

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第53号
NI-53-28-6

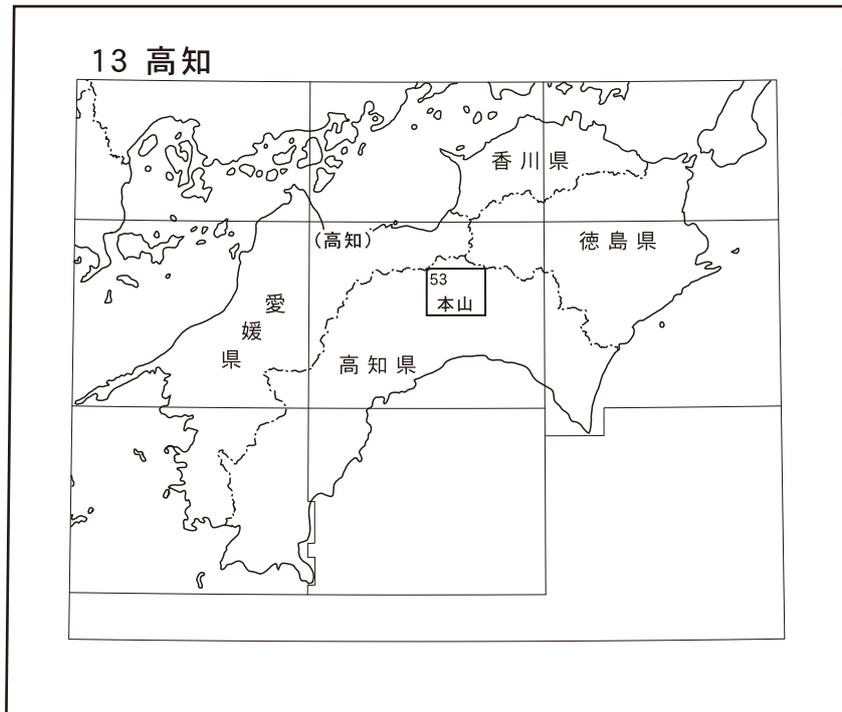
本 山 地 域 の 地 質

遠藤俊祐・横山俊治

令 和 元 年

国立研究開発法人 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

新居浜 Niihama
1:75,000 (1938)

13-40 新居浜 Niihama NI-53-27-12, 28-9 (2013)	13-41 三島 Mishima NI-53-28-5 (1964)	13-42 川口 Kawaguchi NI-53-28-1 (1966)
13-52 日比原 Hibihara NI-53-28-10 (2009)	13-53 本山 Motoyama NI-53-28-6 (2019)	13-54 大栃 Odochi NI-53-28-2 (未刊行, unpublished)
13-62 伊野 Ino NI-53-28-11 (2007)	13-63 高知 Kochi NI-53-28-7 (未刊行, unpublished)	13-64 手結 Tei NI-53-28-3 (未刊行, unpublished)

高知 Kōchi 1:75,000 (1931)

本山地域の地質

遠藤俊祐*・横山俊治**

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

「本山」地域の地質図幅は平成25～29年度に実施された野外調査と室内研究の成果に基づいている。執筆は秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス、御荷鉾帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス、三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス、中新世岩脈、資源地質を遠藤が、第四系及び災害地質を横山が担当した。全体のとりまとめは遠藤が行った。

国有林地域の調査にあたっては、嶺北森林管理署に便宜を図って頂いた。地すべり調査にあたっては、高知県中央東土木事務所本山事務所より地すべり防止地域の地形図を提供頂いた。本山町在住の山下幸利氏及び細川敏水氏には初期の調査に協力頂いた。東京大学のSimon Wallis教授、信州大学の森宏博士、東北大学研究員の永治方敬博士、石油天然ガス・金属資源機構の河原弘和氏には汗見川及び白髪山周辺地域のルートマップを提供頂いた。徳島大学の青矢陸月准教授には、西隣の「日比原」地域の地質情報を提供頂いた。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。なお、本報告で用いた岩石薄片の一部は、地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの作成による。

(平成30年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門 (現所属 島根大学)

** 産総研外来研究員 (平成25年度～29年度)

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Motoyama, Kochi, Shikoku, Yoshino River, Ananai River, Shikoku Mountains, Tosa-chuo Mountains, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pleistocene, Holocene, Northern Chichibu Belt, Mikabu Belt, Sanbagawa Belt, accretionary complex, high-pressure metamorphic complex, Akatsukayama Unit, Nishimata Unit, Kamiananai Unit, Akaragi Unit, Mikabu Unit, Kinouzu Unit, Shirataki Unit, Ogoyayama Unit, landslide, resources.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山 地	1
1.2 水 系	4
第2章 地質概説	5
2.1 既存の広域地質図	5
2.2 本報告で用いる構造層序区分	5
2.3 地質区分	5
2.4 秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス	7
2.5 御荷鉾帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	8
2.6 三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	8
2.7 新生界	8
第3章 秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス	9
3.1 概要及び研究史	9
3.2 構造層序区分	9
3.3 変成・変形作用	9
3.4 赤塚山ユニット	11
3.4.1 玄武岩, ドレライト及び火山碎屑岩 (Atb)	11
3.4.2 石灰岩 (Atl)	13
3.4.3 泥質混在岩 (Atx)	13
3.4.4 砂岩 (Ats)	13
3.5 西又ユニット	13
3.5.1 玄武岩及びドレライト (Nb)	13
3.5.2 チャート (Nc)	14
3.5.3 泥質混在岩 (Nx)	14
3.5.4 砂岩 (Ns)	15
3.6 上穴内ユニット	15
3.6.1 玄武岩, ドレライト及び閃長岩 (Kb)	17
3.6.2 石灰岩及びドロマイト質石灰岩 (Kl)	17
3.6.3 チャート (Kc)	17
3.6.4 チャートに富む粗粒砂岩及び角礫岩 (Kbr)	17
3.6.5 泥岩 (Km)	21
3.6.6 砂岩 (Ks)	21
第4章 御荷鉾帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	22
4.1 概要及び研究史	22
4.2 赤良木ユニット	22
4.2.1 変成玄武岩及び変成ドレライト (Ab)	23
4.2.2 苦鉄質千枚岩 (Am)	23

4. 2. 3	ドロマイト質大理石 (Ad)	26
4. 2. 4	変成チャート (Ac)	26
4. 2. 5	泥質千枚岩 (Ap)	26
4. 2. 6	変成砂岩 (As)	27
4. 3	御荷鉢ユニット	27
4. 3. 1	超苦鉄質岩類 (Mu)	28
4. 3. 2	変成斑れい岩 (Mg)	29
4. 3. 3	塊状変成玄武岩 (Mb)	30
4. 3. 4	片状変成玄武岩火山碎屑岩 (Ms)	30
4. 3. 5	変成チャート (Mc)	33
第5章	三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	34
5. 1	概要及び研究史	34
5. 2	構造層序区分	34
5. 3	変成作用	36
5. 4	変形作用	38
5. 5	木能津ユニット	39
5. 5. 1	苦鉄質片岩 (Knm)	41
5. 5. 2	石灰質片岩 (Knc)	42
5. 5. 3	珪質片岩 (Kns)	42
5. 5. 4	泥質片岩 (Knp)	42
5. 5. 5	砂質片岩 (Knps)	42
5. 6	白滝ユニット	42
5. 6. 1	変成斑れい岩 (Sg)	44
5. 6. 2	苦鉄質片岩 (Sm)	44
5. 6. 3	珪質片岩 (Ss)	48
5. 6. 4	泥質片岩 (Sp)	48
5. 6. 5	砂質片岩 (Sps)	48
5. 6. 6	超苦鉄質岩類 (U)	51
5. 7	大己屋山ユニット	51
5. 7. 1	泥質片岩 (Op)	56
5. 7. 2	苦鉄質片岩	56
第6章	中新世岩脈	58
6. 1	概要	58
6. 2	流紋岩 (d)	58
第7章	第四系	59
7. 1	概要	59
7. 2	段丘堆積物	59
7. 2. 1	上位段丘堆積物 (tu)	59
7. 2. 2	中位段丘堆積物 (tm)	59
7. 2. 3	下位1段丘堆積物 (tl1)	60

7. 2. 4	下位 2 段丘堆積物 (t12)	60
7. 3	完新統	60
7. 3. 1	崖錐堆積物 (t)	60
7. 3. 2	谷底低地堆積物 (v)	61
7. 3. 3	自然堤防堆積物 (n)	61
7. 3. 4	後背湿地堆積物 (a)	61
7. 3. 5	現河床堆積物 (r)	61
7. 3. 6	岩塊斜面堆積物	61
7. 3. 7	岩塊流堆積物	61
第 8 章	地質構造	63
8. 1	ユニット境界断層	63
8. 1. 1	西又断層	63
8. 1. 2	角茂谷断層	63
8. 1. 3	笹ヶ谷断層	64
8. 1. 4	中村大王断層	65
8. 1. 5	相川断層	66
8. 1. 6	清水構造線	67
8. 2	大規模褶曲	68
8. 2. 1	白滝ユニットの Ds 期の転倒褶曲群	68
8. 2. 2	木能津・御荷鉾・赤良木ユニットの Dt 期の横臥褶曲	68
8. 2. 3	坂本アンチフォーム	68
8. 3	高角断層及びユニット境界を切る大規模断層	68
8. 3. 1	御荷鉾ユニット北縁の N-S 系高角断層	68
8. 3. 2	白滝ユニット内の高角断層	69
8. 3. 3	茂ノ森断層	71
8. 4	構造発達史	72
第 9 章	災害地質	73
9. 1	四国山地の付加コンプレックス及び高压型変成コンプレックスの岩盤特性	73
9. 2	地すべり	74
9. 2. 1	地すべり地形の抽出方法	74
9. 2. 2	各ユニットの記載事項	74
9. 2. 3	西又ユニット	75
9. 2. 4	上穴内ユニット	75
9. 2. 5	赤良木ユニット	76
9. 2. 6	御荷鉾ユニット	76
9. 2. 7	木能津ユニット	79
9. 2. 8	白滝ユニット	80
9. 3	初生山体変形	81
9. 4	落石・崩壊	82
9. 5	土石流	83

9. 6 災害事例 - 土讃線沿いの土砂災害	83
9. 6. 1 土砂災害による路線の付け替え	83
9. 6. 2 繁藤災害	85
第10章 資源地質	87
10. 1 銅鉱床	87
10. 1. 1 下川鉱山	87
10. 1. 2 上関鉱山	87
10. 1. 3 吉野鉱山	88
10. 1. 4 大豊鉱山	88
10. 2 マンガン鉱床	88
10. 2. 1 西又ユニット中の鉱床	88
10. 2. 2 上穴内ユニット中の鉱床	88
10. 2. 3 赤良木ユニット中の鉱床	89
10. 3 ドロマイト	89
10. 4 採石	89
10. 5 鉱泉	90
文献	91
Abstract	97

図・表目次

第1. 1 図 「本山」地域とその周辺の地形概略図	1
第1. 2 図 「本山」地域の山地地形	2
第1. 3 図 「本山」地域の滝	2
第1. 4 図 「本山」地域の水系	3
第2. 1 図 「本山」地域の地質総括図	6
第2. 2 図 「本山」地域の地質概略図	7
第3. 1 図 「本山」地域の秩父累帯北帯付加コンプレックスの層序・ユニット区分	10
第3. 2 図 「本山」地域の秩父累帯北帯及び御荷鉢帯の各ユニットのピーク温度 - 圧力条件	11
第3. 3 図 赤塚山ユニットの岩相	12
第3. 4 図 赤塚山ユニットの岩相の薄片写真	12
第3. 5 図 西又ユニットの岩相	14
第3. 6 図 西又ユニットの岩相の薄片写真	15
第3. 7 図 西又ユニットの玄武岩中のローソン石脈	16
第3. 8 図 西又ユニットの泥質岩の脆性変形構造	16
第3. 9 図 上穴内ユニットの岩相	18
第3.10 図 上穴内ユニットの火成岩類の薄片写真	19
第3.11 図 上穴内ユニットの堆積岩類の薄片写真	20
第3.12 図 上穴内ユニットの泥岩（タービダイト）の堆積構造（研磨面）	21
第4. 1 図 赤良木ユニットの岩相	24

第 4. 2 図	赤良木ユニットの変成苦鉄質岩類の薄片写真	25
第 4. 3 図	赤良木ユニットの変成堆積岩類の薄片写真	27
第 4. 4 図	御荷鉾ユニットの変成深成岩類の岩相	28
第 4. 5 図	御荷鉾ユニットの変成深成岩類の薄片写真	29
第 4. 6 図	御荷鉾ユニットの変成斑れい岩のジルコン U-Pb 年代	30
第 4. 7 図	御荷鉾ユニットの変成苦鉄質火山岩類の岩相	31
第 4. 8 図	御荷鉾ユニットの変成苦鉄質火山岩類の薄片写真	32
第 4. 9 図	御荷鉾ユニットの変成チャート	32
第 5. 1 図	四国中央部三波川帯の地質概略	35
第 5. 2 図	「本山」地域の三波川帯高圧型変成コンプレックスの層序・ユニット区分	36
第 5. 3 図	泥質片岩の指標鉱物に基づく変成分帯図	37
第 5. 4 図	主変成作用時の各鉱物帯の泥質片岩及び苦鉄質片岩の鉱物組合せ	38
第 5. 5 図	白滝ユニットの延性変形段階	39
第 5. 6 図	白滝ユニットの露頭スケールの延性変形構造	40
第 5. 7 図	木能津ユニットの岩相	41
第 5. 8 図	木能津ユニットの代表的岩相の薄片写真	43
第 5. 9 図	白滝ユニットの苦鉄質変成岩	45
第 5.10 図	白滝ユニットの変成はんれい岩の薄片写真	46
第 5.11 図	白滝ユニットの各鉱物帯の苦鉄質片岩の薄片写真	46
第 5.12 図	白滝ユニットの変成堆積岩	47
第 5.13 図	白滝ユニット上部の珪質片岩の薄片写真	49
第 5.14 図	白滝ユニット下部の泥質片岩・砂質片岩の薄片写真	49
第 5.15 図	白滝ユニット上部の各鉱物帯の泥質片岩の薄片写真	50
第 5.16 図	白滝ユニットの超苦鉄質岩類（変成蛇紋岩）の鉱物組合せ	52
第 5.17 図	白滝ユニットの超苦鉄質岩類の岩相	52
第 5.18 図	白滝ユニットの変成蛇紋岩の薄片写真	53
第 5.19 図	大己屋山ユニットの構造位置	54
第 5.20 図	大己屋山周辺の白滝ユニットと大己屋山ユニットの泥質片岩の比較	55
第 5.21 図	三波川帯高変成度域の低角断層と大己屋山ユニットの岩相	55
第 5.22 図	大己屋山ユニットのざくろ石を含む岩相	56
第 6. 1 図	中新世岩脈の流紋岩	58
第 7. 1 図	吉野川沿いの河成低地（中位段丘面・上位段丘面・現河床堆積物）	59
第 7. 2 図	中位段丘堆積物	60
第 7. 3 図	吉野川沿いの河成低地（下位 1 段丘面・自然堤防・後背湿地）	60
第 7. 4 図	下位 1 段丘堆積物	60
第 7. 5 図	御荷鉾ユニット分布域の緩斜面に形成された崖錐堆積物	61
第 7. 6 図	御荷鉾ユニットの苦鉄質岩類からなる現河床堆積物	61
第 7. 7 図	岩塊斜面堆積物	62
第 7. 8 図	岩塊流堆積物	62
第 8. 1 図	「本山」地域の主要な断層・褶曲	63

第 8. 2 図	角茂谷断層の露頭写真	64
第 8. 3 図	笹ヶ谷断層	65
第 8. 4 図	笹ヶ谷断層の露頭写真	66
第 8. 5 図	中村大王断層及び相川断層の露頭写真	67
第 8. 6 図	白滝ユニット中の高角断層	69
第 8. 7 図	茂ノ森断層周辺のルートマップ	70
第 8. 8 図	茂ノ森断層の露頭写真	71
第 8. 9 図	「本山」地域の模式的な南北断面図	71
第 9. 1 図	久寿軒谷川の地すべりダム	77
第 9. 2 図	御荷鉢ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する苦鉄質千枚岩の岩盤状況	77
第 9. 3 図	御荷鉢ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する変成苦鉄質火山角礫岩の岩盤状況	77
第 9. 4 図	御荷鉢ユニット分布域を南北に横切る地形	78
第 9. 5 図	御荷鉢ユニットと木能津ユニットの境界を南北に横切る地形	78
第 9. 6 図	御荷鉢ユニットの中立盤地すべりのすべり面（すべり層）	79
第 9. 7 図	木能津ユニットの流れ盤地すべりの例	80
第 9. 8 図	白滝ユニットの受け盤地すべりの例	81
第 9. 9 図	御荷鉢ユニットの線状凹地	81
第 9.10 図	谷側への傾動構造	82
第 9.11 図	御荷鉢ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する変成苦鉄質火山角礫岩の崩落による穴内川のせき止め	82
第 9.12 図	白滝ユニットの苦鉄質片岩の崩落による汗見川のせき止め	82
第 9.13 図	2001 年芸予地震による白滝ユニットの珪質片岩の崩落	83
第 9.14 図	和田トンネル建設に伴い廃線となった土讃線旧線と旧線沿いで発生した斜面災害	84
第 9.15 図	第 9.14 図の A 地点の地すべり移動体を掘削して建設された土讃線旧線の西屋敷トンネル	85
第 9.16 図	第 9.14 図の A 地点の地すべり移動体の末端から押し出された巨礫群	85
第 9.17 図	第 9.14 図の C 地点の崩壊地から流出した土石によって倒壊した土讃線旧線の橋梁の橋脚	85
第 9.18 図	土讃線の旧線跡と落石警報機付き柵	85
第 9.19 図	路線付け替えて、道路に転用された土讃線の旧線跡と新設された第四穴内橋梁と大豊トンネル	86
第 9.20 図	穴内川河床に崩落した赤良木ユニットの変成チャートの巨礫群	86
第 9.21 図	1972 年繁藤災害の斜面崩壊現場	86
第 10.1 図	白滝ユニットの銅鉱山跡	87
第 10.2 図	穴内マンガン鉱床群	89
第 10.3 図	「本山」地域の採石場	90
第 3. 1 表	上穴内ユニットのアルカリ火成岩類の残留火成鉱物の EPMA 分析値	19
第 4. 1 表	赤良木ユニットの苦鉄質千枚岩の全岩主要元素・希土類元素組成	26
第 4. 2 表	赤良木ユニットの苦鉄質千枚岩の K-Ar 年代	26
第 10.1 表	奥白髪温泉の成分	90
Fig.1	Motoyama district geological index map	98

Fig.2 Summary of the geology in the Motoyama district100

第1章 地 形

(遠藤俊祐)

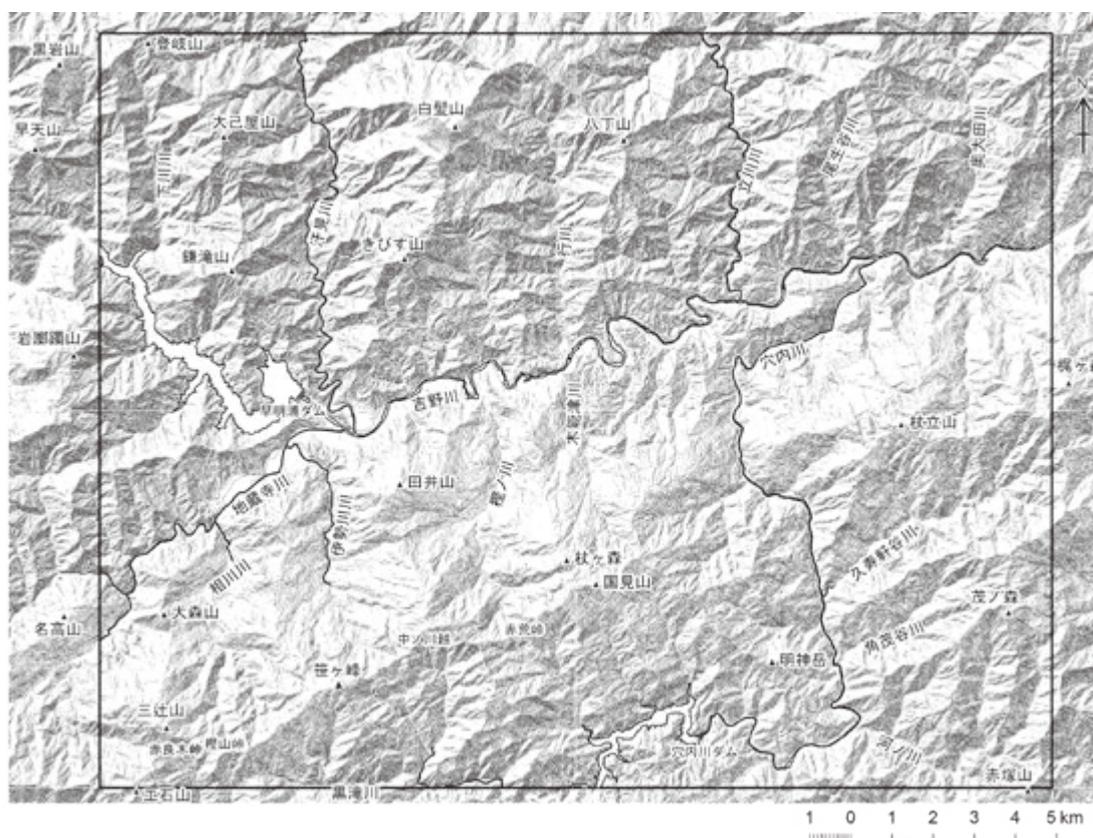
「本山」地域（以下、本地域）は四国中央部に位置し、世界測地系で北緯 33° 40'12"1 ~ 33° 50'12"0, 東経 133° 29'50"6 ~ 133° 44'50"5, 日本測地系では北緯 33° 40' ~ 33° 50', 東経 133° 30' ~ 133° 45' の範囲を占める。行政区画では、高知県北部の長岡郡本山町、大豊町、土佐郡土佐町、高知市、南国市、香美市からなり、本地域北西端に僅かに愛媛県伊予三島市が含まれる。

本章では本地域の地形の概要を記し、災害地質との関係という観点での詳細な地形的特徴は第9章に記す。

1.1 山 地

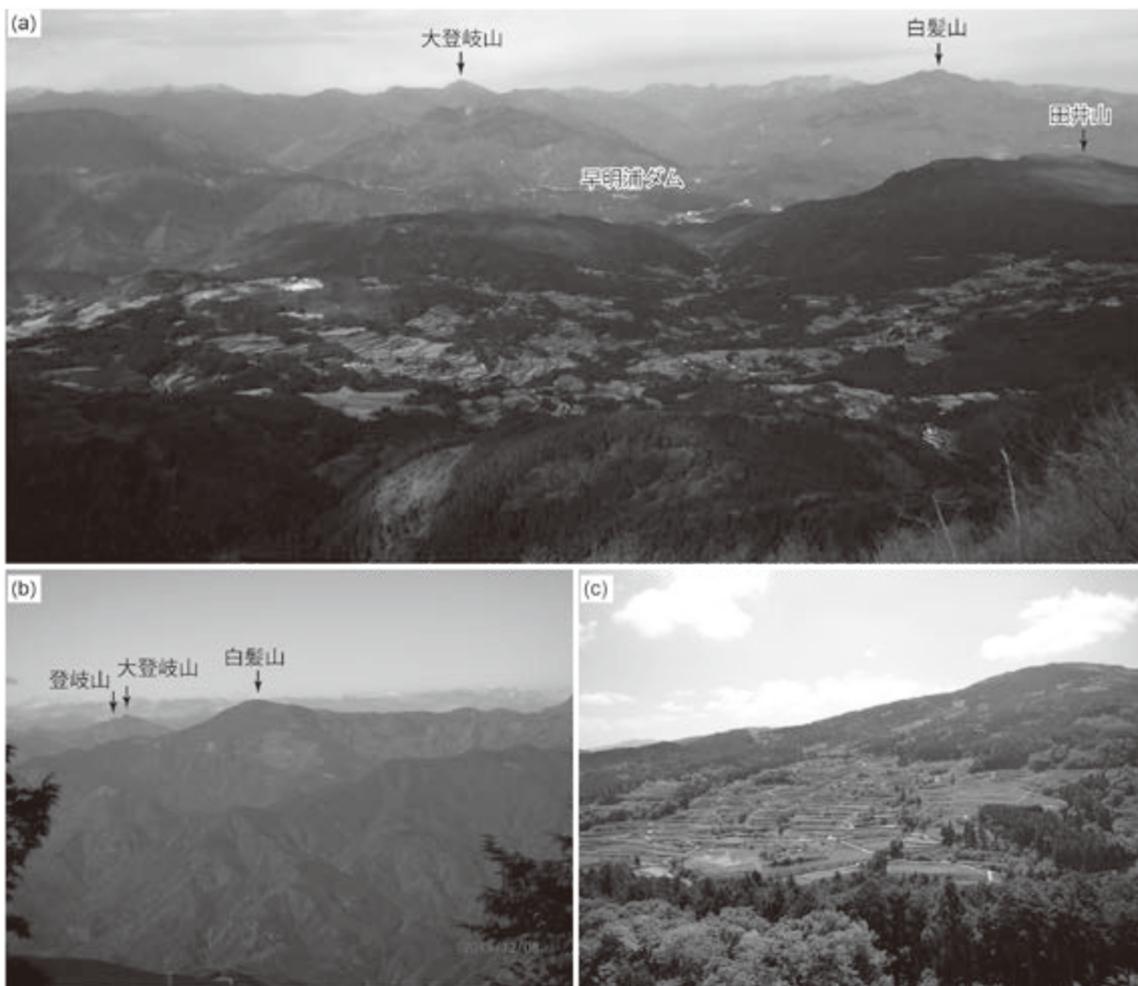
本地域の大部分を山地が占めており、中央部を横断する吉野川によって、北側の四国山地（狭義）と南側の土佐中央山地（高知県, 1988）に大きく二分できる（第1.1図）。なお、第9章では両者をまとめて四国山地とする。

本地域の四国山地は急峻な地形を示し、国土地理院発行の5万分の1地形図「本山」には標高1,400 m以上の山頂として白髪山（1,469 m）及び登岐山（1,446 m）が示されている。また、本地域の最高点は登岐山北方の尖頭ピーク（1,477 m）で大登岐山と呼ばれている（第1.2図 a, b）。白髪山北麓及び白髪山から八丁山へ向かう稜線の北斜面の地形は例外的に比較的緩傾斜である。地質との関係として、本地域の四国山地全域において三波川帯白滝ユニットの片岩類が分布し、低角ないし高角北傾斜の面構造が卓越する。泥質片岩に比べて侵食されにくい苦鉄質片岩や珪質片岩の分布域には数多くの崖や滝がみられる。苦鉄質片岩中や苦鉄質片岩と泥質片岩の岩相境界に見られる滝として、赤滝（第1.3図 a）、白髪の滝、樽の滝（以上、本山町）、音女の滝（大豊町）などが知られている。大豊町尾生谷川の塩降の滝（第1.3



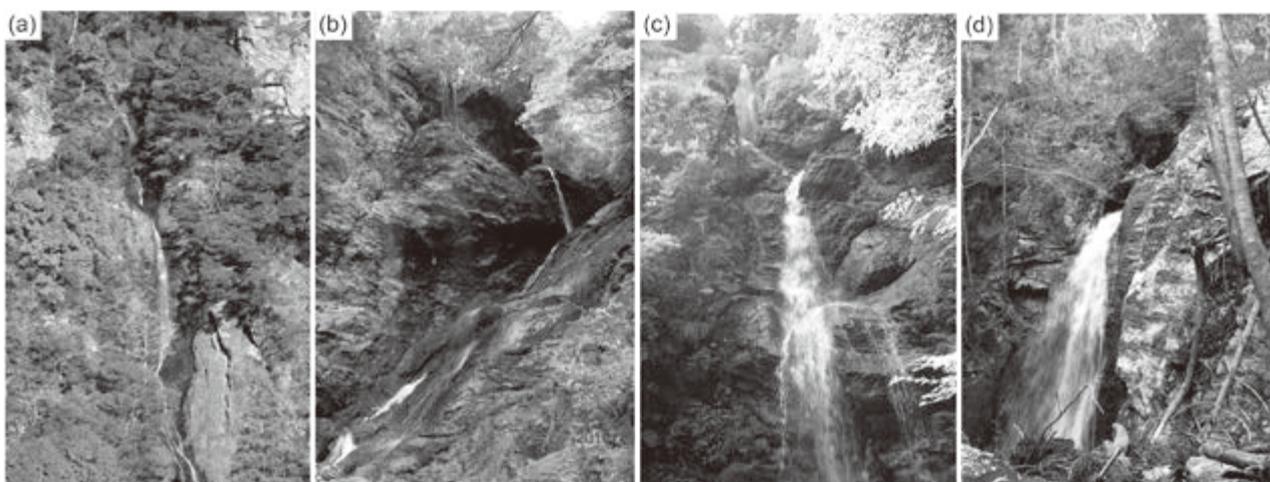
第1.1図 「本山」地域とその周辺の地形概略図

国土地理院発行の数値標高モデル10 mメッシュをカシミール3D (<http://www.kashmir3d.com>) を用いて表示。



第 1. 2 図 「本山」 地域の山地地形

- (a) 棚田の広がる緩斜面と四国山地の地形コントラスト（笹ヶ峰山頂から北を向いて撮影）。
- (b) 四国山地の 1,400 m を越えるピーク（大豊町庵谷南方から北西を向いて撮影）。
- (c) 土佐中央山地の北斜面（本山町大石から南東を向いて撮影）。



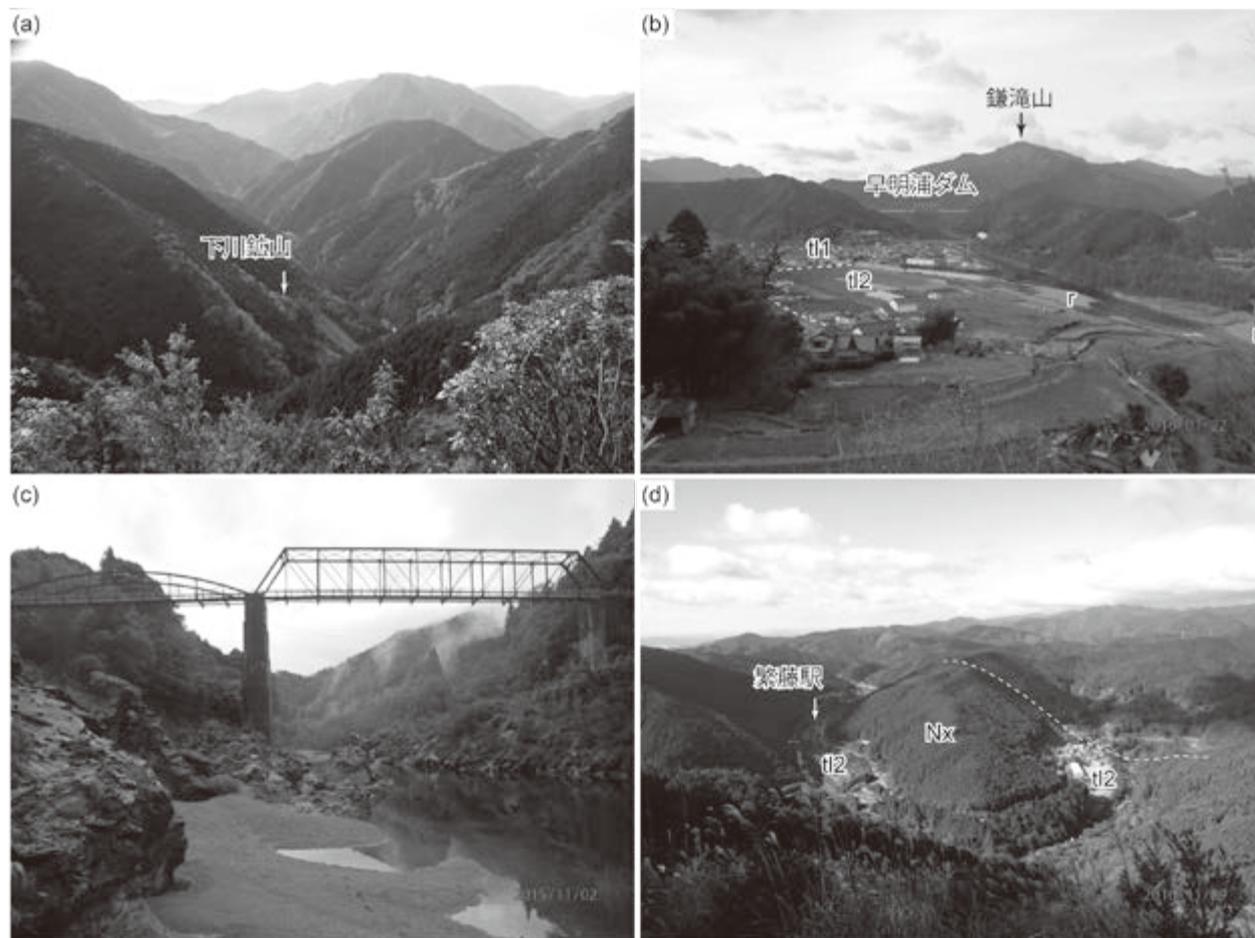
第 1. 3 図 「本山」 地域の滝

- (a) 赤滝. 周辺の地質は白滝ユニット（オリゴクレス黒雲母帯）の苦鉄質片岩. 落差約 150 m（本山町桑ノ川）。
- (b) 塩降の滝. 白滝ユニット（緑泥石帯）の泥質片岩からなる. 落差約 30 m（大豊町尾生北方）。
- (c) 六本の滝. 赤良木ユニットの変成チャートからなる. 落差約 20 m（大豊町伊与木）。
- (d) 恵比寿の滝. 赤良木ユニットの変成チャートからなる. 落差約 15 m（大豊町西庵谷上流）。

図 b) は泥質片岩中の小断層が侵食され滝となっている。白髪山の標高約1,200 m 以上には超苦鉄質岩類が分布し、白髪山北麓及び北東の緩傾斜地形はほぼ水平な片理及び岩相境界をもつ珪質片岩及び泥質片岩によって構成されている。大登岐山の最高点は高変成度（オリゴクレス黒雲母帯）の珪質片岩からなり、鎌滝山 (1,116 m) やきびす山 (1,088 m) には低変成度（緑泥石帯）の珪質片岩が分布する。

土佐中央山地は西から東に向って、工石山 (1,176 m)、三辻山 (1,108 m)、笹ヶ峰 (1,131 m)、国見山 (1,089 m)、杖立山 (1,133 m)、梶ヶ森 (1,400 m) を脊梁とする山脈である (第 1. 1 図)。工石山は南隣「高知」地域、梶ヶ森は東隣「大柘」地域に山頂が位置する。また梶ヶ森から本地域東端を南方にも山地が連なっている。土佐中央山地の東西方向の稜線と本地域東端の南方へ連なる稜線

周辺は主に御荷鉢帯赤良木ユニットの変成チャートによって構成される。赤良木ユニットの変成チャート分布域には六本の滝 (第 1. 3 図 c), 恵比寿の滝 (第 1. 3 図 d) (以上、大豊町) など多くの滝が見られる。土佐中央山地の南麓は秩父累帯北帯の付加コンプレックスからなる起伏に富む地形を構成し、特にチャート分布域には数多くの崖や滝がみられる。また土佐中央山地の北麓は際立った緩斜面となっており (第 1. 1 図)、御荷鉢ユニット (御荷鉢緑色岩類) の片状変成玄武岩火山砕屑岩が広く分布する。御荷鉢ユニットには地すべり地形が集中し、その大部分は棚田として利用されている (第 1. 2 図 a, c)。また、御荷鉢ユニット内においても超苦鉄質岩体はドーム状地形を示し、変成チャート (田井山周辺) や緻密硬質な塊状変成玄武岩及び変成斑れい岩の分布域は中起伏山地となっている。吉野川と御荷鉢緑色岩類分布域



第 1. 4 図 「本山」地域の水系

- (a) 下川川の V 字谷。手前は下川鉦山のズリ (大己屋山北方稜線から南を向いて撮影)。
- (b) 早明浦ダム下流の吉野川と地藏寺川の合流域の低地。下位段丘堆積物 (t1, t2) や現河床堆積物 (r) が分布する (土佐町田井から北西を向いて撮影)。
- (c) 大豊町尾生旧吉野川橋下の吉野川に露出する白滝ユニットの泥質片岩。鉛直褶曲が発達する (西を向いて撮影)。
- (d) 蛇行しながら北方へ流路を変える穴内川。僅かに下位段丘堆積物 (t2) が分布する。白破線は西又ユニットの泥質混在岩 (Nx) と上穴内ユニットの境界 (土佐山田町河ノ川北西尾根から西を向いて撮影)。

の間には、東西に連なる中起伏山地がみられ、三波川帯木能津ユニットの珪質片岩、苦鉄質片岩、泥質片岩によって構成されている。

1.2 水系

本地域の水系は大きく吉野川水系と穴内川水系に分けられる(第1.1図)。四国最大の一級河川である吉野川は石鎚山脈の瓶ヶ森を源流域とし、本地域西端で「四国の水瓶」と呼ばれる早明浦ダム湖を経て、蛇行しながら東へ流れている。また四国山地を源流として南下する吉野川の支流として、下川川、汗見川、行川、立川川、尾生谷川、奥大田川がある。これらは三波川帯の片岩類の一般走向と直交するように流れ、V字谷が形成されている(第1.4図a)。また、本地域の土佐中央山地を源流とし、南方から吉野川へ流入する河川として地藏寺川、相川川、伊勢川川、樫ノ川、木能津川がある。これら河川は、主に御荷鉢緑色岩類分布域を流れ、下流では三波川帯木能津ユニットの片岩類を深く削り込んでいる。本

地域で低地と見なせるのは地藏寺川下流と吉野川流域のみであり、下位段丘が広がる。早明浦ダム東方の吉野川流域には段丘が広く発達し(第1.4図b)、本山盆地と呼ばれている(満塩ほか、1991)。地藏寺川及び早明浦ダムより下流の吉野川は三波川帯白滝ユニット南縁部の剥離性に富む泥質片岩を削剥し、その片理の走向及び密に発達する鉛直褶曲の褶曲軸とほぼ平行に流れている(第1.4図c)。

穴内川は土佐中央山地の笹ヶ峰(1,131 m)南斜面周辺を源流域とし、本地域南端の穴内川ダム湖には土佐中央山地から多数の沢が流入している。穴内川ダムを経た穴内川は繁藤で北方へと流路を大きく変え(第1.4図d)、穴内二区で吉野川と合流する。また北流する穴内川に東方から流入する河川として、本地域東端の南北方向に連なる山地を源流域とする久寿軒谷川、角茂谷川、河ノ川がある。久寿軒谷川や角茂谷川は上穴内ユニットのチャート、泥岩、砂岩などの一般走向とほぼ平行に流れており、河ノ川は泥質混在岩を主体とする西又ユニット分布域を流れている。

第2章 地質概説

(遠藤俊祐)

2.1 既存の広域地質図

「^{もとやま}本山」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地質図としては、広域地質図として50万分の1地質図幅「高知」(飯山ほか, 1952), 20万分の1地質図幅「高知」(磯見, 1959; 原ほか, 2018)があり, この他7万5千分の1地質図幅「高知」(鈴木, 1931)がある。また, 本地域に隣接する5万分の1地質図幅としては, 北隣の「^{みしま}三島」図幅(土井, 1964)及び西隣の「^{ひびはら}日比原」図幅(青矢・横山, 2009)が出版されている。「日比原」図幅及びその南隣の「^{いの}伊野」図幅(脇田ほか, 2007)には本地域の^{さんぼがわ}三波川帯, ^{みかぶ}御荷鉾帯及び秩父累帯北帯の西方延長が分布する。同センター以外からは, 20万分の1「四国地方土木地質図」(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)がある。また, 本地域に関して5万分の1表層地質図「^{もとやま}本山・伊予三島」(高知県, 1988)が発行されている。

2.2 本報告で用いる構造層序区分

本地域に分布する基盤岩類は, 海洋地殻や海山起源の苦鉄質火成岩類, 遠洋性~半遠洋性堆積岩類, 陸源碎屑岩類などからなる海洋プレート層序(海溝付近での海洋底層序)を保持していた物質が, プレート収束境界で沈み込みに伴って構造的に集積・付加された地層, 及びこれらの物質が沈み込み帯深部で付加し, 低温高压型(以下, 高压型)の広域変成作用と高歪の延性変形を被った高压型変成岩類である。このようにプレート収束境界の様々な深度に付加され, 上昇した地層・岩石には, 正常堆積層とは異なる構造層序区分が必要である。本報告は, こうした地質体の層序単位として層(Formation)の代わりにユニット(Unit)を用いる。また, ユニットの束ねる地質区分として, コンプレックス(Complex)の語を用いる。

本報告では付加年代に基づき複数のユニットをまとめ, コンプレックスとして認定した。本報告では固有名詞を冠したコンプレックスを使用せず, 高压型変成コンプレックス及び付加コンプレックスといった一般名称でコンプレックスの語を使用する。海洋プレート層序構成物質のうち, 細粒海溝充填堆積物を起源とする岩石が泥質片岩ないし泥質千枚岩と記載できる場合は高压型変成コンプレックス, 泥岩と記載できる場合は付加コンプレックスとした。

高压型変成コンプレックスでは沈み込み帯付加プリズム及び沈み込みチャンネルにおいて海洋プレート層序構成物質が付加とともに変成作用及び高歪の延性変形を受ける。一方, 付加コンプレックスでは, 付加プリズムにおいて海洋プレート層序構成物質が顕著な変成作用を受けず付加し, スラストシートにより同一岩相が繰り返す覆瓦構造を特徴とする。

コンプレックスを構成するユニットには, 次に述べる認定基準を用い, 固有名詞(地名)を冠したユニット名を与えた。まず, 付加年代と岩相層序が同一であることが, 同一のユニットと認定する必要条件である。また, 付加年代と原岩岩相層序が同一であっても, 明瞭な変成圧力のギャップ及び温度-圧力履歴の違いが存在する場合は別ユニットに区分した。

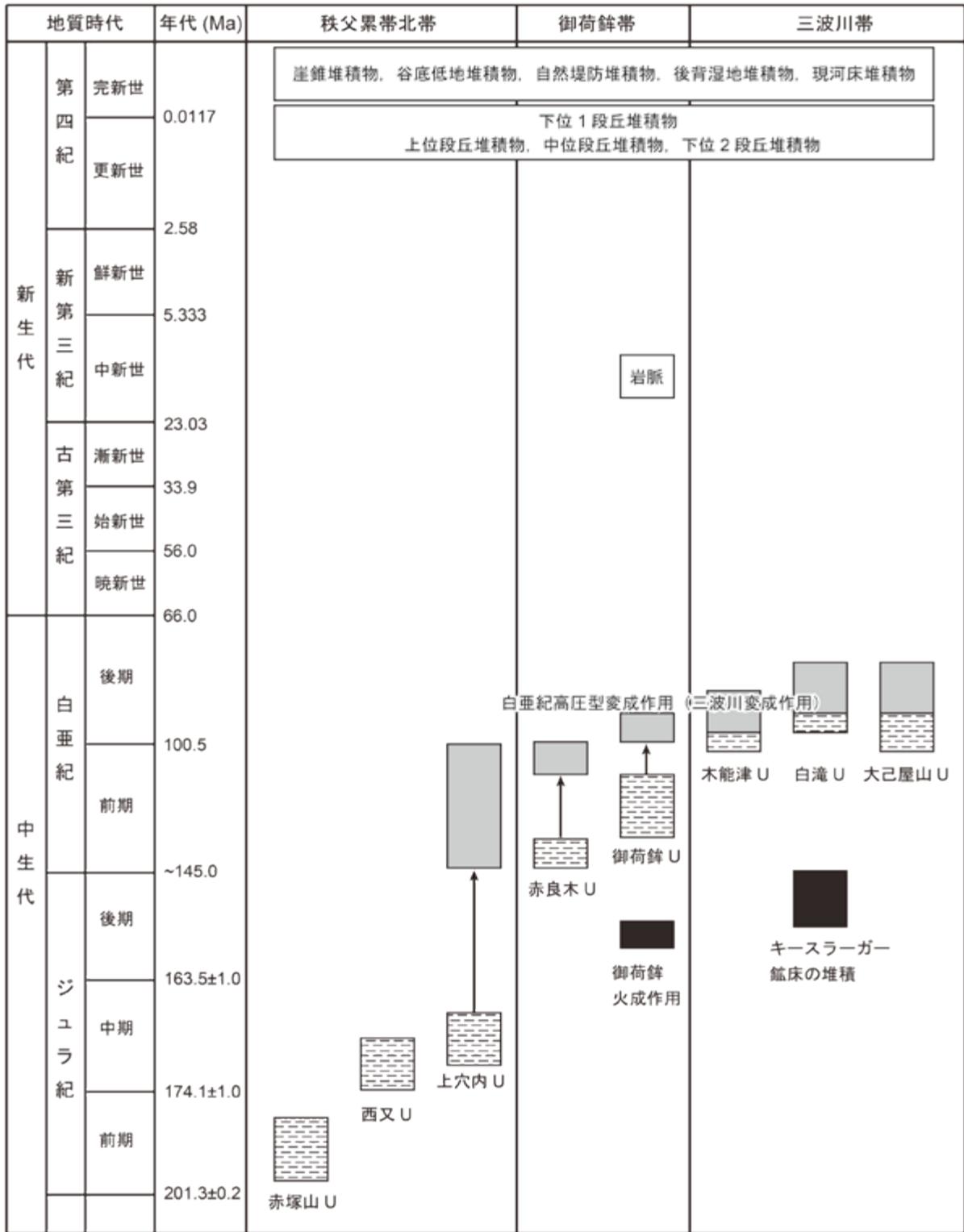
日本では地体構造区分において, 伝統的に帯(Belt)もしくは地帯の語が用いられてきた。山北・大藤(2000)は, 地帯を「現在に至るまでに受けた様々な地質作用の総体的な結果として, 特定の岩石・地層の組合せにより特徴づけられるに至った, 現在ひとまとまりの空間範囲を占める地殻の一部分」を指す用語とした。地帯は地理的空間範囲を示す名称であり, 地質単位ではない。本報告では, 研究史の引用及び図幅内の地理範囲を示すための便宜上, 地帯も併用する。

2.3 地質区分

本地域の地質の概要を第2.1図に示す。なお, 地質年代値は国際層序委員会発行のInternational Chronostratigraphic Chart(Cohen *et al.*, 2013; updated 2016)に従った。

本報告では付加年代に基づき, 1)ジュラ紀付加コンプレックス, 2)前期白亜紀に付加した高压型変成コンプレックス, 3)後期白亜紀に付加した高压型変成コンプレックスの3つの付加コンプレックス及び高压型変成コンプレックスの分布域に区分した。なお, 付加コンプレックス及び高压型変成コンプレックスの付加年代は海溝での堆積年代で近似されるものとして扱っている。海溝での堆積年代は, 海洋プレート層序の層序的最上位を占める陸源碎屑岩類の化石年代により決定され, また碎屑性ジルコンU-Pb年代の最若ピークによりその上限が制約される。

本報告では上記各コンプレックスが分布する地帯を次



付加年代 変成年代

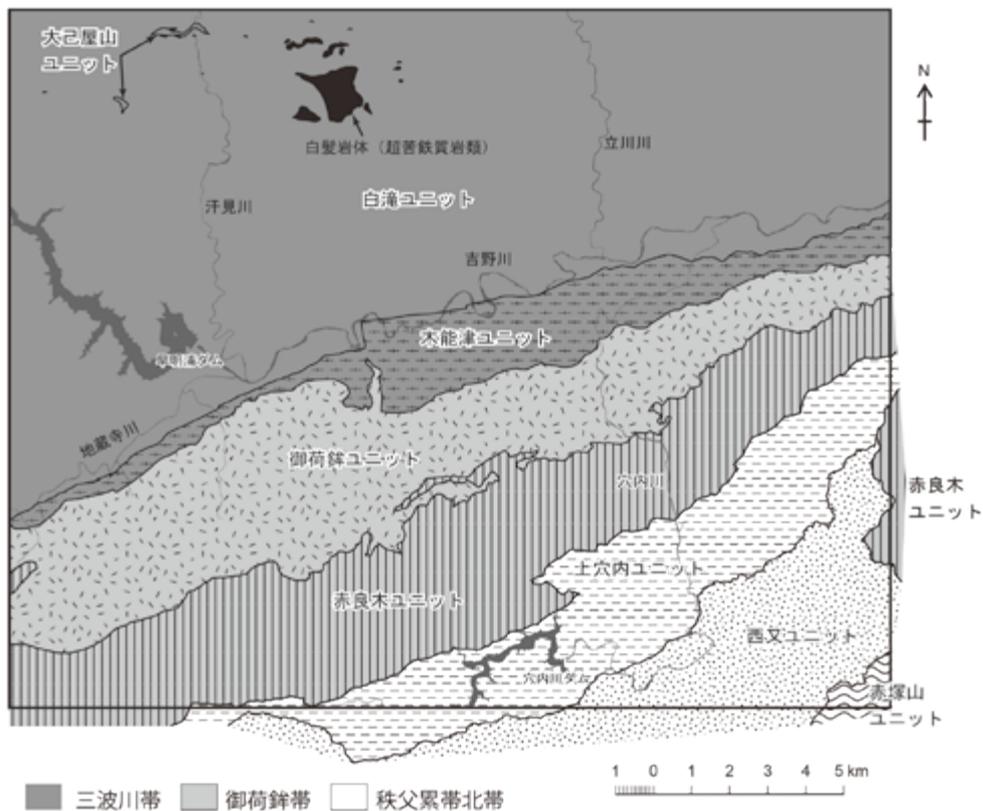
第 2.1 図 「本山」地域の地質総括図

のように呼称する。1) ジュラ紀付加コンプレックスが分布する地帯を秩父累帯北帯、2) 付加年代が前期白亜紀の高圧型変成コンプレックスが分布する地帯を御荷鉢帯、3) 付加年代が後期白亜紀の高圧型変成コンプレックスが分布する地帯を三波川帯（第2.2図）。これらは大局的には東西に伸びる帯状分布を示し、北から三波川帯、御荷鉢帯、秩父累帯北帯の順に配列する。

松岡ほか（1998）は、秩父累帯北帯のジュラ紀～白亜紀最前期の付加コンプレックスを柏木ユニット、上吉田ユニット、住居附ユニット、遊子川ユニットの4つに区分し、さらに御荷鉢緑色岩類が柏木ユニットと関連の深い地質体であることを指摘した。本報告の地質区分では、付加年代が白亜紀にかかる柏木ユニットと御荷鉢緑色岩類を御荷鉢帯の高圧型変成コンプレックスとしてまとめ、秩父累帯北帯の付加コンプレックスから独立させている。また、低度の白亜紀高圧型変成作用（三波川変成作用）及び延性変形は柏木ユニットの南に分布する上吉田ユニットにまで及んでいるが（村田ほか，2009；Endo and Wallis, 2017），コンプレックス区分は付加年代を基準としているため、上吉田ユニットは従来通り秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックスに含めている。

2.4 秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス

本地域の秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックスは、赤塚山ユニット、西又ユニット、上穴内ユニットにより構成される（第2.2図）。これらは松岡ほか（1998）が関東山地及び四国の共通のユニット名として提案した遊子川ユニット、住居附ユニット、上吉田ユニットにそれぞれ対比される。赤塚山ユニットと西又ユニットは、地質図スケールまでの様々なサイズの玄武岩、チャート、砂岩などのブロックが泥岩基質に含まれるメランジュ相の地質体である。赤塚山ユニットから高圧変成鉱物は確認されていないが、西又ユニットの玄武岩には、ローソン石+ぶどう石+パンペリー石+石英という組合せの鉱物脈が普遍的に認められ、ぶどう石は緑泥石と共存しないため、変成条件はぶどう石パンペリー石相の高圧限界付近に相当する。一方、低変成度の三波川変成作用を被っている上穴内ユニットの碎屑岩類には延性変形により部分的に面構造（スレート劈開）が発達しており、玄武岩中には変成鉱物としてアルカリ角閃石が普遍的に含まれる。また上穴内ユニットの構造的下部からは石英と共存しないひすい輝石が報告されている（Endo, 2015）。上穴内ユニット内に変成温度・圧力の勾配があり（Endo and



第2.2図 「本山」地域の地質概略図

Wallis, 2017), 北部(構造的低位)に向かって, 再結晶度や延性変形が顕著になる。

2.5 御荷鉾帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス

本地域の御荷鉾帯の高圧型変成コンプレックスは赤良木ユニットと御荷鉾ユニットからなる(第2.2図)。赤良木ユニットの原岩岩相は, チャートを主体とし陸源砕屑岩類に乏しいものの, 一通りの海洋プレート層序構成物質を含み, これらが延性変形領域で付加・再結晶した地質体である。御荷鉾ユニット(少量のチャートを挟有する御荷鉾緑色岩類)は後期ジュラ紀の火成作用により形成されたオフィオライトが, 沈み込みにより白亜紀高圧型変成作用(パンペリー石アクチノ閃石相~青色片岩相)を被った地質体である。但し, 典型的なオフィオライト層序は保持しておらず, 基本構成要素としてマントルかんらん岩を欠く。御荷鉾ユニットは, 一般には秩父累帯北帯に含まれている柏木ユニット(本報告の赤良木ユニット)とともに, 前期白亜紀の付加年代を持つと考えられるため, 両ユニットを御荷鉾帯の高圧型変成コンプレックスとしてまとめた。また, 両ユニットは西南日本全域において密接に共存した分布と調和的な地質構造を示し, 変成・変形作用の特徴も共通している。

2.6 三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス

本地域の三波川帯に分布する白亜紀高圧型変成コンプレックスの海溝での原岩堆積年代及び付加年代は後期白亜紀である(Endo *et al.*, 2018)。Aoki *et al.* (2011)は, 本来の三波川帯の変成岩類が秩父累帯南帯の付加コンプレックスの中で最も若い三宝山ユニット(付加年代が後期ジュラ紀~最前期白亜紀)の深部相に相当すると考え, 付加年代が約90~80 Maの領域を四万十帯と呼ぶことを提案した。しかし, 三波川帯のなかに三宝山ユニットと同時期の付加年代を持つ領域が広く存在するという考えは現在では否定されている。海溝での堆積年代という観点では, 三波川帯の高圧型変成コンプレックスのほぼ全域が四万十帯北帯の白亜紀付加コンプレックスの堆積年代範囲に収まることが判明している現在, 四万十帯の語を導入する必要性はない。また, 各地の三波川帯には80 Maより若い原岩堆積年代をもつ領域が存在することが明らかになりつつあるが(Tsutsumi *et al.*, 2009; 大藤ほか, 2010), 本地域の地表レベルには露出

していない。

本地域の三波川帯の高圧型変成コンプレックスは木能津ユニット, 白滝ユニット, 大己屋山ユニットからなる(第2.2図)。木能津ユニットは北縁を白滝ユニット, 南縁を御荷鉾ユニットとの境界断層により画されるユニットで, 約100 Ma以降の付加年代をもつ(長田ほか, 2015)。本地域の白滝ユニットは三縄層(小島ほか, 1956a)に相当し, 約95~90 Ma以降の付加年代をもつ(Endo *et al.*, 2018)。白滝ユニットは泥質片岩及び砂質片岩が卓越する下部と, 泥質片岩を主体に側方連続性の良い多数の苦鉄質片岩及び珪質片岩の層を含む上部の2つのサブユニットに区分できる。本地域に露出する木能津ユニット及び白滝ユニット下部は緑泥石帯低温部の低変成度部であるが, 白滝ユニット上部は緑泥石帯, ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯, オリゴクレス黒雲母帯に変成分帯される累進変成作用を示す。大己屋山ユニットは三波川主変成作用の前に, エクロジイト相変成作用を被ったユニットであるが, 肉眼観察では白滝ユニット上部の高変成度域の岩石とは区別できない。本報告では, 確実なエクロジイト相変成作用の証拠が得られている地点を含む最小領域を大己屋山ユニットとしたため, 今後その範囲は拡張される可能性が高い。本地域のざくろ石帯以上の高変成度域(白滝ユニット上部)には, 白髪岩体を始め, 様々なサイズの超苦鉄質岩体(変成蛇紋岩)が分布し, 蛇紋岩化した前弧域のマントル物質を取り込んだ構造岩塊(テクトニックブロック)と考えられる(Aoya *et al.*, 2013; Kawahara *et al.*, 2016)。

2.7 新生界

御荷鉾ユニット内のE-W系断層に沿って貫入する流紋岩岩脈がみられ, 新第三紀中期中新世の外帯火成活動によるものと考えられる。

第四系は, 主に段丘堆積物及び現河床堆積物が吉野川とその流域に分布している。段丘は上位段丘, 中位段丘, 下位1段丘, 下位2段丘に区分される。久寿軒谷川, 角茂谷川, 河ノ川などの河川沿いにも小規模な谷底低地堆積物が分布する。また, 山腹斜面には崖錐堆積物・岩塊斜面堆積物・岩塊流堆積物がみられ, 特に岩塊流堆積物は御荷鉾ユニットの地すべり地形の成因と関係していると考えられる。これらの第四系はいずれも未固結の礫, 砂, 泥からなる地層である。

第3章 秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス

(遠藤俊祐)

3.1 概要及び研究史

秩父累帯は関東山地から琉球諸島まで1,500 km以上にわたって分布し、黒瀬川構造帯(市川ほか, 1956)を介して、北側の付加コンプレックス分布域を北帯、南側の付加コンプレックス分布域を南帯として区分される(山下ほか, 1954; 松岡ほか, 1998)。秩父累帯北帯の付加コンプレックスは関東山地から四国西部までほぼ連続的に分布するが、九州以西には確認されていない。

四国中央部の秩父累帯北帯の先白亜系は、初期の研究では上八川累層として一括されていた(石井ほか, 1957; Suyari, 1961)。Suyari (1961)は高知県の下部白亜系(正常堆積層)以北の秩父累帯堆積岩類を北部の上八川累層(中部ペルム系)と南部の白木谷層群(下部~中部ペルム紀)に区分した。須鎗ほか(1983)では、上八川累層の泥岩及び酸性凝灰岩からジュラ紀の放射虫化石を見出し、上八川累層がジュラ紀の碎屑岩類を基質とするオリストストロームであるとの修正解釈を行った。Yamakita (1988)は、Suyari (1961)の上八川層として一括された地質体に上八川層の模式地とは異なる岩相が含まれることを指摘し、四国中央部において、穴内川層群(笹ヶ谷層, 上八川層, 下八川層, 宮ノ上層)と白木谷層群(土佐山層, 石見層)に区分した。Yamakita (1988)の四国中央部及び四国東部における層序区分は、松岡ほか(1998)の付加地質学の見地に基づく層序区分に引き継がれ、四国と関東山地共通のユニット名として、秩父累帯北帯は柏木ユニット、上吉田ユニット、住居附ユニット、遊子川ユニット及びペルム系沢谷ユニットの5ユニットからなることが提案された。これらのうち、沢谷ユニット以外はすべて本地域に分布する(Endo and Wallis, 2017)。付加年代に関して、柏木ユニットの少なくとも一部は前期白亜紀であることが明らかにされているが、上吉田ユニット、住居附ユニット、遊子川ユニットはジュラ紀とされた(松岡ほか, 1998)。本章ではジュラ紀付加コンプレックスを記述し、前期白亜紀の付加年代を持つと考えられる御荷鉾緑色岩類(御荷鉾ユニット)及び柏木ユニット(赤良木ユニット)は御荷鉾帯構成岩類として次章で扱う。

3.2 構造層序区分

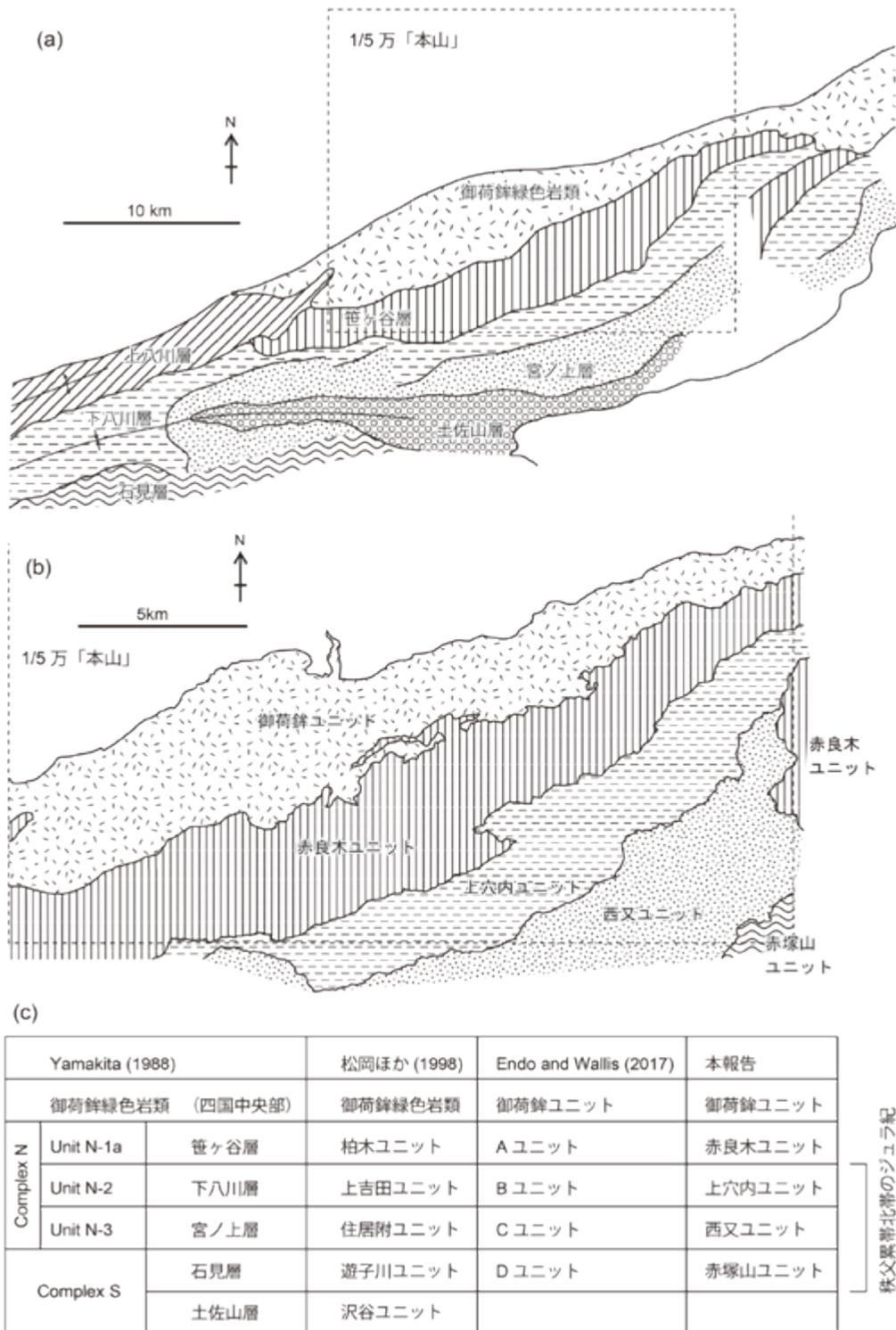
Endo and Wallis (2017) 及び本報告の調査において、

本地域の秩父累帯北帯の付加コンプレックスは断層を介して重なる3つのユニット(赤塚山ユニット, 西又ユニット, 上穴内ユニット)により構成されることが明らかになった。これはYamakita (1988)の岩相層序区分図とほぼ一致している(第3.1図a, b)。本報告及び先行研究の層序・ユニット区分の対応関係を第3.1図cに示す。各ユニットの境界をなす断層については第8章で述べる。

3.3 変成・変形作用

変成年代として、磯崎ほか(1990)及び河戸ほか(1991)は白色雲母のK-Ar年代を報告している。またDallmeyer *et al.* (1995)は泥質岩の全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代を報告している。これらの年代値は大きくばらつくが、上穴内ユニットは171~123 Maの範囲である。白色雲母K-Ar年代に限定すれば140 Ma付近のデータ数が多く、碎屑性白雲母や続成作用の年代と約100~90 Maの三波川変成作用時に形成されたフェンジャイトとの混合年代と考えられる(Endo and Wallis, 2017)。河戸ほか(1991)は本地域を含む笹ヶ谷地域を赤良木ユニットと高川ユニット(本報告の上穴内ユニットと西又ユニットを合わせたものに相当する)に区分し、両ユニット境界の笹ヶ谷断層が三波川帯と秩父帯の地体構造境界として重要な断層であるとした。一方、村田ほか(2009)は、笹ヶ谷断層は地体構造区分上重要な断層ではないとし、さらにその南の名野川衝上断層の東方延長が高压型変成作用を受けた地質体の南限を画す断層として重要であるとした。村田ほか(2009)は、苦鉄質岩の変成鉱物としてアルカリ角閃石を産する領域(本報告の上穴内ユニット)とぶどう石を産する領域(本報告の西又ユニット)からこの断層の位置を推定している。この断層に関して、村田ほか(2009)では、上穴内ユニットが上盤となる北傾斜の衝上断層としている。一方、Endo and Wallis (2017)では、西又ユニットを上盤とする南傾斜の正断層としており、その位置も大きく異なる。

Endo and Wallis (2017)は泥質岩に炭質物ラマン温度計を適用し、各ユニットのピーク温度を、赤塚山ユニット:約220°C、西又ユニット:230~250°C、上穴内ユニット:270~290°Cと見積もった。さらに、ピーク圧力に関して、西又ユニットはローソン石+ぶどう石+石英の鉱物組合せから約0.35 GPa、上穴内ユニットは石英+ア



第 3. 1 図 「本山」地域の秩父累帯北帯付加コンプレックスの層序・ユニット区分

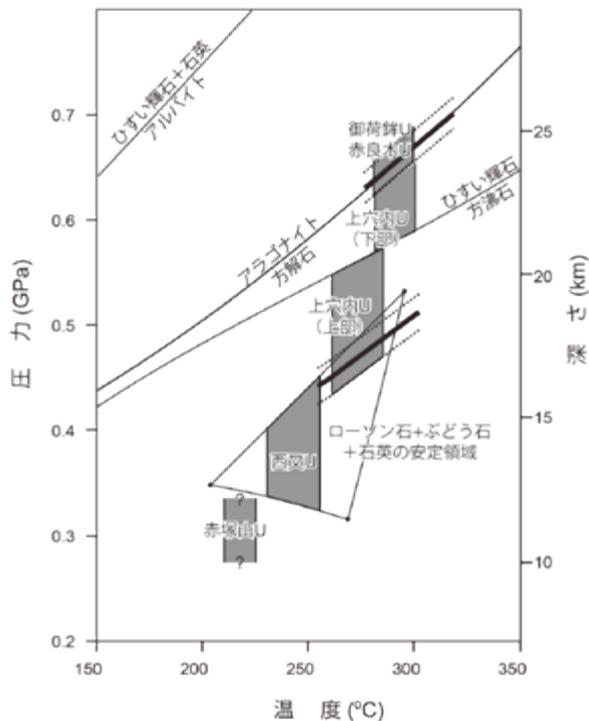
- (a) Yamakita (1988) の層序区分図.
- (b) Endo and Wallis (2017) 及び本報告のユニット区分図.
- (c) 層序区分の対比.

