健司[2]

[1]富山大学大学院理工学教育部（理学）　富山市五福3190
[2]富山大学大学院理工学研究部（理学）　富山市五福3190

要　旨

紀伊半島東部の紀勢－大内山地域の四万十累帯は，砂岩頁岩互層の破断－分断相を主体に，様々な岩相からなるブロックを伴い，北側の古和峠コンプレックスと南側のコンプレックスＡに区分される．各岩相の層序関係と放散虫化石時代に基づくと，下位からチャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層，および砂岩と累重する海洋プレート層序が復元される．黒色頁岩の時代は，古和峠コンプレックスで白亜紀新世 Turonian を，コンプレックスＡで白亜紀新世 Campanian 後期をそれぞれ示すと考えられる．

古和峠コンプレックスとコンプレックスＡは，岩相と地質構造，堆積時代に基づくと，四万十累帯北縁部において東西に少なくとも70 km にわたり，走向方向に断続的に分布する．また，コンプレックスＡ北縁部には右ずれを示す混在岩がみられ，Coniacian～Santonian を示す地層が右横ずれにより構造的に欠如していると考えられる．

キーワード：紀伊半島東部，四万十累帯，古和峠コンプレックス，コンプレックス A，混在岩，放散虫，白亜紀

YAMANASHI, Taro and Kenji KASHIWAGI (2010) Radiolarian ages and geological structures of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area of the eastern Kii Peninsula, Southwest Japan. Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus. 9 : 9 – 40.

The Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area, the eastern Kii Peninsula of Southwest Japan, is mainly composed of broken and dismembered formations of the alternating beds of sandstone and shale with blocks of various lithologies, and is divided into the Kowatoge Complex on the north and the Complex A on the south. On the basis of stratigraphic relationships with lithologies and radiolarian ages, the oceanic plate stratigraphies can be reconstructed : chert, red siliceous shale, gray shale, greenish gray shale, black shale, alternating beds of sandstone and shale, and sandstone in ascending order. The radiolarian ages of black shale show Turonian (Late Cretaceous) for the Kowatoge Complex, and late Campanian (Late Cretaceous) for the Complex A.

The Kowatoge Complex and the Complex A are sporadically distributed in some 70 km from west to east. Mixed rock, which is characterized by chaotic mixtures of blocks of varied lithologies within sheared shale matrix, in the northern areas of the Complex A indicates dextral strike-slip deformation. Thus it is probable that the Coniacian to Santonian deposits are tectonically eroded by dextral strike-slip faults between the Kowatoge Complex and the Complex A.

はじめに

付加体堆積岩類の岩相層序を正確に把握する上で，各岩相の地質関係とそれぞれの堆積時代の把握は重要である．また，復元される海洋プレート層序は，特定の地層の広がりのみならず，異なる地域間における地層対比において，有効な指標の一つとして用いられる．付加体の調査に際しては，岩相分布を三次元的に表現しうる地質図の整備とともに，化石を用いた各岩相の堆積時代を明らかにする必要がある．

2010年４月６日受付，2010年９月21日受理．
Corresponding author—Kenji KASHIWAGI
Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama, Gofuku 3190, Toyama 930-8555, Japan
E-mail : kasiwagi*sci.u-toyama.ac.jp
（*を半角@に変えてご入力ください）
編集注）：「古世」「中世」「新世」は，それぞれ「前期」「中期」「後期」と同義．

紀伊半島に広く分布する中古生界は，北から南に三波川帯，秩父累帯，および四万十累帯と配列し，それらは主に付加体堆積岩類から構成される．このうち，四万十累帯は紀伊半島の広い範囲を占めて分布し，その岩相層序と地質構造の詳細は主として紀伊半島西部から中央部で明らかにされている（例えば，Kurimoto，1994；紀州四万十帯団体研究グループ，2006；中屋，2006；常盤ほか，2006）．一方，紀伊半島東部では一部の地域（例えば，Mizutani et al.，1982；田邊・狩野，1994）を除いて十分な知見は得られていない．そのため，紀伊半島東部の四万十累帯において，付加体形成過程とその後の変形過程を含む地層形成過程に関する知識は，紀伊半島西部から中央部のそれに比較して極めて貧弱な現状にある．さらに，紀伊半島西部から中央部の四万十累帯との詳細な地層対比についても，十分な地質資料を用いた検討には至っていない．

以上の観点から，筆者らは紀伊半島東部の四万十累帯のうち，紀勢－大内山地域の四万十累帯北縁部の野外調査を行い，岩相分布図を作成するとともに，広範囲から放散虫化石の抽出を試みた．本稿では，紀勢－大内山地域の四万十累帯の地層を記載するとともに，主として放散虫化石に基づく時代と混在岩の分布から地層区分を行った．また，層理面と劈開面の走向傾斜からメガキンク構造を認定したので以下に報告する．

地質概説

紀勢－大内山地域は，紀伊半島東部の四万十累帯北縁部に位置し，その北方には仏像構造線を介して秩父累帯の地層が分布する（Fig. 1）．紀勢－大内山地域を含む紀伊半島東部の四万十累帯は，７万５千分の１地質図幅「鳥羽」(飯塚，1929）と「野後」（飯塚，1932）により層厚約 4000 m に達するジュラ系的矢層として一括され，砂岩と頁岩から主に構成され角岩（チャート）や輝緑凝灰岩を挟み，希に炭質頁岩を挟在するとされた．飯塚（1932）の地質図によると，紀勢－大内山地域の岩相分布は「砂岩および頁岩を主体に，所々に頁岩と砂岩を伸長方向に数 km ないしそれ以下のレンズ状に挟在し，北部に数枚のチャートを挟在する」と判読できる．その後，紀伊半島東部の四万十累帯は，東から西方に志摩地域（中屋，1988），南勢町磯浦（水垣，1987），南島－南勢地域（Mizutani et al.，1982），南島地域（坂，1971；粕谷ほか，2001；森田ほか，2005），滝原地域の南部（Kimura，1954），紀勢－大内山地域の北部（柏木，2001），および海山地域（田邊・狩野，1994）を対象に地域地質的検討がなされてきた．また，加藤ら（加藤，1995；加藤・坂，1997；加藤ほか，2002）は，紀伊半島東部の秩父累帯の広域にわたる再検討に際して，四万十累帯の地質についても簡単に言及している．

Kimura（1954）の滝原地域南部は，筆者らによる紀勢－大内山地域の北部を含む．Kimura（1954）の記載によると，滝原地域南部の四万十層群（Shimanto Group）の岩相は，砂岩と頁岩を主体に層厚数十～200 m程度のチャートと輝緑凝灰岩（schalstein）を伴う．赤色チャートは上下ないし側方に赤色～緑色を呈する凝灰岩に移化する．輝緑凝灰岩はドレライト，玄武岩，塩基性凝灰岩，凝灰角礫岩，および枕状溶岩を含む．また，チャートと凝灰岩中には多量の放散虫化石が含まれ，*Cenosphaera* sp.，*Discospira* sp.，*Dicolocapsa* sp.，*Tricolocapsa* spp.，*Stichocapsa* spp. および *Dictyomitra* sp. 等の，現在の知見におけるジュラ紀～白亜紀を示す放散虫化石が報告されている．ただし，Kimura（1954）は四万十層群の堆積時代について言及していない．

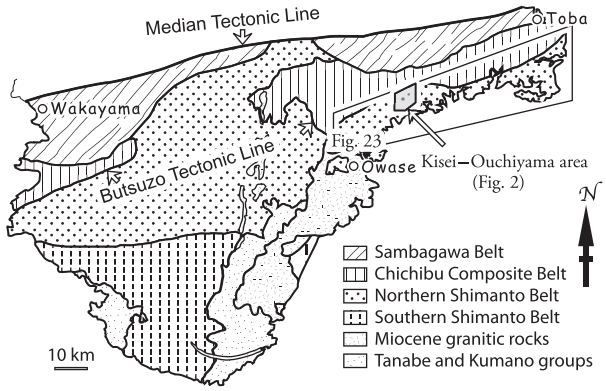

FIGURE 1. Geological outline of the the Kii Peninsula with location of Kisei–Ouchiyama area. Modified from Tanabe and Kano（1994）.

1980 年代以降，付加体地質に基づくメランジュの概念が導入され，放散虫化石やイライト結晶度などが検討されている（例えば，Mizutani et al.，1982；田邊・狩野，1994）．ただし，地質構造が判読可能な岩相分布図が示されたのは，中屋（1988）の志摩地域，Mizutani et al.（1982）の南島－南勢地域，および田邊・狩野（1994）の海山地域のみである．また，放散虫化石に基づく時代論についても，より最新の知識に基づく再検討が必要である．

紀勢－大内山地域は，Kimura（1954）による詳細な岩相層序学的検討の後，付加体地質に基づく再検討が十分に行われていない地域の一つである．本地域の四万十累帯の地層は，筆者らの調査に基づくと北側の古和峠コンプレックスと南側のコンプレックスＡから構成される．これら二つの地層は，ともに類似した岩相組み合わせを持つ一方で，含まれる岩石の時代に明瞭な相違が認められる．

紀勢－大内山地域の四万十累帯

紀勢－大内山地域の四万十累帯の地層は，古和峠コンプレックス（新称）とコンプレックスＡ（仮称）に区分される（Fig. 2A，B）．両者の区別は，コンプレックスＡの北縁部に見られる混在岩の存在，および放散虫化石時代に基づく異なる復元海洋プレート層序（考察にて後述）に基づく．以下，それぞれの地層ごとに記載する．

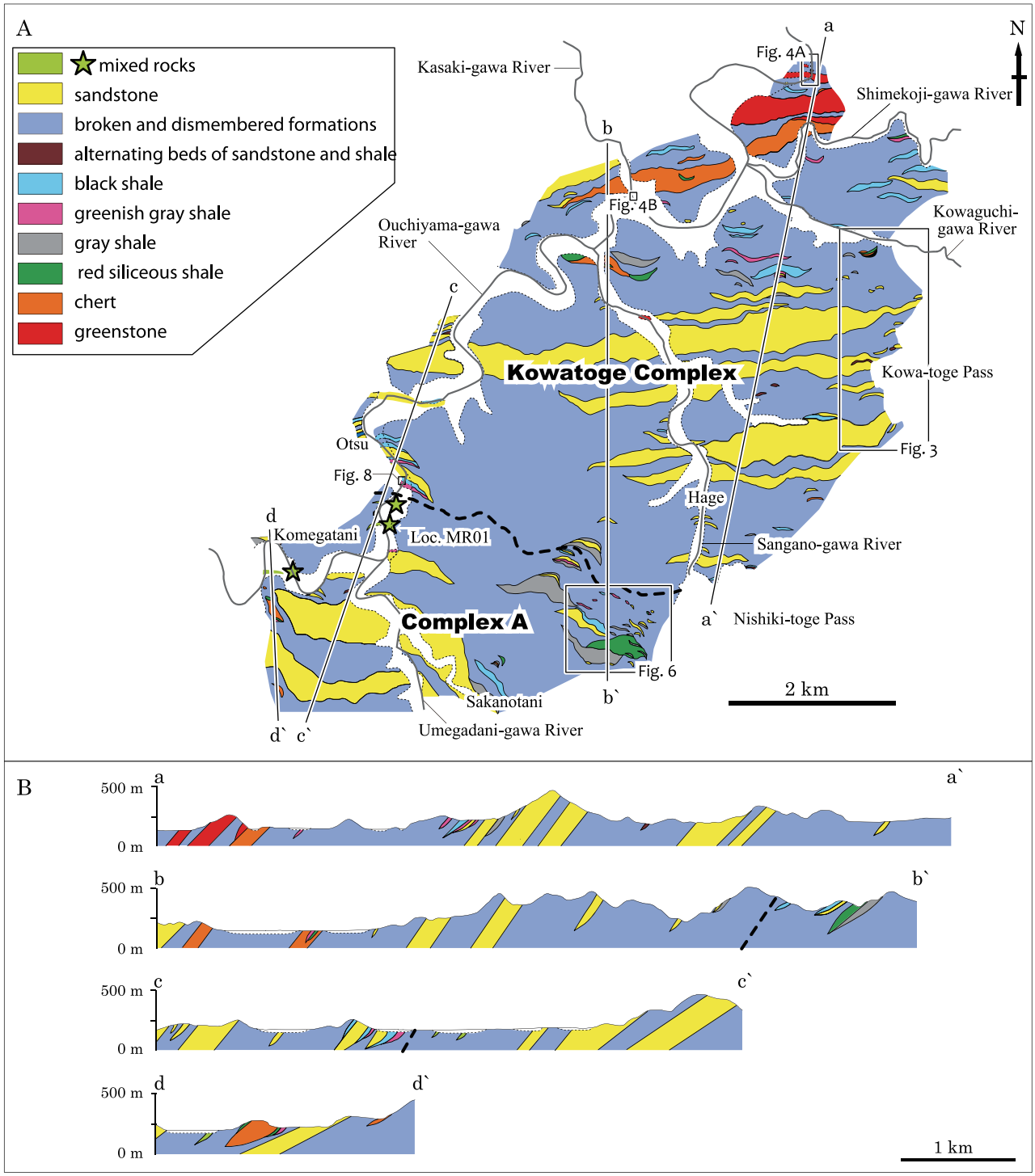

FIGURE 2. Geological map and profiles of the northern margin of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area of the eastern Kii Peninsula. See Fig. 1 for the location of Fig. 2A. The cross sections a-a', b-b', c-c', and d-d' across the northern margin of the Shimanto Belt.

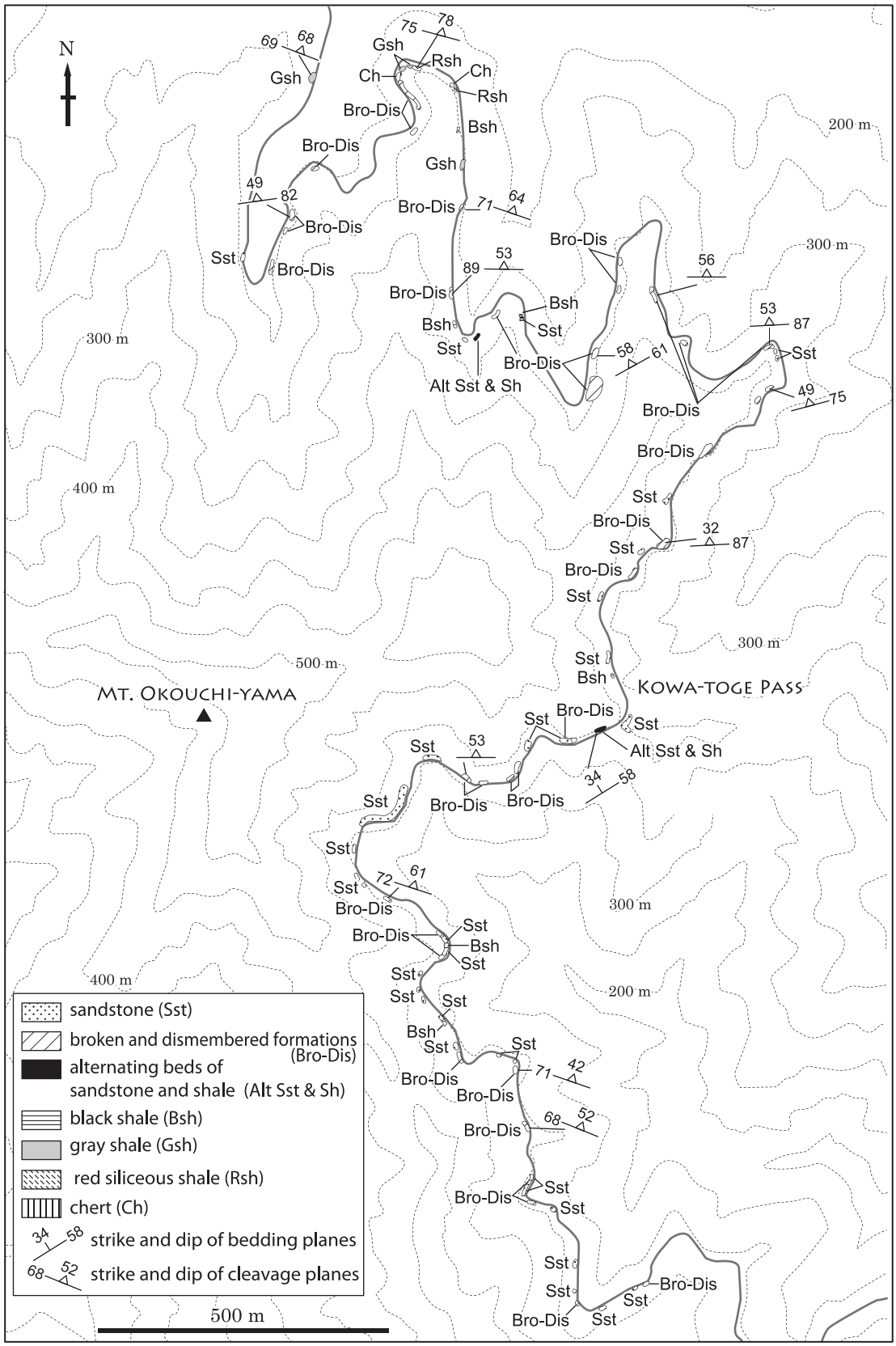

FIGURE 3. Typical lithological distributions of the Kowatoge Complex at the type section. See Fig. 2A for the location.

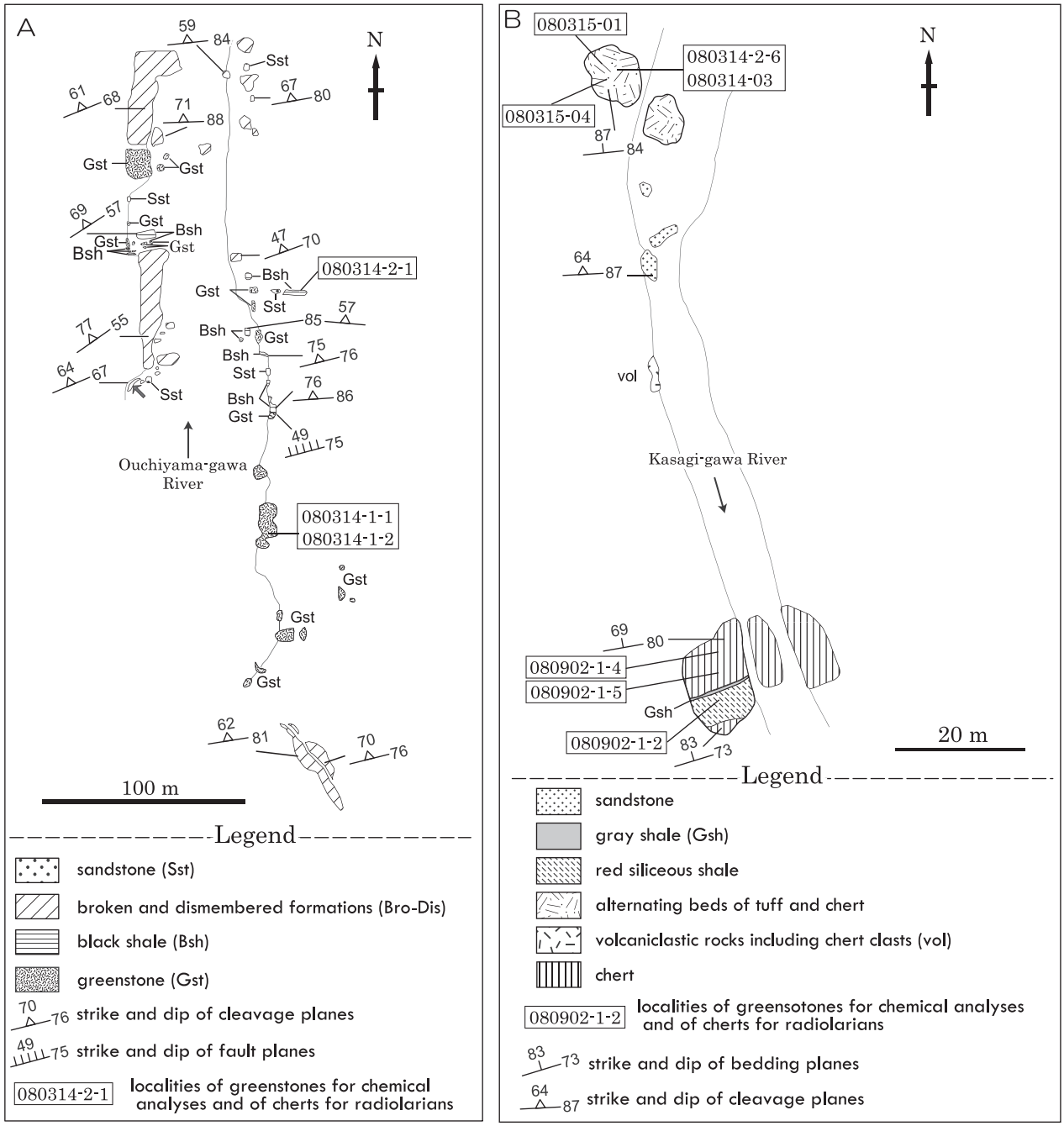

FIGURE 4. Field occurrences of greenstones in the Kowatoge Complex. **A,** Massive basaltic lava at the paratype section. **B,** Basic tuff in alternating beds of tuff and chert along the Kasagi-gawa River. See Fig. 2A for the locations.

