

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

高知 (13) 第 52 号

NI-53-28-10

## 日 比 原 地 域 の 地 質

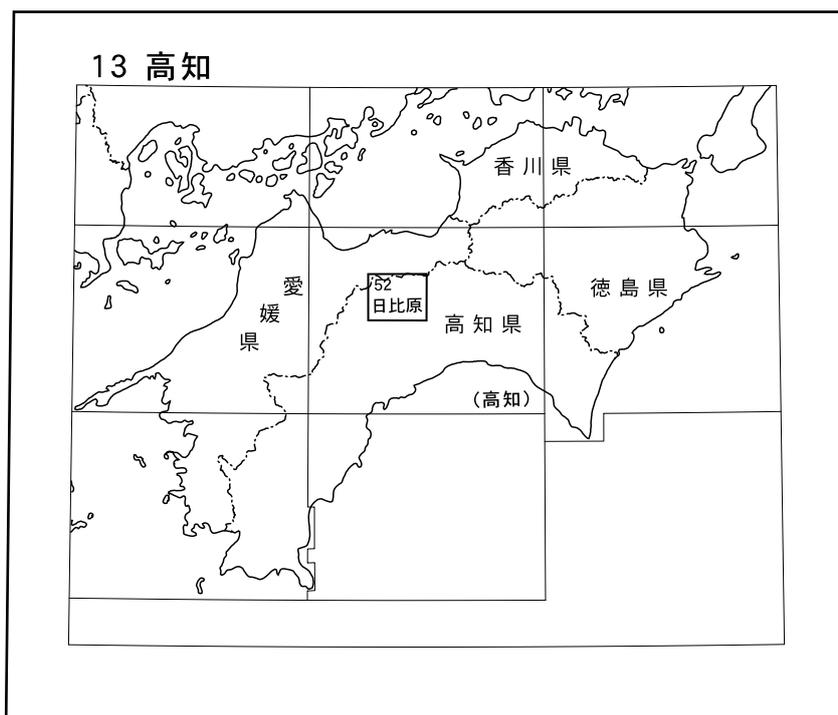
青矢睦月・横山俊治

平 成 21 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

|  |   |   |
|--|---|---|
| 13-39<br>西条<br>Saijō<br>NI-53-28-13<br>(未刊行, unpublished)          | 13-40<br>新居浜<br>Niihama<br>NI-53-28-9<br>(未刊行, unpublished) | 13-41<br>三島<br>Mishima<br>NI-53-28-5<br>(1964)              |
| 13-51<br>石鎚山<br>Ishizuchi San<br>NI-53-28-14<br>(未刊行, unpublished) | 13-52<br>日比原<br>Hibihara<br>NI-53-28-10<br>(2009)           | 13-53<br>本山<br>Motoyama<br>NI-53-28-6<br>(未刊行, unpublished) |
| 13-61<br>上土居<br>Kamidoi<br>NI-53-28-15<br>(未刊行, unpublished)       | 13-62<br>伊野<br>Ino<br>NI-53-28-11<br>(2007)                 | 13-63<br>高知<br>Kōchi<br>NI-53-28-7<br>(未刊行, unpublished)    |

高知 Kōchi  
1:75,000 (1931)

# 日比原地域の地質

青矢睦月\*・横山俊治\*\*

地質調査総合センター（元地質調査所）は1882年に創立されて以来、国土の地球科学的実態を解明するために調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図のシリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。「日比原」地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

「日比原」地域の地質図幅の作成は平成16～20年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。調査研究と執筆について、地形、三波川変成コンプレックス、岩脈類、第四系、及び資源地質は青矢が、また災害地質は横山が担当した。また研究報告の全体的なとりまとめは青矢が行った。

野外調査においては高知県土佐郡大川村在住の石川勝好氏、吾川郡いの町本川地区在住の林春夫氏、同町吾北地区在住の黒石利武氏、また愛媛県西条市在住の安森滋氏の諸氏に現地作業員として協力をいただいた。特に石川勝好氏には総計100日以上調査に同行いただいた。また大川村役場、いの町本川総合支所、及び高知県企画振興部地域づくり支援課には現地作業員を紹介していただいた。以上の関係者、及び関係機関の方々に厚く御礼申し上げる。

所内では、中島 隆主任研究員に、氏が多数保有する三波川変成コンプレックスの薄片を利用させていただくと同時に、パンペリー石の同定に関してご教示いただいた。岩脈の記載においては松浦浩久研究員にご教示をいただいた。小松原琢主任研究員には第四系の空中写真判読に関するご教示をいただいた。地質標本館の青木正博館長には銅鉱床の記述に必要な資料の収集でご助力いただいた。また宮崎一博副部門長、原 英俊研究員には原稿の全体的なとりまとめに関して様々な助言をいただいた。本研究に用いた岩石薄片の大部分は、地質標本館の大和田朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の製作によるものである。

（平成20年度稿）

---

所 属

\* 地質情報研究部門

\*\* 高知大学理学部

Key Words: areal geology, geological map, 1:50000, Hibihara, Shikoku, Kochi, Ehime, Tosa, Ino, Okawa, Niihama, Saijo, Shikokuchuo, Yoshino River, Sanbagawa, Mikabu, Chichibu, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pleistocene, Holocene, metamorphic complex, accretionary complex, K-Ar age, Ar-Ar age, deformation stages, folds, landslide, debris flow, linear depression, landslide map, resources

## 目 次

|                                  |    |
|----------------------------------|----|
| 第1章 地 形                          | 1  |
| 1.1 山 地                          | 1  |
| 1.2 水 系                          | 3  |
| 第2章 地質概説                         | 5  |
| 2.1 地質図研究史                       | 5  |
| 2.2 概 要                          | 5  |
| 2.3 三波川変成コンプレックスのユニット区分          | 5  |
| 第3章 三波川変成コンプレックス                 | 10 |
| 3.1 研究史                          | 10 |
| 3.2 概 要                          | 12 |
| 3.2.1 変成分帯について                   | 13 |
| 3.2.2 塑性変形段階について                 | 16 |
| 3.3 思地ユニット                       | 20 |
| 3.3.1 変成玄武岩凝灰岩及び溶岩 (Om)          | 20 |
| 3.3.2 結晶質石灰岩 (O1)                | 20 |
| 3.3.3 変成チャート (Oq)                | 20 |
| 3.3.4 泥質千枚岩 (Op)                 | 20 |
| 3.3.5 変成砂岩 (Os)                  | 20 |
| 3.4 川又ユニット                       | 20 |
| 3.4.1 変成斑れい岩及び変成玄武岩溶岩 (Kg)       | 22 |
| 3.4.2 苦鉄質片岩 (Km)                 | 22 |
| 3.4.3 結晶質石灰岩 (K1)                | 22 |
| 3.4.4 珪質片岩 (Kq)                  | 24 |
| 3.4.5 泥質片岩 (Kp)                  | 24 |
| 3.5 白滝ユニット                       | 24 |
| 3.5.1 白滝ユニット下部                   | 24 |
| 3.5.1.1 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩 (SLx) | 24 |
| 3.5.1.2 苦鉄質片岩 (SLm)              | 25 |
| 3.5.2 白滝ユニット中部                   | 28 |
| 3.5.2.1 清水構造帯                    | 28 |
| 3.5.2.2 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩互層 (SMi)  | 31 |
| 3.5.2.3 苦鉄質片岩 (SMm)              | 31 |
| 3.5.2.4 珪質片岩 (SMq)               | 32 |
| 3.5.2.5 泥質片岩 (SMp)               | 32 |
| 3.5.2.6 砂質片岩・泥質片岩互層 (SMs)        | 34 |
| 3.5.3 白滝ユニット上部                   | 34 |
| 3.5.3.1 白滝地域の巨視的な褶曲構造            | 34 |

|            |                          |    |
|------------|--------------------------|----|
| 3. 5. 3. 2 | ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Sug).....   | 38 |
| 3. 5. 3. 3 | 苦鉄質片岩 (Sum).....         | 39 |
| 3. 5. 3. 4 | 珪質片岩 (SUq).....          | 41 |
| 3. 5. 3. 5 | 泥質片岩 (SUp).....          | 41 |
| 3. 6       | 中七番ユニット.....             | 42 |
| 3. 6. 1    | 泥質片岩 (Np).....           | 45 |
| 3. 6. 2    | 砂質片岩・泥質片岩互層 (Ns).....    | 45 |
| 3. 7       | 地質構造.....                | 46 |
| 3. 8       | 変成作用.....                | 47 |
| 第4章        | 岩脈 (Dy).....             | 49 |
| 第5章        | 第四系.....                 | 52 |
| 5. 1       | 段丘堆積物 (t).....           | 52 |
| 5. 2       | 谷底低地堆積物 (n).....         | 52 |
| 第6章        | 災害地質.....                | 53 |
| 6. 1       | 地すべり.....                | 53 |
| 6. 1. 1    | 三波川変成コンプレックスの岩盤特性.....   | 53 |
| 6. 1. 2    | ユニットごとにみた地すべり・崩壊の分布..... | 55 |
| 6. 1. 3    | 地すべりの地形・地質素因.....        | 58 |
| 6. 1. 4    | 地すべり・崩壊の運動様式.....        | 58 |
| 6. 1. 5    | 破碎帯地すべりの有無.....          | 63 |
| 6. 2       | 土石流.....                 | 63 |
| 第7章        | 資源地質.....                | 66 |
| 7. 1       | 銅鉱床.....                 | 66 |
| 7. 1. 1    | 白滝鉱山.....                | 66 |
| 7. 1. 2    | 基安鉱山.....                | 67 |
| 7. 2       | 採石.....                  | 68 |
| 7. 3       | 温泉.....                  | 68 |
| 文 献        | .....                    | 70 |
| Abstract   | .....                    | 73 |

## 図・表目次

|        |                                 |    |
|--------|---------------------------------|----|
| 第1. 1図 | 「日比原」地域とその周辺の地形概略図.....         | 1  |
| 第1. 2図 | 「日比原」地域の山地地形.....               | 2  |
| 第1. 3図 | 吉野川流域の谷地形と貯水池.....              | 4  |
| 第2. 1図 | 「日比原」地域周辺の地質体区分図.....           | 6  |
| 第2. 2図 | 「日比原」地域の地質総括図.....              | 7  |
| 第2. 3図 | 白滝ユニットのサブユニット区分と模式柱状図.....      | 8  |
| 第3. 1図 | 「日比原」地域における変成鉱物の分布, 及び変成分帯..... | 11 |
| 第3. 2図 | 三波川変成コンプレックスの変成鉱物組み合わせ.....     | 12 |

|          |  |    |
|----------|--|----|
| 第 3. 3 図 | 「日比原」地域における点紋帯と無点紋帯の区分図                                      | 13 |
| 第 3. 4 図 | 四国三波川変成コンプレックスにおける塑性変形段階の区分                                  | 14 |
| 第 3. 5 図 | 「日比原」地域に見られる褶曲のオーバープリント                                      | 15 |
| 第 3. 6 図 | アルバイト斑状変晶を含む岩石の微細構造を示す薄片写真                                   | 16 |
| 第 3. 7 図 | 地蔵寺地域における御荷鉾緑色岩類の分布と褶曲構造                                     | 17 |
| 第 3. 8 図 | 思地ユニットの諸岩相の露頭写真  | 18 |
| 第 3. 9 図 | 思地ユニットの諸岩相の研磨面写真, 及び薄片写真                                     | 19 |
| 第 3.10 図 | 川又ユニットの諸岩相の露頭写真  | 21 |
| 第 3.11 図 | 川又ユニットの諸岩相の薄片写真  | 23 |
| 第 3.12 図 | 平家平周辺の地質概略と地質構造  | 25 |
| 第 3.13 図 | 白滝ユニット下部の諸岩相の露頭写真  | 26 |
| 第 3.14 図 | 白滝ユニット下部の苦鉄質片岩の薄片写真  | 27 |
| 第 3.15 図 | 白滝ユニット中部の諸岩相の露頭写真  | 29 |
| 第 3.16 図 | 清水構造帯とその周辺における泥質片岩の変形構造                                      | 30 |
| 第 3.17 図 | 清水構造帯とその北方周辺における変形構造方位のステレオ投影図                               | 31 |
| 第 3.18 図 | 白滝ユニット中部の諸岩相の薄片写真  | 33 |
| 第 3.19 図 | 白滝地域周辺の地質概略と地質構造   | 35 |
| 第 3.20 図 | 白滝地域周辺の変成分帯とその褶曲構造   | 36 |
| 第 3.21 図 | 白滝ユニット上部の諸岩相の露頭写真  | 37 |
| 第 3.22 図 | 白滝地域の巨視的 Ds 褶曲に伴う地形と構造                                       | 38 |
| 第 3.23 図 | ざくろ石含有苦鉄質片岩の薄片写真   | 39 |
| 第 3.24 図 | 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩の研磨面の写真, 及び薄片写真                                | 40 |
| 第 3.25 図 | 白滝ユニット上部の珪質片岩の薄片写真   | 42 |
| 第 3.26 図 | 白滝ユニット上部の泥質片岩の研磨面の写真, 及び薄片写真                                 | 43 |
| 第 3.27 図 | 中七番ユニットの諸岩相の露頭写真   | 44 |
| 第 3.28 図 | 中七番ユニットの砂質片岩, 泥質片岩の薄片写真                                      | 45 |
| 第 3.29 図 | 「日比原」地域の地質構造概略図  | 47 |
| 第 4. 1 図 | 岩脈の露頭写真  | 49 |
| 第 4. 2 図 | 岩脈の薄片写真  | 51 |
| 第 6. 1 図 | 白滝ユニット中部の Du 褶曲の発達した泥質片岩                                     | 54 |
| 第 6. 2 図 | リニアメント (断層) 沿いに発達する地すべり・崩壊 (高知県吾川郡いの町上八川上分)                  | 56 |
| 第 6. 3 図 | 高知県と愛媛県の県境に位置する笹ヶ峰の線状凹地・小崖地形                                 | 57 |
| 第 6. 4 図 | 白滝ユニット中部の泥質片岩中に形成された小規模地すべりのすべり面                             | 58 |
| 第 6. 5 図 | 流れ盤側斜面の地すべりの事例 (高知県土佐郡大川村南野山, とぎの山の北側斜面)                     | 59 |
| 第 6. 6 図 | とぎの山の北側斜面の地すべり群を正面から望む                                       | 60 |
| 第 6. 7 図 | 吉野川流域の河床に露出している堅硬な苦鉄質片岩                                      | 60 |
| 第 6. 8 図 | 崩壊によって吉野川河床に押し出された苦鉄質片岩のブロック群                                | 60 |
| 第 6. 9 図 | 地すべり変動によって引き裂かれたヒノキの大木                                       | 61 |
| 第 6.10 図 | 受け盤側斜面の地すべり地形 (a, b) と流れ盤側斜面の地すべり地形 (c)<br>(高知県土佐郡大川村井野川の麦尻) | 61 |

|           |   |    |
|-----------|---|----|
| 第 6. 11 図 | 流れ盤側斜面の地すべりの事例（高知県吾川郡いの町寺川，大森川ダムの下流約 1km）             | 61 |
| 第 6. 12 図 | 受け盤側斜面の地すべりの事例（高知県吾川郡いの町小川縦ノ木の奥大野）                    | 62 |
| 第 6. 13 図 | 受け盤側斜面の地すべりの事例<br>（高知県と愛媛県との県境の平家平から南南東方向に直線で 1. 6km） | 62 |
| 第 6. 14 図 | 崩壊 - 岩なだれの事例（高知県吾川郡いの町上八川下分の土居）                       | 62 |
| 第 6. 15 図 | 崩壊 - 岩なだれ（第 6. 14 図）の現場写真（高知県吾川郡いの町上八川下分の土居）          | 63 |
| 第 6. 16 図 | 台風 0415 号豪雨による高知県嶺北地方の土石流発生箇所                         | 64 |
| 第 6. 17 図 | 嶺北地方で発生した土石流の等価摩擦係数のヒストグラム                            | 64 |
| 第 6. 18 図 | 加茂次郎山の山頂付近で発生し，比高約 500m の鈴ヶ谷を流下した土石流                  | 64 |
| 第 6. 19 図 | 鈴ヶ谷土石流の発生源  | 64 |
| 第 6. 20 図 | 立木樹幹に付着した泥  | 65 |
| 第 6. 21 図 | 樹幹への礫の突き刺さり現象   | 65 |
| 第 7. 1 図  | 白滝鉱山跡   | 67 |
| 第 7. 2 図  | 白滝鉱床のズリ（廃石）   | 68 |
| 第 7. 3 図  | 稲村ダムとその建設用の採石場跡                                       | 69 |
| 第 7. 1 表  | 層状含銅硫化鉄鉱床の概要  | 66 |
| Figure 1. | Summary of the geology in the Hibihara district       | 74 |



# 第1章 地 形

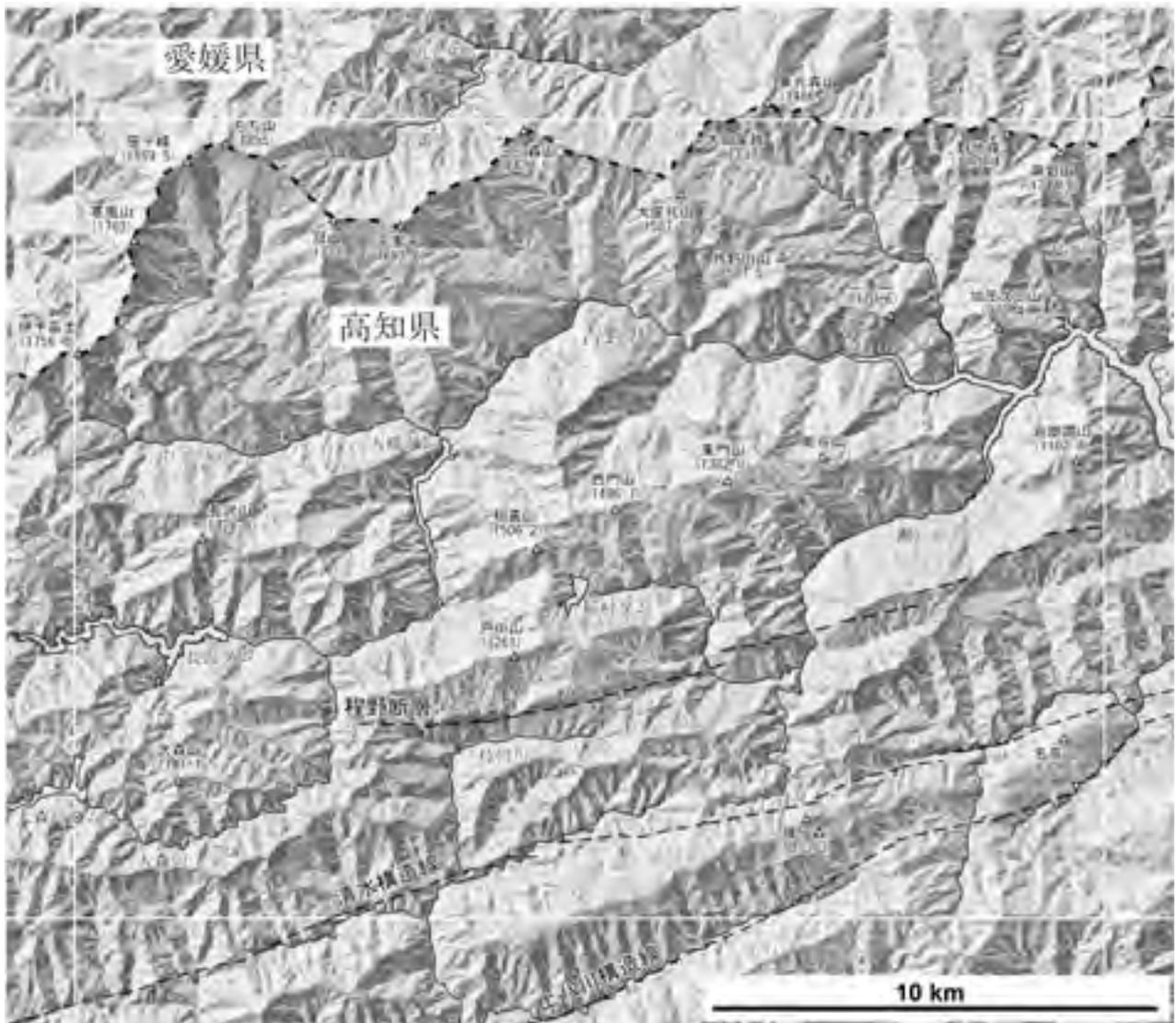
(青矢睦月)

「日比原」地域（以後、本地域）は高知県北部から愛媛県南端部にかけて位置し（第1. 1図）、日本測地系では北緯 $33^{\circ}40' \sim 33^{\circ}50'$ 、東経 $133^{\circ}15' \sim 133^{\circ}30'$ 、世界測地系では北緯 $33^{\circ}40' 12'' 0 \sim 33^{\circ}50' 12'' 0$ 、東経 $133^{\circ}14' 50'' 7 \sim 133^{\circ}29' 50'' 6$ の範囲を占める。行政区分としては、西部に高知県あがわ吾川郡いの町（旧本川村と旧吾北村）、東部に高知県土佐郡土佐町、北東部に高知県土佐郡大川村の全域が含まれるほか、北端部の愛媛県では西から西条市、新居浜市（旧別子山村）、及び四

国中央市（旧伊予三島市）が含まれる。また南端部東方にはわずかに高知市（旧鏡村と旧土佐山村）が含まれている。

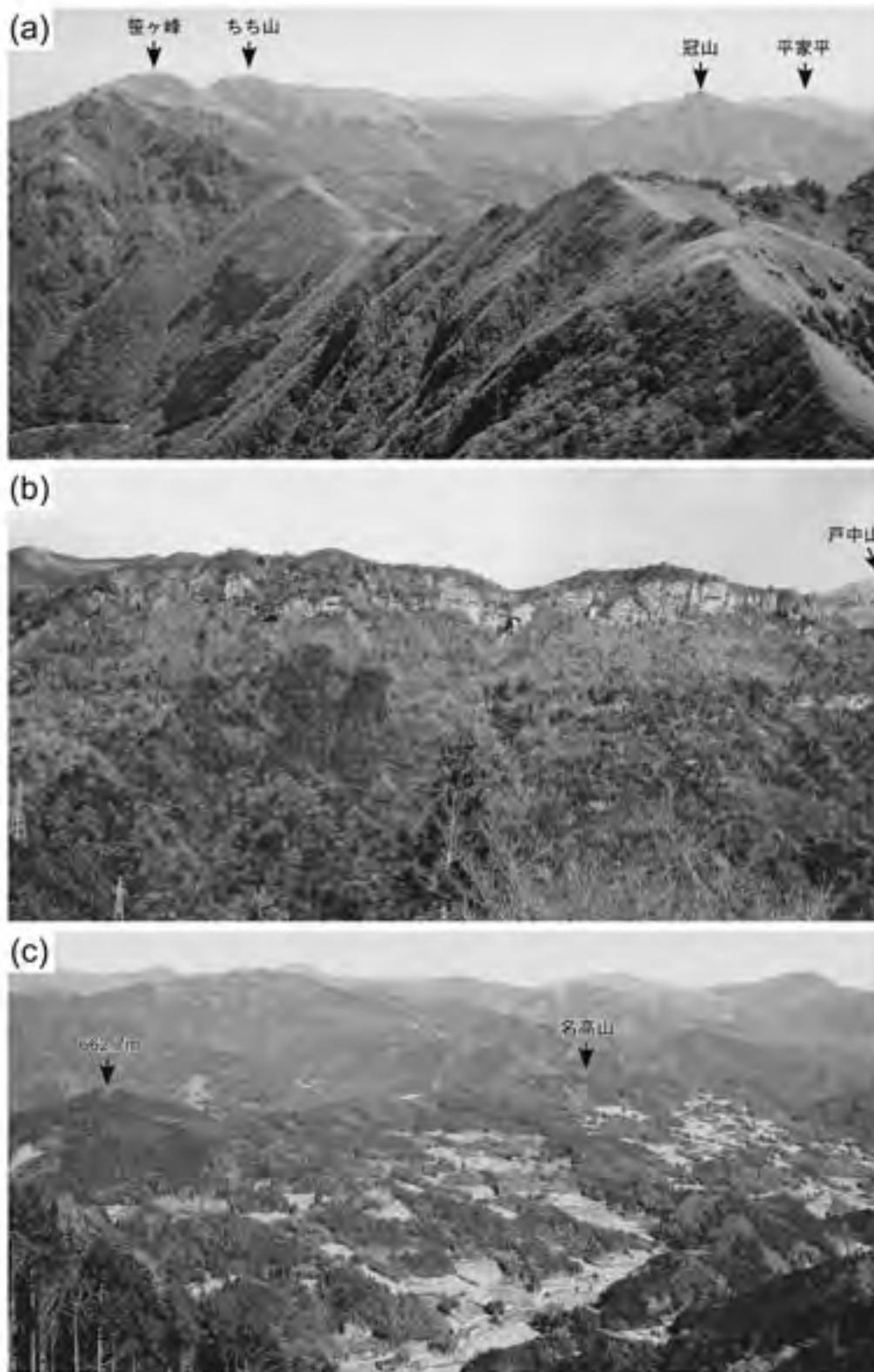
## 1. 1 山 地

本地域は四国のほぼ中央に位置し、全域が急峻な四国山地の山稜部を成している。これらの山稜はその配列と地形からおおまかに北部、中部、南部という3つの山系



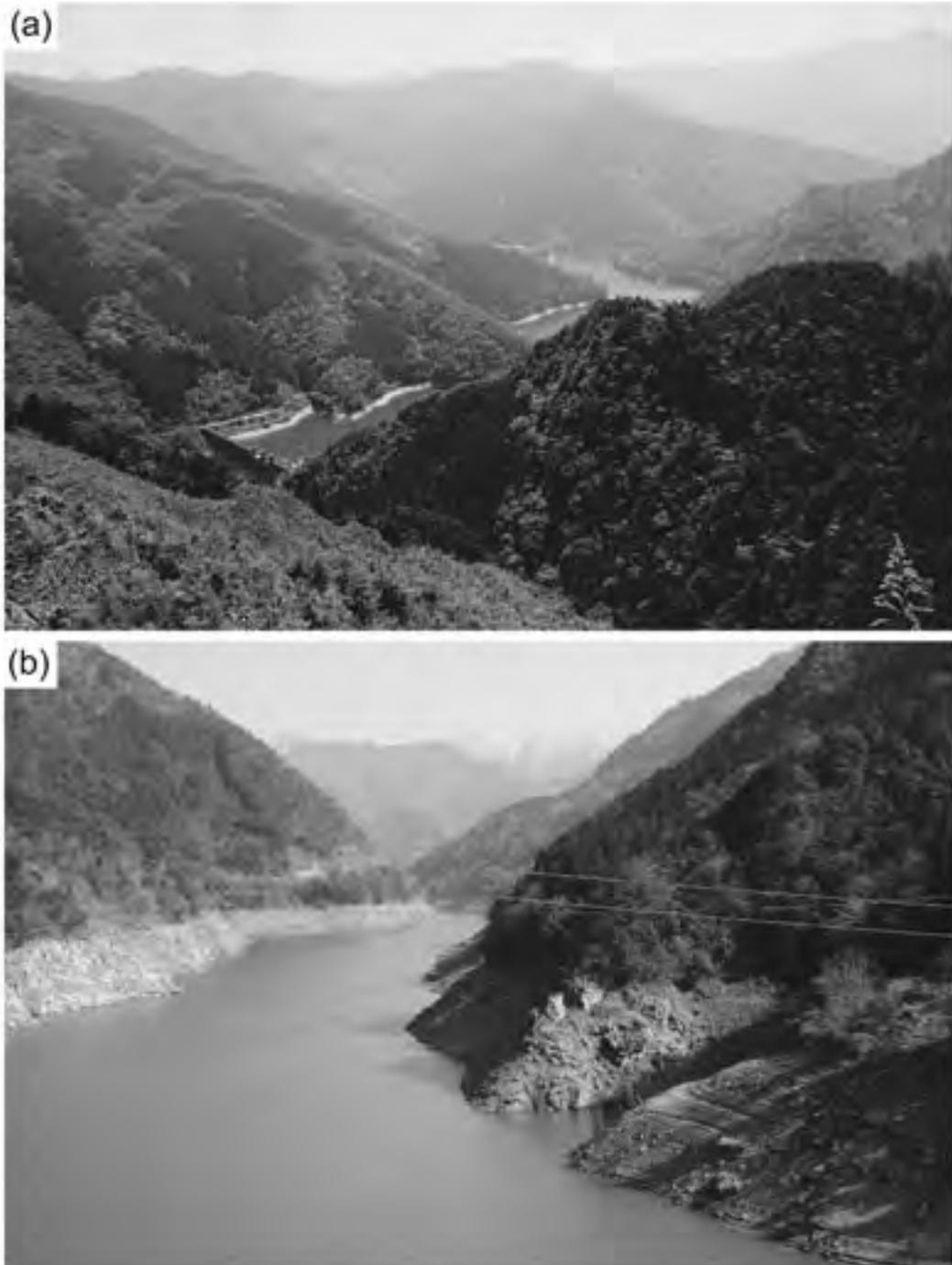
第1. 1図 「日比原」地域とその周辺の地形概略図

基図のレリーフマップは国土地理院発行数値地図 50 mメッシュ（標高）「日本Ⅲ」を使用して、カシミール3Dを用いて作成。



第1. 2図 「日比原」地域の山地地形

- (a) 北部山系の西部を成す笹ヶ峰連峰、伊予富士の山頂から北東を向いて撮影。
- (b) 中部山系南端部、程野断層による断層崖、白く見える露出部は珪質片岩、高知県吾川郡いの町安望付近から北北東を向いて撮影。
- (c) 南部山系東部、名高山付近の山稜、高知県土佐郡土佐町西石原南方の尾根から北北東を向いて撮影。



第1. 3図 吉野川流域の谷地形と貯水池

(a) 長沢ダム（左下）と長沢貯水池.

(b) 早明浦ダムの貯水池. 高知県土佐郡土佐町程野の南川橋から北北東を向いて撮影.

に分けられる.

北部山系は西隣の「石鎚山」図幅から続く石鎚山系の東延長であり、高知県と愛媛県の県境をなす(第1. 1図). 西から伊予富士、寒風山、笹ヶ峰、ちち山、冠山、平家平といった1,700～1,800m級の山々が連なっている(第1. 2図 a). 笹ヶ峰(1,859.5m)は本地域の最高点

である. 笹ヶ峰より東に向かって北部山系の標高は徐々に低くなってゆくものの、最低点の大田尾越でも標高は1,113mあり、また本地域北東端に至っても野地峰や黒岩山といった1,300m級の山々が連なっている(第1. 1図). 本地域北東部の高知県土佐郡大川村では大座礼山、井野川山、三滝山といった山々が北部山系の南東分岐を

なしている（第1. 1図）。この北部山系には苦鉄質片岩が卓越し、山稜部はおおむね尖峰状の地形を示している（第1. 2図 a）。

中部山系は、東方では吉野川の、西方では吉野川支流の中ノ川川の南方に位置する。本地域中央部の稲叢山（1,506.2m）から東北東へ、西門山、東門山を経て能谷山までつづく山稜が中部山系の中軸をなす（第1. 1図）。西方の長沢山（1,428.6m）、及び東方の岩躑躅山（1,102.8m）もこの山系の延長とみなせる。中部山系では厚さ300～500m程度のほぼ水平な珪質片岩卓越層によって数多くの断崖が発達し、山稜部はこの断崖に囲まれた台地状の地形を示すことが多い。例えば、岩躑躅山の山頂部は泥質片岩による比較的なだらかな地形を示し、その周囲を珪質片岩卓越層の浸食崖が取り囲んでいる。また中部山系にはENE-WSWやNE-SW系の高角断層が複数発達しており、こういった断層に切られた珪質片岩卓越層がしばしば断層崖を形成している。特に、中部山系南端部の程野断層（第1. 1図）は、岩躑躅山の南方、及び本地域中西部の戸中山南方などに直線的な断層崖を形成している（第1. 2図 b）。程野断層の南方、清水構造線（清水構造帯の南限）までの地域にも1,000m級のピークを持つ急峻な山体が散在するが、この地域には泥質片岩が卓越し、複雑に入り組んだ浸食地形が発達している。

南部山系は清水構造線と上八川構造線の間に位置し（第1. 1図）、両構造線とほぼ平行、すなわち東北東-西南西方向に延びている。西に陣ヶ森（1,013.3m）、東

に名高山（612.0m）などの高まりを持ち、山稜部はやや平坦な地形を示す（第1. 2図 c）。山稜部には珪質片岩、もしくは御荷鉾帯相当の苦鉄質岩類などが分布している。

## 1. 2 水系

本地域の水系は、吉野川水系と仁淀川水系に大きく分けられる。吉野川は西隣の「石鎚山」図幅内に源流を持ち、上流から大森川、中ノ川川、小松川、瀬戸川、上津川といった支流を集めつつ、本地域を西端から東端まで流れ下っている（第1. 1図）。流域はほぼ全域が深い峡谷をなす（第1. 3図）。この地形を利用し、本流の流域には上流から長沢ダム、大橋ダム、早明浦ダムによる貯水池があり（ただし、早明浦ダムの堰堤は東隣の「本山」図幅内）、支流の大森川上流には大森川ダム、また瀬戸川源流部には稲村ダムによる貯水池がある。本地域南東端部を流れる地藏寺川や平石川も吉野川水系に属し、東隣の「本山」図幅内で平石川は地藏寺川に、またその後地藏寺川は本流に合流する。また、本地域北端やや西よりの七番川は北隣の「新居浜」図幅内で吉野川支流の銅山川に合流している（第1. 1図）。一方、本地域南部、すなわち高知県吾川郡いの町のうち旧吾北村の範囲の河川は仁淀川水系に属している。上八川川、及び枝川川等は南隣の「伊野」図幅において最終的には仁淀川に合流している。

## 第2章 地質概説

(青矢睦月)

### 2.1 地質図研究史

「日比原」地域（以下、本地域）を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては、50万分の1地質図幅「高知」（飯山ほか、1952）及び20万分の1地質図幅「高知」（礪見、1959）が出版されている。また、本地域の北半部を含む7万5千分の1地質図幅「新居浜」（佐藤、1938）も発行されている。同センター以外からは20万分の1スケールで高知県地質鉱産図（甲藤ほか、1960、1961）、四国地方土木地質図（四国地方土木地質図編纂委員会、1998）、また10万分の1スケールで愛媛県地質図（愛媛県、1962）などが刊行されている。これらの広域地質図を編集して作成された20万分の1シームレス地質図データベース（<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084>）を利用することも可能である（産業技術総合研究所地質調査総合センター、2007）。本地域に限って見ると、5万分の1表層地質図「日比原」（高知県、1987）が刊行されている。また、本地域北東部の白滝地域では、秀（1954）、Kawachi（1968）、Ernst *et al.*（1970）、Kawachi *et al.*（1982）など、また南東部の地蔵寺地域では武田ほか（1977）、Hara *et al.*（1992）などの学術論文が5万分の1スケール相当の地質図を提示している。なお、本地域周辺の5万分の1地質図幅としては、南隣の「伊野」（脇田ほか、2007）が刊行されている。

### 2.2 概要

本地域周辺の地質分布の概要を第2.1図に、また地質総括図を第2.2図に示す。本報告では、白亜紀に低温高圧型変成作用を被った変成岩類を三波川変成コンプレックスとして扱う。この考えに立つと、本地域のほぼ全域は三波川変成コンプレックス（いわゆる広義の三波川帯）に含まれる（第2.1図）。ここで“コンプレックス”という用語は、複数の地層や岩石から構成される複合岩体の意味で用いている。コンプレックス内部の巨視的な構造単位は“ユニット”とした。コンプレックスと呼んだ場合、その内部の露頭で現在観察される岩相境界面は過去の構造境界である可能性があり、必ずしも初生的な層序境界とはみなせない。また、コンプレックス内の露頭に発達する片理面は塑性変形によって形成した構造であり、一般には岩相境界面と一致しない。

本地域の三波川変成コンプレックスでは同定可能な化

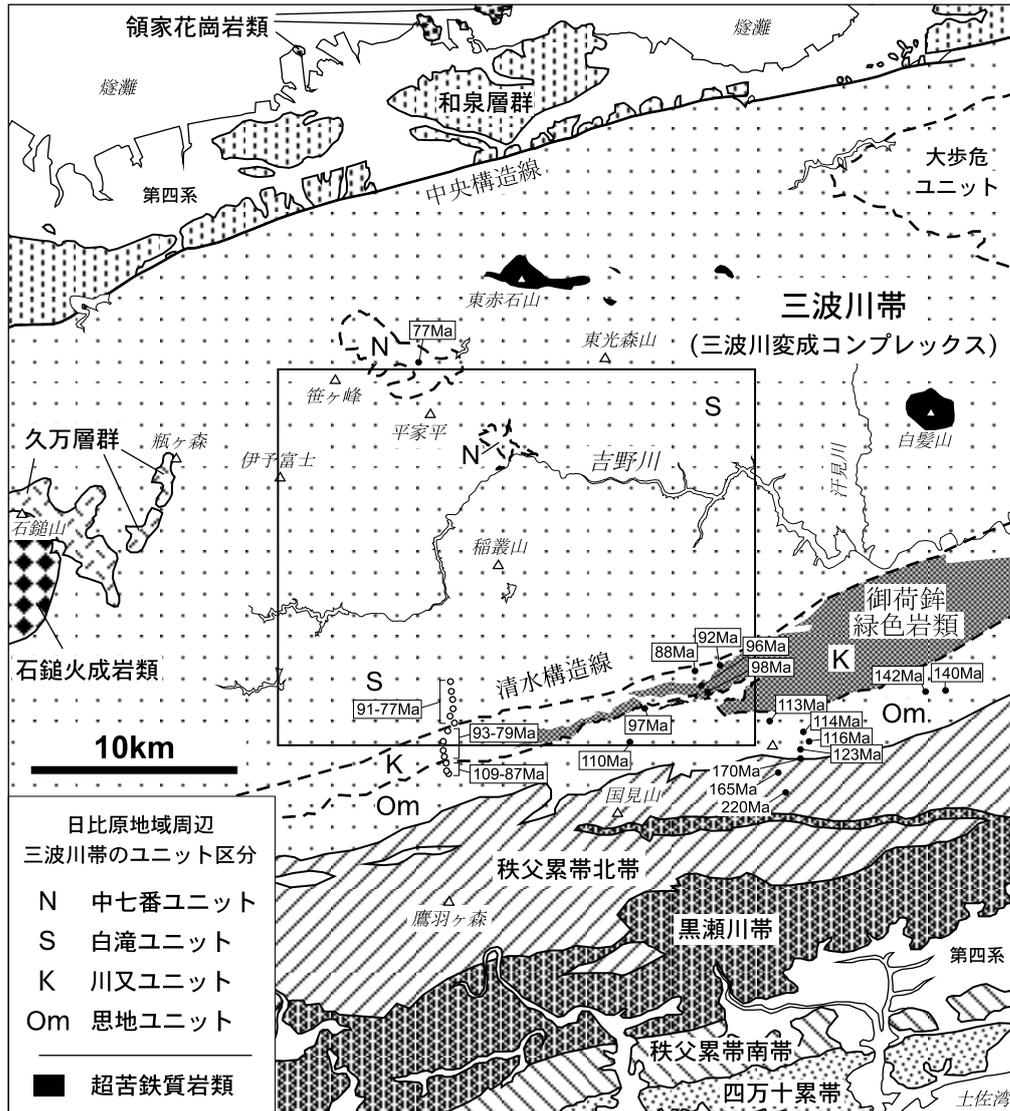
石の産出は低変成度地域のごく一部に限られている（詳しくは第3章参照）。そのため、三波川変成コンプレックスの大部分において原岩年代は不明である。変成作用以前という意味で、凡例では、原岩は後期白亜紀以前とした。

本地域では、三波川変成コンプレックス以外の地質体は、小規模の岩脈類、及び第四系がわずかに分布するのみである。岩脈類としては、高知県土佐郡大川村上小南川付近に安山岩ないしデイサイト、高知県吾川郡の町上八川上分付近に流紋岩ないしデイサイト、また同町清水上分付近に細粒斑状花崗岩が産する。これらの岩脈類はその産状や岩相の類似性から、石鎚山周辺に分布する中新世火成岩類（第2.1図）に対比される（秀、1954；石井ほか、1957）。第四系は主に砂礫層からなる段丘堆積物ないし谷底低地堆積物であり、南東部の上八川川、地蔵寺川、平石川、また南端中央部の枝川川、横川川、及び北端やや西よりの七番川といった河川の流域にごく小規模な分布が認められる。

### 2.3 三波川変成コンプレックスのユニット区分

三波川帯（三波川変成コンプレックス）は低温高圧型の変成帯であり、九州佐賀関半島から関東山地まで東西約800kmに渡って帯状に分布する。四国中央部ではその帯状分布の南北幅が約30kmと最も広く、本地域全体がすっぽりとおさまって余りある規模となっている（第2.1図）。本報告では、本地域の三波川変成コンプレックスを思地ユニット、川又ユニット、白滝ユニット、及び中七番ユニットに区分した（第2.1図）。思地ユニット、及び川又ユニットの名称は南隣「伊野」図幅（脇田ほか、2007）における命名による。思地ユニットと川又ユニットの区分は主に岩相の相違に基づいている。一方、川又ユニットと白滝ユニット、及び白滝ユニットと中七番ユニットの境界部は剪断帯となっており、地質構造の観点からユニットを区分した。

思地ユニットはいわゆる御荷鉾緑色岩類の南側に位置し（第2.1図）、古典的な地質体区分では秩父累帯北帯に含まれる。主に変成チャート、泥質千枚岩からなり、特に赤色チャートや多色泥岩に由来する岩相が多産することから、秩父累帯北帯の付加コンプレックスを原岩とする変成岩類と考えられる。苦鉄質岩類の鉱物共生によれば、パンペリー石-アクチノ閃石亜相の変成作用を被っている（脇田ほか、2007）。本地域周辺の思地



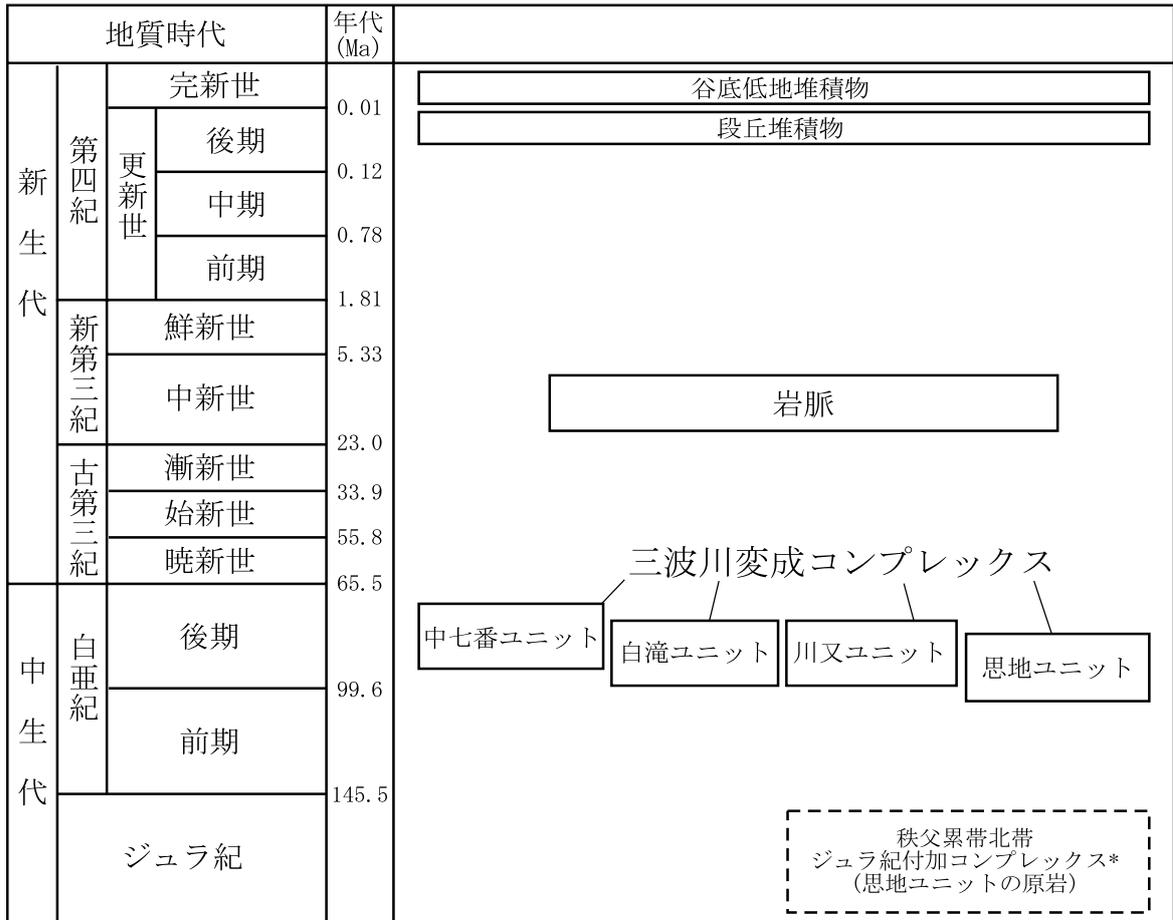
第2. 1図 「日比原」地域周辺の地質分布概要

脇田ほか (2007), 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) 及び本報告の調査結果をもとに作成. 泥質岩の全岩 Ar-Ar 年代 (黒丸: Dallmeyer et al., 1995, Takasu and Dallmeyer, 1990) 及びフェンジャイト K-Ar 年代 (白抜き丸: Itaya and Fukui, 1994) を併せて示した.

ユニットにおいて, 泥質岩から分離したフェンジャイトの K-Ar 年代 (Itaya and Fukui, 1994) は 109-87Ma である (第2. 1図). ただし, 中新世岩脈の貫入による若返りが指摘されている年代値は除いた (Itaya and Fukui, 1994). また, 泥質岩の全岩 Ar-Ar 年代 (Dallmeyer et al., 1995) は 142-97Ma という広い範囲にばらつく (第2. 1図). これは, 思地ユニットにおいて白亜紀変成作用による変成鉱物の再結晶が不十分であったためと思われる. 得られた年代はいずれも白亜紀の範囲に入るため, 本報告の定義による三波川変成コンプレックスへの帰属と矛盾はしないが, 少なくとも 100Ma より古い年代値が変成イベントの時期を正確に反映しているかどうかは疑わしい. Itaya and Fukui (1994) は, 南隣「伊野」地域の思地ユニットで得られた約 110Ma の K-Ar 年代につ

いて, 碎屑性白雲母の影響を指摘している.