ルバイトと共存するアルカリ輝石固溶体組成やひすい輝石+アルバイトの鉱物組合せから約 0.45 ~ 0.6 GPa と見積もった。特に上穴内ユニット内部に大きな温度・圧力勾配があり、構造的下位の北部に向かって変成度が上昇することを示した。また、上穴内ユニットと西又ユニットの間には変成度のギャップが存在することも明らかとなった。赤良木ユニットはより高温・高圧の変成条件(約 290°C, 0.65 GPa)を示すが、上穴内ユニットとの間に変成度の大きなギャップは存在しないと考えられる(第 3.2 図)。

変形作用に関して、赤塚山ユニットや西又ユニットは泥質混在岩を主体とし、脆性変形が卓越する。泥岩基質の鱗片状劈開は岩相境界とほぼ平行である。一方、上穴内ユニットは圧力溶解によりチャートや碎屑岩類には面構造(スレート劈開)が層理とほぼ平行に発達しており、特に構造的下位の北部へ向かうほど延性変形による有限歪量は大きくなる傾向がある。上穴内ユニットの玄武岩火山碎屑岩は、構造位置によらず延性変形による面構造が発達し、碎屑岩類の構造と調和的である。

3.4 赤塚山ユニット

命名・定義 本地域南東端に分布する泥質混在岩を主



第3.2図 「本山」地域の秩父累帯北帯及び御荷鉢帯の各ユニットのピーク温度 - 圧力条件

Endo and Wallis (2017) を一部改変。圧力は上載岩石の平均密度を $2,800 \text{ kgm}^{-3}$ として深さに換算した。

体とする地質体を赤塚山ユニットと命名する。泥質混在岩中のブロックやスラブ(板状の岩塊)は玄武岩と石灰岩の複合岩体及び粗粒砂岩に富み、チャートに乏しいことにより特徴づけられる。

模式地 高知県香美市香北町赤塚山。赤塚山の山頂は南隣「高知」図幅(未刊行)の範囲に位置し(第 1.1 図)、本ユニットの玄武岩が分布する。

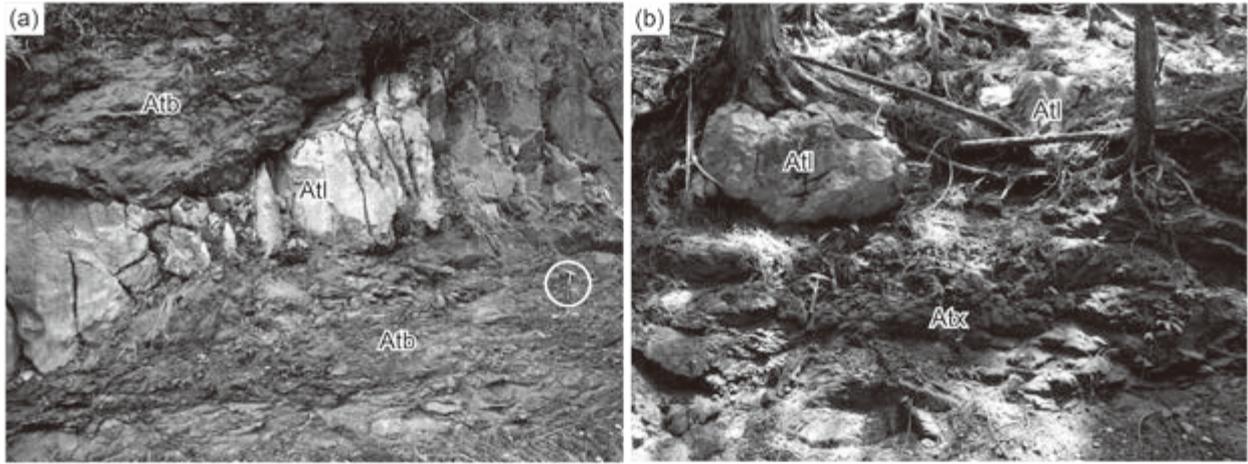
層序関係 南傾斜の境界で、西又ユニットの構造的上位に位置する。ユニット境界付近には正断層が多くみられ、ユニット境界自体も正断層の可能性が高い。赤塚山周辺での本ユニットの分布面積は小さく、南方にはペルム紀の付加年代をもつユニットが広く分布するとされ(Yamakita, 1988; 松岡ほか, 1998)、両者の境界断層が「高知」地域内に存在すると考えられる。

年代 赤塚山周辺において化石年代は知られていない。本地域の砂岩の碎屑性ジルコン年代頻度分布(Endo and Wallis, 2017)はペルム紀(約 260 Ma)に大きなピークがあるものの、最若年代(2粒子の加重平均)はジュラ紀最前期($194.9 \pm 4.7 \text{ Ma}$)を示すため、本ユニットの付加年代は前期ジュラ紀と考えられる。

対比 松岡ほか(1998)の遊子川ユニットに相当すると考えられる。また、「伊野」地域(脇田ほか, 2007)の勝賀瀬ユニットに対比できる可能性が高い。勝賀瀬ユニットは、放散虫化石から前期ジュラ紀に付加したとされ(Hori and Wakita, 2004)、石灰岩ブロックを含む剪断変形の弱い泥質混在岩からなり(脇田ほか, 2007)、本ユニットの付加年代及び岩相と一致する。

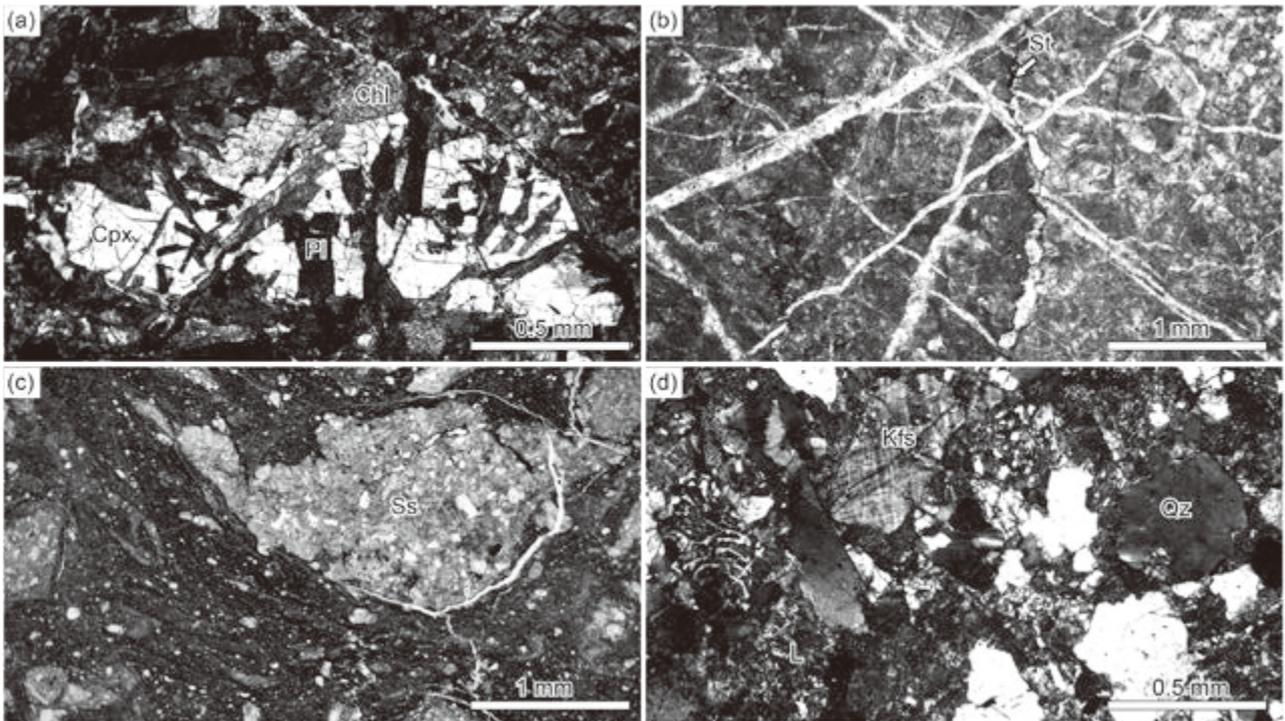
3.4.1 玄武岩、ドレライト及び火山碎屑岩 (Atb)

本ユニットの苦鉄質岩は塊状玄武岩溶岩、ドレライト及び火山碎屑岩である。露頭では暗緑色または赤色を呈し、火山碎屑岩には弱い面構造が認められる(第 3.3 図 a)。石灰岩を密接に伴い、苦鉄質岩中にも方解石脈が多数発達する。玄武岩溶岩は斑晶鉱物としてかんらん石、斜長石を含むインターサタル組織を示すが、かんらん石は緑泥石に完全に置き換えられた仮像となっており、短冊状の斜長石はアルバイト化またはセリサイト化している。また、直径 1 mm 程度の気孔が疎らにみられ、方解石、石英、緑泥石、パンペリー石などの二次鉱物が充填している。鉱物脈は、方解石、白色雲母(フェンジャイト)、緑泥石、パンペリー石、石英、アルバイトによって構成され、変成相は特定できない。玄武岩溶岩の露頭は風化が激しく、赤色土壌化しているところが多い。ドレライトは中粒完晶質で、自形の斜長石斑晶が他形の単斜輝石に包有されるオフィティック組織を示し(第 3.4 図 a)、副成分鉱物としてクロムスピネルを含む。ドレライトの斜長石はアルバイト化しておらず、Ca に富む領域が残存する。単斜輝石はほとんど変質しておらず、部分的に弱い多色性(淡灰色~淡褐色)を示す。火山碎



第 3. 3 図 赤塚山ユニットの岩相

- (a) 石灰岩 (Atl) を伴う玄武岩火山碎屑岩 (Atb). ハンマー (白丸内) の長さが 30 cm (香北町赤塚山北東).
 (b) 石灰岩ブロック (Atl) を含む泥質混在岩 (Atx) (土佐山田町赤塚山北西).



第 3. 4 図 赤塚山ユニットの岩相の薄片写真

- Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Kfs: カリ長石, L: 珪長質火山岩, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Ss: 砂岩, St: スタイロライト.
 (a) ドレライト (香北町赤塚山北東). クロスニコル.
 (b) 石灰岩 (土佐山田町赤塚山北西). 方解石分泌脈やスタイロライトがみられる. オープンニコル.
 (c) 砂岩岩片に富む泥質混在岩 (土佐山田町赤塚山北西). オープンニコル.
 (d) 砂岩 (土佐山田町赤塚山西方). クロスニコル.

屑岩は主に苦鉄質の凝灰岩で、変質鉱物として緑泥石、フェンジャイト、アルバイト、方解石を含む。

3. 4. 2 石灰岩 (Atl)

泥質混在岩中のブロックもしくは下位に玄武岩を伴う厚さ数 10 m 以下のスラブとして産する (第 3. 3 図 a)。石灰岩スラブは赤塚山周辺においてカレンフェルト状の露頭をなす。灰白色～白色を呈し、塊状無層理である。露頭観察で判別可能な化石は確認していない。局部的に炭質物が濃集した脆性剪断帯が発達する場合がある。顕微鏡下では、ミクライト質ないしは再結晶した方解石集合体からなり、少量の不透明鉱物がスタイロライトの溶解面に認められる (第 3. 4 図 b)。

3. 4. 3 泥質混在岩 (Atx)

泥質混在岩は、黒色泥岩の基質に、砂岩、チャート、石灰岩のブロックを含む (第 3. 3 図 b)。泥岩基質には鱗片状劈開と脆性剪断面からなる弱い複合面構造が発達する。ブロックの形状は不定形のものが多い。顕微鏡下では基質は炭質物と粘土鉱物 (フェンジャイトなど) に富み、様々なサイズの岩片や石英、長石類の碎屑性粒子を含む (第 3. 4 図 c)。

3. 4. 4 砂岩 (Ats)

泥質混在岩中のブロックもしくは砂岩優勢の砂岩泥岩互層として産する。本ユニットには、灰色粗粒塊状のアレナイト質砂岩が多くみられる。円磨度の低い単結晶石英、長石類、岩片の碎屑性粒子を主体とし、基質は少ない。カリ長石の碎屑性粒子に富み、パーサイト、マイクロクリン構造、文象構造 (石英との連晶) を示す (第 3. 4 図 d)。

3. 5 西又ユニット

命名・定義 本地域南東部に分布する、砂岩、チャート及び玄武岩のスラブやこれらをブロックとして含む泥質混在岩からなる地質体を西又ユニットと命名する。赤塚山ユニットと同様に泥質混在岩を主体とするが、チャートに富み、本地域では石灰岩を産出しない点が異なる。また、泥質混在岩は赤塚山ユニットのものよりも強い脆性剪断変形を受けているが、チャートや玄武岩のスラブの側方連続性は良い。

模式地 高知県香美市土佐山田町西又。

層序関係 本地域では一般に低角な構造を示す。南傾斜の正断層で、上穴内ユニットの構造的上位、赤塚山ユニットの構造的下位に位置する。

年代 本地域からは化石年代は報告されていない。本ユニットの西方延長として、Fujinaga and Kato (2005) は「伊野」地域の国見山鉱山の鉄マンガニ床に伴われ

る赤色チャートから *Pseudoalibaillella* 属の放射虫化石を報告し、中央海嶺近傍での鉱床堆積年代を前期ペルム期中期 (約 280 Ma) とした。本ユニットの東方延長として、Yamakita (1988) は香美市香北町において、チャートから三畳紀のコノドント、泥岩から前期ジュラ紀放射虫 (*Laxtorum? jurassicum*, *Parahsuum* sp. D) と中期ジュラ紀放射虫 (*Tricolocapsa plicarum*) の産出を報告している。以上より、本ユニットの付加年代は中期ジュラ紀と考えられる。

対比 Yamakita (1988) の宮ノ上層 (Unit N-3)、松岡ほか (1998) の住居附ユニット (模式地は関東山地) に相当する。また「伊野」地域 (脇田ほか 2007) の国見山ユニットのうち、柿ノ又断層より東側の玄武岩溶岩やチャートのスラブに富む泥質混在岩ユニットは本ユニットに対比できる。

3. 5. 1 玄武岩及びドレライト (Nb)

本ユニットの苦鉄質岩は主に塊状玄武岩溶岩及びドレライトで、火山碎屑岩はほとんど見られない。また枕状溶岩も確認していない。露頭では暗緑色または赤色を呈し、延性変形による面構造は認められないが、脆性剪断帯や小規模正断層が密に発達することがある (第 3. 5 図 a)。玄武岩溶岩は斑晶鉱物としてかんらん石、斜長石を含み、石基は針状斜長石と隠微晶質物質からなるインターサタル組織ないしは、多量その他形単斜輝石を含むインターグラニューラー組織を示す。かんらん石斑晶は緑泥石またはパンペリー石に完全に置き換えられた仮像となっており、斜長石斑晶はアルバイトとパンペリー石に置換されている (第 3. 6 図 a)。火成単斜輝石は新鮮で分解しておらず、変成アルカリ輝石やアルカリ角閃石は観察されない。直径 1 mm 程度の気孔が疎らにみられ、方解石、石英、緑泥石、パンペリー石などの二次鉱物が充填している。変成鉱物脈として、ローソン石 - パンペリー石 - 石英脈 (第 3. 6 図 a)、ローソン石 - ぶどう石 - パンペリー石 - 石英脈、ぶどう石 - 石英脈、緑れん石 - パンペリー石 - 石英脈、緑れん石 - 緑泥石 - アルバイト脈等が普遍的に認められる (Endo and Wallis, 2017)。Endo and Wallis (2017) はローソン石 - 石英脈は、濁沸石脈の昇圧脱水分解により形成されたことを示した。ローソン石 - 石英脈は多孔質で不規則形状を示し、通常は幅数 mm 程度であるが稀に幅数 cm に達する (第 3. 7 図)。また、ぶどう石 + パンペリー石共生は緑泥石と共存しておらず、ぶどう石 - パンペリー石相のなかでも高圧の条件を示す。本ユニットに対比される「伊野」地域の国見山鉱山周辺では、中央海嶺玄武岩 (N-MORB 及び E-MORB) と海山玄武岩 (OIB) の両者が存在する (Nozaki *et al.*, 2005)。本地域においても、塊状玄武岩溶岩は斜長石より後の単斜輝石の晶出順序、単斜輝石の化学組成から大部分は MORB 起源と考えら

れるが、チタン普通輝石の斑晶（第3.6図b）や針状アパタイトに富むOIB起源と考えられる岩相も少量存在する。

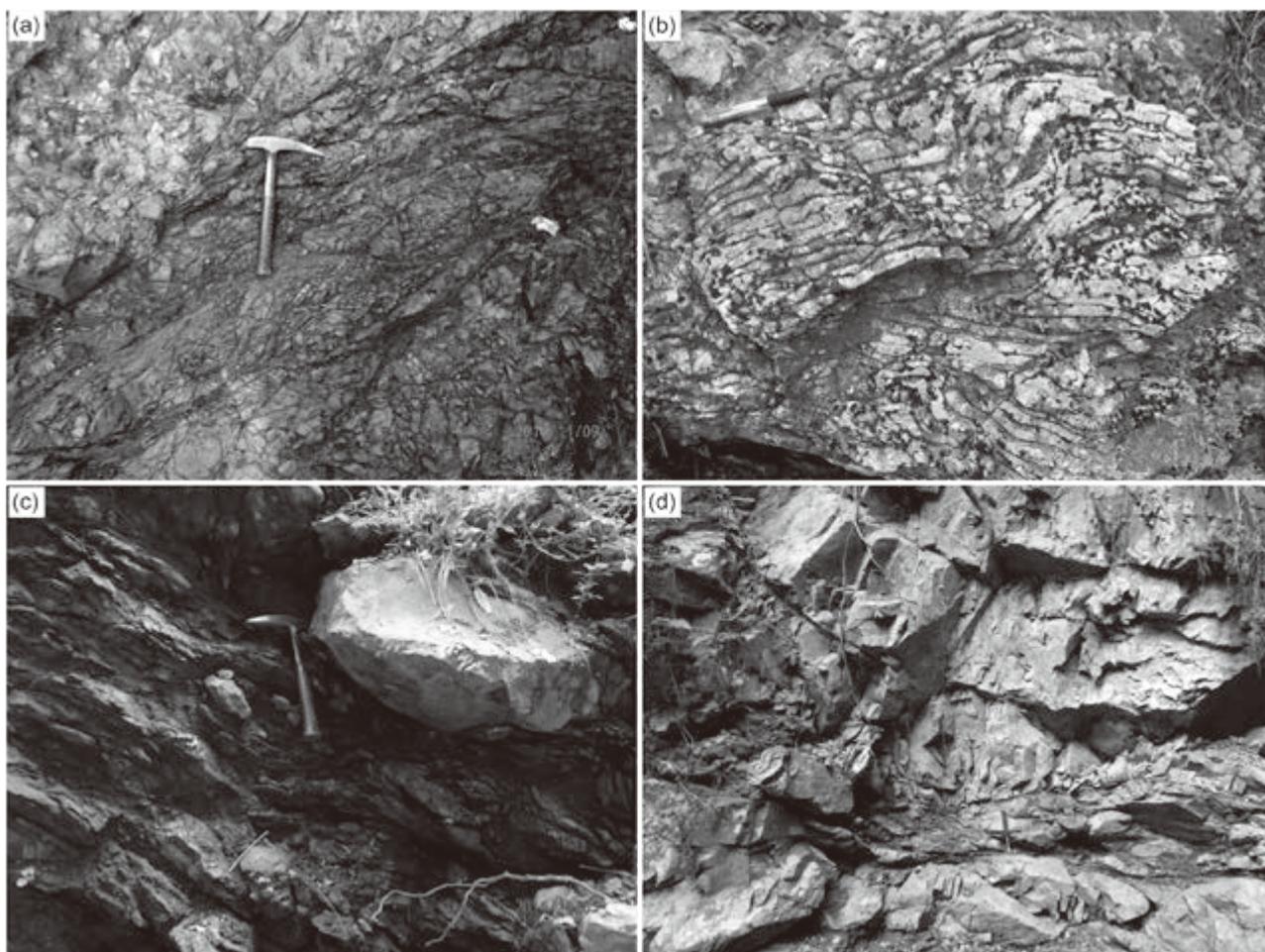
3.5.2 チャート (Nc)

地質図スケールの分布を持つチャートは、側方連続性の良いスラブとして産する。またこのようなチャート岩体はしばしば下部に玄武岩溶岩を伴う。厚さ数cmの珪質層と数mmの粘土層が互層する層状チャートが一般的である。タイトな褶曲（第3.5図b）や、鏡肌をもつ断層が普遍的にみられる。層状チャートは灰色または赤色を呈し、玄武岩溶岩の近傍では赤色のものが多い。顕微鏡下では隠微晶質石英とやや粗粒な石英の分泌脈からなり、微小断層が多数見られる（第3.6図c）。延性変形による面構造や石英の結晶内変形は認められず、露頭スケールのタイトな褶曲は石化前の変形と考えられる。

また、鮮やかな赤色を呈する塊状チャート（ジャスパー）は塊状玄武岩溶岩中のゼノリスや破断した岩脈として産する。このような赤色塊状チャートは熱水性沈殿物の組織（コロフォーム組織）を示すものがあり、顕微鏡下では隠微晶質石英と微細な赤鉄鉱、灰鉄ざくろ石、スティルプノメレン、珪灰鉄鉱、リーベック閃石からなる（Endo, 2017）。

3.5.3 泥質混在岩 (Nx)

著しい脆性剪断を受けた黒色泥岩基質に、玄武岩、チャート、砂岩のブロックを含む。灰色チャートのブロックを主体とするタイプ（第3.5図c）と、砂岩泥岩互層が破断したタイプが大半を占める。本ユニットの泥質混在岩は一般に、強い脆性剪断変形を示し、鱗片状劈開と複数の脆性剪断面からなる複合面構造を示す（第3.8図a, b）。またブロックの長軸が鱗片状劈開の方向に配



第3.5図 西又ユニットの岩相

- (a) 玄武岩溶岩。多数の脆性剪断面が発達する。ハンマーの長さ 30 cm（土佐山田町河ノ川）。
- (b) 灰色層状チャートの褶曲。ボールペンの長さ 15 cm（大豊町芦谷南方）。
- (c) 灰色チャートブロックに富む泥質混在岩（土佐山田町河ノ川）。
- (d) 砂岩（土佐山田町西ノ谷上流）。

列し、両端を脆性剪断面（シアバンド）で断ち切られて菱形の形状を示すことが多い。鱗片状劈開の姿勢は水平に近く、また剪断センスは一定の傾向を示さないため、Endo and Wallis (2017) は、上昇期の伸張性剪断変形による構造と解釈した。変形が比較的弱く層理面を残した泥岩砂岩互層も認められるが、広い分布を持たず漸移的であるため本岩相に含めている。このような層理面をよく保存した泥岩砂岩互層においても、様々なスケールの共役正断層が密に発達する（第3.8図c, d）。

3.5.4 砂岩 (Ns)

砂岩は泥質混在岩中のブロックとして普遍的であり、また地質図に表現可能なスケールのスラブとして産する。砂岩のみからなるスラブのほかに、少量の泥岩が挟在する場合も本岩相に含めている。灰白色～灰色を呈する中粒～粗粒塊状のアレナイト質砂岩が多くみられ、延性変形による面構造は発達しない（第3.5図d）。挟在する泥岩との境界が脆性剪断面となっている場合が多く、また高角正断層が多数発達することがある。鏡下では円磨度の低い石英、長石類、岩片の碎屑粒子を主体と

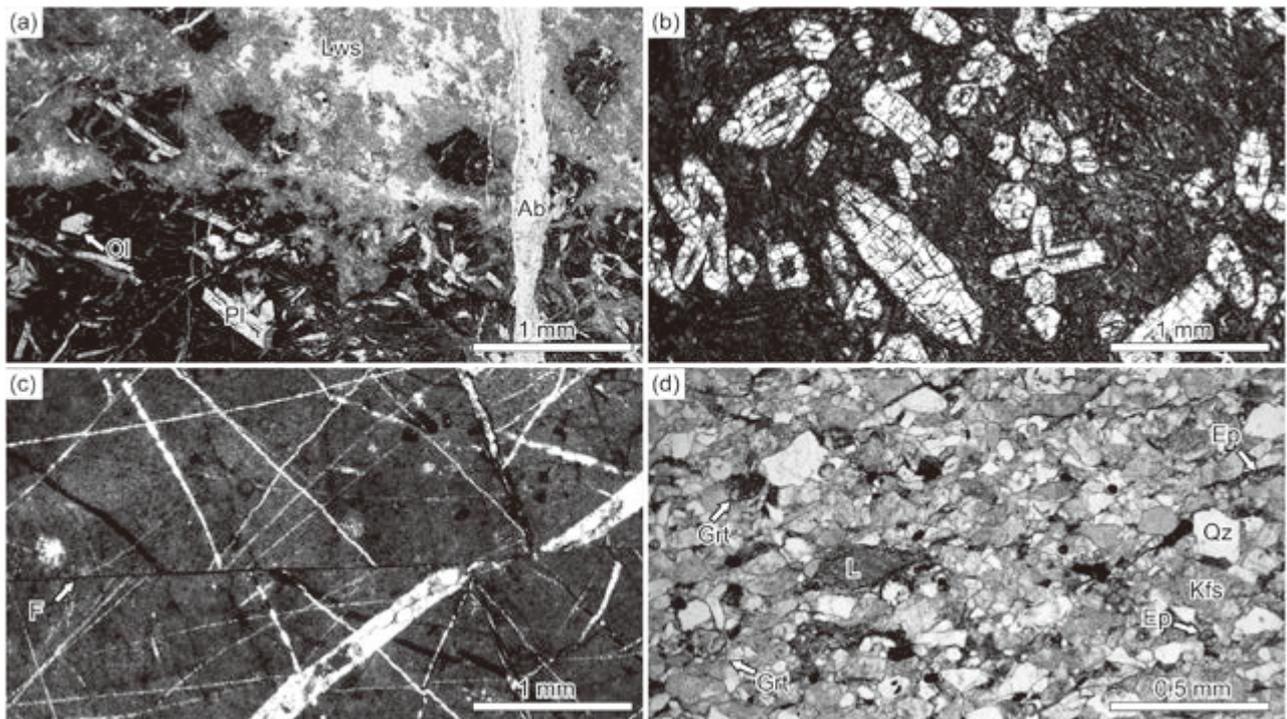
し、碎屑性重鉱物として、ざくろ石や緑れん石が比較的多く含まれる（第3.6図d）。

3.6 上穴内ユニット

命名・定義 灰色層状チャートと砂岩に富み、極めて不淘汰なスランプ性堆積岩（泥岩ないしチャートに富む角礫岩）により特徴づけられる地質体を上穴内ユニットと命名する。また、火成岩類はプレート内火成活動によるもので、本ユニットの上部では一様に玄武岩火山碎屑岩であり、下部ではより分化の進んだ岩相も少量産する。本ユニットの岩石は低変成度の三波川変成作用（白亜紀高圧型変成作用）と延性変形を被っており、下部に向かって再結晶度や有限歪量が上昇する傾向がある。但し、全体的に再結晶度は微弱であるため、各岩相の記載において「変成」の接頭語を付していない。

模式地 高知県香美市土佐山田町穴内川ダム周辺。

層序関係 本地域では中～高角南傾斜の面構造が卓越し、大局的には地層の上下は逆転していない。局所的にみられる逆転層は小規模な等斜状褶曲の存在を示す可能



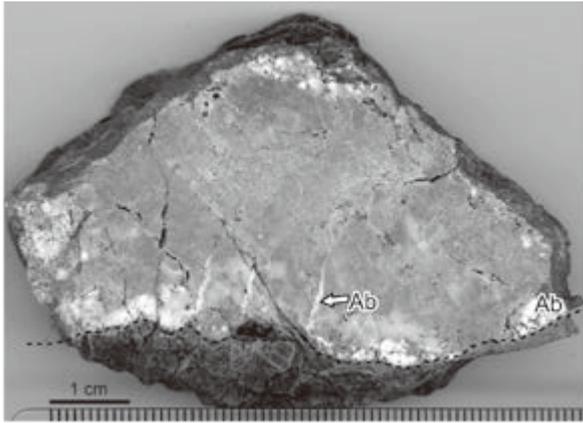
第3.6図 西又ユニットの岩相の薄片写真

(a) ローソン石 (Lws) - 石英脈を伴う玄武岩溶岩（土佐山田町西又）。玄武岩はパンベリー石に置換されたかんらん石斑晶 (Ol) やアルバイト化した斜長石斑晶 (Pl) を含む。ローソン石 - 石英脈はアルバイト脈 (Ab) に切られる。オープンニコル。

(b) 単斜輝石（チタン普通輝石）の斑晶を含む玄武岩溶岩（土佐山田町河ノ川）。オープンニコル。

(c) 赤色チャート（土佐山田町西又）。石英の分泌脈が発達し、断層 (F) に切られている。クロスニコル。

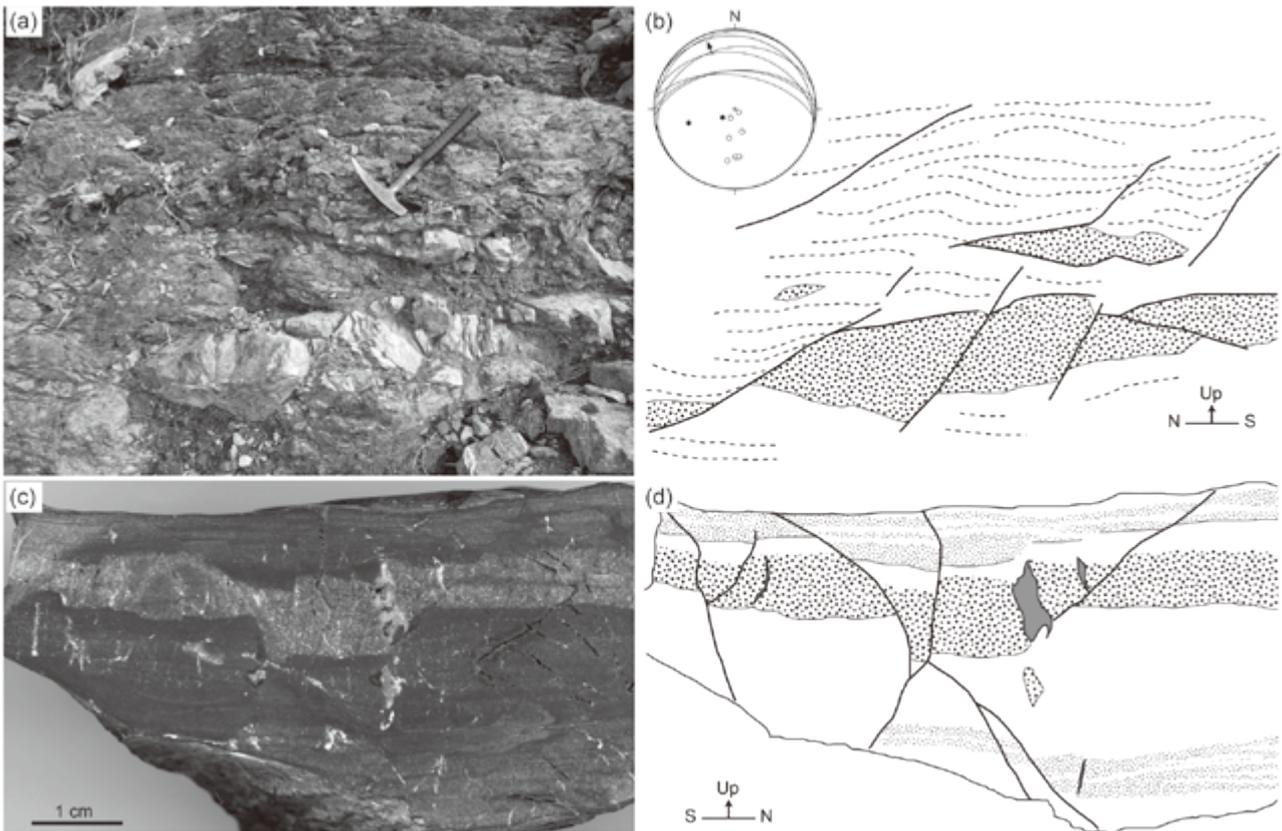
(d) アレナイト質砂岩（土佐山田町西又）。Ep: 緑れん石, Grt: ざくろ石, Kfs: カリ長石, L: 岩片, Qz: 石英。オープンニコル。



第3.7図 西又ユニットの玄武岩中のローソン石脈
淡緑色の脈は、極細粒のローソン石、石英、パンペリー石、フェンジャイトからなり、アルバイト脈 (Ab) に切られる。点線の下側は母岩の変質玄武岩。土佐山田町茂ノ森南方2 km.

性がある。南傾斜の断層で、赤良木ユニットの構造的上位、西又ユニットの構造的下位に位置する。

年代 Yamakita (1988) は本地域のチャートからペルム紀及び三畳紀のコノドントを報告している。Kuwahara *et al.* (2006) は穴内鉱山フキナロ鉱床のマンガン鉱石及び赤色チャートから抽出した放散虫 (*Follicucullus monacanthus*, *Pseudoalbaillella aff. globosa*, *P. cf. fusiformis*, *P. spp.*) とコノドント化石から鉱床堆積年代を中期ペルム紀 (270 ~ 260 Ma) と推定した。この年代は鉱床の母岩である玄武岩火山砕屑岩の形成年代にも相当すると考えられる。磯崎ほか (1990) 及び河戸ほか (1991) は本地域のすぐ南の高知市城の黒色泥岩から放散虫化石 (*Hsuum sp.*, *Tricolocapsa sp.*) を報告し、*Hsuum* 属はジュラ紀~前期白亜紀にかけて産するとされるが、*Tricolocapsa* 属と共存することから黒色泥岩の堆積年代はジュラ紀とした。本ユニットに対比される「伊野」地域の中迫ユニット (脇田ほか, 2007) の泥岩から



第3.8図 西又ユニットの泥質岩の脆性変形構造

(a, b) 砂岩ブロック (点描部) を含む泥質混在岩の露頭 (土佐山田町河ノ川) とそのスケッチ。鱗片状劈開 (破線) と低角正断層センスの剪断面 (黒太線) を示す。ステレオネット (等面積下半球投影) には、このスケッチ範囲内の鱗片状劈開の極 (黒丸) と剪断面 (大円) とその極 (白丸) をプロットした。またスケッチの左上の剪断面上で測定した条線の方位を矢印で示す。ハンマーの長さ 30 cm.

(c, d) 泥岩砂岩互層の研磨面とそのスケッチ (大豊町芦谷東方)。スケッチの黒太線は共役正断層、灰色部は引張クラックを充たす石英脈。白色部は粘土、細かい点描部はシルト、粗い点描部は細粒砂サイズの粒径を示し、級化構造から正常層である。

は、Yamakita (1988) により中期ジュラ紀の放散虫群集 (*Tricolocapsa plicarum*, *Cyrtocapsa mastoidea*, *Unuma typicus*, *Dictyomitrella? kamoensis*) が報告されている。以上より、本ユニットの付加年代は中期ジュラ紀と考えられる。

対比 Yamakita (1988) の下八川層 (Unit N-2)、松岡ほか (1998) の上吉田ユニット (模式地は関東山地) に相当する。また、「伊野」地域 (脇田ほか, 2007) の国見山ユニットの一部、及び中迫ユニットに対比されるものと考えられる。

3. 6. 1 玄武岩、ドレライト及び閃長岩 (Kb)

本ユニットの苦鉄質岩で最も広い分布を示す岩相は玄武岩火山砕屑岩 (第 3. 9 図 a, b) であるが、その他の火成岩類の岩相が層序位置によって変化するため、分けて記述する。

構造的下部 (北部) に産する火成岩類は記載岩石学的にアルカリ岩類の特徴を示し、岩相変化に富む。南国市中ノ川南方から土佐山田町檜ノ谷に連続する苦鉄質岩層は、暗緑色～赤紫色の面構造の発達した玄武岩凝灰岩を主とし、塊状溶岩起源の岩相を含む。溶岩起源の岩相はかんらん石 (仮像) やチタン普通輝石、Ti に富む赤褐色の黒雲母、チタン磁鉄鉱 (仮像) などを火成鉱物として含むアルカリ玄武岩である (第 3. 10 図 a)。またこの苦鉄質岩層内には、アルカリ長石に富むモンゾニ岩～閃長岩質の岩脈が少量みられる。これらのアルカリ岩類からは変成鉱物としてひすい輝石が報告されている (Endo, 2015)。層状チャート中のシルとして産するアルカリドレライトも各地にみられ、多量の褐色柱状のケルスート閃石と少量のチタン普通輝石を含む。ケルスート閃石やチタン普通輝石の斑晶はアルカリ角閃石やアクチノ閃石、アルカリ輝石に部分的に置換されている (第 3. 10 図 b)。層状チャート中のシルにもモンゾニ岩～閃長岩質の部分が見られ、アルカリ長石斑晶 (端成分に近いカリ長石+アルバイトに分解している) や多色性の顕著なチタン普通輝石、アルカリ輝石 (Ti に富むエジリン～エジリン普通輝石)、Ti に富む黒雲母、ケルスート閃石、アパタイトなどを火成鉱物として含む (第 3. 10 図 c)。これら鉱物の EPMA 分析値を第 3. 1 表に示す。

一方、構造的上部 (南部) に含まれる火成岩類は岩相変化に乏しく、玄武岩火山砕屑岩 (凝灰岩、火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩、火山礫岩～火山角礫岩) である。この岩相は穴内川ダム湖周辺に広く分布し、多数の層状マンガニ床 (穴内鉱床群) を胎する (第 10. 2. 2 節参照)。火山礫岩～火山角礫岩は、最大 40 cm に達する良く発泡した溶岩岩片 (火山礫～火山岩塊) を含む (第 3. 9 図 a)。こうした角礫岩には、気孔のサイズや密度が大きく異なる溶岩岩片が入り混じっており (第 3. 9 図 b)、再堆積性ハイアロクラスタイト起源と考えられる。溶岩岩片は

自形の単斜輝石斑晶を多く含み、気孔は方解石と少量の石英、緑泥石、スティルプノメレン、アルカリ角閃石が充填する。これらの変成鉱物はネットワーク状の方解石脈中にも見られる (第 3. 10 図 d)。基質の斜長石微斑晶は完全にアルバイト化している。単斜輝石斑晶は無色～淡緑色で多色性はほとんど認められず、割れ目に沿ってアルカリ角閃石 (リーベック閃石～マグネシオリーベック閃石) や稀にアルカリ輝石に置換されている。単斜輝石斑晶は方解石+緑泥石+アルカリ角閃石に完全に置き換えられた仮像となっていることもある。石基の単斜輝石微斑晶もアルカリ角閃石に置換されている。そのため溶岩岩片は肉眼で青色を呈することが多い。延性変形による面構造が発達し、岩片や岩片中の気孔は著しく扁平化している。また、全岩微量元素の判別図及び希土類元素パターンから海洋島玄武岩 (OIB) 起源であることが明らかにされており (Fujinaga *et al.*, 2006)、斜長石より先に単斜輝石が晶出する斑晶晶出順序とも整合的である。

3. 6. 2 石灰岩及びドロマイト質石灰岩 (Kl)

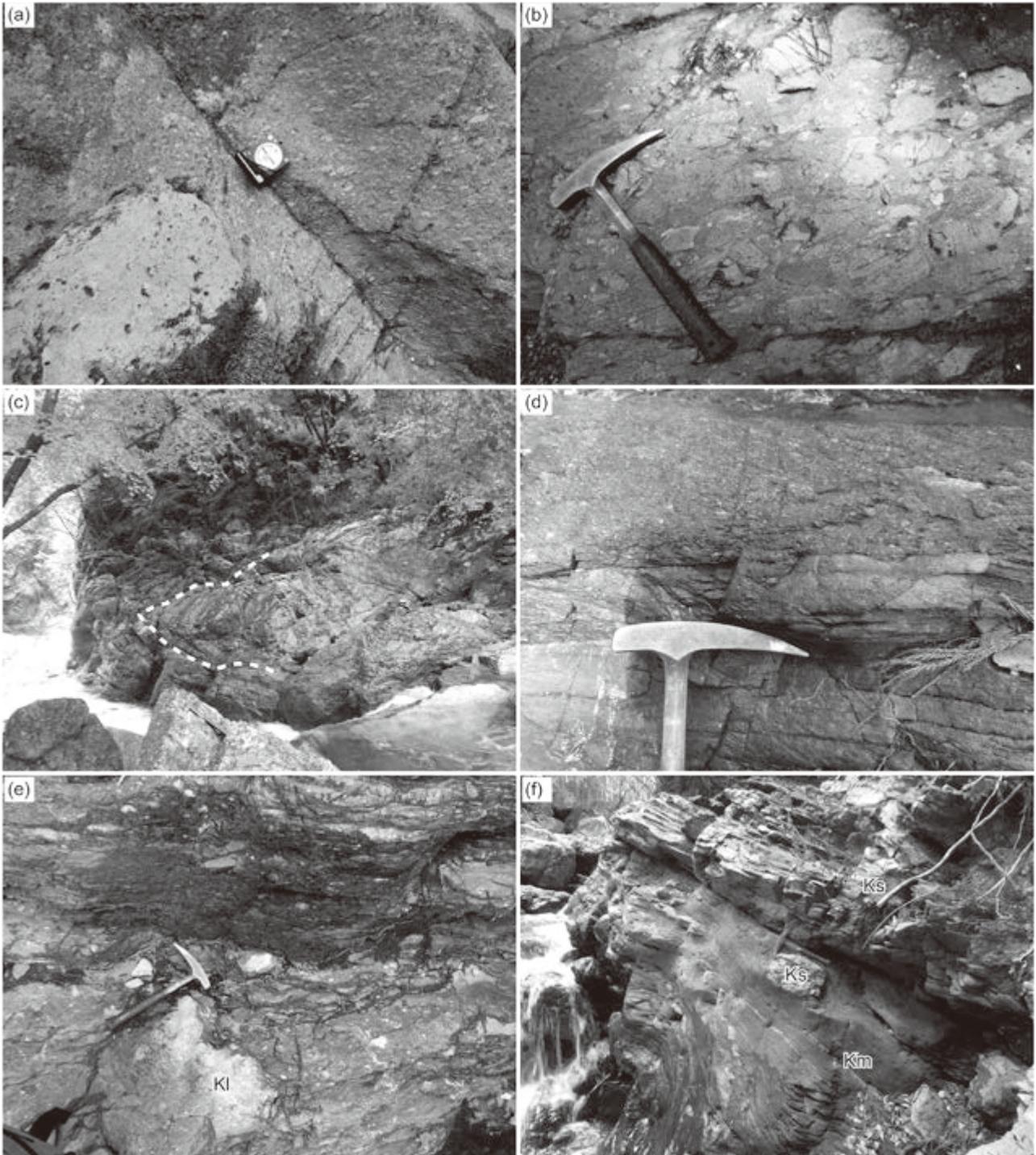
ほぼ方解石のみからなる灰白色の石灰岩は、小規模なものが玄武岩火山砕屑岩に伴われる。地質図に表現可能なものは、土佐山田町上穴内赤荒谷橋西方と大豊町戸手野にみられる。一方、ドロマイト質石灰岩はユニット下部の灰色チャート中のレンズ状岩体として産する。こうしたドロマイト質石灰岩の小岩体は大豊町北川から北東方約 4 km にわたって点在し、ほぼ同一層準を占める。

3. 6. 3 チャート (Kc)

本ユニットのチャートは、厚さ数 cm ～ 10 cm 程度の珪質層と厚さ数 mm の粘土層の互層からなる層状チャートであり、ほぼ一様に灰色を呈する。但し、層状マンガニ床及び玄武岩の近傍に限り赤色チャートも産する。層状チャートの珪質層はほぼ微晶質石英のみからなり、再結晶した放散虫化石が認められる。粘土層には主に微細なフェンジャイトやアパタイトが含まれる。赤色チャートには少量の赤鉄鉱やスティルプノメレンが含まれる。構造的下部では露頭スケールの横臥褶曲 (第 3. 9 図 c) や、延性変形による面構造も認められ、不透明鉱物による圧力溶解シームが発達している (第 3. 11 図 a, b)。

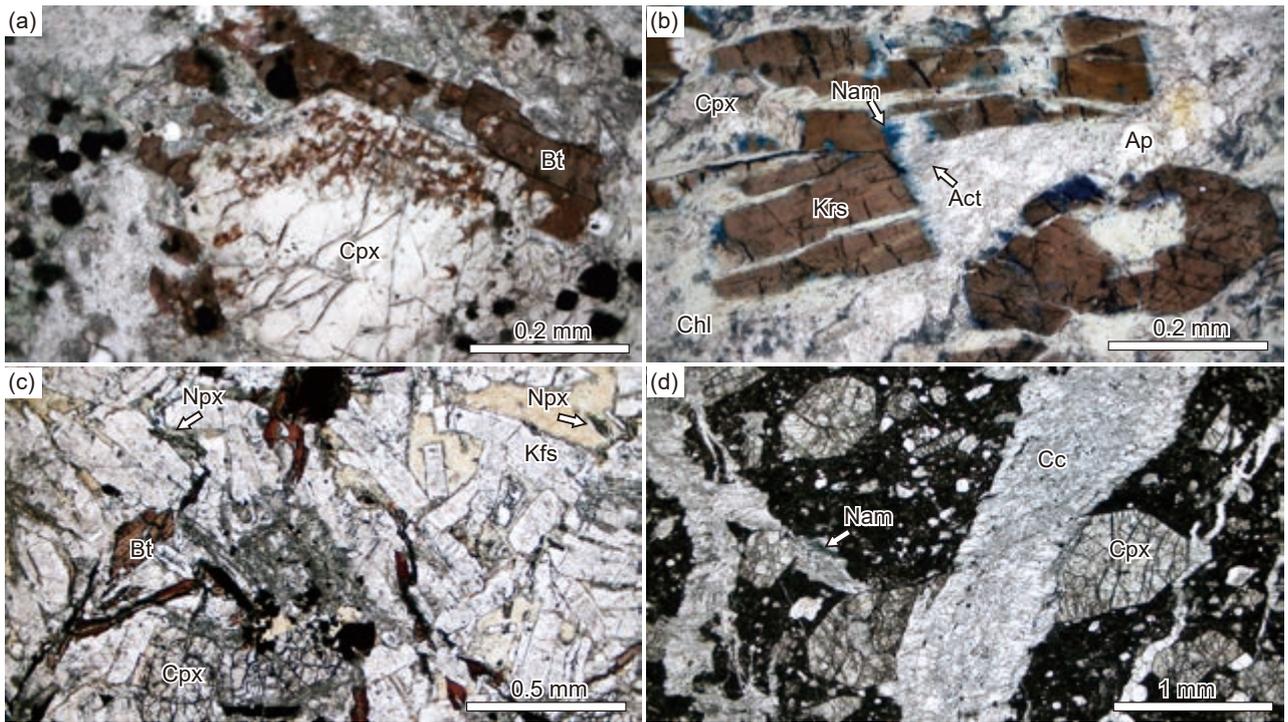
3. 6. 4 チャートに富む粗粒砂岩及び角礫岩 (Kbr)

本ユニットは灰色チャートの角礫を多量に含むスランブ性堆積岩 (第 3. 9 図 d) が特徴的に産する。チャートのほかには砂岩角礫が認められる。チャート角礫には、再結晶した放散虫が認められることがあり、また菱面体のドロマイト結晶を含むものが多い。岩片のほかに単結晶石英の砕屑粒子を多く含むが (第 3. 11 図 c)、長石類



第 3. 9 図 上穴内ユニットの岩相

- (a, b) 変成鉱物のアルカリ角閃石により青色を呈する玄武岩火山角礫岩 (大豊町小庭南方). クリノメーターの大きさが 7 cm, ハンマーの長さが 30 cm.
- (c) 灰色層状チャートの横臥褶曲 (南国市中ノ川黒滝川右岸). ハンマーは左岸のチャート転石 (写真中央下) の上に置かれている.
- (d) チャートに富む粗粒砂岩 (ハンマーヘッドより下) ないし角礫岩. ハンマーヘッドの長さ 20 cm (大豊町峰).
- (e) 石灰岩 (Kl) などの角礫を含む不淘汰泥岩 (大豊町角茂谷川上流).
- (f) 砂岩 (Ks) と泥岩 (Km) の互層. ハンマーの下の泥岩層にブロック状の砂岩を含む (大豊町角茂谷川上流).



第3. 10図 上穴内ユニットの火成岩類の薄片写真

Act: アクチノ閃石, Ap: アバタイト, Bt: 黒雲母, Cc: 方解石, Chl: 緑泥石, Cpx: 残留火成単斜輝石, Kfs: カリ長石, Krs: ケルスト閃石, Nam: アルカリ角閃石, Npx: アルカリ輝石.

(a) ユニット下部の玄武岩溶岩 (南国市中ノ川南東1.5 km). チタン普通輝石中の虫食い状の黒雲母と周囲の黒雲母は同一の結晶方位を持つ. オープンニコル.

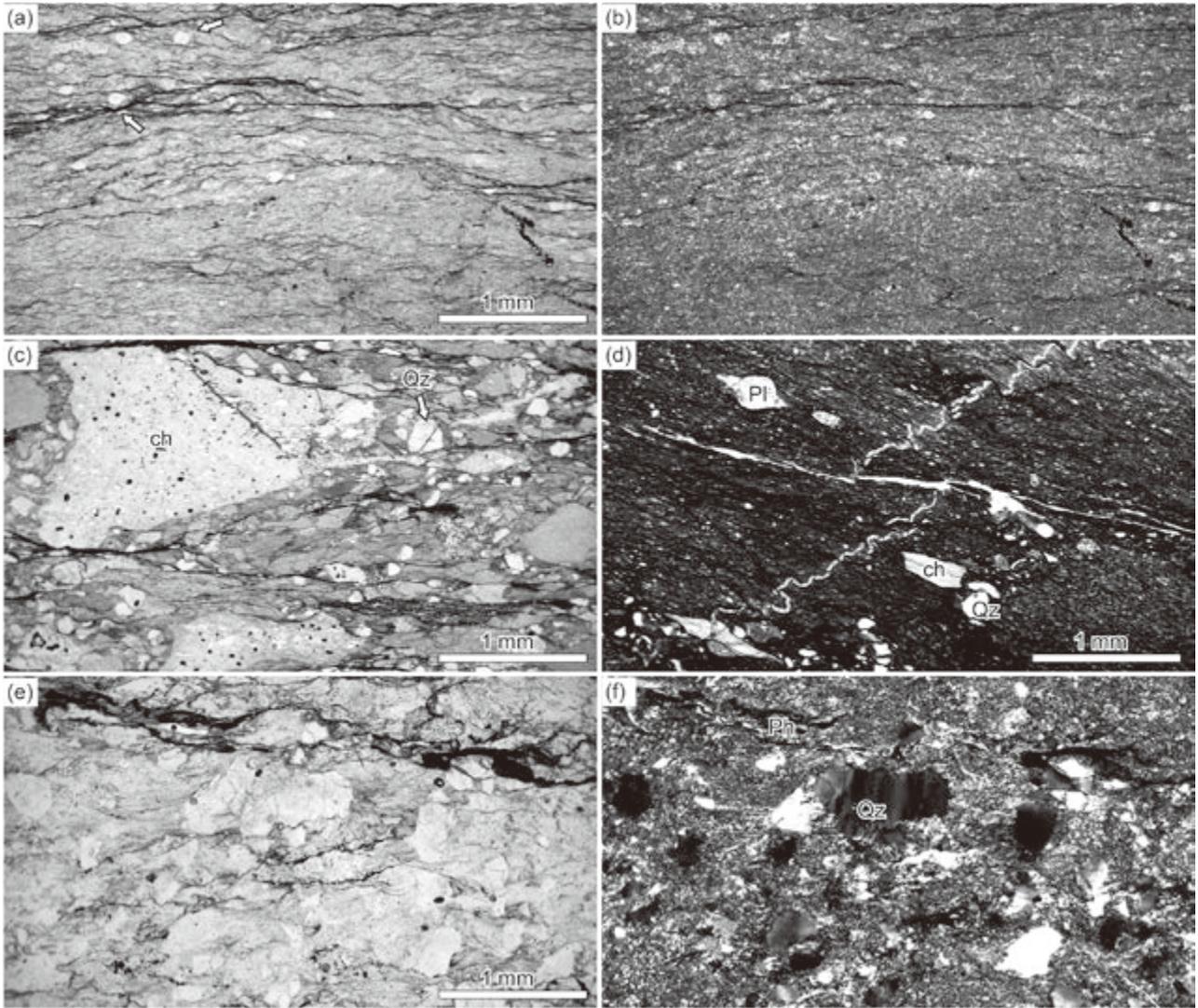
(b) ユニット下部のケルスト閃石を含むドレライト (大豊町西ノ久保). オープンニコル.

(c) ユニット下部の閃長岩 (大豊町馬瀬). オープンニコル.

(d) ユニット上部の玄武岩火山碎屑岩 (土佐山田町上穴内両国橋). オープンニコル.

第3. 1表 上穴内ユニットのアルカリ火成岩類の残留火成鉱物のEPMA分析値

岩相	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	閃長岩							
試料番号	141014E	141014E	141014E	141014E	150515A							
鉱物	単斜輝石	単斜輝石	黒雲母	黒雲母	単斜輝石	単斜輝石	エジリン	エジリン	黒雲母	黒雲母	角閃石	角閃石
SiO ₂ (wt%)	45.40	45.94	34.99	35.31	47.12	45.19	51.42	50.84	34.60	35.18	38.20	38.45
TiO ₂	2.40	3.23	10.88	10.00	2.51	2.09	1.70	3.21	7.58	8.27	5.51	5.24
Al ₂ O ₃	7.66	5.79	13.68	13.50	4.80	2.81	1.42	1.67	13.04	14.32	12.33	12.61
Cr ₂ O ₃	0.56	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	6.52	7.35	13.83	13.43	9.06	27.77	29.27	26.27	29.07	17.26	16.29	14.88
MnO	0.10	0.23	0.10	0.12	0.19	0.89	0.20	0.40	0.25	0.15	0.23	0.18
MgO	12.76	12.41	13.08	13.50	13.00	1.00	0.08	0.56	3.85	12.34	9.23	10.56
CaO	22.04	22.26	0.03	0.04	21.82	17.07	0.80	3.65	0.16	0.08	11.27	11.39
Na ₂ O	0.69	0.85	0.59	0.60	0.56	3.10	14.00	12.03	0.24	0.70	2.40	2.42
K ₂ O	0.00	0.01	8.98	9.15	0.00	0.02	0.00	0.03	9.20	9.03	1.85	1.84
Total	98.14	98.11	96.19	95.68	99.09	99.97	98.89	98.66	98.00	97.32	97.32	97.59



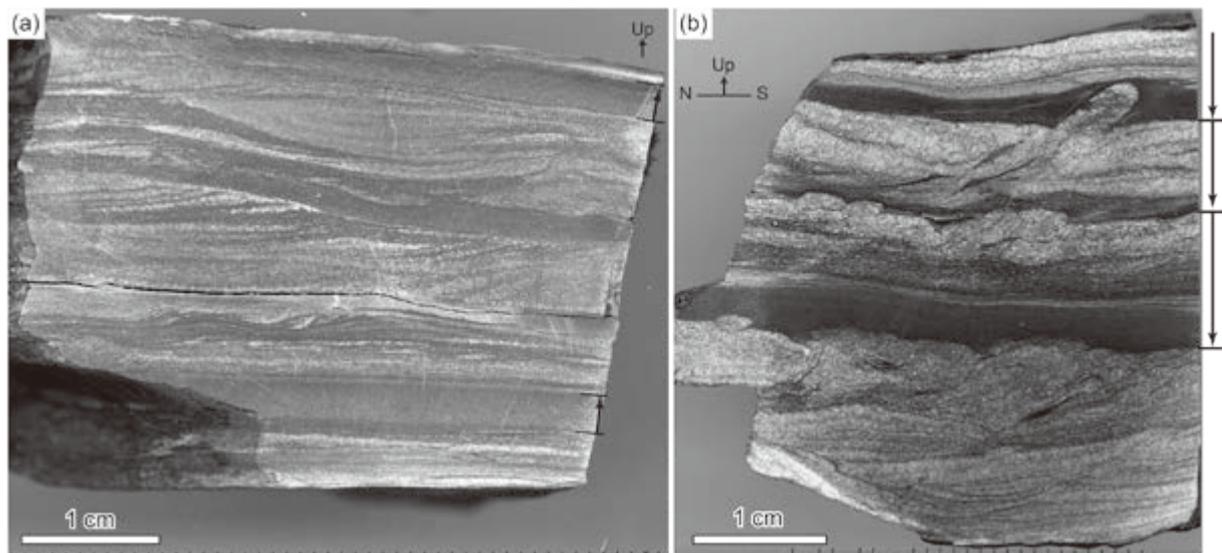
第 3. 11 図 上穴内ユニットの堆積岩類の薄片写真

(a, b) チャート (明神岳北西 1.5 km). 放散虫化石由来の石英集合体 (矢印) を含む. 圧力溶解シームによる面構造が発達する. a はオープンニコル, b はクロスニコル.

(c) チャート角礫岩 (大豊町馬瀬). チャート岩片 (ch) のほかに石英碎屑粒子 (Qz) を含む. 圧力溶解シームによる面構造が発達する. オープンニコル.

(d) 不淘汰泥岩 (大豊町角茂谷川上流). 粗粒砂サイズのチャート岩片 (ch), 対称的プレッシャーシャドウをもつ斜長石碎屑粒子 (Pl), 石英碎屑粒子 (Qz) を含む. 圧力溶解シームを伴い褶曲した石英脈や低角正断層から著しい鉛直短縮を受けたことを示す. オープンニコル.

(e, f) 石英碎屑粒子に富むワッケ質砂岩 (明神岳北西 1.9 km). 不透明鉱物の圧力溶解シームとフェンジャイトの配列による面構造が発達する. e はオープンニコル, f はクロスニコル.



第3.12図 上穴内ユニットの泥岩（タービダイト）の堆積構造（研磨面）

(a) 正常層（大豊町戸手野）. 斜交層理と級化構造を示す.

(b) 逆転層（大豊町角茂谷川上流の北方稜線）. 級化構造と荷重痕，泥岩の偽礫が認められる.
矢印はタービダイトごとの上位方向を示す.