1．古和峠コンプレックス

1）**模式地・命名：**紀勢－大内山地域北東部の，古和峠付近の林道沿いに模式的に露出する（Fig. 3）．模式地の地名「古和峠」にちなみ古和峠コンプレックス（新称）と命名する．また，緑色岩が良好に露出する注連野（しめの）付近（Fig. 4A）を副模式地として指定する．

2）**分布：**紀勢－大内山地域の北側 3 分の 2 を占めて分布する．見かけ層厚は約 3600 m以上である．

3）**岩相：**古和峠コンプレックスは，緑色岩，チャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層，砂岩頁岩互層の破断－分断相（以下，破断－分断相と記述する），および砂岩から構成される．このうち，破断－分断相が最も広く露出する．

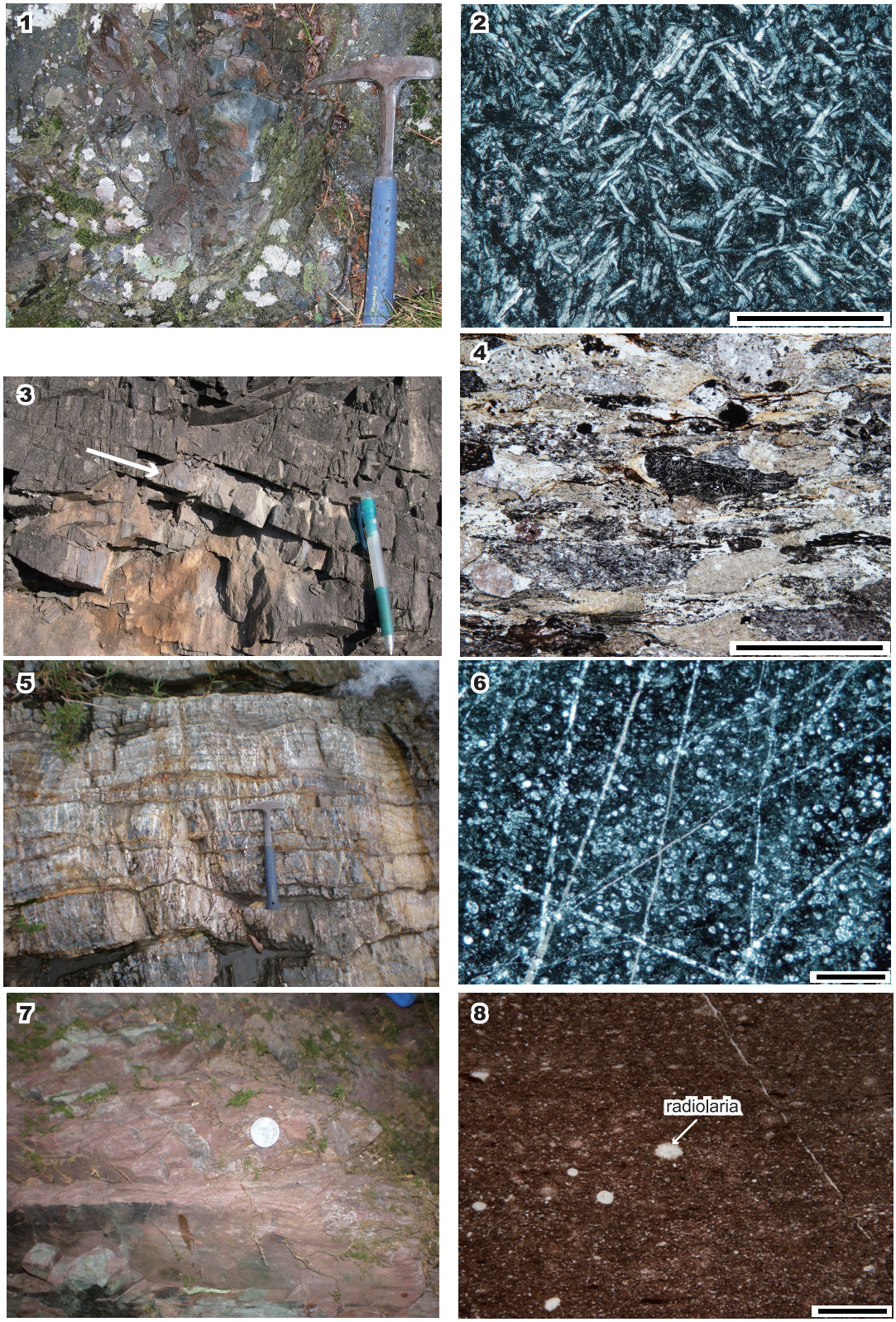

FIGURE 5. Field occurrences and thin section microphotographs of greenstone, chert and red siliceous shale of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area. Scale bars in thin section microphotographs indicate 1 mm. **1–2**, Massive basaltic lava of the Kowatoge Complex ; **3–4**, Basic tuff of the Kowatoge Complex along the Kasagi-gawa River. White arrow in Fig. 5.3 indicates sandy tuff bed ; **5–6**, Bedded chert of the Kowatoge Complex ; **7–8**, Red siliceous shale of the Complex A.

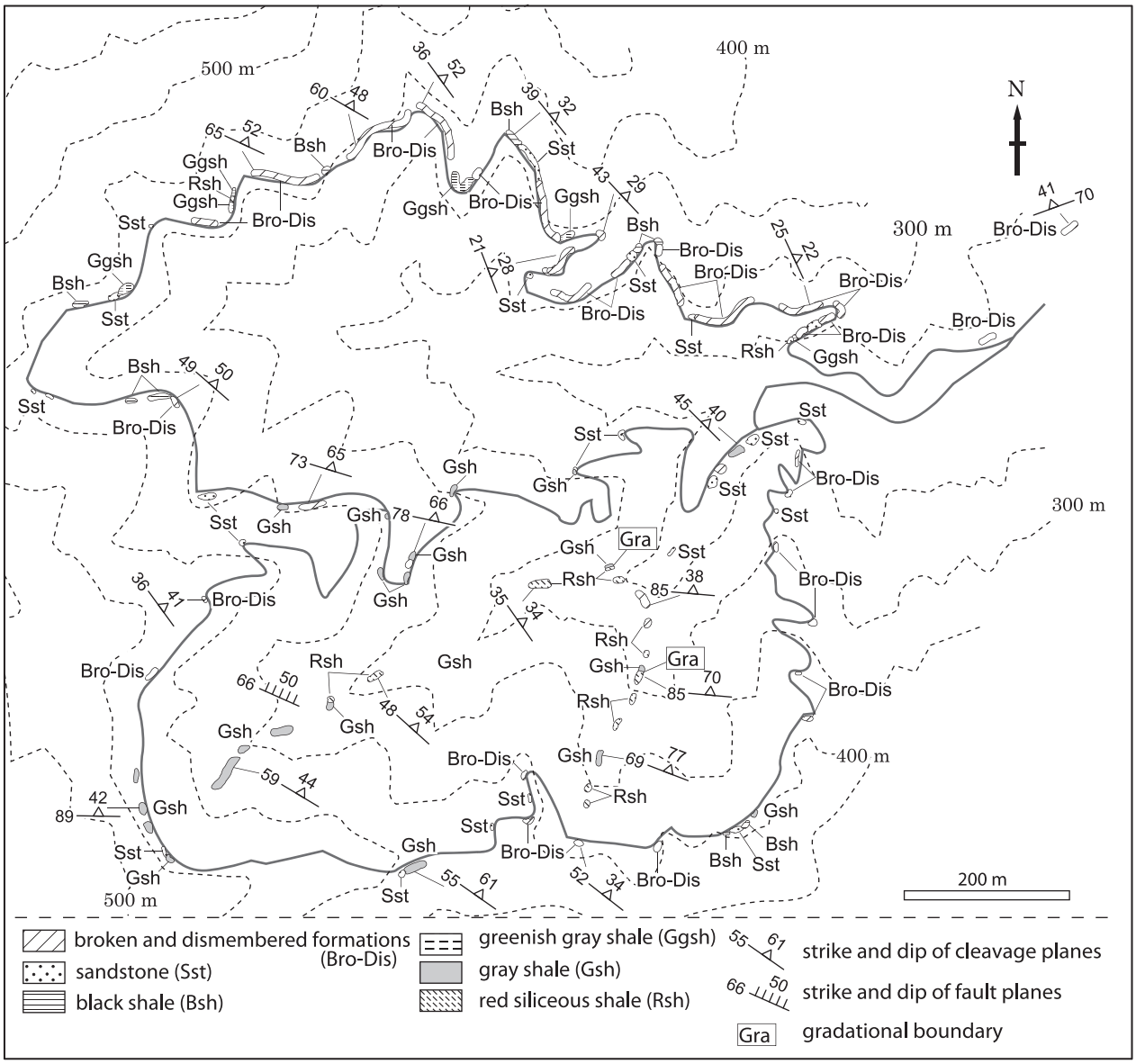

FIGURE 6. Sketch geological map of the western Nishiki-toge Pass, showing outcrops of the Complex A.

4）**地質構造：**砂岩頁岩互層の層理面，頁岩と破断－分断相中の劈開面の姿勢は，N60°E～N80°W走向の50～80°N傾斜である．

5）**時代：**時代決定に有効な放散虫化石が，チャート，緑灰色頁岩，および黒色頁岩から得られている．このうち，黒色頁岩の時代はTuronianと判断される（後述）．

2．コンプレックスA

1）**分布：**紀勢－大内山地域の南側3分の1を占めて分布する．見かけ層厚は約1600 m以上である．調査範囲が狭く，後述するようにその相当層が南西に広く知られていることから，本稿では仮称として扱い模式地の指定を含む正確な地層定義は行わない．

2）**岩相：**コンプレックスAは，チャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層とその破断－分断相，砂岩，および混在岩から構成される．これらのうち，破断－分断相が最も広範囲に分布する．また，混在岩はコンプレックスAの北部にのみ確認される．

3）**地質構造：**砂岩頁岩互層とチャートの層理面，および頁岩と破断－分断相中の劈開面の姿勢は，大内山川沿いの大津周辺でN80°E～N70°W走向の40～80°N傾斜である．一方，調査地域南西部の米ヶ谷ではN16～52°W走向の39～67°N傾斜を，調査地域南東部の坂ノ谷～羽下

付近ではN25～70°W走向の20～80°N傾斜を示す．

4）**時代：**時代決定に有効な放散虫化石が，チャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，および黒色頁岩から得られている．このうち，黒色頁岩の時代はCampanian後期と判断される（後述）．

3． 各岩相の記載

（1）**緑色岩：**緑色岩は，古和峠コンプレックスの北部にみられ，塊状玄武岩，ドレライト，および凝灰岩を含む．一般に，見かけの厚さ数十～100 m以下のブロックとして，破断－分断相中に孤立して産し，ほとんどの場合，周囲の地層との関係は露頭欠如のため不明である（Fig. 4A，B）．

塊状玄武岩は南北に3列認められ，厚さ約数十～150 mで東西方向に最大で約1 km以上連続する（Fig. 2A）．この塊状玄武岩と周囲の地層との関係は一箇所でのみ観察され，そこでは塊状玄武岩と黒色頁岩が断層で接する（Fig. 4A）．塊状玄武岩は，野外では全体に暗緑色を呈し，一部で赤褐色を呈する部分を伴う（Fig. 5. 1）．偏光顕微鏡下では，短～長柱状の斜長石が網目状に散在し間を単斜輝石や変質鉱物の緑泥石が埋めるインターグラニュラー組織，ないし短～長柱状の斜長石が網目状に散在しその間をガラスや隠微晶質の粒子が埋めるインターサータル組織が観察される（Fig. 5. 2）．

ドレライトは，三ヶ野川河床部においてほぼ東西方向に約100 mにわたり断続的に分布する．野外において塊状で緑色を呈し，偏光顕微鏡下では斜長石や単斜輝石が確認される．

凝灰岩は，大内山川支流の笠木川下流部において，西南西－東北東方向に連続する最大層厚約200 mのチャート南縁にみられる（Fig. 4B）．凝灰岩は，チャートと整合的に接し一部で互層をなす．暗赤色ないしは灰色を呈する泥質の細粒凝灰岩で，層厚3 cm前後の砂質の粗粒凝灰岩を1層挟在する（Fig. 5. 3の白矢印）．粗粒凝灰岩は，粗粒砂径の玄武岩岩片から主に構成される（Fig. 5. 4）．また，凝灰岩露頭の下流に位置する火山砕屑岩類は塊状を呈し，径5 mm～1 cm前後のチャート角礫を含む（Fig. 4B）．

（2）**チャート：**チャートは，古和峠コンプレックス北部において西南西－東北東方向に約3 km以上，最大層厚約200 mで連続する．また，古和峠コンプレックスとコンプレックスAの破断－分断相の分布域に，層厚数～数十mでブロック状に孤立して産する．露頭では，層状ないし塊状で，赤色，黒色，緑色，および白色を呈する（Fig. 5. 5）．また，チャート近傍には緑色岩や赤色珪質頁岩がしばしば産する．偏光顕微鏡下では陰微晶質石英から構成され，球状を主体に希に塔状の放散虫化石殻が確認される（Fig. 5. 6）．放散虫化石の内部は，波動消光を示す石英により充填されている．

（3）**赤色珪質頁岩：**赤色珪質頁岩は，古和峠コンプレックス北部では層厚数m～数十m，コンプレックスAの西部では最大層厚約200 mで分布する（Fig. 2A）．露頭では赤色を呈し，層理にほぼ平行かつ一定方向に劈開が発達する（Fig. 5. 7）．チャート近傍にしばしば産し，一部では長径数cm～50 cm以下の灰色チャート礫が含まれる．偏光顕微鏡下では，赤色を呈する粘土基質中にシルト径の砕屑粒子や放散虫化石が点在する（Fig. 5. 8）．砕屑粒子は主に石英や白雲母で，一部に斜長石がみられる．放散虫化石は，陰微晶質石英ないし波動消光を示す石英で内部が充填されている．なお，コンプレックスA東部では，灰色頁岩に漸移的に変化する（Fig. 6）．

（4）**頁岩：**頁岩は，古和峠コンプレックスとコンプレックスA中にみられ，一般的に劈開面が認められる．頁岩と周囲の破断－分断相との関係は，露頭欠如のため不明である．風化を受けていない岩相における色調の相違に基づき，頁岩は灰色頁岩，緑灰色頁岩，および黒色頁岩に区分される．

灰色頁岩は，露頭ないし岩石試料において灰色を呈し（Fig. 7. 1），細粒砂径以上の粒子が認められず粘土径の粒子から主に構成され，一定方向に劈開が発達する．偏光顕微鏡下において，粘土基質中にシルト径の砕屑粒子が点在する（Fig. 7. 2）．砕屑粒子は石英と白雲母を含む．基質中には放散虫化石が散在し，その内部は波動消光を示す石英で充填されている．

緑灰色頁岩は，露頭ないし岩石試料において緑灰色を呈し，細粒砂径以上の粒子が含まれない（Fig. 7. 3）．偏光顕微鏡下において，層厚約0.1～1 mmの頁岩層と層厚約0.5～1.5 mmのシルト岩層の薄層が互層をなす（Fig. 7. 4）．頁岩層中には一定方向に劈開が発達する．砕屑粒子は石英や白雲母で主に構成される．シルト岩層に含まれる粒子は，石英，白雲母，および斜長石などである．緑灰色頁岩中には保存良好な放散虫化石が多産し，多くはシルト岩層中に含まれる．

黒色頁岩は，露頭ないし岩石試料において黒色を呈し，層厚約0.5～5 mmのシルト岩薄層がみられ（Fig. 7. 5），一部には層厚10 cm以下の凝灰岩が伴われる．偏光顕微鏡下においては，層厚約0.5～1 mmのシルト岩層と，層厚約0.1～2 mmの頁岩層が互層をなす（Fig. 7. 6）．シルト岩層と頁岩層中のシルト径以上の砕屑粒子は，主に石英が占め僅かに斜長石，黒雲母，チャート岩片等が点在する．頁岩層の粘土基質には劈開が認められる．

それぞれの頁岩の層序関係は，古和峠コンプレックス南西部の大津（Fig. 8），およびコンプレックスA東部の錦峠西方の林道沿い（Fig. 6）で観察される．大津では，下位より緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層および砂岩が整合的に累重し，黒色頁岩中に挟在される砂岩層は，下位から上位へ層厚を増す（Fig. 8）．相対的に細粒な緑灰色頁岩から粗粒な黒色頁岩，砂岩へと累重する，上方粗粒化層序が認められる．錦峠西方では，赤色珪質頁岩の分布域において，赤色珪質頁岩の層序的上位に灰色頁岩が整合的に累重する産状が2地点で観察される（Fig. 6）．灰色頁岩と緑灰色頁岩との層序関係は不明であるものの，後述するように灰色頁岩の上位に緑灰色頁岩が整合的に累重すると判断される．

（5）**砂岩頁岩互層：**砂岩頁岩互層は，破断－分断相中に数m層厚で分布する．走向方向に数m～20 mほど連続し，しばしば破断－分断相に移化するとともに，断層によ

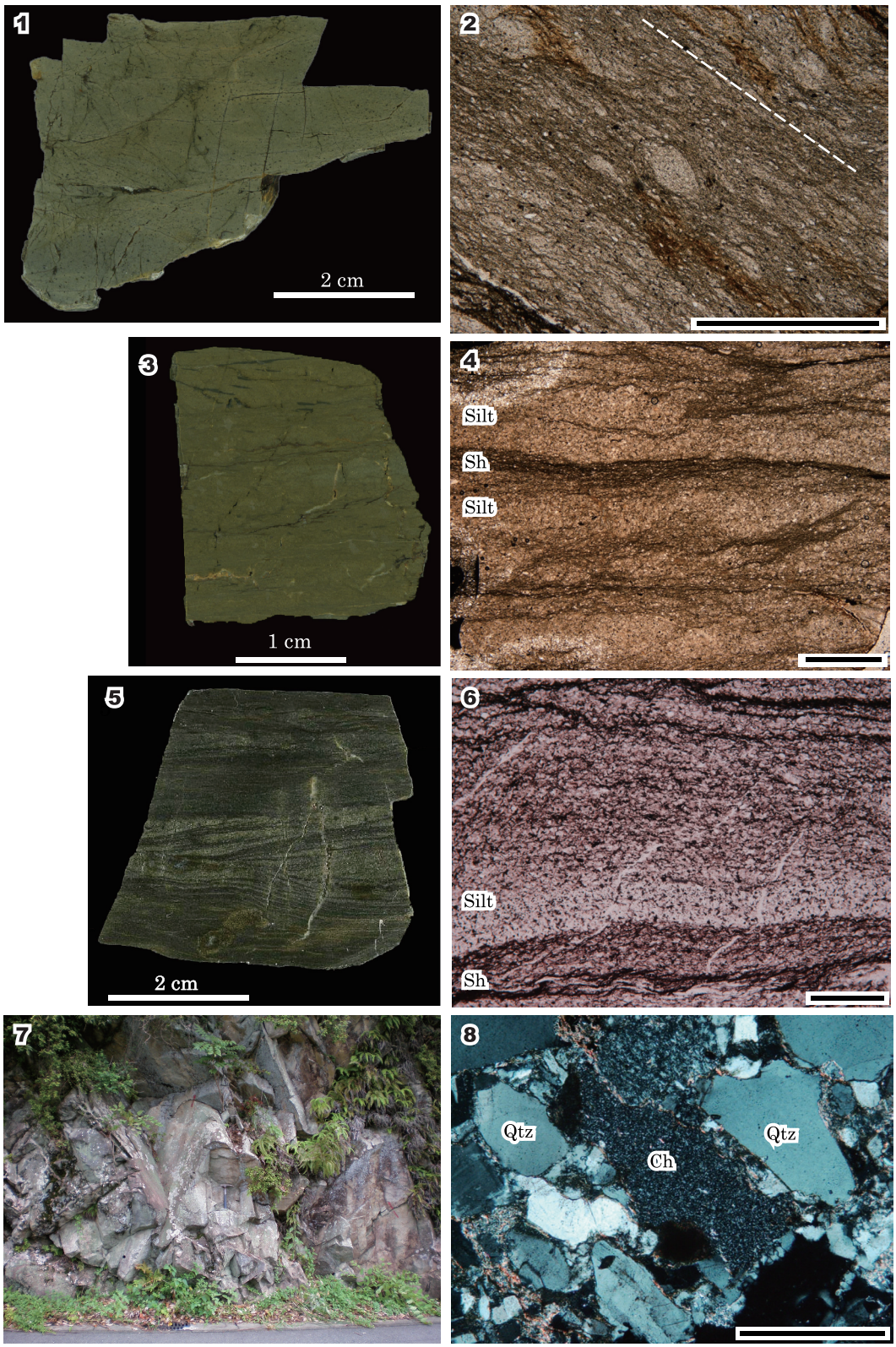

FIGURE 7. Polished rock slabs, field occurrence and thin section microphotographs of three rock types of shale and sandstone. Sh: shale, Silt: siltstone, Qtz: quartz, Ch: chert. Scale bars in thin sections indicate 500 μm. **1–2**, Gray shale. A broken line shows cleavage ; **3–4**, Greenish gray shale. Cleavage is parallel to the long edge ; **5–6**, Black shale. Bedding plane is parallel to the long edge ; **7–8**, Massive sandstone.