川又ユニットは主に御荷鉾緑色岩類, 及びその北側の三波川南縁帯 (小島ほか, 1956b) から構成される. ユニットの北限は, 北傾斜の衝上剪断帯である清水構造帯 (Kojima and Suzuki, 1958) の南限断層 (清水構造線) である (第2. 1図). 御荷鉾緑色岩類相当部には結晶質石灰岩が密接に伴う. また, 三波川南縁帯相当部は主に泥質片岩, 珪質片岩からなるが, 思地ユニットとは異なり, 赤色チャートや多色泥岩に由来する岩相はまれである. 一方, 苦鉄質岩類の鉱物共生から, 思地ユニットと同様, パンペリー石-アクチノ閃石重相で変成作用を被ったことが確認できる. 本地域, 及び南隣「伊野」地域の川又ユニットにおける K-Ar 及び Ar-Ar 年代 (Itaya and Fukui, 1994, Dallmeyer et al., 1995) は



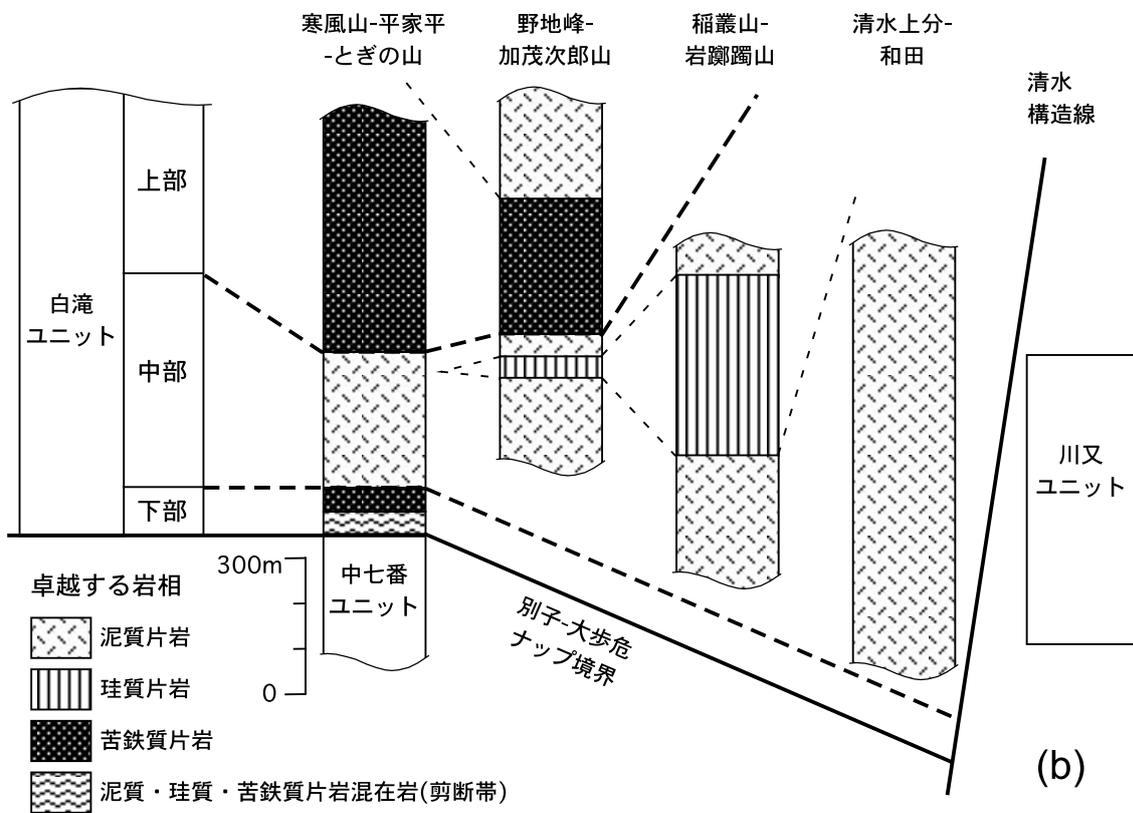
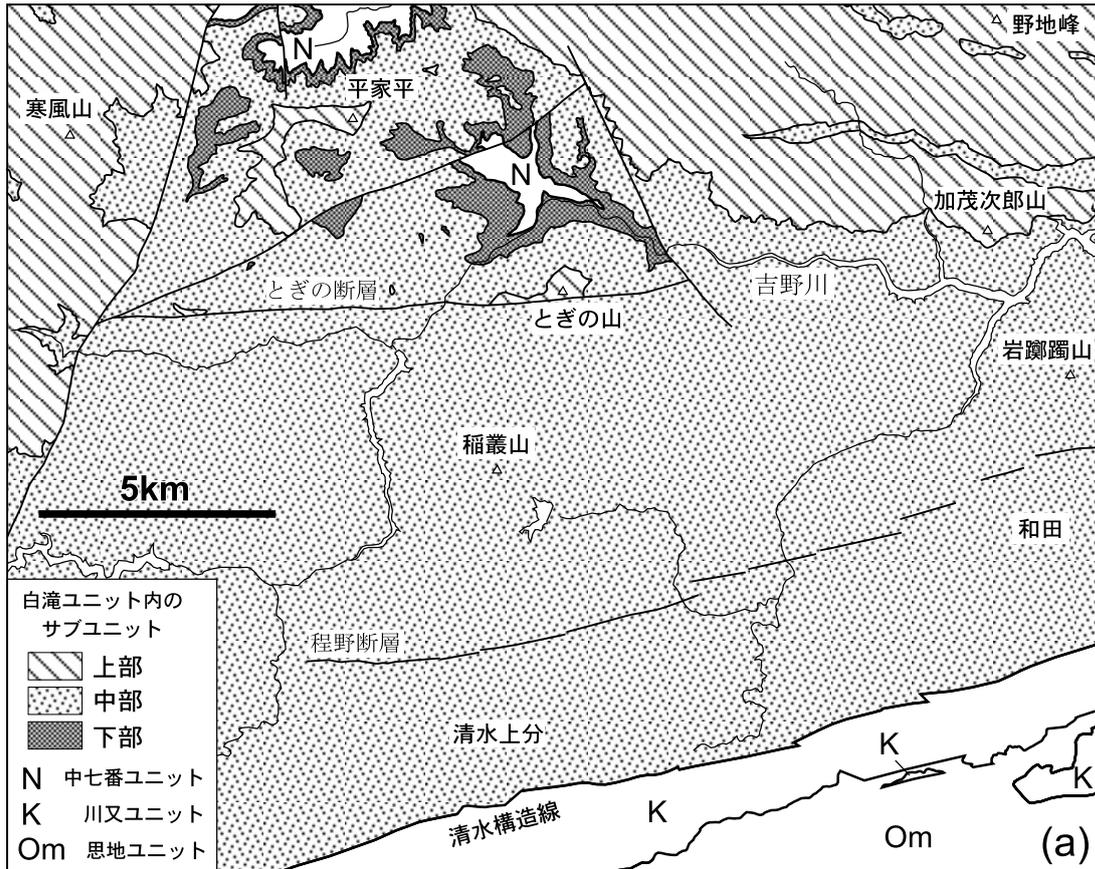
第2.2図 「日比原」地域の地質総括図

年代値は Gradstein *et al.* (2004) に従った。\*は本図幅外に分布。

98-79Ma と、思地ユニットに比べて狭い範囲に収まる(第2.1図)。このことから、川又ユニットでは白亜紀変成作用の進行度、もしくは変成度そのものが思地ユニットよりも高かったことが示唆される。

白滝ユニット(新称)は本地域の大部分を占め(第2.1図)、その全域が三波川南縁帯や御荷鉾緑色岩類を除いた狭義の三波川帯(三波川帯プロパー:小島ほか, 1956b など)に属する。見かけの層序から、本報告では白滝ユニットを上部、中部、下部という三つのサブユニットに区分した(第2.3図)。白滝ユニットの南縁(清水構造帯)をなし、川又ユニットと接しているのは、中部サブユニット下底部の泥質片岩卓越層である。この泥質片岩卓越層は南隣「伊野」図幅(脇田ほか, 2007)における堂ヶ内ユニットに相当し、見かけの厚さは1km以上に及ぶ(第2.3図b)。清水構造線から北へ約4kmに位置する程野断層<sup>ほどの</sup>の北側では、泥質片岩卓越層の上位から、同じく中部サブユニットに属する珪質片岩卓越層が現れる。この珪質片岩卓越層の見かけの厚さは300~500m程度である(第2.3図b)。主にこれらの泥質片岩、珪質片岩からなる中部サブユニットは、ほぼ水平に

本地域北部まで続いているが、北端部では全体の厚さが300m程度まで減少し、その上下から上部サブユニットと下部サブユニットが出現する(第2.3図)。上部サブユニットは主に本地域北東部の白滝周辺(野地峰-加茂次郎山地域)、及び北西部の寒風山周辺の山稜部に分布する。その下底部は厚さ100~500m程度の苦鉄質片岩卓越層(いわゆる三縄層上部:小島ほか, 1956b など)であり、白滝地域ではその上位に泥質片岩卓越層が重なる(第2.3図b)。白滝鉱床や基安鉱床<sup>もとやす</sup>といった本地域内の含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)は全て白滝ユニット上部に胚胎している。一方、下部サブユニットは冠山-平家平-三ツ森山がなす山稜の北麓と南麓に地窓状に分布し、その上部は厚さ50~150mほどの苦鉄質片岩卓越層からなる。また、この苦鉄質片岩卓越層の下位には泥質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩の混在岩によって特徴付けられる剪断帯が出現し、さらに下位の中七番ユニットと接している(第2.3図b)。本地域の白滝ユニットでは、中部サブユニットにあたる南端部で91-77MaのフェンジャイトK-Ar年代が得られている(Itaya and Fukui, 1994; 第2.1図)。また、白滝ユニットでは大



第2.3図 白滝ユニットのサブユニット区分と模式柱状図

(a) 白滝ユニットのサブユニット区分図

(b) (a) に示された各地域における見かけの層序を示した模式柱状図

局的には下部から上部に向かって変成度が上昇し、パンペリー石-アクチノ閃石亜相から緑れん石青色片岩亜相を経て少なくともアルバイト緑簾石角閃岩亜相までの変成作用が認められる(詳しくは第3章参照)。

中七番ユニットは前述の通り、本地域北部において白滝ユニットの下位に地窓状に分布している(第2.3図)。特に、本地域北端部の中七番ユニットには砂質片岩・泥質片岩互層が特徴的に産する。こういった岩相、及び巨視的な構造位置から、中七番ユニットは四国東部の大歩危ユニット(第2.1図)と対比されている(例えば Takasu *et al.*, 1994)。三波川変成コンプレックスの主要岩相を別子ナップと大歩危ナップに大分し、前者が後者に対して南向きに衝上したとする考えがあるが(Takasu *et al.*, 1994; Wallis, 1998など)この場

合、中七番ユニットは大歩危ナップの一部とみなされる。また、別子ナップは本地域では川又ユニットの三波川南縁帯相当部と白滝ユニットを合わせたものにほぼ相当する。つまり、本地域の白滝ユニットと中七番ユニットの境界は、別子ナップと大歩危ナップの境界に相当する。中七番ユニットでは、北隣「新居浜」地域の泥質岩1試料について77Maの全岩 Ar-Ar 年代が得られている(Takasu and Dallmeyer, 1990; 第2.1図)。また Itaya (1981)の記述をみる限り、中七番ユニットにおける泥質岩中の炭質物の結晶化度は、三波川変成コンプレックスで認識可能な最低変成度のものに当たる。すなわちパンペリー石-アクチノ閃石亜相に相当するものと考えてよいだろう。

### 第3章 三波川変成コンプレックス

(青矢睦月)

本報告では、白亜紀に低温高压型変成作用を被った変成岩類を三波川変成コンプレックスとして扱い、その分布域を三波川帯と呼ぶ。低温高压型変成岩の形成・上昇過程はいわゆる造山運動を象徴する地質現象であり(例えば磯崎・丸山, 1991), 古くより多くの研究者が三波川変成コンプレックスを研究対象としてきた。三波川変成コンプレックスのような変成・変形地域を対象とした研究には、大きく分けても、「原岩」, 「変成作用」, 「変成年代」, 「変形構造」といった複数の切り口が存在する。すなわちそれぞれ、変成岩の原岩は何か、それがどのような変成条件(温度・圧力条件など)を被ったのか、その変成作用の時代はいつであったか、また原岩は変成作用とそれ以後の上昇過程でどのような変形を被ったのか、といった視点である。すべての視点は相互に密接に関係し合っており、厳密な区別は難しいが、混乱を避けるために敢えて上記4つの異なる視点を意識しながら、以下に本地域の研究史と概要を述べる。

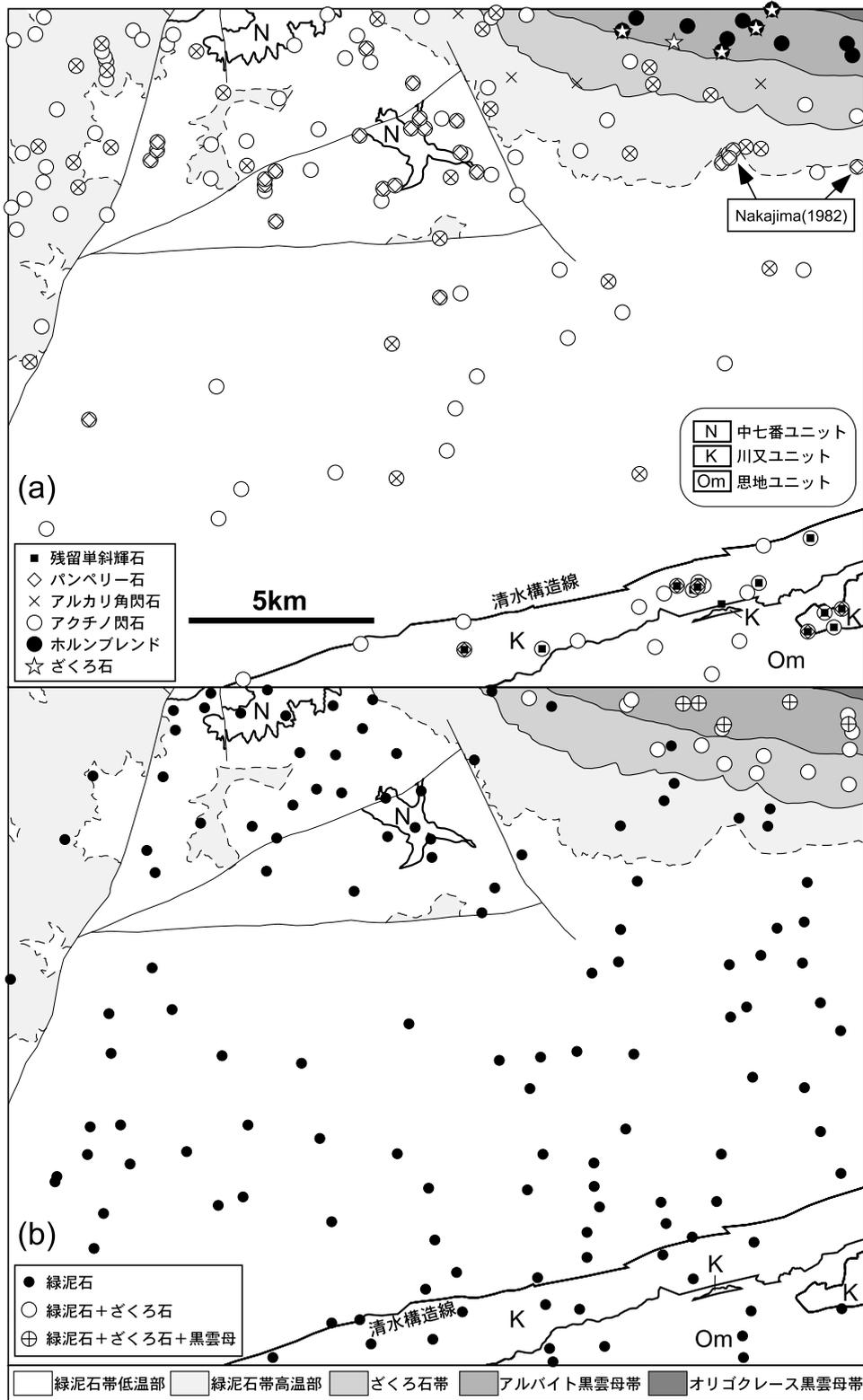
#### 3.1 研究史

20万分の1地質図幅「高知」(磯見, 1959)に代表されるように、「原岩」に基づく四国中央部三波川帯の地質図の作成は1950年代から1960年代にかけて数多く行われている。この時点では三波川変成コンプレックスの層序を組み立てるという考え方が色濃かった(例えば小島, 1951)。しかし、一方では既に三波川変成コンプレックスの変成岩が複数段階の塑性変形を被っているということ、つまり「変形構造」も強く認識されていた。小島ほか(1956b)は本地域西部を南北に通る予土路線(現在の旧国道194号線にほぼ相当)の地質調査を行い、本報告の白滝ユニット相当部を南から北へ三縄層下部、三縄層主部とし、同時に三縄層下部の南限をなす剪断帯を清水構造帯と命名している。その後Kojima and Suzuki(1958)は、清水構造帯は三波川変成コンプレックスの主変形よりも後の時期に生じた衝上剪断帯であると示した。また、ほぼ同時期の研究として、秀(1954)は本地域北東部の白滝地域の地質図を提示すると共に、同地域北東端部の苦鉄質片岩の厚層が北北東傾斜の転倒褶曲によって等斜状のアンチフォーム(白滝横臥背斜)を形成していることを報告した。その後、秀(1961)はこのアンチフォームの0.5~1km南方に同様の褶曲によるシンフォームを見出し、両褶曲の軸面トレースを西北西方向へ、北隣「新居浜」地域内の瀬場付近まで延長

した。瀬場周辺における最近の研究において、秀(1961)が想定したアンチフォームとシンフォームが確認されている(Aoya, 2002)。またKawachi(1968)は露頭規模での褶曲の非対称性に着目し、秀(1954, 1961)が認識したのと同様の等斜状シンフォーム(朝谷-瓜生野横臥向斜)を、白滝地域南部の加茂次郎山付近に想定している。本地域南東部の地蔵寺地域に分布する御荷鉾緑色岩類については、武田ほか(1977)がその褶曲構造を論じている。

一方、秀(1961)は「変成作用」の視点から、主に苦鉄質片岩、泥質片岩の鉱物組み合わせを用いて白滝地域周辺をI帯-IV帯に区分した。この区分は白滝地域におけるErnst *et al.*(1970)の岩石学的研究でも踏襲されており、また現在一般的に用いられている泥質片岩の鉱物共生に基づく4帯への変成分帯、すなわち緑泥石帯、ざくろ石帯、アルバイト(曹長石)黒雲母帯、オリゴクレス(灰曹長石)黒雲母帯への分類とほぼ同一のものである。本地域も含め、四国中央部三波川帯では、この4帯への変成分帯作業は東野(1990)による詳細かつ広範囲にわたる研究によってほぼ決着した感がある。一方、三波川帯の最も広範囲を占める低変成度部、すなわち緑泥石帯の細分を試みた研究が、本地域を含めた地域で行われている。変成度の上昇に伴い、緑泥石帯の苦鉄質片岩においてパンペリー石が消滅することはBanno(1964)による広域的な変成分帯でも既に認識されていた。Nakajima *et al.*(1977)はこれに着目し、本地域南西部の根来佐古、及び南隣「伊野」地域内に産する試料を用いて、苦鉄質片岩におけるパンペリー石の分解反応を論じた。その後Nakajima(1982)は、この反応で規定される苦鉄質片岩におけるパンペリー石消滅線を白滝地域南方の朝谷-上津川ルート間に引き、その北側を緑泥石帯高温部、南側を緑泥石帯低温部とした。また、ほぼ同時期にItaya(1981)は本地域の清水構造帯付近に産する試料も含めた泥質片岩中の炭質物を調べ、緑泥石帯の細分において炭質物の結晶化度が有効な指標となることを論じている。近年になって、Sakaguchi and Ishizuka(2008)は四国中央部の広範囲から採取した苦鉄質岩を分析し、Nakajima *et al.*(1977)やNakajima(1982)のデータも利用しつつ、主に緑れん石の化学組成に着目して緑泥石帯低温部を更に高温部、中温部、低温部に細分している。

1980年代後半以降、変成作用研究の興味は、変成温度・圧力条件の定量化、及び個々の岩石が辿った温度・圧



第3.1図 「日比原」地域における変成鉱物の分布，及び変成分帯

(a) 苦鉄質片岩における鉱物の分布。検鏡には一部に中島隆博士所有の薄片を使用した。また Nakajima(1982) のデータも一部図に含めた。不確実性が大きいため、緑泥石帯の高温部・低温部への区分線（パンペリー石の消滅線）は点線で示した。

(b) 泥質片岩における鉱物組み合わせの分布。ざくろ石帯とアルバイト黒雲母帯，及びアルバイト黒雲母帯とオリゴクレス黒雲母帯の境界は東野（1990）による。緑泥石帯とざくろ石帯の境界は本報告による点紋帯・無点紋帯の境界を用いた。

|      |             | 緑泥石帯 |     | ざくろ石帯 | アルバイト<br>黒雲母帯 | オリゴクレー<br>ス黒雲母帯 |
|------|-------------|------|-----|-------|---------------|-----------------|
|      |             | 低温部  | 高温部 |       |               |                 |
| 泥質片岩 | 緑泥石         |      |     |       |               | ---             |
|      | ざくろ石        |      |     | ---   |               |                 |
|      | 黒雲母         |      |     |       | ---           |                 |
|      | オリゴクレー<br>ス |      |     |       |               | ---             |

+石英, アルバイト, フェンジャイト, ±緑れん石, 方解石

|                   |         |     |     |     |  |     |
|-------------------|---------|-----|-----|-----|--|-----|
| 苦鉄質岩<br>(赤鉄鉱含む)   | アクチノ閃石  |     | --- | --- |  |     |
|                   | アルカリ角閃石 | --- |     | --- |  |     |
|                   | ホルンブレンド |     |     | --- |  |     |
|                   | ざくろ石    |     |     |     |  | --- |
| 苦鉄質岩<br>(赤鉄鉱含まない) | パンペリー石  | --- |     |     |  |     |
|                   | アクチノ閃石  |     |     | --- |  |     |
|                   | ホルンブレンド |     |     | --- |  |     |
|                   | ざくろ石    |     |     |     |  | --- |

+緑れん石, 緑泥石, アルバイト, 石英, ±フェンジャイト, 方解石

第3. 2図 三波川変成コンプレックスの変成鉱物組み合わせ

秀 (1961), Otsuki and Banno(1990) を参考にした。実線は普通に産出するもの, 点線は産出することがあるもの。

力履歴の解明に移ってゆくが, これらの研究は東隣「本山」地域の汗見川周辺<sup>あせみがわ</sup>や北隣「新居浜」地域の別子地区で集中的に行われ, 本地域では目立った研究成果がない。一方で, 本地域での放射年代測定はこの時期に行われた。Itaya and Fukui (1994) は本地域と南隣「伊野」地域にまたがる枝川川沿い<sup>えだがわ</sup>で泥質岩から分離したフェンジャイトの K-Ar 年代を測定し, 思地ユニットで 109-79Ma, 川又ユニットで 93-79Ma, 及び清水構造帯を含む白滝ユニット中部で 91-77Ma の年代値を得ている。ただし, Itaya and Fukui (1994) は思地ユニットにおける 109Ma という古い年代に関しては砕屑性白雲母の影響を, また同じ思地ユニットの若い方の年代値については近辺に貫入している中新世岩脈による再加熱の影響を指摘している。これらの年代値を省くと, 思地ユニットの年代値は 96-87Ma となる。Itaya and Fukui (1994) は得られた年代値が塑性変形の終了時期に相当するものと解釈し, 清水構造帯の脆性変形によっては年代の若返りが見られないとしているが, 本報告の調査によれば, 清水構造帯は主に塑性変形による剪断帯であるため, 年代値はむしろ主たる変成作用の年代と解釈した方が妥当であろう。Dallmeyer *et al.* (1995) は本地域の泥質岩について, 思地ユニットで 110-97Ma, 川又ユニットで 98-88Ma という, Itaya and Fukui (1994) とほぼ同様の全岩 Ar-Ar 年代を得ている。

三波川変成コンプレックスの岩石は変成作用によって再結晶しているため, 化石の産出は一般に最も変成度の低い地域のみに限られている。本地域の白滝ユニット, 中七番ユニットからは同定可能な化石の産出報告はない。一方, 須鎗ほか (1980) は, 本地域の思地ユニットの石灰岩から石炭紀コノドントの産出を, また須鎗ほか (1980, 1983) は東隣「本山」地域の思地ユニット相当部において, 石灰岩やチャートから石炭紀, ペルム紀, 三疊紀のコノドントや三疊紀放射虫化石の産出を報告している。「本山」地域の川又ユニット相当部においては, 石灰岩やチャートから石炭紀, 三疊紀のコノドントの産出が報告されている (須鎗ほか, 1980)。一方, 脇田ほか (2007) は南隣「伊野」地域の思地ユニットにおいて, 珪質泥岩に由来する岩相からジュラ紀放射虫化石を報告している。石灰岩やチャートから得られた化石年代に明確な意義付けを行うのは難しいが, 珪質泥岩から得られた化石年代は海溝充填の時期とみなせるため, 脇田ほか (2007) は, 思地ユニットはジュラ紀付加コンプレックスが変成したものと考えた。

### 3. 2 概要

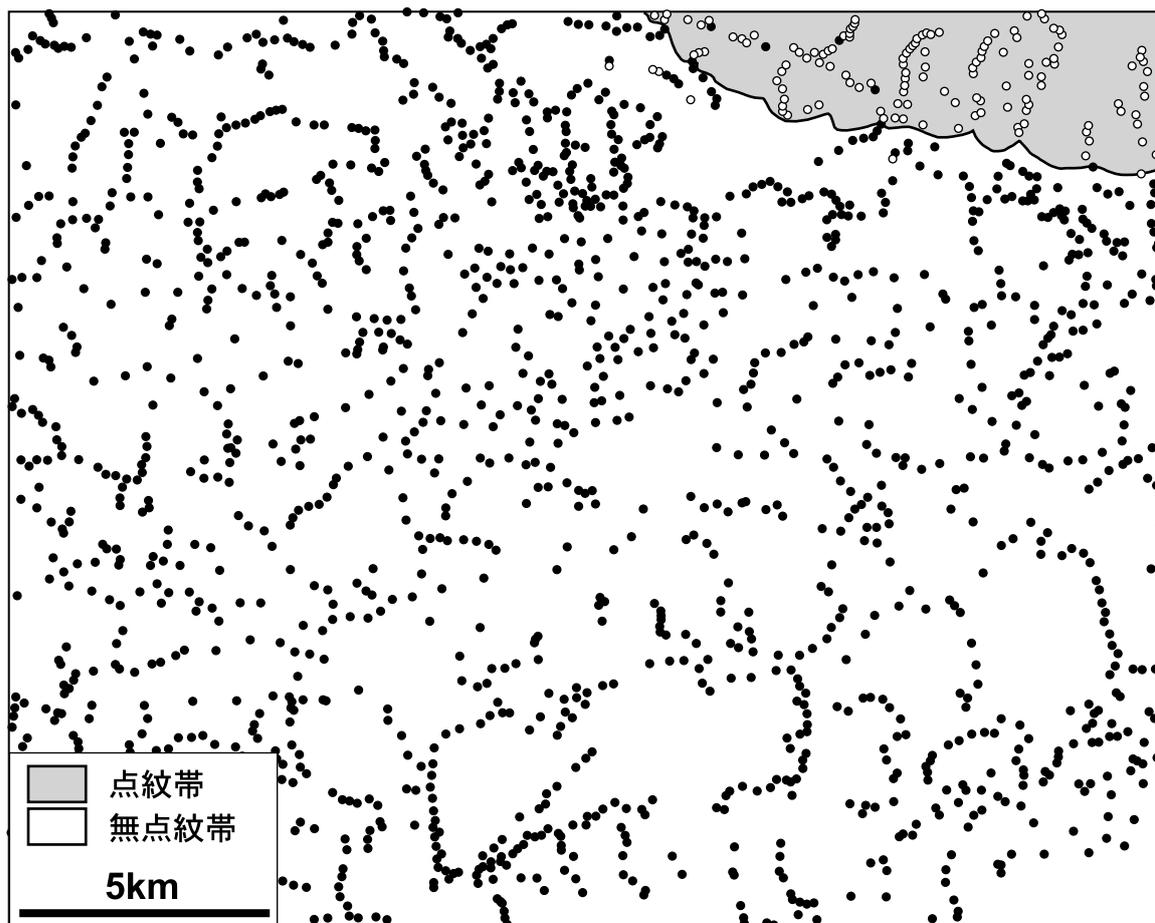
既に前章で述べたように, 本報告では「変成年代」の観点から本地域のほぼ全域を三波川変成コンプレックス

とした(第2.1図)。また、主に「変形構造」の観点から白滝ユニット、中七番ユニット、川又ユニットを区分した。変形段階の区分については後で述べるが、白滝ユニットと中七番ユニットの境界は主変形期(Ds期)の剪断帯によって、また白滝ユニットと川又ユニットの境界は後生変形期(Du期)の剪断帯(清水構造帯)によって規定される(第2.3図)。ただし、川又ユニットと思地ユニットの境界は主に原岩種の相違に基づく。各ユニット内では「原岩」の観点から岩相区分を行った。苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩は、それぞれ主に玄武岩、チャート、泥岩、砂岩を原岩とする変成・変形岩である。ただし、白滝ユニット上部のざくろ石含有苦鉄質片岩は白滝ユニットと異なる構造単位(エクロジャイトユニット:例えばWallis and Aoya, 2000; Aoya, 2002)に含まれる可能性があるため通常の苦鉄質片岩と区別した。一方、「変成作用」の観点からは、主に泥質片岩の鉱物組み合わせに基づいて、緑泥石帯、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯、及びオリゴクレス黒雲母帯を区分し、境界を点線で示すと共に各鉱物帯を記号で重ね書きした。本地域では白滝ユニットで、大局的

には上位(北東)に向かって変成度が上昇し、これに伴って同一の原岩でも岩相が変化する。ただし、この変成度の変化はほぼ連続的であり、白滝ユニット内には変成温度構造を大きく乱すような重要な構造境界は認識できない。白滝ユニット内のサブユニット区分は原岩種の見かけ層序によるものであり(第2.3図)、仮にサブユニット境界が構造境界であるとしても、変成作用のピークよりも前に形成されたものだろう。

### 3.2.1 変成分帯について

本地域の変成分帯図を第3.1図に、また各鉱物帯における変成鉱物組み合わせを第3.2図に示す。泥質片岩では変成度の上昇に伴い、ざくろ石、黒雲母、及びオリゴクレスが出現し(第3.2図)、変成度の低いほうから緑泥石帯、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯、オリゴクレス黒雲母帯という4つの鉱物帯が定義できる(東野, 1990)。本報告で採取した泥質片岩試料を検鏡した結果、各鉱物帯において東野(1990)の変成分帯と矛盾のない結果が得られた(第3.1図b)。そこで、アルバイト黒雲母-オリゴクレス黒雲母帯境界、及びざく



第3.3図 「日比原」地域における点紋帯と無点紋帯の区分図

泥質片岩、苦鉄質片岩において、点紋(アルバイト斑状変晶)が肉眼で確認できる露頭を白抜き丸、確認できない露頭を黒丸で示した。

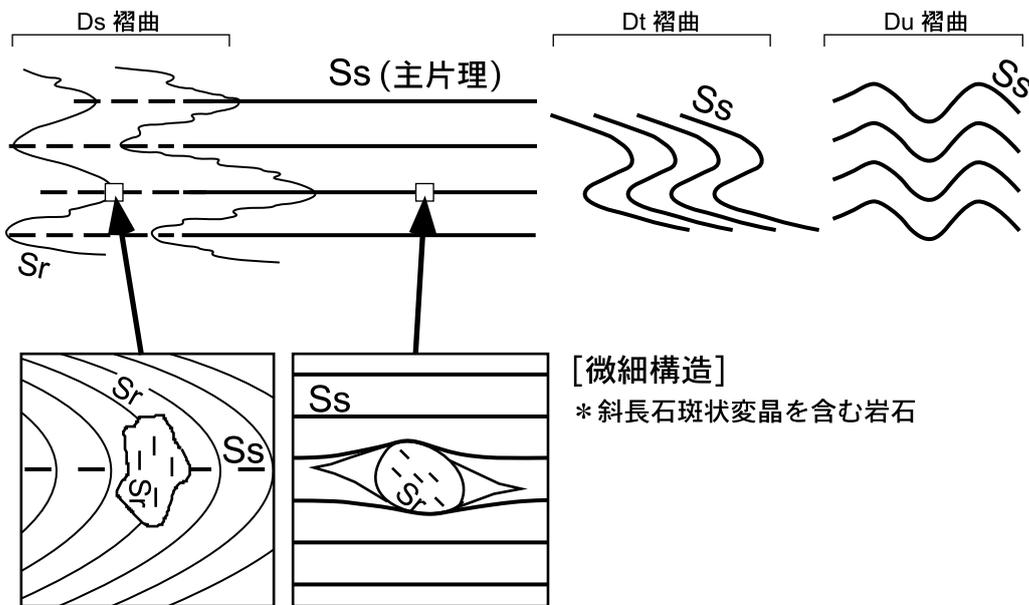
ろ石-アルバイト黒雲母帯境界は東野（1990）の結果をそのまま用いた。一方、本地域ではざくろ石の出現線は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩卓越層中に出るため、散在する泥質片岩のデータだけではその位置にある程度の不確実性が生じる。そこで、伝統的に用いられてきた点紋帯と無点紋帯への区分線、すなわち肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶の出現線（第3.3図）を緑泥石-ざくろ石帯境界に用いた。点紋帯と無点紋帯の境界が泥質片岩のざくろ石出現線とほぼ一致することは経験的に知られている（秀1961など）。また、本地域で点紋の出現によって引いた緑泥石-ざくろ石帯境界は東野（1990）や本報告のデータと矛盾しない。

本報告ではNakajima（1982）が提案した緑泥石帯の高温部・低温部への区分、すなわち苦鉄質岩におけるパンペリー石消滅線の決定も試みた（第3.1図a）。ただし、パンペリー石の産出は全岩化学組成に強く依存し

（Nakajima *et al.*, 1977；第3.2図）、少なくともその消滅線直下では特定の化学組成を持つ苦鉄質岩にしかパンペリー石が出ないため（Nakajima, 1982）、緑泥石帯高温部・低温部の正確な区分には高密度の試料採取に基づいた詳細な検討が必要である。そこで、本報告ではNakajima（1982）と本報告のデータ（第3.1図a）に矛盾がないように緑泥石帯高温部・低温部の区分線を引いたが、不確実性が大きいため第3.1図に点線で示すにとどめ、地質図には示していない。

第3.1図からわかるように、思地ユニット、川又ユニット、中七番ユニットは全て、最も変成度の低い緑泥石帯低温部に含まれる。鉱物組み合わせの変化から認識できる変成度の上昇は全て白滝ユニットの内部で起こっている。ただし、Sakaguchi and Ishizuka（2008）はパンペリー石を含む苦鉄質岩中の鉱物化学組成を詳細に検討し、主に緑れん石の化学組成を用いて四国中央部の緑

[露頭での構造]



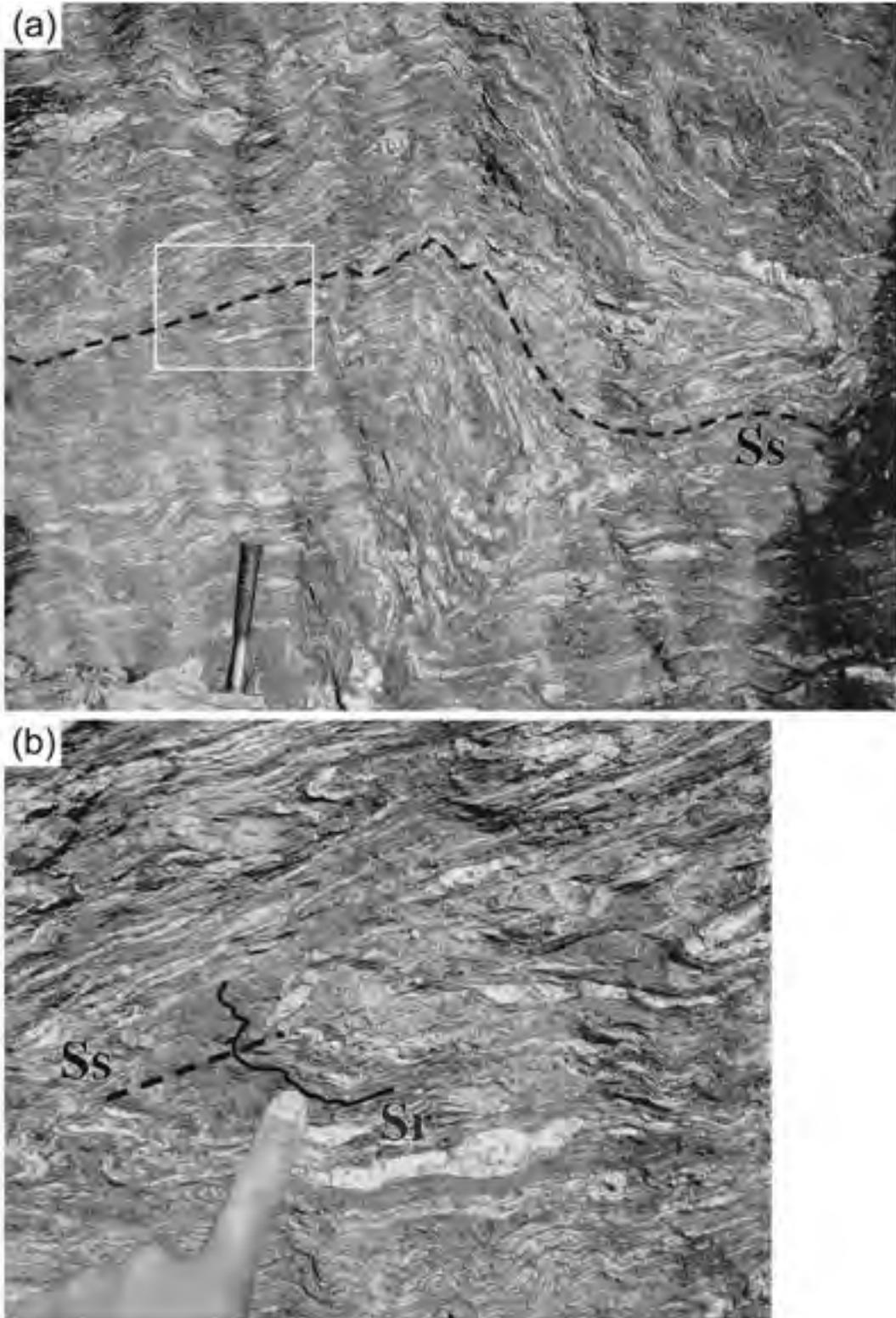
[微細構造]

\* 斜長石斑状変晶を含む岩石

[変形段階の区分] \* 主変形=Ds

|           |  |
|-----------|--|
| Dr        | Ds褶曲によって曲げられている片理(Sr)を形成した段階。Srは斜長石斑状変晶の内部構造としても認識される。 |
| ↓         |  |
| <b>Ds</b> | 東西引き伸ばしを伴う主片理(Ss)を形成した段階。Ds期の褶曲はSsとほぼ平行な軸面を持つ。         |
| ↓         |  |
| Dt        | 主片理(Ss)を曲げ、水平傾向の軸面を持つ褶曲を形成した段階。Dt褶曲はDu褶曲によって曲げられる事がある。 |
| ↓         |  |
| Du        | 主片理(Ss)を曲げ、直立傾向の軸面を持つ褶曲を形成した段階。Du褶曲はDt褶曲を曲げる事がある。      |

第3.4図 四国三波川変成コンプレックスにおける塑性変形段階の区分変形段階の呼称はWallis（1990；1998）による。



第3.5図 「日比原」地域に見られる褶曲のオーバープリント

- (a) 主片理(Ss)とほぼ平行な軸面を持つDs横臥褶曲がDu正立褶曲によって曲げられている。白滝ユニット中部、緑泥石帯低温部の泥質片岩。東を向いて撮影。ハンマーの長さは33cm(高知県土佐郡土佐町、岩躰躰山の南方1.5km)。
- (b) (a)における白線枠部分の拡大写真。Ds褶曲の軸面とほぼ平行にSsが発達する。Sr:Dr期の片理。

泥石帯低温部を高温部, 中温部, 低温部に細分している. 本地域では Nakajima *et al.* (1977) と Nakajima (1982) のデータを検討した結果, 中七番ユニット周辺部を高温部, 白滝ユニット中部の南部大部分を中温部, 川又ユニットと思地ユニットを低温部としている. 川又ユニットと思地ユニットが緑泥石帯低温部の中でも低温部に属するという結論は, 両ユニットの苦鉄質岩にのみしばしば火成岩の残留鉱物が含まれるという本報告の薄片観察結果 (第3.1図 a) とおおむね調和的である.

### 3. 2. 2 塑性変形段階について

三波川変成コンプレックスの岩石は, 変成作用やそれ以後の上昇過程を通じて複数段階の塑性変形を被っている. 例えば, Wallis (1990, 1998) は主に東隣「本山」地域の汗見川周辺での研究を通じて, アルファベット順の添字を用い, 古い方から順に Dr, Ds, Dt, Du という4つの変形段階を区分している (第3.4図). 本報告での変形段階の区分と呼称はこれに準ずる. Ds, Dt, Du は Kojima and Suzuki (1958) や Faure (1983) で S1, S2, S3 と呼ばれた面構造の形成段階にかなりの部分で一致する. Du は例えば Hara *et al.* (1992) ではひじかわ 肱川-おおぼけ 大歩危変形と呼ばれている.

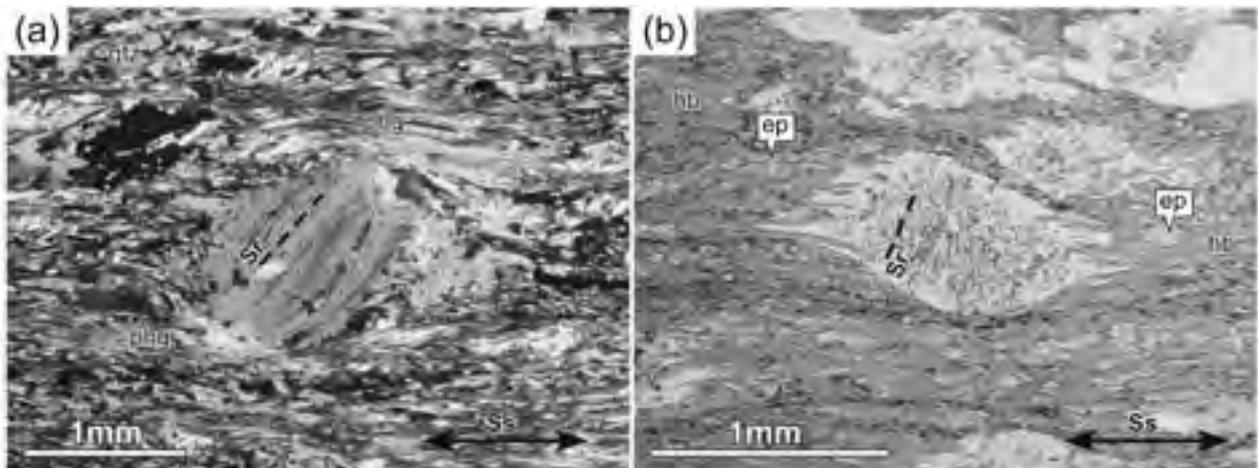
主変形期である Ds 期は, 三波川帯の大部分で普遍的に発達し, 主に東西方向の引き伸ばし線構造を伴う片理 (主片理) を形成した変形段階である. Ds 期に生じた褶曲は主片理とほぼ平行な褶曲軸面を持つ (第3.5図). また, こういった Ds 期の褶曲によって曲げられて

いる片理は, Ds 期よりも前の変形段階, Dr 期に形成したものである (第3.5図 b). 一方, Ds 期よりも後の変形段階 (Dt, Du) は, 主片理, もしくは Ds 期褶曲そのものを曲げる褶曲によって認識される. そのような褶曲のうち, 主に直立傾向の褶曲軸面を持つものが Du 期の褶曲である (第3.5図 a). 本地域で観察される褶曲の大部分は Ds 期と Du 期のものであり, 表現可能な地域では地質図にそれらの軸面トレースを示した. 秀 (1954, 1961) や Kawachi (1968) が報告した等斜状褶曲は Ds 期の褶曲である.

本地域の変成岩を構成する変成鉱物はほとんどが Ds 変形を被っている. 例えば泥質片岩中のフェンジャイト, 黒雲母, 緑泥石等の板状鉱物の大部分は主片理とほぼ平行に配列している (第3.6図 a). また, 苦鉄質片岩中の角閃石類や緑れん石も主片理とほぼ平行に産出し, 多くの場合, 主片理上で引き伸ばし線構造を規定している (第3.6図 b). アルバイト斑状変晶は外縁部で Ds 期の片理を包有するものの, 大部分は Ds より前の変形段階, Dr 期の片理を包有している (第3.6図 b). つまり, 変成鉱物成長の大部分は Ds 期変形の開始以前に起こっている. これらのことから, Ds は, 変成作用の最終期から終了後の時期にかけて起こった変形とみなせる. Du は更に後の時期の変形である.

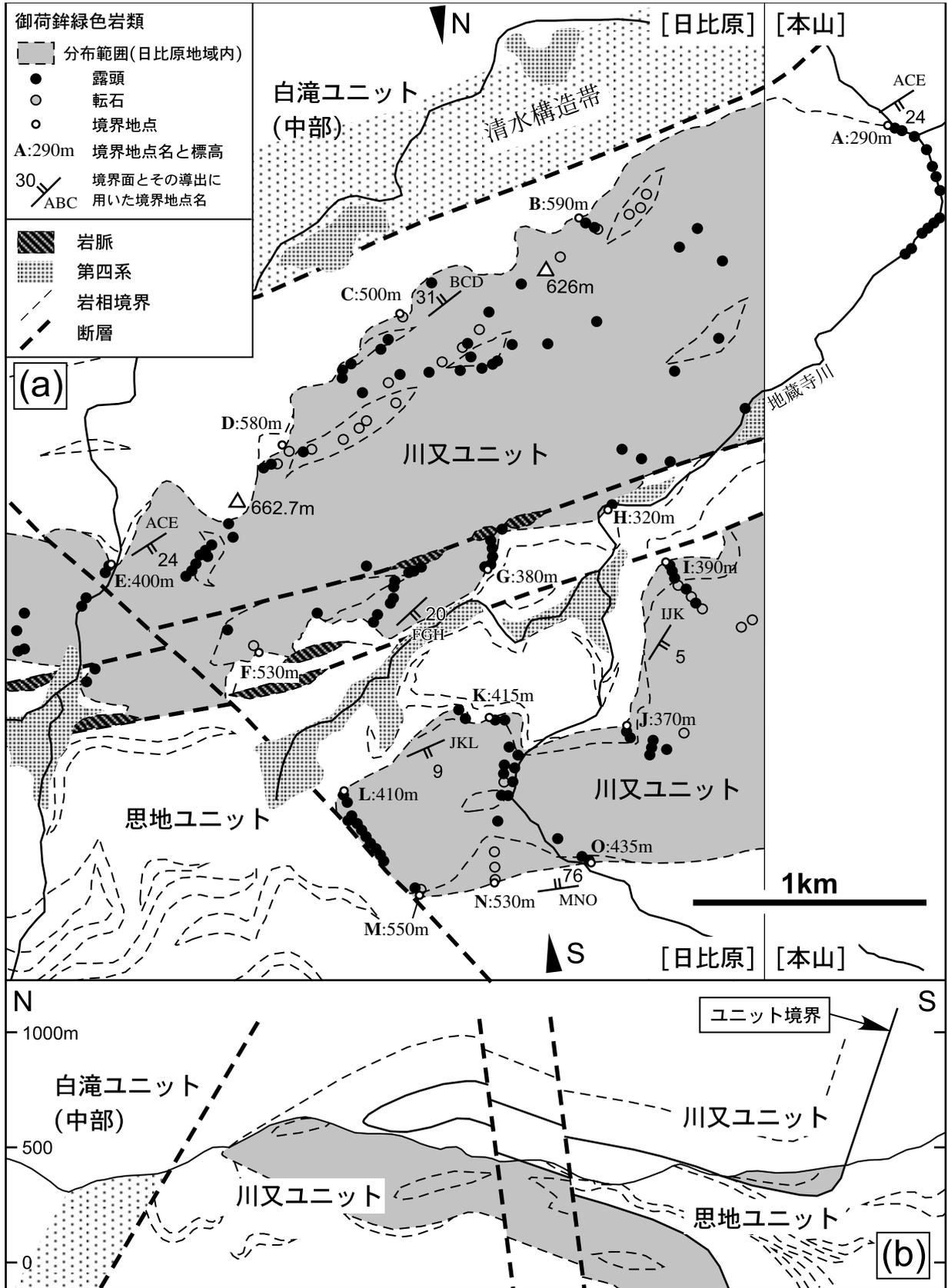
### 3. 3 思地ユニット

ユニット名は南隣「伊野」図幅 (脇田ほか, 2007) による.



