

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
高知 (13) 第58号 NI-53-34-11



伊予長浜地域の地質

Geology of the Iyo-Nagahama District

宮崎一博

MIYAZAKI Kazuhiro

令和6年

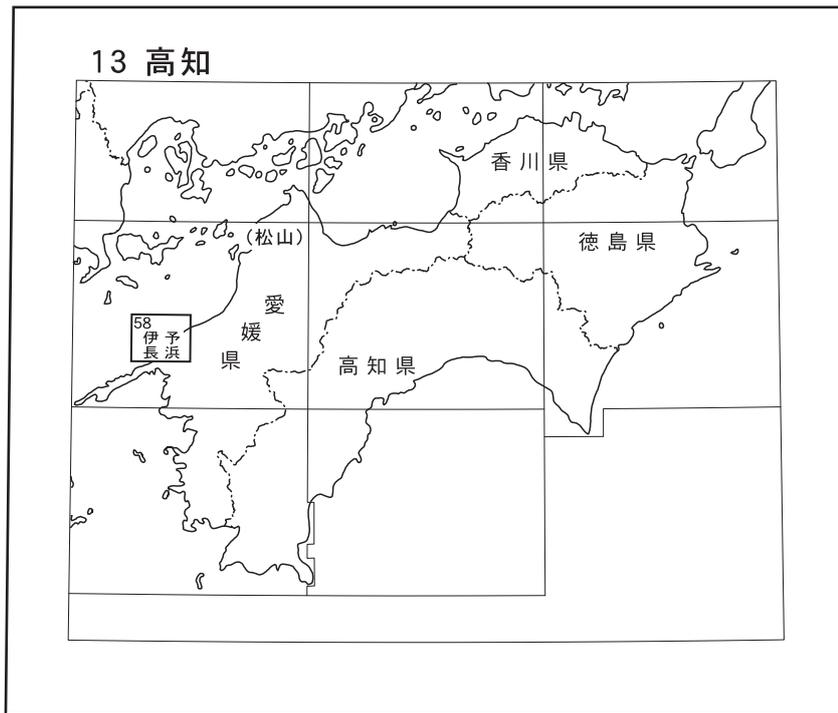
地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第58号
NI-53-34-11

伊予長浜地域の地質

宮崎一博

令和6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



() 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

柳井津 Yanaizu 1:75,000 (1933)		松山 Matsuyama 1:75,000 (1932)		
13-47 室津 Murotsu NI-53-34-14 (未刊行, unpublished)	13-48 青島 Ao Shima NI-53-34-10 (未刊行, unpublished)	13-49 郡中 Gunchu NI-53-34-6 (未刊行, unpublished)	久万 kuma 1:75,000 (1929)	
出石山 Izushi Yama 1:75,000 (1929)		13-58 伊予長浜 Iyo-Nagahama NI-53-34-11 (2024)		13-59 大洲 Ōzu NI-53-34-7 (2010)
13-67 伊予三崎 Iyo-Misaki NI-53-34-16 (1959)	13-68 八幡浜 Yawatahama NI-53-34-12 (1957)	13-69 卯之町 Unomachi NI-53-34-8 (未刊行, unpublished)		

卯之町 Unomachi

伊予長浜の地質

宮崎一博¹

地質調査総合センターでは、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、国土の地質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の1つであり、基本的な地質情報が網羅されており、地質調査総合センターが出版する地質図幅の中で最も高精度の地質図である。

5万分の1地質図幅「伊予長浜」の地質調査は平成16年(2004年)に計画が開始され、平成17年(2005年)、平成21(2009年)及び平成22年(2010年)に地質調査を行い、その後、10年近い中断を挟んでとりまとめが行われた。この間、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)の出版が行われた。本報告には、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)の編纂に関連して行われた調査研究成果も含まれている。

5万分の1地質図幅「伊予長浜」で使用した薄片作成は、地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調整グループの佐藤卓見、福田和幸、大和田 朗の各氏による。GISソフトを用いた解析のための地質図データ作成は、地質情報研究部門地殻岩石研究グループの鈴木(工藤)文枝氏の協力を得た。泥質片岩中の炭質物のグラファイト化の測定では、地質研究部門地殻岩石研究グループの中村佳博氏の協力を得た。地質調査総合センター共同利用実験室の走査電子顕微鏡(SEM)を用いたジルコンのカソードルミネセンス像及び反射二次電子線像の撮影、及び電子線プローブマイクロアナライザー(EPMA)を用いた鉱物化学組成分析では、地質情報研究部門海洋資源テクトニクス研究グループの針金由美子氏の協力を得た。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : regional geology, geological map, 1:50,000, Iyo-Nagahama, Ehime, Ozu, Yawatahama, Nagahama, Hijikawa River, Sanbagawa Complex, Cretaceous, Miocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene

令和4年3月28日受理 令和6年3月31日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 山地	2
1.2 丘陵	2
1.3 低地	3
1.4 水系	3
第2章 地質概説	5
2.1 既存の地質図	5
2.2 広域地質区分と「伊予長浜」地域の地質総括	5
2.3 三波川コンプレックス	7
2.4 岩脈	8
2.5 第四系	9
第3章 三波川コンプレックス	10
3.1 研究史	10
3.2 概要	13
3.2.1 地層・岩体区分	13
3.2.2 変形段階	15
3.2.3 変成分帯	16
3.3 内子ユニット	17
3.3.1 苦鉄質片岩	19
3.3.2 泥質片岩	24
3.4 喜木津ユニット	29
3.4.1 変成超苦鉄質岩	31
3.4.2 苦鉄質片岩	34
3.4.3 泥質片岩	38
3.5 伊予ユニット	48
3.5.1 伊予ユニット下部	48
3.5.2 伊予ユニット上部	52
3.5.3 変成斑れい岩	56
3.5.4 苦鉄質片岩	58
3.5.5 石灰質片岩	75
3.5.6 珪質片岩	75
3.5.7 泥質片岩	77
3.5.8 砂質片岩	79
3.6 地質構造	91
3.7 変成作用	94
3.8 地質年代	99
3.9 地質構造発達史	107

第4章 岩脈	114
第5章 第四系	116
5.1 研究史と概要	116
5.2 五百木層	116
5.3 中位段丘堆積物	117
5.4 低位段丘堆積物	117
5.5 扇状地及び崖錐堆積物	118
5.6 後背湿地及び谷底低地堆積物	118
5.7 現河床堆積物	118
5.8 埋立地	119
第6章 海域活断層	121
第7章 応用地質	128
7.1 鉱床	127
7.1.1 銅鉱床	127
7.1.2 マンガン鉱床	130
7.2 鍾乳洞	131
7.3 地すべり	131
文献	133
Abstract	150

図・表目次

第1.1図 広域地形陰影図	1
第1.2図 「伊予長浜」地域の接峰面図	2
第1.3図 傾斜量図と河川	3
第2.1図 「伊予長浜」地域を含む広域の地質概略図	6
第2.2図 「伊予長浜」地域の地質総括図	7
第3.1図 四国西部伊予長浜周辺の三波川コンプレックスのユニット区分概要	14
第3.2図 「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスの岩相層序と構造区分の対比	15
第3.3図 三波川コンプレックスの変形段階の概要と変形構造の模式図	15
第3.4図 変成分帯と変成鉱物の消長	16
第3.5図 内子ユニットの地質断面図	18
第3.6図 内子ユニットの断層露頭	19
第3.7図 内子ユニットのルートマップ	20
第3.8図 内子ユニット苦鉄質片岩の露頭写真	20
第3.9図 三波川コンプレックス苦鉄質片岩及び変成斑れい岩の鉱物組合せ	21
第3.10図 内子ユニット苦鉄質片岩の薄片写真	22
第3.11図 内子ユニット苦鉄質片岩中残晶単斜輝石の組成	22
第3.12図 内子ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石の組成とマグマ形成場	23

第 3.13 図	内子ユニット苦鉄質片岩中の変成単斜輝石の組成	23
第 3.14 図	内子ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の組成	24
第 3.15 図	内子ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$ で A サイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム角閃石・ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図	25
第 3.16 図	内子ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の B サイト Na (Na_B) と Si 組成	26
第 3.17 図	内子ユニット苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成	27
第 3.18 図	内子ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石の A サイト陽イオン数 (A) と Si 組成	27
第 3.19 図	内子ユニット泥質片岩の露頭写真	28
第 3.20 図	三波川コンプレックス泥質片岩の鉱物組合せ	28
第 3.21 図	内子ユニット泥質片岩の薄片写真	29
第 3.22 図	内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像	29
第 3.23 図	内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードディア図	30
第 3.24 図	内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードな年代のカーネル密度分布	30
第 3.25 図	喜木津ユニットの断面図	32
第 3.26 図	喜木津ユニットのルートマップ	33
第 3.27 図	喜木津ユニットと伊予ユニットの境界	34
第 3.28 図	喜木津ユニット変成超苦鉄質岩の露頭写真	34
第 3.29 図	喜木津ユニット変成超苦鉄質岩の薄片写真	35
第 3.30 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩と泥質片岩の露頭写真	35
第 3.31 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩の露頭写真	36
第 3.32 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩の薄片写真	37
第 3.33 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の組成	39
第 3.34 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$ で A サイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム角閃石・ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図	39
第 3.35 図	喜木津ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の B サイト Na (Na_B) と Si 組成	40
第 3.36 図	喜木津ユニット青緑色苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成	41
第 3.37 図	喜木津ユニット泥質片岩の露頭写真	42
第 3.38 図	喜木津ユニット泥質片岩に見られる褶曲構造と石英レンズ	42
第 3.39 図	喜木津ユニット泥質片岩の薄片写真	43
第 3.40 図	喜木津ユニット泥質片岩中のざくろ石の元素マッピングと累帯構造	44
第 3.41 図	喜木津ユニット泥質片岩中のざくろ石の組成	45
第 3.42 図	喜木津ユニット泥質片岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像	46
第 3.43 図	喜木津ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードディア図	47
第 3.44 図	喜木津ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードな年代のカーネル密度分布	47
第 3.45 図	喜木津ユニット泥質片岩中の変成ジルコンリムジルコン縁部の年代とその加重平均及び MSWD	48
第 3.46 図	大洲周辺の伊予ユニット下部のルートマップ	49
第 3.47 図	大洲周辺の伊予ユニット下部の断面図	50
第 3.48 図	日土周辺の伊予ユニット下部の断面図	51
第 3.49 図	斎藤山周辺の伊予ユニット上部のルートマップ	53
第 3.50 図	伊予ユニット上部の断面図	54

第 3.51 図	雨乞山周辺の伊予ユニット上部のルートマップ	55
第 3.52 図	伊予ユニット上部の赤色珪質片岩の褶曲 F_1	55
第 3.53 図	伊予ユニット変成斑れい岩の露頭写真	57
第 3.54 図	伊予ユニット変成斑れい岩と苦鉄質片岩の接触部の露頭写真	58
第 3.55 図	伊予ユニット変成斑れい岩とこれに貫入する玄武岩岩脈(苦鉄質片岩)の薄片写真	59
第 3.56 図	伊予ユニット変成斑れい岩中のカルシウム角閃石(Aサイトの陽イオン数 <0.5)の組成	60
第 3.57 図	伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石(Aサイトの陽イオン数 <0.5)のNa _B とSi組成	60
第 3.58 図	伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石(Si >7.5 でAサイトの陽イオン数 <0.5)のナトリウム角閃石・ ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図	61
第 3.59 図	伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石のAサイト陽イオン数(A)とSi組成	61
第 3.60 図	伊予ユニット苦鉄質片岩と他の岩相接触関係	62
第 3.61 図	伊予ユニットの構成鉱物の量比の違いによる層状構造を持たない苦鉄質片岩の露頭写真	64
第 3.62 図	伊予ユニットの枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩	65
第 3.63 図	室ノ鼻の枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩と銅が鳴から連続する珪質片岩の位置関係	66
第 3.64 図	伊予ユニットの層状構造が発達する苦鉄質片岩の露頭写真	67
第 3.65 図	伊予ユニット苦鉄質片岩の褶曲構造I	68
第 3.66 図	伊予ユニット苦鉄質片岩の褶曲構造II	70
第 3.67 図	伊予ユニット苦鉄質片岩に発達する鉱物脈	70
第 3.68 図	伊予ユニットの色調の違いによる層状構造を持たない濃青緑色苦鉄質片岩の薄片写真	71
第 3.69 図	伊予ユニットのソーシュライト化した斜長石粒子の粒度と量の違いによる層状構造を持つ淡緑色苦鉄 質片岩の薄片写真	72
第 3.70 図	伊予ユニットの層状構造を有する青色苦鉄質片岩の薄片写真	73
第 3.71 図	伊予ユニットの層状構造を有する濃青緑色苦鉄質片岩の薄片写真	74
第 3.72 図	伊予ユニットの層状構造を有する淡緑色苦鉄質片岩の薄片写真	75
第 3.73 図	伊予ユニットの残留単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩の薄片写真	76
第 3.74 図	伊予ユニットの褶曲構造が見られる緑色苦鉄質片岩の薄片写真	77
第 3.75 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中の角閃石(Si >7.5 でAサイトの陽イオン数 <0.5)のナトリウム角閃石・ ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図	78
第 3.76 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中の角閃石(Aサイトの陽イオン数 <0.5)のNa _B -Si組成図	79
第 3.77 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成	80
第 3.78 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石の組成	80
第 3.79 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石のCa-Mg-Fe三角図	80
第 3.80 図	伊予ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石の組成とマグマ形成場	81
第 3.81 図	伊予ユニット石灰質片岩の露頭写真	81
第 3.82 図	伊予ユニット石灰質片岩の褶曲	82
第 3.83 図	伊予ユニット石灰質片岩の薄片写真	82
第 3.84 図	伊予ユニット珪質片岩の露頭写真	83
第 3.85 図	伊予ユニット珪質片岩の褶曲と変形構造	84
第 3.86 図	伊予ユニット珪質片岩の薄片写真	84
第 3.87 図	伊予ユニット泥質片岩の露頭写真	85

第 3.88 図	伊予ユニット泥質片岩の褶曲	85
第 3.89 図	伊予ユニット泥質片岩の薄片写真	86
第 3.90 図	伊予ユニット砂質片岩の露頭写真	86
第 3.91 図	伊予ユニット砂質片岩の薄片写真	87
第 3.92 図	伊予ユニット砂質片岩及び泥質片岩中の碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像	88
第 3.93 図	伊予ユニット碎屑性ジルコンの碎屑性ジルコンのコンコーディア図	89
第 3.94 図	伊予ユニット泥質片岩及び砂質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコーダントな年代のカーネル密度分布	90
第 3.95 図	「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスに発達する主片理のステレオネットプロット	92
第 3.96 図	「伊予長浜」地域及び周辺地域の地質断面図	93
第 3.97 図	泥質片岩のシュードセクション	95
第 3.98 図	鉄の 3 価に乏しい苦鉄質片岩のシュードセクション	96
第 3.99 図	鉄の 3 価に富む苦鉄質片岩のシュードセクション	97
第 3.100 図	鉄の 3 価に富みかつ X_{Mg} が小さい苦鉄質片岩のシュードセクション	98
第 3.101 図	年代測定試料採取地点	100
第 3.102 図	大洲ユニット砂質片岩から分離した碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像	100
第 3.103 図	大洲ユニット砂質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図	101
第 3.104 図	大洲ユニット砂質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコーダントな年代のカーネル密度分布	101
第 3.105 図	秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩から分離した碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像	103
第 3.106 図	秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図	104
第 3.107 図	秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩中の碎屑性ジルコンのコンコーダントな年代のカーネル密度分布	105
第 3.108 図	「伊予長浜」地域及び周辺地域の三波川コンプレックスのフェンジャイト K-Ar 年代	106
第 3.109 図	四国西部三波川コンプレックス及び関連するコンプレックス及びの白亜紀地質構造発達史	107
第 3.110 図	「伊予長浜」及び周辺地域の地質概略図と 3 つのユニット群の分布の概略	111
第 3.111 図	「伊予長浜」及び周辺地域の地質断面図と 3 つのユニット群の概略	112
第 4.1 図	安山岩岩脈の露頭写真	114
第 4.2 図	安山岩岩脈の薄片写真	115
第 5.1 図	五百木層の露頭写真	116
第 5.2 図	中位段丘堆積物の露頭写真	117
第 5.3 図	KuniJiban ボーリング位置図	119
第 5.4 図	KuniJiban ボーリング柱状図	120
第 6.1 図	「伊予長浜」地域周辺における海底活断層の分布	122
第 6.2 図	伊予灘中部の音波探査記録とその解釈	123
第 6.3 図	伊予灘中部 (Y-3 測線) の地震探査結果 (高橋ほか, 2020)	125
第 6.4 図	伊予灘中部 (Y-10 測線) の地震探査結果 (高橋ほか, 2020)	126
第 7.1 図	「伊予長浜」地域の鉱山分布図	128
第 7.2 図	鉱山跡の露頭写真	129
第 7.3 図	上須戒鉱山のマンガン鉱	130

第 7.4 図	地すべり地形	132
第 3.1 表	内子ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代	26
第 3.2 表	喜木津ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代	46
第 3.3 表	伊予ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代	88
第 3.4 表	「伊予長浜」地域及びその周辺の三波川, 肥後, 秩父, 四万十コンプレックスの岩相, 堆積年代, 変成年代, 火成年代	107
付表 1	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 内子ユニット泥質片岩	137
付表 2	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 喜々津ユニット泥質片岩	138
付表 3	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 伊予ユニット泥質片岩	139
付表 4	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 伊予ユニット泥質片岩	140
付表 5	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 伊予ユニット砂質片岩	141
付表 6	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 斗賀野ユニット砂岩	142
付表 7	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 斗賀野ユニット砂岩	143
付表 8	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 大洲ユニット砂質片岩	144
付表 9	ジルコン U-Pb 同位体組成分析値 半山ユニット砂岩	145
付表 10	代表的鉱物化学組成分析値 単斜角閃石	146
付表 11	代表的鉱物化学組成分析値 単斜輝石	147
付表 12	代表的鉱物化学組成分析値 ざくろ石	147
付表 13	代表的鉱物化学組成分析値 緑泥石	148
付表 14	代表的鉱物化学組成分析値 フェンジャイト	148
付表 15	代表的鉱物化学組成分析値 アルバイト	149
付表 16	鉱物化学組成分析試料採集緯度経度	149
Fig. 1	Geological map of the broad area surrounding the Iyo-Nagahama District	152
Fig. 2	Summary of geology in the Iyo-Nagahama District	153
Fig. 3	Simplified geological map of the Iyo-Nagahama District and its surrounding area	154

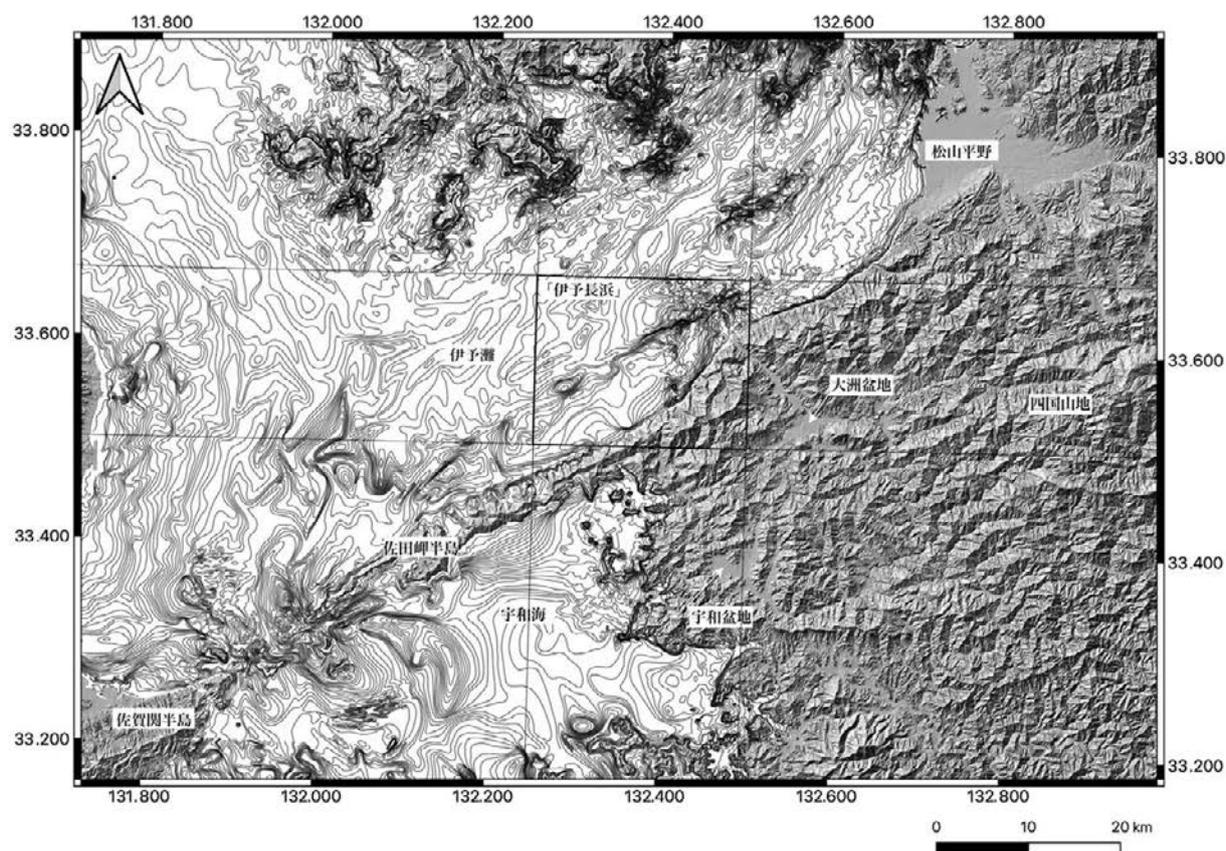
第1章 地 形

(宮崎一博)

5万分の1地質図幅「伊予長浜」地域(以下、「伊予長浜」地域または本地域と略す。さらに、周辺の図幅地域を指す場合、図幅名を括弧内に書き、「大洲」図幅の場合は、「大洲」地域と略す)は、愛媛県西部に位置し、世界測地系で北緯33度30分12.0秒～33度40分12.0秒、東経132度14分51.1秒～132度29分51.0秒(日本測地系では、北緯33度30分～34度40分、東経132度15分～132度30分)の範囲を占めている(第1.1図)。「伊予長浜」地域は、紀伊半島から四国に至る外帯山地の1つである四国山地西端に位置する。四国山地は、中央部から西へ向けて標高を減じ、途中に大洲盆地を挟み、本地域の山地となる。また、本地域は、北の伊予灘と南の宇和海に挟まれて、西南西へ約40 km突き出した佐田岬半島の付け

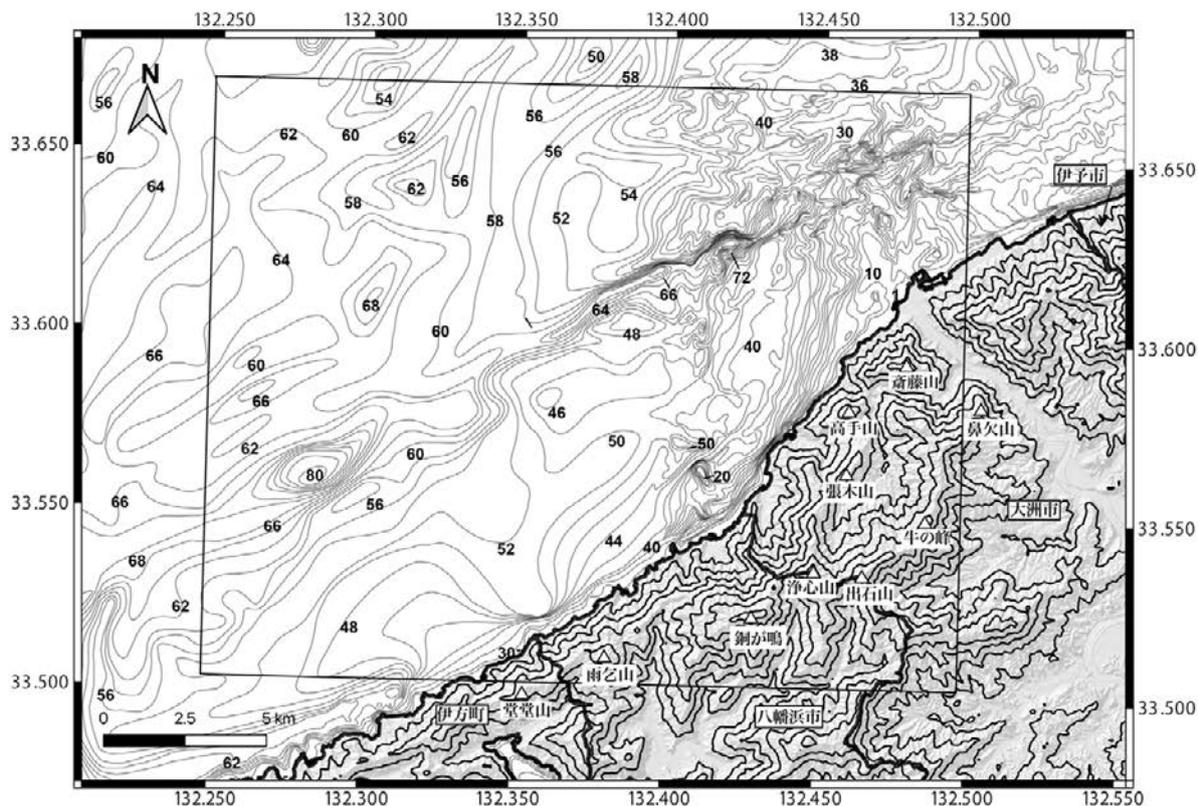
根部分にあたる。

本地域は、行政区画として、東部の大洲市、南部の八幡浜市、西南部の西宇和郡伊方町が含まれる。本地域の海域の伊予灘には、東北東-西南西のリニアメントが明瞭に識別される(第1.2図)。このリニアメントは、中央構造線活断層系に相当する(七山ほか、2002)。本地域の陸域と伊予灘が接する海岸線は、南西部では、伊予灘沖の海底地形の東北東-西南西のリニアメントとほぼ平行だが、浄心山じょうしんざんの北西では、北東-南西方向に屈曲する。斎藤山の北側で海岸線は、再び東北東-西南西に屈曲し、先の海底地形に見られるリニアメントとほぼ平行になる(第1.2図)。



第1.1図 広域地形陰影図

起伏陰影図は、地理院タイルの起伏陰影図を使用。海域は日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ(M7000シリーズ)を使用。GISソフトのQGISで作成



第 1.2 図 「伊予長浜」地域の接峰面図

国土地理院の 10 m DEM を使い、GIS ソフト QGIS で作成。等高線は 100 m 間隔。海域の等深線は、日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ (M7000 シリーズ) を使用。沿岸部は 10 m 間隔、沿岸部以外 (水深 40 m ないし 30 m 以浅) は 2 m 間隔の等深線 (詳細は、第 6.1 図を参照)。海域の数字は、水深を表す (単位は m)。

1.1 山地

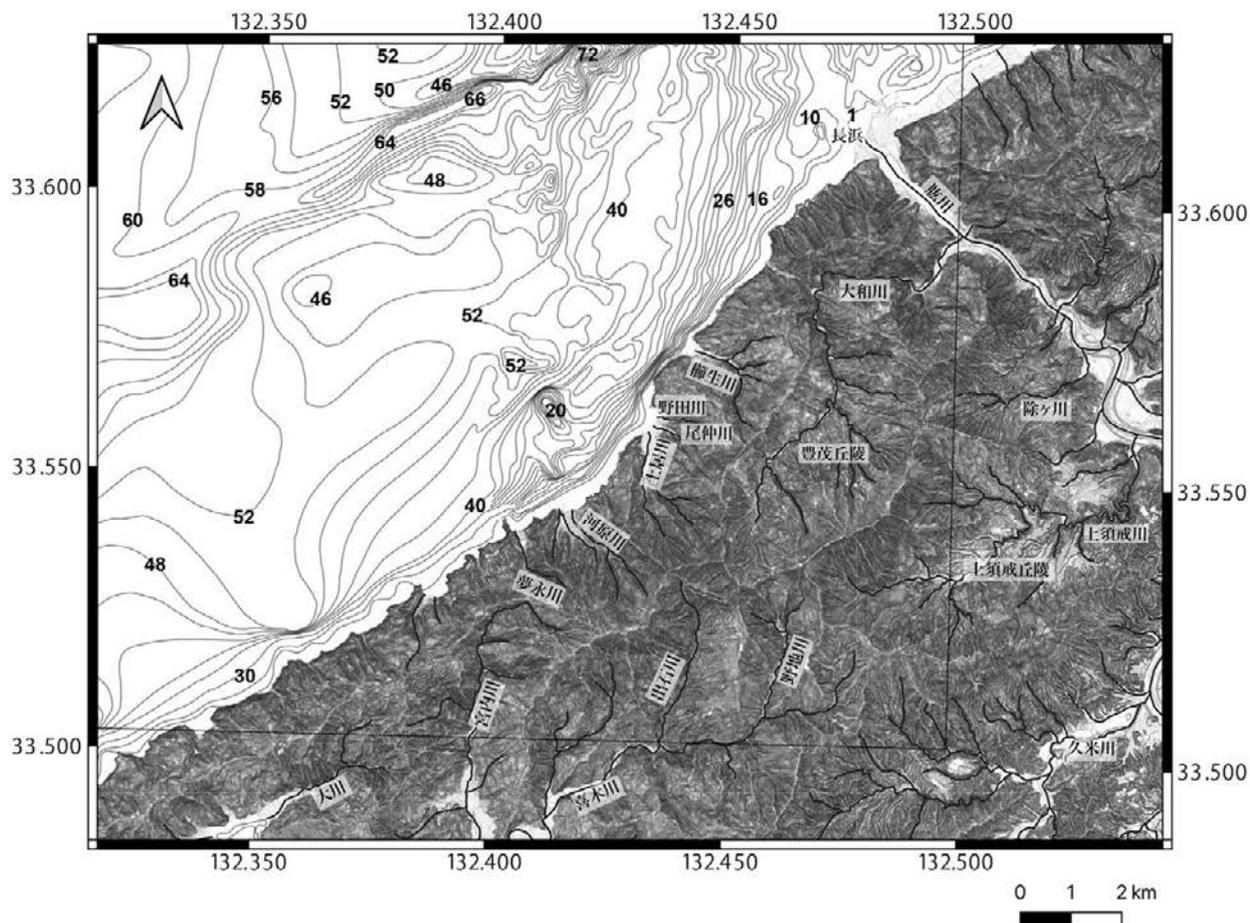
本地域の陸域は、大半が山地からなり、山地の大部分は、三波川コンプレックスの苦鉄質片岩からなる。苦鉄質片岩の主片理は、東西走向から東北東-西南西走向の軸面を持つ複アンチフォームで褶曲している。山地稜線が連続する方向は、複アンチフォームの褶曲軸の走向とほぼ平行であり、北斜面は複アンチフォームの北翼とよく対応する。すなわち、北斜面では、斜面の法線方向と主片理の傾斜方向は、ほぼ同じである。山地稜線は、堂堂山 (403 m) (「八幡浜」地域)-雨乞山 (499 m)-銅が鳴 (782 m)-浄心山 (782 m) へかけて、東北東方向に標高を増しながら、大まかには海岸線と平行に西南西-東北東に連続する。浄心山より東では、稜線は 2 列に分かれる。本地域最高峰の出石山 (812 m) を通り、出石山より標高を減じながら北東へ連続する牛の峰 (661 m)-鼻欠山 (447 m) (「大洲」地域) を結ぶ稜線と、浄心山より北東へ連続する張木山 (468 m)-高手山 (381 m)-斎藤山 (459 m) を結ぶ稜線である。これら 2 列の稜線の連続方向は、伊予灘の海岸線の連続方向とほぼ平行である。浄心山以

東で稜線及び海岸線の連続方向が東北東-西南西から東北-南西へ変わるのは、浄心山以北に西へブランチした褶曲軸をもつ複アンチフォームの発達により、北東-南西走向で北西方向へ傾斜する主片理が多くなることに対応している。

山地斜面の傾斜量は、三波川コンプレックスの岩石種と地質構造により違いがある。本地域の傾斜量図 (第 1.3 図) を見ると、変成斑れい岩、苦鉄質片岩及び珪質片岩からなる山地主要部では、大きな傾斜量を示す。一方、上須戒流域や出石川及び野地川周辺は、泥質片岩及び砂質片岩が主に分布し、かつ複アンチフォームの軸部付近に相当するため、主片理の傾斜が緩い。このような地域では、傾斜量が相対的に小さくなっている (第 1.3 図)。

1.2 丘陵

本地域の丘陵は、支流の上須戒川上流域に広がる上須戒丘陵 (愛媛県, 1971) と、同じく肱川支流の大和川中流域の豊茂付近に分布する豊茂丘陵 (愛媛県, 1971) がある (第 1.3 図)。主に、「大洲」地域に分布する上須戒丘陵は、



第 1.3 図 傾斜量図と河川

傾斜量図は地理院タイルの傾斜量図を使用。傾斜量は灰色のグラデーションで示し、濃色ほど傾斜量大きい。海域の等深線は、日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ (M7000 シリーズ) を使用。沿岸部は 10m 間隔、沿岸部以外 (水深 40m ないし 30m 以浅) は 2m 間隔の等深線 (詳細は、第 6.1 図を参照)。海域の数字は、水深を表す (単位は m)。河川データは、国土交通省国土数値情報の河川データを使用。GIS ソフト QGIS で作成。

標高 100~200 m に分布する明瞭な低傾斜量 (第 1.3 図) の領域に対応する。上須戒丘陵には、三波川コンプレックスの砂質片岩と泥質片岩を不整合に覆う中期更新世 (チバニアン期) の五百木層及び高位段丘堆積物 (坂野ほか, 2010) が分布する。「伊予長浜」地域は、上須戒丘陵の西端部が含まれ、「大洲」地域から分布する五百木層が極小規模に分布する。

大和川中流域の豊茂周辺にも比較的傾斜量が小さな小起伏面が標高 200~300m に分布する (第 1.3 図)。この付近の大和川右岸には、苦鉄質片岩及び珪質片岩の角礫を含む崖錐堆積物が三波川コンプレックスの苦鉄質片岩を極薄く覆っている。これらの薄い堆積物は、地質図には描いていない。大和川左岸の傾斜量の小さな小起伏面 (第 1.3 図) は、地すべり堆積物からなる。

1.3 低地

本地域の低地は、河川沿いに小規模に分布する (第 1.3 図)。本地域北東部の肱川流域に低地が発達する。長浜の肱川河口では、河口に排出される大量の土砂と伊予灘沿岸の卓越西風によって、やや東なびきに成長した変形カスプ状の三角州が形成されている (愛媛県, 1971)。本地域ではこの他に、大和川流域、上須戒川上流域、榑生下流域、土居川下流域、河原川下流域、宮内川下流域、野地川上流域に小規模な谷底低地堆積物が分布する。

1.4 水系

本地域の水系は、東部を流れる肱川水系、山地脊梁から北側の伊予灘に流れる水系、山地脊梁から南側の宇和海に流れ込む水系に分けられる。本地域を流れる最大の

河川である肱川は、南東-北西方向の流路をもち、本地域の山地稜線の連続方向とほぼ直交する方向に流れる先行河川である(第 1.3 図)。一方、肱川に流れ込む上須戒川と大和川は、山地稜線の連続方向と調和的な東北東-西南西から東西方向の流路を持つ。大和川の中流部では、山地稜線の折れ曲がりと流路の南北方向への折れ曲がりが見られる。上須戒川は、大和川に比べると上流へ向かい支流の分岐方向のばらつきが大きい傾向がある。こ

の支流の分岐方向の違いは、両流域に分布する地層の岩相及び地質構造の違いと対応する。すなわち、上須戒川は、三波川コンプレックス泥質片岩及び砂質片岩が分布する領域を流れ、かつ複アンチフォーム軸部付近で主片理の傾斜が緩い部分に相当する。一方、大和川は主に苦鉄質片岩が分布する地域を流れ、大局的に見れば、複アンチフォームの北翼を主に流れる。

第2章 地質概説

(宮崎一博)

「伊予長浜」地域の地層・岩体は、白亜紀の三波川コンプレックス、中新世岩脈、第四系から構成される。以下では、本地域の既存の地質図を述べ、次に本地域を取り囲むより広域地域と本地域の地質総括を述べ、最後に各地質単元の概要を述べる。

2.1 既存の地質図

本地域を含む広域の地質図としては、50万分の1地質図幅「高知」(飯山ほか, 1952)、明治期に作成された20万分の1地質図幅「松山」(野田・神津, 1910)、戦後に主に編纂で作成された20万分の1地質図幅「松山」(地質調査所地質部編図課, 1957)、50年ぶりに改訂を行った20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)がある。明治期に作成された20万分の1地質図幅は、戦後の編纂中心の20万分の1地質図幅と異なり、主に新規の地質調査によって作成されており、戦後の編纂中心の20万分の1地質図幅と区別するため、20万分の1地質詳図と呼ばれることもある。広域の地質図としては、上記以外に、20万分の1愛媛県地質図(永井, 1957; 永井ほか, 1967; 永井ほか, 1980; 桃井ほか, 1991)、四国地方土质地質図(四国地方土质地質図編纂委員会編, 1998)がある。

10万分の1より大きな縮尺の地質図では、戦前に作成された7万5千分の1地質図幅「出石山」(佐藤, 1929)、1971年に出版された5万分の1表層地質図「伊予長浜」(愛媛県編, 1971)がある。

2.2 広域地質区分と「伊予長浜」地域の地質総括

本地域を含む四国北西部の広域地質区分を広域地質概略図(第2.1図)を用いて述べる。なお、以下では、本報告書で用いる広域地質区分名と広域地質概略図との対応関係を、広域地質区分名に続く括弧内の記号で示した。四国北西部では、中央構造線が東北東-西南西方向に走る。中央構造線の南側は、白亜紀低温高压型(以下、高压型と略す)変成コンプレックスである三波川コンプレックス(m9; 第2.1図での記号、以下同様)が分布する。中央構造線の北側は、白亜紀深成・高温低压型(以下、高温型と略す)変成コンプレックスである領家コンプレックス(m8)とこれを不整合に覆う和泉層群(K2)が分布する。「伊予長浜」地域では、領家コンプレックス及

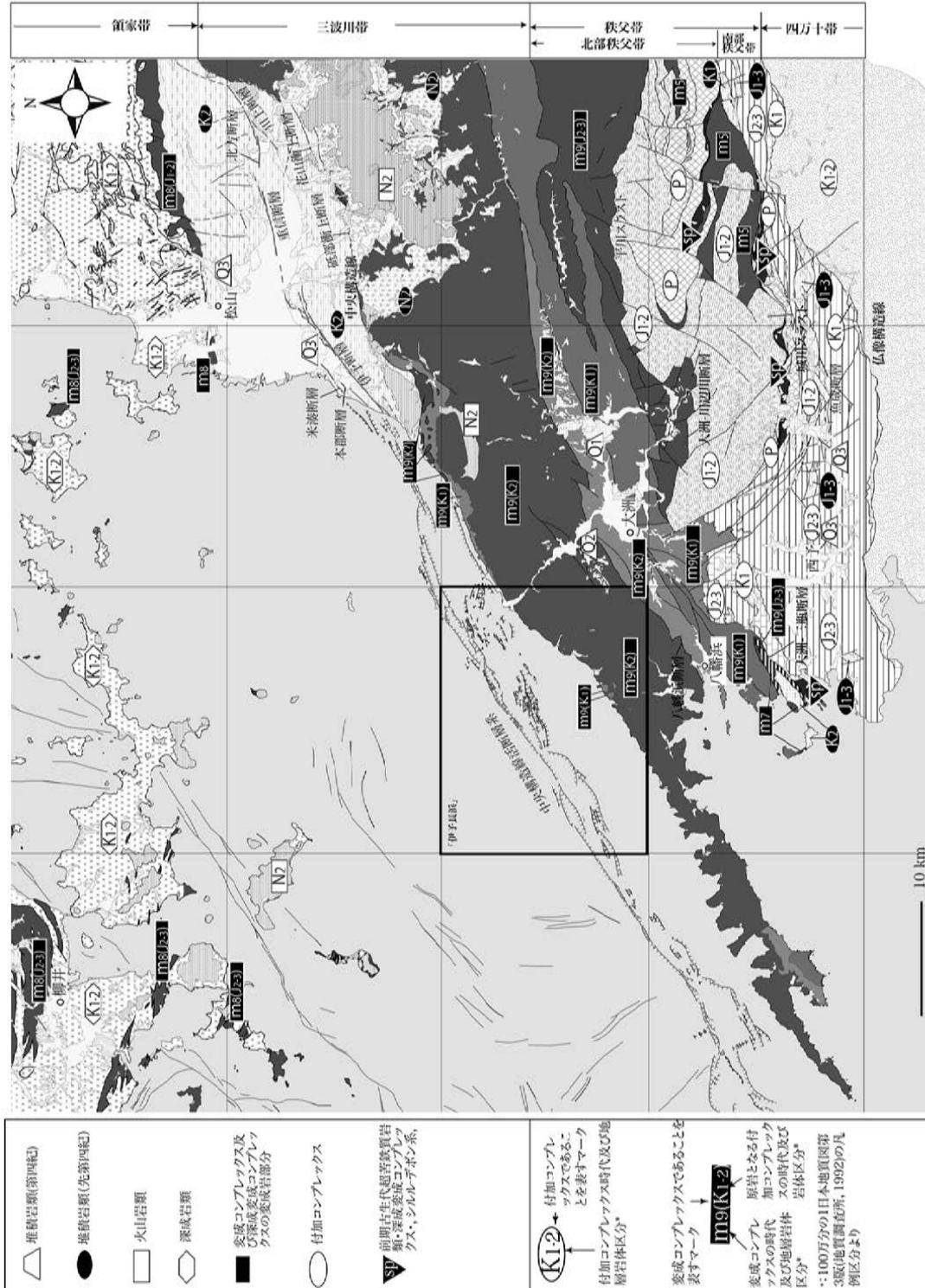
び和泉層群の分布は海域に想定され、陸域地表での露出はない。

三波川コンプレックスの南側には、ジュラ紀(一部、前期白亜紀最前期)の付加コンプレックスである秩父コンプレックス(J1-2+J2-3+K1)が分布し、さらに、その南側には、白亜紀の付加コンプレックスである四万十コンプレックス(K1-2)が分布する(第2.1図)。秩父コンプレックスは、北部秩父帯と南部秩父帯に分かれて分布する(第2.1図)。北部秩父帯は、北傾斜の城川スラストによって、南部秩父帯の上位に接する(第2.1図)。北部秩父帯は、秩父コンプレックス(J1-2)、ジュラ紀の原岩年代を持つ三波川コンプレックス(m9(J2-3))、ペルム紀の付加コンプレックス(P)、古生代の深成-変成コンプレックス及び堆積岩(sp)、後期三畳紀-前期ジュラ紀高压型変成コンプレックス(m5)からなる。南部秩父帯は、秩父コンプレックス(J1-2+J1-2+K1)からなる。前期白亜紀の原岩年代を持つ三波川コンプレックス(m9(K1))は、南に緩く傾斜した低角度の断層で、北部秩父帯の三波川コンプレックス(m9(J2-3))、もしくは南部秩父帯の秩父コンプレックスの下位に接している。

南部秩父帯の秩父コンプレックスは、緩く北へ傾斜する想像構造線を介して、構造的低位の白亜紀付加コンプレックスである四万十コンプレックスと接する。

本地域の南隣の「八幡浜」地域の大島と真穴では、三波川コンプレックスの構造的上位に低角度の断層で接して、肥後コンプレックスに対比される前期白亜紀の高温型変成コンプレックス(m7)が重なる。肥後コンプレックスは、九州中部の白杵-八代構造線の北側に分布し、白亜紀中頃の高温型変成岩と珪長質深成岩からなる深成変成コンプレックスである(Miyazaki *et al.*, 2016)。変成岩の原岩は、高压型変成岩の周防コンプレックスであり、泥質及び砂質変成岩に加え、かなりの量の苦鉄質変成岩、超苦鉄質変成岩、大理石を含む。変成岩の温度圧力条件及び温度圧力履歴は領家コンプレックスのそれとほぼ等しく、変成年代は領家コンプレックスに比べやや古い。肥後コンプレックスは、大局的に見ると領家コンプレックスの東西分布トレンドのやや南側に分布する。

本地域の三波川コンプレックスには、中新世の岩脈が貫入する。広範囲に見ると、中新世の火成岩類(N2)は、中央構造線の北側では、瀬戸内火山岩類が存在し、さらに、中央構造線沿いあるいはその近傍に貫入する岩脈、及び中央構造線の南側の石鎚層群が存在する(例えば、



M5 後期三疊紀-前期ジュラ紀高圧型変成コンプレックス **M9** 三波川コンプレックス **M7** 前期白亜紀高温型変成コンプレックス **M8** + **K1-2** 嶺家コンプレックス
K1-2 北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスと南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス **J2-3** + **K1** 南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス **K1-2** 四万十帯の白亜紀付加コンプレックス
P 付加コンプレックスのジュラ紀付加コンプレックス大平山ユニット (大平山ユニットを除く)

第2.1図 「伊予長浜」地域を含む広域の地質概略図
 宮崎ほか(2016)の第1図を改変

宮崎ほか, 2016). 本地域に分布する小規模な岩脈は、中央構造線近傍に沿って分布する中新世の岩脈に対比できる。

本地域に分布する第四系は、中期更新世の五百木層(Q2)、後期更新世の段丘堆積物と完新統である。

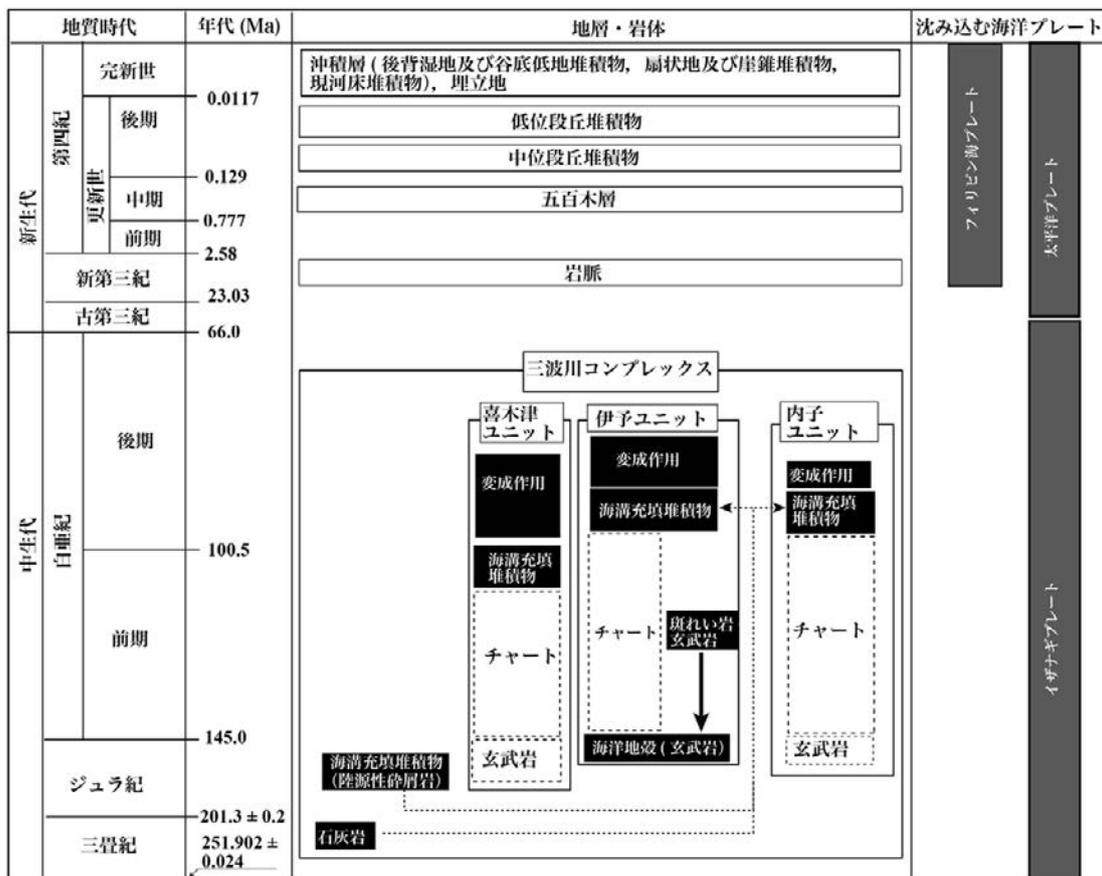
本地域に分布する地層・岩体の地質総括図を第2.2図に示す。地質総括図に示した沈み込む海洋プレートは、Seton *et al.* (2012) による過去2億年間の全球プレート配置復元による。本地域の三波川コンプレックスは、前期白亜紀末～後期白亜紀にイザナギプレートのユーラシア大陸への沈み込みに伴い形成された。本地域の三波川コンプレックスの変成岩の原岩のうち海溝充填堆積物は、前期白亜紀末～後期白亜紀に形成されたものがあり、高压型変成作用は主に後期白亜紀に起こっている。中新世になるとフィリピン海プレートの沈み込みが始まり、本地域では、安山岩岩脈が三波川コンプレックスに貫入した。第四紀になると、中期更新世に五百木層、後期更新世に中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物が堆積した。完新世には、後背湿地及び谷底低地堆積物、扇状地及び崖

錐堆積物、現河床堆積物などの沖積層が堆積した。

2.3 三波川コンプレックス

三波川コンプレックスは、西南日本外帯に分布する高压型変成岩である。本コンプレックスは岩相により3つのユニットに区分される。片理が強く発達する泥質片岩主体の内子ユニット、アルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩と苦鉄質片岩からなる喜木津ユニット、主に苦鉄質片岩と泥質片岩からなり珪質片岩、砂質片岩、変成斑れい岩を伴う伊予ユニットである。伊予ユニットは、泥質片岩を主体とする下部と苦鉄質片岩を主体とする上部から構成される。

内子ユニットは、本地域南東端にわずかに分布し、南東縁を走る北東-南東走向の高角度断層で、断層北側に分布する伊予ユニットと接する。喜木津ユニットは、本地域陸域の北部の伊予灘沿いに点々と小規模に分布する。本ユニットは、主片理にほぼ平行な境界で、伊予ユニットの見かけ構造的上位に位置する。



第2.2図 「伊予長浜」地域の地質総括図

地層・岩体のうち、破線四角は、地質年代の確証が得られていない。実線の矢印は貫入関係、破線の矢印は構造岩塊もしくはオリストリスとして含まれる岩塊。ユーラシア大陸に沈み込むプレートは、Seton *et al.* (2012) による。

伊予ユニットは、本地域の三波川コンプレックスの大部分を占める。伊予ユニットには、東北東-西南西の走向を持つ複シンフォームが発達し、主片理は緩やかに北あるいは南に傾斜する。泥質片岩を主体とする伊予ユニット下部と苦鉄質片岩を主体とする伊予ユニット上部に区分できるが、本地域では、伊予ユニット上部が広く分布する。伊予ユニット下部は、本地域の東縁と南東部に分布する。本地域南東部の日土^{ひつち}付近の伊予ユニット下部は、北へ向かい、分布範囲が狭くなり、見かけ伊予ユニット上部内で分布が途切れる。日土付近に分布する伊予ユニット下部は、本地域東縁に分布する伊予ユニット下部の西側延長の一部が主片理に平行な軸面を持つ褶曲 F_1 により折りたたまれて、伊予ユニット上部の見かけ上位に分布するようになったものと解釈される。地質図において、北へ向かい日土付近の伊予ユニット下部が消滅するように描かれるのは、主片理 S_1 に平行な軸面を持つ褶曲 F_1 のヒンジ部での折り返しのためだと考えられる。詳細は、3.5節で述べるが、褶曲 F_1 を元に戻すと、伊予ユニット下部の上位に伊予ユニット上部が累重する層序が復元できる。伊予ユニットの復元された層序を見ると次のようになる。伊予ユニット下部では、泥質片岩を主体とし、砂質片岩を挟み、その最上部には特徴的に赤鉄鉱と紅れん石を含む赤色珪質片岩が挟まる。伊予ユニット上部は、玄武岩溶岩及び火山砕屑岩起源の苦鉄質片岩が大部分を占める。その下半部には、赤色珪質片岩の挟みが多い。また、伊予ユニット上部の上半部には変成斑れい岩が分布し、最上部には、変成斑れい岩及びこれに貫入する玄武岩ないし細粒斑れい岩起源の苦鉄質片岩が分布する。これらの層序は斑れい岩-玄武岩-チャート-砕屑岩(砂岩・泥岩)からなる逆転した海洋底プレート層序に類似する。そのため、伊予ユニット全体が逆転層をなしている可能性がある。

本地域の三波川コンプレックスの各ユニットの変成岩類は、高压型変成作用を被っている。各ユニットの泥質片岩の鉱物組合せを用いて、泥質片岩にざくろ石を含まない緑泥石帯と、泥質片岩にざくろ石が含まれるざくろ石帯とに分帯できる。伊予ユニットと内子ユニットは緑泥石帯に属し、喜木津ユニットはざくろ石帯に属する。伊予ユニットの苦鉄質片岩は、パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せと赤鉄鉱+緑れん石+マグネシオリーベック閃石(一部、鉄藍閃石)+緑泥石、緑れん石+フェリウインチ閃石+緑泥石の組合せが認められ、準緑色片岩相のパンペリー石+アクチノ閃石亜相と青色片岩相の緑れん石+青色片岩亜相の漸移部の変成相を示す。内子ユニットの苦鉄質片岩は、パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石、及び緑れん石+リーベック閃石+緑泥石の組合せとひすい輝石成分を最大6 mol%含むデオブサイドが出現し、パンペリー石+アクチノ閃石亜相の高压部の

変成相を示す。喜木津ユニットの苦鉄質片岩には、アルバイト斑状変晶内に鉄藍閃石が残存し、変成作用の初期に緑れん石+青色片岩亜相の変成作用を被ったことが分かる。喜木津ユニットの苦鉄質片岩には、主片理を構成するフェリバロア閃石もしくはアクチノ閃石(一部、マグネシオホルンブレンド)が生じており、主片理形成時の上昇に伴い圧力が減少し、アルバイト+緑れん石+角閃岩相と緑色片岩相の漸移部の変成作用を被ったと考えられる。

本地域三波川コンプレックスの各ユニットの砂質片岩ないし泥質片岩中の碎屑性ジルコンの最若年代集団の年代値と主片理を構成するフェンジャイトK-Ar年代から、各ユニットの海溝充填堆積物の原岩堆積年代は、内子ユニットで約95-90 Ma、喜木津ユニットで約105 Ma、伊予ユニット下部で約90 Maと推定した。伊予ユニットでは、苦鉄質片岩中に胚胎するキースラーガーからRe-Os年代が得られている(Nozaki *et al.*, 2013)。この年代より、伊予ユニットの原岩は、約155 Maに形成された海洋プレートの玄武岩、これの上に堆積したチャート、90 Ma頃に堆積した海溝充填堆積物と考えられる。伊予ユニットの最上部の変成斑れい岩からは、139-135 Maの年代を示すジルコンが報告されている(Kawaguchi *et al.*, 2022)。この年代は、苦鉄質片岩中のキースラーガーのRe-Os年代より有意に若い。後述するように本報告では、この変成斑れい岩の原岩を海洋プレート内の火成活動によるものと推定した。

本地域三波川コンプレックス各ユニットの泥質片岩のフェンジャイトK-Ar年代、及び喜木津ユニット泥質片岩中のジルコン変成リムのU-Pb年代より、高压型変成作用の年代は、内子ユニットで95-90 Ma、喜木津ユニットで95-85 Ma、伊予ユニットで90-77 Maと推定した。原岩形成年代と岩石学的求めた各ユニットの変成温度圧条件を合わせると、本地域の三波川コンプレックス変成岩の原岩である海溝充填堆積物は、105-90 Maの期間に海溝付近で堆積し、当時沈み込んでいた海洋プレートであるイザナギプレートとともに沈み込んだと推定される。また、付加プリズム深部から沈み込み帯チャネルの20~30 kmの深度において、95-77 Maの長期間にわたり高压型変成作用が継続する場が存在したことになる。

2.4 岩脈

本地域北東部において、中新世岩脈が三波川コンプレックスの伊予ユニットに貫入する。主に安山岩からなる。岩脈の幅は数10 m以下のものが多い。本地域の安山岩岩脈は、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)の中央構造線に沿う地域の中期中新世火山岩類に対比できる。

2.5 第四系

本地域には大きな河川がなく、第四系の分布は狭い。小規模な河川沿いの谷底低地堆積物が大部分を占め、極小規模に段丘が発達する。本地域南東部には、「大洲」地域から分布が連続する中期更新世の五百木層がわずかに分布する。五百木層は、礫層を主体とする地層である。

後期更新世の段丘堆積物は、河原川沿いの中位段丘堆積物と大和川沿いの低位段丘堆積物が存在する。これらは礫層を主体とする地層である。完新統は、肱川沿いに後背湿地堆積物及び谷底低地堆積物、自然堤防堆積物、緩斜面堆積物、現河床堆積物として分布する。この他に、更新世～完新世に形成されたと考えられる地すべり堆積物が山腹に分布する。

第3章 三波川コンプレックス

(宮崎一博)

本報告では、白亜紀の低温高压型変成作用により形成された西南日本外帯に分布する変成岩類の地層・岩体区分名称を三波川コンプレックスとする。三波川コンプレックスは、従来の三波川変成コンプレックスと同等であり、地理的名称に続く階層を示す地質単元から、形容詞句である“変成”を省略したものに相当する。省略した理由は、(1)形容詞修飾語句の使用は、公式岩相層序単元の命名では最小限に抑えなければならないこと(日本地質学会編, 2001)、(2)“三波川”という地理的名称により、変成岩からなる地質単元であることが分かるため、形容詞修飾語句を付する必要性がないこと、である。本報告では、IUGS Subcommission on Quaternary Stratigraphic Nomenclature (2020)に従い、地層累重の法則に従わない地質体(Lithodemic unit)の公式地質単元である“コンプレックス”を採用し、その階層を岩相層序単元(Lithostratigraphic unit)の“層群”相当とした。上述の文献には“コンプレックス”を細分する公式地質単元は定義されていないため、本報告では“コンプレックス”の下位に非公式な単元として“ユニット”を設定し、岩相層序単元の“層”に対比した。なお、これは周囲の地質体(例えば、秩父帯や四万十帯の付加コンプレックス)についても同様に扱った。

なお、岩石記載に使用する鉱物名は、鉱物化学組成を決定し国際鉱物学連合(IMA: International Mineralogical Association)が推奨する鉱物名を表記すべきであるが、本報告で記載したすべての試料に含まれる鉱物の鉱物化学組成を、偏光顕微鏡観察による鉱物の光学的特徴だけから決定することは困難である。そのため、特に固溶体組成が多様な単斜輝石、単斜角閃石に関しては、以下のように記載した。単斜輝石は、偏光顕微鏡でのみ確認している場合は、単斜輝石として記載した。単斜輝石のうち、電子線プローブマイクロアナライザー(EPMA)で鉱物化学組成を決定したものについては、断りなくIMAの命名法に従い記載した。すなわち、輝石はMorimoto *et al.* (1988)に従った。本地域の単斜角閃石は、カルシウム角閃石、カルシウム-ナトリウム角閃石及びナトリウム角閃石からなる。カルシウム角閃石とカルシウム-ナトリウム角閃石は、偏光顕微鏡観察による角閃石のZ軸色から、青緑色角閃石、淡青緑色角閃石、淡緑色角閃石、緑色角閃石、褐色角閃石、緑褐色角閃石などと記載した。本地域のナトリウム角閃石は、偏光顕微鏡観察により青色~紫色の特徴的な多色性を示すことから、鏡下でこの

ような多色性を示す角閃石をナトリウム角閃石として記載した。EPMAにより鉱物化学組成を決定した単斜角閃石は、断りなくIMAの命名法(Hawthorne *et al.*, 2012)に従い記載した。ただし、三波川コンプレックスに多産するナトリウム角閃石は、藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石であり、大部分が藍閃石及び鉄藍閃石成分を相当量固溶するマグネシオリーベック閃石である。IMAが採用する固溶体を端成分の割合が50%で2分する命名法では、藍閃石及び鉄藍閃石成分を相当量固溶するマグネシオリーベック閃石-リーベック閃石と端成分に近いマグネシオリーベック閃石-リーベック閃石の違いをうまく表現できない。藍閃石及び鉄藍閃石成分を相当量固溶するマグネシオリーベック閃石-リーベック閃石に対して、高压型変成作用で形成されたことを強調するため旧来用いられていたクロス閃石の名称(Leake, 1978)も適宜用いた。クロス閃石は、藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石を端成分とするナトリウム角閃石の固溶体の中で、藍閃石及び鉄藍閃石成分が、30-70 mol%のものに対して用いる。本地域に産出する雲母は、鏡下で無色を呈する。三波川コンプレックスの変成岩に出現する鏡下で無色を呈する雲母には、フェンジャイト、パラゴナイト、マーガライトがあるが、圧倒的にフェンジャイトの産出が多い。EPMAで確認した範囲では、本地域の変成岩中に含まれる無色の雲母はすべてフェンジャイトであった。本報告では、鏡下で無色を呈する雲母をフェンジャイトとして記載する。しかしながら、本報告でフェンジャイトとして記載した雲母の中に、パラゴナイトやマーガライトが少量含まれる可能性も否定できない。

3.1 研究史

本地域の地質学的研究は、20万分の1地質図幅「松山」(野田・神津, 1910)に始まる。この20万分の1地質図幅は、戦後整備が始まった編纂中心の20万分の1地質図幅と異なり、1図幅あたり4ヶ月の外業、すなわち本格的な野外調査を行い作成された地質図幅である。20万分の1地質図幅「松山」(野田・神津, 1910)では、本地域の三波川コンプレックスに相当する部分は、苦鉄質片岩主体の出石層いずしと泥質片岩主体の日土層ひづちに区分されている。しかしながら、これらの地層名は、説明書の記載のみである。地質図では、出石層と日土層に相当する部分は、単に結

晶片岩類と区分されているだけで、出石層と日土層の境界は示されていない。7万5千分の1地質図幅「出石山」(佐藤, 1929)では、苦鉄質片岩主体で赤鉄鉱を含む珪質片岩及び泥質片岩を挟む出石層と、泥質片岩を主体とし苦鉄質片岩及び石灰質片岩を挟む御荷鉾層に区分されている。両層とも先石炭紀の地層とされている。戦後編纂された20万分の1地質図幅「松山」(地質調査所地質部編図課, 1957)では、本地域の三波川コンプレックスは、御荷鉾及び三波川変成岩類として区分されている。御荷鉾及び三波川変成岩類は、珪質片岩(松山図幅では、赤鉄石英片岩、もしくはチャート、以下括弧内は同様)、苦鉄質片岩(緑色片岩)、泥質片岩(黒色片岩)、石灰質片岩(石灰岩)に区分されている。長浜町犀の鼻付近に分布する変成斑れい岩は、先新生代火成岩の斑れい岩-閃緑岩に塗色されている。

秀(1972)は、「伊予長浜」地域から東隣の「大洲地域西部(以下、長浜大洲地域と略す)にかけての三波川コンプレックスの岩相層序を確立した。見かけの上位から下位へ、御荷鉾緑色岩類及び泥質(準)片岩層、大洲層、三縄層主部緑色片岩層、三縄層下部層、小歩危層、川口層に区分した。見かけの層厚も見積もられており、大洲層で約2,300m、三縄層主部緑色片岩層で約1,200m以上、三縄層下部層、小歩危層及び川口層で約700m以上と推定されている。上述の岩相層序のうち、上位の御荷鉾緑色岩類及び泥質(準)片岩層、大洲層を除く地層は、四国中央部三波川コンプレックスに対して構築された岩相層序(小島・秀・吉野, 1956)と対応関係があり、地層名も四国中央部のものが使用されている。秀(1972)は、長浜大洲地域と四国中央部の岩相層序を比較して、三縄層の上位に重なる地層に関して大きな違いが存在することを指摘している。具体的には、長浜大洲地域では、三縄層の上位に大洲層、御荷鉾緑色岩類及び泥質(準)片岩層が重なるのに対し、四国中央部では大生院層が重なる。この差異を、長浜大洲地域では大生院層を核とし、これを三縄層が取り巻く大横臥褶曲が存在するためとした。秀(1972)によると、大洲層は泥質片岩を主とする地層からなる。一方、三縄層主部層は、苦鉄質片岩が主体をなし、しばしば含紅れん石珪質片岩と泥質片岩を挟む。また、伊予灘に面した沿岸部には、アルバイト斑状変晶が発達する珪質片岩と泥質片岩が整合的に分布するとしている。秀(1972)では、このアルバイト斑状変晶が発達する変成岩類も三縄層主部に含めている。三縄層下部以下の地層は、中に層厚20mから300mの砂質片岩が分布する。この砂質片岩は、小歩危層に対比されている。砂質片岩より上位で、三縄層主部層の苦鉄質片岩より下位の地層が三縄層下部層に、砂質片岩より下位の泥質片岩・苦鉄質片岩・珪質片岩・薄い砂質片岩の互層からなる地層が川口層に対比されている。秀(1972)の各地層と本報告での地層区分との対比は、概要の地層・岩体区分の節

で述べる。

長浜大洲地域の三縄層とその下位の苦鉄質片岩の変成鉱物組合せは、アルバイト+緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石の組合せが代表的で、一部に藍閃石質角閃石が出現するとしている(秀, 1972)。苦鉄質片岩における上記の鉱物組合せは、長浜大洲地域の変成相が緑色片岩相から緑れん石青色片岩亜相と緑色片岩相の漸移帯に相当することを示している。秀(1972)では、三縄層主部層中のアルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩は、緑れん石角閃岩相への遷移帯的性質があるとしている。大洲層より上位の地層では、変成度が低下し、御荷鉾緑色岩類からは、パンペリー石やローソン石の産出(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970)が報告されている。

長浜大洲地域の地質構造に関する特徴として、以下の3つが指摘される(秀, 1972)、1) 脇川ドーム状複背斜構造の存在、2) 背斜の南翼部に大洲横臥褶曲の存在、及び背斜の北翼部の長浜町の沿岸部にアルバイト斑状変晶を生じている変成岩類を核とした長浜同斜横臥褶曲の存在、3) 線構造としてN60°~70°E系とN75°E~EW系の存在。脇川ドーム状複背斜構造を構成する背斜及び向斜について、脇川背斜とその南に出石向斜の存在が指摘されている。大洲横臥褶曲の存在は、三縄層主部層が脇川背斜の南側で薄くなりながらも連続すること、及び、北から南へ地層の傾斜が、ほとんど水平から緩く傾斜した状態から、南へ急傾斜し、垂直を経て、北傾斜へと連続的に変化することを根拠としている。さらに、長浜同斜横臥褶曲の存在は、大洲横臥褶曲の南翼部で、三縄層主部層の苦鉄質片岩の層厚が急激に薄くなることと、北部の長浜町出海(いずみ)において、三縄層主部層の厚い苦鉄質片岩に包まれてアルバイト斑状変晶が発達する変成岩類が分布することによる。秀(1972)は、長浜町出海において、アルバイト斑状変晶が発達する珪質片岩及び泥質片岩からなる地層の明瞭な同斜褶曲構造の露頭の存在を指摘している。

原ほか(1977)では、秀(1972)で大洲層とされた大洲北方に分布する泥質片岩を、三縄層主部層に挟まる泥質片岩とした。原ほか(1977)では、大洲層は、同層の走向方向に平行な北限をなす断層により、北側に分布する三縄層と接すると予想した。また、佐田岬半島西部に見られる泥質片岩を主体とし、苦鉄質片岩、石灰質片岩、砂質片岩からなる三崎層が分布するとし、三崎層はアルバイト斑状変晶が発達する結晶片岩類を挟む苦鉄質片岩(三縄層)の上位に重なるとした。岩相的には、大洲層と三崎層は似ているが、両者が対比可能かどうかについては述べていない。原ほか(1977)は、秀(1972)で存在が指摘された長浜横臥褶曲に三崎層が参加するのであれば、三崎層は、三縄層主部層相当の中位層準に発達する泥質片岩層に対比される可能性を指摘している。

Hara *et al.* (1992)では、原岩の岩相による層序区分に加

えて、複数のナップからなるパイルナップ構造を基本とする区分が行われている。この区分では、三波川結晶片岩(本報告の三波川コンプレックスの一部)を、西南日本の黒瀬川-古領家大陸の南側に発達した中生代付加プリズム構成物と想定し、構造的上位から、秩父メガユニットII、三波川メガユニット、秩父メガユニットI及び四万十メガユニットの4つのメガユニットをパイルナップ群として区分した。秩父メガユニットIIは、構造的上位から下位へ、前期ジュラ紀後期のユニット、中期ジュラ紀後期のユニット及び後期ジュラ紀最末期のユニット(御荷銚ユニット)の3つのユニットよりなるナップ群からなる。秩父メガユニットIは、構造的上位から下位へ、中期ジュラ紀後期のユニット(仁淀ユニット)、後期ジュラ紀のユニット、白亜紀バラングニアン期のユニット、バレミアン期のユニット及びアルビアン期のユニットよりなるナップ群からなる。秩父メガユニットIの下位に位置する四万十メガユニットは、セノマニアン期からチューロニアン期のユニット、コニアシアン期からカンパニアン期のユニットからなる。三波川結晶片岩類は、秩父メガユニットIIの下位に存在し、構造的上位から下位へ、猿田ユニット、冬の瀬ユニット、沢ヶ内ユニット、坂本ユニット、^{おおぼけ}大歩危ユニット及び^{たつやま}龍山ユニットからなる。これは、異なる変形-変成履歴を持つ。これらのうち、坂本ユニット、大歩危ユニット、龍山ユニットは、放射年代と地質構造からそれぞれ、秩父メガユニットIの中期ジュラ紀後期ユニット(仁淀ユニットの高圧変成相)、四万十メガユニットのセノマニアン期からチューロニアン期のユニット及びコニアシアン期からカンパニアン期のユニットに対比される。三波川結晶片岩類の猿田ユニット、冬の瀬ユニット、沢ヶ内ユニットが三波川メガユニットとされる。

本地域の三波川コンプレックスは、原ほか(1977)の大洲層が秩父メガユニットIIの御荷銚ユニット相当に、秀(1972)の三縄層下部層、小歩危層及び川口層までが、秩父メガユニットIの八多喜ナップに、三縄層主部緑色片岩層のうち東部に分布するものが沢ヶ内ユニットに、西部に分布するものが佐礼谷-蒲山-出石ユニットに、三縄層主部緑色片岩層に挟まるアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩のうち、東部に分布するものが^{ふたうみ}双海ナップに、西部に分布するものが寺野-磯津ナップに区分されている(Hara *et al.*, 1992)。なお、本地域を含む四国西部で固有に命名されている八多喜ナップ、佐礼谷-蒲山-出石ユニット、双海ナップ、寺野-磯津ナップは、Hara *et al.* (1992)による大洲変形時相におけるパイルナップ形成で新たに生じたナップ群である。Hara *et al.* (1992)によると、先長浜変形時相で形成されたパイルナップ構造は、大洲変形時相で改変され、四国西部では、三波川メガユニット沢ヶ内ユニット及び秩父メガユニットIの八多喜ユニットに、見かけ上位から下位へ、双海ナップ、寺

野-磯津ナップ、佐礼谷-蒲山-出石ナップが重なる複雑な構造が提案されている。

三波川コンプレックスからの化石の産出は多くない。「伊予長浜」地域南部に位置する八幡浜市日土町川辻付近から、後期三畳紀のコノドント化石の産出が報告されている(須鎗ほか, 1980)。須鎗ほか(1980)によると、*Epigondolella abneptis* (Huckriede) と *Neogondolella sp.* のコノドント化石が、日土町川辻東の石灰質片岩から、*Epigondolella multidentata* Mosher, *Neogondolella?sp.* のコノドント化石が日土町川辻の石灰質片岩から産出する。*Epigondolella abneptis* 及び *Epigondolella multidentata* は、広く後期三畳紀の地層から産し、前者はカーニアン期末からノーリアン期の、後者はノーリアン期の示準化石とされる。

放射年代に関しては、本報告で行ったフェンジャイトK-Ar年代及びジルコンU-Pb年代以外にも、「伊予長浜」地域からは以下の放射年代が報告されている。前出のHara *et al.* (1992)は、沢ヶ内ユニットの苦鉄質片岩に挟まる泥質片岩のフェンジャイトK-Ar年代として、 77.2 ± 3.9 Maを報告している。また、Kawaguchi *et al.* (2022)は、本地域の伊予ユニット上部の変成斑れい岩の火成年代として、139-135 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。同論文では、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩と変成斑れい岩の化学組成分析結果も報告しており、その起源として、火山弧下での形成場を想定している。彼らは、斑れい岩の形成場の根拠として、ジルコンの微量元素と斑れい岩が三波川変成作用を被っていないことを指摘している。斑れい岩の形成場と形成史については、本研究の成果も踏まえて後ほど議論する。

木村・小村(1954)は、八幡浜市北方の層状含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)の調査を行い、本地域に分布するキースラーガーが、三波川コンプレックスのある特定の層準に集中することを指摘している。彼らによると、本地域の層序は、下位から上位へ、石墨片岩・絹雲母-石墨片岩(本報告の泥質片岩)、石墨-石英片岩・絹雲母-石英片岩(本報告の珪質片岩)及び結晶質石灰岩(本報告の石灰質片岩)と緑色片岩(本報告の苦鉄質片岩)の薄層からなる下部層、下部層は漸次上位へ向かい緑色片岩(本報告の苦鉄質片岩)質になる。さらに、その上位に厚い緑色片岩からなる上部層が重なる。上部層の厚い緑色片岩中には、赤鉄-石英片岩(本報告の珪質片岩で赤鉄鉱と紅れん石を含み赤色を呈するもの)の薄層が存在し、本地域内で連続性が良い。本地域内の西南西に分布するキースラーガーの多くは、この赤鉄-石英片岩の近くに存在する。木村・小村(1954)の層序における厚い緑色片岩からなる上部層の層準は、秀(1972)の三縄層主部緑色片岩相に対比できる。秀(1972)によると、三縄層主部層中には、キースラーガーと層状マンガン鉱床の存在が知られている。銅鉱床に関しては、上記の文献以外に、堀

越・久保田(1940), 四国通商産業局(1957)が, マンガン鉱床及びこれから産出する鉱物に関しては, 四国通商産業局(1957)に加え, 吉永・吉永(1964), 吉村(1967), 宮久(1969), Kato *et al.*(1982), 佐々木ほか(1982), 石田(1989), 皆川・桃井(1991), 皆川(1992), 皆川(1995), 福島ほか(2005)等がある。これらの鉱床に関する文献の内容は, 応用地質の章で述べる。

3.2 概要

本地域に分布する三波川コンプレックスは, 吉野川層群, 三波川結晶片岩(類), 三波川変成岩(類)及び三波川変成コンプレックスと呼ばれているものに相当する。以下では, 本地域に分布する三波川コンプレックスの概要をユニット区分, 変形段階, 変成分帯の順に述べる。

なお, 本報告では, 三波川コンプレックスの岩石試料を用いて, ジルコンU-Pb年代測定, フェンジャイトK-Ar年代測定, 炭質物ラマン温度測定, 変成鉱物のEPMA化学分析を行った。それぞれの分析に使用した機器及び分析条件は以下の通りである。

ジルコンU-Pb年代測定は, 株式会社京都フィッシャントラックに依頼し, 京都大学理学部及び東京大学地殻化学実験施設に設置されたレーザーアブレーションICP質量分析計を用いてU及びPbの同位体測定が行われた。レーザーアブレーションのビーム径は10~15 μm (各試料のカソード・ルミネッセンス(CL)画像に記載)である。年代標準試料は, Nancy91500(Wiedenbeck, *et al.*, 1995)である。同位体組成比と年代値の解析には, IsoplotR(Vermeesch, 2018)とDensityPlotter(Vermeesch, 2012)を使用した。ジルコンU-Pb年代測定では, CL像観察や反射電子線, 二次電子像及び光学顕微鏡で, 包有物やクラック及びヒールドクラックが存在しない場所を選んで測定した。すべてのジルコンU-Pb年代測定値及び同位体比は別表として掲載した。フェンジャイトK-Ar年代測定は, ジオスペース・サイエンス株式会社に依頼した。炭質物ラマン温度計を用いた変成温度の測定は, 産総研地質情報研究部門に設置された顕微ラマン分光装置を使用した。測定には, 研磨薄片を用いた。研磨薄片表面に露出した炭質物を避け, 薄片内部の炭質物のラマンシフトを20点測定した。このラマンシフトを基に, Kouketsu *et al.*(2014)の方法で, 変成温度を算出した。EPMA分析は, 産総研地質調査総合センター共同利用分析実験室のJEOL JXA-iHP200Fを使用した。単斜輝石の2価鉄と3価鉄の比は, 酸素数O=6とした時の単斜輝石の化学式において, 陽イオンの総和が4となるように求めた。ただし, 陽イオンの総和が4に満たない場合は, 全鉄を2価とした。単斜角閃石では, 酸素数O=23とした時の化学式において, Ca, Na, Kを除く陽イオンの総和が13となるように2価鉄と3価鉄の比を決定した。た

だし, Ca, Na, Kを除く陽イオンの総和が13に満たない場合は, 全鉄を2価とした。角閃石の構造式は, $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$ (Howthorne *et al.*, 2021)を用いた。ざくろ石, 緑泥石は, 全鉄を2価とした。ジルコンのカードルミネッセンス像及び反射電子線像及び二次電子像は, 地質調査総合センター共同利用実験室の走査型電子顕微鏡JEOL JSM6610LVを使用した。すべてのEPMA分析値は別表として掲載した。

3.2.1 地層・岩体区分

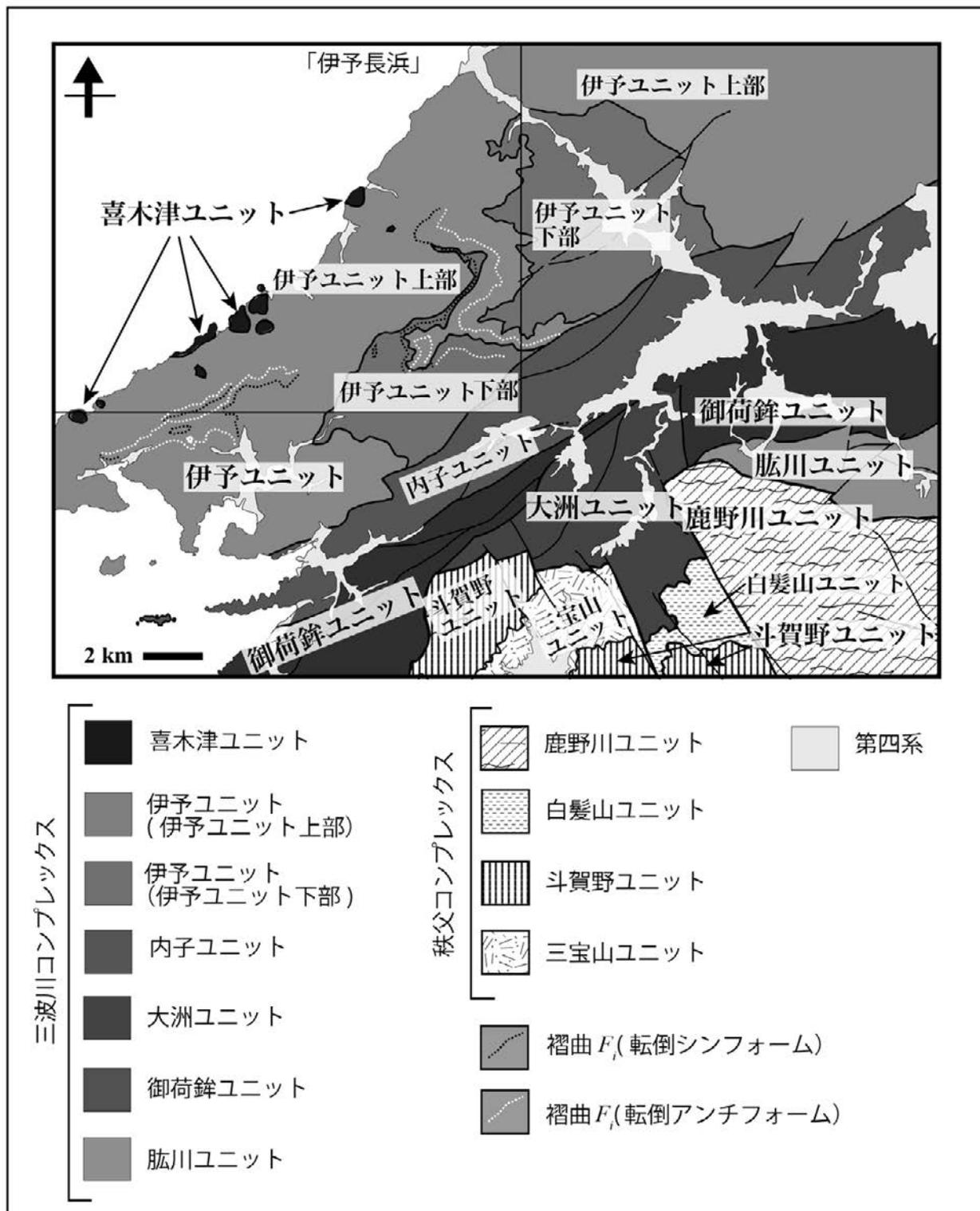
本地域に分布する三波川コンプレックスは, 苦鉄質片岩, 泥質片岩を主体とし, これに少量の蛇紋岩, 変成斑れい岩, 珪質片岩, 石灰質片岩及び砂質片岩を伴う。これらの岩相境界は, 後述する主片理と平行である場合が多い。主片理に垂直な方向の岩相の積み重なり, 各岩相の繰り返す頻度及び各岩相の厚さを基に, 本地域の三波川コンプレックスを, 内子, 喜木津, 伊予の3つのユニットに区分した(第3.1図)。本報告では, これらのユニットについて, 変成作用終了時期の古い順から記載を行う。

内子ユニットは, 泥質片岩を主体とし, 少量の苦鉄質片岩, 珪質片岩, 砂質片岩を伴う。内子ユニットの泥質片岩には, 他のユニットの泥質片岩に比べ, より強い片理が発達する。喜木津ユニットは, アルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩と苦鉄質片岩の繰り返しからなり, 少量の蛇紋岩と珪質片岩を伴う。伊予ユニットは, 泥質片岩を主体とする下部と苦鉄質片岩を主体とする上部からなる(第3.1図)。下部は, 砂質片岩, 苦鉄質片岩, 珪質片岩, 少量の石灰質片岩を伴う。上部は, 少量の珪質片岩, 変成斑れい岩を伴う。

内子ユニットは, 東北東-西南西走向の高角断層で北側に分布する伊予ユニットと接する。喜木津ユニットは, 伊予ユニットの構造的上位に重なる。伊予ユニットは, 東北東-西南西走向の複アンチフォームにより, 主片理が北もしくは南に緩やかに傾斜した構造を持つ。

本報告での地層・岩体区分と, 1972年以降に本地域の三波川コンプレックスに対して行われている地層・岩体区分との対比を第3.2図に示した。1972年以前では, 20万分の1地質図幅「松山」(野田・神津, 1910)及び7万5千分の1地質図幅「出石山」(佐藤, 1929)でも地層・岩体区分が行われているが, 前者は図示されておらず, 後者は地層・岩体区分数が少ないため除外した。岩相層序による地層・岩体区分と変形・変成履歴に基づく地層・岩体区分では, 基準が異なるため, 対比を行うことは困難である。具体的には, 本報告の内子ユニットは, Hara *et al.*(1992)の秩父メガナップIに, 喜木津ユニットは寺野-磯津ナップに対比できるものの, それ以外の対比を行うことは難しい。

岩相層序を基にした地層・岩体区分の対比は, 以下のようになる。本報告の伊予ユニット下部は, 秀(1972)の



第 3.1 図 四国西部伊予長浜周辺の三波川コンプレックスのユニット区分概要

20 万分の 1 地質図幅「松山」第 2 版 (宮崎ほか, 2016) を一部改変。三波川コンプレックスは、喜木津ユニット、伊予ユニット (伊予ユニット上部・伊予ユニット下部)、内子ユニット、御荷鉾ユニット、大洲ユニット、肱川ユニットからなる。秩父コンプレックスは、鹿野川ユニット、白髪山ユニット、三宝山ユニット、斗賀野ユニットからなる。左上部の矩形流域は、5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」と概略図が重複する領域。太線は各ユニットの境界を示す。各ユニット内のさらに詳細な区分及び海域断層については、20 万分の 1 地質図幅「松山」第 2 版 (宮崎ほか, 2016) を参照。

三縄層下部、小歩危層及び川口層を合わせたものに相当する。秀(1972)では、肱川沿いに分布する砂質片岩を小歩危層に、その上位の泥質片岩が卓越する部分を三縄層下部に、小歩危層の下位を川口層としている。しかし、砂質片岩の発達には肱川沿いを除くとあまり顕著ではなく、全体としてみれば、泥質片岩が卓越する。従って、本報告では、坂野ほか(2010)と同じく、秀(1972)の3つのユニット(小歩危層、三縄層下部、三縄層主部緑色片岩層)を伊予ユニット下部として一括した。一方、伊予ユニット上部は、秀(1972)の三縄層主部緑色片岩層にほぼ相当する。本報告では、秀(1972)の三縄層主部緑色片岩層の最上部に分布するアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩と苦鉄質片岩の繰り返しからなる部分を核とする横臥褶曲の存在を確認できなかった。このため、伊予ユニットの構造的上位のユニットとして喜木津ユニットを独立させた。

本地域の三波川コンプレックスの地層・岩体区分は、隣接する5万分の1地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)の三波川コンプレックスの地層・岩体区分とほぼ同じであり、内子ユニットと伊予ユニットの境界は本地域から「大洲」地域へ連続する。本図幅と5万分の1地質図幅「大洲」との違いは、喜木津ユニットを伊予ユニットから分離した点にある。5万分の1地質図幅「大洲」では、伊予ユニットは、三縄層下部層以下の地層と三縄層緑色片岩層に相当する。前述したように、本報告では、秀(1972)の三縄層主部緑色片岩層から喜木津ユニットを分離した。参考のために、第3.2図には、本報告における三波川コンプレックスの地層・岩体区分と四国中央部吉野川流域で確立された岩相層序(小島・光野, 1996)との対応関係も示した。

四国中央部		伊予長浜～大洲地域		
小島・光野(1966)	秀(1972)	Hara et al.(1992)	坂野ほか(2010)	本報告
岩相層序区分	原岩岩相を基にした地層・岩体区分	構造区分	原岩岩相を基にした地層・岩体区分	原岩岩相を基にした地層・岩体区分
吉野川流域	大生院層			
	上部	大洲層	秩父メガナップII	内子ユニット
	主部	三縄層主部緑色片岩層	吉野・藤原ナップ 喜木津・藤原山・御石ナップ 沢内ナップ	喜木津ユニット 伊予ユニット(上部)
	下部	三縄層下部層		伊予ユニット
	小歩危層	小歩危層	秩父メガナップI	伊予ユニット(下部)
	川口層	川口層		
大歩危層				

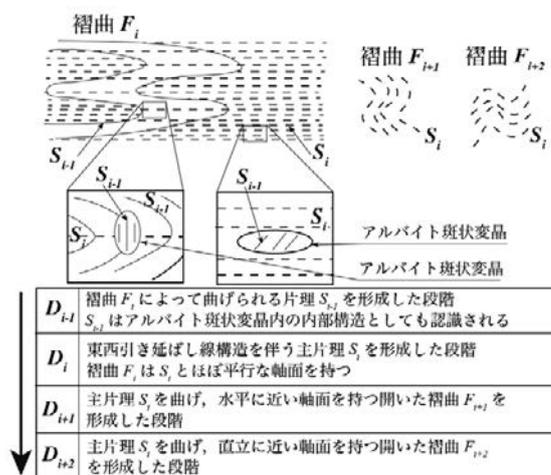
第3.2図 「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスの岩相層序と構造区分の対比

3.2.2 変形段階

本地域の三波川コンプレックスの変成岩には、主片理が発達する。苦鉄質片岩において、主片理は、角閃石・緑れん石などの柱状鉱物、緑泥石などの板状鉱物の形態定向配列として認められる。泥質片岩における主片理は、フェンジャイト・緑泥石などの板状鉱物の形態定向配列、板状鉱物の粒界に存在する微細な炭質物の配列として認識できる。砂質片岩でも泥質片岩同様、板状鉱物の形態定向配列として、主片理が認識できる。珪質片岩においては、少量含まれるフェンジャイト・緑泥石などの板状鉱物、緑れん石・紅れん石などの柱状鉱物の形態定向配列として主片理が認識できるほか、主要構成鉱物である石英粒子の形態定向配列としても主片理が識別される。石灰質片岩では、方解石粒界に存在する微細不透明鉱物の配列や方解石の形態定向配列で主片理が認識される。

変成岩に発達する主片理 S_i を形成した変形段階 D_i を基準に、変形段階を D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} の4つに区分した(第3.3図)。変形段階 D_{i-1} で形成された片理は、アルバイト斑状変晶に包有される片理 S_{i-1} として認識される。また、後述する褶曲 F_i によって曲げられる片理としても認識される。変形段階 D_i には、主片理 S_i に平行な軸面を持つタイトな褶曲ないし等斜褶曲 F_i が生じている。変形 D_i で形成された主片理 S_i の形成には、角閃石柱状結晶、楕円体をしたアルバイト斑状変晶及び楕円体形状をした石英脈レンズの長軸の配列により識別される東西引き延ばし線構造も形成されている。

変形段階 D_{i+1} では、主片理 S_i を褶曲させる軸面が水平で、翼角が開いた褶曲 F_{i+1} が生じている。さらに、変形段階 D_{i+2} では、主片理 S_i を褶曲させる軸面が鉛直に近く、翼角が開いた褶曲 F_{i+2} が形成されている。



第3.3図 三波川コンプレックスの変形段階の概要と変形構造の模式図

変形段階 D_{i-1} , D_i , D_{i+1} , D_{i+2} は、青矢ほか (2013) 及び Wallis (1990, 1998) の D_r , D_s , D_t , D_u に相当する。 D_i , D_{i+1} , D_{i+2} は、Kojima and Suzuki (1958) や Faure (1983) の S1, S2, S3 と呼ばれた面構造を生じた変形段階にかなりの部分で一致する。 D_{i+2} は、原ほか (1977) の小褶曲形成の 5 つの時相の第 4 期である肱川時相に相当する。

3.2.3 変成分帯

本地域の三波川コンプレックスの変成分帯を泥質片岩の鉱物組合せに基づき行った (第 3.4 図)。泥質片岩の鉱物組合せによる三波川コンプレックスの変成分帯は、四国中央部で確立されている。三波川コンプレックスの泥質片岩は、共通して、石英、アルバイト、フェンジャイト、緑泥石を主要な変成鉱物として含み、緑れん石は含まれる場合と含まれない場合がある。上記の鉱物組合せの泥質片岩からなる緑泥石帯、緑泥石帯の鉱物組合せにざくろ石が加わった泥質片岩が出現するざくろ石帯、ざくろ石帯の組合せに黒雲母が加わった泥質片岩が出現するアルバイト黒雲母帯、さらに泥質片岩に含まれる斜長石の組成がオリゴクレスであるオリゴクレス黒雲母帯に分帯される (東野, 1975; 東野, 1990)。変成度は、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の順に高くなる。ざくろ石帯以上の変成度の変成岩では、構成鉱物の粒度が粗粒になり、アルバイト

斑状変晶が発達する。本地域の三波川コンプレックスの泥質片岩は、緑泥石帯とざくろ石帯に分帯でき、伊予ユニットと内子ユニットが緑泥石帯に、喜木津ユニットがざくろ石帯に属する。

本地域の苦鉄質片岩は、角閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトを主要構成鉱物として含む。石英とフェンジャイトは少量含まれる場合と含まれない場合がある。角閃石は複雑な固溶体を形成し、偏光顕微鏡を使った角閃石の同定には限界があるため、苦鉄質片岩を用いた変成分帯は行っていない。しかし、各帯の苦鉄質片岩中の単斜角閃石及び単斜輝石の化学組成を調べた結果、以下のような傾向がある。緑泥石帯の苦鉄質片岩では、後述する炭質物温度計が、相対的に低い変成温度 (360 °C 以下) を示す部分にデオプサイド、パンペリー石が出現する。緑泥石帯の苦鉄質片岩中の角閃石は、炭質物温度計が相対的に低い温度を示す部分では、アクチノ閃石～鉄アクチノ閃石、リーベック閃石～マグネシオリーベック閃石である。リーベック閃石～マグネシオリーベック閃石には、藍閃石-鉄藍閃石成分が 20-30 mol% 固溶する。変成相は、準緑色片岩相のパンペリー石アクチノ閃石亜相高圧部に相当する (第 3.4 図)。炭質物温度計で相対的に変成温度が高い部分 (360 °C 以上) ではフェリウインチ閃石が出現する。緑泥石帯のごく一部の苦鉄質片岩に鉄藍閃石が出現する。鉄藍閃石はマグネシオリーベック

泥質片岩の鉱物消長		(+ 石英, アルバイト, フェンジャイト, 炭質物, 電気石, アバタイト, 方解石, チタン石, イルメナイト, 電気石, ジルコン)	
	緑泥石帯	ざくろ石帯	
緑泥石	——	——	
ざくろ石	——	——	
緑れん石	-----	-----	
苦鉄質片岩の鉱物消長		(+ 緑泥石, アルバイト, チタン石, + 石英, フェンジャイト, 赤鉄鉱, イルメナイト, 方解石)	
アクチノ閃石*	——	——	
フェリウインチ閃石**	-----	-----	
マグネシオリーベック閃石***	-----	-----	
鉄藍閃石****	-----	-----	
マグネシオホルンブレンド	-----	-----	
フェリパロア閃石	-----	-----	
デオプサイド～エジリンオージャイト	-----	-----	
パンペリー石	-----	-----	
緑れん石	-----	-----	
変成相	パンペリー石 アクチノ閃石亜相高圧部	パンペリー石 アクチノ閃石亜相 / 緑れん石 青色片岩相遷移帯	緑れん石青色片岩亜相 / アルバイト緑れん石角閃石亜相 / 緑色片岩相遷移帯

第 3.4 図 変成分帯と変成鉱物の消長

破線は出現が希であることを示す。一点鎖線はアルバイト斑状変晶中に出現することを示す。*一部は鉄アクチノ閃石の組成。**一部はウインチ閃石の組成。***一部はリーベック閃石の組成。いずれも相当量の藍閃石-鉄藍閃石成分を固溶する。****藍閃石と鉄藍閃石の境界付近の組成。

ク閃石を含む苦鉄質片岩にごく希に認められる。マグネシオホルンブレンド～マグネシオフェリホルンブレンドが、石英を含まない変成斑れい岩の一部に認められる。マグネシオホルンブレンド～マグネシオフェリホルンブレンドを含む変成斑れい岩は、ざくろ石帯に近い緑泥石帯から得られた。ざくろ石帯に近い緑泥石帯からは、アクチノ閃石とパンペリー石の共生も引き続き認められることから、緑泥石帯高温部の変成相は、パンペリー石アクチノ閃石亜相と緑れん石青色片岩亜相の漸移帯に相当する(第3.4図)。ざくろ石帯の苦鉄質片岩では、アクチノ閃石、フェリウインチ閃石、鉄藍閃石、フェリパロア閃石、マグネシオホルンブレンドが出現する。鉄藍閃石はざくろ石帯苦鉄質片岩のアルバイト斑状変晶内部のみに確認できる。変成相は、緑れん石青色片岩亜相、アルバイト緑れん石角閃岩相及び緑色片岩相の漸移帯に相当する(第3.4図)。

3.3 内子ユニット

内子ユニットは、本地域南東隅の大洲市梶ヶ谷付近に分布する(第3.5図a)。命名は、5万分の1地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)による。本ユニットは、泥質片岩を主体とし、少量の苦鉄質片岩と珪質片岩を伴う。ただし、珪質片岩は地質図に示せる規模のものは、本地域には分布しない。「大洲」地域から続く北東-南西走向の高角断層により、北側に分布する伊予ユニットと接する。本ユニットの南限は、東北東-西南西走向の高角断層である。5万分の1地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)内では、本ユニットの南限断層の南側に神南ユニット(20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)の御荷鉾ユニット)が分布する。北限と南限の高角断層に挟まれた本ユニットの北西-南東方向の最大幅は約3 kmである。本ユニットは、ほぼこの幅を保ったまま、本地域南東端と南東隣の「卯之町」地域北西端を通り、南隣の「八幡浜」地域へ連続して分布する。本ユニットは、5万分の1地質図幅「八幡浜」(平山・神戸, 1956)では、長瀨変成岩類の黒色千枚岩及び黒色片岩に塗色されている。20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)では、先行して実施された5万分の1地質図幅「伊予長浜」の調査結果を反映して、「八幡浜」地域でも内子ユニットが識別されており、北西-南東幅約3 kmのまま、北東-南西方向の分布トレンドで八幡浜市街地付近まで分布し、宇和海に達する。「八幡浜」地域の内子ユニットからは、5万分の1地質図幅に表現できる規模の砂質片岩や蛇紋岩の分布が示されている(平山・神戸, 1956)。

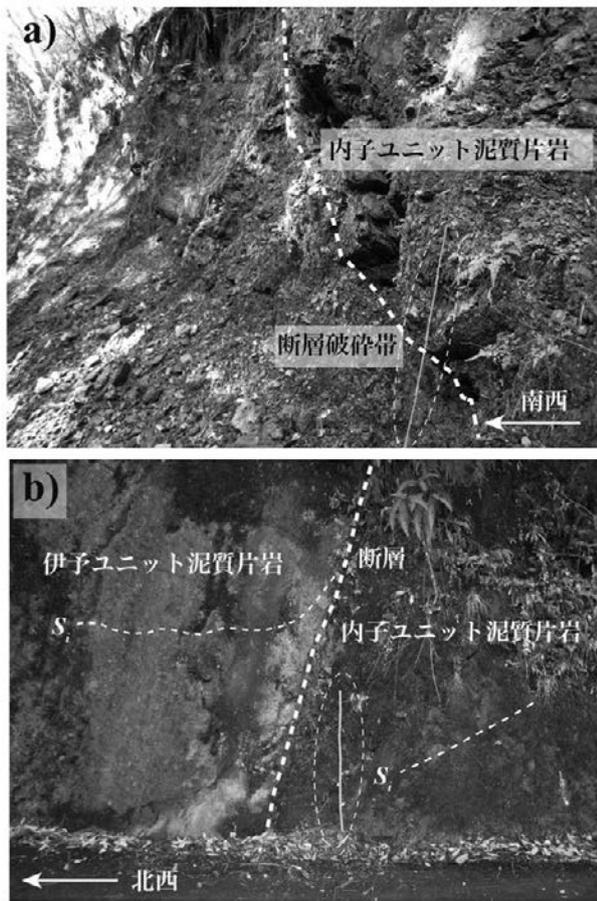
内子ユニットの岩相層序は、「大洲」図幅及び「八幡浜」図幅も参考にすると、泥質片岩を主体とするものの、見かけ下位の層準では砂質片岩が、中部の層準では珪質片岩が、そして上位の層準では苦鉄質片岩や少量の蛇紋岩

が認められる。本地域から「大洲」地域に分布する内子ユニットの見かけの層厚は、1,650 m以上と推定される。「八幡浜」地域には、本地域に分布する内子ユニットより下位の層準が露出しているが、その層厚は不明である。内子ユニットでは、東北東-西南西走向の片理が卓越し、北傾斜を示すものが多い。東北東-西南西走向の軸面をもつシンフォームも認められる。

東隣の「大洲」地域から、「伊予長浜」地域と南東側の「卯之町」地域の北西端を通り、南隣の「八幡浜」地域北東部にかけて分布する内子ユニットの岩相層序の詳細は以下の通りである。大洲市高山寺山からの南北断面(第3.5図b)では、見かけ下部に、厚さ約1,500 mの泥質片岩が分布する。この泥質片岩の北限は、東北東-西南西走向の高角断層で切断される(第3.5図b)。高角断層の北側では、南傾斜の主片理が卓越する。断層北側の内子ユニットの見かけの層厚は、約500 mであり、断面線上では、高山寺山周辺に厚さ100 m未満の苦鉄質片岩が2層分布する。このうち、北側に分布する苦鉄質片岩の見かけ上位には、層厚50 m程の珪質片岩が分布する。苦鉄質片岩及び珪質片岩以外の部分は、泥質片岩が主に分布する。この断面では、東北東-西南西走向の高角断層の北側と南側に分布する内子ユニットの層準の対比が困難である。断層両側の地層の対比は後述する。

「伊予長浜」地域の南東側の「卯之町」地域の地藏堂を通る南北断面(第3.5図c)では、前述の高角断層の南側に、下位から見かけの厚さ約1,650 mの泥質片岩が分布し、泥質片岩中に厚さ約100 mと約80 mの苦鉄質片岩と厚さ約80 mの珪質片岩が挟まる。苦鉄質片岩が挟まる層準は、それぞれ、下位から750 mと1,450 mであり、珪質片岩が挟まる層準は、下位から850 mの位置である。この断面においても、内子ユニットは東北東-西南西走向の高角断層に切断される。断層の北側では、南傾斜の主片理が卓越する泥質片岩と苦鉄質片岩が分布する。断面図上では、東北東-西南西走向の高角断層の北側に、厚さ約100 mの泥質片岩が分布する。この泥質片岩の見かけ下位に、厚さ約100 mの苦鉄質片岩が分布し、苦鉄質片岩の下位に厚さ約100 m以上の泥質片岩が分布する。

「伊予長浜」地域から「八幡浜」地域にかけての南北断面(第3.5図d)では、南方の下位より、見かけの厚さ1,650 mの泥質片岩が分布し、その上部1,450 mの層準に厚さ約100 mの苦鉄質片岩が挟まる。ここでも北限は、一旦、東北東-西南西走向の高角断層によって切断される。その断層露頭は、梶ヶ谷の東方約500 mの町道沿いで観察できる(第3.6図a)。この断層露頭では、厚さ10 cm前後の断層粘土からなる破碎帯を伴っている。この断層によって、「大洲」地域から「伊予長浜」地域へ連続する苦鉄質片岩も、一旦切断される。しかしながら、断層北側にも、やや北側へ分布位置がずれるが、同様の走向を持った苦鉄質片岩が分布する(第3.7図)。本報告では、この断層



第 3.6 図 内子ユニットの断層露頭
 (a) 内子ユニット内に発達する断層露頭。大洲市梶ヶ谷の西方約 500 m。(b) 内子ユニットと伊予ユニットの境界断層。大洲市梶ヶ谷の西方約 700 m。S_i: 主片理

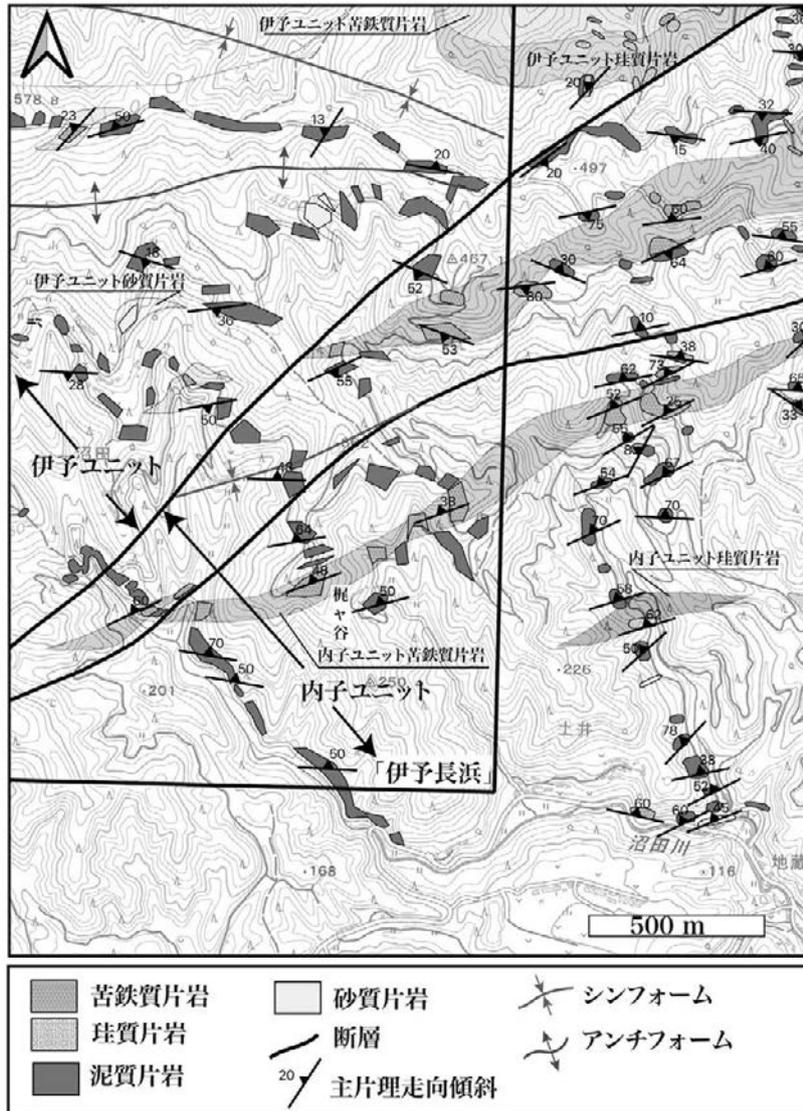
の南北に分布する苦鉄質片岩は、もともと同一層準の苦鉄質片岩だと解釈した。また、この高角断層の北側の苦鉄質片岩の北側には、北傾斜の泥質片岩が分布する(第 3.7 図)。断層北側では、東北東-西南西走向の軸面をもつシフォームが存在し、ほぼ同一層準の泥質片岩が、シフォームの北と南に分布する。断層北側に分布する苦鉄質片岩のうち、「伊予長浜」地域内の 2 列は、シフォームにより繰り返していると判断した(第 3.5 図 a, d)。シフォームによる苦鉄質片岩のくり返しを考慮すると、「大洲」地域の高山寺山南側に分布する苦鉄質片岩は、梶ヶ谷西方約 600 m に分布する苦鉄質片岩と同一層準の苦鉄質片岩と考えられる。従って、「大洲」地域から「伊予長浜」地域にかけて分布する内子ユニットは、前述の苦鉄質片岩を鍵層として、対比が可能である。この苦鉄質片岩の対比を基にして、「大洲」地域から「伊予長浜」地域に分布する内子ユニットの層厚を求めると約 1,650 m 以上となる。内子ユニットとその北側に分布する伊予ユニットの境界断層は、梶ヶ谷から西へ約 700 m の町道

沿いで観察される(第 3.6 図 b)。断層の南側に主片理が強く発達した内子ユニットの泥質片岩が分布する。内子ユニット泥質片岩の主片理は緩く北に傾斜する。数 cm の断層破碎帯を挟んで、断層の北側にはほぼ水平な主片理が発達する銀灰色の伊予ユニット泥質片岩が分布する。伊予ユニットの泥質片岩には、褶曲 F_{i+2} が波長数 cm の緩やかな微褶曲として発達する。

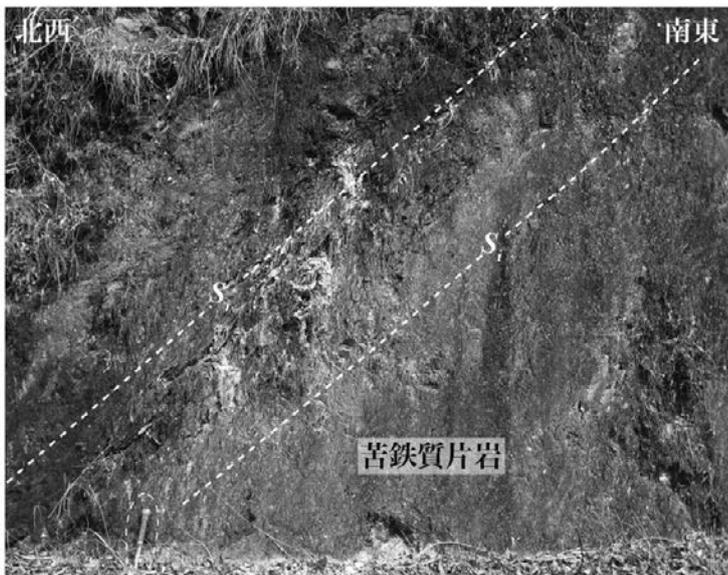
3.3.1 苦鉄質片岩

本地域の内子ユニットの苦鉄質片岩のうち、地質図に示せる大きさのものは、本地域南東端の大洲市梶ヶ谷付近に 2 列分布する(第 3.7 図)。北側の苦鉄質片岩は、東隣の「大洲」地域へ連続し、東北東方向へ約 3 km 追跡できる。一方、南側の苦鉄質片岩は、一旦断層で切断されるものの、「大洲」地域へ連続し、東北東方向へ約 2.5 km 連続する。前述したようにこれら 2 列の苦鉄質片岩は、最大層厚 100 m 程度の同一層準の苦鉄質片岩がシフォームにより褶曲し、さらに東北東-西南西走向の高角断層により切断されたものと推定した(第 3.5 図 d)。この苦鉄質片岩を褶曲させるシフォームは、 D_{i+2} の変形段階で形成された褶曲 F_{i+2} であり、主片理 S_i を褶曲させている。北側の苦鉄質片岩は、シフォームの北翼をなしていたものであり、南側の苦鉄質片岩は南翼をなしていたものである。シフォームの形成後、前述の高角断層により南翼の苦鉄質片岩が切断された。断層の両側の苦鉄質片岩の分布から、断層の水平変位量は 100 m 程度と推定される。

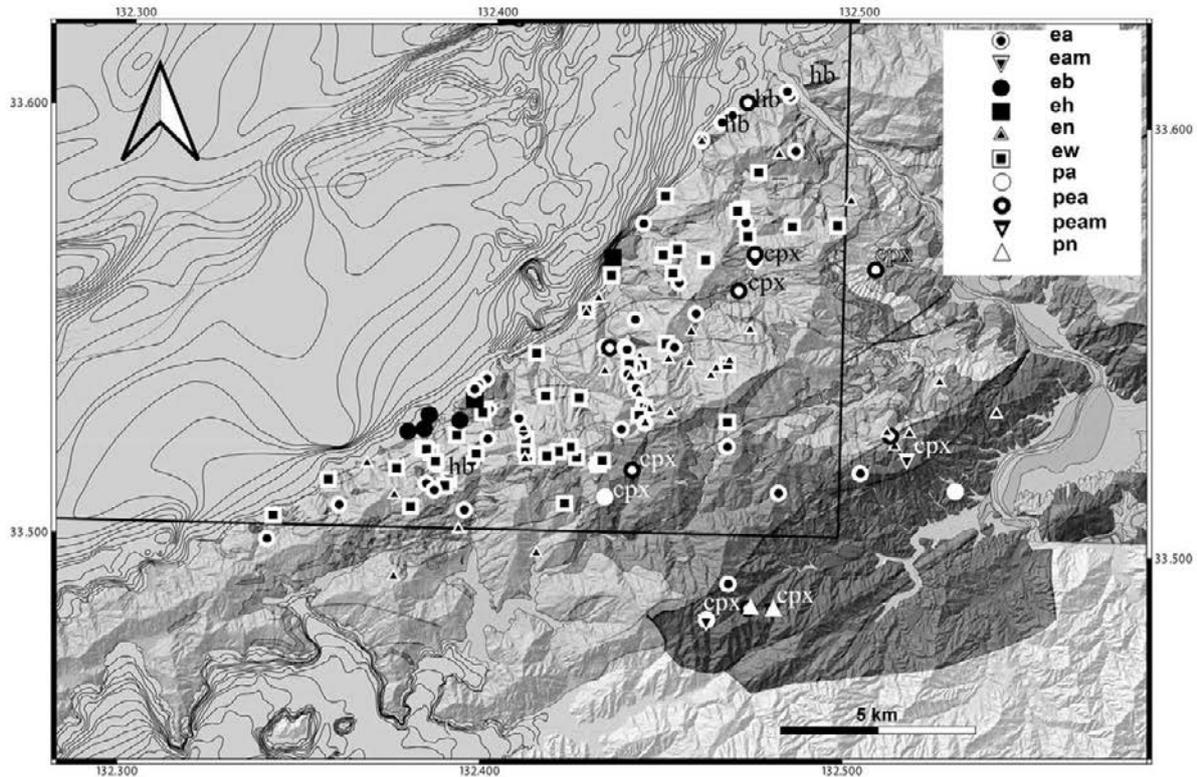
内子ユニットの苦鉄質片岩には、主片理が発達する(第 3.8 図)。後述する泥質片岩と同様、他ユニットの苦鉄質片岩に比べ主片理の発達程度が強い。最も多く認められる苦鉄質片岩は、緑色~青緑色を呈し、均一に主片理が発達する。他にも、淡緑色~濃青緑色を呈し主片理と平行な色調が異なる薄層が繰り返すもの、径 1 mm 程度の粗粒な火成岩起源単斜輝石の残晶を含む緑色~青緑色を呈するものが認められる。均一に片理が発達し、粗粒な火成岩起源単斜輝石残晶が肉眼で認められないものは玄武岩溶岩起源、色調の異なる薄層が繰り返すものは玄武岩凝灰岩起源、粗粒な火成岩起源単斜輝石残晶が大量に肉眼で認められるものは斑れい岩起源の苦鉄質片岩と推定される。量的には、前二者が圧倒的に多い。内子ユニットの苦鉄質片岩の鉱物組合せは、共通して含まれる緑泥石とアルバイトに加えて、緑れん石+ナトリウム角閃石、緑れん石+アクチノ閃石、パンペリー石+ナトリウム角閃石、パンペリー石+緑れん石+アクチノ閃石、パンペリー石+緑れん石+アクチノ閃石+変成単斜輝石である。一部の苦鉄質片岩には、鉄アクチノ閃石も含まれる。この他に残晶単斜輝石、残晶角閃石を含む組合せも出現する(第 3.9 図)。



第 3.7 図 内子ユニットのルートマップ
基図は地理院タイルを使用.