の碎屑粒子に乏しい。角礫岩は基質支持から礫支持礫岩まで変化する。構造的下部では圧力溶解の進行によりチャート角礫が扁平化し，顕著な面構造が発達する。

3.6.5 泥岩 (Km)

本ユニットは，様々なサイズの灰色チャート，砂岩，稀に石灰岩の角礫を含む極めて不淘汰な黒色泥岩（第3.9図e）が特徴的に産し，このタイプの岩相は粗粒砂岩やチャート角礫岩に漸移する。こうしたスランプ性堆積岩には，西又ユニットの泥質混在岩のような顕著な脆性剪断構造はみられない。角礫を含まない一般的な黒色泥岩砂岩互層も広く分布する（第3.9図f）。本ユニットの構造的上部においては明瞭な堆積構造（斜交層理，級化構造，荷重痕や液状化による注入構造）が観察できることが多いが（第3.12図），下部では圧力溶解が進行し，変形による面構造（スレート劈開）が顕著になる

（第3.11図d）。層理面はシルトサイズの灰色層と粘土サイズの炭質物に富む黒色層の互層により確認できる（第3.12図）。顕微鏡下ではシルト層は円磨度の低い石英碎屑粒子に富む。

3.6.6 砂岩 (Ks)

構造的下部では特に本地域東部の久寿軒谷川流域に，厚層の灰白色～黄白色砂岩が分布する。波動消光の著しい単結晶石英の碎屑性粒子に富む，ワッケ質砂岩が多い（第3.11図e, f）。基質は主に細粒石英と粘土鉱物（フェンジャイトなど）からなる。微細な褐色のスティルプノメレンが基質やカリ長石碎屑粒子中に変成鉱物としてみられることがある。構造的上部においては，穴内マンガニ床群を胚胎する玄武岩火山碎屑岩中に，粗粒砂岩を頻繁に挟有し，チャート角礫岩に漸移する。またタービダイトの砂岩泥岩互層には，砂岩岩脈が観察される。

第4章 御荷鉾帯の白亜紀高压型変成コンプレックス

(遠藤俊祐)

4.1 概要及び研究史

Koto (1888) は群馬県御荷鉾山周辺を模式地とし、三波川結晶片岩類(同論文で命名)と秩父系の境界に分布する苦鉄質火砕岩と貫入岩類(斑れい岩や蛇紋岩など)を御荷鉾系(層, 統)と命名した。一方, 小島 (1950) は御荷鉾系という独立した層序単位の存在に否定的見解を示し, 三波川帯の変成岩類と秩父帯の非変成~弱変成岩類のあいだに大規模な擾乱帯(御荷鉾構造帯)の存在を想定し, 変成斑れい岩や超苦鉄質岩類は三波川帯の広域変成作用の終了後に構造運動に伴って貫入したと考えた。しかし, Seki (1958) や Miyashiro and Banno (1958) などの変成岩岩石学的研究により, 斑れい岩を含む御荷鉾緑色岩類は広域変成作用後の貫入岩ではなく低温高压型変成作用(三波川変成作用)を受けた苦鉄質火成岩類からなる層であることが改めて示された。鈴木 (1964) は本地域内の大豊町大杉周辺において, 初めて御荷鉾緑色岩類の原岩岩相を詳細に区分した地質図を公表した。以降, 御荷鉾緑色岩類の原岩が枕状溶岩及びハイアロクラスタイトを主体とし, チャートとの互層がみられることから海底火山活動の産物であることが明確に認識されるようになった(鈴木1964, 1972; 岩崎1969)。岩崎(1978)は, 玄武岩基質中に斑れい岩や超苦鉄質岩類がブロック状に散在する御荷鉾緑色岩類の基本的な産状は, 海底地すべりに伴うオリストストローム・メランジュであると解釈した。武田ほか(1977)は各地で作成した御荷鉾緑色岩類周辺の地質図を示し, 下位から三波川帯の変成岩類, 御荷鉾緑色岩類, 秩父帯の非変成~弱変成岩類と重なる基本層序が, 大規模な横臥褶曲及び鉛直褶曲により複雑な地質構造を示すことを明らかにした。Ernst(1972)や鈴木(1972)は岩相組合せに基づき, 御荷鉾緑色岩類を沈み込んだ海洋地殻もしくはオフィオライトとみなした。これらの研究を契機に, 御荷鉾緑色岩類の成因論はプレートテクトニクス理論に基づくものへと次第に移行していった。御荷鉾緑色岩類に超苦鉄質岩類は普遍的に伴われるが, 何れも集積岩起源であり, 上部マントルの溶け残り岩を起源とするものは皆無である。そのため, 御荷鉾緑色岩類はマントルを含まない欠員オフィオライトである。

御荷鉾緑色岩類の火成作用に関して, 玄武岩の地球化学的特徴としては中央海嶺玄武岩に類似するものの, 火成岩岩石学的には早期に晶出した単斜輝石の存在が特徴

的である。また, 御荷鉾緑色岩類の重要な特徴として, ピクライト質岩を伴うことが挙げられる。ピクライト質岩の研究により, 小澤ほか(1999)やIchiyama *et al.* (2014)は御荷鉾火成活動とスーパープルームとの関係を示唆し, 御荷鉾緑色岩類はプルーム型オフィオライトであると解釈された。

御荷鉾緑色岩類が被った高压型変成作用の研究も各地で行われたが, 以下に本地域で行われた重要な研究を述べる。Maruyama and Liou (1985)はアルカリ輝石が変成鉱物として普遍的に産することを明らかにし, アルカリ輝石+パンペリー石+緑泥石という鉱物組合せはパンペリー石 - アクチノ閃石相の低温部を指標することを示した。Suzuki (1995)及びSuzuki and Ishizuka (1998)は変成アラゴナイトが普遍的に産することを明らかにし, 御荷鉾緑色岩類の被った変成作用は三波川帯プロパーよりも相対的に高压低温である可能性を指摘した。御荷鉾緑色岩類は三波川帯に含められることが多いが, Suzuki and Ishizuka (1998)はパンペリー石+アルカリ角閃石共生の存在から, 御荷鉾緑色岩類と秩父累帯北帯の北部の変成作用との間に共通性を見出した。松岡ほか(1998)は, 付加体地質学の観点からも, 御荷鉾緑色岩類は三波川帯よりも秩父累帯北帯の柏木ユニットに関連が深いと考え, 同様の見解はEndo and Wallis (2017)でも示されている。

御荷鉾緑色岩類と柏木ユニットは東の関東山地から西の四国西端(武田ほか, 1993)まで断続的に追跡でき, どの地域でも密接かつ調和的な分布を示す。本報告では少量の変成チャートを挟有する御荷鉾緑色岩類を一つの構造層序単元(御荷鉾ユニット)と認定し, 付加年代が前期白亜紀と考えられる御荷鉾ユニット及び柏木(赤良木)ユニットの分布域を御荷鉾帯とした。本地域では両ユニットから変成アラゴナイトが報告されているため(Suzuki and Ishizuka, 1998), 少なくとも0.65 GPa以上の高压条件に達している(第3.2図)。

4.2 赤良木ユニット

命名・定義 本地域南西部の赤良木峠から笹ヶ谷(笹ヶ峰南方)付近に分布する多色変成チャートを主体とする地質体に対し, 河戸ほか(1991)が赤良木ユニットと命名した。これは同地域でYamakita (1988)が笹ヶ谷層と命名した地層と同一である。「笹ヶ谷」の地名は国土地

理院発行の5万分の1及び2.5万分の1地形図に明記されていない一方、赤良木峠付近では本ユニットの典型的岩相が広く分布するため、本報告ではユニット名として赤良木ユニットを採用する。

模式地 高知県土佐郡土佐町赤良木峠。

層序関係 本地域では高角南傾斜の面構造が卓越し、南傾斜の断層で秩父累帯北帯上穴内ユニットの構造的下に位置する。

年代 須鎗ほか(1980)は赤良木峠周辺において、変成チャートと互層するドロマイト質大理石から後期石炭紀の初期のコノドント(*Gondolella clarki*, *G. gymna*, *Neognathodus symmetricus*, *Idiognathodus cf. delicatus*, *Idiognathoides sinuatus*)、苦鉄質千枚岩に伴われる大理石から後期三畳紀のコノドント(*Epigondolella primitia*)の産出を報告した。Yamakita(1988)は、本地域(南国市中ノ川西方)の変成チャートから三畳紀型のコノドント(*Neogondolella sp.*)を報告した。陸源碎屑岩中の化石年代は本地域では知られていないが、Endo and Wallis(2017)は本地域(国見山北東1.2 km 地点)の変成砂岩の碎屑性ジルコン年代の最若年代クラスターとして前期白亜紀(131.2 ± 3.8 Ma)の年代値を報告した。河戸ほか(1991)が報告した泥質千枚岩の白色雲母 K-Ar 年代のうち、本ユニットと考えられるものは158 ~ 105 Ma である。約130 Maの堆積年代より古い年代値は碎屑性白雲母の寄与が示唆されるが、若い年代値は変成年代を表すと考えられる。

対比 Yamakita(1988)の笹ヶ谷層(Unit N-1a)、松岡ほか(1998)の柏木ユニット(模式地は関東山地)に相当する。また、「伊野」地域(脇田ほか, 2007)及び「日比原」地域(青矢・横山, 2009)の三波川変成コンプレックス思地ユニットの一部に対比される。「伊野」地域の思地ユニットのうち、泥質千枚岩を主体とする部分はYamakita(1988)の上八川層(Unit N-1b)に相当し、本ユニットとは原岩岩相が異なるため別ユニットと考えるのが妥当である。

4. 2. 1 変成玄武岩及び変成ドレライト (Ab)

変成玄武岩は暗緑色塊状で、本ユニット北部に側方連続性の良い層として分布するものは御荷鉾ユニットの塊状変成玄武岩とよく似た外観を示す(第4.1図a)。副成分鉱物として赤鉄鉱を含むものが多く、肉眼でも赤鉄鉱の濃集した赤色部と緑色部が斑模様を示す。ネットワーク状の石英やアルバイトの細脈に切られることがあり、その周囲で変成再結晶が進んでいる。顕微鏡下では無色の火成単斜輝石の残晶が多く含まれ、御荷鉾ユニットの塊状変成玄武岩にはみられない特徴として、斜長石仮像(アルバイト)を包有するサブオフィティック組織を示す(第4.2図a)。火成単斜輝石の割れ目や石英脈と接する部分において、変成アルカリ輝石(第4.2図a)

やアルカリ角閃石が形成されている。アクチノ閃石の産出頻度は御荷鉾ユニットより低い。パンペリー石+アルカリ角閃石+赤鉄鉱やパンペリー石+緑れん石+赤鉄鉱の共生が普遍的であり、後者は御荷鉾ユニットからは未だ確認していない。

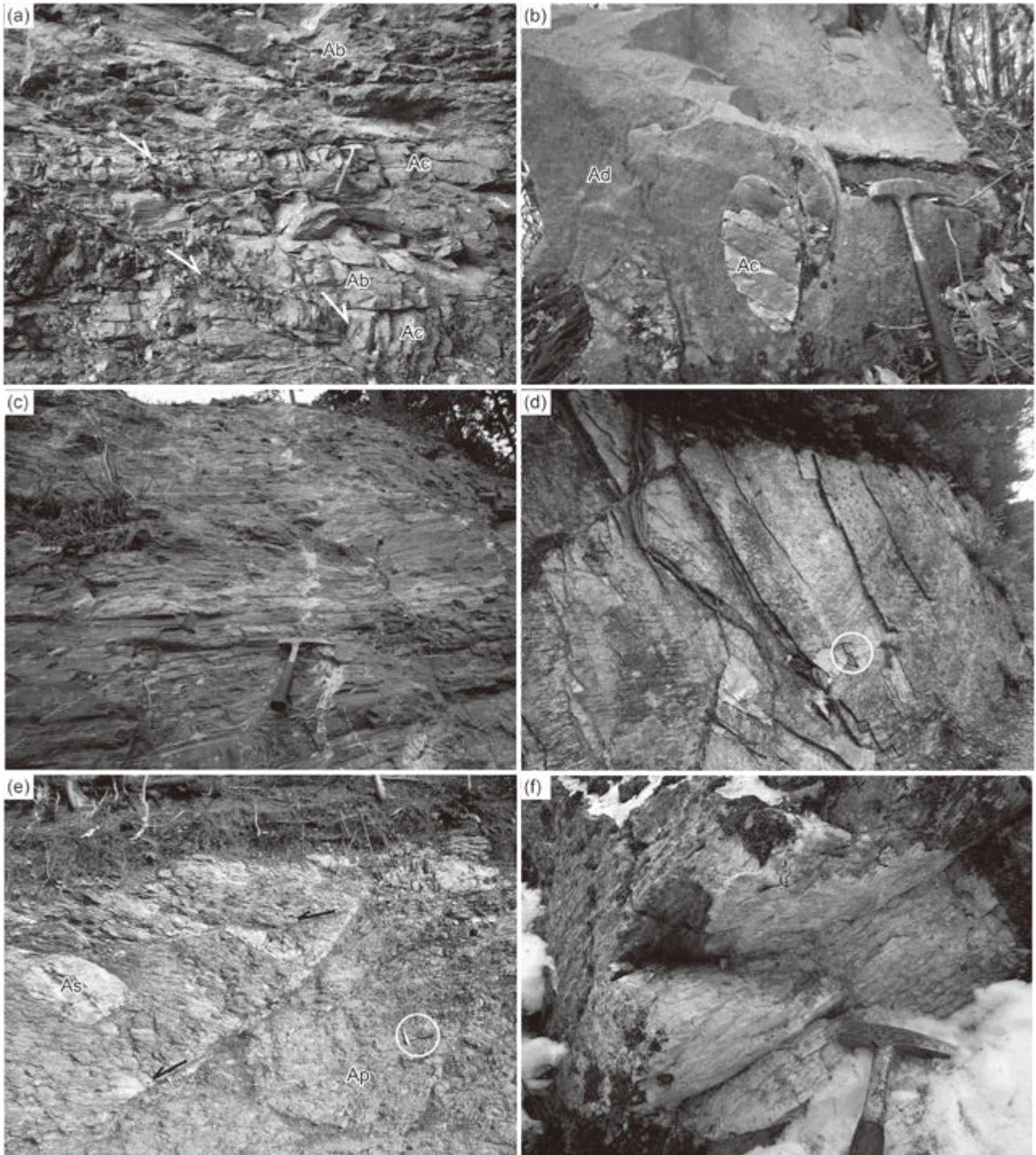
上記の岩相は低 Nb/Zr 比のソレイト質玄武岩に由来すると考えられるが(Suzuki and Ishizuka, 1998)、このほかにアルカリ玄武岩起源の小規模岩体も各所でみられる。大豊町東庵谷上流部に分布する大理石を伴う塊状変成玄武岩溶岩は、淡紫褐色の多色性の顕著なチタン普通輝石や褐色のケルスート閃石を残留火成鉱物として含む。また、地質図に表現可能なスケールではないが、変成チャートに貫入する変成ドレライトのシルが各所にみられ、褐色のケルスート閃石やチタン普通輝石を残留火成鉱物として含む(第4.2図b)、アルカリ玄武岩質である。変成鉱物としてはアルカリ角閃石、アクチノ閃石、パンペリー石などが形成されている。土佐山田町山目野橋北方の林道ウバガ谷線には、変成チャート中のシルとして変成斑れい岩及びビクライト質の岩石を産する。ビクライト質岩は、肉眼では暗緑色脂感のある蛇紋岩のように見えるが、顕微鏡下では多量の自形かんらん石仮像とそれを包有するポイキリティックな単斜輝石、単斜輝石を置き換えるケルスート閃石からなる(第4.2図c)。

4. 2. 2 苦鉄質千枚岩 (Am)

炭質物を欠き、淡緑~暗緑、赤紫、青色を呈する細粒均質な千枚岩を苦鉄質千枚岩とした。この岩相は多色変成チャート及びドロマイト質大理石を密接に伴い、本ユニットでは変成チャートに次いで広く分布するが、風化が進むと褐色軟弱な岩石となり岩相判定が困難になる。実際、明神トンネル付近において、事前の地表調査では見落とされていたものが、トンネル施工実績にもとづく地質図では、本岩相が主岩相のひとつとして見直されている(高知県, 1988)。

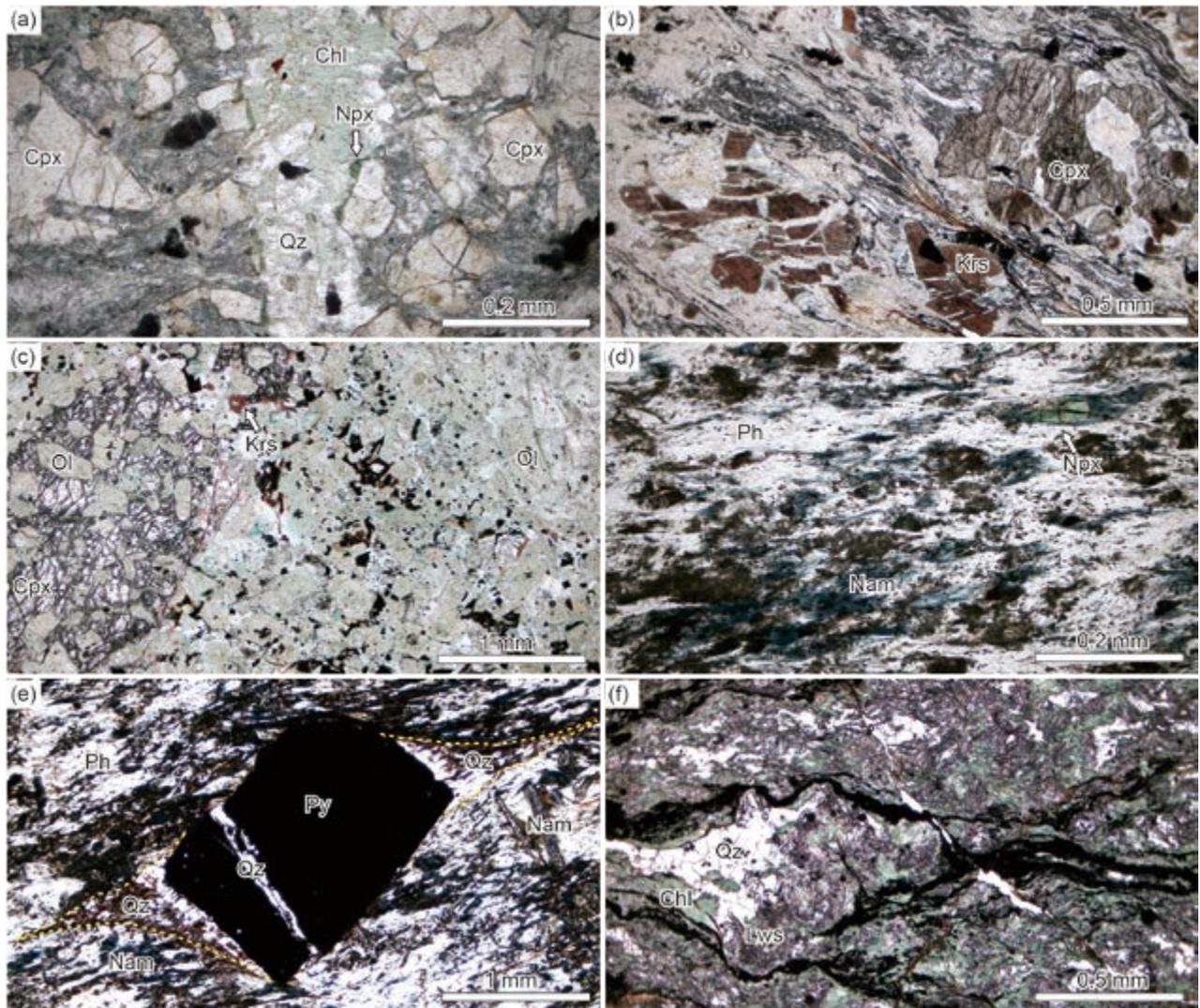
顕微鏡下では白色雲母(フェンジャイト)、緑泥石やアルカリ角閃石などの変成鉱物の形態定向配列による片理、伸長線構造及び微細褶曲劈開が良く発達する。主要構成鉱物はフェンジャイト、緑泥石、アルカリ角閃石、アルバイト、チタナイト、アパタイトであり、加えてスティルプノメレン、黒雲母、褐れん石、黄鉄鉱、炭酸塩鉱物を含むことがある。黒雲母は細粒のため鏡下では確認できないが、反射電子像観察及びEPMA分析によりフェンジャイトに密接に伴われることを確認している。肉眼での色調と構成鉱物との関係として、アルカリ角閃石とフェンジャイトに富む岩相は青色、緑泥石とアルバイトに富む岩相は緑色を呈する。

青色を呈する岩相は、一般的な玄武岩の全岩組成に比べ、著しく K₂O に富み、CaO に乏しく(第4.1表)、変成鉱物組合せは Ca-Al 珪酸塩鉱物を欠く。アルカリ角



第 4.1 図 赤良木ユニットの岩相

- (a) 赤色の変成チャート (Ac) を伴う変成玄武岩 (Ab). 多数の低角正断層が発達する. ハンマーの長さ 30 cm (本山町国見山西方).
- (b) 変成チャート (Ac) のブーディンを含むドロマイト質大理石 (Ad) (土佐山田町山目野橋北方).
- (c) 赤紫色の変成チャート (土佐町笹ヶ峰北方).
- (d) 凝灰質な泥質千枚岩. 高角南傾斜の片理と微細褶曲軸による東西線構造をもつ. 白丸内にハンマー (南国市中ノ川).
- (e) 変成砂岩 (As) のレンズを含む泥質千枚岩 (Ap). 低角正断層が発達する. 白丸内にハンマー (大豊町中村大王).
- (f) 面構造をもつ変成砂岩 (本山町国見山).



第4.2図 赤良木ユニットの変成苦鉄質岩類の薄片写真

Chl：緑泥石，Cpx：残留火成単斜輝石，Krs：ケルースト閃石，Lws：ローソン石，Nam：アルカリ角閃石，Npx：アルカリ輝石，Ol：オリビン仮像，Ph：フェンジャイト，Py：黄鉄鉱，Qz：石英

- (a) 変成玄武岩溶岩中のアルカリ輝石を含む鉱物脈（土佐山田町赤荒峠南方），オープンニコル。
- (b) 変成ドレライト（明神岳北西稜線），オープンニコル。
- (c) 変成ピクライト（土佐山田町山目野橋北方），オープンニコル。
- (d) 苦鉄質千枚岩（大豊町道遠南西），オープンニコル。
- (e) 苦鉄質千枚岩中の黄鉄鉱斑状変晶（土佐山田町櫛ノ谷北方），オープンニコル。
- (f) ローソン石を含む苦鉄質千枚岩（大豊町枯谷），オープンニコル。

閃石は青～青紫の多色性を示し、伸長負で、リーベック閃石～マグネシオリーベック閃石に分類される (Endo and Wallis, 2017)。この岩相はアルカリ輝石 (Ti に富むエジリン) の残晶を含み (第 4. 2 図 d)、またアルカリ角閃石の核部にケルスート閃石が認められる場合がある。したがって本岩相の原岩の少なくとも一部はアルカリ火成岩と考えられる。アルカリ輝石残晶を含む試料がリンや軽希土類に著しく富むこともこの解釈と整合的である (第 4. 1 表)。本岩相は変成チャートと細かく互層をなすが、圧力溶解の進行したフェンジャイトや緑泥石の濃集部には石英は含まれないことが多い。そのような部分でも黄鉄鉱などのプレッシャーシャドウやブルアパート部は石英が充填している (第 4. 2 図 e)。本岩相のフェンジャイトを分離し、K-Ar 年代を測定したところ 108 Ma の年代値が得られた (第 4. 2 表)。このサンプルは反射電子像観察及び EPMA 分析により碎屑性白雲母が含まれないことを確認しており、得られた年代は変成年代と考えられる。

第 4. 1 表 赤良木ユニットの苦鉄質千枚岩の全岩主要元素・希土類元素組成

試料番号	140530A	140602D
残留火成鉱物	なし	アルカリ輝石
SiO ₂ (wt%)	49.82	49.29
TiO ₂	2.12	2.63
Al ₂ O ₃	14.53	16.26
Fe ₂ O _{3(T)}	11.37	10.79
MnO	0.067	0.124
MgO	7.12	3.07
CaO	0.95	3.67
Na ₂ O	2.86	2.45
K ₂ O	5.34	7.18
P ₂ O ₅	0.35	1.88
LOI	4.36	3.07
Total	98.9	100.4
La (ppm)	15.3	96.7
Ce	26.2	215
Pr	4.39	27.3
Nd	19.7	110
Sm	5.1	20.4
Eu	2.09	6.27
Gd	5.9	14.7
Tb	1	2
Dy	5.7	9.8
Ho	1.1	1.6
Er	2.7	4
Tm	0.35	0.5
Yb	2.1	2.9
Lu	0.31	0.43

測定はActlabs社に依頼し、誘導結合プラズマ質量分析計で測定した。

第 4. 2 表 赤良木ユニットの苦鉄質千枚岩の K-Ar 年代

測定鉱物	粒径 (μm)	K (wt%)	放射起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	非放射起源 ⁴⁰ Ar (%)	年代 (Ma)
フェンジャイト	0.2 - 2	6.597 ± 0.132	2853.0 ± 27.7	0.9	108.1 ± 2.3

測定は蒜山地質年代学研究所による。

緑色を呈する岩相は、大きく角ばったアルバイト粒子やブーディン化した不透明鉱物を含むことが多く、これらは原岩の斜長石斑晶や Fe-Ti 酸化物に由来すると考えられる。土佐北川駅北方の厚い苦鉄質岩層にはローソン石が含まれる (Suzuki and Ishizuka, 1998)。この苦鉄質千枚岩の鉱物組合せはローソン石 + 緑泥石 + アルバイト + チタナイト + 石英 + 炭酸塩鉱物で (第 4. 2 図 f)、Suzuki and Ishizuka (1998) によれば炭酸塩鉱物は方解石とアラゴナイトの集合体である。

4. 2. 3 ドロマイト質大理石 (Ad)

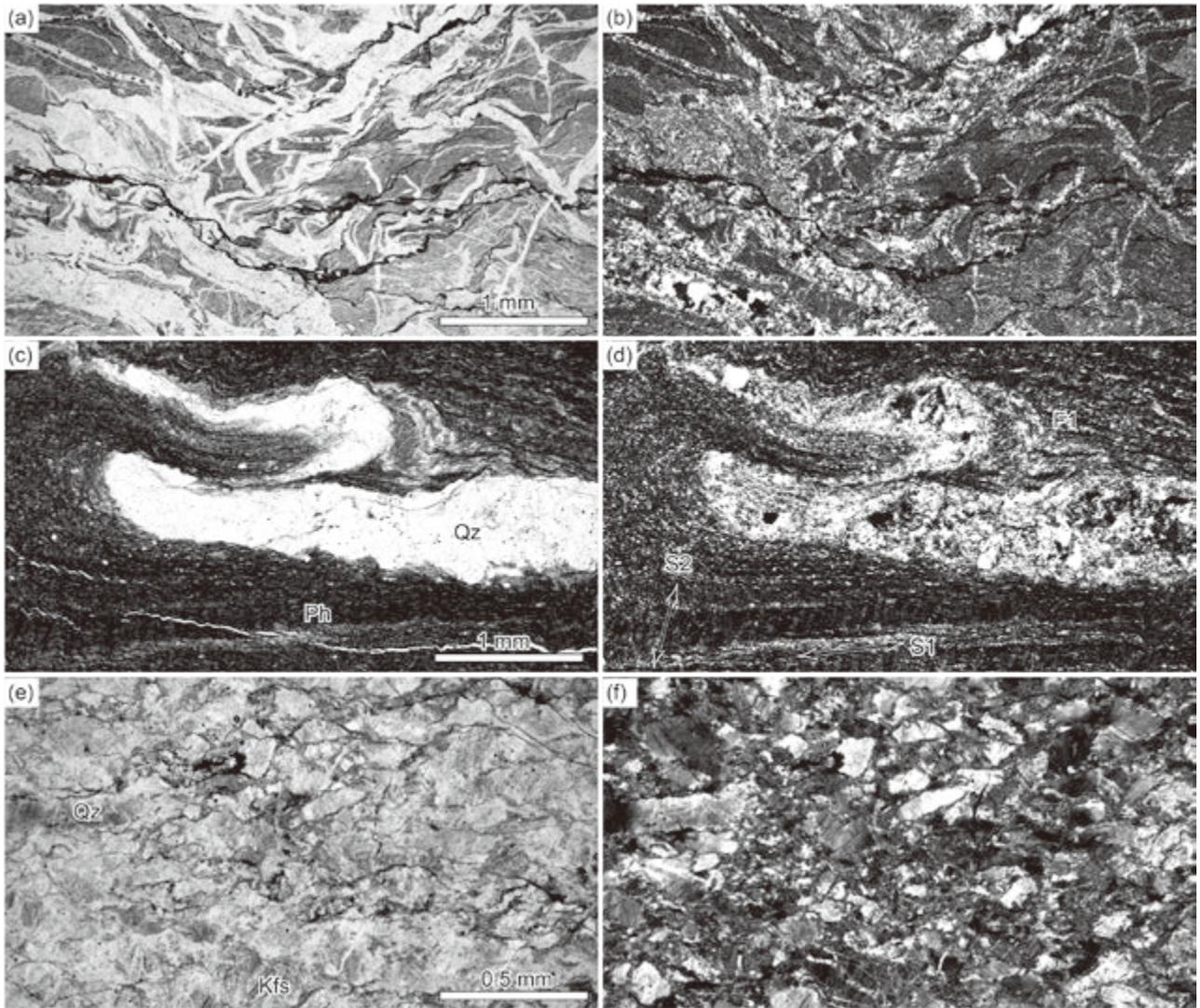
変成チャート中に露頭スケールないし地質図スケールのレンズ状岩体として分布する。特に、本地域西部の変成チャートのうち構造的上部に多く含まれる。また、ドロマイト質大理石中にも赤色変成チャートのブーディンを含む産状がみられる (第 4. 1 図 b)。顕微鏡下では自形 (菱面体) のドロマイトとその粒間を充たす方解石によって構成され、ドロマイトと方解石の量比は変化に富む。風化面は灰白色を呈し、ざらついた触感がある。

4. 2. 4 変成チャート (Ac)

赤～赤紫、緑、青、白、灰色と色調変化に富み、変形による面構造や微細褶曲による線構造が良く発達している。石英と少量のフェンジャイトに加え、赤～赤紫色のもの (第 4. 1 図 c) は微細な赤鉄鉱、緑色のものは緑泥石、青色のものはアルカリ角閃石 (リーベック閃石) を含む。鏡下では石英の微晶質粒子と褶曲した粗粒石英脈からなり、不透明鉱物の圧力溶解シームやスタイロライトが普遍的である (第 4. 3 図 a, b)。褶曲した石英脈内の石英粒子には、波動消光や動的再結晶粒子の存在といった結晶内変形の証拠がみられる。

4. 2. 5 泥質千枚岩 (Ap)

珪長質の凝灰質物質に富む灰白色なもの (第 4. 1 図 d) から、炭質物を含み灰色～黒色を呈するもの (第 4. 1 図 e) まで岩相変化に富む。前者は変成チャートと互層し、後者はブーディン化した変成砂岩を伴う。3段階の延性変形が認められ、片理 (スレート劈開) 及び微細褶曲と微細褶曲劈開が良く発達している (第 4. 3 図 c, d)。石英、アルバイト、フェンジャイト、緑泥石が主要な構成鉱物で、その他に炭質物、黄鉄鉱、炭酸塩鉱物を少量含むことがある。また、放散虫化石に由来する楕円形の石英集合体が観察されることもある。



第 4.3 図 赤良木ユニットの変成堆積岩類の薄片写真

左列はオープンニコル、右列はクロスニコル。Kfs：カリ長石、Ph：フェンジャイト、Qz：石英。

(a, b) 変成チャート（明神岳北西 2 km）。

(c, d) 泥質千枚岩（国見山北東 1.5 km）。雲母に富む層と石英に富む層の組成層構造が等斜状褶曲 F1 により主片理 S1 が形成され、微細褶曲 F2 による軸面劈開 S2 が重複している。

(e, f) 変成砂岩（国見山北東 1.3 km）。

4.2.6 変成砂岩 (As)

灰白色～白色の長石質アレナイトである。北部の泥質千枚岩に伴われるものは弱い片理が発達するが（第 4.1 図 f）、南部のものは塊状である。露頭スケールで泥質千枚岩中のブーディンとして産することもある（第 4.1 図 e）。顕微鏡下では、石英、長石類の碎屑粒子と岩片を含み、圧力溶解シームと微細なフェンジャイトの配列による面構造が発達する（第 4.3 図 e, f）。

4.3 御荷鉾ユニット

命名・定義 御荷鉾緑色岩類は、後期ジュラ紀の海洋域の苦鉄質マグマから形成された一連の深成岩・火山岩

類である。御荷鉾ユニットは、御荷鉾緑色岩類及びチャートからなるオフィオライトが沈み込み、白亜紀高圧型変成作用（三波川変成作用）を被った地質体である。

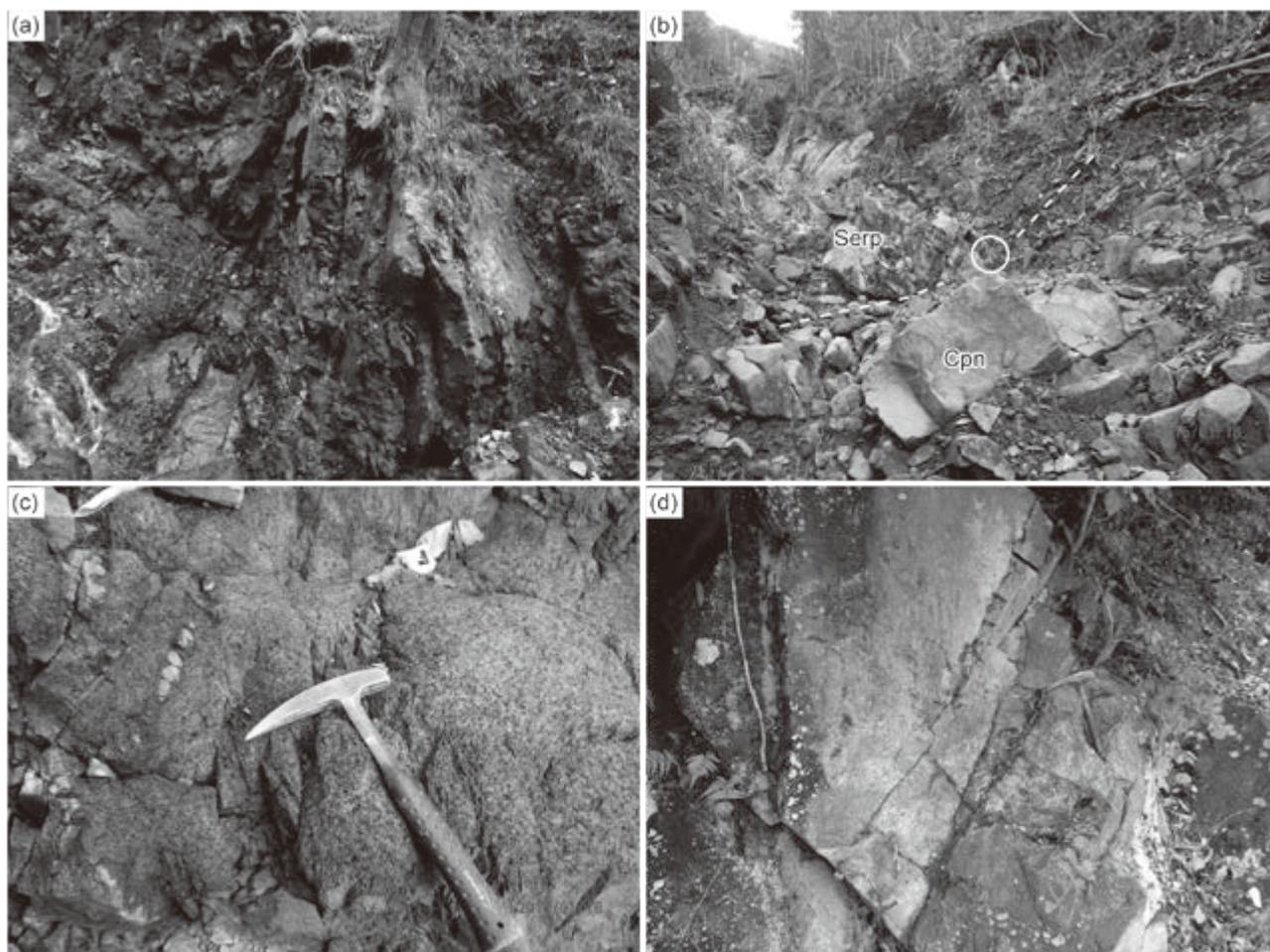
層序関係 赤良木ユニットの構造的低位、三波川帯木能津ユニットの構造的上位を占めていたと考えられるが、これらの構造境界は横臥褶曲により各所で上下が逆転している。赤良木ユニットとは構造が調和的で整合的に接しているように見えるが、共通の延性変形を受ける前は構造境界であった可能性が高い。また、明らかな断層境界で接触しているところもある。

年代 御荷鉾緑色岩類の年代論に関して、四国西部のドレイト中のチャートゼノリスの放散虫化石年代（Sakakibara *et al.*, 1993）から火成年代はジュラ紀以降

に制約できる。また、三重県の鳥羽地域の超苦鉄質集積岩のホルンブレンド K-Ar 年代から火成年代は後期ジュラ紀 (150 Ma 前後) とされた (小澤ほか, 1997)。後述するように、本地域の変成斑れい岩中の火成ジルコンの U-Pb 年代として 155 ± 2 Ma が得られた。さらに、本地域において御荷鉾ユニット直上の赤良木ユニットの砂岩から約 130 Ma の碎屑性ジルコン (Endo and Wallis, 2017) が産出することと構造層序関係から、御荷鉾ユニットの付加年代は 130 Ma 以降と考えられる。一方、西隣「日比原」地域において、御荷鉾緑色岩類に挟在する泥質千枚岩から後期白亜紀の全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代 (98 ~ 96 Ma) が得られており (Dallmeyer *et al.*, 1995), これは変成年代と解釈される。したがって付加年代は前期白亜紀 (130 ~ 100 Ma) と推定される。

4. 3. 1 超苦鉄質岩類 (Mu)

かんらん岩起源の蛇紋岩 (第 4. 4 図 a) と少量の単斜輝岩 (第 4. 4 図 b, c) からなり、変成斑れい岩とともに複合岩体を構成する。いずれの岩相も塊状で、火成起源の層構造はみられるが、片理は発達しない。本地域では本山町吉延^{よしのぶ}以東において御荷鉾ユニット北縁沿いに大きな岩体が分布する。蛇紋岩は丸みを帯びた自形のかんらん石 (仮像) をポイキリティックに包有する火成単斜輝石 (第 4. 5 図 a) を様々な割合で含み、原岩はダナイトないしウェールライトである。本地域において、かんらん石が残存するものは未確認である。顕微鏡下において蛇紋岩の主要構成鉱物はメッシュ状組織を示す低温型蛇紋石 (リザーダイト) と磁鉄鉱からなる。磁鉄鉱はリザーダイトのメッシュ脈中央に含まれる微粒子と、より粗粒の不透明鉱物として散在するものがある。後者は、



第 4. 4 図 御荷鉾ユニットの変成深成岩類の岩相

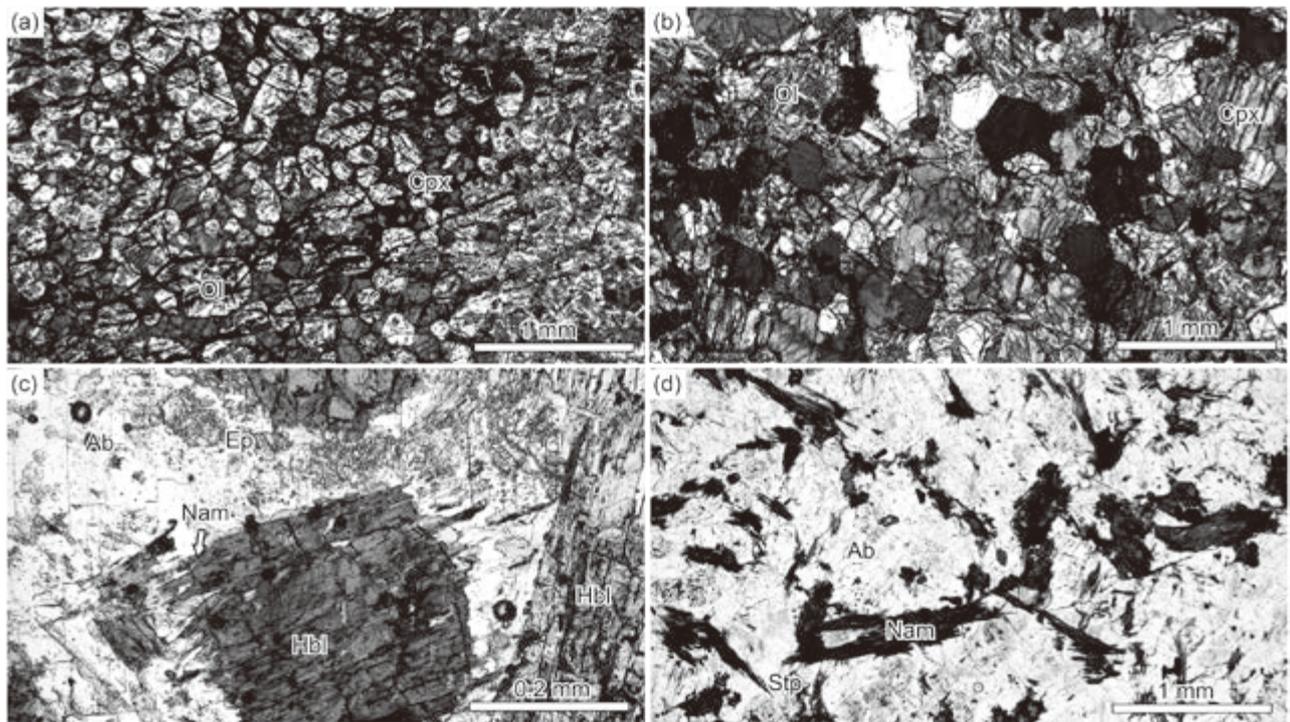
- (a) 蛇紋岩化したダナイト～ウェールライト (大豊町津家)。右下のハンマー位置の白色岩脈はロジン岩。
- (b) 蛇紋岩化したダナイト～ウェールライト (Serp) と単斜輝岩 (Cpn) の層構造。岩相境界に置かれたハンマー (白丸内) の長さ 30 cm (本山町権代東方)。
- (c) 単斜輝岩 (本山町権代東方)。
- (d) 変成斑れい岩 (大豊町大王下)。

火成鉱物のクロムスピネル（核部）と磁鉄鉱（緑部）からなる複合粒子である。単斜輝岩は、主に火成単斜輝石とかんらん石（仮像）からなる等粒状組織を示す（第4.5図b）。これら超苦鉄質岩類（ダナイト～ウェールライト～単斜輝岩）は苦鉄質マグマからの集積岩と考えられる。また、稀に蛇紋岩中に白色のロジン岩を産する（第4.4図a）。ロジン岩は主に淡緑色の単斜輝石（ディオプサイド）と淡褐色のざくろ石（アンドラダイト）によって構成され、また大部分をチタナイトおよび緑泥石に置換されたクロムスピネル仮像を含む。

4.3.2 変成斑れい岩 (Mg)

変成斑れい岩は片理の発達しない塊状粗粒な岩相であり（第4.4図d）、残留火成鉱物として単斜輝石またはホルンブレンドを含む（第4.5図c）。火成斜長石仮像に富む優白質な岩相（第4.5図d）と単斜輝石またはホルンブレンドに富む優黒質な岩相が互層することがある。また超苦鉄質岩類に伴われることも多く、変成斑れい岩の大部分は集積岩起源と考えられる。変成斑れい岩の岩体は周囲の苦鉄質火山岩類に対して明確な貫入関係を示す産状は認められないため、多くは超苦鉄質岩類と

同様にオリストリスと考えられる。但し、田井山周辺の変成チャートに伴われるシート状の変成斑れい岩はやや細粒で、チャートに貫入したシルの可能性が高い。顕微鏡下では、無色の火成単斜輝石は部分的に濃緑色のアルカリ輝石（エジリンオージャイト）に、褐色～緑色のホルンブレンドは青色～青紫色のアルカリ角閃石（リーベック閃石～藍閃石）に、それぞれ置換される（第4.5図c）。アルカリ角閃石は青～青紫の多色性を示し、伸長正のものが多い。また火成斜長石は完全にアルバイト化しており、細粒の緑れん石ないし単斜ゾイサイトを伴う。変成鉱物としてはアルカリ輝石、アルカリ角閃石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイト、緑泥石に加え、スティルプノメレンやパンベリー石が形成されていることが多く、石英を含むこともある。大豊町大王下の変成斑れい岩は、アルバイト化した斜長石仮像中にパンベリー石、ローソン石、ひすい輝石が含まれる。副成分鉱物としてジルコン、アパタイト、チタナイト、不透明鉱物が普遍的に含まれる。本山町地主の優白質岩相（第4.5図d）から分離した火成ジルコンのU-Pb年代として $155 \pm 2 \text{ Ma}$ が得られ（第4.6図）、御荷鉾火成活動が後期ジュラ紀であるとするこれまでの考えと調和的であ



第4.5図 御荷鉾ユニットの変成深成岩類の薄片写真

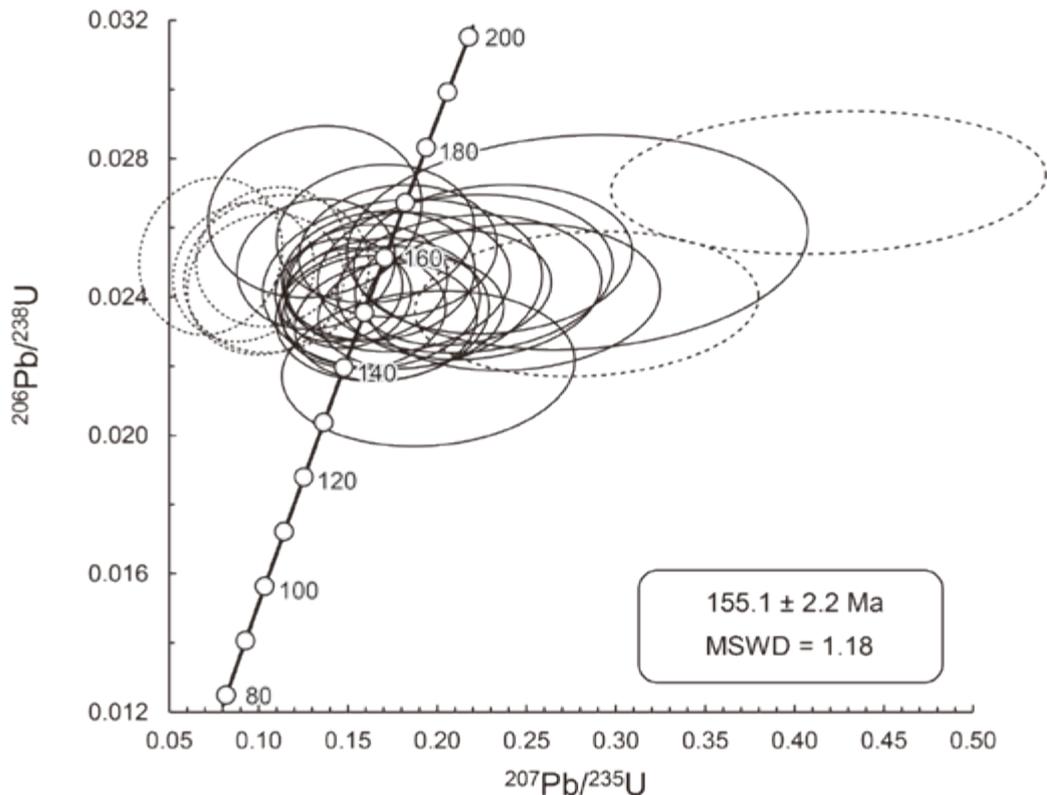
Ab：アルバイト，Cpx：残留火成単斜輝石，Ep：緑れん石，Hbl：ホルンブレンド，Nam：アルカリ角閃石，Ol：オリビン仮像，Ph：フェンジャイト，Stp：スティルプノメレン。

(a) ウェールライト起源の蛇紋岩（本山町権代）。クロスニコル。

(b) かんらん石単斜輝岩（本山町権代）。クロスニコル。

(c) ホルンブレンドを含む変成斑れい岩（大豊町大王下）。オープンニコル。

(d) 変成斑れい岩の優白質岩相（本山町地主）。オープンニコル。



第 4. 6 図 御荷鉢ユニットの変成斑れい岩のジルコン U-Pb 年代

ジルコンの LA-ICP-MS 分析は京都フィッション・トラックに依頼し、京都大学で実施された。コンコードディア図は Isoplot v.4.15 (Ludwig, 2012) を用いて作成した。誤差楕円 (2σ) がコンコードディア曲線から外れるデータ (点線) を除く 23 測定点から年代値を求めた。

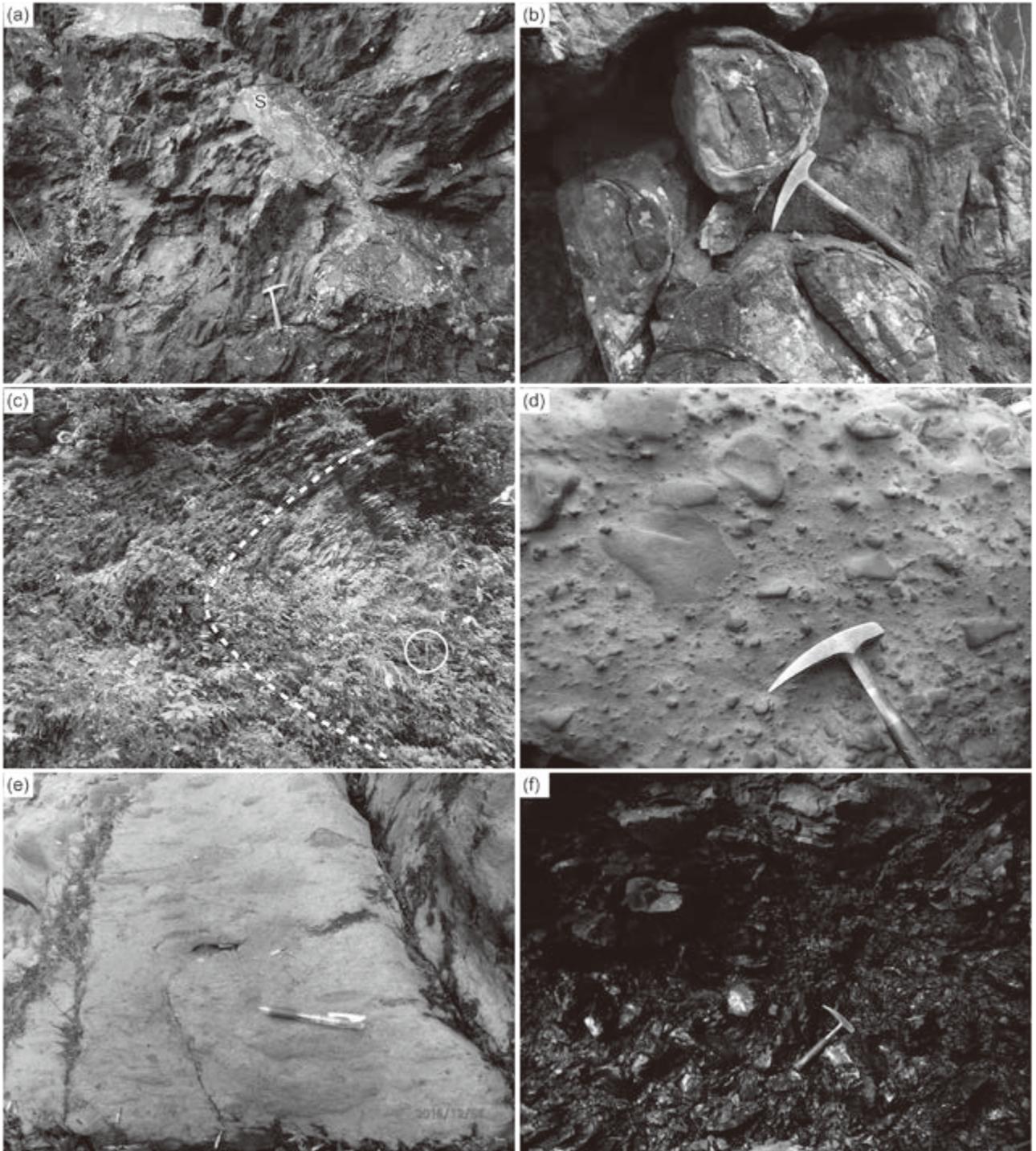
る。

4. 3. 3 塊状変成玄武岩 (Mb)

主に玄武岩溶岩を原岩とし、片理のほとんど発達しない岩相を塊状変成玄武岩とした。本岩相は鈴木 (1964) の輝緑岩質緑色岩に相当する。野外では、暗緑色塊状岩体として産し (第 4. 7 図 a), 稀に枕状溶岩構造が認められる (第 4. 7 図 b)。顕微鏡下では細粒緻密なものから、やや粗粒な残留火成単斜輝石に富み完晶質な原岩に由来するもの (第 4. 8 図 a) まで変化する。変成鉱物として、アルカリ輝石、アルカリ角閃石、アクチノ閃石、パンペリー石、緑れん石、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト等を含むが、石英が含まれることはほとんどない。これら変成鉱物は火成鉱物を置換するほか、ネットワーク状の脈 (脈幅は数 cm 以下) として産する。変成鉱物脈は白色のアルバイトを主体とし、黄緑色の緑れん石と灰青色石綿状のアルカリ角閃石 (リーベック閃石) を伴うことが多い (第 4. 8 図 a)。アルカリ輝石は濃緑色針状結晶としてアルバイト脈中に産するもの (第 4. 8 図 b) や、残留火成単斜輝石を置換またはその表面に被覆成長するものが認められる。

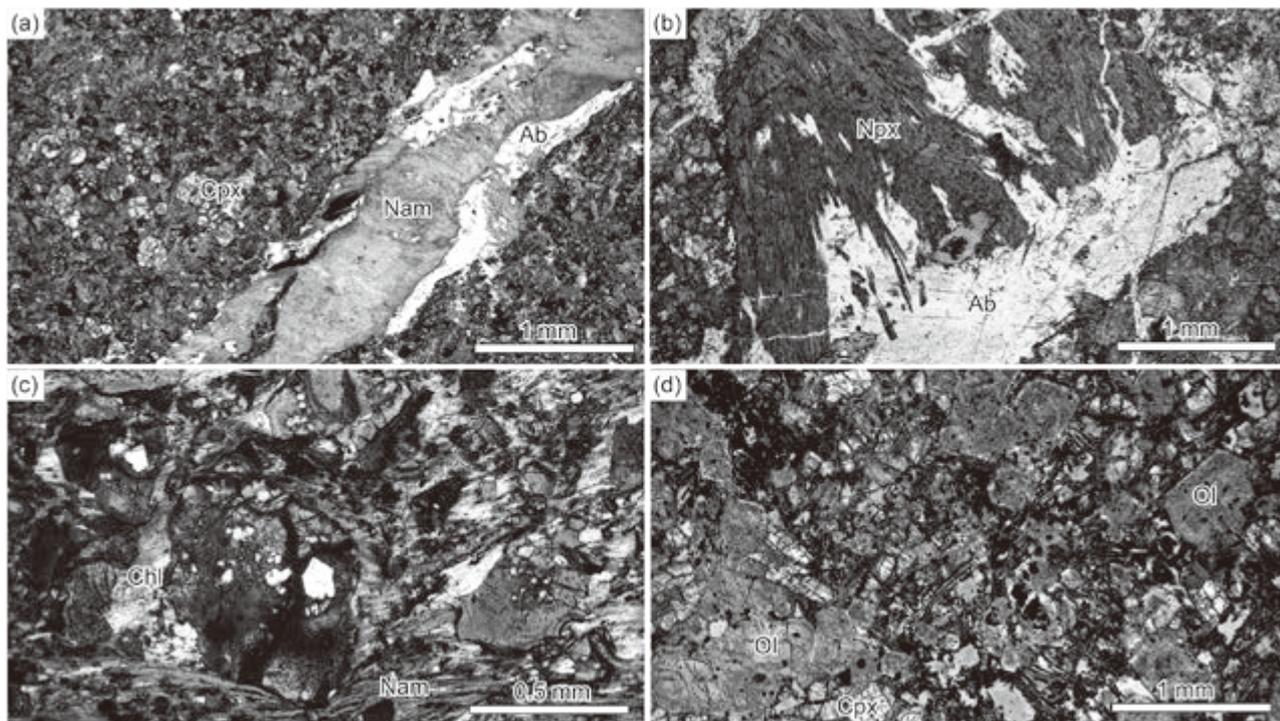
4. 3. 4 片状変成玄武岩火山碎屑岩 (Ms)

変形による面構造が発達し、苦鉄質の凝灰岩ないし火山角礫岩 (ハイアロクラスタイト) 起源の岩相を片状変成玄武岩火山碎屑岩として一括した。本岩相は鈴木 (1964) の千枚岩質緑色岩及び集塊岩質緑色岩に相当する。また、地質図スケールでは本岩相はオリストストローム・メランジュの基質とみなすことができる。凝灰岩起源の岩相 (以降、苦鉄質千枚岩) は、野外では暗緑色～灰緑色の剥離性の顕著な片状岩であり (第 4. 7 図 c)、アルカリ角閃石を含む場合、青味を帯びた色調を示す。緑泥石、フェンジャイト、アクチノ閃石、アルカリ角閃石 (クロス閃石～リーベック閃石) の形態定向配列により片理面及び伸長線構造が形成されているが (第 4. 8 図 c)、溶岩岩片や隠微晶質基質に対する変成鉱物結晶の量が少ないため、片理面は平滑ではなく、破断面はさざくれ立つ。また準延性的な複合面構造を示す場合もある。石英が含まれることはほとんどない。凝灰角礫岩～火山角礫岩起源の岩相 (以降、変成苦鉄質火山角礫岩) は、発泡した溶岩角礫 (火山礫～火山岩塊サイズ) を含んでおり (第 4. 7 図 d, e)、含まれる角礫は同質であり現地性ハイアロクラスタイトと考えられる。変形により角礫



第 4. 7 図 御荷鉢ユニットの変成苦鉄質火山岩類の岩相

- (a) 塊状変成玄武岩. 緑れん石にコーティングされた鏡肌 (S) がみられる. ハンマーの長さ 30 cm (土佐町檜山南方).
- (b) 枕状溶岩起源の塊状変成玄武岩 (本山町地主南西).
- (c) 片状変成玄武岩火山碎屑岩 (苦鉄質千枚岩) の横臥褶曲. 白丸内にハンマー (大豊町大王下).
- (d) 片状変成玄武岩火山碎屑岩 (変成苦鉄質火山角礫岩) (本山町木能津川転石).
- (e) 片状変成玄武岩火山碎屑岩 (変成苦鉄質火山角礫岩). アルカリ角閃石を含む角礫は青色を呈する (本山町檜ノ川上流).
- (f) 変成ピクライト質岩 (本山町杖ヶ森西北西 1 km).



第 4. 8 図 御荷鉾ユニットの変成苦鉄質火山岩類の薄片写真

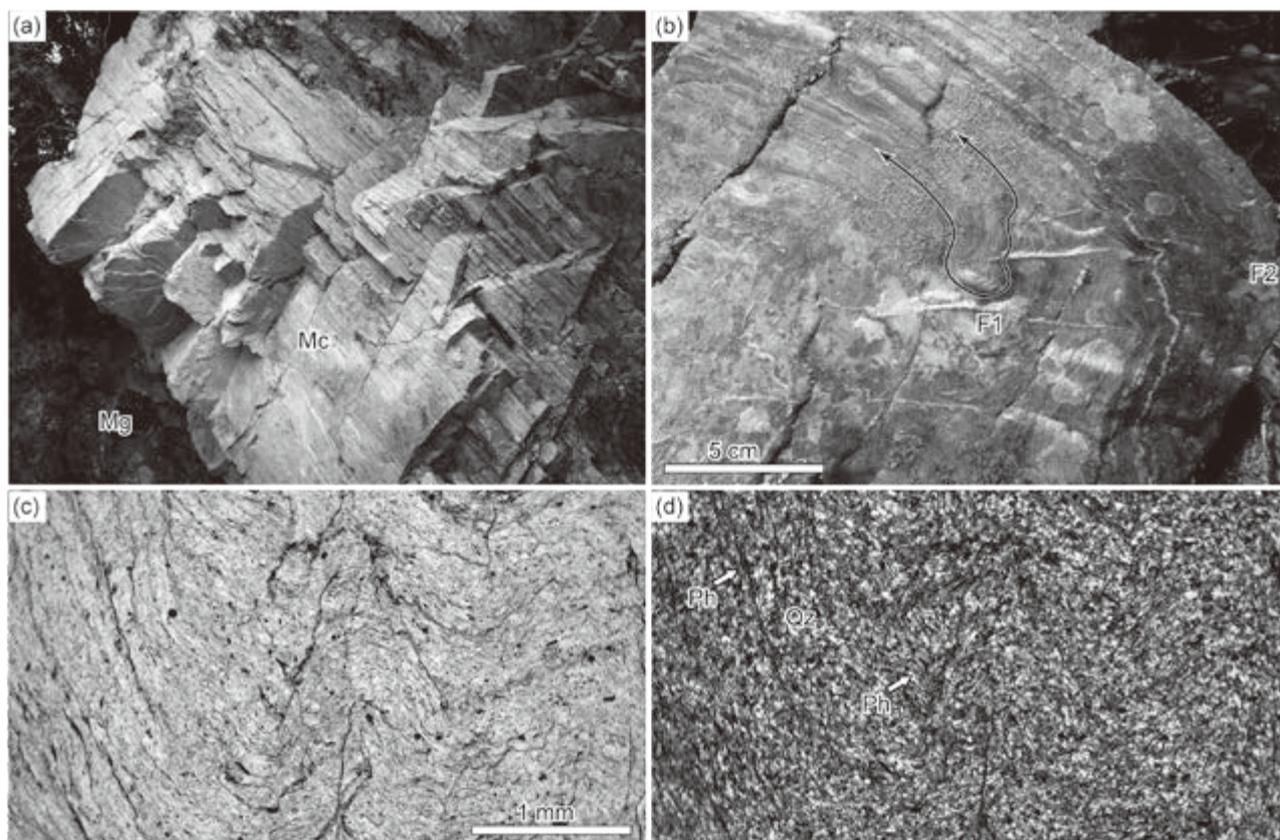
Ab : アルバイト, Chl : 緑泥石, Cpx : 単斜輝石, Nam : アルカリ角閃石, Npx : アルカリ輝石, Ol : かんらん石仮像.

(a) 塊状変成玄武岩 (本山町木能津南方). リーベック閃石 - アルバイト脈を伴う. オープンニコル.

(b) 塊状変成玄武岩中のアルカリ輝石 - アルバイト脈 (土佐町伊勢川). オープンニコル.

(c) 片状変成玄武岩火山砕屑岩 (大豊町小川). オープンニコル.

(d) 変成ピクライト質岩 (国見山北西 2 km). オープンニコル.