第3.6図 アルバイト斑状変晶を含む岩石の微細構造を示す薄片写真

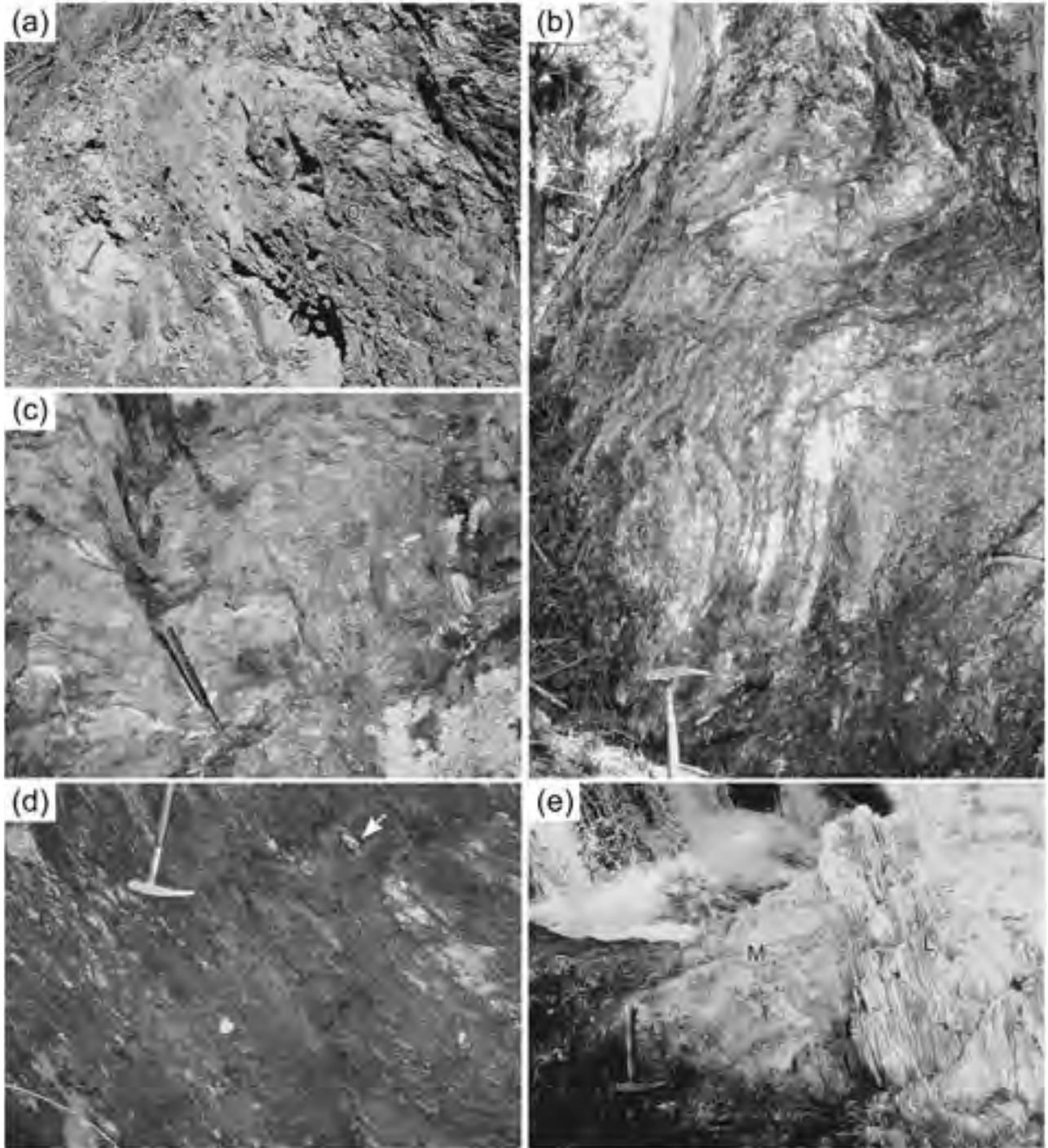
- (a) 白滝ユニット上部, ざくろ石帯の泥質片岩. クロスニコール. 写真中央のアルバイト斑状変晶は炭質物の配列による内部面構造を持つが, これは基質の片理と斜交関係にある. Ss : Ds 期の片理, Sr : Dr 期の片理 (以下でも同様), qtz : 石英, phg : フェンジャイト (高知県土佐郡土佐町, 早天山の東方 1.3km の上津川沿い [GSJ R88196]).
- (b) 白滝ユニット上部, アルバイト黒雲母帯の苦鉄質片岩の薄片写真. オープンニコール. アルバイト斑状変晶中央部の内部面構造は基質の片理と斜交関係にあり, 構成鉱物が基質よりも細粒である. アルバイト斑状変晶は左右の縁部でのみ基質の片理を包有する. ep : 緑れん石, hb : ホルンブレンド (高知県土佐郡大川村, 野地峰の西方 1km [GSJ R88195]).



第3.7図 地蔵寺地域における御荷鉾緑色岩類の分布と褶曲構造

(a) 御荷鉾緑色岩の分布と境界面

(b) (a) に示した N-S 間の断面図。川又 - 思地ユニット境界を実線で示した。地下構造については武田ほか (1977) を参考にした。



第3. 8図 思地ユニットの諸岩相の露頭写真

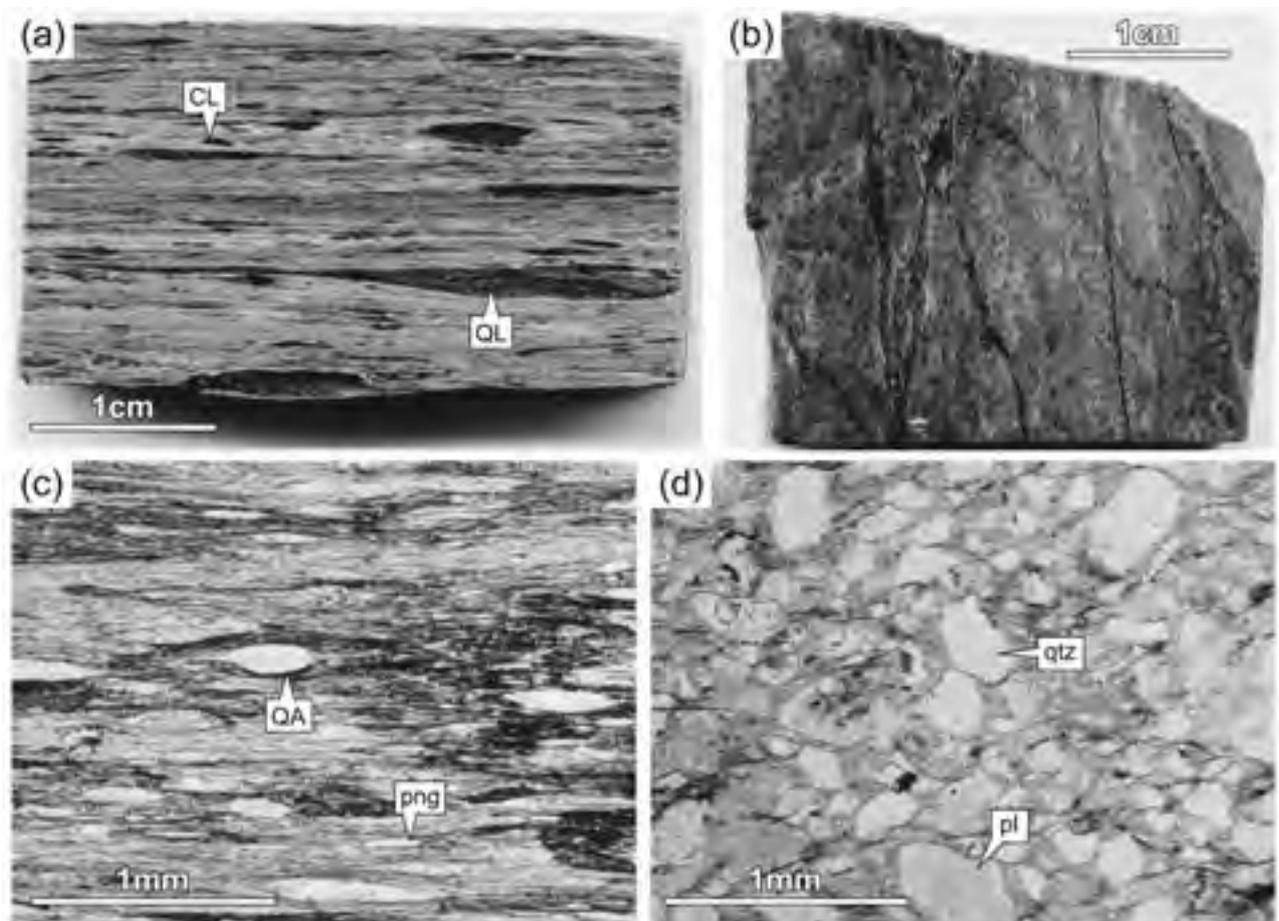
- (a) 赤色変成チャートと多色頁岩の互層 (Qr)．変成玄武岩凝灰岩 (M) と接する．ハンマーの長さは33cm (以下同様)．北を向いて撮影 (高知県高知市旧鏡村，樫が峰の西南西 300 m)．
- (b) 白色変成チャート．水平傾向の軸面を持つ褶曲が発達する．東を向いて撮影．ハンマーの長さは33cm で以下同様 (高知県土佐郡土佐町西石原の南南東 2km)．
- (c) やや珪質な泥質千枚岩．直立傾向の軸面を持つ褶曲が発達する．北東を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町上八川上分柿藪の北西 1km)．
- (d) 泥質千枚岩．白矢印で示したような灰色変成チャートないし珪質な泥質千枚岩のレンズを含む．西を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町上八川上分柿藪の西 800m)．
- (e) 泥質千枚岩 (P) と結晶質石灰岩 (L) に挟まれるレンズ状の変成玄武岩溶岩 (M)．北を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町小申田)．

本地域では御荷鉢緑色岩類を川又ユニットに含め、その南側を思地ユニットとした。ただし、特に本地域南東端の地蔵寺地域では御荷鉢緑色岩類は複雑に褶曲し、地質図上で二列の帯をなすように見える（第3. 7図 a）。岩相境界を基に作成した本報告の断面図によれば、この二列の中間部分もやはり御荷鉢緑色岩類の南側に位置し、思地ユニットとみなせる（第3. 7図 b）。一方、南隣「伊野」地域では御荷鉢緑色岩類の帯状分布がほぼ消滅するが、脇田ほか（2007）は伊野地域での思地 - 川又ユニット境界は低角の衝上断層で定義されるとした。本報告の調査でこの衝上断層は確認できなかったが、少なくとも本地域南端部の思地 - 川又ユニット境界はこの衝上断層で定義されるものとした。変成分帯では思地ユニットは全域が緑泥石帯低温部に含まれる（第3. 1図）。

本地域の思地ユニットでは東部で変成チャート（第3. 8図 a, b）、西部で泥質千枚岩（第3. 8図 c, d）が卓越する。

特に東部の変成チャート卓越地域では、川又ユニットにはほとんど見られない赤色変成チャート、及びそれに伴う多色頁岩が多く見られる（第3. 8図 a）。多色頁岩は常に変成チャートに伴い、単独では地質図に表現できる規模を持たないことから、凡例では変成チャートに含めた。変成チャートや泥質千枚岩中には厚さ数十 m までの結晶質石灰岩（第3. 8図 e）、変成玄武岩凝灰岩及び溶岩（第3. 8図 a, e）、その他に変成砂岩がレンズ状に挟まれる。川又ユニットにほとんど産出しない変成砂岩が出ることも思地ユニットの岩相上の特徴の一つである。

思地ユニットの諸岩相には一般に片理が発達するが、方位のばらつきがかなり大きく、各露頭での片理がどの変形段階に生じたものなのかはっきりしない場合が多い。第3. 7図 b の断面図における御荷鉢緑色岩類のタイトな横臥褶曲が Ds 褶曲であると仮定し、ここからの推定によって地質図に Ds 片理と思われる片理面を示し



第3. 9図 思地ユニットの諸岩相の研磨面写真、及び薄片写真

- (a) 変成玄武岩凝灰岩の研磨面写真。CL：緑泥石に富むレンズ，QL：石英に富むレンズ（高知県土佐郡土佐町西石原の南南西1km[G SJ R88208]）。
- (b) 変成玄武岩溶岩の研磨面写真。弱い片理が誌面縦方向に発達する（高知県吾川郡いの町小申田[G SJ R88214]）。
- (c) やや珪質な泥質千枚岩の薄片写真。オープンニコル。QA：細粒石英の集合体，png：フェンジャイト（高知県土佐郡土佐町，樫ヶ峰の東方1km[G SJ R88209]）。
- (d) 変成砂岩の薄片写真。qtz：石英の碎屑粒子，pl：斜長石の碎屑粒子（高知県土佐郡土佐町，樫ヶ峰の東方200m[G SJ R88215]）。

たが、ある程度の不確定性がある。また露頭での褶曲構造としては、水平傾向の軸面を持つもの、直立傾向の軸面を持つものの両者が認められる（第3. 8図 b, c）。どちらの場合も褶曲軸はおおむね水平で北東 - 南西方向が支配的である。軸面が水平傾向の褶曲が Ds によるのか Dt によるのかは明らかではない。ただし、軸面が直立傾向の褶曲は Du 期のもので問題ないと考え、地質図にその褶曲軸の方位を示した。

### 3. 3. 1 変成玄武岩凝灰岩及び溶岩 (0m)

層厚 50 ~ 100m 規模の変成玄武岩凝灰岩及び溶岩は、<sup>あがわ</sup>吾川郡いの町、土佐郡土佐町、及び高知市の接点をなす檜ヶ峰の山頂部とその北東部に分布している。その他に、地質図に表現できる規模ではないが、厚さ数十 cm から数 m 程度のレンズ状ないし薄層状の変成玄武岩凝灰岩及び溶岩が本ユニットの全域に散在する（第3. 8図 a, e）。量的には凝灰岩起源のものが多い。凝灰岩起源の変成玄武岩は野外でおおむね淡緑色を示す。その基質には色調の異なる薄層の繰り返し認められ、これにほぼ平行な片理が発達する（第3. 9図 a）。また凝灰岩起源の変成玄武岩は主に細粒の緑泥石からなる長径 1 ~ 2mm 程度の濃緑色レンズや、石英を多く含む長径 2cm 程度までのレンズを含むことが多い（第3. 9図 a）。一方、溶岩起源の変成玄武岩は緑色 - 暗緑色を呈し、一般に片理の発達が弱い（第3. 9図 b）。

本報告では変成玄武岩凝灰岩 2 試料、及び変成玄武岩溶岩 1 試料について薄片観察を行ったが、変成鉱物としては緑泥石、フェンジャイト、緑れん石及び長径 0.1mm 程度までのごく細粒のアクチノ閃石を確認できたのみであり、パンペリー石やアルカリ角閃石などは確認できなかった。その他に少量の石英、アルバイト、スフェン、不透明鉱物を伴う。凝灰岩起源の 1 試料はスティルプノメレン、溶岩起源の試料は残留斜長石を含む。

### 3. 3. 2 結晶質石灰岩 (0l)

層厚 50m 以下の結晶質石灰岩が土佐郡土佐町西石原から上地蔵寺にかけての地蔵寺川近辺に分布する。地蔵寺川南方の山地北斜面にも同様の規模の結晶質石灰岩が数枚、レンズ状に分布する。結晶質石灰岩は野外で白色ないし灰白色を呈する。泥質千枚岩を伴う場合には境界部で灰色 - 暗灰色の石灰質変成泥岩となっている。白色及び灰白色を呈する結晶質石灰岩はほぼ方解石だけからなるが、厚さ数 mm の石英脈を伴うことがある。石灰質変成泥岩では方解石の他に石英、炭質物、場合によっては少量のドロマイトが含まれ、片理が発達する。

### 3. 3. 3 変成チャート (0q)

本ユニット東部の変成チャート卓越部では、変成チャートは多色頁岩を挟みつつ、見かけで少なくとも 200m

以上の厚さを持つ。本ユニット西部の吾川郡いの町上八川上分（かみやわかみぶん）周辺では層厚 200m 以下のものが多い。変成チャートは野外では白色、灰白色、または赤色を呈する（第3. 8図 a, b）。白色ないし灰色を呈するチャートには厚さ数 mm 程度の泥質千枚岩が薄層またはレンズ状に挟まれることがある。赤色変成チャートは主に本ユニット東部に産し、一般に赤色、赤紫色、青紫色などを呈する多色頁岩の薄層を伴う。

### 3. 3. 4 泥質千枚岩 (0p)

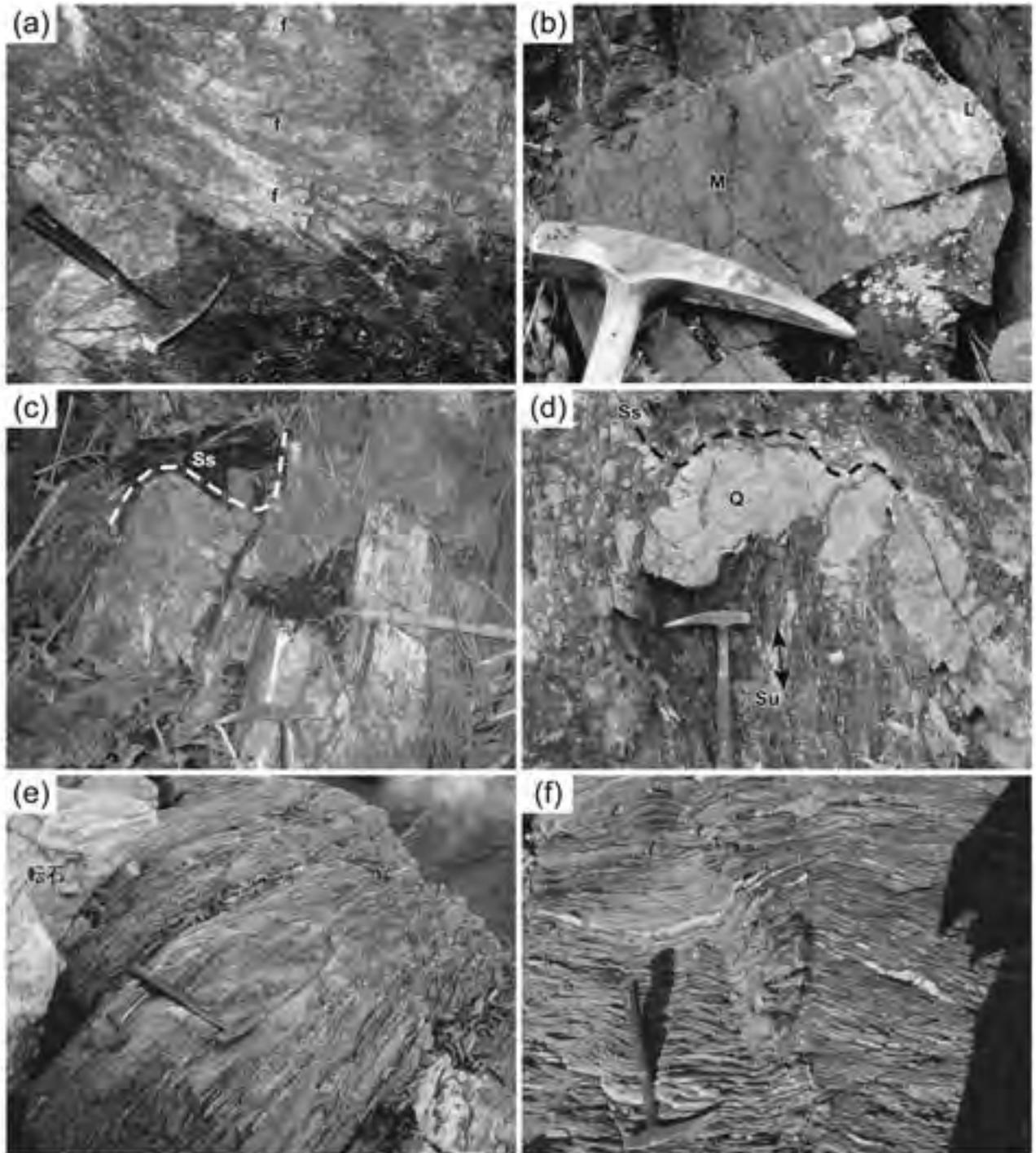
炭質物を多く含み、黒色ないし暗灰色を呈する。一般に片理が発達している。炭質物に富む黒色層が 2 ~ 3mm 以下の間隔で繰り返す縞状構造が発達することが多い（第3. 9図 c）。本ユニット西部の泥質千枚岩卓越部には、灰色変成チャートないしより珪質な泥質千枚岩のレンズを含む混在岩様の泥質千枚岩も産する（第3. 8図 d）。主要構成鉱物は石英、緑泥石、フェンジャイト、アルバイトで、その他に少量の不透明鉱物、炭酸塩鉱物を含む。石英、斜長石の細粒碎屑粒子を含むことがある。また、やや珪質な泥質千枚岩の薄片には放散虫に由来すると思われる楕円形の細粒石英集合体が観察されることがある（第3. 9図 c）。

### 3. 3. 5 変成砂岩 (0s)

本ユニット西部の泥質片岩卓越部の内部、及び檜ヶ峰周辺の変成玄武岩凝灰岩及び溶岩に伴って、いずれも層厚 50m 以下の小規模な産出が認められる。灰色ないし暗灰色を示し、弱い片理が発達する。主要構成鉱物は石英、アルバイト、フェンジャイト、緑泥石、斜長石、カリ長石であり、少量の不透明鉱物を含む。斜長石、カリ長石、石英の径 0.1 ~ 1mm 程度の碎屑粒子を多量に含む（第3. 9図 d）。

## 3. 4 川又ユニット

ユニット名は南隣「伊野」図幅（脇田ほか、2007）による。本地域の川又ユニットは御荷銚<sup>みかぶ</sup>緑色岩類と、おおむねその北側に分布するいわゆる三波川南縁帯<sup>おもいじ</sup>の変成岩類から構成される。ユニットの南限、すなわち思地ユニットとの境界は、本地域南端中央部では北傾斜の低角衝上断層（脇田ほか、2007）であり、より東方では第3. 7図 b の褶曲構造を踏まえた上での御荷銚<sup>おもいじ</sup>緑色岩類の南限である。一方、川又ユニットの北限は清水構造帯<sup>きよみず</sup>の南限断層である清水構造線であり、これを介して北側の白滝ユニット中部と接する（第3. 7図）。清水構造帯に関しては白滝ユニット中部の節で詳述する。川又ユニットの地図上での分布幅は 1 ~ 2km だが、北限が断層であるため全体の厚さは不明である。御荷銚<sup>おもいじ</sup>緑色岩類は本地域南東端部の地蔵寺地域では 300 ~ 500m 程度の厚さを持



第3. 10図 川又ユニットの諸岩相の露頭写真

- (a) 変成斑れい岩。優白質部 (f) と優黒質部の繰り返しによる層状構造を持つ。ハンマーの長さは 33cm, ハンマーヘッドの長さは 18cm。以下同様 (高知県土佐郡土佐町西石原の南東 1.5km)。
- (b) 苦鉄質片岩 (M) と結晶質石灰岩 (L) の境界部分。両岩相は厚さ 1~2cm の規模で互層している。西を向いて撮影 (高知県土佐郡土佐町西石原)。
- (c) 白色~灰色の珪質片岩。Du 褶曲が発達する。東を向いて撮影。Ss : Ds 期の片理。以下同様 (高知県土佐郡土佐町芥川の南西 2km)。
- (d) 泥質片岩。厚さ 20cm 程度の灰色珪質片岩 (Q) を挟む。珪質片岩部分は Du 褶曲によって曲げられ、周囲の泥質片岩にはその褶曲軸面とほぼ平行な片理 (Su) が発達する。西を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町松ノ木の東南東 900m)。
- (e) 泥質片岩。Du 期の片理が発達する。北東方向、やや下を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町松ノ木の西 800m)。
- (f) (e) と同一露頭の泥質片岩。Du 期の片理が鉛直傾向の褶曲軸を持つ褶曲によって曲げられている。北方向、下を向いて撮影。

つが(第3. 7図b), 西方に向かって地図上での分布幅が減少し, 南隣「伊野」地域では連続した「帯」として認識できなくなる(脇田ほか, 2007). 三波川南縁帯相当部は本地域中央部の断面図に基づけば, 主片理を基準として少なくとも見かけ上500m程度の厚さを持つ. 変成分帯では川又ユニットは全域が緑泥石帯低温部に含まれる(第3. 1図).

御荷鉾緑色岩類は主に苦鉄質片岩と変成斑れい岩及び玄武岩溶岩からなり, 結晶質石灰岩を密接に伴う(第3. 10図a, b). 御荷鉾緑色岩類の内部には厚さ数10m以内の珪質片岩や泥質片岩が挟まれることがある. 一方, 三波川南縁帯相当部には泥質片岩, 珪質片岩が卓越し(第3. 10図b-f), これらの中に厚さ50m程度までの苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 及び結晶質石灰岩が挟まれる. この岩相分布は, 清水構造線の北側をなす白滝ユニット中部において, 泥質片岩以外の岩相がごくまれであることと対照的である. また本地域の川又ユニットには, 思地ユニットに産する赤色変成チャートや多色頁岩はほとんど産出しない.

本地域の川又ユニットには主片理Ssを曲げるDu期の褶曲が頻繁に観察される(第3. 10図c, d). 特に本ユニットの北端部はDu期の剪断帯である清水構造帯と接しており, Du期の片理であるSuもしばしば発達する(第3. 10図d, e). またDuよりも後の時期に生じた鉛直傾向の褶曲軸を持つ褶曲が局所的に観察される(第3. 10図f). 一方, 御荷鉾緑色岩類に発達する片理の方位はかなりのばらつきを示し, 思地ユニットと同様, 各露頭の片理を形成した変形段階が明確でない場合が多い.

### 3. 4. 1 変成斑れい岩及び変成玄武岩溶岩 (Kg)

片理がほとんど発達しないか, もしくは片理の発達が弱い変成苦鉄質岩のうち, 原岩の基質に由来する細粒部分がごく少ないものを変成斑れい岩, 多いものを変成玄武岩溶岩とした. 両岩相の産出は御荷鉾緑色岩類の分布域に限られる. 変成斑れい岩はしばしば優白質部と優黒質部の繰り返しによる層状構造を持つ(第3. 10図a). 優白質部分は乳白色ないし淡黄色を示し, 優黒質部分は緑色ないし暗緑色を示す. また変成玄武岩溶岩は緑色ないし暗緑色を呈し, 多くは緻密, 塊状な産状を示す.

変成斑れい岩は一般に斑晶状の残留鉱物として単斜輝石を含み(第3. 11図a), 残留斜方輝石も含むことがある. 火成斜長石に由来する組織がしばしば見られるが, ほとんどの場合, アルバイトと細粒緑れん石の集合体に置き換えられている(第3. 11図a). 変成鉱物としては一般に緑泥石, アクチノ閃石, 緑れん石, アルバイトを含み, パンペリー石やアルカリ輝石(第3. 11図a, b), フェンジャイトも含むことがある. その他に少量の石英, スフェン, 不透明鉱物を伴い, 炭酸塩鉱物やスティルプノメンを含むこともある. パンペリー石は細粒結晶の集合

体として産し, 無色から淡青緑色の多色性を示す. アルカリ輝石やアクチノ閃石は残留単斜輝石の一部を置き換えていることが多い.

変成玄武岩溶岩は一般に残留単斜輝石を含み, 残留斜方輝石も含むことがある(第3. 11図c). まれに斑晶状の残留斜長石が含まれるが, 多くの場合はアルバイトと細粒緑れん石の集合体に置き換えられている. アルカリ輝石が見つからないことを除けば, その他の鉱物組み合わせと鉱物の産状は変成斑れい岩と同様である. ただし, 変成玄武岩溶岩1試料において, アルカリ角閃石が見つまっている(第3. 11図c). アルカリ角閃石は濃青色から淡青紫色の多色性を示し, 一般に周囲をアクチノ閃石に取り囲まれている(第3. 11図c). アルカリ角閃石を含む試料にはパンペリー石は見つからない.

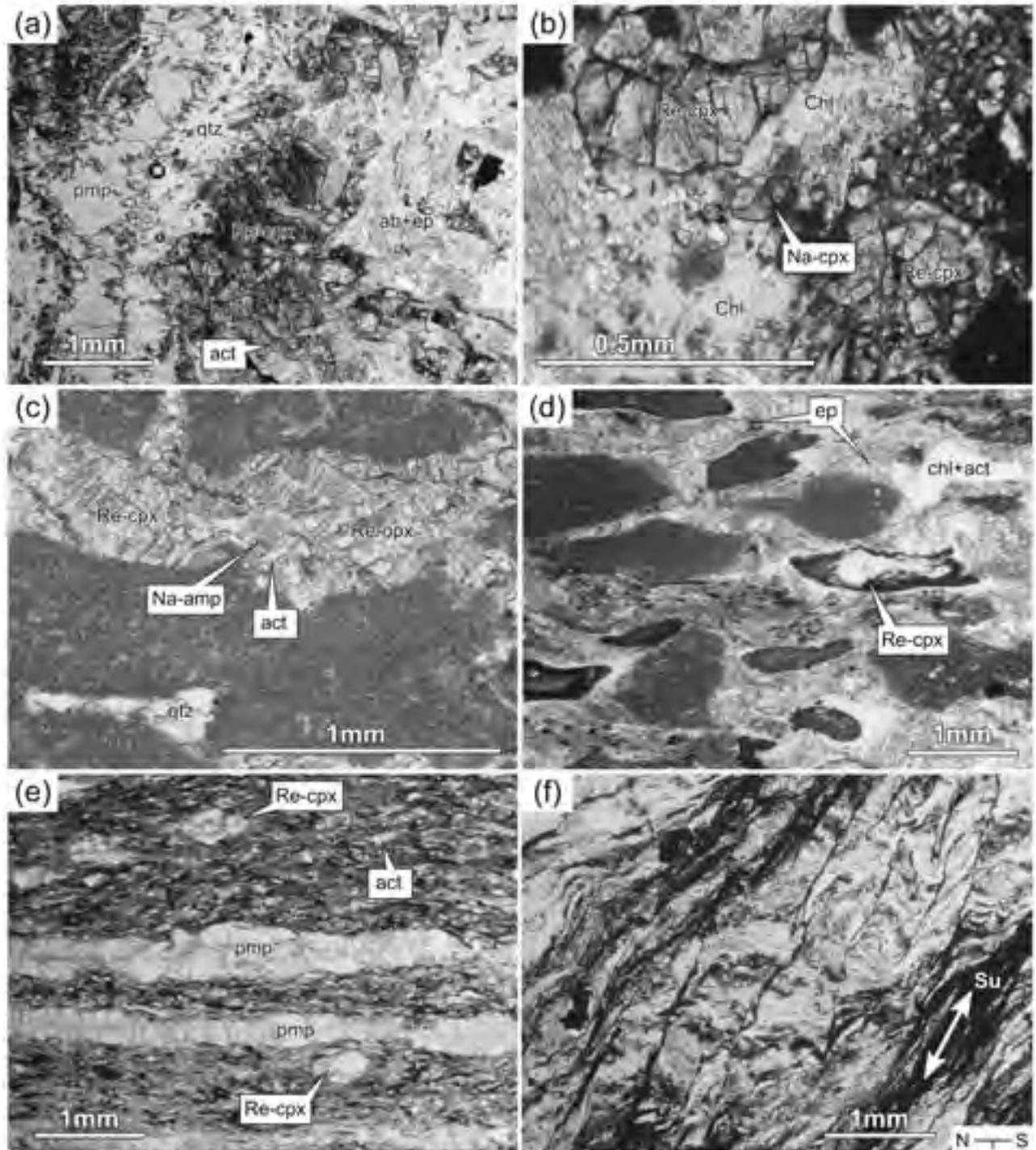
### 3. 4. 2 苦鉄質片岩 (Km)

片理のよく発達した苦鉄質変成岩を苦鉄質片岩とした. 本ユニットの苦鉄質片岩は御荷鉾緑色岩類の大部分を占めるほか, 三波川南縁帯相当部にも厚さ数十m規模のレンズ状ないし層状の分布が見られる. 肉眼では淡緑色, 緑色, 暗緑色を呈し, 色調の異なる薄層の繰り返しによる縞状構造が見られることがある. 片理がDu褶曲によって曲げられる場合, 褶曲軸面に沿って弱い軸面劈開が見られることがある. 御荷鉾緑色岩類の苦鉄質片岩には, 長径数mmまでのレンズ状変成玄武岩溶岩を含む火山性砕屑岩起源のものが含まれる(第3. 11図d). この場合, 変成玄武岩溶岩レンズの長軸はほぼ片理面に平行な方向に配列している.

川又ユニットの苦鉄質片岩は主に緑泥石, アクチノ閃石, 緑れん石, アルバイトからなり, 少量の石英, スフェン, 不透明鉱物を伴う. またフェンジャイト, 炭酸塩鉱物を含む場合がある. これらの鉱物に加えて, 残留単斜輝石のポーフィロクラスト, 及びパンペリー石が含まれることがある(第3. 11図e). パンペリー石は細粒結晶の集合体として産し, 無色から淡青緑色の多色性を示す. また緑泥石, もしくは緑泥石とアクチノ閃石の細粒集合体が長径5mm程度までのレンズ状部分をなすことが多い(第3. 11図d).

### 3. 4. 3 結晶質石灰岩 (KI)

厚さ100m程度までの結晶質石灰岩が御荷鉾緑色岩類に伴って分布する(第3. 10図b). その他に本地域の川又ユニット中央部の珪質片岩卓越部に厚さ50m程度までの薄い結晶質石灰岩が挟まれる. 本ユニットの結晶質石灰岩は白色を呈し, ほとんど方解石のみからなる. 苦鉄質片岩との接触部(第3. 10図b)付近では方解石の他に少量の緑泥石, アクチノ閃石を含み, これらの形態定向配列によって岩相境界とほぼ平行な弱い片理が発達する.



第3. 11 図 川ユニットの諸岩相の薄片写真

- (a) 変成斑れい岩. オープンニコル. pmp; パンペリー石, act; アクチノ閃石, qtz; 石英, Re-cpx; 残留単斜輝石, ab+ep; 火成斜長石の仮像をなすアルバイトと緑れん石の集合体. 以下同様 (高知県土佐郡土佐町峰石原の西北西 700m [GSJ R88216]).
- (b) 変成斑れい岩. オープンニコル. Na-cpx; アルカリ輝石, Chl; 緑泥石. 以下同様 (高知県土佐郡土佐町峰石原の南西 400m [GSJ R88218]).
- (c) 変成玄武岩溶岩. オープンニコル. Na-amp; アルカリ角閃石, Re-opx; 残留斜方輝石 (高知県土佐郡土佐町東石原の南東 500m [GSJ R88217]).
- (d) 苦鉄質片岩 (御荷鉾緑色岩類). オープンニコル. 火山性碎屑岩に由来し, マイクロ結晶質のレンズ状変成玄武岩溶岩を含む. ep; 緑れん石 (高知県土佐郡土佐町峰石原の西北西 700m [GSJ R88207]).
- (e) 苦鉄質片岩 (三波川南縁帯相当部). オープンニコル (高知県吾川郡いの町川窪の南南西 1km [GSJ R88211]).
- (f) 泥質片岩. オープンニコル. 右下に方位を示した. 中央部に主片理を曲げる Du 褶曲が観察される. この褶曲の軸面とほぼ平行に Du 期の片理 (Su) が発達する (高知県吾川郡いの町松ノ木の南西 800m [GSJ R88226]).

#### 3. 4. 4 珪質片岩 (Kq)

三波川南縁帯相当部では高知県土佐郡土佐町と吾川郡いの町の境界に沿った稜線の周辺に厚さ200m程度の珪質片岩が分布する。本地域の川又ユニット東端部と西端部の泥質片岩卓越部にも厚さ50m以下の薄い珪質片岩がレンズ状に挟まれる。高知県土佐郡土佐町東石原周辺には、厚さ50m以下の珪質片岩が御荷鉢緑色岩類に挟まれる産状も見られる。本ユニットの珪質片岩は白色ないし灰白色を呈し、灰白色のものは微量の炭質物を含む厚さ数mm程度までの薄層を伴う。石英、炭質物以外の構成鉱物として長径0.1mm程度までのごく細粒のフェンジャイトが含まれ、片理の方向に配列している。しばしばタイトなDu褶曲によって折りたたまれており(第3. 10図c)、この場合、褶曲軸面とほぼ平行な弱い軸面劈開が観察されることがある(第3. 10図d)。

#### 3. 4. 5 泥質片岩 (Kp)

本地域の川又ユニットでは東端部と西端部の三波川南縁帯相当部に泥質片岩が卓越する。厚さ20m以下の薄い泥質片岩が御荷鉢緑色岩中に挟まれることもある。主片理を曲げるDu期の褶曲が発達することが多く、この場合褶曲軸面とほぼ平行な軸面片理、すなわちDu期の片理が観察されることがある(第3. 11図f)。本ユニット北端部の清水構造線付近ではしばしばDu期の片理が強く発達している(第3. 10図d, e)。肉眼では暗灰色ないし銀灰色を呈し、片理にほぼ平行な薄い石英脈がよく発達する(第3. 10図e, f)。

川又ユニットの泥質片岩は主に石英、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、及び炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、スフェンを伴う。炭酸塩鉱物を伴うこともある。主片理、及びDu褶曲軸面にほぼ平行なDu期の片理の両者が観察される場合、フェンジャイト、緑泥石、炭質物は両方の片理に沿った形態定向配列を示す(第3. 11図f)。

### 3. 5 白滝ユニット

#### 3. 5. 1 白滝ユニット下部

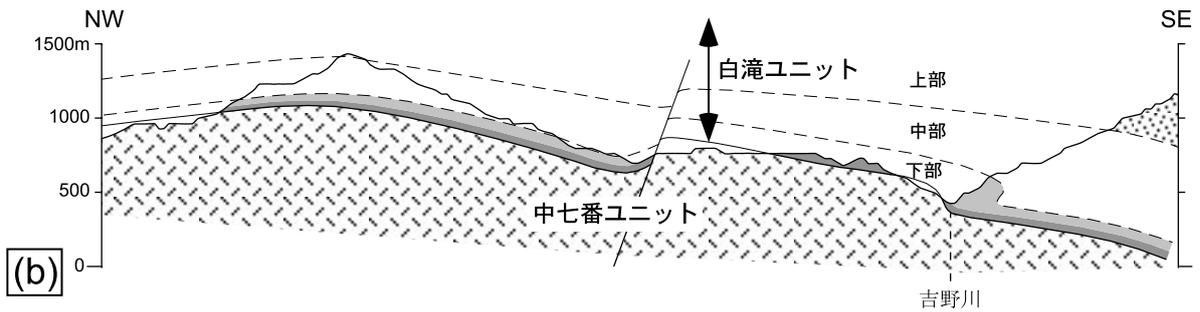
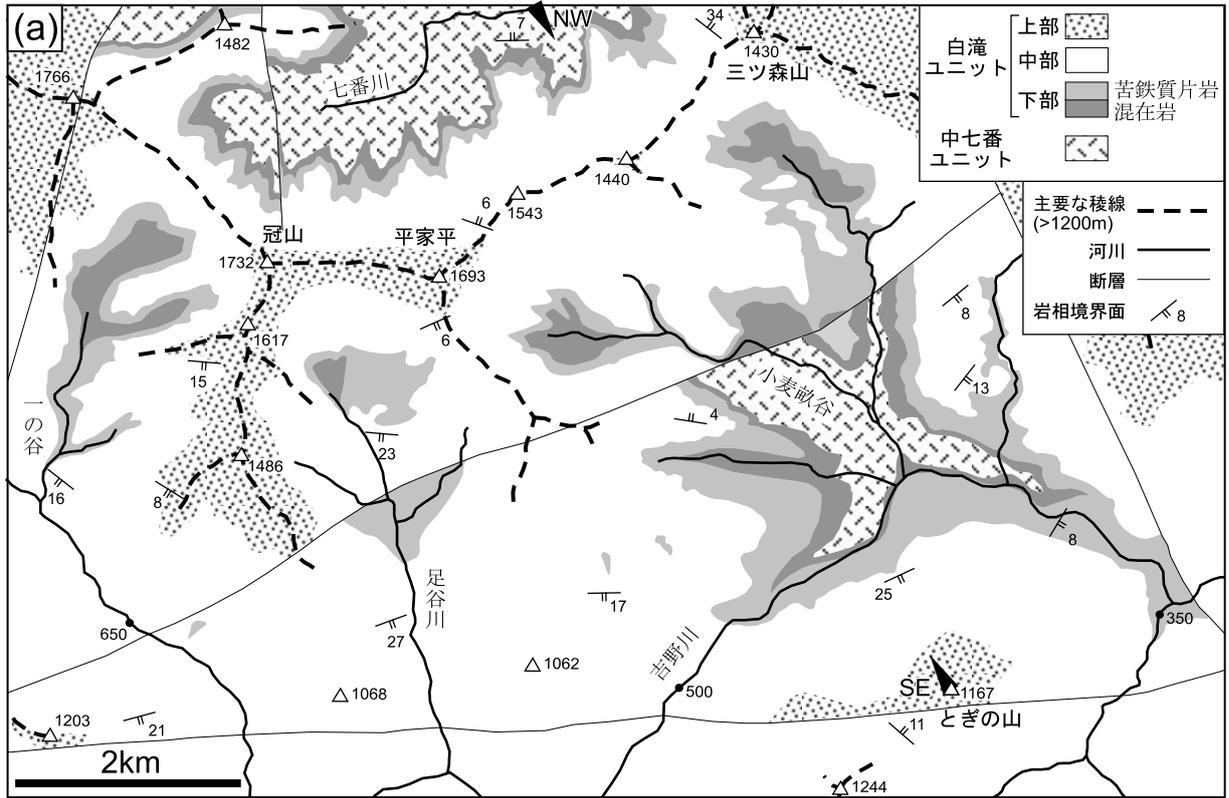
本地域の大部分を占める白滝<sup>しらたき</sup>ユニットのうち、見かけの層序で下底部に位置する泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩(以下、混在岩と呼ぶ: 第3. 13図a-e)とその上位の苦鉄質片岩層(第3. 13図f)を白滝ユニットの下部サブユニットとした(第2. 3図)。下半部を占める混在岩層は主変形期(Ds期)の剪断帯であり、更に下位の中七番ユニットとの間の構造境界を規定する岩相である。地質図に表現可能なため、本報告では白滝ユニット下部に含めた。一方、上半部をなす苦鉄質片岩の上限は岩相境界であり、その上位には白滝ユニット中部の泥質片岩卓越層がのっている(第2. 3図b)。白滝

ユニット下部、及び中七番ユニットの分布は本地域北端部やや西よりの平家平周辺部に限られる(第3. 12図)。平家平山頂部周辺において岩相境界面はおおむね水平であるが、その北東部では北東方向、南東部では南東方向、また南部では南方向にいずれも緩やかな傾斜を示す。つまり、全体として緩やかなドーム状アンチフォームが形成されている(第3. 12図b)。白滝ユニット下部、及び中七番ユニットはこのドーム状アンチフォームの下部として地窓状に分布する。すなわち、平家平周辺の主要な山稜部には分布せず、南麓では小麦畝谷、足谷川、一の谷、また北麓では七番川といった吉野川支流の河川によって地形的にえぐられた部分に散在している(第3. 12図a)。白滝ユニット下部の全体の厚さは100~300m程度である(第3. 12図b)。変成分帯では白滝ユニット下部は全域が緑泥石帯低温部に含まれる(第3. 1図)。

白滝ユニット下部、及びその周辺では露頭規模のDs褶曲(第3. 13図e)、及びDu褶曲(第3. 13図f)が頻繁に観察される。褶曲軸の方位はDs褶曲、Du褶曲ともにほぼ水平で、東西方向から西北西-東南東方向が卓越する。特に、Ds褶曲は他地域に比べて出現頻度が高い。Ds褶曲の非対称性が認識できる場合にはほぼ一貫して南フェルゲンツ(南に向かってのし上げた形状)を示す。

#### 3. 5. 1. 1 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩(SLx)

本地域における泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩の分布範囲は第3. 12図aに示した通りである。上位の苦鉄質片岩との境界を明確に定義することは難しいが、混在岩領域の層厚はおおむね30~100m程度である(第3. 12図b)。この混在岩領域では露頭規模、あるいはサンプル規模においても泥質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩が入り交じった産状が観察される。露頭規模では、Ds褶曲(第3. 13図e)によって生じた複数岩相のインターフィンガー(第3. 13図c)がよく観察される。Ds変形が更に進行したものとして、例えば苦鉄質片岩の基質中に珪質片岩がレンズ状に分布する産状も見られる(第3. 13図a)。こういった場合、珪質片岩のレンズは東西方向に引き伸ばされてブーダン構造を示すことが多い(第3. 13図a, b)。この構造から、混在岩領域がDs変形による強い東西引き伸ばしを被ったことがわかる。一方で、混在岩領域には石英もしくは石英と方解石からなる白脈(第3. 13図b, e)が大量に分布する。上記したブーダン構造においては、石英と方解石からなる脈が引き離された珪質片岩レンズの間隙を埋めており(第3. 13図b)、脈の形成がDs変形と同時期であったことがわかる。すなわち、強いDs変形に伴って活発な流体活動があったことが示唆される。以上の観察と考察から、本報告では白滝ユニット下部の混在岩領域をDs変形による剪断帯と解釈する。頻繁に観察されるDs褶曲(第3. 13図e)は、物性の異なる複数岩相の混在によって歪み方位に局所的な揺らぎが生じ、一度形成したDs片理が



第3. 12図 平家平周辺の地質概略と地質構造

(a) 平家平周辺の地質概略図. 岩脈と第四系は省略した. 岩相境界面は図学的に導出した.

(b) (a) に示した NW-SE 間の断面図. (a) とは縮尺が異なるので注意. ユニット境界を実線, サブユニット境界を点線で示した.

再褶曲したものだろう.

岩相の混在は露頭規模にとどまらず, サンプル規模でも観察される. 混在岩領域の珪質片岩は白色, 灰色または淡緑色を示すが, 淡緑色をしめす珪質片岩 (第3. 13図 c-e) は主に細粒の緑泥石, 緑れん石からなる厚さ数 mm 以下の苦鉄質部と互層ないし混在する. また, 珪質片岩は厚さ数 cm 以下の規模で泥質片岩と互層, ないし混在することがある (第3. 13図 d).

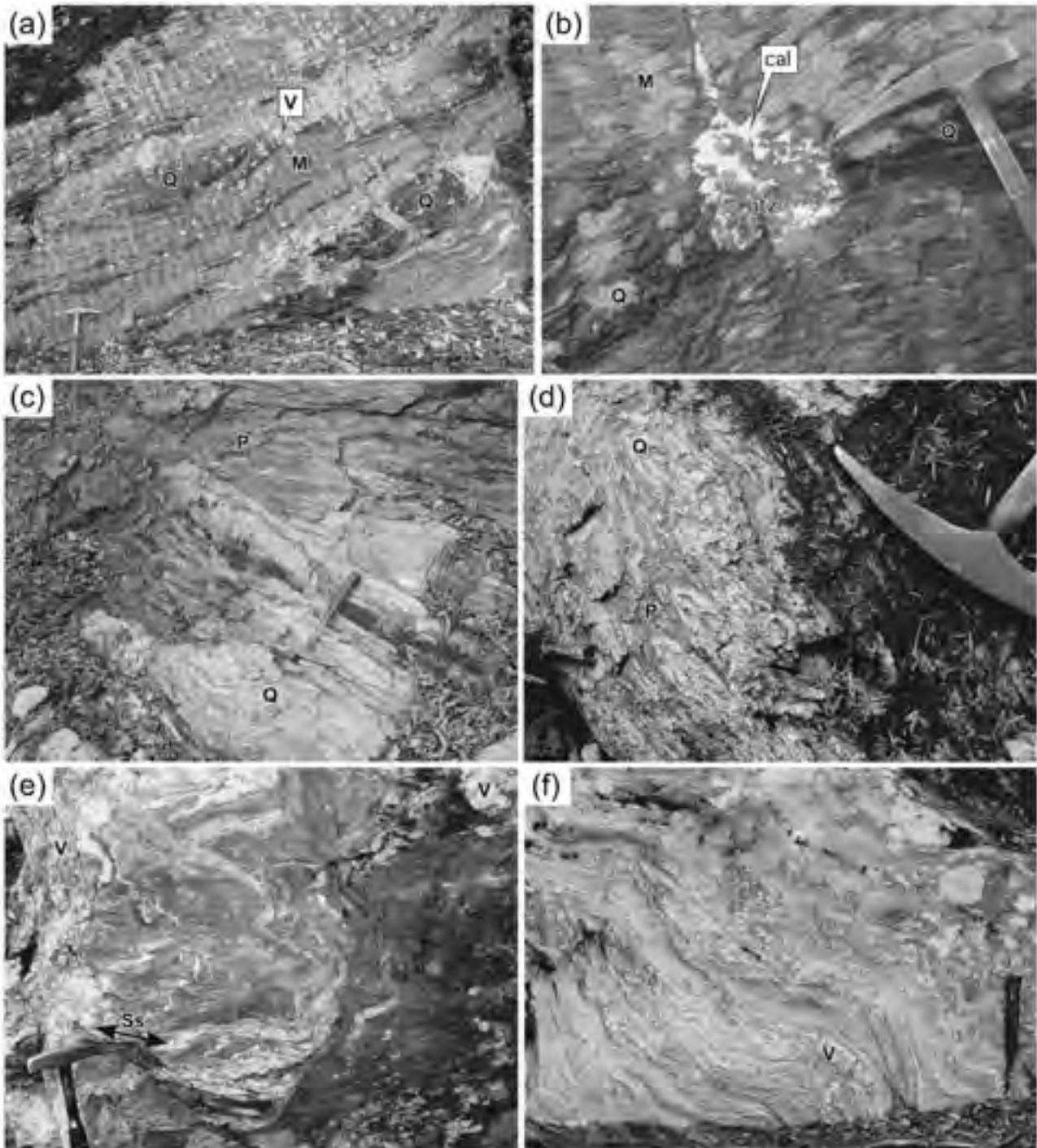
苦鉄質片岩を基質とする混在岩中のレンズ部をなす珪質片岩 (第3. 13図 a) は一般に灰色ないし灰褐色を呈し, スティルブノメレンを含むことが多い. 混在岩領域の泥質片岩は灰色-黒灰色を呈し, 主に石英, フェンジャイト, 緑泥石, アルバイト, 炭質物からなり, 他に少量の不透明粒状鉱物, スフェンを伴う. 混在岩領域の苦鉄質

片岩部分 (第3. 13図 a) の産状, 構成鉱物は次節に準ずる.