第 3.8 図 内子ユニット苦鉄質片岩の露頭写真
大洲市高山寺山南方約 1.3 km (「大洲」地域). S_1 : 主片理.



第 3.9 図 三波川コンプレックス苦鉄質片岩及び変成斑れい岩の鉱物組合せ

e: 緑れん石; a: アクチノ閃石 (一部鉄アクチノ閃石); m: 変成単斜輝石 (ディオプサイド～エジリンオージャイト); b: フェリバロア閃石; h: マグネシオホルンブレンド; w: フェリウインチ閃石; p: パンベリー石; n: ナトリウム角閃石 (マグネシオリーバック閃石～リーバック閃石～鉄藍閃石～藍閃石). 鉱物組合せ記号の右上以下の略記は, 以下の火成残晶が含まれることを表す. cpx: 残晶単斜輝石; hb: 残晶角閃石. 黒実線の左上側は 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」の範囲と重なる部分.

岩石記載

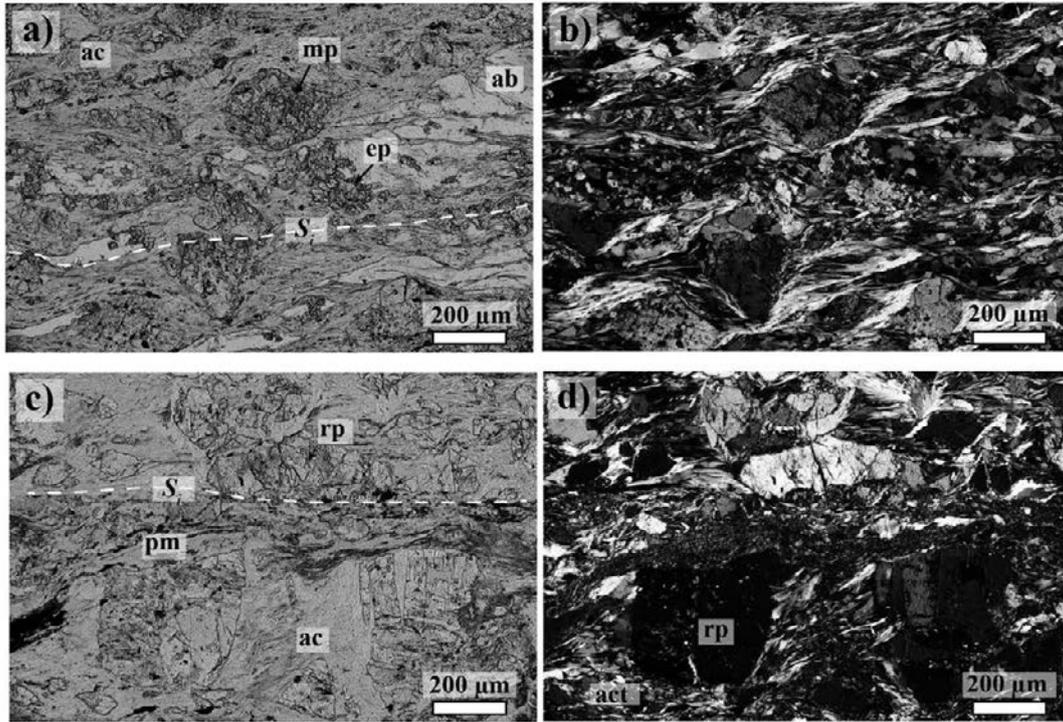
エジリンオージャイト含有アルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩 (第 3.10 図 a, b, 八幡浜市鞍掛山南方約 650 m: 試料番号 iy3-52)

野外で緑色を呈し, 主片理 S_1 が発達する苦鉄質片岩である. 主要構成鉱物は, アルバイト, 緑れん石, 緑泥石, エジリンオージャイト～ディオプサイド, アクチノ閃石である. 少量の不透明鉱物, チタン石, 炭酸塩鉱物を伴う. アクチノ閃石は, Z 軸色が淡緑色を示す柱状ないし針状結晶で, 緑泥石とともに主片理 S_1 を構成する. エジリンオージャイト～ディオプサイドは, 粒径 200 μm の斑状変晶として産し, 淡緑色～無色の弱い多色性を示す. 後述するようにエジリンオージャイト～ディオプサイドは, ひすい輝石成分を最大 6 mol% 含むことから高压型変成作用で生じた変成単斜輝石とした. 緑れん石は, 淡黄色～無色の多色性を示す, 粒径約 100 μm の他形結晶である.

本岩は主片理の発達が強く, 原岩の推定が困難となっているが, アルバイトと緑れん石からなる薄層とアクチノ閃石とエジリンオージャイト～ディオプサイドを多く含む薄層が繰り返すことから, もともと層状構造を有していた玄武岩凝灰岩が原岩である可能性がある.

アルバイトパンベリー石緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩 (第 3.10 図 c, d, 大洲市郷峠^{こうとうげ}北方約 390 m, iy3-50)

野外で緑色を呈し, 主片理 S_1 が発達する苦鉄質片岩である. 主要変成鉱物は, アルバイト, パンベリー石, 緑泥石, アクチノ閃石である. デイオプサイド～オージャイトのポーフィロクラスト及びマグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～エデン閃石～マグネシオヘスティング閃石のポーフィロクラストを伴う. 少量のリーバック閃石～フェリウインチ閃石, 鉄アクチノ閃石, 不透明鉱物, チタン石, 炭酸塩鉱物を伴う. アクチノ閃石は, Z 軸色が淡青緑色の針状結晶で, 緑泥石と共に主片理を構成する. マグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～エデン閃石～マグネシオヘスティング閃石は, Z 軸色淡褐色～褐色を呈し, ポーフィロクラストとして産するほかに, デイオプサイド～オージャイトのポーフィロクラストに包有, あるいは一部を置換して産する. リーバック閃石～フェリウインチ閃石は, ごく少量存在し, マグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～エデン閃石～マグネシオヘスティング閃



第 3.10 図 内子ユニット苦鉄質片岩の薄片写真

(a) 八幡浜市鞍掛山南方約 650 m (八幡浜図幅内)。オープンニコル。(b) (a) のクロスニコル。(c) 大洲市郷峠北方約 390 m (八幡浜図幅内)。(d) (c) のクロスニコル。 S_i : 主片理; ab: アルバイト; ac: アクチノ閃石～鉄アクチノ閃石; ep: 緑れん石; mp: 変成単斜輝石; pm: パンベリー石; rp: 残晶単斜輝石

石を被覆成長し、アクチノ閃石～鉄アクチノ閃石に被覆成長される。デオプサイド～オーザイトは、粒径 0.5～1.0 mm の粗粒な単斜輝石ポーフィロクラストとして産し、多色性を示さず無色である。この単斜輝石ポーフィロクラスト内部には、微細な包有物が多く含まれる。単斜輝石ポーフィロクラストは、片理と高角度な方向に切断され、断片化している。また、片理に平行な方向に引き離された単斜輝石ポーフィロクラストの間には、針状のアクチノ閃石が多数生じている。単斜輝石ポーフィロクラストの周囲及び割れ目に沿って、緑泥石及びアクチノ閃石が生じている。パンベリー石は無色～淡青緑色の多色性を示す微細な結晶の集合体として産する。

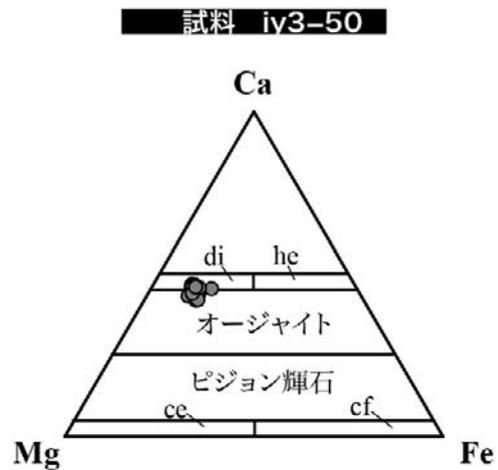
デオプサイド～オーザイト及びマグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～エデン閃石～マグネシオヘスティング閃石は産状と組成から、火成岩起源の残晶単斜輝石及び残晶角閃石と推定される。本試料は多くの粗粒残晶単斜輝石を含むことから、その原岩として斑れい岩が推定される。

鉱物化学組成

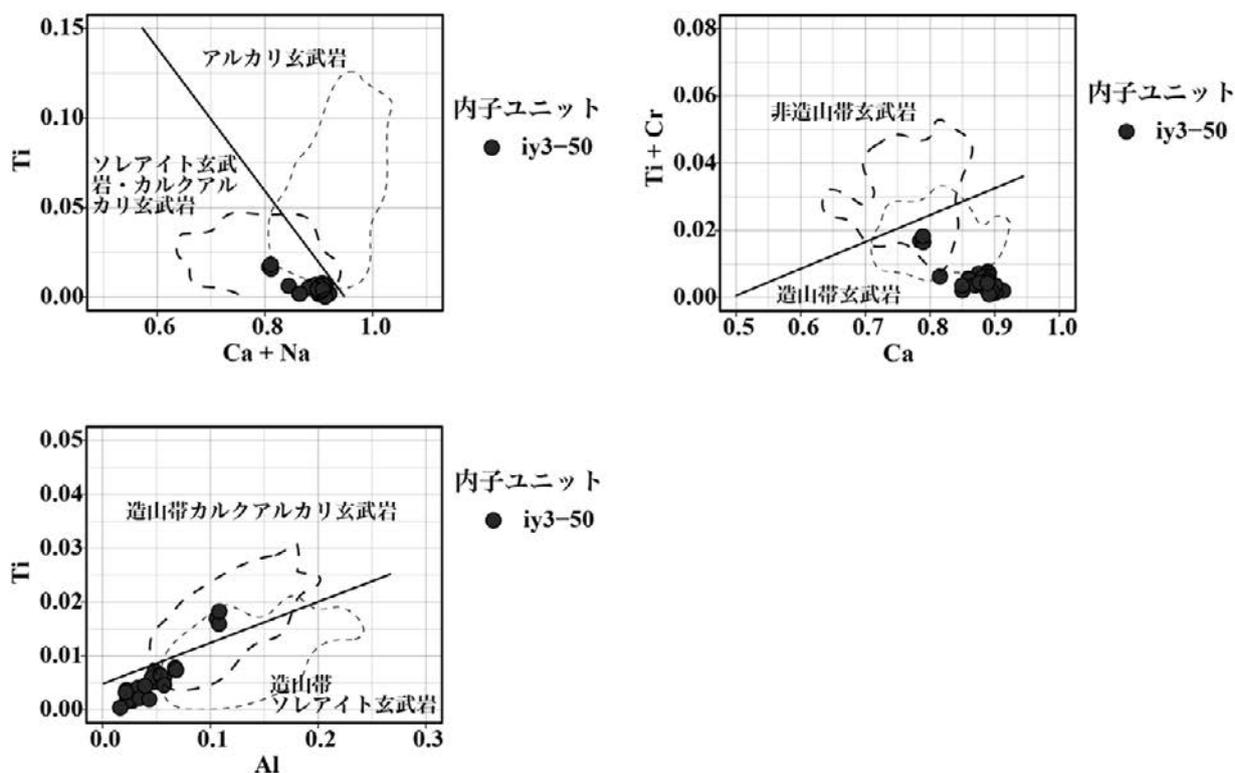
岩石記載を行った内子ユニットの緑色苦鉄質片岩 (iy3-50, iy3-52) に含まれる単斜輝石及び単斜角閃

石の鉱物化学組成の EPMA 分析を行った。

残晶単斜輝石の組成は、前述したようにデオプサイド～オーザイトである (第 3.11 図)。コアからリムへ、オーザイトからデオプサイドへ組成がわずかに変化する。 X_{Mg} ($=Mg/(Mg+Fe)$) もコアからリムへわずかに減少する。



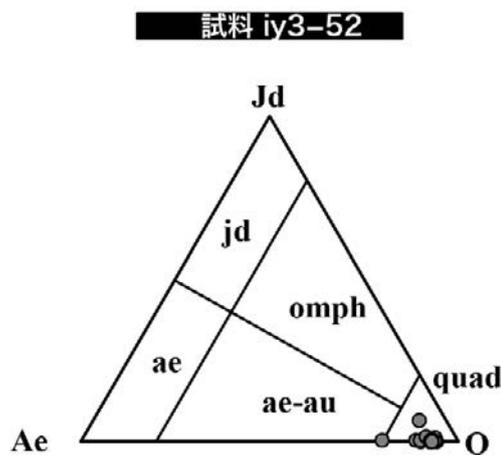
第 3.11 図 内子ユニット苦鉄質片岩中残晶単斜輝石の組成
内子ユニット苦鉄質片岩 (iy3-50)。cc: 単斜エンスタタイト; cf: 単斜フェロシライト; di: 透輝石; he: ヘデン輝石。



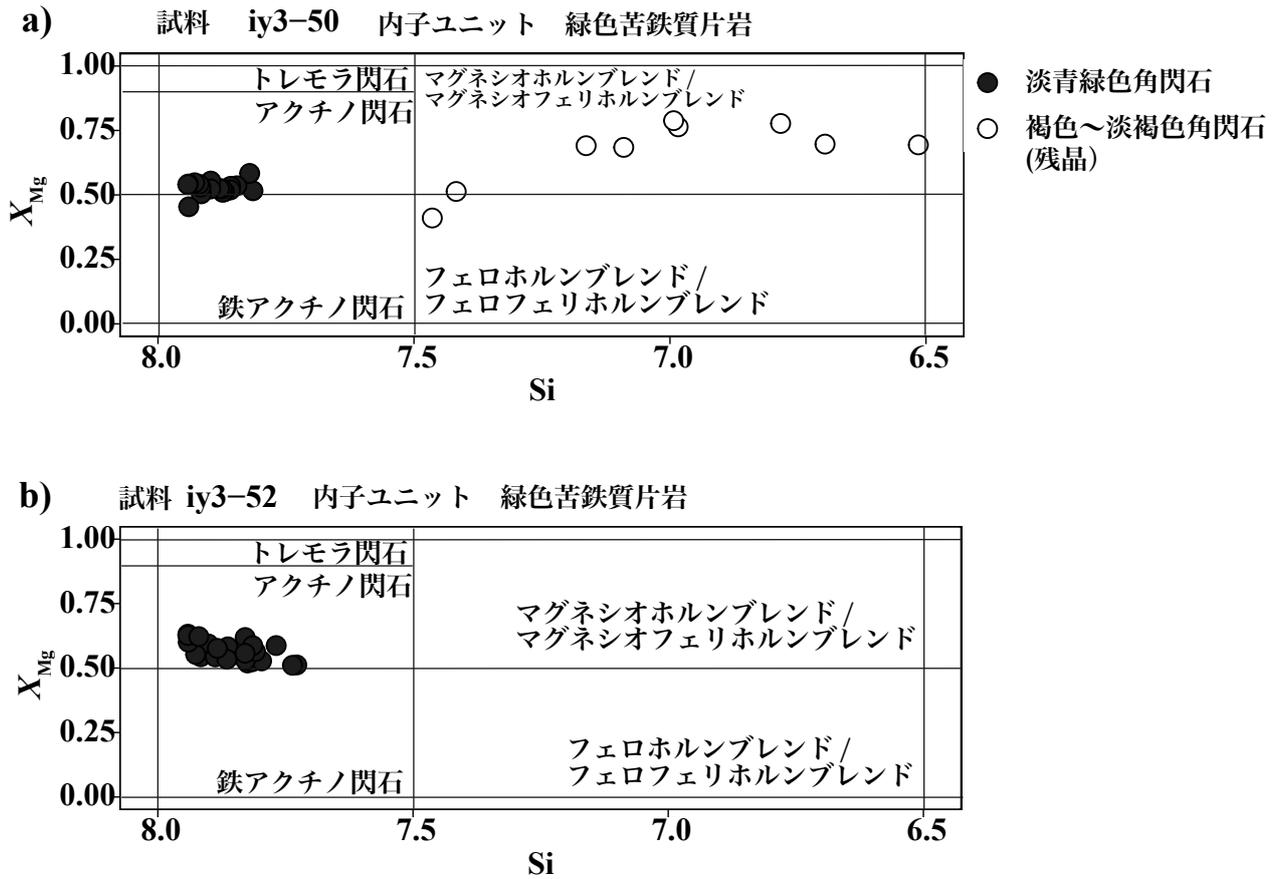
第 3.12 図 内子ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石の組成とマグマ形成場
 マグマ形成場ごとの組成範囲は、Leterrier *et al.* (1982) による。内子ユニット苦鉄質片岩 (iy3-50)。

残留単斜輝石の化学組成を用いたマグマ形成場の推定図 (Leterrier *et al.*, 1982) を用いると、内子ユニットの苦鉄質片岩の残留単斜輝石は、造山帯ソレアイト玄武岩の領域にプロットされる (第 3.12 図)。ただし、残晶単斜輝石を含む苦鉄質片岩は、多くの粗粒残晶単斜輝石を含み、原岩は玄武岩でなく、斑れい岩の可能性がある。結晶分話が進行し、沈積岩として形成された斑れい岩の場合も Leterrier *et al.* (1982) の分類図が適応できるかどうかは不明である。一方、変成作用で生じた単斜輝石の組成は、エジリンオージャイト～デオプサイドである (第 3.13 図)。大部分は、デオプサイドであるが、リムが一部、エジリンオージャイトである。変成単斜輝石中のひすい輝石成分は、最大 6 mol% である。

本ユニットの苦鉄質片岩中に変成鉱物として含まれるカルシウム角閃石は、 $X_{Mg}=0.5$ 前後のアクチノ閃石～鉄アクチノ閃石である (第 3.14 図)。アクチノ閃石～鉄アクチノ閃石は、 Na_2O を最大 1.3 wt% 含む。アクチノ閃石中の藍閃石～鉄藍閃石成分は、エジリンオージャイトと共生するもので最大 12 mol%、パンペリー石と共存するもので 8~9 mol% である (第 3.15 図)。さらに、ナトリウム-カルシウム角閃石としてフェリウインチ閃石が、ナトリウム角閃石としてリーバック閃石が含まれる (第 3.15 図, 第 3.16 図)。フェリウインチ閃石は藍閃石-鉄



第 3.13 図 内子ユニット苦鉄質片岩中の変成単斜輝石の組成
 内子ユニット苦鉄質片岩 (iy3-52)。Ae: エジリン端成分; Jd: ひすい輝石端成分; Q: Ca-Mg-Fe 輝石。jd: ひすい輝石; ae: エジリン; ae-au: エジリンオージャイト; omph: オンファス輝石; quad: Ca-Mg-Fe 輝石 (分析した試料では、Ca 輝石 (デオプサイド-ヘデン輝石) のうちのデオプサイドが大半を占める)。



第 3.14 図 内子ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の組成
 (a) 大洲市郷峠の緑色苦鉄質片岩. (b) 八幡浜市倉掛山の緑色苦鉄質片岩. 黒丸の淡青緑色角閃石は変成作用で生じた角閃石. 白丸の褐色～淡褐色角閃石は, 原岩に含まれていた火成岩起源角閃石残晶. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

藍閃石成分を 18 mol% 固溶し, リーベック閃石は藍閃石-鉄藍閃石成分を 20~30 mol% 程度固溶する. リーベック閃石の一部はいわゆるクロス閃石の組成を有する (第 3.17 図). 残晶角閃石は, マグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド~エデン閃石~マグネシオヘスティング閃石の幅広い組成を示す (第 3.14 図, 第 3.18 図). コアからリムへ Al_2O_3 が減少し, コアでマグネシオヘスティング閃石, リムでマグネシオホルンブレンド/フェロホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド~エデン閃石となっている.

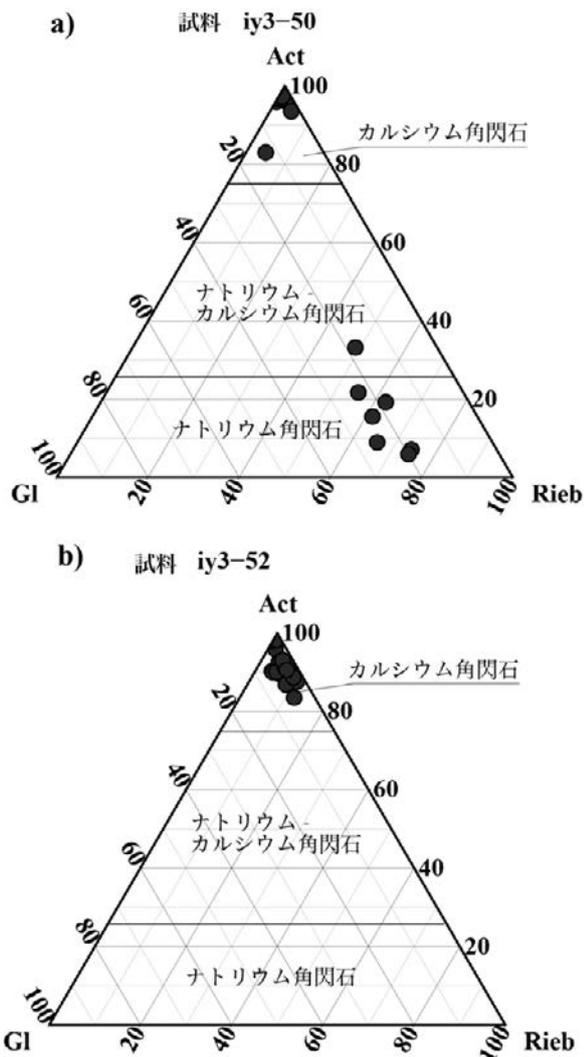
3.3.2 泥質片岩

泥質片岩は, 内子ユニットの大半を占める. 泥質片岩には, 地質図に示せる厚さの苦鉄質片岩を挟むほか, 「大洲」地域では, 地質図に示せる厚さの珪質片岩を挟む. 「八幡浜」地域では, 地質図に示せる厚さの砂質片岩が挟まる. 「伊予長浜」地域との境界付近の「大洲」地域では, 地質図に示せない極小規模な砂質片岩や苦鉄質片岩が挟まる (第 3.7 図). いずれの場合も, 岩相境界と主片理は

平行であり, 泥質片岩中に層状に薄く挟まっている. 泥質片岩中の厚さ数 m 以下の薄い苦鉄質片岩, 珪質片岩, 砂質片岩の出現頻度は, 内子ユニットの層準によって異なる. 「大洲」地域から「伊予長浜」地域では, 泥質片岩中の小規模な砂質片岩は, 見かけの層準の下部に多い. 一方, 泥質片岩中の小規模な苦鉄質片岩及び珪質片岩は, 見かけの層準の上部に多い.

内子ユニットの泥質片岩は他のユニットの泥質片岩に比べ, 主片理の発達が強くなり, 片理に沿って薄く割れやすい. 野外で黒色~銀灰色を呈し, 剥離性に富む. 泥質片岩には, ルートマップに記載できるものよりはるかに薄い厚さ数 cm 以下の白色~灰白色の珪質片岩薄層を頻繁に挟む (第 3.19 図). 珪質片岩薄層と泥質片岩の岩相境界は, 主片理と平行である. 泥質片岩中に, 主片理に平行で厚さ数 cm 以下の分泌石英脈も発達する.

泥質片岩に見られる鉱物組合せは, 緑泥石+フェンジャイトであり, ざくろ石は出現しない. また, アルバイトの斑状変晶も発達しない. 従って, 本ユニットは, 緑泥石帯に属する (第 3.20 図).



第 3.15 図 内子ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$ で A サイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム角閃石・ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図
 三角図の各頂点は、トレモラ閃石及びアクチノ閃石 (Act)-藍閃石及び鉄藍閃石 (Gl)-マグネシオリーベック閃石及びリーベック閃石 (Rieb). 図中のナトリウム角閃石は、藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石は、ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石, カルシウム角閃石は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石をそれぞれ指す.
 (a) 緑色苦鉄質片岩 (iy3-50). (b) 緑色苦鉄質片岩 (iy3-52).

岩石記載

緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩 (第 3.21 図, 大洲市梶ヤ谷南西約 560 m の町道沿い, iyn5-21)
 主片理 S_1 が発達する泥質片岩である. 主要構成鉱物は, アルバイト, フェンジャイト, 緑泥石である. 少量のチタン石, アバタイト, ジルコン, 電気石, 炭質物, 不透明鉱物を含む. フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理の発達が顕著である. フェンジャイト・緑泥石に富む泥質な薄層と, 石英に富む珪質な薄層が繰り返す. さらに, 粗粒な他形石英と少量の他形炭酸塩鉱物からなる石英脈が, 主片理と平行な方向に発達する.

炭質物ラマン温度計

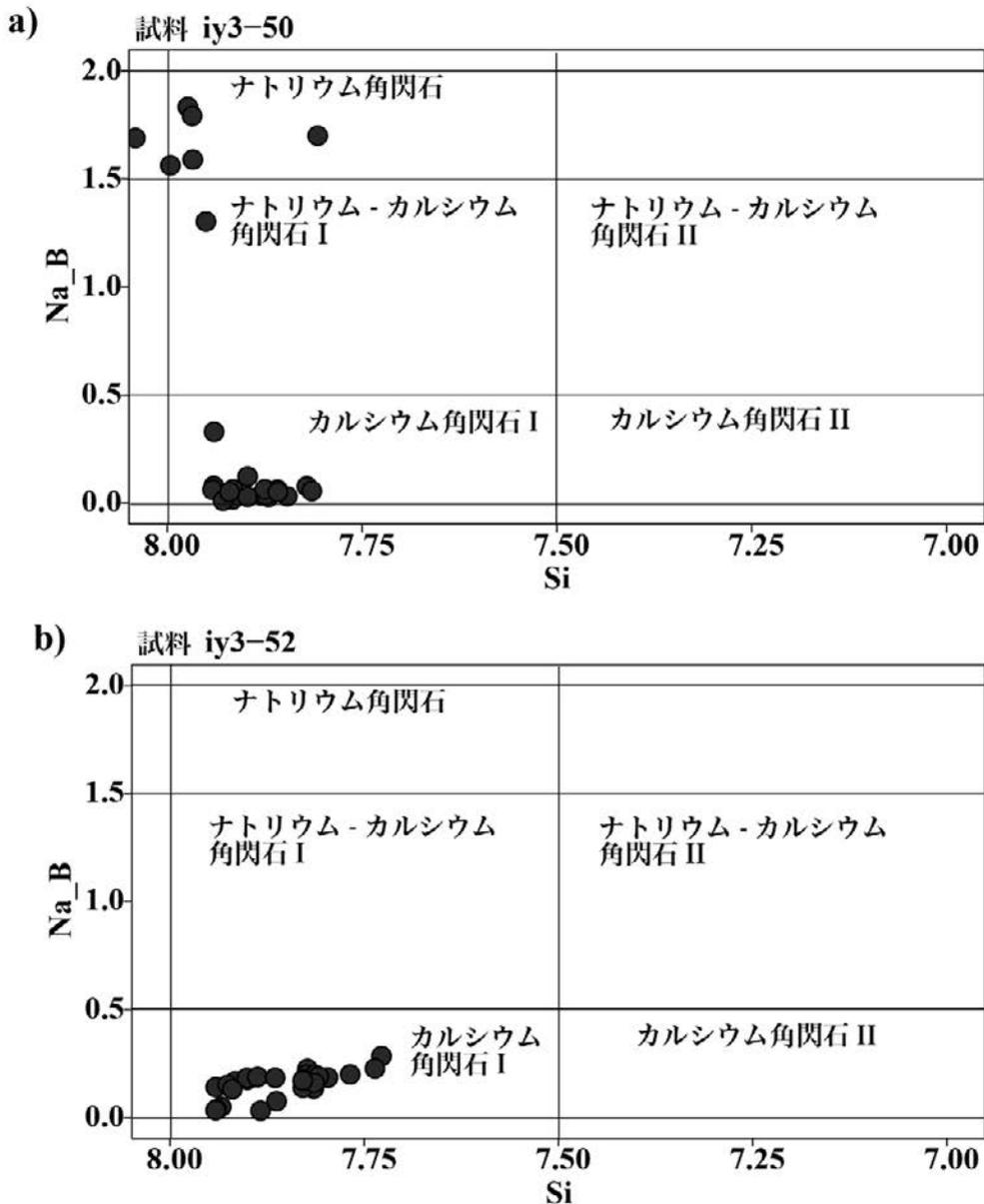
内子ユニット泥質片岩 (大洲市平野町平地) の炭質物のグラファイト化度を用いて, 変成温度の見積もりを行った. 見積もられた炭質物ラマン温度計による変成温度は, $356.4 \pm 6.3^\circ\text{C}$ であった.

ジルコン U-Pb 年代及びフェンジャイト K-Ar 年代

内子ユニットの泥質片岩 2 試料からジルコン (大洲市梶ヤ谷南西約 560m, Mtx-36) 及びフェンジャイト (大洲市梶ヤ谷南西約 560m, iyn5-21) を抽出し, ジルコン U-Pb 年代及びフェンジャイト K-Ar 年代測定を行った. フェンジャイト K-Ar 年代測定結果の詳細は第 3.1 表に示した.

泥質片岩中の碎屑性ジルコンは粒径 $100\mu\text{m}$ 以下である (第 3.22 図). 泥質片岩の基質に含まれる炭質物を包有して成長するリムは観察されず, 変成リムの成長は認められない. 分析結果の多くは, コンコーディア成長曲線上にプロットされる (第 3.23 図). コンコーディア図上で, コンコーディア成長曲線と同位体分析値の 2σ 誤差楕円が重なるものをコンコダントな年代として採用した. コンコダントな $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代を用いて, カーネル密度分布を求めると, 最若年代集団として, $179.2 \pm 1.2\text{Ma}$ が計算される (第 3.24 図 a). 210Ma 以下の年代値を用いた, ベイズ情報量規準を用いた混合正規分布解析でも, 最若年代集団として, $175.2 \pm 4\text{Ma}$ が求められる (第 3.24 図 b). 従って, 分析に用いた内子ユニットの泥質片岩の堆積年代は, 175Ma 以降と結論される. 本地域の内子ユニットからは, 白亜紀を示すジルコン U-Pb 最若年代は得られていないが, 南隣の「八幡浜」地域からは, $87 \pm 4\text{Ma}$ のジルコン U-Pb 最若年代が得られている (Knittel *et al.*, 2014). 一方で, Knittel *et al.* (2014) は, 「大洲」地域の内子ユニットから $159 \pm 8\text{Ma}$ のジルコン最若年代も報告している. 彼らは, このような古い年代を産する試料は, オリストリスの可能性がある」と指摘している.

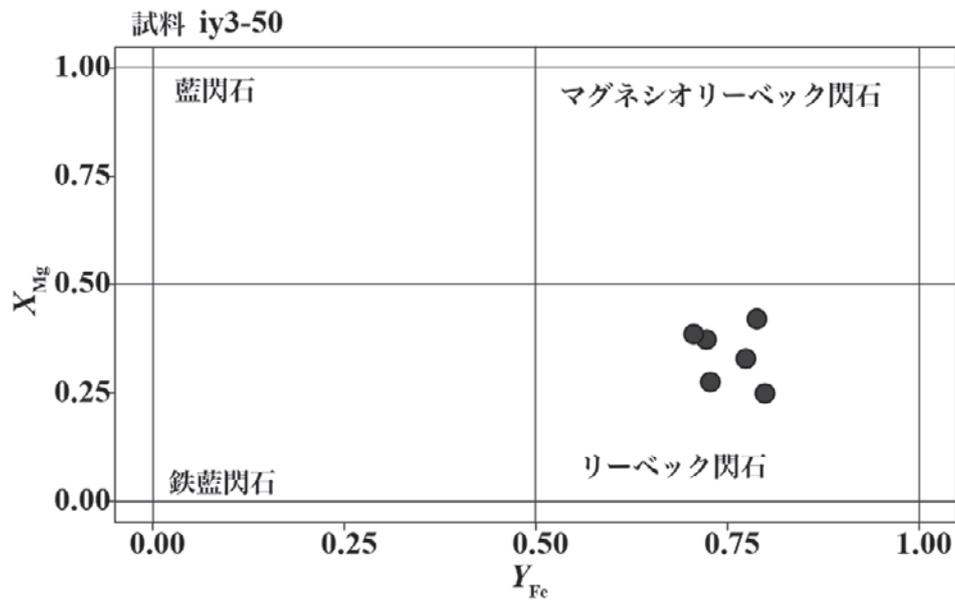
ジルコン U-Pb 年代測定を行った試料から, フェンジャイトを分離し, K-Ar 年代測定を行い, $90.6 \pm 2.3\text{Ma}$ を得た (第 3.1 表). 前述したようにこの泥質片岩に含まれる碎屑性ジルコンの最若 U-Pb 年代成分は, ジュラ紀を示



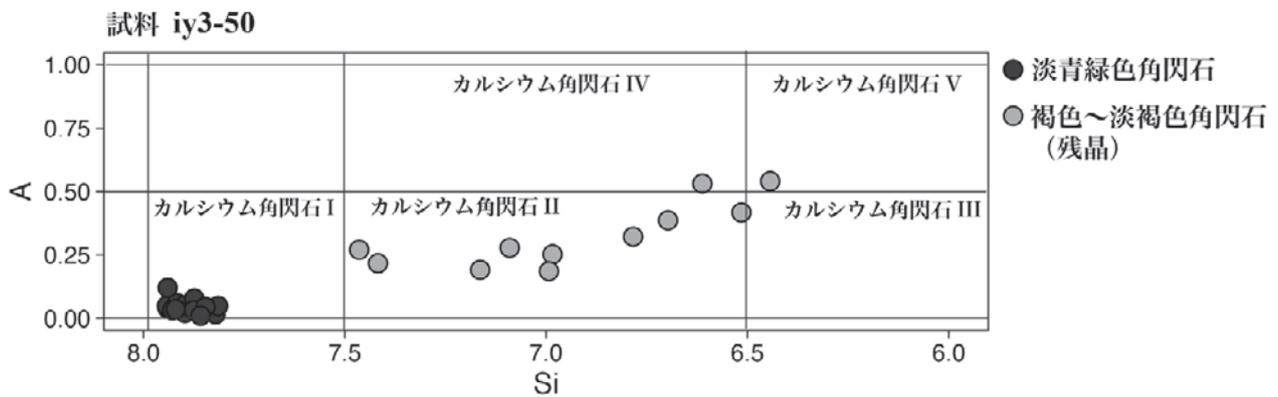
第 3.16 図 内子ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の B サイト Na (Na_B) と Si 組成
 (a) 緑色苦鉄質片岩 (iy3-50). (b) 緑色苦鉄質片岩 (iy3-52). 角閃石の構造式を酸素数 23 として計算したときの B サイトの Na 量 (Na_B) と Si 量. 図中のナトリウム角閃石は, 藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 I は, ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 II は, パロア閃石-フェリパロア閃石-フェロパロア閃石-フェロフェリパロア閃石, カルシウム角閃石 I は, トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石, カルシウム角閃石 II は, マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンドをそれぞれ指す.

第 3.1 表 内子ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代

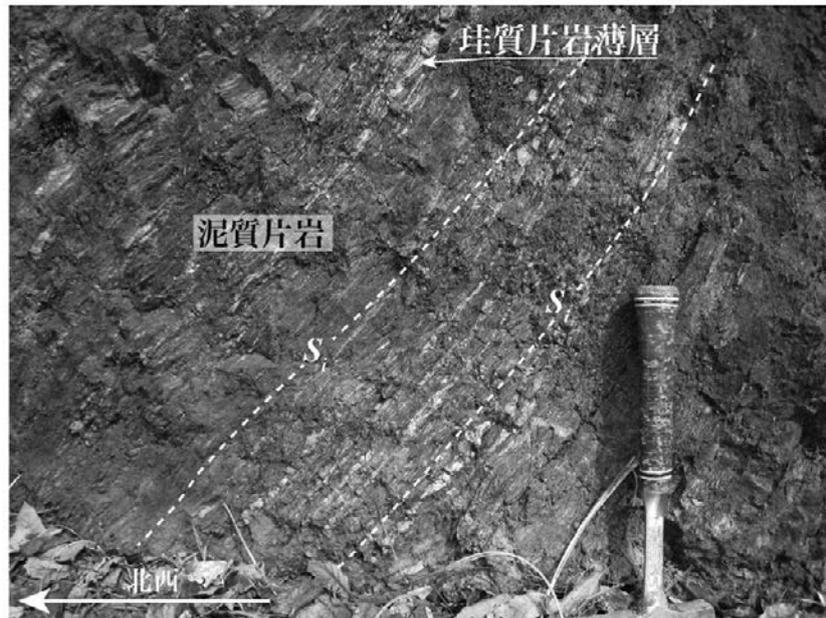
ユニット (産地)	試料番号	測定鉱物	放射年代 (Ma)	放射性起源 ^{40}Ar ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$)	放射性起源 ^{40}Ar (%)	K (wt%)
内子ユニット (愛媛県大洲市 平野町平地)	lyn5-21	フェンジャイト	90.6 ± 2.3 (平均)			
			90.6 ± 2.3	2.080	87.00	5.76
			90.6 ± 2.3	2.080	89.70	5.76



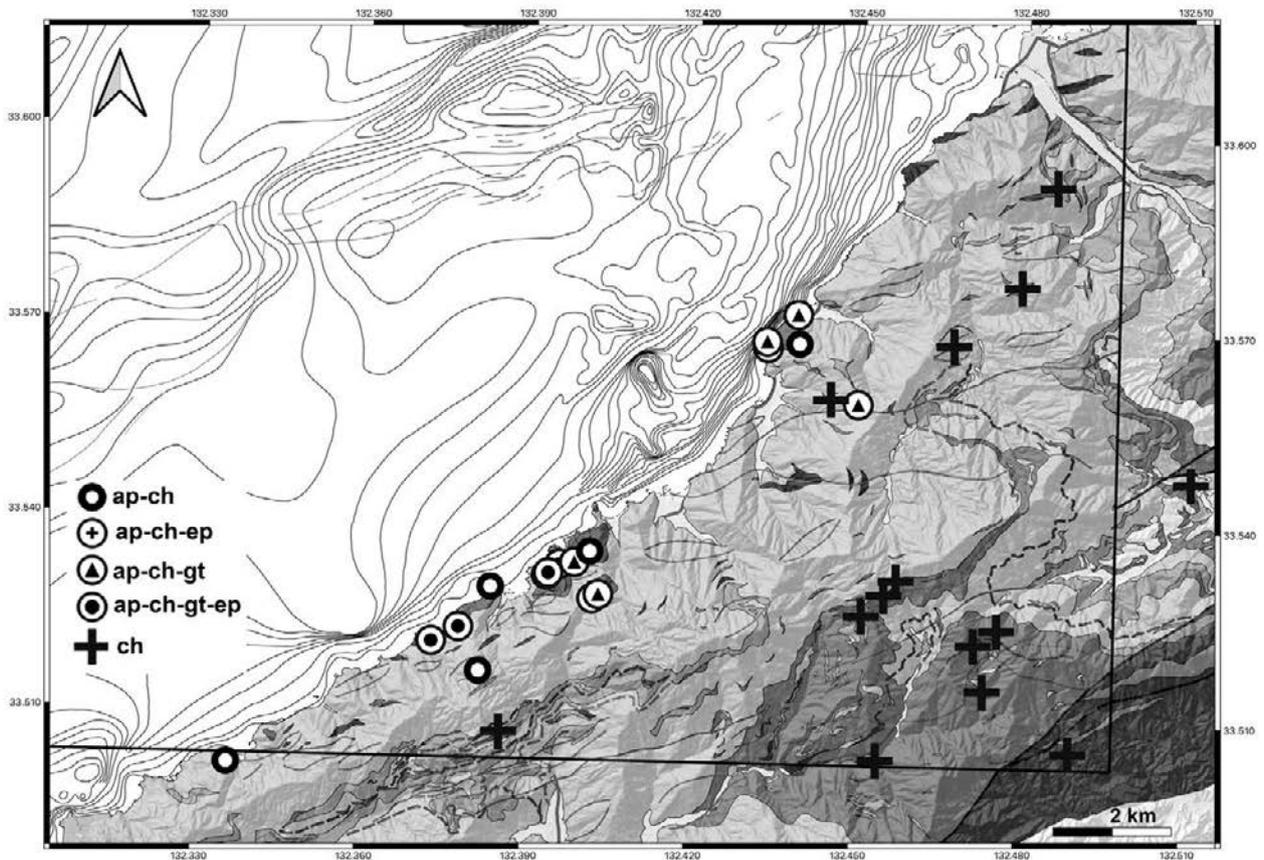
第 3.17 図 内子ユニット苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成
 緑色苦鉄質片岩 (iy3-50). $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; $Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$.



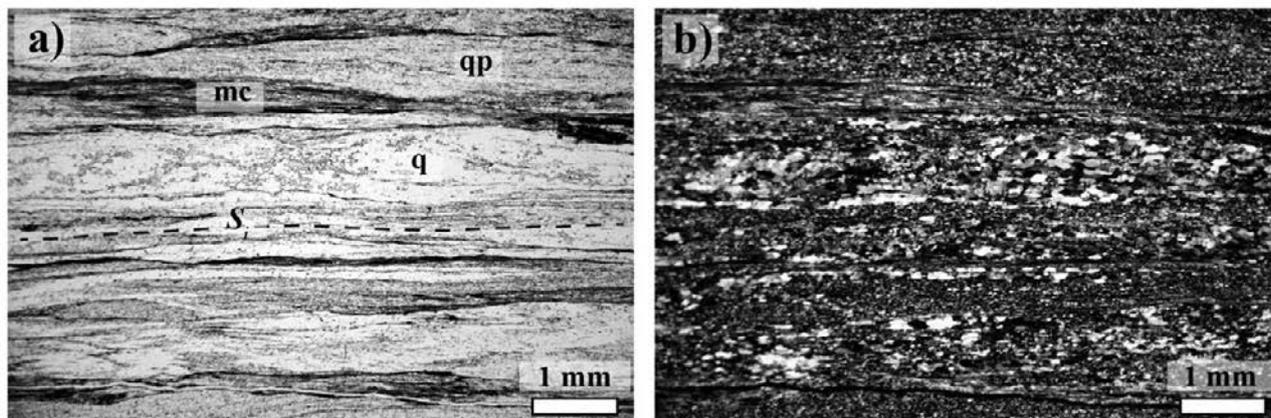
第 3.18 図 内子ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石の A サイト陽イオン数 (A) と Si 組成
 緑色苦鉄質片岩 (iy3-50). 角閃石の構造式を酸素数 23 で計算したときの A サイトの陽イオン数 (A) と Si 量. 淡青緑色角閃石は変成作用で生じた角閃石. 褐色～淡褐色角閃石は, 原岩に含まれていた火成岩起源角閃石残晶. カルシウム角閃石 I は, トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石, カルシウム角閃石 II は, マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンド, カルシウム角閃石 III は, チェルマック閃石-フェリチェルマック閃石-フェロチェルマック閃石-フェロフェリチェルマック閃石, カルシウム角閃石 IV は, エデン閃石-フェロエデン閃石, カルシウム角閃石 V は, パーガス閃石-フェロパーガス閃石-ヘスティング閃石-マグネシオヘスティング閃石をそれぞれ指す.



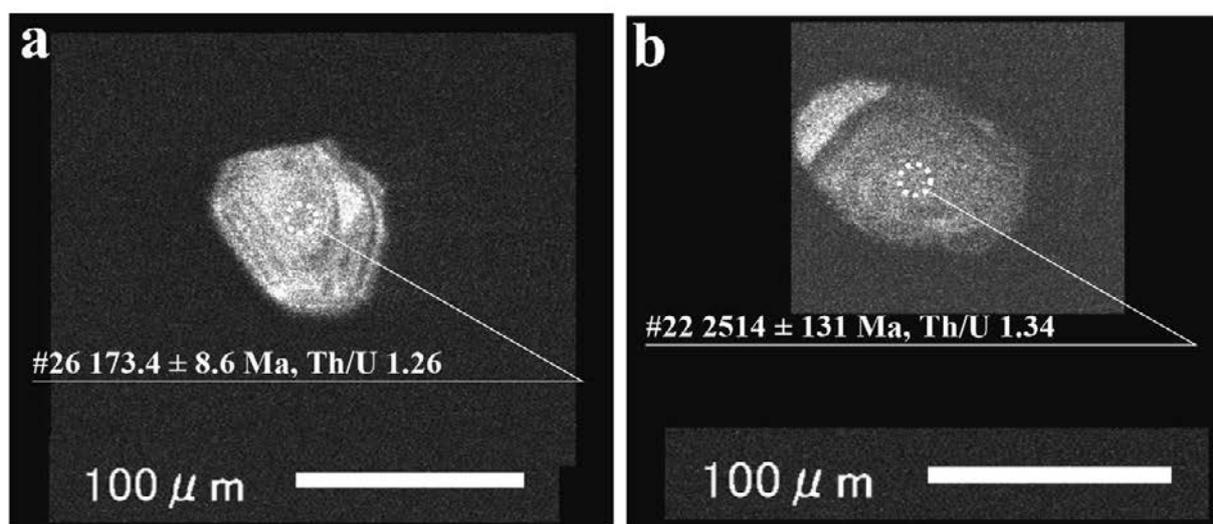
第 3.19 図 内子ユニット泥質片岩の露頭写真
大洲市高山寺山南方約 1.3 km (大洲図幅内). S_1 : 主片理.



第 3.20 図 三波川コンプレックス泥質片岩の鉱物組合せ
ap: アルバイト斑状変晶; ch: 緑泥石; ep: 緑れん石; gt: ざくろ石. 黒実線の左上側は 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」の範囲と重なる部分.



第 3.21 図 内子ユニット泥質片岩の薄片写真
内子ユニット泥質片岩 (iyn5-21). (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. S_1 : 主片理, mc: 緑泥石・フェンジャイト層; qp: アルバイト・石英層; q: 石英脈.



第 3.22 図 内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像
泥質片岩試料 (Mtx-36). 白い破線の円が分析点. 数字は, 分析点, 年代値, Th/U 比.

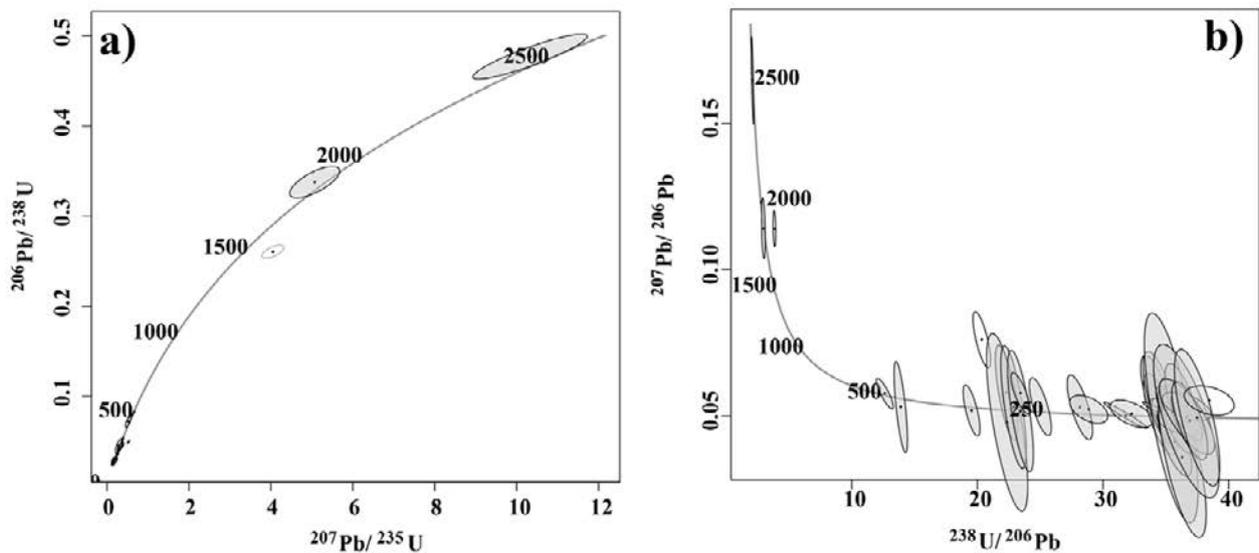
すにもかかわらず, 変成作用で生じたフェンジャイトの K-Ar 年代は, 後期白亜紀である. 泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代は, 高圧型変成作用の後期の年代を示すと考えられる (Miyazaki *et al.*, 2019b). 内子ユニットは, 後期白亜紀の高圧型変成コンプレックスである三波川コンプレックスを構成すると考えて矛盾はない.

3.4 喜木津ユニット

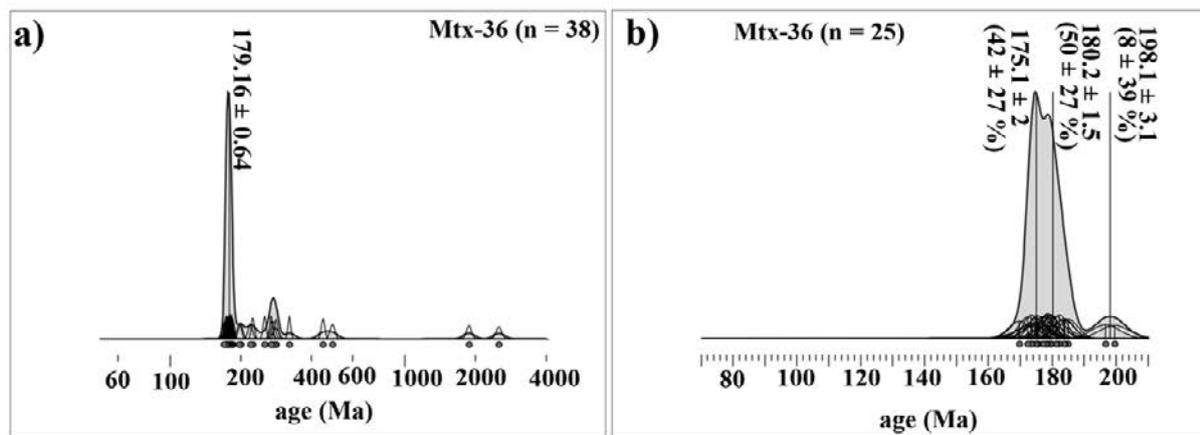
喜木津ユニット (新称) は, 伊予灘との海岸線に沿って断片的に分布し, 後述する伊予ユニットの見かけ構造的上位に位置する. 本ユニットは, アルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩と苦鉄質片岩を主とし, 少量の珪質片岩及び主に蛇紋岩からなる変成超苦鉄質岩を伴う. 珪質

片岩は, 分布が小規模で, 地質図には示していない. 本ユニットの主要な分布地域は, 大洲市長浜町櫛生付近, 保内町喜木津付近, 保内町広早付近, 伊方町伊方越付近である. 「大洲」地域においても, 同地域西部から北東部の伊予灘沿いに断片的に分布する. 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版) (宮崎ほか, 2016) では, 伊予ユニットのざくろ石帯に塗色されている部分が本図幅の喜木津ユニットに相当する. 「大洲」地域では, 喜木津ユニットの構造的上位に唐崎マイロナイトが主片理と平行な境界面で重なる. 一方, 本地域南隣の「八幡浜」地域では, 同地域北縁部にわずかに本ユニットが分布する. 「八幡浜」地域北縁部より南西の佐田岬半島の延長方向では, 本ユニットは分布しない.

本ユニットの主片理に垂直な方向の見かけの層厚は,



第 3.23 図 内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードディア図
 (a) Wetherill コンコードディア図と分析点の同位体組成. (b) Tera-Wasserburg コンコードディア図と分析点の同位体組成. 分析点の誤差楕円は 2σ . 灰色の楕円はコンコードなデータ. 白抜き楕円はディスコードなデータ. コンコードディア成長曲線上の数字は, 年代 (Ma) を表す. 泥質片岩試料 (Mtx-36).



第 3.24 図 内子ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードな年代のカーネル密度分布
 (a) コンコードな全データのカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model で求めた最若年代成分. (b) 200 Ma より若いコンコードな年代のカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model の auto で求めた年代成分 (Ma). 括弧内の数字は, 各年代成分の割合. age: 年代.

100 m以下である。後述するように、下位に位置する伊予ユニットと本ユニットの境界は、主片理と平行あるいはやや斜交する。大洲市長浜町櫛生から鶴首峠に至る断面(第3.25図aのA-A'断面、第3.25図b)では、伊予灘沿いの海岸から南東方向に約500 mの幅で、また北東-南西方向に約1 kmの幅で分布するほか、鶴首峠の北西約350 mの稜線沿いにもわずかに分布する。いずれの分布域でも、肉眼で容易に確認できる径数mmのアルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩及び泥質片岩が産し、その層厚は60 m程度と推定される。海岸部では、下部が泥質片岩で、その上位に苦鉄質片岩が重なる。稜線部では、下部の泥質片岩のみが産する。

保内町喜木津付近(第3.26図)にも、伊予灘沿いの海岸と背後の山稜に小規模に喜木津ユニットが分布する。喜木津ユニット及び構造的な下位の伊予ユニットの変成岩類の主片理は、同様に北西に緩く傾斜したものが多く、断面図(第3.25図c)でも、喜木津ユニットの下底は斜面の傾斜とほぼ平行で、このため地形的高所に薄く喜木津ユニットが分布し、地形的低所に伊予ユニットが分布する。この付近での喜木津ユニットの見かけの層厚は80 mである。海岸線沿いに分布する喜木津ユニットは、夢永岬むえいさきに分布する極小規模なものを除くと、2つの領域に分かれており、いずれの喜木津ユニットも伊予灘へ向け、北西方向に傾斜した斜面沿いに分布している。2つの領域の大きさは、東西600~700 m、南北600~900 mである。2つの分布領域の間の伊予灘海岸線から北北西-南南東方向に延びる谷沿いには、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が分布する。夢永岬に分布する喜木津ユニットは、厚さ約20 m、南北約100 m、東西約50 mで、岬の先端部分の極狭い範囲に分布する。山側の贅女こぜが峠付近に分布する喜木津ユニットは、東西約500 m、南北約500 mの規模で、標高250 m以上の北北西斜面に分布する。伊予灘海岸線沿いの2つの領域では、下部は層厚20~30 mの苦鉄質片岩、上部は厚さ50 mの泥質片岩である。山側の贅女が峠付近の喜木津ユニットは、上部が厚さ30~40 mの苦鉄質片岩、下部は厚さ20 mの泥質片岩からなる。

保内町早甲から雨乞山にかけての断面図(第3.25図d)においても、喜木津ユニットは伊予ユニットの構造的な上位に薄く分布するのが示される。この付近では、保内町早甲の伊予灘海岸線とその南南東の雨乞山北斜面に喜木津ユニットが分布する。断面図から推定される層厚は60 mである。伊予灘沿いの分布は、保内町喜木津のドウジ嶽どうじがきから、保内町早甲田嶽さあちのたがきにかけて、東北東-西南西方向に約1,900 mにわたる。アルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩を主とするが、アルバイト斑状変晶が発達する数10 m以下の厚さの泥質片岩も複数層準で分布する。ドウジ嶽付近では、小規模な蛇紋岩が分布する。標高499 mの雨乞山の北側斜面中腹の北側に張り出した標高300~350 mの地形的高まりでは、アルバイト斑状変晶

が発達する泥質片岩が、北西-南東幅約400 m、北東-南西幅約300 mで極小規模に分布する。

上記の分布域以外でも、本地域南端部の伊方越付近の海岸近くの山側斜面に極小規模に本ユニットが分布するのが確認できる。

喜木津ユニットと伊予ユニットとのユニット境界露頭では、ユニット境界は両者の主片理に平行で、喜々津ユニットのアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩が、伊予ユニットのアルバイト斑状変晶が発達しない苦鉄質片岩と接する整合境界が認められる(第3.27図a)。しかしながら、地質図スケールで認められるように、喜木津ユニット内の岩相分布と喜木津ユニットと伊予ユニットとの境界が低角度で斜交する部分がある。斜交境界の露頭では、石英脈が発達して、片理が連続しない喜木津ユニットの泥質片岩が、構造的な下位の伊予ユニットの変成斑れい岩と接する(第3.27図b)。

本ユニット内では、アルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩とアルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩が数10 cm単位で繰り返す場合がある。そのような場合、地質図ではどちらか卓越する岩相で塗色してある。

本ユニットは、泥質片岩にざくろ石が出現し(第3.20図)、ざくろ石+緑泥石+フェンジャイト±緑れん石の組合せが広く分布する。泥質片岩の鉱物組合せから、本ユニットはざくろ石帯に属する。

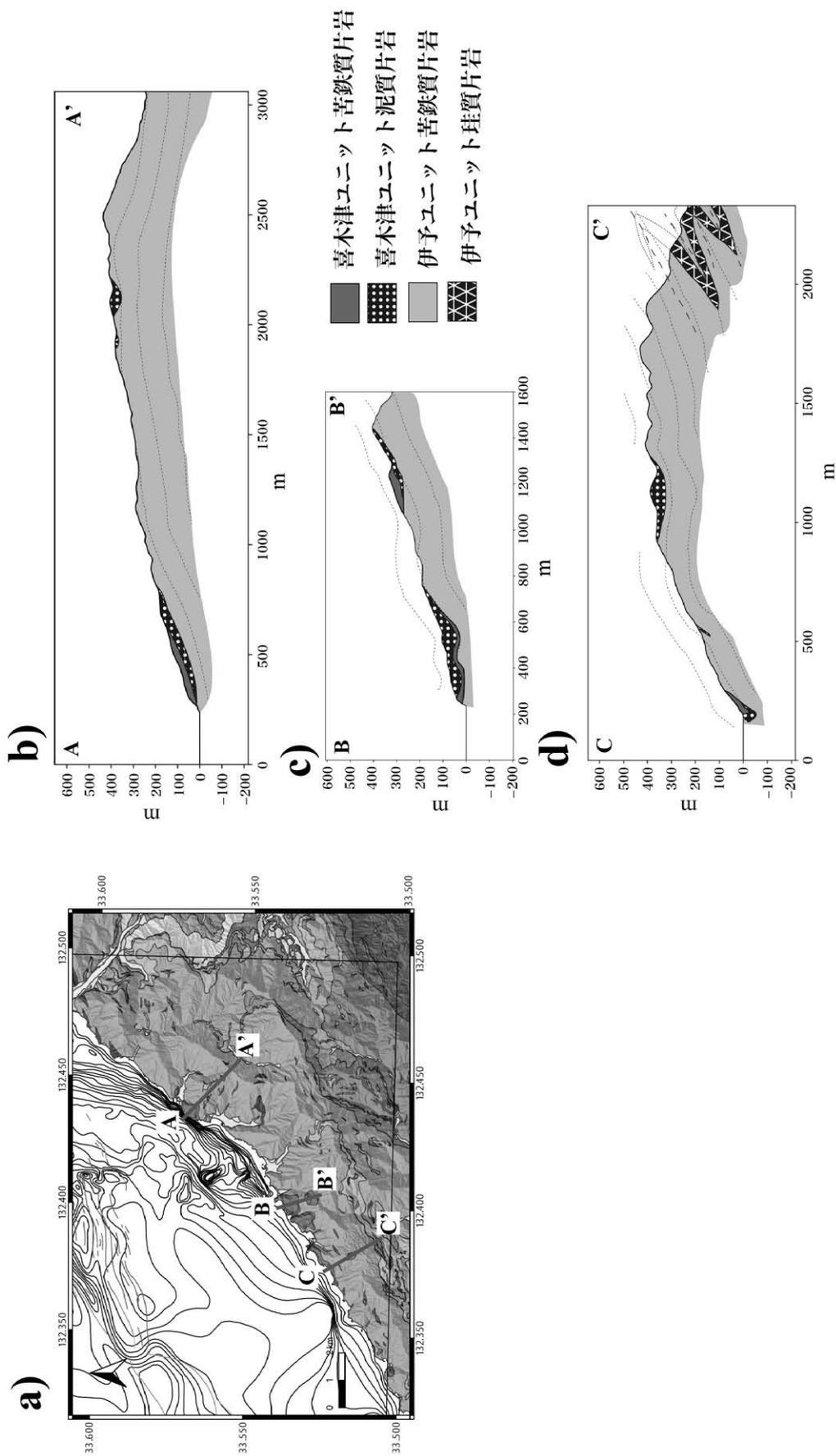
3.4.1 変成超苦鉄質岩

保内町喜木津のドウジ嶽の県道沿いに、喜木津ユニットの変成超苦鉄質岩が小規模に分布する。変成超苦鉄質岩の周囲には、アルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩が分布する。変成超苦鉄質岩は、蛇紋岩と緑泥石アクチノ閃石片岩からなる。蛇紋岩は、暗緑色を呈し、片理が発達する(第3.28図)。また、鱗片状の劈開面も発達し、劈開面に沿って、蛇紋岩特有の光沢のある暗緑色の外見を呈する。蛇紋岩の周囲には、幅数mの緑泥石アクチノ閃石片岩が形成されている。緑泥石アクチノ閃石片岩は、蛇紋岩より明るい、緑色ないし緑灰色を呈し、片理が発達する。蛇紋岩と周囲の苦鉄質片岩との間に生じた反応帯の岩石の一種と考えられる。

岩石記載

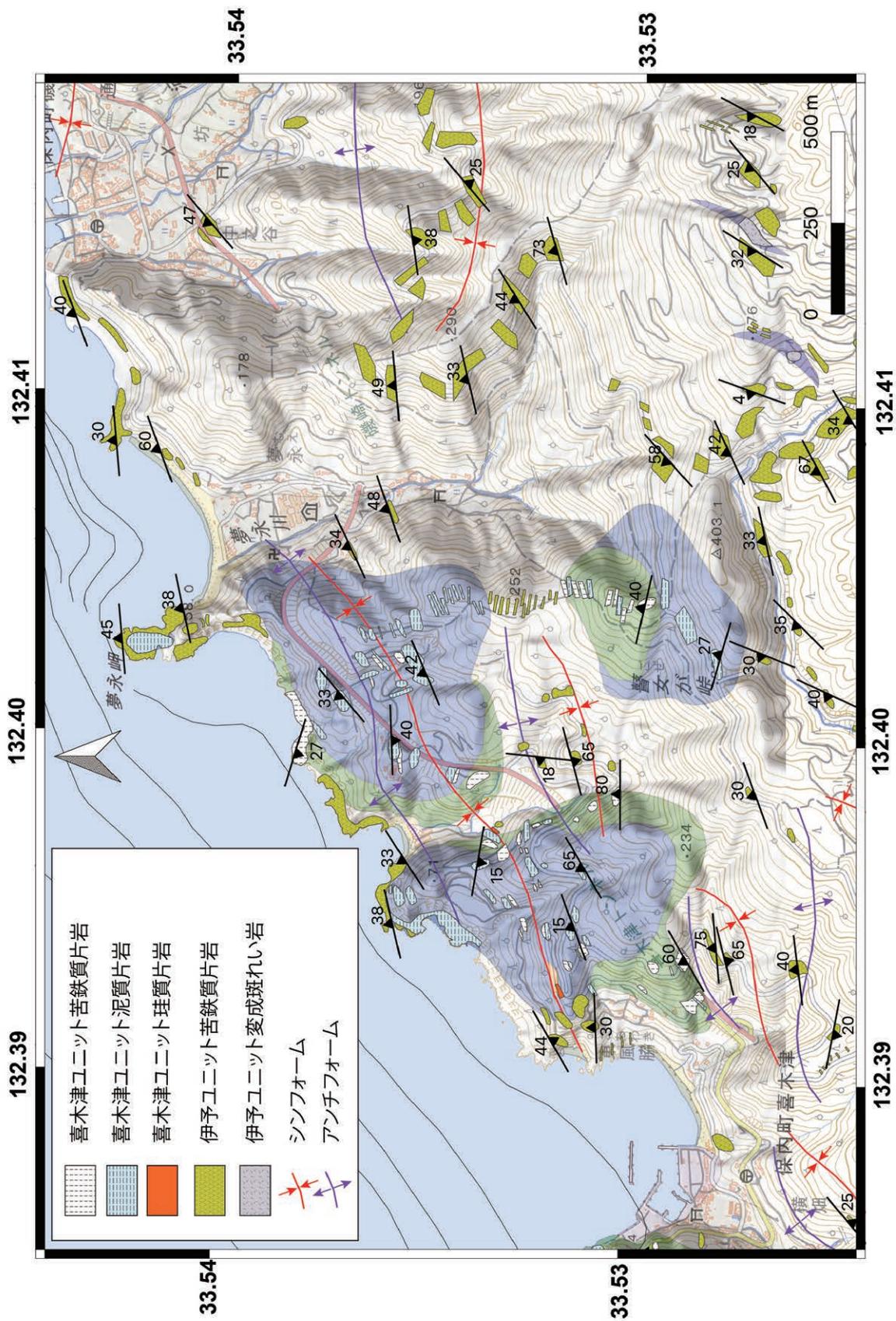
蛇紋岩(第3.29図a, b, 八幡浜市保内町喜木津ドウジ嶽, iyn7-09a)

蛇紋石を主とし、トレモラ閃石と少量の不透明鉱物を伴う。蛇紋石は、淡青緑色~淡黄色の弱い多色性を示す。板状結晶で、一部は形態定向配列なし、主片理を構成する。トレモラ閃石は無色で、極細粒結晶の集合体として産する。集合体は、一定方向へ伸びたレンズ状の形態をしている。レンズの長軸方向へ伸びた針状ないし柱状のやや粗粒のトラモラ閃石粒子も認められる。トレモラ閃石の針状及

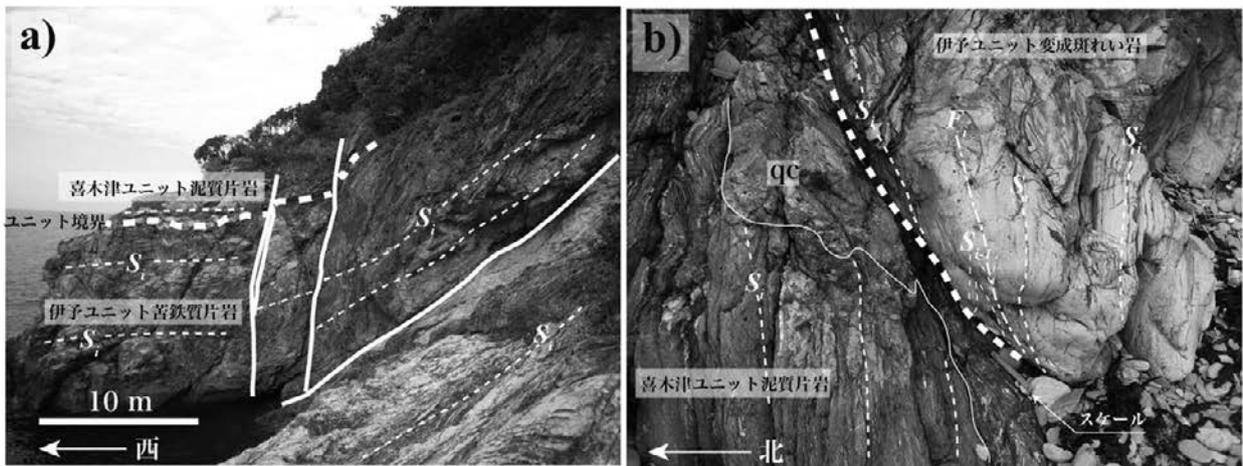


第 3.25 図 喜木津ユニットの断面図

(a) 断面図位置図. (b) A-A'断面. (c) B-B'断面. (d) C-C'断面. 断面図中の破線は主片理. 太い破線は褶曲 F_1 の軸面のトレース. 点線は岩相境界の推定位置.

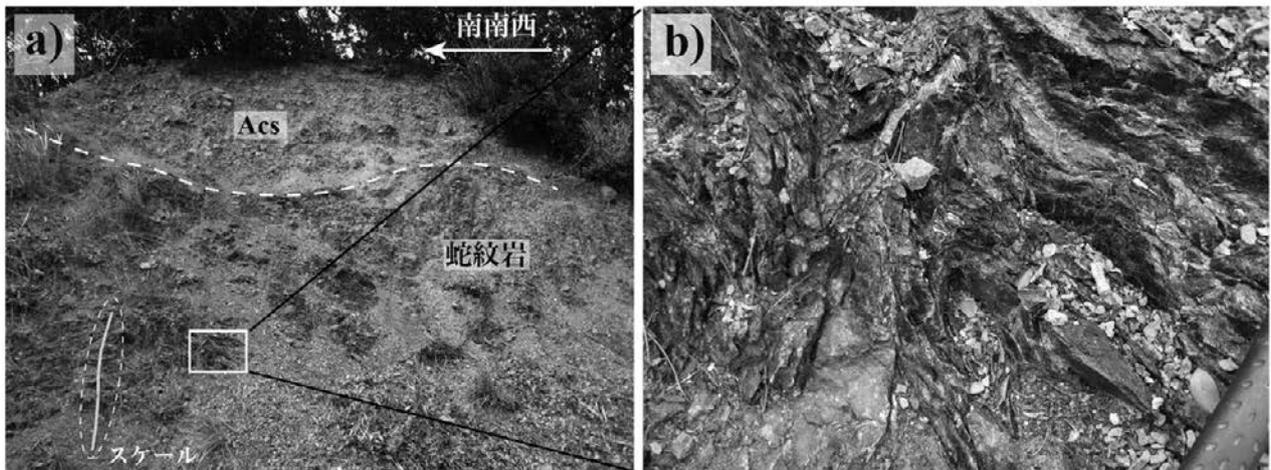


第3.26図 喜木津ユニットのルートマップ
 薄紫、薄緑、薄水色、薄橙色は、それぞれ伊予ユニットの変成斑れい岩、喜木津ユニットの苦鉄質片岩、喜木津ユニットの泥質片岩、喜木津ユニットの珪質片岩の分布域を示す。
 なお、伊予ユニットの苦鉄質片岩の分布域は塗色していない。



第 3.27 図 喜木津ユニットと伊予ユニットの境界

(a) 喜木津ユニットと伊予ユニットの整合境界。 S_1 : 主片理。 保内町喜木津の北東約 1 km。 (b) 喜木津ユニット泥質片岩と伊予ユニット苦鉄質片岩の境界。 スケールの長さは約 20 cm。 両者の境界に主片理 S_1 を切って石英脈が発達する泥質片岩 (qc) が挟まる。 苦鉄質片岩中には、主片理に平行な軸面を持つ褶曲 F_1 によって曲げられる片理 S_{c1} も存在する。 保内町甲田礫。 破線は主片理 S_1 、実線は岩相境界、太実線は断層、太破線はユニット境界、細破線は主片理より前に形成された片理 S_{c1} 、一点鎖線は褶曲 F_1 の褶曲軸面のトレース。



第 3.28 図 喜木津ユニット変成超苦鉄岩の露頭写真

(a) 蛇紋岩と緑泥石アクチノ閃石片岩 (Acs) の露頭。 スケールの長尺の長さは 1 m。 (b) 蛇紋岩の露頭。 右下端に、ハンマーの柄。 保内町喜木津ドウジ礫。

び柱状結晶の長軸方向は、主片理に平行である。

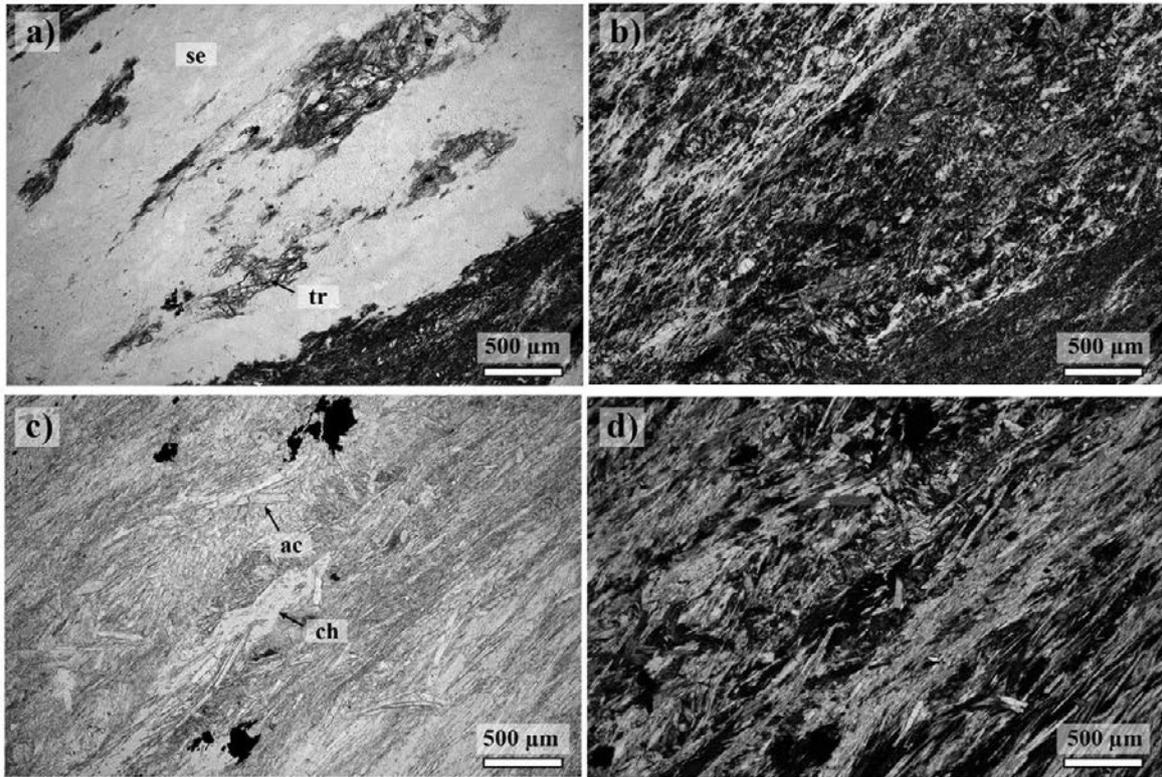
で干渉色が低く、異常干渉色を示す。 板状結晶で、定向配列を示し、アクチノ閃石とともに主片理を構成する。

緑泥石アクチノ閃石片岩 (第 3.29 図 c, d, 八幡浜市保内町喜木津ドウジ礫, iyn7-09c)

アクチノ閃石を主とし、緑泥石と少量のチタン石、不透明鉱物を伴う。 アクチノ閃石は、淡緑色～無色の多色性を示す長柱状の結晶で、形態定向配列をなす。 粗粒なアクチノ閃石の柱状結晶では、コアでの Z 軸色が濃く、リムで Z 軸色が薄い。 また、コアは微細な包有物が多く存在する。 緑泥石は、淡緑色～無色の弱い多色性を示す。 クロスニコル

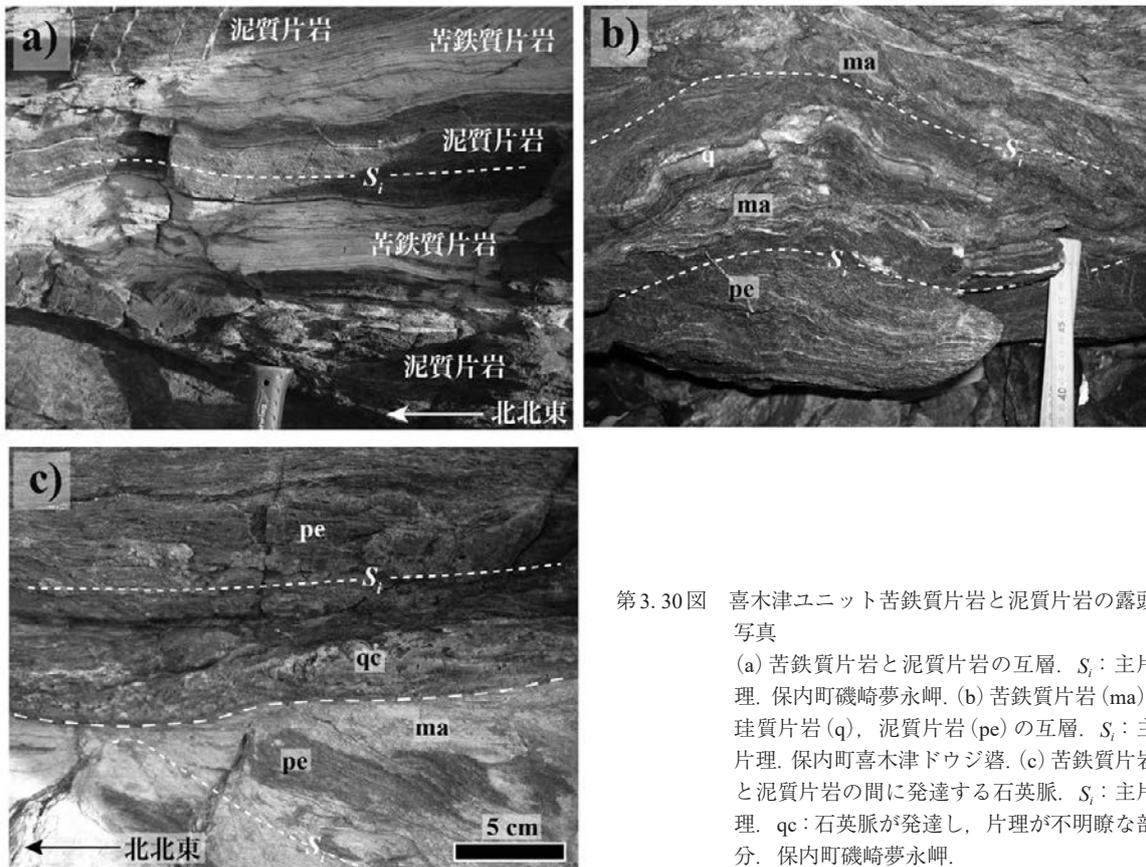
3.4.2 苦鉄質片岩

喜木津ユニットの苦鉄質片岩には、肉眼で容易に識別できる径数 mm 以上のアルバイト斑状変晶が発達する。 野外で、淡緑色、緑色、濃緑色を呈する。 地質図に表現できる厚さの苦鉄質片岩の他に、苦鉄質片岩には厚さ数 10 cm の泥質片岩と互層する場合 (第 3.30 図 a) と、厚さ数 cm の泥質片岩と互層する場合がある (第 3.30 図 b)。 い



第 3. 29 図 喜木津ユニット変成超苦鉄質岩の薄片写真

(a)–(b) 蛇紋岩. 保内町喜木津ドウジ礫. (a) オープンニコール. se: 蛇紋石; tr: トレモラ閃石. (b) クロスニコール.
 (c)–(d) 緑泥石アクチノ閃石片岩. (c) オープンニコール, ac: アクチノ閃石; ch: 緑泥石. 保内町喜木津ドウジ礫. (d) クロスニコール.



第 3. 30 図 喜木津ユニット苦鉄質片岩と泥質片岩の露頭写真

(a) 苦鉄質片岩と泥質片岩の互層. S_1 : 主片理. 保内町磯崎夢永岬. (b) 苦鉄質片岩 (ma), 珪質片岩 (q), 泥質片岩 (pe) の互層. S_1 : 主片理. 保内町喜木津ドウジ礫. (c) 苦鉄質片岩と泥質片岩の間に発達する石英脈. S_1 : 主片理. qc: 石英脈が発達し, 片理が不明瞭な部分. 保内町磯崎夢永岬.

ずれの場合も、泥質片岩にもアルバイト斑状変晶が発達する。このように苦鉄質片岩と泥質片岩が細かく互層する場合、地質図では、より卓越する岩相で塗色している。苦鉄質片岩と泥質片岩の接触関係は、岩相境界が主片理に平行な場合(第3.30図a)、岩相境界に薄い珪質片岩を挟む場合(第3.30図b)、及び石英脈が発達し片理が不明瞭な境界層が存在する場合(第3.30図c)がある。石英脈が発達し片理が不明瞭な境界層が発達する場合、苦鉄質片岩と泥質片岩の主片理の方向は斜交する。主片理形成後の苦鉄質片岩と泥質片岩の間に変位が生じ、境界部に石英脈が生じたと判断される。喜木津ユニットの苦鉄質片岩が比較的まとまって露出するのは、長浜町蘆生南西、保内町喜木津のドウジ礫から保内町広早の西方の甲田礫にかけての海岸線である。

ドウジ礫から甲田礫にかけての海岸線では、レンズ状石英脈が発達する濃青緑色の苦鉄質片岩が分布する(第3.31図a)。また、緑泥石が濃集した濃緑色薄層と緑れん石・アルバイトに富む淡緑色の層が数mm~数cmで繰り返す苦鉄質片岩も分布する(第3.31図b)。後者は主片理 S_i と平行な軸面を持つ褶曲 F_i が発達する。前述の濃緑色薄層と淡緑色層は、この褶曲により折りたたまれている。

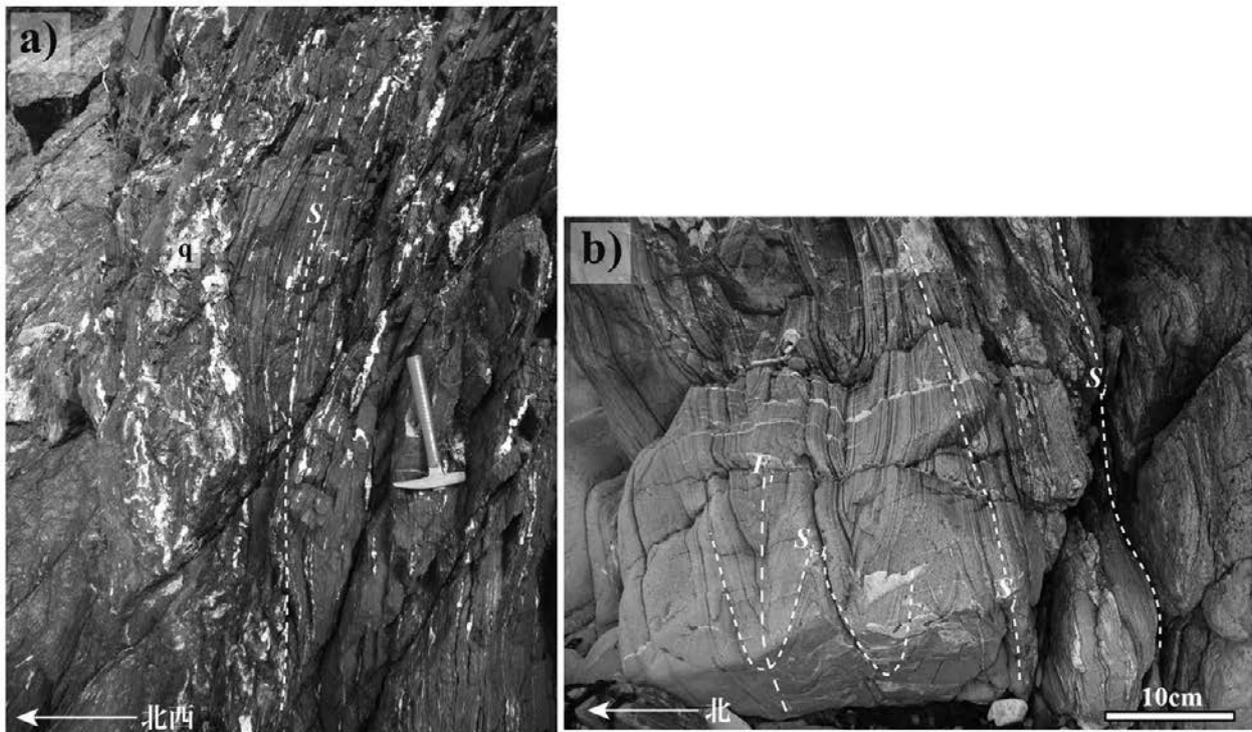
本ユニットの苦鉄質片岩では、青緑色角閃石(確認した範囲ではフェリバロア閃石)+緑れん石と淡青緑色角

閃石(確認した範囲ではアクチノ閃石で一部マグネシオホルンブレンド)+緑れん石の鉱物組合せが多く認められる。パンペリー石や残晶単斜輝石、残晶角閃石は出現しない。

岩石記載

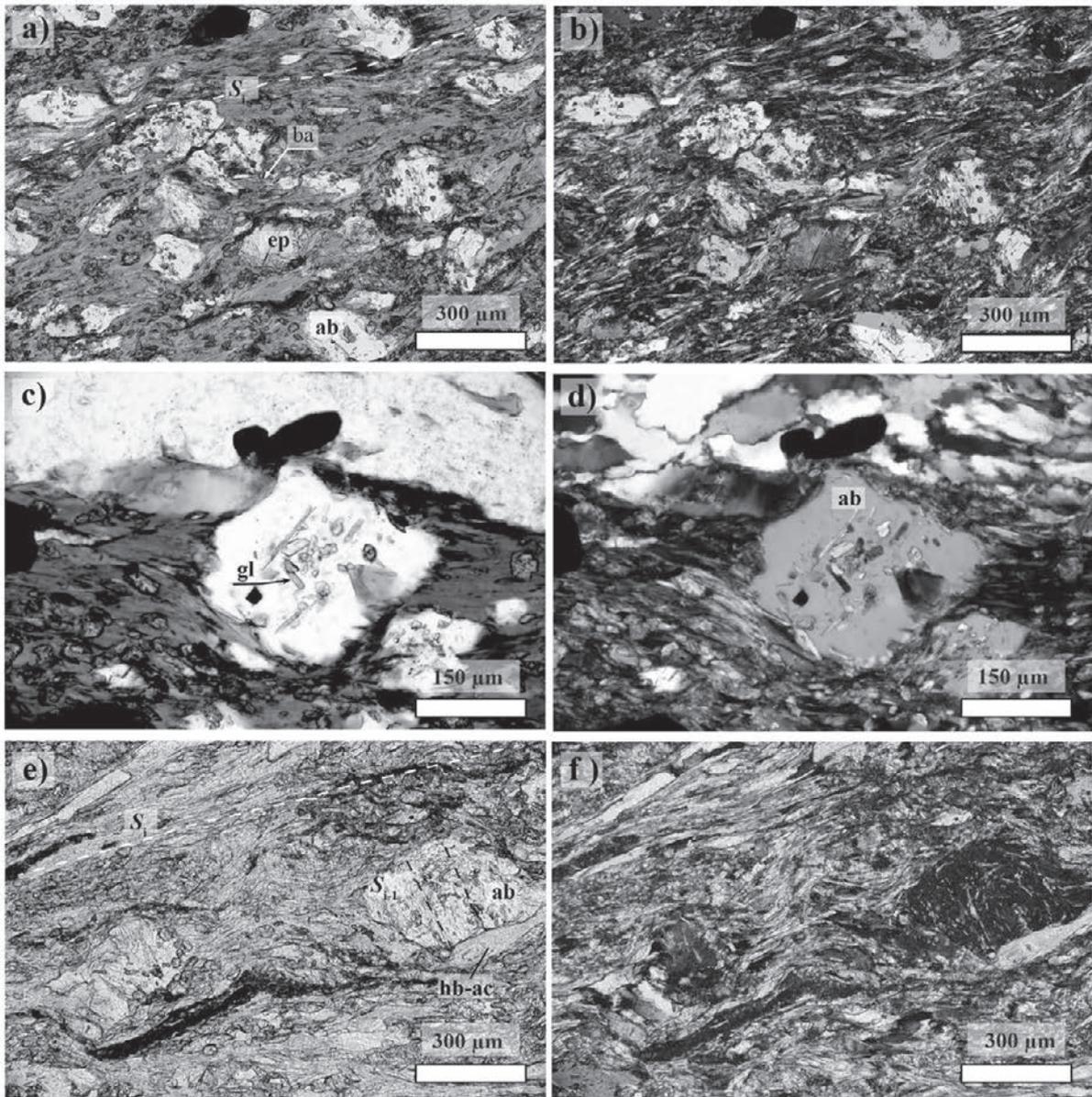
アルバイト緑れん石フェリバロア閃石アクチノ閃石緑泥石片岩(第3.32図a-d保内町広早, iyn4-29)

主片理 S_i とアルバイト斑状変晶が発達する青緑色の苦鉄質片岩である。主要構成鉱物は、アルバイト、緑れん石、フェリバロア閃石、アクチノ閃石、緑泥石で、少量の鉄藍閃石、フェリウインチ閃石、チタン石、不透明鉱物を伴う。フェリバロア閃石は、Z軸色が青緑色で、青緑色~濃緑色の多色性を示す。二軸性負号で、光軸角 $2V_x$ が小さい。フェリバロア閃石のコアにはフェリウインチ閃石が包有されることがある。アクチノ閃石は、Z軸色が淡緑色~無色で、フェリバロア閃石のリムに成長しているものと、単独で主片理を構成する針状結晶がある。針状のアクチノ閃石及びリムをアクチノ閃石に囲まれたフェリバロア閃石は、緑泥石と共に主片理を構成している。アルバイト斑状変晶内に、青色~紫色の多色性を示す鉄藍閃石が包有される(第3.32図c)。アルバイト斑状変晶内にはフェリバロア閃石~フェリウインチ閃石も含まれており、アルバイト斑状変晶



第3.31図 喜木津ユニット苦鉄質片岩の露頭写真

(a) アルバイト斑状変晶が発達する濃青緑色苦鉄質片岩。 S_i : 主片理; q: 石英脈。 保内町榎坂。 m. (b) 淡緑色苦鉄質片岩との濃緑色苦鉄質片岩薄層(厚さ数cm以下)の互層。 S_i : 主片理; $S_{i'}$: 主片理より前に形成された片理; F_i : 褶曲 F_i 。 保内町広早。



第 3.32 図 喜木津ユニット苦鉄質片岩の薄片写真

(a)–(d) 青緑色苦鉄質片岩の薄片写真. 保内町榎坂. (a) S_1 : 主片理; オープンニコル. (b) クロスニコル. (c) gl: 鉄藍閃石; オープンニコル. (d) クロスニコル. (e)–(f) 淡緑色苦鉄質片岩. 保内町喜木津北東約 1 km. (e) S_1 : 主片理; $S_{1'}$: アルバイト斑状変晶内に残存する主片理より前に形成された片理. ab: アルバイト; ba: フェリバロア閃石; ep: 緑れん石; hb-ac: マグネシオホルンブレンド-アクチノ閃石. オープンニコル. (f) クロスニコル.