は角礫中の気孔とともに引き伸ばされている。変成苦鉄質火山角礫岩は最も分布の広い岩相であり、表面の良く洗われた河床の露頭や転石では溶岩角礫が突出して目立つ（第4.7図d）が、風化の進んだ露頭では構造の認識が難しくなる。溶岩角礫は変成鉱物としてアルカリ角閃石を含み青色を帯びることがある（第4.7図e）。苦鉄質千枚岩及び変成苦鉄質火山角礫岩に含まれる溶岩角礫は単斜輝石残晶及びかんらん石仮像を含む玄武岩であるが、稀にピクライト質岩で構成されることもある。本地域には地質図に示せる規模のピクライト質岩は分布しない。ピクライト質岩は野外では蛇紋岩に似た外見を示すが（第4.7図f）、鏡下では自形のかんらん石仮像や単斜輝石の斑晶と石基からなる火山岩組織を示す（第4.8図d）。玄武岩類の単斜輝石斑晶が無色であるのに対し、ピクライト質岩の単斜輝石斑晶は縁部が淡褐色の多色性を示し、チタン普通輝石である。

4.3.5 変成チャート (Mc)

田井山周辺にまとまった分布が見られる。一般には片理が良く発達し（第4.9図a）、また複数段階の褶曲が認められる（第4.9図b）。ほぼ石英のみからなり、白色～無色半透明で細粒緻密なものが多い。少量のフェンジャイトや緑泥石、不透明鉱物を含むことがある（第4.9図c, d）。三波川帯木能津ユニットの珪質片岩と異なり、炭質物を含むことや泥質岩が挟在することはなく、またそれより細粒である。変成玄武岩火山砕屑岩との境界付近には暗青色のアルカリ角閃石 - 石英片岩を産する。また、苦鉄質の薄層が挟在する場合、アルカリ角閃石（藍閃石～リーベック閃石）、アルカリ輝石、ざくろ石（スペサルティン）、緑れん石、スティルプノメレン、フェンジャイト、赤鉄鉱などの変成鉱物を様々な割合で含む縞状構造を示す。

←第4.9図 御荷鉢ユニットの変成チャート

(a) 変成斑れい岩 (Mg) を伴う白色変成チャート (Mc)。ハンマーの長さ 30 cm (土佐町田井)。

(b) 2段階の褶曲 (F1, F2) を示す変成チャート (土佐町檜ヶ峠西方)。

(c, d) 褶曲軸に垂直な面の薄片写真 (本山町地主西方)。石英 (Qz) と少量のフェンジャイト (Ph)、不透明鉱物を含む。左はオープンニコル、右はクロスニコル。

第5章 三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス

(遠藤俊祐)

5.1 概要及び研究史

三波川帯の高圧型変成コンプレックスは、関東山地から九州東端まで西南日本外帯に800 km以上にわたって帯状分布する。その北縁は中央構造線によって画される。一方、南縁に関して白亜紀高圧型変成作用（三波川変成作用）が御荷銚緑色岩類や秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックスの一部にも及んでいることから、かつては秩父累帯北帯の先白亜系が三波川帯の変成岩類へと累進的に変化すると考えられた。しかし、現在では御荷銚緑色岩類の北方に分布する三波川帯の変成岩類の海溝での堆積年代は白亜紀（大部分は後期白亜紀）であることが明らかにされている（Kiminami and Ishihama, 2003; Tsutsumi *et al.*, 2009; 大藤ほか, 2010; Aoki *et al.*, 2011; Endo *et al.*, 2018 など）。本報告では付加年代（アプチアン期後期以降の白亜紀）を重視し、三波川変成作用を被っている御荷銚帯や秩父累帯北帯の構成岩類を三波川帯の高圧型変成コンプレックスには含めていない。

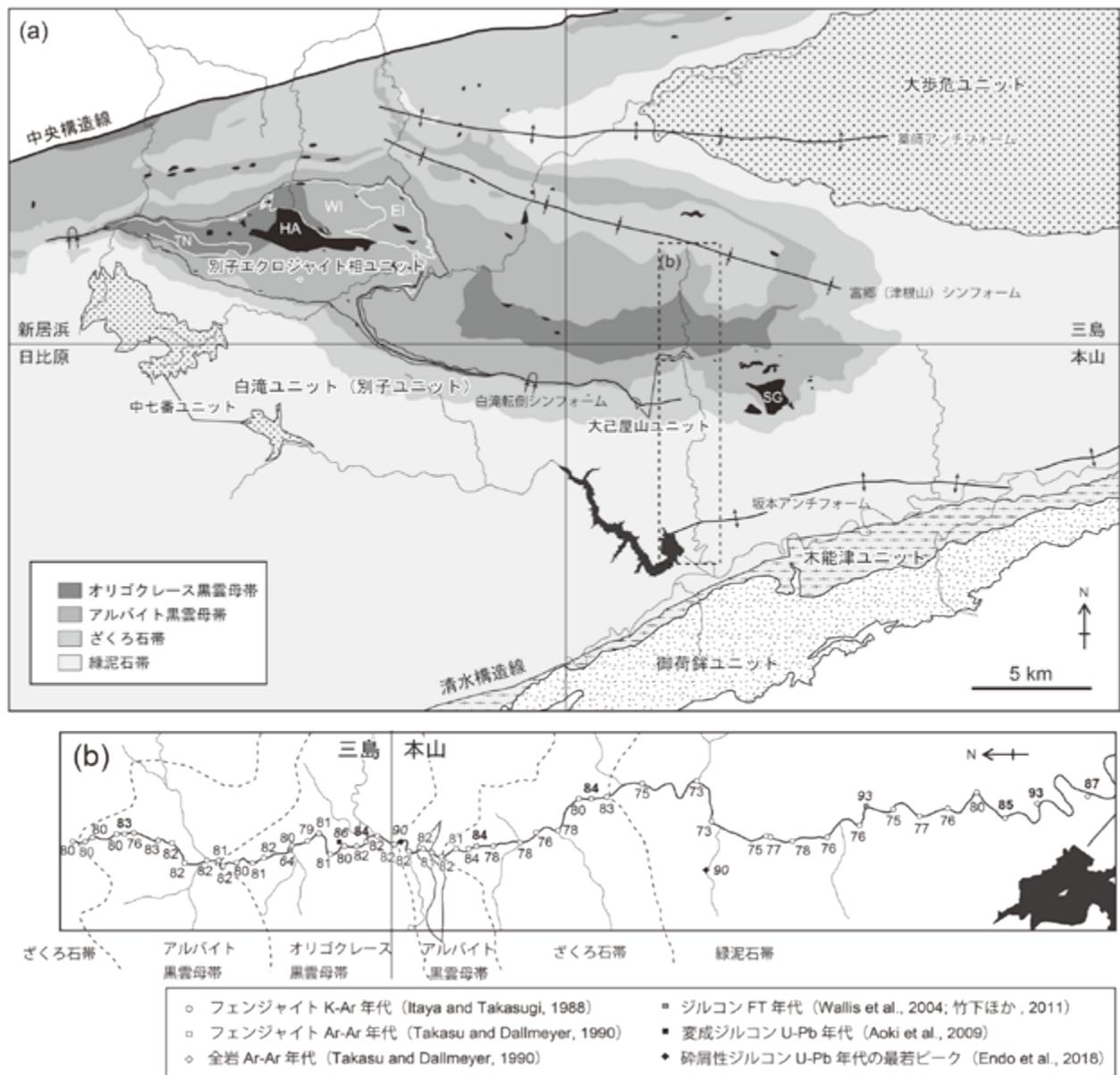
三波川帯の変成岩類の研究は、Koto (1888)の関東山地の研究以降各地で行われてきたが、特に四国中央部は低変成度部から高変成度部までが最もよく露出するため重点的に研究が行われてきた。小島 (1951)の層序区分以降、原岩岩相に基づく三波川帯の精密な地質図作成が行われるようになり、またキースラーガーの探鉱を目的とした深層ボーリング調査や急峻な地域の地表踏査により地質構造の解明が進んだ。小島ほか (1956b)は清水構造帯が重要な構造境界と考え、その北側の三波川帯プロパーと南側の三波川南縁帯に区分した。三波川帯プロパーの泥質片岩及び苦鉄質片岩は、変成度が上昇すると野外で認識可能な斜長石斑状変晶（点紋）が出現することが経験的に知られており、点紋帯の分布などから、三波川帯はどの地域でも大局的には北部の構造的上位ほど高温となる「逆転した温度構造」を示すことが明らかにされた。さらに、泥質片岩の鉱物組合せに基づく精密な変成分帯が四国中央部で行われ、三波川帯プロパーは構造的な中位に最高温度軸を持つ特異な温度構造を持つことが明らかにされた（Banno, 1964; Ernst *et al.*, 1970; Kurata and Banno, 1974; 東野, 1975; Higashino, 1990）。特に汗見川はこうした鉱物帯や層序、主片理の走向に直交するように流れるため、三波川帯の累進変成作用の模式的ルートとして、数多くの研究が行われてきた。Banno *et al.* (1978)は構造的な中位に向かって変成度が上

昇する温度構造を説明するため、温度ピーク以降に形成された南に閉じる大規模な横臥褶曲の存在を提案した。Wallis *et al.* (1992)は構造地質学データをもとに北に閉じる横臥褶曲構造に修正解釈を行った。一方、Hara *et al.* (1990, 1992)はナップの集積（パイルナップ構造）により温度構造を説明した。パイルナップ構造の考えでは、鉱物帯境界の一部はアイソグラッドではなく構造境界（衝上断層）であるが、炭質物結晶化度や緑泥石・ざくろ石間の Fe^{2+} -Mg分配係数、K-Ar年代等の空間変化をもとに温度構造の連続性・不連続性の議論がなされてきた。こうした温度構造が大規模横臥褶曲による逆転を伴うかどうかによらず、地質図スケールの横臥褶曲（もしくは転倒褶曲）が実在することは白滝鉦山において坑道内を含む苦鉄質片岩層（白滝第一、第二角閃石片岩）の追跡により明らかにされた（秀, 1954）。Kawachi (1968)は引きずり褶曲や砂質・泥質片岩の級化構造による上下判定をもとに、秀 (1954)の横臥褶曲よりも南方に軸面を持つ横臥褶曲を提案した。Wallis (1990)は褶曲で介される変形段階を整理し、また横臥褶曲の両翼で剪断センスの逆転が見られないことから、大規模横臥褶曲は東西伸長により特徴づけられる主変形と同時に形成されたことを示した。Mori and Wallis (2010)は露頭スケール横臥褶曲の非対称性（フェルゲンツ）の逆転からオリゴクレス黒雲母帯内にも北に閉じる横臥褶曲の軸面があることを示し、温度構造は大規模横臥褶曲で説明されることとした。青矢・横山 (2009)は秀 (1954)、Kawachi (1968)などにより異なる位置で提案された横臥褶曲ないし転倒褶曲がすべて実在し、こうした褶曲群によって厚い苦鉄質片岩層が折り返しながら連続しているとする解釈を示した。

本地域で行われた研究は膨大な数に及ぶが、以下に構造層序区分、変成作用、変形作用に関して、先行研究と本報告の調査結果を併せて記述する。

5.2 構造層序区分

本地域を含む四国中央部の三波川帯の高圧型変成コンプレックスの地質概略図を第5.1図aに示す。小島ほか (1956b)及びKojima and Suzuki (1958)は清水構造帯以北を三波川帯プロパーと呼び、清水構造帯と上八川・池川構造線の間の領域を三波川南縁帯と命名した（第5.2図a）。小島 (1951)は池田から大杉に至る吉野川

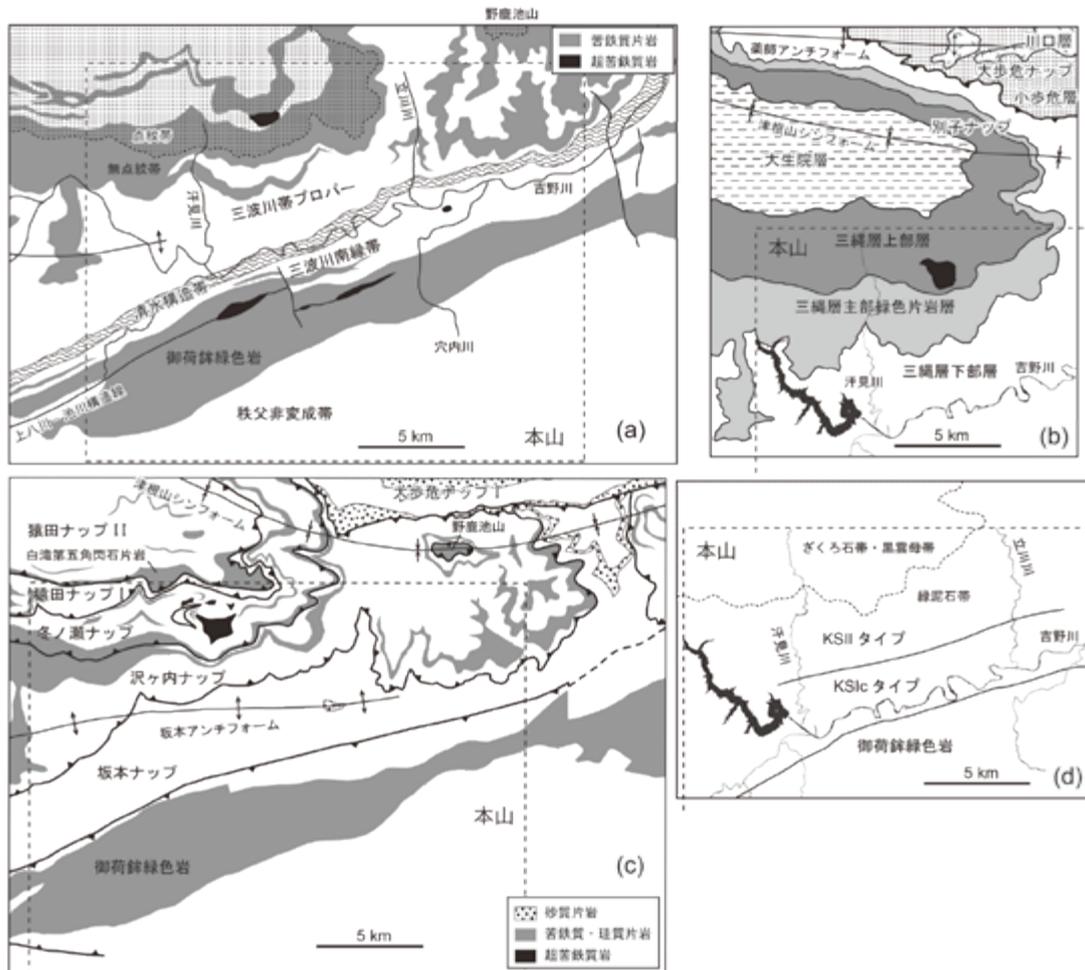


第 5. 1 図 四国中央部三波川帯の地質概略

(a) ユニット区分と変成分帯. Higashino (1990), 青矢ほか (2017) 及び本報告の調査結果に基づく. WI: 五良津西部岩体, EI: 五良津東部岩体, TN: 東平岩体, HA: 東赤石かんらん岩体, SG: 白髪岩体.
 (b) 汗見川流域から報告されている地質年代データ. 数字の単位は Ma (百万年前).

流域と銅山川で原岩岩相に基づく地質図作成及び層序区分を行い, 小島ほか (1956a, 1956b) ではさらに調査範囲を広げ, 三波川帯プロパーを大歩危層, 川口層, 小歩危層, 三縄層, 大生院層に層序区分した. 三縄層は下部層, 主部緑色片岩層, 上部層からなり, 主部緑色片岩層には多数のキースラーガー鉱床が胚胎される (小島ほか, 1956b). この層序区分に基づく Higashino (1990) の地質図によれば, 本地域には三縄層の下部層, 主部緑色片岩層, 上部層が分布する (第 5. 2 図 b). Hara *et al.* (1990, 1992) は構造的低位から上位へ, 大歩危ナッ

プ I, 大歩危ナッパ II, 坂本ナッパ, 沢ヶ内ナッパ, 冬の瀬ナッパ, 猿田ナッパ I, 猿田ナッパ II, 井ノ内-大生院メランジュと累重するパイルナッパ構造を提案した (第 5. 2 図 c). Takasu and Dallmeyer (1990) や Wallis (1998) は岩相層序や年代から区分すべきナッパ (ユニット) として, 大歩危ナッパ (構造的低位) と別子ナッパ (構造的上位) の 2 つを提案した. 大歩危ナッパは大歩危層, 川口層, 小歩危層, 別子ナッパは三縄層と大生院層に相当する (第 5. 2 図 b). Wallis and Aoya (2000) では第三のナッパとして構造的最上位を占めるエクロジヤイト



第 5. 2 図 「本山」地域の三波川帯高圧型変成コンプレックスの層序・ユニット区分

- (a) 小島ほか (1956b), Kojima and Suzuki (1958) による三波川帯プロパーと三波川南縁帯の区分. 地質図は甲藤ほか (1960) に基づく.
- (b) Higashino (1990) による層序区分図.
- (c) Hara *et al.* (1992) によるナップ構造区分図.
- (d) Kiminami and Ishihama (2003) による緑泥石帯の原岩 (白亜紀碎屑岩類) 区分.

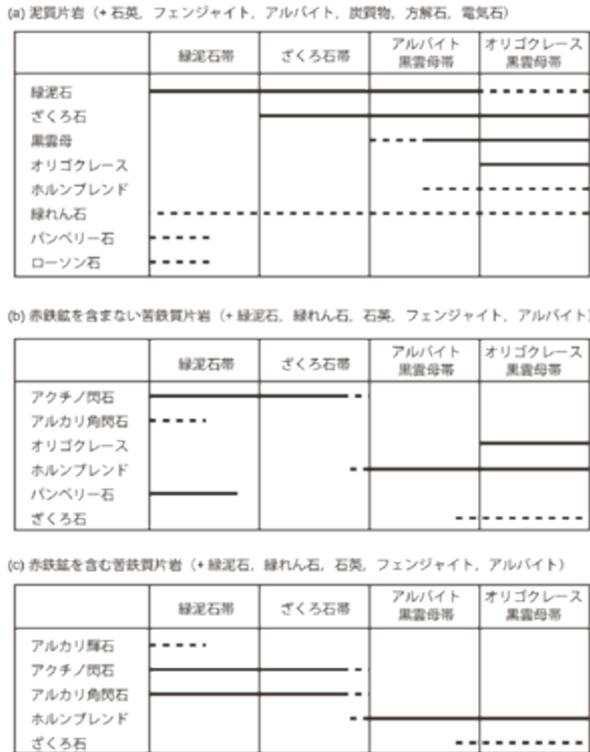
ナップを提案した. 「日比原」地域 (青矢・横山, 2009) 及び「新居浜」地域の地質図 (青矢ほか, 2013) では, 別子ナップとエクロジャイトナップは, それぞれ白滝ユニットと別子エクロジャイト相ユニットに改称された (第 5. 1 図 a).

本報告では, 三波川帯の高圧型変成コンプレックスを木能津^{きのうず}ユニット, 白滝^{しらたき}ユニット, 大己屋山^{おおこやま}ユニットに区分した (第 5. 1 図 a). 木能津ユニットは三波川南縁帯の一部に相当し, その南縁で御荷銚ユニットと断層で接し, 北縁を清水構造線に画される地質体である. 白滝ユニットは清水構造線以北に分布し, 泥質片岩の卓越する構造的下部 (三縄層下部層に相当) と, 多数の苦鉄質片岩層を含む構造的上部 (三縄層主部緑色片岩層及び上部層に相当) の 2 つのサブユニットに区分できる. 大己屋山ユニットはエクロジャイト相変成作用の履歴を持つ領域で, 原岩岩相としては白滝ユニットと区別できない.

そのため本報告の地質図では, 大己屋山ユニットはエクロジャイト相変成作用の証拠が確認されている地点をもとに最小限の分布範囲として描いてある.

5. 3 変成作用

三波川帯の広域変成作用は, 粗粒な苦鉄質岩体のみが記録する前期白亜紀 (アプチアン期後期) の初期変成作用, 後期白亜紀のエクロジャイト相変成作用及び広域温度構造を形成した主変成作用 (パンペリー石アクチノ閃石相から緑れん石角閃岩相) の 3 段階が認識されている (例えば青矢・遠藤, 2017). これらのうち, 前期白亜紀の初期変成作用は角閃岩相高圧部へ至る比較的高温な変成作用であり, 「新居浜」地域の五良津岩体 (Endo *et al.*, 2009) などが記録しているが, 本地域には初期変成作用の履歴を持つ岩体は確認されていない. 以下では,



第5.4図 主変成作用時の各鉱物帯の泥質片岩及び苦鉄質片岩の鉱物組合せ
Otsuki and Banno (1990), Enami *et al.* (1994), Banno(1998)に基づく。括弧内は常に存在する鉱物。

アルバイト, チタナイト, フェンジャイトを常に存在する過剰相として, $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - CaO - MgO - FeO$ の擬5成分系で緑泥石帯の苦鉄質岩の相平衡解析を行った。全岩組成の Fe_2O_3 の減少に伴い, 緑れん石+緑泥石+角閃石+赤鉄鉱, 緑れん石+緑泥石+角閃石, 緑れん石+緑泥石+角閃石+パンペリー石と変化し, パンペリー石と共存する緑れん石の Fe^{3+} 量が温度依存性を持つこと, また温度上昇に伴うパンペリー石消滅反応を示した。この解析結果を基に, Nakajima (1982) は本地域の汗見川ルートと下川ルート, 西隣「日比原」地域の2ルートの合計4つの南北ルートで調査を行い, 緑泥石帯を低温部(パンペリー石-アクチノ閃石相)と高温部(緑色片岩相)に分けるパンペリー石消滅アイソグラッドを定義した。Sakaguchi and Ishizuka (2008) は, Nakajima *et al.* (1977) が示した緑泥石+アクチノ閃石+パンペリー石+アルバイト+石英と共存する緑れん石組成の温度依存性を用いて四国三波川帯の低変成度部の広域温度構造を検討し, 緑泥石帯低温部を更に高温, 中温, 低温部に区分した。

各鉱物帯の温度-圧力経路に関しても, ざくろ石や角閃石などの組成累帯構造や包有物解析, 反応組織から検討が行われてきた。Banno *et al.* (1986) は汗見川地域の泥質片岩のざくろ石の組成累帯構造を Mn-Fe-Mg モデル系で解析し, 高変成度域ほど相対的に低圧

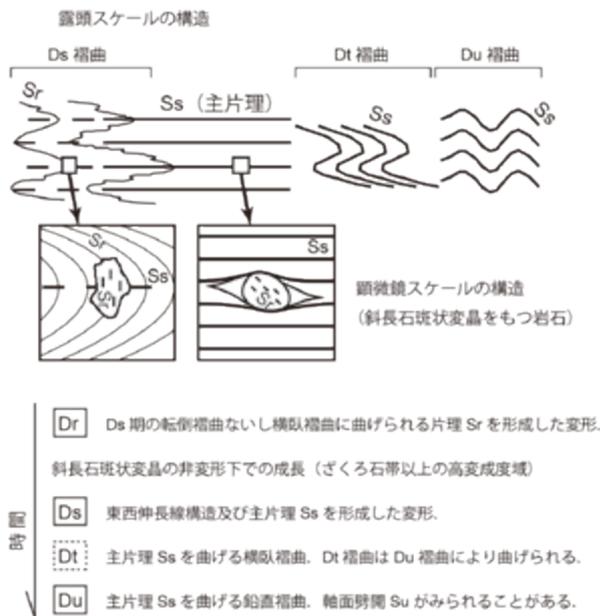
高温側の温度-圧力経路を辿ると考えた。Itaya and Banno (1980) は泥質片岩中のチタン鉱物(チタナイト, ルチル, チタン鉄鉱)を詳しく検討した。Inui (2010) は泥質片岩中のざくろ石を分類し, 基質と表面平衡を保って成長した斑状変晶のほかに, 非平衡成長したざくろ石の存在を示した。Otsuki and Banno (1990) は, 汗見川ルートで赤鉄鉱を含む苦鉄質片岩の角閃石の低温部から高温部へ向かう組成変化(アクチノ閃石, マグネシオリベック閃石, フェリウインチ閃石→藍閃石(クロス閃石)→パロア閃石→ホルンブレンド)を明らかにし, 緑れん石+赤鉄鉱+緑泥石+アルバイト+石英と共存する角閃石の半定量的な安定関係図を提示した。そのうえで, 角閃石の累帯構造から各鉱物帯の岩石が時計回りの温度-圧力経路をもつことを論じた。Otsuki and Banno (1990) 以降, 各鉱物帯の赤鉄鉱を含む苦鉄質片岩や珪質片岩の角閃石累帯構造から昇温期及び後退変成期の温度-圧力経路やその地域変化がより詳細に検討されるようになった(Hara *et al.*, 1992; Seki *et al.*, 1993; Nakamura and Enami, 1994; Yagi and Takeshita, 2002 など)。Uno *et al.* (2015) は汗見川のオリゴクレー黒雲母帯の苦鉄質片岩中のざくろ石と角閃石の組成累帯構造にギブス法を適用し, 昇温減圧部を含む上昇期の連続的な温度-圧力経路を導出した。

汗見川地域にエクロジャイト相変成作用を受けた領域が存在するかどうかは議論的であったが, Taguchi and Enami (2014b) が本山町桑ノ川林道のアルバイト黒雲母帯の泥質片岩から, ざくろ石核部の包有物としてひすい輝石+石英共生を見出したことでその存在が確実となった。

5.4 変形作用

三波川帯の変成岩類の地質構造や形成・上昇テクトニクスに関して, 変形構造解析の側面からも多くの研究が行われてきた(Kojima and Suzuki, 1958; 原ほか, 1977; Faure, 1983, 1985; Hara *et al.*, 1990, 1992; Wallis, 1990, 1992, 1995, 1998; 西川ほか, 1994 など)。また, 変形作用の情報を多く保持する珪質片岩の石英の結晶定向配列(CPO)も汗見川ルートで系統的に測定されてきた(鈴木・刈谷, 1988; Hara *et al.*, 1992; Tagami and Takeshita, 1998; Yagi and Takeshita, 2002 など)。

これらの研究により様々な変形段階区分が提案されてきた。Wallis (1990, 1998) は4つの延性変形段階を認識し, アルファベット順の添え字を用いて, 古いほうから順に Dr, Ds, Dt, Du と命名した。各変形段階は褶曲(Fs, Ft, Fu)を介した重複関係により, 新旧を認識できる。これらの変形段階のうち, 浸透的(penetrative)な高歪変形の Dr 及び Ds は, 片理面 Sr 及び Ss を形成す



第 5.5 図 白滝ユニットの延性変形段階
変形段階の名称は Wallis (1990, 1998), 模式図は
青矢・横山 (2009) による。

る (第 5.5 図)。また、ざくろ石帯以上の高変成度域では斜長石斑状変晶の微細組織が 2 つの片理面の識別に有用である。斜長石斑状変晶は主に Dr と Ds の間に静的に成長し、Ds と同時成長のリム部を伴う (Wallis, 1998 など)。

主変形 Ds は平滑な片理面と東西方向の伸長線構造により特徴づけられる。特に珪質片岩や塩基性片岩には Ds 期の等斜状褶曲 (第 5.6 図 a, b) や鞘状褶曲がみられ、Sr と Ss の重複関係を認識できる。Ds 変形と同時成長の角閃石の組成累帯構造の解析 (Hara *et al.*, 1992; Wallis *et al.*, 1992; Nakamura and Enami, 1994 など) や石英の c 軸ファブリックのタイプがピーク温度で期待されるものより低温であること (Tagami and Takeshita, 1998) などから、主変形 Ds はピーク変成期から後退変成期にかけて起こっており、上昇期の変形であることが判明している。Wallis (1992, 1995) は汗見川周辺地域の珪質片岩を用いて過度 (変形の回転成分) 解析を行った。Ds 変形の歪過程が全体として単純剪断 (過度 1) ではなく、東西方向の剪断に 50% 程度の薄化を伴っていたことを明らかにし、造山帯と平行な伸長テクトニクスが上昇に寄与したことを論じた。また、三波川帯の変成岩類のみならず、御荷鉢・赤良木・上穴内ユニットの岩石も東西伸長により特徴づけられる Ds 変形を被っている。

Ds 以降は変成作用終了後の後生変形である。Ds 以降の変形で最も普遍的に認識できるものは Du 期の褶曲である。Du 変形は原ほか (1977) では^{ひじかわ} 肱川時相と呼ばれ

ており、顕微鏡スケールから地質図スケールまで顕著に発達する鉛直褶曲を形成した変形段階である。層序や温度構造は中央構造線に対して時計回りに斜交する東西褶曲軸をもつ大規模 Du アンチフォーム・シンフォームにより規制されるため、「三島」地域から本地域にかけて高変成度域が S 字状に分布している (第 5.1 図 a)。岩相によって各変形段階における有限歪量が異なり、巨視的な Ds 褶曲は苦鉄質片岩において残存する 경우가多く (第 5.6 図 c)、Du 褶曲は最も変形しやすい泥質片岩においてよく発達する (第 5.6 図 d, e)。露頭スケールの Du 褶曲は泥質片岩が卓越する白滝ユニット下部に顕著に発達している。Du 期に苦鉄質片岩はコンピテント (流動性に乏しい) に振舞うことで、苦鉄質岩層を多く含む白滝ユニット上部では Du 褶曲の発達が抑えられたと考えられる。Du は変成作用を伴わない延性変形段階であるが、ところによっては Du 褶曲軸面が Du 片理に転化して、非常に薄く剥離する性質を持つ泥質片岩となっている (Kojima and Suzuki, 1958; 青矢・横山, 2009) (第 5.6 図 f)。このような Du 歪集中帯は四国中央部では清水構造帯と呼ばれている (第 5.2 図 a)。

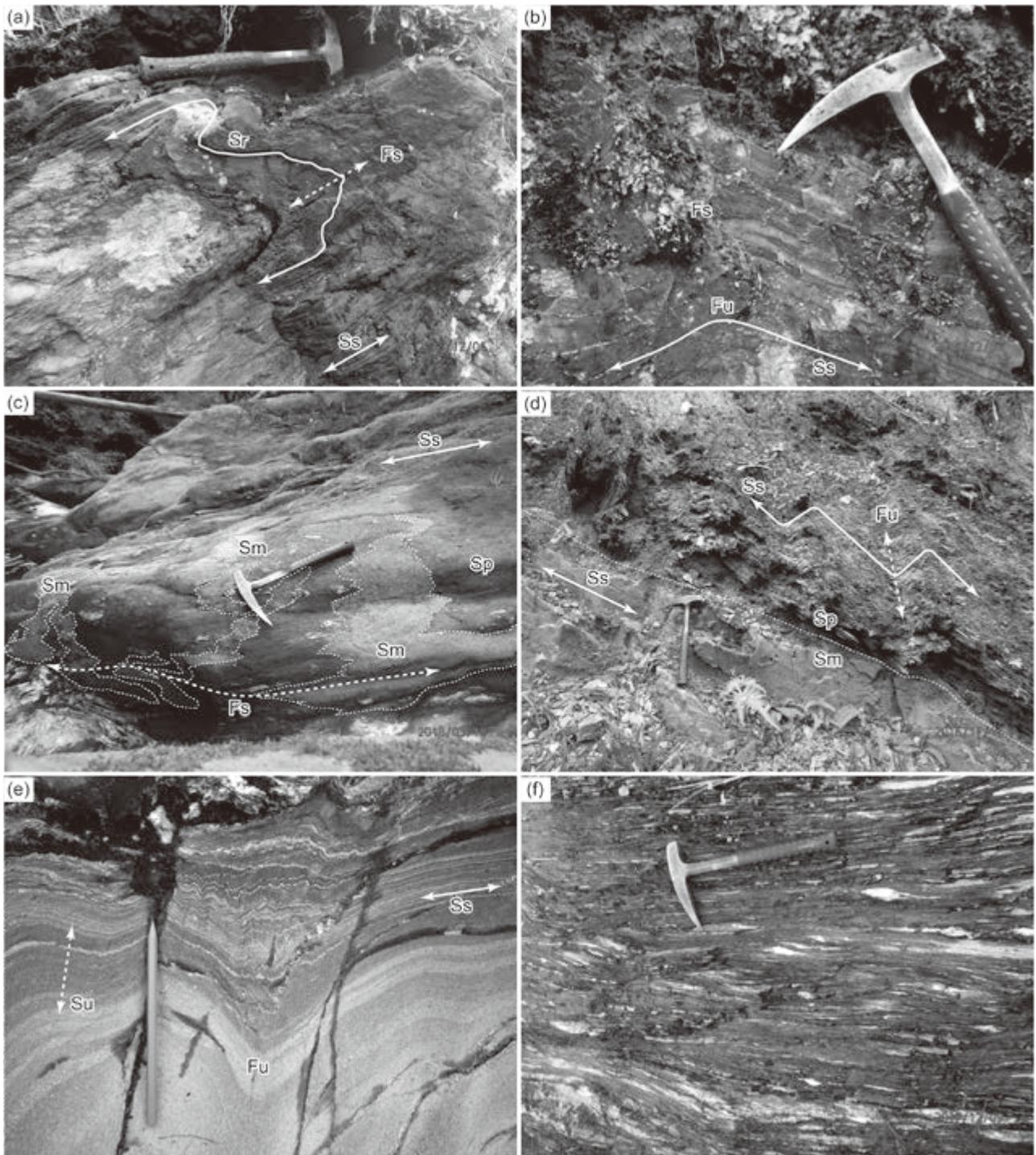
延性変形のほかに、脆性変形構造が高変成度域においても観察される。Osozawa and Pavlis (2007) や Osozawa and Wakabayashi (2015) は汗見川ルートなどの鉱物帯境界はアイソグラッドではなく、オリゴクレス黒雲母帯の最高温度軸より北側が正断層、南側が衝上断層であるとしている。Ds 片理にほぼ平行な低角断層は本報告の調査でも確認しているが、鉱物帯境界付近に関わらず観察され、本報告ではこれらを地質図に示す規模の変位を持たないものと解釈している。白滝ユニット上部に共役正断層が密に発達することは Takeshita and Yagi (2004) や Endo *et al.* (2018) でも示されており、変成帯が流動性を失った後の地殻浅部の最終的な上昇において重要である。なお、Takeshita and Yagi (2004) や Osozawa and Pavlis (2007) はオリゴクレス黒雲母帯のアクチノ閃石岩を断層岩とみなし、準緑色片岩相で断層が活動したこと証拠として挙げているが、アクチノ閃石岩の多くは超苦鉄質岩類が交代作用を受けて形成されたものでありピーク変成作用時においても安定である。本地域の断層については、第 8 章で述べる。

5.5 木能津ユニット

命名・定義 三波川帯南縁部に分布し、石灰質片岩を挟有する苦鉄質片岩層と珪質片岩泥質片岩互層により特徴づけられる地質体を Endo *et al.* (2018) は木能津ユニットと命名した。変成作用は緑泥石帯低温部 (パンベリー石アクチノ閃石相の高圧部) に相当する。

模式地 本山町木能津。

構造・層序関係 木能津ユニットは初生的には低角断



第 5.6 図 白滝ユニットの露頭スケールの延性変形構造

Fs : Ds 褶曲, Fu : Du 褶曲, Sr : Dr 片理, Ss : Ds 片理, Su : Du 片理, Sm : 苦鉄質片岩, Sp : 泥質片岩.

(a) 苦鉄質片岩の Ds 等斜状褶曲. ハンマーの長さ 30 cm (大豊町一の谷東方).

(b) 珪質片岩の Ds 等斜状褶曲と Du 鉛直褶曲の重複構造 (土佐町下川南方).

(c) 泥質片岩中に挟在する苦鉄質片岩層の Ds 褶曲 (本山町冬ノ瀬).

(d) 苦鉄質片岩と泥質片岩の Du 変形のコントラスト (大豊町奥大田).

(e) 泥質片岩の Du 期鉛直褶曲と軸面劈開. 鉛筆の長さ 15 cm (大豊町立川下名).

(f) 清水構造帯の Du 片理の発達した泥質片岩 (土佐町中尾の地藏寺川河床, 下を向いて撮影).

層を介して、御荷鉢帯の御荷鉢ユニットの構造的低位、白滝ユニット下部の構造的上位を占めていたと考えられるが、横臥褶曲により各所で構造的な上下関係が逆転している(武田ほか, 1977)。また、白滝ユニット下部との境界は本地域西部では後生的な高角断層と考えられ、「伊野」及び「日比原」地域の清水構造帯の南縁を画す逆断層の東方延長に当る。

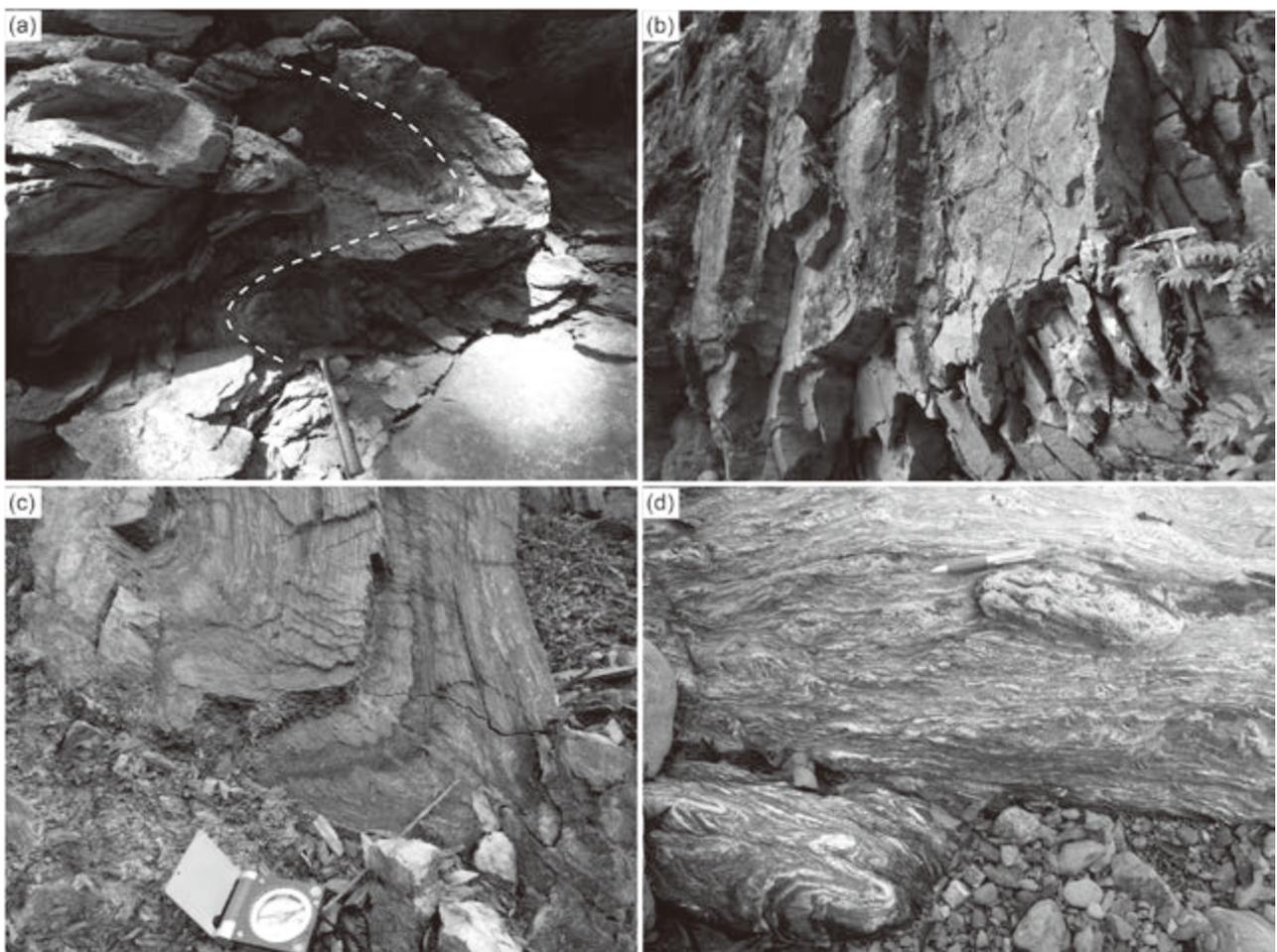
年代 本地域の土佐町白石^{しらいし}において石灰質片岩から、*Epigondolella abneptis* などの後期三畳紀を示すコノドン化石が抽出されている(須鎗ほか, 1980)。長田ほか(2015)は、「伊野」地域の本ユニットから、砂質片岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代を報告した。最若年代クラスターは、 99.9 ± 4.0 Ma であり、本ユニットの付加年代は約 100 Ma 以降の後期白亜紀と考えられる。「日比原」及び「伊野」地域の本ユニットの泥質片岩から、全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代として 92 ~ 88 Ma (Dallmeyer *et al.*,

1995)、フェンジャイトの K-Ar 年代として 93 ~ 79 Ma (Itaya and Fukui, 1994) が報告されており、変成年代と解釈される。

対比 小島ほか(1956b)の三波川南縁帯の上部及び中部層にほぼ相当する。「伊野」地域(脇田ほか, 2007)及び「日比原」地域(青矢・横山, 2009)の川又ユニットから御荷鉢緑色岩類を除いたものに相当する。

5. 5. 1 苦鉄質片岩 (Knm)

本ユニットの苦鉄質片岩は、再結晶度が高く平滑な片理面を示すことと石灰質片岩を密接に伴うことで、隣接する御荷鉢ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩とは野外でも区別できる。露頭スケールの横臥褶曲が頻繁に見られる(第 5. 7 図 a)。顕微鏡下では残留単斜輝石及び火成斜長石起源と考えられる角ばったアルバイト粒子を含み、これらの周囲には緑泥石を主体とするプレッ



第 5. 7 図 木能津ユニットの岩相

- (a) 苦鉄質片岩の横臥褶曲。ハンマーの長さ 30 cm (土佐町宮古野)。
- (b) 石灰質片岩 (土佐町南泉)。
- (c) 褶曲した珪質片岩。泥質片岩中にブロック状に産する。クリノメーターの大きさ 7 cm (本山町助藤)。
- (d) 砂質レンズを含む泥質片岩。ペンの長さ 15 cm (土佐町相川川下流)。

シャーシャドウを伴う（第5.8図 a, b）。原岩は主に玄武岩火山碎屑岩と考えられる。アルバイト、緑泥石、フェンジャイト、チタナイト及び多量の方解石に加え、変成鉱物組合せは、アルカリ角閃石（フェリウインチ閃石）+緑れん石+赤鉄鉱、パンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石などがみられ、パンペリー石+アクチノ閃石相の変成作用を受けている。但し、上記鉱物組合せに石英は含まれないことが多い。アルカリ角閃石やアクチノ閃石は針状結晶、緑れん石は粒状、パンペリー石はプール状の集合体を形成する。残留単斜輝石の大部分は濃緑色のアルカリ輝石に置換されている。Suzuki and Ishizuka (1998) の分布図に示された御荷鉢緑色岩類には、本ユニットの苦鉄質片岩が含まれており、変成アラゴナイトの産出地点のうち少なくとも一か所は本ユニットである。残留単斜輝石の化学組成や石灰質片岩及び珪質片岩を伴う点から、御荷鉢緑色岩類とは起源の異なる、ホットスポット海山起源と考えられる (Endo *et al.*, 2018)。また、共存する石灰質片岩に含まれる後期三畳紀のコノドント (須鎗ほか, 1980) が誘導化石でなければ、本ユニットの苦鉄質片岩の原岩形成年代は、後期ジュラ紀の御荷鉢火成活動より古いと考えられる。

5.5.2 石灰質片岩 (Knc)

白色～灰白色層状で（第5.7図 b）、苦鉄質片岩に密接に伴って産する。本山町下津野では、石灰質片岩ブロックが独立して泥質片岩に囲まれた産状を示す。これらの石灰質片岩は苦鉄質片岩の薄層や角ばったアルバイト粒子を除けば、ほぼ方解石のみによって構成され、ドロマイトは含まれない。一方、土佐町白石の相川川右岸では、珪質片岩と互層するドロマイト質大理石を産する。この産状を示すものは、顕微鏡下では半自形～他形のドロマイトによって構成され、少量の二次的な方解石を含む（第5.8図 c, d）。

5.5.3 珪質片岩 (Kns)

珪質片岩は常に灰色～白色を呈し、泥質片岩とはさまざまな量比・間隔で互層をなし、またブロックとして泥質片岩に取り込まれている（第5.7図 c）。数 mm スケールで泥質片岩と互層するものは、チャートラミナイト起源と考えられる。泥質片岩を密接に伴うため、石英のほかに炭質物や黄鉄鉱を含むことがあるが、白滝ユニットの赤色系の珪質片岩のように赤鉄鉱や紅れん石といった酸化的条件を示す鉱物を含むものは確認していない。細粒であるが、御荷鉢ユニットの変成チャートに比べて石英の平均粒径は大きく、石英粒子は結晶内変形により著しい波動消光を示す（第5.8図 e, f）。本山町大石では石英のみからなる細粒緻密な珪質片岩（変成チャート）を採掘した跡がある。但し、本山町大石に分布する珪質片岩は一部で泥質岩を伴うことから本ユニットに含めた

が、これらは御荷鉢ユニットの一部である可能性を残す。

5.5.4 泥質片岩 (Knp)

石英、フェンジャイト、アルバイト、緑泥石、炭質物からなり、剥離性に富む。白滝ユニット南部の黒色泥質片岩との区別は野外及び顕微鏡観察において不可能であるが、木能津ユニットの泥質片岩は灰色の珪質片岩を密接に伴うことが多い。また、片理面と調和的な白色の石英脈を大量に含むことがある。Endo and Wallis (2017) は本地域の泥質片岩3試料に炭質物ラマン温度計を適用し、ピーク変成温度を310～320℃と見積もった。

5.5.5 砂質片岩 (Knps)

地質図スケールでの分布は少ないが、泥質片岩中にブーディン状の砂質片岩が産する（第5.7図 d）。単結晶石英及び長石類の碎屑粒子を含み、主に細粒石英からなる基質は細粒のフェンジャイトと緑泥石の板状結晶が配列して片理を形成している。また、菱面体のドロマイトが含まれることがある。

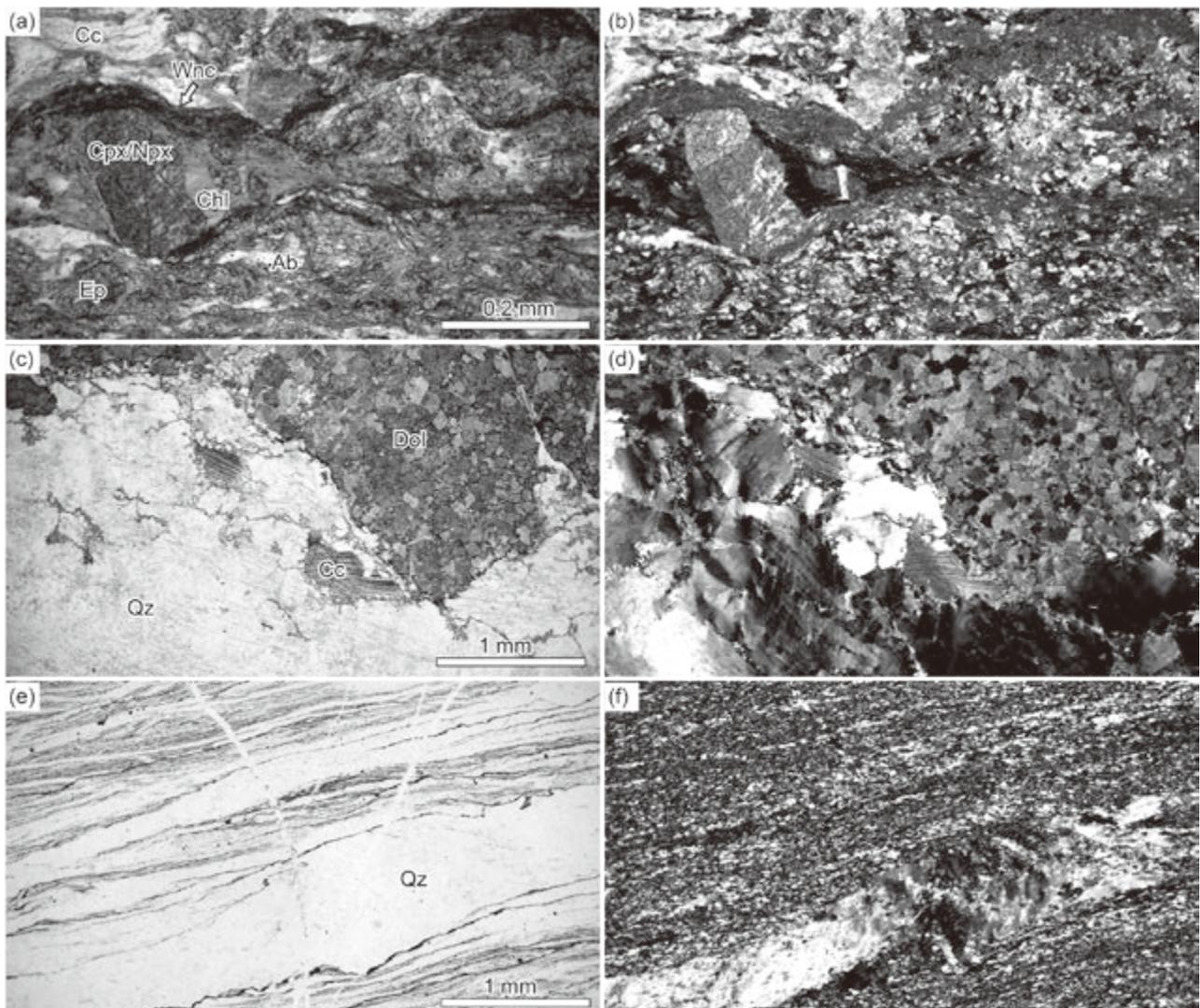
5.6 白滝ユニット

命名・定義 三波川帯の主要部は、小島ほか (1956b) により三波川帯プロパーと呼ばれ、Takasu and Dallmeyer (1990) は構造的下位の大步危ナップと上位の別子ナップからなるとした。しかし、別子地域の別子ナップとされた範囲の片岩類には、主変成作用に先行するエクロジヤイト相変成作用を受けている領域が存在することが明らかとなり、これらを別子ナップの上に重なるエクロジヤイトナップとする考えが示され (Wallis and Aoya, 2000)、さらに泥質片岩の被ったエクロジヤイト相変成作用の痕跡を示す方法論が確立されたことで、別子地域の三波川帯高変成度部の大部分がエクロジヤイトユニットに帰属された (例えば Kouketsu *et al.*, 2014)。こうした研究の進展を受け、青矢・横山 (2009) は従来の別子ナップからエクロジヤイト相変成域を除く領域を白滝ユニットと再命名した。青矢・横山 (2009) は中七番ユニット (大步危ユニット) との境界部で剪断帯をなす苦鉄質、珪質、泥質片岩混在相を下部、厚い苦鉄質片岩層より上位層を上部、両者の中間位置を占める層を中部として、白滝ユニットを3つのサブユニットに区分している。本地域には、この区分における白滝ユニット中部及び上部が広く露出する。一方、Endo *et al.* (2018) は、本地域の白滝ユニットを砂質・泥質片岩の卓越する下部と、苦鉄質片岩及び珪質片岩の層を多く含む上部の2つのサブユニットに分けており、以降はこの区分に従う。Higashino (1990) の変成分帯における最高温度軸（オリゴグレース黒雲母帯）以南が本地域に含まれるため、汗見川流域を北上すると、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変成度が上昇する。

構造・層序関係 北部に分布する白滝ユニット上部は，側方連続性の良い苦鉄質片岩や珪質片岩を多く含む。南部に分布する白滝ユニット下部は泥質片岩が主体である。白滝ユニットの上部は低角～高角北傾斜，下部は低角な岩相境界および主片理面が卓越する。また坂本アンチフォームの軸部周辺が本地域に露出する構造的最低位層であり，厚い砂質片岩層が露出する。白滝ユニット下部と木能津ユニットの関係は，本地域西部では高角断層で接しており，本地域東部では南傾斜の低角構造境界で白滝ユニットが構造的低位に位置する。

年代 変成年代及び冷却年代としてフェンジャイトの K-Ar 年代 (Itaya and Takasugi, 1988) と $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代 (Takasu and Dallmeyer, 1990) が汗見川ルートで系統的に測定されている (第 5. 1 図 b)。汗見川沿いのオリゴクレス黒雲母帯 (「三島」地域) からは，ジルコンの変成リムの U-Pb 年代として $85.6 \pm 3.0 \text{ Ma}$ (Aoki *et al.*, 2009)，フィッシュン・トラック年代として $63.2 \pm 5.8 \text{ Ma}$ (Wallis *et al.*, 2004) が報告されている。泥質片岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン (南新ほか, 1979) は三波川変成作用のピーク年代を前期白亜紀と考える研究者にしばしば引用されてきたが (Aoki *et al.*, 2009 など)，このデータに地質学的な意味づけは不可能である (Wallis



第 5. 8 図 木能津ユニットの代表的岩相の薄片写真

左列はオープンニコル，右列はクロスニコル。Ab：アルバイト，Cc：方解石，Chl：緑泥石，Cpx：火成単斜輝石，Dol：ドロマイト，Ep：緑れん石，Npx：アルカリ輝石，Qz：石英，Wnc：ウィンチ閃石。

(a, b) 苦鉄質片岩 (本山町木能津)。

(c, d) 珪質片岩と互層するドロマイト質大理石 (土佐町白石)。

(e, f) 珪質片岩 (土佐町白石)。不透明鉱物は主に炭質物である。

and Endo, 2010). 汗見川流域緑泥石帯 (白滝ユニット下部)の砂質片岩から 92.6 ± 6.2 Ma のジルコンのフィッショントラック年代が報告されており, 変成年代と解釈されている (竹下ほか, 2011).

Kiminami and Ishimaha (2003) は本地域の緑泥石帯の砂質片岩及び泥質片岩の全岩組成分析を行い, 四万十帯の白亜紀付加コンプレックスの KS1c ユニット (アルビアン期後期~コニアシアン期前期) 及び KSII ユニット (コニアシアン期~カンパニアン期) に対応する深部相であるとした (第 5. 2 図 d). Endo *et al.* (2018) は, 砂質・泥質片岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代を測定し, 最若年代クラスターは白滝ユニット上部では約 90 Ma, 白滝ユニット下部では約 95 Ma である. したがって, 本地域の白滝ユニットは後期白亜紀に海溝から沈み込んだ地質体である.

対比 本地域の白滝ユニット下部及び上部は, 小島ほか (1956a) の三縄層下部層及び三縄層主部緑色片岩層~上部層にほぼ相当する (第 5. 2 図 b). また Hara *et al.* (1992) の坂本ナップの一部が白滝ユニット下部, 沢ヶ内ナップ, 冬ノ瀬ナップ, 猿田ナップ I, 猿田ナップ II を合わせたものが本地域の白滝ユニット上部に相当する (第 5. 2 図 c).

5. 6. 1 変成斑れい岩 (Sg)

大豊町敷岩^{しきのいわ}の白滝ユニット下部 (緑泥石帯低温部) の泥質片岩中に変成斑れい岩の小岩体が数箇所に分かれて分布する (第 5. 9 図 a). 高知県地質産図 (甲藤ほか, 1960) や表層地質図「本山・伊予三島」 (高知県, 1988) には同位置に蛇紋岩の岩体が描かれている (第 5. 2 図 a). しかしながら, 変成斑れい岩と周囲の泥質片岩の境界に, 暗緑色蛇紋岩に酷似した細粒白雲母の単鉱物岩を産することから, 蛇紋岩の岩体とされたものはこれを誤認したものと考えられる. 変成斑れい岩は残留鉱物として青緑色, 暗緑色, 褐色のホルンブレンド (チェルマク閃石~マグネシオホルンブレンド) を含むが, その大部分は無色のアクチノ閃石に置換されており, また斜長石と Fe-Ti 酸化物は, それぞれアルバイト+緑れん石とチタン鉄鉱+ルチル+チタナイトに置換された仮像となっている (第 5. 10 図). 黄色放射状の鉄に富む緑れん石や緑泥石を変成鉱物として含む. また石英と方解石を多量に含む部分もある.

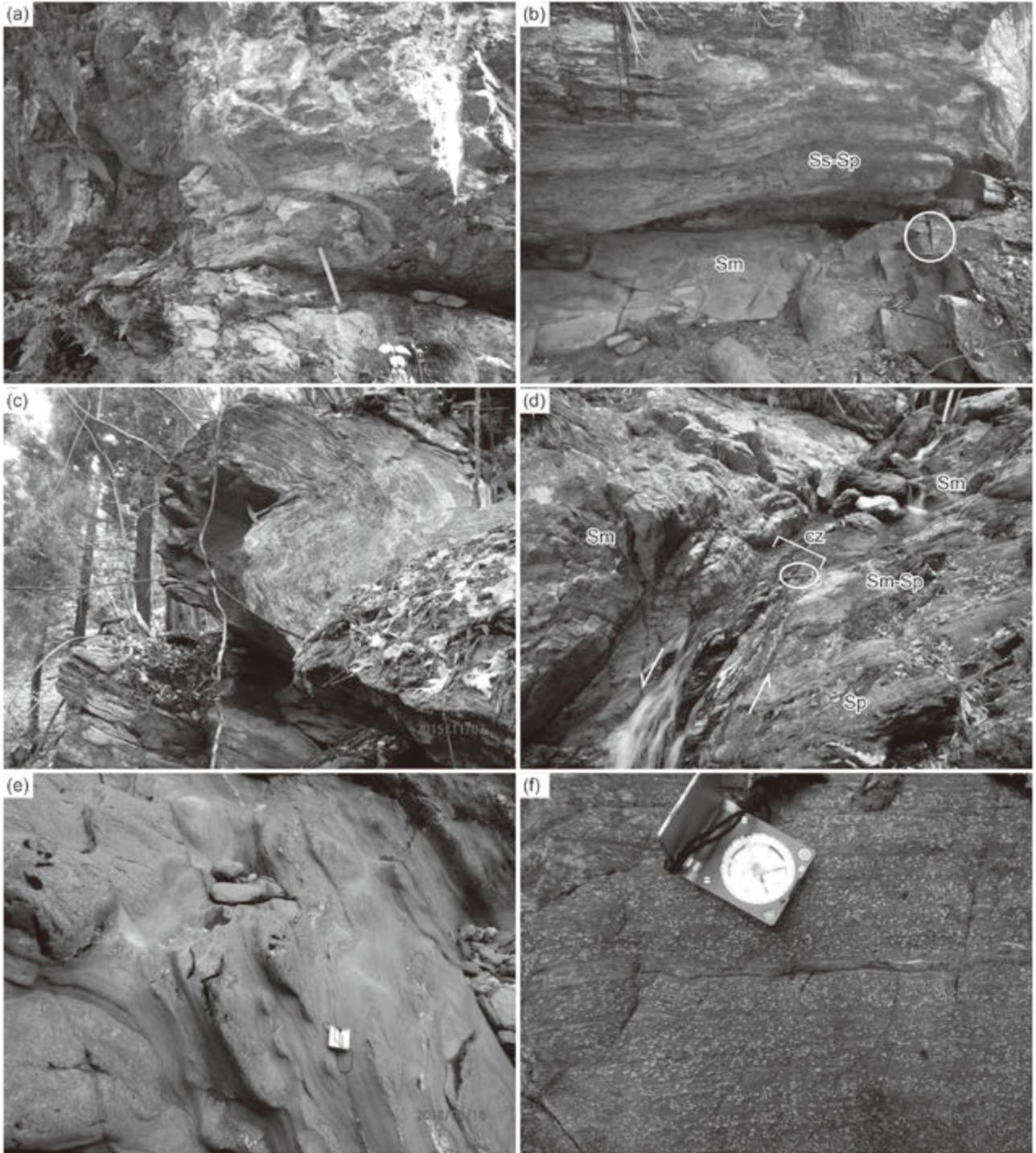
5. 6. 2 苦鉄質片岩 (Sm)

白滝ユニット下部と上部では苦鉄質片岩の原岩岩相が大きく異なり, また上部は変成度の変化が大きいため, これらを分けて記述する.

まず白滝ユニット下部は全域が低変成度 (緑泥石帯低温部) であり, 地質図に表現可能な規模の苦鉄質片岩層として, 凝灰岩起源と考えられる淡緑色細粒均質なもの

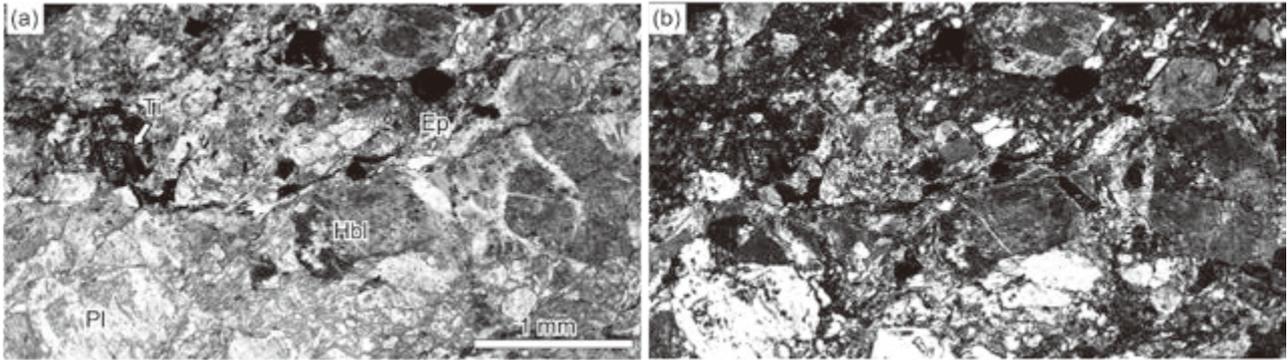
がみられ, 泥質片岩とラミナ状に互層する. また, 多くは地質図に表現可能ではない小規模岩体であるが, アルカリ玄武岩及びアルカリドレライト起源の苦鉄質片岩が普遍的に産する (Endo *et al.*, 2018). この岩相は常に薄い珪質片岩層を伴い, 泥質片岩中のレンズ状岩体として産する (第 5. 9 図 b). 残留火成鉱物としてチタン普通輝石や, ドレライト起源の岩相には多量のケルスート閃石とアパタイトを含む. チタン普通輝石は淡紫褐色の多色性を示し, ケルスート閃石は褐色柱状の自形である. ケルスート閃石はチタン普通輝石の後に反応関係をもって晶出しており, ドレライト起源の岩相ではチタン普通輝石は量が少ないか含まれない (第 5. 11 図 a). ケルスート閃石はマイクロブーディン構造を示し, ブーディンネックには, 青色のアルカリ角閃石 (リーベック閃石~フェリウインチ閃石), 無色~淡青緑色のアクチノ閃石の順に変成角閃石が形成されている. また, 基質部はアルバイト, カリ長石, フェンジャイト, アパタイト, パンペリー石, 緑泥石で構成され, 同一薄片内にアルカリ角閃石とパンペリー石が含まれることがある. アルカリ玄武岩起源の岩相では, 残留火成鉱物が細粒のチタン普通輝石で, 気孔を充填していたと考えられる鉄に富む濃緑色のパンペリー石や濃黄色の緑れん石の放射状集合体が散在し, 片理はこれらを迂回する.

一方, 白滝ユニット上部の低~高変成度域 (緑泥石帯低温部~オリゴクレス黒雲母帯) には, 側方連続性の非常に良い苦鉄質片岩層が多数含まれる. 上部に産する苦鉄質片岩層を以降, 白滝苦鉄質片岩と呼ぶ. 白滝苦鉄質片岩は中央海嶺玄武岩 (MORB) 起源で, 多数のキースラーガー鉱床を胚胎する (例えば Nozaki *et al.*, 2013). 白滝苦鉄質片岩の変成作用は, 本地域東部の奥大田川流域では, 本地域西部の汗見川地域より低温部が保存されている. 奥大田川流域は全域が緑泥石帯であるが, 北方 (構造的上位) の大豊町野鹿池山^{のかのいけ} (「三島」地域内) に向かって変成温度が上昇することが炭質物の石墨化度から示されている (Hara *et al.*, 1992). 奥大田川流域の低変成度の白滝苦鉄質片岩 (第 5. 9 図 c) には, 火成単斜輝石が残存し (第 5. 11 図 b), アルカリ輝石+緑泥石+石英共生やパンペリー石+アルカリ角閃石共生が認められる. より上位に位置する大豊町一の谷東方尾根の白滝苦鉄質片岩には, 火成単斜輝石や上記の鉱物共生は認められず, Nakajima (1982) による汗見川流域の緑泥石帯低温部 (パンペリー石アクチノ閃石相) の白滝苦鉄質片岩の鉱物共生と同様である. 白滝苦鉄質片岩層は泥質片岩層を挟有する部分がある (第 5. 9 図 d, 第 5. 12 図 d). 泥質片岩とラミナ状に細かく互層する部分は, 海溝付近で再堆積した火山碎屑岩が原岩と考えられる. 瓜生野の汗見川河床 (ざくろ石帯) には苦鉄質片岩層中に扁平化した枕状構造を残す部分があり (河内ほか, 1973; Kawachi *et al.*, 1982), 平成 19 年に「本山町汗見



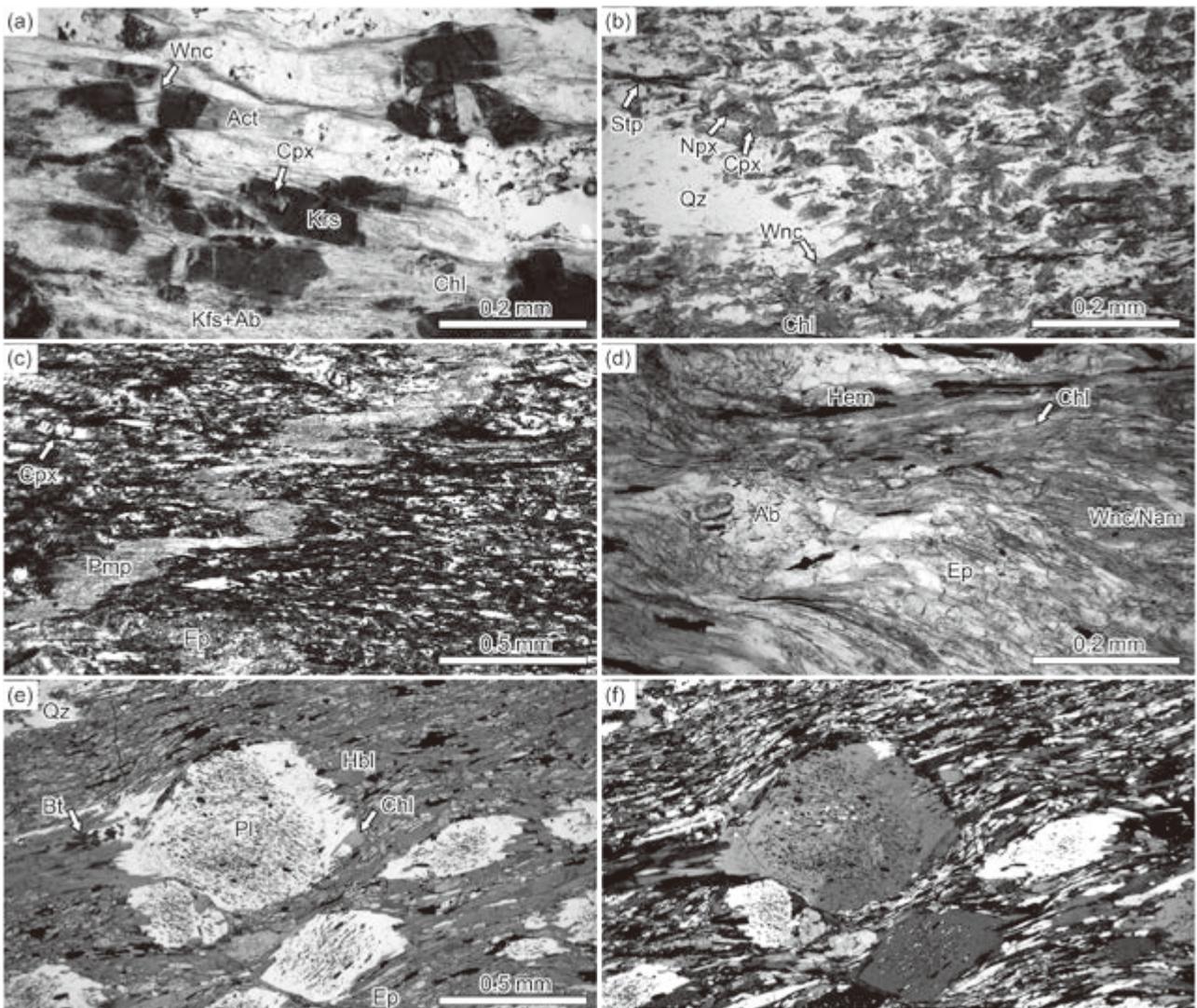
第 5.9 図 白滝ユニットの苦鉄質変成岩

- (a) 白滝ユニット下部の変成斑れい岩. ハンマー (長さ 38 cm) より上方は塊状, 下方では弱い片理を示す (大豊町敷岩).
- (b) 白滝ユニット下部の変成ドレライト (Sm) と珪質ないし泥質片岩 (Ss-Sp). ハンマー (白丸内) の長さ 30 cm (大豊町川口北西 2 km).
- (c) 白滝ユニット上部 (緑泥石帯) の白滝苦鉄質片岩の Dt 期の横臥褶曲 (大豊町一の谷東方).
- (d) 白滝ユニット上部 (緑泥石帯) の白滝苦鉄質片岩 (Sm), 泥質片岩 (Sp) 及び両者のラミナ状互層 (Sm-Sp). 左ずれ正断層変位を示す断層破碎帯 (cz) がみられる. 白丸内にハンマー (鎌滝山北北東 1.5 km, 北を向いて撮影).
- (e) ざくろ石帯の白滝苦鉄質片岩層中の枕状構造. スケールのクリノメーターが 7 cm (本山町瓜生野の汗見川河床).
- (f) オリゴクレス黒雲母帯の斜長石斑状変晶をもつ苦鉄質片岩 (白滝第五角閃石片岩) (本山町桑ノ川林道).