### 3. 5. 1. 2 苦鉄質片岩 (SLm)

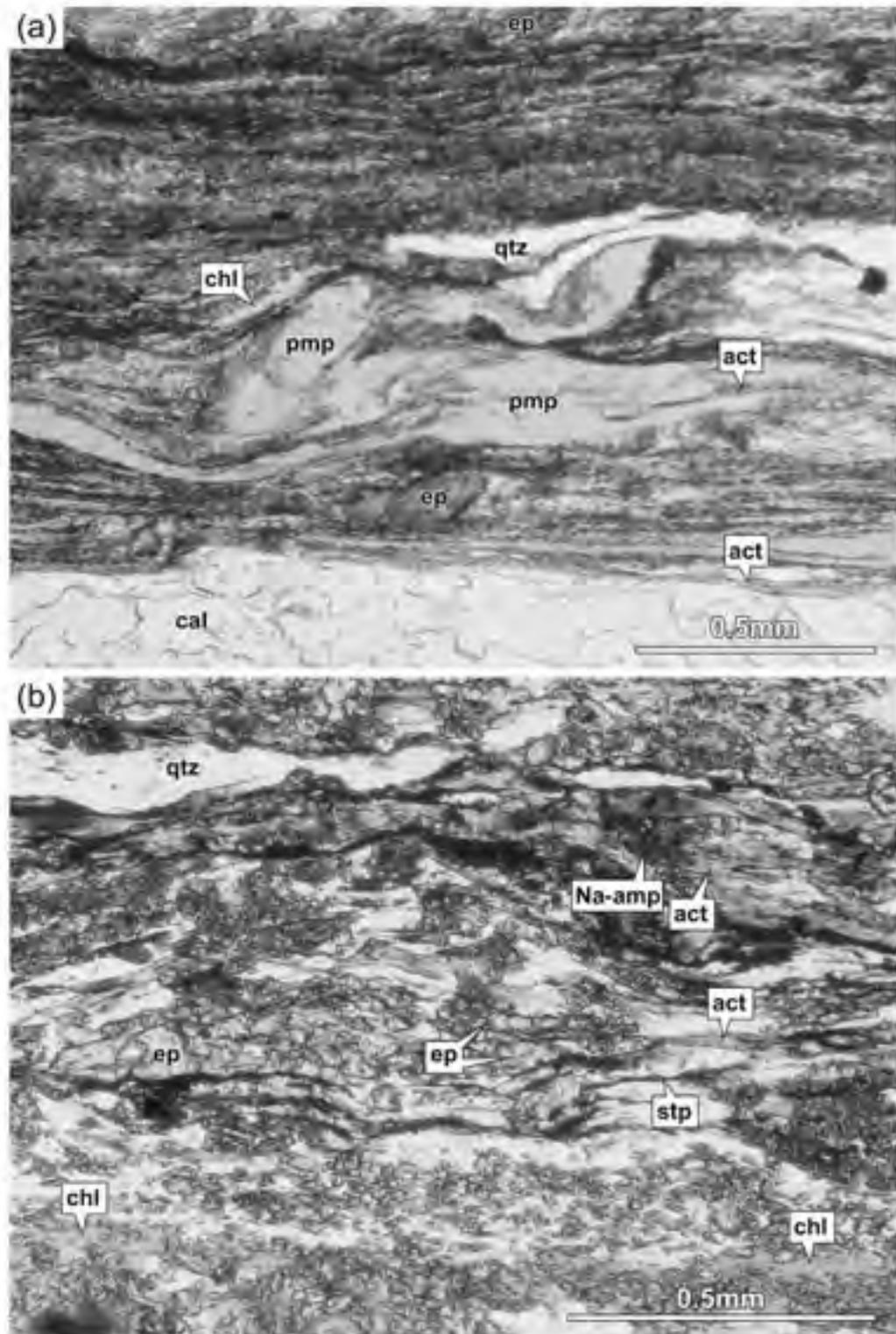
本地域における白滝ユニット下部の苦鉄質片岩の分布は第3. 12図に示した通りである. 下位の混在岩との境界を明確に定義するのは難しいが, 層厚はおおむね 50 ~ 150m 程度である (第3. 12図 b). ただし, 高知県土佐郡大川村の南野山<sup>みなみのやま</sup>周辺では波長数 100m 規模の Ds 褶曲による折りたたみによって見かけの層厚が 500m 程度に達している (第3. 12図 b). また上位に位置する白滝ユニット中部の泥質片岩層との間には, しばしば厚さ 20m 程度までの砂質片岩が挟まれる.

白滝ユニット下部の苦鉄質片岩は肉眼ではおおむね淡緑色ないし緑色を呈するが, 一般に 0.5 ~ 5mm 程度の



第3. 13図 白滝ユニット下部の諸岩相の露頭写真

- (a) 苦鉄質片岩 (M) を基質とする混在岩. 大小の珪質片岩ないし珪質な泥質片岩のレンズ (Q) を多量に含む. ハンマーの長さは 33cm, ハンマーヘッドの長さは 18cm で以下同様. V; 石英, 方解石からなる白脈. 南を向いて撮影 (高知県土佐郡大川村, 三ツ森山の南南西 1.2km).
- (b) (a) における白脈部分 (V) の拡大写真. 濁って見える部分は石英 (qtz), 純白部分は方解石 (cal) からなる.
- (c) Ds 褶曲によって生じた泥質片岩 (P) と珪質片岩 (Q) の指交関係. 凡例では混在岩に含めた. 珪質片岩は淡緑色を呈し, 少量の苦鉄質部を含む. 北北西を向いて撮影 (高知県吾川郡いの町, 冠山の西 1km).
- (d) 珪質片岩 (Q) と泥質片岩 (P) の混在岩. 両岩相が数 mm 程度の厚さで入り交じった産状を示す (高知県吾川郡いの町, 冠山の西 1.5km).
- (e) 少量の苦鉄質部を含む淡緑色の珪質片岩. 凡例では混在岩に含めた. 多量の石英脈 (V) を伴い, Ds 褶曲が発達する. 西を向いて撮影. Ss; Ds 期の片理 (高知県吾川郡いの町, 冠山の西 1.3km).
- (f) 苦鉄質片岩. 主片理に沿った石英の白脈 (V) を多く挟み, Du 褶曲が発達する. 南東を向いて撮影 (高知県土佐郡大川村大平の東北東 300m).



第3. 14 図 白滝ユニット下部の苦鉄質片岩の薄片写真

- (a) パンペリー石を含む苦鉄質片岩. オープンニコル. pmp ; パンペリー石, act ; アクチノ閃石, chl ; 緑泥石, ep ; 緑れん石, qtz ; 石英, cal ; 方解石. 以下同様 (高知県土佐郡大川村, 三ツ森山の南南東 2km [GSJ R88220]).
- (b) アルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩. オープンニコル. Na-amp ; アルカリ角閃石, stp ; スティルプノメレン (高知県土佐郡大川村南野山の西北西 600m [GSJ R88200]).

色調の異なる層の繰り返しが認められる。緑れん石に富む薄層は黄緑色、緑れん石に富む層は緑色ないし濃緑色、スティルブノメレンに富む層は赤褐色を示す。また石英や方解石に富む薄層状の白色脈が挟まれることが多い(第3. 14図)。こういった薄層の繰り返しは主片理とほぼ平行に発達することが多い。また主片理を曲げる Du 褶曲がしばしば露頭規模で発達するが(第3. 13図 f)、これらは一般にその部分構造として波長数 mm 程度の微細褶曲を伴っている。

白滝ユニット下部の苦鉄質片岩は主に緑れん石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイト、石英からなり、その他に少量のスフェン、不透明鉱物を伴う(第3. 14図)。またフェンジャイト、スティルブノメレン、ルチル、方解石を含む場合がある(第3. 14図)。これらの鉱物に加え、パンペリー石またはアルカリ角閃石が含まれることがある(第3. 1図 a)。パンペリー石とアルカリ角閃石の両者を含む岩石は見つかっていない。パンペリー石はレンズ状または脈状の細粒結晶の集合体として産し(第3. 14図 a)、無色から淡青緑色の多色性を示す。またアルカリ角閃石は濃青色から青紫色の多色性を示し、アクチノ閃石に取り囲まれる産状を示す(第3. 14図 b)。緑れん石は単結晶として、または球状ないしレンズ状の細粒集合体として産する。川又ユニットの苦鉄質岩にしばしば含まれる残留単斜輝石は、白滝ユニット下部の苦鉄質片岩には見つかっていない(第3. 1図 a)。

### 3. 5. 2 白滝ユニット中部

白滝ユニット中部は本地域中央部の広範囲をなす(第2. 3図 a)。本地域の北部ではその上下を白滝ユニットの上部サブユニットと下部サブユニットに挟まれるが(第3. 12図 b)、これらのサブユニット境界はいずれもその上位または下位に位置する苦鉄質片岩の厚層との岩相境界である(第2. 3図 b)。一方、本地域南東部の白滝ユニット中部は Du 期の剪断帯である清水構造帯を含み、その南限断層である清水構造線を介して南側の川又ユニットと接している(第3. 7図)。この白滝ユニット中部の南端部は南隣「伊野」図幅における堂ヶ内ユニットに相当する。清水構造帯の周辺では、主片理を基準とした白滝ユニット中部の見かけの厚さは少なくとも 1km 以上あるが、本地域北端部では 300m 程度まで減少している(第2. 3図 b; 第3. 12図 b)。一方、本地域北東部の白滝地域にはタイトないし等斜状の Ds 転倒褶曲が波長 2~3km 程度の規模で発達しており、こういった Ds 褶曲のアンチフォーム部には、白滝ユニット中部の泥質片岩が白滝ユニット上部に取り囲まれた地窓として露出している(第2. 3図 a)。変成分帯では、これらの地窓の南列は緑泥石帯高温部、北列はアルバイト黒雲母帯に含まれる(第3. 1図)。地窓を除いた地域は全て緑泥石帯低温部に含まれる(第3. 1図)。

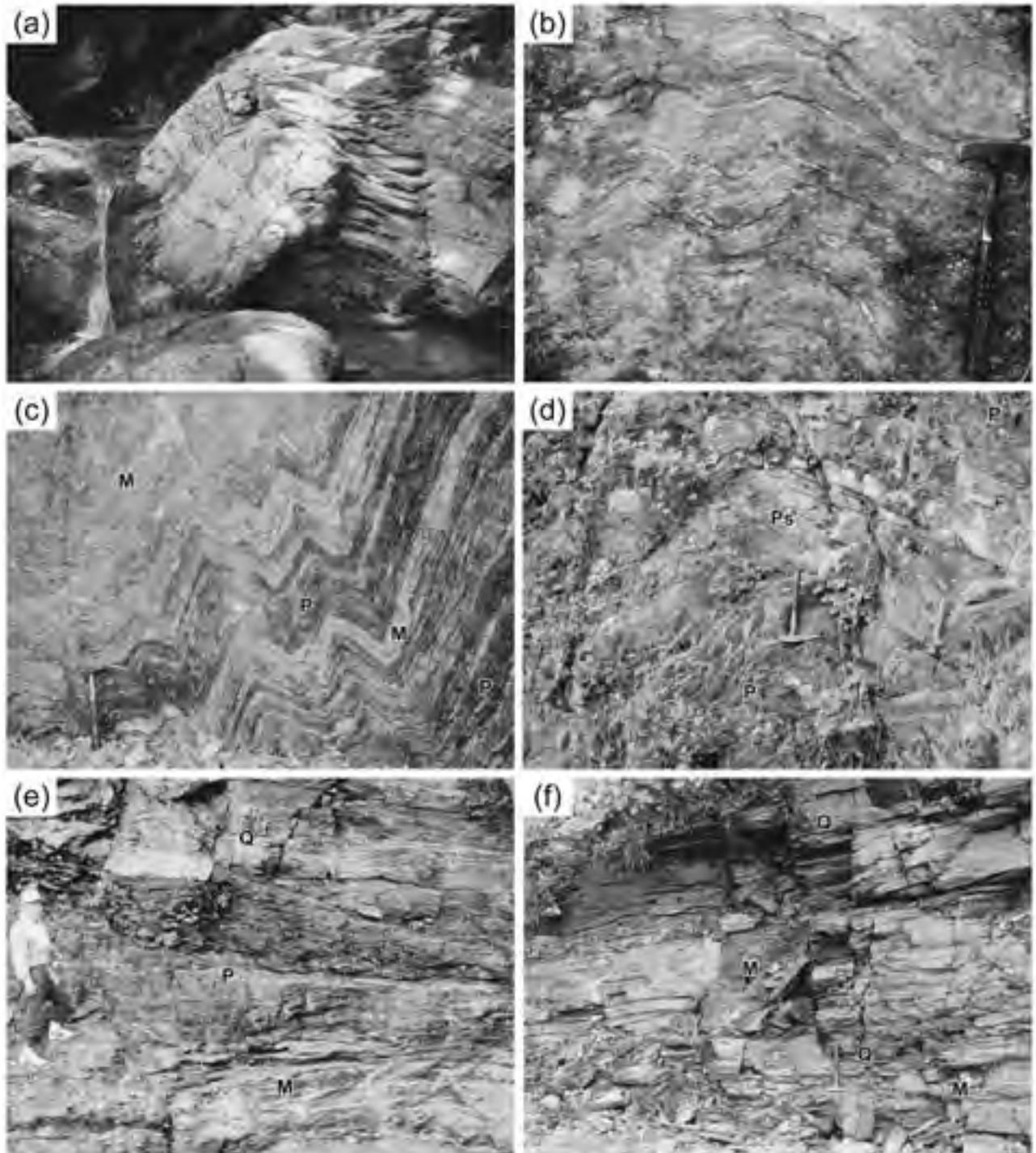
白滝ユニット中部はその大部分が泥質片岩と珪質片岩からなり、その他に小規模の苦鉄質片岩、及び砂質片岩・泥質片岩互層が挟まれる(第3. 15図)。南端部、すなわち清水構造線と程野断層(第2. 3図 a)の間の領域では泥質片岩(見かけの厚さ 1km 以上)が卓越し、その他の岩相はごくまれである。一方、程野断層の北側、とぎの断層までの地域(第2. 3図 a)には、泥質片岩の上位からほぼ水平な岩相境界を介して厚さ最大 500m 程度の珪質片岩卓越層が出現する。つまり、稲叢山、岩躑躅山といった山稜の山麓部には主に珪質片岩が、またこれらの山稜をえぐる吉野川水系の川底には主に泥質片岩が分布する。稲叢山-岩躑躅山周辺の珪質片岩は厚さ 50m 以下の苦鉄質片岩層をしばしば挟む(第3. 15図 e, f)。一方、岩躑躅山(第2. 3図 a)よりも北側に向かって珪質片岩卓越層はその厚さを減じ、本地域北端部では珪質片岩は厚さ 50m 以下の薄層またはレンズとしてしか産出しなくなる。すなわち、本地域北端部の白滝ユニット中部は泥質片岩の卓越部となっている(第2. 3図 b)。

白滝ユニット中部では Ds 褶曲、及び Du 褶曲が頻繁に観察される(第3. 5図)。特に、主片理を曲げる Du 褶曲は白滝ユニット中部ではほぼ普遍的に見られる構造であり(第3. 15図 a-d)、その波長には 1mm 以下から数十 m までの様々な規模が存在する。ただし、厚い珪質片岩卓越層の中心部では Du 褶曲がほとんど観察されないことがある(第3. 15図 f)。地質図には Du 褶曲の褶曲軸と Ds 片理、及び清水構造帯では Du 片理の方位も示した。Ds 片理は Du 褶曲によって露頭規模でも強く褶曲しているため(第3. 15図 a-d)、なるべく包絡面に近いものを選んで示してある。

#### 3. 5. 2. 1 清水構造帯

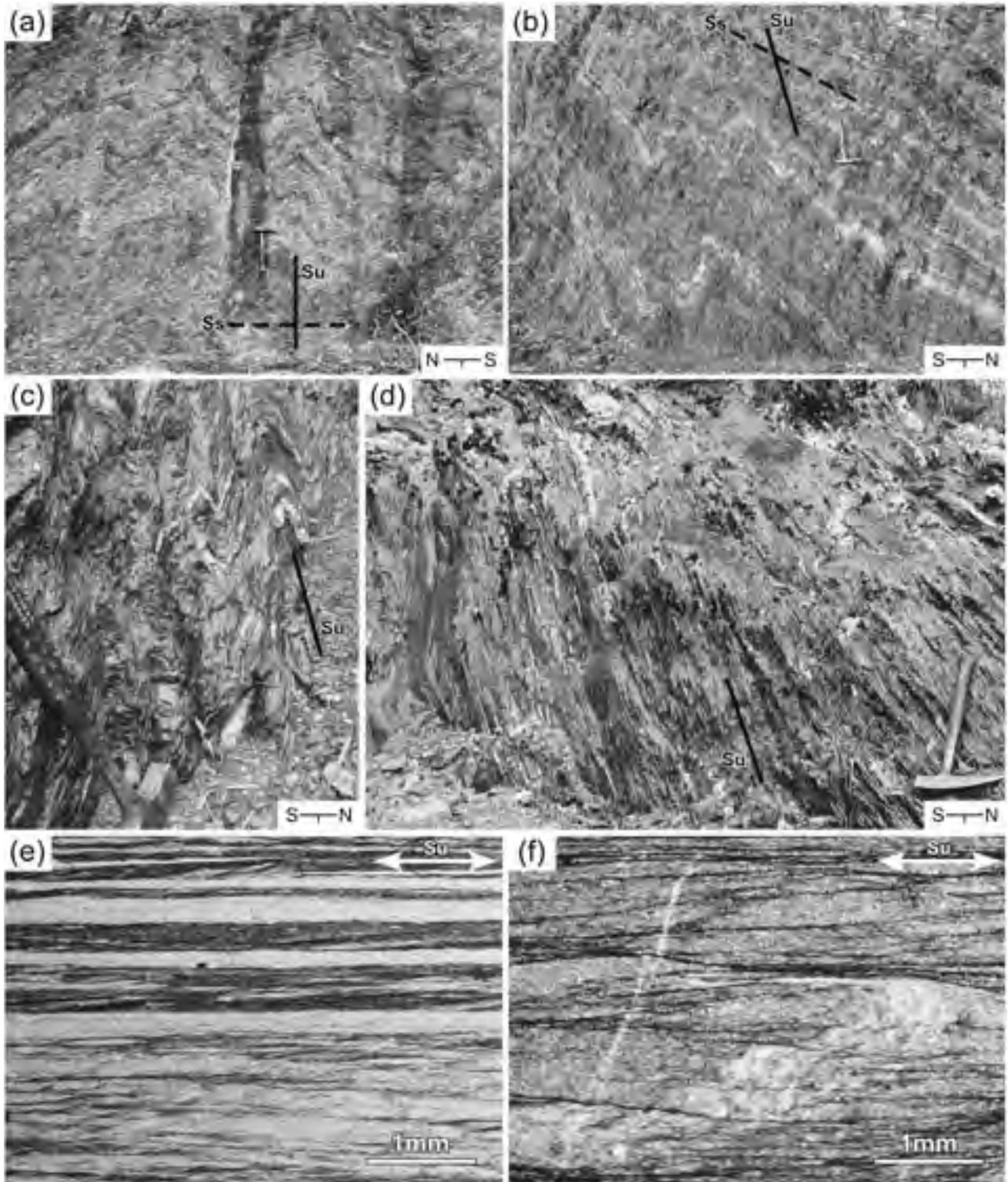
名称は小島ほか(1956b)による。清水構造帯の内部、及び清水構造帯の北方周辺における変形構造を第3. 16図、また変形構造方位を第3. 17図に示した。清水構造帯は白滝ユニットの南端部に位置し、幅 400m から 800m 程度で北北東-南南西方向に延びている(第3. 7図 a)。地質図には網掛けで示した。清水構造帯の南限は推定断層である清水構造線(第2. 3図)であり、その南側の川又ユニットとの境界をなしている。清水構造帯とその北周辺はほぼ泥質片岩のみからなるが、清水構造帯の内部では特に剥離性の強い平滑な片理面が発達している(第3. 16図 d, e)。本報告ではこの平滑な片理面は Du 期に形成したものと解釈し、清水構造帯を Du 期の衝上剪断帯とみなす。その根拠を以下に示す。

清水構造帯の北方、おおむね 2km 以上離れた地域には水平傾向の Ds 片理とそれを曲げる Du 褶曲が発達する(第3. 16図 a)。そこから南へ清水構造帯に近づくと Du 褶曲は引き続き強く発達するものの、Ds 片理は北傾斜に転じる(第3. 6図 b)。清水構造帯に入ると、上記した平滑な片理の発達する岩相が卓越し出す(第3. 16



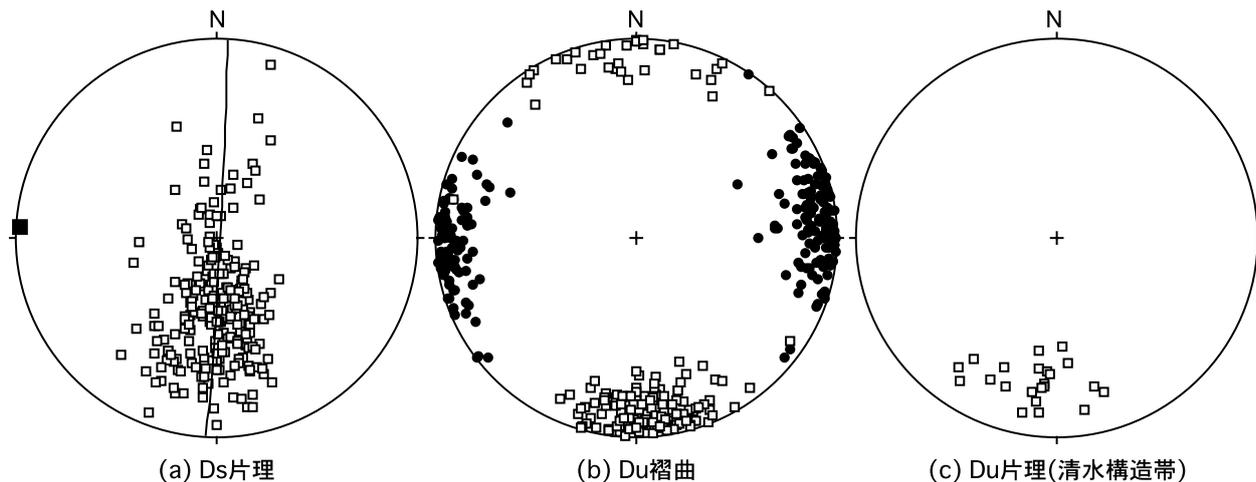
第3. 15 図 白滝ユニット中部の諸岩相の露頭写真

- (a) 苦鉄質片岩。Du 褶曲が発達する。ハンマーの長さは 33cm で以下同様。西を向いて撮影（高知県吾川郡いの町竹ノ畝の西北西 1.7km）。
- (b) 珪質片岩。Du 褶曲が発達する。東を向いて撮影（高知県土佐郡大川村，西門山の北西 700m）。
- (c) 泥質片岩 (P) と苦鉄質片岩 (M) の互層。Du 褶曲が発達する。苦鉄質片岩は境界部に小規模の互層を伴いつつ，全体として約 3m の厚さで泥質片岩に挟まれる。西北西を向いて撮影（高知県吾川郡いの町長沢の北北西 1.9km）。
- (d) 砂質片岩 (Ps) と泥質片岩 (P) の互層。Du 褶曲が発達する。西を向いて撮影（高知県吾川郡いの町篠辺の東北東 1km）。
- (e) 珪質片岩 (Q)，泥質片岩 (P)，苦鉄質片岩 (M) の互層。露頭周辺では珪質片岩が支配的だが，このような小規模の泥質片岩，苦鉄質片岩層がしばしば挟みこまれている。写真左の男性の身長は 165cm。北を向いて撮影（高知県土佐郡土佐町，西門山の南南東 1.5km）。
- (f) 珪質片岩 (Q) と苦鉄質片岩 (M) の互層。ほぼ平滑な Ds 片理が発達し，Du 褶曲の影響がほとんど見られない。南を向いて撮影（高知県土佐郡大川村下小南川の南 1km）。



第3. 16図 清水構造帯とその周辺における泥質片岩の変形構造

- (a) 清水構造線の北北西 2km 地点の Du 褶曲。以下，露頭写真ではハンマーの長さは 33cm で右下に方位を示した。Ss:Ds 期片理の包絡面，Su；Du 褶曲の軸面または Du 期片理。以下同様（高知県土佐郡土佐町和田の南 750m）。
- (b) 清水構造線の北北西 1.4km の Du 褶曲（高知県土佐郡土佐町安吉の北北西 900m）。
- (c) 清水構造帯内部の Du 褶曲（高知県吾川郡いの町奈藪）。
- (d) (c) と同一露頭の写真。Su が強く発達する。やや下を向いて撮影。
- (e) 清水構造帯の泥質片岩の薄片写真。オープンニコル。平滑な Su が発達する（高知県土佐郡土佐町坪屋の北西 600m [GSJ R88210]）。
- (f) 清水構造帯の泥質片岩の薄片写真。オープンニコル。下半部に等斜状の Du 褶曲が認められる（高知県土佐郡土佐町安吉の東南東 800m [GSJ R88213]）。



第3. 17 図 清水構造帯とその北方周辺における変形構造方位のステレオ投影図

- (a) Ds 片理の極 (白抜き四角). 各露頭においてなるべく包絡面に近いものを選んでプロットした. Du 褶曲の影響で大円分布を示すため, 分布に対する最適大円とその極 (黒四角) を併せて示した. 下半球投影. 以下同様.
- (b) Du 褶曲の褶曲軸 (黒丸) と褶曲軸面の極 (白四角).
- (c) 清水構造帯の Du 片理の極.

図 d). ただし, やはり局所的に Du 褶曲が観察され, そういった場合, 露頭に卓越する平滑な片理は Du 褶曲の褶曲軸面とほぼ同様の方位を持つ (第3. 16 図 c, d, f). このことから, こういった平滑な片理は Du 期の片理であり, 清水構造帯が強い Du 変形を被った地帯であることがわかる. 一方, 清水構造帯周辺における Du 褶曲の褶曲軸面がほぼ垂直であることから (第3. 17 図 b), Du 歪みの短縮方向は南北方向とみなせる. また清水構造帯に発達する片理は 60 度程度の北傾斜を示すが (第3. 17 図 c), これは清水構造帯に剪断歪みが集中したことでもともと垂直傾向だった片理が北傾斜の剪断面に向かって回転したものと解釈できる. 以上のことから, 清水構造帯は Du 変形による剪断帯であり, その内部に発達する高角北傾斜の片理面は同変形の剪断面に近い方位を示しているものと解釈する. ちなみに, 川又ユニットに見られたのと同様の Du 期よりも後の段階に生じた褶曲軸の立った褶曲 (第3. 10 図 f) は清水構造帯周辺においてもしばしば観察され, Du 片理を含めたより古い構造の方位にばらつきを生じさせている (第3. 17 図).

本地域の清水構造帯には泥質片岩以外の岩相がごくまれであるのに対し, 清水構造帯の南側の川又ユニットに入ると泥質片岩に加えて珪質片岩, 苦鉄質片岩などが様々な規模で分布する. この岩相分布の違いから, 清水構造帯の南限として推定断層である清水構造線を想定した. 清水構造帯の北限は Du 片理が卓越する露頭の北限としたが, これにはある程度の不確実性がある. また清水構造線の北方 3 ~ 4km に位置する程野断層 (第2. 3 図) は清水構造線とほぼ平行して東北東 - 西南西方向に延びていることから, 清水構造線と共役な南傾斜の衝上断層であるものと解釈した.

### 3. 5. 2. 2 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩互層 (SMI)

層状の泥質片岩, 珪質片岩, 及び苦鉄質片岩が露頭内部の規模で繰り返すことがある (例えば第3. 15 図 e). このような産状は本地域の全域で見られるが, 特にその分布が地質図に表現可能な規模に及んでいる地域を泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩互層として示した. 本地域南西部, 高知県吾川郡いの町の大森山周辺部, 及び本地域中央部やや東, 高知県土佐郡大川村と同郡土佐町の境界をなす能谷山の周辺に分布が認められる. 互層中の各岩相の記載は, 後に示す苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩それぞれの節の記述に準ずる.

### 3. 5. 2. 3 苦鉄質片岩 (SMm)

白滝ユニット中部においては苦鉄質片岩の産出は泥質片岩, 珪質片岩に比べて少ないが, 主に厚さ 50m 以下の小規模なレンズ状もしくは薄層状のもの (第3. 15 図 c, e, f) が全域に散在している. 地質図に表現可能なものはほとんどが稲叢山 - 岩躑躅山 (第2. 3 図) の周辺に分布する珪質片岩に伴って出る. また厚さ 100m 程度までの苦鉄質片岩が本地域北西部の寒風山 (第2. 3 図) 周辺の山麓部にも分布する (第3. 15 図 a). まれに程野断層南の泥質片岩卓越層中にも地質図に表現可能な規模のレンズ状苦鉄質片岩が存在する.

肉眼ではおおむね淡緑色ないし緑色を呈するが, 一般に 0.5 ~ 5mm 程度の色調の異なる層の繰り返しが認められる. 緑れん石に富む薄層は黄緑色, 緑れん石に富む層は緑色ないし濃緑色を示す. また石英や方解石に富む薄層状の白色脈がしばしば挟まれる. こういった薄層の繰り返しは主片理とほぼ平行に発達することが多い. また主片理を曲げる Du 褶曲がしばしば露頭規模で発達するが (第3. 15 図 a), これらは一般にその部分構造として波長数 cm 程度以下の微細褶曲を伴っている.

白滝ユニット中部の苦鉄質片岩は主に緑れん石, アク

チノ閃石、緑れん石、アルバイト、石英からなり、その他に少量のスフェン、不透明鉱物を伴う(第3. 18図 a, b)。またフェンジャイト、ルチル、方解石を含む場合がある。これらの鉱物に加え、パンペリー石(第3. 18図 a)またはアルカリ角閃石(第3. 18図 b)が含まれることがある。パンペリー石とアルカリ角閃石の両者を含む岩石は見つかっていない。パンペリー石はレンズ状または脈状の細粒結晶の集合体として産し、無色から淡青緑色の多色性を示す。またアルカリ角閃石は濃青色から青紫色の多色性を示し、アクチノ閃石に取り囲まれるか、もしくはその縁部にアクチノ閃石を伴う(第3. 18図 b)。緑れん石は単結晶として、または球状ないしレンズ状の細粒集合体として産する。川又ユニットの苦鉄質岩にしばしば含まれる残留単斜輝石は、白滝ユニット中部の苦鉄質片岩には見つかっていない(第3. 1図 a)。

#### 3. 5. 2. 4 珪質片岩 (SMq)

程野断層の北側、稲叢山-岩躑躅山周辺部の珪質片岩卓越層は中心部に厚さ50~100m程度の泥質片岩層を挟み、またその他により小規模な苦鉄質片岩や泥質片岩を伴いつつも(第3. 15図 e, f)、全体の厚さは300~500m程度ある(第2. 3図)。下位の泥質片岩卓越層との岩相境界がおおむね水平であるため、ほぼ等高線と平行な分布を示している。本地域北東部では岩躑躅山から北へ向かってこの珪質片岩卓越層の厚さが減少し、加茂次郎山の南麓では厚さ200m以下となる。本地域北端部やや西の平家平周辺では厚さ50m以下の珪質片岩層が散在する程度である。白滝ユニット上部との境界部には厚さ30m以下の珪質片岩層が挟まれることが多い。

白滝ユニット中部の珪質片岩には一般にほぼ水平なDs片理とそれを曲げるDu褶曲が発達する(第3. 15図 b)。ただし、厚い珪質片岩卓越層の中心部ではDu褶曲の影響がほとんど見られないことが多い(第3. 15図 f)。また波長数cm-数m規模のタイトなDs褶曲がしばしば観察される。

白滝ユニット中部の珪質片岩は白色-灰白色、淡緑色もしくは赤色を示し、一般に0.5~5mm程度の色調の異なる層の繰り返しが認められる。灰白色のものは主に泥質片岩に伴って産し(第3. 15図 e)、微量の炭質物を含む厚さ数mm以下の薄層を伴う。淡緑色のものでは緑泥石や不透明鉱物に富む緑色の層と石英に富む層が繰り返す。また赤色の珪質片岩では赤鉄鉱を伴って濃赤色を示す不透明鉱物に富む薄層が認められる。珪質片岩中の石英は一般に波動消光を示し、多くの場合、片理にほぼ平行ないし低角で斜交した形態定向配列を示す(第3. 18図 d)。石英以外の構成鉱物としては一般にフェンジャイト、緑泥石が認められ、片理の方向に配列している(第3. 18図 c-e)。その他に緑れん石、アルバイト、ざくろ石、スティルプノメレン、方解石が含まれることがある(第3. 18図 c-e)。アルバイトは細粒結晶として

含まれる以外に径1mm程度までの斑状変晶として産することがある(第3. 18図 e)。ざくろ石は一般に径0.1mm以下の細粒結晶として産し(第3. 18図 c)、不透明鉱物と共に特定の薄層に濃集することがある。赤色の珪質片岩には紅簾石が産することがあり、単結晶として出るか、もしくは球状ないしレンズ状の細粒集合体をなす(第3. 18図 e)。赤色の珪質片岩のほとんどは方解石を含み(第3. 18図 e)、厚さ10cm以下の方解石脈を伴うことが多い。

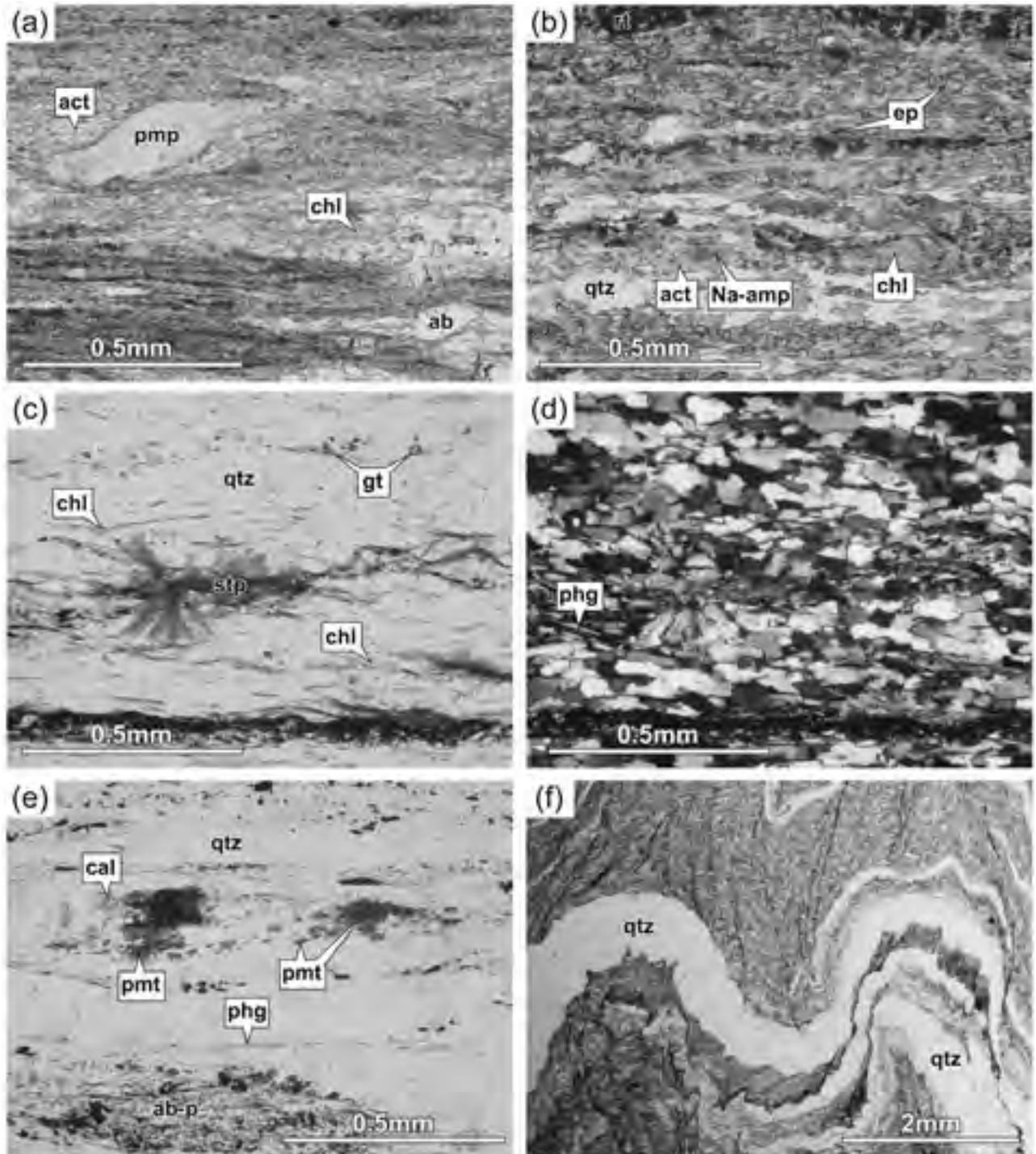
#### 3. 5. 2. 5 泥質片岩 (SMp)

白滝地域の白滝ユニット上部に地窓として分布する泥質片岩(第2. 3図)については、白滝ユニット上部の章で一括して記述する。その他の白滝ユニット中部では、南端部の清水構造帯からその北方3~4kmの程野断層の間の地域で泥質片岩が卓越し、その厚さは主片理を基準として見かけで1km以上ある(第2. 3図)。この泥質片岩卓越層はまれに厚さ30m以下の砂質片岩、珪質片岩、及び苦鉄質片岩層を挟む(第3. 15図 c)。程野断層の北側、とぎの断層までの地域では、この泥質片岩卓越層はほぼ水平な岩相境界を介して珪質片岩卓越層の下位に位置し(第2. 3図)、主に吉野川とその支流がえぐりこんだ地形的低所に分布している。とぎの断層の北側、平家平周辺では泥質片岩卓越層は厚さ30m以下の珪質片岩層を数枚挟みつつ分布し、全体の厚さは300m程度となる(第2. 3図)。その他に、稲叢山-岩躑躅山周辺に分布する珪質片岩卓越層中にも主に厚さ50m以下の泥質片岩層が多数挟まれる(第3. 15図 e)。また珪質片岩卓越層の上位にあたる稲叢山や岩躑躅山の山頂周辺にも泥質片岩が分布する。この泥質片岩層は本地域北東部の加茂次郎山南麓において白滝ユニット上部の苦鉄質片岩層と接している(第2. 3図)。

白滝ユニット中部の泥質片岩ではDs褶曲、及びDu褶曲が頻繁に観察される(第3. 5図)。特に、主片理を曲げるDu褶曲はほぼ普遍的に見られる構造である(第3. 15図 c, 第3. 16図 a-c)。Du褶曲の褶曲軸面に沿ってはしばしば軸面劈開ないし軸面片理が発達する(第3. 18図 f)。泥質片岩は肉眼で暗灰色ないし銀灰色を呈し、片理にほぼ平行な薄い石英脈がよく発達する(第3. 16図 a-e, 第3. 18図 f)。主に石英、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、スフェンを伴う。炭酸塩鉱物、電気石を伴うこともある。主片理、及びDu褶曲の軸面片理の両者が観察される場合、フェンジャイト、緑泥石、炭質物は両方の片理に沿った形態定向配列を示す(第3. 18図 f)。

#### 3. 5. 2. 6 砂質片岩・泥質片岩互層 (SMs)

地質図に表現可能なものは本地域西端部やや南に位置する長沢貯水池の北方と南方に分布するのみである。また厚さ10m以内の小規模な砂質片岩がしばしば泥質片岩中に挟まれている。白滝ユニット下部の苦鉄質片岩層との境界部には厚さ20m以内の砂質片岩層が挟まれること



第3. 18 図 白滝ユニット中部の諸岩相の薄片写真

- (a) パンペリー石 (pmp) を含む苦鉄質片岩. オープンニコル. act; アクチノ閃石, chl; 緑泥石, ab; アルバイト. 以下同様 (高知県土佐郡大川村, 西門山の北北西 1.3km [GSJ R88205]).
- (b) アルカリ角閃石 (Na-amp) を含む苦鉄質片岩. オープンニコル. ep; 緑れん石, qtz; 石英, rt; ルチル. 以下同様 (高知県吾川郡いの町, 戸中山の南東 900m [GSJ R88223]).
- (c) 淡緑色の珪質片岩. オープンニコル. gt; ざくろ石, stp; スティルプノメレン (高知県吾川郡いの町足谷の北北西 650m [GSJ R88219]).
- (d) (c) のクロスニコル. 石英は一般に波動消光を示し, 片理にほぼ平行ないし低角で斜交した形態定向配列を示す. phg; フェンジャイト. 以下同様.
- (e) 赤色の珪質片岩. オープンニコル. pmt; 紅れん石, cal; 方解石, ab-p; アルバイト斑状変晶 (高知県土佐郡大川村, 能谷山の北東 800 m [GSJ R88201]).
- (f) 泥質片岩. オープンニコル. Du 褶曲が発達し, その褶曲軸面にほぼ平行な軸面劈開も見られる (高知県吾川郡いの町, 戸中山の南東 850m [GSJ R88224]).

が多い。

白滝ユニット中部の砂質片岩・泥質片岩互層は一般に厚さ10m以内の規模で砂質部と泥質部が繰り返す層状構造を持つ(第3. 15図d)。思地ユニットの変成砂岩と異なり、砂質片岩部分においても主片理の発達には強い。また一般に主片理を曲げる露頭規模のDu褶曲が発達するが、砂質片岩周辺部には部分構造としての微細褶曲はほとんど発達しない(第3. 15図d)。砂質片岩部分は肉眼では灰白色ないし灰色を呈する。主要構成鉱物は石英、アルバイト、フェンジャイト、緑泥石、斜長石であり、少量の不透明鉱物を含む。斜長石、石英の径0.1~1mm程度の碎屑粒子を含むが、その量は思地ユニットの変成砂岩(第3. 9図d)よりも少なく、ポーフィロクラストをなす。泥質片岩部分の構成鉱物は前節に準ずる。

### 3. 5. 3 白滝ユニット上部

白滝ユニット上部は主に本地域北東部の白滝地域、及び本地域北西部の寒風山周辺に分かれて分布するが(第2. 3図a)、両者は北隣「新居浜」地域において連続している。白滝ユニット上部の下底部は厚さ100~500m程度の苦鉄質片岩卓越層(いわゆる三縄層主部:小島ほか、1956bなど)であり、その下限は白滝ユニット中部の泥質片岩との岩相境界である(第2. 3図b)。寒風山周辺ではこの岩相境界がほぼ水平なことに加え、苦鉄質片岩卓越層の見かけの厚さが500m以上に及び、山稜部にまで達しているためその上位は見えていない(第2. 3図b)。一方、白滝地域ではサブユニット境界がタイトな北傾斜のDs転倒褶曲によってkm規模で曲げられている。これにより、白滝ユニット中部の最上部泥質片岩は、加茂次郎山の南麓で白滝ユニット上部と接するほか、より北方に位置する転倒褶曲のアンチフォーム部分にも白滝ユニット上部内の地窓として露出する(第3. 19図)。一方、転倒褶曲のシンフォーム部分には苦鉄質片岩卓越層の上位に位置する泥質片岩卓越層が露出する(第3. 19図)。白滝ユニットの苦鉄質片岩、及び泥質片岩卓越層は厚さ200m程度までの珪質片岩卓越層をしばしば挟む。

寒風山周辺の白滝ユニット上部は変成分帯では全域が緑泥石帯高温部に含まれる(第3. 1図)。ただし、緑泥石帯高温部、低温部への区分に不確定性があるため(第3. 1図a)、下底部が緑泥石帯低温部に入る可能性はある。一方、白滝地域では加茂次郎山南麓の緑泥石帯低温部に始まり、北北東に向かって緑泥石帯高温部、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯、及びオリゴクレーヌ黒雲母帯へと変成度の上昇が見られる(第3. 20図a)。この変成度の上昇に伴い、同じ岩相でもその産状は大きく変化する。

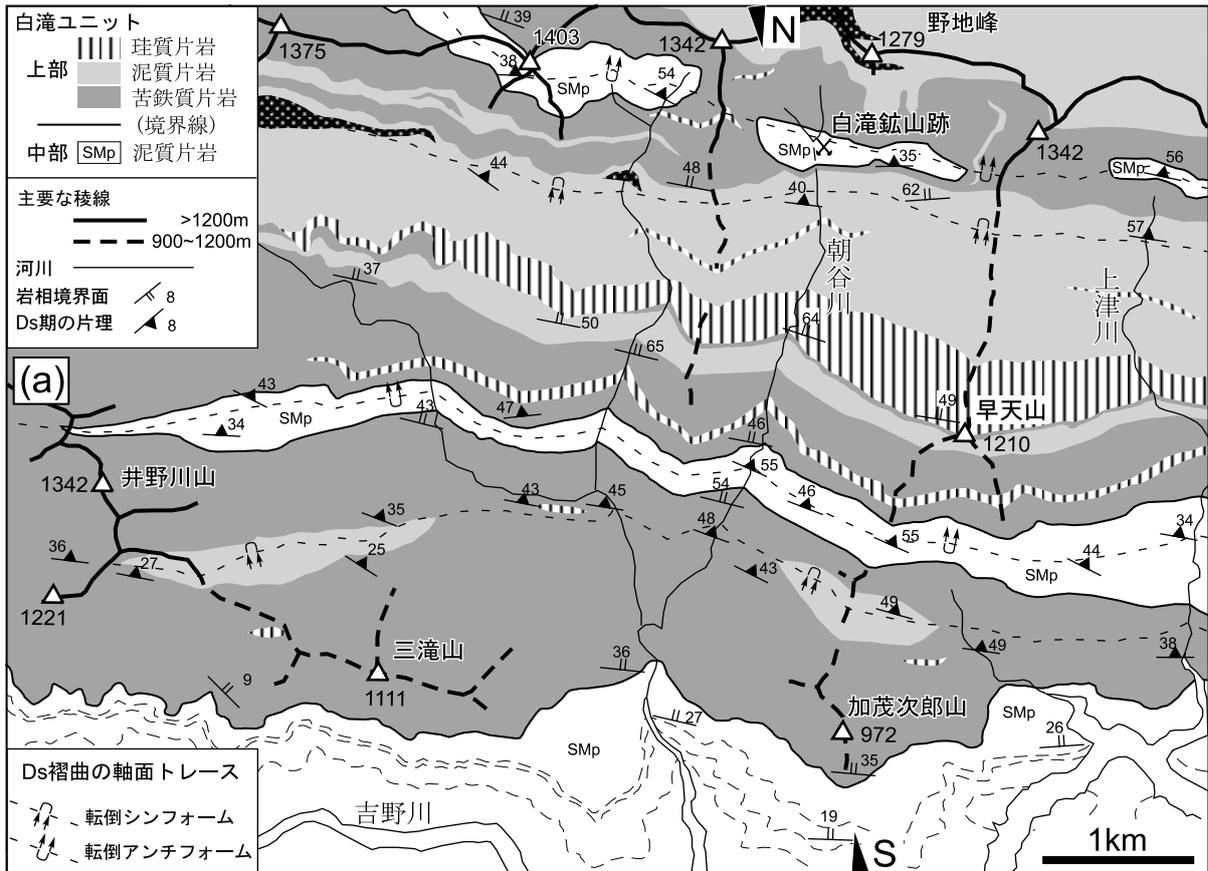
白滝ユニット上部では、白滝ユニット中部でほぼ普遍的に観察される露頭規模のDu褶曲がまれにしか見られなくなる。すなわち、主片理であるDs片理は多くの場合、Du褶曲に曲げられることなく平滑に発達する(第3.