内に残存する主片理より前に形成された片理 S_{i-1} を構成している。

アルバイトレん石アクチノ閃石緑泥石片岩(第3.32図e, f, 保内町喜木津北東約1kmの農道沿い, iyn4-24a)主片理 S_i とアルバイト斑状変晶が発達する淡緑色の苦鉄質片岩である。主要構成鉱物は、アルバイト、緑れん石、アクチノ閃石、緑泥石であり、少量のマグネシオホルンブレンド、チタン石、不透明鉱物、炭酸塩鉱物を伴う。マグネシオホルンブレンドは、Z軸色が淡緑色を示し、主片理を構成するアクチノ閃石のコアに存在する。マグネシオホルンブレンドのリムに淡緑色～無色のアクチノ閃石が成長している。アクチノ閃石は、緑泥石と共に主片理を構成する針状結晶としても産する。アルバイト斑状変晶内には、主片理以前に形成された片理 S_{i-1} が、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石の微細な結晶の定向配列として認識できる。

鉱物化学組成

喜木津ユニット苦鉄質片岩に含まれる角閃石のEPMAによる鉱物化学組成分析を行なった。青緑色苦鉄質片岩に含まれる角閃石は、基質中のものでフェリバロア閃石、フェリウインチ閃石、アクチノ閃石である(第3.33図, 第3.34図, 第3.35図)。基質中の角閃石は累帯構造をしており、コアで、フェリウインチ閃石、マントル部がフェリバロア閃石で、リムがアクチノ閃石の組成を有する。一方、アルバイト斑状変晶中には、鉄藍閃石が包有される(第3.36図)。鉄藍閃石に加えて、フェリウインチ閃石～フェリバロア閃石も包有される。鉄藍閃石は、基質中には存在せず、アルバイト斑状変晶形成以前に安定であったと推定される。フェリウインチ閃石～フェリバロア閃石の一部もアルバイト斑状変晶形成以前から安定であったが、一部はアルバイト斑状変晶成長時にも安定であったことが包有関係から推定される。一方、アクチノ閃石は、主片理形成時にのみ安定であった。青緑色苦鉄質片岩に含まれるアクチノ閃石は、最大1.9wt%の Na_2O を含む。

淡緑色苦鉄質片岩中に含まれる角閃石は、大部分がアクチノ閃石であり、コアの一部にマグネシオホルンブレンドが認められる(第3.33図)。アクチノ閃石～マグネシオホルンブレンドへの組成変化は連続的であり、リムへ向かいアクチノ閃石の Al_2O_3 が減少する。アクチノ閃石は、最大1.7wt%の Na_2O を含む。アクチノ閃石に含まれる藍閃石-鉄藍閃石成分は、14-16mol%前後である。 Na_2O の量もコアからリムへ減少する。

3.4.3 泥質片岩

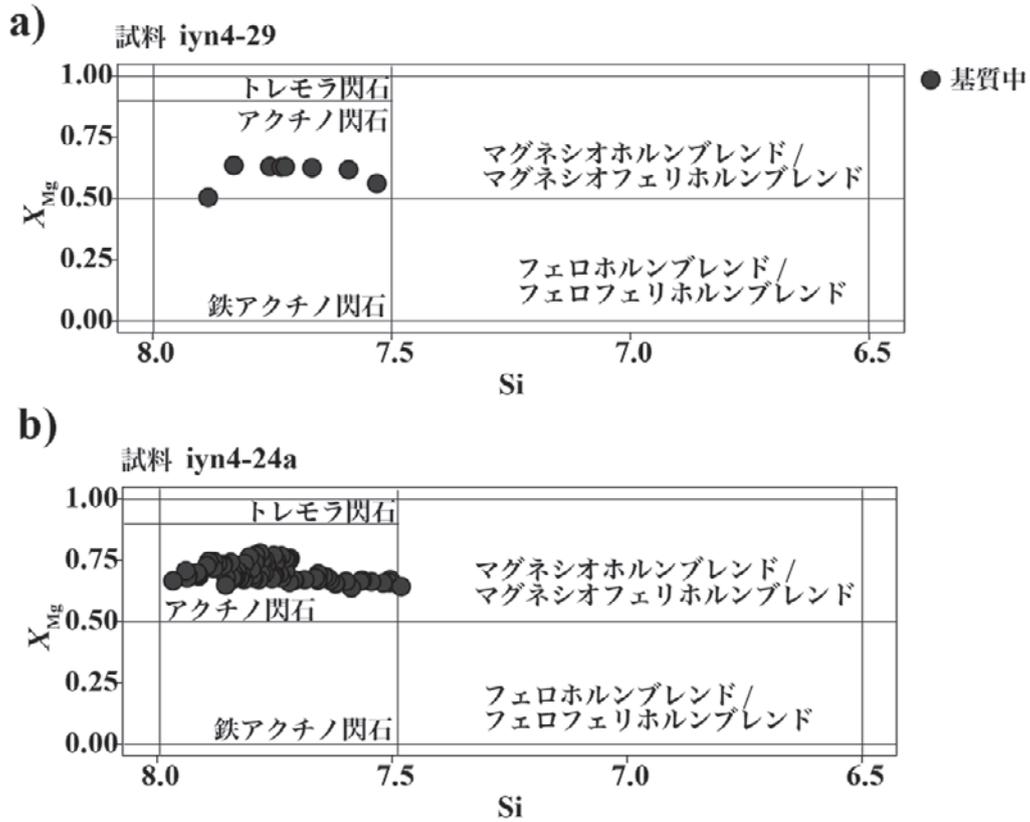
喜木津ユニットの泥質片岩は、アルバイト斑状変晶と主片理 S_i が発達する。銀灰色～黒色を呈する。保内町喜木津東方では、標高の高い部分に喜木津ユニットの泥質

片岩が分布する(第3.26図)。主片理の傾斜が40度前後で北傾斜であること、東北東-西南西走向で波長が約100mのアンチフォーム・シンフォームが発達するため、喜木津ユニット泥質片岩は大局的には緩く北西に傾斜した姿勢を有する。北西傾斜の斜面とほぼ平行であるため層厚は100mに満たないが、分布面積は広がっている。

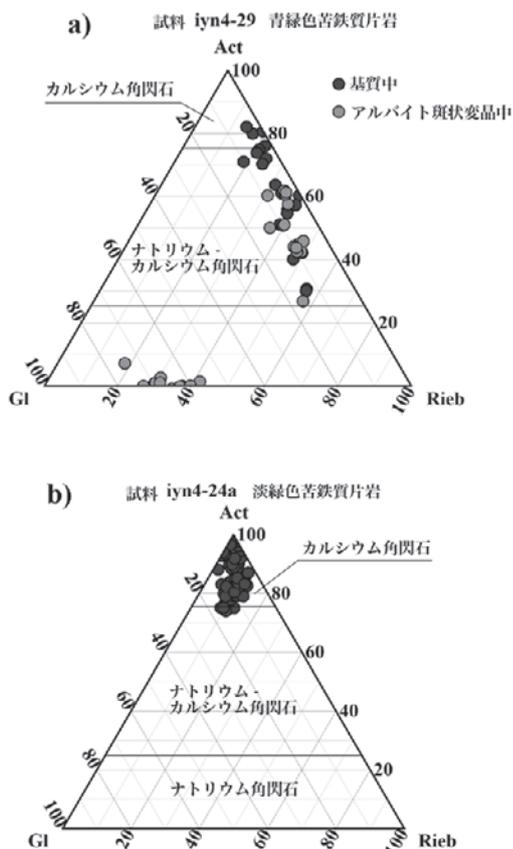
本ユニットの泥質片岩は主片理が発達する。長浜町大野鼻^{おの}付近の泥質片岩では、特に主片理の発達が強くと、片状に薄く割れる。このような泥質片岩では主片理に平行な石英の薄脈の発達も顕著である(第3.37図a)。さらに、主片理を切断する石英脈も発達する。この泥質片岩では、主片理を褶曲させる軸面が立った東西走向の褶曲 F_{i+2} も発達する。主片理を高角度で切断する石英脈は、褶曲 F_{i+2} で曲げられており、褶曲 F_{i+2} 形成以前に生じたと判断できる。

泥質片岩には、石英・アルバイトに富むやや砂質な層と、フェンジャイトに富む粘土質な層が互層している場合がある(第3.37図b)。砂質な層と粘土質な岩石を原岩とする層の境界は主片理と平行である。この露頭では主片理は、軸面が垂直な褶曲 F_{i+2} によって曲げられている。泥質片岩には、幅数cmの石英脈が発達し、一部で主片理を切断しながら、また、一部では主片理に平行に貫入している。

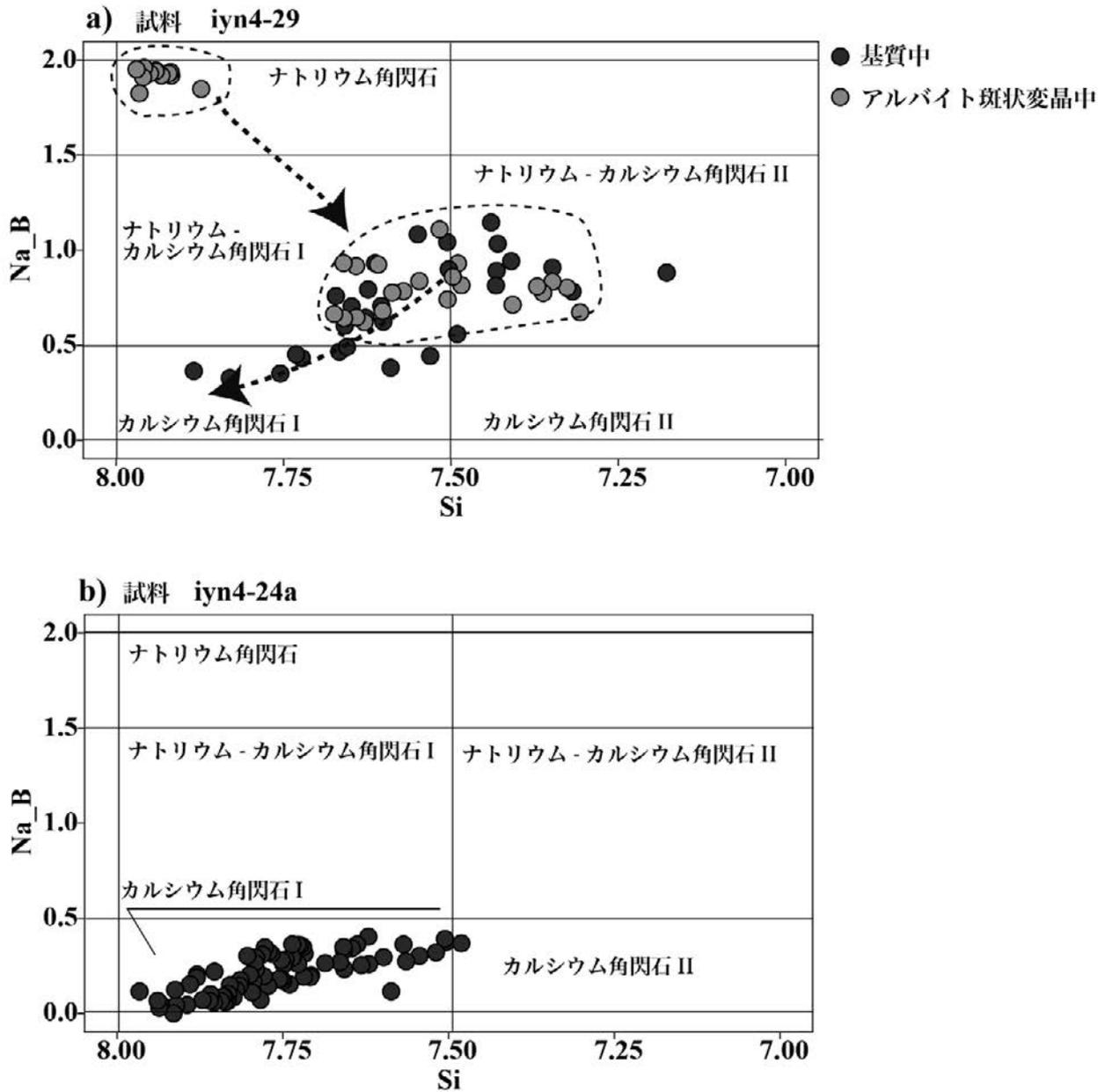
泥質片岩が、褶曲 F_i の軸面に平行な引き延ばし線構造方向に開口し、緑泥石・アルバイト・分泌石英脈内に析出した石英・アルバイトの結晶も線構造方向へ伸長する組織が観察される(第3.37図c)。泥質片岩には、片理に平行な石英脈以外にも、片理を高角度で切断する石英脈も発達する(第3.37図d)。この泥質片岩の主片理を高角度で切断する石英脈は、主片理に平行な境界面で接する緑泥石に富み主片理が発達する苦鉄質片岩側へは連続しない。喜木津ユニットの泥質片岩には、主片理形成時の褶曲 F_i が発達したものが多い。泥質片岩に薄く挟まる緑泥石に富む苦鉄質片岩中には、褶曲 F_i で激しく折りたたまれた泥質片岩の薄層が認められる(第3.38図a)。部分的には翼部が引き延ばされヒンジ部がレンズ状に取り残されている場合がある。さらに、泥質片岩中の石英脈には、主片理に平行な断面を見た時、円に近い形態を示す石英レンズも存在する(第3.38図b)。詳細に見ると褶曲 F_i のヒンジ部の石英脈も同様の形をしており、円形に近い形態の石英レンズは、翼部が引きちぎられた褶曲 F_i のヒンジ部と推定される。喜木津ユニットの泥質片岩の鉱物組合せは、緑泥石+ざくろ石+緑れん石が最も多く、緑泥石+ざくろ石の組合せがこれに次ぐ。全域でざくろ石帯の変成度に達している。希ではあるが、ざくろ石を含まない組合せも出現する。しかしながら、すべての泥質片岩でアルバイトの斑状変晶が発達する点は共通している。



第 3.33 図 喜木津ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の組成
 (a) 青緑色苦鉄質片岩 (iyn4-29) 中のカルシウム角閃石. 基質中に存在するもの. (b) 淡緑色苦鉄質片岩 (iyn4-24a) 中のカルシウム角閃石. Si は, 酸素数 23 として計算した角閃石構造式中の Si の量. $X_{Mg} = Mg / (Fe^{2+} + Mg)$.

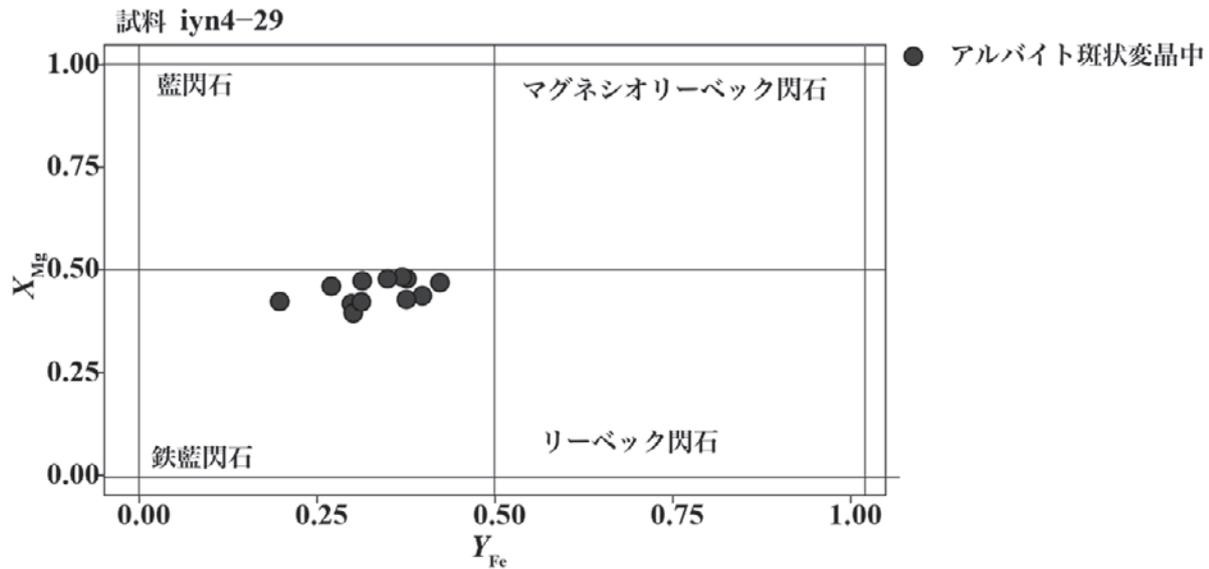


第 3.34 図 喜木津ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (Si > 7.5 で A サイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム角閃石・ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図
 三角図の各頂点は, トレモラ閃石及びアクチノ閃石 (Act) - 藍閃石及び鉄藍閃石 (Gl) - マグネシオリーベック閃石及びリーベック閃石 (Rieb). 図中のナトリウム角閃石は, 藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石は, ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石, カルシウム角閃石は, トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石をそれぞれ指す. (a) 青緑色苦鉄質片岩 (iyn4-29) 中の角閃石. (b) 淡緑色苦鉄質片岩 (iyn4-24a) 中の角閃石.



第 3.35 図 喜木津ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の B サイト Na (Na_B) と Si 組成

(a) 青緑色苦鉄質片岩 (iyn4-29). 破線の領域はアルバイト斑状変晶に含まれる角閃石核部の組成と角閃石縁部の組成を領域. 破線の矢印は, アルバイト斑状変晶に含まれる角閃石と基質中に存在する角閃石の核部から縁部へ向けた組成トレンド. (b) 淡緑色苦鉄質片岩 (iyn4-24a). Na_B: 酸素数 23 で計算したときの角閃石構造式中の B サイトの Na 量. Si: 酸素数 23 で計算したときの角閃石構造式中の Si の量. 図中のナトリウム角閃石は, 藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 I は, ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 II は, バロア閃石-フェリバロア閃石-フェロバロア閃石-フェロフェリバロア閃石, カルシウム角閃石 I は, トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石, カルシウム角閃石 II は, マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンドをそれぞれ指す.



第 3.36 図 喜木津ユニット青緑色苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成
青緑色苦鉄質片岩. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$. $Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Al + Fe^{3+})$.

岩石記載

ざくろ石緑泥石アルバイト石英フェンジャイト片岩
(第 3.39 図保内町喜木津の北東約 1 km の海岸 iyn4-25)
主片理とアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩である。主要構成鉱物は、ざくろ石、石英、アルバイト、フェンジャイトである。少量のチタン石、炭質物、アパタイト、電気石、ジルコン、炭酸塩鉱物、不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理 S_1 の発達が顕著である。径数 mm のアルバイト斑状変晶が発達する。アルバイト斑状変晶内部には、微細な炭質物の配列で認識できる主片理より前に形成された片理 S_{1a} が残存している。アルバイト斑状変晶内部には、自形性の良いざくろ石も包有される(第 3.39 図 e, f)。基質中のざくろ石は、粒径 300 μ m 以下で、自形性の良い結晶として産する。全体に、石英・アルバイトに富む薄層とフェンジャイトに富む薄層の繰り返しからなる厚さ 0.5 mm 程度の縞状構造が発達する。

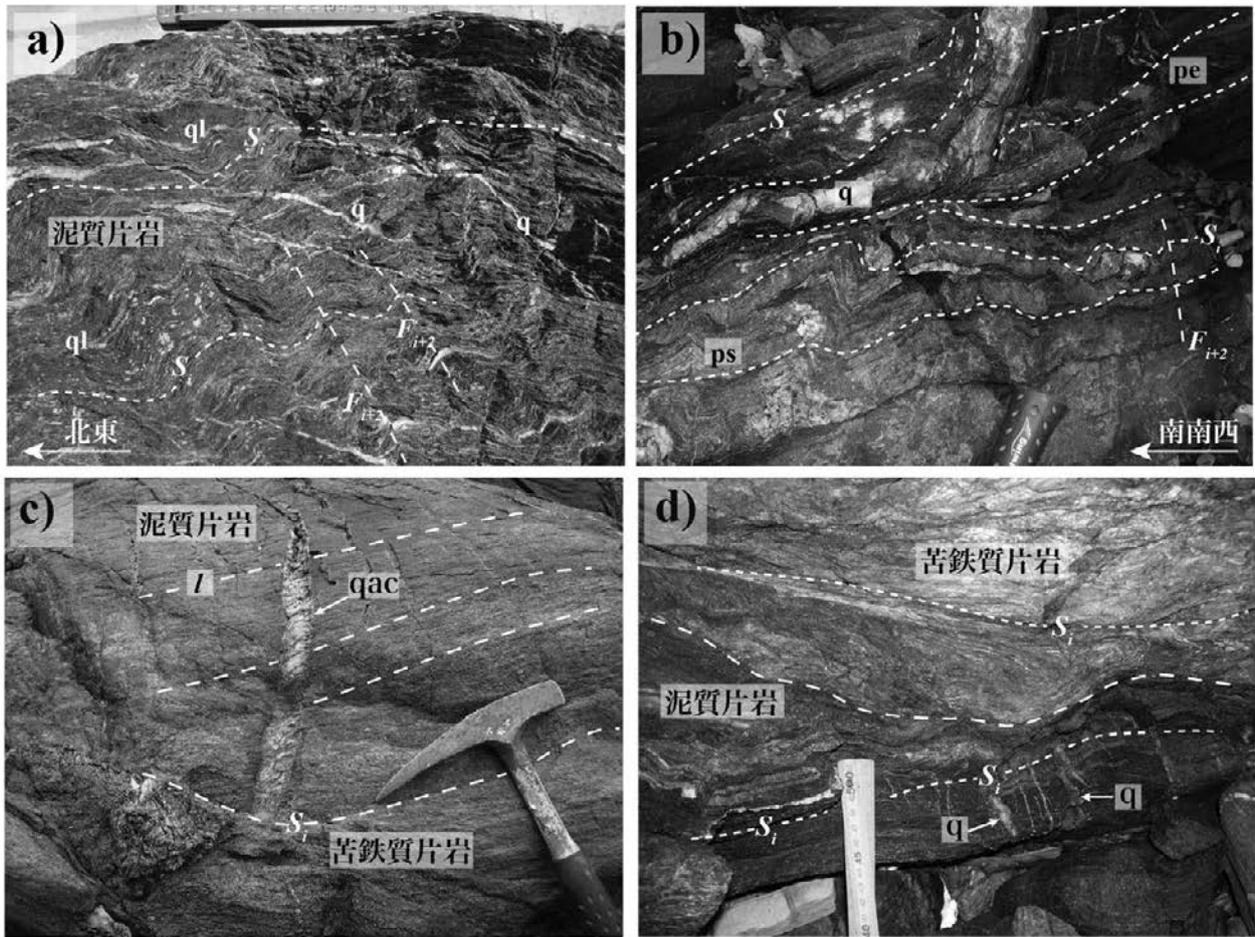
鉱物化学組成

喜木津ユニットの泥質片岩(八幡浜市保内町喜木津, iyn4-25)に含まれるざくろ石の化学組成分析を行った。泥質片岩中に含まれるざくろ石はコアで MnO が多く、リムで FeO が多くなる正累帯構造をなしている(第 3.40 図)。EPMA 面分析画像では、主片理を構成するフェンジャイトと接するざくろ石のリムは、フェンジャイトと接しないざくろ石のリムで認められる MnO が少ない組成累帯構造が発達しない(第 3.40 図 b)。このような累帯構造の非対称性は、主片理形成時にざくろ石が不安定になり溶解したか、もしくはざくろ石の {110} 面がフェンジャイトと接することで成長が阻害された可能性(Sakai

et al., 1985)がある。主片理の形成は、変成作用のピークより後である。主片理を構成するフェンジャイトは、ざくろ石を迂回するように配列している。フェンジャイトがざくろ石のリムを交代したような組織は観察されない。ざくろ石と接していたフェンジャイトは、主片理形成時の主片理に平行な伸長変形によりざくろ石を迂回するように変形したと推定できる。上記の非対称な累帯構造は、ざくろ石の融解で生じたのではなく、ざくろ石成長時にフェンジャイトの底面とざくろ石の {110} 面との接触関係により、ざくろ石の成長が阻害された結果と推定される。

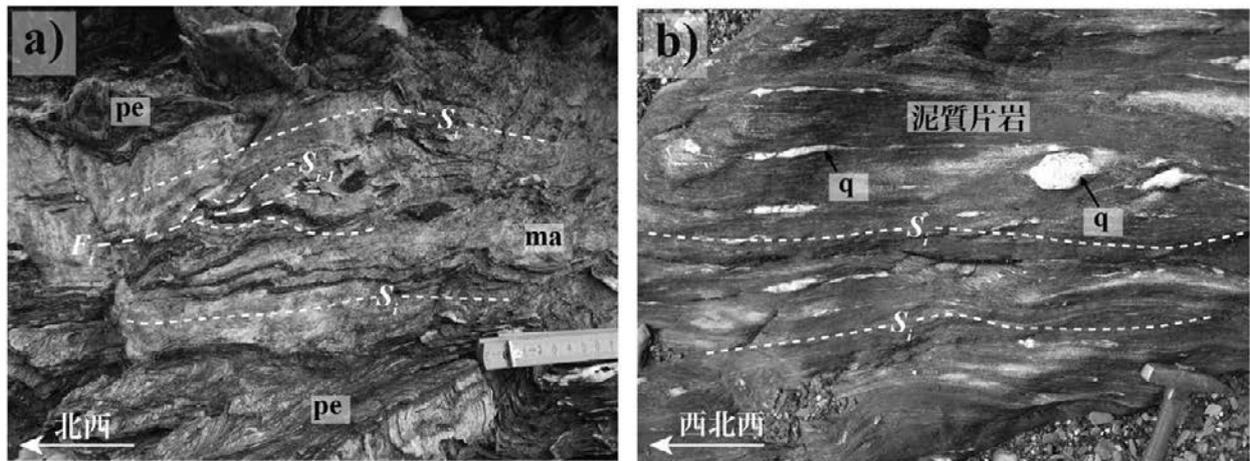
本報告で取得したざくろ石のコアからリムへの組成変化を、四国中央部三波川コンプレックス泥質片岩に含まれるざくろ石の組成と比較した(第 3.41 図)。Mn-Fe-Mg 三角図では、喜木津ユニット泥質片岩に含まれるざくろ石は、四国中央部のざくろ石帯の組成領域に重なる。一方、Mn-(Fe+Mg)-Ca では、四国中央部ざくろ石帯の組成トレンドよりやや Ca に乏しい領域にプロットされる。四国中央部汗見川地域のアルバイト黒雲母帯〜オリゴクレーヌ黒雲母帯の組成トレンドと一部重なるが、喜木津ユニットのざくろ石はより Mn に富んでおり、Fe+Mg に乏しい。泥質片岩中のざくろ石の化学組成は、全岩の化学組成とざくろ石が出来たときの温度・圧力条件を反映している。ざくろ石の化学組成を用いた温度圧力推定は、喜木津ユニットの形成場を考える上で重要であるが、そのためには熱力学的解析が必要であり、節を改めて議論する。

今回得られたざくろ石の化学組成と緑泥石の化学組成を用いて、喜木津ユニット泥質片岩(iyn4-25)の形成温度を見積もることが出来る。前述したように、本ユニッ



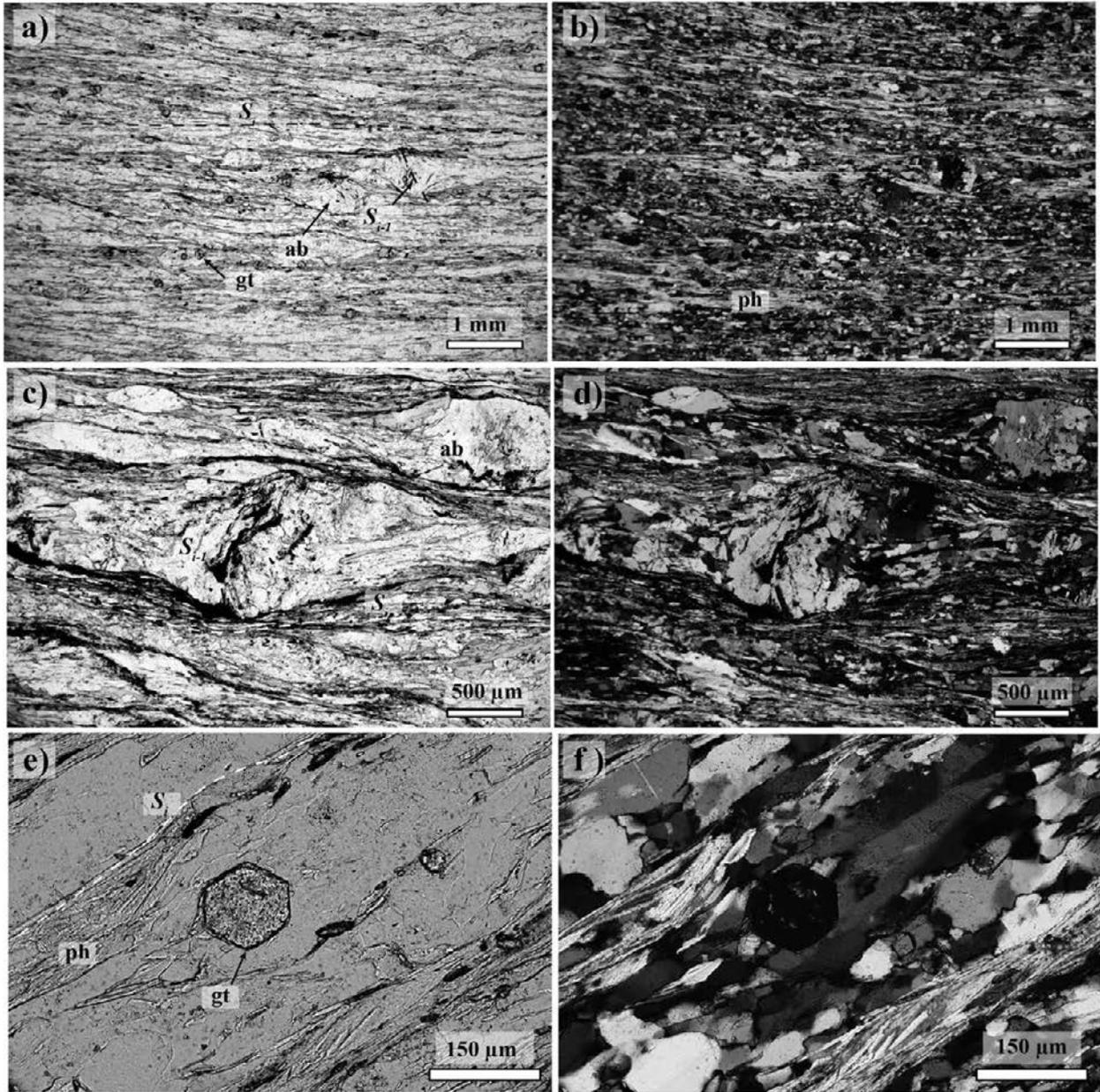
第 3.37 図 喜木津ユニット泥質片岩の露頭写真

(a) 主片理が発達する泥質片岩. 長浜町大野鼻. (b) 砂質片岩を挟む泥質片岩. 保内町喜木津ドウジ礫. (c) 泥質片岩中に発達する線構造の方向に開口したアルバイト緑泥石石英の分泌脈. 保内町喜木津ドウジ礫. (d) 泥質片岩に発達する主片理を高角度で切る石英脈. 保内町喜木津ドウジ礫. F_{i+2} : 褶曲 F_{i+2} . S_i : 主片理. q: 石英脈. qac: アルバイト緑泥石石英の分泌脈; pe: 泥質片岩; ps: 砂質片岩.



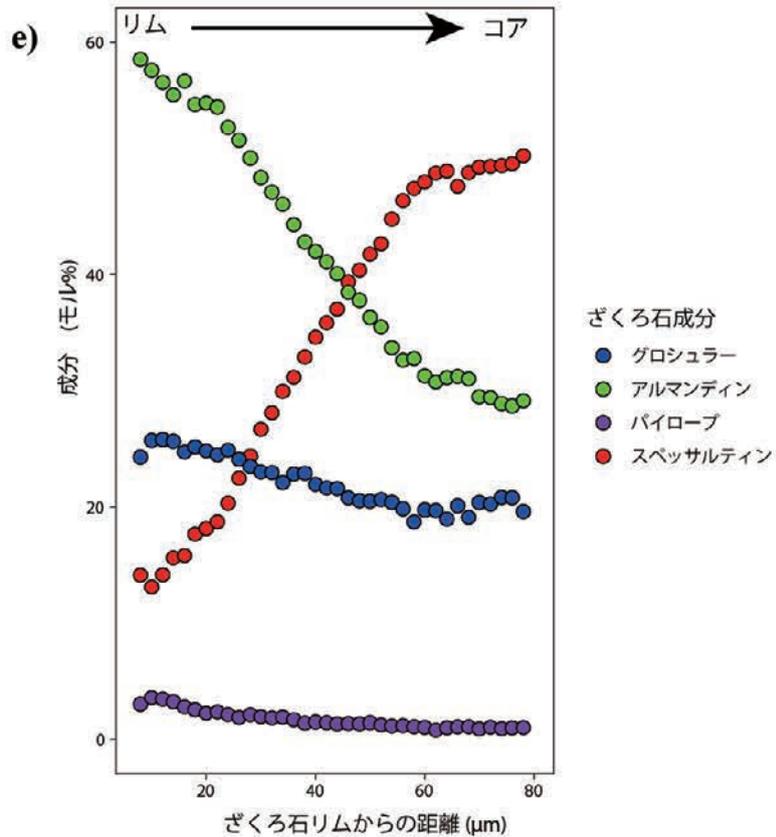
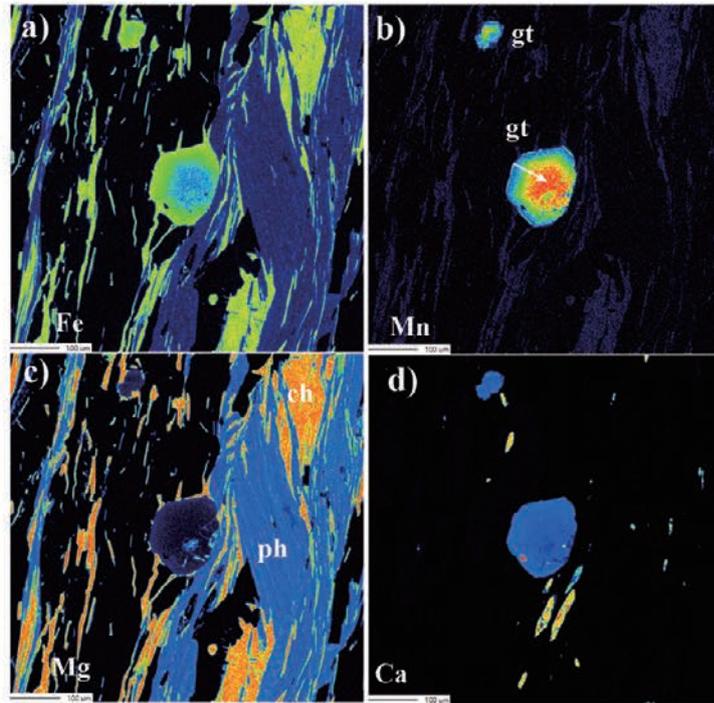
第 3.38 図 喜木津ユニット泥質片岩に見られる褶曲構造と石英レンズ

(a) 泥質片岩と苦鉄質片岩の互層に発達するタイトな褶曲 F_i . 保内町喜木津北北東約 1.1 km. (b) 泥質片岩中に発達する石英レンズ. 保内町喜木津北北東約 1.1 km. S_i : 主片理; S_{i-1} : 主片理より前に形成された片理. F_i : 褶曲 F_i ; pe: 泥質片岩; ma: 苦鉄質片岩; q: 石英レンズ.

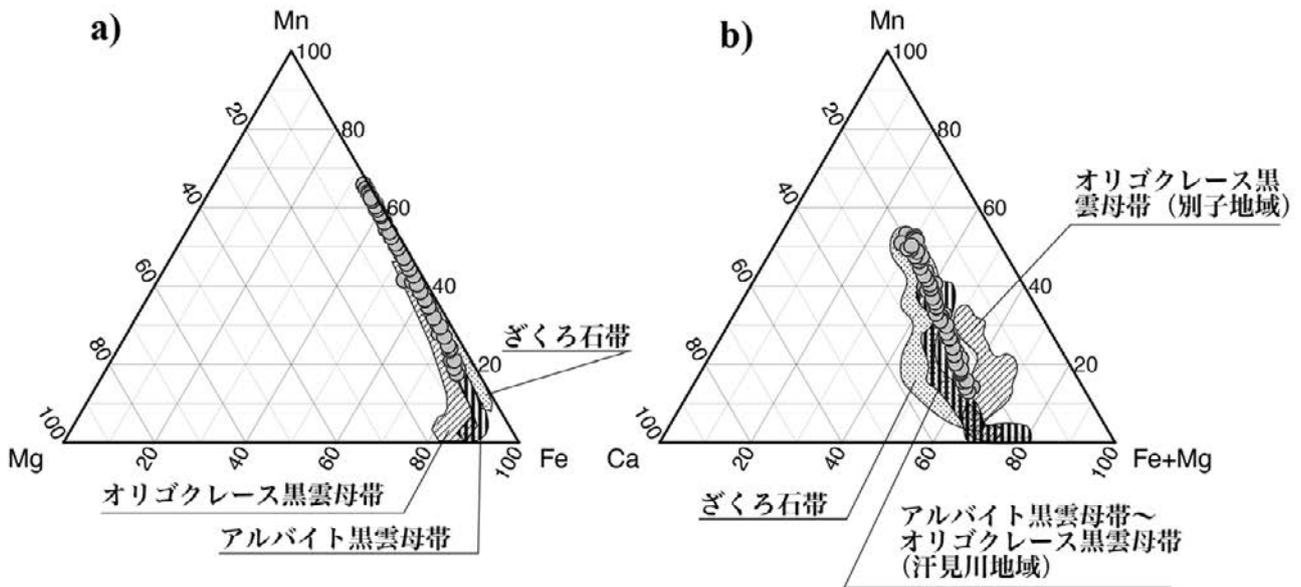


第 3.39 図 喜木津ユニット泥質片岩の薄片写真

(a)–(f) 泥質片岩 (iyn4-25). 保内町喜木津の北東約 1 km. (a) オープンニコル. (b) (a) のクロスニコル. (c) オープンニコル. (d) (c) のクロスニコル. (e) オープンニコル. (f) (e) のクロスニコル. S : 主片理; $S_{i,j}$: アルバイト斑状変晶中の主片理以前に形成された片理 $S_{i,j}$. ab: アルバイト斑状変晶; gt: ざくろ石; ph: フェンジャイト.



第 3.40 図 喜木津ユニット泥質片岩中のざくろ石の元素マッピングと累帯構造
 (a) 鉄 (Fe) の元素マッピング. (b) マンガン (Mn) の元素マッピング. (c) マグネシウム (Mg) の元素マッピング. (d) カルシウム (Ca) の元素マッピング. (a)–(d) の元素マッピングでは、寒色から暖色へ元素濃度が高くなる. (e) ざくろ石の線分析. 線分析の位置は、(b) の白矢印の部分. 矢印の始点がリム、終点がコア. C: 酸素数 12 でざくろ石の構造式を計算したときの 12 面体サイトにおける Ca, Fe, Mg, Mn の濃度%. それぞれグロシュラー成分, アルマンディン成分, パイローブ成分, スペッサルティン成分に対応する. 試料は第 3.39 図の泥質片岩と同一試料 (iyn4-25). ch: 緑泥石; gt: ざくろ石; ph: フェンジャイト.



第 3.41 図 喜木津ユニット泥質片岩中のざくろ石の組成

(a) Mn-Mg-Fe 三角図. (b) Mn-Ca-(Fe²⁺ + Mg) 三角図. ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯, オリゴクレス黒雲母帯 (汗見川地域, 別子地域) は, Banno *et al.* (1986) の四国中央部の泥質片岩中のざくろ石の組成範囲.

トのざくろ石は顕著な累帯構造をなしている. Mnがコアからリムへ向けて減少する累帯構造は, 温度の上昇時に形成されたと推定される. 泥質片岩中の構成鉱物の中でざくろ石が最も Mn を好む鉱物であり, 成長時に選択的に Mn を取り込む. 従って, 低温で最初に生じるざくろ石が最も Mn に富んでいる. 全岩化学組成が一定で, ざくろ石以外の変成鉱物の結晶内部拡散が十分早く, ざくろ石リムと周囲との平衡が成り立つ場合, 温度が高いほど, ざくろ石の Mn 量は減少する. 主片理を構成する緑泥石のリムを除いた内部の化学組成は, ほぼ均一であり, 主片理を構成する緑泥石のリム, ざくろ石と接する緑泥石や, ざくろ石を交代して生じている緑泥石では, 主片理を構成する緑泥石の内部の組成と比較して, Fe が多く Mg が少なくなっている. 温度低下時の後退変成作用時に, ざくろ石の分解反応が進行した可能性が指摘できる. また, ざくろ石と接する緑泥石のリムは, 後退変成作用時にざくろ石との間で Fe-Mg 交換反応が進行した可能性がある. 従って, 泥質片岩 (iyn4-25) が被った最高変成温度を求めるために, 主片理を構成する緑泥石のリムを除いた結晶内部の化学組成とざくろ石リムの組成を使用した. 使用した地質温度計は, ざくろ石-緑泥石の Fe-Mg 交換反応を用いた温度計である. 圧力を 0.76 GPa (ざくろ石の鉱物共生から推定した温度圧力範囲から仮定した圧力. 詳しくは, 変成作用の節を参照) と仮定した場合の求められた温度は, 喜木津ユニットの泥質片岩 (iyn4-25) に対し, Patrick and Evans (1989) に Hodges and Spear (1982) の Ca 相互作用を組み込んだ温度計で 453°C, 及び

Grambling (1990) に同じく Hodges and Spear (1982) の Ca 相互作用を組み込んだ温度計で 456°C であった.

炭質物ラマン温度計

喜木津ユニット泥質片岩 (iyn4-25: ざくろ石-緑泥石地質温度計を使用した試料と同一試料) の炭質物のグラファイト化を用いて, 変成温度を見積もり, 448.8 ± 34.6°C を得た. この温度は, 先に求めたざくろ石-緑泥石温度計の結果と誤差の範囲で一致する. また, この温度は, 四国中央部汗見川地域のざくろ石帯から報告されている温度 440 ± 15°C (Enami *et al.*, 1994) と一致する.

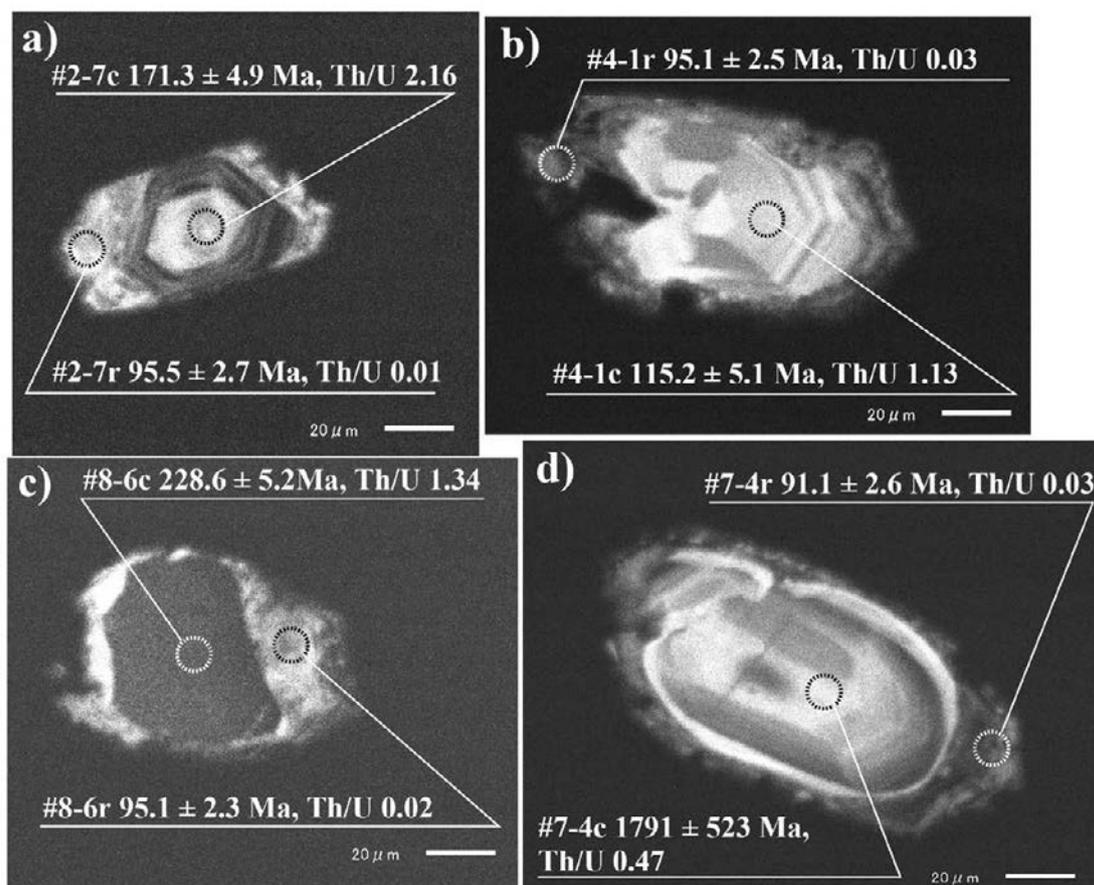
ジルコン U-Pb 年代及びフェンジャイト K-Ar 年代

喜木津ユニット泥質片岩からジルコン及びフェンジャイトを抽出し, ジルコン U-Pb 年代及びフェンジャイト K-Ar 年代測定を行った. フェンジャイト K-Ar 年代測定の詳細は第 3.2 表に示した.

泥質片岩中のジルコンの粒径は 100 μm 以下である (第 3.42 図). 本ユニットのジルコンは明瞭なコア-リム構造を持つ. CL 像を見ると, コアは明暗が繰り返すオシラトリー累帯構造が認められる (第 3.42 図 a, b, d). オシラトリー累帯構造を有しない場合も, コアは CL 像の輝度が一定の領域として認識される (第 3.42 図 c). これに対し, リムは CL 像において, 不均一な輝度を示す. 光学顕微鏡観察では, リムには泥質片岩の基質に含まれるのと同じ形態及びサイズの微細な炭質物が包有されており, リムは変成作用時成長したと判断される. 一方, コアには,

第 3.2 表 喜木津ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代

ユニット (産地)	試料番号	測定鉱物	放射年代 (Ma)	放射性起源 ^{40}Ar ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$)	放射性起源 ^{40}Ar (%)	K (wt%)
喜木津ユニット (愛媛県八幡浜市 保内町喜木津)	Iyn4-25	フェンジャイト	83.8 ± 2.1 (平均)			
			83.9 ± 2.1	0.506	89.50	1.52
			83.6 ± 2.1	0.504	85.00	1.51

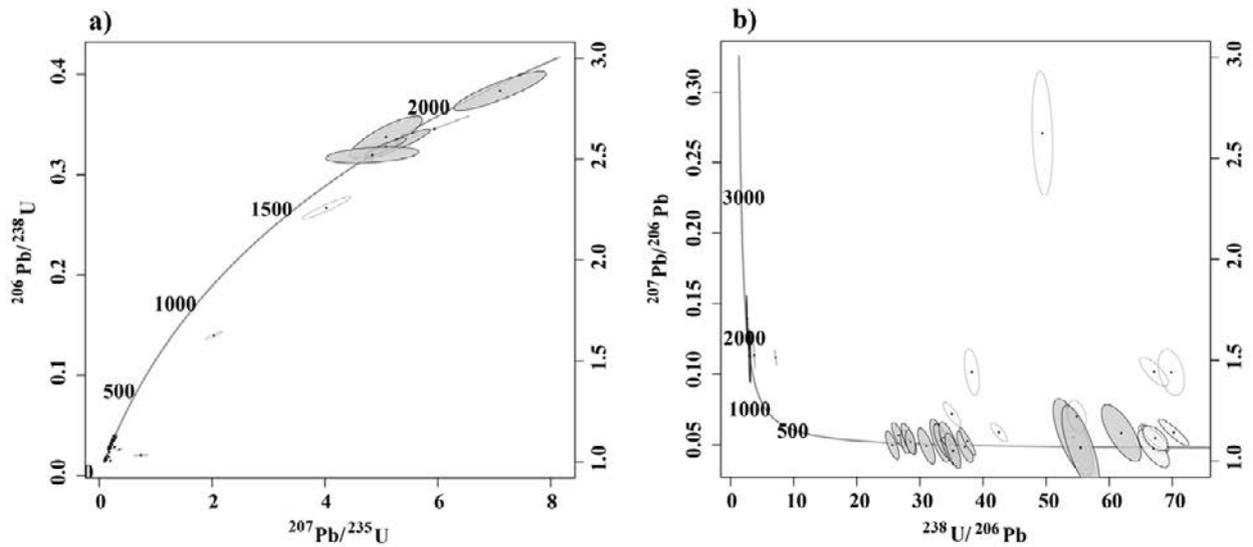


第 3.42 図 喜木津ユニット泥質片岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像

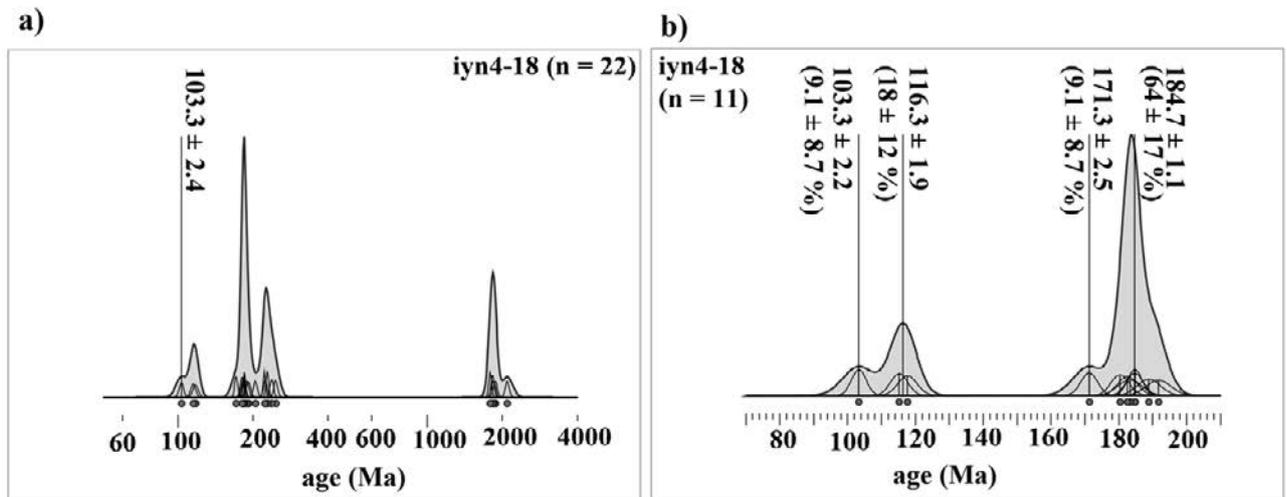
(a)–(d) 泥質片岩 (Iyn4–18) 中のジルコンの CL 像。ジルコンを抽出した泥質片岩採取場所は、保内町夢永岬。白及び黒点線の丸は、年代測定スポットの位置。各スポットの番号、年代値、Th/U。

このような微細な炭質物は包有されない。従って、コアは碎屑性ジルコンと判断される。分析結果の多くは、コンコーディア成長曲線上にプロットされるが、一部は外れた位置にプロットされる(第 3.43 図)。リムの分析値はコンコーディア成長曲線上の若い年代の位置にプロットされるのに対し、コアは様々な年代値を示す。本報告では、コンコーディア成長曲線と同位体分析値の 2σ 誤差楕円が重なるものをコンコダントな年代として採用した。コアのコンコダントな $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代を用いて、カーネル密度分布を求めると、最若年代集団として $103.3 \pm 4.8 \text{ Ma}$ が算出される(第 3.44 図)。コアのコンコダント年代には、これ以外にも、190–170 Ma のジュラ紀の

年代ピークと、250 Ma 前後の三畳紀–ペルム紀の年代ピーク、及び 2,000 Ma 前後の前期原生代の年代ピークが認められる。210 Ma 以下の年代値を用いた、ベイズ情報量規準を用いた混合正規分布解析でも、コアの最若年代集団として、 $103.3 \pm 4.4 \text{ Ma}$ が求められる。従って、分析に用いた喜木津ユニット泥質片岩の堆積年代は、103 Ma 以降と結論される。白亜紀中頃の 110–70 Ma は、当時日本が位置していた東アジア東縁において、火成活動が活発であり、十分な量の火成岩起源ジルコンが供給される環境であったと推定されている。特に、泥質片岩に含まれるジルコンの粒径は、50 μm 以下と細粒なのが多い。白亜紀の珪長質火山活動によって、細粒な火成



第 3.43 図 喜木津ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図
 泥質片岩の試料番号は iyn4-18. (a) Wetherill コンコーディア図と分析点の同位体組成. (b) Tera-Wasserburg コンコーディア図と分析点の同位体組成. 分析点の誤差楕円は 2σ . 灰色の楕円は, 碎屑性ジルコン核部のデータ. 薄灰色の楕円は, 変成ジルコン核部のデータ. 白抜き分析点はディスコードナントなデータ. コンコーディア曲線上の数字は, 年代 (Ma). 泥質片岩試料 (保内町喜木津の北東約 1 km).



第 3.44 図 喜木津ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコードナントな年代のカーネル密度分布
 泥質片岩の試料番号は iyn4-18. (a) コンコードナントな全データのカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model で求めた最若年代成分. (b) 200 Ma より若いコンコードナント年代のカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model の auto で求めた年代成分 (Ma). 括弧内は, 各年代成分の割合. age: 年代.

ジルコンが、泥質片岩の原岩である泥岩に供給されたと考えられる。従って、今回得られたジルコンコアの最若年代ピークは、泥質片岩の原岩である泥岩の堆積年代に近いと判断できる。

一方、リムのジルコンのコンコードント $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代は、 $95.5 \pm 2.7 \text{ Ma}$ から $91.1 \pm 2.6 \text{ Ma}$ であり、比較的年代値が揃っている。コンコードントな年代値5つを使用して求めた加重平均は、 $94.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$ で、 $\text{MSWD} = 2.1$ となる(第3.45図)。変成ジルコンの成長はこの時期の短い時間内に起こったと推定される。

本ユニットの泥質片岩から分離したフェンジャイトの K-Ar 年代は、 $83.8 \pm 2.1 \text{ Ma}$ であった(第3.2表)。この年代は、ジルコンリムのから推定されるジルコン成長の年代と 10 Myr の開きがある。このようなフェンジャイトと変成リムと推定されるジルコンリムの年代差は、変成作用ピーク時から上昇期に至る変成作用の継続時間を表している可能性がある(Miyazaki *et al.*, 2019b)。

3.5 伊予ユニット

伊予ユニットは、「伊予長浜」地域に分布する三波川コンプレックスの大半を占める。喜木津ユニットの構造的な下位に接する。伊予ユニットは、主に泥質片岩からなる伊予ユニット下部と、主に苦鉄質片岩からなる伊予ユニット上部からなる(第3.1図)。伊予ユニット下部は苦鉄質片岩、砂質片岩、珪質片岩、石灰質片岩を伴い、上部は珪質片岩、泥質片岩を伴う。

3.5.1 伊予ユニット下部

伊予ユニット下部の分布は、東隣の「大洲」地域の脇川沿いから分布が連続するものと、本地域の日土周辺に分布するものに分かれる。以下では、便宜上、伊予ユニット下部について、大洲周辺と日土周辺と地域別に記載する。伊予ユニット下部の泥質片岩の鉱物組合せから、伊予ユニット下部は全域が緑泥石帯に属する。

大洲周辺

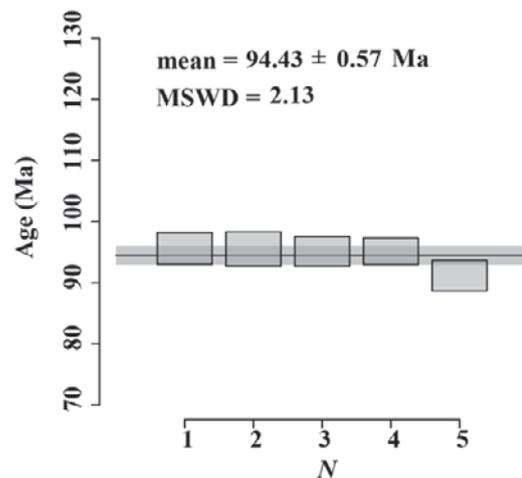
「大洲」地域から連続する伊予ユニット下部は、本地域の長浜町前奥付近、大洲市都梅付近及び大洲市西峰付近に存在する。いずれも東西走向のアンチフォーム軸部に存在する。すなわち、アンチフォーム軸部付近で、伊予ユニット下部が露出している。

本地域東部の大洲市都梅から「大洲」地域の脇川に至る付近では、下位から上位へ向かって、泥質片岩、苦鉄質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩、砂質片岩、泥質片岩、珪質片岩が積み重なっている(第3.46図)。砂質片岩の中には薄い泥質片岩が挟まり、珪質片岩の中にも薄い苦鉄質片岩が挟まる。また、アンチフォーム南翼に見られるように、伊予ユニット上部の厚い苦鉄質片岩と伊予ユ

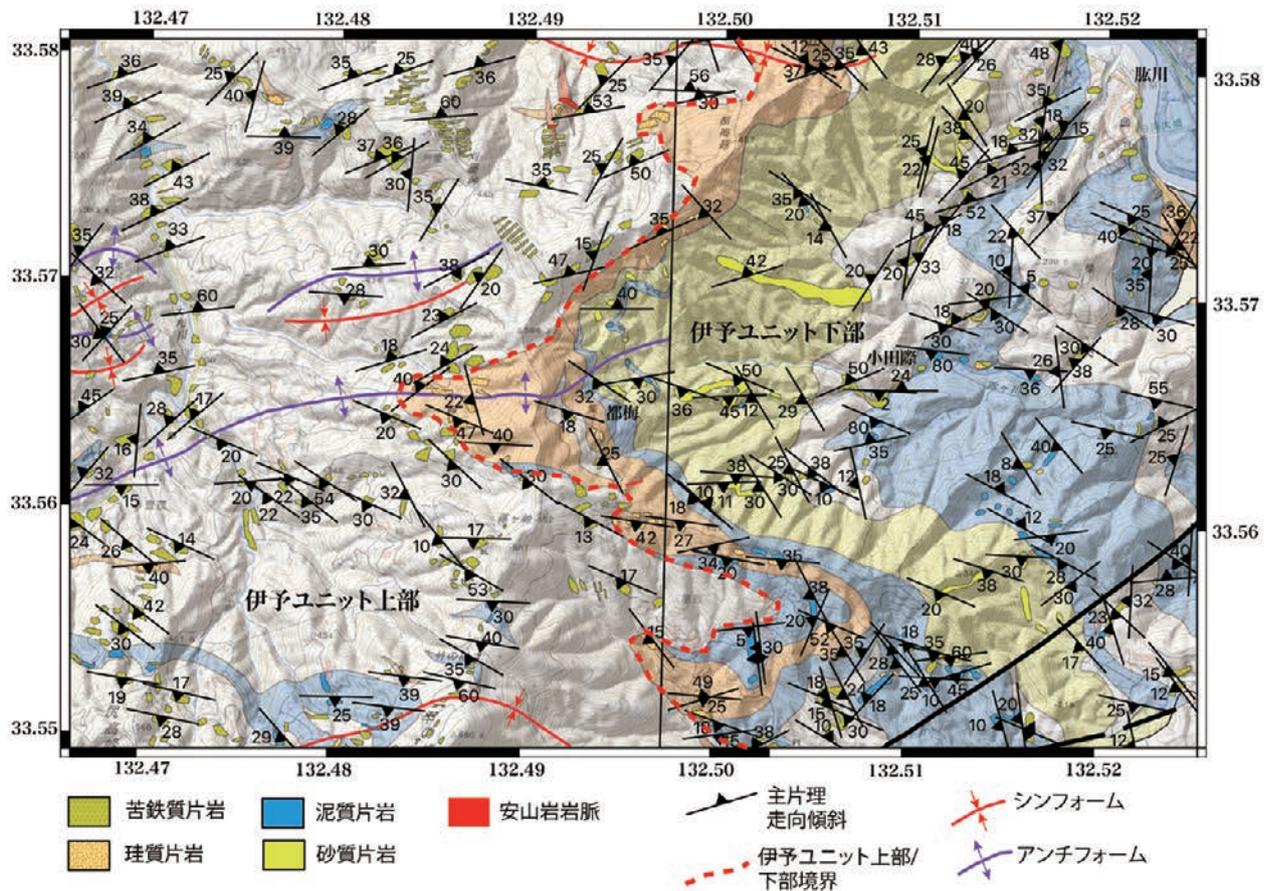
ニット下部の珪質片岩の間には薄い泥質片岩が挟まることがある。都梅付近の東西断面(第3.47図bのA-A'断面)では、脇川沿いの下位から順に数10mの珪質片岩、100 m以下の厚さの苦鉄質片岩を挟む厚さ約400 mの泥質片岩、厚さ約100 mの苦鉄質片岩、厚さ約300 mの砂質片岩、厚さ100 m以下の泥質片岩、薄い苦鉄質片岩を挟む厚さ約200 mの珪質片岩からなる(第3.47図b)。この断面での見かけの層厚は、約1,200 mである。前述のアンチフォーム軸部付近では主片理は西に緩く傾斜しており、アンチフォーム軸は西に緩くプランジしている。そのため、下部最上部の珪質片岩の東西分布幅は軸部付近で広がっている(第3.46図)。

本地域の大洲市西峰から「大洲」地域の脇川に至る東西断面(第3.47図cのB-B'断面)では、見かけ下位より、薄い苦鉄質片岩を挟む層厚約350 mの泥質片岩、層厚約250 mの砂質片岩、薄い苦鉄質片岩を挟む厚さ約200 mの泥質片岩、厚さ約100 mの苦鉄質片岩、厚さ約100 mの珪質片岩が重なる(第3.47図c)。この断面での見かけの層厚は約1,000 mである。

本地域の長浜町前奥付近から「大洲」地域の^お大洲市根元越^{ねもとこしとうげ}付近の伊予ユニットと内子ユニットの境界断層までの東西断面(第3.47図dのC-C'断面)では、東西走向のアンチフォームの北翼で、「大洲」地域小田際^{おだぎわ}付近のアンチフォーム軸部付近の泥質片岩(第3.46図)の見かけ上位に厚さ約100 mの苦鉄質片岩、厚さ約350 mの砂質片岩、厚さ約100 mの珪質片岩が重なる(第3.47図d)。アンチフォーム南翼は、東北東-西南西走向の高角断層



第3.45図 喜木津ユニット泥質片岩中の変成ジルコン縁部の年代とその加重平均及びMSWD
泥質片岩の試料番号は iyn4-18。Age: 年代; mean: 加重平均年代; MSWD: 加重偏差の二乗平均; N: データ数。



第 3.46 図 大洲周辺の伊予ユニット下部のルートマップ

縦の実線の西側が 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」、東側が 5 万分の 1 地質図幅「大洲」の範囲。薄橙色、薄水色、薄黄色、薄赤色は、それぞれ珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩、岩脈の分布域を示す。なお、苦鉄質片岩の分布域は塗色していない。

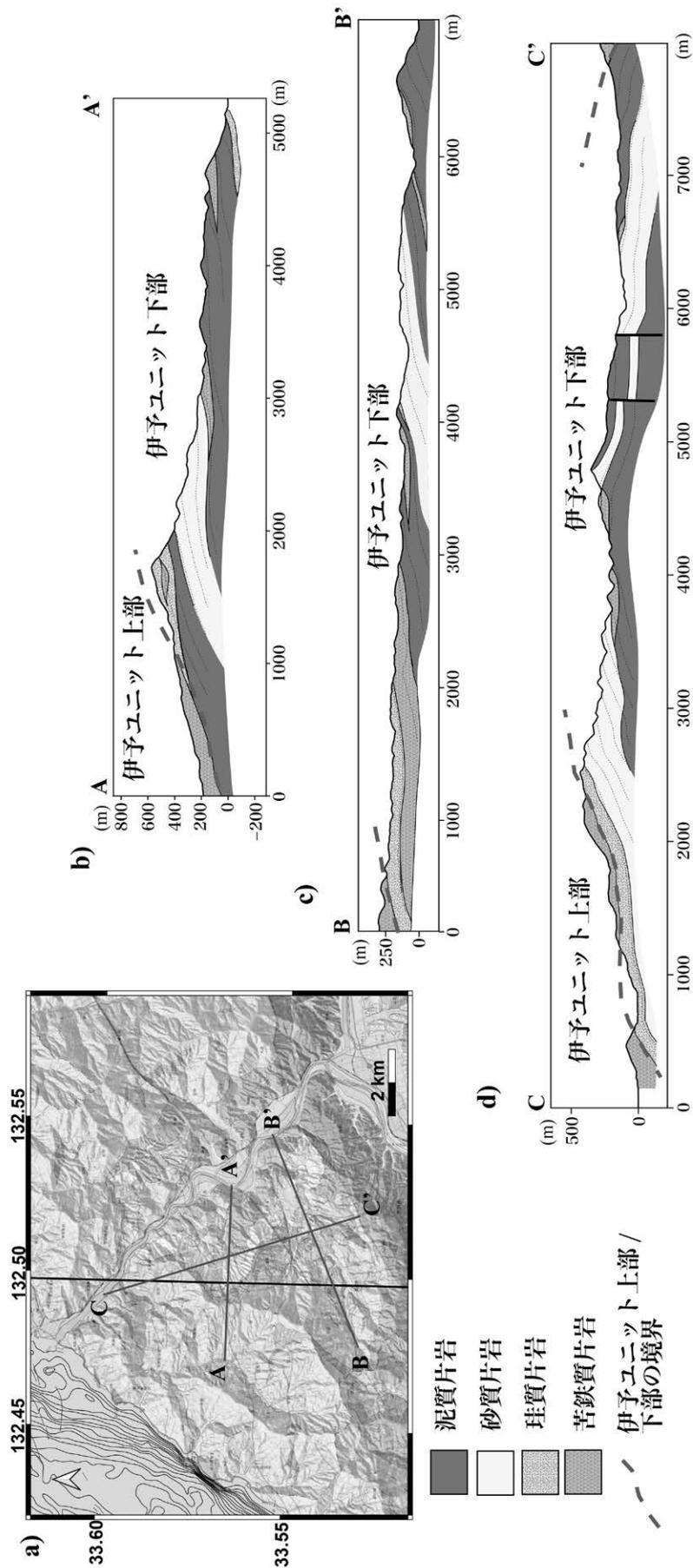
で切断される。断層より南では、最下位に砂質片岩、その上位に薄い苦鉄質片岩が挟まり、厚さ約 300 m の泥質片岩がさらにその上位に重なる。アンチフォーム北翼の見かけの厚さは約 600 m、南翼は約 400 m である。

日土周辺

日土周辺に分布する伊予ユニット下部と大洲周辺に分布する伊予ユニット下部の間には、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が分布する。日土付近の伊予ユニット下部は、泥質片岩が大部分を占め、分布面積は南側で広く、北へ向かうに従い急激に狭くなり消滅する。日土付近の伊予ユニット下部の見かけ下位の苦鉄質片岩は見かけ上位の苦鉄質片岩と連続しており、両者は同層準のものが主片理に平行な軸面を持つ褶曲 F_1 により折り返したものと解釈した。日土付近の地質構造は、想定される褶曲 F_1 の存在により複雑であるため、4 つの北西-南東及び東北東-西南西断面図(第 3.48 図 a の A-A' と B-B' の北西-南東断面、及び C-C' と D-D' の東北東-西南西断面)を作成した。2 つの北西-南東断面のうち、B-B' 断面(第 3.48

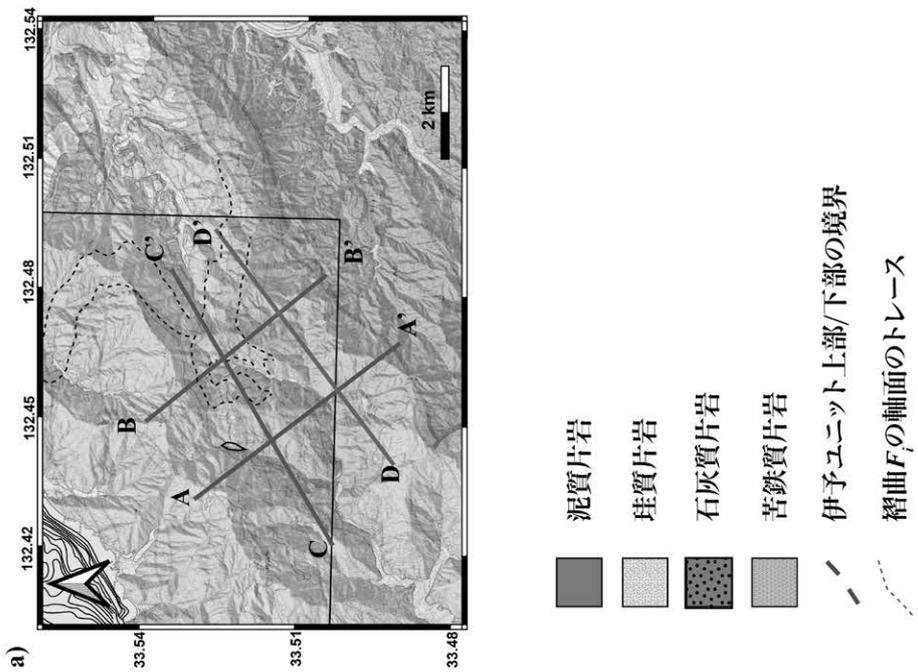
図 c) では、北側に閉じた褶曲 F_1 により折り返した伊予ユニット下部の泥質片岩が、南側に閉じた褶曲 F_1 により折り返す伊予ユニット上部の苦鉄質片岩の上位に位置する。一方、A-A' 断面では、苦鉄質片岩の折り返す地点が北西側にずれている(第 3.48 図 b, c)。従って、褶曲 F_1 の褶曲軸は西北-南東方向に近い走向を持つと解釈できる。東北東-西南西断面(第 3.48 図 d, e)でも、北東-南西断面と同様、褶曲 F_1 による伊予ユニット下部の泥質片岩と伊予ユニット上部の苦鉄質片岩の折り畳みが推定される。推定された褶曲 F_1 の褶曲軸の走向より、C-C' 断面(第 3.48 図 d)での折り返し位置が D-D' 断面(第 3.48 図 e)より西南西側に位置する。

日土周辺に分布する伊予ユニット下部の層厚は、この地域に存在する東北東-西南西走向の複アンチフォームの南翼で、約 650 m、北翼で約 550 m である。泥質片岩を主体とするが、厚さ数 10 m の石灰質片岩、珪質片岩を伴う。砂質片岩は、日土地域南東部の構造的上部に極小規模に分布する。



第 3.47 図 大洲周辺の伊予ユニット下部の断面図

(a) 断面図位置図. 縦の実線の西側が 5 万分の 1 地質図幅「大洲」の範囲. (b) 断面 B-B'. (c) 断面 A-A'. (d) 断面 C-C'. 点線は主片理 S₁ のトレース.



第 3.48 図 日土周辺の伊予ユニット下部の断面図

(a) 断面図位置図。縦の実線が 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」の範囲と重複する部分。(b) 断面 A-A'。(c) 断面 B-B'。(d) 断面 C-C'。(e) 断面 D-D'。(a) の実線は転倒アンチフォーム (F₁) 軸面と地表面の交線のトレース。(a) の破線は転倒シンフォーム軸面 (F₂) と地表面の交線のトレース。(b)-(e) の細点線は主片理 S₁ のトレース。(b)-(e) の太点線は伊予ユニット下部と上部の境界。ム及びシンフォームの軸面のトレース。太点線は伊予ユニット下部と上部の境界。

3.5.2 伊予ユニット上部

伊予ユニット上部は、主に苦鉄質片岩からなり、少量の変成斑れい岩、珪質片岩、泥質片岩を伴う。変成斑れい岩は、伊予ユニット上部の見かけ上部に多く認められ、珪質片岩は見かけ下部に多く認められる。伊予ユニット上部では、泥質片岩の産出が限られるが、その鉱物組合せから判断すると、伊予ユニット上部も下部と同様に緑泥石帯に属すると推定される。

伊予ユニット上部は、本地域の三波川コンプレックスの中で、最大の分布面積を示す。本地域における伊予ユニット上部は、東部の大洲市伊予長浜町から伊方町へかけ連続的に分布する。伊予ユニット上部には、東北東-西南西ないし東-西の軸を持つ複アンチフォーム・シンフォームが発達する(第3.1図)。大洲市西峰から八幡浜市日土町へ連続する東北東-西南西のアンチフォームより北では北傾斜、南では南傾斜の主片理が発達する。大洲市伊予長浜町斎藤山周辺では、苦鉄質片岩を主とする伊予ユニット上部が分布する(第3.49図)。伊予ユニット上部の下位には、伊予ユニット下部の珪質片岩が分布する。伊予ユニット上部の下部には、珪質片岩が数層挟まり、その見かけ上部には、変成斑れい岩が挟まる。伊予灘から大洲市伊予長浜町斎藤山を通り、肱川支流の大和川へ至る北西-南北断面(第3.50図a, b)では、主に苦鉄質片岩が分布し、斎藤山南斜面と山頂付近に厚さ50 m未満の珪質片岩と泥質片岩の層状岩体を挟む。斎藤山から伊予灘に至る北斜面では、主片理が北傾斜の苦鉄質片岩が分布し、伊予灘に面する海岸沿いに厚さ50 m未満の変成斑れい岩のレンズ状岩体が挟まる。この付近での伊予ユニット上部の層厚は、1,400 mに及ぶ。

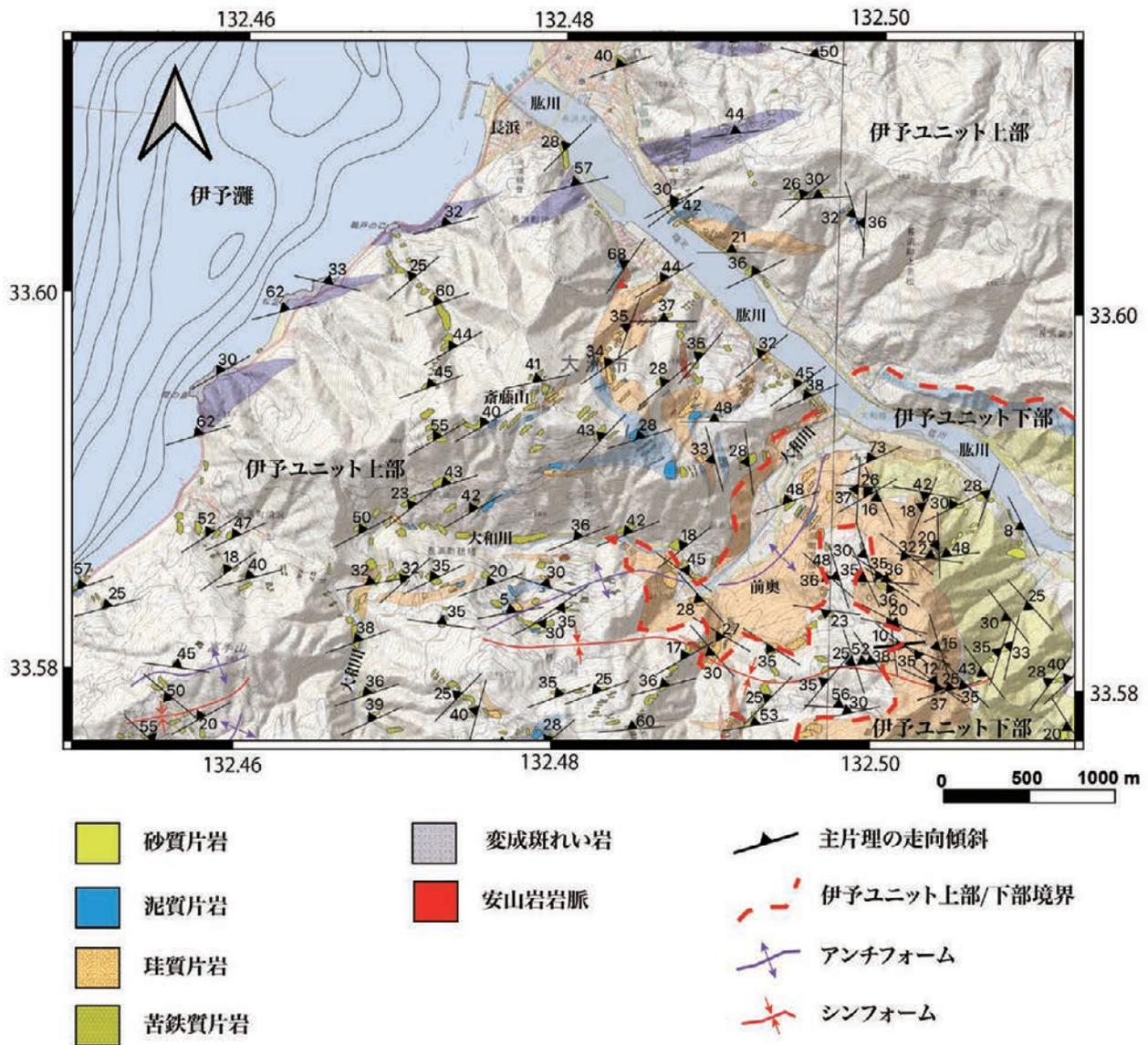
伊予灘沿岸の長浜町櫛生から、張木山を経て大洲市西峰に至る北西-南東断面では、南方の西峰から稜線やや北側のほぼ東西走向のシンフォーム軸部に向けて、順次、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩、伊予ユニット下部の泥質片岩、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が分布する(第3.50図c)。大和川と西峰の間の稜線の南斜面に分布する苦鉄質片岩の見かけの層厚約800 mであるが、この南斜面の中間地点に南へ閉じた褶曲 F_1 の軸面が存在するため、褶曲による折り畳みを除くと、苦鉄質片岩の実際の厚さは半分の約400 mと推定される。この折りたたまれた苦鉄質片岩の上位には、北に閉じた褶曲 F_1 で折りたたまれた伊予ユニット下部の泥質片岩が重なる。その層厚は、50 m程度である。さらに、その上位には、上部ユニットの苦鉄質片岩が再び重なる。ここに分布する苦鉄質片岩は、北に閉じた褶曲 F_1 の上盤側の翼に相当し、層厚は約200 mである。大和川付近を通るシンフォーム軸部付近には、厚さ50 m程の珪質片岩が分布する。その北には、北に閉じた褶曲 F_1 の軸面が通ることが予想される。これより北では、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が伊予灘沿岸まで連続する。断面図において、褶曲 F_1 軸面より

折り返された薄い伊予ユニット下部の泥質片岩を除いた伊予ユニット上部の層厚を見積もると、およそ900 mが推定される。

伊予灘沿岸の長浜町出海から浄心山を経て、八幡浜市日土町野地に至る北西-南東断面(第3.50図d)では、見かけ下位から上位へ、南に閉じた褶曲 F_1 で折り畳まれた伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が厚さ約400 mで分布する。この付近の苦鉄質片岩は、大洲から西南西-東南東走向のアンチフォーム軸部付近に当たり、主片理の傾斜は緩い。伊予ユニット上部の厚い苦鉄質片岩の下底から約400 mの位置に、北に閉じた褶曲 F_1 の軸面が存在する。この付近には、北に閉じた褶曲 F_1 で折り返された伊予ユニット下部の泥質片岩が分布する。断面図上での泥質片岩の厚さは、100 m程度である。この泥質片岩の上位には、再び伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が重なる。前出の伊予ユニット下部の泥質片岩を核とした褶曲 F_1 の軸面から浄心山北斜面中腹のほぼ東西走向のシンフォーム軸部付近まで、厚さ約750 mの苦鉄質片岩が重なる。先のシンフォーム軸部にこの断面線上の最上部の地層が露出している。最上部には、浄心山北斜面において厚さ約50 mの変成斑れい岩が分布する。シンフォームより北の長浜町出海の伊予灘海岸線に至る部分は、再び変成斑れい岩より下位の苦鉄質片岩が露出する。その見かけの層厚は約350 mである。

保内町磯崎の伊予灘海岸線から銅が鳴を経て、日土町に至る北北西-南南東断面(第3.50図e)では、日土町川辻付近の伊予ユニット下部の泥質片岩の上位に、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が重なる。銅が鳴山頂近くの南斜面には、厚さ50 m程の珪質片岩が挟まる。この珪質片岩までは、途中に10 m未満の薄い泥質片岩を挟む以外は、苦鉄質片岩が分布しており、その層厚は約600 mに及ぶ。銅が鳴山頂付近には一対のアンチフォーム・シンフォームが存在し、主片理の傾斜は緩やかである。銅が鳴山頂付近の苦鉄質片岩を取り巻くように前述の珪質片岩が分布しており、断面図でも、南斜面に露出する珪質片岩が北斜面に連続する。この珪質片岩より上位の苦鉄質片岩は、層厚約150 mである。

保内町喜木津の伊予灘海岸線から保内町宮内に至る北北西-南南東断面(第3.50図f)に広く見られる伊予ユニット上部の苦鉄質片岩は、南部の見かけ下部の層準に珪質片岩を、また北部の見かけ上部の層準に変成斑れい岩を挟有する。宮内付近に分布する3層の珪質片岩のうち北側の2層は、褶曲 F_1 による折り返しであり、同一層準の珪質片岩であると判断した。北側に分布する珪質片岩は西側にさらに連続し、褶曲 F_1 により折りたたまれて分岐していることが地表踏査から確認できた。先の断面図(第3.50図f)における珪質片岩の層厚は約150 mと推定される。珪質片岩の上位には、主片理が北に傾斜した苦鉄質片岩が連続し、北限の伊予灘までの範囲で層厚約

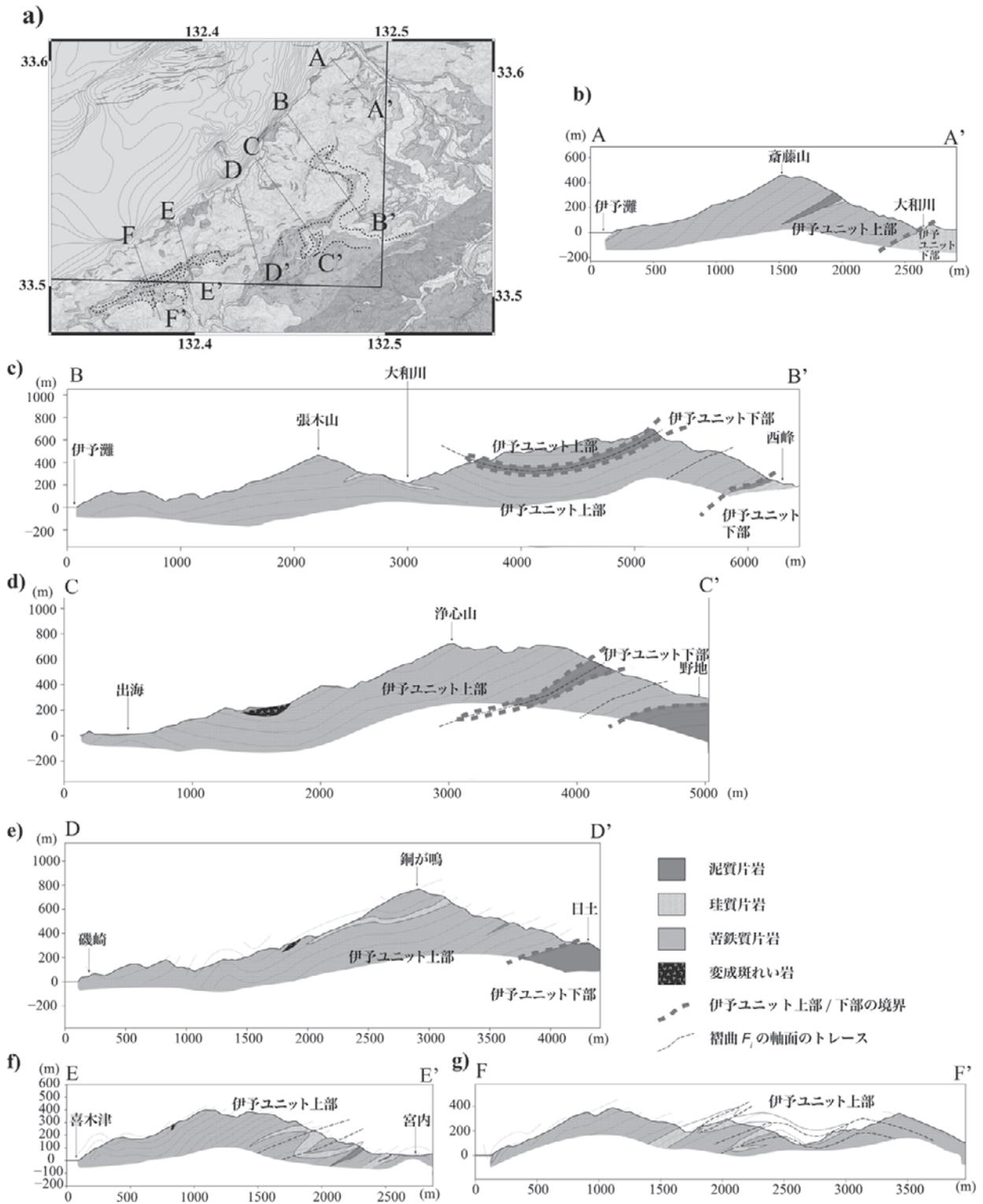


第 3.49 図 斎藤山周辺の伊予ユニット上部のルートマップ

薄紫色、薄橙色、薄水色、薄黄色、薄赤色は、それぞれ変成斑れい岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩、安山岩岩脈の分布域を示す。なお、苦鉄質片岩の分布域は塗色していない。

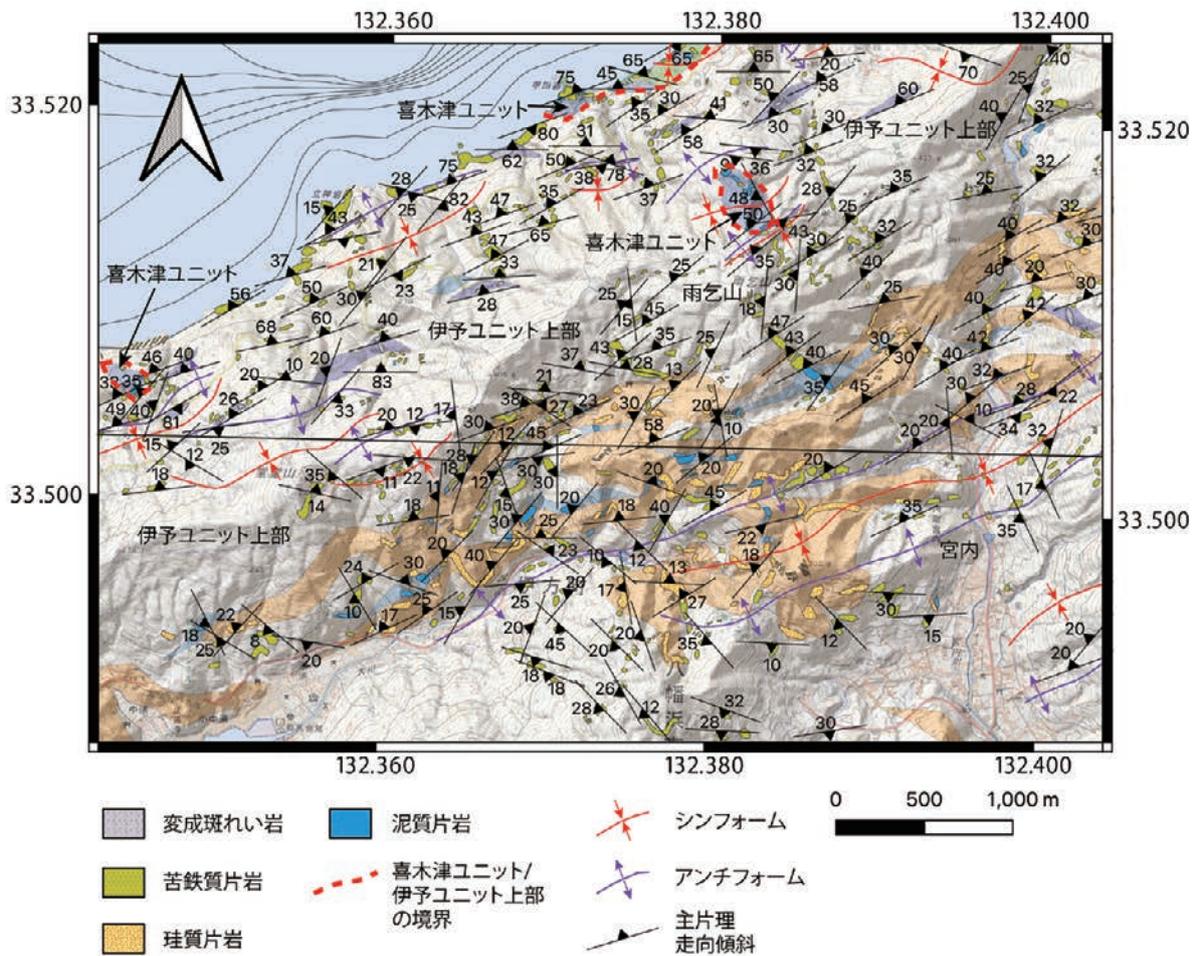
1,000 m に及ぶ。前述したように、珪質片岩から上位 900 m の位置には厚さ数 10 m の変成斑れい岩の小規模なレンズ状岩体が分布する。この断面での伊予ユニット上部の層厚は、褶曲 F_1 による折り返しを除くと、約 1,650 m である。保内町早広西方の伊予灘沿岸から、雨乞山西方の稜線を越えて、「八幡浜」地域の大川とその南方に位置する小高い山の南斜面に至る北北西-南南東の断面(第 3.50 図 g) 沿いに分布する伊予ユニット上部の苦鉄質片岩中には、南部にあたる見かけ下部に珪質片岩が比較的頻繁に産し、北部にあたる見かけ上部に変成斑れい岩が小規模に分布する。本地域と南隣の「八幡浜」地域にかけて分布する珪質片岩(第 3.51 図)の分布は、大局的には

東北東-西南西走向の複アンチフォームに規制されて緩やかに南及び北に傾斜する。また、この珪質片岩は、南隣の「八幡浜」地域において、ほぼ水平な軸面を持ち南に閉じたタイトないし等斜褶曲 F_1 により折りたたまれ、南方及び南西方向へは連続しない(第 3.50 図 g, 第 3.51 図)。この付近に分布する珪質片岩は、より東方の銅が鳴山頂付近から連続している。銅が鳴山頂付近では、珪質片岩の厚さは約 50 m であるが、伊方町-保内町では、見かけの層厚が最大 300 m に達する。さらに、露頭規模での小規模な褶曲 F_1 が頻繁に観察される(第 3.52 図)。露頭で観察される褶曲 F_1 に伴い形成されたより波長の長い褶曲 F_1 による珪質片岩の折り畳みがあると判断した。珪



第 3.50 図 伊子ユニット上部の断面図

(a) 断面図位置図。実線枠の内側が「伊子長浜」地域。太実線は転倒シンフォーム (F_1) を、太破線は転倒アンチフォーム (F_1') を表す。(b) A-A' 断面。(c) B-B' 断面。(d) C-C' 断面。(e) D-D' 断面。(f) E-E' 断面。(g) F-F' 断面。(b) - (f) の細点線は主片理 S_1 のトレース、点線は転倒シンフォームアンチフォーム (F_1) の軸面のトレースを表す。



第 3.51 図 雨乞山周辺の伊予ユニット上部のルートマップ

実線は 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」と「八幡浜」の境界。赤い太破線の内側は、喜木津ユニットの分布域をしめす。薄紫色、薄橙色、薄水色、薄緑色は、それぞれ変成斑れい岩、珪質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩の分布域を示す。なお、伊予ユニットの苦鉄質片岩の分布域は塗色していない。



第 3.52 図 伊予ユニット上部の赤色珪質片岩の褶曲 F_1
 F_1 : 褶曲 F_1 ; S_1 : 主片理; S_{1f} : 主片理より前に形成された片理。保内町雨乞山南約 1.2 km (八幡浜図幅内)。ハンマーの柄の長さは約 30 cm。

質片岩のマップスケールでの東北東-西南西走向方向での珪質片岩の枝分かれ、及び保内町での南方への珪質片岩の分布が延長しないことを合理的に説明できる位置に、褶曲 F_i として一対の転倒アンチフォームと転倒シンフォームの存在を推定した。これら転倒アンチフォームと転倒シンフォームは前述の宮内川付近に想定される褶曲 F_i の転倒アンチフォームと転倒シンフォームに連続する。伊方町—保内町の珪質片岩の褶曲 F_i による珪質片岩の折り畳みを考慮した断面図(第3.50図g)沿いの伊予ユニット上部の層厚は、約700mである。

3.5.3 変成斑れい岩

伊予ユニットの変成斑れい岩は、伊予ユニット上部の見かけ上部に厚さ最大数100m、走向方向への延長2km未満の小規模なレンズ状岩体として分布する。変成斑れい岩は、片状構造が発達するものの肉眼で径数mmの黒色の残晶角閃石と白色のソーシュライト化した斜長石が識別でき、斑れい岩と認識できる(第3.53図a)。原岩の斑れい岩に含まれていた斜長石は残存しておらず、白色のソーシュライトとなっているため、全体としては白色を呈する。また、白色の変成斑れい岩中に濃緑色～緑色の幅数10cmから数mの暗緑色の変成苦鉄質岩脈が貫入しているのが認められる(第3.53図b-d)。変成苦鉄質岩脈の原岩は、玄武岩ないしドレライトと考えられる。岩脈と変成斑れい岩の接触部は明瞭であり、斑れい岩側には急冷周辺相は観察されない。主片理は斑れい岩と岩脈の境界をまたいで発達しており、岩脈の斑れい岩への貫入は片理形成前だったと判断される(第3.53図c, d)。岩脈は膨縮し、主片理と平行な方向へ引き延ばされている(第3.53図c)。粗粒優白色の変成斑れい岩に貫入する優黒色のドレライトの中には、先端が途中で止まっているものや、枝分かれしているように見えるものも存在する(第3.53図e)。変成斑れい岩と伊予ユニットの層状構造をもつ苦鉄質片岩が接する場所では、両者の境界は変成斑れい岩に発達する主片理及び苦鉄質片岩の層状構造と平行に発達する主片理のどちらとも平行である(第3.54図)。

変成斑れい岩の鉱物組合せは、緑れん石+アクチノ閃石が卓越し、一部に、緑れん石+ナトリウム角閃石、パンペリー石+緑れん石+アクチノ閃石の組合せも認められる。変成斑れい岩には残晶角閃石が含まれる。

岩石記載

斑れい岩マイロナイト(第3.55図a-d, 大洲市長浜町 脇川河口から南東へ約670mの脇川左岸, iyn-59)

変成斑れい岩は、主片理が発達し、剪断変形により原岩に含まれていた角閃石(残晶角閃石)及び斜長石(ソーシュライト化)が細粒化した斑れい岩マイロナイトとなっている。残晶角閃石(マグネシオヘスティング閃石, エデン閃

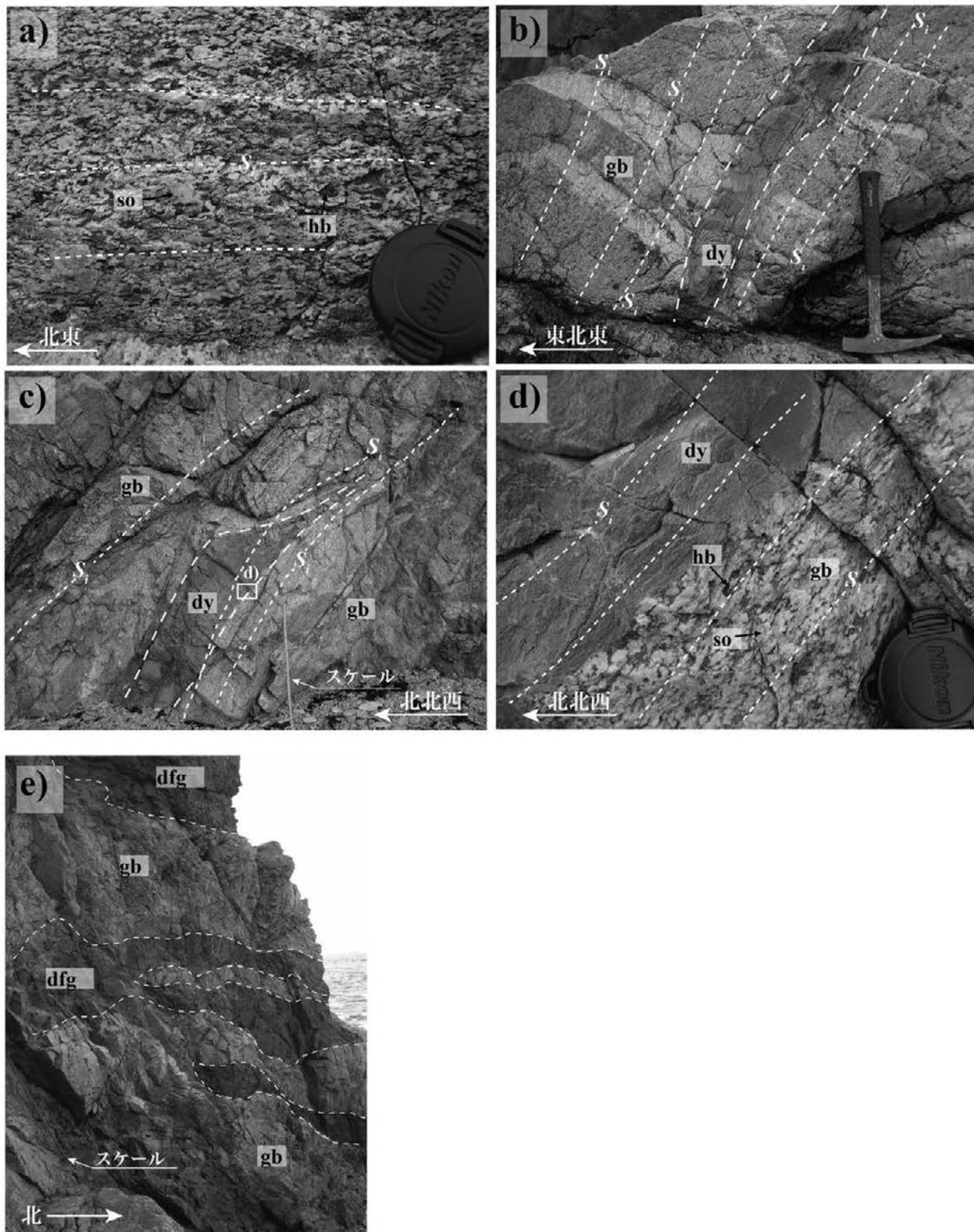
石, マグネシオフェリホルンブレンド, アクチノ閃石), クリノゾイサイト, アルバイト, アクチノ閃石, 緑泥石からなり、少量のフェリウインチ閃石, マグネシオヘスティング閃石～マグネシオフェリホルンブレンド, チタン石, 炭酸塩鉱物, 不透明鉱物を含む。残晶角閃石は、径1mm程度のポーフィロクラストとして存在する。残晶角閃石は、褐色、緑褐色及び淡緑褐色のZ軸色を示す。残晶角閃石には、パッチ状に褐色～緑褐色の軸色を有し、パッチ状の褐色～緑褐色軸色部のリムや割れ目、ポーフィロクラストリムで淡緑色のZ軸色を有するものも存在する。残晶角閃石は、マグネシオヘスティング閃石, エデン閃石, マグネシオフェリホルンブレンド, アクチノ閃石の幅広い組成範囲に及ぶ(詳細は鉱物化学組成を参照)。残晶角閃石は、周囲及び割れ目に沿って、アクチノ閃石及び緑泥石に置換される。淡緑色～無色の多色性を示すアクチノ閃石の針状結晶は、緑泥石と共に形態定向配列をなし、主片理を構成している。残晶角閃石ポーフィロクラストのリムには、青緑色～淡青色の多色性を示すマグネシオホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～フェリウインチ閃石～アクチノ閃石が生じている。マグネシオホルンブレンド/マグネシオフェリホルンブレンド～フェリウインチ閃石～アクチノ閃石を被覆成長した淡緑色～無色のアクチノ閃石も認められる。2つの残晶角閃石ポーフィロクラストの間のプレッシャーシャドウには、アルバイトと共に、針状のアクチノ閃石のシグモイド状の配列が認められる。クリノゾイサイトは、極細粒結晶の集合体として産する。少量の白色雲母とアルバイトを伴い、もともと斜長石だった部分がソーシュライト化した部分と推定できる。クリノゾイサイトの極細粒結晶の集合体からなる領域は、主片理と平行な方向に伸びた形態をなしている。

アルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩(第3.55図e, f, 長浜町^{まつかさ}伊予灘海岸沿い, iyn-63)

変成斑れい岩に貫入する岩脈である。主片理が発達するアルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩となっている。アクチノ閃石, 残晶角閃石, 緑泥石, 緑れん石, アルバイトからなり、少量のチタン石, 不透明鉱物を含む。残晶角閃石は、褐色のZ軸色を示す。リムは、淡青緑色～淡緑色のアクチノ閃石に被覆成長される。アクチノ閃石は、針状結晶で緑泥石と共に主片理を構成する。緑れん石は細粒結晶として産するものと数10 μ mの粒状結晶として産する場合がある。アルバイトは、緑れん石, アクチノ閃石, 緑泥石と共に、細粒マトリックスを構成している。

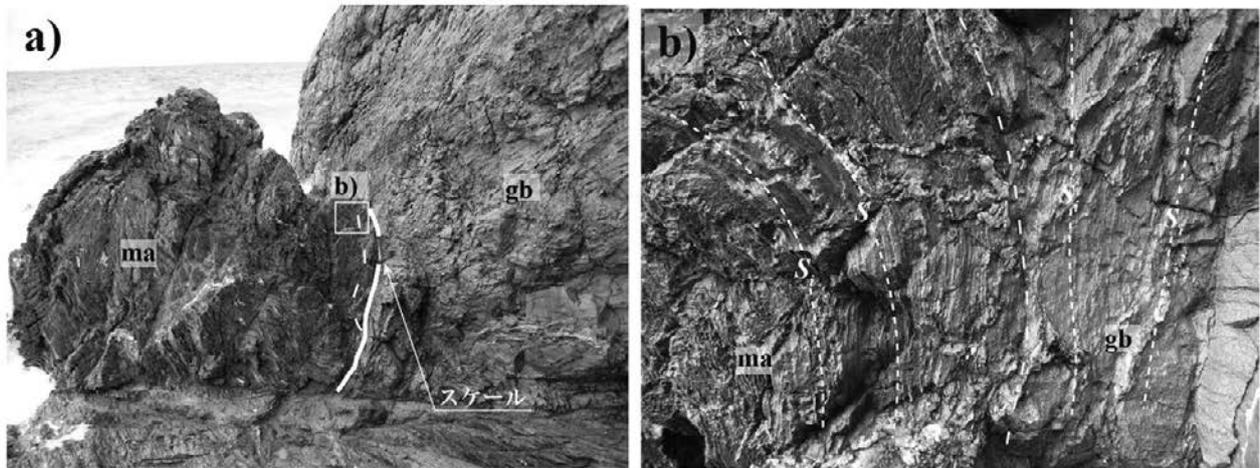
鉱物化学組成

変成斑れい岩中の構成鉱物について、EPMAによる化学分析を行った。単斜角閃石はZ軸色を基にして、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石と、青緑色及び無色角閃石に分けて、化学組成をプロットした。変成斑れい岩中のポー



第 3.53 図 伊予ユニット変成斑れい岩の露頭写真

(a) 変成斑れい岩. 長浜町松笠の東北東約 350 m. (b) 変成斑れい岩とこれに貫入する玄武岩岩脈 (現在は苦鉄質片岩). 破線は変成斑れい岩と玄武岩岩脈の境界. 長浜町鶴戸の口. (c) 変成斑れい岩に貫入する玄武岩岩脈 (苦鉄質片岩) と貫入面に斜交して発達する主片理. 四角は貫入面のクローズアップ (d) の場所. 長浜町松笠. (d) 変成斑れい岩に貫入する玄武岩岩脈 (苦鉄質片岩) のクローズアップ. (e) 変成斑れい岩中の不規則な形態をした優黒質細粒斑れい岩岩脈. dy: 玄武岩岩脈 (苦鉄質片岩); dfg: 優黒質細粒斑れい岩岩脈 (苦鉄質片岩); gb: 変成斑れい岩; hb: 残晶角閃石; S_1 : 主片理; so: ソーシユライト化斜長石. 長尺の長さは 1 m.