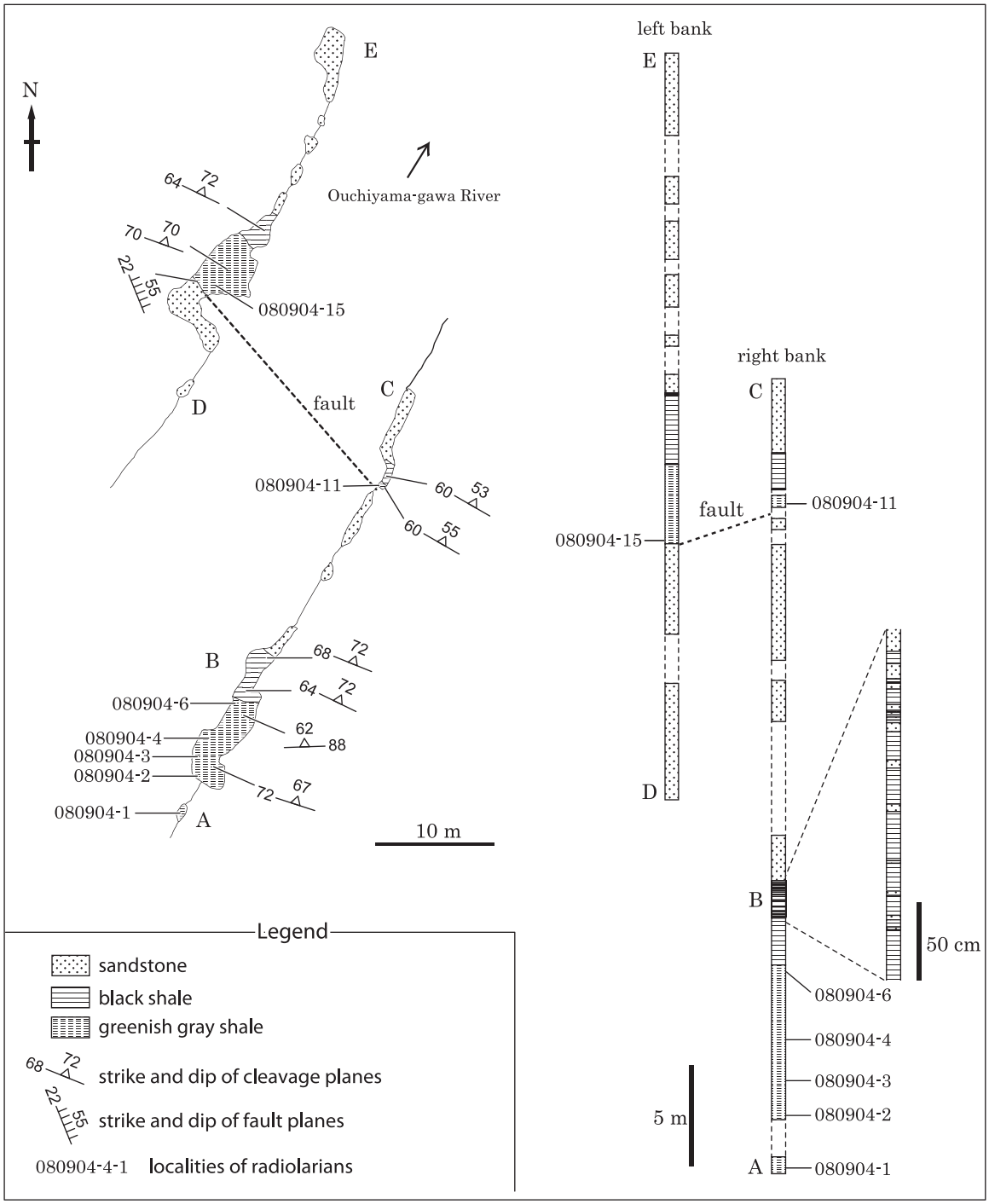

FIGURE 8. Field occurrences of greenish gray shale, black shale, and sandstone in the Kowatoge Complex at Otsu. See Fig. 2A for the location.

り途切れる場合もある．砂岩頁岩互層は，砂岩層と頁岩層のリズミカルな互層で特徴付けられ，全体的には砂岩卓越の層相を示す（Fig. 9. 1）．それぞれの層厚は，砂岩層が約 10 ～ 50 cm ないしそれ以上で，頁岩層が約 30 cm 以下である．

（6）**砂岩頁岩互層の破断－分断相：**砂岩頁岩互層の破断－分断相は，紀勢－大内山地域の広い範囲を占めて分布し，砂岩頁岩互層が層理に平行～準平行に剪断を被り，様々な程度に変形を受けている岩相を指す．破断相は，元の成層状態を復元可能な程度の弱い変形を被った層相であり，砂

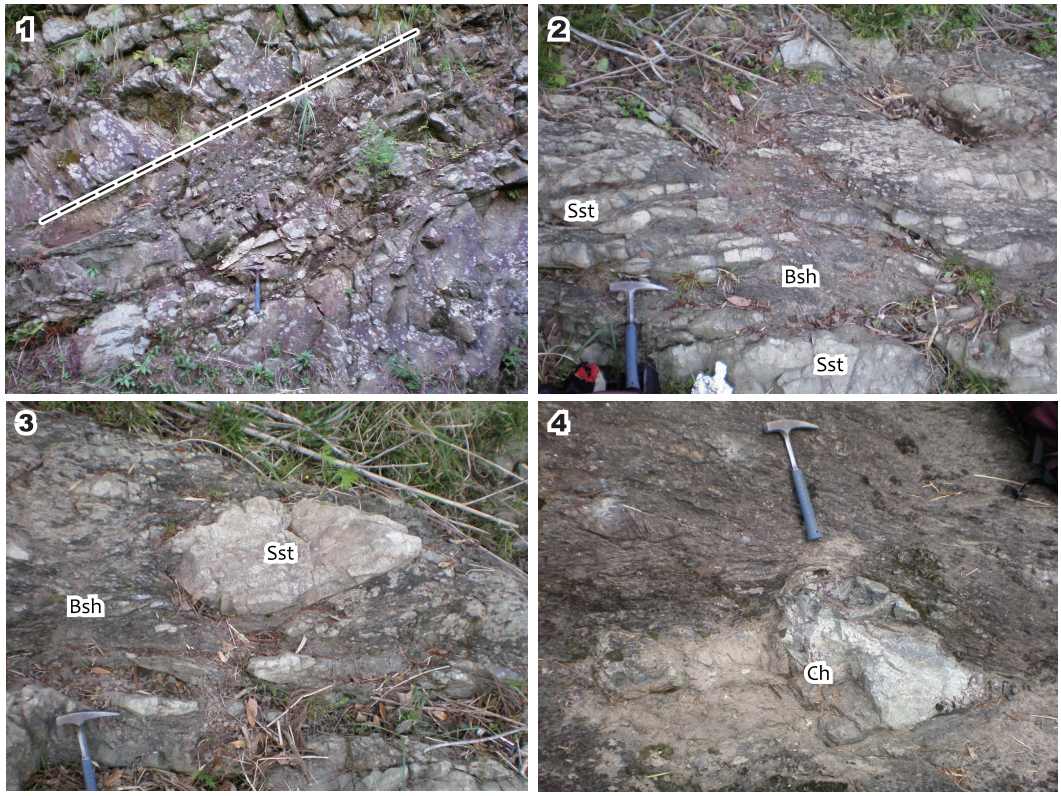

FIGURE 9. Field occurrences of coarse-grained terrigenous rocks. **1**, Alternating beds of sandstone and shale. A broken line indicates bedding plane ; **2**, Broken formation of alternating beds of sandstone and shale ; **3**, Dismembered formation of alternating beds of sandstone and shale ; **4**, Mixed rock characterized by chaotic mixture of blocks of sandstone and chert within sheared shale matrix. Sst=sandstone, Bsh=black shale, Ch=chert.

岩層は膨縮を繰り返しつつも連続することが多い（Fig. 9. 2）．泥岩中の鏡肌を伴う剪断面の間隔は数 mm～数 cm と広く，剪断面間には葉理等の堆積構造がしばしば観察される．分断相は，成層状態が完全に失われた層相を指し，頁岩基質中には砂岩がブロック状に孤立している（Fig. 9. 3）．一般に，頁岩基質と砂岩ブロックの境界は凹凸かつ明瞭である．頁岩基質中に含まれる砂岩ブロックの長径は，数 cm のものから数 m を越えるものまで様々で，形状もレンズ状，角礫～円礫状と様々であるが，全体的にはレンズ状をなすものが多い．頁岩基質中には一定方向に劈開が発達し，レンズ状の砂岩ブロックはその長辺が頁岩基質の劈開に沿って配列する．分断相は，破断相よりも強い変形を受けより密に剪断面が発達するものの，頁岩中には葉理等の初生堆積構造が識別される．破断相と分断相は，露頭においてしばしば漸移的に変化し明確な区別が困難なため，本稿では両者を一括して破断－分断相として扱う．

破断－分断相における頁岩基質と砂岩ブロックの量比は，地域により異なる傾向を示す．古和峠コンプレックスの北部では頁岩基質が卓越する傾向にあり，径 50 cm 以下の砂岩ブロックが頁岩基質中に点在する．古和峠コンプレックスの中部から南部の地域も頁岩基質の卓越する傾向にあるが，北部よりも砂岩ブロックが多く，長径が 1 m を越えるものも多く産する．層厚数十m以上の厚層砂岩の周辺では，砂岩ブロックは量比において頁岩基質と同等ないし卓越し，ブロックの長径も数 m に及ぶものが多い．

（7）**砂岩：**砂岩は，層厚数十～ 500 m 程度で走向方向に数十 m～最大 6 km 以上でレンズ状に分布する．古和峠コンプレックスの中部，およびコンプレックスAで卓越し，古和峠コンプレックスの北部と南西部では相対的に少ない．野外において塊状で灰色を呈する粗粒砂岩で（Fig. 7. 7），一般に堆積構造に乏しく，一部で層厚数 mm の黒色頁岩薄層を挟在する．砂岩中に希に点在して含まれる黒色頁岩の岩片は，一般に径約 2 mm 以下で，一部で径約 5 mm に達する．砂岩は，偏光顕微鏡下では石英，長石，微斜長石，不透明鉱物，泥岩片，チャート岩片，酸性凝灰岩片，および玄武岩片等が確認される（Fig. 7. 8）．

（8）**混在岩**　混在岩は，コンプレックスAの北西部の 3 地点で確認される．これら 3 箇所の露頭は走向方向に連続せず，それぞれが異なる構造層準を占めている（Fig. 2A）．黒色頁岩基質中に砂岩とチャートのブロックを含み，ブロックは長径数 mm～数十 cm のレンズ状を呈する（Fig. 9. 4）．基質の頁岩中には，へき開が密に発達する．3 地点の露頭のうち，南北間で中間に位置する Loc. MR01の混在岩では，チャートブロックの非対称変形構造が認められる

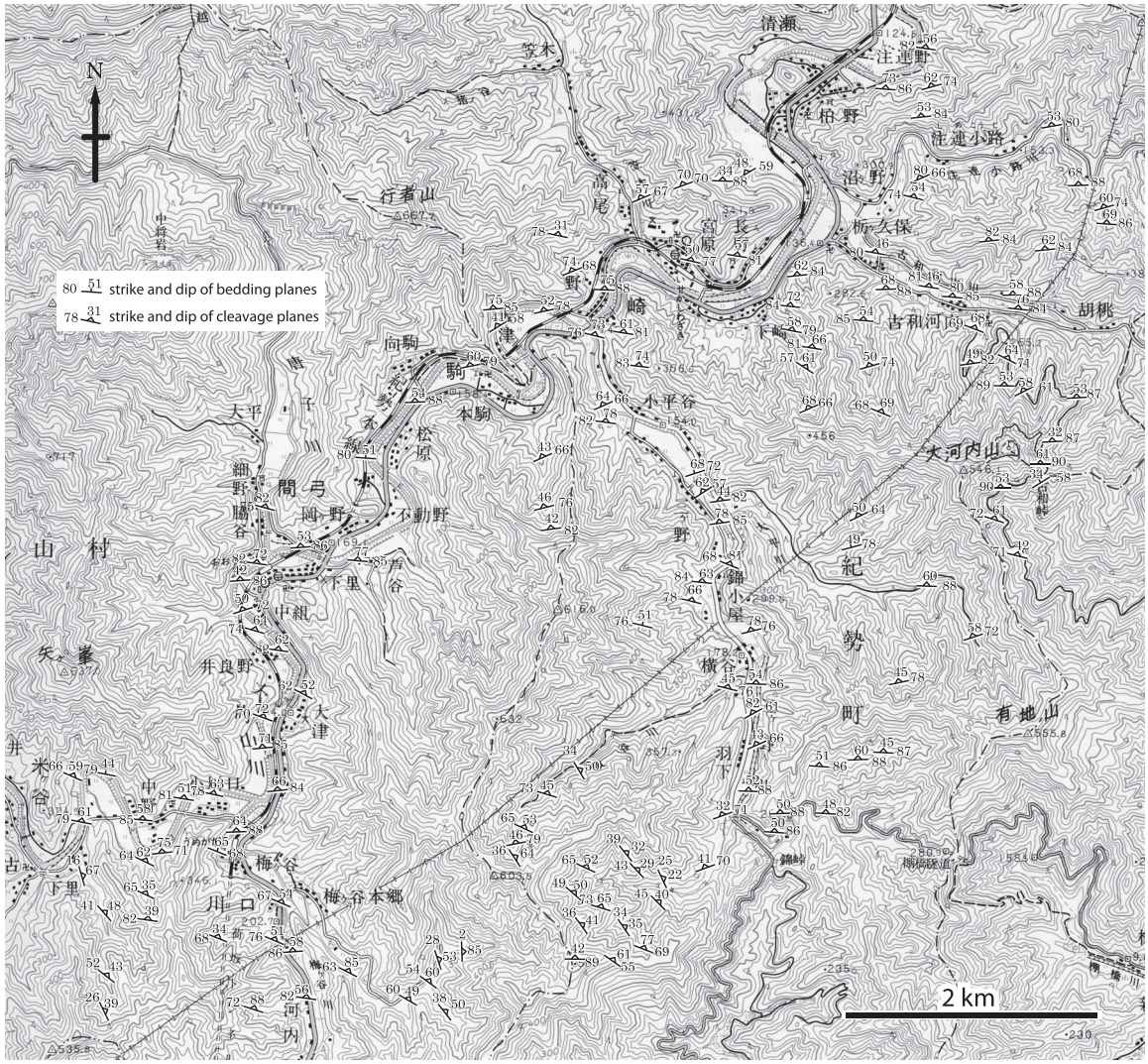

FIGURE 10. Measured attitudes of planar planes in the study area : cleavages of gray shale, greenish gray shale and black shale, and bedding planes in alternating beds of sandstone and shale. Base map is 1 : 50, 000 map of Nagashima by Geographical Survey Institute of Japan.

一方，その南北両側の混在岩には非対称変形構造は認められない．

地質構造

紀勢－大内山地域の四万十累帯の地層は，全体的に破断－分断相程度の変形を被っているものの，層理や葉理等の初生堆積構造をよく残している．また，頁岩中には層理に平行な劈開が発達する．四万十累帯の広域的地質構造を把握する上で，層理面や劈開面を含む面構造の姿勢の広がりや変化が重要である．野外調査に際しては，可能な限り露頭ごとに面構造の姿勢を測定し（Fig. 10），それら計測データを参考に走向線図を作成した（Fig. 11）．なお，走向線図の作成に際しては，層状チャート中の層理面姿勢は省いている．

紀勢－大内山地域の四万十累帯の地層のうち，北側３分の２の地域では東西から東北東－西南西走向で中～高角度で北傾斜する面構造ないし岩相分布を示す．すなわち，頁岩と赤色珪質頁岩の劈開面，および砂岩頁岩互層の層理面の姿勢は，N60°E～N80°W走向で 50 ～ 80°N傾斜を示す．一方，紀勢－大内山地域のうち南側３分の１の地域の東西両側においては，NW～NNW 走向で 40 ～ 70°N 傾斜の面構造の姿勢が認められ，砂岩，頁岩，赤色珪質頁岩，およびチャートの分布も面構造の走向に調和的である（Figs. 2, 11）．

コンプレックスＡ東部の坂ノ谷付近で，面構造の姿勢は西から東に向かって，東西から北西－南東，東西へと不連続的に変化し，その変化帯は北東－南西方向に伸びる（Fig. 11）．面構造の姿勢が，幅数百ｍ～数 km で帯状に変化する構造は，西南日本の四万十累帯各地で確認されて

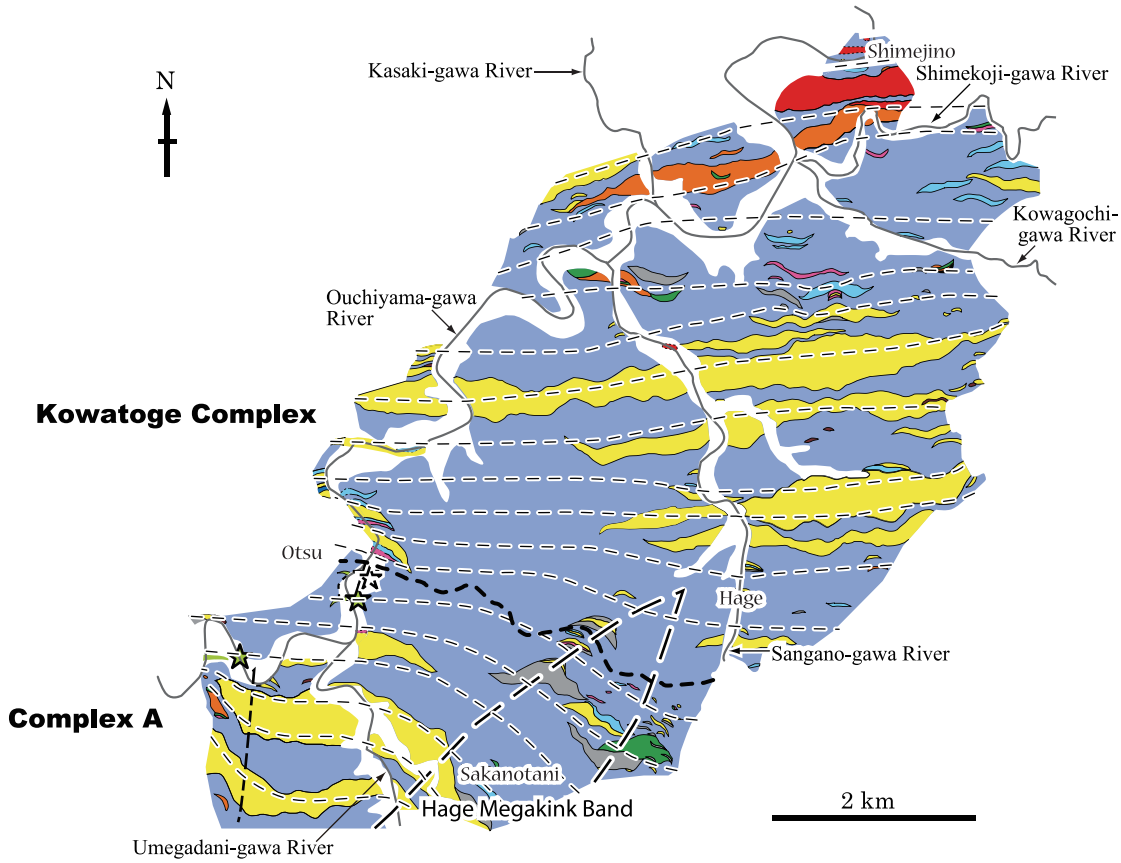

FIGURE 11. Geological structures of the northern part of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area.