21図a-e)。また、主片理とほぼ平行な軸面を持つ露頭規模のDs褶曲がしばしば観察される(第3. 21図a,c)。ざくろ石帯相当部にはDt褶曲と思われるほぼ水平な軸面を持つ褶曲がよく観察される(第3. 20図b, 第3. 21図f)。

#### 3. 5. 3. 1 白滝地域の巨視的な褶曲構造

白滝地域には、西北西-東南東方向に延びる巨視的なDs転倒褶曲の軸面トレースを4本想定した(第3. 19図a)。本報告ではこれらを北から白滝アンチフォーム、白滝シンフォーム、加茂次郎アンチフォーム、加茂次郎シンフォームと呼ぶ(第3. 19図b)。以下、これらの巨視的なDs褶曲を想定した根拠を記す。

白滝アンチフォームは秀(1954)で「白滝横臥背斜」として報告されているものであり、本報告の調査でもその存在が確認できた。すなわち、野地峰の西1kmに位置するピーク(1,342m)から南方に延びる稜線沿いでは約1kmに渡って苦鉄質片岩が卓越するのに対し、その東西の沢沿いでは苦鉄質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩と岩相が変化する(第3. 19図a)。つまり、泥質片岩は上に凸の褶曲によって苦鉄質片岩にたたみ込まれている。この褶曲がDs期のものであることは、白滝アンチフォームの東方延長である上津川上流の泥質片岩の微細構造から確認できた(第3. 22図a)。一方、秀(1961)は白滝アンチフォームの0.5~1km南方に同じ褶曲によるシンフォームを見出し、両褶曲の軸面トレースを西北西方向へ、北隣「新居浜」地域内の瀬場付近まで延長した。本地域内の調査では白滝シンフォームの存在を裏付ける明確な証拠は得られなかったが、瀬場周辺において白滝シンフォームの延長部が確認されている(Aoya, 2002)。瀬場で確認されたシンフォームの南翼が北傾斜を示すことから、本地域の地下で白滝シンフォームの南翼をなしている苦鉄質片岩卓越層は、より南方で再び露出するはずである。加茂次郎山の北方約2kmに分布する苦鉄質片岩卓越層(第3. 19図a)がこれに相当するものと解釈した。一方、更に南方の加茂次郎山周辺部には、Kawachi(1968)が等斜状シンフォーム(朝谷-瓜生野横臥向斜)を想定している。このシンフォーム(加茂次郎シンフォーム)の存在も本報告の調査で確認できた。すなわち、加茂次郎山から北に延びる稜線沿いでは苦鉄質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩と岩相が変化するのに対し、東西の沢沿いでは約1kmに渡って苦鉄質片岩が卓越する(第3. 19図a)。つまり、加茂次郎山の北方約800mに位置する泥質片岩卓越部(第3. 22図b)は下に凸の褶曲によって苦鉄質片岩にたたみ込まれている。また加茂次郎山の西をえぐる朝谷川沿いにおいては、想定した加茂次郎シンフォームの南翼と北翼でDs褶曲の非対称性が逆転することも確認した(第3. 22図c, d)。加茂次郎シンフォームの北翼、及び白滝シンフォームの南翼をなす苦鉄質片岩卓越層は加茂次郎山の西北西約



第3. 19図 白滝地域周辺の地質概略と地質構造

(a) 白滝地域周辺の地質概略図。岩相境界面は図学的に導出した。

(b) (a) に示したN-S間の断面図。(a)とは縮尺が異なるので注意。白滝ユニットのサブユニット境界を実線で示した。

5kmに位置する井野川山付近でほぼ同一層となる。すなわち、両層の間をなす泥質片岩卓越層がほぼ消滅する(第3. 19図a)。このことから、両層は加茂次郎山北方の上空において接合すると考え、ここに加茂次郎アンチフォームを想定した(第3. 19図b)。ただし、加茂次郎シンフォームと加茂次郎アンチフォームを井野川山の西方まで延長する根拠は得られなかった。

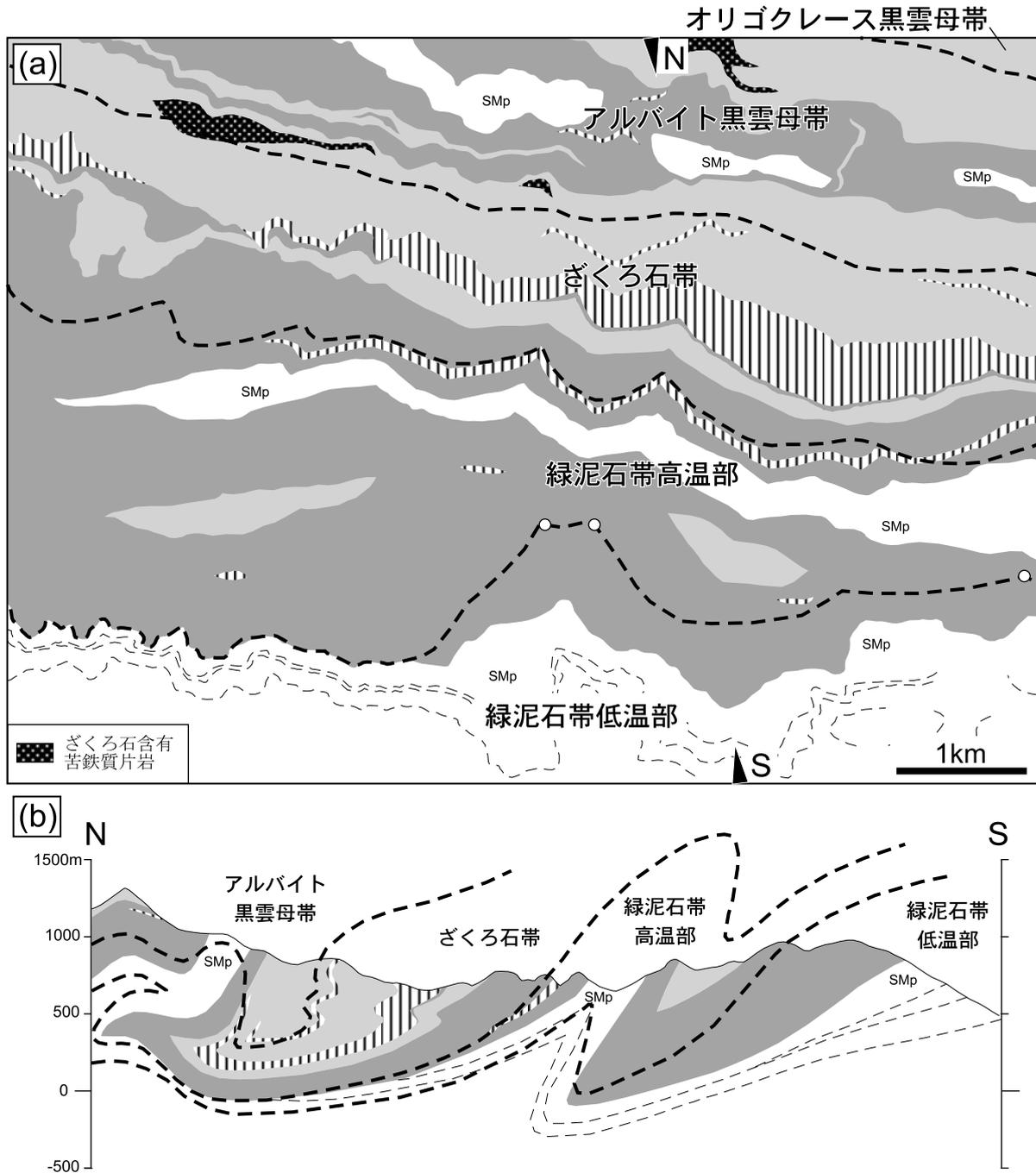
以上をまとめると、地図上で数枚に分かれて分布する

白滝地域の苦鉄質片岩卓越層は全て同一層とみなせる(第3. 19図b)。この巨視的なDs褶曲を踏まえると、白滝鉱山跡周辺や井野川山東方に分布する泥質片岩卓越層は、苦鉄質片岩卓越層よりも下位、すなわち白滝ユニット中部の地窓とみなせる(第3. 19図)。一方、野地峰周辺、及び白滝シンフォーム周辺の泥質片岩卓越層は苦鉄質片岩よりも上位に位置するため、白滝上部ユニットに属するものとした。この泥質片岩卓越層は、北隣「新居浜」地

域においてエクロジヤイトを含む苦鉄質岩類を挟有する(例えば Aoya, 2002).

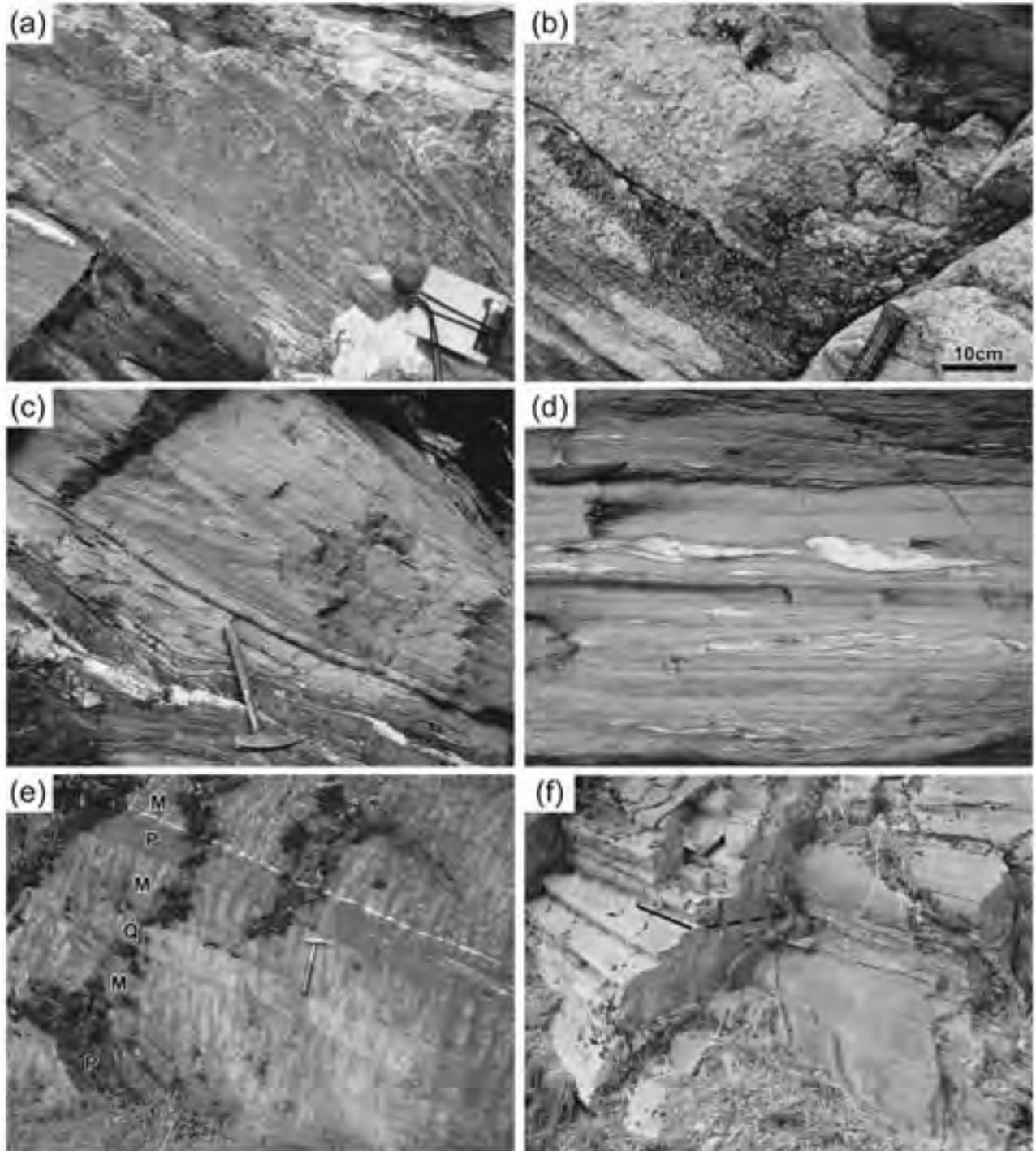
第3. 2. 2節で述べたように、少なくとも白滝地域において、D<sub>s</sub> 変形は主に変成作用のピーク以後に起こっていることから、変成分帯(第3. 20図 a)も D<sub>s</sub> 褶曲によって曲げられているはずである(例えば Wallis *et al.*, 1992). その褶曲構造の解釈を第3. 20図 bの断面

図に示した. 例えば、同じ白滝中部ユニットに属する泥質片岩は、加茂次郎山の南麓では緑泥石帯低温部、その北方の地窓では緑泥石帯高温部、また白滝鉱山周辺の地窓ではアルバイト黒雲母帯と、異なる鉱物帯に属する(第3. 20図 a). このことは、岩相境界面と鉱物帯の境界面は完全には一致せず、斜交関係にあることを示している(第3. 20図 b).



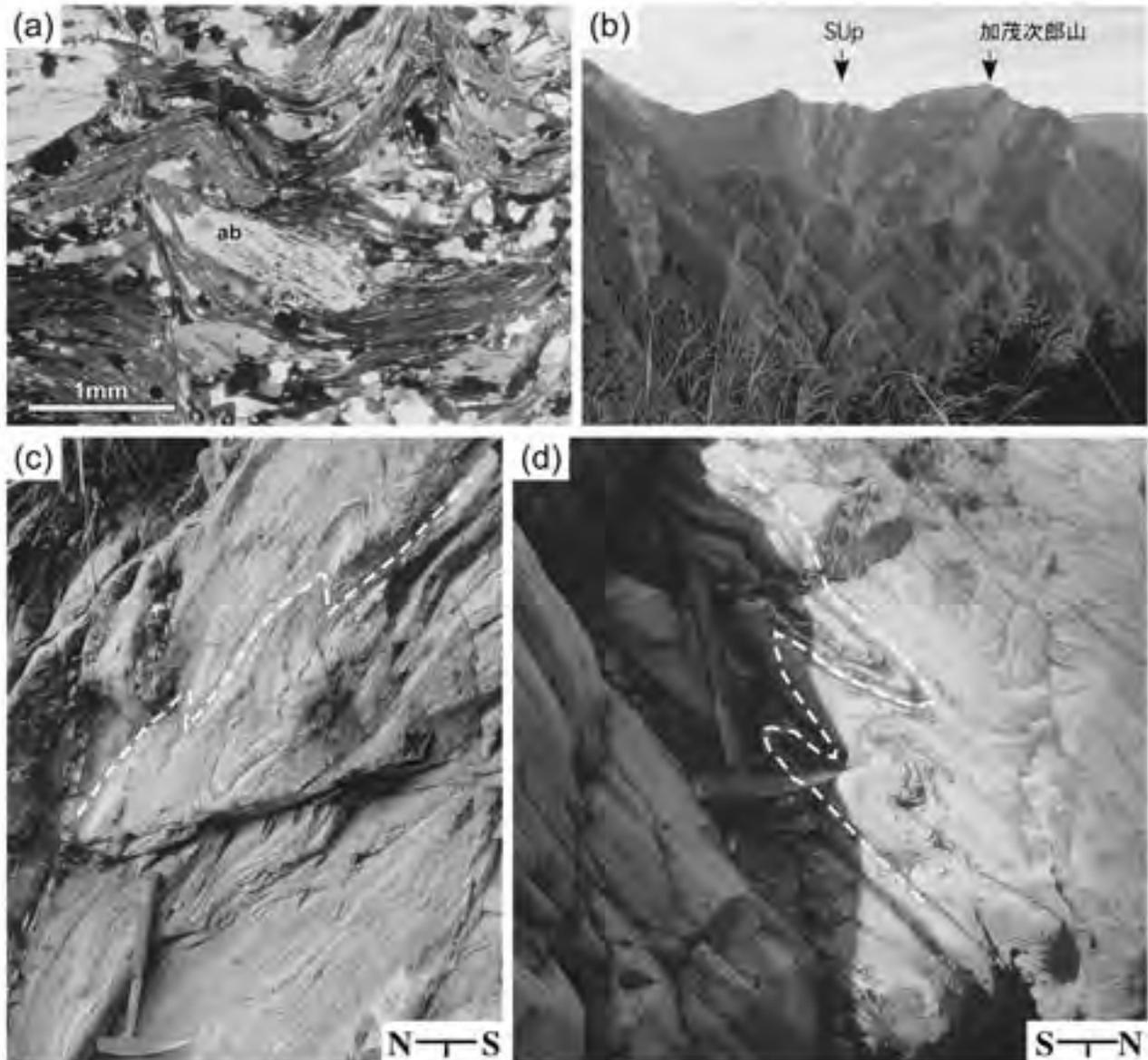
第3. 20図 白滝地域周辺の変成分帯とその褶曲構造

- (a) 滝地域周辺の変成分帯図. 変成分帯の境界を点線で示した. 緑泥石帯高温部, 低温部の区分線上には, Nakajima (1982) によるパンペリー石消滅の確認地点を白丸で示した. ざくろ石含有苦鉄質片岩以外の岩相は第3. 19図の凡例を参照.
- (b) (a) に示した N-S 間の断面図. (a) とは縮尺が異なるので注意. 変成分帯の境界線は岩相境界線と斜交しつつ D<sub>s</sub> 褶曲によって曲げられる.



第3. 21 図 白滝ユニット上部の諸岩相の露頭写真

- (a) 苦鉄質片岩（緑泥石帯高温部）。平滑な Ds 片理と、それにほぼ平行な軸面を持つ等斜状の Ds 褶曲が発達する。西を向いて撮影。クリノコンパスの長辺は 8.5cm（高知県土佐郡大川村，井野川山の南東 800m）。
- (b) 苦鉄質片岩（アルバイト黒雲母帯）。中央部の層は最大径 2cm までの粗粒アルバイト斑状変晶を含む。右上の暗色層ではアルバイト斑状変晶が少なく、最大径は 2mm 程度である（高知県土佐郡大川村朝谷の北西 1.4km）。
- (c) 泥質片岩（緑泥石帯高温部）。平滑な Ds 片理と、それにほぼ平行な軸面を持つ等斜状の Ds 褶曲が発達する。炭質物の多少に由来する層構造が認められる。北西を向いて撮影。ハンマーの長さは 33cm，ハンマーヘッドの長さは 18cm で以下同様（高知県土佐郡大川村大北川の西北西 500m）。
- (d) 泥質片岩（ざくろ石帯）。平滑な Ds 片理が発達し、炭質物の多少に由来する層構造が認められる。石英からなる白色のレンズ状脈を含む。北北東方向，下を向いて撮影（高知県土佐郡土佐町，黒岩山の南 1km）。
- (e) 苦鉄質片岩 (M)，泥質片岩 (P)，珪質片岩 (Q) の互層（ざくろ石帯）。層構造とほぼ平行に Ds 片理が発達する。画面やや上の白脈は方解石からなる。北を向いて撮影（愛媛県新居浜市別子山，大田尾越の北 150m）。
- (f) 珪質片岩（ざくろ石帯）。Ds 片理をまげる水平傾向の軸面を持つ褶曲が発達する。褶曲軸を実線，軸面トレースを点線で示した。北西を向いて撮影（高知県土佐郡大川村朝谷の南西 300m）。



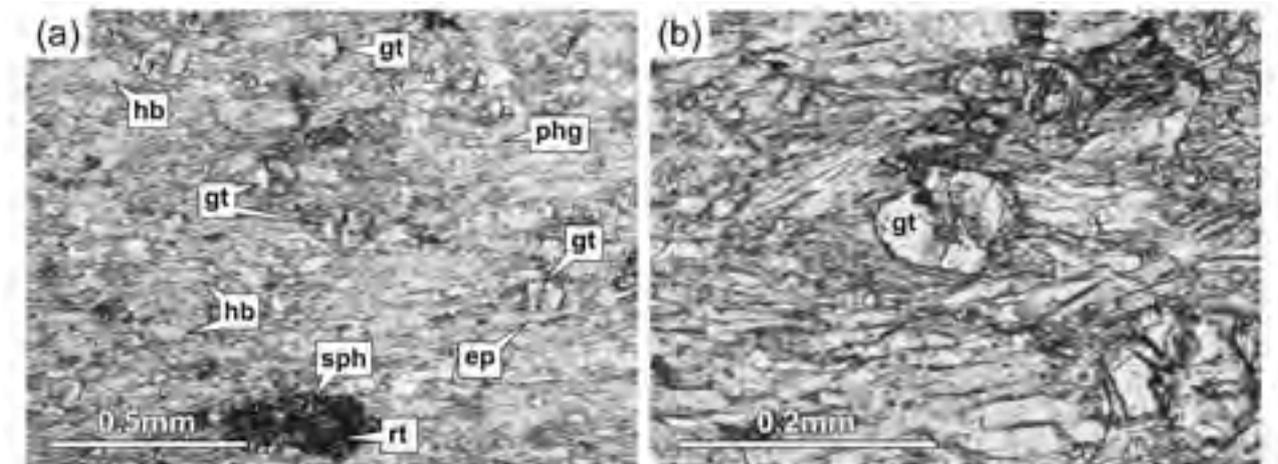
第3. 22 図 白滝地域の巨視的 Ds 褶曲に伴う地形と構造

- (a) 白滝アンチフォームのヒンジ部（アルバイト黒雲母帯，白滝ユニット中部の地窓）に産する泥質片岩の薄片写真．クロスニコル．褶曲によって曲げられている片理はアルバイト斑状変晶 (ab) の内部構造と連続し，Ds 片理よりも古い片理 (Sr) であることから，この褶曲が Ds 褶曲であると判断できる．第 3.4 図参照（高知県土佐郡土佐町，黒岩山の東南東 600m [GSJ R88197]）．
- (b) 加茂次郎山付近の稜線の地形．高知県土佐郡大川村平石の南西約 450m 地点から南東を向いて撮影．白滝シンフォームにたたみこまれる白滝ユニット上部の泥質片岩部分 (SU<sub>p</sub>) が選択的に浸食されている．
- (c) 加茂次郎シンフォームの南翼をなす苦鉄質片岩の Ds 褶曲．南フェルゲンツの非対称性を持つ．右下に方位を示した．以下同様（加茂次郎山の北西約 1.4km の朝谷川沿い）．
- (d) 加茂次郎シンフォームの北翼をなす苦鉄質片岩の Ds 褶曲．北フェルゲンツの非対称性を持つ（c の約 500m 北方の朝谷川沿い）．

### 3. 5. 3. 2 ざくろ石含有苦鉄質片岩 (SUg)

前節で述べたように，白滝ユニット上部の泥質片岩卓越層は北隣「新居浜」地域においてエクロジャイトを含む苦鉄質岩類（例えば Takasu, 1989 ; Aoya, 2002 ; Ota *et al.*, 2004）を挟有する．エクロジャイトを含む苦鉄質岩類は一般的な三波川変成コンプレックスの変成岩，すなわちオリゴクレス黒雲母帯までの変成度を示す岩

石よりも有意に高い変成圧力を被った岩石であるため，構造岩塊 (Takasu, 1989 など)，またはナップ (Wallis and Aoya, 2000 ; Aoya, 2002 など) として独立した構造単位とされる場合が多い．本地域内の調査ではエクロジャイト，つまりざくろ石+オンファス輝石+石英を含む岩石は見つかっていない．ただし，エクロジャイト相に達した苦鉄質岩体でも，一般にその全体がエクロジャ



第3. 23 図 ざくろ石含有苦鉄質片岩の薄片写真

- (a) 高知県土佐郡大川村水谷の北西 1.6km 地点の試料 (GSJ R88206). オープンニコル. gt; ざくろ石, hb; ホルンブレンド, ep; 緑れん石, phg; フェンジャイト, rt; ルチル, sph; スフェン. 以下同様.
- (b) (a) の中央部の拡大写真. 画面中央部のざくろ石の周囲に, 細粒針状のホルンブレンドとアルバイトの連晶が見られる.

イトであるわけではない. エクロジャイト相に達してもオンファス輝石を生じないような化学組成の苦鉄質岩も存在するし, またオンファス輝石が形成したとしても, のちの後退変成によって分解してしまう場合がある. 例えば, 白滝アンチフォームの西北西延長に位置する瀬場塩基性片岩では, エクロジャイトは広範囲に散在するものの, その産出頻度はきわめて低い (Aoya, 2002). 実際には, 瀬場塩基性片岩の大部分はざくろ石緑れん石角閃石片岩である. ただし, アルバイト斑状変晶を含まない場合が多い. こういった観点から, 本報告では瀬場塩基性片岩と同一の構造位置を占めるざくろ石を含む苦鉄質片岩に, エクロジャイトユニットに区分される可能性がある岩相として独立の凡例を与えた. ただし, 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩卓越層中でも 1 試料においてざくろ石を確認しているが, これは地質構造の見地からざくろ石含有苦鉄質片岩に含めず, 苦鉄質片岩とした.

本報告におけるざくろ石含有苦鉄質片岩は白滝シンフォームの周辺, 及び野地峰の周辺に小規模に分布する (第 3. 20 図). 特に, 高知県土佐郡大川村水谷の北西 1.6km 付近の分布域では 10m 規模の露頭全域にわたってアルバイト斑状変晶が見られない場合がある.

#### 岩石記載

ざくろ石フェンジャイト緑れん石ホルンブレンド片岩 (第 3. 23 図)

主な構成鉱物はホルンブレンド, 緑れん石, フェンジャイトであり, その他に少量のざくろ石, ルチル, スフェン, 石英, アルバイト, 不透明鉱物を含む. ホルンブレンド, 緑れん石, フェンジャイトは片理に沿った定向配列を示す. アルバイトはごく細粒でホルンブレンドや緑れん石の粒間を埋める. また細粒針状のホルンブレンドがアルバイトと連晶をなす部分が存在する (第 3. 23 図 b). これはオンファス輝石の分解組織である

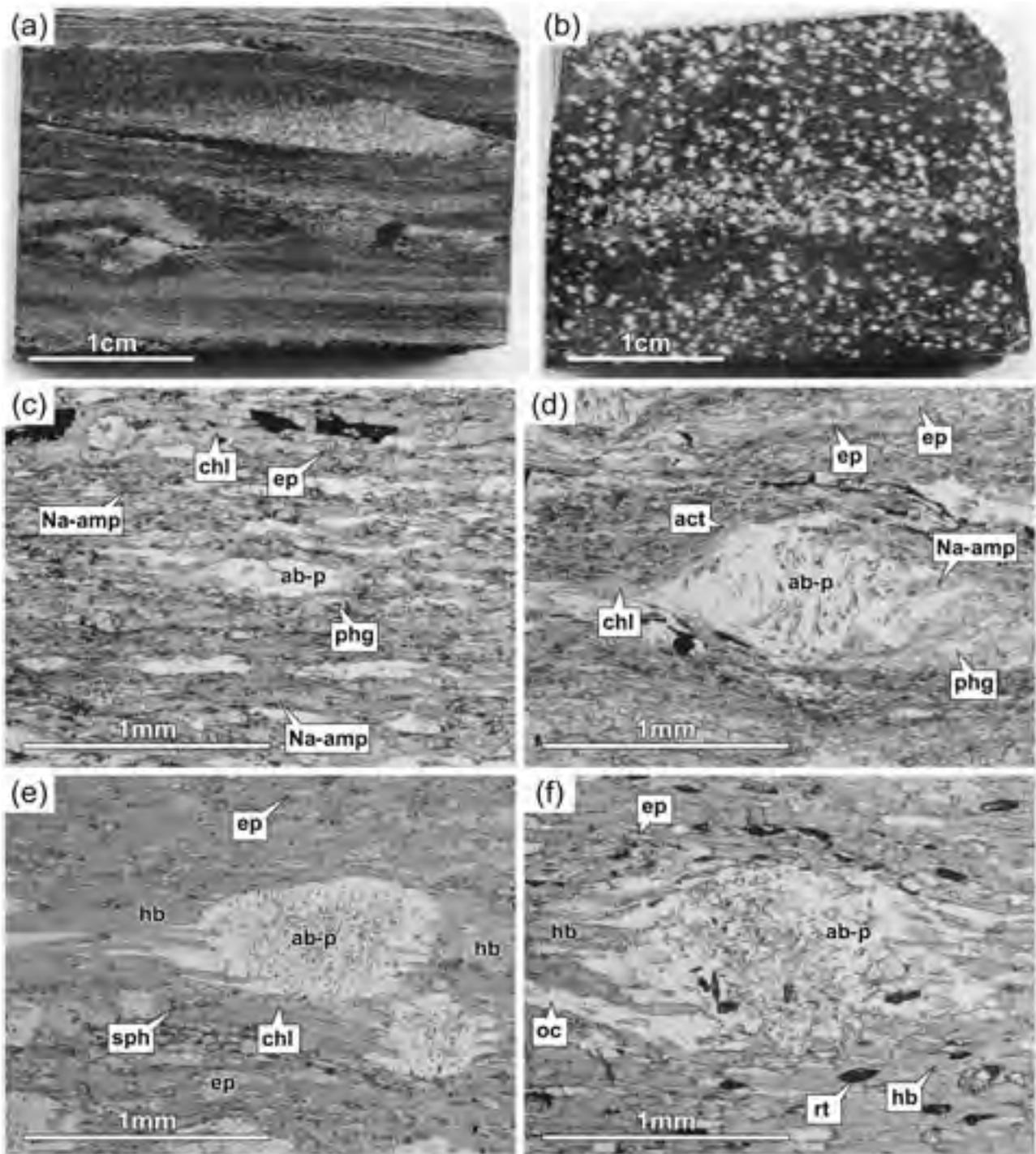
可能性が高い. スフェンは一般にルチルを取り囲む産状を示す (第 3. 23 図 a).

#### 3. 5. 3. 3 苦鉄質片岩 (SUm)

本地域北西部の寒風山周辺では白滝ユニット上部全体が苦鉄質片岩卓越層からなり, その見かけの厚さは 500m 以上ある (第 2. 3 図). 本地域北東部の白滝地域における苦鉄質片岩卓越層の分布は第 3. 19 図に示した通りである. 苦鉄質片岩卓越層は厚さ 50m 以内の珪質片岩, 及び泥質片岩層をしばしば挟む (第 3. 21 図 e). その他に, 白滝地域では泥質片岩卓越層中に厚さ 20m 以内の苦鉄質片岩層がしばしば挟まれる.

肉眼では, 緑泥石帯とざくろ石帯ではおおむね淡緑色から淡青緑色, アルバイト黒雲母帯とオリゴクレス黒雲母帯ではおおむね濃緑色から暗緑色を呈する. 一般に 0.5 ~ 5mm 程度の色調の異なる層の繰り返しが認められる (第 3. 24 図 a). 緑泥石帯では肉眼で識別できるアルバイト斑状変晶はほとんど見られないが (第 3. 24 図 a), 径 1mm 以下のアルバイト斑状変晶がしばしば含まれている (第 3. 24 図 c). ざくろ石帯以上の高変成度部の露頭では一般にアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる (第 3. 24 図 b). ただし, アルバイト斑状変晶は厚さ 1m 以下の特定の層に集中的に見られるか, もしくは層ごとにその量比・粒径が異なる場合が多い (第 3. 21 図 b). 変成鉱物の粒径は変成度が上がるにつれて大きくなり (第 3. 24 図 c-f), ざくろ石帯以上の高変成度部では肉眼で識別できる変成鉱物が増える. 特にアルバイト黒雲母帯やオリゴクレス黒雲母帯ではアルバイト斑状変晶に加えてホルンブレンド, フェンジャイトなども比較的容易に確認できる粒度に達している (第 3. 24 図 f).

白滝ユニット上部の苦鉄質片岩では Du 褶曲が観察されることは少なく, 平滑な Ds 片理が発達する 경우가多



第3. 24図 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩の研磨面の写真, 及び薄片写真

- (a) 緑泥石帯高温部の苦鉄質片岩の研磨面写真. 肉眼ではアルバイト斑状変晶を確認できない (高知県土佐郡大川村大平の北東 1.3km [GSJ R88202]).
- (b) アルバイト黒雲母帯の苦鉄質片岩の研磨面写真. 白色粒状のアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる (高知県土佐郡大川村, 野地峰の西 1km [GSJ R88195]).
- (c) 緑泥石帯高温部の苦鉄質片岩の薄片写真. オープンニコル. 以下同様. ab-p; アルバイト斑状変晶, Na-amp; アルカリ角閃石, chl; 緑泥石, ep; 緑れん石, phg; フェンジャイト. 以下同様 (高知県土佐郡大川村, 大座礼山の南東 100m [GSJ R88198]).
- (d) ざくろ石帯の苦鉄質片岩の薄片写真. act; アクチノ閃石 (高知県土佐郡大川村平石 [GSJ R88193]).
- (e) アルバイト黒雲母帯の苦鉄質片岩の薄片写真. hb; ホルンブレンド, sph; スフェン. 以下同様 (b と同一試料).
- (f) オリゴクレス黒雲母帯の苦鉄質片岩の薄片写真. oc; オリゴクレス, rt; ルチル (北隣り「新居浜」図幅内, 野地峰の北北西 900m [GSJ R88228]).

い(第3. 21図 a, b). この片理とほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状のDs 褶曲がしばしば観察される(第3. 21図 a, 第3. 22図 c, d).

**緑泥石帯低温部** 分布範囲は第3. 20図参照. 構成鉱物とその産状は白滝ユニット中部に準ずる(第3. 18図 a, b). すなわち, 主に緑泥石, アクチノ閃石, 緑れん石, アルバイト, 石英からなり, その他に少量のスフェン, 不透明鉱物を伴う. またフェンジャイト, ルチル, 方解石を含む場合がある. これらの鉱物に加え, パンペリー石またはアルカリ角閃石が含まれることがある.

**緑泥石帯高温部** 寒風山周辺の苦鉄質片岩卓越層は全域が緑泥石帯高温部に含まれる. 白滝地域での分布範囲は第3. 20図参照. 構成鉱物は緑泥石帯低温部に準ずるが, パンペリー石が産出しなくなる(第3. 2図). また, アルカリ角閃石が含まれる場合には主要構成鉱物となり, アクチノ閃石と入り交じって片理に沿った定向配列を示している(第3. 24図 c). アクチノ閃石をほとんど含まない場合もある(第3. 1図 a). 顕微鏡下では径1mm以下の細粒アルバイト斑状変晶が見られることが多い(第3. 24図 c).

**ざくろ石帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. 構成鉱物は緑泥石帯高温部と同様だが(第3. 2図), アルバイト斑状変晶が粗粒化して肉眼でも識別できるようになる(第3. 24図 d). また, まれにアパタイトが含まれる. 基質にはアルカリ角閃石, アクチノ閃石の両者が存在することが多いが, アルバイト斑状変晶の中心部に包有されるものはアルカリ角閃石に限られる.

**アルバイト黒雲母帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. ざくろ石帯に普通に産出していたアクチノ閃石やアルカリ角閃石が消滅し, ホルンブレンドもしくはバロア閃石が出現する(第3. 2図). 基質を構成するホルンブレンド, 緑れん石, フェンジャイトの粒径が大きくなり, 肉眼で識別できるようになる(第3. 24図 e).

**オリゴクレス黒雲母帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. 構成鉱物はアルバイト黒雲母帯とほぼ同様だが, まれにざくろ石が含まれることがある(第3. 2図). オリゴクレスが含まれることがあり, その場合, アルバイト斑状変晶の縁部に中心部と消光位の異なる部分として認識されることが多い(第3. 24図 f). 緑泥石を含まない場合があり, ルチルの量比が増える(第3. 24図 f). 構成鉱物の粒径は全体としてアルバイト黒雲母帯よりも更に大きくなっている(第3. 24図 f).

#### 3. 5. 3. 4 珪質片岩 (SUq)

白滝地域の早天山付近の珪質片岩層(第3. 19図)は苦鉄質片岩, 泥質片岩の薄層を挟みつつ, 主片理を基準としたみかけの厚さが300m程度あるが, 西に向かってその厚さを減じ, 苦鉄質片岩卓越層に伴う薄層となる(第3. 21図 e). その他, 寒風山地域, 白滝地域の両者において苦鉄質片岩卓越層中に厚さ50m以内の珪質片岩がし

しばしば挟まれる. 白滝地域の泥質片岩卓越層中にも厚さ20m以内の珪質片岩層がしばしば挟まれる.

白滝地域のざくろ石帯相当部では主片理を曲げる軸面のほぼ水平な褶曲がしばしば発達する(第3. 21図 f). Du 褶曲が発達することはまれである.

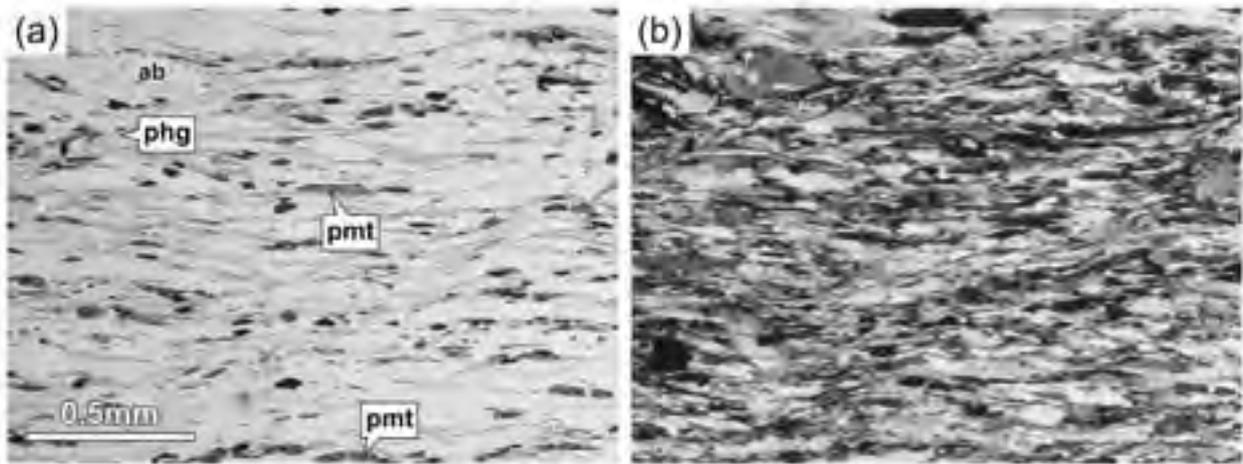
緑泥石帯における珪質片岩の産状と構成鉱物は白滝ユニット中部の珪質片岩にほぼ準ずる. すなわち, 白色-灰白色, 淡緑色もしくは赤色の珪質片岩が存在し, 灰白色のものは炭質物を含む. 少量のアルバイト, 緑泥石, フェンジャイト, 不透明鉱物は一般に含まれ, 方解石や細粒のざくろ石が含まれることがある. 赤色系の珪質片岩には紅れん石が含まれることがある. その他, 白滝ユニット上部の緑泥石帯高温部では緑れん石が普通に産出する.

ざくろ石帯以上の高変成部では赤色系の珪質片岩は一般に紅れん石, もしくは紅れん石と緑れん石の両者を含む(第3. 25図 a). また, ほとんど全ての珪質片岩にざくろ石が含まれるようになり, アルバイトの産状は一般に斑状変晶状となる. また緑色系の珪質片岩にはアルカリ角閃石が普通に含まれるようになる. 石英は一般に波動消光を示し, 片理にほぼ平行ないし低角で斜交した形態定向配列を示す(第3. 25図 b).

#### 3. 5. 3. 5 泥質片岩 (SUP)

白滝地域において, 白滝ユニット上部中に地窓として分布する白滝ユニット中部の泥質片岩(第3. 19図)の記述もここに含める. 白滝地域における泥質片岩卓越層の分布は第3. 19図に示した通りである. この他に, 寒風山周辺, 及び白滝地域の苦鉄質片岩卓越層中にも厚さ50m以内の泥質片岩層がしばしば挟まれる.

肉眼では, 緑泥石帯ではおおむね暗灰色を示し, 片理にほぼ平行な薄い石英脈ないしレンズ状脈がよく発達する(第3. 26図 a, c). ざくろ石帯以上の高変成度地域ではおおむね暗灰色から銀灰色を呈し, mm規模の層構造の発達は顕著でなくなる(第3. 26図 b). ただし, 鉱物帯を問わず, 炭質物に富む層と比較的少ない層による数cm-1m規模の縞状構造は頻りに観察される(第3. 21図 c). 緑泥石帯では肉眼で識別できるアルバイト斑状変晶は見られず(第3. 26図 a), 顕微鏡規模のアルバイト斑状変晶もまれである(第3. 26図 c). ざくろ石帯以上の高変成度部の露頭では一般にアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる. この場合, アルバイト斑状変晶は包有物である炭質物に由来して黒色-暗灰色の粒として観察されることが多い(第3. 26図 b). 変成鉱物の粒径は一般に変成度が上がるにつれて大きくなる. 特にアルバイト黒雲母帯やオリゴクレス黒雲母帯ではアルバイト斑状変晶に加えてフェンジャイトや場合によってはざくろ石が比較的容易に識別できる. これらの鉱物帯では片理面がフェンジャイトによって銀色に輝いている. オリゴクレス黒雲母帯では黒雲母も肉眼で識別されることが多い.



第3. 25図 白滝ユニット上部の珪質片岩の薄片写真

- (a) 紅れん石を含む珪質片岩（ざくろ石帯）. オープンニコル. pmt; 紅れん石, phg; フェンジャイト, ab; アルバイト (高知県土佐郡大川村横白 [GSJ R88192]).
- (b) (a) のクロスニコル. 石英は波動消光を示し, 片理とほぼ平行ないし低角度で斜交した形態定向配列を示している.

白滝ユニット上部の泥質片岩（白滝ユニット中部の地窓も含む）では Du 褶曲が観察されることは少なく、平滑な Ds 片理が発達することが多い（第3. 21図 c, d）. この片理とほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状の Ds 褶曲がしばしば観察される（第3. 21図 c）. また、白滝地域のざくろ石帯相当部では主片理を曲げる軸面のほぼ水平な褶曲がしばしば発達する.

**緑泥石帯** 寒風山周辺の苦鉄質片岩卓越層に挟まれるものはすべて緑泥石帯に属する. 白滝地域における分布は第3. 20図参照. 構成鉱物とその産状は白滝ユニット中部に準ずる（第3. 18図 a, b）. すなわち、主に石英、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、スフェンを伴う. 炭酸塩鉱物、電気石を伴うこともある. 緑泥石、フェンジャイト、炭質物は片理に沿った定向配列を示す. アルバイト斑状変晶は細粒結晶として存在し、斑状変晶をなすことはほとんどない（第3. 26図 a）.

**ざくろ石帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. 構成鉱物は緑泥石帯のものに多くの場合、細粒のざくろ石が加わる（第3. 2図; 第3. 26図 d）. また、アパタイトや紅れん石が含まれることがある. アルバイトが斑状変晶状の産状を示すようになり（第3. 26図 d）、多くの場合肉眼で識別できる.

**アルバイト黒雲母帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. 構成鉱物はざくろ石帯のものに加えて、一部に黒雲母が含まれるようになる（第3. 2図, 第3. 26図 e）. アルバイト黒雲母帯では黒雲母は一般に長径1mm以下の細粒結晶であることが多い. 黒雲母はおおむね片理に沿った定向配列を示す（第3. 26図 e）.

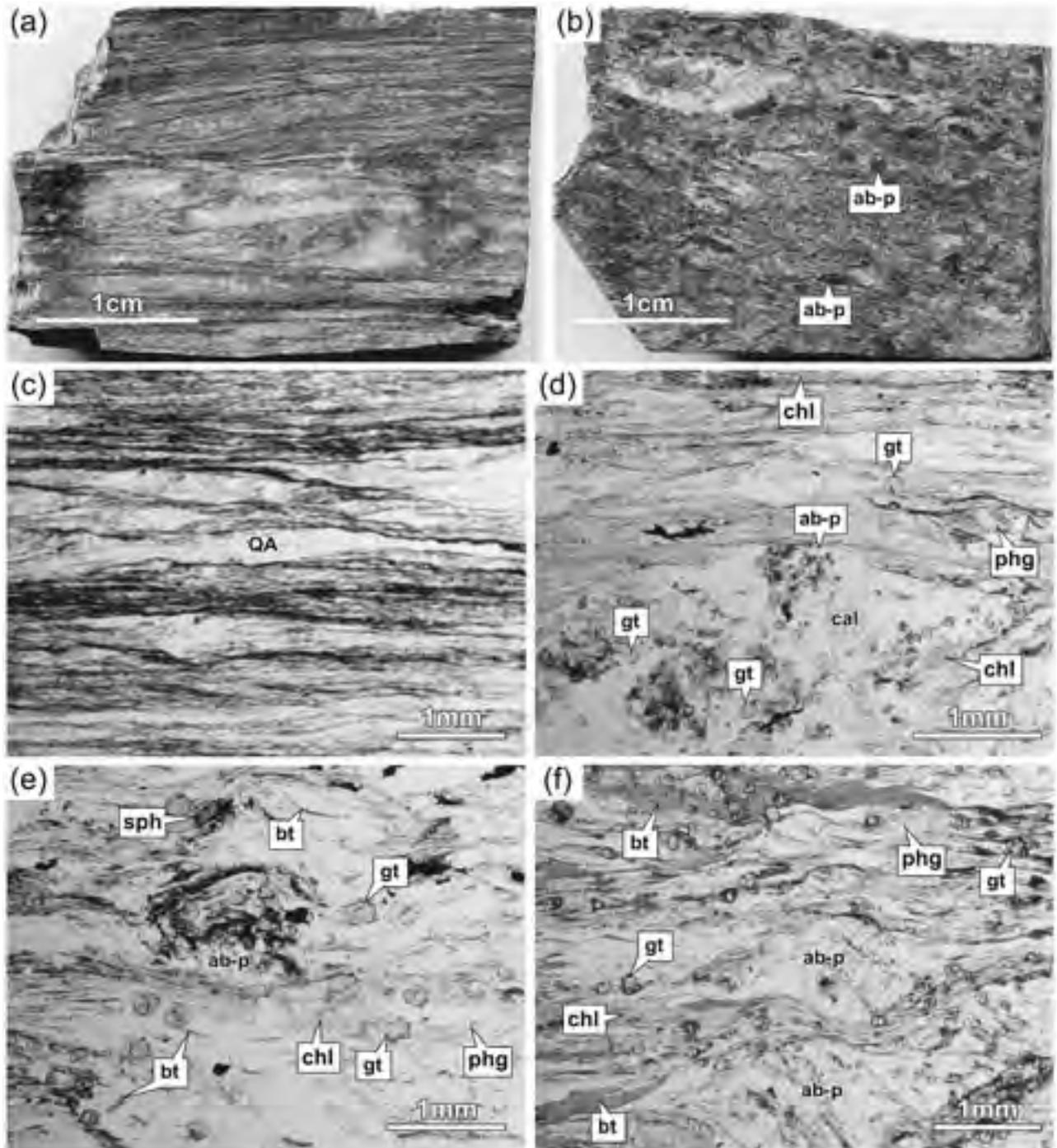
**オリゴクレス黒雲母帯** 分布は白滝地域に限られる. 第3. 20図参照. 構成鉱物はアルバイト黒雲母帯のもの

に加えて、一部にオリゴクレスが含まれるようになる（第3. 2図）. オリゴクレスが含まれる場合、アルバイト斑状変晶の縁部に、中心部と消光位の異なる部分として観察されることが多い. 黒雲母の産出はより一般的となり、粒径も大きくなる（第3. 26図 f）. 緑泥石の量比が減り、ほとんど見られない場合もある. まれにホルブレンドを含むことがある.