第 3.54 図 伊予ユニット変成斑れい岩と苦鉄質片岩の接触部の露頭写真

(a) 変成斑れい岩と層状構造を持つ苦鉄質片岩の接触部。白四角の領域は (b) クローズアップ部分。(b) 変成斑れい岩と層状構造を持つ苦鉄質片岩の接触部のクローズアップ。gb: 変成斑れい岩; ma: 層状構造を持つ苦鉄質片岩; S_1 : 主片理。破線は変成斑れい岩と苦鉄質片岩の境界。間隔の短い破線は主片理 S_1 のトレース。太い実線は断層。長浜町犀の鼻の南約 230 m。

フィロクラストをなす残晶角閃石は、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石にほぼ相当する。一方、残晶角閃石以外の角閃石は、残晶角閃石周囲の青緑色及び無色の角閃石、及びマトリックスに生じた無色の針状角閃石である。青緑色角閃石及び無色の角閃石は、マグネシオホルンブレンド/マグネシオフィリホルンブレンド～アクチノ閃石(第 3.56 図)であり、一部にフェリウインチ閃石も出現する(第 3.57 図)。残晶角閃石を被覆して成長した単斜角閃石の場合、より早期に成長した角閃石はフェリウインチ閃石～マグネシオホルンブレンド/マグネシオフィリホルンブレンドの組成を有し、より後期に成長した角閃石はアクチノ閃石の組成を有する。角閃石の構造式($O = 23$)で、Si が 7.5 以上の組成の角閃石をトレモラ閃石-鉄アクチノ閃石(Act)、藍閃石-鉄藍閃石(Gl)、リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石(Rieb)の三角図にプロットすると、フェリウインチ閃石及びアクチノ閃石は、藍閃石-鉄藍閃石成分を最大 17 mol% 含む(第 3.58 図)。

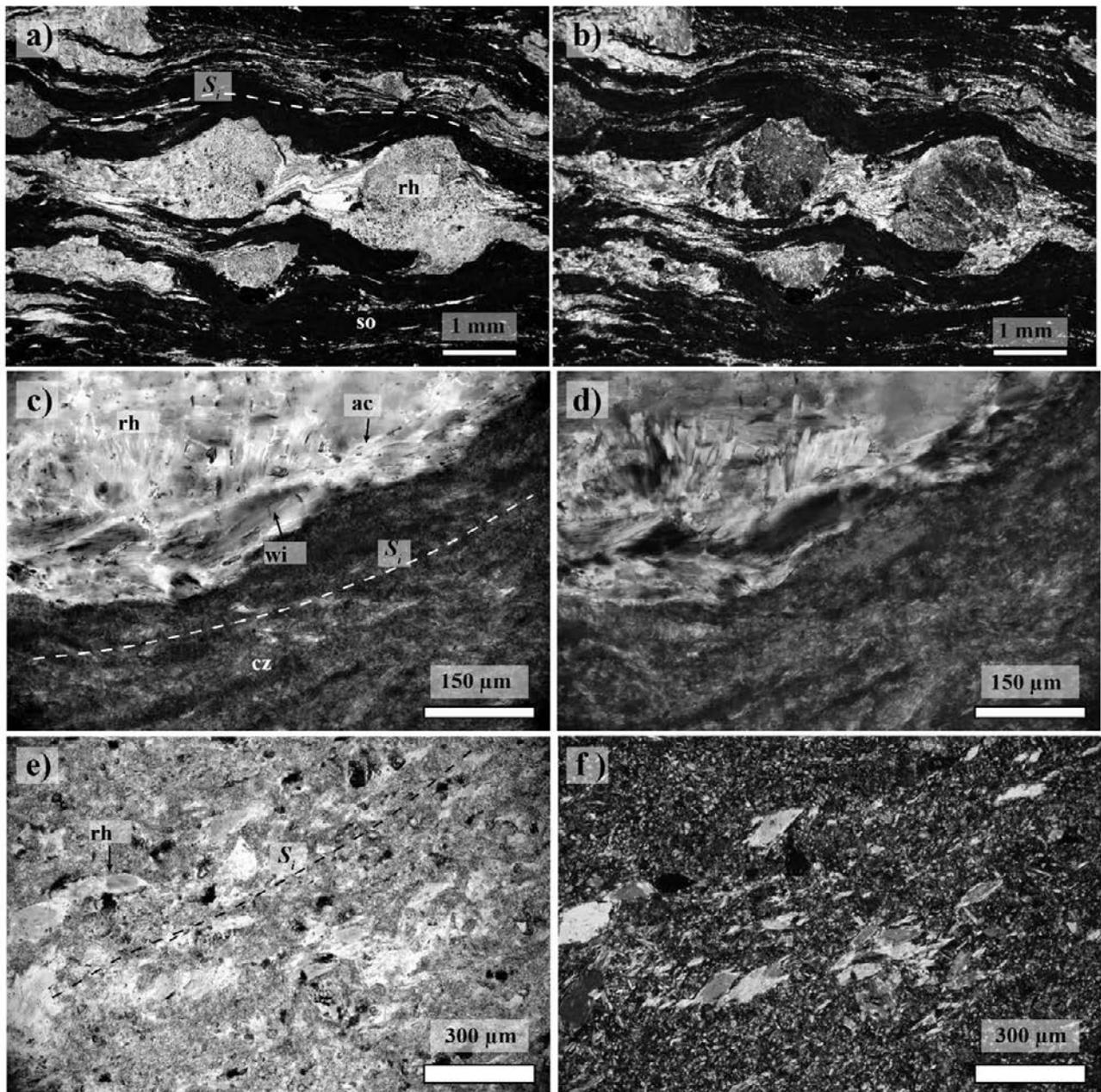
一方、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石は、マグネシオヘスティング閃石～エデン閃石～マグネシオフィリホルンブレンド～アクチノ閃石の幅広い組成を示す(第 3.59 図)。残晶角閃石のコアでマグネシオヘスティング閃石～エデン閃石であり、マントル部のマグネシオフィリホルンブレンドを経て、リムはマグネシオフィリホルンブレンド～アクチノ閃石の組成を有する。角閃石構造式の A サイトの陽イオン数が 0.5 未満のカルシウム角閃石を比較した場合、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石は、青緑色及び無色角閃石に比べ同一 Si で高い X_{Mg} の値を示す(第 3.56 図)。A サイトの陽イオン数が 0.5 未満の角閃石の B サイトの Na と Si のプロット(第 3.57 図)では、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石は、アクチノ閃石、マグネシオフィ

リホルンブレンドの組成領域にプロットされ、青緑色角閃石に比べプロットされる組成領域が狭い。Si が 7.5 以上の組成の角閃石をトレモラ閃石-鉄アクチノ閃石(Act)、藍閃石-鉄藍閃石(Gl)、リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石(Rieb)の三角図(第 3.58 図)にプロットすると、褐色、緑褐色及び淡緑色角閃石は、アクチノ閃石端成分からリーベック閃石-マグネシオリーベック閃石成分を最大 18 mol% 含む。この組成トレンドは、青緑色及び無色角閃石がより藍閃石-鉄藍閃石成分を固溶する組成トレンドをなすのと対照的である。

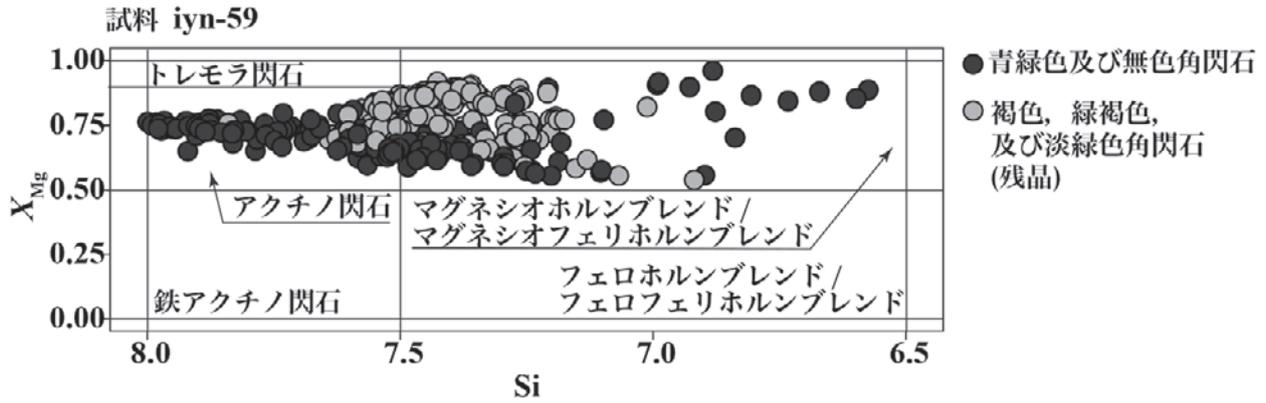
3.5.4 苦鉄質片岩

「伊予長浜」地域の伊予ユニットの大部分は苦鉄質片岩から構成される。その岩相は、構成鉱物の粒度と種類の違いによる層状構造の発達程度、片理の発達程度、枕状溶岩など原岩構造が認められるかどうか、褶曲構造など変形構造の発達程度、変成分化作用による変成鉱物脈の発達程度の違いによって多様である。本節では、最初に苦鉄質片岩と他の岩相との接触関係を述べ、その後、苦鉄質片岩の各岩相について述べる。

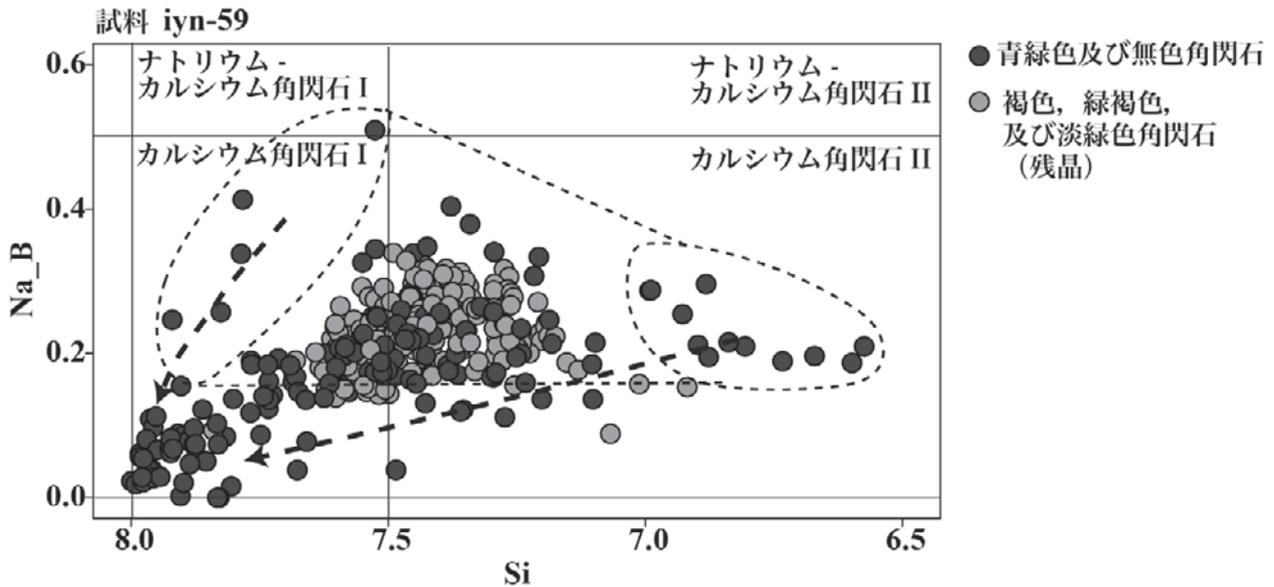
苦鉄質片岩と前出の変成斑れい岩との接触関係は、変成斑れい岩が多く分布する伊予ユニット上部の上部で観察される。両者の接触関係は、前節で述べた変成斑れい岩に貫入する苦鉄質岩脈(第 3.53 図 b-d)と、鉱物組成が異なる薄層が繰り返す苦鉄質片岩と主片理に平行な境界で変成斑れい岩が接する関係(第 3.54 図)が認められる。一方、苦鉄質片岩と珪質片岩の接触関係は、珪質片岩が比較的多く存在する伊予ユニット上部の下部で観察される。淡い赤紫色を呈する珪質片岩が、青緑色を呈する苦鉄質片岩の見かけ下位に分布する(第 3.60 図 a)。



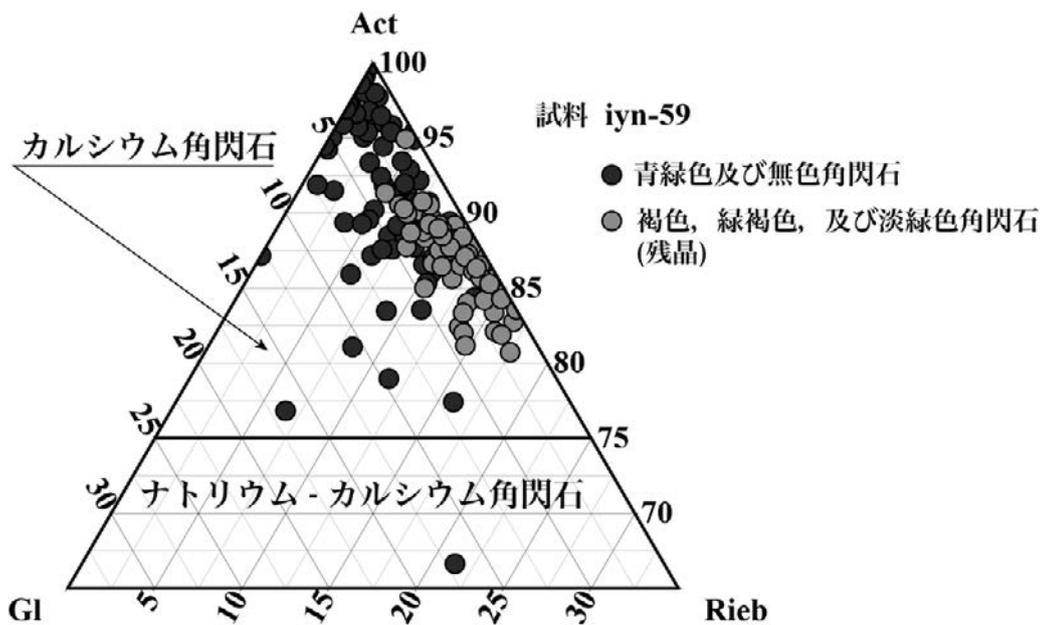
第 3.55 図 伊予ユニット変成斑れい岩とこれに貫入する玄武岩岩脈(苦鉄質片岩)の薄片写真
 (a)–(d) 変成斑れい岩 (iyn-59). 肱川河口から南東へ約 670 m の肱川左岸. (a) オープンニコール. (b) (a) のクロスニコール. (c) オープンニコール. 残晶角閃石ポーフィロクラストの縁部のクローズアップ. (d) (c) のクロスニコール. (e)–(f) 玄武岩岩脈(苦鉄質片岩) (iyn-63). 長浜町松笠. (e) オープンニコール. (f) (e) のクロスニコール. ac: アクチノ閃石; cz: 細粒クリノゾイサイト集合体; rh: 残晶角閃石; S_1 : 主片理; so: ソーシユライト化斜長石(細粒クリノゾイサイトの集合体とアルバイト); wi: フェリウインチ閃石.



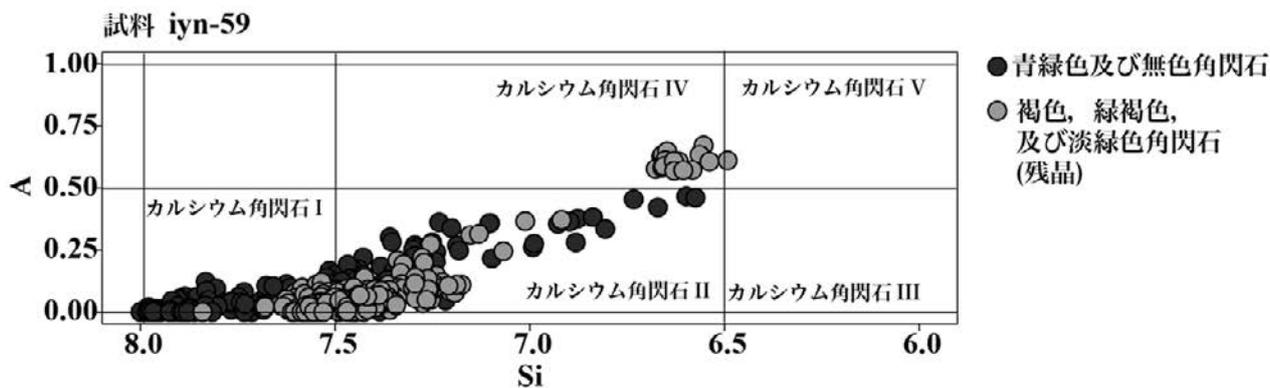
第 3.56 図 伊予ユニット変成斑れい岩中のカルシウム角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の組成
変成斑れい岩の試料番号は iyn-59. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; Si: 酸素数 23 で計算した角閃石構造式中の Si 量.



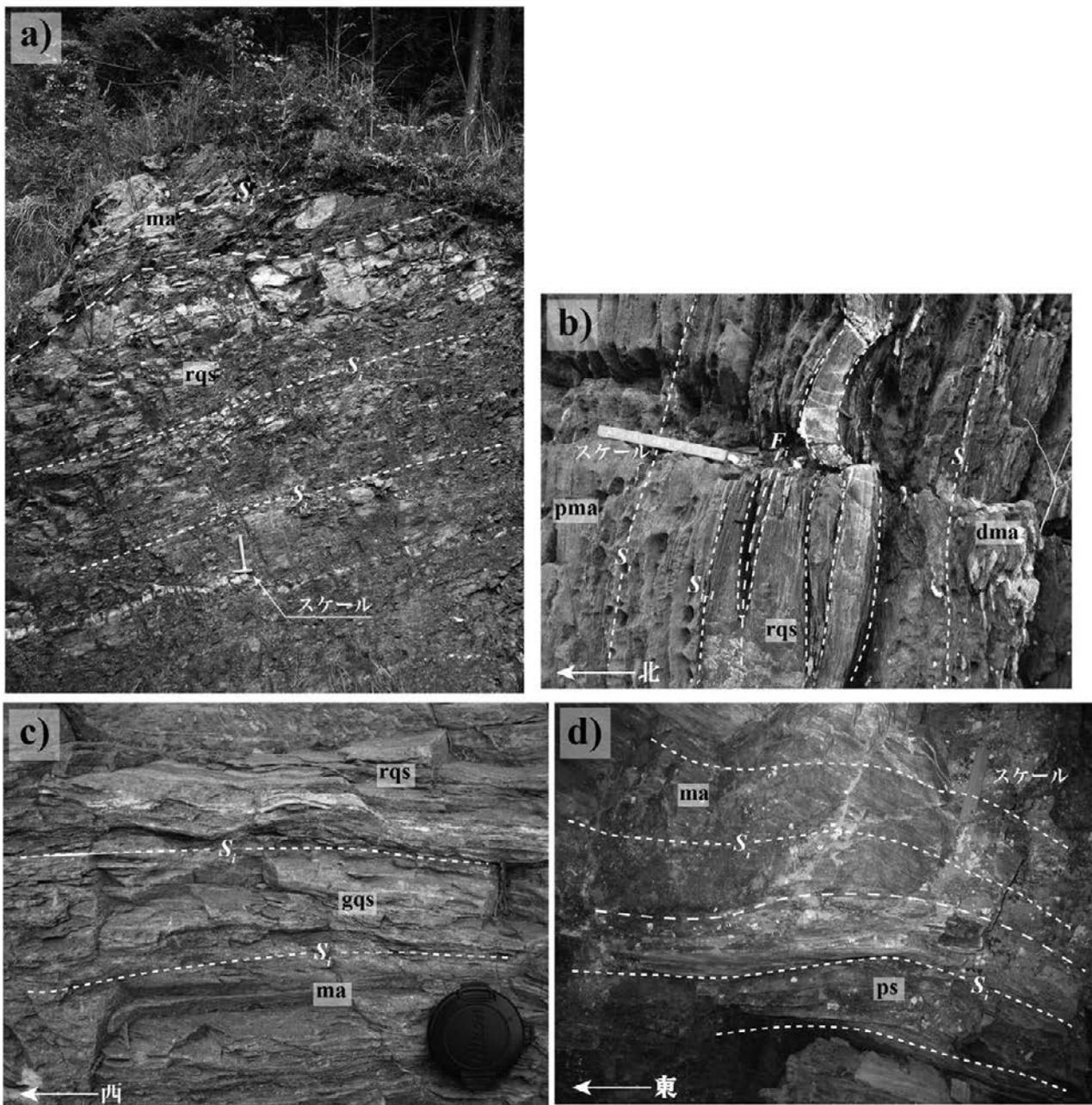
第 3.57 図 伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の Na_B と Si 組成
変成斑れい岩の試料番号は iyn-59. 横軸は, 酸素数 23 で計算した角閃石構造式中の Si 量, 縦軸は角閃石構造式中の B サイトにおける Na 量. 点線囲んだ範囲は, 青緑色及び無色角閃石の核部に近い部分の組成. 矢印は, 核部から縁部への組成トレンド図中のナトリウム-カルシウム角閃石 I は, ウィンチ閃石-フェリウィンチ閃石-フェロウィンチ閃石-フェロフェリウィンチ閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 II は, バロア閃石-フェリバロア閃石-フェロバロア閃石-フェロフェリバロア閃石, カルシウム角閃石 I は, トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石, カルシウム角閃石 II は, マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンドをそれぞれ指す.



第 3.58 図 伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石 ($Si > 7.5$ で A サイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図
 三角図の各頂点は、トレモラ閃石及びアクチノ閃石 (Act)-藍閃石及び鉄藍閃石 (Gl)-マグネシオリーベック閃石及びリーベック閃石 (Rieb)。変成斑れい岩の試料番号は iyn-59。図中のナトリウム-カルシウム角閃石は、ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石、カルシウム角閃石は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石をそれぞれ指す。



第 3.59 図 伊予ユニット変成斑れい岩中の角閃石の A サイト陽イオン数 (A) と Si 組成
 変成斑れい岩の試料番号は iyn-59。横軸は、酸素数 23 で計算した角閃石構造式中の Si 量、縦軸は角閃石構造式中の A サイトにおける陽イオン数。カルシウム角閃石 I は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石、カルシウム角閃石 II は、マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンド、カルシウム角閃石 III は、チェルマック閃石-フェリチェルマック閃石-フェロチェルマック閃石-フェロフェリチェルマック閃石、カルシウム角閃石 IV は、エデン閃石-フェロエデン閃石、カルシウム角閃石 V は、バーガス閃石-フェロバーガス閃石-ヘスティング閃石-マグネシオヘスティング閃石をそれぞれ指す。肱川河口から南東へ約 670 m の肱川左岸の変成斑れい岩中の角閃石。
 三角図の各頂点は、トレモラ閃石及びアクチノ閃石 (Act)-藍閃石及び鉄藍閃石 (Gl)-マグネシオリーベック閃石及びリーベック閃石 (Rieb)。変成斑れい岩の試料番号は iyn-59。図中のナトリウム-カルシウム角閃石は、ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石、カルシウム角閃石は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石をそれぞれ指す。



第 3.60 図 伊予ユニット苦鉄質片岩と他の岩相接触関係

(a) 青緑色苦鉄質片岩と赤紫色珪質片岩の接触関係。両岩相の境界は主片理平行。日土町銅が鳴南西約 440 m (b) 濃青緑色苦鉄質片岩と淡青緑色苦鉄質片岩の間に挟まる赤紫色珪質片岩の褶曲。保内町立神岩の南西約 430 m。 (c) 青緑色苦鉄質片岩と赤紫色苦鉄質片岩及び緑色珪質片岩の互層。長浜町斎藤山の南西約 1.3 km。 (d) 苦鉄質片岩と砂質片岩の主片理に平行な岩相境界。大洲市都梅の北東約 2.0 km (大洲図幅内)。 dma: 濃青緑色苦鉄質片岩; F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース; gqs: 緑色珪質片岩; ma: 青緑色苦鉄質片岩; pma: 淡青緑色苦鉄質片岩; ps: 砂質片岩; rqs: 赤紫色珪質片岩; S_l : 主片理; $S_{i,l}$: 主片理より前に形成された片理。折尺の長さは約 20 cm。

両者の境界は主片理と平行である。濃青緑色苦鉄質片岩と淡青緑色苦鉄質片岩の間に厚さ 10 cm の淡赤紫色珪質片岩が挟まり、主片理と軸面が平行な褶曲 F_i で折りたたまれた関係も観察される (第 3.60 図 b)。伊予ユニット上部の下部では、青緑色苦鉄質片岩が、赤紫色及び緑色の珪質片岩の薄層と互層する場合 (第 3.60 図 c) や緑

灰色～灰色～赤紫色の珪質片岩の薄層または銀灰色の珪質泥質片岩の薄層と数 cm の厚さで繰り返す場合がある。伊予ユニット下部では、苦鉄質片岩が主片理と平行な岩相境界で砂質片岩と直接接する関係も観察される (第 3.60 図 d)。

苦鉄質片岩のうち構成鉱物の量比の違いによる層状構

造があまり発達しない岩相は、変成斑れい岩の節で記載した岩脈(第3.53図)である。これ以外にも、ソーシュライト化した斜長石や残晶角閃石の粗粒な粒子を含む塊状淡緑色の苦鉄質片岩とソーシュライト化した斜長石や残晶角閃石の細粒な粒子を含む苦鉄質片岩とが互層するもの(第3.61図a)、斑れい岩を包有する淡緑色苦鉄質片岩(第3.61図b)、淡緑色～緑色で主片理に平行な緑れん石脈は発達するものの、それ以外の構成鉱物の粒度や量比の違いが認められないもの(第3.61図c)、伊予ユニット全体で産する淡緑色及び青緑色で縞状構造の発達が顕著でない苦鉄質片岩(第3.61図d, e)などがある。いずれも、片理は発達するものの、後述する構成鉱物の量比の違いによる色調の異なる層状構造が発達するものと比べると片理の発達は弱い。このような色調の異なる層状構造の発達が顕著でない苦鉄質片岩の原岩は、玄武岩溶岩、玄武岩もしくは細粒斑れい岩ないしドレライト岩脈と推定される。

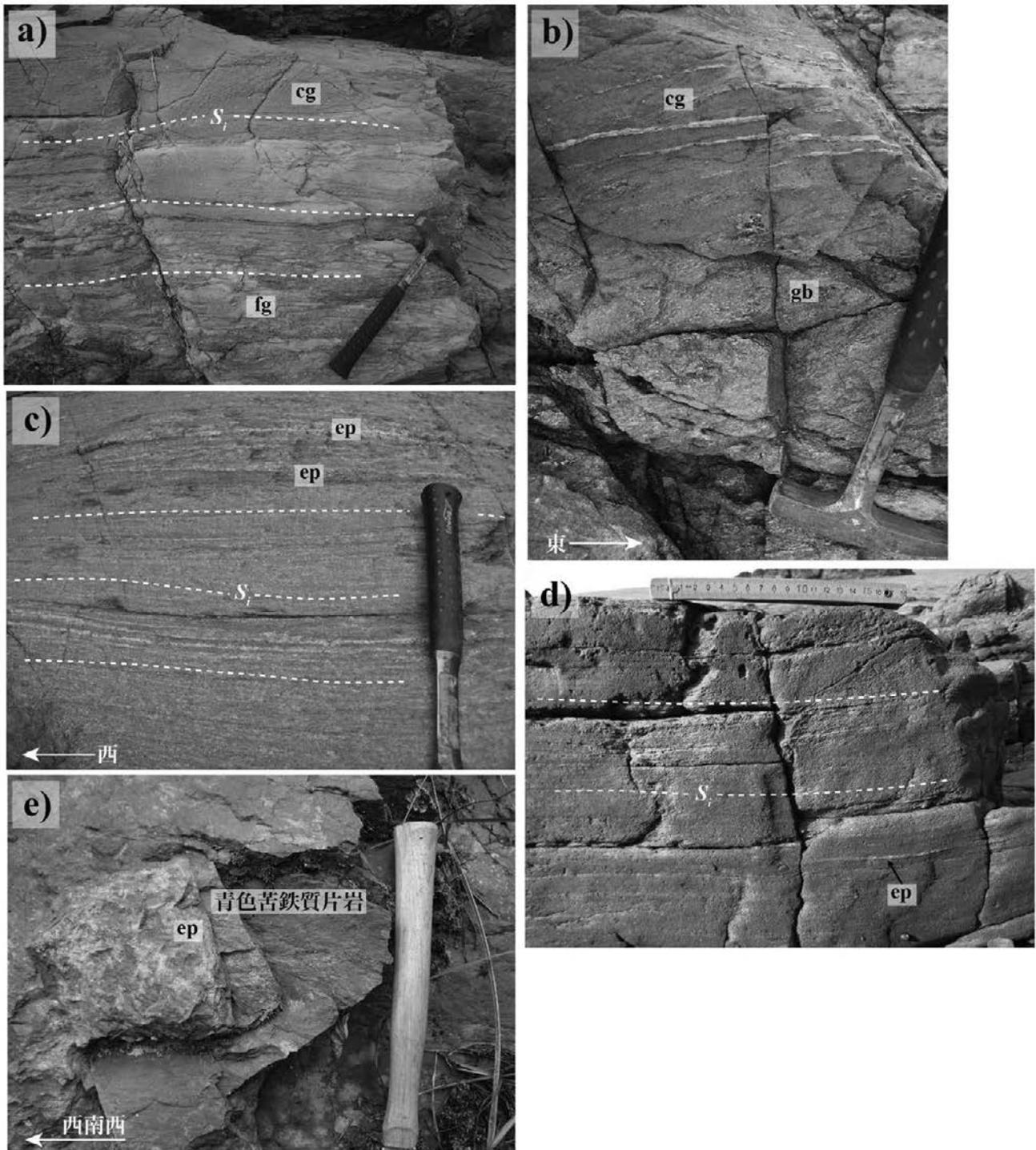
苦鉄質片岩のうち、枕状溶岩の組織が残存するものが産する場合がある。明瞭な枕状組織を持った苦鉄質片岩は、南隣の「八幡浜」地域の^{むろのはな}室ノ鼻で見ることが出来る(第3.62図a-d)。「八幡浜」地域を参照すると、室ノ鼻の枕状溶岩は、「伊予長浜」地域の伊予ユニット上部の中程の層準で、銅が鳴山頂から、保内町宮内を経て、伊方町へ連続する珪質片岩の直下の層準に相当する(第3.63図)。主片理に垂直で、角閃石の引き延ばし線構造に垂直な断面で見ると、淡緑色で相対的に塊状な枕(ピロー)の部分と、濃青緑色で相対的に片理の発達が顕著な枕と枕の間(インターピロー)からなる枕状溶岩の構造を識別できる(第3.62図a)。しかし、引き延ばし線構造に平行な方向から観察すると、枕状の構造が線構造方向の東西方向に著しく引き延ばされており、枕状溶岩と判断することは難しい(第3.62図b)。さらに、詳細に観察すると枕状構造を切って片理が発達し、石英レンズも形成されている(第3.62図c)。枕によっては、主片理に平行な軸面を持つ褶曲Fにより褶曲しているものも観察される(第3.62図d)。伊予ユニットの枕状溶岩は、主片理形成時の変形を強く受けているため、露頭状況が良くない限り、枕状構造を認識することは難しい。「伊予長浜」地域においても北部の海岸において、全体が暗青緑色の苦鉄質片岩の一部に枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩が見いだされる(第3.62図e)。主片理が特に強く発達するインターピロー部と相対的に主片理の発達が弱いピローが識別できる。枕状溶岩が識別できる苦鉄質片岩は、濃青緑色と白色で色調が異なる層状構造が発達する相対的に主片理の発達が強い苦鉄質片岩と接する。両者の境界は、両者に発達する主片理に平行である。両者を合わせた全体は、ピローブレッチャーを原岩とする苦鉄質片岩と推定される。「伊予長浜」地域の内陸部でも、淡緑色のピローを濃緑色のインターピローが取り囲む枕状溶岩を原

岩とすると推定される苦鉄質片岩が見いだされる(第3.62図f)。

伊予ユニットには、層状構造が発達する苦鉄質片岩も多く認められる(第3.64図)。層状構造は、構成鉱物の粒度の違い、及び構成鉱物種の量比による色調の違いとして認識される。具体的には、板状の緑泥石や針状のアクチノ閃石の結晶集合体からなる緑色～淡緑色の基質中に、相対的に濃色の濃緑色～黒色の有色鉱物(多くの場合は、残晶角閃石、残晶単斜輝石及びこれらを置換した緑泥石と不透明鉱物の集合体)の粒子や、相対的に淡色で、細粒緑れん石の集合体とアルバイトからなる淡黄緑色～白色のソーシュライト粒子が識別できる。濃緑色～黒色を呈する有色鉱物粒子と淡黄緑色～白色のソーシュライト粒子の量比と粒度の違いが層状構造を形成している場合がある。構成鉱物種の量比による層状構造の色調にはいくつかの種類がある。緑泥石及びアクチノ閃石が多い場合は緑色～淡緑色を呈し、青緑色角閃石が多い場合は青緑色～濃青緑色を呈する。ナトリウム角閃石が多い場合は青色～濃青色を呈する。アルバイトと緑れん石が多い場合は、淡緑色～淡黄緑色ないし白色を呈する。

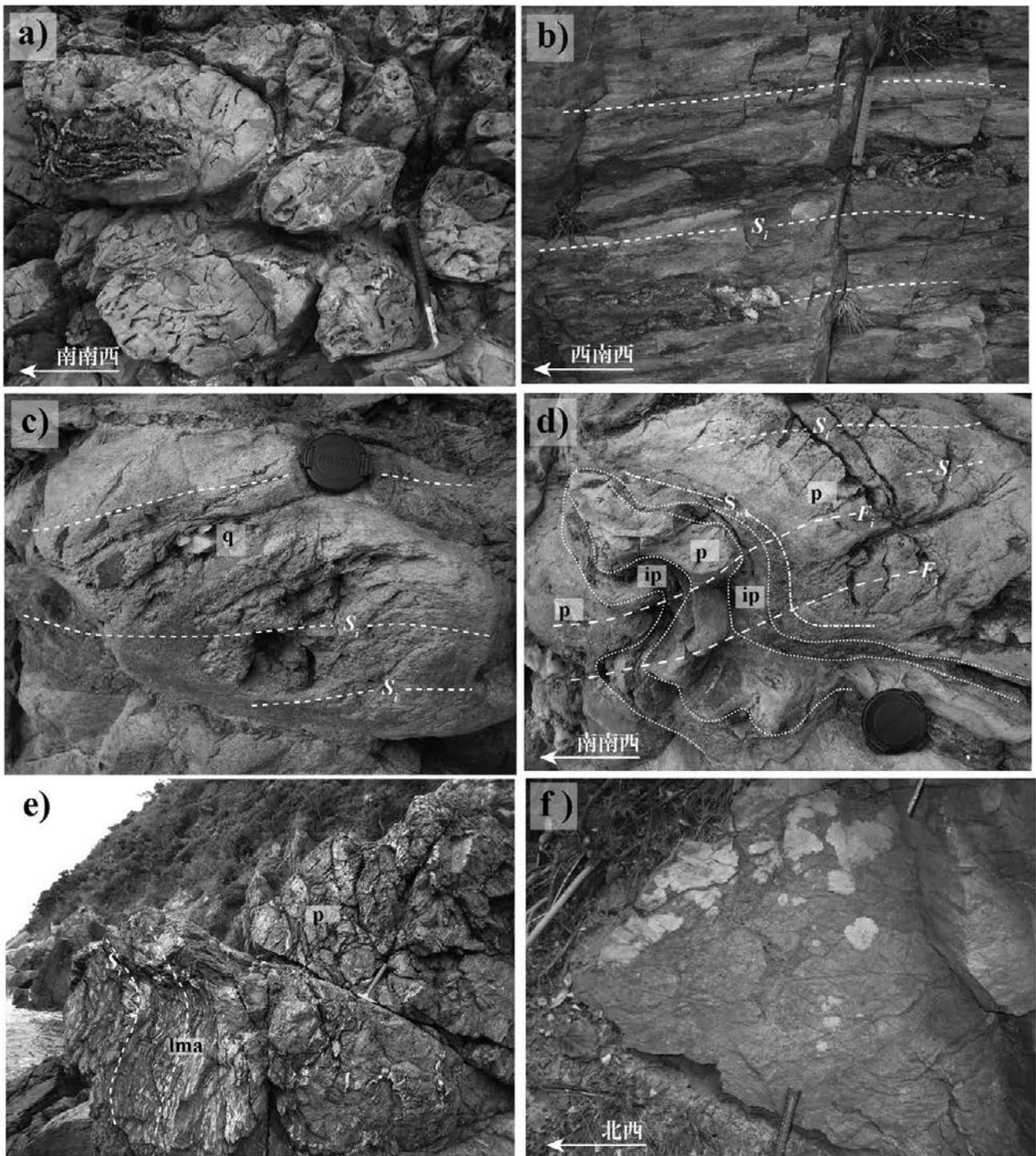
以下では、構成鉱物の粒度と鉱物量比の違いによる色調の違いによる層状構造を有する苦鉄質片岩の岩相を記載する。説明に用いた露頭写真との対応関係を明確にするため、本文と露頭写真に共通の苦鉄質片岩の略記号を付した。苦鉄質片岩を細粒と粗粒に二分し、細粒苦鉄質片岩の略記号をfma、粗粒苦鉄質片岩の略記号をcmaとした。色調は、濃緑色、濃青緑色、濃緑色～濃青緑色など濃色の場合はdを、淡緑色、淡黄緑色、淡緑色～淡黄緑色、白色など淡色の場合はpを、fmaもしくはcmaの前に付した。緑色、青緑色、緑色～青緑色の場合はfmaもしくはcmaの前に何も付していない。

構成鉱物の粒度の違いと量比の違いとして識別される層状構造には、粗粒な有色鉱物粒子とソーシュライト化粒子をほとんど含まない淡緑色細粒苦鉄質片岩中(pfma)に、少量な粗粒な有色鉱物粒子と多量の粗粒なソーシュライト化粒子を含む厚さ数10cmの層を挟む淡緑色粗粒苦鉄質片岩(pcma)が認められる(第3.64図a)。また、少量の粗粒な有色鉱物粒子と多量の粗粒ソーシュライト化粒子を含む厚さ1m以上の淡緑色粗粒苦鉄質片岩(pcma)中に主片理が発達し緑泥石を多く含む淡緑色細粒苦鉄質片岩と淡緑色粗粒苦鉄質片岩の互層(pfma/pcma)が挟まる場合がある(第3.64図b)。構成鉱物の粒度の違いと構成鉱物の量比及び色調の違いによる層状構造には、以下の様なものがある。少量の濃緑色～黒色の粗粒の有色鉱物粒子と比較的多くの淡緑色～白色の粗粒のソーシュライト粒子を含む緑色粗粒苦鉄質片岩(cma)と、ソーシュライト粒子や有色鉱物粒子を含まない青緑色細粒苦鉄質片岩(fma)が、厚さ数10cmでの繰り返し認められる(第3.64図c)。濃緑色細粒苦鉄質片岩



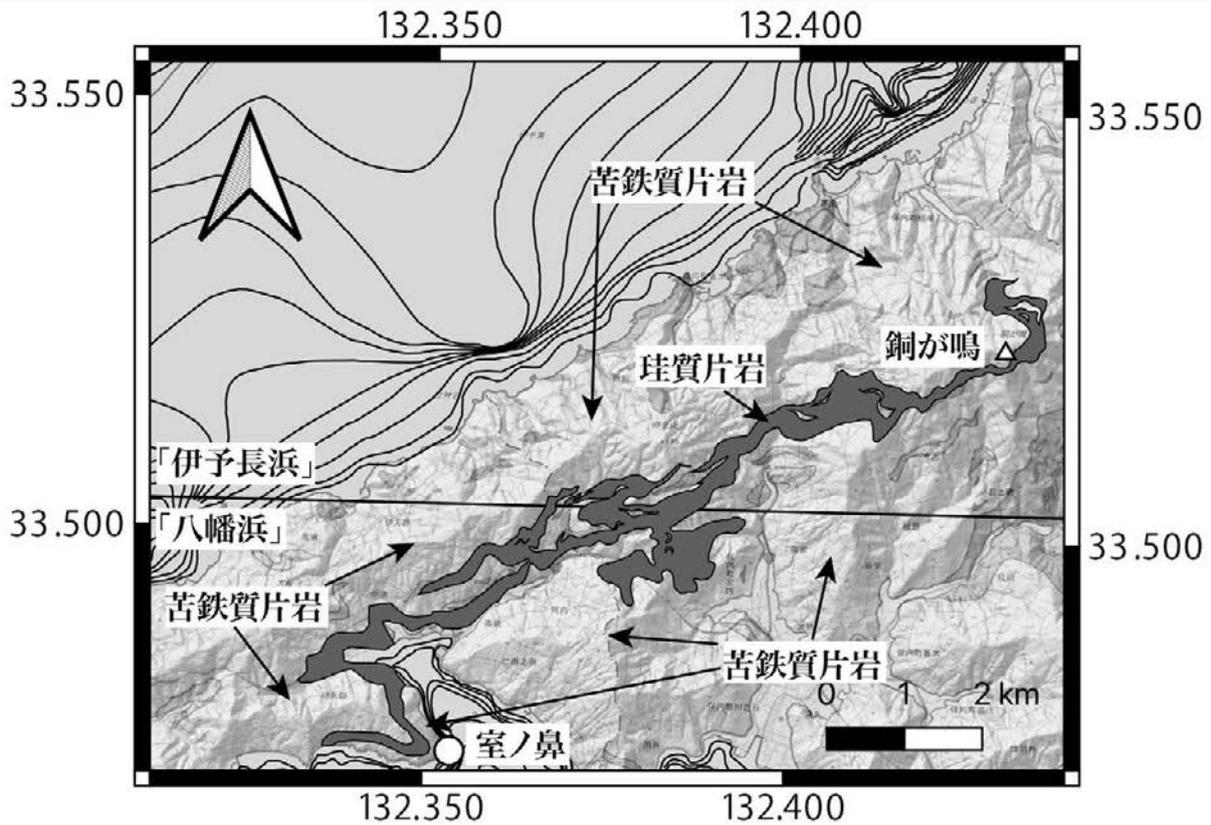
第 3.61 図 伊予ユニットの構成鉱物の量比の違いによる層状構造を持たない苦鉄質片岩の露頭写真

(a) 構成鉱物の量比の違いによる層状構造が発達しない淡緑色苦鉄質片岩。ただし、粒度の違いによる層状構造が発達する。長浜町犀の鼻。(b) 斑れい岩を包有する構成鉱物の量比の違いによる層状構造が発達しない緑色苦鉄質片岩。長浜町犀の鼻。(c) 主片理に平行な緑れん石細脈が発達する緑色苦鉄質片岩。緑れん石細脈以外の部分は、構成鉱物の量比の違いによる層状構造を持たない。長浜町楠の木。(d) 層状構造を持たない青緑色苦鉄質片岩。保内町磯崎。(e) 層状構造を持たない青色苦鉄質片岩。長浜町天が森の東約 360 m。cg: ソシューライト化した斜長石や残晶角閃石の比較的粗粒な粒子を含む淡緑色苦鉄質片岩; ep: 緑れん石細脈; fg: ソシューライト化した斜長石や残晶角閃石の比較的細粒な粒子を含む淡緑色苦鉄質片岩; gb: 変成斑れい岩のブロック; S_1 : 主片理。



第 3. 62 図 伊予ユニットの枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩

(a)–(d) 枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩. 伊方町室ノ鼻(八幡浜図幅内). (a)引き伸ばし線構造に垂直な断面. (b)引き伸ばし線構造に平行な断面. (c)引き伸ばし線構造に垂直な断面のクローズアップ. (d)褶曲する枕状溶岩. 引き伸ばし線構造に垂直な断面. (e) 枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩と層状構造が発達する苦鉄質片岩. 伊方町伊方越. (f) 枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩. 保内町高地ヶ峠の北約 370 m. F_1 : 褶曲 F_1 の軸面のトレース; ip: インターピロー; lma: 層状構造が発達する苦鉄質片岩; p: 枕状溶岩; q: 石英脈レンズ; S_1 : 主片理; $S_{1'}$: 主片理より前に形成された片理.

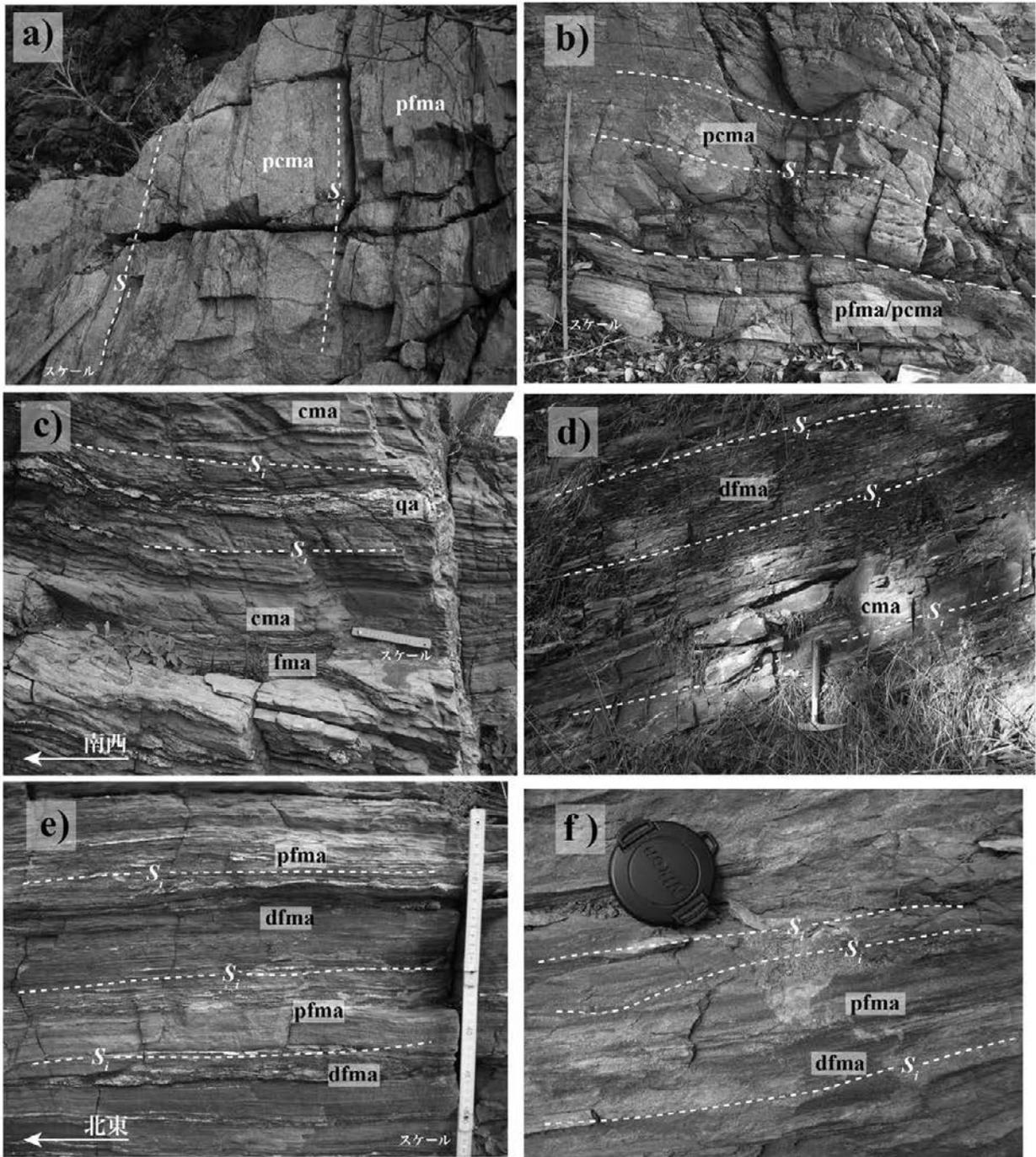


第 3. 63 図 室ノ鼻の枕状溶岩を原岩とする苦鉄質片岩と銅が鳴から連続する珪質片岩の位置関係

(dfma) 中に厚さ数 10 cm の緑色粗粒苦鉄質片岩 (cma) の層が挟まる場合もある (第 3. 64 図 d)。構成鉱物の量比による色調の違いによる層状構造には、以下の様なものがある。厚さ数 cm の淡緑色細粒苦鉄質片岩 (pfma) と濃青緑色細粒苦鉄質片岩 (dfma) が繰り返す層状構造が観察される (第 3. 64 図 e)。さらに、数 mm 単位で相対的に濃青緑色細粒苦鉄質片岩 (dfma) と淡緑色細粒苦鉄質片岩 (pfma) が繰り返す場合もある (第 3. 64 図 f)。濃青緑色細粒苦鉄質片岩 (dfma) は、緑泥石や青緑色角閃石などが多く存在し、片理の発達も強い。一方、淡緑色細粒苦鉄質片岩 (pfma) は、緑れん石やアルバイトが多く存在する。伊予ユニットに分布する苦鉄質片岩のうち上述のような構成鉱物の量比の違いによる層の繰り返しや、ソーシライト化粒子や残晶角閃石や残晶単斜輝石及びこれらを交代した鉱物からなる粗粒な濃緑色～暗緑色鉱物粒子の量比及び粒度の違いによる層状構造は、原岩の層状構造を反映している可能性が高い。これらの層状構造を有する苦鉄質片岩のうち、濃青緑色細粒苦鉄質片岩 (dfma) と淡緑色細粒苦鉄質片岩 (pfma) からなるものは、玄武岩火山砕屑岩を原岩とすると推定される。

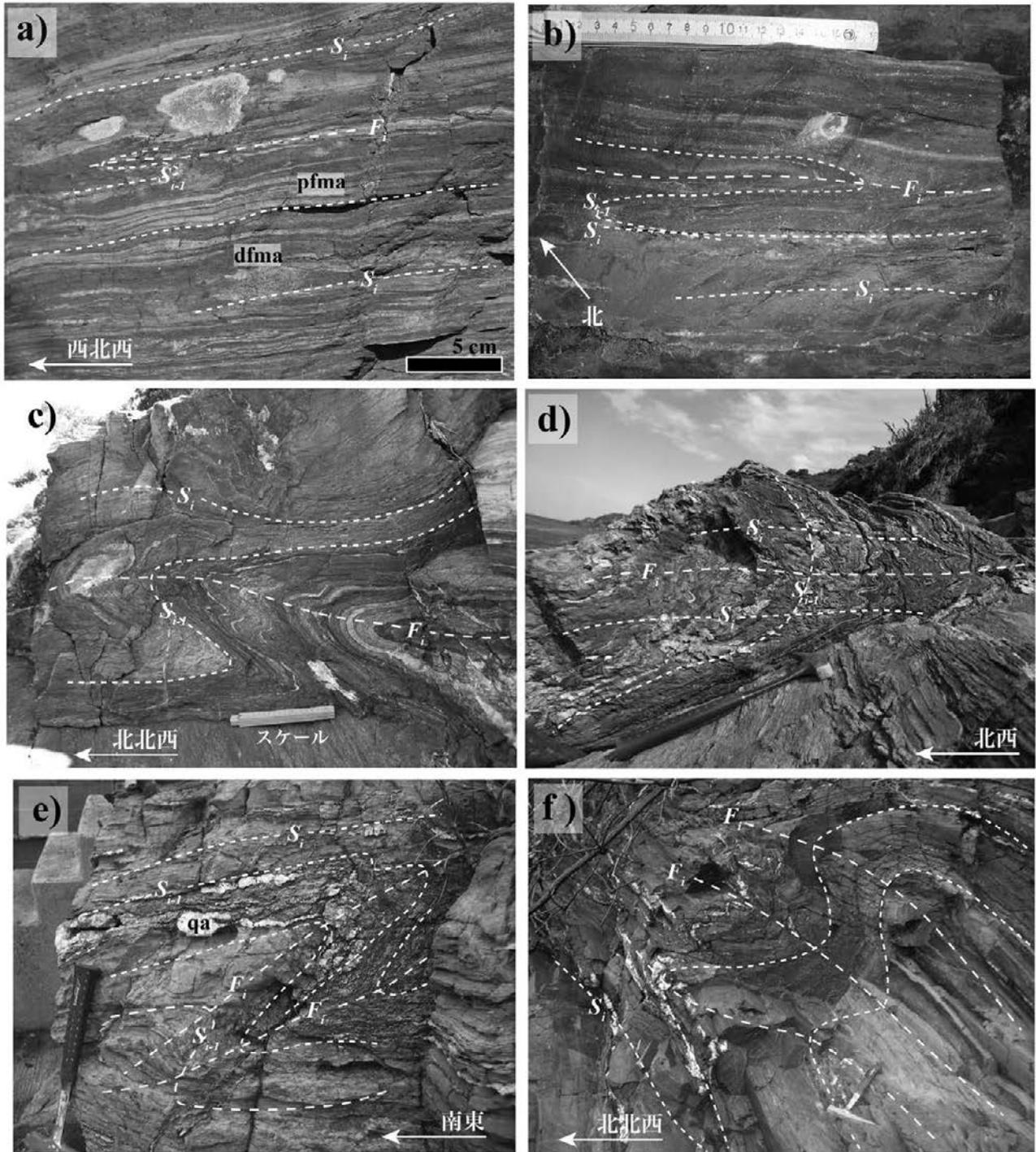
伊予ユニットの苦鉄質片岩中には主片理と軸面が平行なタイトな褶曲～等斜褶曲 F_1 が発達する。緑泥石と角閃石に富む濃緑色～濃青緑色細粒層 (dfma) と緑れん石と

アルバイトに富む淡黄緑色～白色細粒層 (pfma) が数 cm 以下で繰り返す苦鉄質片岩では、波長数 cm の等斜褶曲が発達する (第 3. 65 図 a)。等斜褶曲のヒンジ部では、濃緑色層と淡黄緑色層が褶曲しており、これらの層に平行な片理 $S_{e,l}$ が識別できる。青緑色細粒薄層と淡黄色細粒薄層が数 cm 以下で繰り返す苦鉄質片岩では、波長 5 cm 程度の等斜褶曲が認められる (第 3. 65 図 b)。色調の異なる薄層が褶曲していることにより、主片理より前に形成された片理 $S_{e,l}$ が識別できる。厚さ 10 cm の濃青緑色細粒層と厚さ数 10 cm 以上の淡緑色細粒層からなる苦鉄質片岩には、波長 20 cm の褶曲 F_1 が発達する (第 3. 65 図 c)。濃青緑色部には、厚さ数 mm の色調の異なる薄層が発達し、褶曲 F_1 のヒンジ部では、波長のさらに短い寄生褶曲が発達する (第 3. 65 図 c)。この場合も、色調の異なる薄層に平行な片理 $S_{e,l}$ が褶曲 F_1 で褶曲している。濃緑色細粒層中に、数 mm から数 cm の淡緑色細粒薄層やこの薄層に平行な白色アルバイト脈が発達する苦鉄質片岩では、褶曲 F_1 のヒンジ部付近で多数の寄生褶曲が発達する (第 3. 65 図 d)。褶曲 F_1 は、片理 $S_{e,l}$ に平行に生じている白色アルバイト脈を褶曲させている。肉眼でかろうじて識別できる白色のソーシライト化粒子を含む淡緑色細粒苦鉄質片岩には、肉眼で識別できるソーシライト粒子を含まない厚さ数 mm の濃緑色細粒苦鉄質片岩薄層が部分的に挟ま



第 3.64 図 伊予ユニットの層状構造が発達する苦鉄質片岩の露頭写真

(a) 粗粒な有色鉱物粒子とソーシユライト化粒子の多く含む部分(粗粒苦鉄質片岩)とほとんど含まない部分(細粒苦鉄質片岩)からなる層状構造を有する淡緑色苦鉄質片岩。保内町永夢。(b) 淡緑色粗粒苦鉄質片岩と淡緑色粗粒苦鉄質片岩/淡緑色細粒苦鉄質片岩細互層からなる層状構造。保内町永夢。(c) 粗粒緑色苦鉄質片岩と細粒緑色苦鉄質片岩の互層からなる層状構造。保内町磯崎。(d) 濃緑色細粒苦鉄質片岩と粗粒緑色苦鉄質片岩からなる層状構造。保内町瞽女が峠の東南東約 700m。(e) 濃緑色細粒苦鉄質片岩と淡緑色細粒苦鉄質片岩の互層からなる層状構造。保内町磯崎。(f) 濃青緑色苦鉄質片岩と淡青緑色苦鉄質片岩の細互層からなる層状構造。日土町銅が鳴西約 1.6 km。cma: 粗粒苦鉄質片岩; dfma: 濃色細粒苦鉄質片岩; dma: 濃色苦鉄質片岩; fma: 細粒苦鉄質片岩; pcma: 淡色粗粒苦鉄質片岩; pfma: 淡色細粒苦鉄質片岩; pfma/pcma: 淡色細粒苦鉄質片岩と淡色粗粒苦鉄質片岩の細互層; pma: 淡色苦鉄質片岩; qa: 石英アルバイト脈。S₁: 主片理。



第 3.65 図 伊予ユニット苦鉄質片岩の褶曲構造 I

(a) 濃緑色細粒苦鉄質片岩と淡緑色細粒苦鉄質片岩の互層に発達する等斜褶曲。長浜町櫛生。(b) 青緑色と白色の苦鉄質片岩薄層の互層に発達する等斜褶曲。保内町夢永の南南東約 670 m。(c) 濃青緑色苦鉄質片岩に発達するタイトな褶曲。保内町行詰。(d) アルバイト脈が発達する苦鉄質片岩中のタイトな褶曲。長浜町鶴の礫。(e) 石英アルバイト脈が発達する淡緑色苦鉄質片岩に発達する閉じた褶曲。保内町磯崎。(f) 濃緑色苦鉄質片岩に発達するタイトな褶曲。保内町磯崎。dfma: 濃緑色細粒苦鉄質片岩; F_1 : 主片理形成時に形成された褶曲 F_1 の軸面のトレース; pfma: 淡緑色淡色細粒苦鉄質片岩; qa: 石英アルバイト脈; S_1 : 主片理; S'_{c1} : 主片理より前に形成された片理。

る(第3.65図e)。この苦鉄質片岩では、薄層と片理 S_{i-1} に平行な方向に膨縮しながら石英アルバイト脈(qa)が発達する。石英アルバイト脈は、褶曲 F_i により褶曲している。褶曲の波長は、数10cmから数cmと変化し、波長が短くなると褶曲の振幅も小さくなり、褶曲 F_i が消滅する(第3.65図e)。構成鉱物の量比による層状構造があまり顕著に発達しない濃緑色細粒苦鉄質片岩には、波長数m以上の褶曲 F_i が発達し、ヒンジ付近には波長数10cmの寄生褶曲が発達する(第3.65図f)。主片理より前に形成された白色のアルバイト緑泥石脈も褶曲 F_i とその寄生褶曲で褶曲している。濃緑色細粒苦鉄質片岩には、波長数mの褶曲 F_i が発達する場合がある(第3.66図a)。苦鉄質片岩には、褶曲 F_i 以外に、鉛直な軸面を持つ開いた褶曲 F_{i+2} も観察される(第3.66図b)。

苦鉄質片岩に発達する層状構造の中には、原岩の堆積構造を反映したと考えられるもの以外に、変成分化作用によって生じたと考えられる層状構造が存在する。片理が発達する濃青緑色細粒苦鉄質片岩中にアルバイトからなる白色薄脈(ab)が片理に平行に生じている(第3.67図a)。アルバイト薄脈と基質の苦鉄質片岩との間には、緑泥石が濃集した暗緑色薄脈(ch)が生じている場合がある。緑れん石からなる片理に平行な黄緑色薄脈(ep)も存在する(第3.67図a)。この岩石では、アルバイト薄脈に伴って、緑れん石薄脈が生じている場合もある。石英と緑れん石からなる複合脈(qe)は、膨縮しており、石英緑れん石レンズになっているところもある。淡緑色粗粒苦鉄質片岩(pema)に、アルバイト石英脈(qa)が片理に平行に発達する。基質とアルバイト石英脈の間には、緑泥石からなる濃緑色薄脈(ch)が生じている(第3.67図b)。この岩石のアルバイト石英脈は膨縮に富んでおり、レンズ状になりかけている。淡緑色細粒苦鉄質片岩中(pfma)の厚さ10数cmの濃青緑色細粒苦鉄質片岩(dfma)は、片理に平行で、引き伸ばし線構造に平行な方向に引き伸ばされ、ブーディン構造を示す。ブーディンネックには、石英脈(q)が発達する(第3.67図c)。濃色細粒薄層を挟む淡緑色粗粒苦鉄質片岩には、層状構造及び主片理に平行なレンズ状のアルバイト石英脈(qa)が発達する(第3.67図d)。この岩石には、層状構造、片理、アルバイト石英脈薄層(qa)を切って石英脈(q)が発達する(第3.67図d)。

伊予ユニット苦鉄質片岩の鉱物組合せは、見かけ下部では、緑れん石+ナトリウム角閃石(EPMAで確認できた範囲では、マグネシオリーベック閃石が大部分で、一部に鉄藍閃石が含まれる。旧来の分類(Leake, 1978)では大部分はクロス閃石に属する)で、見かけ上部には、緑れん石+青緑色角閃石(EPMAで確認できた範囲では、フェリウインチ閃石)の組合せが多く出現する(第3.4図, 第3.9図)。緑れん石+淡青緑色角閃石(EPMAで確認できた範囲では、アクチノ閃石)の組合せは、見かけ伊予ユ

ニット下部から上部まで認められる。パンペリー石+緑れん石+アクチノ閃石の組合せは、見かけ下部の層準に多く出現する傾向がある。見かけ下部の層準の苦鉄質片岩には、残晶単斜輝石を含むものが出現する。

岩石記載

アルバイト緑れん石緑泥石青緑色角閃石片岩(第3.68図a, b, 伊方町伊方越北西約370mの海岸沿い, iyn4-37)

野外で濃青緑色を呈し、層状構造を示さない苦鉄質片岩である。青緑色角閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトを主要構成鉱物として含み、少量のチタン石、不透明鉱物を含む。青緑色角閃石は、青緑色から淡緑色の多色性を示す長柱状ないし針状結晶で、形態定向配列が明瞭で、緑泥石と共に主片理を構成する。アルバイトは他形で、緑泥石、青緑色角閃石と同程度の粒径であり、斑状変晶を形成しない。主片理は発達するものの、主要構成鉱物の量比の違いによる明瞭な層状構造は認められない。

アルバイト緑れん石緑泥石青緑色角閃石片岩(第3.68図c, d, 保内町磯崎海岸沿い, iyn4-17)

枕状溶岩を原岩とする濃緑色苦鉄質片岩である。青緑色角閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトを主成分鉱物として、少量のチタン石、不透明鉱物を伴う。青緑色角閃石は、青緑色から淡緑色の多色性を示す。長柱状ないし針状結晶で、形態定向配列を示す。緑泥石と共に、主片理を形成する。アルバイトは、他形で、緑泥石、緑れん石、青緑色角閃石と同程度の粒径で、斑状変晶を形成しない。前述の濃緑色で層状構造を示さない苦鉄質片岩に比べ、構成鉱物の粒径がより細粒である。この岩石でも、構成鉱物の量比の違いによる明瞭な層状構造は認められない。

アルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩(第3.69図, 保内町鶯の^ほ碇海岸沿い, iyn-14a)

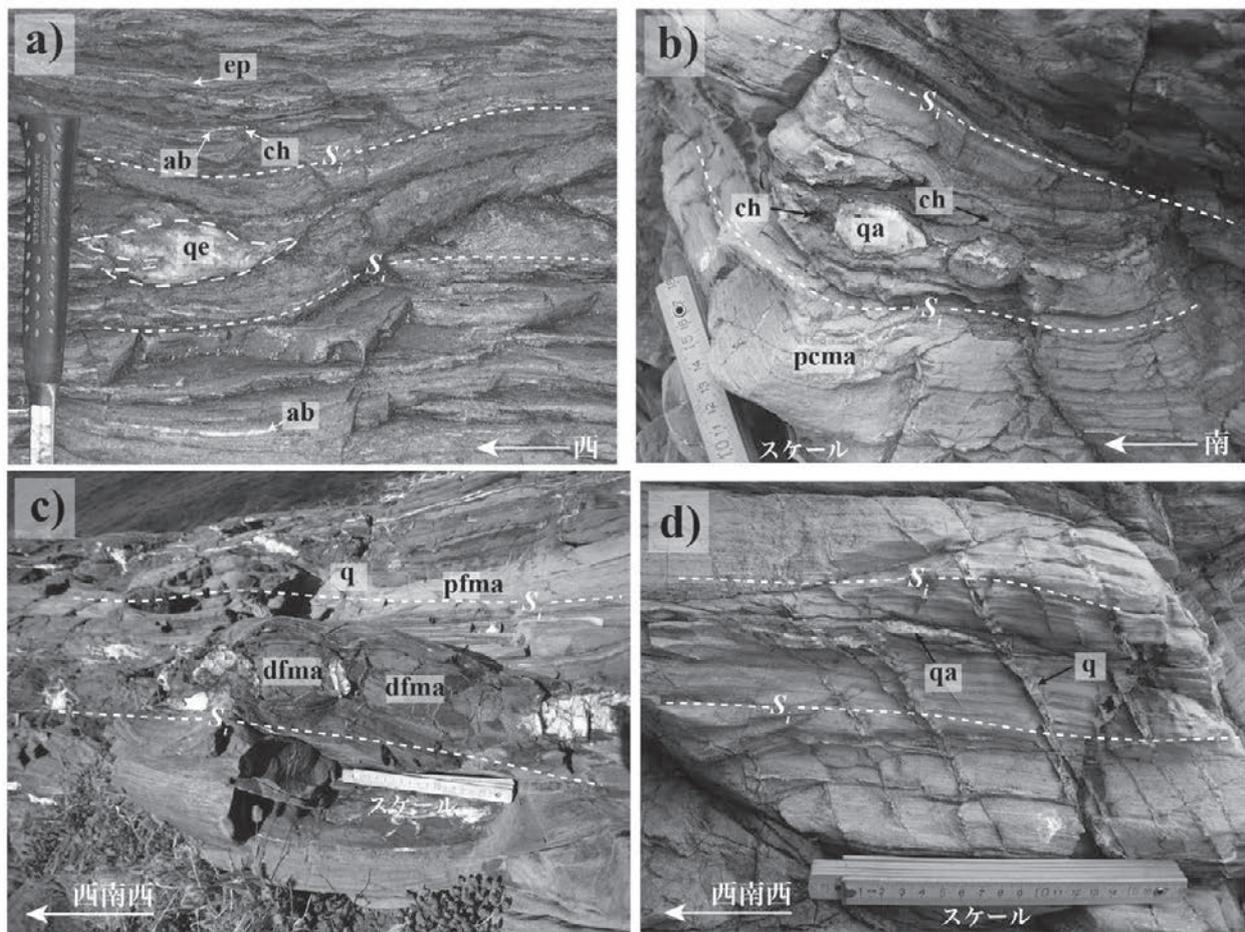
露頭スケールでソーシユライト化した斜長石の粒度の違いによる層状構造が認められる淡緑色苦鉄質片岩である。主要構成鉱物は、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトである。少量のチタン石と不透明鉱物を含む。アクチノ閃石は、淡青緑色～淡緑色の多色性を示す長柱状ないし針状の結晶で、形態定向配列を示し、緑泥石と共に主片理を形成する。緑れん石は、細粒結晶が、径1mm程度の集合体をなし、少量のアルバイトを伴う。細粒緑れん石結晶の集合体とアルバイトからなる部分は、火成岩起源の斜長石がソーシユライト化した部分と推定される。

赤鉄鉱含有アルバイト緑泥石緑れん石マグネシオリーベック閃石片岩(第3.70図, 「大洲」地域の^ほ大洲市打越,



第 3.66 図 伊予ユニット苦鉄質片岩の褶曲構造 II

(a) 濃緑色苦鉄質片岩に発達する波長数mの等斜褶曲。長浜町行詰。(b) 苦鉄質片岩に発達する鉛直な軸面を持つ開いた褶曲 F_{i+2} 。長浜町久保田。 S_i : 主片理; S_{i+1} : 主片理より前に形成された片理; F_i : 主片理形成時に形成された褶曲 F_i の軸面のトレース。スケールの折尺の長さは約 20 cm, 長尺の長さは約 1 m。



第 3.67 図 伊予ユニット苦鉄質片岩に発達する鉱物脈

(a) 濃青緑色苦鉄質片岩に発達する緑れん石脈, 緑泥石脈, アルバイト脈, 及び石英緑れん石レンズ。長浜町楠の木。(b) 淡緑色粗粒苦鉄質片岩に発達する緑泥石脈と石英アルバイト脈~レンズ。保内町夢永。(c) 淡緑色細粒苦鉄質片岩に層状に挟まる濃緑色細粒苦鉄質片岩のブーディングネックに発達する石英脈。長浜町行詰。(d) 淡緑色苦鉄質片岩中に発達する主片理に石英アルバイト脈と主片理を切る石英脈。保内町夢永。 ab : アルバイト薄脈; ch : 緑泥石薄脈; dfma : 濃青緑色細粒苦鉄質片岩; ep : 緑れん石脈; pcma : 淡緑色粗粒苦鉄質片岩; pfma : 淡緑色細粒苦鉄質片岩; q : 石英脈; qa : 石英アルバイト脈; qe : 石英緑れん石脈; S_i : 主片理。スケールの折尺の長さは約 20 cm, 長尺の長さは約 1 m。

iy2-23)

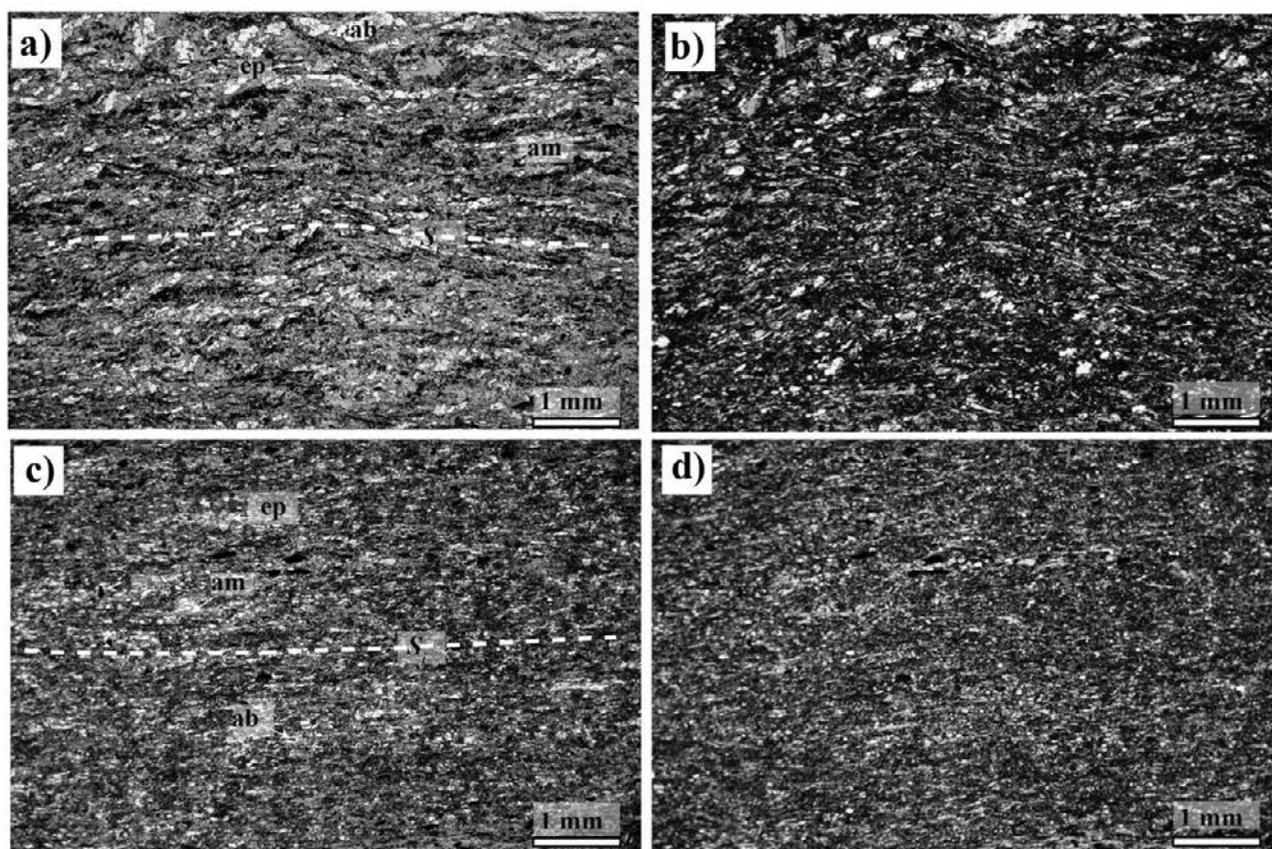
野外で青色を呈し、鉱物の量比の違いによる層状構造が発達する苦鉄質片岩である。マグネシオリーベック閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトを主要構成鉱物として含み、少量のフェリウインチ閃石、鉄藍閃石、チタン石、赤鉄鉱、石英を含む。マグネシオリーベック閃石に富む層と、アルバイトと緑れん石からなる層の層状構造が認められる。これ以外に、緑れん石と緑泥石が濃集した層、赤鉄鉱が濃集した層、アルバイトが濃集した層が認められる。マグネシオリーベック閃石は、濃青色～濃紫色の多色性を示す長柱状ないし針状結晶で、明瞭な形態定向配列を示し、主片理を構成する。鉄藍閃石は、マグネシオリーベック閃石粒子のマントル部に希に認められる。フェリウインチ閃石は、一部のマグネシオリーベック閃石粒子のリムを被覆成長している。緑れん石も黄色～淡黄色の多色性が顕著である。緑泥石は、濃緑色～淡黄緑色の多色性を示し、クロスニコルで異常干渉色を示す。マグネシオリーベック閃石と共に主片理を構成する。

アルバイト緑れん石緑泥石フェリウインチ閃石片岩
(第 3. 71 図, 長浜町浄心山の北西約 1 km の町道沿い,

iy4-41)

野外で青緑色を呈し、鉱物の量比の違いによる層状構造が発達する苦鉄質片岩である。フェリウインチ閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトを主要構成鉱物とし、少量のウインチ閃石、マグネシオリーベック閃石、アクチノ閃石、石英、赤鉄鉱、チタン石、炭酸塩鉱物、フェンジャイトを含む。フェリウインチ閃石が濃集した層と相対的にフェリウインチ閃石が少ない層が繰り返す層状構造が発達する。主片理に平行にアルバイト脈が発達する。アルバイト脈には、マトリックスに比べやや粗粒な緑れん石が含まれる。アルバイト脈とマトリックスとの間に、緑泥石濃集層と粗粒フェリウインチ閃石濃集層が認められる。フェリウインチ閃石は、濃青緑色～淡緑色の多色性を示す長柱状ないし針状の結晶で、形態定向配列を示し、緑泥石と共に主片理を構成する。フェリウインチ閃石粒子のコアには、マグネシオリーベック閃石、ウインチ閃石の組成を有するものがある。また、一部のフェリウインチ閃石粒子のリムは、アクチノ閃石に被覆成長される。

アルバイト緑泥石緑れん石アクチノ閃石片岩 (第 3. 72 図, 日土町耳取峠の南南東約 300 m の林道沿い, iy4-54)



第 3. 68 図 伊予ユニットの色調の違いによる層状構造を持たない濃青緑色苦鉄質片岩の薄片写真
(a)–(b) 濃青緑色苦鉄質片岩 (iy4-37). (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. (c)–(d) 枕状溶岩を原岩とする濃緑色苦鉄質片岩 (iy4-17). (c) オープンニコル. (d) クロスニコル. ab: アルバイト; am: 青緑色角閃石; ep: 緑れん石; S_i : 主片理.

野外で淡緑色を呈し、鉱物の量比の違いによる層状構造が発達する苦鉄質片岩である。アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトを主成分鉱物として含み、少量のフェリウインチ閃石、マグネシオリーベック閃石、石英、チタン石、不透明鉱物を含む。細粒な緑れん石が濃集した層のくり返しからなる層状構造が発達する。アクチノ閃石は、淡青緑色～無色の多色性を示す、針状結晶で、緑泥石と共に主片理を構成する。アクチノ閃石粒子のコアには、ごく希に、フェリウインチ閃石からマグネシオリーベック閃石の組成を有するものがある。緑れん石は淡黄緑色から無色の多色性を示す。緑泥石も淡緑色～淡黄色の多色性を示し、アクチノ閃石と共に主片理を構成する。

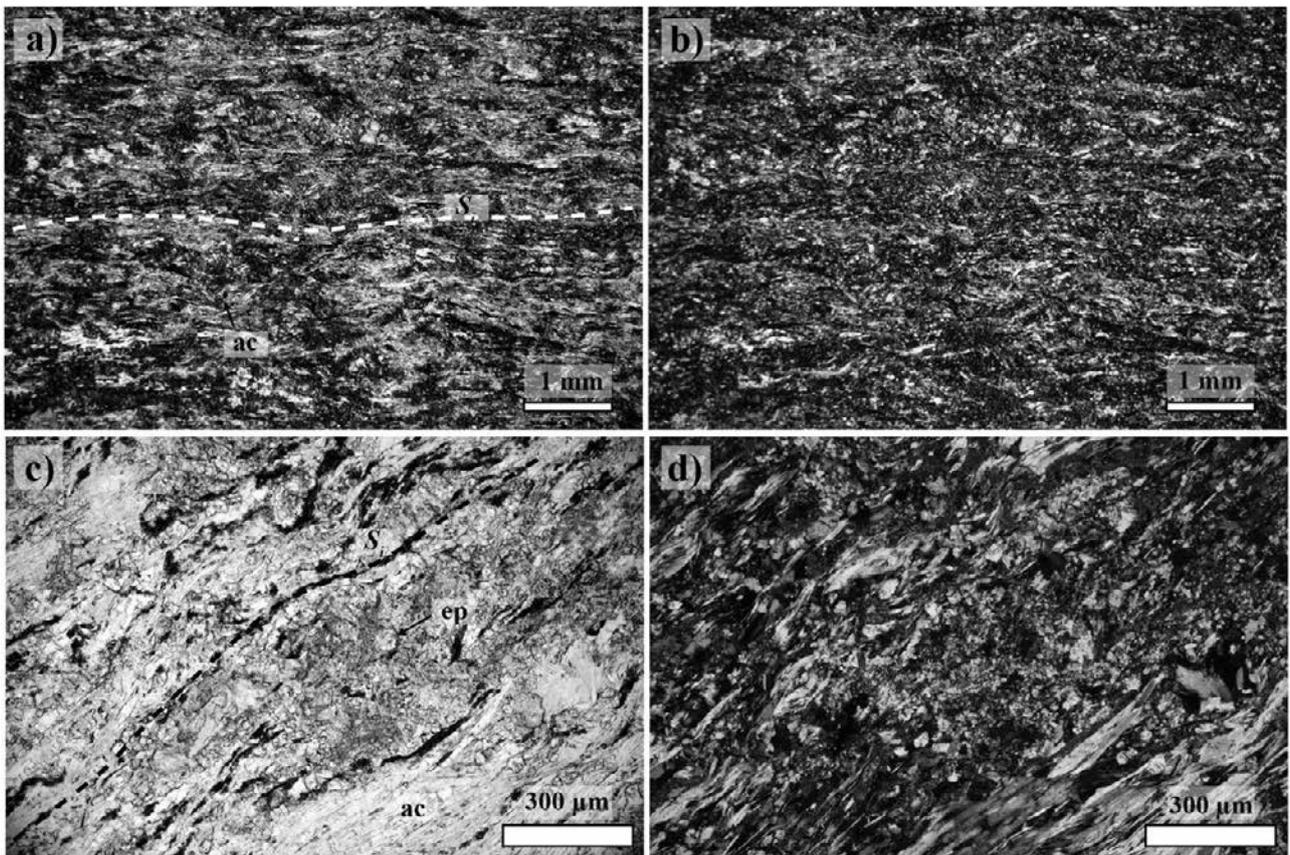
アルバイト緑泥石緑れん石パンペリー石アクチノ閃石片岩 (第 3. 73 図, 大洲市豊茂, iyn-42)

野外で淡緑色を呈し、鉱物の量比の違いによる層状構造の発達が顕著でない苦鉄質片岩である。アクチノ閃石、パンペリー石、緑れん石、緑泥石、アルバイト、残晶単斜輝石 (組成は後述するようにオーゾライト) を主成分鉱物として含み、少量の石英、チタン石、不透明鉱物を含む。アクチ

ノ閃石は、淡青緑色～無色の多色性を示す、長柱状ないし針状の柱状結晶で、形態定向配列を示す。緑泥石と共に主片理を構成する。残留単斜輝石は、無色の短柱状結晶で、周囲を緑泥石及び針状のアクチノ閃石に取り囲まれる。パンペリー石は、青緑色～淡黄緑色の多色性を示す微細結晶の集合体からなる。微細結晶の集合体は、主片理に平行方向に伸びたレンズ状の形態をなす。

アルバイト緑泥石緑れん石青緑色角閃石片岩 (第 3. 74 図, 出石山の北約 900 m の大洲市県道沿い iyn-34)

野外で緑色を呈し、鉱物の量比の違いによる層状構造と主片理に平行にアルバイト緑れん石脈が発達する苦鉄質片岩である。主要構成鉱物は、青緑色角閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトで、少量の石英、チタン石、不透明鉱物を伴う。青緑色角閃石と緑泥石が濃集した薄層のくり返しからなる層状構造が発達する。また、これとは異なるアルバイトと緑れん石からなる脈が主片理に平行に発達する。アルバイト緑れん石脈は、主片理に平行な軸面を持つ褶曲 F_1 によって折り曲げられている。アルバイト緑れん石脈は、主片理形成以前に形成された片理 S_1 に平行に発達してい



第 3. 69 図 伊予ユニットのソーシュライト化した斜長石粒子の粒度と量の違いによる層状構造を持つ淡緑色苦鉄質片岩の薄片写真 (a)–(d) ソーシュライト化した斜長石粒子の粒度と量の違いによる層状構造を持つ淡緑色苦鉄質片岩 (iyn4-14a). (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. (c) ソーシュライト化粒子のクローズアップ. オープンニコル. (d) (c) のクロスニコル. ac: アクチノ閃石; ep: 緑れん石; S_1 : 主片理.

たと判断できる。青緑色角閃石は、青緑色～淡緑色の多色性を示す長柱状ないし針状の結晶で、緑泥石と共に主片理を構成する。

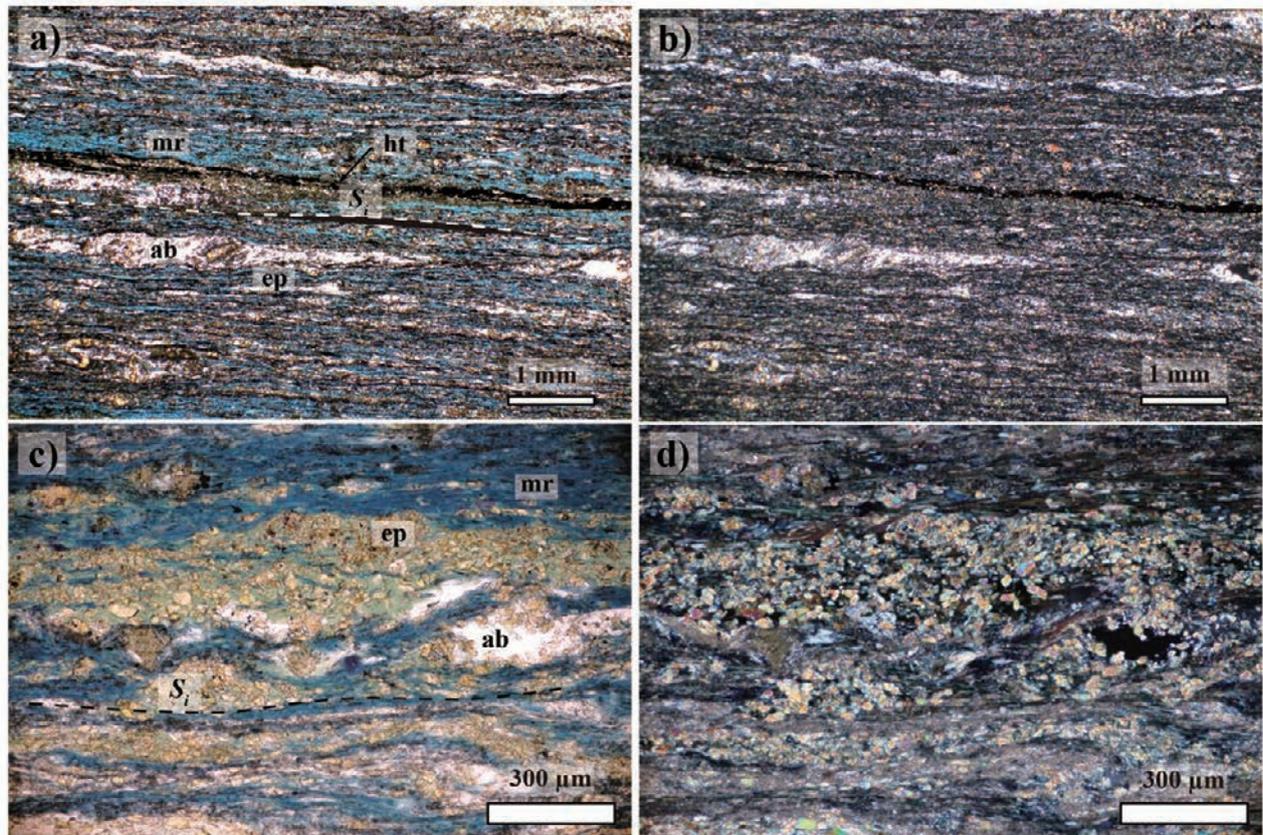
鉱物化学組成

EPMAにより、伊予ユニット苦鉄質片岩に含まれる単斜角閃石及び単斜輝石の鉱物化学分析を行った。野外で、青色、青緑色、淡緑色の色調を呈する苦鉄質片岩に含まれる単斜角閃石を測定した。また、野外で淡緑色を呈する苦鉄質片岩中に含まれる残晶単斜輝石を測定した。

青色を呈する苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$) は、トレモラ閃石-鉄アクチノ閃石 (Act), 藍閃石-鉄藍閃石 (Gl), リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石 (Rieb) の三角図 (第 3.75 図 a) で、大部分がナトリウム角閃石 (マグネシオリーベック閃石) の領域にプロットされるが、一部はナトリウム-カルシウム角閃石 (フェリウインチ閃石) の領域にプロットされる。角閃石の構造式 ($O = 23$) を用いて、BサイトのNaとSiでプロットすると、Si量が減るに従い、ナトリウム角閃石 (マグネシオリーベック閃石) からナトリウム-カルシウム角閃石 (フェリウイン

チ閃石) へ組成変化する傾向がある (第 3.76 図 a)。フェリウインチ閃石は、マグネシオリーベック閃石のリムに生じている。角閃石構造式の $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ と $Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$ を用いたプロットでは、ナトリウム角閃石の大部分は、マグネシオリーベック閃石であるが、一部に鉄藍閃石の領域にプロットされるものがある (第 3.77 図 a)。本岩に含まれるマグネシオリーベック閃石の大部分は、旧来の分類 (Leake, 1978) に従うとクロス閃石に相当する。

青緑色を呈する苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$) は、トレモラ閃石-鉄アクチノ閃石 (Act), 藍閃石-鉄藍閃石 (Gl), リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石 (Rieb) の三角図 (第 3.75 図 b) では、カルシウム角閃石 (アクチノ閃石) ~ ナトリウム-カルシウム角閃石 (フェリウインチ閃石) ~ ナトリウム角閃石 (マグネシオリーベック閃石) の組成を示す。BサイトのNaとSiでプロットすると、大部分は、ナトリウム-カルシウム角閃石 (フェリウインチ閃石) の領域にプロットされる (第 3.76 図 b)。これまで、青緑色を呈する苦鉄質片岩中の角閃石は、漠然とアクチノ閃石と記載されていたものがあるが、



第 3.70 図 伊予ユニットの層状構造を有する青色苦鉄質片岩の薄片写真
 (a)–(d) 層状構造を有する青色苦鉄質片岩 (iyn2–23)。 (a) オープンニコル。 (b) クロスニコル。 (c) 緑れん石濃集層のクローズアップ。 オープンニコル。 (d) (c) のクロスニコル。 ab: アルバイト; ht: 赤鉄鉱; mr: マグネシオリーベック閃石; S_1 : 主片理。

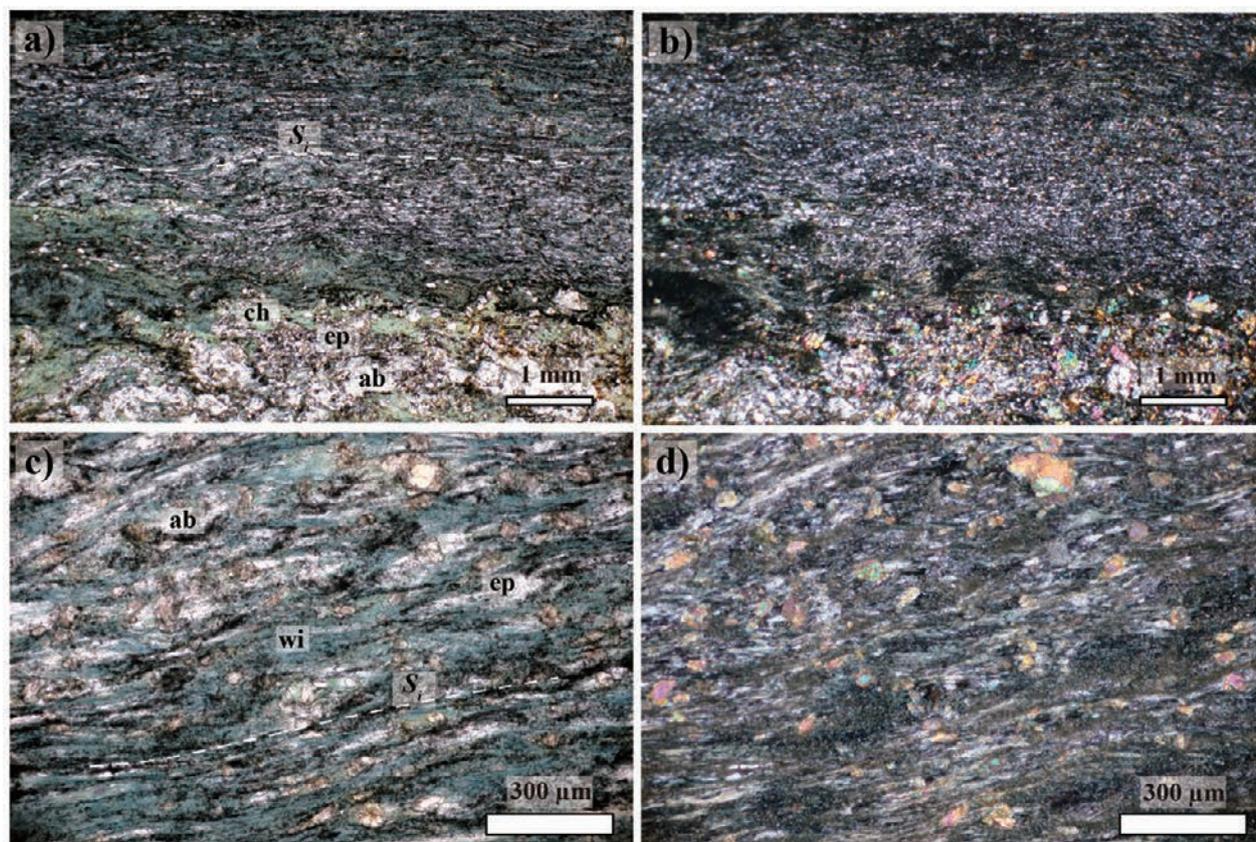
少なくとも「伊予長浜」地域では、青緑色を呈する苦鉄質片岩中の角閃石は、大半がフェリウインチ閃石である。量は少ないが、ナトリウム角閃石(マグネシオリーベック閃石)も青緑色苦鉄質片岩に含まれる。 X_{Mg} と Y_{Fe} を用いたプロットでは、ナトリウム角閃石(マグネシオリーベック閃石)は、ナトリウム-カルシウム角閃石粒子のコアに希に存在し、藍閃石-鉄藍閃石成分を最大 50 mol% 含む(第 3.77 図b)。マグネシオリーベック閃石の約半数は、旧来の分類(Leake, 1978)によるクロス閃石に相当する。 X_{Mg} とSiを用いたプロットでは、カルシウム角閃石は、 X_{Mg} が 0.6 前後のアクチノ閃石である(第 3.78 図a)。

淡緑色を呈する苦鉄質片岩の角閃石($Si > 7.5$)は、トレモラ閃石-鉄アクチノ閃石(Act)、藍閃石-鉄藍閃石(Gl)、リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石(Rieb)の三角図(第 3.75 図c)で、カルシウム角閃石(アクチノ閃石)~ナトリウム-カルシウム角閃石(フェリウインチ閃石)~ナトリウム角閃石(マグネシオリーベック閃石)の組成を示す。大半は、アクチノ閃石である。アクチノ閃石には、藍閃石-鉄藍閃石成分を 10 mol% 前後含むものが多い。BサイトのNaとSiでのプロットでも、カルシウム角閃石(アクチノ閃石)~ナトリウム-カルシウム角閃石

(フェリウインチ閃石)~ナトリウム角閃石(マグネシオリーベック閃石)の組成を示す(第 3.76 図c)。 X_{Mg} と Y_{Fe} を用いたプロットでは、アクチノ閃石粒子のコアに希に存在するマグネシオリーベック閃石は、藍閃石-鉄藍閃石成分を最大 30 mol% 含む(第 3.77 図c)。 X_{Mg} とSiを用いたプロットでは、カルシウム角閃石は、 X_{Mg} が 0.8 前後のアクチノ閃石で、比較的Mgに富んでいる(第 3.78 図b)。

淡緑色を呈し残晶単斜輝石を含む苦鉄質片岩の角閃石($Si > 7.5$)は、トレモラ閃石-鉄アクチノ閃石(Act)、藍閃石-鉄藍閃石(Gl)、リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石(Rieb)の三角図(第 3.75 図d)で、カルシウム角閃石(アクチノ閃石)の組成を示す。BサイトのNaとSiでプロットでも、すべてカルシウム角閃石(アクチノ閃石)の領域にプロットされる(第 3.76 図d)。 X_{Mg} とSiを用いたプロットでは、アクチノ閃石に分類され、 X_{Mg} が 0.6 前後で、Siは最少 7.75 前後まで減少し、比較的Alに富む(第 3.78 図c)。

淡緑色苦鉄質片岩に含まれる残晶単斜輝石は、オーギャイトの組成を有する(第 3.79 図)。オーギャイトの組成を、単斜輝石の構造式($O = 6$)で求めた、Ca + Naと



第 3.71 図 伊予ユニットの層状構造を有する濃青緑色苦鉄質片岩の薄片写真。

(a)–(d) 層状構造を有する濃青緑色苦鉄質片岩 (iy4-41)。 (a) オープンニコル。下方にアルバイト脈。 (b) クロスニコル。 (c) クローズアップ。下方はウインチ閃石濃集層。オープンニコル。 (d) (c) のクロスニコル。 ab: アルバイト; ch: 緑泥石; ep: 緑れん石; wi: フェリウインチ閃石; S_1 : 主片理。

Tiでプロットすると、ソレアイト玄武岩・カルクアルカリ玄武岩の領域にプロットされる(第3.80図a)。CaとTi+Crを用いたプロットでは、多くが非造山帯玄武岩の領域にプロットされた(第3.80図a)。これらの結果は、伊予ユニット苦鉄質片岩の原岩として、中央海嶺玄武岩(MORB)のような非造山帯ソレアイト玄武岩が想定されることを示唆している。

3.5.5 石灰質片岩

伊予ユニットの石灰質片岩の多くは、日土地域の伊予ユニット下部の泥質片岩中に層状に挟まって分布する。他にも、東隣の「大洲」地域の大洲地域の伊予ユニット下部の砂質片岩とその下位の苦鉄質片岩の境界部付近にも小規模な石灰質片岩が分布する(第3.81図a)。

日土地域の石灰質片岩は、最大厚さ数10mで、層厚を膨縮しながら分布する。石灰質片岩の分布は、途中で連続が途切れるが、ほぼ同一層準に位置していると推定される。野外で灰色～白色を呈し(第3.81図b)、方解石以外の微細な鉱物が濃集した薄層による層状構造が発達する(第3.81図c, d)。また、この層状構造と平行な主片理も発達する。

石灰質片岩には、褶曲構造が発達し、軸面が湾曲した複雑な褶曲構造を示す(第3.82図a-c)。閉じた褶曲が多く、軸面は主片理と平行なものが多い。部分的に変形量が大きな時に出来る鞘状褶曲も観察される(第3.82図b, c)。鞘状褶曲では、褶曲軸に垂直な方向から見たとき、褶曲した層が円形に閉じて見える(第3.82図b, c)。

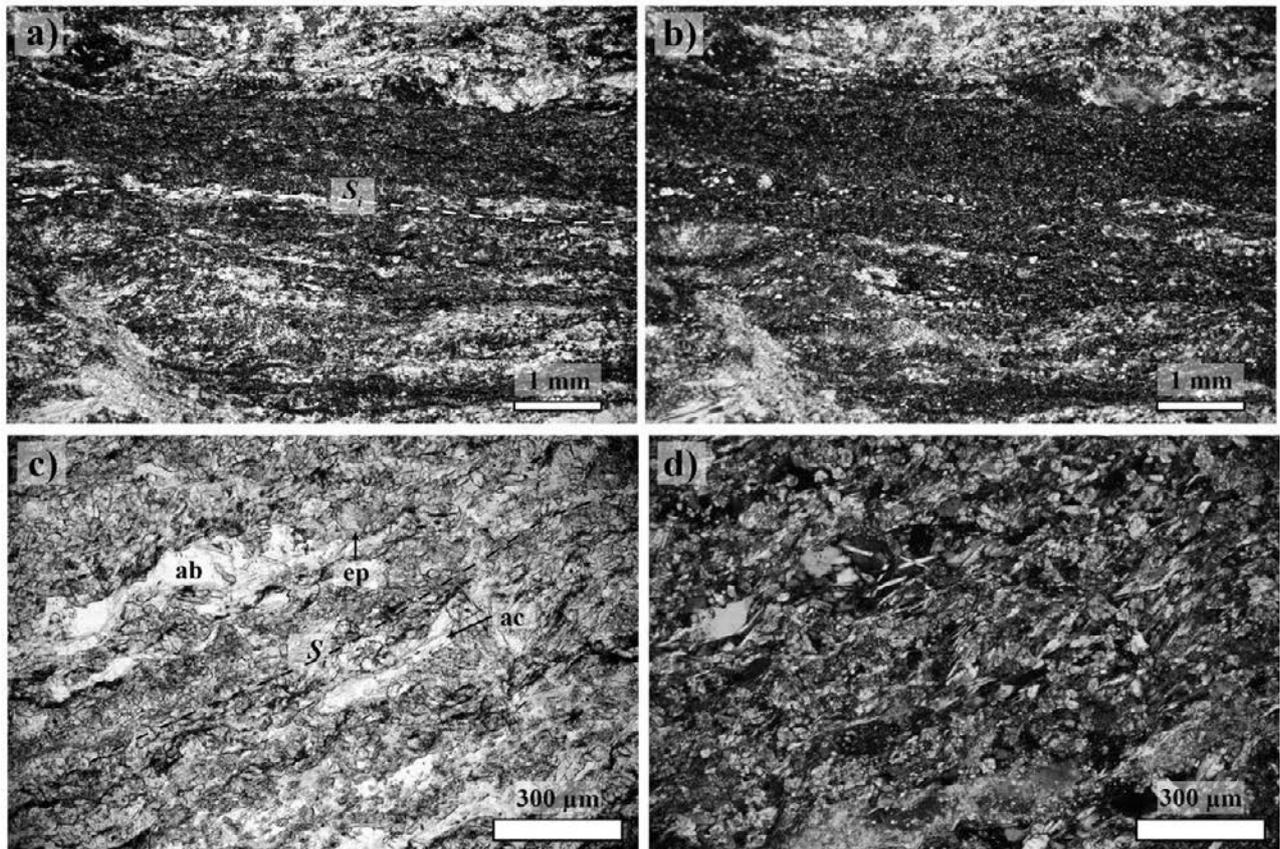
岩石記載

石灰質片岩(第3.83図, 八幡浜市日土町川辻の東約400mの県道沿い, iyn4-50)