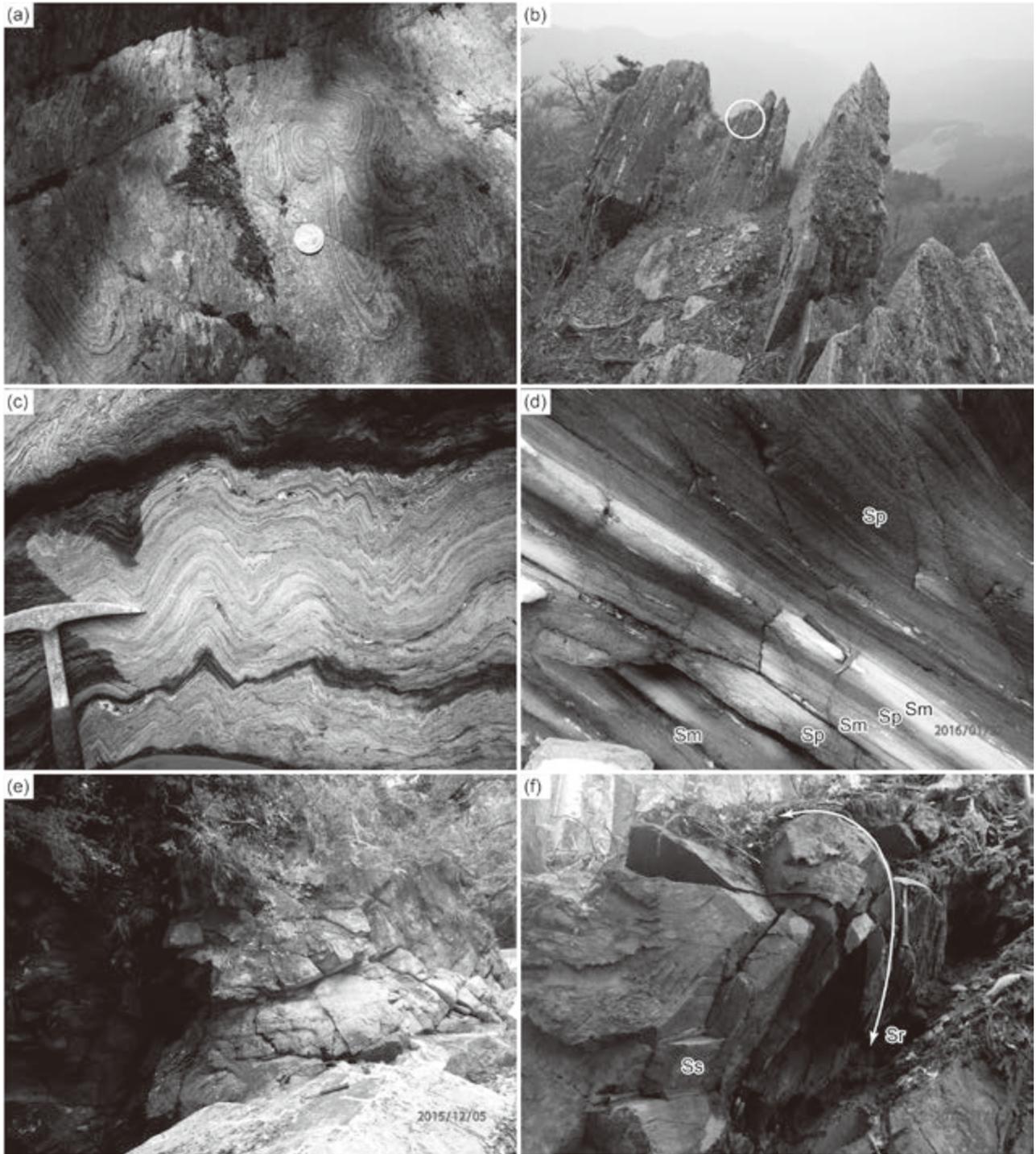
第5.10図 白滝ユニットの変成斑れい岩の薄片写真

aはオープンニコル, bはクロスニコル. Pl: アルバイト化した斜長石, Ep: 緑れん石, Hbl: ホルンブレンド, Ti: ルチル+チタン鉄鉱+チタナイトの集合体. (大豊町敷岩)



第5.11図 白滝ユニットの各鉱物帯の苦鉄質片岩の薄片写真

a~eはオープンニコル, fはクロスニコル. Ab: アルバイト, Bt: 黒雲母, Chl: 緑泥石, Cpx: 残留火成単斜輝石, Ep: 緑れん石, Hbl: ホルンブレンド, Hem: 赤鉄鉱, Kfs: カリ長石, Krs: ケルスート閃石, Nam: アルカリ角閃石, Npx: アルカリ輝石, Pl: 斜長石, Pmp: パンペリー石, Qz: 石英, Stp: スティルブノメレン, Wnc: ウィンチ閃石.
 (a) 白滝ユニット下部 (大豊町安野々) の変成ドレライト. (b) 白滝ユニット上部 (緑泥石帯) のアルカリ輝石を含む苦鉄質片岩 (大豊町奥大田). (c) 白滝ユニット上部 (緑泥石帯) のパンペリー石を含む苦鉄質片岩 (大豊町奥大田). (d) ざくろ石帯の苦鉄質片岩 (土佐町下川). (e, f) オリゴクレス黒雲母帯の斜長石斑状変晶の発達した苦鉄質片岩 (本山町桑ノ川林道).



第 5. 12 図 白滝ユニットの変成堆積岩

- (a) ざくろ石帯の珪質片岩の鞍状褶曲。スケールは 10 円硬貨（本山町瓜生野の汗見川河床）。
- (b) オリゴクレス黒雲母帯の珪質片岩。白丸内のハンマーは長さ 30 cm（大登岐山山頂）。
- (c) 緑泥石帯の泥質片岩の Du 鉛直褶曲（大豊町立川下名）。
- (d) 白滝ユニット上部（ざくろ石帯高温部）の泥質片岩（Sp）、苦鉄質片岩（Sm）と互層する（本山町東浦桑ノ川橋下の汗見川河床）。
- (e) 白滝ユニット下部の砂質片岩。ハンマーは手前の転石に置かれている（大豊町川口北西）。
- (f) 白滝ユニット上部（緑泥石帯）の砂質片岩。Ds 褶曲のヒンジ部で 2 つの片理面（Sr, Ss）が認められる（大豊町奥大田）。

川の枕状溶岩」として高知県天然記念物に指定されている(第5.9図e)。本地域及び北隣の「三島」地域(土井, 1964)のオリゴクレス黒雲母帯とアルバイト黒雲母帯の境界付近には、泥質片岩がほとんど挟在しない厚い苦鉄質片岩層(第5.9図f)が分布し、ざくろ石斑状変晶を含む部分がある。この苦鉄質片岩層はHara *et al.* (1990)では白滝第五角閃石片岩と呼ばれており(第5.2図c)、Mori and Wallis (2010)によりDs転倒シンフォームの軸面が位置することが示された。白滝苦鉄質片岩は、変成度の上昇とともに構成鉱物の粒径が大きくなり、ざくろ石帯以上では肉眼で認識可能な白色の斜長石斑状変晶が発達する。いずれの鉱物帯においても、平滑な片理面と角閃石や緑れん石の形態定向配列による東西方向の鉱物線構造をもつ。また、様々なスケールにおいてDs期の等斜状褶曲が普遍的にみられる(第5.6図a, c)。緑泥石帯～ざくろ石帯では、赤鉄鉱を含む苦鉄質片岩はアルカリ角閃石(マグネシオリーベック閃石～フェリウインチ閃石、藍閃石)を含むため暗青色を示し、緑れん石に富む黄緑色の薄層と縞状構造をなす。アルカリ角閃石を含まない苦鉄質片岩は一般に暗緑色を呈する。

5.6.3 珪質片岩 (Ss)

チャート起源の変成岩で、主に石英により構成される。白色～灰色のものも多いが、副成分鉱物により様々な色調を示す。赤鉄鉱を含むものは赤色、紅れん石を含むものは赤紫色、マンガンに富むざくろ石を含むものは橙色、緑泥石を含むものは緑色を呈する。汗見川のざくろ石帯には、Wallis (1990)により記載されたDs期の鞘状褶曲を示す紅れん石 - 石英片岩の露頭がある(第5.12図a)。本地域の最高点である大登岐山はオリゴクレス黒雲母帯の珪質片岩が分布し(第5.12図b)、ざくろ石が濃集した橙色の薄層が多く含まれる。緑泥石帯からオリゴクレス黒雲母帯までの変成度の上昇に伴って構成鉱物は大きく変化しないが、石英の平均粒径は増大する傾向にあり、特にざくろ石帯内で急激に粗粒化する(Takeshita and Yagi, 2004など)。緑泥石帯低温部の珪質片岩は極めて細粒であり、稀に伸長した放射状由来の石英集合体が認識できる(第5.13図a, b)。赤紫色を呈する紅れん石 - 石英片岩は、白滝ユニット上部のすべての鉱物帯において産出し、含マンガングれん石～紅れん石、赤鉄鉱、緑泥石、フェンジャイト、電気石、ざくろ石、角閃石、ブラウン鉱などを含む。角閃石は組成累帯構造を示し、鉱物帯によって組成が変化する。緑泥石は紅れん石を含まない珪質片岩では緑色を呈するが、紅れん石 - 石英片岩中では Fe^{2+} が含まれないため無色である(第5.13図c, d)。汗見川流域のざくろ石帯高温部の紅れん石 - 石英片岩にタルク(Izadyar *et al.*, 2000)や稀にアルデンヌ石(Enami, 1986)が含まれる

ことが報告されており、Enami *et al.* (1994)はアルカリ輝石を含む珪質片岩から変成圧力を推定している。いずれの鉱物帯においても、フェンジャイトや緑泥石の形態定向配列による平滑な片理面と角閃石や緑れん石～紅れん石の形態定向配列による東西方向の鉱物線構造をもつ。

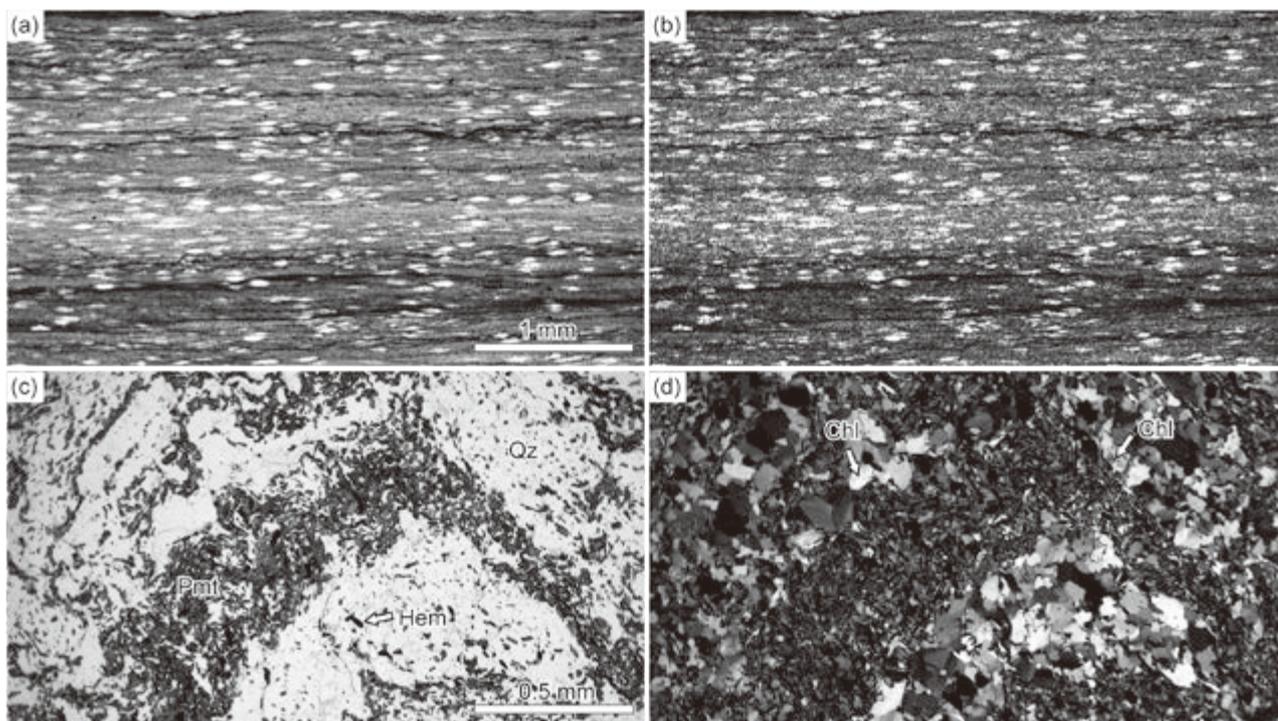
5.6.4 泥質片岩 (Sp)

白滝ユニットの主岩相である。炭質物を普遍的に含むため、黒色～暗灰色を呈する。低変成度の泥質片岩は特に脆弱であり、またいずれの変成度においても、ほかの岩相に比べて剥離性が強い。緑泥石帯低温部に相当する白滝ユニット下部では、露頭スケールのDu期の鉛直褶曲(第5.12図c)と軸面劈開(第5.6図e)が普遍的に発達し、顕微鏡スケールでも同様の変形構造を示す(第5.14図a, b)。

白滝ユニット上部の緑泥石帯からオリゴクレス黒雲母帯までの泥質片岩は一般にDs期の平滑な片理面を持つ(第5.12図d)。主要構成鉱物は緑泥石帯ではフェンジャイト、石英、斜長石、緑泥石、炭質物である(第5.15図a, b)。ざくろ石帯ではざくろ石が加わり(第5.15図c, d)、黒雲母帯では黒雲母やホルンブレンドを含む(第5.15図e-h)。泥質片岩中の黒雲母やホルンブレンドの出現頻度はアルバイト黒雲母帯より、オリゴクレス黒雲母帯の方が高い。ざくろ石帯以上では肉眼で認識可能な斜長石斑状変晶が発達する。斜長石斑状変晶の組成はアルバイトであるが、オリゴクレス黒雲母帯ではオリゴクレスのリムが発達する。また、オリゴクレスのリムは斑状変晶内部のアルバイトとは僅かに消光位が異なり、鏡下で認識可能な場合が多い。斜長石斑状変晶にはプレッシャーシャドウが発達し、主に炭質物の配列で規定される斑状変晶の内部片理は基質のDs片理とは連続しない。高変成度域において、斜長石斑状変晶の核部に炭質物が多く含まれるが、縁部や基質において炭質物が少なくなることがある。ざくろ石帯からオリゴクレス黒雲母帯への変成度上昇に伴って、ざくろ石の粒径やざくろ石/緑泥石比が増加する傾向がある。また、基質のざくろ石は周縁部を緑泥石に置換され不規則形状を示す場合が多いが、斜長石斑状変晶に包有されるざくろ石は自形性が良い。

5.6.5 砂質片岩 (Sps)

白滝ユニット下部にまとまった分布がみられる。特に汗見川流域の坂本、行川流域の合茶、大豊町川口西方の地吉山林道沿い、立川流域の川口北方といった、坂本アンチフォームの軸部に地窓状に露出し(第5.12図e)、これらは本地域に露出する三波川帯の変成岩類のなかで構造的最低位を占める。泥質片岩より剥離性に乏しく平滑な片理面を有し、また炭質物に乏しいため泥質片岩よ

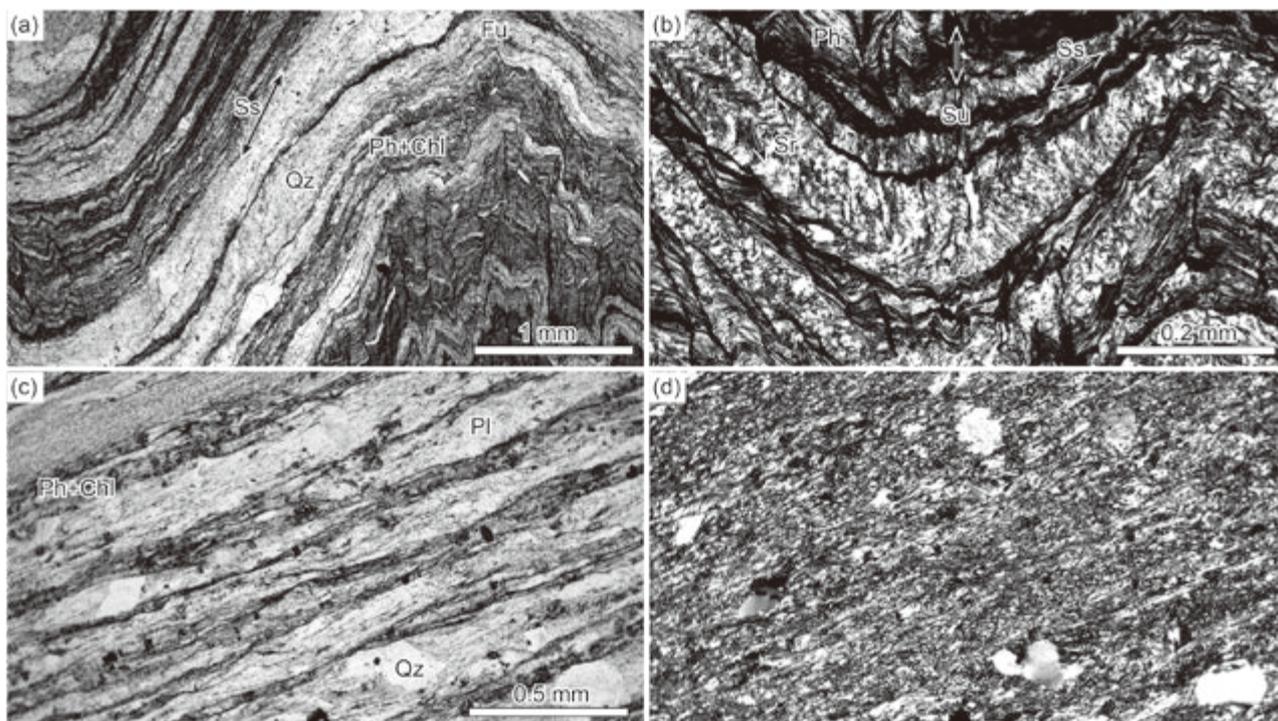


第 5. 13 図 白滝ユニット上部の珪質片岩の薄片写真

左列はオープンニコル，右列はクロスニコル。Chl：緑泥石，Hem：赤鉄鉱，Pmt：紅れん石，Qz：石英。

(a, b) 緑泥石帯低温部（大豊町磯谷）の赤鉄鉱 - 石英片岩。片理に垂直，伸長線構造に平行な面。伸長した石英集合体は放散虫化石に由来する。暗色部には微細な赤鉄鉱，緑泥石を含む。

(c, d) アルバイト黒雲母帯（本山町桑ノ川林道）の紅れん石 - 石英片岩。Ds 期の鞘状褶曲に垂直な面。

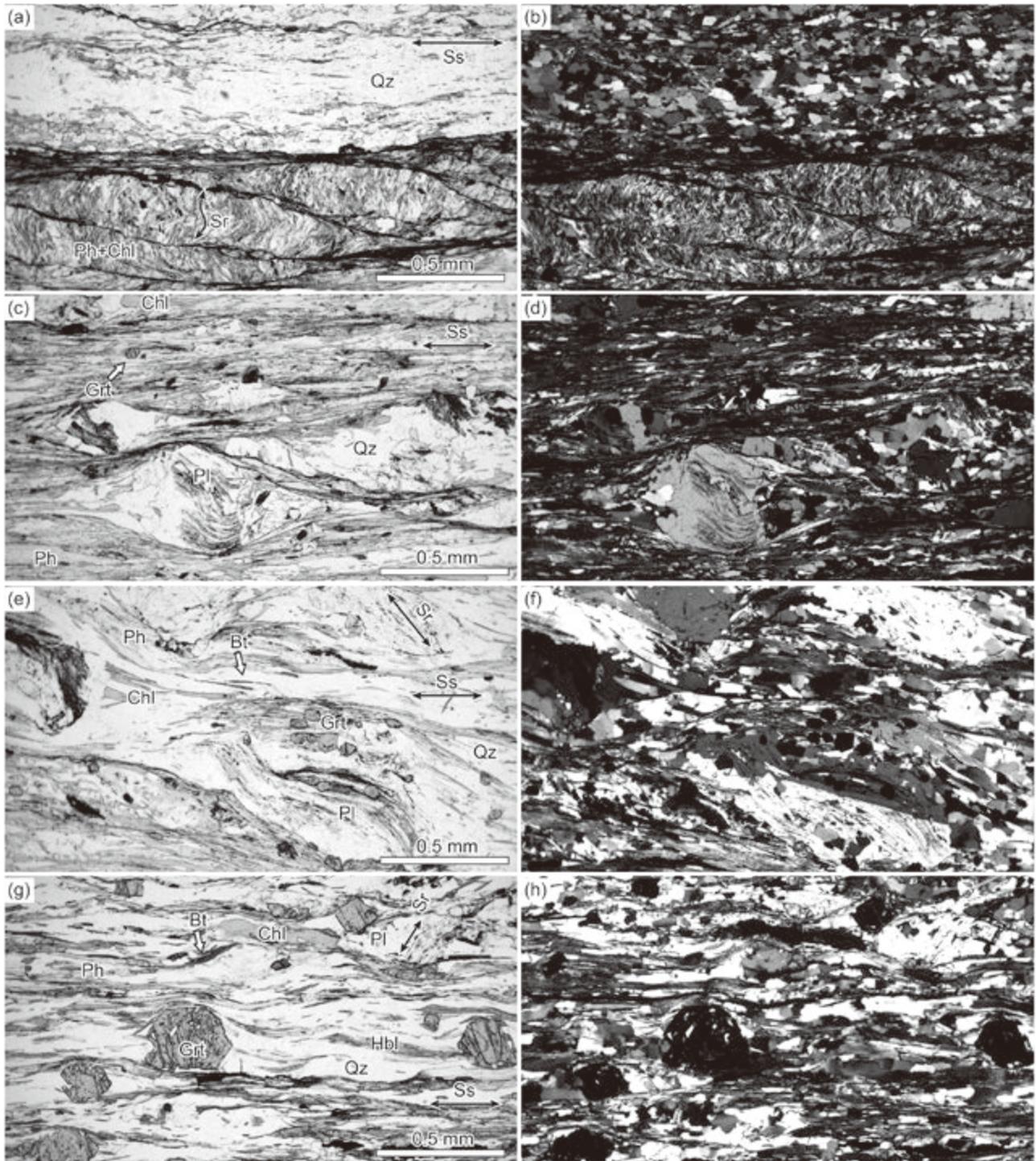


第 5. 14 図 白滝ユニット下部の泥質片岩・砂質片岩の薄片写真

左列はオープンニコル，右列はクロスニコル。Sr：Dr 片理，Ss：Ds 片理，Su：Du 片理，Fu：Du 褶曲，Chl：緑泥石，Ph：フェンジャイト，Pl：斜長石，Qz：石英。

(a, b) 泥質片岩（大豊町尾生）。

(c, d) 砂質片岩（大豊町川口西方）。



第 5. 15 図 白滝ユニット上部の各鉱物帯の泥質片岩の薄片写真

左列はオープンニコル，右列はクロスニコル。Sr：Dr片理，Ss：Ds片理，Bt：黒雲母，Chl：緑泥石，Grt：ざくろ石，Hbl：ホルンブレンド，Ph：フェンジャイト，Pl：斜長石，Qz：石英。

(a, b) 緑泥石帯（土佐町下川川西方尾根）。

(c, d) ざくろ石帯（土佐町下川川西方尾根）。

(e, f) アルバイト黒雲母帯（本山町桑ノ川林道）。

(g, h) オリゴクレーヌ黒雲母帯（本山町桑ノ川林道）。

り明色（灰白色）である。顕微鏡下では、石英や長石類の碎屑性粒子を含み、その周囲に細粒石英からなるプレッシャーシャドウをとまなう（第5. 14図c, d）。石英の碎屑性粒子は結晶内変形により波動消光やサブグレイン化を示し、また動的再結晶粒子に置換されていることがある。細粒石英からなる基質に細粒のフェンジャイトと緑泥石の板状結晶が配列して面構造を形成している。薄片観察において、クロムスピネル、緑れん石、褐れん石、チタナイト、ジルコンなどの碎屑性重鉱物が多数認められる。クロムスピネルの碎屑性粒子周囲のフェンジャイトは緑色を呈する。

白滝ユニット上部では、本地域東部の緑泥石帯には砂質片岩層が頻繁にみられる（第5. 12図f）。白滝ユニット下部の砂質片岩と野外及び顕微鏡下での違いはほとんどないが、白滝ユニット上部からは碎屑性重鉱物としてクロムスピネルを確認していない。一方、ざくろ石帯以上の高変成度帯では地質図上に示される規模の砂質片岩の分布はない。これには、実際に砂質岩が少なくなることに加え、高変成度域では碎屑性粒子が消失し再結晶粒径が大きくなるため、砂質片岩と泥質片岩の肉眼観察での区別ができなくなることによる。

5. 6. 6 超苦鉄質岩類 (U)

白滝ユニット上部の高変成度域（ざくろ石帯高温部～オリゴクレス黒雲母帯）及び大己屋山ユニットとの境界付近には多数の超苦鉄質岩ブロックが分布する。これら超苦鉄質岩類はマントル深度まで沈み込んだスラブ上面岩石（主に泥質片岩）が上盤の蛇紋岩化したマントルウェッジを構造岩塊（テクトニックブロック）として取り込み、共通の主変成作用を受けた岩体と考えられる（Aoya *et al.*, 2013）。第5. 16図に変成蛇紋岩の鉱物組合せを示す。小岩体の多くは、ほぼアンチゴライトのみで構成された変成蛇紋岩である（第5. 17図a）。特にアルバイト黒雲母帯の厚い珪質片岩層近傍には多数の小岩体が見られ、S-1 試錐（金属鉱物探鉱促進事業団, 1968）からも、この層準に厚さ約150mの変成蛇紋岩体が確認されている。泥質片岩との境界や泥質片岩中の小ブロックは開放系の反応によりタルク - アクチノ閃石岩となっている。アクチノ閃石は暗緑色柱状の自形を示す。また、珪質片岩層と接する部分はシリカ交代作用によりタルクの単鉱物岩（第5. 17図b）となっている。

白髪岩体は、白髪山の山頂周辺に位置する約1km規模の岩体であり（第5. 16図）、四国中央部・三波川帯のなかでは「新居浜」地域の東赤石岩体と並び最大規模の超苦鉄質岩体である（第5. 1図）。初生的なダナイトを主体とする東赤石岩体とは異なり、白髪山岩体はダナイトが一度完全に蛇紋岩化したのち、三波川変成作用により変成かんらん石を生じた変成蛇紋岩からなる（梶座, 1984; Kawahara *et al.*, 2016）。ダナイトを構成していた

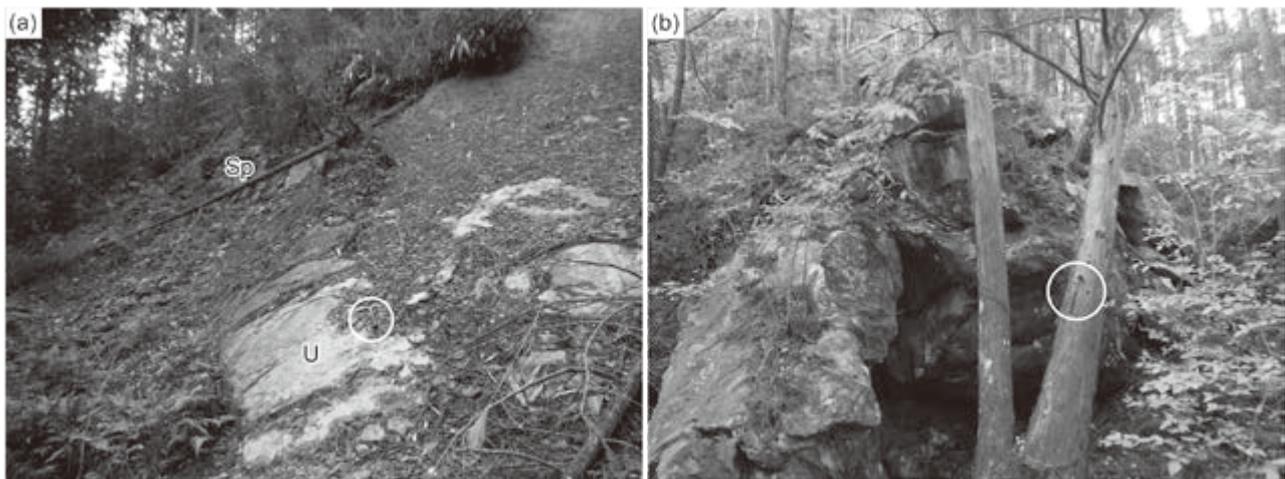
初生かんらん石は全く残存しておらず、一度完全に加水し、ブルース石を含むアンチゴライト蛇紋岩となった後（反応はかんらん石 + H₂O → アンチゴライト + ブルース石）、三波川変成作用のピーク時に上記反応の逆反応により変成かんらん石が形成された（Kawahara *et al.*, 2016）。また、上記の蛇紋岩化反応では多量の磁鉄鉱を生じたが、変成作用時の脱蛇紋岩化反応では磁鉄鉱は反応に参加しなかったため、変成かんらん石はMgに富む組成を示し、また磁鉄鉱を包有する。磁鉄鉱は包有物や独立粒子として基質に散在するほか、初生鉱物であるクロムスピネル粒子の周囲を取り囲む。クロムスピネルと磁鉄鉱の複合粒子は、薄い薄片では核部のクロムスピネルが褐色透明、縁部の磁鉄鉱が黒色不透明であるため識別できる。変成かんらん石は粒状、樹枝状、長柱状などの形態を示し、アンチゴライト蛇紋岩中に網目状に均質に分布する場合（第5. 18図a, b）と、粗粒結晶が脈をなす場合がある。岩体内部は主にアンチゴライト + 変成かんらん石 + 磁鉄鉱という鉱物組合せを持つ塊状変成蛇紋岩からなるが、岩体の東縁部ではアンチゴライト + 磁鉄鉱からなり面構造の強く発達したアンチゴライト片岩となっている（第5. 16図）。また塊状変成蛇紋岩には角礫状組織がみられ、著しい固相体積減少と流体を含めた体積増加を伴う脱蛇紋岩化反応時の水圧破砕によるものと考えられる（Kawahara *et al.*, 2016）。昇温変成期のブルース石（Brs I）は変成かんらん石中の包有物や脈としてみられ（第5. 18図c）、アンチゴライトとはかんらん石を介して隔てられている。一方、後退変成期のブルース石（Brs II）は脈や微小剪断帯に沿って産し、アンチゴライトと接する（第5. 18図d）。白髪岩体の北方の小岩体はSiO₂やCO₂を含む流体の流入に伴う交代作用が顕著で、タルクやマグネサイトを含むアンチゴライト蛇紋岩である。

5. 7 大己屋山ユニット

命名・定義 三波川主変成作用（高変成度域では緑れん石角閃岩相の高圧部）以前に、エクロジャイト相変成作用の証拠を残す岩石の分布域を大己屋山ユニットと命名する（第5. 19図）。「新居浜」地域における別子エクロジャイト相ユニット（青矢ほか, 2013）の変成履歴として、エクロジャイト相ステージとその後の主変成ステージ（緑れん石角閃岩相）がともに昇温を伴い、泥質片岩中においては、ざくろ石が2段階成長の不連続累帯構造を示すこと、ざくろ石核部に高圧指標鉱物（パラゴナイト、藍閃石など）が包有されることが特徴とされる（Kouketsu *et al.*, 2014）。同様な組織を持つ泥質片岩中のざくろ石は本地域では汗見川のアルバイト黒雲母帯から見いだされている（Taguchi and Enami, 2014a）。Taguchi and Enami (2014b) により、汗見川支流の桑ノ



第 5. 16 図 白滝ユニットの超苦鉄質岩類（変成蛇紋岩）の鉱物組合せ
Kawahara *et al.* (2016) のデータに基づく。

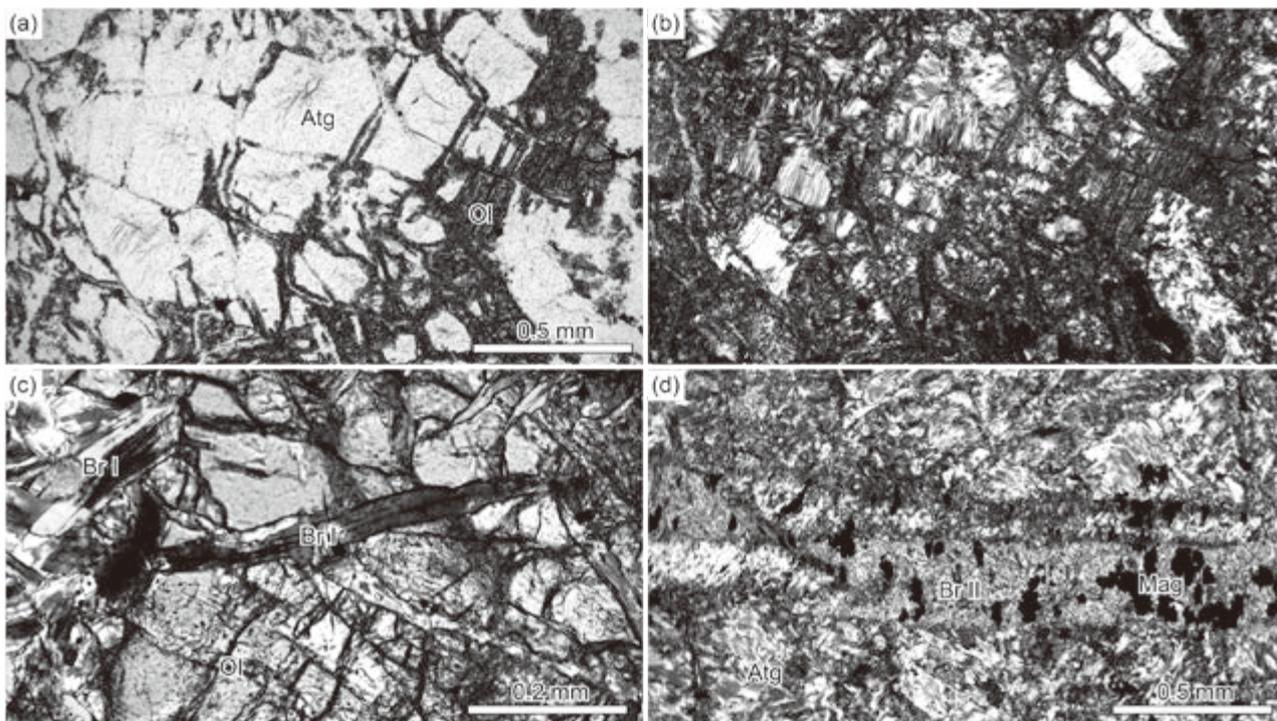


第 5. 17 図 白滝ユニットの超苦鉄質岩類の岩相
(a) ざくろ石帯の泥質片岩 (Sp) 中に産するアンチゴライト質蛇紋岩の小岩体 (U)。ハンマー (白丸内) の長さ 30 cm (土佐町下川)。
(b) タルク岩化した変成蛇紋岩。白丸内にハンマー (本山町桑ノ川林道南方の山腹)。

川に分布する泥質片岩中のざくろ石核部にひすい輝石+石英の複合包有物が確認されたことで、本地域のアルバイト黒雲母帯の岩石の一部に緑れん石角閃岩相に先行するエクロジャイト相変成作用の存在が確実となった。さらに本報告の調査により、大己屋山山頂には最大径 8 mm に達するざくろ石を含む泥質～珪質片岩が分布し、泥質片岩中の不連続組成累帯構造を示すざくろ石核部にはパラゴナイト+緑れん石や藍閃石が包有されることが明らかとなった。そこで本地域ではこの 2 箇所を確実な大己屋山ユニットと認定した。なお、大己屋山付近に高変成度な岩体が存在することは塩田 (1991) により指摘されている。また、塩田 (1991) が冬ノ瀬ナップ中の猿田ナップ I のブロックとした白髪山西方の領域 (第 5. 2

図 c) には最大 8 mm に達するざくろ石斑状変晶を含む苦鉄質片岩を産するため、この領域も大己屋山ユニットに属する可能性があり、今後エクロジャイト相変成作用の有無の検討が必要である。

なお、汗見川流域のオリゴクレス黒雲母帯の厚い苦鉄質片岩層 (白滝第五角閃石片岩層) は、ざくろ石斑状変晶を含む部分 (ざくろ石角閃岩) やざくろ石が濃集した岩石があり、そのピーク変成圧力がエクロジャイト相に達していたと推定されているが (Aoki *et al.*, 2009)、確実なエクロジャイト相の指標鉱物は報告されていない。また、Uno *et al.* (2015) はざくろ石角閃岩にギブス法を用いて減圧温度上昇を含む時計回りの温度 - 圧力経路を導いたが、直接ピーク圧力を推定しているわけで



第 5. 18 図 白滝ユニットの変成蛇紋岩の薄片写真

(a, b) アンチゴライト (Atg) と網目状の変成かんらん石 (Ol) (白髪山の東北東 1.8 km; 第 5. 16 図参照). 蛇紋岩中のメッシュ状ブルース石脈が昇温変成作用時にかんらん石に置換されたと考えられる. 左はオープンニコル, 右はクロスニコル.

(c) 変成かんらん石とブルース石 I (BrI) (白髪岩体). ブルース石 I は磁鉄鉱ラメラを含むコアと清澄なりムからなる累帯構造を示す. クロスニコル.

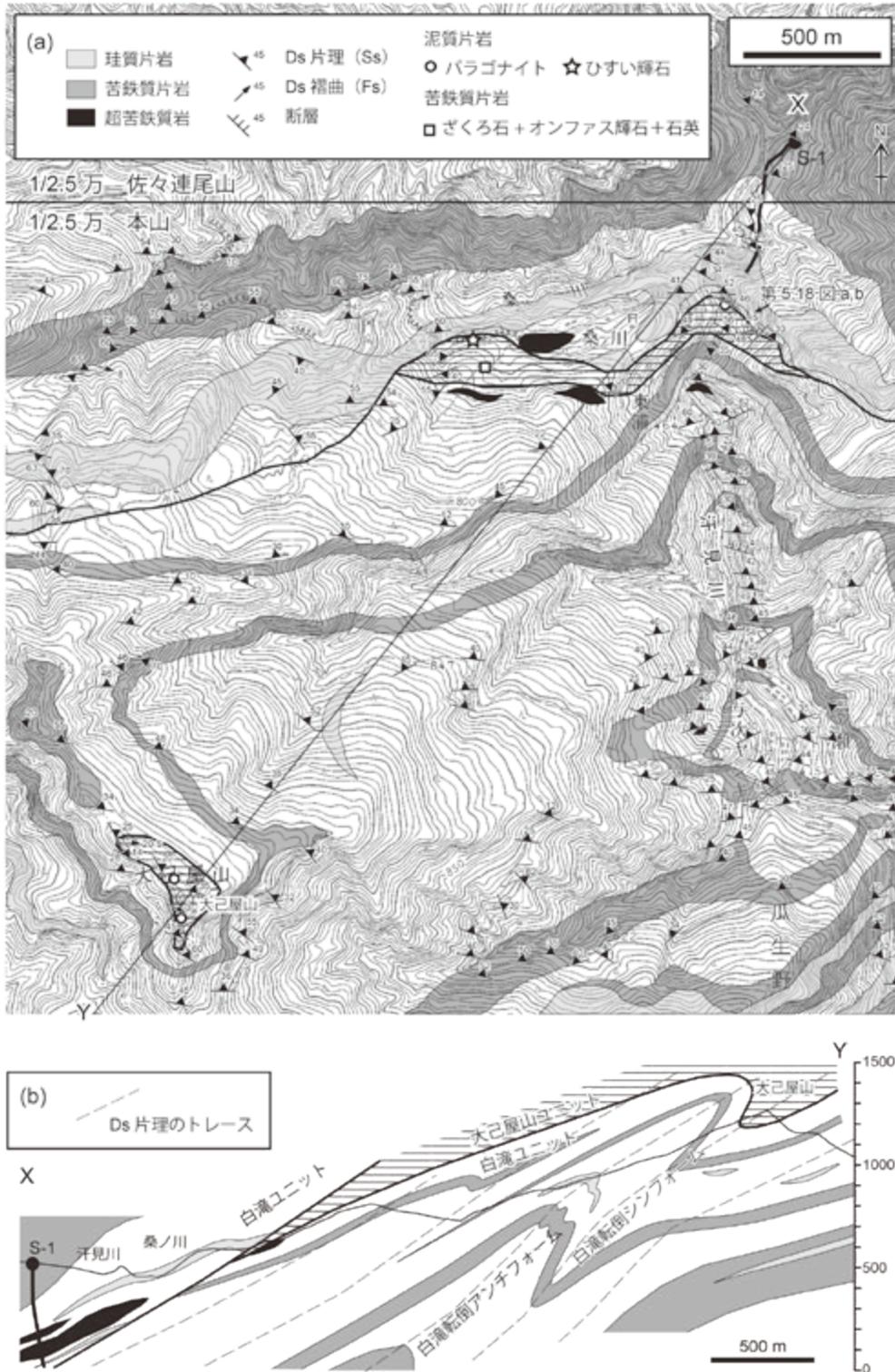
(d) アンチゴライト蛇紋岩中のブルース石 II (BrII) - 磁鉄鉱 (Mag) 脈 (本山町桑ノ川). アンチゴライトとブルース石の間に反応関係は見られない. クロスニコル.

はなく, 連続的な累帯構造を示さざくろ石縁部はアルバイト安定領域で成長しており, 核部はより低温高压の条件としている. 本報告では, これは主変成作用の最高変成圧力を示すものと解釈し, 白滝第五角閃石片岩層を大己屋山ユニットではなく, 白滝ユニットの最高変成度部に位置づけている.

構造・層序関係 大己屋山周辺において, 主変成作用の変成度はざくろ石帯に相当し, 大己屋山の西~南斜面において泥質片岩の粒度の急変 (第 5. 20 図 a, b) や両者の間に緑泥石岩や雲母・角閃石に富む交代作用の顕著な岩相が認められたことから, 白滝ユニットとの構造境界が位置すると考えられる. 大己屋山周辺では本ユニットは白滝ユニットの構造的上位に位置し, これは「新居浜」及び「日比原」地域の別子エクロジイト相ユニットを包む白滝 Ds 転倒シンフォーム (第 5. 1 図) の東方延長にあたり, 同一構造位置を占める (第 5. 19 図). 大己屋山の北方へは白滝 Ds 転倒アンチフォームで折り返して, 桑ノ川及び汗見川流域へと連続すると考えられる. しかし, その北縁は北傾斜の低角断層によって切られるため, オリゴクレス黒雲母帯の厚い苦鉄質片岩層 (白滝第五角閃石片岩層) へは連続しないものと解釈し

た (第 5. 19 図). この断層は破碎帯の内部構造から左横ずれセンスの運動像を示す (第 5. 21 図 a, b). なお, Hara *et al.* (1990, 1992) や塩田 (1988, 1991) では, 白滝第五角閃石片岩層の下底が, 猿田ナップ I と II の境界をなす重要な衝上剪断帯としており, その近傍に Ds 片理と平行な断層の存在が Takeshita and Yagi (2004) 及び Osozawa and Wakabayashi (2015) により報告されている (第 5. 21 図 c). そのため, 大己屋山ユニットの北縁を画す断層位置については, さらなる検討が必要である. 大己屋山ユニットと白滝ユニット高変成度部の泥質片岩に野外で識別可能な差異はなく, ユニット境界の特定のためには, ざくろ石の包有物解析を系統的に行う必要がある.

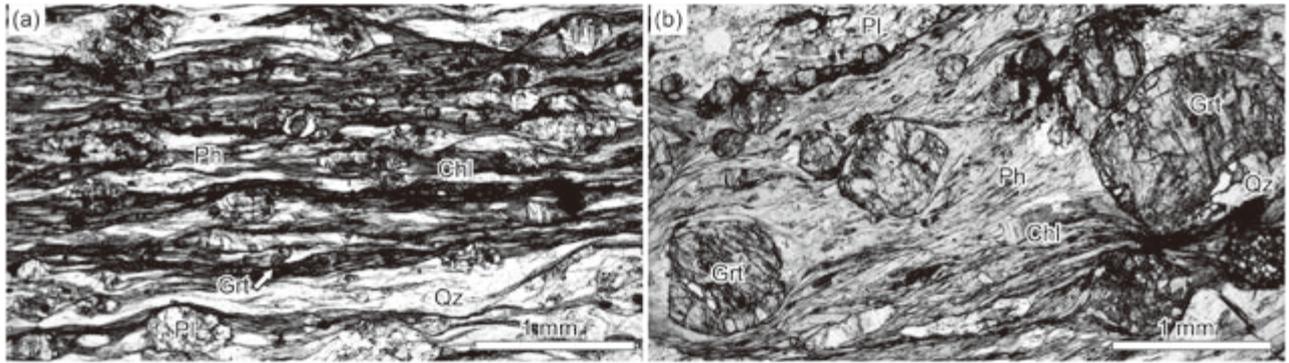
対比 「新居浜」地域の別子エクロジイト相ユニット (青矢ほか, 2013) に相当する. 別子エクロジイト相ユニットには, 前期白亜紀の初期変成作用の履歴をもつ粗粒岩体 (五良津岩体など) と, その周囲の後期白亜紀の原岩年代をもつ泥質片岩や苦鉄質片岩からなる領域が存在するが, 本地域に分布するのは後者の片岩タイプのみである. 片岩タイプに属する愛媛県瀬場地域及び徳島県高越地域のエクロジイト質苦鉄質片岩から 89 ~



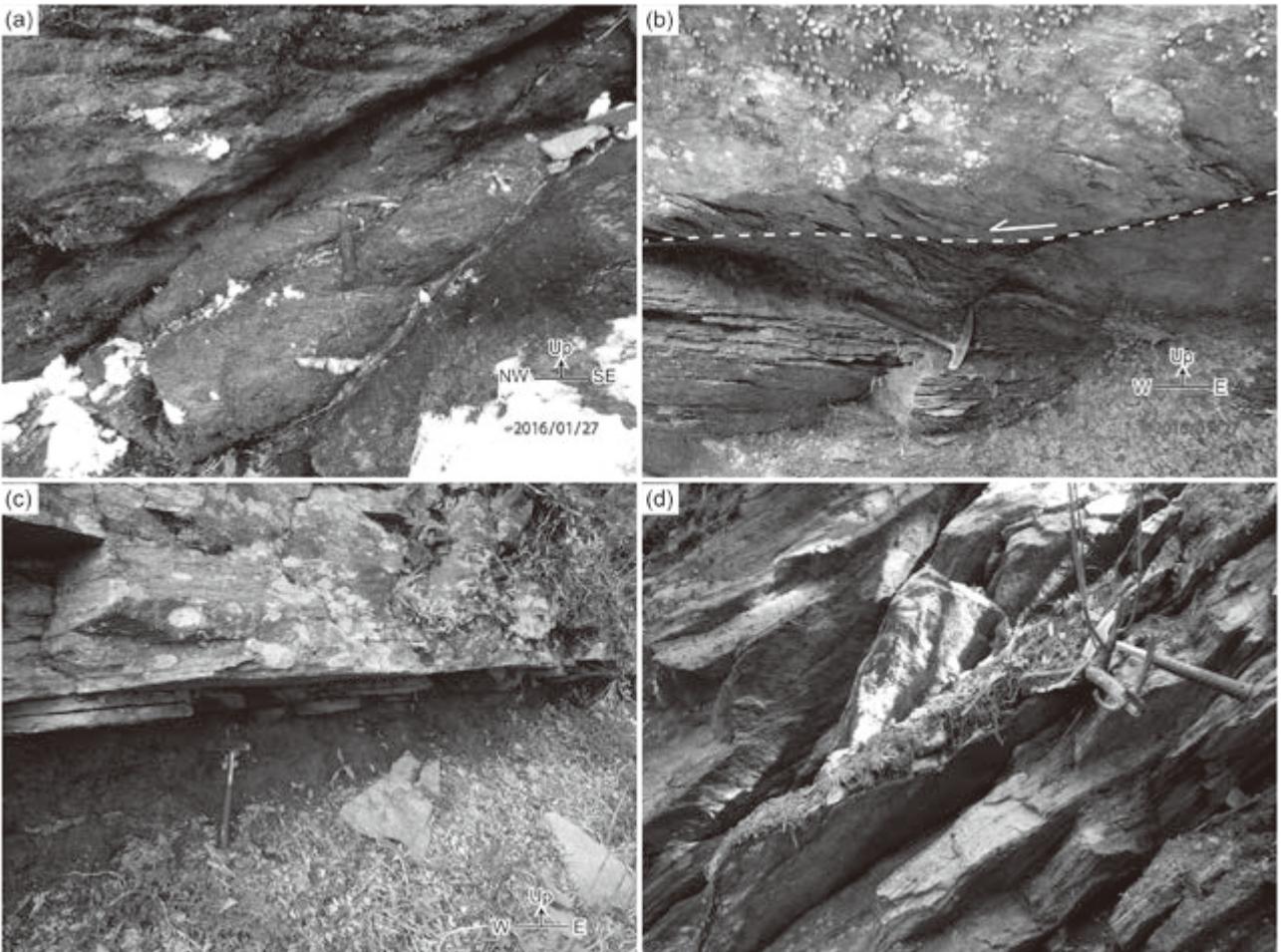
第5.19図 大己屋山ユニットの構造位置

(a) 大己屋山周辺の地質図。大己屋山ユニットは横線網掛けの領域。Taguchi and Enami (2014a, b) 及び本報告によるエクロジイト相指標鉱物の確認地点を示す。白滝五角閃石片岩の分布は Mori and Wallis (2010) に基づく。白滝転倒シンフォーム・アンチフォームの軸面トレースは本報告の解釈を示す。金属鉱物探鉱促進事業団 (1968) の S-1 試錐の位置を黒丸で、水平面への投影を黒太線で示す。基図に国土地理院発行の 2.5 万分の 1 数値地形図「佐々連尾山」及び「本山」を使用した。

(b) X-Y 線に沿う断面図。



第 5. 20 図 大己屋山周辺の白滝ユニットと大己屋山ユニットの泥質片岩の比較
 Chl：緑泥石, Grt：ざくろ石, Ph：フェンジャイト, Pl：斜長石, Qz：石英。
 (a) 白滝ユニットの泥質片岩. オープンニコール。
 (b) 大己屋山ユニットの泥質片岩. オープンニコール。



第 5. 21 図 三波川帯高変成度域の低角断層と大己屋山ユニットの岩相
 (a, b) アルバイト黒雲母帯の断層. 上盤・下盤とも泥質片岩で, 大己屋山ユニットの北縁を画す断層の可能性がある.
 主断層面の走向傾斜は a の露頭が $N81^{\circ} E45^{\circ} N$, b の露頭が $N65^{\circ} W22^{\circ} N$ (本山町汗見川左岸の谷).
 (c) アルバイト黒雲母帯の断層. 断層面の走向傾斜は $N82^{\circ} E35^{\circ} N$ で主片理と平行 (本山町奥白髪谷北東の竜王林道).
 (d) 大己屋山ユニットのざくろ石斑状変晶を含む珪質～泥質片岩 (大己屋山南方稜線).

88 Ma のざくろ石 - オンファス輝石 Lu-Hf アイソクロン年代が得られており、エクログャイト相変成作用の年代と解釈される (Wallis *et al.*, 2009).

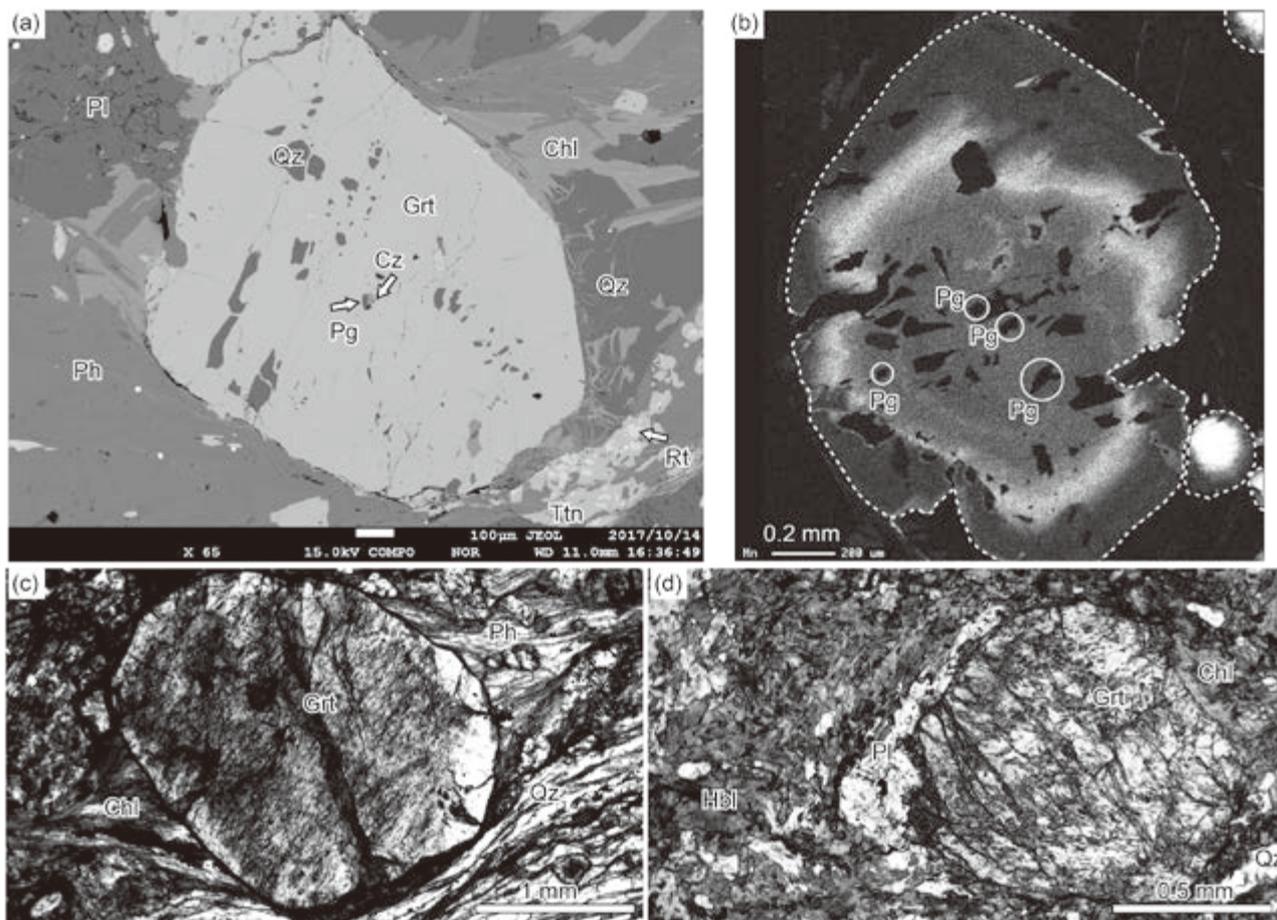
5. 7. 1 泥質片岩 (Op)

泥質片岩はざくろ石, アルバイト, フェンジャイト, 緑泥石, 石英, ホルンブレンド, 炭質物などからなり, ざくろ石は斑状変晶と細粒結晶のバイモーダルな粒径を示すことがある (第 5. 20 図 b). ざくろ石の斑状変晶は Mn 含有量が核部と縁部の境界で最高となる不連続累帯構造を示し, 核部の包有物として, 緑れん石 (単斜ゾイサイト), パラゴナイト, フェンジャイト, ルチル, 石英が認められる (第 5. 22 図 a, b). パラゴナイトのほ

とんどは緑れん石と複合包有物である. 以上の特徴は, 「新居浜」地域の別子エクログャイト相ユニットの泥質片岩 (Kouketsu *et al.*, 2014) と共通している. 大己屋山付近のものは珪質片岩と中間的な岩相 (第 5. 21 図 d) が多く, 径 1 ~ 8 mm に達するざくろ石斑状変晶を含む (第 5. 22 図 c). この岩相のざくろ石中には緑れん石, ルチル, 青緑色角閃石を含む. また, ラミナ状の珪質な薄層には, 多量の石英とともに Mn を含む紅色の緑れん石を包有するポイキロプラスト状のざくろ石を含む.

5. 7. 2 苦鉄質片岩

本ユニットの苦鉄質片岩は泥質片岩中の薄層として産するが, 小規模のため地質図には示していない. 桑ノ川



第 5. 22 図 大己屋山ユニットのざくろ石を含む岩相

Chl: 緑泥石, Cz: 単斜ゾイサイト, Grt: ざくろ石, Hbl: ホルンブレンド, Pg: パラゴナイト, Ph: フェンジャイト, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Rt: ルチル, Ttn: チタナイト.

- (a) 泥質片岩 (大己屋山南方稜線) の反射電子像. ざくろ石核部にパラゴナイトと単斜ゾイサイトの複合包有物を含む.
- (b) 泥質片岩 (大己屋山南方稜線) の特性 X 線 (Mn-K α) 像. 明部ほど Mn 含有量が高いことを示し, ざくろ石 (白破線) は斑状変晶と細粒結晶で異なる組成累帯構造をもつ. ざくろ石の斑状変晶は不連続累帯構造を示し, その核部にパラゴナイトを包有する.
- (c) 珪質~泥質片岩 (大己屋山南方稜線). ざくろ石斑状変晶は縁部を除き, 多量のルチルの針状結晶を包有する. オープンニコル.
- (d) 苦鉄質片岩 (本山町桑ノ川). オープンニコル.

の泥質片岩と互層する苦鉄質 - 珪質片岩の苦鉄質層には、径5 mm以下のざくろ石斑状変晶が含まれる(第5. 22 図 d)。基質はホルンブレンド～アクチノ閃石、緑泥石、フェンジャイト、緑れん石、石英、アルバイト、チタナ

イトからなる。ざくろ石の包有物としては、緑れん石、ホルンブレンド、チタナイト、石英に加え、藍閃石(紫色、伸長正)や稀にオンファス輝石も認められる。

第6章 中新世岩脈

(遠藤俊祐)

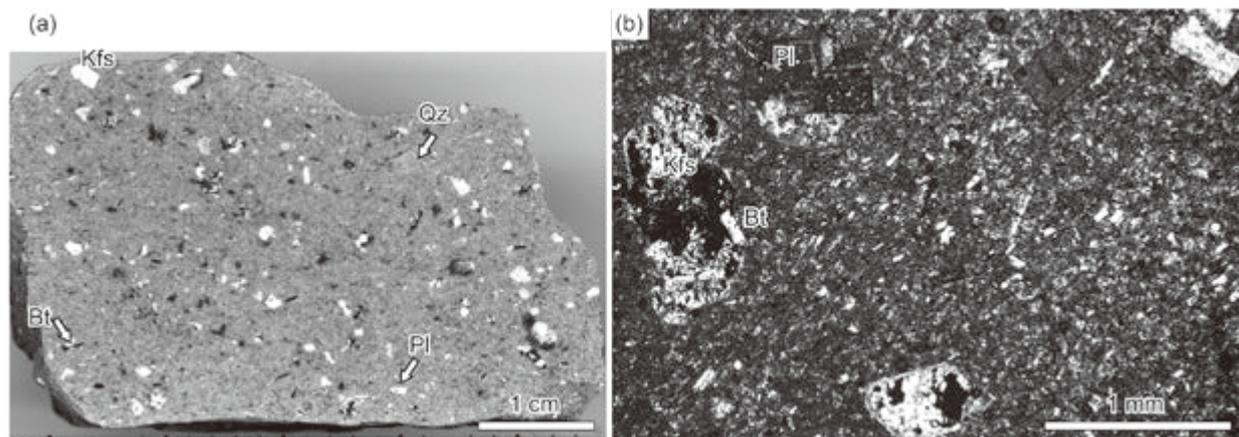
6.1 概要

四国中央部の^{かみやかわ}上八川 - ^{いけがわ}池川構造線に沿って珪長質火成岩類が多数の岩脈として貫入しており、こうした岩脈の存在は「本山」地域の土佐町相川から「上土居」地域の池川町北浦まで、東西に約 38 km にわたって確認されている (石井ほか, 1957)。また, 本地域西隣の「日比原」地域 (青矢・横山, 2009) 及びその南隣の「伊野」地域 (脇田ほか, 2007) において岩石記載がなされている。

これら珪長質火成岩類は, まず岩相から石鎚山周辺の中新世火成岩類に対比され (石井ほか, 1957), その後「伊野」地域内の高岩流紋岩から 15 ± 0.5 Ma, 柳野デイサイトから $16.9 \pm 0.4 \sim 15.2 \pm 0.4$ Ma の全岩 K-Ar 年代が報告され (梅原ほか, 1991), 中新世火成活動によるものであることが確認された。

6.2 流紋岩 (d)

本地域南西部の土佐町相川において, 大森山北方尾根の鞍部に流紋岩が露出する。露出が悪く, 全体の産状を正確に把握することはできないが, 幅数 10 m, 長さ 200 m 程度の岩脈として, 御荷鉢ユニットの片状変成玄武岩火山砕屑岩に貫入しているものと推定される。この露頭では風化が著しく, ピックハンマーが容易に突き刺さる軟弱岩となっている。現地性転石としてみられる未風化核岩は灰白色を呈し, 肉眼で判別可能な黒雲母, 石英, カリ長石, 斜長石の自形斑晶を含む (第 6.1 図 a)。石基の大部分は変質により粘土鉱物に置き換えられているが, 斜長石の微斑晶が認められる (第 6.1 図 b)。本地域では, この露頭のほかに珪長質火成岩類を確認していない。



第 6.1 図 中新世岩脈の流紋岩

Bt: 黒雲母, Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英. (a) 研磨面. (b) 薄片写真 (クロスニコル). 土佐町大森山北方 500 m.