### 3. 6 中七番ユニット

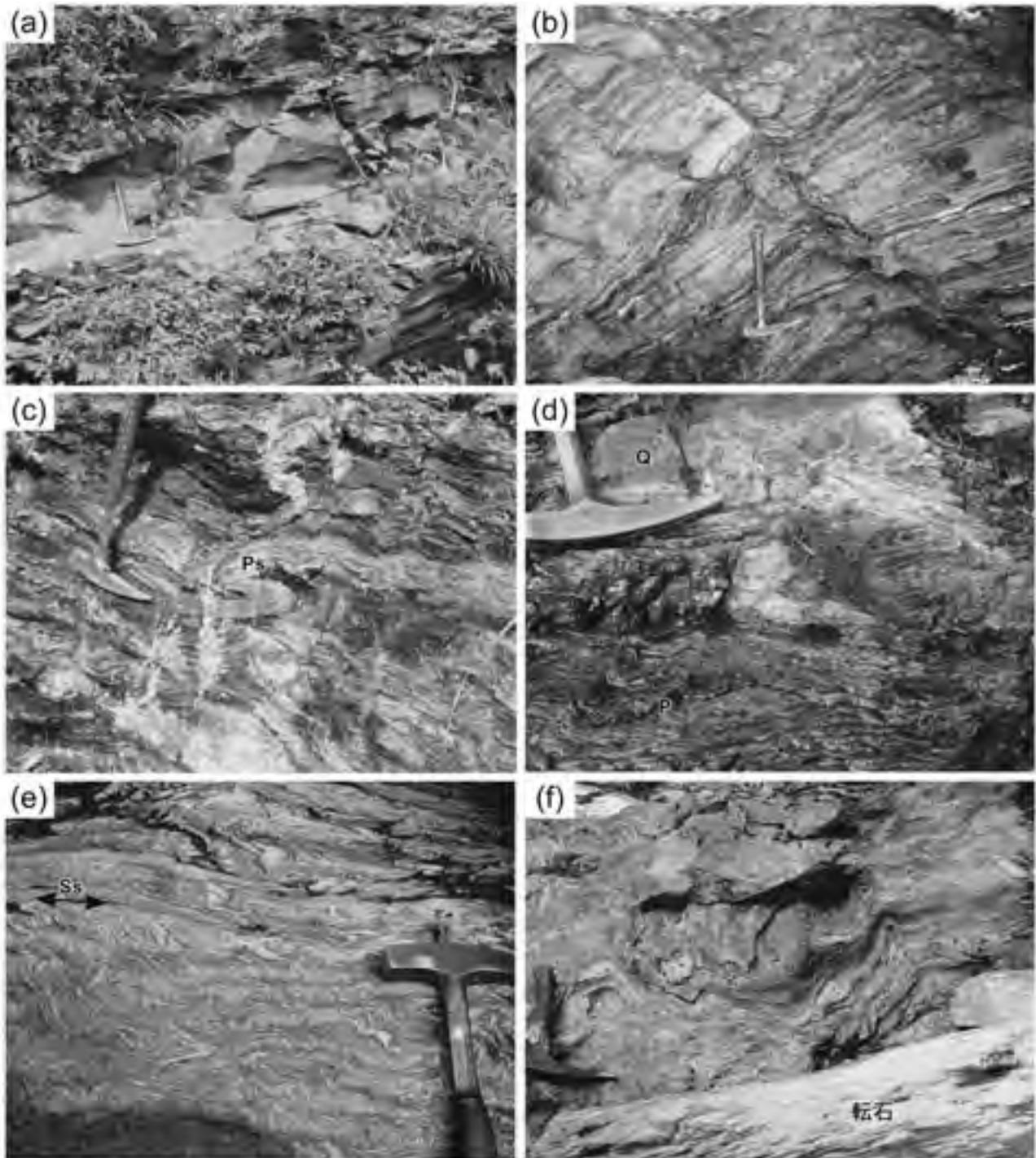
本地域の中七番ユニットは、愛媛 - 高知県境をなす平家平 - 三ツ森山の山稜の北麓と南麓に白滝ユニット中の地窓として分布する（第3. 12図）. 北麓の地窓、すなわち愛媛県新居浜市別子山中七番周辺の分布域では砂質片岩・泥質片岩互層が（第3. 27図 a-d）、また南麓の地窓、すなわち高知県土佐郡大川村小北川周辺の分布域では泥質片岩（第3. 27図 e, f）が卓越する. 白滝ユニット下部との境界は Ds 期の剪断帯である混在岩によって規定される. 混在岩は白滝ユニット下部に含め、その産状については白滝ユニット下部の節で詳述した. 中七番ユニットは全体としてゆるやかなドーム状背斜をなす（第3. 12図 b）. その厚さは下限が見えていないために不明だが、少なくとも見かけで300m以上ある.

中七番ユニットの砂質片岩には比較的平滑な Ds 片理が発達し、Ds 褶曲や Du 褶曲に曲げられていることは少ない（第3. 27図 a）. ただし、泥質片岩優勢な砂質片岩・泥質片岩互層中ではしばしば Ds 褶曲、Du 褶曲が観察される（第3. 27図 c）. 一方、泥質片岩には Ds 褶曲や Du 褶曲がしばしば観察される（第3. 27図 e, f）. Ds 褶曲が非対称性を持つ場合はほぼ一貫して南フェルゲンツを示す（第3. 27図 c）.



第3. 26 図 白滝ユニット上部の泥質片岩の研磨面の写真，及び薄片写真

- (a) 緑泥石帯高温部の泥質片岩の研磨面写真．肉眼でアルバイト斑状変晶を確認できない（高知県土佐郡大川村，加茂次郎山の北北西 1km [GSJ R88191]）．
- (b) アルバイト黒雲母帯の泥質片岩の研磨面写真．炭質物の包有物に由来した黒色を呈するアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる．ab-p；アルバイト斑状変晶．以下同様（高知県土佐郡大川村平石の北北東 1.5km [GSJ R88194]）．
- (c) 緑泥石帯高温部の泥質片岩の薄片写真．オープンニコル．以下同様．QA；細粒石英の集合体（a と同一試料）．
- (d) ざくろ石帯の泥質片岩の薄片写真．gt；ざくろ石，phg；フェンジャイト，chl；緑泥石．以下同様（高知県土佐郡大川村朝谷の南南西 600m [GSJ R88190]）．
- (e) アルバイト黒雲母帯の泥質片岩の薄片写真．bt；黒雲母，sph；スフェン．以下同様（b と同一試料）．
- (f) オリゴクレス黒雲母帯の泥質片岩の薄片写真（北隣り「新居浜」図幅内，野地峰の北北西 1km [GSJ R88227]）．



第3. 27図 中七番ユニットの諸岩相の露頭写真

- (a) 砂質片岩. 北西を向いて撮影. ハンマーの長さは33cm, ハンマーヘッドの長さは18cmで以下同様 (愛媛県新居浜市別子山中七番の西400m).
- (b) 砂質片岩・泥質片岩互層. 南を向いて撮影 (愛媛県新居浜市別子山中七番の南西150m).
- (c) 砂質片岩 (Ps) を挟む泥質片岩. 画面中央の砂質片岩層は非対称なDs褶曲で曲げられている. 北西を向いて撮影 (愛媛県新居浜市別子山中七番の西350m).
- (d) 珪質片岩 (Q) を挟む泥質片岩 (P). 珪質片岩にはタイトなDs褶曲が発達する. また画面下部の泥質片岩にはDu微細褶曲が発達している. 西北西を向いて撮影 (愛媛県新居浜市別子山中七番の西北西500m).
- (e) 泥質片岩. Ds期の片理 (Ss) とほぼ平行な軸面を持つDs褶曲が発達する. 北東方向, やや下を向いて撮影 (高知県土佐郡大川村小北川の北東1km).
- (f) 泥質片岩. Du褶曲が発達する. 西北西を向いて撮影 (高知県土佐郡大川村小北川の北北西700m).

### 3. 6. 1 泥質片岩 (Np)

本地域北部の中央，高知県土佐郡大川村小北川の周辺に分布する．厚さ10m以内の苦鉄質片岩，珪質片岩をしばしば挟む．また，まれに厚さ10m以内の砂質片岩を挟むことがある．Ds 褶曲や Du 褶曲がしばしば発達する(第3. 27図 e, f)．

その他の産状，構成鉱物は次節の砂質片岩・泥質片岩互層における泥質片岩部分に準ずる．ただし，砂質片岩と互層をなすものに比べると，脈状ないしレンズ状の石英の薄層の発達が顕著である(第3. 27図 e, f)．

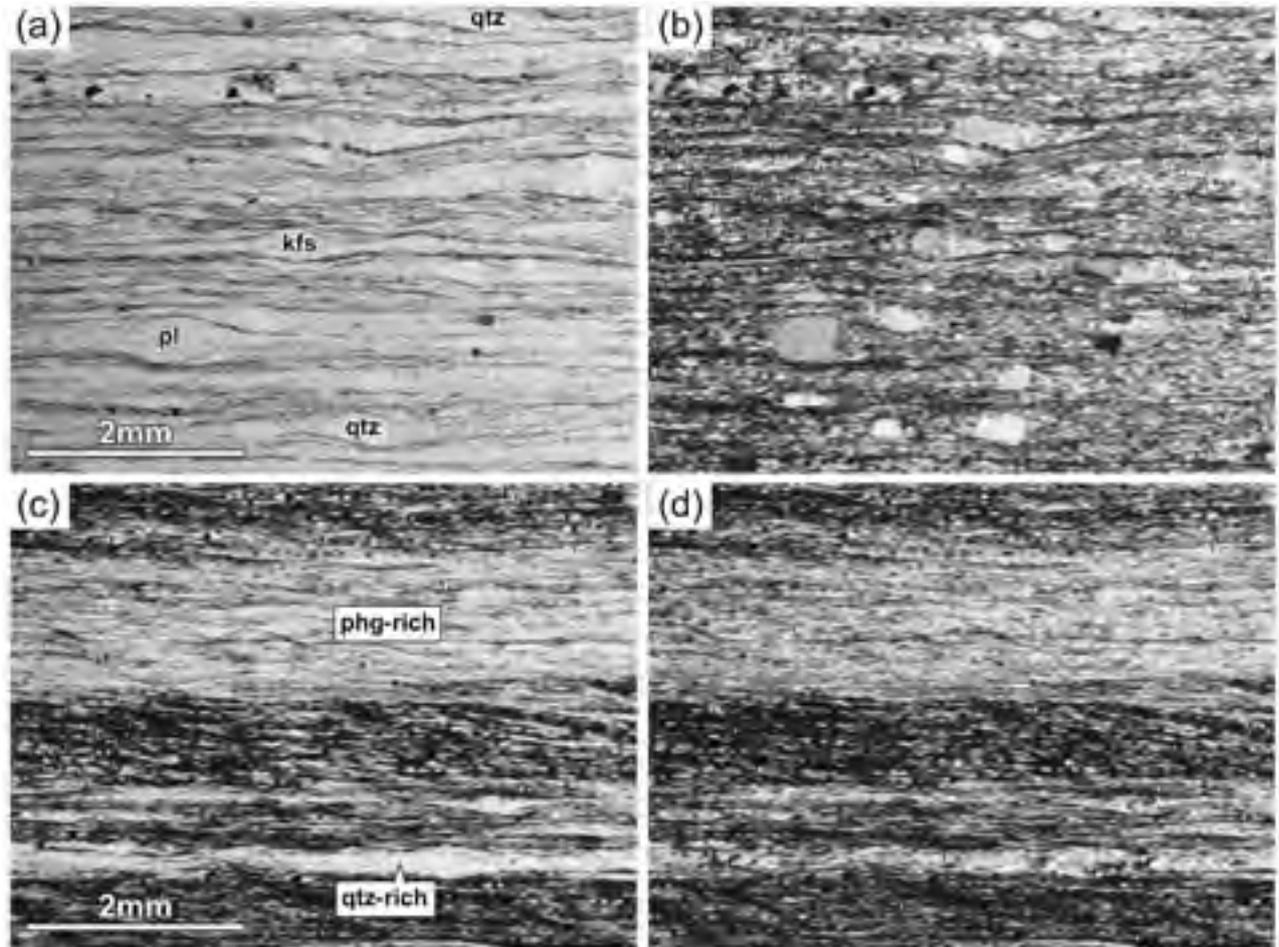
### 3. 6. 2 砂質片岩・泥質片岩互層 (Ns)

本地域北端部のやや西より，愛媛県新居浜市別子山中七番の周辺に分布する．一般に厚さ10m以内の様々な規模で砂質部と泥質部が繰り返す層状構造を持つ(第3. 27図 b)．思地ユニットの変成砂岩と異なり，砂質片岩

部分においても主片理の発達は強い(第3. 27図 a, 第3. 28図 a, b)．また，まれに厚さ数mまでの白色ないし灰白色の珪質片岩を挟むことがある(第3. 27図 d)．

砂質片岩は肉眼で灰白色ないし灰色を示し，泥質片岩に比べると片理と斜交した面で断口状に割れやすい(第3. 27図 a)．また割れ面には手で触れるとざらつきがある．一方，泥質片岩は肉眼で黒灰色を示し，片理面に沿って割れやすい．黒色の炭質物に富む層が白色のフェンジャイトや石英に富む層と厚さ2mm程度までの規模で互層することが多い(第3. 28図 c, d)．泥質片岩優勢の砂質片岩・泥質片岩互層ではDs 褶曲や Du 褶曲がしばしば観察される(第3. 27図 c, d)．

砂質片岩の主要構成鉱物は石英，アルバイト，フェンジャイト，緑泥石，斜長石，カリ長石であり，少量の不透明鉱物を含む．また，炭酸塩鉱物を伴うことがある．石英，斜長石，カリ長石の径0.1～1mm程度の碎屑粒



第3. 28図 中七番ユニットの砂質片岩，泥質片岩の薄片写真

- (a) 砂質片岩．オープンニコル．強いDs片理が発達し，石英(qtz)，斜長石(pl)，カリ長石(Kfs)の碎屑粒子がクラスタ状に散在する(愛媛県新居浜市別子山中七番の西400m [GSJ R88222])．
- (b) (a)のクロスニコル．
- (c) 泥質片岩．オープンニコル．(a)と同一露頭の試料(GSJ R88221)．黒色の炭質物に富む層は2mm以下の厚さでフェンジャイトに富む層(phg-rich)や石英に富む脈状の層(qtz-rich)と互層する．
- (d) (c)のクロスニコル．

子を含むが、その量は思地ユニットの変成砂岩（第3. 9図d）よりも少なく、ポーフィロクラストをなす（第3. 28図a, b）。斜長石、カリ長石は砕屑粒子としてのみ産する。砕屑粒子は一般に波動消光を示し、その長径の方向は片理とほぼ平行な方向に配列する（第3. 28図b）。

泥質片岩（第3. 28図c, d）は主に石英、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、スフェンを伴う。炭酸塩鉱物を伴うこともある。

### 3. 7 地質構造

日比原地域の巨視的な地質構造の概略を第3. 29図に示す。実在断層についてはその露頭での確認地点を併せて示した。

**Ds 期の変形構造** 本地域北東部の白滝地域ではDs期の転倒褶曲群、すなわち白滝アンチフォーム、白滝シンフォーム、加茂次郎アンチフォーム、加茂次郎シンフォームが認識された（第3. 19図）。これについては白滝ユニット上部の節で記述した。また本地域北東部やや西よりの平家平周辺には、白滝-中七番ユニット境界をなし、混在岩によって特徴付けられるDs期の剪断帯があるが、これについては白滝ユニット下部の節で記述した。

**Du 期の変形構造** 露頭規模でのDu褶曲は本地域南部ではほぼ普遍的に観察されるが、地質図規模のDu褶曲構造は比較的少ない。つまり、Du褶曲によって曲げられている主片理の包絡面は広い範囲でほぼ水平になっている。地質図上に引いたDu褶曲の軸面トレースは第3. 29図に示した。その中で東西方向に最も長く延長されるものは本地域中央、やや南西の戸中山周辺のアンチフォーム、シンフォームである（第3. 29図）。また図幅北東端部の野地峰付近にも地質図規模のDu褶曲が認識でき、これによって白滝アンチフォームと白滝シンフォームが曲げられる構造を推定した（第3. 19図b）。

本地域南部、白滝ユニット中部の南端部に位置する清水構造帯（第3. 29図）はDu期の剪断帯である。これについては白滝ユニット中部の節で記述した。また清水構造帯の南限であり、白滝-川又ユニット境界をなす清水構造線は、断層を介しての岩相組み合わせの変化からその位置を推定した。すなわち、北側の白滝ユニット中部ではほとんど泥質片岩以外の岩相が見られないのに対し、南側の川又ユニットでは泥質片岩以外に層状ないしレンズ状の地質図に表現可能な苦鉄質片岩、珪質片岩、結晶質石灰岩が分布する。

一方、清水構造線の北方4km付近に位置する程野断層（第3. 29図）も岩相分布の変化からその存在を推定した。程野断層の北側では厚さ300～500mの珪質片岩卓越層が広く分布するが、この層は断層の南側では消滅し、ほとんど泥質片岩以外の岩相が見られなくなる。程野断層

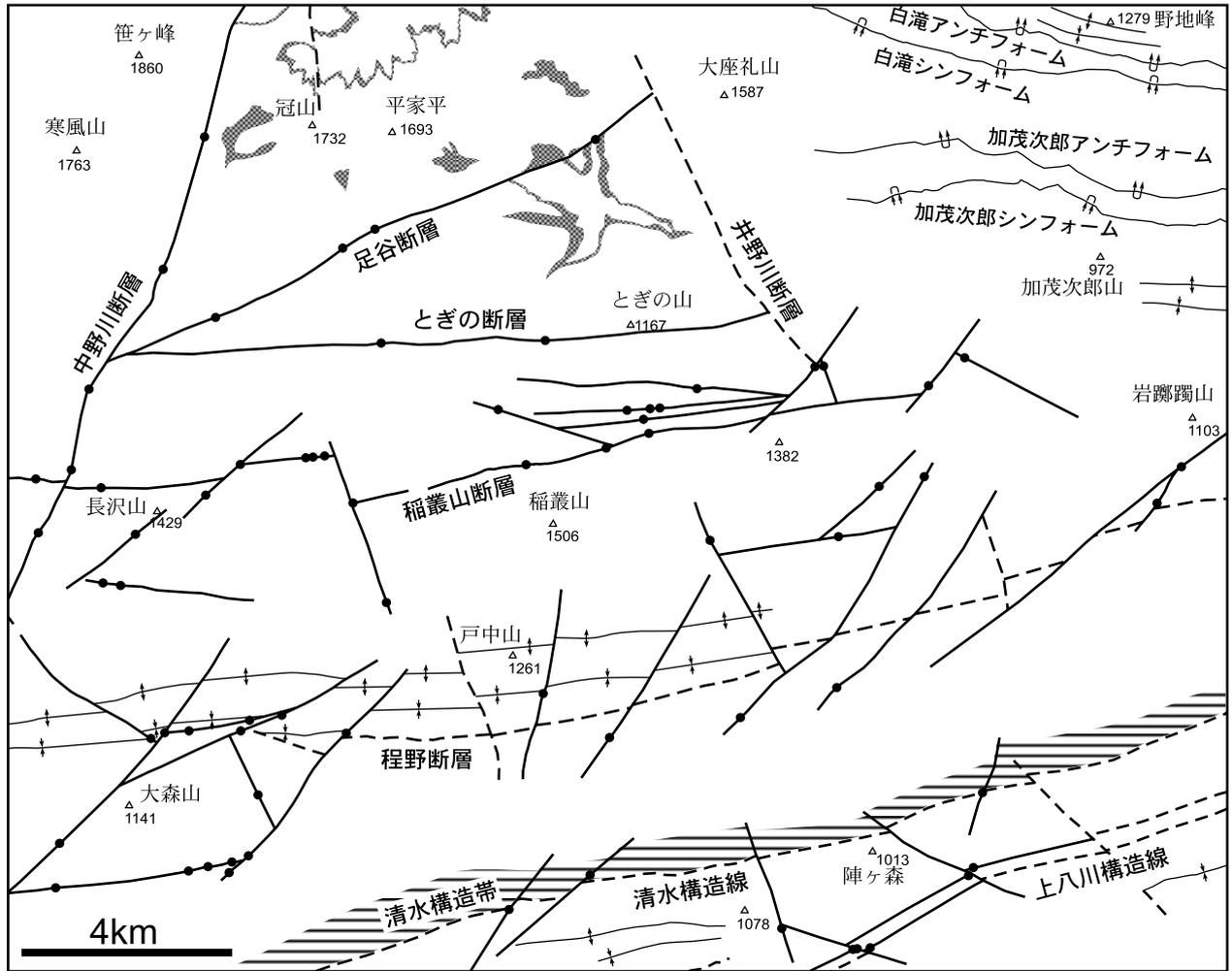
の北側では岩相境界面はほぼ水平であり、この構造を南に延長した場合に珪質片岩の分布が推定される地域（戸中山の南西部、及び岩躑躅山の南東部）においても、泥質片岩のみが分布することを確認している。図学的な推定によれば、程野断層の断層面は高角南傾斜である。また南方の清水構造線とほぼ平行に延びていることから、程野断層は清水構造線と共役な南傾斜の衝上断層であるものと解釈した。

**その他の断層** 程野断層の北方4km付近で東西方向に延びる稲叢山断層（第3. 29図）は高角南傾斜の衝上断層であり（断面図D-E参照）、Du期の断層である可能性がある。一方、本地域中央部やや北、とぎの山の南を東西に走るとぎの断層とその北方に位置する足谷断層（第3. 29図）は高角北傾斜の断層面を持ち、断面図C-D-Eから正断層の変位成分を持つことが推定される。これらの断層や、Du期の褶曲・断層は主に高角北西傾斜の断層面を持つ断層群によって切られる（第3. 29図）。ずれのセンスから見て、こういった北東-南西走向の断層群の多くは左横ずれの変位成分を持つ（第3. 29図）。本地域北西部の中野川断層は北北東-南南西走向をもつ高角断層で、10km程度にわたって延びている（第3. 29図）。断層面は垂直に近い。白滝ユニット上部と中部のサブユニット境界を基準にすると、断層の西側が東側に対して200m程度落ち込んでいる（断面図F-G参照）。また井野川断層（第3. 29図）の存在は、高知県土佐郡大川村井野川の周辺部における白滝ユニット下部の苦鉄質片岩層の不連続から推定した。本地域南東端部を東北東-西南西方向に走る上八川構造線（第3. 29図）に沿っては、中新世の珪長質岩脈の貫入が多く認められる。石井ほか（1957）も報告している通り、これらの岩脈には変形の痕跡が認められないため、上八川構造線の活動時期は中新世以前であったと考えられる。

### 3. 8 変成作用

以下の記述では坂野ほか（2000）に従った変成相の名称を用いる。

本地域における変成分帯を第3. 1図に、また各鉱物帯における変成鉱物組み合わせの概略を第3. 2図に示した。第3. 1図によれば、思地ユニット、川又ユニット、中七番ユニット、及び白滝ユニット下部は全て緑泥石帯低温部に含まれる。また白滝地域の地窓を除いた白滝ユニット中部、及び加茂次郎山南方、白滝ユニット下部の下底部も緑泥石帯低温部に含まれる（Nakajima, 1982; 第3. 20図）。本地域の思地ユニットでは苦鉄質岩中にパンペリー石を見出すことができなかったが、南隣「伊野」地域ではパンペリー石を含む苦鉄質岩が報告されている（Nakajima et al., 1977, 脇田ほか, 2007）。本報告のデータ（第3. 1図a）も併せると、本地域の緑泥石



- |  |  |  |
|--|--|--|
| <p>&lt;主変形(Ds期)の変形構造&gt;</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> 転倒アンチフォーム</li> <li> 転倒シンフォーム</li> <li> 剪断帯</li> </ul> | <p>&lt;後生変形(Du期)の変形構造&gt;</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> アンチフォーム</li> <li> シンフォーム</li> <li> 剪断帯(清水構造帯)</li> </ul> | <p>&lt;Du期またはそれ以降の変形構造&gt;</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> 実在断層とその確認地点</li> <li> 推定断層</li> </ul> |
|--|--|--|

第3. 29 図 「日比原」地域の地質構造概略図

清水構造帯は小島ほか (1956b), 上八川構造線 (上八川 - 池川構造線) は石井ほか (1957), その他の名称は本研究の命名による。

帯低温部の苦鉄質岩類にはパンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石の鉱物組み合わせが認められ、これらの変成岩類がパンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石の鉱物組み合わせの変成作用を被ったことを示している。一方、緑泥石帯高温部以上の高変成度部は白滝ユニット上部、及び白滝地域の白滝ユニット中部の地窓に分布する(第3. 1図, 第3. 20図)。緑泥石帯高温部、及びざくろ石帯の苦鉄質片岩には一般にパンペリー石が含まれず、アルカリ角閃石+緑れん石の鉱物組み合わせがしばしば認められることから、これらの変成岩は緑れん石+青色片岩+緑泥石の変成作用を被ったものと考えられる。ただし、アルカリ角閃石+緑れん石を含む苦鉄質岩の多くはアルバイト斑状変晶、アクチノ閃石をも含み、角閃石に累帯構造が認識できる場合には

アクチノ閃石がアルカリ角閃石を取り囲んでいることから、緑れん石+青色片岩+緑泥石の変成作用の後、緑色片岩相を通過していることが示唆される。アルバイト黒雲母帯、及びオリゴクレス黒雲母帯の苦鉄質片岩は一般にホルンブレンド+緑れん石+アルバイトを含み、アルバイト+緑れん石+角閃石+緑泥石の変成作用を被ったものと考えられる。ただし、ざくろ石含有苦鉄質片岩の一部(第3. 23図)はオンファス輝石の分解組織と思われるホルンブレンド+アルバイトの連晶組織を持つことから、アルバイト+緑れん石+角閃石+緑泥石の変成作用の前にざくろ石+オンファス輝石+石英の鉱物組み合わせを持っていた可能性が高い。すなわち、エクロジャイト相での変成作用を被っていた可能性が高い。

本地域周辺で見積もられた変成作用の温度・圧力条件は Enami *et al.* (1994) によってまとめられている。これによれば緑泥石帯低温部の変成温度はおおむね 300–360 °C, 変成圧力は 5.5–6.5 kbar である。また, ざくろ石帯では 420–460 °C, 7.0–8.5 kbar, アルバイト黒雲母帯では 490–550 °C, 8.0–9.5 kbar, オリゴクレーヌ黒雲母帯では 580–630 °C, 9–11 kbar である。ただし, 温度見積もりはざくろ石–緑泥石の Fe–Mg 交換温度計によるものを示した。また見積もられた変成条件は最高温

度達成時のものと考えられる。参考までに, 本地域のざくろ石含有苦鉄質片岩と対比される可能性が高い北隣「新居浜」地域内の瀬場塩基性片岩のエクロジイトでは最高圧力時の変成条件として 520–550 °C, 17–19 kbar が見積もられている (Zaw Win Ko *et al.*, 2005)。最高変成温度はその後の減圧期に達成されており, 上記の見積もりも併せて考えると 610–630 °C, 12–19 kbar となる (Aoya, 2001)。

## 第4章 岩脈 (Dy)

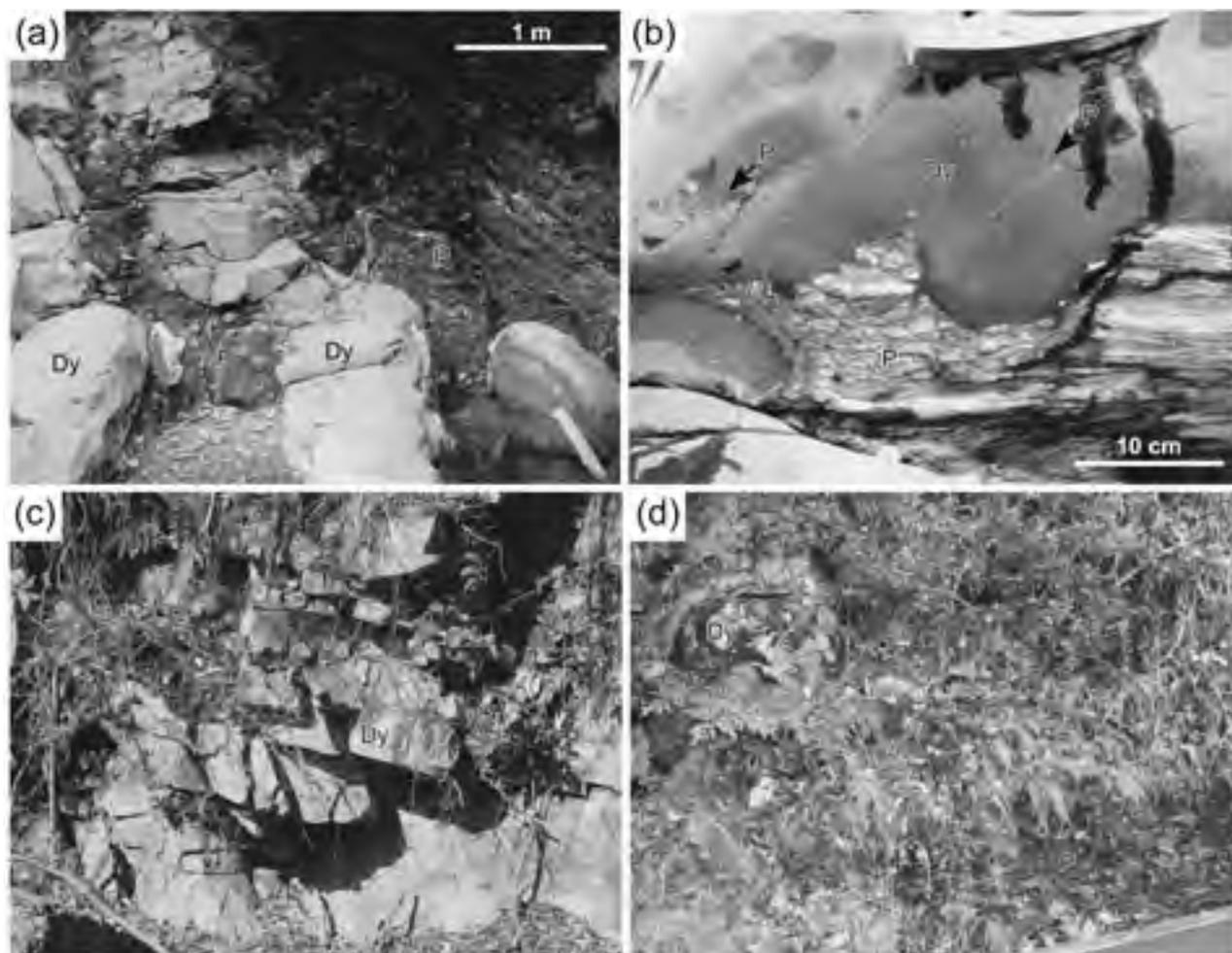
(青矢睦月)

本地域では大きく分けて、1) 土佐郡大川村<sup>かみおみながわ</sup>上小南川付近、2) 吾川郡いの町<sup>かみやかわかみぶん</sup>上八川上分付近、及び3) 同町清水上分付近<sup>きよみずかみぶん</sup>、の三つの地域に火成岩岩脈の貫入が認められる。

1) 土佐郡大川村の上小南川から下小南川<sup>しもおみながわ</sup>にかけて分布する岩脈(第4.1図a)は、安山岩ないしデイサイトである。灰色ないし赤褐色を呈し、白滝ユニット中部の泥質片岩に貫入している。個々の岩脈は厚さ10cm-10m程度で、東北東-西南西方向に延びている。母岩である

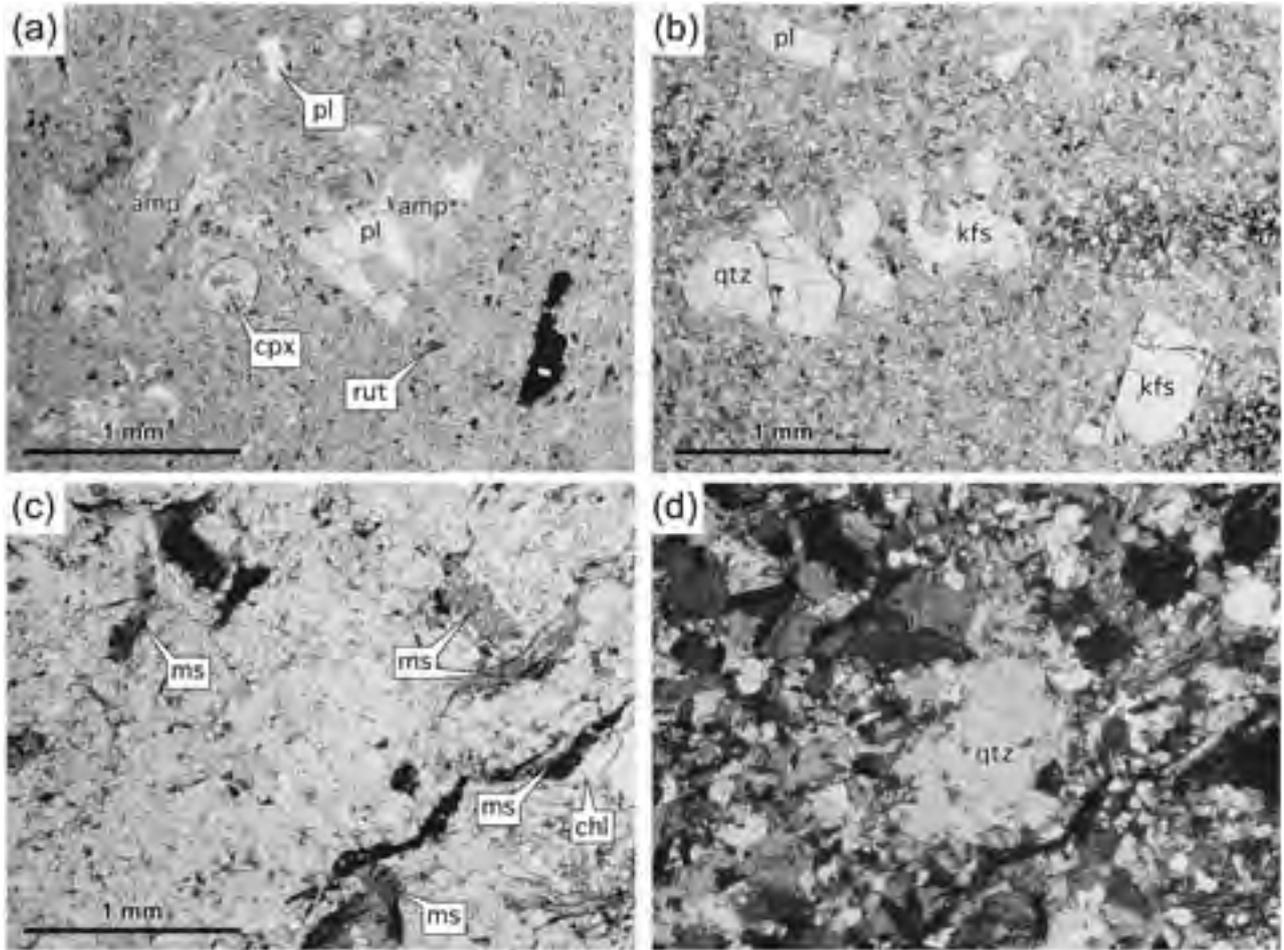
泥質片岩の捕獲岩をしばしば含む(第4.1図b)。秀(1954)において紫蘇輝石ひん岩として報告されている。

2) 吾川郡いの町上八川上分から東北東方向に延びる上八川構造線沿いに分布する岩脈(第4.1図c)は、流紋岩ないしデイサイトである。乳白色ないし赤褐色を呈し、思地ユニット<sup>おもいじ</sup>ないし川又ユニットの変成岩類に貫入している。岩脈の厚さは様々であり、厚い方では少なくとも10m以上の厚さを持つものが確認されている。上八川構造線は西北西方向に南隣の「伊野」図幅まで延長さ



第4.1図 岩脈の露頭写真

- (a) 白滝ユニット中部の泥質片岩に貫入する安山岩岩脈(土佐郡大川村上小南川). Dy: 岩脈, P: 泥質片岩. 以下同様.
- (b) (a)における岩脈と泥質片岩の接触部. 矢印の先は泥質片岩の捕獲岩.
- (c) 思地ユニットの上八川構造線沿いに貫入する流紋岩ないしデイサイト岩脈(吾川郡いの町上八川上分連行). 水平傾向の節理が発達する. ハンマーの長さは33cm.
- (d) 清水構造帯の泥質片岩に貫入する細粒斑状花崗岩(吾川郡いの町清水下分松ノ木の北東約1.5km). ハンマーの長さは33cm.



第4.2図 岩脈の薄片写真

- (a) 安山岩 (高知県土佐郡大川村上小南川 [GSJ R88199]). オープンニコール. 斜方輝石は変質し, 角閃石ないし酸化角閃石 (amp) に置き換えられている. cpx: 単斜輝石, pl: 斜長石, rut; ルチル.
- (b) 流紋岩 (高知県土佐郡土佐町西石原 [GSJ R88212]). オープンニコール. 石英 (qtz), カリ長石 (kfs), 斜長石 (pl) の斑晶を含む.
- (c) 細粒斑状花崗岩 (高知県吾川郡いの町清水下分松ノ木の北東約1.5km [GSJ R88225]). オープンニコール. 黒雲母が変質して生じたと思われる白雲母 (ms) の細粒集合体が認められる. chl: 緑泥石.
- (d) (c) のクロスニコール. 石英 (qtz) と斜長石 (pl) の斑晶が認められる.

れるが、「伊野」図幅内にも同様の岩脈群が分布している (石井ほか, 1957; 脇田ほか, 2007).

3) 吾川郡いの町清水上分松ノ木の北東に産する岩脈 (第4.1図 d) は, 細粒斑状花崗岩である. 白色ないし灰白色を呈し, 白滝ユニット中部・南端の清水構造帯の泥質片岩を南北方向に貫いている. 厚さは不明だが少なくとも1m程度はある.

また, 土佐郡大川村の大田尾越東方にも厚さ1~2m, 長さ約100mに渡って延びる流紋岩岩脈の報告がある (秀, 1954).

上記の岩脈類は全て, その産状や岩相の類似性から, 石鎚山周辺に分布する中新世火成岩類に対比される (秀, 1954; 石井ほか, 1957). 本地域の岩脈については放射年代が得られていないが, 南隣の「伊野」図幅において, 上八川構造線沿いの高岩付近に分布する黒雲母流紋岩に

ついて15MaのK-Ar全岩年代が得られている (梅原ほか, 1991)

#### 岩石記載

##### 1) 安山岩 (第4.2図 a, 土佐郡大川村上小南川)

斑晶として斜方輝石, 単斜輝石, 斜長石を含む. ただし, 斜方輝石は変質によって仮像化し, 大部分が角閃石ないし酸化角閃石に置き換えられている. その他に副成分鉱物としてルチル, 方解石, 不透明鉱物も認められる. マイクロ結晶質の石基には長径50~100 $\mu$ m程度の柱状斜長石結晶が認められる.

##### 2) 流紋岩 (第4.2図 b, 土佐郡土佐町西石原)

斑晶として石英, カリ長石, 斜長石を含む. 黒雲母は変質によって仮像化し, 粘土鉱物に置き換えられている. その他に副成分鉱物としてスフェン, 不透明鉱物も認められる. マイクロ結晶質の石基は石英, カリ長石, 斜長石, 白雲母からなる. 石

基の斜長石は長径100  $\mu$  m程度の柱状結晶をなす。

3) 細粒斑状花崗岩 (第4. 2図 c, d ; 吾川郡いの町清水  
下分松ノ木の北東約1.5 km)

斑晶及び微斑晶として石英, 斜長石が認められる。また白雲

母ないし白雲母と緑泥石の細粒集合体が斑晶状の産状を呈する  
が, これは黒雲母が変質によって置き換えられたものと考えら  
れる。主に径1~2mmの石英と斜長石からなる厚さ数mm程度  
のアプライト状白脈を伴う。

## 第5章 第四系

(青矢睦月)

### 5.1 段丘堆積物 (t)

本地域の段丘堆積物は、南東部の<sup>かみやかわ</sup>上八川川、地蔵寺川、平石川、また南端中央部の<sup>まきがわ</sup>横川川、<sup>えだがわ</sup>枝川川といった河川の流域にわずかに分布するのみである。礫、砂、及び岩屑からなり、主に沖積錐堆積物が段丘化したものである。いの町清水上分土居において枝川川の西岸と東岸に分布する段丘堆積物は、西岸で発生した崩壊に由来する岩なだれ堆積物であり、東岸のものはこの岩なだれが枝川川を渡って対岸にまで達したものと考えられる (第6章参照)。

### 5.2 谷底低地堆積物 (v)

本地域内の現河川に沿った沖積層は、自然堤防・後背湿地などへの地形区分ができないうらい分布が狭小なため、凡例では谷底低地堆積物として一括した。南東部の上八川川、南端中央部の枝川川、及び北端やや西よりの<sup>しちばん</sup>七番川といった河川の流域にわずかに分布するのみである。比較的淘汰の良い砂礫層や砂泥層を主体とし、段丘堆積物に比べて礫の円磨度が高い。

## 第6章 災 害 地 質

(横山俊治)

### 6. 1 地すべり

「日比原」地域には三波川南縁帯と三波川帯プロパーの変成岩類が分布している。三波川帯は地すべり・大規模崩壊の多発地域であり(寺戸, 1986), 地すべりに関しては, 小出(1963, 1964), 中村(1966), 古谷(1967, 1968, 1969, 1982), 安藤・大久保(1970), Furuya(1972), Furuya and Yoshioka(1976), 中川(1969), 中川・金丸(1975), 岩崎(1972), 藤田(1976), Fujita(1978, 1980), 藤田ほか(1976), 岡林ほか(1978a, b), 斉藤(1980), 斉藤・長谷川(1984), 長谷川・斎藤(1991), 矢田部(1991)など多くの研究があり, 官公庁が実施した調査報告書は枚挙のいとまがない。また, 最近, 「日比原」地域の地すべり分布図(1/50,000)が防災科学技術研究所から刊行された(防災科学技術研究所, 2007)。これらの論文・報告書の中で, 多くの論者は, 片理による構造規制と岩相規制(ロックコントロール)が三波川帯の地すべりの地質素因として重要であることを指摘している。

三波川帯は破碎帯地すべり(小出, 1955)のメッカとしても有名である。しかし, 用語「破碎帯地すべり」は小出(1955)が著書「日本の地入り」のなかで提唱した地すべりの地質学的分類の一つであるが, 刊行の直後から, 小出の分類の基準や破碎帯地すべりの定義に関して批判(高野, 1978)と混乱が起きている。破碎帯地すべりの今日的問題は, 用語「破碎帯」・「破碎帯地すべり」がしばしば小出自身の定義に反して使用され, 現実の破碎帯や地すべり構造の実体解明が曖昧のまま, 破碎帯地すべりという呼び名だけが一人歩きしている点である(横山, 1998, 2007; 横山・塩田, 2003; 横山ほか, 2006)。

小出(1955)が定義した破碎帯地すべりは崩壊に近い高速運動を示す一次的地すべりである。また, 『断層そのものはむしろ破碎帯ではない。少し幅の広い断層になると, 断層角礫とか断層粘土という特殊な破碎岩, あるいは圧碎岩ができる。このような破碎帯が, たとえ幅20~30mにわたってできた断層であっても, それだけではむしろ破碎帯ではないし, 破碎帯と呼ぶ資格もない』(小出, 1955)と一蹴しているように, 小出(1955)による破碎帯の定義は今日一般に使われている断層破碎帯の定義とは異なる。小出(1955)が破碎帯とした地質を今日の知識で解釈すると, 付加体地域では, 非変成から低変成の泥質メランジュ, 鏡肌の発達した破碎性蛇紋岩,

鏡肌の発達した破碎性玄武岩(横山ほか, 2006)がそれにあたる。また, 小出(1955)が大井川-安倍川破碎帯と命名した地帯には, 上記の破碎帯は発達せず, 岩盤クリープ性傾動構造(横山・柏木, 1996)が至る所で発生していることから, 小出(1955)は岩盤クリープによる岩盤の緩み領域を破碎帯と判断したものと推察した(横山, 1998, 2007; 横山・塩田, 2003)。

#### 6. 1. 1 三波川変成コンプレックスの岩盤特性

本報告では, 三波川南縁帯と三波川帯プロパーの変成岩類を三波川変成コンプレックスと称し, 4つのユニットに区分している。地質図に地すべり分布図を重ねてみると, 岩相の違いによって, あるいは片理の姿勢と斜面の向きとの関係によって, 地すべりの発生頻度や規模が異なっていることが読み取れる。

「日比原」地域の各ユニットはおおむね東北東-西南西の帯状分布をなし, 南から北に思地ユニット, 川又ユニット, 白滝ユニット, 中七番ユニットの順に配列している。思地ユニットと川又ユニットが三波川南縁帯に, 白滝ユニットと中七番ユニットが三波川帯プロパーに相当する。各ユニットの岩相構成と構造, 岩盤の硬さや剥離性は次のような特徴を持つ。なお, 図幅の北縁部に分布する中七番ユニットは図幅を占める面積率が1%に満たないので, 以下の記述では論じない。

##### 思地ユニット

本ユニットは, 吾川郡い町の町の上八川上分から, 土佐郡土佐町の東石原にかけての地域, 「日比原」図幅の位置でいうと, 南縁部の中央から東側に右肩上がり分布し, 本図幅の東端で幅3.5kmである。本図幅に占める面積率は約4.5%である。

本ユニットの岩相は, 変成チャートが面積率64%を占め, 続いて泥質千枚岩が28%, 変成玄武岩凝灰岩及び溶岩が6%を占めている。構成岩石の性質をみると, 変成チャートは硬質で割れにくい。泥質千枚岩は片理に沿って割れやすく, 片理には微褶曲がほとんど発達していないことが多いために, 平滑な破断面が形成される。変成玄武岩凝灰岩及び溶岩は, 「伊野」図幅内の上八川川の河床の連続露頭に現れているように, 硬質で風化・浸食に対する抵抗力が大きく, 片理に沿う剥離性が乏しい。片理の走向は東北東-西南西で北に20~40°前後で傾斜している。線構造はあっても弱い。

##### 川又ユニット

本ユニットは, 吾川郡い町の町きよみずしもぶんの清水下分, 上八川上分

の北部から土佐郡土佐町の西石原、地蔵寺にかけての地域、「日比原」図幅内の位置でいうと、南縁部の中央よりも西よりの位置から思地ユニットの北側の地域に1.1～1.3kmの幅で分布している。本図幅に占める面積率は約5.4%である。

本ユニットの岩相は、珪質片岩・泥質片岩・苦鉄質片岩がほぼ等しい面積率をもって分布し、結晶質石灰岩を伴う。珪質片岩は硬質で割れにくい。泥質片岩は、思地ユニットの泥質千枚岩よりも強い片理が形成されており、片理に沿って容易に剥がれる。本ユニットの南部では所々で露頭スケールの褶曲が認められるが、それを除くと、微褶曲の発達が弱いために、破断面は比較的平滑である。苦鉄質片岩は色調の異なる層に沿って片理が発達する。本ユニットの南半部に幅0.5～1kmで帯状に分布する苦鉄質岩類が御荷銜緑色岩類に相当するが、その表層部は強風化しており、強風化岩のコアは浸潤するだけで分解し、粘土化する。強風化の原因については今後の課題である。

片理の走向は東北東-西南西で一定している。傾斜はほとんどの場所で北傾斜を示すが、傾斜角は数度の緩傾斜のところもある。60°以上の急傾斜のところもある。線構造はあっても比較的弱い。

#### 白滝ユニット

白滝ユニットは川又ユニットの北側に広く分布し、本図幅に占める面積率は89%に達する。

白滝ユニットの岩相は、全域に広く分布する泥質片岩と、珪質片岩、苦鉄質片岩が主体をなす。これらの岩相組み合わせは場所によって大きく変化し、それが地すべりの発生頻度に影響している。岩相組み合わせに着目すると、領域Ⅰ～Ⅳの4地域に区分できる。

領域Ⅰは泥質片岩が卓越する地域である。本ユニットの南部において西から東に幅3.0～3.5kmの範囲に広がっている。層準としては、白滝ユニット中部の下部側の層準にあたる地層が分布している。

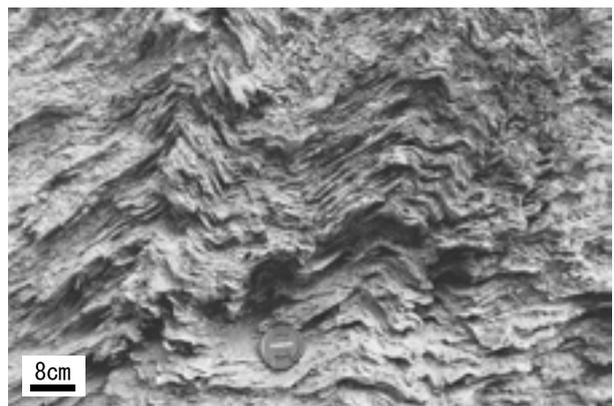
領域Ⅱは厚さ数十mから100mを越える珪質片岩が泥質片岩中あるいはその上位（山頂部）に分布する地域である。本ユニットの中央部において西から東に幅約7kmの範囲に広がっている。吉野川やその大きな支流の大森川や瀬戸川では、比高の大きな河岸斜面のほとんどを泥質片岩が占めている。層準としては、白滝ユニット中部の上部側の層準にあたる地層が分布している。