ほとんど方解石からなる。少量の不透明鉱物を含む。鏡下では、方解石結晶の粒度が異なる層状構造が観察される。細粒部に微細な不透明鉱物粒子が層状に分布する。微細な不透明鉱物粒子の配列が主片理を構成している。

3.5.6 珪質片岩

珪質片岩は、伊予ユニット下部の苦鉄質片岩に伴われて産出する。また、伊予ユニット上部の比較的下位の層準に位置する苦鉄質片岩中に挟まる。野外で赤色～淡赤紫色を呈する珪質片岩が多いが、灰色から白色及び淡緑色を呈する珪質片岩も出現する。伊予ユニット下部のう



第3.72図 伊予ユニットの層状構造を有する淡緑色苦鉄質片岩の薄片写真

(a)–(d) 層状構造を有する淡緑色苦鉄質片岩(iy4-54)。(a) オープンニコル。暗色層は細粒緑れん石が濃集した層。(b) クロスニコル。(c) クローズアップ。緑れん石が濃集した薄層が存在する。オープンニコル。(d) クロスニコル。ab: アルバイト; ac: アクチノ閃石; ep: 緑れん石; S_i: 主片理。

ち、日土付近に小規模に分布する珪質片岩は、灰色から白色を呈する。

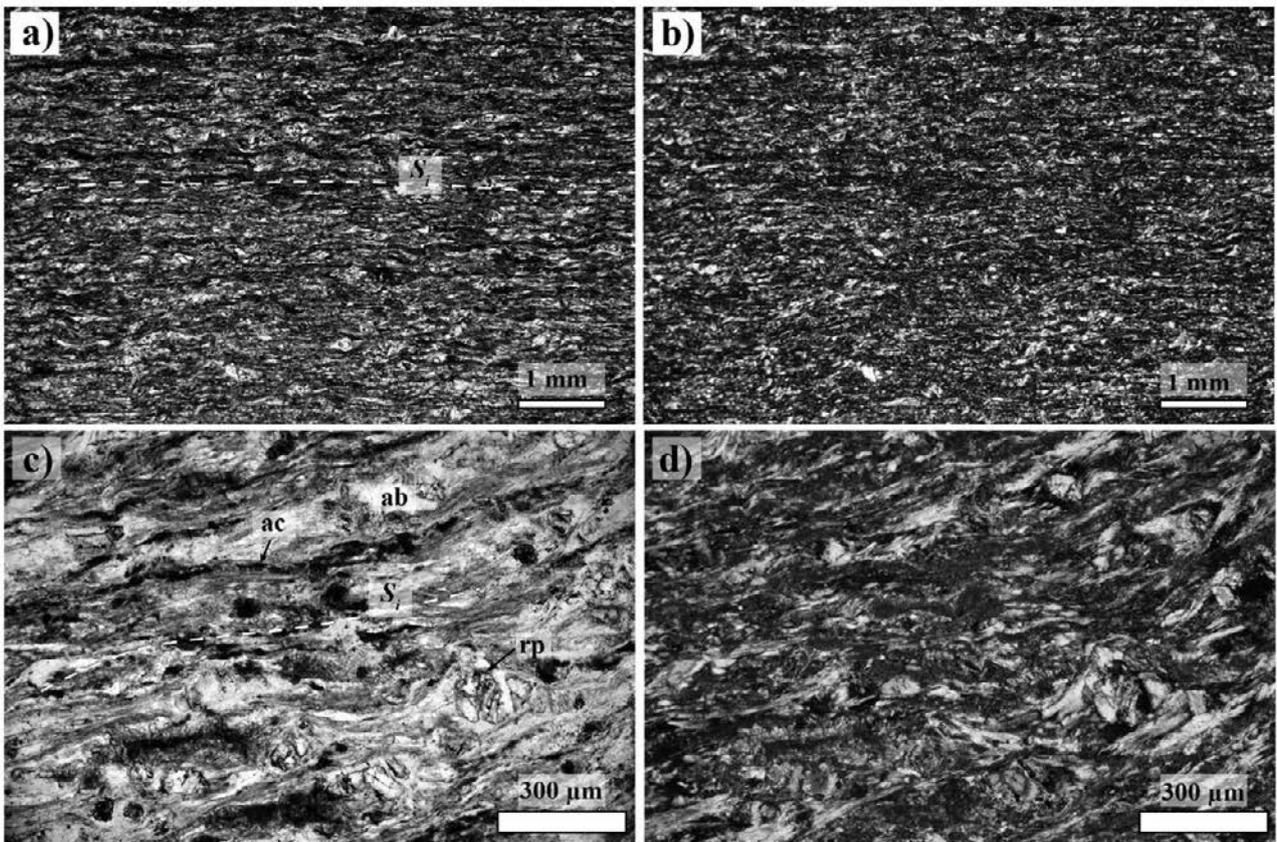
伊予ユニット下部では、「大洲」地域に厚さ数 200 m 未満の珪質片岩が数層存在する。赤紫色、紅色、淡紅色の色調を呈するものが多いが、灰色～白色及び淡緑色を呈する部分も存在する。数 cm～10 cm 未満の間隔で薄い泥質部を挟む(第 3.84 図 a)。伊予ユニット上部に挟まる珪質片岩も赤紫色、紅色、淡紅色を呈するものが多く、暗灰色の泥質な薄層が律動的に繰り返し挟まる(第 3.84 図 b)。泥質な薄層とほぼ石英からなる珪質層の層境界に平行に主片理が発達する。一方、伊予ユニット下部のうち、日土周辺に分布するものは、厚さ数 10 m 以下の小規模なレンズ状岩体として産する。日土地域の伊予ユニット下部は泥質片岩を主としながらも、小規模な石灰質片岩や苦鉄質片岩とともに、小規模な珪質片岩も主片理の走向方向に連続するレンズ状岩体として点在している。日土地域の珪質片岩(第 3.84 図 d)は灰色～白色の色調を呈する。泥質の薄層が挟まる間隔は数 mm から数 cm であり、他地域に分布する伊予ユニット珪質片岩より間隔が狭い。泥質薄層と珪質層の境界に平行に主片理が発達する。

珪質片岩には褶曲構造などの変形構造が発達する。主片理と平行な軸面を持つ半波長数 10 cm の褶曲 F_i については既に述べた(第 3.52 図)。これ以外にも、波長数 cm の褶曲 F_i も赤色珪質片岩中の白色珪質薄層の褶曲 F_i として観察される(第 3.85 図 a)。珪質片岩の赤色珪質部が、ブーディン化している変形構造も観察される(第 3.85 図 b)。主片理形成時の東西引き伸ばし変形の結果生じたと判断される。褶曲構造に関しては、水平な軸面を持った開いた褶曲 F_{i+1} (第 3.85 図 c)と鉛直な軸面を持つ開いた褶曲 F_{i+2} (第 3.85 図 d)も観察される。露頭で観察される褶曲 F_{i+1} の波長は数 10 cm のものも多く、褶曲 F_{i+2} の波長は 1 m 程度のものである。露頭で観察される褶曲 F_{i+2} の軸面は東西走向であり、より波長の長い地質図スケールのアンチフォーム・シンフォームの軸面と同等の方位を示す。

岩石記載

赤鉄鉱紅れん石含有石英片岩(第 3.86 図、八幡浜市保内町平家谷の東約 1.3 km の林道沿い、iyn-07)

野外で、濃紅色を呈する珪質片岩である。主要構成鉱物は、



第 3.73 図 伊予ユニットの残留単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩の薄片写真

(a)–(d) 淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42)。 (a) オープンニコール。 (b) クロスニコール。 (c) クローズアップ。残留単斜輝石が存在する。オープンニコール。 (d) クロスニコール。 ab: アルバイト; ac: アクチノ閃石; rp: 残晶単斜輝石; S_1 : 主片理。

石英で、少量の紅れん石、赤鉄鉱、チタン石、フェンジャイトを含む。石英は、波動消光が著しく、他形で、一方向に長く伸びた形態をなす。石英の細長い形態の伸長方向、少量含まれる紅れん石やフェンジャイトの形態定向配列による主片理が発達する。紅れん石は、紅色～橙色の多色性を示す。微細な柱状結晶の集合体として産する。紅れん石結晶の集合体の伸びの方向は、主片理と平行である。

3.5.7 泥質片岩

泥質片岩は、伊予ユニット下部に多く分布する。「大洲」地域では、砂質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩とともに、層状の岩体として分布している。日土地域では、泥質片岩が主体となり、小規模な珪質片岩、石灰質片岩、苦鉄質片岩のレンズ状岩体を挟む。伊予ユニット上部の下部にも珪質片岩に伴って、小規模に泥質片岩が分布する。

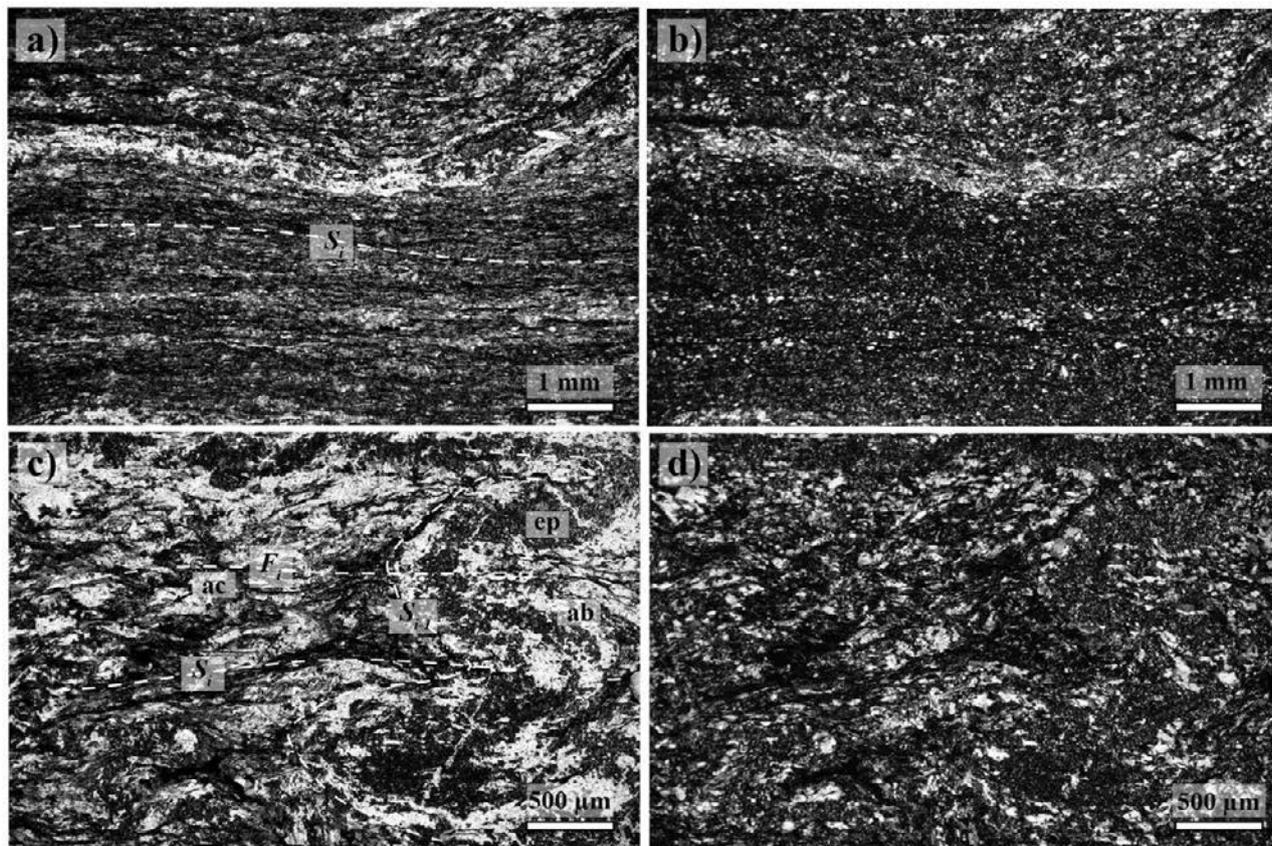
伊予ユニットの泥質片岩は、黒色～銀灰色を呈し、主片理が発達する(第3.87図a)。主片理に平行に、厚さ数mmから数cmの石英脈が発達する。石英脈には、主片理の方向へ長軸が配列したレンズ状の形態のものも存在する(第3.87図b)。厚さ数cmの砂質片岩の層を挟

む泥質片岩も認められる(第3.87図c)。泥質片岩の中には、膨縮に富み主片理方向に著しく伸びた石英脈レンズや主片理と平行な軸面を持つ褶曲 F_i が発達するものが存在する(第3.88図a)。さらに、鉛直な軸面を持つ褶曲 F_{i+2} が発達する泥質片岩も認められる(第3.88図b)。

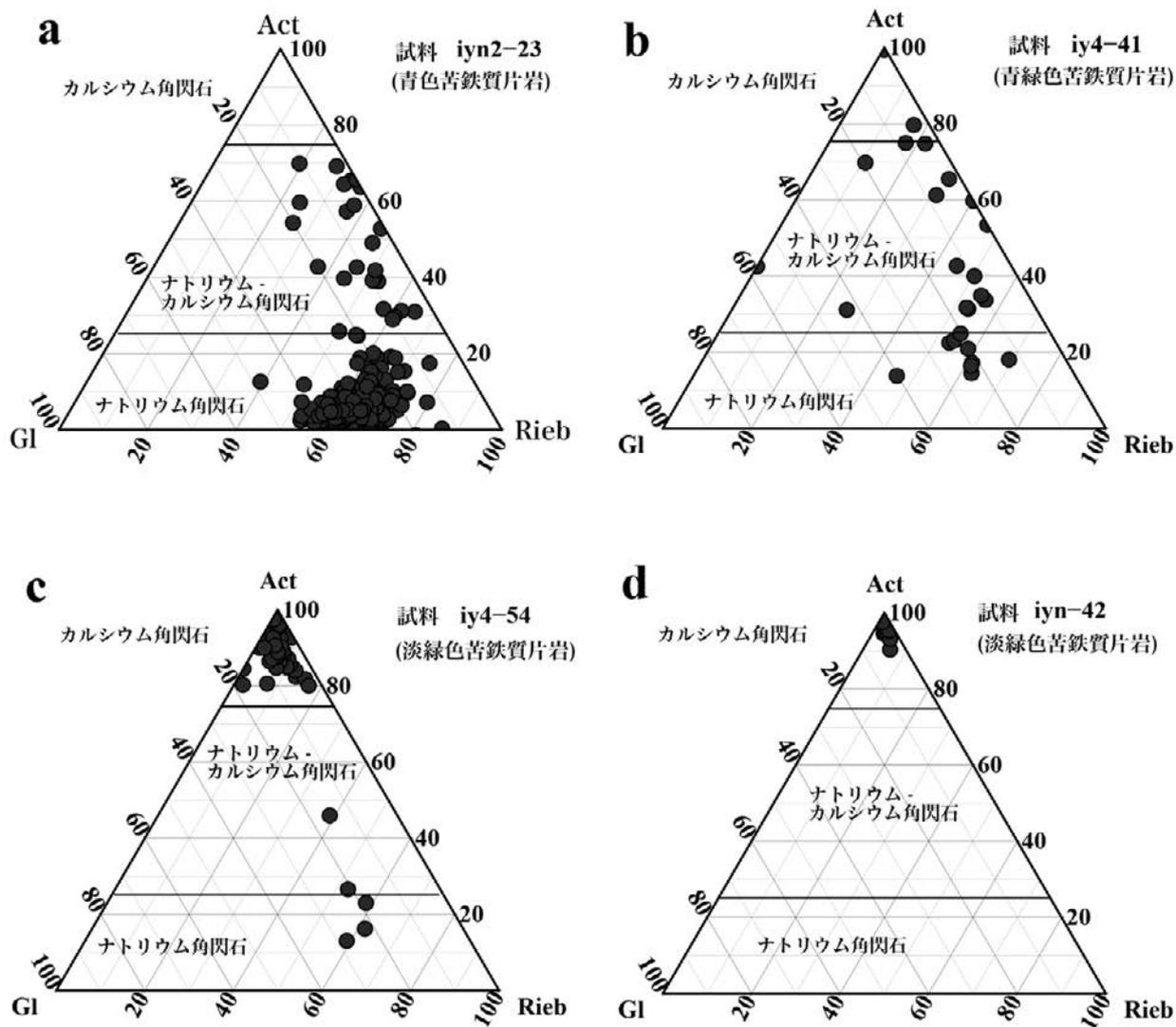
岩石記載

緑泥石アルバイト石英フェンジャイト片岩(第3.89図a, b, 「大洲」地域の太田市上須戒折尾の県道沿い, mt2-17)

「大洲」地域の伊予ユニットの泥質片岩である。フェンジャイト、石英、アルバイト、緑泥石を主成分鉱物として含む。少量のアパタイト、ジルコン、電気石、炭質物、チタン石、不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理が発達する。フェンジャイトと緑泥石からなる層と石英とアルバイトからなる層のくり返しからなる縞状構造が主片理と平行に発達する。さらに、基質に比べ粗粒な石英からなる主片理と平行な石英脈が発達する。



第3.74図 伊予ユニットの褶曲構造が見られる緑色苦鉄質片岩の薄片写真
(a)–(d) 緑色苦鉄質片岩 (iyn-34). (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. (c) クローズアップ. 緑れん石アルバイト脈の褶曲が認められる. (d) クロスニコル. ab: アルバイト; ac: アクチノ閃石; ep: 緑れん石; F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース; S_1 : 主片理; S_{i-1} : 主片理より前に形成された片理.

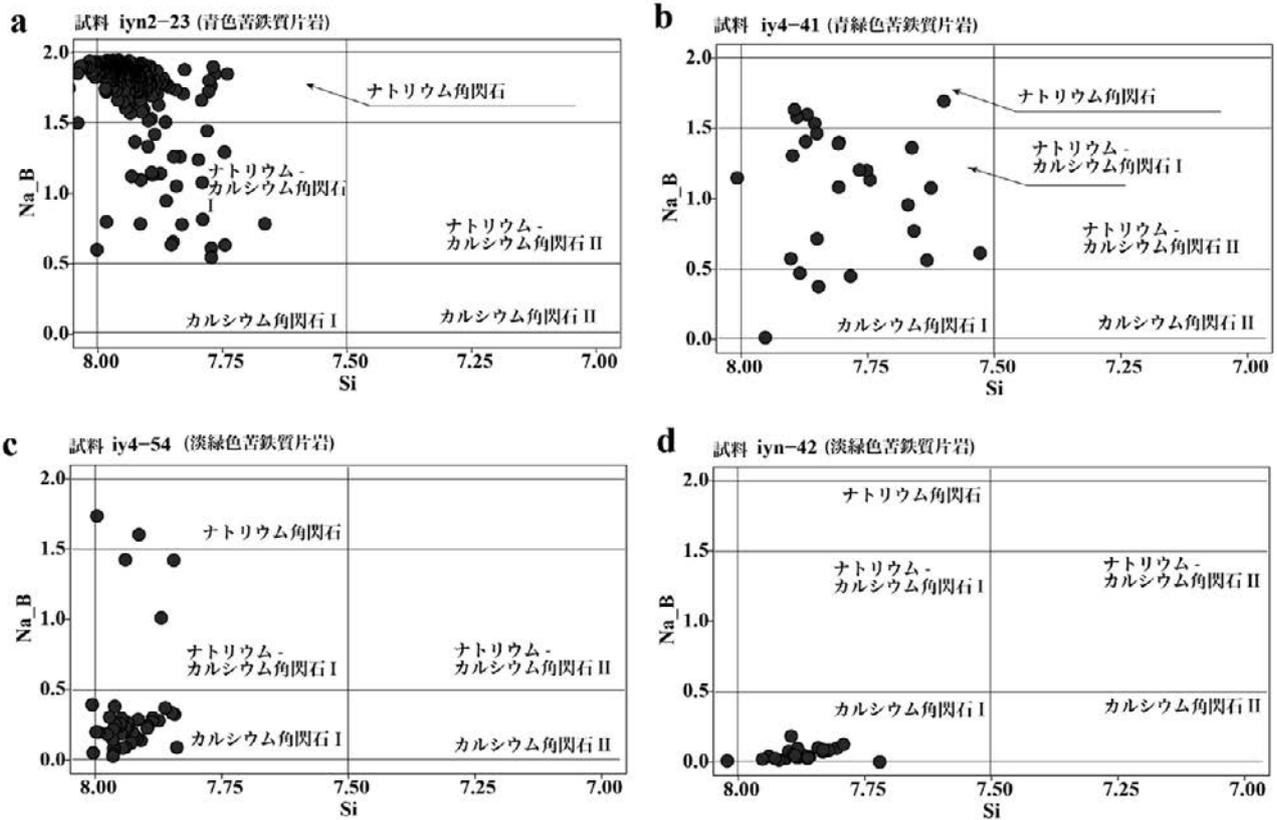


第3.75図 伊予ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 ($Si > 7.5$ でAサイトの陽イオン数 < 0.5) のナトリウム角閃石・ナトリウム-カルシウム角閃石・カルシウム角閃石の三角図
 三角図の各頂点は、トレモラ閃石及びアクチノ閃石 (Act)-藍閃石及び鉄藍閃石 (Gl)-マグネシオリーベック閃石及びリーベック閃石 (Rieb)。図中のナトリウム角閃石は、藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石、ナトリウム-カルシウム角閃石は、ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石、カルシウム角閃石は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石をそれぞれ指す。(a) 青色苦鉄質片岩 (iyn2-23) 中の角閃石。大洲市打越 (大洲図幅内) (b) 青緑色苦鉄質片岩 (iy4-41) 中の角閃石。長浜町浄心山の北西約 1 km。(c) 淡緑色苦鉄質片岩 (iy4-54) 中の角閃石。日土町耳取峠の南南東約 300 m。(d) 残晶単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42) 中の角閃石。大洲市豊茂。

緑泥石アルバイト石英フェンジャイト片岩 (第3.89図 c, d, 八幡浜市日土町銅が鳴の南東約 1.3 km の町道沿い, iy4-67)

八幡浜市日土町に分布する伊予ユニットの泥質片岩である。フェンジャイト、石英、アルバイト、緑泥石を主成分鉱物として含む、少量のアパタイト、ジルコン、電気石、炭質物、チタン石、不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理が発達する。フェンジャイトと緑泥石からなる層と石英とアルバイトからなる

層のくり返しからなる縞状構造が主片理と平行に発達する。主片理と平行な軸面を持つ褶曲 F_1 が発達する。褶曲 F_1 によって折り曲げられる縞状構造と片理は、主片理形成以前に生じていた片理 $S_{i,j}$ として認識できる。基質の石英粒子より粗粒な石英から構成されるレンズ状の形態をした石英脈も認められ、褶曲 F_1 により曲げられており、石英脈の形成が、主片理形成前であったことが分かる。



第 3.76 図 伊予ユニット苦鉄質片岩中の角閃石 (A サイトの陽イオン数 < 0.5) の Na_B-Si 組成図
 (a) 青色苦鉄質片岩 (iyn2-23) 中の角閃石. (b) 青緑色苦鉄質片岩 (iyn4-41) 中の角閃石. (c) 淡緑色苦鉄質片岩 (iy4-54) 中の角閃石 (d) 残晶単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42) 中の角閃石. 大洲市豊茂. Na_B: 酸素数 23 で角閃石の構造式を計算したときの B サイトにおける Na 量; Si: 酸素数 23 で角閃石の構造式を計算したときの Si 量. 図中のナトリウム角閃石は、藍閃石-鉄藍閃石-マグネシオリーベック閃石-リーベック閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 I は、ウインチ閃石-フェリウインチ閃石-フェロウインチ閃石-フェロフェリウインチ閃石, ナトリウム-カルシウム角閃石 II は、パロア閃石-フェリパロア閃石-フェロパロア閃石-フェロフェリパロア閃石, カルシウム角閃石 I は、トレモラ閃石-アクチノ閃石-鉄アクチノ閃石, カルシウム角閃石 II は、マグネシオホルンブレンド-マグネシオフェリホルンブレンド-フェロホルンブレンド-フェロフェリホルンブレンドをそれぞれ指す.

炭質物ラマン温度計

伊予ユニット泥質片岩中の炭質物のグラファイト化度を用いて、変成温度の見積を行った。測定には、研磨薄片を用いた。「大洲」地域の泥質片岩 (大洲市上須戒折尾) で、 361.5 ± 12.5 °C を得た。日土地域の泥質片岩 (八幡浜市日土田ノ窪) からは、 364.2 ± 7.7 °C を得た。両地域の推定温度は誤差の範囲で一致する。

3.5.8 砂質片岩

地質図に表現できる大きさの砂質片岩は、「大洲」地域と日土地域の伊予ユニット下部に分布する。「大洲」地域では、砂質片岩の層厚は最大 350 m 程度である。日土付近に分布する砂質片岩は小規模で、長軸 200 m 以下のレンズ状の岩体として分布する。

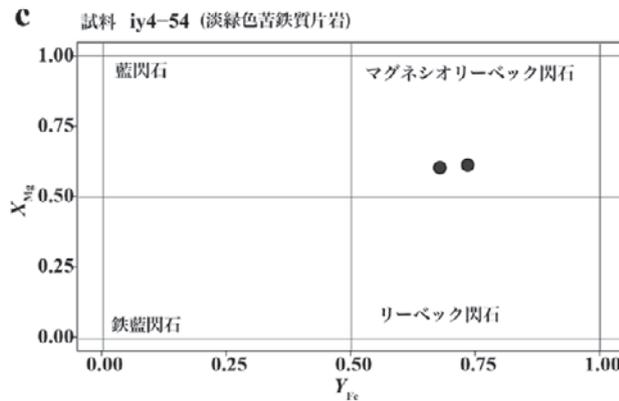
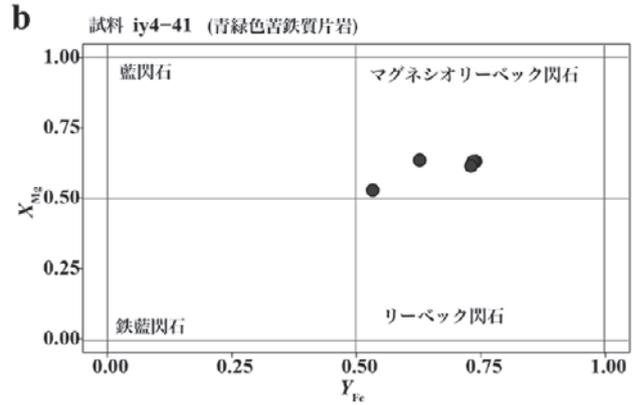
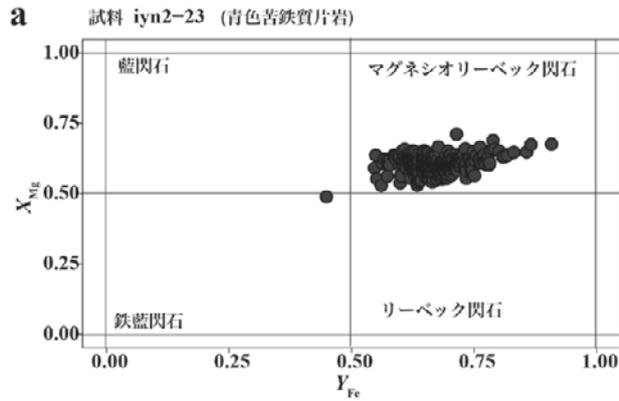
伊予ユニットの砂質片岩は、灰白色～灰色を呈し、主片理が発達する (第 3.90 図 a)。泥質片岩に比べると主片理の発達が弱く、泥質片岩に比べ厚く割れる。また、原

岩の砂岩に含まれていた碎屑粒子が残存していて、肉眼でも確認できる場合がある。砂質片岩には、厚さ数 cm の泥質片岩の薄層が挟まる場合がある (第 3.90 図 b)。

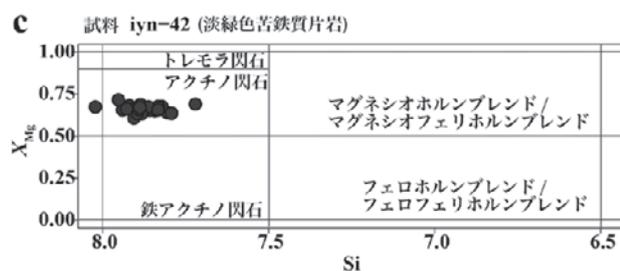
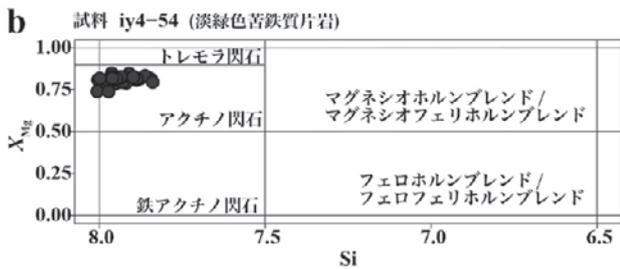
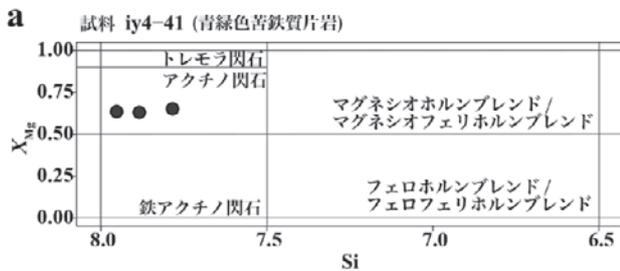
岩石記載

緑泥石フェンジャイト石英アルバイト片岩 (第 3.91 図、「大洲」地域の 大洲市都梅の東約 700 m の町道沿い、iyn-78)

伊予ユニット下部の砂質片岩である。アルバイト、石英、フェンジャイト、緑泥石、碎屑粒子 (斜長石と石英) から構成され、少量のアパタイト、ジルコン、不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理が発達する。碎屑粒子として含まれる石英と斜長石の粒径は、約 500 μm である。一方、基質を構成する石英・アルバイトの粒径は、50 μm 程である。碎屑粒子の石英は波動消光を示す。斜長石は、変成作用により微細な白色雲母を包有するアルバイトとなっている。いずれの碎屑粒子も主片

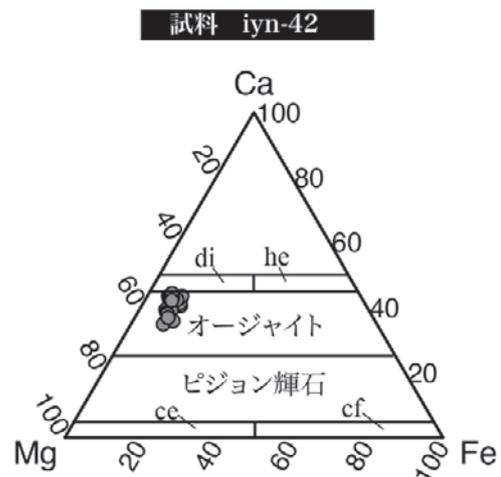


第 3.77 図 伊予ユニット苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成 (a) 青色苦鉄質片岩 (iyn2-23) 中の角閃石. (b) 青緑色苦鉄質片岩 (iy4-41) 中の角閃石. (c) 淡緑色苦鉄質片岩 (iy4-54) 中の角閃石. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; $Y_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$.



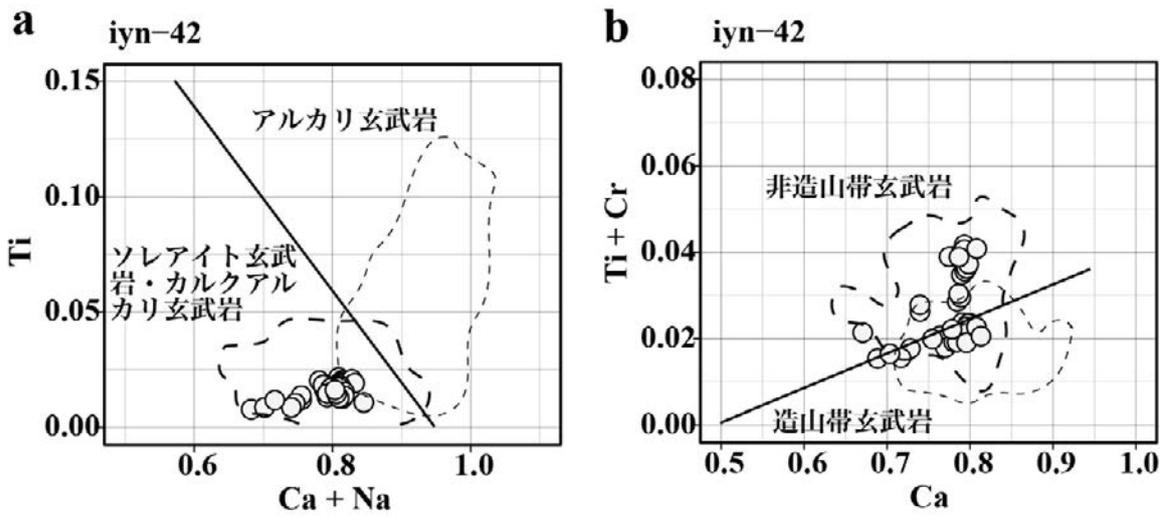
← 第 3.78 図 伊予ユニット苦鉄質片岩中のカルシウム角閃石の組成

(a) 青緑色苦鉄質片岩 (iy4-41) 中の角閃石. (b) 淡緑色苦鉄質片岩 (iy4-54) 中の角閃石 (c) 残晶単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42) 中の角閃石. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; Si: 酸素数 23 で角閃石の構造式を計算したときの Si 量.

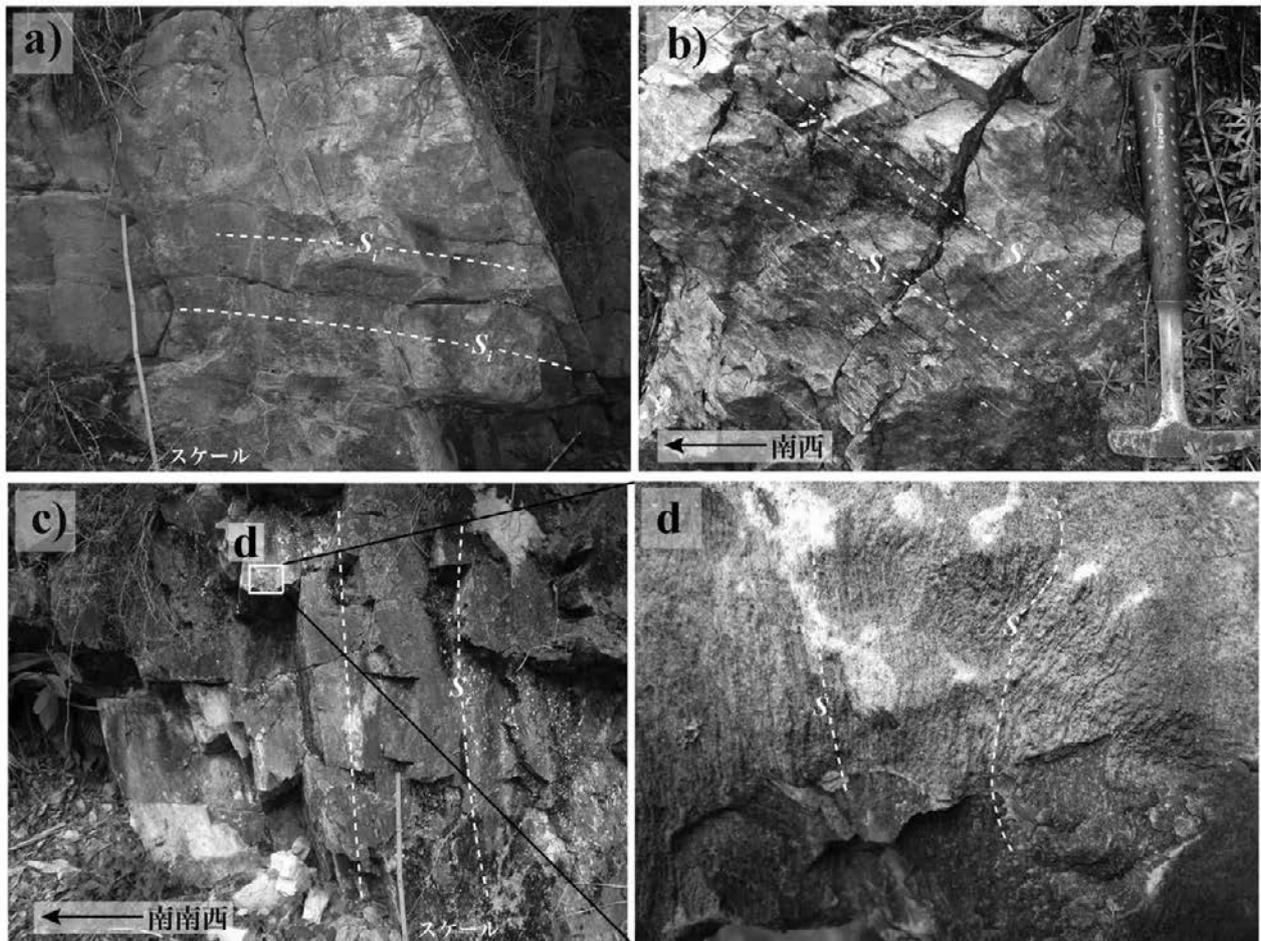


第 3.79 図 伊予ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石の Ca-Mg-Fe 三角図

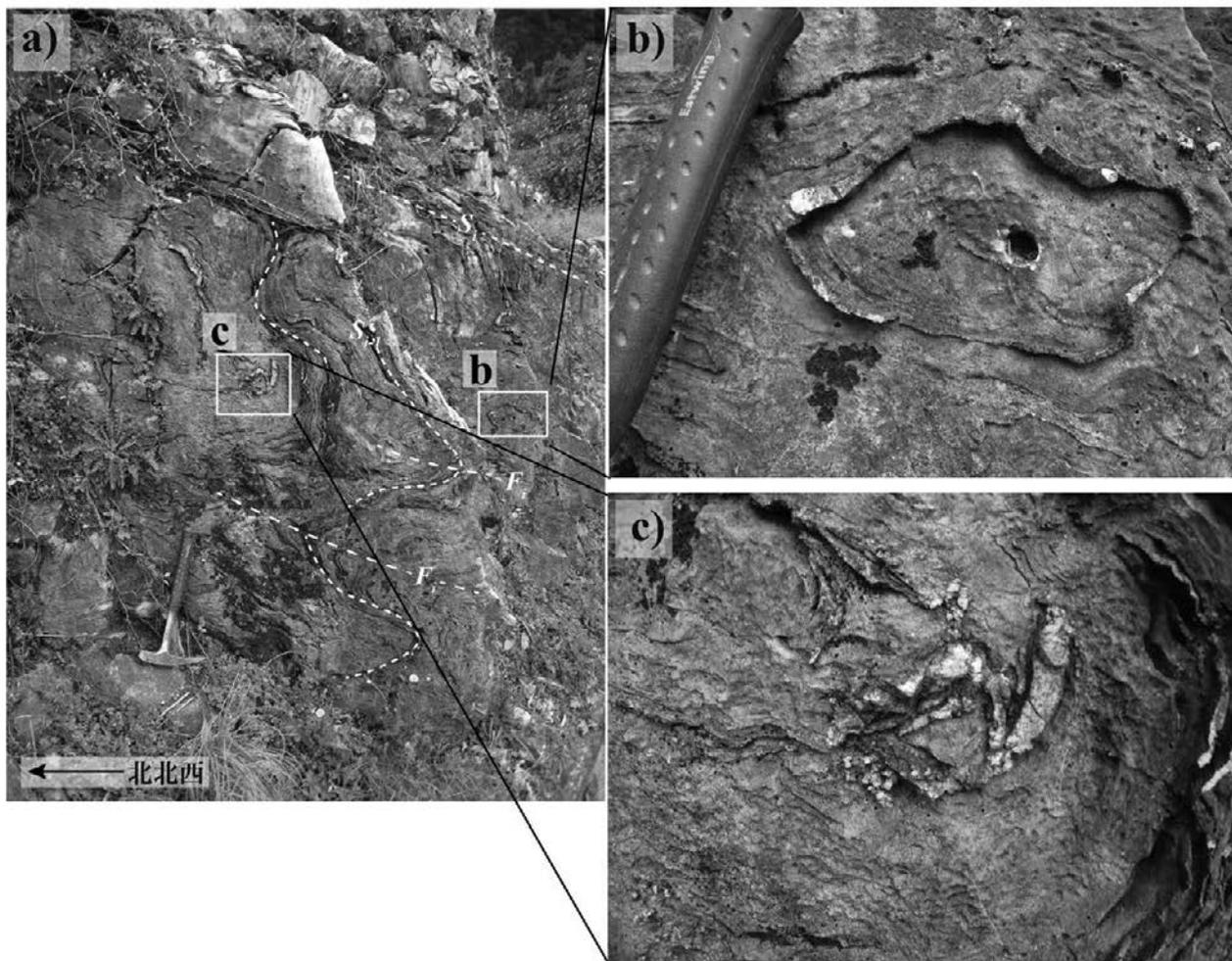
残晶単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42) 中の角閃石. ce: 単斜エンスタタイト; cf: 単斜フェロシライト; di: デイオプサイド; hc: ヘデン輝石.



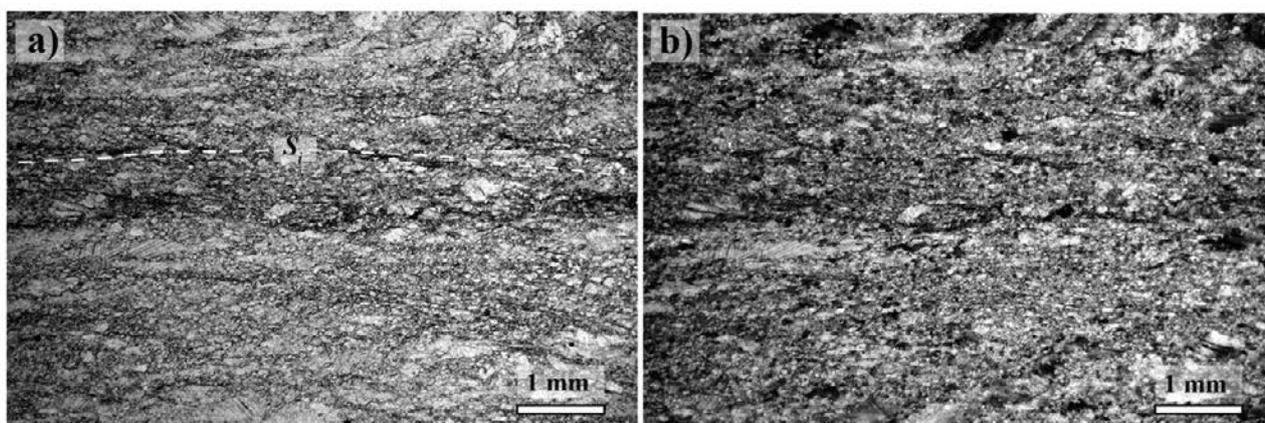
第 3. 80 図 伊予ユニット苦鉄質片岩中の残晶単斜輝石の組成とマグマ形成場
 マグマ形成場ごとの組成範囲は, Leterrie *et al.* (1982) による. 残晶単斜輝石を含む淡緑色苦鉄質片岩 (iyn-42) 中の角閃石.



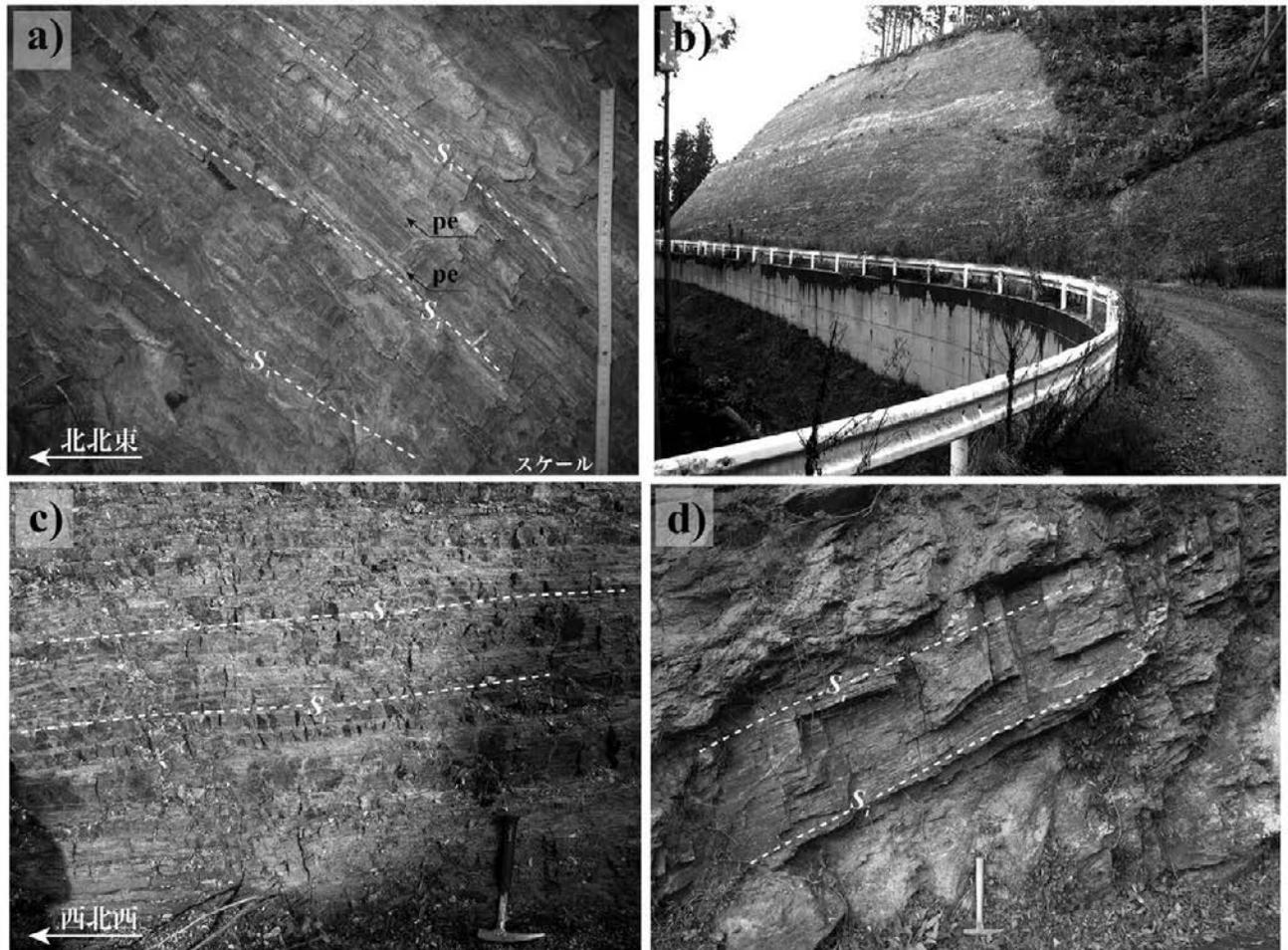
第 3. 81 図 伊予ユニット石灰質片岩の露頭写真
 (a) 石灰質片岩. 大洲市峯大越 (「大洲」地域内). (b) 石灰質片岩. 日土町川辻の北東約 550 m. (c) - (d) 石灰質片岩. 日土町川辻の西南西約 450 m. S_1 : 主片理. スケールの長尺の長さは約 1 m.



第 3. 82 図 伊予ユニット石灰質片岩の褶曲
 (a)–(c) 石灰質片岩に見られる褶曲. 日土町川辻の北東約 550 m. (a) 露頭の全景. (b)–(c) 鞍状褶曲のクローズアップ.



第 3. 83 図 伊予ユニット石灰質片岩の薄片写真
 (a)–(b) 石灰質片岩 (iyn4-50). (a) オープンニコール. (b) クロスニコール. S_1 : 主片理.



第 3.84 図 伊予ユニット珪質片岩の露頭写真

(a) 赤紫色珪質片岩. 大洲市河春の北約 630 m (大洲図幅内). (b) - (c) 赤紫色珪質片岩. 日土町銅が鳴西南西約 1.6 km. (b) 全景. (c) クローズアップ. (d) 灰色珪質片岩. 日土町田之窪の北東約 400 m. pe: 泥質片岩薄層; S₁: 主片理. スケールの長尺の長さは約 1 m.

理の方向に伸びた紡錘形の形態をしたものが多い. 碎屑粒子の周囲には, 石英からなるプレッシャーシャドウが発達する.

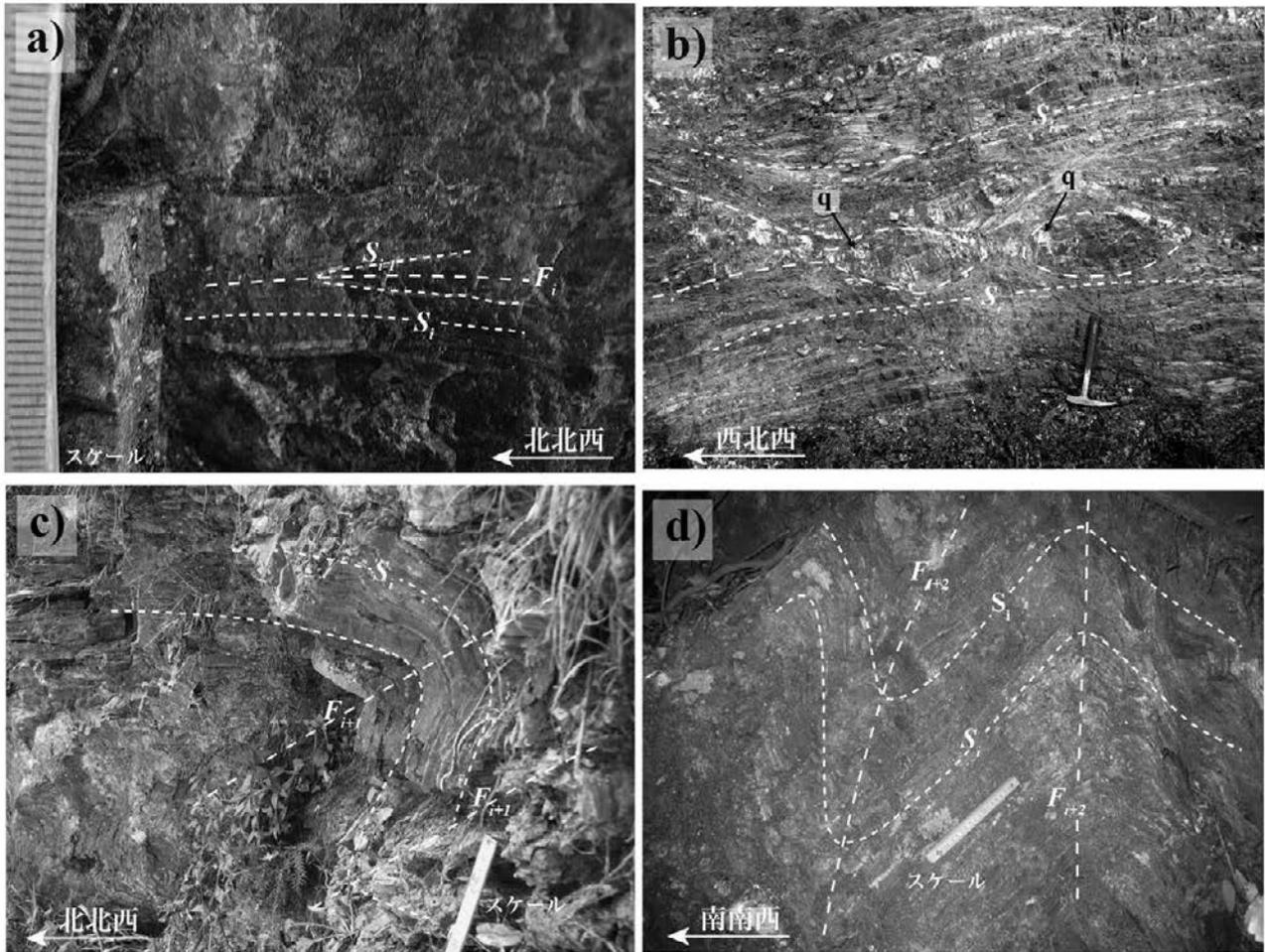
ジルコンU-Pb年代及びフェンジャイトK-Ar年代

伊予ユニット泥質片岩及び砂質片岩から, ジルコン及びフェンジャイトを分離し, ジルコンU-Pb年代及びフェンジャイトK-Ar年代測定を行った. フェンジャイトK-Ar年代結果の詳細は第 3.3 表に示した.

ジルコンU-Pb年代測定には, 日土地域の伊予ユニット下部の泥質片岩 1 試料と砂質片岩 1 試料, 「大洲」地域の伊予ユニット下部の砂質片岩 1 試料を用いた. 泥質片岩中のジルコンの粒径は, 100 μ m以下のものが多いが, 砂質片岩中のジルコンは, 100 μ m以上のものも存在する. 本ユニットのジルコンは, 微細な炭質物の包有物を含む変成リムの発達認められないため, ジルコンは碎屑性と判断される. ジルコンには, 長柱状で自形性の良いも

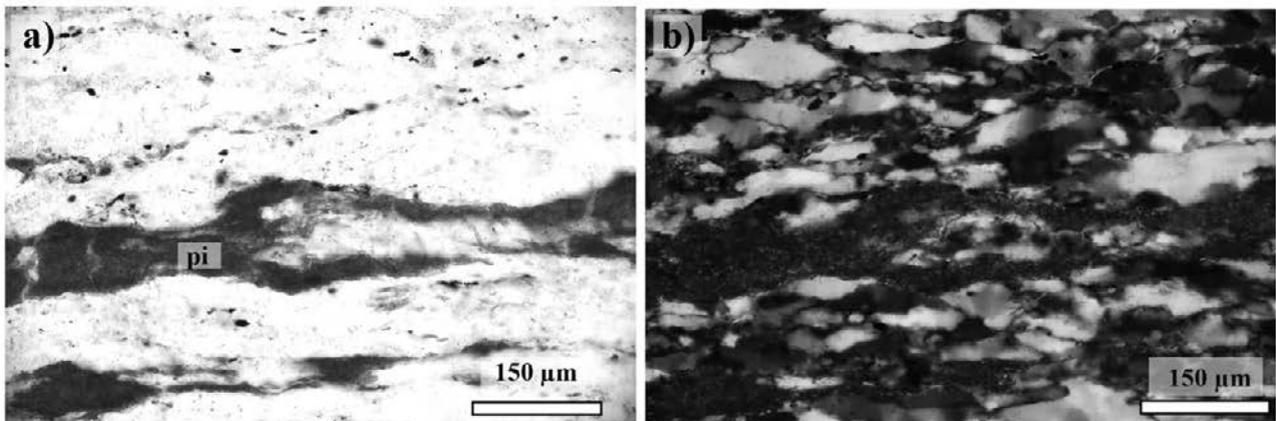
の, 他形の形態を示すもの, CL像においてオシラトリー累帯構造を示すもの, 明瞭な累帯構造を示さないものなどがある (第 3.92 図).

分析結果の多くは, コンコーディア成長曲線上にプロットされる (第 3.93 図). 一部の測定結果は, コンコーディア成長曲線から外れた位置にプロットされる. コンコーディア成長曲線とジルコン同位体分析値の 2 σ 誤差楕円が重なるものをコンコダント年代として採用した. 測定したコンコダントな ²³⁸U/²⁰⁶Pb年代を用いて, カーネル密度分布を求めた (第 3.94 図). 日土地域の泥質片岩からは, 最若年代集団として, 169.9 \pm 2.0 Ma が得られた (第 3.94 図 a). この泥質片岩からは, 中期ジュラ紀の最若年代集団の他に, ペルム紀~三畳紀にかけての年代集団, 前期原生代の年代集団も得られた (第 3.94 図 a, b). この泥質片岩の近くには, 珪質片岩が分布し, また, 後期三畳紀のコノドントを産出する石灰質片岩が分布する. 一方, 採取地点が前述の泥質片岩よりやや南東



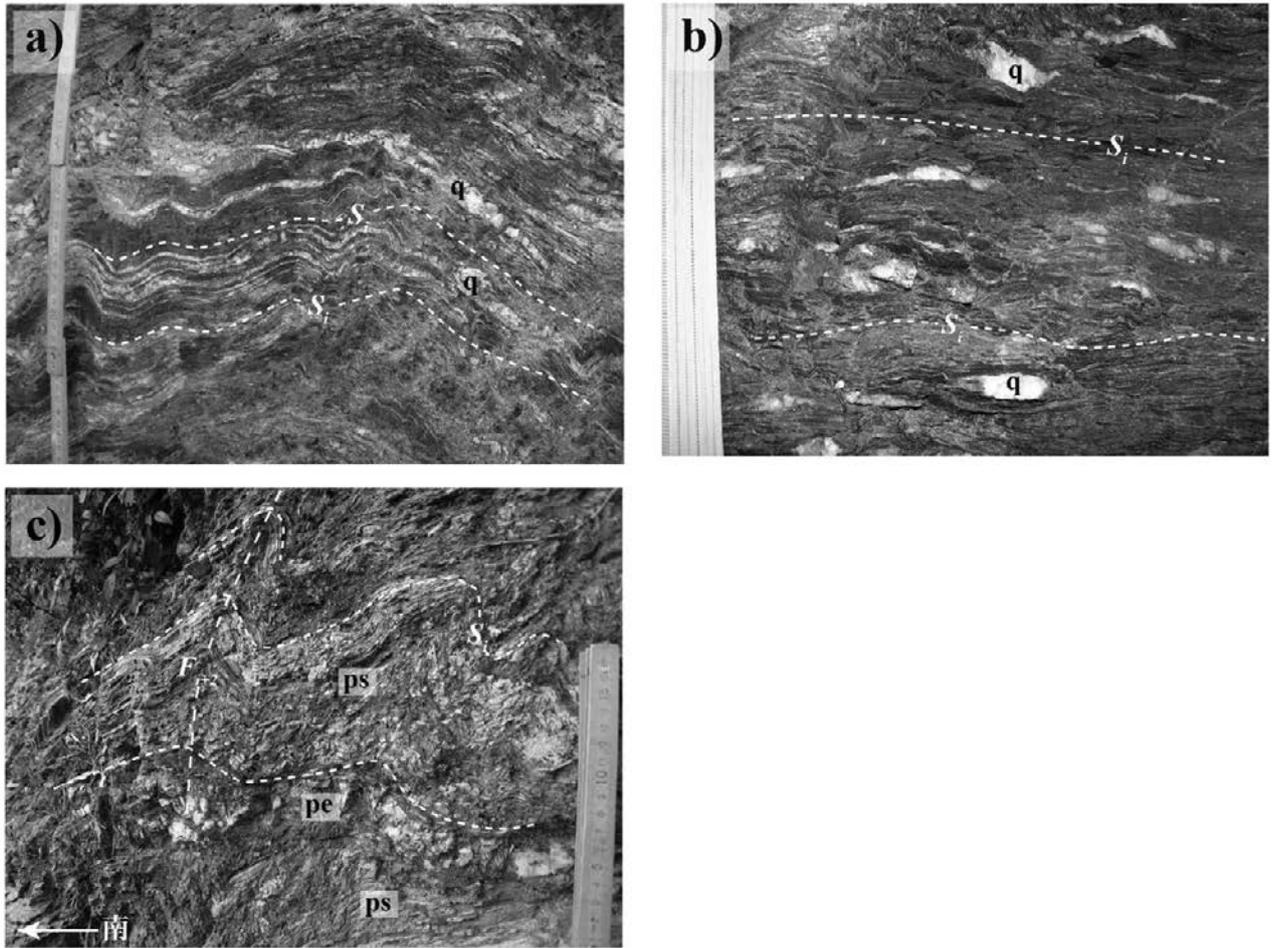
第 3. 85 図 伊予ユニット珪質片岩の褶曲と変形構造

(a) 赤紫色珪質片岩の褶曲 F_i 。大洲市西峰。(b) 赤紫色珪質片岩のブーディング。日土町銅が鳴西南西約 1.6 km。(c) 淡赤紫色珪質片岩の褶曲 F_{i+1} 。大洲市都梅。(d) 赤紫色珪質片岩の褶曲 F_{i+2} 。長浜町鼻欠山の南約 200 m (大洲図幅内)。 $S_{i,j}$: 主片理より前に形成された片理; S_i : 主片理; F_i : 褶曲 F_i ; F_{i+1} : 褶曲 F_{i+1} ; F_{i+2} : 褶曲 F_{i+2} ; q: 石英脈。スケールの尺のメモリは 1 mm, 折尺の長さは約 20 cm。

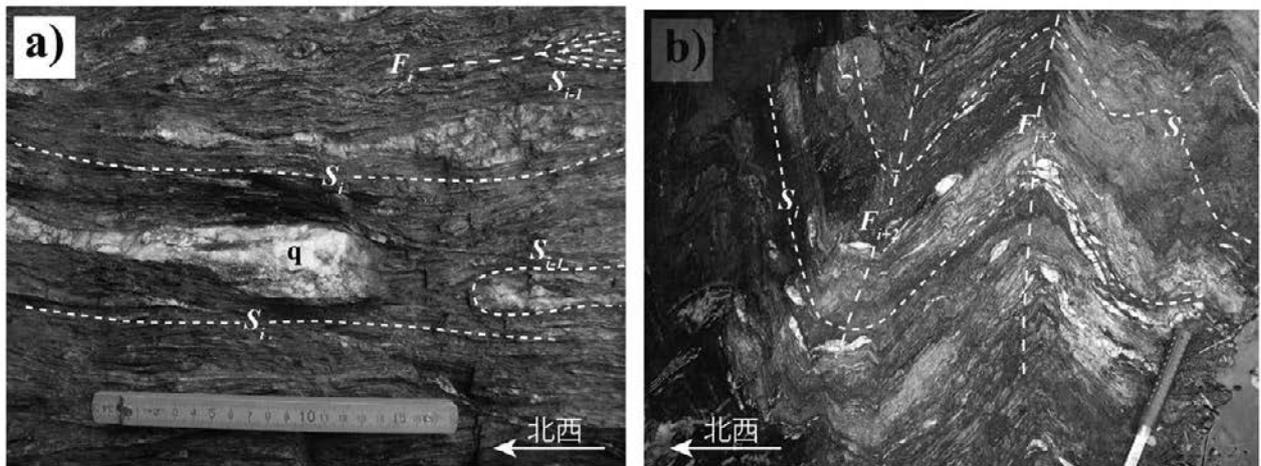


第 3. 86 図 伊予ユニット珪質片岩の薄片写真

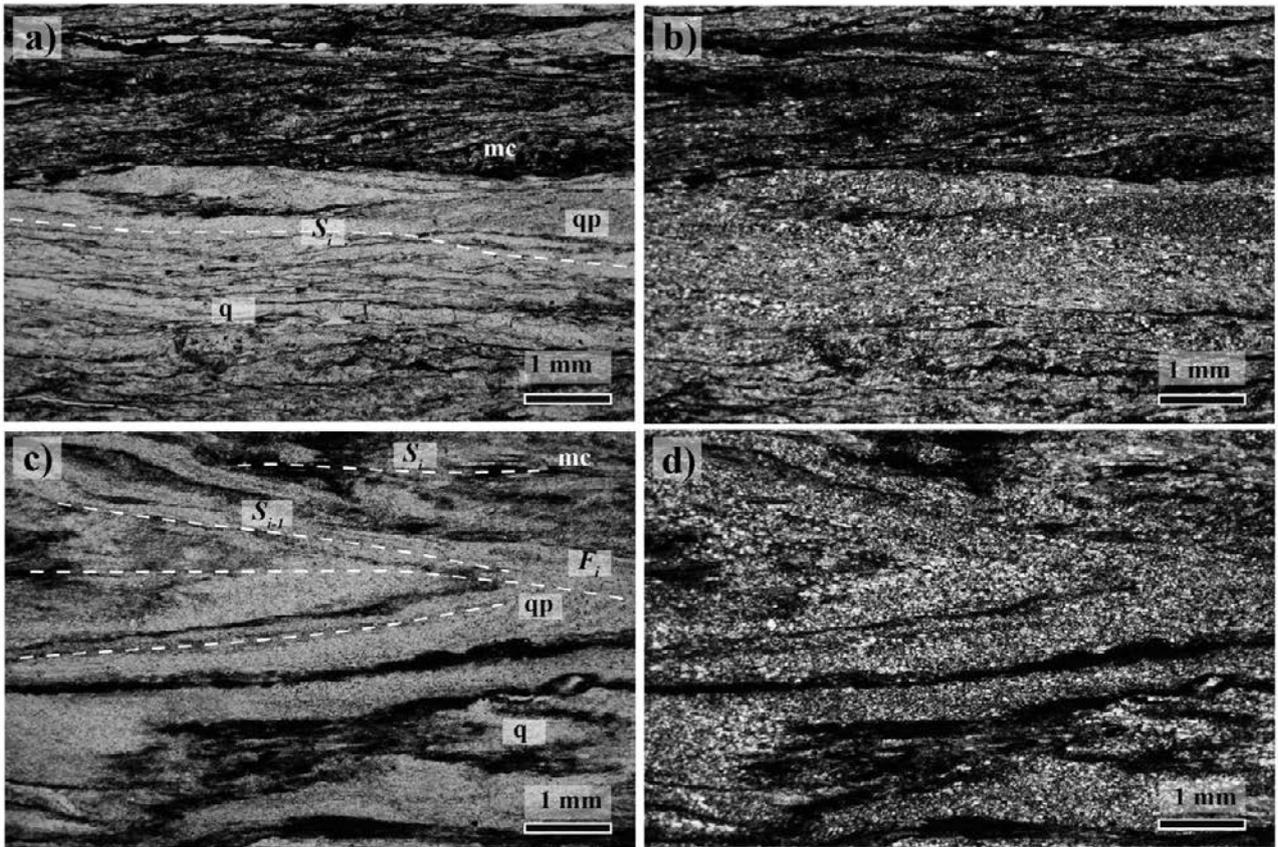
(a)–(b) 赤紫色珪質片岩 (iyn-07)。(a) オープンニコル。(b) クロスニコル。pi: 紅れん石。



第 3.87 図 伊予ユニット泥質片岩の露頭写真
 (a) 主片理に平行な石英脈を挟む泥質片岩. 大洲市松久保の北約 390 m (「大洲」地域内). (b) 石英脈レンズを挟む泥質片岩. 長浜町楠の木. (c) 砂質片岩を挟む泥質片岩. 大洲市松久保の西南西約 840 m (「大洲」地域内). pe: 泥質片岩; ps: 砂質片岩; q: 石英脈及び石英脈レンズ; S_i : 主片理; F_{i+2} : 褶曲 F_{i+2} .

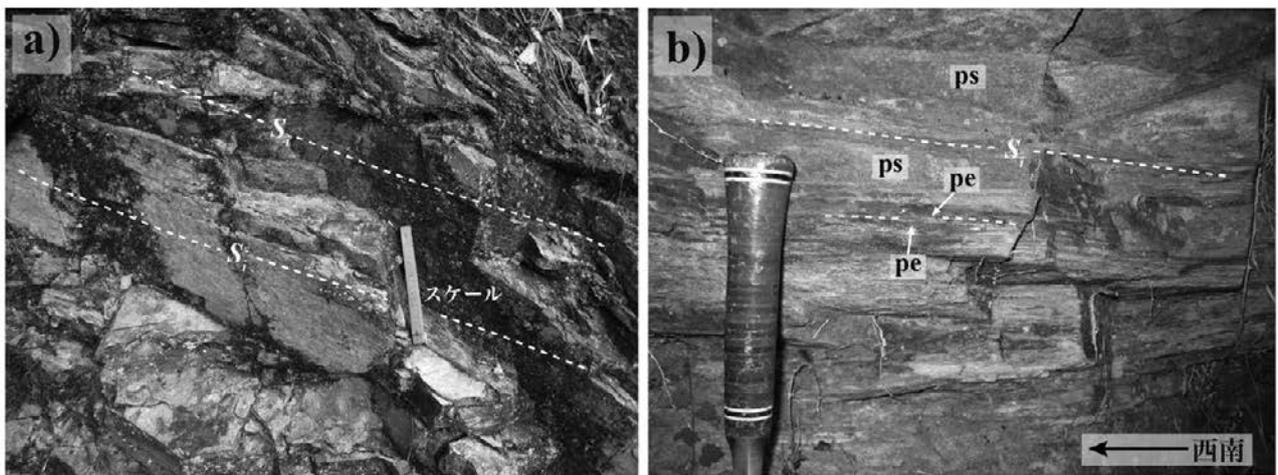


第 3.88 図 伊予ユニット泥質片岩の褶曲
 (a) 泥質片岩に見られる褶曲 F_i . 長浜町楠の木. (b) 泥質片岩に見られる褶曲 F_{i+2} . 長浜町楠の木. $S_{i,j}$: 主片理より前に形成された片理; S_i : 主片理; q: 石英脈及び石英レンズ.



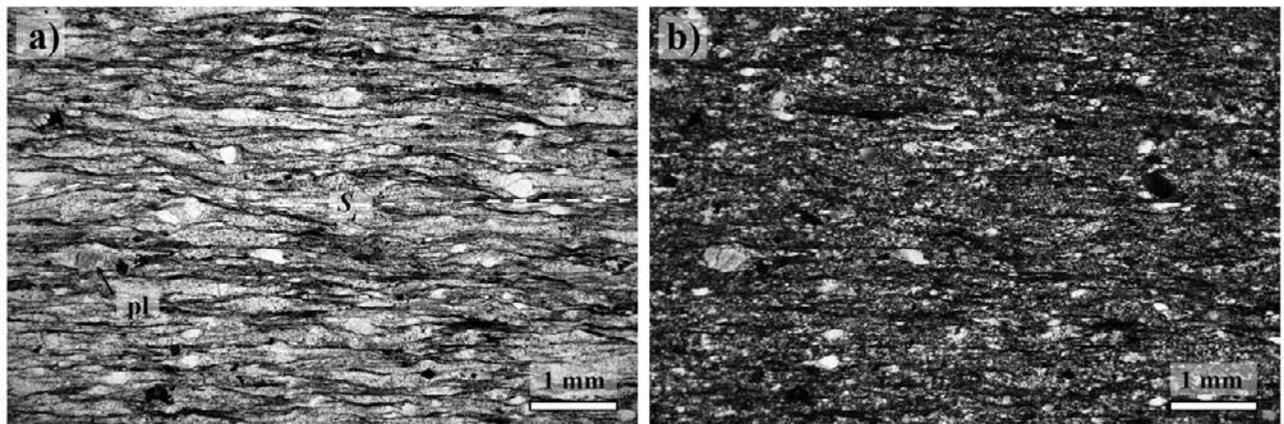
第 3. 89 図 伊予ユニット泥質片岩の薄片写真

(a)–(b) 泥質片岩 (iy4-67). (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. (c)–(d) 泥質片岩. 日土町銅が鳴の南東約 1.3 km. F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース; mc: 緑泥石・フェンジャイト濃集層; qp: アルバイト・石英濃集層; q: 石英脈; S_i : 主片理; $S_{r,i}$: 主片理より前に形成された片理.



第 3. 90 図 伊予ユニット砂質片岩の露頭写真

(a) 砂質片岩. 大洲市河春の南東約 440 m (「大洲」地域内). (b) 砂質片岩と泥質片岩の互層. 大洲市河春の南東約 750 m (「大洲」地域内). pe: 泥質片岩; ps: 砂質片岩; S_i : 主片理. スケールの折尺の長さは約 20 cm.

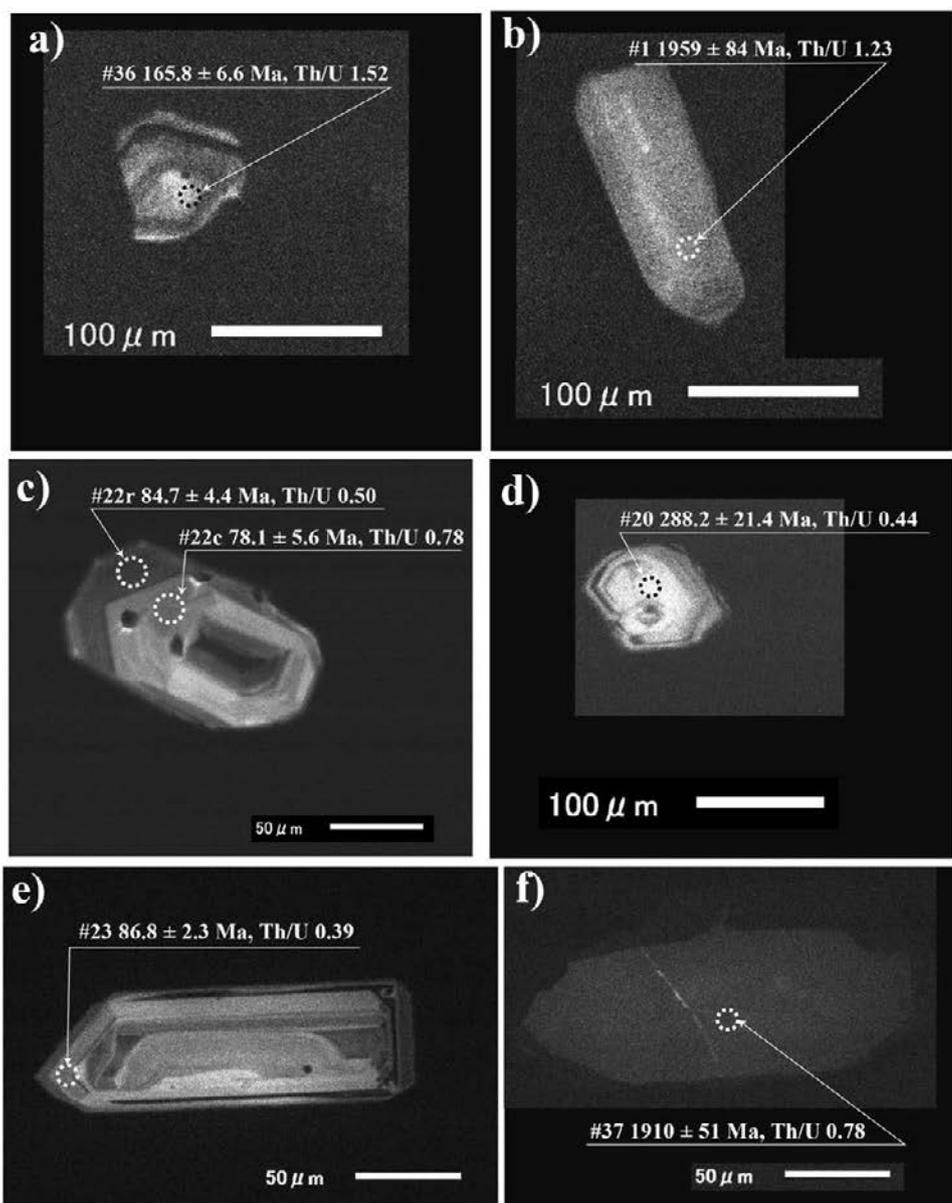


第3.91図 伊予ユニット砂質片岩の薄片写真

(a)–(b) 砂質片岩 (iyn-78). (a) オープンニコール. (b) クロスニコール. pl: 斜長石ポーフィロクラスト; S₁: 主片理.

で、見かけの層準がやや下位に当たる部分から採取した砂質片岩からは、最若年代集団として、 89.4 ± 0.7 Maの後期白亜紀の年代が得られた(第3.94図e)。この試料からは、後期白亜紀以外の年代集団はほとんど得られない(第3.94図e, f)。同じく、大洲地域の伊予ユニット下部から採取した砂質片岩からは、 85.6 ± 1.6 Maの後期白亜紀の最若年代集団が得られた(第3.94図c)。こちらの試料からも後期白亜紀以外の年代集団はほとんど得られなかった(第3.94図c, d)。以上、伊予ユニット下部の砂質片岩から得られた碎屑性ジルコンの最若年代集団のU-Pb年代は、後期白亜紀の89–86 Maの年代を示す。いずれも、砂質片岩中の碎屑性ジルコンであり、後背地に分布する花崗岩類などの粗粒結晶質岩石からのジルコン供給が推定される。後期白亜紀の東アジアには広範囲に火成活動が起こっており(例えば、Wu and Wu, 2022)、地殻の比較的浅所に貫入した花崗岩類は、数百万年以内に地表に露出し、碎屑性ジルコンの供給源になっていた可能性がある。従って、これらの年代は、伊予ユニットの原岩の堆積年代に近似できると考えられる。一方で、泥質片岩中のジルコン碎屑粒子の中期ジュラ紀の年代は、その意味づけが難しい。後述するように、この泥質片岩のフェンジャイトK-Ar年代は、伊予ユニット下部の他の試料から得られたフェンジャイトK-Ar年代の年代範囲に入る後期白亜紀である。この泥質片岩が高圧型三波川変成作用を被っていることは確実である。先に述べたように、この試料の周囲には、*Epigonodolella abneptis* 及び *Epigondolella multidentata* といった後期三畳紀のコノドントを産する石灰質片岩が分布する(須鎗ほか, 1980)。石灰質片岩は、後期三畳紀の石灰岩を原岩とすることに疑いはない。一方、伊予ユニット上部のキースラーガーのRe-Os年代から推定される海洋地殻の形成年代は、後期ジュラ紀である(Nozaki *et al.*, 2013)。伊予ユニットの石灰質片岩の原岩を、伊予ユニットが沈み込んでいたとき

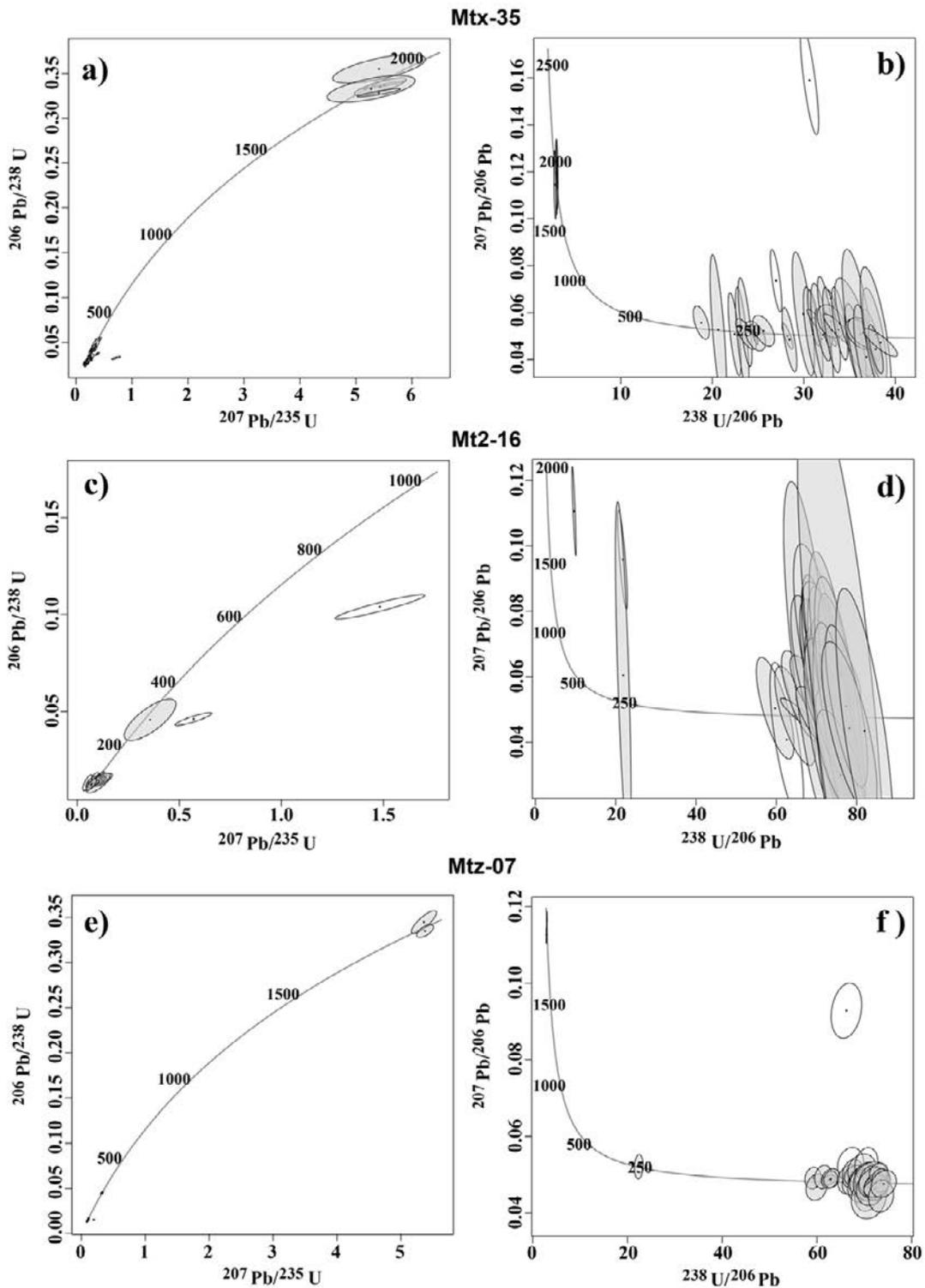
の海洋地殻に堆積した石灰岩とすることは困難である。中期ジュラ紀の最若年代集団を示す碎屑性ジルコンを含む泥質片岩と後期三畳紀のコノドントを含む石灰質片岩は、いずれも伊予ユニットより先に付加した海溝充填堆積物と海洋地殻の断片と考えられる。これらが、伊予ユニット内部に存在するプロセスとして以下の二通りの可能性が考えられる。1) 伊予ユニット沈み込み時の構造浸食により取り込まれた中期ジュラ紀の海溝充填堆積物からなる碎屑岩と後期三畳紀石灰岩、もしくは、2) すでに付加し海溝の大陸側斜面に露出していた中期ジュラ紀付加コンプレックスからのオリストストロームの可能性である。「大洲」地域の伊予ユニット下部の砂質片岩に伴っても、小規模な石灰質片岩の産出が認められることから、伊予ユニット下部には、日土地域以外でも中期ジュラ紀付加コンプレックスの構造スライスもしくはオリストストロームが局所的に存在する可能性がある。中期ジュラ紀の最若年代が得られた泥質片岩(八幡浜市日土町榎野)からフェンジャイトを分離し、K-Ar年代測定を行い、 88.1 ± 2.2 Maが得られた(第3.3表)。この年代は、「大洲」地域から得られている泥質片岩のK-Ar年代、 86.9 ± 2.2 Ma(坂野ほか, 2010)と誤差の範囲で一致する。一方、日土地域において、上記試料より南東方向へ2.6 km離れた地点で採取した泥質片岩(八幡浜市日土町瀬田の南方約700 m)から、 78.7 ± 2.0 MaのK-Ar年代が得られた(第3.3表)。この年代は、伊予ユニットから得られた前述のK-Ar年代値や「大洲」地域で得られているフェンジャイトK-Ar年代値より明らかに若い。しかしながら、伊方原子力発電所の2,000 mボーリング試料から得られているフェンジャイトK-Ar年代は、上位から下位へ向けて、88 Maから77 Maへ連続的に若くなる(Knittel *et al.*, 2014)。若いフェンジャイトK-Ar年代が得られた試料も、日土地域に分布する見かけ最下部の泥質片岩から得られている(第3.48図cのBから約3,700 mの地点)。本報告におけ



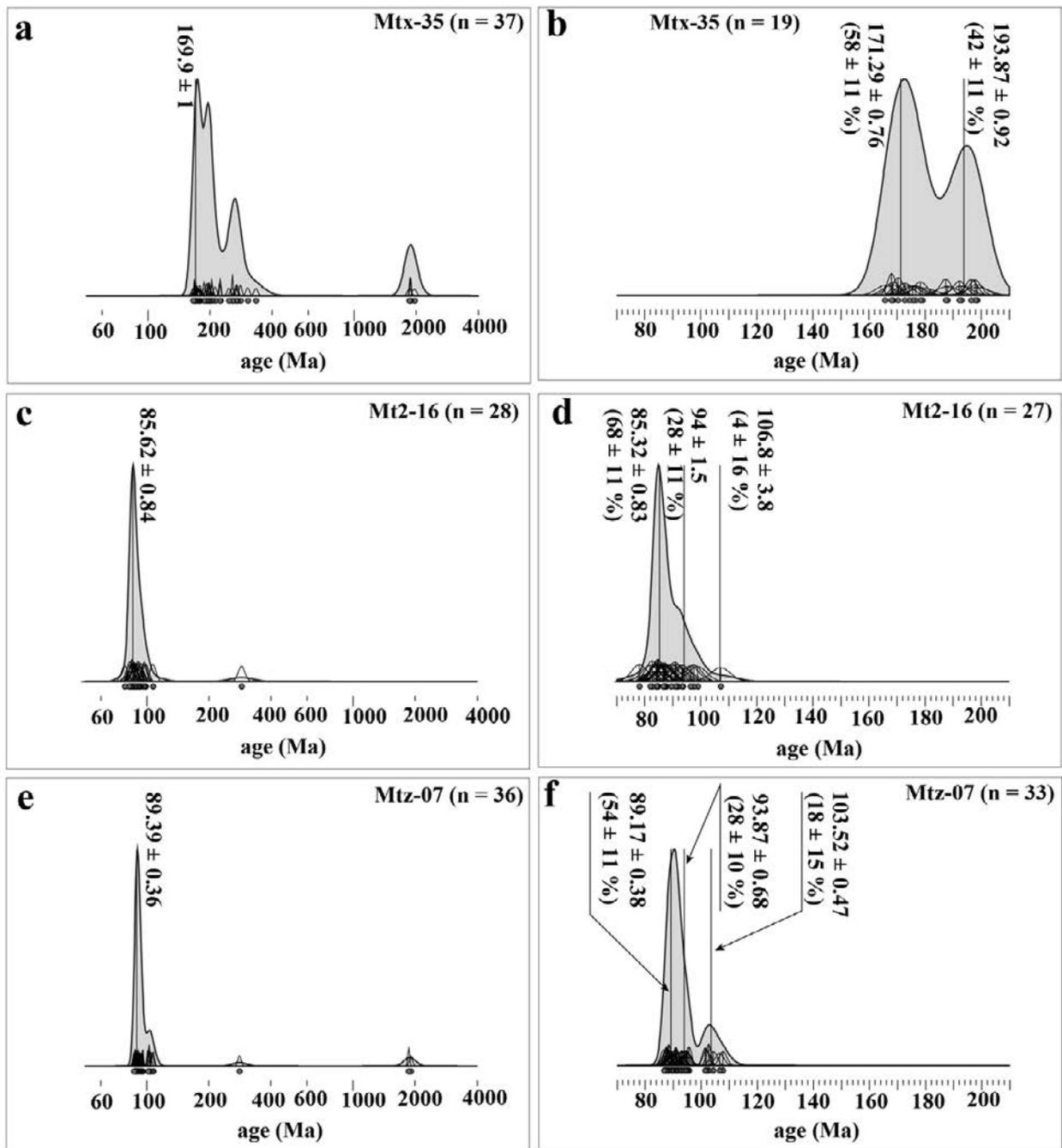
第 3.92 図 伊予ユニット砂質片岩及び泥質片岩中の碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像
 (a)–(b) 泥質片岩 (Mtx-35) から分離した碎屑性ジルコン。日土町榎野の北東約 110 m。(c)–(d) 砂質片岩 (Mt2-16) から分離した碎屑性ジルコン。大洲市多田の西約 1.4 km (大洲圏幅内)。(e)–(f) 砂質片岩 (Mt2-07) から分離した碎屑性ジルコン。大洲市梶ヤ谷の北約 1.1 km。白あるいは黒破線の丸は、分析ポイント。#は測定点番号、 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代、Th/U比を示す。

第 3.3 表 伊予ユニット泥質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代

ユニット (産地)	試料番号	測定鉱物	放射年代 (Ma)	放射性起源 ^{40}Ar ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$)	放射性起源 ^{40}Ar (%)	K (wt%)
伊予ユニット (愛媛県八幡浜市 日土町)	Iyn5-15	フェンジャイト	88.1 ± 2.2 (平均)			
			88.1 ± 2.2	1.930	86.70	5.5
			88.1 ± 2.2	1.930	84.60	5.5
伊予ユニット (愛媛県八幡浜市 日土町)	Iyn4-43	フェンジャイト	78.7 ± 2.0 (平均)			
			78.7 ± 2.0	1.400	95.60	4.51
			78.7 ± 2.0	1.410	64.80	4.51



第 3.93 図 伊予ユニット碎屑性ジルコンの碎屑性ジルコンのコンコーディア図
 (a)–(b) 泥質片岩 (Mtx-35) から分離した碎屑性ジルコン. (c)–(d) 砂質片岩 (Mt2-16) から分離した碎屑性ジルコン. (e)–(f) 砂質片岩 (Mtx-07) から分離した碎屑性ジルコン. (a), (c), (e) Wetherill コンコーディア図と分析点の同位体組成. (b), (d), (f) Tera-Wasserburg コンコーディア図と分析点の同位体組成. 分析点の誤差楕円は 2σ . 灰色の楕円はコンコーダントなデータ. 白抜き楕円はディスコーダントなデータ. コンコーディア曲線上の数字は年代 (Ma) を表す.



第 3.94 図 伊予ユニット泥質片岩及び砂質片岩中の碎屑性ジルコンのコンコダントな年代のカーネル密度分布
 (a)–(b) 泥質片岩 (Mtx-35) から分離した碎屑性ジルコン. (c)–(d) 砂質片岩 (Mt2-16) から分離した碎屑性ジルコン. (e)–(f) 砂質片岩 (Mtz-07) から分離した碎屑性ジルコン. (a), (c), (e) コンコダントな全データのカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model で求めた最若年代成分. (b), (d), (f) 200 Ma より若いコンコダント年代のカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model の auto で求めた年代成分 (Ma). 括弧内の数字は, 各年代成分の割合. Age : 年代.

る若いフェンジャイトK-Ar年代は、構造的低位へ向けてフェンジャイトK-Ar年代が若くなる伊予ユニット下部の年代極性を反映している可能性がある。

3.6 地質構造

この節では、三波川コンプレックスの地質構造について述べる。既に概要及び各論で述べたように、本地域の三波川コンプレックスには、 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} の4つの変形段階が存在し、そのうち、 D_{i-1} と D_i は薄片スケールで認識でき、 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} は露頭スケールで認識できる。さらに、 D_i と D_{i+2} は地質図スケールでも認識できる。本地域の三波川コンプレックスに変形段階 D_i で形成された主片理 S_i の極をシュミットネットにプロットすると、N78.3°Eで、10.6°Wに極を持つ大円上に配列する(第3.95図a)。主片理を褶曲させる軸面が立った褶曲 F_{i+2} によって、大円上の配列が生じたと考えられる。大円上の極の集中から褶曲 F_{i+2} の軸面と軸の方位を求めた結果、軸面は、N78.4°Eで、89.4°S、軸のプランジは、10.6°W、翼角は135.9°であった。

本地域南東部に分布する内子ユニットに限って主片理の極の分布を見ると、N76.0°Eで、1.7°Wに極をもつ大円上に分布するが、圧倒的に北北西傾斜の主片理が多いことが分かる(第3.95図b)。大円上の主片理の極の配列をもたらしした褶曲 F_{i+2} の軸面を求めた結果、軸面は、N76.4°Eで、89.4°S、軸は、1.7°Wにプランジし、翼角は91.5°であった。本地域三波川コンプレックス全体の主片理を用いて求めた褶曲 F_{i+2} と比較して、軸面の走向傾斜はほぼ同じだが、軸のプランジがより小さく、ほぼ水平に近い。また、翼角も小さい傾向がある。

本地域の陸域の北端部に分布する喜木津ユニットは、分布面積が狭く、取得している主片理の方位データも限られる。使用できるデータは多くないが、主片理の極の分布を見ると、N81.9°Eで、8.1°Wに極をもつ大円上に分布する(第3.95図c)。しかしながら、大多数の主片理は北北西傾斜である。大円上の主片理の極の配列をもたらしした褶曲 F_{i+2} の軸面の走向傾斜と軸のプランジを求めた結果、軸面は、N82.0°Eで、89.2°S、軸は、8.17°Wにプランジし、翼角は93.8°であった。本地域三波川コンプレックス全体の主片理を用いて推定した褶曲軸面及び軸と比較すると、両者はほぼ同じであった。喜木津ユニットの主片理の走向は、佐田岬半島の伸びの方向に比べ時計回りに数10°回転している。喜木津ユニットと伊予ユニットの境界の走向も両者の主片理の走向にほぼ平行なため、喜木津ユニットは本地域以西の佐田岬半島に出現せず、その延長は伊予灘の海域に推定される。

伊予ユニットは、本地域の三波川コンプレックスの大部分を占め、主片理の極の分布も、本地域の三波川コンプレックス全体の主片理の極の分布とほぼ同じ傾向を

示す。主片理の極の分布を見ると、N79.2°Eで、11.6°Wに極をもつ大円上に分布する(第3.95図d)。さらに、大円上の主片理の極の配列をもたらしした褶曲 F_{i+2} の軸面の走向傾斜と軸のプランジを求めた結果、軸面は、N79.4°Eで、89.9°S、軸は、11.6°Wにプランジし、翼角は130.4°であった。褶曲 F_{i+2} の軸面が有意に西へプランジしていることから、佐田岬半島を西へ向かうに従い、伊予ユニットのより上位の層準が露出していると推定される。

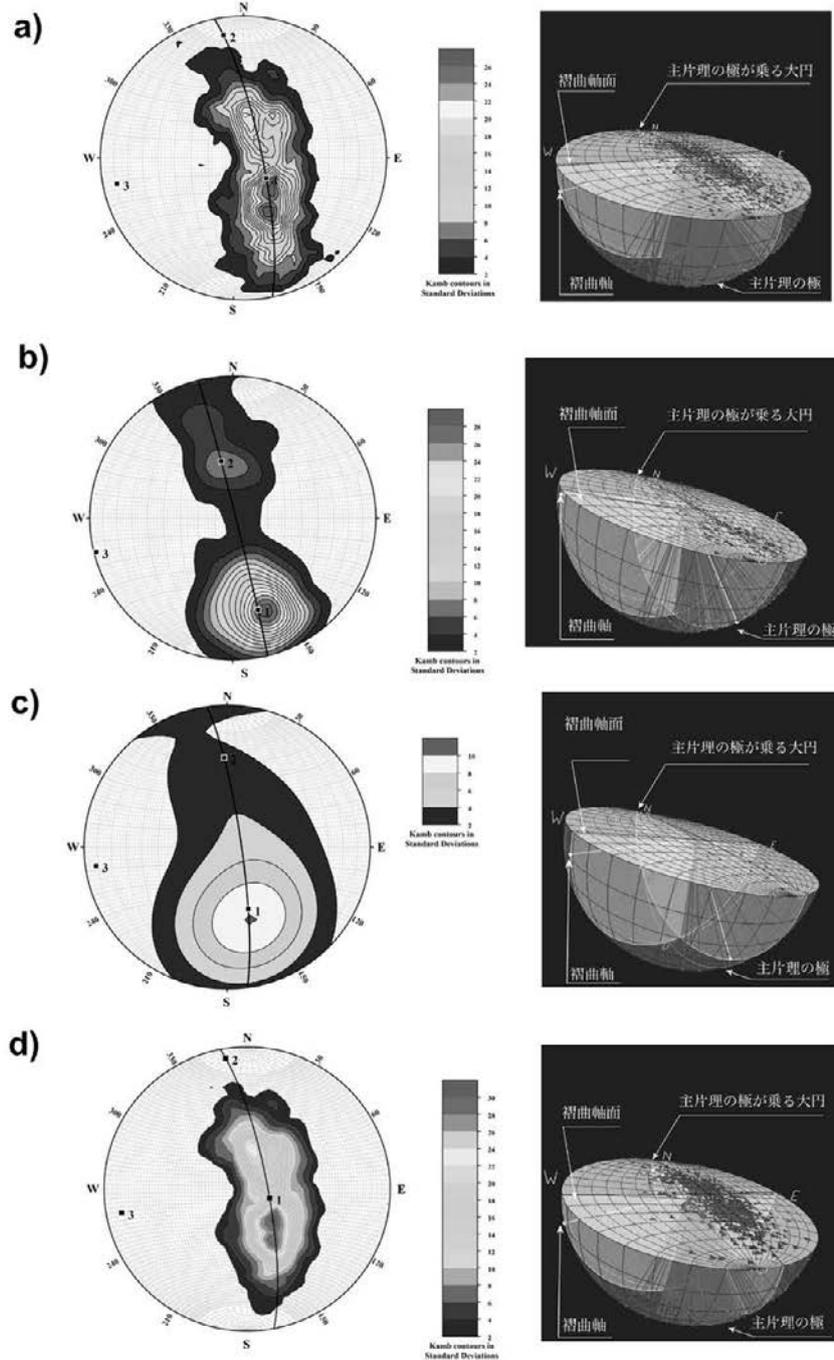
「伊予長浜」地域及びその周辺域を含めた広範囲の地質断面図(第3.96図)は以下のようになる。

伊予ユニットには、断面図に見るように、主片理形成時のタイトな褶曲 F_i が発達し、地層が折りたたまれている(第3.96図B-B'、C-C'、D-D'、E-E'、G-G'、F-F')。この褶曲の発達により、伊予ユニット見かけの層厚は、場所によりかなり厚くなる。伊方原子力発電所のボーリングコアで推定される本報告で伊予ユニット下部に対比した1,600 mを超える層厚の泥質片岩(Knittel *et al.*, 2014)も、褶曲 F_i の影響が考えられる(第3.96図G-G')。

A-A'断面(第3.96図)は、ほぼ肱川に沿う南北に近い断面で、東北東-西南西走向の複アンチフォーフォームにより伊予ユニットが緩やかに褶曲しているのが示されている。この複アンチフォーフォームは主片理 S_i を曲げる鉛直褶曲 F_{i+2} である。この褶曲構造は、伊予ユニットの主片理形成後に南北圧縮により形成されたと考えられる。主片理を形成するフェンジャイトのK-Ar年代のうち最も若いものが、伊予ユニット下部の約75 Maであることから、褶曲 F_{i+2} の形成時期は、75 Ma以降である。褶曲 F_{i+2} による複アンチフォーフォームの褶曲軸は、わずかに西へプランジしており、その結果、西側ほど、見かけ上位の地層が分布する。

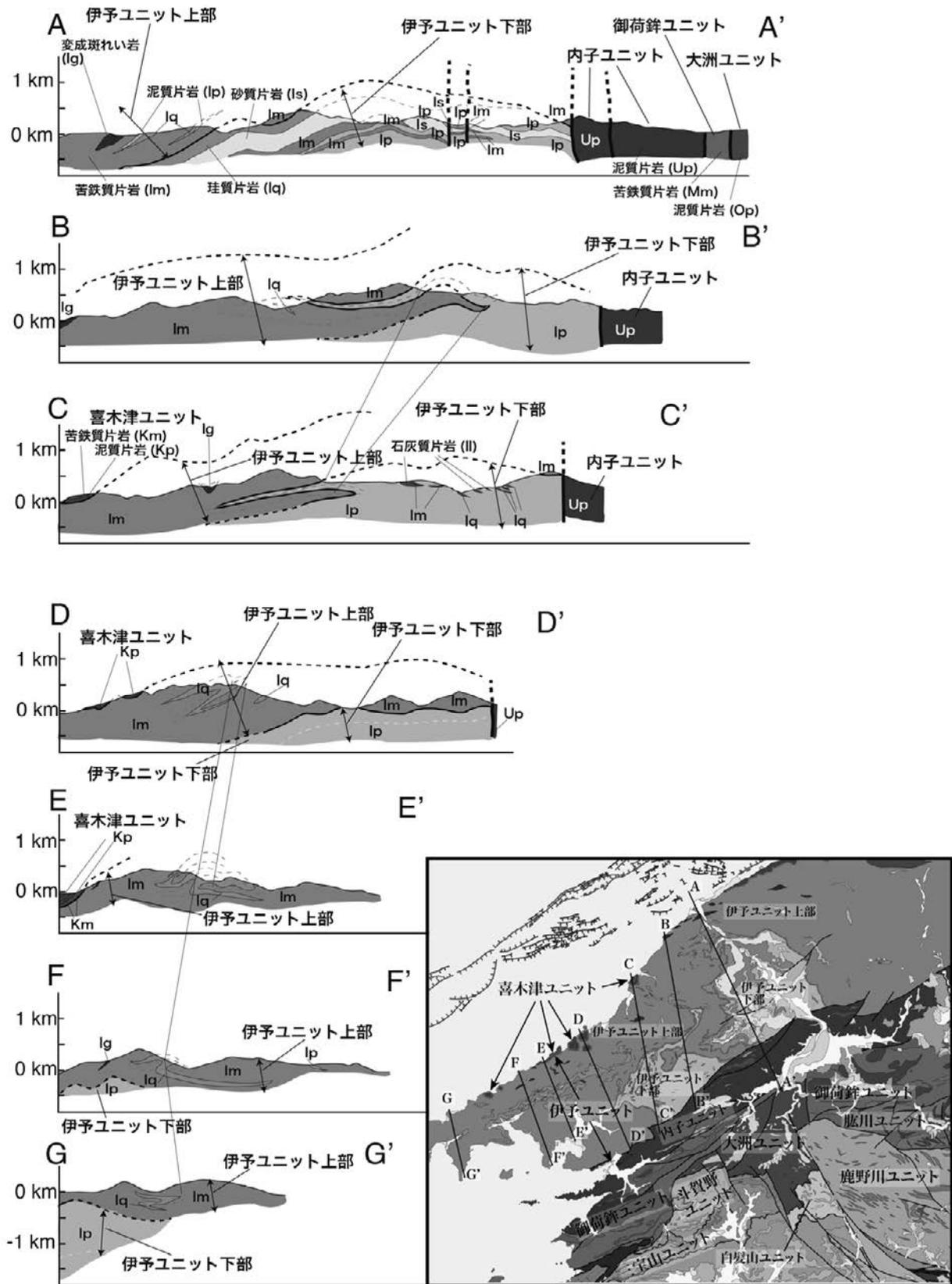
第3.96図のA-A'断面より西方のC-C'、D-D'、E-E'断面では、伊予ユニットの上位に喜木津ユニットが分布する。喜木津ユニットの主片理の形成時期は、主片理を形成するフェンジャイトK-Ar年代より、約83 Maであり、伊予ユニットへの衝上もこの時期と推定される。伊予ユニットの構造的上位の喜木津ユニットもこの褶曲 F_{i+2} の複アンチフォーフォームに参加する。

第3.96図のA-A'からC-C'断面では、断面図南部の高角度断層の南側に内子ユニットが、さらにその南側に御荷鉾ユニット、及び大洲ユニットが分布する。高角度断層で境されるこれらのユニット相互の初生的関係は、構造発達史の節で述べるように、構造的低位から上位へ、伊予ユニット-内子ユニット-御荷鉾ユニットと推定される。従って、伊予ユニットと内子ユニット、内子ユニットと御荷鉾ユニットの間の断層は、南側が相対的に沈降するような成分を持った断層運動を行ったと推定される。これらの断層は、前述の複アンチフォーフォームを切断するので、複アンチフォーフォームより後に形成されたと結論できる。



第 3.95 図 「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスに発達する主片理のステレオネットプロット

(a) 左は主片理 S_i の極のステレオネットプロット(全域)。極が配列する大円の極は、 $N78.3^{\circ}E$ で西へ 10.6° プランジする。データ数は1, 638。右は推定される褶曲 F_{i+2} (アンチフォーム・シンフォーム)の軸面と軸。軸面は、 $N78.4^{\circ}E$ 、傾斜は $89.4^{\circ}S$ 、翼角は 135.9° 。(b) 左は主片理 S_i の極のステレオネットプロット(内子ユニット)。極が配列する大円の極は、 $N76.0^{\circ}E$ で西へ 1.7° プランジする。データ数は249。右は推定される褶曲 F_{i+2} (アンチフォーム・シンフォーム)の軸面と軸。軸面は、 $N76.4^{\circ}E$ 、傾斜は $76.7^{\circ}S$ 、翼角は 91.5° 。(c) 左は主片理 S_i の極のステレオネットプロット(喜木津ユニット)。極が配列する大円の極は、 $N81.9^{\circ}E$ で西へ 8.1° プランジする。データ数は24。右は推定される褶曲 F_{i+2} (アンチフォーム・シンフォーム)の軸面と軸。軸面は、 $N82.0^{\circ}E$ 、傾斜は $89.2^{\circ}S$ 、翼角は 93.8° 。(d) 左は主片理 S_i の極のステレオネットプロット(伊予ユニット)。極が配列する大円の極は、 $N79.2^{\circ}E$ で西へ 11.6° プランジする。データ数は1, 249。右は推定される褶曲 F_{i+2} (アンチフォーム・シンフォーム)の軸面と軸。軸面は、 $N79.4^{\circ}E$ 、傾斜は $89.9^{\circ}S$ 、翼角は 130.4° 。(a)–(d)右の図の3は、主片理 S_i の極が配列する大円(太線)の極で、褶曲 F_{i+2} の軸の方位を表す。2は、褶曲 F_{i+2} の軸面と S_i の極が配列する大円の交点、3は、1と2に直交する方位を表す。



第 3.96 図 「伊予長浜」地域及び周辺地域の地質断面図

Km: 喜木津ユニット苦鉄質片岩; Kp: 喜木津ユニット泥質片岩; Ig: 伊予ユニット変成斑れい岩; Im: 伊予ユニット苦鉄質片岩; Il: 伊予ユニット石灰質片岩; Iq: 伊予ユニット珪質片岩; Ip: 伊予ユニット泥質片岩; Is: 伊予ユニット砂質片岩; Up: 内子ユニット泥質片岩; Mm: 御荷鉾ユニット苦鉄質片岩; Op: 大洲ユニット泥質片岩.