おり，折れ曲がり帯（柳井，1986），メガキンク帯（柳井，1988），屈曲構造（中屋，2006），キンク褶曲（紀州四万十帯団体研究グループ，2006）等と呼ばれている．このような構造は，Powell（1984）と Powell et al.（1985）により初めて Megakink として記載された構造に相当し，本稿では柳井（1988）に従いメガキンク帯と呼称する．坂ノ谷付近における面構造の姿勢の変化帯はメガキンク帯に相当し，本稿ではこれを羽下メガキンク帯（Hage Megakink Band）と命名する．

羽下メガキンク帯は，北西－南東方向に幅約 1.3 km の変化帯を有し，北東－南西方向に長さ 3 km 以上に伸び，北東には古和峠コンプレックス南縁部で消滅し，南西への延長は不明である（Fig. 11）．なお，紀勢－大内山地域の南西に位置する海山地域では，メガキンク帯の存在は指摘されていない（田邊・狩野，1994）．従って，羽下メガキンク帯の長さは，5 km を超えないと考えられる．

北西－南東走向を示す面構造（層理面と劈開面）と岩相分布は，コンプレックスＡの西部にも認められる．羽下メガキンク帯に類似する面構造の姿勢に基づくと，この部分もメガキンク帯の一部である可能性がある．ただし，より西方における面構造の姿勢が不明であり，本稿では可能性を指摘するに留める．

古和峠コンプレックスとコンプレックスＡの地層境界は，野外で確認できていない．コンプレックスＡの北西部には，チャートと砂岩のブロックを含む混在岩が 3 箇所で確認される（Fig. 2A）．これら混在岩は，南北間でそれぞれ異なる構造層準を占める．混在岩中の黒色頁岩基質の劈開の姿勢は，いずれも東西走向に近く中～高角度で北に傾斜する．Loc. MR01 の大内山川河床に露出する混在岩露頭（Fig. 12. 1）より採取した試料断面を研磨した結果，N75°W走向で西北西に約 30°でプランジするチャートブロックの伸長が認められる（Fig. 12. 2）．偏光顕微鏡下では，右ずれを示すチャートブロックの非対称変形構造が確認される（Fig. 12. 3, 12. 4）．混在岩は，コンプレックスＡ北縁部にのみ産し，周囲よりも相対的に強い変形を被っていることから，古和峠コンプレックスとコンプレックスＡとの地層境界の形成に関連している可能性がある．

放散虫化石

野外調査に際して，109 地点から 169 試料を採取し放散虫化石の検討に供した．その結果，古和峠コンプレックスの 21 試料とコンプレックスＡの 17 試料の計 38 試料から，同定可能な放散虫化石が得られた．産出した放散虫化石の

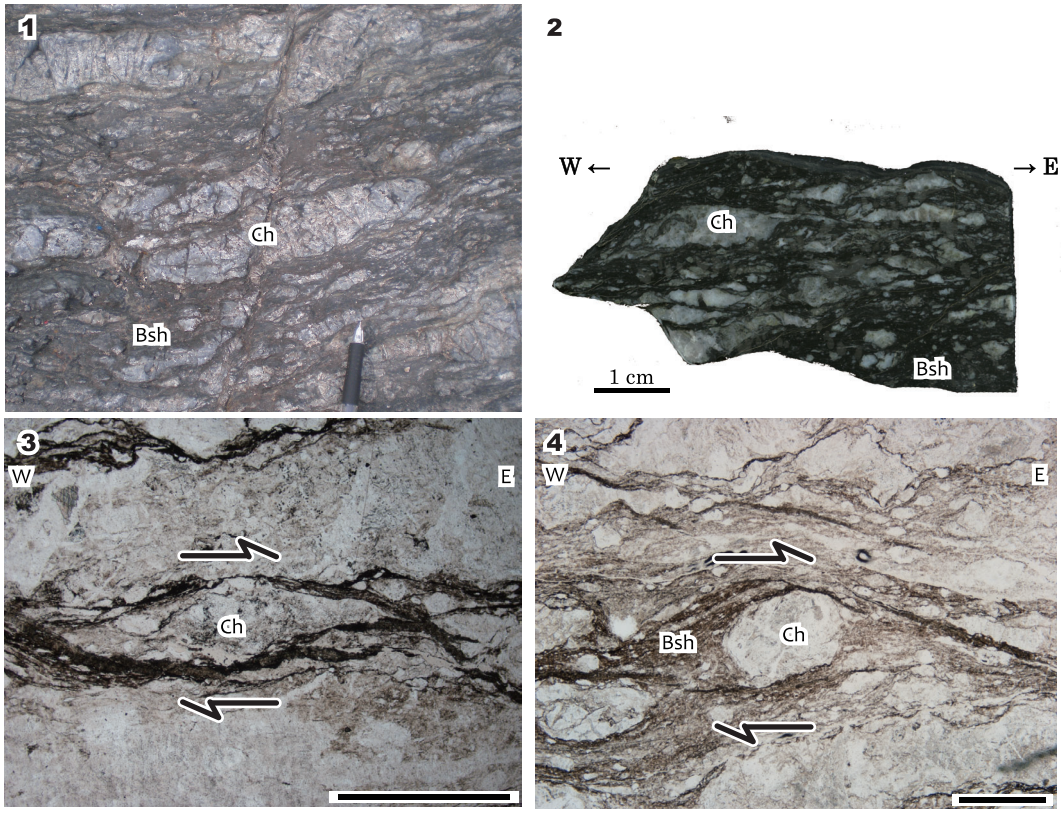

FIGURE 12. Occurrences of mixed rocks characterized by chaotic mixtures of blocks of chert and sandstone within sheared shale matrix. **1**, Outcrop view of Loc. MR01 ; **2**, Rock polished slab collected from Loc. MR01 ; **3–4**, Thin section microphotographs showing asymmetric structures of chert blocks. Bsh=black shale, Ch=chert. See Fig. 2A for the location.

地点と岩相を Fig. 13 に，産出化石種リストを Tables 1，2 に，時代決定に有効な化石種を Figs. 14，15 に示す．

なお，属種の同定と時代論については，主としてPessagno（1976, 1977），Taketani（1982），Okamura（1992），O'Dogherty（1994），Baumgartner et al.（1995），竹谷（1995），Dumitrica et al.（1997），および Hollis and Kimura（2001）などを参考とした．

1．古和峠コンプレックス

1−1．チャート：試料 080315-01：凝灰岩と成層する赤色チャートで，*Archaeodictyomitra apiarium*（Fig. 14. 1），*Archaeodictyomitra lacrimula*(Fig. 14. 2)，*Pseudodictyomitra* sp.（Fig. 14. 4）が産した．*A. apiarium* と *A. lacrimula* は，Baumgartner et al.（1995）による UAZ 14–22の白亜紀 Berriasian 前期〜Aptian 前期で共産する．

試料 080315-04 ： 赤色チャートを挟在する凝灰岩で，*Pseudodictyomitra* sp.，*Ristola* ? sp.（Fig. 14. 5）が産した．*Ristola* ? sp. は internal cast を示し，Berriasian から報告されている *Ristola altissima* ?（Dumitrica et al., 1997）に形態的に類似するものの，種の同定は困難である．殻幅が一定の形状から判断して，本個体の同定しうる種の候補として *Ristola altissima* s.l.（UAZ 5–12），*Ristola cretacea*（UAZ 12–17），*Ristola procea*（UAZ 5–9）等が挙げられる．これら 3 種の産出レンジは，ジュラ紀中世〜白亜紀古世 Valanginian 後期に含まれる（Baumgartner et al., 1995）．

柏木（2001）は，試料 080315-01，080315-04と同一地点のチャートから，Berriasian〜Valanginian の放散虫化石を報告している．従って，この地点におけるチャートと凝灰岩の時代は Berriasian〜Valanginian と判断される．

試料 080902-1-5：赤色珪質頁岩を伴う緑色層状チャートから，*Archaeodictyomitra mitra*（Fig. 14. 3），*Cryptamphorella* sp. B, *Holocryptocanium barbui*（Fig. 14. 6）などが産した．*A. mitra* は白亜紀古世 Berriasian〜Barremian から報告され，その産出上下限は不明である（Dumitrica et al., 1997）．*Cryptamphorella* sp. B は，古和峠コンプレックスのチャート（本試料と試料080508-9-3）から得られ，高知県横浪半島の赤紫色層状チャートから報告された *Cryptamphorella* sp.（Okamura 1992; Pl. 7, Fig. 3）に形態的に類似する．*Cryptamphorella* sp. sensu Okamura 1992は，Valanginian〜Hauterivian の試料から得られている（Okamura，1992）．*H. barbui* は，ジュラ紀新世 Tithonian 末〜白亜紀新世 Cenomanian の産出レン

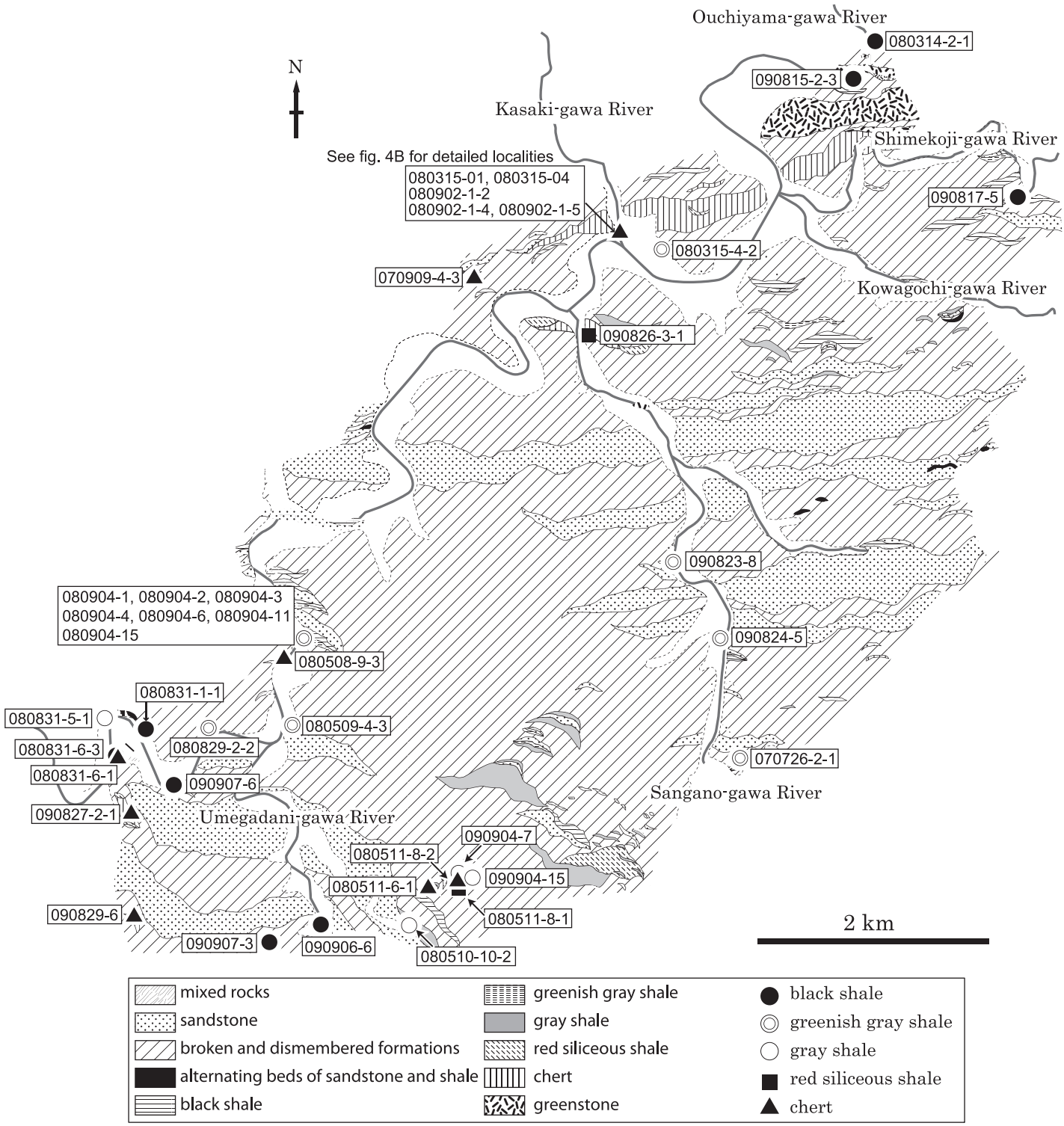

FIGURE 13. Localities of radiolarians from the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area.

TABLE 1. Cretaceous radiolarians from the Kowatoge Complex of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area. Ch=chert, Rsh=red siliceous shale, Ggsh=greenish gray shale, Bsh=black shale.

	Kowatoge Complex																				
rock types	Ch						Rsh		Ggsh											Bsh	
sampling localities / radiolarian species	070909-4-3	080315-01	080315-04	080902-1-4	080902-1-5	080508-9-3	080902-1-2	090826-3-1	080315-4-2	080904-1	080904-2	080904-3	080904-4	080904-6	080904-11	080904-15	090823-8	090824-5	070726-2-1	080314-2-1	090817-5
Alievium gallowayi (White)																					
Alievium spp.											○				○		?				○
Amphipyndax stocki (Campbell and Clark)																					
Amphipyndax sp. A																					
Amphipyndax sp. B																			○		
Amphipyndax sp. C											○										
Amphipyndax spp.																				○	
Archaeodictyomitra apiarium Rüst		○																			
Archaeodictyomitra lacrimula (Foreman)		○																			
Archaeodictyomitra mitra Dumitrica					○																
Archaeodictyomitra simplex Pessagno															○						
Archaeodictyomitra sliteri Pessagno											○								○		
Archaeodictyomitra sp. A																○					
Archaeodictyomitra sp. B																					
Archaeodictyomitra sp. C											○	○									
Archaeodictyomitra spp.		○			○	○				○					○	○			○		○
Archaeospongoprunum sp.																					
Cryptamphorella macropora Dumitrica																					
Cryptamphorella sp. A																			○		
Cryptamphorella sp. B					○	○															
Cryptamphorella sp. C													○								
Cryptamphorella spp.				○	○	○		○			○								○		○
Diacanthocapsa sp. A																					
Diacanthocapsa sp.																					
Dictyomitra formosa (Squinabol)																				○	
Dictyomitra koslovae Foreman																					
Dictyomitra montisserei (Squinabol) sensu O'Dogherty 1994																					
Dictyomitra spp.																					
Hiscocapsa asseni (Tan) sensu O'Dogherty 1994											○										
Holocryptocanium barbui Dumitrica					○	○				○	○				○	○	○	○	○		
Holocryptocanium geysersensis Pessagno										○					○			○	○		
Mita sp.																					
Orbiculiforma spp.																					○
Pantanellidae gen. et sp. indet.									○												
Praeconocaryomma spp.	○					○			?		○	○						○	○		○
Pseudoaulophacus floresensis Pessagno																					
Pseudoaulophacus sp. A																					
Pseudoaulophacus spp.									?			○								○	
Pseudodictyomitra lodogaensis Pessagno											○	○									
Pseudodictyomitra nakasekoi Taketani																					
Pseudodictyomitra pentacolaensis Pessagno											○				○	○			○		
Pseudodictyomitra sp. cf. *P. pseudomacrocephala* (Squinabol)																					
Pseudodictyomitra spp.		○	○													○	?				
Pseudoeucyrtis sp.																					
Ristola sp.			?																		
Sethocapsa spp.					○											○					
Squinabollum fossilis (Squinabol)											○										
Stichomitra sp. A																					
Stichomitra sp. B															○						
Stichomitra sp. D																			○		
Stichomitra spp.																			○		
Svinitzium sp.											○										
Thanarla brouweri sensu O'Dogherty 1994																					
Thanarla pulchra (Squinabol) sensu O'Dogherty 1994											○								○		
Thanarla veneta (Squinabol)												○									
Theocampe sp. A														○							
Xitus spp.																					
multisegmented nassellarians							○		○												

TABLE 2. Cretaceous radiolarians from the Complex A of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area. Ch=chert, Rsh=red siliceous shale, Gsh=gray shale, Ggsh=greenish gray shale, Bsh=black shale.

	Complex A																
rock types	Ch					Rsh	Gsh				Ggsh		Bsh				
sampling localities / radiolarian species	080831-6-1	090827-2-1	090829-6	080511-6-1	080511-8-2	080511-8-1	080831-5-1	080510-10-2	090904-7	090904-15	080829-2-2	080509-4-3	080831-1-1	080831-6-3	090907-6	090906-6	090907-3
Alievium gallowayi (White)							○										
Alievium spp.							○	○			○	○					
Amphipyndax stocki (Campbell and Clark)																	
Amphipyndax sp. A													○				
Amphipyndax sp. B															○		
Amphipyndax sp. C																	
Amphipyndax spp.								○					○	○			
Archaeodictyomitra apiarium Rüst																	
Archaeodictyomitra lacrimula (Foreman)																	
Archaeodictyomitra mitra Dumitrica			○	○	○												
Archaeodictyomitra simplex Pessagno																	
Archaeodictyomitra sliteri Pessagno																	
Archaeodictyomitra sp. A																	
Archaeodictyomitra sp. B													○				
Archaeodictyomitra sp. C																	
Archaeodictyomitra spp.		○		○					○								
Archaeospongoprunum sp.													○				
Cryptamphorella macropora Dumitrica															○		
Cryptamphorella sp. A																	
Cryptamphorella sp. B																	
Cryptamphorella sp. C																○	
Cryptamphorella spp.					○	○	○					○			○		
Diacanthocapsa sp. A												○					
Diacanthocapsa sp.				?													
Dictyomitra formosa (Squinabol)							○					○					
Dictyomitra koslovae Foreman							○		○			○					
Dictyomitra montisserei (Squinabol) sensu O'Dogherty 1994					○												
Dictyomitra spp.				○		○	○	○				○	○		○		
Hiscocapsa asseni (Tan) sensu O'Dogherty 1994																	
Holocryptocanium barbui Dumitrica		○			○	○				○							○
Holocryptocanium geysersensis Pessagno																	
Mita sp.													○				
Orbiculiforma spp.													○				
Pantanellidae gen. et sp. indet.																	
Praeconocaryomma spp.	○						○					○			○		○
Pseudoaulophacus floresensis Pessagno													○				
Pseudoaulophacus sp. A																○	
Pseudoaulophacus spp.							○	○				○					
Pseudodictyomitra lodogaensis Pessagno																	
Pseudodictyomitra nakasekoi Taketani						○											
Pseudodictyomitra pentacolaensis Pessagno																	
Pseudodictyomitra sp. cf. *P. pseudomacrocephala* (Squinabol)						○											
Pseudodictyomitra spp.																	
Pseudoeucyrtis sp.													○				
Ristola sp.																	
Sethocapsa spp.				○			○										
Squinabollum fossilis (Squinabol)																	
Stichomitra sp. A								○				○	○				
Stichomitra sp. B																	
Stichomitra sp. D																	
Stichomitra spp.					○		○	○				○					
Svinitzium sp.																	
Thanarla brouweri sensu O'Dogherty 1994				○	○												
Thanarla pulchra (Squinabol) sensu O'Dogherty 1994																	
Thanarla veneta (Squinabol)																	
Theocampe sp. A																	
Xitus spp.				?													
multisegmented nassellarians																	