領域Ⅲは苦鉄質片岩が山頂部に広く分布する地域である。領域Ⅲの地域は二つに分かれていて、一つは図幅の北西端、高知県と愛媛県の県境の笹ヶ峰から伊予富士にかけての尾根沿いで、苦鉄質片岩の層厚が500～800mになる。以下、この地域を領域Ⅲwと呼ぶ。いま一つは図幅の北縁中央部から北東部にあたる土佐郡大川村の大座礼山から井野川山、三滝山、加茂次郎山にかけての尾根沿いで、苦鉄質片岩の層厚は200～700mになる。

以下、この地域を領域Ⅲeと呼ぶ。層準としては、白滝ユニット上部の層準に当たる地層が分布している。

領域Ⅳは泥質片岩中あるいはその上位（山頂部）に苦鉄質片岩や珪質片岩が分布する地域である。領域Ⅳの地域は二つに分かれていて、一つは領域Ⅲwと領域Ⅲeに挟まれた図幅北縁部の中央に位置する地域（吾川郡いの町桑瀬からその東の土佐郡大川村大平にかけての地域）であり、層準としては、白滝ユニット下部、中部、上部の地層が分布している。以下、この地域を領域Ⅳcと呼ぶ。いま一つは図幅の北東端部、領域Ⅲeの北側に位置する土佐郡大川村大北川からその東の土佐郡土佐町上津川にかけての地域である。ここには白滝ユニット中部と上部の層準の地層が分布している。以下、この地域を領域Ⅳeと呼ぶ。領域Ⅳは、領域Ⅱあるいは領域Ⅲに分類されないこともないが、泥質片岩・苦鉄質片岩・珪質片岩が狭い範囲で共存している地域であることから、独立させた。

白滝ユニットの泥質片岩は強い片理が形成されていて、岩塊は片理に沿って剥がれやすいが、数cmから数十cmの波長の微褶曲（Du期の鉛直褶曲）が形成されているところ（第6.1図）が多いために、同じ層準の片理に沿っては連続したすべり面を形成することはできない。特に強い微褶曲が形成されている岩盤では軸面劈開も同時に発達していて、岩盤は軸面劈開に沿っても割れやすい。珪質片岩は硬質で割れにくい。苦鉄質片岩は色調の異なる層に沿って片理が発達するが、片理面の固着が強いために、薄く板状に剥離することは少なく、崩壊した場合には、節理に囲まれた数m規模のブロックになることが多い。



第6.1図 白滝ユニット中部のDu褶曲の発達した泥質片岩  
Du褶曲で曲げられた主片理（Ss）は剥離性が著しくなっているが、地すべりのすべり面となるためにはDu褶曲が破壊されなければならない。東を向いて撮影（高知県吾川郡いの町大森、大森川溪谷沿いの道路の切土法面）。

本ユニットの広い地域（領域ⅠとⅡの地域）で、片理は東北東-西南西走向で、北に数度から20°前後で傾

斜するが、走向、傾斜共に揺らぎが見られる地域もある。たとえば、北西部の領域Ⅲ wでは、走向は東西であるが、南傾斜を示す地域や、走向、傾斜共に変化して、南北から北北東-南南西走向で、東傾斜を示す地域が広く現れる。北東部の領域Ⅲ eと領域Ⅳ eの領域では、他地域と比べると、急傾斜になるところが多く、北に35～50°前後で傾斜している。また、北縁部中央の領域Ⅳ cでは走向傾斜の変化が著しい。特に白滝ユニット下部の分布域では、斜面ごとに変化している。白滝ユニットの線構造はどの地域でも明瞭である。

#### 清水構造帯

三波川南縁帯と三波川プロパーの境界をなすとされる清水構造帯は白滝ユニット南縁部の泥質片岩分布地域にあたり、幅約400～600mの断層剪断帯である。図幅を占める面積率は約3%である。清水構造帯は、Du期(Hara *et al.*, 1992における<sup>ひじかわ おおぼけ</sup> 肱川-大歩危時相)の強い変形作用を受けたところで、剥離性に富む片理が形成されており、微褶曲・軸面劈開の発達も著しい。更に、多数の小断層が形成されているのも清水構造帯の特徴である。このように清水構造帯は著しく変形しているが、河床の岩盤は新鮮で緩みがほとんどない。ところが、自然斜面や切土斜面になると、片理に沿って紙のように薄く剥離し、軸面劈開に沿った緩みも大きくなっていて、ハンマーで容易に崩すことができる場所が多い。

#### 6. 1. 2 ユニットごとにみた地すべり・崩壊の分布

地すべりの記述にあたって、地すべりの規模は、発生源となった地質体の岩盤特性や地形が反映されているので重要である。ここでは地すべりの規模を地すべり移動体の面積で区分し、10<sup>2</sup>m<sup>2</sup>オーダー以下の地すべりを小規模地すべり、10<sup>3</sup>m<sup>2</sup>オーダー～10<sup>4</sup>m<sup>2</sup>オーダーの地すべりを中規模地すべり、10<sup>5</sup>m<sup>2</sup>オーダー以上の地すべりを大規模地すべりと呼ぶことにする。

広義の地すべり地形の検出は空中写真の判読に基づき、そのうえで一部の地すべり地形は現地調査で詳細を調査した。

「日比原」地域には、広義の地すべり地形には二つのタイプがある。

一つは狭義の地すべりに相当するもので、仮に、地すべり移動体に多数のクラックが走り、複数のブロックに分離し、ブロックの傾動が起こっていたとしても、地すべり移動体全体としては一体として滑動しているものである。

いま一つは、発生直後に地すべり移動体が多数のブロックに分離し、個々のブロックは回転し、互いに混合しながら斜面下方に移動しているもので、地すべり性崩壊(小出, 1955)に相当する。そして、地すべり性崩壊の地すべり移動体が長距離を移動した場合、移動過程で水が少ないと岩なだれとなり、水が多いと土石流となる。

空中写真判読では、滑落崖が高く、細長い地すべり移動体が谷を移動しているものや、滑落崖だけが判読され、地すべり移動体のほとんどが残存していないものがこのタイプの地すべりに相当する。

しかし、空中写真判読だけで狭義の地すべりと地すべり性崩壊を厳密に判別することは難しい。仮に、地すべり移動体の内部構造が正確に観察できたとしても、2004年新潟県中越地震や2008年岩手・宮城内陸地震で発生した地すべりのように、現実に滑動した移動体ブロックと岩なだれ堆積物が一つの地すべりで共存することもあるというのが実体である。そこで、本地質図では、両者を区別せず、地すべり地形として表示した。ただし、1975年仁淀川災害による土石流や2004年大川村で発生した土石流のように、発生源となった崩壊の面積が小規模なものは地質図に表示していない。

#### 思地ユニット

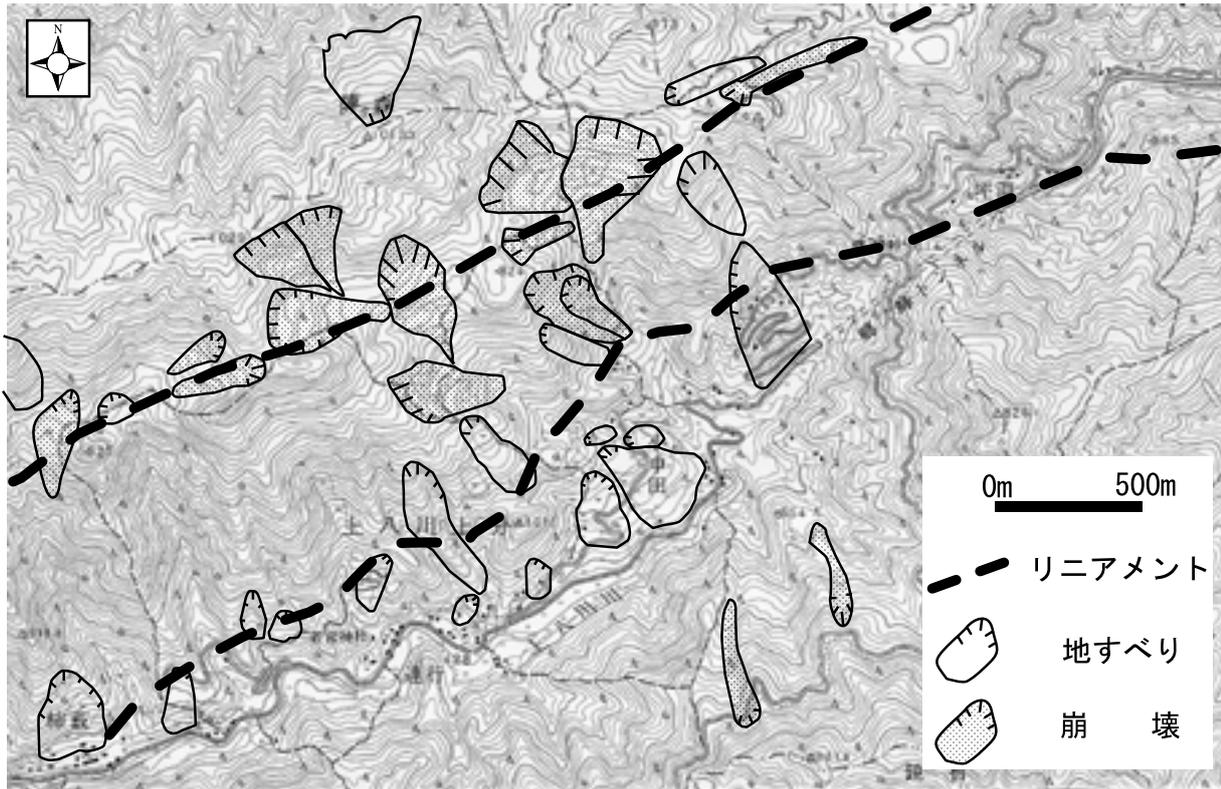
泥質千枚岩・変成玄武岩凝灰岩及び溶岩・変成チャートの分布域で中規模地すべり・崩壊が発生している。吾川郡いの町上八川上分の<sup>かきやぶ れんぎょう こさるだ</sup>柿藪・連行・小申田では、上八川川と平行に、明瞭な鞍部が複数連続したリニアメント(断層)が走っていて、このリニアメント近傍の泥質千枚岩で多数の地すべりが発生している(第6. 2図)。土佐郡土佐町地藏寺の北向き斜面は変成玄武岩凝灰岩及び溶岩からなる受け盤側斜面で、そこでは中規模地すべりが複数発生している。変成チャートで発生している地すべりのうちで、地すべり移動体が細長く、尾根筋に沿って側方崖が長く延びる地すべりはすべり面が完全に連結し、狭義の地すべりに移行しているかどうか、移動方向も含めて、今後検討が必要である。

#### 川又ユニット

御荷銚緑色岩類に相当する苦鉄質片岩の分布地域で多数の中規模地すべり・崩壊が発生している。地すべり・崩壊が発生している斜面は片理が受け盤構造をつくっている。吾川郡いの町上八川上分では、上八川川と平行に、明瞭な鞍部が複数連続したリニアメント(断層)が走っていて、このリニアメント近傍で多数の崩壊が発生している(第6. 2図)。鞍部の両側に延びる断層沿いの谷で発生している崩壊も少なくない。地藏寺では、2箇所で大規模地すべりが発生しており、地すべり移動体と滑落崖境界や頂部に線状凹地が形成されている。崩壊・地すべり跡地の多くは水田として利用されている。多くの三波川帯の地すべり・崩壊跡地が畑として利用されているのと好対照である。これは、川又ユニットの苦鉄質片岩が強風化岩であることも原因であるが、それだけでは説明がつかない。清水下分の川窪とその東北東斜面では崩壊が複数発生している。発生源の地質は泥質片岩か珪質片岩であるが、正確な確認はできていない。

#### 白滝ユニット(領域Ⅰ)

西から、吾川郡いの町の大森川溪谷の北向き斜面や、



第6. 2図 リニアメント（断層）沿いに発達する地すべり・崩壊（高知県吾川郡いの町上八川上分）

北側のリニアメントは川又ユニットの苦鉄質片岩中を走り、南側のリニアメントは思地ユニット中を走る（国土地理院1/2.5万地形図「西石原」を使用）。

同町清水上分程野の北向き斜面、土佐郡土佐町有間の北向き斜面では中規模地すべりが集中発生している。土佐郡土佐町瀬戸の黒丸集落の向かいの斜面（北向き斜面）や下瀬戸集落の向かいの斜面（北向き斜面）では大規模地すべりが発生している。程野の北向き斜面で発生した大規模地すべり群の頂部には線状凹地が形成されている。瀬戸の大規模地すべりの末端は川に達しているが、滑落崖の頂部から尾根までは比高200mほどあり、その間の斜面には多数の線状凹地・逆向き小崖地形が生じている。これらの北向き斜面は片理との関係でいうと流れ盤側斜面にあたっている。また尾根を挟んで対をなす南向き斜面とは非対称山稜（ケスタ地形）を形成し、北向き斜面はケスタの背面にあたる。

吾川郡いの町小川縦ノ木山の奥大野や同町上八川下分の池ノ窪、瀬戸の黒丸集落の背後斜面、土佐郡土佐町和田の能地では、片理に対して受け盤側斜面となる南向き斜面で中規模 - 大規模地すべりが群発している。更に、東に開いた馬蹄形の形をした斜面が広がる池ノ窪では、横盤側斜面（片理の走向方向に直交する斜面）や流れ盤側斜面にかけても、中規模地すべりが形成されている。

#### 白滝ユニット（領域Ⅱ）

吉野川沿いの北向き斜面、西から、吾川郡いの町の長沢ダムの右岸斜面や、同町脇ノ山の根藤、土佐郡大川村では下切、上小南川の南野山（とぎの山）、下小南川か

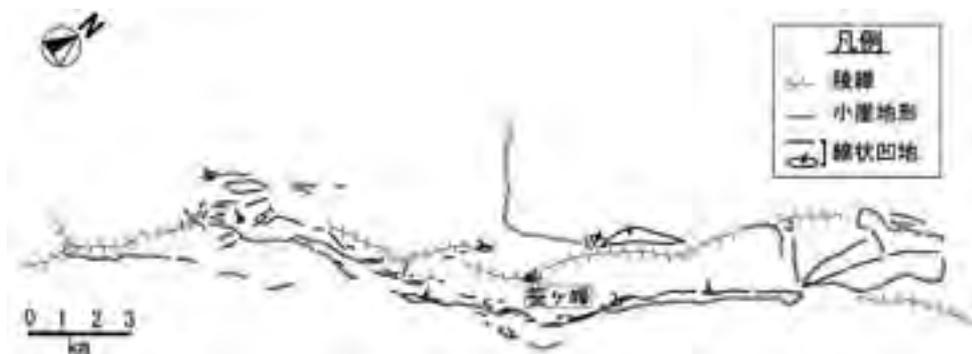
ら能谷にかけて、また中切の下中切などにおいて、複数の大規模地すべり・中規模地すべりが斜面下方に向かって扇を開いたような形で分布している。地すべりが発生している斜面は吉野川に向かってやや膨らんだ尾根型斜面をなし、周囲の地形勾配よりも緩傾斜であるため、断層地形でいうところの三角末端面のような地形をなしている。地すべり発生源の地質は泥質片岩が主体をなすが、扇の要である山頂付近にはキャップロックのように珪質片岩が分布しているところが多い。片理は斜面と平行か準平行で、流れ盤構造を形成している。このほか、吾川郡いの町、戸中山の北向き斜面、また土佐郡大川村中切と同郡土佐町南川の境界尾根沿いを能谷山から東に1.5km進んだところの北向き斜面でも、大規模地すべりが形成されている。発生源の地質は泥質片岩で、片理が流れ盤構造を形成している。ここでも地すべりの頂部には珪質片岩が載っている。瀬戸の下瀬戸北方の西向き斜面にも大規模地すべりが形成されている。この斜面で片理の走向傾斜の測定データは得られていないが、近傍の斜面の片理は西傾斜で10～15°であることから、当該斜面は流れ盤構造を形成している可能性が高い。

珪質片岩の分布域では、地すべり・崩壊がほとんど発生していない。例外的に、能谷山南側斜面の大規模 - 中規模崩壊群、能谷山西方に位置する東門山と西門山の間地点で発生した大規模崩壊と大規模地すべり、この大

規模崩壊の発生域から北に延びる枝尾根を約1 km 下った尾根上で発生した大規模地すべり、また土佐郡土佐町南川の川奈路の対岸の山頂で発生した大規模地すべりなどがある。明瞭な崩壊を除くとこれらの中には、滑落崖と地すべり移動体頭部は空中写真で判読できるが、地すべり末端部に向かって不明瞭になっている地すべりがかなりある。このような地すべりは地すべり末端まですべり面が形成されていない可能性がある。こういった地すべり構造の解明は今後の課題である。

#### 白滝ユニット（領域Ⅲ w）

ちち山の東から西に向かって笹ヶ峰に進み、そこから寒風山かんふうを通して伊予富士に至る高知 - 愛媛県境尾根の両側斜面で、大規模 - 中規模地すべりが形成されている。尾根は北北東 - 南南西方向に延びていて、片理の走向も尾根の延びと平行なところが多い。地すべり発生源の地質は苦鉄質片岩である。地すべりの多くは尾根の西側の受け盤側斜面で発生している。地すべりの頂部には線状凹地が形成されているところがあり、滑落崖や地すべり移動体の頭部は判読できることから、尾根付近の変形は明白である。しかし、斜面下方ほど地すべり移動体の範囲を認定するのが難しくなっている。笹ヶ峰では約1 km に渡って多数の小崖地形や線状凹地が形成されており、尾根が陥没している（第6. 3図）。尾根の近くに明瞭な地すべり地形はなく、地すべりが発生している位置は尾根から比高にして100mほど下ったところである。尾根の変形から地すべり発生に至る過程の解明は今後の課題である。



第6. 3図 高知県と愛媛県の県境に位置する笹ヶ峰の線状凹地・小崖地形

笹ヶ峰の南東側に尾根筋があったが、ほぼその位置には、陥没によって、逆向き小崖と線状凹地が形成され、現在は北西側（現在の尾根筋）の方が高くなった（空中写真「CSI-75-12 C25-3, CSI-75-12 C25-4, CSI-75-12 C25-5」を判読）。

#### 白滝ユニット（領域Ⅲ e）

高知県と愛媛県の県境が通る三ッ森山みつもりやまから、土佐郡大川村の大座礼山、井野川山を通して三滝山に至る西北西 - 東南東方向の尾根の頂部から、北側の流れ盤側斜面に向かって、大規模 - 中規模地すべりが発生している。ここでも地すべり末端の位置を判読することは難しい。地すべり発生源の地質は苦鉄質片岩である。地すべりの頂部には線状凹地が形成されていたり、片理面の露出した

すべり面上に逆向き小崖地形が形成されていたりする。大座礼山近傍の尾根には、明瞭な地すべり地形を伴わない線状凹地も形成されている。井野川山の北方には、流れ盤側斜面において、斜面の中腹から河床に達する大規模地すべりが形成されている。地すべり移動体がつくる斜面は三角末端面のような地形を形成している。地すべり発生源の地質は苦鉄質片岩と泥質片岩である。

#### 白滝ユニット（領域Ⅳ c）

泥質片岩中に大規模 - 中規模地すべりが多数形成されている。多くの地すべりは流れ盤側斜面で発生しているが、めまぐるしく変化する片理の走向・傾斜に規制されて様々な方向に移動している。特に白滝ユニット中部が分布する吾川郡いの町中野川周辺から同町桑瀬くわぜ周辺の地域や、白滝ユニット下部が分布する土佐郡大川村小麦畝こきたがわ及び同村小北川たかやぶの周辺地域で地すべりが集中発生している。吾川郡いの町高藪北部の地区境界をなす尾根付近では、多数の線状凹地が地すべり・崩壊の頂部や側部に生じている。発生している地質は珪質片岩・泥質片岩である。苦鉄質片岩はかなり広い面積率を占めているが、地すべりは多くない。

#### 白滝ユニット（領域Ⅳ e）

地すべりは、白滝ユニット中部の泥質片岩と白滝ユニット上部の泥質片岩に形成されているが、その数は多くない。白滝ユニット上部の泥質片岩が分布する土佐郡大川村朝谷あさだにには中規模地すべりが、また同郡土佐町上津川こうづかわでは白滝ユニット中部の泥質片岩中に大規模地すべりと中規模地すべりがやや集中発生している。また土佐郡大

川村船戸ふなとの桃ヶ谷ももがたにでは中規模地すべりが地すべりダムを形成したことを示す地形が残っている。苦鉄質片岩と珪質片岩では地すべりが発生していない。

#### 清水構造帯

吾川郡いの町上八川下分岡田平と川口、同町清水下分日比原と清水上分奈藪に形成されている中規模地すべり群を除くと、清水構造帯において、空中写真判読で検出可能な規模の地すべり・崩壊が集中発生しているところ

はない。ただし、1975年の仁淀川災害では、清水上分と清水下分を流れる槇川川の左岸側斜面（南向き斜面）で多数の崩壊－土石流が発生している。

### 6. 1. 3 地すべりの地形・地質素因

地すべりは岩相によって発生頻度が異なっている。

三波川変成コンプレックスの中で、地すべりが最も多発している岩相は泥質片岩である。それが明確に現れているのが全域に泥質片岩が分布する白滝ユニットの領域Ⅰである。領域Ⅱでは泥質片岩が分布する吉野川沿いに地すべりが多発している。また、領域Ⅳcでも泥質片岩分布地域で地すべりが多発している。泥質片岩で発生している地すべりの多くは流れ盤側斜面で発生しているので、斜面の向きと片理の姿勢との関係も地すべり発生を規制する重要な因子になっている。それ故に、泥質片岩の分布地域であっても、受け盤側斜面では地すべりの発生頻度は低い。白滝ユニットでは、東西走向で北傾斜の片理が広域に発達しているため、泥質片岩の分布域で、比高の大きな北向き斜面が広がっていると、地すべりが多発することになる。そのなかでも、支尾根がつくる尾根型斜面で大規模な地すべりが発生している。

岩盤特性を見ても、珪質片岩や苦鉄質片岩に比べて、泥質片岩は剥離性に富み、強度が小さいことから、片理に規制された層面すべりが起こりやすいことが予想される。しかし、現実の白滝ユニットの泥質片岩は微褶曲が発達している（第6. 1図）ので、同層準の片理に沿う広い平滑な破断面を得ることができない。泥質片岩が地すべりのすべり面となるためには、微褶曲構造を破壊して、できるだけ平滑な破断面を形成する必要がある。ボーリングコア鑑定で三波川帯の地すべりはすべり面の認定が難しい（例えば、矢田部、1991）とよく言われるの



第6. 4 白滝ユニット中部の泥質片岩中に形成された小規模地すべりのすべり面

a-a' 及び b-b' に沿って明瞭なすべり面が発達する。また、それら2面のすべり面に挟まれた領域は著しく変形し、岩塊状を呈する。さらに、b-b' すべり面の下盤もダメージを受けている。南西を向いて撮影（高知県土佐郡大川村南野山、林道沿いの崖）。

は、連続したすべり面が形成される過程で、ダメージゾーンが広がり（第6. 4図）、どこがすべり面か判定が難しくなっているためと考えられる。

チャートは変成作用を受けても、岩盤特性としては大きな変化が無く、いずれのユニットの変成チャートや珪質片岩でも地すべりの発生頻度は非常に低い。例えば、珪質片岩が広く分布する白滝ユニットの領域Ⅱでは、同領域内の泥質片岩で地すべりが多発しているのと対照的に地すべりがほとんど発生していない。ただし、少数ではあるが、地すべりが存在するので、そのような地すべりの地すべり構造を明らかにすること、誘因が降雨か、地震かといったことが今後の課題として残っている。

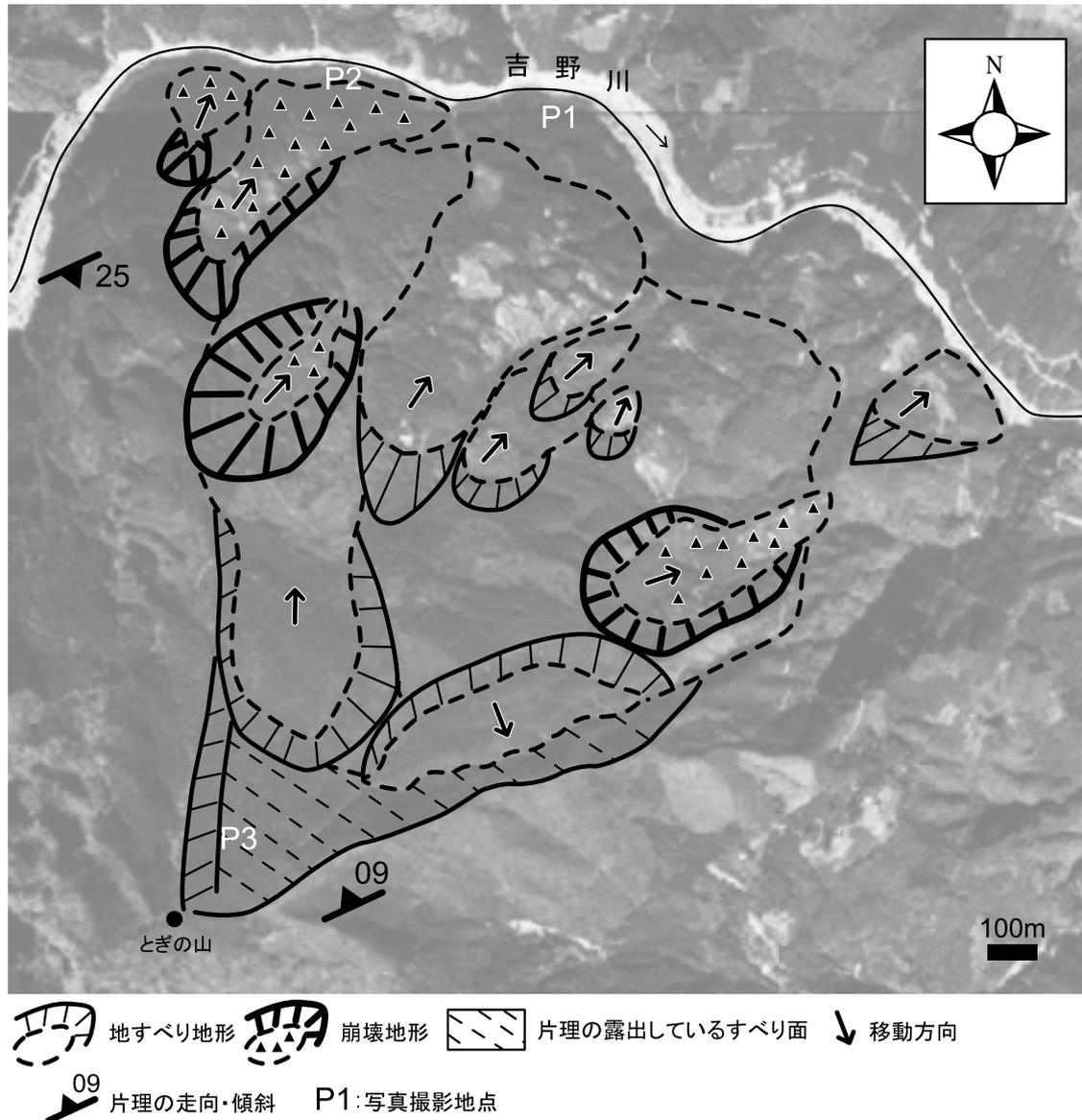
苦鉄質片岩の工学的評価は難しい。川又ユニットの苦鉄質片岩は面積率が低いにもかかわらず、多数の地すべり・崩壊が発生している。ほかのユニットと比較して強風化岩であることが地すべり発生の原因であると考えている論者が多いが、明確な説明はない。

白滝ユニットの苦鉄質片岩は総じて堅硬で、片理が比較的弱く、河床に転落している巨大なブロックの存在が示唆しているように、地すべりは発生しにくいと予想される。泥質片岩と比べると、確かに地すべりの発生頻度が低い。しかし、現実には、領域Ⅲwや領域Ⅲeの尾根沿いでは、流れ盤側斜面においても、受け盤側斜面においても、地すべりが発生している。しかも、非常に大規模なものが存在している。高橋（1994）によれば、苦鉄質片岩の中にも脆弱なものが知られている。一つは淡緑色を呈する火山灰源の苦鉄質片岩で、片理が密に発達していて脆弱であるという。いま一つは泥質片岩と互層する苦鉄質片岩で、片理が密に発達し、その片理に沿ってすべり、すべり面が蛇紋岩のような光沢を有するという。もう一つの特徴は線状凹地や逆向き小崖地形が発達し、尾根の陥没が認められることである。こういった尾根の変形と地すべりとの関係、地すべり構造の解明が苦鉄質片岩地域の課題である。

### 6. 1. 4 地すべり・崩壊の運動様式

#### 流れ盤側斜面の地すべり

「日比原」地域の三波川変成コンプレックスを特徴づける地すべりは白滝ユニットの泥質片岩からなる流れ盤側斜面で発生している。その代表例として土佐郡大川村南野山（とぎの山）の大規模地すべりを第6. 5、6. 6図に示す。この地すべりの特徴は、発生場所の地形にあり、流れ盤側斜面の中でも、斜面に直交する支尾根の先端にあたる尾根型斜面で地すべりが発生している点である。地すべり地形の最上部は尾根の頂部に位置し、地すべり発生の結果、地すべり移動体は三角末端面のような地形（斜面下方に向かって扇を開いたような地形）を形成している。吉野川沿いに分布するほかの大規模地すべりも大部分がとぎの山の地すべりと同じような尾根型斜



第6.5図 流れ盤側斜面の地すべりの事例（高知県土佐郡大川村南野山，とぎの山の北側斜面）

とぎの山山頂から滑動した大規模地すべりの発生域の上部にはすべり面となった片理が露出しているものと考えられる。

P1：第6.7図，P2：第6.8図，P3：第6.9図に対応（空中写真「CSI-75-12 C12-15」を使用）。

面で発生し，斜面下方に向かって扇を開いたような地すべり地形を形成している。

このタイプの地すべりは，地すべり移動体の地形面と片理がほぼ平行であるので，地すべりの滑落崖にあたる部分では，すべり面となった片理が斜面に露出し，明瞭な滑落崖が形成されないのが大きな特徴である。また，斜面末端は河川侵食でしばしば急傾斜になっているために，尾根の頂部で発生した地すべりはその末端が斜面の途中にでてしまう可能性が高い。とぎの山の事例では，河床付近には受け盤構造をもつ硬質な苦鉄質片岩が露出している（第6.7図），地すべりの末端は河床に到達していない。三波川帯では，地すべりの末端が河床に達せず，地すべり地の下方にV字谷が刻まれていることが以前から指摘されている（斉藤，1980；斉藤・長谷川，

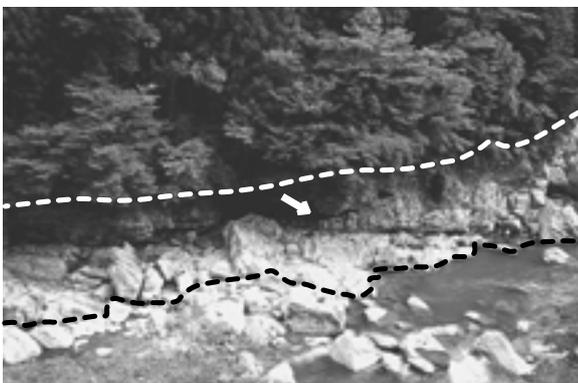
1984；長谷川・斉藤，1991）。

本地域の地すべり地形を見ると，複数の地すべりが分布している。一般に規模の小さな地すべりほど，斜面の下部で発生しているが，それらのすべり面の層準は斜面上方の大規模地すべりのすべり面のそれとは明らかに異なっている。複数の地すべりの重なりは，発生層準を異にするすべり面に沿って，複数の板状の地すべり移動体が滑落した結果であると考えられる。

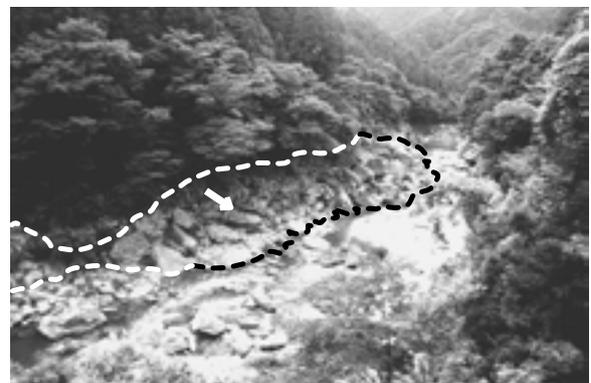
写真判読で読み取れないものまで含めると大小様々な規模の崩壊が地すべり移動体を削り込んで発生しているのもこのタイプの地すべりの特徴である。第6.8図は中規模崩壊の末端部の写真で，河床に数m規模の苦鉄質片岩のブロック群が押し出されている。同様の規模のブロック群移動体は移動体の上半部にも分布している。こ



第 6. 6 図 とぎの山の北側斜面の地すべり群を北から望む  
 個々の地すべり地形はわかりにくい。吉野川を挟んで対岸斜面の高知県土佐郡大川村大平の道路から南を向いて撮影（高知県土佐郡大川村南野山，写真中央の最も標高の高い山がとぎの山）。



第 6. 7 図 吉野川流域の河床に露出している堅硬な苦鉄質片岩（破線に囲まれた矢印の領域）  
 空中写真判読によれば，とぎの山の北側斜面の大規模地すべりの末端は吉野川河床にまで達していないものと読める。実際，河床には堅硬な岩盤が露出している。吉野川を挟んで対岸斜面に沿って走る県道 17 号線から南西を向いて撮影（高知県土佐郡大川村南野山，第 6. 5 図の P 1 の位置）。



第 6. 8 図 崩壊によって吉野川河床に押し出された苦鉄質片岩のブロック群（破線に囲まれた矢印の領域）  
 吉野川を挟んで対岸斜面に沿って走る県道 17 号線から西南西を向いて撮影（高知県土佐郡大川村南野山，第 6. 5 図の P 2 の位置）。

のような崩壊は地震時発生の可能性が高い。

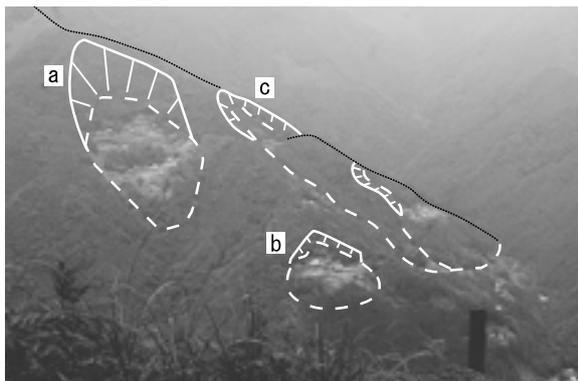
尾根の頂部から発生したこのタイプの大規模地すべりは地すべり移動体の両側部のみならず，末端部までもが拘束されていないために不安定である。第 6. 9 図はと

とぎの山の地すべり地頭部付近で撮影したもので，ごく最近幹の裂けたヒノキの大木である。裂け目の方向は片理の走向方向を向いていて，斜面の滑動方向と矛盾しない。この幹の裂けたヒノキの大木は，とぎの山の地すべりは完全に離水しているにも関わらず，現在も続いていることを示している。

凸型斜面で発生している地すべりは中規模地すべりに

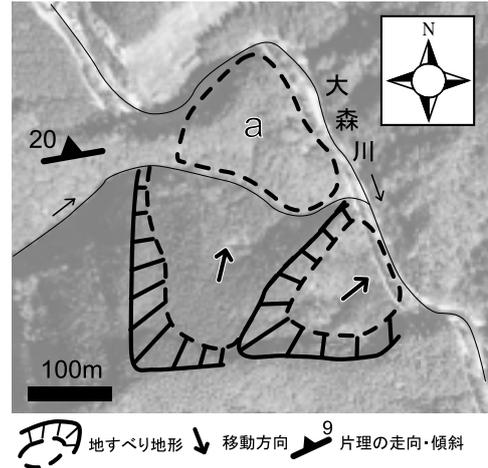


第6. 9 図 地すべり変動によって引き裂かれたヒノキの大木根元から高さ2 mまで幹が裂け、最大5 cmの幅の裂け目を通して反対側の景色が見える。裂け目の方向はN75° Eで、斜面のほぼ最大傾斜方向に地面が滑動したことを示している。東を向いて撮影（高知県土佐郡大川村南野山、とぎの山の直下の地すべり地内、第6.5 図のP3の位置）。



第6. 10 図 受け盤側斜面の地すべり地形（a, b）と流れ盤側斜面の地すべり地形（c）（高知県土佐郡大川村井野川の麦尻）

受け盤側斜面の地すべり地形は滑落崖の比高が大きい（特に地すべり地形（a））。吉野川を挟んで対岸の高知県土佐郡大川村南野山から北北東を向いて撮影。



第6. 11 図 流れ盤側斜面の地すべりの事例（高知県吾川郡いの町寺川、大森川ダムの下流約1 km）

地すべり移動体の一部（a）は比高30 mを越える独立峰を形成し、地すべり移動体によって大森川の流路は曲げられている（空中写真「CSI-75-12 C17-5」を使用）。

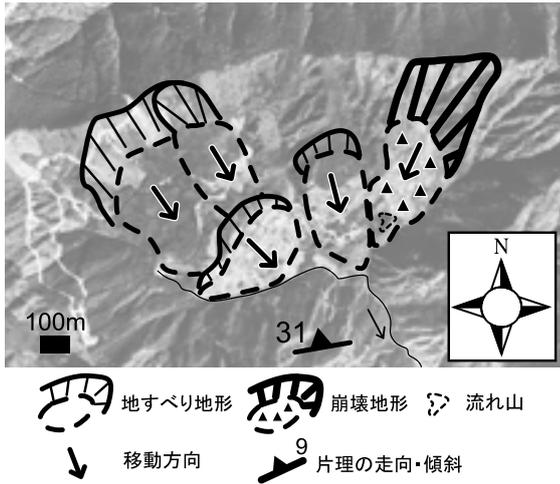
も多く、それも白滝ユニットの地すべりの特徴である（第6. 10 図の地すべり c）。

第6. 11 図の事例は上記のタイプの地すべりとは異なる。この地すべりは、吾川郡いの町の大森川ダムの下流約1 kmに位置する右岸側斜面で発生したもので、地すべり移動体の一部が比高30 m 越える独立峰として末端付近に残っている。発生源の地質は白滝ユニット中部の泥質片岩である。この独立峰によって河川は曲流している。湖成堆積物は発見されなかったが、現在の地形から類推して、地すべりが河川を堰き止めた可能性が高いと考えられる。地すべり移動体は独立峰を除くと、著しく破壊されて数十 cm から1 m ほどの岩塊の集合体になっているのが道路沿いの露頭で観察できる。この地すべりは地震時発生の可能性が高い。

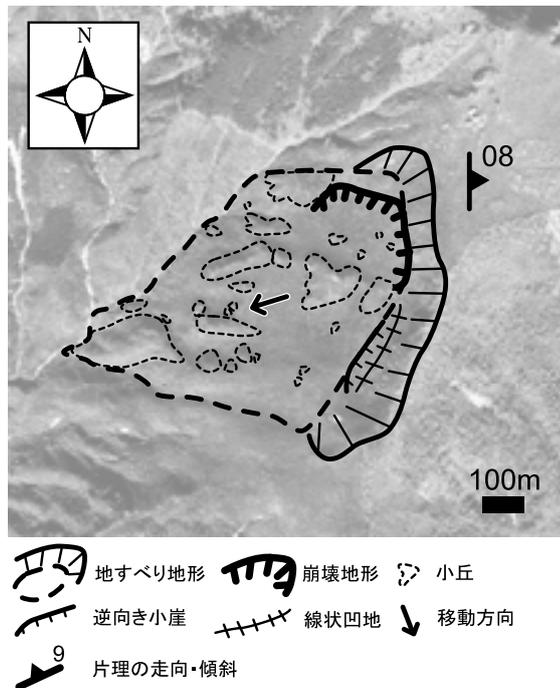
#### 受け盤斜面の地すべり

第6. 12 図の地すべりは受け盤側斜面で発生した地すべりの典型的な事例で、白滝ユニット中部の泥質片岩で発生したものである。その特徴は滑落崖の存在が明瞭で、滑落崖の高さが高いことである。泥質片岩の岩盤特性から判断して、すべり面は片理に規制されていると考えられるので、すべり面は片理に沿ってステップを切りながら、次第に移動方向に向かって下がっていると思われる。地すべりの輪郭構造の縦断面形は椅子型の形状をもち、それが地すべり地形の特徴に現れているものと考えている。第6. 10 図の地すべり a は受け盤側斜面で発生した中規模地すべりの事例である。

第6. 13 図の大規模地すべりは、平家平から南東に延びる尾根を標高1,428.4 mの分岐点まで下り、更に南に200 m 下った尾根の西側の受け盤側斜面で発生したもので、頭部滑落崖は尾根に沿っている。地すべり発生源の地質



第6. 12図 受け盤側斜面の地すべりの事例（高知県吾川郡いの町小川縦ノ木山の奥大野）  
 滑落崖の比高が大きいことが特徴（空中写真「CSI-75-12 C17-5」を使用）。



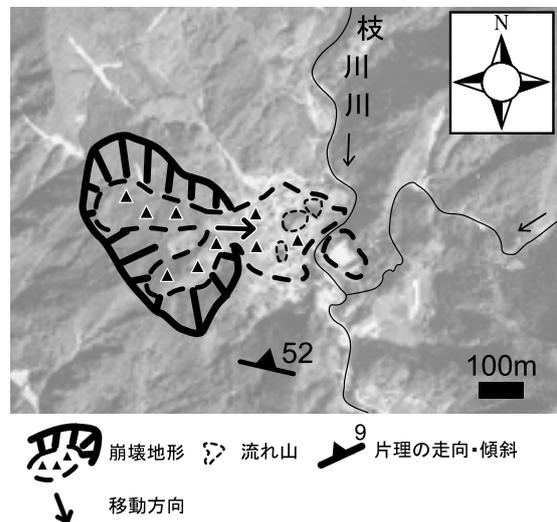
第6. 13図 受け盤側斜面の地すべりの事例（高知県と愛媛県との県境の平家平から南南東方向に直線で1.6km）  
 地すべり移動体が多数の小丘に分離していること、滑落崖の直下には逆向き小崖と線状凹地が発達していることが特徴（空中写真「CSI-75-12 C11-11」を使用）。

は地すべり上半部が白滝ユニット中部の珪質片岩からなり、下半部が泥質片岩からなる。片理は東に8°傾斜している。この地すべりの特徴は地すべり移動体内に長径が数十mから100mを越える小丘が多数点在している点である。このような地すべり移動体の特徴は発生と同時に大小様々なブロックに分解し、高速で移動したことを

示唆している。地すべり移動体に流動の証拠は認められないが、対岸斜面によって移動が妨げられることが無かったならば、岩なだれに移行したと思われる。もう一つ、滑落崖と地すべり移動体との境界に逆向き小崖地形と線状凹地が形成されているのも特徴である。これらの変動地形は、破局的な斜面変動に先行して斜面の変形が進んでいたことを示唆している。

#### 崩壊 - 岩なだれ

崩壊から岩なだれに移行した事例が吾川郡いの町上八川下分土居にある（第6. 14図）。発生源の地質は白滝ユニット中部の泥質片岩からなり、片理の走向N77°W、傾斜52°Nである。崩壊は横盤側斜面で発生している。移動体はすぐさま岩なだれに移行したのと思われ、最大高さ10mの流山3体が土居集落内に分布している（第6. 15図）。そのうちの2体の流れ山で測定した線構造はそれぞれSE70°（56°）とSE75°（40°）を示し、地山の線構造NE75°（26°）と比較して、落とし角が急になっている。このことから小丘を根無し岩体である流れ山と判断した。岩なだれ堆積物は現在の<sup>えだかわ</sup>枝川川を渡って対岸にまで達していることから、一時期枝川川を堰き止めたと考えているが、上流に湖成堆積物はない。しかし、土居の集落の畑には河床堆積物である円礫が点在していることから、地すべりダムを形成していた岩なだれ堆積物の上を当時の枝川川が流れていた時期もあったと考えられる。



第6. 14図 崩壊 - 岩なだれの事例（高知県吾川郡いの町上八川下分の土居）  
 岩なだれは枝川川を越えて対岸まで到達している。3体の流れ山が存在する（空中写真「CSI-75-12 C17-10」を使用）。

### 6. 1. 5 破砕帯地すべりの有無

「日比原」地域の三波川変成コンプレックスに分布する地すべり地は、地すべり移動体の構成物が砂礫質であるために傾斜畑として利用されることが多い。この点は破砕帯地すべりの特徴の一つであるが、地すべりの多くは豪雨の度にゆっくり動く徐動性地すべりである。このような地すべりを破砕帯地すべりと呼んでいるのは誤りである。破砕帯地すべりはしばしば河川に突っ込んで天然ダムをつくり、これが荒廃河川の原因になるといわれている（小出，1955）。しかし、河川や溪流を見ても、荒廃した状態のものがない。部落を埋没させ、人命を奪った破壊的な地すべりの存在も知られていない。第6. 13図に示した平家平南方の地すべりや第6. 14図，第6. 15図に示した土居の崩壊－岩なだれは地すべり性崩壊の特徴をもっているが、小出（1955）の定義に沿う破砕帯の存在を示す証拠が無いので、破砕帯地すべりと断定することはできない。災害地名「つえ」をもつ土佐郡大川村川崎のつえ谷も破砕帯は存在しない。

例外的に、破壊的な地すべりが川又ユニットの苦鉄質片岩の分布地域で多発している。小出（1955）が御荷鉢

破砕帯と呼んだ地帯にこの苦鉄質片岩は分布している。小出（1963）はこれらの地すべりを破砕帯地すべりであるとしているが、地すべり移動体は砂礫質ではなく粘土土である点で破砕帯地すべりの一般的特徴と異なっている。苦鉄質片岩の破砕帯の実体説明は今後の重要な課題である。

一般には今日でも、三波川帯は破砕帯地すべりのメッカであると信じられているが、以上述べたように、「日比原」地域には明確な破砕帯地すべりは存在しないと結論される。

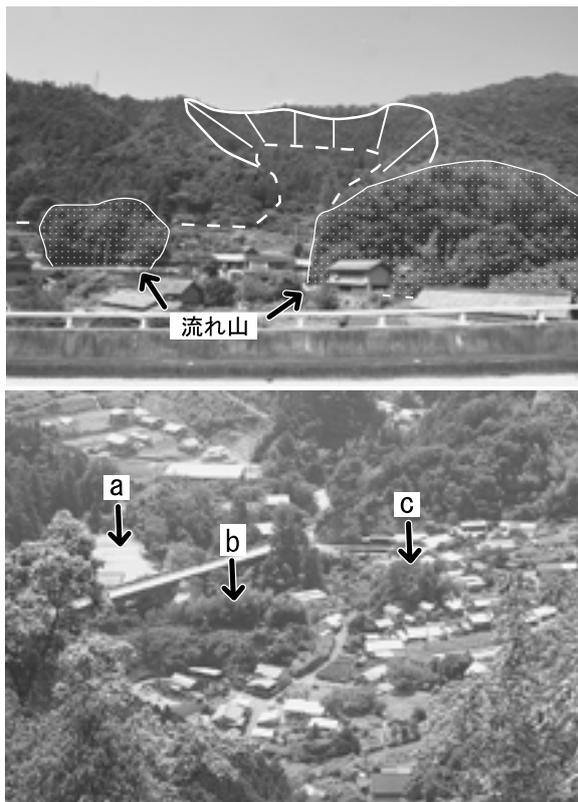
## 6. 2 土石流

「日比原」地域内では、豪雨のたびにどこかで土石流の発生が認められている。昭和50年（1975年）台風5号災害（仁淀川災害）で発生した土石流は発生件数・分布面積共に飛び抜けていて、「伊野」図幅地域に甚大な被害をもたらしただけでなく、「日比原」地域でも多くの地すべりを発生させたといわれているが、正確な土石流分布に関する記録はない。以下では、高知県の嶺北地域で2004年に発生した土石流災害について記述する。

2004年8月17日から18日にかけて、台風0415号からの暖湿流によって活発化した停滞前線の活動により、高知県嶺北地方は豪雨に見舞われた。この豪雨により各所で土石流が発生し、多大の被害を受けた。被害状況は、人的被害としては2名の負傷者、家屋被害としては全壊が8戸、一部損壊が7戸、土砂流入が2戸であった。また、土佐郡大川村では64世帯103名、同郡土佐町では21世帯41名が避難した。特に大川村では土石流が多発し、いたるところで道路が寸断され、村全体が孤立した。そのため、合宿で同村を訪れていた児童を含む約160名が一時孤立状態となり、自衛隊のヘリコプターで救出されるという事態になった（以上、矢田部・長谷川（2004）より）。