第7章 第四系

(横山俊治)

7.1 概要

本地域の第四系は、吉野川及びその支流に分布するほか、山腹斜面に分布している。

段丘堆積物は吉野川や主要な支流沿いに分布している。段丘堆積物の露頭が局所的で小規模のために、層相の全容を把握することは難しい。段丘堆積物の分布は、空中写真判読及び現地調査によって、定高性のある離水面（段丘面）を抽出することで明らかにした。その上で段丘面の河床からの比高を基準に、上位段丘、中位段丘、下位1段丘、下位2段丘に区分した。段丘堆積物は、土佐町土居より下流の地藏寺川沿い、及び地藏寺川との合流地点から大豊町川口に至る区間と、大豊町船戸から中屋区間の吉野川沿いに広く分布する。段丘堆積物の分布は河谷地形と関係があり、吉野川流域でも、蛇行部（蛇行弧）の内側にあたる緩傾斜の滑走斜面に段丘堆積物は分布している。吉野川の支流は川幅が狭く、蛇行弧の規模が小さいので、段丘堆積物は滑走斜面にわずかに分布しているに過ぎない。段丘堆積物の確実な堆積年代は不明である。

吉野川の河床には現在の河川流によって堆積した現河床堆積物が分布している。一方、穴内川に右岸側から流れ込むいくつかの支流を中心に、河川流によって河床に堆積した谷底低地堆積物が分布している。また、支流の上流部や凹型斜面には、崖錐堆積物が分布している。

以上のほか、メートルオーダーの巨礫からなる岩塊斜面堆積物や岩塊流堆積物のほか、径が2～5m程度の巨礫が単体で山地斜面や河床に転がっていることもある。基盤岩の各ユニットには、崩落などによって巨礫を頻繁に生じる岩相と、たとえ崩壊しても巨礫を作らない岩相とがあり、巨礫の分布に偏りがある。落石災害については、第9章で述べる。

7.2 段丘堆積物

7.2.1 上位段丘堆積物 (tu)

本地域中央部の本山町助藤において、上位段丘堆積物は、国道439号線の南に位置する標高298mの三角点をもつ山頂に定高性の段丘面を形成している。吉野川の河床からの比高は65～75mである。径5～20cmの結晶片岩の円礫を主体とし、径60cm前後の珪質片岩の重円礫を少量含む。段丘面は畑として利用されている。

本地域東端の大豊町中屋では、吉野川の河床からの比高50～80mの上位段丘面が中位段丘面の背後に発達し、宅地と水田に利用されている（第7.1図）。

以降は地質図に示されていない小規模なものを記述する。本地域南西部、地藏寺川の支流では、相川川の左岸、土佐町相川において、標高350～360m付近の道路沿いの切土法面で、御荷鉢ユニットの苦鉄質岩類からなる径20～30cmの垂角礫が主体をなす高位段丘堆積物が観察されたが、段丘面は広がり乏しく、山林になっている。相川川の河床からの比高は約60mである。

このほか、本地域北西部の汗見川の左岸の本山町七戸と同大田羅でも、尾根上に段丘面が形成され、宅地と水田に利用されている。汗見川の河床からの比高は約45～80mの範囲にある。

7.2.2 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は、地藏寺川沿いの土佐町上野、吉野川沿いの本山町寺家、同本山、同上奈路、同助藤、同本村、大豊町船戸から同中屋にかけての地域において、定高性の段丘面を形成している。河床からの比高は場所によって異なり、15～45mと幅がある。段丘面は畑や宅



第7.1図 吉野川沿いの河成低地（中位段丘面・上位段丘面・現河床堆積物）

現河床堆積物は、大豊町東庵谷の御荷鉢ユニットの地すべり地で発生した径数10cmの垂角礫～重円礫からなり、木能津ユニットを横切って流出し、吉野川の河床に堆積したものである。この現河床堆積物の堆積で、吉野川の流路は左岸端に追いやられている（大豊町黒石～中屋）。

地として利用されているところが多い。複数の段丘崖で径10～30 cmの円礫を確認している。

本山町本山では、蛇行核（還流丘陵）を形成している小山の頂部を中位段丘堆積物が被覆している。吉野川の河床からの比高は20 mである。ここでは径数 cmの円礫支持の段丘堆積物が露出している（第7.2図）。

大豊町船戸から同中屋にかけての地域は、吉野川の河床からの比高20～40 mをもつ比較的規模の大きな段丘面を形成している（第7.1図）。船戸には集落が発達し、JR 四国土讃線の大田口駅が設置されている。中屋の中位段丘面には水田が広がっている。

7.2.3 下位1段丘堆積物 (tl1)

下位1段丘堆積物は、地藏寺川の下流から吉野川沿いに、比高5～15 mの広い段丘面を形成して分布している（第7.3図）。段丘面は水田として利用されているところが多いが、本山町本山では、蛇行核の背面の旧河道



第7.2図 中位段丘堆積物
結晶片岩からなるやや扁平な円礫が主体をなす。本山町本山の蛇行核の頂部に分布する。スケールのシャープペンシルは長さ14 cm。



第7.3図 吉野川沿いの河成低地（下位1段丘面・自然堤防・後背湿地）
吉野川を挟んで北側対岸の本山町渡津から、本山町下津野を望む。

にもこの時代の段丘堆積物が分布し、本山の市街地はこの段丘面上に発達している。本山町上奈呂や同梶屋敷の蛇行核でも、背面の旧河道にこの時代の段丘堆積物が分布している。本山町本山の段丘崖において径5～30 cmの円礫を確認している（第7.4図）。

7.2.4 下位2段丘堆積物 (tl2)

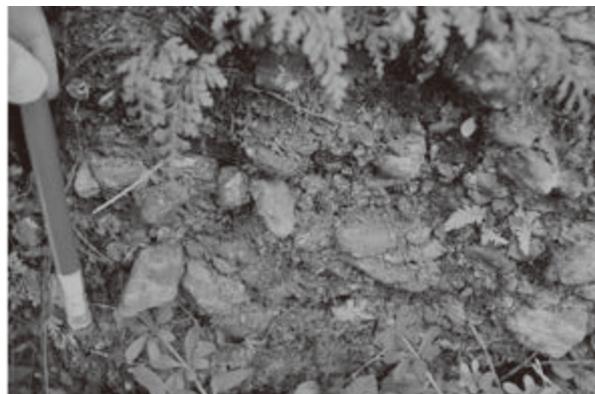
下位2段丘堆積物は、地藏川の下流から吉野川沿いでは、下位1段丘堆積物の外側を取り巻いて分布するほか、支流沿いにも点在する。また、離水した岩盤上に堆積しているところもある。段丘面の比高は約3～5 mである。水田利用は吉野川沿いでは少ないが、支流になると多くなる。段丘堆積物は径10～30 cmの円礫が多い。

7.3 完新統

7.3.1 崖錐堆積物 (t)

崖錐堆積物は角礫・亜角礫を主体とする堆積物である。崖錐堆積物は支流上流の谷底のいたるところに分布しているが、支流上流部で0次谷（山ひだ）が合流するところに厚く堆積する傾向がある。崖錐堆積物には、崖から自由落下した岩塊からなる本来の崖錐堆積物だけでなく、山地斜面から表面水で押し出されたもの、さらには土石流となって谷を流れ下った堆積物も含まれている。

御荷鉢ユニットで発生した崖錐堆積物は特異で、基岩の地質に依存して、緩傾斜の凹型斜面が広がる中央部から北縁部地域に厚く分布し、その層厚は3～10 mに達する。崖錐堆積物の分布と地すべり地形が重なっているところが多く、地すべりが崖錐堆積物の供給源になっているだけでなく、厚い崖錐堆積物が浅所で発生する地すべりの発生源になっている。既往のボーリングデータと露頭観察から崖錐堆積物の土質構成を推察すると、少な



第7.4図 下位1段丘堆積物
結晶片岩からなるやや扁平な円礫が主体をなす。本山町本山の吉野川右岸の露頭。スケールのシャープペンシルは長さ14 cm。

くとも地表付近では礫混じりの粘土が卓越分布している(第7.5図)。豊富な地下水と共に、粘土分に富む崖錐堆積物が水田利用を可能にしている。

赤良木ユニットにも、国土地理院発行の2.5万分の1地形図の読図から、赤良木ユニットの谷底にも、崖錐堆積物が集積しているところがあると推察される。その分布と国土地理院発行の2.5万分の1地形図の「岩がけ」の分布とが密接であること、変成チャートが広く分布していることから、崖錐堆積物には変成チャートの岩塊が含まれているものと思われる。

7.3.2 谷底低地堆積物(v)

谷底低地堆積物は、穴内川の支流にあたる久寿軒谷川、角茂谷川、河ノ川及びその支流のほか、南から北に流れて、大豊町船戸の集落の西側で吉野川に合流する支流の河床にも分布している。河川流によって運ばれてきた細粒堆積物からなる谷底低地は水田に利用されている。

7.3.3 自然堤防堆積物(n)

自然堤防堆積物は、本山町^{しもっの}下津野に発達する吉野川の蛇行弧において、上流側の内側に沿って、上流から下流に伸びる砂礫の高まりである。その横断面は非対称な形状をもち、河道側が急傾斜で、その反対側が後背湿地に向かって緩く傾斜している(第7.3図)。

7.3.4 後背湿地堆積物(a)

後背湿地堆積物は、本山町下津野において、上記の吉野川沿いの自然堤防堆積物の高まりと山地との間に分布し(第7.3図)、吉野川の現河道に向かって、層厚が薄くなっている。



第7.5図 御荷鉾ユニット分布域の緩斜面に形成された崖錐堆積物
粘土が主体で、その中に硬質な岩塊が含まれる。
スケールの油性ペンには長さ14cm(土佐町檜山)。

7.3.5 現河床堆積物(r)

現河床堆積物は、現河川の河道内に分布する砂礫堆で、吉野川沿いの蛇行弧の内側に分布している。堆積物は中礫から巨礫サイズの円礫(結晶片岩の礫は円盤状)を主体とするが、細礫および砂が優勢の含礫堆積物もある。

大豊町^{ひのきお} 桧生・杉の斜面の麓を流れる穴内川の河床(第7.6図)や、大豊町中屋の中位段丘の前面を流れる吉野川の河床(第7.3図)には、径数10cmの苦鉄質岩類の亜角礫～亜円礫が広く堆積している。後述するように、これらの堆積物は御荷鉾ユニットの地すべり地から洗い出されたものである。

7.3.6 岩塊斜面堆積物

岩塊斜面堆積物は基岩の地質に依存し、白滝ユニットを構成する変成超苦鉄質岩類からなる山地斜面を覆って分布している。最大規模の岩塊斜面堆積物は、白髪山の山頂を取り囲む山地斜面に分布している。岩塊群は、メートルオーダーの変成超苦鉄質岩類の亜角礫からなり、最大5mに達する(第7.7図)。岩塊の間を埋める細粒分はほとんどなく、風穴がみられる。岩塊斜面から転がり出た岩塊が奥白髪谷の河床にも転がっている。なお、岩塊斜面堆積物は地質図には示していない。

7.3.7 岩塊流堆積物

岩塊流堆積物は、メートルオーダーの苦鉄質岩類の亜角礫からなる岩塊が積み重なって線状に分布する特異な堆積物である(第7.8図)。御荷鉾ユニットの中央部から北縁部に発達する凹型斜面を開析する小川を岩塊群が埋め尽くし、岩塊の間を河川水が流れていることが多い。後述するように、岩塊の源は地すべり移動体である。なお、岩塊流堆積物は地質図には示していない。



第7.6図 御荷鉾ユニットの苦鉄質岩類からなる現河床堆積物
大豊町桧生・杉の地すべり地から流れ出て穴内川河床に堆積した現河床堆積物で、礫径数10cmの亜角礫～亜円礫からなる。



第 7. 7 図 岩塊斜面堆積物

白滝ユニットの超苦鉄質岩類（白髪岩体）起源の岩塊が白髪山を取り巻く斜面に広がっている。写真に写っている岩塊の長径は 2～3 m（白髪山南斜面，本間こぎと氏撮影）。



第 7. 8 図 岩塊流堆積物

御荷鉾ユニットの平坦な凹型斜面を流れる小川を、溢れんばかりの苦鉄質岩類の岩塊が埋めている。写真中央に写っている紡錘形の岩塊の長径は約 1.5 m。小川の両側には平坦地が広がり、水田に利用されている（土佐町伊勢川）。

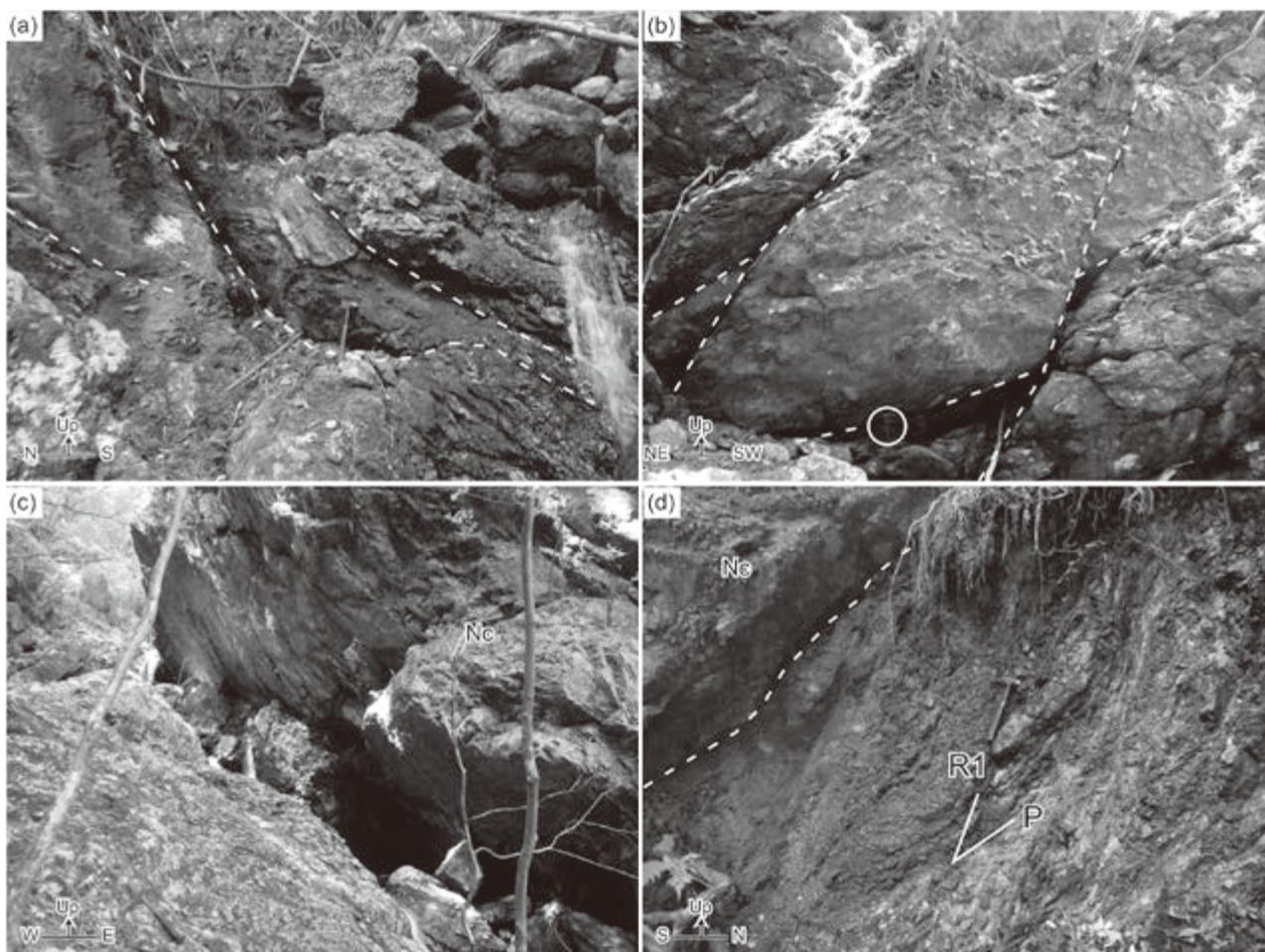
断層で（第 8. 2 図 a），脆性的な変形構造を示す西又ユニットと延性的な変形構造を示す上穴内ユニットの間に変成度のギャップが存在する（Endo and Wallis, 2017）. 上穴内ユニットは延性的な変形構造を示すが，西又ユニットとの境界付近では，多数の小規模正断層が密に発達するダメージ帯が存在する（第 8. 2 図 b）. 角茂谷川上流以北ではユニット境界は東傾斜（第 8. 2 図 c）ないし南東傾斜である. 角茂谷断層は本地域東部では，上穴内ユニットの内部構造とほぼ調和的な低角断層で，また低角北傾斜の内部構造が卓越する西又ユニットはユニット境界付近では緩い褶曲により南傾斜に変わり，正断層運動の引き摺り褶曲と考えられる. 西又ユニットの内部構造は南隣「高知」地域に入ると高角になり，また角茂谷断層は上穴内ユニットの内部構造を切断し，大きく斜

交するようになる.

本地域南西部の南国市中ノ川の黒滝川南方では上穴内ユニットの連続性の良い苦鉄質岩層が角茂谷断層に切断され，上穴内ユニットの分布が著しく狭まり，南北幅は 500 m に満たない（第 8. 3 図）. この部分の断層露頭は，上盤を西又ユニットのチャート，下盤を上穴内ユニットの泥岩（苦鉄質凝灰岩が挟在）とする南傾斜断層である. 下盤の岩石が幅 8 m にわたって破碎されており，破碎帯の複合面構造から正断層であることがわかる（第 8. 2 図 d）.

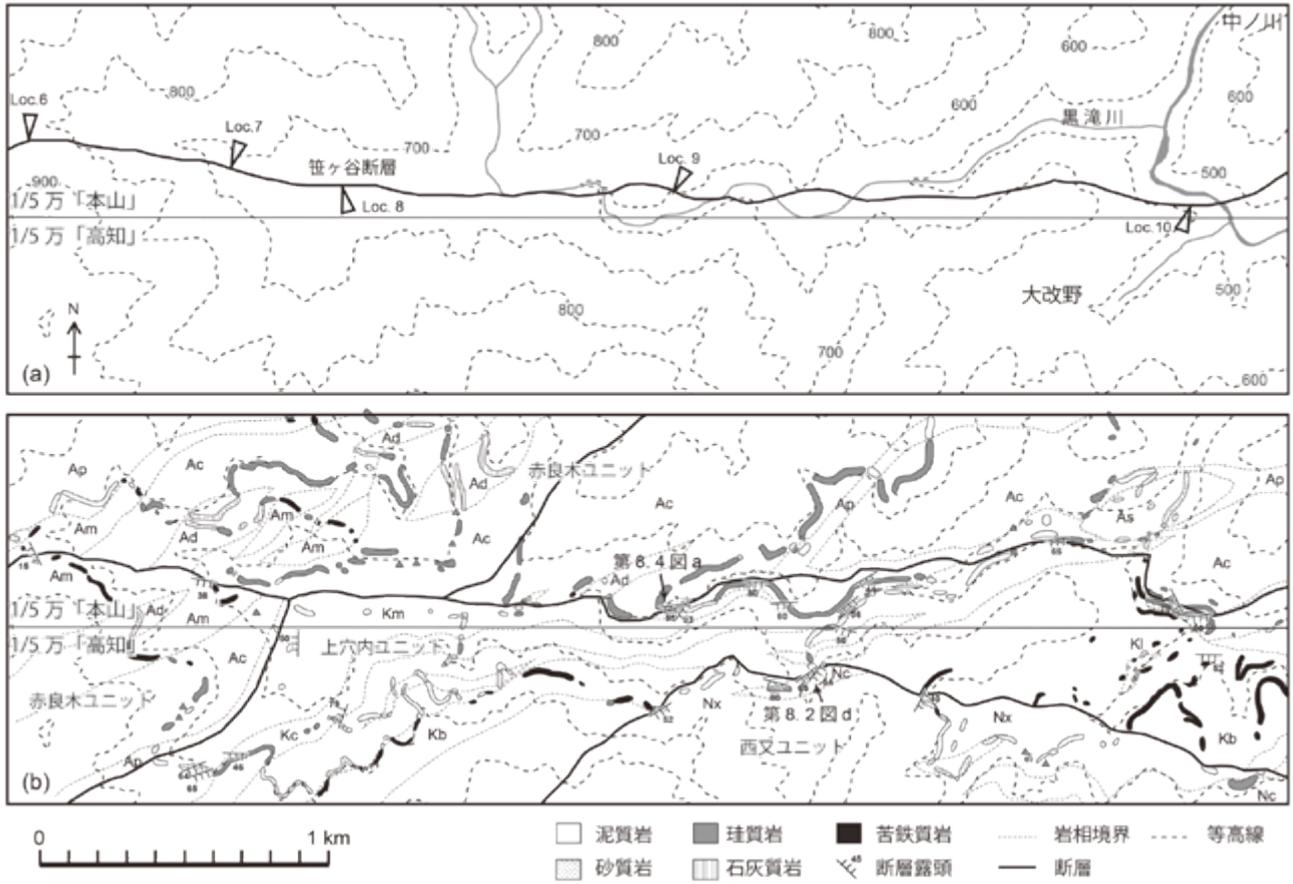
8. 1. 3 笹ヶ谷断層

笹ヶ谷断層は，秩父累帯北带上穴内ユニットと御荷鉾帯赤良木ユニットの境界をなす断層である. 河戸ほか



第 8. 2 図 角茂谷断層の露頭写真

- (a) ユニット境界の正断層剪断帯（大豊町角茂谷）.
- (b) ユニット境界直下の上穴内ユニットの泥岩. 多数の正断層（白破線）が発達する. 白丸内のハンマーが長さ 30 cm（角茂谷川上流）.
- (c) 東傾斜のユニット境界断層. 上盤の西又ユニットのチャート（Nc）に鏡肌が見られる（角茂谷川上流）.
- (d) ユニット境界の正断層（白破線）. 上盤は西又ユニットのチャート（Nc），破碎帯は主に下盤の上穴内ユニットの泥岩（苦鉄質凝灰岩を挟む）からなり，複合面構造（P-R1 面）が形成されている（南国市黒滝川南方）.



第 8. 3 図 笹ヶ谷断層
 (a) 河戸ほか (1991) による笹ヶ谷断層位置.
 (b) 本報告の調査による黒滝川林道周辺のルートマップとユニット境界断層.

(1991) が命名・記載した笹ヶ谷断層 (第 8. 3 図 a) の一部とその東方延長を含むユニット境界 (コンプレックス境界) 断層として再定義する. Masago *et al.* (2005) は, 河戸ほか (1991) の記載した笹ヶ谷断層の最も重要な断層露頭 (Loc.7) の内部構造から赤良木ユニットを下盤とする南傾斜の衝上断層とみなし, 赤良木ユニットまでを含めた広義の三波川変成帯がウェッジ絞り出しにより上昇した際の, 上方境界 (北傾斜の正断層) が南へ傾いたものとする解釈を示した. しかし, 村田ほか (2009) や Endo and Wallis (2017) は, 上穴内ユニットと赤良木ユニットの境界に大きな変成度のギャップは存在しないことを示した. さらに本報告の観察では, Loc.7 の下盤側と上盤側の岩相はともに赤良木ユニットに属する変成チャートと苦鉄質千枚岩であり, 実際のユニット境界断層は Loc.7 と Loc.8 の中間地点で両ユニットの内部構造と調和的な NE-SW 走向に変わっている (第 8. 3 図 b). 黒滝川沿いには笹ヶ谷断層及びその副次断層と考えられる多数の南傾斜断層が確認できる. 黒滝川林道の断層露頭 (Loc.9 付近) は赤良木ユニットのドロマイト質大理石を伴う赤色変成チャートを下盤, 上穴内ユニットと考えられる灰色チャートを上盤とする高角南傾斜断層で,

幅 20 cm 前後の破碎帯をもつ (第 8. 4 図 a). 破碎帯の内部構造は不明瞭であるため確実ではないが, 運動センスは逆断層ではなく正断層成分をもつと考えられる (第 8. 4 図 b).

赤荒谷橋から山目野橋にかけての穴内川ダム湖北方では, 上穴内ユニットと赤良木ユニットは北傾斜で, 上穴内ユニットが見かけ下位に変わっており, 局所的な横臥褶曲の存在が想定される. 赤荒谷橋北方では泥質岩中に幅数 m の破碎帯をもつ北傾斜の断層がみられる (第 8. 4 図 c).

明神トンネルの地質断面図 (高知県, 1988) には, 笹ヶ谷断層に相当すると考えられる南傾斜正断層が描かれている. 本報告の調査においても, 付近において上穴内ユニットのチャートと赤良木ユニットの泥質千枚岩が南傾斜の低角断層で接している露頭 (第 8. 4 図 d) が認められた.

8. 1. 4 なかむらだいおう 中村大王断層

御荷鉾帯の赤良木ユニットと御荷鉾ユニットは両者の内部構造に調和的な境界で接しており, 破碎帯を挟まず整合境界に見える. しかしながら, 赤良木ユニットと御



第 8. 4 図 笹ヶ谷断層の露頭写真

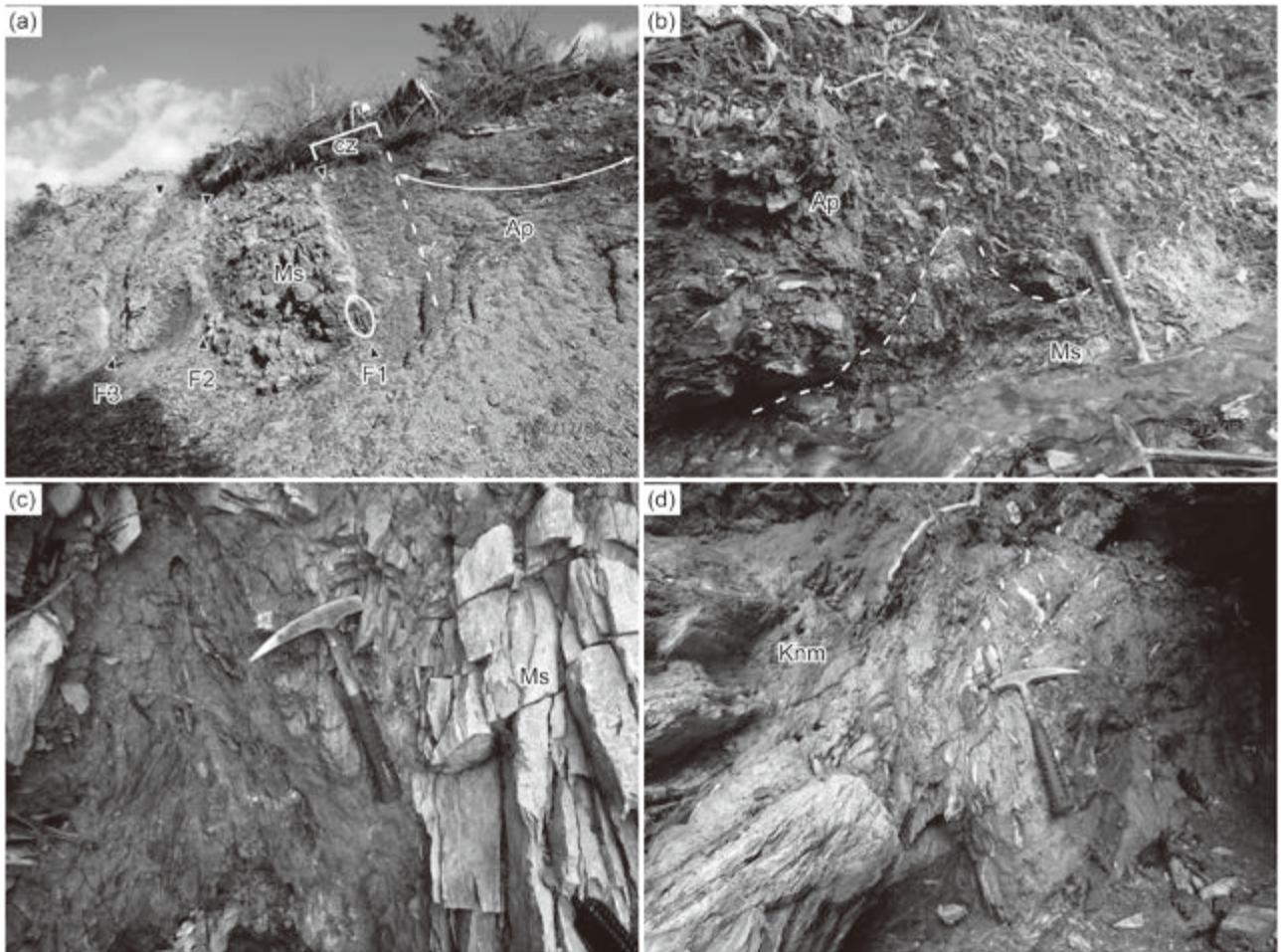
- (a) 赤良木ユニットの変成チャート (Ac) と上穴内ユニットの灰色チャート (Kc) の境界 (南国市中ノ川黒滝川林道, 東を向いて撮影).
- (b) a の断層露頭の破碎帯の拡大. ボールペンの長さが 15 cm.
- (c) 泥質千枚岩起源の幅広い破碎帯 (土佐山田町赤荒谷橋北方).
- (d) 赤良木ユニットの泥質千枚岩 (Ap) と上穴内ユニットの灰色チャート (Kc) の境界断層. ハンマー (白丸内) の長さが 30 cm (大豊町古屋西方, 西を向いて撮影).

荷銚ユニットの形成場は延性領域であり, 整合的な堆積関係と構造境界の明確な区別は困難である. また, 御荷銚緑色岩類に破碎帯を挟まず重なる変成チャートが赤良木ユニットと御荷銚ユニットのどちらに帰属するか明確な判断基準がないという問題もある. 大豊町中村大王や東庵谷上流^{ひがしいおのたに}では, 赤良木ユニットの泥質千枚岩と御荷銚ユニットの変成玄武岩が接する露頭を見出した. 中村大王のユニット境界露頭は幅約 60 cm の破碎帯をもつ断層で, ユニット境界断層 F1 (N57° E 60° S) とほぼ平行な断層 (F2 : N88° E 54° S, F3 : N48° E 72° S) が下盤の御荷銚ユニットに発達する (第 8. 5 図 a). このユニット境界断層を中村大王断層と命名する. 東庵谷上流のユニット境界露頭は赤良木ユニットの黒色泥質千枚岩と御荷銚ユニットの変成玄武岩が不規則低角境界で接している (第 8. 5 図 b). 近傍の御荷銚ユニットの岩石は堅硬であるが, 境界露頭では剪断を受けており非常に脆弱で

ある.

8. 1. 5 相川断層^{あいかわ}

御荷銚帯の御荷銚ユニットと三波川帯の木能津ユニットを境する断層を相川断層と命名する. 本地域西部の土佐町相川では御荷銚ユニットの変成玄武岩類が, 木能津ユニットの泥質片岩に由来する破碎帯と高角度に接している (第 8. 5 図 c). 本山町田井では御荷銚ユニットの変成玄武岩類と木能津ユニットの苦鉄質片岩が高角度の断層で接しており, 破碎帯は主に木能津ユニットの苦鉄質片岩 (石灰質片岩が挟在) に由来する (第 8. 5 図 d). 本地域中央部の本山町大石付^{おおいし}付近では, 両ユニットの岩石の分布から木能津ユニットが低角境界を介して構造的上位に位置すると考えられるが, 露頭の欠如により接触関係は明らかでない. 大豊町杉より東方では, 両ユニットは境界近傍で共に南傾斜の層序及び片理が卓越し, 御荷



第 8.5 図 中村大王断層及び相川断層の露頭写真

- (a) 赤良木ユニットの泥質千枚岩 (Ap) と御荷鉢ユニットの変成玄武岩類 (Ms) の境界をなす中村大王断層 (F1) 及びそれとほぼ平行な御荷鉢ユニット中の断層 (F2, F3). 泥質千枚岩の片理 (矢印線) はほぼ水平である. F1 の幅広い破碎帯 (cz) は、ほぼ中央部で上盤の泥質千枚岩由来のガウジと下盤の変成玄武岩由来のガウジに分かれる. F1 の位置に置かれているハンマー (白丸内) の長さが 30 cm (大豊町中村大王, 北東を向いて撮影).
- (b) 赤良木ユニットの泥質千枚岩 (Ap) と御荷鉢ユニットの変成玄武岩類 (Ms) の低角南傾斜境界露頭. ハンマーヘッド位置は沢の水流 (東庵谷上流, 南を向いて撮影).
- (c) 相川断層の破碎帯. ハンマーの位置は御荷鉢ユニットの剪断された変成玄武岩類 (Ms), ハンマーの先端より左側は木能津ユニットの泥質片岩に由来する黒色ガウジ (土佐町相川, 東を向いて撮影).
- (d) 相川断層近傍の剪断された木能津ユニットの苦鉄質片岩 (Knm) (土佐町田井, 東を向いて撮影).

鉢ユニットが明らかに構造的上位に位置しているが、接触部の露頭を見出すことはできなかった。また、本山町古田以東において南北尾根の鞍部がユニット境界と一致しており、破碎帯が選択的に侵食された結果と考えられる。

8.1.6 清水構造線

清水構造線は三波川帯の白滝ユニットと木能津ユニットの境界をなす断層である。「伊野」地域 (脇田ほか, 2007) では清水構造線の断層露頭が示されている。「日比原」地域の地質図 (青矢・横山, 2009) では、Du 期の逆断層剪断帯 (清水構造帯) (小島ほか, 1956b; Kojima and Suzuki, 1958) の南縁を画す北傾斜の逆断層

(推定断層)として清水構造線が描かれている。「日比原」地域では東西走向で鉛直な軸面を持つ Du 褶曲は清水構造帯に向かって軸面が高角北傾斜に傾き、清水構造帯内部では Du 片理をもつ強剥離性の泥質片岩で特徴付けられるとしている。同様な特徴を持つ清水構造帯は、本地域においても本山町下津野より西部において地蔵寺川及び吉野川沿いに認められ (第 5.6 図 f), その南縁に清水構造線が位置すると考えられる (第 8.1 図)。しかし、白滝ユニット下部と木能津ユニットの主岩相である泥質片岩は肉眼観察で区別できないため、本報告のルート調査においてユニット境界位置を正確に特定し、清水構造線の断層露頭を見出すには至らなかった。

一方、本地域東部 (大豊町川口以東) では坂本アンチ

フォーム南翼をなす白滝ユニット下部の泥質片岩の構造的上位に木能津ユニットの珪質片岩泥質片岩互層が重なっており、両ユニットの岩石はともに南傾斜のDs片理が発達し、明瞭な構造的不調和は認識できない。また推定されるユニット境界付近においても、露頭スケールのDu変形は開いた褶曲であり、本地域西部の関係とは異なりユニット境界とDu歪集中帯は一致していない。そのため、本地域東部はDu期の構造改変以前の両ユニットの構造関係を保持していると考えられる。木能津ユニットの苦鉄質片岩の原岩は白滝ユニット上部のものとは異なるため(Endo *et al.*, 2018)、坂本アンチフォームの南翼と北翼に分布する両ユニットが連続するとは考えられず、木能津ユニットは白滝ユニットの上に南傾斜の低角な構造境界で重なっていると解釈できる。本報告では、このようなDu期以前の低角境界も清水構造線と呼ぶ。

Kojima and Suzuki (1958) やそれを踏襲した多くの既存の地質図において、本地域東部の清水構造帯(Du歪集中帯)は吉野川と平行にその北方を通るように描かれており(第5.2図a)、本報告の地質区分では白滝ユニット下部内に位置することになる。しかし本報告の観察では、ほぼ同位置に坂本アンチフォーム(Du期の大規模褶曲)のヒンジ部が位置するため、露頭スケールDu褶曲が密に発達するが、清水構造帯は本地域東部には存在しないと判断した(第8.1図)。

8.2 大規模褶曲

8.2.1 白滝ユニットのDs期の転倒褶曲群

西隣「日比原」地域の地質図(青矢・横山, 2009)に従って、Ds期の大規模転倒褶曲(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)の軸面トレース4本を地質図に示した(第8.1図)。白滝アンチフォームは、秀(1954)が白滝鉦山付近において「白滝横臥背斜」として報告したものであり、Hide *et al.* (1993)の地質図には汗見川及び白髪山西斜面までの東方延長が描かれている。本報告の調査による大己屋山付近の岩相分布からDs褶曲軸が東西からNW-SE方向に変化していると考えられるため(第5.7節参照)、白滝アンチフォームの軸面トレースはHide *et al.* (1993)に示されている位置よりも南方を通るものと解釈した。実際この付近にはDs片理の走向や露頭スケールのDs褶曲軸がNW-SE方向を示すものがみられる。また、この位置のDs転倒アンチフォームの存在は、Banno and Sakai (1989)の汗見川ルート南部のざくろ石・緑泥石 Fe^{2+} -Mg分配係数がざくろ石帯の中央部で低下することと調和的である。

8.2.2 木能津・御荷鉢・赤良木ユニットのDt期の横

臥褶曲

御荷鉢ユニットと木能津ユニットを境する相川断層は、本地域西部では高角境界、本地域中央部では低角境界で木能津ユニットが上位に位置し、本地域東部では高角～低角境界で御荷鉢ユニットが上位に位置する。両ユニットには露頭スケールの横臥褶曲が頻繁に観察され、ユニット境界が横臥褶曲していると考えられる。一方、赤良木ユニットは大局的には御荷鉢ユニットの構造的上位に重なるが、本地域西方へ向かうと、赤良木ユニットが御荷鉢ユニットの構造的下位に回り込み、南に閉じる大規模横臥褶曲の存在が推定できる。こちらも露頭スケールの横臥褶曲が頻繁に認められることと整合的である。国見山北方では赤良木ユニットが上位、中地藏寺では下位にあるため、この大規模横臥褶曲はタイトなものでなければならず、さらに緩いDu鉛直褶曲が重複している。この横臥褶曲のヒンジ部付近が露出するため、本地域中央部の赤良木ユニットには高角な片理が卓越する。この南に閉じる横臥褶曲の下方に北へ閉じる横臥褶曲が存在し(青矢・横山, 2009)、折り返した御荷鉢緑色岩類が尖滅することにより、「伊野」地域(脇田ほか, 2007)において御荷鉢緑色岩類の分布が途切れていると考えられる。全体として、初生的には上位から下位に向かって、赤良木ユニット、御荷鉢ユニット、木能津ユニットと重なる下位若化の底付け構造を示す構造層序が横臥褶曲により一部で逆転した構造を示していると考えられる。同様な横臥褶曲による逆転は、赤良木ユニットと上穴内ユニットの間にも認められる(8.1.2節参照)。これら横臥褶曲の形成時期は明らかに高圧型変成作用及びDs期の東西伸長変形の後であり、またDu鉛直褶曲が重複しているため、Dt期の変形と考えられる。本地域では、露頭スケールのDt褶曲は木能津・御荷鉢・赤良木ユニットに普遍的であるが、白滝ユニットには稀である。

8.2.3 坂本アンチフォーム

白滝ユニット下部に軸面トレースが位置する開いた大規模鉛直褶曲である。この褶曲はDu期の南北短縮変形によるものと考えられる。東西方向の軸面トレースは汗見川流域の本山町坂本から東方へ、本山町合茶、大豊町川口北方、大田口、安野々と本地域東端まで続く。

8.3 高角断層及びユニット境界を切る大規模断層

8.3.1 御荷鉢ユニット北縁のN-S系高角断層

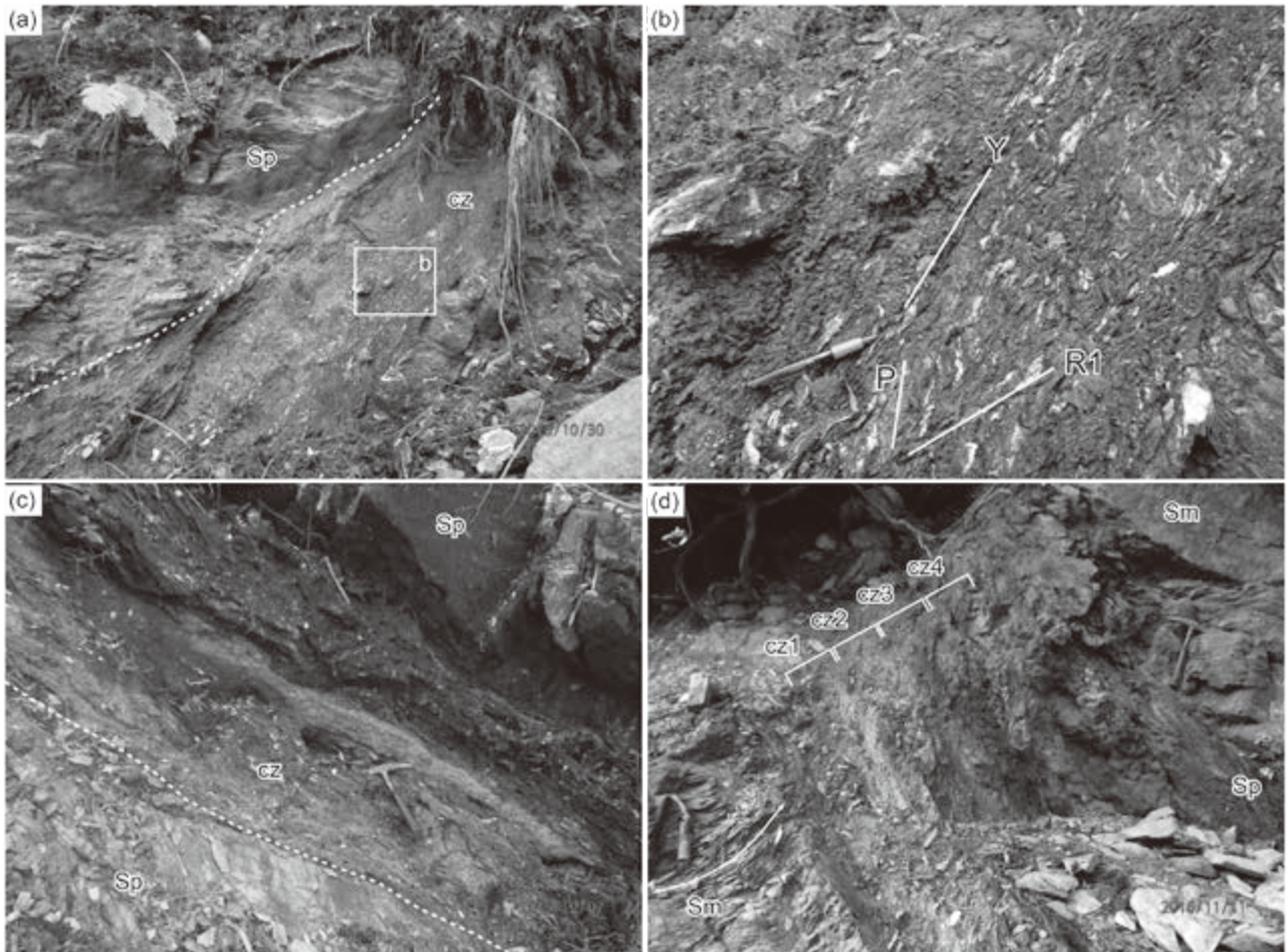
南北に流れる相川川、伊勢川川、壱ノ川、木能津川の各河川付近において、東西走向の相川断層及び清水構造線を変位させるN-S系の高角断層が推定される。土佐町相川ではNE-SW系高角断層により木能津ユニットの珪質片岩と白滝ユニットの泥質片岩が接触する露頭を確

認した。本山町高角の榎ノ川沿いでは、左岸に御荷鉾ユニットの変成斑れい岩、右岸に木能津ユニットの苦鉄質片岩が露出し、榎ノ川は断層破碎帯を流れていると考えられる。なお、吉野川流域の御荷鉾緑色岩類北縁にN-S系断層が密に発達することは小島（1950）により指摘されている。

8.3.2 白滝ユニット内の高角断層

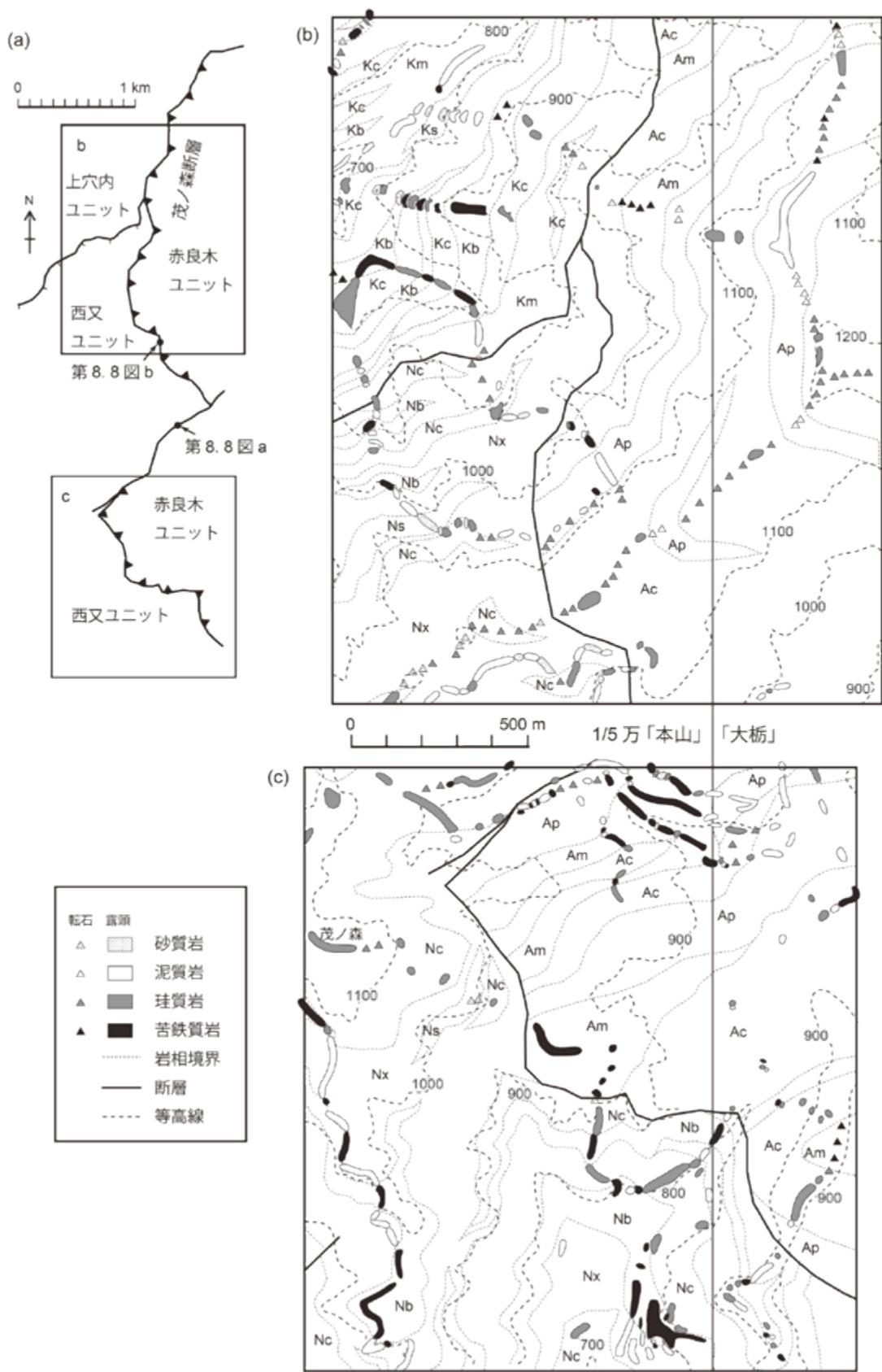
白滝ユニット内の高角断層はNE-SW 走向が卓越する。Ds 変形以降の初期の断層としては、白滝ユニット上部の低変成度域（Endo *et al.*, 2018）及び高変成度域（Takeshita and Yagi, 2004）にNE-SW 系の左横ずれ正断層が多くみられる（第5.9図d）。より後期の断層として、西隣「日比原」地域（青矢・横山, 2009）にはE-W 系断層を変位させるNE-SW 系断層が多数存在し、本地域

にもこれらと同時期と考えられる断層が存在する。本地域中央～東部の比較的規模の大きいNE-SW 系断層を柳瀬断層、立川上名断層、奥大田断層、梶ヶ内断層と命名する（第8.1図）。柳瀬断層は、大豊町立川下名柳瀬北東方の泥質片岩中に断層露頭が観察され、幅約1.5 mの破碎帯をもち（第8.6図a）、破碎帯の複合面構造から北西傾斜の逆断層と考えられる（第8.6図b）。本断層は西方ではほぼ東西走向で中角北傾斜となっている。本地域中央部の八丁山北東斜面から立川上名にかけて、多数の北西傾斜正断層の露頭が確認された。これらのうち、破碎帯の幅が広い断層露頭（第8.6図c）を立川上名断層として地質図に示した。奥大田断層は奥大田川支流の程野谷南方において露頭を確認した。梶ヶ内断層は、奥大田渓谷に分布する厚層の苦鉄質片岩の西方への分布を断ち切る断層であり、大豊町梶ヶ内南西において幅



第8.6図 白滝ユニット中の高角断層

- (a) 柳瀬断層（大豊町柳瀬北東，北を向いて撮影）。上盤，下盤ともに泥質片岩（Sp）である。
- (b) 破碎帯（aの白枠内）の拡大。P-Y-R1 剪断面による複合面構造を示す。
- (c) 立川上名断層（大豊町立川上名南西，西を向いて撮影）。上盤，下盤ともに泥質片岩（Sp）である。
- (d) 梶ヶ内断層（大豊町奥大田川右岸，南西を向いて撮影）。下盤は苦鉄質片岩（Sm），上盤は苦鉄質片岩（Sm）と泥質片岩（Sp）からなり、幅約1 mの破碎帯（cz1～cz4）をもつ。

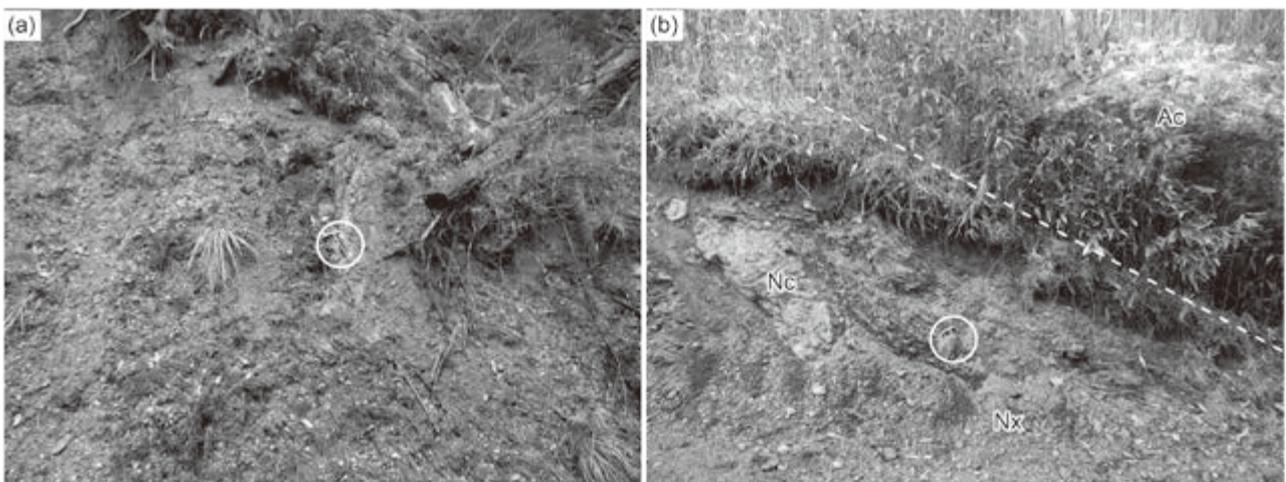


第 8. 7 図 茂ノ森断層周辺のルートマップ
 (a) 茂ノ森断層とルートマップの位置。
 (b) 北部のルートマップ。
 (c) 南部のルートマップ。

50 cm 以上の破碎帯を持つ断層露頭（断層面の姿勢は $N6^{\circ} E 55^{\circ} W$ ）を確認した。この断層の北方延長と考えられる奥大田川右岸（程野谷との合流点付近）の断層露頭（第 8. 6 図 d）は幅 1 m 程度の破碎帯をもち、断層面（ $N6^{\circ} E 45^{\circ} W$ ）上の条線の方位は $N76^{\circ} W 40^{\circ}$ で、破碎帯の内部面構造や下盤の苦鉄質片岩の引き摺り褶曲から逆断層と判断される。破碎帯内部は下盤側から苦鉄質片岩由来の緑色ガウジ (cz1)、珪質岩片を含むガウジ (cz2)、炭質物に富む黒色ガウジ (cz3)、上盤の苦鉄質片岩及び泥質片岩由来の灰緑色ガウジ (cz4) が明瞭な境界で分かれている。

8. 3. 3 茂ノ森断層

本地域東端部において付加コンプレックスの分布に大規模改変を及ぼしている断層を茂ノ森断層と命名する。本断層により、赤良木ユニットの分布が本地域東端で大きく南方へ張り出している（第 8. 7 図）。本断層は概ね低角東傾斜であるが、中間部分で高角南東傾斜となっており、そこでは未固結の黒色断層ガウジと横ずれ変位を示すほぼ水平な条線が確認できた（第 8. 8 図 a）。この部分は茂ノ森断層を切る後生的な断層と考えられる。低角東傾斜の断層露頭（第 8. 8 図 b）で直接スリップ方向を確認することはできなかったが、本断層は初生的には

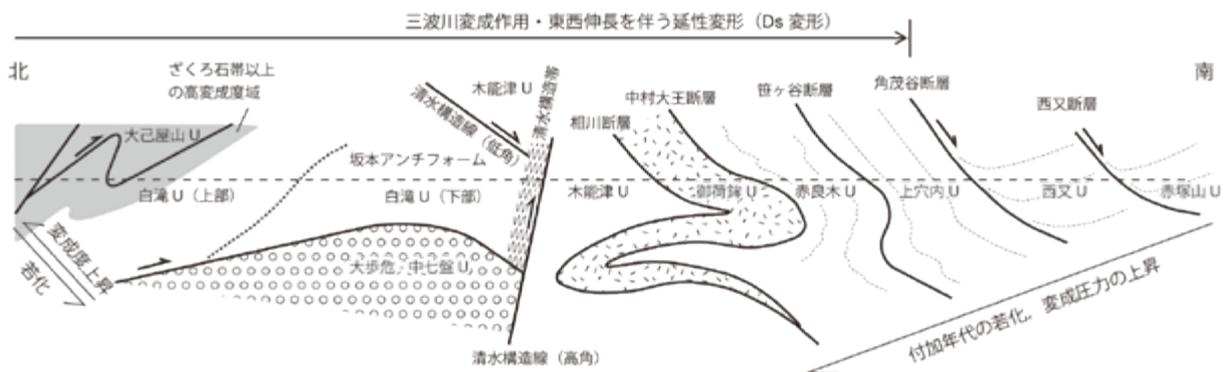


第 8. 8 図 茂ノ森断層の露頭写真

(a) 赤良木ユニットの変成チャート泥質千枚岩互層と西又ユニットの泥質混在岩の間の高角断層にみられる黒色ガウジ。断層面の走向傾斜は $N69^{\circ} E 75^{\circ} S$ で走向方向の条線をもち、この露頭では横ずれ断層であることを示す（茂ノ森北東 1.3 km、南西を向いて撮影）。

(b) 西又ユニットの泥質混在岩 (Nx) と赤良木ユニットの変成チャート (Ac) の境界をなす東傾斜の低角度断層（茂ノ森北東 1.8 km、北を向いて撮影）。泥質混在岩にはチャートブロック (Nc) が含まれる。断層破碎帯の大部分は繁茂したスズタケに隠されている。

ハンマーの長さが 30 cm。写真撮影地は第 8. 7 図 a に示す。



第 8. 9 図 「本山」地域の模式的な南北断面図

削剥レベルを破線で示す。U：ユニット。

ジュラ紀付加コンプレックスの構造的下位に位置していた赤良木ユニットが西又ユニット及び上穴内ユニットに乗り上げるような上盤西ずれの変位成分をもつ衝上断層と解釈される。下盤の西又ユニットの泥質混在岩のチャートブロックの長軸の配列は衝上断層とする解釈と調和的である（第8.8図b）。

8.4 構造発達史

本地域は、三波川帯、御荷鉾帯、秩父累帯北帯の高圧型変成コンプレックス及び付加コンプレックスの構造関係が比較的良く保存されており、また個々のユニットの形成温度 - 圧力条件や年代が制約されているため、これら地質体の構造発達史の検討において重要な地域と言える。本地域の構成ユニットの構造関係を模式的な南北断面図として第8.9図に示す。

本地域の三波川帯の高圧型変成コンプレックスは最低変成度から最高変成度までを含み、構造的^{おおぼ}最下位の^{なかしちばん}大歩危 - 中七盤ユニットを除く構造層序単元が露出している。これらは構造的上位に向かって変成度が上昇し、特に白滝ユニット上部は非常に急な温度 - 圧力勾配（パンペリー石アクチノ閃石相から緑れん石角閃岩相の高圧部まで）を内包する。こうした温度 - 圧力勾配の少なくとも一部はDs期の東西伸長に伴う延性薄化（Wallis, 1992; 1995）とそれに引き続く正断層運動（Takeshita and Yagi, 2004）によって説明できる。白滝ユニット上部の内部に高変成度部が浅所へ貫入するような運動（Osozawa and Pavlis, 2007）を考えるのであれば、正断層と同時期の衝上剪断帯も温度 - 圧力勾配（不連続）に寄与していることを意味するが、こうしたモデルを支持する明確な衝上断層や傾斜移動を示す南北伸長線構造

は本報告の調査では確認できなかった。白滝ユニット上部において、高変成度部（ざくろ石帯高温部以上）では超苦鉄質岩類のブロックが出現し、マントル深度へ到達したことを意味する（Aoya *et al.*, 2013）。また、エクロジャイト相条件から上昇した大己屋山ユニットは「新居浜」地域の別子エクロジャイト相ユニット（青矢ほか, 2013）に連続し、圧力ギャップをもって白滝ユニットに衝上したと考えられる。

白亜紀高圧型変成作用（三波川変成作用）及びDs期の延性変形は秩父累帯北帯の上穴内ユニットにまで及んでおり、角茂谷断層がその南縁を画す断層である。角茂谷断層は南傾斜の正断層で、上盤の秩父累帯北帯西又ユニット及び赤塚山ユニットは脆性的な変形を示す非変成の付加コンプレックスである。但し、西又ユニットにおいてもローソン石脈を普遍的に産するため、秩父累帯北帯の付加コンプレックスの形成場は、内帯（美濃 - 丹波帯）のジュラ紀付加コンプレックスより高圧条件（深部）といえる。清水構造線以南に分布する三波川帯木能津ユニットから秩父累帯北帯赤塚山ユニットまでは、構造的^{おおぼ}下位（北方）に向かって付加年代は若化し、変成圧力は上昇するため、これらは付加ウエッジ背部の断面とみなせる。現在の層厚は変成圧力差から考えられるものよりも薄いため、一旦底付により肥厚化した付加ウエッジが、伸長テクトニクスにより薄化したと考えられる（Endo and Wallis, 2017）。これは、角茂谷断層や西又断層が正断層と考えられることと整合的である。

本地域北部は高角～低角北傾斜の層序を基本とする一方、本地域南部はDt期の大規模横臥褶曲を伴う南傾斜の構造層序をもち、それらが清水構造線の高角逆断層で接している。この構造は深部岩石が上昇した後のDu期の圧縮テクトニクスによる構造改変と考えられる。

(横山俊治)

9.1 四国山地の付加コンプレックス及び高圧型変成コンプレックスの岩盤特性

海溝から沈み込んだ付加堆積物は、深部にもたらされる過程で、脱水とセメンテーションによって次第に岩石化していく。そして深部では変成作用と変形作用が加わり、再結晶によって硬質な岩石に変わっていく。再結晶の過程では、再結晶鉱物の定向配列や岩片の扁平化によって異方性が大きくなっていく。その結果、岩石の強度や異方性は原岩の岩相や沈み込んだ深度によって大きく異なったものになる。強度や異方性を支配している岩石構造は片理やスレート劈開といった面構造である。一般には面構造が発達している岩石は異方性が大きく、面構造に沿う強度が小さいために、面構造に沿って破壊する可能性が高くなる。

重力による剪断破壊が可能であるかどうか、すなわち、地すべりのすべり面になりやすいかどうかという観点から付加コンプレックスの構成岩石をみると、チャート・砂岩・石灰岩は異方性の小さい塊状岩として存在しており、岩石部分（インタクトロック）の強度が大きいため剪断破壊（地すべりの滑動）を妨げるようにふるまう。変成度が上がっても、これらの岩石のふるまいは大きく変わることはない。それに対して、泥質岩は異方性が大きく、面構造に沿って剪断破壊してすべり面になりやすい。

玄武岩は、原岩の岩相の違い（ハイアロクラスティックプレッチャカ枕状溶岩か）及び変成度によって、剪断破壊を妨げる側にも、剪断破壊する側にもなる。変成度が高くなるにつれて、ハイアロクラスティックプレッチャは面構造が発達してくるが、枕状溶岩は面構造が発達せず、塊状岩を形成する。例えば、「伊野」地域の秩父帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス（中追ユニット・国見山ユニット）では、ハイアロクラスティックプレッチャからなる玄武岩はスレート劈開の発達で異方性の大きな千枚岩になる。苦鉄質千枚岩の強度は泥質千枚岩のそれより小さく、すべり面は苦鉄質千枚岩に形成されている（脇田ほか、2007；横山・田中、2010；佐々木・横山、2013）ところが、秩父累帯北帯よりもさらに変成度が高い「日比原」地域の三波川帯の白滝ユニットでは、苦鉄質片岩の片理は剥離性に乏しく、片理に沿う強度は泥質片岩よりもはるかに大きい。その結果、苦鉄質片岩ではなく、泥質片岩をすべり面とする地すべりが多発し

ている（青矢・横山、2009）。任意の斜面で実際にどの岩相がすべり面になるかは、面構造に沿った剥離性や剥離間隔、剥離面の平滑性や連続性といったことに加えて、斜面を構成する岩相の組合せや層厚が影響してくる。

苦鉄質千枚岩や泥質片岩であっても、それらの新鮮岩は強度が大きいため、面構造が発達しているからといって、重力によって簡単に剪断破壊してしまうことはない。尾根まで新鮮な岩石で構成されている四国山地の付加コンプレックス及び高圧型変成コンプレックスにおいて地すべりを発生させるためには、地表には新鮮岩が分布していても、ある深度に位置する岩相を劣化させ、そこにすべり面を醸成させる機構が必要である。

その機構の出発点において、四国山地の尾根に多発する線状凹地の存在（布施・横山、2004；脇田ほか、2007；青矢・横山、2009など）は重要である。線状凹地の成因については状況証拠しかないが、約100年ごとに繰り返し発生してきた南海地震が有力である（横山、2013）。急峻な四国山地の尾根は地震動が地形効果で増幅しやすいので、地震時には大きな揺れで、岩相境界面や節理、断層に沿って尾根が裂けて頂部が陥没する。このようにして形成された陥没凹地が線状凹地である（横山、2015）。このような線状凹地を通して地中に浸潤した雨水が、水と反応すると容易に劣化する岩相と出会うと、その岩相にすべり面が醸成されていく。尾根の線状凹地が地すべりの滑落崖に成長したことがよく分かる事例が「伊野」地域の谷ノ内地すべり（佐々木・横山、2013）である。

付加コンプレックス及び高圧型変成コンプレックスの地すべりは、線状凹地の形成に代表される尾根の不安定化が原因となって発生することが多く、その結果、地すべりの滑落崖は尾根付近に形成され、しかもすべり面は斜面末端の河床にまで達することなく、河谷斜面の途中に顔を出す場合が多い（「伊野」地域の地質図（脇田ほか、2007）及び「日比原」地域の地質図（青矢・横山、2009））。斜面末端の河川侵食が不安定化の原因となって発生する正常堆積物の地すべりと対照的である（横山、2010）。