第 3.96 図の A-A' 断面では、御荷鉾ユニットの南側に大洲ユニットが高角断層で接して分布する。大洲ユニットと他のユニットの初生的関係は複雑で、詳細は地質構造発達史の節で述べる。

3.7 変成作用

鉱物及び流体の熱力学的データを用いてギブス自由エネルギー最小化法で安定な鉱物組合せと鉱物化学組成を計算し作成した相平衡図は、シュードセクションと呼ばれる。本報告では、シュードセクションを用いて、三波川コンプレックス変成岩の形成温度圧力条件を推定した。

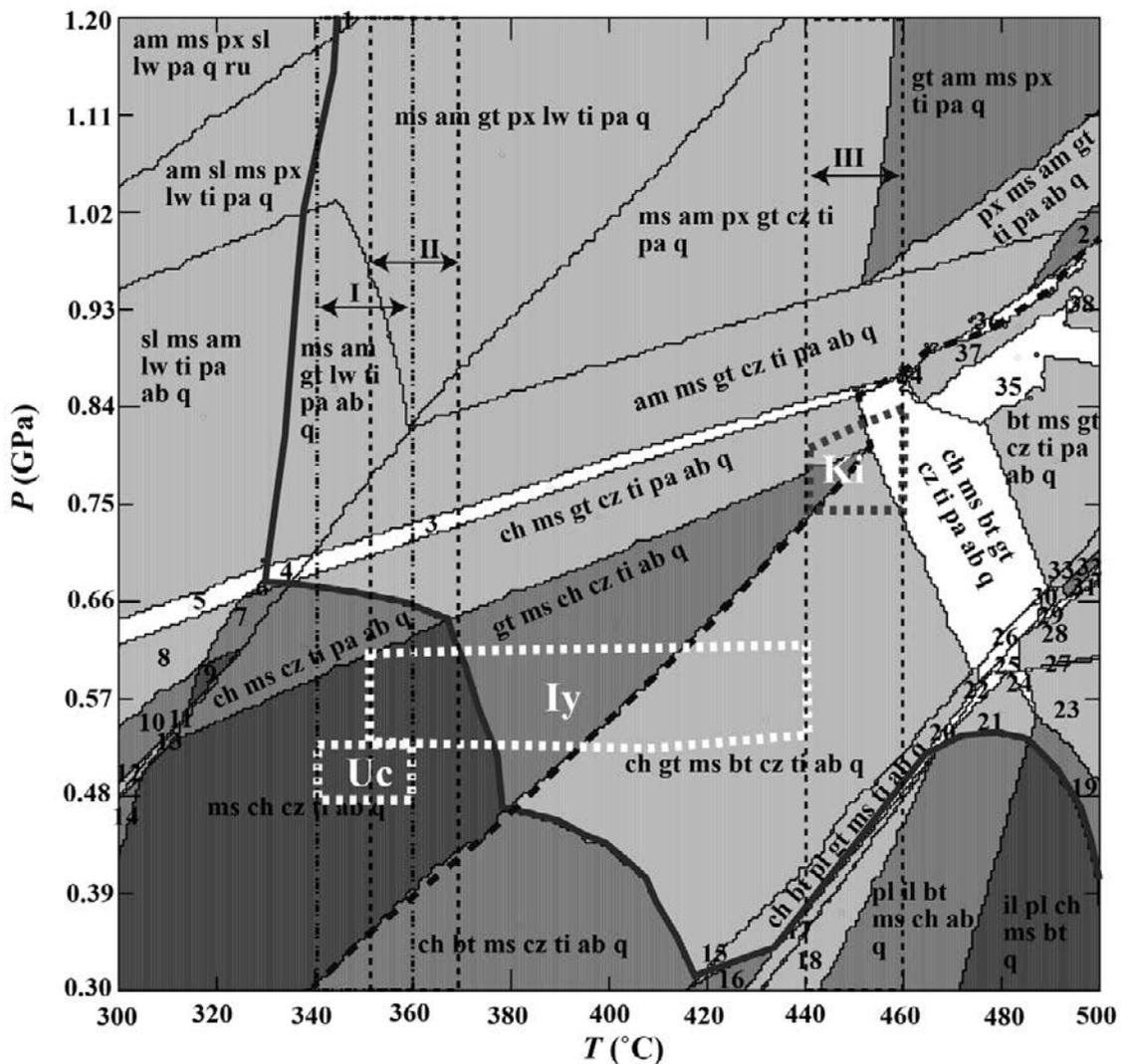
泥質片岩の鉱物共生解析には、四国三波川コンプレックス泥質片岩の平均化学組成 (Goto *et al.*, 1996) を用いた。シュードセクションによる泥質片岩の鉱物共生は、低温部ではざくろ石も黒雲母も出現しないが、0.5 GPa より高压の場合は、高温でざくろ石が出現する (第 3.97 図)。一方、0.5 GPa より低压では、高温側で黒雲母が出現する。ざくろ石や黒雲母の出現は、全岩化学組成の鉄とマグネシウムの比や、マンガン含有量の違いにより変化するが、三波川コンプレックスの泥質片岩における鉄とマグネシウムの比、及びマンガン含有量の違いはあまり大きくない (Goto *et al.*, 1996)。従って、高压型変成作用で生じた三波川コンプレックスでは、ざくろ石アイソグラッドが低温側で、黒雲母アイソグラッドが高温側に設定できる (東野, 1975)。本報告で計算されたシュードセクションに炭質物温度計で求めた温度を制約条件として課すと、内子ユニットは約 350 °C で 0.37–0.61 GPa、伊予ユニットは、約 360 °C で、0.39–0.63 GPa の温度圧力条件が推定できる。この温度圧力範囲で、泥質片岩で観察される緑泥石+フェンジャイト+緑れん石+アルバイト+チタン石+石英の組合せが再現できる。

喜木津ユニットでは、炭質物温度計及びざくろ石-緑泥石地質温度計で約 450 °C の変成温度が推定される。この変成温度を束縛条件として、喜木津ユニットの泥質片岩に広く認められる緑泥石+ざくろ石+緑れん石の組合せが再現できる圧力範囲をシュードセクションで求めると、0.77 GPa 前後となる。

泥質片岩と同じくシュードセクションを用いて苦鉄質片岩の鉱物共生の解析を行った。苦鉄質片岩の鉱物共生は、温度圧力に敏感で、変成相の定義にも使われる反面、全岩化学組成の影響を大きく受ける。苦鉄質片岩の鉱物共生解析では、四国三波川別子地域の苦鉄質片岩の全岩化学組成 (Okamoto and Toriumi, 2004) を用いた。用いた全岩化学組成は、緑泥石帯の苦鉄質片岩の平均化学組成と最も鉄/マグネシウム比が大きな苦鉄質片岩の分析値である。緑泥石帯苦鉄質片岩の平均化学組成を用い、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ を 0.05 と仮定して計算したシュードセクション (第 3.98 図) は、鉄の 3 価の含有量が少なく、

ナトリウム角閃石が出現しにくい組成である。このシュードセクションでは、泥質片岩で求めた内子ユニットと伊予ユニットの変成温度圧力範囲で、緑れん石+アクチノ閃石+チタン石+アルバイト+石英の共生が再現できる。この組合せは、伊予ユニットの淡緑色苦鉄質片岩及び内子ユニットの緑色苦鉄質片岩に認められる鉱物共生である。内子ユニットの緑色苦鉄質片岩中のアクチノ閃石は、藍閃石-鉄藍閃石成分を最大 8–9 mol% 前後含む。伊予ユニットの淡緑色苦鉄質片岩中のアクチノ閃石は、藍閃石-鉄藍閃石成分を 10 mol% 前後含むものが多い。緑れん石+アクチノ閃石+チタン石+アルバイト+石英の共生関係において、アクチノ閃石中の藍閃石-鉄藍閃石成分は変成圧力の増加と共に増加する (第 3.98 図)。各ユニットの泥質片岩中の炭質物温度計で得られた温度を参照すると、内子ユニットで約 350 °C で 0.48–0.52 GPa、伊予ユニットで約 360 °C で、0.54–0.61 GPa の温度圧力条件が推定できる。ただし、どちらのユニットにも上記の緑れん石+アクチノ閃石+チタン石+アルバイト+石英の組合せのほか、パンペリー石を共生が認められ、内子ユニットには、変成単斜輝石を含む共生関係が認められることから、部分的にさらに低温の部分も存在する可能性も指摘できる。喜木津ユニットの淡緑色苦鉄質片岩でも、緑れん石+アクチノ閃石+チタン石+アルバイト+石英の共生が認められ、アクチノ閃石中の藍閃石成分は最大 14–16 mol% 前後である。喜木津ユニットの泥質片岩から炭質物温度計及びざくろ石-緑泥石地質温度計で約 450 °C の変成温度が推定される。この変成温度を束縛条件として、変成圧力を求めると、約 450 °C、0.75–0.84 GPa の温度圧力条件が推定される。喜木津ユニットの淡緑色苦鉄質片岩中のアクチノ閃石のコアにはマグネシオホルンブレンドが存在する。マグネシオホルンブレンドの存在は、ピーク変成時の変成温度圧力条件が、さらに高温・高压であった可能性を示唆する。

四国中央部別子地域の緑泥石帯の苦鉄質片岩平均化学組成を用い、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ を 0.45 と仮定して、シュードセクションを作成した (第 3.99 図)。この化学組成は、鉄の 3 価の含有量が多く、ナトリウム角閃石が出現しやすい組成である。内子ユニットで推定した温度圧力条件、350 °C、0.50 GPa 前後では、ナトリウム角閃石 (リーベック閃石-マグネシオリーベック閃石成分を 40 mol% 以上固溶する藍閃石-鉄藍閃石でいわゆるクロス閃石) がアクチノ閃石と共に出現する。この組合せは、内子ユニットの青緑色苦鉄質片岩の鉱物共生を再現している。伊予ユニット下部で推定した温度圧力条件、約 360 °C で、0.54–0.61 GPa では、青緑色苦鉄質片岩のナトリウム角閃石 (藍閃石-鉄藍閃石成分を相当量固溶するマグネシオリーベック閃石でいわゆるクロス閃石)+緑れん石の共生を再現している。伊予ユニット上部の苦鉄質片岩が占める部分は、炭質物を用いた温度推定、ざくろ

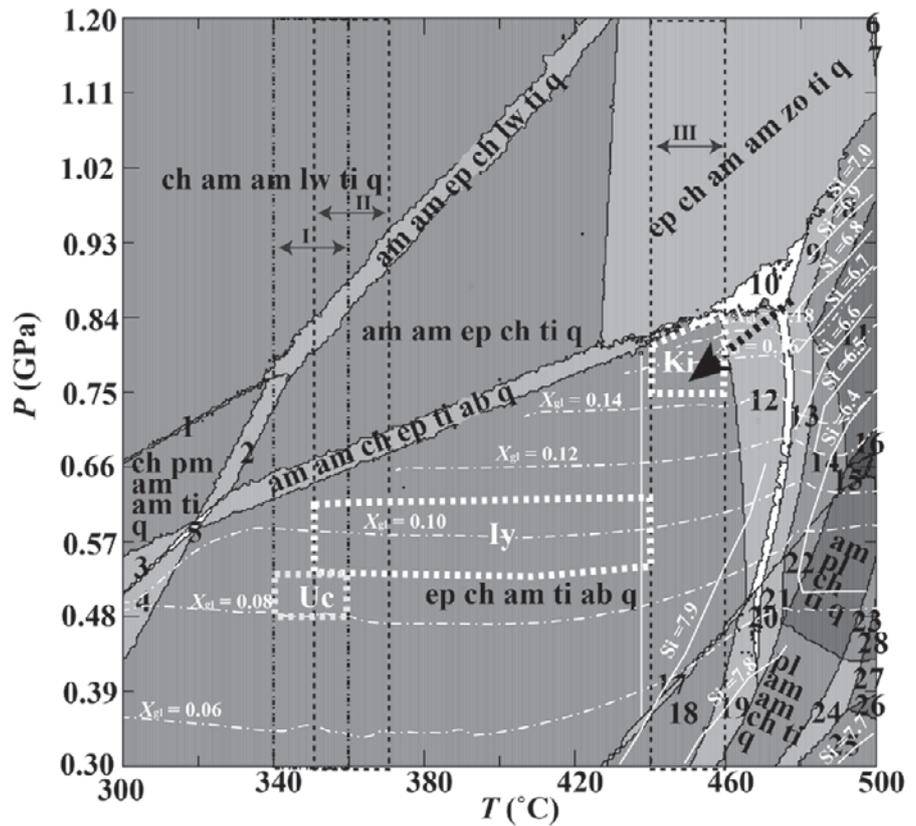


- | | | |
|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 1: am ms px gt lw pa q ru | 14: ms ch sl cz ti ab q | 27: ms ch pl bt il gt pa q ru |
| 2: gt am ms ti pa ab q | 15: ch gt bt ms pl cz ti ab q | 28: pl ch gt bt ms pa q ru |
| 3: ch gt ms am cz ti pa ab q | 16: pl ms ch bt ti ab q | 29: ch pl gt bt ms ti pa q ru |
| 4: ms am ch gt lw ti pa ab q | 17: bt ms ch pl il ti ab q | 30: pl gt bt ms ch ti pa q |
| 5: am ms sl ch lw ti pa ab q | 18: pl ms bt il ch ab q ru | 31: ms pl gt bt ti pa q ru |
| 6: am ch ms lw ti pa ab q | 19: ch bt ms pl il gt q | 32: pl gt ms bt ti pa q |
| 7: ch ms lw ti pa ab q | 20: pl ms il bt gt ch ti ab q | 33: ms pl bt gt cz ti pa q |
| 8: ch ms sl lw ti pa ab q | 21: bt ch pl il ms gt ab q | 34: ms ch am gt bt ti pa ab q |
| 9: ms ch lw ti ab q | 22: ch bt ms pl il gt ab q ru | 35: am ms bt gt cz ti pa ab q |
| 10: ch ms sl lw ti ab q | 23: il ms pl ch bt gt pa q | 36: gt ms am am ti pa ab q |
| 11: ch ms cz lw ti ab q | 24: ch bt ms pl gt il pa ab q | 37: am gt bt ms ti pa ab q |
| 12: ms sl ch pm lw ti ab q | 25: ms ch gt bt pl pa ab q ru | 38: am am gt bt ms ti pa ab q |
| 13: ch ms sl cz lw ti ab q | 26: pl ms bt ch gt ti pa ab q | |

第 3.97 図 泥質片岩のシュードセクション

三波川コンプレックスの泥質片岩の平均化学組成 (Goto *et al.*, 1996) を使用。P: 圧力; T: 温度; am: 角閃石, ms: フェンジャイト; px: 単斜輝石; gt: ざくろ石; lw: ローソン石; pa: パラゴナイト; q: 石英; ru: ルルル, ch: 緑泥石; ab: アルバイト; pl: 斜長石; bt: 黒雲母; ti: チタン石; il: イルメナイト; cz: クリノゾイサイト; sl: スチルプノメレン。図中の I, II, III の温度範囲は、内子ユニット泥質片岩, 伊予ユニット泥質片岩, 喜木津ユニット泥質片岩から得られた炭質物温度計の温度範囲を示す。Uc, Iy, Ki の領域は、内子ユニット, 伊予ユニット, 喜木津ユニットの温度・圧力推定範囲を示す。太い実線はざくろ石の出現曲線, 太い点線は黒雲母の出現曲線を示す。

- 1: am am ch pm lw ti q
- 2: am am pm ch ep ti q
- 3: ch pm am am ti ab q
- 4: ep pm ch am ti ab q
- 5: am am pm ch ep ti ab q
- 6: ep am am ch zo q ru
- 7: ep am am ch zo ti q ru
- 8: am am ch zo ti q
- 9: ch am am zo ti pa q
- 10: am am ep ch zo ti pa q
- 11: am ch zo ti q
- 12: ep am ch zo ti ab q
- 13: am am ch zo ti ab q
- 14: am ch zo ti ab q
- 15: am ch ti ab q
- 16: am pl zo ti q
- 17: pl am ep ch ti ab q
- 18: pl ep ch am ti q
- 19: pl ch am am ep ti q
- 20: pl ch am am ep zo ti q
- 21: pl am am ch zo ti q
- 22: pl am ch zo ti q
- 23: pl am Ilm ch ti q
- 24: ch pl am am Ilm ti q
- 25: pl Ilm am am ch q
- 26: pl am am Ilm q
- 27: am am Ilm pl ti q
- 28: am Ilm pl ti q



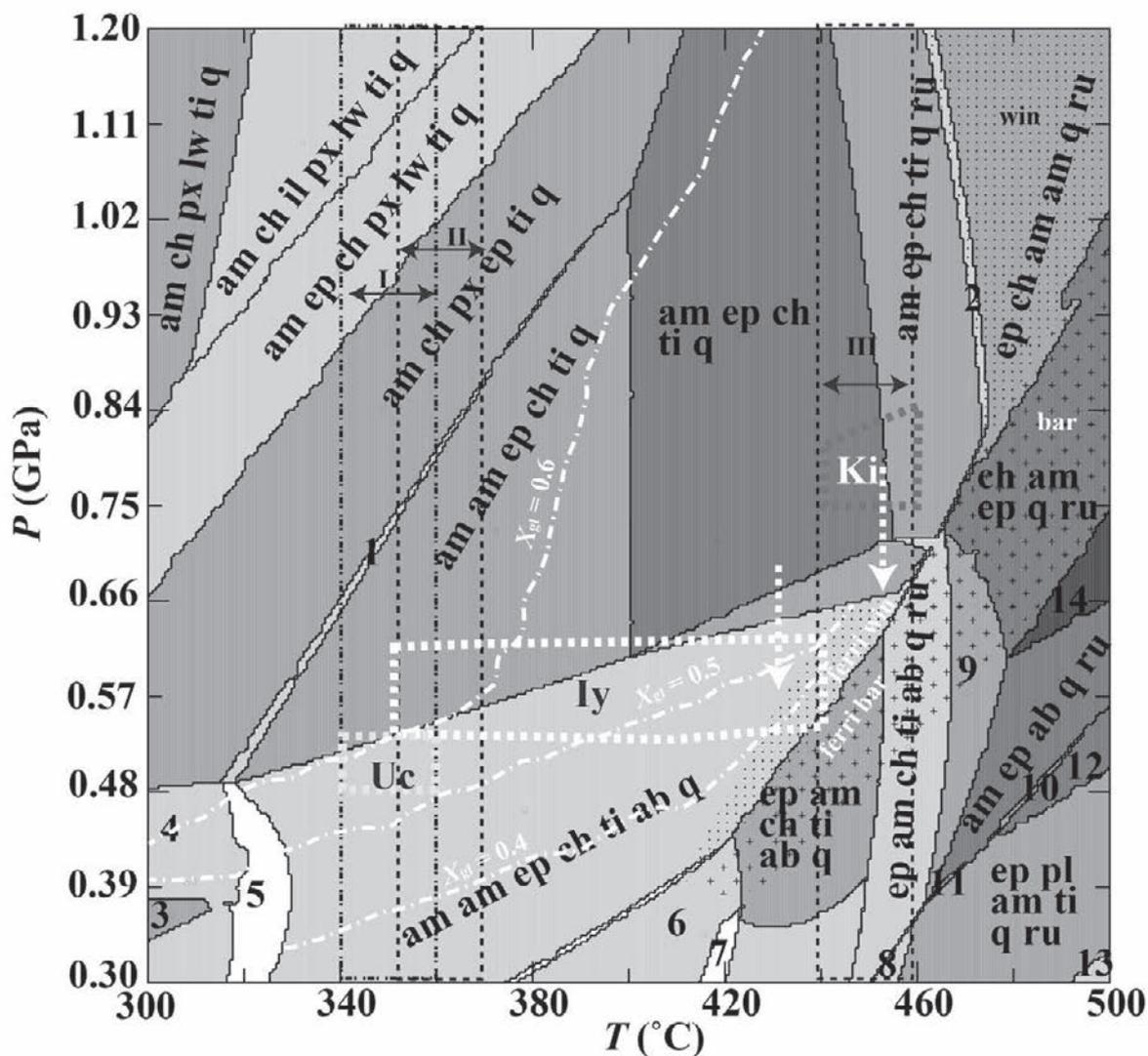
第 3.98 図 鉄の 3 価に乏しい苦鉄質片岩のシュードセクション

四国中央部別子地域の三波川コンプレックス緑泥石帯の苦鉄質片岩の平均化学組成 (Okamoto and Toriumi, 2004) を使用。Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO) = 0.05 として計算。P: 圧力; T: 温度; chl: 緑泥石; am: 単斜角閃石; lw: ローソン石; pm: パンペリー石; ep: 緑れん石; zo: ゴイサイト; ab: アルバイト; pl: 斜長石; Ilm: イルメナイト; q: 石英; ti: チタン石; X_{cl}: アクチノ閃石中の藍閃石-鉄藍閃石成分; Si: 単斜角閃石の Si 量 (O = 23)。単斜角閃石が 2 相存在するのは、高压では藍閃石とアクチノ閃石ないしカルシウム-ナトリウム角閃石の共存を示す。低压ではアクチノ閃石とマグネシオホルンブレンドなど Al に富むカルシウム角閃石との共存を示す。I, II, III の温度範囲は、内子ユニット泥質片岩、伊予ユニット泥質片岩、喜木津ユニット泥質片岩から得られた炭質物温度計の温度範囲を示す。Uc, Iy, Ki の領域は、内子ユニット、伊予ユニット、喜木津ユニットの温度・圧力推定範囲を示す。黒い太矢印は喜木津ユニット淡緑色苦鉄質片岩のカルシウム角閃石の組成から推定した上昇時の温度圧力変化履歴を示す。

石-緑泥石地質温度計を用いた温度推定が行えない。一方で、この層準の伊予ユニット苦鉄質片岩には、フェリウインチ閃石が普遍的に出現する。計算されたシュードセクションでは、伊予ユニット上部でのフェリウインチ閃石の出現は 440 °C 前後の温度が必要である。伊予ユニットの温度圧力範囲は、360 °C から 440 °C と下部~上部へ温度が上昇することが予想される。主片理形成時の変成圧力は淡緑色苦鉄質片岩中のアクチノ閃石の藍閃石-鉄藍閃石成分から求めた 0.54-0.61 GPa でほとんど変化しないと推定した。伊予ユニットの青緑色苦鉄質片岩には、藍閃石-鉄藍閃石成分を約 50 mol% 含むマグネシオリーベック閃石 (クロス閃石) がコアに存在し、これを被覆成長してフェリウインチ閃石が生じている。この共生関係は、440 °C 前後で 0.7 GPa 前後からの減圧で再現で

きる。すなわち、コアでの藍閃石-鉄藍閃石成分に富むマグネシオリーベック閃石 (クロス閃石) が生じた圧力条件から、約 0.1 GPa 程度減圧することでフェリウインチ閃石を含む組合せを再現できる。本地域の伊予ユニット上部は、下部に比べ 80 °C 程度高温で、0.1 GPa 程度高压である可能性が指摘できる。鉄の 3 価が少ない苦鉄質片岩では、上記の変成温度圧力でも緑れん石+アクチノ閃石が安定である

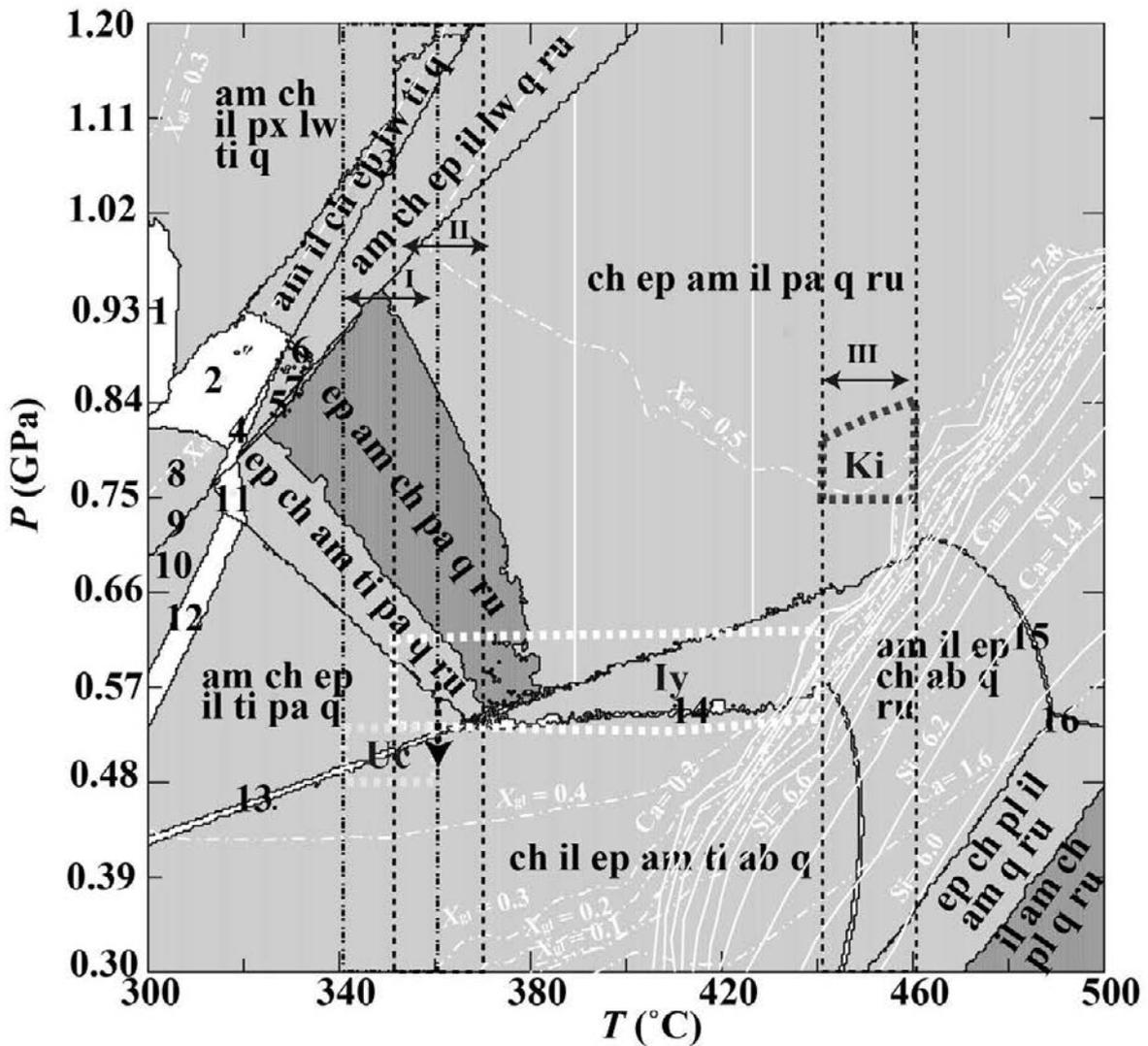
喜木津ユニットの苦鉄質片岩の鉱物共生を泥質片岩及び淡緑色苦鉄質片岩で求めた温度圧力条件、約 450 °C、0.77 GPa で、緑泥石帯の苦鉄質片岩平均化学組成を用いて、Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO) が 0.45 で再現 (第 3.99 図) すると、藍閃石+緑れん石の共生が安定になる。この共生は、喜木津ユニット青緑色苦鉄質片岩のアルバイト斑



- | | | |
|---------------------------|---------------------------|-------------------------|
| 1: ch am am ep px ti q | 7: ep am am il ch ti ab q | 13: ep pl am il ti q ru |
| 2: am am ch ep ti q ru | 8: pl ep am ch ti q ru | 14: am ep q ru |
| 3: ch px ep ti ab q | 9: ep am ch ab q ru | |
| 4: ep ch am px ti ab q | 10: pl ep am ab q ru | |
| 5: am am px ch ep ti ab q | 11: pl ep am ti ab q ru | |
| 6: ep ch il am ti ab q | 12: am pl ep q ru | |

第 3.99 図 鉄の 3 価に富む苦鉄質片岩のシュードセクション

四国中央部別子地域の三波川コンプレックス緑泥石帯の苦鉄質片岩の平均化学組成 (Okamoto and Toriumi, 2004) を使用. $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 0.45$ として計算. chl: 緑泥石; am: 単斜角閃石; lw: ローソン石; px: 単斜輝石; ep: 緑れん石; zo: ズイサイト; ab: アルバイト; pl: 斜長石; ilm: イルメナイト; q: 石英; ti: チタン石; ru: ルチル; X_{gr} : ナトリウム角閃石中の藍閃石-鉄藍閃石成分; Si: 単斜角閃石の Si 量 (O = 23); Ca: B サイトの Ca 量 (O = 23). 細かい網点部分は, フェリウインチ閃石 (Ferri win: 低圧部) とウインチ閃石 (win: 高圧部) が出現する領域を示す. 十字の地紋部分は, フェリバロア閃石 (Ferri bar) ~ バロア閃石 (bar) が出現する領域を示す. 白い太矢印は, 喜木津ユニット青緑色苦鉄質片岩, 伊予ユニット上部の高温部の青緑色苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石及びナトリウム-カルシウム角閃石の組成から推定した温度圧力履歴を示す.



- | | | |
|---------------------------|----------------------------|----------------------------|
| 1: ch am px px il lw ti q | 7: am ep px ch lw pa q ru | 13: ep ch am il ti pa ab q |
| 2: ep px il am ch lw ti q | 8: ch px ep am lw ti q | 14: ch am il ep ti ab q ru |
| 3: am ep il ch lw ti q ru | 9: ch ep am px lw ti pa q | 15: ep ch am il pa ab q ru |
| 4: ep px ch am lw ti q ru | 10: px ep ch am ti pa q | 16: il pl ep am ch pa q ru |
| 5: px am ch ep lw q ru | 11: ep ch am px ti pa q ru | |
| 6: am ep il px ch lw q ru | 12: px ep am il ch ti pa q | |

第3.100図 鉄の3価に富みかつ X_{Mg} が小さい苦鉄質片岩のシュードセクション

四国中央部別子地域の三波川コンプレックス緑泥石帯の苦鉄質片岩のFeに富む化学組成 (Okamoto and Toriumi, 2004) を使用した。 $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) = 0.50$ として計算。 P: 圧力; T: 温度; chl: 緑泥石; am: 単斜角閃石; lw: ローソン石; px: 単斜輝石; ep: 緑れん石; zo: ゼイサイト; ab: アルバイト; pl: 斜長石; il: 赤鉄鉱; pa: パラゴナイト; q: 石英; ti: チタン石; ru: ルチル; X_{gr} : 角閃石中の藍閃石-鉄藍閃石成分; Si: 単斜角閃石のSi量 (O=23); Ca: BサイトのCa量 (O=23)。 高圧で単斜輝石が2相存在するのは、ひすい輝石成分に富む単斜輝石とひすい輝石成分に乏しい単斜輝石の共存を示す。 黒い太矢印は伊予ユニット下部の青色苦鉄質片岩中のナトリウム角閃石の組成から推定した温度圧力履歴を示す。

状変晶内に認められる鉄藍閃石が可能であることを示している。全岩化学組成の $X_{Mg} (= Mg / (Fe + Mg))$ を低く設定すると上記と同じ条件で鉄藍閃石+緑れん石の共生が安定であることを確認している。一方、同じ温度で、圧力が約0.1 GPa減圧すると、バロア閃石~フェリバロア閃石+緑れん石の鉱物組合せが再現できる。青緑色苦鉄質片岩中のフェリバロア閃石は、主片理を構成しており、ピーク変成作用後の上昇期の主片理形成時にフェリバロア閃石が形成されたことと調和的である。泥質片岩では、アルバイト斑状変晶内と主片理を構成する鉱物共生に大きな違いがないのに比べ、苦鉄質片岩では主片理形成時の後退変成作用の影響が大きい。

四国中央部別子地域の緑泥石帯の苦鉄質片岩の全岩化学組成(Okamoto and Toriumi, 2004)のうち、鉄/マグネシウム比が大きな組成を用い、 $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ が0.50と仮定したシュードセクションを計算した(第3.100図)。このシュードセクションを使うと、内子ユニットの350°C、0.5 GPa前後では、リーベック閃石+緑れん石+赤鉄鉱の共生が再現できた。この共生は、野外で緑色を呈する苦鉄質片岩に認められる。伊予ユニット下部の360°C、0.54–0.61 GPaでも、マグネシオリーベック閃石+緑れん石+赤鉄鉱の共生が再現できた。ただし、この温度圧力条件では、アルバイトが不安定になり、極少量のパラゴナイトが出現する。主片理が発達する青色苦鉄質片岩にはアルバイトが含まれており、ピーク時の圧力条件から0.1 GPa程度の圧力減少が主片理形成時に起こった可能性がある。さらに圧力が低下(0.3 GPa以下)すると、フェリウインチ閃石が生じる。

今回、「伊予長浜」地域で推定された温度圧力範囲は、四国中央部三波川コンプレックス(Enami, *et al.*, 1994)と比較して、緑泥石帯に区分される内子ユニットと伊予ユニットの変成圧力が約0.1 GPaほど低圧である。ざくろ石帯に区分される喜木津ユニットの変成温度圧力は四国中央部のざくろ石帯とほぼ同じである。

3.8 地質年代

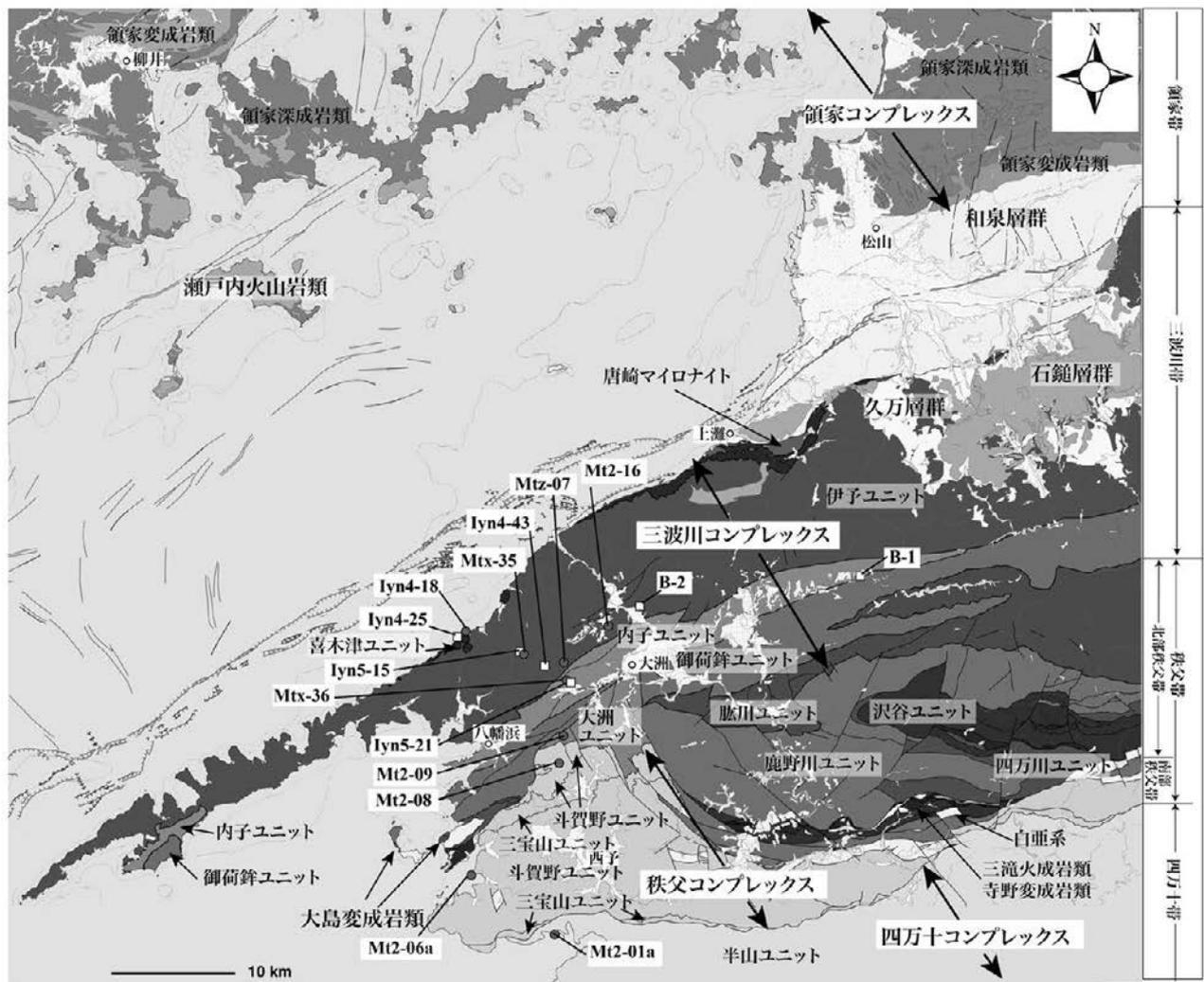
本報告で得られたジルコンU–Pb年代とフェンジャイトK–Ar年代は、各論ですでに述べた。この節では、本報告で得られた放射年代測定に加え、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)で測定を行った未公表データも含めて、四国西部地域の三波川コンプレックス及びこれと関連する地質体の放射年代との比較検討を行う。

放射年代の比較検討を行った地質体の分布を第3.101図に示す。同図には、本報告で行った年代測定試料の採取地点、5万分の1地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)で報告した年代測定試料の採取位置、及び20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)で行った未公表年

代測定試料の採取位置を示した。本節で放射年代を比較検討した地質体のうち、「伊予長浜」地域の外に分布する地質体は、三波川コンプレックスの大洲ユニット、御荷鉾ユニット、肱川ユニット、秩父コンプレックスの三宝山ユニット、斗賀野ユニット、四万十コンプレックスの半山ユニットである。大洲ユニットは、大洲の南方において、内子ユニットの南方に分布する(第3.101図)。内子ユニットと大洲ユニットの間には、三波川コンプレックス御荷鉾ユニットが分布する。大洲市の南東では、御荷鉾ユニットの南側に、三波川コンプレックス肱川ユニットが、そのさらに南側には秩父コンプレックス鹿野川ユニットが分布する(第3.101図)。大洲市南東では、御荷鉾ユニットの構造的下位に大洲ユニットが位置する(棟原ほか, 1998)。大洲市の南方では、大洲ユニットの見かけ上位には、秩父コンプレックスの三宝山ユニット、斗賀野ユニット、白髭ユニットが低角度の断層で接する(宮崎ほか, 2016)。唐崎マイロナイトは、伊予市双海町上灘付近に小規模に分布し、「伊予長浜」地域に分布する喜木津ユニット相当のざくろ石帯変成岩の構造的上位に位置する。大洲市の南方では、三宝山ユニットの見かけ上位に斗賀野ユニットが重なる。さらに南方では、三宝山ユニットの下位に、仏像構造線を介して、四万十コンプレックスの半山ユニットが分布する。

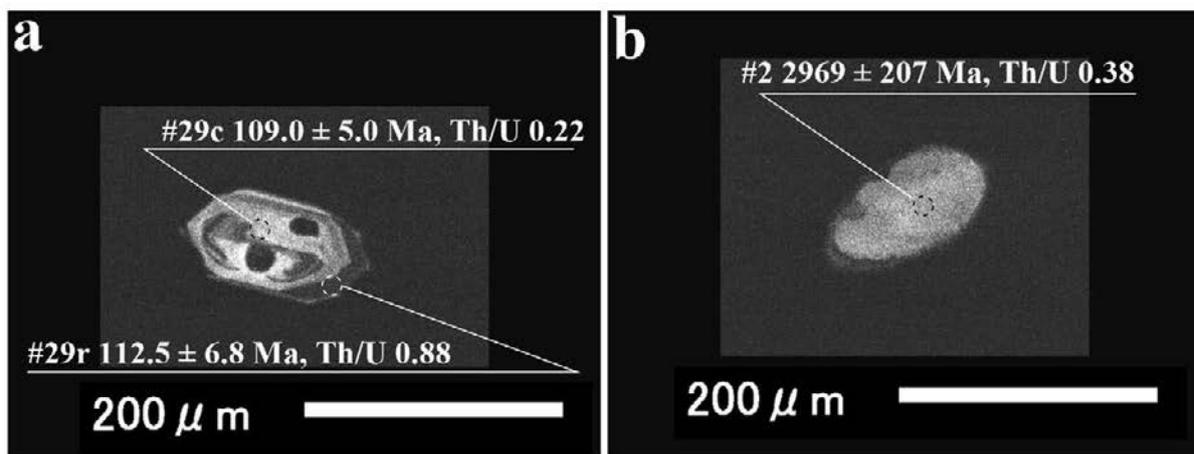
20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)では、幾つかのジルコンU–Pb年代測定が行われた。測定方法は、本報告のジルコンU–Pb年代と同じである。以下では、本地域の三波川コンプレックスの地質構造発達史の構築に必要なため、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)の結果について述べる。

大洲ユニットの大部分は片理が発達する泥質片岩からなり、砂質片岩や苦鉄質片岩、珪質片岩を伴う。大洲ユニットの砂質片岩(Mt2–09; 第101図)からジルコンを分離し、年代測定を行った。砂質片岩のジルコンは、コア–リム構造を持つものでも、測定誤差を超える年代の違いは認められない(第3.102図)。また、ジルコンのTh/U比は、0.20を超える大きなものが多く、変成リムは成長していない。ジルコンはすべて火成岩起源の碎屑性ジルコンと推定される。大洲ユニットの砂質片岩に含まれるジルコンU–Pb年代は、コンコーディア成長曲線上にプロットされるものが多い(第3.103図)。コンコーディア図上で、測定値の 2σ 誤差楕円とコンコーディア曲線が重なるものをコンコダントなデータとした。コンコダントな $^{206}Pb/^{238}U$ 年代を用いて、カーネル密度分布を求めた。大洲ユニットからは、中期ジュラ紀の年代に頻度が大きなピークが得られる。しかしながら、最若年代集団としては、 109.0 ± 5.4 Maが得られた(第3.104図)。110 Ma以降、北部九州を中心とした地域では、火成活動が活発になり、深成岩類や火山岩類が形成されている(例えば、Miyazaki *et al.*, 2019a)。また、100 Ma以降の後期白亜



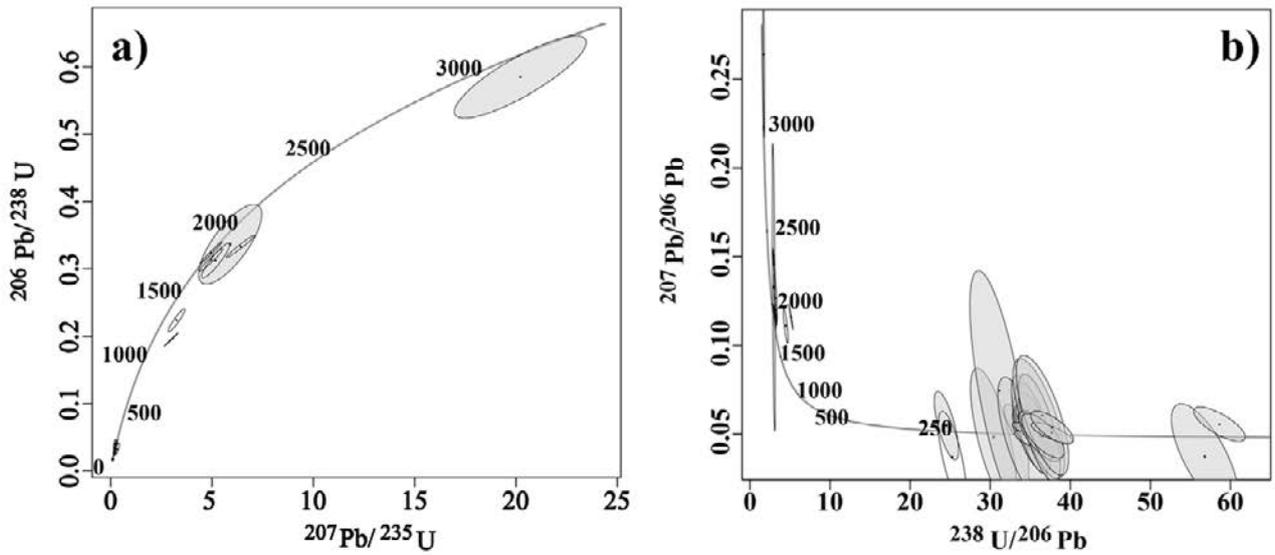
第 3. 101 図 年代測定試料採取地点

宮崎ほか (2016) を一部改変。本報告、坂野ほか (2010) 及び宮崎ほか (2016) の年代測定試料採取地点を示す。暗灰色丸はジルコン U-Pb 年代測定試料、白四角はフェンジャイト K-Ar 年代測定試料。

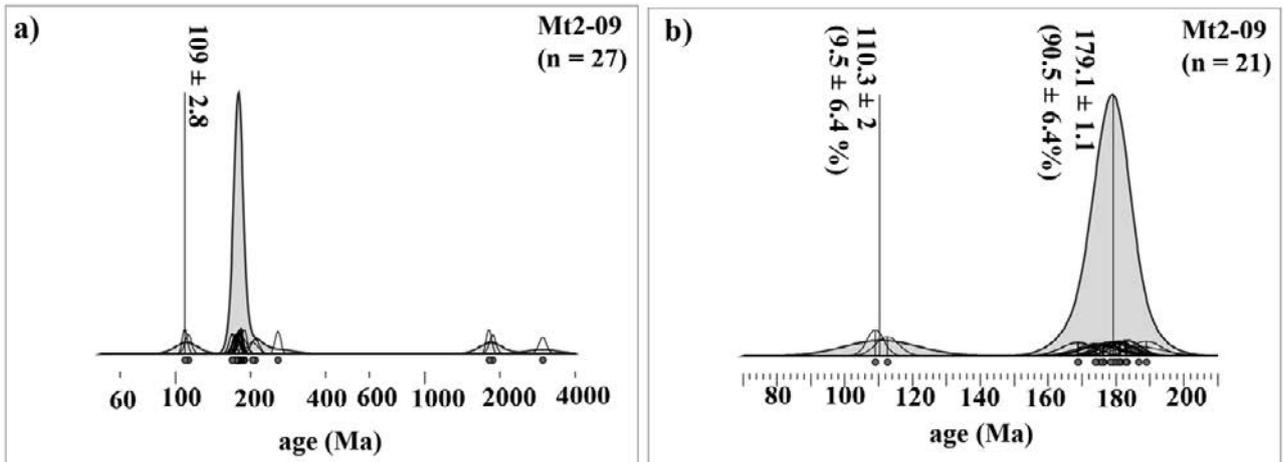


第 3. 102 図 大洲ユニット砂質片岩から分離した碎屑性ジルコンのカソードルミネッセンス像

大洲ユニットの砂質片岩 (Mt2-09) から分離したジルコン。採取地点は第 3. 101 図を参照。白あるいは黒破線の丸は、分析ポイント。#は測定点番号、 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代、Th/U 比を示す。



第 3.103 図 大洲ユニット砕屑性ジルコンの砕屑性ジルコンのコンコードディア図
 大洲ユニットの砂質片岩 (Mt2-09) から分離したジルコン。採取地点は第 3.101 図を参照。(a) Wetherill コンコードディア図と分析点の同位体組成。(b) Tera-Wasserburg コンコードディア図と分析点の同位体組成。分析点の誤差楕円は 2σ 。灰色の楕円はコンコードトなデータ。白抜き楕円はディスコードトなデータ。



第 3.104 図 大洲ユニット砂質片岩中の砕屑性ジルコンのコンコードトな年代のカーネル密度分布
 大洲ユニットの砂質片岩 (Mt2-09) から分離したジルコン。採取地点は第 3.101 図を参照。(a) コンコードトな全データのカーネル密度分布。数字は、DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model で求めた最若年代成分。(b) 200 Ma より若いコンコードトな年代のカーネル密度分布。数字は、DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model の auto で求めた年代成分。Age: 年代。

紀は、西南日本全域で火成活動が活発になる(例えば、Iida *et al.*, 2015; Miyazaki *et al.*, 2023)。これら火成岩類から、大量のジルコンが供給されるので、110 Ma以降の白亜紀の年代を示す砂質片岩及び泥質片岩中の碎屑性ジルコンの最若年代成分は、原岩である砂質及び泥質堆積物の堆積年代に近いと考えられる。従って、大洲ユニットの砂質片岩の原岩の堆積年代は、約 110 Ma と近似される。上述の最若年代集団の年代は、「伊予長浜」地域の喜木津ユニットの泥質片岩から得られている年代に近く、伊予ユニットや内子ユニットから得られている最若年代に比べると有意に古い。

大洲市の南方に分布する斗賀野ユニットから 2 試料、四万十コンプレックス半山ユニットから砂岩 1 試料を採取し、ジルコン U-Pb 年代を測定した(第 3.101 図)。砂岩試料は、大洲ユニットの見かけ上位に低角度断層で接する北部の斗賀野ユニットと、この斗賀野ユニットの南側に地窓状に分布する三宝山ユニットの南側に分布する斗賀野ユニットから採取した。また半山ユニットでは、仏像構造線の南側の露頭から採取した。いずれの試料も非変成の砂岩である。砂岩中の多くのジルコンについては、結晶の中心部の年代を測定した(第 3.105 図)。半山ユニットのジルコン 1 粒子については、CL 画像で振動累帯構造を示すコアとこれを示さないリムを区別して測定した。半山ユニットの 1 試料及び斗賀野ユニットの 2 試料からのジルコンの分析点のデータは、コンコーディア成長曲線上にプロットされるものが多い(第 3.106 図)。コンコーディア図上で、測定値の 2σ 誤差楕円とコンコーディア曲線が重なるものをコンコダントなデータと判断した。コンコダント $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代を用いて、カーネル密度分布を求めた(第 3.107 図)。

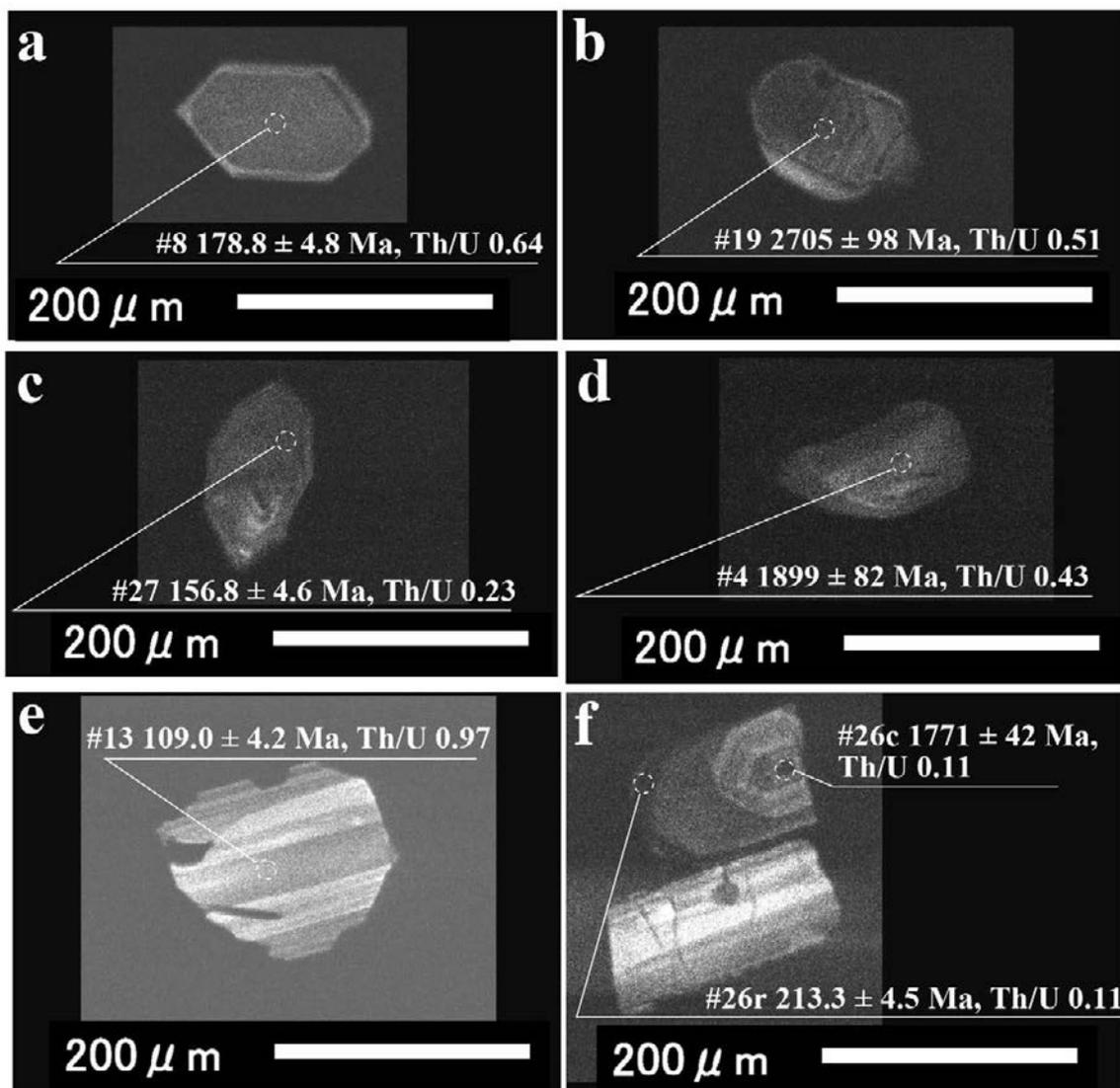
北側の斗賀野ユニットの砂岩試料(Mt2-06a)から分離したジルコン U-Pb 年代の最若年代成分は、 156.8 ± 6.0 Ma である。この年代の他にも前期ジュラ紀に比較的大きなジルコン U-Pb 年代値の頻度のピークがあり、さらに、三疊紀からペルム紀、20 億年程度の前期原生代のジルコンも含まれる。一方、南側の斗賀野ユニットの砂岩試料(Mt2-06a)のジルコン U-Pb 年代からは、 175.2 ± 2.8 Ma の最若年代成分が得られた。この年代の他にも、三疊紀からペルム紀と前期原生代にもジルコン U-Pb 年代値の頻度のピークが認められる。斗賀野ユニットから得られたジルコン U-Pb 年代の最若年代成分は、放射虫化石で推定されている斗賀野ユニット碎屑岩の堆積年代である中期～後期ジュラ紀(松岡ほか, 1998)と矛盾しない。半山ユニット砂岩試料(Mt2-01a)中のジルコン U-Pb 年代の最若年代成分は、 112.5 ± 2.6 Ma であった。この試料中のジルコンの年代値の頻度のピークは、前期ジュラ紀から後期ジュラ紀である。この年代の他に、三疊紀からペルム紀の年代値のピークが認められる。半山ユニットから得られた最若年代成分は、放射虫化石から推定されてい

る碎屑岩の堆積年代であるアプチアン期～アルビアン期(岡村, 1980)と調和的である。半山ユニットの碎屑性ジルコンに認められたコア-リム構造を区別して測定した結果は、コアで $1,771 \pm 42$ Ma、リムで 213.3 ± 4.5 Ma であった(第 3.105 図 f)。半山ユニットジルコンの最若年代成分は、三波川コンプレックス大洲ユニット及び喜木津ユニットから得られた最若年代成分の年代とほぼ同じであることが指摘できる。その意味については、後述の地質構造発達史で述べる。

以上報告した 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版)(宮崎ほか, 2016)で得られたジルコン U-Pb 年代の他にも、本地域のジルコン U-Pb 年代は、Knittel *et al.* (2014)によっても多数報告されている。彼らの年代データのうち、内子ユニットに相当する砂質片岩からは、最若年代として 159 ± 8 Ma(大洲市東方)と 87 ± 4 Ma(八幡浜市南方)が得られている。後者の年代は、伊予ユニットから得られている最若年代集団の範囲内に入る。内子ユニットと伊予ユニットは、碎屑岩の堆積年代がほぼ同一である可能性がある。しかしながら、内子ユニットと伊予ユニットには、後述するようにフェンジャイトの K-Ar 年代に違いがある。

Knittel *et al.* (2014)では、伊方原子力発電所の 2,000 m ボーリングコアから 5 試料と大洲市の伊予ユニットから 1 試料のジルコン年代測定も行われている。このうち、大洲市の砂質片岩試料のジルコン最若年代は 82 ± 6 Ma の平均値が得られている。この年代は、本報告の伊予ユニットの最若年代集団の年代値と誤差の範囲で一致する。ボーリングコアからは、緑色珪質な試料を除くと、砂質片岩からの碎屑性ジルコン U-Pb 年代の最若年代として、 84 ± 4 Ma から 95 ± 6 Ma が得られている。これらの年代は、本研究で得られている伊予ユニットの碎屑性ジルコン U-Pb 年代の最若年成分の年代値に誤算の範囲で一致する。なお、Kinntel *et al.* (2014)では、深度 1,300 m 付近に分布する蛇紋岩より下位の層準を内子ユニットに対比しているが、後述するようにフェンジャイト K-Ar 年代と原岩の岩相から判断すると伊予ユニットに対比することが可能である。

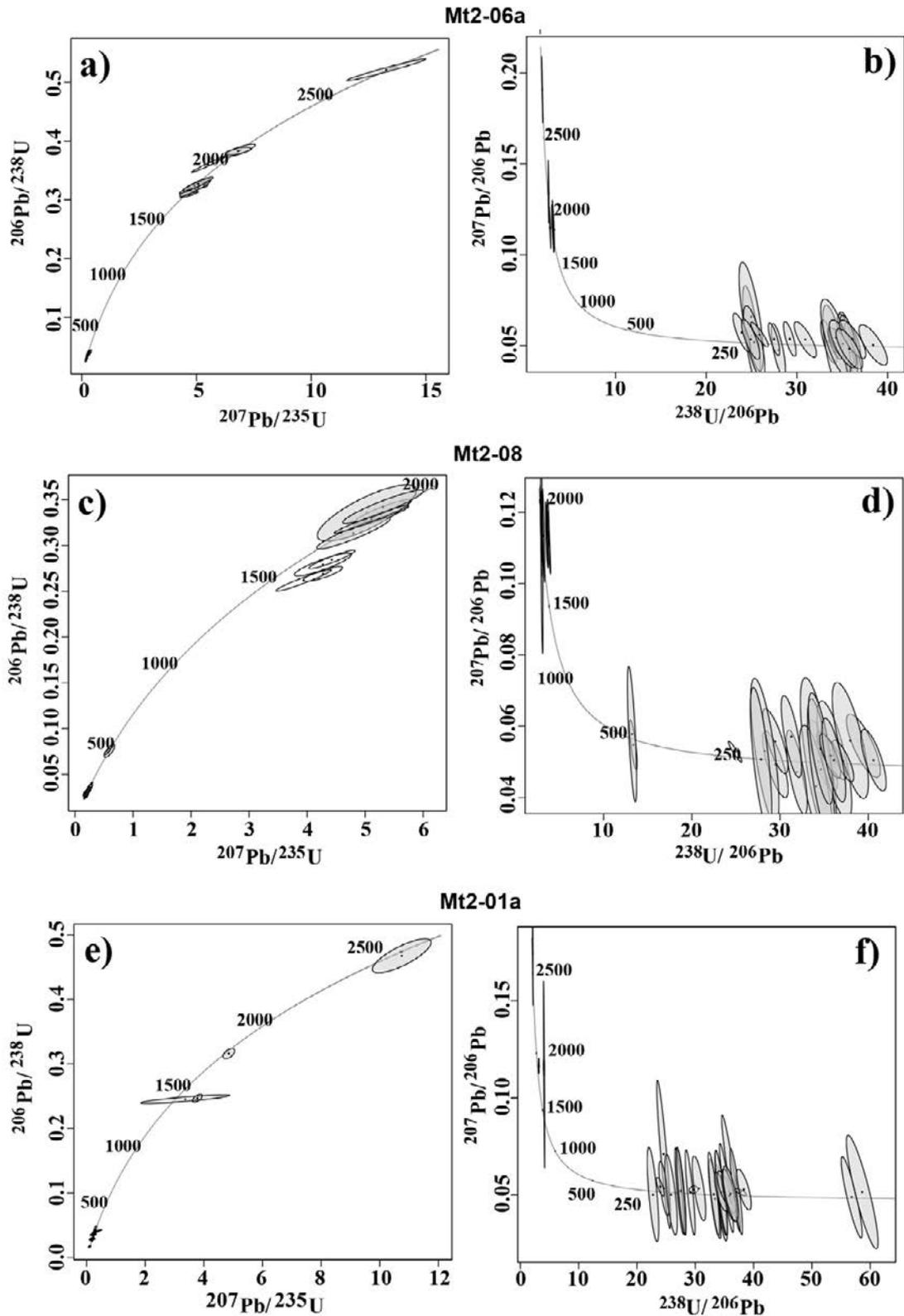
前述の伊方原子力発電所の 2,000 m ボーリングでは、泥質片岩のフェンジャイト K-Ar 年代が報告されている(木村ほか, 2013)。年代値は、 91.8 ± 2.0 Ma から 77.3 ± 1.7 Ma と 10 Myr 以上の幅がある。深さ 1,300 m 以浅の K-Ar 年代は、深くなるにつれフェンジャイト K-Ar 年代が 86.7 ± 1.9 Ma から 91.8 ± 2.0 Ma と若干古くなる。一方、1,300 m 以深では深くなるにつれ、 81.1 ± 1.8 Ma から 77.3 ± 1.7 Ma と年代が若くなる。上記の傾向はあるものの、ボーリングコアから報告されているフェンジャイト K-Ar 年代は、伊予ユニットから報告されている K-Ar 年代の範囲内に収まる(第 3.108 図)。また、伊予ユニットの地表露出部分の層序では、見かけの層序の下位ほど K-Ar 年代が若く



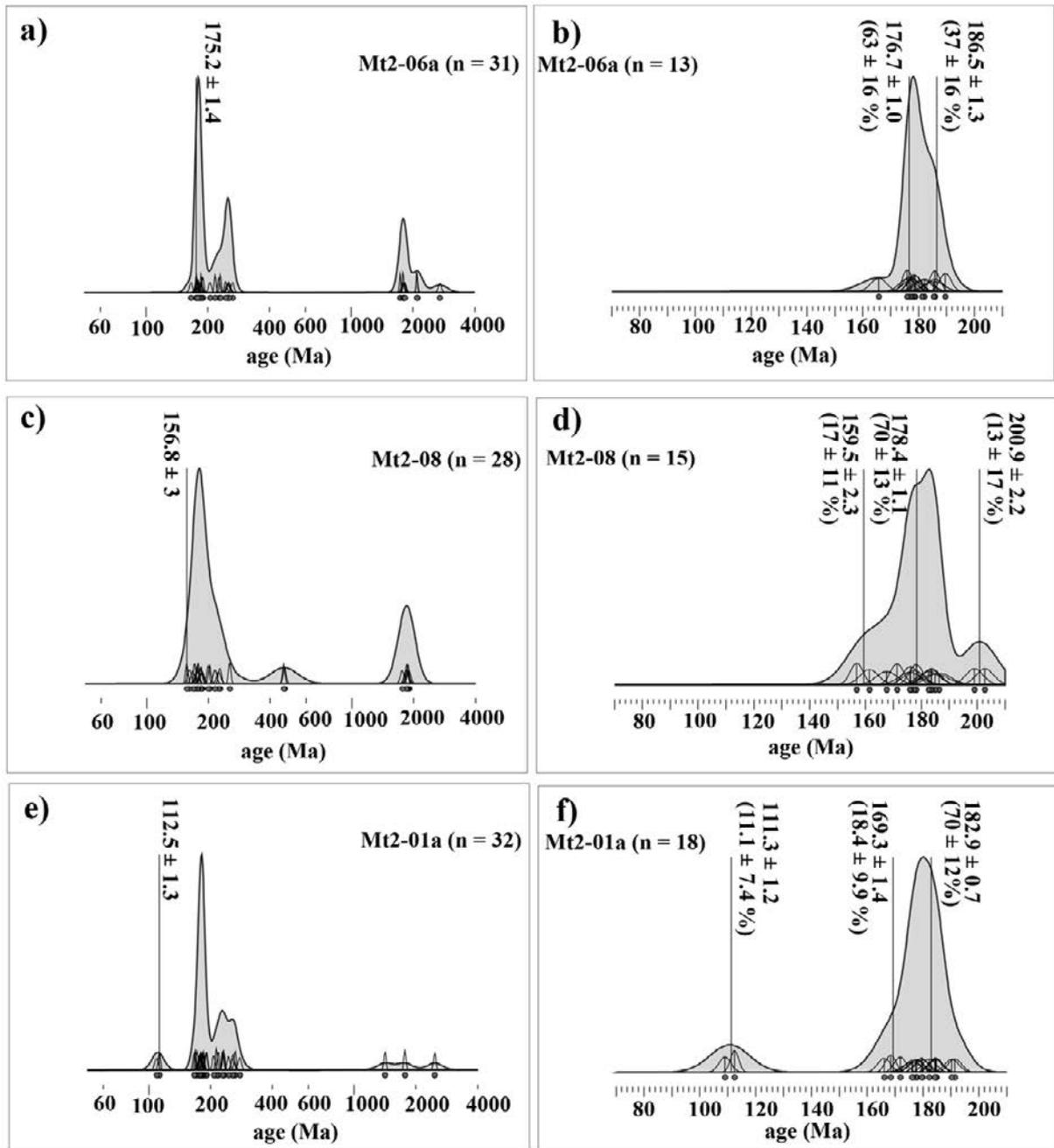
第 3.105 図 秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩から分離した碎屑性ジルコンのコーソドルミネッセンス像
 (a)–(b) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-06) から分離した碎屑性ジルコン. (c)–(d) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-08) から分離した碎屑性ジルコン. (e)–(f) 半山ユニットの砂岩 (Mt2-01a) から分離した碎屑性ジルコン. 採取地点は第 3.101 図を参照. 白破線の丸は, 分析ポイント. #は測定点番号, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 年代, Th/U 比を示す.

なる傾向がある. すなわち, 伊予ユニット上部の苦鉄質片岩の直下で 88.1 ± 2.2 Ma (産出地点は, 第 3.101 図の iyn5-15) 及び 86.9 ± 2.2 Ma (産出地点は, 第 3.101 図の B-2) であり, 最下部が現れている日土南部で, 78.7 ± 2.0 Ma (産出地点は, 第 3.101 図の iyn4-43) である. フェンジャイト K-Ar 年代は, フェンジャイトが主片理を形成することから, 主片理が形成された上昇期の年代を示していると考えられる. 伊予ユニット内部では, フェンジャイト K-Ar 年代は, 構造的低位へ向かって若くなり, 構造的低位ほどより若い時代に主片理を形成しながら上昇したと考えられる. 岩相に関しては, 伊方原子力発電所のボーリングコア 1,300 m 付近の蛇紋岩 (大西ほか, 2013)

を「伊予長浜」地域の地表に分布する伊予ユニットから発見できていない. しかしながら, 前述のボーリングコア 1,300 m 以深で認められる石灰質片岩は日土地域の伊予ユニット下部に分布する石灰質片岩に対比できる. 日土付近の伊予ユニット下部には後期三畳紀のコノドント化石を含む石灰質片岩が分布する (須鎗ほか, 1980). さらに, 「大洲」地域の喜多郡内子町高谷の東方の林道沿いに 50 m にわたって蛇紋岩が分布する (坂野ほか, 2010). 5 万分の 1 地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010) では, この蛇紋岩の周囲の泥質片岩を内子ユニットとしているが, その後, より広域を編纂した 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版) (宮崎ほか, 2016) では, 蛇紋岩周囲の泥質片岩



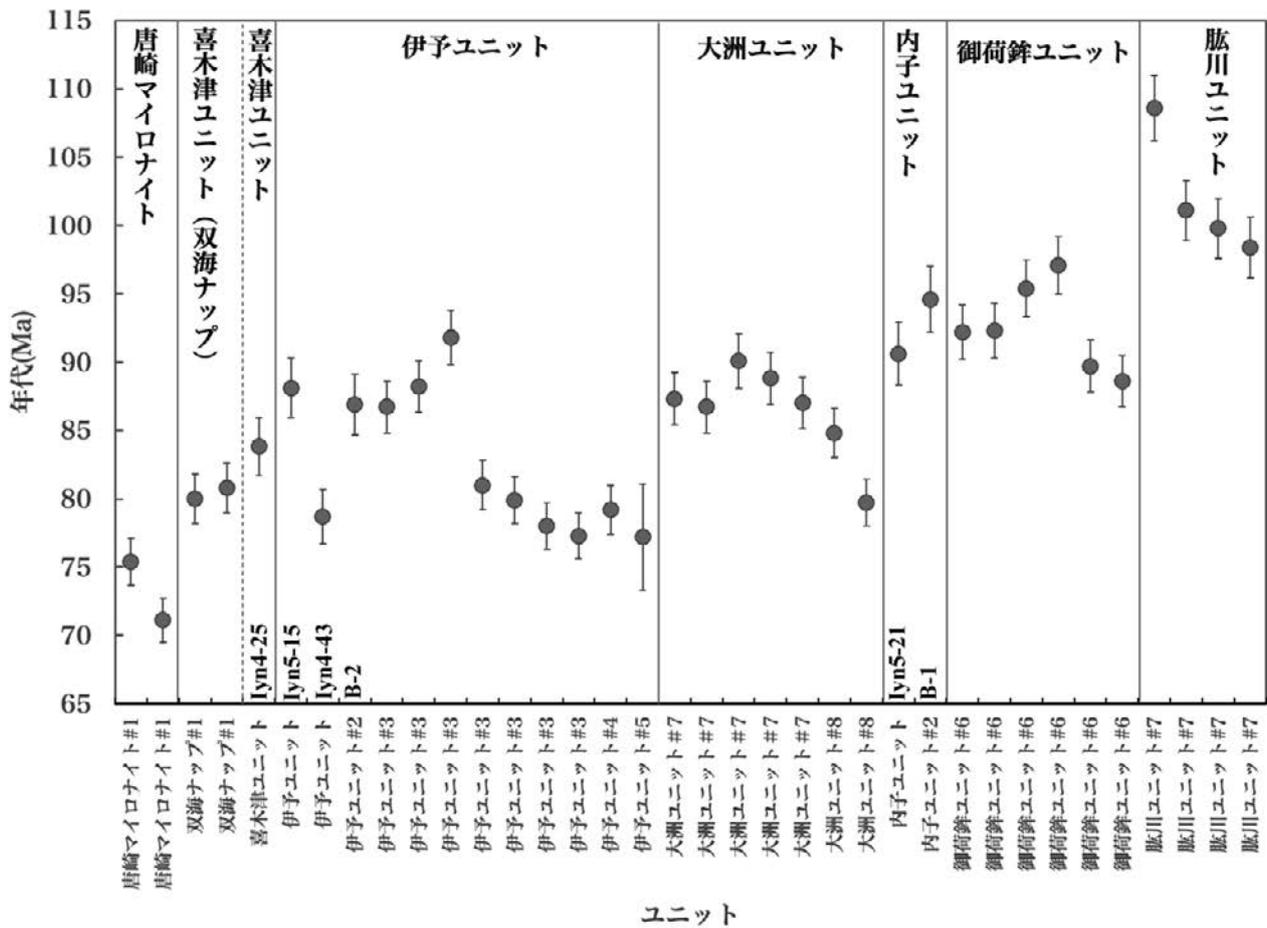
第 3. 106 図 秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図 (a)–(b) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-06) から分離した碎屑性ジルコン. (c)–(d) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-08) から分離した碎屑性ジルコン. (e)–(f) 半山ユニットの砂岩 (Mt2-01a) から分離した碎屑性ジルコン. 採取地点は第 3. 101 図を参照. (a), (c), (e) Wetherill コンコーディア図と分析点の同位体組成. (b), (d), (f) Tera-Wasserburg コンコーディア図と分析点の同位体組成. 分析点の誤差楕円は 2σ . 灰色の楕円はコンコーダントなデータ. 白抜き楕円はディスコーダントなデータ.



第 3. 107 図 秩父コンプレックス斗賀野ユニット及び四万十コンプレックス半山ユニットの砂岩中の碎屑性ジルコンのコンコーダントな年代のカーネル密度分布

(a)–(b) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-06a) から分離した碎屑性ジルコン. (c)–(d) 斗賀野ユニットの砂岩 (Mt2-08) から分離した碎屑性ジルコン. (e)–(f) 半山ユニットの砂岩 (Mt2-01a) から分離した碎屑性ジルコン. 採取地点は第 3. 104 図を参照. (a), (c), (e) コンコーダントな全データのカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model で求めた最若年代成分 (Ma). (b), (d), (f) 200 Ma より若いコンコーダント年代のカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture model の auto で求めた年代成分 (Ma). 括弧内の数字は, 各年代成分の割合. age: 年代.

フェンジャイトK-Ar年代



第3.108 図 「伊予長浜」地域及び周辺地域の三波川コンプレックスのフェンジャイトK-Ar年代

本報告のデータに加え、#1: 武田ほか (2000) ; #2: 坂野ほか (2010) ; #3: Knittel *et al.* (2014) ; #4: Watanabe *et al.* (1998) ; #5: Hara *et al.* (1992) ; #6: 武田ほか (1993) ; #7: 榊原ほか (1998) ; #8: 君波ほか (2008) を示した。本報告及び坂野ほか (2010) の年代データには、試料番号も付した (第3.101 図に採取位置を示した)。

を伊予ユニットに区分した。従って、より広範囲を見れば、伊予ユニットにおいて、蛇紋岩が出現しても矛盾しない。大西ほか (2013) 及び Knittel *et al.* (2014) では、1,300 m 深度に認められる 15 m の厚さの蛇紋岩を境に、これより上位を伊予ユニット、これより下位を内子ユニットに区分した。本報告では、前述の碎屑性ジルコン U-Pb 年代とフェンジャイト K-Ar 年代の類似性、及び岩相の類似性から、ボーリングコアから得られている試料は、すべて伊予ユニットから採取されたものと判断した。

「伊予長浜」地域の周辺からは、伊方原子力発電所のボーリングコア以外にも、フェンジャイト K-Ar 年代が報告されている。伊予ユニットからは Watanabe *et al.* (1998) 及び Hara (1992) により、大洲ユニットからは 榊原ほか (1998) と 君波ほか (2008) により、御荷鉾ユニットからは 武田ほか (1993) により、肱川ユニットからは 榊原ほか (1998) により、フェンジャイト K-Ar 年代が報告されている。唐崎マイロナイトとその下位に分布する双海ナツ

プからもフェンジャイト K-Ar 年代 (武田ほか, 2000) が得られている。伊予市双海町上灘から伊予灘沿いに大洲市長浜町付近まで連続する双海ナツは、岩相と分布から本報告の喜木津ユニットに対比できる。伊予ユニット、大洲ユニット、御荷鉾ユニット、肱川ユニット、双海ナツ、唐崎マイロナイトから得られているフェンジャイト K-Ar 年代値を本報告で得た年代も含めてユニットごとにまとめた (第3.108 図)。フェンジャイト K-Ar 年代により、100 Ma 前後より古い肱川ユニット、100-90 Ma の御荷鉾ユニットと内子ユニット、90 Ma 前後より若い大洲ユニット、伊予ユニット、喜木津ユニット、唐崎マイロナイトに分けることが出来る。これらの内、95-90 Ma のフェンジャイト K-Ar 年代を示す内子ユニットと 100-90 Ma のフェンジャイト K-Ar 年代を示す御荷鉾ユニットは、東西走向の高角断層である八幡浜断層 (第2.1 図) の南側に分布する。西部では、御荷鉾ユニットは、大洲-三瓶断層 (第2.1 図) で見かけ下位の大洲ユニットと接す

る。東部では、南北走向の低角断層により、御荷鉢ユニットは、見かけ下位の大洲ユニットと接する(榊原ほか, 1998)。フェンジャイトK-Ar年代で比較すると、大洲ユニットは、内子ユニット及び御荷鉢ユニットより若く、伊予ユニットや喜木津ユニットのフェンジャイトK-Ar年代の範囲内に入る(第3.108図)。

3.9 地質構造発達史

この節では、「伊予長浜」地域を含む四国北西部の三波川コンプレックス及びこれに関連した地層・岩体の年代総括表(第3.4表)と構造発達史の模式図(第3.109図)を参照しながら構造発達史について述べる。以下では、上記地域の三波川コンプレックスの各ユニットの泥質片岩もしくは砂質片岩に含まれる碎屑性ジルコンU-Pb年代の最若年代成分を泥質片岩及び砂質片岩の原岩年代と近似する。

「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスの原岩年代は、構造的な最上位の喜木津ユニットが最も古く、前期白亜紀の110-100 Maと推定される(第3.4表)。喜木津ユニット泥質片岩の原岩年代は、本地域南方に分布する大洲ユニットの砂質片岩の原岩年代、及びさらに南方に分布する四万十コンプレックスの半山ユニット砂岩の堆積年代にほぼ等しい(第3.4表)。これら3つのユニットの泥質片岩及び砂質片岩と碎屑岩の基となった堆積物は、同時期に海溝付近で堆積していた(第3.109図a)。これらの堆積物は、当時沈み込んでいたイザナギプレートの海洋地殻とともに海溝からユーラシア大陸の下へ沈み込む。

御荷鉢ユニット及び肱川ユニットが、「伊予長浜」地域の南方に分布する(第3.1図)。御荷鉢ユニットの南側

には、現在、肱川ユニットが高角度の断層で接している(梅木・榊原, 1998)。両者は、高角度の断層で接する以前、肱川ユニットが御荷鉢ユニットの構造的上位に位置していたと考えられている(榊原ほか, 1998)。肱川ユニットの泥質千枚岩中のフェンジャイトK-Ar年代は110-100 Maの範囲にあり(第3.4表; 榊原ほか, 1998)、この時期に変成作用を被り、上昇を開始していた(第3.109図a)。肱川ユニットは、付加プリズム深部で変成作用を被っている。付加プリズム深部の変成場において、御荷鉢ユニットの底付が開始されることで、肱川ユニットの上昇が引き起された可能性がある(第3.109図a)。肱川ユニットの構造的上位には、非変成もしくは肱川ユニットより低圧・低温の変成を被った秩父コンプレックスのジュラ紀付加ユニットが存在する。肱川ユニットは、上昇により、秩父コンプレックスと接するようになったと考えられる(第3.109図a)。肱川ユニットには、ナトリウム角閃石やアルカリ輝石が産出し(榊原ほか, 1998)、アクチノ閃石とパンペリー石の共生で特徴づけられるパンペリー石-アクチノ閃石亜相高圧部の変成相を示す。これに対し、肱川ユニットの構造的上位に位置する秩父コンプレックスには、ぶどう石が生じている(榊原ほか, 1998)。両ユニットの変成温度圧力は、構造的な下位の肱川ユニットで温度228-289℃、圧力0.30-0.56 GPa、構造的な上位の秩父コンプレックス鹿野川ユニットで、温度204-247℃、圧力0.1-0.3 GPa(Sakakibara et al., 2007)であり、両者の間には圧力差が存在する。両者の境界断層は、三波川コンプレックス上昇時のデタッチメント断層と考えられる。

四国北西部の伊予市双海町上灘付近(東隣の「大洲」地域内)に分布する双海ナップ(武田ほか, 2000)は、「伊予長浜」地域の喜木津ユニットに対比できる。双海ナップ

第3.4表 「伊予長浜」地域及びその周辺の三波川、肥後、秩父、四万十コンプレックスの岩相、堆積年代、変成年代、火成年代

コンプレックス	ユニット	岩相 (20万分の1地質図幅「松山」第2版(宮崎ほか, 2016)と本報告による)	堆積年代 (海溝完境堆積物) (Ma) ¹	変成年代 (高温型変成作用) (Ma) ²	火成年代・変成年代 (高温型変成作用) (Ma) ³	文献
秩父	斗賀野ユニット	チャート, 珪質泥岩, 砂岩互層, 砂岩	180-160			本報告
秩父	三宝山ユニット	チャート, 石灰岩, 玄武岩溶岩及び火山砕屑岩, 混在岩	(160-130) ⁴			脇田ほか(2007)
四万十	半山ユニット	泥岩, 砂岩互層, 砂岩	110			本報告
三波川	肱川ユニット	変成玄武岩溶岩及び火山砕屑岩, 苦鉄質千枚岩, 変成石灰岩, 変成チャート, 泥質千枚岩	未定	110-100		榊原ほか(1998)
三波川	御荷鉢ユニット	蛇紋岩, 変成珪れい岩, 変成角閃石岩, 変成ビクライト, 苦鉄質片岩, 石灰質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩	未定	100-90		武田ほか(1993)
三波川	大洲ユニット	苦鉄質片岩, 石灰質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 砂質片岩	110	90-80		榊原ほか(1998), 君波ほか(2008), 本報告
三波川	喜木津ユニット	蛇紋岩, 高鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩	110-100	(95) ⁵ 90-80		武田ほか(2000), 本報告
三波川	内子ユニット	蛇紋岩, 変成珪れい岩, 苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩	(95) ⁶ 90	95-90		坂野ほか(2010), Knittle et al. (2014), 本報告
三波川	伊予ユニット	蛇紋岩, 変成珪れい岩, 苦鉄質片岩, 石灰質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 砂質片岩	95-85	90-75		Hara et al. (1992), Watanabe et al. (1998), 坂野ほか(2010), 木村ほか(2013), Knittle et al. (2014), 本報告
三波川	唐崎マイロナイト	角閃岩マイロナイト, 珪質片麻岩マイロナイト, 泥質片麻岩マイロナイト, 大理石マイロナイト	未定	(75-70) ⁷	110-100	武田ほか(2000), Kawaguchi et al. (2021)
肥後	大島変成岩類	苦鉄質片麻岩, 珪質片麻岩, 泥質片麻岩, 大理石, 変成超苦鉄質岩	未定		120-110	小山内ほか(2021)

¹: 碎屑性ジルコンの最若U-Pb年代; ²: フェンジャイトK-Ar年代, 変成作用ピークから上昇期の年代を示す; ³: 火成岩の火成ジルコンU-Pb年代及び変成岩の変成ジルコンU-Pb年代; ⁴: 泥岩中の放射線化石から推定した絶対年代; ⁵: 変成ジルコンU-Pb年代, 変成作用ピークの年代を示す; ⁶: 堆積年代がフェンジャイトK-Ar年代より若くならないとの制約から求めた年代; ⁷: 地殻深部での唐崎マイロナイトと喜木津ユニットの接合時期を示す。

の泥質片岩には、喜木津ユニットの泥質片岩と同じくアルバイト斑状変晶が発達する。また、双海ナップは、伊予ユニットの構造的上位に位置し、喜木津ユニットに対する伊予ユニットの構造的関係と同じである。双海ナップのアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩は、双海上灘付近から伊予灘沿いに「大洲」地域と「伊予長浜」地域の境界である長浜町長浜付近まで連続的に分布する。さらに西方では分布が少し途絶えるが、長浜町長浜付近から南西へ約 7.5 km の「伊予長浜」地域の長浜町の伊予灘沿いで伊予ユニットの構造的上位に再びアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩が現れる。このアルバイト斑状変晶が発達する泥質片岩は、喜木津ユニットの泥質片岩である(第 3.101 図)。岩相の類似性と伊予ユニットとの層序的位置の類似性に加えて、フェンジャイト K-Ar 年代も双海ナップと喜木津ユニットで類似する(第 3.108 図)。以下では、双海ナップを喜木津ユニットに対比できるものとして扱う。

双海ナップの構造的上位には、唐崎マイロナイトが分布する。唐崎マイロナイトは、角閃岩相からグラニュライト相の高温型変成岩のマイロナイトである(吉村・高木, 1999; 三好・高須, 2000)。唐崎マイロナイトからは、ジルコン U-Pb 年代より、110–100 Ma の火成作用と変成作用の進行が記録されている(第 3.4 表)(Kawaguchi *et al.*, 2022)。この時期、唐崎マイロナイトはユーラシア大陸東縁の火山弧の地下深部で高温型変成作用を被っていたと考えられる。Miyazaki *et al.* (2013) は、白亜紀中頃にユーラシア大陸東縁の火山弧深部で形成された高温型変成岩が、沈み込むプレートの運動により誘発されたくさび型マンタルのコーナー流で海溝側に移流し、付加プリズム深部ないし沈み込み帯チャネルで形成された高压型変成岩と前弧域の地殻-マンタル境界付近で接合するモデルを提示した。また、Miyazaki *et al.* (2019a) は、同じくユーラシア大陸東縁の火山弧下底にマンタルからのマグマティックアンダープレATINGが継続し、かつマンタルコーナー流が存在する場合、地殻下底において高温型変成岩が火山弧側から海溝側へ移流することを示した。これらのモデルに従うと、火山弧から前弧域深部の高压型変成岩形成場にかけての地殻深部に、火山弧側から移流してきた高温型変成岩が存在する可能性が指摘できる。この時期、地殻深部では前期白亜紀高温型変成岩・深成岩からなる肥後コンプレックスと高压型変成岩からなる三波川コンプレックスが接合することが可能となる(第 3.109 図 a)。唐崎マイロナイトに記録されている火成作用及び高温型変成作用の時期(第 3.4 表)は、肥後コンプレックスと領家コンプレックスに記録されている火成作用及び高温型変成作用の時期と重なる(Kawaguchi *et al.*, 2022)。唐崎マイロナイトは、肥後コンプレックスよりやや遅れて、火山弧側から流動してきた高温型変成岩のマイロナイトの可能性がある。

100–90 Ma の時期、四万十コンプレックス半山ユニットは、付加プリズムの浅部に付加していた(第 3.109 図 b)。

御荷鉢ユニットの泥質片岩の K-Ar 年代は、100–90 Ma を示す(第 3.4 表; 武田ほか, 1993)。従って、100–90 Ma の時期、付加プリズム深部では、御荷鉢ユニットの変成作用が進行し、同ユニットは主片理を形成しながら上昇を開始した。御荷鉢ユニットは、先に変成作用が終了し上昇していた肱川ユニットの構造的下位に底付けする(第 3.109 図 b)。

100–90 Ma の時期の大洲ユニットに関する年代学的情報はない。しかしながら、大洲ユニットの主片理を構成するフェンジャイト K-Ar 年代が 90–80 Ma (第 3.4 表; 榊原ほか, 1998; 君波ほか, 2008) であることから、90 Ma には変成場からの上昇を開始していたと推定した。100–90 Ma の時期、大洲ユニットは、付加プリズムの比較的深部で高压型変成作用を被っていたことになる(第 3.109 図 b)。この変成時期は、御荷鉢ユニットの変成時期と一部重なる。大洲ユニットの苦鉄質片岩には、御荷鉢ユニットに産出するナトリウム角閃石やひすい輝石成分を最大 20 mol% 固溶する単斜輝石の産出がない(榊原ほか, 1998)。従って、大洲ユニットの変成圧力は、御荷鉢ユニットのピーク時の変成圧力より低圧であると推定し、沈み込み帯における大洲ユニットの沈み込み位置を、御荷鉢ユニットの海洋側に配置した(第 3.109 図 b)。

喜木津ユニットの泥質片岩に含まれるジルコンには、碎屑性ジルコンの外側に変成リムが生じている。変成リムのジルコン U-Pb 年代は変成年代を表す。本報告で得られた変成年代は、 94.4 ± 1.1 Ma である(第 3.45 図)。100–90 Ma の時期、喜木津ユニットでは既に変成作用が始まっていたことになる(第 3.4 表)(第 3.109 図 b)。岩石学的解析から求められた喜木津ユニット変成作用のピーク圧力は、約 0.77 GPa である(第 3.97 図)。上部地殻の密度を 2.65 g/cm^3 、下部地殻の密度を 3.00 g/cm^3 とし、地下 20 km 以深の地殻を下部地殻とすると、0.77 GPa の圧力は、約 30 km の地殻-マンタル境界の深度に相当する。すなわち、喜木津ユニットは、深さ約 30 km の下部地殻-マンタルの境界付近の沈み込みチャネルで陸側プレートに付加し、高压型の変成作用を被った(第 3.109 図 b)。喜木津ユニットのフェンジャイト K-Ar 年代は、 83.8 ± 2.1 Ma を示す(第 3.1 表)。この時期まで喜木津ユニットの変成作用が継続していたことを示している。

南隣「八幡浜」地域に分布する内子ユニットの構造的下部の砂質片岩から 87 ± 4 Ma の最若ジルコン U-Pb 年代が得られている(Knittel *et al.*, 2014)。内子ユニットのフェンジャイト K-Ar 年代が 95–90 Ma (第 3.108 図)であることを考えると、内子ユニット下部の原岩年代は、95–90 Ma 前後と考えられる(第 3.4 表)。100–90 Ma の時期には、内子ユニット及び伊予ユニットの原岩が海溝付近で堆積し、沈み込みを開始した(第 3.109 図 b)。内子

ユニットは、90 Maまでには、付加プリズム深部まで沈み込み、主片理を形成しながら上昇を開始した。主片理を構成するフェンジャイトK-Ar年代は、上昇年代に対応する。

伊予ユニットが沈み込んでいた時期の海洋プレートの年代は、伊予ユニット上部に胚胎するキースラーガーのRe-Os年代より約155 Maと推定される(Nozaki *et al.*, 2013)。伊予ユニット上部の比較的下部の苦鉄質片岩中の残留単斜輝石の化学組成も苦鉄質片岩が中央海嶺で形成された海洋底玄武岩であることを示している。一方、伊予ユニット上部の上部に分布する斑れい岩の火成年代は、ジルコンU-Pb年代より約135 Ma(Kawaguchi *et al.*, 2022)であり、伊予ユニット形成時に沈み込んでいた海洋プレートの年代より若い。Kawaguchi *et al.* (2022)では、ジルコンのHf, U/Yb, Yから、伊予ユニット上部の斑れい岩を大陸地殻(島弧)起源とした。しかしながら、ジルコンのHf, U/Yb, Yからは海洋島と大陸地殻(島弧)のテクトニックセンテイングを区別することは出来ない(Grimes *et al.*, 2015)。従って、伊予ユニット上部の斑れい岩及び苦鉄質片岩は、ジュラ紀海洋プレート上に形成された海洋島起源の可能性もある。斑れい岩に貫入する玄武岩岩脈の存在は、海洋プレート上での火成活動の存在を裏付けている。さらに、本報告で明らかになったように、伊予ユニット上部の斑れい岩は、フェリウインチ閃石を生じるような高压型変成作用、すなわち三波川変成作用を被っており、海洋プレート上で形成された斑れい岩が沈み込み帯で高压型変成作用を被ったとする方が合理的である。

90–85 Maの時期、伊予ユニットは付加プリズム深部まで沈み込み、高压型変成作用を被っていた(第3.109図c)。岩石学的に推定された伊予ユニットの変成ピーク温度圧力は、圧力0.5–0.7 GPa、温度350–440°Cであり、地下20–25 kmの中–下部地殻深度で変成している(第3.99図)。

大洲ユニットは、90–85 Maの時期に一部が活動的変成作用の場から上昇を始める。しかし、大洲ユニットの他の一部では、付加プリズム深部で高压型変成作用が継続して進行する。大洲ユニットの詳細な岩石学的形成温度圧力の見積は行っていないが、榊原ほか(1998)によると、大洲ユニットはパンペリー石アクチノ閃石亜相の変成作用を被っている。大洲ユニットの変成温度を、伊予ユニットより低い300°C程度と仮定すると、パンペリー石アクチノ閃石亜相の変成圧力は、0.5 GPa前後と推定できる(第3.98図)。この圧力条件から、大洲ユニットが付加した深度は20 km程度の中–下部地殻となる。ほぼ同時期に付加プリズム深部で高压型変成作用が進行していた伊予ユニットの変成圧力が、大洲ユニットの変成圧力より高压の条件である。従って、この時期、大洲ユニットが、付加プリズム深部の海洋側に配置し、伊予ユニッ

トが大陸側に配置していたと推定した(第3.109図c)。

90–85 Maの時期、大洲ユニットは、高压変成作用の場から上昇し、秩父コンプレックスのユニット群と接するようになる(第3.109図c)。大洲市南方では、低角度南傾斜の断層で三宝山ユニットが大洲ユニットの構造的上位に分布する。この三宝山ユニットは、北側と南側に分布する斗賀野ユニットの間に地窓状に分布する三宝山ユニットに対応する(第3.101図)。地窓状三宝山ユニットには、多少の片理が発達し、再結晶も進行している。地窓状三宝山ユニットの苦鉄質片岩は、ぶどう石やパンペリー石を含む鉱物組合せが出現する(石塚ほか, 2003)。従って、地窓状三宝山ユニットが受けた変成作用は、大洲ユニットに比べ、低温低圧と推定される。すなわち、大洲ユニットと地窓状三宝山ユニットの境界の低角断層は、大洲ユニットが上昇するときのデタッチメント断層の可能性もある。片理の発達具合や再結晶の程度は、地窓状三宝山ユニットの上位の斗賀野ユニット(第3.101図)に向けて急激に弱くなる。地窓状三宝山ユニットは、変成岩と非変成岩の漸移帯と考えられる。さらに南方の仏像構造線近傍の三宝山ユニットの玄武岩には、ローモンタイトやぶどう石が生じている(石塚ほか, 2003)。これらの鉱物は、三宝山ユニット形成以前に玄武岩が海洋底において被った低温の変成作用の結果と考えられている(石塚ほか, 2003)。すなわち、仏像構造線近傍の三宝山ユニットは、付加時もしくは付加後に顕著な変成作用を被っていない。

90–85 Maの時期、内子ユニットは、既に変成作用が終了し、御荷鉾ユニット下位に底付けしていた(第3.109図c)。内子ユニットの温度圧力条件は、伊予ユニットの温度圧力条件より低温低圧であり、伊予ユニット比べ、より浅部までしか沈み込んでいない。また、内子ユニットには、大洲ユニットに産しないナトリウム角閃石やひすい輝石成分を固溶する単斜輝石が産し、大洲ユニットに比べより深部まで沈み込んだ可能性がある。従って、内子ユニットの変成場からの上昇位置を、伊予ユニットより海洋側に、大洲ユニットより大陸側に配置した(第3.109図c)。

「伊予長浜」地域から西南西へ約30 km離れた佐田岬半島三崎付近では、伊予ユニットの上位に泥質片岩を介して御荷鉾ユニットに類似した変成斑れい岩と石灰質片岩からなる地層が重なる。Hara *et al.* (1992)では、三崎付近の変成斑れい岩と石灰質片岩を御荷鉾ユニットと同じ秩父メガユニットの斑れい岩と石灰質片岩に対比している。本報告では、岩相の類似性から、三崎付近の変成斑れい岩と石灰質片岩からなる部分を御荷鉾ユニットに対比した。また、三崎付近の御荷鉾ユニットと伊予ユニットの間の主に泥質片岩からなるユニットを内子ユニットに対比した(第3.110図)。泥質片岩の構造的上位に変成斑れい岩が重なる関係は、八幡浜付近の内子ユニット上

部でも認められる(宮崎ほか, 2016)。以上より, 伊予ユニット-内子ユニット-御荷鉾ユニットの累重関係が初生的に存在したと推定した(第3.109図c)。

伊予ユニットより先に沈み込んだ喜木津ユニットでは, 90-85 Maの時期も, 伊予ユニットよりさらに深部の地下約30 kmの地殻-マントル境界付近で変成作用が進行していた(第3.109図c)。

85-75 Maの時期, 伊予ユニットでは, 付加プリズム深部での付加・変成が継続し, 先に付加・変成されたものから, 主片理を形成しながら上昇を開始した(第3.109図d)。そのフェンジャイトK-Ar年代は, 若いもので約77 Maを示す(第3.4表)。

大洲ユニットは, 90-80 Maの時期まで継続して変成作用を被っていた(第3.4表)。

85-75 Maの時期, 喜木津ユニットは, 主片理を形成しながら上昇を開始し, より浅部で付加・変成した伊予ユニットの構造的上位に衝上し, 接合する(第3.4表; 第3.109図d)。喜木津ユニットでは, 変成ジルコンリムのU-Pb年代とフェンジャイトK-Ar年代から, 変成作用が15 Myr近く継続したと推定される(第3.4表)。喜木津ユニットでは, 上昇時の主片理形成以前の片理が存在し, それらは前述のピーク変成温度圧力達成時に形成された片理と解釈できる。喜木津ユニットでは, 泥質片岩のアルバイト斑状変晶内のざくろ石や苦鉄質片岩のアルバイト斑状変晶内の鉄藍閃石が, ピーク変成作用時に安定であった鉱物として存在する。アルバイト斑状変晶内には, 主片理形成以前の片理も残存している。喜木津ユニットでは, 主片理を構成する角閃石の組成から, 主片理形成時に0.1-0.2 GPaの圧力減少が見込まれる(第3.99図)。この圧力減少は, 伊予ユニットの深度まで喜木津ユニットが上昇したことに対応している。喜々津ユニットが伊予ユニットと接合した年代は, 喜木津ユニットの主片理を構成するフェンジャイトのK-Ar年代より, 85 Ma頃と推定される。

「伊予長浜」地域では, 伊予ユニットの北側の構造的上位に, 喜木津ユニットが重なる。地質構造の節で述べたように, 喜木津ユニットの主片理, 及び喜木津ユニットと伊予ユニットの境界の走向は, 佐田岬半島の伸びの方向と比較し, 時計回りに約10°回転している。このため, 佐田岬半島北岸に分布する喜木津ユニットの西方延長は, 伊予灘の海域に想定される。しかしながら, 西へブランチした軸を持つ複アンチフォーム褶曲 F_{i+2} の存在のため, 三崎付近にも伊予ユニット構造的上位に喜木津ユニット出現して良いはずだが, 出現しない。代わりに三崎付近では, 下位から上位へ, 伊予ユニット-内子ユニット-御荷鉾ユニットの累重関係が認められる。喜木津ユニットは, 伊予ユニット-内子ユニット-御荷鉾ユニットの累重関係を切断するように衝上したと推定した。

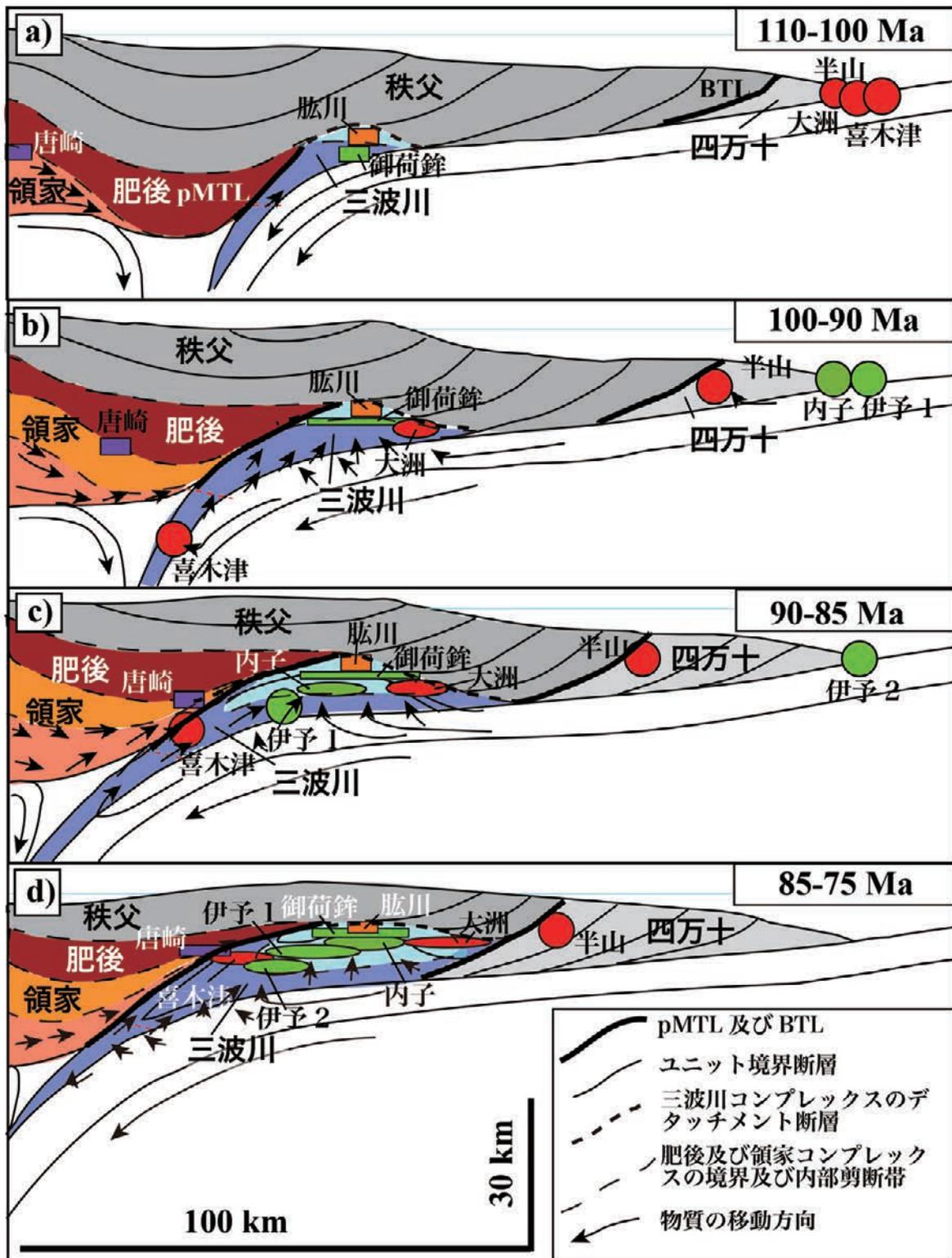
唐崎マイロナイトは, 前述したように高温型変成岩と

深成岩のマイロナイトである(武田ほか, 2000; Kawagauchi *et al.*, 2022)。唐崎マイロナイトは, 三波川コンプレックスの喜木津ユニット相当の双海ナップの変成岩と, 上昇末期の延性変形で主片理を形成しながら地殻中部で接合した可能性が指摘できる(第3.4表; 第3.109図d)。地温勾配の高い火山弧下で形成される高温型変成岩や深成岩が, 沈み込み帯チャンネルから付加プリズム深部で形成される三波川コンプレックスと接合するためには, 火山弧側から海溝側への高温型変成岩の流動が, 地殻中部から深部の深度において必要である(第3.109図a-d)。白亜紀の中頃, 火山弧下の地殻中-深部で形成された高温型変成岩や深成岩類が, 三波川コンプレックスのような高圧型変成岩と地殻深部-中部で接合した例が報告されている(Miyazaki *et al.*, 2013; Nakamura *et al.*, 2021; Mori *et al.*, 2021)。

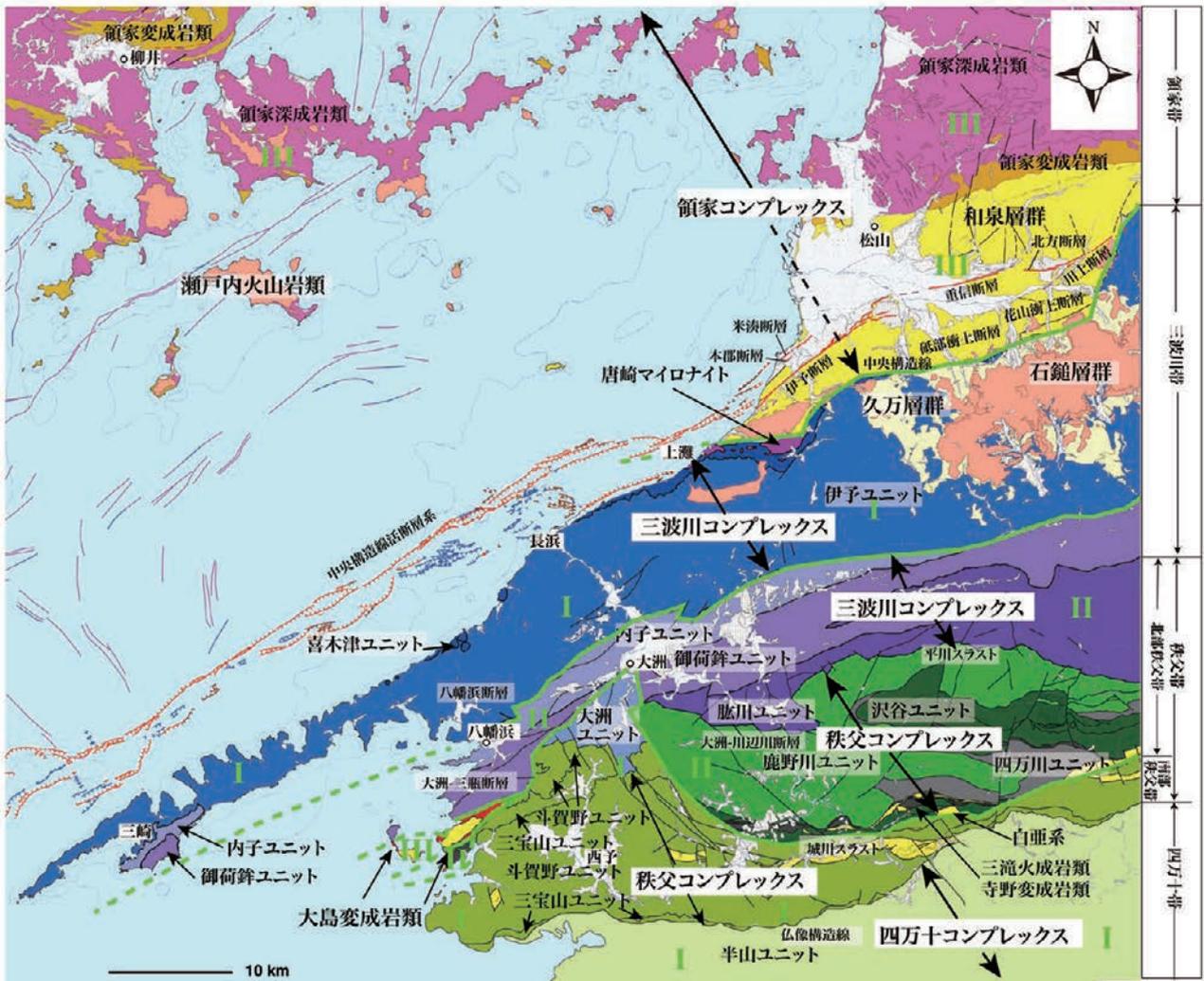
以上のように, 前期白亜紀約110 Maから後期白亜紀約75 Maまでの地質構造発達史(第3.109図a-d)を復元した。しかしながら, 75 Ma以降の現在までの断層運動で, 四国西部の地質構造は改変されており, 構造発達史の断面図(第3.109図a-d)と同地域の現在の広域地質概略図(第3.110図)はそのままでは対応しない。広域地質概略図(第3.110図)では, 八幡浜断層, 大洲-三瓶断層, 城川スラスト, 及び大島変成岩類下底に存在する低角断層を構造不連続境界として, 複数のユニットからなるユニット群が識別される。同様な構造不連続境界は, 四国西部の付加コンプレックスを総括した松岡ほか(1998)でも指摘されている。この他にも, 秩父コンプレックスが分布する四国西部のいわゆる秩父帯にはいくつかの構造モデルが提案されている。Murata(1982)は, 秩父帯の中で低角な構造を持った千枚岩類が, 高角な構造を持った非変成の地層の上に衝上する断層の重要性を指摘している。

八幡浜断層, 大洲-三瓶断層, 城川スラスト及び大島変成岩類下底に存在する低角断層を構造不連続境界とすると, 4つのユニット群に分割できる。このうち, 八幡浜断層以南のユニット群は, スラストや低角断層を境とするので, 見かけの上下関係が明瞭な以下の3つのユニット群に区分できる。すなわち, 三波川コンプレックス大洲ユニット, 南部秩父帯及び四万十コンプレックスからなる見かけ最下位のユニット群I, 御荷鉾ユニット, 肱川ユニット及び北部秩父帯の地層・岩体からなる見かけ中位のユニット群II, 肥後コンプレックスからなる上位のユニット群IIIである(第3.110図)。

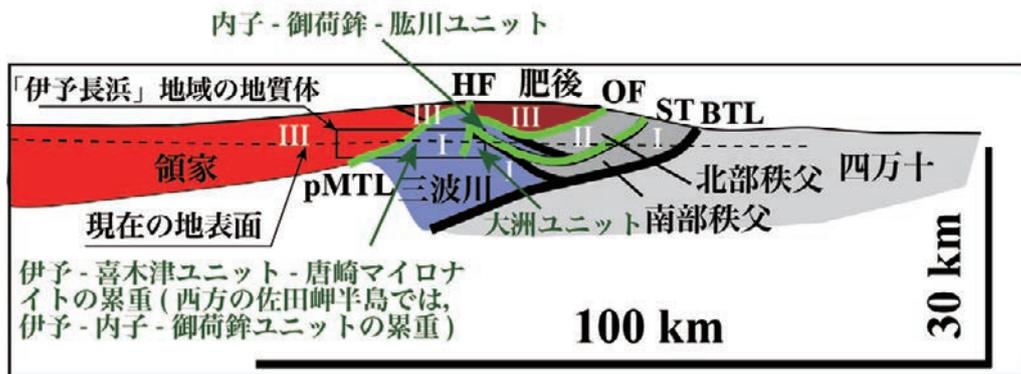
一方, 八幡浜断層は, 高角度の断層であり, その北側に分布するユニット群が断層南側のユニット群とどのような関係なのかは不明である。本報告では, ユニット群Iとユニット群IIIの間に挟まるユニット群IIは, 北へ向かい薄くなり殲滅すると考え, 八幡浜断層北側のユニット群をユニット群Iと同等と見なした(第3.111図)。



第 3. 109 図 四国西部三波川コンプレックス及び関連するコンプレックスの白亜紀地質構造発達史
 秩父：秩父コンプレックス，四万十：四万十コンプレックス，肥後：肥後コンプレックス，領家：領家コンプレックス，三波川：三波川コンプレックス，唐崎：唐崎マイロナイト，半山：半山ユニット，肱川：肱川ユニット，御荷鉾：御荷鉾ユニット，大洲：大洲ユニット，喜木津：喜木津ユニット，内子：内子ユニット，伊予1：伊予ユニットのうち，海溝充填堆積物の年代が95-90 Maのもの，伊予2：伊予ユニットのうち，海溝充填堆積物の年代が90-85 Maのもの，BTL：仏像構造線；pMTL：古中央構造線。三波川の青紫色の領域は変成変形作用が活発な領域，水色は変成変形が終了した領域，領家の濃い橙色の領域は変成変形作用が活発な領域，橙色は変成変形が終了した領域



第 3.110 図 「伊予長浜」及び周辺地域の地質概略図と 3つのユニット群の分布の概略
宮崎ほか (2016) を一部改変. 緑色実線が 3つのユニット群 (I, II, III) の境界



第 3.111 図 「伊予長浜」及び周辺地域の地質断面図と 3つのユニット群の概略
緑色実線が 3つのユニット群 (I, II, III) の境界. 三波川: 三波川コンプレックス; 領家: 領家コンプレックス; 肥後: 肥後コンプレックス; 北部秩父: 北部秩父帯の秩父コンプレックス; 南部秩父: 南部秩父帯の秩父コンプレックス; 四万十: 四万十コンプレックス; BTL: 仏像構造線; HF: 八幡浜断層; OF: 大島変成岩類の下底の断層; pMTL: 古中央構造線; ST: 城川スラスト.