早明浦ダム貯水池周辺では8月17日1時過ぎから雨が降りだし、同日10時から夕刻にかけて激しい雨を記録した。大川村小松観測点（国土交通省四国山地砂防事務所）では、17日16時から18時に時間雨量100mmを越す雨量が2時間続き（2時間で205mm）、降り始めの1時から18時までの17時間の累積雨量は518mmに達した。土石流の発生時刻はこの時間降雨量の最大ピーク時とほぼ一致している。

土石流災害は、土佐郡大川村東部と同郡土佐町北部にまたがる早明浦ダム貯水池上流にあたる吉野川左岸地域と吉野川の支川・瀬戸川沿いに集中して発生した。なかでも、吉野川左岸地域では、土石流の総発生数97箇所のうち72箇所が発生している（第6. 16図）。土石流は山ひだ（0次谷）で発生した小規模な斜面崩壊を起源とし、谷を流下する過程で溪流堆積物を浸食し、樹木を巻

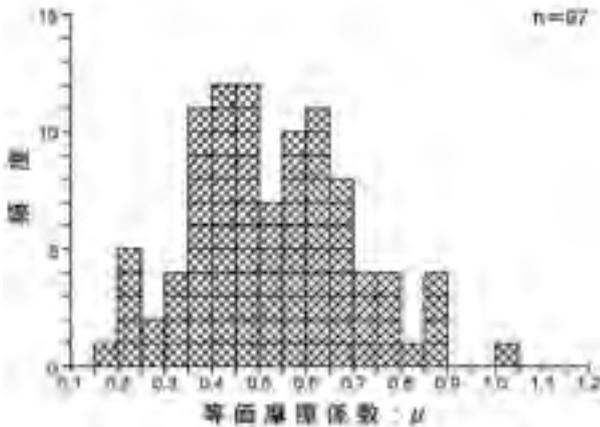


第6. 15図 崩壊－岩なだれ（第6. 14図）の現場写真（高知県吾川郡いの町上八川下分の土居）

写真上：崩壊発生源と流れ山を望む。国道194の橋梁から西に向かって撮影。写真下：斜め上空より、流れ山と岩なだれ堆積面を望む。国道194から南東方向を見下ろして撮影。a：枝川川の対岸に達した岩なだれ堆積物。bとc：流れ山。



第 6. 16 図 台風 0415 号豪雨による高知県嶺北地方の土石流発生箇所（日本地すべり学会の承認を得た上で、村井ほか（2006）より転載）

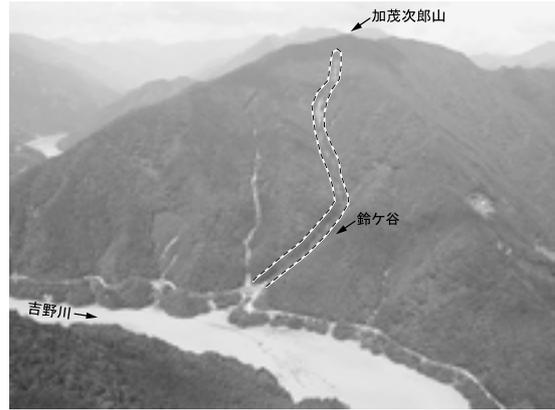


第 6. 17 図 高知県嶺北地方で発生した土石流の等価摩擦係数のヒストグラム

き込んでいる。斜面崩壊発生源の地質は白滝ユニットの領域Ⅱと領域Ⅲeに属する。吉野川左岸地域では、領域Ⅲeの苦鉄質片岩分布域の斜面に堆積していた岩屑堆積物が主な発生源となっている。

嶺北地方で発生した土石流の示す等価摩擦係数は 0.18～1.03 の範囲にあり、概ね 0.3～0.8 を示す（第 6. 17 図）。この値は、2003 年大分県日田市（第四紀阿蘇火砕流堆積物が分布）の流動性崩壊の 0.170～0.175、花崗岩分布地域で発生した 2003 年大宰府崩壊・土石流の 0.217～0.357、1999 年広島災害の土石流の 0.15～0.35 に比べると大きな値を示す。等価摩擦係数が大きな値を示すということは流動性に乏しいということである。この原因は、嶺北地方で発生した土石流の土石はほとんどが粗礫サイズ以上の扁平な形状の苦鉄質片岩礫から構成されていて、火砕流堆積物やマサ土からなる土石流に比べて、細粒分の量が少ないからである。

2004 年 8 月に発生した土石流災害の代表事例として、加茂次郎山鈴ヶ谷（第 6. 16 図の A 渓谷；第 6. 18 図）



第 6. 18 図 加茂次郎山の山頂付近で発生し、比高約 500 m の鈴ヶ谷を流下した土石流（国土交通省四国山地砂防事務所 2006 年 8 月 20 日撮影）。

について記述する。この土石流の斜面崩壊発生源には、径数十 cm から 1 m を越える苦鉄質片岩の角礫を多量に含む岩屑堆積物が分布し、樹齢 20～30 年のスギが植わっていた。発生した斜面崩壊の規模は長さ約 40 m、幅約 10 m で、高さ 1～4 m の馬蹄形状の滑落崖が形成された。滑落崖斜面には礫間を充填する細粒分が洗い流され空洞化したパイプ孔が形成されていた。斜面崩壊はそのパイプ孔の許容排水量を超える地下水が一気に流れたことによってパイプ孔が破壊されたことが引き金になったと考えられる。崩壊した岩屑堆積物のかなりのものが崩壊源に残されている（第 6. 19 図）。流下時の土石流は土石



第 6. 19 図 鈴ヶ谷土石流の発生源（日本地すべり学会の承認を得た上で、村井ほか（2006）より転載）

苦鉄質片岩の岩塊がむき出しになってころがっている。地下水の噴出を示す樹木に付着した泥の高さは 2 m に達する。西北西に向かって谷の上流を撮影（高知県土佐郡大川村船戸，加茂次郎山）。

と水の混合物に多量の流木も混じり込んでいる。大部分の水と流木は土石流堆積物よりも遠方に到達するので、土石流堆積物だけをみても流下時の土石流の実態を想像することができない。そこで、流木が混じり土石流が流下した溪流沿いの樹木に刻まれた流下痕跡など、例

例えば、(1) 溪岸斜面上の立木の下流側に付着した泥（第6. 20図）、(2) 溪岸斜面上の立木に突き刺さった小礫（第6. 21図）、(3) 溪岸斜面上に巻き上げられた溪床礫、(4) 溪岸斜面上の立木根元の捕捉物、(5) 溪岸岩盤斜面及び構造物表面についた擦痕をマーカーとして、土石流流下時の洪水位を推定した。加茂次郎山鈴ヶ谷の土石流の洪水位は4.8m以上で、最高洪水位は7.0mとなり、流下時の土石流は、層厚1～2mの土石流堆積物が堆積している位置よりはるかに高い位置を流下したと判断される。



第6. 21図 樹幹への礫の突き刺さり現象（日本地すべり学会の承認を得た上で、村井ほか（2006）より転載）  
礫の突き刺さり現象から土石流流下方向、土石流流下時の洪水位が推定できる。西に向かって撮影（高知県土佐郡大川村船戸、鈴ヶ谷）。



第6. 20図 立木樹幹に付着した泥  
（日本地すべり学会の承認を得た上で、村井ほか（2006）より転載）  
泥は土石流流下方向の反対側に付着する。付着した泥の高さから土石流流下時の洪水位を推定する。北北東に向かって撮影（高知県土佐郡大川村船戸、鈴ヶ谷の出口）。

## 第7章 資源地質

(青矢睦月)

### 7.1 銅 鉱 床

四国三波川帯には多数の層状含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー）が産し、大小合わせて100以上の銅鉱山が稼行していたが（小島ほか, 1956a）、現在ではいずれも閉山になっている。本地域では、北東端部の白滝鉱山（白滝鉱床、大川上鉱床、大川下鉱床）、及び西端部の基安鉱山（基安鉱床、黒滝鉱床、桂鉱床）が稼行していた。これらの銅鉱床は全て、本報告のユニット区分における白滝ユニット上部に胚胎される。三波川帯に広く分布するキースラーガーは、海底火山活動によって形成した源物質（噴気性堆積鉱床）が、その後周囲の岩石とともに変形・変成作用を受け、鉱石の組織・構造、鉱物組成の改変を経て現在の状態に至ったものと考えられている（例えばKanehira and Tatsumi, 1970; 兼平, 1977）。以下、白滝鉱山と基安鉱山の鉱床に関連する地質、及び両鉱山

の沿革を記述する。本節の記述の大部分は、日本鉱業協会（1965）、大川村（1962, 1984）、愛媛県高等学校教育研究会（1993）などによる。各鉱床の概要は第7.1表に示す。

#### 7.1.1 白滝鉱山

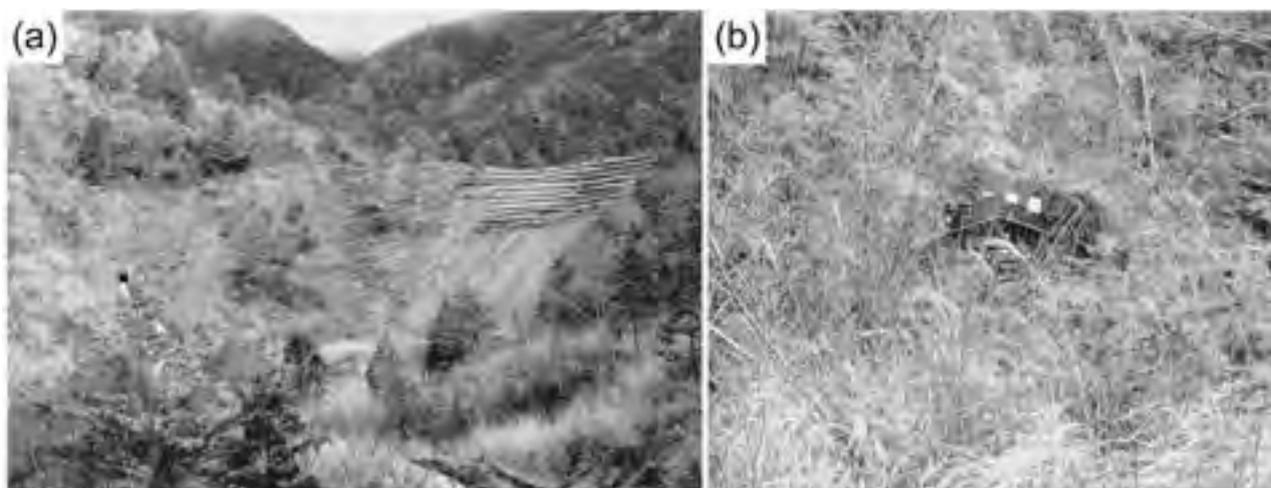
高知県土佐郡大川村に位置し、白滝鉱床（第7.1図）、大川上鉱床、大川下鉱床（東延長の谷口鉱床、樅の木鉱床もここに一括する）などが稼行していた。その他、東隣「本山」図幅内の下川鉱床、及び西隣「石鎚山」図幅内の子持鉱床でも採掘が行われていた。

白滝鉱床は本報告のユニット区分では白滝ユニット上部、下底部の苦鉄質片岩に胚胎する。大川上鉱床はこの苦鉄質片岩よりも上位の泥質片岩中に、また大川下鉱床はこの泥質片岩中に挟まれる苦鉄質片岩層（層厚約30m）に胚胎する。

第7.1表 層状含銅硫化鉄鉱床の概要

| 鉱山 | 鉱床  | 鉱床の形態、規模など  | 昭和36年度の産出量        |                     |                        | 過去の産出量    |          |          |           |
|----|-----|---|-------------------|---------------------|------------------------|-----------|----------|----------|-----------|
|    |     |   | 粗鉱量               | 品位                  | 含有量                    | 期間        | 粗鉱量      | 品位       | 含有量       |
| 白滝 | 白滝  | 全体としてほぼE-W方向に東傾斜で配列。走向長600m以上、傾斜長4200m以上で鉱床の厚さは0.2-4m。露頭から深度800mまで開発された。褶曲の背斜、向斜に富鉄部を形成する。はねこみが非常に多く、規模は最大30m、平均数mで、その先端部で特に高品位となる。 | 120000トン          | Cu 1.16%<br>S 15.0% | Cu 1392トン<br>S 18000トン | S4-S37    | 約400万トン  | Cu 1.25% | Cu 約5万トン  |
|    | 大川上 | 露頭延長600m、鉱床の厚さは0.1-3m。深度100mまで開発された。2方向の褶曲の組み合わせによって半ドーム状の富鉄体を形成し、E-W方向に延びる。  | S15休山*            |                     |                        |           |          |          |           |
|    | 大川下 | 露頭延長6500m、鉱床の厚さ0.1-0.5mで、深度150mまで開発された。東部の谷口、樅の木鉱床を含めれば稼行延長は6000mに達する。褶曲軸（S70°E）方向にレンズ状の富鉄体が配列する。                                   | 100トン             | Cu 2.8%<br>S 30%    | Cu 2.8トン<br>S 30トン     | S36-S37   | 400トン    | Cu 8.75% | Cu 35トン   |
| 基安 | 基安  | 長径（N30°E-S30°W）約1300m、短径30-200m。鉱床の厚さは0.5-4m。水平に胚胎する。N-S系褶曲の軸部に富鉄部を形成する。  | 12439トン           | Cu 2.30%<br>S 28.5% | Cu 286トン<br>S 3545トン   | S20-S36   | 185650トン | Cu 2.02% | Cu 3751トン |
|    | 黒滝  | NE-SWに延びた楕円板状。旧坑では長径400m、短径150m程度で、鉱床の厚さは2-3m。新坑（450m抗）では長径200m、短径150mで鉱床厚2mである。  | S35下期5トン<br>S36休山 |                     |                        | 1898-1900 |          | Cu 約70トン |           |
|    | 桂   | 長径（NE-SW）100m、短径50m程度で、鉱床の厚さは約2m。楕円板状を呈するらしい。N25°E方向の波状褶曲の軸部に局所的な富鉄化が認められる。   | 資料なし              |                     |                        |           |          |          |           |

記述は日本鉱業協会（1965）によるが、\*については大川村（1962）によった



第7.1図 白滝鉱山跡

(a) 白滝鉱床からのズリ（廃石）による埋め立て地。この埋め立て地の上面奥に総合事務所をはじめとする鉱山施設があったが、現在は運動場や農用地として利用されている。埋め立て地の奥上方からの河川水は埋め立て地地下のトンネルを通過して写真左の排水口から流れ出るようになっているが、これは操業終期にズリを利用して作られた廃液濾過施設の流路の名残である。

(b) 白滝抗通洞の抗口跡。

鉱石の多くは層状鉱（第7.2図 a, b）だが、鉱床は多くの場合主にE-W系の褶曲でタイトに折りたたまれており、こういった褶曲の背斜部・向斜部に塊状の富鉱体を形成している。鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱を主とし、少量の斑銅鉱、閃亜鉛鉱を伴う。白滝鉱床では他に磁硫鉄鉱、輝銅鉱、銅藍、自然銀なども産した。脈石鉱物は緑泥石、石英、角閃石、ざくろ石、方解石などである。特に、白滝鉱床には俗にハブと呼ばれるざくろ石石英片岩（第7.2図 c, d）が相伴う。このざくろ石石英片岩は磁鉄鉱、赤鉄鉱などを含むことが多い。

#### 沿革

1672年（寛文12年）に発見。1699年（元禄12年）に本川銅山（大北川銅山）として本格的採掘が始まるが、その後は細々と稼行されていた模様である。その後、1913年（大正2年）に宇宝合名会社、1919年（大正8年）に久原鉱業が買収稼行するなどの経緯を経て1933年（昭和8年）より日本鉱業株式会社白滝鉱業所となり、以後、同社によって稼行される。1945年（昭和20年）には終戦によって全山が一時操業休止となるが、年内に再開する。1947年から1949年（昭和22年から昭和24年）の時期には滑石の採掘も行っていた。鉱石の品位低下に加えて廃液の処理問題なども発生し、昭和30年代に経営状態が悪化、1972年（昭和47年）に閉山となった。

白滝鉱山の粗鉱生産量は、記録に残っている1915年（大正4年）以後だけを見ても少なくとも315万トンに及ぶ。また、坑道延長は昭和36年までに250kmに達している。日本有数の銅鉱山であったと言える。

#### 7.1.2 基安鉱山

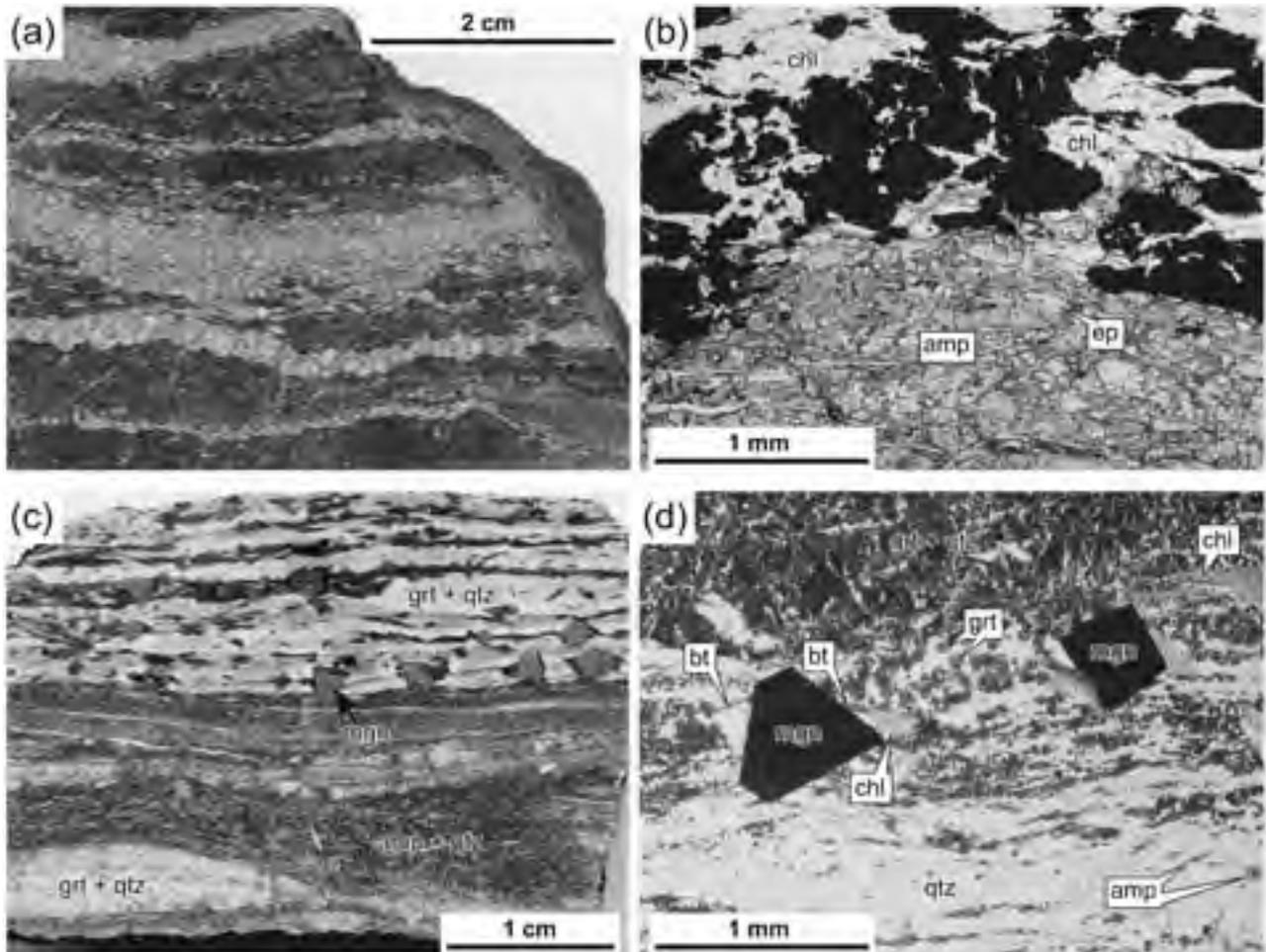
鉱山事務所は愛媛県西条市、伊予富士北方の標高950m付近に位置していた。基安鉱床と桂鉱床の抗口は同じく愛媛県西条市に含まれ、黒滝鉱床の抗口は高知県吾川郡いの町に含まれる。

三つの鉱床は全て、本報告のユニット区分では白滝ユニット上部の下部に位置する苦鉄質片岩中にほぼ水平に胚胎される。黒滝鉱床は桂鉱床と見かけ上ほぼ同一水準にあり、桂鉱床の東方延長と考えられる。基安鉱床は両鉱床よりも見かけで200～300m程度上位に位置する。

富鉱部はNNE-SSW系褶曲の軸方向に沿って分布する。鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱及び少量の斑銅鉱、磁鉄鉱からなり、これら金属鉱物の濃集部は塊状または層状を呈する。脈石鉱物は緑泥石、石英、方解石、角閃石、緑簾石、スティルプノメレンなどである。

#### 沿革

発見は1869年頃と推定されるが、正確な年号は不明。1877年（明治10年）頃から1907年（明治40年）まで小規模に稼行していた。その後一時休山するが、1914年（大正3年）に弘益殖産会社の所有となり、15年の探鉱を経て1929年（昭和4年）から出鉱を再開する。鉱況の衰微・回復を繰り返しつつ探鉱・出鉱を継続し、1943年（昭和18年）には住友金属鉱山会社を買収、以後同社によって稼行される。終戦後の混乱期に一時探鉱を中止したが、1951年（昭和26年）には本格的出鉱を再開、1956年（昭和31年）の最盛期には月産2,500トンの粗鉱を産出していた。1972年（昭和47年）に閉山した。



第7.2図 白滝鉱床のズリ（磨石）

- (a) 層状鉱の研磨面の写真 (GSJ R88204)。明るい色に見える部分が黄鉄鉱ないし黄銅鉱の濃集部。
- (b) (a) の薄片写真。オープンニコル。不透明の鉱石鉱物の間は緑泥石 (chl) によって埋められている。母岩の部分は苦鉄質片岩であり、主に角閃石 (amp)、緑れん石 (ep) から成る。その他に少量の石英、アルパイト、緑泥石、フェンジャイト、ルチルを含む。
- (c) ざくろ石石英片岩の研磨面の写真 (GSJ R88203)。俗にハブと呼ばれ、白滝鉱床に相伴って産するとされる。ざくろ石 (grt) の濃集部はピンク色を呈する。qtz: 石英, mgn: 磁鉄鉱, amp: 角閃石。
- (d) (c) の薄片写真。オープンニコル。主な構成鉱物は石英 (qtz)、ざくろ石 (grt)、磁鉄鉱 (mgn)、緑泥石 (chl)、角閃石 (amp)、黒雲母 (bt) である。ざくろ石は細粒 (10 - 600 ミクロン) で特定の層に濃集する。

## 7.2 採石

本地域に現在稼行中の採石場はない。

本地域中央部に位置する稲村ダムは、吉野川沿いの大橋貯水池（下池）とのセットによる揚水発電用の稲村調整池（上池）をせき止めるために建設されたロックフィルダムである。竣工は1981年（昭和56年）11月である。稲村ダムの建設に用いられた岩石の採石場跡はダムの北東700～800m付近に位置し（第7.3図）、1/5万地形図上に示されている。この採石場跡は本報告のユニット区分における白滝ユニット中部に位置し、露頭の大部分は珪質片岩である。実際に稲村ダムの堰堤を構成する岩石

を見ると、一部に苦鉄質片岩、泥質片岩も見られるものの、大部分は珪質片岩である。

## 7.3 温泉

現在、本地域で営業されている温泉施設は高知県吾川郡いの町桑瀬<sup>くわぜ</sup>に位置する木の香温泉のみである。本報告のユニット区分における白滝ユニット中部の泥質片岩卓越部に位置している。泉質は含鉄 (II) ナトリウム塩化物温泉であり、泉温30.7度、PH値7.0、温泉1kg中の成分はナトリウムイオン4,098mg、カリウムイオン35.0mg、マグネシウムイオン82.3mg、カルシウムイオン411.4mg、鉄 (II) イオン20.2mg、マンガンイオン



第7.3図 稲村ダムとその建設用の採石場跡

写真左下がロックフィルダムである稲村ダム，右上がダム建設用の採石場跡．NNE 方向を向いて撮影した．採石場跡の上方奥に見える山稜は西門山．

0.2mg, フッ化物イオン4.0mg, 塩化物イオン7,370mg,  
臭化物イオン18.2mg, ヨウ化物イオン1.0mg, 炭酸  
水素イオン20.2mg, メタケイ酸16.3mg, メタホウ酸

159.2mg となっている（平成11年4月5日，中央温泉  
研究所調べ）．

## 文 献

- 安藤 武・大久保太治 (1970) 徳島県西部結晶片岩地域の地すべり—結晶片岩型地すべりについて—。地質調査所月報, vol.21, p.395-436.
- Aoya, M. (2001) P-T-D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Jour. Petrology*, vol.42, p.1225-1248.
- Aoya, M. (2002) Structural position of the Seba eclogite unit in the Sambagawa belt: supporting evidence for an eclogite nappe. *Island Arc*, vol. 11, p. 91-110.
- Banno, S. (1964) Petrologic studies on Sambagawa crystalline schists in the Besshi-Ino district, central Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec II*, 15, Part 3, p.203-319.
- 坂野昇平・鳥海光弘・小畑正明・西山忠男 (2000) 岩石形成のダイナミクス, 東京大学出版会, 304p.
- 防災科学技術研究所 (2007) 地すべり地形分布図第31集「高知・窪川」。防災科学技術研究所研究資料, No.229.
- Dallmeyer, R. D., Takasu, A. and Yamaguchi, K. (1995) Mesozoic tectonothermal development of the Sambagawa, Mikabu and Chichibu belts, south-west Japan: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  whole-rock phyllite ages. *Jour. Metamorphic Geol.* vol. 13, p. 271-286.
- 愛媛県 (1962) 愛媛県地質図及び同説明書。愛媛県, 182 p.
- 愛媛県高等学校教育研究会 (1993) 西条市の地理。愛媛県高等学校教育研究会社会部会共同調査報告。261 p.
- Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, Y. (1994) Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schist: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 116, p. 182-198.
- Ernst, W. G., Seki, Y., Onuki, H. and Gilbert, M. C. (1970) Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japan. *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol.124, 276 p.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.89, p.319-329.
- 藤田 崇 (1976) 徳島県における三波川帯地すべりの特徴。新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4, p. 541 - 546.
- Fujita, T. (1978) Geological characteristics of landslides of the crystalline schist type in Shikoku, Southwest Japan. *Proc. 3 I.A.E.G., Sec. I*, vol. 1, p. 278 - 288.
- Fujita, T. (1980) Slope analysis of landslides in Shikoku, Japan. *Inter. Sym. on Landslides, Proc.* vol. 2, p. 169 - 174.
- 藤田 崇・平野昌繁・波田重熙 (1976) 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制, 地すべり, vol. 13, no. 1, p. 25 - 36.
- 古谷尊彦(1967)破碎帯地すべりの予察的研究. 地すべり, vol. 4, no. 2, p. 21 - 31.
- 古谷尊彦 (1968) 吉野川・祖谷川中流域の地すべりに関する2・3の観測結果について。地すべり, vol. 5, no. 1, p. 11 - 13.
- 古谷尊彦 (1969) 吉野川中流域・祖谷川下流域の地すべりについて。京大防災研年報, no. 12 B, p. 47 - 54.
- Furuya, T. (1972) Distribution of landslide area in Shikoku. *Bull. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ.*, vol. 22, no. 1, p. 9 - 21.
- 古谷尊彦 (1982) いわゆる破碎帯地すべりの性格について。地すべり, vol. 18, no. 4, p. 54 - 58.
- Furuya, T. and Yoshioka, R. (1976) Geomorphological processes at the transverse reach of the Yoshino River, Shikoku. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [7], vol. 26, no. 1, p. 127 - 133.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 589p.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y. (1992) Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 9, p. 495-595.
- 長谷川修一・斎藤 実 (1991) 四国の自然環境と地形・地質, 2.地質。土質工学会誌, vol. 39, no. 9, p. 19 - 24.
- 秀 敬 (1954) 高知県白滝鉱山付近の地質構造。広島大学地学研究報告, vol. 4, 48-83.
- 秀 敬 (1961) 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造。広島大学地学研究報告, vol. 9, 87 p.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成帯の変成分帯。地質雑, vol.96, p.703-718.
- 飯山敏春・稲井信雄・岩生周一・遠藤六郎・金原均二・河田学夫・神戸信和・斎藤正次・佐藤源郎・鈴木達夫・竹原平一・田中啓策 (1952) 50 万分の1地質図幅「高知」。地質調査所。
- 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児 (1957) 四国上八川 - 伊野間路線に沿う秩父累帯の地質 (予土路線に沿う地質, そのII)。地質雑, vol. 63, p. 449-454.
- 磯見 博 (1959) 20 万分の1地質図幅「高知」。地質調査所。
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい区分。地学雑誌, vol. 100, p. 697-761.
- Itaya, T. (1981) Carbonaceous material in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*,

- vol.14, p.215-224.
- Itaya, T. and Fukui, S. (1994) Phengite K-Ar ages of schists from the Sanbagawa southern marginal belt, central Shikoku, southwest Japan: influence of detrital mica and deformation on age. *Island Arc*, vol. 3, p. 48-58.
- 岩崎正夫 (1972) 四国の三波川帯・みかぶ帯の地すべり. 地域開発に伴う災害とその対策に関する総合的研究報告書, p. 21 - 24.
- 兼平慶一郎 (1977) キースラーガーの鉱石の構成鉱物と組織. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版会, p. 89-96.
- Kanehira, K. and Tatsumi, T. (1970) Bedded cuprififerous iron sulfide deposits in Japan, a review. In Tatsumi, T. eds., *Volcanism and Ore Genesis*. University of Tokyo Press, p. 51-75.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須槍和巳 (1960) 高知県地質鉱産図. 高知県.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須槍和巳 (1961) 高知県地質鉱産図説明書. 高知県水産商工部商工課, 129 p.
- Kawachi, Y. (1968) Large-scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.74, p.607-616.
- Kawachi, Y., Watanabe, T. and Landis, C. A. (1982) Origin of mafic volcanogenic schists and related rocks in the Sambagawa belt, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.88, p.797-817.
- 高知県 (1987) 土地分類基本調査「日比原」(5万分の1). 高知県農林水産部耕地課. 25 p.
- 小出 博 (1955) 日本の地さり: その予知と対策. 東洋経済新報社, 東京, 259p.
- 小出 博 (1963) 四国地方における地すべり (上). 応用地質, vol.4, p. 207-217.
- 小出 博 (1964) 四国地方における地すべり (下). 応用地質, vol. 5, p. 15-18.
- 小島丈児 (1951) 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質雑, vol. 57, p. 177-190.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生 (1956a) 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置. 地質雑, vol. 62, p. 30-45.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol.2, 173-193.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956b) 四国西条 - 上八川路線に沿う三波川帯の地質 (予土路線に沿う地質 その1). 地質雑, vol. 62, p. 317-326.
- 村井政徳・横山俊治・中屋志郎・佐々浩司・日浦啓全 (2006) 流下痕跡による土石流の洪水位の推定: 2004年台風15号豪雨によって発生した高知県嶺北地方の土石流災害の例. 日本地すべり学会誌, vol.42, no.6, p.487-492.
- 中川衷三 (1969) 四国における地すべりの素因—その1 徳島県麻植郡木屋平村森遠地域の地すべり. 地すべり, vol. 5, no. 3, p. 13 - 19.
- 中川衷三・金丸富美夫 (1975) 四国における地すべりの素因—その2 徳島県三好郡東祖谷山村九鬼地区の地すべり. 地すべり, vol. 12, no. 1, p. 25 - 33.
- Nakajima, T. (1982) Phase relations of pumpellyite-actinolite facies metabasites in the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 15, p. 267-280.
- Nakajima, T., Banno, S. and Suzuki, T. (1977) Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Petrol.*, vol.18, p.263-284.
- 中村総七郎 (1966) 美川村地すべり. 地すべり, vol. 2, no. 3, p. 33 - 36.
- 日本鉱業協会 (1965) 日本の鉱床総覧 (上巻). 581 p.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978a) 高知県中央部の地形・地質条件と土砂災害との関係 (1), 地すべり, vol. 15, no. 2, p. 3 - 10.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978b) 高知県中央部の地形・地質条件と土砂災害との関係 (2), 地すべり, vol. 15, no. 3, p. 30 - 37.
- 大川村 (1962) 大川村史. 大川村史編纂委員会. 610 p.
- 大川村 (1984) 大川村史追録. 大川村史追録編さん委員会. 192 p.
- Ota, T., Terabayashi, M. and Katayama, I. (2004) Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 73, pp. 95-126.
- 斉藤 実 (1980) 四国地方の地質と地すべり・山くずれおよび地殻変動について. 支部創立20周年記念出版「20年のあゆみ」, 土質工学会四国支部, p.9-48.
- 斉藤 実・長谷川修一 (1984) 特別企画: 四国の地質と災害特性. 土と基礎, vol.32, no.10, p.107-116.
- Sakaguchi, M. and Ishizuka, H. (2008) Subdivision of the Sanbagawa pumpellyite-actinolite facies region in central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, vol.17, p.305-321.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2007) 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2007年5月12日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター: <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084>).
- 佐藤 戈止 (1938) 7万5千分の1地質図幅「新居浜」および同説明書. 地質調査所, 70 p.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) 四国地方土木地質図及び解説書. (財) 国土開発技術センター, 859 p.
- 須槍和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1980) 御荷鉾緑色岩およびその周辺の層序と構造 - その1 高知県中央部土佐町・本山町地域 -. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 13, p. 63-82.
- 須槍和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1983) 四国中央部秩父累帯北帯の生層序学的研究. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 16, p. 143-167.

- 高橋治郎 (1994) 四国三波川帯の地すべり. 愛媛大学教育学部紀要, 第3部, 自然科学, vol. 15, no. 1, p. 31 - 39.
- 高野秀夫 (1978) 幻の破碎帯地すべり. 地すべり, vol.15, no.2, pp.39.
- Takasu, A. (1989) P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. In: Evolution of Metamorphic Belts (edited by Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D.). *Geological Society Special Publication*, vol.43, pp. 533-538.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990) 40Ar-39Ar mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, vol.185, p.111-139.
- Takasu, A., Wallis, S.R., Banno, S. and Dallmeyer, R.D. (1994) Evolution of the Sambagawa metamorphic belt. *Lithos*, vol.33, p.119-134.
- 武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・原 郁夫 (1977) 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版会, p. 107-151.
- 寺戸恒夫 (1986) 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, vol.28, p. 221-232.
- 梅原直道・板谷徹丸・吉倉紳一 (1991) 上八川 - 池川構造線に沿う珪長質火成岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 86, p. 299-304.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) 伊野地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140p.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: the Asemigawa region, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*. Vol. 96, p. 345-352.
- Wallis, S. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol.16, p.83-95.
- Wallis, S. and Aoya, M. (2000) A re-evaluation of eclogite facies metamorphism in SW Japan: proposal for an eclogite nappe. *Jour. Metamorphic Geol.* vol. 18, p. 653-664.
- Wallis, S.R., Banno, S. and Radwanec, M. (1992) Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Island Arc*, vol.1, p. 176-185.
- 矢田部龍一 (1991) 四国における自然災害 1. 地すべり. 土質工学会誌, vol. 39, no. 9, p. 44 - 49.
- 矢田部龍一・長谷川修一 (2004) 2004 (平成 16) 年台風 10, 15, 21 号による四国の土砂災害. 日本地すべり学会誌, vol. 41, p. 416-418.
- 横山俊治 (1998) 小出の破碎帯地すべりの再検討. 第 37 回地すべり学会研究発表講演集, 地すべり学会, p.159-162.
- 横山俊治 (2007) 四国三波川帯の破碎帯地すべりに関する破碎帯の構造と地すべり構造の研究 (研究課題番号 155404038). 平成 15 年度～平成 17 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (C)) 研究成果報告書, 84 p.
- 横山俊治・柏木健司 (1996) 安倍川支流関の沢流域の瀬戸川層群に発達する斜面の傾動構造の運動像. 応用地質, vol.37, p.102-114.
- 横山俊治・村井政徳・中屋志郎・西山賢一・大岡和俊・中野浩 (2006) 2004 年台風 10 号の豪雨で発生した徳島県那賀町阿津江の破碎帯地すべりと山津波. 地質雑, vol.112, 補遺, 日本地質学会第 113 年学術大会見学旅行案内書, p. 137-151.
- 横山俊治・塩田次男 (2003) 小出 (1955) の破碎帯地すべりと三波川帯の斜面変動. 日本応用地質学会中四国支部平成 15 年度研究発表論文集, p.87-94.
- Zaw Win Ko, Enami, M. and Aoya, M. (2005) Chloritoid and barroisite-bearing pelitic schists from the eclogite unit in the Besshi district, Sanbagawa metamorphic belt. *Lithos*, vol.81, p.79-100.

## Geology of the Hibihara District

By

Mutsuki AOYA\*, Shunji YOKOYAMA\*\*

(Written in 2008)

(ABSTRACT)

The Hibihara district is located in the central part of Shikoku Island, and whole of the district belongs to the Sanbagawa metamorphic complex, a high-pressure-type metamorphic belt that stretches ENE-WSW about 800 km in southwest Japan. The district is fully occupied by mountainous regions and, roughly speaking, these can be divided into northern, central and southern mountains by their arrangement and topology. The northern mountains, which contain the highest point (1860m) of the district and define the border between Kochi and Ehime prefectures, is mainly composed of mafic schists. The central mountains have plateau-like topology and cliffs mainly composed of siliceous schists surround their gentle peaks. The southern mountains have gentle peaks and mainly composed of siliceous schists and mafic metamorphic rocks (Mikabu greenstones). Yoshino River flows from the western end to the eastern end of the district and borders the northern and central mountains in the eastern part of the district. Along the Yoshino River and its branches, 5 dams (Omorigawa, Nagasawa, Ohashi, Inamura and Sameura dams) are constructed making use of the gorge-like topology.

### 1. Sanbagawa Metamorphic Complex

The Late Cretaceous high-pressure and low-temperature Sanbagawa metamorphic complex is divided into Omoiji, Kawamata, Shirataki and Nakashichiban units. The Shirataki unit occupies the majority of the district. The Nakashichiban unit structurally underlies the Shirataki unit and expose as a couple of windows surrounded by the Shirataki unit in the northernmost part of the district. A shear zone that formed during the main deformation stage (Ds) is present at the bottom of the Shirataki unit forming the boundary against the Nakashichiban unit. A thrusting shear zone (Kiyomizu tectonic zone), which formed during the secondary deformation stage (Du) and is characterized by strong development of north dipping secondary schistosity, is present in the southernmost part of the Shirataki unit, and its southern marginal fault forms the boundary against the Kawamata unit. The Omoiji unit is located in the southeastern end of the district. The boundary between the Kawamata and Omoiji unit is mainly defined by southern end of the Mikabu greenstones, which is contained within the Kawamata unit in this study. The Kawamata and Omoiji unit stretches in WSW-ENE direction.

The Hibihara district is divided into 4 metamorphic zones based on appearance of key metamorphic minerals in metapelite. In increasing order of metamorphic grade these are: chlorite, garnet, albite-biotite and oligoclase-biotite zones. The chlorite zone is further subdivided into lower-grade chlorite zone and higher-grade chlorite zone based on disappearance of pumpellyite in mafic metamorphic rocks. The Omoiji, Kawamata and Nakashichiban units belong to the lower-grade chlorite zone. In the Shirataki unit, the metamorphic grade increases from structurally lower to upper parts (on the whole northeastward) and the Shirataki unit includes all metamorphic zones up to the oligoclase biotite zone.

#### 1.1. Omoiji unit

The Omoiji unit is mainly composed of metachert and pelitic phyllite with minor amount of crystalline limestone, metamorphosed basalt lava and tuff, and metasandstone. Occurrence of interlayers of red metachert and vari-colored shale is a characteristic lithological feature of the Omoiji unit.

#### 1.2 Kawamata unit

The southern part of the Kawamata unit is composed mainly of the Mikabu greenstones that contain mafic schist, meta-basalt lava and metagabbro. The Mikabu greenstones are closely associated with crystalline limestone. The northern part of the Kawamata unit is mainly composed of pelitic and siliceous schists with minor amount of mafic schist, and this zone is traditionally referred to as the Sanbagawa southern marginal belt. In this area Du upright folds that fold Ds main schistosity is commonly developed with local strong development of Du schistosity.

---

\* Institute of Geology and Geoinformation

\*\* Faculty of Sciences, Kochi University

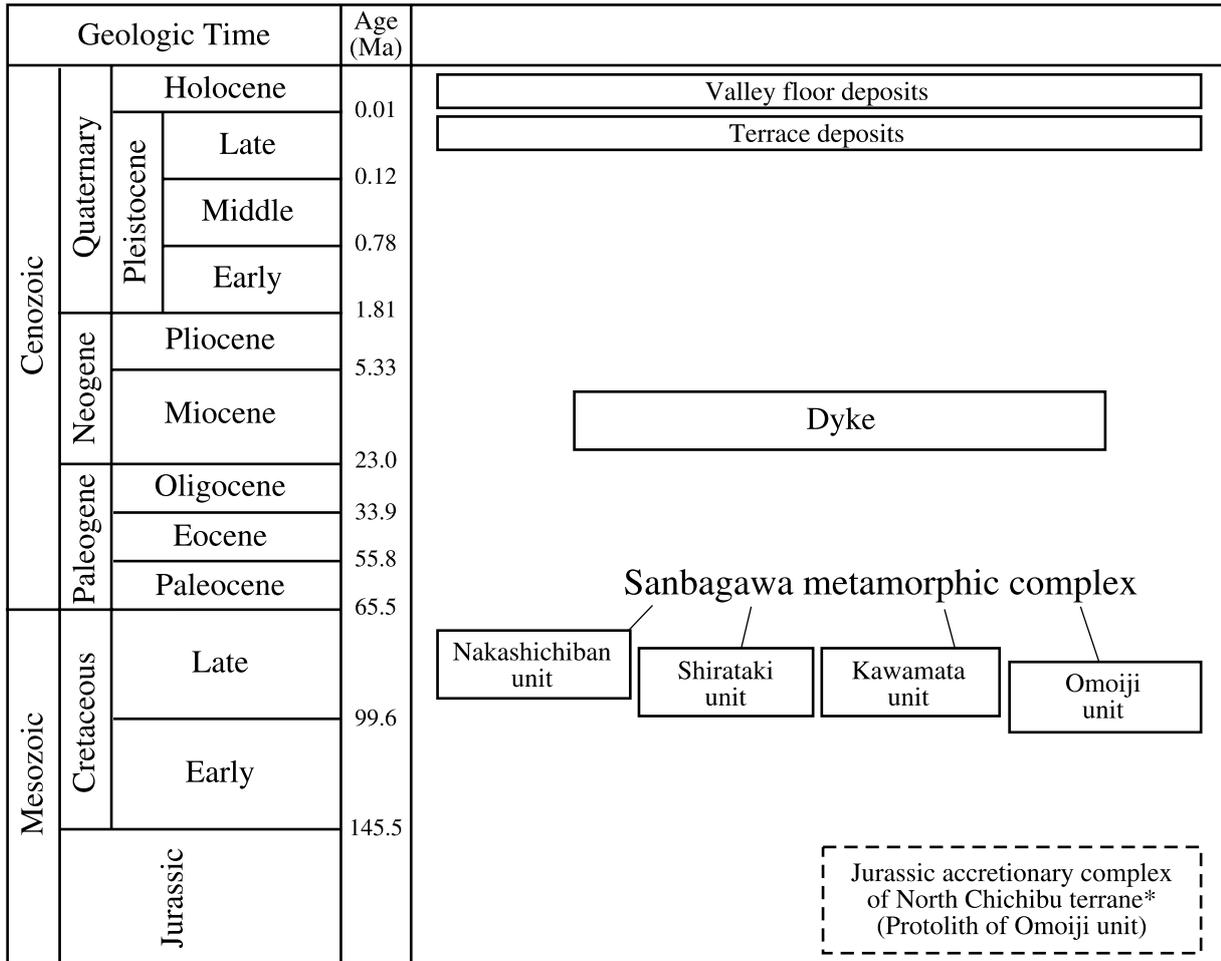


Figure 1. Summary of the geology in the Hibihara district

The time scale follows Gradstein et al.(2004). \*:not exposed in the district.

### 1.3 Shirataki unit

The Shirataki unit is subdivided into lower, middle and upper subunits by apparent lithological sequences. The lower subunit is composed of mafic schists and mixed rocks of pelitic, siliceous and mafic schists. The mixed rocks are lithologies that characterize the Ds shear zone.

The middle subunit is mainly composed of pelitic and siliceous schist with minor amount of mafic and psammitic schists. Outcrop-scale Du upright folds are nearly ubiquitously developed in this subunit, although lithological boundaries and enveloping surfaces of Ds main schistosity are broadly horizontal. Southernmost part of this subunit is Kiyomizu tectonic zone, which is in contact with the Kawamata unit. The thickness of this subunit is more than 1km in the southern part of the Hibihara district and it decreases northwards down to about 300m in the northernmost part of the district.

The upper subunit is composed of mafic schist and pelitic schist with minor amount of siliceous schist. In this unit, in the northeastern part of the district, Ds overturned folds are developed on a scale of several km. Development of Du folds are rare in this subunit.

### 1.4 Nakashichiban unit

The Nakashichiban unit has two areal distributions: northern window in the Ehime prefecture and southern window in the Kochi prefecture. The northern window is composed of interlayers of psammitic and pelitic schists. The southern window is composed mainly of pelitic schist with minor amount of siliceous, mafic and psammitic schists. Development of Du folds is relatively rare in this subunit.

## 2. Dykes

Miocene felsic dykes intrude into the Omoiji unit of the Sanbagawa Metamorphic Complex along the Kamiyakawa tectonic zone.

Intrusion of felsic to andesitic dykes is also present in the middle subunit of the Shirataki unit. Arrangements of these dykes are in WSW-ENE direction.

### **3. Quaternary deposits**

Distribution of Quaternary sediments in this district is restricted to very narrow areas along the Kamiyakawa, Jizoji, Hiraishi, Edagawa, Makigawa and Shichiban Rivers. Quaternary deposits include terrace deposits composed of gravel, sand and debris, and valley floor deposits composed of gravel, sand and mud.

### **4. Geohazard**

Landslides in the Hibihara district are controlled by structure and lithofacies of schist. Many of the landslides have a characteristic of translational slide running along schistosity of pelitic schist on dip slopes, and the slope of slip surfaces are less than 20 degrees. The large-scale landslides slip down from the top of ridge slopes and then form a terminal facet-like landslide landform without main scarp on the north-facing slopes along the Yoshino River. Quartz schist and mafic schist are poor in landslide, but linear depressions and ridge-facing scarps are often developed on and near the tops of mountain. However many landslides and collapses occur on and near fault in mafic schist of the Mikabu greenstones of the Kawamata unit.

### **5. Resource geology**

Bedded cupriferous iron sulfide deposits occur closely associated with mafic schists in the upper subunit of the Shirataki unit. Shirataki mine in the northeastern part of the district was one of the largest copper mine in Japan and closed in 1972. Motoyasu copper mine in the westernmost part of the district had been open also since 1972.

Inamura dam in the central part of the district is a rock-fill dam and is constructed mainly using siliceous schists of the middle subunit of the Shirataki unit.

A cold mineral spring occurs in the middle subunit of the Shirataki unit and operates as Konoka spa in the middle west of the district.



執筆分担

|                  |      |
|------------------|------|
| 第1章 地形           | 青矢睦月 |
| 第2章 地質概説         | 青矢睦月 |
| 第3章 三波川変成コンプレックス | 青矢睦月 |
| 第4章 岩脈 (Dy)      | 青矢睦月 |
| 第5章 第四系          | 青矢睦月 |
| 第6章 災害地質         | 横山俊治 |
| 第7章 資源地質         | 青矢睦月 |

文献引用例

青矢睦月・横山俊治 (2009) 日比原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 75p.

章単位での引用例

青矢睦月 (2009) 日比原地域の地質, 第1章 地形, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Aoya, M. and Yokoyama, S. (2009) Geology of the Hibihara district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 75 p. (in Japanese with English abstract, 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Aoya, M. (2009) Geology of the Hibihara district. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4 (in Japanese).

---

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

日比原地域の地質

平成21年6月26日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 株式会社 高山

---