付加コンプレックス及び高圧型変成コンプレックスの地すべりの発生には、上記の尾根の不安定化に加えて、地すべり移動体の側部の剪断を容易にする地質構造や地形条件が重要になる。例えば、地すべりの滑落を妨げる岩相の不連続分布やその岩相を切断・変位させるテクト

ニックな断層の存在がそれである。地形条件としては、谷の成長によってすべり面が地表に顔を出やすくなっていることが地すべり運動を助長する。「伊野」地域の谷ノ内地すべりと打木地すべりの研究はこのことを具体的に示した数少ない事例である（横山・田中，2010；佐々木・横山，2013；横山，2016）。

地すべりの発生頻度に関して、地すべりの滑落方向と層理面や片理、スレート劈開などの面構造の姿勢との関係が重要であると認識され、様々な地質体の地すべりで検討されてきた（藤田，2004）。四国の三波川帯では、片理と斜面の傾斜方向が同じ方向を向いている流れ盤側斜面で多くの地すべりが発生していることが明らかにされている（藤田ほか，1976；Fujita，1980など）。

加えてもうひとつ、流れ盤側斜面に次いで、線構造の落しの方向に滑落している地すべりの発生頻度が高いという重要な指摘がなされている（藤田ほか，1976；Fujita，1980）。三波川帯の変成岩類では、線構造の落しの方向はほぼ西か東で、片理の走向方向に近いので、西か東に面した斜面でも地すべりが多発していることになる。三波川帯の大部分で普遍的に発達している線構造は延性変形段階のDs期に形成されたものであるが、延性変形段階の最終期Du期の褶曲軸の方向はDs期の線構造の方向とほぼ一致している（青矢・横山，2009）。地すべりのすべり面形成の観点からみると、片理の最大傾斜方向に滑落しようとしている地すべりにおいては、褶曲の存在は滑落の妨げになる。褶曲の存在が大きな抵抗になる場合は、褶曲構造を乗り越えあるいは破壊しつつ滑落するよりも、褶曲軸に沿った滑落の方が起きやすい状況が生まれる。これが、線構造の落しの方向に滑落した地すべりが多発した理由であると考えられる。

9.2 地すべり

9.2.1 地すべり地形の抽出方法

地すべり地形の抽出は、国土地理院発行の2.5万分の1地形図「本山」・「田井」・「杉」・「繁藤」の読図、C SI-75-12 本山地区のモノクロ空中写真（1975年11月1日～11月25日撮影）の判読、アジア航測株式会社作成の赤色立体図（10mメッシュ）の判読の結果を総合して行った。そのうえで、いくつかの地すべりについては、現地に出向き、道路や擁壁、家屋などの被災状況及び変動微地形から、地すべりの輪郭構造（滑落崖と地すべり移動体の輪郭）を確認し、基岩の岩相や地質構造と地すべり構造の関係を調査した。

「本山」地域の地すべり地形については、空中写真判読によって作成された地すべり地形分布図（1/50,000）が防災科学技術研究所（2007）によって刊行されている。この地すべり地形分布図では、地すべり移動体が基岩からいまだ完全には分離した状態になっていない地すべり

や、反対に開析によって輪郭構造がかなり失われている地すべりも抽出されている。しかし、本図幅では、滑落崖と地すべり移動体の輪郭が共に明瞭な地すべり地形を抽出し、その滑落崖と地すべり移動体の範囲を地質図に図示した。

防災科学技術研究所（2007）の地すべり地形分布図では、地すべり移動体の末端は麓の河床まで達しているものとして描かれている。しかし、上述したように、付加コンプレックス及び高压型変成コンプレックスの地すべりでは、地すべり移動体の末端が河谷斜面の途中に顔を出しているのがひとつの特徴である。とは言え、ボーリングデータや地質踏査によってすべり面を確認することなしに、末端の位置を確定するのは難しい。そこで、地すべり移動体であることが確実な緩斜面のすぐ下方に、周辺の変動域の斜面勾配と変わらない急斜面が分布する場合には、勾配の変わり目（遷急線）のやや下方に、地すべり移動体の境界が位置する可能性を考慮して、読図、判読、現地調査を行った。

9.2.2 各ユニットの記載事項

記載事項を「地質・地形条件」と「地すべり構造の特徴」に分けて記載する。

「地質・地形条件」では、岩相の分布特性と面構造（片理、スレート劈開）の姿勢について記述し、地すべりの発生頻度を予測した。本地域では、ユニットごとに、地すべりのすべり面になりやすい岩相と地すべりの滑落を妨げる岩相の分布や割合が異なっている。岩相の分布特性は地すべりの発生や規模を規制する可能性がある。また、面構造の姿勢は、斜面の安定性を規制する重要な要因になるので、地すべりの発生を規制することになる。

「地すべり構造の特徴」では、抽出した地すべりを、流れ盤地すべり（outfacing slope landslide）、受け盤地すべり（infacing slope landslide）、中立盤地すべり（neutral facing slope landslide）に分類して、その発生数から、大局的な地質・地形による地すべりの地質・構造規制を考察する。

この3タイプの地すべりの分類方法は以下の通りである。地すべり地形がつくる斜面の最大傾斜方向を地すべり滑落の方向とし、地すべりの滑落の方向と地すべり地形の周辺で測定されている面構造の傾斜方向との関係から、機械的に地すべり地形を3タイプの地すべりに分類する。まず、面構造の傾斜方向から左右に45°の領域で滑落した地すべりを流れ盤地すべり、流れ盤地すべりとは正反対の領域で滑落した地すべりを受け盤地すべりに分類する。流れ盤地すべり、受け盤地すべりのいずれにも含まれない領域で滑落した地すべりは、確立された用語がないので、中立盤地すべりと命名して分類する。

なお、この分類では、中立盤地すべりは他の2タイプの地すべりと比べて、占める領域が2倍になるが、中立

盤地すべりの範疇には、滑落の方向が面構造の走向とほぼ一致している地すべりだけでなく、流れ盤寄りに滑落している地すべりと受け盤寄りに滑落している地すべりが含まれている。流れ盤寄りに滑落している地すべり、中立盤地すべりの場合は、面構造の傾斜方向に滑る流れ盤地すべりと比較すると、すべり面の勾配は緩くなるので、滑動力も小さくなる。しかし、向斜褶曲の波長が地すべり移動体の幅を越える規模になり、その向斜軸に沿って地すべりが滑落する状況がつくられたり、面構造に規制された破断面と、面構造とは走向が同じで傾斜が反対になる断層面とが組み合わさって、くさび破壊を起こしうる状況になったりすると、中立盤地すべりであっても滑動力は大きくなる。今回の調査ではここまでのことは検討されていないが、中立盤地すべりの発生頻度を評価する際にはこういった点にも注意が必要である。

本報告では、地すべりの規模は、地すべり移動体の面積の大小によって、 10^2 m^2 以下の小規模地すべり、 $10^3 \sim 10^4 \text{ m}^2$ の中規模地すべり、 10^5 m^2 以上の大規模地すべりに分ける。

単一の地すべり移動体からなる地すべりを単成地すべり (monogenetic landslide)、初生の規模の大きな地すべり移動体とそれから分化した小規模な地すべり移動体からなる地すべりを複成地すべり (polygenetic landslide) と命名して、それらの発生頻度についても記載する。

本地域の地質は、秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス (赤塚山ユニット、西又ユニット、上穴内ユニット)、御鉢荷帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス (赤良木ユニット、御鉢荷ユニット)、三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス (木能津ユニット、白滝ユニット、大己屋山ユニット) からなる東北東-西南西方向の延びる3帯・8ユニットに区分されている。そのうち、赤塚山ユニットと大己屋山ユニットは分布面積が狭いので省略し、残りの6ユニットについて記述する。

9. 2. 3 西又ユニット

地質・地形条件 本ユニットは、泥質混在岩が分布面積の69～78%を占め、チャートの19～20%、砂岩の4～19%、苦鉄質岩類の0～7%と続く。泥質混在岩は強い脆性剪断変形を受けていて、水平の鱗片状劈開と脆性剪断面からなる複合面構造が発達しており、これらの構造に沿ってすべり面が醸成される可能性がある。苦鉄質岩類の岩相は、延性変形による面構造が発達していない玄武岩溶岩とドレライトであるので、苦鉄質岩類にすべり面が醸成される可能性はない。地質図スケールでは、岩相境界は緩傾斜で尾根を取り巻いて分布している。面構造の傾斜は 40° 以下のところが多いが、傾斜方向や走向は共に著しく変化しているので、泥質混在岩をすべり面とする地すべりが発生したとしても、その規模は小さいであろう。

地すべり構造の特徴 地すべり総数は23箇所、その内訳は、流れ盤地すべり13箇所、受け盤地すべり7箇所、中立盤地すべり3箇所である。地すべりの規模は中規模地すべりである。地すべりの大部分は、尾根付近から滑落した単成地すべりである。河ノ川との角茂谷川の間には地すべりが全く発生していない領域が広がっているが、そこでは受け盤側斜面が広く分布していることが原因のひとつであろう。浦喜ヶ峰森林公園の北向き斜面に流れ盤地すべりが集中しているところがある (全13箇所中7箇所)。そこは泥質混在岩が優勢である。

9. 2. 4 上穴内ユニット

地質・地形条件 本ユニットは、岩相の側方変化が著しいが、地すべり発生を妨げるチャートの分布面積は20～35%と多くない。本ユニットの分布域の西部では玄武岩火山砕屑岩・ドレライト・閃長岩が48%を占め、泥岩の13%を大きく上回っている。しかし、中央部から東部では、泥岩が46～64%で、玄武岩火山砕屑岩・ドレライト・閃長岩の15～30%を大きく上回っている。泥岩は本ユニット下部ほどスレート劈開が顕著である。玄武岩火山砕屑岩は延性変形による面構造が発達し、含まれる溶岩岩片と溶岩岩片中の気孔は扁平化している。玄武岩火山砕屑岩の岩相は「伊野」地域の秩父累帯北帯の地すべりのすべり面となっている苦鉄質千枚岩と原岩が類似しているが、変形が弱く千枚岩になっていないので、泥岩よりも玄武岩火山砕屑岩の方がすべり面になりやすいと判断することはできない。穴内川ダムの南に分布する苦鉄質岩類は、差別侵食を受けて平坦な低い地形を作っていることから、劣化しやすい玄武岩火山砕屑岩が広く分布しているものと考えられる。面構造 (スレート劈開を含む) の走向は西北西-東南東～東北東-西南西方向である。傾斜は 10° 以下から 60° を越えるものまで変化に富み、南傾斜を示すところが多い。

全域を通してみると、チャートが少なく、面構造の発達した泥岩と玄武岩火山砕屑岩が広い分布面積を占めているので、地すべり発生に有利であるが、面構造の傾斜角が著しく変化するので、場所ごとで地すべりの発生条件は変化すると思われる。

地すべり構造の特徴 地すべり総数は、各岩相の分布面積から予想されるほどの数はなく、15箇所と少ない。その内訳は、流れ盤地すべり11箇所、受け盤地すべり4箇所、中立盤地すべり0箇所である。流れ盤側斜面で地すべりが多発するという地すべりの一般的特徴が現れている。地すべりは中規模地すべりであるが、西又ユニットの地すべりより規模が大きい。大部分は尾根付近から滑落した単成地すべりである。

穴内川ダムの南に分布する玄武岩火山砕屑岩は、地すべり発生が予想されたが、現実には地すべりは発生していない。この理由としては、劣化侵食によって斜面の比

高が小さくなり、かつ受け盤側斜面が多いことが原因と考えられる。

9. 2. 5 赤良木ユニット

地質・地形条件 本ユニットは、変成チャートが40～71%、泥質千枚岩が15～30%、苦鉄質千枚岩が3～32%、塊状変成玄武岩及び変成ドレライトが0～1%の面積を占めている。個々の岩相の分布幅をみると、分布幅が広い変成チャートが東西に連続しているのに対して、苦鉄質千枚岩や泥質千枚岩は分布幅が狭く、しかも連続性が良くない。泥質千枚岩には片理(スレート劈開)及び微褶曲劈開が面構造を形成している。苦鉄質千枚岩の面構造は泥質千枚岩のそれと類似していて、変成鉱物の形態定向配列による片理(スレート劈開)と微褶曲劈開が発達している。片理(スレート劈開)の走向は西北西-東南東～東北東-西南西方向で、傾斜は、20～40°の低～中角度のところもあるが、南高角度を示すところが多い。地すべりのすべり面になりやすい泥質千枚岩と苦鉄質千枚岩の分布幅が狭いことと、面構造の傾斜が南に高角度であることから、流れ盤地すべり発生に有利な場所は限られると予想される。

地すべり構造の特徴 地すべり総数は93箇所、その内訳は、流れ盤地すべり20箇所、受け盤地すべり22箇所、中立盤地すべり51箇所である。泥質千枚岩や苦鉄質千枚岩の分布が広くても、赤荒峠南に延びる赤荒谷の西側の領域では地すべりが発生していない。東側の領域に90%以上の地すべりが分布している。そこでは、苦鉄質千枚岩の幅が広いところで発生している地すべりもあるが、変成チャートの内部で発生している地すべりも少なくない。地すべりの発生頻度は、地質から予想されておおり、流れ盤地すべりと受け盤地すべりを大きく上回って、中立盤地すべりが約55%に達しているのが大きな特徴である。泥質千枚岩や苦鉄質千枚岩中に剪断破壊が始まったとしても、厚い変成チャートによって、流れ盤側斜面や受け盤側斜面の最大傾斜方向への滑落が妨げられた可能性がある。しかし、中立盤側斜面では、変成チャートの制約がなく、結果的にすべりの発生頻度が高くなったのであろう。

中規模地すべりが多いが、大規模地すべりもある。大部分が単成地すべりで、尾根付近から滑落している。大規模地すべりのひとつ久寿軒地すべりは、3個の分化した地すべりをもつ複成地すべりで、大規模初生地すべりと2個の分化した中規模地すべりが、北東から南西に流れている久寿軒谷川を右岸からせき止めている(第9.1図、横山ほか、2017)。現在地すべりダムのダム湖は完全に埋積され、谷底低地堆積物が分布している。ダム湖の埋積後、久寿軒谷川流域は隆起し、谷底低地堆積物の一部は段丘化している。段丘化することで、河道幅が狭くなり、洪水時に掃流力が大きくなって、もともと急勾

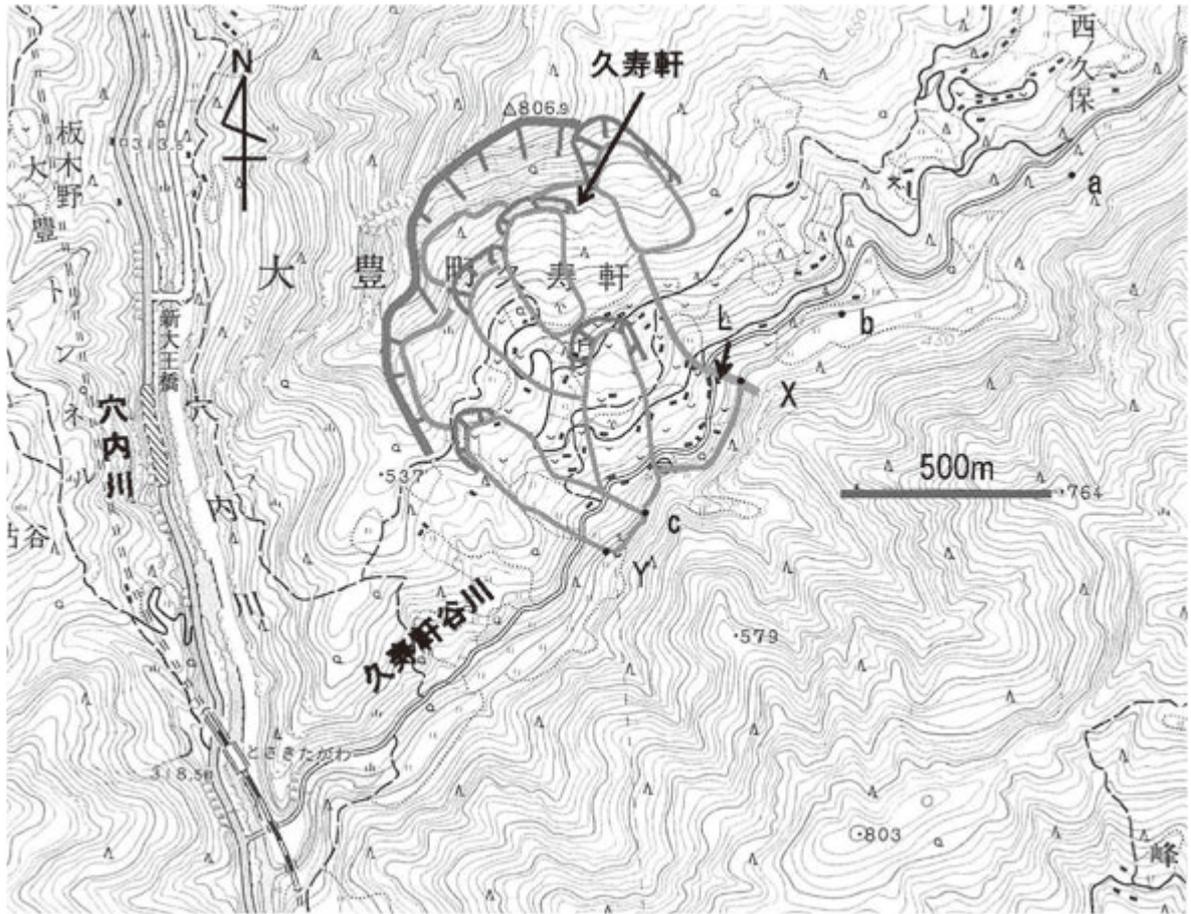
配のダム堤体から谷底低地堆積物の下流端付近は侵食が進み、ダム堤体の高さは形成時よりも低下している。また、ダム堤体の下流部はすでに侵食されて失われている。

9. 2. 6 御荷鉾ユニット

地質・地形条件 本ユニットは、西から、三辻山(1,108.1 m)、檜山峠、笹ヶ峰(1,131.4 m)、中ノ川越、赤荒峠、国見山(1,089.1 m)を通り、さらに穴内川を渡って、杖立山(1,133.1 m)から杖立峠を通る東北東-西南西方向に延びる稜線の北側に分布している。そして、この稜線から北に流れて、吉野川の支流の地蔵寺川に合流する相川川と伊勢川川、吉野川に直接合流する檜ノ川と木能津川、さらに本ユニットを横切って南から北に流れる吉野川の支流の穴内川によって、本ユニットの地形は複数の山塊に分断されている。穴内川よりも西の地域では、上記の支流河川に挟まれた山塊に南北方向に延びる尾根が発達している。一方、穴内川よりも東の地域では、稜線から北に流れる河川の規模が小さいことから、北に面した斜面が全体に広がっている。

本ユニットの中で、すべり面が形成される可能性がある岩相は片状変成玄武岩火山砕屑岩類である。その分布面積は狭いところでも50%近く、通常70～90%の面積を占めている。片状変成玄武岩火山砕屑岩類には、凝灰岩起源の苦鉄質千枚岩と凝灰角礫岩～火山角礫岩起源の変成苦鉄質火山角礫岩が認められるが、後者の方が広い分布を示す。苦鉄質千枚岩は変成鉱物の形態定向配列と引き延ばされた溶岩岩片により片理及び伸長線構造が形成されている。片理の発達により千枚岩の外観をもつが、片理面は平滑でなく、片理に規制されたクラックも連続性に乏しく鋭角で交差している(第9.2図)。変成苦鉄質火山角礫岩は細礫～巨礫サイズの溶岩角礫を含んでいるため、変形により角礫は角礫中の気孔と共に引き延ばされ、基質にも片理が形成されているが、顕著ではない。このため、片理に規制されたクラックの密度は高くない(第9.3図)。片理の走向は西北西-東南東～東北東-西南西方向で、傾斜は緩傾斜で20～40°くらいの地域が広がっている。傾斜方向に関しては、北傾斜優勢の領域と南傾斜優勢の領域が混在しているので、片理の姿勢と斜面の向きとの関係は複雑である。一方、地すべり発生を妨げる岩相は塊状変成玄武岩や変成斑れい岩、超苦鉄質岩類、変成チャートである。

本ユニットの南縁部にあたる上記の稜線付近は、V字谷の特徴をもつ切り立った谷が赤良木ユニットの領域から連続し、溪岸には硬質な岩盤が露出しているが、北に向かって、傾斜が緩くなった斜面の面積が次第に増えていく。さらに本ユニットの中央部から北縁部に進むと、南北に延びる尾根の標高は、本ユニットの南縁部では1,000～900 mあったものが、550～500 m前後まで急激に低くなり、幅の広いなだらかな凹型斜面が発達して



第9.1図 久寿軒谷川の地すべりダム

大豊町久寿軒の集落が分布している地すべりが久寿軒谷川を右岸側からせき止めている（横山ほか，2017）。地すべりダムは谷底低地堆積物で完全に埋積されている。谷底低地堆積物は現在段丘化し、特に、ダム堤体から谷底低地堆積物の下流端付近では侵食が進んでいる。a：ダム湖上流端，b：谷底低地堆積物の侵食部の上流端，c：現在のダム堤体の下流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。ダム堤体の長さ=100m，ダム堤体の幅=700m，ダム堤体の高さ（ダム湖側で計った現在の高さ）=19m，ダム湖の長さ=1,460m。基図に国土地理院発行の2.5万分の1地形図「繁藤」を使用。



第9.2図 御荷鉾ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する苦鉄質千枚岩の岩盤状況
ほぼ水平の片理に沿ってクラックが発達し、数cmの間隔で板状に割れている。写真下、中央左寄りに写っているハンマーの木製柄の長さは40cm。（大豊町樫山で分岐する相川川の右支）。



第9.3図 御荷鉾ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する変成苦鉄質火山角礫岩の岩盤状況
片理に沿うクラックのほか、それに直交する節理に沿うクラックも発達している。破碎の程度は不均質で、サイズの大きく異なる岩塊が混在している。写真左下に写っているハンマーの金属部の長さは12cm（大豊町松生）。

いる（第9.4図）。ところが、御荷鉢ユニットを抜けて三波川帯の木能津ユニットに入ると、標高は再び高くなり、斜面勾配も急になる（第9.5図）。

地すべり構造の特徴 地すべりの発生頻度は中央部から北縁部にかけて高く、あらゆる方向の斜面に地すべりが発達している。本ユニットを南北に横切って流れる河川沿いには規模の大きな斜面が連なっているため、相川川沿いの土佐町相川・立割（左岸側）、土佐町白石・高須（右岸側）、伊勢川沿いの土佐町松木野（左岸側）、土佐町伊勢川（右岸側）、榎ノ川沿いの本山町大石（左岸側）、本山町高角（右岸側）、穴内川沿いの大豊町杉・桧生・小川（左岸側）などに、地すべりが集中分布している。そこでは、これらの河川に向かって西あるいは東に滑落した中立盤地すべりが高い発生頻度で分布している。また、北東方向に流れを変えた地蔵寺川の右岸に位置する中地蔵寺や、穴内川以東の北向き斜面では受け盤地すべりが多発している。その結果、本ユニット全域では、地すべり総数220箇所のうち、流れ盤地すべり46箇所、受け盤地すべり63箇所、中立盤地すべり111箇所となって、中立盤地すべりが非常に多く、それに続いて受け盤地すべりが多発している。

本ユニットにおいて、南北に延びる尾根が北に向かって急激に標高を下げていくのは、尾根を挟んで両側の斜面で発生した地すべりによる土砂移動が繰り返された結果である。その結果、尾根の両側には幅の広いなだらかな凹型斜面が形成され、そこに、粘土分に富む崖錐堆積物（第7.5図）が厚く堆積しているため、四国山地では珍しく、水田が広がっている。厚い崖錐堆積物の直下には、低角度の片理をもつ片状変成玄武岩火山砕屑岩類の強風化岩が分布している。



第9.4図 御荷鉢ユニット分布域を南北に横切る地形
土佐町の三辻山から大森山を通る尾根を、相川川を挟んで東側対岸の土佐町台から望む。御荷鉢ユニットの地形は、南の三辻山から北に向かって急激に標高を下げていくが、大森山では一旦標高が高くなっている。なお、木能津ユニットの地形は隠れて見えない。

ところが、中央部から北縁部地域にあっても、塊状変成玄武岩や変成斑れい岩、超苦鉄質岩類のほか、高角度の片理をもつ片状変成玄武岩火山砕屑岩類は比較的新鮮な岩盤を形成している。その結果、例えば、下地蔵寺の東の大森山のように、周囲と比較してやや標高の高い丸みを帯びた尾根を形成していたり、急勾配の斜面を形成したりして、森林になっているところが多く（第9.4図）、地すべりの発生頻度が低い。本ユニットの南縁部地域で地すべりの発生頻度が低いのも、塊状変成玄武岩や変成斑れい岩、超苦鉄質岩類が広く分布し、岩盤が硬質だからである。

地すべりの規模でみると、大規模地すべり、中規模地すべりの両方が多発している。大規模地すべりには中規模地すべりと複成地すべりを形成しているものがある。地すべりは凹型斜面に集中する傾向があり、尾根付近に滑落崖をもつ地すべりが互いに側部を接して配列していることが多く、さらに、斜面上方で発生した地すべり移動体の下部を巻き込んで、新しい地すべりが発生していることも少なくない。地すべりが集中しているところでは、個々の地すべりの新旧関係が複雑である。地すべり移動体の幅に対して長さが長い地すべりが多く、その中には谷に沿って移動しているものがあり、地すべりが流動的であったことを示唆している。

地質図には図示されていないが、すべり面深度が5 m以浅の小規模地すべりも発生している。現在活動的な地すべりは層厚が10 m以下のものが多く、変状がすぐに地表に現れるので、現実の地すべり対策では小規模地す



第9.5図 御荷鉢ユニットと木能津ユニットの境界を南北に横切る地形
穴内川を挟んで東側対岸の大豊町中村大王から、大豊町杉を望む。御荷鉢ユニットの地形は北に向かって次第に標高を下げていくが、木能津ユニットに入ると、再び標高が高くなるとともに、斜面勾配も急になっている。両ユニットの境界（太い破線）には、切り込んだ谷が発達している。細い破線は地すべり移動体の範囲を示す。

べりが対象になる場合が多いといわれている（上野，1995；原・小川，2002）．土佐町相川の日浦にある中規模地すべりでは，右側方崖に沿うほぼ幅 40 m の範囲で，道路のクラックや隆起，側溝の U 字溝の傾動や継ぎ目の開口のほか，傾動・沈下・クラック発生によるコンクリート擁壁の損傷や蛇籠の押し出しといった既設の地すべり対策工の破壊が発生している．2009 年には，上記変動域内で 地すべり移動体の長さ 26 m，平均幅 12 m，すべり面深度（3.6～2 m）の小規模地すべりが発生し，道路や擁壁に多くの変状が生じた．この地すべりのすべり面は，崖錐堆積物と強風化片状変成玄武岩火山碎屑岩との境界を走っていた．

御荷鉢ユニットの地すべりは，片状変成玄武岩火山碎屑岩類の分布域において，かつ緩傾斜の片理が発達する岩盤で多発しているのが，片理が岩盤の破壊を助長しているのは明らかであるが，第 9.3 図にみられるように，片理は剥離性に乏しく，岩盤は片理に沿って割れているものの，薄く板状に割れるということは少なく，しかも岩盤の破碎は不均質で，サイズの大きく異なる岩塊が混在分布している．破碎の進んでいる岩盤は，片理だけでなく節理に沿っても割れている．

メートルオーダーの苦鉄質岩類の亜角礫からなる岩塊流堆積物で埋め尽くされた小川が凹型斜面の中に分布している（第 7.8 図）のが御荷鉢ユニットの特徴である．地すべり移動体の側部を画する小川では岩塊流堆積物の岩塊の量が多い．さらに，上述したように，大豊町杉・桧生の前を流れる穴内川の河床や大豊町中屋（JR 四国大田口駅の下流）の前を流れる吉野川の河床では，御荷鉢ユニットの地すべり地から洗い出された多量の苦鉄質岩類からなる亜角礫～亜円礫の堆積で，河道が狭められている．中屋の場合，東庵谷で発生した御荷鉢ユニットの苦鉄質岩類の亜角礫～亜円礫が，木能津ユニットを横切る谷を通して，白滝ユニットの泥質片岩からなる吉野川の河床に堆積している（第 7.1 図）．

上野（1995）によれば，御荷鉢ユニットの地すべり地では深部まで風化・粘土化が進み，すべり面以深でも柱状コアが得られないとのことである．凹型斜面における粘土分に富む厚い崖錐堆積物の存在や強風化した片状変成玄武岩火山碎屑岩類の存在，それらと共存する岩塊流堆積物の存在，地すべり地から洗い出され河床に堆積した岩塊群の存在は，御荷鉢ユニットの基岩が地すべりの発生以前から著しく粘土化した部分と新鮮な岩塊とが混在した状態であったことを示唆している．

御荷鉢ユニットの岩盤の破壊に片理は重要な役割を果たしたが，地すべりの滑落方向を規制したのは別の要因である．片理や節理，断層に規制されて破碎した岩盤の中を流れた豊富な山体地下水によって，化学的風化作用が進行し，あらゆる方向の斜面で地形面に平行な風化・劣化構造が形成されたと想像される．この中で，強風化・

劣化部が連続するところにすべり面が醸成されたものと推察される．第 9.6 図は中立盤地すべりのすべり面（すべり層）が地表に露出したものである．すべり面は硬質な岩片と粘土の混合物からなり，岩片の配列が面構造を形成している．岩片の多くはずんぐりした形態をもち，大きさも均一ではない．粘土に発達する面構造は地すべり運動の中で生じた岩片の再配列を伴って形成されたものである．

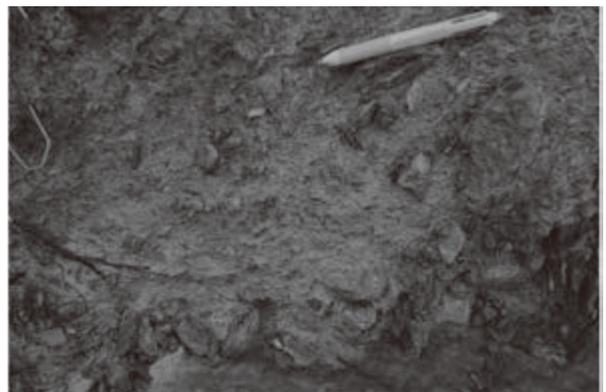
御荷鉢ユニットの地すべりの場合，流れ盤側斜面よりも中立盤側斜面や受け盤側斜面で発生頻度が高くなったのは，片理に規制された結果ではなく，地すべりが発生した斜面の向きと片理の姿勢がそのような関係にあったからである．

9.2.7 木能津ユニット

地質・地形条件 本ユニットは，木能津川より西の地域で苦鉄質片岩や珪質片岩の占める面積が広く，地すべり発生に不利な条件をもっている．しかし，木能津川より東の地域は泥質片岩の占める面積が 80～100% 近くになり，地すべり発生に有利な条件になっている．

片理の走向は西北西～東南東～東北東～西南西方向である．その傾斜は 20～60° と著しく変化し，しかも南傾斜を示すところが多い．本ユニットは吉野川の右岸側近傍に分布しているため，北向き斜面の出現頻度が高い．その結果，斜面の向きと片理の姿勢の関係から，北向き斜面は受け盤側斜面になっている可能性が高く，地すべり発生に不利な条件になっている．以上のことから，本ユニットは，泥質片岩の分布面積が広い領域であっても，地すべり発生に不利である．

地すべり構造の特徴 地すべり総数は 63 箇所です．そ



第 9.6 図 御荷鉢ユニットの中立盤地すべりのすべり面（すべり層）

苦鉄質岩類からなる硬質な岩片がほぼ水平に定向配列をしている．岩片の間を埋める粘土には，岩片を取り巻いて剪断面が形成されている．本山町権代の木能津川の河岸に露出．ボールペンの長さは 14 cm．

の内訳は、流れ盤地すべり 8 箇所、受け盤地すべり 27 箇所、中立盤地すべり 28 箇所である。第 9. 7 図に流れ盤地すべりの例を示す。流れ盤地すべりの発生頻度が低くなるのは、斜面の向きと片理の姿勢の関係から、予想された通りであるが、構造的に不利な条件をもつ受け盤地すべりと中立盤地すべりの発生総数が増える理由は分からない。檜ノ川右岸の本山町高角・吉延から木能津川左岸の本山町榎にかけての地域には、苦鉄質片岩と珪質片岩が発達している。岩相との関係でみると、この地域は地すべり発生に不利であるが、大規模地すべりを含む地すべりが集中している。そのひとつの原因として、珪質片岩の原岩がチャートラミナイトであり、しかも泥質片岩と互層していることが考えられる。

9. 2. 8 白滝ユニット

地質・地形条件 北から南に向かって流れて吉野川に合流している支流、西から、下川川、汗見川、行川、立川川、奥大田川によって、本ユニットの地形は東西幅 2～6 km の山塊に分断されている。岩相の組合せと各岩相の面積比から、立川川より西の山塊群は厚い珪質片岩の領域と、それを挟んで領域 I と領域 II の 3 領域に区分し、立川川の東の山塊は領域 III とした。厚い珪質片岩は東に向かって次第に薄くなり、立川川の手前で尖滅しているが、岩相組合せから、領域 I と領域 II の区別は概ね可能である。なお、本地域の西隣の「日比原」地域にはいると、厚い珪質片岩は泥質片岩を挟むようになり、珪質片岩優勢相の分布面積が広がっているが、領域 I と領域 II に対比可能な岩相組合せは「日比原」地域においても追跡できる。

領域 I では、地すべりの滑落を妨げる珪質片岩と苦鉄質片岩が 25～40% を占めているが、地すべりのすべり

面が形成されやすい泥質片岩の層厚が厚いので、地すべりが発生する可能性が高い面積は広い。領域 II は泥質片岩が 100% 近くを占めている。領域 III は、領域 I の岩相組合せと類似しているが、泥質片岩が占める分布面積がさらに広く、90% 前後になり、苦鉄質片岩は著しく少なくなっている。岩相からみると、白滝ユニットは地すべり発生に有利である。

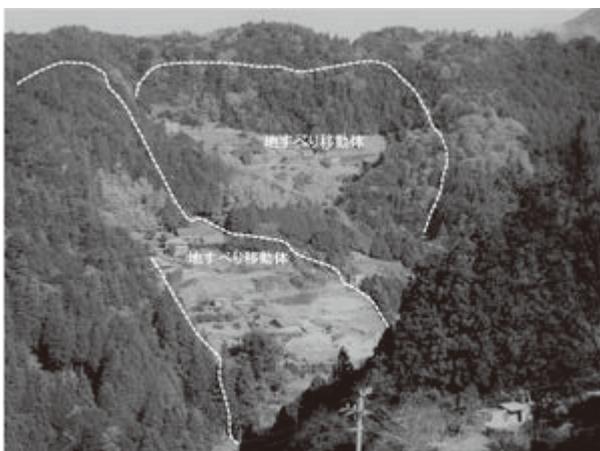
本ユニットの全域を通して、Ds 期の平滑な片理が発達する。片理の走向は西北西－東南東～東北東－西南西方向である。その傾斜は概ね 30～40° が卓越し、本ユニットの大半の地域は北傾斜であるが、本ユニットの南縁境界の近くに存在する背斜軸の南側では南傾斜が現れる。泥質片岩はほかの岩相に比べて、強い剥離性をもつ片理を形成し、Du 褶曲もよく発達している。しかし、Du 期には苦鉄質片岩や珪質片岩はコンピテントに振る舞うので、これらの岩相を多数挟在する領域 I では、泥質片岩の Du 褶曲が押さえられ、平滑な片理が広がっている。

また、木能津ユニットとの境界に沿って分布する清水構造帯では、Du 褶曲が発達し、その Du 褶曲軸面は剥離性の強い片理に転化している。このため、泥質片岩の崖では、高角度の片理に沿って剥離しやすくなっている。

吉野川の各支流河川から分岐して、東あるいは西に流れる河谷に挟まれた山地には、南斜面が急勾配でかつ北斜面が緩傾斜になる非対称山稜が形成されている。非対称山稜は領域 I で多発し、領域 II では東に向かって減少し、領域 III では北部に限定されている。その長さは約 1～2 km 程度のもが多いが、白滝ユニットの北縁には、本ユニットをほとんど縦断する非対称山稜がある。この非対称山稜を西からみていくと、標高 1,446.4 m の登岐山から南東方向に延びる稜線を進み、標高 1,263 m 地点を通過して、標高 1,262.3 m の大己屋山に至る。大己屋山から先は東に延びる稜線を進み、一旦汗見川沿いの冬ノ瀬まで下る。そこから再び東に延びる稜線に取り付いて、標高 1,469.6 m の白髪山まで登り、その先では北に湾曲した稜線を、標高 1,265.8 m の三角点を通過して、八丁山まで進む。八丁山から再び北に湾曲した稜線を通って、立川川沿いの成川に下る。

非対称山稜両側の斜面傾斜から基岩構造を推察すると、急傾斜になる南向き斜面は受け盤構造、緩傾斜になる北向き斜面は流れ盤構造をもっていることが予想され、非対称山稜の北向き斜面で地すべりが多発する可能性がある。

地すべり構造の特徴 地すべり総数は 419 箇所である。その内訳は、流れ盤地すべり 235 箇所 (56%)、受け盤地すべり 46 箇所 (11%)、中立盤地すべり 138 箇所 (33%) である。上記で区分した領域ごとにみていくと、つぎの通りである。なお、数は少ないが、地すべり移動体が領域境界を横切る地すべりがある。それについては滑落崖が位置する領域に所属させた。領域 I (総数 150 箇所)



第 9. 7 図 木能津ユニットの流れ盤地すべりの例
穴内川を挟んで南側対岸（大豊町中村大王の反対側斜面）から大豊町安戸を望む。

では、流れ盤地すべり 100 箇所、受け盤地すべり 10 箇所、中立盤地すべり 40 箇所である。厚い珪質片岩領域（総数 17 箇所）では、流れ盤地すべり 8 箇所、受け盤地すべり 4 箇所、中立盤地すべり 5 箇所である。領域Ⅱ（総数 132 箇所）では、流れ盤地すべり 56 箇所、受け盤地すべり 14 箇所、中立盤地すべり 62 箇所である。領域Ⅲ（総数 120 箇所）では、流れ盤地すべり 71 箇所、受け盤地すべり 18 箇所、中立盤地すべり 31 箇所である。第 9. 8 図に受け盤地すべりの例を示す。

全体を通して言えることは、流れ盤地すべりが圧倒的に多く、それに中立盤地すべりが続き、受け盤地すべりは少ないことである。特に領域Ⅰでは、非対称山稜の斜面傾斜から予測されたとおり、非対称山稜の北向き斜面で流れ盤地すべりが卓越している。しかも、北向き斜面の斜面長が長く、泥質片岩には平滑な片理が発達しているので、斜面長に比例して大規模地すべりが多発し、最大規模の地すべりは約 $6.65 \times 10^5 \text{ m}^2$ になる。領域Ⅱでは、非対称山稜の稜線方向が東西方向からずれるところがでてくるが、非対称山稜の緩傾斜斜面側で規模の大きな地すべりが発生している。その場合、流れ盤地すべりだけでなく、中立盤地すべりも少なくない。非対称山稜は過去の地すべり運動の結果生じた地形で、現在存在する地すべりの地形素因になっている。そして現在の地すべり移動体が消滅した後は、その地すべりがつくった地形が次世代の地すべりの地形素因になる。しかしながら、限られた層準に位置する苦鉄質千枚岩をすべり面としている「伊野」地域の秩父帯北帯でみられる苦鉄質千枚岩の地すべりのように、同じ斜面で地すべりの発生・消滅を繰り返す可能性が少ない地質体では、非対称山稜



第 9. 8 図 白滝ユニットの受け盤地すべりの例
写真左下に写っている旧吉野川橋は、明治時代に架設された道路トラス橋で、近代土木遺産 A ランクに指定されているが、吉野川に向かって押し出してきた地すべり移動体によって、橋の中央部分が大きく湾曲したため、現在は通行止めになっている（大豊町尾生）。

は発達しないであろう。

藤田ほか（1976）が指摘していたように、白滝ユニットでも線構造の方向に滑落した中立盤地すべりが発達している。中立盤地すべりの発生は、その滑落方向が線構造に平行な褶曲軸に規制されている可能性があるが、今回の調査で、滑落方向が片理の最大傾斜方向ではなく、褶曲軸に規制されていることが確認されたのは、最近発生した小規模な崩壊一箇所だけであった。褶曲軸による構造規制を実証するには、露頭条件が良く、かつ活動的な地すべりにおいて、滑落方向を明確にする動態観測も含めた詳細な地質調査を実施することが必要である。

受け盤地すべりは本ユニットの全域に点在しているが、川口大橋より下流の吉野川沿いで発生頻度がやや高い。この地域には、東西方向に延びる背斜軸が走り、南傾斜と北傾斜の片理が入り組んで分布している。しかも、吉野川が蛇行しているので、斜面の向きと片理の姿勢との関係が複雑である。このような状況で、流れ盤地すべりと受け盤地すべりが混在分布する結果になったが、今後、地すべりごとに詳細な確認調査が必要である。

9. 3 初生山体変形

初生山体変形による構造として尾根の線状凹地と谷側への傾動構造の存在が確認されている。

線状凹地 空中写真判読によって検出された線状凹地は白滝ユニットで 12 箇所、御荷鉾ユニットで 4 箇所（第 9. 9 図）、赤良木ユニットで 2 箇所である。さらに、現地踏査によって、御荷鉾ユニットでは 4 箇所が見つかった。今回の調査では、線状凹地が直接地すべりの滑落崖に発展している事例は見つかっていない。

谷側への傾動構造 谷側への傾動構造は、相川川と地藏寺川の合流付近に分布する白滝ユニット中の清水構造帯で多発しているほか、土佐町相川の日浦や土佐町伊勢

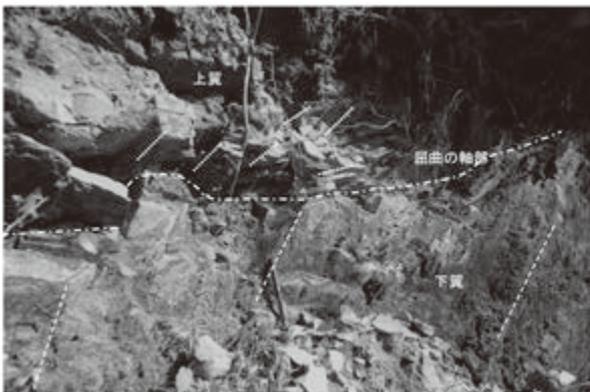


第 9. 9 図 御荷鉾ユニットの線状凹地
凹地には水が溜まり、原生池と呼ばれている（土佐町高須）。

川の御荷鉾ユニットでも数箇所を確認されている。清水構造帯が分布する自然の崖や道路の切り土斜面では、片理に沿って剥離し、わずかに谷側に傾動している岩盤がしばしばみられる。清水構造帯では、Du 褶曲軸面が転化した剥離性の強い片理が発達しているの、その影響と考えられる。白滝ユニット、御荷鉾ユニットのいずれにおいても、谷側への傾動構造の基本的な構造形態は酷似していて、大きく傾動した短い上翼とわずかに傾動した長い下翼からなる非対称な形態をもち、下翼から上翼への折れ曲りは急激である（第9.10図）。傾動構造の上翼の片理に沿うクラックの開口幅が上部に向かって広がり、運動様式が転倒に移行しているところもあるが、全体の構造は岩盤クリープによって形成された谷側への曲げ褶曲である。

9.4 落石・崩壊

本地域を流れる河川の河床には、しばしば数メートルを超える巨礫が点在している。巨礫は山腹斜面にも転がっている。巨礫を形成しているのは、片理が発達していないか、片理に沿う剥離性に乏しい岩相である。西又ユニット及び上穴内ユニットのチャート、赤良木ユニットの変成チャート、御荷鉾ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩類の変成苦鉄質火山角礫岩・塊状変成玄武岩・変成斑れい岩、木能津ユニットの珪質片岩、白滝ユニットの珪質片岩・苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類がそれにあたる。御荷鉾ユニットの変成苦鉄質火山角礫岩は風化すると粘土化し、本ユニットで多発する地すべりの基岩でもある。地すべりのすべり面にも、巨礫の源にもなるといふ変成苦鉄質火山角礫岩の岩盤特性は鈴木(1964)によってすでに指摘されている。



第9.10図 谷側への傾動構造
この傾動構造は、御荷鉾ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩の片理に規制されている。上翼部は急激に折れ曲がり、下翼部に上へ伸び掛かっている。写真中央下、ボールペンの長さは14 cm（土佐町相川日浦）。

巨礫群が河川をせき止めている例がある。大豊町中村大王のすぐ南（ヨボーウシ橋）近傍では、御荷鉾ユニットの変成苦鉄質火山角礫岩の巨礫群が穴内川をせき止めている（第9.11図）。本山町冬ノ瀬の南方にある「白髪滝」は、白滝ユニットの苦鉄質片岩の巨礫群が汗見川をせき止めたもので、巨礫の間から流れ落ちた水が白く泡立って流れている様が、「白髪滝」の名前に相応しい景観をつくっている。河川水による巨礫表面の侵食状態から推察して、巨礫の崩落は少なくとも2時期ある（第9.12図）。第1期の崩落による巨礫群は河川水によって表面の凹凸が削られ滑らかになっている。これらの巨



第9.11図 御荷鉾ユニットの片状変成玄武岩火山碎屑岩を構成する変成苦鉄質火山角礫岩の崩落による穴内川のせき止め
大豊町中村大王の南、ヨボーウシ橋の上から、穴内川に崩落した径数10 cmから2 mを超える巨礫群を望む。



第9.12図 白滝ユニットの苦鉄質片岩の崩落による汗見川のせき止め
崩落した巨礫は径1 mを超えるものが多く、2 mを超えるものも少なくない。巨礫群によるせき止めで白髪滝が形成された。汗見川をせき止めている巨礫群は、巨礫表面の河川侵食の程度から、少なくとも2期の崩落で形成されたものと推察される（本山町冬ノ瀬の南）。

礫に完全に離水した甌穴が認められることから、第1期の崩落の後に、河床が1mほど隆起したと考えられる。その後崩落した第2期の巨礫群は角張っており、第1期の巨礫群を覆っている。

早明浦ダム湖左岸を走る高知県道本川－大杉線では、2001年の芸予地震で白滝ユニットの珪質片岩からなる切土斜面の頂部が崩壊した(第9.13図)。地震動によるエジェクト(大八木, 2004)によって、緩傾斜で谷側に傾斜する珪質片岩の層理面(片理)に沿って分離・横跳びした岩塊が道路上に落下している。崩落を免れた岩盤には開口クラックが形成され、浮き石状になった岩塊もあったとのことである(森 俊二氏情報)。

河床や斜面に巨礫が単独で定置している場合には落石によるものと判断されるが、個数が増えてくると、落石と崩壊を区別することは難しい。巨礫の発生源の多くは尾根付近の崖や切土斜面の頂部、岩峰、地すべりの滑落崖など、地震動が増幅される地形条件をもったところである。径の大きな巨礫の多くは地震時に崩落した可能性が高い。

9.5 土石流

本域内では、豪雨のたびにどこかで土石流が発生している。

今回空中写真判読に用いた1975年11月1日～11月25日撮影の空中写真にも、植生の回復していない土石流跡が多数記録されていた。ユニットごとの土石流発生件数は、白滝ユニットで125箇所、木能津ユニットで1箇所、赤良木ユニットで12箇所、上穴内ユニットで5箇所となっている。白滝ユニットでは、特に北部の標高の高い地域に集中し、その中でも非対称山稜の南向き斜面で多発する傾向がある。また、木能津ユニットの1箇所



第9.13図 2001年芸予地震による白滝ユニットの珪質片岩の崩落

この崩落は、早明浦ダム湖左岸を通る高知県道本川－大杉線の切土法面(土佐町下川橋のすぐ下流)で発生した(森 俊二氏撮影)。

所と、赤良木ユニットの8箇所、上穴内ユニットの5箇所は本地域の東縁部の狭い地域に集中している。これらの土石流の発生年を特定することは難しいが、1975年8月に「伊野」地域で甚大な被害(いわゆる仁淀川災害、岡林ほか, 1978)をもたらした台風5号によって発生した可能性が高い。岡林ほか(1978)によれば、翌年の1976年9月の台風17号によっても、本地域で土石流が発生している。

最近では、2004年8月の台風15号により、西隣「日比原」地域の高知県大川村で土石流が多発したが(青矢・横山, 2009)、このとき本地域でも土石流・崩壊が発生している。2014年8月の台風12号の際にも、発生数は少ないが、大豊町の吉野川沿いで土石流が発生している(笹原ほか, 2015)。

9.6 災害事例－土讃線沿いの土砂災害

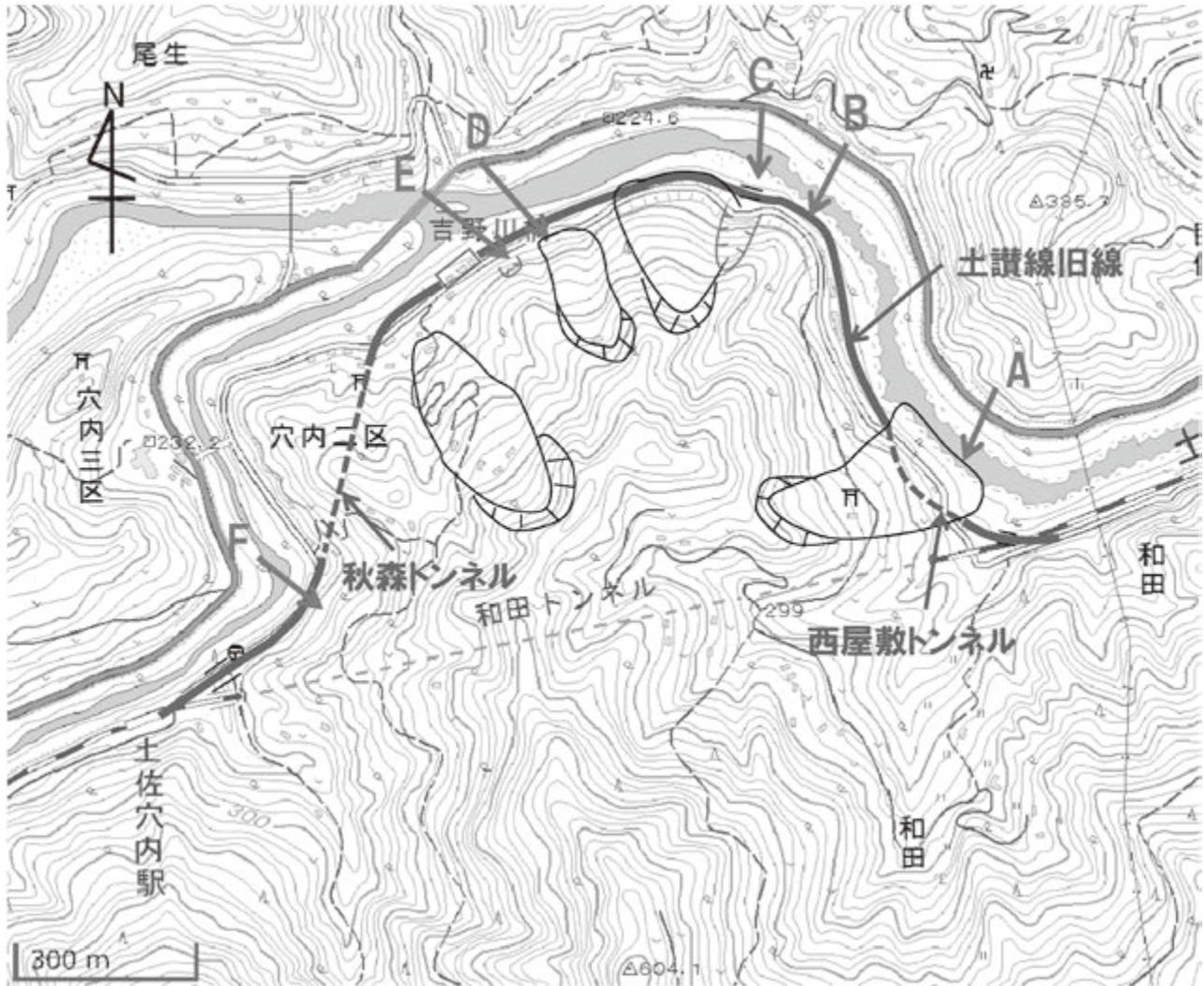
瀬戸内海側の起点多度津駅と太平洋側の終点窪川駅を結ぶ延長198.7kmの土讃線は難所が多い路線である。特に四国山地を横断して流れる先行川の吉野川及び穴内川沿いは、急峻な河谷壁が連続しているために、路線敷設場所が限られるだけでなく、土砂災害の危険性も高く、これまでも繰り返し土砂災害に見舞われてきた。

9.6.1 土砂災害による路線の付け替え

本地域では、和田－土佐穴内駅区間と大杉線－大杉トンネル終点側坑口区間、大王上－土佐北川駅区間の3区間が、土砂災害を避けるため、日本国有鉄道(国鉄)時代に路線の付け替えを余儀なくされた(横山ほか, 2012; Kato *et al.*, 2015; 加藤ほか, 2015)。したがって、付け替えによって廃線となった路線(以下、旧線と呼ぶ)は国鉄時代に役目を終え、新設された路線は1987(昭和62)年に四国旅客鉄道株式会社(JR四国)に引き継がれ現在に至っている。ここでは煩雑な記述を避けて、国鉄及びJR四国の名称を外して土讃線と表記している。

和田－土佐穴内駅区間 この区間では、1964(昭和29)年に和田トンネルが新設され、吉野川及びその支流の穴内川の右岸沿いを走っていた路線が廃止された(第9.14図)。旧線沿いの地質は白滝ユニットの南縁部に当たり、泥質片岩が分布している。片理の傾斜方向は南と北が混在している。

旧線区間にはいくつかの橋梁と西屋敷トンネルと秋萩トンネルという2つのトンネル、さらに土佐穴内駅が建設されていた(以下、各地点は第9.14図を参照)。第9.15図をみると、西屋敷トンネルの起点(多度津)側坑口は、A地点の地すべり移動体の分布域にほぼ入っている。この地すべりを穴内川の対岸からみると、巨礫群が集積している穴内川の河床にまで地すべり移動体の末端が達し



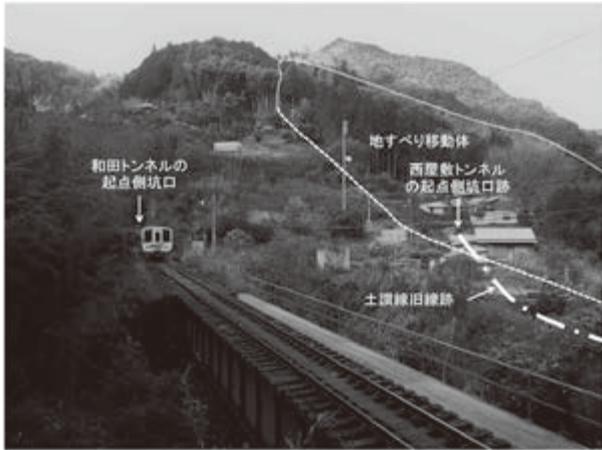
第9.14図 和田トンネル建設に伴い廃線となった土讃線旧線と旧線沿いで発生した斜面災害
A～Fは斜面災害発生地点。基図に国土地理院発行の2.5万分の1地形図「杉」を使用。

ていると考えられる（第9.16図）。これから推定される地すべりの深度と、河床から20mほど上った道路のすぐ下に施工されている西屋敷トンネルの終点（窪川）側坑口との位置関係から推察して、西屋敷トンネルはその全体が地すべり移動体の中を通過していると考えられる。西屋敷トンネルは施工時に激しい偏圧を受けたとする記録（日本国有鉄道，1975；日本鉄道建設協会，1978）や、開通後に変状が生じたとする記録（宮脇，2001）もある。これらの記録に記載されたトンネルの変状の原因は地すべりの影響が考えられ、このことが路線付け替えの大きな理由になったものと推察される（加藤ほか，2015）。

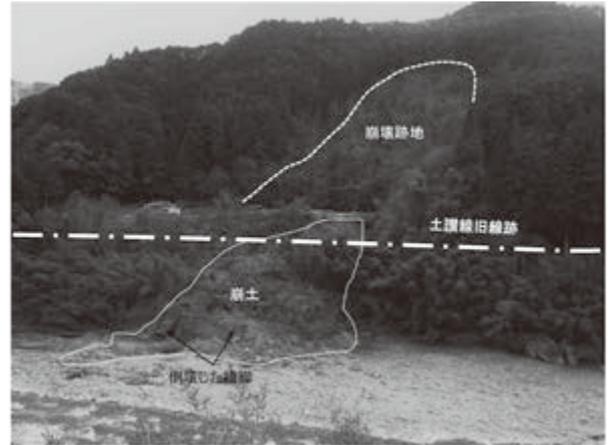
廃線後も、旧線沿いでは斜面災害が発生している。B地点では、崩壊土砂と葉が生きている倒木が旧線の路盤上に流出しているのを2017年12月に観察している。C地点では、地すべりの右側部の崩壊で押し出された崩土

で、旧線の橋梁の橋脚2本が川に向かって倒壊している（第9.17図）。E地点では、施工してから年月が経っていないと思われる対策工が施されている斜面崩壊跡を2015年の調査時に観察している。この斜面崩壊で発生した崩土は旧線の路盤に達した可能性がある。また変状の時期は不明だが、D地点とF地点では、斜面の押し出しで石積み擁壁に発生した水平のクラックを観察している。これらの災害実績は、防災対策の難しい場所に旧線が建設されていたことを示している。

大杉駅 - 大杉トンネル終点側坑口区間 この区間では、1973（昭和43）年に、御荷銚ユニットの落石地帯である穴内川沿いを走っていた路線を廃線にし、新たに大杉トンネルが建設された。なお、国道32号も落石を避けて大豊トンネルが新設されている。旧線は、大杉駅を出ると、穴内川の右岸沿いから旧線を転用したヨポー



第9.15図 第9.14図のA地点の地すべり移動体を掘削して建設された土讃線旧線の西屋敷トンネル地すべりの右側方崖と西屋敷トンネルの起点側坑口跡の位置関係を、土讃線の和田トンネル起点側坑口の東から望む。



第9.17図 第9.14図のC地点の崩壊地から流出した土石によって倒壊した土讃線旧線の橋梁の橋脚穴内川を挟んで対岸（左岸側）の国道32号から望む。崩壊跡地の植生は回復していない。



第9.16図 第9.14図のA地点の地すべり移動体の末端から押し出された巨礫群
左側方崖から末端に至る地すべり地形を、穴内川を挟んで対岸（左岸側）の国道32号から望む。



第9.18図 土讃線の旧線跡と落石警報機付き柵
旧線は、御荷鉾ユニットの落石多発地帯を走っていたため、山側を走る旧国道32号（現ヨボーウシ線）との間に落石警報機付き柵が設置されていた（大豊町杉の南）

ウシ橋を渡って、左岸沿いを旧国道32号（現ヨボーウシ線）と併走して走り、再び鉄橋を渡って右岸沿いを走っていた。穴内川の左岸沿いでは、山側のヨボーウシ線と旧線との間に設置された落石の発生を知らせる警報機付きの柵が現在も残っている（第9.18図）。この柵や道路面には落石の痕跡が残っている。ヨボーウシ線から分かれて右岸に渡る廃線鉄橋の起点側橋台は東に押し出され、コンクリートの継ぎ目が大きく開口している。

大王上 - 土佐北川駅区間 この区間では、1986（昭和61）年に、穴内川を右岸側から左岸側に渡る第四穴内川橋梁と、大豊トンネルが新設され、それまで右岸側を走っていた路線が廃止された（第9.19図）。旧線の一部区間は現在道路に転用されている。旧線区間の地質は変成

チャート優勢の赤良木ユニットで、右岸側山腹にはチャートの岩峰・岩塊が多数分布し、穴内川の河床にも崩落したチャートの巨礫が転がっている（第9.20図）。土佐北川駅も大豊トンネル建設に併せて、鋼製のトラス橋の上に建設され、落石災害を避けることができたようになった。しかし、穴内川の左岸沿いを現在も走る国道32号は、落石の危険性が高く、一部（板木野の南）にはロックシェッドを設置し、落石を監視しながら供用されている。

9.6.2 繁藤災害

1972（昭和47）年の7月豪雨で、土讃線最悪の土砂災害が繁藤駅（現在の繁藤駅より東に位置していた）で発生した。この災害は、高知新聞の連載記事「ジオ鉄の



第9.19図 路線付け替えで、道路に転用された土讃線の旧線跡と新設された第四穴内橋梁と大豊トンネル
赤良木ユニットの変成チャートの落石多発地帯を避けるために、大王上-土佐北川駅間で路線の付け替えが行われた。大豊町大王上から土佐北川駅方面を望む。



第9.20図 穴内川河床に崩落した赤良木ユニットの変成チャートの巨礫群
落石を避けて鋼製トラス橋上に建設された土佐北川駅から下流の穴内川河床を望む。

旅」で取り上げられた（上野，2014）。新聞記事によるとこの土砂災害は次の通りである。

1972年7月4日の昼ごろから降り始めた雨は5日も降り続いた。5日の朝5時頃、当時繁藤駅があった場所の裏山で、最初の小崩壊が発生した。土砂が民家に流れ込んだため、数名の消防団員が駆けつけ、土砂の排除に当たっていたが、6時45分頃、2回目の小崩壊が発生し、消防団員の一人が生き埋めになった。総勢120名の町職員や消防団員が救出に当たっていたところ、複数回の小崩壊発生後、10時50分頃に、崩壊土量10万 m^3 に達する大規模な崩壊が発生した。折しも繁藤駅に停車した列車を巻き込んで、崩壊土砂は穴内川に押し出された。一部の客車は穴内川を越えて対岸斜面の麓にまで押しやられた（昭和47年7月12日発行の高知新聞に掲載された現場見取り図より）。崩壊面の頂部と押し流された客車の定置位置との間の比高（ $H = 100\text{ m}$ ）と水平距離（ $L =$



第9.21図 1972年繁藤災害の斜面崩壊現場
当時繁藤駅があった場所の北側背後の斜面が崩壊し、駅に停車していた列車が巻き込まれた。なお現在でも、崩壊跡は植生が周囲と異なることから分かる（土佐山田町飼古屋、崩壊発生6日後に大川義明氏撮影）。

250 m) から求めた等価摩擦係数 (H/L) は0.4となり、この崩壊は土石流に匹敵する流動性をもっていたことになる。この土砂災害による死者は60名に達し、この惨事で土讃線は23日間不通になった。

崩壊地の地質は西又ユニットに属している。受け盤構造をもつ泥岩を主体とし、チャートや砂岩、苦鉄質岩類が挟在している。第9.21図は崩壊発生6日後の写真である。6日経っても、崩壊面の頂部の中央付近から地下水が流れ出ているのが分かる。崩壊面及び崩土は赤褐色を呈している。赤褐色化は強風化（酸化）によるものと思われるが、単なる地表部の風化にしては範囲が広く、異様な色をしている。崩壊部から上方の斜面には崩壊以前から存在していた段差地形やクラックも確認されている。これらの現象から、崩壊面に平行な断層が存在していて、その中を流れる地下水の水位が変動したことで、岩石の酸化・劣化が進行していたと推察される。また、段差地形やクラック存在は崩壊以前から斜面変動が始まっていたことを示唆している。

第10章 資源地質

(遠藤俊祐)