ユニット群IとユニットIIの境界は、大洲市南東側では、城川スラストであり、南西側では、大洲-三瓶断層である。ユニット群IIとユニット群IIIの境界は、八幡浜市南方の大島における御荷鉢ユニットと、肥後コンプレックス大島変成岩類及び超苦鉄質岩類との境界断層に相当する。ユニット群Iの三波川コンプレックスとユニット群IIIの領家コンプレックスもしくは、領家コンプレックスを不整合に覆う和泉層群とが直接接する境界は、古中央構造線である(第3.111図)。古中央構造線は、南へ向かい、大島変成岩類下底の低角断層、城川スラスト及び大洲-三瓶断層に分岐する。八幡浜断層は、これらの断層を切断する高角度の断層である。

以下の様なユニット群Iの内部構造が断面図(第3.111図)から読み取れる。ユニット群Iの構造的な最下位に仏像構造線を介して下位の四万十コンプレックスが接し、上位には南部秩父帯の秩父コンプレックスが分布する。断面図では、北傾斜の仏像構造線の延長は、四万十コンプレックスと上位の三波川コンプレックスとの境界に連続する。さらに南傾斜の断層で三波川コンプレックスは、上位の南部秩父帯の秩父コンプレックスと接する。この秩父コンプレックスは、三宝山ユニット、斗賀野ユニットからなる。すなわち、三波川コンプレックスは、上位の秩父コンプレックスと下位の四万十コンプレックスの間にくさび状に分布すると解釈した。くさび状の形状をなす三波川コンプレックスの上側の断層は、上盤側が低圧で下盤側が高圧の条件を示す。上盤側の秩父コンプレックスと下盤側の三波川コンプレックスの断層は、正断層成分を持つ断層である。三波川コンプレックスが上昇するときに生じたデタッチメント断層だと考えられる。一方、仏像構造線から連続する断層で、くさび状の形状をなす三波川コンプレックスの下側の断層は、上盤側が高圧条件下で形成され、下盤側が低圧条件下で形成されており、逆断層成分を持った断層である。このユニット群Iの内部構造は、地質構造発達史の約75 Maに想定した地殻断面図にはほぼ等しい。

ユニット群IIIとユニット群IIの境界、及びユニット群IIIとユニット群Iの境界は、陸側の火山弧下で形成されたユニット群と、前弧域から海溝近傍で形成されたユニット群の境界面である。弧-海溝系の火山弧と海溝の距離を考えた場合、海溝軸に垂直に100-150 kmの移動がこれらのユニット群の境界断層に沿って必要である。必要な移動の一部は、前述した前弧地殻深部の火山弧側から海溝側への移動で説明できる。しかし、より浅部でより海溝側への移動のためには、火山弧の配列、及び海溝軸に垂直な方向の大規模な短縮が必要である。

「伊予長浜」地域の地質から、想定される弧-海溝系に垂直な向きの大規模な短縮は、三波川コンプレックスの主片理形成時期の最末期である約75 Ma以降と制約できる。一方、四国北西部の地質からの束縛条件として、ユ

ニット群IIIを不整合に覆う中期中新世の地層群の堆積以前であると言える。さらに、広範囲に見ると九州東部佐賀関半島の三波川コンプレックスと浅海層からなる後期白亜紀大野川層群の境界断層である佐志生断層の活動時期が束縛条件になる。大野川層群は、領家コンプレックスに対比可能な朝地変成岩を不整合に覆っている。大野川層群は、四国北西部のユニット群IIIに属する。山北ほか(1995)は、佐志生断層の断層粘土のK-Ar年代として、35-33 Maを報告している。一方、宮崎ほか(2014)は、佐志生断層沿いのカタクラサイト化した石英閃緑岩マイロナイトのジルコンから、約55 Maのフィッシュン・トラック年代を報告している。この年代は、後述するようにカタクラサイト形成時の年代と推定される。石英閃緑岩マイロナイトからは、105 MaのジルコンU-Pb年代(宮崎ほか, 2014)が報告されている。この年代は、石英閃緑岩マイロナイトの火成年代に相当し、領家コンプレックスの火成岩の年代範囲に入る。同様の火成年代は、佐志生断層沿いの珪長質火成岩マイロナイトから多数報告されている(Kawaguchi *et al.*, 2020)。これらの岩石のマイロナイト化は、領家コンプレックスと三波川コンプレックスが、地殻の比較的深部で接合するとき起こった可能性が高く、両者の接合関係は、四国北西部に分布する唐崎マイロナイトと三波川コンプレックス喜木津ユニットの接合関係に類似する。一方、石英閃緑岩のカタクラサイト化は、マイロナイト化より浅部での変形を示唆する。このカタクラサイト化により、ユニット群Iに相当する三波川コンプレックスと接合した石英閃緑岩マイロナイトが、ユニット群IIIの大野川層群と接するようになったと推定される。佐志生断層沿いのカタクラサイト化した石英閃緑岩マイロナイトのジルコンから得られた約55 Maのフィッシュン・トラック年代は、ユニット群IIIとユニット群Iの接合時期に対応する可能性がある。約55 Maの年代は、イザナギプレートと太平洋プレート間の海嶺がユーラシアプレートに沈み込んだ時期に相当する(Seton *et al.*, 2012)。四国西部において、ユニット群の境界をなす大島変成岩類下底の低角断層、城川スラスト、大洲-三瓶断層も、この時期に形成された可能性がある。これらの断層を高角度で切断する八幡浜断層の東方延長は、四国中央部の清水構造帯を通ると予想される(武田, 1977)。清水構造帯は、三波川コンプレックスの D_u 変形時(本報告の D_{i+2} 変形に相当)に形成された北に急傾斜した剪断帯とされ、その南限を推定断層である清水構造線が通る(青矢・横山, 2009)。清水構造線は、八幡浜断層の東方延長線と考えられる。清水構造線北側に発達する清水構造帯の D_u 変形は、60 Ma前後の太平洋プレートの沈み込みによる南北圧縮で形成されている(Aoya, 2022)。 D_u 変形で形成された S_u 面を切るように見える清水構造線は、60 Ma以降に形成されたと考えられる。

第4章 岩 脈

(宮崎一博)

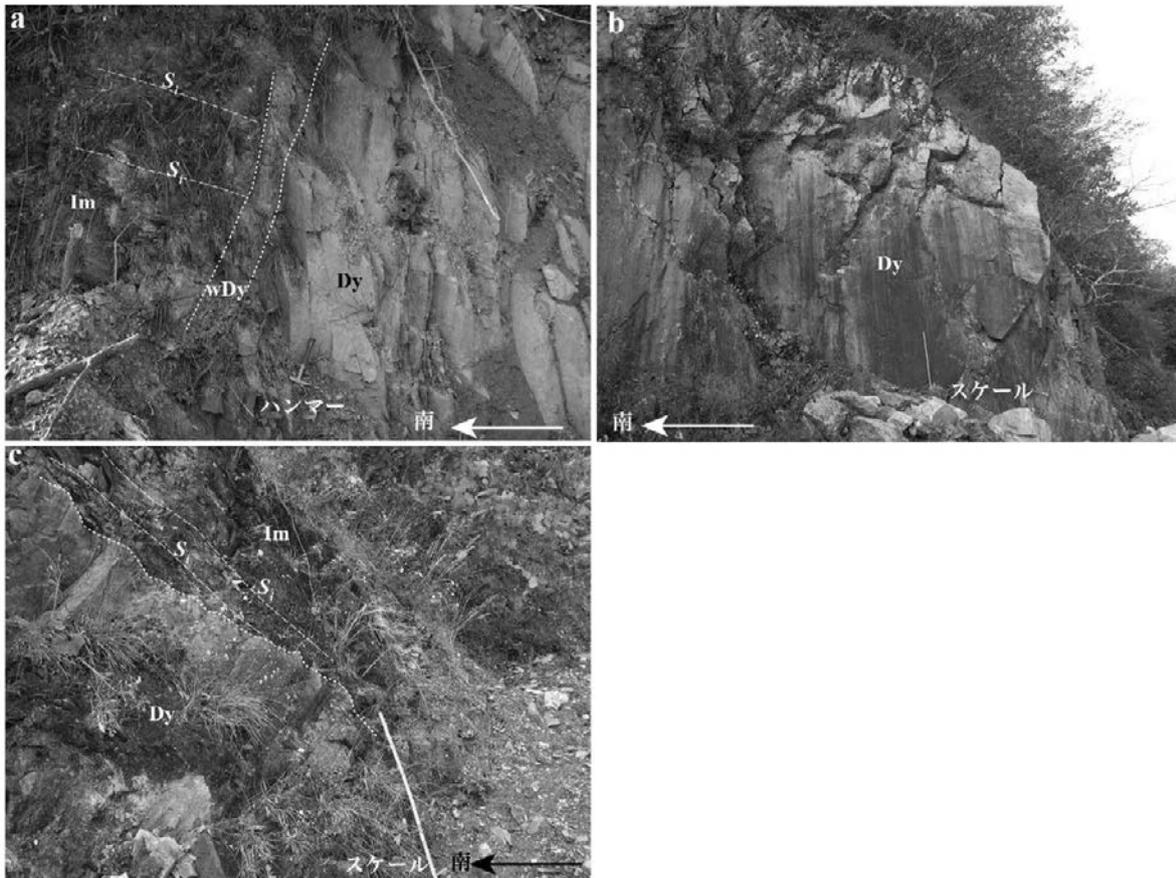
「伊予長浜」地域東部の斎藤山北東斜面の肱川沿いに小規模な安山岩岩脈、及び長浜町前奥^{まおく}南方に小規模な安山岩岩脈が分布する。いずれの岩脈も三波川コンプレックス伊予ユニット上部の苦鉄質片岩に貫入する。斎藤山北東の肱川沿いの露頭では、幅 20~30 m の安山岩岩脈が存在する。この露頭は、肱川の左岸に位置し、露頭面は北西-南東方向のほぼ垂直な崖である。安山岩岩脈の南東側の苦鉄質片岩との境界は、東北東-西南西の走向でほぼ垂直で、岩脈の境界面近傍の数 10 cm は粘土化しており白色を呈する(第 4.1 図 a)。境界面は、粘土化しており、境界面近傍の安山岩には、境界面に平行な劈開が発達し、境界面に沿って変位があった可能性も否定できない。従って、この境界面が安山岩の初生的貫入面かど

うかの確定はできなかった。境界から離れた岩脈の中央部は、灰色塊状の安山岩である(第 4.1 図 b)。この岩脈の北西側の境界は、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩の片理にほぼ平行な貫入面であり、南東側境界で見られたような白色粘土化帯は認められない(第 4.1 図 c)。長浜町前奥南方の小規模な安山岩岩脈の貫入面露頭は、発見できなかったが、岩脈の分布方向及び分布標高から、南北で垂直に近い貫入面を推定した。

岩石記載

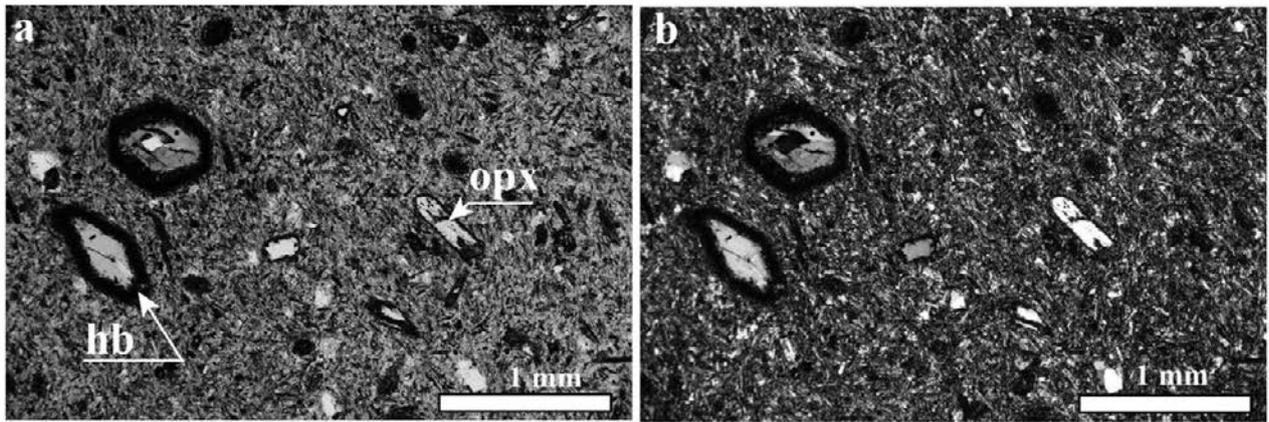
普通角閃石単斜輝石斜方輝石安山岩(第 4.2 図, 長浜町斎藤山の東北東約 1.4 km の肱川左岸, Iyn-56)

全体に有色鉱物の褐色粘土鉱物化や炭酸塩鉱物化が進行



第 4.1 図 安山岩岩脈の露頭写真

大洲市長浜町斎藤山の東北東約 1.4 km の肱川左岸。(a) 安山岩岩脈露頭の南東部。(b) 安山岩岩脈露頭中央部。(c) 安山岩岩脈露頭の北西部。Dy: 安山岩岩脈, wDy: 安山岩岩脈の白色変質部, Im: 三波川コンプレックス伊予ユニットの苦鉄質片岩, S₁: 苦鉄質片岩に発達する主片理。(b) の長尺の長さは約 1 m。(c) の長尺の長さは約 80 cm。



第 4.2 図 安山岩岩脈の薄片写真

大洲市長浜町斎藤山の東北東約 1.4 km の肱川左岸. (a) オープンニコル. (b) クロスニコル. hb : 普通角閃石, opx : 斜方輝石.

している。斑晶として、普通角閃石、斜方輝石、斜長石、単斜輝石、炭酸塩鉱物と黒雲母に置換された鉱物を含む。石基は、斜長石、斜方輝石、褐色粘土鉱物、黒雲母、不透明鉱物からなる。普通角閃石は、長径 0.5–2 mm 程度の大きさの自形結晶で、褐色の Z 軸色を示す。普通角閃石のリムは、オパサイト化しており、微細な不透明鉱物、単斜輝石、褐色粘土鉱物になっている。斜方輝石は、長径 0.1 ~ 0.5 mm の自形ないし半自形結晶として産し、単斜輝石は、長径 0.5 mm 程度の短柱状自形ないし半自形結晶として産する。斜長石は、粒径 1 mm 程度の自形ないし半自形結晶である。石基は、長径 100 μm 以下の針状の斜長石と短柱状の斜方輝石からなる。このほかに、石基には柱状の

有色鉱物を置き換えた褐色雲母や褐色粘土鉱物、及び粒間を充填した黒雲母と炭酸塩鉱物が生じている。

本地域に分布する安山岩岩脈は年代測定が行われていないが、東隣の「大洲」地域(坂野ほか, 2010)内の大洲市かいかわいだし戒川かいかわい谷から長浜町黒田くろた無事喜地むじきじに分布する安山岩岩脈と産状、記載岩石学的特徴が類似し、分布域も近接することから、本地域の安山岩岩脈も大洲地域の安山岩岩脈と同時期中期中新世の岩脈だと判断した。この中期中新世の岩脈は、20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版)(宮崎ほか, 2016)の中央構造線に沿う地域の中期中新世火山岩類に対比できる。

第5章 第四系

(宮崎一博)

5.1 研究史と概要

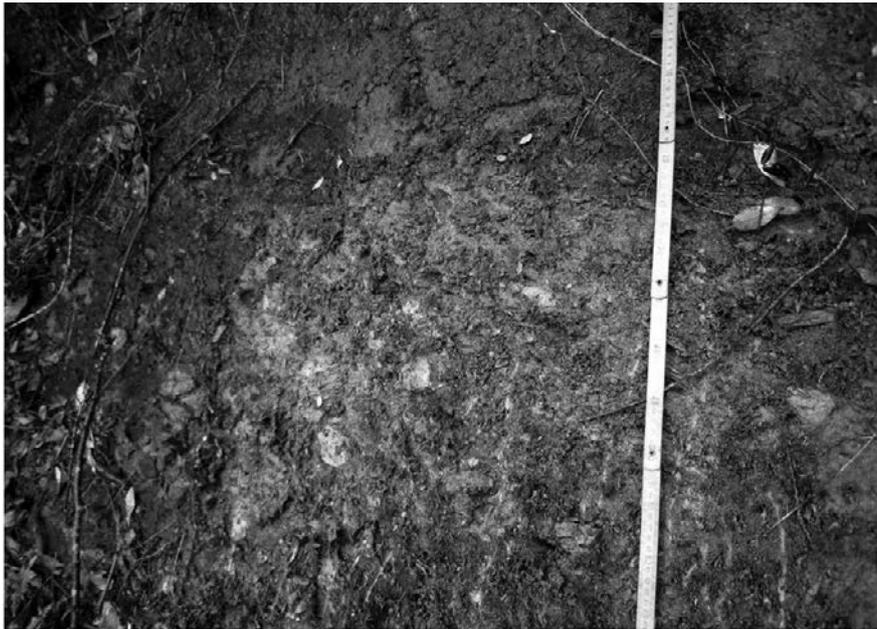
本地域は、第四系の分布が限られており、本地域の第四系にだけ焦点をあてた研究は見当たらない。肱川流域の段丘堆積物を調べた熊原(1998)と20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)で、本地域を含む広域での、第四系の分布の概要がまとめられている。また、東隣の5万分の1地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)では、本地域に連続する第四系の記載がなされている。

本地域の第四系は、肱川の支流である上須戒川流域に分布する中期更新世の五百木層、伊予灘に注ぐ河原川流域に分布する後期更新世の中段丘堆積物、肱川の支流である大和川の上流域に分布する小規模な後期更新世の低位段丘堆積物、その他小規模な扇状地及び崖錐堆積物、各河川沿いに分布する後背湿地及び谷底低地堆積物、肱川沿いの現河床堆積物、及び埋立地からなる完新統である。

5.2 五百木層

本地域の五百木層は、東隣の「大洲」地域から連続して

大洲市西峰東方に小規模に分布する。五百木層の模式地は、東隣「大洲」地域の内子町五百木である(坂野ほか, 2010)。坂野ほか(2010)によると、五百木層は、熊原(1998)のH1段丘面構成層の大部分に当たる。本層は、本地域では、明瞭な平坦面を持たず、大洲町西峰東方の上須戒川左岸の標高150~200m小起伏面に分布し、層厚は20~30mである。礫層を主体とし、薄いシルト層、砂層を挟む。東隣の「大洲」地域では、テフラ層を挟む。礫層は、三波川コンプレックスの片理が発達する変成岩の亜円礫~亜角礫からなる。礫は、片理に垂直な方向に短軸を持つ、扁平な形のものが多い。礫サイズは、長径数cm~10cmである。礫種は、基盤である三波川コンプレックスの岩石種に依存する。すなわち、本地域の五百木層分布域の基盤は、三波川コンプレックスの苦鉄質片岩と珪質片岩が多く、この2種が礫種として大半を占める(第5.1図)。この他に、泥質片岩の礫や片理が発達せずほぼ石英のみからなる礫も少量含まれる。後者は、恐らく変成岩中に発達する石英脈由来の礫だと推定される。五百木層の基質は全体に赤褐色を呈し、珪質片岩以外は風化が進んでいる。苦鉄質片岩の礫は、黄褐色のくさり礫になっている。



第5.1図 五百木層の露頭写真
大洲市上須戒池岡。スケールの長尺の長さは約80cm。

東隣の大洲地域に分布する五百木層の火山灰層から、中期更新世(チバニアン期)の 0.60 ± 0.13 (1σ) Ma (鹿島, 1996), 及び 0.65 ± 0.11 (1σ) Ma と 0.62 ± 0.08 (1σ) Ma (坂野ほか, 2010) のフィッシュトラック年代が得られている。

5.3 中位段丘堆積物

本地域の中位段丘堆積物は、銅が鳴北斜面から北西に流路をとり、保内町磯崎で伊予灘に注ぐ河原川の下流域に小規模に分布する。この中位段丘堆積物は、20 万分の1 地質図幅「松山」第2 版(宮崎ほか, 2016)でも識別されている。河原川の左岸の標高 50 m 付近に分布し現河床との比高は、10~20 m 程度である。本堆積物は、三波川コンプレックスの苦鉄質片岩の亜円礫~亜角礫からなる(第 5.2 図)。河原川上流域に分布する苦鉄質片岩の礫が大部分を占め、少量の珪質片岩の礫を含む。苦鉄質片岩の主片理に垂直な方向に短軸を持つ扁平な形態をしたものが多い。礫サイズは、長径数 cm~20 cm 程度である。基質は黄褐色を呈する。

東隣の大洲地域に分布する中位段丘堆積物も含めて、中位段丘堆積物の年代を特定する資料は得られていな

い。後期更新世の最終間氷期から最終氷期前半頃の堆積物と推定されている(宮崎ほか, 2016)。

5.4 低位段丘堆積物

低位段丘堆積物は、大和川の上流域に分布する。大和川は、本地域脊梁をなす洗心山—出石山の稜線から北北東に流路を取り、下流域で東に流路を変えて肱川に注ぎ込む。この低位段丘堆積物は、大和川上流域左岸の標高 300 m 付近に小規模に分布し、段丘面の現河床との比高は 5 m 程度である。本堆積物は主に礫層からなり、三波川コンプレックス苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩の亜円礫~角礫から主に構成される。これらの礫種の中で、苦鉄質片岩礫が最も多い。片岩類の礫は、主片理に垂直な方向に短軸を持つ扁平な形態をしたものが多い。礫サイズは、長径数 cm~数 10 cm である。礫は、新鮮で、基質の固結度は弱い。この低位段丘堆積物は、20 万分の1 地質図幅「松山」第2 版(宮崎ほか, 2016)でも分布が描かれている。本層の年代を特定する資料は得られていない。東隣の5 万分の1 地質図幅「大洲」(坂野ほか, 2010)では、後期更新世の低位段丘堆積物を最終氷期頃の堆積物と推定している。



第 5.2 図 中位段丘堆積物の露頭写真
八幡浜市保内町磯崎の南東約 640 m。スケールの折尺の長さは約 20 cm。

5.5 扇状地及び崖錐堆積物

肱川沿いの小規模な支流河川沿いになぞかに点在している。淘汰の悪い角礫層を主体とする。

5.6 後背湿地及び谷底低地堆積物

肱川及びこれに注ぎ込む大和川、上須戒川、伊予灘に注ぎ込む櫛生川、土居川、河原川、夢永川、宇和海に注ぎ込む宮内川、喜木川などの河川沿いの低地を埋積する地層であり、固結度の低い、礫層、砂層、シルト層からなる。肱川河口付近及び大和川と肱川の合流地点で、本地域内では比較的広い谷底低地堆積物が分布する。後背湿地及び谷底低地堆積物に関しては、肱川沿い及び大和川沿いで基盤の三波川コンプレックスに達するボーリング調査の結果が報告されている(愛媛県, 1971; 国土交通省, 2022)。肱川の中央部付近で、現在の海水準から測った深度 37 m (標高マイナス 37 m) で三波川コンプレックスの苦鉄質片岩からなる基盤に到達する(第 5.3 図及び第 5.4 図のボーリング no.12)。大和川では、肱川との合流地点で、海水準から測った深度約 33 m (標高マイナス 33 m) で三波川コンプレックスの苦鉄質片岩からなる基盤に到達する(第 5.3 図及び第 5.4 図のボーリング no.5)。いずれも、伊予ユニットの苦鉄質片岩と推定される。前述のボーリングデータを見ると、大和川では、谷底低地堆積物は谷の中心部で厚く、周辺部に向かうにつれて急激に薄くなる傾向が読み取れる。肱川でも同様

で、肱川の河川中心で厚く、周辺部で薄くなる傾向が読み取れる。

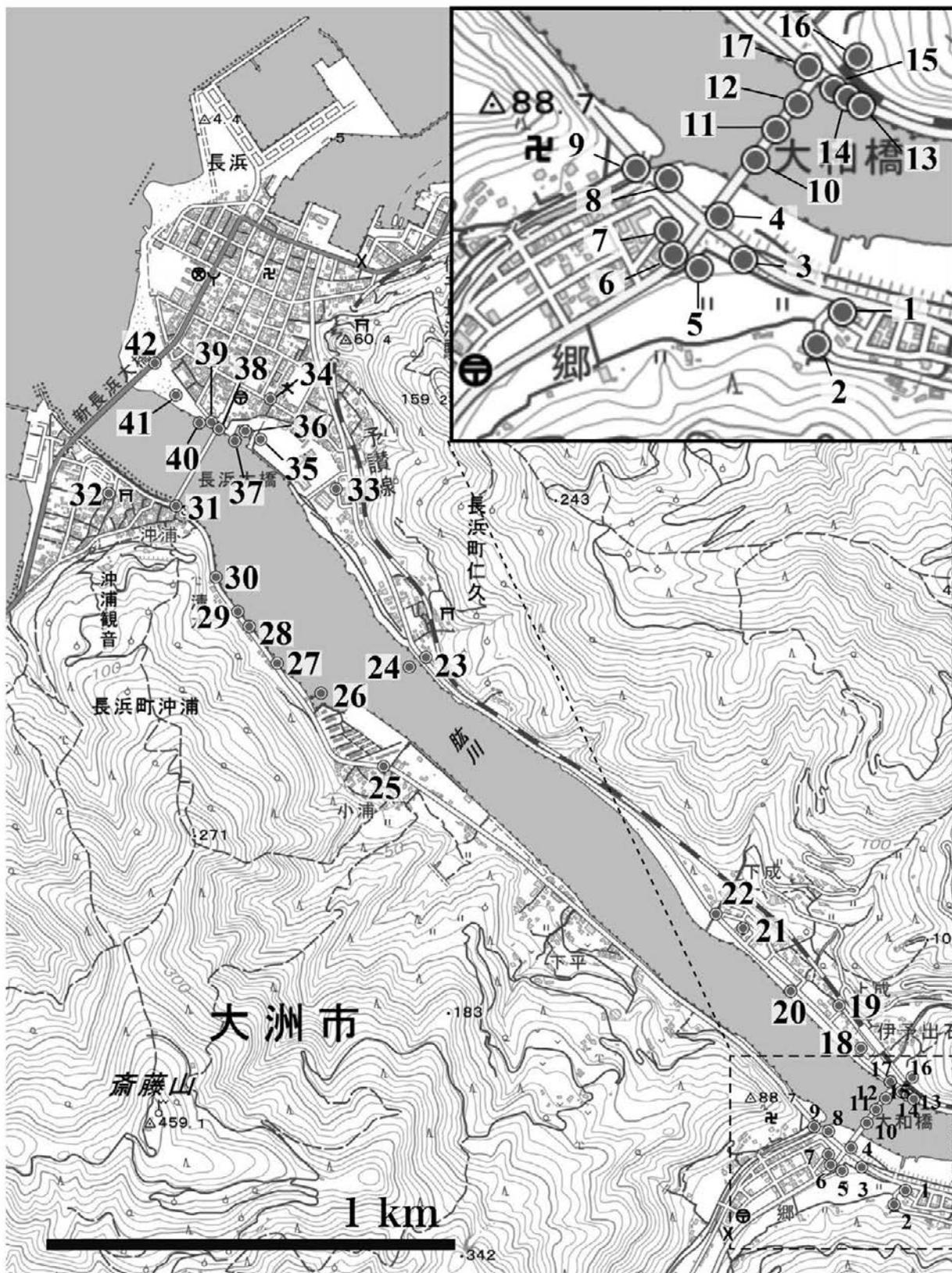
肱川沿いのボーリングデータには、海水準からの深度 3~6 m (標高マイナス 3~6 m) と 13~17 m (標高マイナス 13~17 m) に火山灰層が記載されている(第 5.3 図及び第 5.4 図のボーリング no.10, 11, 12, 15, 19, 21, 24, 28, 29)。いずれの火山灰層もその上位もしくは下位に貝化石を含む海成層を伴っている。深度の大きい火山灰層では、その上位及び下位の層準に貝化石を含む(第 5.3 図及び第 5.4 図のボーリング no.10)。海成層に挟まる火山灰層は鬼界-アカホヤテフラに対比される可能性がある。

5.7 現河床堆積物

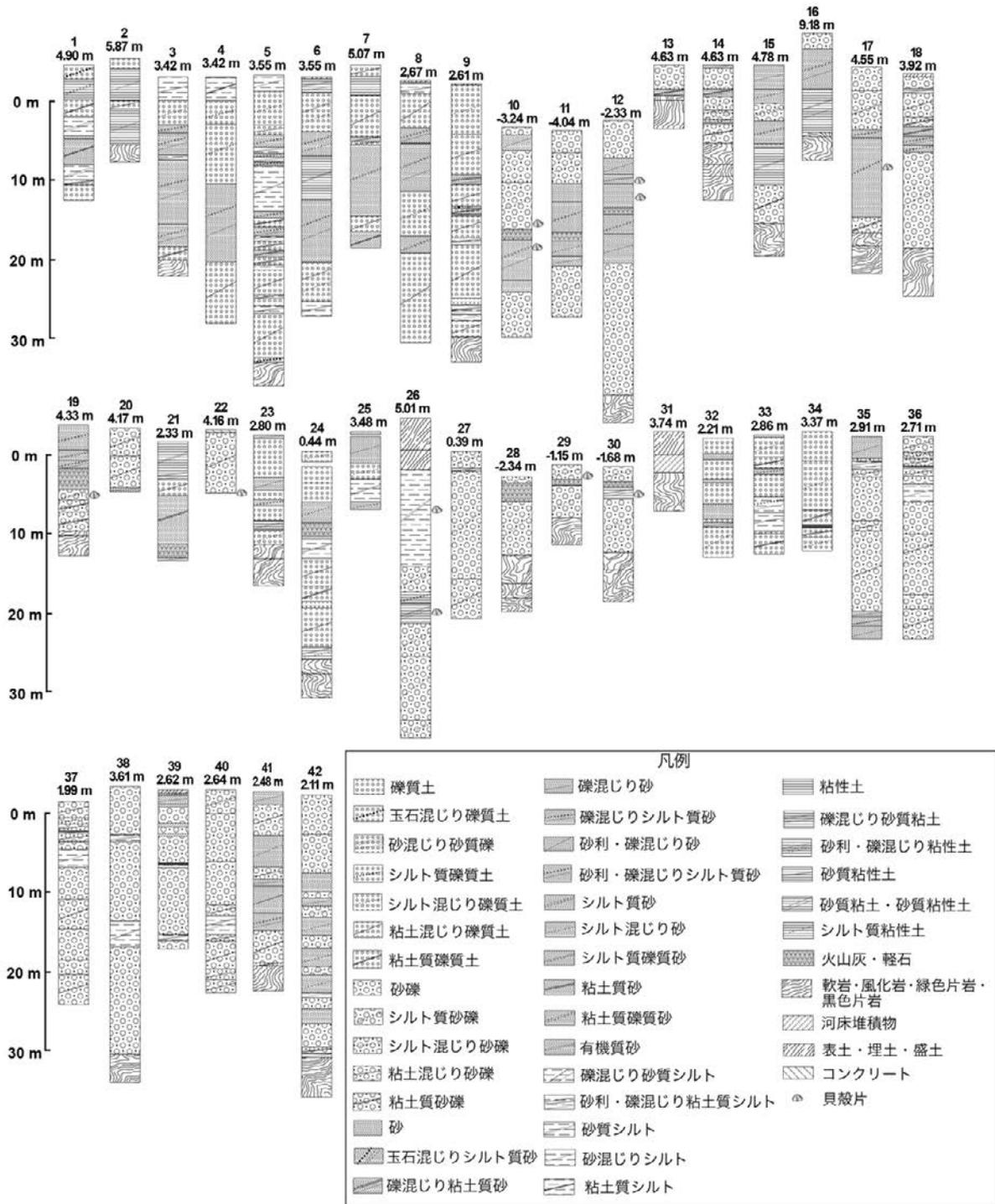
川幅の広い肱川に見られる河床堆積物であり、礫層を主体としている。礫種としては、三波川コンプレックスの苦鉄質片岩の扁平な円~亜円礫が多く、珪質片岩及び泥質片岩の扁平な円~亜円礫も含まれる。肱川河口では三角州の一部を形成している。

5.8 埋立地

大洲市長浜町の伊予灘沿岸(長浜港付近)には、広く埋立地が造成されている。大洲市長浜町櫛生、八幡浜市保内町磯崎、八幡浜市保内町喜木津にも小規模な埋立地が造成されている。



第 5.3 図 KuniJiban ボーリング位置図
 ボーリングデータはKuniJiban (国土交通省, 2022) を使用した。1~16 番については右上に拡大図を示した。基図は地理院タイル。



第 5.4 図 KuniJiban ボーリング柱状図

ボーリングデータはKuniJiban (国土交通省, 2022) を使用した。柱状図に付けた番号はボーリング番号で、第 5.3 図のボーリング位置図の番号に対応する。番号の数字は、ボーリング掘削地点の標高を示す。左端のスケールは、海水準からの深さを示す。

第6章 海域活断層

(宮崎一博)

「伊予長浜」地域北西部の伊予灘海域には、四国北西部の伊予市から伊予灘を経て、九州の佐賀関北方沖へと中央構造線活断層系が分布する(例えば、岡田, 1973; 七山ほか, 2002)。七山ほか(2002)は、独自の調査結果に加え、四国電力株式会社(1984)、国土地理院(1992a, 1992b, 2001)、松岡・岡村(2000)、島崎ほか(2000)等のデータを基に、伊予灘から別府湾に至る海域活断層の分布図を作成した。「伊予長浜」地域の伊予灘海域の地質構造は、緒方(1975)、四国電力株式会社(1984)、高橋ほか(2020)によって示されている。

七山ほか(2002)では、中央構造線活断層系の活断層を、完新世に活動し海底面の変位を示す断層と、完新世に活動したが海底面の変位を伴わないもの、後期更新世以前に活動した断層に区別している。「伊予長浜」地域の海域活断層は、東北東-西南西方向に配列し、一對の正断層成分を持つ活断層に挟まれた部分が、等深線図に見られるように、地形的に凹地になっている部分が存在する(第6.1図)。「伊予長浜」地域の海域で実施された音波探査(三浦ほか, 2001)によると、本地域の活断層は、南落ちと北落ちの対をなす断層が、地溝(第6.2図a, b)を形成している。これらの断層は、その分布形態と性状から、地下深部の横ずれ断層の運動が海底下浅部に伝播することによって形成されたと推定される(三浦ほか, 2001)。同様な南落ちと北落ちの対をなす断層に挟まれた地溝は、高橋ほか(2020)の音波探査でも推定されている(第6.2図c)。

「伊予長浜」地域より東方の上灘沖～串沖の伊予灘では、完新統が厚く堆積し、かつ大規模な浸食構造が認められず、解像度の良い音波探査の記録から、完新統内部に多数の連続性の良い反射面が確認されている(大塚ほか, 2001)。一方、「伊予長浜」地域の伊予灘では、完新統のうち、鬼界アカホヤ火山灰の降灰層準より上位の地層の欠損や鬼界アカホヤ火山灰層準に対応する反射面の消滅が著しい(三浦ほか, 2001)。伊予長浜沖では、音波探査によりN層(新第三系及び第四系に対比される地層)の内部構造が鮮明に捉えられており、海底面が約10 m削剥され、幅1 kmの海底谷が形成されている(第6.2図d)。海底谷の下位のN層内部の反射面はほぼ水平である(高橋ほか, 2020)。海底谷を横断し、南方の内湾まで連続する音波探査断面(第6.2図e)では、N層内部の明瞭な反射面が、佐田岬半島から連続する凹凸のあるS層(三波川コンプレックスに相当)の上面を覆ってほぼ水平に分布

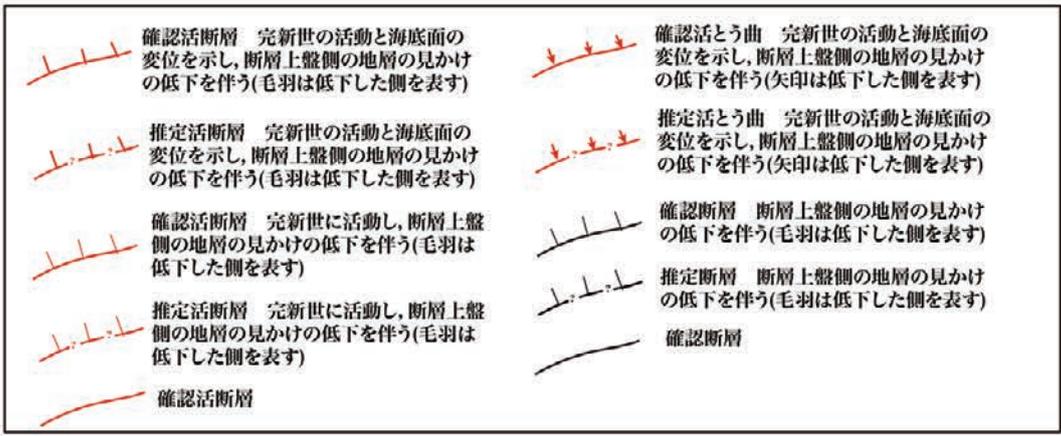
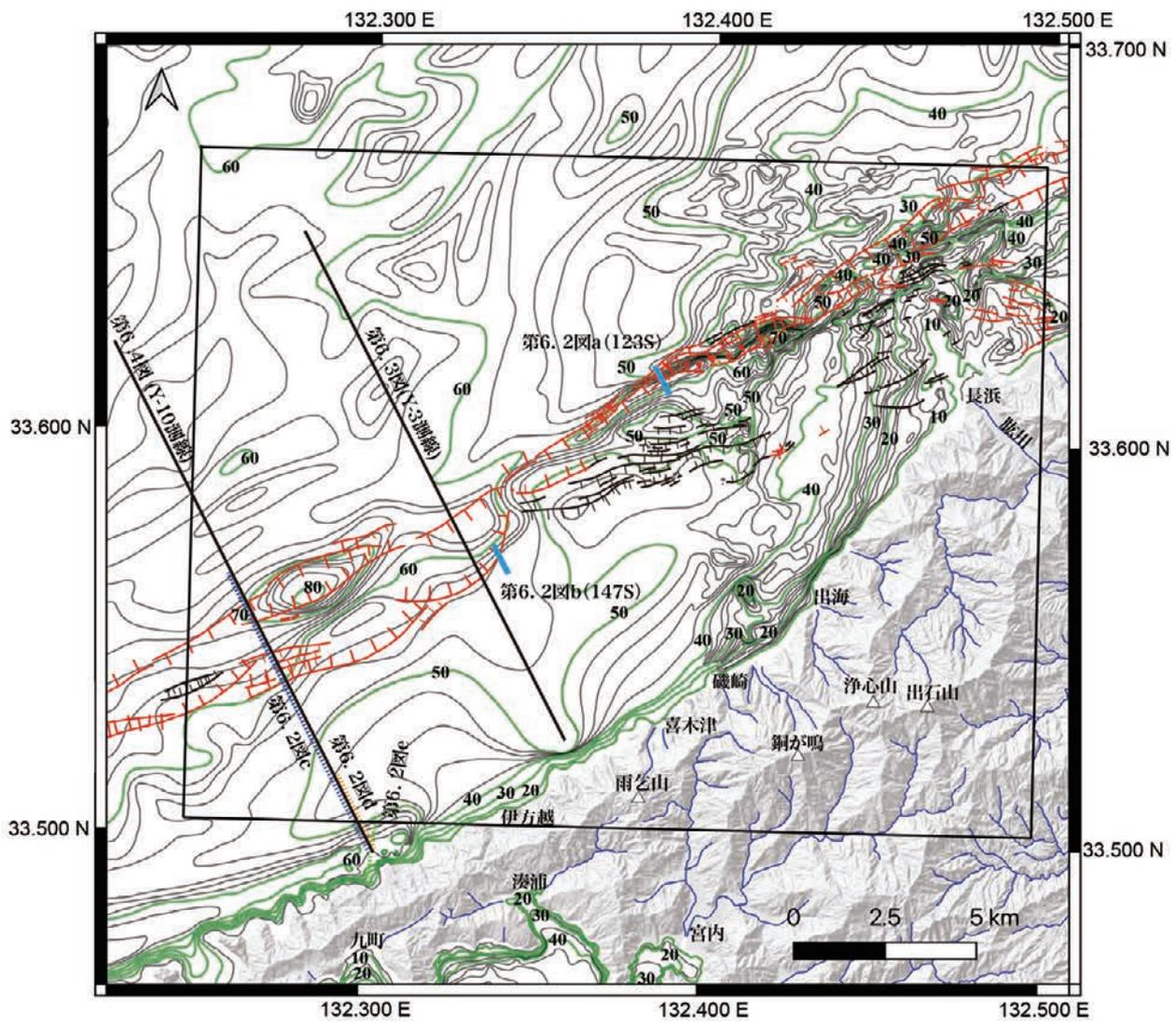
している(高橋ほか, 2020)。

「伊予長浜」地域の伊予灘北東部に分布する東西方向に配列した活断層群より東方は、串沖引張性ジョグと呼ばれ、串引張性ジョグより西方側の活断層群は、伊予灘セグメントと呼ばれる(七山ほか, 2002)。なお、産業技術総合研究所活断層データベース(産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2021)では、串沖引張性ジョグの北東側に発達する断層群と伊予セグメントをまとめて伊予長浜沖活動セグメントとしている。

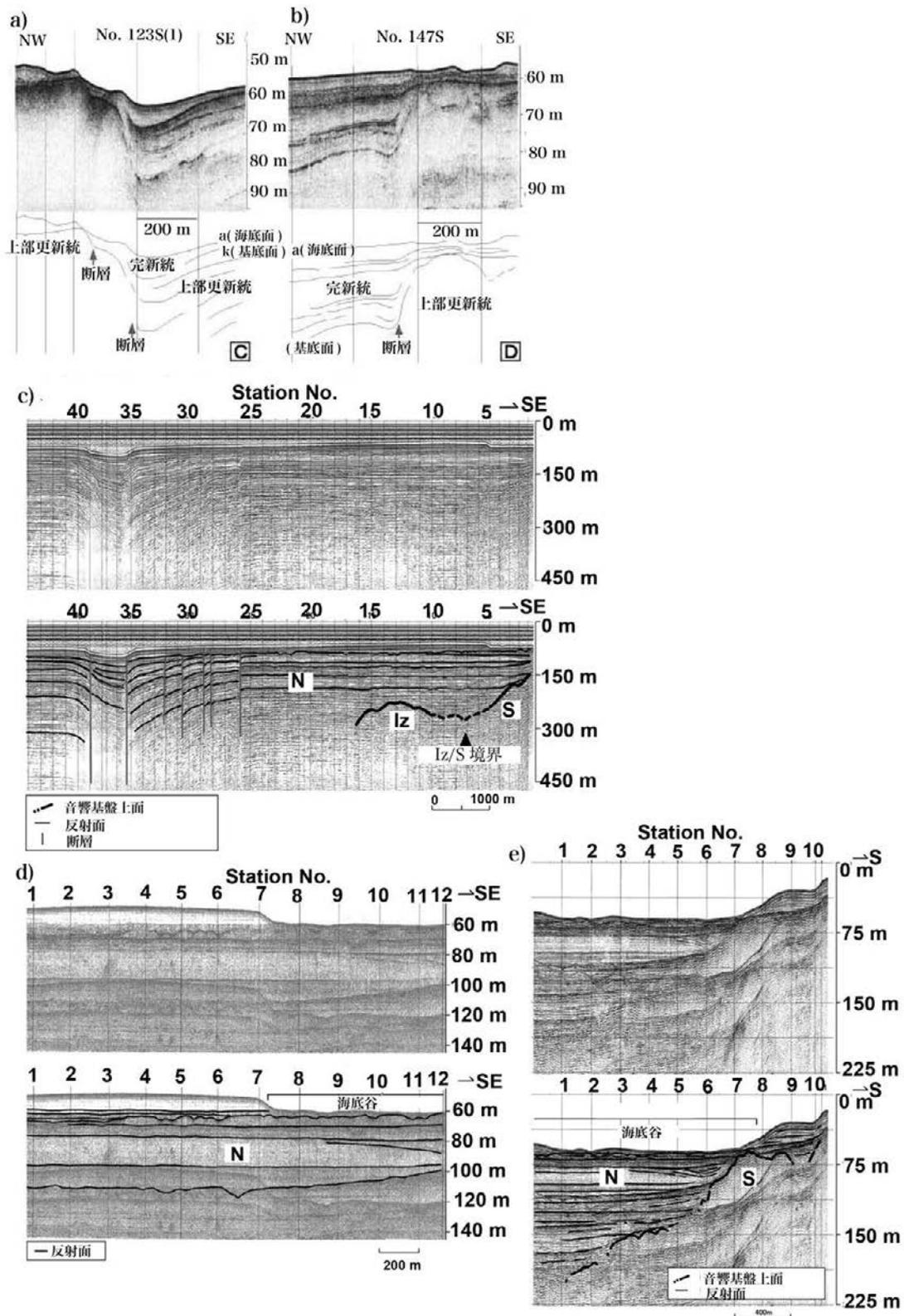
高橋ほか(2020)は、地震探査データの解析を行い、「伊予長浜」地域の伊予灘海域の地下数kmまでの深部構造を、2つの南北測線Y-3とY-10に沿って明らかにした(第6.3図, 第6.4図)。これら測線沿いの伊予灘海域地下深部は、下位より、S層(三波川コンプレックスに相当)、R層(領家コンプレックスに相当)、Iz層(和泉層群に相当)、N層(新第三系～第四系に相当)からなる。いずれの測線においても、最下位のS層の上面は、南部でIz層と接し、北部でR層と接し、北へ20～30度傾斜する。S層上面は、各測線南端の地表付近から北へ向かって深度を増し、海水準面からの深度約3,000 mまで追跡できる。S層の上面は、中央構造線と解釈され、陸域地質から推定した本地域の地殻断面図(第3.111図)の中央構造線の姿勢と調和的である。

上記各測線(第6.3図, 第6.4図)において、R層上面は、北端での深度1,000 m付近から、南側へ向けて徐々に深くなり、測点400付近では深度1,500 mに達する。Iz層は、各測線の南部において、S層の上位に位置する。Iz層の上面は、各測線の南端から測点600付近までの間は、深度200～600m付近にあり、ほぼ水平である。さらに北側では、上面の深度を増しつつ、概ねR層とS層の会合部付近まで追跡される。N層は、各測線南部においてIz層を、北部においてR層を覆う。R層を覆うN層は、R層にオンラップし、深部ほど南への傾斜が増すものの、傾斜角は極緩やか(大部分で5度以下)である(第6.3図)。Iz層を覆うN層は、測点400から500付近に発達する活断層や断層付近を除いて概ね水平である。

本地域の各測線(第6.3図, 第6.4図)では、R層とS層の上面が、いずれも測点400～500付近の深度2,000～3,000 mで会合する。会合部付近では、上位のN層中の反射面に不連続や下位ほど傾斜が大きくなる系統的な緩みが求められる。これらの不連続及び緩みは、それぞれ活断層及び活とう曲に対応する。高橋ほか(2020)では、領



第 6.1 図 「伊予長浜」地域周辺における海底活断層の分布
 七山ほか(2002)の第 8 図をもとに「伊予長浜」地域周辺のみ抜き出した。海域の等深線は、日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ(M7000 シリーズ)を利用、陸域の地形陰影図及び河川は、国土地理院の基盤地質情報を利用した。緑の等深線は 10 m 間隔の等深線を表す。それ以外の等深線は、2 m 間隔。陸域の紺色の線は、河川を表す。黒枠で囲まれた範囲が 5 万分の 1 地質図幅「伊予長浜」の範囲。太い実線は、地震探査(高橋ほか, 2020)が行われた Y-3 側線と Y-10 側線の位置。水色太線、青色破線、橙色破線、黄緑色破線は、高橋ほか(2020)による音波探査測線。

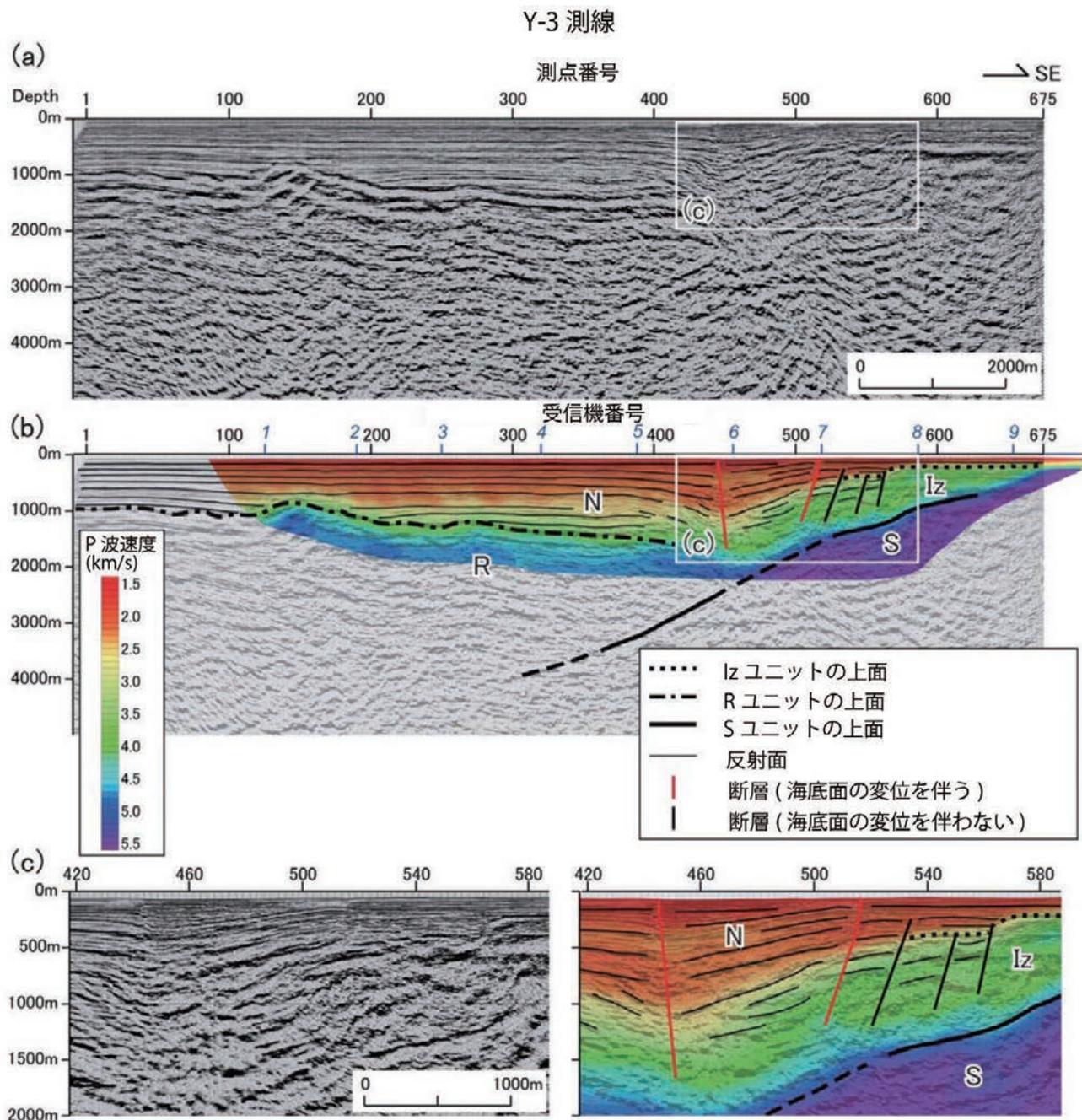


第 6.2 図 伊予灘中部の音波探査記録とその解釈

(a) No.123Sの音波探査記録とその解釈(三浦ほか, 2001)。位置は、第 6.1 図に示した。(b) No.147Sの音波探査記録とその解釈(三浦ほか, 2001)。位置は、第 6.1 図に示した。(c)–(e) 伊予灘中部の音波探査記録とその解釈(高橋ほか, 2020)。位置は、第 6.1 図に示した。Iz: Izユニット(和泉層群相当) S: Sユニット(三波川コンプレックス相当); R: Rユニット(領家コンプレックス相当); Iz: Izユニット(和泉層群相当) N: Nユニット(新第三系~第四系相当層)。

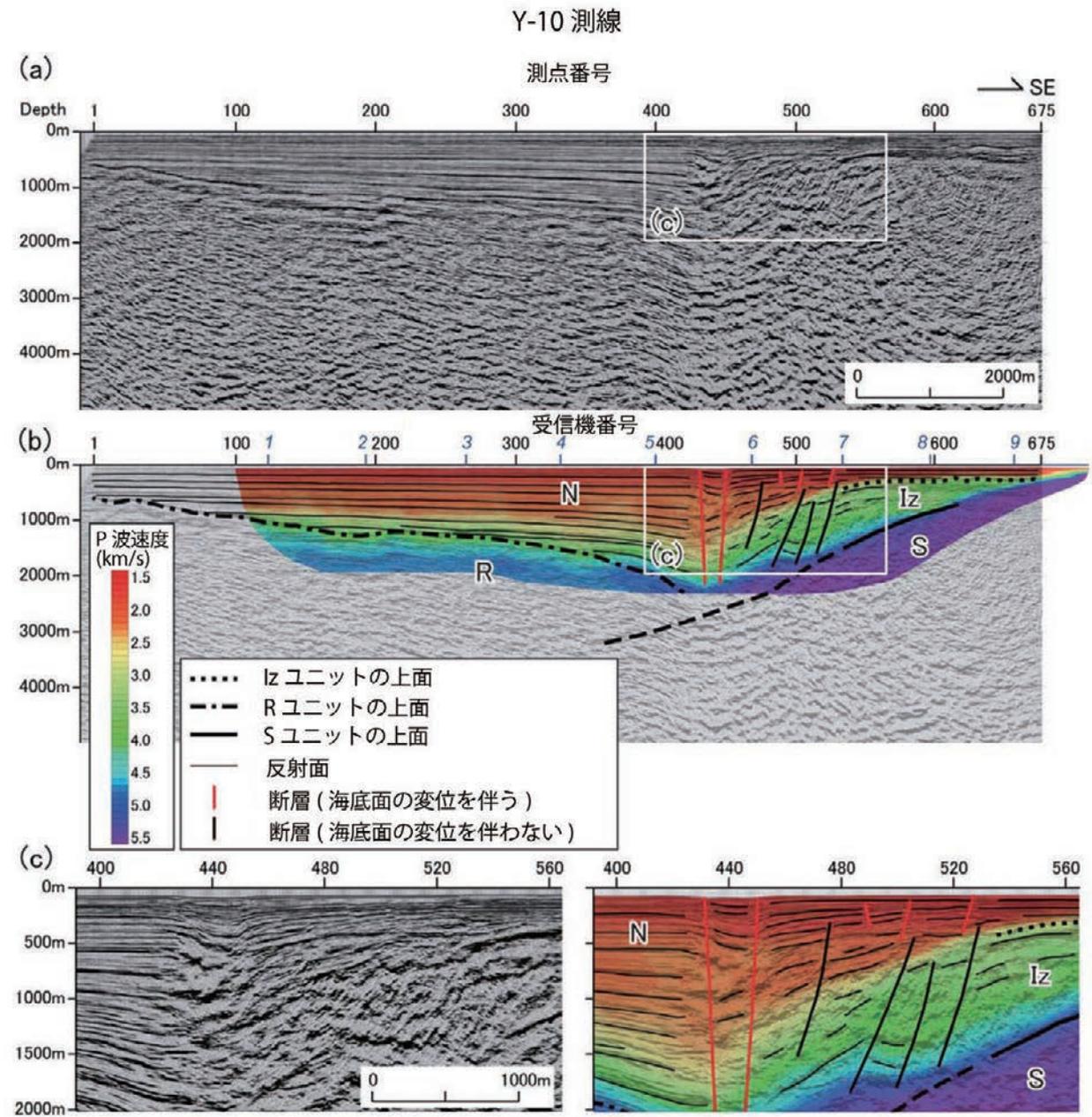
家コンプレックスが三波川コンプレックスと地下で接する境界断層をR/S境界と呼び、三波川コンプレックスと和泉層群が接する境界をIz/S境界と呼んで、これらの境界の上端位置を四国西部から別府湾に至る伊予灘海域で推定した。彼らは、Iz/S境界上端は直線性に乏しく、屈

曲するものの、R/S境界上端、すなわちR層上面とS層上面の会合線は、直線性が良いことを指摘している。また、R/S境界上端は、中央構造線活断層系の分布と概ね一致していることを指摘している。



第 6.3 図 伊予灘中部 (Y-3 測線) の地震探査結果 (高橋ほか, 2020)

(a) 地震探査結果. Y-3 測線の位置は、第 6.1 図に示した. (b) 地震探査結果の解釈図. S: Sユニット (三波川コンプレックス相当); R: Rユニット (領家コンプレックス相当); Iz: Izユニット (和泉層群相当) N: Nユニット (新第三系~第四系相当層). (c) (a) 及び (b) の白枠内の拡大図.



第 6.4 図 伊予灘中部 (Y-10 測線) の地震探査結果 (高橋ほか, 2020)

(a) 地震探査結果. Y-10 測線の位置は、第 6.1 図に示した。(b) 地震探査結果の解釈図. S: Sユニット (三波川コンプレックス相当); R: Rユニット (領家コンプレックス相当); Iz: Izユニット (和泉層群相当); N: Nユニット (新第三系~第四系相当層). (c) (a) 及び (b) の白枠内の拡大図.

第7章 応用地質

(宮崎一博)

7.1 鉱床

「伊予長浜」地域の三波川コンプレックスには、多数の銅鉱床が分布する。銅鉱床は、層状含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)である。銅鉱床以外に、マンガン鉱床も分布する。いずれの鉱床も現在は稼行されていない。

7.1.1 銅鉱床

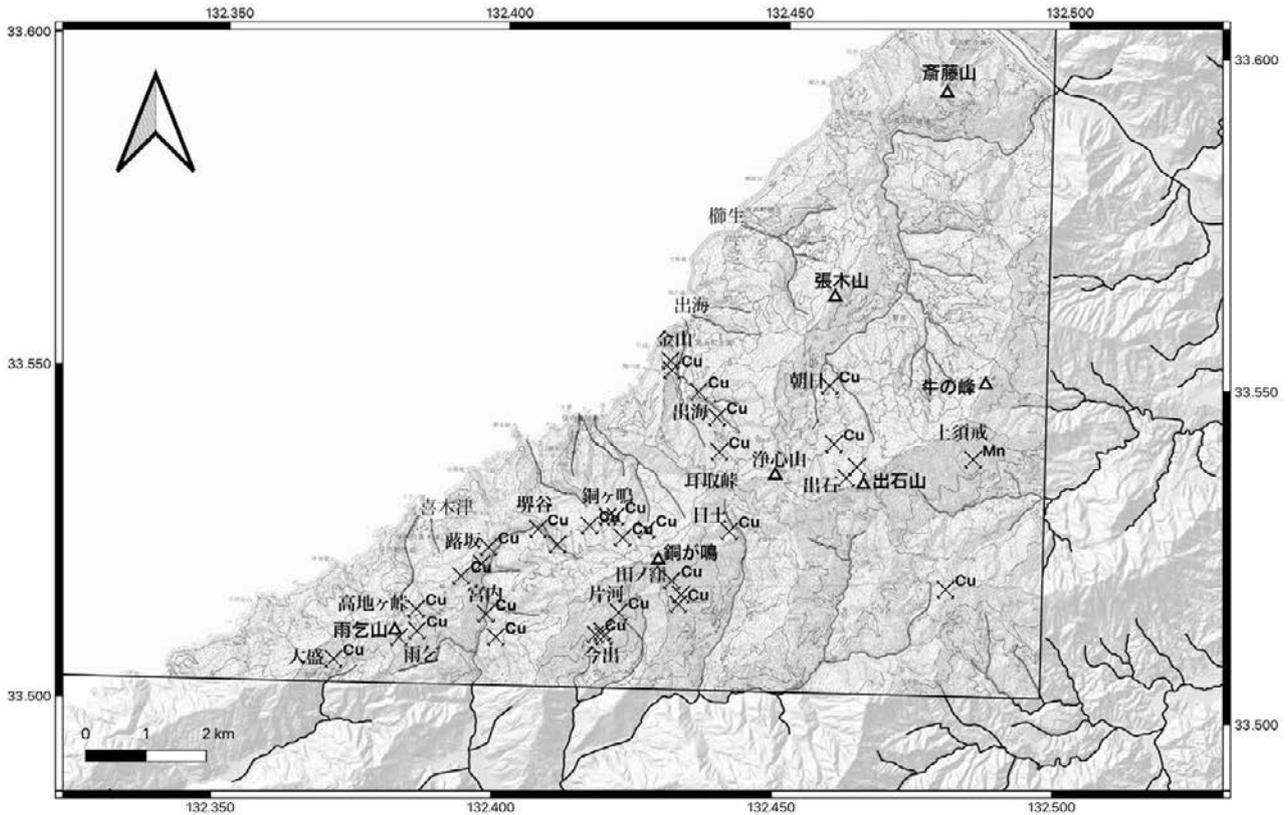
三波川コンプレックスに胚胎するキースラーガーは、そのほとんどが伊予ユニット上部の下部に集中して産する。伊予ユニット上部の下部には、赤色を呈する珪質片岩が多く分布する。特に、銅が鳴から西部の雨乞山にかけて分布する赤色珪質片岩の周囲に多くのキースラーガーが分布する。また、出石山周辺から日土にかけては、伊予ユニット下部と伊予ユニット上部の境界に近い、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩中に比較的多くのキースラーガーが分布する。キースラーガーが、伊予ユニット上部の下部の珪質片岩が分布する層準に多く見られるとの指摘は、木村・小村(1954)でもなされている。本地域のキースラーガーの形成年代は求められていないが、本地域の伊方越から西南西へ約25 kmの位置にある佐田岬半島の西宇和郡伊方町高浦付近の伊予ユニット上部の苦鉄質片岩中のキースラーガーのRe-Os年代として、 155 ± 16 Maが報告されている(Nozaki *et al.*, 2013)。Nozaki *et al.* (2013)は、三波川コンプレックスのキースラーガーは、中央海嶺における著しい熱水活動によって形成されたと考えており、そのようにして形成された鉱床が、遠洋性堆積物であるチャートにより徐々に被覆され、最終的に沈み込み帯深部で付加したと考えている。「伊予長浜」地域におけるキースラーガーが、伊予ユニット上部の下部で、珪質片岩や泥質片岩との境界部に多く産する事実は、上記、Nozaki *et al.* (2013)の考えと調和的である。

地質図に示した鉱山位置は、7万5千分の1地質図幅「出石山」(佐藤, 1929)、木村・小村(1954)、5万分の1表層地質図「伊予長浜」(愛媛県, 1971)、20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016)、及び独自調査による。地質図に示した鉱山位置図の概要を第7.1図に示した。同図に示したように、本地域には、出海、金山、日土、銅ヶ鳴、田ノ窪、片河、今出、宮内、雨乞、大盛などのキースラーガーが知られている。堀越・久保田(1940)は、本地域の銅鉱石を調べ、一般的な傾向として、

黄鉄鉱の粒間を黄銅鉱が充填し、黄銅鉱が多い部分には閃亜鉛鉱が伴われるとしている。以下、木村・小村(1954)、四国通商産業局編(1957)、八幡浜町誌(八幡浜市誌編纂会, 1987)、伊方町誌(伊方町誌改訂編集委員会, 1987)、大洲市誌(大洲市誌編纂会, 1996)、長浜町誌(長浜町誌編纂会, 2004)を参考に、主要なキースラーガーについて述べる。なお、本地域のキースラーガーの鉱山は、現在すべて廃鉱となっている。昭和20年代に稼行していた鉱山のほとんどは、従業員数10名以下の非常に小規模なものであった(四国通商産業局編, 1957)。

今出鉱山及び田ノ窪^{いまで}鉱山 今出^{しんめい}鉱山は、今出、神明、日土、梶谷、高手、大内、南、大森、大成の各鉱区を総称しており、範囲も八幡浜市、保内町、伊方町にまたがり、「伊予長浜」地域以外の鉱山も含まれる。八幡浜市日土町今出周辺には、現在でも今出鉱山、片河鉱山の坑口跡が数カ所で確認できる(第7.2図a, b)。以下は、木村・小村(1954)に基づく今出鉱山の記述である。本地域内の、今出本坑は、今出部落の東方上部に存在し、その坑口付近は、苦鉄質片岩が分布する。今出本坑の東方約50 mに分布する輝坑では、坑内は苦鉄質片岩からなり、鉱床は厚さ30~40 cmの弱い縞状鉱として存在する。本鉱床は、向斜構造の軸部付近に薄く胚胎している。輝坑のさらに北上方約20 mに位置する昭和2坑では、母岩は苦鉄質片岩で、黄鉄鉱の細粒結晶が縞状に鉱染した厚さ2 m前後の鉱床が分布する。鉱石は、黄鉄鉱を主とし、縞状構造を有する鉱染状鉱である。昭和二坑の北東約50 mにある昭和一坑では、鉱床は苦鉄質片岩に挟まれた厚さ30 cmの黄鉄鉱を主とする縞状鉱床である。輝坑の北微西方約100 mにある竹谷坑は、今出部落付近の最も高所にある鉱床で、坑内はほとんど苦鉄質片岩からなる。鉱体は、縞状構造を有し、主として黄鉄鉱から鉱染状(ガリ鉱)で、局部的に濃集して塊状の黄鉄鉱の部分もある。田ノ窪^{いまで}鉱山(坑)は、銅が鳴の南斜面に分布する。苦鉄質片岩の片理に平行な主に黄鉄鉱からなる層状鉱脈からなる(木村・小村, 1954)。「伊予長浜」地域以外の鉱床も含めた、今出鉱山の銅鉱の品位はCu1~6%であり、硫化鉄鉱は、S品位25~45%である。昭和25年から昭和30年の6年間の銅鉱の鉱量は692.790 t、硫化鉄鉱の鉱量は、5,933.615 tである(四国通商産業局編, 1957)。

雨乞^{あまご}鉱山及び高地ヶ峠^{たかたけ}鉱山 本地域南部の雨乞山南斜面



第 7.1 図 「伊予長浜」地域の鉱山分布図

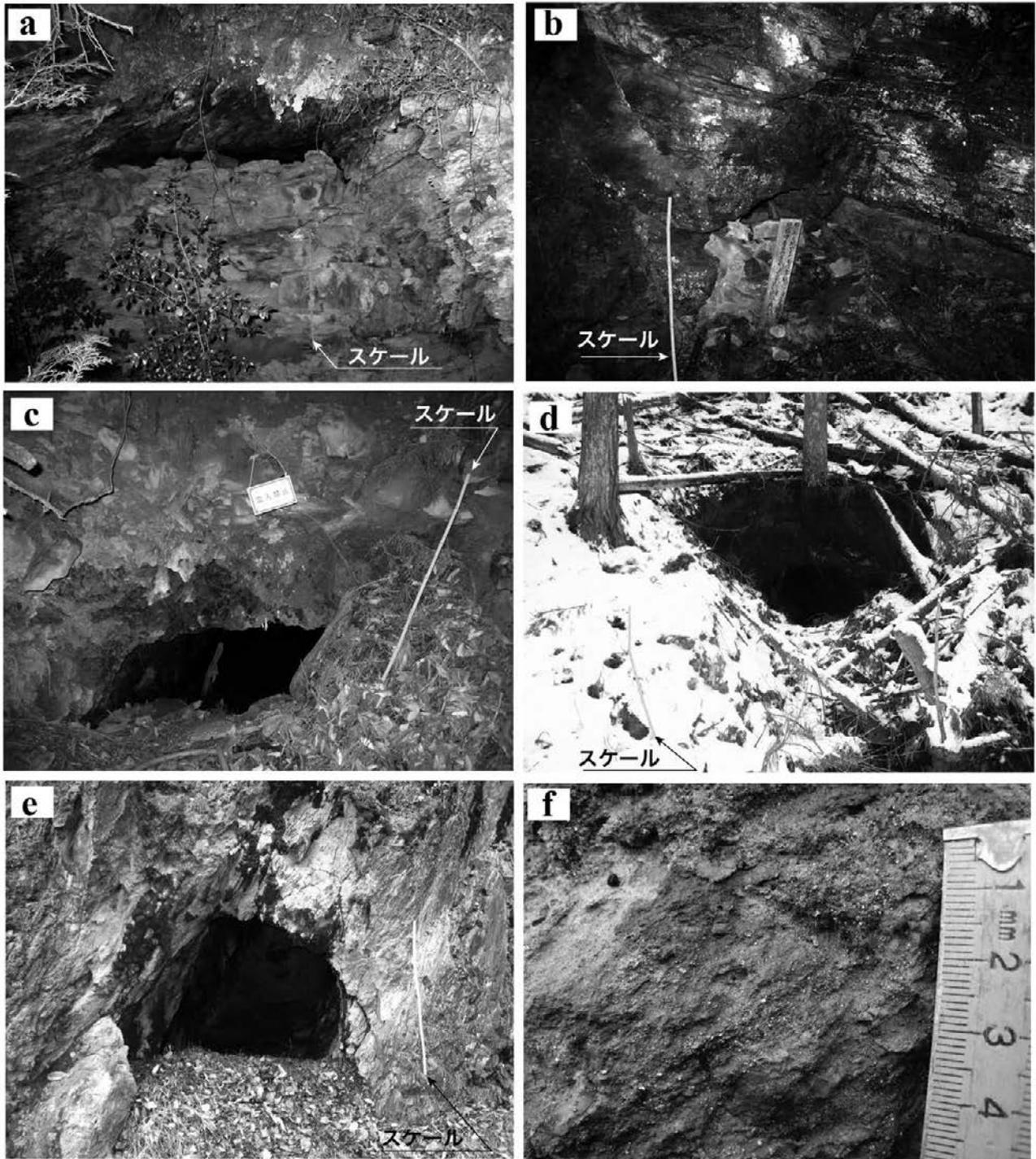
鉱山の位置は、7万5千分の1地質図幅「出石山」(佐藤, 1929), 木村・小村(1954), 5万分の1表層地質図「伊予長浜」(愛媛県, 1971), 20万分の1地質図幅「松山」(第2版)(宮崎ほか, 2016), 及び独自調査による。

には雨乞鉱山が、北東斜面には高地ヶ峠^{こうちがとうげ} 鉱山が分布する。高地ヶ峠鉱山は、坑口が現在でも存在する(第7.2図c)。坑口付近のズリは、黄鉄鉱を含む苦鉄質片岩からなる。雨乞鉱山は、苦鉄質片岩中に胚胎する粗粒な黄鉄鉱を主とする塊状鉱及び鉱染状の鉱体が主である(木村・小村, 1954)。昭和28年から31年の粗鉱生産量は579t, Cu品位は2.6~4.6%, 昭和27年から31年までの精鉱生産量は367t, Cu品位は4.2~7.3%である(四国通商産業局編, 1957)。

銅ヶ鳴鉱山, 堀谷鉱山及び耳取峠北方の坑口跡 銅ヶ鳴鉱山は、銅が鳴の北斜面に点在する。現在でも、坑口を複数箇所を確認できる(第7.2図d)。銅ヶ鳴鉱山が分布する銅が鳴北斜面は、主片理が緩く北へ傾斜した伊予ユニット上部の苦鉄質片岩分布しており、ほぼ同一層準の地層が分布する。付近には赤色を呈する珪質片岩も分布する。鉱床はすべて苦鉄質片岩中に胚胎している(木村・小村, 1954)。昭和26年から28年までの約2年間で、計3,000tの鉱石を別子鉱業所へ売鉱しており、鉱石のCu品位は2~3%であった(四国通商産業局編, 1957)。銅が鳴

の西方には、堀谷鉱山が分布する。鉱床は、苦鉄質片岩の片理に平行に近く胚胎する縞状鉱染鉱体である(四国通商産業局編, 1957)。昭和27年から29年の銅精鉱の鉱量は671tで、Cu品位は3.46%、昭和26年から29年の硫化鉄精鉱の鉱量は3,298tで、S品位は32%である(四国通商産業局編, 1957)。銅が鳴北東の耳取峠の北側にもキースラーガーの坑口が存在する(第7.2図e)。坑口は、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩からなり、一部に黄鉄鉱が濃集した鉱体が認められる(第7.2図f)。

出海鉱山及び金山鉱山 出海鉱山は、出海の南方に存在する(第7.1図)。鉱山周辺は、伊予ユニット上部の苦鉄質片岩からなる。希に、泥質片岩や紅れん石を含む赤色珪質片岩が見られる(四国通商産業局編, 1957)。鉱床は、苦鉄質片岩中に胚胎する。昭和28年の銅鉱の粗鉱鉱量は1,093t, Cu品位3%, 精鉱鉱量は772t, Cu品位12.5%, 硫化鉄の粗鉱鉱量は1,187t, S品位28.4%, 精鉱鉱量は719t, S品位38%である(四国通商産業局編, 1957)。出海鉱山の北北西には、金山鉱山が存在する(第7.1図)。昭和16年に休山したが、大正7年の粗鉱生産量は10,399t



第 7.2 図 鉱山跡の露頭写真

(a) 八幡浜市日土町今出鉱山の坑口跡. (b) 八幡浜市日土町片河銅山の坑口跡. (c) 八幡浜市保内町高地ヶ峠鉱山の坑口跡. (d) 八幡浜市保内町銅が鳴鉱山の坑口跡. (e) 大洲市長浜町耳取峠北方の坑口跡. (f) (e) の坑口に見られる黄鉄鉱が濃集した部分. スケールの長尺の長さは約 1 m.

であった(四国通商産業局編, 1957).

出石鉍山 出石鉍山の鉍床は, 出石山北側のシンフォーム南翼に出石鍾が, 北翼の朝日に朝日鍾が分布する(第7.1図). 鉍石は, 微粒黄鉄鉍間を黄銅鉍が充填したもので, 希に少量の閃亜鉛鉍を含むことがある(四国通商産業局編, 1957). 昭和15年から17年の粗鉍鉍量は66,445 tでCu品位は0.93~1.07%である(四国通商産業局編, 1957).

宮内鉍山及落坂鉍山 本地域南部の宮内付近に宮内鉍山が分布する(第7.1図). 苦鉄質片岩中に胚胎する鉍床で, 泥質片岩や紅れん石を含む珪質片岩を伴う(四国通商産業局編, 1957). 鉍体は, わずかに黄銅鉍を伴う黄鉄鉍からなる(木村・小村, 1954). 昭和27年から31年の粗鉍鉍量は535 t, Cu品位は2.03%, 精鉍鉍量は, 355 t, Cu品位は4.5%である(四国通商産業局編, 1957). 落坂鉍山は, 宮内鉍山の北側に位置する(第7.1図). 鉍床は, 苦鉄質片岩の片理にほぼ平行に胚胎する黄鉄鉍を主とする縞状鉍である(木村・小村, 1954).

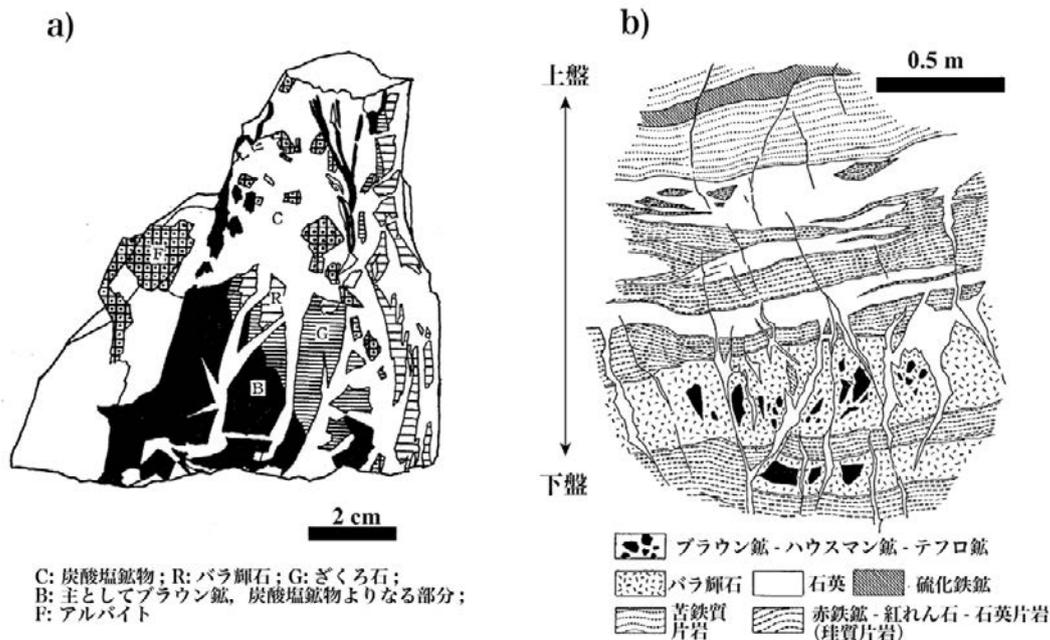
7.1.2 マンガン鉍床

「伊予長浜」地域には, 三波川コンプレックスのキースラーガーに伴われて, マンガン鉍床が存在する. 現在は, 稼行されていない.

上須戒鉍山 三波川コンプレックスのマンガン鉍床とし

て, 「伊予長浜」地域南東部の大洲市上須戒に上須戒鉍山が存在した(第7.1図). 本鉍山のマンガン鉍床は, 伊予ユニット上部の下部の層準に位置し, 鉍山付近には, 赤色珪質片岩を多く挟む苦鉄質片岩が分布する. 鉍床は, 苦鉄質片岩の片理にほぼ平行に胚胎する. 鉍石は, 硬マンガン鉍で, バラ輝石及び多少の菱マンガン鉍, 石英を含んでおり, また, キースラーガーを伴う(四国通商産業局編, 1957). 昭和29年から20年の粗鉍鉍量は700 tで, Mn品位は20%, 精鉍鉍量は70 tで, Mn品位は40%である(四国通商産業局編, 1957). 上須戒鉍山からは, 以下のような鉍石の記載が行われている. 吉永・吉永(1964)は, バラ輝石, スペッサルティン, ブラウン鉍からなる鉍石中に発達する炭酸塩鉍物脈中のアルバイト不規則集合体を記載している(第7.3図a). 宮久(1969)は, 上須戒鉍山の3号坑口のスケッチを示し, 見かけ上盤側にブラウン鉍-ハウスマン鉍-テフロ石からなる鉍石がバラ輝石からなる層中に胚胎し, これらが赤鉄鉍-紅れん石-石英片岩(珪質片岩)と層状に繰り返す様子を示した(第7.3図b). 同スケッチには, マンガン鉍体の見かけ上位の苦鉄質片岩中に硫化鉄鉍が層状に胚胎する様子も描かれている.

上須戒鉍山からは, 高圧型変成作用で生じた変成単斜輝石の報告がある. Kato *et al.* (1982)は, 脈石鉍物として石英と淡緑色白雲母を伴うブラウン鉍, 赤鉄鉍と少量のバラ輝石, スペッサルティン, 紅れん石, ヤコブス鉍様鉍物からなる鉄マンガン鉍石中の脈からひすい輝石成分



第7.3図 上須戒鉍山のマンガン鉍

(a) マンガン鉍石のスケッチ(吉永・吉永, 1964). (b) 上須戒鉍山3号坑口の硫化鉄鉍床(上盤)とマンガン鉍床(下盤)(宮久, 1969).

を 10 mol% 含むエジル輝石を報告している。石田 (1989) は、変成岩の片理に平行に発達する初期生成の鉍石と、片理を切る後期生成の鉍石を識別し、前者はブラウン鉍-紅れん石赤鉄鉍と石英が互層すること、後者はバラ輝石-菱マンガン鉍中に石英や長石脈が網目状に入った塊状鉍石からなることを記載した。石田 (1989) は、塊状鉍石から、セクター構造を示す含マンガンエジリンオーゾサイトを報告している。このセクター構造を示す単斜輝石は、吉村 (1967) によって、上須戒鉍山の黄色輝石として記載されており、セクター構造を示さない黄色輝石については、佐々木ほか (1982) によっても報告されている。セクター構造を示す含マンガンエジリンオーゾサイトは、繊維状の含マンガンフェリウインチ閃石と共存している (石田, 1989)。

上須戒鉍山からは、マンガンを含む多数の珍しい鉍物が報告されている。具体的には、ストロンチウム紅れん石 (皆川・桃井, 1991)、含バリウムトウェディル石 (福島ほか, 2005)、オホーツク石 (皆川, 1992)、モーツァルト石 (皆川, 1995) の産出が報告されている。

7.2 鍾乳洞

八幡浜市日土町川辻には、伊予ユニット下部の石灰質片岩中に鍾乳洞が発達する。全長 570 m の横穴である (愛媛県教育委員会, 2003)。鍾乳洞内では、鍾乳石の発達が良好で、つらら石、石筍、フローストーンが見られる (八幡浜市誌編纂会, 1987; 愛媛県教育委員会, 2003)。

7.3 地すべり

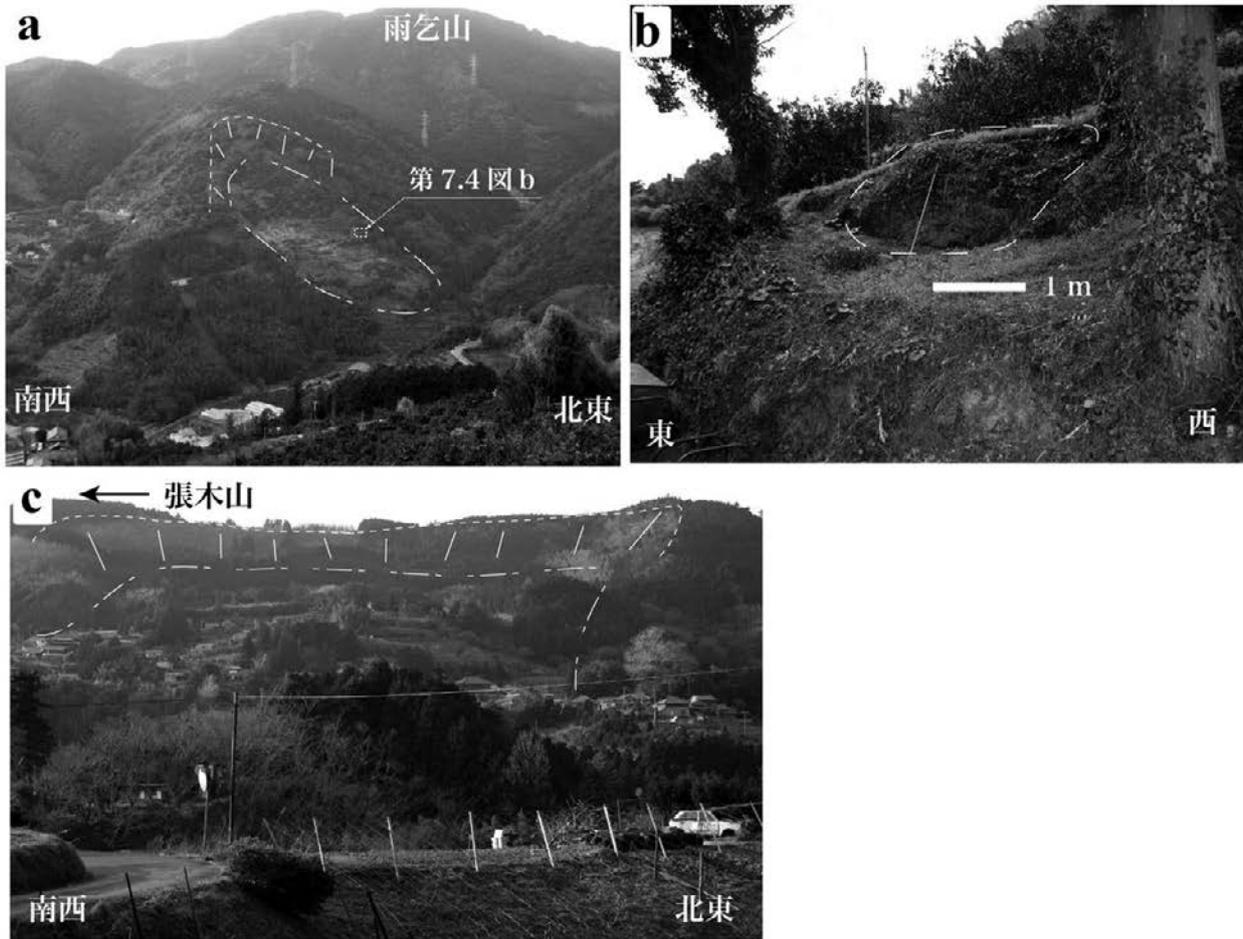
「伊予長浜」地域には、多数の地すべりが存在する。本報告の地すべり地形の分布は、空中写真判読、防災科学技術研究所 (2007) による地すべり地形判読図を基に、現地調査を加えて作成した。地すべり地形は、滑落崖と地すべり移動体の組合せで表現した。滑落崖や移動体は、不明瞭なものもあるが、明瞭なものとの区別は行っていない。移動体の幅は 100~400 m、長さは、100~700 m のものが多い。

地すべり地形は伊予ユニット上部の苦鉄質片岩分布域

に多く認められる。GISソフト (QGIS) を用いて、本地域の三波川コンプレックスの各岩相の分布面積を求めた結果、泥質片岩が約 16 km²、苦鉄質片岩が約 63 km²、珪質片岩が約 7 km² である。地すべり地形の滑落崖の個数を、これが存在する場所の三波川コンプレックスの岩相別に集計し、各岩相の面積で除して、岩相ごとかつ単位面積あたりの地すべり地形の数を見積もった。その結果、苦鉄質片岩で、1.12 km⁻²、泥質片岩で、0.93 km⁻²、珪質片岩で、0.74 km⁻² で、苦鉄質片岩での地すべり地形の存在頻度が、泥質片岩のそれに比べ高い結果となった。傾斜量図と岩相分布を比較した場合、苦鉄質片岩分布域に比べ、泥質片岩分布域で傾斜量が小さい傾向がある。苦鉄質片岩分布域での斜面の傾斜度が、泥質片岩分布域のそれに比べ大きなことが、苦鉄質片岩分布域で地すべり地形が多く分布する要因になっている可能性がある。

苦鉄質片岩分布域において地すべり地形の分布場所を詳細に見ていくと、主片理の傾斜方向と斜面の傾斜方向が概ね一致する場所で多く存在する傾向がある。保内町早広周辺の地すべり地形密集部は、主片理と斜面の傾斜方向が概ね一致する場所である。早広地域のボーリング掘削を用いたより詳細な調査によると、崩積土と苦鉄質片岩の境界面が滑り面になっており、苦鉄質片岩の主片理が斜面に対して流れ盤となっている (鹿島, 2006)。保内町雨乞山東南東の複アンチフォームが発達する場所では、アンチフォームの軸方向と斜面の傾斜方向が一致する部分で地すべり地形が発達する。

保内町雨乞山東南東の宮内川右岸の東向き斜面の地すべり地形は、幅約 100 m、長さ約 200 m の大きさの地すべり移動体を伴う (第 7.4 図 a)。前述したように、この地すべり地形は、複アンチフォームの軸の方向と斜面の傾斜方向がほぼ一致する。移動体は、緩斜面を形成し、果樹園として利用されている。緩斜面には、数 m を越える岩塊が認められる (第 7.4 図 b)。大和川の中流域では、張木山南東斜面に比較的規模の大きな地すべり地形が分布する (第 7.4 図 c)。移動体の幅は約 200 m、長さは約 500 m である。地すべり地形が生じている斜面の傾斜方向は、この地域分布する苦鉄質片岩の主片理の傾斜方向と逆向きであり、受け盤をなす。緩斜面は、畑として利用されている。



第7.4図 地すべり地形

(a) 八幡浜市保内町宮内川右岸の地すべり地形。破線と縦線は滑落崖を示す。一点鎖線は、移動体のおおよその領域。(b) (a)の移動体内に認められる苦鉄質片岩の大きな岩塊。(c) 大洲市豊茂の張木山東南東斜面の地すべり地形。破線と縦線は滑落崖を示す。一点鎖線は、移動体のおおよその領域。

文 献

- Aoya, M. (2022) Overprint of secondary Du folding in the Sambagawa metamorphic belt, SW Japan: Implications for strain ellipsoids and Paleogene tectonics of the east-Eurasian margin. *Island Arc*, DOI: 10.1111/iar.12463.
- 青矢睦月・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, 181p.
- 坂野靖行・水野清秀・宮崎一博 (2010) 大洲地域の地質。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, 58p.
- 防災科学技術研究所 (2007) 地すべり地形分布図「伊予長浜」。地すべり地形分布図, 第 32 集「松山・宇和島」, 防災科学技術研究所研究資料集, no. 308. 防災科学技術研究所。
- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図 第 3 版, 工業技術院地質調査所。
- 地質調査所地質部編図課 (1957) 松山。工業技術院地質調査所。愛媛県編 (1971) 土地分類基本調査「伊予長浜」(5 万分の 1)。愛媛県農林水産部農地計画課, 27p.
- 愛媛県教育委員会 (2003) 愛媛県の地質鉱物。転園記念物緊急調査 (地質鉱物) 報告書。194p.
- Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, Y. (1994) Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 182–198.
- 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, 100p.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Journal of the Geological Society of Japan*, **89**, 319–329
- 福島宏幸・皆川鉄雄・西尾大輔 (2005) 四国三波川帯上須戒鉱山産 Ba に富む tweddillite。岩石鉱物科学, **34**, 69–76.
- 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, 309–390.
- 秀 敬 (1972) 四国西部長浜大洲地方三波川変成帯における 2 つの横臥褶曲構造の発見と意義—別子横臥褶曲構造の再検討 (1) —。広島大学教養部紀要 III (自然科学), **5**, 35–51.
- 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。地質学雑誌, **81**, 653–670.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成帯の変成分帯。地質学雑誌, **96**, 703–718.
- 平山 健・神戸信和 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「八幡浜・伊予高山」及び説明書。地質調査所, 58p.
- 堀越義一・久保田坦志 (1940) 愛媛縣出石 (イブシ)・今出 (イマデ) 鑛床群附近の地質及鑛床概報。地質学雑誌, **47**, 103–111.
- Goto, A., Higashino, T. and Sakai, C. (1996) XRF analyses of Sanbagawa pelitic schists in central shikoku, Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of geology and mineralogy*, **58**, 1–19.
- Grambling, J. A. (1990) Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: the example garnetchlorite-quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**, 617–628.
- Grimes, C. B., Wooden, J. L., Gheadle, M. J. and John, B. E. (2015) “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, 46, <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977) 三波川帯の構造運動。秀 敬編, 三波川帯。広島大学出版研究会, 307–390.
- 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. *Journal of science of the Hiroshima University. Series C. Geology and mineralogy*, **9**, 495–595.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**, 2031–2048.
- Hodges, K. and Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American mineralogist*, **67**, 1118–1134.
- Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y. J., Kwon, S. T., ... & Iwano, H. (2015) . Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous–Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Island Arc*, **24** (2), 205–220.
- 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。
- 伊方町誌改訂編集委員会 (1987) 伊方町誌。伊方町, 885p.
- 石田清隆 (1989) 愛媛県上須戒鉱山産セクター構造を示す含マンガンエジリンオーゾサイト。鉱物学雑誌, **19**, 79–85.
- 石塚英男・三宅真紀・武田尚子 (2003) 四国西部～中東部の南部秩父帯三宝山ユニットに分布する緑色岩類の起源と変成作用。地質学雑誌, **109**, 267–279.
- IUGS Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2020) Lithodemix stratigraphy. <http://quaternary.stratigraphy.org/stratigraphic-guide/lithodemix-stratigraphy/> (閲覧日: 2022 年 3 月 24 日)。
- 鹿島愛彦 (1996) 脇川の形成史と河岸段丘の利用開発に関する報告書。河川整備基金助成事業, 1–20.
- 鹿島愛彦 (2006) すねぐろの地すべり行脚 (愛媛県農地地すべり地質調査)。明星印刷工業株式会社, 松山市, 266p.