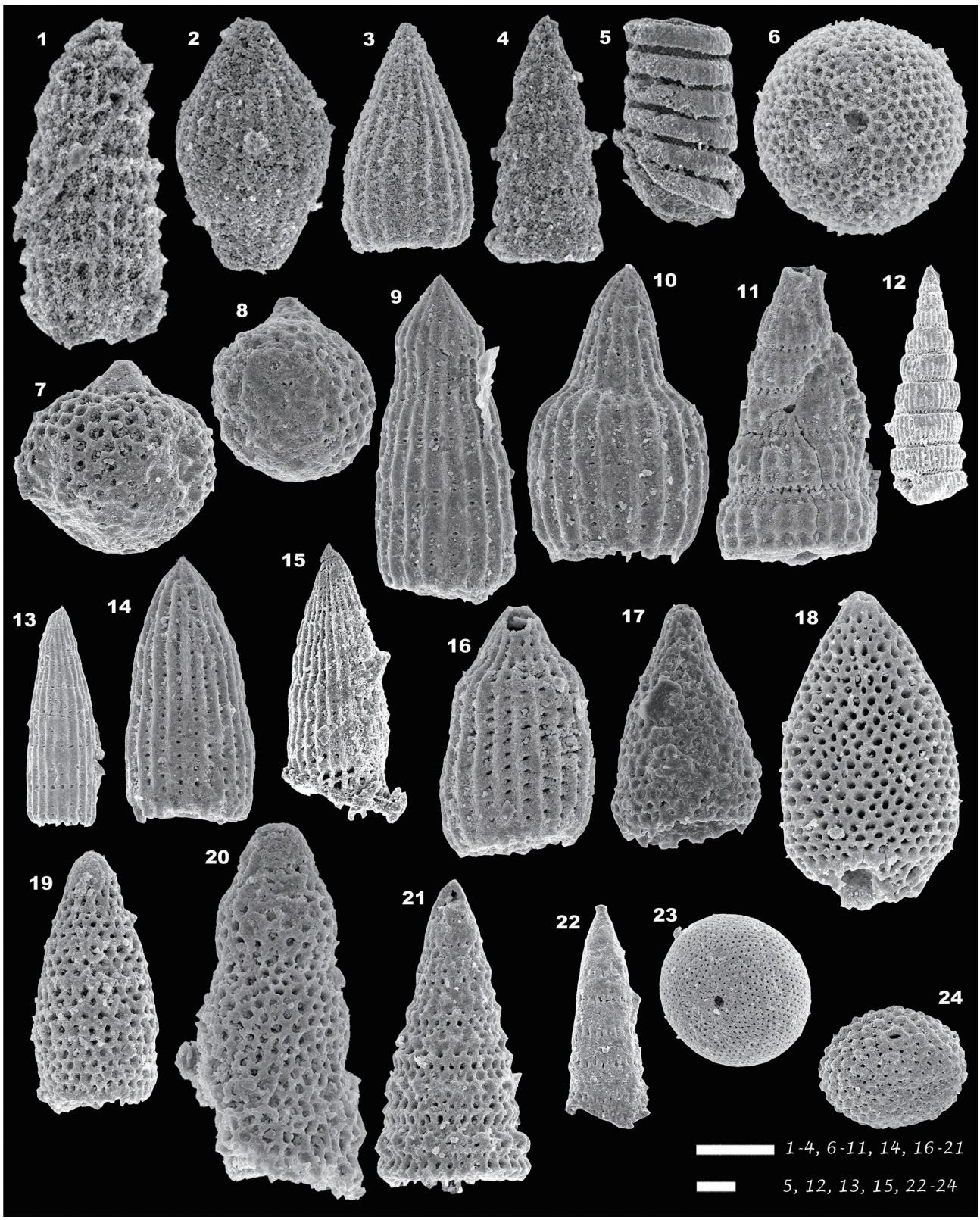

FIGURE 14. Cretaceous radiolarians from the Kowatoge Complex. **1–7**, Chert ; **8–24**, Greenish gray shale. **1**, *Archaeodictyomitra apiarium,* 080315-01 ; **2**, *Archaeodioctyomitra lacrimula,* 080315-01 ; **3**, *Archaeodictyomitra mitra,* 080902-1-5 ; **4**, *Pseudodictyomitra* sp., 080315-01 ; **5**, *Ristola* ? sp., 080315-04 ; **6**, *Holocryptocanium barbui,* 080902-1-5 ; **7**, *Cryptamphorella* sp. B, 080508-9-3 ; **8**, *Cryptamphorella* sp. C, 080904-4 ; **9**, *Thanarla veneta,* 080904-3 ; **10**, *Thanarla pulchra,* 080904-2 ; **11**, *Pseudodictyomitra pentacolaensis* , 080904-11 ; **12**, *Pseudodictyomitra lodogaensis* , 080904-2 ; **13**, *Archaeodictyomitra sliteri,* 080904-2 ; **14**, *Archaeodictyomitra* sp. C, 080904-3 ; **15**, *Archaeodictyomitra simplex,* 080904-11 ; **16**, *Archaeodictyomitra* sp. A, 080904-15 ; **17**, *Amphipyndax* sp. B, 070726-2-1 ; **18**, *Stichomitra* sp. B, 080904-11 ; **19**, *Amphipyndax* sp. C, 080904-2 ; **20**, *Stichomitra* sp. D, 070726-2-1 ; **21**, *Svinitzium* sp., 080904-2 ; **22**, *Theocampe* sp. A, 080904-6 ; **23**, *Holocryptocanium barbui* , 080904-15 ; **24**, *Holocryptocanium geysersensis,* 080904-11. Scale bars indicate 50 μm.

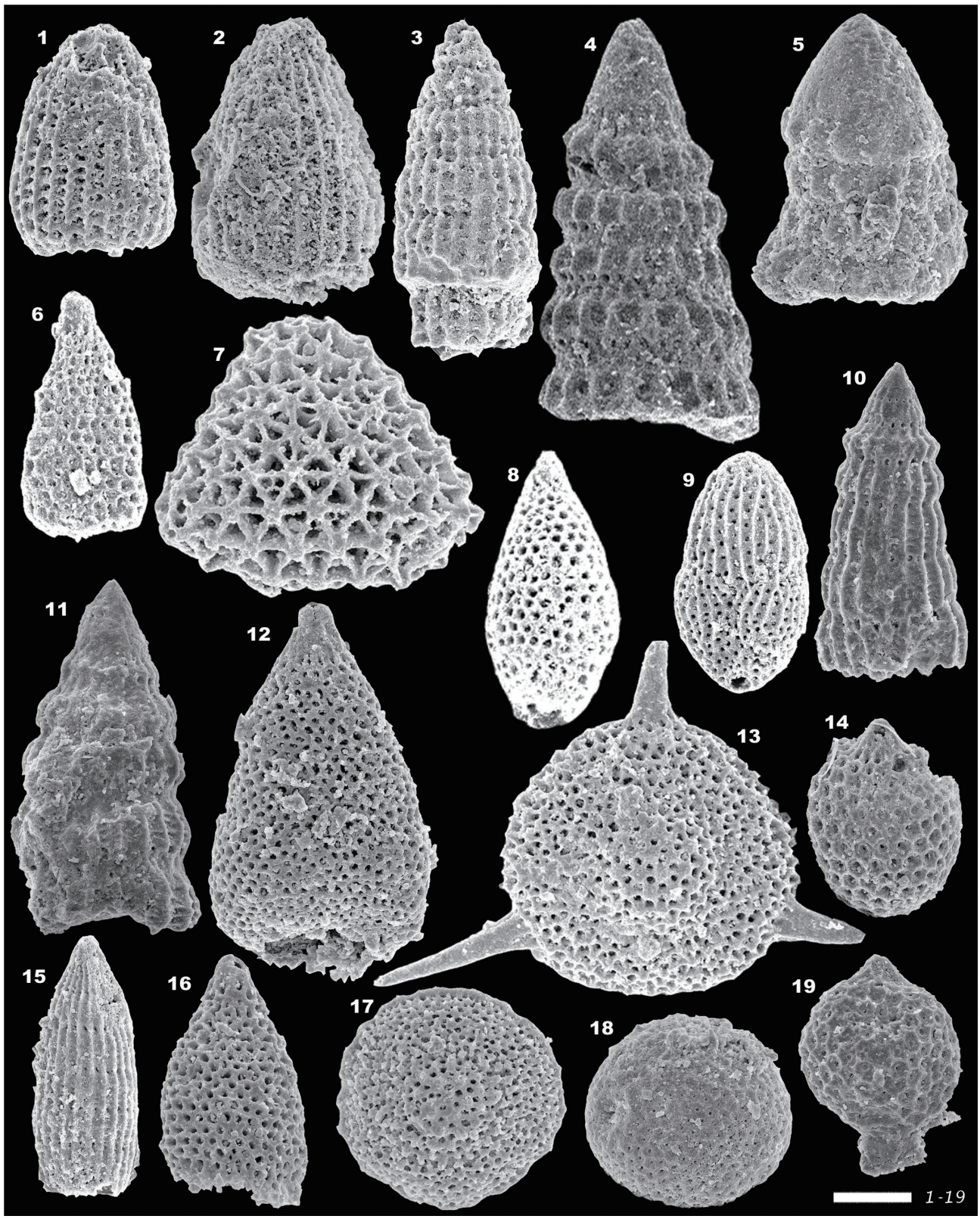

FIGURE 15. Cretaceous radiolarians from the Complex A. **1–3**, Chert ; **4–5**, Red siliceous shale ; **6–7**, Gray shale ; **8–11**, Greenish gray shale ; **12–19**, Black shale. **1**, *Archaeodictyomitra mitra,* 080511-6-1 ; **2**, *Thanarla brouweri* sensu O'Dogherty 1994, 080511-6-1 ; **3**, *Dictyomitra montisserei* sensu O'Dogherty 1994, 080511-8-2 ; **4**, *Pseudodictyomitra nakasekoi,* 080511-8-1 ; **5**, *Pseudodictyomitra* sp. cf. *P. pseudomacrocephara* , 080511-8-1 ; **6**, *Amphipyndax* sp., 080510-10-2 ; **7**, *Alievium gallowayi,* 080831-5-1 ; **8**, *Stichomitra* sp. A, 080509-4-3 ; **9**, *Diacanthocapsa* sp. A, 080509-4-3 ; **10**, *Dictyomitra koslovae,* 080509-4-3 ; **11**, *Dictyomitra formosa,* 080509-4-3 ; **12**, *Amphipyndax* sp. A, 080831-1-1 ; **13**, *Pseudoaulophacus floresensis,* 080831-1-1 ; **14**, *Cryptamphorella macropora,* 090907-6 ; **15**, *Archaeodictyomitra* sp. B, 080831-1-1 ; **16**, *Amphipyndax* sp. B, 090907-6 ; **17**, *Pseudoaulophacus* sp. A, 090906-6 ; **18**, *Holocryptocanium barbui* , 090907-3 ; **19**, *Cryptamphorella* sp. C, 090906-6. Scale bar indicates 50 μm.

ジを示す（Taketani, 1982；竹谷，1995；Baumgartner et al., 1995）．以上から，本試料の時代は白亜紀古世Valanginian～Hauterivian付近である可能性が高い．なお，同一露頭から採取した試料080902-1-4からは *Cryptamphorella* sp. が産した．

試料080508-9-3：古和峠コンプレックスの南西部に位置する赤色チャートである．本試料からは，*Archaeodictyomitra* spp., *Cryptamphorella* sp. B（Fig. 14. 7），*Holocryptocanium barbui* などが産した．試料080902-1-5と共通する化石種を含み，白亜紀古世Valanginian～Hauterivian付近の可能性が考えられる．

以上から，古和峠コンプレックスに含まれるチャートの年代は，白亜紀古世Berriasian～Aptian前期を含み，Berriasian～Valanginian階では凝灰岩を頻繁に挟在する．

1－2．赤色珪質頁岩：試料080902-1-2から，縦肋の発達で特徴づけられる *Archaeodictyomitra* ないし *Thanarla* に類似する個体が，試料090826-3-1から保存不良の *Cryptamphorella* sp. が産する．*Cryptamphorella* 属は白亜系から一般に知られている．赤色珪質頁岩の時代は海洋プレート層序の観点に基づき，考察の海洋プレート層序の復元の章にて議論を行う．

1－3．緑灰色頁岩：試料080315-4-2：Pantanellidae gen. et sp. indet, *Praeconocaryonma* ? sp., *Pseudoaulophacus* ? sp. などが産した．また，多節塔状nassellariaを多く含む．放散虫化石を多産するものの，保存不良で表面装飾はほとんど観察できず，時代決定は困難である．*Pseudoaulophacus* 属は，一般に上部白亜系から知られている（Pessagno, 1972）．

試料080904-1：*Archaeodictyomitra* spp., *Holocryptocanium barbui, Holocryptocanium geysersensis* などが産した．*H. barbui* と *H. geysersensis* の産出上限はCenomanianである（竹谷，1995）．

試料080904-2：*Alievium* spp., *Amphipyndax* sp. C（Fig. 14. 19），*Archaeodictyomitra sliteri*（Fig. 14. 13），*Archaeodictyomitra* sp. C, *Hiscocapsa asseni*（Tan）sensu O'Dogherty 1994, *Holocryptocanium barbui, Pseudodictyomitra lodogaensis*（Fig. 14. 12），*Pseudodictyomitra pentacolaensis, Squinabollum fossilis, Svinitzium* sp.（Fig. 14. 21），*Thanarla pulchra*（Fig. 14. 10）などが産した．*A. sliteri* は，Albian / Cenomanian境界を産出下限とし，上限は不明である（Pessagno, 1977）．なお，*A. sliteri* は，*Dictyomitra montisserei* の同物異名とされている（O'Dogherty, 1994）ものの，両種は殻幅や縦肋間の孔配列の特徴で異なり，本稿ではこれら２種を別種として扱う．*P. lodogaensis* の産出レンジはAlbian前期～Cenomanian（Pessagno, 1977），ないしAptian（O'Dogherty, 1994）とされている．*P. pentacolaensis* と *T. pulchra* は，O'Dogherty（1994）によるUAZ 11–19で共産し，その年代はAptian中期～Cenomanianである．*A. sliteri, P. pentacolaensis*，および *T. pulchra* の共産に基づくと，本試料の時代はCenomanianと判断される．

試料080904-3：*Archaeodictyomitra* sp. C（Fig. 14. 14），*Pseudodictyomitra lodogaensis, Pseudoaulophacus* sp., *Pseudodictyomitra lodogaensis, Thanarla veneta*（Fig. 14. 9）などが産した．*T. veneta* は，*Acaeniotyle umbilicata* Zone上部～*Obesacapsula somphedia* Zoneの産出レンジを示し，その時代はAlbian後期～Cenomanianである（Sanfilippo and Riedel, 1985）．*Pseudoaulophacus* 属は，白亜紀新世からの産出が知られている（Pessagno, 1972, 1976）．以上から，本試料の時代はCenomanianと判断される．

試料080904-4：*Cryptamphorella* sp. C（Fig. 14. 8）が産した．なお，*Cryptamphorella* sp. Cは，古和峠コンプレックスの緑灰色珪質頁岩（本試料），およびコンプレックスAの黒色頁岩（試料090906-6）から産する．

試料080904-6：*Theocampe* sp. A（Fig. 14. 22）が産した．本個体は，四国西部の四万十累帯横浪メランジュ中の上部白亜系灰色珪質頁岩から報告されている *Theocampe altamontensis*（Okamura, 1992；Pl. 25, Fig. 8）と *Theocampe* sp.（Okamura, 1992；Pl. 27, Fig. 20），および紀伊半島東部の四万十累帯北縁の礫岩中のチャート礫から産するUnnamed Nassellaria C（水垣，1987；Pl. 8, Fig. 16）に，形態的特徴が酷似している．後者のチャート礫の時代は，共産化石からCenomanianとされている（水垣，1987）．以上から，本試料の時代はCenomanianの可能性がある．

試料080904-11：*Alievium* spp., *Archaeodictyomitra simplex*（Fig. 14. 15），*Holocryptocanium barbui, Holocryptocanium geysersensis*（Fig. 14. 24），*Pseudodictyomitra pentacolaensis*（Fig. 14. 11），*Stichomitra* sp. B（Fig. 14. 18）などが産した．*A. simplex* の産出レンジは，Albian～Cenomanianで上限は不明である（Pessagno, 1977）．*Stichomitra* sp. B は，横浪メランジュの多色頁岩から報告されている *Stichomitra* sp.（Okamura, 1992；Pl. 28, Fig. 13）に形態的に類似する．*P. pentacolaensis* は，O'Dogherty（1994）のUAZ 8–19のレンジを示し，その時代はAptian後期～Cenomanianを示す．*A. simplex, H. barbui* および *P. pentacolaensis* の共産に基づくと，本試料の時代はAlbian～Cenomanianと判断される．

試料080904-15：*Archaeodictyomitra* sp. A（Fig. 14. 16），*Holocryptocanium barbui*（Fig. 14. 23），*Pseudodictyomitra pentacolaensis* などが産した．*Archaeodictyomitra* sp. Aは，外形輪郭と縦肋の発達において，*Archaeodictyomitra* sp.（山崎・坂本1997；pl. 3, Fig. 5）と同一種と判断される．*Archaeodictyomitra* sp. sensu Yamasaki and Sakamoto 1997はCenomanianを示す泥岩から報告されている．*P. pentacolaensis* は，Aptian後期～Cenomanianを示す（O'Dogherty, 1994）．以上から，本試料の時代はCenomanianである可能性が高い．

試料090823-8：*Alievium* ? sp., *Holocryptocanium barbui, Pseudodictyomitra* ? sp. が産した．

試料090824-5：*Holocryptocanium barbui, Holocryptocanium geysersensis, Praeconocaryomma* spp. などが産した．

試料070726-2-1：*Amphipyndax* sp. B（Fig. 14. 17），*Archaeodictyomitra sliteri, Cryptamphorella* sp. A,

Holocryptocanium barbui, Holocryptocanium geysersensis, Pseudodictyomitra pentacolaensis, Stichomitra sp. D（Fig. 14. 20），*Thanarla pulchra* などが産した．*Amphipyndax* sp. Bは，古和峠コンプレックスの緑灰色頁岩（本試料）とコンプレックスAの黒色頁岩（試料 090907-6）から得られている．*A. sliteri, H. barbui, H. geysersensis, P. pentacolaensis*，および *T. pulchra* の共産に基づくと，本試料の時代はCenomanianと判断される．

緑灰色頁岩の時代は，次のようにまとめられる．古和峠コンプレックス北部の試料 080315-4-2からは，極めて保存不良で表面装飾がほとんど保存されていない多節塔状nassellariansとspumellariansが産した．一方，古和峠コンプレックスの南部からは，保存良好な放散虫化石が多数得られている．多くの地点で共通して産する *H. barbui* と *H. geysersensis* は，Cenomanian末を産出上限としている（竹谷，1995）．また，化石種の多くはCenomanianで共産する．以上から，緑灰色頁岩の時代はCenomanianと判断される．

1－4．黒色頁岩：試料 080314-2-1：*Amphipyndax* sp., *Dictyomitra formosa, Pseudoaulophacus* spp. などが産した．竹谷（1995）は，*D. formosa* の産出レンジをTuronian前期～Campanian前期としている．以上に基づくと，本試料の時代はTuronian前期～Campanian前期のある時期と判断される．

試料 090817-5：*Alievium* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Cryptamphorella* spp.，*Orbiculiforma* sp.，*Praeconocaryomma* sp. などが産した．

古和峠コンプレックス中の黒色頁岩の時代は，試料 080314-2-1から産する *D. formosa* の産出レンジ，および緑灰色頁岩との層序関係を考慮し，考察の海洋プレート層序の復元の章で議論する．

2．コンプレックスA

2－1．チャート：試料 080831-6-1：灰色塊状チャートで *Praeconocaryomma* sp. などが産した．

試料 090827-2-1：灰色塊状チャートで，*Archaeodictyomitra* spp., *Holocryptocanium barbui* などが産した．*H. barbui* の産出に基づくと，本試料の時代はジュラ紀末Tithonian～白亜紀新世Cenomanianの範囲に含まれる．

試料 090829-6：灰色塊状チャートで，*Archaeodictyomitra mitra* などが産した．*A. mitra* は白亜紀古世Berriasian～Barremianから産出し，その上下限は確定していない（Dumitrica et al., 1997）．以上から，本試料の時代は白亜紀古世Berriasian～Barremianないしその前後に含まれると考えられる．

試料 080511-6-1：灰色塊状チャートで *Archaeodictyomitra mitra*（Fig. 15. 1），*Dictyomitra* sp., *Thanarla brouweri* sensu O'Dogeherty 1994（Fig. 15. 2），*Xitus* ? sp. などが産した．*T. brouweri* はBarremian末～Aptian前期の産出レンジを示し，その下限は不明である（O'Dogherty，1994）．また，*T. brouweri* の同物異名である *Thanarla conica* は，Valanginian後期～Aptian後期の産出レンジを示し（Pessagno，1977），その上限はCenomanian前期とされている（竹谷，1995）．*T. brouweri* sensu O'Dogeherty 1994の産出に基づくと，本試料に時代はValanginian後期～Cenomanian前期の範囲に含まれる．

試料 080511-8-2：淡緑色塊状チャートから *Archaeodictyomitra mitra, Cryptamphorella* sp., *Dictyomitra montisserei* sensu O'Dogherty 1994（Fig. 15. 3），*Holocryptocanium barbui, Stichomitra* sp., *Thanarla brouweri* sensu O'Dogeherty 1994などが産する．*D. montisserei* の産出レンジは，Albian～Turonian初期である（O'Dogherty，1994）．*D. montisserei* と *H. barbui* の共産に基づくと，本試料の時代はAlbian～Cenomanianに含まれる．

コンプレックスAのチャートのうち，灰色塊状チャート（試料 080511-6-1）がValanginian後期～Cenomanian前期を，淡緑色塊状チャート（試料 080511-8-2）がAlbian～Cenomanianを示す．ただし，チャートの時代は少なくとも白亜紀古世全般を含む可能性があり，また，後述するように赤色珪質頁岩との層序関係から，その上限はAlbianに位置付けられる．