10.1 銅 鉱 床

三波川帯の白滝ユニット上部の白滝苦鉄質片岩層には、多数の層状含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー鉱床）が伴われる（小島，1956a など）。これら鉱床の成因は、母岩の苦鉄質片岩の原岩形成に関連した海底火山活動に伴う噴気堆積性鉱床を起源とし、鉱床堆積後に母岩とともに延性変形及び高圧型変成作用を被ったものと考えられている（渡辺，1957；秀，1961；土井，1961，1962）。Nozaki *et al.* (2013) は四国及び紀伊半島三波川帯の計11 鉱床の硫化物鉱石を用いて Re-Os アイソクロン年代測定を行い、これら鉱床がいずれもジュラ紀末期の約150 Ma に形成されたことを示した。Nozaki *et al.* (2013) のデータのなかで、本地域の下川鉱山の鉱石の Re-Os アイソクロン年代は 144.9 ± 3.9 Ma であり、この年代値はほぼジュラ紀と白亜紀の境界である。

本地域には多数の鉱床露頭が確認されているが（土井，1962），採掘に至ったものに関して、以下に甲藤ほか（1960，1961）及び本報告の調査結果を基に記述する。

10.1.1 下川鉱山

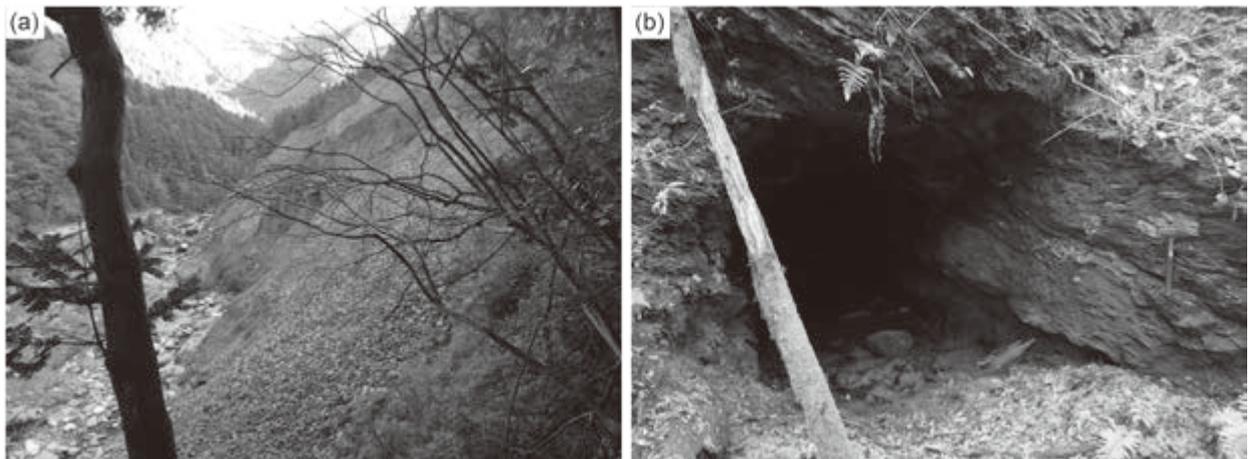
土佐町下川に位置し、西隣「日比原」地域の日本鉱業株式会社白滝鉱山の支山として1919～1926年、1934～1962年に稼行した。本地域では最も規模の大きい銅

鉱床である。鉱床は白滝ユニット上部の緑泥石帯 - ざくろ石帯境界付近の苦鉄質片岩中に胚胎される。下川川により鉱床は分断されており、西側の西坑と東側の下川坑において採掘された。下川坑脇に選鉱所遺構とズリ（廃石）が残されている（第10.1図 a）。

以下、吉田・小村（1950）の資料を参考に記述する。鉱床は塊状鉱及び縞状鉱により構成され、鉱床の見かけ下盤は石英に富む苦鉄質片岩、上盤は緑泥石に富む苦鉄質片岩となっている。鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱と少量の斑銅鉱、閃亜鉛鉱、磁鉄鉱、脈石鉱物は石英と緑泥石が主体である。品位は塊状鉱で Cu 3%（重量百分率）程度、縞状鉱で Cu 0.5～0.7% である。鉱床は多くの小規模高品位鉱体からなるが、それらは低品位鉱で連結され全体として1枚の鉱床を形成する。鉱床の規模は落し延長約1,800 m、幅約400 m、最大厚さ80 cm である。鉱床の落しは東へ10～20°程度で、母岩の伸長線構造と調和的である。

10.1.2 上関鉱山

白髪山の東麓、本山町新頃付近に位置し、明治時代に稼行された。行川西岸に坑口が多数存在する（第10.1図 b）。白滝ユニット上部の緑泥石帯の泥質片岩中に挟まれる苦鉄質片岩に鉱床が伴われる。鉱床は母岩の片理に調和的であるが膨縮が著しく、平均品位は Cu 3% で



第10.1図 白滝ユニットの銅鉱山跡

- (a) 下川鉱山のズリ（土佐町下川の下川左岸）。
- (b) 上関鉱山の坑口（本山町新頃の行川右岸）。

ある（甲藤ほか，1961）。

10. 1. 3 吉野鉱山

本山町瓜生野の県道 263 号線脇に鉄格子で閉鎖された坑口が位置する。白滝ユニット上部の緑泥石帯の苦鉄質片岩及び珪質片岩中に胚胎される。住友金属鉱山株式会社により開発されたが出鉱実績があるかどうかは不明である。

10. 1. 4 大豊鉱山

大豊町立川下名の標高 800 m 付近及び奥大田の標高 960 m 付近の 2 地点において、住友金属鉱山株式会社により開発された。高知県地質産図（甲藤ほか，1960）におおよその位置が示されているが、所在を確認できなかったため本報告の地質図には位置を示していない。白滝ユニット上部の緑泥石帯の苦鉄質片岩中に胚胎される。鉱床は最大幅 40 cm で母岩とともに著しく褶曲し、褶曲軸に一致して西に落とす。品位は Cu 7% 以上に達するところがあった（甲藤ほか，1961）。

10. 2 マンガン鉱床

秩父累帯北帯の付加コンプレックス及び御荷鈴帯赤良木ユニットには多数の層状マンガン鉱床が胚胎される。中央海嶺や海山の海底火山活動に伴う噴気堆積性鉱床及び海水からの化学的沈殿により形成された鉱床が、続成～変成作用により鉱物組合せや組織の改変を受けたものと考えられる（渡辺，1957；桃井，1991；Nakagawa *et al.*，2011）。なお、本地域で唯一、三波川帯本能津ユニットに胚胎される炭酸マンガン鉱の鉱床として日浦鉱山があるが（吉村，1969）、詳細な位置は不明である。以下、吉村（1952，1969）と本報告の調査結果を基に、本地域の層状マンガン鉱床をユニットごとに記述する。

10. 2. 1 西又ユニット中の鉱床

本ユニットに含まれる鉱床として、土佐山田町河ノ川の河ノ川鉱山（別称、恵美須鉱山）がある。塊状玄武岩溶岩と赤色チャートの岩相境界付近に胚胎される。大正年代より数代の鉱主を経て探鉱が試みられたが（吉村 1952）、本格的な採掘には至らなかった。沢沿いに散在するマンガン鉱石は、ばら輝石、菱マンガン鉱、カリオピライトを主要構成鉱物とする。また、鉄 - マンガン鉱石は赤紫色～褐色を呈し、Mn に富むグリーンライト、赤鉄鉱、灰鉄ざくろ石、石英を主体とする。鉄 - マンガン鉱石を切る脈として、マンガン珪灰鉄鉱が報告されている（Endo，2017）。

西又ユニット（住居附ユニット）の玄武岩溶岩に胚胎される比較的規模の大きい鉄 - マンガン鉱床として、「伊野」地域の国見山鉱山があり、成因的に河ノ川鉱山と類

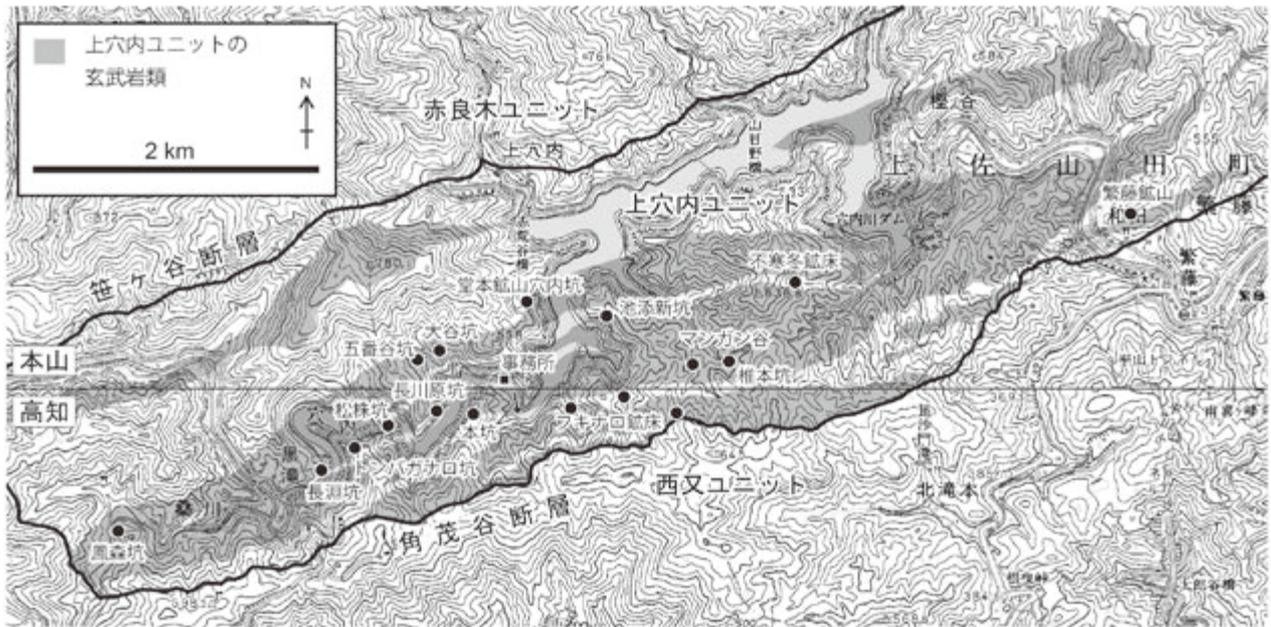
似した鉱床と考えられる。国見山鉱山は前期ペルム紀の中頃に中央海嶺近傍で堆積した鉱床である（Fujinaga and Kato，2005；Nozaki *et al.*，2005）。

10. 2. 2 上穴内ユニット中の鉱床

穴内鉱山は上穴内ユニットの構造的上部（南部）の玄武岩火山碎屑岩に伴われる国内最大級のマンガン鉱床群である（第 10. 2 図）。明治 20 年頃から久保富治らによって表層部の二酸化マンガン鉱の採掘が行われ、昭和 3～5 年が盛況であった。昭和 8 年に石原満庵 KK が興され、学術調査により炭酸マンガン鉱及び珪酸マンガン鉱の相当量の鉱量が見込まれたため、八幡製鉄所と提携し本格的な開発が開始された。一般に鉱石は比較的珪酸分が多く低品位であるが、規模が大きいため大量採掘が行われた。また、採掘したマンガン鉱石を天坪駅（現在の JR 四国土讃線繁藤駅）に輸送するための軌道（石原満庵軌道）が 18 km にわたって施設された。穴内マンガン鉱床群の分布は本地域南端と南隣の「高知」地域にまたがる（第 10. 2 図）。鉱山事務所は本地域内（現在の両国橋付近）に置かれていたが、主要鉱床（鳳森坑、長淵坑、松株坑、本坑、長川原坑、フキナロ鉱床など）は「高知」地域に含まれる。また、これらの一部は穴内川ダムの完成後に水没した。ダム建設着工中にも粗鉱月平均 400 t を生産したが、ダム竣工後間もない昭和 40 年代に採掘を終了した。

鉱床はアルカリ角閃石を變成鉱物として含む玄武岩火山碎屑岩と砂岩の境界部に胚胎され、また鉱床との接触部にのみ赤色チャートがみられる。Fujinaga *et al.*（2006）は玄武岩火山碎屑岩の地球化学的特徴がプレート内玄武岩に相当することを示し、穴内マンガン鉱床の成因は海山の火山活動に伴われる層状マンガン鉱床であるとした。Kuwahara *et al.*（2006）は長川原坑及びフキナロ鉱床のマンガン鉱石と母岩の赤色チャートから放散虫化石を報告し、マンガン鉱床の堆積年代を中期ペルム紀（270～260 Ma）とした。鉱石は吉村（1952，1969）の分類による穴内型の典型である“鱈節鉱”や“栗色・アズキ・灰色炭マン”と野外名で呼ばれる褐色～灰色のものが多く、これらを構成する主要鉱石鉱物はカリオピライトと菱マンガン鉱で、ブラウン鉱を含む場合もある。また、Mn に富むグリーンライトを主体とする暗緑色の低品位鉱石を多産し、品位調整のため高品位鉱石に混ぜて出荷された。これらのマンガン鉱石には鉱物脈が普遍的に発達し、その構成鉱物として、マンガン斧石、紅れん石、ガノフィル石、ダトー石、含マンガン方解石、辰砂、重晶石などに加え、ストロンチウム緑れん石は穴内鉱山を原産地として記載された新鉱物である（Minakawa *et al.*，2008）。

穴内マンガン鉱床群のうち、本地域に含まれるものとして、東から西に向かって、繁藤鉱山、穴内鉱山不寒冬



第 10. 2 図 穴内マンガン鉱床群

基図は国土地理院発行 5 万分の 1 数値地形図「本山」及び「高知」を用いた。

鉱床、椎本坑、マンガン谷鉱床、池添新坑、堂本鉱山、穴内鉱山東大谷坑、西大谷坑、五番谷坑がある（第 10. 2 図）。繁藤鉱山は土佐山田町和田に位置し、玄武岩火山碎屑岩と砂岩及びチャートの岩相境界に胚胎される。坑口周辺に菱マンガン鉱とカリオピライトを主体とする鉱石が認められた。不寒冬鉱床の所在は確認できなかったが、吉村（1952）によれば、穴内川ダム湖南岸の三角点 636.8 m の北東 200 m に位置し、鉱石は暗緑色または暗褐色を帯びた灰色炭酸マンガン鉱で、品位は Mn 25 ~ 27% である。

大豊町久寿軒谷川流域にも小規模なマンガン鉱床が分布し、これらの胚胎層準は穴内マンガン鉱床群よりも構造的な下位である。大豊町北川の久寿軒谷川左岸に北川鉱山の坑口が、大豊町小庭の久寿軒谷川右岸に小庭鉱山のものと思われるズリがある。いずれも周辺の地質は灰色層状チャートを主体とし、玄武岩火山碎屑岩を伴う。ズリには石英中にカリオピライト及びばら輝石を少量含む低品位な珪酸マンガン鉱石が残されている。また、採掘記録はないが小庭鉱山の北東約 1.5 km の沢の標高 900 m 地点において同様な鉱石からなる鉱床露頭がある。吉村（1969）によれば、鉱石の品位は北川鉱山が Mn 27 ~ 36%、小庭鉱山が Mn 38% である。

10. 2. 3 赤良木ユニット中の鉱床

本ユニットにはマンガン鉱床は少ないが、中ノ川鉱山、双子鉱山及び山目野・天坪鉱山がある。中ノ川鉱山は未調査であるが、吉村（1952）によれば変成チャートと苦鉄質千枚岩の岩相境界に胚胎される二酸化マンガン鉱床

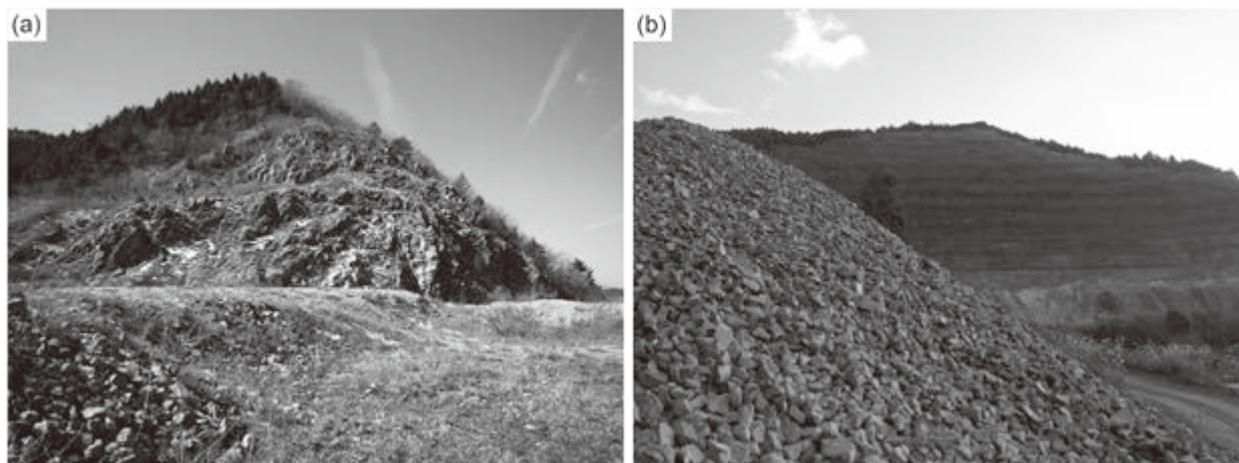
である。双子鉱山は国見山北西約 1.5 km 地点に位置する。沿革は不明であるが、鉱山付近の小ピークは双子山と呼ばれており、往時は索道で国道まで鉱石を下していた。坑口付近の赤色変成チャート露頭は二酸化マンガン鉱の鉱染が顕著であり、ズリも二酸化マンガン鉱以外の鉱石は確認できない。山目野・天坪鉱山は変成チャートと苦鉄質千枚岩の岩相境界に胚胎され、鉱石はブラウン鉱とばら輝石からなる（吉村，1952，1969）。採掘跡は確認できなかったが、山目野鉱山付近の沢沿いに流れ出した鉱石は桃色のばら輝石、カリオピライトと石英を主体とする珪酸マンガン鉱であり、橙色のマンガン斧石 - 重晶石脈を伴う。

10. 3 ドロマイト

赤良木ユニットの変成チャートにはドロマイト質大理石のレンズ状岩体が多数含まれ、製鋼・化学肥料などの用途として採掘・開発を見込んで可採量調査が行われた（沢村ほか，1967，1968）。現在採掘中の鉱山はないが、赤良木峠の三辻山登山口付近には赤良木鉱山と称しドロマイトの露天掘りを行った跡がある（第 10. 3 図 a）。赤良木鉱山は昭和 40 年から稼行を始め、昭和 47 年当時は月産 1,500 t 程度を採掘していた（渡辺ほか，1973）。

10. 4 採石

御荷鉾ユニットの変成斑れい岩及び塊状変成玄武岩は建設用資材等に利用されている。現在、嶺北興産株式会



第10.3図 「本山」地域の採石場

- (a) 赤良木鉱山（土佐町赤良木峠）のドロマイト採掘跡.
- (b) 御荷鉾ユニット内（土佐町地蔵寺）の採石場（稼行中）.

社により三辻山北麓の県道16号脇において採石が行われており、平成22～27年度は年間160,000t程度を採取している（第10.3図b）。この採石場の変成斑れい岩体の東方延長が分布する土佐町檜山にも採石場跡があり、早明浦ダム建設時に骨材が採取された。

10.5 鉱泉

本地域は非火山地域であるため、高温泉の湧出地は知られていない。三波川帯白滝ユニット内の冷鉱泉の湧出地として本山町^{はめがの}蛇野の行川林道始点に奥白髪温泉があるが、2006年に廃業している。施設内表示の高知県衛生研究所の分析データによれば、水温13.9℃、pH8.3の単純硫黄泉である。源泉の化学組成を第10.1表に示す。

第10.1表 奥白髪温泉の成分

		mg/kg
陽イオン		
カリウムイオン	K ⁺	0.9
ナトリウムイオン	Na ⁺	14.3
カルシウムイオン	Ca ²⁺	19.2
マグネシウムイオン	Mg ²⁺	0.9
ストロンチウムイオン	Sr ²⁺	0.4
陰イオン		
フッ素イオン	F ⁻	0.4
硫酸イオン	SO ₄ ²⁻	18.9
炭酸水素イオン	HCO ₃ ⁻	68.6
炭酸イオン	CO ₃ ²⁻	1.5
塩素イオン	Cl ⁻	4.9
硫化水素イオン	HS ⁻	4.2
溶存成分		
メタホウ酸	HBO ₂	3.9
メタケイ酸	H ₂ SiO ₃	14.9
溶存ガス		
遊離二酸化炭素	CO ₂	0.6
遊離硫化水素	H ₂ S	0.2

文 献

- Aoki, K., Kitajima, K., Masago, H., Nishizawa, M., Terabayashi, M., Omori, S., Yokoyama, T., Takahata, N., Sano, Y. and Maruyama, S. (2009) Metamorphic P–T–time history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation. *Lithos*, vol.113, p. 393–407.
- Aoki, K., Maruyama, S., Isozaki, Y., Otoh, S. and Yanai, S. (2011) Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous–Paleogene tectonics in Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 42, p. 355–369.
- 青矢陸月・遠藤俊祐 (2017) 「初期」三波川変成作用の認識、及び後期白亜紀三波川沈み込み帯の描像。地質雑, vol. 123, p. 677–698.
- 青矢陸月・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, 75 p.
- 青矢陸月・野田 篤・水野清秀・水上知行・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青木正博 (2013) 新居浜地域の地質。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, 181 p.
- Aoya, M., Endo, S., Mizukami, T. and Wallis, S.R. (2013) Paleomantle wedge preserved in the Sambagawa high-pressure metamorphic belt and the thickness of forearc continental crust. *Geology*, vol. 41, p. 451–454.
- 青矢陸月・水上知行・遠藤俊祐 (2017) 三波川帯トラバース：最浅部変成岩から最深部超苦鉄質岩まで。地質雑, vol. 123, p. 491–514.
- Banno, S. (1964) Petrologic studies on Sambagawa crystalline schists in the Besshi-Iino district, central Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, SecII*, vol. 15, Part 3, p. 203–319.
- Banno, S. (1998) Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 117–128.
- Banno, S. and Sakai, C. (1989) Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa belt, Japan. *Spec. Pub. Geol. Soc. London.*, vol. 43, p. 519–531.
- Banno, S., Higashino, T., Otsuki, M., Itaya, T. and Nakajima, T. (1978) Thermal structure of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *J.Phys. Earth*, vol. 26, p. 345–356.
- Banno, S., Sakai, C. and Higashino, T. (1986) Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, vol. 19, p. 51–63.
- Beysac O., Goffé B., Chopin C. and Rouzaud J. N. (2002) Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 20, p. 859–871.
- 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」図集。防災科学技術研究所研究資料, no. 299, 17 sheets.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. -X. (2013; updated 2016) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, vol. 36, p. 199–204.
- Dallmeyer, R. D., Takasu, A. and Yamaguchi, K. (1995) Mesozoic tectonothermal development of the Sambagawa, Mikabu and Chichibu belts, south-west Japan: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar whole-rock phyllite ages. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 13, p. 271–286.
- 土井正民 (1961) 別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉍鉍床 (I) その研究の史的変遷と現況について。鉍山地質, vol. 11, p. 610–626.
- 土井正民 (1962) 別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉍鉍床 (II) その概要と別子鉍床群について。鉍山地質, vol. 12, p. 1–15.
- 土井正民 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「三島」及び同説明書。地質調査所, 31 p.
- 榎並正樹 (1982) 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石 - 黒雲母帯。地質雑, vol. 88, p. 887–900.
- Enami, M. (1986) Ardenite in a quartz schist from the Asemigawa area in the Sanbagawa metamorphic terrain, central Shikoku, Japan. *Mineral. Mag.*, vol. 13, p. 151–160.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 116, p. 182–198.
- Endo, S. (2015) Jadeite-bearing metaigneous rocks from the Northern Chichibu belt, SW Japan: implications for the lowest-grade Sanbagawa metamorphism. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 110, p. 8–19.
- Endo, S. (2017) Ilvaite-manganilvaite series minerals in jasper and iron-manganese ore from the Northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 112, p. 166–174.
- Endo, S. and Wallis, S.R. (2017) Structural architecture and low-grade metamorphism of the Mikabu-Northern Chichibu accretionary wedge. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 35, p. 695–716.
- Endo, S., Wallis, S., Hirata, T., Anckiewicz, R., Platt, J., Thirlwall, M. and Asahara, Y. (2009) Age and early metamorphic history of the Sanbagawa belt: Lu–Hf and P–T constraints from the Western Iratsu eclogite. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 27, p. 371–384.
- Endo, S., Miyazaki, K., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2018) Progressive changes in lithological association of the Sanbagawa metamorphic complex, Southwest Japan: relict clinopyroxene and detrital zircon perspectives. *Isl. Arc*, vol. 27, art. e12261, p. 1–14, doi:10.1111/iar.12261.
- Ernst, W. G. (1972) Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, vol. 15, p.

- 233–239.
- 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, p. 1–276.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 89, p. 319–329.
- Faure, M. (1985) Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 7, p. 175–186.
- Fujinaga, K. and Kato, Y. (2005) Radiolarian age of red chert from the Kunimiyama ferromanganese deposit in the Northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Resour. Geol.*, vol. 55, p. 353–356.
- Fujinaga, K., Nozaki, T., Nishiuchi, T., Kuwahara, K. and Kato, Y. (2006) Geochemistry and origin of Ananai stratiform manganese deposit in the Northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Resour. Geol.*, vol. 56, p. 399–414.
- Fujita, T. (1980) Slope analysis of landslides in Shikoku, Japan. *Inter. Sym. On Landslide*, Proc. 3 I. A. E. G., vol. 1, p. 278–288.
- 藤田 崇 (2004) II. 2章 基岩構造. 地すべりに関する地形地質用語委員会, 地すべり地形 地質的認識と用語, p. 118–132.
- 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, p. 25–36.
- 布施昌弘・横山俊治 (2004) 四国島の線状凹地の分布とその特徴. 日本地すべり学会, 第43回日本地すべり学会研究発表会講演集, p. 561–564.
- Goto, A., Higashino, T. and Sakai, C. (1996) XRF analyses of Sanbagawa pelitic schists in central Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 58, p. 1–19.
- 原 英俊・青矢陸月・野田 篤・田辺 晋・植木岳雪・山崎 徹・駒澤正夫 (2018) 20万分の1地質図幅「高知」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977) 三波川帯の造構運動. 秀 敬編, 三波川帯, 広島大学出版会, p. 307–390.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Takeda, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y. (1990) Nappe structure of the Sambagawa belt. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 8, p. 441–456.
- 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.
- 原 龍一・小川 洋 (2002) 4. 外帯北部 4.2 御荷鉢緑色岩類(蔭地すべり). 藤田 崇編著, 地すべりと地質学, 古今書院, 東京, p. 185–190.
- 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, p. 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, p. 1–87.
- Hide, K., Hara, I. and Shiota, T. (1993) Nappe boundary migration during the subduction-exhumation processes of the Sambagawa schists. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 9, p. 715–720.
- 東野外志男 (1975) 四国中央部白髪山地方三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, vol. 81, p. 653–670.
- 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.
- Higashino, T. (1990) The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 8, p. 413–423.
- Hori, N. and Wakita, K. (2004) Reconstructed oceanic plate stratigraphy of the Ino Formation in the Ino district, Kochi Prefecture, central Shikoku, Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 24, p. 185–197.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須槍和巳・山下 昇 (1956) 黒瀬川構造帯(四国秩父累帯の研究 III). 地質雑, vol. 60, p. 82–103.
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A. and Kimura, J.-I., 2014. Jurassic plume-origin ophiolites in Japan: accreted fragments of oceanic plateaus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168, 1019.
- 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.
- Inui, M. (2010) Two types of garnet in Sanbagawa pelitic schists along Asemigawa River, central Shikoku. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 105, p. 274–279.
- 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(予讃線に沿う地質 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・板谷徹丸・河戸克志 (1990) 秩父累帯北帯ジュラ紀付加コンプレックスの変成年代. 地質雑, vol. 96, p. 557–560.
- 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 Banno, S. (1980) Paragenesis of titanite-bearing accessories in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 73, p. 267–276.
- 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 age. *Isl. Arc*, vol. 3, p. 48–58.
- Itaya, T. and Takasugi, H. (1988) Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 100, p. 281–290.
- 岩崎正夫 (1969) 三波川帯と秩父帯との境界にある変成岩類—いわゆる“みかぶ帯”の岩石—. 地質学論集, vol. 4, p. 41–50.

- 岩崎正夫 (1978) みかぶ帯および隣接する秩父帯における火成作用の順序. *地球科学*, vol. 32, p. 345–351.
- Izadyar, J., Hirajima, T. and Nakamura, D. (2000) Talc-phengite-albite assemblage in piemontite-quartz schist of the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *The Isl. Arc*, vol. 9, p. 145–158.
- Kato, H., Fujita, M., Yokoyama, S., Ueno, S., Yasuda, T., Imao, K. and Suga, Y. (2015) Invitation to the Geo-Tetsu Tour by Train Trips, Visiting of the Railway Route for Geohazard: A Case Study of the JR Dosan Line in Shikoku, Southwest Japan. *Proceedings of 10th Asian Regional Conference of International Association for Engineering Geology (USB Flash Drive)*, Tp3-P16, p. 1–6.
- 加藤弘徳・横山俊治・深田研ジオ鉄普及委員会 (2015) 高知県大豊町穴内における土讃線旧線跡のジオ鉄. *日本応用地質学会中四国支部平成 27 年度研究発表会発表論文集*, p. 15–20.
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層 – 分布図と資料. 東京大学出版会, 437 p.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳 (1960) 高知県地質鉱産図. 高知県.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳 (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. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 74, p. 607–616.
- 河内洋佑・Landis, C. A.・渡辺暉夫 (1973) 四国中央部三波川帯点紋苦鉄質火山性片岩中の枕状溶岩その他の原岩構造. *地質雑*, vol. 79, p. 745–753.
- Kawachi, Y., Watanabe, T. and Landis, C. A. (1982) Origin of mafic volcanogenic schists and related rocks in the Sanbagawa belt, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 88, p. 797–817.
- Kawahara, H., Endo, S., Wallis, S.R., Nagaya, T., Mori, H. and Asahara, Y. (2016) Brucite as an important phase of the shallow mantle wedge: evidence from the Shiraga unit of the Sanbagawa subduction zone, SW Japan. *Lithos*, vols 254–255, p. 53–66.
- 河戸克志・磯崎行雄・板谷徹丸 (1991) 四国中央部における三波川帯・秩父累帯間の地帯構造境界. *地質雑*, vol. 97, p. 959–975.
- Kiminami, K. and Ishihama, S. (2003) The parentage of low-grade metasediments in the Sanbagawa Metamorphic Belt, Shikoku, southwest Japan, based on whole-rock geochemistry. *Sediment. Geol.*, vol. 159, p. 257–274.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1968) 昭和 41 年度 精密調査報告書 北鹿地域, 白髪山地域. 富士美術印刷株式会社, 東京, 428 p.
- 高知県 (1988) 土地分類基本調査「本山・伊予三島, 土佐長浜」(5 万分の 1 表層地質図). 高知県農林水産部耕地課, 44 p.
- 小島丈児 (1950) 西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について. *地質雑*, vol. 56, p. 339–344.
- 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.
- 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, p. 173–193.
- 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.
- 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.
- Koto, B. (1888) On the so-called crystalline schists of Chichibu (The Sambagawan Series). *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 2, p. 77–141.
- Kouketsu, Y., Enami, M., Mouri, T., Okamura, M. and Sakurai, T. (2014) Composite metamorphic history recorded in garnet porphyroblasts of Sambagawa metasediments in the Besshi region, central Shikoku, Southwest Japan. *Isl. Arc*, vol. 23, p. 263–280.
- 棚座圭太郎 (1984) 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源. *岩鉱*, vol. 79, p. 20–32.
- Kurata, H. and Banno, S. (1974) Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sanbagawa metamorphic terrain, in central Shikoku, Japan. *J. Petrol.*, vol. 15, p. 361–382.
- Kuwahara, K., Fujinaga, K. and Kato, Y. (2006) Radiolarian age of manganese ore and red chert from the Ananai stratiform manganese deposit in the Northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Resour. Geol.*, vol. 56, p. 415–421.
- Ludwig, K. R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Special Publication No. 5. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center.
- Maruyama, S. and Liou, J. G. (1985) The stability of Ca-Na pyroxene in low-grade metabasites of high-pressure intermediate facies series. *Am. Mineral.*, vol. 70, p. 16–29.
- Masago, H., Okamoto, K. and Terabayashi, M. (2005) Exhumation tectonics of the Sanbagawa high-pressure metamorphic belt, southwest Japan – constraints from the upper and lower boundary faults. *Int. Geol. Rev.*, vol. 47, p. 1194–1206.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. *地質雑*, vol. 104, p. 634–653.
- Minakawa, T., Fukushima, H., Nishio-Hamane, D. and Miura, H. (2008) Epidote- (Sr) , CaSrAl₂Fe³⁺ (Si₂O₇) (SiO₄) (OH) , a new mineral from the Ananai mine, Kochi Prefecture, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 103, p. 400–406.
- 南新真裕・柳 哮・山口 勝 (1979) 四国中央部三波川変成岩の Rb-Sr 全岩年代. *日本列島構成の同位体地球科学, 科学研究費補助金総合研究 (A) (課題番号 334054)*, p. 68–71.
- 満塩大洗・竹田善博・嶋 将志 (1991) 四国吉野川上流の第四系. *高知大学学術研究報告*, vol. 40, p. 243–253.
- Miyashiro, A. and Banno, S. (1958) Nature of galucophanitic

- metamorphism. *Am. J. Sci.*, vol. 256, p. 97–110.
- 宮脇俊三 (2001) 鉄道廃線跡を歩く VIII, JTB キャンブックス, JTB パブリッシング, 東京, 223 p.
- 桃井 齊 (1991) 層状マンガン鉱床の地質学的諸問題. *地質雑*, vol. 97, p. 759–770.
- Mori, H. and Wallis, S. R. (2010) Large-scale folding in the Asemigawa region of the Sanbagawa Belt, southwest Japan. *Isl. Arc*, vol. 19, p. 357–370.
- 村田明広・山崎亮輔・前川寛和 (2009) 四国中央部, 笹ヶ谷地域における秩父帯北帯の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, vol. 23, p. 61–72.
- 長田充弘・横川実和・高地吉一・大藤 茂・山本鋼志 (2015) 三波川変成岩類に関連する地質単元のジルコン U-Pb 年代. 日本地質学会学術大会講演要旨 第 122 年学術大会.
- Nakagawa, M., Santosh, M. and Maruyama, S. (2011) Manganese formations in the accretionary belts of Japan: Implications for subduction-accretion processes in an active convergent margin. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 42, p. 208–222.
- 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. *J. Petrol.*, vol. 18, p. 263–284.
- Nakamura, C. and Enami, M. (1994) Prograde amphiboles in hematite-bearing basic and quartz schists in the Sanbagawa belt, central Shikoku: relationship between metamorphic field gradient and P-T paths of individual rocks. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 12, p. 841–852.
- 日本国有鉄道 (1975) 日本国有鉄道百年史, vol. 9. 日本国有鉄道, 東京, 674 p.
- 日本鉄道建設業協会 (1978) 日本鉄道請負業史 昭和 (前期) 篇. 日本鉄道建設業協会, 東京, 532 p.
- 西川 治・三沢隆治・小川昇一・大槻憲四郎 (1994) 四国中央部三波川帯低変成度岩の構造解析. *地質雑*, vol. 100, p. 901–914.
- Nozaki, T., Nakamura, K., Osawa, H., Fujinaga, K. and Kato, Y. (2005) Geochemical features and tectonic setting of greenstones from Kunimiyama, Northern Chichibu belt, central Shikoku, Japan. *Resour. Geol.*, vol. 55, p. 301–310.
- Nozaki, T., Kato, Y. and Suzuki, K. (2013) Late Jurassic oceanic anoxic event: evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa. *Sci. Rep.*, vol. 3, art. no.1889, p. 1–6, doi:10.1038/srep01889.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978) 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, p. 3–10.
- Osozawa, S. and Pavlis, T. (2007) The high P/T Sambagawa extrusional wedge, Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 29, p. 1131–1147.
- Osozawa, S. and Wakabayashi, J. (2015) Late stage exhumation of HP metamorphic rocks, progressive localization of strain, and changes in transport direction, Sambagawa belt, Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 75, p. 1–16.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一 (2010) 砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯最区分の試み. *地質雑*, vol. 119, p. 333–346.
- Otsuki, M. and Banno, S. (1990) Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 8, p. 425–439.
- 大八木規夫 (2004) I .1 章 分類 / 地すべり現象の定義と分類. 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 地すべり 地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, p. 3–15.
- 小澤大成・村田 守・西村 宏・板谷徹丸 (1997) 造山帯中の緑色岩からみた海洋地域の火成活動—みかぶ帯の火成岩の岩石学的特徴と火成年代—. *火山*, vol. 42, p. S231–S237.
- 小澤大成・元山茂樹・井上宗弥・加藤泰浩・村田 守 (1999) 四国東部みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴. *地質学論集*, vol. 52, p. 217–228.
- Sakaguchi, M. and Ishizuka, H. (2008) Subdivision of the Sanbagawa pumpellyite-actinolite facies region in central Shikoku, southwest Japan. *Isl. Arc*, vol. 17, p. 305–321.
- Sakakibara, M., Hori, R. S. and Murakami, T. (1993) Evidence from radiolarian chert xenoliths for post-Early Jurassic volcanism of the Mikabu greenrocks, Onuki area, western Shikoku, Japan. *J. Geol. Soc. Japan.*, vol. 99, p. 831–833.
- 笹原克夫・森 直樹・讃岐利夫・山崎尚明・丸 晴弘・日本地すべり学会関西支部調査団 (2015) 平成 26 年 8 月の豪雨により高知県で発生した地すべり災害の状況. *日本地すべり学会誌*, vol. 52, p. 7–14.
- 佐々木 誠・横山俊治 (2013) 秩父累帯北帯の谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造の再検討. 高知大学学術研究報告, vol. 62, p. 11–23.
- 沢村武雄・小島丈児・光野千春・鈴木堯士 (1964) 土讃線防災対策委員会 地質専門委員会報告書及び附属資料 (5,000 分の 1 地質平面図及び危険度分布図 同地質断面図). 日本国有鉄道, 東京, 42sheets.
- 沢村武雄・永尾哲夫・柴野照博・高橋治・小松重敏 (1967) ドロマイト鉱床調査各論 第 2 章 四国地方 第 1 節 高知県 A 赤良木東方地区. 国内鉄鋼原料調査 第 5 報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, 東京, p. 192–197.
- 沢村武雄・永尾哲夫・柴野照博・中曾浩三・小松重敏 (1968) ドロマイト鉱床調査各論 第 2 章 四国地方 第 1 節 高知県 A 赤良木 (C) 地区. 国内鉄鋼原料調査 第 6 報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, 東京, p. 145–149.
- Seki, S., Hara, I., Shiota, T., Hide, K. and Takeda, K. (1993) The baric structures and exhumation processes of the Sogauchi unit in the Sanbagawa belt. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 9, p. 705–714.
- Seki, Y. (1958) Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geog.*, vol. 29, p. 233–258.
- 四国地方土地質図編纂委員会 (1998) 四国地方土地質図及

- び解説書. (財) 国土開発技術センター, 859 p.
- Shinjoe, H., Goto, A., Kagitani, M. and Sakai, C. (2009) Ca-Al hydrous silicates in the chlorite-grade pelitic schists in Sanbagawa metamorphic belt and a petrogenetic analysis in the model mixed-volatile system. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 104, p. 263–275.
- 塩田次男 (1988) 四国中央部三波川帯の黒雲母帯下底付近における地質構造—白髪地域を例として. 徳島大学総合科学部自然科学研究, vol. 1, p. 31–51.
- 塩田次男 (1991) 四国中央部白髪山地域三波川帯のナップ構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, vol. 4, p. 29–44.
- Suyari, K. (1961) Geological and paleontological studies in central and eastern Shikoku, Japan – Part I. Geology. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, vol. 11, p. 11–76.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1980) 御荷鉾緑色岩類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.
- 須鎗和巳・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.
- Suzuki, S. (1995) Metamorphic aragonite from the Mikabu and Northern Chichibu belts in central Shikoku, SW Japan: identification by micro-area X-ray diffraction analysis. *J. Geol. Soc. Japan.*, vol. 101, p. 1003–1006.
- Suzuki, S. and Ishizuka, H. (1998) Low-grade metamorphism of the Mikabu and northern Chichibu belts in central Shikoku, SW Japan: implications for the areal extent of the Sanbagawa low-grade metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 107–116.
- 鈴木堯士 (1964) 四国における御荷鉾緑色岩類 (I) —高知県大杉地域の御荷鉾緑色岩類とその地質構造—. 高知大学学術研究報告 自然科学編, vol. 13, p. 93–102.
- 鈴木堯士 (1972) 四国中西部におけるみかぶ緑色岩類の火成活動と変成作用. 高知大学学術研究報告 自然科学編, vol. 21, p. 39–62.
- 鈴木堯士・刈谷哲也 (1988) 四国中央部, 汗見川流域の石英ファブリックから推定される地質構造. 月刊地球, vol. 10, p. 407–410.
- 鈴木達夫 (1931) 7万5千分の1地質図幅「高知」及び説明書. 地質調査所, 46 p.
- Tagami, M. and Takeshita, T. (1998) c-Axis fabrics and microstructures in quartz schist from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 20, p. 1549–1568.
- Tagiri, M. (1985) A comparison of graphitizing-degree and metamorphic zones of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 80, p. 503–506.
- Taguchi, T. and Enami, M. (2014a) Compositional zoning and inclusions of garnet in Sanbagawa metapelites from the Asemi-gawa route, central Shikoku, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 109, p. 1–12.
- Taguchi, T. and Enami, M. (2014b) Jadeite and quartz aggregate in garnet of the Sanbagawa metapelite from the Asemi-gawa region, central Shikoku, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 109, p. 169–176.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.
- 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.
- 武田賢治・横坂 敏・板谷徹丸・西村祐二郎 (1993) 四国西端部三瓶地域の真穴帯: 構成と地体構造的な位置づけ. 地質雑, vol. 99, p. 255–279.
- Takeshita, T. and Yagi, K. (2004) Flow patterns during exhumation of the Sambagawa metamorphic rocks, SW Japan, caused by brittle ductile, arc-parallel extension. In Grocott, J., MacCaffrey, K.J.W., Taylor, G., Tikoff, B. eds., *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere. Spec. Pub. Geol. Soc. London.*, no. 227, p. 279–296.
- 竹下 徹・長谷部徳子・野村和良 (2011) 四国中央部三波川帯緑泥石帯砂質片岩中のジルコンのフィッシュオントラック年代: 2つの異なる年代とその意味. 地質雑, vol. 117, p. 53–56.
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009) SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 101, p. 12–24.
- 上野将司 (1995) 第7章 事例研究 (3) 四国御荷鉾帯の地すべり. 日本応用地質学会編, 斜面地質学—その研究動向と今後の展望—, p. 254–257.
- 上野将司 (2014) 繁藤駅 (土讃線) 静寂が包む大規模崩壊地. 土曜ネーチャー「ジオ鉄の旅 列車で楽しむ四国の地質と地形」, 第15便, 高知新聞, 2014年6月21日.
- 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.
- Uno, M., Iwamori, H. and Toriumi, M. (2015) Transition from dehydration to hydration during exhumation of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan, revealed by the continuous P-T path recorded in garnet and amphibole zoning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 170, art. 33/doi: 10.1007/s00410-015-1185-9.
- 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, 140 p.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: the Asemi-gawa region, central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 96, p. 345–352.
- Wallis, S. R. (1992) Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa Belt, SW Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 14, p. 271–280.
- Wallis, S. R. (1995) Vorticity analysis and recognition of ductile

- extension in the Sanbagawa belt, SW Japan. *J. Struct. Geol.*, vol. 17, p. 1077–1093.
- Wallis, S. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *J. 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. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 18, p. 653–664.
- Wallis, S. R. and Endo, S. (2010) Comment on 'Metamorphic P-T-time history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation' by K. Aoki, K. Kitajima, H. Masago, M. Nishizawa, M. Terabayashi, S. Omori, T. Yokoyama, N. Takahata, Y. Sano, S. Maruyama. *Lithos*, vol. 116, p. 195–196.
- Wallis, S. R., Banno, S. and Radvanec, M. (1992) Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Isl. Arc*, vol. 1, p. 176–185.
- Wallis, S., Moriyama, Y. and Tagami, T. (2004) Exhumation rates and age of metamorphism in the Sanbagawa belt: new constraints from zircon fission track analysis. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 22, p. 17–24.
- Wallis, S. R., Anczkiewicz, R., Endo, S., Aoya, M., Platt, J. P. and Thirwall, M. (2009) Lu–Hf dating of eclogite, ridge subduction and preservation of the Sanbagawa Belt, SW Japan. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 27, p. 93–105.
- 渡辺武男 (1957) 日本の層状含銅硫化鉄鉱床ならびに層状マンガニ鉱床の成因. 鉱山地質, vol. 7, p. 87–97.
- 渡辺武男・沢村武雄・宮久三千年 (編) (1973) 日本地方鉱床誌 四国地方. 朝倉書店, 426 p.
- Watanabe, T. and Kobayashi, H. (1984) Occurrence of lawsonite in pelitic schists from the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 2, p. 365–369.
- Yagi, K. and Takeshita, T. (2002) Regional variation in exhumation and strain rate of the high-pressure Sanbagawa metamorphic rocks in central Shikoku, south-west Japan. *J. Metamorphic Geol.*, vol. 20, p. 633–647.
- Yamakita, S. (1988) Jurassic-earliest Cretaceous allochthonous complexes related to gravitational slidings in the Chichibu terrane in eastern and central Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Section II*, vol. 21, p. 467–514.
- 山北 聡・大藤 茂 (2000) 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線 - 黒瀬川断層系による日本列島先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, vol. 56, p. 23–38.
- 山下 昇・志井田 功・田中啓策・山際延夫・吉田省三・中川 衷三・須鎗和巳・石井健一・甲藤次郎・市川浩一郎 (1954) 四国・畿南の外帯中生界 (演旨). 地質雑, vol. 60, p. 282.
- 横山俊治 (2010) 5.1 中国四国地方における地すべり分布の概要. 日本応用地質学会 中国四国支部編, 中国四国地方の応用地質学, p. 148–150.
- 横山俊治 (2013) なぜ, 西南日本外帯で降雨時あるいは地震時に深層崩壊が多発するか? 日本地すべり学会誌, vol. 50, p. 1–6.
- 横山俊治 (2015) 高知県の町代次 - 線状凹地群とそれを形成した断層群の運動像 - . ノンテクトニック断層研究会編, ノンテクトニック断層—識別方法と事例—, 近未来社, 名古屋, p. 100–101.
- 横山俊治 (2016) 実践地表面地質踏査法—わたしの歩き方教えます—. 斜面防災技術, vol. 43, p. 13–22.
- 横山俊治・田中昭雄 (2010) 5.3.2 外帯山地, 秩父累帯北帯の玄武岩地すべり. 日本応用地質学会中国四国支部編, 中国四国地方の応用地質学, p. 166–167.
- 横山俊治・藤田勝代・加藤弘徳 (2012) ジオ鉄®で楽しむ高知の地質. 鈴木堯士・吉倉紳一編, 最新・高知の地質 大地が動く物語, 南の風社, 高知, p. 124–146.
- 横山俊治・村井政徳・脇田 茂 (2017) 地すべりダムの地形学的検出方法. 深田地質研究所年報, no. 18, p. 113–129.
- 吉田善亮, 小村幸二郎 (1950) 高知県白瀧鉱山調査報告, 第1報 下川鉱床. 地質調査所速報, no. 110, 10 p.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガニ鉱床. マンガニ研究会, 福岡, 567 p.
- 吉村豊文 (1969) 日本のマンガニ鉱床補遺 後編 日本のマンガニ鉱山. 九州大学理研報, vol. 9, 特別号—2, p. 487–1004.

Geology of the Motoyama District

By

Shunsuke ENDO* and Shunji YOKOYAMA**
(Written in 2018)

(ABSTRACT)

Outline

The Motoyama district is located in central Shikoku and represents an area between latitude 33°40'12"1 and 33°50'12"0 north, and longitude 133°29'50"6 and 133°44'50"5 east. The topography of the district is generally steep with the highest point at an elevation of 1,477 m (Mt. Otoki) and the lowest areas lying at elevations of less than 200 m along the Yoshino River. The district corresponds to the Outer Zone of SW Japan, and consists of ENE–WSW trending distributions of the Sanbagawa, Mikabu and Northern Chichibu Belts from north to south (Fig. 1). A summary of the geology in the Motoyama district is shown in Figure 2. The Northern Chichibu Belt consists mainly of a Jurassic accretionary complex. The Mikabu Belt consists of a Late Jurassic ophiolitic suite (Mikabu Unit) and a chert-rich sequence accreted during the Early Cretaceous (Akaragi Unit), which both underwent Cretaceous high-pressure/low-temperature (high *P/T*) type metamorphism and ductile deformation. The Sanbagawa Belt is composed mainly of a Cretaceous high-*P/T* type metamorphic complex. The Shikoku Mountains north to the Yoshino River are mainly composed of pelitic, siliceous and mafic schists in the Sanbagawa Belt. Mafic and siliceous schists are resistant to erosion, and there are a number of falls and cliffs along the lithological boundary between these rocks and the pelitic schist. A large ultramafic body (Shiraga body) in the Sanbagawa Belt forms the summit of Mt. Shiraga (1,469 m). The Tosa-chuo Mountains south to the Yoshino River are a range over 1,000 m high, mainly composed of metachert of the Akaragi Unit. The northern slopes of the Tosa-chuo Mountains are topographically gentle with numerous landslides, and consist mainly of metabasalt of the Mikabu Unit. Their southern side is composed of a Jurassic accretionary complex of the Northern Chichibu Belt.

Jurassic accretionary complex in the Northern Chichibu Belt

The Jurassic accretionary complex in the Motoyama district is characterized by a pile of three structural units from top to bottom: the Akatsukayama, Nishimata and Kamiananai Units. The accretionary age is Early Jurassic (Akatsukayama Unit) to Middle Jurassic (Nishimata and Kamiananai Units), and the accretionary complex shows a structurally downward (northward) younging polarity. The Akatsukayama and Nishimata Units are composed mainly of mudstone-matrix mélange units, whereas the Kamiananai Unit consists of chert-clastic sequences with alkaline igneous rocks. The Kamiananai Unit underwent high-*P/T* type (low-grade pumpellyite-actinolite facies) metamorphism and ductile deformation during the Cretaceous.

Cretaceous high-pressure metamorphic complex in the Mikabu Belt

The Mikabu Belt includes the Akaragi and Mikabu Units. The Akaragi Unit is mainly composed of metachert and subordinate mafic and pelitic phyllites. Metachert in the Akaragi Unit exhibits various colors and contains dolomitic marble lenses. The Mikabu Unit represents a metamorphosed Late Jurassic ophiolitic suite consisting of basaltic lava and hyaloclastite, gabbro, ultramafic cumulate and minor chert. Subduction and accretion of the Akaragi and Mikabu Units took place during the Early Cretaceous, and then both units underwent polyphase ductile deformation and high-*P/T* type (transitional pumpellyite-actinolite and blueschist facies) metamorphism.

* Institute of Geology and Geoinformation (present affiliation: Shimane University)

** Institute of Geology and Geoinformation (visiting researcher)

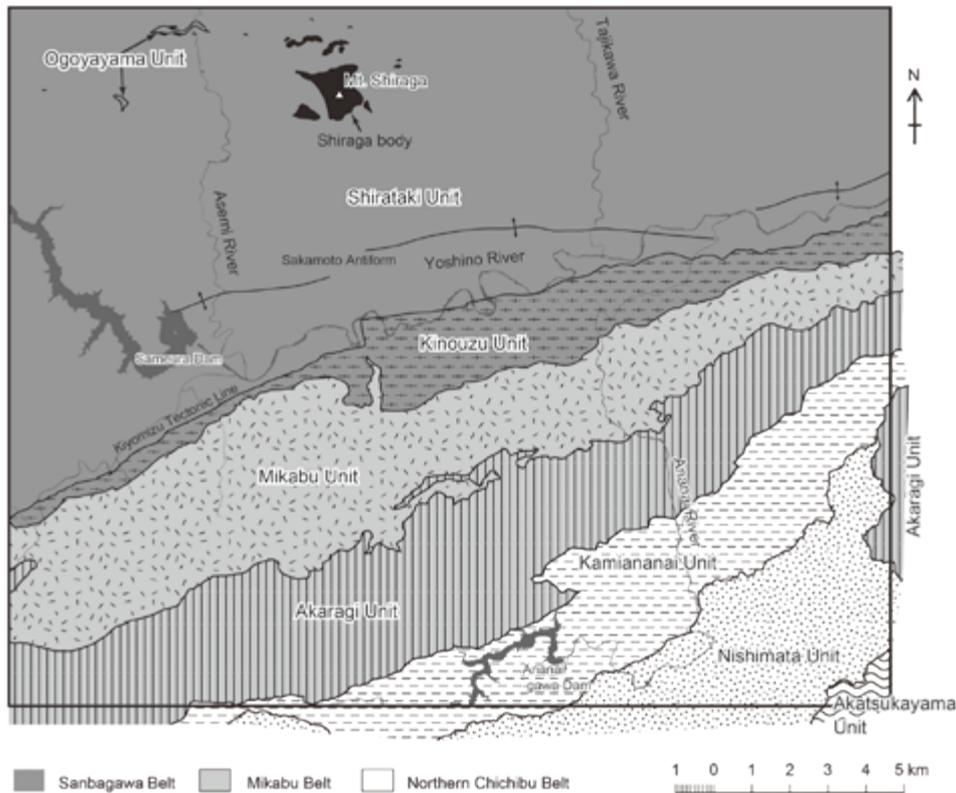


Fig. 1 Motoyama district geological index map

Cretaceous high-pressure metamorphic complex in the Sanbagawa Belt

The Sanbagawa Belt in the Motoyama district includes the Kinouzu, Shirataki and Ogoyayama Units. The Shirataki Unit is subdivided into structurally lower and upper subunits. The upper subunit is characterized by abundant mafic and siliceous schist layers whereas the lower subunit consists mainly of pelitic and psammitic schists with small metabasite lenses of alkali-basalt origin. Mafic schist in the upper Shirataki subunit shows a mid-ocean ridge basalt (MORB) affinity. These units have protoliths deposited during the Cretaceous (100–90 Ma) at the trench. They then underwent high-*P/T* type metamorphism during the Late Cretaceous (90–75 Ma).

Regional metamorphism in the Motoyama district is divided into four mineral zones based on index minerals in the pelitic schist: these are the chlorite, garnet, albite-biotite and oligoclase-biotite zones, in ascending order of metamorphic grade. The Kinouzu Unit has transitional pumpellyite-actinolite/blueschist facies, whose metamorphic grade corresponds to the chlorite zone. The lower Shirataki subunit also corresponds to the chlorite zone grade, whereas the metamorphic grade of the upper Shirataki subunit ranges from the chlorite zone (pumpellyite-actinolite facies to greenschist facies) through the garnet zone (transitional greenschist/epidote-blueschist facies to epidote-amphibolite facies) to the albite-biotite and oligoclase-biotite zones (epidote-amphibolite facies). The Ogoyayama Unit underwent eclogite-facies metamorphism before epidote-amphibolite facies overprint occurred (garnet and albite-biotite zone grade). Ultramafic rocks (metaserpentinite) such as the Shiraga body occur as tectonic blocks in the upper Shirataki subunit (above the garnet zone).

Four ductile deformation stages (Dr, Ds, Dt and Du in younging order) have been recognized. The main deformation stage (Ds) is characterized by a penetrative schistosity and E-W stretching lineation. This is related to exhumation and is, overall, synchronous with retrograde metamorphism. Mafic schist layers in the upper Shirataki subunit show a remarkable lateral stratigraphic continuity and tight Ds overturned folding, which is transposed to the main Ds schistosity. The Ds schistosity is locally overprinted by E-W trending recumbent (Dt) and upright (Du) folding. Dt folding is rare in the Shirataki Unit, but common in the Kinouzu Unit. Du upright folding is ubiquitous in the lower Shirataki subunit, and it ranges from the microscopic scale to the map scale (i.e., Sakamoto Antiform).

Miocene dike

Rhyolite occurs as a dike intruded into the Mikabu Unit. It represents the easternmost example of Miocene felsic intrusions along the ENE–WSW trending Kamiyakawa Tectonic Line.

Quaternary

The district's quaternary deposits consist of terrace, talus, valley floor, natural-levee, back marsh, river-bed, block slope and block stream deposits. The terrace deposits, distributed along the Yoshino River and its branches, are subdivided into upper, middle, lower 1 and lower 2 terrace deposit groups. The talus deposits, ranging in thickness from 3 to 10 meters, are composed of gravel or rubble bearing cohesive soil, and are widely distributed in the Mikabu Unit. There are valley floor deposits along some branches of the Ananai River. The natural-levee and back marsh deposits are located along the Yoshino River at Shimotsuno, Motoyama-cho. The river-bed deposits lie along the Yoshino River and its branches. The block slope deposits, composed of ultramafic rock boulders in the Shirataki Unit, overspread on the slopes surrounding Mt. Shiraga. The block stream deposits, composed of mafic rock boulders, fill up brooks around landslides in the distributed area of the Mikabu Unit.

Geohazards

Geohazards in the Motoyama district are caused by structures that tilt valleyward due to rock mass creep, landslides, collapses, rock falls and debris flows. The landslides are controlled by lithofacies, and the strength and attitude of the local schistosity. Many of the landslides occur around the Shirataki and Mikabu Units. In the area of the Shirataki Unit, outfacing slope landslides sliding along the direction of the schistosity of the pelitic schist are dominant, with especially large-scale landslides being distributed on the dip slopes of asymmetrical mountain ridges. In the Mikabu Unit area, landslides occur in schistose metabasaltic volcaniclastic rocks which are fractured along the low-angle schistosity and joints, broken into blocks of several sizes, and become clayey near the surface. Slope movement controlled by the maximum dip direction of the slope of disintegrated rock masses results in frequent neutral-facing slope and infacing-slope landslides. Debris flows triggered by heavy rainfall occurred in 1975, 1976, 2004 and 2014. A section of the Dosan railway line, from Osugi Station to Tosakitagawa Station, ran along the Ananai River. It is now disused and new long tunnels have been constructed to avoid disasters due to rock falls of schistose metabasaltic volcaniclastic rocks and massive metabasalt of the Mikabu Unit and metachert of the Akaragi Unit.

Resource Geology

There are many closed mines in the Motoyama district. Mafic schist in the upper Shirataki subunit of the Sanbagawa Belt hosts a number of bedded cupriferous iron sulfide deposits (kieslager deposits). The largest kieslager deposit in the district is the Shimokawa mine. Bedded manganese ore deposits occur in the Jurassic accretionary complex (Kamiananai and Nishimata Units) and Akaragi Unit. The Ananai mine in the Kamiananai Unit is one of the largest stratiform manganese deposits in Japan. The Ananai manganese deposits are associated with Permian oceanic-island basalt (OIB). Dolomitic marble lenses are common in metachert in the Akaragi Unit, and some of them have been quarried in the past. Metagabbro and metabasalt in the Mikabu Unit are now quarried on the northern slope of Mt. Mitsuji.

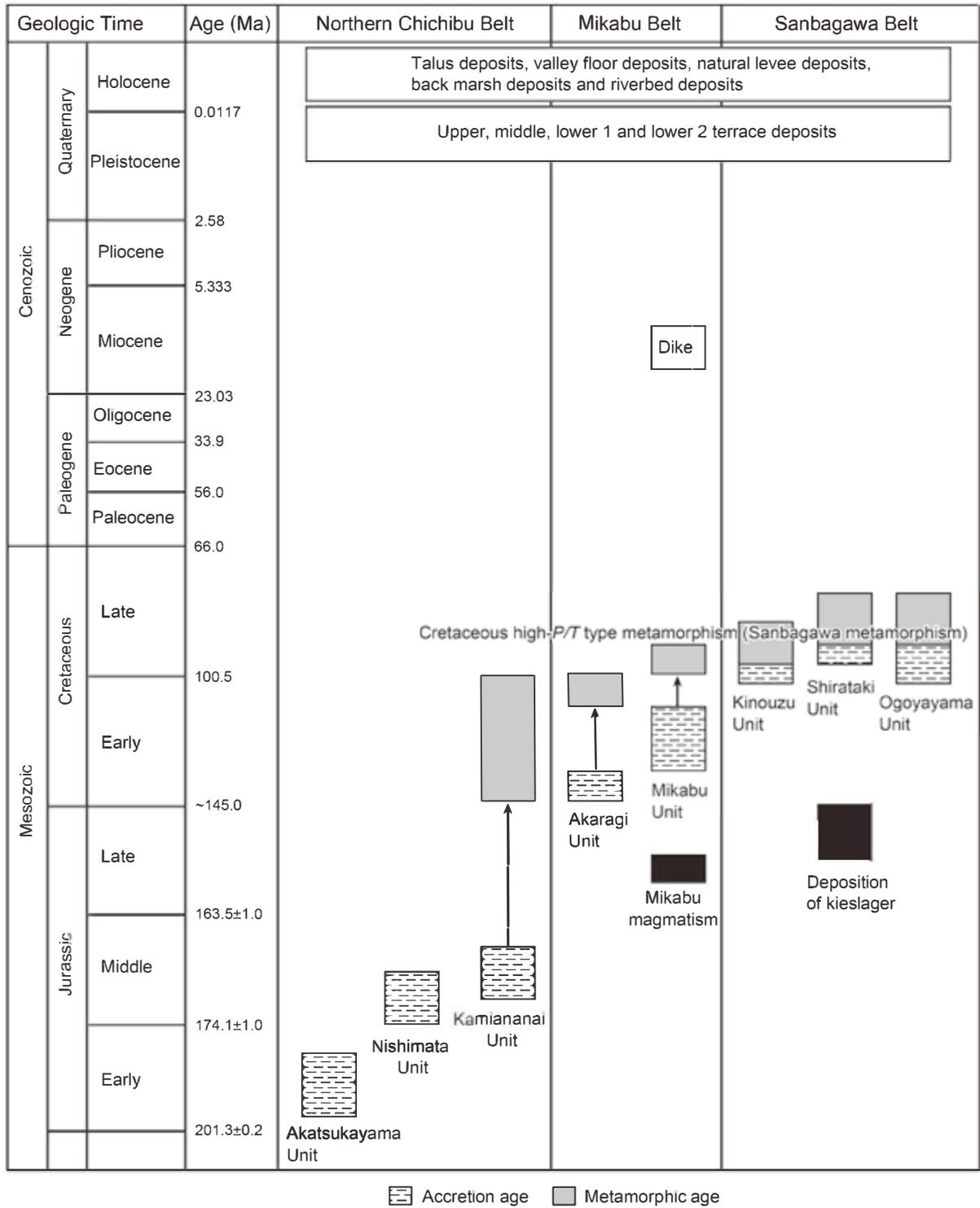


Fig. 2 Summary of the geology in the Motoyama district

執筆分担

第1章	地形	遠藤俊祐
第2章	地質概説	遠藤俊祐
第3章	秩父累帯北帯のジュラ紀付加コンプレックス	遠藤俊祐
第4章	御荷鉢帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	遠藤俊祐
第5章	三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス	遠藤俊祐
第6章	中新世岩脈	遠藤俊祐
第7章	第四系	横山俊治
第8章	地質構造	遠藤俊祐
第9章	災害地質	横山俊治
第10章	資源地質	遠藤俊祐

文献引用例

遠藤俊祐・横山俊治（2019）本山地域の地質. 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, 100 p.

章単位での引用例

遠藤俊祐（2019）本山地域の地質, 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

Endo, S. and Yokoyama, S. (2019) Geology of the Motoyama District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 100 p. (in Japanese with English abstract, 100 p.)

Bibliographic reference of each chapter

Endo, S. (2019) Geology of the Motoyama 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）

本山地域の地質

令和元年7月31日発行

国立研究開発法人 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1-1-1 中央第7

Geology of the Motoyama District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on July 31, 2019

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：

汗見川（本山町桑ノ川）の「升淵」。三波川帯白滝ユニットのアルバイト黒雲母帯の珪質片岩からなる。

Back Cover Photo: 'Masubuchi' pool of the Asemi River and outcrop of siliceous schist in the albite-biotite zone of the Shirataki Unit, Sanbagawa Belt.