- Kato, A., Matsubara, S. and Tiba, T. (1982) A pale colored aegirine from the Kamisugai mine, Ehime Prefecture, Japan. *Bulletin of the National Museum of Nature and Science Series C (Geology & Paleontology)*, **8**, 37–42.
- Kawaguchi, K., Hayasaka, Y., Das, K., Shibata, T. and Kimura, K. (2020) Zircon U–Pb geochronology of “Sashu Mylonite”, eastern extension of Higo plutono-metamorphic complex, southwest Japan: Implication for regional tectonic evolution. *Island Arc*, **29**, e12350.
- Kawaguchi, K., Hayasaka, Y., Minh, P., Das, K. and Kimura, K. (2022) Origin and tectonic relationship of metagabbro of the Sambagawa Belt, and associated Karasaki Mylonites of western shikoku, southwest Japan. *Geosciences Journal*, **26**, 37–54.
- 君波和雄・齊藤圭一郎・向井哲也・武田賢治 (2008) 四国西部の秩父累帯北部における構造層序. *地質学雑誌*, **114**, 31–42.
- 木村 正・小村幸二郎 (1954) 愛媛県西部地域含銅硫化鉄鉱床調査報告. *地質調査所月報*, **5**, 505–528.
- 木村一成・西坂直樹・石川慶彦・大野裕記・柳田 誠・鈴木茂之・李 元希 (2013) 四国西部三波川帯の 2000 m ボーリングコアから得られた地質年代. *日本地質学会学第 120 年学術大会講演要旨*, 399.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1970) 昭和 44 年度広域調査報告書「大久喜地域」. *通商産業省*, 19p.
- Knittel, U., Suzuki, S., Nishizaka, N., Kimura, K., Tsai, W.-L., Lu, H.-Y., Ishikawa, Y., Ohno, Y., Yanagida, M. and Lee, Y.-H. (2014) U–Pb ages of detrital zircons from the Sanbagawa Belt in western Shikoku: Additional evidence for the prevalence of Late Cretaceous protoliths of the Sanbagawa Metamorphics. *Journal of Asian Earth Sciences*, **96**, 148–161.
- 小島丈児・光野千春 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「川口」及び説明書. *工業技術院地質調査所*.
- 小島丈児・秀敬・吉野言生 (1956) 四国三波川帯におけるキースラーの層序学的位置. *地質学雑誌*, **62**, 30–45.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, **2**, 173–193.
- 国土地理院 (1992a) 1:25000 沿岸海域土地条件図「申」. *国土地理院*.
- 国土地理院 (1992b) 1:25000 沿岸海域土地条件図「郡中」. *国土地理院*.
- 国土地理院 (2001) 沿岸海域基礎調査報告書 (伊予長浜地区). *国土地理院技術資料*, D3, **72**, 89p.
- 国土交通省 (2022) KuniJiban. *国土交通省*. <https://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/> (閲覧日: 2022 年 2 月 28 日).
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D. and Wallis, S. (2014) A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**, 33–50.
- 熊原康博 (1998) 四国北西部肱川流域の段丘地形と地殻変動. *第四紀研究*, **37**, 397–409.
- Leake, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, **16**, 501–520.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 139–154.
- 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. *地質学雑誌*, **104**, 634–653.
- 松岡裕美・岡村 眞 (2000) 中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴. *月刊地球*, 号外 **31**, 110–116.
- 皆川鉄雄 (1992) 三波川帯変成マンガン鉱床群における特徴的鉱物共生及びその生成過程. *愛媛大学理学部紀要*, **1**, 1–74.
- 皆川鉄雄 (1995) 愛媛県上須戒鉱山産 mozartite. *日本鉱物学会年会講演要旨集*, **75**, 大阪.
- 皆川鉄雄・桃井 斉 (1991) 変成マンガン鉱床産紅レン石, 特に Sr, Mn に富む紅レン石について. *日本鉱物学会年会講演要旨集*, 126.
- 三浦健一郎・七山 太・大塚一広・池田倫治・金山清一・長谷川正・杉山雄一・佃栄吉 (2001) 伊予灘東部海域の中央構造線活断層系の完新世活動性評価 (I) – シングルチャネル音波探査の成果 –. *活断層・古地震研究報告*, **1**, 199–214.
- 宮下三千年 (1969) 三波川変成帯マンガン鉱床の諸問題: 変成鉄・マンガン鉱石の研究 (III). *九州大学理学部研究報告, 地質学之部*, **9**, 29–37.
- 宮崎一博・吉岡敏和 (1994) 佐賀関地域の地質. *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, *地質調査所*. 40p.
- Miyazaki, K., Ikeda, T., Arima, K., Fukuyama, M., Maki, K., Yui, T.-F. and Grove, M. (2013) Pressure–temperature structure of a mylonitized metamorphic pile, and the role of advection of the lower crust, Nagasaki Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Lithos*, **162**, 14–26.
- 宮崎一博・斎藤 眞・星住英夫・利光誠一・水野清秀・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史 (2014) 20 万分の 1 地質図幅「大分」地域に分布する変成岩・深成岩の U–Pb 及び K–Ar 年代. *日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨*, 434.
- 宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田 篤・利光誠一・角井朝昭・大野哲二・名和一成・宮川歩夢 (2016) 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版). *産業技術総合研究所地質調査総合センター*.
- Miyazaki, K., Ozaki, M., Saito, M. and Toshimitsu, S. (2016) The Kyushu-Ryukyu Arc. In Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W. (eds) *The Geology of Japan*. Geological Society, London, 413–434.
- Miyazaki, K., Ikeda, T., Matsuura, H., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2019a) Ascent of migmatites of a high temperature metamorphic complex due to buoyancy beneath a volcanic arc: a mid-cretaceous example from the eastern margin of Eurasia. *International Geology Review*, **61**, 649–674.
- Miyazaki, K., Suga, K., Mori, Y., Iwano, H., Yagi, K., Shigeno, M., Nishiyama, T., Danhara, T. and Hirata, T. (2019b) Kinetics and duration of metamorphic mineral growth in a subduction complex: zircon and phengite in the Nagasaki metamorphic

- complex, western Kyushu, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **174**, 1–19.
- Miyazaki, K., Ikeda, T., Iwano, H., Hirata, T., and Danhara, T. (2023) Kinetics and pulses of zircon growth in migmatites beneath a volcanic arc: An example from the high-T Ryoke Complex, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, DOI: 10.1111/jmg.12711.
- 三好壯一郎, 高須 晃 (2000) 四国西部双海地域に分布する唐崎層マイロナイト. 地団研専報, 西南日本の地帯構造区分とその対比, **49**, 105–117.
- 桃井 齊・鹿島愛彦・高橋治郎 (1991) 第4版 20万分の1愛媛県地質図及び同説明書「愛媛県の地質」. トモエヤ, 松山, 86p.
- Mori, Y., Miyazaki, K., Ikeda, T., Miyamoto, T., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2021) Early cretaceous partial melting recorded by pelitic gneiss from the Nagasaki Metamorphic Complex, western Kyushu, Japan: initiation of Cretaceous high-T metamorphism at eastern margin of Eurasia. *International Geology Review*, 1–28.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**, 1123–1133.
- Murata, A. (1982) Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, southwest Japan. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section 2, Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics*, **20**, 383–424.
- Nakamura, Y., Miyazaki, K., Takahashi, Y., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2021) Amalgamation of the Ryoke and Sanbagawa metamorphic belts at the subduction interface: New insights from the Kashio mylonite along the Median Tectonic Line, Nagano, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **40**, 307–584.
- 七山 太・池田倫治・大塚一広・三浦健一郎・金山清一・小林修二・長谷川正・杉山雄一・佃 栄吉 (2002) 伊予灘～佐賀関沖 MTL 活断層系の広域イメージングとセグメント区分. 活断層・古地震研究報告, **2**, 141–152.
- 長浜町誌編纂会 (2004) 長浜町誌 続編. 長浜町, 425p.
- 永井浩三 (1957) 20万分の1愛媛県地質図, トモエヤ, 松山.
- 永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島愛彦・芳我幸正 (1967) 新版 20万分の1愛媛県地質図及び同説明書「愛媛県の地質」. トモエヤ, 松山, 81p.
- 永井浩三・堀越和衛・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土居清磨・平岡俊光 (1980) 第3版 20万分の1愛媛県地質図. トモエヤ, 松山.
- 日本地質学会編 (2001) 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド. 共立出版.
- 野田勢次郎・神津倭祐 (1910) 松山圖幅地質説明書. 地質調査所, 東陽堂支店 (發賣).
- Nozaki, T., Kato, Y. and Suzuki, K. (2013) Late Jurassic ocean anoxic event: evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa. *Scientific Reports*, **3**, 1–6.
- 岡田篤正 (1973) 中央構造線の第四紀運動について. 中央構造線, 東海大学出版会, 49–86.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2004) Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 529–545.
- 岡村 真 (1980) 高知県四万十帯北帯 (白亜系) の放散虫化石. 甲藤次郎教授還暦記念論文集四万十の地質学と古生物学, 153–178.
- 大西耕造・石川慶彦・西坂直樹・大野裕記・木村一成・田村栄治・鑑 顕正, 鈴木茂之 (2013) 四国西部三波川帯の深度 2000m までの地質学的性状. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, p.484.
- 緒方正慶 (1975) 佐田岬半島北岸海域の地質構造. 電中研研究報告, 35p.
- 大塚一広・七山 太・三浦健一郎・池田倫治・金山清一・横山芳春・杉山雄一・佃 栄吉 (2001) 伊予灘東部海域の中央構造線活断層系の完新世活動性評価 (II) — 上灘沖海上ボーリングコアの解析結果 —. 活断層・古地震研究報告, **1**, 215–232.
- 大洲市誌編纂会 (1996) 大洲市誌. 大洲市, 1472p.
- 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, **42**, 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, no. 52, 217–228.
- Patrick, B. E. and Evans, B. W. (1989) Metamorphic evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane. *Journal of Petrology*, **30**, 531–555.
- Sakai, C., Banno, S., Toriumi, M. and Higashino, T. (1985) Growth history of garnet in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic terrain in central Shikoku. *Lithos*, **18**, 81–95.
- 榊原正幸・大山ゆかり・梅木美妙・榊原 光・正野英憲・後藤真一 (1998) 四国西部における北部秩父帯の地体構造区分と広域変成作用. 地質学雑誌, **104**, 604–622.
- Sakakibara, M., Umeki, M. and Cartwright, I. (2007) Isotopic evidence for channeled fluid flow in low-grade metamorphosed Jurassic accretionary complex in the northern Chichibu belt, western Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**, 383–400.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2021) 活断層データベース. <https://gbank.gsj.jp/activefault/> (閲覧日: 2022年3月23日)
- 佐々木基・野戸繁利・宮久三千年・皆川鉄雄 (1982) 愛媛県産の単斜輝石稀種とくにエジリン普通輝石, ファッサ輝石, シェフェル輝石, オンファス輝石およびいわゆる黄色輝石とそれらの産状. 地学研究, **33**, 63–77.
- 佐藤戈止 (1929) 出石山地質説明書: 縦行二〇横行三二圖幅第二四六號. 商工省地質調査所.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Aoki, S., Sakata, S., Sawaki, Y., Hasegawa, R. and Nakamura, Y. (2019) The Late Jurassic magmatic protoliths

- of the Mikabu greenstones in SW Japan: A fragment of an oceanic plateau in the Paleo-Pacific Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, **169**, 228–236.
- Seton, M., Muller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. and Chandler, M. (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, **113**, 212–270.
- 四国地方土木地質図編纂委員会編 (1998) 四国地方土木地質図及び同解説書. 国土開発技術センター, 859p.
- 四国電力株式会社 (1984) 伊方発電所原子炉設置変更許可申請書. 四国電力株式会社.
- 四国通商産業局編 (1957) 四国鉱山誌. 財団法人四国商工協会, 香川, 820p.
- 島崎邦彦・松岡裕美・岡村 眞・千田昇・中田 高 (2000) 別府湾の海底活断層分布. 月刊地球, 号外 **28**, 79–84.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1980) 四国西部三波川帯主部よりの後期三疊紀コノドントの発見. 地質学雑誌, **86**, 827–828.
- 高橋恭平・池田倫治・佐藤誉司・足達健人・西坂直樹・大西耕造・大野裕記・露口耕治・辻 健 (2020) 地震探査結果に基づく四国北西沖伊予灘海域における中央構造線の分布及び活動性. 活断層研究, **53**, 13–32.
- 武田賢治 (1977). 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 三波川帯 (小島丈児教授還暦記念論文集), 107–151.
- 武田賢治・板谷徹丸・岡田利典 (2000) 四国西部三波川帯北縁部の唐崎マイロナイトのK–Ar年代と起源. 地質学論集, **56**, 147–167.
- 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. 地質学雑誌, **99**, 255–279.
- 内野隆之 (2018) 伊勢・鳥羽地域の御荷鉾緑色岩類斜長岩のU–Pbジルコン年代. 日本地質学会第125年学術大会講演要旨, 138.
- 梅木美妙・榊原正幸 (1998) 四国西部肱川地域の北部秩父帯の地質および塩基性岩の岩石学的検討. 地質学雑誌, **104**, 590–603.
- 植田良夫・野澤 保・大貫 仁・河内洋佑 (1977) 三波川変成岩のK–Ar年令. 岩石鉱物鉱床学会誌, **72**, 361–365.
- Vermeesch, P. (2012) On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, **312**, 190–194.
- Vermeesch, P. (2018) IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1479 v 1493.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) 伊野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140p.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: The Asemigawa region, central Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 345–352.
- Wallis, S. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 83–95.
- Watanabe, M., Hoshino, K., Kagami, H., Nishido, H. and Sugiyama, M. (1998) Rb–Sr, Sm–Nd and K–Ar systematics of metamorphosed pillowed basalts and associated Besshi-type deposits in the Sanbagawa Belt, Japan. *Mineralium Deposita*, **34**, 113–120.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Ober, F., Von Quant, A., Roddick, J. C. and Spiegel, J. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **19**, 1–23.
- Wu, J.T-J, Lin, Y-A, Flament, N., Wu, J T-J, and Liu Y. (2022) Northwest Pacific-Izanagi plate tectonics since Cretaceous times from western Pacific mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, **583**, 117445.
- 山北 聡・伊藤谷生・田中秀実・渡辺弘樹 (1995) 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世におけるtop-to-the-west斜め衝上運動. 地質学雑誌, **101**, 978–988.
- 山下大輔・吉川周作・塚腰 実・長岡信治・熊原康博 (2006) 愛媛県大洲・内子盆地に分布する下部—中部更新統の層序と編年. 第四紀研究, **45**, 463–477.
- 八幡浜市誌編纂会 (1987) 八幡浜市誌. 八幡浜市, 693p.
- 吉村豊文 (1967) 日本のマンガン鉱床補遺: 前編 マンガン鉱床総説. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, **9**, 1–485.
- 吉村浄治・高木秀雄 (1999) 四国西部, 唐崎マイロナイトの構造解析と地体構造上の位置づけ. 地質学雑誌, **105**, 739–756.
- 吉永真弓・吉永英子 (1964) 日本のマンガン鉱床に産出する若干の曹長石について. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, **7**, 91–97.

付表1 ギルコンU-Pb同位体組成分析値 内子ユニット泥質片岩 試料Mix-36 北緯:33.505467; 東経:132.48969

spot number	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)					
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2σ
no.1	0.64	0.0578 ±	0.0025	0.04269 ±	0.00114	0.3367 ±	0.0275	269 ±	7	295 ±	28
no.2	1.45	0.0484 ±	0.0021	0.02784 ±	0.00083	0.1840 ±	0.0192	177 ±	5	171 ±	19
no.3	0.96	0.0559 ±	0.0024	0.02911 ±	0.00094	0.2220 ±	0.0253	185 ±	6	204 ±	25
no.4	1.69	0.0531 ±	0.0023	0.07196 ±	0.00224	0.5214 ±	0.0608	448 ±	14	426 ±	60
no.5	0.09	0.1140 ±	0.0050	0.26036 ±	0.00601	4.0493 ±	0.2213	1492 ±	39	1644 ±	203
no.6	1.08	0.0494 ±	0.0022	0.02823 ±	0.00139	0.1902 ±	0.0407	179 ±	9	177 ±	41
no.7	0.97	0.0529 ±	0.0023	0.02798 ±	0.00077	0.2021 ±	0.0175	178 ±	5	187 ±	18
no.8	1.29	0.0532 ±	0.0023	0.03999 ±	0.00114	0.2901 ±	0.0276	253 ±	7	259 ±	28
no.9	0.77	0.0506 ±	0.0022	0.02893 ±	0.00092	0.1999 ±	0.0230	184 ±	6	185 ±	23
no.10	0.94	0.0517 ±	0.0023	0.04269 ±	0.00153	0.3014 ±	0.0427	270 ±	10	267 ±	42
no.11	1.28	0.0521 ±	0.0023	0.02810 ±	0.00072	0.1997 ±	0.0149	179 ±	5	185 ±	15
no.12	0.70	0.0530 ±	0.0023	0.03552 ±	0.00104	0.2569 ±	0.0257	225 ±	7	232 ±	26
no.13	0.76	0.0457 ±	0.0020	0.02825 ±	0.00075	0.1763 ±	0.0149	180 ±	5	165 ±	15
no.14	0.58	0.0479 ±	0.0036	0.04471 ±	0.00268	0.2816 ±	0.0652	282 ±	17	252 ±	64
no.15	0.78	0.0533 ±	0.0040	0.02729 ±	0.00118	0.1912 ±	0.0201	174 ±	8	178 ±	20
no.16	1.88	0.0553 ±	0.0041	0.02601 ±	0.00110	0.1894 ±	0.0184	166 ±	7	176 ±	19
no.17	3.45	0.0523 ±	0.0039	0.03465 ±	0.00149	0.2384 ±	0.0245	220 ±	10	217 ±	25
no.18	1.47	0.0508 ±	0.0038	0.03099 ±	0.00134	0.2071 ±	0.0217	197 ±	9	191 ±	22
no.19	1.58	0.0480 ±	0.0036	0.02762 ±	0.00118	0.1745 ±	0.0174	176 ±	8	163 ±	18
no.20	0.98	0.0504 ±	0.0037	0.02854 ±	0.00127	0.1893 ±	0.0222	181 ±	8	176 ±	22
no.21	0.76	0.0483 ±	0.0036	0.02730 ±	0.00159	0.1735 ±	0.0372	174 ±	10	162 ±	37
no.22	1.34	0.1646 ±	0.0122	0.47693 ±	0.02052	10.3271 ±	1.1420	2514 ±	131	2465 ±	773
no.23	0.62	0.0502 ±	0.0037	0.03145 ±	0.00140	0.2077 ±	0.0244	200 ±	9	192 ±	24
no.24	0.22	0.1141 ±	0.0085	0.33768 ±	0.01428	5.0692 ±	0.4980	1876 ±	91	1831 ±	410
no.25	0.22	0.0577 ±	0.0043	0.07922 ±	0.00349	0.6009 ±	0.0689	491 ±	22	478 ±	68
no.26	1.26	0.0498 ±	0.0037	0.02726 ±	0.00134	0.1786 ±	0.0274	173 ±	9	167 ±	27
追加no.1	0.50	0.0501 ±	0.0015	0.02867 ±	0.000766	0.2004 ±	0.0148	182.2 ±	4.94	185.5 ±	14.91
追加no.2	1.07	0.0555 ±	0.0016	0.02889 ±	0.000975	0.2237 ±	0.0262	183.6 ±	6.28	205.0 ±	26.31
追加no.3	0.22	0.0484 ±	0.0014	0.02710 ±	0.000854	0.1830 ±	0.0200	172.3 ±	5.50	170.7 ±	20.06
追加no.4	1.61	0.0521 ±	0.0015	0.02823 ±	0.000790	0.2050 ±	0.0169	179.4 ±	5.09	189.3 ±	17.02
追加no.5	0.61	0.0580 ±	0.0017	0.04482 ±	0.001466	0.3623 ±	0.0407	282.7 ±	9.44	313.9 ±	40.50
追加no.6	0.66	0.0497 ±	0.0015	0.02727 ±	0.000765	0.1889 ±	0.0159	173.5 ±	4.93	175.7 ±	15.99
追加no.7	0.75	0.0495 ±	0.0015	0.02668 ±	0.001049	0.1841 ±	0.0285	169.8 ±	6.76	171.6 ±	28.57
追加no.8	0.94	0.0476 ±	0.0014	0.02850 ±	0.000806	0.1893 ±	0.0165	181.2 ±	5.19	176.1 ±	16.60
追加no.9	1.47	0.0519 ±	0.0015	0.05120 ±	0.001430	0.3706 ±	0.0314	321.9 ±	9.21	320.1 ±	31.36
追加no.10	0.64	0.0521 ±	0.0015	0.02757 ±	0.000781	0.2004 ±	0.0170	175.3 ±	5.03	185.4 ±	17.13
追加no.11	0.87	0.0530 ±	0.0016	0.04372 ±	0.001585	0.3230 ±	0.0444	275.9 ±	10.21	284.2 ±	44.07
追加no.12	0.62	0.0530 ±	0.0016	0.02749 ±	0.000900	0.2033 ±	0.0230	174.8 ±	5.80	187.9 ±	23.09
追加no.13	0.41	0.0761 ±	0.0022	0.04915 ±	0.001381	0.5217 ±	0.0400	309.3 ±	8.90	426.3 ±	39.85
追加no.14	0.54	0.0359 ±	0.0011	0.02755 ±	0.001185	0.1378 ±	0.0278	175.2 ±	7.63	131.1 ±	27.84
追加no.15	1.13	0.0413 ±	0.0012	0.02800 ±	0.000855	0.1610 ±	0.0176	178.0 ±	5.51	151.6 ±	17.70

付表2 ジルコンU-Pb同位体組成成分値 喜木津ユニオン泥質片岩 試料ym4-18 北緯:33.54232; 東経:132.40256

spot number	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)					
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2σ
no.①C	0.51	0.0502 ±	0.0027	0.02884 ±	0.00110	0.1926 ±	0.0262	183 ±	7	179 ±	26
no.②C	0.92	0.0496 ±	0.0027	0.02873 ±	0.00091	0.1894 ±	0.0175	183 ±	6	176 ±	18
no.③C	1.39	0.0582 ±	0.0031	0.01615 ±	0.00067	0.1249 ±	0.0183	103 ±	4	120 ±	18
no.④C	1.32	0.0549 ±	0.0030	0.01842 ±	0.00088	0.1344 ±	0.0245	118 ±	6	128 ±	25
no.⑤C	1.16	0.0524 ±	0.0028	0.02973 ±	0.00106	0.2070 ±	0.0246	189 ±	7	191 ±	25
no.⑥C	1.25	0.0718 ±	0.0039	0.02852 ±	0.00093	0.2723 ±	0.0259	181 ±	6	245 ±	26
no.⑦C	0.59	0.0566 ±	0.0031	0.03757 ±	0.00126	0.2824 ±	0.0293	238 ±	8	253 ±	29
no.⑧C	0.66	0.1393 ±	0.0075	0.38355 ±	0.01211	7.1015 ±	0.6710	2093 ±	78	2124 ±	521
no.⑨C	1.06	0.0489 ±	0.0026	0.03222 ±	0.00117	0.2094 ±	0.0260	204 ±	8	193 ±	26
no.⑩C	0.22	0.1134 ±	0.0061	0.26686 ±	0.00829	4.0235 ±	0.3526	1525 ±	53	1639 ±	307
no.⑪C	0.22	0.1293 ±	0.0070	0.34570 ±	0.01064	5.9404 ±	0.5042	1914 ±	68	1967 ±	415
no.⑫C	1.45	0.0539 ±	0.0029	0.03540 ±	0.00124	0.2537 ±	0.0288	224 ±	8	230 ±	29
no.⑬C	1.55	0.1133 ±	0.0061	0.33736 ±	0.01095	5.0807 ±	0.5258	1874 ±	70	1833 ±	429
no.⑭C	0.93	0.0495 ±	0.0027	0.03901 ±	0.00134	0.2566 ±	0.0289	247 ±	9	232 ±	29
no.⑮C	1.31	0.0529 ±	0.0029	0.03019 ±	0.00114	0.2124 ±	0.0280	192 ±	7	196 ±	28
no.⑯C	0.80	0.1203 ±	0.0065	0.33054 ±	0.01031	5.2863 ±	0.4738	1841 ±	66	1867 ±	394
no.1-7R	0.05	0.1017 ±	0.0039	0.01490 ±	0.00041	0.1971 ±	0.0151	95 ±	3	183 ±	15
no.1-7C	1.15	0.0456 ±	0.0017	0.02837 ±	0.00083	0.1683 ±	0.0182	180 ±	5	158 ±	18
no.2-7R	0.01	0.0537 ±	0.0021	0.01493 ±	0.00042	0.1043 ±	0.0098	96 ±	3	101 ±	10
no.2-7C	2.16	0.0485 ±	0.0019	0.02693 ±	0.00077	0.1698 ±	0.0171	171 ±	5	159 ±	17
no.3-1R/C	0.36	0.0587 ±	0.0022	0.02352 ±	0.00059	0.1795 ±	0.0134	150 ±	4	168 ±	14
no.3-1C	2.56	0.0523 ±	0.0020	0.02907 ±	0.00068	0.1977 ±	0.0124	185 ±	4	183 ±	12
no.3-4R/C	0.05	0.1117 ±	0.0043	0.13989 ±	0.00320	2.0311 ±	0.1200	844 ±	21	1126 ±	115
no.3-4C	0.31	0.1193 ±	0.0046	0.32752 ±	0.00735	5.0804 ±	0.2921	1826 ±	47	1833 ±	260
no.3-7R	0.01	0.0471 ±	0.0018	0.01492 ±	0.00045	0.0914 ±	0.0102	95 ±	3	89 ±	10
no.3-7C	0.71	0.0500 ±	0.0019	0.02907 ±	0.00079	0.1888 ±	0.0171	185 ±	5	176 ±	17
no.4-1R	0.03	0.0544 ±	0.0072	0.01486 ±	0.00039	0.1091 ±	0.0170	95 ±	3	105 ±	17
no.4-1C	1.13	0.0477 ±	0.0063	0.01803 ±	0.00079	0.1160 ±	0.0266	115 ±	5	111 ±	27
no.5-2R/C	0.20	0.0700 ±	0.0093	0.01823 ±	0.00041	0.1722 ±	0.0243	116 ±	3	161 ±	24
no.5-2M	0.56	0.0522 ±	0.0069	0.02664 ±	0.00075	0.1878 ±	0.0305	169 ±	5	175 ±	31
no.5-2C	1.69	0.0519 ±	0.0069	0.03509 ±	0.00079	0.2460 ±	0.0354	222 ±	5	223 ±	35
no.7-4R	0.03	0.0586 ±	0.0078	0.01424 ±	0.00040	0.1126 ±	0.0179	91 ±	3	108 ±	18
no.7-4C	0.47	0.1122 ±	0.0149	0.31959 ±	0.00668	4.8384 ±	0.6741	1788 ±	43	1792 ±	523
no.7-7R	0.08	0.1012 ±	0.0134	0.01432 ±	0.00035	0.1955 ±	0.0279	92 ±	2	181 ±	28
no.7-7M	0.05	0.2707 ±	0.0360	0.02021 ±	0.00054	0.7394 ±	0.1043	129 ±	3	562 ±	101
no.7-7C	1.46	0.1015 ±	0.0135	0.02615 ±	0.00066	0.3581 ±	0.0520	166 ±	4	311 ±	51
no.8-6R	0.02	0.0544 ±	0.0072	0.01486 ±	0.00036	0.1090 ±	0.0160	95 ±	2	105 ±	16
no.8-6C	1.34	0.0520 ±	0.0069	0.03610 ±	0.00081	0.2533 ±	0.0362	229 ±	5	229 ±	36

C: core; R: rim; M: mantle; R/C: overlap of rim and core

付表3 ジルコン-U/Pb同位体組成分析値 伊予ニューット泥質片岩 試料Mlx-35 北緯:33.52595; 東経:132.45154

spot number	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)					
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2σ		
no.1	1.23	0.1145 ±	0.0119	0.35517 ±	0.01312	5.4136 ±	0.6773	1959 ±	84	1887 ±	525
no.2	0.80	0.0536 ±	0.0056	0.03129 ±	0.00129	0.2230 ±	0.0330	199 ±	8	204 ±	33
no.3	1.56	0.0563 ±	0.0058	0.03038 ±	0.00112	0.2275 ±	0.0275	193 ±	7	208 ±	28
no.4	0.90	0.0528 ±	0.0055	0.02958 ±	0.00119	0.2078 ±	0.0293	188 ±	8	192 ±	29
no.5	0.83	0.0508 ±	0.0053	0.02763 ±	0.00104	0.1868 ±	0.0237	176 ±	7	174 ±	24
no.6	1.64	0.0515 ±	0.0053	0.02740 ±	0.00103	0.1878 ±	0.0235	174 ±	7	175 ±	24
no.7	1.61	0.0523 ±	0.0054	0.03905 ±	0.00148	0.2718 ±	0.0346	247 ±	10	244 ±	34
no.8	1.24	0.0509 ±	0.0053	0.04225 ±	0.00164	0.2863 ±	0.0386	267 ±	11	256 ±	38
no.9	1.92	0.0539 ±	0.0056	0.02816 ±	0.00138	0.2020 ±	0.0385	179 ±	9	187 ±	38
no.10	0.75	0.1190 ±	0.0123	0.33274 ±	0.01220	5.2701 ±	0.6422	1852 ±	78	1864 ±	504
no.11	0.91	0.0558 ±	0.0058	0.05321 ±	0.00202	0.3955 ±	0.0510	334 ±	13	338 ±	50
no.12	0.77	0.0501 ±	0.0052	0.04050 ±	0.00151	0.2701 ±	0.0338	256 ±	10	243 ±	34
no.13	1.52	0.0473 ±	0.0049	0.02605 ±	0.00102	0.1640 ±	0.0227	166 ±	7	154 ±	23
no.14	0.12	0.1196 ±	0.0058	0.32839 ±	0.00375	5.4081 ±	0.3161	1831 ±	24	1886 ±	279
no.15	0.98	0.0554 ±	0.0027	0.02948 ±	0.00063	0.2250 ±	0.0224	187 ±	4	206 ±	22
no.16	0.80	0.0578 ±	0.0028	0.03215 ±	0.00059	0.2560 ±	0.0218	204 ±	4	231 ±	22
no.17	1.25	0.0737 ±	0.0036	0.03708 ±	0.00070	0.3763 ±	0.0313	235 ±	5	324 ±	31
no.18	1.08	0.1186 ±	0.0057	0.33712 ±	0.00389	5.5062 ±	0.3262	1873 ±	25	1902 ±	287
no.19	0.92	0.0528 ±	0.0026	0.04843 ±	0.00171	0.3521 ±	0.0595	305 ±	11	306 ±	59
no.20	1.88	0.0445 ±	0.0022	0.02641 ±	0.00046	0.1620 ±	0.0141	168 ±	3	152 ±	14
no.21	4.50	0.0659 ±	0.0032	0.03039 ±	0.00035	0.2758 ±	0.0158	193 ±	2	247 ±	16
no.22	1.07	0.1177 ±	0.0057	0.33513 ±	0.00445	5.4325 ±	0.3801	1863 ±	29	1890 ±	327
no.23	0.86	0.0508 ±	0.0025	0.04067 ±	0.00053	0.2846 ±	0.0184	257 ±	3	254 ±	19
no.24	1.46	0.0494 ±	0.0024	0.04299 ±	0.00112	0.2922 ±	0.0373	271 ±	7	260 ±	37
no.25	1.29	0.0603 ±	0.0029	0.03095 ±	0.00064	0.2572 ±	0.0243	196 ±	4	232 ±	24
no.26	0.85	0.0527 ±	0.0026	0.03028 ±	0.00072	0.2197 ±	0.0247	192 ±	5	202 ±	25
追加no.1	2.33	0.0500 ±	0.0026	0.03544 ±	0.000610	0.2444 ±	0.0182	224.5 ±	3.93	222.1 ±	18.29
追加no.2	1.09	0.0508 ±	0.0027	0.02642 ±	0.000967	0.1850 ±	0.0311	168.1 ±	6.23	172.4 ±	31.05
追加no.3	1.08	0.1590 ±	0.0084	0.03266 ±	0.000866	0.7162 ±	0.0656	207.2 ±	5.58	548.4 ±	64.51
追加no.4	1.44	0.0509 ±	0.0027	0.04457 ±	0.001147	0.3127 ±	0.0370	281.1 ±	7.39	276.2 ±	36.92
追加no.5	0.79	0.0595 ±	0.0031	0.03339 ±	0.001107	0.2740 ±	0.0397	211.7 ±	7.13	245.9 ±	39.52
追加no.6	1.38	0.0505 ±	0.0031	0.02650 ±	0.000765	0.1845 ±	0.0242	168.6 ±	4.93	172.0 ±	24.32
追加no.7	0.81	0.0508 ±	0.0031	0.03224 ±	0.000917	0.2256 ±	0.0293	204.5 ±	5.91	206.6 ±	29.36
追加no.8	0.89	0.0489 ±	0.0031	0.03126 ±	0.000984	0.2106 ±	0.0309	198.4 ±	6.34	194.1 ±	30.87
追加no.9	1.02	0.0506 ±	0.0031	0.03117 ±	0.000664	0.2174 ±	0.0206	197.8 ±	4.28	199.8 ±	20.73
追加no.10	0.64	0.0506 ±	0.0031	0.02678 ±	0.000569	0.1868 ±	0.0176	170.3 ±	3.67	173.9 ±	17.70
追加no.11	1.37	0.0560 ±	0.0031	0.04241 ±	0.001115	0.3275 ±	0.0385	267.7 ±	7.18	287.6 ±	38.35
追加no.12	2.01	0.0411 ±	0.0031	0.02715 ±	0.000841	0.1537 ±	0.0235	172.7 ±	5.42	145.2 ±	23.55
追加no.13	1.09	0.0486 ±	0.0031	0.03518 ±	0.000815	0.2357 ±	0.0249	222.9 ±	5.25	214.9 ±	25.00
追加no.14	0.69	0.0457 ±	0.0031	0.02804 ±	0.000759	0.1767 ±	0.0224	178.3 ±	4.89	165.2 ±	22.52
追加no.15	1.34	0.0531 ±	0.0031	0.02778 ±	0.001150	0.2032 ±	0.0382	176.6 ±	7.41	187.8 ±	38.04

付表4 ジルコン-U-Pb同位体組成成分析値 伊予ユニット砂質片岩 試料Mlz-07 北緯:33.51765 ; 東経:132.49174

spot number	Th		U		Isotopic ratios				Age (Ma)						
	^{207}Pb	^{208}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	^{206}Pb	^{235}U	Error	2σ	^{207}Pb	^{235}U	Error	2σ	^{207}Pb	^{235}U	Error
spot.1	0.50	0.0489 ± 0.0025	0.0170 ± 0.0004	0.1147 ± 0.0062	0.0170 ± 0.0004	0.1147 ± 0.0062	0.0170 ± 0.0004	0.1147 ± 0.0062	108.5 ± 2.8	110.2 ± 6.3					
spot.2	0.31	0.0491 ± 0.0023	0.0169 ± 0.0004	0.1142 ± 0.0057	0.0169 ± 0.0004	0.1142 ± 0.0057	0.0169 ± 0.0004	0.1142 ± 0.0057	107.7 ± 2.7	109.8 ± 5.8					
spot.3	0.47	0.0478 ± 0.0026	0.0148 ± 0.0004	0.0977 ± 0.0056	0.0148 ± 0.0004	0.0977 ± 0.0056	0.0148 ± 0.0004	0.0977 ± 0.0056	94.8 ± 2.5	94.7 ± 5.7					
spot.4	1.04	0.0440 ± 0.0045	0.0141 ± 0.0006	0.0858 ± 0.0091	0.0141 ± 0.0006	0.0858 ± 0.0091	0.0141 ± 0.0006	0.0858 ± 0.0091	90.4 ± 3.8	83.6 ± 9.2					
spot.5	0.38	0.0487 ± 0.0032	0.0149 ± 0.0005	0.0997 ± 0.0069	0.0149 ± 0.0005	0.0997 ± 0.0069	0.0149 ± 0.0005	0.0997 ± 0.0069	95.1 ± 2.9	96.5 ± 7.0					
spot.6	0.73	0.0521 ± 0.0026	0.0447 ± 0.0015	0.3210 ± 0.0183	0.0447 ± 0.0015	0.3210 ± 0.0183	0.0447 ± 0.0015	0.3210 ± 0.0183	281.7 ± 9.6	282.7 ± 18.4					
spot.7	0.30	0.0485 ± 0.0031	0.0140 ± 0.0004	0.0936 ± 0.0062	0.0140 ± 0.0004	0.0936 ± 0.0062	0.0140 ± 0.0004	0.0936 ± 0.0062	89.7 ± 2.6	90.9 ± 6.3					
spot.8	0.44	0.0444 ± 0.0032	0.0142 ± 0.0004	0.0872 ± 0.0065	0.0142 ± 0.0004	0.0872 ± 0.0065	0.0142 ± 0.0004	0.0872 ± 0.0065	91.2 ± 2.8	84.9 ± 6.6					
spot.9	0.29	0.0467 ± 0.0028	0.0167 ± 0.0005	0.1073 ± 0.0067	0.0167 ± 0.0005	0.1073 ± 0.0067	0.0167 ± 0.0005	0.1073 ± 0.0067	106.5 ± 3.0	103.5 ± 6.8					
spot.10	0.44	0.0485 ± 0.0025	0.0136 ± 0.0003	0.0914 ± 0.0050	0.0136 ± 0.0003	0.0914 ± 0.0050	0.0136 ± 0.0003	0.0914 ± 0.0050	87.4 ± 2.2	88.8 ± 5.1					
spot.11	0.88	0.0444 ± 0.0034	0.0136 ± 0.0004	0.0835 ± 0.0066	0.0136 ± 0.0004	0.0835 ± 0.0066	0.0136 ± 0.0004	0.0835 ± 0.0066	87.3 ± 2.8	81.5 ± 6.7					
spot.12	0.42	0.0488 ± 0.0018	0.0159 ± 0.0003	0.1068 ± 0.0042	0.0159 ± 0.0003	0.1068 ± 0.0042	0.0159 ± 0.0003	0.1068 ± 0.0042	101.4 ± 2.1	103.1 ± 4.2					
spot.13	0.82	0.0486 ± 0.0025	0.0142 ± 0.0004	0.0955 ± 0.0052	0.0142 ± 0.0004	0.0955 ± 0.0052	0.0142 ± 0.0004	0.0955 ± 0.0052	91.2 ± 2.3	92.6 ± 5.2					
spot.14	0.31	0.0465 ± 0.0037	0.0140 ± 0.0005	0.0900 ± 0.0074	0.0140 ± 0.0005	0.0900 ± 0.0074	0.0140 ± 0.0005	0.0900 ± 0.0074	89.8 ± 3.1	87.5 ± 7.5					
spot.15	0.52	0.0494 ± 0.0025	0.0163 ± 0.0004	0.1111 ± 0.0059	0.0163 ± 0.0004	0.1111 ± 0.0059	0.0163 ± 0.0004	0.1111 ± 0.0059	104.3 ± 2.7	107.0 ± 5.9					
spot.16	0.52	0.0928 ± 0.0059	0.0151 ± 0.0006	0.1931 ± 0.0130	0.0151 ± 0.0006	0.1931 ± 0.0130	0.0151 ± 0.0006	0.1931 ± 0.0130	96.5 ± 3.5	179.2 ± 13.1					
spot.17	0.47	0.0529 ± 0.0034	0.0142 ± 0.0004	0.1040 ± 0.0068	0.0142 ± 0.0004	0.1040 ± 0.0068	0.0142 ± 0.0004	0.1040 ± 0.0068	91.1 ± 2.7	100.5 ± 6.9					
spot.18	0.73	0.0499 ± 0.0027	0.0142 ± 0.0004	0.0979 ± 0.0055	0.0142 ± 0.0004	0.0979 ± 0.0055	0.0142 ± 0.0004	0.0979 ± 0.0055	91.1 ± 2.3	94.9 ± 5.5					
spot.19	0.47	0.0504 ± 0.0022	0.0137 ± 0.0003	0.0953 ± 0.0043	0.0137 ± 0.0003	0.0953 ± 0.0043	0.0137 ± 0.0003	0.0953 ± 0.0043	87.6 ± 1.9	92.4 ± 4.3					
spot.20	0.30	0.0496 ± 0.0018	0.0149 ± 0.0003	0.1023 ± 0.0040	0.0149 ± 0.0003	0.1023 ± 0.0040	0.0149 ± 0.0003	0.1023 ± 0.0040	95.6 ± 2.0	98.9 ± 4.0					
spot.21	0.44	0.0490 ± 0.0021	0.0159 ± 0.0004	0.1076 ± 0.0048	0.0159 ± 0.0004	0.1076 ± 0.0048	0.0159 ± 0.0004	0.1076 ± 0.0048	101.9 ± 2.3	103.7 ± 4.8					
spot.22	0.54	0.0502 ± 0.0031	0.0148 ± 0.0004	0.1024 ± 0.0065	0.0148 ± 0.0004	0.1024 ± 0.0065	0.0148 ± 0.0004	0.1024 ± 0.0065	94.5 ± 2.7	99.0 ± 6.6					
spot.23	0.39	0.0476 ± 0.0029	0.0135 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0055	0.0135 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0055	0.0135 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0055	86.7 ± 2.4	86.5 ± 5.6					
spot.24	0.38	0.0464 ± 0.0021	0.0142 ± 0.0003	0.0909 ± 0.0043	0.0142 ± 0.0003	0.0909 ± 0.0043	0.0142 ± 0.0003	0.0909 ± 0.0043	91.0 ± 2.0	88.4 ± 4.3					
spot.25	0.04	0.0486 ± 0.0011	0.0160 ± 0.0003	0.1075 ± 0.0026	0.0160 ± 0.0003	0.1075 ± 0.0026	0.0160 ± 0.0003	0.1075 ± 0.0026	102.6 ± 1.7	103.7 ± 2.6					
spot.26	0.30	0.0527 ± 0.0036	0.0149 ± 0.0005	0.1086 ± 0.0078	0.0149 ± 0.0005	0.1086 ± 0.0078	0.0149 ± 0.0005	0.1086 ± 0.0078	95.6 ± 3.1	104.7 ± 7.8					
spot.27	0.96	0.0482 ± 0.0035	0.0143 ± 0.0005	0.0948 ± 0.0071	0.0143 ± 0.0005	0.0948 ± 0.0071	0.0143 ± 0.0005	0.0948 ± 0.0071	91.2 ± 2.9	92.0 ± 7.2					
spot.28	0.66	0.0471 ± 0.0035	0.0144 ± 0.0005	0.0935 ± 0.0071	0.0144 ± 0.0005	0.0935 ± 0.0071	0.0144 ± 0.0005	0.0935 ± 0.0071	92.0 ± 3.0	90.8 ± 7.2					
spot.29	0.19	0.1164 ± 0.0019	0.3349 ± 0.0058	5.3790 ± 0.1078	0.3349 ± 0.0058	5.3790 ± 0.1078	0.3349 ± 0.0058	5.3790 ± 0.1078	1862.1 ± 37.2	1881.5 ± 104.0					
spot.30	0.41	0.0483 ± 0.0018	0.0138 ± 0.0003	0.0921 ± 0.0036	0.0138 ± 0.0003	0.0921 ± 0.0036	0.0138 ± 0.0003	0.0921 ± 0.0036	88.4 ± 1.8	89.4 ± 3.6					
spot.31	0.43	0.0467 ± 0.0028	0.0138 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0056	0.0138 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0056	0.0138 ± 0.0004	0.0890 ± 0.0056	88.5 ± 2.4	86.6 ± 5.6					
spot.32	0.50	0.0483 ± 0.0028	0.0145 ± 0.0004	0.0969 ± 0.0059	0.0145 ± 0.0004	0.0969 ± 0.0059	0.0145 ± 0.0004	0.0969 ± 0.0059	93.0 ± 2.5	93.9 ± 6.0					
spot.33	0.89	0.0499 ± 0.0021	0.0147 ± 0.0004	0.1010 ± 0.0045	0.0147 ± 0.0004	0.1010 ± 0.0045	0.0147 ± 0.0004	0.1010 ± 0.0045	93.9 ± 2.6	97.7 ± 4.5					
spot.34	0.56	0.0482 ± 0.0025	0.0145 ± 0.0004	0.0965 ± 0.0052	0.0145 ± 0.0004	0.0965 ± 0.0052	0.0145 ± 0.0004	0.0965 ± 0.0052	92.9 ± 2.7	93.5 ± 5.3					
spot.35	0.49	0.0480 ± 0.0032	0.0139 ± 0.0005	0.0924 ± 0.0063	0.0139 ± 0.0005	0.0924 ± 0.0063	0.0139 ± 0.0005	0.0924 ± 0.0063	89.3 ± 3.0	89.7 ± 6.4					
spot.36	0.51	0.0469 ± 0.0024	0.0138 ± 0.0004	0.0893 ± 0.0048	0.0138 ± 0.0004	0.0893 ± 0.0048	0.0138 ± 0.0004	0.0893 ± 0.0048	88.4 ± 2.6	86.8 ± 4.8					
spot.37	0.78	0.1127 ± 0.0020	0.3448 ± 0.0105	5.3609 ± 0.1608	0.3448 ± 0.0105	5.3609 ± 0.1608	0.3448 ± 0.0105	5.3609 ± 0.1608	1909.7 ± 67.3	1878.6 ± 151.4					
spot.38	0.33	0.0483 ± 0.0042	0.0140 ± 0.0006	0.0934 ± 0.0084	0.0140 ± 0.0006	0.0934 ± 0.0084	0.0140 ± 0.0006	0.0934 ± 0.0084	89.8 ± 3.6	90.7 ± 8.5					
spot.39	0.55	0.0515 ± 0.0032	0.0144 ± 0.0005	0.1024 ± 0.0067	0.0144 ± 0.0005	0.1024 ± 0.0067	0.0144 ± 0.0005	0.1024 ± 0.0067	92.2 ± 3.1	99.0 ± 6.7					
spot.40	0.67	0.0465 ± 0.0019	0.0138 ± 0.0004	0.0884 ± 0.0039	0.0138 ± 0.0004	0.0884 ± 0.0039	0.0138 ± 0.0004	0.0884 ± 0.0039	88.2 ± 2.3	86.0 ± 3.9					

付表5 ジルコンU-Pb同位体組成分析値 伊予ユニット砂質片岩 試料MI2-16 北緯:33.54510 ; 東経:132.53123

spot number	Isotopic ratios										Age (Ma)					
	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		Error		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error		
				2 σ		2 σ		2 σ		2 σ		2 σ		2 σ		2 σ
no.1	0.61	0.0670	±	0.0044	0.01377	±	0.000956	0.1200	±	0.0229	88.2	±	6.2	115.1	±	23.0
no.2	0.32	0.0472	±	0.0031	0.01427	±	0.000867	0.0876	±	0.0135	91.3	±	5.6	85.2	±	13.6
no.3	0.69	0.0395	±	0.0026	0.01356	±	0.001033	0.0697	±	0.0200	86.8	±	6.7	68.4	±	20.1
no.4	0.33	0.0443	±	0.0029	0.01279	±	0.000920	0.0738	±	0.0180	81.9	±	5.9	72.3	±	18.1
no.5	0.65	0.0636	±	0.0042	0.01329	±	0.000831	0.1099	±	0.0165	85.1	±	5.4	105.9	±	16.7
no.6	0.24	0.0663	±	0.0044	0.01407	±	0.001100	0.1214	±	0.0292	90.0	±	7.1	116.3	±	29.2
no.7	0.30	0.0504	±	0.0033	0.01675	±	0.001075	0.1097	±	0.0196	107.1	±	6.9	105.7	±	19.7
no.8	0.39	0.0560	±	0.0037	0.01458	±	0.000898	0.1063	±	0.0160	93.3	±	5.8	102.6	±	16.1
no.9	0.39	0.0481	±	0.0032	0.01546	±	0.000992	0.0968	±	0.0175	98.9	±	6.4	93.8	±	17.7
no.10C	0.45	0.0470	±	0.0031	0.01371	±	0.000855	0.0839	±	0.0141	87.8	±	5.5	81.8	±	14.2
no.10R	0.42	0.0540	±	0.0035	0.01505	±	0.000955	0.1058	±	0.0177	96.3	±	6.2	102.1	±	17.8
no.11	0.44	0.0486	±	0.0032	0.01523	±	0.000884	0.0962	±	0.0123	97.4	±	5.7	93.3	±	12.4
no.12	0.36	0.0332	±	0.0022	0.01315	±	0.000852	0.0569	±	0.0123	84.2	±	5.5	56.2	±	12.4
no.13	0.48	0.0599	±	0.0039	0.01436	±	0.001020	0.1119	±	0.0235	91.9	±	6.6	107.7	±	23.6
no.14	0.54	0.0409	±	0.0027	0.01320	±	0.000847	0.0701	±	0.0135	84.5	±	5.5	68.8	±	13.7
no.15	0.36	0.0523	±	0.0034	0.01364	±	0.000947	0.0928	±	0.0196	87.4	±	6.1	90.1	±	19.7
no.16	0.65	0.0408	±	0.0029	0.01598	±	0.000872	0.0841	±	0.0178	102.2	±	5.6	82.0	±	17.9
no.17	0.33	0.0599	±	0.0043	0.01419	±	0.000767	0.1098	±	0.0201	90.8	±	4.9	105.8	±	20.2
no.18	0.52	0.0606	±	0.0044	0.01315	±	0.001523	0.1030	±	0.0480	84.2	±	9.8	99.5	±	47.6
no.19	0.37	0.0510	±	0.0037	0.01291	±	0.000715	0.0851	±	0.0170	82.7	±	4.6	82.9	±	17.1
no.20	0.44	0.0605	±	0.0043	0.04572	±	0.003320	0.3569	±	0.1036	288.2	±	21.4	309.9	±	100.1
no.21	0.25	0.0503	±	0.0036	0.01324	±	0.000681	0.0861	±	0.0153	84.8	±	4.4	83.8	±	15.4
no.22C	0.78	0.0435	±	0.0031	0.01220	±	0.000871	0.0685	±	0.0209	78.1	±	5.6	67.3	±	21.0
no.22R	0.50	0.0519	±	0.0037	0.01323	±	0.000678	0.0887	±	0.0155	84.7	±	4.4	86.3	±	15.6
no.23	0.62	0.0479	±	0.0034	0.01357	±	0.000802	0.0839	±	0.0190	86.9	±	5.2	81.8	±	19.1
no.24	0.86	0.0499	±	0.0036	0.01318	±	0.000905	0.0850	±	0.0233	84.4	±	5.8	82.8	±	23.4
no.25	0.45	0.0582	±	0.0042	0.01396	±	0.000859	0.1049	±	0.0234	89.4	±	5.5	101.3	±	23.5
no.26	0.53	0.0619	±	0.0045	0.01352	±	0.000868	0.1081	±	0.0250	86.6	±	5.6	104.2	±	25.1
no.27	0.80	0.0300	±	0.0022	0.01315	±	0.000982	0.0509	±	0.0194	84.2	±	6.3	50.4	±	19.5
no.28	0.29	0.0574	±	0.0041	0.01320	±	0.000760	0.0979	±	0.0199	84.6	±	4.9	94.8	±	20.0
no.29	0.43	0.0512	±	0.0037	0.01359	±	0.000878	0.0898	±	0.0225	87.0	±	5.7	87.3	±	22.6
no.30C(1)	0.07	0.0957	±	0.0069	0.04611	±	0.002102	0.5699	±	0.0739	290.6	±	13.5	457.9	±	72.4
no.30C(2)	0.11	0.1106	±	0.0080	0.10386	±	0.004505	1.4828	±	0.1800	637.0	±	29.0	923.4	±	168.0
no.30R	0.74	0.0673	±	0.0048	0.01464	±	0.001138	0.1272	±	0.0363	93.7	±	7.3	121.6	±	36.2

C: core; R: rim

付表6 ジルコンU-Pb同位体組成分析値 斗賀野ユニット砂岩 試料MI2-08 北緯:33.42740 ;東経:132.48272

spot number	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)			
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
		Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ
no.1	0.35	0.0518 ± 0.0033	0.02875 ± 0.001161	0.2007 ± 0.0249	183 ± 7	186 ± 25			
no.2	0.45	0.0502 ± 0.0032	0.02911 ± 0.001424	0.1971 ± 0.0359	185 ± 9	183 ± 36			
no.3	0.22	0.0545 ± 0.0035	0.02535 ± 0.001011	0.1864 ± 0.0221	161 ± 7	174 ± 22			
no.4	0.43	0.1148 ± 0.0074	0.34245 ± 0.012788	5.3068 ± 0.5682	1898 ± 82	1870 ± 457			
no.5	0.37	0.0493 ± 0.0032	0.03393 ± 0.001361	0.2255 ± 0.0279	215 ± 9	206 ± 28			
no.6	0.14	0.1151 ± 0.0074	0.32896 ± 0.012185	5.1083 ± 0.5240	1833 ± 78	1837 ± 428			
no.7	0.28	0.1115 ± 0.0072	0.26189 ± 0.009659	3.9386 ± 0.3909	1499 ± 62	1622 ± 335			
no.8	0.46	0.0505 ± 0.0033	0.02766 ± 0.001233	0.1886 ± 0.0290	176 ± 8	175 ± 29			
no.9	0.27	0.0432 ± 0.0028	0.02934 ± 0.001323	0.1711 ± 0.0282	186 ± 9	160 ± 28			
no.10	0.42	0.0517 ± 0.0033	0.02789 ± 0.001078	0.1947 ± 0.0216	177 ± 7	181 ± 22			
no.11C	0.61	0.1135 ± 0.0073	0.31340 ± 0.011737	4.7976 ± 0.5170	1757 ± 75	1784 ± 423			
no.11R	0.67	0.1111 ± 0.0072	0.33566 ± 0.013404	5.0300 ± 0.6990	1866 ± 86	1824 ± 538			
no.12	0.08	0.1134 ± 0.0073	0.27920 ± 0.010184	4.2723 ± 0.4022	1587 ± 65	1688 ± 343			
no.13	0.44	0.0560 ± 0.0036	0.02634 ± 0.001162	0.1989 ± 0.0291	168 ± 7	184 ± 29			
no.14	0.43	0.0558 ± 0.0036	0.03395 ± 0.001350	0.2556 ± 0.0303	215 ± 9	231 ± 30			
no.15	0.67	0.0531 ± 0.0034	0.03537 ± 0.001642	0.2534 ± 0.0418	224 ± 11	229 ± 42			
no.16	0.14	0.1170 ± 0.0054	0.26903 ± 0.006621	4.2734 ± 0.2761	1536 ± 43	1688 ± 248			
no.17	0.35	0.0471 ± 0.0022	0.03136 ± 0.000963	0.2007 ± 0.0222	199 ± 6	186 ± 22			
no.18	0.14	0.1145 ± 0.0052	0.28471 ± 0.007207	4.4257 ± 0.3263	1615 ± 46	1717 ± 287			
no.19	0.11	0.1170 ± 0.0054	0.33195 ± 0.008386	5.2716 ± 0.3910	1848 ± 54	1864 ± 335			
no.20	0.51	0.0548 ± 0.0025	0.07482 ± 0.002014	0.5567 ± 0.0470	465 ± 13	449 ± 47			
no.21	0.32	0.1159 ± 0.0053	0.33731 ± 0.008569	5.3044 ± 0.4038	1874 ± 55	1870 ± 344			
no.22	0.49	0.0507 ± 0.0023	0.03591 ± 0.001287	0.2471 ± 0.0349	227 ± 8	224 ± 35			
no.23	0.47	0.0479 ± 0.0022	0.02887 ± 0.001044	0.1878 ± 0.0271	183 ± 7	175 ± 27			
no.24	0.34	0.0537 ± 0.0025	0.02890 ± 0.000954	0.2105 ± 0.0254	184 ± 6	194 ± 25			
no.25	0.66	0.0503 ± 0.0023	0.02693 ± 0.000728	0.1838 ± 0.0152	171 ± 5	171 ± 15			
no.26	0.38	0.0571 ± 0.0026	0.03196 ± 0.000963	0.2479 ± 0.0251	203 ± 6	225 ± 25			
no.27	0.23	0.0505 ± 0.0023	0.02463 ± 0.000708	0.1688 ± 0.0159	157 ± 5	158 ± 16			
no.28	0.31	0.0517 ± 0.0024	0.02802 ± 0.000766	0.1965 ± 0.0166	178 ± 5	182 ± 17			
no.29	0.40	0.0505 ± 0.0023	0.02770 ± 0.000846	0.1897 ± 0.0203	176 ± 5	176 ± 20			
no.30C	0.73	0.0578 ± 0.0026	0.07564 ± 0.002477	0.5939 ± 0.0745	470 ± 16	473 ± 73			
no.30R	0.01	0.0529 ± 0.0024	0.04016 ± 0.001018	0.2883 ± 0.0201	254 ± 7	257 ± 20			

C: core; R: rim

附表7 ジルコン-U-Pb同位体組成分析値 斗賀野ユニット砂岩 試料MI2-06a 北緯: 33.36019 ; 東経: 132.40624

pot numbe	Th/U	Isotopic ratios						Age (Ma)					
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error	
		Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ	Value	Error 2 σ
no.1	0.22	0.1188	± 0.0069	0.32033	± 0.004565	5.0733	± 0.3564	1791	± 29	1832	± 310		
no.2	0.23	0.0475	± 0.0028	0.03578	± 0.000819	0.2265	± 0.0251	227	± 5	207	± 25		
no.3	0.60	0.1346	± 0.0079	0.38398	± 0.005878	6.8897	± 0.5510	2095	± 38	2097	± 446		
no.4	0.30	0.0522	± 0.0031	0.02985	± 0.000639	0.2077	± 0.0207	190	± 4	192	± 21		
no.5	0.31	0.0517	± 0.0030	0.02806	± 0.000697	0.1932	± 0.0225	178	± 4	179	± 23		
no.6	0.17	0.1138	± 0.0066	0.30835	± 0.004457	4.6782	± 0.3351	1733	± 29	1763	± 293		
no.7C	0.80	0.0554	± 0.0032	0.04000	± 0.001302	0.2954	± 0.0451	253	± 8	263	± 45		
no.7R	0.18	0.0535	± 0.0031	0.03640	± 0.000683	0.2595	± 0.0227	230	± 4	234	± 23		
no.8	0.64	0.0492	± 0.0029	0.02812	± 0.000740	0.1845	± 0.0231	179	± 5	172	± 23		
no.9	0.26	0.0530	± 0.0031	0.02767	± 0.000542	0.1954	± 0.0177	176	± 3	181	± 18		
no.10	0.44	0.0536	± 0.0031	0.03423	± 0.000661	0.2446	± 0.0219	217	± 4	222	± 22		
no.11	0.43	0.0466	± 0.0027	0.02924	± 0.000952	0.1816	± 0.0289	186	± 6	169	± 29		
no.12	0.56	0.1335	± 0.0078	0.38277	± 0.005195	6.8133	± 0.4471	2089	± 33	2087	± 375		
no.13C	0.48	0.0513	± 0.0030	0.02924	± 0.000563	0.1998	± 0.0179	186	± 4	185	± 18		
no.13R	0.31	0.0463	± 0.0027	0.02784	± 0.000781	0.1719	± 0.0235	177	± 5	161	± 24		
no.14	0.66	0.0503	± 0.0039	0.02604	± 0.000870	0.1746	± 0.0224	166	± 6	163	± 22		
no.15	0.31	0.0659	± 0.0051	0.04007	± 0.001763	0.3524	± 0.0626	253	± 11	307	± 62		
no.16	0.21	0.1158	± 0.0090	0.31951	± 0.009528	4.9353	± 0.5478	1787	± 61	1808	± 444		
no.17	0.68	0.0496	± 0.0039	0.02866	± 0.000942	0.1896	± 0.0238	182	± 6	176	± 24		
no.18	0.34	0.0544	± 0.0042	0.02918	± 0.001156	0.2119	± 0.0341	185	± 7	195	± 34		
no.19	0.51	0.1908	± 0.0149	0.52128	± 0.015241	13.2707	± 1.4136	2705	± 98	2699	± 895		
no.20	0.22	0.1148	± 0.0089	0.35985	± 0.010595	5.5091	± 0.5933	1981	± 68	1902	± 473		
no.21	0.45	0.0519	± 0.0040	0.03954	± 0.001517	0.2735	± 0.0433	250	± 10	246	± 43		
no.22	1.89	0.0572	± 0.0045	0.04183	± 0.001367	0.3194	± 0.0393	264	± 9	281	± 39		
no.23	0.58	0.1139	± 0.0089	0.32348	± 0.009603	4.9144	± 0.5392	1807	± 62	1805	± 438		
no.24	0.73	0.0533	± 0.0042	0.03234	± 0.001052	0.2298	± 0.0282	205	± 7	210	± 28		
no.25	0.42	0.0510	± 0.0040	0.02852	± 0.000989	0.1941	± 0.0263	181	± 6	180	± 26		
no.26	0.68	0.0535	± 0.0042	0.02767	± 0.000916	0.1974	± 0.0247	176	± 6	183	± 25		
no.27	0.71	0.0534	± 0.0042	0.04016	± 0.001328	0.2861	± 0.0362	254	± 9	255	± 36		
no.28	0.12	0.1164	± 0.0091	0.32709	± 0.009540	5.0767	± 0.5291	1824	± 61	1832	± 431		
no.29	0.47	0.0482	± 0.0038	0.02795	± 0.000937	0.1797	± 0.0234	178	± 6	168	± 23		
no.30	0.29	0.0560	± 0.0044	0.03865	± 0.001194	0.2887	± 0.0325	244	± 8	258	± 32		

C: core; R: rim

付表8 ジルコンU-Pb同位体組成分析値 大洲ユニット砂質片岩 試料MI2-09 北緯:33.46280 ; 東経:132.48559

spot numbe	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)					
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$			
		Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ		
no.1	0.53	0.0489	± 0.0019	0.02734	± 0.001633	0.1749	± 0.0266	174	± 11	164	± 27
no.2	0.38	0.2640	± 0.0103	0.58497	± 0.032600	20.2123	± 2.6629	2969	± 207	3102	± 1318
no.3	0.19	0.0514	± 0.0020	0.02848	± 0.001580	0.1915	± 0.0208	181	± 10	178	± 21
no.4	0.32	0.0481	± 0.0019	0.03287	± 0.002544	0.2070	± 0.0587	208	± 16	191	± 58
no.5	0.50	0.0528	± 0.0021	0.02774	± 0.001615	0.1917	± 0.0259	176	± 10	178	± 26
no.6	0.46	0.0460	± 0.0018	0.02819	± 0.001575	0.1695	± 0.0195	179	± 10	159	± 20
no.7	0.25	0.0745	± 0.0029	0.03211	± 0.003101	0.3132	± 0.1049	204	± 20	277	± 101
no.8	0.88	0.0605	± 0.0024	0.02739	± 0.002010	0.2168	± 0.0507	174	± 13	199	± 50
no.9	0.36	0.1267	± 0.0049	0.31214	± 0.017159	5.1768	± 0.5666	1751	± 110	1849	± 456
no.10	0.34	0.0474	± 0.0019	0.02937	± 0.002189	0.1822	± 0.0483	187	± 14	170	± 48
no.11	0.09	0.1111	± 0.0043	0.22389	± 0.012276	3.2536	± 0.3390	1302	± 79	1470	± 296
no.12	0.43	0.0488	± 0.0019	0.02758	± 0.001676	0.1761	± 0.0284	175	± 11	165	± 28
no.13	1.48	0.0507	± 0.0020	0.02654	± 0.001482	0.1759	± 0.0198	169	± 10	165	± 20
no.14	0.45	0.0536	± 0.0021	0.02651	± 0.001532	0.1858	± 0.0242	169	± 10	173	± 24
no.15	0.40	0.0586	± 0.0023	0.02773	± 0.002035	0.2127	± 0.0504	176	± 13	196	± 50
no.16	0.34	0.1458	± 0.0074	0.33333	± 0.013713	6.4096	± 0.5793	1854	± 88	2034	± 464
no.17	0.50	0.0533	± 0.0027	0.02767	± 0.001629	0.1947	± 0.0414	176	± 10	181	± 41
no.18	0.20	0.1161	± 0.0059	0.19531	± 0.008093	2.9909	± 0.2753	1150	± 52	1405	± 247
no.19	0.33	0.0546	± 0.0028	0.02975	± 0.001377	0.2142	± 0.0280	189	± 9	197	± 28
no.20	0.36	0.0507	± 0.0026	0.02876	± 0.001351	0.1922	± 0.0266	183	± 9	179	± 27
no.21	0.56	0.0553	± 0.0028	0.02845	± 0.001317	0.2074	± 0.0270	181	± 8	191	± 27
no.22	0.29	0.0538	± 0.0027	0.02804	± 0.001420	0.1989	± 0.0321	178	± 9	184	± 32
no.23	0.15	0.0589	± 0.0030	0.02829	± 0.001448	0.2196	± 0.0352	180	± 9	202	± 35
no.24	0.52	0.0490	± 0.0025	0.02884	± 0.001260	0.1863	± 0.0210	183	± 8	173	± 21
no.25	0.39	0.0547	± 0.0028	0.04077	± 0.002053	0.2942	± 0.0475	258	± 13	262	± 47
no.26C	0.13	0.0368	± 0.0019	0.03960	± 0.002219	0.1924	± 0.0438	250	± 14	179	± 44
no.27	0.47	0.0552	± 0.0028	0.02851	± 0.001620	0.2076	± 0.0411	181	± 10	192	± 41
no.28	0.67	0.0500	± 0.0025	0.02853	± 0.001500	0.1881	± 0.0335	181	± 10	175	± 33
no.29C	0.88	0.0373	± 0.0019	0.01761	± 0.001055	0.0867	± 0.0215	113	± 7	84	± 22
no.29R	0.22	0.0555	± 0.0028	0.01706	± 0.000769	0.1249	± 0.0149	109	± 5	119	± 15
no.30C	5.15	0.1328	± 0.0068	0.33663	± 0.017967	5.8968	± 1.2748	1870	± 115	1961	± 835
no.30I	0.03	0.1160	± 0.0059	0.32360	± 0.013327	4.9502	± 0.4516	1807	± 85	1811	± 378
no.30R	0.15	0.1201	± 0.0061	0.31325	± 0.012982	4.9610	± 0.4702	1757	± 83	1813	± 391

C: core; R: rim

付表9 ジルコンU-Pb同位体組成分析値 半山ユニット砂岩 試料Mt2-01a 北緯:33.31723 ; 東経:132.47995

spot number	Th/U	Isotopic ratios						Age (Ma)												
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		Error		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		Error								
		2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ	2σ									
no.1	0.33	0.0612	±	0.0215	±	0.001004	±	0.0808	±	0.2072	±	0.0808	±	176.1	±	6.5	±	191.2	±	78.9
no.2	0.58	0.0535	±	0.0188	±	0.000792	±	0.0698	±	0.1850	±	0.0698	±	179.8	±	5.1	±	172.3	±	68.5
no.3	0.17	0.0458	±	0.0161	±	0.000696	±	0.0604	±	0.1626	±	0.0604	±	184.5	±	4.5	±	153.0	±	59.6
no.4	0.39	0.0517	±	0.0181	±	0.000652	±	0.0634	±	0.1707	±	0.0634	±	171.8	±	4.2	±	160.0	±	62.4
no.5	0.19	0.0509	±	0.0179	±	0.000721	±	0.0674	±	0.1809	±	0.0674	±	184.7	±	4.6	±	168.9	±	66.2
no.6	0.58	0.0488	±	0.0171	±	0.000456	±	0.0392	±	0.1049	±	0.0392	±	112.4	±	2.9	±	101.3	±	39.1
no.7C	0.79	0.0510	±	0.0179	±	0.000749	±	0.0676	±	0.1808	±	0.0676	±	184.3	±	4.8	±	168.7	±	66.4
no.7R	0.47	0.0480	±	0.0169	±	0.000763	±	0.0658	±	0.1760	±	0.0658	±	190.3	±	4.9	±	164.6	±	64.7
no.8	0.43	0.0512	±	0.0180	±	0.000838	±	0.0838	±	0.2262	±	0.0838	±	229.0	±	5.4	±	207.1	±	81.7
no.9	0.45	0.0710	±	0.0249	±	0.001609	±	0.1394	±	0.3529	±	0.1394	±	257.1	±	10.4	±	306.9	±	132.5
no.10	0.16	0.1121	±	0.0393	±	0.005521	±	1.2440	±	3.3647	±	1.2440	±	1415.0	±	35.5	±	1496.2	±	820.7
no.11	0.04	0.0519	±	0.0182	±	0.000874	±	0.0864	±	0.2328	±	0.0864	±	232.1	±	5.6	±	212.5	±	84.1
no.12	0.56	0.0513	±	0.0180	±	0.000817	±	0.0799	±	0.2154	±	0.0799	±	217.7	±	5.3	±	198.1	±	78.1
no.13	0.97	0.0515	±	0.0181	±	0.000648	±	0.0425	±	0.1075	±	0.0425	±	109.0	±	4.2	±	103.7	±	42.2
no.14	0.24	0.0503	±	0.0177	±	0.000742	±	0.0691	±	0.1855	±	0.0691	±	191.4	±	4.8	±	172.8	±	67.8
no.15	0.14	0.0521	±	0.0183	±	0.000858	±	0.0857	±	0.2311	±	0.0857	±	229.9	±	5.5	±	211.1	±	83.5
no.16	0.47	0.0535	±	0.0015	±	0.000701	±	0.0144	±	0.1991	±	0.0144	±	179.4	±	4.5	±	184.4	±	14.6
no.17	0.31	0.0514	±	0.0014	±	0.000574	±	0.0082	±	0.1794	±	0.0082	±	168.4	±	3.7	±	167.5	±	8.3
no.18	0.30	0.0501	±	0.0014	±	0.001568	±	0.0432	±	0.2903	±	0.0432	±	277.4	±	10.1	±	258.8	±	42.9
no.19	0.79	0.0533	±	0.0015	±	0.001167	±	0.0291	±	0.2852	±	0.0291	±	256.6	±	7.5	±	254.7	±	29.1
no.20	0.25	0.0501	±	0.0014	±	0.001298	±	0.0343	±	0.2554	±	0.0343	±	244.7	±	8.4	±	231.0	±	34.3
no.21	0.64	0.0542	±	0.0015	±	0.000974	±	0.0185	±	0.2975	±	0.0185	±	263.2	±	6.3	±	264.5	±	18.6
no.22	0.62	0.0527	±	0.0015	±	0.000708	±	0.0161	±	0.1813	±	0.0161	±	166.1	±	4.6	±	169.2	±	16.2
no.23	0.54	0.0516	±	0.0014	±	0.000774	±	0.0171	±	0.1976	±	0.0171	±	184.7	±	5.0	±	183.1	±	17.3
no.24	0.59	0.0537	±	0.0015	±	0.000742	±	0.0162	±	0.2032	±	0.0162	±	182.3	±	4.8	±	187.8	±	16.4
no.25	0.58	0.0519	±	0.0015	±	0.000772	±	0.0178	±	0.1912	±	0.0178	±	177.8	±	5.0	±	177.6	±	17.9
no.26C	0.11	0.1164	±	0.0033	±	0.006462	±	0.1616	±	4.8517	±	0.1616	±	1770.6	±	41.5	±	1793.9	±	152.1
no.26R	0.11	0.0527	±	0.0015	±	0.000695	±	0.0078	±	0.2335	±	0.0078	±	213.3	±	4.5	±	213.1	±	7.9
no.27	0.44	0.0533	±	0.0015	±	0.001012	±	0.0262	±	0.2293	±	0.0262	±	207.1	±	6.5	±	209.7	±	26.3
no.28	0.92	0.0496	±	0.0014	±	0.000807	±	0.0189	±	0.1825	±	0.0189	±	177.4	±	5.2	±	170.2	±	19.0
no.29	0.43	0.0505	±	0.0014	±	0.000823	±	0.0198	±	0.1847	±	0.0198	±	176.4	±	5.3	±	172.1	±	19.9
no.30C	0.53	0.1744	±	0.0049	±	0.010624	±	0.8207	±	10.7483	±	0.8207	±	2472.5	±	68.1	±	2501.6	±	608.5
no.30R	0.06	0.1161	±	0.0033	±	0.005094	±	0.1366	±	3.7776	±	0.1366	±	1422.4	±	32.8	±	1588.0	±	130.0

C: core; R: rim

付表11 代表的鉱物化学組成分析値 単斜輝石(O=6)

ユニット	内子	内子	内子	内子	伊子	伊子
岩石	mafic	mafic	mafic	mafic	mafic	mafic
試料番号	iy3-50	iy3-50	ly3-52	ly3-52	iy3-42	iy3-42
note	r-cpx	r-cpx			r-cpx	r-cpx
分析ポイント	8	32	87	3	3	12
SiO ₂	52.22	52.54	51.33	51.55	51.65	50.86
TiO ₂	0.26	0.07	0.38	0.18	0.75	0.69
Al ₂ O ₃	1.56	0.98	0.42	0.71	3.57	3.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.05	0.11	0.00
FeO*	7.90	8.52	16.49	14.68	6.92	7.27
MnO	0.26	0.29	0.47	0.46	0.18	0.20
MgO	14.69	15.29	8.46	10.83	16.62	16.39
CaO	22.35	21.24	18.33	19.26	20.44	20.06
Na ₂ O	0.31	0.21	2.56	1.34	0.25	0.24
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	99.54	99.20	98.43	99.06	100.48	99.12
Si	1.943	1.962	1.984	1.972	1.886	1.884
Ti	0.007	0.002	0.011	0.005	0.020	0.019
Al	0.068	0.043	0.019	0.032	0.153	0.149
Cr	0.000	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000
Fe ³⁺	0.053	0.042	0.183	0.113	0.049	0.064
Fe ²⁺	0.193	0.224	0.350	0.357	0.162	0.162
Mn	0.008	0.009	0.015	0.015	0.006	0.006
Mg	0.814	0.851	0.487	0.617	0.904	0.904
Ca	0.891	0.850	0.759	0.789	0.799	0.796
Na	0.022	0.015	0.191	0.099	0.018	0.017
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

*全鉄2価 mafic: 苦鉄質片岩; r-cpx: 残晶単斜輝石

付表12 代表的鉱物化学組成分析値 ざくろ石(O=12)

ユニット	喜々津	喜々津	喜々津	喜々津	喜々津	喜々津
岩石	pelitic	pelitic	pelitic	pelitic	pelitic	pelitic
試料番号	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33
note	rim	→	→	→	→	core
rimからの距離	4 μm	12 μm	24 μm	40 μm	64 μm	72 μm
分析ポイント	64	68	74	82	94	98
SiO ₂	37.37	38.18	38.17	37.79	37.31	37.34
TiO ₂	0.05	0.12	0.12	0.21	0.31	0.27
Al ₂ O ₃	21.26	21.64	21.51	21.37	21.15	21.24
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
FeO*	25.05	24.52	21.37	17.07	12.93	12.98
MnO	5.64	7.83	11.64	17.24	21.32	22.09
MgO	0.88	0.64	0.49	0.34	0.22	0.26
CaO	8.73	8.81	7.95	7.20	6.98	6.82
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.04	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	99.00	101.77	101.30	101.26	100.22	101.05
Si	3.014	3.007	3.022	3.007	3.002	2.989
Ti	0.003	0.007	0.007	0.012	0.019	0.016
Al	2.020	2.009	2.006	2.004	2.006	2.003
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.689	1.615	1.414	1.135	0.870	0.869
Mn	0.385	0.522	0.780	1.162	1.453	1.497
Mg	0.106	0.075	0.057	0.040	0.027	0.030
Ca	0.754	0.743	0.674	0.613	0.602	0.585
Na	0.005	0.005	0.004	0.005	0.000	0.007
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Total	7.976	7.984	7.968	7.981	7.977	7.997

*全鉄2価 pelitic: 泥質片岩

付表13 代表的鉱物化学組成分析値 緑泥石(O=28)

ユニット	喜々津	喜々津	喜々津	喜々津
岩石	pelitic	pelitic	pelitic	pelitic
試料番号	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33
分析ポイント	127	128	129	130
SiO ₂	26.13	26.11	25.92	26.01
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	20.72	21.20	20.56	20.56
Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.00	0.00
FeO*	26.51	27.50	26.79	27.01
MnO	0.71	0.72	0.52	0.63
MgO	13.38	13.27	13.77	13.48
CaO	0.02	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.03
Total	87.57	88.88	87.60	87.73
Si	5.554	5.490	5.515	5.534
Ti	0.004	0.005	0.004	0.004
Al	5.191	5.254	5.154	5.154
Cr	0.009	0.005	0.000	0.000
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	4.712	4.835	4.767	4.804
Mn	0.128	0.128	0.094	0.113
Mg	4.237	4.157	4.365	4.271
Ca	0.004	0.000	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.005	0.001
K	0.009	0.004	0.002	0.007
Total	19.847	19.878	19.907	19.889

*全鉄2価 pelitic: 泥質片岩

付表14 代表的鉱物化学組成分析値 フェンジャイト(O=22)

ユニット	喜々津								
岩石	pelitic								
試料番号	Mtx-33								
分析ポイント	118	119	120	121	122	123	124	125	126
SiO ₂	52.38	52.77	52.69	52.47	52.56	52.55	52.17	51.66	51.19
TiO ₂	0.10	0.15	0.18	0.17	0.18	0.18	0.10	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	28.28	27.92	27.80	27.82	27.77	27.96	27.29	29.67	30.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02
FeO*	3.33	3.12	2.75	2.81	2.74	2.63	2.95	2.31	2.20
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03
MgO	2.86	2.91	3.13	3.15	3.07	3.12	2.93	2.41	2.34
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.34	0.46	0.44	0.45	0.44	0.44	0.30	0.32	0.37
K ₂ O	10.55	10.17	10.48	10.25	10.66	10.63	9.82	10.04	10.29
Total	97.88	97.54	97.51	97.15	97.49	97.53	95.64	96.55	96.53
Si	6.817	6.869	6.864	6.854	6.857	6.847	6.906	6.757	6.710
Ti	0.010	0.014	0.018	0.017	0.018	0.017	0.010	0.010	0.008
Al	4.337	4.282	4.267	4.282	4.269	4.292	4.258	4.573	4.636
Cr	0.001	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.001	0.002
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.362	0.339	0.299	0.307	0.299	0.286	0.327	0.253	0.241
Mn	0.005	0.004	0.003	0.002	0.004	0.004	0.007	0.004	0.003
Mg	0.554	0.563	0.608	0.614	0.596	0.605	0.577	0.469	0.457
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.087	0.116	0.110	0.114	0.110	0.110	0.077	0.082	0.095
K	1.751	1.688	1.741	1.707	1.774	1.767	1.658	1.674	1.719
Total	13.923	13.877	13.910	13.898	13.931	13.928	13.822	13.824	13.870

*全鉄2価 pelitic: 泥質片岩

付表15 代表的鉱物化学分析値 アルバイト(O=8)

ユニット	喜々津	喜々津	喜々津	喜々津
岩石	pelitic	pelitic	pelitic	pelitic
試料番号	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33	Mtx-33
分析ポイント	131	132	133	134
SiO ₂	69.78	70.16	70.34	70.49
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	19.64	19.63	19.69	19.66
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00
FeO*	0.07	0.06	0.06	0.10
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	0.07	0.07	0.07	0.09
Na ₂ O	11.62	11.48	11.46	11.18
K ₂ O	0.06	0.04	0.05	0.06
Total	101.27	101.45	101.70	101.60
Si	3.005	3.013	3.013	3.019
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.997	0.993	0.994	0.992
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.002	0.002	0.002	0.004
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.003	0.003	0.003	0.004
Na	0.970	0.955	0.951	0.928
K	0.003	0.002	0.003	0.003
Total	4.982	4.969	4.966	4.950

*全鉄2価 pelitic: 泥質片岩

付表16 鉱物化学組成分析試料採取緯度経度

ユニット	試料番号	岩石	緯度	経度
内子	iy3-50	苦鉄質片岩	33.48647	132.48009
内子	iy3-52	苦鉄質片岩	33.48258	132.46160
喜々津	lyn4-29	苦鉄質片岩	33.52552	132.37802
喜々津	iy4-24a	苦鉄質片岩	33.53324	132.39630
喜々津	mtx-33	泥質片岩	33.53469	132.39480
伊予	lyn-59	変成斑れい岩	33.60680	132.48050
伊予	lyn2-23	苦鉄質片岩	33.52787	132.51027
伊予	iy4-41	苦鉄質片岩	33.54232	132.44224
伊予	iy4-54	苦鉄質片岩	33.53286	132.44293
伊予	lyn-42	苦鉄質片岩	33.56014	132.46839

Geology of the Iyo-Nagahama District

MIYAZAKI Kazuhiro¹

ABSTRACT

The geology of the Iyo-Nagahama District mainly comprises the Sanbagawa Complex with small amounts of Miocene dyke and Quaternary (Fig.1).

Sanbagawa Complex

The Sanbagawa Complex is a high-pressure metamorphic complex formed in a deep part of an accretionary prism and a subduction channel along the interface between the continental and subducting oceanic plates. Based on lithology, the complex in the Iyo-Nagahama District can be divided into the Uchiko, Kikitsu, and Iyo units (Fig.2 and Fig.3). The Uchiko unit is in fault contact with the Iyo unit. The Kikitsu unit structurally overlies the Iyo unit. The unit boundary between the Kikitsu and Iyo units is parallel to their main schistosity.

The Uchiko unit mainly consists of pelitic schist with small amounts of mafic, psammitic, and siliceous schists. The Kikitsu unit consists of albite-porphyroblast-bearing pelitic and mafic schists with small amounts of serpentinite and siliceous schist. The lower Iyo unit is composed of pelitic schist with some amounts of psammitic, mafic, and siliceous schists. Calcareous schist is sparse. The upper Iyo unit is mainly composed of mafic schist with some amounts of siliceous schist and metagabbro.

Four deformation stages are recognized in the Sanbagawa Complex in the Iyo-Nagahama District, namely D_{i-1} , D_i , D_{i+1} , and D_{i+2} . The main schistosity S_i was formed by the D_i deformation during the exhumation of metamorphic units from their active metamorphic domains in the subduction zone. The tight to isoclinal F_i folds were formed by the D_i deformation. The fold axis of the F_i folds is parallel to the S_i schistosity. Repetitions of mafic, pelitic, and siliceous schists were formed by the mappable-scale F_i folds. Outcrop-scale F_{i+1} folds were formed by the D_{i+1} deformation. The F_{i+1} folds are open folds and their fold planes are nearly horizontal. The large-scale (wavelength: a few to five kilometers) multi-antiforms (F_{i+2}) were formed by the D_{i+2} deformation. The large-scale multi-antiforms control the large-scale distribution of metamorphic rocks in the district.

Based on the mineral assemblages of the pelitic schists, two metamorphic zones are recognized, namely the chlorite and garnet zones. The chlorite zone is characterized by the mineral assemblage of chlorite + phengite + albite + quartz, and the garnet zone is characterized by the chlorite zone assemblage with the addition of garnet. The Uchiko and Iyo units belong to the chlorite zone. The Kikitsu unit belongs to the garnet zone.

A pumpellyite + actinolite assemblage, magnesio-riebeckite with 20-30 mol% glaucophane components, and aegirine-augite with ca. 6 mol% jadeite components occurs in the mafic schist in a low-grade part of the chlorite zone. A winchite + epidote assemblage occurs in the mafic schist in a high-grade part of the chlorite zone. A ferro-glaucophane + epidote assemblage is sparse in the mafic schist in a high-grade part of the chlorite zone. The observed mineral assemblages suggest that the metamorphic facies of the chlorite zone is a high-pressure part of the pumpellyite-actinolite subfacies and the transitional zone between the pumpellyite-actinolite subfacies and epidote-blueschist subfacies. Ferro-glaucophane occurs in albite porphyroblasts of the mafic schist in the garnet zone. A barrosite + epidote assemblage occurs in the matrixes of the mafic schist in the garnet zone. These mineral assemblages show that metamorphic facies before the formation of the albite porphyroblasts is the epidote-blueschist subfacies and that the metamorphic facies that formed during the formation of the main schistosity is the albite-epidote-amphibolite subfacies.

Garnet-chlorite geothermometry, Raman spectroscopy of carbonaceous material, and a pseudosection analysis based on minimizing the Gibbs free energy show the following temperature (T) and pressure (P) conditions: Uchiko unit ($T = 350$ °C and $P = 0.48$ – 0.52 GPa); Iyo unit ($T = 360$ °C and $P = 0.54$ – 0.61 GPa to $T = 440$ °C and $P = 0.54$ – 0.61 GPa); Kikitsu unit ($T = 450$ °C and $P = 0.77$ GPa).

Based on zircon U-Pb and phengite K-Ar ages, the protolith ages of the pelitic and psammitic schist of the Uchiko, Kikitsu, and Iyo units are ca. 100–90 Ma, ca. 105 Ma, and ca. 95–90 Ma, respectively. The Re-Os age of the bedded cupriferous iron sulfide deposits in the Iyo unit is ca. 155 Ma (Nozaki *et al.*, 2013). The deposits were produced by intense seafloor hydrothermal activity at the midocean ridge. The age of the sedimentation of the trench-fill sediments obtained from the Iyo unit indicates that a ca. 60 Myr oceanic Izanagi

¹ Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

plate was subducted from a trench along the eastern margin of the Eurasia Continent at 95–90 Ma. This geochronological constraint on the Izanagi plate is consistent with the plate reconstruction by Seton *et al.* (2012).

Miocene dyke

Small dykes of Miocene andesite intrude into the Iyo unit of the Sanbagawa Complex near the northeastern edge of the land area in the Iyo-Nagahama District. The dykes are hornblende-clinopyroxene-orthopyroxene andesite. These small dykes can be correlated to the Middle Miocene volcanic rocks in the area along the Median Tectonic Line in the 1:200,000 quadrangle geological map "Matsuyama" (Miyazaki *et al.*, 2016).

Quaternary

The Quaternary in the district is classified into the Middle Pleistocene Iyoki Formation, Late Pleistocene river terrace deposits, and Holocene. The river terrace deposits are divided into middle and lower terrace deposits. The Iyoki Formation and river terrace deposits are composed of gravel, sand, and mud. The alluvium is classified into backmarsh and valley-floor deposits, natural levee deposits, fan and talus deposits, and riverbed deposits.

Submarine active fault

Submarine active faults exist in the Iyonada Sea. Many of them are composed of ENE-WSW-trending faults with normal fault components. The Median Tectonic Line (MTL) also exists in the Iyonada Sea. Locations of the submarine active faults in the Iyonada Sea are shifted toward the north from the inferred location of the MTL.

Applied geology

There are many closed mines of bedded cupriferos iron sulfide deposits in the Iyo unit. Most of these mines are located in the upper part of the Iyo unit near the boundary between the upper and lower parts of the Iyo unit. Small iron-manganese ore deposits (e.g., the Kamisugai Mine) occur in the lower part of the upper Iyo unit. Many landslides occur in the mountain range where the Sanbagawa Complex is distributed.

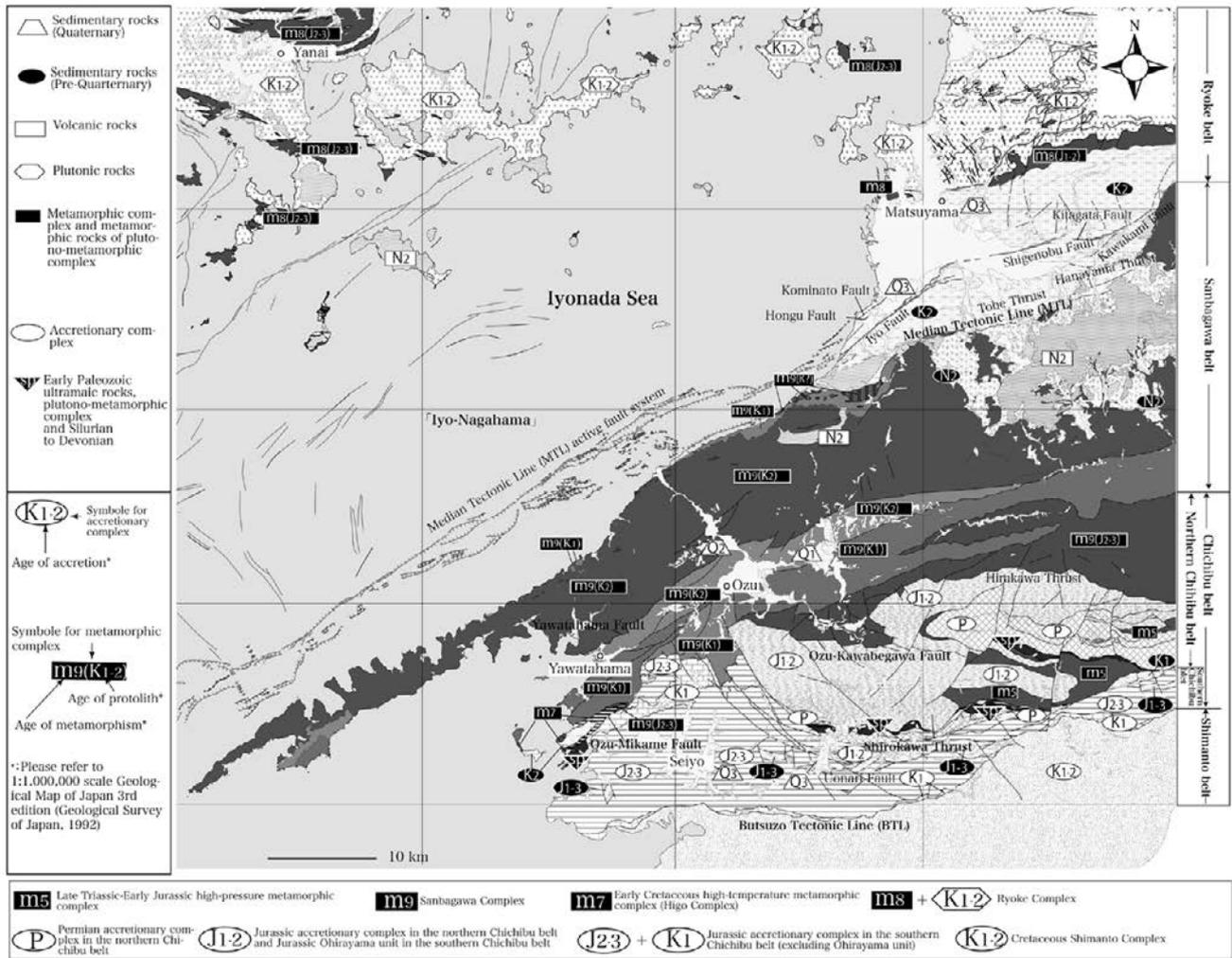


Fig. 1 Geological map of the broad area surrounding the Iyo-Nagahama District (modified from Miyazaki *et al.*, 2016)

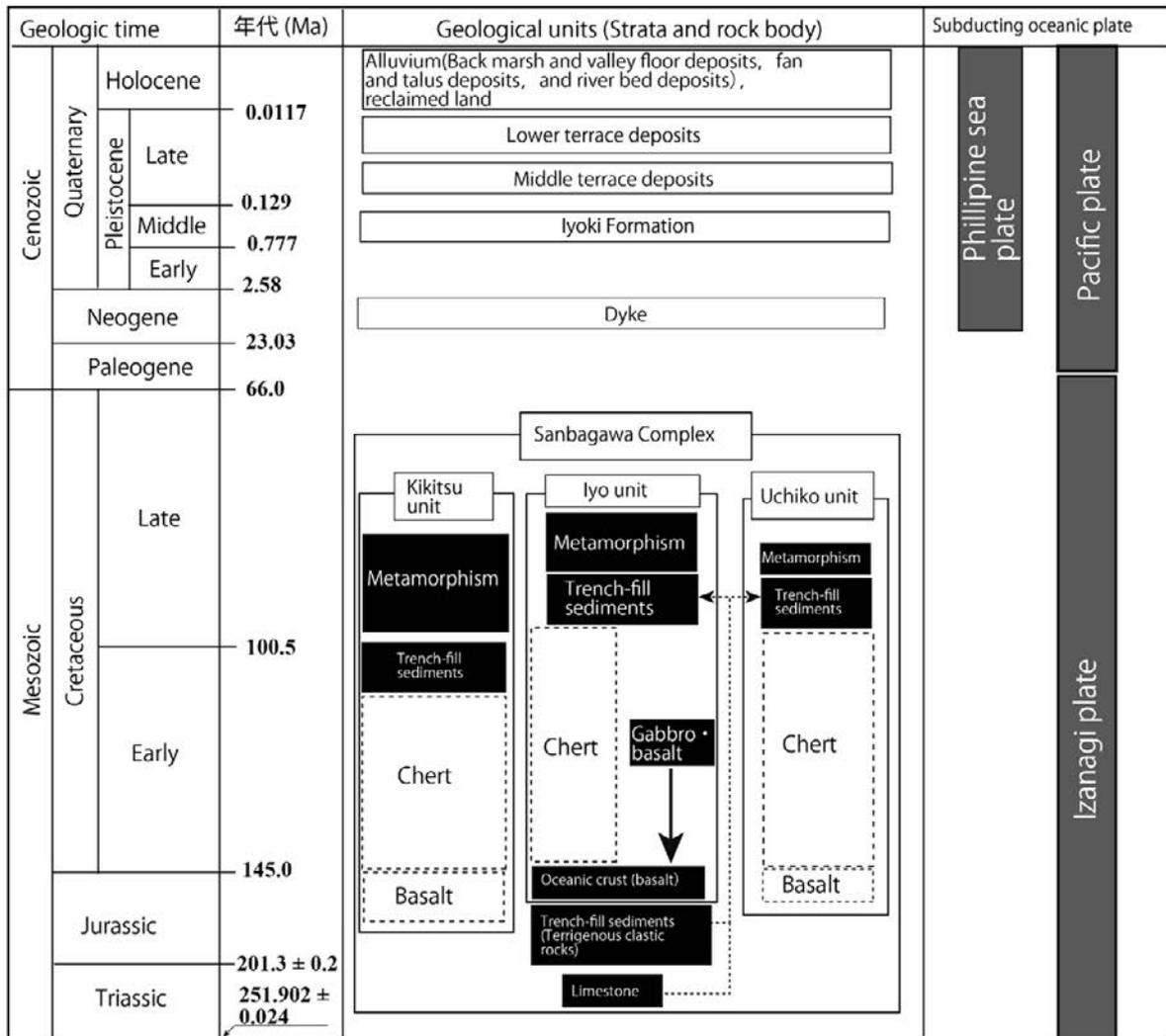


Fig. 2 Summary of geology in the Iyo-Nagahama District.

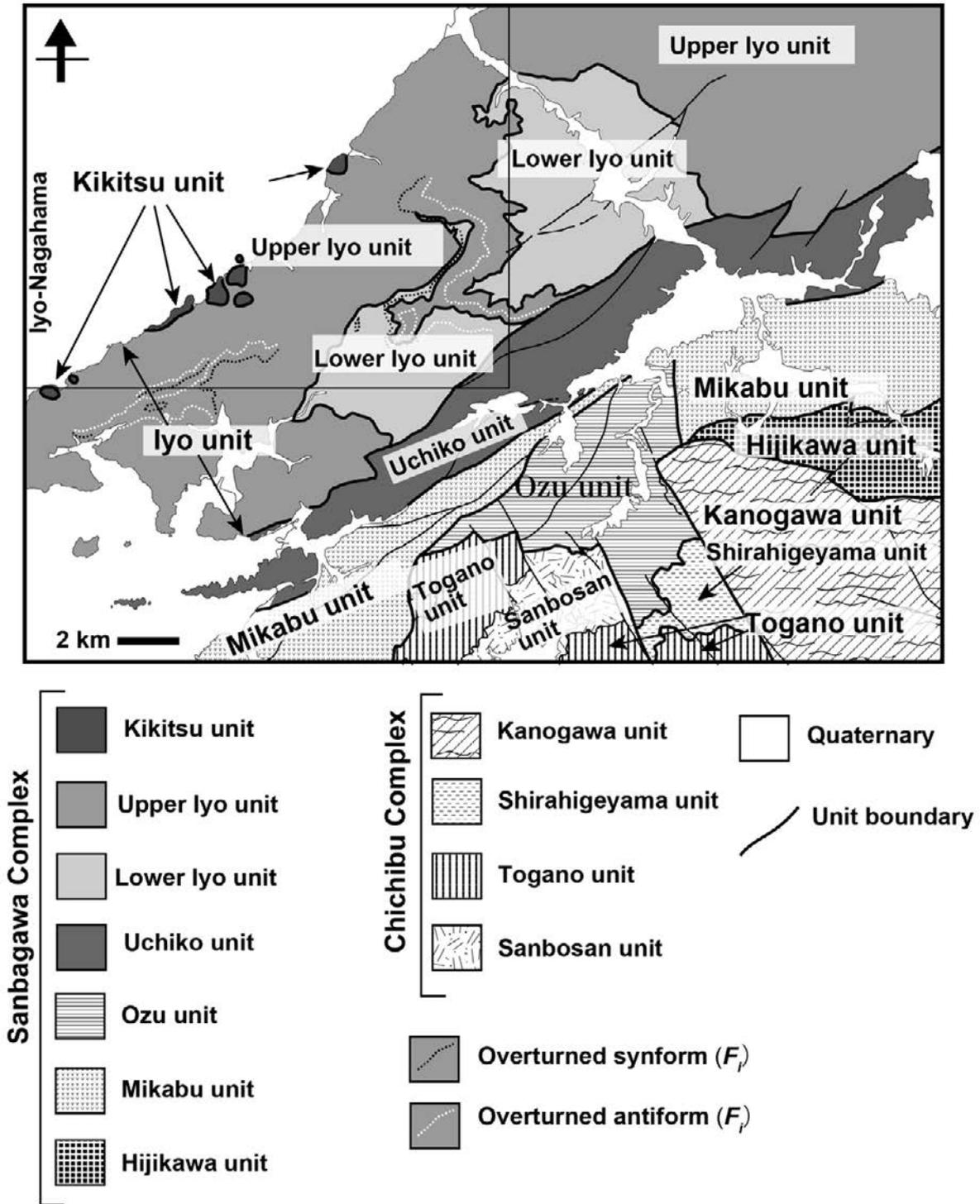


Fig. 3 Simplified geological map of the Iyo-Nagahama District and its surrounding area.

執筆分担

第1章 地形	宮崎一博
第2章 地質概説	宮崎一博
第3章 三波川コンプレックス	宮崎一博
第4章 岩脈	宮崎一博
第5章 第四系	宮崎一博
第6章 海域活断層	宮崎一博
第7章 応用地質	宮崎一博

文献引用例

全体の引用例：

宮崎一博 (2024) 伊予長浜地域の地質. 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, 155p.

章単位での引用例：

宮崎一博 (2024) 第1章 地形. 川越地域の地質, 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, 1-7.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Miyazaki, K. (2024) *Geology of the Iyo-Nagahama District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 155p. (in Japanese with English abstract) .

In the case of part citation:

Miyazaki, K (2024) Chapter 1, Topography. *Geology of the Iyo-Nagahama District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-7 (in Japanese) .

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

伊予長浜地域の地質

令和 6 年 3 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 中央事業所 7 群

Geology of the Iyo-Nagahama District. Quadrangle Series,
1:50,000

Published on March 31, 2024

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：伊予灘沿いの三波川コンプレックスからなる海岸線。

Back Cover Photo: The Sanbagawa Complex along the coastline of the Iyonada Sea.