2－2．赤色珪質頁岩：試料 080511-8-1：本試料は，厚さ数mmでレンズ状を呈する灰色チャートを，劈開に平行に挟在する赤色珪質頁岩である．*Cryptamphorella* spp., *Dictyomitra* sp., *Holocryptocanium barbui, Pseudodictyomitra nakasekoi*（Fig. 15. 4），*Pseudodictyomitra* sp. cf. *P. pseudomacrocephara*（Fig. 15. 5）などが産した．*P. nakasekoi* はCenomanian～Coniacian前期の産出レンジを示す（竹谷，1995）．*P. nakasekoi* と *H. barbui* の共産に基づくと，本試料の時代はCenomanianと考えられる．

2－3．灰色頁岩：試料 080831-5-1：*Alievium gallowayi*（Fig. 15. 7），*Cryptamphorella* spp., *Dictyomitra formosa, Dictyomitra koslovae, Praeconocaryomma* spp.，*Pseudoaulophacus* sp. などが産する．*A. gallowayi* はSantonian～Maastrichtian前期の，*D. formosa* はTuronian前期～Campanian前期の，*D. koslovae* は，Santonian～Campanianの産出レンジを示す（竹谷，1995）．これら3種の共産に基づく時代はSantonian～Campanian前期である．なお，*D. koslovae* の産出は極めて希である．

試料 080510-10-2：*Alievium* sp., *Amphipyndax* spp.（Fig. 15. 6），*Dictyomitra* sp., *Pseudoaulophacus* spp., *Stichomitra* sp. Aなどが産する．*Stichomitra* sp. Aはコンプレックスの灰色頁岩（本試料），緑灰色頁岩（試料 080509-4-3），および黒色頁岩（試料 080831-1-1）から得られている．*Stichomitra* sp. Aは，四万十累帯横浪メランジュから報告された *Amphipyndax* sp.（Okamura, 1992；Pl. 26，Fig. 6，Pl. 36；Figs. 21，22），ないし四国の和泉層群から産する *Amphipyndax* sp.（山崎・山崎，1999；Pl. 1，Fig. 13）に形態的に類似する．*Amphipuyndax* sp. sensu Okamura 1992は，Coniacian～Santonianを示す試

料から得られている（Okamura，1992）．*Amphipyndax* sp. sensu Yamasaki and Yamasaki 1999は，Campanian 前期～中期に位置付けられる DK 群集帯（*Dictyomitra koslovae Assemblage*）（山崎，1987）から報告されている．従って，本試料の時代は Coniacian～Campanian 中期のある時期と考えられる．

試料 090904-7：*Archaeodictyomitra* spp.，*Dictyomitra koslovae* などが産する．*D. koslovae* の産出レンジより，本試料は Santonian～Campanian のある時期に含まれる．

灰色頁岩は，3試料のうち2試料で *Dictyomitra koslovae* を含むものの，その含有量は少ない傾向にある．このことは，灰色頁岩が *D. koslovae* の多産で特徴付けられる DK 群集帯の時代を含まないことを示唆している．以上に基づくと，灰色頁岩は Santonian を示すと判断される．

2－4．緑灰色頁岩：試料 080509-4-3：*Alievium* spp.，*Cryptamphorella* spp.，*Diacanthocapsa* sp. A（Fig. 15. 9），*Dictyomitra formosa*（Fig. 15. 11），*Dictyomitra koslovae*（Fig. 15. 10），*Dictyomitra* spp.，*Praeconocaryomma* spp.，*Pseudoaulophacus* sp.，*Stichomitra* sp. A（Fig. 15. 8）などが産した．*Diacanthocapsa* sp. A は，*Diacanthocapsa ovoidea* Dumitrica（山崎，1987；Pl. Ⅱ，Fig. 8）に形態的特徴が一致する．*D. ovoidea* Dumitrica sensu Yamasaki 1987は，DK 群集帯から AT 群集帯（*Amphipyndax tylotus* Assemblage Zone）の Campanian に産出が知られる（山崎，1987）．*D. koslovae* は，Santonian～Campanian の産出レンジを示す（竹谷，1995）．さらに，本試料からは *D. koslovae* が多産する．山崎（1987）は，DK 群集帯の特徴として *D. koslovae* と *Dictyomitra duodecimcostata*（本論の *Dictyomitra formosa* と同一種）の多産と，*Amphipyndax enesseffi* と *Amphipyndax tylotus* の非産出を挙げている．群集構成に基づくと，本試料の時代は DK 群集帯の Campanian 前期～中期と判断される．

試料 080829-2-2：*Alievium* spp. が産した．

緑灰色頁岩の時代は，試料 080509-4-3に基づき Campanian 前期～中期と判断される．

2－5．黒色頁岩：試料080831-1-1：*Amphipyndax* sp. A（Fig. 15. 12），*Archaeodictyomitra* sp. B（Fig. 15. 15），*Mita* sp.，*Orbiculiforma* sp.，*Pseudoaulophacus floresensis*（Fig. 15. 13），*Pseudoeucyrtis* sp.，*Stichomitra* sp. A などが産した．*Amphipyndax* sp. A と *Archaeodictyomitra* sp. B は，DK 群集帯から PA 群集帯（*Pseudotheocampe abschnitta* Assemblage Zone）下部にかけて報告されている *Amphipyndax ellipticus*（山崎，1987；Pl. Ⅰ, Fig. 5）と *Archaeodictyomitra simplex*（山崎, 1987；Pl. Ⅰ, Fig. 12）に形態的に類似する．*Pseudoaulophacus floresensis* は, Santonian～Campanian 後期のレンジを示す（Pessagno, 1976）．以上の共産化石に基づくと，本試料の時代は Campanian である可能性が高い．

試料 080831-6-3：*Amphipyndax* sp. が産した．

試料 090907-6：*Amphipyndax* sp. B（Fig. 15. 16），*Cryptamphorella macropora*（Fig. 15. 14），*Dictyomitra* spp. などが産した．

試料 090906-6：本試料は，厚さ 1 ～ 2 mm 以下の細粒砂岩ないしシルト岩の薄層を挟在する．*Cryptamphorella* sp. C（Fig. 15. 19）と *Pseudoaulophacus* sp. A（Fig. 15. 17）が産した．*Cryptamphorella* sp. C は，古和峠コンプレックスのうち Cenomanian を示す緑灰色頁岩（試料 080904-4）からも得られている．*Pseudoaulophacus* sp. A は，円形の輪郭の周囲に imperforate keel を伴う点で，*Pseudoaulophacus* sp. A sensu Pessagno 1972に共通の特徴を有する．*Pseudoaulophacus* sp. A sensu Pessagno 1972は，Turonian 後期～Coniacian から報告されている（Pessagno，1972）．以上から，本試料は Cenomanian～Coniacian に含まれる可能性が高い．

試料 090907-3：*Holocryptocanium barbui*（Fig. 15. 18）と *Praeconocaryomma* sp. が産した．*H. barbui* の産出に基づくと，本試料の時代はジュラ紀末 Tithonian 後期～白亜紀新世 Cenomanian のある時期である．

黒色頁岩の時代は，コンプレックスAの北部と南部で異なる．コンプレックスAの北部の時代は，試料 080831-1-1 で代表され Campanian と判断される．一方，コンプレックスAの南部において，試料 090907-3 から Cenomanian を産出上限とする *H. barbui* が産し，試料 090906-6 から Turonian後期～Coniacianから報告のある *Pseudoaulophacus* sp. A sensu Pessagno 1972に比較されうる個体が得られている．試料 090907-3 と 090906-6 は，コンプレックスA南縁付近に位置する層厚約 200 mの砂岩の南側に位置し，ほぼ同一層準に位置する．コンプレックスAの黒色頁岩の時代の相違については，考察の海洋プレート層序の復元の章で議論を行う．

緑色岩の化学組成

四万十累帯中の緑色岩の形成場を明らかにするため，古和峠コンプレックス北部に分布する塊状玄武岩の全岩化学分析を行った．主成分元素として SiO_2，TiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3（全鉄として），MnO，MgO，CaO，Na_2O，K_2O，P_2O_5を，微量元素として Ba，Ni，Nb，Rb，Sr，Y，Zr，V，Th を，蛍光 X 線分析法により定量した．主成分元素と微量元素の分析には，富山大学機器分析センターの波長分散型蛍光X線装置（PHILIPS 社製，PW2404R）を用いた．以下に分析方法とその結果を記す．

塊状玄武岩の 2 試料（080314-1-1，080314-1-2）から出来る限り風化部分や二次的鉱物脈などを除去する．水道水で試料を十分に洗浄後，10 分ほど超音波洗浄機にかけ蒸留水で洗浄し，その後，蒸留水中で 10 分ほど超音波洗浄機にかける．110℃のエアバスで半日以上乾燥させた試料を，金床とハンマーを用いて径 3 mm 以下になるまで粉砕し，引き続いて鉄乳鉢を用いて 0.5 mm 径以下になるまで粉砕する．その後，粉砕した試料を自動メノウ乳鉢で 20 分間すり潰す．

主成分元素の測定に際して，ガラスビードの作成を以下の手順で行った．乾燥済みの 10 ml の磁製ルツボに試料粉末を約 5 g 入れ，1/1000 g 単位で計測可能な電子天秤で秤

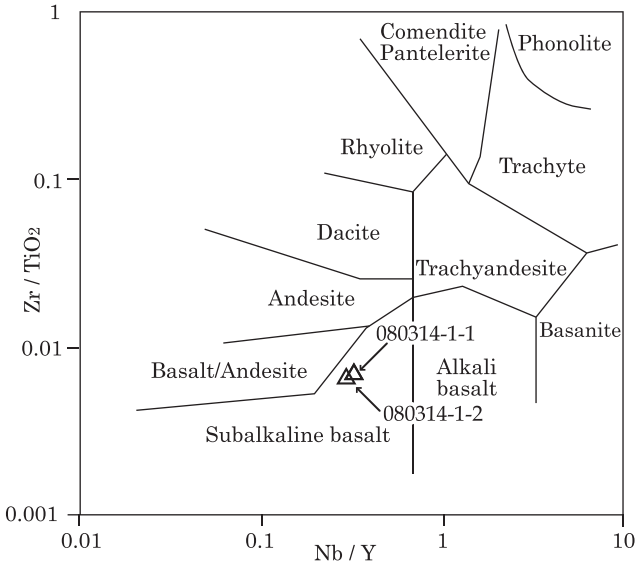

FIGURE 16. Plots for basalts on discrimination diagram of Winchester and Floyd (1977).

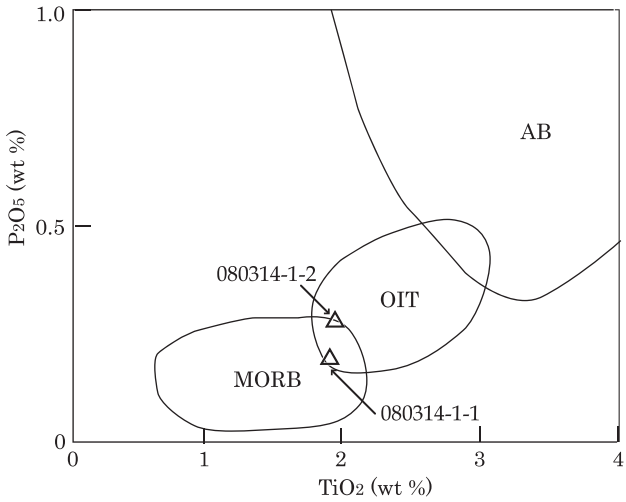

FIGURE 17. P_2O_5-TiO_2 diagram for basalts. Discrimination fields from Kimura et al. (1994).

量する．試料粉末を，ルツボごと 110℃のエアバスで２時間乾燥させ，放冷後に天秤で秤量する．再び 110℃のエアバスで１時間乾燥させ，放冷後に天秤で秤量し，前回との秤量値との差が 0.002 g 以下であることを確認する．試料粉末をルツボごと 900℃の電気炉で2時間加熱酸化させ，放冷後に天秤で秤量する．再びルツボごと 900℃の電気炉で１時間加熱乾燥させ，放冷後に天秤で秤量し，前回の秤量値との差が 0.002 g 以下であることを確認する．その後，あらかじめ 700℃の電気炉で48時間乾燥させた融剤（四ホウ酸リチウム，$Li_2B_4O_7$）5.000 g と試料 1.000 g をそれぞれ電子天秤で量りとり，メノウ乳鉢ですり潰しつつ混合する．混合した試料を金－白金合金ルツボに移し，剥離剤（臭化リチウム，LiBr）を微少量加え，高周波炉を用いてガラスビードを作成する．

TABLE 3. Major and trace element compositions of basaltic rocks from the Kowatoge Complex of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area. Major elements were recalculated to be 100 % volatile-free total. Total Fe as Fe_2O_3.

sample no.	080314-1-1	080314-1-2
(wt. %)		
SiO_2	49.15	52.14
TiO_2	1.95	2.02
Al_2O_3	17.91	18.53
Fe_2O_3	13.02	12.36
MnO	0.24	0.17
MgO	4.92	3.18
CaO	6.61	4.31
Na_2O	4.01	5.53
K_2O	1.97	1.45
P_2O_5	0.22	0.31
(ppm)		
Rb	48	35
Sr	282	223
Nb	8	9
Ni	138	94
Y	25	31
Zr	126	127
V	225	220
Ba	180	113

微量元素の測定に際して，粉末ディスクの作成を以下の手順で実施した．作成済みの粉末試料を約 2.1 g メノウ乳鉢に量りとり，より微細な粉末にすり潰す．すり潰した微粉末試料を 2.000 g 量りとり，ポリエステル粉末を 2.000 g とともに混合瓶に入れ，シェイクミルで約 15 分間混合する．清浄なダイスの上にプラスチックリングを置き，そのリングの中に混合した試料をむらができないように移す．試料をプラスチックリングごと 400 kg/cm^{2}の圧力で加圧整形する．

本研究で行った２試料の酸化物の合計値は，それぞれ試料 080314-1-1 で 99.398，試料 080314-1-2 で 99.534 wt.%となる．なお，２試料の無水での合計が 100 wt.%となるよう再計算した結果，SiO_2量は試料 080314-1-1 で 49.15%，試料 080314-1-2 で 52.14 %である（Table 3）．これら２試料は，Winchester and Floyd（1977）の地球化学的判別図では非アルカリ玄武岩の領域にプロットされる（Fig. 16）．

変質を受けた緑色岩において，その全岩化学組成が火成岩として形成された時の値を完全に保持していることは希である．しかし，熱水－岩石反応実験などからは TiO_2や P_2O_5などの主要元素や Zr や Nb などの微量元素は，変成作用ではほとんど移動しないとされている（Bischoff and Dickson，1975；Hajash，1975；Reed，1983；Kogiso et al., 1997）．そこで，緑色岩の噴出場のテクトニックな環境を明らかにするため，これまでに提案されている様々な地球化学的判別図を用いて測定値を検討した．

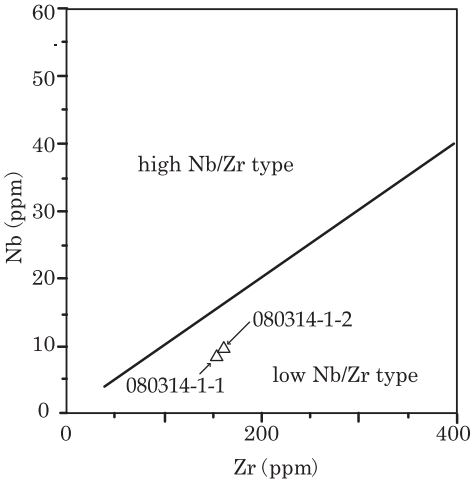

FIGURE 18. Nb-Zr plots for basalts. Discrimination fields from Ishizuka et al. (2003).

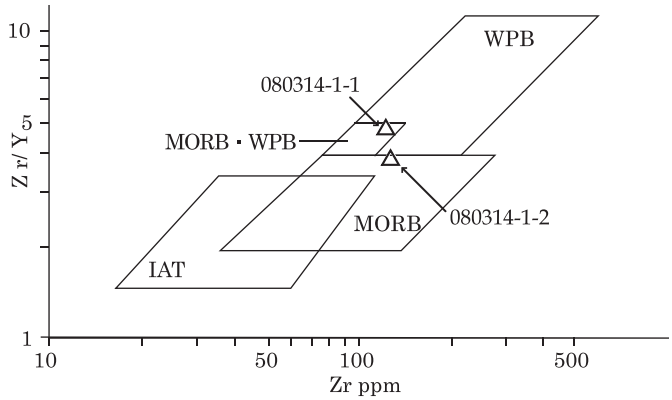

FIGURE 20. Plots for basalts on discrimination diagram of Pearce and Norry (1979). MORB=mid-ocean ridge basalt, IAT=island-arc tholeiite, WPB=within-plate basalt.

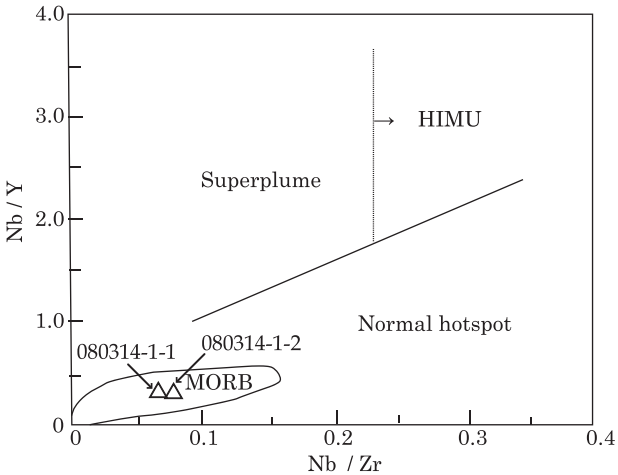

FIGURE 19. Nb/Y-Nb/Zr diagram for basalts. Discrimination fields from Tatsumi et al. (1998). HIMU=high-μ (μ=^{238}U / ^{204}Pb) basalt, MORB=mid-ocean ridge basalt.

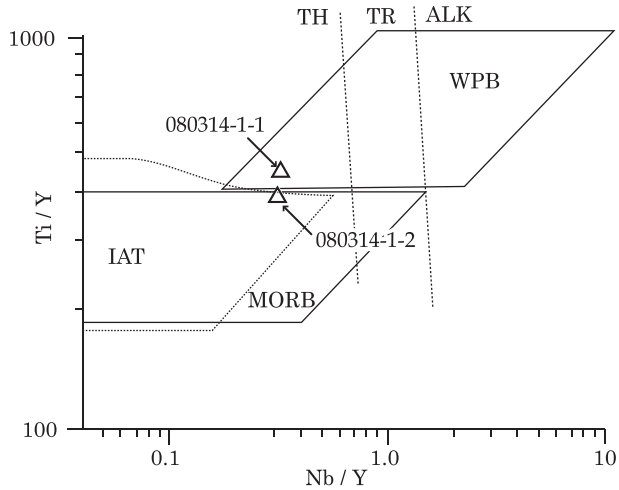

FIGURE 21. Plots for basalts on discrimination diagram of Pearce (1982). MORB=mid-ocean ridge basalt, IAT=island-arc tholeiite, WPB=within-plate basalt.

TiO_2-P_2O_5図（Kimura et al., 1994）では海嶺玄武岩（MORB）と島弧ソレアイト（OIT）が重複する領域（Fig. 17），Zr-Nb 図（石塚ほか，2003）では低 Nb/Zr 型の領域（Fig. 18），Nb/Y-Nb-Zr 図（Tatsumi et al., 1998）では海嶺玄武岩の領域（Fig. 19）にそれぞれプロットされる．なお，石塚ほか（2003）は，高 Nb/Zr 型が海洋島のソレアイト玄武岩とアルカリ玄武岩に，低 Nb/Zr 型が海嶺玄武岩に類似するとしている．さらに，Zr-Zr/Y 図（Pearce and Norry, 1979）では海嶺玄武岩ないし MORB とプレート内玄武岩（WPB）の境界付近の領域にある（Fig. 20）．Ti/Y-Nb/Y 図（Pearce, 1982）では試料 080314-1-1 がプレート内玄武岩の領域に，試料 080314-1-2 が海嶺玄武岩と島孤ソレアイト（IAT）の重複する領域にプロットされる（Fig. 21）．以上の地球化学判別図による結果を総合的に判断すると，古和峠コンプレックス北部の塊状玄武岩（試料 080314-1-1，080314-1-2）は海嶺玄武岩起源と判断される．

考　察

1．チャートブロックの起源

四万十累帯北縁部には，しばしば秩父累帯起源の岩石や地層が，陸源砕屑岩中にブロックとして混在することが知られている（例えば，石田，1994；植松・指田，1996）．調査地域の四万十累帯の岩相層序を正確に復元する上で，

破断－分断相中に孤立して分布するブロックの起源を明らかにする必要がある．以下では，とくにチャートブロックの起源について考察を行う．

古和峠コンプレックスの北部に見られるチャートは，最大層厚約 200 mに達し走向方向に数 km 以上に連続する岩体を形成している．チャート岩体の南縁部からは白亜紀古世 Berriasian～Valanginian の放散虫化石が（柏木，2001），および近傍の長径 20 m 以上の緑色層状チャート（試料 080902-1-5）からは白亜紀古世 Valanginian～Hauterivian の放散虫化石が得られている．さらに，コンプレックスＡ中のチャートブロックからも，同様に白亜紀古世 Valanginian 後期～Albian（試料 080511-6-1）ないし Albian～Cenomanian（試料 080511-8-2）を示す放散虫化石が産出する．

古和峠コンプレックスとコンプレックスＡは，その分布と頁岩から産する放散虫化石時代に基づいて，紀伊半島の四万十累帯を３分するうちの日高川帯の一部に対比される．紀伊半島西部の日高川帯のうち，上部白亜系美山層中の下部白亜系チャートは，海洋プレート層序の一部として捉えられている（公文ほか，1986；Kumon et al., 1997；紀州四万十帯団体研究グループ，2006）．一方，紀伊半島東部の四万十累帯において，先白亜系チャートの存在が数例知られている．南島－南勢地域において，仏像構造線に近接して分布する三畳紀中世とジュラ紀新世を示すチャートブロックは，秩父南帯三宝山ユニットに由来する異地性ブロックと解釈されている（Mizutani et al., 1982）．海山地域では，水呑峠層中に *Hsuum maxwelli* を含むジュラ紀中世～新世のチャートブロックの存在が知られている（田邊・狩野，1994）ものの，その起源については触れられていない．

古和峠コンプレックスとコンプレックスＡ中のチャートは，下部白亜系のチャートのみから構成され，秩父南帯起源とされる三畳系やジュラ系チャートよりも新期のブロックである．さらに，チャートはしばしば赤色珪質頁岩と近接して産する（Fig. 4B）．その産状と時代を参考にすると，これらチャートは四万十累帯を構成する海洋プレート層序の一部と判断される．

２．緑色岩の形成場

四万十累帯における緑色岩の形成場として，遠洋域の大洋底における中央海嶺起源，玄武岩質海底火山活動による海山や海台起源，および海溝域における陸源砕屑物の堆積と同時に活動した沈み込み帯起源など，様々な形成場と構造条件が知られている．そのため，海洋プレート層序を復元する上で緑色岩の時代と形成場は重要である．ここでは，主成分および微量元素に基づいて，古和峠コンプレックス中の緑色岩の形成場を議論する．

注連野付近の緑色岩（試料 080314-1-1，080314-1-2）は，インターサータル組織とインターグラニュラー組織を持つ塊状玄武岩質溶岩で，非アルカリ玄武岩の岩型を示す（Winchester and Floyd, 1977）．さらに，種々の地球化学判別図では，中央海嶺起源の玄武岩（Tatsumi et al., 1998；石塚ほか，2003）ないし中央海嶺起源に近い領域（Pearce and Norry, 1979；Pearce, 1982；Kimura et al., 1994）に落ちる．一方，南西諸島から赤石山地にかけての四万十累帯北帯南縁部には，層状チャートをほとんど伴わず，陸源砕屑岩の堆積と同時に海溝域で活動した中央海嶺起源の緑色岩が分布する（坂井・勘米良，1981；川端・君波，1994；麻木・吉田，1998）．海溝域での噴出を示す根拠としては，緑色岩と陸源砕屑岩が整合関係にあること，緑色岩中に不規則な形態の黒色泥岩のゼノリスが含まれること，および黒色頁岩と緑色岩の境界面沿いに急冷周縁相が認められることが挙げられている（君波ほか，1992）．分析試料を含む緑色岩体の北縁は，剪断面を介して黒色頁岩と接し（Fig. 4A），境界付近の緑色岩には野外観察において急冷周縁相等は認められない．観察事例は十分ではないものの，この緑色岩が陸源砕屑岩の堆積と同時に噴出したとする積極的な根拠は認められない．従って，古和峠コンプレックスの塊状玄武岩質溶岩は，遠洋域における海嶺玄武岩と判断される．

ところで，四万十累帯の緑色岩の多くは，層状チャートを伴い主要元素組成が海洋底ソレアイト玄武岩や海山型アルカリ玄武岩に類似する（Sugizaki et al., 1979；Suzuki, 1988）ことから，遠洋域の海洋底や海山起源と考えられている（Taira et al., 1988）．古和峠コンプレックス北部の笠木川河床に露出する凝灰岩は，海山の斜面崩壊の際に巻き上げられた火山砕屑物が，海山の下部斜面付近でチャートと交互に繰り返し堆積したと考えられている（柏木，2001）．このことは，古和峠コンプレックスの緑色岩には，中央海嶺と海山の異なる起源のものが含まれていることを示唆している．

３．海洋プレート層序の復元

付加体を構成する地層の岩相層序を把握する上で，海洋地殻とその上に堆積した堆積物からなる海洋プレート層序の復元が重要である．以下では，古和峠コンプレックスとコンプレックスＡについて，各岩相の時代と層序関係に基づき海洋プレート層序を復元する．

古和峠コンプレックスを構成する岩石のうち，チャート，緑灰色頁岩，および黒色頁岩の堆積時代が，産出する放散虫化石から明らかである．一方，赤色珪質頁岩からは保存不良の白亜紀全般を示す放散虫化石が産するのみで，さらに灰色頁岩からは放散虫化石は得られていない．

古和峠コンプレックスにおける頁岩から砂岩の層序は，緑灰色頁岩から黒色頁岩，砂岩頁岩互層，そして砂岩へと明瞭な上方粗粒化を示すことが，連続的な層序断面で明らかである（Fig. 8）．灰色頁岩は，粘土基質を主体にシルト粒子を散在して含み，シルト岩薄層を頻繁に挟在する緑灰色頁岩に比較して，相対的に細粒な層相を示す（Fig. 7. 2, 7. 4）．赤色珪質頁岩は，しばしばチャートに伴われて産し（Fig. 4B），コンプレックスＡでは灰色頁岩に整合的に覆われる（Fig. 6）．以上から，各岩相の層序的累重関係は，下位からチャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，および砂岩と累重すると判断される．

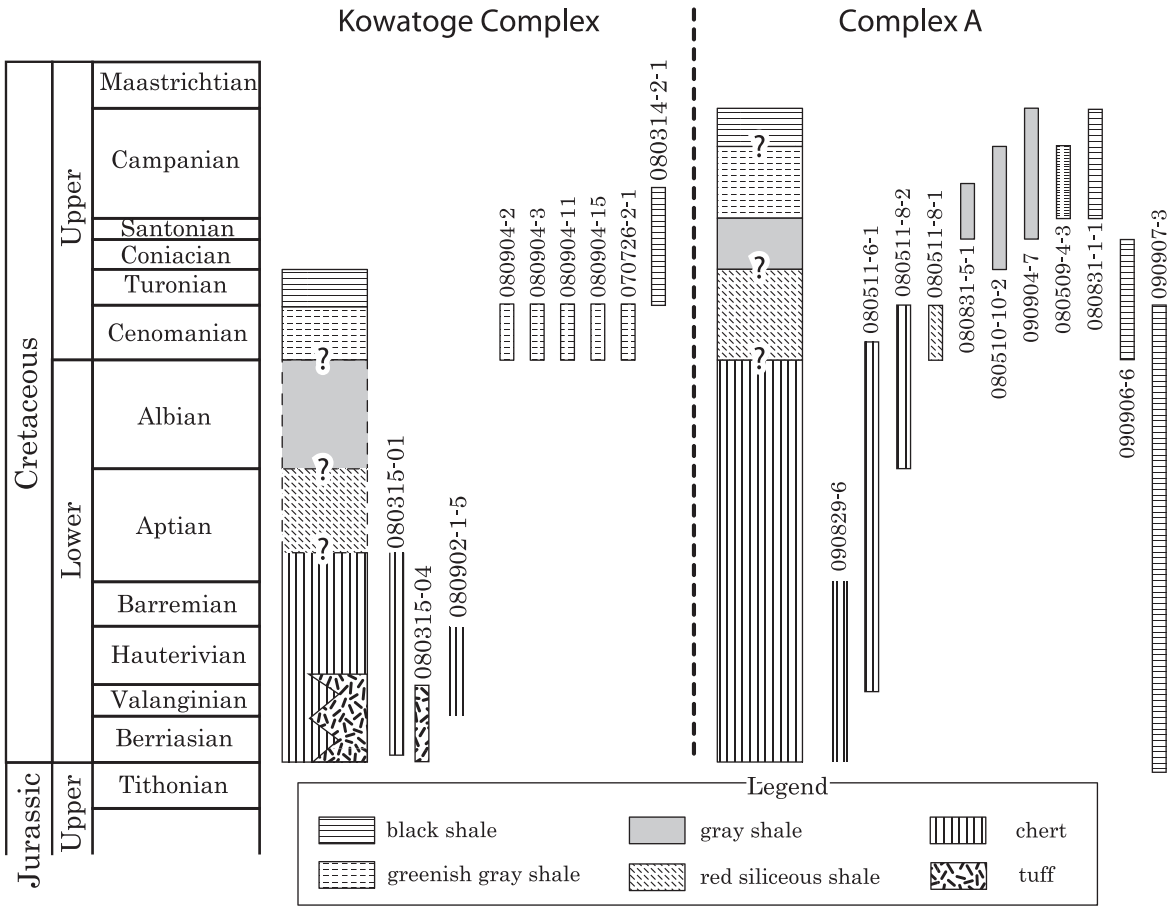

FIGURE 22. Reconstructed oceanic plate stratigraphies of the Kowatoge Complex and the Complex A of the Shimanto Belt in the Kisei–Ouchiyama area.

赤色珪質頁岩と灰色頁岩の時代は，チャートと緑灰色頁岩の放散虫化石時代を参考にすると，白亜紀古世Aptian～Albian の範囲内に含まれ，赤色珪質頁岩が Aptian 中期～後期を，灰色頁岩が Albian を示すと推定される．また，黒色頁岩の放散虫化石時代は，北部に位置する試料 080314-2-1 に基づくと，Turonian 前期～Campanian 前期の広い時代範囲を示す．一方，南部に位置する黒色頁岩の時代は，放散虫化石が得られていないものの，Cenomanian の緑灰色頁岩に整合的に累重することから，Turonian と判断できる．一般に，付加体堆積岩類では断層による同一層準ないし岩相層序の繰り返しが認められ，構造的上位から下位に向けて時代が若くなる極性が知られている（Matsuoka and Yao, 1990；Matsuda and Isozaki, 1991）．古和峠コンプレックスにおいても，南西部の大津において岩相層序の構造的繰り返しが観察され（Fig. 8），断層を介した岩相層序の繰り返しが地層全体に想定できる．

北部の黒色頁岩（試料 080314-2-1）は相対的に構造的上位に位置し，Turonian 前期～Campanian 前期と広い時代幅を示すものの，その下限は *H. baubui* の非産出から Cenomanian には下らない．また，南部の黒色頁岩の時代は Turonian に位置付けられる．付加体における時代極性を考慮すると，

古和峠コンプレックスを構成する海洋プレート層序は，Turonian に海溝に達した海洋プレート層序の構造的繰り返しで構成されると判断される．

以上から，古和峠コンプレックスの海洋プレート層序は，下位から白亜紀古世 Berriasian～Aptian 前期のチャート，Aptian 中期～後期の赤色珪質頁岩，Albian の灰色頁岩，白亜紀新世 Cenomanian の緑灰色頁岩，および Turonian の黒色頁岩と累重する．また，チャートの一部は赤褐色ないし灰色を呈する細粒凝灰岩と互層し，その時代は白亜紀古世前期の Berriasian～Valanginian である（Fig. 22）（柏木，2001）．

コンプレックスAを構成する各岩相の時代は，放散虫化石により明らかである．ただし，白亜紀新世 Turonian～Coniacian に限定される放散虫化石群集が得られていない．岩相層序に基づくと，Turonian～Coniacian 間に赤色珪質頁岩と灰色頁岩との境界が存在すると考えられる．また，

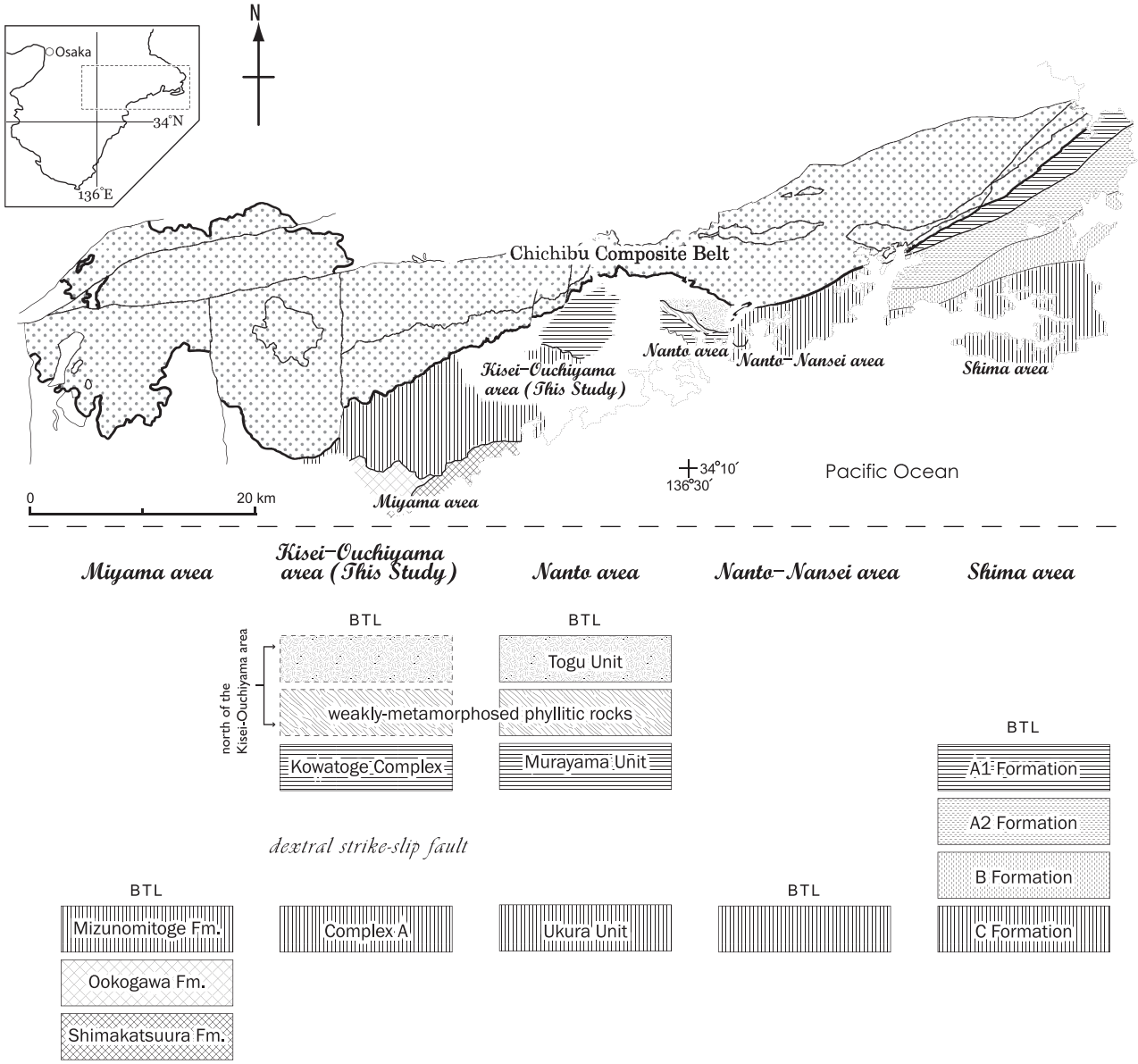

FIGURE 23. Plan view of regional correlations of the northern part of the Shimanto Belt in the eastern Kii Peninsula. Geological maps of the Shimanto Belt are modified from Tanabe and Kano (1994) for the Miyama area, this report for the Kisei–Ouchiyama area, Morita et al. (2005) for the Nanto area, Mizutani et al. (1982) for the Nanto–Nansei area, and Nakaya (1988) for the Shima area.

黒色頁岩の Campanian を示す試料 080831-1-1 の時代は，*Dictyomitra koslovae* と *Dictyomitra formosa* を産しないことから，DK 群集よりも上位の Campanian 後期の可能性が高い．以上から，コンプレックス A の海洋プレート層序は，下位から白亜紀古世 Berriasian～Albian のチャート，白亜紀新世 Cenomanian～Turonian？の赤色珪質頁岩，Coniacian？～Santonian の灰色頁岩，Campanian 前期～中期の緑灰色頁岩，および Campanian 後期の黒色頁岩と累重する（Fig. 22）．なお，それぞれの岩相境界のうち，時代が十分に限定できていない層準については，Fig. 22 中で疑問符を用いて表現している．

ところで，コンプレックスA南部の２地点の黒色頁岩から，コンプレックスＡ北部の黒色頁岩の時代である Campanian 後期よりも明らかに古い放散虫化石が得られている．この解釈として，次の２つの考え方が想定される．一つは「得られている放散虫化石は再堆積個体であり，黒色頁岩の堆積時代は Campanian 後期である」であり，もう一つは「コンプレックス A とは異なる地質単元が存在し，その時代は Campanian 以前である」との考えである．なお，広域対比の章で後に議論するようにコンプレックス

Ａは水呑峠層（田邊・狩野，1994）に対比できること，および二地点の放散虫化石が同じ時代を示さないことから，筆者らは再堆積化石個体による可能性が高いと判断している．今後，コンプレックスＡを対象に，より広範囲から放散虫化石時代を明らかにし検証する必要がある．

４．紀伊半島東部の四万十累帯北縁部の広域対比

紀伊半島東部の四万十累帯は，紀伊半島西部～中央部の四万十累帯に比較して岩相分布や時代等の地域地質資料に乏しく，いまだ地域間の広域対比が不十分な状態にある．本研究では，紀勢－大内山地域において，岩相分布と放散虫化石時代の詳細を明らかにし，二つの地質単元を識別するとともに，それぞれについて海洋プレート層序を復元した．以下では，紀勢－大内山地域に分布する古和峠コンプレックスとコンプレックスＡについて，隣接する四万十累帯北縁部の地層との対比を試みる（Fig. 23）．

紀勢－大内山地域の南西に位置する海山地域には，水呑峠層，往古川層，および島勝浦層が分布する（田邊・狩野，1994）．これらのうち，水呑峠層の岩相は泥質基質中に様々な種類，形態，大きさのブロックが散在する block-in-matrix fabrix を有するメランジュと記載されている（田邊・狩野，1994）ものの，その岩相組み合わせと量比，弱い変形の程度等を考慮すると，コンプレックスＡと同様の破断－分断相卓越の地層と判断される．泥質岩からは，Coniacian～Campanian 前期を示す放散虫化石が得られており（田邊・狩野，1994），コンプレックスＡの頁岩の時代である Coniacian？～Campanian 後期に大まかに一致する．また，コンプレックスＡと水呑峠層は，地層の走向方向にほぼ連続している．従って，コンプレックスＡは海山地域の水呑峠層に対比できる．

紀勢－大内山地域の東方約５km 付近の南島地域では，四万十累帯北縁部の地層は北から南に東宮ユニット，村山ユニット，奈屋浦層，および鵜倉ユニットに細分されることが，森田ほか（2005）の学会講演で報告されている．また，坂（1971）は南島地域において北東から南西に，砂岩と頁岩を主体とする地層，千枚岩質岩を主体にしばしば輝緑凝灰岩を挟在する地層，および砂岩と頁岩を主体とする地層に区分している．なお，坂（1971）による千枚岩質主体の地層は，森田ほか（2005）による村山ユニットの北半分を占めると推定される．南島地域の地層分布については，坂（1971）と森田ほか（2005）の地質図を参考にした．十分な記載情報に基づく対比は困難であるものの，岩相組み合わせと地質構造，および放散虫化石時代の全てで，コンプレックスＡに対比しうる地層は南島地域に存在しない．一方，岩相組み合わせと時代に基づき，村山ユニット南半部の地層が古和峠コンプレックスに対比される可能性がある．即ち，村山ユニットは「黒色，赤色，緑色頁岩を基質とし，砂岩・チャート・緑色岩を岩塊とするメランジュ（森田ほか，2005）」と記載されている．村山ユニットの赤色頁岩，緑色頁岩，黒色頁岩は，それぞれ古和峠コンプレックスの赤色珪質頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩に色調の点で比較される．また，村山ユニットの最も新期の頁岩の時代は Aptian ～ Cenomanian であり（森田ほか，2005），古和峠コンプレックスの緑灰色頁岩の時代に整合的である．一方，村山ユニットの頁岩中には非対称変形構造が認められる（森田ほか，2005）など，古和峠コンプレックスとの相違も存在する．村山ユニットは，古和峠コンプレックスの強変形相と捉えることも可能であるものの，今後，分布の連続性等を把握し検証する必要がある．なお，南島地域においては粕谷ほか（2001）による学会講演もあり，四万十累帯の地層は北から東宮層，村山層，納戸地層，および奈屋浦層に区分されているものの，森田ほか（2005）との層序関係と対比が不明確であり，本稿では地層対比の検討対象から外す．

南島地域の東方に隣接する南島－南勢地域の四万十累帯は，Mizutani et al.（1982）により岩相組み合わせと放散虫化石時代の詳細が報告されている．南島－南勢地域の四万十累帯は，塊状ないし厚層理砂岩を主体に少量の泥岩を伴い，チャート，珪質頁岩，黒色頁岩，礫岩，および緑色岩類を散点的に挟在する．厚層理砂岩は，一般的にシルト岩ないし泥岩薄層を伴う．また，多くの地点において，砂岩層は膨縮しレンズ状に変形している．以上の陸源砕屑岩の岩相的特徴は，古和峠コンプレックスとコンプレックスＡのそれに大きく矛盾しない．また，緑灰色頁岩からは *Dictyomitra formosa* や *Dictyomitra koslovae* の卓越する *Patellula planoconvexa* － *Artostrobium urna* Assemblage が報告されており（Mizutani et al., 1982），その時代は Coniacian～Santonian に位置付けられる（竹谷，1995）．紀勢－大内山地域では，コンプレックスＡの灰色頁岩と緑灰色頁岩から *D. formosa* や *D. koslovae* が産出し，とくに緑灰色頁岩からは *D. koslovae* の卓越する DK 群集が得られている．岩相組み合わせ，放散虫化石の群集構成や時代の類似性に基づくと，南島－南勢地域の四万十累帯の地層はコンプレックスＡに対比できる．なお，南島－南勢地域の四万十累帯分布域の南西端は，南島地域の南東端で鵜倉ユニットの分布域に一部で重複する．鵜倉ユニットは，チャート砕屑岩シークエンスで特徴付けられる点（森田ほか，2005）でコンプレックスＡと明確に異なる一方で，泥岩の時代は Campanian（森田ほか，2005）とコンプレックスＡと重複する．十分な記載情報が欠如しているものの，本稿では鵜倉ユニットをコンプレックスＡに仮に対比している．

紀伊半島東部の東端に位置する志摩半島地域は，主として砂岩と泥岩の互層からなり，見かけ層厚が数百ｍに達する厚層理砂岩を所々に挟在し，緑色岩やチャート，赤色泥岩等を小規模に伴う．北から南にA1 層，A2 層，B層，C層に細分され，放散虫化石に基づき A1層は Hauterivian～Cenomanian，A2 層と B 層は Coniacian ～ Santonian，C 層はCampanian～Maastrichtianとされている（中屋，1988）．紀勢－大内山地域の四万十累帯の地層とは，成層する砂岩泥岩互層が卓越する点で異なる一方で，緑色岩やチャート，赤色泥岩などを小規模に伴う点で一致している．泥岩から産する時代に基づくと，古和峠コンプレックスは志摩半島地域の A1 層に，コンプレックス A は C 層に対比可能である．

紀勢－大内山地域の古和峠コンプレックスとコンプレックスAは，四万十累帯北縁部において東西方向に約 70 km にわたり，変形の程度が異なる部分があるものの，岩相組み合わせと放散虫化石時代の観点において対比可能である．

5．四万十累帯北縁部の広域的地層分布

四万十累帯北縁部における地層分布とそれぞれの広がりは，白亜紀新世における四万十累帯の形成過程のみならず，北方に位置する秩父累帯との接合過程も合わせ重要な知見を提供する．以下では，古和峠コンプレックスとコンプレックス A，およびそれら相当層の広域分布に基づき，四万十累帯北縁部における地層分布と構造配列について予察的に議論する．

海山地域から紀勢－大内山地域にかけて，北側の古和峠コンプレックスと南側のコンプレックス A の配列がほぼ東西から東南東－西北西走向で認められる．東北東－西南西走向で北に傾斜する仏像構造線は，四万十累帯の地層を構造的に斜交して覆っている．また，水呑峠層（＝コンプレックス A）のさらに南側には，往古川層と島勝浦層が分布する（田邊・狩野，1994）．

南島地域の村山ユニット（森田ほか，2005）南半分は，古和峠コンプレックスの東方延長に相当する．村山ユニットの北半部は，千枚岩質の弱変成岩類で特徴づけられ（坂，1971），この千枚岩質弱変成岩類は紀勢－大内山地域の北東でも認められる（柏木，未公表資料）．さらに，砂岩泥岩互層を主体とする東宮ユニット（森田ほか，2005）に相当する岩相として，紀勢－大内山地域においても千枚岩質弱変成岩類の北方に，粗粒砂岩を主体とする地層が露出している（柏木，未公表資料）．紀勢－大内山地域から南島地域にかけての北方は，仏像構造線が最も北側に張り出す地域であり，古和峠コンプレックスのさらに構造的上位の地層群が露出していると考えられる．なお，村山ユニットの南方には，整然層主体の海溝斜面盆堆積物からなる奈良浦層と，チャート砕屑岩シーケンスで特徴付けられる鵜倉ユニットが分布する（森田ほか，2005）．これら二つの地層は，紀勢－大内山地域から海山地域にかけて，現時点では確認されていない．

南島地域と南島－南勢地域間の四万十累帯には，現時点の地層対比を参考にすると，何らかの構造的不連続が想定される．即ち，古和峠コンプレックスの構造的下位に位置するコンプレックスAが，南島－南勢地域ではより北方に大きく張り出し，仏像構造線に直接している．仏像構造線は，志摩地域から南島－南勢地域にかけて西南西－東北東に直線的に伸び，南島地域でその走向を西北西－東南東に変化させる．四万十累帯における地層の不連続は，四万十累帯と秩父累帯の接合に関連する仏像構造線の活動が関与している可能性もあり，今後，秩父累帯の地層分布等も合わせて広域的に検討する必要がある．

志摩地域の四万十累帯は，4 つの地質単元に細分され（中屋，1988），そのうちの A1層が古和峠コンプレックスに，C 層がコンプレックスAに対比できる．Coniacian～Santonian を示す A2 層と B 層は，志摩地域において A 1層と C 層の間に分布し，紀勢－大内山地域では知られていない地質単元である．紀勢－大内山地域における古和峠コンプレックスとコンプレックス A の境界は，右ずれ剪断センスを伴う断層と推定される．このことは，付加体形成後の白亜紀新世 Maastrichtian 以降，紀勢－大内山地域では右ずれ運動に伴い Coniacian～Santonian 階の地層が構造的に欠如したことを示唆する．従って，志摩地域は四万十累帯北縁部の構造層序を比較的良く残す地域といえる．

以上から，紀伊半島東部の四万十累帯北縁部の地層は，北から南，ないし構造的上位から下位に向けて，以下の初生的な配列をなしていたと考えられる．すなわち，東宮ユニット（Hauterivian～Albian；森田ほか，2005），千枚岩質弱変成岩類（時代不詳；坂，1971），古和峠コンプレックス（Turonian；本報告），A2 層（Coniacian～Santonian；中屋，1988），B 層（Coniacian～Santonian；中屋，1988），コンプレックス A（Campanian 後期；本報告），往古川層（Turonian～Maastrichtian；田邊・狩野，1994），および島勝浦層（Coniacian～Maastrichtian；田邊・狩野，1994）と配列する．これらのうち，千枚岩質弱変成岩類を除く各地層から，放散虫化石時代が報告されている．また，往古川層と島勝浦層の泥岩の放散虫化石は，Turonian～Maastrichtian と非常に幅広い時代を示す（田邊・狩野，1994）ものの，その想定される上限は Maastrichtian と最も若い．以上から，紀伊半島東部の四万十累帯北縁部の地層は，千枚岩質弱変成岩類を除くと，広範囲にわたり付加体に特徴的な構造的上位から下位への時代若化極性を示す．

まとめ

紀伊半島東部の紀勢－大内山地域において，四万十累帯北縁部を構成する古和峠コンプレックスとコンプレックスAについて，その岩相組合せ，放散虫化石時代，および地質構造を明らかにした．要点は以下にまとめられる．

1）古和峠コンプレックスは，調査地域の北側 3 分の 2 を占めて分布し，緑色岩，チャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層とその破断－分断相，および砂岩から構成される．コンプレックスAは調査地域の南側 3 分の 1 の地域に分布し，チャート，赤色珪質頁岩，灰色頁岩，緑灰色頁岩，黒色頁岩，砂岩頁岩互層とその破断－分断相，砂岩，および混在岩から構成される．これら二つのコンプレックスは，全体的に変形の弱い破断－分断相で占められる．

2）古和峠コンプレックスとコンプレックスAとの境界は，野外調査では確認できていない．なお，コンプレックス A 北縁部に位置する混在岩は，右ずれの非対称変形構造を伴うことから，これらコンプレックスは右ずれ運動で接合したと考えられる．

3）古和峠コンプレックスの海洋プレート層序は，下位から白亜紀古世 Berriasian～Aptian 前期のチャート，Aptian 中期～後期の赤色珪質頁岩，Albian の灰色頁岩，白

亜紀新世 Cenomanian の緑灰色頁岩，および Turonian の黒色頁岩と累重する．白亜紀古世 Berriasian～Valanginian には，赤褐色ないし灰色を呈する凝灰岩がチャート中に挟在される．また，古和峠コンプレックス北部の塊状玄武岩は，遠洋域の中央海嶺起源と判断される．

４）コンプレックスＡの海洋プレート層序は，下位から Berriasian～Albian のチャート, Cenomanian～Turonian ? の赤色珪質頁岩，Coniacian ? ～Santonian の灰色頁岩，Campanian 前期～中期の緑灰色頁岩，および Campanian 後期の黒色頁岩と累重する．

５）岩相組合せ，地質構造，および頁岩の堆積時代に基づくと，紀勢－大内山地域の古和峠コンプレックスとコンプレックスＡは，四万十累帯北縁部の東西に少なくとも約 70 km にわたり断続的に連続する．

６）紀伊半島東部の四万十帯北縁部の地層は，白亜紀古世中期～新世末における連続的な付加作用で形成された．古和峠コンプレックスとコンプレックスＡの間には，Coniacian ～ Santonian 階の地層が認められず，これは右ずれ運動による構造的欠如が生じていると推定できる．

７）羽下メガキンク帯は，北西－南東方向に幅約 1.3 km の変化帯を有し，北東－南西方向に長さ 3 km 以上に伸び，北東には古和峠コンプレックス南縁部で消滅し，南西への延長は不明である．

謝　辞

走査型電子顕微鏡の使用に際しては，福井県立恐竜博物館の佐野晋一氏と矢部　淳氏の御協力と御助言を頂いた．緑色岩の蛍光Ｘ線分析では，富山大学の氏家　治名誉教授と増渕佳子氏（現所属；富山市科学博物館）に御指導と御助言を頂いた．査読者の常盤哲也博士（日本原子力研究開発機構），竹谷陽二郎博士（福島県立博物館），荒井章司教授（金沢大学），および担当編集委員の一島啓人博士（福井県立恐竜博物館）には，論文を改善する上で有益なコメントを頂いた．以上の方々に心から感謝します．

引用文献

麻木孝郎・吉田武義．1998．徳島県南東部の四万十帯北帯に分布する沈み込み帯型緑色岩．岩鉱 93：83–102.

Baumgartner, P. O., L. O'Dogherty, S. Gorican, R. Dumitrica-Jud, P. Dumitrica, A. Pillevuit, E. Urquhart, A. Matsuoka, T. Danelian, A. Bartolini, E. S. Carter, P. De Wever, N. Kito, M. Marcucci and T. Steiger. 1995. Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species; pp. 37–685 *in* P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Gorican, E. Urquhart, A. Pillevuit and P. De Wever (eds.), Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology, Mémoires de Géologie (Lausanne) 23, Lausanne.

Bischoff, J. L., and F. W. Dickson. 1975. Seawater-basalt interaction at 200℃ and 500 bars: implication for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. Earth and Planetary Science Letters 25：385–397.

Dumitrica, P., A. Immenhauser and R. Dumitrica-Jud. 1997. Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman Part 1：Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and multisegmented nassellarians. Bulletin of National Museum of Natural Science 9：1–106.

Hajash, A. 1975. Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation. Contributions to Mineralogy and Petrology 53：205–226.

Hollis, J., and K. Kimura. 2001. A unified radiolarian zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan. Micropaleontology 47：235–255.

飯塚保五郎．1929．７万５千分の１地質図幅「鳥羽」および同説明書．地質調査所，25＋3p.

飯塚保五郎．1932．7万5千分の1地質図幅「野後」および同説明書．地質調査所，32＋5p.

石田啓祐．1994．四国東部四万十帯北縁部の鳥巣式石灰岩の放散虫年代．地質学雑誌 100：312–315.

石塚英男・三宅真紀・武田尚子．2003．四国西部～中東部の南部秩父帯三宝山ユニットに分布する緑色岩の起源と変成作用．地質学雑誌 109：267–279.

柏木健司．2001．三重県大内山村の四万十帯北縁部の岩相と放散虫化石年代．日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨：261.

粕谷裕一・池永清人・大沢篤史・松林裕馬・山口妙子・牧野幸子・坂　幸恭．2001．三重県南島町四万十帯の付加構造．日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨：261.

加藤　潔．1995．紀伊半島東部，三重県度会町～大宮町東部の秩父累帯．地質学雑誌 101：211–227.

加藤　潔・坂　幸恭．1997．紀伊半島中東部，三重県大宮町～宮川村の秩父累帯．地質学雑誌 103：128–139.

加藤　潔・清水宏典・坂　幸恭．2002．紀伊半島中央部,三重県宮川村～奈良県天川村の秩父累帯．地質学雑誌 108：557–574.

川端清司・君波和雄．1994．奄美大島名瀬層中の in-situ 緑色岩．月刊地球 16：458–463.

君波和雄・柏木庸孝・宮下純夫．1992．上部白亜系牟岐累層（四国東部）中の in-situ 緑色岩類の産状とその意義．地質学雑誌 98：867–883.

Kimura, G., M. Sakakibara and M. Okamura. 1994. Plumes in central Panthalassa～Deductions from accreated oceanic fragments in Japan. Tectonics 13：905–916.

Kimura, T. 1954. The discovery of a low angle thrust, along the Mikabu line in eastern Kii peninsula, Western Japan: description of areal geology and sedimentary rocks. The Journal of Earth Sciences Nagoya University 2：173–189.

紀州四万十帯団体研究グループ．2006．和歌山県中西部の

日高川帯の地質―紀伊半島四万十累帯の研究(その 13)―. 地球科学 60：355–374.

Kogiso, T., Y. Tatsumi and S. Nakano. 1997. Trace element transport during dehydraction processes in the subducted oceanic crust: 1. Experimets and implications for the origin of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters 148：193–205.

公文富士夫・松山尚典・中条健次. 1986. 紀伊半島四万十累帯日高川層群の改訂ジュラ紀最後期－白亜紀放散虫化石群集. 化石 41：17–27.

Kumon, F., H. Matsuyama and M. Musashino. 1997. An oceanic fragment in the Upper Cretaceous Miyama Formation of the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Japan. Memoir of the Geological Society of Japan 48：100–109.

Kurimoto, C. 1994. Geology of the Kudoyama area in the western Kii Peninsula, Southwest Japan, with reference to disappearance of the Chichibu terrane. Bulletin of the Geological Survey of Japan 45：235–255.

Matsuda, T., and Y. Isozaki. 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. Tectonics 10：475–499.

Matsuoka, A., and A. Yao. 1990. Southern Chichibu Terrane: pp. 203–216 *in* K. Ichikawa, S. Mizutani, I. Hara, S. Hada and A. Yao (eds.), Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Nippon Insatsu Shuppan C. Ltd., Osaka.

水垣桂子. 1987. 紀伊半島東部磯浦の礫岩（四万十累層群）中の中生代放散虫化石. 名古屋大学総合研究資料館報告 3：19–69.

Mizutani, S., H. Nishiyama and T. Ito. 1982. Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan. Journal of Earth Science, Nagoya University 30：31–107.

森田信幸・大竹奈保・上村哲哉・太田　亨・坂　幸恭. 2005. 三重県南島町，四万十帯北帯の的矢コンプレックス. 日本地質学会第112年学術大会講演要旨：219.

中屋志津男. 1988. 四万十累帯；pp. 73–76, 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会(編)，日本の地質 5 中部地方Ⅱ，共立出版，東京.

中屋志津男. 2006. 紀伊半島四万十帯奇絶峡地域の古第三系音無川付加体の屈曲構造. 地球科学 60：113–129.

O'Dogherty, L. 1994. Biochronology and paleontology of mid-Cretaceous radiolarians from northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). Mémoires de Géologie (Lausanne) 21：415.

Okamura, M. 1992. Cretaceous radiolaria from Shikoku, Japan (Part 1). The Memoirs of the Faculty of Science, Kochi University, Series E, Geology, 13：21–164.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries：pp. 525–548 *in* R. S. Thorpe (ed.), Andesites. Wiley, Chichester.

Pearce, J. A., and M. J. Norry. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69：33–47.

Pessagno, E. A. Jr. 1972. Cretaceous radioralia. Bulletins of American Paleontology 61：269–326.

Pessagno, E. A. Jr. 1976. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. Micropaleontology Special Publication 2：1–95.

Pessagno, E. A. Jr. 1977. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. Special Publication, institute for Geological Sciences University of Texas at Dallas Richardson 15：1–87.

Powell, C. McA. 1984. Terminal fold-belt deformation: relationship of mid-Carboniferous megakinks in the Tasman fold belt to coeval thrusts in cratonic Austraria. Geology 12：546–549.

Powell, C. McA., J. P. Cole and T. J. Cudahy. 1985. Megakinking in the Lachlan fold belt, Australia. Journal of Structural Geology 7：281–300.

Reed, M. H. 1983. Seawater–basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. Economic Geology 78：466–485.

坂　幸恭. 1971. 三重県南島町藤坂に沿う秩父系・四万十系. 早稲田大学教育学部学術研究－生物学・地学編－ 20：13–27.

坂井　卓・勘米良亀齢. 1981. 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置. 九州大学理学部研究報告（地質学）14：31–48.

Sanfilippo, A., and W. Riedel. 1985. Cretaceous radiolaria: pp. 573–630 *in* H. M. Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen (eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, New York.

Sugizaki, R., T. Suzuki, K. Kanmera, T. Sakai and H. Sano. 1979. Chemical composition of green rocks in the Shimanto Belt, Southwest Japan. The Journal of the Geological Society of Japan 85：455–466.

Suzuki, T. 1988. Geochemistry of metabasalts in the Shimanto Belt. Modern Geology 12：225–241.

Taira. A., J. Katto, M. Tashiro, M. Okamura and K. Kodama. 1988. The Shimanto Belt in Shikoku, Japan-Evolution of Cretaceous to Miocene Accretionary Prism. Modern Geology 12：5–46.

Taketani, Y. 1982. Cretaceous radiolarian biopstratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido. The Science Reports of the Tohoku University, Sendai, Second Series (Geology), 52：1–76.

竹谷陽二郎. 1995. 本邦上部白亜系の放散虫化石層序の再検討―特に国際対比上有効な層準について―. 地質学雑誌 101：30–41.

田邊裕高・狩野謙一. 1994. 紀伊半島東部，海山地域の四万十帯上部白亜系. 静岡大学地球科学研究報告 21：

1–10.
Tatsumi, Y., H. Sinjoe, H. Ishizuka, W. W. Sager and A. Klaus. 1998. Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. Geology 26：151–154.
常盤哲也・東田和弘・竹内　誠. 2006. 紀伊半島西部海岸地域に分布する四万十帯白亜系日高川層群. 地質学雑誌 112：257–272.
植松英行・指田勝男. 1996. 四国四万十帯北帯の鳥巣式石灰岩ブロックから産する後期ジュラ紀放散虫とその意義. 地学雑誌 105：53–66.
Winchester, J. A., and P. A. Floyd. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20：325–343.
山崎哲司. 1987. 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質学雑誌 93：403–417.
山崎哲司・坂本定生. 1997. 愛媛県北宇和郡広見町出目周辺の四万十帯白亜系の放散虫化石. 愛媛大学教育学部紀要 第3部門 自然科学 18：9–17.
山崎哲司・山崎覚馬. 1999. 愛媛県川内町塩ヶ森周辺の和泉層群の放散虫化石. 愛媛大学教育学部紀要　第3部 自然科学 20：7–14.
柳井修一. 1986. 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯（Megakink）とそのテクトニックな意義. 地質学雑誌 92：603–606.
柳井修一. 1988. 日本海拡大に伴う西南日本の変形，特にメガキンク帯の形成とその応力場. 地学雑誌 97：710–730.